

**T.C.
BALIKESİR ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**



**TAVA DAĞI'NIN (KÜTAHYA) METAMORFİK
KAYAÇLARININ YAPISAL ÖZELLİKLERİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

MERAL YILMAZ

BALIKESİR, HAZİRAN - 2019

T.C.
BALIKESİR ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI



TAVA DAĞI'NIN (KÜTAHYA) METAMORFİK
KAYAÇLARININ YAPISAL ÖZELLİKLERİ

YÜKSEK LISANS TEZİ

MERAL YILMAZ

Jüri Üyeleri : Dr.Öğr. Üyesi Ali Kamil YÜKSEL (Tez Danışmanı)

Prof. Dr. Talip GÜNGÖR

Dr.Öğr. Üyesi M. Selman AYDOĞAN

BALIKESİR, HAZİRAN - 2019

KABUL VE ONAY SAYFASI

Meral YILMAZ tarafından hazırlanan “**TAVA DAĞI’NIN (KÜTAHYA) METAMORFİK KAYAÇLARININ YAPISAL ÖZELLİKLERİ**” adlı tez çalışmasının savunma sınavı 14.06.2019 tarihinde yapılmış olup aşağıda verilen jüri tarafından oy birliği ile Balıkesir Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri

İmza

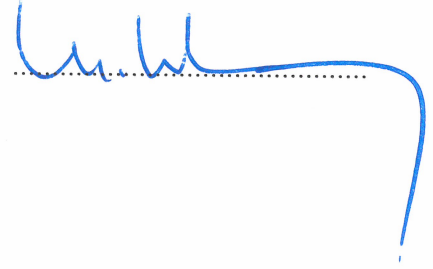
Danışman
Dr. Öğr. Üyesi Ali Kamil YÜKSEL



Üye
Prof. Dr. Talip GÜNGÖR



Üye
Dr. Öğr. Üyesi M. Selman AYDOĞAN



Jüri üyeleri tarafından kabul edilmiş olan bu tez Balıkesir Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulunca onanmıştır.

Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü

Prof. Dr. Necati ÖZDEMİR

.....

Bu tez çalışması Balıkesir Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi tarafından 2017/39 nolu proje ile desteklenmiştir.

ÖZET

**TAVA DAĞI'NIN (KÜTAHYA) METAMORFİK KAYAÇLARININ
YAPISAL ÖZELLİKLERİ
YÜKSEK LİSANS TEZİ
MERAL YILMAZ
BALIKESİR ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
(TEZ DANIŞMANI: DR. ÖĞRETİM ÜYESİ ALİ KAMİL YÜKSEL)
BALIKESİR, 2019**

Bu çalışmada Tava Dağı ve civarındaki kayaçların stratigrafi istifi, yapısal elemanları ve metamorfizması incelenmiştir. Metapelitik, metarudit ve metapsammitik kayaçlardan oluşan İkibaşlı Formasyonu çalışma alanının yapısal olarak en alt birimini oluşturur. Formasyon en altta Triyas öncesine ait parçalar içeren konglomera ile başlar. Üste doğru formasyon genelde kloritoyit şist, klorit-serizit şist ve serizit–kuvars şiste geçiş yapar. Dolomitik karbonatlı kayaçlardan oluşan Jura yaşlı Çiçeklikaya Formasyonu, İkibaşlı Formasyonu üzerinde uyumlu olarak yer almaktadır. İkibaşlı ve Çiçeklikaya Formasyonu, Üst Kretase yaşlı Muratdağı Melanjı tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir.

Muratdağı Melanjı'nın inceleme alanına tektonik olarak yerleşmesi İkibaşlı Formasyonu içinde ikincil yapıların gelişmesine neden olmuştur. İkibaşlı Formasyonu'ndaki ikincil yapılar, belirlenen uzama lineasyonları ve foliasyonlar ile ilişkili mostra ve mikro ölçekli kink kıvrımları, foliasyoniçi kıvrımlar, makaslama bandı klivajları ve asimetrik deforme çakılları kapsamaktadır. Belirlenen tüm kinematik verilerin değerlendirilmesi sonucunda İkibaşlı Formasyonu üzerinde tektonik olarak yer alan Muratdağı Melanjı'nın Kuzeydoğu'ya doğru hareket ettiği saptanmıştır.

ANAHTAR KELİMELER: Paleotektonik, kinematik analiz, Afyon zonu, stratigrafi.

ABSTRACT

STRUCTURAL PROPERTIES OF METAMORPHIC ROCKS OF TAVA MOUNT (KÜTAHYA)

MSC. THESIS

MERAL YILMAZ

BALIKESİR UNIVERSITY INSTITUTE OF SCIENCE

DEPARTMENT OF GEOLOGICAL ENGINEERING

(SUPERVISOR: ASSIST. PROF. DR. ALİ KAMİL YÜKSEL)

BALIKESİR, 2019

In this study, Tava Mount and surrounding rocks were studied to describe their stratigraphy, structures and metamorphism. İkibaşlı Formation which comprises metapelites, metarudites and metapsammites, forms the structurally lowest part of the study area. The formation begins with conglomerate of Pre-Triassic at the bottom. The upper part of the formation commonly comprises chloritoid schist, chlorite-sericite schist and sericite-quartz schist. Jurassic Çiçeklikaya Formation, composed of dolomitic carbonate rocks, conformably overlies İkibaşlı Formation. İkibaşlı and Çiçeklikaya Formation are overthrust tectonically by Upper Cretaceous aged Muratdağı Melange.

Tectonic emplacement of Muratdağı Melange to the study area caused secondary structures in İkibaşlı Formation. Secondary structures in İkibaşlı Formation are represented by stretching lineation, foliation, outcrop and micro scale kink folds, intrafolial folds, shear band cleavages and asymmetric deformed pebbles. All kinematic indicators indicate northeastward tectonic emplacement direction of Muratdağı Melange on the İkibaşlı.

KEYWORDS: Paleotectonics, kinematic analysis, Afyon zone, stratigraphy.

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa</u>
ÖZET	i
ABSTRACT	ii
İÇİNDEKİLER	iii
ŞEKİL LİSTESİ	iv
SEMBOL LİSTESİ	vi
ÖNSÖZ	vii
1.GİRİŞ	1
1.1 Çalışmanın amacı ve kapsamı.....	1
1.2 Çalışma alanının yeri.....	1
1.3 Morfoloji.....	3
1.4 İklim ve bitki örtüsü.....	3
1.5 Ekonomik durum.....	3
1.6 Önceki çalışmalar.....	4
2. JEOTEKTONİK ORTAM	9
2.1 Bölgesel Jeoloji.....	11
2.1.1 Afyon Zonu.....	12
3. STRATİGRAFİ	16
3.1 İkibaşlı Formasyonu.....	18
3.2 Çiçeklikaya Formasyonu.....	23
3.3 Muratdağı Melanjı.....	24
3.4 Yeniköy Formasyonu.....	27
3.5 Hisarcık Formasyonu.....	28
3.6 Emet Formasyonu.....	30
3.7 Alüvyon.....	31
4. YAPISAL JEOLJİ	33
4.1 İkibaşlı Formasyonu.....	33
4.1.1 Birincil yapılar.....	33
4.1.2 İkincil yapılar.....	34
4.1.3 İkibaşlı Formasyonu'nun kinematik özellikleri.....	40
5. YÖNTEM	51
5.1 Yönlü örnek alımı.....	51
6. SONUÇLAR	54
7. KAYNAKLAR	57

ŞEKİL LİSTESİ

	<u>Sayfa</u>
Şekil 1.1: Çalışma alanının yer bulduru haritası.....	2
Şekil 2.1: Türkiye'nin Alp–Himalaya kuşağındaki yeri.....	10
Şekil 2.2: Türkiye'nin tektonik birlikleri ve inceleme alanının yeri...	12
Şekil 2.3: Tava Dağı ve civarının genelleştirilmiş kolon kesiti.....	15
Şekil 3.1: Çalışma alanının jeoloji haritası.....	17
Şekil 3.2: İnceleme alanının stratigrafik sütun kesiti.....	19
Şekil 3.3: İkibaşlı formasyonun genel görünümü.....	21
Şekil 3.4: İkibaşlı Formasyonundan kloritoyit şist II. Nikol.....	22
Şekil 3.5: İkibaşlı Formasyonundan kloritoyit şist I. Nikol.....	22
Şekil 3.6: Çiçeklikaya Formasyonunun genel arazi görünümü	24
Şekil 3.7: Muratdağı Melanji'nin ultramafik kütlelerinin araziden genel görünümü.....	25
Şekil 3.8: Yeniköy formasyonunun araziden genel görünümü	28
Şekil 3.9: Hisarcık formasyonunun lapilli seviyesi.....	29
Şekil 3.10: Lapilli seviyenin yakından görünümü	30
Şekil 3.11: Hisarcık formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen Emet formasyonu.....	31
Şekil 3.12: Emet formasyonu genel görünüm.....	32
Şekil 3.13: Dere yatakları boyunca gözlenen alüvyonlar	32
Şekil 4.1: S-, L-, ve LS-tektonitlerinin şematik görünümü. S-tektonitleri etkin biçimde sadece foliasyon içermesine karşın (A), L-tektonitleri sadece lineasyon içermekte olup, foliasyon yapıları belirgin değildir (B). LS-tektonitleri ise hem lineasyon hem de foliasyon ile belirgindir (C)	34
Şekil 4.2: İkibaşlı Formasyonu'nda gözlenen yaygın lineasyonlar (Lineasyon Yönlemleri: KD – GB).....	36
Şekil 4.3: İnceleme alanında ölçülen ve haritaya aktarılan lineasyon durumları	37
Şekil 4.4: İkibaşlı Formasyonu içindeki linear fabrikleri gösteren stereografik plot. Linear fabrikler KD–GB yönünde yönlem göstermektedir.....	38
Şekil 4.5: İkibaşlı Formasyonu içindeki linear fabrikleri gösteren gül diyagramı. Linear fabrikler KD–GB yönünde yönlem göstermektedir.....	38
Şekil 4.6: İkibaşlı Formasyonu içerisinde yer alan devrik kıvrımlar....	39
Şekil 4.7: Kink kıvrımlarının oluşumu ve etkin olan gerilmelerin ilişkisi. Kısalma yönü foliasyona paralel ise hem sağ hem de sol yönlü kink kıvrımının bir arada gelişimi (A), kısalma yönü foliasyona eğik/açılı konumda ise sol yönlü (B) ve sağ yönlü (C) kink kıvrımlarının oluşumu.....	41
Şekil 4.8: S şekilli sol yönlü kink kıvrımları hareket yönünün üst bölümün GB'ya olduğunu göstermektedir	41

Şekil 4.9:	Z şekilli sağ yönlü kink kıvrımları hareket yönünün üst bölümün KD'ya olduğunu göstermektedir.....	42
Şekil 4.10:	S şekilli sol yönlü kink kıvrımı.....	42
Şekil 4.11:	S şekilli sol yönlü kink kıvrımları hareket yönünün üst bölümün GB'ya olduğunu göstermektedir.....	43
Şekil 4.12:	İkibaşlı formasyonu içerisinde gelişmiş foliasyon içi kıvrım üst bölümün KD'ya hareket ettiğini göstermektedir.....	44
Şekil 4.13:	Matriks – porfiroklast bileşimine göre a) mantolu porfiroklast b) basınç gölgeli porfiroklastın; ayrıca tanımlanmış olan porfiroklast türlerinin c) σ tip ve d) δ tip porfiroklastların şematik gösterimi.....	45
Şekil 4.14:	Arazide mostra ölçeğinde gözlemlenen, foliasyona dik ve lineasyona paralel olan yüzeylerdeki kuvars sigmoidleri, makaslama hareketinin üst bölümün KD'ya hareketi şeklinde olduğunu işaret etmektedir.....	46
Şekil 4.15:	Foliasyona dik ve lineasyona paralel yüzeydeki kuvars sigmoidi üst bloğun KD'ya hareketini işaret etmektedir.....	46
Şekil 4.16:	İkibaşlı Formasyonu içindeki muskovit sigmoidinin kuyrukları üst bloğun sağa doğru (Kuzeydoğu'ya) hareketini göstermektedir.....	47
Şekil 4.17:	Çevresi serizit ve kuvars ile çevrili muskovit sigmoidinin kuyrukları üst bloğun sağa doğru (Kuzeydoğu'ya) hareketini göstermektedir.....	47
Şekil 4.18:	Çevresi serizit ve kuvars ile çevrili muskovit sigmoidinin kuyrukları üst bloğun sağa doğru (Kuzeydoğu'ya) hareketini göstermektedir.....	48
Şekil 4.19:	Makaslama yönü belirteci olarak kullanılan oblik foliasyon, S-C ve S-C' tip makaslama bandı klivajlarının şematik olarak gösterimi.....	49
Şekil 4.20:	Yönlü kesitte belirlenen S/C tip makaslama bandı klivajı, makaslama hareketinin üst sağa (Kuzeydoğu'ya) şeklinde olduğunu göstermektedir.....	49
Şekil 5.1:	Yönlü örneklerin araziden alınma yöntemi ve yönlü ince kesitlerin hazırlanması.....	53

SEMBOL LİSTESİ

- S₀** : Formasyonlarda gelişen birincil tabakalanma
S₁ : Formasyonlarda gelişen ikincil tabakalanma/foliasyon
L₁ : Formasyonlarda gelişen ikincil çizgisellik
F₁ : Formasyonlarda gelişen ikincil kıvrımlanma
D₁ : Formasyonları deforme eden birincil deformasyon fazı
D₂ : Formasyonları deforme eden ikincil deformasyon fazı

ÖNSÖZ

Tez çalışmalarım süresince benden desteğini, bilgisini ve tecrübesini esirgemeyen, yanında çalışmaktan onur duyduğum değerli danışman hocam Sayın Dr. Öğr. Üyesi Ali Kamil YÜKSEL'e sonsuz şükranlarımı sunarım.

Tez çalışması sürecince benden maddi ve manevi desteğini esirgemeyen değerli babam Mustafa YILMAZ ve annem Fatma YILMAZ'a ve kardeşlerim Burcu YILMAZ ve Metin YILMAZ'a ve nişanlım Alp Haydar VEZİROĞLU'na sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Balıkesir, 2019

Meral YILMAZ

1. GİRİŞ

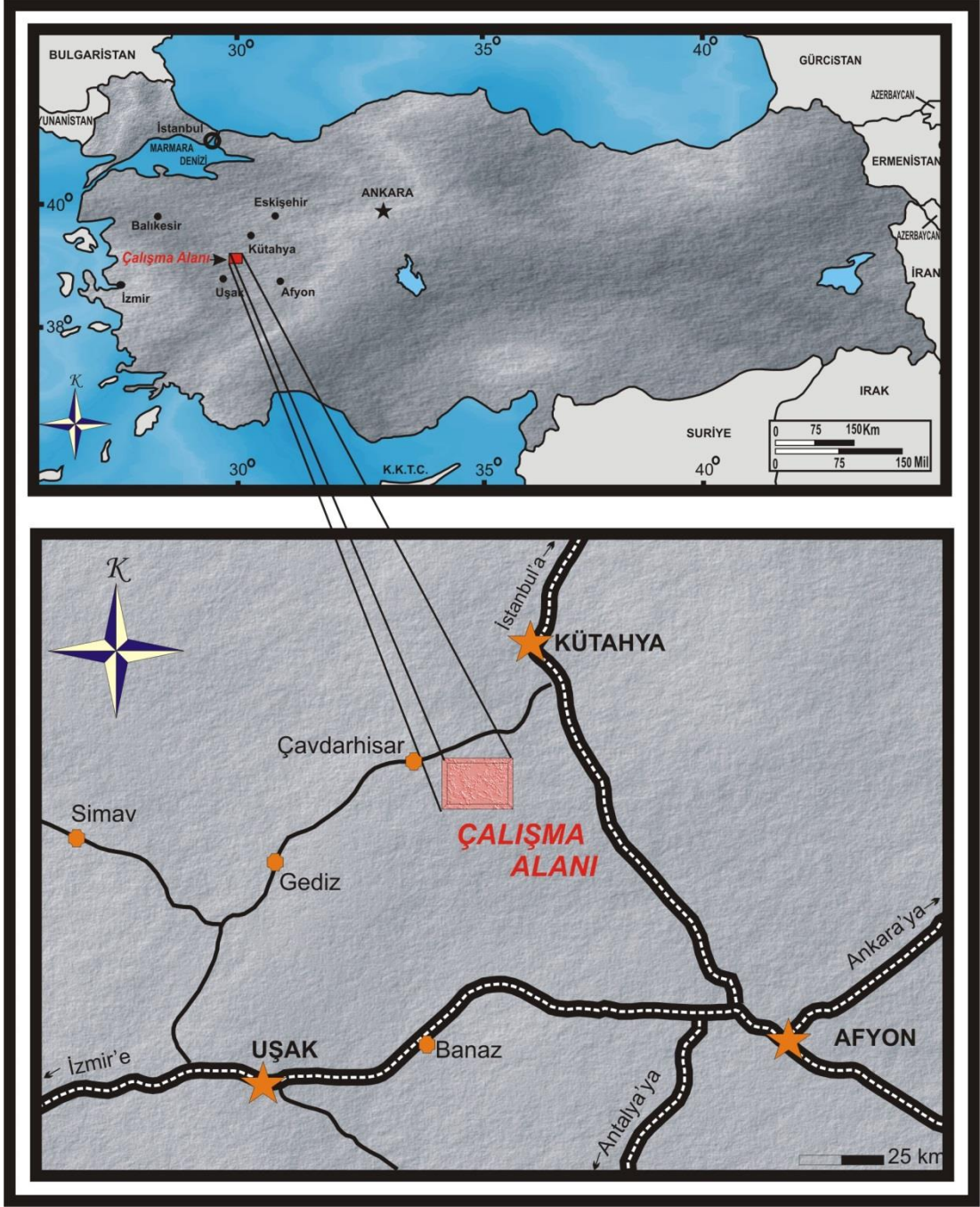
1.1 Çalışmanın Amacı Ve Kapsamı

“Tava Dağının metamorfik kayaçlarının yapısal özellikleri” konulu bu yüksek lisans tezi çalışmasında, Uşak ve Kütahya arasında kalan Tava Dağı ve etrafındaki kaya birimleri incelenmiştir. İnceleme alanında mostra veren ve eski bir okyanus tabanı olan Muratdağı Melanji'nin, inceleme alanına tektonik olarak yerleşmesinden önce burada var olan kayaçlar üzerindeki etkilerinin ortaya konulması bu tezin esas konusunu oluşturmaktadır. Bu çalışmada bölgede gerçekleştirilmiş daha önceki çalışmalara ait haritalardan yararlanılmış, stratigrafi belirlenmiş, yönlü ve yönsüz yirmi adet kayaç örneği ince kesit yapımı için toplanmış, çalışma sahasındaki yaşlı ve genç tüm birimlerden düzlemsel ve çizgisel yapıların konumları ölçülmüştür.

Alınan yönlü örneklerin tamamı tektonizma sonucu bünyesinde yapısal unsurlar barındıran Triyas yaşlı İkibaşlı Formasyonu'ndandır. Bu yönlü örneklerden ince kesit yapılmış ve taşınma yönleri ortaya konulmaya çalışılmıştır. Yine aynı formasyonda elde edilen ölçümler ile nokta ve kontur diyagramları hazırlanmıştır.

1.2 Çalışma Alanının Yeri

1/25.000 ölçekli Kütahya J23 c1 , J23 c4, J23 d2 ve J23 d3 paftaları içerisinde yaklaşık 400 km²'lik bir alan kapsayan inceleme alanı Kütahya – Afyon – Uşak üçgeni ortasında yer almaktadır (Şekil 1.1). İnceleme alanı Kütahya iline 61 km, Altıntaş ilçesine 45 km, Çavdarhisar'a 22 km km uzaklıktadır.



Şekil 1.1: Çalışma alanının yer bulduru haritası.

1.3 Morfoloji

İnceleme alanı genelde tepelerden oluşan engebeli ve dağlık bir bölgedir. Yükselteler alışma alanının batısından doğusuna doğru artmaktadır. Çalışma alanındaki en büyük yükselti 1380 m. dir. İnceleme alanındaki tepeler Kıran Tepe, Akbayır Tepe, Karayüksek Tepe, Türkmen Tepe, Ortayürek Tepe ve Gelinotluđu Tepe'dir.

1.4 İklim Ve Bitki Örtüsü

İnceleme alanının iklimini şekillendiren unsurlar denizden uzaklık ve yükseltelerdir. Topoğrafyanın yüksek ve bölgenin denizden uzak oluşu nedeniyle iklim karasal özelliktedir. Gündüz ve gece sıcaklık farkı çoktur. Yıllık ortalama sıcaklık değeri 11,0°C, Temmuz ayı sıcaklık ortalaması 20,1°C, Ocak ayı ortalaması ise 1,0°C'dir.

Bölgede görülen bitki örtüsü genellikle geniş çayırlar ve yeşil otlaklık alanlardır. Ancak bu ayır ve otlaklıkların ömrü çok uzun değildir. Haziran ve Temmuz aylarının kavurucu sıcaklığı ile ayır ve otlaklıklar tamamen kurumaktadır. Dere kenarlarında kendiliğinden yetişen söğüt ağaçları yaz ve ilkbahar aylarında doğal güzellikler sergiler. Sulanabilir alanlarda ise kavak ağacı yetiştirilir. İnceleme alanındaki köylere ait dağlarda geniş yapraklı gür ormanlara rastlanır. Bu dağlarda genelde meşe ağaçları hakimdir. Aralarda ise pek sık olmayan am ağaçları bulunmaktadır.

1.5 Ekonomik Durum

Çalışma alanında yer alan köy ve beldelerde geçim, tarım ve hayvancılık ile sağlanmaktadır. Başlıca tarım ürünleri şeker pancarı, buğday, nohut, mısır ve arpa gibi çeşitli toprak mahsulleridir. Ayrıca, bölge meyvecilik açısından da zengindir. Bunların basında vişne, elma ve kiraz gelmektedir.

Tarımın yanı sıra hayvancılık bölgedeki diğer bir geçim kaynağıdır. Çalışma alanı ve çevresinde küçükbaş ve büyükbaş hayvan yetiştiriciliği yapılmaktadır. Küçükbaş hayvan yetiştiriciliğinde ise daha çok keçi yetiştirilmektedir.

1.6 Önceki Çalışmalar

Akkuş (1962), Gediz ve Kütahya arasında yaptığı incelemede Mesozoyik yaşlı kireçtaşlarının Paleozoik yaşlı metamorfik kayalar örttüğünden bahsetmiştir.

Kalafatçioğlu (1964), Balıkesir–Kütahya arasında yapmış olduğu çalışmalarda bölgenin en altta yer alan biriminin metamorfikler olduğunu, bu kayaların Permiyen yaşlı kayalar tarafından örtüldüğünü, yine bölgede mevcut olan kalın tabakalı kireçtaşlarının Mesozoik yaşlı olduğunu ve bunlarında üzerinde uyumsuz olarak bir ofiyolitli serinin varlığından bahsetmiştir.

Bingöl (1974), 1/2.500.000 ölçekli Türkiye Metamorfizma Haritası'nda Murat Dağı ve civarındaki metamorfikleri yeşil şist fasiyesi olarak belirtmiştir.

Bingöl (1975), “Batı Anadolu'nun Jeotektonik Evrimi” başlıklı çalışmasında Üst Kretase melanjinin genellikle güneydoğuya doğru devrik olduğundan bahsetmiştir. Ayrıca melanjin, Menderes masifi kuzeyindeki bölgeleri tektonik kontakla örtmekte olduğunu ileri sürmüştür.

Bingöl (1977), “Murat Dağı Jeolojisi ve Ana Kayaç Birimlerinin Petrolojisi” başlıklı çalışmasında Murat Dağı ve civarında yayılım sunan birimlerin petrolojisine ve jeokronolojisine ayrıntılı bir şekilde değinmiştir.

Ercan vd. (1978), “Usak Yöresindeki Neojen Havzaların Jeolojisi” başlıklı çalışmada Paleozoik serisini Menderes Masifi Metamorfikleri olarak adlandırmış, altta ortognays, bununla yanal ve dikey geçişli paragnays ve en üstte gnayslarla

uyumlu mermerler olmak üzere üç gruba ayırmıştır. Paleozoik yaşlı bu mermerler içinde zımparataşı ve diyasporitten bahsetmiştir. Menderes Masifi Metamorfitleri üzerine uyumsuz olarak Jura–Kretase yaşlı kaya birimlerinin geldiğini ve ayrıca tüm birimlerin üzerinde de bir melanjin (Vezirler Melanjı) var olduğunu ileri sürmüştür.

Akdeniz ve Konak (1979), “Simav-Emet-Tavşanlı-Dursunbey-Demirci Yöresinin Jeolojisi” başlıklı çalışmalarında, bölgede temeli Menderes Masifinin çekirdeği olarak bilinen migmatitik kayaların oluşturduğunu ve bu kayaçların üzerine Menderes Masifi’nin yeşilşist fasiyesindeki örtü şistlerinin uyumsuz olarak geldiğini ve bu şistlerin metamorfizma yaşının Hersiniyen olduğunu belirtmektedirler. Ayrıca Mesozoik yaşlı kayaçların Triyas–Üst Kretase aralığında oluştuğunu ve inceleme alanında yer alan bir melanj ile bu Mesozoik kaya topluluğunun birlikte güneye doğru itilerek, Budağan Kireçtaşı üzerine bindirdiğini ileri sürmüşlerdir. Melanjın bölgeye yerleşiminin ise Maestrihtiyen–Eosen zaman aralığında tamamlanmış olduğundan bahsetmişlerdir. Tersiyer başlarında masifin yükselmesi sonucu Simav Grabeni’ni sınırlayan kırık sistemleri geliştiğini, daha sonra bölgede granit yükselimi (intrüzyonu) olduğunu, topoğrafik ve yapısal boşluklara Neojen formasyonlarının çökeldiğini, Miyosen döneminde gelişen volkanizmanın, çökeller ile yanal geçişli olduğunu belirtmişlerdir.

Tokay ve Doyuran (1979), Gediz ilçesi ve civarında yaptıkları “Gediz ve Dolaylarının Sismotektonik Özellikleri” başlıklı çalışmalarında inceleme sahasının tektonik yapısını ortaya çıkarmışlardır. Çalışmada Gediz Fayının ve Murat Dağı’nın güney kesiminden geçen Simav Fayının diri olabileceğini belirtmektedirler.

Okay (1981), Kütahya–Tavşanlı bölgesinde yaptığı çalışmada ofiyolitler ile mavişistlerin ilişkisini incelemiş, Türkiye’nin Kuzeybatısındaki ofiyolitlerin mavişist metamorfizması ve yerleşme yaşlarının Üst Kretase–Paleosen dolaylarında gerçekleştiğini savunmuştur.

Ercan vd. (1982), Simav, Emet, Tavşanlı ve Gediz dolaylarında yaptıkları çalışmalarda, bölgede geniş yüzlekler veren Senozoyik volkanizmasının petrografisi ve jeokimyasal tanımlaması hakkında bilgiler vermişlerdir.

Gökçe (1986), “Cebrail (Gediz-Kütahya) Antimon Yatağının Jeolojisi” başlıklı çalışmasında Cebrail köyü civarındaki antimon cevherleşmelerinin yöredeki mermerlerin ön kısımlarında, tabanında ve şistler üzerinde bulunan mermer çakılları içerisinde tabakamsı tipte gelişmiş olduğunu belirtmektedir.

Günay vd. (1986), Bölgede yaptıkları çalışmada yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş çeşitli şist ve mermerlerden oluşan birimi Baybuyan Formasyonu olarak tanımlamışlardır. İnceleme alanındaki en yaşlı birim olan Baybuyan Formasyonunun, Menderes Masifinin örtü şistlerine tekabül ettiğini ayrıca mermerlerden oluşan Paleozoik yaşlı Arıkaya Formasyonu ile uyumlu olarak örtüldüğünü ileri sürmüşlerdir. Paleozoik birimleri üzerine açısız uyumsuzlukla gelen Mesozoyik yaşlı çökellerin tabanında Üst Triyas-Alt Jura yaşlı kırıntılılardan oluşmuş “Kırkbudak Formasyonu” bulunur. Sığ denizel fasiyesteki bu kırıntılılar Üst Triyas yaşlı “Şaphane Dağı Kireçtaşı” ile yanlı; dolomitik ve çörtlü kireçtaşlarından oluşan Jura yaşlı “Çiçeklikaya Formasyonu” ile düşey geçişlidir. Bu karbonatlar, Üst Kretase yaşlı ve okyanusal fasiyesteki çökel kayalar, bazik volkanitler ve ultramafitlerden yapıllı tektonik bir karmaşık olan “Murat Dağı Melanjı” tarafından tektonik dokanakla örtüldüğünden bahsetmişlerdir. Melanj yerleşiminden sonra bölgede plütonik ve volkanik faaliyetler gerçekleşmiş ve Neojen yaşlı sedimanter kaya birimleri tüm eski kayaları uyumsuz olarak örtmüştür.

Gökçe (1987), Murat Dağı'nın kuzey kesimindeki tüm antimon cevherleşmelerinin kırık hatlarında ve yaygın olarak mermer, mermer çakılı ve marn gibi karbonatlı kayaçların dokanakları boyunca meydana geldiğini ileri sürmüştür.

Gökçe ve Spiro (1994), Türkiye'nin batı kesiminde yer alan Murat Dağı bölgesindeki antimon yataklarının jeolojisini inceleyip ve duraylı izotop incelemeleri yaparak yatakların kökenleri ile ilgili yaklaşımlarda bulunmuşlardır.

Yılmaz (1997), Batı Anadolu'da Menderes Masifi ve çevresindeki metamorfik kayaçların amfibolit veya granulit fasiyesinde meydana geldiğini ve metamorfizmanın 35 my önce oluştuğundan bahsetmiştir.

Önen ve Hall (2000), Kütahya'nın güneydoğusunda yapmış oldukları çalışmada ofiyolit–altı metamorfik kayalarını incelemişler ve bunların kuvars–mika şist, amfibol şist, amfibolit ve granat amfibolitlerden oluştuğunu belirtmişlerdir. Ayrıca bu ofiyolit–altı metamorfik kayalarının, ofiyolitlerin altında tektonik yerleşme esnasında oluştuğundan bahsetmişlerdir. Yapmış oldukları kimyasal analizlerle bu metamorfik kayaların okyanus–ada bazaltı kökenini işaret ettiğini ve yüksek sıcaklık metamorfizma olayının 93 ± 2 my önce gerçekleştiğini Ar–Ar yaş analizi ile belirlemişlerdir.

Öztürk vd. (2003), Bölgede mostra veren Baybuyan formasyonunun içerdiği mineral birliklerine göre bu formasyonun Barrow tip yeşilşist fasiyesinin alt fasiyesine işaret ettiğini belirtmişlerdir.

Isık vd. (2004), Simav dolaylarında yaptığı çalışmada, Menderes Masifinin çekirdek ve örtü serilerinin Simav sıyrılma fayı tarafından ayrıldığını, çekirdek kayalarının gnayslardan, şist, amfibolit ve mermerlerden oluştuğunu ve ayrıca Simav makaslama zonu boyunca yeşilşist fasiyesi koşullarında ultramilonite dönüştüğünü ileri sürmüştür. Sıyrılmanın tavan bloğunda yer alan örtü kayaçlarının ise düşük–orta dereceli şist–mermer, Mesozoyik rekristalize kireçtaşı ve ofiyolitik melanjan oluştuğundan bahsetmiştir. Ayrıca Menderes Masifinin kuzey kesimindeki gerilmeli tektonizmanın Erken Miyosen döneminde olduğunu söylemiştir.

Minareci (2005), Yaptığı doktora tezinde Gediz ve Banaz bölgelerinde magmatik kayaçlarla (Baklan graniti, Karacahisar volkanikleri) ilişkili cevherleşmeleri incelemiştir.

Aydoğan (2006), KB-GD doğrultulu Murat Dağı (Banaz, Usak)'nın güneybatı yamaçlarında mostra veren Baklan Graniti'nin izotop çalışmaları ve jeokimyasal analiz metodları ile türünün, tipolojisinin ve petrojenetik evriminin ortaya çıkarılması hususunda incelemeler yapmıştır.

Aydoğan vd., (2008), Yapmış olduğu çalışmada Baklan granitinin yüksek potasyumlu, kalk-alkalen ve tipik I tipi özellikler gösterdiğini belirtmiş ve çarpışma sonrası graniti olarak sınıflamıştır.

Hasözbeğ vd. (2010), Menderes Masifi'nin kuzeyinde yer alan Erken Miyosen yaşlı, I tipi granit olan Eğrigöz Graniti'nde yaptıkları çalışmada Afyon Zonu'nun temelini kalın metapelitiklerin oluşturduğunu ve bunun da üzerinde kalın platform tipi mermerlerin yer aldığını belirtmişlerdir. YB-DS metapelitik kayaçların Menderes Masifi'nin YS-DOB kayaçlarını doğrudan düşük açılı tektonik dokanak boyunca üzerlediğini tanımlamışlardır. Ayrıca Eğrigöz ve Koyunoba granitlerinin yerleşiminin düşük açılı sıyrılma fayı ile ilişkili olmadığını belirtmişlerdir.

Göncüoğlu (2011), Kütahya-Bolkardağ Kuşağı'nı, İzmir-Ankara Okyanusu'nun kapanması ve Torit-Anatolit kıtasının kuzey kenarının Sakarya kıtası ile çarpışması ile oluşmuş naplı/dilimli bir kuşak olarak tanımlamıştır.

Akay vd. (2011), Afyon Zonu batısında yer alan Emet bölgesinde yaptıkları çalışmada temelini Mesozoik platform birliklerinden oluştuğunu belirtmişlerdir. Temelde konglomera, kireçtaşı araseviyeleri ve rekristalize kireçtaşı blokları içeren fillit ve metariyolitlerin baskın olduğu metakırıntılı İkibaşlı Formasyonu'nun olduğunu tanımlamışlar ve bu metakırıntılıların üstte kalın karbonat istifinden oluşan Budağan Kireçtaşı'na uyumlu geçiş yaptığını belirtmişlerdir. Ayrıca bölgedeki bu kayaçların jeolojik ve jeokimyasal özelliklerine göre Mesozoyik dönemde bunların tektonik olarak aktif bir gerilmeli rejim içerisinde kuzeye bakan bir karbonat platformu olduğunu tanımlamışlardır.

2. JEOTEKTONİK ORTAM

Türkiye, tektonik bakımdan oldukça aktif bir kuşak üzerinde, pek çok kıtasal mozaik parçaları içeren ve Avrupa ile Asya arasında köprü görevi gören bir bölgede yer almaktadır. Güneyde Gondwana ve kuzeyde Lavrasya arasında kalan Türkiye, Alp–Himalaya orojenik kuşağı içerisinde bulunmaktadır (Şekil 2.1). Pek çok kıtasal mozaik parçaları içeren Türkiye, Erken Tersiyer'e kadar bir kıta kabuğu parçası olamamıştır.

Anadolu, Permian döneminde Paleozoik yaşlı bir Tetis okyanusu olan Paleotetis'e bakan Gondwana kıtasının kuzey kenarının bir parçasıydı (Şengör ve Yılmaz 1981). Tetis, Geç Paleozoik'te, Pangea'nın Lavrasya ve Gondwana'yı birbirinden ayıran, batıya doğru daralan, üçgen şekilli bir okyanusal alan olup Paleotetis ve Neotetis'i içermektedir.

Orta Triyas'tan sonra, Anadolu'nun da yer aldığı Gondwana'nın kuzey kenarı riftleşmeye ve sonrasında Kimmeriyen kıtası şekillenmeye başlamış ayrıca Neotetis okyanusunun güney kolu şekillenmiştir. Erken Jura dönemi boyunca Kimmeriyen kıta sahasının riftleşmesi ve bölünmesi devam etmiş, Neotetis okyanusunun kuzey kesimi bu dönemde oluşmaya başlamış, güney ve kuzey kollar arasında yer alan Anatolid–Torid bloğu şekillenmiştir (Şengör ve Yılmaz 1981).

Kimmeriyen kıtası, Orta Jura döneminde, Paleotetis Okyanusu'nun kapanmasıyla birlikte Avrasya kıtası ile çarpışmıştır. Pontid volkanik kuşağının oluşumunu sağlayan bu olay Geç Kretase-Paleosen aralığında dalma–batma ile sürmüştür ve Neotetis okyanusunun kapanmasına sebep olmuştur (Şengör ve Yılmaz 1981).

Kuzey yönlü dalma olayı, Rodop–Pontid bloğu ile Anatolid–Torid platformun İzmir–Ankara–Erzincan süturu boyunca çarpıştığı zaman sona ermiştir. En genç yay magmatizmasının Pontid zonu boyunca Orta Eosen zamanında oluşması, çarpışma için muhtemel yaşı işaret etmektedir (Aldanmaz vd., 2000; Şengör ve Yılmaz, 1981). İzmir–Ankara okyanusunun yığışım malzemeleri ve ofiyolit kütleleri çarpışma sonrası güneydeki Anatolid–Torid platformuna doğru, güneye gidildikçe gençleşen yerleşim zamanlı şeklinde aktarılmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981).



Şekil 2.1: Türkiye'nin Alp–Himalaya kuşağındaki yeri (Şengör, 1987; Okay, 2008).

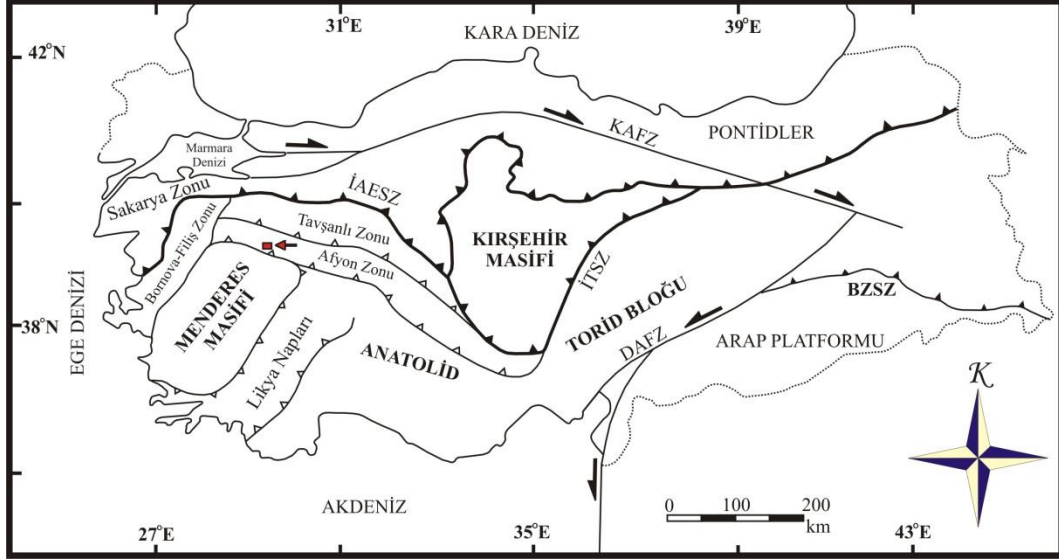
Doğu Anadolu bölgesi ile Batı İnan dolaylarında, Anadolu ve Arabistan levhaları arasında, zamanlaması hakkında ortak bir görüş olmayan fakat Miyosen olarak bu çalışmada anılan bir çarpışma gerçekleşmiştir. Doğu Anadolu'da yükselme ve kısalmayla sonuçlanan bu çarpışma olayı ile Geç Miyosen–Pliyosen'de Anadolu levhası (Şengör vd., 1985; Barka ve Hancock, 1984; Ketin, 1966) sağ yönlü doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fayı ve sol yönlü doğrultu atımlı Doğu Anadolu Fayı boyunca batıya doğru kaçmaya başlamıştır (McKenzie, 1972). Anadolu levhasının batıya göçü Helen Makaslama zonunda durmaya zorlanmış ve bu engel Ege'de doğu – batı yönlü bir sıkışma yaratmış, bu sıkışma da kuzey–güney yönlü bir tansiyon gerilmesi ile karşılanarak Ege graben sistemini oluşturmuştur. Pontidler ile Anatolid–Torid platformunun çarpışmasından sonra, Erken Miyosen döneminde Batı Anadolu'da yaygın volkanizma ve Oligo–Miyosen döneminde ise yaygın bir plütonizma gerçekleşmiştir (Keller, 1983; Innocenti vd., 1982; Bingöl vd., 1982).

2.1 Bölgesel Jeoloji

İnceleme alanının da içinde bulunduğu Batı Anadolu, birçok tektonik birlikten oluşmaktadır. Kuzeyden güneye doğru bu tektonik birlikler şu şekildedir; Sakarya Zonu–Pontidler, İzmir–Ankara–Erzincan Kenet Kuşağı, Bornova Flişi, Tavşanlı Zonu, Afyon Zonu, Menderes Masifi ve Likya Naplarıdır. Eski bir Tetis Okyanusu olan İzmir–Ankara kenet kuşağı güneyde Gondwana'yı, kuzeyde Lavrasya'dan ayırmakta olup, en geç Kretase–Erken Senozoik'te kapanmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bu kenet kuşağı, kuzeyde Sakarya – Pontidler ile güneyde Kırşehir Masifi ve Anatolid–Torid platformu arasında yer almaktadır (Şekil 2.2)

Anatolid-Torid platformunun kuzey kesimi Alpin orojenezinden etkilenmiş ve metamorfizmanın yaşı ve tipine göre birkaç parçaya bölünmüş ve adlandırılmıştır. Çalışma alanındaki bu birimler güneyden kuzeye doğru Likya Napları, Menderes Masifi, Afyon Zonu ve Tavşanlı Zonudur. Murat Dağı, Kütahya–Afyon–Uşak üçgeni

ortasında kalmaktadır ve Türkiye'nin tektonik birliklerinden olan Afyon Zonu içerisinde yer almaktadır (Okay, 1984).



Şekil 2.2 Türkiye'nin tektonik birlikleri ve inceleme alanının yeri.

2.1.1 Afyon Zonu

Okay (1984) tarafından tanımlanan Afyon Zonu, Anatolidler'in başlıca tektonik birliklerindedir. Afyon Zonu'nu diğer araştırmacılar ise çeşitli adlarla adlandırmıştır (Afyon Zonu: Okay, 1984, Okay vd., 1996, 1998; Kütahya–Bolkardağ Kuşağı: Özcan vd., 1990a,b; Göncüoğlu vd., 1992). Çalışma alanının bulunduğu Afyon Zonu'nun kuzeybatı kesiminin stratigrafisi Tavşanlı Zonu'na çok benzemekte, farklılığı ise daha düşük derecede metamorfik fasiyesteki kayaç türlerinin Afyon Zonu'nda yer almasıdır. Candan vd. (2005) yapmış oldukları Fe–Mg karfolitleri içeren mineral parajenezine dayanarak Afyon Zonundaki YB/DS metamorfizmasının 350°C 'nin altında, 6–9 kbar basınç koşullarında gerçekleştiğini ve bunun da 30 km'lik bir gömülme derinliği gösterdiğini belirtmişlerdir. Tavşanlı Zonu'nda ise zirve basınç ve sıcaklık değerleri 24 kbar ve 440°C 'dir (Okay, 2011). Bu değerler de Afyon Zonunun, Tavşanlı Zonuna göre daha sığ derinliklere gömüldüğünü göstermektedir.

Kaya vd. (1995), Tavşanlı güneyinde yer alan, Tavşanlı Zonu ile Menderes Masifi arasındaki sleytimsi kayaları Ankimetamorfik kayalar olarak tanımlamış ve bu kayaları üç belirgin stratigrafi birimine bölmüştür. Bu birimler alttan üste doğru: 1) Alt Sleyt Birimi (İkibaşlı Formasyonu) 2) Üst Sleyt Birimi (Üyücek Formasyonu) ve 3) Kireçtaşı birimi şeklindedir. Alt Sleyt Birimi, mikalı sleyt, kloritik sleyt, kuvars çakıltası, kireçtaşı, riyolitik lav ve tuf ve ayrıca çörtten oluşmaktadır. Bu birimin en üst kesimlerinde tespit ettiği fosiller ile yaşını Orta Triyas (Erken Ladiniyen) olarak belirlemiştir. Ayrıca Alt Sleyt Biriminin tabanının yüzeylemediğini belirtmiştir. Üst Sleyt Biriminin ise grimsi renkli çamurtaşı, sleyt, litik arenit, kireçtaşı, çakıltası ve kaba taneli mafik tüften ibaret olduğunu, Üst ve Alt Sleyt Birimlerinin arasındaki dokanağın uyumlu ve geçişli olduğundan bahsetmiştir. Üst Sleyt Biriminin en alt kesimlerinde elde ettiği fosiller ile birimin Ladiniyen içinde kaldığını, üst kesimlerinin ise uyumlu ve dereceli olarak Orta Liyas yaşlı Kireçtaşı Birimi ile çevrili olduğuna göre Erken Jura içine kadar uzandığını ileri sürmüştür.

Afyon Zonu, Simav bölgesinde, “Mesozoik öncesi temel” ve onun üstünde uyumsuz olarak yer alan “Triyas – Erken Tersiyer örtü serilerinden” oluşmaktadır (Candan vd., 2009). Simav bölgesinde, düşük dereceli meta kırıntılılar ve onlar içirişine sokulmuş bir Devoniyen öncesi temeli tanımlanmıştır. Bu temelin örtü serileri ise Afyon Zonu’nda özdeş bir stratigrafi sunmaktadır. Örtü serilerinin Gondvana’nın kuzey kenarında açılan Neotetis Okyanusu’nun kuzey kolunun riftleşme evresini ve Alt–Orta Triyas yaşlı karasal ve sığ denizel ortamı tanımlayan kuvarsit, kuvars fillit, şist ve mermer aralanmaları tanımlanmıştır (Candan vd., 2009). Bu durumda, Triyas–Erken Tersiyer örtü serilerin, Kaya vd. (1995)’nin ankimetamorfik kayaları ile örtüştüğü görülmüştür.

İnceleme alanı ve çevresindeki Afyon Zonu’nun temelini, yeşilşist fasiyesi metamorfizması özelliği gösteren ve ayrıca bazı yazarlar tarafından Menderes Masifi örtü şistleri ile korele edilen Triyas devrine ait kırıntılılar (İkibaşlı Formasyonu) ve kırıntılılar içinde arakatlı olarak yer alan ince–orta tabakalı, gri–koyu gri renkli, bol çatlak içeren karbonatlı kayalar oluşturur (Şekil 2.3) (Kaya vd., 1995; Akay vd.,

2011). Afyon Zonu'ndaki çalışma alanının Mesozoik kaya birimleri Triyas tortullaşma sürecinde oluşan düşük–çok düşük derecede metamorfizma geçirmiş karasal kıvrıntılılar (İkibaşlı Formasyonu) ve onunla yanal geçişli Üst Triyas (Noriyen) yaşlı, orta–kalın tabakalı, gri renkli dolomitik kireçtaşları (Şaphane Dağı Kireçtaşı) ile başlar. Bu birimler üzerine yanal ve düşey geçişli olarak orta–kalın tabakalı, beyaz, gri, pembe renkli, Jura yaşlı sığ platform dolomitik kireçtaşları gelir. Geç Kretase devrinde, Neotetis okyanusunun kapanması ile okyanusal litosfer dilimleri, çökel ve volkanik kayalar ile karışarak (Muratdağı Melanjı) tüm birimler üzerine tektonik dokanak ile yerleşmişlerdir.

Muratdağı Melanjı'nın yerleşimi sonrasında bölgede magmatizma etkin olmuş ve Miyosen döneminde bölgeye granitik kütleler (Baklan Graniti) sokulum yapmıştır. Granit sokulumundan sonra bölgede karasal ortam hakim olmuş ve Alt-Orta Miyosen yaşlı kırmızı renkli, kaba taneli mermer, kireçtaşı, şist ve ofiyolit parçaları içeren alüvyon yelpazesi ve nehir yatağı çökelleri (Kürtköyü Formasyonu) çökelmiştir. Bu kaba taneli malzemeler üzerinde, Orta-Üst Miyosen yaşlı kirli sarı renkli gölssel, plaketli kil–marn–kireçtaşı, kumtaşı (Yeniköy Formasyonu) uyumlu bir dokanak boyunca yer almaktadır. Daha sonra etkin olan bir volkanizma ile riyolit, dasit, andezit, tüf ve aglomeralardan oluşan Orta-Üst Miyosen yaşlı volkanik ürünler (Karacahisar Volkanitleri) daha yaşlı birimleri kesmiştir. Siyah renkli, gözenekli bazaltlar (Dereköy Bazaltı) aynı volkanik evrede oluşmuş ve tüm birimlerin üzerini ince bir örtü şeklinde örtmüştür. Daha sonra bölgede gölssel alanlarda çökelme devam etmiş, alttaki gölseller ile uyumlu ve diğer birimler ile diskordans şeklinde Pliyosen yaşlı kumtaşı, kıltaşı, tüfit, killi kireçtaşı (Hisarcık Formasyonu) çökelmiştir. Pliyosen döneminde yine sedimantasyon devam etmiş ve Hisarcık Formasyonu üzerine uyumlu olarak gölssel kireçtaşları (Emet Formasyonu) çökelmiştir. Bu gölssel çökelimlerden sonra, bölgede Pliyosen döneminde son bir kez daha volkanizma aktif hale gelip siyah renkli, gözenekli bazaltlar (Güzüngülü Bazaltı) diğer kaya türlerini keserek bölgeye yerleşmiştir.

ÜST SİSTEM	SİSTEM		FORMASYON	ÜYE	KALINLIK (m.)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR		
	KUVATERNER	SERİ							
SENOZOİK	KUVATERNER		ALÜVYON				ALÜVYON (Tutturulmamış kil, kum, çakıl)		
				TRAVERTEN	50			<i>Uyumsuzluk</i> TRAVERTEN (Kirlili beyaz, boşluklu)	
				ESKİ ALÜVYON	150			ESKİ ALÜVYON (Kirlili beyaz, kırmızı, tutturulmamış kaba kırıntılılar)	
	TERSİYER	PLİYOSEN		GÜZÜNGÜLÜ BAZALTI	100			<i>Uyumsuzluk</i> BAZALT (Siyah, bol gözenekli)	
				EMET FORMASYONU	120			GÖLSEL KİREÇTAŞI (Kirlili beyaz, krem, killi, fosilli, altta kum-kil katkılı, üstte çört yumrulu)	
				HİSARCİK FORMASYONU	150			KUMTAŞI, KİLTAŞI, TÜFİT, KİLLİ KİREÇTAŞI (Sarı, yeşil, beyaz, borakslı, fosilli, ince tabakalı)	
		MİYOSEN		DEREKÖY BAZALTI				<i>Uyumsuzluk</i> BAZALT (Koyu kahve, siyah, cürufumsu, boşluklu)	
				KARACAHİSAR VOLKANİTLERİ				RİYOLİT, RİYODASİT, DASİT, ANDEZİT, TÜF, AGLOMERA (Kızılımsı, yeşilimsi, çoğunlukla ayrılmış)	
				YENİKÖY FORMASYONU	800			KUMTAŞI, MARN, KİLTAŞI, KİLLİ KİREÇTAŞI (Genellikle kirlili sarı, üstte plaketli, altta linyit merccekleri kapsayan bitki fosilli kumtaşı)	
				KÜRTKÖYÜ FORMASYONU	200			ÇAKILTAŞI, KUMTAŞI (Kızıl, kahve, çok kaba taneli alüvyon yelpazesi ve nehir yatağı çökelleri)	
			SİLİSİFİYE ŞAPKA BAKLAN GRANİTİ	45			<i>Uyumsuzluk</i> GRANİT (Gri, pembe, iri taneli)		
		MESOZOİK	KRATASE	ÜST	MURATDAĞI MELANJİ				SİLİSLEŞMİŞ KAYALAR (Kahve, kırmızı, silisifiye şapka, listvenit ve lateritik kayalar)
								ULTRAMAFİK, ÇÖKEL (Grovak, şeyl, çamurtaşı, radyolarit, çört, çörtlü kireçtaşı, kristalize kireçtaşı ve volkanik (spilit, tüfit, gabro, diyabaz) kayalarından oluşmuş tektonik karmaşık)	
			JURA	ALT-ORTA-ÜST	ÇİCEKLİKAYA FORMASYONU	250		<i>Tektonik Dokanak</i> KİREÇTAŞI (Gri, beyaz, pembe, altta kalın tabakalı dolomitize, üstte ince tabakalı)	
TRİYAS	ÜST		ŞAPHANEDAĞI KİREÇTAŞI	300		DOLOMİT, DOLOMİTİZE KİREÇTAŞI (Koyu-açık gri, yersel kristalize, bol kırıklı, düzensiz orta-kalın tabakalı, algli, altta silt ara seviyeli)			
ÜST PALEO. - ÜST TRİYAS			İKİBAŞLI FORMASYONU			KRİSTALİZE KİREÇTAŞI - MERMER (Koyu-açık gri, beyaz, pembe, sarımsı, iri kristalli, eklemli, kıvrımcıklı, ince orta tabakalı)			
PALEO.	ÜST PALEO. - ÜST TRİYAS					META - RİYOLİT, META - BAZALT, TÜF (237 ± 1,1 My (Akay vd. (2011))			
						ŞİST -MERMER (Kahve, yeşil, ince-orta yapraklanmalı, kıvrımcıklı, yeşil şist fasiyesi metamorfite)			

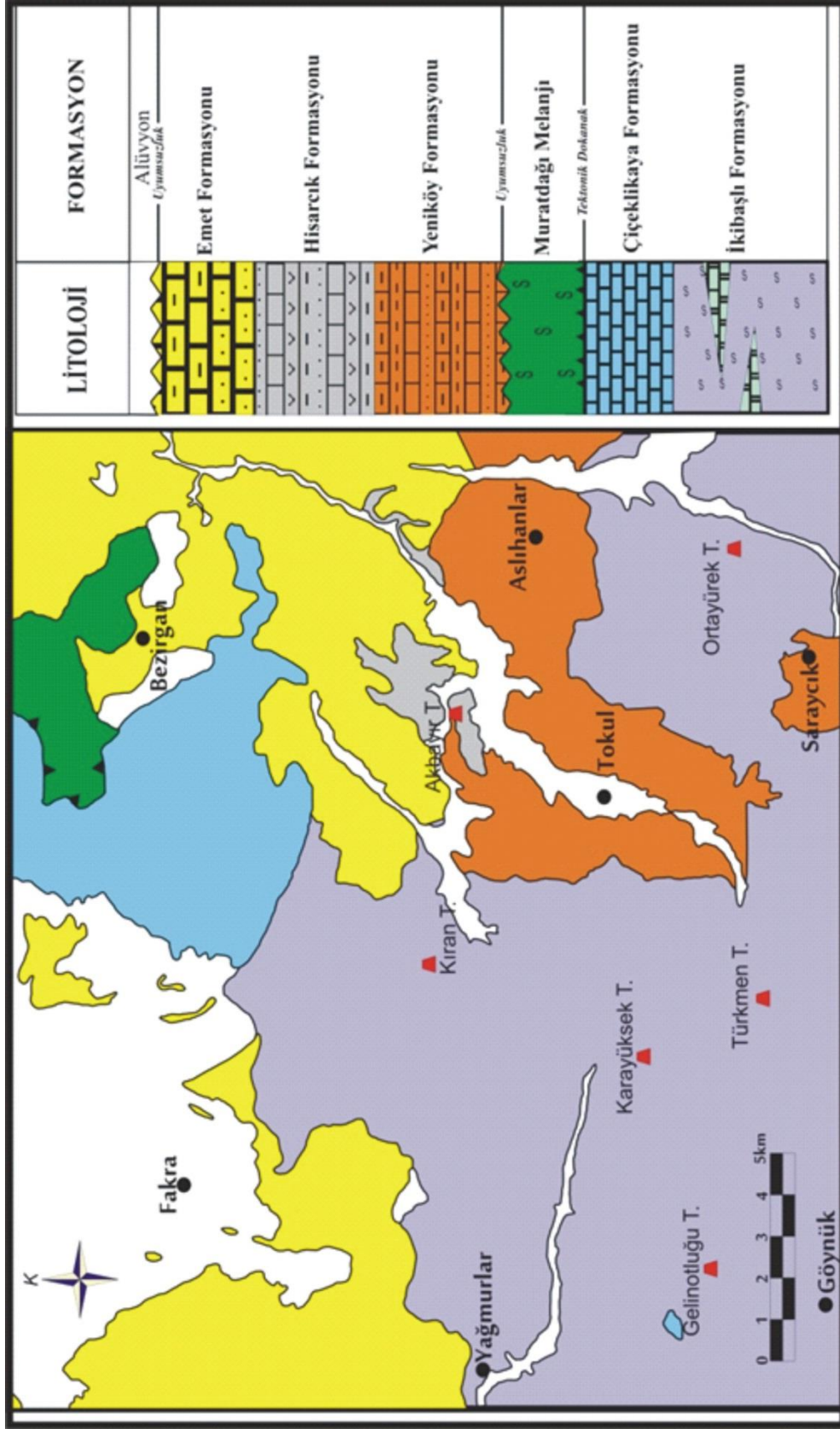
Şekil 2.3: Murat Dağı ve civarının genelleştirilmiş kolon kesiti (Günay vd., 1986'dan değiştirilerek).

3. STRATİGRAFI

Bu bölümde, önce inceleme alanının jeolojisi özetlenecek, daha sonra Afyon Zonu'nun içinde yer alan inceleme alanındaki tüm kaya birimlerinin litolojisi, fosil kapsamı, yaşı ve diğer kaya türleri ile olan dokanak ilişkisi gibi ayrıntılar yaşlıdan gence doğru anlatılacaktır.

Afyon Zonu, "Paleozoyik ve öncesine ait temel" ve onu uyumsuz olarak örten "Triyas – Erken Tersiyer örtü serilerinden" oluşmaktadır (Candan vd., 2005, 2009). Çalışma sahasında Paleozoyik ve öncesine ait bir temel gözlenmemiştir. Çalışma alanının temelini ise serizit–kuvars-klorit ve kloritoyid şistten oluşan ve Kaya (1972) tarafından tanımlanan İkibaşlı Formasyonu (Orta–Üst Triyas) oluşturmaktadır. İkibaşlı Formasyonu üzerine ise uyumlu bir dokanak ile Jura yaşlı dolomitik Çiçeklikaya Formasyonu'na geçiş yapar. Muratdağı Melanjı (Üst Kretase) ise bu birimler üzerinde bölgeye tektonik olarak yerleşmiştir (Şekil 3.1, 3.2).

Gri-sarımsı renkli, volkano-sedimanter kayalardan oluşan Miyosen yaşlı Yeniköy Formasyonu kendinden daha yaşlı olan birimleri açısız uyumsuz olarak örter. Yeniköy Formasyonu üzerine ise çakıltası, tuf, marn ve şeyllerden oluşan Hisarcık formasyonu ve onun da üzerine uyumlu olarak Alt-Orta Pliyosen yaşlı Emet formasyonu gelmektedir. Tutturulmamış kırıntılılardan oluşan Kuvaterner yaşlı alüvyonlar ise tüm birimler üzerinde uyumsuz olarak yer alır.



Şekil 3.1: Çalışma alanının jeoloji haritası (Günay vd., 1986).

3.1 İkibaşlı Formasyonu

Tanım ve Yayılım: Kaya (1972) tarafından ilk kez adlandırılmış ve tanımlanmıştır. Kaya (1972) ve Kaya vd. (1995), bu formasyonu Tavşanlı Zonu ile Menderes Masifi arasında yer alan “Ankimetamorfik Zon” (çok düşük dereceli) olarak belirlemiştir. İkibaşlı Formasyonu ayrıca Günay vd. (1986) tarafından Baybuyan Formasyonu ve Kırkbudak Formasyonu, Konak (1982) tarafından Sarıcasu Formasyonu, Akdeniz ve Konak (1979) tarafından ise Simav Metamorfikleri ve Sarıcasu Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Ayrıca, Özcan vd. (1989, 1990a,b) ve Göncüoğlu vd. (1992a, b) tarafından ise Kıyır Formasyonu olarak tanımlanmıştır. (Şekil 3.1).

Litoloji: İkibaşlı Formasyonu, grimsi, kahverengimsi, yer yer yeşilimsi renkler sunar (Şekil 3.3). Formasyonun en altta seviyelerinde Paleozoyik ve öncesine ait kuvarsit, mermer ve şist parçalarının yer aldığı bir çakıltaşı seviyesi bulunmaktadır (Göncüoğlu, 2011). Formasyon üst seviyelere doğru, serizit–kuvars şist, klorit–serizit şist ve kloritoyit şiste geçiş yapar (Şekil 3.4, 3.5).

İkibaşlı Formasyonu içerisinde gelişmiş olan uzama lineasyonları genelde KD–GB yönlemlidir. Formasyonun devrik olduğu alanlarda KB–GD yönlemlidir. Formasyonun metakırıntılıları içinde ara katkılı olarak yer alan ince–orta–kalın tabakalı, gri–koyu gri, mavi renkli, şeker dokulu, iki veya daha fazla yönde bol çatlak içeren, sık kıvrımlı, karstik boşluklu karbonatlı kayaçlar mevcuttur. İçerisinde yaş verebilecek herhangi bir fosile rastlanılmamış olan bu metakarbonatlı kayaçlar, Günay vd. (1986) tarafından Arıkaya Formasyonu olarak adlandırılmış, Akay vd. (2011) tarafından ise İkibaşlı Formasyonu içerisinde blok olarak gösterilmiştir. Formasyon içindeki mermer mercekleri genelde metakırıntılılar ile sarılmıştır. İkibaşlı Formasyonun üst kesimlerine doğru bu mermerlerin boyutları artmaktadır.

MESOZOİK		S E N O Z O İ K				ÜST SİSTEM	
TRİYAS	JURA	KRETASE		T E R S İ Y E R		SİSTEM	
ORTA	ÜST	ÜST	MİYOSEN	PLİYOSEN		SERİ	
İKİBAŞLI	ÇİÇEKLIKAYA	MURATDAĞI MELANJİ	YENİKÖY	HISARCİK	EMET	FORMASYON	
			800	150	120	KALINLIK (m.)	
Trji	Jç	Km	Tmy	Tplh	Tple	SİMGE	
<p>Gri, beyaz renkli, iri kalsit kristalli, bol karstik boşluklu, bol çatlaklı mermer ara katkıları.</p> <p>Düşük derecede metamorfizma geçirmiş, kahverengi, yeşil metakumtaşı, metaçakıltaşı, şeyl, serizit şist, kuvars şist.</p>		<p>Gri renkli, altta kalın, üstte ince tabakalı dolomitik kireçtaşı.</p>		<p>Ultramafik kayaçlar</p>		<p>Tutturulmamış çakıl, kum, kil, silt</p>	
<p>— <i>Tektonik Dokanak</i> —</p>		<p>— <i>Uyumsuzluk</i> —</p>		<p>Kirli sarı, beyaz, yeşil renklerde plaketli kireçtaşı, plaketli marn, kiltası, kumtaşı, tuf.</p>		<p>— <i>Uyumsuzluk</i> —</p>	
				<p>Sarı, yeşil, kirli beyaz renkli kumtaşı, kiltası, tüfit ve killi kireçtaşı.</p>		<p>Kirli beyaz ve krem renkli, killi ve kumlu gösel kireçtaşı.</p>	

Şekil 3.2: İnceleme alanının stratigrafik sütun kesiti (Ölçeksiz) (Günay vd., 1986'dan değiştirilerek alınmıştır).

Güngör (2013)'ün yaptığı çalışmaya benzer olarak, İkibaşlı Formasyonuna ait kloritoyit şistlerdeki ince ve iğnemsiz kloritoyitlerin varlığı ve ayrıca karfolitin olmaması, bölgedeki metamorfik kayaçların metamorfizması esnasında basıncın 3 kilobarı geçmediğini ve granat ve biyotitin olmaması da sıcaklığın 350⁰C'den daha düşük, sınırlı olarak metamorfizma geçirdiğini işaret etmektedir.

Yaşı: Simav ve Afyon arasında yapılan çalışmada bölgedeki temelin, altta üst yeşilist–amfibolit fasiyesinde Pan–Afrikan temelinin ve bunun üzerinde uyumsuz olarak Mesozoik örtü serilerinin yer aldığı belirlenmiştir (Candan vd., 2005, 2009). Pan–Afrikan temel inceleme sahasında gözlenmemiştir. Kaya vd. (1995), Alt Sleyt (İkibaşlı Formasyonu) biriminin üst kesimlerinden elde ettiği foraminiferler ile yaşını Orta Triyas (Erken Ladiniyen), Üst Sleyt (Üyecek Formasyonu) biriminin ise alt kesimlerinden Ladiniyen yaşını veren fosilleri tespit etmiştir. Akay vd. (2011), Küreci Köyü ve Eğrigöz Köyü civarında İkibaşlı Formasyonu içerisinde metavolkanik birimler tespit etmiştir. Bu metariyolitik seviyelerdeki zirkonlardan Akal (2008) yaptığı çalışmada $237 \pm 1,1$ My (Anisiyen–Orta Triyas) yaşını belirlemiştir. Menderes Masifi'nin güneyinde Güngör ve Erdoğan (2002) Orta–Üst Triyas yaşlı metamorfize birimler tanımlamış ve ayrıca bunların mafik volkanik ara seviyeler kapsadığını belirtmişlerdir.

Menderes Masifi'nin bir çok yerinde literatüre geçmiş, Mesozoik platform karbonatlarına dereceli olarak geçiş yapan ve Triyas yaşlı mafik volkanik kayalar içeren İkibaşlı Formasyonunun litolojisine benzer metakırıntılı kayaçlar yer almaktadır (Erdoğan ve Güngör, 1993, 2004; Güngör ve Erdoğan, 2002). Tüm bu göstergeler, Afyon Zonunun, Anatolid – Torid bloğunun devamı olduğunu göstermektedir (Akay vd., 2011). Bu tez kapsamında İkibaşlı Formasyonun yaşı Orta–Üst Triyas olarak alınmıştır. Farklı yazarlar; Günay vd. (1986) bölgesel korelasyon ile formasyonun yaşını Paleozoik, Konak (1982) ise Permo–Triyas olarak kabul etmişlerdir.



Şekil 3.3: İkibaşlı formasyonun genel görünümü (Koordinatlar: Kütahya J23d3, 27696/28016).

Dokanak İlişkisi: İkibaşlı Formasyonu, tabanında yer alan konglomeralar ile Triyas öncesi kaya birimleri üzerinde uyumsuz bir dokanak boyunca yer almaktadır. Formasyon üste doğru uyumlu dokanak boyunca Çiçeklikaya Formasyonu tarafından üzerlenmektedir. Uyumlu geçişin yaşını, Akay vd. (2011) tespit ettiği fosiller ile Geç Triyas–Liyas olarak belirlemiştir. Çiçeklikaya Formasyonu ile uyumlu dokanak haricinde İkibaşlı Formasyonu, Üst Kretase yaşlı Muratdağ Melanjı ile tektonik olarak üzerlenmektedir. Diğer alanlarda ise Neojen yaşlı Yeniköy Formasyonu ve Emet Formasyonu ve Kuvaterner yaşlı güncel, tutturulmamış alüvyonlar tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Formasyonun tabanı inceleme sahasında tespit edilememiştir.



Şekil 3.4: İkibaşlı Formasyonundan kloritoyit şist (II. Nikol, 10x) (Görüntü Boyutu: 2mm).



Şekil 3.5: İkibaşlı Formasyonundan kloritoyit şist (I. Nikol, 10x) (Görüntü Boyutu: 2mm).

3.2 Çiçeklikaya Formasyonu

Tanım ve Yayılım: ilk kez Bingöl (1977) tarafından tanımlanan formasyon en iyi gözlendiği yer olan Çiçeklikaya Tepe'den adını almıştır (Şekil 3.6). Aynı formasyon, Kaya (1972), Konak (1982) ve Akay vd. (2011) tarafından Budağan Kireçtaşı, Kaya vd. (1995) tarafından Kireçtaşı Birimi, Günay vd. (1986) tarafından ise Çiçeklikaya Formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Litoloji: İkibaşlı Formasyonun üst kesimlerindeki metakarbonatlı ara seviyelerinin ve bloklarının boyutu artarak, temeldeki metakırıntılılar, platform kireçtaşlarına uyumlu bir şekilde geçiş yapar. Formasyon, alt seviyelerde gri renkli dolomitik kireçtaşları ile başlayıp üst seviyelere doğru tabaka kalınlığı incelmektedir. Formasyona ait kireçtaşları çoğunlukla dolomitiktir. En üst seviyelerinde rekrystalize kireçtaşları ve çört ara seviyeleri bulunur.

Fosil Kapsamı ve Yaşı: Bingöl (1977), bulduğu fosiller ile formasyonun yaşını Liyas – Malm (Jura) olarak belirlemiştir. Konak (1982), Simav bölgesinde yaptığı çalışmada Çiçeklikaya Formasyonu için Üst Triyas – Liyas yaşını kullanmıştır. Kaya vd. (1995), Kireçtaşı Birimi olarak adlandırdığı formasyonun alt seviyelerinden tespit ettiği algler ve foraminiferlerden yaşını bir bütün olarak Orta Liyas olarak belirtmiştir. Akay vd. (2011), Budağan Dağı ve civarında, İkibaşlı Formasyonu ile Budağan Kireçtaşı uyumlu geçişini tespit etmişler ve bu geçiş zonu boyunca yaptıkları paleontolojik çalışmalar ile buldukları Geç Triyas alglerini ve Geç Triyas–Liyas mercanlarını tanımlamışlardır. Aynı yazarlar, birimin üst seviyelerinde ise Erken Malm yaşlı fosiller tespit etmişlerdir. Bu tez çalışması kapsamında Çiçeklikaya Formasyonunun yaşı Liyas–Doger–Malm (Jura) olarak kabul edilmiştir.



Şekil 3.6: Çiçeklikaya Formasyonunun genel arazi görünümü (Koordinatlar: Kütahya J23c3, 50244/23536).

Dokanak İlişkisi: Çiçeklikaya Formasyonu, altında yer alan İkibaşlı Formasyonu ile geçişlidir. Bu uyumlu dokanak haricinde formasyonu Üst Kretase yaşlı Muratdağı Melanjı tektonik olarak üzerlemektedir.

3.3 Muratdağı Melanjı

Tanım ve Yayılım: Allokton ofiyolitik karmaşıktan ve ultramafik kütlelerden meydana gelen birim Bingöl (1977) tarafından adlandırılmıştır (Şekil 3.7). Bu tez çalışması kapsamında ultramafik kütleler ve diğer kaya türleri birbirlerinden ayrılmamış, Muratdağı Melanjı olarak birlikte haritalanmıştır. Muratdağı Melanjı, farklı araştırmacılar tarafından Ovacık Grubu (Kaya, 1972), Afyon ile Kütahya arasında çalışmalar yapmış Özcan vd. (1989) tarafından Çögürler Karışığı, Afyon batısında Bloklü İstif (Metin vd., 1987), Akhisar – Sındırgı arasında Eydemirçay

Formasyonu (Konak vd., 1980), Simav – Emet – Tavşanlı – Dursunbey- Demirci yörelerindeki çalışmada Dağardı Melanjı (Akdeniz ve Konak, 1979) gibi değişik isimlerle tanımlamışlardır.

Litoloji: Ultramafik kütlelerin, volkaniklerin ve çökellerin bölgeye tektonik aktarımı ve yerleşimi gibi nedenlerden dolayı melanjı oluşturan birimler birbirleriyle karışmış, bundan dolayı da ilksel stratigrafik ilişkileri arazi gözlemlerinde belirlenememiştir. Günay vd. (1986) büyük ultramafik kütlelerin, melanjın diğer kaya türlerinden tektonik sınırla ayrılabilirdiğini belirtmiştir. İnceleme sahasında da bu sınırlar genelde gözlenebilmiştir. Ultramafikler çoğunlukla peridotitlerden meydana gelmiştir ve genelde serpantinize olarak gözlenmektedir. Williams ve Smyth (1973)'in ilk kez tanımladığı melanj ile peridotitler arasında dilim olarak bulunan metamorfik dilim kayaları, çalışma alanının güneyinde Yüksel vd. (2014) tarafından Muratdağı bölgesinde tespit edilmiştir. Günay vd. (1986) Karaağaç–Karacahisar dolayındaki ultramafiklerin bindirme dokanağında aşırı ezilmiş, ufalanmış (cataclasis ve milonitleşme) olduğunu belirlemiş ve kızılımsı, kahverengimsi renkli, silisifiye olmuş listvenitleri ve karbonatlaşmayı tanımlamışlardır.



Şekil 3.7: Muratdağı Melanjı'nın ultramafik kütlelerinin araziden genel görünümü (Koordinatlar: Uşak K23a2, 0736720 / 4311125).

Yaşı: Bingöl (1977), tektonik karmaşığın yerleşme yaşını Senomaniyen'den genç, Paleojen'den eski olduğuna değinir. Akdeniz ve Konak (1979) tarafından Dağardı Melanjı olarak adlandırılan, tektonik dokanak ile gelen melanjın yerleşimi Meastrihtiyen sonu–Eosen başı arasındadır. Afyon ve Kütahya arasında, Özcan vd. (1989) yaptıkları incelemede birimin eşdeğeri olarak görülen Çöğürler karışığı içinde Türoniyen–Kampaniyen yaşlı kireçtaşlarını tanımlamışlardır ve birimin oluşumunun Orta Meastrihtiyen'e kadar sürdüğünü belirlemişlerdir. Bigadiç–Akhisar arasında, Konak (1982) aynı kayaçları Dağardı Melanjı adıyla tanımlamıştır ve birimin Eosen tortulları ile açılı uyumsuz dokanak boyunca örtüldüğünü belirtmiştir.

Afyon Zonu'nda gerçekleştirilen önceki çalışmalarda, Mesozoyik ve daha yaşlı kayaçlar üzerinde uyumsuz olarak yer alan ve ayrıca paleontolojik veriler ile yaşlandırılan Alt-Üst Paleosen yaşlı metamorfizma geçirmemiş denizel ortama ait ürünler tanımlanmıştır (Candan vd., 2005). Tanımlanan bu Alt-Üst Paleosen yaşlı ürünler, ofiyolitlerin tektonik yerleşiminin, ve bununla ilişkili metamorfizmanın yaşını Alt-Üst Paleosen arasında olduğunu gösterir (Candan vd., 2005). Candan vd., (2009), Mesozoik yaşlı ofiyolitik kayaçların, karasal ve denizel çökeller (Geç Paleosen–Eosen) ile uyumsuz olarak örtüldüğünü belirtmişlerdir.

Yüksel vd. (2014) ise melanj ile peridotitler arasında dilim olarak bulunan metamorfik taban kayalarındaki hornblendler üzerinde $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş analizi yapmış ve plato yaşını 100.7 ± 1.3 my olarak bulmuştur.

Dokanak İlişkisi: Muratdağı Melanjı, İkibaşlı Formasyonu ve Çiçeklikaya Formasyonu üzerinde tektonik olarak yer almaktadır. Muratdağı Melanjı inceleme sahasının kuzey kesimlerinde ise Miyosen yaşlı Emet Formasyonu tarafından uyumsuz dokanak boyunca örtülmektedir.

3.4 Yeniköy Formasyonu

Tanım ve Yayılım: Yer yer ince kömür mercekleri içeren birim ilk kez Ercan vd. (1978) tarafından tanımlanmıştır (Şekil 3.8). Akdeniz ve Konak (1979) ve Konak (1982) ise Murat Dağı'nın batısında, Simav dolaylarında aynı formasyonu Kızılbük Formasyonu, Bingöl (1977) ise Kırantarla Formasyonu olarak tanımlamıştır. Yeniköy Formasyonu inceleme sahasında geniş yüzlekler vermektedir.

Litoloji: Değişik kalınlıkta kumtaşı, çakıltaşı, plaketli marn, şeyl, plaketli killi kireçtaşı ve tuf seviyeleri içeren formasyon genelde gri, sarı ve beyaz renk tonlarına sahiptir. Yeniköy Formasyonu'nun alt kesimlerinin Gediz-Sazköy civarındaki mostraları ekonomik değere sahip kömür mercekleri içermektedir. Altta çakıltaşı ile başlayan formasyon, üste doğru tane boyu inceliği gösterip kumtaşlarına, marna veya killi kireçtaşına geçiş yapar. Formasyonun kumtaşlarında yaygın olarak tabaka alt-üst yapılarından sürüklenme izleri, yük kalıpları ve simetrik dalga ripilları göze çarpmaktadır. Birim içinde görülen bu yapılar formasyonun hem akarsu ortamında hem de göl ortamında çökeldiğini göstermektedir. Yeniköy Formasyonu içerisinde gözlenen tuf seviyeleri ise formasyon ile eş yaşlı bir volkanizmanın piroklastik malzemeleridir.

Fosil Kapsamı ve Yaşı: Ercan vd. (1978), Uşak ili ve çevresindeki Neojen havzaları incelemişler ve Yeniköy Formasyonunun kömür içeren alt seviyelerinde aşağıdaki polenleri saptamışlar ve bu polenlere dayanarak formasyonun yaşını Orta Miyosen olarak belirlemişlerdir:

Tricolporopollenites microherrici

Subtriporopollenites verus

Polyporopollenites undulosus

Tricolporopollenites megaexactus

Periporopollenites multippratus

Pityosporites microalatus

Inaperturopollenites hiatus

Triatriopollenites caryphaeus

Triatriopollenites robustus

Tricolporopollenites cingulum

Triatriopollenites bituitus

Formasyonun üst kesimlerinde ise Ercan vd. (1978) tespit ettikleri farklı fosiller ile Yeniköy Formasyonu'nun yaşını Orta-Üst Miyosen olarak belirlemişlerdir.

Dokanak İlişkisi: Yeniköy Formasyonu, inceleme sahasında kendinden daha yaşlı tüm kayalar üzerinde uyumsuz dokanak boyunca yer almaktadır.



Şekil 3.8: Yeniköy formasyonunun araziden genel görünümü (Koordinatlar: Uşak K23a2, 28042/19940).

3.5 Hisarcık Formasyonu

Tanım ve Yayılım: Formasyon adını ilk defa Akdeniz ve Konak (1979)'dan almıştır. İnceleme alanında en iyi gözlemlendiği yerler Akbayır tepe ve civarıdır (Şekil 3.9).

Litoloji: Hisarcık formasyonu, Yeniköy formasyonu üzerine geldiği alanlarda ince mercekssel; Miyosen öncesi temel kayalar üzerine geldiği yerlerde kalın tabakalar oluşturan kirlili beyaz renkli, yuvarlak çakıllı bir çakıltaşı ile başlar. Çakıltaşı üzerine ise sarımsı renkli ve gevşek dokulu kumtaşı, üste doğru tuf, marn, şeyl ve killi kireçtaşı ardalanmasına geçer (Şekil 3.9, 3.10). Günay vd. (1986),

inceleme alanı dışında bu formasyonun merccek şeklinde boraks ve jips içerdiğini belirtmiştir.

Fosil Kapsamı ve Yaşı: Günay vd. (1986), Hisarcık doğusunda, Emet kolemanit işletmesi yarmalarındaki marnlarda tespit ettiği ostrakot fosillerine dayanarak yaşını Pliyosen olarak belirlemiş, ancak bölgesel stratigrafik korelasyon sonucu formasyonun yaşını Alt Pliyosen olarak kabul etmiştir. Bu tez çalışmasında da birimin yaşı yine Alt Pliyosen olarak belirlenmiştir.

Dokanak İlişkisi: Hisarcık formasyonu, Yeniköy formasyonu üzerine uyumlu; Miyosen öncesi temel kayalar üzerine ise uyumsuz olarak çökelmiştir.



Şekil 3.9: Hisarcık formasyonunun lapilli seviyesi (Koordinatlar: Kütahya J23c4, 42980/28882).



Şekil 3.10: Lapilli seviyenin yakından görünümü (Koordinatlar: Kütahya J23c4, 42980/28882).

3.6 Emet Formasyonu

Tanım ve Yayılım: İnceleme alanının kuzeybatı ve kuzeydoğusunda geniş yüzlekler veren formasyon adını ilk defa Akdeniz ve Konak (1979)'dan almıştır.

Litoloji: Gölsel kireçtaşları, alt seviyelerde yer yer kil-marn ara katkıları içeren kumlu, killi; grimsi,beyaz, kirli beyaz,krem renkli:kalın tabakalı kireçtaşlarıdır (Şekil 3.11, 3.12). Genellikle yatay ve yataya yakın orta-kalın tabakalanmalı olan bu kireçtaşları,özellikle üst seviyelerine doğru, bolca sileks ve gastropod kalıntıları kapsar.

Fosil Kapsamı ve Yaşı: Güzüngülü dolayında kireçtaşlarının alt seviyelerinde toplanan formlarına göre, gölsel kireçtaşları, Alt-Orta Pliyosen yaşındadır. Uşak dolayında, benzer kireçtaşlarında, Ostracoda, Gastropoda ve Lamellibrans fosilleri derleyen Ercan ve diğerleri (1978)'ne göre, bunlar Orta-Üst Pliyosen yaşlıdır.

Dokanak İlişkisi: Gölsel kireçtaşı, Güzüngülü kuzeyinde Güzüngülü bazaltı; inceleme alanının diğer kesimlerinde ise Kuvaterner yaşlı çökellerle uyumsuz olarak görülür.



Şekil 3.11: Hisarcık formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen Emet formasyonu (Koordinatlar: Kütahya J23c3, 55035/21963).

3.7 Alüvyon

İnceleme alanında çok çeşitli kayaç parçalarından meydana gelen tutturulmamış alüvyon malzemeleri genelde kuru ve aktif akarsu yataklarının kenar zonları boyunca yer almaktadır (Şekil 3.13).



Şekil 3.12: Emet formasyonu genel görünüm (Koordinatlar: Kütahya J23d3, 36800/23250).



Şekil 3.13: Dere yatakları boyunca gözlenen alüvyonlar (Koordinatlar: Kütahya J23d3, 32637/27393).

4. YAPISAL JEOLJİ

Bu bölümde İkibaşlı Formasyonu'nu oluşturan metapsamitik ve metapelitik kayalar içinde mezoskopik ve mikro ölçekte gelişen yapılar anlatılacaktır.

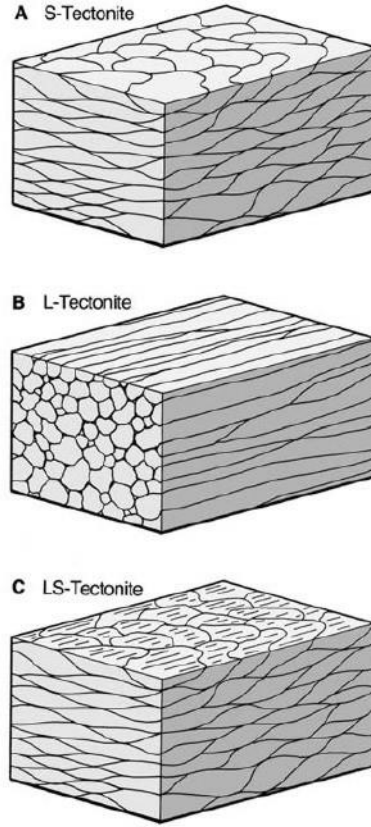
Arazi çalışmalarında kullanılan yöntemler, foliasyona dik ve lineasyona paralel yüzeydeki mezoskopik yapıların sistematik ölçümü ve yine foliasyona dik, lineasyona paralel yüzeylerden alınan yönlü ince kesitlerin incelenmesini kapsamaktadır (Şekil 5.1). Mostra ve mikro ölçekteki düzlemsel ve çizgisel yapılar bu bölümde şekil olarak ve bunların yönlemleri ise stereografik projeksiyon olarak gösterilmiştir.

4.1 İkibaşlı Formasyonu

Tipik LS-tekoniti olan İkibaşlı Formasyonu inceleme alanında yapısal olarak en altta yer alan tektonostratigrafik birimdir (Şekil 4.1). Formasyon altta Triyas öncesine ait kayaç parçaları içeren konglomera ile başlar, üste doğru ise kloritoyit şist, klorit-serizit şist ve serizit-kuvars şiste geçiş yapar.

4.1.1 Birincil Yapılar

İnceleme alanında tabakalanma sunan ve yeşilşist fasiyesinde metamorfik kayalardan ve mermer ara katkılarında oluşan İkibaşlı Formasyonu'nun ilksel tabakalanmalarını foliasyon düzlemlerinden ayırt etmek, metamorfizma nedeniyle arazi çalışmalarında pek mümkün olamadıysa da litoloji farklılıkları sayesinde tabaka düzlemleri (S_0) arazi çalışmalarında ender olarak gözlenebilmiştir. Tabaka düzlemlerinin (S_0) ender olarak görüldüğü yerler ise genelde ara katkı olarak şistler içerisinde yer alan ve litoloji farklılığı sunan metakarbonatların yer aldığı mostralarda belirlenebilmektedir.



Şekil 4.1: S-, L-, ve LS-tektonitlerinin şematik görünümü. S-tektonitleri etkin biçimde sadece foliasyon içermesine karşın (A), L-tektonitleri sadece lineasyon içermekte olup, foliasyon yapıları belirgin değildir (B). LS-tektonitleri ise hem lineasyon hem de foliasyon ile belirgindir (C) (Davis vd., 2011).

4.1.2 İkincil Yapılar

İnceleme alanının en alt yapısal birimini oluşturan İkibaşlı Formasyonu'ndaki ikincil yapılar, belirlenen uzama lineasyonları ve foliasyonlar ile ilişkili mostra ve mikro ölçekli kink kıvrımları, foliasyon içi kıvrımlar, makaslama bandı klivajları ve asimetrik deforme çakılları kapsamaktadır.

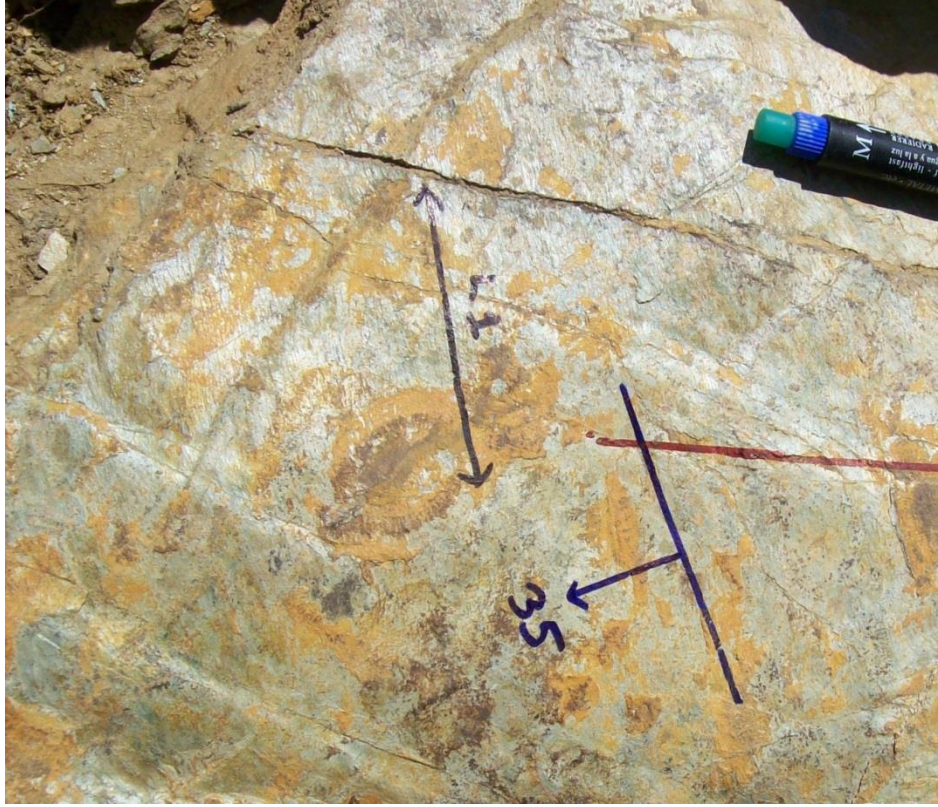
İkibaşlı Formasyonu'nda foliasyon, metakırıntılılar içinde yer alan ince serizit ve kuvars kristalleri ile tanımlanmaktadır. Formasyonda D_1 deformasyon fazı ile gelişmiş olan foliasyon düzlemleri (S_1) kıvrım eksen düzlemi foliasyonlarıdır. Formasyon içinde 112 adet foliasyon doğrultusu, eğim yönü ve eğim açısı ölçümü

gerçekleştirilmiştir. Ancak formasyona ait metapsamit ve metapelitik kayaçlarda herhangi bir yönde baskın foliasyon doğrultusu belirlenememiştir.

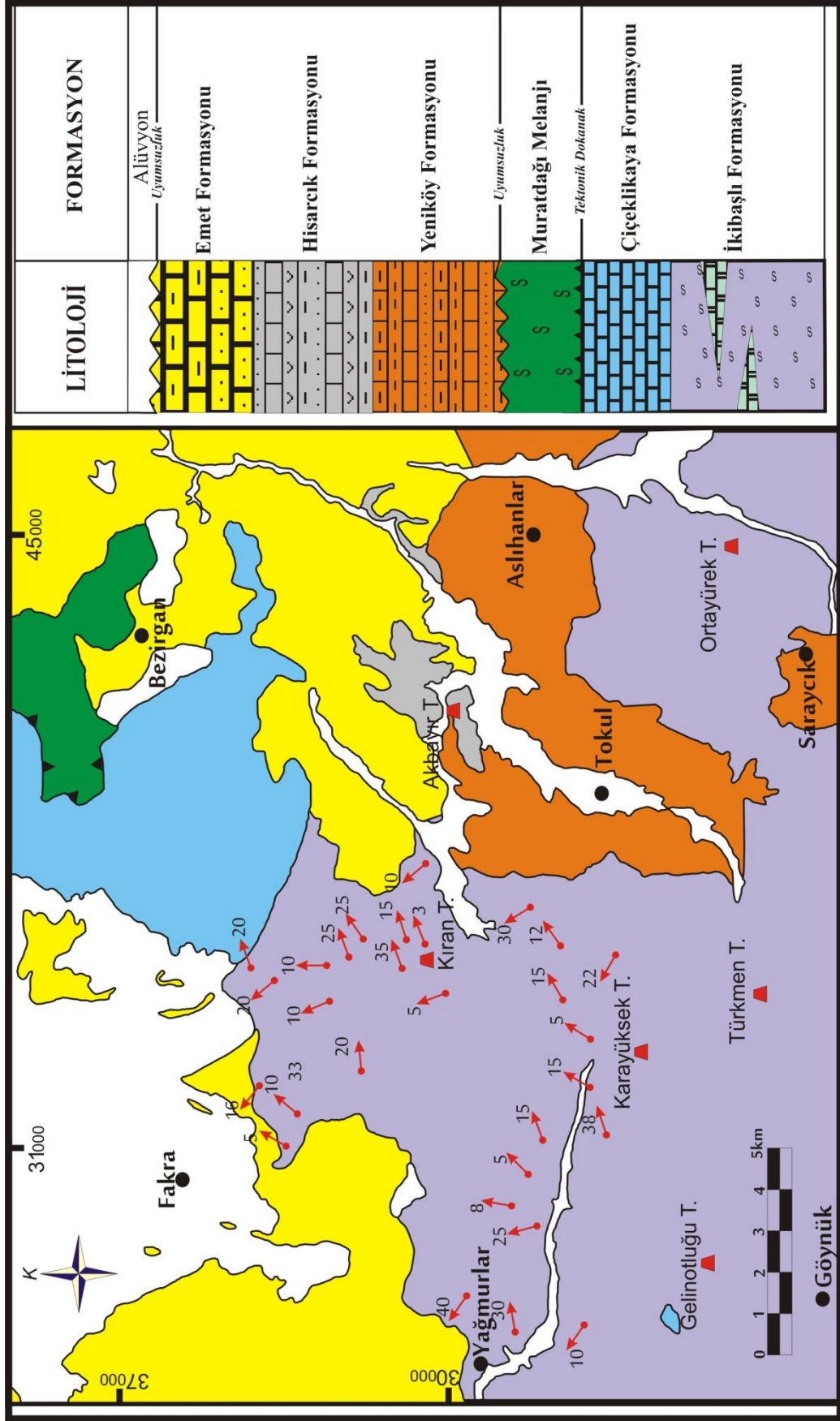
Metapsamit ve metapelitik kayaçlardaki tüm kıvrımlar D_1 deformasyon fazı ile oluşmuştur ve hareket yönü belirteci olarak kullanılmıştır. Detaylı açıklamaları ise “İkibaşlı Formasyonu’nun kinematik özellikleri” başlığı altında verilmiştir.

İkibaşlı Formasyonu’nun foliasyon düzlemleri üzerinde belirlenen lineasyonlar (L) uzama lineasyonları ve buruşma lineasyonlarıdır (Şekil 4.2). Bu linear yapılar, arazideki mostralarda çok yaygın ve belirgindirler. Tektonik taşınma doğrultusunu belirlemede bu linear yapıların yönlemleri kullanılmıştır ve haritaya aktarılmıştır (Şekil 4.3). Şistlerde ölçülen linear yapılar Schmidt ağı alt yarım küresi üzerinde gösterilmiştir (Şekil 4.4). Stereografik diyagram, iki farklı lineasyon yönelimi göstermektedir. Belirlenen bu lineasyonlarının yönlem ve dalımları sırasıyla 64/21 ve 130/22 şeklindedir (Şekil 4.4, 4.5). KD–GB yönündeki lineasyon yönleminin baskın olduğu metapsamit ve metapelitik kayaçlara inceleme alanının genelinde rastlamak mümkündür. Bu kayaçların en iyi gözlemlendiği yer Tokul ile Yağmurlar köyleri arasındaki Kıran Tepe ve Karayüksek Tepe civarındaki patikalar ve açılan yol yarmalarıdır.

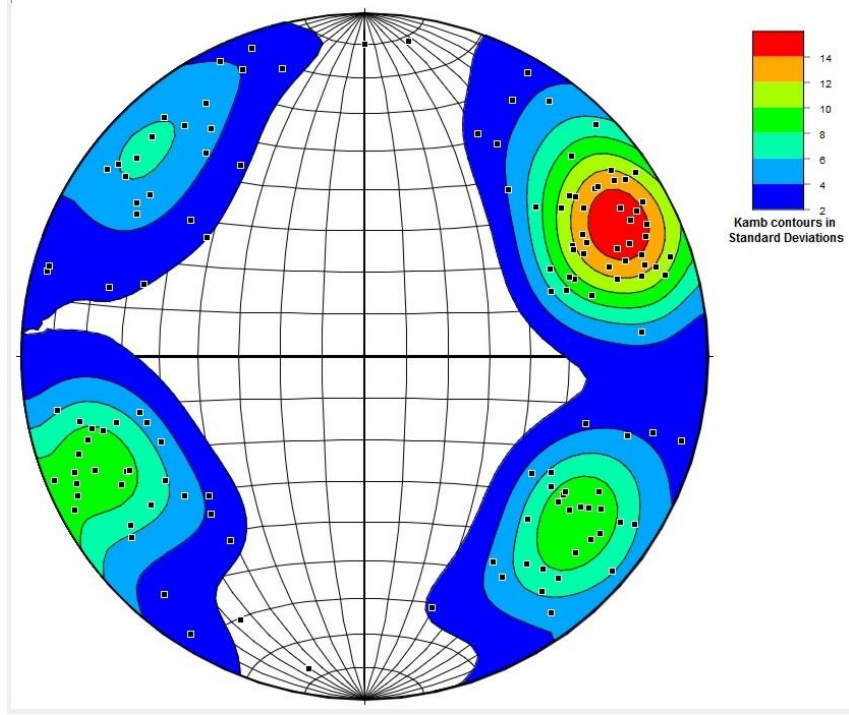
Baskın KD-GB lineasyon yönelimi haricinde, dar alanlarda KB–GD yönleme sahip linear yapılar da gözlenmektedir. KB–GD yönlemlili ve belirli alanlarda gözlenen bu lineasyon yapıları, arazi gözlemlerine dayanarak lokal devrik kıvrım kanatlarındaki yönleri değişmiş çizgisellikler olduğu ve bunların ilksel yönleminin bölgedeki asıl baskın yön olan KD–GB olduğu düşünülmektedir (Şekil 4.6). Dolayısı ile bu çizgiselliklerinin, bu tez çalışmasında, L_1 ’in içinde yer alması uygun görülmüştür.



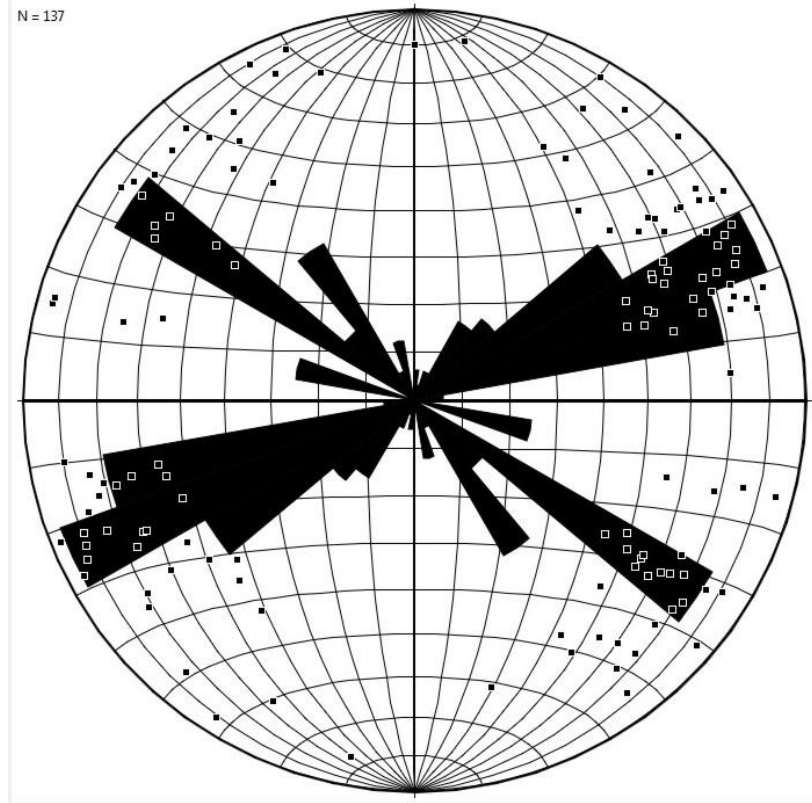
Şekil 4.2: İkibaşlı Formasyonu'nda gözlenen yaygın lineasyonlar (Lineasyon Yönlemleri: KD – GB).



Şekil 4.3: İnceleme alanında ölçülen ve haritaya aktarılan lineasyon durumları.



Şekil 4.4: İkibaşlı Formasyonu içindeki linear fabrikleri gösteren stereografik plot. Linear fabrikler KD–GB yönünde yönlem göstermektedir.



Şekil 4.5: İkibaşlı Formasyonu içindeki linear fabrikleri gösteren gül diyagramı. Linear fabrikler KD–GB yönünde yönlem göstermektedir.



Şekil 4.6: İkibaşlı Formasyonu içerisinde yer alan devrik kıvrımlar (Kalem boyu:14cm) (Koordinatlar: Kütahya J23d3, 35877/32805).

İnceleme alanında Muratdağı Melanjı, İkibaşlı Formasyonu ve Çiçeklikaya Formasyonu üzerinde konumu yataya yakın bir tektonik dokanak boyunca yer almaktadır (Şekil 4.2). Bölgedeki en büyük fay olan bu bindirme fayı inceleme alanının Kuzey'inde yer almaktadır. Bindirme fayının en iyi gözlemlendiği yerler inceleme alanı dışındaki Muratdağı Kaplıcaları ile Banaz yolundaki yol yarmalarıdır. Muratdağı Melanjı Neotetis'in kapanmasından sonra bölgeye Eosen döneminde yerleşmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör, 1984; Colins ve Robertson, 1997, 1998, 1999, 2003; Çelik ve Delaloye, 2003; Akdeniz ve Konak, 1979).

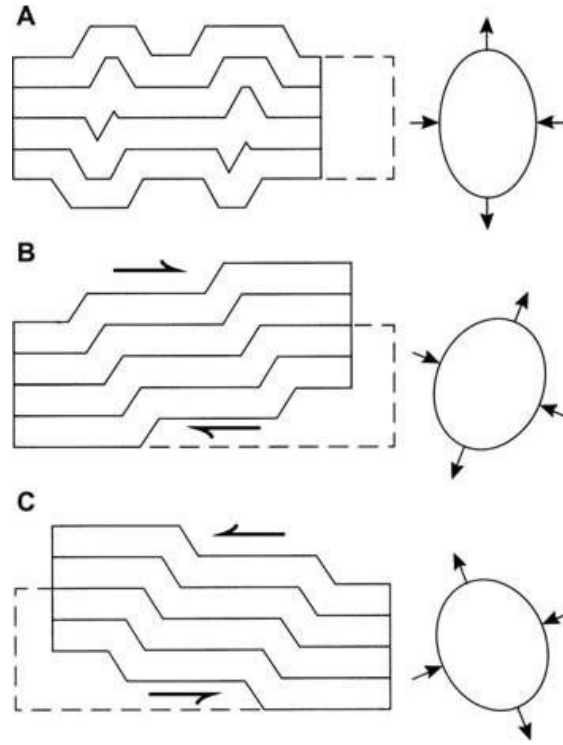
İnceleme alanındaki tüm formasyonların foliasyonlarını ve kıvrımlarını oluşturan D_1 fazından sonra gevrek D_2 deformasyon fazı gelişmiştir. Gevrek deformasyon fazı (D_2) yüksek açılı eğim atımlı normal ve verrev faylar ile tanımlanmaktadır.

4.1.3 İkibaşlı Formasyonu'nun Kinematik Özellikleri

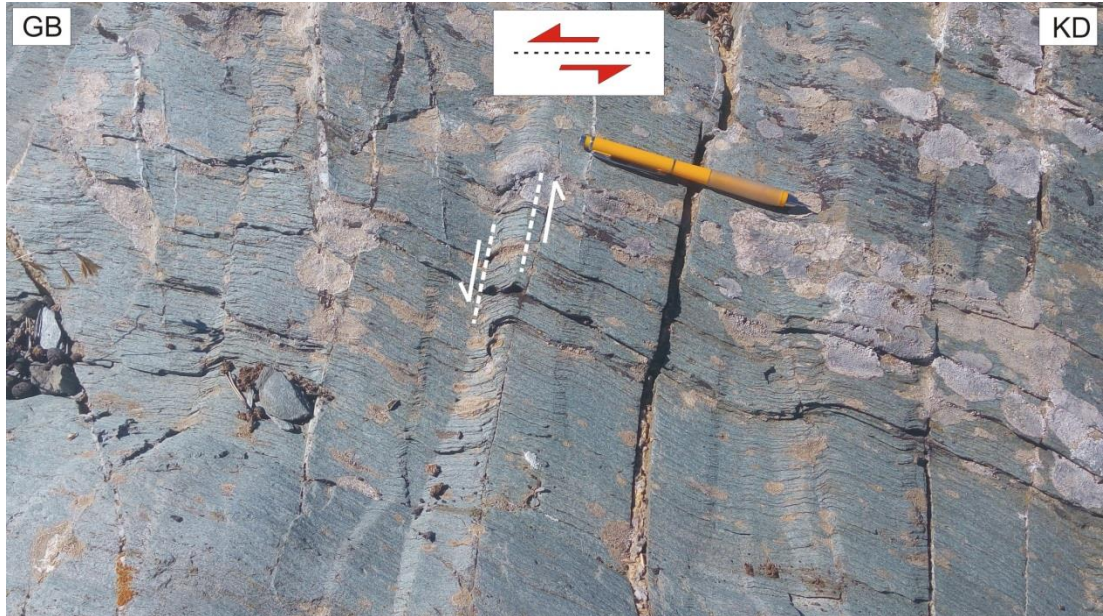
Bu bölümde, D_1 deformasyon fazı ile oluşan metakırıntılı kayalarındaki foliasyon, lineasyon ve kıvrım gibi yapılar ile yine aynı kayalarda gözlenen asimetrik mineral taneleri, makaslama bandı klivajı (S/C ve S/C' tip), σ – tip ve δ – tip porfiroklastlar gibi mikro ve makro yapıların kinematik ve tektonik önemi üzerinde durulacak, ilgili fazın gerçekleştiği hareket yönü ortaya konularak, inceleme sahasının tektonik evrimi aydınlatılmaya çalışılacaktır.

Makaslama deformasyonuna maruz kalmış bölgedeki kayalarda, makaslama boyunca yer değiştiren bloğun hareket yönü doğrultusunun belirlenmesinde kullanılan yapısal belirteçlerden biri de lineasyonlardır. Bu lineasyonlar ise uzama lineasyonları, mineral lineasyonları ve arakesit lineasyonlarıdır. İnceleme alanında tanımlanan ve ölçümü yapılan lineasyonlar (L_1) bölgedeki taşınma yönünün doğrultusunu KD–GB olduğunu göstermektedir (Şekil 4.4).

Saraycık Köyü çıkışı ile Altıntaş yolu üzerinde, İkibaşlı Formasyonu'nun metapsamitlerinde belirgin kink kıvrımları gelişmiştir. Şist ve fillit gibi foliasyonlu kayalarda yaygın olarak görülen kink kıvrımları uzun kıvrım kanatlarından ve bunları keskin köşeli şekilde birleştiren kısa bir kenardan oluşmaktadır (Davis ve Reynolds, 1996) (Şekil 4.7). Z şekilli kink kıvrımları “Sağ Yönlü”, S şekilli kink kıvrımları ise “Sol Yönlü” olarak tanımlanırlar (Davis ve Reynolds, 1996). İnceleme alanında İkibaşlı Formasyonu içinde gözlemlenen kink kıvrımlarının S şeklinde olması makaslama yönünün sol yönlü olduğunu göstermektedir (Şekil 4.8, 4.9, 4.10, 4.11).



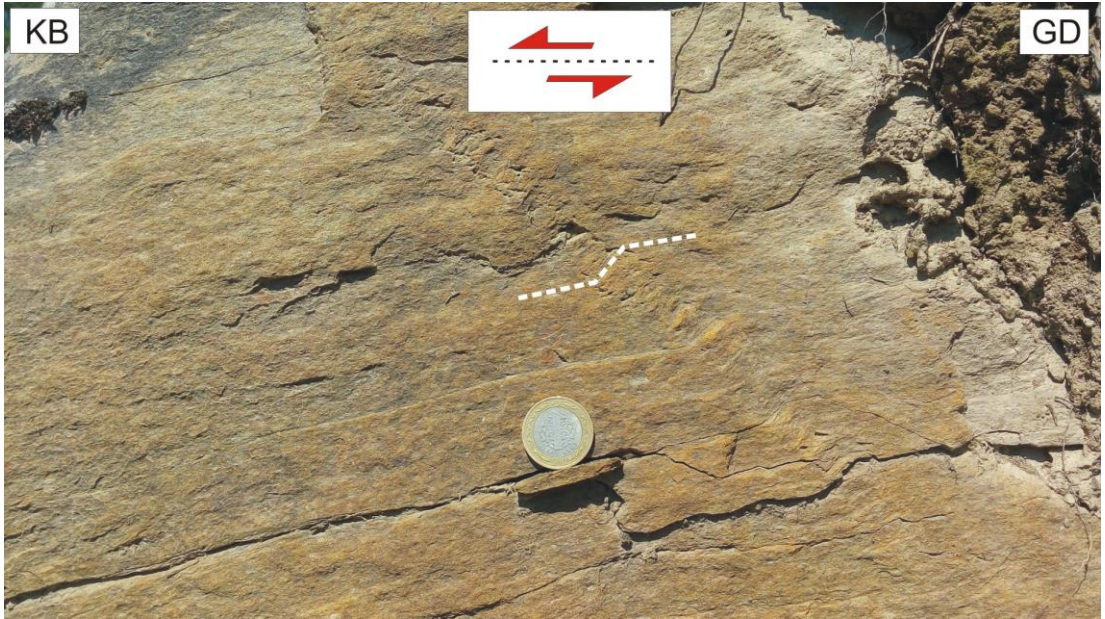
Şekil 4.7: Kink kıvrımlarının oluşumu ve etkin olan gerilmelerin ilişkisi. Kısalma yönü foliasyona paralel ise hem sağ hem de sol yönlü kink kıvrımının bir arada gelişimi (A), kısalma yönü foliasyona eğik/açılı konumda ise sol yönlü (B) ve sağ yönlü (C) kink kıvrımlarının oluşumu (Davis vd., 2011).



Şekil 4.8: S şekilli sol yönlü kink kıvrımları hareket yönünün üst bölümün GB'ya olduğunu göstermektedir (Koordinatlar: Kütahya J23d4, 44153/21226).



Şekil 4.9: Z şekilli sağ yönlü kink kıvrımları hareket yönünün üst bölümün KD'ya olduğunu göstermektedir (Koordinatlar: Kütahya J23d3, 36949/31849).

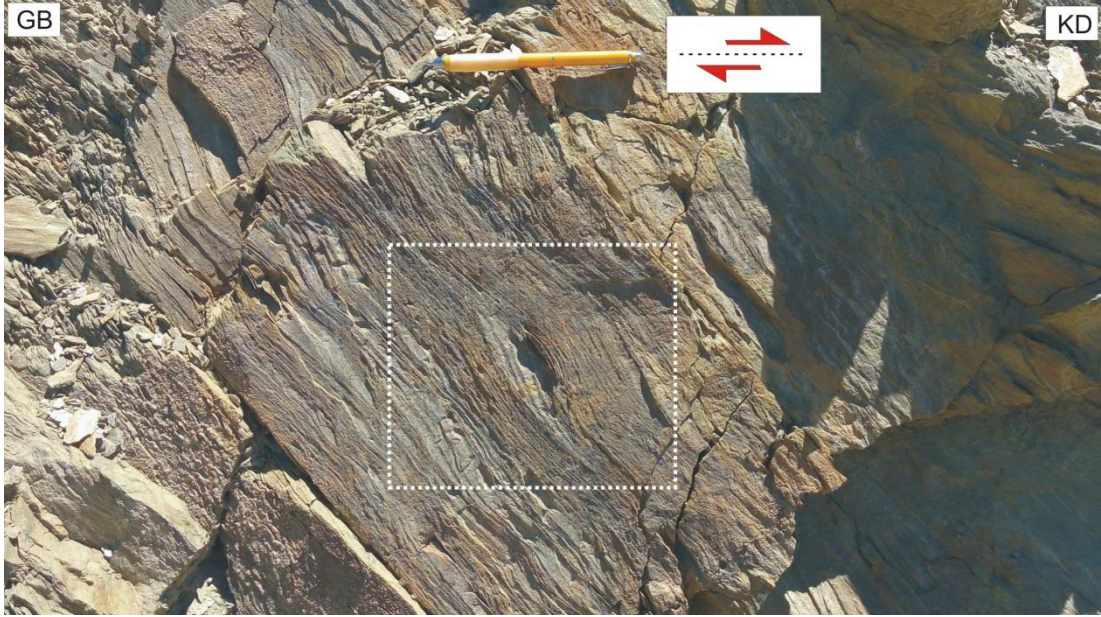


Şekil 4.10: S şekilli sol yönlü kink kıvrımı (Koordinatlar: Kütahya J23d3, 36902/31254).



Şekil 4.11: S şekilli sol yönlü kink kıvrımları hareket yönünün üst bölümün GB'ya olduğunu göstermektedir (Koordinatlar: Kütahya J23d2, 34165/34298).

İnceleme alanında ayrıca İkibaşlı Formasyonu içinde foliasyonüçü kıvrım (intrafolial fold) da gözlenmiştir (Şekil 4.12). Bu S şeklindeki foliasyonüçü kıvrım hareket yönünün üst tarafın sağa (Kuzeydoğu'ya) doğru olduğunu göstermektedir.



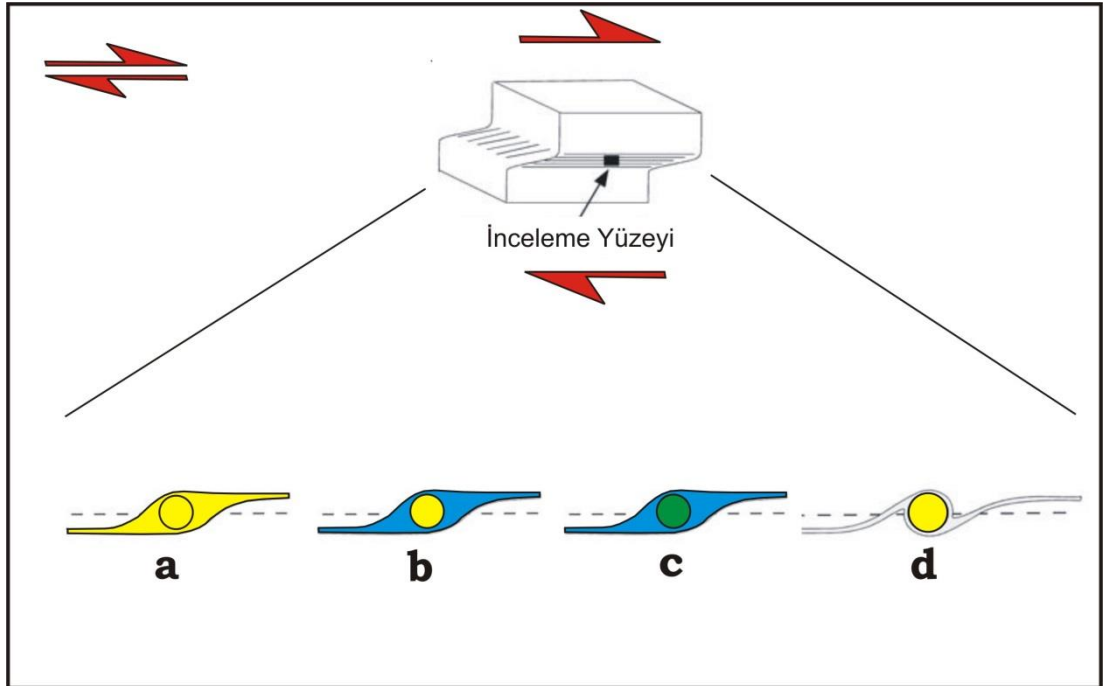
Şekil 4.12: İkibaşlı formasyonu içerisinde gelişmiş foliasyonu içi kıvrım üst bölümün KD'ya hareket ettiğini göstermektedir (Koordinatlar: Kütahya J23d3, 31150/27823).

Makaslama deformasyonunun hareket yönünün belirlenmesinde mostrada ve ince kesitlerdeki asimetri gösteren porfiroklastlardan da yararlanılmaktadır. Porfiroklast ve porfiroblastlar, makaslama zonlarındaki kayalarda matriksin sarmaladığı ve boyut olarak matriksten daha iri olan minerallerdir. Bu mineraller çeşitli olmakla birlikte genelde kuvars, kalsit, muskovit, biyotit, granat ve feldspat türleri göze çarpmaktadır. Porfiroklast ve porfiroblast arasındaki fark ise porfiroklastın metamorfizma öncesinde var olan, matrikse göre daha iri olan mineral tanelerinin metamorfizma sırasında ufalanmaları, parçalanmaları ile oluşmakta, porfiroblast ise metamorfizma sırasında büyüyen minerallerdir.

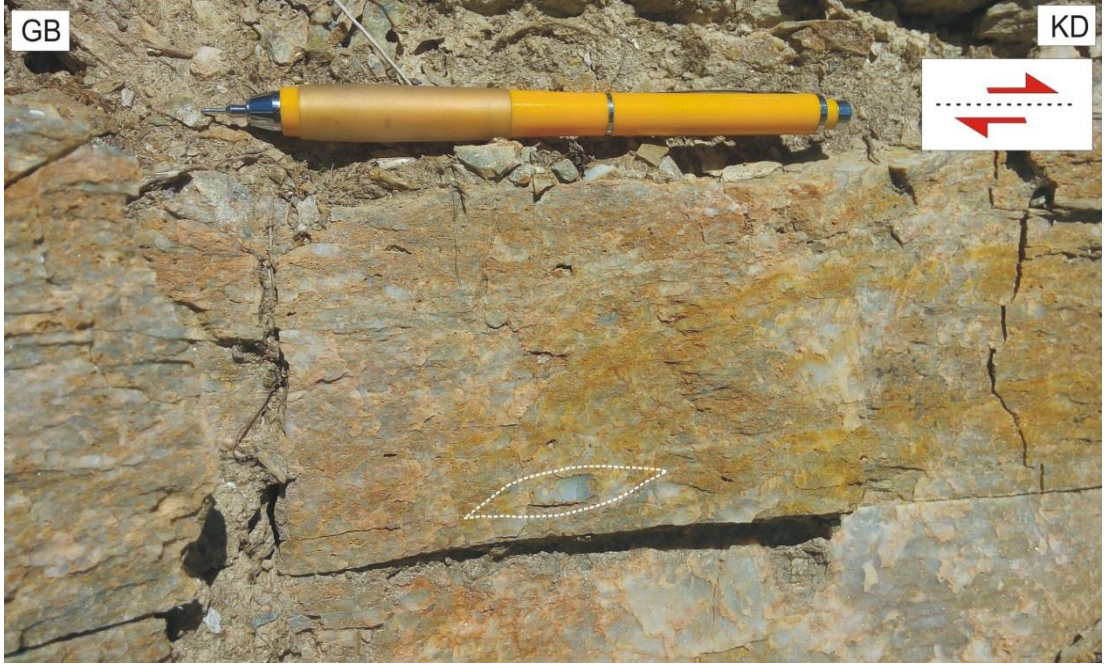
İnce kesitlerde gözlenen tüm porfiroklastlar matriks ile sarılmıştır. Porfiroklast ile matriks aynı mineral bileşimine sahip ise bu matrikse “manto”; matriks, porfiroklasttan farklı bir mineralden oluşuyorsa “basınç gölgesi” olarak tanımlanır (Passchier ve Trouw, 2005) (Şekil 4.13). Plastik deformasyon sonucu oluşan manto, makaslama deformasyonuna paralel, kuyruk şeklinde deformasyona uğrar ve bu kuyrukların şekli makaslama yönü belirteci olarak kullanılmaktadır. σ tip ve δ tip olmak üzere farklı porfiroklastlar tanımlanmıştır ve bunlara ait kuyrukların farklı seviyelerde yer almasından dolayı bariz bakışsız şekil sunmaktadırlar.

İnceleme alanında İkibaşlı Formasyonu'nu oluşturan metapelit ve metapsamitlerde, asimetrik kuvars sigmoidleri yaygın olarak gözlenmiştir (Şekil 4.14, 4.15). Fakat bu sigmoidlerin makaslama yönü belirteci olarak kullanılabilmesi için foliasyona dik, lineasyona paralel yüzeylerde gözlenmesi gerekmektedir. Asimetrik kuvars sigmoidleri Kıran tepe güneyinde gözlenmiştir. Sigmoidlerin hepsi lineasyona paralel foliasyona dik yüzeyde gözlenmiş ve üst bölümün Kuzeydoğu'ya doğru hareketini işaret etmektedirler.

Hareket yönünü belirlemek amacıyla İkibaşlı Formasyonu içerisinde, mikroskop altında inceleyebilmek için yönlü örnekler alınmıştır. Yönlü örnek kesitlerindeki porfiroklastlar genelde muskovit türü olup çevresi basınç gölgesi (strain shadow) ile çevrilidir (Şekil 4.16, 4.17, 4.18). σ tip porfiroklast olan kuvarsların kuyrukları üst bölümün Kuzeydoğu'ya doğru hareket ettiğini göstermektedir.



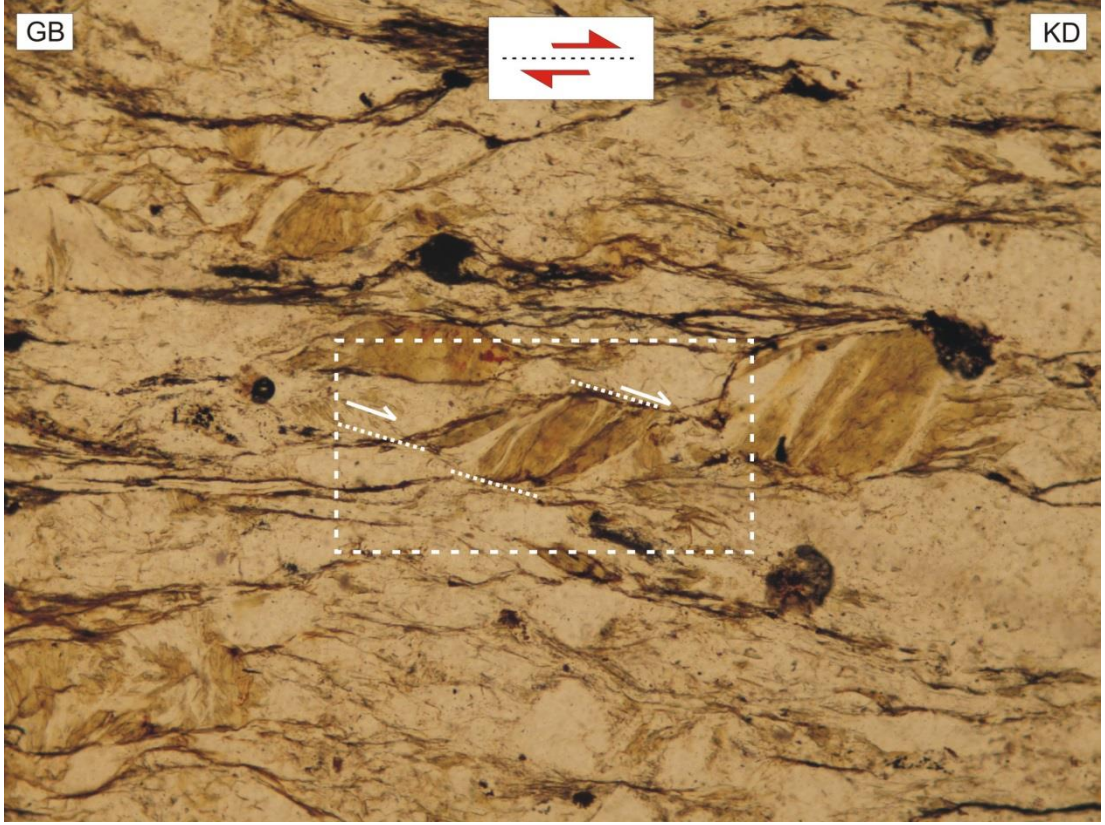
Şekil 4.13: Matriks – porfiroklast bileşimine göre a) mantolu porfiroklast b) basınç gölgesi porfiroklastın; ayrıca tanımlanmış olan porfiroklast türlerinin c) σ tip ve d) δ tip porfiroklastların şematik gösterimi.



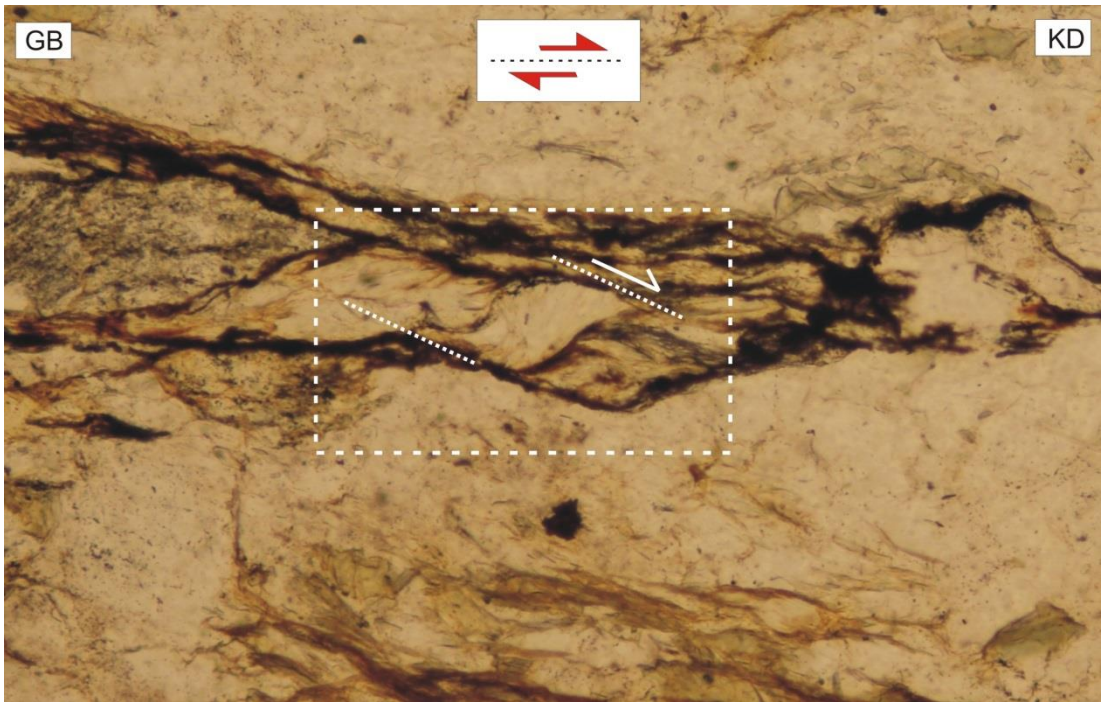
Şekil 4.14: Arazide mostra ölçeğinde gözlemlenen, foliasyona dik ve lineasyona paralel olan yüzeylerdeki kuvars sigmoidleri, makaslama hareketinin üst bölümün KD'ya hareketi şeklinde olduğunu işaret etmektedir (Koordinatlar: Kütahya J23c4, 44153/21226).



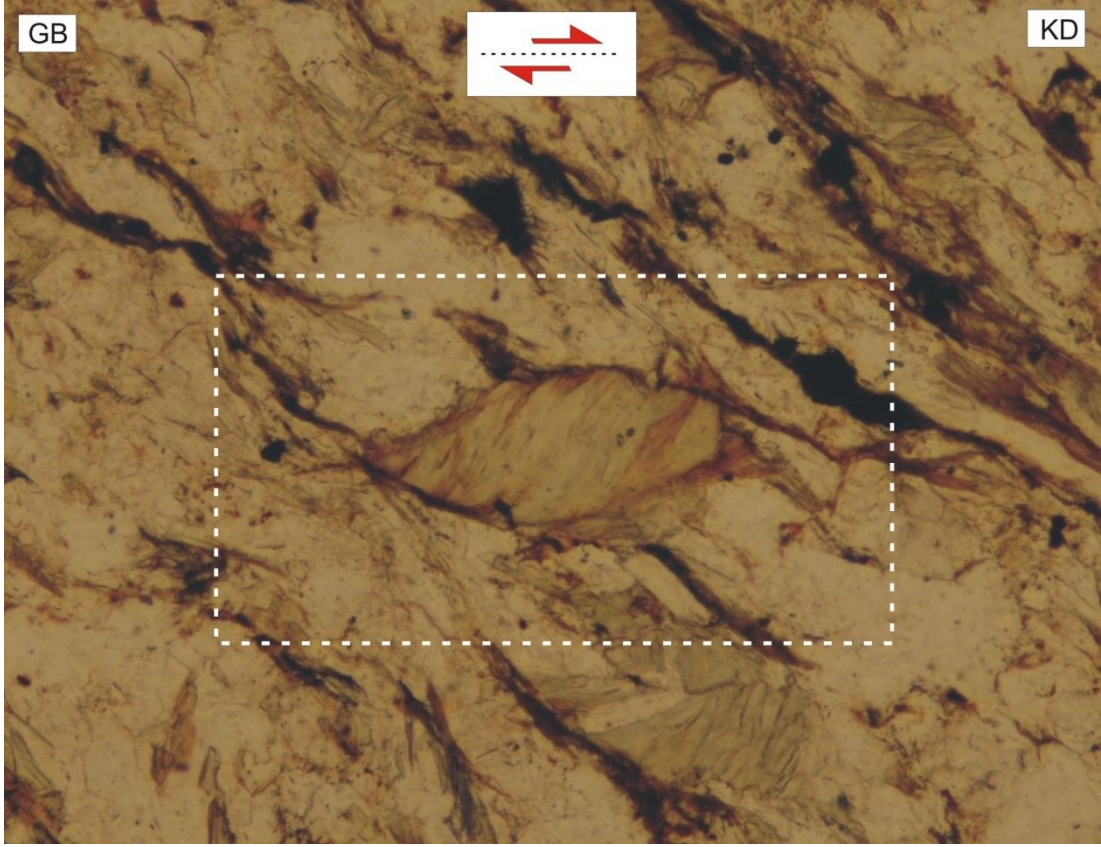
Şekil 4.15: Foliasyona dik ve lineasyona paralel yüzeydeki kuvars sigmoidi üst bloğun KD'ya hareketini işaret etmektedir (Koordinatlar: Kütahya J23c4, 44153/21226).



Şekil 4.16: İkibaşlı Formasyonu içindeki muskovit sigmoidinin kuyrukları üst bloğun sağa doğru (Kuzeydoğu'ya) hareketini göstermektedir (Görüntü boyu: 2mm).



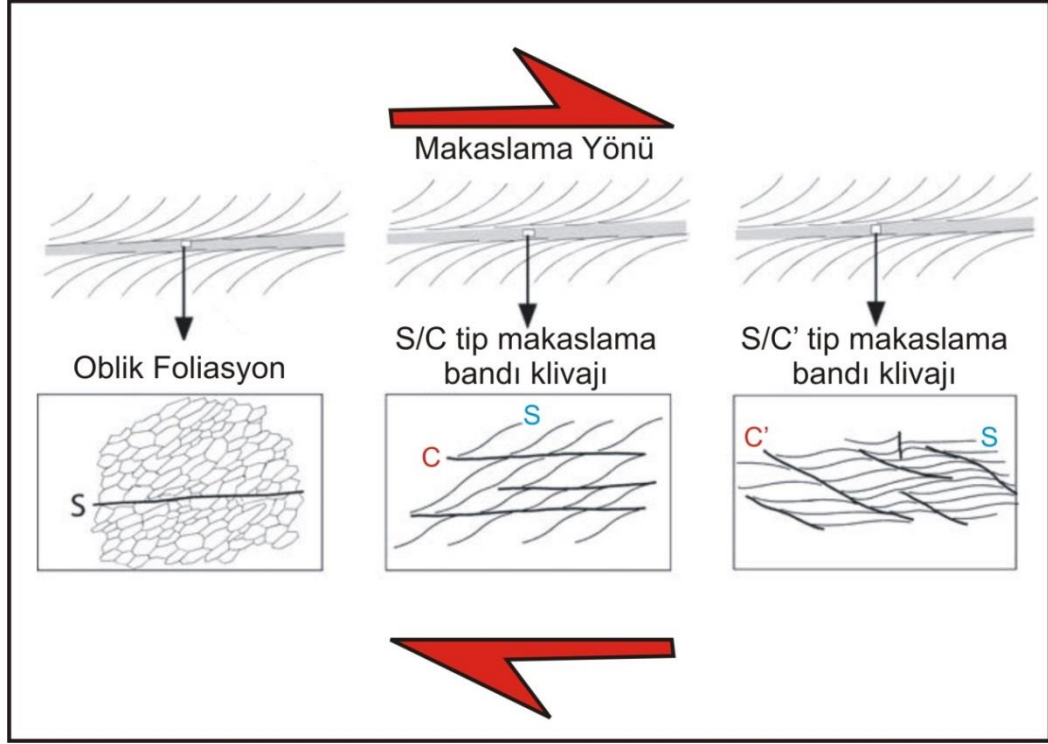
Şekil 4.17: Çevresi serizit ve kuvars ile çevrili muskovit sigmoidinin kuyrukları üst bloğun sağa doğru (Kuzeydoğu'ya) hareketini göstermektedir (Görüntü boyu: 2mm).



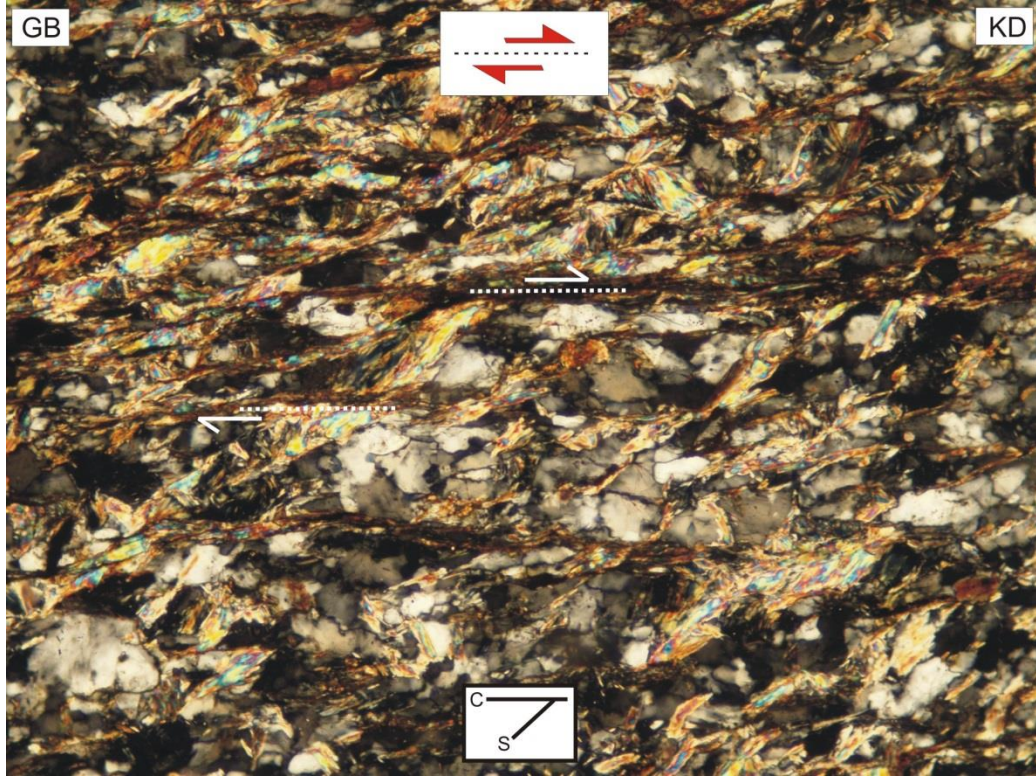
Şekil 4.18: Çevresi serizit ve kuvars ile çevrili muskovit sigmoidinin kuyrukları üst bloğun sağa doğru (Kuzeydoğu'ya) hareketini göstermektedir (Görüntü boyu: 2mm).

Makaslama deformasyonuna maruz kalmış kayalarda, makaslama doğrultusundan farklı yönde makro veya mikro boyutta iki farklı foliasyon gelişmektedir. İkincil makaslama zonları olan tüm bu yapıya makaslama bandı klivajı (Shear Band Cleavage) denilmektedir (White, 1979b; Gapais ve White, 1982). S/C tip ve S/C' tip olmak üzere iki makaslama bandı klivajı tanımlanmıştır ve bunlar orta dereceli makaslama zonlarında gözlenmektedir (Passchier ve Trouw, 2005) (Şekil 4.19). Önceki foliasyon (S), makaslama bandları (C) ile kesilerek sigmoidal bir yapı kazanır ve bu yapı makaslama yönü belirteci olarak kullanılır.

İnceleme alanında İkibaşlı Formasyonu içerisinde mostra ölçeğinde S/C veya S/C' tip makaslama bandları gözlenememiş ancak alınan yönlü örneklerden yapılan ince kesitlerde gözlenmiştir (Şekil 4.20). Yönlü ince kesitlerde belirlenen bu makaslama bandları genelde S/C tip yapılar olup üst bölümün makaslama zonu boyunca KD'ya doğru hareket ettiğini göstermektedir.



Şekil 4.19: Makaslama yönü belirteci olarak kullanılan oblik foliasyon, S-C ve S-C' tip makaslama bandı klivajlarının şematik olarak gösterimi (Passchier, 1996).



Şekil 4.20: Yönlü kesitte belirlenen S/C tip makaslama bandı klivajı, makaslama hareketinin üst sağa (Kuzeydoğu'ya) şeklinde olduğunu göstermektedir (Görüntü boyu: 2mm).

Sonuç olarak, bu tez kapsamında, arazide belirlenen linear yapıların KD-GB olan genel yönlemi, foliasyoniçi kıvrımların ve kink kıvrımlarının nap hareketinin kuzeydoğuya doğru olduğunu göstermesi, foliasyona dik ve lineasyona paralel yüzeylerdeki mika minerallerinin nap hareketinin kuzeydoğuya doğru olduğunu göstermesi ayrıca mikro ölçekteki S/C tip makaslama bandı klivajlarının yine nap hareketinin kuzeydoğuya doğru olduğunu göstermesi gibi tüm kinematik verilerin değerlendirilmesi sonucunda İkibaşlı Formasyonu üzerinde tektonik olarak yer alan Muratdağı Melanjı'nın Kuzeydoğu'ya doğru hareket ettiği saptanmıştır. Bu Kuzeydoğu yönündeki nap hareketi de foliasyon (S_1), lineasyon (L_1) ve kıvrım (F_1) gibi yapıları oluşturan D_1 deformasyon fazının da kaynağıdır.

Menderes Masifi'nin farklı alt masiflerinde yapılan çalışmalarda, bu tez çalışmasında belirlenen Kuzeydoğu yönlü nap hareketi gibi Miyosen dönemi ve öncesinde gerçekleşmiş kuzey yönlü bir bindirmenin varlığı farklı araştırmacılar tarafından da tanımlanmıştır (Arslan vd., 2013; Bozkurt ve Park, 1999; Rimmelé vd., 2003 a,b; Bozkurt ve Oberhansli, 2001; Bozkurt, 2001, Buğdaycıoğlu, 2004; Güngör ve Erdoğan, 2001). Fakat belirlenen bu Kuzeydoğu yönlü nap hareketinin tersine, farklı araştırmacılar bu napların İzmir–Ankara Zonu'ndan güneye doğru hareket ettiğini ve Menderes Masifinin ana metamorfizmasının bu sırada gerçekleştiğini (Erken-Orta Eosen) belirtmişlerdir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör, 1984; Colins ve Robertson, 1997, 1998, 1999, 2003; Çelik ve Delaloye, 2003).

Gerek inceleme alanında Orta-Üst Miyosen yaşlı Yeniköy Formasyonunun, İkibaşlı Formasyonu ve Muratdağı Melanjına ait kayaçlar üzerinde uyumsuz dokanak boyunca yer alması gerek ise bölgesel metamorfizma yaş verilerinin korelasyonu sonucunda bu nap hareketinin zamanlaması için Eosen dönemi bu tez kapsamında uygun görülmüştür.

5. YÖNTEM

Bu çalışma kapsamında inceleme alanındaki tüm formasyonlara ait düzlemsel ve çizgisel yapılar pusula ile ölçülmüş, koordinatları kaydedilmiştir. İkibaşlı Formasyonu'ndan kinematik analizler için yönlü örnekler ve diğer formasyonları mikroskop altında incelemek için yönsüz örnekler toplanmıştır. Makaslama yönü belirteci olarak kullanılan asimetrik kuvars sigmoidlerinin kuyruk yönelimleri ölçülmüş ve resimleri çekilmiştir. Makaslama yönü belirteci olarak kullanılacak olan asimetrik kuvars sigmoidlerinin ölçümü ve değerlendirilmesi foliasyona dik lineasyona paralel yüzeylerde gerçekleştirilmiştir. Aynı şekilde foliasyonu içi kıvrımlar da foliasyona dik lineasyona paralel yüzeylerde belirlenmiştir. Arazi çalışmaları sırasında formasyonlara ait belirgin özellikler içeren mostraların resimleri çekilmiş, enine kesitleri çizilmiş ve teze eklenmiştir.

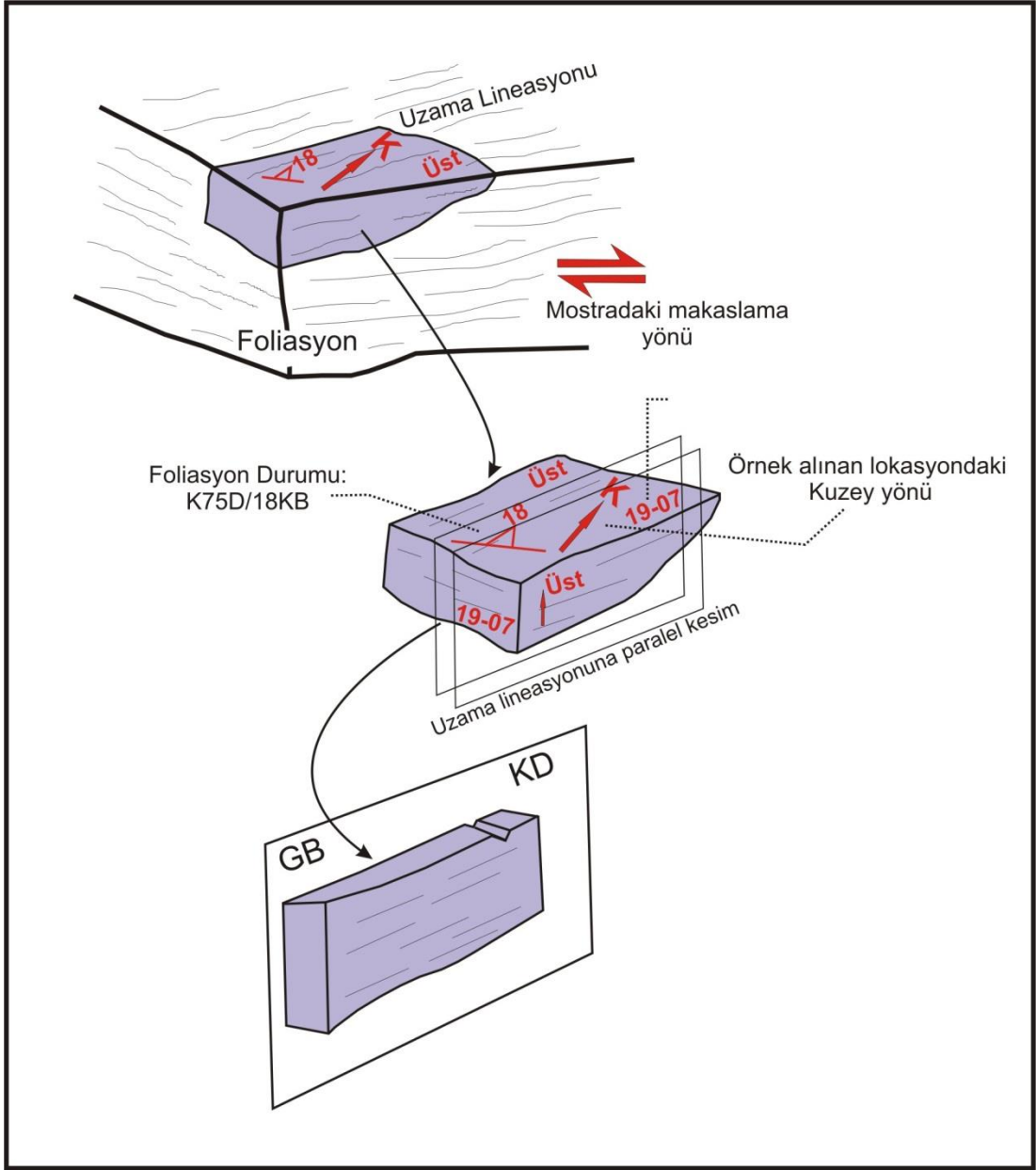
5.1 Yönlü Örnek Alımı

İkibaşlı Formasyonu'nda gelişen yapısal veriler üzerinde makaslama doğrultusunu ve yönünü belirleyebilmek için yapılan kinematik analizlerde yönlü örnekler kullanılmıştır. Arazide yönlü örnek alımı için gereken malzemeler pusula, çekiç, keski ve silinmez kalemdir (asetat kalemi). Yönlü örnek alımı için aşağıdaki yöntem izlenmiştir:

1. Yönlü örneğin alınacağı temiz, düzgün ve pürüzsüz bir foliasyon düzlemi belirlenir.
2. Pusulanın uzun yan kenarı coğrafi kuzey ile paralel konuma getirilir ve pusulanın yan kenarı vasıtasıyla silinmez kalem ile kuzey çizgisi ve kuzey harfi "K" veya "N" kayalık üzerine çizilir.

3. Pusula ile foliasyon doğrultusu, eğim yönü ve eğim miktarı ölçülür ve bu ölçümler esnasında ölçülen değerler alınacak örnek üzerine silinmez kalem ile kuzeye göre çizilir.
4. Aynı şekilde linear yapıların ölçümü gerçekleştirilir ve yine silinmez kalem ile örnek üzerine kuzeye göre çizilir.
5. Son olarak alınacak örneğin yüzeyine, örneğin arazideki konumuna göre alt ve üst taraflarının neresi olduğu “Alt” veya “Üst” şeklinde yazılır, örnek numarası örneğin uygun boş bir yerine not edilir.

İkibaşlı Formasyonu içerisinde alınan yönlü örneklerden Dokuz Eylül Üniversitesi İnce Kesit Atölyesinde kinematik analizlerde kullanılacak yönlü ince kesitler yaptırılmış, Şekil 5.1’de yapım aşamaları izah edilmiştir.



Şekil 5.1: Yönlü örneklerin araziden alınma yöntemi ve yönlü ince kesitlerin hazırlanması.

6. SONUÇLAR

- Anatolid-Torit Bloğu'nun kuzeydeki devamı olan Afyon Zonu, inceleme alanında İkibaşlı Formasyonu ile temsil edilmektedir. Orta-Üst Triyas yaşlı İkibaşlı Formasyonu en altta polijenik konglomera ile başlar ve üst seviyelere doğru, serizit–kuvars şist, klorit–serizit şist ve kloritoyit şiste geçiş yapar. İkibaşlı Formasyonu üst seviyelerine doğru mermer arakatkıları içermektedir.
- Dolomitik kireçtaşlarından oluşan Jura yaşlı Çiçeklikaya Formasyonu uyumlu bir dokanak boyunca İkibaşlı Formasyonu üzerinde yer alır.
- Mesozoik çökeliminden sonra bölgeye peridotitlerden ve kireçtaşı, çört, kumtaşı, şeyllerden oluşan Muratdağı Melanjı düşük açılı bir fay ile tektonik olarak yerleşir. Ayrıca Mesozoik yaşlı bu ofiyolitik kütlelerinin Geç Paleosen–Eosen yaşlı metamorfizma geçirmemiş karasal ve denizel çökeller ile uyumsuz olarak örtülmesi ise melanjın en geç Geç Paleosen-Eosen döneminde yerleşmesinin sonlandığını göstermektedir.
- İzmir-Ankara Kenedi'nin kapanması ve Anatolid-Torit bloğu üzerine yerleşen ofiyolit napları, Afyon Zonu'nda yeşilşist, Tavşanlı Zonu'nda mavişist ve Menderes Masifi'nde yeşilşist–üst amfibolit fasiyesi koşullarında metamorfizmaya neden olmuştur.
- Bu tez kapsamında yapılan kinematik çalışmalar, inceleme alanında yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya neden olan nap yerleşiminin doğrultusunu ve yönünü belirlemek amacıyla yapılmıştır.
- Arazi çalışmalarında ve yönlü ince kesitlerde yapılan kinematik çalışmalar foliasyon, lineasyon ve kıvrım, asimetrik mineral taneleri, makaslama bandı

klivajı (S/C ve S/C' tip), σ – tip ve δ – tip porfiroklastlar gibi mikro ve makro yapıları kapsamaktadır.

- Arazide belirlenen linear yapıların genel yönlemi KD-GB olarak belirlenmiştir. Bu da bölgede gerçekleşen nap hareketinin doğrultusunun KD-GB olduğunu göstermektedir.
- Mostra ve ince kesit ölçeğinde belirlenen foliasyoniçi kıvrımların ve kink kıvrımlarının geometrik şekli ve kesit yönleri dikkate alındığında nap hareketinin kuzeydoğuya doğru, linear yapıların yönlemine paralel yönde bindirme yaptığı belirlenmiştir.
- Gerek mostra ölçeğinde gerek ise mikro ölçekteki, foliasyona dik ve lineasyona paralel yüzeylerdeki kuvars ve muskovit mineralleri, nap hareketinin lineasyon yönlemine paralel olarak kuzeydoğuya doğru olduğunu göstermektedir.
- İnceleme alanında İkibaşlı Formasyonu içerisindeki mikro ölçekteki S/C tip makaslama bandı klivajları diğer tüm yapısal belirteçler gibi yine nap hareketinin kuzeydoğuya doğru olduğunu göstermektedir.
- Bu tez kapsamında gerçekleştirilen arazi çalışmalarında yapılan gözlemler ve tüm kinematik analizler, yeşilşist fasiyesinde metamorfizma olmuş İkibaşlı Formasyonu'nu üzerleyen napın Kuzeydoğu 'ya doğru düşük açılı bir fay ile bindirdiğini göstermektedir.
- Gerek bu tez kapsamında gerek ise farklı çalışmalarda belirlenen tüm kinematik verilerinin paleomanyetik çalışmalar ile belirlenen çarpışma sonrası blok rotasyonu dikkate alınarak düzeltilmesinde yarar vardır.
- İkibaşlı Formasyonu'na ait ince kesitlerde gözlenen kloritoyit şistlerdeki ince ve iğnemsiz kloritoyitlerin bulunuşu formasyonun metamorfizması esnasında

basıncın maksimum 3 Kb olduğunu ve biyotit ve granatın olmayışı da sıcaklığın metamorfizma esnasında 350⁰C'nin altında olduğunu işaret etmektedir.

- İnceleme alanında Alpin Orojenizi ile ilişkili gerçekleşen tek bir deformasyon fazından sonra (D₁), bölgede ve Türkiye genelinde Neotektonik dönem hakim olmuştur. D₂ son deformasyon evresi Batı Anadolu'da gevrek, yüksek açılı normal faylanmalar ve grabenleşme evresidir. Arazide mostra ölçeğinde ve ince kesitlerde mikro ölçeğinde gözlenebilen bu deformasyon evresinin ürünleri, D₁ deformasyon ürünlerini kestikleri çok açık görülmektedir. D₂ deformasyonu, Batı Anadolu'da etkin olan K-G yönlü gerilme ile ilişkili olup bu gerilmeler sonucu D – B, KD – GB ve KB – GD yönlü horst ve graben sistemleri oluşmuştur.

7. KAYNAKLAR

Akal, C., Candan, O., Koralay, O.E., Okay, A., Oberhansli, R. and Chen, F. (2008) Afyon Zonundaki Erken Devoniyen asidik magmatizmaya ait jeolojik, jeokimyasal ve jeokronolojik ön bulgular. *61. Türkiye Jeoloji Kurultayı*, Ankara.

Akay, E., Işıntek, İ., Erdoğan, B. and Hasözbeğ, A. (2011). Stratigraphy of the Afyon Zone around Emet (Kütahya, NW Anatolia) and geochemical characteristics of the Triassic volcanism along the northern Menderes Massif. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen Band*, 188 Heft 3, p. 297-316

Akdeniz, N. ve Konak, N. (1979). Menderes Masifi'nin Simav dolaylarındaki kaya birimleri ve metabazik, metaultramafik kayaların konumu. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 22, 2, 175-184.

Akkuş, M.F. (1962). Kütahya-Gediz arasındaki sahanın jeolojisi. *M.T.A. Dergisi*, 58, 21-31.

Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F. and Mitchell, J.G. (2000). Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 67-95.

Arslan, A., Güngör, T., Erdoğan, B. and Passchier, C. W. (2013). Tectonic transport directions of the Lycian nappes in Southwest Turkey constrained by kinematic indicators. *Journal of Asian Earth Sciences*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.12.016>.

Aydoğan, M. S. (2006). Baklan Graniti (Muratdağı, Banaz/Uşak) civarındaki baz metal cevherleşmesinin mineral parajenezi, metal zonlanması ve köklerinin

izotop jeokimyası ile saptanması. Doktora Tezi, *Süleyman Demirel Üniversitesi*, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği A.B.D., Isparta.

Aydoğan, M.S., Çoban, H., Bozcu, M. and Akıncı, Ö. (2008). Geochemical and mantle-like isotopic (Nd, Sr) composition of the Baklan Granite from the Muratdağı Region (Banaz, Uşak), western Turkey: Implications for input of juvenile magmas in the source domains of western Anatolia Eocene–Miocene granites. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33, 155–176.

Barka, A.A. and Hancock, P.L. (1984). Neotectonic deformation patterns in the convexnorthwards arc of the North Anatolian Fault. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, *Geol. Soc., London*, Spec. Publ. 17, 763-773.

Bingöl, E. (1974). 1 / 2.500.000 ölçekli Türkiye metamorfizma haritası ve bazı metamorfik kuşakların jeotektonik evrimi üzerinde tartışmalar. *M.T.A. Dergisi*, 83, 178-184.

Bingöl, E. (1975). Batı Anadolu'nun jeotektonik evrimi: *M.T.A. Dergisi*, 86, 14-34.

Bingöl, E. (1977). Muratdağı Jeolojisi ve ana kayaç birimlerinin petrolojisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 20, 2, 13-66.

Bingöl, E., Delaloye, M. ve Ataman, G. (1982). Granitic intrusions in western Anatolia: a contribution to the geodynamic study of this area: *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 75, 2, 437-446.

Bozkurt, E. and Park, R.G. (1999). The structure of the Palaeozoic schists in the southern Menderes Massif, western Turkey, a new approach to the origin of the main Menderes metamorphism and its relation the Lycian Nappes, *Geodinamica Acta*, 12, 25-42.

Bozkurt, E. (2001a), Late Alpine evolution of the central Menderes Massif, western Anatolia, Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 89, 728-744.

Bozkurt, E. and Oberhänsli, R. (2001). Menderes Massif (Western Turkey): structural, metamorphic and magmatic evolution – a synthesis. *International Journal of Earth Sciences*, 89, 679-708.

Buğdaycıoğlu, Ç. (2004). Tectono-metamorphic evolution of the northern Menderes Massif: evidence from the horst between Gördes and Demirci Basins (West Anatolia, Turkey). Ph.D. Thesis. The Graduate School Of Natural And Applied Sciences Of *Middle East Technical University*, Ankara.

Candan, O., Çetinkaplan, M., Oberhansli, R., Rimmele, G. and Akal, C. (2005). Alpine high-P/low-T metamorphism of the Afyon Zone and implications for the metamorphic evolution of Western Anatolia, Turkey. *Lithos*, 84, 102-124.

Candan, O., Oberhansli, R., Akal, C., Koralay, E.O., Pourteau, A. and Çetinkaplan, M. (2009). Afyon Zonu'nun stratigrafisi ve Alpin metamorfizması. 62. *Türkiye Jeoloji Kurultayı*, Ankara.

Collins, A.S. and Robertson, A.H.F. (1997). The Lycian Mèlange, south-west Turkey: an emplaced accretionary complex. *Geology*, 25, 255-258.

Collins, A.S. and Robertson, A.H.F. (1998). Processes of Late Cretaceous to Late Miocene episodic thrust-sheet translation in the Lycian Taurides, SW Turkey. *J. Geol. Soc. Lond.* 155, 759-772.

Collins, A.S. and Robertson, A.H.F. (1999). Evoluton of the Lycian allochthon, western Turkey, as a north-facing Late Palaeozoic-Mesozoic rift and passive continental margin. *Geol. J.* 34, 107-138.

Collins, A.S. and Robertson, A.H.F. (2003). Kinematic Evidence for Late Mesozoic-Miocene Emplacement of the Lycian Allochton Over the Western Anatolide Belt, SW Turkey. *Geol. J.* 38, 295-310.

Çelik, Ö. F. and Delaloye, M. F. (2003). Origin of metamorphic soles and their post-kinematic mafic dyke swarms in the Antalya and Lycian ophiolites, SW Turkey. *Geological Journal* 38, 235–56.

Davis, G. H. and Reynolds, S.J. (1996). *Structural geology of rocks and regions*. John Wiley and Sons Inc., New York, 776 pp.

Davis, G. H., Reynolds, S. J., Kluth, C. F., & Kluth, C. (2011). *Structural geology of rocks and regions*. John Wiley & Sons Inc., 839 pp.

Ercan, T., Dinçel, A., Günay, E. ve Türkecan, A. (1978). Uşak yöresindeki Neojen havzalarının jeolojisi. *TJK Bült.*, 21 (2), s.97-106.

Ercan, T., Günay, E., Bas, H. ve Can, B. (1982). Simav ve çevresindeki Senozoyik yaşlı volkanizmanın bölgesel yorumlaması: *M.T.A. Dergisi*, 97/98, 86-101.

Erdoğan, B. and Güngör, T. (1993). Stratigraphy and tectonic evolution of the northern margin of the Menderes Massif. *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXVIII/1, 269-286.

Erdoğan, B. and Güngör, T. (2004). The problem of the core-cover boundary of the Menderes Massif and an emplacement mechanism for regionally extensive gneissic granites, Western Anatolia (Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, Vol. 13, 15-36.

Gapais, D. and White, S. H. (1982). Ductile shear bands in a naturally deformed Quartzite. *Text Microstruc.*, 5, 1–17.

Gökçe, A. (1986). Cebrail (Gediz-Kütahya) Antimon Yatağının Jeolojisi: Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi Dergisi, *Seri A-Yerbilimleri*, 3, 27-33.

Gökçe, A. (1987). Muratdağı bölgesi (Gediz-Kütahya) antimon cevherleşmelerinin Jeolojisi. Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi Dergisi, *Seri A Yerbilimleri*, 4, 65-85.

Göncüoğlu, M.C. (2011). Kütahya-Bolkardağ Kuşağının Jeolojisi. *MTA Dergisi*, 142, 227-282.

Göncüoğlu, M.C., Özcan, A., Turhan, N. ve Işık, A. (1992a). Stratigraphy of the Kütahya Region. Guide Book: A Geotraverse Across Suture Zones In NW Anatolia, 3-8, *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayını*, Ankara.

Göncüoğlu, M.C., Özcan, A., Turhan, N., Şentürk, K. ve Uysal, Ş. (1992b). Pre-alpine events at the northern edge (Kütahya-Bolkardağ Belt) of the Tauride-Anatolide Platform. *6th Geological Congress of Greece*, Athens, Abstracts, 13-14.

Günay, E., Akdeniz, N., Şaroğlu, F. ve Çağlayan, A. (1986). Murat Dağı-Gediz dolaylarının jeolojisi. *M.T.A. Raporu*, Ankara.

Güngör, T. (2013). Kinematics of the Central Taurides during Neotethys closure and collision, the napped in the Sultan Mountains, Turkey. *Int. J. Earth Sciences (Geol Rundsch)* 102, 1381-1402.

Güngör, E. and Erdoğan, B. (2001). Emplacement age and direction of the Lycian Nappes in the Söke-Selçuk region, western Turkey. *Int. J. Earth Sci.*, 89, 874-882.

Güngör, T. and Erdoğan, B. (2002). Tectonic significance of mafic volcanics in a Mesozoic sequence of the Menderes Massif, West Turkey. *Int. J. Earth Sci.* 91, 386-397.

Hasozbek, A., Akay, E., Erdoğan, B., Satır, M. ve Siebel, W. (2010). Early Miocene granite formation by detachment tectonics or not? A case study from the northern Menderes Massif (Western Turkey). *Journal of Geodynamics*, 50, 67-80.

Innocenti, F., Kolios, N., Manetti, P., Rita, F. and Villary, L. (1982). Acid and basic Late Neogene volcanism in central Aegean Sea: its nature and geotectonic significance. *Bull. Volcanol.* 45, 87-97.

Kalafatçıoğlu, A. (1964). Tavşanlı-Dağardı bölgesinin jeolojisi ve serpantinlerle kalkerlerin yaşı hakkında not. *MTA Dergisi*, 58, 46-62.

Kaya, O. (1972). Tavşanlı yöresi ofiyolit sorununun ana çizgileri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, XV, 1, 26-108.

Kaya, O., Sadeddin, W., Altın, D., Meriç, E., Tansel, İ. ve Vural, A. (1995). Tavşanlı (Kütahya) güneyindeki ankımetamorfik kayaların stratigrafisi ve yapısal konumu: İzmir-Ankara zonu ile bağlantısı. *M.T.A. Dergisi*, 117, 5-16.

Keller, J. (1983). Potassic lavas in the orogenic volcanism of the Mediterranean area. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 18, 321-335.

Ketin, İ. (1966). Anadolu'nun Tektonik Birlikleri. *MTA Dergisi*. 66, 20-34.

Konak, N. (1982). Simav dolayının jeolojisi ve metamorf kayaçlarının evrimi. *İstanbul Yerbilimleri*, 3, 313-337.

Konak, N., Akdeniz, N. ve Armağan, F. (1980). Akhisar-Gölmarmara-Gördes-Sındırgı dolaylarının jeolojisi. *M.T.A. Rap. No: 6916*. (yayınlanmamış).

McKenzie, D. (1972). Active tectonics of the Mediterranean Region. *Geophys. J.R. Astron. Soc.* 30, 109-185.

Metin, S., Genç, Ş. ve Bulut, V. (1987). Afyon ve dolayının jeolojisi. *M.T.A., Rap.No. 8103* (yayınlanmamış).

Minareci, F. (2005). Karaağaç-(Gediz-Kütahya), Baklan (Banaz-Uşak) çevresindeki (Murat Dağı Masifi) ofiyolit, granit ve volkanizmayla ilişkili bazı

cevherleşmelerin mineralojik incelenmesi. Doktora Tezi. *Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir.*

Okay, A.I. (1981). Kuzeybatı Anadolu'daki ofiyolitlerin jeolojisi ve mavişist metamorfizması (Tavşanlı-Kütahya). *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 24, 85-95.

Okay, A.I. (1984). Distribution and characteristics of the northwest Turkish blueschists. In: The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean (ed. J.E. Dixon & A.H.F. Robertson), *Geological Society Special Publication*, No. 17, 455-466.

Okay, A.I. (2008). Geology of Turkey: A synopsis. *Anschnitt*, 21, 19-42.

Okay, A.I. (2011). Tavşanlı Zonu: Anatolid-Torid Bloku'nun dalma-batmaya uğramış kuzey ucu. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 142, 195-226.

Okay, A.I., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. and Akyüz S. (1996). Paleo- and Neo-Tethyan events in northwest Turkey: geological and geochronological constraints. in *Tectonics of Asia* (ed. A. Yin & M. Harrison), Cambridge University Press, 420-441.

Okay, A.I., Harris, N.B.W. and Kelley, S.P. (1998). Exhumation of blueschists along a Tethyan suture in northwest Turkey. *Tectonophysics*, 285, 275-299.

Önen, A.P. and Hall, R. (2000). Sub-ophiolite metamorphic rocks from NW Anatolia, Turkey. *Journal of Metamorphic Geology*, 18, 483-495.

Özcan, A., Göncüoğlu, M.C. ve Turhan, N. (1989). Kütahya-Çifteler-Bayat-İhsaniye Yöresinin Temel Jeolojisi. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor no: 8974 (8188)*, 142 s.

Özcan, A., Göncüoğlu, M.C., Turhan, N., Şentürk, K., Uysal, Ş. ve Işık, A. (1990a). Konya-Kadınhanı-Ilgın Dolayının Temel Jeolojisi: *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor no: 9535*, 132 s, Ankara (yayımlanmamış).

Özcan, A., Göncüoğlu, M.C., Turhan, N., Uysal, Ş. ve Şentürk, K. (1990b). Late Palaeozoic evolution of the Kütahya-Bolkardağı Belt. *Middle East Technical University Journal of Pure and Applied Sciences*, 21/1-3, 211-220.

Öztürk, A., Kansun, G. ve Karadag, M. (2003). Yukarıkaracahisar (Banaz-Uşak) bölgesinin jeolojik ve petrografik özellikleri: *20. Yıl Jeoloji Sempozyumu*, Bildiri Özleri, S.Demirel Üniversitesi, s. 146-147.

Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J. (2005). *Microtectonics* (2nd Edition). Springer Berlin Heidelberg New York, 366 pp.

Rimmelé, G., Jolivet, L., Oberhänsli, R. and Goffé, B. (2003a). Deformation history of the high-pressure Lycian Nappes and implications for tectonic evolution of SW Turkey. *Tectonics*, 22, 1007-1029.

Rimmelé, G., Oberhänsli, R., Goffé, B., Jolivet, L., Candan, O. and Çetinkaplan, M. (2003b). First evidence of high-pressure metamorphism in the 'Cover Series' of the southern Menderes Massif, Tectonic and metamorphic implications for the evolution of the SW Turkey. *Lithos*, 71, 19-46.

Şengör, A. M. C. (1984). The cimmeride orogenic system and the tectonics of the Euroasia. *Geological Society of America*, Special Paper, 195, 82 pp.

Şengör, A. M. C. (1987). Cross-fault and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey, continental extensional tectonics. M. P Coward, J. F Deway, P. L Hancock,(Eds.), *Geological Society Special Publication*, 28, 575-589.

Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y. (1981). Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.

Şengör, A.M.C., Görür, N. and Şaroğlu, F. (1985). Strike slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In:

Biddle, T.R., Christic-Blick, N. (Eds.), Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation. *Soc. Econ. Paleontol. Min. Spec. Publ.* 37, 227-264.

Tokay, M. ve Doyuran, V. (1979). Gediz ve dolaylarının sismotektonik özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 22, 209-211.

White, S. H. (1979b). Large Strain Deformation: Report On A Tectonic Studies Group Discussion Meeting, Imperial College, Londra, *J. Struct. Geol.*, 4, 333-339.

Williams, H. and Smyth, W.R. (1973). Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and Alpine peridotites: tectonic implications with west Newfoundland examples. *American Journal of Science*, 273, 594-621.

Yıldız, M. (1978). Türkiye’de bazı civa yataklarının oluşum ve mukayesesi: *M.T.A.*, no. 173, 91 s.

Yılmaz, Y. (1997). Geology of Western Anatolia. In: Schindler, C., Fister, M.P. (Eds.), Active Tectonics of Northwestern Anatolia-The Marmara Poly-project. *Vdf Hochschulverlag A Gander ETH Zürich*, ISBN 3, 31-53.

Yüksel, A.K., Güngör, T. ve Kılıç, A.M. (2014). Kuzeybatı Anadolu’daki ofiyolit tabanı metamorfik kayaçlarından yeni bulgular (Gediz-Kütahya). *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 57, 2, 19-34.