

**İSTANBUL İLE SAKARYA ZONLARI ARASINDAKİ PONTİD-İÇİ  
KENEDİNİN ARMUTLU YARIMADASI DOĞUSUNDAKİ EVRİMİ**

**DOKTORA TEZİ**

**Kenan AKBAYRAM  
(601052003)**

**Katı Yer Bilimleri Anabilim Dalı**

**İklim ve Deniz Bilimleri Programı**

**Tez Danışmanı: Prof. Dr. Aral OKAY**

**HAZİRAN 2011**







## ÖNSÖZ

Çalışmanın her aşamasında yardımlarını ve yapıcı eleştirilerini esirgemeyen, bilgi ve deneyimlerini paylaşan tez danışmanım Prof. Dr. Aral I. Okay'a, gösterdiği sabır ve destek için minnettarım.

Tezim sırasında yaptığım jeolojik haritalama çalışmaları 2 yaz boyunca İTÜ Bilimsel Araştırmalar Proje Birimi (BAP) tarafından, Tübingen Üniversitesi'ndeki (Almanya) jeokronolojik çalışmalar ise Alman Akademik Değişim Servisi (DAAD) tarafından 9 ay süreyle desteklenmiştir. DAAD Almanya'daki hayatımı kolaylaştırmak adına üç ay süreyle bir "Almanca Dil Kursu" bursu da vermiştir. İTÜ BAP Birimi'ne ve DAAD'ye sonsuz teşekkürler, destekleri olmadan bu tez tamamlanamazdı. Tübingen Üniversitesi'ndeki jeokronoloji çalışmalarım öncesinde DAAD'den burs almam konusunda yardımlarda bulunan, jeokronoloji çalışmalarım esnasında bilgi, eleştiri ve deneyimlerini paylaşan hocam Prof. Dr. Dr. h.c. Muharrem Satır'a sonsuz teşekkürler.

Tezimdeki bentik foraminifer tayinlerini yapan, çalışmanın değişik dönemlerinde sahaya gelerek tane fosillerin toplanmasında yardımcı olan ve fosil levhaları hazırlayan Prof. Dr. Ercan Özcan'a (İTÜ) ve planktik foraminifer tayinlerini yapan Prof. Dr. Demir Altın (ODTÜ) ile Prof. Dr. Sevinç Özkan-Altın'e (ODTÜ) sonsuz teşekkürler.

İTÜ/Jeoloji Mühendisliği Bölümü ve Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü'ndeki hocalarım Prof. Dr. Okan Tüysüz, Prof. Dr. Boris Natalin, Prof. Dr. Can Genç, Prof. Dr. Dr. h.c. A. M. Celal Şengör, Doç Dr. Gültekin Topuz, Dr. Gürsel Sunal'a çalışma süresince kaynak bulma konusundaki destekleri, sorularımı dinledikleri ve görüşlerini paylaştıkları için teşekkürler. Ayrıca 2009 yılındaki haritalama çalışmam esnasında Pamukova'da (Sakarya) karşılaştığım, Prof. Dr. Timur Ustaömer'e (İstanbul Üniversitesi) mostra başında benimle fikirlerini paylaştığı için çok teşekkür ederim. Prof. Dr. Okan Tüysüz ve Prof. Dr. Şükrü Ersoy bu tezin izleme komitesinde yer aldılar; çalışmam süresince sundukları değerli katkı ve eleştirileri için ayrıca teşekkür ederim.

Tübingen Üniversitesi Jeokimya Bölümü çalışanlarından Prof. Dr. Wolfgang Siebel, Dr. Cosmas Shang ve Elmar Reitter'e ultra-temiz laboratuvarındaki kimyasal elementel separasyonlar ile izotopik ölçümler süresince verdikleri destek için çok teşekkür ederim. Dr. Altuğ Hasözbeğ'e yoğun doktora çalışmalarına rağmen bana laboratuvarındaki her aşamada değerli katkı ve yardımlarda bulunduğu için çok teşekkür ederim. Dr. Mustafa Kibaroğlu'na, çalışma odasını paylaştığı, çok çeşitli konularda sorularımı yanıtladığı ve yönlendirdiği için sonsuz teşekkürler. Mineral separasyonu ve XRF çalışmaları esnasında yardımlarını esirgemeyen Gisela Bartholomä ve Sümeyya Eroğlu'na teşekkür ederim. Ute Whal, Judit Zölföldi, Victoria Leno, Dr. Heinrich Taubald, Dagmar Dimitrovice'ye Tübingen'deki konaklamamla ilgili konulardaki yardımlarından ve çalışmalarım esnasındaki çok çeşitli desteklerinden ötürü teşekkür ederim. Indra Gill-Kopp kayaç ince kesitlerinin hazırlanması sırasında tüm meşguliyetine rağmen çok değerli yardımlarda bulunmuştur, kendisine sonsuz teşekkürler. Serge Paulus bilgisayarım ile ilgili yaşadığım sıkıntıları çözmemde, Dr.

Hartmut Schulz zirkonların katodoluminesans fotoğraflarının çekiminde çok değerli yardımlarda bulunmuşlardır. Tübingen’de çalışmalarım esnasında kısa bir süre Tübingen Üniversitesi’nde bulunan Prof. Dr Erdin Bozkurt’a da (ODTÜ) bilgi ve görüşlerini paylaştığı için sonsuz teşekkürler. Yukarıda saydığım tüm kişiler çok değerli dostluklarıyla Tübingen şehrini benim için ikinci bir yuvaya dönüştürdüklerinden hepsine ayrıca minnettirim. DAAD Türkiye masasında çalışan Jasmine Reinert’a ve Marburg (Almanya)’daki Almanca hocam Agnes Laszlo’ya da yardımları ve dostlukları için ayrıca teşekkür ederim.

İTÜ’de araştırma görevlisi olan meslektaşlarım Taylan Sançar, Cengiz Zabcı, Eşref Aylan ve Mesut Aygöl ile danışmanım Prof. Dr. Aral Okay’ın benimle aynı dönemde doktora yapmış olan öğrencisi Dr. Zahide Özcan’a kaynak bulmaktaki yardımları ve çalışmamın değişik aşamalarında fikirlerini paylaştıkları için teşekkür ederim. Dr. Gülşen Uçarkuş ve Dr. Yasemin Ezber’e tezin uygun formata getirilmesindeki yardımlarından dolayı teşekkür ederim. Kayaç ince kesitlerinin hazırlanmasında yardımlarını esirgemeyen Mehmet Ali Oral’a da teşekkür ederim.

Haritalama çalışmalarının en başında, kısa bir süre arazide bana eşlik etmiş olan ve çalışmamın daha sonraki aşamalarında fikirlerimi tartışma fırsatı bulduğum meslekdaşım ve dostum Hüseyin Ekiz’e, 15 gün süreyle stajyer olarak bana yardımcı olan Okan Bayer’e, Geyve civarında yürüttüğüm çalışmalar esnasında konaklama imkanı sunan Gökbayrak Pansiyon’a ve Erdal Gökbayrak ile Bekir Karaağaç’a teşekkürler. Maşukiye güneyindeki çalışmalar esnasında, tesisleri yakınında kamp yapmama izin veren Kuzuyayla Tesisi çalışanları ile Pamukova ve Sapanca civarındaki çalışmalar esnasında konaklama imkânı sunan Sapanca Orman İşletme Şefliği ile Pamukova Öğretmenevi yönetici ve çalışanlarına teşekkür ederim.

Son olarak hayatımın ve eğitimimin her aşamasında madden ve manen beni destekleyen, yol gösteren, moral veren annem Güzel Akbayram’a sonsuz teşekkür ederim.

Mayıs 2011

Kenan Akbayram  
(Jeolog)

## İÇİNDEKİLER

### Sayfa

ÖNSÖZ.....	v
İÇİNDEKİLER .....	vii
KISALTMALAR .....	ix
ÇİZELGE LİSTESİ.....	xiii
ŞEKİL LİSTESİ.....	xv
ÖZET.....	xxv
SUMMARY .....	xxix
<b>1. GİRİŞ .....</b>	<b>1</b>
1.1 Tezin Amacı.....	1
1.2 Coğrafya.....	2
<b>2. ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİK KONUMU.....</b>	<b>7</b>
2.1 Pontidlerin Jeolojisi.....	7
2.1.1 İstanbul zonu .....	9
2.1.2 Sakarya zonu .....	10
2.1.3 Istranca masifi .....	12
2.2 Pontid-İçi Kenedi; Problemin Tanıtılması ve Tartışma .....	13
2.3 Armutlu Yarımadası'ndaki Önceki Çalışmalar.....	18
<b>3. YÖNTEMLER .....</b>	<b>31</b>
3.1 Arazi Çalışmaları .....	31
3.2 Jeokronolojik Yöntemler.....	31
3.2.1 Radyoloji ve radyojenik yaş tayini yönteminin temelleri .....	32
3.2.2 Kapanım sıcaklığı kavramı .....	36
3.2.3 U/Pb ve Pb/Pb termokronolojisi .....	37
3.2.3.1 U/Pb diskordiya-konkordiya yaş tayini yöntemi .....	38
3.2.3.2 Pb/Pb tek zirkon evaporasyon (Kober) metodu .....	40
3.2.3.3 U/Pb zirkon yaş tayini laboratuvar prosedürleri .....	42
3.2.3.4 Pb/Pb tek zirkon evaporasyon yaş tayin laboratuvar prosedürleri .....	43
3.2.4 Rb/Sr termokronolojisi.....	43
3.2.4.1 Rb/Sr mika yaş tayin laboratuvar prosedürleri .....	47
3.2.5 Sm/Nd termokronolojisi.....	47
3.2.5.1 Sm/Nd granat yaş tayin laboratuvar prosedürleri .....	48
<b>4. JEOLJİK BİRİMLERİN STRATİGRAFİK ÖZETİ.....</b>	<b>51</b>
<b>5. PAMUKOVA KOMPLEKSİ .....</b>	<b>57</b>
5.1 Küçükkoltepe Formasyonu .....	62
5.2 Doğançay Formasyonu.....	70
5.3 Gökgöz Metagraniti .....	87
5.4 Karapınar Formasyonu.....	95
5.5 Pamukova Kompleksi'nin Metamorfizması .....	101
5.6 Pamukova Kompleksi'nin Daha Genç Birimlerle Olan İlişkisi .....	102
5.7 Pamukova Kompleksi'nin Kökeni; Yaş, Oluşum ve Paleocoğrafya .....	103
<b>6. MAŞUKİYE GRUBU .....</b>	<b>105</b>
6.1 Orhaniye Formasyonu .....	106

6.2 Keltepe Mermeri .....	126
6.3 Yeni Veriler Işığında Maşukiye Grubu: Yaş, Paleocoğrafik Konum .....	131
<b>7. SAPANCA KOMPLEKSİ .....</b>	<b>135</b>
<b>8. GEMLİK MELANJİ.....</b>	<b>151</b>
<b>9. ÜST KRETASE-TERSİYER ÖRTÜ.....</b>	<b>169</b>
9.1 Önceki Çalışmalardaki Örtü Çökelleri Stratigrafisi .....	169
9.2 Örtü Çökellerinin Kısa Özeti.....	175
9.3 Eskiya ile Formasyonu .....	179
9.4 Doğu Samanlı Grubu.....	183
9.4.1 Taşlı Tepe Kireçtaşı .....	183
9.4.2 Osmaniyeye Formasyonu.....	187
9.4.3 Kaşıkçılar Formasyonu .....	204
9.4.4 Kadırlar Formasyonu.....	208
9.4.5 Bakacak Formasyonu .....	214
9.5 Üst Kretase-Alt Eosen Örtü Birimlerinin Paleocoğrafik ve Tektonik Açısından Yorumlanması .....	227
<b>10. PLİYO-KUVATERNER YAŞLI ÇÖKELLER.....</b>	<b>233</b>
10.1 Karapürçek Formasyonu .....	233
10.2 Kuvaterner Çökelleri .....	237
<b>11. YAPISAL JEOLJİ .....</b>	<b>239</b>
11.1 Alt Kretase Bindirmeleri .....	239
11.2 Alt Eosen (İpreziyen) Sonrası Oluşmuş Bindirmeler.....	243
11.3 Pliyo-Kuvaterner Yaşlı Sağ Yanal Atımlı Faylar (KAF ve kolları).....	250
11.4 Kıvrımlar .....	257
<b>12. JEOLJİK EVRİM.....</b>	<b>261</b>
<b>13. SONUÇLAR .....</b>	<b>265</b>
<b>KAYNAKLAR.....</b>	<b>269</b>
<b>EKLER.....</b>	<b>283</b>
<b>ÖZGEÇMİŞ.....</b>	<b>285</b>



## KISALTMALAR

<b>A</b>	: Kütle numarası
<b>Ab</b>	: Albit
<b>Ac</b>	: Aktinyum
<b>Ant</b>	: Antigorit
<b>Ar</b>	: Argon
<b>B</b>	: Bat
<b>BAP</b>	: Bilimsel Araştırmalar Proje Birimi (İTÜ)
<b>bkz</b>	: Bakınız
<b>BSEM</b>	: Geri saçılımlı elektron mikroskobu
<b>Bst</b>	: Bastit
<b>Bt</b>	: Biyotit
<b>C</b>	: Santigrad
<b>Cc</b>	: Kalsit
<b>Chl</b>	: Klorit
<b>CL</b>	: Katodoluminesans
<b>Cln-chr</b>	: Klinokrizotil
<b>cm</b>	: Santimetre
<b>Cr-Al</b>	: Krom-Aluminyum
<b>diğ</b>	: Diğerleri
<b>D</b>	: Doğu
<b>DAAD</b>	: Alman Akademik Değişim Servisi
<b>Dt</b>	: Radyoaktif elementin parçalanması sonrası oluşan radyojenik element miktarı
<b>Dr</b>	: Doktor
<b>e</b>	: Elektron
<b>Ep</b>	: Epidot
<b>E-5</b>	: Avrupa beş numaralı karayolu
<b>fm</b>	: Formasyon
<b>G</b>	: Güney
<b>GB</b>	: Güneybatı
<b>GD</b>	: Güneydoğu
<b>GPS</b>	: Coğrafi konumlama sistemi
<b>Grt</b>	: Granat
<b>Hbl</b>	: Hornblend
<b>HBr</b>	: Hidrojen bromid
<b>hc</b>	: Honoris Causa
<b>HCl</b>	: Hidroklorik asit
<b>HDEP</b>	: Di-etil hekzil fosfat
<b>He</b>	: Helyum
<b>HF</b>	: Hidrojen florid
<b>HNO<sub>3</sub></b>	: Nitrik asit
<b>H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub></b>	: Fosforik asit
<b>H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub></b>	: Sülfürik asit
<b>İTÜ</b>	: İstanbul Teknik Üniversitesi
<b>K</b>	: Kuzey
<b>KAF</b>	: Kuzey Anadolu Fayı
<b>KB</b>	: Kuzeybatı
<b>kbar</b>	: Kilobar

<b>KD</b>	: Kuzeydoğu
<b>Kln</b>	: Klinozoisit
<b>km</b>	: Kilometre
<b>kV</b>	: Kilovolt
<b>log</b>	: Logaritma
<b>m</b>	: Metre
<b>Ma</b>	: Mega annum
<b>MSWD</b>	: Ağırlıklı ortalama sapmanın karesi
<b>mm</b>	: Milimetre
<b>Mu</b>	: Muskovit
<b>My</b>	: Milyon yıl
<b>N</b>	: Kuzey
<b>N</b>	: Molar
<b>n</b>	: Nötron
<b>NBS</b>	: Ulusal büro standardı
<b>Nd</b>	: Neodimyum
<b>ng</b>	: Nanogram
<b>ODTÜ</b>	: Orta Doğu Teknik Üniversitesi
<b>Ol</b>	: Olivin
<b>p</b>	: Proton
<b>Pb</b>	: Kurşun
<b>Pl</b>	: Plajjoklas
<b>ppm</b>	: Milyondabir
<b>Prof</b>	: Profesör
<b>Pt</b>	: Radyoaktif elementin parçalanması sonrasında geri kalan radyoaktif element miktarı
<b>PTFE</b>	: Politetrafloroetilen
<b>Px</b>	: Piroksen
<b>P<sub>0</sub></b>	: Kristalizasyon esnasındaki radyoaktif element miktarı
<b>Q</b>	: Bozunma enerjisi
<b>Qtz</b>	: Kuvars
<b>Rb</b>	: Rubidyum
<b>Re</b>	: Renyum
<b>S</b>	: Güney
<b>S</b>	: Sedimanter (melanjlar için)
<b>Sm</b>	: Samaryum
<b>sp</b>	: Tür
<b>Sr</b>	: Stronsiyum
<b>Srp</b>	: Serpantinit
<b>Srt</b>	: Serisit
<b>Stp</b>	: Stilplomelan
<b>t</b>	: Zaman
<b>T</b>	: Tepe
<b>T</b>	: Tektonik (melanjlar için)
<b>Ta</b>	: Tantalum
<b>TCDD</b>	: Türkiye Cumhuriyeti Devlet Demiryolları
<b>TEM</b>	: Trans Avrupa Karayolu
<b>Th</b>	: Toryum
<b>TIMS</b>	: Termal İyonizasyon Kütle Spektrometresi
<b>TK</b>	: Tüm kaya

<b>U</b>	: Uranyum
<b>UTM</b>	: Universal Transverse Mercator
<b>W</b>	: Tungsten
<b>x</b>	: Çarpı
<b>XRD</b>	: X ışını difraksiyon
<b>XRF</b>	: X ışını floresans
<b>yr</b>	: Yıl
<b>Z</b>	: Atom numarası
<b>ŷ</b>	: Anti-nötrüno
<b>µm</b>	: Mikrometre
<b>°</b>	: Derece
<b>%</b>	: Yüzde
<b>~</b>	: Yaklaşık
<b>α</b>	: Alfa
<b>β</b>	: Beta
<b>γ</b>	: Gama
<b>σ</b>	: Sigma
<b>δ</b>	: Delta
<b>π</b>	: Pi
<b>λ</b>	: Lambda



## ÇİZELGE LİSTESİ

### Sayfa

<b>Çizelge 1.1</b> : Sakarya ilinin 1975-2008 yılları arasındaki meteorolojik istatistik verilerinden elde edilmiş ortalama değerler. ....	5
<b>Çizelge 3.1</b> : U-Th-Pb serisindeki radyoaktif (anne) ve radyojenik (yavru) izotop çiftleri ve yarılanma süreleri ile bozunma sabitleri. ....	38
<b>Çizelge 5.1</b> : Doğançay Formasyonu'nun Rb-Sr veri çizelgesi ve tüm kaya-mika yaşları. ....	87
<b>Çizelge 5.2</b> : Gökğöz Metagraniti'nin Rb-Sr veri çizelgesi ve tüm kaya-mika yaşları. ....	94
<b>Çizelge 5.3</b> : Gökğöz Metagraniti'nin granatlarının Sm-Nd veri çizelgesi ve tüm kaya-granat yaşları. ....	95
<b>Çizelge 5.4</b> : Karapınar Formasyonu'nun kalkışistlerindeki biyotitlerin Rb-Sr veri çizelgesi ve tüm kaya-biyotit yaşları. ....	99
<b>Çizelge 6.2</b> : 2032 ve 3859 numaralı numunelerden elde edilen U-Pb yaşları ve veri tablosu. ....	121
<b>Çizelge 6.3</b> : Orhaniye formasyonunun Rb-Sr veri çizelgesi ve tüm kaya-mika yaşları. ....	124
<b>Çizelge 7.1</b> : Sapanca kompleksinin Rb-Sr veri çizelgesi ve tüm kaya-mika yaşları. ....	149
<b>Çizelge 8.1</b> : Melanjlar ve melanjlarla ilişkili kaya kütlelerinin karakter ve sınıflamasını gösteren çizelge. ....	167
<b>Çizelge 9.1</b> : Alt Eosen dönemindeki, sığ bentik foraminifer biyozonları ile jeolojik zaman korelasyon tablosu ve yaş tayini yapılan numunelerin bu tablodaki konumları. ....	223



## ŞEKİL LİSTESİ

### Sayfa

Şekil 1.1 : Çalışma alanının ve Samanlı Dağları'nın coğrafi konumu .....	2
Şekil 1.2 : Haritalama alanındaki önemli dere ve tepeleri de içeren topoğrafya haritası .....	4
Şekil 2.1 : Türkiye ve çevresinin basitleştirilmiş tektonik haritası.....	7
Şekil 2.2 : Pontidlerini oluşturan İstanbul, Sakarya ve Istanca zonlarının genelleştirilmiş stratigrafik kesitleri.....	8
Şekil 2.3 : Farklı yazarların Samanlı Dağları için sundukları alternatif tektonostratigrafik kolonlar.....	17
Şekil 2.4 : Almacık Dağı ve güneyinin, Abdüselamoğlu'ndan (1959) ve Yılmaz ve diğ. (1982)'den faydalanılarak hazırlanmış olan haritası.....	19
Şekil 2.5 : Göncüoğlu ve diğ. (1987, 1990, 1992)'nin Armutlu Yarımadası için yayınladıkları (a) stratigrafik kolon kesit ve (b) hazırladıkları basitleştirilmiş harita. ....	23
Şekil 3.1 : Helyum elementinin doğal olarak bulunabilen iki ayrı izotopunun ( $^4\text{He}$ ve $^3\text{He}$ ) elektron ve proton sayıları aynı iken, nötron sayıları farklıdır. ....	33
Şekil 3.2 : Dört farklı radyoaktif bozunma türü olan, $\alpha$ bozunması, $\beta^+$ ve $\beta^-$ bozunması, elektron yakalamasının şematik gösterimi. ....	33
Şekil 3.3 : Zaman içinde parçalanmış bir radyoaktif (anne) elementten, radyojenik (yavru) elementin türemesi. ....	35
Şekil 3.4 : Mineral yaşı ve kapanım sıcaklıklarının görece zamansal izdüşümü.....	36
Şekil 3.5 : Wetherill, 1956a tarafından, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ve $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ oranlarına dayanarak oluşturulmuş konkordiya eğrisi ile 2,5 milyar yıl yaşındaki hipotetik bir mineralin bu eğri üzerindeki konumu. ....	39
Şekil 3.6 : Difüzyon ile Pb kaybına uğramış 2500 Ma yaşındaki zirkonların oluşturduğu diskordiya çizgisi. ....	39
Şekil 3.8 : Narryer Dağı (batı Avustralya) zirkonlarının, ölçülmüş $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ oranlarının sıcaklık ve yaşa karşı grafiksel izdüşümü.. ....	41
Şekil 3.9 : Magmatizma esnasında aynı anda kristallenmiş bir seri mineralin belli bir zaman sonra oluşturduğu hipotetik Rb-Sr izokronu.....	45
Şekil 3.10 : İki hipotetik mineralin $^{87}\text{Sr}$ ve $^{87}\text{Rb}$ değişimlerinin, Rb-Sr diyagramında eksenler boyunca dengeli bir büyüklükte gelişimi. ....	46
Şekil 3.11 : Metamorfizma ile rahatsız edilmiş mineral-tüm kaya (TK) izokronunun hipotetik davranışı.....	46
Şekil 4.1 : Armutlu Yarımadası doğusundaki formasyonların stratigrafik dikme kesit .....	54
Şekil 4.2 : Armutlu Yarımadası ve doğusundaki formasyonların jeoloji haritası. ....	55
Şekil 5.1 : Pamukova Kompleksi'ni oluşturan formasyonların stratigrafik kolon kesiti. ....	58
Şekil 5.2 : Haritalama alanının basitleştirilmiş jeoloji haritası içerisindeki Pamukova Kompleksi'nin konumu.....	61

<b>Şekil 5.3 :</b> Küçükkoltepe Formasyonu'nun bantlı metagabro ve metaperidoditlerinin fotoğrafı.....	63
<b>Şekil 5.4 :</b> 3-20 mm kalınlığındaki metapiroksenit-metaperidodit bantlaşmasının fotoğrafı.....	64
<b>Şekil 5.5 :</b> Fotoğrafta, Vartankel Tepe yakınında metapiroksenitlerin içerisindeki metaperidodit dilimi görülüyor. ....	65
<b>Şekil 5.6 :</b> 2052 numaralı metapiroksenitin mikrofotoğrafları .....	66
<b>Şekil 5.7 :</b> 2376 numaralı metagabro örneğinin mikrofotoğrafları.....	67
<b>Şekil 5.8 :</b> 2382 numaralı numaralı metaperidoditin ince kesitinin zonlu yapısı (en üst) ve mikrofotoğrafları .....	68
<b>Şekil 5.9 :</b> Küçükkoltepe Formasyonu'na ait, ölçülebilmemiş 11 adet bantlaşmanın doğrultu ve eğimlerine ait $\pi$ diyagramı. ....	69
<b>Şekil 5.10 :</b> Doğançay Formasyonu'nun, Geyve boğazı içerisindeki mostralarının fotoğrafı.....	70
<b>Şekil 5.11 :</b> Doğançay Formasyonu ile Karapınar Formasyonu arasındaki tektonik dokanak .....	72
<b>Şekil 5.12 :</b> Altta, Karapınar Formasyonu'nun, Doğançay Formasyonu üzerine bindirdiği dokanak ve üstteki resimde ise dokanak üzerindeki mermerlerin breşik yapısı görülüyor. ....	73
<b>Şekil 5.13 :</b> (Üstte) Geyve Boğazı kuzey girişindeki Doğançay Formasyonu gnays ve amfibolitlerinin bantlı yapısı, (altta) aynı yapının yakından görünümü... 74	
<b>Şekil 5.14 :</b> Doğançay Formasyonu'ndaki amfibolit-gnays bantlaşmalarının daha yakından görünümü.....	75
<b>Şekil 5.15 :</b> Doğançay Formasyonu'nun amfibolit-gnayslarını kesen ortalama 20 cm kalınlığındaki aplit damarları kuzey-güney yönünde sıkışmaya bağlı olarak ters faylarla ötelendiklerini gösteren fotoğraf. ....	75
<b>Şekil 5.16 :</b> Şekilde, Doğançay Formasyonu'nun amfibolit-gnayslarını kesen pegmatit dayklarının bir kısmının kuzey-güney yönünde sıkışmaya bağlı olarak ters faylarla ötelendikleri, bir kısmını ise ters faylarla ötelenmekle beraber aynı zamanda fayları kestikleri görülüyor.....	76
<b>Şekil 5.17 :</b> Doğançay Formasyonu'nda, gnaysları kesen amfibolit daykları görülüyor. ....	77
<b>Şekil 5.18 :</b> 3482 numaralı amfibolitinin mikrofotoğrafları .....	78
<b>Şekil 5.19 :</b> 3305 numaralı amfibolitinin mikrofotoğrafları .....	78
<b>Şekil 5.20 :</b> 3282 numaralı ortognaysın mikrofotoğrafları .....	80
<b>Şekil 5.21 :</b> 3282 numaralı gnays örneğinden elde edilen zirkonların gerisaçılımlı elektron (BSEM) ve katodoluminesans (CL) görüntüleri .....	80
<b>Şekil 5.22 :</b> Gemlik kuzeybatısındaki, 3902 numaralı gnays-amfibolit mostrası.....	81
<b>Şekil 5.23 :</b> 3902 numaralı gnaysın mikrofotoğrafları.....	82
<b>Şekil 5.24 :</b> 3902 numaralı gnays örneğinden elde edilen zirkonların gerisaçılımlı elektron (BSEM) ve katodoluminesans görüntülerinde (CL) magmatik kökenli olduklarını işaret eden osilatuar zonlanmalar görülüyor. ....	82
<b>Şekil 5.25 :</b> 3282 numaralı gnaysdan elde edilen U/Pb diskordiya grafiği ve elde edilen yaş değeri.....	83
<b>Şekil 5.26 :</b> 3902 numaralı gnaysdan elde edilen U/Pb diskordiya grafiği ve elde edilen yaş değeri.....	83
<b>Şekil 5.27 :</b> 3252 numaralı gnaysın mikrofotoğrafları.....	84
<b>Şekil 5.28 :</b> 3873 numaralı mostradaki şisti doku ve kayacın içerdiği kahverengi granat mineralleri .....	85



<b>Şekil 5.29</b> : Almacık Dağı'ndan alınan 3873 numaralı granat-mika şistin mikrofotoğrafları. ....	85
<b>Şekil 5.30</b> : Gökgöz Metagraniti'nin iri taneli granuler yapısı ve tipik pembe rengi görülüyor .....	87
<b>Şekil 5.31</b> : Gökgöz Köyü civarında Doğançay Formasyonu'nu kesen pegmatit daykları.....	88
<b>Şekil 5.32</b> : 4175 numaralı lokasyonda Gökgöz Metagraniti içerisindeki mermer ksenoliti.....	89
<b>Şekil 5.33</b> : Gökgöz Metagraniti'nin Doğançay Formasyonu'na ait amfibolitlerle kesme ilişkisi.....	90
<b>Şekil 5.34</b> : Metagranit ve amfibolitlerin tektonize yapısı. ....	90
<b>Şekil 5.35</b> : Pamukova kuzeyindeki 2577 numaralı lokasyondaki Geç Proterozoyik-Ordovisyen yaşlı metagranitoid mostrası ve amfibolitler. ....	91
<b>Şekil 5.36</b> : 3479 numaralı granit daykı hem Doğançay Formasyonu'nu hem de Doğançay Formasyonu ile tektonik olarak ardalanan bazı metakuvarsitleri kesmektedir .....	92
<b>Şekil 5.37</b> : Metagranit içerisinden ayıklanan zirkonların katodoluminesans fotoğraflarında metamiktizasyon görülmektedir.....	93
<b>Şekil 5.38</b> : 3479 numaralı metagranitin mikrofotoğrafları.....	94
<b>Şekil 5.39</b> : Karapınar Formasyonu'nun Doğançay Formasyonu ile olan tektonik ilişkisi.....	96
<b>Şekil 5.40</b> : Pamukova kuzeybatısındaki taş ocağındaki koyu renkli kalk-şistler ve açık renkli mermer mostraları .....	96
<b>Şekil 5.41</b> : Karapınar Formasyonu içerisindeki koyu gri-bej mermer bantlaşmaları. Sağdaki resimdeki mermer bantları mikrofaylarla kesilmişlerdir.....	97
<b>Şekil 5.42</b> : (Üstte) Doğançay Formasyonu ile bantlaşan metakuvarsitler. (Altta) kuvarsitlerin yakından görünümü. ....	98
<b>Şekil 5.43</b> : 3263 numaralı kalk-şistin mikrofotoğrafları .....	99
<b>Şekil 5.44</b> : Karapınar Formasyonu içerisindeki koyu gri-beyaz mermer bantlaşmalarında asimetric kıvrım yapısı kuzeyden güneye itilme gösterir. ....	100
<b>Şekil 5.45</b> : Pamukova Kompleksi'ndeki değişik formasyonlardan elde edilen izotopik yaşların jeolojik zaman tablosundaki gösterimi.....	104
<b>Şekil 6.1</b> : Maşukiye Grubu'nu oluşturan formasyonların stratigrafik kolon kesiti. ....	105
<b>Şekil 6.2</b> : Farklı yazarlarca yayınlanmış, İznik Metamorfikleri için alternatif tetonostratigrafik şemalar.....	106
<b>Şekil 6.3</b> : Üstte, Orhaniye Formasyonu'nun içerdiği litolojilerin Göncüoğlu ve diğ. (1987)'nin haritasındaki konumu mor renkle gösterilmiştir. Altta, Orhaniye Formasyonu'nun Göncüoğlu ve diğ. (1987)'nin İznik metamorfikleri için yayınladığı stratigrafik kolondaki yeri mor renkle işaretlenmiştir.....	108
<b>Şekil 6.4</b> : Orhaniye Formasyonu'nun içerdiği litolojilerin Yılmaz ve diğ. (1995)'nin haritasındaki, konumu mor renkle gösterilmiştir. ....	109
<b>Şekil 6.5</b> : Orhaniye Formasyonu'nun içerdiği litolojilerin Robertson ve Ustaömer (2004)'in haritasındaki konumu.....	110
<b>Şekil 6.6</b> : Haritalama alanının basitleştirilmiş jeoloji haritası.....	111
<b>Şekil 6.7</b> : Keltepe güneyinde Orhaniye formasyonu ile Keltepe mermeri dokanağı .....	112
<b>Şekil 6.8</b> : Orhaniye Formasyonu'nun metakumtaşlarının beyaz renkli ve foliyeli mostraları.....	113

<b>Şekil 6.9 :</b> Maşukiye-Kuzuyayla yolu üzerinde koyu renkli fillatlar üzerine kahverengi metakumtaşlarının geldiği görülüyor. ....	114
<b>Şekil 6.10 :</b> 7742 numaralı metabazitin mikrofotografları .....	115
<b>Şekil 6.11 :</b> Orhaniye Formasyonu içerisinde zirkon yaş tayinleri için kullanılan numunelerin yerlerini gösteren basitleştirilmiş harita. ....	116
<b>Şekil 6.12 :</b> Haritalama alanında Orhaniye Formasyonu'ndan ayrılmış olan zirkonların BSEMM ve katodoluminesans görüntüleri .....	117
<b>Şekil 6.13 :</b> 2032 numaralı örnekten elde edilen zirkonların yaş tayinleri sonucu oluşan U-Pb diskordiya diyagramı. ....	120
<b>Şekil 6.14 :</b> 3859 numaralı örnekten elde edilen zirkonların yaş tayinleri sonucu oluşan U-Pb diskordiya diyagramı. ....	121
<b>Şekil 6.15 :</b> Haritalama alanındaki örneklerin zirkonlarından yapılan Pb-Pb tek zirkon evaporasyon ölçümlerinin, elde edilen yaşlara göre istatistikî dağılımları .....	122
<b>Şekil 6.16 :</b> 2032 numaralı metaarkozun mikrofotografları: (solda) ince kesitte görülen üst taraf sağa makaslanma, (sağ) aynı kesimin çapraz polardaki görünümü .....	123
<b>Şekil 6.17 :</b> Çalışma alanında Maşukiye Grubu'ndan (Orhaniye Formasyonu ve Keltepe Mermeri) ölçülmüş olan bantlaşma doğrultu ve eğimlerine ait $\pi$ ve yoğunluk diyagramı. ....	125
<b>Şekil 6.18 :</b> Maşukiye-Kuzuyayla yolu üzerindeki metakumtaşlarında S-C yapısı görülüyor .....	125
<b>Şekil 6.19 :</b> Keltepe Mermeri'ndeki korunmuş stramatolitik lamılanmalar. ....	127
<b>Şekil 6.20 :</b> Kuzuyayla mevki ve Keltepe civarında, Keltepe mermeri içerisinde görülen çört yumruları.....	127
<b>Şekil 6.21 :</b> Göncüoğlu ve diğ. (1987, 1990, 1992)'nin Samanlı Dağları için hazırladıkları basitleştirilmiş harita ve yayınladıkları stratigrafik kolon kesit. ....	128
<b>Şekil 6.22 :</b> Önder ve Göncüoğlu (1989)'nun Üst Triyas yaşlı konodont fosilleri buldukları jeolojik kesit.....	129
<b>Şekil 6.23 :</b> Kuzuyayla mevki kuzeybatısında, Keltepe mermeri içerisinde görülen asimetric kıvrım .....	130
<b>Şekil 6. 24:</b> Kuzuyayla mevki güneybatısında, Keltepe mermeri içerisinde görülen kink bantları.....	130
<b>Şekil 6.25 :</b> Pontidleri oluşturan İstiranca, İstanbul ve Sakarya Zonları'nın kuzeybatı Türkiye'deki Jura öncesi kayalarını gösteren bölgesel harita .....	133
<b>Şekil 7.1 :</b> Sapanca Kompleksi'nin içerdiği litolojilerin, değişik yayınlardaki İznik Metamorfikleri içerisindeki konumu yeşil renkle işaretlenmiştir. ....	136
<b>Şekil 7.2 :</b> Yılmaz ve diğ (1995)'in Bozcu (1992)'nin haritasını baz alarak hazırladığı Sapanca Gölü güneyinin jeoloji haritasında, bu çalışmada Sapanca Kompleksi'ne dahil edilen birimlerin konumu yeşil renkle işaretlenmiştir. ....	137
<b>Şekil 7.3 :</b> Üstte, Sapanca Kompleksi'nin içerdiği litolojilerin Göncüoğlu ve diğ. (1987)'nin haritasındaki, konumu yeşil renkle gösterilmiştir. ....	138
<b>Şekil 7.4 :</b> Robertson ve Ustaömer (2004)'ün, Akartuna (1968)'i baz alarak hazırladıkları Armutlu Yarımadası jeoloji haritasında Sapanca Kompleksi'ne ait litolojiler. ....	139
<b>Şekil 7.5 :</b> Sapanca Kompleksi'nin Maşukiye Grubu ve Pamukova Kompleksi ile olan tektonik ilişkisi .....	140

<b>Şekil 7.6</b> : Sapanca Kompleksi'nin metabazitlerinin Pamukova kuzeyindeki genel görünümü .....	141
<b>Şekil 7.7</b> : 1960 numaralı lokasyonda Sapanca Kompleksi'nin metaçört, sleyt ve metabazitleri ince tektonik dilimler halinde üst üste bulunuyorlar .....	142
<b>Şekil 7.8</b> : Sapanca Kompleksi metabazitlerinin mostralalarında genelde ~10 cm kalınlığında bantlaşmalar ve kahverengi bir alterasyon rengi görülür ...	143
<b>Şekil 7.9</b> : 1960 numaralı lokasyondaki metabazitlerde korunmuş olan vesiküller.	143
<b>Şekil 7.10</b> : Sapanca kompleksi içerisinde üst taraf sağa makaslamaya uğramış metamorfik yastık lav .....	144
<b>Şekil 7.11</b> : 2043 numaralı metabazitin mikrofotoğrafları .....	145
<b>Şekil 7.12</b> : 3250 numaralı metatüfun mikrofotoğrafları .....	145
<b>Şekil 7.13</b> : 3428 numaralı fillat numunesinin mikrofotoğrafları .....	146
<b>Şekil 7.14</b> : 3427 numaralı çörtün mikrofotoğrafları .....	147
<b>Şekil 7.15</b> : Sapanca kompleksi içerisindeki 3434 ve 3435 numaralı serpantinitlerin mikrofotoğrafları .....	148
<b>Şekil 7.16</b> : Sapanca Kompleksi'nden seçilmiş serpantinitlerin XRD analiz grafikleri ve örneklerin içerdiği mineraller .....	148
<b>Şekil 7.12</b> : Çalışma alanında Sapanca Kompleksi'nden ölçülmüş olan 157 adet bantlaşmanın doğrultu ve eğimlerine ait $\pi$ ve yoğunluk diyagramı .....	150
<b>Şekil 8.1</b> : Haritalama alanının basitleştirilmiş jeoloji haritası .....	152
<b>Şekil 8.2</b> : Gemlik melanjının grovak ve fillat tabakalarının mostra görünümü .....	154
<b>Şekil 8.3</b> : Geyve Boğazı güneyinde Gemlik Melanjı'nın ezik fillatları ve çört blokları .....	155
<b>Şekil 8.4</b> : Alifuatpaşa-Geyve arasındaki yolda, Parla Tepe kuzeydoğu kenarında pembe pelajik kireçtaşı bloku; gri alanlar Gemlik Melanjı'nın matriksidir .....	156
<b>Şekil 8.5</b> : Kulfallar-Kamışlı arasındaki yolda Gemlik Melanjı'nın koyu renkli fillatlarından oluşan sırt .....	157
<b>Şekil 8.6</b> : Kulfallar Mahallesi kuzeybatısındaki 1372 numaralı lokasyonda, split ve radyolaryalı çört olistolitleri .....	158
<b>Şekil 8.7</b> : Geyve kuzeydoğusunda Gemlik Melanjı içerisindeki çörtler yer yer makaslanmış, kıvrımlanmış ve foliyedir .....	158
<b>Şekil 8.8</b> : Gemlik Melanjı'nda gri, parlak kahve rengi mikaşist bloğu .....	159
<b>Şekil 8.9</b> : Gemlik Melanjı'ndaki bir mermer bloğu .....	159
<b>Şekil 8.10</b> : 4600 numaralı lokasyonda grovak-mermer ardalanması .....	160
<b>Şekil 8.11</b> : 3578 numaralı lokasyonda makaslanmış fillat, pelajik kireçtaşı ve splitler .....	161
<b>Şekil 8.12</b> : 3580 numaralı lokasyonda ezik karbonat ve çamurtaşları ile serpantinitlerden oluşan melanj .....	161
<b>Şekil 8.13</b> : 2966 numaralı metagrovağın mikrofotoğrafları .....	162
<b>Şekil 8.14</b> : 3413 numaralı metagrovağın mikrofotoğrafları .....	162
<b>Şekil 8.15</b> : 3273 numaralı lokasyonda Gemlik Melanjı matriks tabakalarını kesen bindirme .....	163
<b>Şekil 8.16</b> : (Alt sol) Gemlik Melanjı'nın Pamukova kuzeyindeki metagrovağ-fillat tabakalarının stereografik izdüşümü ve yoğunluk diyagramı, (Alt sağ) Geyve kuzeydoğusunda Gemlik Melanjı'nın matriksindeki tabaka doğrultularının stereografik izdüşümü ve yoğunluk diyagramı .....	164
<b>Şekil 9.1</b> : (Üstte) Göncüoğlu ve diğ. (1987, 1992)'nin Armutlu Yarımadası için hazırladıkları haritada (Altta) Göncüoğlu ve diğ. (1987)'nin tanımladığı	

	Senomaniyen sonrası oluşmuş çökel istifin içerdiği formasyonların yaşını ve coğrafi konumlarını gösteren grafik. ....	170
<b>Şekil 9.2 :</b>	(Solda) Yılmaz ve diğ. (1995)'nin çalışma alanı için Bozcu (1992)'dan derleyerek hazırladığı haritadaki örtü çökelleri renklendirilmiştir. (Sağda) Bozcu (1992)'nin çalışma alanındaki Kretase yaşlı örtü çökelleri için hazırladıkları kesiksiz stratigrafik kolon .....	172
<b>Şekil 9.3 :</b>	Çalışma alanında örtü çökellerinin mostra verdiği alanların Robertson ve Ustaömer (2004)'in haritasındaki karşılığı .....	173
<b>Şekil 9.4 :</b>	Özcan ve diğ. (2012)'in Armutlu Yarımadası içerisinde ölçtükleri stratigrafik kesitlerin özeti.....	174
<b>Şekil 9.5 :</b>	(a) Doğu Samanlı Grubu'nun jeoloji haritası; grubun örttüğü birimlerin tümü pembe renkle gösterilmiştir. (b) Geyve Boğazı yakınındaki Doğu Samanlı Grubu'nun jeolojik ve stratigrafik kesitleri (c) Şahmelek Köyü kuzeyinde, Doğu Samanlı Grubu'nun jeolojik ve stratigrafik kesitleri .	176
<b>Şekil 9.6 :</b>	Şahmelek Köyü kuzeyinde, Doğu Samanlı Grubu'nun stratigrafisi ve Bakacak Formasyonu'nun kuzeyde Üst Maastrichtiyen çökellerini, güneyde Gemlik Melanji'nı uyumsuz olarak örttüğünü gösteren jeolojik kesit. ....	177
<b>Şekil 9.7 :</b>	Doğu Samanlı Grubu içerisinde, çalışma alanı kuzeyinde ve güneyinde tespit edilen stratigrafilerin paleocoğrafik yorumu .....	178
<b>Şekil 9.8 :</b>	Geyve kuzeyinde Eskiayla Formasyonu'nun pelajik kireçtaşları ve şeylleri. ....	180
<b>Şekil 9.9 :</b>	Eskiayla Formasyonu'dan alınmış olan numunede <i>Globotruncana</i> sp. ve <i>Radiolaria</i> sp. fosilleri kırmızımsı mikritik hamur içerisinde görülüyor. ....	181
<b>Şekil 9.10 :</b>	Taşlı Tepe civarındaki bej renkli, masif, neritik kireçtaşları.....	183
<b>Şekil 9.11 :</b>	Taşlı Tepe kireçtaşının sparitik matriksi ve içerdiği fosil kavkaları .....	185
<b>Şekil 9.12 :</b>	3272A numaralı örnekteki seçilmiş fosiller .....	186
<b>Şekil 9.13 :</b>	Osmaniye Formasyonu'nun Beşiktaş deresi içerisindeki taşocağındaki masif tabakaları, çakıllı kumtaşı ve silttaşlarından oluşmuştur.....	187
<b>Şekil 9.14 :</b>	Yılmaz ve diğ. (1995)'nin yayınladığı Sapanca Gölü güneyinin jeoloji haritasında Bozcu (1992)'nin Şerefiye Formasyonu.....	189
<b>Şekil 9.15 :</b>	Geyve Boğazı batısında Kocatepe ve Sivritepe arasındaki alandaki formasyonların ilişkisini gösteren panoramik fotoğraf .....	191
<b>Şekil 9.16 :</b>	Geyve Boğazı'nın doğusunda Osmaniye Formasyonu üzerine Kadirler Formasyonu'nun, Kadirler Formasyonu üzerine ise Bakacak Formasyonu'nun uyumlu olarak geldiğini gösteren panoramik fotoğraf ve jeolojik kesit. ....	192
<b>Şekil 9.17 :</b>	Kadirler Formasyonu ile Osmaniye Formasyonu arasındaki uyumlu dokanak .....	193
<b>Şekil 9.18 :</b>	Osmaniye Formasyonu'ndan tanıtılmış olan jeolojik kesitlerin yerlerini gösteren jeoloji haritası .....	194
<b>Şekil 9.19 :</b>	Geyve Boğazı doğusunda, Uzundoruk Sırtı boyunca uzanan Osmaniye Formasyonu'nun kalın kumtaşı tabakaları homoklinal yapıdadır.....	195
<b>Şekil 9.20:</b>	3704 numaralı lokasyonda polimiktik, tane destekli, genelde koyu renkli çakıllardan oluşan çakıltaşı mostrası.....	197
<b>Şekil 9.21:</b>	Geyve Boğazı üzerindeki 3708 numaralı lokasyonda bir rudist ve hemen yanında da pembe renkli iyi yuvarlanmış bir granit çakılı.....	197
<b>Şekil 9.22 :</b>	(Üstte) 4545 numaralı lokasyonda neritik kireçtaşları üzerine gelen çakıltaşı tabakaları. (Ortada) Altta yer alan neritik kireçtaşları. (Altta)	

neritik kireçtaşı tabakasının yakından görünümü ve içerdiği fosil kırıntıları.....	199
<b>Şekil 9.23:</b> 4551 numaralı lokasyondaki iyi yuvarlanmış çakıllardan oluşan tane destekli çakıltaşları, çakıllar mermer ve metabazit ağırlıklıdır.....	200
<b>Şekil 9.24:</b> Osmaniye Formasyonu'ndan tanıtılmış olan jeolojik kesitlerin yerlerini gösteren jeolojik harita.....	201
<b>Şekil 9.25:</b> 3 numaralı kesitte yaygın olarak görülen dik kaba kumtaşı, siltaşı tabakaları.....	201
<b>Şekil 9.26 :</b> 4528 numaralı lokasyonda <i>Orbitoides</i> sp. ve <i>Rudist</i> kavkıları içeren kırıntılı kireçtaşları.....	202
<b>Şekil 9.27:</b> 4530 numaralı lokasyonda <i>rudist</i> fosilleri içeren kırıntılı kireçtaşları. .	203
<b>Şekil 9.28:</b> Osmaniye Formasyonu'nun kalın kumtaşlarında, Geyve Boğazı doğusunda görülen ince tabakalar.....	203
<b>Şekil 9.29:</b> Kaşıkçılar Formasyonu'nun, Kadirler Formasyonu ile olan geçişli dokanağı ve pelajik marn matriksli en üst kesimlerinin görünümü.....	205
<b>Şekil 9.30:</b> Kaşıkçılar Formasyonu içerisindeki yuvarlanmış çakıllar ile köşeli çakılların birlikte bulunduğu bir tabakadan görünüm.....	205
<b>Şekil 9.31 :</b> Kaşıkçılar Formasyonu'nun masif tane akıntıları içerisinde çok iyi bantlaşma gösteren iri, yeşil metabazit ve beyaz mermer blokları.....	206
<b>Şekil 9.32 :</b> Kaşıkçılar Formasyonu içerisindeki pelajik marnlı matriks.....	207
<b>Şekil 9.33:</b> Geyve Boğazı içindeki ezik pelajik marnlar.....	209
<b>Şekil 9.34:</b> Kadirler Formasyonu'nun tabanındaki kırmızı pelajik marnlar içerisindeki bentik fosilli, kalsitürbidit blokları.....	210
<b>Şekil 9.35:</b> 4458 numaralı lokasyondaki kalsitürbidit bloğundan alınmış olan Maastrihtiyen yaşındaki <i>Lepidorbitoides minor</i> (Schlumberger)'un ekvatoryal kesitteki görünümü.....	210
<b>Şekil 9.36:</b> (Üst sol) Kadirler'deki 3965 numaralı lokasyonda yüzeyleyen kuzeye eğimli pembe pelajik marn matriksli, beyaz neritik kireçtaşı bloklu karbonat tane akıntısı. (Üst sağ) Çok iri karbonat bloğu. (Alt sol ve sağ) Pembe pelajik marn matriks ve içindeki beyaz neritik kireçtaşı bloklarının yakından görünümü.....	212
<b>Şekil 9.37:</b> Kadirler Formasyonu pelajik marnları ile ve Bakacak Formasyonu'nun sarı renkli fosilli kumtaşlarının geçişli ilişkisi.....	213
<b>Şekil 9.38 :</b> Bakacak Formasyonu'ndaki Alt Eosen türbiditleri.....	214
<b>Şekil 9.39:</b> Bakacak Formasyonu'nun kalsitürbiditik kesimleri ve içerdiği <i>Nummulites</i> sp. fosilleri.....	216
<b>Şekil 9.40:</b> 3303 numaralı lokasyondaki tane akıntısı halinde çakıltaşları ile kumtaşı-şeyller.....	217
<b>Şekil 9.41:</b> Bakacak Formasyonu'nun olistostromal seviyelerinin, Hayrettin ve Bakacak köyleri arasındaki tip kesiti.....	218
<b>Şekil 9.42:</b> Bakacak formasyonun en alt seviyelerini oluşturan tane akıntılarının görünümü.....	219
<b>Şekil 9.43:</b> Bakacak formasyonundan olistolitler.....	219
<b>Şekil 9.44:</b> 3490 numaralı lokasyonda Bakacak Formasyonu içerisindeki serpantinit çakıltaşından oluşan olistolit in yakından görünümü.....	220
<b>Şekil 9.45:</b> İnkaya tepe ve Sırakayalar mevkiilerinde yüzlek veren neritik kireçtaşları ve içerdiği bivalv fosilleri.....	221
<b>Şekil 9.46:</b> Üst Maastrihtiyen yaşı veren köşeli pelajik kireçtaşı ve serpantinit çakıllı Bakacak formasyonu tabakalarının yakından görünümü.....	221

<b>Şekil 9.47:</b> Kadıköy kuzeyine Bakacak Formasyonu'nun içerdiği sipilit-çört blokları .....	222
<b>Şekil 9.48:</b> 1665 numaralı örnekteki bentik foraminiferler .....	224
<b>Şekil 9.49:</b> 3313 numaralı örnekteki bentik foraminiferler .....	225
<b>Şekil 9.50:</b> 4456 numaralı örnekteki bentik foraminiferler .....	226
<b>Şekil 9.51:</b> İzmit Körfezi güneyi ile Orta Sakarya Havzası güneyi arasındaki çökel istiflerin zaman stratigrafik yayılımı .....	229
<b>Şekil 9.52:</b> Üstte; İzmir-Ankara Kenedi ile Pontid-İçi Kenedi arasında kalan Alt Eosen sonrası oluşmuş olan kıvrım bindirme kuşağı. Altta; İzmir-Ankara Kenedi ile Pontid-İçi Kenedi arasında kalan Alt Eosen sonrası oluşmuş olan kıvrım birndirme kuşağının jeolojik enine kesiti .....	231
<b>Şekil 10.1 :</b> Akçay Dere içerisinde Karapürçek Formasyonu ile Holosen çökelleri arasındaki uyumsuz dokanak .....	233
<b>Şekil 10.2 :</b> (Üstte) Fevziye Köyü güneyinde Karapürçek Formasyonu'na ait çakıltaşları, yüksek tepeler oluşturur. (Altta) Tane destekli çakıltaşlarının mostradaki genel görünümü .....	234
<b>Şekil 10.3 :</b> Karapürçek Formasyonu'nun, Fevziye Köyü yakınındaki mostralarında Sapanca Kopleksi'nden gelme serpantinit, metabazit, çöt ve mermer çakılları görülmektedir .....	235
<b>Şekil 10.4 :</b> Karapürçek Formasyonu, Gökgöz Köyü kuzeyinde metagranit çakıllı karbonat matriksli bir istif halindedir.....	236
<b>Şekil 10.5 :</b> Karapürçek Formasyonu'nun KB-GD yönünde kıvrımlandığını gösteren jeolojik enine kesit. ....	237
<b>Şekil 11.1 :</b> Haritalama alanında tespit edilmiş büyük ölçekli fayların gösterildiği harita.....	240
<b>Şekil 11.2 :</b> Sapanca Kompleksi'nin Maşukiye Grubu ve Pamukova Kompleksi ile olan tektonik ilişkisi .....	241
<b>Şekil 11.3 :</b> 3987 numaralı lokasyonda Pamukova Kompleksi ve Sapanca Kompleksi arasındaki faylı dokanağın üzerindeki kırık düzlemleri ve bu düzlemlerin stereografik izdüşümü .....	241
<b>Şekil 11.4 :</b> İstanbuldere vadisi içerisinde, Sapanca Kopleksi ile Maşukiye Grubu arasındaki dokanaktaki breşik mermer ve mermeri kesen fay düzlemi (Üst). Altta ise fay düzlemi üzerindeki 24/18B yönlem-dalımlı fay çizikleri görülüyor .....	242
<b>Şekil 11.5 :</b> Sapanca Kompleksi ile Bakacak Fomasyonu arasındaki tektonik dokanak. Fotoğrafta dokanağın Karakayatepe-Kocatepe arasındaki kesiminin uzanımı görülüyor .....	244
<b>Şekil 11.6 :</b> Sapanca Kompleksi ve Bakacak Formasyonu arasındaki bindirmenin Kocatepe güneyindeki konumu ve bindirmenin bağlandığı yanal atımlı fay.....	245
<b>Şekil 11.7 :</b> Geyve Boğazı güneyinde Bakacak Formasyonu'nun Gemlik Melanjı'nı üzerlediği tektonik dokanak .....	246
<b>Şekil 11.8 :</b> Gökgöz Metagraniti Hayrettinköy kuzeyinde Bakacak Formasyonu'nun tane akıntıları üzerine bindirir .....	247
<b>Şekil 11.11 :</b> Karapınar Formasyonu'nun Doğançay Formasyonu ile olan bindirmeli dokanakları. ....	248
<b>Şekil 11.12 :</b> Kazık Deresi içerisinde Gemlik Melanjı meta-grovakları, Gökgöz Metagraniti üzerine kuzeyden güneye doğru bindirir .....	249
<b>Şekil 11.13 :</b> Das Tepe ile Kazıklı Tepe arasında Gemlik Melanjı, Gökgöz Metagraniti'ni tektonik olarak üzerler.....	250

<b>Şekil 11.14</b> : Sondül-Fındıksuyu fayının batı kesiminde, fay boyunca Bakacak Formasyonu ile Pamukova Kompleksi mermerleri yanyana gelir.....	252
<b>Şekil 11.15</b> : Sondül-Fındıksuyu Fayı'nın, Pamukova İlçesi Kazımiye Köyü arasındaki yolda görülen kesimi Taşlıtepe Kireçtaşı ve Gemlik Melanjı arasındadır .....	253
<b>Şekil 11.16</b> : Sondül-Fındıksuyu Fayı'nın Güreşyeritepe'nin kuzeyinden geçen kolu (üstte). Alttaki fotoğraf iki birim arasındaki düşey fay düzleminin yakından görünümüdür .....	254
<b>Şekil 12.3</b> : Kuzeybatı Türkiye'nin Paleosen dönemindeki jeolojisi. ....	264
<b>Şekil 12.4.</b> Kuzeybatı Türkiye'nin Alt Eosen (İpreziyen) sonrasındaki jeolojisi ....	264





# İSTANBUL İLE SAKARYA ZONLARI ARASINDAKİ PONTİD-İÇİ KENEDİNİN ARMUTLU YARIMADASI DOĞUSUNDAKİ EVRİMİ

## ÖZET

Bu tez kapsamında Pontid'lerin parçaları olan İstanbul ve Sakarya Zonları'nı birbirinden ayıran Pontid-İçi Kenedi'nin stratigrafik ve jeokronolojik evrimi çalışılmıştır. Bu doğrultuda, hem İstanbul hem de Sakarya Zonları'ndan gelerek Pontid-İçi kenedi boyunca deformasyon ve metamorfizmaya uğramış metamorfik birimlerle, Pontid-İçi Okyanusu'nun yitimi ile oluşmuş melanaj tipi birimlerin bir arada bulunduğu Sapanca Gölü güneyinin jeoloji haritası yapılmıştır. Armutlu Yarımadası doğusunda kalan haritalama alanında, stratigrafisi ve yaşları iyi bilinmeyen, Mesozoyik-Tersiyer yaşlı metamorfik olmayan çökel birimler de yüzeyler. Bu tezde Sapanca Gölü güneyindeki birimlerin stratigrafik özellikleri araştırılırken, metamorfik birimlerden radyojenik yaş tayinleri yapılmıştır ve çökel birimlerinden yeni paleontolojik veriler elde edilmiştir. Bu tezde sunulan U/Pb, Pb/Pb zirkon, Rb/Sr mika ve Sm/Nd granat izotopik yaşları Sapanca Gölü güneyindeki haritalama alanından, Armutlu Yarımadası'nın daha batı kesimlerinde yüzlek veren diğer metamorfik kütlelerden ve çalışma alanının yaklaşık 55 km doğusundaki Almacık Dağları'ndan elde edilmiştir.

Sapanca Gölü güneyinde birbirlerinden dik tektonik hatlarla ayrılan üç ana metamorfik tektonostratigrafik birimin bulunur. Bu birimlerden en yaşlısı amfibolit, metaperidodit, metapiroksenit ve gnaysdan oluşan, epidot-amfibolit fasiyesinde metamorfizma geçirmiş, Proterozoyik yaşlı bir temeldir ve **Pamukova Kompleksi** olarak adlanmıştır. Pamukova Kompleksi içerisinde epidot-amfibolit fasiyesindeki metamorfik birimleri kesen Neoproterozoyik, Kambriyen ve Ordovisyen yaşlı metagranitler ve tektonik olarak ardalanan mermer-kalkışt-metakuvarsitler de bulunur. Pamukova Kompleksi'nin gnayslarının içerdiği zirkonların bu çalışmadaki U-Pb yaş tayinleri Neoproterozoyik verirken, kompleksin içerisindeki gnays, metagranit ve kalkıştlerin Rb-Sr mika ve Sm-Nd granat metamorfizma yaşları Üst Jura-Alt Kretase vermektedir (158-111 Ma). Pamukova Kompleksi'ni bütün olarak İstanbul Zonu'nun Geç Proterozoyik-Ordovisyen yaşlı temelinin Pontid-İçi Kenedi boyunca tektonize olmuş ve kısmen yeniden metamorfizma geçirmiş parçaları olarak yorumlamaktayız. Pamukova Kompleksi, metabazit, metaçört, sleyt ve serpantinitten oluşan ve Alt Kretase'de (110 Ma) yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş bir eklenir prizmayı dik bir tektonik dokanakla üzerlemektedir. Bu eklenir prizma birimi ise **Sapanca Kompleksi** olarak adlanmıştır. Üçüncü metamorfik birim ise Sapanca Kompleksi'nin tektonik olarak üzerlediği **Maşukiye Grubu**'dur. Maşukiye Grubu yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş metaarkoz, sleyt, fillat ve mermerden oluşmaktadır, ayrıca nadiren metabazit arakatıkları da içerir. Maşukiye Grubu'nun metaarkozlarından elde edilen klastik zirkonların Pb-Pb ve U-Pb yaş tayinleri grubun çökeltme yaşını bulmak amacıyla yapılmıştır. Metakumtaşlarından elde edilen U-Pb klastik zirkon yaşları 264-504 Ma, Pb-Pb yaşları ise 282-557 Ma aralığındadır. Bu verilere göre Maşukiye Grubu'ndaki metaarkozların çökeltmesi Permiyen'den sonra (264±8,9 Ma) muhtemelen Triyas'ta gerçekleşmiştir. Metakumtaşlarından elde

edilen Rb-Sr muskovit metamorfizma yaşları ise Alt Kretase verir (138±1,5 Ma). Maşukiye Grubu'nun metamorfizma öncesi pozisyonu tartışmalıdır. Bu birim daha önce Sakarya Zonu'ndaki Karakaya Kompleksi'nin eşleniği olarak görülmüştür. Bu çalışmada metasedimenter birimi İstiranca'daki Triyas yaşlı örtü birimlerinin eşleniği olarak yorumlamaktayız. İstiranca Masifi'ndeki Triyas yaşlı örtü birimleri Sapanca Gölü güneyindeki metasedimenter birimlerle benzer stratigrafiye, benzer oluşum ve metamorfizma yaşlarına sahiptir (139 Ma).

Sapanca Kompleksi ile birlikte Pontid-İçi melanjını oluşturan bir diğer birim ise yer yer çok zayıf metamorfizma gösteren **Gemlik Melanjı**'dır. Pamukova Kompleksi'ne ait dilimler Gemlik Melanjı'nın hem altında hem de üstünde tektonik olarak yer alır. Gemlik Melanjı, zayıf metamorfizma gösteren fillat ve metagrovak matriksli, foliye çört, metagabro, gri renkli mermer, pelajik kireçtaşı, mikaşist, serpantin, sipilit blokları içeren bir tektonik melanjdır. Gemlik Melanjı'nın içerdiği tabakalı çört bloklarından çalışma alanı dışında elde edilmiş olan radyolaryaya yaşları melanjın alt yaşının Geç Jura-Erken Kretase olduğunu göstermektedir.

Çalışma alanındaki, metamorfik birimler Üst Kretase-Alt Eosen yaşlı bir çökel istif ile uyumsuz olarak örtülür. Bu örtü birimlerine **Doğu Samanlı Grubu** adı verilmiştir. Doğu Samanlı Grubu'na ait formasyonlar çalışma alanı kuzeydoğusu ve güneybatısında iki farklı çökel paket halinde mostra verir. Kuzeydoğuda Doğu Samanlı Grubu, Pamukova Kompleksi üzerinde yer almaktadır ve tabanında Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı bir derin denizel konglomera-kumtaşı-silttaşı istifi olan **Osmaniye Formasyonu** yer alır. Osmaniye Formasyonu üste doğru metabazit, çört, kuvarsit, fillat, amfibolit, neritik ve pelajik kireçtaşı blokları içeren Geç Paleosen yaşlı bir tane akıntısına geçer (**Kaşıkcılar Formasyonu**). Kaşıkcılar Formasyonu üzerine uyumlu olarak Maastrichtiyen yaşlı neritik kireçtaşı blokları içeren pelajik marn matriksli Geç Paleosen-en Erken Eosen yaşlı bir karbonat tane akıntısı birimi gelir (**Kadirler Formasyonu**). Karbonat tane akıntıları hem yanal hem de düşey olarak Alt Eosen (İpreziyen) yaşlı bir fliş istifine geçer (**Bakacak Formasyonu**). Bu fliş istifi içerisinde az oranda pelajik marn arakatıkları ve olistostromal kesimler de bulunur. Çalışma alanı güneybatısında ise Doğu Samanlı Grubu'na ait çökeller terslenmiş bir istif sunar ve başlıca iki formasyondan oluşur; **Taşlı Tepe Kireçtaşı** ve **Bakacak Formasyonu**. Taşlı Tepe Kireçtaşı, Maastrichtiyen yaşlı bir neritik kireçtaşı istifidir. Neritik kireçtaşları üste doğru önce Üst Maastrichtiyen yaşlı pelajik marnlara geçer. Bu istif Bakacak Formasyonu'nun fliş tipi tabakaları, uyumsuz olarak örter. Bölgede Doğu Samanlı Grubu'na dahil edilemeyecek, ayrı bir çökel formasyon daha mostra verir. Bu formasyon **Eskiyayla Formasyonu** olarak adlanmıştır ve az oranda tuf arakatıkları içeren bir Senomaniyen-Santoniyen yaşlı pelajik kireçtaşı, şeyl istifidir. Eskiyayla Formasyonu'nun stratigrafik dokanakları gözlenmez, Eskiyayla Formasyonu Bakacak Formasyonu içerisinde devasa tektonik dilimler halinde aralanmaktadır.

Yukarıda tanıtılan, stratigrafik, yapısal ve jeokronolojik veriler ışığında çalışma alanında iki ayrı paleo-tektonik evre tespit edilmiştir;

1) Pontid-İçi Kenedi boyunca çarpışmanın gerçekleştiği, Erken Kretase dönemi. Çalışma alanındaki tüm metamorfik birimlerin en son metamorfizması Erken Kretase'de gerçekleşmiştir. İstanbul ve Sakarya Zonları'nı ortaklaşa örten sedimenter paketin taban yaşı Santoniyen'dir. Bu durumda bu iki zon Santoniyen öncesi bir araya gelmiştir ve Erken Kretase metamorfizma yaşları muhtemelen Pontid-İçi Kenedi boyunca gerçekleşmiş olan çarpışmanın yaşıdır.

2) arpışma sonrası gerçekleşmiş olan Alt Eosen sonrası sıkışmalı tektonizma evresi. Pontid-İçi kenedini örten st Kretase-Alt Eosen istifleri (Doğu Samanlı Grubu) Alt Eosen sonrası sıkışmalı bir tektonizmaya uğramışlardır. Bu tektonizma bölgede gerçekleşen bir yükselime bağlı olarak gelişmiş olabilir. Pontid-İçi kenedinin eklenir prizmasını temsil eden Sapanca Kompleksi hem st Kretase yaşlı denizel okellere, hem de Paleosen-Alt Eosen yaşlı moloz akıntıları ve olistostromlarına yoğun olarak malzeme vermiştir. Sapanca Kompleksi'nin Bakacak Formasyonu zerine bindirdiği de tespit edilmiştir. Sapanca Gölü güneyindeki metamorfik kayaların apatit fizyon iz yaşları bölgede Alt Eosen'de (51-53 Ma) bir yükselimin gerçekleştiğini doğrulamaktadır. Bu yükselimin ve st Kretase-Eosen yaşlı Doğu Samanlı Grubu'ndaki tane akıntuları ile olistostromların oluşumunun nedeni ise Pontid'ler ve Torid'lerin Geç Kretase-Paleosen döneminde çarpışmasıdır.



# THE GEOLOGICAL EVOLUTION OF THE INTRA-PONTIDE SUTURE ZONE AT THE EAST OF ARMUTLU PENINSULA: THE BOUNDARY BETWEEN İSTANBUL AND SAKARYA ZONES, NORTHWEST TURKEY

## SUMMARY

The aim of this thesis was to study the geological history of the boundary between two geologically different continental units, namely the İstanbul and Sakarya Zones of the Pontides. The boundary between these two zones is called Intra-Pontide Suture. For this purpose a key area on the Intra-Pontide Suture Zone has been chosen, which is located south of the Sapanca Lake about 150 km east of İstanbul just south of the North Anatolian fault. In this area different metamorphic tectonostratigraphic rock units, which were once parts of both İstanbul and Sakarya Zones and metamorphic mélangé units of Intra-Pontide Ocean crop out. In the area there are also Upper Mesozoic and Lower Tertiary sedimentary cover units also crop out. New U/Pb and Pb/Pb zircon, Rb/Sr mica and Sm/Nd garnet ages of the metamorphic units were not only obtained from the mapping area but also from western part of Armutlu Peninsula and the Almacık Mountains, which are approximately 55 km east of the Sapanca Lake.

There are three main metamorphic tectonostratigraphic units south of the Sapanca Lake. They have steeply dipping tectonic contacts. The oldest unit is an epidote-amphibolite facies metamorphic unit consisting of an intercalation of amphibolite, metaperidotite, metapyroxenite, metagabbro and gneiss representing the Proterozoic basement of the İstanbul Zone, the **Pamukova Complex**. In the Pamukova Complex there are also Neoproterozoic, Cambrian, Ordovician granitic bodies cutting the epidote-amphibolite facies metamorphic rocks and tectonic intercalations of marble-calcschists-met quartzites. The new U/Pb zircon ages of the gneisses from the Pamukova Complex give latest Proterozoic ages. The Rb-Sr mica, Sm/Nd garnet ages of the gneisses, calcschists, and metagranites of the Pamukova Complex give Late Jurassic-Early Cretaceous (158-111 Ma) ages. Based on the radiogenic and stratigraphic data the Pamukova Complex is interpreted as the Proterozoic basement of the İstanbul Zone, which was tectonised and reheated during the subduction of the Intra-Pontide Ocean. This old basement is tectonically underlain by an Early Cretaceous (110 Ma) accretionary complex of metabasite, metachert, serpentinite, slate, phyllite metamorphosed in greenschist facies (the **Sapanca Complex**). The third tectonic unit is a meta-arkose, slate, phyllite, marble and minor metabasite sequence (**Maşukiye Group**) metamorphosed in greenschist facies, which also has a tectonic contact with Sapanca Complex. The U-Pb and Pb-Pb single zircon evaporation ages of the clastic zircons from metasediments of the Maşukiye Group are between 264-557. These new clastic zircon ages from the metasedimentary unit show that deposition of the sandstones must post-date Permian (264±8,9 Ma) and occurred possibly during Triassic. The new Rb-Sr muscovite ages from the metasedimentary unit and the accretionary complex are Early Cretaceous (138-111 Ma). The Maşukiye Group was previously interpreted as the equivalent of the

Karakaya complex within the Sakarya zone. We interpret it as a part of Strandja Triassic clastics. The Triassic cover units of the Strandja Massif have a very similar stratigraphy and similar formation and metamorphism ages (e.g.; 139 Ma). There is another mélange unit cropping out south of Sapanca Lake, the so called **Gemlik Mélange**. Gemlik Mélange is an anchi-metamorphic tectonic mélange consisting of a phyllite-metagreywacke matrix and foliated chert, metagabbro, grey marble, pelagic limestone, micaschist, serpentinite, spilite blocks. Huge blocks of Pamukova Complex has been observed as tectonic intercalations in the Gemlik Mélange. Radiolarian ages from the bedded chert blocks of Gemlik Mélange from the western part of Armutlu Peninsula are Late Jurassic-Early Cretaceous.

South of Sapanca Lake the Upper Cretaceous and Lower Eocene sediments unconformably overlie the mélanges and the metamorphics of the Intra-Pontide suture zone. These cover sequence is called as **East Samanlı Group** and new paleontological data obtained from planktonic and benthic foraminifera in this group, which give a high resolution on the events during Late Cretaceous-Early Eocene. The sedimentary sequence can be divided into four sub-units and most of these comprise either debris flows or olistostromal units. East Samanlı Group starts with a deep marine thick sandstone-conglomerate-limestone unit with some debris flow intercalations and is of Campanian-Maastrichtian age (with *Orbitoides* sp. and *Siderolites* sp. and called as **Osmaniye Formation**). This is overlain by a debris flow unit with clasts of metabasite, chert, quartzite, phyllite, amphibolite, neritic and pelagic limestone (**Kaşıkcılar Formation**). Pelagic limestone clasts include Late Maastrichtian and Paleocene planktonic foraminifera (*Globotruncana* sp., *Morozovella* sp. etc.) and suggest a Late Paleocene age for the unit. The debris flow passes up into a carbonate debris flow unit (third unit), which has a Late Paleocene (P2-P4 planktonic zone)-Earliest Eocene pelagic matrix and exotic blocks of Upper Cretaceous calcarenite and neritic limestone (**Kadirler Formation**). The carbonate debris flows pass laterally and vertically to the fourth unit which is a Lower Eocene flysch sequence with olistostromes. The flysch has a rich and diverse assemblage of orthofragmines (*Discocyclina*, *Orbitoclypeus*, *Nemkovella*) and nummulitids of Ypresian age [shallow benthic zones (SBZ) 5/6, 8/9, 10; **Bakacak Formation**]. In the olistostromal part of the flysch, olistoliths of marble, pelagic limestone, and rare granite, amphibolite, ophiolitic blocks (chert, serpentinite, metabasite, phyllite) are observed.

Apart from the Doğu Samanlı Group there are also two other sedimentary formation Cretaceous in age crop out in the mapping area. These two units are a Cenomanian-Maastrichtian red pelagic limestone unit with minor amount of tuff layers is called as **Eskiyayla Formation** and a shallow marine limestone unit Maastrichtian in age (**Taşlıtepe Limestone**). Stratigraphic contacts of Eskiyayla Formation can not be observed in the study area. Eskiyayla Formation has been mapped as very large tectonic intercalations in the Lower Eocene flysch (Bakacak Formation) in the region. Some clasts of the Eskiyayla Formation has also been observed in the conglomerates of the Bakacak Formation. Taşlıtepe Limestone unconformably overlies Sapanca Complex and comprise only very limited outcrops in the mapping area. Some blocks of the Taşlıtepe Limestone has also been observed in the East Samanlı Group.

All the stratigraphic, structural and geochronologic data show that there were two paleotectonic contractional regimes in the study area.

1) The closure of the Intra-Pontide Ocean at Early Cretaceous. The latest metamorphism occurred during the Late Jurassic-Early Cretaceous as Rb/Sr mica, Sm/Nd garnet ages of all the metamorphic units imply. The first regional transgression over both İstanbul and Sakarya Zones also show that the Intra-Pontide Ocean must be closed before Santonian. In this case the latest metamorphism age, which is Early Cretaceous, probably represents the time of the collision of the Pontide terranes along the Intra-Pontide Suture Zone.

2) Post-orogenic uplift after Early Eocene. Common existence of debris flows and olistostromal units in the Late Cretaceous- Early Eocene unconformable cover of the study area proves that a younger regional, probably contractional tectonic activity was active during this time interval. This contractional tectonism was probably occurred as a result of an uplift in the region. In the Upper Cretaceous-Lower Eocene rock units, the blocks of the metamorphic melange of Intra-Pontide Ocean (Sapanca Complex) is very common. The Sapanca Complex also thrust over the Lower Eocene units (Bakacak Formation). New apatite fission track data from metamorphic rocks cropping out at south of Sapanca Lake also confirms that Early Eocene uplift (51-53 Ma). The Late Cretaceous-Paleocene collision of Pontides and Taurides in the south generated a major relief, which formed the source for the debris flows and olistostromes in the Sapanca region.





# 1. GİRİŞ

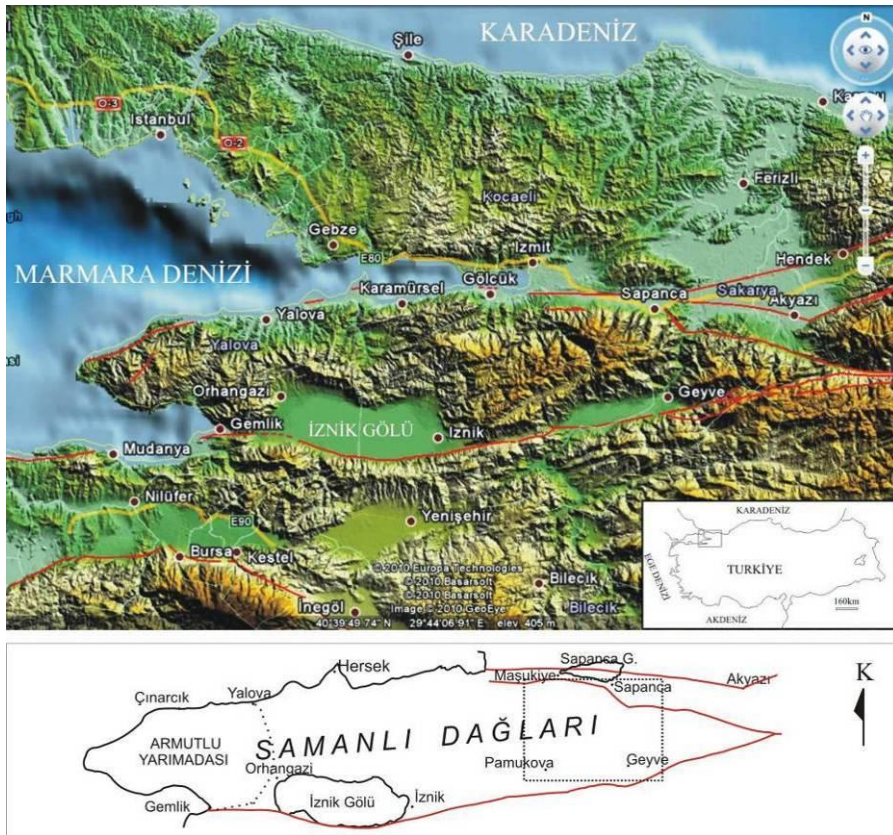
## 1.1 Tezin Amacı

Tezin amacı; Türkiye'deki iki önemli tektonik birlik olan İstanbul ile Sakarya zonları arasındaki sınırı oluşturan Pontid-İçi kenedinin Armutlu Yarımadası doğusunda kalan kesiminin çalışılması ve Pontid-İçi okyanusunun evriminin, değişik jeolojik zaman dilimleri açısından bu bölge için ortaya konmasıdır.

Türkiye jeolojik olarak birbirinden farklı kıta ve okyanusal levha parçalarından oluşmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Tüysüz, 1999). Tetis okyanusunun aktif ve pasif kıta kenarlarında yer almış olan bu levhacıklar Türkiye'nin ana tektonik birimlerini oluşturur. İzmir-Ankara kenedinin kuzeyinde kalan Pontidler bu tip üç levhadan oluşur. Bu levhalar Istranca, İstanbul ve Sakarya zonlarıdır. Jeolojik geçmişte Sakarya ve İstanbul zonları Pontid-İçi Okyanusu adı verilen bir okyanus ile birbirinden ayrılmıştı (Şengör ve Yılmaz, 1981). Pontid-İçi Okyanusu'nun zaman içinde yitilmesi ile Sakarya ve İstanbul levhacıkları birbirine yaklaşmış ve çarpışarak bugünkü konumlarına gelmiştir. Pontid-İçi Okyanusu'nun kaybolduğu çizgi Pontid-İçi Kenedi olarak bilinir. Pontid-İçi Okyanusu'nun ne zaman açıldığı ve ne zaman, nasıl kapandığı üzerinde tartışılan değişik görüşlerin olduğu henüz çözülmemiş bir problemdir. Bu problemin anlaşılabilmesi için, Pontid-İçi Kenedi'nin ve kenedi çevreleyen Pontidler'in jeolojisine, daha önceki çalışmalara ve bu çalışmalarla ortaya çıkan tartışmalara, daha aşağıda ayrıntılı olarak değinilecektir (Bölüm 2). Bu doktora çalışması kapsamında Adapazarı güneyinde kalan bölgenin jeolojisi çalışılmıştır. Projede kullanılan yöntemler jeolojik harita alımı, yapısal, stratigrafik, biyostratigrafik arazi çalışmaları, paleontolojik, petrolojik ve jeokronolojik laboratuvar çalışmalarıdır. Bu yöntemler alt başlıklar halinde Bölüm 3'de tanıtılacaktır.

## 1.2 Coğrafya

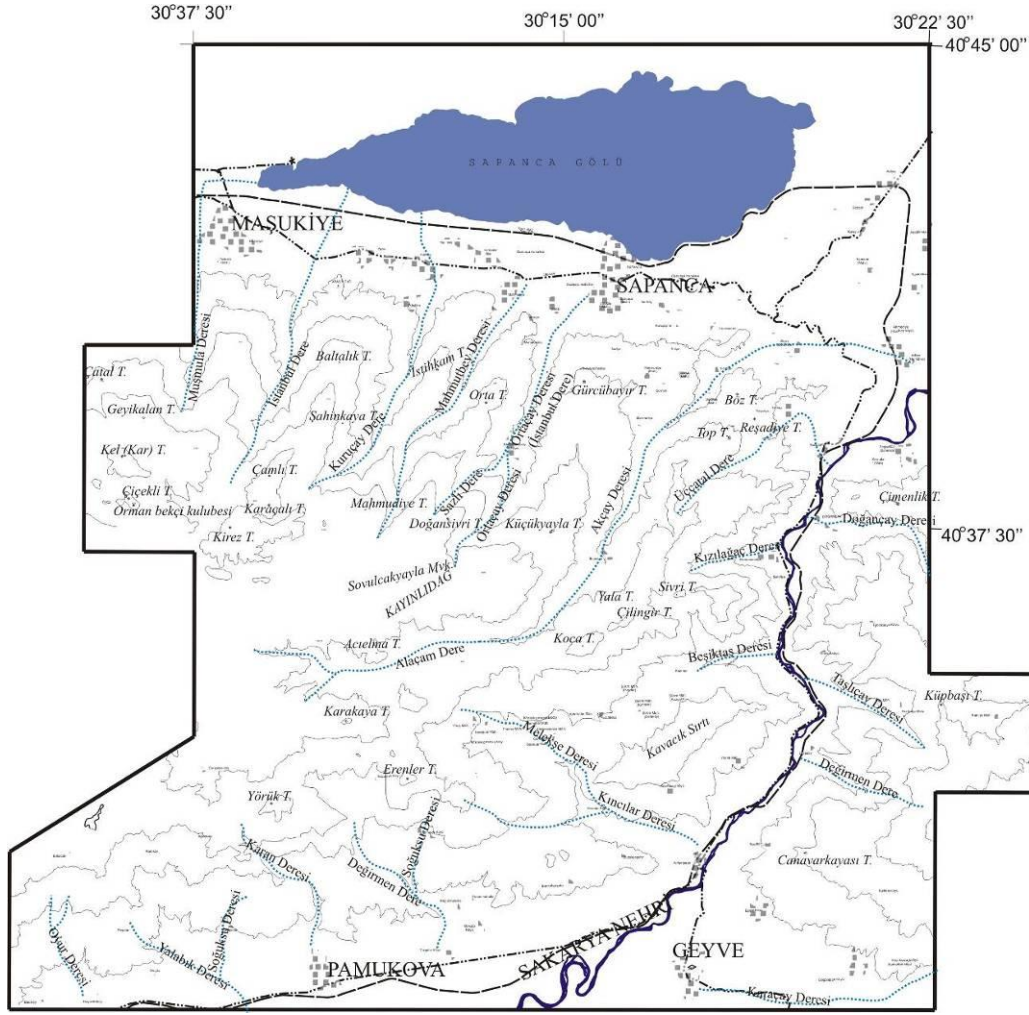
Çalışma alanı kuzeybatı Anadolu'da, Samanlı Dağ kuşağının en doğu kesiminde, Armutlu Yarımadası doğusundadır. Samanlı Dağları, Armutlu Yarımadası'nın batı ucu olan Bozburun'dan, Sakarya ili sınırları içinde kalan Geyve Boğazı'na kadar, doğu-batı yönünde 130 km uzanır. Jeoloji literatüründe Armutlu Yarımadası ismi sıklıkla Samanlı Dağları'nın tüm uzanımını kapsar şekilde kullanılmıştır fakat coğrafi olarak Armutlu Yarımadası yalnızca batıda Bozburun ile doğuda Yalova-Orhangazi-Gemlik çizgisi arasında kalan alandır (Şekil 1.1). Samanlı Dağları, doğu-batı ve kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı yükselim alanlarına sahiptir. Haritalama alanında, doğu-batı gidişli yükselim alanları, Sakarya nehri tarafından kuzey-güney doğrultusunda kesilmiştir. Samanlı Dağları ile ilgili en kapsamlı coğrafi çalışma Bilgin (1969)'in çalışmasıdır. Bu bölümün yazımında Bilgin (1969)'den sıklıkla faydalanılmış, ancak daha güncel kaynaklardan alınan veriler ve tez süresince yapılan gözlemler de bu bölüme dahil edilmiştir.



**Şekil 1.1** : Çalışma alanının ve Samanlı Dağları'nın coğrafi konumu. Armutlu Yarımadası Samanlı Dağları'nın en batıdaki ucudur. Jeolojik haritalama alanı siyah dikdörtgen ile alttaki resimde işaretlidir. Kırmızı çizgiler Kuzey Anadolu Fayı'nın aktif kollarıdır.

Çalışma alanı kuzeyinde ve güneyinde Kuzey Anadolu Fayı'nın aktiviteleriyle açılmış düzlüklerle bulunur. Kuzeydeki düzlük; Sapanca Gölü-Arifiye düzlüğü, güneydeki ise Geyve-Pamukova düzlüğüdür. Sapanca Gölü-Arifiye düzlüğü Kuzey Anadolu Fayı'nın, 1967 Mudurnu ve 1999 İzmit-Gölcük depremlerinde kırılmış olan en aktif kolunun geçtiği düzlüktür. Aktif kol Sapanca Gölü'nün ortasından geçerek batıda İzmit Körfezi'nden Marmara Denizi içine girer. Geyve-Pamukova düzlüğü Geyve doğusundan başlayıp, batıda Gemlik körfezine kadar uzanan 50-250 m kot yüksekliğine sahip bir çöküntü alanı niteliğindedir.

Kocaeli ilinin Maşukiye ilçesi ile Sakarya ilinin Sapanca, Pamukova, Geyve ve Doğançay ilçeleri çalışma alanı içindedir. Bu bölgenin yaklaşık %70'lik kesimi 500 metrenin üzerinde yüksekliktedir (Bilgin, 1969). Çalışma alanındaki önemli tepeler ve dereler Şekil 1.2'de gösterilmiştir. Samanlı Dağları'nın zirvesi olan 1602 metre yükseklikteki Keltepe de (güncel adı Kartepe'dir) haritalama alanı içindedir. Diğer yüksek tepeler olan Geyikalan Tepe (1452 m), Erikli Tepe (1500 m), üzerinde bir orman bekçi kulubesinin bulunduğu Çiçekli Tepe (1547 m), Keltepe'ye yakın diğer tepelerdir. Bunların dışında Kayınlı Dağ (1236 m), Karaçalı Tepe (1260 m), Acıelma Tepe (1109 m), Karakaya Tepe (1274 m), Koca Tepe (1076 m), Erenler Tepe (1079 m), Yörük Tepe (1063 m), Sivri Tepe (877 m), Küpbaşı Tepe (858 m) diğer önemli yükseltilerdir. Çalışma alanındaki derelerin büyük kısmı, çalışma alanını kuzey-güney doğrultusunda keserek Geyve Boğazını oluşturmuş olan Sakarya Nehri'ne; en kuzeydeki nehirler ise Sapanca Gölü'ne akar. Sakarya Nehri'ne akan başlıca dereler en kuzeydekiden başlayarak; Alaçam Deresi, Akçay Deresi, Üççatal Dere, Doğançay Deresi, Kızılağaç Deresi, Taşlıçay Deresi, Beşiktaş Deresi, Değirmen Dere, Karaçay Deresi, Melekşe Deresi, Kınıclar Deresi, Soğuksu Deresi, Değirmen Dere (bu ad iki dere için kullanılmaktadır), Kazıklı Dere, Karan Deresi, Yalabık Dere ve Oyur Deresi'dir. Sapanca Gölü'ne dökülen, güneyden kuzeye doğru akan başlıca dereler en batıdakinden başlayarak; Muşmula Deresi, İstanbul Dere, Kuruçay Deresi, Mahmudiye Deresi ve Ortaçay Deresi'dir (bu günlerde bu dereye de İstanbul Deresi denmektedir).



**Şekil 1.2 :** Haritalama alanındaki önemli dere ve tepeleri de içeren topoğrafya haritası.

Yerleşim, ulaşım ve ekonomi; Çalışma alanındaki ilçe merkezleri olan Maşukiye, Sapanca, Geyve ve Pamukova düzlük alanlarda bulunmaktadır. Bu düzlüklere TEM ve E-5 karayollarının İstanbul, Sakarya, Ankara hattı boyunca ulaşılır. Ayrıca TCDD trenleri ile de çalışma alanına ulaşmak mümkündür.

Sapanca ve Maşukiye ilçelerinin ekonomisi önemli oranda turizm, içme suyu ticareti ve ormancılık üzerine kuruludur. Maşukiye’de bulunan kayak tesisleri ve irili ufaklı oteller yaz kış hizmet verir. Sapanca Gölü çevresinde yaygın turistik siteler ile Sapanca Gölü’ne akan nehirlerde içme suyu şişeleme tesisleri bulunur. Pamukova ilçesinde ormancılık, hayvancılık ve tarım, Geyve ilçesinde ise tarım ve eğitim ekonominin önemli unsurlarıdır.

İklim ve Bitki Örtüsü; Çalışma alanının üzerinde bulunduğu Marmara Bölgesi, iklim özellikleri ve coğrafik konumu açısından, Karadeniz-Akdeniz-Karasal iklimleri arasındaki geçiş kuşağında yer almaktadır (Karasal iklim; İç, Doğu ve Güneydoğu

Anadolu bölgeleri ile Trakya'nın iç kısmında etkin olan iklim tipidir). Samanlı Dağları, Akdeniz iklim kuşağının bir alt tipi olan, Marmara iklim tipine ait özellikler sunar (Erinç, 1962). Marmara ikliminin Akdeniz, Karadeniz ve Karasal iklim kuşakları ile olan farkları şöyle özetlenebilir. Marmara ikliminde, kışlar Akdeniz iklimi kadar ılık, yazlar Karadeniz iklimi kadar yağışlı değildir. Kışlar karasal iklimde olduğu kadar soğuk, yazlar da karasal iklimdeki kadar kurak geçmez. Bu özelliklerden dolayı Marmara iklimi, karasal Karadeniz ve Akdeniz iklimleri arasında bir geçiş özelliği göstermektedir. Buna bağlı olarak doğal bitki örtüsünü alçak kesimlerde Akdeniz kökenli bitkiler, yüksek kesimlerde ve kuzeye bakan yamaçlarda Karadeniz bitki topluluğu özelliğindeki nemli ormanlar oluşturmaktadır. Marmara ikliminde, en soğuk ay olan Ocak ayı ortalama sıcaklığı 4.9 °C, en sıcak ay olan Temmuz ayı ortalama sıcaklığı 23.7 °C, yıllık ortalama sıcaklık 14 °C dir. Ortalama yıllık toplam yağış 595.2 milimetredir ve yağışların çoğu kış mevsimindedir. Yaz yağışlarının yıllık toplam içindeki payı % 11.7'dir. Yıllık ortalama nispi nem % 73'tür.

Aşağıdaki grafikte, çalışma alanının büyük kısmının üzerinde bulunduğu Sakarya ili için elde edilmiş olan, 1975-2008 yılları arasındaki, istatistiksel meteorolojik verilerin ay bazında ortalamaları görülmektedir. Bu veriler Meteoroloji Genel Müdürlüğü'nden alınmıştır. Veriler kısaca özetlenirse; Haziran-Temmuz-Ağustos ayları en sıcak aylarken, Temmuz-Ağustos ve Eylül ayları ortalama yağış miktarının en az olduğu aylardır. Aralık ve Ocak ayları boyunca yağış miktarları ve yağışın olduğu gün sayısı maksimum düzeydedir. Aralık-Mart ayları arasında günlük güneşlenme süreleri çok kısa olduğundan ortalama sıcaklık da 5 °C ve altındadır.

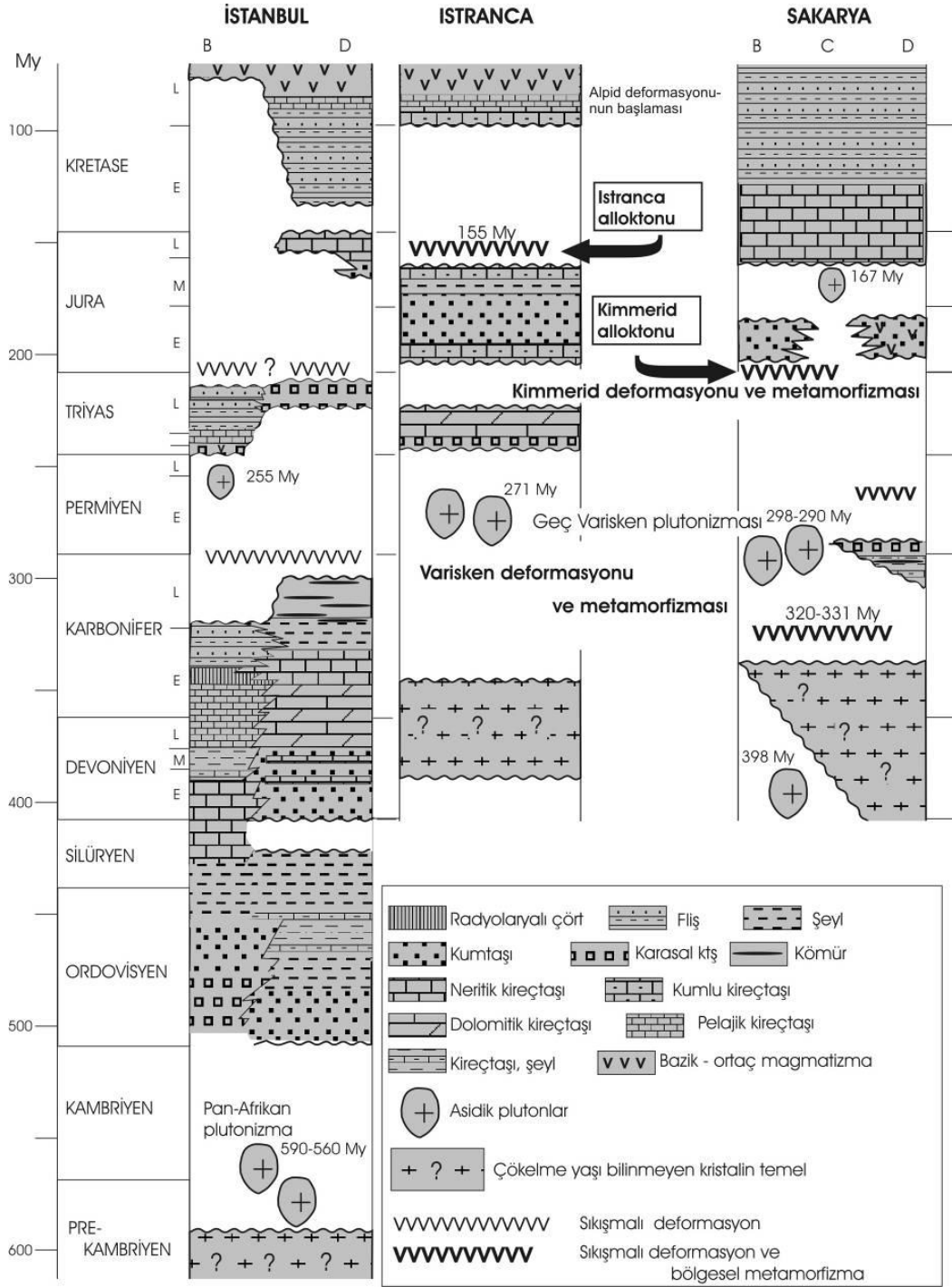
**Çizelge 1.1 :** Sakarya ilinin 1975-2008 yılları arasındaki meteorolojik istatistik verilerinden elde edilmiş ortalama değerler.

SAKARYA	Ocak	Şubat	Mart	Nisan	Mayıs	Haziran	Temmuz	Ağustos	Eylül	Ekim	Kasım	Aralık
Uzun Yıllar İçinde Gerçekleşen Ortalama Değerler (1975 - 2008)												
Ortalama Sıcaklık (°C)	6.1	6.3	8.6	12.8	17.3	21.5	23.4	23.1	19.5	15.5	11.2	8.0
Ortalama En Yüksek Sıcaklık (°C)	9.6	10.4	13.6	18.6	23.3	27.6	29.2	29.1	26.0	21.2	16.0	11.4
Ortalama En Düşük Sıcaklık (°C)	3.1	3.0	4.7	8.2	12.2	15.9	18.0	18.1	14.5	11.3	7.4	5.0
Ortalama Güneşlenme Süresi (saat)	2.4	3.1	3.9	5.0	6.7	8.2	8.8	8.3	7.0	4.6	3.1	2.4
Ortalama Yağışlı Gün Sayısı	15.4	14.0	13.0	11.6	9.9	8.5	6.3	6.6	7.4	11.7	12.9	15.7
Ortalama Yağış Miktarı (kg/m <sup>2</sup> )	93.1	75.6	69.4	60.1	48.6	67.2	54.1	47.5	47.1	86.1	87.6	103.4
Uzun Yıllar İçinde Gerçekleşen En Yüksek ve En Düşük Değerler (1975 - 2009)*												
En Yüksek Sıcaklık (°C)	24.2	25.4	31.9	35.8	37.6	40.2	44.3	41.8	37.4	38.6	28.9	26.2
En Düşük Sıcaklık (°C)	-8.2	-10.0	-7.3	-1.4	2.0	8.0	10.1	9.2	6.0	1.0	-2.6	-6.8
En Çok Yağış	26.06.1999	127.7 kg/m <sup>2</sup>	En Hızlı Rüzgar	23.02.1993	85.3 km/sa	En Yüksek Kar	18.02.2008	54.0 cm				

Samanlı Dağları'nın doğu-batı gidişli coğrafi uzanımı, kuzeyden ilerleyen hava kütlelerinin geçişine engel olmaktadır. Aynı etki güneybatı yönünden gelen hava kütlelerinin de kuzeye geçişini engeller. Özellikle yaz mevsiminde yağışların büyük kısmı Samanlı Dağları'nın kuzeye bakan yamaçlarında yoğunlaşır, bu da bitki örtüsünün bu bölgelerde daha sık olmasına yol açmıştır. Yağışın lokalizasyonunun nedeni kuzeydeki Karadeniz'de artan buharlaşmanın yarattığı yağmur bulutlarının dağların zirvelerini aşır güneye geçmeden önce yağış bırakmasıdır. Bu orografik etki lokal mikroklimaların oluşmasına neden olmuştur. Samanlı Dağları'nda yıllık ortalama sıcaklıkların yüksekliğe bağlı olarak değişimi ise şöyledir; (1) Kuzey ve güneydeki alçak düzlüklerde 14.3 °C, (2) 600-800 metre arası yüksekliklerde: 10-11 °C, (3) 1000-1200 metre arası yüksekliklerde 8-9 °C (Bilgin, 1969).

Samanlı Dağları'nda iki tip bitki örtüsü yaygındır; makiler ve ormanlar. Makiler, Samanlı Dağları'nın kuzey ve güneyinde 200-250 metre, bazı vadi içlerinde 500-600 metre kotlarına kadar çıkar (Bilgin, 1969). Başlıca maki tipleri; kermez meşesi, pırnal meşesi, süpürge çalısı, dikenli mersin, katran ardıcı, defne, kocayemiş, böğürtlen, akdiken, şimşir ve ormangülüdür. Geyve-Pamukova düzlüğünün kuzey yamaçlarında yaygın olan çalı formasyonları da bu maki örtüsüne dahil edilebilir. Bu çalılık alanların çoğunluğu tarım alanları oluşturmak amacıyla orman örtüsünün tahrip edilmesiyle gelişmiştir. Samanlı Dağları'nın en yaygın bitki örtüsünü oluşturan ormanlar da yüksekliğe bağlı olarak değişkenlik sunar. Sapanca doğusundaki tepelerin 200-400 metre kotları arasındaki orman örtüsü genelde geniş yapraklı ağaçlardan oluşur. Bu kotlar arasındaki yaygın ağaç tipi doğu kayınıdır. Bu bölgedeki diğer ağaç tipleri ise gürgen, kestane, saplı meşe, ak kavak, akçaağaç, ihlamur ve doğu çınarıdır. 400-600 metre yükseklikleri arasında bazı iğne yapraklılar bu topluluğa katılır fakat çoğunlukla geniş yapraklı ağaçlar devam eder. 800 m civarındaki karışık kesimlerde orman örtüsünde Uludağ göknarı, karaçam ve sarıçamlar, dikenli yapraklı türlerdir. Geyve Boğazı kenarından başlayarak Keltepe'ye kadar uzanan yüksek plato büyük ölçüde kayınlarla kaplıdır. Pamukova kuzeyindeki düzlüklerin büyük kısmı sarıçamlarla, bazı kesimleri ise meşelerle kaplıdır. Samanlı Dağları'nda bulunan bitki örtüsünün bir kısmı Karadeniz bir kısmı Akdeniz florasına dahil edilmektedir.





**Şekil 2.2 :** Pontidleri oluşturan İstanbul, Sakarya ve Istranca zonlarının genelleştirilmiş stratigrafik kesitleri (Okay ve diğ., 2006).



### 2.1.1 İstanbul zonu

İstanbul Zonu ilk kez Şengör ve diğ. (1984) tarafından İstanbul Napı olarak adlanmıştır, bu ad daha sonra Okay (1989) tarafından İstanbul Zonu olarak değiştirilmiştir. İstanbul Zonu için literatürde İstanbul-Zonguldak Zonu (Yılmaz ve diğ, 1997), İstanbul-Zonguldak Ünitesi (Yiğitbaş ve diğ, 1999) gibi başka adlar da kullanılmıştır. İstanbul Zonu, 400 km uzunluğunda ve 70 km genişliğinde bir kıtasal parçadır ve Karadeniz'in güney kıyısında yer alır (Okay ve Tüysüz, 1999). İstanbul Zonu ile güneyindeki Sakarya Zonu arasındaki sınır Pontid-İçi Kenedi, batısındaki İstıranca Zonu arasındaki sınır Batı Karadeniz fayı, doğusundaki Orta Pontidler ile olan sınırı ise Batı Kırım Fayı olarak bilinir (Şekil 2.1).

İstanbul Zonu'nun temelinde Neoproterozoyik yaşlı bir metamorfik temel ve bu temeli kesen Prekambriyen-Ordovisyen yaşlı granitik sokulum kayaçlarının bulunduğu bilinir (örneğin Bolu-Karadere bölgesinde; Ustaömer ve Rogers, 1999; Ustaömer ve diğ, 2005; Chen ve diğ, 2002; Yiğitbaş ve diğ, 2004; Okay ve diğ, 2009). Temel ve temeli kesen sokulum kayaçları, Ordovisyen-Karbonifer yaşlı, İstanbul Paleozoyik istifini olarak adlanan, metamorfik olmayan pasif kıta kenarı çökellerince uyumsuz olarak örtülür (Görür ve diğ, 1997; Dean ve diğ, 2000). Samanlı Dağları'nın kuzeyindeki klasik İstanbul Paleozoyik istifini, Ordovisyen-Karbonifer aralığında çökelmiş, metamorfizma geçirmemiş bir transgresif seriden oluşur (Görür ve diğ, 1997). Ordovisyen yaşında karasal klastik kayalar ile başlayan istif üste doğru kuvarsit, şeyl, kireçtaşı, radyolaryalı çört olarak devam eder ve İstanbul bölgesinde Karbonifer yaşta bir fliş ile sona erer (Haas, 1968; Görür ve diğ, 1997; Dean ve diğ, 2000; Şekil 2.2). İstanbul Paleozoyiği'nde, İstanbul Zonu'nun batı ve doğu kesimleri arasında stratigrafik farklılıklar bulunmaktadır (Okay ve diğ, 2006). Bu farklılıklar İstanbul Zonu'nun doğu ve batısının farklı tektonik zonlar olarak yorumlanmasına neden olmuştur (Kozur ve Göncüoğlu, 1998; von Raumer ve diğ, 2002). Fakat, Karbonifer birimleri arasındaki stratigrafik farklılıkların yanal fasiyes değişikliklerinden kaynaklandığı da düşünülmektedir (Okay ve diğ, 2006).

İstanbul Paleozoyik istifini üzerine uyumsuz olarak, Triyas yaşlı kayalar gelir (Ketin, 1959). En iyi olarak Kocaeli yarımadasında gelişmiş olan bu istif en Alt Triyas yaşta karasal kırıntılılar ile başlar, üste doğru sırası ile sığ ve derin denizel kireçtaşları ile devam eder ve Üst Triyas yaşında (Noriyen) Halobia'lı türbiditik bir istif ile son bulur (Yurttaş-Özdemir, 1971; Gedik, 1975).

Kocaeli yarımadasında İstanbul Zonu'nun Paleozoyik ve Triyas istifleri Üst Kretase-Paleosen-Eosen yaşlı kayalar ile uyumsuz olarak örtülür (Özcan ve diğ, 2011). Zonguldak bölgesinde Triyas ile Kretase serileri arasında Jura yaşta istifler de yer yer yüzeyler. Doğu kesimlerde Orta Jura istifleri üzerine (Derman ve diğ, 1995) Üst Jura-Alt Kretase platform karbonatları ve kırıntılılar gelir (Tüysüz ve diğ, 1997; Akman, 1992; Aydın ve diğ, 1987).

İstanbul Zonu'ndaki Üst Kretase çökelleri hem doğudan batıya hem de kuzeyden güneye doğru stratigrafik farklılıklar gösterir (Özcan ve diğ, 2011). İstanbul Zonu'nun doğusunda Üst Kretase birimleri Alt Kretase yaşlı birimler üzerine, batısında ise Paleozoyik ve Triyas yaşlı birimler üzerine uyumsuz olarak gelir. İstanbul Zonu'nun kuzeyinde Üst Kretase birimleri bol volkanik kaya içerir ve derin deniz karbonatları ile biter, zonun güneyinde ise Üst Kretase istifleri karasal kayalarla başlayıp, sığ denizel karbonatlara geçer ve derin deniz karbonatları ile biter (Tüysüz ve diğ, 2004; Gedik ve diğ, 2005).

Üst Kretase birimleri üzerine Paleosen yaşlı derin denizel karbonatlar, İstanbul Zonu'nun kuzeybatısında, uyumlu olarak gelir (Özcan ve diğ, 2011). Paleosen karbonatları üzerine Alt Eosen yaşlı türbiditler gelir ve bu istifte Şile bölgesinde Alt Eosen yaşlı derin denizel karbonat-klastikler ile biter.

İstanbul Zonu'nun Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı kayaları kuzeydeki Moezya Platformu ile benzerdir ve İstanbul Zonu'nun Karadeniz'in açılması esnasında Moezya platformundan koparak şimdiki konumuna geldiği düşünülmektedir (Okay ve diğ, 1994). İstanbul Zonu'nun Triyas yaşlı kayaları üzerinde yapılan paleomanyetizma çalışmaları, İstanbul Zonu'nun bu dönemde Avrasya kenarında yer aldığını gösterir (Sarıbudak ve diğ, 1989). Geç Paleozoyik zamanında, İstanbul Zonu'nun metamorfik temeli ve Paleozoyik örtü birimlerinin Avrasya'nın güney kenarında yer aldığı büyük ölçüde kabul görmektedir (Kerey, 1985; Robertson ve Dixon, 1984; Ustaömer ve Robertson, 1993, 1994; Okay ve diğ, 1994; Stampfli, 2000).

### **2.1.2 Sakarya zonu**

İlk kez Şengör ve Yılmaz (1981) tarafından "Sakarya Kıtası" olarak adlanan bu kıtasal levha daha sonra Okay (1989) tarafından Doğu Pontidleri de içine alacak şekilde "Sakarya Zonu" olarak adlanmıştır. Sakarya Zonu doğu-batı yönünde

yaklaşık 1500 km uzanan, ortalama 100 km genişliğinde bir kıtasal dilimdir (Okay, 2000). Sakarya Zonu, Şengör ve Yılmaz (1981) tarafından, Gondwana'dan kopmuş kıtasal bir parça olarak değerlendirilmiştir. Paleomanyetizma çalışmaları İstanbul Zonu'nun Liyas-Geç Kretase döneminde Avrasya'nın güney kenarında bulunduğunu göstermiştir (Channel ve diğ, 1996). İstanbul Zonu'ndan farklı olarak Sakarya Zonu'nda düzenli Paleozoyik istifler gözlenmez. Sakarya Zonu kuzeyden İstanbul Zonu, İstiranca Masifi ve Karadeniz, güneyden ise Anatolid-Torid Bloğu ile sınırlanır. Sakarya Zonu ile İstanbul Zonu arasındaki sınır Pontid-İçi Kenedi, Sakarya Zonu ile Anatolid-Torid bloğu arasındaki sınır ise İzmir-Ankara-Erzincan Kenedi'dir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Tüysüz, 1999). Sakarya Zonu'nun temeli, lokal olarak Tersiyer'de yükselmiş çekirdek komplekslerinde gözlenir (Okay ve diğ, 1991, 1996). Bu temel Uludağ, Kazdağ ve Pulur Masiflerinde yüzeyleyen, amfibolit, gnays ve şistten oluşan, yüksek dereceli başkalaşım kayalarından oluşur. Uludağ ve Kazdağ'daki, gnaysların zirkonları Karbonifer yaşları verir, buna karşın mika yaşları ise Oligosen ve Miyosen metamorfizma yaşı vermektedir (Okay ve Satır, 2000). Tersiyer başkalaşımından etkilenmeyen Pulur Masifi ise net bir şekilde Karbonifer metamorfizma yaşları vermektedir (Topuz ve diğ, 2004). Bu durumda Sakarya Zonu'nun en yaşlı temeli Varisken yaşındadır (Okay ve diğ, 2006). Bu temeli kesen granitler ise Permiyen yaşındadır (Çoğulu ve diğ, 1965; Delaloye ve Bingöl, 2000; Okay ve diğ, 2002).

Sakarya Zonu'nun temelinin ikinci bir ögesi Karakaya Kompleksi olarak bilinen Permo-Triyas yaşta dalma-batma kompleksi kayalarıdır (Tekeli, 1981; Pickett ve Robertson, 1996; Okay ve Göncüoğlu, 2004). Karakaya Kompleksi altta yeşilşist ve mavişist fasiyesinde başkalaşım geçirmiş metabazit, fillat ve mermerlerden (Nilüfer Birimi; Okay ve diğ, 1990), üstte bunları tektonik olarak üzerleyen kaotik bir deformasyon sergileyen, genellikle bloklu klastik ve volkanik birimlerden yapılmıştır (Hodul Birimi; Okay ve diğ, 1990). Nilüfer Birimi genelde yeşilşist fasiyesinde metamorfiktir ancak Üst Triyas yaşı veren mavişist ve eklojit dilimleri de içerir (Monod ve diğ, 1996; Okay ve Monie, 1997; Okay ve diğ, 2002). Nilüfer Birimi'ni üzerleyen Hodul Birimi ile olan dokanağının geçişli (Akyürek ve Soysal, 1983), uyumsuz (Kaya ve Mostler, 1992) ya da sonradan tektonizma ile hareket etmiş uyumsuz bir dokanak (Okay ve Siyako, 1993) olduğu söylenmiştir. Hodul Birimi altta şeyl, silttaşlı arakatkılı arkozik kumtaşlarıyla başlar üstte doğru Karbonifer ve

Permiyen kireçtaşı blokları içeren olistostrom ve tane akıntılarına geçer (Okay ve diğ., 1990; Leven ve Okay, 1996). Arkozik kumtaşı alt seviyelerinde de Permiyen ve Triyas yaşında kireçtaşı blokları ile mafik volkanik bloklar ve daha az oranda Karbonifer yaşında çört ve pelajik kireçtaşı blokları bulunur (Kaya ve diğ., 1989; Wiedmann ve diğ., 1992). Hodul Birimi'nin yaşı Orta-Üst Triyas olarak kabul edilir (Wiedmann ve diğ., 1992; Okay ve Altıner, 2004). Karakaya Kompleksi'nin kökeni ve evrimi için farklı modeller önerilmiştir. Bu modellere göre Karakaya Kompleksi; kıta-içi rift (Bingöl ve diğ., 1975), güneye dalan bir dalma batma zonu üzerindeki bir Triyas yaşlı yay-ardı rifti (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve diğ., 1991), Karbonifer yaşlı bir yay/yay-önü kompleksi (Göncüoğlu ve diğ., 2000) ya da Sakarya temeli üzerine kuzey yönlü olarak yerleşmiş olan bir Permo-Triyas yaşlı dalmabatma-eklenme kompleksi (Tekeli, 1981; Pickett ve Robertson, 1996; Okay, 2000) olarak yorumlanmıştır.

Karakaya Kompleksi ve Varisken temel üzerine, Alt Jura (Liyas) ile başlayan, sedimanter ve volkanik bir transgresif istif uyumsuz olarak gelir. İstif Liyas yaşında kumtaşı, konglomera ve bazı kesimlerde volkanoklastik kayalar ile başlar, Üst Jura-Alt Kretase karbonatları ile devam eder (Bilecik Kireçtaşı; Eroskay ve diğ., 1965; Altınlı, 1973, 1975; Saner, 1980; Altıner ve diğ., 1991). Bu karbonatlar üzerine önce Geç Kretase (Turonyen) yaşlı pelajik kireçtaşları (Veziirhan Formasyonu) ve daha sonra kalın bir fliş istifi gelir (Gölpazarı Grubu; Saner, 1977, 1978). Fliş istifi üste doğru regressif bir özellik göstermekte ve Paleosen-Eosen yaşta karasal kumtaşlarına ve sığ denizel çökel istiflere geçmektedir.

### **2.1.3 Istranca masifi**

Istranca Masifi, Balkanlar'ın güneyinde yeralan büyük bir kristalin temeldir. Istranca Masifi'nin temeli, Varisken yaşında kuvarso-feldspatik gnaylardan ve bu temeli kesen Geç Karbonifer-Erken Permiyen yaşındaki granitoidlerden oluşur (örn.  $257 \pm 6$  Ma; Okay ve diğ., 2001; Sunal ve diğ., 2006; Okay ve diğ., 2008). Temel litolojileri Türkiye'nin Bulgaristan sınırından, İstanbul'un Çatalca ilçesine kadar 200 km boyunca kuzeydoğu-güneybatı yönünde uzanır. Temel birimlerini uyumsuz olarak Triyas yaşlı konglomera, kumtaşları örter ve bu kırıntılılar dereceli olarak Orta Triyas yaşlı sığ denizel kireçtaşlarına geçer (Aydın 1982; Chatalov 1988a, 1988b; Okay ve diğ., 2001; Natal'in ve diğ., 2005; Sunal ve diğ., 2006; Hagdorn ve

Göncüoğlu, 2007). Bulgaristan’da Istranca Masifi’nin Triyas yaşlı birimlerinin çökelişinin Orta Jura’ya kadar devam ettiği bildirilmiştir (Chatalov, 1988a). Okay ve diğ. (2001) ile Sunal ve diğ. (2006, 2011)’nin elde ettikleri Rb-Sr muskovit yaşları, Geç Jura-Erken Kretase döneminde (135-155 Ma arası) Istranca Masifi’nde bölgesel metamorfizma ve sıkışmalı deformasyon gerçekleştiğini göstermektedir. Deformasyon kuzeye verjanslıdır ve temel birimleri ile Triyas yaşlı allohton birimlerin, Orta Jura yaşlı metasedimanter kayalar üzerine bindirmesiyle oluştuğu bildirilmiştir (Okay ve diğ, 2001). Bu orojen sonrası ise Orta Kretase yaşlı (Senomaniyen) sığ denizel kumtaşları Istranca Masifi’ni uyumsuz olarak örter (Okay ve diğ, 2008). Kretase çökelleri Geç Kretase yaşlı, kalın volkanik ve volkanojenik kayalarla son bulur. Bu Üst Kretase magmatikleri, Karadeniz sahili boyunca tüm Pontid kuşağını kateder ve Pontidler’in güneyindeki İzmir-Ankara-Erzincan Okyanusu’nun kuzey yönlü dalma batmasının ürünü olan magmatik yaya aittir.

## 2.2 Pontid-İçi Kenedi; Problemin Tanıtılması ve Tartışma

Pontid-İçi Kenedi<sup>1</sup> adı, ilk kez Şengör ve diğ. (1980) tarafından İstanbul ile Sakarya zonları arasındaki sınıra ithafen kullanılmıştır. Pontid-İçi Kenedi, İstanbul ve Sakarya zonlarından gelen birimlerden ve bu iki zona dahil edilemeyecek çeşitli metamorfik kayaların karışımından oluşur (Yılmaz ve diğ, 1995; Okay ve Tüysüz, 1999, Robertson ve Ustaömer, 2004). Miyosen sonrası aktif hale gelen, sağ yanal atımlı Kuzey Anadolu Fayı bu kenet kuşağını kullanmaktadır (Barka, 1992; Armijo ve diğ, 1999). Dolayısıyla kenet zonu boyunca uzanan tüm Miyosen öncesi birimler Kuzey Anadolu Fayı’nın deformasyonundan etkilenmişlerdir ve İstanbul ile Sakarya zonları arasındaki yapısal ilişkiler kısmen bozulmuştur. Bu neotektonik probleme ek

---

<sup>1</sup> Kenedin jeolojisi ve temsil ettiği okyanusun evrimi kadar, Türkçe adı da tartışmalıdır. Bazı yayınlarda kullanılan “İç-Pontid” adının bu tez de benimsenmemesinin başlıca nedeni, kenedin İngilizce adı olan “Intra-Pontide” tamlamasının jeolojik literatürdeki benzerlerinde “intra” kelimesinin “içi” olarak çevrilmesi ve bu kelimenin daima tamlamanın sonunda yer almasıdır. Örneğin, jeoloji literatüründe “Intra-Cratonic” tamlaması “Kraton içi”, “Intra-Plate” tamlaması “Levha içi” olarak türkçeleştirilmiştir. Ayrıca bütün Türkçe- İngilizce sözlükler de “intra” kelimesinin karşılığı olarak “içi, içindeki, içine” karşılıkları verilirken, diğer kullanımdaki “iç” kelimesinin İngilizce karşılığı “inner” olarak verilmektedir (örneğin; Avery, ve diğ.. 1983; Alderson ve İz, 1984; Bezmez ve Brown, 1999; google çeviri aracı, 2009; ectaco internet sözlüğü, 2009). Eğer İngilizcede benimsenen ad “Inner-Pontide” olsaydı, “İç-Pontid” tamlamasının benimsenmesi daha uygun olurdu (örneğin; “Inner Toride “ın “İç Torid””in karşılığının kullanılması gibi).

olarak, metamorfik kayaların yaşlarının ve birbirleriyle olan stratigrafik, yapısal ilişkilerinin bilinmemesi gibi birçok veri eksikliği nedeniyle kenet kuşağı ile ilgili çeşitli tartışmalar bulunmaktadır. Pontid-İçi kenedine ait arazi gözlemlerinin yetersizliği, bağlantılı olduğu Pontid-İçi okyanusunun evrimi hakkında yoğun tartışmalara yolaçmıştır (Robertson ve Ustaömer, 2004; Elmas ve Yiğitbaş, 2005; Ustaömer ve Robertson, 2005).

Örneğin, bu okyanusun Erken Jura zamanında (Şengör ve Yılmaz, 1981) ya da Erken Mesozoyik'te (Robertson ve Ustaömer, 2004) açıldığı söylene de açılma yaşına dair açık veriler yoktur. Okyanusa ait pasif-kıta kenarı istifi de tanımlanmamıştır. Okyanusun kapanmasının, genelde ilk transgresif sedimanlara dayanarak, Geç Kretase (Yılmaz ve diğ., 1995; Robertson ve Ustaömer, 2004), Paleosen-Eosen (Şengör ve Yılmaz, 1981), Erken Eosen (Okay ve diğ., 1994), ya da Erken Eosen-Oligosen'de (Görür ve Okay, 1996) gerçekleşmiş olabileceği çeşitli farklı görüşlerdir. Tüysüz (1999) ise İstanbul ve Sakarya zonlarının, daha önce söylenenlerden çok daha erken bir dönemde, Senomaniyen'de bir araya geldiklerini belirtir.

Pontid-İçi okyanusunun hiç varolmadığını söyleyen araştırmalar da vardır (Kaya, 1977; Kaya ve Kozur, 1987; Elmas ve Yiğitbaş, 2001). Bazı yazarlar sadece tek bir Kuzey Neotetis'in varolmuş olduğunu (güneydeki İzmir-Ankara-Erzincan Okyanusu) ve Batı Pontidler'deki, şu an Pontid-İçi kenedi olarak tanımlanan Mesozoyik melanj kayalarının, Geç Kretase sonunda İzmir-Ankara-Erzincan kenedinden koparak sol-yanal atımla şu anki konumlarına geldiklerini savunmaktadır (Elmas ve Yiğitbaş, 2001).

Pontid-İçi kenedinin Samanlı Dağları ve doğusundaki Almacık Dağı'nda yeralan kesimi için literatürde farklı adlar kullanılmıştır. Bu kuşağı Yılmaz ve diğ. (1990, 1995, 1997) "Armutlu-Almacık Zonu", Elmas ve diğ. (1997) "Bolu-Eskipazar zonu", Yiğitbaş ve diğ. (1999) ile Elmas ve Yiğitbaş (2001) "Armutlu-Ovacık zonu" olarak adlar.

Samanlı Dağları boyunca yüzeyleyen metamorfik birimler, amfibolit (ya da epidot-amfibolit) fasiyesinde metamorfizma geçirmiş yüksek-dereceli metamorfik kayalar; ve yeşilist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş kayalardır. Bu metamorfik birimler için de literatürde farklı adlar kullanılır. Bölgedeki yüksek dereceli metamorfik kayalar "Armutlu Metamorfik Birliği" (Yılmaz ve diğ., 1995; Robertson ve

Ustaömer, 2004), “Pamukova Metamorfik Birimi” (Göncüoğlu ve diğ., 1987, 1992), Geyve Metaofiyoliti (Bozcu, 1992) olarak adlanmıştır. Bu yüksek dereceli temel kayaları ultramafiklerden, amfibolit ve gnayslar ile bunları kesen granitik kayalardan ve mermer-kuvarsitlerden oluşur. Bu birimler daha önce Armutlu Yarımadası’nda Akartuna (1968), Sapanca Gölü güneyi ve Geyve boğazı civarında Bozcu (1992) tarafından haritalanmıştır. Armutlu Yarımadası’ndaki yüksek dereceli metamorfikler Neoproterozoyik ofiyoliti ve bunlarla ilişkili olan volkanik yay kayaları olarak değerlendirildikleri gibi (Yiğitbaş ve diğ., 1999; Elmas ve Yiğitbaş, 2005), Kretase yaşlı parçalanmış bir ofiyolite ait oldukları da düşünülmüştür (Bozcu, 1992; Yılmaz ve diğ., 1995, 1997; Robertson ve Ustaömer, 2004; Ustaömer ve Robertson, 2005). Bölgedeki tüm mafik ve ultramafik kayaların (melanj tipi yeşilistler ve amfibolitik ultramafik-mafik kayalar) herhangi bir Pontid-İçi okyanusu olmaksızın yerleşmiş, Prekambriyen yaşlı bir ofiyolitik temelin taşınmış ve yeniden işlenmiş parçaları olduğu görüşü ofiyolitik kayalarla ilgili en farklı görüştür (Elmas ve Yiğitbaş, 2001, 2005). Fakat diğer bir çok yazar Pontid-İçi okyanusunun varlığında hemfikirdir (örn., Şengör ve Yılmaz, 1981; Elmas ve diğ., 1997; Yiğitbaş ve diğ., 1999; Yılmaz ve diğ., 1990, 1995; Göncüoğlu ve Erendil, 1990; Robertson ve Ustaömer, 2004, Ustaömer ve Robertson, 2005). Problemin temelinde bölgedeki metamorfik kayaların yaşlarının ve birbirleriyle olan ilişkilerinin iyi bilinmemesi nedeniyle yapılan önkabuller yatar. Örneğin, Yılmaz ve diğ. (1990, 1995, 1997) ve Bozcu (1992) yüksek dereceli metamorfikler içerisindeki mermer ve metakuvarsitleri, herhangi bir fosil verisi olmaksızın Sakarya Havzası içinde bulunan Jura yaşlı metamorfik olmayan istiflerle eşdeğer tutar ve yüksek dereceli metamorfiklerin Mesozoyik yaşında olması gerektiğini söyler. Fakat amfibolit fasiyesinde metamorfizma geçirmiş gnays ve amfibolitler kuzeyde İstanbul Zonu’nun temelini oluşturan (örneğin Karadere’de ya da Sünnice Masifi’nde) Prekambriyen yaşlı birimlerle yaş ve litoloji benzerlikleri taşır (Okay ve diğ., 2008). Bununla birlikte Samanlı Dağları’nda yeşilist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş ofiyolitik melanj kayaları amfibolit fasiyesinde metamorfik birimlere kıyasla litolojik olarak çok farklıdır; tipik dalma-batma eklenir prizması özelliğindedirler ve Alt Kretase’de metamorfizma geçirmişlerdir (bu çalışma, Bölüm 7; Sapanca Kompleksi). Bu durumda bölgedeki tüm mafik-ultramafik kayaların yeniden işlenmiş Geç Prekambriyen ofiyolitleri olduğu düşüncesi (Elmas ve Yiğitbaş; 2001, 2005) ya da Kretase’de Sakarya Zonu

temelinden kuzey yönlü naplarla yerleşmiş Mesozoyik ofiyolitleri oldukları düşüncesi (Yılmaz ve diğ, 1990, 1995, 1997; Bozcu 1992) tek başına doğru olamaz.

Samanlı Dağları'ndaki yüksek dereceli metamorfik kayalar ile düşük dereceli metamorfik kayalar arasındaki ilişki de tartışmalıdır. Yeşilşist başkalaşımına uğramış kayaların amfibolitler üzerine uyumsuz olarak geldiği (Kaya ve Kozur, 1987; Robertson ve Ustaömer, 2004), iki birimin bindirmeli tektonik ilişkili oldukları (Göncüoğlu ve diğ, 1987; Göncüoğlu ve Erendil, 1990; Yılmaz ve diğ, 1997) yayımlanmış farklı fikirlerdir.

Yeşilşist fasiyesinde metamorfik birimler için literatürde yaygınca İznik Metamorfikleri adı kullanılmıştır. Ancak İznik Metamorfikleri'nin stratigrafisi ve içerdiği birimler hakkında tam bir anlaşma yoktur (Şekil 2.3, Robertson ve Ustaömer 2004 ile içerdiği referanslar).

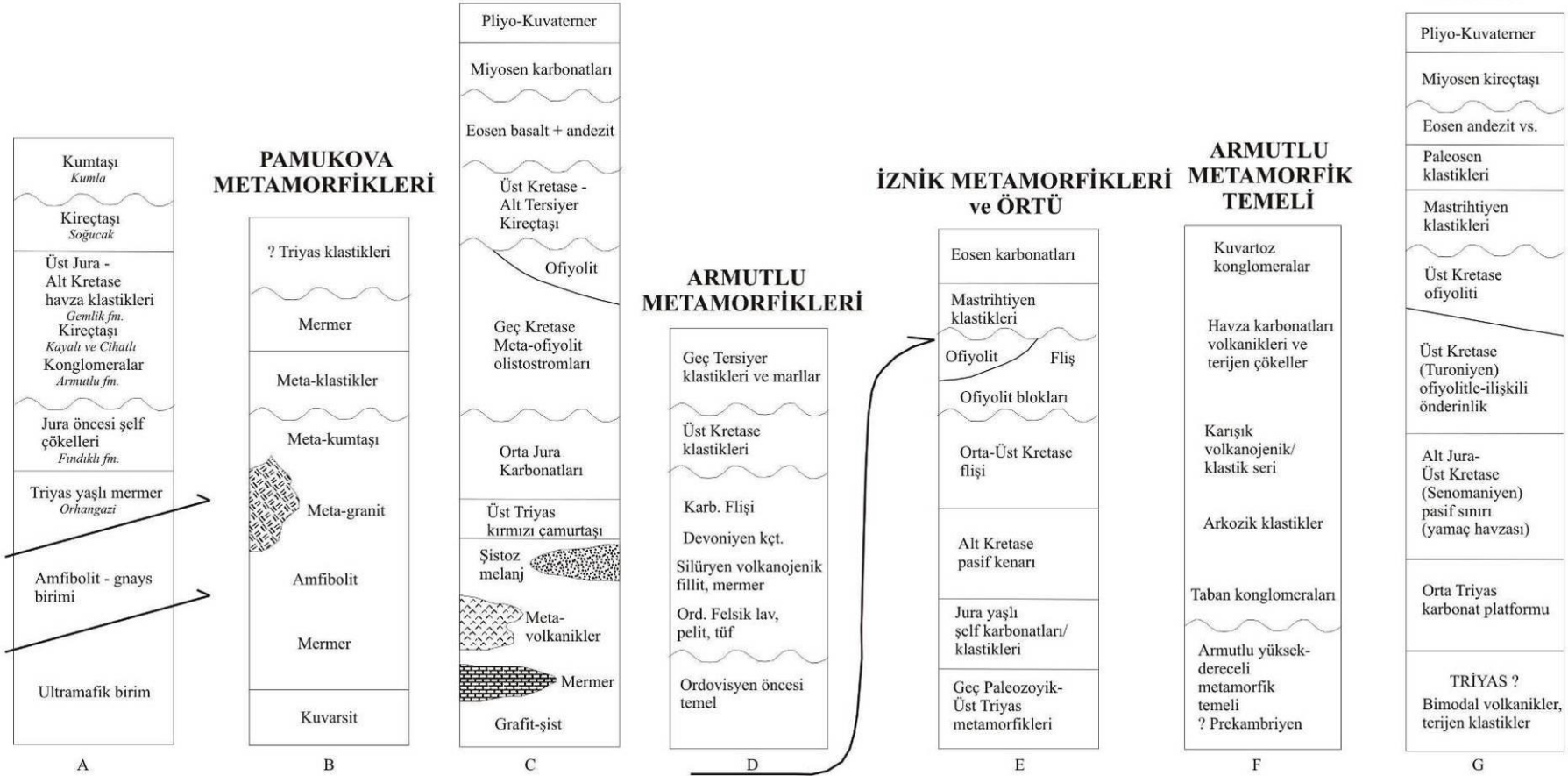
Samanlı Dağları'ndaki düşük dereceli metamorfik kayaların Sakarya Zonu'ndaki Karakaya Kompleksi kayalarıyla korele edilebilecekleri (Bingöl, 1971; Bingöl ve diğ, 1975, Göncüoğlu ve Erendil, 1990), İstanbul Paleozoyiği'nin metamorfik eşdeğeri oldukları (Elmas ve Yiğitbaş, 2001, 2005) ya da İstirancalardaki bazı birimlerle korele edilebilecekleri yayınlanmış farklı görüşlerdir.

Samanlı Dağları'ndaki metamorfik birimler bazı alanlarda, Geç Kretase-Erken Tersiyer yaşlı metamorfik olmayan çökel birimlerce örtülür (Göncüoğlu ve diğ, 1987, 1992; Yılmaz, 1990, 1997; Bozcu, 1992; Özcan ve diğ, 2011). Bu örtü birimleri hem klastik sedimanlardan hem de Eosen andezitik volkaniklerinden oluşur (Akartuna, 1968; Göncüoğlu ve Erendil, 1990).



## İZNİK METAMORFİKLERİ ve ÖRTÜ

## İZNİK METAMORFİKLERİ ve ÖRTÜ



Kaya ve Kozur (1987)

Göncüoğlu ve diğ. (1987, 1992)

Yılmaz ve diğ. (1987, 1995)

Robertson ve Ustaömer (2004)

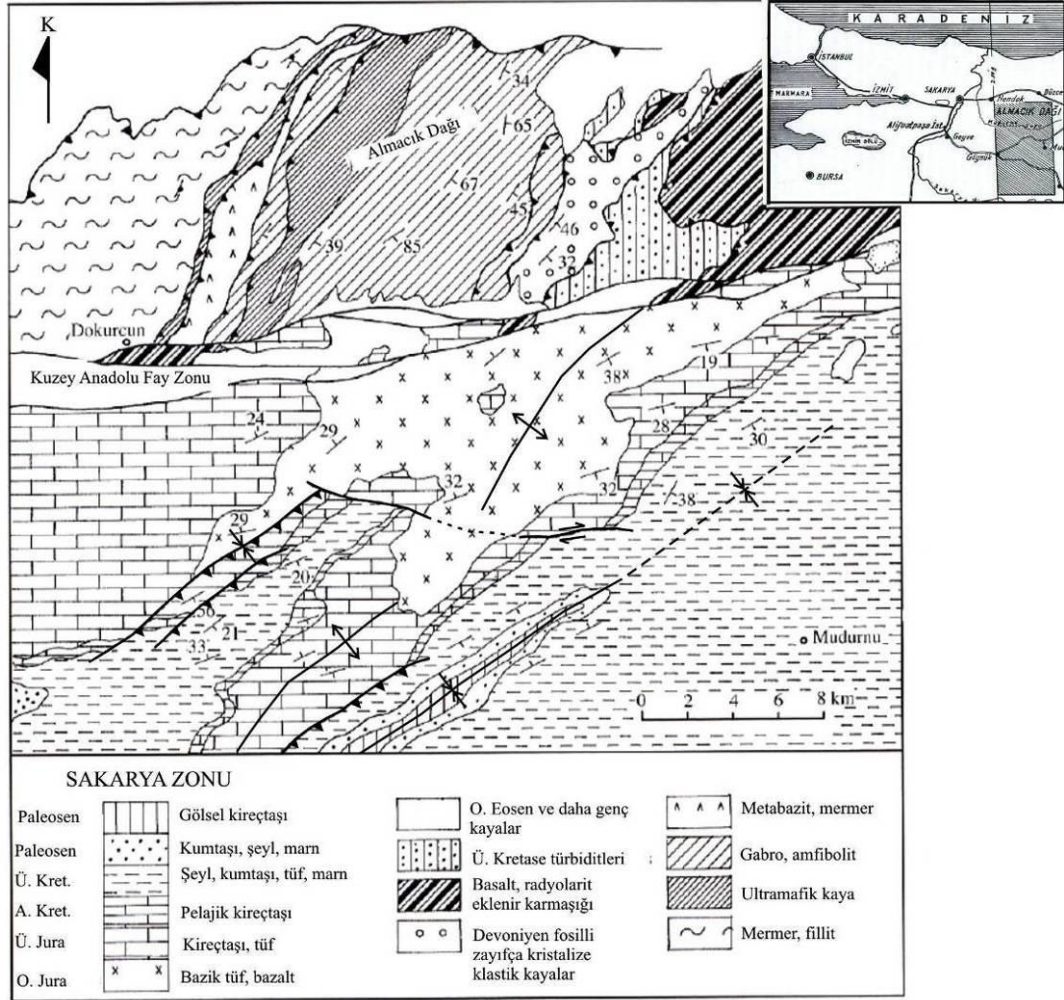
**Şekil 2.3 :** Farklı yazarların Samanlı Dağları için sundukları alternatif tektonostratigrafik kolonlar (Robertson ve Ustaömer, 2004'den değiştirilerek). Stratigrafik detaylar için kolonlar altında yazan makalelere bakılmalıdır.

### 2.3 Armutlu Yarımadası'ndaki Önceki Çalışmalar

Gerek çalışılan bölgede gerekse Pontid-İçi Kenedi'nin uzandığı başka alanlarda birçok jeolojik araştırma yapılmıştır. Armutlu Yarımadası'nda ilk jeolojik araştırma, De Tchihatcheff (1867, 1869a, 1869b) tarafından yapılmıştır. Daha sonra 1920'ye kadar bazı çalışmalar yapılsa da, 1920-1949 arasında bölgedeki jeolojik araştırmalar kesintiye uğrar. 1949'dan günümüze çalışmalar devam etmektedir. Çalışılan bölgede yapılmış jeolojik araştırmalar arasında özellikle Akartuna (1968), Kaya (1977), Akartuna ve Atan (1981), Kaya ve Kozur (1987), Göncüoğlu ve diğ. (1987, 1990, 1992), Göncüoğlu ve Erendil (1990), Bozcu (1992), Yılmaz ve diğ. (1990, 1995, 1997), Robertson ve Ustaömer (2004), Okay ve diğ. (2008), Özcan (2010), Özcan ve diğ. (2011) dikkat çeken çalışmalardır. Yapılan başlıca çalışmaların kısa özetleri bu bölümde anlatılacak ve stratigrafik jeoloji bölümünde bu çalışmalar yeri geldikçe tekrar değinilecektir.

*Abdülselamoğlu (1959)*, Geyve Boğazı'nın yaklaşık 50 km doğusunda, Almacık Dağı ile Mudurnu ve Göynük civarının 1/100 000 ölçekli jeoloji haritasını hazırlamıştır. Bu bölgede Kuzey Anadolu Fayı (KAF), Almacık Dağı'ndaki birimler ile Sakarya Havzası'nı oluşturan çökelleri birbirinden ayırır ve iki tektonik ünite arasındaki ilişkiyi gizler (Şekil 2.4). KAF'nın bu alandaki kümülatif atımının 25-40 km olduğu tahmin edilmektedir (Şengör, 1979; Barka, 1992). *Abdülselamoğlu (1959)*, çalışmasında KAF'nın güneyinde bulunan Sakarya Havzası'ndaki jeolojik ilişkiler ile Almacık Dağı arasında bağ kurarsa da bu ilişkiler çok açık olmadığından, aşağıda yazarın yalnızca fayın kuzeyinden elde ettiği stratigrafik verilere değinilecektir. Bu çalışmaya göre Almacık Dağı'ndaki en yaşlı birim Devoniyen öncesine ait; gnays-diyorit-amfibolit şist ve mermerlerle ardalanan mikaşistlerden oluşan kristalen şistlerdir. Yazar, bu metamorfik birimin üzerinde Almacık Dağı'nın doğusunda, uyumsuz olarak Devoniyen fosilleri içeren bir birimin oturduğunu söyler. Yılmaz ve diğ. (1982) daha sonra bu dokanağın tektonik olduğunu belirtmiştir ve metamorfik kayaların Kretase yaşında olabileceğini bildirmiştir. *Abdülselamoğlu (1959)* Almacık Dağı doğusunda, fosilli Üst Kretase yaşlı kireçtaşı ve kumtaşlarının, Devoniyen kayalarını uyumsuz olarak örttüğünü belirtmiştir. Çalışmanın sonucunda, bölgede Üst Kretase sonunda sürekli bir denizin varolduğundan bahsetmiş, Üst

Kretase yaşlı birimlerin üzerine Paleosen-Eosen yaşlı serilerin uyumsuz geldiklerini belirtmiştir.



**Şekil 2.4 :** Almacık Dağı ve güneyinin, Abdüselamoğlu'ndan (1959) ve Yılmaz ve diğ. (1982)'den faydalanılarak hazırlanmış olan haritası [Okay ve Tüysüz (1991)'den değiştirilerek].

Akartuna (1968), "Armutlu Yarımadasının Jeolojisi" isimli çalışmasında, yarımada'nın en batı noktası olan Bozburun'dan doğudaki Geyve Boğazı'na kadar 4000 km<sup>2</sup>'lik alanı haritalamıştır. Akartuna (1968)'nin çalışması bölgenin jeolojisi için yapılmış olan ilk yüksek ayrıntılı jeolojik çalışmadır. Yazar, Samanlı Dağları'ndaki tüm metamorfik kayaları tek bir birim olarak düşünmüştür ve bu metamorfik birimi dört alt birime ayırmıştır. Bu birimler tabandan tavana; 1) gnays-mikaşist ve amfibolit şistler, 2) mikaşist-serpantin, şist-kuvarsit-mermerler, 3) kuvarsitler, 4) mermerlerdir. Yazar iki numaralı alt birim içerisinde metamorfik diyabaz ve bazalt lavlarının olduğundan da bahsetmiştir. Akartuna'ya (1968) göre tüm bu dört alt birim, dereceli olarak yatay ya da dikey yönde geçişlidir. Fakat yazar

bu ilişkilerin gözlenebileceği dokanak mevkilerinden bahsetmemiştir. Ek olarak, granit ve granodiyorit türü sokulumların kristalen şistleri kestiğini belirtmiştir. Yazar ayrıca Permo-Karbonifer yaşlı kireçtaşlarının Mekece güneyinde bazı metamorfik kayaları uyumsuz olarak örttüğünden bahsetmiştir. Ancak bu mevkii Kuzey Anadolu Fayı'nın Samanlı Dağları'nın güneyinden geçen kolunun güney tarafında bulunmaktadır ve birimlerin Samanlı Dağları'ndaki metamorfiklerle ilişkisi açık değildir. Yazar Armutlu Yarımadası'nın dışındaki bu dolaylı gözleme ve Abdülselamoğlu'nun (1959) 50 km doğudaki Almacık Dağı'ndan bildirdiği, fosilli Devoniyen tabakalarının metamorfikleri uyumsuz olarak örttüğü gözlemine dayanarak, Samanlı Dağları'ndaki metamorfik kayalara Devoniyen öncesi yaşını vermiştir. Akartuna (1968), Yalova'nın doğusundaki Kılıçdere-Karasu Deresi arasında, kırmızı kumtaşı ve konglomeralar olarak tanımladığı bir birime Triyas yaşını vermiştir. Yazarın, fosil içermediklerini belirttiği bu litolojilere Triyas yaşını vermesinin nedeni, litolojilerin Kocaeli bölgesindeki daha önce tanımlanmış olan Triyas kayalarına benzemesidir. Akartuna (1968), Turoniyen-Maastrichtiyen yaşlı Üst Kretase birimleri tanımlamıştır. Akartuna'nın, Kretase birimlerinden elde ettiği bol fosil ve dolayısıyla net yaş verisi vardır. Ancak yazar, çeşitli Kretase fosilleri içeren değişik litolojideki birimlerin (yazarın radyolaritli seri, kumtaşı-konglomera, marnlı kalker-konglomera ve fliş olarak tanımladığı dört ayrı Kretase birimi vardır) gerek birbirleri ile gerekse de daha yaşlı birimlerle olan ilişkisi konusunda açık dokanaklardan bahsetmemiştir. Akartuna (1968), İznik Gölü ile İzmit Körfezi arasındaki çeşitli alanlarda Paleosen-Eosen (yazar zaman zaman Lutesyen olarak sınırlar) yaşını verdiği volkanik tuf-konglomera-flişlerin ve Neojen tabakalarının Kretase yaşındaki marnları uyumsuz olarak örttüklerini bildirmiştir.

*Akartuna ve Atan (1981)*, “Geyve-İkramiye-Fındıksuyu (Sakarya) Dolayının Jeolojisi” isimli çalışmalarında; bölgede Paleozoyik zamanına ait metamorfik kayalarla, Mesozoyik ve Senozoyik zamanlarına ait sedimanter ve magmatik kayaların bulunduğunu belirtmişlerse de özellikle Paleozoyik kayalar için sundukları fosil verilerinin büyük kısmı Akartuna'nın (1968) çalışma alanının ve Kuzey Anadolu Fayı'nın güneyinden bildirdiği (Mekece güneyi) Armutlu Yarımadası'ndaki metamorfiklerle ilişkisi net olmayan kayalardan elde ettiği dolaylı yaşlardır. Akartuna ve Atan (1981), Paleozoyik birimlerini Devoniyen öncesi mafik magmatik kökenli metamorfikler ve Orta-Alt Devoniyen yaşlı metaçökeller

olarak ikiye ayırmıştır. Yazarlar metaçökellerin yaşını, Abdülselamoğlu'nun (1959) Almacık Dağı'ndan bildirdiği fosillerle, dayanarak Devoniyen olarak kabul eder.

*Kaya ve Kozur (1987)*, Gemlik kuzeydoğusundaki çalışmalarında Jura-Kretase yaşlı bir sedimanter istif tanımlamışlardır ve dokuz farklı metamorfik birim tespit etmişlerdir. Yazarların tespit ettiği metamorfik birimler alttan üste şunlardır; 1) serpantinitleten oluşun "ultramafik tektonit birimi", 2) birinci birimi tektonik olarak üzerleyen amfibolit-gneys bantlaşmasından oluşun birim, 3) önceki birimlerle açık bir dokanak göstermese de, ilk iki birimi üzerleyen masif mermerler [Kaya (1977)'nin Orhangazi Mermeri], 4) Orhangazi Mermeri'ni geçişli olarak üzerleyen, meta volkanojenik-metaklastik-mermerden oluşun bir birim. Yazarlara göre, dördüncü birimin içerisindeki metavolkanojenikler; düşük yeşilist fasiyesinde mafik metatüflerden ve metalavlardan oluşmaktadır [Kaya (1977)'nin Fındıklı Formasyonu]. Yazarlar bu dördüncü birimin yaşının fosil verisi olmaksızın, Jurasik öncesi ya da Geç Triyas öncesi olabileceğini belirtmişlerdir. 5) Fındıklı Formasyonu, tabanında çakıltaşı bulunan kırmızı-gri renkli rekristalize kireçtaşları ile üzerlenir [Kaya (1977)'nin Kayalı Kireçtaşı]. Kaya ve Kozur (1987), Kayalı Kireçtaşı'nın uyumsuz olarak Orhangazi Mermeri'ni üzerlediğini belirtse de bu uyumsuzluk düzleminin yeri ve tasviri yayınlarında belirtilmemiştir. Yazarlar, Kayalı Kireçtaşı içerisinde ostrakod ve bentik foraminifer fosilleri tespit etmişlerdir, bu fosillere dayanarak kireçtaşına Orta Jura yaşı vermişlerdir. Yazarlar, Kayalı Kireçtaşı'nın, Fındıklı Formasyonu ile olan dokanağında çatlaklardan aşağıya doğru penetre ettiğini ve bu yapının uyumsuzluk düzlemini gösterdiğini bildirir. Bu penetrasyon yapılarının bazı kuvars damarlarını da kestiği bildirilmiştir. 6) Yazarlara göre Fındıklı Formasyonu'nu, Orhangazi Mermeri'ni ve Kayalı Kireçtaşını ince taneli, pembe renkli, yer yer şeyl de içeren rekristalize kireçtaşları geçişli olarak üzerler (Cihatlı Kireçtaşı), (7) Yazarlara göre Cihatlı Kireçtaşı geçişli olarak Kaya ve Kozur (1987)'un, Gemlik Formasyonu adını verdiği bir olistostromal birimle üzerlenir. Kaya ve Kozur (1987), Gemlik Formasyonu'nun, sleyt, çamurtaşı, litik konglomera ve litik kumtaşı matriksli, rekristalize kireçtaşı, mafik volkanik kaya, serpantin, gabro, tabakalı radyolaryalı çört bloklarına sahip olduğunu bildirmiştir. Çört bloklarından tanımladıkları radyolaryaların Jura-Erken Kretase yaşında olduğunu belirtirler. 8) Kaya ve Kozur (1987), Gemlik Formasyonu üzerine uyumsuz olarak fosilli bir kireçtaşının geldiğini belirtmişlerdir (Soğucak Kireçtaşı) ancak bu

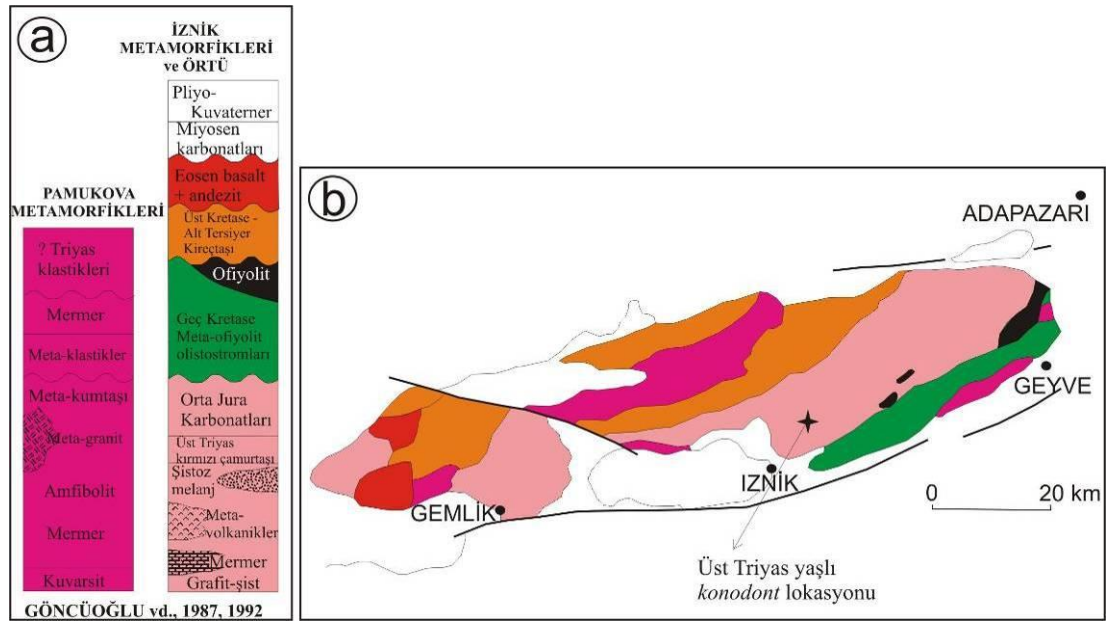
dokanağın ayrıntısından yayınlarında bahsedilmemiştir. Kaya (1977) daha önce bu dokanağın yamaç döküntüleriyle örtülü olduğunu söylemektedir. Soğucak Kireçtaşı yazarlar tarafından Üst Kretase yaşında kabul edilmiştir. 9) Soğucak Kireçtaşı üzerinde ise kalın bir kuvars kumtaşı-kuvarsarenit-arkoz birimi tanımlamışlardır (Kumla Kumtaşı), fakat bu iki birim arasında da açık bir dokanak bildirmemişlerdir. Kaya ve Kozur (1987)'un Gemlik Formasyonu daha sonra kaotik iç yapılı bir sedimanter ya da tektonik “melanj” olarak yorumlanmıştır (Göncüoğlu ve Erendil, 1987; Yılmaz ve diğ., 1997; Ustaömer ve Robertson, 2004). Bu tezde yapılan gözlemler de Gemlik Formasyonu'nun aslında bir melanj olduğu düşüncesini destekler niteliktedir. Bu durumda, Gemlik Formasyonu'nun (aslında Gemlik Melanjı) daha önceki birimleri uyumlu ya da uyumsuz örttüğü gözlemi doğru değildir, aksine belirlenebilen tüm dokanakları melanj tanımına uygun biçimde, tektoniktir (bkz. Bölümler 4-8).

*Göncüoğlu ve diğ. (1987, 1990, 1992), “Armutlu Yarımadası'nın Jeolojisi”* isimli araştırmalarında, Samanlı Dağları'nın tümünü içine alan geniş bir alanı incelemişlerdir. Bölgede Üst Kretase (Senomaniyen) öncesinde bir araya gelmiş iki ayrı tektonostratigrafik birim bulunduğunu belirtmişlerdir. Bu birimleri “Pamukova Metamorfik Birimi” ve “İznic Metamorfik Birimi” olarak adlandırmışlardır.

Yazarların Pamukova Metamorfik Birimi için sundukları dikme kesitte; en altta kuvarsit ve mermerler bulunur. Mermer ve kuvarsitleri amfibolitler üzerler. Bu birimleri ise kuvvetlice makaslanmış granitik magmatikler keser. Yazarlara göre, bu metamorfik temeli uyumsuz olarak metaklastikler ve kristalize kireçtaşları örtmektedir. Yazarların, Pamukova Metamorfikleri'nden direkt yaş verisi yoktur fakat yazarlar Pamukova Metamorfikleri içindeki amfibolitleri İstanbul Zonu'nun Prekambriyen kayalarıyla, amfibolitleri uyumsuz olarak üzerleyen metaklastikleri ise İstanbul Zonu'ndaki Paleozoyik kayalarıyla eşlenebileceğini belirtmişlerdir. Yazarlar Pamukova Metamorfikleri'nin İznic Metamorfikleri üzerinde muhtemelen tektonik olarak yereldiğini ve bu bindirme dokanağının yaşının olasılıkla Geç Kretase olduğunu belirtmişlerdir.

Yazarlar, İznic Metamorfik Birimi'ni ise düşük derecede metamorfik üç ayrı alt birime ayırmışlardır. Bu birimler alttan üste; 1) Metamorfik temel; metabazik kayalar ile ardalanmalı rekristalize kireçtaşı, metavolkanik kayalar (metariyolit) ve

grafit-şistlerden oluşmaktadır. Yazarlar bu en alt kesimleri litolojik benzerlikleri yüzünden Orta Sakarya'nın Permiyen öncesi temeliyle özdeşleştirilmektedir. 2) Şist-mermer birimi; metamorfik temel üzerinde uyumsuz olarak yer alır ve yer yer olistostromal düzeyler içeren kırıntılı kayalarla birlikte, bazik volkanik kayalar, piroklastikler, kireçtaşı blok ve mercekleri ile çamurtaşlarından oluşur. Göncüoğlu ve Erendil (1989) bu birimin üst kesimlerinde yer alan mikrit bantlı kireçtaşlarından Üst Triyas yaşı veren konodontlar tanımlamışlardır. Yazarlara göre İznik Metamorfikleri'nin bu bölümü Kuzey Anadolu'da yaygın olarak yüzeyleyen Karakaya Formasyonu'nun eşdeğeridir. 3) Metamorfik olistostrom; yazarların Orta Jura yaşını verdiği karbonatlar üzerinde, çakıltaşı ile başlayan bir birimdir. Rekristalize kireçtaşı, kırmızı çamurtaşı, gabro, serpantin, metadiyabaz blokları içerir. Kaya ve Kozur (1987) bu birimde Gemlik kuzeybatısında Üst Jura-Alt Kretase yaşlı radyolaryalı çört blokları tanımlamıştır (Gemlik melanjı). Göncüoğlu ve diğ. (1987, 1990) İznik metamorfiklerini Senomaniyen-Koniasiyen yaşlı sedimanter kayaların uyumsuz olarak örttüğünü bildirmiştir.



**Şekil 2.5 :** Göncüoğlu ve diğ. (1987, 1990, 1992)'nin Armutlu Yarımadası için yayınladıkları (a) stratigrafik kolon kesit ve (b) hazırladıkları basitleştirilmiş harita [Robertson ve Ustaömer (2004)'den değiştirilerek]. Haritada yalnızca Üst Kretase ve öncesi birimler gösterilmektedir. Haritadaki yıldız simgesiyle Göncüoğlu ve Erendil (1989)'in Üst Triyas yaşlı veren konodontları tanımladıkları lokasyon işaretlenmiştir. Haritanın lejandı olarak kolon kesite bakılmalıdır.

Yılmaz ve diğ. (1987, 1990, 1995, 1997), Pontid-İçi Kenet zonunu Armutlu-Almacık Zonu olarak adlandırmışlardır. Yazarlar Armutlu Almacık Zonu'nda dört ayrı

metamorfik birlik tanımlamışlardır ve bu birliklerin, üzerlerine gelen ilk transgresif sedimanlara dayanarak, Üst Kretase öncesi bir araya geldiklerini söylemişlerdir. Yazarların tanımladıkları metamorfik birimler şunlardır; 1) Armutlu Metamorfik Birliği; kataklastik bir Paleozoyik yaşlı birim; 2) İznik Metamorfik Birliği; bölgesel olarak metamorfizma geçirmiş bir metasedimenter-metavolkanik birim; 3) Geyve Metaofiyoliti; Üst Kretase yaşlı metamorfik bir ofiyolit birliği; 4) Pamukova Metamorfik Topluluğu; amfibolit, metagranit, kuvarsit ve mermerden oluşan bir birim.

Yılmaz ve diğ. (1997)'nin, "Armutlu Metamorfik Birliği" altta amfibolit fasiyesinde metamorfik mikaşist, amfibolit, metagabrolar ile bu birimleri kesen, gnaysik dokulu granitlerden oluşur. Yazarlara göre bu kayalar, uyumsuz olarak düşük dereceli bir metamorfik seri tarafından üzerlenir (Yılmaz ve diğ. 1990, 1995, 1997). Uyumsuzluk düzleminin hemen üzerinde zayıf metamorfik, metaignimbritler ve felsik piroklastikler bulunur. Metavolkanikler arasında üste doğru kalın kuvarsitler ve arkoz arakatıkları görülür. En üst kesimler dereceli olarak kalın ve koyu renkli sleytler ile rekristalize kireçtaşı lensleri içerir. Yazarlar uyumsuzluk düzlemi üzerindeki kayaların yaşını direkt bir veri olmaksızın, Ordovisyen olarak öngörmüştür. Yazarların tanımladığı istif, alttaki kayalardan bloklar içeren bir metaflaş tarafından üzerlenir. Yılmaz ve diğ. (1987) bu fliš istifinin yaşını direkt bir veri olmaksızın Karbonifer olarak kabul eder. Yılmaz ve diğ. (1997), Armutlu Metamorfik Birliği'ni İstanbul Zonu'nun (yazarların İstanbul-Zonguldak Birliği) temel kayaları ile bu temeli üzerleyen Paleozoyik serinin metamorfik eşleniği olarak yorumlamışlardır. Yılmaz ve diğ. (1990, 1995) Armutlu Metamorfik Birliği'nin İznik Metamorfik Birliği ile olan dokanaklarının genç yanıl atımlı faylar olduğunu belirtir.

Yılmaz ve diğ. (1990, 1995) tanımladıkları ikinci metamorfik birim olan "İznik Metamorfik Birliği"nin metamorfizma geçirmiş, çoğunluğu çökel kökenli kayalardan oluşan bir Paleozoyik-Mezozoyik istif olduğunu belirtir. Yazarlara göre İznik Metamorfik Birliği içerisinde üç uyumsuzluk düzlemi bulunur. Ancak yazarların belirttiği uyumsuzluk düzlemlerinin ve geçişli dokanakların yeri ve konumları genelde açık değildir. Yazarlar, İznik Metamorfik Birliği'ni bir kuvarsitik taban metakonglomerası ile başlatır, bu metakonglomera dereceli olarak mermer-kalk şist-feldspar şistlere geçer, bu seri ise dereceli olarak önce metabazit arakatıkları içeren metasedimanterlere daha sonra mermer olistostrolitleri içeren bir olistostroma geçer.



Yazarlara göre tüm bu istif uyumsuz olarak lamine beyaz-gri mermerlerce üzerlenir. Yazarlar uyumsuzluk düzlemi üzerindeki kayaların Permo-Karbonifer’de çökeldiğini varsaymışlardır. Yazarlar, bu kayaların dereceli geçişle Triyas yaşlı metamorfiklere geçtiğini bildirirler. Geçiş düzleminin üzerindeki kayalar, dolomitik mermerler ile başlar ve metamorfik asidik, bazaltik kayalar, beyaz mermer, çört içeren metaşeyller, pelajik kireçtaşları ve mermerlerle devam eder. Yazarlar, serinin alt kesimlerini Sakarya Havzası’nda tanımladıkları ve yaşını Triyas olarak kabul ettikleri çökellere benzer görmüşlerdir. Ayrıca, Göncüoğlu ve diğ. (1987)’nin daha önce serinin üst kesimlerinden bildirdiği Üst Triyas fosillerine de dayanarak, serinin bu kesiminin Triyas yaşında olduğunu düşünmüşlerdir. Seri, bol miktarda mermer bloğu içeren, bir olistostromal metapsammitik birimle son bulur. Yılmaz ve diğ. (1990)’nin İznik Metamorfik Birliği içerisinde bildirdiği ikinci uyumsuzluk düzlemi Jura’da gelişmiştir. Düzlemin üzerinde fosilli, mikritik rekristalize kireçtaşları önceki birimleri uyumsuz olarak üzerler ve Jura yaşlı olistolitlere geçiş gösterir [Kaya ve Kozur, (1987)’un Gemlik Formasyonu]. Bu fosilli mikritik kireçtaşları için Yılmaz ve diğ. (1990), Göncüoğlu ve diğ. (1987)’nin Alt Kretase yaşı verdiğini belirtmiştir ve buna dayanarak birimin tam yaşının Üst Jura-Alt Kretase olması gerektiğini söylemişlerdir. Ancak aslında bu yaş, Göncüoğlu ve diğ. (1987 ve 1990)’de herhangi bir fosil tanımı olmaksızın, Kaya ve Kozur (1987)’a referans verilerek belirlenmiştir [Kaya ve Kozur (1987)’un Kayalı Kireçtaşı]. Yılmaz ve diğ. (1990) İznik Metamorfikleri içerisinde Üst Kretase’de üçüncü bir uyumsuzluk düzleminde bahseder. Uyumsuzluk düzleminin üzerinde Akçay Grubu adını verdikleri, metagrovak, metaşeyl, serpantin, gabro, amfibolit ve pelajik kireçtaşlarından oluşan bir olistostrom bulunur. Yazarlara göre bu olistostrom ise uyumlu olarak metaspilitler tarafından üzerlenir (Adliye metalavı). Yılmaz ve diğ. (1990) Adliye Metalavı’nın üzerine ise uyumsuz olarak metamorfik olmayan Üst Kretase (Kampaniyen?-Maastrihtiyen) çökellerinin geldiğini söyler. Bu durumda Üst Kretase birimlerinde uyumsuz olarak üzerlenen Akçay Grubu ve Adliye Metalavı’nın tabanının yine Üst Kretase olarak verilmesi sorunlu gözükmektedir. Yılmaz ve diğ. (1995), İznik Metamorfikleri’ni Sakarya Zonu’nun (yazarların Sakarya Kıtası) kayaları ile korele eder. Yazarlar İznik Metamorfikleri’ni Işıranca Masifi ile de karşılaştırırlar [Yılmaz ve diğ. (1997)]. Yazarlara göre Işıranca Masifi’nde benzer litolojilerde ve yaşlarda kayalar bulunmaktadır. Ancak, Işıranca Masifi’nde Üst

Jura–Üst Kretase yaşlı birimler yoktur. Bu durumun nedeni olarak İstiranca Masifi’ndeki çalışmalardaki veri eksikliğine ya da Üst Jura–Üst Kretase arasında Masif’teki muhtemel yaygın erozyona bağlarlar.

Yılmaz ve diğ. (1990, 1995, 1997), Geyve Boğazı ve Almacık Dağı’nda yaygın mostralara bulunan ultramafikleri, metamorfik bir ofiyolit olarak tanımlar ve “Geyve Metaofiyoliti” olarak adlar. Yılmaz ve diğ. (1990) Geyve Metaofiyoliti’nin düzenli ofiyolitik yapısının en iyi Almacık Dağları’nda görüldüğünü belirtir. Yazarlara göre, Almacık Dağları’nda birim altta ultramafik tektonit ve kümülat kayalarla başlar, lökokratik farklılaşma ile diyabaz ve spilit lavlarına geçer ve epiofiyolitik kayalarca örtülür. Yazarların Geyve Boğazı için verdikleri stratigrafi ise görece farklıdır. Yılmaz ve diğ. (1990)’ne göre Geyve Boğazı ve civarında birim tabanda ultramafiklerden oluşur (dunit ve hazburjit), üste doğru ultramafikler üzerine olivinli ortopiroksenitler katılır, daha sonra katmanlı peridodit yapısı alan birim bantlı gabrolara geçiş gösterir. Yazarlar bantlı gabroların en iyi Doğançay dolayında görüldüğünü söylemektedir. Yılmaz ve diğ. (1990) Doğançay dolayında yaygın gnaysik foliasyon görüldüğünden bahseder ve amfibolitik kesimlerin, yer yer granit (aplit ve pegmatit) ve diyabaz dayklarca kesildiğini belirtir. Yılmaz ve diğ. (1995)’ne göre Geyve Metaofiyoliti, İznik Metamorfik Birliği üzerine bindirir, ve uyumsuz olarak Kampaniyen?-Maastrichtiyen yaşlı konglomera-kumtaşı ve resifal kireçtaşıdan oluşan çökellerce örtülür. Yılmaz ve diğ. (1995) Geyve Metaofiyoliti’nin Geç Turoniyen-Kampaniyen’de bir ofiyolit napı olarak İznik ve Armutlu Metamorfik Birlikleri üzerine bindirdiğini öngörmektedir.

Yılmaz ve diğ. (1990) tarafından tanımlanan dördüncü metamorfik birim “Pamukova Metamorfik Topluluğu”dur. Yazarlar, bu birimin yukarıda anlatılan diğer üç metamorfik birimle dokanak ilişkisinin olmadığını belirtir. Yazarlar tarafından topluluk, amfibolitik kayalar ile amfibolitleri kesen metagranitler ve bunların üzerinde uyumsuz olarak yer alan kuvarsit ve mermerlerden oluşan bir birim olarak tanımlanmıştır. Yılmaz ve diğ. (1990) kuvarsit ve mermerlerin altındaki uyumsuzluk düzleminin yeri ve tanımı konusunda veri sunmaz. Bu tez süresince Pamukova çevresindeki, kuvarsit ve mermerlerin amfibolit ve granitlerle tektonik olarak ardalandıkları gözlenmiştir ve Geyve Metaofiyoliti olarak tanımlanan kayalarla büyük oranda benzer oldukları görülmüştür. Yılmaz ve diğ. (1990) kuvarsit ve mermerleri herhangi bir net fosil verisi olmaksızın Orta Sakarya’daki Jura yaşlı

Bayırköy Formasyonu ve Bilecik Kireçtaşı ile eşdeğer görmüştür. Pamukova Metamorfik topluluğu Üst Kretase yaşlı çökel birimlerce uyumsuz olarak örtülür (Yılmaz ve diğ., 1990, 1995).

*Bozcu (1992)*, “Geyve, Sapanca (Adapazarı İli) Dolayının Jeolojik ve Petrolojik İncelemesi” isimli doktora çalışmasında; kuzeyden Sapanca gölü ve Arifiye Düzlüğü, güneyden ise, Osmaneli-Mekece arasındaki, 950 km<sup>2</sup>'lik bir alanın 1: 25 000 ölçekli haritasını hazırlamıştır. *Bozcu (1992)*, Yılmaz ve diğ. (1990)'nin öngördüğü stratigrafik tanımlar ile yaş öngörülerini birebir takip etmiştir. Bu bakımdan yukarıdaki bölüm ile birlikte değerlendirilmesi uygundur. Yazar bölgeden geçen, Kuzey Anadolu Fayı'nın güney kolunun kuzeyinde kalan alandaki birimleri kuzey topluluk (Samanlı Dağları doğu kesimi), fayın güneyinde kalan birimleri güney topluluk olarak adlandırmıştır (Sakarya Havzası). Çalışma sonucunda yazar şu sonuçlara varmıştır.

*Bozcu (1992)*, kuzey toplulukta iki ayrı metamorfik birim tanımlar; İznik Metamorfik Topluluğu ve Pamukova Metamorfik Topluluğu. Bunlardan, İznik Metamorfik Topluluğu, yazara göre Paleozoyik-Üst Kretase aralığında çökelmiş olan ve sonradan yeşil-şist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş çökel kayalardan oluşmaktadır. *Bozcu (1992)*'ya göre bu birimler litolojik olarak Sakarya kıtasındaki Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı, metamorfik olmayan çökel birimlerle benzerdir. Yazara göre istif bir ofiyolit napı altında derine gömülmüş ve metamorfizmaya uğramıştır. Bu ofiyolit napı Yılmaz ve diğ. (1990)'nin tanımladığı Geyve Metaofiyoliti'dir. Kuzey topluluktaki ikinci metamorfik topluluk olan Pamukova Metamorfik Topluluğu, temelde amfibolitik kayalar, bunları kesen granitler ile tüm bunların üzerinde yeralan kuvarsit ve mermerlerden oluşur. Topluluğu oluşturan birimler yeşilşist-amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğramışlardır. *Bozcu (1992)*, Yılmaz ve diğ. (1990) gibi fosil verisi olmaksızın, Pamukova Metamorfik Topluluğu'nun üst birimlerini oluşturan kuvarsit ve mermerleri, Sakarya havzasındaki Jura yaşlı Bayırköy kumtaşı ve Bilecik kireçtaşı birimleri ile deneştirmiştir. *Bozcu (1992)*, Pamukova Kompleksi'nin metamorfizmasını da ofiyolit yerleşmesine bağlı olarak gelişmiş kabul eder. Yazar ayrıca, Geyve Metaofiyoliti ve İznik Metamorfik Topluluğu'nun daha sonra birlikte rejyonal metamorfizmaya uğradığını belirtmiştir. *Bozcu (1992)*'ya göre bölgede yukarıda bahsedilen bütün bu birimlerin üzerine uyumsuz olarak Üst Kretase çökelleri gelmektedir.

*Elmas ve Yiğitbaş (2001)*, Pontid-İçi Kenedi boyunca yüzeyleyen (yazarların Amutlu-Almacık Zonu) ofiyolitik kökenli kayaların birçoğunun yeniden işlenmiş Pelotetis ofiyoliti ya da İstanbul Zonu'nun temelinden gelme Prekambriyen ofiyolitleri olduklarını, çok az oranda bulunan Üst Kretase yaşlı ofiyolitlerin ise İzmir-Ankara-Erzincan kenedinden sol yanall atımlı faylarla bugünkü konumlarına taşındıklarını iddia etmektedirler. Yazarlara göre ayrı bir Pontid-İçi okyanusu hiçbir dönemde varolmamış, Batı Anadolu'da yalnızca tek bir Mesozoyik okyanusu, İzmir-Ankara-Erzincan okyanusu, gelişmiştir.

*Robertson ve Ustaömer (2004)*, Armutlu Yarımadası'nda, Pontid İçi Okyanusu'nun evrimini tartışan ve daha çok önceki çalışmaların sentezine dayanan yayınlarında bölgede iki ana tektonostratigrafik birim tanımlamışlardır; 1) amfibolit fasiyesinde metamorfizma geçirmiş olan ve yeşilist birimlerince uyumsuz olarak üzerlenen Armutlu Metamorfikleri, 2) Triyas?-Jura yaşlı yeşilistler ile melanjlar ve metaofiyolitler (İznik Metamorfikleri). Yazarlar Armutlu Metamorfikleri ile İznik Metamorfikleri'nin dokanak ilişkilerinin açık olmadığını fakat Armutlu Metamorfikleri'nin muhtemelen İznik metamorfikleri üzerine bildirdiğini söyler.

Robertson ve Ustaömer (2004), Armutlu Metamorfikleri'nin stratigrafisini tabanda yüksek dereceli bir metamorfik temel ile başlatır. Bu temel üzerine uyumsuz olarak arkozik meta-konglomeralar ve kumtaşları uyumsuz olarak gelir. Bu uyumsuzluk düzleminin yeri ve tanımı açık değildir. Meta-konglomeralar üstte doğru önce metatüf ve metabazitlere sonra fillat, tane akıntıları mermer ve metabazitlere geçer, istif en üstte ise kireçtaşı ve kuvarslı konglomeralarla son bulur. Yazarlar bu istifi İstanbul Paleozoyiği ile karşılaştırmıştır ve Armutlu Metamorfikleri'nin örtü birimlerinde İstanbul Paleozoyiği'nin aksine bolca volkanik kökenli kaya bulunduğundan, bu iki birimin eşdeğer olamayacağı sonucuna varmışlardır. Robertson ve Ustaömer (2004), Armutlu metamorfikleri'nin en alt seviyelerinin ise muhtemelen İstanbul Zonu'nun Prekambriyen temeline ait olduğunu söyler.

Robertson ve Ustaömer (2004), İznik Metamorfikleri'ni ise sekiz alt birime ayırmışlardır. 1) En altta, siyah pelitler ve metakumtaşları, 2) muskovitçe zengin gri metapelitler ve metakumtaşları, 3) riyolit, andesit, riyolitik tüf içeren metavolkanikler, 4) kısmen rekristalize olmuş kalkerli pelitik matriksli ve metakuvasit konglomeralar. Robertson ve Ustaömer (2004), bu birimin altında Kaya

ve Kozur (1987)'un Gemlik civarında bildirdiği gibi bir uyumsuzluk düzleminin bulunduğunu varsaymaktadır, 5) Tabakalı rekristalize kireçtaşları. Robertson ve Ustaömer (2004) bu seviyelerde bivalv, mercan ve kalkerli alg fosilleri bulunduğunu söylemekle birlikte (Soğucakyayla mevki) bu fosillerin tür adlarını vermemişlerdir. Yazarlar bu birimin Gemlik'te Kaya ve Kozur'un (1987) tanımladığı bazı konumu net olmayan kireçtaşlarına litolojik olarak benzer olduğunu söyleyerek Orta Jura yaşını öngörmüşlerdir (Kayalı Kireçtaşı), 6) İyi tabakalı meta-karbonat, meta-silisiklastik, meta-çört istifi. Yazarlar bu istifin de yaşını Kaya ve Kozur'a (1987) dayanarak Üst Jura-Alt Kretase olabileceğini varsaymışlardır, 7) Altı numaralı seri metafliş ve siyah pelitlerden oluşan Alt-Orta Kretase yaşlı bir birime geçer. Bu kesimler için öngörülen yaşın verisi açık değildir; yazarlar muhtemelen alttaki birimler için öngördükleri yaşlar nedeniyle bu yoruma varmışlardır. Bu birim üzerinde ise sedimanter bir melanj biriminin çökelmiş olduğunu belirtirler (Alaçam Melanjı). Bu ilişkinin doğru kabul edilmesi zordur; çünkü melanjlar tektonik olarak yerleşen parçalanmış kaya karışıklarıdır ve düzenli sedimanter istifler gibi çökelmezler. 8) Alt Kretase-Senomaniyen aralığında çökelmiş olan ve yedinci birim üzerine tektonik olarak yerleşen pelajik metakarbonatlar. Yazarlar bu birimin yaşını Göncüoğlu ve Erendil (1990) ile Yılmaz ve diğ. (1992)'de yayınlanmış yaşları kullanarak öngörmüşlerdir.

*Okay ve diğ. (2008)*, Samanlı Dağları'ndaki yüksek dereceli metamorfik kayalar olan amfibolit-gnays ve metagranitlerden oluşan birimlerin gnays ve metgranitlerinin zirkonları üzerinde U-Pb ve Pb-Pb yaş tayinleri yapmışlardır. Okay ve diğ. (2008)'nin radyojenik yaş tayinleri sonucu Samanlı Dağları'nda Prekambriyen yaşlı bir temel (570 Ma) ve bu temeli kesen Orta-Geç Ordovisyen yaşlı granitler bulunmaktadır. Yazarlar bu kayaların İstanbul Zonu'nun temeli ile eşdeğer olduğunu söylemektedir. Prekambriyen yaşlı magmatiklerin İstanbul Zonu'nun Gondwana'nın parçası olduğu dönemde gerçekleşmiş, Pan-Afrikan granitoid plutonizması ile oluştuğunu, Ordovisyen magmatiklerinin ise muhtemelen Reik okyanusunun açılması esnasındaki riftleşmenin ürünü olduğunu bildirmişlerdir.

*Özcan (2010)*, "İstanbul, Karadeniz Sahil Şeridi ile Bursa Arasındaki Üst Kretase-Eosen Birimlerinin Stratigrafik Gelişimi ve Korelasyonu" adlı doktora tezinde başlıkta geçen alanlarda ağırlıklı olarak stratigrafik kesitler ölçerek, Pontid-İçi Kenedi, Sakarya Zonu ve İstanbul Zonu'nu örten ilk transgresif çökellerin yaşını

tespit etmiştir. Bu çalışma bölgedeki metamorfik olmayan çökel istiflerin stratigrafisi ve paleontolojisi ile ilgili en ayrıntılı çalışmadır. Yazarın çalışmasında değerlendirdiği fosiller Üst Kretase-Eosen yaşlı iri bentik foraminiferler ve planktik foraminiferleridir. Özcan (2010)'a göre İstanbul, Armutlu ve Sakarya Zonları Kampaniyen öncesi bir araya gelmiştir ve dolayısıyla Pontid-İçi Okyanusu Kampaniyen öncesi kapanmış olmalıdır. Özcan (2010) ayrıca, Üst Kretase çökel birimlerinin Kocaeli Yarımadası'nda pelajik kireçtaşları, Armutlu Yarımadası'nda kalsitürbiditler, İznik Gölü-Bursa arasında ise silisiklastik fliş istifleri olduğunu bildirir. Kocaeli Yarımadası'nda Maastrichtiyen-Tanesiyen'de çökelen pelajik kireçtaşları Alt Eosen'de (Erken Kuizyen) türbiditlerle son bulur. Armutlu Yarımadası'nda ise Eosen volkanikleri arasındaki kireçtaşı arakatkılarındaki fosil bulguları, İstanbul ve Sakarya Zonları'nın çarpışması sonrası volkanizmanın Üst İprezyen-Lütesyen aralığında olduğunu gösterir.

*Zattin ve diğ. (2010)*, Güney Trakya, İstanbul, Kocaeli Yarımadası, Samanlı Dağları ve Bursa civarından çeşitli kayalardan elde ettikleri apatit mineralleri üzerinde fizyon iz ve U-Th/He yaş tayinleri yapmışlardır. Yazarlar bu yaş tayinlerini, Neotektonik dönemde gerçekleşmiş olan yükselimlerin kesin zamanını bulmak amacıyla yapmışlardır. Çalışmalarında Samanlı Dağları'ndaki metamorfik kayaların yükseliminin Alt Eosen'de (51-53 Ma) gerçekleştiği görülmektedir.

### **3. YÖNTEMLER**

Bu tezde kullanılan yöntemler saha, laboratuvar ve ofis çalışmalarını içermektedir. Saha çalışmaları kapsamında bölgenin stratigrafik ve yapısal özelliklerini anlamaya yönelik jeolojik haritalama ile paleontolojik, petrografik ve jeokronolojik örneklemeler yapılmıştır. Laboratuvarında örnekler paleontolojik ve petrografik açılarından incelenmiş, ayrıca seçilmiş bazı numunelerden radyojenik yaş tayinleri yapılmıştır.

#### **3.1 Arazi Çalışmaları**

Arazide yapılan çalışmaların başında jeolojik haritalama gelir. Haritalanan alan Bölüm 1.2’de ayrıntılı olarak tanıtılmıştır ve Samanlı Dağ kuşağının en doğu kesiminde, kuzeyde Maşukiye (Kocaeli) ve Sapanca (Sakarya) ilçeleri, güneyde Geyve ve Pamukova ilçeleri arasında yer alır. Haritalama esnasında 1:25 000’lik Adapazarı G24-c ve G24-d topoğrafya haritaları kullanılmıştır. Haritalamada Brunton marka jeolog pusulası, GPS cihazı, jeolog çekici, balyoz, x10 büyütme lup, dijital fotoğraf makinası kullanılan cihazlardır.

#### **3.2 Jeokronolojik Yöntemler**

Paleontolojik tayinler çalışma alanındaki Kretase ve Tersiyer birimlerinden alınan fosilli kayaç örnekleri üzerinde yapılmıştır. Tayin edilen fosiller iri bentik ve planktik foraminiferlerdir. Bentik foraminiferler arazide mümkün olduğunca tane fosiller olarak toplanmıştır, zaman zamanda kayaç ince kesitleri üzerinden tayin edilmişlerdir. Bentik foraminifer fosil tayinleri Prof. Dr. Ercan Özcan (İTÜ) tarafından yapılmıştır. Planktik foraminiferlerin tayinleri ise ince kesitlerden Prof. Dr. Demir Altınar (ODTÜ) ve Prof. Dr. Sevinç Altınar (ODTÜ) tarafından yapılmıştır.

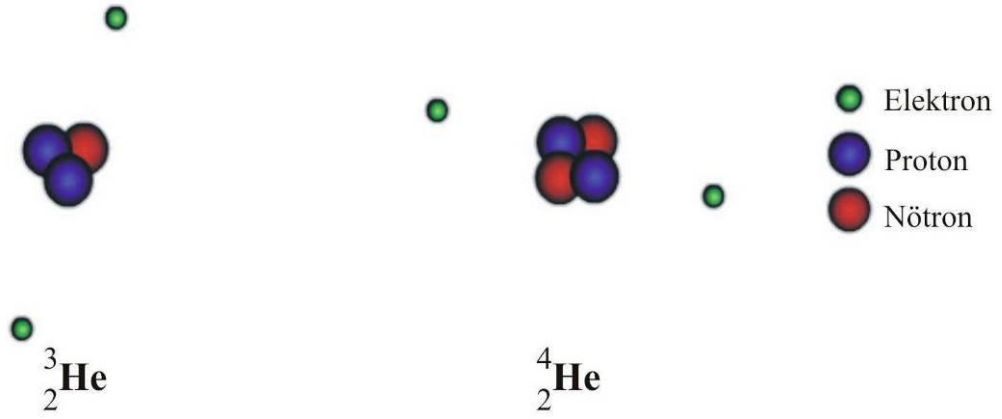
Radyojenik yaş tayinleri Tübingen Üniversitesi’nde (Almanya) Prof. Dr. Dr. h.c. Muharrem Satır danışmanlığında, Termal İyonizasyon Kütle Spektrometresi (TIMS Finnigan - MAT 262) kullanılarak yapılmıştır. Radyojenik yaş tayinleri süresince

dört ayrı metod kullanılmıştır. Bu metodlar geleneksel U/Pb zirkon, Pb/Pb tek zirkon evaporasyon, Rb/Sr mika ve Sm/Nd granat metodlarıdır. U/Pb zirkon ve Pb/Pb tek zirkon evaporasyon metodları uygulamada farklılıklar taşısa da, iki teknikte U/Pb bozunma serileri ile ilişkilidir. Aşağıda, radyojenik yaş tayini prensipleri tanıtıldıktan sonra, ilk olarak U/Pb geleneksel yaş tayin yöntemi ve daha sonra Pb/Pb tek zirkon evaporasyon yöntemi tanıtılacaktır. Rb/Sr mika ve Sm/Nd granat yaş tayini prensipleri ve tekniklerine daha ileride değinilecektir. Yaş tayini teknikleri ile ilgili bu bölüm başlıca dört kaynaktan yararlanılarak hazırlanmış bir özetir. Bu kaynaklardan olan Şengör (2000)'den özellikle radyoloji ve prensipleri kısmında faydalanılmıştır. Kaynaklardan ikincisi Tromso Üniversitesi'nce (Norveç) hazırlanmış açık kaynaklı internet ders notlarının jeokronoloji ile ilgili kısımlarıdır (<http://ansatte.uit.no/kku000/webgeology/>). Bu kaynak görsel materyaller açısından çok zengindir. Diğer kullanılan kaynaklar ise jeokronoloji üzerine yazılmış iki önemli kitap olan “Radiogenic Isotope Geology” (Dickin, 1995 - 2<sup>nd</sup> edition) ile “Isotopes” (Faure ve Mensing, 2000 - 3<sup>rd</sup> edition) kitaplarıdır.

### 3.2.1 Radyoloji ve radyojenik yaş tayini yönteminin temelleri

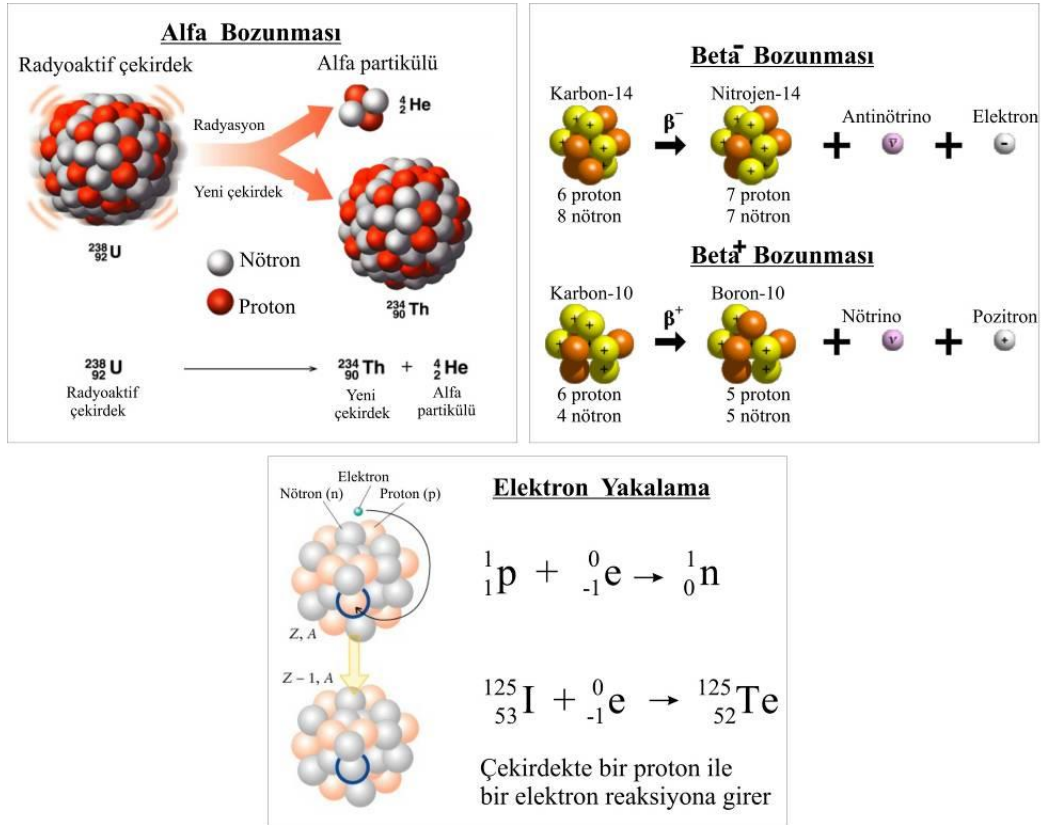
Radyolojinin temelleri ilk kez Fransız fizikçi Henri Becquerel'in, 1896 yılında uranyum tuzlarının gözle görülmeyen ışınlar yaydığını ve bu ışınların kağıttan, camdan ve bazı başka maddelerden de geçerek fotoğraf filmi üzerine etki ettiğini görmesiyle atılmıştır. Daha sonra toryum elementinin de benzer ışınlar yaydığı saptanmıştır. 1898 yılında Marie ve Pierre Curie polonyum ve radyum adını verdikleri iki radyoaktif element daha buldular. Uranyum tuzunun gösterdiği özelliklerin daha şiddetlisini, polonyum ve radyum elementlerinin de gösterdiğini tespit ettiler. Ayrıca uranyumun yaydığı ışınların çekirdekle ilgili olduğunu, uranyumun fiziksel ve kimyasal haline bağlı olmadığını gösterdiler. Daha sonra Ernest Rutherford, bazı maddelerin yaydığı ışınların özelliklerini açıklamıştır. Bu ışınlara *radyoaktif ışınlar*, bu ışınları kendiliğinden yayabilen elementlere de *radyoaktif elementler* denir. Radyojenik yaş tayini yöntemleri, duraysız radyoaktif element atomlarının radyoaktif olarak bozunması ve sonuçta yeni duraylı *radyojenik izotopların* oluşması prensibi temel alınarak geliştirilmiştir. Bir elementin aynı sayıda proton farklı sayıda nötron taşıyan atomlarına *izotop* denmektedir (Şekil 3.1).





**Şekil 3.1 :** Helyum elementinin doğal olarak bulunabilen iki ayrı izotopunun ( ${}^4\text{He}$  ve  ${}^3\text{He}$ ) elektron ve proton sayıları aynı iken, nötron sayıları farklıdır.

Radyoaktif bozunma başlıca dört şekilde olur; 1)  $\alpha$  bozunması, 2)  $\beta^+$  bozunması, 3)  $\beta^-$  bozunması, 4) elektron yakalama (Şekil 3.2).



**Şekil 3.2 :** Dört farklı radyoaktif bozunma türü olan,  $\alpha$  bozunması,  $\beta^+$  ve  $\beta^-$  bozunması, elektron yakalamanın şematik gösterimi (Açıklamalar için bir sonraki sayfaya bakınız).

1)  $\alpha$  bozunması esnasında radyoaktif çekirdekten iki elektron ve iki proton atılır (Şekil 3.2). Bu yapısıyla  $\alpha$  partikülü bir  ${}^4\text{He}$  atomudur.

2)  $\beta^-$  bozunmasında radyoaktif çekirdekten bir elektron fırlatılır. Fakat bilindiği üzere atom çekirdeğinde elektron aslında yoktur. Bu olay gerçekte kararsız çekirdekteki nötronlardan birinin, proton ve elektronlarca parçalanmasıdır.  $\beta^-$  bozunmasında; atom numarası bir artarken, kütle numarası değişmez.

3)  $\beta^+$  bozunmasında çekirdekten pozitron adı verilen, kütlesi elektronun kütlesine eşit, yükü +1 olan bir partikül atılır. Elementin atom numarası bir azalırken, kütle numarası değişmez.

4) Elektron yakalama olayında ise çekirdeğe en yakın orbitaldeki elektron, çekirdek tarafından yakalanarak bir proton ile birleşir ve bir nötrona dönüşür. Elektron yakalamada atom numarası bir azalırken, kütle numarası değişmez.

Radyojenik yaş tayini yöntemlerinin hepsi aşağıdaki eşitlik ile açıklanabilir.

$$P_0 = P_t + D_t \quad (3.1)$$

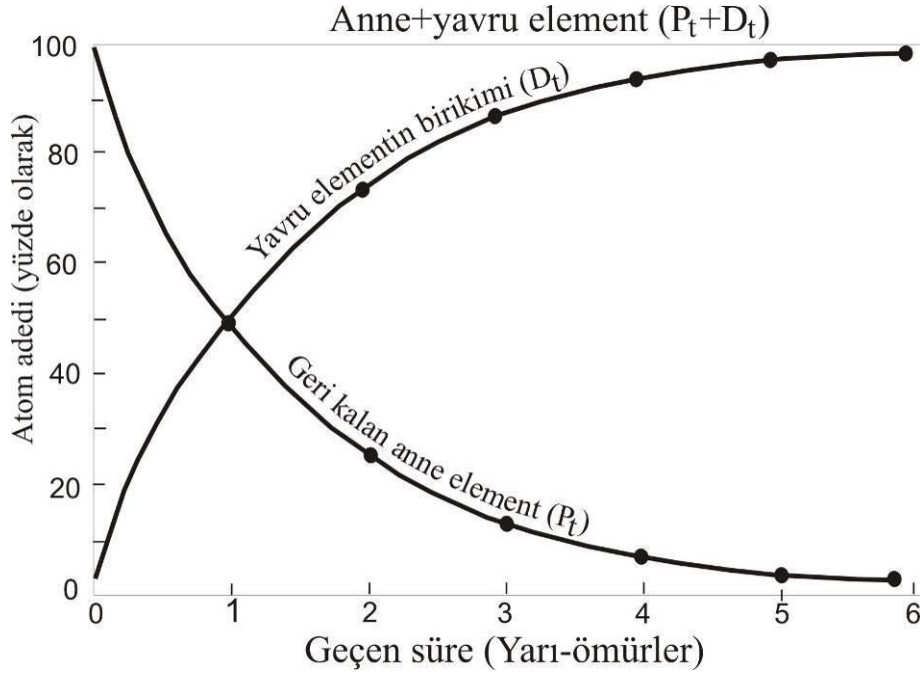
$P_0$  değeri; yaşı ölçülen mineralin kristalizasyonu esnasında yapısına giren radyoaktif element miktarıdır.  $P_t$ ; radyoaktif elementin belli bir süre sonra parçalanması sonrasında geri kalan radyoaktif (ya da anne) element miktarıdır.  $D_t$  ise radyoaktif elementin parçalanması sonrası oluşan radyojenik (ya da yavru) elementtir. Bozunma ile, belli bir süre sonra  $P_0$  değerinde oluşacak azalmanın miktarı her radyoaktif element için farklıdır. Bilinmesi gereken bir diğer önemli nokta bazı yavru elementlerin de radyoaktif olduklarıdır. Bu durumda P ve D değerleri ikisi birden radyoaktif olarak düşünüldüklerinde izotopların parçalanma hızları  $P_t$  ve  $P_0$  kullanılarak aşağıdaki matematiksel eşitlikle açıklanır.

$$P_t = P_0 e^{-\lambda t} \quad (3.2)$$

Bu eşitlikte  $\lambda$  parçalanma sabiti, t zaman, e ise doğal algoritmaların temelidir (e'nin yaklaşık değeri; 2,71828). Radyoaktif elementin yarısının bozunup radyojenik elemente dönüşmesi için geçen zamana “yarı-ömür” denir. Bir yarı-ömür sonrası geriye kalmış olan radyoaktif izotopların yarısı yine önceki yarı-ömür süresinde yarılanır (Şekil 3.3). Radyoaktif element yarılandıkça azalır fakat bitmez.

Bu durumda  $P_t = P_0/2$  olarak ifade edilebilir ve aşağıdaki yarı ömür eşitliği elde edilir.

$$t_{1/2} = (\log_e 2)/\lambda \quad (3.3)$$



**Şekil 3.3 :** Zaman içinde parçalanmış bir radyoaktif (anne) elementten, radyojenik (yavru) elementin türemesi (Dalryple, 1991'den değiştirilerek).

$P_t = P_0 e^{-\lambda t}$  eşitliği en baştaki  $P_0 = P_t + D_t$  eşitliğine yerleştirilirse aşağıdaki eşitlik elde edilir.

$$P_0 = (P_t + D_t) e^{-\lambda t} \quad (3.4)$$

Son eşitlik  $t$  (yani zaman) için çözüldüğünde radyometrik yöntemlerin ana eşitliği elde edilir.

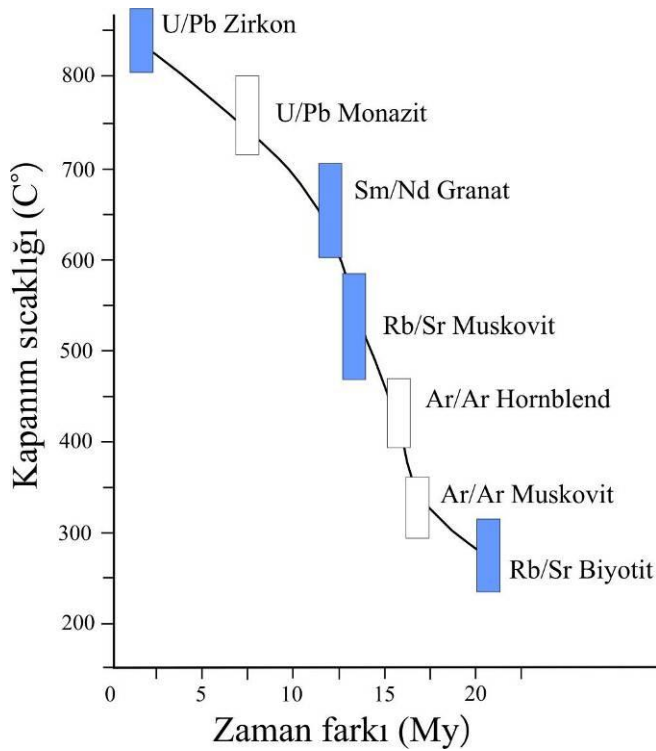
$$t = 1/\lambda \log_e(D_t/P_t + 1) \quad (3.5)$$

Yukarıdaki matematiksel eşitlikler mutlak izotop miktarına bağlı olarak yapılmaktadır ve jeokronolojik yöntemlerin temelidir. Fakat radyoaktif bozunma serileri içerisinde, oluşan bazı radyojenik (yavru) elementlerin de aynı zamanda radyoaktif olmaları yüzünden her zaman mutlak izotop miktarına bağlı olan hesaplar işe yaramaz. Bu karmaşıklıkla neticesinde *izokron yöntemi* ve *diskordiya/konkordiya yöntemi* gibi yeni yöntemler geliştirilmiştir. Bu çalışmada izokron yöntemi Rb-Sr ve Sm-Nd yaş tayinlerinde; diskordiya/konkordiya yöntemi

ise U-Pb yaş tayinlerinde uygulanmıştır. Yöntemlerin ayrıntısına aşağıda değinilecektir.

### 3.2.2 Kapanım sıcaklığı kavramı

Eğer bir mineral belirli bir yavru nüklidin girişine kapalı hale gelmişse, mineralde o yavru nüklid için izotopik saat sıfırlanmış demektir. Bu olayın gerçekleştiği sıcaklığa kapanım sıcaklığı denir. Kapanım sıcaklığından daha düşük sıcaklıklarda, anne nüklidler bozunmaya başlayacak ve yavru nüklidler radyojenik olarak üretilecektir. Farklı mineraller benzer izotop sistemleri için farklı sıcaklıklarda kapalı sistem haline gelirken, aynı mineral içerisinde farklı izotop sistemleri de farklı sıcaklıklarda kapanırlar. Farklı izotop sistemlerinin kapanım sıcaklıkları laboratuvar ortamında materyallerin yüksek sıcaklıklara ısıtılmasıyla tespit edilir. Bazı minerallerdeki, yaygın olarak radyojenik yaş tayininde kullanılan önemli izotop sistemlerinin kapanım sıcaklıkları Şekil 3.4'te gösterilmiştir.



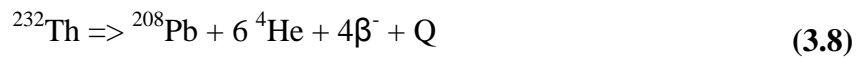
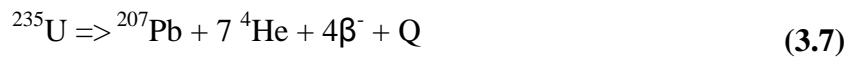
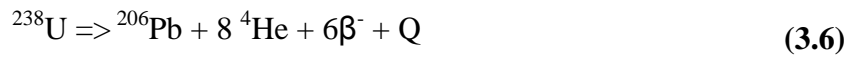
Şekil 3.4 : Mineral yaşı ve kapanım sıcaklıklarının göreceli zamansal izdüşümü.

Şekil 3.4'te mavi renkle işaretlenmiş izotop-mineral sistemleri bu tezde kullanılan yaş tayin metodlarıdır. Özetle; ilk olarak yüksek sıcaklıkta (900 C°) zirkon minerali içerisinde U/Pb sisteminin Pb yavru izotopları girişine kapandığı, daha sonra sistemde sıcaklık düştükçe, granat mineralindeki Sm/Nd sisteminin 650±50 C°'de

Nd yavru izotopu girişine kapandığı görülmektedir (Cohen ve diğ, 1980; Windrim ve McCulloch, 1986).  $550 \pm 50$  C°'de muskovit minerali Sr yavru izotop girişine kapanır ve Rb bozunmaya, sistemde yavru Sr izotopları üretilmeye başlar. Buna karşın biyotit minerali içerisindeki Rb-Sr sisteminin kapanım sıcaklığı  $350 \pm 50$  C°'dir (Harrison ve McDougall, 1980).

### 3.2.3 U/Pb ve Pb/Pb termokronolojisi

Uranyum (U), periyodik tabloda aktinyumdan (Ac) sonra gelen aktinid serisi elementlerindedir. Bu element aynı gruptan olan Toryum (Th) elementi ile birlikte doğada dört oksijenle bağlanır ( $U^{+4}$  ve  $Th^{+4}$ ). U ve Th'un iyon çapları birbirine çok yakın olduğundan ( $U^{+4} = 1.05$  A ve  $Th^{+4} = 1.10$  A), bu iki element benzer jeokimyasal özellikler taşırlar. Radyoaktif U ve Th elementlerinin bozunması sırasında geçici olarak başka bazı elementler oluşsa da en son safhada nihayet kurşun (Pb) oluşur.  $^{235}U$  bozunarak  $^{206}Pb$ 'ya,  $^{238}U$  bozunarak  $^{207}Pb$ 'ye ve  $^{232}Th$  bozunarak  $^{208}Pb$ 'e dönüşür.  $^{235}U$ ,  $^{238}U$  ve  $^{232}Th$  bozunurken zaman zaman  $\alpha$ , zaman zaman da  $\beta$  ışınımları yaşanır. Bu parçalı bozunma olayı esnasında duraysız izotoplar oluşur. Tüm bu duraysız izotoplar zamanla sistemden çıkarlar ve son olarak duraylı  $^{206}Pb$ ,  $^{207}Pb$  ve  $^{208}Pb$  izotopları kalır. U-Th-Pb sistemine ait bozunma tepkimeleri aşağıdadır, tepkimelerdeki Q harfi bozunma ile ortaya çıkan bozunma enerjisini simgelemektedir. Kısaca açıklamak gerekirse, en üstteki tepkimede  $^{238}U$ 'in bozunması esnasında 8 kez  $\alpha$  ( $^4He$ ) ve 6 kez  $\beta$  ışınması gerçekleştiği görülmektedir ve sonuçta oluşan  $^{206}Pb$  duraylı izotopuna varılmıştır.



$^{238}U$  bozunma serisi sırasında oluşan duraysız izotopların herbirinin yarılanma ömrü oldukça farklıdır (Çizelge 3.1).  $^{238}U$ 'in yarılanma ömrü  $4.47 \times 10^9$  yıldır (yaklaşık 4,5 milyar yıl).

**Çizelge 3.1** : U-Th-Pb serisindeki radyoaktif (anne) ve radyojenik (yavru) izotop çiftleri ve yarılanma süreleri ile bozunma sabitleri (Jaffey ve diğ, 1971).

Bozunma yolu	$t_{1/2}$ (Milyar yıl)	Bozunma sabiti $\lambda$ , $\text{yr}^{-1}$
$^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$	4.47	$1.55125 \times 10^{-10}$
$^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$	0.704	$9.8485 \times 10^{-10}$
$^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$	14.01	$0.49475 \times 10^{-10}$

### 3.2.3.1 U/Pb diskordiya-konkordiya yaş tayini yöntemi

Bu çalışmada kullanılan U-Pb metodunda  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  oranları kullanılır. Bu yaş tayininde ortamdaki U’u kristalizasyonu esnasında yapısına katan, fakat Pb’un yapısına çok az girebildiği mineraller yaşlandırılmaya uygundur. Bu minerallerin başında zirkon minerali gelir ki bu çalışmada da zirkon mineralleri yaşlandırılmıştır. Bu metodun temel eşitliği şu şekildedir.

$$^{206}\text{Pb}^* = ^{238}\text{U} (e^{\lambda_{238} t} - 1) \quad (3.9)$$

$^{206}\text{Pb}^*$ , radyojenik Pb’u ifade eder.  $^{238}\text{U}$ ’i sol tarafa alırsak eşitlik aşağıdaki hali alır.

$$^{206}\text{Pb}^* / ^{238}\text{U} = (e^{\lambda_{238} t} - 1) \quad (3.10)$$

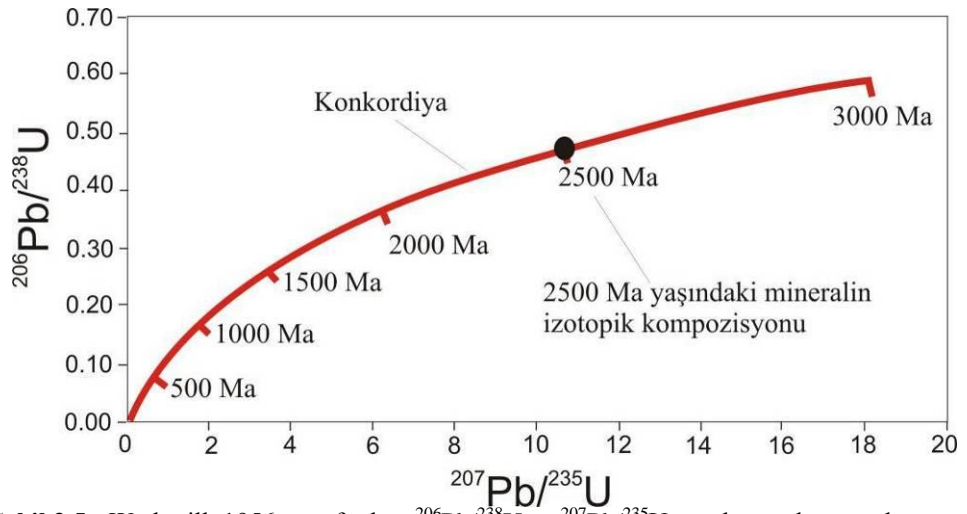
Benzer bir eşitlik  $^{235}\text{U}$  için de yazılabilir.

$$^{207}\text{Pb}^* / ^{235}\text{U} = (e^{\lambda_{235} t} - 1) \quad (3.11)$$

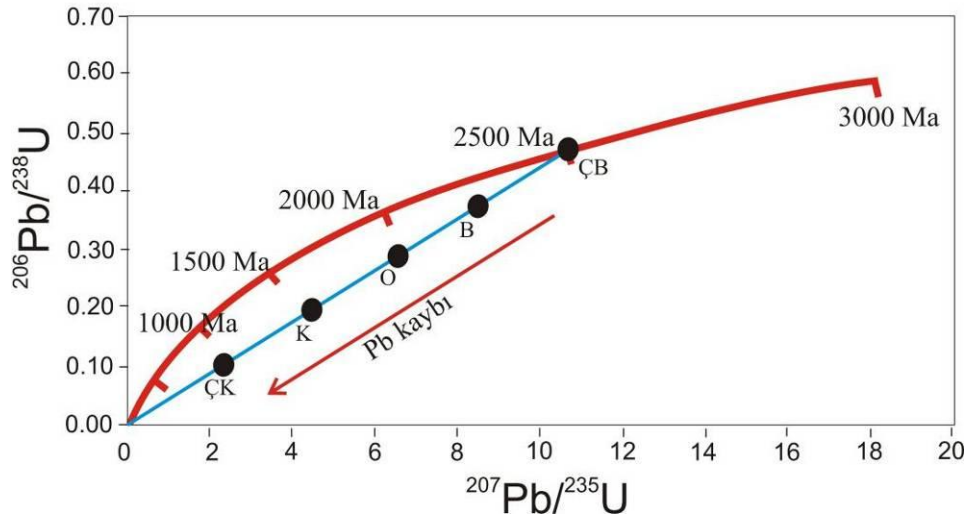
Kristalizasyonu sonrası U ve Pb giriş çıkışına karşı kapalı kalan mineraller, izotopik kompozisyonları yukarıdaki eşitliklerin sol tarafına girildiğinde, uyumlu (ya da konkordan) yaş (t) değerleri verirler. Böyle konkordan yaşlar grafik olarak karşılıklı izdüşürüldüklerinde *konkordiya* olarak adlanan bir eğri oluşur (Wetherill, 1956a; Şekil 3.4). Yukarıdaki eşitliklere, konkordiya eğrisi üzerindeki belirli izotop oranları ve bozunma sabiti değerleri konularak, her bir noktanın t (yaş) değeri hesaplanır.

Uranyumca zengin mineraller üzerinde yapılan ilk çalışmalarda birçok örneğin konkordiya üzerine düşmeyen, diskordan  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  yaşları verdiği görülmüştür. Holmes (1954) bu uyumsuz (diskordans) durumun radyojenik Pb kaybından kaynaklandığını önermiştir. Tilton (1960) radyojenik Pb kaybı için iki

temel mekanizma öngörmüştür. Bu mekanizmalardan birincisi Pb'un kristalden sürekli olarak difüzyonu, ikincisi ise metamorfizmadır. Silver ve Deutsch (1963) aynı kayaçtan elde edilen farklı zirkon fraksiyonlarının boyuta bağlı olarak farklı oranda Pb kaybına uğradıklarını bildirmiştir. Yazarlar en büyük zirkonların küçük olanlara oranla daha az Pb kaybına uğradıklarını göstermişlerdir. Ayrıca yüksek U içeriğine sahip zirkonlar düşük U'lu zirkonlardan daha az Pb kaybına uğramaktadır. Bununla beraber değişik oranda Pb kaybına uğramış farklı boyuttaki minerallerin nihai izotopik kompozisyonları konkordiya diyagramında düz bir çizgi üzerine dizilmektedir (Şekil 3.5).



Şekil 3.5 : Wetherill, 1956a tarafından,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ve  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  oranlarına dayanarak oluşturulmuş konkordiya eğrisi ile 2,5 milyar yıl yaşındaki hipotetik bir mineralin bu eğri üzerindeki konumu.



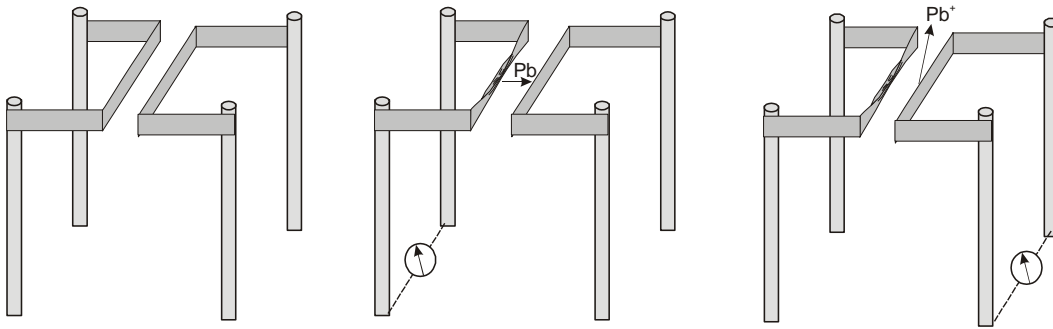
Şekil 3.6 : Difüzyon ile Pb kaybına uğramış 2500 Ma yaşındaki zirkonların oluşturduğu diskordiya çizgisi. Çok küçük zirkonda (ÇK) en fazla, çok büyük zirkonda (ÇB) en az miktarda Pb kaybı görülür. Büyük (B), orta (O) ve küçük (K) zirkon fraksiyonları diskordiya çizgisinde ara alandadırlar.

Sonuç olarak; bir kayaçtan elde edilen, Pb kaybına uğramış zirkon fraksiyonlarının oluşturduğu diskordiya çizgisinin konkordiya eğrisini kestiği nokta kayacın yaşını verir. Fakat bu durum yalnızca diskordiya çizgisinin alt kesişim noktasının,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  diyagramının sıfır değerini kestiği durum için doğrudur. Eğer diskordiya çizgisinin alt kesişim noktası, yine konkordiya eğrisi üzerindeyse alt noktanın yaş değeri muhtemelen kayacın metamorfizmasının yaşıdır.

### 3.2.3.2 Pb/Pb tek zirkon evaporasyon (Kober) metodu

Bu yöntem Kober (1986, 1987)'in tanımladığı ve önerdiği bir metoddur. Bu yüzden literatürde Kober Metodu olarak da anılır. Yöntem kısaca, kütle spektrometresi içerisine tane olarak yerleştirilen zirkonların yakılarak buharlaştırılması ve buharlaşma sonucu açığa çıkan  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  izotop oranının ölçülmesidir. Kober'in metodu iki adımlı bir işlemdir bu yüzden çift filament gerektirir. İlk olarak bir zirkon tanesi, uygun biçimde hazırlanmış bir filamentin üzerine yerleştirilir; bu filamentte buharlaşma filamenti denir. Filamentin karşısına ikinci bir filament konur, izotop ölçümleri bu ikinci filament üzerinde yapılacaktır (Şekil 3.6). Bu ikinci filamentte ise depozisyon filamenti denir.

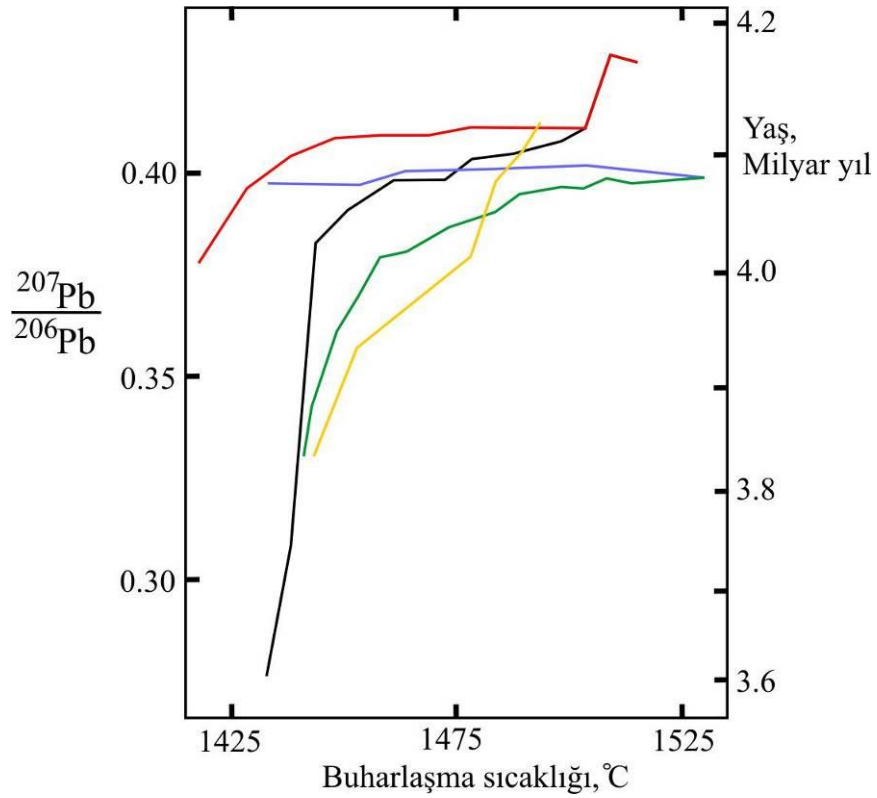
Buharlaşma filamentinin sıcaklığı kütle spektrometresi içerisinde artırılır ve 5-10 dakika müddetle zirkonlardan buharlaşan izotopların depozisyon filamentine geçmesi sağlanır. Depozisyon filamentindeki izotoplar ölçülüp tüketildikten sonra yeni ve daha yüksek sıcaklıkta tekrar buharlaşma adımına geçilir.



**Şekil 3.7 :** Soldan sağa doğru Pb/Pb evaporasyon metodunun üç adımı görülmektedir. En soldaki ilk adımda buharlaşma filamentine zirkon yerleştirildikten sonra karşısına depozisyon filamentinin yerleştirilmesi görülmektedir. Ortada ise buharlaşma filamentindeki zirkonun ısıtılması ile, Pb izotoplarının depozisyon filamentine geçişi gösterilmektedir (Ok her bir adımda ısıtılan filamentini gösterir). En sağdaki son adımda ise depozisyon sonrası ölçüm için, depozisyon filamentinin ısıtılması gösterilmektedir.



Kober'in metodu (1986, 1987), diskordan kurşunun konkordan kurşuna göre, zirkon kristal kafesinin daha duraysız tarafında bulunduğu önermesine dayanır. Dolayısıyla diskordan kurşun 1400 °C'den daha düşük bir sıcaklıklarda kristalden ayrılır, yüksek sıcaklıklarda geriye kalan tüm kurşun ise konkordandır. Her bir buharlaşma adımı sonucunda ölçülen değerler sıcaklık adımları karşısına izdüşürülür (Şekil 3.8). Eğer elde edilen veri sonucunda  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  oranları tüm sıcaklık adımlarında bir plato halinde görülüyorsa, tek bir Pb gelişim fazının olduğunu, konkordan ve diskordan kurşun karışımı olmadığını göstermektedir. Zaman zaman birden fazla plato görülebilir, bu durumda zirkon birden fazla kristallenme yaşamış olmalıdır.  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  oranı zirkon taneleri için gerçek kristallenme yaşını verir. Froude ve diğ. (1983) tarafından daha önceden konvansiyonel metodla yaş tayini yapılmış zirkonlar, Kober ve diğ. (1989) tarafından yaşlandırılmış ve aynı yaşlar elde edilmiştir.



**Şekil 3.8 :** Narryer Dağı (batı Avustralya) zirkonlarının, ölçülmüş  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  oranlarının sıcaklık ve yaşa karşı grafiksel izdüşümü. Düşük sıcaklık alanında Pb kaybı nedeniyle plato oluşmazken, yüksek sıcaklıklarda konkordan Pb plato oluşturmuş [Dickin (1995)'den değiştirilerek, Kober ve diğ. (1989)'dan sonra].

### 3.2.3.3 U/Pb zirkon yaş tayini laboratuvar prosedürleri

U/Pb yaş tayini yapılan örneklerden elde edilen zirkon taneleri öncelikle standart ayırma teknikleri ile (ufaltma, eleme, magnetik ve ağır sıvı separasyonu) 200-63 µm elek aralığındaki kayaç parçalarından ayrıldılar. Elde edilen zirkonlar binoküler mikroskop altında seçildiler ve zirkon populasyonları kristal yapılarına göre (özşekillilik, inklüzyon ya da içbüyüme gösterme gibi) ayrıldılar. Katodoluminesans (CL) çalışmaları için, zirkonlar bir epoksi yapıştırıcılı zemin üzerine yerleştirildikten sonra her bir mineralin iç yapısı görülene kadar aşındırıldılar. Katodoluminesans ve gerisaçılımlı elektron mikroskobu (BSEMM) görüntüleri, üzerinde bir Alcatel Vakum Pompası ile birlikte Technocyn 8200 Mk 4 Luminoskopu bulunan JEOL JXA-8900RL marka electron mikroprob cihazı ile elde edilmiştir. Cihazın çalışması esnasında voltaj değeri 15 kV ve 15 nA ışın akımıdır. Morfolojik olarak birbirinden ayrılmış farklı zirkon populasyonları temiz laboratuvarında ilk olarak, yüzey kirlenmelerinden arındırılabilmesi için, sıcak 6N HCl ve 7N HNO<sub>3</sub> asitleriyle yıkandılar. Yıkanan zirkon populasyonları özel bir <sup>205</sup>Pb/<sup>235</sup>U iz solusyonu eklendikten sonra, 210 °C sıcaklıkta 6 gün boyunca önce PTFE kapları içerisinde, bir Parr asit parçalama haznesinde HF asit ile bekletilerek parçalandılar. Bu asit buharı ile parçalama yöntemi ayrıntılı olarak Parrish (1987) tarafından anlatılmıştır. U ve Pb'un kiMaasal olarak ayrılması ve saflaştırılması temiz laboratuvar koşullarında yapılmıştır. Bu işlemler esnasında Teflon kolonlar ve HBr-HCl elusyon prosedürü kullanılmıştır. Pb, silika jel ve H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> karışımı ile birlikte, tek Re flamenti üzerine yüklendikten sonra yaklaşık 1300°C sıcaklıkta ölçülmüştür. U ise 1N HNO<sub>3</sub> ve silika jel karışımı ile ikili Re-konfigrasyon modeli ile ölçülmüştür. Pb standardı olan NBS 981 standartının, termal fraksiyonlaşması her bir atomik kütle birimi için % 0.11 düzeltilmiştir. Bütün ölçümler Finnigan MAT 262 model çoklu-toplayıcı kütle spektrometresi (TIMS) ile statik toplama modunda yapılmıştır. Daha önceden kalmış olan Pb iz solusyon düzeltme değerleri, Stacey ve Kramers (1975)'in modelinden elde edilmiştir. Analitik teknikler daha detaylı olarak Chen ve diğ.. (2002) ve Chen ve Siebel (2004)'te anlatılmıştır. U-Pb veri eldesi ise Ludwig (1998)'in Pbdat programı kullanılarak yapılmıştır. Verilerin konkordiya izdüşüm grafikleri Isoplot/Ex programı (versiyon 2.06) kullanılarak elde edilmiştir (Ludwig,1999).

### 3.2.3.4 Pb/Pb tek zirkon evaporasyon yaş tayin laboratuvar prosedürleri

$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  zirkon yaşları kimyasal olarak işleminden geçirilmemiş zirkonlar standart ayırma teknikleri ile elde edilmiştir. Pb izotopları 206-207-208-204-206-207 kütle numarası serileri kullanılarak Tübingen Üniversitesi'ndeki Finnigan MAT 262 model (TIMS) kütle spektrometresi kullanılarak ölçüldü. Zirkonlar ilk olarak 1350-1370°C derecelerde ısıtılarak mikro-inklüzyonlardan ve kalık Pb'dan (eng. Common Pb) temizlenmeleri sağlandı. Buharlaştırma filamentine genelde aralarında 20 °C olan üç sıcaklık adımı uygulandı. Yaş değerleri için sadece  $^{206}\text{Pb}$  değeri saniyede 30.000'e ulaştığında ve radyojenik Pb komponentinin yüksek olduğu ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 5000$ ) değerler göze alındı. Tüm veriler üzerinde, Cocherie ve diğ. (1992)'ye dayanarak kalık Pb düzeltilmesi yapıldı. Kalık Pb'u düzeltilmiş  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  oranları genelde Gaussian bir dağılım gösterdiler ve ortalama  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  oranı bu dağılımdan belirlendi.  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  oransal hataları iki sigma değerindedir. Yaş hatası öngörüsü olarak, iki boyutlu bir  $1\sigma$  hatası (2-sigma standart sapması) ölçülmüş olan  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  oranlarına uygulandı ve yaşlar Siebel ve diğ. (2003) tarafından tanımlanmış olan aşağıdaki formüle dayanarak hesaplandı.

$$\Delta_{\text{age}} = \sqrt{\left(\left(2\sigma / \sqrt{n}\right)^2 + \Delta f^2\right)} \quad (3.11)$$

Formüldeki n değeri  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ölçümleri süresinceki izotop oran sayısıdır.  $2\sigma$ ; Gaussian dağılımı fonksiyonunun iki-sigma standart hatasıdır.  $\Delta f$ ; ölçülmüş  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 'larındaki öngörülmesi belirsizliktir ve 0.1% değerindedir.

### 3.2.4 Rb/Sr termokronolojisi

Rubidyum (Rb), bir 1. grup alkali metalidir ve doğal olarak bulunabilen iki izotopu vardır;  $^{85}\text{Rb}$  ve  $^{87}\text{Rb}$ .  $^{85}\text{Rb}$ 'in ve  $^{87}\text{Rb}$ 'nin doğada bulunma oranları sırasıyla, %72.17 ve %27.83'tür.  $^{87}\text{Rb}$  radyoaktiftir ve zamanla  $^{87}\text{Sr}$  duraylı izotopuna dönüşür. Bu dönüşüm esnasında bir  $\beta^-$  partikülü ve bir anti-nötrino ( $\hat{y}$ ) açığa çıkar. Bozunma enerjisi (Q) bu iki partikül tarafından kinetik enerji olarak paylaşılır (aşağıda).



$^{87}\text{Rb}$ 'nin yarılanma süresinin tespiti için literatürde değişik yöntemler uygulanmıştır; bu yöntemler birbirine yakın sonuçlar vermiştir [Örneğin;  $47 \pm 1$  Milyar yıl (Flynn ve

Glendenin, 1959); 48.8±0.8 Milyar yıl (Neumann ve Huster, 1976)]. Dolayısıyla birbirine yakın bozunma sabiti değerleri oluşmuştur. Bu tezde  $^{87}\text{Rb}$ 'nin yarılanma ömrü 48.8 milyar yıl olarak kabul edilmiştir dolayısıyla hesaplamalarda Steiger ve Jaeger (1977)'in önerdiği  $1.42 \times 10^{-11} \text{ yr}^{-1}$  yarılanma sabiti kullanılmaktadır. Rb'un radyoaktif bozunması aşağıdaki şekilde formüle edilebilir.

$$^{87}\text{Sr} = ^{87}\text{Sr}_I + ^{87}\text{Rb} (e^{\lambda t} - 1) \quad (3.14)$$

Eşitlikteki  $^{87}\text{Sr}$  oranı mineralin oluşumundan bu yana geçen süre boyunca (t),  $^{87}\text{Rb}$ 'nin bozunması ile oluşmuş olan yavru izotopun miktarıdır.  $^{87}\text{Sr}_I$  değeri ise mineralin kristallenmesi esnasında yapısına girmiş olan ilksel  $^{87}\text{Sr}$ 'nin miktarıdır. Fakat gerçekte bu nüklidlerin miktarını kesin olarak ölçmek zordur. Bu yüzden daha uygun bir yol olarak bu değerlerin her biri  $^{86}\text{Sr}$  miktarına bölünerek izotop oranları cinsinden değerlendirilirler. Çünkü  $^{86}\text{Sr}$ , radyoaktif bozunma ile üretilmeyen bir izotoptur ve zaman geçtikçe mineral içindeki miktarı değişmez. Dolayısıyla aşağıdaki eşitlik elde edilir.

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_P = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_I + \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1) \quad (3.15)$$

Yaş tayini süreçleri boyunca güncel Sr izotop oranı (P) kütle spektrometresi ile ölçülür ve atomik  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  oranı Rb/Sr ağırlık oranından hesaplanır. Eğer ilksel  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_I$  oranı biliniyor ya da tahmin ediliyor ise, zaman (t) tanımlanabilir. Yaş değeri tanımlanırken sistemin (yani mineraller ve kayaç) t zamanından bu güne Rb ve Sr'un hem girişine hem de çıkışına kapalı olduğu varsayılır. Bu durumda aşağıdaki formül oluşur.

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left\{ 1 + \frac{^{86}\text{Sr}}{^{87}\text{Rb}} \left[ \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_P - \left(\frac{^{86}\text{Sr}}{^{87}\text{Sr}}\right)_I \right] \right\} \quad (3.16)$$

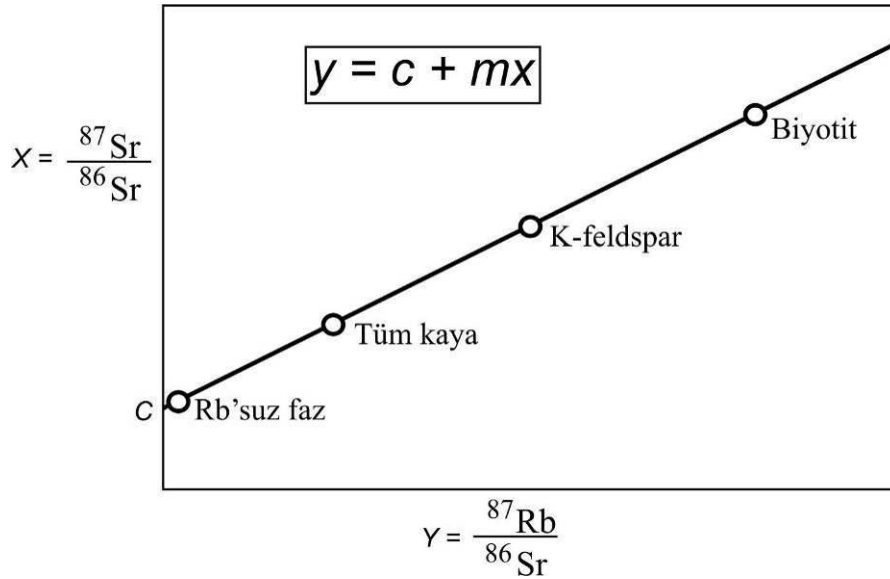
Rb-Sr yaş tayini genelde iki metod kullanılarak yapılır; Sr model yaşı metodu ve izokron metodu. Sr model yaşı metodunda yalnızca  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  oranını kullanılır ve kayaçtaki ilksel Rb/Sr oranının 0.712 olduğu kabulüne ihtiyaç duyar, fakat ilksel oranlar daha farklı olabilir (Compston ve Jeffery, 1959). Bu yüzden izokron metodu daha çok tercih edilen metoddur ve bu çalışmada da bu metod uygulanmıştır. İzokron metodunda izokron diyagramı oluşturulur (Nicolaysen, 1961). Ölçülü izotop

değerlerinin  $^{86}\text{Sr}$  miktarına bölünerek oluşturulan eşitlik sadeleştirilerek aşağıdaki şekilde yazılabilir.

$$y = c + x m \quad (3.17)$$

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_p = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_i + \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}(e^{\lambda t} - 1) \quad (3.18)$$

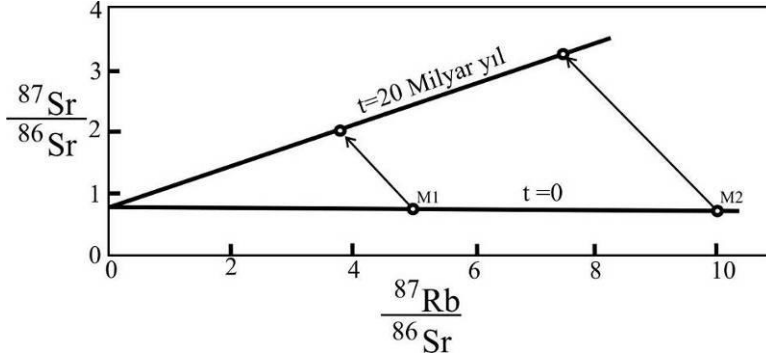
Eşitlik 3.18 matematikte bir koordinat düzleminde geçen düz çizgiyi ifade eder. İlk kez Nicolaysen (1961), aynı kayaçtan elde edilmiş farklı minerallerden ve mineralleri ayırdığı kayacın öğütülmüş tüm kaya örneğinden ölçtüğü  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (y) ve  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  (x) oranlarını karşılıklı olarak izdüşürmüştür. Bu izdüşüm sonucunda ortaya çıkan çizginin  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  oran çizgisini (y) kestiği nokta kayacın ilksel  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  oranını vermektedir (formüldeki c değeri). Aşağıdaki diyagramda aynı anda kristallenmiş bir seri mineralin izokronu görülür (Şekil 3.9). C noktasından bu yana kayaç, izotop giriş çıkışına kapalı bir sistem olarak kalmıştır. İzokronun eğimi;  $m = e^{\lambda t} - 1$  olarak formulüze edilir ve buradaki t değeri kayaç ve minerallerin yaşını verir.



**Şekil 3.9 :** Magmatizma esnasında aynı anda kristallenmiş bir seri mineralin belli bir zaman sonra oluşturduğu hipotetik Rb-Sr izokronu [Dickin (1995)'den değiştirilerek].

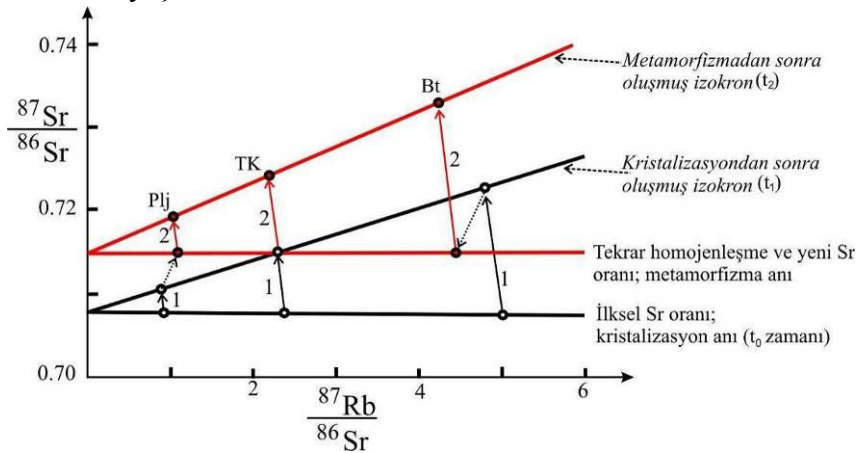
Hipotetik bir mineral birlikteliği ele alındığında kayacın kristalizasyonu sonrası izokron diyagramının gelişimi aşağıdaki şekilde olacaktır (Şekil 3.10). Kayacın kristallenmesi esnasında, üç mineralde de aynı  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  oranları görülür. Dolayısıyla kristalizasyon esnasında izokron çizgisi yatay konumdadır. Her bir

mineral kapalı bir sistem haline geldiğinde (kapanım sıcaklığının altındaki sıcaklıklara hızlı geçiş) izotopik evrim gelişir. Kapalı sistem haline geldikten sonra radyoaktif bozunma ve radyojenik saat çalışmaya başlar. Minerallerin ilksel  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  oranını gösteren her bir nokta,  $^{87}\text{Rb}$  bozundukça yukarı kayar.  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  oranı da geriler. Ne kadar çok zaman geçerse izokronun eğimi o kadar çok artar.



**Şekil 3.10 :** İki hipotetik mineralın  $^{87}\text{Sr}$  ve  $^{87}\text{Rb}$  değişimlerinin, Rb-Sr diyagramında eksenler boyunca dengeli bir büyüklükte gelişimi (Dickin, 1995'den değiştirilerek).

Bu çalışmada metamorfik kayaçların Rb-Sr yaş tayinleri yapılmıştır. Mineraller ve tüm kaya üzerindeki metamorfizmanın etkisi de izokron diyagramında gösterilebilir (Şekil 3.11; Lanphere ve diğ, 1964). Tüm sistemler yatay bir çizgide başlar. Radyojenik bozunma ile değişik minerallerdeki izotop oranları neredeyse paralel çizgiler takip ederek değişir. Yeni termal olay yani metamorfizma sonucunda, minerallerdeki izotop oranları tüm kayanın sahip olduğu değere gelerek, homojenize olur. Metamorfizma sonrasında tüm kayanın evrimi yolunu bozmadan devam eder, mineraller de ise radyojenik saat tekrar başlar ve oluşan ikinci izokronun eğimi metamorfizmanın yaşını verir.



**Şekil 3.11 :** Metamorfizma ile rahatsız edilmiş mineral-tüm kaya (TK) izokronunun hipotetik davranışı. Gelişi çizgilerinden bir numaralı olanlar magmatik kristalizasyon ile metamorfizma arasındaki periyodu; iki numaralı olanı metamorfizmadan bu güne kadar geçen periyodu gösterir. Grafikteki noktali oklar metamorfik yeniden homojenleşmeleri gösterir.

### 3.2.4.1 Rb/Sr mika yaş tayin laboratuvar prosedürleri

Yaş tayini prosedürü boyunca yapılan işlemler şöyle özetlenebilir. Farklı metamorfik birimlerden alınan gnays, fillat, metaarkoz, metagranit numunelerinden mümkün olduğunca iri tane boyundaki mika fraksiyonları (125 – 315 µm) geleneksel mineral separasyon yöntemleri ile ayrıldılar (kıırma, öğütme, eleme, ağır sıvı ve magnetik separasyon gibi). Elde edilen örnekler ~50–100 mg ağırlığında separatlar halinde Teflon kaplar (perfluoralkoxy) içerisinde HF ve HClO<sub>4</sub> asitleri ile parçalandılar. Sr ve Rb önceden temizlenmiş W filamentleri üzerine Ta-HF aktivatörü ile yüklendikten sonra tek filament modunda ölçüldüler. <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr oranları <sup>86</sup>Sr/<sup>88</sup>Sr = 0.1194 değerine normalize edildi. Tüm prosedür boyunca 0.5 ng'den daha az “blank” kullanıldı. Yaş hesaplamaları Steiger ve Jaeger (1977)'in önerdiği  $1.42 \times 10^{-11} \text{ yr}^{-1}$  <sup>87</sup>Rb bozunma değeri kullanılarak yapıldı.

İzotop analizleri Tübingen üniversitesindeki Finnigan MAT 262 model kütle spektrometresi ile yapıldı. Analizlerin Sr standartı (NBS 987)  $0.710259 \pm 0.000010$  (2σ) <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr oranı verdi. <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr hesaplamaları için kullanılan hata payı oranı 1% (2σ), <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr hesaplamaları için kullanılan hata payı oranı ise 0.003% (2σ) olarak seçildi. Regresyon çizgileri York (1969) tarafından önerildiği gibi, Ludwig (1998) ve Wendt (1984)'den hazırlanan ISOPLOT yazılımı ile hesaplandı.

### 3.2.5 Sm/Nd termokronolojisi

Semaryum (Sm), bir nadir toprak elementidir ve doğal olarak bulunabilen yedi izotopu vardır. İzotoplarından üç tanesi radyoaktiftir; <sup>147</sup>Sm, <sup>148</sup>Sm ve <sup>149</sup>Sm. Bu izotoplardan iki tanesinin, <sup>148</sup>Sm <sup>149</sup>Sm, yarılanma ömrü çok uzundur (yaklaşık 10<sup>16</sup> yıl). Bu yüzden ölçülebilir oranda yavru izotop üretmezler, dolayısıyla yaş tayinine uygun değillerdir. <sup>147</sup>Sm'nin yarılanma ömrü ise yeterince kısadır (106 Milyar yıl). Dolayısıyla birkaç milyon yılda ölçülebilecek düzeyde <sup>143</sup>Nd yavru izotopunu üretebilir ve Sm-Nd yaş tayininin temelini oluşturur. 106 Milyar yıllık yarıömür,  $6.54 \times 10^{-12} \text{ yr}^{-1}$  yarılanma sabitine dönüşür (Lugmair ve Marti, 1978).

Sm-Nd yaş tayini genelde iki metod kullanılarak yapılır; Nd model yaşı metodu ve izokron metodu. Bu çalışmada, izokron metodu kullanılmıştır. İzokron metodu Rb-Sr yaş tayini metodu anlatılırken tanıtılmıştı, Sm-Nd izokronları da aynı prensibe

dayanır. Sm-Nd sisteminin izokron uygulamalarındaki denklemler aşağıdaki gibi sıralanır.  $^{147}\text{Sm}$  bozunma eşitliği eşitlik 3.19'da verilmiştir.

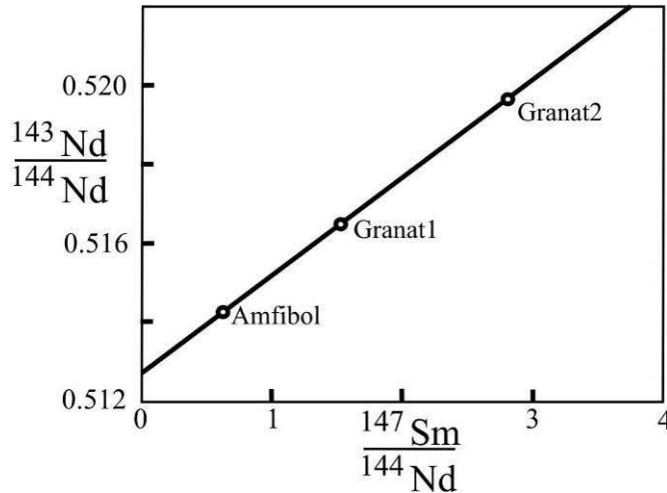
$$^{143}\text{Nd} = ^{143}\text{Nd}_I + ^{147}\text{Sm}(e^{\lambda t} - 1) \quad (3.19)$$

Kayaçta ve mineralde kristalizasyondan bu yana değişmeden bulunan izotop  $^{144}\text{Nd}$ 'tür eşitiğe bölen olarak katılır.

$$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} = \left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_I + \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}(e^{\lambda t} - 1) \quad (3.20)$$

Sadeleştirilerek eşitlik 3.21 ve sonuçta şekil 3.12'deki Sm-Nd izokronu elde edilir.

$$y = c + x \quad m \quad (3.21)$$



**Şekil 3.12 :** Metamorfizma ile rahatsız edilmiş mineral-tüm kaya (TK) izokronunun aynı anda kristallenmiş bir seri mineralin belli bir zaman sonra oluşturduğu hipotetik Sm-Nd izokronu.

### 3.2.5.1 Sm/Nd granat yaş tayin laboratuvar prosedürleri

Bu çalışmada yalnızca bir örnekten (3479 numaralı) yaş tayinine uygun granat mineralleri elde edilebilmiştir. Bu örneğin metamorfizmasının yaşı Rb/Sr muskovit yöntemiyle de belirlenmiş olup, denetlenmesi için Sm/Nd granat yaş tayini yapılmıştır. Sm/Nd granat yaş tayini işlemlerinde, mümkün olduğunca iri tane boyundaki mika fraksiyonları (60 – 250  $\mu\text{m}$ ) geleneksel mineral separasyon yöntemleri ile ayrıldılar (kıırma, öğütme, eleme, ağır sıvı ve magnetik separasyon gibi). Binoküler mikroskopta granatların bazılarının bol inklüzyon içerdiği,



bazılarının ise hiç yok denecek kadar az inklüzyon içerdiği görüldü. Bu iki farklı fraksiyon için ayrı ayrı yaş tayini hesaplamaları yapıldı. Granatların kiMaasal olarak parçalanması öncesi iki ayrı granat fraksiyonu olarak ayrılan separatlar sırasıyla aseton ve deiyonize su ile, ultrasonik banyo kullanılarak çalkalandı. Daha sonrasında ise, yüzeylerindeki tozdan ve kirlere arındırmak için, 20 dakika süresince ılık (70 °C) 2.5 HCl ile yıkandı. Eritme (leaching) işlemleri Anczkiewicz ve Thirlwall (2003) 'ün önerdiği gibi separatlara uygulandı. H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> sızdırma sıvısı (leachates) 200 °C'deki sıcak levha üzerinde 4 gün kurutuldu, benzer işlem 6N HCl ile de yapıldı. Sm ve Nd separasyonu için, HDEHP (Di-Ethyl Hexyl Phosphate) ile mantolanmış 1.7 mililitrelik Teflon tozu, katyon değiş tokuşunun en az düzeyde olması için kuvars kolonlarda 0.18N HCl ile dengelendiler. Sm ve Nd ölçümleri, statik modda, 8 Faraday kabına sahip Finnigan MAT 262 termal iyonizasyon kütle spektrometresinde yapıldı (TIMS). Sm ve Nd çift Re filament konfigürasyonu modunda ölçüldü, elementler ölçüm öncesi filamentlere fosfatlar olarak yüklendiler. Nd izotopik oranları  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$  oranına, ve Sm izotopik oranları  $^{147}\text{Sm}/^{152}\text{Sm} = 0.56081$  oranına normalize edildiler. Toplam prosedürel blank (kiMaa ve yükleme için boş ölçüm) Nd için <100pg olarak seçildi. Sm-Nd izotopik verisi için ve en-kare regresyonu, ortalama ağırlıklı sapmanın (MSWD) en uygun biçimde değerlendirilmesi için Brooks ve diğ. (1968) ve Wendt (1986)'da tanımlanan şekilde yapılmıştır. Bütün regresyon sapmaları  $2\sigma$  düzeyinde gösterilmiştir.  $^{147}\text{Sm}$  için bozunma sabiti olarak Lugmair ve Marti (1978)'deki  $6.54 \times 10^{-12} \text{ yr}^{-1}$  değeri kullanıldı.



#### 4. JEOLJİK BİRİMLERİN STRATİGRAFİK ÖZETİ

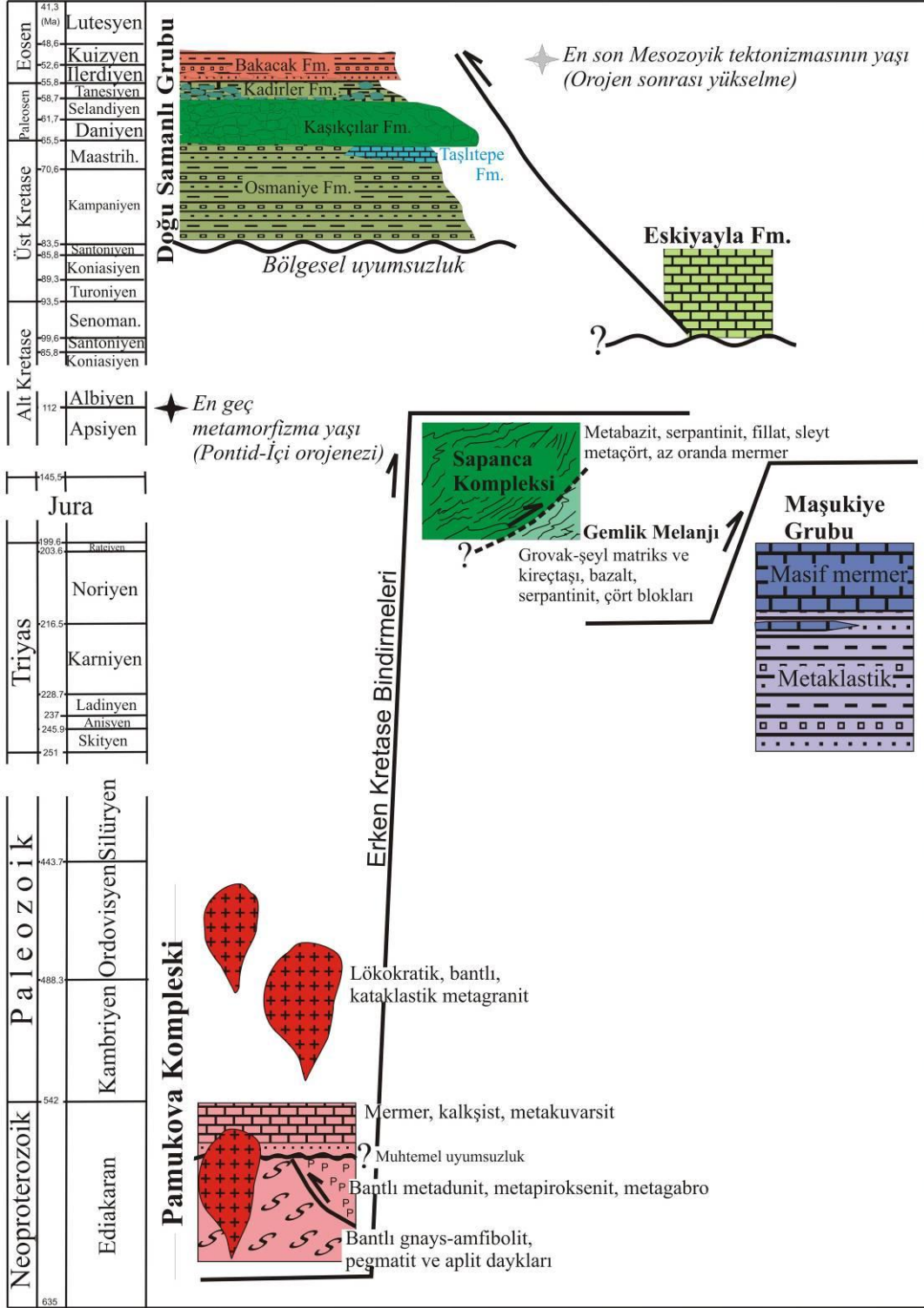
Haritalama alanı olan Sapanca Gölü güneyinde birbirlerinden dik açılı tektonik hatlarla ayrılan üç ana metamorfik tektonostratigrafik birim bulunur (Şekil 4.1). Bu birimlerden en yaşlısı amfibolit, metaperidodit, metapiroksenit ve gnaysdan oluşan, epidot-amfibolit fasiyesinde metamorfizma geçirmiş, Proterozoyik yaşlı bir temeldir ve **Pamukova Kompleksi** olarak adlanmıştır. Pamukova Kompleksi içerisinde epidot-amfibolit fasiyesindeki metamorfik birimleri kesen Neoproterozoyik, Kambriyen ve Ordovisyen yaşlı metagranitler ve tektonik olarak ardalanan mermer-kalkışist-metakuvarsitler de bulunur. Pamukova Kompleksi'nin gnayslarının içerdiği zirkonların bu çalışmadaki U-Pb yaş tayinleri Neoproterozoyik verirken, kompleksin içerisindeki gnays, metagranit ve kalkışistlerin Rb-Sr mika ve Sm-Nd granat metamorfizma yaşları Üst Jura-Alt Kretase vermektedir (158-111 Ma). Pamukova Kompleksi bütün olarak İstanbul Zonu'nun Proterozoyik yaşlı temelinin Pontid-İçi Kenedi boyunca tektonize olmuş ve kısmen yeniden metamorfizma geçirmiş parçaları olarak yorumlanmaktadır. Pamukova Kompleksi, metabazit, metaçört, sleyt ve serpantinitten oluşan ve Alt Kretase'de (~110 Ma) yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş bir eklenir prizmayı dik eğimli bir tektonik dokanakla üzerlemektedir. Bu eklenir prizma birimi ise **Sapanca Kompleksi** olarak adlanmıştır. Üçüncü metamorfik birim ise Sapanca Kompleksi tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir ve **Maşukiye Grubu** olarak adlanmıştır. Maşukiye Grubu yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş metaarkoz, sleyt, fillat ve mermerden oluşmaktadır, ayrıca nadiren metabazit arakatıkları da içerir. Maşukiye Grubu'nun metaarkozlarından bu çalışmada elde edilen klastik zirkonların Pb-Pb ve U-Pb yaş tayinleri grubun çökme yaşını bulmak amacıyla yapılmıştır. Metakumtaşlarından elde edilen U-Pb klastik zirkon yaşları 264-504 Ma, Pb-Pb yaşları ise 282-557 Ma aralığındadır. Bu verilere göre Maşukiye Grubu'ndaki metaarkozların çökmesi; Permien'den sonra ( $264 \pm 8,9$  Ma) muhtemelen Triyas'ta gerçekleşmiştir. Metakumtaşlarından elde edilen Rb-Sr muskovit metamorfizma yaşları ise Alt Kretase verir ( $138 \pm 1,5$  Ma). Maşukiye Grubu'nun metamorfizma öncesi pozisyonu tartışmalıdır. Bu birim daha önce Sakarya Zonu'ndaki Karakaya Kompleksi'nin

eşleniği olarak görülmüştür. Bu çalışmada Maşukiye Grubu'nu Pontid-İçi Okyanusu'nun pasif kıta kenarında çökelmiş bir istif ve Istanca'daki Triyas yaşlı örtü birimlerinin eşleniği olarak yorumlamaktayız. Sapanca Kompleksi ile birlikte Pontid-İçi melanjını oluşturan bir diğer birim ise yer yer çok zayıf metamorfizma gösteren bir tektonik melanj olan **Gemlik Melanjı**'dır. Pamukova Kompleksi'ne ait dilimler Gemlik Melanjı içerisinde tektonik olarak yer alır. Gemlik Melanjı, zayıf metamorfizma gösteren fillat ve metagrovak matriksli, foliye çört, metagabro, gri renkli mermer, pelajik kireçtaşı, mikaşist, serpantinit, sipilit blokları içeren bir tektonik melanjdır. Gemlik Melanjı'nın içerdiği tabakalı çört bloklarından çalışma alanı dışında elde edilmiş olan radyolaryaya yaşları melanjın alt yaşının Geç Jura-Erken Kretase olduğunu göstermektedir.

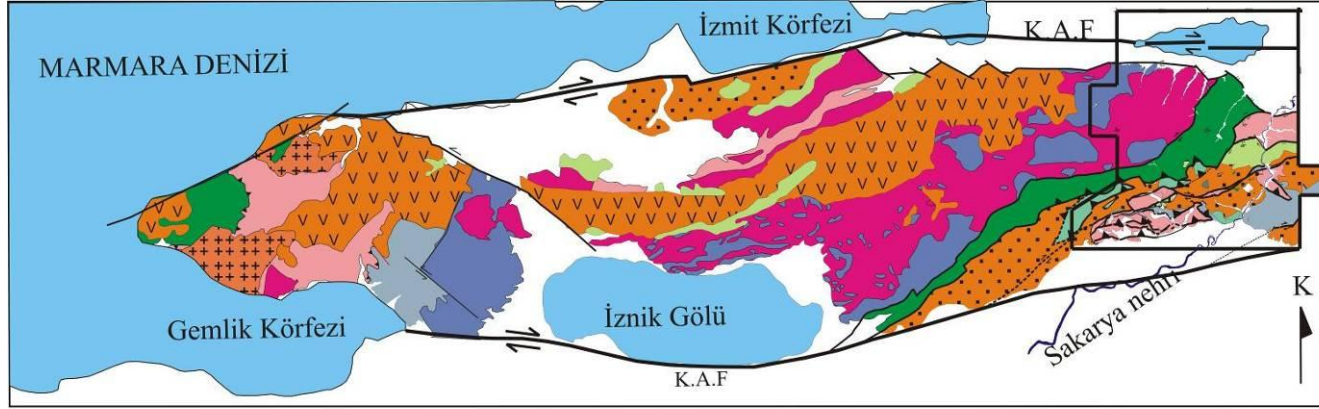
Çalışma alanındaki metamorfik birimler Üst Kretase-Alt Eosen yaşlı bir çökel istif ile uyumsuz olarak örtülür. Bu çökeller **Doğu Samanlı Grubu** olarak adlanmıştır (Şekil 4.1). Doğu Samanlı Grubu'na ait formasyonlar çalışma alanı kuzeydoğusu ve güneybatısında iki farklı çökel paket halinde mostra verir. Kuzeydoğuda Doğu Samanlı Grubu uyumsuz olarak Pamukova Kompleksi üzerine oturmaktadır ve altta Kampaniyen ve Maastrichtiyen yaşlı bir derin denizel konglomera-kumtaşı-silttaşı-şeyl istifi ile başlar; **Osmaniye Formasyonu**. Osmaniye Formasyonu üste doğru Üst Maastrichtiyen yaşlı bir tane akıntısına geçer; **Kaşıkçılar Formasyonu**. Kaşıkçılar Formasyonu metabazit, çört, kuvarsit, fillat, amfibolit, neritik ve pelajik kireçtaşı blokları içerir. Kaşıkçılar Formasyonu üzerine uyumlu olarak pelajik marn matriksli Üst Paleosen-en Alt Eosen yaşlı bir karbonat tane akıntısı birimi gelir; **Kadirler Formasyonu**. Kadirler Formasyonu içerisinde Maastrichtiyen yaşlı neritik kireçtaşı blokları bulunur. Kadirler Formasyonu hem yanal hem de düşey olarak Alt Eosen (Ipreziyen) yaşlı bir fliş istifine geçer; **Bakacak Formasyonu**. Bu fliş istifi içerisinde az oranda pelajik marn arakatıkları ve olistostromal kesimler de bulunur. Çalışma alanı güneybatısında ise Doğu Samanlı Grubu'na ait çökeller terslenmiş bir istif sunar ve başlıca iki formasyondan oluşur; **Taşlı Tepe Kireçtaşı** ve **Bakacak Formasyonu**. Taşlı Tepe Kireçtaşı, Maastrichtiyen yaşlı bir neritik kireçtaşı istifidir ve çalışma alanı güneybatısında üste doğru önce Üst Maastrichtiyen yaşlı pelajik marnlara geçer. Pelajik marnları Bakacak Formasyonu'nun fliş tipi tabakaları, uyumsuz olarak örter.

Haritalama alanında Doğu Samanlı Grubu'na dahil edilemeyecek, ayrı bir çökel formasyon daha mostra verir; **Eskiyayla Formasyonu**. Eskiyayla Formasyonu az oranda tuf arakatkıları da içeren bir Senomaniyen-Santoniyen yaşlı pelajik kireçtaşı, şeyl istifidir. Eskiyayla Formasyonu'nun stratigrafik dokanakları gözlenmez, Eskiyayla Formasyonu Bakacak Formasyonu içerisinde devasa tektonik dilimler halinde ardalanmaktadır.

Haritalama alanında tespit edilen jeolojik ilişkilerden ve Armutlu Yarımadası'nın başka yazarlarca daha önceden hazırlanmış haritalarından faydalanılarak, tüm yarımadayı kapsayan yeni bir jeolojik harita derlenmiştir (Şekil 4.2). Haritalama alanı yarımadanın doğusundadır ve Şekil 4.2'de kalın çerçeve ile işaretlenmiştir.



Şekil 4.1 : Armutlu Yarımadası doğusundaki formasyonların stratigrafik dikme kesiti.



**Şekil 4.2 :** Armutlu Yarımadası ve doğusundaki formasyonların jeoloji haritası. Harita bu çalışmada tespit edilen jeolojik ilişkiler ve daha önceki yayınlardan faydalanılarak hazırlanmıştır ( Akartuna, 1968; Göncüoğlu ve diğ, 1987, 1990; Eisonlohr, 1995; Özcan, 2011). Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzey kolunun kuzeyi ve güney kolunun güneyi ile bu çalışmadaki haritalama alanının (en sağda koyu çerçeve içinde) doğusundaki litolojiler genel haritaya dahil edilmemiştir.





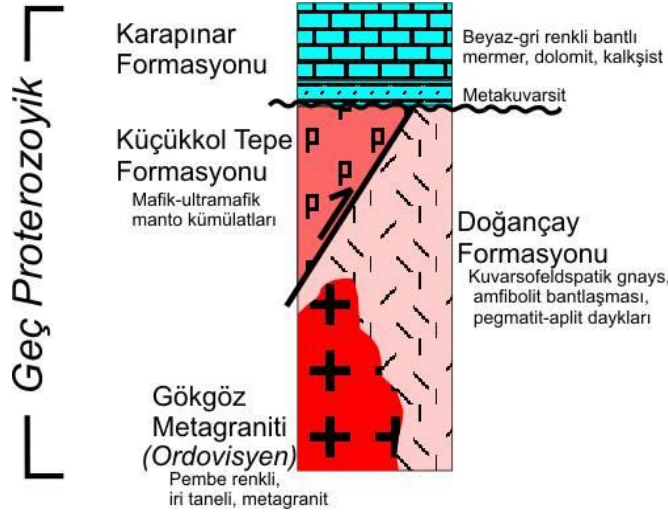
## 5. PAMUKOVA KOMPLEKSİ

Pamukova Kompleksi epidot-amfibolit fasiyesinde metamorfizma ve şiddetli kataklazma geçirmiş, Prekambriyen yaşlı kristalen bir birimdir. Bu birimi kesen bazı metagranit ve gnaylardan, en geç Proterozoyik ve Ordovisyen kristalizasyon yaşları elde edilmiştir (Okay ve diğ., 2008). Birim ilk kez Göncüoğlu ve diğ. (1987) tarafından “Pamukova Metamorfikleri” olarak adlanmıştır. Yılmaz ve diğ. (1990) ise birimi stratigrafik olarak, dört formasyona ayırmış ve “Pamukova Metamorfik Topluluğu” adını vermiştir.

Pamukova Kompleksi bu çalışmada da dört alt birime ayrılmıştır. Bu birimler sırasıyla, (1) Küçükkoltepe Formasyonu, (2) Doğançay Formasyonu, (3) Gökgöz Metagraniti, (4) Karapınar Formasyonu’dur. (1) Küçükkoltepe Formasyonu; metamorfizma geçirmiş mafik-ultramafik magmatiklerden, (2) Doğançay Formasyonu; ağırlıklı olarak kuvarso-feldspatik gnays ve amfibolit ile bu litolojileri kesen aplit, pegmatit dayklardan, (3) Gökgöz Metagraniti; pembe renkli, kuvars ve K-feldsparca zengin, yaygın kataklazmaya uğramış metagranitlerden, (4) Karapınar Formasyonu; mermer, dolomit, kalk-şist ve metakuvarsitten oluşur. Pamukova Kompleksi'nin içerdiği alt birimler, irili ufaklı tektonik dilimler halinde içiçe bulunurlar. Gökgöz Metagraniti, Doğançay Formasyonu’nu ve muhtemelen Karapınar Formasyonu’nu kesmiştir. Küçükkoltepe Formasyonu ile Doğançay Formasyonu arasındaki ilişkinin tektonik olduğu düşünülmektedir. Karapınar Formasyonu’nun metamorfizma ve deformasyon geçirmesinden önce diğer birimleri uyumsuz olarak örtüyor olabileceği düşünülmektedir (Şekil 5.1).

Önceki çalışmalarda, Pamukova Kompleksi’ni oluşturan birimlerin stratigrafisi, yaşı ve paleocoğrafik konumu hakkında farklı görüşler belirtilmiştir. Pamukova Kompleksi’ni oluşturan litolojiler ilk olarak Akartuna (1968) tarafından Armutlu Yarımadası’nda tanımlanmıştır. Yazar birimi “kristalen şistler” olarak isimlendirmiş ve yaşlarını Devoniyen öncesi olarak yorumlamıştır. Akartuna (1968), Abdülselamoğlu’nun (1959) Almacık Dağları’nda tanımladığı benzer litolojideki

kayaların üzerinde fosilli Devoniyen tabakalarının uyumsuz olarak bulunduğu gözlemine dayanarak bu yaşı öngörmüştür.



Şekil 5.1 : Pamukova Kompleksi'ni oluşturan formasyonların stratigrafik kolon kesiti.

Göncüoğlu ve diğ. (1987)'ne göre Pamukova Kompleksi (yazarların Pamukova Metamorfikleri); yapısal olarak altta kuvarsit arakatkılı mermerden, orta seviyelerde amfibolitten ve en üstte amfibolitler ile karbonat, metagrovak ardalanmasından oluşmaktadır. Yazarların Pamukova Metamorfikleri amfibolit fasiyesinde metamorfiktir ve bir granit intrüzyonu ile kesilmiştir. Yazarlar bu metamorfik temeli uyumsuz olarak metaklastiklerin ve rekristalize kireçtaşlarının örttüğünü belirtmişlerdir. İstifin yaşı konusunda "Prekambriyen-Triyas" aralığına denk düşen yaş alternatifleri sunmuşlardır. Fakat herhangi bir net yaş verisinden bahsetmemişlerdir. Göncüoğlu ve Erendil (1990), Pamukova Kompleksi'nin tabanında İstanbul Paleozoyik istifinin Prekambriyen temeli ile eşleştirilebilecek kayaların bulunduğunu belirtmişlerdir.

Yılmaz ve diğ. (1990) ise birimi stratigrafik olarak dört formasyona ayırmış ve topluluğa "Pamukova metamorfik topluluğu" adını vermiştir. Yazarlara göre en altta amfibol şist, mikaşist, apolit ve gnaysdan oluşan bir formasyon, metagranitten oluşan başka bir formasyon tarafından kesilmektedir. Yazarlar bu iki formasyonun yaşını Permiyen öncesi olarak düşünmüştür, topluluktaki diğer iki formasyon olan kuvarsitler ve mermerleri ise sırasıyla Alt ve Üst Jura yaşında kabul etmiş, fakat fosil içermediklerini belirtmiştir. Kuvarsit ve mermerlerin magmatik kökenli kayaları muhtemelen uyumsuz olarak örttüğünü bildirmiştir. Yazarlar ayrıca, Pamukova Kompleksi'nin Geyve Boğazı kuzeyindeki mostralarını Geyve Metaofiyoliti olarak

adlanmıştır ve Pamukova Metamorfik Topluluğu'ndan ayrı değerlendirilmiştir. Bozcu (1992) da Yılmaz ve diğ. (1990)'nin yayınladığı stratigrafiyi takip etmiştir. Bozcu (1992) Geyve Metaofiyoliti'ni serpantinleşmiş ultramafikler, mafik kümülatlar, katmanlı gabro-amfibolitler, gnaysik dokulu granit ve granodiyoritten oluşan metamorfik bir ofiyolit olarak tanımlamıştır. Ancak tanımın içeriğindeki gnaysik granitler amfibolitlerle bantlı halde bulunur ve bu durum ofiyolit tanımına uymaz. Yazar Geyve Metaofiyoliti'nin yaşının tespit edilmesine yarayacak radyojenik yaşların veya epiofiyolitik çökellerden fosillerin bulunmadığını belirtse de birim için Liyas-Üst Kretase oluşum, Santoniyen-Kampaniyen yerleşme yaşı öngörmüştür.

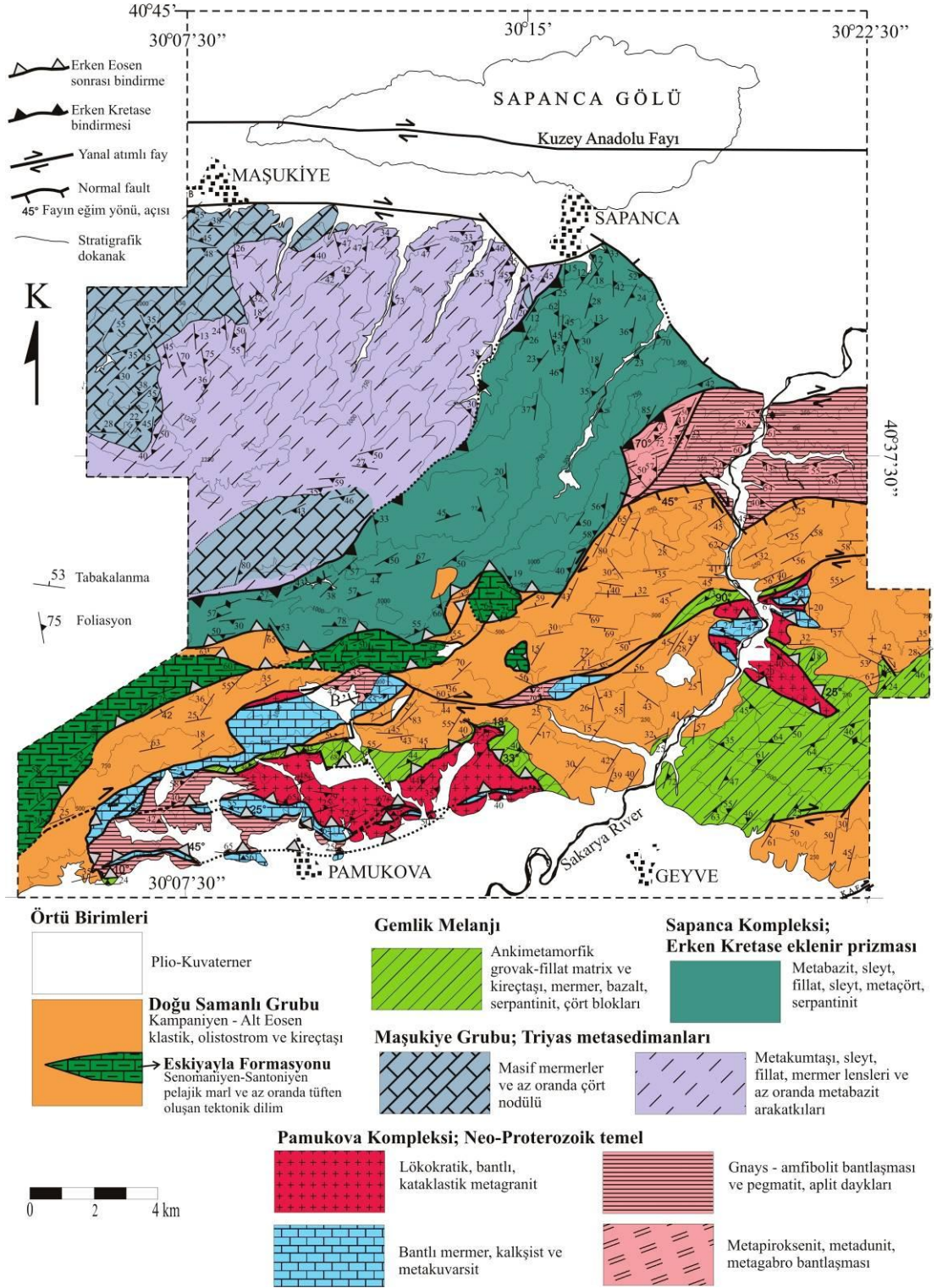
Pamukova Kompleksi'nin çalışma alanı dışında da yüzlekleri bulunmaktadır ve bu yüzlekler için yapılan değerlendirmeler ise şöyledir. Abdülsemoğlu (1959) Geyve Boğazı'nın 55 km kadar batısındaki Almacık dağlarında, Mudurnu ilçesinin 15 km kuzeyinde, "kristalin seri" olarak adlandırdığı, bir metamorfik seri tanımlanmıştır. Bu kristalin serideki litolojiler Abdülsemoğlu (1959) tarafından, "A-gnays, diyorit-amfibolit ve amfibolit şistler ve B-Mermer-yarımermer adeseli mikaşistler" olarak iki ayrı gruba ayrılmıştır. Bu seri, Doğançay Formasyonu ile litolojik benzerlik göstermesinin yanında, coğrafi olarak da birimin doğu yöndeki devamlılığı olarak gözükmektedir.

Yiğitbaş ve diğ. (1997); Düzce doğusundaki Sünnice Masifi'nde amfibolit fasiyesinde metamorfik, düzenli bir ofiyolitik istif ve bu istifi kesen ortognayslar tanımlamış ve Sünnice Grubu olarak adlanmıştır. Sünnice Grubu; Neoproterozoyik yaşlı bir ofiyolit ve bunlarla ilişkili olan volkanik yay kayaları olarak değerlendirildikleri gibi (Yiğitbaş ve diğ, 2001; Elmas ve Yiğitbaş, 2005), Kretase yaşlı parçalanmış bir ofiyolite ait oldukları da düşünülmüştür (Yılmaz ve diğ, 1997; Robertson ve Ustaömer, 2004; Robertson ve Ustaömer, 2005). Sünnice Grubu'nu oluşturan kayaların radyojenik yaş tayinleri grubun En Geç Proterozoyik yaşında olduğunu ortaya koymuştur (576 Ma, Ustaömer ve diğ, 2005).

Pamukova Kompleksi'ne ait litolojiler çalışma alanında ayrı ayrı haritalanabilen dört ayrı bölgede yüzeylenir (Şekil 5.2). Coğrafi konumları aşağıda tanıtılan bu dört bölgeden daha sonra zaman zaman; bir, iki, üç ve dört numaralı yüzeylenmeler olarak bahsedilecektir. En kuzeydoğuda olan bir numaralı yüzeylenme, Geyve boğazı kuzey girişinden başlar, güneyde Şerefiye mahallesi, batıda Büyükyaylatepe ve kuzeybatıda Üççataldere boyunca uzanan yanal atımlı fay ile sınırlanır. Doğançay

ilçesi bir numaralı yüzeylemenin üzerindedir. Bu yüzeylemenin doğu yönünde Sakarya'nın Karapürçek ilçesine kadar uzandığı bilinir (Timur ve Aksay, 2002). Geyve Boğazı kuzey girişinden, güney yönünde yaklaşık 6,5 km ilerlendiğinde Pamukova Kompleksi'nin ikinci yüzeylemesine ulaşılır. Geyve ilçesine bağlı Dereköy bu alan üzerindedir. Birinci yüzeylemeye oranla daha az yayımlı olan bu yüzeyleme, batıda Geyve Boğazı'nın ~1500 m batısındaki Zirat Tepe'ye kadar ulaşır. Doğuda Çatalkaya-Küp Mahallesi-Saçlıbayırı Sırtı hattı boyunca Bakacak Formasyonu ile, güneyde ise Çamlıküzü ve Kadioğluçamlığı Deresi hattı boyunca Bakacak Formasyonu ve Gemlik Melanjı ile sınırlanır. Daha da güneybatıda Alifuatpaşa-Melekşesolak köyü arasındaki yol üzerinde Pamukova Kompleksi'nin üçüncü yüzeylemesine varılır. Burada Pamukova Kompleksi kuzeydoğu-güneybatı yönünde uzanan, yanal atımlı faylarla sınırlanmış, ~4,2 km uzunluğunda ince bir tektonik dilim halindedir. Pamukova Kompleksi'nin en geniş yüzeylemesi (4 numaralı), Geyve ilçesinin 4,5 km kuzeybatısındaki Bayrakçaşehir mahallesinden başlar, batıda Pamukova ilçesine bağlı Sondul köyüne kadar ~14 km uzanır. Bu yüzeyleme, güneyde Geyve-Pamukova düzlüğünün alüvyonları ile sınırlıdır, kuzey yönünde ise Pamukova ilçesinden ~5 km daha kuzeydeki Kazımiye köyüne kadar ulaşır.

Pamukova Kompleksi'nin, alt birimleri ve bu birimlerin birbirleriyle olan ilişkileri aşağıdaki alt başlıklarda ayrıntılı olarak anlatılacaktır. Pamukova Kompleksi'nin, kompleksin dışında kalan daha genç birimlerle olan ilişkisi ise ayrı bir başlık altında anlatılacaktır.



**Şekil 5.2 :** Haritalama alanının basitleştirilmiş jeoloji haritası içerisindeki Pamukova Kompleksi'nin konumu. Bir, iki, üç ve dört numaraları Pamukova Kompleksi'nin dört ayrı yüzeylemesini göstermektedir.

## 5.1 Küçükkoltepe Formasyonu

*Genel tanım* - Küçükkoltepe Formasyonu başlıca metapiroksenit, bantlı metagabro ve metaperidoditten oluşur. Bu litolojiler genelde santimetre ölçeğinde bantlar halindedirler. Küçükkoltepe Formasyonu, Pamukova Kompleksi'nin diğer birimleriyle birlikte amfibolit fasiyesinde metamorfizma geçirmiştir.

*İsimlendirme* - Birimin en yaygın mostraları Pamukova Kompleksi'nin bir numaralı yüzeylenmesinde, Küçükkoltepe civarında bulunur ve ilk kez bu çalışmada adlanmıştır. Bozcu (1992) formasyonu, Geyve Metaofiyoliti olarak adlandırdığı birim içerisindeki bir alt birim kabul etmiş, İkramiye Serpantiniti olarak adlandırmış ve Kretase yaşında olduğunu öngörmüştür. Yazar Geyve Metaofiyoliti'nin en alt birimi olarak tanımladığı İkramiye Serpantiniti'nin yaygınca serpantinleşmiş peridodit ve piroksenitlerden oluştuğunu söylemektedir. Ancak bu çalışmadaki gözlemler serpantinleşmenin yaygın olmadığı yönündedir.

*Dokanaklar* - Çalışma alanında, Küçükkoltepe Formasyonu'nun, Pamukova Kompleksi'ne ait birimlerden yalnız Doğançay Formasyonu ile dokanağı bulunmaktadır. Dokanaklı olduğu diğer birimler ise, Sapanca Kompleksi ve Osmaniye Formasyonu'dur. Küçükkoltepe Formasyonu'nun daha genç birimlerle olan dokanaklarına Bölüm 5.6'da değinilecektir.

Küçükkoltepe Formasyonu ve Doğançay Formasyonu arasındaki dokanak muhtemelen metamorfizma öncesi oluşmuş bir tektonik dokanaktır. Dokanakta, Küçükkoltepe Formasyonu ortalama 50°'lik bir eğim ile Doğançay Formasyonu üzerinde yer alır (Ek 1). Dokanak Soğuksu Sırtı-Vartankeltepe-Merektepe hattı boyunca düz bir çizgi halindedir, 4 km uzunluğundadır ve KD-GB gidişlidir. Dokanağın faylı olabileceği yorumu, ağırlıklı olarak ultramafitlerden oluşan Küçükkoltepe Formasyonu ile mafik ve gnaysik bantlaşmalardan oluşan Doğançay Formasyonu arasındaki litolojik farklardan kaynaklanır. Bu iki birim muhtemelen farklı derinliklerde oluşmuş, metamorfizma öncesi bir bindirme fayıyla yanyana gelmişlerdir. Ayrıca, Doğançay Formasyonu'nu kesen aplit ve pegmatitlerin, Küçükkoltepe Formasyonu içerisinde gözlenmemesi de bu yorumu güçlendirir.

*Küçükkoltepe Formasyonu'nun yayılımı ve kalınlığı* - Küçükkoltepe Formasyonu'nun, çalışma alanındaki minimum yapısal kalınlığı ~1400 metredir.

*Küçükkoltepe Formasyonu'nun tip kesiti ve ayrıntılı litolojik tanımı* - Küçükkoltepe Formasyonu'nun en iyi mostraları, Vartankeltepe ve Küçükkoldere arasındaki orman yollarında görülür. Bu yollar boyunca; 2001, 2382, 3978, 3979, 3980, 3981, 3984, 3985, 3986, 4093 numaralı lokasyonlarda birimin tipik özelliklerini sunan mostraları vardır (lokasyonlar Ek-1'de görülebilir). Küçükkoltepe Formasyonu içinde bulunan yaygın litolojiler; metaperidodit, ve bantlı metagabrolardır. Bu litolojiler çoğunlukla birkaç santimetre ölçeğinde bantlar halinde ardalanırlar. Formasyonda olivin ve piroksen mineralleri belirli düzlemler boyunca bileşimsel katmanlar halinde metaperidoditleri oluşturmuşlardır. El numunesinde tümüyle olivinden oluşuyormuş gibi görünen kayaların çoğunun ince kesitlerinde modal olarak % 10'dan fazla başka mineraller (örneğin; piroksen, spinel vb.) içerdikleri görülmüştür. Birimde az oranda serpantinleşme görülür (lokasyon 2382). Vartankel Tepe ile Küçükkoltepe arasındaki kesitte, doğudan batıya doğru, yapısal olarak alttan üste, sırasıyla aşağıdaki litolojiler izlenir. En doğuda, Küçükkoltepe Formasyonu'nun Doğançay Formasyonu ile olan dokanağının hemen üzerinde, 5-2 cm kalınlığında metagabro-metadunit bantları bulunur (Şekil 5.3, lokasyon 3978). Bu ilk bantlaşmaların ~%30'u metaperidodit, ~%70'i ise bantlı metagabrolardan oluşur. Vartankel Tepe civarında 1-2 cm kalınlığında metapiroksenitler görülür (lokasyon 3979).



**Şekil 5.3 :** Küçükkoltepe Formasyonu'nun bantlı metagabro ve metaperidotitleri; açık renkli kesimler plajiyoklaslı metagabroik bantlardır, koyu alanlar ise metaperidotitlerden oluşur (lokasyon 3978; Koordinat-UTM: 36T/ 02 72 093 N - 45 01 657 E).

Kuzeybatı yönüne gidildikçe birkaç santimetre ölçeğinde metadunit-metapiroksenit-metagabro bantlaşmaları görülmeye başlanır (lokasyon 3980). Birim bir süre metadunit-metapiroksenit dik bantları halinde devam eder (Şekil 5.4, lokasyonlar 3982-3984-2053).



**Şekil 5.4** : 3-20 mm kalınlığındaki metapiroksenit-metaperidotit bantlaşması; metaperidotitler koyu renkli ve görece daha kalın, metapiroksenitler ise bej-yeşilimsi ince bantlar halindedir (lokasyon 2053; Koordinat-UTM: 36T/ 02 71 807 N - 45 01 867 E).

Fakat daha sonra yine metagabro-metadunit-metapiroksenit bantlaşması halini alır (lokasyon 3985). Daha da kuzeybatıda zayıf biçimde serpantinleşmenin görüldüğü metadunitler bantlı metagabrolarla ardalanır ve 3987 numaralı lokasyonda Küçükkoltepe Formasyonu'nun Sapanca Kompleksi ile olan dokanağına varılır.



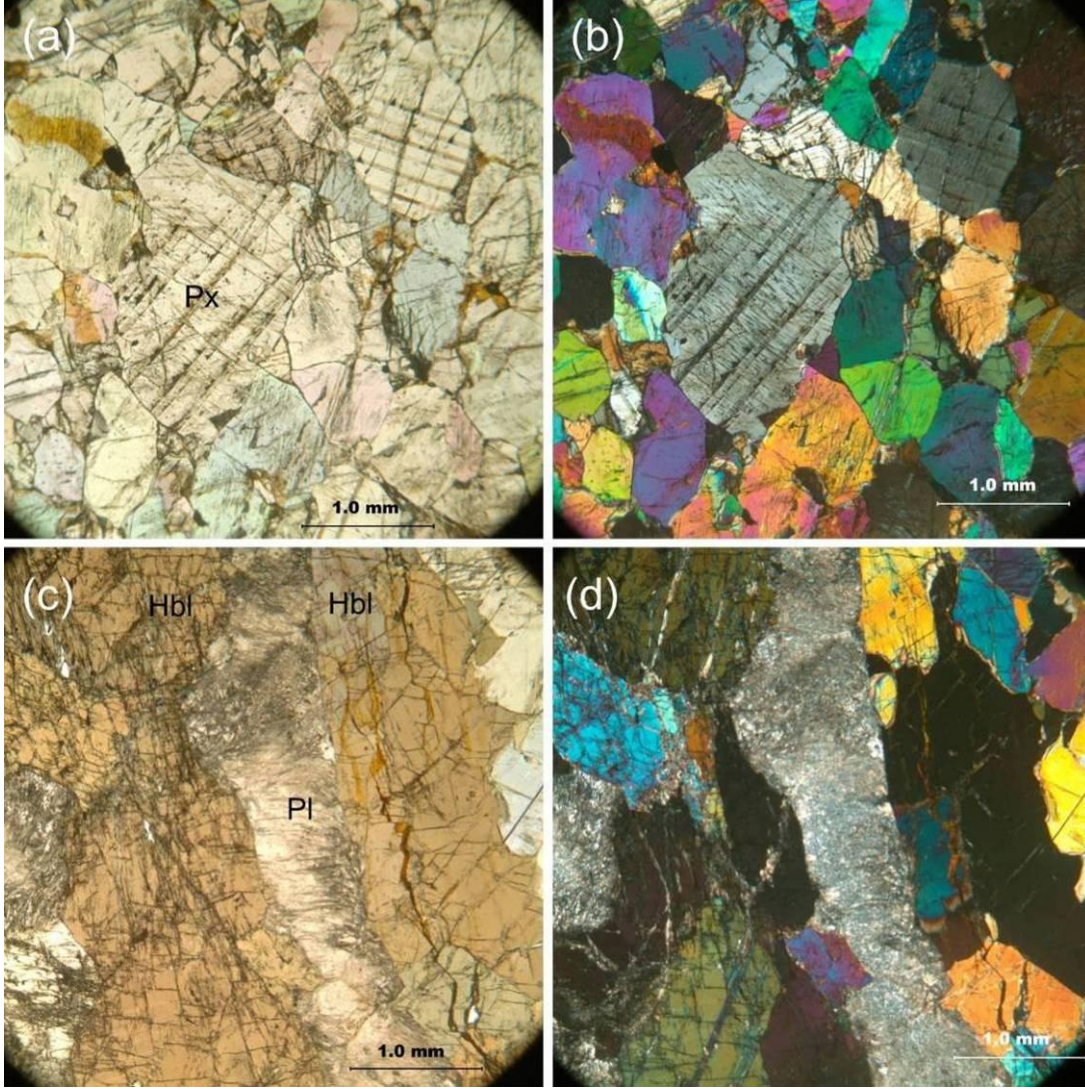
Küçükkoltepe Formasyonu içerisinde, kalın metadunit bloku içeren metapiroksenitler de nadiren görülmüştür (Şekil 5.5, lokasyon 2001).



Şekil 5.5 : Vartankel Tepe yakınında metapiroksenitlerin içerisindeki metaperidodit dilimi görülüyor (lokasyon 2001; Koordinat-UTM: 36 T/ 02 72 081 N-45 01 538 E).

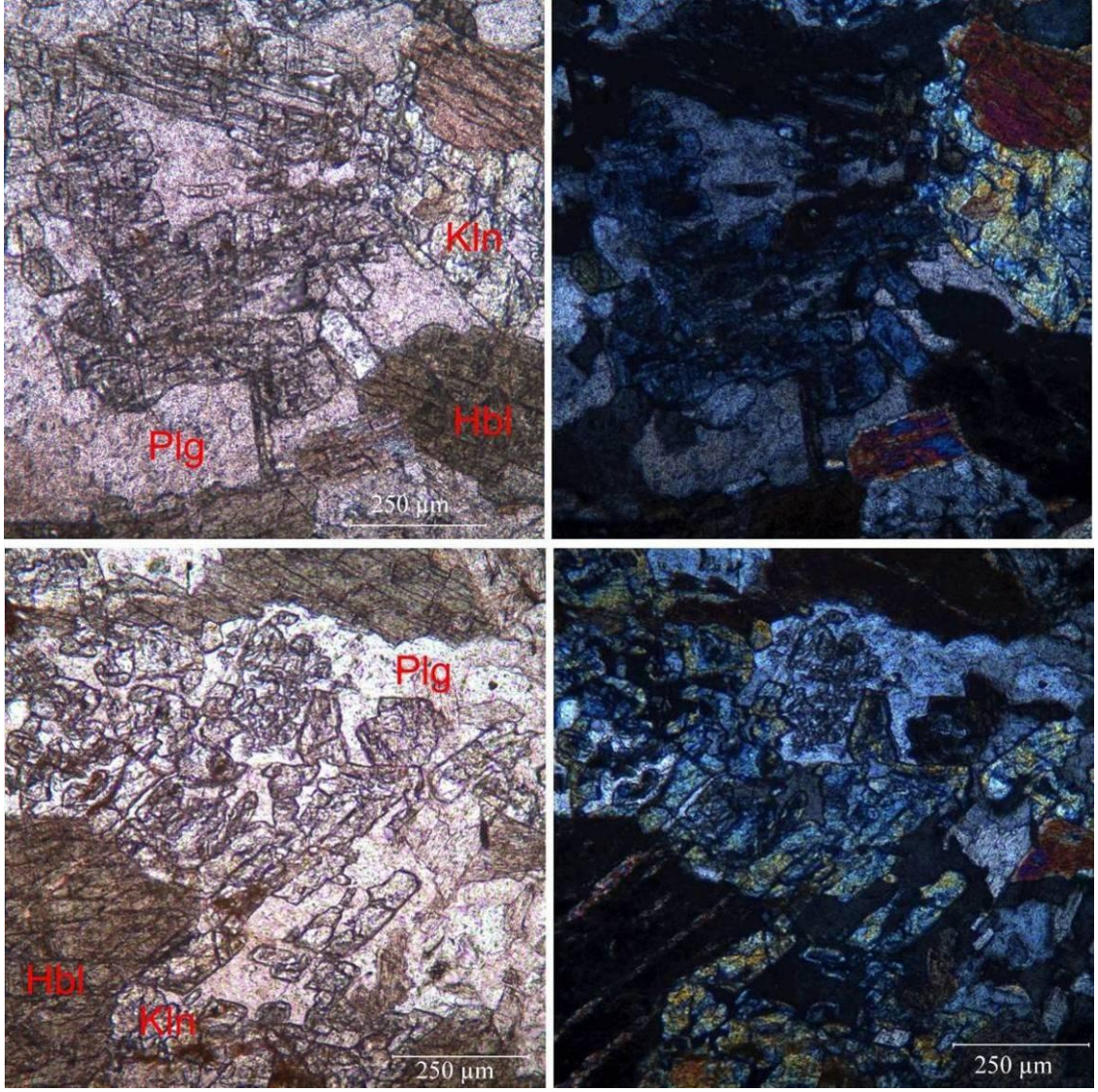
Küçükkoltepe Formasyonu'nun içerdiği çeşitli kayalardan seçilmiş örneklerin petrografisi aşağıdaki gibidir.

Örnek 2052 (metapiroksenit, Şekil 5.6): örnekte ortopiroksen + klinopiroksen (diyopsit?) + hornblend + plajiyoklas + serpantinleşmiş olivin mineralleri bulunur. Kayaç granoblastik dokuya sahiptir ve minerallerin çoğu özşekilsizdir. Piroksenler bütünü %90'ını oluşturur. Piroksenlerin %60'ı klinopiroksenden, %20'si ortopiroksenden oluşur. Klinopiroksenlerin bazılarında inklüzyonlar, bazı piroksenlerde mineral içiçe büyümeleri, granoblastik doku, korona dokusu gibi metamorfik dokular görünmektedir. Hornblend ve serisitleşmiş plajiyoklaslar kesitin %10'luk kesiminde bir bant halinde bulunur. Kesitte serpantinleşmiş olivinler de gözlenmiştir. Kayaç içerdiği mineral ve dokularla metapiroksenit olarak adlanmıştır.



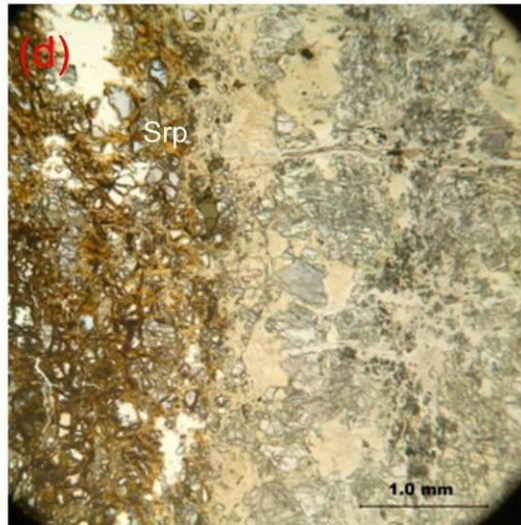
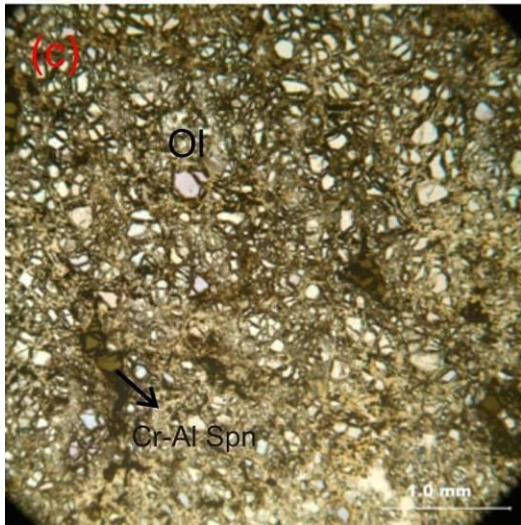
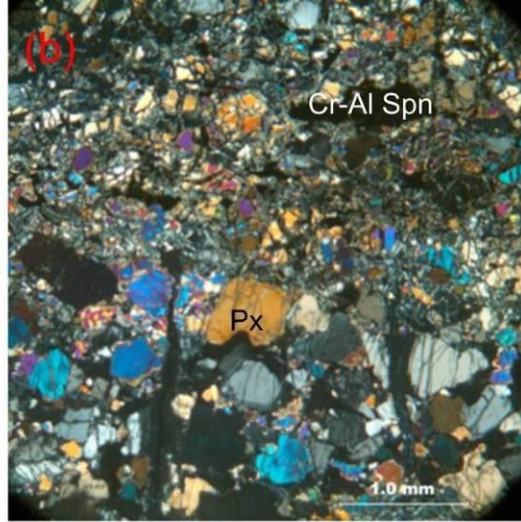
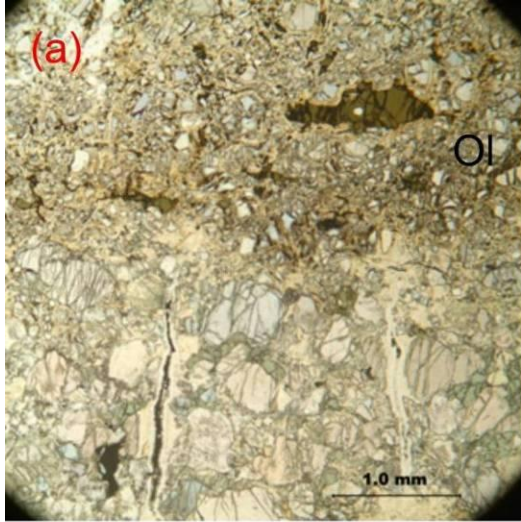
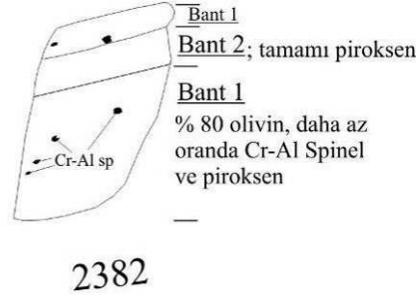
**Şekil 5.6** : 2052 numaralı metapiroksenitin mikrofotografaları: (a) gronoblastik dokulu özşekilsiz piroksen (Px) mineralleri, (b) aynı kesimin çapraz polardaki görünümü, (c) kesitin serisitleşmiş plajiyoklaslar (Pl) ve hornblendlerden (Hbl) oluşan kesimleri, (d) aynı kesimin çapraz polardaki görünümü (Koordinat-UTM: 36 T/ 02 72 134 N-45 01 767 E).

Örnek 2376 (metagabro, Şekil 5.7): örnekte şu mineraller bulunur; hornblend + plajiyoklas + klinozisit + titanit. Hornblendler, bütünün %60'ını oluşturur; prizmatik, 1-3 mm boyutlarına sahip iri mineraller halindedirler. Plajiyoklaslar, bütünün %20'sini oluştururlar, özşekilsiz, ortalama 1 mm çaplı minerallerdir. Klinozisitler bütünün %17'sini kaplar ve plajiyoklaslar ile içiçe büyüme gösteren, 0.3-0.8 mm ölçülerinde mineraller halindedirler. Titanit aksesuar mineral olarak bulunur. Kayaç metagabro olarak adlanmıştır.



**Şekil 5.7 :** 2376 numaralı metagabro örneğinin mikrofotografarı: (a) Hornblend (Hbl) , plajiyoklas (Pl), klinozoisit (Kln) intersertal bir doku oluşturmaktadır. (b) aynı kesimin çapraz polardaki görünümü, (c) Plajiyoklas (Plg), albit ve klinozoisit (Kln) tarafından ornatılmıştır ve hornblend ile beraber bulunur, (d) aynı kesimin çapraz polardaki görünümü (Koordinat-UTM: 36 T/ 02 70 704 N-45 01 049 E).

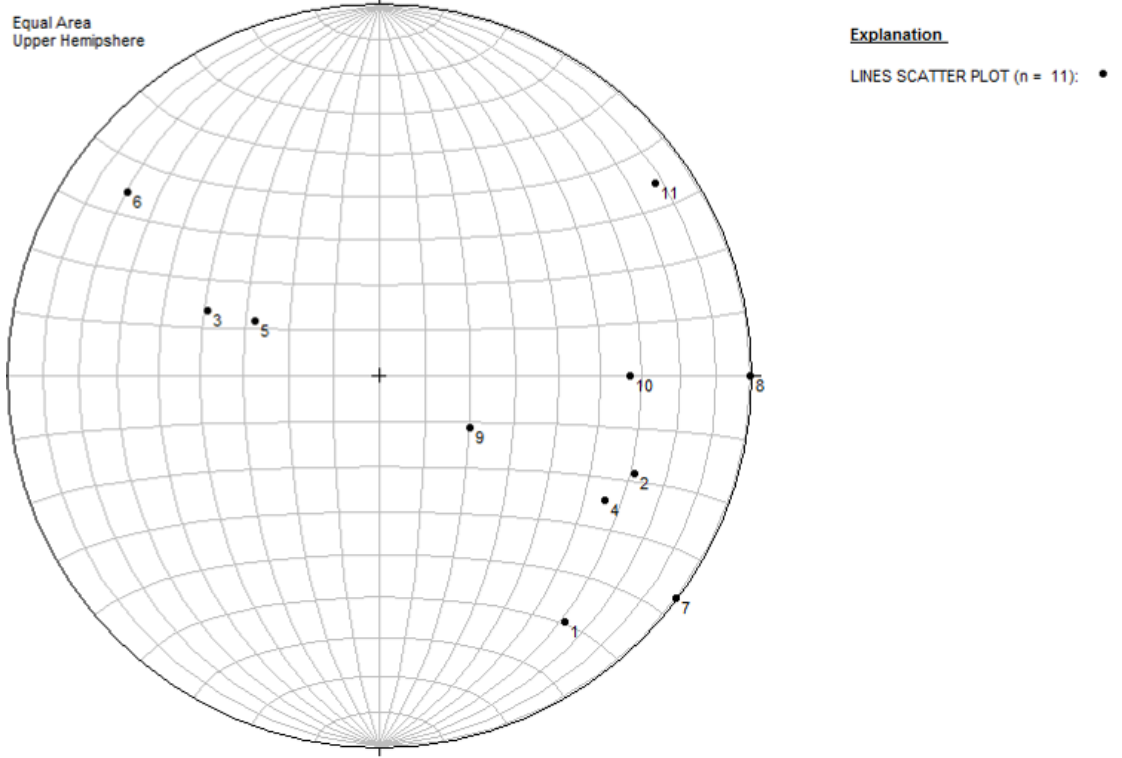
Örnek 2382 (metaperidodit, Şekil 5.8): örneğin içerdiği mineraller şunlardır; olivin + ortopiroksen + klinopiroksen + Cr-Al spinel + serpantin. Örnekte ayrı mineral birlikteliklerinden oluşan bileşimsel bantlaşmalar görülür. Kesitin dörtte üçünü kapsayan iki bantın %80'i olivin minerallerinden oluşur, bu bantlar Cr-Al Spinel ve ortopiroksen porfiroblastları da içerir (Şekil 5.8, bant 1). Kesitte serpantinleşme de görülmektedir. Kesitin dörtte birini oluşturan ince bantta ise; ortopiroksen, klinopiroksen minerallerinden oluşun metapiroksenit görülür (Şekil 5.8, bant 2).



**Şekil 5.8 :** 2382 numaralı numaralı metaperidotitin ince kesitinin zonlu yapısı (en üst) ve mikrofotografı: (a) Olivin (Ol), piroksen (Px) ve Cr-Al Spinel (Cr-Al Spn)'den oluşan kesimler, (b) aynı kesimin çapraz polardaki görünümü, (c) olivinler ve Cr-Al Spinel minerallerinden oluşan ağsı doku, (d) serpantinleşmenin görüldüğü kesimler (Koordinat-UTM: 36 T/ 02 71 568 N-45 01 152 E ).

### *Küçükkoltepe Formasyonu'nun yapısal jeolojisi*

Birimde bantlaşmalar genel olarak kuzeydoğu-güneybatı doğrultudadır, yer yer düşük eğim açılı ( $30^{\circ}$ - $50^{\circ}$ ) gözükse de genelde düşeye yakın eğimlidirler ( $75^{\circ}$ - $90^{\circ}$ , Şekil 5.9).



**Şekil 5.9 :** Küçükkoltepe Formasyonu'na ait, ölçülebilmüş 11 adet bantlaşmanın doğrultu ve eğimlerine ait  $\pi$  diyagramının.

### *Küçükkoltepe Formasyonu ile ilgili tartışma ve yorum - Küçükkoltepe*

Formasyonu'nun oluşumu, yaşı ve metamorfizması ile ilgili yorum ve tartışmalara Pamukova Kompleksi'nin oluşumu, yaşı ve metamorfizması ile ilgili olan bölümlerde değinilecektir (Bölümler 5.5, 5.6, 5.7).

## 5.2 Doğançay Formasyonu

*Genel tanım* - Doğançay Formasyonu, ağırlıklı olarak kuvarso-feldspatik gnays ve amfibolitten oluşur. Gnays ve amfibolitler genelde 2-10 cm kalınlığında bantlar halinde ardalanır ve zaman zaman aplit, pegmatit dayklarıyla kesilmiştir.

*İsmlendirme* - Birimin en yaygın mostraları Geyve Boğazı kuzey girişinden başlar ve güney yönünde ~5 km devam ederek Şerefiye güneyine kadar ulaşır. Doğançay ilçesi, bu yüzeylemenin tam ortasında bulunduğu birime Doğançay Formasyonu adı bu çalışmada verilmiştir. Formasyonun mostraları Geyve Boğazı'nda dik, sarp sırtlar oluşturur (Şekil 5.10).



**Şekil 5.10** : Doğançay Formasyonu'nun, Geyve boğazı içerisindeki mostralarının fotoğrafı. Ölçek olarak resmin ortasındaki elektrik direkleri gözönüne alınabilir.

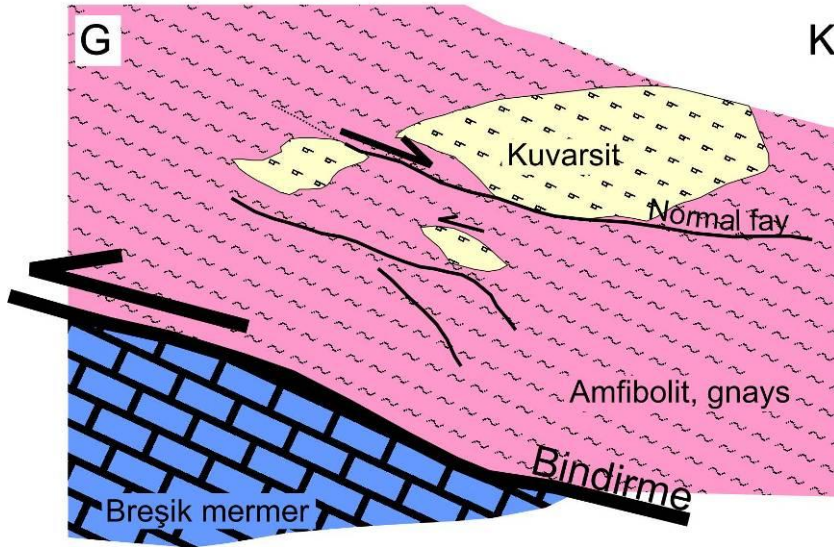
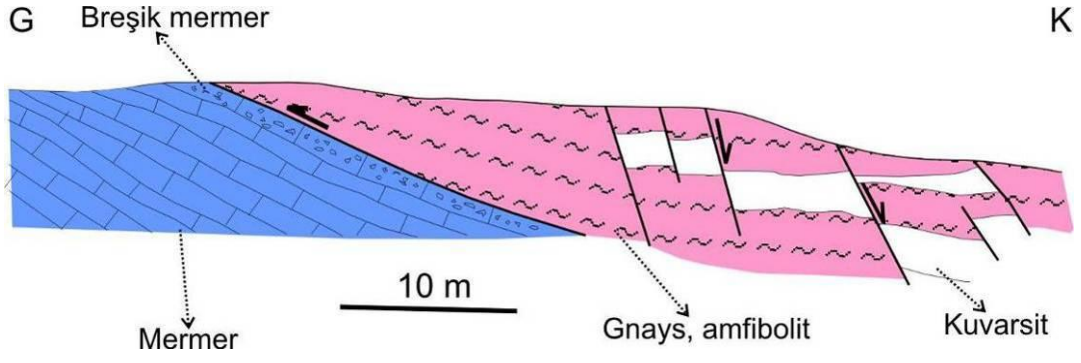
Bozcu (1992) birimi Geyve Metaofiyoliti içerisinde (yukarıda anlatılmaktadır; Bölüm 5.1) bir alt birim olarak kabul etmiş ve “Doğançay Metagabro Amfiboliti” olarak adlandırmıştır. Yazar Geyve Boğazı içerisinde birimin en altında kümülat halinde bantlı gabroların bulunduğu ve üste doğru bu kümülatların önce bantlı gabro-amfibolitlere daha sonra gnaysik dokulu amfibolitlere ve en sonunda granodiyorit, granitlere tedrici geçiş olduğunu söylemektedir. Ancak bu çalışmadaki gözlemler yazarın bahsettiği tedrici geçişli ilişkiyi teyit etmemiştir. Aşağıda bu gözlemler ayrıntılı olarak anlatılmaktadır.

*Doğançay Formasyonu'nun dokanak ilişkileri* - Çalışma alanında, Doğançay Formasyonu'nun, Pamukova Kompleksi'ne ait birimlerden Küçükkoltepe Formasyonu, Karapınar Formasyonu (mermer, kalkışist, metakuvarsit), Gökgöz Metagraniti ile dokanağı bulunmaktadır. Doğançay Formasyonu'nun dokanaklı

olduğu diğer birimler ise, Sapanca Kompleksi, Gemlik Melanjı, Osmaniye Formasyonu ve Bakacak Formasyonu'dur (ayrıntı için bkz. Bölüm 5.6).

Doğançay Formasyonu ve Küçükkoltepe Formasyonu arasındaki ilişkiye bir önceki bölümde değinilmiştir. Ek olarak, Gökgöz Metagraniti'nin, Doğançay Formasyonu'nu kestiği gözlenmiştir. Bu ilişkiye ayrıntılı olarak Gökgöz Metagraniti'nin anlatıldığı bir sonraki bölümde değinilecektir.

Pamukova kuzeyinde bir mermer-kalkşist-metakuvarsit birimi olan Karapınar Formasyonu, Doğançay Formasyonu ile tektonik dilimler halinde ardalanır. İki birim imbrike bir yapı sunar. Doğançay Formasyonu, Pamukova'nın 2,5 km doğusundaki Kortepe'de, D-B uzanımlı mermer kütlelerinin üzerine, kuzeye eğimli ters fay düzlemleriyle bindirir (Şekil 5.11, lokasyon 2597). Karapınar Formasyonu'nun Doğançay Formasyonu üzerine bindirdiği ise en iyi olarak Pamukova'nın 2 km kuzeyindeki Balkaya Tepe'de görülebilir (Şekil 5.12, lokasyon 4185). İki birim arasındaki önceki muhtemel stratigrafik ilişkiyi gösterecek dokanaklar bulunmasa da Karapınar Formasyonu'nun mermerlerin Doğançay Formasyonu üzerinde daha önce uyumsuz olarak çökelmiş olabileceği düşünölmektedir.



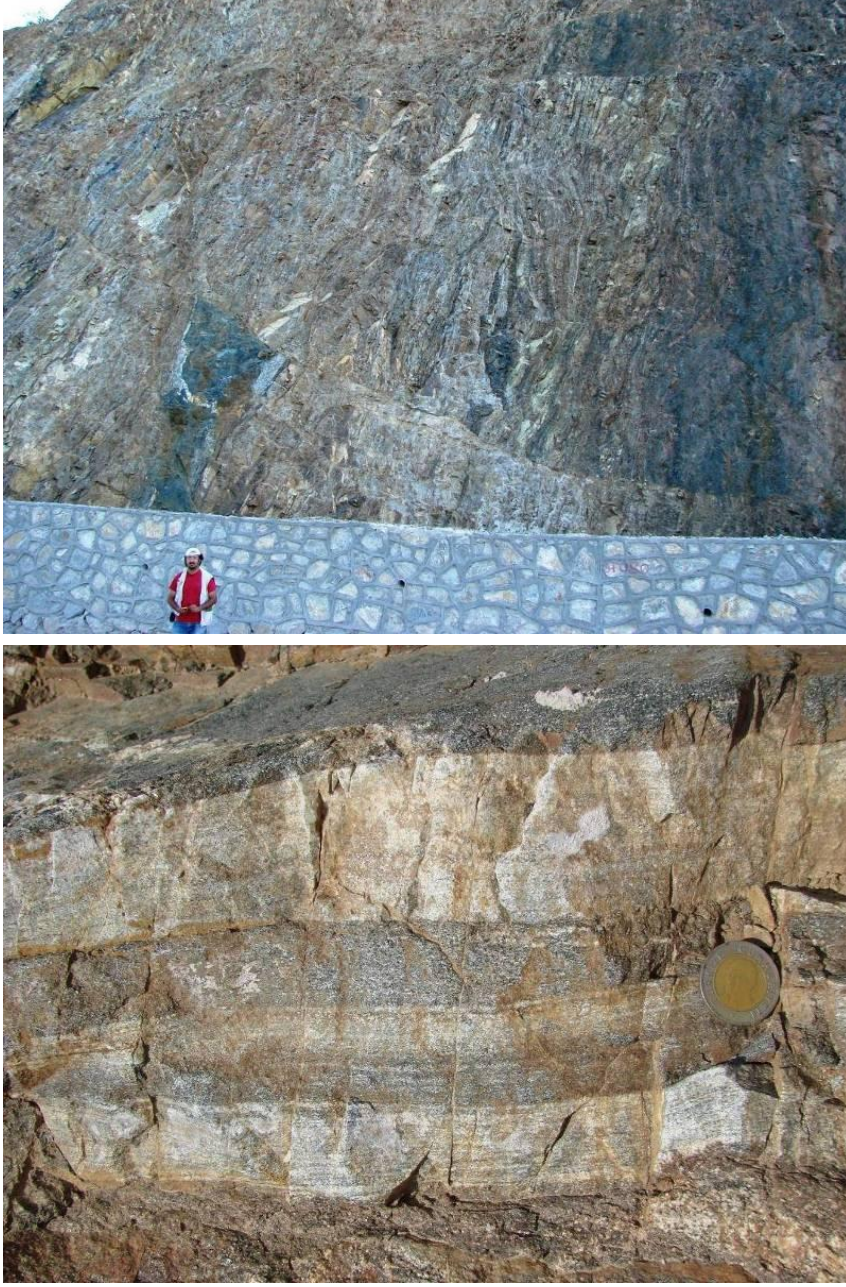
Şekil 5.11 : Doğançay Formasyonu ile Karapınar Formasyonu arasındaki tektonik dokanak. En alt resimdeki sarı alanları oluşturan kuvarsitler ise muhtemelen bindirmeden daha genç normal faylarla kesilmişlerdir (lokasyon 2597; Koordinat-UTM: 36 T/ 02 57 598 N - 44 88 647 E).





**Şekil 5.12 :** Karapınar Formasyonu'nun, Doğançay Formasyonu üzerine bindirdiği dokanak (altta). Çekicinin altında kalan alan Doğançay Formasyonu'nun ezik gnayslarıdır. Üstteki resimde ise dokanak üzerindeki mermerlerin breşik yapısı görülüyor (lokasyon 4185; Koordinat-UTM: 36 T/ 02 59 876 N - 44 89 778 E).

*Doğançay Formasyonu'nun ayrıntılı litolojik tanımı* - Doğançay Formasyonu'nun en iyi mostraları, Geyve Boğazı'nda görülür. Geyve Boğazı kuzey girişindeki 3280 numaralı lokasyonda birimdeki amfibolit-gnays bantlaşmaları iyi görülür (Şekil 5.13). Ayrıca yine Geyve boğazı boyunca, 1334, 1897, 2055 numaralı lokasyonlarda birimin tipik özelliklerini sunan mostraları vardır.



**Şekil 5.13 :** (Üstte) Geyve Boğazı kuzey girişindeki Doğançay Formasyonu gnays ve amfibolitlerinin bantlı yapısı, (altta) aynı yapının yakından görünümü; açık renkli bantlar gnays ve koyu renkli kesimler amfibolit bantlarıdır (lokasyon 3280; Koordinat-UTM 36T/ 02 74 974 N - 45 02 311 E).

Doğançay Formasyonu'nun mostralarında gnayslar beyaz-grimsi bej renkli, amfibolitler ise koyu lacivert-koyu gri bantlar halinde görülürler (Şekil 5.14 ve 5.15).



**Şekil 5.14 :** Doğançay Formasyonu'ndaki amfibolit-gneys bantlaşmalarının daha yakından görünümü.

Gneys ve amfibolitler seri içinde hemen hemen eşit oranda bulunmaktadır (% 40 gneys-% 40 amfibolit). Doğançay Formasyonu'nda gneys ve amfibolitler yaygın olarak, pembe renkli, 2-80 cm kalınlıklığında aplit ve pegmatit dayklarıyla kesilmişlerdir (Şekil 5.15 ve 5.16). Bu dayklar birimin ~% 15'ini oluşturur. Birimde çok az oranda muskovitli mika-şist türü kayalara da rastlanmıştır.

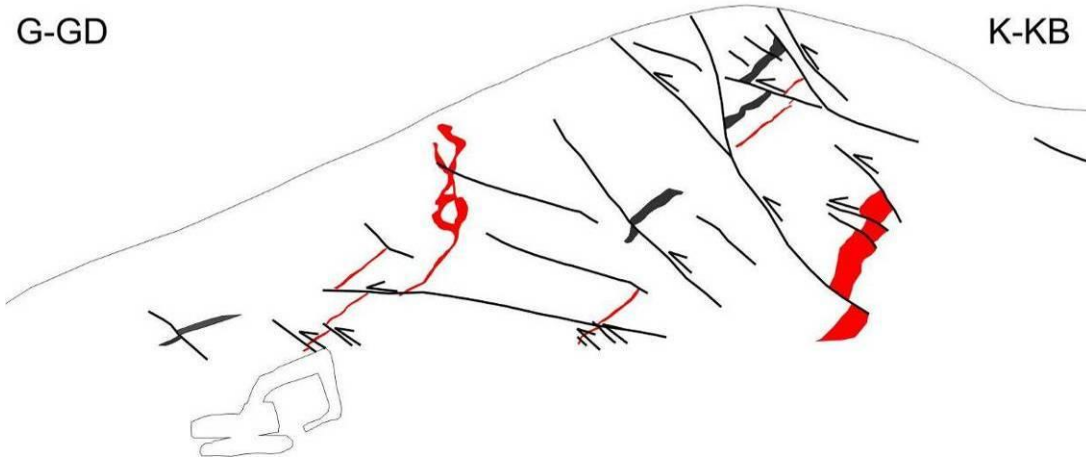


**Şekil 5.15 :** Doğançay Formasyonu'nun amfibolit-gneyslerini kesen ortalama 20 cm kalınlığındaki aplit damarnarı kuzey-güney yönünde sıkışmaya bağlı olarak ters faylarla ötelenmişlerdir (lokasyon 1334; Koordinat-UTM 36T/ 02 73 625 N - 45 00 334 E).



G-GD

K-KB



**Şekil 5.16 :** Şekilde, Doğançay Formasyonu'nun amfibolit-gnayslarını kesen pegmatit dayklarının bir kısmının kuzey-güney yönünde sıkışmaya bağlı olarak ters faylarla ötelendikleri, bir kısmını ise ters faylarla ötelenmekle beraber aynı zamanda fayları kestikleri görülür. Üstte açık renkli görülen pegmatit daykları alt resimde kırmızı olarak gösterilmiştir, alt resimdeki koyu gri bantlar ise bazı amfibolit bantlarının yeniden çizimleridir (lokasyon 3684; Koordinat-UTM: 36T 02 73 865 N - 45 00 726 E).

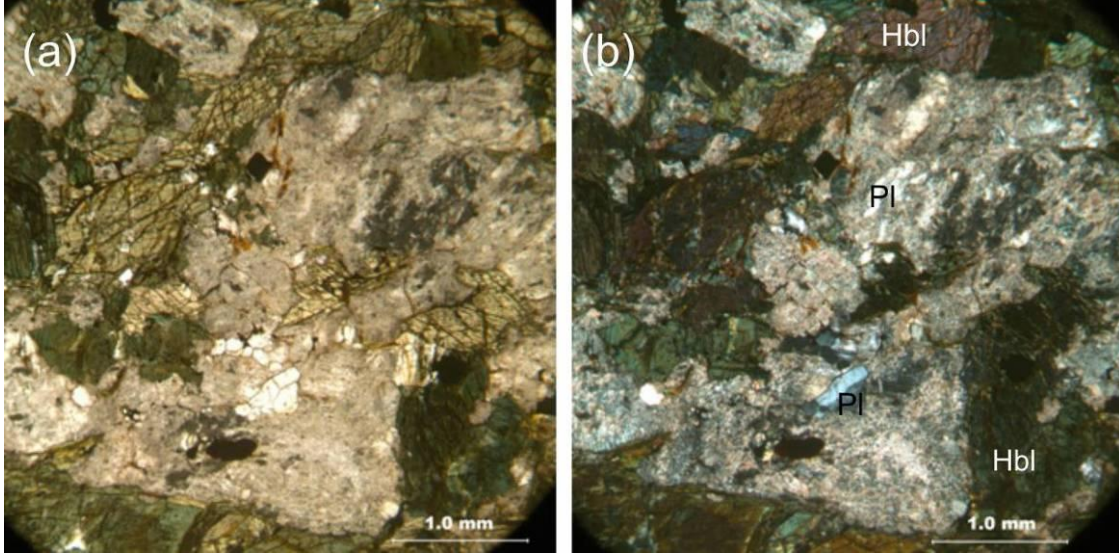
Birimde gnayslar zaman zaman amfibolit dayklarıyla kesilirler (Şekil 5.17). Amfibolitler genelde kataklazma gösterirler, zaman zaman da magmatik doku göstermektedirler. Magmatik dokunun korunduğu bu kayalar gabro kökenlidir; esas olarak hornblend ve plajiyoklastan oluşmuşlardır. Birimden seçilmiş olan üç adet amfibolit numunesinin petrografisi aşağıdaki gibidir.



**Şekil 5.17 :** Doğançay Formasyonu'nda, gnaysları kesen amfibolit daykları görülüyor. Resim alanının bej-gri renkli kısmı gnays, siyah ve kıvrımlı gözüken kesim ise amfibolit daykıdır (lokasyon 924; KOORDİNAT: 36 T 02 74 851 N- 45 02 461 E).

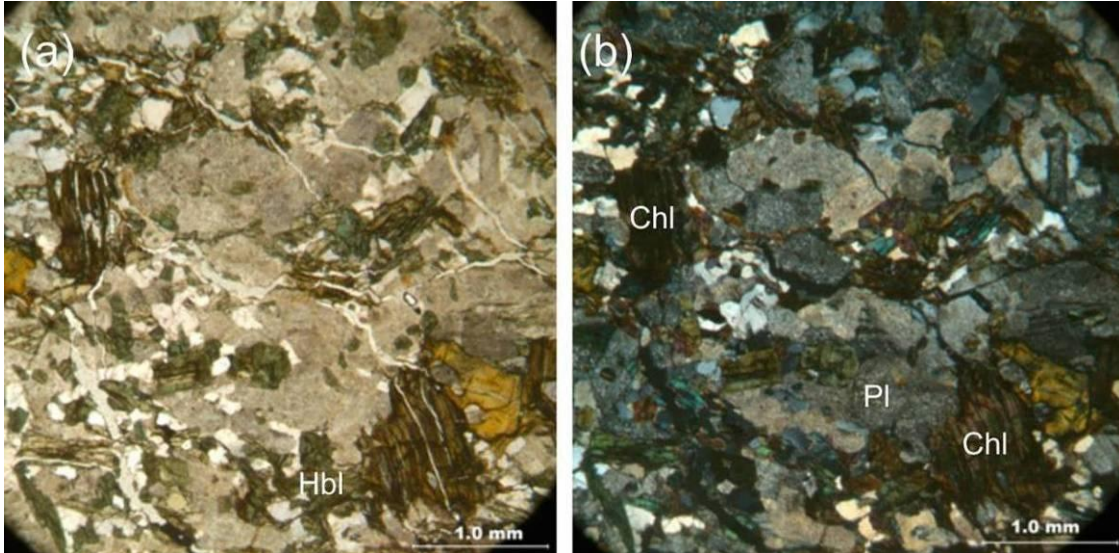
Örnek 3281 (amfibolit): Geyve Boğazı kuzeyinden alınan 3281 numaralı amfibolitin mineral birlikteliği şöyledir: hornblend + plajiyoklas + albit + epidot + pumpelleyit + prehnit + rutil + titanit. Özşekilsiz hornblend ve plajiyoklaslar kayacın anabileşenidir. Kayaç granoblastik dokuludur, 5 mm uzunluğunda hornblendler ve 2 mm uzunluğunda plajiyoklaslar içermektedir. Plajiyoklaslar yaygınca serisitleşmiştir. Pumpelleyit çok nadirdir. Rutil ve titanit aksesuar minerallerdir. Plajiyoklaslar içerisinde, siyah noktalar oluşturan klinozoisit minerallerine de rastlanmıştır.

Örnek 3482 (amfibolit, Şekil 5.18): bu amfibolitin mineral birlikteliği şöyledir: hornblend + plajiyoklas + klorit + epidot ± apatit. Özşekilsiz hornblend ve plajiyoklaslar kayacın anabileşenidir. Plajiyoklaslar da serisitleşme yaygındır. Az oranda klorit ve epidot da vardır.



**Şekil 5.18** : 3482 numaralı amfibolitinin mikrofotoğrafları: (a) serisitleşmiş plajiyoklaslar (Pl) ve ezik hornblend (Hbl) minerallerinden oluşan kesimler, (b) aynı kesimin çapraz polardaki görünümü (Koordinat- UTM: 36 T 02 54 780 N- 44 88 905 E).

Örnek 3305 (metagabro, Şekil 5.19): örnekte hornblend + plajiyoklas + kuvars + klorit + biyotit mineralleri bulunur. Ana bileşenler hornblend, plajiyoklas, kuvars ve klorittir. Çok az oranda kloritleşmeden korunmuş biyotit bulunmaktadır. Kayaçta yönlü doku gözükmemektedir, fakat kuvvetlice kataklastiktir. Plajiyoklaslar genelde serisitleşmiştir. Bu kayaçta korunmuş olan magmatik doku ve mineral birlikteliği kayacın kökeninin diyorit ya da kuvars diyorit olduğunu göstermektedir.



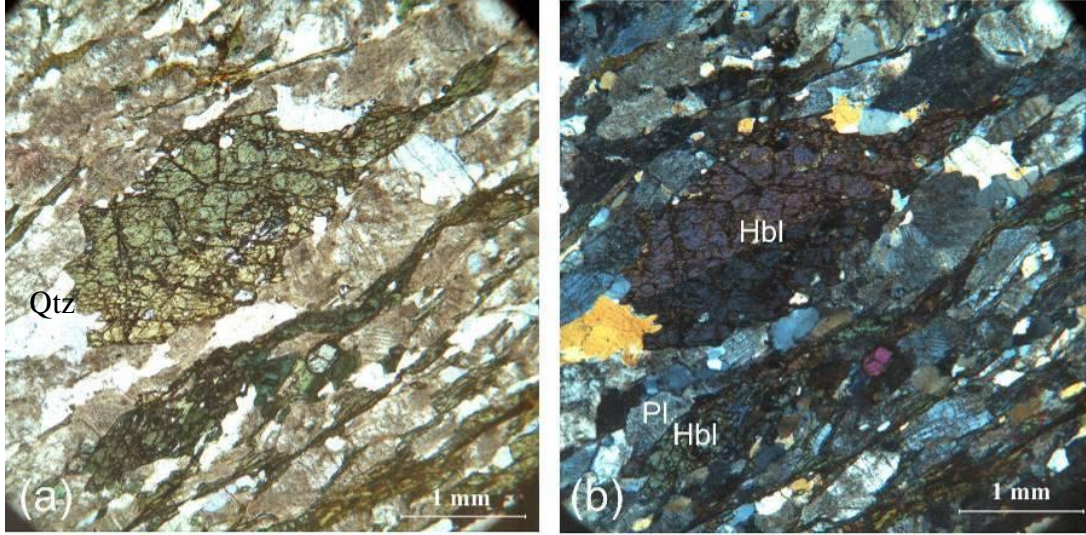
**Şekil 5.19** : 3305 numaralı amfibolitinin mikrofotoğrafları: (a) kısmen korunmuş magmatik dokulu kesitin içerdiği mineraller serisitleşmiş plajiyoklaslar (Pl), hornblendler (Hbl) ve kloritlerdir (Chl), (b) aynı kesimin çapraz polardaki görünümü (Koordinat-UTM: 36 T/ 02 67 419 N- 44 93 608 E).

Doğançay Formasyonu'nun gnayslarının ince kesitlerinde ise kuvars, plajiyoklas, K-feldspar, hornblend, mika (biyotit ya da muskovit) ve klorit mineralleri görülür. Plajiyoklaslar yer yer serisitleşmiştir. Bazı ince kesitlerde granat, zirkon ve opak mineraller de bulunur. Birimdeki bazı gnayslar ise çok iyi foliasyonludur, parlak yeşilimsi-gri renklidir ve kimi yerde, foliasyonlara paralel dizilmiş, iri hornblend ve 5 mm uzunluğunda biyotit kristalleri içerir. Bu iri ve bol hornblendli gnayslar, hornblend-mika gnays olarak adlanabilir. Birimden seçilmiş gnaysların petrografisi ise, bu gnaysların yaş tayinlerinde kullanılması sebebiyle daha aşağıda anlatılmıştır.

*Doğançay Formasyonu'nun yaşı* - Doğançay Formasyonu'nun oluşum ve metamorfizma (ya da soğuma) yaşının tespiti amacıyla birimde U/Pb zirkon ve Rb/Sr mika yaş tayinleri yapılmıştır. U/Pb yaş tayinleri, birisi haritalama alanından (örnek 3282), diğeri ise haritalama alanının 110 km batısındaki Gemlik kuzeyindeki mostradan elde edilmiştir (örnek 3902). Birimin metamorfizma ya da soğuma yaşının tespiti için ise, haritalama alanından iki (örnekler 3252, 3282), haritalama alanı dışından iki (örnekler 3902, 3873) olmak üzere toplam dört adet örnekten Rb/Sr mika yaş tayini yapılmıştır. Elde edilen Rb/Sr mika yaş değerleri metamorfizma yaşı olarak yorumlanmıştır; bu yorumun nedenine aşağıda değinilecektir.

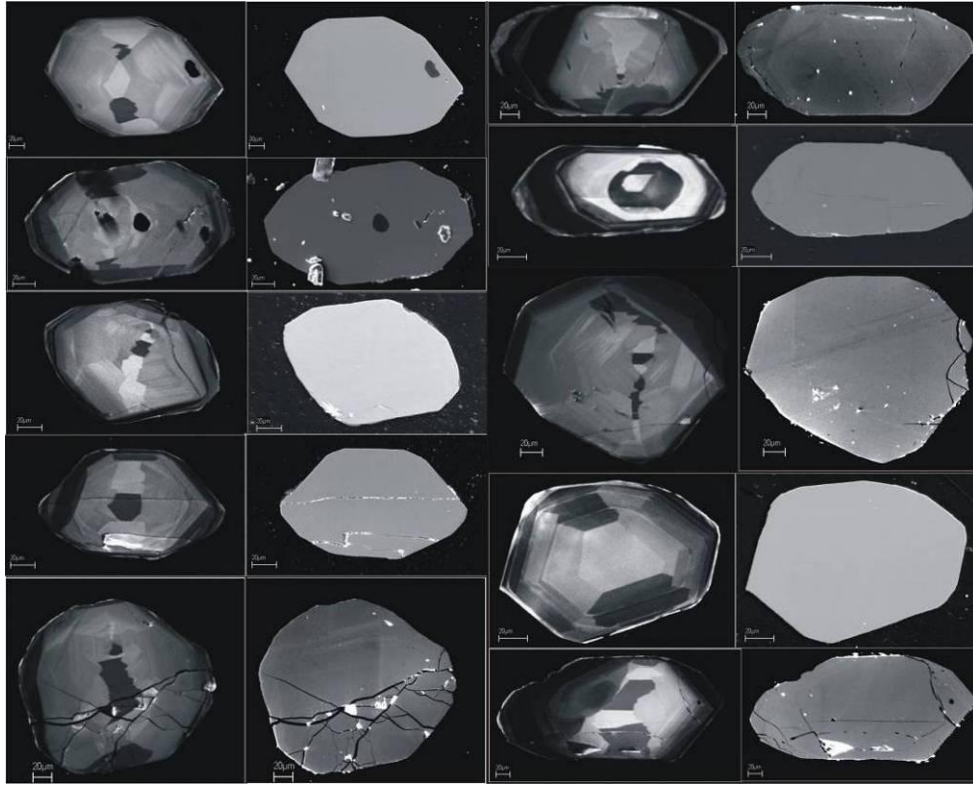
*Doğançay Formasyonu'nun oluşum yaşı; U/Pb zirkon yaş tayinleri* - U/Pb yaş tayini prensipleri ve örnekler üzerinde uygulanan prosedürler, tezin yöntemler kısmında anlatılmıştır (Bölüm 3). Doğançay Formasyonu'ndan alınan ve U/Pb yaş tayinlerinde kullanılan iki örnekten biri olan ve Geyve boğazı içinden (iki numaralı yüzeylenme) alınan 3282 numaralı örneğin petrografisi şöyledir.

Örnek 3282 (ortognays): numunenin ince kesitinde hornblend + plajiyoklas + biyotit + kuvars + serisit + klorit + prehnit + pumpelleyit + epidot + zirkon + titanit mineralleri bulunur. Örnekte plajiyoklas, hornblend ve biyotit ana minerallerdir (Şekil 5.20). Plajiyoklasların serisite ve biyotitlerin klorite alterasyonu yaygındır. Hornblendlerin içerisinde kuvars ve plajiyoklas inklüzyonları görülür. Prehnit ve pumpelleyitler 0,3 mm kalınlığında ikincil damarnar halinde bulunur ve kesitin ~% 12'sini oluştururlar. Titanit ve zirkon aksesuar minerallerdir. Epidot grubu mineraller diğer minerallerle birlikte kayaç içinde bulunduğu gibi, prehnit ve pumpelleyitlerle birlikte damarnarda da bulunur. Kayaç içerdiği bu minerallere göre, kuvarsdiyorit kökenli bir ortognaysdır.



**Şekil 5.20** : 3282 numaralı ortogneysin mikrofotografaları: (a) hornblend (Hbl), serisitleşmiş plajiyoklas (Pl) ve kuvars (Qtz) minerallerinden oluşan altere hamur, (b) aynı kesimin çapraz polardaki görünümü (Koordinat-UTM: 36 T 02 73 540 N- 44 94 805 E).

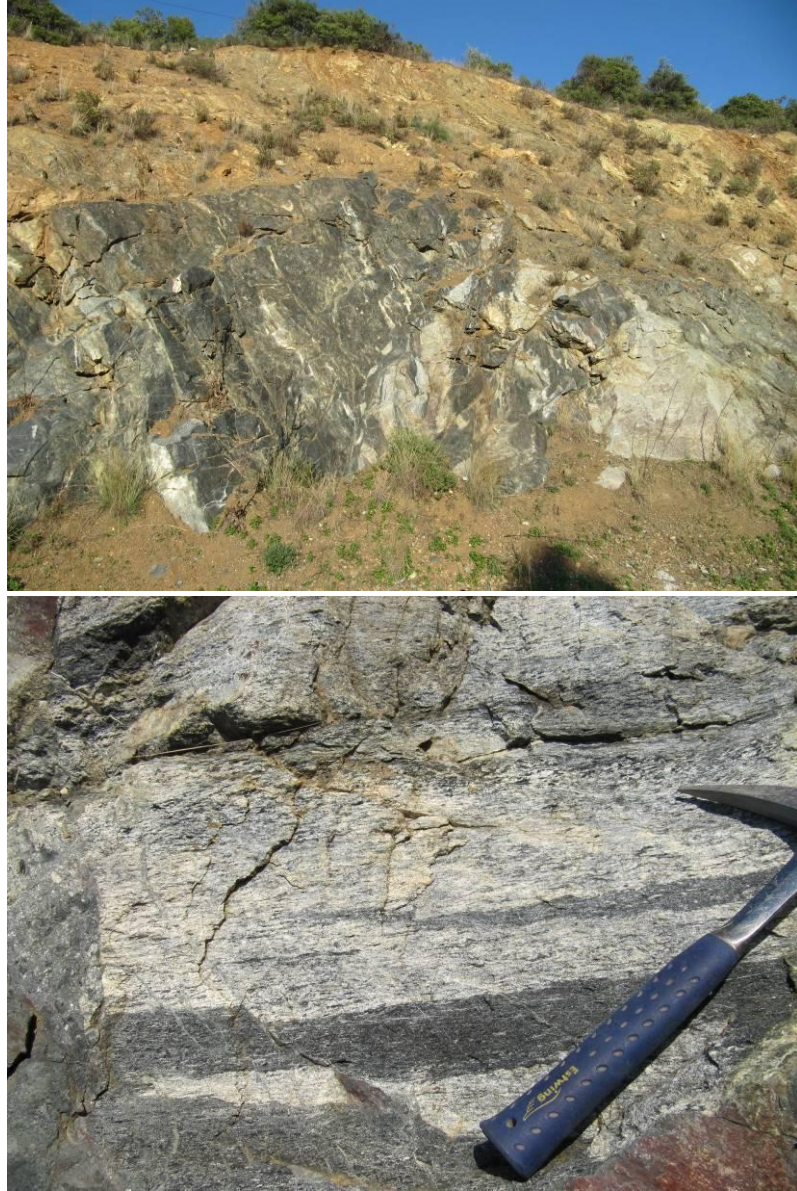
3282 numaralı örneğin U/Pb yaş tayininde 5 ayrı zirkon popülasyonu kullanılmıştır. Zirkonların katodoluminesans resimlerinde görünen zonlanmalar, zirkonların daha sonraki bir ısınma olayından etkilenmediğini, magmatik yapılarını koruduklarını göstermektedir (Şekil 5.21).



**Şekil 5.21** : 3282 numaralı gnays örneğinden elde edilen zirkonların gerisaçılımlı elektron (BSEM) ve katodoluminesans (CL) görüntüleri. Hemen hemen tüm kristaller magmatik kökenli olduklarını işaret eden, osilatuar zonlanmalar göstermektedir.



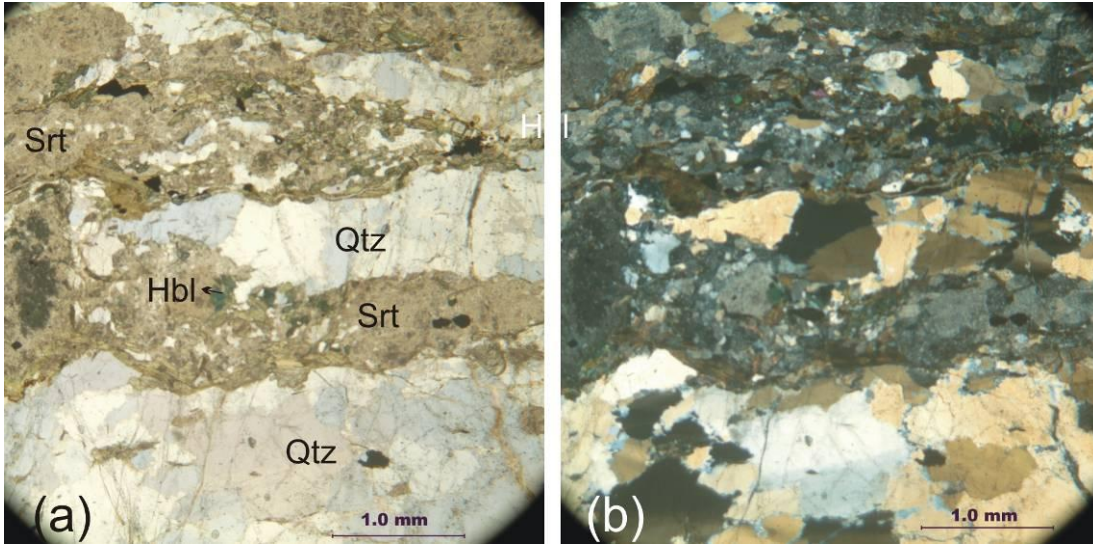
U/Pb zirkon yaş tayini yapılan ikinci gnays örneği haritalama alanının 110 km batısından, birimin Gemlik kuzeyindeki eşlenik kayalarından elde edilmiştir (örnek 3902; Gemlik kuzeybatısı-Küçükkumla). Küçükkumla kuzeybatısındaki, 3902 numaralı mostrada ortalama 10 cm kalınlıktaki amfibolit ve gnays bantları ardalanmaktadır (Şekil 5.22).



**Şekil 5.22 :** Gemlik kuzeybatısındaki, 3902 numaralı gnays-amfibolit mostrası. Bu mostra yaklaşık 10-12 metre genişliğinde iyi bir yüzlek sunar. (Altta) Bu mostradaki gnays ve amfibolit bantlaşması (Koordinat-UTM: 36 T 06 75 703 N- 44 83 404 E).

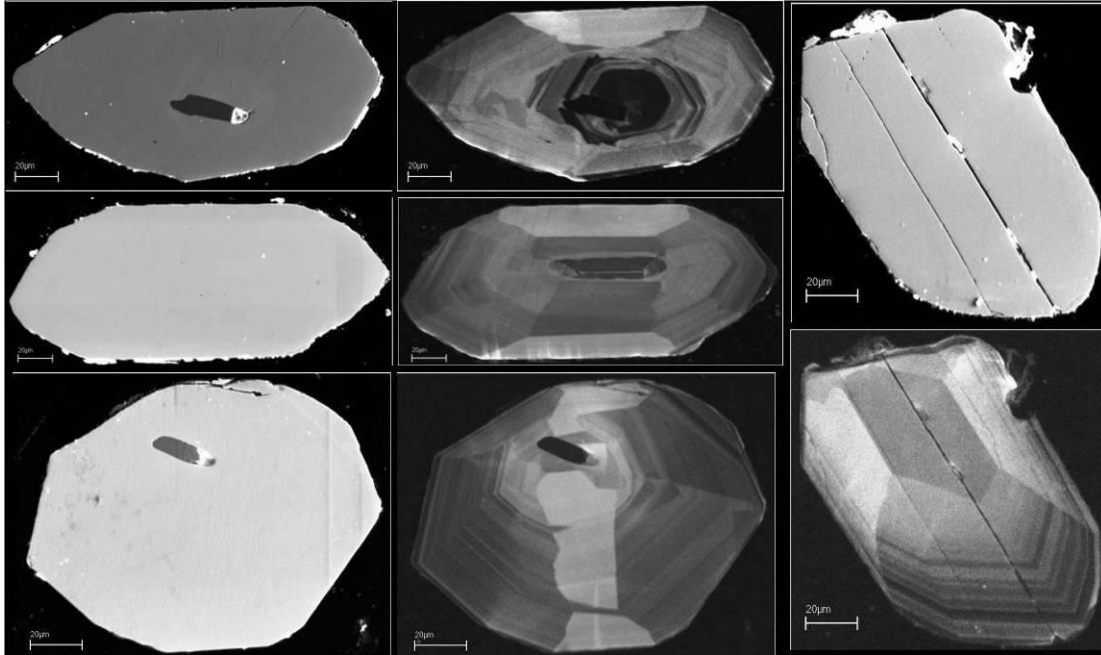
3902 numaralı mostradaki amfibolitlerde tipik olarak plajjoklas ve hornblend mineralleri ve yer yer de biyotit mineralleri görülmektedir. Gnayslar ise kuvars, feldspar ve biyotit içermektedir. 3902 numaralı numunenin ince kesitinde kayacın amfiboliti kesen gnaysik kesimleri görülmektedir (Şekil 5.23). 3902 numaralı

gnaysın başlıca mineralleri kuvars ve serisitleşmiş plajiyoklaslar ile altere hornblendlerdir.



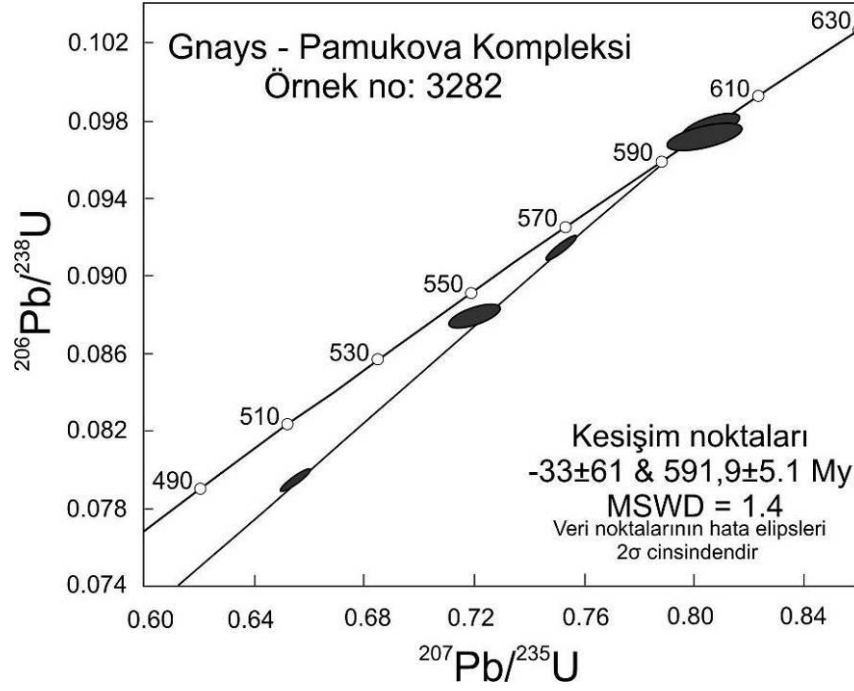
Şekil 5.23 : 3902 numaralı gnaysın mikrofotografaları: (a) hornblend (Hbl) , serisitleşmiş plajiyoklas (Srt) ve kuvarstan (Qtz) oluşan gnaysın altere dokusu, (b) aynı kesimin çapraz polardaki görünümü (Koordinat-UTM: 36 T 06 75 703 N- 44 83 404 E).

3902 numaralı örneğin zirkonlarının katodoluminesans resimlerinde de magmatik zonlanmalar görülmektedir (Şekil 5.24). 3902 numaralı örneğin U/Pb yaş tayininde 5 zirkon popülasyonu kullanılsa da bu popülasyonlardan yalnız üçü iyi bir diskordiya sunmuştur. Diğer iki zirkon popülasyonu hesaplama dışında kalmışlardır.

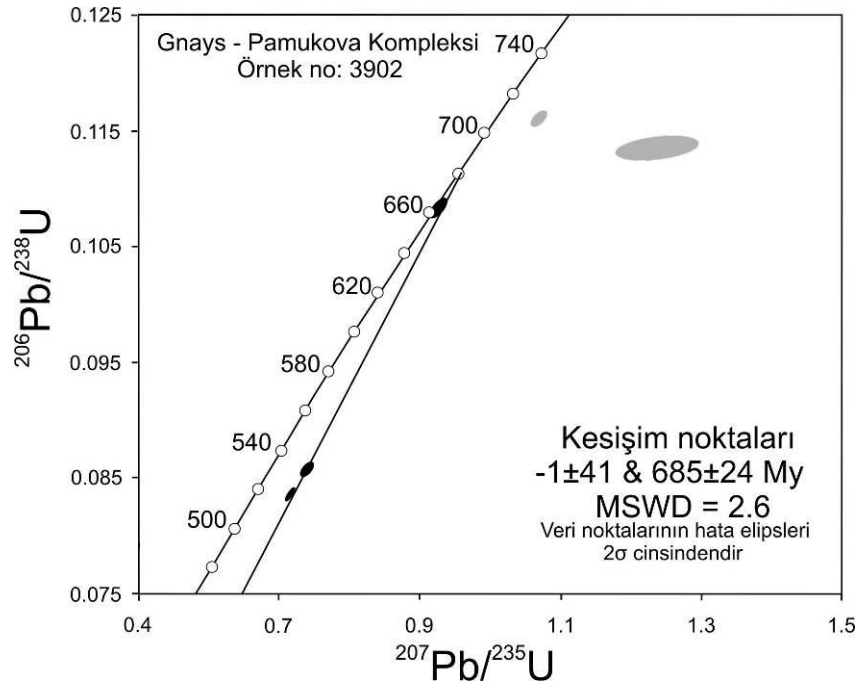


Şekil 5.24 : 3902 numaralı gnays örneğinden elde edilen zirkonların gerisacımlı elektron (BSEM) ve katodoluminesans görüntülerinde (CL) magmatik kökenli olduklarını işaret eden osilatuar zonlanmalar görülüyor.

*Doğançay Formasyonu Ortognayslarının U/Pb Yaş Tayini Sonuçları - Haritalama alanındaki, 3282 numaralı gnaysın zirkonlarının U/Pb yaş tayinleri Geç Proterozoyik yaşı vermektedir ( $591,9 \pm 5,1$  Ma, Şekil 5.25). Gemlik kuzeybatısındaki 3902 numaralı gnaysın zirkonlarının U/Pb yaş tayinleri, görece daha yaşlı fakat benzer bir Geç Proterozoyik yaşı vermektedir ( $685 \pm 5,1$  Ma, Şekil 5.26).*



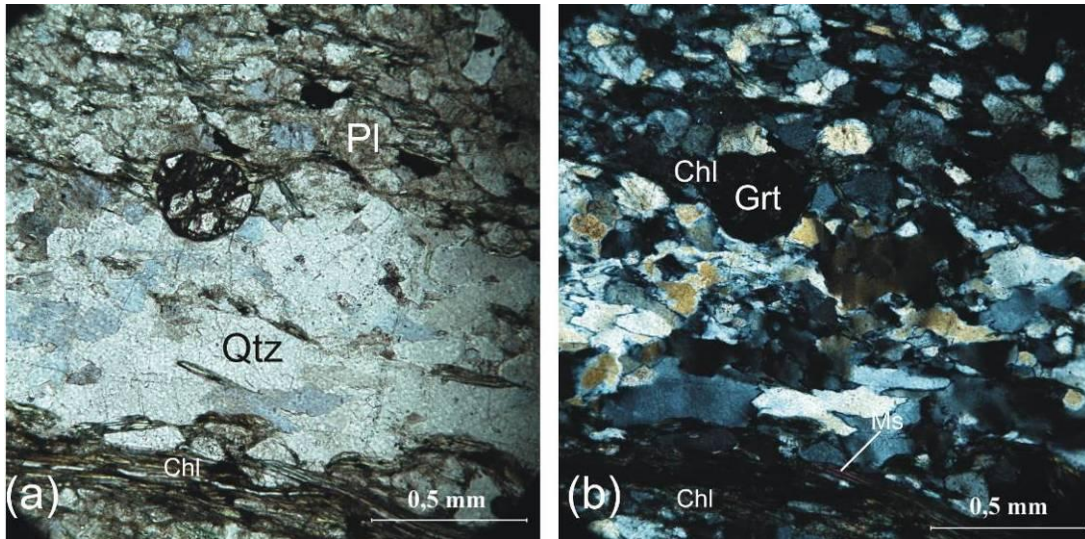
**Şekil 5.25 :** 3282 numaralı gnaysdan elde edilen U/Pb diskordiya grafiği ve elde edilen yaş değeri.



**Şekil 5.26 :** 3902 numaralı gnaysdan elde edilen U/Pb diskordiya grafiği ve elde edilen yaş değeri.

*Doğançay Formasyonu'nun metamorfizma yaşı; Rb/Sr mika yaş tayinleri* - Birimin metamorfizma ya da soğuma yaşının tespiti için ise haritalama alanından iki (örnekler 3252, 3282), haritalama alanı dışından iki (örnekler 3902, 3873) olmak üzere toplam dört adet örnekten Rb/Sr mika yaş tayini yapılmıştır. Elde edilen Rb/Sr mika yaş değerleri metamorfizma yaşı olarak yorumlanmıştır; bu yorumun nedenine aşağıda değinilecektir. Rb/Sr yaş tayini prensipleri ve örnekler üzerinde uygulanan prosedürler, tezin yöntemler kısmında anlatılmıştır (Bölüm 3). Seçilen örneklerden 3282 ve 3902 numaralıların petrografileri, U/Pb zirkon yaş tayinlerinde de kullanıldıkları için yukarıda anlatılmıştır. Bu iki örnekte biyotit minerali yaşlandırılmıştır. Yaş tayini yapılan diğer iki örneğin petrografileri ise şöyledir.

Örnek 3252 (gnays): Pamukova'ya bağlı Kazımiye köyü kuzeyinden alınan örnekte plajiyoklas + klorit + K-feldspar + muskovit + kuvars + granat + titanit + Ti-hematit + pirit mineralleri bulunur. Plajiyoklas, K-feldspar, muskovit, kuvars ve granat ana minerallerdir (Şekil 5.27). Titanit, Ti-hematit aksesuar minerallerdir. Kayaçta muskovitlerin klorite, plajiyoklasların serisite alterasyonu yaygındır. Kesitte iyi yapraklanma, kuvvetli alterasyon ve kuvvetli kataklazma görülür. Granatlar özşekillidir ve yer yer klorit yer yer de titanit inklüzyonları içerirler. Granatlar yapraklanmaların üzerinde büyümüşlerdir. Kayaç bu özellikleriyle kataklastik dokulu bir ortognays olarak yorumlanmıştır.



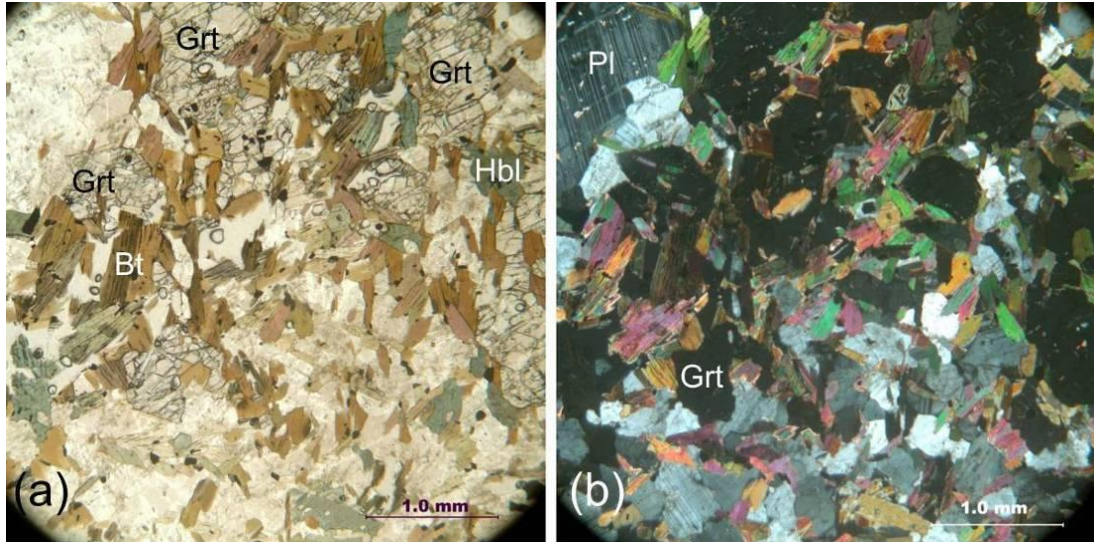
**Şekil 5.27 :** 3252 numaralı gnaysın mikrofotografıları: (a) kayacın kataklastik dokusu ve içerdiği klorit (Chl), kuvars (Qtz) plajiyoklas (Pl), granat (Grt) minerallerinden oluşan yapraklanma düzlemleri, (b) aynı kesimin çapraz polardaki görünümü (Koordinat-UTM: 36 T/ 03 61 997 N - 44 94 357 E).

Örnek 3873 (granat-biyotit şist, Şekil 5.28): Bu örnek Doğançay Formasyonu'nun eşlenik birimlerinin bulunduğu çalışma alanının 50 km batısındaki Almacık Dağı'ndan alınmıştır. Kayaçta kuvvetli şisti doku görülür, iri granat ve biyotit taneleri mostrada belirgindir. Bu yüzden kayaca granat-biyotit şist adı verilmiştir.



**Şekil 5.28 :** 3873 numaralı mostradaki şisti doku ve kayacın içerdiği kahverengi granat mineralleri belirgindir (Koordinat-UTM: 36 T/ 03 27 109 N - 44 95 920 E).

Kayaç ince kesitinde granat + biyotit + hornblend + plajiyoklas mineralleri ana bileşenlerdir (Şekil 5.29). Bu numuneden ayrılan biyotitler Rb/Sr yöntemi ile yaşlandırılmıştır.



**Şekil 5.29 :** Almacık Dağı'ndan alınan 3873 numaralı granat-mika şistin mikrofotografaları: (a) özşekilli biyotit (Bt), granat (Grt), yarı özşekilli plajiyoklas (Pl), hornblend (Hbl) minerallerinden oluşan şisti doku, (b) aynı kesimin çapraz polardaki görünümü (Koordinat-UTM: 36 T/ 03 27 109 N - 44 95 920 E).

*Doğançay Formasyonu'nun Rb/Sr Yaş Tayini Sonuçları* - Doğançay Formasyonu'ndan elde edilen Rb-Sr tüm kaya-mika yaşları 154 Ma - 111 Ma vermektedir (Çizelge 5.1). Elde edilen bu Üst Jura-Alt Kretase Rb/Sr mika yaşlarını Pontid-İçi Kenedi boyunca gerçekleşmiş olan metamorfizmanın yaşı olarak yorumluyoruz. Bu yorumun birkaç nedeni bulunmaktadır. Geç Proterozoyik oluşum yaşı veren Doğançay Formasyonu'nun, Ustaömer ve Rogers (1999)'ın Bolu'da ve Chen ve diğ. (2002)'nin Karadere'de tanımladığı İstanbul Zonu'nun Prekambriyen yaşlı temeli ile deneştirilebileceği ortaya çıkmaktadır (Yiğitbaş ve diğ, 2001; Elmas ve Yiğitbaş, 2005; Okay ve diğ, 2008). İstanbul Zonu içerisinde; örneğin Karadere'de, temelin zirkonları 890 - 710 Ma arasında değişen Pb-Pb tek zirkon evaporasyon yaşları vermektedir (Chen ve diğ, 2002). Ancak Karadere'deki bu temelden elde edilen Sm-Nd granat yaşları  $559 \pm 8$  Ma ve Rb-Sr biyotit yaşları 548 - 545 Ma vermektedir (Chen ve diğ, 2002). Bu durumda, bu çalışmada elde edilen Üst Jura-Alt Kretase Rb-Sr mika yaşları İstanbul Zonu temelinin Pontid-İçi Kenedi boyunca yeniden ısındığını göstermektedir. Buna ek olarak, bu tezin ileriki bölümlerinde ayrıntılı olarak anlatılacak olan, yeşilist fasiyesinde metamorfik Sapanca Kompleksi ve Maşukiye Grubu birimlerinde de, uyumlu olarak Alt Kretase metamorfizma yaşları elde edilmiştir. Muskovit içerisinde Rb/Sr'un kapanım sıcaklığının  $500 \pm 50$  C° (Jager ve diğ, 1967; Cliff, 1985) ve biyotit içerisinde Rb/Sr'un kapanım sıcaklığının  $300 \pm 50$  C° (Armstrong ve diğ, 1966; Harrison ve Mcdougall, 1980) olduğu bilinmektedir. Doğançay Formasyonu'nun kayaçlarının petrografisi metamorfizmasının epidot-amfibolit fasiyesinde ( $\sim 470-610$  C° sıcaklık aralığı) gerçekleştiğini göstermektedir (aşağıda; Bölüm 5.5).

*Doğançay Formasyonu'nun yapısal jeolojisi* - Birimin Pamukova kuzeyindeki en geniş yüzeylenmesinde hemen hemen tüm foliasyonlar yaklaşık olarak doğu-batı doğrultuya sahiptir ve ortalama 50° açı ile kuzeye eğimlidir. Doğançay Formasyonu'nun Geyve Boğazı kuzeyindeki yüzeylenmesinde ise foliasyonlar yaygın olarak kuzey-güney ve kuzeybatı-güneydoğu doğrultudadır, batıya ve güneybatıya 20°-50° açıyla eğimlidir. Birim mostralalarında yaygın kataklazma da görülür. Birimde küçük ölçekli normal ve ters faylar da yaygındır.

*Doğançay Formasyonu ile ilgili tartışma ve yorum* - Doğançay Formasyonu ile ilgili yorum ve tartışmalara Pamukova Kompleksi'nin oluşumu ve tektonik evrimi ile ilgili olan bölümde değinilecektir (Bölüm 5.7).

**Çizelge 5.1** : Doğançay Formasyonu'nun Rb-Sr veri çizelgesi ve tüm kaya-mika yaşları.

DOĞANÇAY FORMASYONU ÖRNEKLERİNİN Rb-Sr VERİ ÇİZELGESİ							
Örnek	Kaya tipi	Separat	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Yaş (Ma)
3282	Gnays	tüm kaya	74.625	658.399	0.328	0.709987	
		Biyotit	131.583	0.867	471.345	1.455214	111,3±1,1
3252	Gnays	tüm kaya	72.268	134.471	1.557	0.720473	
		Muskovit	181.607	59.642	8.834	0.736096	151.0 ± 3.4
3873	Grt-bt şist	tüm kaya	69.074	132.738	1.51	0.739915	
		Biyotit	306.015	10.476	86.048	0.889950	127 ± 0.03
3902	Gnays	tüm kaya	6.291	35.104	0.519	0.704948	
		Biyotit	44.489	12.965	9.949	0.725844	154.6 ± 2.7

### 5.3 Gökgöz Metagraniti

*Genel tanım* - Gökgöz Metagraniti, iri taneli, pembe renkli, kuvars ve K-feldsparca zengin, yaygın kataklazmaya uğramış metagranitlerden oluşur (Şekil 5.30).



**Şekil 5.30** : Gökgöz Metagraniti'nin iri taneli granuler yapısı ve tipik pembe rengi görülüyor (lokasyon 4314: Koordinat-UTM: 36 T/ 02 62 443 N - 44 92 321 E).

*İsimlendirme* - Birim, çalışma alanındaki Gökgöz köyüne atfen daha önce Yılmaz ve diğ. (1990) tarafından adlanmıştır ve granit bileşimli, metamorfizmaya uğramış kayalar olarak tanımlanmıştır (Yılmaz ve diğ, 1990; Bozcu, 1992).

*Gökgöz Metagraniti'nin Dokanak ilişkileri* - Çalışma alanında, Gökgöz Metagraniti'nin beş birimle dokanakları bulunmaktadır. Bu birimler Doğançay Formasyonu, Karapınar Formasyonu, Gemlik Melanjı ve Bakacak Formasyonu'dur.

Gökgöz Metagraniti, Doğançay Formasyonu'nu keser. Ayrıca metagranit içerisinde yer yer Doğançay Formasyonu'ndan gelme ksenolitler de görülür. Pamukova kuzeyindeki 4318 numaralı lokasyonda, metagranit içerisinde 10 m genişliğe ve 5 metre yüksekliğe sahip bir amfibolit anklavı bulunur. Gökgöz Metagraniti'nin en yaygın yüzeylenmesinin bulunduğu Gökgöz köyü yakınlarında 50 cm kalınlıktaki pegmatit daykları amfibolitleri kesmiştir (Şekil 5.31, Lokasyon 4191). Bu daykların kaynağı Gökgöz Metagraniti olarak gözükmektedir. Benzer ilişkiler Doğançay Formasyonu'nun anlatıldığı bölümde de resimlerle gösterilmiştir.



**Şekil 5.31 :** Gökgöz Köyü civarında Doğançay Formasyonu'nu kesen pegmatit daykları. Açık renkli kesimler dayklar, koyu kesimler amfibolitlerdir (lokasyon 4191: Koordinat-UTM: 36 T/ 02 63 470 N - 44 90 589 E).

Gökgöz Metagraniti, Karapınar Formasyonu ve Doğançay Formasyonu ile genelde doğu-batı gidişli bindirme fayları ile sınırlanan tektonik dilimler halinde ardalanır (bkz Bölüm 5.2; Doğançay Formasyonu). Elpelekyörükleri Mahallesi'nin bir



kilometre kuzeybatısında beyaz bir mermer kütlesi Gökgöz Metagraniti içerisinde ksenolit olarak bulunur (Şekil 5.32). Bu mermerin muhtemel kaynağı Karapınar Formasyonu olabilir. Bu durumda Gökgöz Metagraniti, Karapınar Formasyonu'nu kesiyor olabilir.



**Şekil 5.32** : 4175 numaralı lokasyonda Gökgöz Metagraniti içerisindeki mermer ksenoliti. Pembe alanlar granit, gri alanlar ise mermerlerdir (Koordinat-UTM: 36 T/ 02 58 389 N - 44 91 268 E).

Gökgöz Metagraniti'nin dokanaklı olduğu diğer daha genç birimlerle olan ilişkisi Bölüm 5.6'da anlatılacaktır.

*Gökgöz Metagraniti'nin coğrafi yayılımı ve ayrıntılı litolojik tanımı* - Metagranitin mostraları çalışma alanında birçok yerde Pamukova Kompleksi'nin içerisinde görülür. Fakat en yaygın bulunduğu alan, Pamukova'nın 4,5 km kuzeydoğusundaki Gökgöz Köyü ve civarıdır. Birimin Gökgöz Köyü civarında başlayan mostraları 10 km batıdaki Göktepe mevkiine kadar uzanır (Pamukova Kompleksi'nin dört numaralı yüzeylenmesi). Geyve Boğazı içindeki Pamukova Kompleksi'nin iki numaralı yüzeylenmesinde de yaygın mostra alanı bulunan birimin, Kazımiye Köyü civarında da iyi yüzeylenmeleri bulunmaktadır.

Gökgöz Metagraniti; lökokratik, pembe, kataklastik granitlerden ve pegmatitlerden oluşur. Genelde iri tanelidir ve yüksek oranda K-feldspardan, daha az oranda plajiyoklas ve kuvarstan oluşur. Yer yer metamorfizma sonucu oluşmuş olan iri

muskovit ve granat mineralleri de içerir. Kuvarslarda alttane oluşumu yeniden kristallendiklerini gösterir. Plajiyoklaslar da özşekilli magmatik doku korumaktadır. Granit içerisinde zaman zaman amfibolit, mikaşist ve gnays türü kütleler de anklav olarak görülmüştür (Şekil 5.33).



**Şekil 5.33** : Gökgöz Metagraniti'nin Doğançay Formasyonu'na ait amfibolitlerle kesme ilişkisi (Alifuatpaşa-Melekşesolak köyü yakını, lokasyon 3305; Koordinat-UTM: 36 T / 02 67 419 N – 44 93 608 E).

Doğançay Formasyonu'na ait amfibolit ve gnayslar metagranit içerisinde anklavlar olarak görüldüğü gibi, yer yer de tektonik dilimler halinde metagranitlerle biraraya gelmiş görünmektedirler (Şekil 5.34).



**Şekil 5.34** : Metagranit ve amfibolitlerin tektonize yapısı. Pembe renkli alanlar metagranit, koyu yeşilimsi alanlar ise amfibolitleri oluşturur.

*Gökköz Metagraniti'nin yaşı* - Okay ve diğ. (2008), Pamukova-Kadıköy yolundaki Doğançay Formasyonu amfibolitlerini kesen bir metagranitoidin zirkonlarından, Pb-Pb evaporasyon yöntemiyle Geç Proterozoyik (561 Ma) - Ordovisyen (446 Ma) arasında yaşlar elde etmişlerdir (lokasyon 2577; Şekil 5.35). Yazarlar Ordovisyen yaşını granitin sokulum yaşı, Proterozoyik yaşını ise zirkonlarda önceden kalmış ya da karışmış yaş olarak yorumlar.



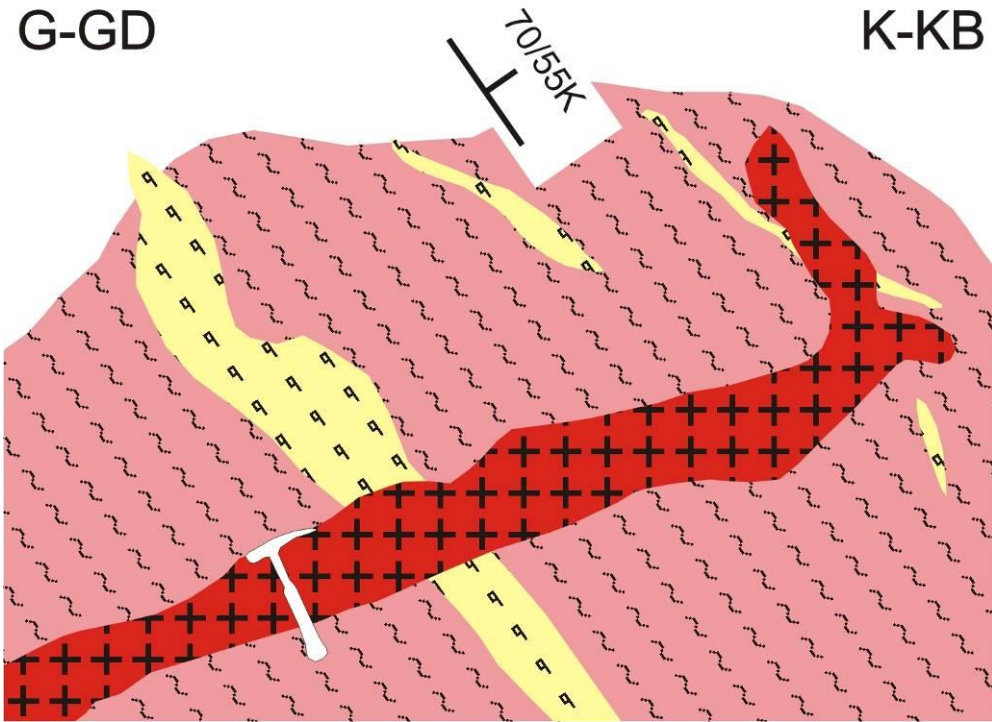
**Şekil 5.35** : Pamukova kuzeyindeki 2577 numaralı lokasyondaki Geç Proterozoyik-Ordovisyen yaşlı metagranitoid mostrası ve amfibolitler (Koordinat-UTM: 36 T/ 02 55 728 N - 44 90 338 E).

Pamukova batısındaki 3479 numaralı lokasyonda amfibolit ve gnayslarla birlikte bazı kuvarsitleri de kesen metagranitten (Şekil 5.36), granitin sokulum yaşını bulmak için zirkonlar ayrılmış fakat ayrılabilen az sayıda zirkonların Pb-Pb yaşları net sonuçlar vermemiştir.



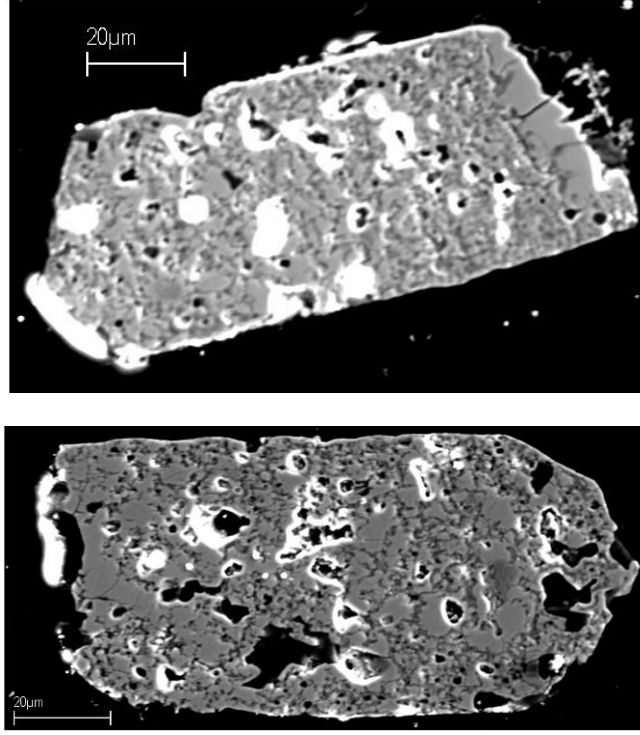
G-GD

K-KB



**Şekil 5.36** : 3479 numaralı granit daykısı hem Doğançay Formasyonu'nu hem de Doğançay Formasyonu ile tektonik olarak ardalanmış bazı metakvartitleri kesmektedir (Koordinat-UTM: 36 T/ 02 54 813 N - 44 89 160 E).

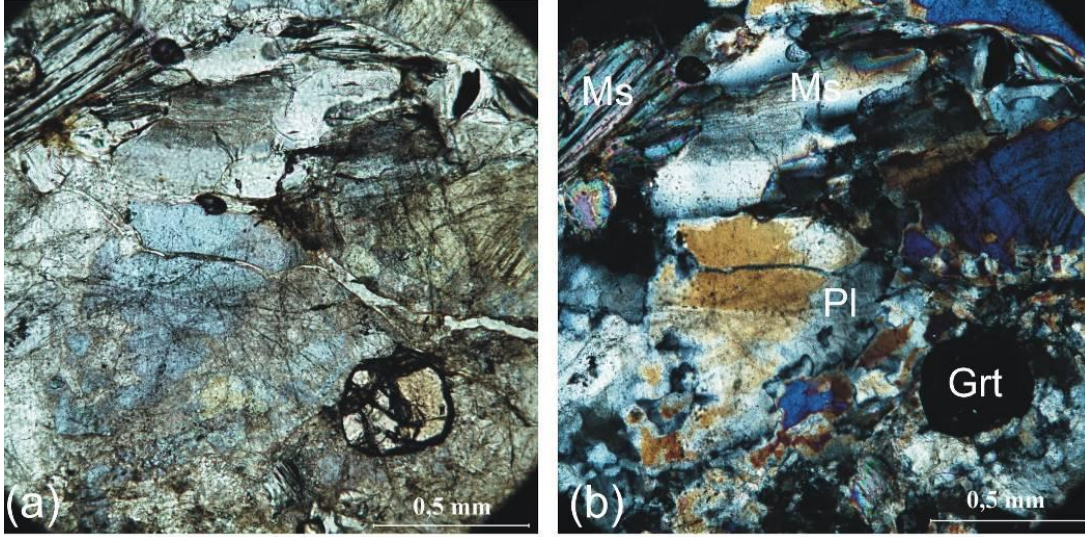
Zirkonlar üzerinde yapılan katodoluminesans çalışmasında bu zirkonların hepsinin metamikt zirkonlar olduğu anlaşılmıştır (Şekil 5.37).



Şekil 5.37 : Metagranit içerisinde ayıklanan zirkonların katodoluminesans fotoğraflarında metamiktizasyon görülmektedir.

Gökgöz Metagraniti'nin metamorfizma yaşını bulmak için Pamukova batısından alınan 3479 ve 3483 numaralı örneklerden Rb/Sr muskovit yaş tayini yapılmıştır. 3479 numaralı örnekte ayrıca granat minerali de bulunduğundan metamorfizmasının yaşınının denetlenmesi için Sm/Nd granat yaş tayini yapılmıştır. Bu yöntemlerin prensipleri ve uygulamadaki prosedürler tezin yöntemler kısmında tanıtılmıştır (Bölüm 3).

3479 numaralı metagranit lökokratiktir ve orta tane boyuna sahiptir (Koordinat-UTM: 36 T / 02 54 813 N - 44 89 160 E). 3479 numaralı numunenin ince kesiti plajiyoklas, K-feldspar, muskovit, granat ve az oranda kuvars içerir (Şekil 5.38). Titanit, zirkon ve apatit aksesuar mineraller olarak bulunur. Kuvarlar alt taneler oluşturacak şekilde rekristalize olmuştur. Plajiyoklaslar ise magmatik kristalizasyon dokularını korumuştur. Muskovitler ve granatlar genelde özşekilli ve diğer minerallerden daha büyüktürler (muskovitler 3 mm, granatlar 0,5 mm). Bu durumda granat ve muskovit mineralleri metamorfizma esnasında diğer minerallerden daha sonra gelişmiş görülmektedirler.



**Şekil 5.38** : 3479 numaralı metagranitin mirofotoğrafları: (a) iri ve özşekli granat (Grt), muskovit (Mu) mineralleri ile sesirleşmiş plajiyoklas (Pl), (b) aynı kesimin çapraz polardaki görünümü (Koordinat-UTM: 36 T/ 02 54 813 N - 44 89 160 E).

Yaş tayininde kullanılan 3483 numaralı numunenin ince kesitinde de benzer mineraller ve dokular bulunur, bu örneğin tek farkı granat minerali içermemesidir. Pamukova batısından 3479 ve 3483 numaralı lokasyonlardan alınan numunelerinden tüm kaya-mika Rb/Sr yaşları  $158,8 \pm 1,6$  ve  $179.3 \pm 1.8$  Ma verir (Çizelge 5.2).

**Çizelge 5.2** : Gökgöz Metagraniti'nin Rb-Sr veri çizelgesi ve tüm kaya-mika yaşları

Örnek	Kaya tipi	Separat	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/$ $^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/$ $^{86}\text{Sr}$	Yaş (Ma)
3479	Metagranit	Tüm kaya	235.209	82.798	8.239	0.73272	
		Muskovit	4.817	1022.171	710.611	2.31838	$158,8 \pm 1,6$
3483	Metagranit	Tüm kaya	37.650	40.230	0.722	0.72290	
		Muskovit	477.134	0.680	4116.897	11.2117	$179.3 \pm 1.8$

3479 numaralı numuneden ayrılan granatlardan elde edilen iki ayrı fraksiyondan ise  $156 \pm 12$  ve  $157 \pm 18$  Ma Sm-Nd yaşı elde edilmiştir (Çizelge 5.3). Aşağıdaki veri çizelgesinde aynı numuneden ayrılan iki ayrı granat fraksiyonun yaşı görülmektedir.

**Çizelge 5.3 :** Gökgöz Metagraniti'nin granatlarının Sm-Nd veri çizelgesi ve tüm kaya-granat yaşları.

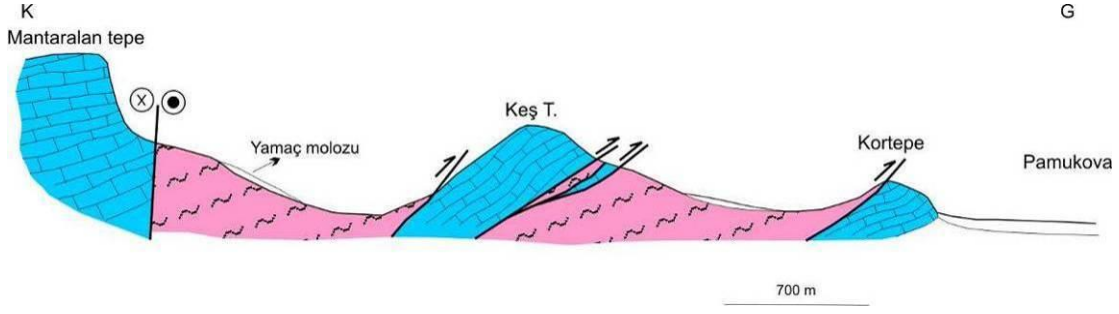
GÖKGÖZ METAGRANİTİ Sm-Nd VERİ TABLOSU							
Örnek	Kaya tipi	Mineral	Sm (ppm)	Nd (ppm)	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	Yaş (Ma)
3479	Metagranit	Tüm kaya	7.277	38.21	0.1151	0.512288	156 ± 12
		Granat 1	4.182	0.702	3.6005	0.515942	
		Granat 2	4.742	1.137	2.5212	0.514857	157 ± 18

*Gökgöz Metagraniti üzerine tartışma ve yorum* - Gökgöz Metagraniti ile ilgili yorum ve tartışmalara Pamukova Kompleksi'nin oluşumu ve tektonik evrimi ile ilgili olan bölümde değinilecektir (Bölüm 5.7).

#### 5.4 Karapınar Formasyonu

*Genel tanım ve adlama* - Pamukova kuzeyinde en geniş yüzlekleri bulunan, mermer, dolomit, kalk-şist ve metakuvarsitten oluşan kayalar ilk kez bu çalışmada Karapınar Formasyonu olarak adlandırıldı. Birimdeki kuvarsit ağırlıklı kesimler daha önce Yılmaz ve diğ. (1990) tarafından "Kirazlı Kuvarsiti" ve mermer ağırlıklı kesimleri "Yörüktepe Mermeri" olarak adlanmıştır. Yılmaz ve diğ. (1990) bu kuvarsitler ve mermerleri sırasıyla Alt ve Üst Jura yaşında kabul etmiş, fakat fosil içermediklerini belirtmiştir. Yazarlar ayrıca kuvarsit ve mermerlerin magmatik kökenli kayaları muhtemelen uyumsuz olarak örtüklerini bildirmiştir.

*Dokanak ilişkileri* - Karapınar Formasyonu, Pamukova Kompleksi'ne ait diğer birimler ile tektonik dilimler halinde ardalanır. Bu tektonik dilimlerden bir kısmı haritalanamayacak ölçekte küçük yüzeylenmeler halindedir. Bu ilişkilere önceki bölümlerde ayrıntılı olarak değinilmiştir. Özetlemek gerekirse Karapınar Formasyonu, Pamukova Kompleksi'nin üç numaralı yüzeylenmesinde hem Doğançay Formasyonu hem de Gökgöz Metagraniti üzerine bindirmiştir (Şekil 5.39). Aynı şekilde Doğançay Formasyonu ve Gökgöz Metagraniti de Karapınar Formasyonu üzerine bindirmiştir.



**Şekil 5.39 :** Karapınar Formasyonu'nun Doğançay Formasyonu ile olan tektonik ilişkisi.

Karapınar Formasyonu'nun dokanaklı olduğu diğer birimler ise Taşlıtepe Kireçtaşı, Bakacak Formasyonu ve Gemlik Melanjı'dır. Karapınar Formasyonu'nun, bu birimlerle olan ilişkilerine Pamukova Kompleksi'nin kompleksten daha genç birimlerle olan ilişkisinin anlatıldığı Bölüm 5.6'da değinilecektir.

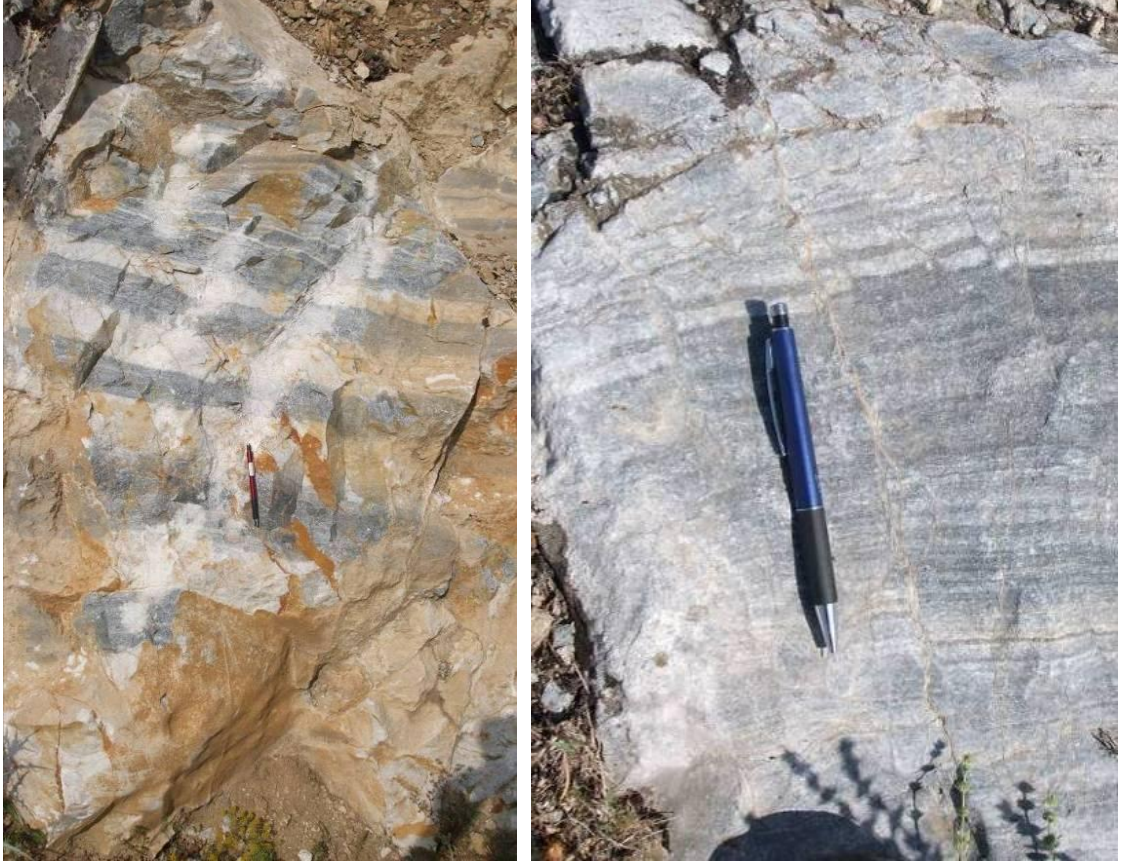
*Karapınar Formasyonu'nun yayılımı ve ayrıntılı litolojik tanımı* - Karapınar Formasyonu'nun en iyi mostraları, Pamukova'nın ~3 km kuzeybatısındaki, Karapınar köyünün, ~1 km kuzeyinde yer alan mermer ocagında görülür. Mermer ocağı ve çevresinde birimin özellikleri en iyi olarak 3263 (Şekil 5.40), 3284 numaralı lokasyonlarda gözlenir.



**Şekil 5.40 :** Pamukova kuzeybatısındaki taş ocağındaki koyu renkli kalk-şistler ve açık renkli mermer mostraları (Lokasyon 3263; Koordinat-UTM: 36 T/ 02 57 534 N - 44 92 451 E).



Karapınar Formasyonu'nda en yaygın litoloji mermerlerdir (% 70-75 oranında), metakuvarsitler birimin % 25-30'unu, kalkışistler ise birimin % 3-5'ini oluşturur. Seride mermerler, genelde bej-bej gri ve koyu gri, nadiren pembe renktedirler. Mermerler yer yer masif mostralalar oluştururlar, yer yerde 3-30 cm genişliğinde koyu gri-bej bantlaşma gösterirler (Şekil 5.41).



**Şekil 5.41** : Karapınar Formasyonu içerisindeki koyu gri-bej mermer bantlaşmaları. Sağdaki resimdeki mermer bantları mikrofaylarla kesilmişlerdir.

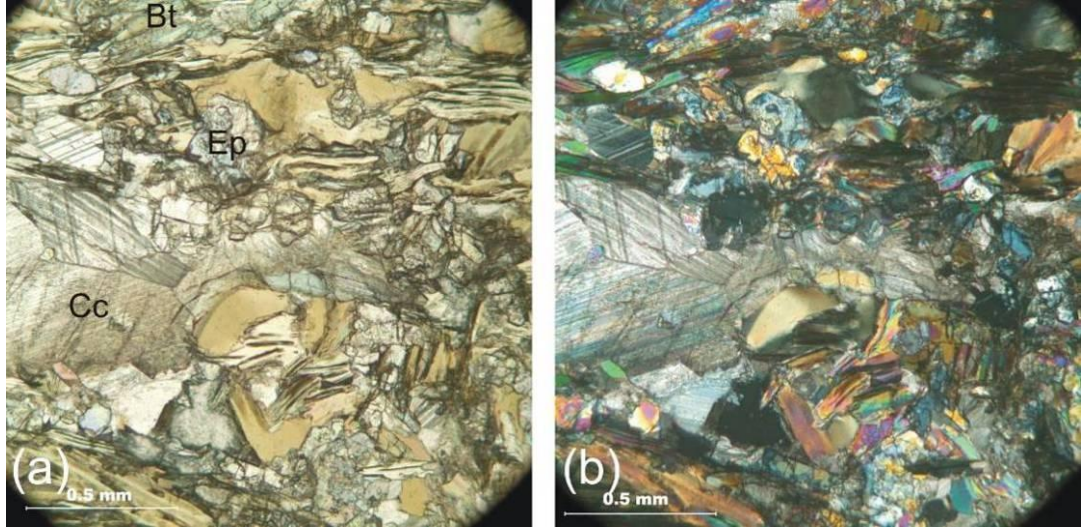
Metakuvarsitler yer yer mercıklar halinde Doğançay Formasyonu mostralaları arasında görünürler (Şekil 5.42), yer yer de mermerlerin altında görülmüşlerdir. Metakuvarsitler mermerlerin altında, en iyi olarak Pamukova doğusundaki Küçükmahalle'nin güneyinde görünür. Bu civardaki dilimlerin güney dokanaklarında 10-12 metre kalınlıkta metakuvarsitler doğu-batı yönünde uzanırlar.

Kalk-şistlerin görüldüğü en iyi mevki ise Karapınar kuzeyindeki taşocağındaki 3263 numaralı lokasyondur. Bu mevkiideki mostralarda pembe mermerler ve kalkışistler girik seviyeler oluştururlar. Kalkışist tabakaları mermerlerin altında ve üstünde 1-2 m kalınlığında seviyeler halindedir.



**Şekil 5.42 :** (Üstte) Doğançay Formasyonu ile bantlaşan metakuvarsitler. (Altta) kuvarsitlerin yakından görünümü.

Karapınar Formasyonu'nun petrografisini en iyi yansıtan ince kesit olan 3263 numaralı örneğin petrografisi şöyledir. Kesitte kalsit, biyotit mineralleri ana bileşenlerdir (Şekil 5.43). Kalsit mineralleri 1-2 mm çapında, biyotitler ise 0,3-0,5 mm uzunluğunda minerallerdir. Az oranda klorit ve epidot minerali de bulunur.



**Şekil 5.43 :** 3263 numaralı kalk-şistin mikrofotoğrafları: (a) kalsit (Cc) ve biyotit (Bt) mineralleri ile az oranda epidottan (Ep) oluşan kayaç, (b) aynı kesimin çapraz polardaki görünümü (Koordinat-UTM: 36 T/ 02 57 534 N - 44 92 451 E).

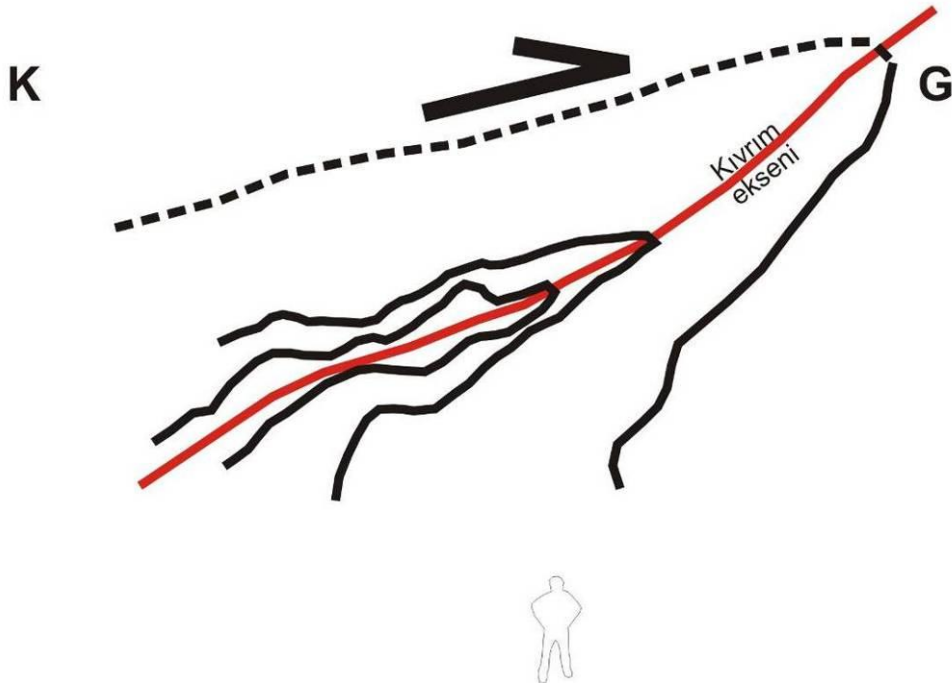
*Karapınar Formasyonu'nun yaşı* - Karapınar Formasyonu'nun içerisinde fosile rastlanmadığından birimin çökelme yaşı bilinmemektedir.

Birimin kalk-şist seviyelerinden ayrılan biyotit mineralleri ise  $135,5 \pm 2,2$  Ma Rb-Sr metamorfizma yaşı verir (Çizelge 5.4).

**Çizelge 5.4 :** Karapınar Formasyonu'nun kalkşistlerindeki biyotitlerin Rb-Sr veri çizelgesi ve tüm kaya-biyotit yaşları.

KARAPINAR FORMASYONU Rb-Sr VERİ TABLOSU							
Örnek	Kaya tipi	Mineral	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/$ $^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/$ $^{86}\text{Sr}$	Yaş (Ma)
<b>Karapınar Formasyonu (Paleozoyik?)</b>							
3263	Kalk-şist mermer	Tüm kaya	167.433	435.389	1.1131	0.7124608	
		Biyotit	626.695	132.916	13.6802	0.7366595	135,5±2,2

*Karapınar Formasyonu'nun yapısal jeolojisi* - Karapınar Formasyonu'nun mostraları çalışma alanında genelde kuzeye eğimli homoklinler oluştururlar. Yer yer birim içerisinde kıvrım eksenleri kuzeye eğimli yatık-asimetrik kıvrımlar da görülür (Şekil 5.44).



**Şekil 5.44** : Karapınar Formasyonu içerisindeki koyu gri-beyaz mermer bantlaşmalarında asimetric kıvrım yapısı kuzeyden güneye itilme gösterir.

## 5.5 Pamukova Kompleksi'nin Metamorfizması

Pamukova Kompleksi içerisindeki, temelde amfibolit ve gnaylardan oluşan Doğançay Formasyonu epidot-amfibolit fasiyesinde metamorfizma geçirmiştir. Doğançay Formasyonu'nun amfibolitleri esas olarak hornblend, plajiyoklas ve epidot mineralleri içerir. Ayrıca birimde hornblend, plajiyoklas, kuvars, biyotit ve granat içeren şistlere de nadiren rastlanmıştır. Bazı kayaların epidot-amfibolit fasiyesindeki metamorfizması sonucu hornblend, epidot, albit, granat ve kuvars birlikteliği gelişebilir (Mason, 1990; Miyashiro 1992; Spear, 1993). Pelitik kayaların epidot-amfibolit fasiyesindeki metamorfizması ile ise granat, klorit, muskovit, biyotit, kuvars mineral birlikteliğinin oluştuğu bilinmektedir (Mason, 1990; Miyashiro, 1992). Bu mineral içeriği Doğançay Formasyonu'nun mafik kayalarının, epidot-amfibolit fasiyesinde metamorfik olduğunu ve köken kayalarının gabroik ya da diyoritik olabileceğini göstermektedir. Sonuç olarak Doğançay Formasyonu epidot-amfibolit fasiyesinin sınırlarını oluşturan; ~4-11 kbar basınç ve ~470-610 C° sıcaklık koşullarında metamorfizma geçirmiş olmalıdır. Doğançay Formasyonu'nun mika-şistlerinde silimanit, disten, kordiyerit gibi Al-silikat minerallerinin bulunmaması metamorfizmanın muhtemelen 550 C° altında gerçekleştiğini gösterir (Yardley, 1989). Kümülat dokusunu kısmen koruyan ultramafik kayalardan oluşan Küçükkoltepe Formasyonu'nda yer yer görülen granoblastik ve korona gibi metamorfizma dokuları birimin, muhtemelen Doğançay Formasyonu ile birlikte epidot-amfibolit fasiyesinde metamorfizma geçirdiğine işaret eder. Gökgöz Metagraniti'nin içerdiği ve diğer minerallerden daha iri olarak bulunan granat ve muskovitler metamorfik mineraller olarak görünmektedir. Granat ve muskovit mineralleri yine epidot-amfibolit fasiyesinin sıcaklık koşulları içerisinde 400-500 C° aralığında oluşmuş olabilir. Son olarak Doğançay Formasyonu'nun amfibolitlerinde zaman zaman görülen prehnit-pumpellyit damarlarının varlığı ise epidot-amfibolit fasiyesi sonrası daha düşük dereceli bir metamorfizmanın, muhtemelen birimin yükselmesi sırasında kayaçta etkin olduğunu gösterir.

## 5.6 Pamukova Kompleksi'nin Daha Genç Birimlerle Olan İlişkisi

Pamukova Kompleksi'nin çalışma alanında dokanaklı olduğu daha genç birimler; Sapanca Kompleksi, Gemlik Melanjı, Osmaniye Formasyonu, Bakacak Formasyonu'dur. Pamukova Kompleksi'nin Bakacak Formasyonu hariç diğer genç birimlerle olan dokanakları faylıdır. Bu dokanaklar ayrıntılı olarak "Yapısal Jeoloji" başlığı altında anlatılacaktır (Bölüm 12), bu bölümde ise kısaca değinilecektir.

Pamukova Kompleksi düşeye yakın eğimli bir fay ile Sapanca Kompleksi üzerinde yer alır.

Pamukova Kompleksi'nin altında ve üstünde tektonik dokanaklarla Gemlik Melanjı yer alır. Bu yönü ile Pamukova Kompleksi, zayıf metamorfizmalı bir tektonik melanj olan Gemlik Melanjı içinde büyük ve kalın tektonik dilimler oluşturmaktadır.

Alt Eosen yaşlı Bakacak Formasyonu, Pamukova Kompleksi üzerinde uyumsuz olarak yer alır. Bu dokanağın Alt Eosen sorası bir tektonizma ile harekentlendiği düşünülmektedir.

Geyve boğazında Osmaniye Formasyonu normal faylı bir dokanakla Pamukova Kompleksi üzerinde yer alır; bu dokanağın faylanma öncesi bir uyumsuzluk düzlemi olması muhtemeldir. Osmaniye Formasyonu'nda Pamukova Kompleksi'ne ait çakıllar da içeriyor olması, birimin Pamukova Kompleksi üzerine uyumsuz olarak gelmiş olabileceğini ve uyumsuzluk düzleminin daha sonra faylanmış olabileceğini düşündürmektedir.

## 5.7 Pamukova Kompleksi'nin Kökeni; Yaş, Oluşumu ve Paleocoğrafik Konu

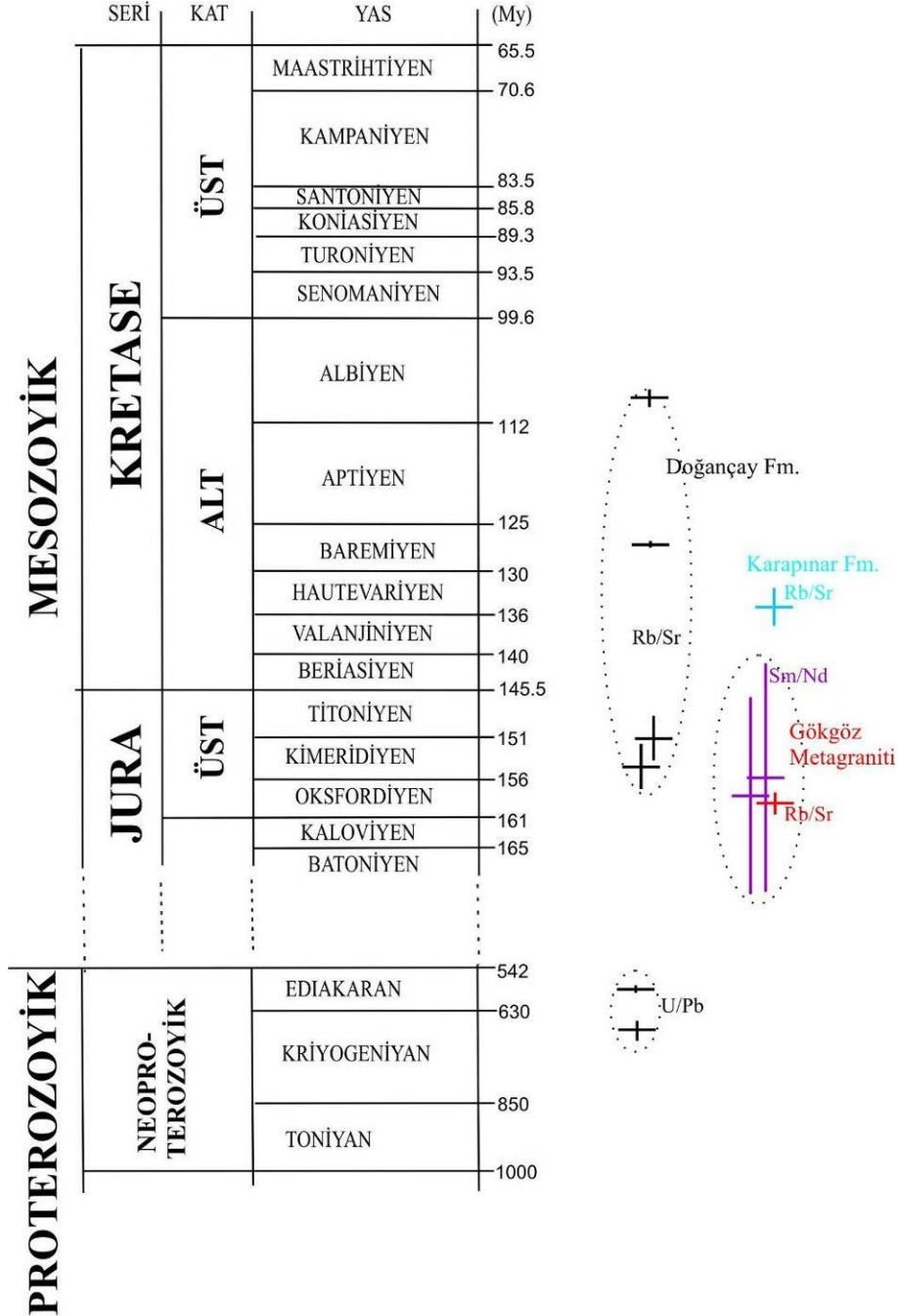
Pamukova Kompleksi'nin gnayslarından bu çalışmada elde edilen U-Pb zirkon yaşları ile Geyve Boğazı kuzey girişinden ve Armutlu Yarımadası'nın değişik alanlarından elde edilen U-Pb zirkon yaşları (Okay ve diğ, 2008), birimin Geç Proterozoyik - Ordovisyen aralığında (680 - 450 Ma) oluştuğunu göstermektedir. Bu durumda Pamukova Kompleksi'nin, Ustaömer ve Rogers (1999)'ın Bolu'da ve Chen ve diğ. (2002)'nin Karadere'de tanımladığı İstanbul Zonu'nun Prekambriyen yaşlı temeli ile deneştirilebileceği ortaya çıkmaktadır (Yiğitbaş ve diğ, 2001; Elmas ve Yiğitbaş, 2005; Okay ve diğ, 2008). Buna göre Bozcu (1992), Yılmaz ve diğ. (1997), Robertson ve Ustaömer (2004), Ustaömer ve Robertson (2005)'in ileri sürdüğü gibi Doğançay Formasyonu'nun Kretase yaşında olması mümkün değildir.

Pamukova Kompleksi'nin mermer ve kalkışistlerinin (Karapınar Formasyonu) çökme yaşı bilinmese de, Pamukova Kompleksi'nin diğer birimleriyle tektonik olarak ardalanıyor oluşu nedeniyle, Prekambriyen yaşında olma ihtimali olduğu gibi, İstanbul Paleozoyiğini oluşturan kuvarsit ve kireçtaşlarının metamorfik eşleniği olma ihtimali de vardır.

Pamukova Kompleksi'nden bu çalışmada elde edilen Rb-Sr mika yaşları ise bu Geç Proterozoyik temelin Üst Jura-Alt Kretase'de bir metamorfizma geçirdiğini gösterir (Şekil 5.45). İstanbul zonu temelinden Karadere bölgesinden elde edilen biyotit Rb-Sr yaşları ise 548 - 545 Ma vermektedir (Chen ve diğ, 2002). Sonuç olarak İstanbul zonu temeli, Pontid-İçi kenedi boyunca Üst Jura-Alt Kretase'de yeniden ısınmasına neden olan bir tektonizma yaşamıştır.

Pamukova Kompleksi'nin oluşum ortamı da tartışmalıdır. Pamukova Kompleksi'nin magmatikleri özetle; peridodit-piroksenit-gabro ve amfibolit- gnays bantlaşmaları ve granitlerden oluşur. Daha önce bir çok yayında Pamukova Kompleksi'ni oluşturan kayalar ofiyolit olarak yorumlanmıştır (örn.; Bozcu, 1992; Yılmaz ve diğ, 1997; Robertson ve Ustaömer, 2004; Ustaömer ve Robertson, 2005). Yüksek oranda asidik magmatizmanın ve gabroik kökenli kayalarla bantlaşan gnaysların varlığı birim için daha önce önerilen, ofiyolit olmaları ihtimalini ortadan kaldırmaktadır. Daha güncel bir çalışmada Pamukova Kompleksi'nin Almacık Dağları'ndaki eşleniklerinin, kıta-altı litosferik manto kökenli olabileceği ifade edilmiştir (Winchester ve diğ, 2009).

Pamukova Kompleksi'nde bolca kıta kabuğu kökenli kayacın varlığı bu daha yeni yorumu, birim için kullanılan ofiyolit tanımlamasından daha olası kılmaktadır. Bununla beraber, birimin petrografisi yanında platinyum grup elementleri üzerinde yapılacak ya da  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  izotop oranları ve aliminyumoksit karşılaştırmaları gibi daha sonraki jeokimyasal analizler, Pamukova Kompleksi'nin manto kaynağının kıta-altı litosfer mi ya da okyanusal litosfer mi olduğunun öğrenilmesinde fayda sağlayacaktır.

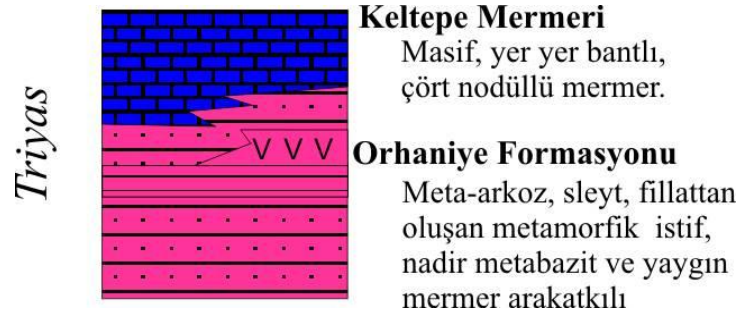


Şekil 5.45 : Pamukova Kompleksi'ndeki değişik formasyonlardan elde edilen izotopik yaşların jeolojik zaman tablosundaki gösterimi. Yaşları gösteren haç şeklindeki simgelerin dikey uçları, hata payları arttıkça uzamaktadır.



## 6. MAŞUKİYE GRUBU

Maşukiye İlçesi güneyinde, ağırlıklı olarak beyazımsı gri arkozik metakumtaşlarından ve siyah renkli fillatlardan oluşan yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş bir metaklastik seri ve bu serinin üzerine stratigrafik olarak gelen mermerler bu çalışmada Maşukiye Grubu olarak adlanmıştır (Şekil 6.1). Metaklastik seri içerisinde nadiren metabazit arakatıklarına da rastlanmıştır. Altta yeralan metaklastik seri önceki adlamalara bağlı kalınarak Orhaniye Formasyonu, mermerler ise Keltepe Mermeri olarak adlanmıştır (Bozcu, 1992).



Şekil 6.1 : Maşukiye Grubu'nu oluşturan formasyonların stratigrafik kolon kesiti.

Armutlu Yarımadası'ndaki yeşilşist fasiyesinde metamorfik birimler daha önceki çalışmalarda genelde İznik Metamorfikleri olarak adlanmıştır (Göncüoğlu ve diğ., 1987, 1992; Yılmaz ve diğ., 1990, 1997; Robertson ve Ustaömer, 2004). Ancak İznik Metamorfikleri'nin stratigrafisi ve içerdiği birimler hakkında tam bir anlaşma yoktur (Şekil 6.2; Robertson ve Ustaömer, 2004). Bu anlaşmazlıklar ve bu tezde tespit edilen stratigrafik farklılıklar dolayısıyla yeşilşist fasiyesindeki birimler Maşukiye Grubu ve Sapanca Kompleksi (Bölüm 7) olarak adlanmıştır.

## İZNİK METAMORFİKLERİ ve ÖRTÜ



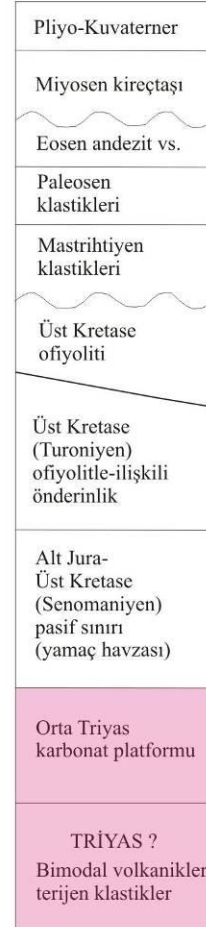
Göncüoğlu ve diğ.  
(1987, 1992)

## İZNİK METAMORFİKLERİ ve ÖRTÜ



Yılmaz ve diğ.  
(1987, 1995)

## İZNİK METAMORFİKLERİ ve ÖRTÜ



Robertson ve  
Ustaömer (2004)

**Şekil 6.2 :** Farklı yazarlarca yayınlanmış, İznik Metamorfikleri için alternatif tetonostratigrafik şemalar [Robertson ve Ustaömer (2004)'den değiştirilerek alınmıştır]. Mor ile gösterilen kesimler bu çalışmadaki Maşukiye Grubu'na karşılık gelmektedir. Yukarıdaki stratigrafik kolonlar basitleştirilmiştir, stratigrafik detaylar orijinal makalelerde görülebilir.

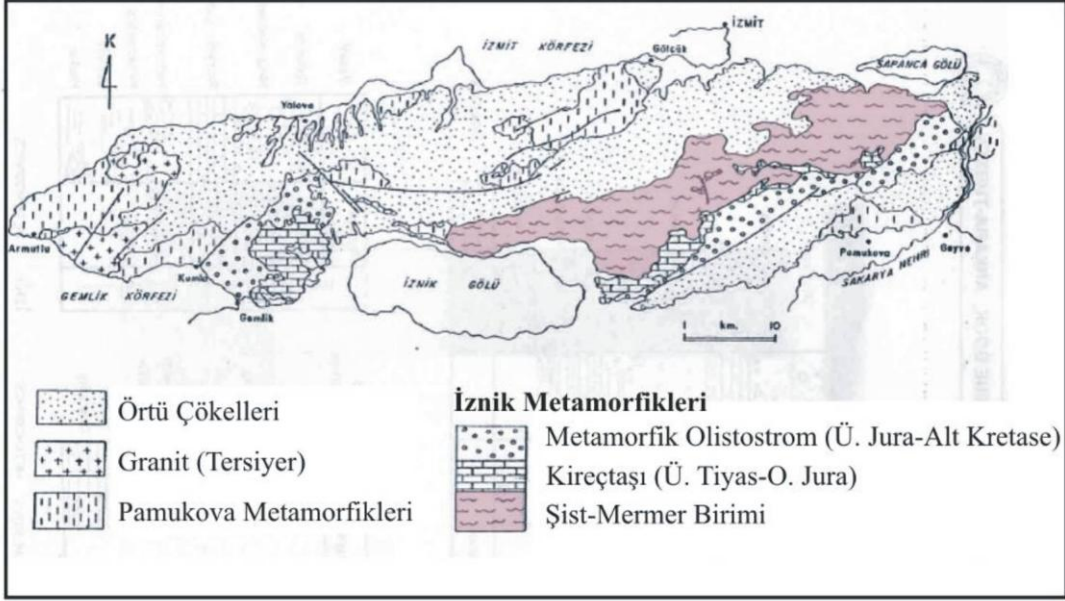
### 6.1 Orhaniye Formasyonu

*Genel tanım* - Orhaniye Formasyonu başlıca beyaz-açık gri arkozik metakumtaşlarından ve metakumtaşlarıyla ardalanan koyu gri-siyah fillatlardan oluşur. Birimde az oranda sleytler, mermer mercikleri ve çok nadiren metabazit arakatkıları da bulunur.

*İsimlendirme ve kısa tartışma* - Orhaniye Formasyonu ilk kez Bozcu (1992) tarafından, çalışma alanının batısındaki Orhaniye Köyü'ne atfen adlanmıştır. Bozcu (1992) Orhaniye Formasyonu içerisinde fosil bulunmadığını söylemekle beraber,

Triyas öncesi oluşmuş olduğunu düşünmektedir. Yazar bu düşüncesini Önder ve Göncüoğlu (1989)'nun, Orhaniye Formasyonu üzerinde uyumsuz olarak durduğunu söylediği Keltepe Mermeri içerisindeki Üst Triyas fosil bulgularına dayandırır. Bozcu (1992) Orhaniye Formasyonu'nun alt dokanağının görünmediğini söyler.

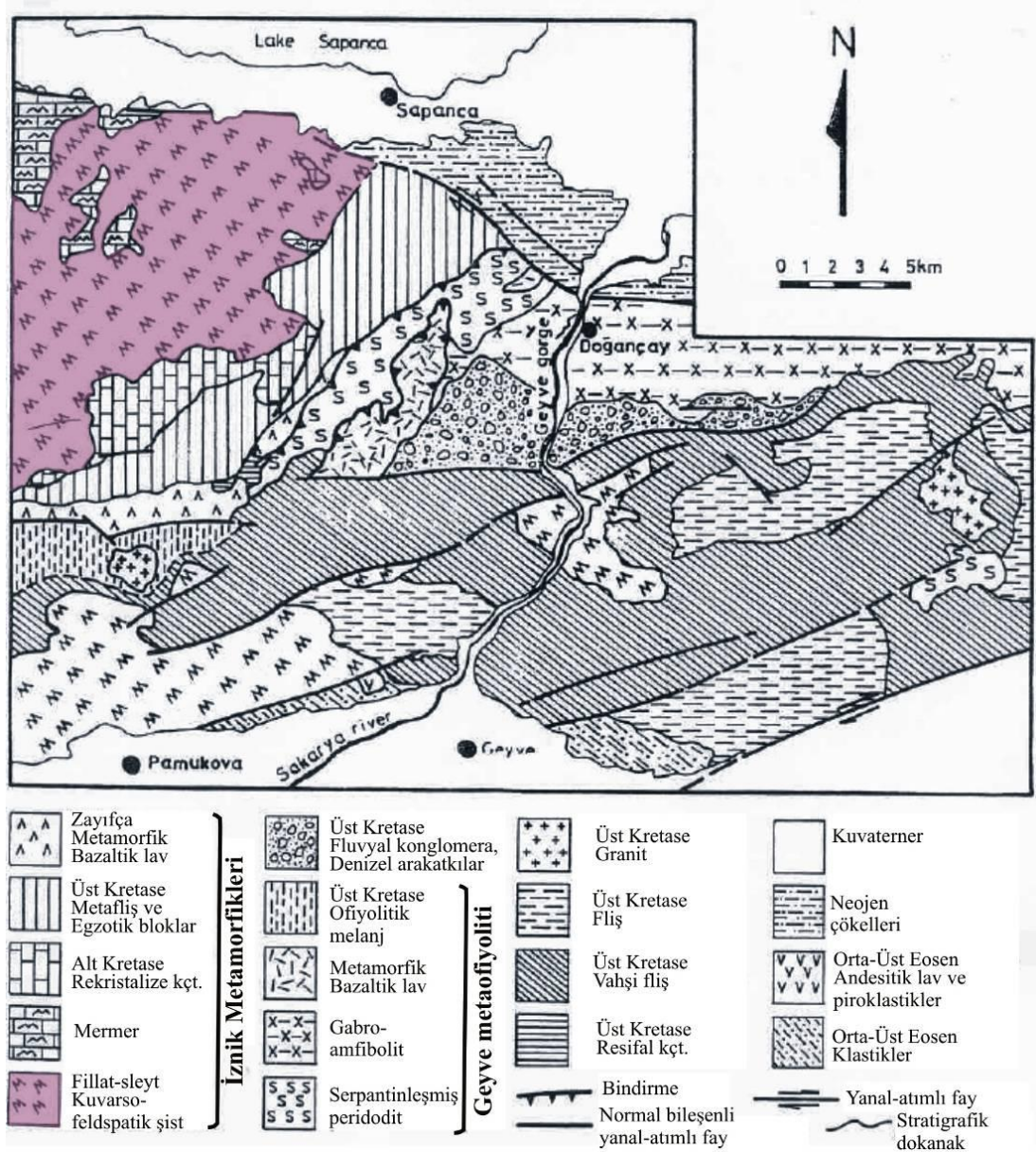
Orhaniye Formasyonu Göncüoğlu ve diğ. (1987, 1990, 1992)'nin İznik Metamorfikleri için yayınladığı stratigrafide en alt seviyeler olan “şist-mermer birimi”ne karşılık gelir (Şekil 6.3). Yazarların “şist mermer birimi” yer yer olistostromal düzeyler içeren kırıntılı kayalarla birlikte, bazik volkanik kayalar, piroklastikler, kireçtaşı blok ve mercekleri ile çamurtaşlarından oluşur. Yazarlar “şist-mermer biriminin” üst kesimlerinde yer alan rekristalize kireçtaşlarından Üst Triyas yaşı veren konodontlar tanımlamışlardır (Önder ve Göncüoğlu, 1989, ayrıntı için bakınız Bölüm 6.2; Keltepe Mermeri). Yazarlar bu bulguya dayanarak şist-mermer birimine Triyas yaşını vermiştir. Göncüoğlu ve diğ. (1987, 1990) “şist mermer biriminin”, daha yaşlı metamorfik temel birimleri (yazarların Pamukova Metamorfikleri) üzerinde uyumsuz olarak yeraldığını söyler. Göncüoğlu ve diğ. (1992) ise Pamukova Metamorfikleri ile İznik Metamorfikleri'nin, tektonik olarak dilimlendiğini, birlikte bindirmeli bir yapı oluşturduklarını belirtir.



Alt Kretase	Metavolkanik Birim		Bazalt
	Ofiyolitik Olistostrom		Ofiyolit
Jura	Alıçyayla Kireçtaşı		Meta-olistostrom
Triyas	Şist-mermer Birimi		Rekristalize kireçtaşı
			Metavolkanikler
			Metaklastikler
?			Şist
			Mermer

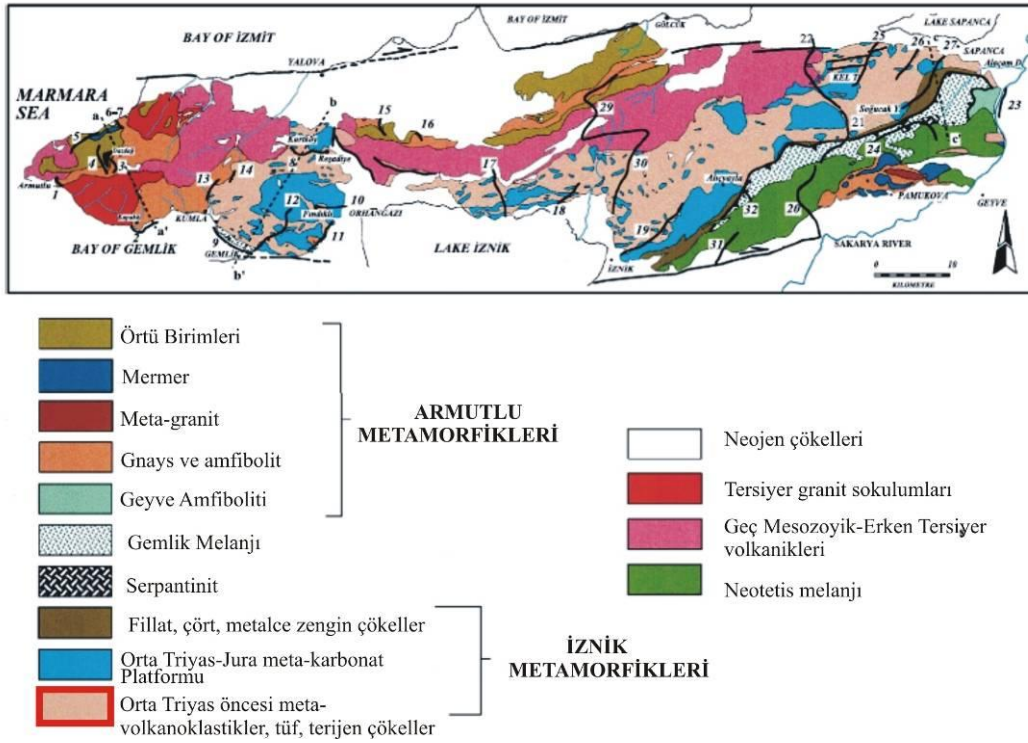
**Şekil 6.3 :** Üstte, Orhaniye Formasyonu'nun içerdiği litolojilerin Göncüoğlu ve diğ. (1987)'nin haritasındaki konumu mor renkle gösterilmiştir. Altta, Orhaniye Formasyonu'nun Göncüoğlu ve diğ. (1987)'nin İznik metamorfikleri için yayınladığı stratigrafik kolondaki yeri mor renkle işaretlenmiştir.

Orhaniye Formasyonu, Yılmaz ve diğ. (1995)'de ise yine İznik Metamorfikleri içerisinde, "fillat-sleyt-kuvarsofeldspatik şist" olarak tanımlanmış ve adlanmıştır (Şekil 6.4). Yılmaz ve diğ. (1990, 1995) bu birim için Önder ve Göncüoğlu (1989)'nun daha önce serinin üst kesimlerinden bildirdiği Üst Triyas fosillerine dayanarak, Triyas yaşını önerse de, birimin yaşının net bir fosil verisi olmaksızın Geç Paleozoyik'e (Permo-Karbonifer) inebileceğini söylemektedir. Yılmaz ve diğ. (1995)'ne göre Kretase yaşlı bir metaofiyolitin parçaları olan Armutlu Metamorfikleri ve Geyve Metaofiyoliti (bu çalışmanın Pamukova Kompleksi) İznik Metamorfikleri üzerine bindirmiştir.



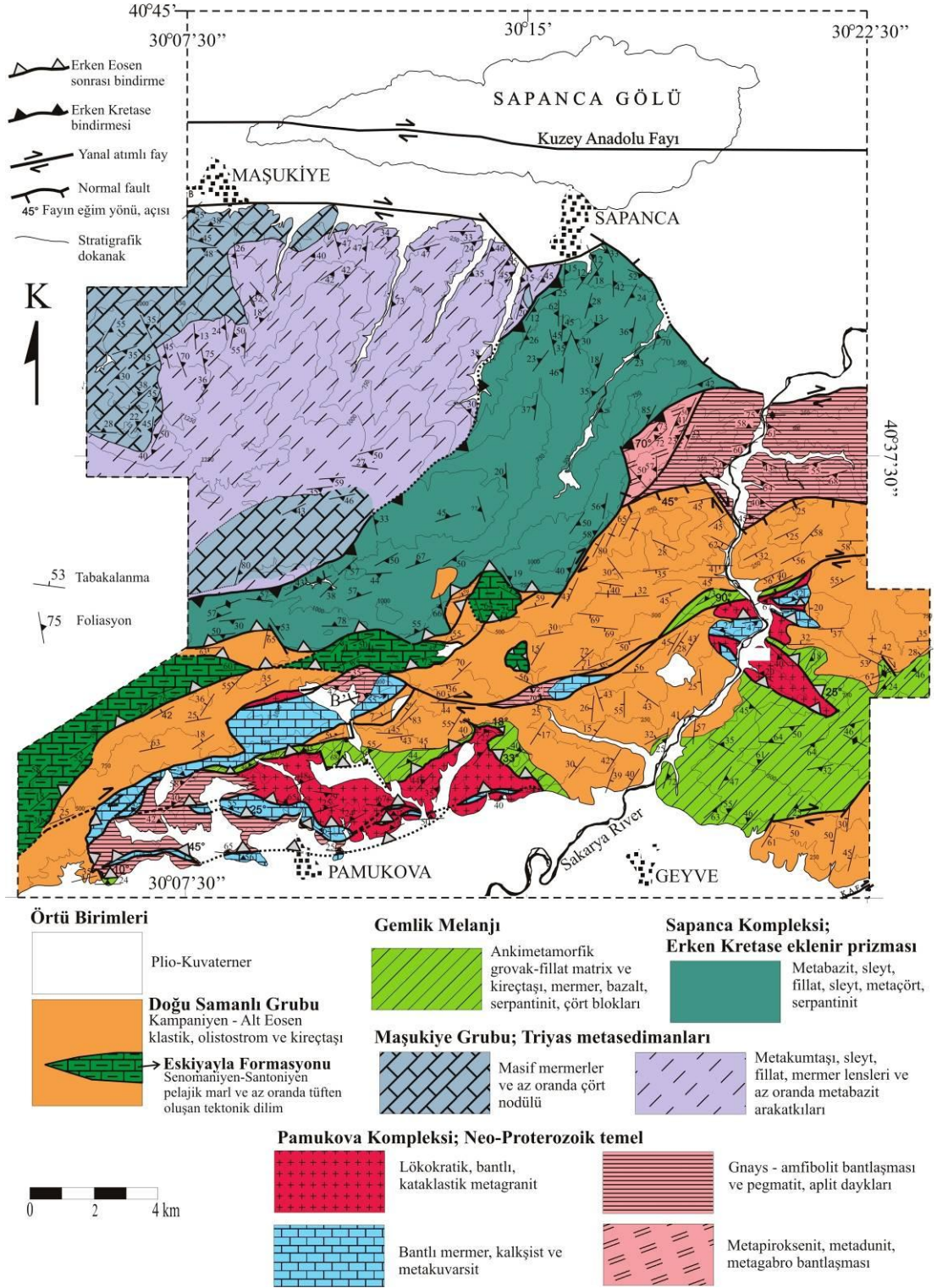
Şekil 6.4 : Orhaniye Formasyonu'nun içerdiği litolojilerin Yılmaz ve diğ. (1995)'nin haritasındaki, konumu mor renkle gösterilmiştir. Bu harita Yılmaz ve diğ. (1995)'nin, Bozcu (1992)'den değiştirerek yayınladığı haritadır.

Roberson ve Ustaömer (2004) ise Orhaniye Formasyonu'na ait litolojileri yine İznik Metamorfikleri içerisinde dahil etmişlerdir ve Orta Triyas öncesi oluşmuş “metavolkanikler, tüf ve terijen çökeller” olarak tanımlamışlardır (Şekil 6.5). Yazarların birime Orta Triyas öncesi yaşını vermelerinin nedeni birimin üst kesimlerinden Göncüoğlu ve Erendil (1989)'in elde ettiği konodont tayinleridir. Roberson ve Ustaömer (2004), Göncüoğlu ve Erendil (1989)'in elde ettikleri Üst Triyas yaşını, yanlış olarak “Orta Triyas” kabul etmişlerdir. Robertson ve Ustaömer (2004)'e göre İznik Metamorfikleri'nin (dolayısıyla Orhaniye Formasyonu), Armutlu Yarımadası batısında daha yüksek dereceli metamorfik kayaları (bu çalışmanın Pamukova Kompleksi) uyumsuz olarak örttüğünü varsaymışlardır.



**Şekil 6.5 :** Orhaniye Formasyonu'nun içerdiği litolojilerin Robertson ve Ustaömer (2004)'in haritasındaki konumu. Birime ait litolojiler haritanın lejandında kırmızı çerçeve ile işaretlenmiştir. Bu harita, yazarlar tarafından Akartuna (1968)'dan değiştirilerek hazırlanmıştır.

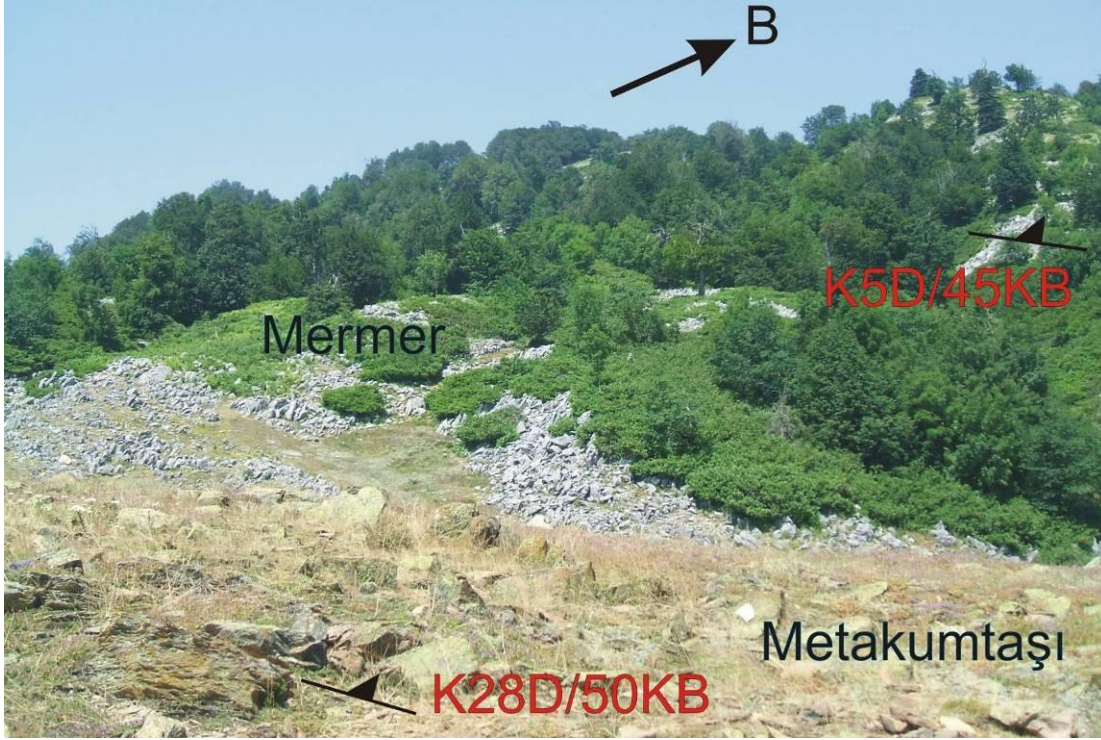
*Orhaniye Formasyonu'nun dokanak ilişkileri* - Çalışma alanında, Orhaniye Formasyonu'nun iki birimle dokanağı bulunmaktadır. Bunlar Keltepe Mermeri ve Sapanca Kompleksi'dir (Şekil 6.6). Sapanca Kompleksi, metabazit-metaçört-sleyt-fillat-serpantinit dilimlerinden oluşan bir eklenir prizmadır. Sapanca Kompleksi dik eğimli bir fay ile Maşukiye Grubu üzerinde yer alır.



**Şekil 6.6 :** Haritalama alanının basitleştirilmiş jeoloji haritası. Maşukiye Grubu haritanın kuzeybatısında yer almaktadır (Orhaniye Formasyonu ve Keltepe Mermeri).

Keltepe Mermeri, Orhaniye Formasyonu üzerine stratigrafik olarak gelir. Bu ilişki en iyi Keltepe güneyindeki orman bekçi kulübesi yakınında, 1751 numaralı lokasyonda görülür (Şekil 6.7). Burada K28D / 50KB konumlu metakumtaşları üzerinde uyumlu olarak mermerler yer alır. Orhaniye Formasyonu'ndaki foliasyonlar her zaman,

Keltepe Mermeri'nin foliasyonlarının altına girmektedir. Dokanağın stratigrafik olduğunun diğer bir iyi göstergesi, dokanağa yakın kesimlerde Orhaniye Formasyonu içerisinde mermer merceklerinin gözlenmesidir [1767 (Koordinat-UTM: 36T/ 02 59 064 – 45 05 725) ve 1695 (Koordinat-UTM: 36T/ 02 58 780 – 45 06 123) numaralı lokasyonlar arası].



**Şekil 6.7 :** Keltepe güneyinde (Orman bekçi kulubesi mevki) Orhaniye formasyonu ile Keltepe mermeri dokanağı. Kahverengi kesimler Orhaniye Formasyonu'nun metakumtaşları, gri ve tepe oluşturan kesim mermerlerdir (lokasyon 1751; Koordinat-UTM: 36T/ 02 55 733 – 45 01 821).

*Orhaniye Formasyonu'nun tip kesiti ve ayrıntılı litolojik tanımı* - Orhaniye Formasyonu'nun en iyi mostraları, Maşukiye-Keltepe yolunda görülür. Bu yol boyunca olan 1695, 1697, 1701, 1702, 2031, 2032, numaralı lokasyonlar da birimin tipik özelliklerini sunan mostraları vardır (Koordinat değerleri metin içerisindedir). Formasyonun ölçülebilen toplam yapısal kalınlığı ~1750 metredir.

Çalışma alanında, Orhaniye Formasyonu'nun % 35-40'ı metakumtaşlarından; % 50-60'ı fillatlardan; ~% 5-7'si mermer arakatıklarından, ~% 3'ü metakuvarsit arakatıklarından oluşur. Maşukiye-Keltepe yolunda birim içerisinde çok az oranda bazı metabazit arakatıkları da tespit edilmiştir (lokasyon 7742).

Metakumtaşları; beyaz- beyazımsı açık gri taze yüzey rengi gösterirler (Şekil 6.8). Ağırlıklı olarak kuvars, feldspat, mika mineralleri içerirler ve hemen her yerde ince-



orta kalınlıkta foliasyona sahiptirler. Alterasyon renkleri ise grimsi açık kahverengidir. Metakumtaşlarının arkozik karakteri, metamorfizma öncesi çökelimlerinin, granitik bir kaynaktan gelen tanelerle olduğunu gösterir. Orhaniye Formasyonu'nun arkozik metakumtaşlarının ince kesitlerinde başlıca; kuvars + plajiyoklas + muskovit + K-feldspar ± klorit ± kalsit mineralleri görünür. Formasyonun metaarkozlarından Rb-Sr muskovit yaş tayininde de kullanılan iki seçilmiş örneğin petrografisi (örnekler 2032 ve 2663) Orhaniye Formasyonu'nun metamorfizma yaşının anlatıldığı ileriki sayfalarda tanıtılacaktır.



**Şekil 6.8 :** Orhaniye Formasyonu'nun metakumtaşlarının beyaz renkli ve foliye mostraları (Maşukiye-Kartepe yolu).

Orhaniye Formasyonu'nun fillatları koyu renklidir, genelde sık foliasyonlu, yaygın olarak da parçalanmış haldedir. Birimin genelinde, fillat ve metakumtaşları ardalanırlar (Şekil 6.9).



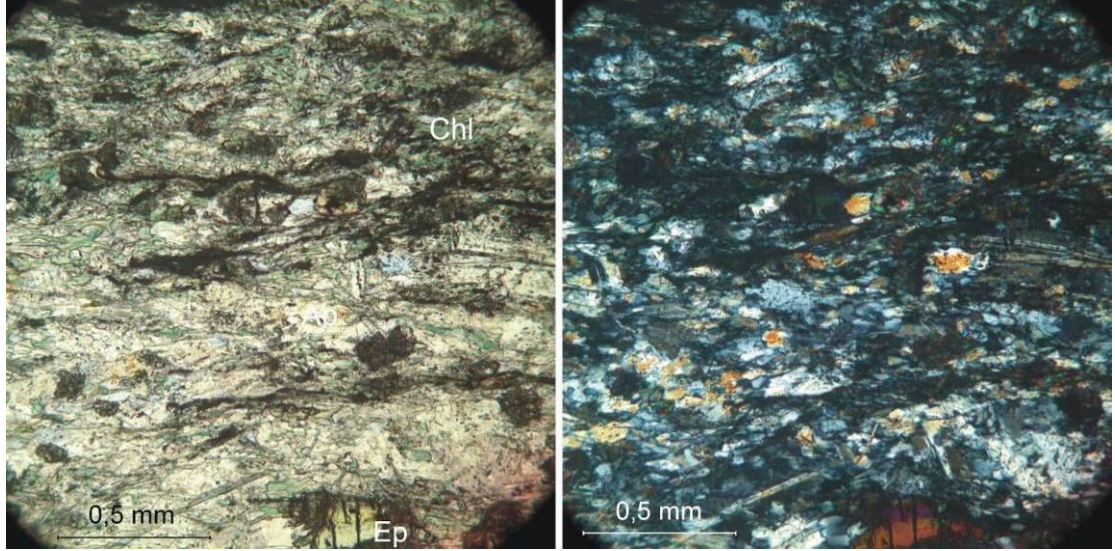
**Şekil 6.9 :** Maşukiye-Kuzuyayla yolu üzerinde koyu renkli fillatlar üzerine kahverengi metakumtaşlarının geldiği görülüyor. Siyah çizgi iki litoloji arasındaki sınırı işaretlemektedir; fillatlar çizginin altındadır (lokasyon 1689; Koordinat-UTM: 36T/02 54 274 – 45 03 211).

Orhaniye Formasyonu içindeki mermer arakatkılarının boyutları 1-2 metreden; 620-250 metreye değişir. Bu arakatkılardan haritalanabilen ikisi Sapanca güneyinde, Balkaya mahallesi kuzeyindeki 1823 ve 2254 numaralı lokasyonlarda görülür. Mermerler koyu gri renklidir, bol çatlaklıdır, 15-35 cm kalınlığında foliasyon düzlemlerine sahiptirler, çoğunlukla kuvars ve kalsit damarnarıyla kesilmişlerdir. Mermerlerde fosile rastlanmamıştır.

Orhaniye Formasyonu'nun içinde metakuvarsit seviyeleri, bloklar ve mercıklar halinde nadiren görünür, diğer litolojiler gibi foliyedirler. Metakuvarsitler bazen 5-10 santimetre çapında bloklar olarak fillatlar içerisinde görünürler. Bazende fillat-metakumtaşı ardalanmalarının olduğu seviyelerde 20-30 santimetre kalınlıkta, arakatkılar ve mercıklar olarak görünürler. Bu arakatkılardan bir tanesi Maşukiye-Keltepe karayolundaki 1690 numaralı lokasyonda görülebilir. Bu lokasyonda K25B / 30KD foliasyonlu, 30 cm kalınlığındaki metakuvarsitlerin üzerine, uyumlu olarak önce ince bir fillat seviyesi (10 cm kalınlığında) sonra ise metakumtaşları gelir.

Maşukiye-Kartepe yolu üzerinden bulunan bir metabazit arakatkısının ince kesitinde (7742 numaralı numune; Şekil 6.10), klorit + albit + epidot + lökoksen + aktinolit

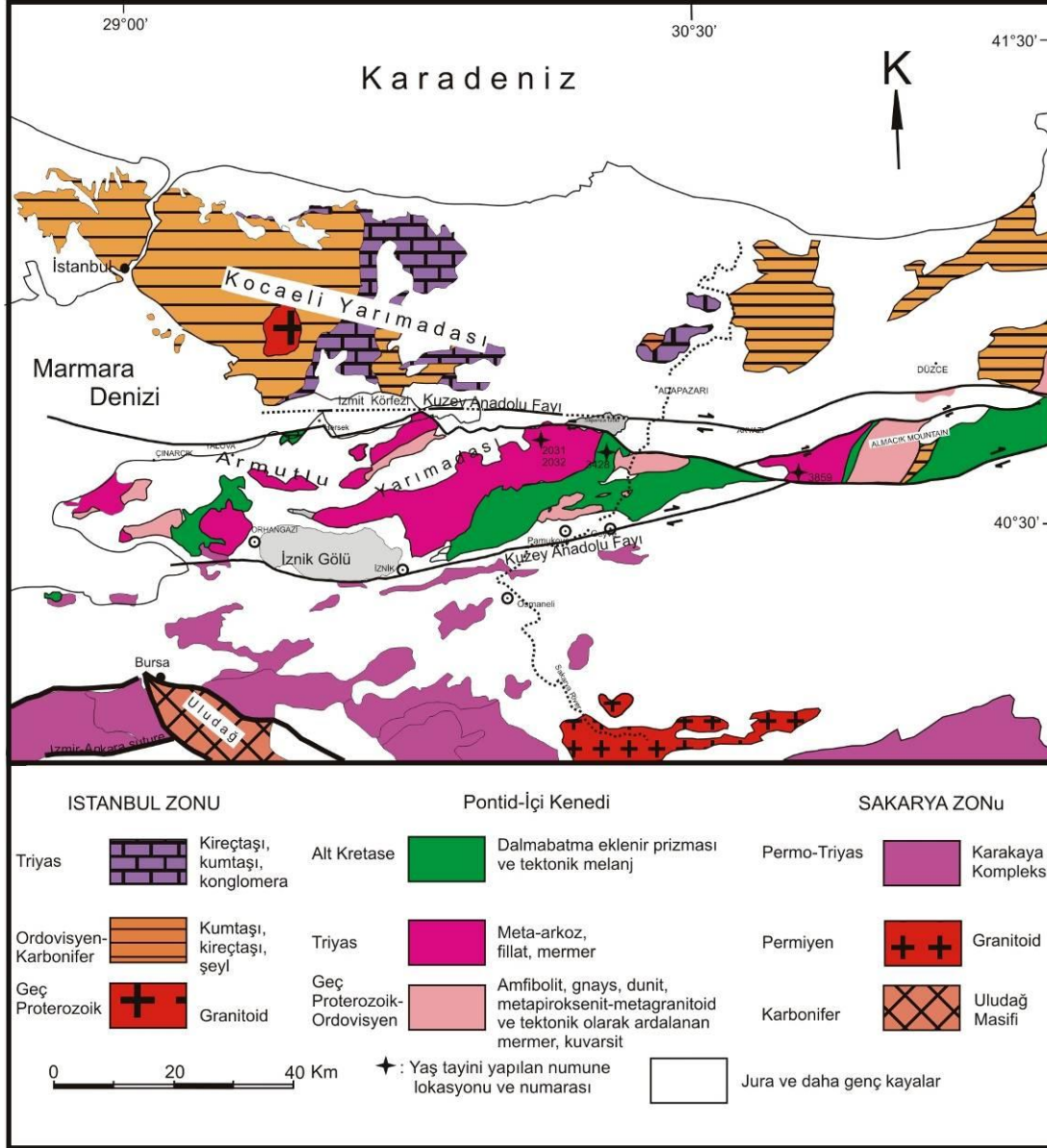
mineralleri tespit edilmiştir. Aynı numuneden yapılan mikroprob çalışmasında mineral birlikteliği şöyledir: epidot + klorit + aktinolit + albit + fengit + titanit. Metabazitteki mineral birlikteliği yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirdiği göstermektedir (Laird, 1982 ve Maruyama ve diğ., 1983). Yeşilşist fasiyesinin basınç sıcaklık koşullarının ~350–520 C° ve ~2–9 Kbar olduğu bilinmektedir.



**Şekil 6.10 :** 7742 numaralı metabazitin mikrofotografaları: (solda) epidot (Ep), klorit (Chl), aktinolit ve albit minerallerinden oluşan tipik yeşilşist fasiyesini işaret eden metabazit, (sağda) aynı kesimin çapraz polardaki görünümü.

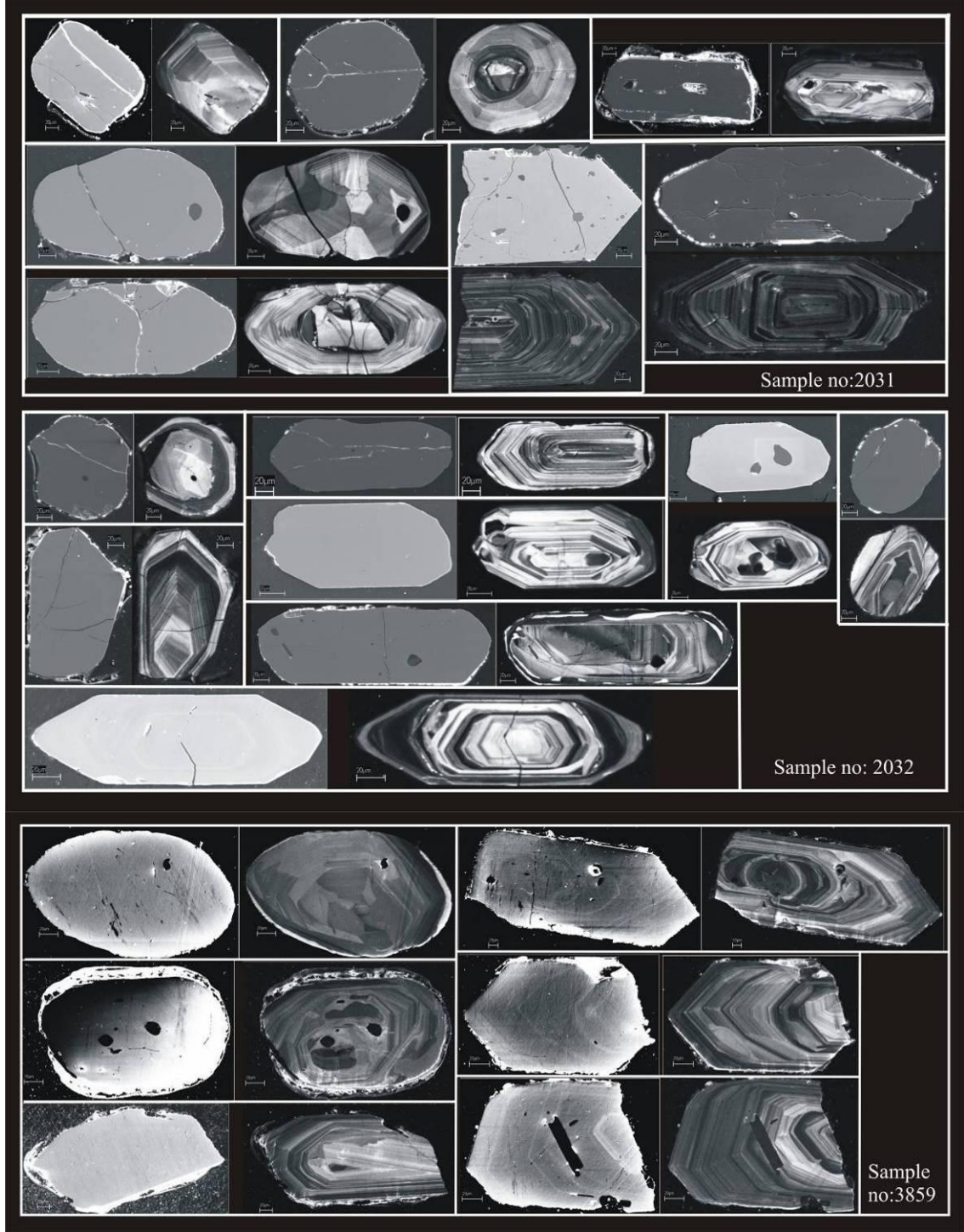
*Orhaniye Formasyonu'nun yaşı* - Çalışma alanında Orhaniye Formasyonu içerisinde fosile rastlanmadığı için çökelme yaşını bulmak amacıyla, birimdeki metaarkozların içerdiği klastik zirkonlardan U-Pb ve Pb-Pb yaş tayinleri yapılmıştır. Orhaniye Formasyonu'nun metamorfizma yaşını bulmak için ise metaarkozların içerdiği muskovitlerden Rb-Sr yaş tayinleri yapılmıştır. Yaş tayini yöntemleri ve yöntemlere dair laboratuvar prosedürleri ayrıntılı olarak Bölüm 3'de anlatılmıştır.

*Orhaniye Formasyonu'nun çökelme yaşı; klastik zirkon yaş tayinleri* - Yaş tayini için kullanılan zirkonlar haritalama alanında iki numuneden elde edilmiştir (2031-2032 numaralı). Ek olarak, Orhaniye Formasyonu'nun Almacık Dağları batısındaki yüzleklerinden alınan bir numuneden daha yaş tayinleri yapılmıştır (3859 numaralı, Şekil 6.11).



**Şekil 6.11** : Orhaniye Formasyonu içerisinde zirkon yaş tayinleri için kullanılan numunelerin yerlerini gösteren basitleştirilmiş harita. Numune lokasyonları yıldız simgesiyle gösterilmiştir. 2031 ve 2032 numaralı numuneler haritalama alanındadır. 3859 numaralı numune ise Almacık Dağları batısındadır.

Haritalama alanındaki iki numuneden elde edilen zirkonlar (örnekler; 2031, 2032) genelde kahverengi, prizmatik zirkonlardır ve nadiren inklüzyon içerirler. Kırmızımsı kahverengi ve sarı zirkonlarda görülmüştür. Bazı zirkonların içerisinde çekirdek görülmekle birlikte, genelde magmatik zirkonlar için yaygın olan büyüme zonlanması göstermektedirler (Şekil 6.12).



**Şekil 6.12 :** Haritalama alanında Orhaniye Formasyonu'ndan ayrılmış olan zirkonların BSEMM ve katodoluminesans görüntüleri. Numune numaraları çerçeve kenarında yazılıdır. Zirkonların katodoluminesans görüntülerinde magmatik kökenli olduklarını gösteren zonlanmalar görülmektedir.

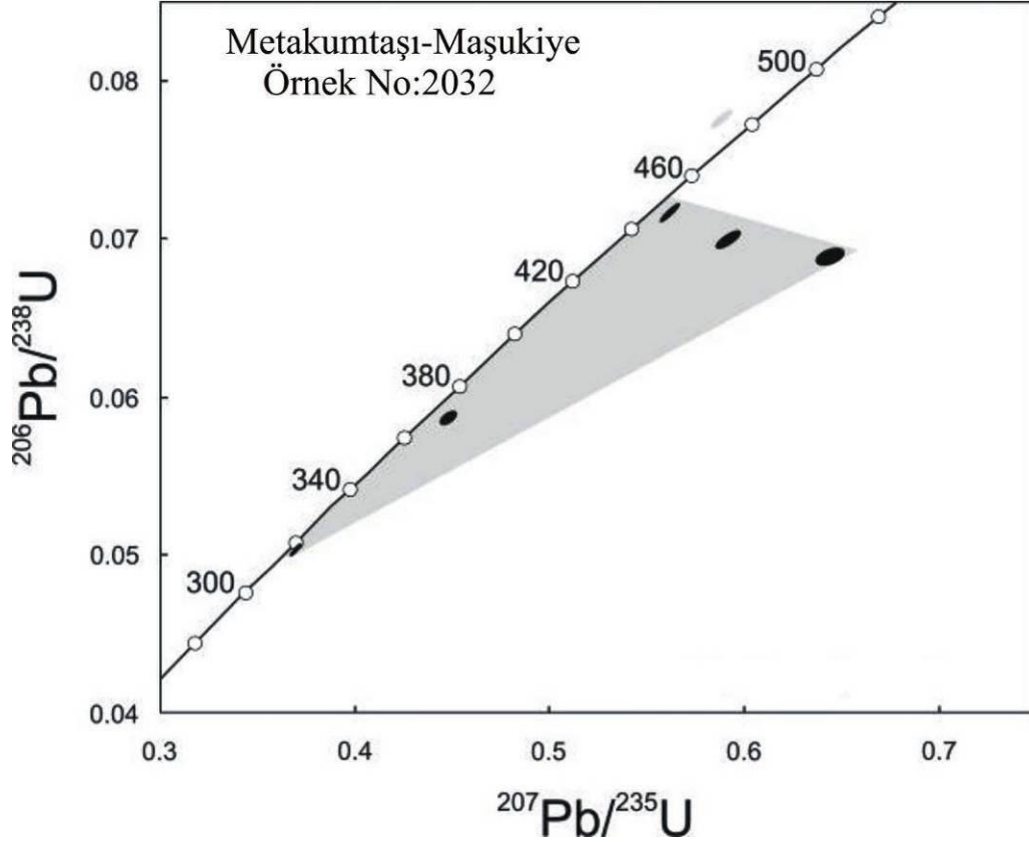
2031 ve 2032 numaralı numunelerden 12 adet zirkon tanesi TIMS Pb-Pb tek zirkon evaporasyon yöntemiyle yaşlandırılmıştır. Bu iki örnekten elde edilen klastik zirkon Pb-Pb evaporasyon yaşları 282,8 - 556,9 Ma arasında değişmektedir (Çizelge 6.1).

Örnek 2031 (Koordinat-UTM: 36T/ 02 58 419 – 45 07 120); Bu örnekten 8 zirkon popülasyonu Pb-Pb tek zirkon evaporasyon yöntemiyle yaşlandırılmıştır. 8 zirkonun yaşı toplam 14 sıcaklık adımında ölçülmüştür (Çizelge 6.1). Bu zirkonlardan üç yaş grubu elde edilmiştir (Çizelge 6.1). En yaygın yaş aralığı, 339 - 360 Ma arasındadır ve bu yaş aralığı her sıcaklık adımında elde edilmiştir. Tane 1, hem yüksek hem düşük sıcaklık adımlarında yakın yaşlar;  $349.7 \pm 2.2$  ve  $357.3 \pm 9.7$  Ma vermiştir. Tane 2'de benzer bir yaş vermiştir ( $353.7 \pm 4.1$  Ma). Tane 6 ilk sıcaklık adımında en genç yaşı verir;  $339 \pm 2.3$  Ma, ikinci adımda  $348 \pm 4.1$  Ma ve üçüncü adımda en yaşlı sonucu;  $359.7 \pm 2.9$  Ma vermiştir. İkinci yaş grubu ise, 3 ve 4 numaralı tanelerden elde edilmiş olan  $301.8 \pm 1.7$  ve  $316.5 \pm 6.8$  Ma arasındaki, en genç yaş aralığıdır. Üçüncü ve en son yaş grubu ise 5, 7 ve 8 numaralı tanelerden elde edilmiş  $406.8 \pm 12.2$  ve  $451 \pm 20.4$  Ma aralığındaki, en genç yaş aralığıdır. Tane 5, tek bir sıcaklık adımında ölçülmüş olan  $409.5 \pm 17.9$  Ma yaşını verir. Tane 7, ilk sıcaklık adımında  $406.8 \pm 12.2$  Ma ve ikinci sıcaklık adımında daha yaşlı;  $428.4 \pm 4.3$  Ma verir. Bununla beraber Tane 8 ilk sıcaklık adımında daha yaşlı ( $451.1 \pm 20.4$  Ma), ikinci sıcaklık adımında daha genç ( $368.6 \pm 4.7$  Ma) yaşlar vermiştir.

Örnek 2032 (Koordinat-UTM: 36T/ 02 58 849 – 45 06 291); bu örneğin zirkonlarından hem geleneksel U-Pb, hem de Pb-Pb tek zirkon evaporasyon yaş tayinleri yapılmıştır. Örnekteki altı zirkon popülasyonunun, geleneksel U-Pb tekniği kullanılarak yapılan tayinleri 319.21 - 504.9 Ma aralığında değişmektedir. (Şekil 6.13, Çizelge 6.1,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  yaşı olarak). Pb-Pb tek zirkon evaporasyon yaşları ise 4 zirkondan 10 sıcaklık adımında elde edilmiştir (Çizelge 6.1). Ortaya çıkan en yaygın yaş aralığı,  $282.8 \pm 3.4$  ve  $300 \pm 5.3$  Ma aralığıdır (Çizelge 6.1). Bu yaş aralığı tüm sıcaklık adımlarında elde edilmiştir. Tane 1, hem düşük hem de yüksek sıcaklık adımlarında  $302.8 \pm 11.2$  ve  $295.1 \pm 10.1$  Ma yakın yaşlarını vermiştir. Bununla beraber tane 3, ilk sıcaklık adımında daha yaşlı ( $295.6 \pm 10.3$  Ma), ikinci adımda daha genç ( $282.8 \pm 3.4$  Ma) ve üçüncü adımda en yaşlı ( $300 \pm 5.3$  Ma) değerleri vermiştir. İkinci yaş grubu ise; tane 2'den elde edilmiş olan  $464.3 \pm 3.8$  Ma (yüksek sıcaklıkta) ve  $556.9 \pm 12.1$  Ma (düşük sıcaklıkta) aralığındadır. Üçüncü grup ise tane 4'ten elde edilmiştir ve  $341.8 \pm 5.7$  Ma (yüksek sıcaklıkta) ve  $371 \pm 2.9$  Ma (düşük sıcaklıkta) aralığındadır.

**Çizelge 6.1 : 2031 ve 2032 numaralı zirkonların Pb-Pb tek zirkon evaporasyon yaşları ve veri tablosu.**

Zirkon tanesi	Zirkon yapısı	Buharlaştırma sıcaklığı (°C)	Oran Sayısı	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb Oranı	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb Oranı	207Pb/206Pb Yaşı (Ma) ve hata miktarı
<b>2031</b>						
1	125-180 µm, Orta boyda, prizmatik, kahverengi	1380	187	0,000149	0.053491±051	349.7±2.2
		1400	93	0,000205	0.053371±226	344.6±9.7
		1420	35	0,000109	0.053671±229	357.3±9.7
2	125-180 µm, Orta boyda, prizmatik, kahverengi	1435	133	0,000359	0.053586±097	353.7±4.1
3	125-180 µm, Orta boyda, prizmatik, kahverengi	1420	114	0,000045	0.052374±040	301.8±1.7
4	63-125 µm, Orta boyda, idiomorfik, kahverengi	1380	138	0,000159	0.052712±156	316.5±6.8
5	63-125 µm, Küçük yuvarlanmış, kalın, açık renk	1400	127	0,000500	0.054932±426	409.5±17.9
6	~125 µm, Büyük, idiomorfik, kahverengi	1380	225	0,000197	0.053238±054	339±2.3
		1400	54	0,000078	0.053451±097	348±4.1
		1420	136	0,000077	0.053238±068	359.7±2.9
7	~125 µm, Büyük, idiomorfik, kahverengi	1380	143	0,001777	0.054867±292	406.8±12.2
		1400	152	0,001179	0.055398±106	428.4±4.3
8	~125 µm, Büyük, idiomorfik, kahverengi	1380	60	0,004789	0.055968±106	451.1±20.4
		1400	222	0,002333	0.053942±111	368.6±4.7
<b>2032</b>						
1	~125 µm, Orta boyda, idiomorfik, ince uzun, kahverengi	1380	96	0,000643	0.052396±253	302.8±11.2
		1400	72	0,000450	0.052220±228	295.1±10.1
2	~125 µm, Orta boyda, idiomorfik, ince uzun, kahverengi	1380	142	0,007695	0.058724±320	556.9±12.1
		1400	75	0,001104	0.056301±096	464.3±3.8
3	~125 µm, Orta boyda, idiomorfik, ince uzun, kızılımsı kahverengi	1380	66	0,000179	0.052231±232	295.6±10.3
		1400	184	0,000145	0.051940±078	282.8±3.4
		1420	96	0,000093	0.052332±120	300±5.3
4	~125 µm, Orta boyda, idiomorfik, ince uzun, kahverengi	1380	108	0,000361	0.053998±069	371±2.9
		1400	111	0,000062	0.053998±085	370.6±3.6
		1420	176	0,000191	0.053304±131	341.8±5.7



Şekil 6.13 : 2032 numaralı örnekten elde edilen zirkonların yaş tayinleri sonucu oluşan U-Pb diskordiya diyagramı.

Örnek 3859 (Koordinat-UTM: 36T/ 03 03 204 – 44 99 249); Almacık Dağları'ndan alınmış olan bu örnekteki zirkonlar genelde açık pembe, prizmatik zirkonlardır. Zirkonlar, genelde inklüzyon içermezler. Sarı renkli prizmatik ve kırmızımsı hipidiomorfik zirkonlar da görülmüştür. Bazı zirkonlar çekirdeğe sahipken, çoğunlukla çok iyi büyüme zonlanması gösterirler.

3859 numaralı örnekte beş zirkon popülasyonundan, geleneksel U-Pb tekniği kullanılarak yapılan tayinler 268.21 - 1895.1 Ma aralığında değişmektedir. (Çizelge 6.2,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  yaşı olarak). 3 popülasyon kesin olarak Permiyen yaşı vermektedir (Şekil 6.14, 268 - 291 Ma arası).

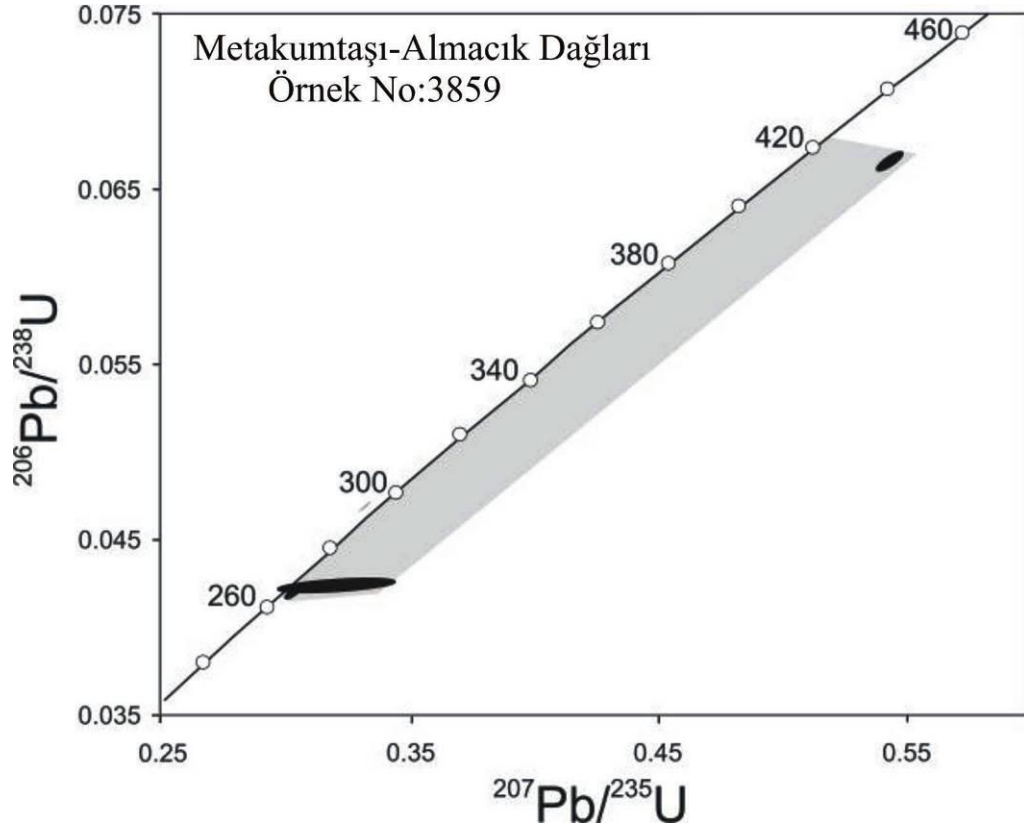


**Çizelge 6.2 :** 2032 ve 3859 numaralı numunelerden elde edilen U-Pb yaşları ve veri tablosu.

Örnek numarası	Ağırlık [mg]	U [ppm]	Pb [ppm]	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	İzotopik oranlar				$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	Rho <sup>b</sup>	Hesaplanan yaş [Ma]		
					$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2σ [%]	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2σ [%]			$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
<b>2032*</b>													
Z1(1)	13.0	469.3	32.6	1491.37	0.068843	0.58	0.644203	0.99	0.678679	0.63	429.18	504.9	864.52
Z2(2)	11.3	726.0	37.4	1650.83	0.050370	0.53	0.369404	0.54	0.053190	0.98	316.79	319.21	336.91
Z3(2)	8.7	997.5	74.2	1722.48	0.071610	0.57	0.561637	0.63	0.056883	0.92	445.85	452.59	486.99
Z4(1)	13.7	663.4	42.7	458.93	0.058656	0.54	0.448028	0.75	0.055398	0.74	367.44	375.9	428.32
Z5(3)	18.6	257.2	19.6	586.10	0.069937	0.60	0.592044	0.82	0.061397	0.75	435.78	472.17	653.16
<b>3859</b>													
Z1(1)	9.0	698.2	217.3	707.46	0.262166	0.52	5.465150	0.53	0.151190	0.98	1500.9	1895.1	2359.4
Z2(1)	17.6	377.8	27.7	99.05	0.042275	0.70	0.320057	6.20	0.054900	0.63	266.92	281.95	408.51
Z3(2)	2.0	121.6	6.3	251.41	0.041840	0.54	0.303267	0.68	0.052570	0.81	264.23	268.95	310.29
Z4(2)	0.5	33.3	2.0	258.12	0.046764	0.53	0.331809	0.57	0.051461	0.94	294.62	290.95	261.54
Z5(1)	7.0	670.6	69.8	140.41	0.066537	0.55	0.543874	0.76	0.059284	0.76	415.26	440.98	577.53

\* Parantez içindeki numaralar fraksiyon içerisindeki zirkon tanesi sayısını gösterir

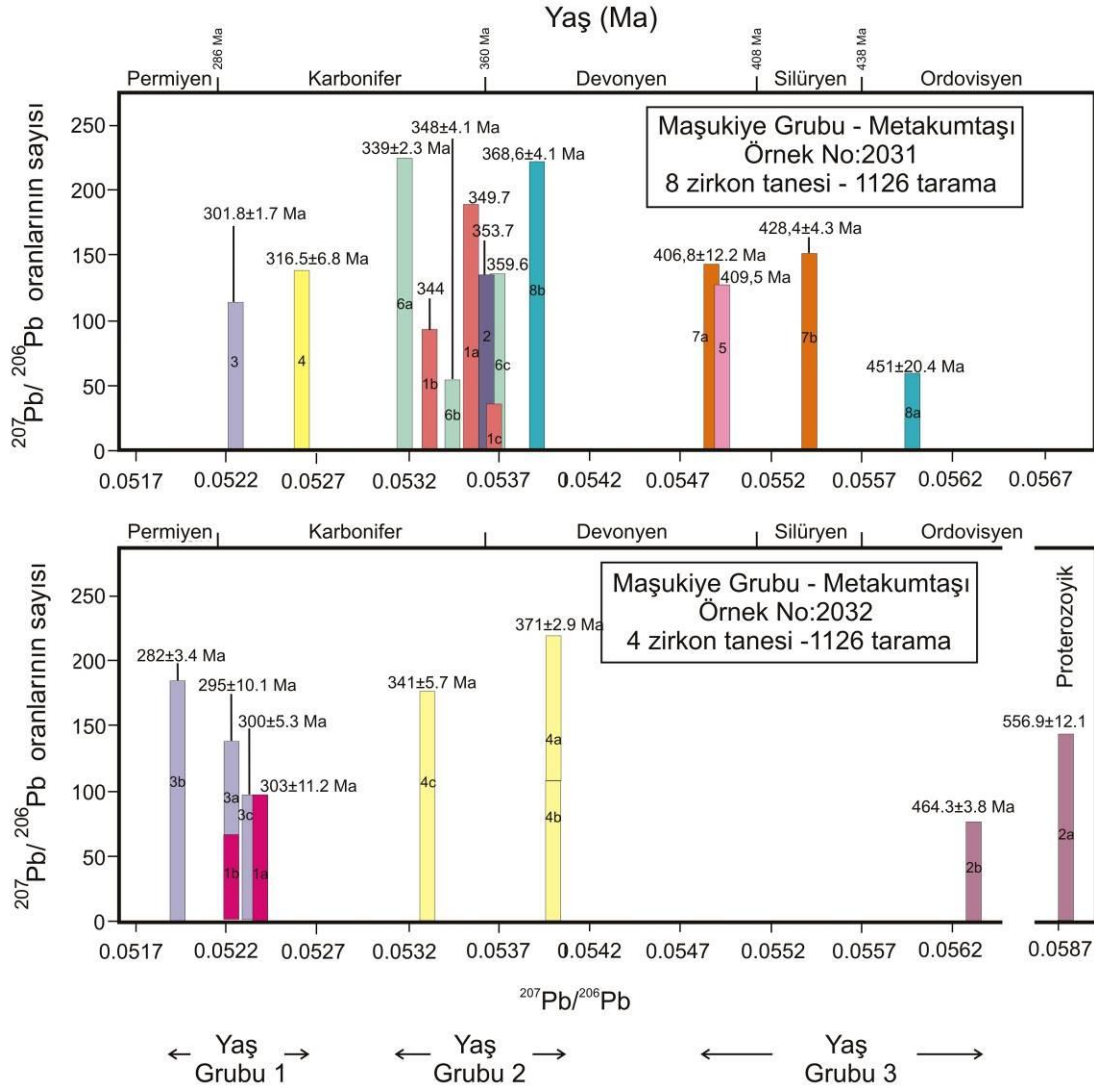
<sup>b</sup> Korelasyon sabiti  $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$ .



**Şekil 6.14 :** 3859 numaralı örnekten elde edilen zirkonların yaş tayinleri sonucu oluşan U-Pb diskordiya diyagramı.

Yukarıda yaş tayin sonuçları tanıtılan üç örneğin klastik zirkon yaşlarını birarada değerlendirirsek, üç ana yaş grubu oluşmaktadır. En genç grup olan 268.21 Ma ve 319.2 Ma aralığı, dört popülasyonun U-Pb sonuçları ve dört tane zirkonun Pb-Pb sonuçlarıyla temsil edilir (Şekil 6.15). İkinci grup olan 339 Ma ve 371 Ma aralığı, bir

populasyonun U-Pb sonuçları ve dört tane zirkonun Pb-Pb sonuçlarıyla temsil edilir. Üçüncü yaş grubu ise, 406 Ma ve 557 Ma aralığındadır, dört populasyonun U-Pb sonuçları ve dört tane zirkonun Pb-Pb sonuçlarıyla temsil edilir. Sadece bir adet zirkon ise Neo-Proterozoyik yaşı vermiştir (1895.1 Ma, Çizelge 6.2). Tüm bu klastik zirkon radyojenik yaşları Orhaniye Formasyonu'nun çökeliminin Geç Permiyen sonrası (muhtemelen Triyas) olduğunu göstermektedir.

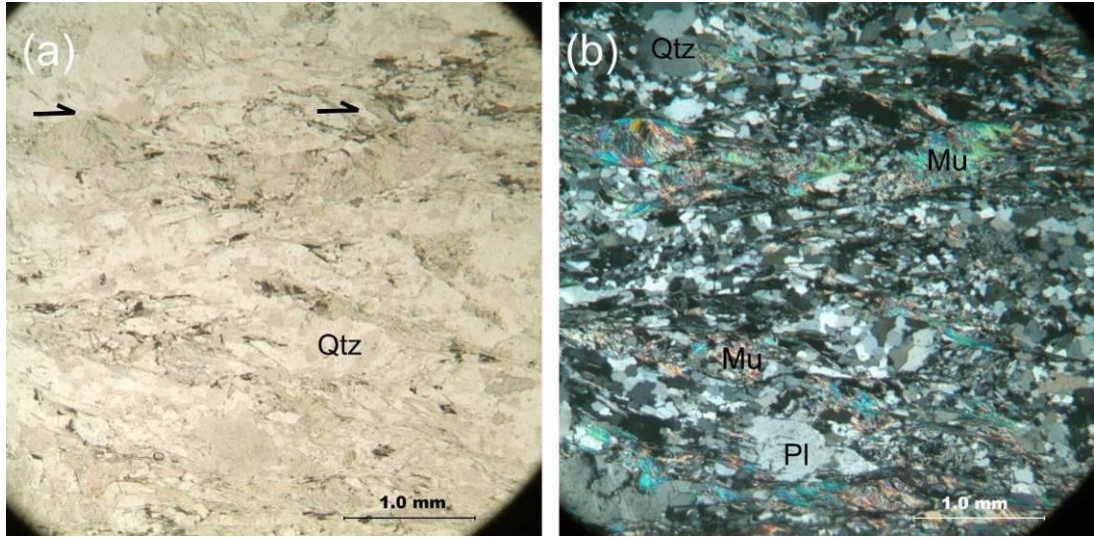


**Şekil 6.15 :** Haritalama alanındaki örneklerin zirkonlarından yapılan Pb-Pb tek zirkon evaporasyon ölçümlerinin, elde edilen yaşlara göre istatistiki dağılımları. Bu şekilde üç ayrı yaş grubunun var olduğunu görülmektedir. Kolonların içerisindeki rakamlar, numune içerisindeki zirkon tanesinin numarasını, harf ise ölçümün elde edildiği sıcaklık adımını temsil etmektedir (a: en düşük, b: orta, c: en yüksek, sıcaklık değeri olmak üzere).

*Orhaniye Formasyonu'nun metamorfizma yaşı; Rb-Sr muskovit yaş tayinleri – Rb/Sr izotopik yaş tayinleri Orhaniye Formasyonu'ndan alınan iki metaarkoz örneği üzerinde yapılmıştır (2032 ve 2663 numaralı örnekler). Elde edilen izotopik yaşlar ve*

ölçümlerin veri tablosu Çizelge 6.3’de, yaş tayini yapılan örneklerin lokasyonları Ek-1’de verilmiştir.

Örnek 2032 (Şekil 6.16); iyi foliasyon gösteren arkozik bir metakumtaşıdır; genelde kuvars, plajiyoklas, K-feldspar, muskovit ve daha az oranda kalsitten oluşur. Aksesuar mineral olarak da zirkon içerir. Muskovitler genelde makaslama düzlemleri üzerinde 0,5 cm kalınlığında seviyeler oluştururlar. Örnek 2032’den elde edilen Rb-Sr muskovit-tüm kaya yaşı  $138 \pm 1,5$  Ma (Alt Kretase)’dir.



**Şekil 6.16** : 2032 numaralı metaarkozun mikrofotografaları: (solda) ince kesitte görülen üst taraf sağa makaslanma, (sağ) aynı kesimin çapraz polardaki görünümü (kuvars; Qtz, muskovit; Mu, ve plajiyoklas; Pl).

Örnek 2663 (Koordinat-UTM: 36T/ 02 62 075 – 44 94 223); bu örnekte beyaz renkli, iyi foliasyonludur ve örnek 2032’dekine benzer petrografiye sahiptir. Bu örneğin tek farkı bazı muskovitlerin kloritleşmiş görünmesidir. Bu örneğin Rb-Sr muskovit-tüm kaya yaşı  $256 \pm 9.5$  Ma (Erken Triyas)’dır. Orhaniye Formasyonu’nun çökeltme yaşının Permiyen sonrası (muhtemelen Triyas) olması nedeniyle, 2663 numaralı örnekten elde edilen Erken Triyas metamorfizma yaşı olası görünmemektedir. Bu yaş değeri, karışık bir yaş olarak yorumlanabilir. Karışıklığın nedeni, bu kayaktan elde edilen muskovitlerin, kayacın çökeltim döneminde yani metamorfizma öncesi, tane olarak kayaca katılmış muskovitler olması olabilir. Bu klastik muskovitler muhtemelen muskovitlerdeki Sr difüzyyonunun kapanım sıcaklığı olan metamorfik sıcaklıkları ( $\sim 450$  °C) görmemiş olabilir.

**Çizelge 6.3 :** Orhaniye formasyonunun Rb-Sr veri çizelgesi ve tüm kaya-mika yaşları.

ORHANIYE FORMASYONU METAKUMTAŞLARININ Rb-Sr VERİ TABLOSU							
Örnek	Kaya tipi	Mineral	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb87/Sr86	Sr87/Sr86	Yaş (Ma)
2032	Metakumtaşı	tüm kaya	72.430	216.600	0.9679	0.711583	
		muskovit	276.238	17.198	46.8979	0.8016869	138±1,5
2663	Metakumtaşı	tüm kaya	21.260	11.273	5.4730	0.7390093	
		muskovit	102.553	32.774	9.0926	0.7522114	256.4 ± 9.5

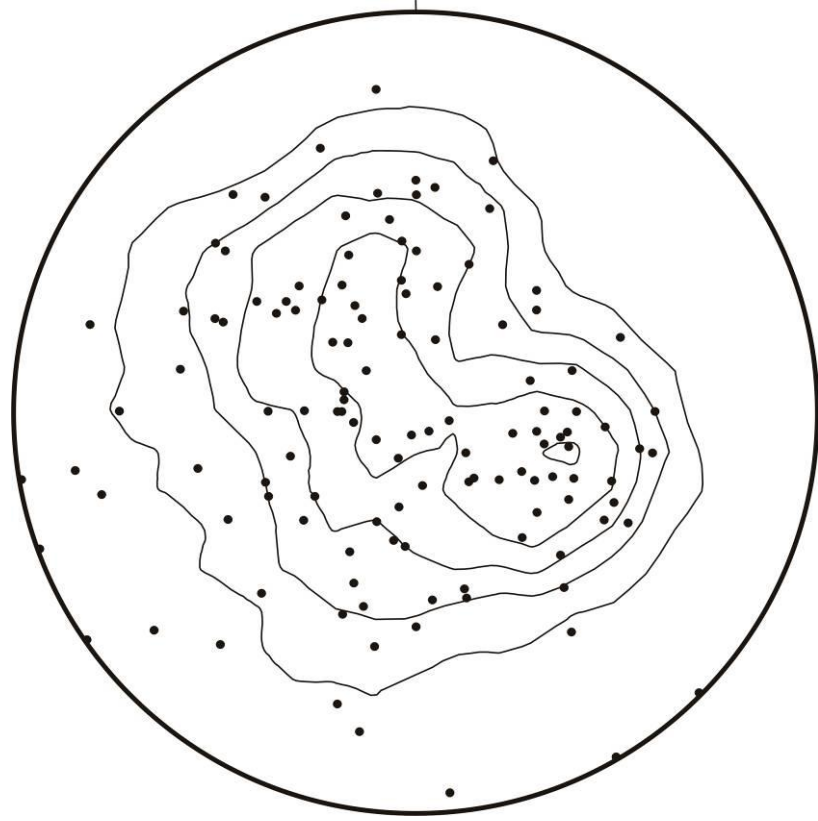
Sonuç olarak birimin metamorfizma yaşının Alt Kretase ( $138 \pm 1,5$  Ma) olduğu görülmektedir. Bu yaş değeri Pamukova Kompleksi'nden ve Sapanca Kompleksi'nden elde edilen yaşlar ile de uyumlu görünmektedir (Bölüm 5 ve 7).

*Orhaniye Formasyonu'nun yapısal jeolojisi* - Birimdeki kayalar genelde ince-orta kalınlıkta foliasyon gösterir (metakumtaşlarında 10-25 cm, fillatlarda 2-10 cm, mermerlerde 10-20 cm). Orhaniye Formasyonu'nda foliasyonlar yaygın olarak, kuzeybatı ve güneydoğuya eğilimlidir, ancak eğim açıları oldukça değişkendir ( $7^{\circ}$ - $90^{\circ}$  arası, Şekil 6.17). Birimin batıdaki yüzeylenmelerinde foliasyonların genel eğim yönü batı, doğudakilerin ise doğudur.

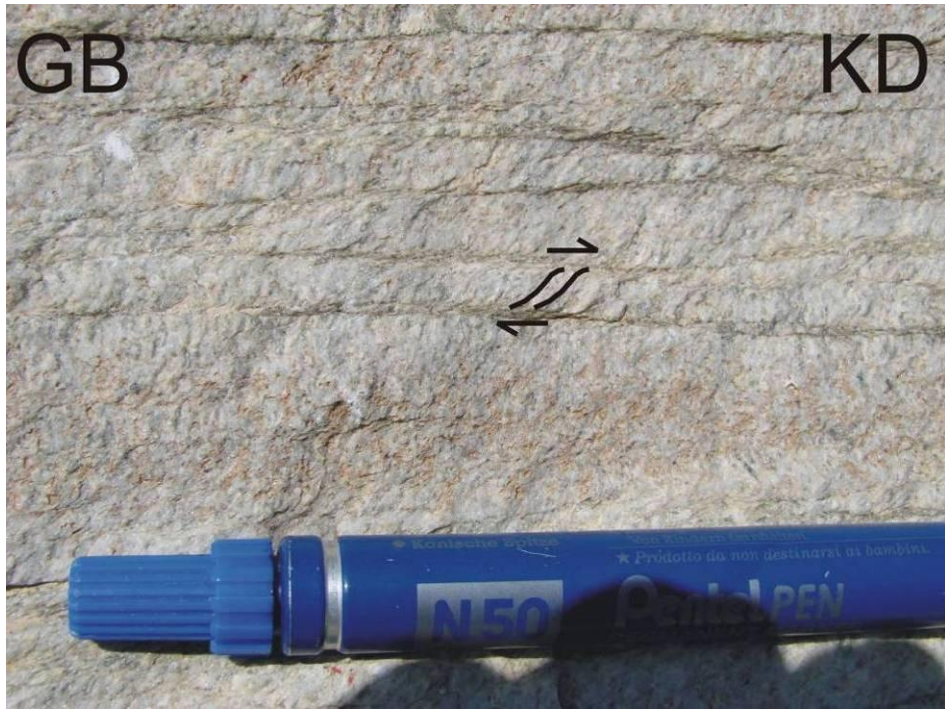
Birimde büyük ve küçük ölçekli asimetrik kıvrımlar vardır, kıvrım eksenleri yaklaşık kuzey-güney gidişlidir.

Metakumtaşların da yer yer lineasyonlar ve S-C yapısı olarak adlanan makaslama yapıları mevcuttur. Çalışma alanında şu ana kadar görülen az sayıdaki lineasyon ve S-C yapılarının hepsi metakumtaşlarının üst taraf kuzeydoğuya olacak şekilde makaslama maruz kaldıklarını göstermektedir (Şekil 6.18). Çalışma alanında görülen iki mineral lineasyon değeri K10B / 30KB (lokasyon 2032), K3D / 13KD (lokasyon 1697) olarak ölçülmüştür.

*Orhaniye Formasyonu üzerine tartışma ve yorum* - Orhaniye Formasyonu'nun, Permian sonrası (muhtemelen Triyas'ta) kıta kenarında çökelmiş, muhtemelen sığ denizel-sahil fasiyeslerinden oluşan bir sedimanter istifin Alt Kretase'de metamorfizmaya uğramasıyla oluştuğu düşünülmektedir. Formasyon ile ilgili ayrıntılı yorum ve tartışmalara, Bölüm 6.3'te değinilecektir.



**Şekil 6.17** : Çalışma alanında Maşukiye Grubu'ndan (Orhaniye Formasyonu ve Keltepe Mermeri) ölçülmüş olan bantlaşma doğrultu ve eğimlerine ait  $\pi$  ve yoğunluk diyagramı.



**Şekil 6.18** : Maşukiye-Kuzuyayla yolu üzerindeki metakumtaşlarında S-C yapısı görülüyor. S-C yapısı kayacın üst taraf kuzeydoğuya makaslama gösteriyor (lokasyon 2032).

## 6.2 Keltepe Mermeri

*Genel tanım* - Keltepe mermeri, koyu-gri, siyah renkli zaman zaman laminalı, çört yumruları da içeren mermerlerden oluşur.

*İsimplendirme* - Bu birim ilk kez Bozcu (1992) tarafından, tipik mostralarının görüldüğü, Maşukiye ilçesi güneyindeki Keltepe'ye atfen adlanmıştır.

*Dokanak ilişkileri* - Keltepe mermeri, Orhaniye Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelir. İki birim arasındaki dokanak ilişkisi bir önceki bölümde anlatılmıştı. Keltepe Mermeri ve Orhaniye Formasyonu birlikte, Sapanca Kompleksi tarafından dik eğimli bir dokanakla tektonik olarak üzerlenir.

*Ayrıntılı litolojik tanım* - Keltepe mermeri, çalışma alanında Maşukiye'den Keltepe'ye giden yollar boyunca iyi mostralar sunar. Ancak birimin en iyi mostraları Keltepe ve Kuzuyayla mevki civarındadır; 1677-1678 (Kuzuyayla), 1682, 1691 (Keltepe), 1709 (Maşukiye güneyi) numaralı lokasyonlar da birimin tipik özelliklerini sunan mostraları vardır.

Mermerin taze yüzey rengi kahvems gri-koyu gri arasındadır. Mermer mostraları genelde masif görünümlüdür. Fakat mostralarının bazılarında yakından bakıldığında santimetre ölçeğinde stramatolitik laminalar (Şekil 6.19) ve yer yer bantlar gözükür. Mermerlerde, özellikle Maşukiye, Keltepe arasındaki asfaltta, muhtemelen genç fay düzlemleri boyunca oluşmuş "terra rossa" gelişmiştir.

Ayrıca mermerin içinde, bolca çört yumruları bulunur. Bu yumrular en iyi olarak Kuzuyayla mevkiinde, 1677-1678 numaralı lokasyonlarda görülür (Şekil 6.20).



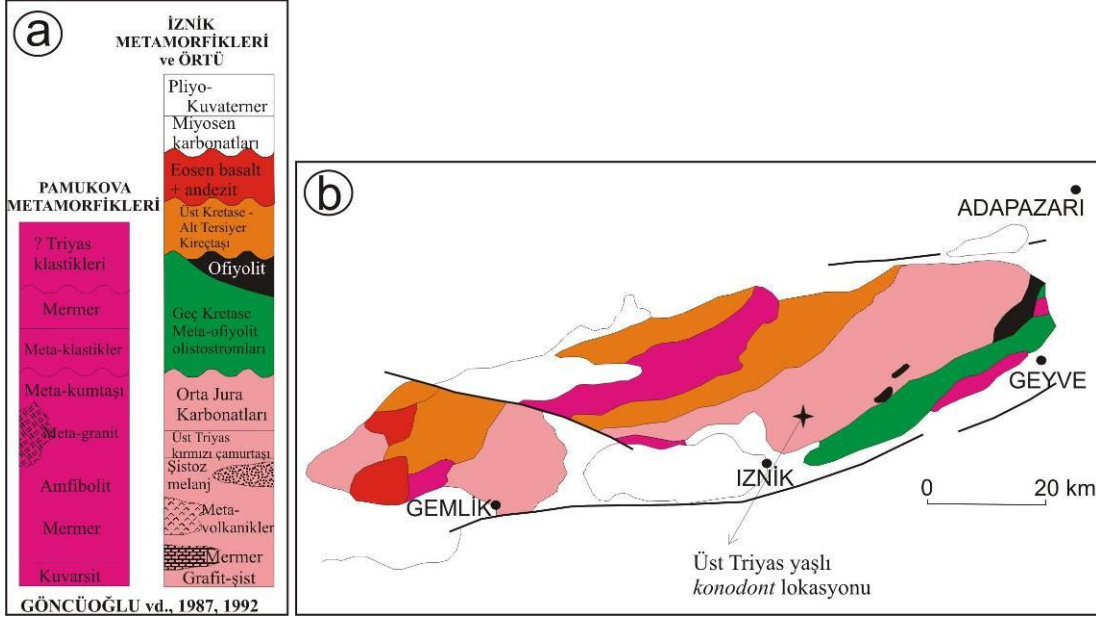
Şekil 6.19 : Keltepe Mermeri'ndeki korunmuş stromatolitik lamellanmalar.



Şekil 6.20 : Kuzuyayla mevki ve Keltepe civarında, Keltepe mermeri içerisinde görülen çört yumruları. (lokasyon 1677-1678; Koordinat-UTM: 0255939-4503793).

*Keltepe Mermeri'nin yaşı* - Bu çalışmada Keltepe Mermeri'nde fosil tespit edilememiştir. Ancak daha önce, Önder ve Göncüoğlu (1989); çalışma alanının batısında Aluçyayla mevkiinde (pafta no: G23-c3) mikritik kökenli olduklarını söyledikleri rekristalize kireçtaşlarından Üst Triyas yaşı veren konodontlar

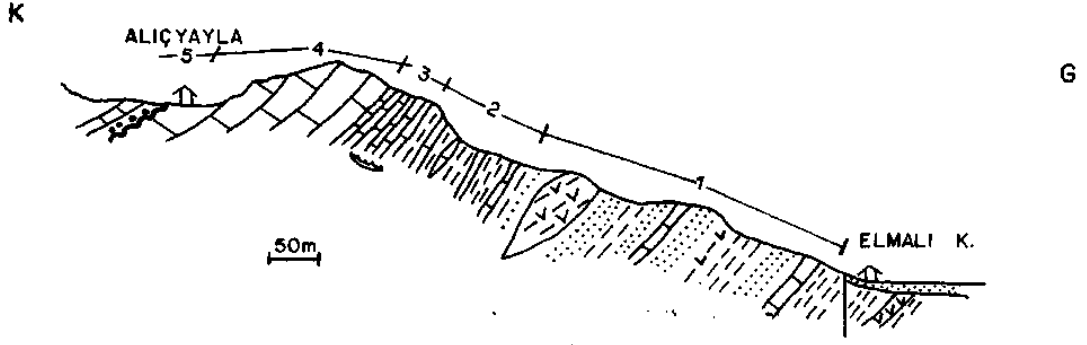
tanımlamışlardır (Şekil 6.21). Keltepe Mermeri için önerilen bu yaş konusunda daha sonraki yayınlarda genel bir anlaşma vardır (Bozcu, 1990; Yılmaz ve diğ, 1990, 1995; Robertson ve Ustaömer, 2004). Ancak çoğu yazar birimin yaşının direkt bir fosil verisi olmaksızın Jura'ya kadar çıktığını varsayar (Göncüoğlu ve diğ, 1987; Bozcu, 1990; Yılmaz ve diğ, 1990, 1995; Robertson ve Ustaömer, 2004).



**Şekil 6.21 :** Göncüoğlu ve diğ. (1987, 1990, 1992)'nin Samanlı Dağları için hazırladıkları basitleştirilmiş harita ve yayınladıkları stratigrafik kolon kesit. Haritada yalnızca Üst Kretase ve öncesi birimler gösterilmektedir. Haritadaki yıldız simgesiyle Göncüoğlu ve Erendil (1990)'in Üst Triyas yaşlı veren konodontlar tanımladıkları lokasyon işaretlenmiştir. Haritanın lejandı olarak kolon kesiti kullanınız.

Önder ve Göncüoğlu (1989)'nun haritalama alanının güneybatı kesimlerinin, yaklaşık 10 km batısındaki Eskiya ile Köyü ve Aluçayla arasında ölçtükleri dikme kesitte (Şekil 6.22) alttan üste stratigrafi şöyledir. En altta kumtaşı-piroklastit-silttaşı-dolomit-çakıltaşından oluşan bir türbiditik bölüm (1 numaralı); daha üstte kırıntılılar ve bu kırıntılılarla ardalanmış çamurtaşları (2 numaralı bölüm), konodont içeren mor- pembe-kırmızı mikrit-çamurtaşı birimi (3 numaralı bölüm) ve en üstte orta-kalın tabakalı, çörtlü mermerler (4 numaralı bölüm) bulunmaktadır. Yazarlar bu istifin üzerine ise Senomaniyen yaşlı kireçtaşlarının uyumsuz olarak geldiğini söyler.





Şekil 6.22 : Önder ve Göncüoğlu (1989)'nun Üst Triyas yaşlı konodont fosilleri buldukları jeolojik kesit. Konodontlar kesitteki 3 numaralı birimden bildirilmiştir.

Orhaniye Formasyonu'nun içerdiği klastik zirkonlar formasyonun Permian sonrası muhtemelen Triyas'ta çökelediğini göstermiştir. Orhaniye Formasyonu içerisindeki mermer mercekleri Keltepe Mermeri'nin eşlenikleri olarak gözükmektedirler. Bu durumda Keltepe Mermeri'nin çökme yaşı da Permian sonrası olmalıdır. Bu veriler de mermer için Önder ve Göncüoğlu (1989)'nun önerdiği Üst Triyas çökme yaşını doğrular niteliktedir.

*Keltepe Mermeri'nin yapısal jeolojisi* - Birimdeki foliasyon doğrultuları genelde Orhaniye formasyonu ile olan dokanağının uzanımına paraleldir. Yani iki birim arasındaki dokanağın kuzey güney uzandığı alanlarda Keltepe mermerinin foliasyonları da ~K-G doğrultuda uzanır (örneğin; Maşukiye, Keltepe arası). Benzer şekilde, dokanağın D-B uzandığı alanlarda (örneğin; Keltepe güneyi-Orman bekçi kulubesi batısı) mermer foliasyonları D-B uzanmaktadır.

Keltepe mermerinde simetrik-asimetrik kıvrımlar (Şekil 6.23) ve kink bantları da gözükür (Şekil 6.24).



**Şekil 6.23 :** Kuzuyayla mevki kuzeybatısında, Keltepe mermeri içerisinde görülen asimetrik kıvrım (lokasyon 1682; Koordinat-UTM: 36T / 02 54 918 – 45 04 385).



**Şekil 6. 24:** Kuzuyayla mevki güneybatısında, Keltepe mermeri içerisinde görülen kink bantları. Resmin sol-üst köşesinde mermer içerisindeki çötler kinkleşmiş görünüyorlar (lokasyon 1718; Koordinat-UTM: 0254740-4502603).

### 6.3 Yeni Veriler Işığında Maşukiye Grubu; Yaş ve Paleocoğrafik Konum

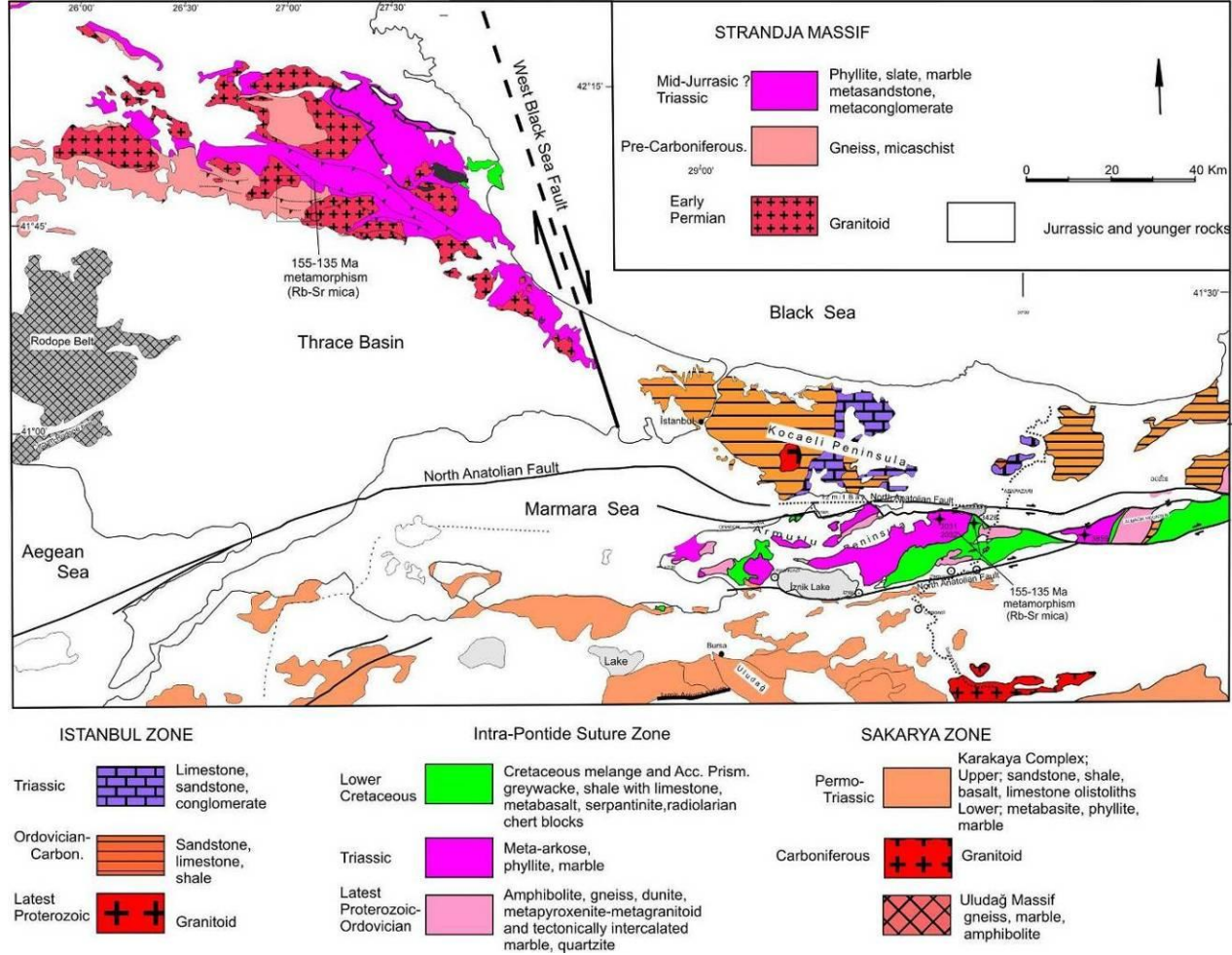
Maşukiye Grubu'nun klastik zirkon jeokronolojisi birimin çökeliminin Permiyen (268 Ma) sonrası muhtemelen Triyas'ta olduğunu göstermiştir. Bu çökelme yaşı daha önce Maşukiye Grubu'nun üst kesimlerindeki mermerlerde tespit edilmiş olan Üst Triyas konodont tayinleriyle uyushmaktadır (Önder ve Göncüoğlu, 1989). Maşukiye Grubu, Erken Kretase'de metamorfizma geçirmiştir (~138 Ma). Benzer metamorfizma yaşları hem Sapanca Kompleksi hem de Pamukova Kompleksi'nde tespit edilmiştir (Bölüm 5 ve 7).

Maşukiye Grubu'nun metamorfizma öncesi pozisyonu tartışmalıdır. Armutlu yarımadasındaki düşük dereceli metamorfik kayaların, daha güneydeki Karakaya Kompleksi kayalarıyla deneştirilebilecekleri (Bingöl, 1971; Bingöl ve diğ, 1975; Robertson ve Ustaömer, 2004), ya da İstanbul Paleozoyiği'nin metamorfik eşdeğeri oldukları (Elmas ve Yiğitbaş, 2001, 2005) öne sürülmüştür. Birimdeki klastik zirkon popülasyonlarından elde edilen Paleozoyik yaşları (genelde Devoniyen-Permiyen aralığında az oranda Ordovisyen), Maşukiye Grubu'nun İstanbul Paleozoyiği'nin eşleniği olmadığını göstermektedir.

Bu çalışmada Maşukiye Grubu'nun Işıranca Masifi'nin Geç Paleozoyik - Triyas yaşlı meta-sedimanter birimleri ile eşdeğer olabileceği düşünülmektedir. Maşukiye Grubu ve Işıranca Masifi'nin Triyas yaşlı örtü birimleri hem çok benzer stratigrafilere hem de benzer oluşum ve metamorfizma yaşlarına sahiptirler. Işıranca Masifi'ndeki metasedimanter örtü birimleri epi-kıtasa klastikler ve fillatlardan oluşur (Aydın, 1982; Chatalov, 1988a, 1988b, 1991; Okay ve diğ, 2001; Natal'in ve diğ, 2005; Sunal ve diğ, 2006). Bu seriler Alt Triyas karasal çakıltaşları ile başlar, çakıltaşları ise Orta Triyas yaşlı sığ denizel karbonatlar ile üzerlenir (Chatalov 1988a, 1988b; Hagdorn ve Göncüoğlu, 2007). Işıranca Masifi'nde sıkışmalı deformasyon ve bölgesel metamorfizma Geç Jura döneminde olduğu bilinmektedir (150-155 Ma; Okay ve diğ, 2001; Sunal ve diğ, 2006). Daha güncel bir çalışma metamorfizmanın Alt Kretase'de de devam ettiğini göstermiştir (~139 Ma; Sunal ve diğ, 2011; Şekil 6.25).

Maşukiye Grubu ve Işıranca Masifi'nin Triyas yaşlı birimleri arasında yukarıda anlatılan litoloji ve yaş benzerliklerinin yanında, İstanbul, Sakarya ve Işıranca

zonlarının Erken Mesozoyik dönemindeki paleocoğrafik pozisyonları da bu yorumlamada önemli bir role sahiptir. İstanbul Zonu, Batı Karadeniz Havzası'nın Geç Kretase'de açılmasından önce, Moezya Platformu'nun doğu yönündeki devamını oluşturmaktaydı (Okay ve diğ., 1994). İstıranca Masifi, Moezya Platformu'nun güneyindedir. Karadeniz Havzası'nın açılmasından ve Eosen yaşlı Balkanid bindirme kuşağının oluşmasından önce, şu an İstıranca Masifi'nde görülen birimlerin İstanbul Zonu'nun güney sınırı boyunca devam ediyor olması muhtemeldir. Maşukiye Grubu'nun kuzeybatı Türkiye'nin bölgesel jeoloji haritasındaki konumu da İstıranca Masifi'ndeki Triyas birimleriyle paralellik göstermektedir (Şekil 6.25).



Şekil 6.25 : Pontidleri oluşturan Istranca, İstanbul ve Sakarya Zonları'nın kuzeybatı Türkiye'deki Jura öncesi kayalarını gösteren bölgesel harita. Haritada Istranca Masifi'nin Triyas yaşlı klastikleri ile Maşukiye Grubu'nun benzer metamorfizma yaşlarına dikkat ediniz.



## 7. SAPANCA KOMPLEKSİ

*Genel tanım* - Sapanca Kompleksi metabazit, sleyt, fillat, metaçört, serpantinit, daha az oranda mermer ve metafliş tektonik dilimlerinden oluşur.

*Sapanca Kompleksi'nin isimlendirilmesi ve kısa tartışma* – Birim, ilk kez bu çalışmada, birimin iyi mostralarının Sapanca ilçesinin yakın güneyinde görülmesi nedeniyle Sapanca Kompleksi olarak adlanmıştır. Kompleksin içerdiği litolojiler, Samanlı Dağları'ndaki daha önceki çalışmalarda İznik Metamorfikleri içerisine dahil edilmiştir (Şekil 7.1; Göncüoğlu ve diğ., 1987, 1992; Yılmaz ve diğ., 1990, 1995; Robertson ve Ustaömer, 2004). İznik Metamorfikleri için önceki çalışmalarda yayınlanmış farklı stratigrafiler ve yorumlar bulunduğundan Sapanca Kompleksi'nin değişik kesimleri için daha önce kullanılmış olan isimlendirmelere bağlı kalınmamıştır.

Bozcu (1992) ve Yılmaz ve diğ. (1995) haritalama alanında Sapanca Kompleksi içindeki litolojileri ayrı formasyonlar olarak haritalasa da (örneğin; Akçay Formasyonu, Adliye Formasyonu, İkramiye Serpantiniti, Kocadağ Metabaziti, Şekil 7.2) tüm bu birimlerin Sapanca Kompleksi içerisinde tektonik dilimler olduğu tespit edilmiştir. Bozcu (1992) Akçay Formasyonu'nu “düşük yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş, derin denizel kökenli kumtaşı, çamurtaşı, radyolarit, çört, bazik kökenli lav ardalanması” olarak tanımlar. Bozcu (1992)'ya göre Akçay Formasyonu, yazarın Triyas-Jura yaşında olduğunu kabul ettiği Keltepe Mermeri üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Bozcu (1992)'nin İkramiye Serpantiniti adını verdiği ve Kretase yaşında olduğunu öngördüğü ultramafik bir birim (haritalarında birimin bir kısmı bu çalışmanın Küçükkoltepe Formasyonu ile çakışır) yazara göre Akçay Formasyonu'nu tektonik olarak üzerler. Yılmaz ve diğ. (1990) tarafından Adliye Metalavı, Bozcu (1992) tarafından Adliye Formasyonu olarak adlanan litolojiler ise Bozcu (1992) tarafından “yeşilşist fasiyesinde metamorfik, metabazit, çört, kumtaşı, silttaşı gibi çökellerden oluşun ofiyolitik kayalar” olarak tanımlanmıştır. Bozcu (1992) ve Yılmaz (1995) Adliye Formasyonu olarak adladıkları kesimleri direkt bir veri olmaksızın Üst Kretase yaşında varsayar. Bozcu

(1992)'ya göre Adliye Formasyonu Akçay Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelir, İkraniye Serpantiniti tarafından tektonik olarak üzerlenir. Sapanca Kompleksi'ne dahil edilebilecek, Bozcu (1992) tarafından tanımlanmış dördüncü birim ise Kocadağ Metabaziti'dir. Bozcu (1992) Kocadağ Metabaziti'ni bir "metadiyabaz, metalav birimi" olarak tanımlanmıştır ve yazar birimi direkt bir fosil verisi olmaksızın Liyas-Üst Kretase yaşında kabul etmiştir. Bozcu (1992)'ya göre Kocadağ Metabaziti'nin altında tedrici geçişle Doğançay Metagabro Amfiboliti bulunur. Bu tezde ve Okay ve diğ. (2008)'de, Bozcu (1992)'nin Doğançay Metagabro Amfiboliti olarak adlandırdığı ve Kretase yaşını verdiği birimlerin Prekambriyen yaşında olduğu radyojenik yaş tayinleriyle ortaya konmuştur. Bozcu (1992) Maastrichtiyen yaşlı neritik kireçtaşlarının Akçay Formasyonu'nun üzerine uyumsuz olarak geldiğini belirtir. Bu gözlem bu çalışmada da onaylanmıştır.

### İZNIK METAMORFİKLERİ ve ÖRTÜ



Göncüoğlu ve diğ.  
(1987, 1992)

### İZNIK METAMORFİKLERİ ve ÖRTÜ



Yılmaz ve diğ.  
(1987, 1995)

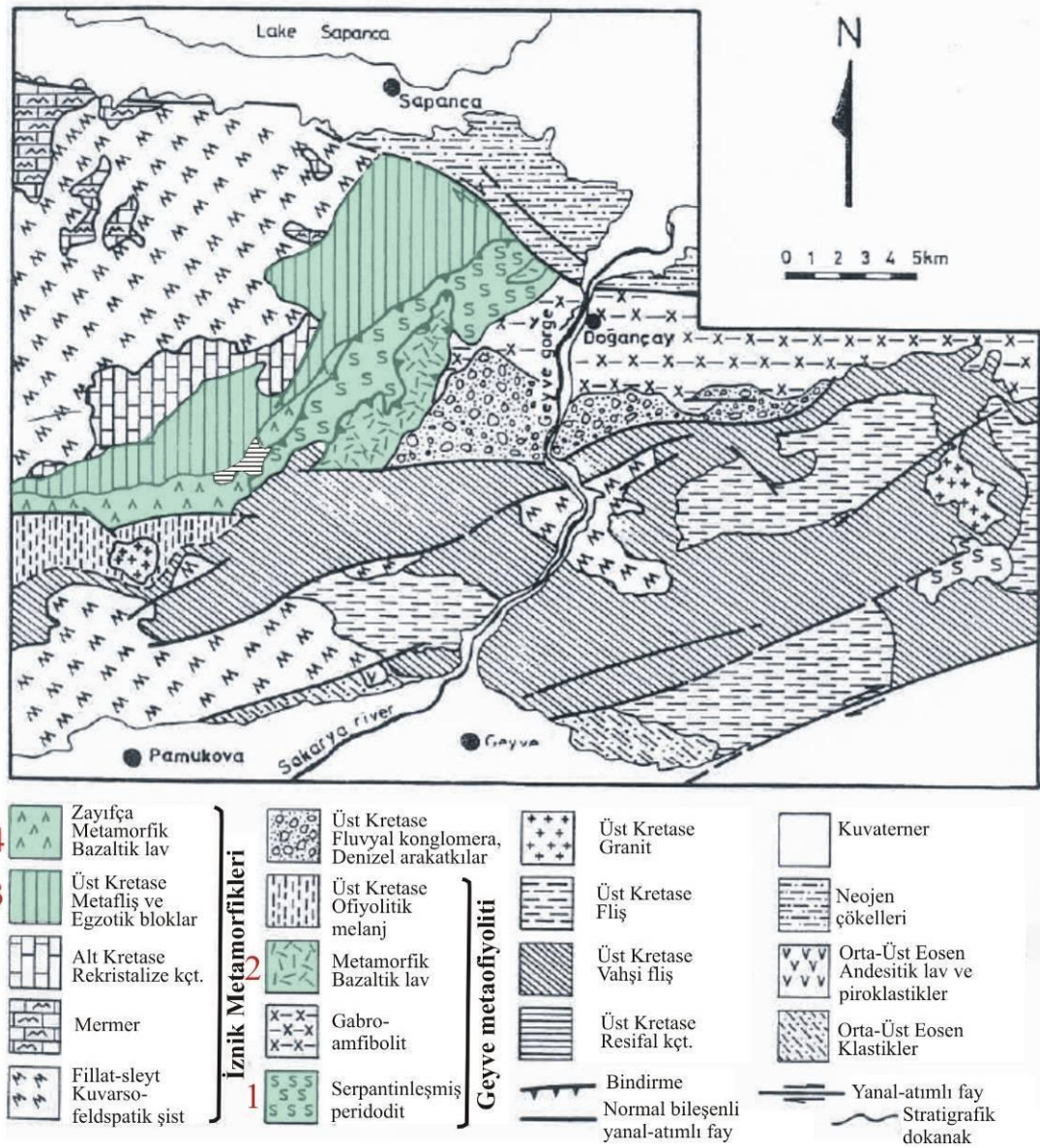
### İZNIK METAMORFİKLERİ ve ÖRTÜ



Robertson ve  
Ustaömer (2004)

**Şekil 7.1** : Sapanca Kompleksi'nin içerdiği litolojilerin, değişik yayınlardaki İznik Metamorfikleri içerisindeki konumu yeşil renkle işaretlenmiştir. Kolonlar Robertson ve ustaömer (2004)'den değiştirilerek alınmıştır. Ayrıntı için referans verilen yayınlara ve aşağıya bakınız.

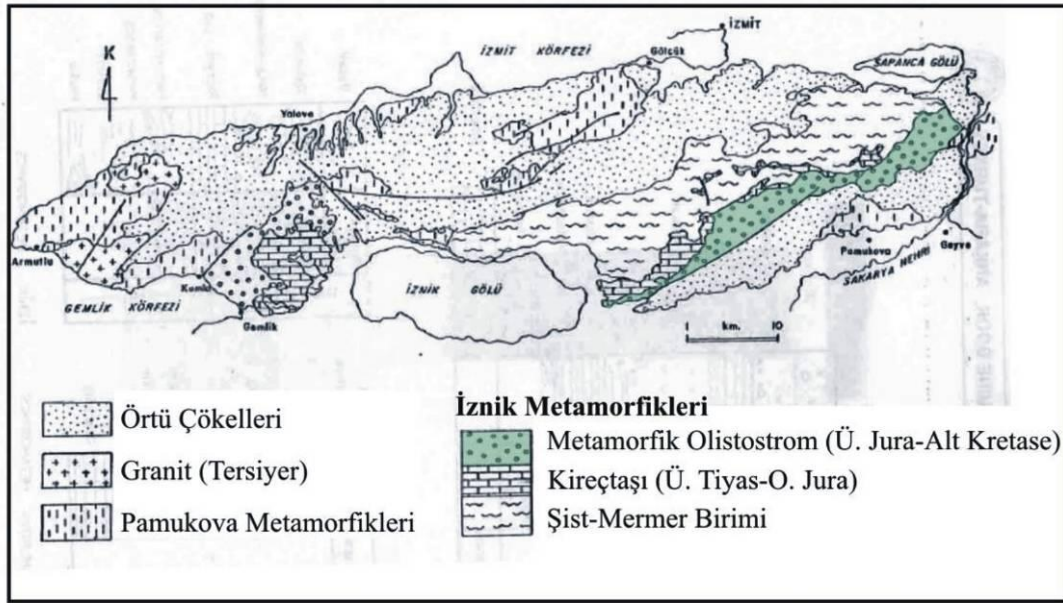




**Şekil 7.2 :** Yılmaz ve diğ (1995)'in Bozcu (1992)'nin haritasını baz alarak hazırladığı Sapanca Gölü güneyinin jeoloji haritasında, bu çalışmada Sapanca Kompleksi'ne dahil edilen birimlerin konumu yeşil renkle işaretlenmiştir. Bu haritanın lejandında kırmızı numaralarla işaretlenmiş birimler Bozcu (1992)'daki şu formasyonlardır: 1) İkramiye Serpantiniti, 2) Kocadağ Metabaziti, 3) Akçay Formasyonu, 4) Adliye Formasyonu.

Göncüoğlu ve diğ. (1992) Sapanca Kompleksi'ne ait litolojilerin, İznik Metamorfikleri'nin en üst birimleri olduğunu belirtmiş, metamorfik bir ofiyolitik olistostrom ve metavolkanikler olarak tanımlamıştır (Şekil 7.3). Göncüoğlu ve diğ. (1992) bu birimdeki ana litolojileri “radyolaryalı çört, manganlı çört, rekrystalize kireçtaşı, peridotit, gabro, bazik ve felsik volkanik olistolitleri ile bu olistolitlerin içinde bulunduğu türbiditik klastikler” olarak tanımlar. Yazarlar, çok büyük ofiyolit dilimlerinin bu olistostrom üzerine bindirdiğini söyler. Yazarlar, İznik Metamorfikleri üzerine uyumsuz olarak Senomaniyen-Koniasiyen yaşlı

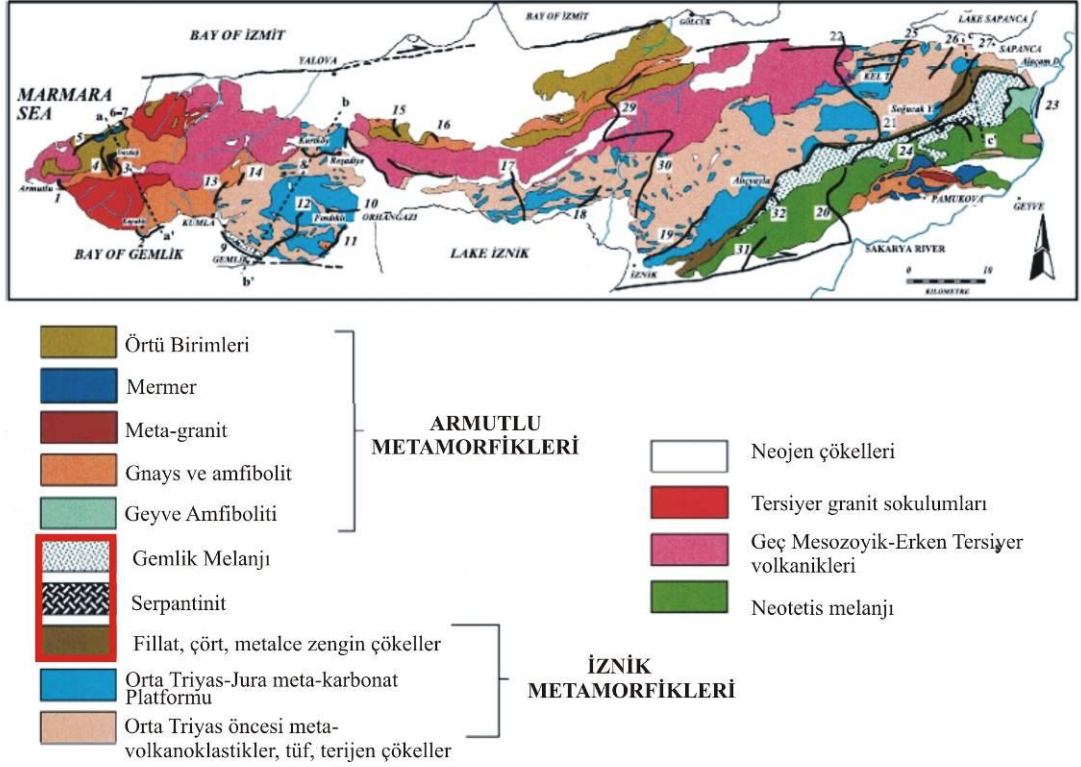
kireçtaşlarının geldiğini belirtir dolayısıyla İznik Metamorfikleri'nin en üst kesimlerinin Alt Kretase yaşında olması gerektiğini söyler.



Alt Kretase	Metavolkanik Birim	Bazalt
	Ofiyolitik Olistostrom	Ofiyolit Meta-olistostrom
Jura	Alçıyla Kireçtaşı	Rekristalize kireçtaşı
Triyas	Şist-mermer Birimi	Metavolkanikler
		Metaklastikler
		Şist
?		Mermer

Şekil 7.3 : Üstte, Sapanca Kompleksi'nin içerdiği litolojilerin Göncüoğlu ve diğ. (1987)'nin haritasındaki, konumu yeşil renkle gösterilmiştir. Altta, Sapanca Kompleksi'nin içerdiği litolojilerin Göncüoğlu ve diğ. (1987)'nin İznik metamorfikleri içerisindeki stratigrafik konumu yeşil renkle gösterilmiştir.

Robertson ve Ustaömer (2004), temelde Akartuna (1968)'nin hazırladığı haritayı yorumlayarak, çalışma alanında Sapanca Kompleksi'nin yüzlek verdiği alanları başlıca iki birime ayırır; 1) “fillat, çört ve metalce zengin çökeller” ve 2) “Gemlik Melanji” (Şekil 7.4).

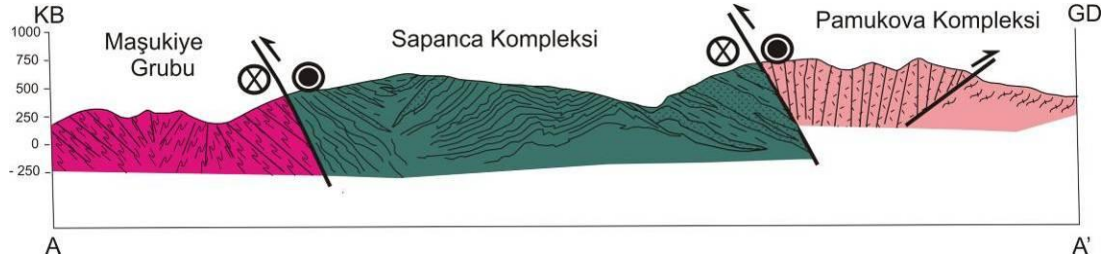


**Şekil 7.4 :** Robertson ve Ustaömer (2004)'ün, Akartuna (1968)'i baz alarak hazırladıkları Armutlu Yarımadası jeoloji haritasında Sapanca Kompleksi'ne ait litolojiler Gemlik Melanji, Serpantinit (aslında haritada gözkükmez) ve fillat, çört, metalce zengin çökeller olarak ayrılmıştır (lejandda kırmızı çerçeve ile işaretlenmiştir).

Yazarların İzmit Metamorfikleri'nin en üst kesimleri olarak bahsettikleri “fillat, çört, metalce zengin çökeller” birimi için öngördükleri yaş Kretase'dir. Robertson ve Ustaömer (2004), bu yaşı Yılmaz ile 2002 yılında yaptıkları kişisel görüşmeye dayandırmaktadırlar. Yılmaz (2002), yazarlara göre bu birim içerisindeki bloklardan bazı fosiller bildirmiştir ancak bu fosillerin türü ya da blokların konumu veya türleri gibi konular açıklanmamıştır. Robertson ve Ustaömer (2004), Sapanca Kompleksi'nin Gemlik Melanji olarak haritaladıkları kesimlerin Üst Kretase olabileceğini düşünmektedir.

*Sapanca Kompleksi'nin dokanak ilişkileri* - Sapanca Kompleksi'nin, Pamukova Kompleksi, Maşukiye Grubu, Eskiya Formasyonu, Taşlıtepe Kireçtaşı ve Doğu Samanlı Grubu ile dokanakları vardır.

Sapanca Kompleksi, Pamukova Kompleksi ve Maşukiye Grubu arasında sıkışmış bir tektonik dilim olarak gözükmektedir, bu üç birim birbirinden dikçe doğuya eğimli faylarla ayrılır (Şekil 7.5). Sapanca Kompleksi ile Pamukova Kompleksi arasındaki dokanak, güneydoğuya 70° eğimli sağ yanal atımlı faydır ve en iyi olarak Küçükkoltepe kuzeyindeki 3987 numaralı lokasyonda görünür. Fay düzleminin üzerinde Pamukova Kompleksi altında ise Sapanca Kompleksi yer alır. Sapanca Kompleksi ve Maşukiye Grubu arasındaki dokanak da sağ yanal atımlı faydır. Sapanca Kompleksi Maşukiye Grubu'nun tektonik olarak üzerinde durmaktadır (Şekil 7.5, ayrıntı için bkz. Bölüm 12).



**Şekil 7.5 :** Sapanca Kompleksi'nin Maşukiye Grubu ve Pamukova Kompleksi ile olan tektonik ilişkisi. Geyve boğazı batısında bu üç birim birbirlerinden doğu-güneydoğuya eğimli yanal atımlı faylarla ayrılır.

Sapanca Kompleksi'nin, Eskiya Formasyonu ve Doğu Samanlı Grubu ile olan dokanakları faylıdır. Bu dokanaklar ayrıntılı olarak Yapısal Jeoloji bölümünde (Bölüm 12) anlatılacaktır.

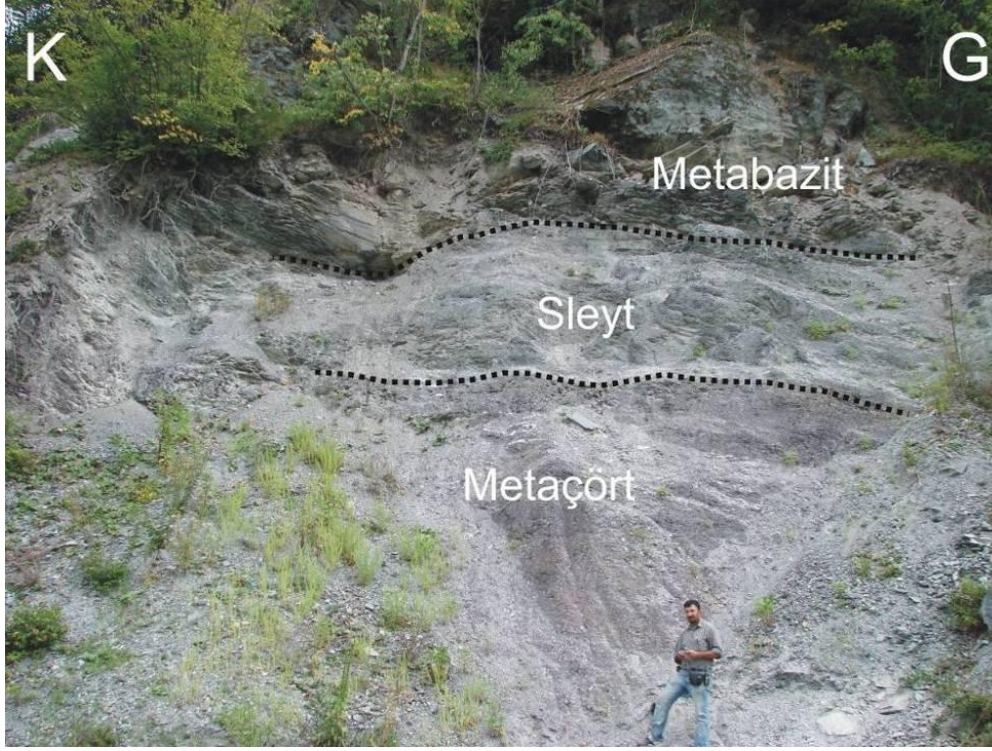
Taşlıtepe Kireçtaşı ise Sapanca Kompleksi'ni uyumsuz olarak örter. Taşlıtepe Kireçtaşı bol *Orbitoides* sp. fosilleri içeren Maastrichtiyen yaşlı neritik kireçtaşlarından oluşur. İki birim arasındaki dokanak arazide açık bir biçimde görülemese de, Melekşeoruçköyü kuzeyindeki Taşlıtepe'de sığ denizel Taşlıtepe Kireçtaşı mostraları, Sapanca Kompleksi'nin serpantinlerinin bir şapka gibi üzerindedir. Taşlıtepe Kireçtaşı, Sapanca Kompleksi'nden farklı olarak penetratif deformasyon ve/veya metamorfizma göstermez. Sapanca Kompleksi ve Taşlıtepe Kireçtaşı arasındaki belirgin litoloji, yaş, deformasyon farkları ve iki birimin geometrik konumu aralarındaki dokanağın büyük ihtimalle bir uyumsuzluk düzlemi olduğunu göstermektedir.

*Sapanca Kompleksi'nin ayrıntılı litolojik tanımı* - Sapanca Kompleksi'nin mostraları, Sapanca ilçesinin 1,5 km güneyindeki Veliöğlü ve Gazipaşa mahallelerinden başlayarak, yaklaşık K-G doğrultusunda İkramiye köyünün 3 km güneyindeki Kocatepe'ye kadar uzanır. Daha sonra batı-güneybatı yönünde Eskiaylaköyü kuzeyine kadar devam eder. Birimin mostraları doğu-batı uzanımlı koyu renkli sırtlar oluşturur (Şekil 7.6).



**Şekil 7.6 :** Sapanca Kompleksi'nin metabazitlerinin Pamukova kuzeyindeki genel görünümü. Birim koyu renkli doğu-batı yönünde uzanan sırtlar oluşturur.

Sapanca Kompleksi, başlıca beş litolojinin ince tektonik dilimler halinde ar dalanmasından oluşur. Bu litolojiler; nefli yeşil renkli, foliyeli metabazit; kırmızı renkli metaçört; gri, koyu gri sleyt; gri fillat ve serpantinittir. Kompleks içinde nadiren kırmızı metaçamurtaşları, mermer mercikleri ve metaflaş seviyeleri de çıkmaktadır. Metabazit, metaçört ve sleytlerin ince tektonik dilimler halinde ar dalandığının en iyi görüldüğü mevki, Memnuniye'nin 1,5 km güneyindeki 1960 numaralı lokasyondur (Şekil 7.7).



**Şekil 7.7 :** 1960 numaralı lokasyonda Sapanca Kompleksi'nin metaçört, sleyt ve metabazitleri ince tektonik dilimler halinde üst üste bulunuyorlar. Resimdeki kesikli çizgiler bu üç litolojinin arasındaki sınırları göstermektedir (Koordinat-UTM: 36T/ 02 69 603 – 45 02 365).

Sapanca Kompleksi'nin litolojilerinden çalışma alanında en fazla mostrası bulunan metabazitlerdir ve tüm istifin ~% 55-60'ını oluştururlar. Sleyt ve fillatlar zaman zaman ayrı dilimler halindedir ve istifin ~% 20-25'ini oluştururlar. Serpantinit dilimleri ise ~% 15-20 oranındadır. Metaçört-sleytten oluşan dilimler, 3-10 metre kalınlığında seviyeler halinde, daha az oranda mostra verirler (istifin ~% 5-10'u). Kırmızı metaçamurtaşları ise 30-40 santimetrelilik ince seviyeler oluştururlar ve yaygınlıkları daha azdır (tüm istifin ~% 2-3'ü). Mermerler ise zaman zaman 2-7 metre eninde tektonik mercekler olarak görülmüştür. Metafliş düzeyleri de oldukça azdır ve yalnızca Geyve Boğazı kuzey girişi yakınında, Reşadiye güneyinde mostra verirler.

Sapanca Kompleksi'nin metabazitleri, nefli yeşil renktedirler ve çoğunlukla foliyeli ve bantlaşmışlardır. Metabazitlerde yaygınca kahverengi-sarımsı yeşil alterasyon rengi görülür (Şekil 7.8). En iyi metabazit mostraları Eskiayla köyü ile Akçaydere arasındaki yolda ve Sapanca güneyinde Sapanca-Kazımiye arasındaki yolda görülür.



**Şekil 7.8** : Sapanca Kompleksi metabazitlerinin mostralarında genelde ~10 cm kalınlığında bantlaşmalar ve kahverengi bir alterasyon rengi görülür.

Metabazit mostralarında, metamorfizma esnasında ezilmiş fakat korunmuş vesiküller (Şekil 7.9) ve yastık lavlar göze çarpar (Şekil 7.10).



**Şekil 7.9** : 1960 numaralı lokasyondaki metabazitlerde korunmuş olan vesiküller.

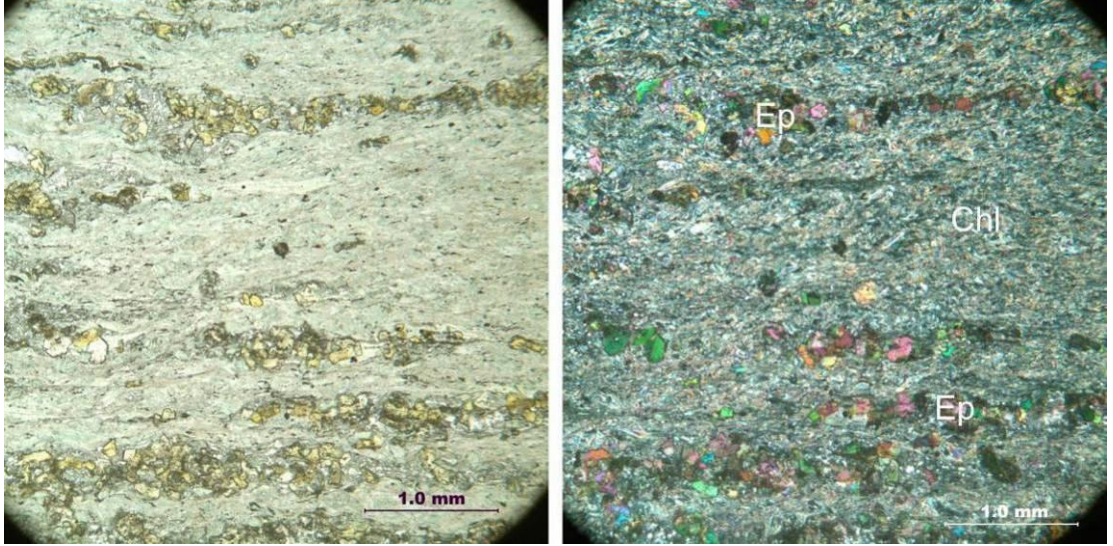


**Şekil 7.10** : Sapanca kompleksi içerisinde üst taraf sağa makaslamaya uğramış metamorfik yastık lav (lokasyon 2356, Koordinat-UTM: 36T/ 02 72 128 – 45 04 028).

Metabazitlerin ince kesitlerinde milonitik doku yaygın olsa da yer yer ilksel bazaltik doku da korunmuş görünmektedir. Sapanca Kompleksi'nin metabazitlerinde yaygın olarak, aktinolit, klorit, epidot, albit gibi yeşilşist metamorfizmasını işaret eden mineraller bulunur. Birimden elde edilen metabazitlerden seçilmiş iki örneğin petrografisi şöyledir.

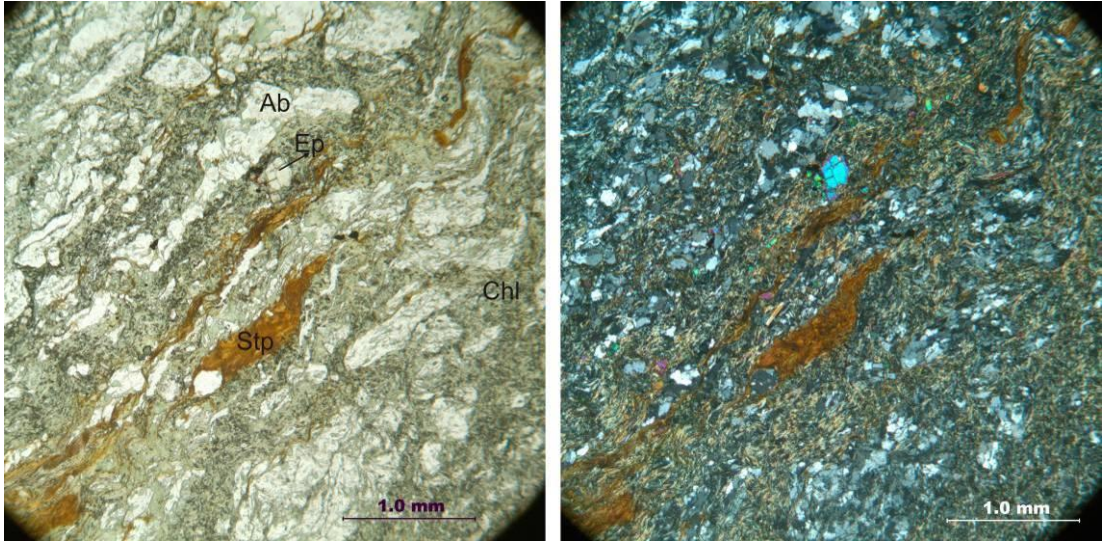
Örnek 2043 (Milonitik metabazit, Şekil 7.11, Koordinat-UTM: 36T/ 02 69 583 – 45 02 609): örnekte, klorit + albit + epidot + aktinolit mineralleri bulunur. Kayaçta kuvvetlice yönlü bir doku gözükmemektedir. Epidotlar hariç tüm mineraller milonitiktir. Epidotlar öz şekillerini görece korumuş, yapraklanma üzerinde büyümüşlerdir. Kayaç yeşil-şist fasiyesinde metamorfiktir.





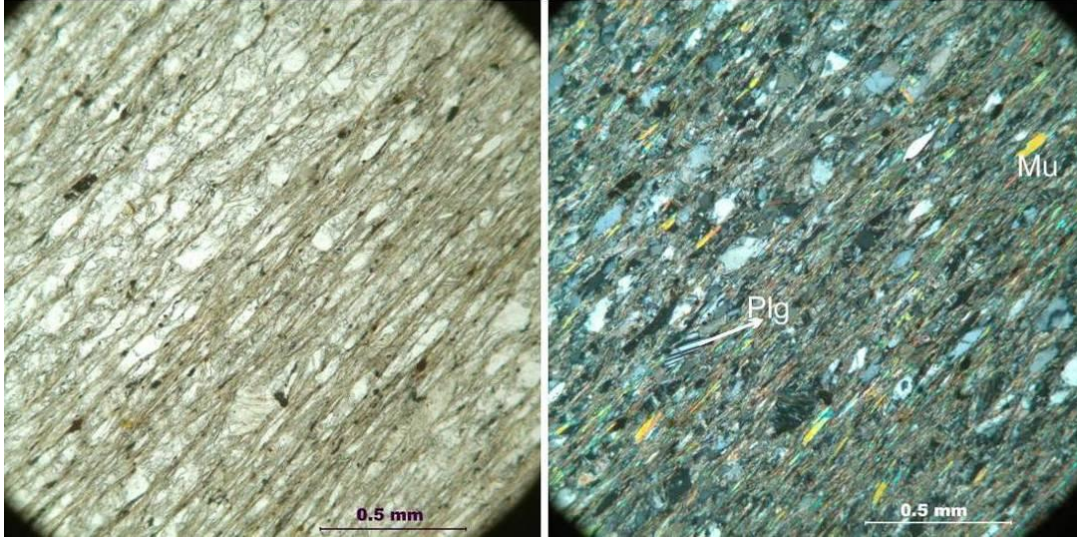
**Şekil 7.11** : 2043 numaralı metabazitin mikrofotografaları: (sol) ince kesitteki yönlü ve milonitik doku oluşturan epidot (Ep), klorit (Chl), albit ve aktinolit mineralleri, (sağ) aynı kesimin çapraz polardaki görünümü (Koordinat-UTM: 36T/ 02 69 583 – 45 02 609).

Örnek 3250 (metatüf, Şekil 7.12, Koordinat-UTM: 36T/ 02 57 725 – 44 96 032): örnekte, aktinolit + klorit + albit + epidot + stilplomelan + Fe hidroksit + kuvars + titanit mineralleri bulunur. Dokusal olarak iyi yapraklanma ve makaslanma gözükür. Stilplomelan, klorit ve epidotlar girişik görünmektedirler. Kayaçta az oranda kuvars da bulunmaktadır. Bu mineral birlikteliği ile, 3250 numaralı örnek yeşilşist fasiyesinde metamorfik bir tüf olarak yorumlanmıştır.



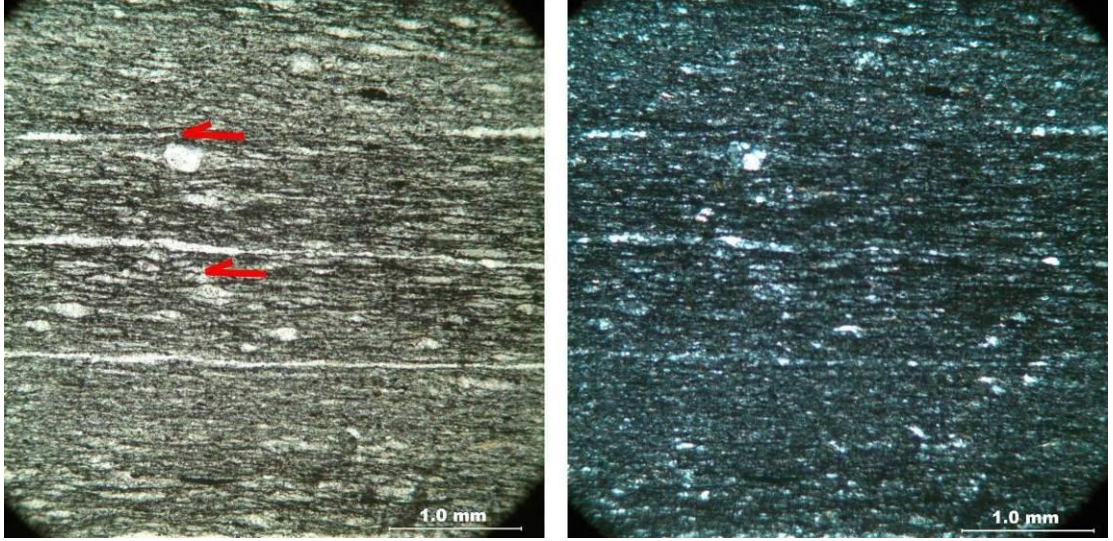
**Şekil 7.12** : 3250 numaralı metatüfün mikrofotografaları: (sol) iyi makaslanmaya işaret eden doku ve kayacı oluşturan ana minerallerden epidot (Ep), klorit (Chl), albit (Ab), stilplomelan (Stp), (sağ) aynı kesimin çapraz polardaki görünümü (Koordinat-UTM: 36T/ 02 57 725 – 44 96 032).

Sapanca Kompleksi'nde sadece sleyt ve fillatlardan oluşan bir dilim en iyi olarak Sapanca ilçesinin güneyinde, Memnuniye mahallesi ve çevresinde mostra verir. Bu dilim Sapanca ilçesinin, iki kilometre güneyindeki Kuruçeşme ve Nailiye mahallelerinden, ilçenin altı kilometre güneyindeki Memnuniye mahallesine kadar uzanır. Bu dilimde sleytler, koyu kahverengi mostra rengine ve açık-sarımsı kahve taze yüzey rengine sahiptir. Sapanca Kompleksi'nin sleytleri, gri-koyu gri renkli, çoğunlukla parçalanmış, nadiren foliasyonludur. Sleytlerinin, hem altında hem de üstünde gri renkli fillatlar bulunur. Sleytlerde 6-15 cm aralığında değişen bantlaşmalar görülür. Bantlar içerisinde yer yer laminalar da görülebilmektedir. Bantlar arasında, 5-20 cm arasında çapa sahip iri kuvars parçaları da tek tük bulunmaktadır. Fillatlar ise gri-mavi renkte, yer yer foliasyonlu, fakat çoğu zaman aşırı parçalanmış görünürler. Fillatların ince kesitlerinde kuvars, muskovit, klorit, kalsit, plajiyoklas mineralleri görülür. Seçilmiş, 3428 numaralı fillat örneğinin ince kesitinde kuvars, muskovit, klorit, kalsit, plajiyoklaslar görülür (Şekil 7.13). Muskovit, kuvars ve klorit en yaygın minerallerdir. Bu mineraller yapraklanma boyunca uzanmaktadır. Kayacın dokusunda hem sağ hem de sol yönlü makaslama görülmektedir. Kalsit damarnarı ilksel mineralleri kesmişlerdir.



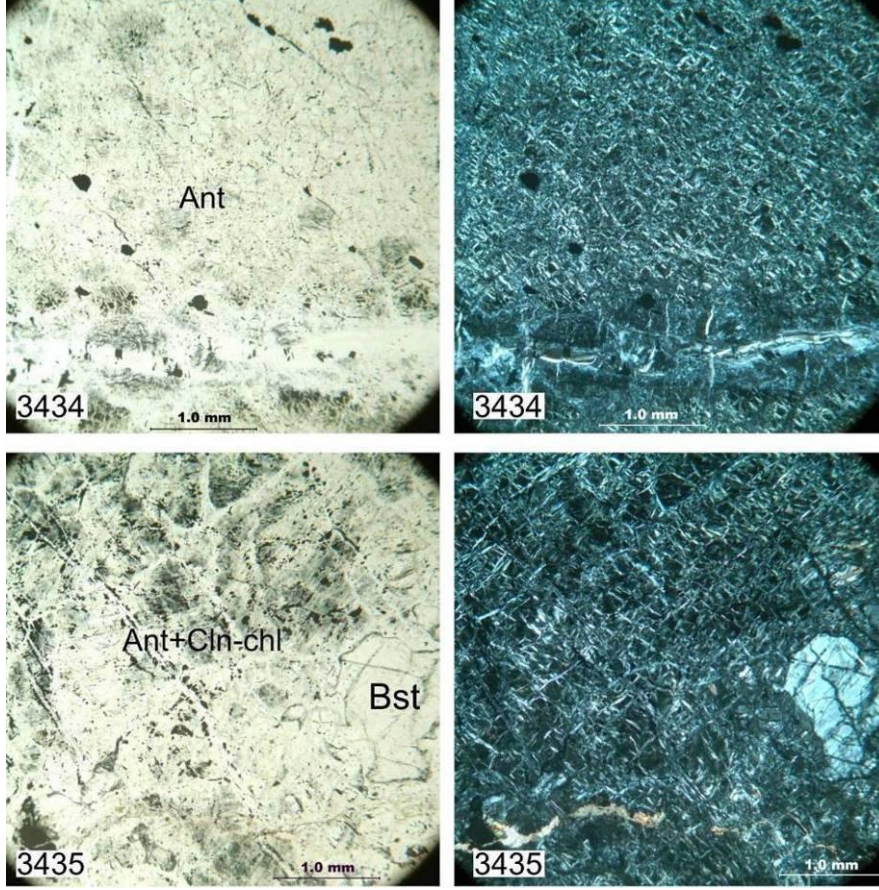
**Şekil 7.13** : 3428 numaralı fillat numunesinin mikrofotoğrafları: (solda) klorit, muskovit (Mu) ve kuvarslar yapraklanma boyunca uzanırlar, plajiyoklaslar (Plg) ikizlenmelerle belirgindir, (sağ) aynı kesimin çapraz polardaki görünümü görünümü (Koordinat-UTM: 36 T/ 02 69 617 N - 45 04 887 E).

Sapanca Kompleksi'nin içerdiği metaçörtler kırmızı renklidir. Bu metaçörtlerin içerisinde radyolaryaya fosilleri bulunmaktadır. 3427 numaralı radyolaryalı çört örneğinde, radyolaryalara kuvars damarnarı eşlik eder. Hem radyolaryalar hem de kuvars damarnarı yaygın bir şekilde makaslanmışlardır (Şekil 7.14).

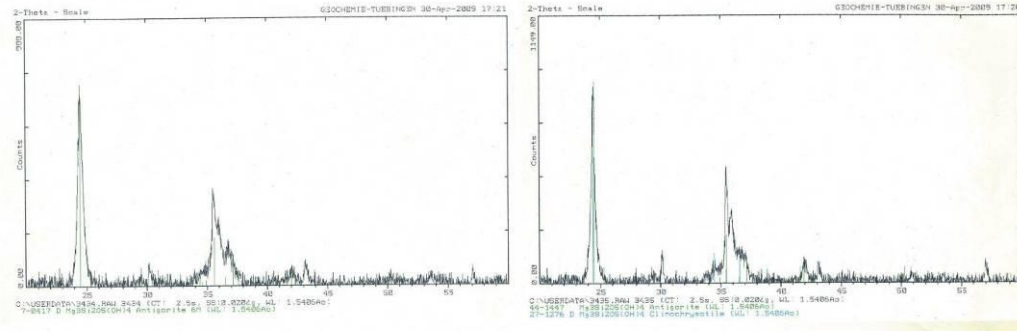


**Şekil 7.14** : 3427 numaralı çörtün mikrofotoğrafları: (solda) radyolaryaların üst taraf sola makaslanması ile oluşmuş  $\sigma$  yapıları, (sağda) aynı kesimin çapraz polardaki görünümü (Koordinat-UTM: 36 T/ 02 69 998 N - 45 05 104 E).

Kompleks içerisindeki serpantinit tektonik dilimleri ise en büyüğü 3,5 - 1,2 km ölçülerine sahip irili ufaklı mostralara verirler. En büyük serpantinit dilimi Seferler Mahallesi kuzeyindeki doğu-batı gidişli dilimdir. Memnuniye-Nailiye mahalleleri arasındaki, serpantinit blokunda, bastit ve serpantin mineralleri ile birlikte asbeste de rastlanmıştır (lokasyon 1797). Birimdeki serpantinitlerin içerdiği serpantin minerallerinin tespiti amacıyla değişik bölgelerden alınan beş serpantinit numunesinin X-ışını difraksiyon analizlerinde tüm örneklerde *antigorit* ve *klinokrizotil* minerallerini simgeleyen 24,5 ve 35,5 difraktometre 2-TETA zirve değerleri tespit edilmiştir (Şekil 7.15 ve 7.16).



**Şekil 7.15 :** Sapanca kompleksi içerisindeki 3434 ve 3435 numaralı serpantinlerin mikrofotografı: (sol üst) 3434 numaralı serpantinlerdeki antigoritler (Ant), (sağ üst) aynı kesimin çapraz polardaki görünümü, (sol alt) 3435 numaralı serpantin antigorit (Ant), klinokrisotil (Cln-chr) ve bastit (Bst) minerallerinden oluşur, (sağ alt) aynı kesimin çapraz polardaki görünümü (3434; Koordinat-UTM: 36T/ 02 69 943 – 45 02 453, 3435; Koordinat-UTM: 36T/ 02 69 429 – 45 01 729).



**Şekil 7.16 :** Sapanca Kompleksi'nden seçilmiş serpantinlerin XRD analiz grafikleri ve örneklerin içerdiği mineraller. Tüm örneklerde kayalarda antigorit ve klinokrisotil mineralinden oluştuğunu gösteren zirveler görülmektedir.

*Sapanca Kompleksi'nin metamorfizması* - Sapanca Kompleksi'ndeki metabazitlerinin ince kesitlerinde yaygın olarak klorit + albit + epidot + aktinolit mineral birlikteliği görülür. Metabazitlerdeki bu mineral birlikteliği yeşil-şist

fasiyesinde metamorfizma geçirdiklerini göstermektedir. Yeşilşist fasiyesinin basınç sıcaklık koşullarının ~350–520 C°, ~2–9 Kbar olduğu bilinmektedir (Yardley, 1989).

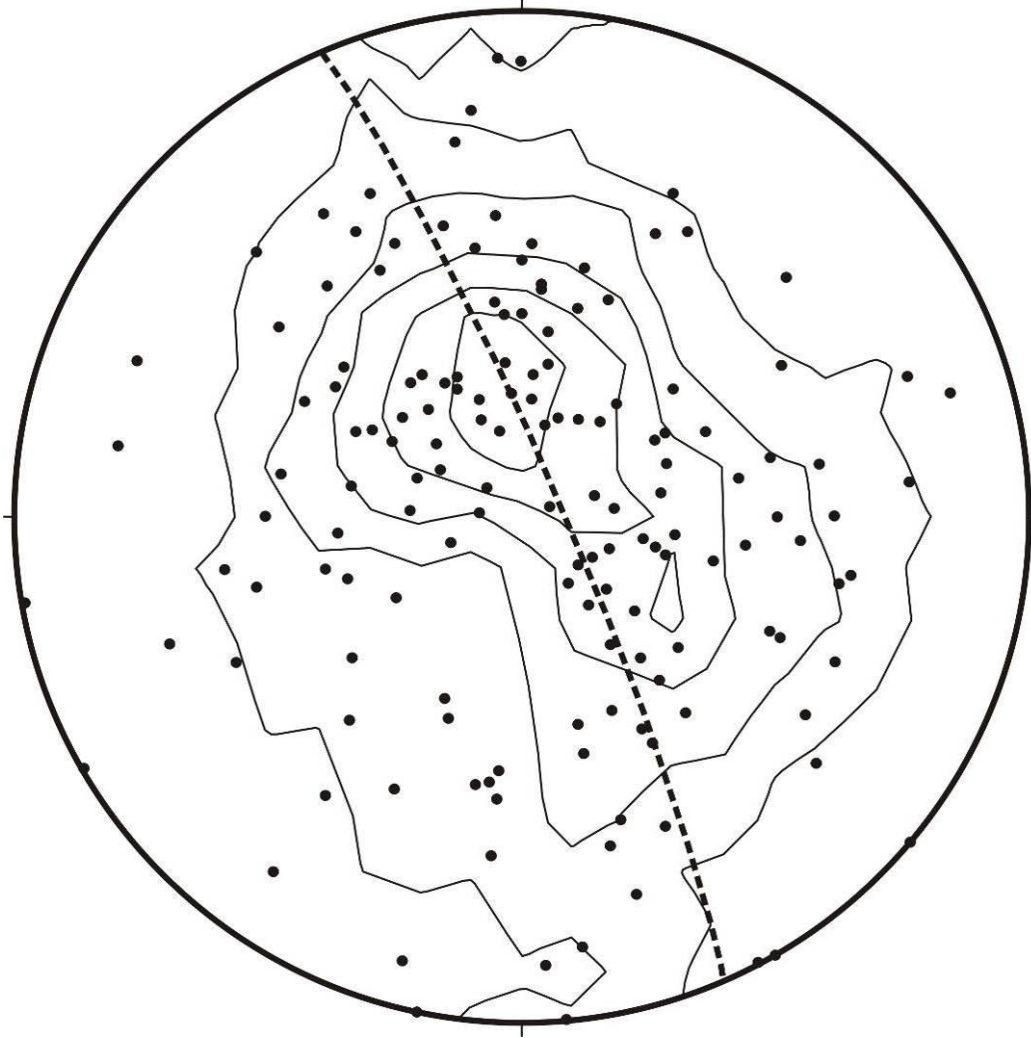
*Sapanca Kompleksi'nin yaşı* - Sapanca Kompleksi'nin oluşum yaşı bilinmemektedir. Birimin metamorfizma yaşının bulunabilmesi amacıyla Sapanca Kompleksi'nden alınan 3426 ve 3428 numaralı fillatlardan elde edilen mikalardan tüm kaya-mika Rb/Sr yaş tayinleri yapılmıştır. 3428 numaralı örneğin petrografisi ve mikrofotografı yukarıda verilmiştir. Bu yaş tayinleri 110 - 60 Ma aralığı verir (Çizelge 7.1).

**Çizelge 7.1** : Sapanca kompleksinin Rb-Sr veri çizelgesi ve tüm kaya-mika yaşları.

SAPANCA KOMPLEKSİ FİLLATLARININ Rb-Sr VERİ TABLOSU							
Örnek	Kaya tipi	Separat	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb87/Sr86	Sr87/Sr86	Yaş (Ma)
3428	Fillat	tüm kaya	132.893	317.819	1.2102	0.7116434	
		Muskovit	108.009	39.704	7.8816	0.7221528	110.8 ± 3.4
3426	Fillat	tüm kaya	157.1	99.00	4.5936	0.714015	
		Muskovit	159.7	43.01	10.756	0.719298	60.35 ± 0.22

Armutlu Yarımadası'nda, Kampaniyen ve sonrası oluşmuş çökel birimlerin metamorfizma geçirmemiş olduğunu ve metamorfik birimleri uyumsuz olarak örttüğünü bilmekteyiz (Özcan ve diğ., 2011 ve bkz. Bölüm 9). Ayrıca Maastrichtiyen yaşlı sığ denizel kireçtaşlarının (Taşlıtepe Kireçtaşı), Sapanca Kompleksi'ni uyumsuz olarak örtüyor oluşu da, Sapanca Kompleksi'nin metamorfizmasının Maastrichtiyen öncesi olması gerektiğini göstermektedir. Bu bölgesel veriler ve Alt Paleosen yaşı veren 3426 numaralı numunenin tüm kaya ve mikalarının benzer Rb oranları içeriyor olması (Çizelge 7.1), elde edilen bu genç metamorfizma yaşının sağlıklı olabileceğini göstermektedir. Gösterilen tüm dikkate rağmen, düşük derecede metamorfik, ince taneli kayalarda zaman zaman fiziksel ve/veya elemental separasyon sağlıklı olabilmektedir. Bu durumda Sapanca Kompleksi'nin metamorfizmasının 3428 numaralı numunenin gösterdiği gibi Alt Kretase olması gerekir. Pamukova Kompleksi ve Maşukiye Grubu'ndan elde edilen metamorfizma yaşları da, Doğu Armutlu'da, Pontid-İçi kenedi boyunca metamorfizmanın Üst Jura-Alt Kretase aralığında olduğunu doğrulamaktadır (bkz. Bölümler 5 ve 6).

*Sapanca Kompleksi'nin yapısal jeolojisi* – Sapanca Kompleksi'nde içindeki metabazitlerde genelde 5-15 cm kalınlığında, kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu bantlaşmalar gözükür. Bantlaşmaların eğim dereceleri ise oldukça değişkendir (Şekil 7.12).



Şekil 7.12 : Çalışma alanında Sapanca Kompleksi'nden ölçülmüş olan 157 adet bantlaşmanın doğrultu ve eğimlerine ait  $\pi$  ve yoğunluk diyagramı.

*Sapanca Kompleksi üzerine tartışma ve yorum* - Sapanca Kompleksi'nin yukarıda tanıtılan stratigrafik özellikleri ve içerdiği tektonik dilimlerin türleri, kompleksin; Neotetis kökenli, Mesozoyik yaşlı bir ofiyolitinin en üst dizininin parçalarından oluşan bir dalma-batma eklenir prizması olduğunu göstermektedir.

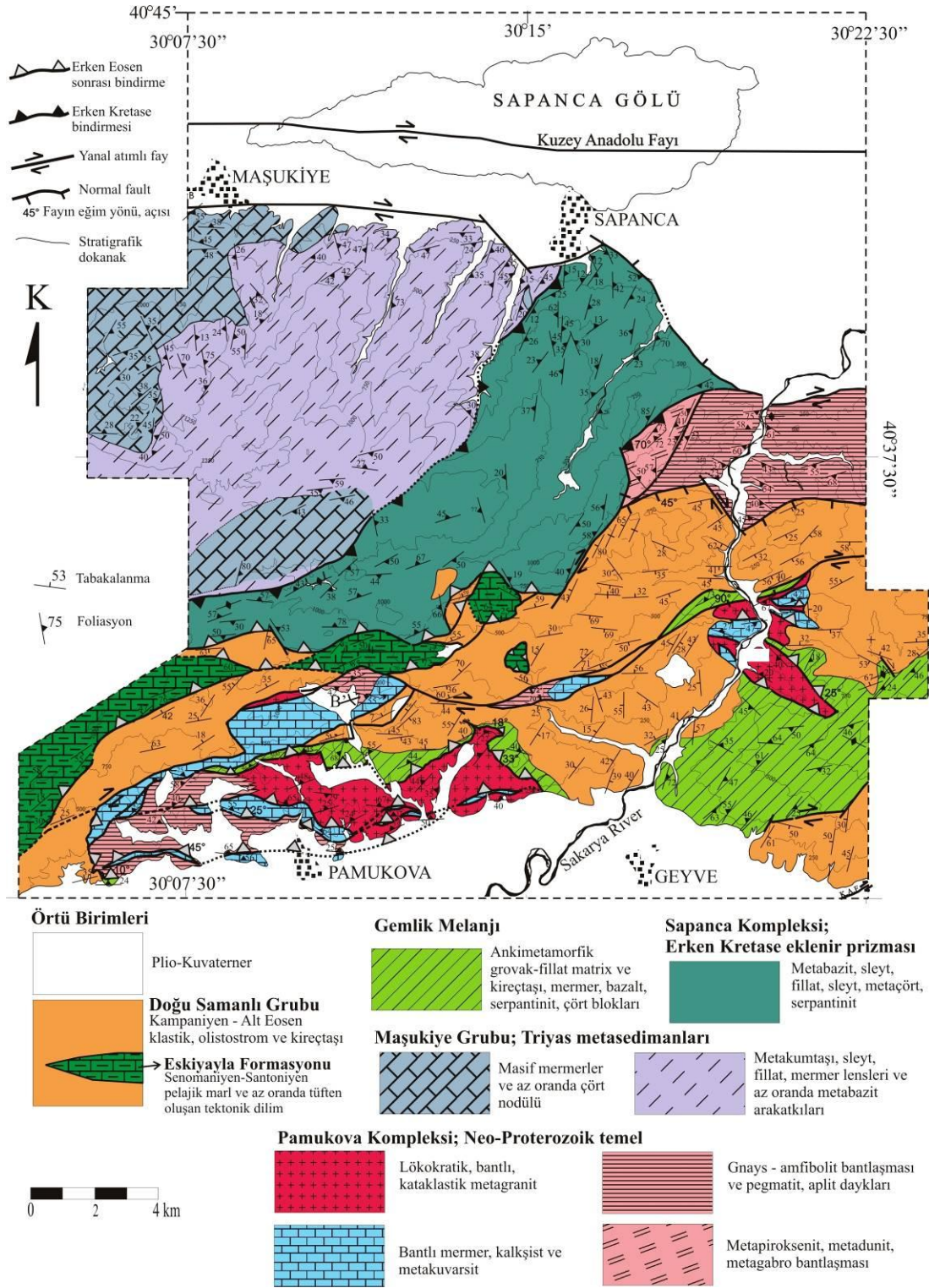
## 8. GEMLİK MELANJİ

*Genel tanım* - Gemlik Melanjı fillat ve grovaplardan oluşan bir zayıf metamorfizmalı matrikse sahiptir, çört, metagabro, gri renkli mermer, pelajik kireçtaşı, mikaşist, serpantinit, spilit blokları içerir. Gemlik Melanjı haritalama alanında yalnızca güney alanlarda; Geyve kuzeydoğusunda ve Pamukova kuzeyinde mostra verir (Şekil 8.1).

*Gemlik Melanjı'nın isimlendirilmesi ve kısa tartışma* - Gemlik Melanjı literatürde ilk kez Kaya (1977) tarafından, Gemlik-Orhangazi çevresinde, "Gemlik fliş topluluğu" olarak tanımlanmış ve adlanmıştır. Kaya ve Kozur (1987) tarafından adı Gemlik Formasyonu olarak değiştirilmiştir. Kaya ve Kozur (1987)'un Gemlik Formasyonu, Gemlik kuzeydoğusunda tanımladıkları ve Jura-Kretase yaşlı olduğunu düşündükleri bir metasedimenter istifin içerisindeki dokuz farklı metamorfik birimden biridir. Kaya ve Kozur (1987) Gemlik Formasyonu'nu, sleyt, çamurtaşı, litik konglomera ve litik kumtaşı matriksli, rekristalize kireçtaşı, mafik volkanik kaya, serpantinit, gabro, tabakalı radyolaryalı çört bloklarına sahip bir olistostrom olarak tanımlar. Yazarlar, çört bloklarından tanımladıkları radyolaryaların en Geç Jura yaşında olduğunu belirtir. Gemlik Formasyonu daha sonra kaotik iç yapılı bir sedimenter ya da tektonik "melanj" olarak yorumlanmıştır (Göncüoğlu ve Erendil, 1987; Ustaömer ve Robertson, 2004) ve sonuçta Robertson ve Ustamer (2004) birimin adını Gemlik Melanjı olarak değiştirmiştir. Bu tezde yapılan gözlemler de birimin aslında bir melanj olduğu düşüncesini desteklediğinden birim için Gemlik Melanjı adı tercih edilmiştir.

*Gemlik Melanjı'nın dokanak ilişkileri* - Çalışma alanında Gemlik Melanjı'nın Pamukova Kompleksi, Bakacak Formasyonu ve Taşlıtepe Kireçtaşı ile dokanakları vardır.

Pamukova Kompleksi, Gemlik Melanjı içerisine tektonik dilimler olarak yerleşir. İki birim arasındaki faylar, düşük açılı bindirmelerdir ve ayrıntılı olarak Yapısal Jeoloji başlığı altında anlatılmıştır (Bölüm 11).



Şekil 8.1 : Haritalama alanının basitleştirilmiş jeoloji haritası. Gemlik Melanjı güney alanlarda mostra vermektedir.

Gemlik Melanjı ve Bakacak Formasyonu arasında hem uyumsuz stratigrafik hem de sağ yanal atımlı faylı dokanaklar bulunur (bakınız Bölüm 11; Yapısal Jeoloji). Bakacak Formasyonu yer yer olistostrom ve tane akıntıları da içeren Alt Eosen yaşlı bir fliş istifidir. Bakacak Formasyonu, Kamışlı Mahallesi'nin bir kilometre



güneybatısında Gemlik Melanjı'nın üzerindedir. Bu dokanak, dokanak civarının örtülü olması nedeniyle net olarak görülememiş olsa da, iki formasyon arasındaki belirgin litoloji, yaş farkları dolayısıyla uyumsuzluk düzlemi olarak yorumlanmıştır. Ayrıca dokanak civarındaki Bakacak Formasyonu tabakalarında tektonik bir sınırı gösterebilecek yapısal unsurlar bulunmaz. Bu mevkiide uyumsuzluk düzleminin hemen üzerindeki Bakacak Formasyonu'na ait tabakalarda Alt Eosen'i (İprezyen) temsil eden *Nummulites* sp. ve *Orthophragmenides* sp. fosilleri bulunmuştur. Bakacak Formasyonu, Şahmelek Köyü (Pamukova kuzeyi) güneyinden başlayan, Alifuatpaşa yakınında Geyve Boğazını geçen bir hat boyunca Gemlik Melanjı üzerine bindirir.

Gemlik Melanjı ile Selvipınar Kireçtaşı arasındaki dokanak ise sağ yanal atımlı bir faydır ve bu fay da "Yapısal Jeoloji" bölümünde anlatılacaktır (Bölüm 11).

*Gemlik Melanjı'nın ayrıntılı litolojik tanımı ve yayılımı* - Gemlik Melanjı'nın en iyi mostraları üç ayrı alanda görülebilir; (1) Geyve Boğazı güney girişi civarı, (2) Geyve kuzeybatısı, (3) Pamukova kuzeyinde Pamukova-Şahmelek ve Pamukova-Kazımiye arasındaki yollar. Melanj'ın, Pamukova kuzeyindeki mostraları genelde, birimin matriksini oluşturan ezik, kahverengi grovak ve koyu gri fillat tabakalarından oluşur. Metagrovak-fillat ardalı bu matriks haritalama alanındaki Gemlik Melanjı'nın ~% 50'sini oluşturur (Şekil 8.2, örnek lokasyonlar 3413; Koordinat-UTM: 36T / 02 53 696 – 44 87 741 ve 2726; Koordinat-UTM: 36T / 02 62 134 – 44 91 764).

Geyve kuzeydoğusunda ise birimde matriks büyük oranda koyu renkli fillatlardan ibarettir. Sadece fillattan oluşan matriks seviyeleri haritalama alanındaki Gemlik Melanjı mostralarının ~% 35'ini oluşturur. Geyve kuzeydoğusunda foliye çört, metagabro, gri renkli mermer, pelajik kireçtaşı, mika-şist, sipilit, serpantinit blokları yaygındır. Bu bloklu kesimler ise Gemlik Melanjı'nın ~% 15'ini oluşturur.



**Şekil 8.2** : Gemlik melanjının grovak ve fillat tabakalarının mostra görünümü (Lokasyon 3413; Koordinat-UTM: 36T/ 02 53 696 – 44 87 741).

Geyve Boğazı'nın güney girişinde, Alifuatpaşa yakınında, Gemlik Melanj'nda parçalanmış fillitik bir matriks içerisinde bol çört blokları görülür (Şekil 8.3; lokasyon 3855).



**Şekil 8.3 :** Geyve Boğazı güneyinde Gemlik Melanjı'nın ezik fillatları ve çört blokları (lokasyon 3855; Koordinat-UTM: 36T/ 02 71 669 – 44 92 169).

Alifuatpaşa-Pamukova ve Alifuatpaşa-Geyve arasındaki yollarda ise Gemlik Melanjı içerisinde yaygın olarak pembe ve bej pelajik kireçtaşı blokları bulunur. Bu blokların en iyi mostralarından birisi Alifuatpaşa-Geyve yolundaki Parla Tepe'de görülür (Şekil 8.4). Gemlik Melanjı'ndaki pelajik kireçtaşı bloklarının bir kısmı *Globotruncana* sp. fosilleri içerir (Şekil 8.4, lokasyon 4430; Koordinat-UTM: 36T/ 02 71 678 – 44 90 624).



**Şekil 8.4** : Alifuatpaşa-Geyve arasındaki yolda, Parla Tepe kuzeydoğu kenarında pembe pelajik kireçtaşı bloku; gri alanlar Gemlik Melanji'nın matriksidir (Lokasyon 4430; Koordinat-UTM: 36T/02 71 678 – 44 90 624).

Gemlik Melanjı'nın kaotik, bloklı yapısı en iyi olarak Geyve kuzeydoğusundaki Eşme-Epçeller-Kulfallar-Kamışlı köyleri civarında görülür. Geyve kuzeydoğusundaki melanjın matriksi genelde koyu renkli fillatlarıdır ve en iyi olarak Kulfallar-Kamışlı arasındaki yolda mostra verirler (Şekil 8.5). Geyve kuzeydoğusunda, Gemlik Melanjı'nın bir kısmı hiç metamorfizma göstermez. Bu kesimlerde melanjın matriksi silttaşları ve kumtaşlarından oluşur ve bu litolojiler her zaman parçalanmıştır, düzgün sürekli tabakalar gözükmez.



**Şekil 8.5 :** Kulfallar-Kamışlı arasındaki yolda Gemlik Melanjı'nın koyu renkli fillatlarından oluşan sırt (Lokasyon 1348; Koordinat-UTM: 36T/ 02 76 504 – 44 90 491).

Geyve kuzeydoğusunda, Gemlik Melanjı'nın içerisindeki en yaygın blok ve olistolitler ise koyu gri renkli rekristalize kireçtaşı; kırmızı renkli radyolaryalı çört, kırmızı mikritik kireçtaşı ve spilit bloklarıdır (Şekil 8.6 ve Şekil 8.7). Bunun yanında gri renkli mikaşist ve serpantin blokları da görülmüştür (Şekil 8.8).



**Şekil 8.6 :** Kulfallar Mahallesi kuzeybatısındaki 1372 numaralı lokasyonda, spilit (resmin solundaki yeşilimsi kesim) ve radyolaryalı çört (kırmızı kesim) olistolitleri (Koordinat-UTM: 36T/ 02 75 474 – 44 90 970).



**Şekil 8.7 :** Geyve kuzeydoğusunda Gemlik Melajı içerisindeki çörtler yer yer makaslanmış, kıvrılmış ve foliyedir.



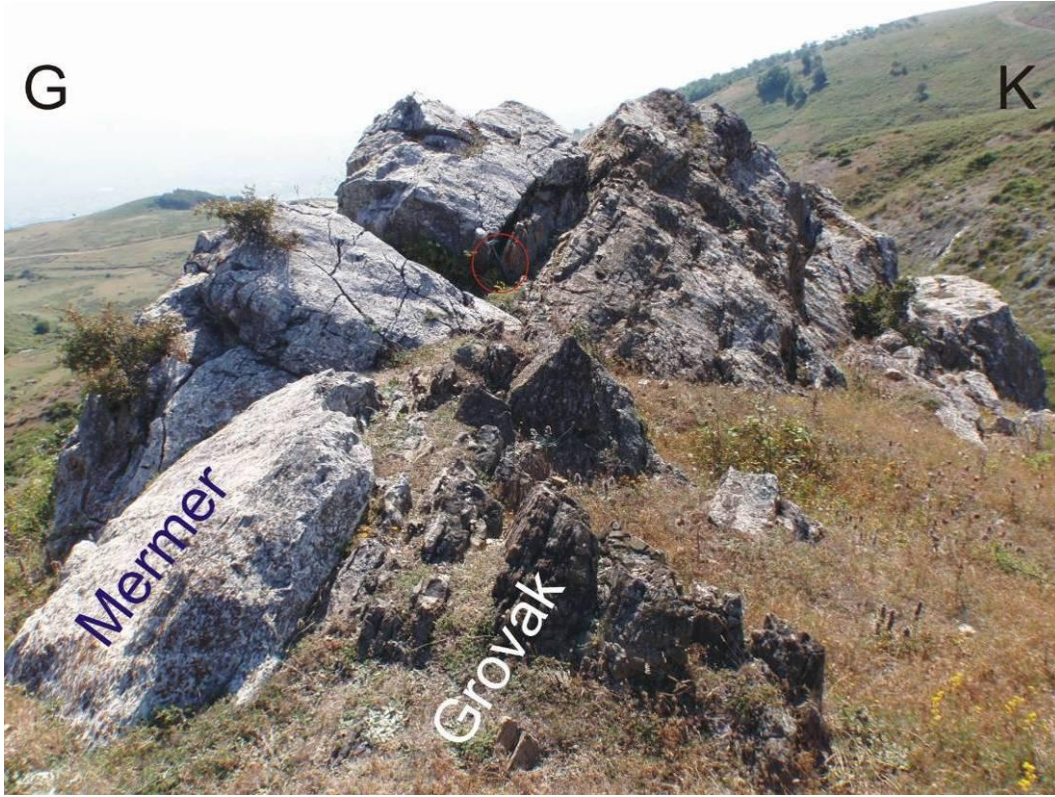
**Şekil 8.8 :** Gemlik Melanjı'nda gri,parlak kahve rengi mikaşist bloğu (Lokasyon 1559; Koordinat-UTM: 36T/ 02 72 940 – 44 89 615).

Geyve kuzeydoğusundaki mermerden oluşan blok ve çakıllar, 1-2 santimetreden, bir kaç metreye değişen çaplara sahiptir ve zaman zaman breşik karakterdedirler (Şekil 8.19). Bazı mermerler ise 250-1100 m uzunluğa sahip olistolitler olarak da görülürler ve yayvan melanj topoğrafyasında iri tepeler oluştururlar (Ek-1).



**Şekil 8.9 :** Gemlik Melanjı'ndaki bir mermer bloğu (Lokasyon 1561; Koordinat-UTM: 36T/ 02 73 367 – 44 89 603). Betpınartepe'de breşik karakterdeki mermer bloğu (lokasyon 1479; Koordinat-UTM: 36T/ 02 73 227 – 44 92 302).

4600 numaralı lokasyonda beyaz renkli mermerlerin, melanjin ezik grovak matriksi ile birlikte, 1-0,5 metre kalınlığında bantlar halinde ardalandıkları görülmüştür (Şekil 8.10).



**Şekil 8.10** : 4600 numaralı lokasyonda grovak-mermer ardalanması. Bantlar 64° ile güneye eğimlidir. Ölçek olarak kullanılan çekiç kırmızı çerçeve ile işaretlenmiştir (Koordinat-UTM: 36T/ 02 75 935 – 44 91 581).

Geyve kuzeydoğusunda, Kamışlı köyü yakınında, bazı pelajik kireçtaşı blokları yer yer matriksi oluşturan fillatlar ve spilitlerle birlikte makaslanmış olarak mostra verirler Bu durum en iyi 3578 numaralı lokasyonda görülür (Şekil 8.11).

Gemlik Melanji'nda serpantinit blokları da nadiren görülür. Bu bloklardan en büyüğü Bayrakçaşehir Mahallesi doğusundadır ve yaklaşık 650 metre çapındadır. Bloğun bulunduğu mevki de topoğrafya oldukça yayvandır ve blok ancak Geyve düzlüğü-Bayrakçaşehir arasındaki yolda bir, iki noktada iyi mostra verir. Bir diğer serpantinit bloğu ise Geyve kuzeydoğusunda Kulfallar-Kamışlı yolu üzerindeki 3580 numaralı lokasyondadır (Şekil 8.12).





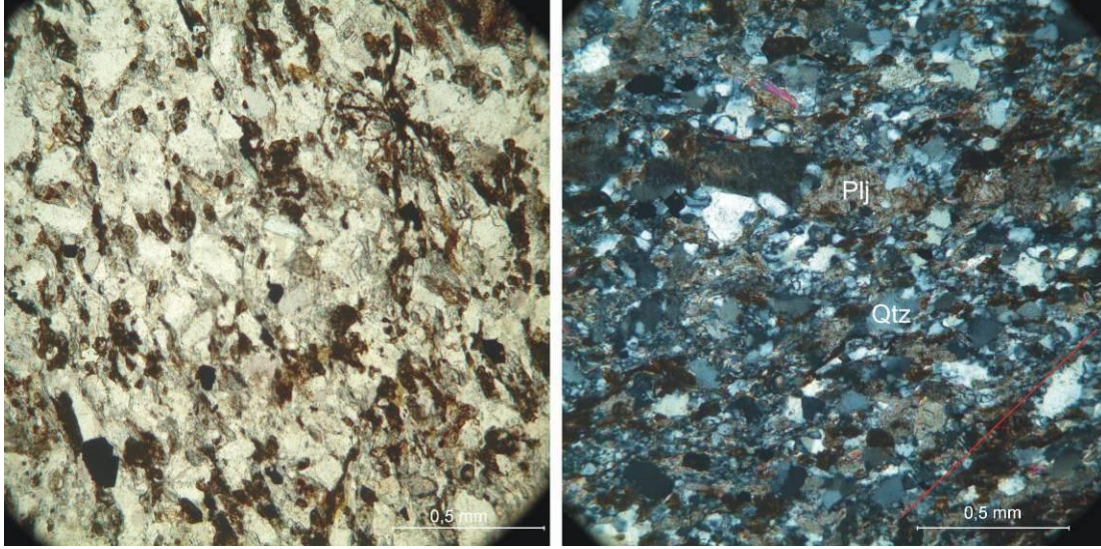
**Şekil 8.11** : 3578 numaralı lokasyonda makaslanmış fillat, pelajik kireçtaşı ve splitler. Resmin alt kesimlerdeki gri alanlar fillat, üstündeki kırmızı alanlar ezik pelajik kireçtaşları ve mercek gibi görünen yeşilimsi alanlar sipilitlerdir (Koordinat-UTM: 36T/ 02 78 242 – 44 93 458).



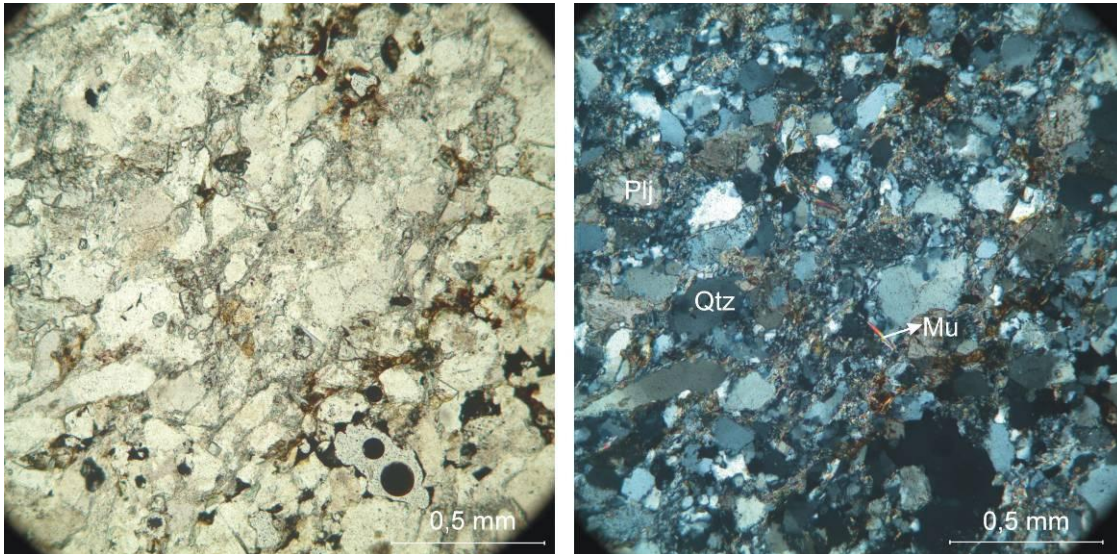
**Şekil 8.12** : 3580 numaralı lokasyonda ezik karbonat ve çamurtaşları ile serpantinlerden oluşan melanj. Mavimsi kesimler serpantinler beyaz renkli kesimler dik bantlar sunan kırılmış karbonatlar ve çamurtaşlarıdır (Koordinat-UTM: 36T/ 02 73 380 – 44 93 747) .

*Gemlik Melanjı'nın Metamorfizması* - Gemlik Melanj'ında metamorfizma, metamorfizma derecesini verebilecek mineral parajenezlerini oluşturacak düzeye ulaşmamıştır. Ancak, yapraklanma düzlemlerinin ve yönlü dokuların gelişmesine neden olmuştur. Birimin ince kesitlerinde genelde kuvars ve yaygınca serisitleşmiş

feldsparlar ve çok az oranda ince mika mineralleri görülür (Şekil 8.13; 8.14). Kayaçların dokusu parçalanmıştır ve kuvarslarda yaygın alttane oluşumu yani rekristalizasyon görülür. Bu yapıyla Gemlik Melanjı ankimetamorfik bir matrikse sahiptir denebilir.



**Şekil 8.13** : 2966 numaralı metagrovağın mikrofotoğrafları; (solda) ezik, parçalanmış doku ve plajiyoklaslarda (Plj) serisitleşme, kuvarslarda (Qtz) rekristalizasyon görülüyor, (sağda) aynı kesimin çapraz polardaki fotoğrafıdır, kırmızı çizgi metamorfizma ile gerçekleşmiş olan yönlü dokuyu işaretler (Koordinat-UTM: 36T / 02 65 719 – 44 94 433).

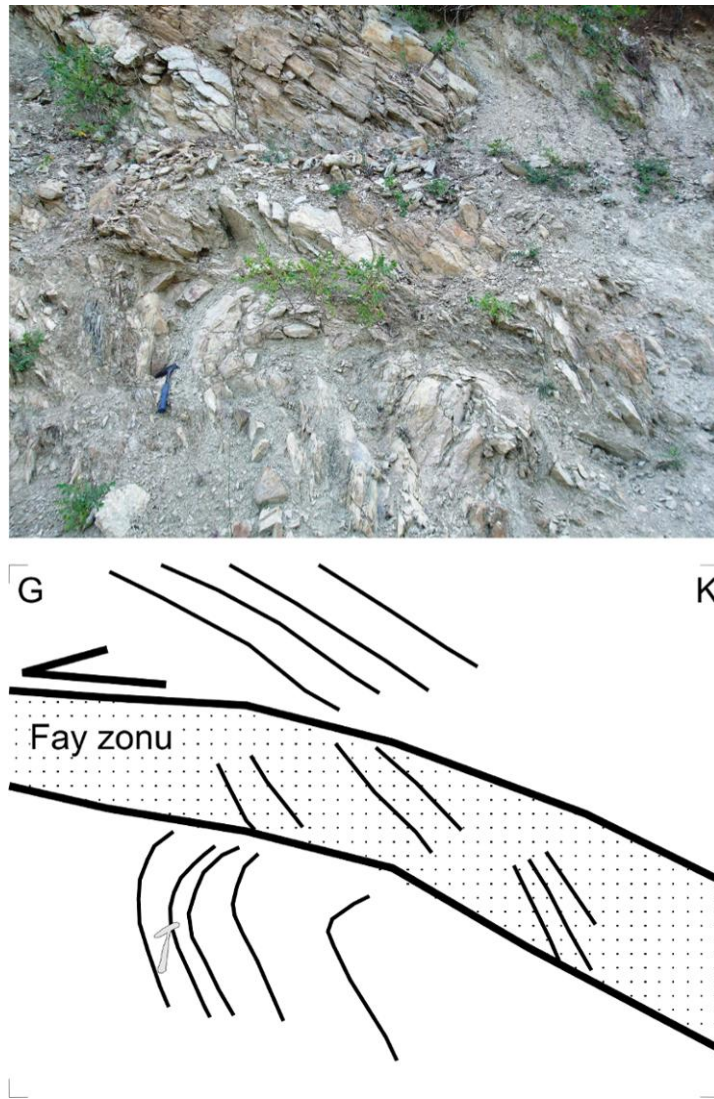


**Şekil 8.14** : 3413 numaralı metagrovağın mikrofotoğrafları; (solda) kataklastik doku ve plajiyoklaslarda (Plj) serisitleşme, kuvarslarda (Qtz) rekristalizasyon görülüyor, (sağ) aynı kesimin çapraz polarizasyon fotoğrafında ise nadiren gözükten bir muskovit (Mu) minerali görülmekte (Koordinat-UTM: 36T/ 02 53 696 – 44 87 741).

Gemlik Melanjı'nda yer yer görülen şist bloklarının varlığı birimdeki bu blokların muhtemelen matriksin zayıf metamorfizmasından daha önce, daha yüksek

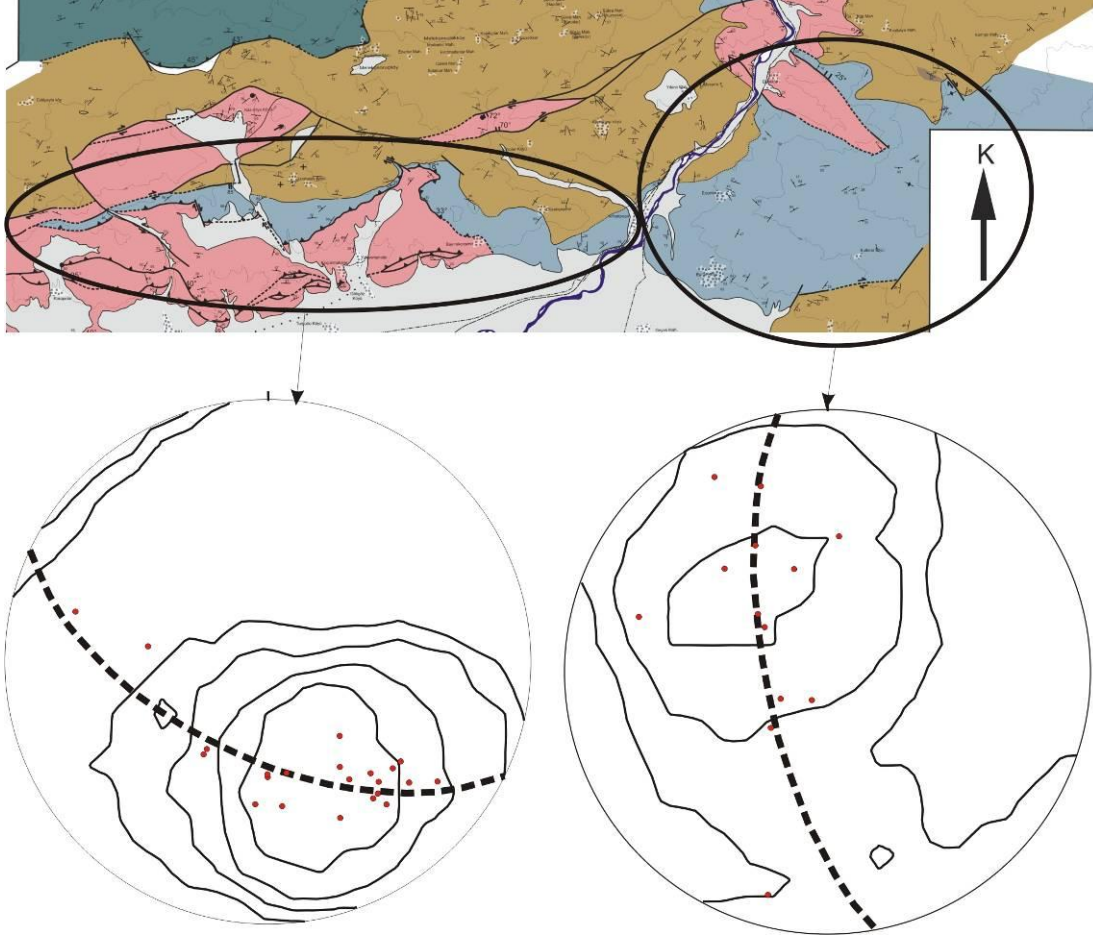
metamorfizma koşullarında metamorfizma geçirdiğini göstermektedir. Bununla beraber matriksin bir kısmı ve pelajik kireçtaşı blokları gibi bazı bloklar hiç metamorfizma geçirmemiştir. Bu durumda Gemlik Melanjı'nın kısmen metamorfizma geçirdiğini söylenebilir.

*Gemlik Melanjı'nın Yapısal Jeolojisi* - Gemlik Melanjı çoğu zaman kaotik deformasyon gösterir, matriks tabakalarında yer yer kuzeyden güneye hareket veren kırılmış zonlar, faylar bulunur (Şekil 8.15). Bununla birlikte melanjın matriksini oluşturan metagrovak-fillat tabakaları Pamukova kuzeyinde genelde ortalama 45° ile kuzeye eğimlidirler (Şekil 8.16).



**Şekil 8.15 :** 3273 numaralı lokasyonda Gemlik Melanjı matriks tabakalarını kesen bindirme, kuzeyden güneye itilme yönü verir (Koordinat-UTM: 36T/ 02 65 636 – 44 96 943).

Geyve kuzeydoğusunda ise Gemlik Melanjı'nın matriksindeki tabaka doğrultuları yaygın olarak güneybatı-kuzeydoğudur. Tabakaların eğim yönü ise kuzeybatı ve güneydoğu olarak değişmektedir, eğim dereceleri ortalama 60°'dir ancak yer yer daha dik eğimli bantlarda gözlenir (Şekil 8.16).



**Şekil 8.16 :** (Alt sol) Gemlik Melanjı'nın Pamukova kuzeyindeki metagrovak-fillat tabakalarının stereografik izdüşümü ( $\pi$  kutupları) ve yoğunluk diyagramı, (Alt sağ) Geyve kuzeydoğusunda Gemlik Melanjı'nın matriksindeki tabaka doğrultularının stereografik izdüşümü ( $\pi$  kutupları) ve yoğunluk diyagramı (Açıklamalar için metne bakınız).

*Gemlik Melanjı'nın yaşı* - Gemlik Melanjı'nın oluşum yaşına dair çalışma alanında direkt bir veri yoktur. Ancak Melanj'ın içerdiği pelajik kireçtaşı bloklarında *Globotruncana* sp. fosilleri bulunmaktadır ve bu fosillerin ileriki tayini melanjın alt yaşına dair veri sağlayacaktır.

Kaya ve Kozur (1987), Gemlik (Bursa)'de Gemlik Melanjı'ndaki çört bloklarındaki radyolaryalara en Geç Jura yaşını vermişlerdir. Yazarların tespit ettiği radyolaryalar; *Zhamoidellum* sp., *Archaeodictyomitra* sp., *Hsuum* sp., *Pseudodictyomitra* sp. ve *Dictyomirella* sp. türleridir. Kaya ve Kozur (1987)'un tanımladığı radyolaryalı

çörtler, melanj içerisinde blok durumunda bulduklarından, Gemlik Melanjı'nın alt yaşını vermektedirler. Yukarıdaki fosil tayinlerine bakılarak, şimdilik Gemlik melanjının alt yaşını Geç Jura olarak kabul edebiliriz. Bununla birlikte haritalama alanında metamorfik birimleri Maastrichtiyen yaşlı neritik kireçtaşlarının örttüğü (Taşlı Tepe Kireçtaşı) ve İstanbul ile Sakarya Zonlarını ortaklaşa örten sedimenter paketin taban yaşının Santoniyen olduğu bilinmektedir (Özcan ve diğ., 2011). Bu durumda Gemlik Melanjı'nın Santoniyen öncesi oluşmuş olması gerekir.

*Gemlik Melanjı ile ilgili tartışma ve yorum* - Gemlik Melanjı'nın iyi anlaşılması için melanj konsepti üzerine olan tartışmaların bilinmesi faydalı olacaktır. Melanj konsepti üzerine yapılmış en kapsamlı derleme Raymond tarafından editörlüğü yapılmış olan "Melanjlar: Doğaları, Kökenleri ve Önemleri" yayındır (Raymond, 1984). Bu bölümün yazımında bu makaleden ve Beccaletto (2004)'den faydalanılmıştır.

Melanj terimi ilk kez Greenly (1919) tarafından Galler'in Anglesey bölgesindeki kaotik kayalar için kullanılmıştır (Gwna Melanjı). Melanj terimi 30 yıldan fazla bir süre unutulduktan sonra Bailey ve McCallien (1950) tarafından Ankara Melanjı için, Gangsser (1955) tarafından İran'da (renkli melanjlar) ve Hsü (1966, 1968) tarafından Fransisken melanjları (Kalifornia) için kullanılmıştır. Melanj teriminin bu ani başarısı sonucu melanjlar için bir çok farklı tanımlama ve sınıflamalar ortaya çıkmıştır. Sonuçta bu farklı tanımlamalar ve sınıflamalar Raymond (1984) tarafından derlenmiş ve aşağıdaki çizelge ortaya çıkmıştır (Çizelge 8.1). Melanj terimi için ortaya çıkan bir sorun, terimin sadece tektonik karmaşıklar için mi yoksa daha geniş anlamda mı kullanılması gerektiğidir (tektonik, sedimanter, diapirik ya da çok kökenli, hibrid karmaşıklar için). Bu tarz sorunların çözümü için melanjlar üzerine 1978 yılında Santa Barbara'da bir Penrose Konferansı düzenlense de bu konferansta da tam bir anlaşmaya varılamamıştır (Silver ve Bueutner, 1980).

Aşağıdaki çizelgedekilerin dışında jeoloji literatüründe daha yeni terimlerde kullanılmaktadır; örneğin olistostrom ve ofiyolitik melanj gibi. Olistostromlar ilk kez Flores (1955) tarafından "bir matriks içerisinde daha sert kaya kütlelerinin karıştığı ve yayıldığı bir sedimanter kayma çökeli" olarak tanımlanmıştır. Ofiyolitik melanj ise; Gansser (1974) tarafından "pelajik sedimanter kayalar da içeren ofiyolitik materyallerin hibrid bir (tektonik ya da sedimanter) karışımı" olarak tanımlanmıştır. Son olarak Raymond (1984) melanjlar için tasvire dayanan bir tanımlama ve

sınıflama sunmuştur (Çizelge 8.1'deki VIII numaralı tip). Raymond (1984) daha önceki tüm farklı tanımlamaları bir tek tanımda toplamayı amaçlamıştır ve ulaştığı tanım şu şekildedir; “Melanjlar, 1:24 000 veya daha küçük ölçekte haritalanabilen; dokanakları ya da tabakaları içsel devamlılık taşımayan; her boyutta, ekzotik ya da doğal, blok veya parçalar içeren; bu blok ve parçaların içerisinde dağıldığı daha ince taneli parçalanmış bir matriksi olan kütlelerdir”. Melanjlar daha sonra parçalanmaya neden olan işlem tipine dayanarak, tektonik melanjlar, sedimanter melanjlar (alloolistostromlar), diyapirik melanjlar ve polijenetik melanjlar olarak alt sınıflara ayrılmıştır. Raymond (1984)'ün tanımı hala kullanımda da olsa literatürde fosil eklenir prizmalar içinde melanj terimi kullanıldığı görülür. Olistostrom terimi sedimanter melanjlar için, kırık formasyon terimi ise bazen faylarla biçilmiş olan formasyonlar için de kullanılır.

Melanjların literatürde tanımlandığı birçok tektonik bölge vardır. Örneğin dalma-batma zonları (Aalto, 1981; Kusky ve diğ, 1997; Taira ve diğ, 1997; Wakabayashi, 1999), yayönü ya da yayardı havzalar (Page ve Suppe, 1981; Gunagfu ve diğ, 1994; Brown ve Spaeda, 1999), sinorojenik bindirme fayı zonları (Vollmer ve Bosworth, 1984), okyanus içi transform faylar (Saleeby, 1984), pasif kıta kenarları (Jacobi, 1984; Torelli ve diğ, 1997). Bu yüzden, aktif yakınlaşan sınırlar melanjların oluştuğu olası tektonik ortamlardan yalnızca biridir. Fakat güncel çalışmaların çoğu dalma-batma ve eklenme ile ilintili melanjlarla ilgilidir (Beccaletto, 2004).

Gemlik Melanjı yukarıdaki sınıflamalar içerisinde değerlendirildiğinde, klastik, yer yer zayıf metamorfik (ankimetamorfik) bir matrikse sahip (Çizelge 8.1'de A tipi), değişik türden parçalanmış ve makaslanmış bloklar içeren bir *tektonik melanj* olduğu görülmüştür.

**Çizelge 8.1 :** Melanjlar ve melanjlarla ilişkili kaya kütlelerinin karakter ve sınıflamasını gösteren çizelge (Raymond, 1984'den). A- İlerleyen parçalanma ve karışma gösteren kumtaşı-şeyl ardalanması. Deformasyon ve karışım dereceleri dörde bölünmüştür ( $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$ ,  $\delta$ ). B- İlerleyen parçalanma ve karışma gösteren ofiyolit. IA-VIII: melanjlar ve melanjlarla ilişkili kaya tiplerini için literatürde yayınlanmış sekiz farklı sınıflama; IA- Greenly (1919); IB-Cowan (1978), Hsu (1974); II-Knipper (1971), Zang ve Jin (1979); III-Gansser (1974); IV-Hsu (1968); V-Raymond (1978); VI ve VII, referanssız; VIII-Raymond (1984).

IA	Formasyon (ya da Kompleks)	Melanj (T) / Olistostrom (S)	
IB	Formasyon (ya da Kompleks)	Melanj (S ya da T)	
II	Formasyon (ya da Kompleks)	Melanj ( <i>matriks ultramafik</i> ) / Olistostrom ( <i>matriks pelitik</i> )	
III	Formasyon (ya da Kompleks)	Melanj	<i>Tektonik melanj (T)</i> <i>Ofiyolitik melanj (S ve T)</i> <i>Olistostrom (S)</i>
IV	Formasyon (ya da Kompleks)	Kırık formasyon (T)	Melanj (T) / Olistostrom (S)
V	Formasyon <i>Fay bloğu (T)</i> <i>Formasyon (S)</i>	Kırık formasyon (T)	<i>Tektonik olarak kırık fm.</i> <i>Endolistostrom</i>
VI	Formasyon (ya da Kompleks)	Kırık formasyon (T)	Melanj
VII	Formasyon (ya da Kompleks)	Kırık formasyon (T)	Melanj
VIII	Sürekli birim <i>Formasyon (S)</i> <i>Kompleks (I)</i>	Kırık birim <i>Kırık formasyon (S ve T)</i>	Düzensizleşmiş birim <i>Düzensizleşmiş fm.</i> <i>ya da Kompleks (T)</i> <i>Endolistostrom (S)</i>



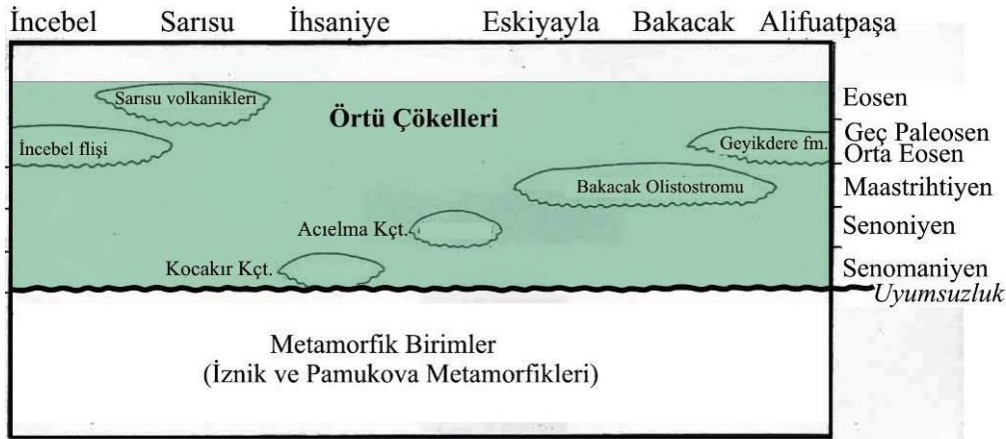
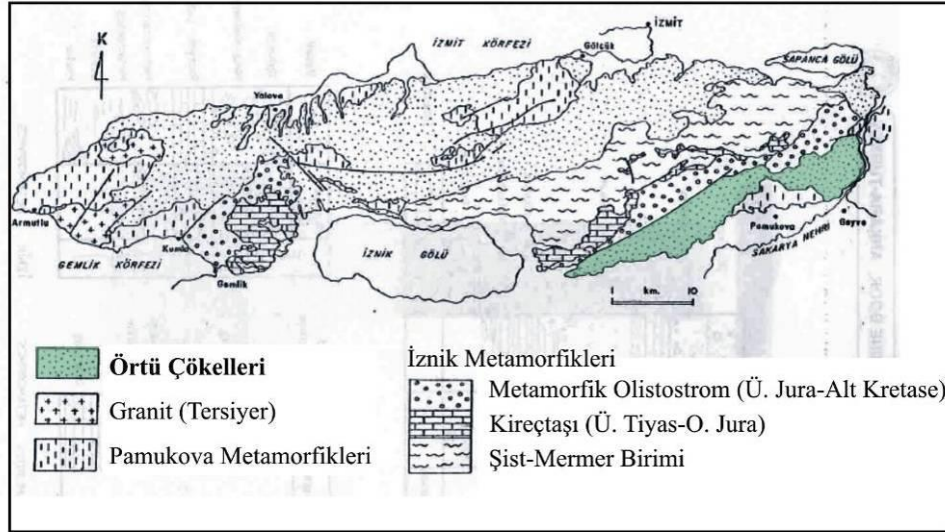


## 9. ÜST KRETASE-TERSİYER ÖRTÜ

Bu bölümde çalışma alanındaki çökel istiflerin, stratigrafik ilişkileri, biyostratigrafleri ve jeolojik evrimi anlatılacaktır. Armutlu Yarımadası'ndaki örtü çökellerinin stratigrafisi üzerine değişik görüşler bulunmaktadır. Ancak yayınların çoğunda bu istiflerin taban yaşının Üst Kretase olduğu bildirilmiştir (Örneğin; Bozcu, 1992; Yılmaz ve diğ., 1990, 1995; Göncüoğlu ve diğ., 1987, 1990, 1992; Özcan ve diğ., 2011).

### 9.1 Önceki Çalışmalardaki Örtü Çökelleri Stratigrafisi

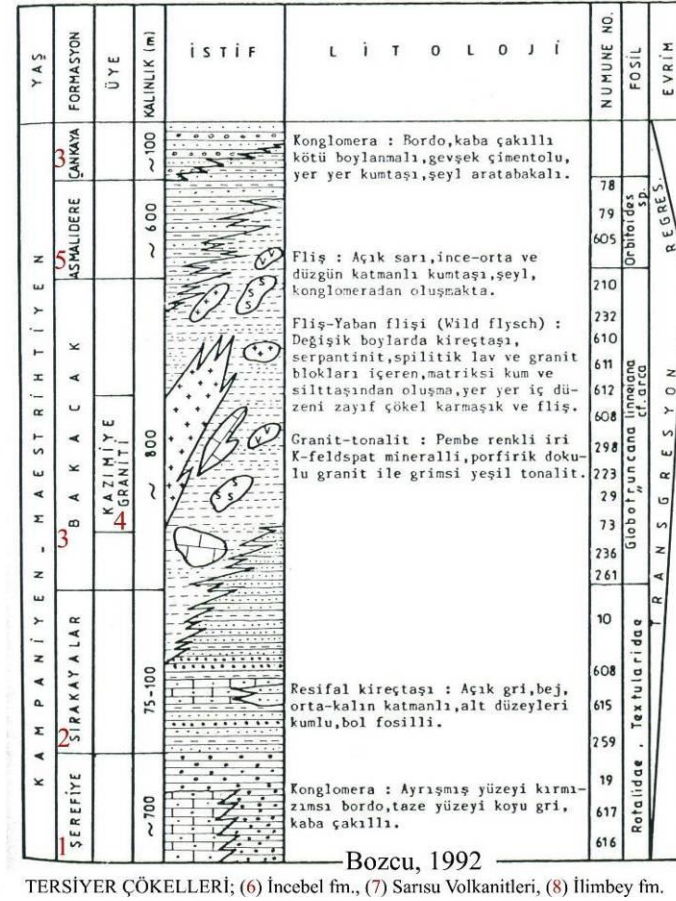
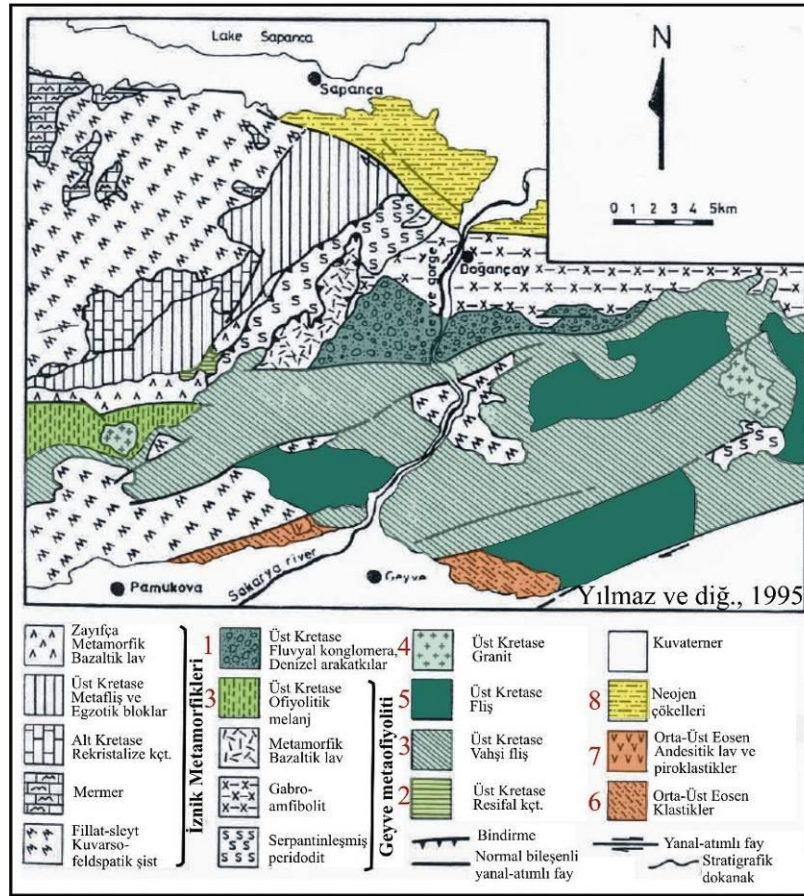
Göncüoğlu ve diğ. (1987, 1990, 1992), Armutlu Yarımadası'ndaki metamorfikleri örten çökel paketin Senomaniyen-Turoniyen yaşlı kireçtaşları ile başladığını söyler (Şekil 9.1; Kocakır Kireçtaşı; *Cuniolina* sp. ve *Coxite* sp. içerir). Yazarların tanımladığı ikinci birim ise, çok kısıtlı mostralarının bulunduğunu söyledikleri, Senoniyen yaşındaki dolomitik kireçtaşlarıdır ve Kocakır Kireçtaşı ile olan ilişkisi açık değildir (Acıelma Kireçtaşı; *Hipuritella* sp. ve *Sabina* sp. içerir). Göncüoğlu ve diğ. (1992), sedimantasyonun Maastrichtiyen'de konglomera, kalsitürbidit, kumtaşı ve pelajik kireçtaşı matriksli flişimsi bir olistostrom ile devam ettiğini söyler [yazarların Bakacak Olistostromu; yazarlar matriksten *Globotruncana* cf. *contuse* (Cushman), *Globotruncana* cf. *stuarti* (de Lapparent), *Globotruncana* cf. *gansseri* (Bolli) bildirmiştir]. Yazarlara göre bu olistostrom ise üste doğru Paleosen-Orta Eosen yaşını verdikleri bir fliş istifine geçer (İncebel Flişi; *Discocyclina* sp., *Miscellanea* sp., *Nummulites* sp., *Alveolina* sp. bildirilmiştir). Eosen'deki çökeline granit sokulumları ve andezitik volkanizma eşlik eder (Yazarların Fıstıklı Magmatik Kompleksi). Göncüoğlu ve diğ. (1992)'ne göre Orta-Geç Miyosen yaşlı ostrakod içeren gölsel bir birim (Akartuna, 1968) alttaki birimleri uyumsuz olarak örter.



**Şekil 9.1 :** (Üstte) Göncüoğlu ve diğ. (1987, 1992)'nin Armutlu Yarımadası için hazırladıkları haritada, bu çalışmanın haritalama alanındaki örtü çökelleri yeşil renkle işaretlenmiştir. (Altta) Göncüoğlu ve diğ. (1987)'nin tanımladığı Senomaniyen sonrası oluşmuş çökel istifinin içerdiği formasyonların yaşını ve coğrafi konumlarını gösteren grafik (değiştirilerek alınmıştır).

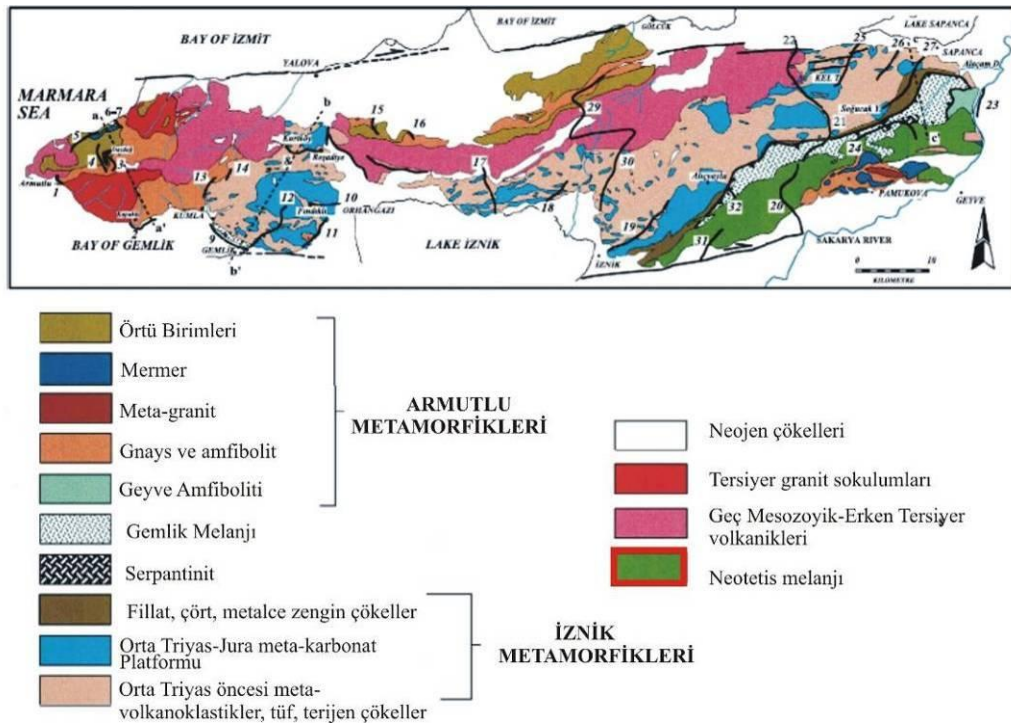
Bozcu (1992) ve Yılmaz ve diğ. (1995) ise Armutlu Yarımadası'ndaki örtü çökellerinin Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı çakıltaşları ile başladığını söyler (Şekil 9.2) Bozcu (1992) örtü çökellerinin tabanındaki birimi Şerefîye Formasyonu olarak adlandırmış ve formasyondan *Textularia* sp., *Globotruncana* cf. *bulloides* (Vogler), *Globotruncana* cf. *lapparenti* (Brotzen), *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny), *Siderolites* sp., *Orbitoides medius* (d'Archiac), *Textulariidae*, *Rotaliidae*, fosilleri tespit etmiştir. Bozcu (1992)'ya göre bu çökeller yanal yönde Maastrichtiyen yaşlı resifal kireçtaşlarına geçiş gösterir [Bozcu (1992)'nin Sırakayalar Formasyonu; *Orbitoides* sp., *Lepidorbitoides* sp., *Orbitoides medius* (d'Archiac) içerir]. Yazara göre resifal kireçtaşları ise yine yanal ve düşey yönde bir vahşi-fliş istifine geçer.

Bozcu (1992) bu flişini Bakacak Formasyonu olarak adlar ve değişik boyda, kireçtaşı, serpantin, spilitik lav, granit blokları içerdiğini söyler. Bozcu (1992)'ya göre Bakacak Formasyonu'nu, yaşını Üst Kretase olarak öngördükleri bir granit keser (Şekil 9.2, yazarın Kazımiye Graniti). Bu çalışmada, bahsedilen kesme ilişkisi gözlenmemiştir ve granitin Pamukova Kompleksi'ne dahil olan Gökgöz Metagraniti'nin parçası olduğu anlaşılmıştır. Ayrıca, metagranitin çökel istiflerle olan dokanağının bir yanal-atımlı fay olduğu görülmüştür (bkz. Yapısal Jeoloji). Ayrıca bu tezde, Bozcu (1992)'nin Bakacak Formasyonu ve Yılmaz ve diğ. (1995)'nin Üst Kretase vahşi flişini olarak haritaladığı alanların büyük kesiminde (Şekil 9.2), Alt Eosen (İpreziyen) yaşı veren fosillerin bulunduğu, bir kesiminin ise Gemlik Melanjı'nın parçası olduğu tespit edilmiştir. Bozcu (1992)'ya göre Bakacak Formasyonu üste doğru, blok içermeyen fliş tipi istiflere geçer (yazarın Asmalıdere ve Çankaya Formasyonları). Yazar bu en üst kesimlerden nanoplankton tayinleri olduğunu söyleyerek Üst Kretase yaşı bildirirse de bu fosillerin adları ve lokalitelerini açıklamamıştır. Bozcu (1992), yaşını Orta Eosen olarak öngördüğü bir fliş istifinin Üst Kretase yaşlı kayaları uyumsuz olarak örttüğünü söyler (İncebel Fliş). Ancak Göncüoğlu ve diğ. (1987) bu flişte, Paleosen-Orta Eosen aralığında yaş veren fosiller tanımlamıştır. Bozcu (1992) Eosen çökelleri içerisinde tespit ettikleri volkanik arakatkıların yaşını Göncüoğlu ve diğ. (1987)'ne dayanarak Orta Eosen olarak kabul etmiştir (Sarısu Volkanitleri).



**Şekil 9.2 :** (Solda) Yılmaz ve diğ. (1995)'nin çalışma alanı için Bozcu (1992)'dan derleyerek hazırladığı haritadaki örtü çökelleri renklendirilmiştir. (Sağda) Bozcu (1992)'nin çalışma alanındaki Kretase yaşlı örtü çökelleri için hazırladıkları kesiksiz stratigrafik kolon. Bu birimlerin Yılmaz ve diğ. (1995)'nin haritasının lejandında ve stratigrafik kolonda aynı rakamlarla işaretlenmiştir.

Robertson ve Ustaömer (2004), daha önceki yayınların aksine çalışma alanında, örtü çökellerinin mostra verdiği alanları “Neotetis Melanjı” olarak haritalar (Şekil 9.3). Yazarların Akartuna (1968)’dan derleyerek hazırladıkları haritalarında, önceki çalışmalara kıyasla bu farklılığın oluşmasında, daha önce olistostrom olarak tanımlanmış bir birim olan Bakacak Formasyonu’nu (yukarıda) bir dalma-batma kompleksi olarak kabul etmeleri yatar. Bu çalışmada bölgede yalnızca Sapanca Kompleksi ve Gemlik Melanjı’nın dalma-batma kompleksi birimleri olduğu, Bakacak Formasyonu’nun Gemlik Melanjı’nı uyumsuz olarak örten, Alt Eosen yaşlı bir orojen sonrası olistostrom olduğu tespit edilmiştir.

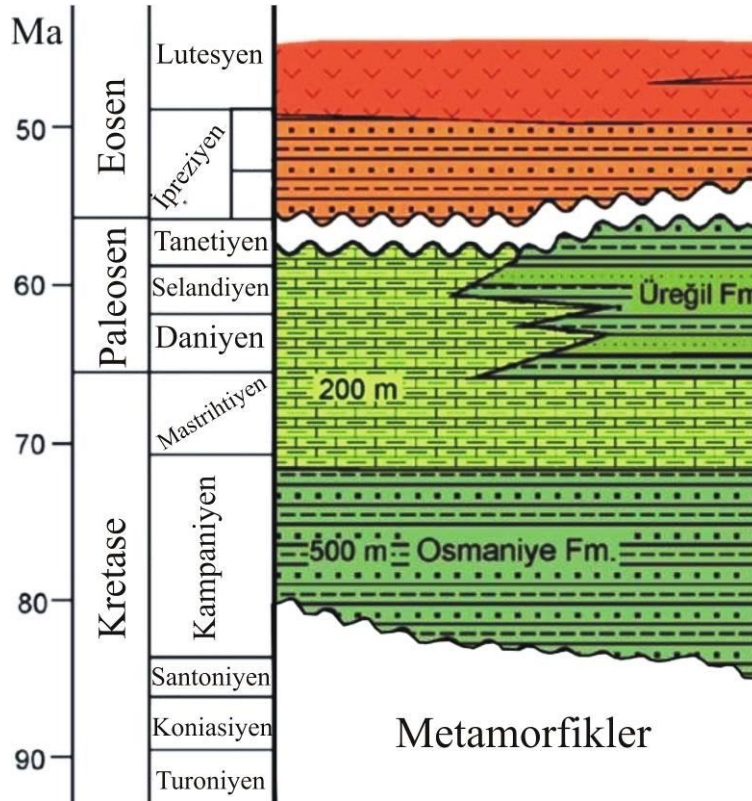


**Şekil 9.3 :** Çalışma alanında örtü çökellerinin mostra verdiği alanların Robertson ve Ustaömer (2004)’in haritasındaki karşılığı “Neotetis Melanjı” olarak görülür. Birime ait litolojiler haritanın lejandında kırmızı çerçeve ile işaretlenmiştir. Bu harita Robertson ve Ustaömer (2004) tarafından Akartuna (1968)’dan değiştirilerek hazırlanmıştır.

Özcan ve diğ. (2011), Armutlu Yarımadası’nın orta kesimlerinde, Armutlu Yarımadası ile Karadeniz sahil şeridi arasında ve Gemlik güneyinde mostra veren Üst Kretase-Eosen birimlerinden stratigrafik kesitler ölçerek, Pontid-İçi Kenedi, Sakarya Zonu ve İstanbul Zonu’nu örten ilk transgresif çökellerin yaşını tespit etmiştir (Şekil 9.4). Bu çalışma bölgedeki çökel istiflerin stratigrafisi ve paleontolojisi ile ilgili en güncel ve ayrıntılı çalışmadır. Yazarların değerlendirdiği fosiller Üst Kretase-Eosen yaşlı iri bentik ve planktik foraminiferlerdir. Özcan ve diğ. (2011)’ne göre İstanbul, Armutlu ve Sakarya Zonları Kampaniyen öncesi bir

araya gelmiştir ve dolayısıyla Pontid-İçi Okyanusu Kampaniyen öncesi kapanmış olmalıdır. Özcan ve diğ. (2011) ayrıca, Üst Kretase çökel birimlerinin Kocaeli Yarımadası'nda pelajik kireçtaşları, Armutlu Yarımadası'nda kalsitürbiditler, İznik Gölü-Bursa arasında ise silisiklastik fliş istifleri olduğunu bildirir. Yazarlara göre, Kocaeli Yarımadası'nda Maastrichtiyen-Tanesiyen'de çökelen pelajik kireçtaşları, Alt Eosen'de (Erken Kuizyen) türbiditlerle son bulur. Yazarlar Armutlu Yarımadası'nda, Eosen volkanikleri arasında kireçtaşı arakatıkları tespit etmiş ve bu arakatıklardan fosiller elde etmişlerdir. Özcan ve diğ. (2011)'nin yeni fosil bulguları, İstanbul ve Sakarya Zonları üzerinde bir çarpışması sonrası volkanizmanın, Üst İprezyen-Lütesyen aralığında gerçekleştiğini gösterir.

Çalışma alanındaki örtü çökelleri ile ilgili, yukarıda özetleri verilen önceki çalışmalara ilerleyen bölümlerde yeri geldikçe değinilecektir. Bu tezde de, çalışma alanındaki metamorfik birimlerin Üst Kretase-Alt Eosen aralığında çökelmiş, bir istif ile uyumsuz olarak örtüldüğü tespit edilmiştir. Bu istife ilk kez bu çalışmada Doğu **Samanlı Grubu** adı verilmiştir.

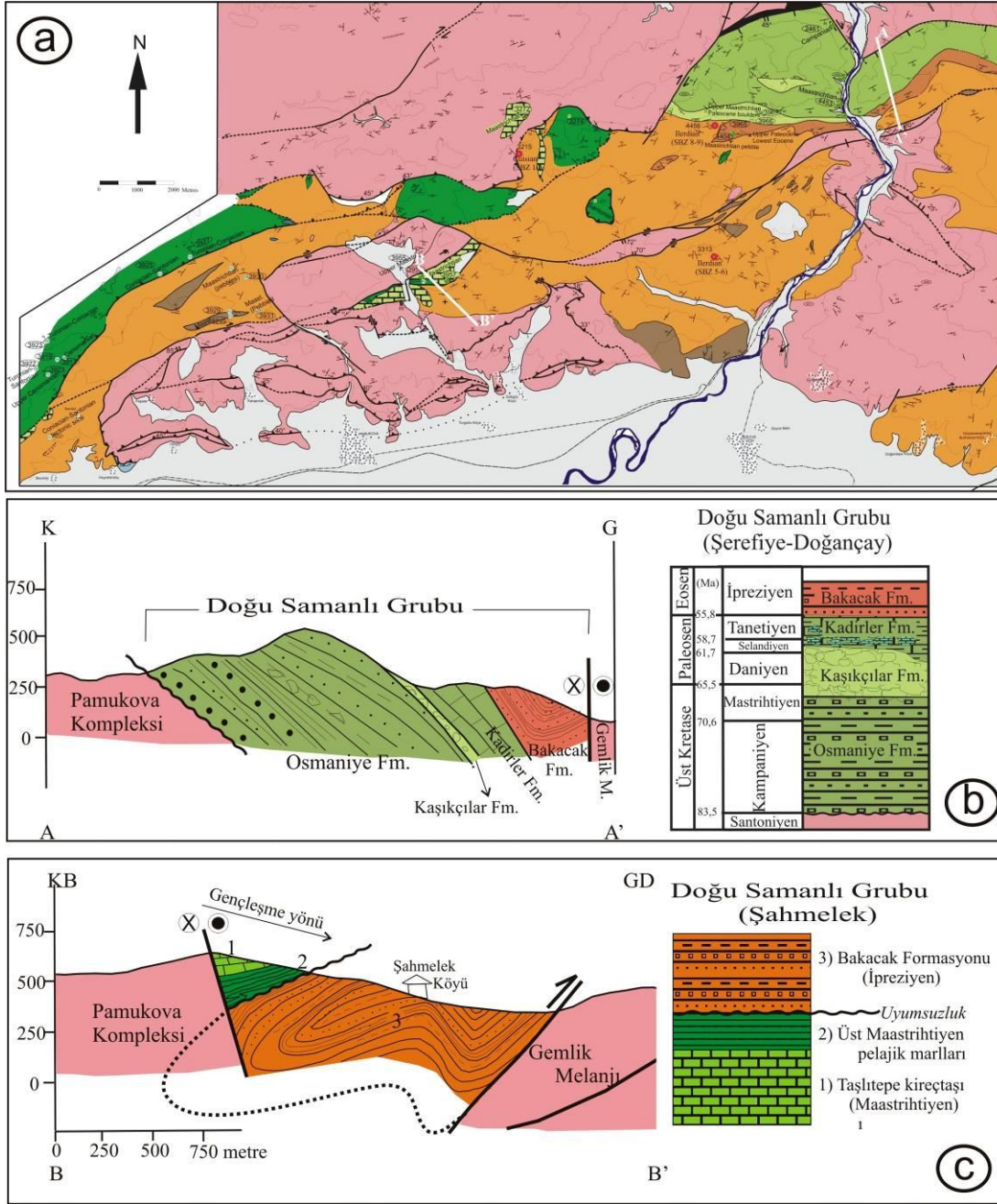


**Şekil 9.4 :** Özcan ve diğ. (2012)'in Armutlu Yarımadası içerisinde ölçtükleri stratigrafik kesitlerin özeti [Özcan ve diğ. (2012)'den değiştirilerek; Ereğli ve Üreğil kesitleri].

## 9.2 Örtü Çökellerinin Kısa Özeti

Çalışma alanındaki örtü çökellerinden, Kampaniyen-İpreziyen aralığında çökelmiş, yer yer geçişli dokanaklarla, yer yer de lokal uyumsuzluk düzlemleriyle birbirlerinden ayrılan birimler **Doğu Samanlı Grubu** olarak adlanmıştır. Bu birimler Osmaniye Formasyonu, Taşlı Tepe Kireçtaşı, Kaşıkçılar Formasyonu, Kadirler Formasyonu ve Bakacak Formasyonu'dur. Haritalama alanında Doğu Samanlı Grubu'na dahil edilemeyecek, ayrı bir çökel formasyon daha mostra verir; **Eskiyayla Formasyonu**. Eskiyayla Formasyonu az oranda tuf arakatkıları da içeren bir Senomaniyen-Santoniyen yaşlı pelajik kireçtaşı, şeyl istifidir. Eskiyayla Formasyonu'nun stratigrafik dokanakları gözlenmez, Eskiyayla Formasyonu Bakacak Formasyonu içerisine devasa tektonik dilimler olarak yerleşmiştir.

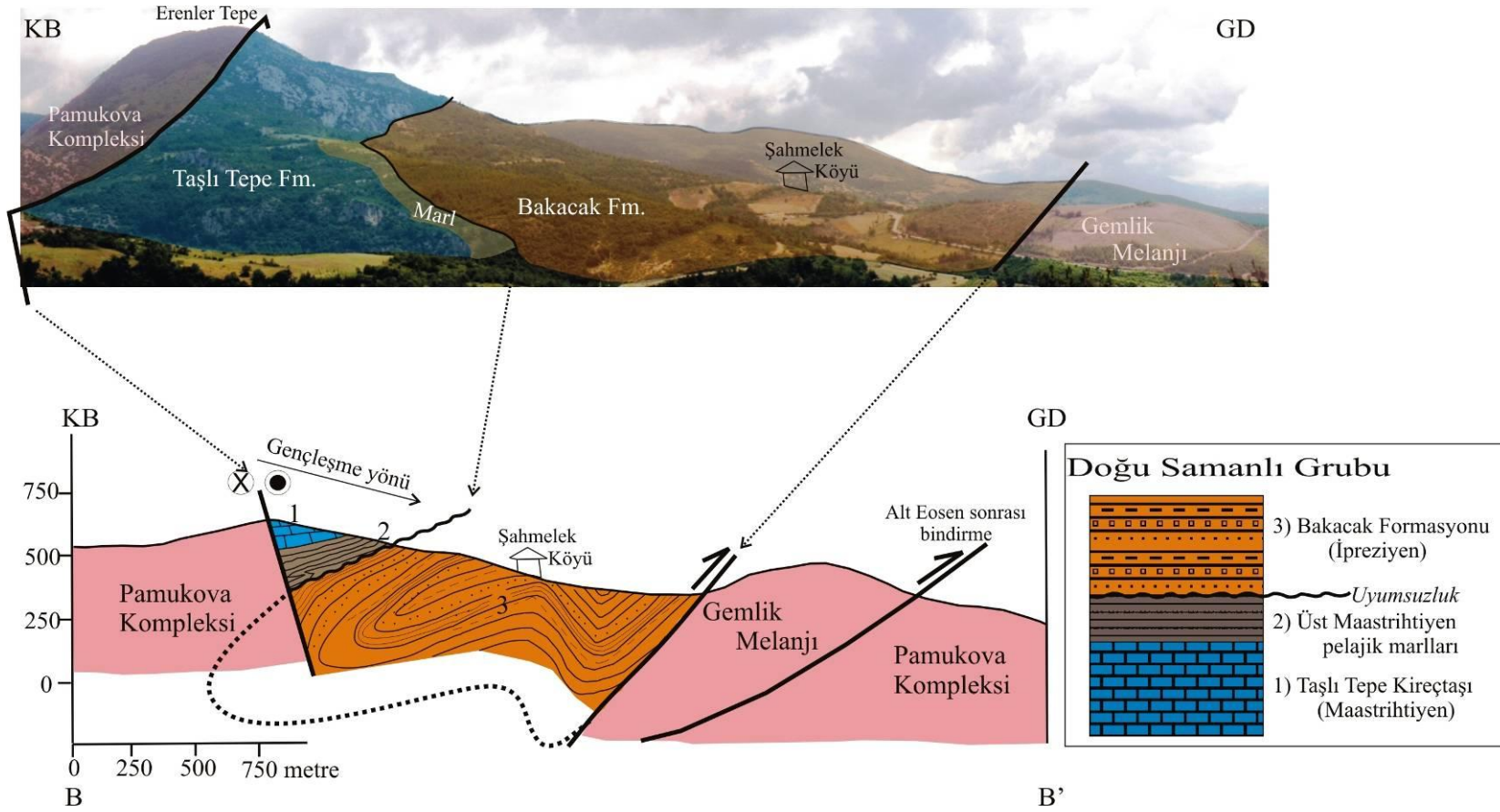
Doğu Samanlı Grubu'na ait formasyonlar çalışma alanı kuzeydoğusu ve güneybatısında iki farklı çökel paket halinde mostra verir (Şekil 9.5). Kuzeydoğuda Doğu Samanlı Grubu Pamukova Kompleksi üzerinde yer almaktadır (Şekil 9.5b; Şerefiye ve Doğançay güneyi). Doğu Samanlı Grubu bu mevkiide, altta Kampaniyen ve Maastrichtiyen yaşlı bir derin denizel konglomera-kumtaşı-silttaşı-şeyl istifi ile başlar; **Osmaniye Formasyonu**. Osmaniye Formasyonu üste doğru Paleosen yaşlı bir tane akıntısına geçer; **Kaşıkçılar Formasyonu**. Kaşıkçılar Formasyonu metabazit, çört, kuvarsit, fillat, amfibolit, neritik ve pelajik kireçtaşı blokları içerir. Kaşıkçılar Formasyonu üzerine uyumlu olarak pelajik marn matrisli Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı bir karbonat tane akıntısı birimi gelir; **Kadirler Formasyonu**. Kadirler Formasyonu içerisinde Maastrichtiyen yaşlı neritik kireçtaşı blokları bulunur. Kadirler Formasyonu hem yanal hem de düşey olarak Alt Eosen (İpreziyen) yaşlı bir fliş istifine geçer; **Bakacak Formasyonu**. Bu fliş istifi içerisinde az oranda pelajik marn arakatkıları ve olistostromal kesimler de bulunur. Çalışma alanı güneybatısında ise Doğu Samanlı Grubu'na ait çökeller terslenmiş bir istif sunar ve başlıca iki formasyondan oluşur; **Taşlı Tepe Kireçtaşı** ve **Bakacak Formasyonu** (Şekil 9.5c, 9.6; Şahmelek Köyü kuzeyi). Taşlı Tepe Kireçtaşı, Maastrichtiyen yaşlı bir neritik kireçtaşı istifidir. Pamukova'nın Şahmelek Köyü kesitinde formasyonun neritik kireçtaşları üste doğru önce Üst Maastrichtiyen yaşlı pelajik marnlara geçer. Bu istif Bakacak Formasyonu'nun fliş tipi tabakaları, uyumsuz olarak örter.



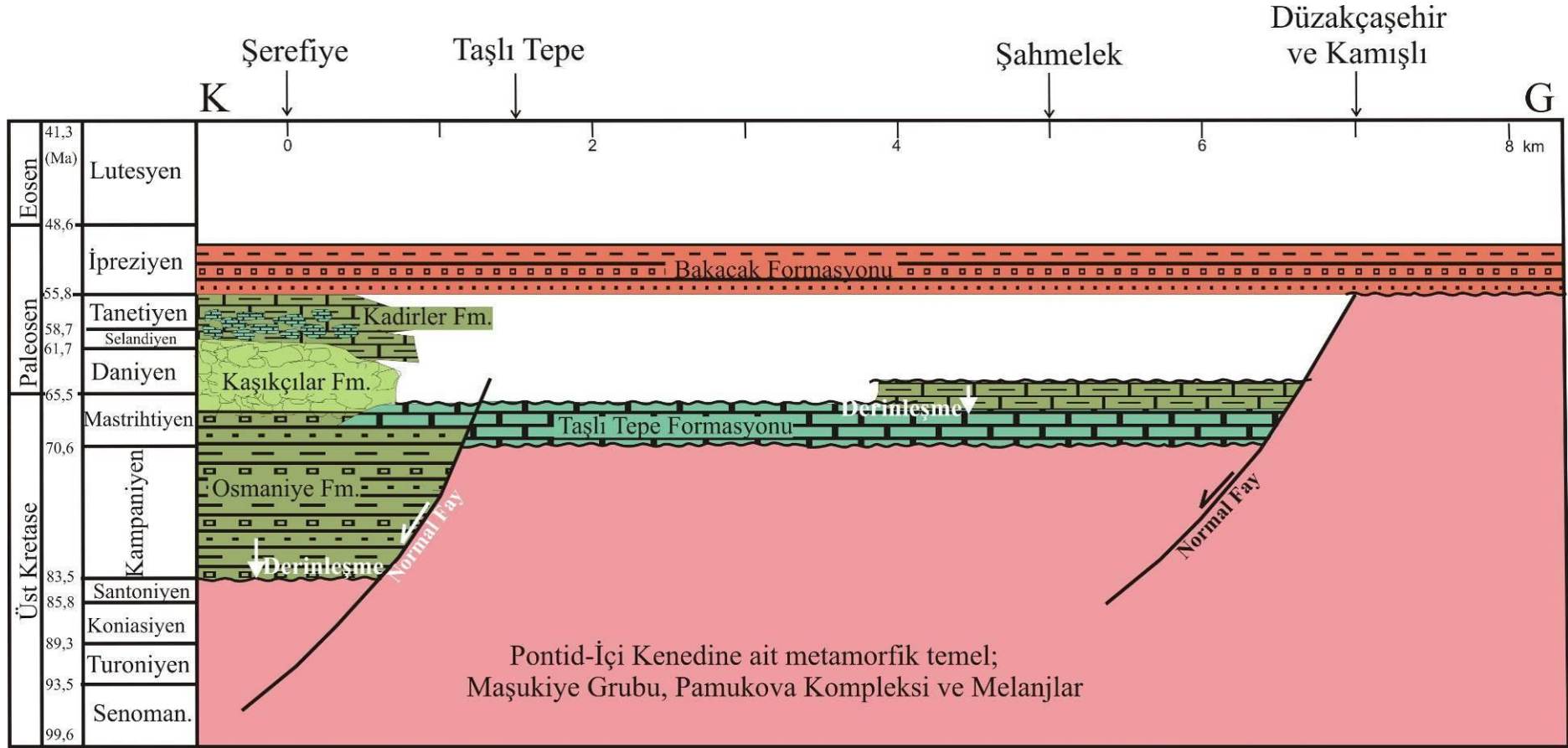
**Şekil 9.5 :** (a) Doğu Samanlı Grubu'nun jeoloji haritası; grubun örttüğü birimlerin tümü pembe renkle gösterilmiştir. Haritada c ve b'de görülen jeolojik kesitlerin yerleri beyaz çizgi ile işaretlenmiştir. (b) Geyve Boğazı yakınındaki (Şerefiye, Doğançay civarı), Doğu Samanlı Grubu'nun jeolojik ve stratigrafik kesitleri (c) Şahmelek Köyü kuzeyinde, Doğu Samanlı Grubu'nun jeolojik ve stratigrafik eksitleri. Daha Ayrıntılı açıklama için metne bakınız.

Doğu Samanlı Grubu içerisinde çalışma alanı kuzeybatısında ve güneydoğusunda görülen stratigrafik farklılıklar, grubun çökeldiği havzanın, kuzeyde Kampaniyen'de, güneyde ise Üst Mastrihtiyen'de derinleşmeye başladığını göstermektedir (Şekil 9.7). Aşağıda tüm örtü birimleri yaşlıdan gence tanıtılmaktadır.





**Şekil 9.6 :** Şahmelek Köyü kuzeyinde, Doğu Samanlı Grubu'nun stratigrafisi ve Bakacak Formasyonu'nun kuzeyde Üst Maastrichtiyen çökellerini, güneyde Gemlik Melanji'ni uyumsuz olarak örttüğünü gösteren jeolojik kesit. Ayrıntılı açıklama için metne bakınız.



**Şekil 9.7 :** Doğu Samanlı Grubu içerisinde, çalışma alanı kuzeyinde ve güneyinde tespit edilen stratigrafilerin paleocoğrafik yorumu. Geyve Boğazı kuzeyinde (Şerefiye kasabası) Kampaniye-Mastrihtiye klastikleri ile başlayan sedimantasyon (Osmaniye Formasyonu), üste doğru Üst Mastrihtiye-Üst Paleosen tane akıntılarına geçer (Kaşıkçılar ve Kadirler formasyonları). Daha güneyde ise (Taşlı Tepe ve Şahmelek) çökeltme Mastrihtiye’de neritik kireçtaşları ile başlar (Taşlı Tepe Kireçtaşı). Şahmelek köyünde, neritik kireçtaşları üzerine uyumlu olarak gelen Üst Mastrihtiye pelajik marnları havzanın derinleşmeye başladığını gösterir. Çalışma alanının tümü, İpreziye’de fliş tipi bir istifte örtülür (Bakacak Formasyonu).

### 9.3 Eskiyayla Formasyonu

*Genel tanım-* Eskiyayla Formasyonu, bol *Radiolaria* sp. ve *Globotruncana* sp. fosilleri içeren kırmızı renkli pelajik kireçtaşı, şeyller ile daha az oranda yeşil renkli volkanik tüf arakatkılarından oluşur.

*İsmlendirme ve önceki çalışmalar* – Birim ilk kez bu çalışmada ayrı olarak haritalanmış ve mostralarının en iyi olarak Pamukova kuzeybatısındaki Eskiyayla Köyü civarında görülmesi nedeniyle, Eskiyayla Formasyonu olarak adlanmıştır.

Çalışma alanında, Eskiyayla Formasyonu'na ait litolojiler ilk kez Akartuna (1968) tarafından tespit edilmiş ancak ayrı olarak haritalanmamıştır. Akartuna (1968) Eskiyayla Formasyonu'nun eşleniği olabilecek pelajik kireçtaşlarından fosiller tanımlamış ve yaşlar tespit etmiştir. Yazar, Eskiyayla Formasyonu'nun eşleniği olarak görünen, Alifuatpaşa tren istasyonunun 6,3 km kuzeydoğusundaki pelajik kireçtaşlarına Turoniyen-Kampaniyen, Alifuatpaşa tren istasyonunun 1 km güneybatısındaki kırmızımsı-yeşil pelajik kireçtaşlarına Santoniyen-Kampaniyen yaşı verir [Yazar bu lokalitelerde *Globotruncana lap. lapparenti* (Bolli), *G. Lap. Bulloides* (Vogler), *G. fornicata* (Plummer), *G. coronata* (Bolli), *Gumbelina*, *Globigerina*, *Radiolaria*, *Orbitoides media* (d'Archiac), *Orbitoides tissotti* (Schlumberger), *G. contuso* (Cushman), *Gumbolina globulosa* (Ehrenberg), *Miscellanea*, *Vantilabrella* tespit etmiştir]. Özetle, Akartuna (1968) Eskiyayla Formasyonu'nun eşleniği olabilecek pelajik kireçtaşlarından Turoniyen-Kampaniyen aralığında yaşlar elde etmiştir.

Yılmaz ve diğ. (1995), Eskiyayla Formasyonu'nun mostra verdiği alanlardaki kayaları “Üst Kretase yaşlı vahşi fliş” ve “Üst Kretase Ofiyolitik Melanjı” olarak haritalamıştır. Üst Kretase çökelleri Yılmaz ve diğ. (1995)'ne göre zayıfça metamorfize, pelajik kireçtaşı, çamurtaşı ve radyolaritlerden oluşur. Bu kayalar bazaltik volkaniklerle ardalanmaktadır ve yatay olarak zayıf metamorfik fliş tipi istiflere geçmektedir. Bu çalışmada Yılmaz ve diğ. (1995)'nin zayıfça metamorfik dediği fliş tipi kayalarda ve pelajik kireçtaşlarında yer yer tektonik dokular gözlense de bahsedilen metamorfizma gözlenmemiştir. Yılmaz ve diğ. (1995) bu istif içerisinde fosiller bildirmese de istifi Sakarya Havzası'ndaki Senomaniyen, Turoniyen yaşlı pelajiklerle eşdeğer tutmuştur.

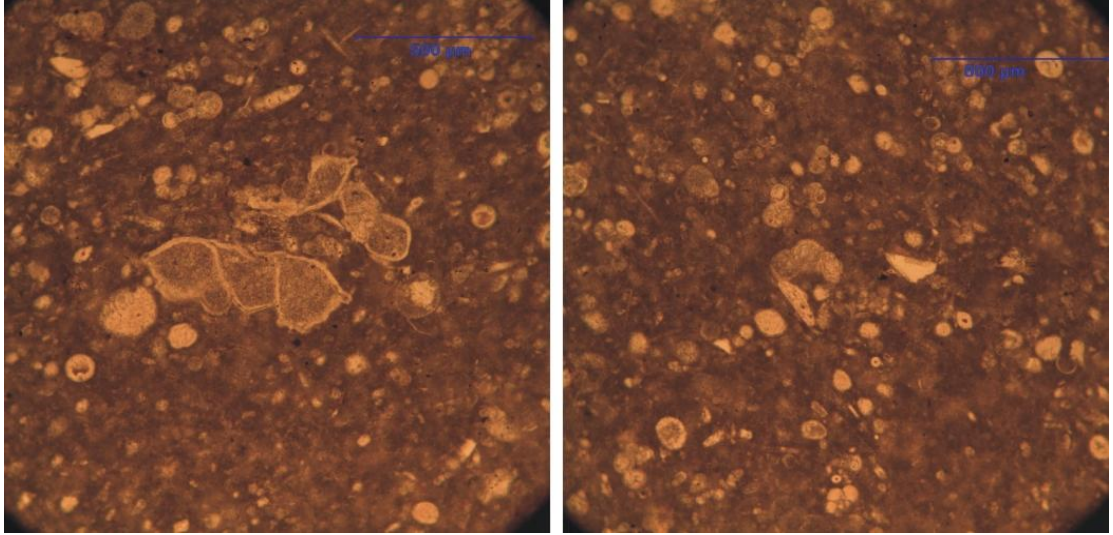
*Eskiyayla Formasyonu'nun dokanak ilişkileri* - Haritalama alanında Eskiyayla Formasyonu'nun stratigrafik dokanakları gözükmez. Formasyon, Alt Eosen yaşlı, olistostromal seviyeler de içeren bir fliş istifli olan Bakacak Formasyonu üzerinde tektonik olarak yer alır. Sapanca Kompleksi, Bakacak Formasyonu ile birlikte Eskiyayla Formasyonu üzerine bindirir (bakınız Yapısal Jeoloji bölümü).

*Ayrıntılı litolojik tanım* - Eskiyayla Formasyonu'nun Geyve-Pamukova düzlüğünün kuzeyindeki mostraları genel olarak ezik dokulu, tektonize (Şekil 9.8), pembe-kırmızı, nadiren bej renkli, bol *Radiolaria* sp., *Globotruncana* sp. fosilli pelajik kireçtaşı (%50) ve pelajik şeyllerden (%40) oluşur. Mostralarda çok az oranda gözüken yeşil renkli tüfitler (%10) en iyi olarak Pamukova kuzeybatısındaki Sondül ve Bakacak Köyleri arasında görülür.



**Şekil 9.8 :** Geyve kuzeyinde Eskiyayla Formasyonu'nun pelajik kireçtaşları ve şeylleri.

Eskiyayla Formasyonu'ndan alınan numunelerin ince kesitinde mikritik hamur içerisinde, *Globotruncana* sp., *Radiolaria* sp. fosilleri görülür (Şekil 9.9). Bu içeriğiyle, Eskiyayla Formasyonu'nun pelajik kireçtaşları “*Globotruncana*’lı biyomikrit” olarak tanımlanabilir.



**Şekil 9.9** : Eskiyacla Formasyonu'dan alınmış olan numunede *Globotruncana* sp. ve *Radiolaria* sp. fosilleri kırmızımsı mikritik hamur içerisinde görülüyor.

*Eskiyacla Formasyonu'nun yaşı* - Eskiyacla Formasyonu'nun çalışma alanındaki mostralardan alınan numunelerin ince kesitlerindeki pelajik foraminiferlerin tayinleri Senomaniyen-Santoniyen (~100-83 Ma) aralığında yaşlar verir. Aşağıdaki paragrafta yaş tayininde kullanılan örneklerin numaraları, fosil içerikleri, lokasyon Koordinatları ve elde edilen yaş tayini sonucu bulunmaktadır. Fosilli lokasyonlar ve elde edilen yaşlar jeoloji haritasında da işaretlenmiştir (Ek-1).

**3271** numaralı ezik pembe bir kireçtaşından (Koordinat-UTM 36T / 02 66 736 - 44 94 777) Santoniyen yaşı veren, *Marginotruncana pseudolinneana* (Pessagno) *Dicarinella concavata* (Brotzen) *Dicarinella asymetrica* (Sigal); **3915** numaralı, Hayrettin köyü kuzeybatısından alınan (Pamukova) bir pembe kireçtaşından Koniasiyen-Santoniyen yaşı veren, *Marginotruncana* sp., *Hedbergella flandrini* (Porthault); **3917** numaralı (Koordinat-UTM 36T / 02 52 169 - 44 90 900) olistostromal seviyeler arasında kalan pembe pelajik kireçtaşından Senomaniyen yaşı veren, *Macroglobigerinoides bentonensis* (Morrow), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *Praeglobotruncana gibba* (Klaus), *Hedbergella planispira* (Tappan), *Heterohelix moremani* (Cushman), *Heterohelix* sp.; **3919** numaralı (Koordinat-UTM 36T / 02 52 034 - 44 90 811) yerli olmayan bir pembe pelajik kireçtaşından Üst Senomaniyen yaşı veren, *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *Rotalipora cushmani* (Morrow), *Rotalipora* Sp.; **3921** numaralı (Koordinat-UTM 36T / 02 51 740 - 44 90 486) bol çakıllı kalsitürbiditler içerisinde, yatay duran pembe pelajik kireçtaşı tabakalarından Üst Senomaniyen yaşı veren *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *Rotalipora deeckeii* (Franke), *Praeglobotruncana gibba* (Klaus),

*Rotalipora cushmani* (Morrow), *Rotalipora Greenhornensis* (Morrow), *Rotalipora* spp., *Praeglobotruncana stephani* (Reichel); **3922A** numaralı (Koordinat-UTM 36T / 02 51 451 - 44 90 602), tane akıntılarının üzerine bindiren bir pelajik kireçtaşından en üst Turoniyen-Santoniyen yaşı veren *Marginotruncana pseudolinneana*, *Globotruncana lineana*, *Marginotruncana* sp.; **3922C** numaralı (Koordinatı 3922A ile aynı) pelajik kireçtaşında Koniasiyen – Santoniyen yaşı veren, *Marginotruncana* sp., *Hedbergella flanderini*, *H. Globolosa*; **3923** numaralı (Koordinat-UTM 36T / 02 51 730 - 44 91 376) kalsitürbidit ve tane akıntısı arakatlı pelajik kireçtaşlarında Turoniyen – Koniasiyen aralığında yaş veren *Marginotruncana renzi*, *Dicarinella* sp.; **3925 B** numaralı pembe pelajik kireçtaşında (Koordinat-UTM 36T / 02 54 977 - 44 93 117) Koniasiyen – Santoniyen yaşı veren *Marginotruncana pseudolinneana*, *Globotruncana lineana*, *M. Coronata*; **3927 (B1-B2)** numaralı (Koordinat-UTM 36T / 02 55 686 - 44 93 543) pelajik kireçtaşında en üst Turoniyen – Koniasiyen yaşı veren *Marginotruncana renzi*, *M. coronata* *Marginotruncana pseudolinneana* ve *Globotruncana lineana*; planktik foraminifer toplulukları saptanmıştır.

*Eskiyayla Formasyonu ile ilgili tartışma ve yorum* - Eskiyayla Formasyonu'nda çok bol pelajik faunanın varlığı, mikrit, biyomikrit kayatıpları, birimin dalga tabanında, dingin, derin bir ortamda çökeldiğini göstermektedir. Çökeline volkanizma da eşlik etmiştir. Formasyon'un tektonik ve paleocoğrafik konumu ile bölgesel jeoloji içerisindeki anlamı çalışma alanındaki tüm metamorfik olmayan çökel istifler tanıtıldıktan sonra ayrı bir bölümde anlatılacaktır (Bölüm 9.5).

## 9.4 Doğu Samanlı Grubu

### 9.4.1 Taşlı Tepe Kireçtaşı

*Genel tanım* - Taşlı Tepe Kireçtaşı, genel olarak beyaz-bej renkte, masif görünümlü, yer yer belli belirsiz tabakalı sığ denizel, bol fosilli, biyosparitik kireçtaşlarından oluşur (birimin % 90'ı; Şekil 9.10). Birimin, yalnızca Şahmelek Köyü kuzeyinde mostra veren, en üst kesimlerinde çok az oranda pembe renkli, fosilli pelajik marnlar da bulunur (% 10).



**Şekil 9.10** : Taşlı Tepe civarındaki bej renkli, masif, neritik kireçtaşları (3619 numaralı lokasyon).

*İsmlendirme ve kısa tartışma* - Birimin mostraları en iyi olarak Melekşeoruç Köyü'nün 1,5 km kuzeyindeki Taşlı Tepe'de görüldüğünden birim Taşlı Tepe Kireçtaşı olarak adlandırılmıştır. Daha önce Bozcu (1992), çalışma alanının dışında ve kuzeydoğusundaki Maksudiye Köyü'nde tanımladıkları benzer kireçtaşlarına "Sırakayalar Formasyonu" adını vermiştir. Bozcu (1992), Sırakayalar Formasyonu'nda *Orbitoides* sp., *Lepiorbitoides* sp., *Orbitoides medius* (d'Archiac) fosilleri tespit etmiş ve Maastrichtiyen yaşını vermiştir. Yazara göre Sırakayalar Formasyonu yanal yönde, yazarın bir "karasal, sığ denizel konglomera, kumtaşı,

resifal kireçtaşı birimi” olarak tanımladığı Kampaniyen-Mastrihtiyen yaşlı Şerefiye Formasyonu’na geçmektedir. Yazara göre, Sırakayalar Formasyonu’nun üzerine ise yazarın Üst Kretase yaşlı bir vahşi fliş olarak tanımladığı Bakacak Formasyonu geçişli olarak gelmektedir ancak bu dokanağın yeri ve tanımı açık değildir.

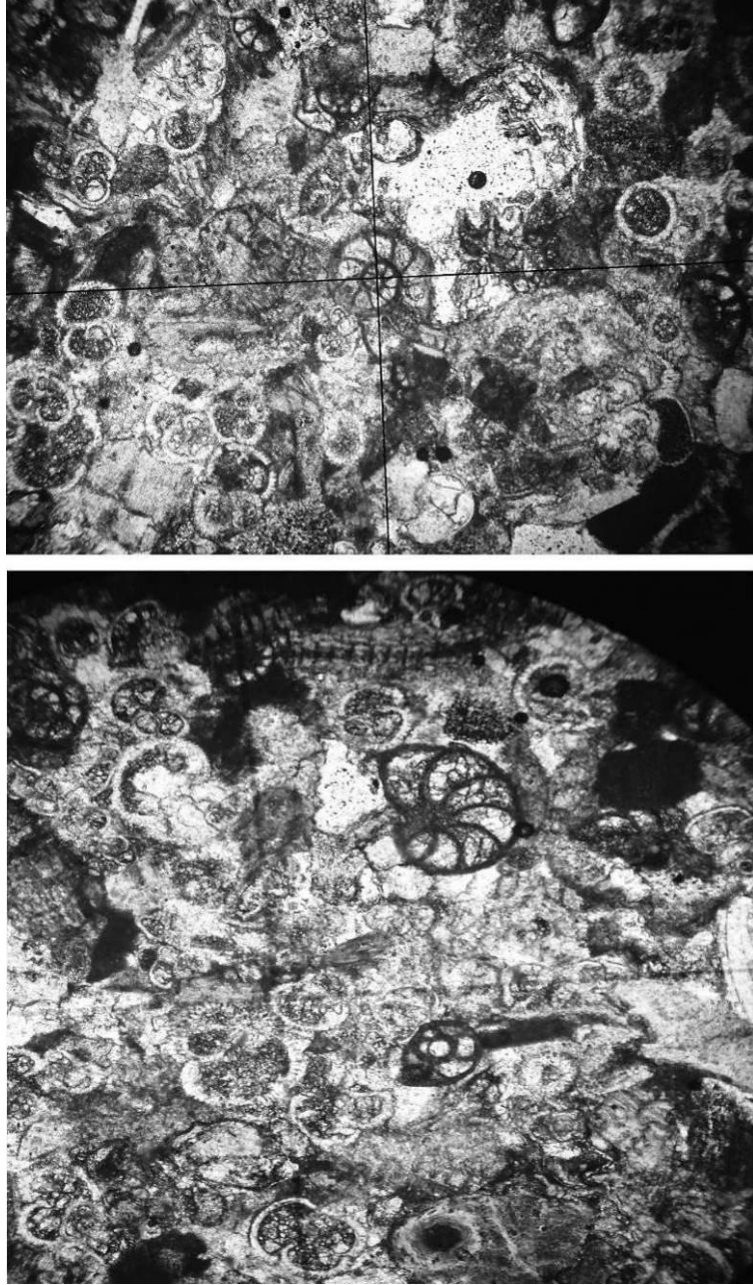
*Taşlı Tepe Kireçtaşı’nın yayılımı ve dokanak ilişkileri* - Çalışma alanında diğer birimlere oranla en az mostra veren bu formasyon üç alanda haritalanabilmiştir. Bu alanlar; Enerler Mahallesi kuzeyi, Taşlı Tepe mevki ve Pamukova’nın dört kilometre kuzeydoğusunda Kazımiye-Şahmelek Köyü arasındaki alanlardır.

Melekşeoruçköyü kuzeyindeki Taşlı Tepe’de, birimin yaklaşık olarak 100 metre kalınlığında olduğu görülür. Bu mevkiide Taşlı Tepe Kireçtaşı, Sapanca Kompleksi’ni uyumsuz olarak örter. İki birim arasındaki dokanak arazide açık bir biçimde görülemese de, Taşlı Tepe Kireçtaşı’nın mostraları, Sapanca Kompleksi’nin serpantinitlelerinin bir şapka gibi üzerindedir. Taşlı Tepe Kireçtaşı, Sapanca Kompleksi’nden farklı olarak metamorfizma göstermez. Sapanca Kompleksi ve Taşlı Tepe Kireçtaşı arasındaki belirgin litoloji, yaş, deformasyon farkları ve iki birimin geometrik konumu aralarındaki dokanağın büyük ihtimalle bir uyumsuzluk düzlemi olduğunu göstermektedir. Taşlı Tepe Kireçtaşı’nın tavanı Şahmelek Köyü kuzeyinde görülür. Bu mevki de Alt Eosen yaşlı Bakacak Formasyonu birimi uyumsuz olarak örter.

Taşlı Tepe Kireçtaşı’nın Gemlik Melanjı ve Pamukova Kompleksi ile olan dokanakları Pamukova-Kazımiye yolu arasında görülür ve genç yanal atımlı faylardır. Bu faylar ayrıntılı olarak “Yapısal Jeoloji” başlığı altında tanıtılacaktır. Taşlı Tepe Kireçtaşı’ndan gelme bloklar Alt Eosen yaşlı Bakacak Formasyonu içerisinde Enerler Mahallesi civarında görülmüştür.

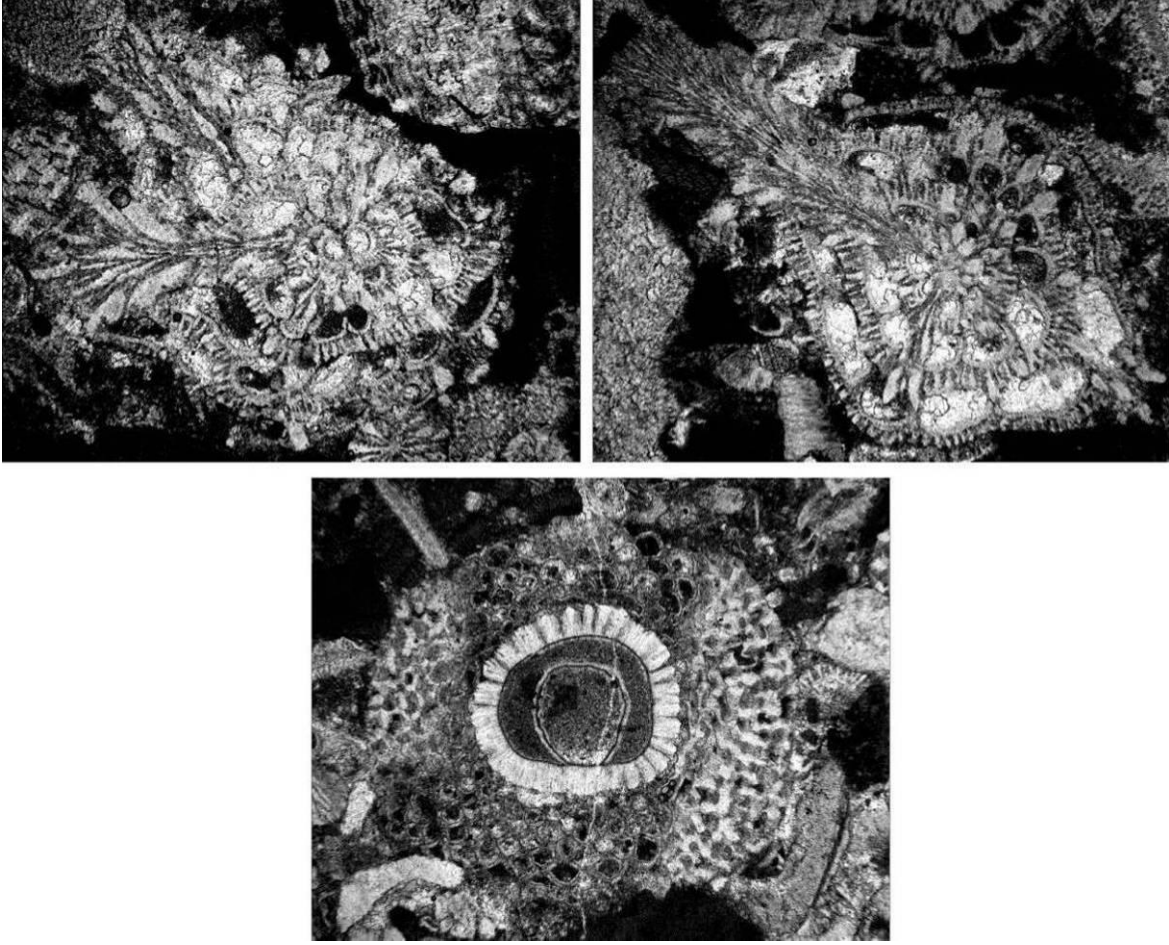
*Taşlı Tepe Kireçtaşı’nın litolojik tanımı* - Taşlı Tepe Kireçtaşı, beyaz-bej renkte, genelde masif görümlü, yer yer belli belirsiz tabakalı sığ denizel, bol fosilli, biyosparitik kireçtaşlarından oluşur. Birimde yer yer kumlu kireçtaşları da gözlenmiştir. Taşlı Tepe Kireçtaşı’nın ince kesitlerinde bol fosil ve sparik bir matriks görülür (Şekil 9.11). Birimin, yalnızca Şahmelek Köyü kuzeyinde mostra veren, en üst kesimlerinde çok az oranda pembe renkli, fosilli pelajik marnlar da bulunur (% 10).





**Şekil 9.11** : Taşlı Tepe kireçtaşı'nın sparitik matriksi ve içerdiği fosil kavkaları. Alttaki resmin üst kesiminde iyi bir *Orbitoides* sp. kesiti görülüyor.

*Taşlı Tepe Kireçtaşı'nın yaşı* - Birimin mostralarında bolca ve iri *Orbitoides* sp., fosilleri ile fosil kavkaları görülür. Erenler Mahallesi kuzeyindeki mostralarından alınmış 3272A numaralı numunede *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Orbitoides apiculatus* Schlumberger, *Sirtina* sp. fosilleri tanımlanmıştır (Şekil 9.12). Bu fosillere dayanarak birime Maastrichtiyen yaşı verilmiştir. Bu fosil birlikteliği birimin birçok mostrasında görülmektedir.



Şekil 9.12 : 3272A numaralı örneklerdeki seçilmiş fosiller. (Üstte solda ve sağda) *Siderolites* sp. fosilleri ve (altta) *Orbitoides apiculatus* Schlumberger fosili görülmüştür. Fotoğraflarda büyütme x27 oranındadır.

Çalışma alanında yalnızca Şahmelek Köyü kuzeyinde görülen ve birimin en üst kesimlerini oluşturan pelajik marnlardan ise Üst Maastrichtiyen yaşı veren, *Globotruncana stuartiformis* (Dalbiez), *Globotruncana stuarti* (De Lapparent), *Globotruncana arca* (Cushman), *Racemigumbolina fracticosa*, *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), *Globotruncana contusa* (Cushman) planktik fosilleri tayin edilmiştir (Örnekler 3953 A, B; Koordinat-UTM: 36T / 02 61 988 - 44 92 515)..

*Taşlı Tepe Kireçtaşı üzerine tartışma ve yorum* - Formasyonun tektonik ve paleocoğrafik konumu ile bölgesel jeoloji içerisindeki anlamı çalışma alanındaki tüm metamorfik olmayan çökel istifler tanıtıldıktan sonra yapılacak değerlendirme bölümünde ayrıntılı olarak anlatılacaktır (Bölüm 9.5).

#### 9.4.2 Osmaniye Formasyonu

*Genel tanım* - Osmaniye Formasyonu, çakıllı kaba kumtaşı, silttaşı-şeyl, kalsitürbidit, kalın tabakalı konglomera, tane akıntısı karakterinde konglomera ve yer yer kırıntılı sıg denizel kireçtaşı bloklarından oluşur (Şekil 9.13).

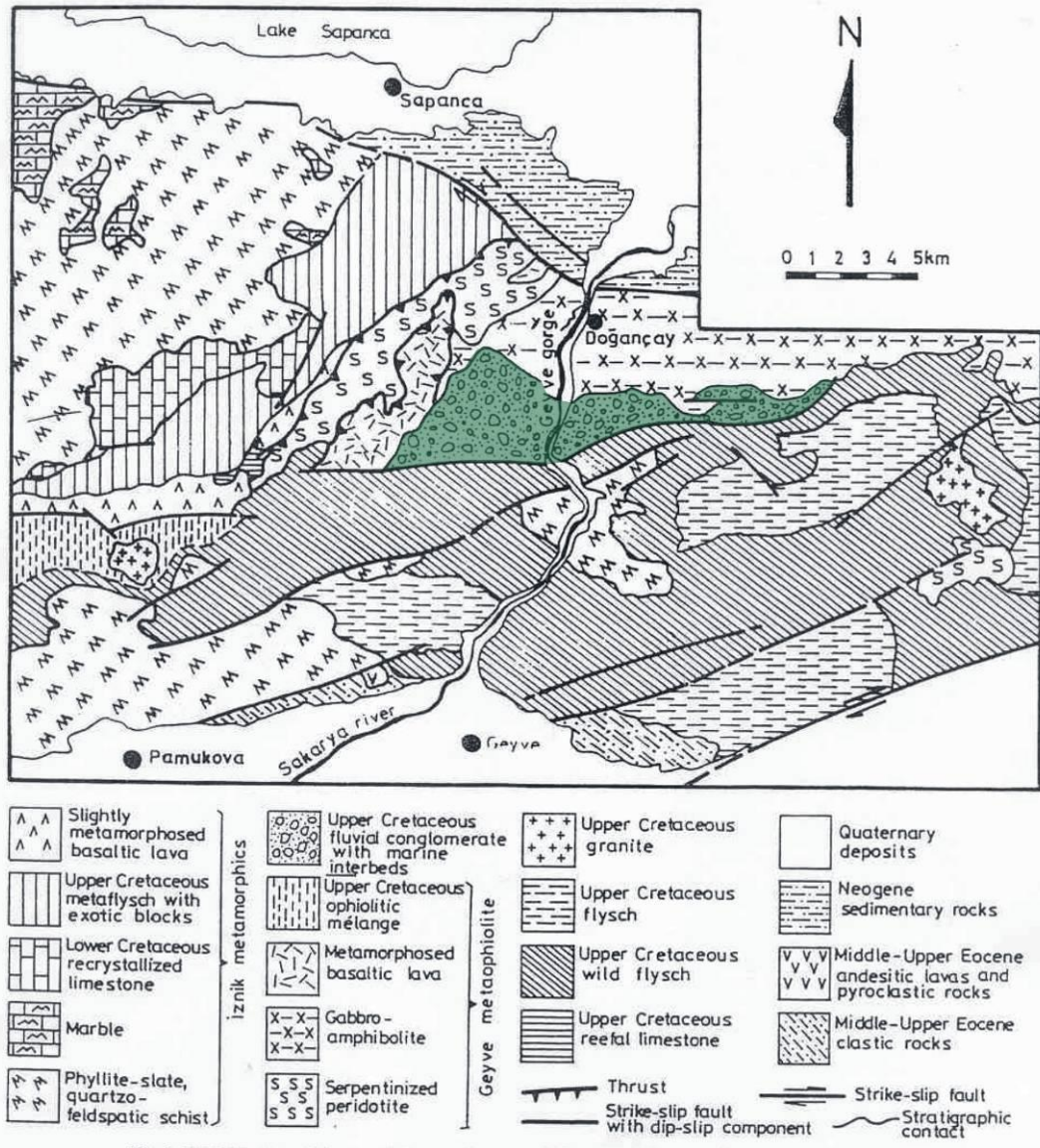


**Şekil 9.13** : Osmaniye Formasyonu'nun Beşiktaş deresi içerisindeki taşocağındaki masif tabakaları, çakıllı kumtaşı ve silttaşlarından oluşmuştur.

*İsimlendirme ve önceki çalışmalar* - Osmaniye Formasyonu ilk kez Özcan ve diğ. (2011) tarafından Armutlu Yarımadası'nda, Maşukiye'nin yaklaşık 37 km batısındaki Osmaniye Köyü'nde adlanmıştır. Özcan ve diğ. (2011) Osmaniye Formasyonu'nu, Armutlu Yarımadası'ndaki Kretase serilerinin en altında yer alan Kampaniyen yaşlı bir derin denizel birim olarak tanıtmıştır. Özcan ve diğ. (2011)'ne göre Osmaniye Formasyonu, Armutlu Yarımadası'ndaki metamorfikler üzerine uyumsuz olarak gelse de bu dokanak daha sonra faylanmıştır. Özcan ve diğ. (2011), Osmaniye'deki tip kesitinde Formasyon'un 430 metre kalınlıkta, ağırlıklı olarak tane akıntısı karakterinde konglomera, kumtaşı, silttaşı, daha az oranda kalsitürbidit ve marndan oluşan bir birim olduğunu belirtir. Yazarlar, Osmaniye Formasyonu içerisindeki kalsitürbiditlerden Kampaniyen yaşlı veren *Lepidorbitoides* sp., *Praesiderolites* sp. ve *Pseudosiderolites* sp., birimin marnlarından Üst Kampaniyen-

Maastrichtiyen yaşı veren *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny), *Kuglerina rotundata* (Brönnimann ve Brown), *Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp. ve *Rugoglobigerina* sp., birimin çakıllı kumtaşı tabakalarından Kampaniyen yaşı veren *Lepidorbitoides campaniensis* van Gorsel ve *Orbitoides* sp., *Orbitoides*. cf. *Media* (d'Archiac), birimin konglomeralarının matriksinde Kampaniyen yaşı veren *Praesiderolites* sp. fosilleri tanımlamışlardır. Özcan ve diğ. (2011) Osmaniye Formasyonu'nu Orta Sakarya Havzası'ndaki Üst Kretase yaşlı derin denizel fliş istifinin (Gölpazarı Grubu) Armutlu Yarımadası'ndaki eşleniği olarak yorumlamıştır.

Osmaniye Formasyonu çalışma alanında ise ilk kez Bozcu (1992) tarafından haritalanmış ve Şerefiye Formasyonu olarak adlanmıştır (Şekil 9.14). Bozcu (1992) Şerefiye Formasyonu'nu kaba elemanlı, karasal başlayıp sığ denizel devam eden konglomera, kumtaşı ve resifal kireçtaşıdan oluşan bir birim olarak tanımlar. Yazar, Şerefiye Formasyonu'nun Geyve Metaofiyoliti'ni uyumsuz olarak örttüğünü (bu çalışmadaki Pamukova Kompleksi'nin Geyve boğazındaki litolojileri) ve Sırakayalar Formasyonu ile yanal yönde geçişli olduğunu söyler (bu çalışmanın Taşlı Tepe Kireçtaşı). Bozcu (1992) formasyondan *Textularia* sp., *Globotruncana* cf. *bulloides* (Vogler), *Globotruncana* cf. *lapparenti* (Brotzen), *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny), *Siderolites* sp., *Orbitoides medius* (d'Archiac), Textulariidae, Rotaliidae, kırmızı alg parçaları ve Inoceramus fosil kalıpları tespit etmiş bu fosillere göre birime Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşını vermiştir.



Şekil 9.14 : Yılmaz ve diğ. (1995)'nin yayınladığı Sapanca Gölü güneyinin jeoloji haritasında Bozcu (1992)'nin Şerefiye Formasyonu yeşil renkle gösterilmiştir.

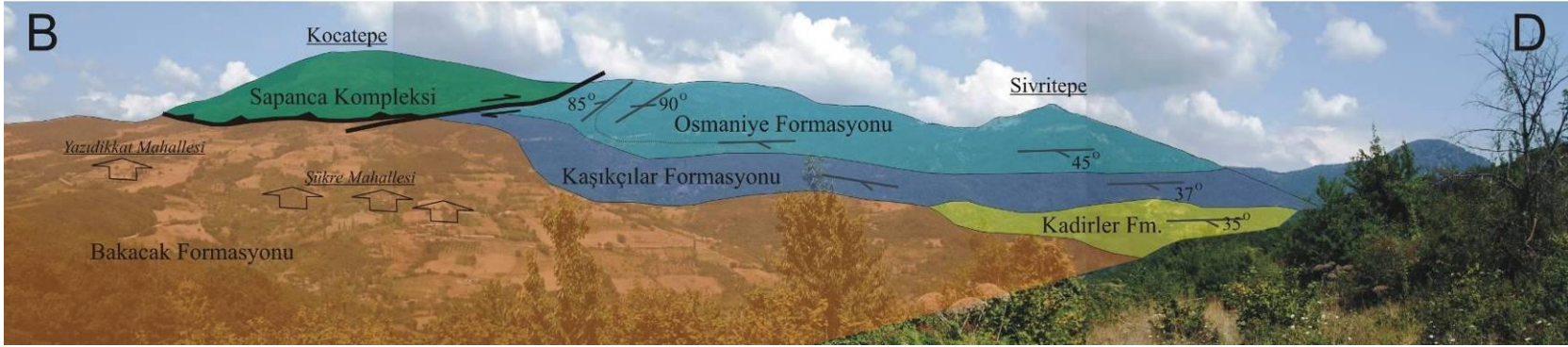
*Osmaniye Formasyonu'nun dokanak ilişkileri* - Osmaniye Formasyonu'nun Pamukova Kompleksi, Sapanca Kompleksi, Kaşıkçılar Formasyonu ve Kadirler Formasyonu ile dokanakları vardır.

Osmaniye Formasyonu, Pamukova Kompleksi üzerinde normal faylı bir dokanakla yer alır. Dokanağın güneyinde bulunan Osmaniye Formasyonu'nun tabakaları ortalama 40° ile düzenli olarak güneye eğimlidir. Osmaniye Formasyonu'nda görülen düzenli eğimler ve formasyonun Pamukova Kompleksi'ne ait çakıllar içeriyor olması, birimin Pamukova Kompleksi üzerine uyumsuz olarak gelmiş olabileceğini ve uyumsuzluk düzleminin daha sonra faylanmış olabileceğini düşündürmektedir.

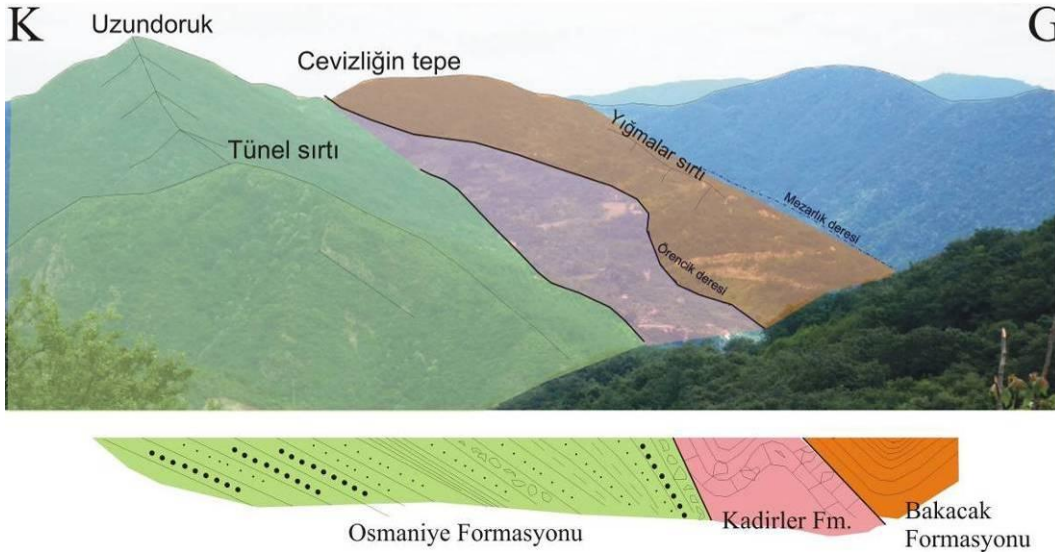
Osmaniye Formasyonu'nun Sapanca Kompleksi olan dokanağı sağ yanal atımlı bir faydır ve ayrıntılı olarak Yapısal Jeoloji bölümünde anlatılacaktır (Bölüm 11).

Osmaniye Formasyonu üzerine uyumlu olarak, Geyve Boğazı batısında Kaşıkçılar Formasyonu (Şekil 9.15) ve boğazın doğusunda Kadirler Formasyonu gelir (Şekil 9.16). Kaşıkçılar Formasyonu çok çeşitli blok ve çakıllar içeren Paleosen yaşlı bir tane akıntısı birimidir ve Osmaniye Formasyonu'nun sarı renkli kalsitürbiditleri üzerine Kaşıkçılar'ın 750 m batısında uyumlu, geçişli olarak gelir (lokasyon 4458). Ayrıca, Kaşıkçılar'ın 2,5 km batısında, Kaşıkçılar formasyonu ile Osmaniye Formasyonu'nun yanal yönde geçişli olduğu görülmüştür (lokasyon 4523).

Kadirler Formasyonu ise pelajik marn matriksli ve neritik kireçtaşı bloklu bir Üst Paleosen-en Alt Eosen yaşlı karbonat tane akıntısı istifidir ve üzerlediği Osmaniye Formasyonu ile olan dokanağı en iyi Geyve Boğazı batısında, Fındıksuyu Köyü yakınındaki 4569 numaralı lokasyonda görünür (Şekil 9.17). Bu mevkiide Osmaniye Formasyonu'nun çakıllı kaba kumtaşları ve çakıltaşları kıvrılmış, güneye eğimli tabakalar sunarlar. Bu tabakaların üzerine Kadirler Formasyonu'nun pelajik marnları gelir.

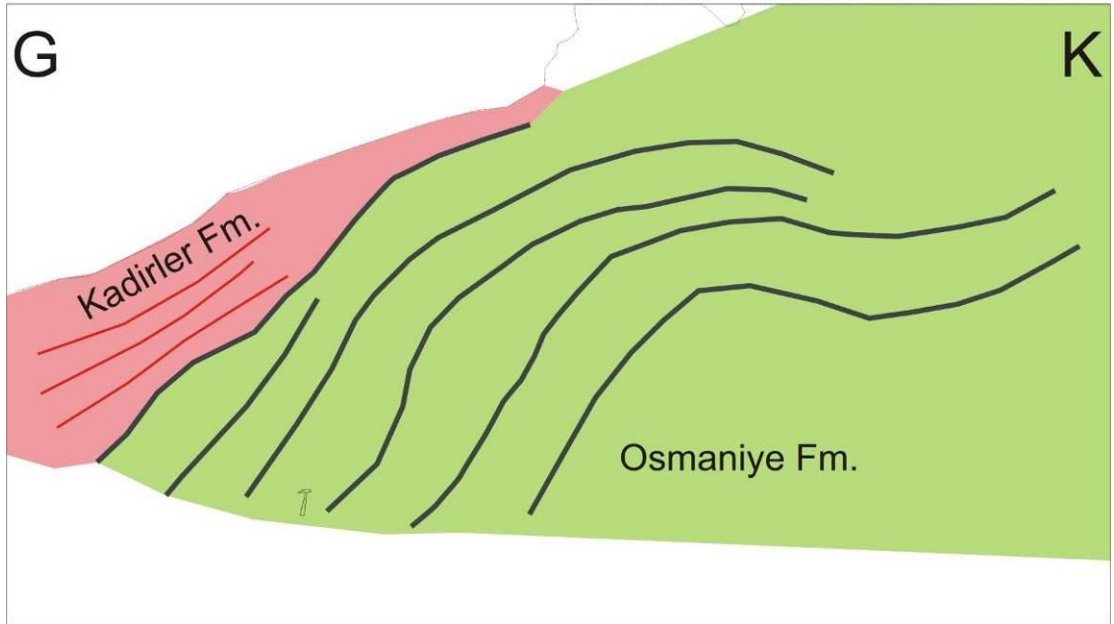


**Şekil 9.15 :** Geyve Boğazı batısında Kocatepe ve Sivritepe arasındaki alandaki formasyonların ilişkisini gösteren panoramik fotoğraf. Osmaniyeye Formasyonu üzerine bu alanda Kaşıkçılar Formasyonu uyumlu olarak gelmektedir. Kaşıkçılar Formasyonu üzerine Kadirler Formasyonu ve Kadirler Formasyonu üzerine Bakacak Formasyonu uyumlu olarak gelir (ayrıntılar aşağıdaki bölümlerde anlatılmaktadır). Osmaniyeye, Kaşıkçılar, Kadirler ve Bakacak Formasyon'larının tabakaları genelde doğu-batı gidişlidir ve güneye 45-35° arasında değişen eğimler sunarlar. Kadirler Formasyonu'nun tane akıntıları homoklin tipi bir topoğrafya oluşturmuştur. Buna karşın Kadirler Formasyonu ve Bakacak Formasyonu'nun fliş tipi istifli yayvan bir topoğrafya sunar.



**Şekil 9.16 :** Geyve Boğazi'nin doğusunda Osmaniye Formasyonu üzerine Kadirler Formasyonu'nun, Kadirler Formasyonu üzerine ise Bakacak Formasyonu'nun uyumlu olarak geldiğini gösteren panoramik fotoğraf ve jeolojik kesit.

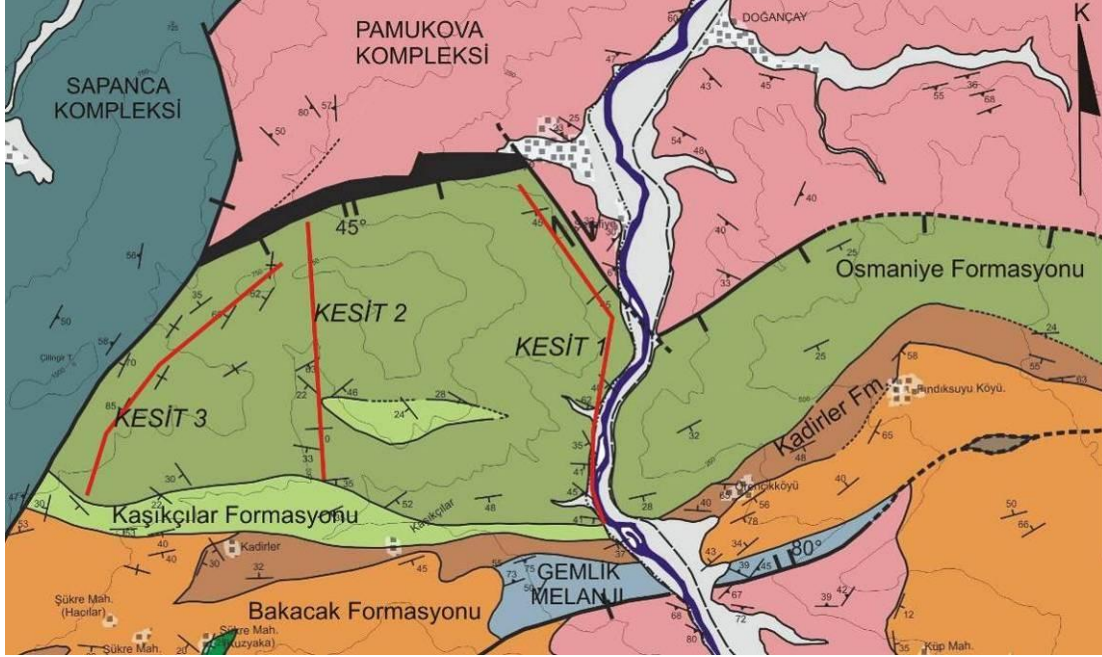




**Şekil 9.17 :** Kadirler Formasyonu ile Osmaniye Formasyonu arasındaki uyumlu dokanak. Kırmızı çizgilerle sınırları gösterilen tabakalar Kadirler Formasyonu'nun pelajik marınları, gri çizgilerle sınırlandırılan tabakalar ise Osmaniye Formasyonu'nun kıvrılmış çakıltaşı, kumtaşı ardalanmasından oluşur (4569 numaralı lokalite).

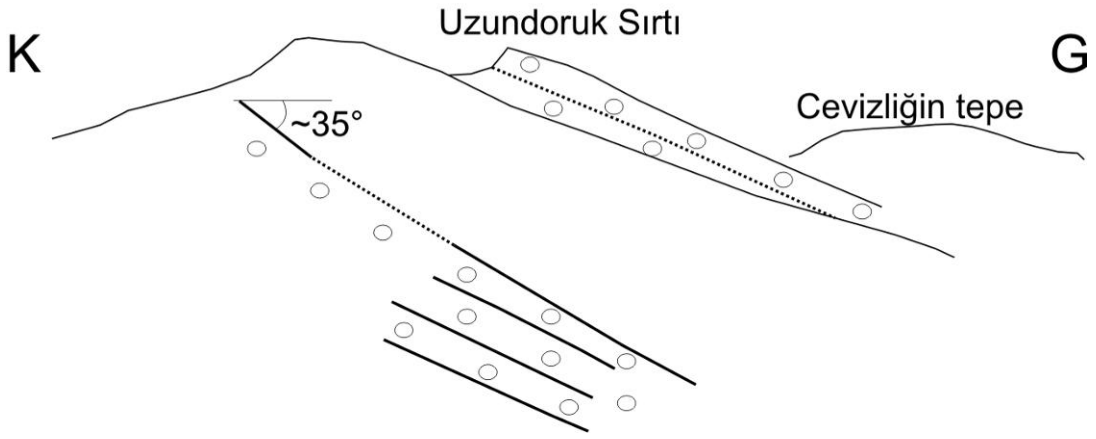
*Osmaniye Formasyonu'nun litolojik tanımı* - Osmaniye Formasyonu'nun maksimum kalınlığı yaklaşık olarak 1800 metredir ve formasyonun Pamukova Kompleksi ile olan dokanağı ile Geyve Boğazı boyunca olan kesiti üzerinde ölçülmüştür. Osmaniye Formasyonu, yer yer çakıllı sarımsı-boz renkli kaba taneli kumtaşı (%30-35), mavimavimsi gri renkli silttaşı-şeyl (%25-30), kalın tabakalı konglomera (% 10-15), moloz akıntısı karakterinde konglomera (% 5-10), kalsitürbidit (%5-10), ve kırıntılı sığ denizel kireçtaşı bloklarından (%10) oluşur. Çalışma alanında Osmaniye

Formasyonu üç ayrı kesitte iyi tanınabilir. Bu kesitlerden en doğuda bulunan birincisi, Geyve Boğazı boyunca görünen kesittir (Şekil 9.18, Kesit 1). Diğer iki kesit ise sırasıyla Kaşıkçılar-Sarıkaya-Kocatepe (Kesit 2) ve Acıkiraz-Eminintarla Tepe kesitleridir (Şekil 9.18, Kesit 3). Bu üç kesit ve yukarıda verilmiş olan litolojilerin ayrıntılı özellikleri aşağıda tanıtılmaktadır.



**Şekil 9.18 :** Osmanlıye Formasyonu'ndan tanıtılmış olan jeolojik kesitlerin yerlerini gösteren jeoloji haritası. Kesit doğrultuları kırmızı çizgi ile işaretlenmiştir.

*Stratigrafik kesitler ve ayrıntılı litolojik tanım- Kesit 1, Geyve Boğazı kesiti;* Osmanlıye Formasyonu Geyve Boğazı boyunca düzenlice, doğu-batı doğrultulu ve güneye eğimli kalın tabakalara sahiptir ve bu tabakalar doğu-batı gidişli sırtlar oluşturur (Şekil 9.19).



**Şekil 9.19 :** Geyve Boğazı doğusunda, Uzundoruk Sirtı boyunca uzanan Osmaniye Formasyonu'nun kalın kumtaşı tabakaları homoklinal yapıdadır.

Bu kesit kuzeyde Şerefiye Mahallesi batısından başlar ve güneyde Beşiktaş Deresi'nin 170 metre güneyinde son bulur. Kesitte tabakalar 35-50° ile güneye eğimlidir. En kuzeyde, kesitin tabanında, kalın tabakalı, tane destekli çakıltaşları ve kaba kumtaşları bulunur. Kesitin tabanına yakın olan, 2461 numaralı lokasyondaki çakıltaşlarından alınan serbest bir numunede *Praesiderolites* sp., *Pseudosiderolites* sp., *Orbitoides* sp. ve *Bryozoa* fosilleri tespit edilmiştir. Bu fosillere göre birimin tabanı Kampaniyen yaşındadır. Birime ait tabakalar, Şerefiye ile Geyve Boğazı arasında uzanan fay nedeniyle yer yer ezik ve breşiktir (örneğin lokasyon 3701). Ezik zonun hemen üzerinde sarımsı kahverengi mostra rengine sahip çakıltaşları bulunur. Bu çakıltaşları genelde tane desteklidir ve tabakalarında koyu renkli çakıllar ağırlıktadır (Şekil 9.20). Çakıltaşlarının tabaka kalınlığı çatlaklar nedeniyle tam olarak belirgin değildir ancak masif görünümündedirler. Çakıltaşlarında az oranda gri renkli, karbonatlı bir matriks de görülebilir (~% 10 oranında). Çakıllar, orta düzeyde

boylanmalı, iyi-orta yuvarlanmalı ve yarı küreseldir. Tane boyları genelde 0,3-3 cm aralığında olmasına karşın 5-10 cm çapta çakıllar da bulunur. Çakıl türleri amfibolit, gri ve beyaz renkli karbonat, granit, koyu renkli fillat ve kumtaşlarıdır. Aldere Vadisi içerisindeki çakıltaşı ocağında 1,5-4 m kalınlıkta kızılımsı kahve tabakalar halinde gözüken birim kaba kumtaşı-çakıltaşı-silttaşı ardalanması halini alır. Bu civarda yer yer rastlanılan gri renkli sparitik karbonat matriks daha fazla oranda gözüktür (~% 20-25 oranında). Kızılımsı kahve mostra rengi alterasyona bağlı oksidasyon sonucu gelişmiştir.

Gri renkli çakıllı, kaba kumtaşlarının içerisinde 3708 numaralı lokasyonda bir rudist fosili görülmüştür (Şekil 9.21). Bu civarda da birim ortalama 130-150 cm kalınlıkta silttaşı-çakıltaşı-kaba kumtaşı-kumlu kireçtaşı ardalanması halindedir. Kumlu kireçtaşı tabakalarında bol *Orbitoides* sp., *Siderolites* sp. fosilleri de görülmektedir. İstifin en üstte ise bol *Orbitoides* sp. fosilleri içeren kumlu neritik kireçtaşı ve bunları üzerleyen karbonatlı silttaşları ile sonbulur (lokasyon 4451).



**Şekil 9.20:** 3704 numaralı lokasyonda polimiktik, tane destekli, genelde koyu renkli çakılardan oluşan çakıltaşı mostrası.



**Şekil 9.21:** Geyve Boğazı üzerindeki 3708 numaralı lokasyonda bir rudist. Rudistin hemen yanında da pembe renkli iyi yuvarlanmış bir granit çakılı görülmektedir.

Kesit 2, Kaşıkçılar-Sarıkaya-Kocatepe kesiti; Osmaniye Formasyonu'nun ikinci iyi kesiti, Kaşıkçılar ile Sarıkaya Sırtı arasındaki orman yolunda görülür. Sarıkaya Sırtı'nın kuzeyindeki tabakalar yoğun bitki örtüsüyle kaplı olduğundan kesitin tabanı bu civarda görülmez. Sarıkaya Sırtı'ndan sonra, orman yolu batı yönüne döner ve Kedikaya Sırtı'na kadar ulaşır. Kesitin mostra veren, stratigrafik olarak en alttaki tabakaları 20-30 cm kalınlıkta, dikçe güneye eğimli (~63°) gri renkli kumlu kireçtaşlarıdır (3973 numaralı lokasyon). Kumlu kireçtaşı tabakaları *Rudist ve Orbitoides* sp. fosilleri içermektedir (lokasyonlar 4553 ve 3971). İstif içerisinde nadiren ince şeyl tabakaları da bulunur (lokasyon 4052). Güneye doğru kumlu istif kumtaşı-silttaşı ağırlıktadır. İstif güney yönünde litolojiler fazla değişmeden devam eder ve 4559 numaralı lokasyonda, Osmaniye Formasyonu'nun sarı renkli kaba kumtaşlarının üzerine Kaşıkçılar Formasyonu'nun tane akıntıları uyumlu olarak gelir.

Sarıkaya Sırtı'nın batısında, istif içerisinde jeolojik haritada da gösterilmiş olan bir, kaba moloz akıntısı niteliğinde, çakıltaşı ara seviyesi bulunur. Bu ara seviye, hem içerdiği litolojiler hem de iç yapısı ile Osmaniye Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen Kaşıkçılar Formasyonu ile benzerlikler sunar. Çakıltaşı ara seviyesinin tabanında kırıntılı neritik kireçtaşları bulunur. Bu ilişki hem Kedikaya Sırtı yakınında (Şekil 9.22, lokasyon 4545) hem de bu lokasyonun 1250 metre batısında görülür (lokasyon 3972).

Tabandaki kireçtaşları 15-80 cm kalınlıkta gri renkli, neritik, karbonat kırıntılı kireçtaşlarıdır ve rudist kavkıları da içerirler. Kırıntılı karbonatlar üzerine gelen çakıltaşları; masif, kumlu bir matrikse sahip, hem yuvarlanmış hem de köşeli çakıllar içeren çakıltaşlarıdır. İçerdikleri çakıllar metabazit, amfibolit, kumtaşı, kumlu kireçtaşı çakıllarıdır ve rudist parçaları da gözlenmiştir. Çakıl çapları 2 mm-30 cm arasında değişir. İstif yukarı ilerledikçe çakıltaşlarının içinde iri bloklar gözlenmeye başlar. Bu bloklardan ikisi 4546 numaralı lokasyondaki *Globotruncana* sp. içeren bej renkli pelajik kireçtaşı, 4552 numaralı lokasyondaki bol *Orbitoides* sp. fosilli bej renkli neritik kireçtaşı bloklarıdır.



**Şekil 9.22 :** (Üstte) 4545 numaralı lokasyonda neritik kireçtaşları üzerine gelen çakıltaşı tabakaları. (Ortada) Altta yer alan neritik kireçtaşları. (Altta) neritik kireçtaşı tabakasının yakından görünümü ve içerdiği fosil kırıntıları (bej alanlar).

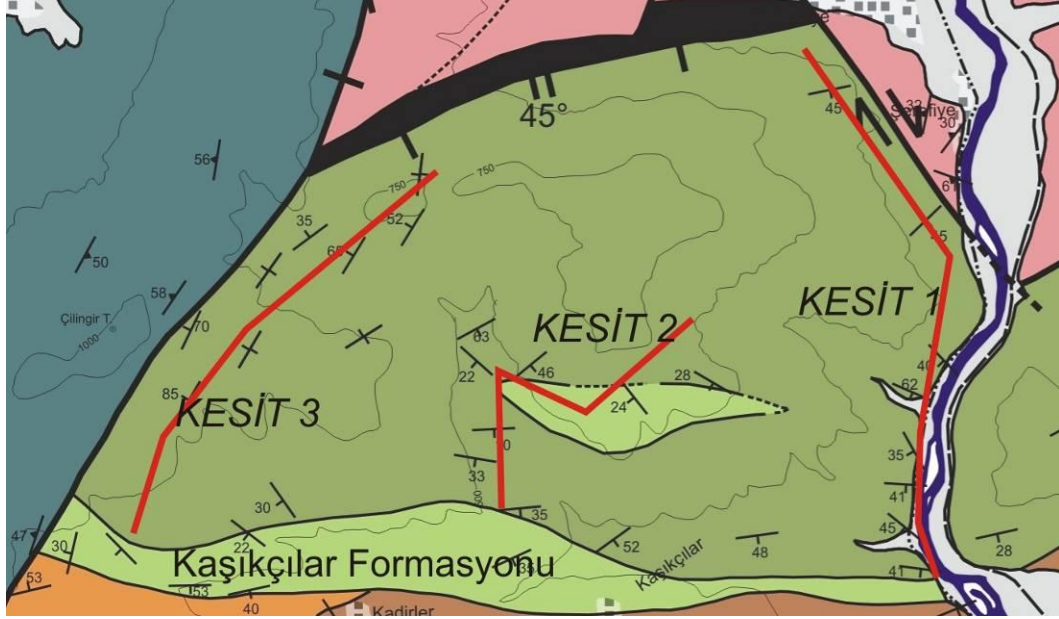
Çakıltaşlarının kendisi de molozakıntıları içinde blok olarak görülmüştür (lokasyon 4552) Bazı lokasyonlarda fillat ve kuvars çakılları da tespit edilmiştir. Kimi çakıltaşı tabakalarında ise iyi yuvarlanmış, eliptik, mermer, amfibolit, metabazit, kuvars, çört çakıl birliği görülür (Şekil 9.23, lokasyon 4551).



**Şekil 9.23:** 4551 numaralı lokasyondaki iyi yuvarlanmış çakıllardan oluşan tane destekli çakıltaşları, çakıllar mermer ve metabazit ağırlıklıdır.

Kesit 3; Acıkiraz-Eminintarla Tepe kesiti; Osmaniye Formasyonu'nun üçüncü iyi kesiti en batıdadır. Bu kesit kuzey-güney yönünde Acıkiraz Sırtı ile Eminintarla Tepe; doğu-batı yönünde ise Sivri Tepe ve Sapanca Kompleksi ile Osmaniye Formasyonu arasındaki yanal atımlı fay arasındadır. Bu kesitin diğer kesitlerden en belirgin farkı tabakalarının genelde kuzeydoğu-güneybatı doğrultusunda, dik olarak uzanmalarıdır (Şekil 9.24 ve 9.25).





**Şekil 9.24:** Osmaniye Formasyonu'ndan tanıtılmış olan jeolojik kesitlerin yerlerini gösteren jeolojik harita. 3 numaralı kesitteki tabaka doğrultuları genelin aksine kuzeydoğu-güneybatı doğrultusundadır ve tabakalar genelde diktir.



**Şekil 9.25:** 3 numaralı kesitte yaygın olarak görülen dik kaba kumtaşı, silttaşı tabakaları (4526 numaralı lokasyon, 30/90 doğrultu ve eğim).

Kesitin tabanında 50-60 cm kalınlıkta tabakalara sahip çakıllı karbonatlar bulunur (lokasyon 4063). 30-10 santimetrelük karbonatlı kumtaşı ve silttaşı-şeyl arıalanmasından oluşan tabakalar, çakıllı karbonatlar üzerine gelir (lokasyonlar 4066 ve 4068). Bu arıalanma içerisinde bentik foraminifer fosilleri bolca bulunur

(lokasyon 4068). İstif yanal yönde Osmaniye Formasyonu'nun yaygın litolojilerinden olan sarı renkli kaba kumtaşlarına (lokasyon 4524) ve daha güneyde ise sırasıyla önce kalın çakıltaşlarına (lokasyon 4527) daha sonra ise bol *Orbitoides* sp. ve *Rudist* içeren kireçtaşlarına geçer (Şekil 9.26 ve 9.27; lokasyonlar 4528-4530). İstifin en üst kesimlerinde, mavi renkli silttaşı ve şeyllerin sarı kaba kumtaşı tabakaları ardalandıkları görülür (lokasyonlar 4111 ve 4112).



**Şekil 9.26 :** 4528 numaralı lokasyonda *Orbitoides* sp. ve *Rudist* kavkaları içeren kırıntılı kireçtaşları. Yuvarlak, disk şekilli yapılar *Orbitoides* sp. fosilleridir.

*Osmaniye Formasyonu'nun yaşı* - Osmaniye Formasyonu'nun değişik tabakalarından elde edilen fosiller *Orbitoides* sp., *Pseudosiderolites* sp., *Siderolites* sp., *Praesiderolites* sp., *Bryazoa* ve *Rudist* kavkalarıdır (fosil tayinleri Prof Dr. Ercan Özcan tarafından yapılmıştır). Bu fosil topluluğuna dayanarak birimin yaşının Kampaniyen ve Maastrichtiyen olduğu tespit edilmiştir. Daha önceki çalışmalarda da birimden aynı yaşı veren fosiller bildirilmiştir (Bozcu, 1992; Özcan ve diğ, 2011).



**Şekil 9.27:** 4530 numaralı lokasyonda *rudist* fosilleri içeren kırıntılı kireçtaşları.

Yukarıda anlatılan üç kesite ek olarak, Osmaniye Formasyonu'nun Geyve Boğazı doğusundaki mostralarında ince tabakalarda görülmüştür (Şekil 9.28).



**Şekil 9.28:** Osmaniye Formasyonu'nun kalın kumtaşlarında, Geyve Boğazı doğusunda görülen ince tabakalar.

*Osmaniye Formasyonu üzerine tartışma ve yorum* - Formasyon'un çökelme ortamı, tektonik ve paleocoğrafik konumu ile bölgesel jeoloji içerisindeki anlamı çalışma alanındaki tüm çökel istifler tanıtıldıktan sonra, Bölüm 9.5'te ayrıntılı olarak anlatılacaktır.

### 9.4.3 Kaşıkçılar Formasyonu

*Genel tanım* - Kaşıkçılar Formasyonu, metabazit, çört, kuvarsit, fillat, amfibolit, neritik kireçtaşı, pelajik kireçtaşı blok ve çakılları içeren bir moloz akıntısı birimidir.

*İsmlendirme* - Birim ilk kez bu çalışmada mostralarının en iyi olarak Kaşıkçılar Mahallesi kuzeybatısında görüldüğünden, Kaşıkçılar Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Birim daha önce çalışma alanında ayrı olarak haritalanmamış, önceki çalışmalarda Üst Kretase yaşlı çökellerin bir parçası olarak gösterilmiştir (örneğin Akartuna, 1968; Göncüoğlu ve diğ., 1987, 1990, 1992; Bozcu, 1992).

*Kaşıkçılar Formasyonu'nun dokanak ilişkileri* - Kaşıkçılar Formasyonu'nun Doğu Samanlı Grubu içerisindeki birimlerden Osmaniye Formasyonu, Kadirler Formasyonu ve Bakacak Formasyonu ile dokanakları vardır.

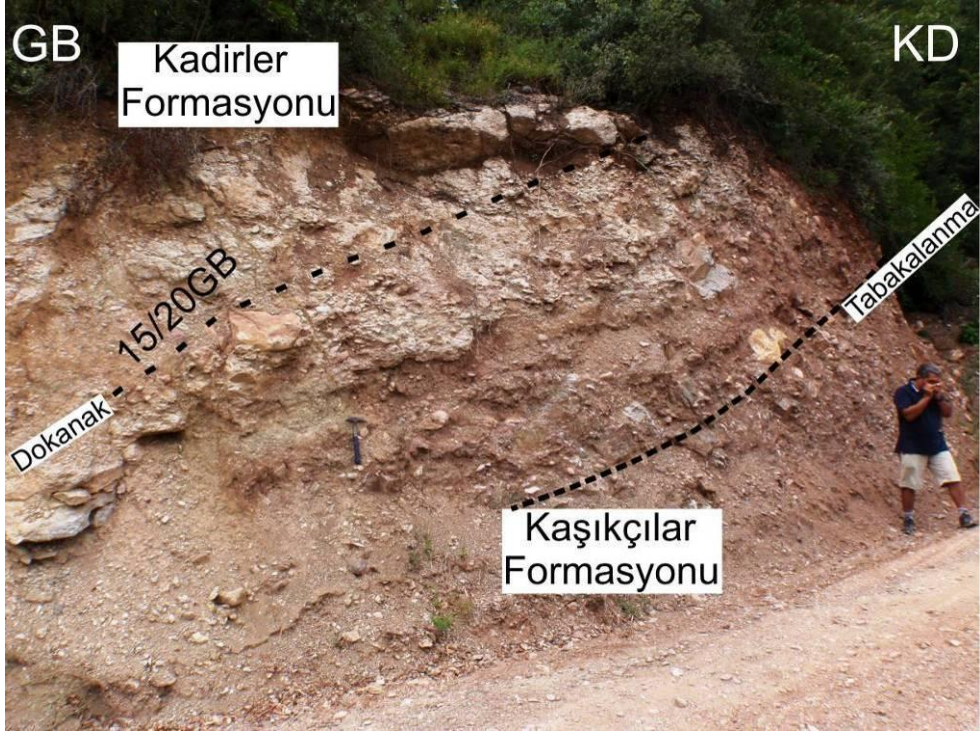
Kaşıkçılar Formasyonu'nun Sapanca Kompleksi ile olan dokanağı genç bir yanal atımlı faydır. Bu fay ayrıntılı olarak "Yapısal Jeoloji" bölümünde tanıtılmaktadır.

Kaşıkçılar Formasyonu'nun uyumlu olarak Osmaniye Formasyonu'nu üzerlediği bir önceki bölümde ayrıntılı olarak anlatılmıştı. Kaşıkçılar Formasyonu'nun üzerine ise Kadirler Formasyonu'nun pelajik marn matriksli tane akıntıları, Kaşıkçılar'ın 750 m batısında uyumlu, geçişli olarak gelir (Şekil 9.29, lokasyon 4458).

*Kaşıkçılar Formasyonu'nun yayılımı ve kalınlığı* - Kaşıkçılar Formasyonu'nun mostraları, batıda Hacılar'ın kuzeybatısından başlar ve doğu yönünde 4,5 km uzanarak Geyve Boğazı'na ulaşır, Geyve Boğazı doğusunda ise birim mostra vermez (Ek 1). Formasyonun kalınlığı yer yer değişiklik gösterir, Kaşıkçılar Mahallesi yakınında 300 metreye kadar çıkar.

*Kaşıkçılar Formasyonu'nun tip kesiti ve ayrıntılı litolojik tanımı* - Kaşıkçılar Formasyonu'na ait litolojiler en iyi olarak Kaşıkçılar'ın 750 m batısındaki orman yolu boyunca görülür. Kaşıkçılar Formasyonu'nun, Osmaniye Formasyonu üzerine gelen taban kesimlerinde yuvarlanmış ve eliptik metamorfik çakıllar göze çarpar (Şekil 9.30, lokasyon 4410). Fakat birimin genelinde çakıl ve bloklar köşelidir, kötü boylanma gösterirler, düzensiz, kaotik moloz akıntıları oluştururlar (Şekil 9.31). Moloz akıntılarını oluşturan blok ve çakıl türleri metabazit, çört, kuvars-kuvarsit, mermer, gri renkli fillat, amfibolit, pembe renkli pelajik kireçtaşı, bej-beyaz neritik kireçtaşı çakıllarıdır (Şekil 9.30, 9.31). Birimin içerdiği en iri bloklar 3-4 metre

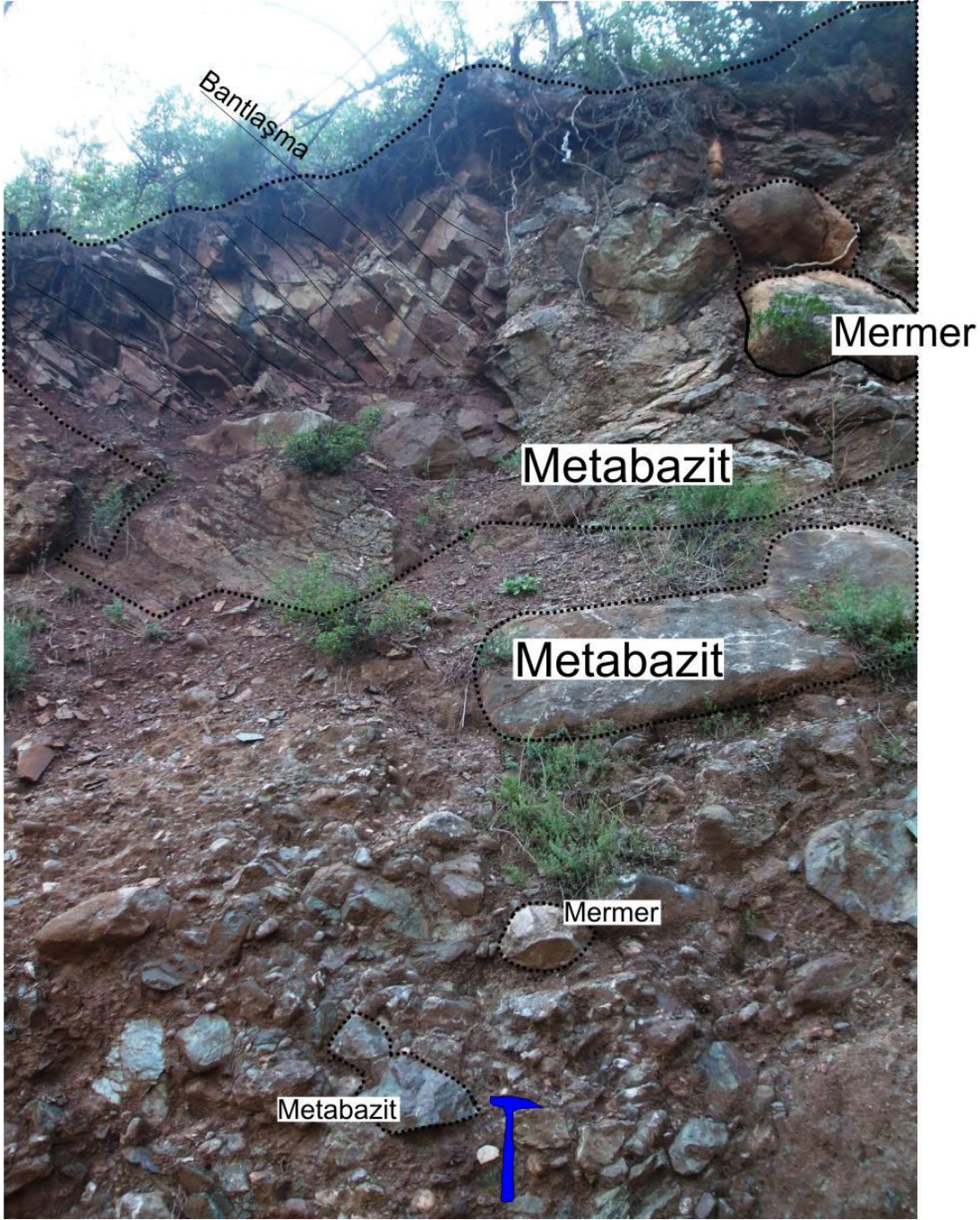
ebatlarındaki metabazit ve mermerlerdir (Şekil 9.31). Birimde iyi yuvarlanmış, pembe renkli, mercanlı kireçtaşı çakıllarına da rastlanmıştır.



Şekil 9.29: Kaşıkçılar Formasyonu'nun, Kadirler Formasyonu ile olan geçişli dokanağı ve pelajik marn matrisli en üst kesimlerinin görünümü (lokasyon 4458).



Şekil 9.30: Kaşıkçılar Formasyonu içerisindeki yuvarlanmış çakıllar ile köşeli çakılların birlikte bulunduğu bir tabakadan görünüm (lokasyon 3748). Çakıllar amfibolit (lupun hemen altında), metabazit (yeşil renkli), çört, kuvars ve köşeli pelajik kireçtaşlarıdır.



**Şekil 9.31** : Kaşıkçılar Formasyonu'nun masif tane akıntıları içerisinde çok iyi bantlaşma gösteren iri, yeşil metabazit ve beyaz mermer blokları (lokasyon 3751).

Kaşıkçılar Formasyonu'nun tane akıntılarının içerisinde pelajik marn arakatıkları da yer yer görülür (Şekil 9.32). İstifin Kadirler Formasyonu ile olan üst dokanağında pelajik marn matris oranı en fazladır. Bu durum geneli pelajik marnlardan oluşan Kadirler Formasyonu ile Kaşıkçılar Formasyonu'nun dokanağının geçişli olduğunu gösterir.



**Şekil 9.32 :** Kaşıkçılar Formasyonu içerisindeki pelajik marnlı matriks; çekicinin hemen üzerindeki pembe ezik alanlardır (lokasyon 4462).

*Kaşıkçılar Formasyonu'nun yaşı* - Kaşıkçılar Formasyonu'nun tane akıntıları içerisinde alınmış olan iki adet pembe renkli pelajik kireçtaşı çakılından aşağıdaki fosiller tanımlanmıştır (lokasyon 3966). 3966A numaralı çakıda; *Globotruncana stuartiformis* (Dalbiez), *G. stuarti*, *Racemigumbelina fracticosa* (Egger) ve 3966B numaralı çakıda; *Morozovella aequa* (Cushman ve Renz), *Morozovella acuta* (Toulmin), *Globanomalina chapmani* (Parr), *Igorina albeari* (Cushman ve Bermudez), *Subbotina* sp. fosilleri bulunur. 3966A numunesindeki fosil topluluğu Üst Maastrichtiyen ve 3966B numunesindeki fosil topluluğu Üst Paleosen yaşı verir. Kaşıkçılar Formasyonu'nun üzerine geçişli olarak gelen Kadirler formasyonu'nun yaşı da Orta Paleosen geçişi-Alt Eosen'dir (bkz. bir sonraki bölüm). Kaşıkçılar Formasyonu'nun altındaki Osmaniye Formasyonu'nun üst yaşı ise Maastrichtiyen'dir (bkz. bir önceki bölüm). Bu durumda Üst Maastrichtiyen ve Alt Paleosen yaşlı çakıllar içeren Kaşıkçılar Formasyonu'nun nihai yaşı Paleosen olmalıdır.

*Kaşıkçılar Formasyonu üzerine tartışma ve yorum* - Formasyonun çökme ortamı, tektonik ve paleocoğrafik konumu ile bölgesel jeoloji içerisindeki anlamı çalışma alanındaki tüm çökel birimler tanımlandıktan sonra Bölüm 9.5'de anlatılacaktır.

#### 9.4.4 Kadirler Formasyonu

*Genel tanım* - Kadirler formasyonu, matriksi pembe renkli pelajik marndan oluşan, çoğunlukla neritik kireçtaşı, nadiren kalkarenit ve mermer blokları içeren bir karbonat tane akıntısı birimidir. Formasyonda az oranda kalkarenit ve silttaşı arakatıkları da bulunur.

*İsimlendirme* - Birim ilk kez bu çalışmada, mostralarının en iyi olarak Geyve İlçesi'nin Şükre Mahallesi'ne bağlı olan Kadirler mevkiinde görüldüğünden, Kadirler Formasyonu olarak adlanmıştır. Birim daha önce çalışma alanında ayrı olarak haritalanmamış, Üst Kretase yaşlı birimler içerisine dahil edilmiştir (örneğin Akartuna, 1968; Göncüoğlu ve diğ, 1987, 1990, 1992; Bozcu, 1992).

*Kadirler Formasyonu'nun dokanak ilişkileri* -Kadirler Formasyonu'nun, Osmaniye Formasyonu, Kaşıkçılar Formasyonu, Bakacak Formasyonu ve Gemlik Melanjı ile dokanakları bulunur. Kadirler Formasyonu Geyve Boğazı doğusunda Osmaniye Formasyonu'nu, batısında ise Kaşıkçılar Formasyonu'nu uyumlu olarak örter (bkz. Bölüm 9.4.2 ve 9.4.3). Kadirler Formasyonu üzerinde, Geyve Boğazı doğusunda, uyumlu olarak Bakacak Formasyonu'nun fliş tabakaları yer alır. Geyve Boğazı batısında ise Kadirler Formasyonu ile Bakacak Formasyonu'nun fliş tabakalarının en alt düzeyleri yanal yönde geçişlidir (aşağıda; tip kesit ve litolojik tanım bölümü). Kadirler Formasyonu ile Gemlik melanjı arasındaki dokanak ise sağ yanal atımlı bir faydır.

*Kadirler Formasyonu'nun yayılımı ve genel özellikleri* - Kadirler Formasyonu'nun en iyi tabakaları Geyve Boğazı batısındaki Kadirler mevkiinde görülür. Birimin Kadirler'den başlayan yüzlekleri doğu yönünde devam ederek Geyve Boğazı'nı aşar ve boğazın doğu yakasındaki Fındıksuyu Köyü'ne doğru kuzeydoğu yönünde uzanır (Ek 1-Jeoloji Haritası). Fındıksuyu Köyü kuzeyinden ise güneydoğu yönüne döner. Birimin Geyve Boğazı'ndaki mostraları pembe renkli ve ezik pelajik marnlardır (Şekil 9.33). Geyve boğazı ile Kadirler mevki arasındaki yol boyu bu marnlar ile birlikte zaman zaman kahverengi kalkarenitler de görülür. Kadirler Formasyonu'nun Geyve Boğazı doğusundaki mostralarında kalınlığı 20 cm ile 1,5 m arasında değişen gri silttaşı arakatıkları görülür.



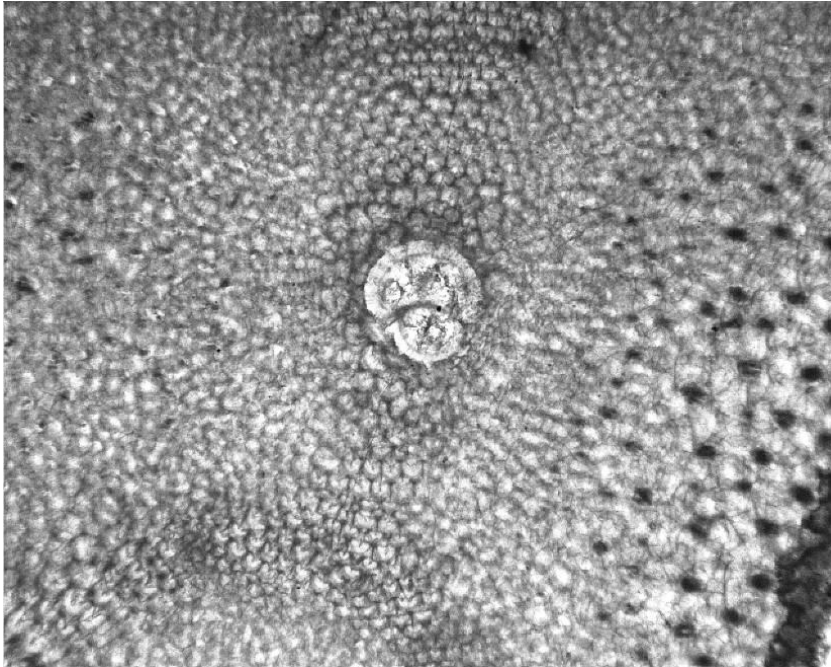


**Şekil 9.33:** Geyve Boğazı içindeki ezik pelajik marnlar (lokasyon 4415).

*Kadirler Formasyonu'nun tip kesiti ve ayrıntılı litolojik tanımı* - Kadirler Formasyonu'na ait litolojiler en iyi olarak Kadirler Mahallesi'nin 200 metre güneydoğusundaki 4408 numaralı lokasyon ile, formasyonun Kaşıkçılar Formasyonu ile olan dokanağı arasında görülür (lokasyon 4410). Kadirler Formasyonu'nun uyumlu olarak üzerlediği Kaşıkçılar Formasyonu'nun üst kesimlerinde pelajik marnlı bir matriksin bulunduğu ve buna dayanarak iki formasyonun geçişli olduğu bir önceki bölümde belirtilmişti. İki birim arasındaki uyumlu dokanağın hemen üzerinde Kadirler Formasyonu'nun kırmızı renkli pelajik marnları yüzeyler. Bu marnların içerisinde ise kaba taneli, ve fosilli bir kalsitürbidit bloğu bulunur (Şekil 9.34). Bu blok içerisinde, Maastrichtiyen yaşı veren, *Lepidorbitoides minor* (Schlumberger) ve *Lepidorbitoides social* (Leymerie) bentik foraminiferleri tanımlanmıştır (Şekil 9.35).



**Şekil 9.34:** Kadirler Formasyonu'nun tabanındaki kırmızı pelajik marnlar içerisindeki bentik fosilli, kalsitürbidit blokları (resmin ortasındaki sarımsı, tabakalı görünen ve resmin sol üst köşesindeki alanlar, lokasyon 4458).



**Şekil 9.35:** 4458 numaralı lokasyondaki kalsitürbidit bloğundan alınmış olan Maastrichtiyen yaşındaki *Lepidorbitoides minor* (Schlumberger)'un ekvatoryal kesitteki görünümü (büyütme x50 oranındadır).

Dokanak üzerinde güneye eğimli olan marnlarda eğim yönü daha güneye gidildikçe kuzeye döner. 965 numaralı lokasyonda pembe pelajik marn mostraları kuzeye eğimli, 45-55 cm kalınlığında açık ve koyu pembe seviyeler halindedir (Şekil 9.36). Bu tabakaların içinde yaygın olarak 2-20 cm çaplı beyaz renkli ve bol fosilli neritik kireçtaşı çakılları bulunur (Şekil 9.36). 1,5-2,5 metre ölçülerine sahip çok iri karbonat bloklarına da rastalanmıştır (Şekil 9.36).

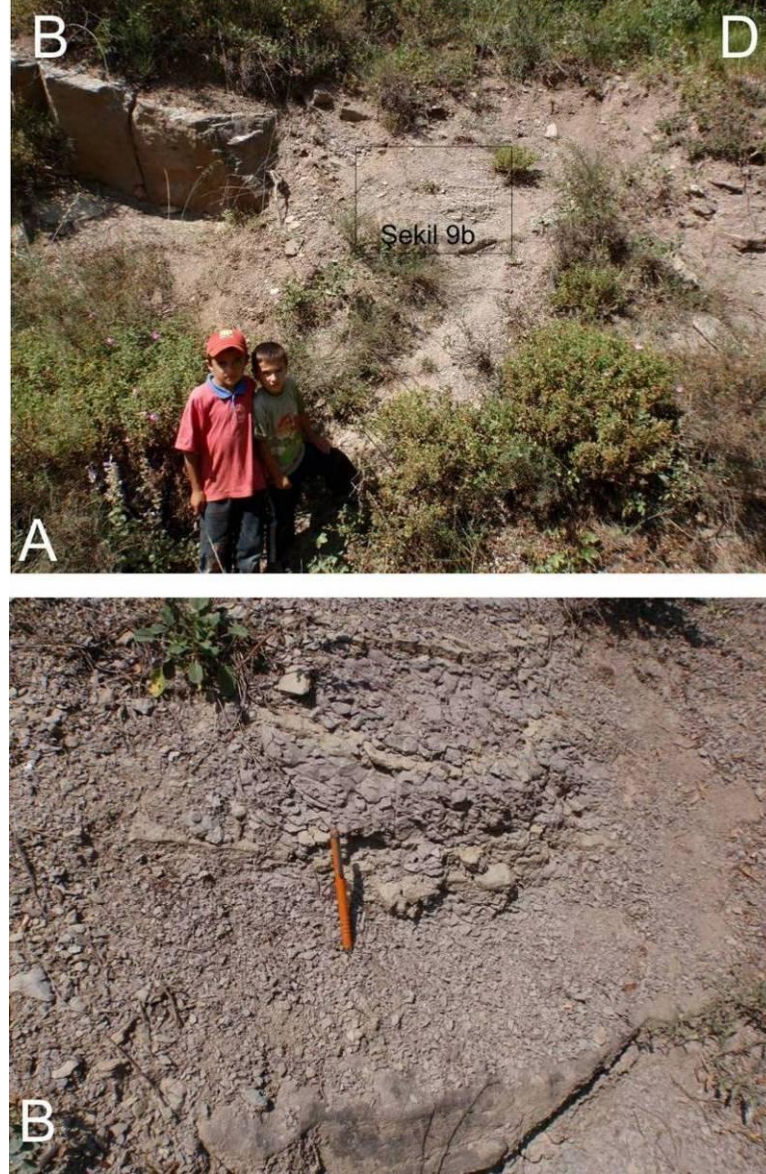
Kadirler Formasyonu, bu özellikleriyle karbonat tane akıntısı olarak tanımlanabilir. Kadirler Formasyonu'nun pelajik marnları, Kadirler'in 100 metre güneybatısındaki yolda, Bakacak Formasyonu'nun kalsitürbiditik kumtaşları ile yanal yönde geçişli görülür (4541 numaralı lokasyon). Alt Eosen yaşındaki fliş tipi bir matrikse sahip Bakacak Formasyonu'nun kalsitürbiditleri bu mevki de bentik foraminifer fosilleri içerir (Şekil 9.37). Bakacak Formasyonu içerisinde benzer pelajik marn seviyeleri başka alanlarda da tespit edilmiştir.

*Kadirler Formasyonu'nun yaşı* - Kadirler Formasyonu'nun matriksine ait 3965 numaralı lokasyondan alınan üç adet pelajik marn numunesinden aşağıdaki pelajik foraminiferler tanımlanmıştır. 3965A örneği *Hantkenina* sp., *Turborotalia cerroazulensis* (Cole), *Globanomalina australiformis* (Jenkins), *Morozovella occlusa* (Loeblich ve Tappan), *Morozovella subbotinae* (Renz ve Morozova), *Acarinina* sp. fosil topluluğu içermektedir. Bu fosillere dayanarak bu örneğe, Alt Eosen yaşı verilmiştir. 3965B örneğinde ise; *Praemurcia uncinata*, *Globanomalina ehrenbergi* (Bolli), *Parasubbotina* cf. *pseudobulloides* (Plummer), *Parasubbotina* aff. *Variospira* (Belford), *Subbotina triloculionides* (Plummer), *Morozovella paraangulata*, makro fosil parçaları ve bentik foraminifer fosil topluluğu tanımlanmıştır. Bu örneğin yaşı Alt-Üst Paleosen geçişi (P2-P3 planktik foraminifer zonu) olarak belirlenmiştir. 3965C örneğindeki; *Morozovella aequa* (Cushman ve Renz), *Morozovella acuta* (Toulmin), *Morozovella* sp., *Globanomalina chapmani* (Parr), *Igorina albeari* (Cushman ve Bermudez), *Subbotina* sp. fosil topluluğu ise Üst Paleosen dönemine aittir (P3-P4 planktik foraminifer zonu). Tüm bu veriler bütün olarak değerlendirildiğinde Kadirler Formasyonu'nun yaşı erken Üst Paleosen-Alt Eosen olmalıdır.



**Şekil 9.36:** (Üst sol) Kadirler'deki 3965 numaralı lokasyonda yüzeyleyen kuzeye eğimli pembe pelajik marn matriksli, beyaz neritik kireçtaşı bloklulu karbonat tane akıntısı. (Üst sağ) Çok iri karbonat bloğu. (Alt sol ve sağ) Pembe pelajik marn matriks ve içindeki beyaz neritik kireçtaşı bloklarının yakından görünümü. Beyaz renkli neritik kireçtaşı blokları Maastrichtiyen yaşlı veren bentik foraminiferler içerir.

*Kadirler Formasyonu'nun yapısal jeolojisi* - Kadirler Formasyonu'nun içerdiği pelajik marnların deformasyona karşı dayanımının zayıf olması nedeniyle, ezik bir iç yapısı vardır. Birimin tabakaları yaklaşık doğu-batı yönünde uzanırlar ve kuzey kolu güneye, güney kolu kuzeye eğimli simetrik bir senklinal oluşturacak şekilde kuzey-güney yönünde sıkışmışlardır (bkz. Ek-1).



**Şekil 9.37:** Kadirler Formasyonu pelajik marnları ile ve Bakacak Formasyonu'nun sarı renkli fosilli kumtaşlarının geçişli ilişkisi. Üstteki şekildeki kalın tabaka flişin kumtaşlarına aittir (A), Alt şekilde marnların sarımsı renkteki kumtaşlarının üzerinde olduğu daha yakından görülmektedir (lokasyon 4541).

*Kadirler Formasyonu üzerine tartışma ve yorum* - Formasyonun çökelme ortamı, tektonik ve paleocoğrafik konumu ile bölgesel jeoloji içerisindeki anlamı çalışma alanındaki tüm çökel birimler tanıtıldıktan sonra Bölüm 9.5'de anlatılacaktır.

#### 9.4.5 Bakacak Formasyonu

*Genel Tanım* - Bakacak Formasyonu, yer yer masif-kalın tabakalı sarımsı çakıltaşı, iri taneli kumtaşı, silttaşı, kiltası ardalanmasından oluşan bir silisiklastik türbidit istifidir (Şekil 9.38). Bakacak Formasyonu içerisinde tane akıntıları ve olistostromal seviyeler de yaygındır.



Şekil 9.38 : Bakacak Formasyonu'ndaki Alt Eosen türbiditleri (lokasyon 3295).

*İsmlendirme ve kısa tartışma* - Birim ilk kez Göncüoğlu ve diğ. (1987) tarafından Pamukova'nın Bakacak köyüne atfen Bakacak Olistostromu olarak adlanmıştır. Göncüoğlu ve diğ. (1987), flišimsi olistostromal bir birim olarak tanımladığı Bakacak Olistostromu'nun içerisinde bloklar halinde Maastrichtiyen-Erken Paleosen yaşlı neritik ve pelajik kireçtaşlarının bulunduğunu söylese de fosil içeriğinden bahsetmez. Bununla beraber Göncüoğlu ve diğ. (1992), Bakacak Formasyonu'nun matriksi içerisinde arakatkılar olarak bazı pelajik kireçtaşı tabakalarının bulunduğunu ve bu tabakaların *Globotruncana cf. contuse* (CUSH.), *Globotruncana cf. stuarti* (de LAPP.), *Globotruncana cf. gansseri* (BOLLI.) fosilleri içerdiğinden Maastrichtiyen yaşında olduklarını söylemektedir.

Bozcu (1992)'ya göre ise Bakacak Formasyonu farklı köken ve büyüklükte bloklar içeren Üst Kretase yaşlı bir vahşi flištir ve zaman zaman düzenli fliš halini alan seviyeleri de vardır. Bozcu (1992) Bakacak Formasyonu içerisinde bloklar olarak Üst Kretase yaşlı kırmızımsı, kahverengi mikritik kireçtaşları bulunduğunu söyler. Ayrıca Bozcu (1992)'nun, yaşını Üst Kretase varsaydığı bir granit çalışma alanındaki

Kazımiye Köyü'nde Bakacak Formasyonu'nu kesmektedir. Bu çalışmada bu granitin yalnızca Pamukova Kompleksi'ne ait litolojileri kestiği ve Gökgöz Metagraniti'nin bir parçası olduğu ve dolayısıyla yaşının Prekambriyen-Ordovisyen aralığında olması gerektiği tespit edilmiştir. Bakacak Formasyonu'nu kestiği gözlemi ise doğrulanmamıştır. Bozcu (1992) ve Yılmaz ve diğ. (1995) Üst Kretase yaşını verdikleri tüm çökel toplulukları bir bütün olarak, Sakarya Kıtası temelinden koparak kuzey yönünde ilerleyen ofiyolitik napların önünde çökelmiş, Pontid-İçi Okyanusu'nu kapatan çarpışma ile ilişkili transgresif tektonosedimanter birimler olarak yorumlamışlardır.

Daha yakın bir dönemde, Robertson ve Ustaömer (2004) Pontid-İçi Okyanusu'nun evrimi ile ilgili derlemelerinde birim için Bakacak Melanjı adını kullanmıştır. Robertson ve Ustaömer (2004)'e göre Göncüoğlu ve Erendil (1990)'in Bakacak Formasyonu aslında bir tektonik melanjdır ancak bu tezde bu yorum onaylanmamaktadır (ileride).

*Bakacak Formasyonu'nun dokanak ilişkileri* - Bakacak Formasyonu'nun Kadirler Formasyonu ile olan alt stratigrafik dokanağı geçişli, uyumlu bir dokanaktır ve ayrıntılı olarak bir önceki bölümde tanıtılmıştır

Bakacak Formasyonu ile, Geç Jura sonrası oluşmuş tektonik bir melanj olan Gemlik Melanjı arasında hem stratigrafik hem de tektonik dokanaklar bulunur. İki formasyon arasındaki uyumsuzluk düzlemi, Geyve kuzeydoğusundaki Kamışlı mahallesindedir. Uyumsuzluk düzlemi, dokanak civarının örtülü olması nedeniyle iyi görülememiş olsa da, Bakacak Formasyonu tabakalarının topoğrafik olarak Gemlik Melanjı üzerinde bulunması dokanağın bir uyumsuzluk düzlemi olduğunu düşündürmüştür. Ayrıca dokanak civarındaki Bakacak Formasyonu tabakalarının tektonik bir sınırı gösterebilecek yapısal unsurlara sahip olmaması da dokanağın stratigrafik olduğunu göstermektedir. Kamışlı Mahallesi'nin bir kilometre güneybatısında, dokanağın hemen üzerinde Bakacak Formasyonu'na ait tabakalarda (1393 ve 1394 numaralı lokasyonlar) Alt Eosen yaşı veren *Nummulites* sp. ve Orthophragmines fosilleri bulunmuştur.

Bakacak Formasyonu Pamukova kuzeybatısındaki Şahmelek Köyü güneyinden başlayan, Alifuatpaşa yakınında Geyve Boğazını geçen bir hat boyunca Gemlik Melanjı üzerinde tektonik olarak yer alır. Dokanak boyunca Bakacak

Formasyonu'nun ortalama 40° ile kuzeye eğimli 15-30 cm kalınlıktaki kalsitürbiditik kumtaşı tabakaları, Gemlik Melanjı'nın ezik matriksi üzerine bindirir.

Bakacak Formasyonu üzerine, Melekşeköyü civarında Sapanca Kompleksi ve Hayrettinköy ile Sondül Köyü arasında Pamukova Kompleksi bindirir. Bakacak Formasyonu çalışma alanındaki diğer formasyonlarla yer yer yanal atımlı faylarla da ayrılır. Bu bindirmeler ve yanal atımlı faylar ayrıntılı olarak Yapısal Jeoloji bölümünde tanıtılacaktır.

*Bakacak Formasyonu'nun tip kesiti ve litolojik tanımı* - Bakacak Formasyonu'nun matriksini oluşturan fliş istifinde, orta tabakalı boz kahverengi kumtaşları (%25-30), kahverengi gri şeyller (%20-25), kaba taneli-orta kalınlıkta tabakalı kahverengi çakıllı kumtaşları (% 15-20), kalın tabakalı yer yer masif çakıltaşları (% 15-20), bol foraminifer içeren kalsitürbidit (%10-15; Şekil 9.42), kırmızı renkli çakıltaşları (% 3-5) ve sığ denizel kavkı içeren bej kireçtaşları (% 2-3) ana litolojilerdir. Bakacak Formasyonu'nun olistostromal kesimlerinde ise yaygın olarak mermer ve neritik kireçtaşı blokları, daha az oranda serpantin çakıltaşları, metabazit, granit, breşik kireçtaşı, amfibolit, çört, fillat blokları ve pelajik kireçtaşı çakılları bulunur.

Bakacak Formasyonu'nun, Geyve Boğazı ile Melekşeoruç Köyü arasındaki yüzleklerinde sarımsı kahverengi, yer yer kırmızımsı boz renkli kaba-çok kaba çakıllara sahip çakıltaşları, kumtaşı ve şeylerle birlikte görülür (Şekil 9.39).



**Şekil 9.39:** Bakacak Formasyonu'nun kalsitürbiditik kesimleri ve içerdiği *Nummulites* sp. fosilleri (3273 numaralı lokasyon).





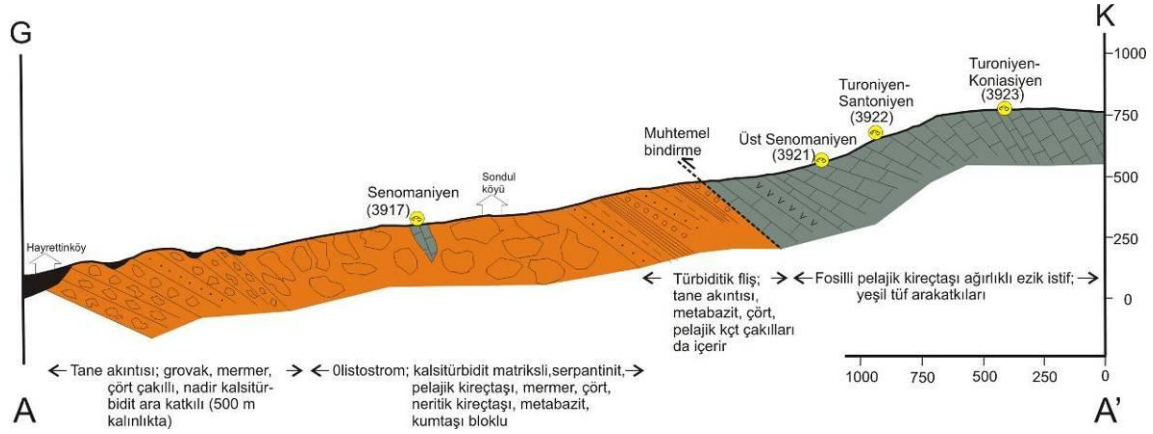
**Şekil 9.40:** 3303 numaralı lokasyondaki tane akıntısı halinde çakıltaşları ile kumtaşı-şeyller. Bu mostra aynı zamanda yanall atımlı bir fayla kesilmiştir (resmin ortası).

Bakacak Formasyonu'nun içerdiği çakıllar, kötü boylanmalı, kötü derecelenmeli ve yarı küreseldir. Çakıltaşları içerisindeki çakılların boyları, 0,5 milimetreden 10-15 santimetreye değişir. Çakılların çoğunluğu köşeli, nadiren orta-iyi yuvarlanmışlardır. Çakıl türleri ise modal olarak; %60-75 kuvars, % 20-22 amfibolit, % 3-5 metagranit, % 1-2 çört, % 1-2 bej renkli kireçtaşı, % 3-4 kırmızı renkli pelajik marn çakıllarından oluşmaktadır.

Pamukova kuzeyindeki 3296 numaralı (Koordinat-UTM: 0267945-4492557) lokasyonda ise fleksural türbidit görüntüsündeki çakıltaşları, iyi yuvarlanmış, zayıf küreselliğe sahip, orta düzeyde boylanmalı çakıllar ve karbonatlı-kumlu bir matriks içerir. Bu lokasyondaki çakıllar, kuvars, çört, amfibolit, karbonatlı kumtaşı, bej kireçtaşı çakıllarıdır ve 0,2-5 cm aralığında çaplara sahiptirler.

Bakacak Formasyonu'nun olistostromal kesimleri en iyi olarak Pamukova kuzeybatısında Hayrettinköy, Bakacak, Kadıköy ve Ağaççılar köyleri arasındaki kuzey-güney kesitinde görülür. Bu kesitte istifin alt seviyeleri güneydedir ve tane akıntılılarıyla başlar üste doğru, kuzey yönünde, kalsitürbiditik matriksli olistostromal kayalar ile devam eder ve istifin üzerine Eskiya Formasyonu'nun Üst Senomaniyen-Koniasiyen yaşlı tabakaları tektonik olarak gelir. Bakacak

Formasyonu'nun Pamukova batısındaki bu tip kesiti topoğrafik olarak 4,3 km uzanan aşağıdaki A-A' kesitinde görülebilir (Şekil 9.41).



**Şekil 9.41:** Bakacak Formasyonu'nun olistostromal seviyelerinin, Hayrettin ve Bakacak köyleri arasındaki tip kesiti.

Kesitin yaklaşık yapısal kalınlığı 2300 metredir. Kesitin en alt seviyeleri Hayriye köyü yakınındaki, bolca köşeli çakıllar içeren tane akıntılarında oluşur. Tane akıntılarının %80'i köşeli grovak, ~%20'si köşeli mermer çakıllarından oluşur (Şekil 9.42). Grovaklar kızılsı, mermerler bej renktedir ve fosil içermezler. Alt seviyelerde nadiren kırmızı renkli çört ve pelajik kireçtaşı çakılları da gözlenir. Çakılların ortalama çapları 5-40 cm aralığındadır. Tane akıntılarının arasında yer yer ~10-12 cm kalınlıkta ince kalsitürbidit seviyeleri de az oranda gözlenmiştir. Kaba çakıltaşları üste doğru kalsitürbidit-fliş matrisli çok iri bloklar içeren olistostromal seviyelere geçer. Bu olistostromal seviyedeki yaygın olistolitler, *Radiolaria* sp. ve *Globotruncana* sp. fosilleri içeren pelajik kireçtaşları ile beyaz mermerlerdir (Şekil 9.43).



**Şekil 9.42:** Bakacak formasyonunun en alt seviyelerini oluşturan tane akıntılarının görünümü. Üstte 3452 numaralı lokasyondaki bol grovak çakıllı, altta ise 3488 numaralı mermer, çört, kırmızı pelajik kireçtaşı, grovaktan oluşan seviyeler görülüyor.



**Şekil 9.43:** Bakacak formasyonundan olistolitler. Üstte 3491 numaralı lokasyonda iri mermer bloğu. Altta, 3995 numaralı lokasyonun doğusundaki yaklaşık 30-200 metre ölçülerinde mermer olistoliti gri alanda görülüyor.

Olistostromal bölgede daha az oranda serpantinit çakıltaşları (Şekil 9.44), metabazit, granit, breşik kireçtaşı, amfibolit, çört, fillat blokları da bulunur.



**Şekil 9.44:** 3490 numaralı lokasyonda Bakacak Formasyonu içerisindeki serpantinit çakıltaşından oluşan olistolitın yakından görünümü.

Olistostromal kesim üste doğru ince kalsitürbiditik kumtaşı ve koyu renkli şeylden oluşan ince bir fliş halini alır ve bu kesimde devasa neritik kireçtaşı blokları görülür. Neritik kireçtaşı bloklarında bol bivalv fosili bulunmaktadır (Şekil 9.45). Bu kireçtaşı blokları yer yer breşleşmiştir ve kuzeydoğu- güneybatı yönünde uzanan İnkaya-Sırakayalar silsilesini oluşturur. Neritik kireçtaşlarının kuzeyinde ise parçalanmış pembe pelajik kireçtaşları, serpantinit bloklarıyla birlikte yüzlek verir (Şekil 9.46). En iyi Kadıköy mevkiinde görülen bu fliş seviyesinin üst kesimlerinde oldukça ezik ve parçalanmış, dikçe kuzeye eğimli spilitik yastık lavlardan ve çörtlerden oluşan tabakaların ardalanmasından oluşan bir blok bulunur (Şekil 9.47).



**Şekil 9.45:** İnkaya tepe ve Sırakayalar mevkiilerinde (üstteki resim, İnkaya tepe soldaki sivri tepedir), yüzlek veren neritik kireçtaşları ve içerdiği bivalv fosilleri.



**Şekil 9.46:** Üst Maastrichtiyen yaşı veren köşeli pelajik kireçtaşı ve serpantinit çakıllı Bakacak formasyonu tabakalarının yakından görünümü. Paranın sol tarafı serpantinit, sağ tarafında ise pelajik kireçtaşı çakılları görülüyor.



**Şekil 9.47:** Kadıköy kuzeyine Bakacak Formasyonu'nun içerdiği sipilit-çört blokları (3507 numaralı lokasyon).

Kesitte ince bir fliş seviyesinden sonra Eskiyayla Formasyonu'nun pelajik kireçtaşlarına geçilir. Bu kireçtaşları kesitin daha güneyindeki birimlerin arasına tektonik bir dilim olarak yerleştiği düşünülmektedir. Kesitin en üstündeki pelajik kireçtaşları yaygın olarak aşırı ezik ve yer yer ince tabakalıdır. Daha sonra yeniden Bakacak Formasyonu'nun ise kumtaşı, şeyl, silttaşı, ince gri kireçtaşı tabakaları ve tane akıntılarından oluşan klastik kayalara geçilir.

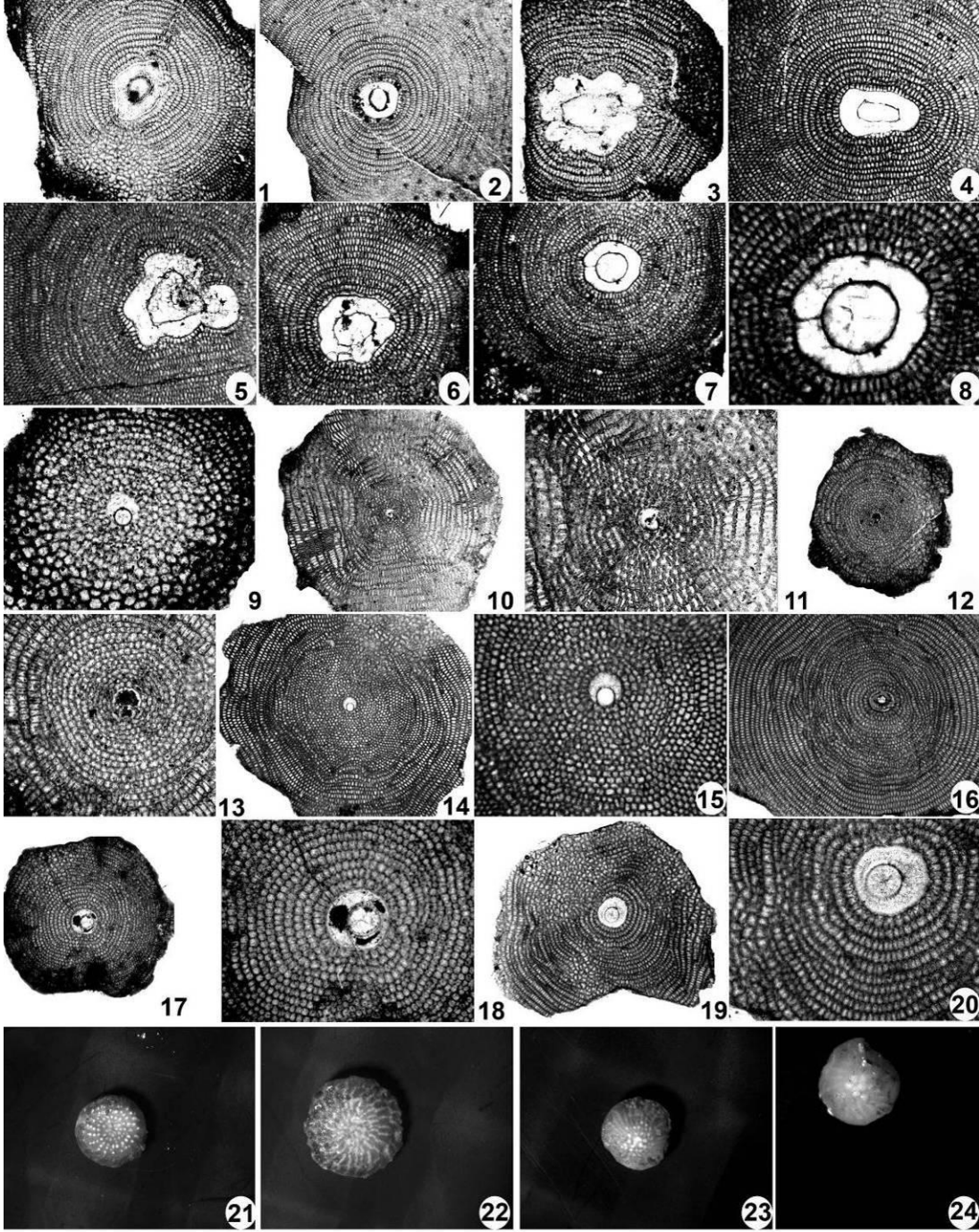
*Bakacak Formasyonu'nun yaşı* - Bakacak Formasyonu'nun içerisindeki pelajik kireçtaşı blok ve çakıllarından Maastrichtiyen – Üst Maastrichtiyen yaşlı planktik, formasyonun matriksinden Alt Eosen yaşlı bentik foraminiferler tanımlanmıştır. Aşağıda, yaş tayininde kullanılan örneklerin numaraları, fosil içerikleri, lokasyon koordinatları ve elde edilen yaş tayini sonucu bulunmaktadır. Fosilli lokasyonlar ve elde edilen yaşlar jeoloji haritasında da işaretlenmiştir (Ek-1).

Bakacak Formasyonu'nun matriksini oluşturan fliş seviyelerinin kalsitürbiditik kesimlerinde, birçok mevkide Alt Eosen (56-51 Ma) yaşı veren iri bentik foraminifer fosillerinin yaş dağılımları Çizelge 9.3' de gösterilmiştir.

**Çizelge 9.1 :** Alt Eosen dönemindeki, sığ bentik foraminifer biyozonları ile jeolojik zaman korelasyon tablosu ve yaş tayini yapılan numunelerin bu tablodaki konumları (Özcan vd, 2007 ve Less vd., 2008'den değiştirilerek alınmıştır). Zaman tablosu de Graciansky vd.(1999)'dan alınmıştır.

Jeolojik zaman (Ma)	58	57	56	55	54	53	52	51	50
Katlar	TANESİYEN			İ P R E Z İ Y E N					
				İ L E R D İ Y E N			K U İ Z Y E N		
Sığ bentik zonları (SBZ)	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Örneğin numarası ve elde edilen yaş aralığı			3313		4456		1665, 3215		

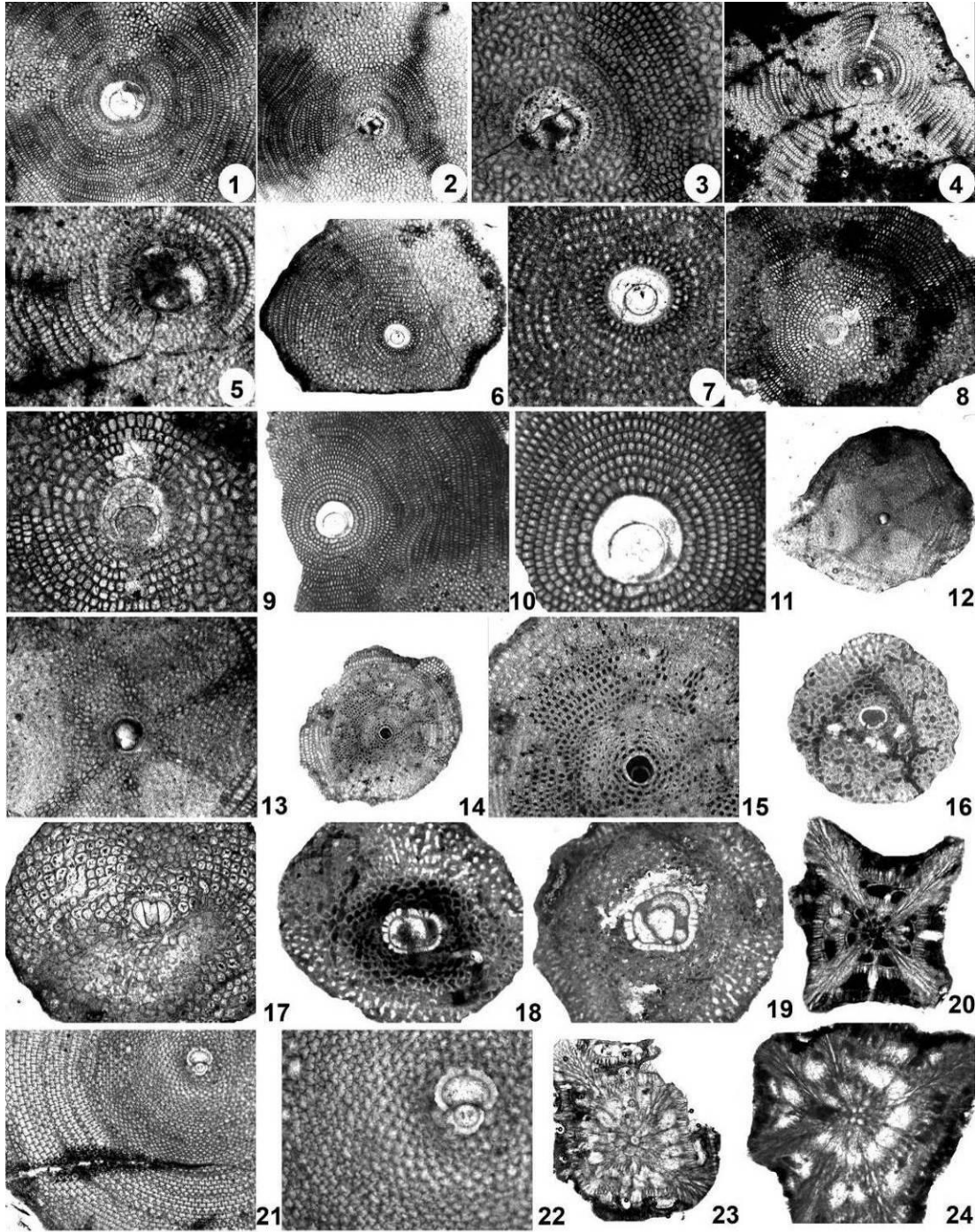
Matriksden elde edilmiş seçilmiş örneklerin içerdiği fosiller ve bu örneklerin yaşları sırasıyla şöyledir; **1665** numaralı örnekte, *Discocyclina fortisi fortisi* (d'Archiac), *Orbitoclypeus douvillei douvillei* (Schlumberger), *Orbitoclypeus varians* (Kaufmann) cf. *portnayae* Less, *Nemkovella strophiolata* ex. interc. *fermonti-strophiolata* Less, *Orbitoclypeus schopeni crimensis* (Less), *Nummulitids* spp. fosilleri bulunur (Şekil 9.48). Bu fosil topluluğuna göre örneğin yaşı Üst İpreziyen'in en altıdır (SBZ 10 zonu = Kuizyen; 51-52 Ma). **3215** numaralı örnekte, *Discocyclina fortisi* cf. *fortisi* (d'Archiac), *Discocyclina archiaci* cf. *archiaci* (Schlumberger) fosilleri bulunur. Bu fosil topluluğuna göre 3215 numaralı örneğin yaşı Kuizyen'dir (SBZ 10 zonu-Üst İpreziyen'in en altı; 51-52 Ma; Koordinat-UTM: 0264837-4496096). **3313** numaralı örnekte, *Orbitoclypeus schopeni ramaraoi* (Samanta), *Orbitoclypeus munieri ponticus* Less ve Özcan, *Discocyclina seunesi* (Douville) fosilleri bulunur (Şekil 9.49). Bu fosil topluluğuna göre örneğin yaşı Alt İlerdiyen'dir (SBZ 5-6 zonları=Alt İpreziyen; 55-56 Ma). **4456** numaralı örnekte, hem taşınmış Üst Kretase yaşlı fosiller hem de Alt Eosen yaşlı fosiller bulunur. Bu örnekteki taşınmış Üst Kretase fosilleri *Orbitoides tissoti* (Schlumberger), *Orbitoides media* (d'Archiac), *Orbitoides apiculata* (Schlumberger), *Orbitoides media megaliformis* Papp ve Kupper, *Lepidorbitoides* spp., *Siderolites* spp. fosilleridir. 4456 numaralı örnekteki yerli fosiller ise *Orbitoclypeus multiplicatus multiplicatus* (Gümbel), *Orbitoclypeus douvillei* cf. *douvillei* (Schlumberger), *Orbitoclypeus munieri* cf. *ponticus* (Schlumberger), *Discocyclina archiaci* (Schlumberger), fosilleridir (Şekil 9.50). Bu fosil topluluğuna göre örneğin yaşı Alt İpreziyen'dir (SBZ 8/9=İlerdiyen'in üst kısmı; 53,5-54 Ma).



Şekil 9.48: 1665 numaralı örnekteki bentik foraminiferler (Koordinat-UTM: 0278475 - 4494280). (1-8) *Discocyclina fortisi fortisi* (d'Archiac), (9-11) *Orbitoclypeus douvillei douvillei* (Schlumberger), (12, 13) *Nemkovella strophiolata* (Gümbel), (14, 15) *Orbitoclypeus varians* (Kaufmann) cf. *portmayae* Less, (16-20) *Orbitoclypeus schopeni crimensis* (Less), (21-22) *Assilina* spp. , (23-24) *Nummulites* spp. Büyütme oranları; 1-7, 10, 12, 14, 16-17, 19 x14; 8, 9, 11, 13, 15, 18, 20 x32; 21-24 x5.







**Şekil 9.50:** 4456 numaralı örnekteki bentik foraminiferler. 1-3, 6-11) *Orbitoclypeus multiplicatus* (*multiplicatus* (Gümbel), 4-5) *Discocyclina archiaci* (Schlumberger), 12-13) ribbed, 14-15) *Orbitoclypeus douvillei* cf. *douvillei* (Schlumberger), 16-19) *Orbitoides* sp., 20, 23, 24) *Siderolites* sp., 21-22) *Lepidorbitoides* sp. 1, 2, 4, 6, 8, 10, 12, 14, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 23, 24 x14, diğerlerinde x32. 16-24 taşınmış Üst Kretase fosilleridir.

Bakacak Formasyonu'nun içerdiği çakıl ve bloklardan Maastrichtiyen - Üst Maastrichtiyen yaşı veren, aşağıdaki planktik foraminiferler elde edilmiştir. **3929 (A, B)** numaralı, Ağaççılar köyü güneyinden alınan (Pamukova), kalsitürbiditlerle sınırlanmış 15 metre kalınlıkta bir pelajik kireçtaşından (Koordinat-UTM 36T / 02 56

915 - 44 92 006) Üst Maastrichtiyen yaşı veren, *Globotruncana stuartiformis* (Dalbiez), *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent), *Globotruncana havanensis* (Voorwijk), *Globotruncana orientalis* (El Naggat), *Racemiguembelina fructicosa* (Egger), *Racemiguembelina intermedia* (De Klasz), *Heterohelix* cf. *Globulosa* (Ehrenberg), *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), *Contusotruncana contusa* (Cushman), *Abathomphalus mayorensis* (Bolli), *Ganserina ganseri* (Bolli); **3249 (A, B)** numaralı, Ağaççılar köyü güneyinden alınan (Pamukova), kalın çakıltaşları içerisindeki bir pelajik pembe kireçtaşı çakılından (Koordinat-UTM 36T / 02 56 895 - 44 91 945) Üst Maastrichtiyen yaşı veren, *Globotruncana arca* (Cushman), *Heterohelix* spp., *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), *Rogoglobigerina rugosa* (Plummer), *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *Contusotruncana contusa* (Cushman), *Racemiguembelina fructicosa* (Egger); **3930** numaralı, Ağaççılar köyü güneydoğusundan alınan (Pamukova), pelajik kireçtaşı bloğundan (Koordinat-UTM 36T / 02 57 400 - 44 92 030) Maastrichtiyen yaşı veren, *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent), *Globotruncana arca* (Cushman), *Ganserina* sp., *Globotruncanita angulata* (Tilev), *Globotruncana Petersi* (de Lapparent), *Globotruncana havanensis* (Voorwijk), *Pseudotextularia* sp.; **3953 (A, B)** numaralı, Kazımiye köyü güneyinden alınan (Pamukova), pelajik kireçtaşı bloğundan (Koordinat-UTM 36T / 02 61 988 - 44 92 515) Üst Maastrichtiyen yaşı veren, *Globotruncana stuartiformis* (Dalbiez), *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent), *Globotruncana arca* (Cushman), *Racemiguembelina fructicosa* (Egger), *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), *Contusotruncana contusa* (Cushman) fosilleri tanımlanmıştır.

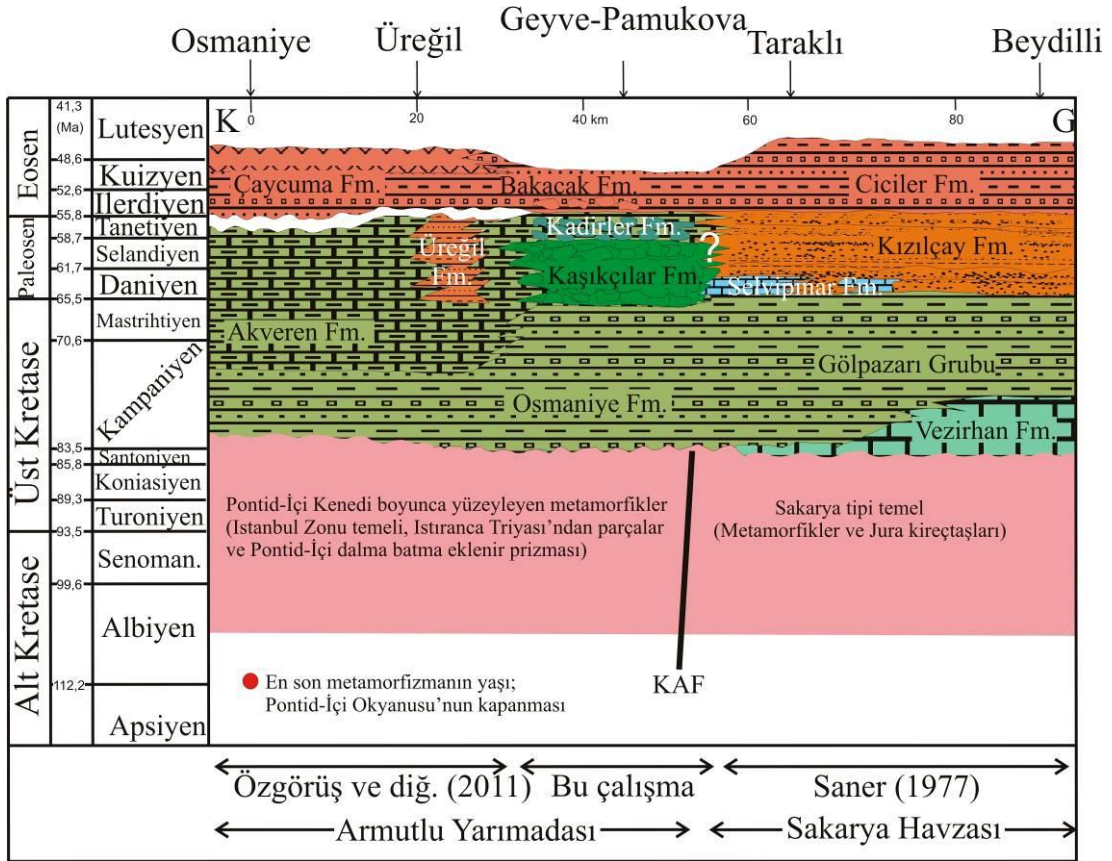
## 9.5 Üst Kretase-Alt Eosen Örtü Birimlerinin Paleocoğrafik, Tektonik Yorumu

Armutlu Yarımadası'nın en doğu kesiminde yer alan haritalama alanındaki çökel istiflerin bir kısmı daha önce Orta Sakarya Havzası'nda tanımlanmış olan çökel istiflerle bir kısmı ise Armutlu Yarımadası içerisindeki başka alanlarda tanımlanmış olan istiflerle benzerlikler sunar. Sakarya Havzası'nda, Sakarya Zonu'nun temel birimleri üzerine gelen ilk transgresyon Alt Jura (Liyas) yaşlı kumtaşı, konglomera ve bazı kesimlerde volkanoklastik kayalar ile başlar, Üst Jura-Alt Kretase karbonatları ile devam eder (Bilecik Kireçtaşı; Eroskay ve diğ., 1965; Altınlı, 1973, 1975; Saner, 1980; Altıner ve diğ., 1991). Bu karbonatlar üzerine önce Üst Kretase

(Turoniyen) yaşlı pelajik kireçtaşları (Vezirhan Formasyonu) ve daha sonra kalın bir fliş istif (Gölpazarı Grubu) gelir (Saner, 1977, 1980). Fliş istif üstte doğru regressif bir özellik göstermekte ve Paleosen-Eosen yaşta karasal kumtaşlarına ve sığ denizel çökel istiflere geçmektedir. Armutlu Yarımadası'ndaki çökel istifler stratigrafik ve paleontolojik açıdan en ayrıntılı olarak Özcan ve diğ. (2011) tarafından yarımada'nın ortasını kuzey-güney yönünde kateden bir hat boyunca Karamürsel ve İznik Gölü arasında çalışılmıştır. Karamürsel ve İznik gölü arasında Üst Kretase-Paleosen istif Kampaniyen yaşlı bir derin denizel konglomera-kumtaşı-silttaşı istif olan Osmaniye Formasyonu ve Kampaniyen-Tanesiyen aralığında çökelmiş olan bir pelajik kireçtaşı-kalsitürbidit istif olan Akveren Formasyonu ile temsil edilir (Özcan ve diğ., 2011). Armutlu Yarımadası'ndaki Üst Kretase-Paleosen istiflerinin uyumlu olarak Üst İprezyen-Alt Lütseyen yaşlı, volkanik arakatkılarda içeren bir türbidit istifince örtüldüğü bilinir (Akartuna, 1968; Göncüoğlu ve diğ., 1987, 1990, 1992, Özcan ve diğ., 2011).

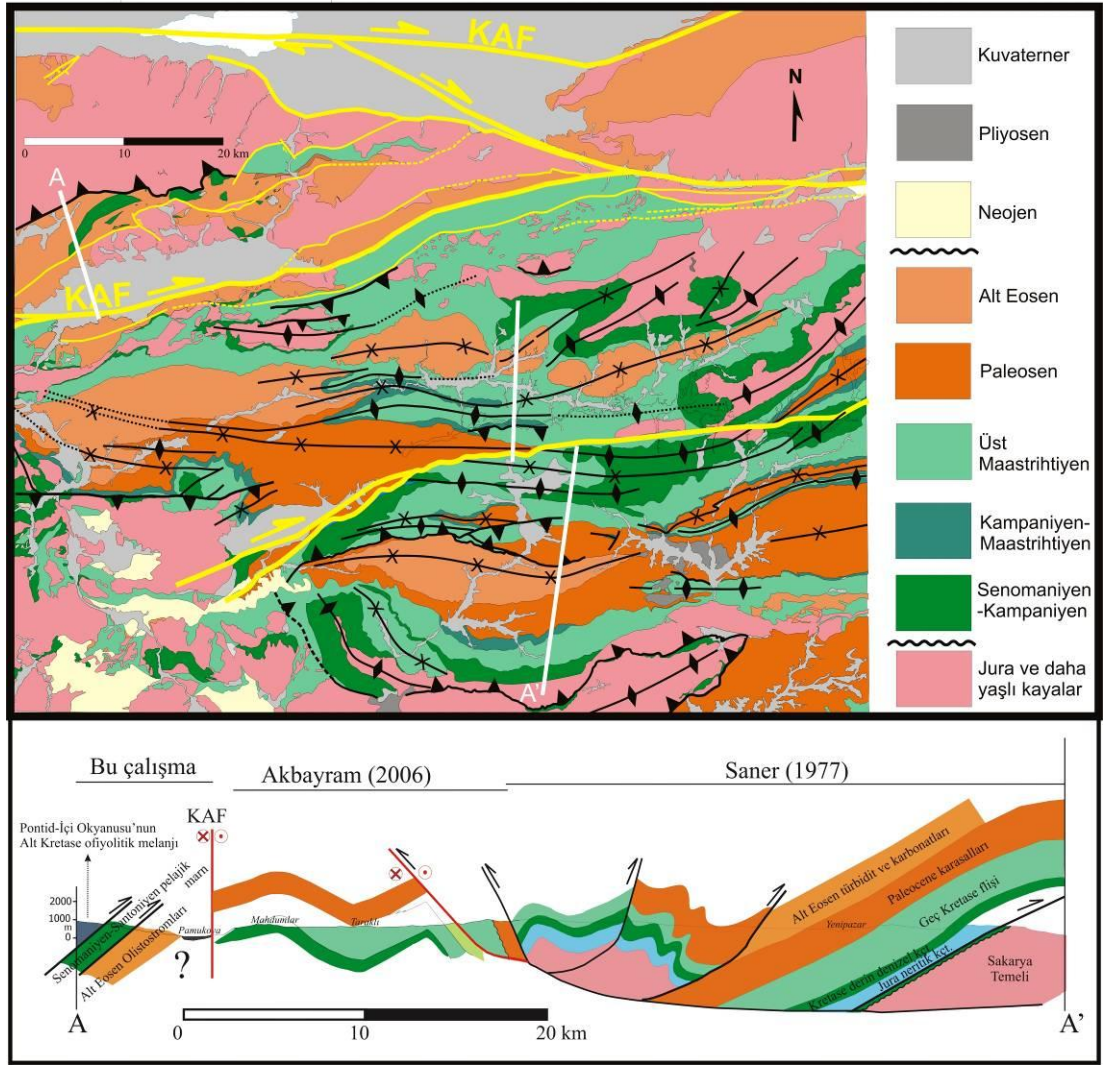
Sapanca Gölü güneyinde Üst Kretase-Paleosen istifleri (Doğu Samanlı Grubu) genelde Özgörüş ve diğ. (2011)'in tanımladığı istiflerle benzerlikler sunar (Şekil 9.51). Sapanca Gölü güneyinde de Kampaniyen-Maastrichtiyen döneminde moloz akıntıları ve muhtemelen sığ alanlardan taşınmış kumlu neritik kireçtaşları da içeren bir derin denizel konglomera-kumtaşı-silttaşı istif çökelmiştir (Osmaniye Formasyonu). Paleosen döneminde ise tane destekli moloz akıntıları (Kaşıkçılar Formasyonu) ve pelajik matriksli karbonat tane akıntıları hakim litolojilerdir (Kadirler Formasyonu). Daha sonra bu istif yer yer bloklu fliş, ve olistostrom özelliği gösteren İprezyen yaşlı bir türbiditik istife uyumlu olarak geçer (Bakacak Formasyonu). Sapanca Gölü güneyindeki metamorfik olmayan Mesozoyik çökel birimlerinden en yaşlısı olan Eskiya Formasyonu ise (Senomaniyen-Santoniyen) Sakarya Havzası'ndaki Vezirhan Formasyonu'nun eşleniği olabilir. Eskiya Formasyonu Sapanca Gölü güneyinde, İprezyen yaşlı Bakacak Formasyonu üzerine bindirmiştir. Pontid-İçi Kenedi'nin kapanması esnasında en son metamorfizmasını Alt Kretase'de yaşayan bir eklenir prizma birimi (Sapanca Kompleksi) de hem Üst Kretase yaşlı denizel çökellere, hem de Paleosen yaşlı moloz akıntılarına yoğun olarak malzeme vermiştir. Alt Kretase yaşlı eklenir prizma üzerinde uyumsuz olarak duran, muhtemelen Pontid-İçi orojenezinin üzerinde varlığını Üst Kretase'ye kadar sürdürebilmiş bir sığ denizin ürünü olan Maastrichtiyen yaşlı neritik kireçtaşlarından

(Taşlı Tepe Kireçtaşı) gelme blok ve çakıllar da Paleosen yaşlı moloz akıntılarının içine taşınmıştır. Ayrıca Sapanca Kompleksi, İpreziyen yaşlı Bakacak Formasyonu üzerine de bindirmiştir. Özcan ve diğ. (2011) hem İstanbul hem de Sakarya zonların da Santoniyen’de pelajik kireçtaşları ile başlayan sedimentasyon belgelemiştir. Bu sedimentasyon İstanbul ve Sakarya zonlarının Santoniyen öncesinde bir arada olduklarını Pontid-İçi kenedinin daha önceki bir dönemde kapandığını göstermektedir (Özcan ve diğ. 2011). Bu çalışmada elde edilen metamorfizma yaşları da Sakarya ve İstanbul zonunda Hauteriviyen-Alt Albiyen aralığında sedimentasyon olmadığını gösterir. Özetle çarpışma Hauteriviyen-Alt Albiyen aralığında gerçekleşmiş, Üst Senomaniyen’de ise ortam sakinleşerek sedimentasyona uygun hale gelmiştir.



**Şekil 9.51:** İzmit Körfezi güneyi ile Orta Sakarya Havzası güneyi arasındaki çökel istiflerin zaman stratigrafik yayılımı.

Sonuç olarak Alt Eosen yaşlı Bakacak Formasyonu'nun olistostromal kesimlerinin, serpantin, metabazit, çört gibi ofiyolitik malzemeler içermelerine rağmen Pontid-İçi melanjının bir parçası olarak yorumlamak olası değildir. Bu ofiyolitik malzemeler İstanbul ve Sakarya Zonu arasında daha önce yükselmiş olan Sapanca Kompleksi'nden ve güneydeki İzmir-Ankara kenedinden ve Sakarya Zonu temelinden gelmiş olmalıdır. Alt Eosen sonrasındaki bindirme fayları bölgede gerçekleşen bir sıkışma rejimine bağlı olarak gelişmiş olmalıdır. Samanlı Dağları'ndaki metamorfik kayaların apatit fizyon iz yaşları da bölgede Alt Eosen'de (51-53 Ma) bir yükselimin gerçekleştiğini göstermektedir (Zattin ve diğ, 2010). Bu yükselimin ve Alt Eosen sonrası bindirmelerin oluşumunun nedeni ise Pontid'ler ve Torid'lerin Geç Kretase-Paleosen (Okay ve Tüysüz, 1999) döneminde İzmir-Ankara-Erzincan kenedi boyunca çarpışması olabilir. Pontid-İçi Kenedinden, güneydeki İzmir-Ankara-Erzincan kenedine kadar alınan bir jeolojik kesitte görülebilen Alt Eosen sonrası oluşmuş olan kıvrım-bindirme kuşağı (Sakarya Havzası içerisinde ve güneyinde) İzmir-Ankara-Erzincan kenedi boyunca gelişen bu sıkışmayı doğrular niteliktedir (Şekil 9.52 ve 9.53).



**Şekil 9.52:** (Üstte) İzmir-Ankara Kenedi ile Pontid-İçi Kenedi arasında kalan Alt Eosen sonrası oluşmuş olan kıvrım bindirme kuşağı ve (altta) jeoloji enine kesiti. Üstteki haritada aktif faylar sarı ve altta kırmızı olarak gösterilmiştir.





## 10. PLİYO-KUVATERNER YAŞLI ÇÖKELLER

### 10.1 Karapürçek Formasyonu

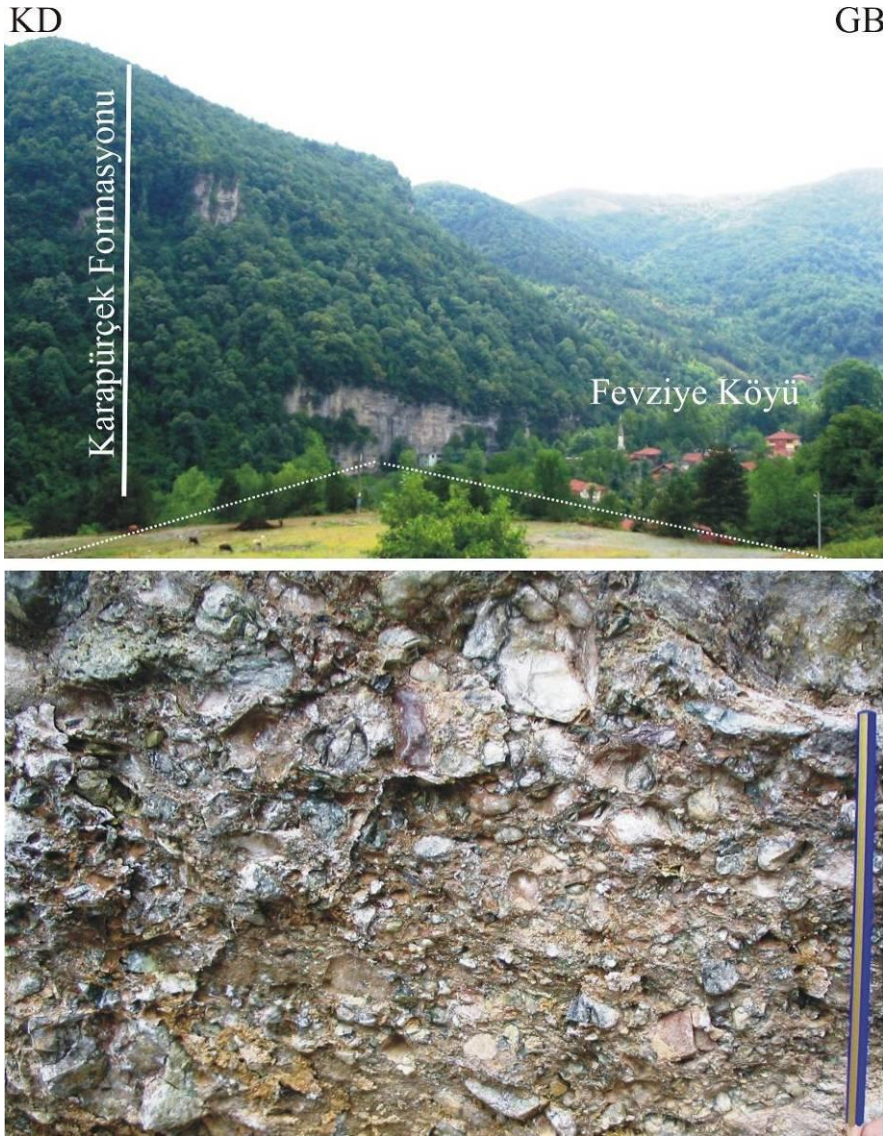
*Genel tanım ve isimlendirme* – Karapürçek Formasyonu çakıltası, silttaşı, çamurtaşı, kilttaşlarından oluşur. Birim ilk kez Emre ve diğ. (1998) tarafından, çalışma alanı doğusundaki Karapürçek ilçesinde adlanmıştır.

*Yayılmı ve dokanak ilişkileri* – Karapürçek Formasyonu haritalama alanında iki bölgede mostra verir. Bunlardan birincisi en geniş yayılımının görüldüğü Sapanca Gölü güneydoğusundaki yüzeylemesidir. Bu yüzeylemenin güneybatı dokanağı Kuzey Anadolu Fayı'dır. Kuzey Anadolu Fayı'nın, Karapürçek Formasyonu ile Sapanca Kompleksi arasındaki dokanağa denk gelen bu kesimi kuzeye eğimli bir normal faydır. Karapürçek Formasyonu, Pamukova'nın Gökgöz Köyü kuzeyindeki ikinci yüzeylemesinde, Gökgöz Metagraniti'ni uyumsuz olarak örter. Karapürçek Formasyonu'nun üst dokanağı ise çalışma alanındaki Akçay Köyü güneyinde Akçay Deresi içerisinde görülür. Bu mevkiide Karapürçek Formasyonu üzerine, Holosen yaşlı alüvyal yelpaze tipi çökeller uyumsuz olarak gelir (Şekil 10.1).



**Şekil 10.1** : Akçay Dere içerisinde Karapürçek Formasyonu ile Holosen çökelleri arasındaki uyumsuz dokanak.

*Ayrıntılı litolojik tanım* – Karapürçek Formasyonu'nun taban seviyeleri tane destekli çakıltaşlarından oluşur. Bu çakıltaşları en iyi olarak Sapanca güneydoğusundaki Fevziye Köyü'nde görülür. Fevziye Köyü'nün güneyindeki çakıltaşları tepeler oluşturur (Şekil 10.2). Çakıltaşları kötü boylanmış, hem köşeli hem de orta-iyi düzeyde yuvarlanmış çakıllara sahiptir. Çakıl çapları 0,5-40 santimetre aralığında değişir, çakıltaşı tabakaları genelde kötü tutturulmuş kalın tabakalardır. Karapürçek Formasyonu'nun çakıltaşlarında litolojik ağırlık, dokanaklı olduğu Sapanca Kompleksi'nden gelme çakıllardadır (Şekil 10.3). Çalışma alanının kuzeyindeki mostralarda başlıca çakıl türleri metabazit (%35-40), serpantin (%40), çört (%5-10), mermer (%5-10) ve fillatlardır (%5-10).



**Şekil 10.2 :** (Üstte) Fevziye Köyü güneyinde Karapürçek Formasyonu'na ait çakıltaşları, yüksek tepeler oluşturur. (Altta) Tane destekli çakıltaşlarının mostradaki genel görünümü.



**Şekil 10.3 :** Karapürçek Formasyonu'nun, Fevziye Köyü yakınındaki mostralarında Sapanca Kopleksi'nden gelme serpantinit, metabazit, çört ve mermer çakılları görülmektedir.

Birimin çakıltaşlarında hem köşeli hem de iyi yuvarlanmış çakılların bir arada görülmesi, çakılların bir kısmının uzak mesafelerce taşındığını bir kısmının ise taşınmadığını gösterir. Köşeli çakılların varlığı Karapürçek Formasyonu çökelirken Kuzey Anadolu Fayı'nın transtansiyonel kesimlerinin aktif olduğunu düşündürmektedir.

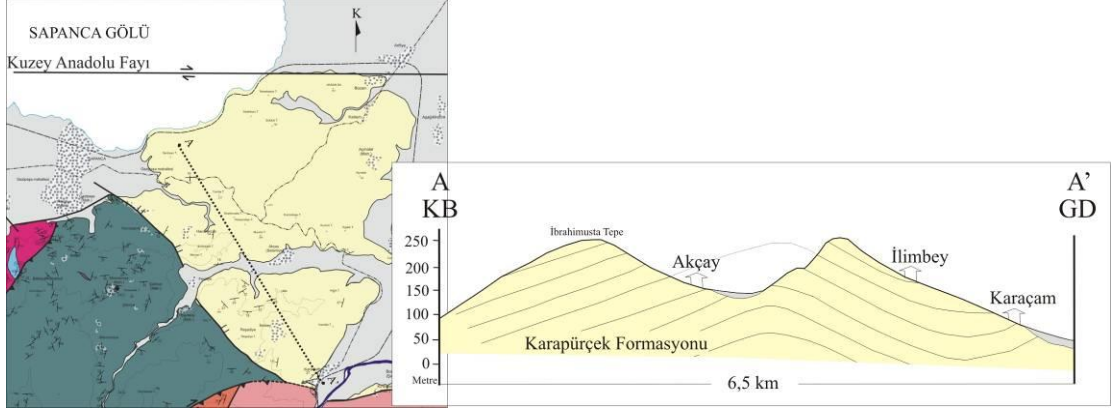
Çakıltaşı tabakaları üste doğu kumtaşı, kıltaşı ve siltaşları ile ardalanır. Karapürçek Formasyonu'nun Sapanca güneydoğusundaki mostralarında kumtaşları sarımsı, kıltaşları ise bej-beyaz renklidir. Sarı renkli kaba kumtaşlarında karbonat çimento gözlenmiştir.

Karapürçek Formasyonu'nun ikinci yüzeylenmesi Pamukova'nın Gökgöz Köyü kuzeyindedir ve üzerlediği Gökgöz Metagraniti'nden gelme çakıllar ve karbonatlı bir matriks içerir (Şekil 10.4).



**Şekil 10.4** : Karapürçek Formasyonu, Gökgöz Köyü kuzeyinde metagranit çakıllı karbonat matriksli bir istif halindedir.

*Karapürçek Formasyonu'nun yapısal jeolojisi* – Karapürçek Formasyonu Sapanca Gölü güneyindeki yüzeylemesinde KB-GD yönünde kıvrımlanmıştır ve birimde düşük eğimli kıvrım kanatlarına sahip simetrik kıvrımlar oluşmuştur (Şekil 10.5). Tarı (2006), Karapürçek Formasyonu içerisinde küçük ölçekli konjüгат normal faylar tespit etmiştir.



**Şekil 10.5 :** Karapürçek Formasyonu'nun KB-GD yönünde kıvrımlandığını gösteren jeolojik enine kesit.

*Karapürçek Formasyonu'nun yaşı* – Formasyon içerisinde daha önce Ünay ve diğ. (2001) mikro memeli fosil tayinleri yapmış (kemirgen dişleri) ve birime Üst Pliyosen-Pleistosen yaşı vermiştir.

*Karapürçek Formasyonu üzerine yorum* – Karapürçek Formasyonu Tarı (2006) tarafından Geç Pliyosen-Pleistosen aralığında, fay denetimli çökelmiş alüvyal yelpaze çökelleri olarak yorumlanmıştır.

## 10.2 Kuvaterner Çökelleri

Çalışma alanında Sapanca Gölü çevresinde; Sakarya Nehri'nin geçtiği, Geyve Boğazı ve Geyve-Pamukova düzlüğünde; Sapanca Gölü'ne ve Sakarya Nehri'ne dökülen dereler boyu tutturulmamış çakıl, kum, silt ve killerden oluşan Kuvaterner alüvyonları bulunur.

Çalışma alanındaki yüksek alanlarda ise yer yer güncel heyelanlarla oluşmuş moloz akıntısı halinde Kuvaterner çökelleri bulunur.



## 11. YAPISAL JEOLJİ

Haritalama alanında Mesozoyik ve Erken Senozoyik dönemlerindeki sıkışmalı deformasyonlar yanında Kuzey Anadolu Fayı'nın Miyosen sonrası aktiviteleri, bir çok yapısal unsurun gelişmesine neden olmuştur. Yapısal unsurların içerisinde başlıca üç fay yapısı ön plana çıkar (Şekil 11.1); 1) Muhtemelen Alt Kretase döneminde oluşmuş olan ve neotektonik dönemde yeniden hareketlenerek transpresyonel karakter kazanmış bindirme fayları, 2) Alt Eosen sonrası oluşmuş bindirme fayları, 3) Pliyo-Kuvaterner yaşlı sağ yanal atımlı faylar (KAF ve ürünleri). Ayrıca bölgedeki en yaşlı birim olan Pamukova Kompleksi içerisinde, birimin metamorfizması öncesi muhtemelen Paleozoyik'te gelişmiş olan bir bindirme tespit edilmiştir (bkz. Bölüm 4). Aşağıda farklı jeolojik dönemlere ait oldukları tespit edilen üç önemli fay grubu yaşlıdan gence tanıtılmaktadır.

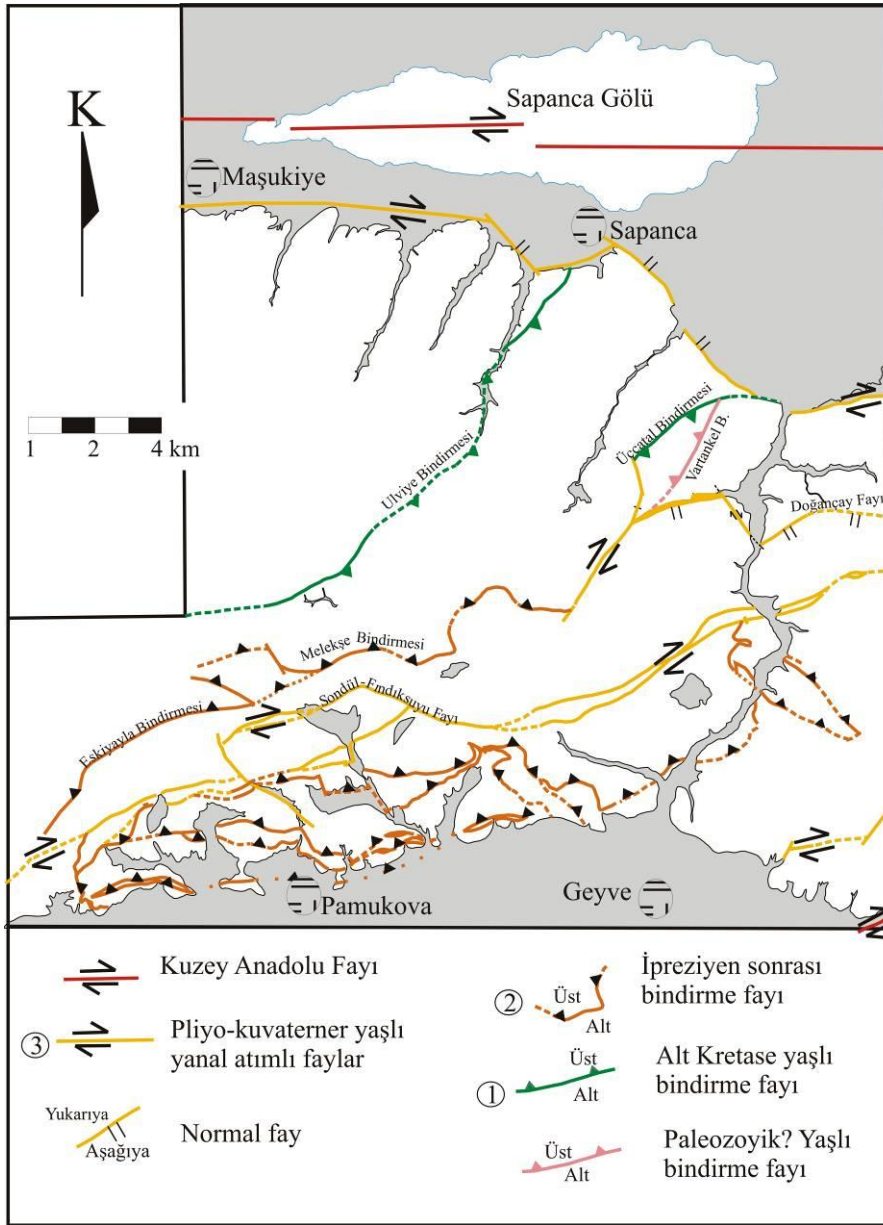
Bölgedeki en iyi olarak görülebilen kıvrımlar ise Üst Kretase-Alt Eosen yaşlı Doğu Samanlı Grubu içerisinde ve kuzeydoğu-güneybatı gidişli kıvrım eksenlerine sahiptirler. Bu kıvrımlar "Bölüm 11.4"te tanıtılmaktadırlar.

### 11.1 Alt Kretase Bindirmeleri

Alt Kretase bindirmeleri iki tanedir, birincisi Sapanca Kompleksi ile Maşukiye Grubu'nu, ikincisi Sapanca Kompleksi ile Pamukova Kompleksi'ni birbirinden ayırır (Şekil 11.2). Bu faylar muhtemelen Pontid-İçi Kenedi boyunca gerçekleşmiş çarpışma süresince aktif olmuş, daha sonra neotektonik dönemde transpresyonel karakter kazanmışlardır.

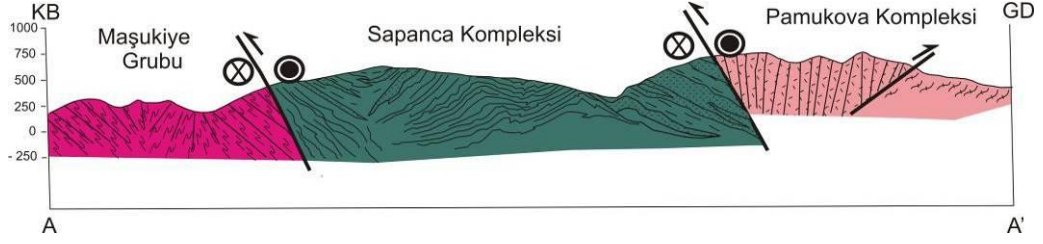
Pamukova Kompleksi, Üççatal Deresi boyunca uzanan dik eğimli bir fay ile Sapanca Kompleksi üzerinde yer alır. Bu faya Üççatal Bindirmesi adı verilmiştir (Şekil 11.1). Çalışma alanında radyojenik yaş tayinleriyle tespit edilen en geç metamorfizmanın Alt Kretase'de gerçekleşmiştir. Pamukova Kompleksi'nin Sapanca Kompleksi üzerine Alt Kretase metamorfizması esnasında bu dokanak boyunca bindirmiş olması olasıdır. Bu fay en iyi olarak görüldüğü 3987 numaralı lokasyonda yaklaşık 70° ile güneydoğuya eğimlidir ve 50 metre kalınlığında ezik bir zon halindedir. Bu

lokasyonda Sapanca Kompleksi'nin metabazitleri ile Pamukova Kompleksi'nin metaperidotitleri (Küçükkoltepe Formasyonu) yanyana gelirler ve her iki birimin içerdiği litolojiler de kataklastik dokuya sahiptir. Yaklaşık K35D doğrultulu bu fay zonunda, bolca dik kırık düzlemleri bulunur. Bu kırık düzlemlerinin yaygın doğrultu eğimleri 13/75D-7/60D'dur (Şekil 11.3). Fay düzleminin iyi görüldüğü diğer bir mevkii, Sultan Tepe'nin 600 metre doğusundaki 4072 numaralı lokasyondur. Bu lokasyonda fay 10/90 gidişli, yaklaşık 40 m kalınlıkta düşey bir ezik zon ile temsil edilir (bkz. Ek-1, Jeoloji Haritası). Bu fay güney yönünde devam ederek Sapanca Kompleksi ile Doğu Samanlı Grubu arasındaki yan al atımlı dokanağı oluşturur. Fayın toplam uzunluğu yaklaşık olarak dokuz kilometredir.

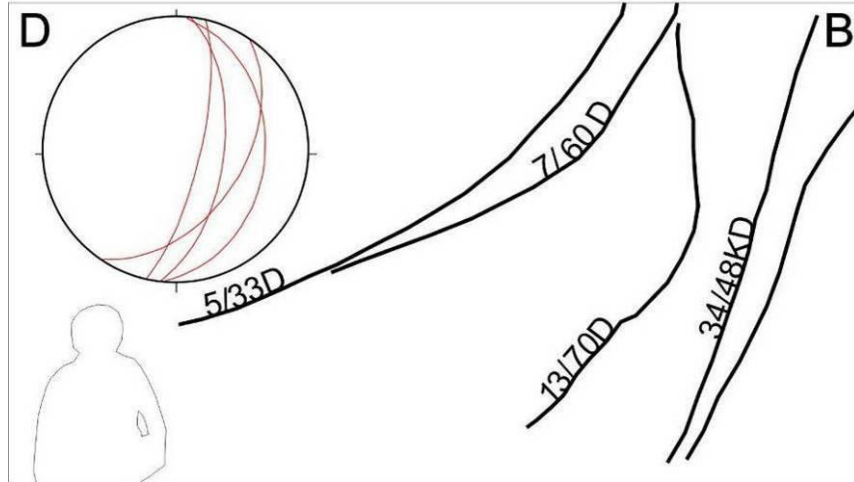


Şekil 11.1 : Haritalama alanında tespit edilmiş büyük ölçekli fayların gösterildiği harita.





**Şekil 11.2 :** Sapanca Kompleksi'nin Maşukiye Grubu ve Pamukova Kompleksi ile olan tektonik ilişkisi. Geyve boğazı batısında bu üç birim birbirlerinden doğu-güneydoğuya eğimli yanal atımlı faylarla ayrılır.



**Şekil 11.3 :** 3987 numaralı lokasyonda Pamukova Kompleksi ve Sapanca Kompleksi arasındaki faylı dokanağın üzerindeki kırık düzlemleri ve bu düzlemlerin stereografik izdüşümü (Koordinat-UTM: 36 T/ 02 71 311 N - 45 01 825 E).

Harita alanındaki ikinci Alt Kretase yaşlı fay, Sapanca Kompleksi ve Maşukiye Grubu arasındaki dokanaktır. Bu dokanak kuzeydoğu-güneybatı gidişlidir, muhtemelen transpresyonel bir bindirme fayıdır ve içinden geçtiği Ulviye Deresi'ne atfen Ulviye Bindirmesi olarak adlanmıştır (Şekil 11.4). Dokanak, Sapanca'nın 1,3 km güneyinden başlar ve Balkaya Mahallesi'ne doğru güneybatı yönünde uzanır. Bu fay boyunca Sapanca Kompleksi'nin metabazit ve fillatları, Maşukiye Grubu'nun

mermer, fillat ve metakumtaşlarının üzerine gelir. Dokanağın Ulviye Vadisi'ne girdiği 3966 numaralı lokasyonda breşleşmiş, 13/65KB doğrultulu dik bir fayla kesilmiş bir mermer kütlesi bulunur. Mermeri kesen fay üzerinde ise 24/18GB yönlem ve dalımlı düzenli ve bolca fay çizizi görülmektedir (Şekil 11.4). Dokanakta bulunan mermeri kesen fayın dik oluşu ve fay çiziklerinin düşük dalım derecesi, iki birim arasındaki dokanağın transpresyonel karakterde olduğunu göstermektedir.

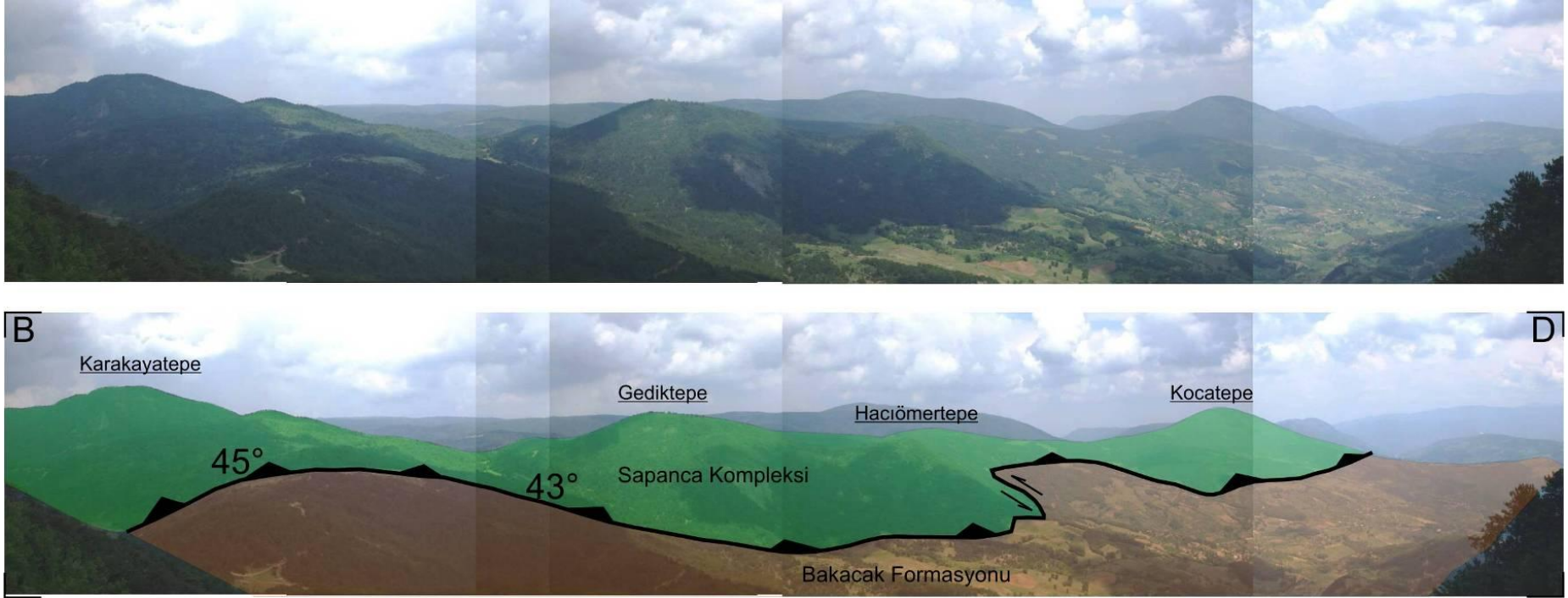


**Şekil 11.4 :** İstanbuldere vadisi içerisinde, Sapanca Kopleksi ile Maşukiye Grubu arasındaki dokanaktaki breşik mermer ve mermeri kesen fay düzlemi (Üst). Altta ise fay düzlemi üzerindeki 24/18B yönlem-dalımlı fay çizikleri görölüyor (Lokasyon 3966).

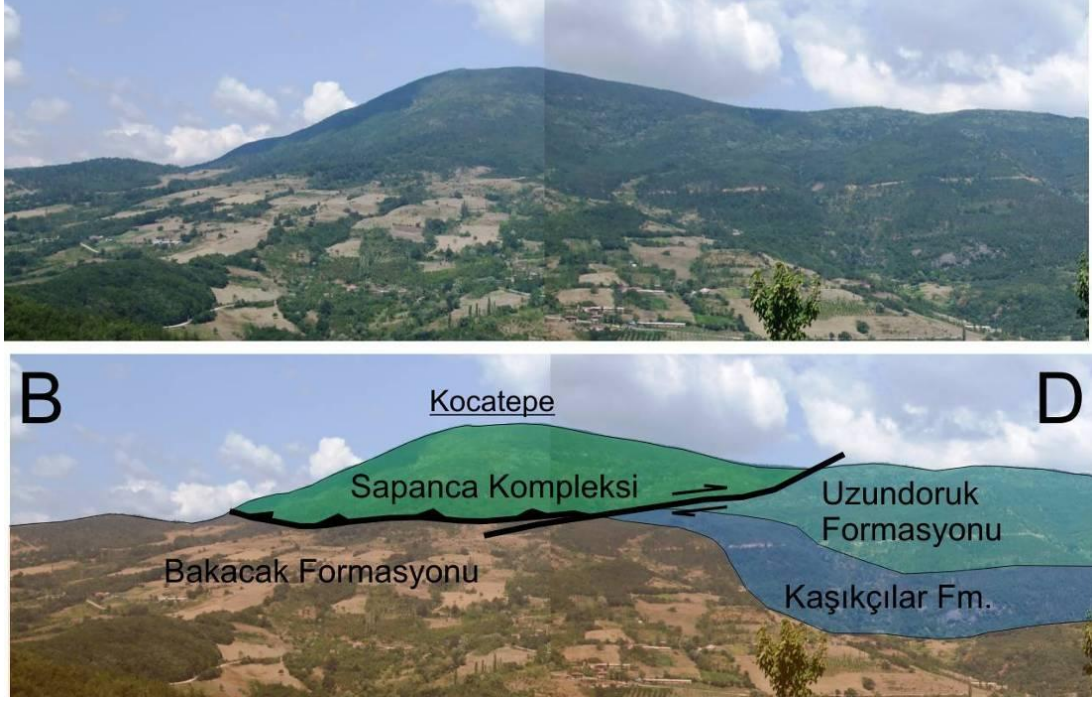
## 11.2 Alt Eosen (İpreziyen) Sonrası Oluşmuş Bindirmeler

Çalışma alanında Alt Eosen yaşlı Bakacak Formasyonu ile daha yaşlı birimler arasında bindirme fayları bulunmaktadır. Bu faylar Bakacak Formasyonu'nun çökelişi sonrası bölgede yaygın bir sıkışmalı tektonizmaya işaret eder. Kuzeyden güneye bu faylar Melekşe Bindirmesi, Eskiya ile Bindirmesi ve Pamukova Bindirmeleri olarak adlanmıştır (Şekil 11.1).

Melekşe Bindirmesi, Sapanca Kompleksi'nin Bakacak Formasyonu üzerine bindirdiği 12 kilometre uzunumlu fay düzlemidir. Bu bindirme Şükre Mahallesi kuzeyi ile Eskiya ile Köyü kuzeyi arasında doğu-batı yönünde uzanır (Şekil 11.5). Dokanağın en doğu kesimleri, Sapanca Kompleksi'nin metabazitlerinin mostra verdiği Kocatepe'nin güneyinde görülür. Bu alanda Sapanca Kompleksi, Bakacak Formasyonu'nun Alt Eosen yaşlı fliş istifinin üzerinde durmaktadır. Daha batıda ise Sapanca Kompleksi, Bakacak Formasyonu ile tektonik olarak ardalanmış Eskiya ile Formasyonu üzerine bindirmiştir. Şükre Mahallesi kuzeybatısında bu bindirme Sapanca Kompleksi ile Doğu Samanlı Grubu arasındaki yanal atımlı faya bağlanır. (Şekil 11.6).



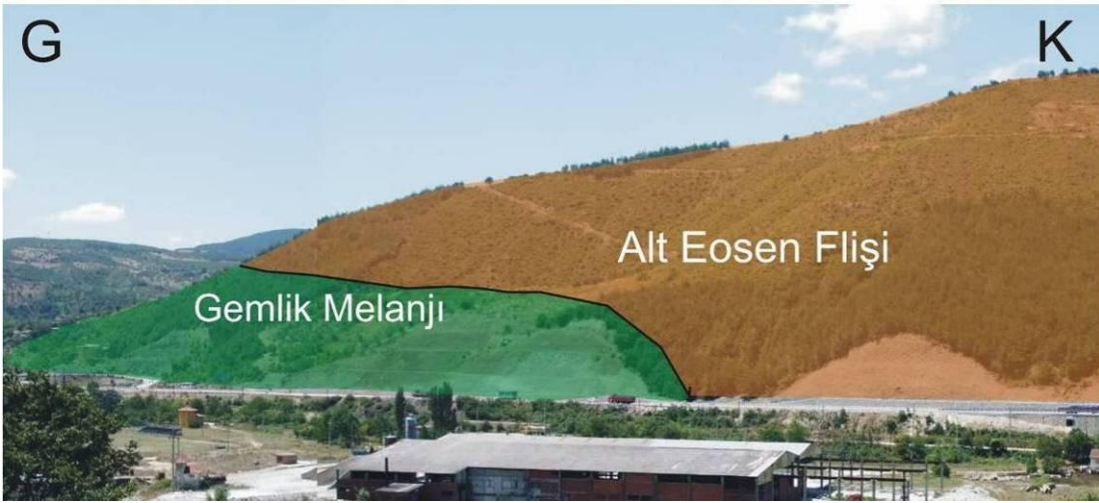
**Şekil 11.5 :** Sapanca Kompleksi ile Bakacak Formasyonu arasındaki tektonik dokanak. Fotoğrafta dokanağın Karakayatepe-Kocatepe arasındaki kesiminin uzanımı görülüyor. Sapanca Kompleksi tepelerde mostra verirken, Bakacak Formasyonu ise görece yayvan alanları oluşturmaktadır. Fotoğraf Kazımiye Köyü yakınındaki Erenler Tepe'den kuzey ve kuzeydoğuya bakışla çekilmiştir.



**Şekil 11.6 :** Sapanca Kompleksi ve Bakacak Formasyonu arasındaki bindirmenin Kocatepe güneyindeki konumu ve bindirmenin bağlandığı yanal atımlı fay. Yanal atımlı fayın doğusunda Osmaniye ve Kaşıkçılar Formasyonları yüzeyler.

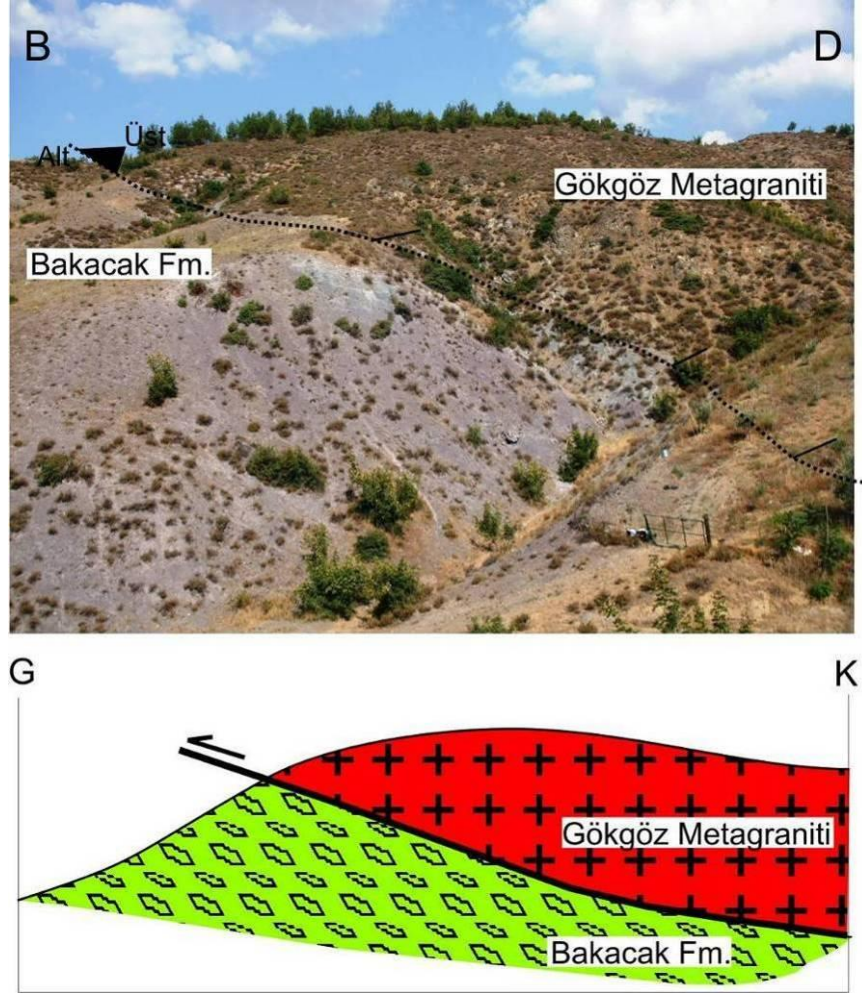
Melekşe Bindirmesi'nin güneybatısında Eskiayla Formasyonu'nun Bakacak Formasyonu üzerinde durduğu Eskiayla Bindirmesi bulunur. Bu bindirme zonunun kuzeyinde Eskiayla Formasyonu'nun Senomaniyen-Santoniyen yaşlı ezik parçalanmış pelajik kireçtaşı, şeylleri bulunur ve bu kayalar güneydeki Bakacak Formasyonu'na ait olistostromları tektonik olarak üzerlerler. Eskiayla Formasyonu'nun Bakacak Formasyonu üzerindeki konumu ve dokanağın gidişinin Melekşe Bindirmesi'ne paralel oluşu bu fayın bir bindirme olduğunu göstermektedir.

Daha güney doğuda Bakacak Formasyonu, Gemlik Melanjı üzerine bindirmektedir. Bu fay Pamukova Bindirmeleri'nin en kuzey fayıdır. Bakacak Formasyonu Pamukova kuzeybatısındaki Şahmelek Köyü güneyinden başlayan, Alifuatpaşa yakınında Geyve Boğazı'nı geçen bir hat boyunca Gemlik Melanjı üzerinde yer alır (Şekil 11.7). Tektonik dokanak boyunca Bakacak Formasyonu'nun ortalama 40° ile kuzeye eğimli 15-30 cm kalınlıktaki kalsitürbiditik kumtaşı tabakaları, Gemlik Melanjı'nın ezik matriksi üzerine bindirir.



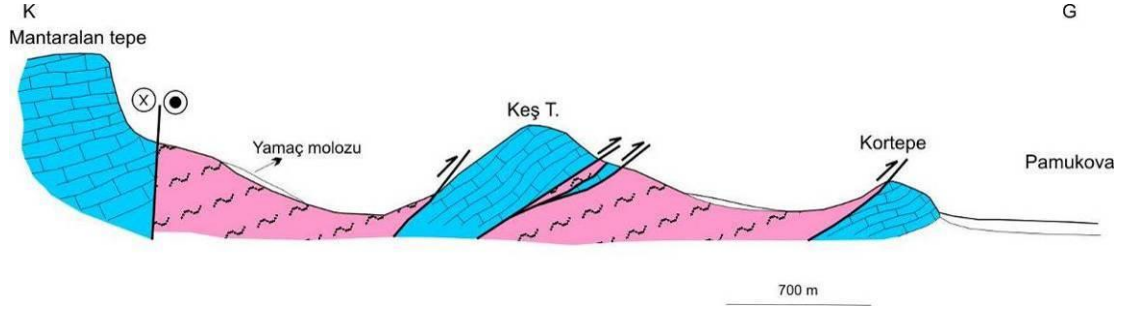
**Şekil 11.7 :** Geyve Boğazi güneyinde Bakacak Formasyonu'nun Gemlik Melanjı'nı üzerlediği tektonik dokanak. Dokanağın altındaki Gemlik Melanjı'nda ezik fillitik matriks koyu gri, çört blokları ise kızıl alanları ouşturur.

Pamukova Kompleksi Bakacak Formasyonu üzerine, Hayrettinköy ile Sondül Köyü arasında bindirir. Pamukova'nın 7 km batısındaki Hayrettinköyü'nde Pamukova Kompleksi'nin metagranitleri hem Gemlik Melanjı'nın, hem de Bakacak Formasyonu'nun üzerine bindirmektedir (Ek 1). Bu dokanakta Gökgöz Metagraniti yaklaşık 20°'lik kuzeye eğimli bir fay düzlemi boyunca Bakacak Formasyonu'nun kırmızı renkli tane akıntıları üzerine bindirmiştir (Şekil 11.8).



**Şekil 11.8 :** Gökgöz Metagraniti Hayrettinköy kuzeyinde Bakacak Formasyonu'nun tane akıntıları üzerine bindirir (Lokasyon 3767; Koordinat-UTM: 36 T/ 02 54 813 N - 44 89 160 E).

Hayrettinköy yakınındaki kuzeye eğimli bindirmeli tektonik yapı, kuzey yönünde ilerlendikçe Pamukova Kompleksi mostraları içerisinde de devam eder. Pamukova kuzeyinde Karapınar Formasyonu, Pamukova Kompleksi'ne ait diğer birimler ile tektonik dilimler halinde ardalanır. Bu tektonik dilimlerden bir kısmı haritalanamayacak ölçekte dirler. Bu ilişkilere ve faylara önceki bölümlerde ayrıntılı olarak değinilmiştir. Özetlemek gerekirse Karapınar Formasyonu, Pamukova Kompleksi'in üç numaralı yüze lenmesinde (Pamukova kuzeyi) hem Doğançay Formasyonu hem de Gökgöz Metagraniti üzerine bindirmiştir (Şekil 11.9). Aynı şekilde Doğançay Formasyonu ve Gökgöz Metagraniti, Karapınar Formasyonu üzerine bindirmiştir.

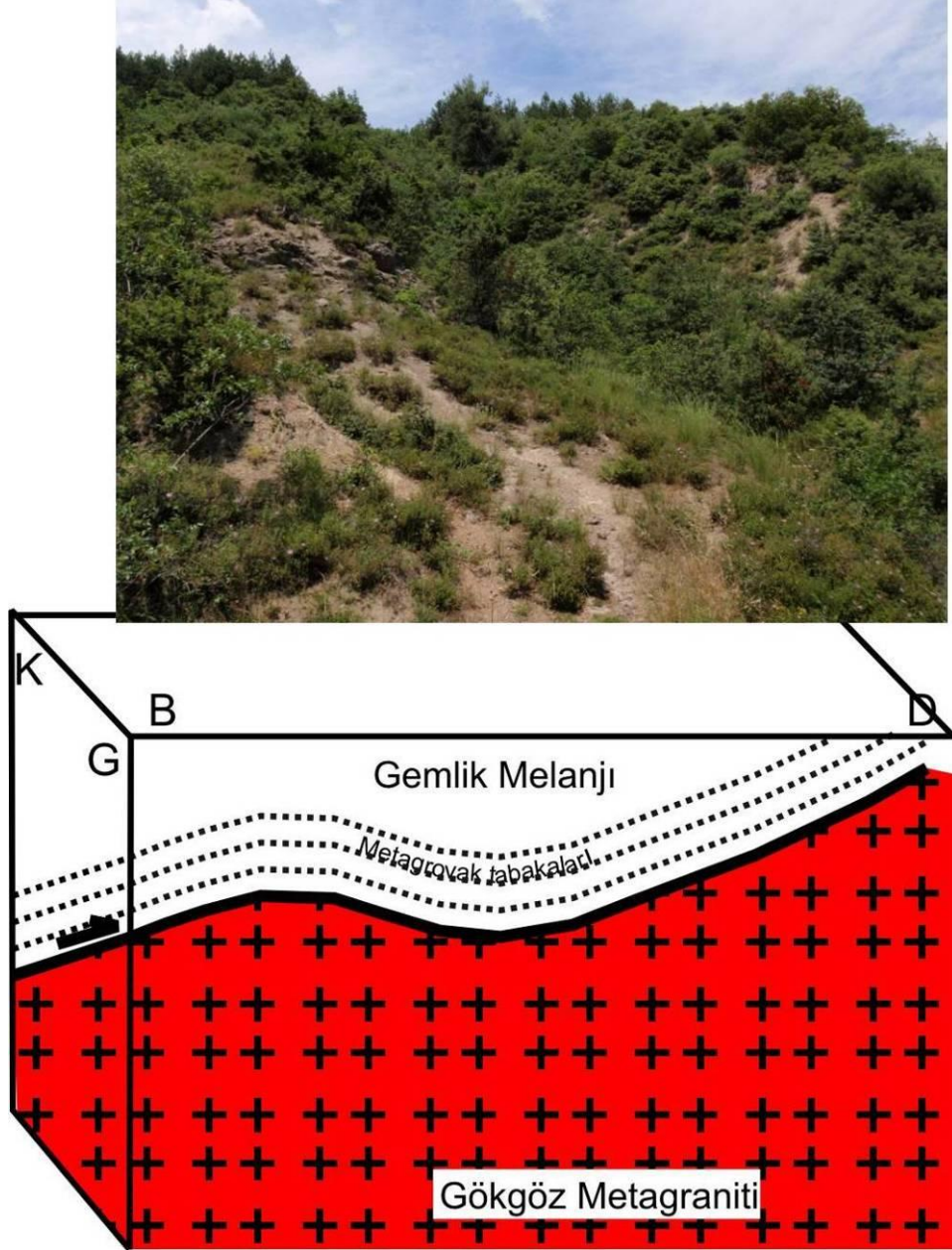


**Şekil 11.11** : Karapınar Formasyonu'nun Doğançay Formasyonu ile olan bindirmeli dokanakları.

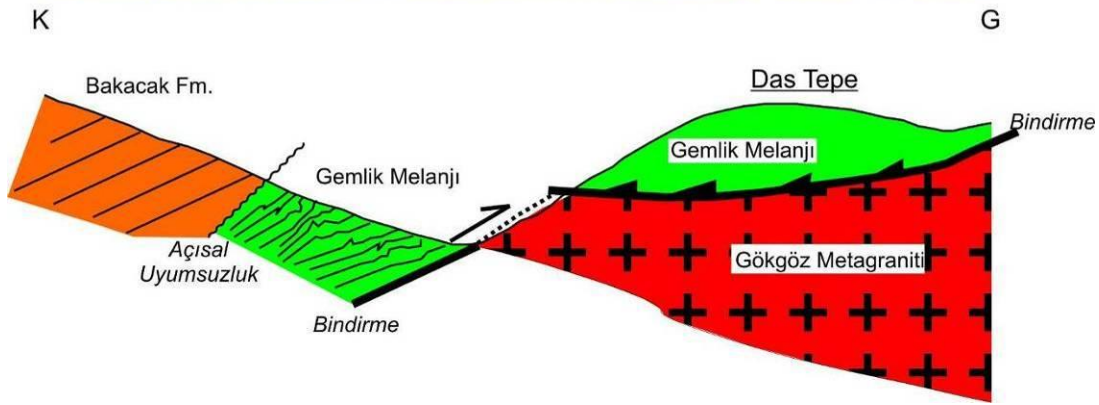
Pamukova Kompleksi, Gemlik Melanjı içerisinde tektonik olarak yer alır. Bu yönü ile Pamukova Kompleksi'nin, Gemlik melanjı içinde büyük ve kalın bir tektonik dilim oluşturduğu söylenebilir. Pamukova kuzeyindeki Kazıkdere içerisinde, Pamukova Kompleksi'nin metagranitleri üzerine (Gökgöz Metagraniti), Gemlik Melanjı'nın metagrovak-fillat tabakaları 18-25° ile kuzeye eğimli bir bindirme ile yerleşmiştir (Şekil 11.12, lokasyon 4401).

Bu ilişki Das Tepe ve Kazık Dere arasındaki alandaki bazı başka lokasyonlarda da gözlenmiştir (Şekil 11.13, lokasyonlar 4379 ve 4386). Bindirmenin eğimi bu lokasyonlarda zaman zaman 45°'ye kadar çıkar. Fakat sonuçta her zaman düşük eğimlidir. Bu bindirmenin yaklaşık uzanımı 11 kilometredir ve yer yer sağ yanal atımlı transfer faylarıyla ötelenmektedir.





Şekil 11.12 : Kazık Deresi içerisinde Gemlik Melanjı meta-grovakları, Gökgöz Metagraniti üzerine kuzeyden güneye doğru bindirir (Lokasyon 4401 : Koordinat-UTM: 36 T/ 02 65 424 N - 44 92 293 E).



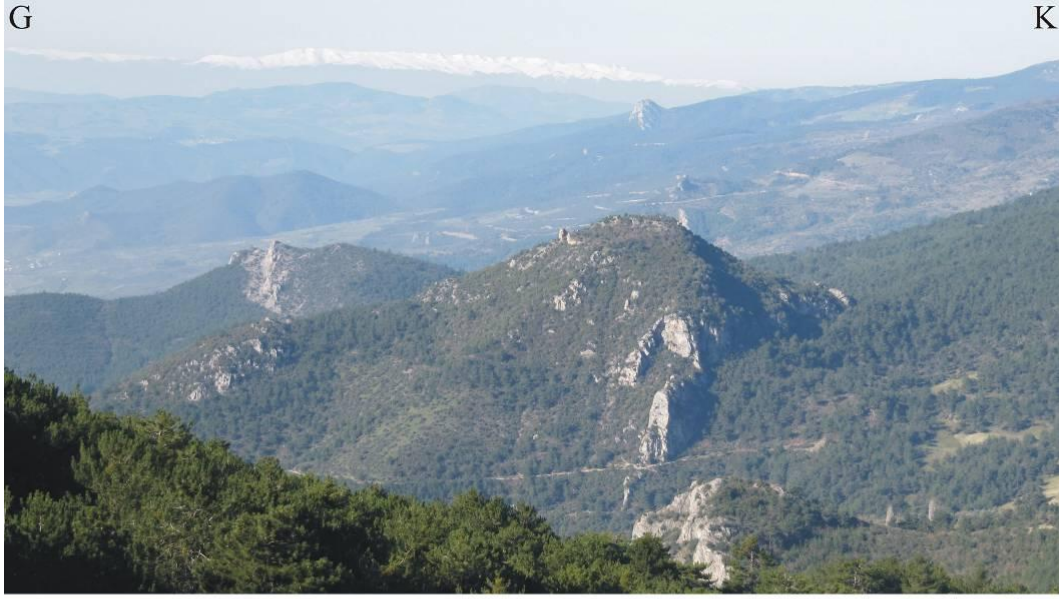
Şekil 11.13 : Das Tepe ile Kazıklı Tepe arasında Gemlik Melanjı, Gökğöz Metagraniti'ni tektonik olarak üzerler.

Buna ek olarak Gemlik Melanjı'nın, Geyve Boğazı doğusundaki Pamukova Kompleksi'nin mostralarını güneyden ve kuzeyden sardığı görülür (bkz. Ek-1). Bu durum, Pamukova Kompleksi'nin Gemlik Melanjı içerisinde devasağ tektonik bloklar olarak yerleştiğini göstermektedir.

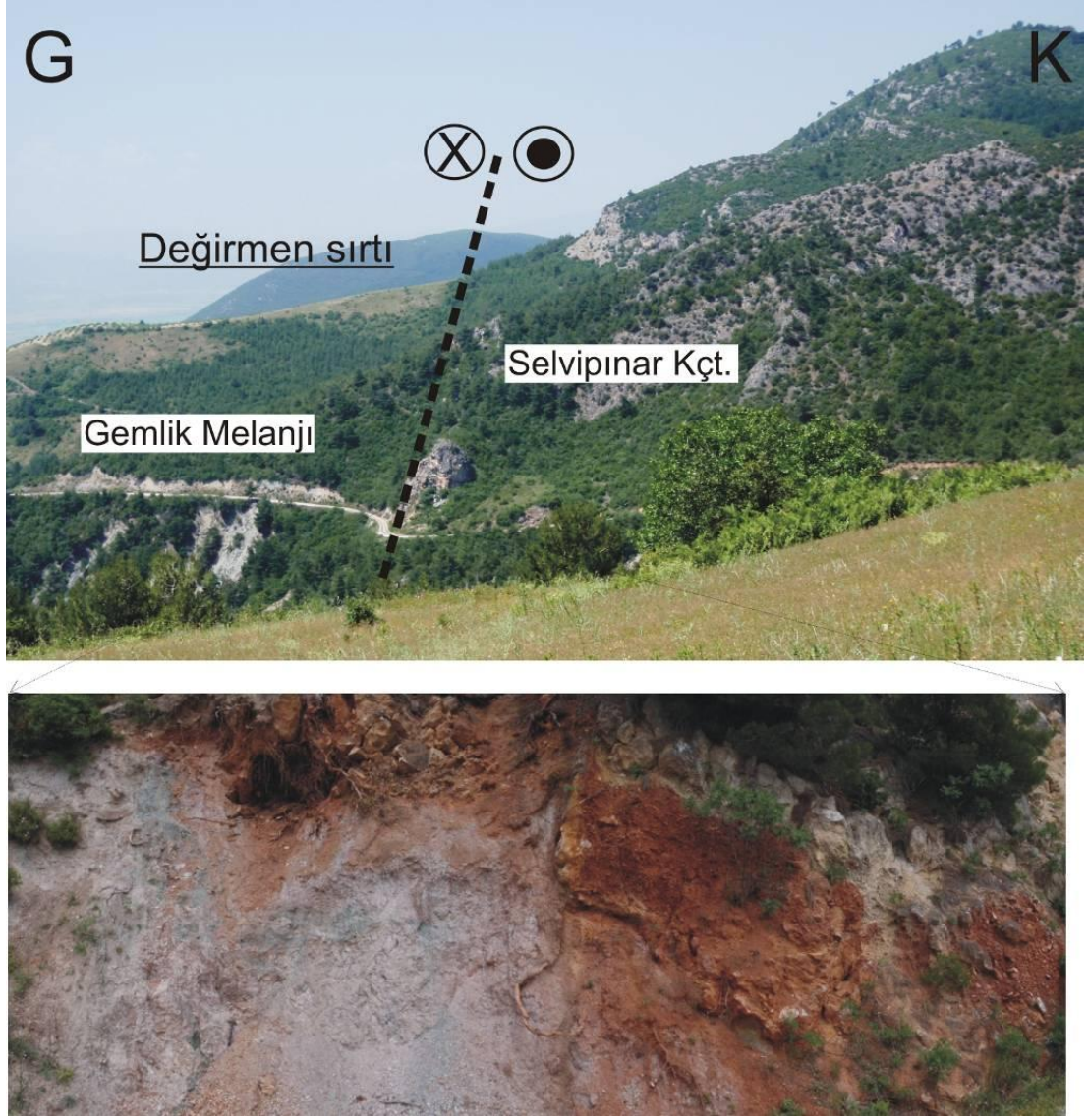
### 11.3 Pliyo-Kuvaterner Yaşlı Sağ Yanal Atımlı Faylar (Kuzey Anadolu Fayı ve kolları)

Çalışma alanında Kuzey Anadolu Fayı'nın; Sapanca Gölü içerisinden geçerek İzmit Körfezine giren ve Geyve-Pamukova düzlüğünün güneyini sınırlayan iki ana aktif kolunun dışında, bu kollara paralel uzanan önemli bir yanal atımlı fay daha tespit edilmiştir. Bu faya Sondül-Fındıksuyu Fayı adı verilmiştir (Şekil 11.1). Sondül-Fındıksuyu Fayı'nın görünebilen yaklaşık uzanımı 23 kilometredir ve sağ yanal atımlı bir faydır, muhtemelen neotektonik dönemde, eski bir bindirmenin ya da uyumsuzluk düzleminin faylanması ile oluşmuştur. Sondül-Fındıksuyu Fayı haritalama alanını boydan boya güneybatı-kuzeydoğu doğrultusunda kateder. Fay en batıda Bakacak Formasyonu içerisindeki üç neritik kireçtaşı bloğunu bir sıra halinde

dizmiştir ve doğu yönünde Pamukova Kompleksi mermerleri ile Bakacak Formasyonu'nun olistostromal kesimleri bu fay boyunca yan yana gelir (Şekil 11.14). Elpelek Yörükleri Mahallesi'nden geçen, yaklaşık olarak kuzey güney gidişli, sol yanal atımlı bir transfer fayı ile ötelenen Sondül-Fındıksuyu Fayı, daha doğuya doğru Kazımiye Köyü'ne kadar iki parçalı bir fay halini alır. Bu bölgede fayın güney kolu, batıdan başlayarak, önce Pamukova Kompleksi ile Gemlik Melanjı, daha sonra Taşlı Tepe Kireçtaşı ile Gemlik Melanjı ve Pamukova Kompleksi arasındaki sınırı oluşturur. Şekil 11.15 'de fayın Pamukova ilçesi ve Kazımiye Köyü arasındaki yolda iyi gözlenen, Gemlik Melanjı ile Taşlı Tepe Kireçtaşı arasındaki kesimi görülmektedir. Fayın güneyinde Gemlik Melanjı, kuzeyinde Taşlı Tepe Kireçtaşı bulunur ve fay düzlemi  $85^{\circ}$  ile güneye eğimlidir ve yaklaşık olarak 10 metre kalınlığında ezik bir zonla temsil edilir.



**Şekil 11.14** : Sondül-Fındıksuyu fayının batı kesiminde, fay boyunca Bakacak Formasyonu ile Pamukova Kompleksi mermerleri yanyana gelir. Fotoğrafın en güneybatısında bu fay boyunca Bakacak Formasyonu içerisindeki üç neritik kireçtaşı bloğu fay doğrultusu boyunca dizilmiştir. Güneybatı yönündeki karlı sırt, Sakarya Zonu temel birimlerinin yüzlek verdiği Uludağ'dır.



**Şekil 11.15 :** Sondül-Fındıksuyu Fayı'nın, Pamukova İlçesi Kazımiye Köyü arasındaki yolda görülen kesimi Taşlıtepe Kireçtaşı ve Gemlik Melanjı arasındadır. Fay bu mevkiide  $85^{\circ}$  ile güneye eğimlidir (üstte) ve yaklaşık olarak 10 metre kalınlığında ezik bir zonla temsil olmaktadır (altta).

Kazımiye Köyü doğusunda Bakacak Formasyonu içerisinde devam eden Sondül-Fındıksuyu Fayı, Geyve İlçesi ve Melekşesoluk Köyü arasındaki yolda iki kol halinde Pamukova Kompleksi ve Bakacak Formasyonu'nu ayırır (Şekil 11.16). Bu mevkide Pamukova Kompleksi mostraları bir pozitif çiçek yapısı halinde Güreşyeritepe'de mostra verir. Pozitif çiçek yapısının kuzeyinde Sondül-Fındıksuyu Fayı'nın kuzey kolu yaklaşık  $72^{\circ}$  ile güneye, güney kolu ise  $70^{\circ}$  ile kuzeye eğimlidir. Fay zonu boyunca görülen ezik zon yaklaşık 15 metre kalınlıktadır.



**Şekil 11.16** : Sondul-Fındıksuyu Fayı'nın Güreşyeritepe'nin kuzeyinden geçen kolu (üstte). Altta fotoğraf iki birim arasındaki düşey ( $72^\circ$  güneye eğimli) fay düzleminin yakından görünümüdür (lokasyon 3270).

Geyve Boğazı içerisinde ise Sondul-Fındıksuyu Fayı, Gemlik Melanjı ile Pamukova Kompleksi'ni ve Doğu Samanlı Grubu'nu ayırır. Boğazın iki yanında bu kez Gemlik Melanjı mostraları yaklaşık uzanımı 3,5 kilometre olan bir pozitif çiçek yapısı oluşturacak şekilde mostra verir. Fay, en batı kesiminde Fındıksuyu Köyü güneyinde Bakacak Formasyonu içerisinde devam eder.

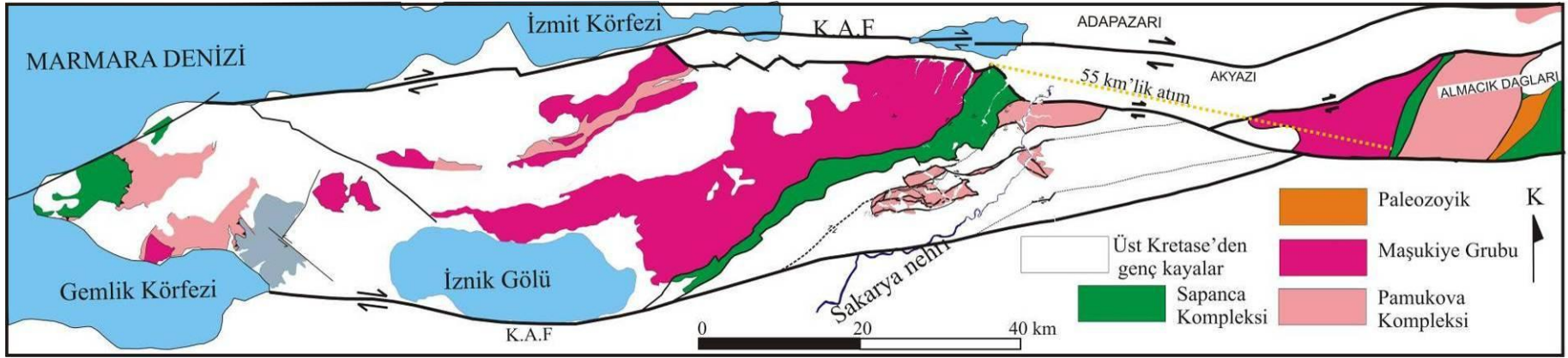
Bir diğer sağ yanal atımlı fay ise Sapanca Kompleksi ve Doğu Samanlı Grubu arasındadır. Balkaya Sırtı güneyinde Doğu Samanlı Grubu'nun Osmaniye Formasyonu'na ait mavimsi gri silttaşları  $70^\circ$  ile batıya eğimlidirler ve 35 metre

kalınlığında metabazit, fillat ve çörtten oluşın ezik bir zonla Sapanca Kompleksi ile yanyana gelirler. Bu fay kuzeybatı yönünde devam ederek Pamukova Kompleksi ile Sapanca Kompleksi arasındaki transpresyonel sınırı oluşturur.

Geyve Boğazı kuzeybatısında Pamukova Kompleksi ile Osmaniye Formasyonu arasındaki dokanak ise bir normal faydır ve muhtemelen neotektonik dönemde, daha önceki bir uyumsuzluk düzleminin faylanmasıyla oluşmuştur. Doğançay güneyinde, yaklaşık doğu-batı uzanan ve ortalama 120 metre kalınlığa sahip bu fay zonunun kuzey tarafında Pamukova Kompleksi'nin mermer breşleri, amfibolitleri ve parçalanmış dunitleri görülür. Fayın güneyinde bulunan Osmaniye Formasyonu'nun tabakaları ortalama 40° ile güneye eğimlidir. Osmaniye Formasyonu'ndaki düzenli 40°'lik eğimlenme ezik zonun bir normal fay olduğunu düşündürmektedir. Dokanak, Şerefiye Mahallesi ve Geyve Boğazı arasında kuzeybatı-güneydoğu yönünde uzanan sağ yanal atımlı bir transfer fayı ile boğazın doğusundaki devamına bağlanır. Geyve Boğazı doğusunda ise dokanak önce güneybatı-kuzeydoğu yönünde yaklaşık 2 km devam eder ve daha sonra doğu-batı yönüne döner.

Çalışma alanının güneydoğusunda, Kuzey Anadolu Fayı'nın güney kolunun yakınındaki iki yanal atımlı faydan biri Gemlik Melanjı ile Bakacak Formasyonu arasındadır. Bu fay Geyve batısında Kulfallar Köyü güneyindeki Kurudere vadisini takip eder ve muhtemelen sağ yanal atımlı bir faydır. Bu fay Kuzey Anadolu Fayı'nın ana güney koluna paraleldir ve yaklaşık 2,5 km kuzeyindedir. Doğançay Formasyonu'nun en kuzeydeki yüzeylemesinin kuzey dokanağı, Kuzey Anadolu Fayı'nın önceden aktif olan kollarından birisi olan sağ yanal atımlı bir faydır ve fayın kuzeyinde Pliyo-Kuvaterner yaşlı çökeller bulunur.

Çalışma alanındaki metamorfik birimler ile Almacık Dağları'nda yüzlek veren eşlenikleri ve metamorfik birimlerin yaklaşık kuzeydoğu-güneybatı gidişli olan dokanakları Kuzey Anadolu Fayı ile ötelenmiştir (Şekil 11.17). Bu ötelenme Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzey kolunda yaklaşık 55 kilometrelik bir kümülatif atım bulunduğu görüşünü desteklemektedir (Yıldırım, 2008).



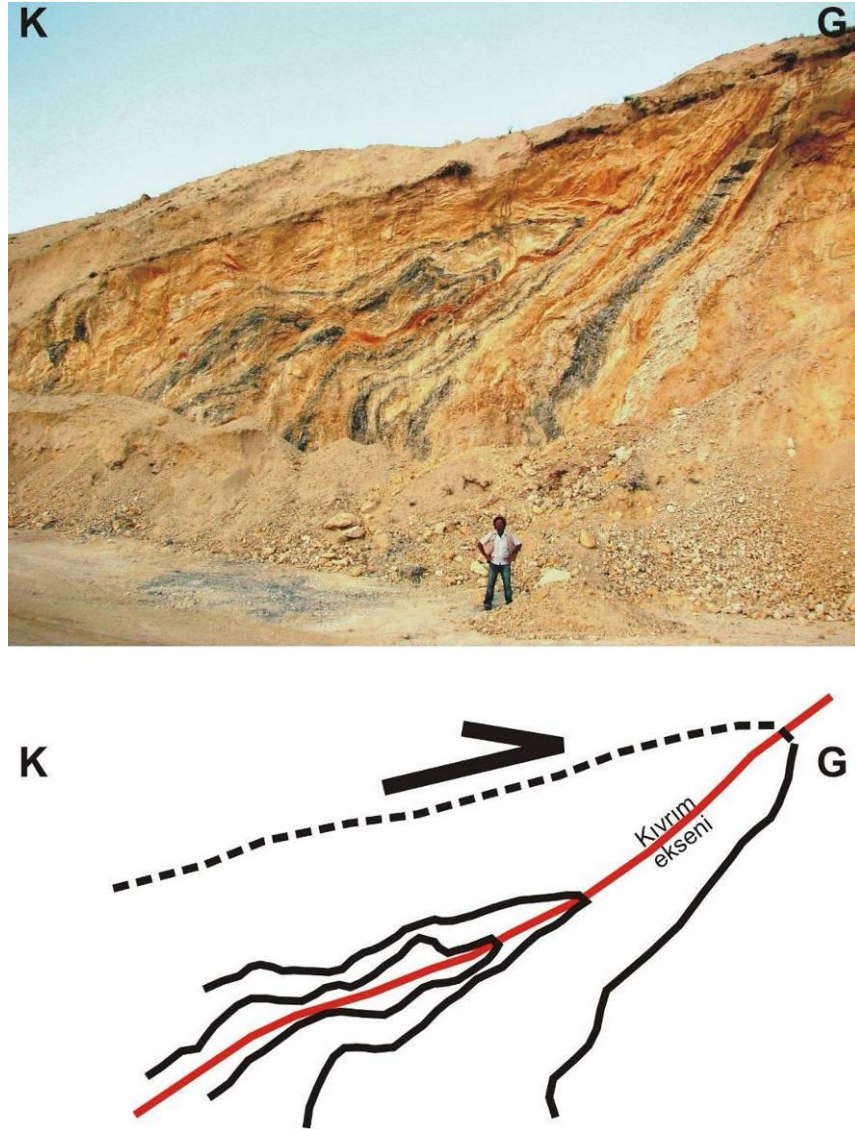
**Şekil 11.17 :** Armutlu Yarımadası kuzeyinden geçen Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzey kolundaki atım en iyi olarak çalışma alanındaki metamorfik birimlerin ve bu birimlerin yaklaşık kuzey-güney gidişli dokanaklarının bugün Almacık Dağları'nı oluşturacak şekilde ötelenmesi ile açığa çıkar. Yaklaşık atım miktarı 55 kilometredir.



## 11.4 Kıvrımlar

Haritalama alanında tüm birimler sıkışmalı deformasyonlar geçirdiğinden faylanmalarla birlikte kıvrılmışlardır. Haritalanabilecek ölçekte eksenlere sahip kıvrım yapıları en iyi olarak Doğu Samanlı Grubu içerisinde görülür. En yaşlı birimden başlayarak bazı belirgin kıvrım yapıları aşağıda tanıtılmaktadır.

Pamukova Kompleksi içerisindeki kıvrım yapıları çok yaygın olmamakla beraber, en iyi olarak, kompleksin alt birimlerinden olan Karapınar Formasyonu'nda görülür. Bu kıvrımlardan iyi bir tanesi Karapınar kuzeyindeki 3263 numaralı lokasyondaki kuzeye eğimli yatık-asimetrik kıvrımdır (Şekil 11.18).



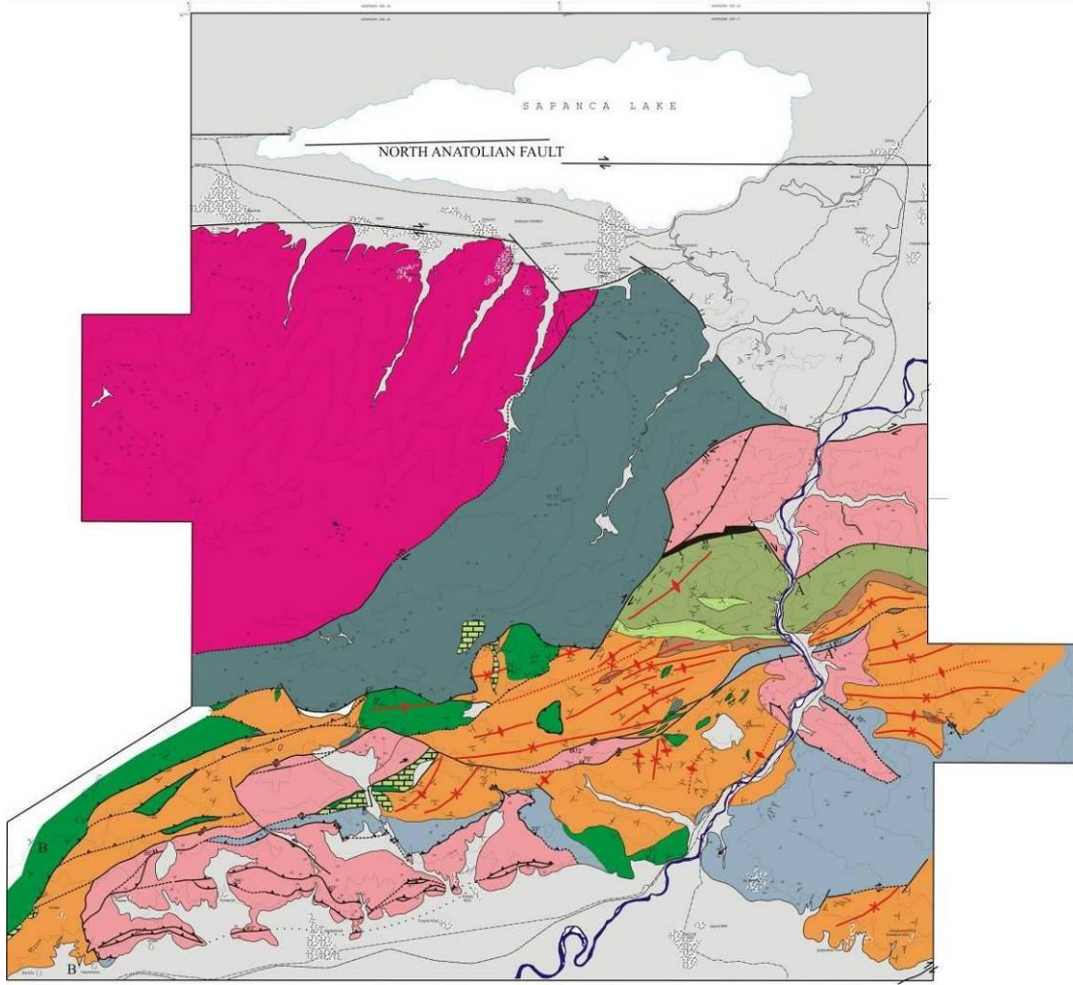
Şekil 11.18 : Karapınar Formasyonu içerisindeki koyu gri-beyaz mermer bantlaşmalarında asimetric kıvrım yapısı, kuzeyden güneye itilme gösterir.

Maşukiye Grubu'nun alt birimi olan Keltepe mermerinde ise simetrik-asimetrik kıvrımlar ve kink bantları da görülür (Şekil 11.20).



**Şekil 11.19 :** Kuzuyayla mevki güneybatısında, Keltepe mermeri içerisinde görülen kink bantları. Resmin sol-üst köşesinde mermer içerisindeki çötlükler kinkleşmiş görünüyorlar (Lok No: 1718; Koordinat-UTM: 0254740-4502603)

Kıvrım yapılarının haritalanabildiği Doğu Samanlı Grubu'nda ise genelde orta eğimli kanat açılımlarına sahip (ortalama 45-50°), eksenleri güneybatı-kuzeydoğu gidişli simetrik kıvrımlar yaygın olarak görülür (Şekil 11.21). Geyve Boğazı batısında, Bakacak Formasyonu'nun Sondül-Fındıksuyu Fayı güneyinde kalan mostralarda kıvrım eksenlerinin doğrultuları genelin aksine yaklaşık kuzey-güney gidişlidir. Osmaniye Formasyonu'nda ise Geyve Boğazı batısında kuzeybatı kanadı dik (70-90°) güneybatı kanadı daha düşük eğimli (45-60°) asimetrik bir kıvrım yapısı haritalanabilmiştir. Bu kıvrım eksenini de Bakacak formasyonu'nun eksenleri gibi güneybatı-kuzeydoğu doğrultudadır.



**Şekil 11.20** : Doğu Samanlı Grubu ve Eskiya Formasyonu içerisindeki kıvrım eksenlerini gösteren harita.

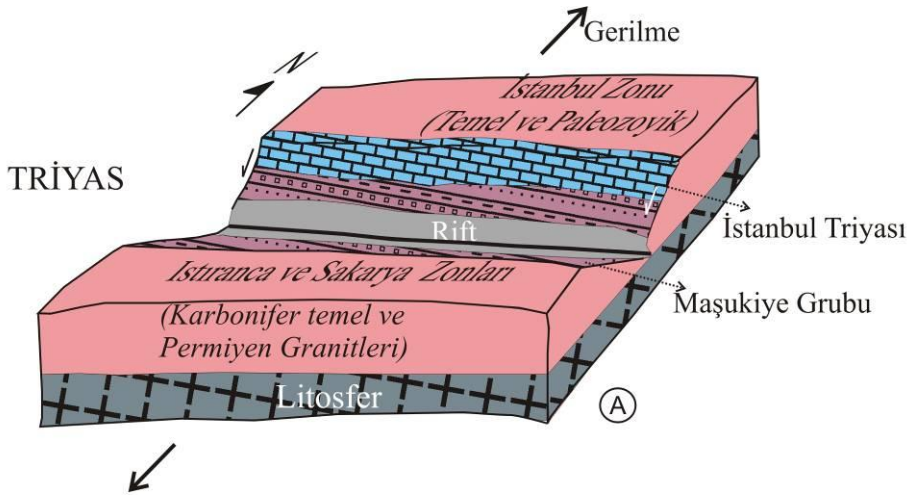


## 12. JEOLJİK EVRİM

Çalışma alanının jeolojik evrimi Pontid-İçi okyanusunun açılma ve kapanma evresi ve daha sonraki olaylar olmak üzere iki safhada değerlendirilebilir.

1) *Pontid-İçi Okyanusu'nun Evrimi; Triyas öncesi başlayan açılma ve erken Kretase dönemindeki çarpışma*

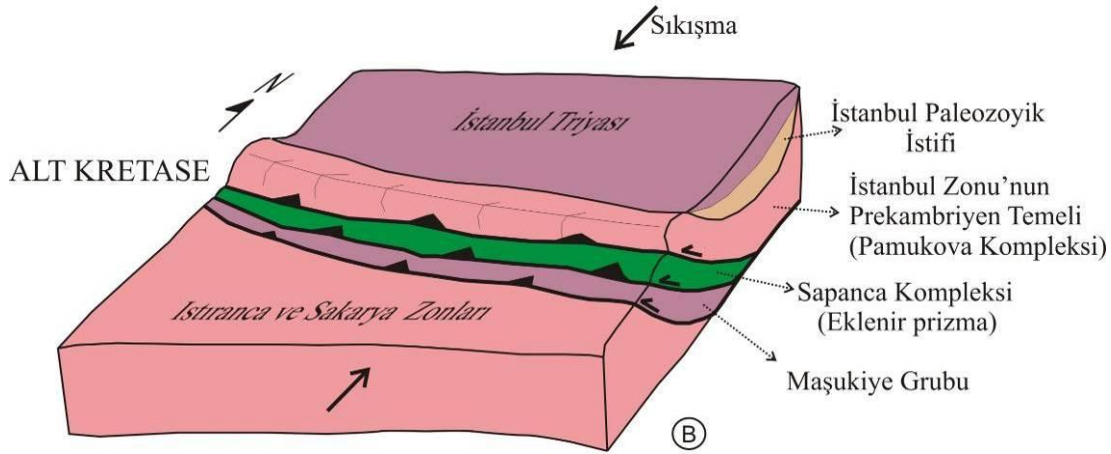
Kıtasal granitik bir temelin aşınması sonucu çökelmiş olan Maşukiye Grubu, Triyas döneminde Pontid-İçi Okyanusu'nun kuzey ve güneyindeki pasif kıta kenarı boyunca İstıranca-Sakarya ve İstanbul Zonu üzerinde çökelmiştir (Şekil 12.1). Triyas'ta pasif kıta kenarlarının oluşmasına neden olan Pontid-İçi Okyanusu'nun riftleşmesi muhtemelen Permilen'de başlamıştır. Güncel izotopik verilerle Erken Permilen döneminde Avrasya'nın güney kıyısının Sakarya Zonu'nun en doğu kesimleri boyunca mafik kabuğun eklemlendiğini göstermektedir (Topuz ve diğ., 2004a). Bununla beraber Sakarya Zonu'nun Karbonifer yaşlı temeli Permilen'de granit kütleleriyle de kesilmiştir (Delaloye ve Bingöl, 2000; Okay ve diğ., 2002, 2006; Topuz ve diğ., 2007). Bu granitler Pontid-İçi okyanusunun riftleşmesini başlatan magmatizmaya ait olabilir.



**Şekil 12.1 :** Kuzeybatı Türkiye'nin Triyas dönemindeki jeolojisi; güneyde tek bir zon oluşturan İstıranca ve Sakarya Zonları, kuzeyde ise İstanbul Zonu üzerindeki pasif kıta kenarı boyunca klastik ve sığ denizel kireçtaşları çökelmiştir.

Triyas sonrası Pontid-İçi Okyanusu genişleyerek derin denizel çökeltimelere uygun hale gelmiştir, bu yorumun verisi Gemlik Melanjı içerisindeki Üst Jura yaşlı radyolaryalı çörtlere bulunmasıdır.

Pontid-İçi Okyanusu'nun yitimi güneyden kuzeye olmuştur çünkü kuzeydeki İstanbul Zonu'nun temel birimleri (Pamukova Kompleksi), dalma-batma eklenir prizmasının ve pasif kıta kenarının üzerine bindirmiştir (Sapanca Kompleksi ve Maşukiye Grubu). Çalışma alanındaki metamorfiklerden elde edilen Alt Kretase metamorfizma yaşları, Sakarya-Istıranca ve İstanbul Zonları Erken Kretase'de çarpıştığını ve Pontid-İçi Okyanusu'nun bu dönemde kapandığını gösterir. Bu çarpışma süresince üzerleyen levha konumunda bulunan İstanbul Zonu'nun litosferik kayalardan oluşan temeli yükselmiş ve metamorfizma geçirmiştir. Buna karşın İstanbul Paleozoyik İstifi ve İstanbul Triyas'ı çarpışma alanının kuzeyinde yükselerek metamorfizma geçirmeden korunmuştur (Şekil 12.2).



**Şekil 12.2 :** Pontid-İçi Okyanusu'nun kapanmasına neden olan Alt Kretase çarpışması. Kuzeyden bindiren İstanbul Zonu temeli yükselerek üzerlendiği çökellerin eklenir prizmaya girmesini engellemiştir.

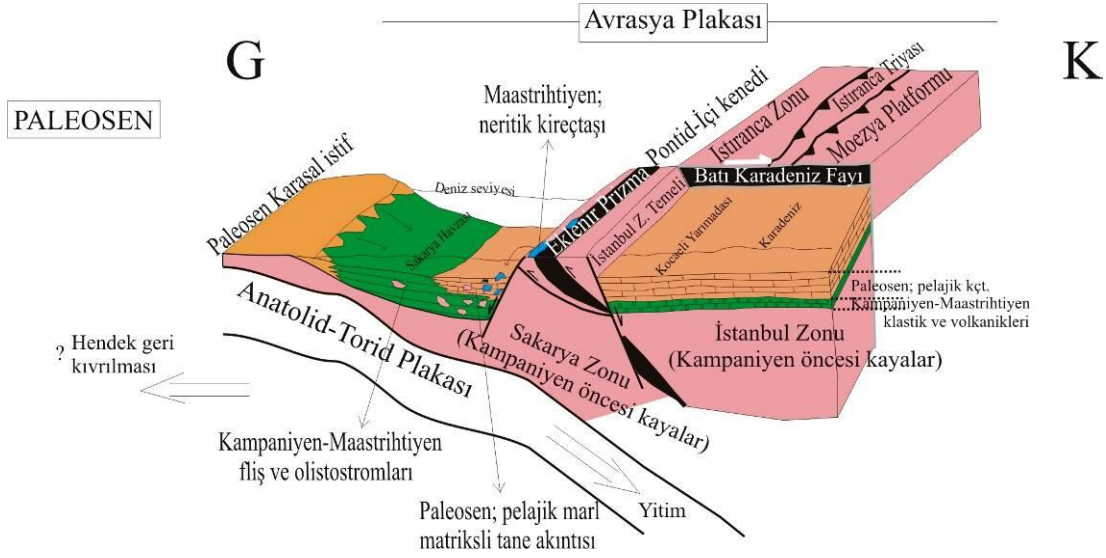
## 2) Pontid-İçi Orojenezi Sonrası Jeolojik Evrim; Üst Kretase-Alt Eosen uyumsuz örtü ve Erken Eosen yaşlı kıvrım bindirme kuşağı

Çalışma alanındaki Kampaniyen-İpreziyen aralığında çökelmiş, yer yer geçişli dokanaklarla, yer yer de lokal uyumsuzluk düzlemleriyle birbirlerinden ayrılan formasyonlar metamorfik birimleri uyumsuzlukla örter. Bu örtü Pontid-İçi Kenedi boyunca gerçekleşmiş çarpışmanın Kampaniyen öncesi son bulmuş olduğunun kanıtıdır.

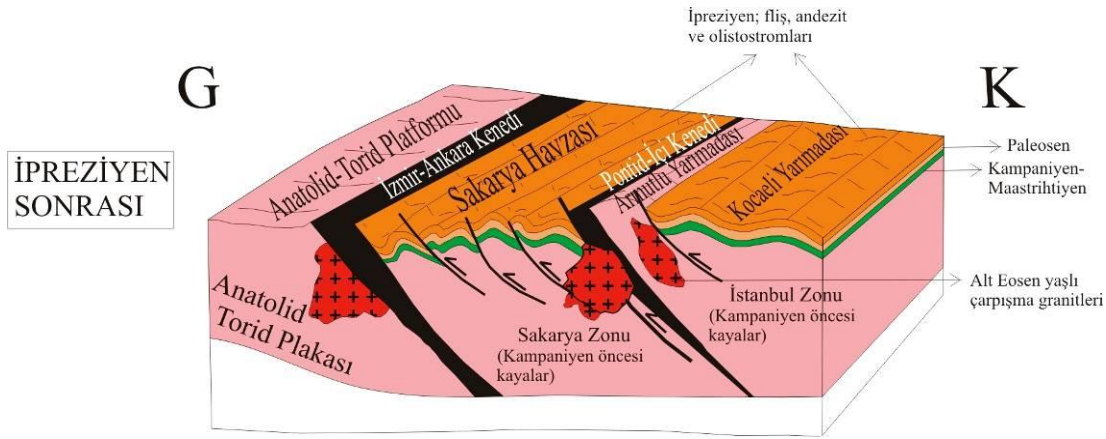
Kampaniyen ve Maastrichtiyen’de çalışma alanının güneyinde derin denizel bir havza olan Sakarya Havzası bulunmaktadır ve bu dönemde havza içerisinde fliş tipi istifler çökelmiştir. Maastrichtiyen’de Armutlu Yarımadası’nın kuzeyinde derin denizel flişler çökelirken, Yarımadayı oluşturan metamorfik birimlerin üzerinde sığ denizel koşullar hakimdi ve neritik kireçtaşları çökelmiştir. Paleosen döneminde Armutlu Yarımadası güneyinde pelajik marn matrisli tane akıntıları çökelmiştir. Bu tane akıntıları Pontid-İçi Kenedi’ni örten Maastrichtiyen neritik kireçtaşlarından ve melanj kayalarından yaygın bloklar almıştır bu durumda Paleosen döneminde Armutlu Yarımadası’nın güneyi tektonik olarak aktiftir ve yarımada yükselen bir kütle konumundadır. Armutlu Yarımadası kuzeyinde ise Paleosen’de derin denizel düzenli pelajik kireçtaşları çökelmiştir. Paleosen’deki Armutlu Yarımadası güneyindeki Sakarya Havzası ve kuzeyindeki Kocaeli Havzası’ndaki belirgin stratigrafik farklılıklar, bu dönemde Armutlu Yarımadası’nın, Kocaeli ve Sakarya havzalarını ayıran bir sırt oluşturduğunu ortaya çıkarmaktadır (Şekil 12.3). Bu sırt hem güneyden hem kuzeyden fayalarla sınırlı olmalıdır. Bu fayaları oluşturan mekanizma muhtemelen gerilmelidir çünkü kuzeydeki Kocaeli Havzası’nın derinleşerek pelajik çökeltiye müsait olabilmesi, gerilmeli bir tektonik ortamda olasıdır. Dolayısıyla Armutlu Yarımadası Paleosen döneminde kuzey ve güneyindeki havzalardan normal faylarla ayrılan bir horst oluşturmuştur. Bu gerilmenin nedeni ise İzmir-Ankara Okyanusu’nun dalma batmasına ait hendeğin, muhtemelen dalan levhanın ağırlaşarak bükülmesine bağlı, güney yönlü gerilemesi olabilir.

Armutlu Yarımadası, Kocaeli ve Sakarya Havzaları’ndaki Üst Kretase-Paleosen istiflerinin uyumlu olarak Alt İpreziyen-Alt Lütesyen yaşlı, volkanik arakatkılarda içeren bir türbidit istifince örtüldüğü bilinir (Akartuna, 1968; Göncüoğlu ve diğ., 1987, 1990, 1992, Özcan ve diğ., 2011). Bu istif içerisinde az oranda pelajik marn arakatkıları ve olistostromal kesimler de bulunur.

Alt Eosen istiflerinin çökelişi sonrası doğu-batı gidişli bindirme düzlemlerinin oluşumuna neden olan bir sıkışmalı tektonizma kuzeybatı Anadolu’da ve çalışma alanında yaygındır. Bu tektonizma bölgede gerçekleşen bir yükselime bağlı olarak gelişmiş olabilir. Sapanca Gölü güneyindeki metamorfik kayaların apatit fizyon iz yaşları bölgede Alt Eosen’de (51-53 Ma) bir yükselimin gerçekleştiğini doğrulamaktadır. Bu yükselimin nedeni ise Pontid’ler ve Torid’lerin Alt Eosen sonrası İzmir-Ankara Kenedi boyunca çarpışmasıdır (Şekil 12.4).



**Şekil 12.3 :** Kuzeybatı Türkiye'nin Paleosen dönemindeki jeolojisi; Sakarya havzası güneyinde Afrika Plakası'nın Avrasya altına dalıp-batması devam ederken bir yükselim alanı ve karasla bir ortam oluşmuştur. Sakarya Havzası kuzey yönünde derinleşen bir şelf üzerindeki çökellerden oluşur, havza güney yönünde derinleşmektedir. Armutlu Yarımadası üzerindeki Maastrichtiyen neritik kireçtaşları parçalanarak Paleosen olistostromlarına malzeme vermiştir. Armutlu Yarımadası kuzeyindeki Kocaeli havzası'nda ise Paleosen'de derin deniz koşulları hakimdir.



**Şekil 12.4.** Kuzeybatı Türkiye'nin Alt Eosen (İpreziyen) sonrasındaki jeolojisi; İzmir-Ankara Okyanusu kapanmış ve tüm birimlerin kıvrımlanarak bir kıvrım bindirme kuşağı oluşturmalarına neden olmuştur. Bindirme ve kıvrım eksenleri yaklaşık doğu-batı gidişlidir.



### 13. SONUÇLAR

1. Sapanca Gölü güneyinde birbirlerinden doğuya eğimli dik tektonik hatlarla ayrılan üç ana metamorfik tektonostratigrafik birim bulunur. Bu birimlerden en yaşlısı amfibolit, metaperidodit, metapiroksenit ve gnaysdan oluşan, epidot-amfibolit fasiyesinde metamorfizma geçirmiş **Pamukova Kompleksi** olarak bilinen Proterozoyik yaşlı kristalen kayalardır. Pamukova Kompleksi içerisinde, epidot-amfibolit fasiyesindeki metamorfik birimleri kesen Neoproterozoyik, Kambriyen ve Ordovisyen yaşlı metagranitler ve tektonik olarak ardalanan mermer-kalkışt-metakuvarsitler de bulunur. Pamukova Kompleksi'nin gnayslarının içerdiği zirkonların bu çalışmadaki U-Pb yaş tayinleri Neoproterozoyik verirken, kompleksin içerisindeki gnays, metagranit ve kalkıştlerin Rb-Sr mika ve Sm-Nd granat metamorfizma yaşları Üst Jura-Alt Kretase verir (158-111 Ma). Pamukova Kompleksi bütün olarak İstanbul Zonu'nun Proterozoyik yaşlı temelinin Pontid-İçi Kenedi boyunca tektonize olmuş ve kısmen yeniden metamorfizma geçirmiş parçalarıdır.

2. Pamukova Kompleksi, metabazit, metaçört, sleyt ve serpantinitten oluşan ve Alt Kretase'de (~110 Ma) yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş bir eklenir prizmayı dik bir tektonik dokanakla üzerlemektedir. Bu eklenir prizma birimi ise **Sapanca Kompleksi** olarak adlanmıştır.

3. Üçüncü metamorfik birim ise Sapanca Kompleksi altında tektonik olarak yer alan **Maşukiye Grubu**'dur. Maşukiye Grubu yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş metaarkoz, sleyt, fillat ve mermerden oluşmaktadır, ayrıca nadiren metabazit arakatkıları da içerir. Maşukiye Grubu'nun metaarkozlarından elde edilen klastik zirkonların Pb-Pb ve U-Pb yaş tayinleri grubun Permiyen'den sonra ( $264 \pm 8,9$  Ma sonrası) muhtemelen Triyas'ta çökeldiğini göstermiştir. Metakumtaşlarından elde edilen Rb-Sr muskovit metamorfizma yaşları ise Alt Kretase verir ( $138 \pm 1,5$  Ma). Maşukiye Grubu İstiranca'daki Triyas yaşlı örtü birimlerinin eşleniğidir.

4. Sapanca Kompleksi ile birlikte Pontid-İçi melanjını oluşturan bir diğer birim ise yer yer çok zayıf metamorfizma gösteren **Gemlik Melanjı**'dır. Pamukova Kompleksi'ne ait dilimler Gemlik Melanjı'nın içinde yer alır.

5. Çalışma alanındaki, metamorfik birimler Üst Kretase-Alt Eosen yaşlı bir çökel istif ile uyumsuz olarak örtülür. Örtü birimlerine ait formasyonlar çalışma alanı kuzeydoğusu ve güneybatısında iki farklı çökel paket halinde mostra verir. Kuzeydoğudaki örtü, altta Kampaniyen ve Maastrichtiyen yaşlı bir derin denizel konglomera-kumtaşı-silttaşı-şeyl istifi ile başlar; üste doğru önce Paleosen yaşlı bir tane akıntısına geçer; sonra pelajik marn matrisli Üst Paleosen-en Alt Eosen yaşlı bir karbonat tane akıntısına geçer. Tane akıntıları hem yanal hem de düşey olarak Alt Eosen (Ipreziyen) yaşlı bir fliş istifine geçer. Çalışma alanı güneybatısında ise Maastrichtiyen yaşlı bir neritik kireçtaşları üste doğru Üst Maastrichtiyen yaşlı pelajik marnla ve Alt Eosen flişine geçer. Örtü çökelleri içerisinde çalışma alanı kuzeybatısında ve güneydoğusunda görülen stratigrafik farklılıklar, çökeltme havzasının, kuzeyde Kampaniyen'de, güneyde ise Üst Maastrichtiyen'de derinleşmeye başladığını göstermektedir.

6. Haritalama alanında az oranda tuf arakatıkları da içeren bir Senomaniyen-Santoniyen yaşlı pelajik kireçtaşı, şeyl istifi vardır. Bu istifin stratigrafik dokanakları gözlenmez. Alt Eosen flişi içerisinde devasa tektonik dilimler halinde ardalanmaktadır.

7. Yukarıda tanıtılan, stratigrafik, yapısal ve jeokronolojik veriler ışığında çalışma alanında iki ayrı paleo-tektonik evre tespit edilmiştir;

a) Pontid-İçi Kenedi boyunca çarpışmanın gerçekleştiği, Erken Kretase dönemi. Çalışma alanındaki tüm metamorfik birimlerin en son metamorfizması Erken Kretase'de gerçekleşmiştir. İstanbul ve Sakarya Zonlarını ortaklaşa örten sedimanter paketin taban yaşı Santoniyen'dir. Bu durumda bu iki zon Santoniyen öncesi bir araya gelmiştir ve Erken Kretase metamorfizma yaşları muhtemelen Pontid-İçi Kenedi boyunca gerçekleşmiş olan çarpışmanın yaşıdır.

b) Çarpışma sonrası gerçekleşmiş olan Alt Eosen sonrası sıkışmalı tektonizma evresi. Pontid-İçi kenedini örten Üst Kretase-Alt Eosen istifleri (Doğu Samanlı Grubu) Alt Eosen sonrası sıkışmalı bir tektonizmaya uğramışlardır. Bu tektonizma bölgede gerçekleşen bir yükselime bağlı olarak gelişmiş olabilir. Sapanca Gölü güneyindeki

metamorfik kayaların apatit fizyon iz yaşları bölgede Alt Eosen'de (51-53 Ma) bir yükselimin gerçekleştiğini doğrulamaktadır. Bu yükselimin nedeni ise Pontid'ler ve Torid'lerin İzmir-Ankara kenedi boyunca Paleosen-Alt Eosen döneminde çarpışmasıdır.



## KAYNAKLAR

- Aalto, K. R.** (1981). Multistage melange formation in the Franciscan Complex, northernmost California. *Geology*, **9**, 602-607.
- Abdülselemoğlu, Ş.** (1959). Almacıkdağı ile Mudurnu ve Göynük Civarının Jeolojisi. *İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Monografileri*, **14**, 140 s.
- Akartuna, M.** (1968). Armutlu yarımadasının jeolojisi. *İÜFF Monografileri*, **20**, 105 s.
- Akbayram, K.** (2006). *Taraklı ve çevresinin Jeolojisi* (Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi). İstanbul Teknik Üniversitesi, İstanbul, Türkiye.
- Akman, A. Ü.** (1992). *Amasra-Arıt arasının Jeolojisi* (Yayınlanmamış Doktora Tezi). Ankara Üniversitesi, Ankara, Türkiye.
- Akyürek, B. ve Soysal, Y.** (1983). Biga Yarımadası güneyinin (Savaştepe-Kırkağaç-Bergana-Ayvalık) temel özellikleri, *Maden Tetkik Arama Dergisi*, **95/96**, 1-13.
- Alderson, A. D. ve İz, F.** (1984). The Oxford Turkish-English Dictionary by H. C. Honey and Fahir İz, 3rd edition. *Oxford University Press*, Oxford/İnkılâp Kitabevi, İstanbul.
- Altınlı, I. E.** (1973). Orta Sakarya Jeolojisi. *Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Bildirileri* (159-191). Ankara: MTA.
- Altınlı, I. E.** (1975). Geology of the Middle Sakarya River, Turkey. *Cong. Of Earth Se. 50th Anniv. Of Turkey* (161-197). Ankara: MTA
- Altiner D., Koçyiğit A., Farinacci A., Nicosia U. ve Conti M. A.** (1991). Jurassic-Lower Cretaceous stratigraphy and paleogeographic evolution of the southern part of north-western Anatolia. *Geol. Romana*, **28**, 13-80.
- Anczkiewicz, R., ve M. F. Thirlwall** (2003). Improving precision of the Sm-Nd garnet dating by H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> leaching - a simple solution to phosphate inclusions problem. In: *Geochronology: linking the isotopic record with petrology and textures*. *Journal of Geological Society London, Special Publications*, **220**, 83-91.
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A., ve Barka, A.** (1999). Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics. *Geology*, **27**, 267-270.
- Avery, C. R. Bezmez, S., Yaylalı, M., ve Brown, C.H.** (1983). Redhouse Çağdaş Türkçe—İngilizce Sözlüğü/The Redhouse Contemporary Turkish—English Dictionary (xxii+455). İstanbul: Redhouse Yayınevi.
- Aydın, Y.** (1982). *Yıldız Dağları (Istranca) Masifi'nin jeolojisi* (Yayınlanmamış Doçentlik Tezi) İstanbul Teknik Üniversitesi, İstanbul, Türkiye.

- Aydın, M., Serdar, H. S., Şahintürk, Ö., Yazman, M., Çokuğraş, R., Demir, O., ve Özçelik, Y.** (1987). Çamdağ (Sakarya)-Sünnicedağ (Bolu) yöresinin jeolojisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, **30**, 1-4.
- Barka, A. A.**, (1992). The North Anatolian fault Zone. *Ann. Tectonicae*, **6**, 164-195.
- Bailey, E. B. ve McCallien, W. J.** (1950). The Ankara Melange and the Anatolian Thrust. *Nature*, **166**, 938-940.
- Beccaletto, L.** (2004). *Geology, correlations and geodynamic evolution of the Biga Peninsula (NW Turkey)*, (Doktora Tezi). Mémoires de Géologie (Lausanne), Section des Sciences de la Terre Université de Lausanne BFSH-2, 1015 Lausanne, Suisse 43.
- Bezmez, S. ve Brown, C. H.** (1999). Türkçe-İngilizce Redhouse Sözlüğü (xiv+1002 s). İstanbul: SEV Matbaacılık ve Yayıncılık A. Ş.
- Bilgin, T.** (1969). Biga yarımadasının güneybatı kesimin jeomorfolojisi. *İstanbul Üni. Coğrafya Enst. Yayını*, **55**, 273 s.
- Bingöl, E.** (1971). Fiziksel (=radyometrik =radyojenik) yaş tayini metotlarını 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.** (1975). Biga yarımadasının jeolojisi ve Karakaya Formasyonunun bazı özellikleri. *Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kong. Tebliğleri* (70-77). Ankara: MTA Enstitüsü.
- Brooks, C., Wendt, I. ve Harre, W.** (1968). A two-error regression treatment and its application to Rb-Sr and initial  $Sr^{87}/Sr^{86}$  ratios of younger Variscan granitic rocks from the Schwarzwald massif, Southwest Germany. *J. Geophys. Res.*, **73**, 6071-6084.
- Brown, D. ve Spadea, P.** (1999). Processes of forearc and accretionary complex formation during arc-continent collision in the southern Ural Mountains. *Geology*, **27**: 649-652.
- Bozcu, M.**, (1992). *Gevye (Adapazarı ili) Sapanca dolayının jeolojik ve petrolojik incelenmesi* (Yayınlanmamış Doktora Tezi). İstanbul Üniversitesi, İstanbul, Türkiye.
- Chen, F. ve Siebel, W.** (2004). Zircon and titanite geochronology of the Fürstenstein granite massif, Bavarian Forest, NW Bohemian Massif: Pulses of late Variscan magmatic activity. *Eur. J. Miner.*, **16**, 777-788.
- Cocherie A., Guerrot C., ve Rossi, Ph.**, (1992). Single-zircon dating by step-wise Pb evaporation: comparison with other geochronological techniques applied to the Hercynian granites of Corsica, France. *Chem. Geol.*, **101**, 131-141.
- Compston, W. ve Jeffery, P. M.**, (1959). Anomalous common strontium in granite. *Nature*, **184**, 1792-1793.
- Cowan, D. S.** (1978). Origin of blueschist-bearing chaotic rocks in the Franciscan complex, San Simeon, California. *Geological Society of America Bulletin*, **89**, 1415-1423.

- Channell, J. E. T., Tüysüz, O., Bektaş, O. ve Şengör, A. M. C.** (1996). Jurassic-Cretaceous paleogeography of the Pontides (Turkey), *Tectonics*, **15(1)**, 201-212.
- Chatalov, G. A.** (1988a). Lithology and petrology of the Ustrem Formation (Lower Triassic) in the Sakar Mountains (SE Bulgaria). *Geologica Balcanica*, **18**, 41-57.
- Chatalov, G.** (1988b). Recent developments in the geology of the Strandzha Zone in Bulgaria. *Bulletin Technical University of İstanbul*, **41**, 433-466.
- Chen, F., Siebel, W., Satır, M., Terzioğlu, N. ve Saka, K.** (2002). Geochronology of the Karadere basement (NW Turkey) and implications for the geological evolution of the İstanbul Zone. *International Journal of Earth Sciences*, **91**, 469-481.
- Cocherie, A., Guerrot, C. ve Prossi, P.** (1992) Single-zircon dating by step-wise Pb evaporation: Comparison with other geochronological techniques applied to the Hercynian granites of Corsica, France. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, **101 (1-2)**, 131-141.
- Cohen, R. S., Evensen, N. M., Hamilton, P. J. ve O’Nions, R. K.** (1980). U–Pb, Sm–Nd and Rb–Sr systematics of ocean ridge basalt glasses. *Nature* **283**, 149–153.
- Çoğulu, E., Delaloye, M., ve Chessex, R.** (1965). Sur l'age de quelques roches plutoniques acides dans la region d'Eskişehir, Turquie. *Arch. Sci. Geneve*, **18**, 101.
- Compston, W. ve Jeffery, P. M.** (1959). Anomalous common strontium in granite. *Nature*, **184**, 1792-1793.
- Dean, W. T., Monod, O., Rickards, R. B., Demir, O. ve Bultynck, P.** (2000). Lower Palaeozoic stratigraphy and palaeontology, Karadere-Zirze area, Pontus Mountains, northern Turkey. *Geological Magazine*, **137**, 555-582.
- de Graciansky, P. C., Dardeau, G., Bodeur, Y., Elmi, S., Fortwengler, D., Jacquin, T., Marchand, D. ve Thierry, J.** (1999). Les Terres Noires du sud-est de la France (Jurassique moyen et supérieur): interprétation en termes de stratigraphie séquentielle. *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.*, **22**, 35–69.
- Derman, A. S., Alişan, C. ve Özçelik, Y.** (1995). Himmetpaşa Formation: new palynological age data and its significance. In: A. Erler, T. Ercan, E. Bingöl and S. Örçen (Eds.), *Proceedings of the symposium on Geology of the Black Sea Region* (99-103). Ankara: MTA.
- De Tchihatcheff, P.** (1867). Asie Mineure: Description physique, statistique et archéologique de cette contrée, Quatrième partie, Géologie I. Paris: Gide, Baudry & Guérin.
- De Tchihatcheff, P.** (1869a). Asie Mineure: Description physique, statistique et archéologique de cette contrée, Quatrième partie, Géologie II. Paris: Gide, Baudry & Guérin.

- De Tchihatcheff, P.** (1869b). *Asie Mineure: Description physique, statistique et archéologique de cette contrée, Quatrième partie, Géologie III.* Paris: Gide, Baudry & Guérin.
- Delaloye, M. ve Bingöl, E.** (2000). Granitoids from western and northwestern Anatolia: geochemistry and modelling of geodynamic evolution. *Int. Geol. Rev.*, **42**, 241-268.
- Dalrymple, G. B.** (1991). *The Age of the Earth.* California: Stanford University Press.
- Dickin, A. P.** (1995). *Radiogenic Isotope Geology (2<sup>nd</sup> edition).* London: Cambridge University Press.
- Eisenlohr, T.** (1995). *Die Thermalwasser der Armutlu-Halbinsel (NW Türkei) und deren Beziehung zu Geologie und aktiver Tektonik* (Yayınlanmamış Doktora Tezi). ETH, Zurich, İsviçre.
- Elmas, A., Yiğitbaş, E. ve Yılmaz, Y.** (1997). Bolu-Eskipazar Zonu'nun jeolojisi: Intra-Pontid Sütür Zonu'nun gelişimine bir yaklaşım. *Yerbilimleri Geosound*, **30**, 1-14.
- Elmas, A. ve Yiğitbaş, E.** (2001). Ophiolite emplacement by strike-slip tectonics between the Pontide Zone and the Sakarya Zone in northwestern Anatolia, Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, **90**, 257-269.
- Elmas, A. ve Yiğitbaş, E.** (2005). Comment on Tectonic evolution of the Intra-Pontide suture zone in the Armutlu Peninsula, NW Turkey by Robertson and Ustaömer. *Tectonophysics*, **405**, 213-221.
- Emre, Ö., Erkal, T., Tchepalyga, A., Kazancı, N., Keçer, M. ve Ünay, E.,** (1998). Doğu Marmara Bölgesi'nin Neojen-Kuvaternerdeki Evrimi, *MTA Dergisi*, **120**, 298-314.
- Erinç, S.** (1962). *Klimatoloji ve Metotları.* İstanbul: İ.Ü. Coğrafya Enstitüsü.
- Eroskay, S. O.** (1965). Paşalar Boğazı-Gölpazarı Sahasının Jeolojisi, *İ.Ü. Fen Fakültesi Mecmuası*, **B.34(3-4)**, 135-170.
- Faure, G. ve Mensing, T.** (2005). *Isotopes, Principles and Applications* (third edition). Hoboken, New Jersey: John Wiley ve Sons.
- Flores, G.** (1955). Discussion. *4th World Petroleum Conference* (121-122). Rome.
- Flynn, K. F. ve Glendenin, L. E.** (1959). Half-life and  $\beta$  spectrum of Rb<sup>87</sup>. *Phys. Rev.* **116**, 744-8.
- Froude, D. O., Ireland, T. R., Kinny, I. S., Williams, I. S. ve Compston, W.** (1983). Ion microprobe identification of 4,100-4,200 Myr-old terrestrial zircons. *Nature*, **304**, 616-618.
- Gansser, A.** (1974). The ophiolite melange, a world-wide problem on Tethyan examples. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **67**, 469-507.
- Gedik, İ.** (1975). Die Conodonten der Trias auf der Kocaeli-Halbinsel (Türkei). *Palaeontographica A*, **150**, 99-160.
- Gedik, İ., Timur, E., Duru, M. ve Pehlivan, Ş.** (2005). 1: 50 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları. *Maden Tetkik Arama*, **11-17**.



- Göncüoğlu, M.C., ve Erendil, M.** (1990). Armutlu Yarımadasının Geç Kretase öncesi tektonik birimleri. *Proceedings of the 8th Petroleum Congress of Turkey* (161-168). Ankara: MTA Enstitüsü.
- Göncüoğlu, M. C., Erendil, M., Tekeli, O., Ürgün, B. M., Aksay, A., ve Kuşçu, İ.** (1986). Armutlu yarımadasının doğu kesiminin jeolojisi (Rapor No 7786). Ankara: MTA Genel Müdürlüğü.
- Göncüoğlu, M. C., Erendil, M., Tekeli, O., Aksay, A., Kuşçu, İ., ve Ürgün, B. M.** (1987). Geology of the Armutlu peninsula (Excursion Guidebook for the IGCP project No. 5).
- Göncüoğlu, M. C., Erendil, M., Tekeli, O., Aksay, A., Kuşçu, İ., ve Ürgün, B. M.** (1992). Introduction to the geology of the Armutlu peninsula (In "A geotraverse across Tethyan suture zones in NW Anatolia" excursion guidebook)
- Göncüoğlu, M. C., Turhan, N., Şentürk, K., Özcan, A., Uysal, Ş. ve Yalnız, M. K.** (2000). A geotraverse across northwestern Turkey: tectonic units of the Central Sakarya region and their tectonic evolution. *Geological Society London Special Publications*, **173**, 139-162.
- Görür, N., Monod, O., Okay, A.I., Şengör, A.M.C., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Sakıncı, M. ve Akkök, R.** (1997). Palaeogeographic and tectonic position of the Carboniferous rocks of the western Pontides (Turkey) in the frame of the Variscan belt. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **168**, 197-205.
- Görür, N. ve Okay, A.I.** (1996). Fore-arc origin of the Thrace basin, northwest Turkey. *Geologische Rundschau*, **85**, 662-668.
- Greenly, E.** (1919). The geology of Anglesey. London: Great Britain Geological Survey.
- Guangfu, Z., Liwei, H. ve Xianke, Y.** (1994). Charactersitics of the Garze-Litang ophiolite melange zone ant its tectonic implications. *Acta Geologica Sichuan*, **14**, 17-24.
- Haas, W.** (1968). Das Alt-Paläozoikum von Bithynien (Nordwest Türkei). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **131**, 178-242.
- Harrison, T.M. ve McDougall, I.** (1980). Investigations of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zealand - I. Thermal, chronological and isotopic constraints. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**, 1985-2003.
- Hagdorn, H. ve Göncüoğlu, M. C.** (2007). Early-Middle Triassic echinoderm remains from the Istranca Massif, Turkey. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **246**, 235-245.
- Holmes, A.** (1954). The oldest dated minerals of the Rhodesian Shield. *Nature*, **173**, 612-617.
- Hsu, K. J.** (1968). Principles of Mélanges and Their Bearing on the Franciscan-Knoxville Paradox. *Geological Society of America Bulletin*, **79(8)**, 1063-1074.

- Hsu, K. J.** (1974). Melanges and their distinction from olistostromes, *Soc. I con. Paleontologists and Mineralogist Spec. Pub.*, **19**, 1-13.
- Jacobi, R.D.** (1984). Modern, submarine sediment slides and their implications for melange and the Dunnage Formation in the north-central Newfoundland. USA: Geological Society of America.
- Jaffey, A. H., Flynn, K. F., Glendenin, L. E., Bentley, W. C. ve Essling, A. M.** (1971). Precision measurement of the half-lives and specific activities of  $U^{235}$  and  $U^{238}$ . *Phys. Rev.*, **C4**, 1889–1907.
- Kaya, O.** (1977). Gemlik-Orhangazi alanının Paleozoik temel yapısına yaklaşım. *Yerbilimleri*, **3**, 115-128.
- Kaya, O., ve Kozur, H.** (1987). A new and different Jurassic to Early Cretaceous sedimentary assemblage in northwestern Turkey (Gemlik, Bursa): Implications for the pre-Jurassic to Early Cretaceous tectonic evolution. *Yerbilimleri*, **14**, 253-268.
- Kaya, O., Özkoçak, O. ve Lisenbee, A.** (1989). Jura öncesi bloklu tortul kayaların stratigrafisi, Bursa güneyi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, **109**, 22-32.
- Kaya, O. ve Mostler, H.** (1992). A Middle Triassic age for low-grade greenschist facies metamorphic sequence in Bergama (İzmir), western Turkey: the first paleontological age assignment and structural-stratigraphic implications, *Newsletter for Stratigraphy*, **26**, 1-17.
- Kerey, E. I.** (1985). Facies and tectonic setting of the Upper Carboniferous rocks of Northwestern Turkey. *Special Publication of the Geological Society London*, **17**, 123-128.
- Ketin, İ.** (1959). Çamlıca bölgesinin tektoniği hakkında. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, **7**, 10-18.
- Knipper, A. L.** (1971). Constitution and age of serpentinite melange in the Lesser Caucasus. *Geotectonics*, **5**, 275-282.
- Kober, B.** (1986). Whole-grain evaporation for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. *Contrib. Mineral. Petrol.* **93**, 482-490.
- Kober, B.** (1987). Single-zircon evaporation combined with  $\text{Pb}^+$  emitter bedding for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology. *Contrib. Mineral. Petrol.* **96**, 63-71.
- Kober, B., Pidgeon, R. T. ve Lippolt, H. J.** (1989). Single-zircon dating by stepwise Pb-evaporation constrains the Archean history of detrital zircons from the Jack Hills, Western Australia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **91**, 286-296.
- Kozur, H. ve Göncüoğlu, M. C.,** (1998). Main features of the pre-Variscan development in Turkey. *Acta Univ. Carol., Geol.*, **42**, 459-464.
- Kusky, T. M., Bradley, D. C., Haeussler, P. J. ve Karl, S.** (1997). Controls on accretion of flysh and mélange belts at convergent margins: Evidence from the Chugach Bay thrust and Iceworm mélange, Chugach accretionary wedge, Alaska. *Tectonics*, **16**, 855-878.

- Lamphere, M. A., Wasserburg, G. J. F., Albee, A. L., ve Tilton, G. R.** (1964). Redistribution of strontium and rubidium isotopes during metamorphism, World Beater complex, Panamint Range, California, (in *Isotopic and cosmic chemistry*). Amsterdam: North Holland Publishing.
- Less, G., Özcan, E., Papazzoni, C. ve Stockar, R.** (2008). The Middle to late Eocene evolution of involute Heterostegina, nummulitid Foraminifera, in the Western Tethys. *Acta Paleontologica Polonica*, **53(2)**, 317-350.
- Leven, E. J. ve Okay, A. I.** (1996). Foraminifera from the exotic Permian-Carboniferous limestone blocks in the Karakaya Complex, northwest Turkey. *Rivista Italiana Paleontologia e Stratigrafia*, **102**, 139-174.
- Ludwig, K. R.** (1980). Calculation of uncertainties of U–Pb isotope data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **46**, 212-220.
- Ludwig, K. R.** (1998). On the treatment of concordant uranium-lead ages. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **62**, 665–676.
- Ludwig, K. R.** (1999). Users, Manual for Isoplot/Ex Version 2, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. USA: Berkeley Geochronology Centre.
- Lugmair, G. W. ve Marti, K.** (1978). Lunar initial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ : differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* **39**, 349-357.
- Monod, O., Okay, A. I., Maluski, H., Monie, P. ve Akkök, R.** (1996). Schistes bleus du Trias supérieur en Turquie du NW: Comment s'est fermée la Paleotethys? (43). *16 e Reunion des Sciences de la Terre*. Orlans: Societe Geologique de France
- Natal'in, B. A., Sunal, G. ve Toraman, E.** (2005). The Strandja arc: anatomy of collision after longlived arc parallel tectonic transport, Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage:north-eastern segment. *Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480*.
- Neumann, W. ve Huster, E.** (1976). Discussion of the  $^{87}\text{Rb}$  half-life determined by absolute counting. *Earth Planet. Sci. Lett.* **33**, 277-288.
- Nicolaysen, L. O.** (1961). Graphic interpretation of discordant age measurements on metamorphic rocks. *Ann. N.Y. Acad. Sci.*, **91**, 198-206.
- Okay, A. I.** (1989). Alpine-Himalayan blueschists. *Annual Reviews of the Earth and Planetary Sciences*, **17**, 55-87.
- Okay, A. I., Siyako, M. ve Bürkan, K. A.,** (1990). Geology and tectonic evolution of the Biga Peninsula (in Turkish). *Bulletin of the Turkish Association of Petroleum Geologists*, **2**, 83-121.
- Okay, A. I., Siyako, M. ve Bürkan, K. A.** (1991). Geology and tectonic evolution of the Biga Peninsula, Special Issue on Tectonics (ed. J.F. Dewey). *Bulletin of the Technical University of İstanbul*, **44**, 191-255.
- Okay, A. I. ve Siyako, M.** (1993). The revised location of the İzmir-Ankara Suture in the region between Balıkesir and İzmir (333-355).

- Okay, A. I., Şengör, A. M. C. ve Görür, N.** (1994). Kinematic history of the opening the Black Sea and its effect on the surrounding regions. *Geology*, **22**, 267-270.
- Okay, A. I., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monié, P., Metzger, R. ve Akyüz, S.** (1996). Paleo- and Neo-Tethyan events in northwest Turkey: geological and geochronological constraints (*in* Tectonics of Asia). London: Cambridge University Press.
- Okay, A. I. ve Monié, P.** (1997). Early Mesozoic subduction in the Eastern Mediterranean: Evidence from Triassic eclogite in northwest Turkey. *Geology*, **25**, 595-598.
- Okay, A. I. ve Tüysüz, O.** (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. *Geological Society London Special Publication*, **156**, 475-515.
- Okay, A. I.** (2000). Was the Late Triassic orogeny in Turkey caused by the collision of an oceanic plateau? *Geological Society London Special Publication*, **173**, 25-41.
- Okay, A. I. ve Satır, M.** (2000). Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey. *Geological Magazine*, **137**, 495-516.
- Okay, A. I., Satır, M., Tüysüz, O., Akyüz, S. ve Chen, F.** (2001). The tectonics of the Strandja Massif: Variscan and mid-Mesozoic deformation and metamorphism in the northern Aegean. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, **90**, 217-233.
- Okay, A. I., Monod, O. ve Monié, P.** (2002). Triassic blueschists and eclogites from northwest Turkey: vestiges of the Paleo-Tethyan subduction. *Lithos*, **64**, 155-178.
- Okay, A. I. ve Altınır, D.** (2004). Uppermost Triassic limestone in the Karakaya Complex - stratigraphic and tectonic significance. *Turkish Journal of Earth Sciences*, **13**, 187-199.
- Okay, A. I. ve Göncüoğlu, M. C.** (2004). Karakaya Complex: a review of data and concepts. *Turkish Journal of Earth Sciences*, **13**, 77-95.
- Okay, A. I., Satır, M. ve Siebel, W.** (2006). Pre-Alpide orogenic events in the Eastern Mediterranean region, European Lithosphere Dynamics. London: Memoir of the Geological Society London.
- Okay, A. I., Bozkurt, E., Satır, M., Yiğitbaş, E., Crowley, Q. G. ve Shang, C. K.** (2008). Defining the southern margin of Avalonia in the Pontides: geochronological data from the Late Proterozoic and Ordovician granitoids from NW Turkey. *Tectonophysics*, **461**, 252-264.
- Önder, F., ve Göncüoğlu, M. C.** (1989). Armutlu yarımadasında (batı pontidler) Üst Triyas konodontları. *MTA Dergisi*, **109**, 147-152.
- Özcan, E., Less, G., Okay, A. I., Báldi-Beke, M., Kollányi, K. ve Yılmaz, İ. Ö.** (2010). Stratigraphy and larger foraminifera of the Eocene shallow-

marine and olistostromal units of the southern part of the Thrace Basin, NW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, **19**, 27-77.

- Özcan E., Less G. ve Kertesz B.** (2007). Late Ypresian to middle Lutetian orthophragminid record from central and northern Turkey: taxonomy and remarks on zonal scheme. *Turkish Journal of Earth Sciences*, **16**, 281-321.
- Özcan, Z.** (2010). *İstanbul Karadeniz Sahil Şeridi ile Bursa Arasındaki Üst Kretase-Eosen Birimlerinin Stratigrafik Gelişimi ve Korelasyonu* (Yayınlanmamış Doktora Tezi). İstanbul Teknik Üniversitesi, İstanbul, Türkiye.
- Özcan, Z., Okay, A. I., Özcan, E., Hakyemez, A. ve Altiner-Özkan, S.** (2011). Late Cretaceous–Eocene Geological Evolution of the Pontides Based on New Stratigraphic and Palaeontologic Data Between the Black Sea Coast and Bursa (NW Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, **21**, 933–960.
- Page, B. M. ve Suppe, J.** (1981). The Pliocene Lichi melange of Taiwan : its plate-tectonic and olistostromal origin. *American Journal of Science*, **281**, 193-227.
- Parrish, R. R.** (1987). An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Section)*, **66**, 99-102.
- Pickett, E. ve Robertson, A. H. F.** (1996). Formation of the Late Paleozoic-Early Mesozoic Karakaya Complex and related ophiolites in NW Turkey by Palaeotethyan subduction-accretion. *Journal of the Geological Society London*, **153**, 995-1009.
- Raymond, L. A.,** (1978). A classification of melange and broken formation: Geological Society of America, **10(3)**, 143.
- Raymond, L. A.** (1984). Classification of melanges. *Geological Society of America Special Publication*, **198**, 7-20.
- Robertson, A. H. F. ve Dixon, J. E.** (1984). Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. *Geological Society London Special Publication*, **17**, 1-74.
- Robertson, A. H. F. ve Ustaomer, T.** (2004). Tectonic evolution of the Intra-Pontide suture zone in the Armutlu Peninsula, NW Turkey. *Tectonophysics*, **381**, 175-209.
- Saleeby, J. B.** (1984). Tectonic significance of serpentinite mobility and ophiolitic melange. *Geological Society of America Special Publication*, **198**, 153-168.
- Saner, S.** (1977). Gevye-Osmaneli-Gölpazarı-Taraklı alanının jeolojisi: Eski çökme ortamları ve çökmenin evrimi (Yayınlanmamış Doktora Tezi). İstanbul Üniversitesi, İstanbul, Türkiye.
- Saner, S.** (1978). Geology and the environment of deposition of Gevye-Osmaneli-Gölpazarı-Taraklı area. *İ.Ü.F.F. Mecmuası*, **B43**, 63-91.

- Saner, S.** (1980). Mudurnu-Göynük Havzası'nın Jura ve Sonrası Çökelim Nitelikleriyle Paleocoğrafya Yorumlaması. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, **C.23**, 39-52.
- Sarıbudak,, M., Sanver, M., ve Ponat, E.** (1989). Location of the western Pontides, NW Turkey, during Triassic Time: Preliminary paleomagnetic results. *Geophysical Journal International*, **96**, 43-50.
- Siebel, W., Chen, F. ve Satir, M.** (2003). Late-Variscan magmatism revisited: New implications from Pb-evaporation zircon ages on the emplacement of redwitzites and granites in NE Bavaria. *International Journal of Earth Sciences*, **92**, 36-53.
- Silver, E. A., ve Beutner, E.C.** (1980). Melanges. *Geology*, **8**: 32-34.
- Stampfli, G. M.** (2000). Tethyan oceans. *Geological Society London Special Publication*, **173**, 1-23.
- Sunal, G., Natal'in, B. A., Satir, M. ve Toraman, E.,** (2006). Paleozoic magmatic events in the Strandja Massif, NW Turkey, *Geodinamica Acta*, **19(5)**, 281-298.
- Sunal, G., Satir, M., Natal'in, B. A., Topuz, G. ve Vonderschmidt, O.** (2011). Metamorphism and diachronous cooling in a contractional orogen: the Strandja Massif, NW Turkey, *Geological Magazine*, **148**, 580-596.
- Silver, L. T. ve Deutsch, S.** (1963). Uranium-lead isotopic variations in zircons: a case study. *J. Geol.*, **71**, 721-758.
- Stacey, J. S. ve Kramers, J. D.** (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**, 207-221.
- Steiger, R. H. ve Jager, E.** (1977). IUGS Subcommittee on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo-and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- Şengör, A. M. C.** (1980). Fundamentals of the neotectonics of Turkey. *Publication of Geological Society of Turkey*, **40**.
- Şengör, A. M. C.** (2000). Jeolojik Takvim (Cogito). İstanbul: Yapı ve Kredi Yayınları.
- Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y.** (1981). Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, **75**, 181-241.
- Şengör A. M. C., Yılmaz, Y. ve Sungurlu, O.** (1984). Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Paleo-Tethys. *Geological Society London Special Publications*, **17**, 77-112.
- Taira, A., Kiyokawa, S., Aoike, K. ve Saito, S.** (1997). Accretion tectonics of the Japanese Islands and evolution of continental crust. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **325**, 467-478.
- Tarı, U.** (2006). İzmit Körfezi ve Çevresinin Morfotektoniği (Yayınlanmamış Doktora Tezi). İstanbul Teknik Üniversitesi, İstanbul, Türkiye.
- Tekeli, O.** (1981). Subduction complex of pre-Jurassic age, northern Anatolia, Turkey. *Geology*, **9**, 68-72.

- Tilton, G. R.** (1960). Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages. *J. Geophys. Res.*, **65**, 2933-2945.
- Topuz, G., Altherr, R., Kalt, A., Satir, M., Werner, O. ve Schwartz, W. H.** (2004). Aluminous granulites from the Pulur Complex, NE Turkey: a case of partial melting, efficient melt extraction and crystallisation. *Lithos*, **72**, 183-207.
- Torelli, L., Sartori, R. ve Zitellini, N.** (1997). The giant chaotic body in the Atlantic Ocean off Gibraltar: new results from a deep seismic reflection survey. *Marine and Petroleum Geology*, **14**, 125-138.
- Türkecan, A. ve Yurtsever, A.** (2002). Geological map of Turkey, İstanbul sheet 1:500 000 scale. Ankara: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü.
- Tüysüz, O., Kirici, S., ve Sunal, G.** (1997). Cide-Kurucaşile dolayının jeolojisi, Ankara: TPAO Raporu (No: 3736).
- Tüysüz, O.** (1999). Geology of the Cretaceous sedimentary basins of the Western Pontides. *Geological Journal*, **34**, 75-93.
- Tüysüz, O., Aksay, A. ve Yiğitbaş, E.** (2004). Batı Karadeniz Bölgesi Litostratigrafi Birimleri. Ankara: MTA yayınları.
- Ustaömer, P. A., Mundil, R. ve Renne, P. R.** (2005). U/Pb and Pb/Pb zircon ages for arc-related intrusions of the Bolu Massif (W Pontides, NW Turkey): evidence for Late Precambrian (Cadomian) age. *Terra Nova*, **17(3)**, 215-223.
- Ustaömer, P. A. ve Rogers, G.** (1999). The Bolu Massif: remnant of a pre-Early Ordovician active margin in the west Pontides, northern Turkey. *Geological Magazine*, **136**, 579-592.
- Ustaömer, T. ve 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) and adjacent regions. *Geological Journal*, **28**, 219-238.
- Ustaömer, T. ve Robertson, A. H. F.** (1994). Late Palaeozoic marginal basin and subduction-accretion: the Palaeotethyan Küre Complex, Central Pontides, northern Turkey. *Journal of the Geological Society London*, **151**, 291-305.
- Ustaömer, T. ve Robertson, A. H. F.** (2005). Reply to discussion contribution by A. Elmas and E. Yiğitbaş on "Tectonic evolution of the Intra-Pontide suture zone in the Armutlu Peninsula" by A.H.F. Robertson and T. Ustaömer]. *Tectonophysics*, **405 (1-4)**, 223-231.
- Ünay, E., Emre, Ö., Erkal, T. ve Keçer, M.** (2001). The rodent fauna from the Adapazarı pull-apart basini (NW Anatolia): Its bearings on the age of the North Anatolian Fault. *Geodinamica Acta*, **14**, 169-175.
- Wakabayashi, J.** (1999). The Franciscan; California's classic subduction complex. *Geological Society of America Special Paper*, **338**, 111-121.
- Wiedmann, J., Kozur, H., ve Kaya, O.** (1992). Faunas and age significance of the pre-Jurassic turbidite-olistostrome unit in the western parts of Turkey. *Newsl. Stratgr.*, **26**, 133-144.

- Wendt, I.** (1984). A three-dimensional U–Pb discordia plane to evaluate samples with common lead of unknown isotopic composition. *Isot. Geosci.*, **2**, 1–12.
- Wetherill, G. W.** (1956). An interpretation of the Rhodesia and Witwatersrand age patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **9**, 290–292.
- Windrim, D. P. ve McCulloch, M. T.** (1986). Nd and Sr isotopic systematics of central Australian granulites: chronology of crustal development and constraints on the evolution of lower continental crust. *Contributions to mineralogy and petrology*, **94**, 289-303.
- Vollmer, F. W. ve Bosworth, W.** (1984). Formation of melange in a foreland basin overthrust setting. *Geological Society of America Special Paper*, **198**, 53-70.
- von Raumer, J.F., Stampfli, G.M., Borel, G. ve Bussy, F.** (2002). The Organization of pre-Variscan basement areas at the Gondwana margin. *International Journal of Earth Sciences*, **91**, 35-52.
- Yıldırım, C.**, 2008. Almacık Bloku ve Yakın Çevresinin Morfotektoniği (Yayınlanmamış Doktora Tezi). İstanbul Teknik Üniversitesi, İstanbul, Türkiye.
- Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Genç, Ş. C., Bozcu, M., Yılmaz, K., Şeker, H., Yiğitbaş, E. ve Keskin M.** (1990). Armutlu yarımadası ve dolayının jeolojisi. Ankara: TPAO Raporu (No 2796).
- Yılmaz, Y., Genç, Ş. C., Yiğitbaş, E., Bozcu, M. ve Yılmaz, K.** (1995). Geological evolution of the late Mesozoic Continental margin of Northwestern Anatolia *Tectonophysics*, **243**, 155-171.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş. C. ve Şengör, A. M. C.** (1997). Geology and tectonic evolution of the Pontides. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **68**, 183-226.
- Yiğitbaş, E., Elmas, A. ve Yılmaz, Y.** (1999). Pre-Cenozoic tectono-stratigraphic components of the western Pontides and their geological evolution. *Geological Journal*, **34**, 55-74.
- Yiğitbaş, E., Kerrich, E., Yılmaz, Y., Elmas, A. ve Xie, Q.** (2004). Characteristics and geochemistry of Precambrian ophiolites and related volcanics from the İstanbul–Zonguldak Unit, Northwestern Anatolia, Turkey: following the missing chain of the Precambrian South European suture zone to the east. *Precambrian Research*, **132**, 179-206.
- York, D.** (1969). Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **5**, 320-324.
- Yurttaş-Özdemir, Ü.** (1971). Biostratigraphy and macrofauna of the Tepeköy Triassic in the Kocaeli peninsula. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, **77**, 57-98.
- Zattin, M., Cavazza, W., Okay, A. I., Federici, I., Fellin, M. G., Pignalosa, A. ve Reiners, P.** (2010). A precursor of the North Anatolian Fault in the Marmara Sea region. *Journal of Asian Earth Sciences*, **39**, 97-108.



**Zhang, Z. ve Jin, M.,** (1979). Two kinds of melange and their tectonic significance in Xiangcheng-Derong area, southwestern Sichuan. *Chinese Journal of Geology*, **14(3)**, 205-214.

**Url-1** <<http://ansatte.uit.no/kku000/webgeology>>, alındığı tarih 29.06.2010.



## **EKLER**

**EK A.1** : Sapanca Gölü güneyinin jeoloji haritası ve jeoloji enine kesitleri  
(CD'dedir)



## ÖZGEÇMİŞ



**Ad Soyad:** Kenan Akbayram

**Doğum Yeri ve Tarihi:** İstanbul / 11.10.1978

**E-Posta:** [kenanakbayram@yahoo.com](mailto:kenanakbayram@yahoo.com), [akbayram@itu.edu.tr](mailto:akbayram@itu.edu.tr)

**Lisans:** İTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü / 2001

**Yüksek Lisans:** İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü / 2006

### Mesleki Deneyim ve Ödüller:

- 2012 Avrupa Jeoloji Birliği (EGU - European Geosciences Union) yıllık toplantısında genç bilimadamı seyahat ödülü
- 2008 - 2010 Tübingen Üniversitesi'ndeki araştırmalara yönelik toplam 12 aylık DAAD (Alman Akademik Değişim Servisi) bursu

### Yayın Listesi:

Aylan, E., **Akbayram, K.**, Imren, C., 2012, Structural and seismic data on a new branch of the North Anatolian Fault: A reworked Tertiary thrust fault in northwestern Turkey, *EGU General Assembly*, Vienna, Austria, Abstract 3354-2012.

Ülgen, S., Okay, A.I., Özcan, E., Şengör, A.M.C, **Akbayram, K.**, 2012, Regional Implications of Ypresian Flysch Sequence From South of Marmara Sea: Structural, Stratigraphic and Paleontological Data, *EGU General Assembly*, Vienna, Austria, Abstract 12474-2012.

Okay A.I., Yıkılmaz B.M., **Akbayram K.**, 2002, Collision-Related Eocene Fold and Thrust Belt North of the Izmir-Ankara Suture, *First International Symposium of İstanbul Technical University the Faculty of Mines on Earth Sciences and Engineering*, İstanbul, Turkey.

### TEZDEN TÜRETİLEN YAYINLAR

**Akbayram, K.**, Okay A.I., Satır, M., (baskıda), Early Cretaceous closure of the Intra-Pontide Ocean in western Pontides (northwestern Turkey), *Journal of Geodynamics*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2012.05.003>.

## TEZDEN TÜRETİLEN SUNUMLAR

**Akbayram, K.**, Okay, A.I., 2012, The cumulative offset of North Anatolian Fault in the Marmara region, northwest Turkey, *EGU General Assembly*, Vienna, Austria, Abstract 240-2012.

**Akbayram, K.**, Okay, A.I., Satır, M., 2011, Evidence for Existence of Strandja Massif along the Intra-Pontide suture zone, between Istanbul and Sakarya Terranes, *EGU General Assembly*, Vienna, Austria.

**Akbayram, K.**, Okay, A.I., Ercan, Ö., 2011, Paleontological and Stratigraphical Evidence for the Late Cretaceous-Early Tertiary Post-Collisional Tectonism along the Intra-Pontide Suture Zone, Northwestern Turkey, *EGU General Assembly*, Vienna, Austria, Abstract 3194-2011.

**Akbayram, K.**, Okay, A.I., Satır, M., 2010, Relicts of Istranca Massif between Istanbul and Sakarya Zone along Intra-Pontide suture, northwest Turkey, *GSA-Tectonic Crossroads Meeting: Evolving Orogens of Eurasia-Africa-Arabia Conference*, Middle East Technical University, Ankara, Turkey.

**Akbayram, K.**, Okay, A.I., Satır, M., 2010, New U-Pb and Rb-Sr ages from suture zone between İstanbul and Sakarya terranes, northwest Turkey, *EGU General Assembly*, Vienna, Austria, Abstract 7958-2

**Akbayram, K.**, Okay, A.I., Satır, M., Topuz G., 2009, New U-Pb, Pb-Pb and Rb-Sr ages from Northwest Turkey: Early Cretaceous continental collision in the Western Pontides, *2nd International Symposium on the Geology or the Black Sea Region*, Ankara, Turkey.

**Akbayram, K.**, Okay, A.I., Satır, M., Topuz, G., 2009, New U-Pb and Rb-Sr ages from Northwest Turkey: Early Cretaceous continental collision in the Western Pontides, *62. Geological Kurultai*, Cultural Center of General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara, Abstract Book 1, p. 469.

**Akbayram, K.**, Okay, A.I., Satır, M., Topuz, G., 2009, New U-Pb and Rb-Sr ages from northwest Turkey indicate Early Cretaceous continental collision in the western Pontides, *EGU General Assembly*, Vienna, Austria, Abstract 7395-2.