

**T.C.  
AKDENİZ ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**EĞRİGÖZ GRANİTİNİN YERLEŞİMİNİ DENETLEYEN MAKASLAMA  
KUŞAKLARININ PETROFABRİK ANALİZİ VE DEFORMASYON  
ÖZELLİKLERİ**

**Hatice Seval MANAP**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ  
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**2014**

**T.C.  
AKDENİZ ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**EĞRİGÖZ GRANİTİNİN YERLEŞİMİNİ DENETLEYEN MAKASLAMA  
KUŞAKLARININ PETROFABRİK ANALİZİ VE DEFORMASYON  
ÖZELLİKLERİ**

**Hatice Seval MANAP**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ  
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**(Bu tez Akdeniz Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi  
tarafından 2014.02.0121.023 nolu proje ile desteklenmiştir.)**

**2014**

## ÖZET

### EĞRİGÖZ GRANİTİNİN YERLEŞİMİNİ DENETLEYEN MAKASLAMA KUŞAKLARININ PETROFABRİK ANALİZİ VE DEFORMASYON ÖZELLİKLERİ

Hatice Seval MANAP

Yüksek Lisans Tezi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Doç. Dr. Sibel TATAR ERKÜL

Aralık 2014, 72 sayfa

Metamorfik çekirdek kompleksine bağlı genişleme ile eş yaşlı granitoidlerin genellikle sıyrılma fayının altındaki taban bloğundaki kayalara diyapir şeklinde yerleştiği düşünülür. Bugüne kadar sıyrılma fayı oluşumu sırasındaki yüksek açılı makaslama zonlarının rolü ve bunlara sokulum yapan granitoidlerle ilişkisi tam olarak anlaşılammıştır. Menderes Masifi'nin kuzey kenarı boyunca yüzeyleyen bir dizi granitoidin konumsal ve zamansal olarak genişlemeli makaslama zonları ve düşük açılı normal faylarla ilişkili olduğu düşünülmüş, ancak granitoidlerin yerleşim şekli ve yükselimine makaslama zonunun etkisi tam olarak açıklanamamıştır. Bu sebeple, bu çalışmada genişleme rejimi içerisindeki yerleşme ve yükselme sürecini daha iyi anlayabilmek için Erken Miyosen yaşlı Eğrigöz graniti ile dokanaklarında oluşan fayların kinematik analizi yapılmıştır. Eğrigöz graniti yaklaşık 10 km derinliğe yerleşen sığ yerleşimli ve kenar zonları boyunca lökograditlerle çevrili çoğunlukla taneseli yer yer porfiritik doku gösteren bir granit olarak karakterize edilir. Eğrigöz granitinin kuzey kenarı, yaklaşık 20 km uzunluğundaki KD doğrultulu doğrultu atımlı makaslama zonu ile sınırlanmaktadır. Bu zon serisit ve kuvars minerallerince zengin ve ultramilonitleri kesen faylardan oluşmaktadır. Fay zonundaki mikroyapısal çalışmalar, asimmetrik kuvars porfiroklastları ve rekristalize kuvars şeritleri ile belirlenen sol yönlü bir hareketi işaret etmektedir. Granitin skarn içeren doğu dokanağı KB ve KD doğrultulu normal ve oblik atımlı faylar ile sınırlanır. Bu da fayların granit sokulumu ile eş zamanlı olarak gerçekleştiğini gösterir. Batı dokanağında ise granit metamorfik temel kayaları kesmekte, ancak önemli bir deformasyon izi gözlenmemektedir. Fayların kinematik analizleri bölgesel tektonik yapısı ile uyumlu olarak KD-GB doğrultulu genişleme ve buna eşlik eden KB doğrultulu sıkışma rejimlerinin varlığını göstermektedir. Metamorfik temel kayaların içinde belirlenen KD doğrultulu bir dizi kıvrım eksenini de sıkışma kuvvetlerinin varlığını desteklemektedir. Eğrigöz granitinin yükseliminin, daha önce önerilen düşük açılı sıyrılma fayından ziyade yüksek açılı makaslama zonuna eşlik eden erozyon sırası veya sonrasında gelişen süreçlerle ilişkili olduğu görülmektedir.

**ANAHTAR KELİMELEER:** Eğrigöz graniti, kinematik analiz, makaslama zonu

JÜRİ: Doç. Dr. Sibel TATAR ERKÜL

Prof. Dr. Erdin BOZKURT

Doç. Dr. Veysel IŞIK

## ABSTRACT

### PETROFABRIC ANALYSIS AND DEFORMATION PROPERTIES OF SHEAR ZONE CONTROLLING EGRIGÖZ GRANITE

Hatice Seval MANAP

**M.Sc Thesis in Geological Engineering**  
**Supervisor: Assoc. Prof. Sibel TATAR ERKÜL**  
**December 2014, 72 pages**

Syn-extensional granitoids associated with metamorphic core complexes (MCC) are commonly considered to have been emplaced as diapirs into the footwall rocks beneath the detachment faults. However, role of high-angle shear zones during detachment faulting and their relationship with intruding granitoids were poorly understood. A series of granitoid exposures occur along the northern rim of the Menderes Massif which are spatially and temporally associated with extensional shear zones and low-angle normal faults. However, emplacement mode of granitoids and contribution of shear zones to their uplift history are not fully constrained. Therefore, we provide kinematic analysis of faults at the contact of the Early Miocene Eğrigöz granite in order to better understand the emplacement and uplift history in an extensional setting. The Eğrigöz granite is a shallow seated body, emplaced at depth of about 10 km and characterized by holocrystalline to porphyritic granites locally surrounded by leucogranites along the marginal parts. Northern margin of the Eğrigöz granite is bordered by at least 20 km long, NE-trending strike-slip shear zone, consisting of sericite- and quartz-rich ultramylonites overprinted by brittle faults. Microstructural studies on the fault rocks indicate a sinistral displacement defined by asymmetrical quartz porphyroclasts and recrystallized quartz ribbons. Eastern contact of the granite body was delineated by a series of NW-and NE-trending normal and oblique-slip faults restricted to the skarniferous contact zone, suggesting their synchronous development with the intrusive events. Western contact is intrusive into the basement metamorphic rocks without significant deformation. Kinematic analysis of faults suggests a dominant NE-SW-directed extension coupled with NW-directed compression, which is consistent with regional tectonic configuration. A series of NE-trending fold axes within the basement metamorphic units also confirm the presence of compressional forces. Uplift of the Eğrigöz granite appears to have been mainly accommodated by high-angle shear zones coupled with minor erosional processes rather than low-angle detachment faulting as previously suggested.

**KEY WORDS:** Eğrigöz granite, kinematic analysis, shear zone

**COMMITTEE:** Assoc. Prof. Dr. Sibel TATAR ERKÜL  
Prof. Dr. Erdin BOZKURT  
Assoc. Prof. Dr. Veysel IŞIK

## ÖNSÖZ

Akdeniz Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Yüksek Lisans Programı kapsamında hazırlanan bu çalışma, Menderes Masifi içerisinde önemli bir yere sahip olan Eğrigöz granitinin yerleşimini etkileyen sistemlerin ortaya konulması, bu sistemlerin oluşturduğu fayların kinematik analizlerinin yapılması, bu fayların oluşturduğu milonitik kayaçların petrofabrik ve dokusal özelliklerinin incelenmesi amaçlanmıştır.

Bu tezin hazırlanması sırasında beni yönlendiren danışman hocam Doç. Dr. Sibel TATAR ERKÜL'e teşekkür ederim.

Çalışmamın her aşamasında yanımda olan ve çalışmamı şekillendiren, bana yol gösteren sayın hocam Doç. Dr. Fuat ERKÜL'e çok teşekkür ederim.

Arazi çalışmalarım sırasında bana yardımcı olan meslektaşım Jeoloji Mühendisi Cihan ÇOLAK'a teşekkür ederim.

EBSD analizlerimde bana yardımcı olan Anadolu Üniversitesi Malzeme Bilimi ve Mühendisliği Bölümü Başkanı sayın hocam Prof. Dr. Servet TURAN'a ve uzman Sinem KAYHAN'a teşekkür ederim.

Arazi çalışması sırasında bizi misafir eden Emet Bor İşletmeleri Misafirhanesi personeline teşekkür ederim.

Büro çalışmalarım sırasında bilgisini benimle paylaşan mesai arkadaşlarım Arş. Gör. Ferdi DEMİRTAŞ'a ve Arş. Gör. Fatih UÇAR'a teşekkür ederim.

Manevi desteğini hep hissettiğim annem ve babama teşekkür ederim.

Arazi çalışmalarım da dahil olmak üzere beni hiç yalnız bırakmayan, maddi ve manevi her türlü desteğini esirgemeyen, her zaman yanımda ve yardımcı olan, her konuda başaracağıma inanan ve beni yüreklendiren, hayat arkadaşım Kimyager Ömer MANAP'a çok teşekkür ederim.

## İÇİNDEKİLER

ÖZET .....	i
ABSTRACT .....	ii
ÖNSÖZ .....	iii
İÇİNDEKİLER .....	iv
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ .....	v
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	vii
ÇİZELGELER DİZİNİ .....	x
1. GİRİŞ .....	1
1.1. Çalışmanın Amacı .....	1
1.2. Çalışma Alanının Konumu .....	1
2. MATERYAL VE METOT.....	3
2.1. Ön Büro ve Arazi Çalışmaları .....	3
2.2. Laboratuvar Çalışmaları .....	3
2.3. Sonuçları Değerlendirme ve Büro Çalışmaları .....	7
3. KURAMSAL BİLGİLER VE KAYNAK TARAMALARI .....	8
4. STRATİGRAFİ.....	13
4.1. Menderes Masifi.....	14
4.2. Dağardı Melanji.....	15
4.3. Koyunoba ve Eğrigöz Granitleri .....	16
4.4. Sedimanter Birimler .....	18
4.5. Volkanosedimanter Birimler .....	19
4.6. Kuvaterner Çökelleri .....	20
5. MİNERALojİK VE PETROGRAFİK İNCELEMELER .....	21
5.1. Menderes Masifi.....	21
5.2. Dağardı Melanji.....	23
5.3. Eğrigöz Graniti .....	25
6. YAPISAL VERİLER .....	28
6.1. Temel Bilgiler.....	28
6.1.1. Makaslama zonları ve milonit.....	28
6.1.2. Mikro yapılar.....	29
6.2. Eğrigöz Graniti ve Çevresindeki Yapısal Unsurlar .....	35
6.2.1. Gerni makaslama zonu .....	37
6.2.2. Gerni makaslama zonu ile ilişkili milonitik kayalar .....	39
6.2.3. Milonitler içerisindeki deformasyonla ilgili özel dokular.....	40
6.2.4. Milonitlerde uygulanan Elektron Geri Saçınım Deseni (EBSD) analizi .....	42
6.2.5. Eğrigöz graniti çevresindeki gevrek faylar .....	45
6.2.6. Gevrek fayların kinematik analizi .....	46
6.2.7. Eğrigöz granitinin batısında gözlenen kıvrımlar .....	50
7. TARTIŞMA .....	51
7.1. Eğrigöz Granitinin Yerleşim Şekli .....	51
7.2. Gerni Makaslama Zonu .....	51
7.3. Bölgesel Yorumlar .....	53
8. SONUÇLAR .....	54
9. KAYNAKLAR.....	55
10.EKLER.....	64
ÖZGEÇMİŞ.....	

## SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

### Simgeler

m	metre
km	kilometre
mm	milimetre
cm	santimetre
dm	desimetre
nm	nanometre
mg	miligram
ml	mililitre
kV	kilovolt
nA	nanoamper
ns	makaslama düzlemi
nt	tansiyon kırıkları
My	milyon yıl
ku	kuvars
mus	muskovit
feld	feldispat
tur	turmalin
fe cev	demir cevherleşmesi
gra	granat
zir	zirkon
ka	kalsit
op min	opak mineral
bi	biyotit
plj	plajiyoklaz
or	ortoklaz
klo	klorit
se	serizit
ti	titanit
hb	hornblend
ap	apatit
an	andalusit
K	kuzey
G	güney
D	doğu
B	batı

### Kısaltmalar

MTA	Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
WGS84	World Geodetic System 1984
NASA	Ulusal Havacılık ve Uzay Dairesi (National Aeronautics and Space Administration)
MrSID	Multiresolution seamless image database
EBSD	Elektron Geri Saçınım Deseni (Electron Backscatter Diffraction)
SEM	Taramalı Elektron Mikroskobu (Scanning Electron Microscope)

SIC	Sistema Interconectado Central
MME	Mafik mikrogranüler anklav
BLG	Çıkıntı yaparak (bulging) rekristalizasyon
SGR	Tanecik dönüşümü (subgrain rotation) rekristalizasyonu
GBM	Tane sınırı göçü (grain boundary migration) rekristalizasyonu



## ŞEKİLLER DİZİNİ

- Şekil 1.1.** Çalışma alanının Ege genişleme bölgesindeki yerini gösterir harita (Erkül 2010'dan değiştirilerek alınmıştır)..... 2
- Şekil 2.1. (a)** Araziden alınan örnekler üzerinde lineasyon çizgisinin kuzeyle yaptığı açının ölçümünün görünümü **(b)** Foliyasyona dik lineasyona paralel olacak şekilde ince kesit için hazırlanan yönlü örneğin görünümü..... 4
- Şekil 2.2.** EBSD analizi için örnek hazırlama aşamaları: **(a, b)** Örneklerin kaba kesme aletinde yaklaşık 1cm<sup>2</sup>'lik boyuta ve 4 mm kalınlığa getirilmesi **(c)** Plastik kalıpların alt kısmına örneğin parlatılacak kısmı gelecek şekilde konulması **(d)** Her örnek için ayrı ayrı 20 ml polyeater içine 1 mg sertleştirici katılarak 1 dakika karıştırılması **(e, f)** 1 mg hızlandırıcı katılarak yine 1 dakika karıştırılması **(g)** Örneklerin üstüne hazırlanan karışımın dökülmesi **(h, i)** 45 dakika kuruması beklenen örneklerin plastik kalıplardan çıkarılması **(j)** Aşındırma sırasında kalından inceye doğru Piano, Largo, Dac ve Nap olarak adlandırılan zımparaların görüntüsü **(k)** Aşındırma ve parlatma işlemi için kullanılan cihazın görüntüsü **(l)** Aşındırma sırasında kullanılan elmas katkılı solüsyon ve **m)** Parlatma sırasında kullanılan koloidal silika solüsyonu **n, o)** Parlatma işleminden sonra ısıtıcı kullanılarak örneklerin kalıptan çıkarılması **p)** Örneklerin tutucuya yerleştirilmesi..... 6
- Şekil 2.3.** EBSD analizleri için kullanılan SEM cihazının görüntüsü ..... 7
- Şekil 4.1.** Eğrigöz çevresinde yayılım sunan kaya birimleri ve ana fayları gösteren jeoloji haritası (kaya birimleri arasındaki dokanak sınırları Akdeniz ve Konak 1979a'dan değiştirilerek alınmıştır) ..... 13
- Şekil 4.5.** Dağardı Melanjına ait kırıntılı sedimanter kayalarda gözlenen **(a)** kuvars damarlarının (35S 689780/4367024) **(b)** mezoskopik sigma yapısının (35S 689780/4367024) **(c)** mezoskopik kıvrımların (35S 688647/4366777) **(d)** ince tabakalanmanın genel görünümü (35S 687969/4366788) (kalemlerin boyu 15 cm, çekicinin boyu 28 cm)..... 16
- Şekil 4.6.** Deformasyona uğramış Koyunoba granitindeki sıyrılma fayı, fayın kinematik analizi ve granit ile volkanosedimanter birim arasındaki uyumlu dokanak ilişkisinin görünümü (35S 665560/4352387)..... 17
- Şekil 4.7.** Eğrigöz granitinin Menderes Masifi ile ilişkisini gösteren arazi kesiti (35S 674597 4361732). ..... 18
- Şekil 4.8. (a)** Eğrigöz granitinin kireçtaşı ile dokanağında gelişen skarn zonunun (35S 681980/4366984) **(b)** Tanesel dokulu Eğrigöz granitinin genel görünümü (MME: mafik mikrogranüler anklav) (Erkül vd 2014'den alınmıştır)..... 18
- Şekil 4.9.** Sedimanter birimi oluşturan çok bileşenli çakıltaşlarının genel görünümü. .. 19
- Şekil 4.10.** Menderes Masifi'ne ait metagranitler üzerinde uyumsuz olarak yer alan volkanosedimanter birimlere ait ignimbiritlerin genel görünümü. .... 20

<b>Şekil 5.1.</b> Menderes Masifi içerisindeki biyotit-muskovit şistlerin (a) çift nikoldeki, (b) tek nikoldeki görünümü (tur: turmalin, bi: biyotit).....	21
<b>Şekil 5.2.</b> Menderes Masifi içerisindeki mikaşistlerin (a) çift nikoldeki, (b) tek nikoldeki görünümü, mikaşistlerde görülen muskovitlerin (c) çift nikoldeki, (d) tek nikoldeki görünümü. (ku: kuvars, mus: muskovit, bi: biyotit, tur: turmalin).....	22
<b>Şekil 5.3.</b> Menderes Masifi içerisindeki turmalin lökograditlerin a) çift nikoldeki, b) tek nikoldeki görünümü; Şörl bileşenli turmalinlerin c) çift nikoldeki, d) tek nikoldeki görünümü. (ku: kuvars, feld: feldispat, tur: turmalin, gra: granat, zir: zirkon).....	23
<b>Şekil 5.4.</b> Dağardı Melanjı içerisindeki kumtaşlarının (a) çift nikoldeki (b) tek nikoldeki görünümü. ....	24
<b>Şekil 5.5.</b> Dağardı Melanjı içerisindeki rekrystalize kireçtaşlarının (a) çift nikoldeki (b) tek nikoldeki görünümü ve özşekli-yarı özşekli opak minerallerin (c) çift nikol (d) tek nikol görünümü (ku: kuvars, ka: kalsit, op min: opak mineral).....	24
<b>Şekil 5.6.</b> Katrandağı'ndan alınan rekrystalize kireçtaşının (a) çift nikoldeki (b) tek nikoldeki görünümü (ku: kuvars, ka: kalsit, Fe cev: demir mineralleri). ....	25
<b>Şekil 5.7.</b> Holokristalin hipidiyomorf taneler dokulu Eğrigöz granitlerinin (a) çift nikoldeki, (b) tek nikoldeki görünümü (ku: kuvars, feld: feldispat, bi: biyotit, op min: opak mineral). ....	26
<b>Şekil 5.8.</b> Milonitik granitlerin (a) çift nikoldeki, (b) tek nikoldeki görünümü ve feldispatlarda killeşmenin (c) çift nikoldeki, (d) tek nikoldeki görünümü (ku: kuvars, feld: feldispat, mus: muskovit, zir: zirkon, op min: opak mineral).....	26
<b>Şekil 6.1.</b> Kuvarsin dinamik rekrystalizasyonlarının aşamaları. a) Çıkıntı yaparak rekrystalizasyon, b) Tanecik dönüşümü rekrystalizasyonu, c) Tane sınırı göçü rekrystalizasyonu (Stipp vd 2002). ....	34
<b>Şekil 6.2.</b> Eğrigöz ve Koyunoba granitlerinin ve çevresinin jeolojisi. Birimlerin altındaki rölyef haritası x2 oranında abartılmış SRTM30 verisinden elde edilmiştir. Kırmızı çerçeveli stereonetler foliyasyon ve doğrultu eğim verilerinden elde edilen %1 aralığa sahip kontur diyagramlarıdır. Yeşil çerçeveli stereonet foliyasyon düzlemlerini (mavi çizgiler) ve lineasyonu (kırmızı nokta) göstermektedir. ....	36
<b>Şekil 6.3.</b> Faylara ait fay düzlemleri, fay çizikleri ve Win Tensor yazılımına göre hesaplanmış gerilme eksenlerini gösteren stereonetler.....	37
<b>Şekil 6.4.</b> Eğrigöz graniti ile Dağardı melanjına ait çamurtaşları ve kumtaşları arasında gelişen ve çalışmada Gerni makaslama zonu olarak adlandırılan makaslama zonuna ait arazi görünümü (35S 675776/4362872).....	38
<b>Şekil 6.5.</b> Gerni makaslama zonu içerisinde gevrek deformasyona uğramış pegmatoidlerin arazi görünümü. Makaslama zonu içerisinde doğrultu atım bileşeninde yüksek açılı faylar yer almaktadır (35S 669585/4358819). ....	38

<b>Şekil 6.6.</b> Volkanosedimanter birime ait bloklar içeren kaotik çakıltaşlarının karmaşık bloklardan oluşan fay zonunu uyumsuz olarak üzerlemesine ait arazi görünümü. Fotoğraf alanı, KB-GD doğrultulu bir hat boyunca geçmektedir (35S 667513/4356988).....	39
<b>Şekil 6.7. (a)</b> Kuvars şeritleri içerisindeki rekrystalize kuvarslarda sol yönlü oblik hareket gözlenmektedir. <b>(b)</b> Oblik slip (kuvars ribbon) deformasyonu kesen gevrek fayların görüntüsü. <b>(c)</b> Plajiyoklaz porfiroklastı ve porfiroklastı çevreleyen serizit bantlarının görüntüsü. <b>(d)</b> Sol hareket yönü gösteren parçalanmış plajiyoklaz porfiroklastının görüntüsü.....	40
<b>Şekil 6.8.</b> Gerni makaslama zonuna ait milonitlerde görülen tanecik dönüşümü rekrystalizasyonu. ....	41
<b>Şekil 6.9.</b> Bükülme (kink) bandları, minerallerin yönelme farklılıklarından dolayı ışığı farklı miktarda soğurmasından kaynaklanmaktadır. Milonitler içerisindeki bükülmüş (kinked) muskovit kristalinin <b>(a)</b> çift nikoldeki ve <b>(b)</b> tek nikoldeki görünümü. ....	41
<b>Şekil 6.10.</b> Menderes Masifi'ne ait milonitlerde görülen tane sınırı göçü rekrystalizasyonu. ....	42
<b>Şekil 6.11.</b> Menderes Masifi'ne ait mikaşist milonitlerindeki mika balıklarının <b>(a)</b> çift nikoldeki <b>(b)</b> tek nikoldeki görüntüsü. ....	42
<b>Şekil 6.12.</b> Kristal ve örnek koordinat sistemi arasındaki ilişkisinin görünümü. ....	43
<b>Şekil 6.13. (a)</b> Elektron image görüntüsü <b>(b)</b> faz haritası <b>(c)</b> desen kalite haritası <b>(d)</b> faz haritası ile desen kalitesi bir arada. ....	44
<b>Şekil 6.14.</b> Kuvars için yönelim haritası ve kristallerin yönelim kutup noktaları stereoneti (SES54 nolu örnek). ....	45
<b>Şekil 6.15.</b> Kuvars için yönelim haritası ve kristallerin yönelim kutup noktaları stereoneti (SES56 nolu örnek). ....	45
<b>Şekil 6.16.</b> Gevrek faylara ait rotasyonel optimizasyon yöntemi ile hesaplanan ana gerilme doğrultularının schimdt alt yarı küre eşit alan projeksiyonları. ....	49

## ÇİZELGELER DİZİNİ

<b>Çizelge 6.1.</b> Eğrigöz graniti çevresindeki gevrek fayların kinematik analizi sonrası elde edilen tüm sayısal veriler .....	48
<b>Çizelge 6.2.</b> Gevrek fayların kinematik analizi sonrası gruplandırılarak elde edilen sayısal veriler.....	48

# 1. GİRİŞ

## 1.1. Çalışmanın Amacı

Menderes Masifi içerisinde önemli bir yere sahip olan Eğrigöz graniti ile ilgili bugüne kadar jeolojik, jeokronolojik, yapısal ve mineralojik-petrografik amaçlı birçok çalışma yapılmıştır (Holzer 1954, Kalafatçioğlu 1964, Bürküt 1966, Öztunalı 1973, Oygür 1997, Delaloye ve Bingöl 2000, Işık vd 2004a,b, Ring ve Collins 2005, Özgenç ve İlbeyli 2008, Hasözbek vd 2010, Oyman vd 2013, Catlos vd 2012). Ancak bu granitlerin kenar zonlarında ve dokanaklarında gelişen milonitik kayalar ve bu milonitik kayalara ait kinematik veriler ile ilgili bilgiler oldukça kısıtlıdır (Işık 2004).

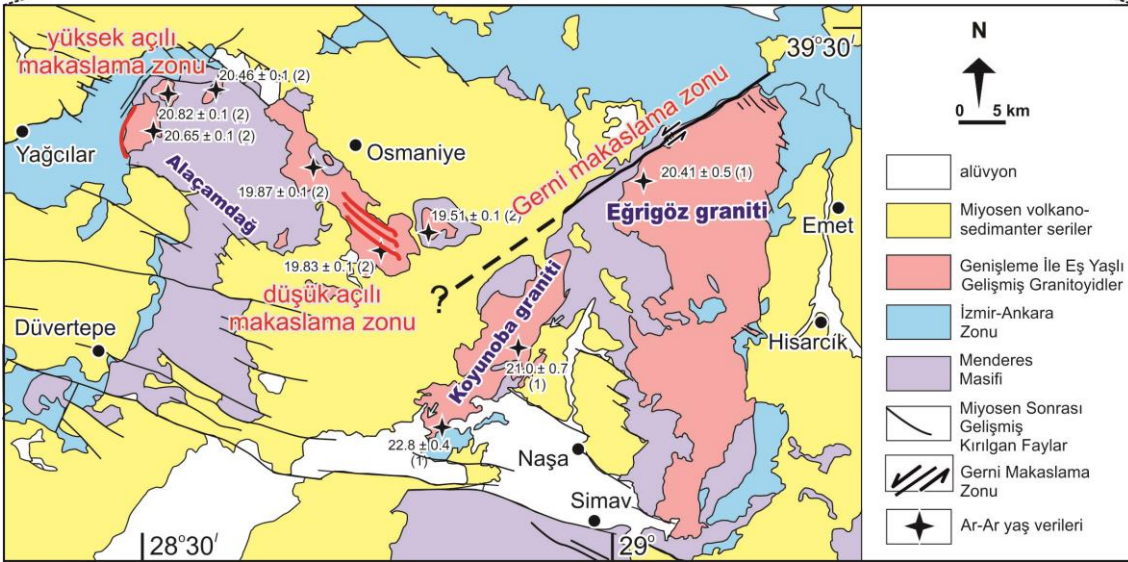
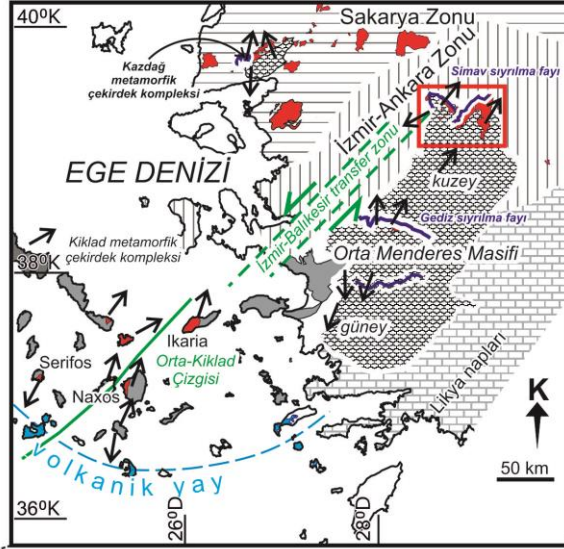
Bu yüksek lisans çalışması kapsamında, Eğrigöz granitinin kenar zonlarında gelişen milonitik kayalar incelenmiş ve mineralojik, dokusal özellikleri ortaya konulmaya çalışılmıştır. Ayrıca Eğrigöz granitinin yerleşimini denetleyen fay sistemleri ve bu sistemlerin oluşturduğu birimlere ait kinematik veriler ile granitin yerleşim mekanizması ortaya konulmaya çalışılmıştır.

## 1.2. Çalışma Alanının Konumu

Çalışma alanı Ege Bölgesi'nde olup 1/25.000 ölçekli J21b<sub>2</sub>, J21b<sub>3</sub>, J21b<sub>4</sub>, J21c<sub>1</sub>, J21c<sub>2</sub>, J22a<sub>1</sub>, J22a<sub>2</sub>, J22a<sub>3</sub>, J22a<sub>4</sub>, J22d<sub>1</sub>, J22d<sub>2</sub> ve J22d<sub>4</sub> paftalarının içinde kalmaktadır. Çalışma sahası bu paftaların yaklaşık 900 km<sup>2</sup>'lik bir alanı kaplamaktadır (Şekil 1.1).

Çalışma alanı, kuzeyinde Bursa, kuzeydoğusunda Balıkesir, doğusunda Kütahya, güneydoğusunda Uşak illeri ve ilçeleri arasına yer almaktadır. Çalışma alanına yakın önemli yerleşim alanları Kütahya ilinin Emet, Simav, Hisarcık ilçeleridir (Şekil 1.1). Başlıca Eğrigöz Dağı ve çevresinde yapılan bu çalışmanın diğer önemli yükseltileri kuzeyden güneye doğru Seklik Tepe (1118 m), Arpagediği Tepe (1420 m), Korucuk Tepe (1452 m), Harmankıranı Tepe (858 m), Koca Tepe (1136 m), Muslukkıran Tepe (1265 m), Sivrikaya Tepe (1360 m), Gedikgöynük Tepesi (1291 m), Demirci Tepe (894 m), Katran Dağı (1458 m), Tekke Tepe (1266 m), Gök Tepe (1608 m), Mezargedği Tepesi (1413 m), Kurt Tepe (1394 m) olarak sıralanmaktadır.

Çalışma alanındaki akarsular, Çobanlar deresi, Sarıcasu deresi, Karakuz deresi, Samrık deresi, Akar dere, Kızıl dere, Kabaklar deresi, Sazak deresi, Kamışlı dere, Güvez dere, Gevur deresidir. Çalışma alanında köy ve orman yolları yaygın olup, arazi çalışmaları için ulaşım bu yollardan sağlanmıştır.



**Şekil 1.1.** Çalışma alanının Ege genişleme bölgesindeki yerini gösterir harita (Erkül 2010'dan değiştirilerek alınmıştır)

## **2. MATERYAL VE METOT**

### **2.1. Ön Büro ve Arazi Çalışmaları**

Arazi çalışmalarına başlamadan önce çalışılacak bölgenin 1/25.000 ölçekli 12 adet topografik haritası, 1/50.000 ölçekli Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) tarafından hazırlanmış olan 4 adet jeoloji haritası ve jeolojik raporu, 1/500.000 ölçekli İzmir paftasına ait jeoloji haritası (MTA 2002), 1/50.000 ölçekli uydu fotoğrafı (SRTM data) temin edilmiş ve bölgede yapılmış çalışmalar gözden geçirilmiştir. Arazi çalışmaları Temmuz-Ağustos 2014 tarihleri arasında iki aylık süreci kapsamaktadır.

Arazi çalışmaları sırasında aşağıdaki çalışmalar gerçekleştirilmiştir:

- (1) Kinematik analiz için fay ölçümlerinin elde edilmesi,
- (2) yönlü örnek alımı,
- (3) foliyasyon ve lineasyon ölçümleri, ve alınan ölçüm ve derlenen yönlü örnek koordinatlarının harita üzerine işaretlenmesi,
- (4) uygun olan alanlarda fotoğraf çekimi,
- (5) önemli alanlarda arazi kesitlerinin hazırlanması.

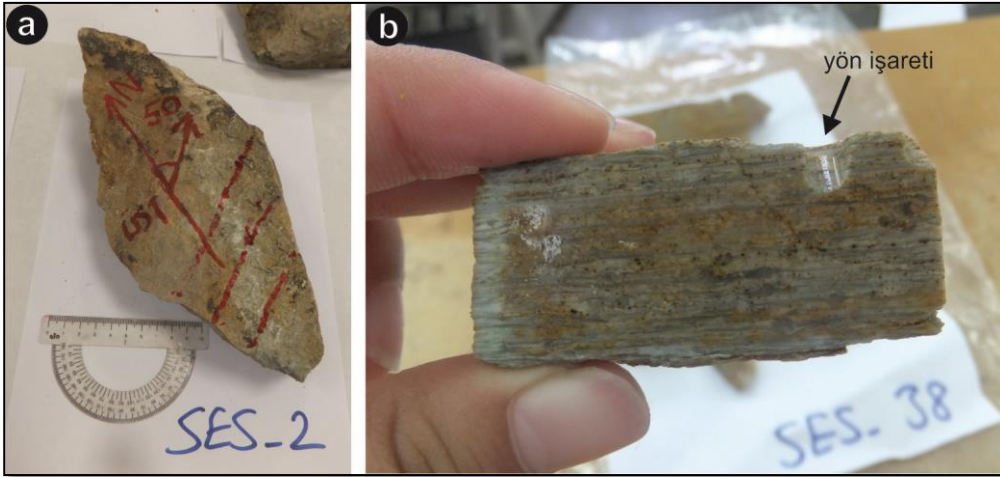
Yönlü örnek alımı için;

- (1) örnek alınacak olan kayacın foliyasyon düzlemi hassas bir şekilde temizlenmiş,
- (2) kayaç üzerinde lineasyon çizgisi işaretlenmiş,
- (3) kuzey çizgisi çizilmiş,
- (4) foliyasyon düzlemleri ve lineasyonlar ölçülmüş,
- (5) koordinatı alınmış,
- (6) dikkatli bir şekilde yerinden koparılarak örneğin üst kısmı işaretlenmiş,
- (7) örnek numarası üzerine yazılmış,
- (8) kağıtla sarılarak paketlenmiştir.

### **2.2. Laboratuvar Çalışmaları**

Araziden getirilen 59 adet yönlü örnek (Ek-1), Akdeniz Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Mineraloji Petrografi Laboratuvarı'nda örnek numaralarına göre dizilerek kuzeyle yaptığı açılar kaydedilmiştir (Şekil 2.1).

Daha sonra örnekler, Akdeniz Üniversitesi Teknik Bilimler Meslek Yüksekokulu'ndaki laboratuvarında bulunan kayaç kesme makinesinde foliyasyona dik lineasyona paralel olacak şekilde kesilerek ince kesit için hazırlanmıştır. İnce kesitlerin kesit yönlerinin doğru saptanabilmesi amacı ile kesitlerin üst kısımlarına işaret konulmuştur (Şekil 2.1).



**Şekil 2.1.** (a) Araziden alınan örnekler üzerinde lineasyon çizgisinin kuzeyle yaptığı açının ölçümünün görünümü (b) Foliyasyona dik lineasyona paralel olacak şekilde ince kesit için hazırlanan yönlü örneğin görünümü.

Yaklaşık olarak 3 mm x 4 mm boyutlarında kesilen örnekler yönlü ince kesit yapılması amacı ile Vommak Makine ve Mühendislik Limited Şirketi'ne 97 adet örnek, Pamukkale Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği İnce Kesit Laboratuvarı'na 52 adet örnek gönderilmiştir.

Mineralojik-petrografik ve dokusal açıdan özellikleri tanımlanan örnekler (Ek 2) Nikon ve Olympus marka alttan aydınlatmalı polarizan mikroskopta incelenmiştir. İnceleme sırasında mineralojik bileşim (ana mineraller ve tali mineraller), dokusal özellikler, minerallerdeki yönelmeler, minerallerdeki uzamalar dikkate alınarak incelemeler yapılmış, fotoğraflar çekilmiş ve ölçeklendirilmiştir.

Mineralojik ve dokusal özellikleri açısından incelenen ve yönelmeleri karakteristik olan 8 adet örnek Elektron Geri Saçınım Deseni (Electron Backscatter Diffraction, *EBS*D) analizi için seçilmiş ve 3 mm x 3 mm boyutlarında kesilmiştir. *EBS*D analizi Anadolu Üniversitesi Mühendislik Fakültesi *EBS*D laboratuvarlarında yaptırılmıştır. Analiz sırasında ZEISS SUPRA50VP marka taramalı elektron mikroskobuna takılan HKL Nordlys marka *EBS*D kamerası kullanılmıştır (Şekil 2.3). Örnekler, aşağıdaki yöntemler kullanılarak hazırlanmıştır.

1) İlk önce kaba kesme aletinde numuneler yönünü belli edecek şekilde işaretlenerek küçültülmüştür. Yaklaşık 1cm<sup>2</sup>'lik boyuta ve 4 mm kalınlığa getirilen örnekler soğuk kalıba alınmıştır.

2) Soğuk kalıp için; her örnek için ayrı ayrı 20 ml polyester içine 1 mg sertleştirici katılarak 1 dakika karıştırılmıştır. Daha sonra 1 mg hızlandırıcı katılarak yine 1 dakika karıştırılmıştır. Örnekler plastik kalıplara alt kısmına parlatılacak kısmı gelecek şekilde konularak ve üstüne hazırlanan karışım dökülmüştür. 45 dakika kuruması beklenmiştir.



3) Örnekler donduktan sonra plastik kalıplardan çıkarılarak STRUERS Tegrapol-25 marka cihazda aşındırma ve parlatma işlemine alınmıştır.

4) Aşındırma ya da zımparalama, kesim sırasında oluşan deformasyon tabakasını kaldırmak ve inceleme için düz bir yüzey oluşturmaya yarayan aşamadır. Tipik olarak zımparalar disk şeklinde olur, 240 grit SIC kağıdı ile başlamaktadır ve yaklaşık 800 ya da 1200 grit SIC boyunca devam etmektedir. Kalından inceye doğru zımparalar Piano, Largo, Dac ve Nap olarak adlandırılır.

1. Piano, 5 dakika suyla çalıştırılır.
2. Largo, 6 dakika 9  $\mu\text{m}$ 'lik elmas katkılı solüsyonlar çalıştırılır.
3. Dac, 5 dakika 3  $\mu\text{m}$ 'lik elmas katkılı solüsyonla çalıştırılır.
4. Nap 1 saat 1  $\mu\text{m}$ 'lik elmas katkılı solüsyonla çalıştırılır.

5) Parlatma aşaması için ise 50 nm'lik koloidal silika içeren solüsyon ile Chem olarak adlandırılan disk kullanılır. Bu çalışmada örnekler 14 saat parlatma işlemine tabi tutulmuştur.

6) Parlatma işleminden sonra kalıplar ters şekilde ısıtıcıda yaklaşık 1 dakika bekletilerek örnekler kalıptan çıkarılmış ve numune numaralarına göre poşetlere alınmıştır.

7) Hazırlanan örnekler yönüne dikkat edilerek ZEISS SUPRA50VP marka taramalı elektron mikroskobuna takılan HKL Nordlys marka EBSD kamerası kullanılarak analiz edilmiştir.



**Şekil 2.2.** EBSD analizi için örnek hazırlama aşamaları: **(a, b)** Örneklerin kaba kesme aletinde yaklaşık  $1\text{cm}^2$ 'lik boyuta ve 4 mm kalınlığa getirilmesi **(c)** Plastik kalıpların alt kısmına örneğin parlatılacak kısmı gelecek şekilde konulması **(d)** Her örnek için ayrı ayrı 20 ml polyester içine 1 mg sertleştirici katılarak 1 dakika karıştırılması **(e, f)** 1 mg hızlandırıcı katılarak yine 1 dakika karıştırılması **(g)** Örneklerin üstüne hazırlanan karışımın dökülmesi **(h, i)** 45 dakika kuruması beklenen örneklerin plastik kalıplardan çıkarılması **(j)** Aşındırma sırasında kalından inceye doğru Piano, Largo, Tac ve Nap olarak adlandırılan zımparaların görüntüsü **(k)** Aşındırma ve parlatma işlemi için kullanılan cihazın

görüntüsü **(l)** Aşındırma sırasında kullanılan elmas katkıli solüsyon ve **m)** Parlatma sırasında kullanılan koloidal silika solüsyonu **n, o)** Parlatma işleminden sonra ısıtıcı kullanılarak örneklerin kalıptan çıkarılması **p)** Örneklerin tutucuya yerleştirilmesi.



**Şekil 2.3.** EBSD analizleri için kullanılan SEM cihazının görüntüsü

### **2.3. Sonuçları Değerlendirme ve Büro Çalışmaları**

Jeoloji haritası MapInfo Professional programında koordinatlı olarak dijitalleştirilmiştir. Arazide alınan fay ölçümü, fay çiziği, foliyasyon, lineasyon, skarn zonları ve örnek noktaları verileri harita üzerine işlenmiştir. Haritalarda kullanılan yükseklik verileri yaklaşık 900 m çözünürlüğündeki “Shuttle Radar Topography Mission (SRTM30)” verilerinden elde edilmiştir. Harita projeksiyonu WGS84 koordinat sistemine göre düzenlenmiştir.

Makaslama düzlemi (*ns*) ve bununla ilgili tansiyon kırıkları (*nt*), üç ana stres eksenine ilişkilidir. Tansiyon kırıkları (mineral damarları, magmatik dayklar gibi)  $\sigma_1$ 'e paralel  $\sigma_3$ 'e dik gelişime eğilimlidir. Sıkışma yapıları (klivaj düzlemi gibi)  $\sigma_1$ 'e dik ve  $\sigma_3$ 'e paralel gelişime eğilimlidir. Makaslama kırıkları, makaslama gerilmesi sırasında fay düzlemi üzerinde oluşur.  $\sigma_1$  tansiyon kırıklarına paralel,  $\sigma_2$  *ns* ve *nt* arakesitiyle belirlenir,  $\sigma_3$  tansiyon kırıklarına diktir (Delvaux ve Sperner 2003). Delvaux ve Sperner (2003) bu bilgilerden yola çıkarak TENSOR bilgisayar yazılımını hazırlamışlardır. Programa kırık düzlemlerinin ve çizgisel yapıların verileri girilmektedir ve program sonuç olarak  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$  stres eksenlerini hesap etmektedir. Fay kinematiki ve stres analizi yapmak için bu program kullanılmıştır.

Stereonet 8 (Allmendinger vd 2013) programında foliyasyon düzlemleri ve lineasyonlar çizdirilmiştir. Foliyasyonların ve lineasyonların kutup noktaları hesap ettirilip kontur diyagramları çizdirilmiştir.

Bütün elde edilen veriler değerlendirilmiş ve tez yazımı gerçekleştirilmiştir.

### 3. KURAMSAL BİLGİLER VE KAYNAK TARAMALARI

Bölgede çalışan ilk araştırmacılardan biri olan Holzer (1954), Eğrigöz granitik intrüzyonunun yaşının Paleosen olabileceğini belirtmiştir. Kalafatçıoğlu (1964), granitoidin yaşını Üst Kretase sonu olarak belirtmiştir. Bürküt (1966), Eğrigöz graniti için U-Pb yöntemiyle  $69.6 \pm 7$  milyon yıl yaşını bulmuştur. Öztunalı (1973), Eğrigöz granitinin kalkalkali bileşimde olduğunu, erken Alpin fazda oluşmaya başladığını, Alpin fazda yükselerek bugünkü yerini aldığını ve granitin bir anateksi ürünü olduğunu belirtmiştir.

Bingöl (1975) Batı Anadolu'nun jeotektonik evrimi çalışmasında, Menderes Masifi'nin orta kısmının gözlü gnays, kuzeyinin ise çeşitli gnays ve migmatitik kayalardan oluştuğunu belirtmiştir. Masifin kuzeyindeki volkanik birimlerin genelde asidik ve kalkalkali bileşimli olduğundan bahsetmiştir. Bingöl Masifin KKB doğrultulu dalması sonucunda derinlere inen malzemenin mobilizasyonu kuzeyde D-B ve KD-GB uzanımı gösteren Geç Tersiyer granodiyoritlerini oluşturduğunu ve bu oluşumlara paralel olarak çeşitli yaşta kayaları etkileyen bir bölgesel metamorfizma geliştiğini, Eosen-Oligosen'de ise bir yükselimin başladığını ve Pliyosen'de devam ettiğinden bahseder. Yükselmenin oluşturduğu gerilim kuvvetleriyle meydana gelen grabenlerin yaklaşık D-B doğrultulu oluşu gerilme kuvvetlerinin yaklaşık K-G yönelimli olduğuna işaret etmektedir.

Akdeniz ve Konak (1979a) Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) tarafından Simav-Tavşanlı-Dursunbey-Demirci yörelerinin jeolojisi üzerine yaptıkları çalışmada, Simav'daki granitlerin Budağan kireçtaşlarına ve Dağardı melanjına sokulum yaptığını ve Erken Miyosen yaşlı Taşbaşı Formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtüldüğünü belirtmiştir. Araştırmacılar aynı yaş ve benzer mineral bileşiminde olduğunu düşünerek bu bölgedeki granitleri Eğrigöz graniti adı altında toplamışlar ve bu granitleri kalkalkali bileşimli olarak tanımlamışlardır.

Akdeniz ve Konak (1979b) Simav dolayındaki kayaç birimleri üzerine yaptıkları çalışmada, masifin kuzeyini oluşturan kayaların temelini migmatitlerden oluştuğunu belirtmiştir. Menderes Masifi'nin çekirdeği kabul edilen bu kayaçların killi, pelitik sedimanlar olduğunu, Prekambriyen'de çökeldiğini, Hersiniyen öncesi bir metamorfizmaya uğradığını belirtmişlerdir. Masifin çekirdeğinden örtü şistlerine gidildikçe azalan metamorfizma derecesinin, dom şeklindeki yapının merkezinden kenarlarına doğru iç içe halkalar oluşturduğunu gözlemlemişlerdir. Çekirdek ile örtünün birlikte tek bir metamorfizma geçirdiğini ve bu halkaların artan veya azalan metamorfizma koşullarına göre iç içe oluşan metamorfizma zonları olduğunu düşünmüşlerdir. Araştırmacılara göre, Simav dolayında çekirdek kayaları almandin amfibolit fasiyesi mineral parajenezlerini, örtü şistleri ise yeşilşist fasiyesi mineral parajenezlerini içerirler. Dokanak boyunca iki fasiyes arasında geçişi oluşturan bazı parajenez ve alt fasiyeslerin bulunmaması, yersel fasiyes atlamaları bu birimler arasında bir fasiyes kesikliğinin varlığına işaret etmektedir. Granit yükseliminin Tersiyer başlarında olduğunu ve güneydeki Menderes Masifi'nin yükselimi sonucu Simav grabeninin kırık sistemlerinin oluştuğunu belirtmişlerdir.

Dora vd (1992) Menderes Masifi'nin metamorfik tarihçesi ve jeotektonik konumu üzerine yaptığı çalışmada, Menderes Masifi'nin temelini gözlü, bantlı ve granitik gnayslarla migmatitten yapılmış gnays biriminden oluştuğunu belirtmektedir. Gnaysları uyumlu olarak metavolkanit birimleri üstler, bunları uyumlu izlenimi veren bir dokanakla şistler örtmektedir ve şistleri de platform tipi kireçtaşlarından türemiş mermerler uyumlu olarak örter. Litolojik istifi post-metamorfik zamanlı granodiyoritik ve gabroyik sokulumlar tamamlar. Dora vd (1992) metamorfik evrimini şu şekilde özetlemektedir: (1) Duraylı izotop değerleri ilksel kayaların sedimanter kökenli olduklarına işaret etmektedir (Satır ve Friedrichsen 1986). Menderes Masifi'nin temelinde Geç Proterozoyik ve Kambriyen'de Orta-Geç Pan-Afrikan dönemindeki gibi zengin grovak ve arkoz çökelişi olmuştur (Dora vd 1992). (2) Menderes Masifi'nin gözlü gnayslarından Rb-Sr yöntemiyle saptanmış 500 My dolaylarında (Schuiling 1973, Dora 1975, Satır ve Friedrichsen 1986) kaya yaşları elde edilmiştir ve bu değerler ilk metamorfizma yaşını simgelemektedir. Kambriyen/Ordovisiyen sınırında çökelen bu sedimanlar yüksek dereceli bir metamorfizma geçirmişlerdir (Dora vd 1992). (3) Menderes Masifi'nin tüm metamorfik istifini kesen Neojen yaşlı postmetamorfik plütonlarda metamorfik etkilere rastlanmaz. Kambriyen/Ordovisiyen sınırında gerçekleşen metamorfizmayı izleyen evrede ya da eş zamanlı olan tonalit-granitik sokulumlar yükselmiştir. Bunu izleyen evrede de gnaysları, sokulum kayaların eşlenikleri olan riyolitik-andezitik volkaniklastik kayaçlar örtmüştür (Dora vd 1992). (4) Menderes Masifi'nin ilk metamorfizmasından sonra bu bölgede kalın bir klastik istif çökelmiştir. Bu istifin üzerleyen, mermerlere dönüşmüş olan platform tipi kalın kireçtaşı çökelişi Paleosen'e kadar devam eder. Paleosen'de tüm bu metamorfik ve klastiklerin üzerine dev bir bindirmeyle Likya Napları gelir (Dora vd 1992). (5) Menderes Masifi'ndeki ana (ikinci) metamorfizmanın Paleosen-Geç Eosen aralığına rastladığı vurgulanmaktadır. İzmir-Ankara Zonu'na ait okyanusal ofiyolit naplarının Geç Kretase'den başlayarak kuzeyden güneye doğru Menderes Masifi üzerinden geçmesi, ana metamorfizmanın nedeni olarak görülmektedir (Kaya 1981, Şengör vd 1984, Dora vd 1987, Dora vd 1992). Böylece kalın bir okyanusal kabuğun altında kalan Menderes birimleri Paleosen-Geç Eosen arasında Barrovian tipi bir orta basınç/yüksek sıcaklık metamorfizması geçirmiştir. Bu metamorfizma, etkin yatay hareketleri, kıvrımlanmaları, kısmi ergimeleri ve migmatitleşmeyi içermektedir (Dora vd 1992). (6) Masif, Oligosen başında yükselmiş ve aşınmaya başlamıştır. Masifte sıkışma rejimi Oligosen-Orta Miyosen boyunca sürmüş ve bu sıkışma rejiminin neden olduğu düşük açılı bindirmeler oluşmuştur (Dora vd 1992). (7) Orta Miyosen'den sonra tüm Anadolu'da neotektonik rejim başlar (Şengör 1980). Bu rejimle birlikte Menderes Masifi K-G yönlü genişleme kuvvetlerinin etkisinde kalmıştır. Böylece D-B doğrultulu derin hatlar boyunca kırılarak Büyük Menderes, Küçük Menderes, Gediz ve Simav grabenleri oluşmuş ve bu grabenler masifi dört astmasife bölmüştür (Dora 1975, Dora vd 1992).

Oygür (1997) modal mineralojik bileşimine göre plütonun, granodiyorit, tonalit ve monzogranitik bileşimli kayaçlardan oluştuğunu ve bu granitlerin yaşının Paleosen-Eosen olduğunu öne sürmektedir.

Delaloye ve Bingöl (2000) Batı Anadolu'daki granitoidler üzerine yaptıkları çalışmada Eğrigöz granitinin yaşını mikalardan elde ettikleri K-Ar yöntemiyle  $20 \pm 0.7$  ile  $24.6 \pm 1.4$  Milyon yıl arasında belirtmektedir.

Ercan vd (2000) Neojen yaşlı volkanik birimler üzerinde yaptıkları çalışmada, Batı Anadolu'da Tersiyer volkanizması, Biga Yarımadasında Eosen'de başlamış, Oligosen ve Erken Miyosen dönemlerinde gençleşerek güneye doğru İzmir'e kadar uzanmaktadır. Volkanizma bütün Batı Anadolu'da Erken Miyosen'den Orta Miyosen'e kadar genellikle kalkalkali, yer yer hibrid ve kabuk kökenli ürünler vermiştir. Orta Miyosen'den Kuvaterner'e değin kabuk-manto karışımı hibrid ürünlerin ağırlıkta olduğu, çoğunlukla kalkalkalen yer yer de alkalen karakter gösteren bir volkanizma, Kuvaterner'de ise özellikle Kula yöresinde yüzlekler veren tamamen manto kökenli volkanitler yaygındır.

Hasözbeğ (2003), Eğrigöz magmatik kompleksinin jeolojisi, petrolojisi ve evrimi başlıklı çalışmasında, plutonik faz, volkanik faz ve subvolkanik faz kayalarını Eğrigöz magmatik kompleksi kayaçları olarak gruplamıştır. Çalışmaya göre plutonik fazı oluşturan granitik kütleler Eğrigöz, Karakoca ve Çamlık granitleridir. Volkanik fazı oluşturan kayaçlar Çamlık volkanik birimi olarak adlandırılmıştır. Subvolkanik kayaçlar ise plutonik ve volkanik faz kayalarını kesen aplitik ve pegmatitik dayklardır. Çalışmada granitler, granit, monzo-granit, granodiyorit bileşimli ve kalkalkali karakterde tanımlanmıştır. Granitlerin volkanik eşdeğerlerinin bulunmasını ve volkaniklerin granitlerle geçişli oluşunu, roof pendantların varlığını, granitlerin kenar zonlarında mikrogranitlerin, daykların ve anklavların yer almasını, kompleksi oluşturan granitlerin sık yerleşimli olduklarının ifadesi olarak belirtmiştir.

Işık (2004), Simav makaslama zonunda yaptığı mikrotektonik çalışmada, çalışma alanı içerisindeki kaya topluluklarının genişleme tektoniği etkilerini taşıdığını belirtmiştir. Bu çalışmada şu sonuçlara ulaşılmıştır: (1) Simav sıyrılma fayının taban bloğunu oluşturan kayalar genişleme rejimi içerisinde sünümlü ve gevrek deformasyon olmak üzere iki farklı deformasyon evresi yaşamışlardır (Işık 2004). (2) Deformasyonun milonitleşme evresinde orta-yüksek dereceli metamorfite, pegmatoyid ve granitoyid intruzyonları değişen ölçülerde milonitleşmiştir. Milonitleşme protomilonit-milonit-ultramilonit aralığındadır. Asimetrik porfiroklast, mika balığı, oblik rekristalizasyon, S-C ve C' mikro dokular K-KD doğrultulu bir makaslama işaret etmektedir. Milonitlerdeki tane şekli foliyasyonu, yeni tane oluşumu ve minerallerin diğer deformasyon özellikleri makaslama zonunda orta-üst yeşilist fasiyesi metamorfizma koşullarını karakterize eder. Milonitleşmenin yaşı Oligosen - Erken Miyosen'dir. (3) Gerilme rejiminin gevrek deformasyon özelliği sıyrılma ve yüksek açılı fayların oluşumu ile temsil olur. Simav sıyrılma fayının taban ve tavan bloklarında yaygın gevrek deformasyon yapıları oluşmuştur. Kataklastik zon olarak tanımlanan kesimde milonitik kayaları etkileyen kırılma, faylanma ve ufalanmanın eşlik ettiği breş/kataklastit oluşumları gözlenir. (4) Bölgede gevrek deformasyonun diğer bir aşamasını yüksek açılı faylar oluşturur. Çoğu yaklaşık BKB-DGD doğrultulu bu faylar inceleme alanındaki diğer birimleri keser konumludur. (5) Simav makaslama zonu Menderes Masifi'nin yüzeylemesinin kuzey kesimini kontrol eder. Buradaki yapısal ve mikrotektonik özellikleri ile izotopik yaş verileri masifin asimetrik yüzeylemeye bağlı geliştiğini ortaya koymaktadır.

Son yirmi yıl içerisinde yapılan çalışmalarda, bir grup araştırmacı (Bozkurt ve Park 1994, Hetzel vd 1995, Emre ve Sözbilir 1997, Okay ve Satır 2000, Bozkurt 2001,

Işık ve Tekeli 2001, Gessner vd 2001, Işık 2004, Işık ve Seyitoğlu 2007, Erkül vd 2013) masifin bir “*Metamorfik Çekirdek Kompleksi*” olduğu yönünde fikir birliği içindeyken diğer bir grup ise (Erdoğan ve Güngör 2004, Westaway 2006; Hasözbeğ vd 2008; 2010) Menderes Masifinin kuzey kesiminde metamorfik bir çekirdek kompleksi olmadığını ve sıkışmalı rejimin Erken-Orta Miyosen boyunca da devam ettiğini öne sürmektedir.

Işık ve Seyitoğlu (2007) Menderes Masifi için metamorfik çekirdek kompleksi olduğu görüşünü destekleyen çalışmasında, masifin temelini oluşturan magmatik ve sedimanter kökenli metamorfik kayalar ile bunlar içerisine sokulum yapmış granitoid intrüzyonlarının Menderes çekirdek kompleksinin taban bloğu kayalarını oluşturduğunu belirtmektedir. Bu çalışmaya göre, kompleks içerisinde alt kabuk kayaları, milonit türü kayalar (*protomilonit, milonit, ultramilonit, blastomilonit*) ile bölgesel metamorfizma özellikli şist, gnays, mermer litolojileri ve granodiyorit, monzonit, granit ve az oranda ise daha mafik bileşimli granitoid intrüzyonlar ile temsil olur. Milonitik kayaların protoliti hem metasedimanlar hemde granitoid türü kayalardır. Tavan bloğu kayaları ise şist, fillit, sleyt türü litolojiler yanında ofiyolitli melanja ait kayalar ve havza çökelleri ile temsil olur. Taban ve tavan bloğu kayalarını sıyrılma fayları ve sünümlü makaslama zonları ayırmıştır.

Hasözbeğ vd (2008) bölgenin jeolojik evrimini şu şekilde açıklamıştır: Afyon Zonu’nu da içine alan Menderes Platformu’nun, kuzeye doğru uzanan pasif bir kıta konumundan, platformun kuzeye doğru hareketi ile Sakarya Kıtası altına doğru dalması ile sonuçlandığını, Afyon Zonu’nun yüksek basınç, düşük sıcaklık metamorfizmasına uğradığını, Platformun güneyinin yüksek sıcaklık düşük basınç koşullarında metamorfizmaya uğradığını ve metagranitlerin hem Menderes Masifi’nin hem de Afyon Zonu’nun içine sintektonik olarak Ana Menderes Metamorfizması sırasında yerleştiğini belirtmiştir. Ana çarpışma sırasında Menderes Platformu’nun değişik derecelerde metamorfizmaya uğrayan bölümlerinin naplar halinde kendi içinde ekaylandığını ve daha kuzeyde evrim geçirmiş melanj yığılmasının ise, en üste bindirerek nap paketini tamamlamasıyla kıtasal kabuğun anormal kalınlığa eriştiğini böylece anormal kıta kabuğu kalınlığının granit magmasının oluşumuna yol açtığını ve Oligo–Miyosen granitlerinin bu nap paketlerini keserek post-tektonik olarak yerleştiğini belirtmiştir.

Hasözbeğ vd (2010) Erken Miyosen granitleri üzerine yaptıkları araştırmada Menderes Masifi’nin kuzey kenarında gnays-şist-mermer birlikteliğinin ve metagranitlerin hakim olduğunu söylemektedir. Masifin yüksek dereceli metamorfik birimlerini, Afyon Zonu’nun meta-platform istifinin ve Kretase-Erken Tersiyer yüksek basınç-düşük sıcaklık Tavşanlı Zonu’nun tektonik olarak üzerlemekte olduğunu belirtmektedir. Ayrıca Eğrigöz granitini sığ yerleşmiş, I-tipi, kalkalkalin bileşimli ve çarpışma sonrası olarak tanımlamıştır. Granitin kristallenme yaşını U-Pb zirkon analizi ile  $19.4 \pm 4.4$  My, soğuma yaşını ise Rb-Sr analizi ile  $18.77 \pm 0.19$  My olarak vermektedir.

Erkül (2012) Erken Miyosen Alaçamdağ volkano-plütonik kompleksinin petrojenetik evrimi üzerine yaptığı çalışmada, granitoidik ve volkanik kayalardan aldığı tümkayaç Sr-Nd izotop verileri ve tümkayaç jeokimyasal verileri sonucu iki farklı granitoid fasiyesi tanımlamıştır. Bu farklı fasiyeslerin oluşumunu genişleme süreçleri sırasında levha altı litosferik mantodan türeyen mafik magma ve aynı yaşlı alt kabuktan türeyen felsik magmanın karışması sonucu bir hibrid magma kökeniyle açıklamaktadır.

Bu veriler ışığında, Alaçamdağ volkano-plütonik kompleksinin oluşumu yay ardi kabuksal kalınlaşmaya, metamorfik çekirdek kompleksi ve makaslama zonu gelişimine, astenosferik yükselme ve mafik-felsik magmaların oluşumuna sebep olan Ege dalma-batma zonunun geriye hareketi ile ilişkilendirilmektedir.

Erkül ve Erkül (2012) Menderes metamorfik çekirdek kompleksinde genişleme ile eşyaşlı granitoidlerde magma etkileşim süreçleri çalışmasında, masif içerisindeki genişleme ile eşyaşlı tüm granitoidlerin karşılaştırmasını yapmışlardır. Araştırmacılara göre, Türkiye'nin batısındaki genişleme ile eşyaşlı granitoidler başlıca kıtasal kabuk kirlenmesinden, fraksiyonel kristalleşmeden ve magma karışım süreçlerinden etkilenmiştir. Genişleme ile eşyaşlı granitoidleri oluşturan mafik ve felsik magmalar, soğuma sırasında metasomatizma/kimyasal denge ve difüzyonel değişim süreçlerine uğramıştır. Genişleme ile eşyaşlı granitoidler, genişleme süreçleri sırasında, litosferden türeyen mafik magma ve alt kabuktan türeyen felsik magmanın karışımı sonucu oluşan hibrid bir magma kaynağını işaret etmektedirler.

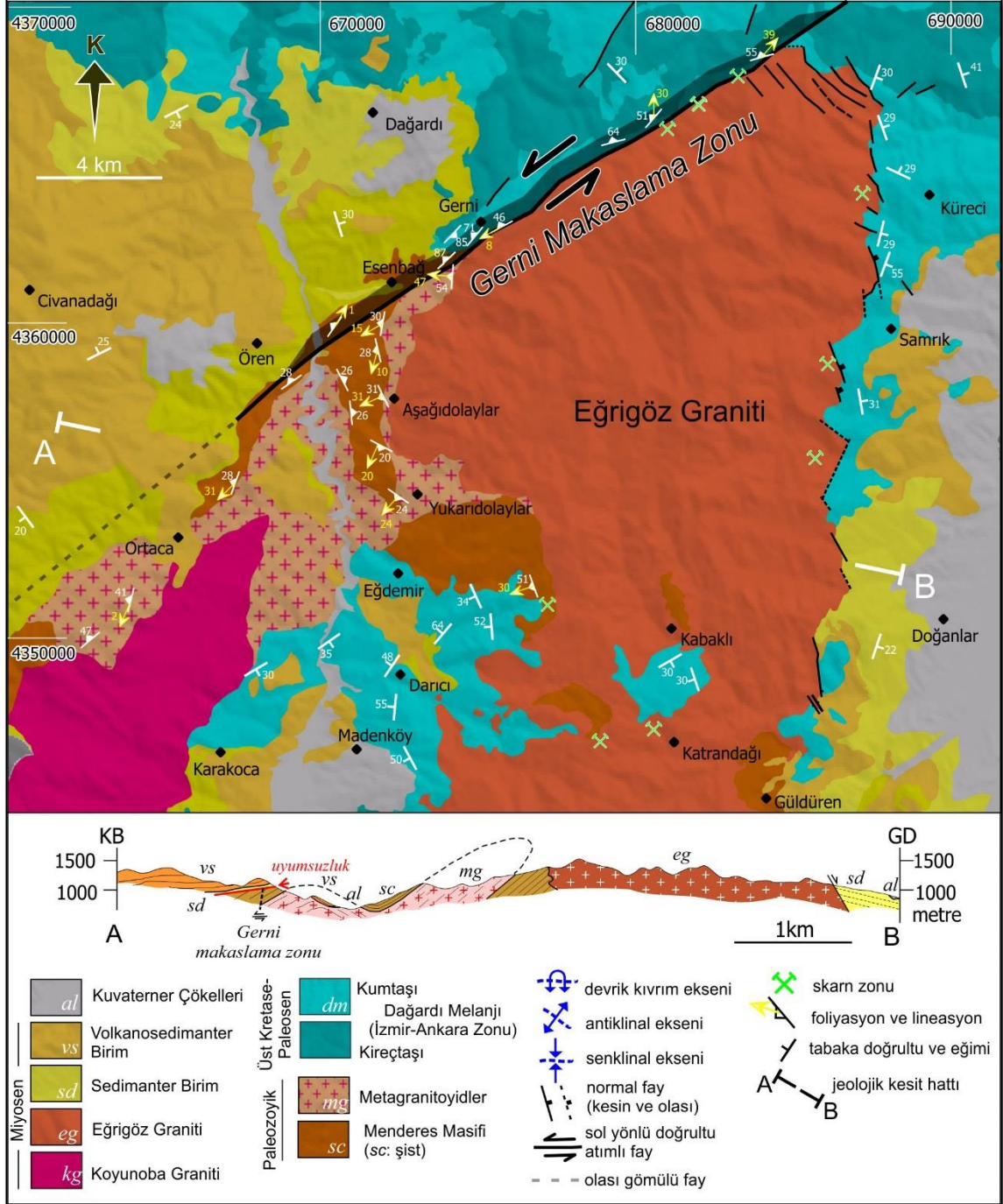
Erkül vd (2013) Menderes metamorfik çekirdek kompleksindeki granitoidlerin petrolojisi, mineral kimyası, Sr-Nd-Pb izotop bileşimi üzerine yaptıkları çalışmada, çekirdek kompleksi ile ilişkili magmatizmanın Geç Miyosen'de Kiklad metamorfik çekirdek kompleksi içerisinde devam ettiğini ve güney Ege'deki bir aktif yay volkanizmasının takip ettiğini belirtmektedir. Menderes ve Kiklad granitoidlerinin, Orta Miyosen sırasında Ege Bölgesi'nin genişleme alanındaki, D-B doğrultulu, güneye doğru gençleşerek yüzeyleyen magmatik kuşak boyunca oluştuğunu belirtmektedir. Genişleme ile eş yaşlı granitoidlerin kökenini, metamorfik çekirdek kompleksi ile birlikte litosferik manto ve alt kabuğu ergitmek için gerekli ısı kaynağı sağlayan astenosferik yükselimi ve dilimin geriye doğru hareketi (slab roll-back) ile ilişkilendirmektedirler.

Oyman vd (2013) Eğrigöz plütonik kompleksinin kuzey sınırı boyunca demir skarnlarının petrolojisi, jeokimyası ve evrimi üzerine yaptığı çalışmada, skarn ve cevher oluşumlarının Eğrigöz plütonik kompleksinin intrüzif kayaçları ile lensler şeklinde kireçtaşını içeren kalkerli pelitik şistler ve meta-karbonatlı kayaçlar arasında meydana geldiğini belirtmektedir. Araştırmacılar, magmatik kayaçlardaki ana, eser ve nadir toprak elementlerinde yaptıkları analizlere göre, bunların subalkali-kalkalkali, bir kıta yayı sisteminde üretilen peralüminodan metalüminoya değişen I-tipi karakterli bir sokulum olduğunu belirtmektedir. Granitin doğusundaki Küreci skarnı için inklüzyon homojenizasyon sıcaklığının 306-600°C arasında ve granitin batısındaki Çatak skarnı için oluşum sıcaklığının 227-600°C arasında olduğunu önermektedir.



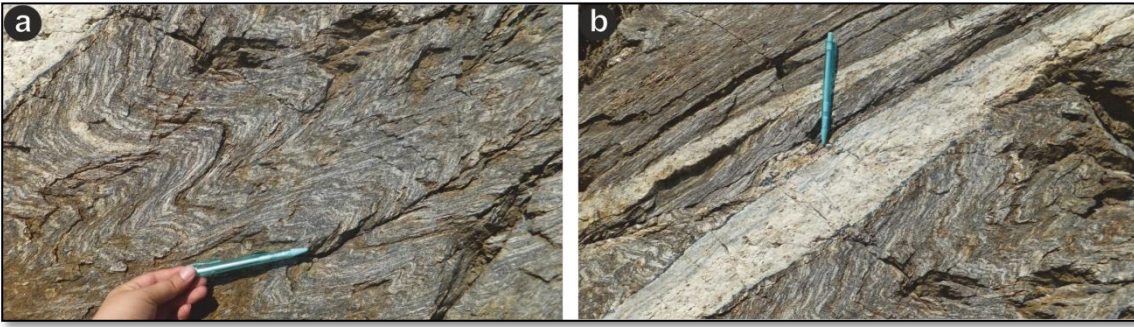
#### 4. STRATİGRAFI

Bölgedeki birimler Menderes Masifi, Dağardı Melanjı, Eğrigöz ve Koyunoba granitleri, sedimanter birimler, volkanosedimanter birimler ve Kuvaterner yaşlı çökellerden oluşmaktadır (Şekil 4.1).



#### 4.1. Menderes Masifi

Menderes Masifi (Parejas 1940) Batı Anadolu'daki Alpin Orojenezi'nin büyük bir kısmını oluşturmaktadır ve KD-GB doğrultulu uzun eksenli boyunca uzanan büyük kabuksal ölçekli metamorfik bir masiftir. Menderes Masifi'nde şu ana kadar birçok metamorfik, magmatik ve yapısal amaçlı çalışmalar yapılmıştır (örneğin; Schuiling 1973, Bingöl 1975, Dora 1975, Kun 1983, Şengör vd 1984, Satır ve Friedrichsen 1986, Kun vd 1988, Candan ve Kun 1991, Dora vd 1992, Bozkurt ve Park 1994, Hetzel vd 1995, Emre ve Sözbilir 1997, Bozkurt 2001, Bozkurt ve Oberhänsli 2001, Gessner vd 2001, Işık ve Tekeli 2001, Işık 2004, Seyitoğlu vd 2004, Bozkurt vd 2006, Çemen vd 2006, Candan vd 2007, Işık ve Seyitoğlu 2007, Kaya vd 2007, Hasözbek vd 2008, Hasözbek vd 2010, van Hinsbergen vd 2010, Catlos vd 2012).



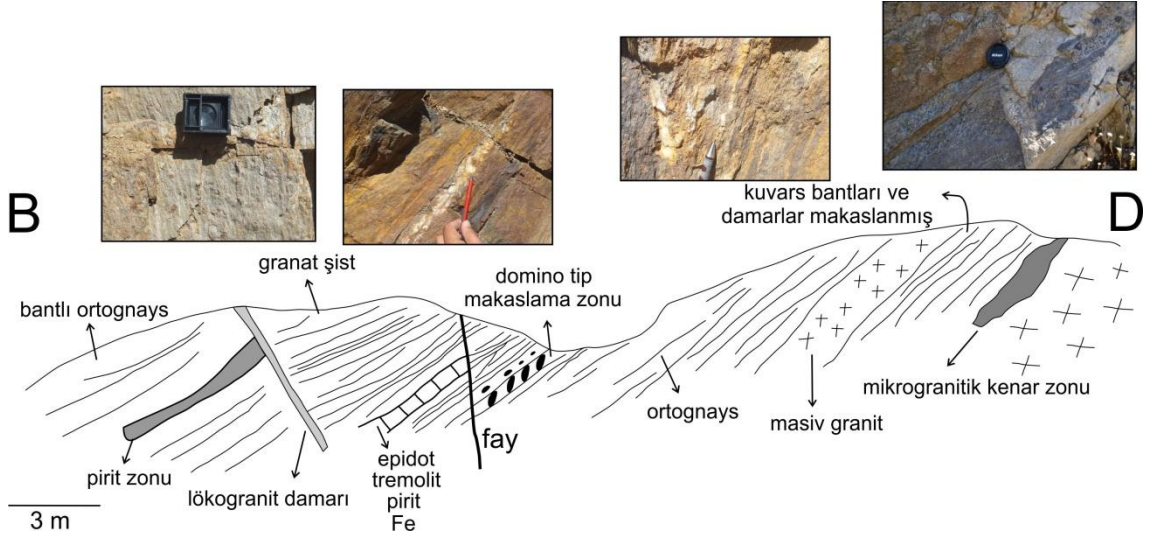
**Şekil 4.2.** Menderes Masifi'ne ait (a) gnaylarda görülen ikincil kıvrımlar (kalem ucu kuzeye doğru) (b) gnaylara sokulan lökogradit dayklarının genel görünümü. İkincil kıvrımlara sahip ortognayları kesen lökograditlerdeki sınırlı deformasyona dikkat ediniz (35S 671698/4357605) (kalemin boyu 15 cm).



**Şekil 4.3.** Menderes Masifi'ne ait mermerlerin genel görünümü (35S 673861/4349965).

Menderes Masifi'nin temel kayalarını karmaşık ve çok fazlı olarak gelişmiş metamorfizma ile oluşan gnaylar oluşturmaktadır (Şekil 4.2) (Şengör vd 1984, Bozkurt ve Oberhänsli 2001). Prekambriyen-Kambriyen yaşlı gnayları uyumlu olarak aynı yaşlı metavolkanitler üzerlemektedir (Dora vd 1992). Bunları uyumsuzlukla gelen şistler takip etmekte (Akdeniz ve Konak 1979) ve yaşlı Geç Devoniyen-Geç Permiyen (Boray vd 1973) olan şistleri de uyumlu bir şekilde Geç Triyas-Geç Kretase (Dürr 1975, Çağlayan vd 1980) yaşlı platform tipi mermer ve rekristalize kireçtaşları örtmektedir (Şekil 4.3). Metagranitoidlerin üzerinde şistler yapısal olarak bulunmaktadır. Masifin

temel kayaları ise Proterozoyik/Kambriyen, Triyas ve Tersiyer yaşlı magmatik sokulumlar tarafından kesilmektedir (Şekil 4.4) (Holzer 1954, Bürküt 1966, Dora vd 1992, Bozkurt ve Oberhänsli 2001, Işık ve Tekeli 2001, Hasözbeğ vd 2010, Erkül vd 2013).



**Şekil 4.4.** Eğrigöz graniti ile Menderes Masifi'nin dokanağında gelişen skarn zonuna, cevherleşmeye ve faylanmanın etkisiyle makaslanan kuvars damarlarına ait arazi kesiti (35S 677079/4351069).

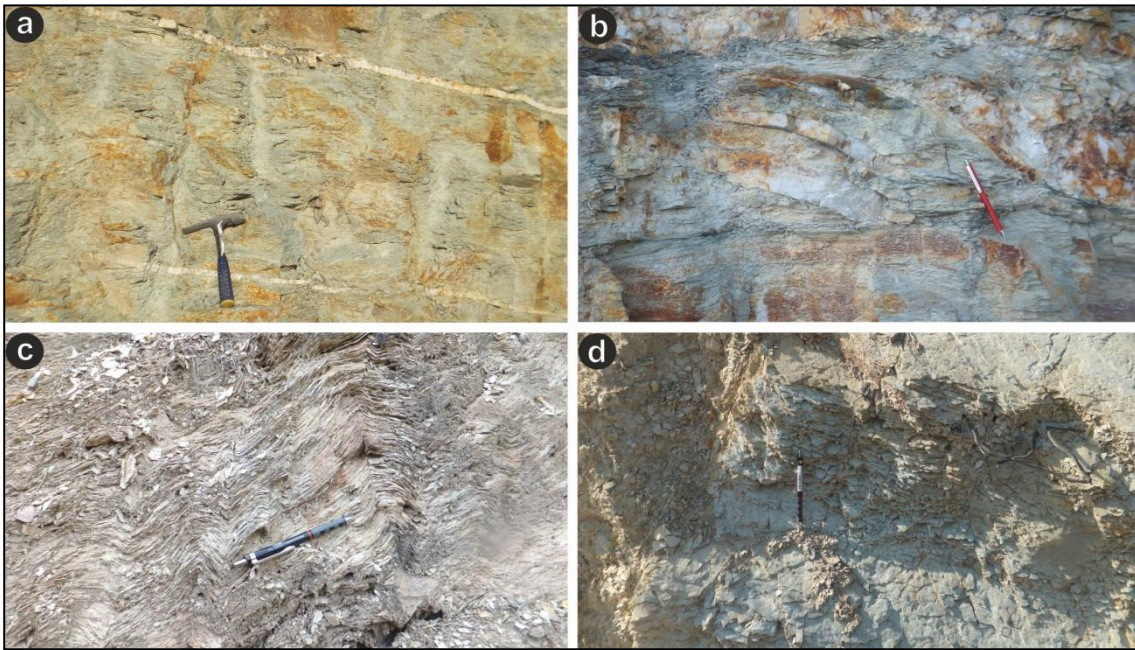
Menderes Masifi'nin gözlü gnayslarından Rb-Sr yöntemiyle 500 My dolaylarında (Schuilling 1973, Dora 1975, Satır ve Friedrichsen 1986) tüm kayaç yaşları elde edilmiştir ve bu değerler ilk metamorfizma yaşı olarak kabul edilmektedir (Dora vd 1992). Kambriyen/Ordovisiyen sınırında gerçekleşen metamorfizmayı izleyen evrede ya da eş zamanlı olan yaklaşık 470 My önce tonalitik-granitik sokulumlar yükselmiştir. Bunu izleyen evrede de gnaysları, sokulum kayaların eşlenikleri olan riyolitik-andezitik bileşimli tüfitler, metavolkanitler örtmüştür (Dora vd 1992).

#### 4.2. Dağardı Melanjı

Eğrigöz granitinin kuzey sınırında geniş alanlarda yüzlek veren Dağardı Melanjı'na (Akdeniz ve Konak 1979) ait kayaçlar İzmir-Ankara Zonu kayaçları içerisinde yer almaktadır ve önceki çalışmalarda Afyon Zonu'na dahil edilmiştir (Okay vd 1996).

Dağardı Melanjı, Menderes Masifi'ne ait metamorfik kayaçları tektonik olarak üzerlemektedir (Okay 1984, Okay vd 1996). Melanj kayaçları, kireçtaşı, kumtaşı, serpantinşist, yeşilşist, talkşist ve bazik-ultrabazik bloklarından oluşmaktadır (Akdeniz ve Konak 1979). Bazı çalışmalarda, Dağardı Melanjı ile yapısal olarak altında yer alan Menderes Masifi arasındaki dokanağın bir sıyrıma fayı niteliğinde olduğu öne sürülmektedir (Işık ve Tekeli 2001, Işık ve Seyitoğlu 2007, Thomson ve Ring 2006, Ring ve Collins 2005).

Çalışma sahasında oldukça geniş bir yayılım sunan kireçtaşı, sarımsı gri renklerde, bazı yerlerde masif ama çoğunlukla tabakalı bir yapı sunmaktadır. Kumtaşı birimleri kahverengimsi, sarımsı bej renklerde ince tabakalı şekilde gözlenir (Şekil 4.5). Geç Kretase yaşlı ofiyolitik birimler üzerine ultrabazik birimler bindirmeli olarak gelmektedir (Bacak 2003). Çalışma sahasında yüzlek vermeyen ultrabazik birimler serpantinleşmiş harzburjit, serpantinleşmiş dünit, serpaninitler, doleritler ve spilitik bazaltlardan oluşur (Bacak 2003). Birim, melanjın güneyinde yer alan Eğrigöz graniti ile faylı olup, fayın oluşturduğu zon makaslama zonu olarak kabul edilmektedir. Eğrigöz graniti, Dağardı Melanji kayalarına ait kumtaşları ve çamurtaşlarını granitin doğu kenarı boyunca sıcak dokanak ile kesmektedir. Dağardı Melanji'nin oluşum yaşı Geç Kretase sonu ve Paleosen olarak belirtilmektedir (Akdeniz ve Konak 1979, Okay ve Siyako 1993, Okay vd 1996).



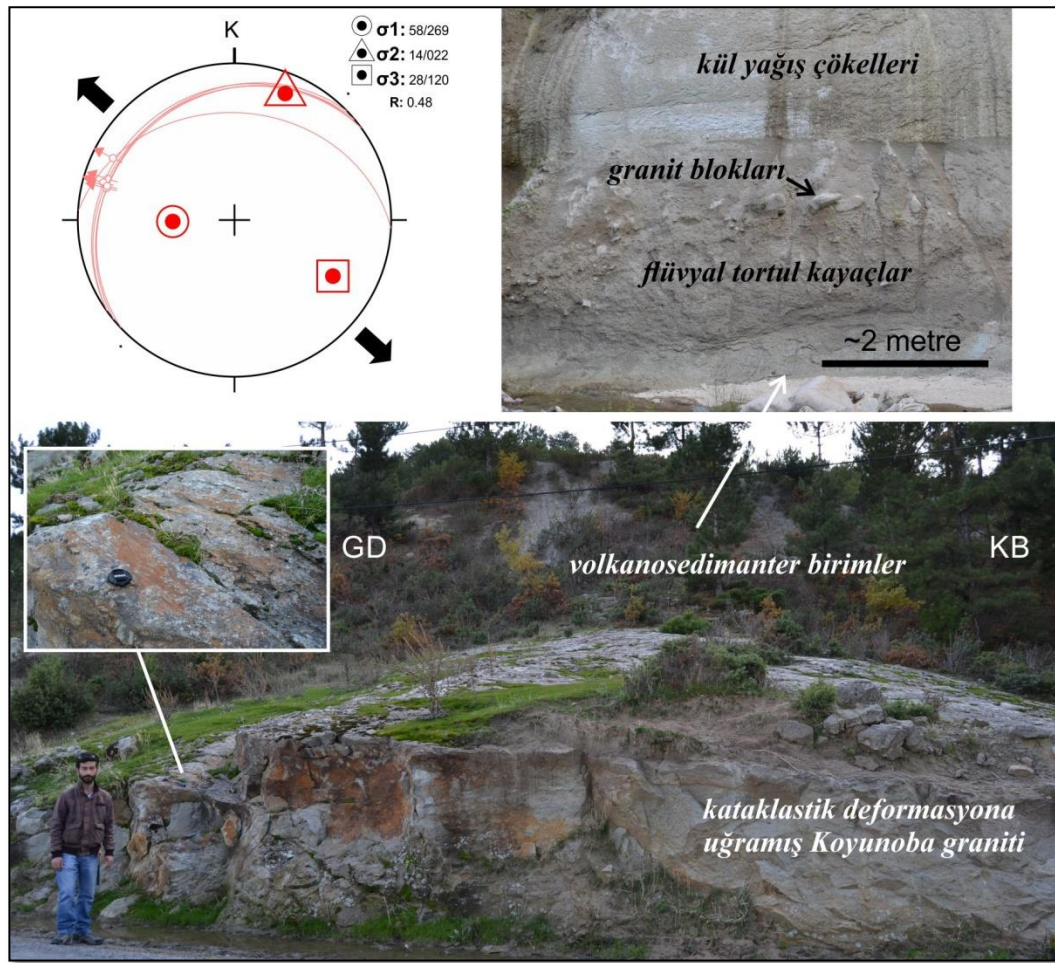
**Şekil 4.2.** Dağardı Melanji'na ait kırıntılı sedimanter kayalarda gözlenen (a) kuvars damarlarının (35S 689780/4367024) (b) mezoskopik sigma yapısının (35S 689780/4367024) (c) mezoskopik kıvrımların (35S 688647/4366777) (d) ince tabakalanmanın genel görünümü (35S 687969/4366788) (kalemlerin boyu 15 cm, çekicinin boyu 28 cm).

### 4.3. Koyunoba ve Eğrigöz Granitleri

Çalışma alanında Menderes Masifi'ni kesen Erken Miyosen yaşlı intrüziyonlardan Eğrigöz ve Koyunoba granitleri yer almaktadır. Dora (1969) tarafından Karakoca graniti olarak tanımlanan Koyunoba graniti yaklaşık 20 km uzunluğunda ve 6 km genişliğinde KD-GB uzanımlı, Eğrigöz graniti ise 42 km uzunluğunda ve 13 km genişliğinde K-G doğrultulu olarak yer almaktadır (Şekil 4.1) (Öztunalı 1973, Akdeniz ve Konak 1979, Hasözbe vd 2010).

Koyunoba graniti mezoskopik olarak grimsi renkli olup, taneli dokulu kristallerin varlığı ile tanımlanmaktadır. Mineralojik bileşim açısından, kuvars,

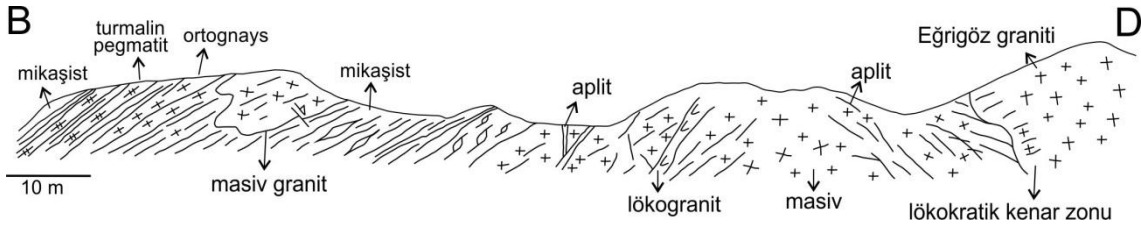
feldispat, biyotit ve az miktarda hornblend minerallerinden meydana gelmektedir. Granitin ana kütesinden kenarlara doğru gidildikçe mikrogranitik dokulu kayalara geçiş gözlenmektedir. Mikrogranitler ve mikaşistler ile mermerler boyunca gözlenen dokanak bazı kesimlerde hornfelsik kayalar ile temsil edilmektedir. Mikaşist, metagranit ve gnayslar, lökokratik dayklar tarafından kesilmektedir. Granitin yapısal olarak üst kesimlerinde ise düşük açılı fay, flüvyal çökeller ile ardalanmalı felsik volkanik kayalar tarafından uyumsuz olarak üstlenir (Şekil 4.6). Felsik volkaniklastik kayalar bu bölgede ignimbitler ve kül yağış çökellerinden meydana gelir. Granitlerin üst kesimindeki düşük açılı fay düzlemlerinin altında yer alan granitlerde kataklastik deformasyon yaklaşık 1 m kalınlığındadır. Bu fay üzerine gelen flüvyal çökeller içerisinde yuvarlaklaşmış ve yarı yuvarlaklaşmış granit klastları gözlenir. Tabandaki flüvyal çökellerde bulunan granit klastlarında akma yönünü işaret eden dizilimler izlenir (Erkül vd 2013).



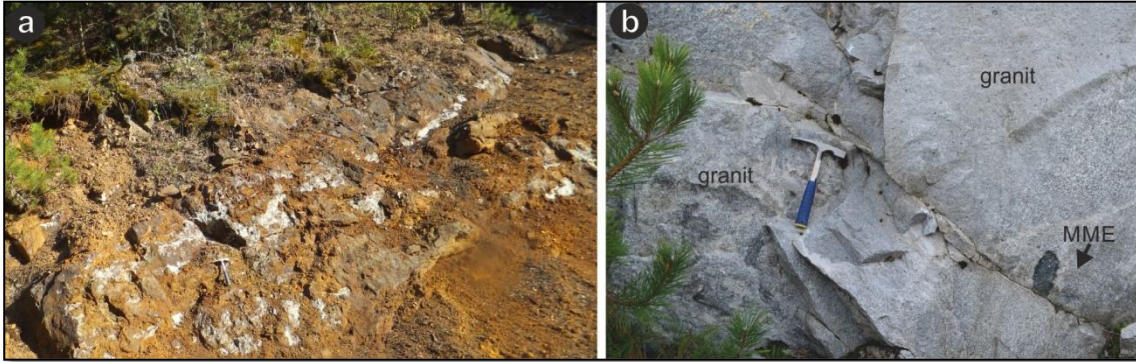
**Şekil 4.3.** Deformasyona uğramış Koyunoba granitindeki sıyrılma fayı, fayın kinematik analizi ve granit ile volkanosedimanter birim arasındaki uyumlu dokanak ilişkisinin görünümü (35S 665560/4352387).

Eğrigöz granitinin Menderes Masifi ile dokanağı boyunca lökokratik kenar zonu, aplitler ve lökogradit daykları gözlenmektedir (Şekil 4.7). Eğrigöz graniti makroskobik olarak gri renkli ve taneşel dokulu iri kristallidir. Granit içerisinde mikrogranüler

dokulu yuvarlağımsı-elipsoidal gelişmiş cm-dm boyutlarına sahip mafik anklavlar gözlenmektedir (Şekil 4.8). Eğrigöz graniti Menderes Masifi ve Dağardı Melanjı birimlerini kesmektedir. Granit kuzey kenarında Dağardı Melanjı ile faylı bir dokanakla ayrılır ve aralarında makaslama zonu bulunmaktadır. Doğu kenarı hem faylı hem sıcak dokanaklı bir yapı sunmaktadır ve kenar boyunca sık sık arenalaşma türü alterasyonlar görülmektedir. Faylı kenarlar boyunca granitlerde kataklastik doku görülmektedir. Granit etrafında birçok noktada skarn zonu ve fay sistemlerinin birlikte geliştiği görülmektedir. Bu da fayların granit yerleşimi ile aynı yaşta olduğunu göstermektedir. Birkaç skarn zonu maden ocağı olarak işletilmektedir.



**Şekil 4.4.** Eğrigöz granitinin Menderes Masifi ile ilişkisini gösteren arazi kesiti (35S 674597 4361732).



**Şekil 4.5.** (a) Eğrigöz granitinin kireçtaşı ile dokanağında gelişen skarn zonunun (35S 681980/4366984) (b) Tanesel dokulu Eğrigöz granitinin genel görünümü (MME: mafik mikrogranüler anklav) (Erkül vd 2014'den alınmıştır).

Hasözbe vd (2010) Koyunoba graniti'nin kristallenme yaşını U-Pb zirkon analizi ile  $21.7 \pm 1.0$  My olarak; Eğrigöz granitinin kristallenme yaşını U-Pb zirkon analizi ile  $19.4 \pm 4.4$  My, soğuma yaşını ise Rb-Sr analizi ile  $18.77 \pm 0.19$  My olarak vermektedir. Işık vd (2004b) çalışmasında Eğrigöz granitinin soğuma yaşını  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  yöntemi ile 20 My olarak vermektedir. Catlos vd (2012) çalışmasında plütonların çok daha uzun süreli bir kristalleşme sürecine maruz kaldığını ve kristalleşmenin  $30.0 \pm 3.9$  ile  $14.7 \pm 2.6$  My arasında yaklaşık 15 My boyunca devam ettiğini belirtmektedir.

#### 4.4. Sedimanter Birimler

Çalışma sahasının sedimanter birimleri kumtaşı, kireçtaşı, killi kireçtaşı, çörtlü gölsel kireçtaşı, marn, çakıltası ve yamaç molozu birimlerinden oluşmaktadır. Birimler Eğrigöz graniti ve Koyunoba granitinin KB kesiminde geniş alanlarda yüzlekler sunar.

İstif tabanda baskın olarak blok boyunda bileşenler içeren tane destekli ve matriks destekli çakıltaşları ile başlar (Şekil 4.9). İstifin üst kesimlerine doğru çakıltaşları ile ardalanan kumtaşları baskın hale gelir. İstifin daha üst kesimlerinde ince taneli kumtaşlarına volkanoklastik düzeyler mercekler şeklinde ardalanma sunarlar. En üst dokanağında ise kırıntılı birimler felsik volkaniklastik kayalara uyumlu olarak geçiş gösterir. Kırıntılı istif normal derecelenme, ters derecelenme ve tane dizilimleri gibi tortul yapılar ile temsil edilir. Köşeli ve yuvarlaklaşmış klast bileşenlerini Menderes Masifi'ne ait kayaçlar, İzmir-Ankara Zonu'na ait Dağardı Melanjı kayacı, Eğrigöz ve Koyunoba granitleri oluşturur.



**Şekil 4.6.** Sedimanter birimi oluşturan çok bileşenli çakıltaşlarının genel görünümü.

Bölgedeki sedimanter birimler ile ilişkili bir volkanik birime ait yaş verisi olmamakla birlikte bölgede yapılan stratigrafik korelasyonlar ve çevre volkanik birimlerden elde edilen radyometrik yaş verileri istifin yaşının 20 My ile 19 My arasında olduğu düşünülmektedir (Erkül vd 2005; Karaoğlu ve Helvacı 2012; Ersoy vd. 2014). Bu birimler, Bigadiç havzasındaki Erken Miyosen yaşlı volkanosedimanter istifler ve Uşak havzasındaki Yeniköy formasyonu ile korele edilebilir

#### **4.5. Volkanosedimanter Birimler**

Çalışma sahasındaki volkanosedimanter birimler tüflerden ve tüflerle geçişli olarak bulunan volkaniklerden oluşmaktadır. Bu birimler çalışma sahasındaki bütün birimleri uyumlu bir şekilde örtmektedir. Kuvaterner çökelleri bu birimleri uyumsuz bir şekilde üzerlemektedir. Tüfler andezit, riyolit, riyodasit, dasit arasında değişen kayaç bileşimine sahip Orta-Geç Miyosen yaşlıdır (Akdeniz ve Konak 1979a) ve değişik boyutlarda volkanik ve ofiyolit kayaç parçaları içeren aglomeralardan oluşmaktadır. Volkanikler, Orta Miyosen yaşlı bazalt, andezit, riyolit, riyodasit, dasit bileşimli volkanik bileşimli kayaçlardan oluşmakta ve Menderes Masifi kayaçlarını örtmektedir. Oldukça geniş alanlarda yayılım sunmaktadır. Arazide Eğrigöz granitinin batısında, Samrık civarında ve Güldüren civarında yüzlek vermektedirler (Şekil 4.10).



**Şekil 4.7.** Menderes Masifi'ne ait metagranitler üzerinde uyumsuz olarak yer alan volkanosedimanter birimlere ait ignimbritlerin genel görünümü.

#### **4.6. Kuvaterner Çökelleri**

Çalışma sahasında Kuvaterner çökelleri, yamaç molozu, traverten ve alüvyal çökeller oluşturmaktadır. Yamaç molozu çökelleri temel kayalarından türemiş köşeli çok bileşenli klastlardan meydana gelmektedir. Alüvyal çökeller, çalışma sahasının doğusunda Emet Çayı boyunca, batısında Hamzabey Deresi boyunca kuzey güney uzanım sunar. Traverten çökelleri ise Dağardı ve Ören çevresinde yüksek kesimlerde güncel faylarla ilişkili olarak izlenmektedir.



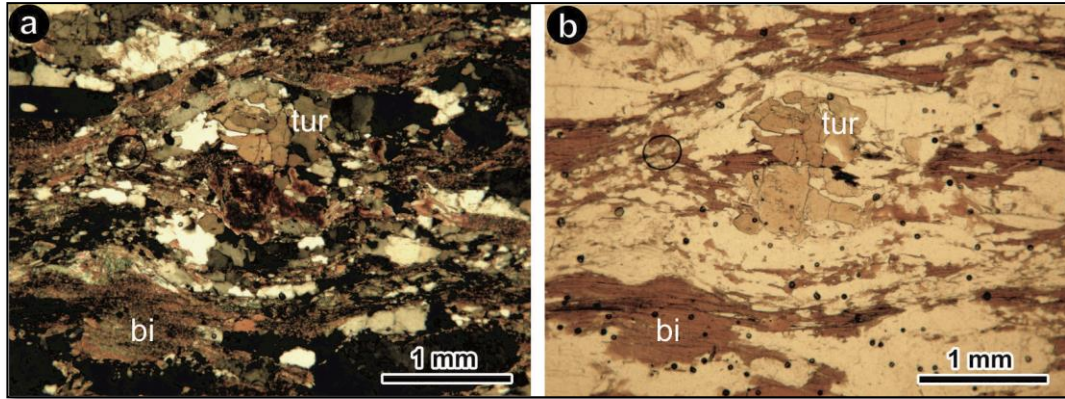
## 5. MİNERALOGİK VE PETROGRAFİK İNCELEMELER

### 5.1. Menderes Masifi

Çalışma sahasında Menderes Masifi'ne ait kayaçlar şistler ve turmalin lökograditlere ait milonitlerden oluşmaktadır. Milonitik şistler biyotit-muskovit şist ve mikaşistlerden oluşmaktadır. Biyotit-muskovit şistler kuvars, ortoklaz, plajiyoklaz, biyotit, muskovit, klorit, turmalin ve zirkon minerallerinden oluşmaktadır. Feldispatlarda killeşme, serizitleşme türü bozunmalar yaygındır. (Şekil 5.1). İri taneli rekristalize kuvars şeriti (quartz ribbon) ve biyotit ar dalanması yaygındır. İri taneli kuvars bantları yüksek dereceli metamorfizmaya işaret etmektedir.

Mikaşistler kuvars, plajiyoklaz, ortoklaz, muskovit, biyotit, granat, zirkon, turmalin, titanit ve apatit minerallerinden oluşmaktadır. Feldispatlarda killeşme, biyotitlerde kloritleşme, demir cevherleşmesi oldukça yaygındır (Şekil 5.2).

Turmalin lökograditlere ait milonitler ise kuvars, ortoklaz, plajiyoklaz, şörl bileşimli turmalinler, granat grubu mineraller ve çok az sayıda zirkonlardan oluşmaktadır (Şekil 5.3).

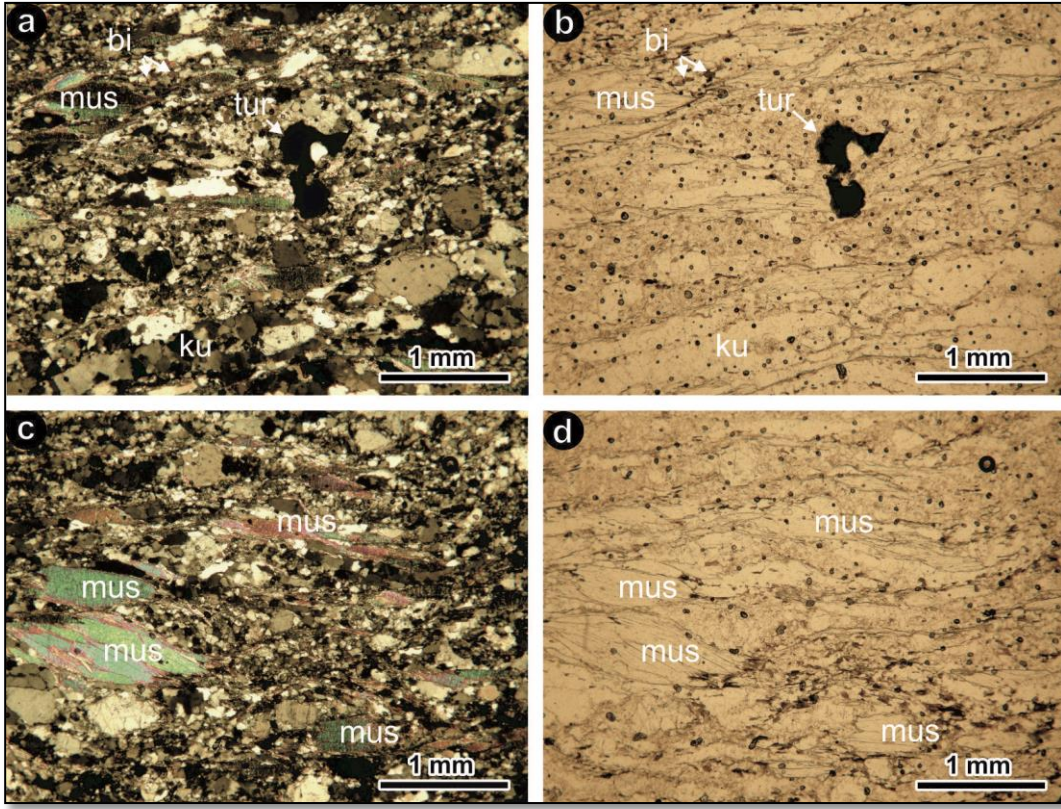


**Şekil 5.1.** Menderes Masifi içerisindeki biyotit-muskovit şistlerin (a) çift nikeldeki, (b) tek nikeldeki görünümü (tur: turmalin, bi: biyotit).

**Kuvars**, özşekilsiz, renksiz, çift nikelde I. dizi girişim rengi ve genel olarak dalgalı sönme göstermektedir. Kuvarslar, iri taneli rekristalize, bantlar ve damar şeklinde olarak görülmektedir.

**Plajiyoklaz mineralleri**, özşekilsiz, renksiz, çift nikelde I. dizi girişim rengi ve polisentetik ikizlenme göstermektedir. Yer yer plajiyoklazlardan serizite, kil minerallerine, kalsite dönüşüm görülmektedir.

**Ortoklaz**, özşekilsiz, renksiz, çift nikelde I. dizi girişim rengi göstermektedir. Karlsbad ikizlenmesi ile ayırt edilmektedir. Aynı plajiyoklaz gibi yer yer serizite, kil minerallerine, kalsite dönüşüm görülmektedir.



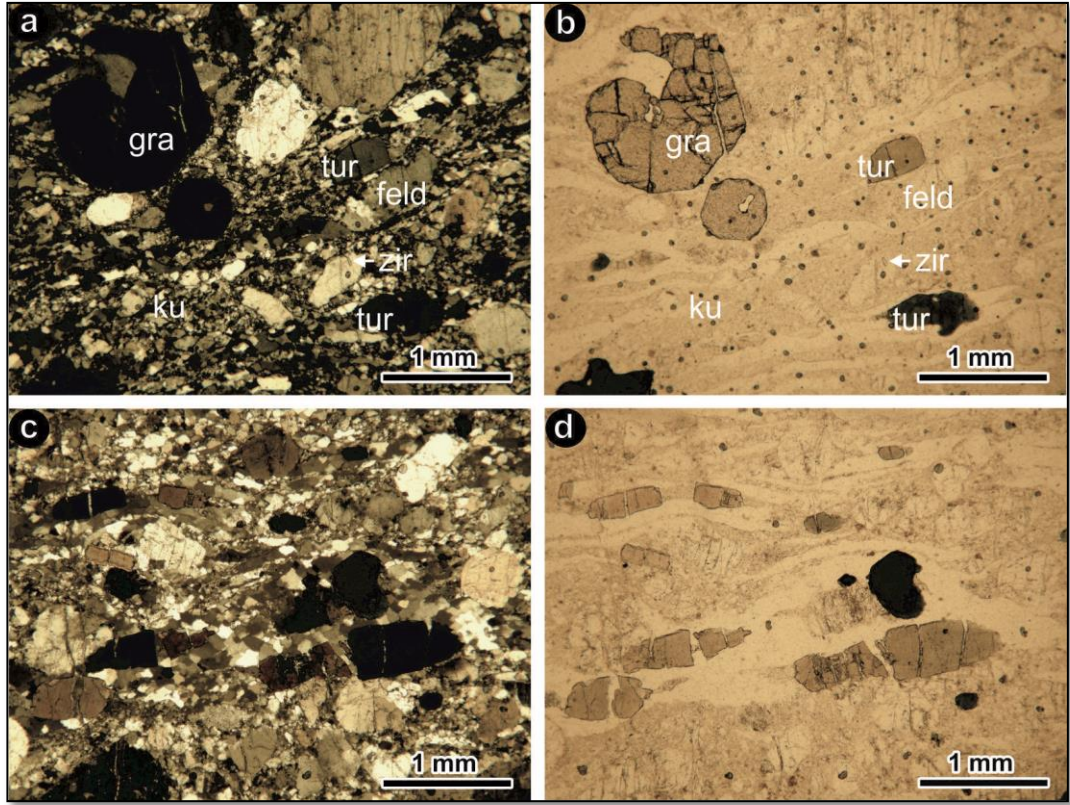
**Şekil 5.2.** Menderes Masifi içerisindeki mikaşistlerin (a) çift nikoldeki, (b) tek nikoldeki görünümü, mikaşistlerde görülen muskovitlerin (c) çift nikoldeki, (d) tek nikoldeki görünümü. (ku: kuvars, mus: muskovit, bi: biyotit, tur: turmalin)

**Muskovit**, renksiz, paralel sönme, çift nikolde II. ve III. dizi girişim rengi göstermektedir. Tek yönde dilinim göstermektedir. Örneklerde kuvars bantları ile aralanmalı halde ya da mika balığı şeklinde görülmektedir.

**Biyotit**, yeşilimsi kahverengi ve kırmızımsı kahverengi pleokroizma, III. ve IV. dizi girişim rengi, tek yönde dilinim, pulsü sönme, yüksek optik engebe göstermektedir. Örneklerde mika balığı şeklinde ya da bantlar şeklinde görülmektedir. Çoğunlukla klorite dönüşüm gözlenmektedir. Ayrıca örneklerde rastlanılan demir cevherleşmesinin kökeni olarak biyotitler düşünülmektedir.

**Turmalin**, örneklerde yaygın olarak Şörl bileşenli turmalinler görülmektedir. Yarı özşekilli veya özşekilli, mavi-yeşil renklere pleokroizma, canlı girişim rengi ve yüksek rölyefi ile dikkat çekmektedir. Genel olarak örneklerde porfiroklast olarak görülmektedir. Porfiroklastlar bazı örneklerde mikro faylar tarafından kesilmektedir.

**Granat**, renksiz ve çok yüksek rölyefi ile dikkat çekmektedir. İzotrop mineral olduğu için girişim rengi yoktur. Örneklerde granatlar genelde çok iri porfiroklastlar halinde, çatlaklı veya parçalanmış olarak görülmektedir.



**Şekil 5.3.** Menderes Masifi içerisindeki turmalin lökogranitlerin **a)** çift nikoldeki, **b)** tek nikoldeki görünümü; Şörl bileşenli turmalinlerin **c)** çift nikoldeki, **d)** tek nikoldeki görünümü. (ku: kuvars, feld: feldispat, tur: turmalin, gra: granat, zir: zirkon)

**Zirkon**, örneklerde yer yer rastlanılan zirkon özşekilli olarak görülmektedir. Özşekilli, renksiz, paralel sönme, IV. dizi ve üstü girişim rengi ve yüksek rölyef özellikleri göstermektedir.

**Apatit**, örneklerde çok nadir rastlanılmaktadır. Yarı özşekilli, renksiz, paralel sönme, kuvarsa kıyasla belirgin optik engebe, I. dizi girişim rengi özellikleri göstermektedir.

**Titanit**, örneklerde ender olarak rastlanılmaktadır. Yarı özşekilli, kahverengimsi pleokroizma, yüksek optik engebe, IV. dizi ve üstü girişim rengi göstermektedir.

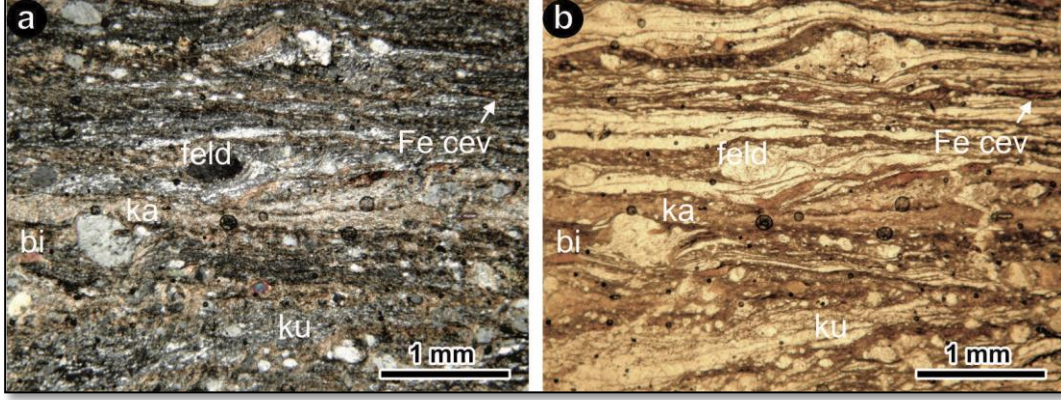
**Klorit**, özşekilsiz, soluk yeşil pleokroizma, kuvarsa oranla belirgin optik engebe gözlenmektedir.

**Opak mineral**, özşekilli ve yarı özşekilli olarak görülmektedir. Optik izotrop oldukları için çift ve tek nikolde siyah gözlenmektedir.

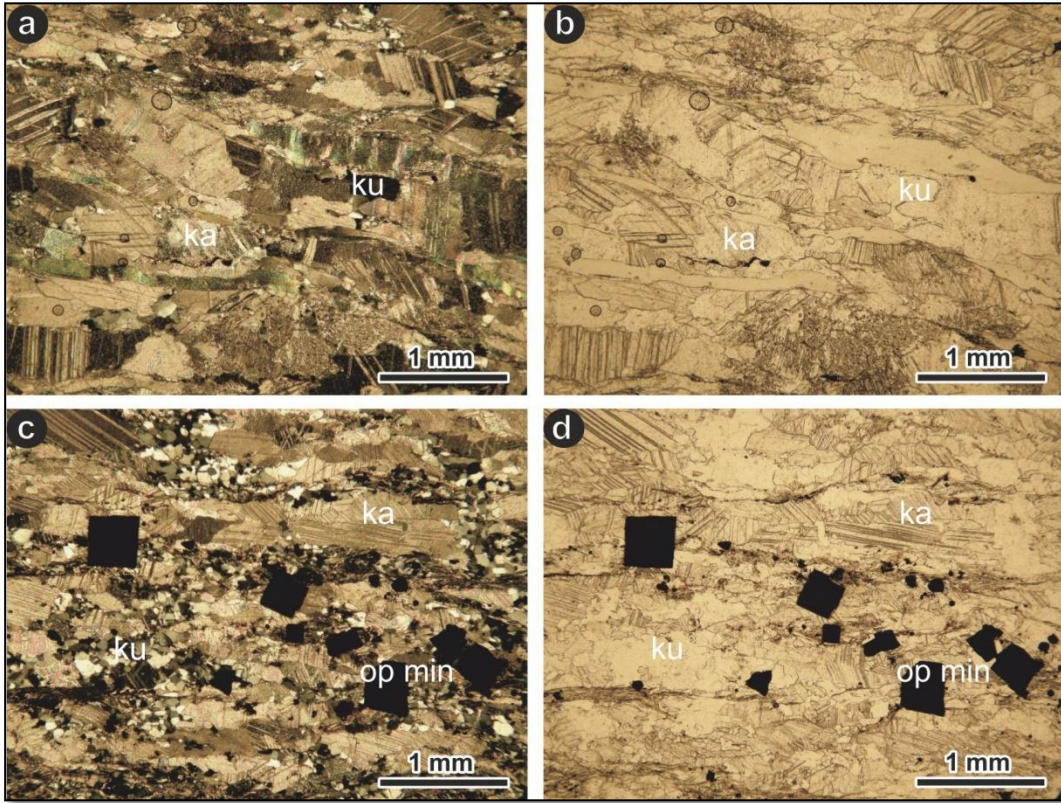
## 5.2. Dağardı Melanjı

Çalışma sahası içerisinde Dağardı Melanjı'na ait kumtaşları ve rekristalize kireçtaşı birimleri yüzlek vermektedir. Kumtaşları, kuvars, ortoklaz, plajiyoklaz, klorit,

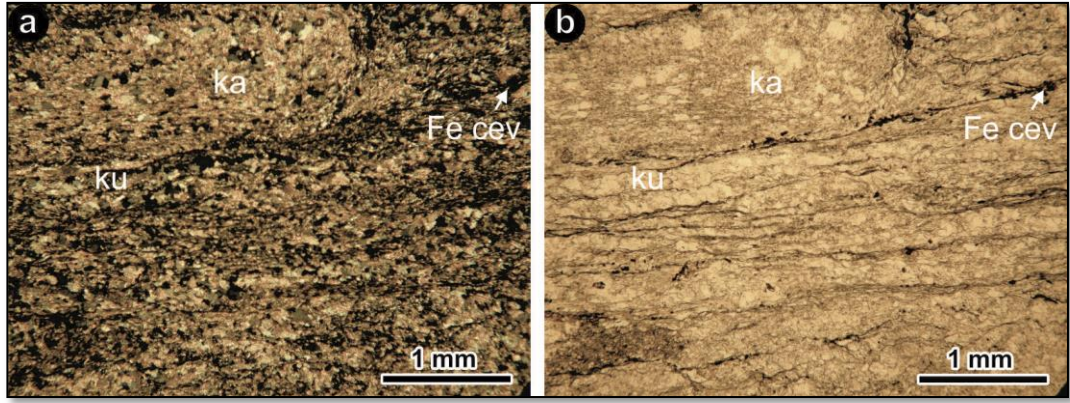
serizit ve opak minerallerden oluşmaktadır (Şekil 5.4). Örneklerde düşük dereceli kuvars rekristalizasyonu görülmektedir. Rekristalize kireçtaşı başlıca kuvars, kalsit ve opak minerallerden meydana gelmektedir (Şekil 5.5). İçerisinde opak mineraller ve nadiren klorit bulunmaktadır. Katrandağı'ndan alınan örnekler Dağardı Melanjı kayalarına benzer mineralojik özellik gösterdiği görülmektedir (Şekil 5.6)



Şekil 5.4. Dağardı Melanjı içerisindeki kumtaşlarının (a) çift nikoldeki (b) tek nikoldeki görünümü.



Şekil 5.5. Dağardı Melanjı içerisindeki rekristalize kireçtaşlarının (a) çift nikoldeki (b) tek nikoldeki görünümü ve özşekli-yarı özşekli opak minerallerin (c) çift nikol (d) tek nikol görünümü (ku: kuvars, ka: kalsit, op min: opak mineral).



**Şekil 5.6.** Katrandağı'ndan alınan rekristalize kireçtaşının (a) çift nikoldeki (b) tek nikoldeki görünümü (ku: kuvars, ka: kalsit, Fe cev: demir mineralleri).

**Kuvars**, özşekilsiz, renksiz, çift nikolde I. dizi girişim rengi ve genel olarak dalgalı sönme görülmektedir. Örneklerde kuvars ince taneli rekristalize, damar şeklinde ve porfiroklast olarak görülmektedir.

**Plajiyoklaz mineralleri**, özşekilsiz, renksiz, çift nikolde I. dizi girişim rengi ve polisentetik ikizlenme göstermektedir. Hem porfiroklast olarak hem de matriks içinde bulunmaktadır. Bazı örneklerde yer yer plajiyoklazlardan serizite, kil minerallerine, kalsite dönüşüm görülmektedir.

**Ortoklaz**, özşekilsiz, renksiz, çift nikolde I. dizi girişim rengi göstermektedir. Karlsbad ikizlenmesi ile ayırt edilmektedir. Aynı plajiyoklaz gibi ortoklaz hem porfiroklast olarak hem de matriks içinde görülmektedir. Serizite, kil minerallerine ve kalsite dönüşüm görülmektedir.

**Kalsit**, yarıözşekilli veya özşekilsiz, renksiz, çok yüksek girişim rengi, polisentetik ikizlenme göstermektedir.

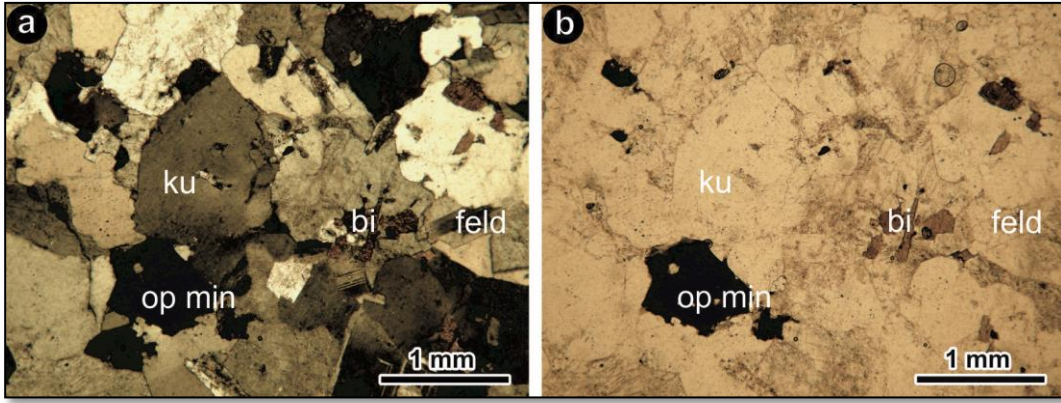
**Klorit**, özşekilsiz, soluk yeşil pleokroizma, kuvarsa oranla belirgin optik engebe gözlenmektedir.

**Turmalin**, yarı özşekilli, mavi-yeşil renklere pleokroizma, canlı girişim rengi ve yüksek rölyef göstermektedir.

**Opak mineral**, özşekilli ve yarı özşekilli olarak görülmektedir. Optik izotrop oldukları için çift ve tek nikolde siyah gözlenmektedir.

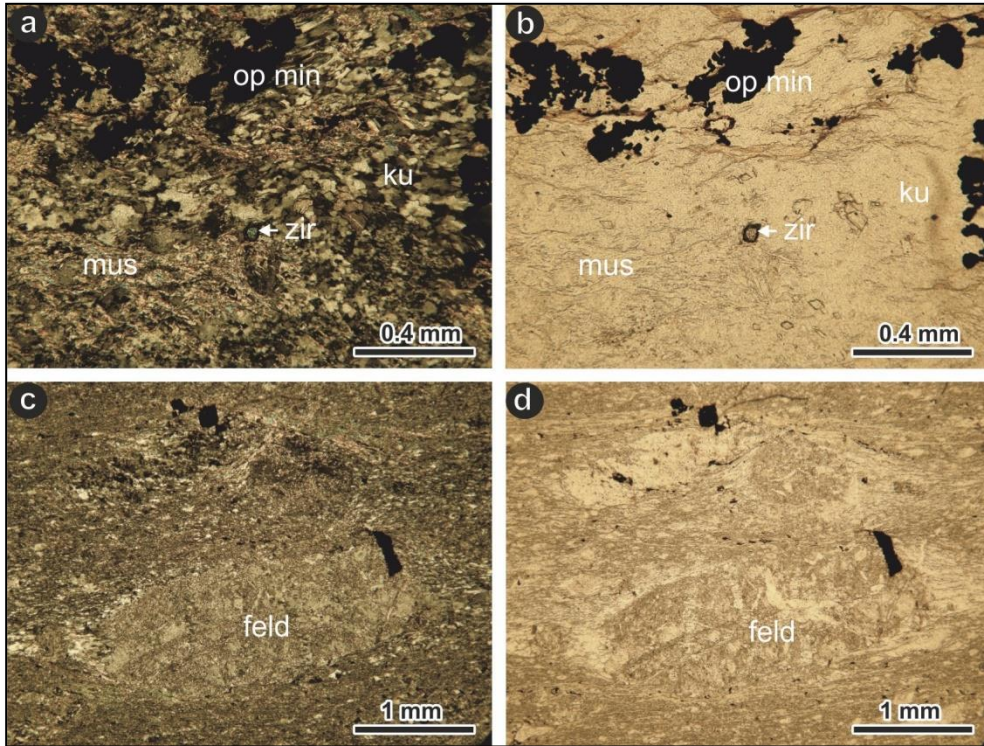
### 5.3. Eğrigöz Graniti

Çalışma alanında Eğrigöz granitinin ana kütesine ait granitler ve milonitler yer almaktadır. Eğrigöz graniti genel olarak holokristalin hipidiyomorf taneli doku içerisinde ana mineralleri kuvars, plajiyoklaz, ortoklaz, biyotit, tali bileşenleri ise zirkon ve titanit mineralleri oluştururlar (Şekil 5.7).



**Şekil 5.7.** Holokristalin hipidiyomorf taneler dokulu Eğrigöz granitlerinin (a) çift nikoldeki, (b) tek nikoldeki görünümü (ku: kuvars, feld: feldispat, bi: biyotit, op min: opak mineral).

Milonitik granitler kuvars, plajiyoklaz, ortoklaz, muskovit, biyotit, serizit, klorit ve zirkon minerallerinden oluşmaktadır (Şekil 5.8). Feldispatlarda killeşme, serizitleşme, karbonatlaşma, biyotit ve muskovitlerde kloritleşme ve opaklaşma görülmektedir. Tipik milonitik kayaca özgü rekristalize kuvarslar, yönlü mineraller ve asimetric porfiroklastlar bulunmaktadır. Porfiroklastlar genel olarak kuvars, plajiyoklaz ve ortoklaz minerallerinden oluşmaktadır. İnce taneli rekristalize kuvarslar düşük dereceli deformasyonu işaret etmektedir.



**Şekil 5.8.** Milonitik granitlerin (a) çift nikoldeki, (b) tek nikoldeki görünümü ve feldispatlarda killeşmenin (c) çift nikoldeki, (d) tek nikoldeki görünümü (ku: kuvars, feld: feldispat, mus: muskovit, zir: zirkon, op min: opak mineral).

**Kuvars**, özşekilsiz, renksiz, çift nikolde I. dizi girişim rengi ve genel olarak dalgalı sönme görülmektedir. İnce taneli rekristalize ve damar şeklinde görülmektedir. Kuvarsların rekristalize boyutları deformasyon derecesinin düşük olduğunu göstermektedir.

**Plajiyoklaz mineralleri**, özşekilsiz, renksiz, çift nikolde I. dizi girişim rengi ve polisentetik ikizlenme göstermektedir. Milonitik örneklerde plajiyoklaz kuvarsla birlikte bol miktarda bulunmaktadır. Hem porfiroklast olarak hem de matriks içinde bulunmaktadır. Bazı örneklerde plajiyoklaz minerallerinde grafik dokuya rastlanılmaktadır. Bazı örneklerde ise yer yer plajiyoklazlardan serizite, kil minerallerine, kalsite dönüşüm görülmektedir.

**Ortoklaz**, özşekilsiz, renksiz, çift nikolde I. dizi girişim rengi göstermektedir. Karlsbad ikizlenmesi ile ayırt edilmektedir. Örneklerde ortoklaz hem porfiroklast olarak hem de matriks içinde görülmektedir. Aynı plajiyoklaz gibi yer yer serizite, kil minerallerine, kalsite dönüşüm görülmektedir.

**Muskovit**, renksiz, paralel sönme, çift nikolde II. ve III. dizi girişim rengi göstermektedir. Tek yönde dilinim göstermektedir. Örneklerde kuvars bantları ile arıdanmalı halde görülmektedir.

**Biyotit**, yeşilimsi kahverengi pleokroizma, III. ve IV. dizi girişim rengi, tek yönde dilinim, pulsu sönme, yüksek optik engebe göstermektedir. Çoğunlukla serizite, yer yer klorite dönüşüm gözlenmiştir.

**Klorit**, özşekilsiz, soluk yeşil pleokroizma, kuvarsa oranla belirgin optik engebe gözlenmektedir.

**Zirkon**, örneklerde nadiren görülen zirkon özşekilli olarak görülmektedir. Özşekilli, renksiz, paralel sönme, dördüncü sıra ve üstü girişim rengi ve yüksek rölyef özellikleri göstermektedir.

## 6. YAPISAL VERİLER

### 6.1. Temel Bilgiler

#### 6.1.1. Makaslama zonları ve milonitler

**Makaslama zonları**, gevrek (brittle) ve sünümlü (ductile) deformasyon zonu olarak iki ana başlığa ayrılrsa da bu deformasyonlar arasındaki geçiş keskin olmadığı için ayırım yapmak güçtür. Bu ayrılık kayaç içerisindeki minerallerde de görülmektedir. Örneğin kuvarsın sünümlü deformasyon gösterdiği sıcaklıkta feldspat gevrek deformasyon göstermektedir. Kuvars 250°C den sonra (Dunlap vd 1997, van Daalen vd 1999, Stipp vd 2002), feldispatlar 500°C (Tullis ve Yund 1987) ve mikalar 250°C den daha yüksek sıcaklıklarda (Stesky vd 1974) sünümlü deformasyon özelliklerini gösterirler. Büyük makaslama zonları oldukça uzun bir zaman aralığında aktif kalabilmekte ve makaslama zonlarındaki malzemeler kabuktan yukarı veya aşağı doğru taşınabilmektedir. Bunun sonucunda bir makaslama zonu kayacı farklı metamorfizma koşullarında birbiri üzerine gelişmiş farklı deformasyon evrelerine ait yapılar içerebilmektedir. Küçük makaslama zonları, kolayca yeniden aktif olan bir kez oluşan ana makaslama zonundan birçok alt aşamalara ayrılma gösterebilir (Passchier 1994). Gevrek deformasyon zonunda yer alan kayaçlar üç grup altında toplanabilir. Bunlar fay breşi (gouge), kataklasit (cataclasite) ve pseudotakilit (pseudotachylyte)'dir. Sünümlü deformasyon zonuna ait tipik kayaç milonittir (Passchier ve Trouw 2005).

**Milonit**, kuvvetli tek yönlü simetriye sahip yapısal elemanlar içeren, belirgin sünümlü deformasyon verileri gösteren, çizgisel ve düzlemsel yapılara sahip bir kayaçtır (Bell ve Etheridge 1973, Hobbs vd 1976, White vd 1980, Tullis vd 1982, Hanmer ve Passchier 1991). Milonitler iki temel bileşenden oluşur; bunlar porfiroklast ve matriksdir. Matriks mineralleri ile aynı bileşimde olan iri kayaç parçalarına porfiroklast denir. Deformasyon şiddetinin artmasına bağlı olarak kayaçta porfiroklast miktarında azalma ve tane boyutu küçülmeleri gerçekleşir. Milonitler, matriks ve porfiroklast oranına göre sınıflandırılırlar (Spry 1969, Sibson 1977, Passchier ve Trouw 1996). Porfiroklast oranı %50-90 arasında ise protomilonit, %50-10 arasında ise milonit, %10'nun altında ise ultramilonit olarak adlandırılır. Şiddetli sünümlü deformasyona uğramış, mikaca zengin kayaçlar için ise milonit terimi yerine fillonit terimi kullanılmaktadır. Yarı gevrek deformasyon zonlarında gelişen milonitlerde matriks, ilksel kayacın yeniden kristalleşmeye uğramamış kalıntıları olan, dönmeye uğramış porfiroklastları saran bir yapı sunar. Porfiroklastlarda genelde asimetri yapı gözlenir. Matriksde genelde kuvars, mika ve feldispatlardan oluşan tercihli kristalografik yönelim yapıları gelişir. Bu yapılardan yararlanılarak makaslama yönlerinin belirlenmesi mümkündür. Milonitler milonit zonları olarak adlandırılan yüksek dereceli deformasyon zonlarında oluşurlar. Milonit zonları ile çevre kayaç arasında yapısal ve dokusal elemanlarca dereceli bir geçiş görülmektedir. Milonitlerdeki tane boyutları çevre kayaçlara oranla çok daha incedir (Passchier ve Trouw 2005).

Milonitler, her türlü kayaçtan türeyebilmektedir. Çok daha iri kristalli bir ana kayaçtan itibaren tane içi deformasyonları ve rekristalizasyonları yoluyla oluşmaktadır. Kalınlıkları birkaç milimetreden birkaç kilometreye kadar değişen milonitler, arazide



ince taneli oluşları ve kuvvetli gelişmiş düzlemsel yapıları ile tanınırlar (Bak vd 1975, Hanmer 1988).

### **6.1.2. Mikro yapılar**

Özellikle düşük-orta dereceli metamorfizma koşulları altında oluşan bir makaslama zonunda makaslama hareket yönlerini belirleyen yaygın yapılar gelişir. Mezoskopik ve mikroskopik ölçeklerde gözlenebilen bu yapılara hareket yönü belirteçleri (shear sense indicators) adı verilir. İdeal gözlem yönü uzama lineasyonuna paralel, foliyasyona dik olan yöndür. Bunun dışındaki yönlerde daha düşük asimetri veya daha yüksek simetri yapıları gözlenir (Passchier ve Trouw 2005).

#### **6.1.2.1. Makaslama bant klivajı**

Bazı kayaçlarda, tercihli mika yönlenmelerinden ve bileşimsel tabakalanmalardan kaynaklanan yapıların birbirine paralel uzanım gösteren ufak makaslama zonlarıyla kesildikleri belirlenmiştir. Bu tür ufak makaslama zonları makaslama bantları (shear band), gelişen tüm yapı ise makaslama bant klivajı (shear band cleavage) olarak adlandırılmaktadır (Roper 1972, White 1979, Gapais ve White 1982). Makaslama bant klivajı buruşma kranulasyon klivajı ile ilk bakışta büyük bir benzerlik göstermektedir. Ancak makaslama bant klivajı kayaçta önceden var olan bir foliyasyon üzerine genişlemeden kaynaklanan bir deformasyon sonucu geliştiği kabul edilmektedir. Buruşma kranulasyon klivajı düzlemleri düzensiz, fakat devamlı ve keskindir. Makaslama bant klivajı düzlemleri düz ve kısa olup genellikle damarlar şeklindedir. İki tür makaslama bant klivajı bulunmaktadır. Bunlar; genişleme kranulasyon klivajı yani C' yapıları ve C-S yapılarıdır. Makaslama bant klivajları, hareket yönlerinin saptanmasında yararlanılan iç (internal) ve dış (external) simetri elemanları içerirler. İç simetri, makaslama bantları arasında eski foliyasyonun aldığı sigmoidal şekille temsil edilir. Dış simetri ise makaslama bantları ile eski foliyasyon arasındaki açıdır. C' yapıları, makaslama bantlarının makaslama zonuna doğru eğilmesi nedeniyle ayrı bir dış simetri elemanı daha içermektedir. C' yapılarının ve C-S yapılarının makaslama bantlarındaki hareket yönleri ana makaslama zonu ile simetrik karakterdedir. Genelde C-S yapıları, kayaçlardaki eski bir düzlemsel ayrılmaya karşılık gelen şistozite (S) ve bunları kesen genç bir makaslama bant düzlemlerinden (C) oluşmaktadır. Buna karşın C ve S düzlemsel ayrılma yapılarının gelişim zamanları hala bilinmemektedir. C-S yapılarındaki C düzlemleri, C' yapılarındakilere oranla daha düz ve devamlılık gösteren düzlemler olup makaslama zonuna paralel uzanmaktadır. Genelde bu düzlemler arasındaki açı 45° den 0° ye doğru doğru bir ilerleme gösterir ve deformasyonun en şiddetli aşamasında C ve S yapıları birbirine paralel bir konum alır (Passchier ve Trouw 2005).

C-S yapıları az oranda mika içeren, zayıf foliyasyon kazanmış milonitlerde gözlenir. Bu milonitler özellikle orta-yüksek metamorfizma koşulları altında, bir makaslama zonunda gelişmiş granit, granodiyorit ve gnays bileşimindeki kayaçlarda yaygın olarak gözlenir (Passchier ve Trouw 2005). C' yapıları, C-S yapılarının aksine makaslama bantları ana makaslama düzlemleri ile çakışmaz (White 1979, Platt ve Vissers 1980) ve akış hareketinin gerçekleştiği bu düzlemlerle 15°-25° arası bir açı yapar (Dennis ve Secor 1987, Passchier 1991, Blenkinsop ve Treloar 1995). Makaslama

bantları, birkaç milimetre kalınlığında ve yaklaşık 10 cm uzunluğundadır. Bunlar C-S yapılarındaki C düzlemlerine oranla çok daha az bir yanal devamlılık sunarlar. Yine de bu yapıların genel geometrileri örnekten örneğe değişimler göstermektedir. C' yapıları fillit ve mika şist gibi mikaca zengin anizotropik kayalarda gelişir. Bu yapıların düşük basınç, düşük sıcaklık koşulları altında geliştikleri kabul edilmektedir (Passchier ve Trouw 2005).

#### 6.1.2.2. Oblik foliyasyon

Kuvvetli makaslama etkisinde kalmış kuvarso-feldispatik ve karbonatlı milonitik kayalarda C düzlemleri ve ana akma düzlemleri ile oblik açı yapan belirgin tane uzanımları gelişebilmektedir. Özellikle kuvars ve kalsit gibi minerallerin dinamik rekristalizasyonu sonucu, tane dönmeleri ve tane sınır geçleriyle gelişen tercihli belirgin uzanım kazanmaları ile oluşan yapı oblik foliyasyon olarak adlandırılır. Bu yeni tanelerden oluşan düzlemsel ayrılmalar, deformasyonun son evresindeki maksimum sıkışma yönleriyle yaklaşık dik uzanım gösterirler. Bu nedenle tercihli tane dizilimleri makaslama hareket yönlerinin belirlenmesinde yararlanılan tipik yapılardır (Passchier ve Trouw 2005).

***Tercihli Kafes Yönlenmeleri (Lattice Preferred Orientation):*** Şiddetli deformasyona uğramış milonitik kayalarda kuvars, kalsit ve olivin gibi minerallerde gelişen yapıya denir (Passchier ve Trouw 2005). Milonitlerdeki kuvars, kalsit, feldispat ve olivin gibi eş tane şekline sahip mineraller yaygın olarak ana milonitik foliyasyona paralel ve milonitik lineasyona dik simetri eksenini ile monoklinik simetri gösterir. Özellikle kuvarslarda tercihli kristalografik c eksen dizilimlerinden makaslama hareket yönü belirlemelerinde son derece yaygın olarak kullanılmaktadır.

#### 6.1.2.3. Mika balığı yapıları

Kayalarda önceden var olan mikaların gevrek ve sünümlü deformasyon evrelerinin kombinasyonu sonucunda budinleşmeleriyle oluşan yapıya mika balıkları (mica fish) adı verilmektedir (Eisbacher 1970, Choukroune ve Lagarde 1977, Simpson ve Schmid 1983, Lister ve Snoke 1984, ten Grotenhuis vd 2003, Sawaguchi ve Ishii 2003, Passchier ve Trouw 2005). Oluşan mika balığı genelde asimetric şekilde olup akmanın gerçekleştiği makaslama düzlemine paralel veya oblik bir uzanım sunabilir. Mika balıkları genelde makaslama hareket yönüne doğru bir eğilme gösterir. C yapıları ile mika balıkları arasındaki açı  $30^\circ$  den  $0^\circ$  ye kadar değişebilmektedir. Ayrıca mikalardaki dilinim yüzeyleri boyunca antitetik ve sintetik kaymalarla da bu yapılar oluşabilmektedir. Mika balıklarının birbirinden farklı birkaç türü olduğu bilinmektedir. Bazı mika balıklarında birbirinden uzaklaşan iki parça, yeniden kristalleşmeye uğramış ufak mikalardan oluşan kuyruklarla birbirine bağlı olup merdiven basamağı (stair-step) yapıları sunarlar. Bunların yanı sıra gelişen mikro faylar mikalarda listrik normal mikro fay ve bindirme mikro fayların gelişimine ve bu da merdiven basamağı yapılarının oluşumuna neden olur (Passchier ve Trouw 2005).

#### 6.1.2.4. Örtülü porfiroklastlar

Milonitlerdeki porfiroklastlar yaygın olarak, matriksi oluşturan ve porfiroklastlarla aynı bileşimde olan ince tanelerle çevrili bulunmaktadır. Çevreledikleri porfiroklastla aynı bileşimde olan bu tanelere örtü, oluşan komple yapıya ise örtülü porfiroklast (mantled porphyroblast) adı verilmektedir (Passchier ve Trouw 2005). Porfiroklastı saran örtünün porfiroklasttan farklı bir bileşime sahip olması durumunda ise benzer yapılar deformasyon gölgeleri veya deformasyon saçakları olarak adlandırılır (Passchier ve Trouw 2005). Örtülü porfiroklastlar, matrikste gerçekleşen akma sonucu ortadaki porfiroklastın sünümlü deformasyonundan kaynaklanmaktadır. Bu örtü malzemesi rekristalizasyona uğrarsa çekirdek-örtü yapısı oluşur (White 1976). İnce taneli yumuşak örtü malzemesi uğradıkları deformasyon sonucunda porfiroklastlardan iki tarafa uzanan kuyruk (bir başka ismi kanat) yapıları oluştururlar. Kanat yapılarından çok yaygın şekilde makaslama hareket yönü verisi olarak yararlanılmaktadır. Örtülü porfiroklastlar kanat yapılarına göre ikiye, geometrik şekillerine göre ise beşe ayrılırlar (Hanmer 1984, Passchier ve Simpson 1986, Hooper ve Hatcher 1988).

Kanat yapılarına göre; merdiven basamağı yapıları ve düzlem yapıları olarak ikiye ayrılır (Passchier ve Trouw 2005). Merdiven basamağı yapılarında (stair-step), porfiroklasttan iki tarafa uzanan kuyruk yapıları düz bir hat şeklinde olup akma düzlemine paralel uzanırlar. İki kuyruk, porfiroklastın uzun eksenini boyunca birbirine bağlanır ve porfiroklastın merkezinden geçen bir düzleme göre simetri gösterir. Düzlem yapılarında (in-plain) kuyruklar porfiroklasttan ötede, porfiroklastın merkezinden geçen bir düzleme paralel kalacak şekilde uzanırlar. Porfiroklasta yakın kesimlerde bükülerek genel akma yönü ile oblik açı yapan kuyruk, porfiroklastın hemen yakınında yine paralel bir konum kazanır (Passchier ve Trouw 2005). Geometrik yapılarına göre ise beş tipe ayrılır;  $\Phi$  tipi,  $\delta$  tipi,  $\Theta$  tipi,  $\sigma$  tipi ve karmaşık yapılarıdır (Passchier ve Trouw 2005).  $\Theta$  tipi yapıları kuyruk içermezler.  $\Phi$  tipi yapılarında; ortorombik simetriye sahip örtü yapısı gelişmektedir.  $\sigma$  tipi yapılarında; monoklinik simetri gözlenir, bu yapılar düşük derece deformasyon ürünüdür, kuyruklarının üst kesimleri düz alt kesimleri iç bükeydir, bu tip yapılar deformasyon saçaklarına ve gölgelerine çok benzerler.  $\delta$  tipi yapılarında; monoklinik simetri gözlenir, kuyruk yapıları düz değil büküktür, ince olan kuyruklar porfiroklasttan oldukça uzağa devam eder, yüksek derece deformasyonda oluşur. Karmaşık yapılarında; monoklinik simetri gözlenir, porfiroklasta yakın kesimlerde iki tarafı düz kalın bir örtü bulunur, kuyruklar ise incelerken iki tarafa doğru uzanır, yüksek derecede deformasyonla oluşur (Passchier ve Trouw 2005). Deformasyona uğramış milonitlerde, örtülü porfiroklastların yanı sıra başka yapılar da vardır. Bunlardan biri de kanat yapıları inklüzyonlar ya da yuvarlanma yapılarıdır. Katı bir inklüzyon ve ondan çıkan porfiroklastın rekristalizasyonu ile oluşan kuyruk şeklindeki ince uzun düzlemsel uzantılardan oluşan yapılarıdır. Inklüzyon genelde eliptik yapıda olup nadiren dairesel kesit sunar. Örtülü porfiroklast yapılarından farklı olarak bu tür yapıların merkezlerinde bir mineral veya ana kayadan türeyen bir kaya parçası yerine çevre kayaktan farklı bir bileşimde kayaya ait parça bulunur (Passchier ve Trouw 2005).

#### 6.1.2.5. Basınç saçakları

Düşük sıcaklık deformasyonu koşullarında ve yüksek sıvı basıncı ortamlarında, deformasyona uğrayan ortadaki rijit cismin kısalma eksen yönlerinde basınç

çözölmeleri gerçekteşirken uzama eksen yönlerinde genleşme yarıkları oluşur. Çözölen malzeme difüzyon yolu ile taşınarak bu genleşme yarıklarında çökelir ve basınç saçakları ve basınç gölgeleri yapılarını oluşturur. Basınç saçakları, ince taneli kayalarda dönme hareketi yapan ortadaki rijit kristal veya kristal topluluğuna yakın kesimlerinde yer alan ve kayacın genel foliyasyonuna uyumlu uzanım gösteren alanlarda lifsi kalsit veya kuvarstan oluşan yapılardır. Saçaklar genelde birbirinden keskin sınırlarla ayrılmış bölümlerden oluşan bir içyapıya sahiptir. Her bir bölüm içerisindeki malzeme saçaklı bir yapıda olup diğer segment ile keskin açılar yapmaktadır (Passchier ve Trouw 2005). Basınç saçak yapıları yüzey kontrollü ve yerleşim kontrollü olarak iki ana grup altında ele alınır.

***Yerleşim Kontrollü Basınç Saçak Oluşumları:*** Yerleşim kontrollü oluşumlar nispeten sade bir içyapıya sahiptir. Bu tür yapılarda dönme hareketine uğrayan merkezdeki objenin daima özşekilli bir mineral olması gerekmektedir. Bu da genelde özşekilli bir pirit mineralidir. Basit makaslama hareketi ile ilerleyen deformasyon sürecinde matriksdeki akış daha önce oluşmuş basınç saçaklı inklüzyonları ötelere sürükler. Merkezdeki inklüzyon keskin bir dönme hareketi yaparken çevredeki saçaklar şekil değıştirmeli bir dönme hareketine uğrarlar. Yeni lifsi mineraller 45° açı yapacak şekilde inklüzyon-matriks dokanağında büyürler ve o andaki maksimum uzama eksenlerine paralel uzanım gösterirler. Makaslama hareket yönlerinin belirlenmesinde dönme ve büyümelerin inklüzyona yakın ve uzak kesimlerdeki segmentlerin yönelimlerinden yararlanılmaktadır (Passchier ve Trouw 2005).

***Yüzey Kontrollü Basınç Saçak Oluşumları:*** Yüzey kontrollü saçaklarda içyapı, yerleşim kontrollü olanlara oranla çok daha karmaşıktır. Yine aynı şekilde kuvars veya kalsitten oluşan lifler merkezdeki piritten yapıllı inklüzyonlar çevresinde gelişen yapılardır. Bu yapılara ait tipik örneklere özellikle metapelitler içerisindeki piritler çevresinde rastlanmaktadır. Dönme hareketi sırasında matriksteki materyal çizgileri basit makaslama hareketine uygun dönme hareketi ve değışimine uğrar. Bu hareket sırasında matriksi oluşturan malzemede deformasyon elipsoidinin genleşme alanlarında, inklüzyondan öteye doğru uzaklaşma gerçekteşir. Deformasyon artışı ile orantılı olarak deformasyon saçaklarını oluşturan malzeme de deformasyona uğrayarak uzaklara taşınır. Inklüzyon çevresinde oluşan yeni boş alanlarda, inklüzyon dokanağına dik yeni basınç saçakları oluşur. Merkezdeki inklüzyonun dönme hızı saçaklardan hızlı olmaktadır (Passchier ve Trouw 2005).

#### **6.1.2.6. Basınç gölgeleri**

Gerek genel şekilleri gerekse ortadaki inklüzyonla olan ilişkileri açısından basınç gölgeleri, basınç saçaklarına büyük benzerlik gösterir. Basınç gölgeleri, düzenli bir içyapıya sahip olmayan polikristalen agregatlardan oluşmaktadır. Kısaca aradaki fark, basınç saçaklarında lifsi bir içyapı bulunmasına karşın basınç gölgelerinde bu özelliğın bulunmaması olarak özetlenebilir. Ayrıca basınç gölge alanları, özellikle örtülü porfiroklastlarla ve çekirdek-örtü yapılarıyla benzerlik göstermektedir. Aralarındaki en önemli fark; örtülü porfiroklastlarda çekirdek ve örtünün bileşiminin aynı olmasına karşın basınç gölge alanlarında farklı olmasıdır. Basınç gölgeleri; inklüzyon-matriks dokanağında lifsi olmayan minerallerin basınç saçaklarına benzer yapı ile çökelimleri ve inklüzyona yakın kesimlerde matriks malzemesinin metamorfik

ayrımlanması veya metasomatik yerdeğiştirmesi ile oluşur. Yani basınç gölge alanlarında bir mineral veya matriks malzemesinin kimyasal bileşiminde gerçekleşen değişikliklerdir. Basınç gölge alanlarının içerisine ve bu alanlardan dışarıya malzeme göçünün, difüzyonla birlikte kütle taşınmasının gerçekleşmesiyle oluştuğu düşünülmektedir. Deformasyonun yeterince yavaş olması durumunda matriks önceden oluşmuş basınç gölge malzemesi ile inklüzyon arasındaki düşük basınçlı zona doğru akış gösterir ve devam eden reaksiyonlarla burada bileşimsel değişime uğrayarak matriksten farklı kompozisyonda yeni bir malzemenin oluşumu gerçekleşir (Passchier ve Trouw 2005).

#### 6.1.2.7. BLG, SGR, GBM rekristalizasyonu

Stipp vd (2002) Tonale fay zonu boyunca yaptıkları çalışmada, deforme kuvars damarlarının çevrelediği metasedimenter ana kayalardan sin-kinematik mineral parajenezleri kullanarak 250-700°C'ye değişen sıcaklık gradyanı tespit etmişlerdir. Deforme kuvars damarları 280±30°C de kataklasitten milonite tanımlanan bu sıcaklık gradyanı boyunca örnekler olarak milonitler içerisinde, farklı dinamik rekristalizasyon mekanizmasıyla karakterize olan zonlar saptamışlardır. Buna göre, çıkıntı yaparak yeniden kritalleşme (bulging recrystallization, BLG) 280-400°C'de, tanecik dönüşümü yeniden kritalleşmesi (subgrain rotation recrystallization, SGR) 400-500°C arasında ve tane sınır göçü (grain boundary migration, GBM) geçişi 500°C de oluşmaktadır. Tane boyutunda dinamik rekristalizasyonun üç mekanizması: **(a)** Çıkıntı yaparak yeniden kritalleşme. Eęer iki komşu tane farklı çizgisel kusur (dislokasyon) yoğunluğuna sahipse, tane sınırı yüksek yoğunluklu olan tanenin içine doğru çıkıntı yapmaya başlar. Çizgisel kusur yoğunluğu yüksek olan tane daha az deforme olan tanenin çıkıntısı tarafından yutulur, böylece çıkıntı bağımsız bir taneye dönüşür. **(b)** Tanecik dönüşümü yeniden kritalleşmesi. İlerleyen deformasyon sırasında subgrain sınırında dislokasyonun göçüne cevap olarak subgrain rotasyonu yüksek açılı tane sınırı ve böylece yeni tane gelişebilir. Subgrain barları kafes yönelimini işaret etmektedir. **(c)** Yüksek sıcaklık tane sınırı göçü yeniden kritalleşme. Yüksek sıcaklıkta, tane sınırı oldukça hareketli olmaya başlar ve çizgisel kusuru ve tanecik sınırını kaldırmak için materyalleri herhangi bir yönde sürükleyebilir. Tanecik dönüşümü oluşur ama tanecik sınırları tane sınırlarının içine transform edildiği yerde, bir sonraki oldukça hareketli olmaya başlar.

##### a. Çıkıntı yaparak rekristalizasyon (BLG)

Düşük sıcaklıkta, tane sınırı hareketliliği lokal olabilir, yüksek çizgisel kusur yoğunluklu kristal içinde tane sınırı çıkıntı yapabilir ve yeni bağımsız küçük kristaller oluşabilir. Bu süreç düşük-sıcaklık tane sınırı göçü ya da çıkıntı yaparak (bulging, BLG) rekristalizasyon olarak adlandırılır (Baily ve Hirsch 1962, Drury vd 1985, Stipp vd 2002).

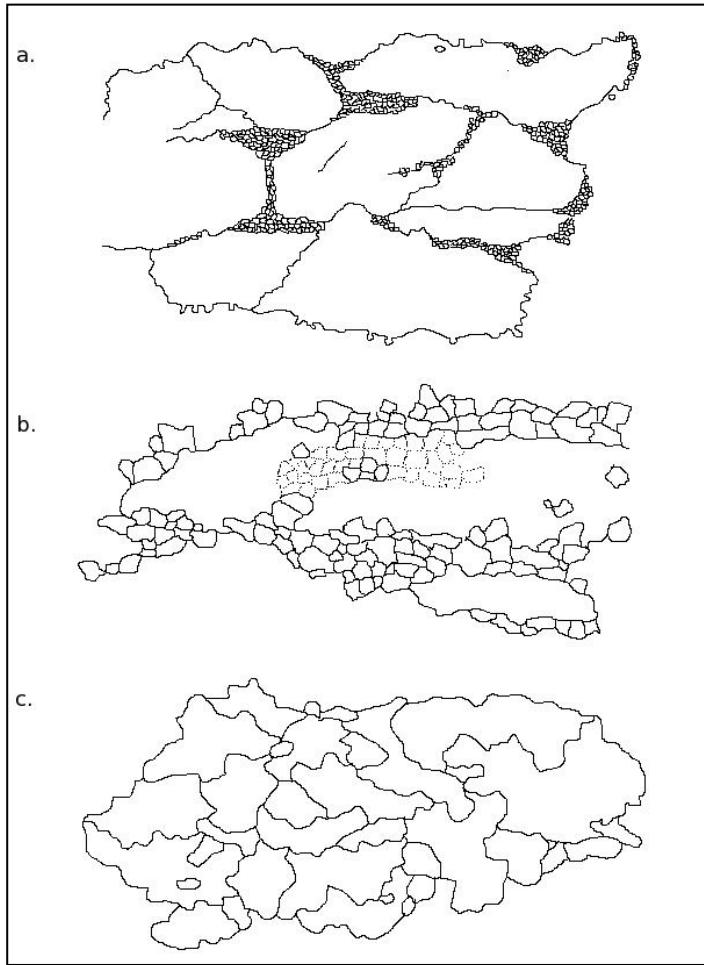
##### b. Tanecik dönüşümü rekristalizasyon (SGR)

Çizgisel kusur tanecik sınırına sürekli olarak eklenirse özel bir yeniden kristalleşme süreci oluşur. Süreç “çizgisel kusurun yayılmasını uygun hale getirme” (climb-accommodated dislocation creep) olarak bilinir. Bu gibi durumlarda, kristal kafesi ile tanecik sınırının kenarı arasında kalan aç azar azar artar, tanecik artık aynı

tane parçası olarak sınıflandırılabilir. Bu süreç “tanecik dönüşümü rekristalizasyonu” olarak bilinir (kısaltması SGR rekristalizasyon) ve genellikle çıkıntı yaparak rekristalizasyondan daha yüksek sıcaklıklarda oluşur (Stipp vd 2002).

c. Tane sınırı göçü rekristalizasyonu (GBM)

Nispeten yüksek sıcaklıkta, tane sınırı hareketliliği tane sınırının yayılması için gereken boyut kadar tüm kristal boyunca artar. Bu artış, çizgisel kusuru ve tanecik sınırlarını kaldırmak için, “yüksek sıcaklık tane sınır göçü (grain boundary migration, GBM) rekristalizasyonu” olarak adlandırılan süreç içerisinde gerçekleşir (Stipp vd 2002).



**Şekil 6.1.** Kuvarın dinamik rekristalizasyonlarının aşamaları. **a)** Çıkıntı yaparak rekristalizasyon, **b)** Tanecik dönüşümü rekristalizasyonu, **c)** Tane sınırı göçü rekristalizasyonu (Stipp vd 2002).

#### 6.1.2.8. Kink (bükülme) bandı

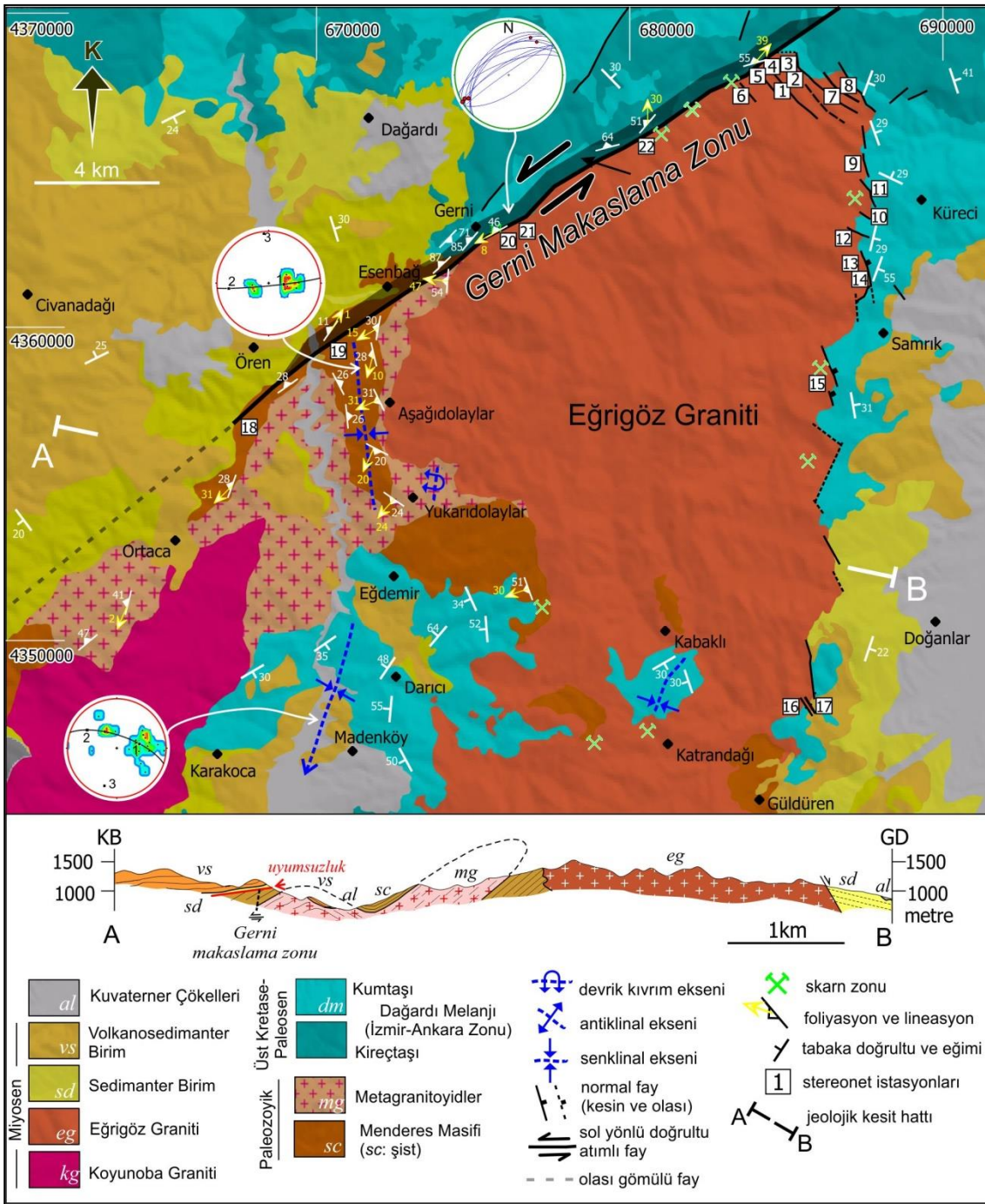
Kristal plastik deformasyonunun mikro yapısal kanıtı kink bandlar, deformasyon lamelleri ve deformasyon ikizleridir. Kink bandlar; homojen deformasyonu sağlamak için kayma düzlemi üzerindeki kayma yetersiz olduğunda oluşur. Taneler keskince

eğilir (bükülür) ve deformasyon devam etmek için tanenin kısılmasını sağlayan kink bandların içine yerleşir. Bütün tane kink bandlara bölünebilir ya da kink bandlar yaygın olarak merceksi ya da kama şeklinde ayrılabilir. Bir kink band, kayma yönüne dik kayma yüzeyi ve kink band kesişiminin çizgisi ile çakışan dönme eksenini, tanenin bükülmeyen kısmına göre rotasyona maruz kalan bir tane parçası olarak tanımlanabilir (Vernon 2004). Biyotit kink bandları 300-700°C sıcaklık aralığında oluşmaktadır (Etheridge vd 1973).

## **6.2. Eğrigöz Graniti ve Çevresindeki Yapısal Unsurlar**

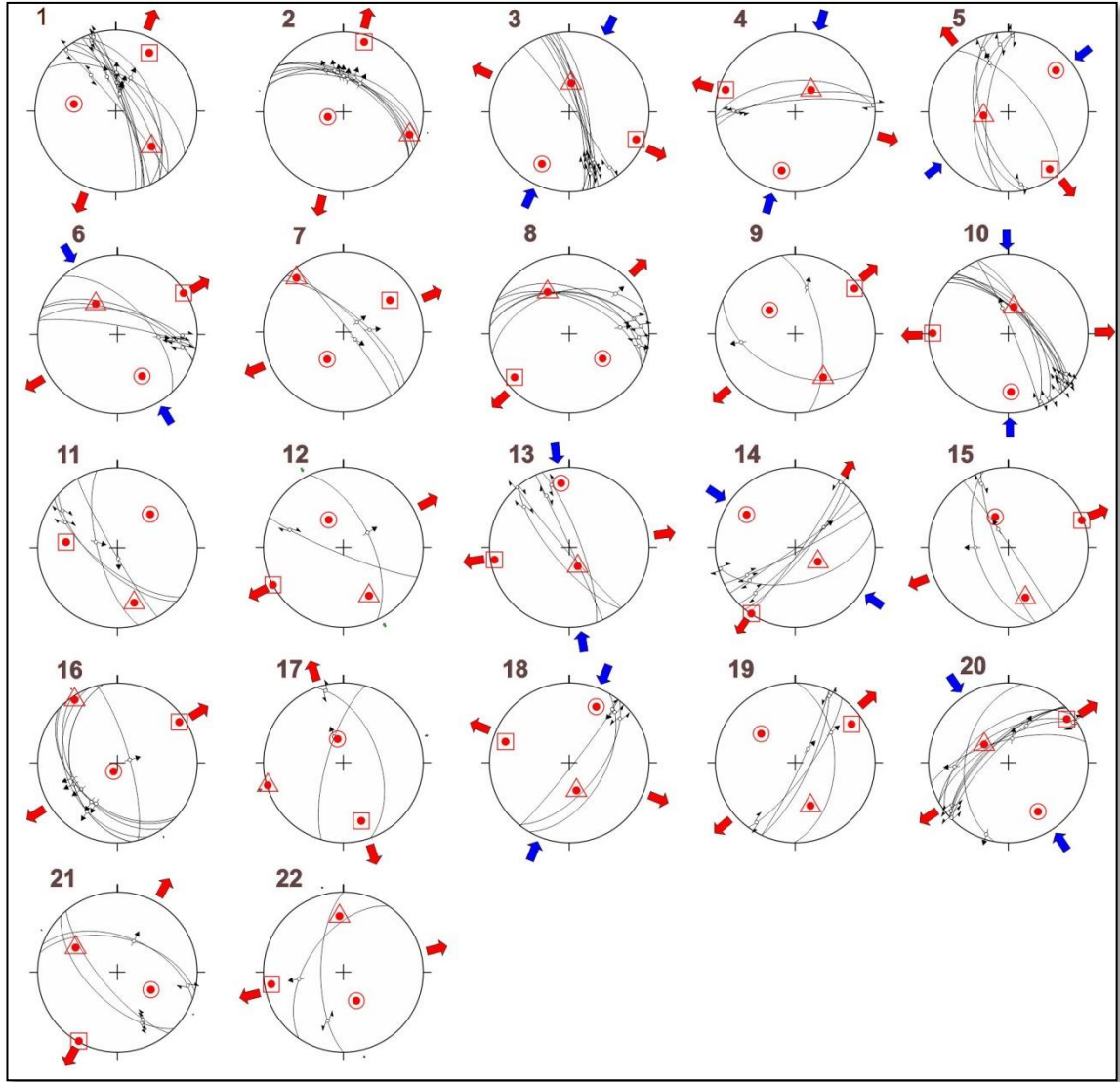
Eğrigöz graniti ve çevresinde gözlenen yapısal unsurlar, milonitik foliyasyon, faylar ve kıvrımlardan meydana gelmektedir. Bu çalışmada Eğrigöz granitinin dokanaklarında gözlenen milonitik kayalara ait mikrodokusal özellikler incelenmiş, faylara ait veriler elde edilmiş ve bu fayların kinematik analizi gerçekleştirilmiştir. Faylardan elde edilen gerilme eksenlerine ait veriler yan kayalarda meydana gelen kıvrımlarla ilişkili gerilme eksenleri verileri ile karşılaştırılmıştır.

Eğrigöz graniti ile doğrudan ilişkili olan gevrek faylar, Eğrigöz granitinin kuzeyinde ve doğusunda olmak üzere iki bölgede incelenmiştir. Granitin doğusundaki faylar normal faylar ve oblik atımlı faylardan oluşmaktadır. Bu kenar boyunca hem faylı hem sıcak yerleşimini işaret eden veriler gözlenmektedir. Granitin kuzeyinden elde edilen yapısal veriler kabuksal ölçekli bir makaslama zonunun varlığını ortaya koymaktadır. Bu makaslama zonu "Gerni Makaslama Zonu" olarak adlandırılmıştır (Şekil 6.2). Eğrigöz granitinin kuzeyinde yer alan ve granit-melanj dokanağı boyunca gözlenen Gerni makaslama zonunda gözlenen milonitik kayalarda yapılan mikroyapısal gözlemlere dayanarak milonitlerin oluşum sıcaklığı ile ilgili bir yaklaşımda bulunulmuştur.



**Şekil 6.2.** Eğrigöz ve Koyunoba granitlerinin ve çevresinin jeolojisi. Birimlerin altındaki rölyef haritası x2 oranında abartılmış SRTM30 verisinden elde edilmiştir. Kırmızı çerçeveli stereonetler foliyasyon ve doğrultu eğim verilerinden elde edilen %1 aralığa sahip kontur diyagramlarıdır. Yeşil çerçeveli stereonet foliyasyon düzlemlerini (mavi çizgiler) ve lineasyonu (kırmızı nokta) göstermektedir.





**Şekil 6.3.** Faylara ait fay düzlemleri, fay çizikleri ve Win Tensor yazılımına göre hesaplanmış gerilme eksenlerini gösteren stereonetler.

### 6.2.1. Gerni makaslama zonu

Gerni makaslama zonu, Eğrigöz graniti ile Dağardı Melanjı arasında uzanan KD-GB doğrultulu fay zonudur (Şekil 6.2, Şekil 6.4). NASA MrSID formatındaki uydu görüntülerinde belirgin çizgisel bir yapı olarak tanınmaktadır. Yaklaşık 20 km uzunluğa ve maksimum 200 m genişliğe ulaşan makaslama zonu, Dağardı Melanjı'na ait kumtaşı ve çamurtaşlarında gözlenen milonitik foliyasyon ve gevrek deformasyon ile temsil edilir. Bu fay zonu boyunca yaygın olarak demiroksit mineralleri ve hornfelsik kayalardan meydana gelen skarn zonları da yer yer gözlenmektedir.



**Şekil 6.4.** Eğrigöz graniti ile Dağardı melanjına ait çamurtaşları ve kumtaşları arasında gelişen ve çalışmada Gerni makaslama zonu olarak adlandırılan makaslama zonuna ait arazi görünümü (35S 675776/4362872).

Eğrigöz granitinin kuzeyinde gözlenen makaslama zonu Dağardı Melanji kayaçları ile olan yapısal dokanağı oluştururken Ören'in güney ve güneydoğusunda bu zon, Menderes Masifi'ne ait mikaşistler ve pegmatitler içerisinde uzanım sunmaktadır. Bu bölgede makaslama zonu, mikaşistler ve pegmatitlerde gözlenen oblik ve doğrultu atımlı faylar ile izlenir (Şekil 6.5). Ören'in güneyinde makaslanmış farklı litolojilerden meydana gelen bloklarla temsil edilen fay zonu, volkanosedimanter birime ait bloklar içeren kaotik çakıltaşları tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir (Şekil 6.6).



**Şekil 6.5.** Gerni makaslama zonu içerisinde gevrek deformasyona uğramış pegmatitlerin arazi görünümü. Makaslama zonu içerisinde doğrultu atım bileşeninde yüksek açılı faylar yer almaktadır (35S 669585/4358819).



**Şekil 6.6.** Volkanosedimanter birime ait bloklar içeren kaotik çakıltaşlarının karmaşık bloklardan oluşan fay zonunu uyumsuz olarak üzerlemesine ait arazi görünümü. Fotoğraf alanı, KB-GD doğrultulu bir hat boyunca geçmektedir (35S 667513/4356988).

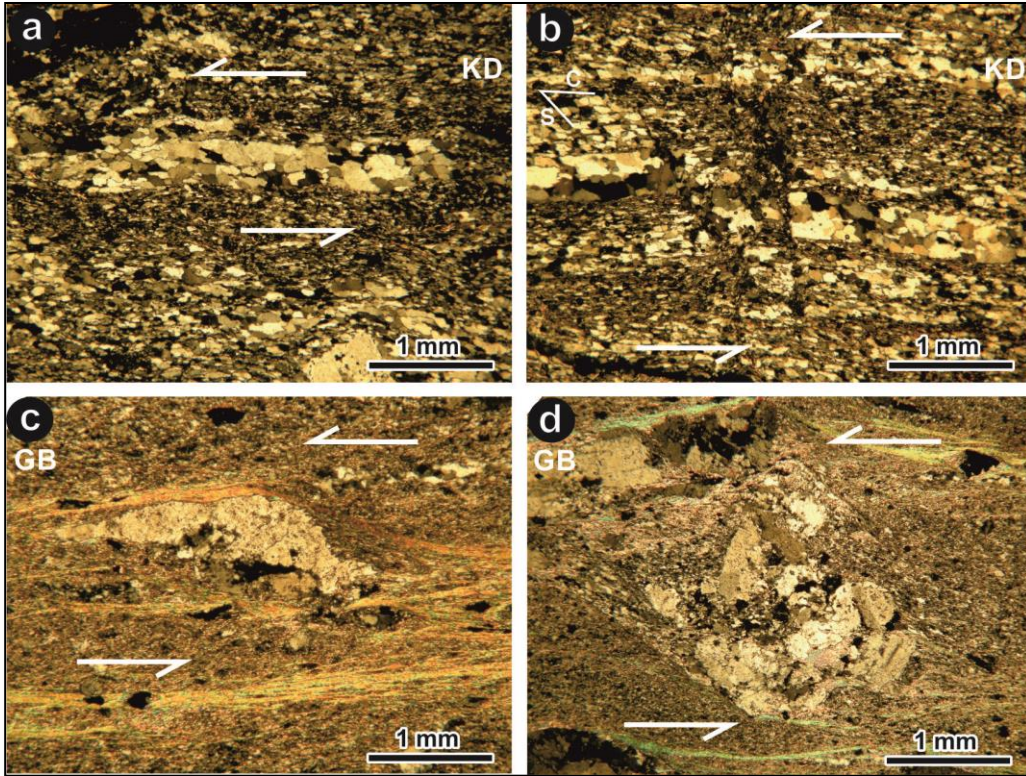
### **6.2.2. Gerni makaslama zonu ile ilişkili milonitik kayalar**

Milonitik kayaların en tipik yüzlekleri, Gerni'den KB'ya doğru yaklaşık 10 km'lik bir hat boyunca yer alır. Arazide kalınlığı birkaç cm'ye ulaşan foliyasyon düzlemleri üzerindeki serisit klorit düzeyleri ve çizgisel yapılar ile tanınır. Foliyasyon düzleminin doğrultusu makaslama zonunun doğrultusuna paralel olup KD-GB yönlü uzanım gösterirler. Foliyasyon düzlemlerinin eğim yönü ise baskın olarak KB ve yersel olarak GD'ya doğrudur. Eğim açıları genelde yüksek olmakla birlikte 50 ile 89° arasında değişmektedir (Şekil 6.5). Ayrıca, makaslama zonunun KD'sunda milonitik foliyasyona ait eğim açıları nispeten daha düşük iken GD'ya doğru eğim açılarının artışı dikkat çekicidir. Milonitik foliyasyon üzerinde gözlenen lineasyonunun dalım doğrultusu KD ve GB'dır ve dalım açısı ise düşük olup 1 ile 45° arasında değişmektedir.

Foliyasyona dik ve eğime paralel yönde elde edilen ince kesitlerde yapılan petrografik incelemeler sonrasında, milonitik kayalar büyük ölçüde protomilonit ve yersel olarak ultramilonit olarak sınıflanmıştır. Milonitik kayalar, genel olarak foliyasyon düzlemlerini meydana getiren mika (klorit, serisit ve az miktarda biyotit) ve rekristalize kuvars taneleri tarafından çevrelenen bir matriks içerisindeki ortoklas, plajiyoklas ve iri kuvars porfiroklastlarından meydana gelmektedir. Rekristalize kuvars taneleri matrikste en baskın bileşen olup matriksin en az % 60'ını oluşturur. Milonitler içerisindeki kuvars taneleri genelde iki farklı yapıda gözlenirler. Birincisi, mikalar ile birlikte porfiroklastları çevreleyen süturlu kenarlara sahip ince taneli kuvars kristalleri diğeri ise foliyasyon düzlemine paralel olarak gelişmiş nispeten daha iri kristalli ve tercihli kristal eksenine yönelime sahip şeritler (ribbon) halindedirler. Serisit mineralleri ise rekristalize kuvars düzeyleri arasında yüksek girişim renkleri ile tanınırlar. Klorit ve biyotit ise sırasıyla soluk yeşil ve kahve karakteristik pleokroizma renkleri ile serisitlerden ayırt edilirler. Makaslama zonunda yer alan milonitlerdeki mineraller farklı

deformasyon özellikleri göstermektedir. Bu nedenle kayaç içerisinde gözlenen deformasyon oldukça heterojen davranış göstermektedir.

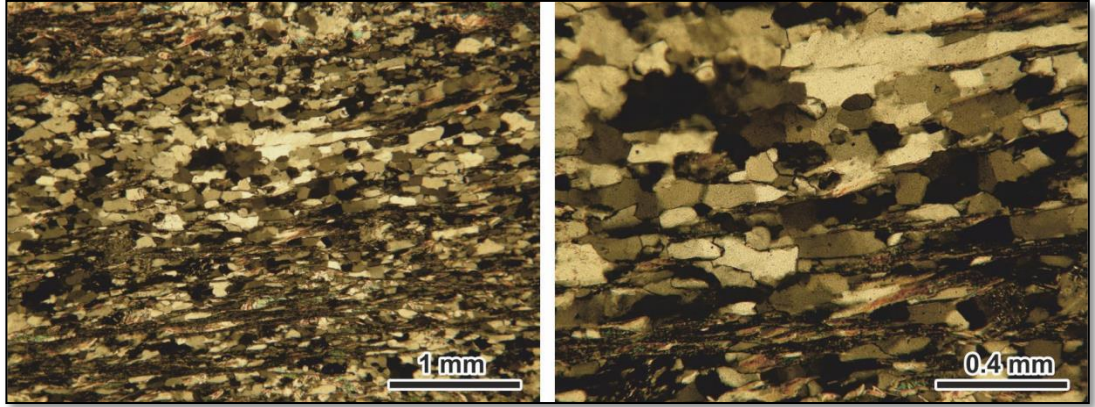
Serisit ve kuvarşça zengin kesimlerde gerek rekristalize kuvars gerekse porfiroklastların oluşturmuş olduğu asimetrik yapılar gözlenmektedir. Bu asimetrik yapılar, foliyasyona vev olarak kristallenmiş tanelerden oluşan kuvars şeritleri, sigma tipi porfiroklastlar ve mantolanmış porfiroklastlardan meydana gelmektedir. Gözlenen tüm asimetrik yapılar makaslama zonu boyunca sol yönlü bir yerdeğiştirmenin varlığını işaret etmektedir (Şekil 6.7).



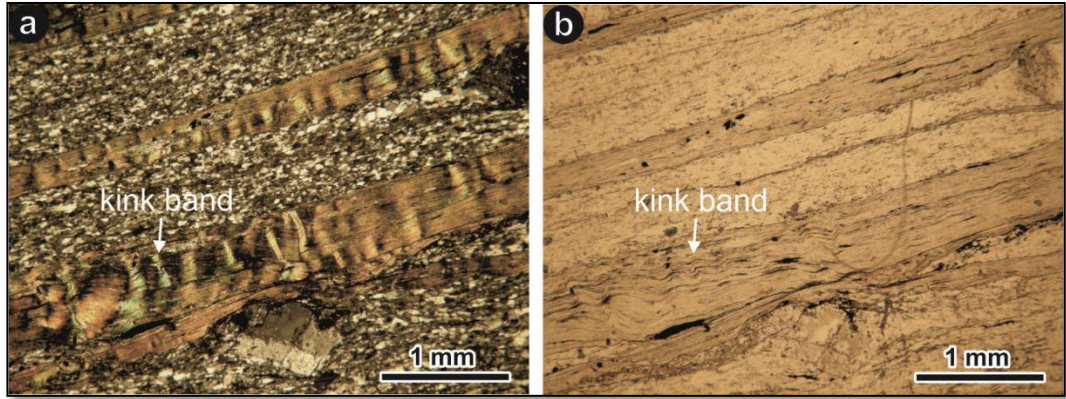
**Şekil 6.7.** (a) Kuvars şeritleri içerisindeki rekristalize kuvarşlarda sol yönlü oblik hareket gözlenmektedir. (b) Oblik slip (kuvars ribbon) deformasyonu kesen gevrek fayların görüntüsü. (c) Plajiyoklaz porfiroklastı ve porfiroklastı çevreleyen serisit bantlarının görüntüsü. (d) Sol hareket yönü gösteren parçalanmış plajiyoklaz porfiroklastının görüntüsü.

### 6.2.3. Milonitler içerisindeki deformasyonla ilgili özel dokular

Eğrigöz graniti çevresinden alınan örneklerin ince kesit analizlerinde kuvars rekristalizasyonları çıkıntı yaparak (BLG) ve tanecik dönüşümü rekristalizasyonu (SGR) arasında görülmektedir (Şekil 6.8). SGR mikroyapıları yaklaşık aynı büyüklükte sınırları belirgin şekilde küçük kuvars taneleri olarak görülmektedir. Granitin çevresinden alınan milonitik örneklerin incelenmesi sonucu baskın yapının SGR olduğu görülmektedir. Eğrigöz granitinin doğusundaki milonitlerden alınan örneklerde kink band dokusu görülmektedir (Şekil 6.9). Bu bilgilere dayanarak granitin 350-550°C sıcaklık aralığında yerleştiğini söylemek mümkündür.

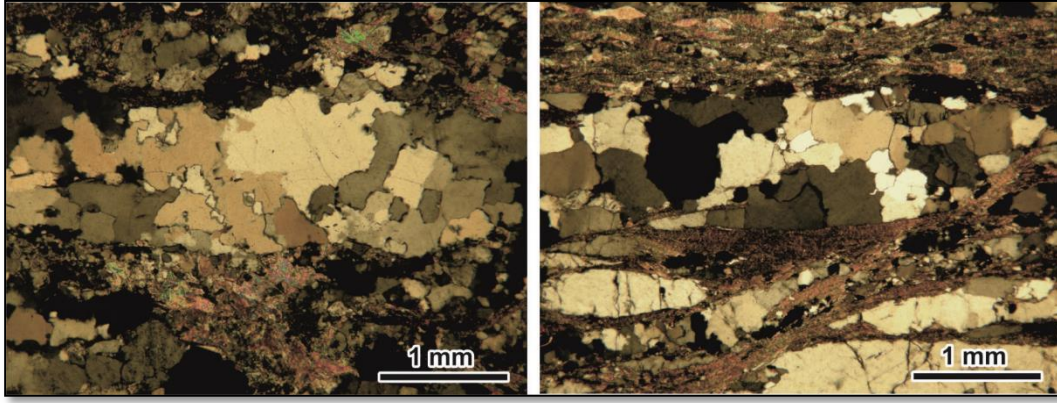


**Şekil 6.8.** Gerni makaslama zonuna ait milonitlerde görülen tanecik dönüşümü rekristalizasyonu.

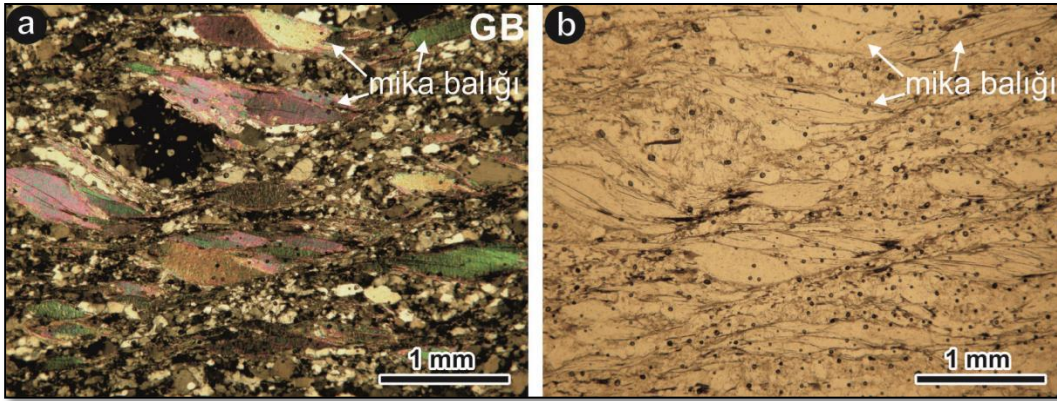


**Şekil 6.9.** Bükülme (kink) bantları, minerallerin yönlenme farklılıklarından dolayı ışığı farklı miktarda soğurmasından kaynaklanmaktadır. Milonitler içerisindeki bükülmüş (kinked) muskovit kristalinin (a) çift nikeldeki ve (b) tek nikeldeki görünümü.

Menderes Masifi'ne ait kayalardan alınan milonitik örnekler tane sınırı rekristalizasyonu (GBM) sunmaktadır (Şekil 6.10). GBM dokusu deformasyon sonucu rekristalize kuvarsların deformasyonun ve sıcaklığın etkisi ile tekrar biraraya gelip birleşerek iri rekristalize kuvars tanelerini oluşturmasıyla meydana gelmektedir. Bu da masifin 500°C'yi aşan sıcaklıklarda oluştuğunu göstermektedir. Ayrıca Menderes Masifi'ne ait mikaşist milonitlerinde iyi gelişmiş mika balıkları görülmektedir. Mika balıkları kuzeydoğuya doğru yönlenme sunmaktadır (Şekil 6.11).



**Şekil 6.10.** Menderes Masifi'ne ait milonitlerde görülen tane sınırı göçü rekristalizasyonu.



**Şekil 6.11.** Menderes Masifi'ne ait mikaşist milonitlerindeki mika balıklarının (a) çift nikeldeki (b) tek nikeldeki görüntüsü.

#### 6.2.4. Milonitlerde uygulanan Elektron Geri Saçınım Deseni (EBSD) analizi

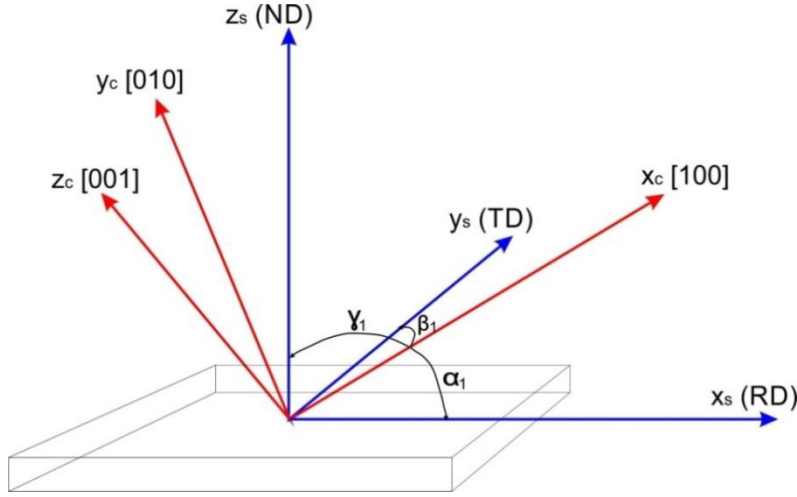
##### 6.2.4.1. Tanım

Elektron Geri Saçınım Deseni (Electron Backscatter Diffraction, EBSD), Taramalı Elektron Mikroskobu (SEM) tekniği ve SEM'e bağlı bir aksesuar sistem ile oluşmaktadır. SEM cihazına takılarak kullanılan EBSD cihazı; metaller, mineraller, yarı iletkenler ve seramiklerin doğası hakkında kantitatif mikroyapısal bilgiler sağlar. Işın altındaki örneğin faz yoğunluğu, doku, kristal yönelimi, tane sınır karakteri, kristal yapısı, tane boyutu gibi özelliklerini ortaya çıkarır. Milimetre ölçeğinde taneden oluşan santimetre ölçeğinde örneği, nano taneli ince metal filmleri analiz edebilir. EBSD deseni, kristal malzemelerden yüksek enerjili elektronun sabit ışınımı ile geri saçınım dağılımının bir fosfor ekran tarafından üretilmesidir (Schwartz vd 2000).

EBSD için örneklerin son derece parlatılmış olması gerekmektedir. Makroskobik örnek boyutu örneği yönlendirme için kullanılan SEM'in tablasına ve kapasitesine (odacığına) bağlıdır. Örnek, 70°lik eğimde, kırılan elektron ışını için yerleştirilen küçük açılı (ortalama ve genellikle 20°) fosfor ekrandan 5-30 mm çalışma mesafesine

yerleştirilir. 10-30 kV'dan artan voltaj ve 1-50 nA'dan kırılan ışın akımları ile elektron saçınımı örnek yüzeyinin kırılan (incident) ışın noktasından oluşur. Değişmeyen ışın ile bir EBSD deseni (EBSDP) bu noktadan küresel olarak yayılır.

İlk ışın kristal kafes ile etkileşime girdiğinde, düşük enerji kaybına uğrayan geri saçınımı elektronlar kanalize edilir. Örnekten kısa bir mesafeye yerleştirilen fosfor ekran, kırılmış elektronların yolunda olduğundan, ekran üzerinde bir kırınım deseni görülebilmektedir.



**Şekil 6.12.** Kristal ve örnek koordinat sistemi arasındaki ilişkisinin görünümü.

EBSD saçınımı “desen kalitesi” (PQ) hesaplamaları esasına dayanarak, analiz edilen her desen için ekran üzerindeki desenin parlak bantlarının kontrastrasyonlarının ölçümleridir. Veriler analiz edilen örnek yüzeyinden alınan bütün noktalardan üretilir. PQ verilerden üretilen EBSD haritaları; mikro yapılara duyarlı SEM görüntüleri gibidir. Faz yoğunluğu, kristal yapısı, kristalografik yönelimi, tane sınırları, yüzeye yakın plastik gerilme hesaplamaları elde edilmektedir (Schwartz vd 2000). Kendi başına çok yararlı bir karakterizasyon aracı olan PQ haritası sayesinde örnek mikro yapısının tane sınırları ve diğer yönelimleri kolaylıkla ortaya çıkmaktadır.

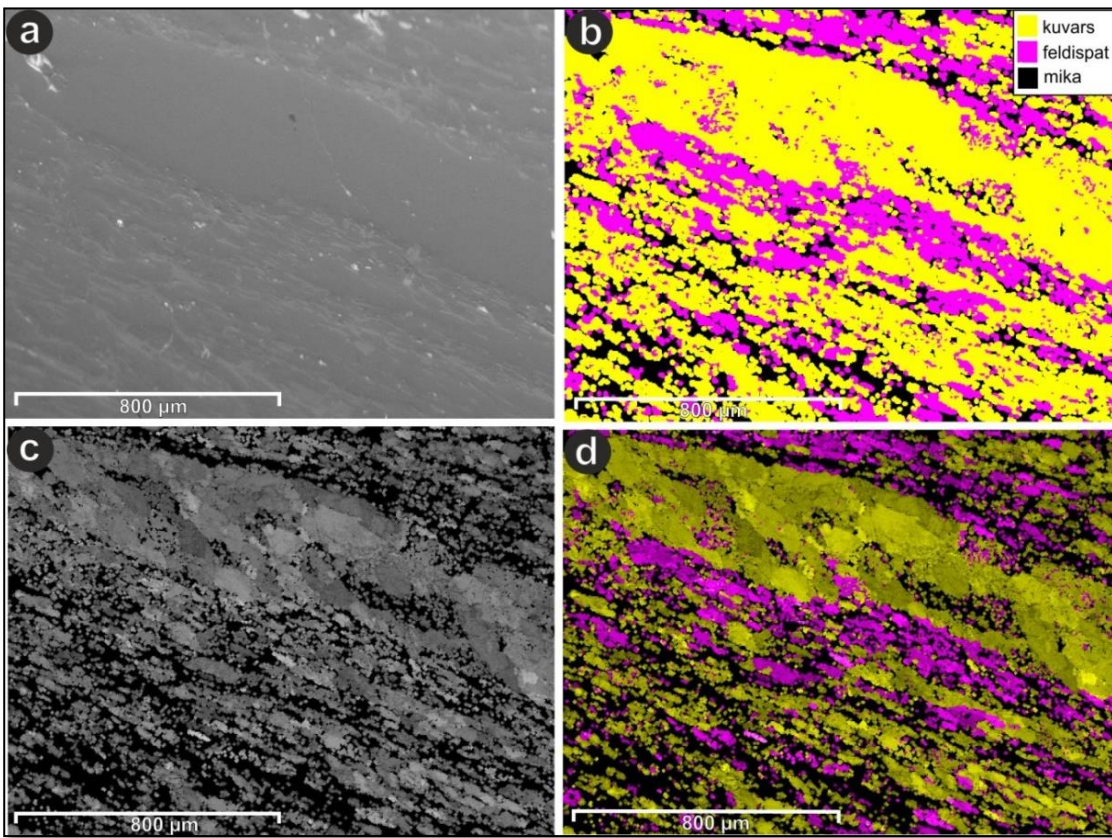
Desen kalitesi (PQ), aslında, analiz edilen saçınım deseninin ne kadar bulanık ya da net olduğunun bir ölçümüdür. Ölçümleri gerçekleştirmek için, EBSD sistemi öncelikle saçınım deseninin görüntüsünün bir dönüşümünü oluşturur. Kısaca, birçok pozisyon ve eğilimlerin analiz çizgilerinin ortalama yoğunluğunu belirlemeyi ve çizgi pozisyonunu ve yönelimleri grafiklemeyi içerir (Schwartz vd 2000). Teoride, çok sayıda kristal kusurları olan bir kristal hacminden sızan bir desen daha koyu olacaktır ve aynı faz ve yönelimde ama gerilme içermeyen bir başka kristal hacminden gelen desen de daha düşük ortalama bant yoğunluğu olacaktır.

#### 6.2.4.2. Analiz

Analiz için Gerni makaslama zonundan alınan örnekler incelenerek özellikle kuvars içerikli ve rekristalize örnekler seçilmiştir. Elektronların geri saçınımının

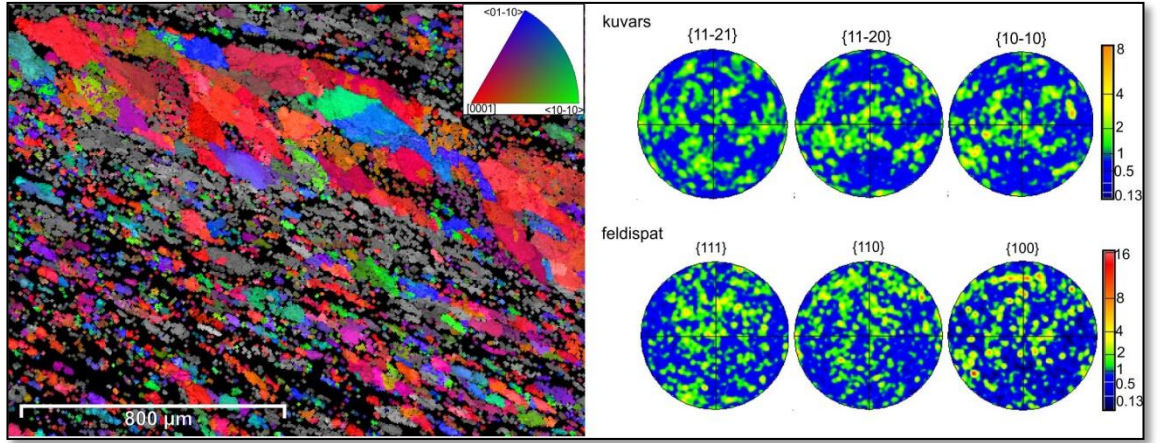
yönelimlerine göre desen oluşturan EBSD yöntemi mikro ve nano ölçekteki kuvarsların yönelimlerini anlamak için tercih edilmiştir.

Hazırlanan örnekler önce EDX yöntemi ile faz diyagramları çıkarılmıştır. Faz diyagramları ile kaç çeşit mineral olduğu belirlenmiştir. Faz diyagramları çıkarılan örnekler EBSD yöntemine alınarak faz haritaları ve desen kalite haritaları çıkarılmıştır (Şekil 6.13). Desen kalite haritası parlatılan örneğin analize uygun olup olmadığını göstermektedir. Analiz için uygun olduğuna karar verilen örneğin eksenlere göre yönelim haritaları çıkarılmıştır. Eksenlere göre çıkarılan yönelim haritalarında gözlenen her farklı renk tanenin farklı yönelimini göstermektedir (Şekil 6.14). EBSD yöntemi için kullanılan INCA programıyla tanelerin yönelimlerine göre kutup noktaları stereoneti oluşturulmuştur (Şekil 6.15).

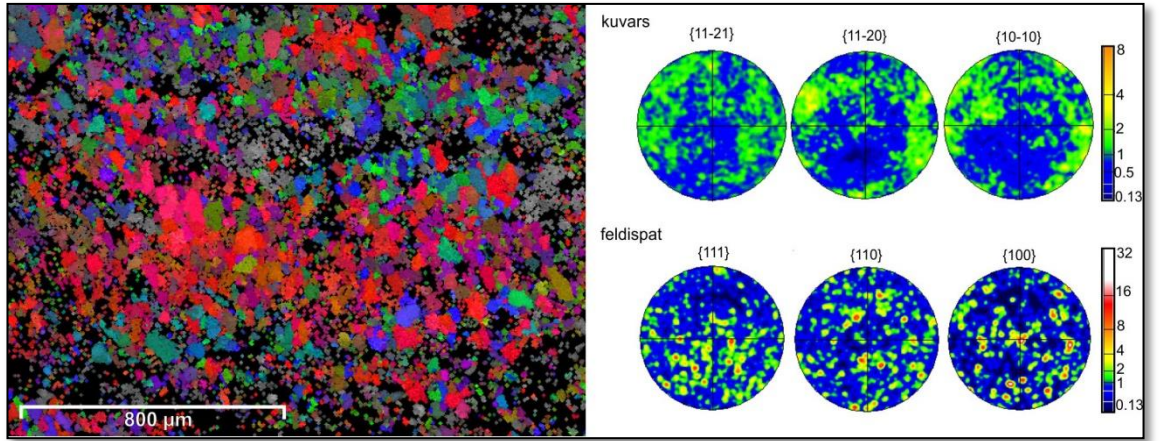


**Şekil 6.13.** (a) Elektron image görüntüsü (b) faz haritası (c) desen kalite haritası (d) faz haritası ile desen kalitesi bir arada.





Şekil 6.14. Kuvars için yönelim haritası ve kristallerin yönelim kutup noktaları stereonetleri (SES54 nolu örnek).



Şekil 6.15. Kuvars için yönelim haritası ve kristallerin yönelim kutup noktaları stereonetleri (SES56 nolu örnek).

### 6.2.5. Eğrigöz graniti çevresindeki faylar

Gerni makaslama zonu ile ilişkili gevrek faylara ait yapısal veriler çalışma alanının kuzeyinde Eğrigöz graniti ve Menderes Masifi'ne ait pegmatitlerden, doğusunda ise granit ve az sayıda Dağardı Melanjına ait kayalardan elde edilmiştir. Gerni makaslama zonu üzerine gelişen gevrek fayların doğrultusu ve hareket yönü değişkenlik göstermekle birlikte ana fay sistemine paralel doğrultuya sahip fayların büyük ölçüde doğrultu atımlı fay çizikleri içerdiği gözlenmektedir. Ana fay sistemine dik veya verev doğrultuda olan diğer fay sistemleri ise normal, verev ve doğrultu atımlı bileşenlere sahiptir (Şekil 6.3). Ana faya paralel, dik ve verev doğrultudaki fay setlerinin eğim açıları  $60^\circ$  ile  $89^\circ$  arasındadır. Tüm fay setleri birlikte değerlendirildiğinde yüksek açılı bir makaslama zonunun varlığını işaret etmektedir.

Eğrigöz granitinin kuzeybatısında dağılım sunan fayların doğrultu eğimi ve fay çiziklerinin konumunu gösteren kinematik veriler Şekil 6.15'de verilmektedir. Gerni makaslama zonuna karşılık gelen bölgede 9 istasyondan elde edilen veriler, iki fay

setinin varlığını belirtir. Bu fay sistemlerinden birisi K50-70°D, diğeri ise K01-85°B doğrultusunda uzanım sunmaktadır. KD doğrultulu fay sistemlerinin eğim yönleri ise hem KB'ya hemde GD'ya doğru olmakla birlikte baskın eğim yönü KB'ya doğrudur. Benzer durum diğere fay seti için de geçerlidir. KB doğrultulu faylar da her iki yöne eğim sunmaktadırlar. Tüm bu fay setlerine ait fay çizikleri ise genelde doğrultu atım bileşeni yüksek verev veya doğrultu atımlı hareketi işaret etmektedir.

Eğrigöz granitinin kuzeyinde yer alan tüm faylar değerlendirildiğinde fay sistemlerinin dokanak boyunca sınırlı bir alanda gözlemlendiği görülmektedir. Bu fayların kesişim noktaları boyunca skarn zonu demir mineralizasyonu yaygın olarak görülmektedir (Şekil 6.2). Doğu kenarındaki faylar birbirlerini dokanak boyunca izleyen KB ve KD doğrultulu antitetik ve sentetik fay topluluklarından meydana gelir. Bu bölgede de eğim yönleri ve doğrultuları oldukça değişkenlik sunar. Yüksek ve düşük eğimli fay toplulukları bir arada izlenmektedir. Ancak, Gerni makaslama zonu ile birlikte değerlendirildiğinde normal ve verev atımlı fay sistemlerinin bu kesimde daha yaygın olduğu gözlemlenmektedir. Özellikle Eğrigöz granitinin kuzeydoğu ucunda Gerni makaslama zonuna yakın kesimlerde (1, 2, 6 ve 7 no'lu istasyonlar) sentetik faylarla temsil edilen ve basamaklı bir morfoloji oluşturan normal ve verev atımlı faylar yaygındır.

## 6.2.6. Fayların kinematik analizi

### 6.2.6.1. Yöntem

Gevrek deformasyon verileri (kayma çizikli ve kayma yönlü fay düzlemleri, tansiyon ve makaslama kırıkları) çalışma alanındaki faylardan ölçülmüş ve Win Tensor programıyla paleostres gerilmeleri analiz edilmiştir. Stres inversiyonu yöntemi (Angelier 1990),  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$  ve stres oranı  $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$  ( $0 < R < 1$ ) değerlerinin hesaplanmasını sağlar. Tüm istasyonlardan alınan fay verileri uygun bir şekilde alt gruplara ayrılmış ve bu veriler tekrardan Win Tensor programı kullanılarak rotasyonel optimizasyon yöntemine göre yazılım tarafından uygun veri setleri ayırt edilerek gerilme eksenleri tekrar gözden geçirilmiştir (Delvaux ve Sperner 2003). Bu optimizasyon yönteminin, normal gerilme bileşeninin büyüklüklerini minimize etmesi ve makaslama gerilme bileşeninin büyüklüklerini maksimize etmesi nedeniyle makaslama kırıklarına ait verilerde kullanımı tercih edilmektedir. Bu çalışmadaki optimizasyon fonksiyonu F5 olarak alınmıştır. Win Tensor'deki F5 modu çok farklı veri setlerinin paleostres inversiyonunun hesaplanmasında kullanılabileceği önceki çalışmalarda değerlendirilmiştir (Delvaux ve Sperner 2003, Delvaux vd 2012, Kipata vd 2013). Sonuçların kalitesi Sperner vd (2003) tarafından tanımlanan fay kayma verileri inversiyonları için kalite sıralama parametresi QR kullanılarak değerlendirilmiştir. Ana yatay stres SHmax ya da SHmin, Lund ve Townend (2007) tarafından geliştirilen yöntem izlenerek hesaplanmıştır. Gerilme rejimi indeksi R', stres oranı Rye göre hesaplanır. R' değeri aşağıdaki hesaplamalara göre 0 ve 3 arasında değer alır. Normal faylanmada  $R' = R$  (0-1), doğrultu atımlı rejim için  $R' = 2 - R$  (1-2), bindirmeli faylanmada ise  $R' = 2 + R$  (2-3) değerleri kabul edilmiştir (Delvaux ve Sperner 2003).

### 6.2.6.2. Kinematik analiz verileri

Eğrigöz graniti çevresindeki gevrek fayların kinematik analizi sonrasında Eğrigöz granitinin yerleşimi ve yükselimi ile ilişkili iki gerilme fazı tanımlanmıştır (Çizelge 6.1, Şekil 6.15)

Faz 1: KD-GB genişleme. Bu genişleme fazı Eğrigöz granitinin KD ucunda Gerni makaslama zonu boyunca ve Eğrigöz granitinin doğusunda izlenmektedir. Bu faz içerisinde bulunan faylar baskın olarak KD-GB doğrultulu normal ve verrev atımlı normal bileşenli faylar ile temsil edilir (Şekil 6.2). Bu faylar ayrıca nispeten orta derecede eğime sahiptirler. Ana gerilme eksenleri hesaplandığında bu fay sistemlerinin gelişiminde baskın olarak KD-GB doğrultulu bir genişlemenin etkin olduğu görülmektedir (Şekil 6.15). R' gerilme rejimi indeksi ise ortalama 0.63'dür.

Faz 2: KD-GB genişleme ile beraber KB-GD sıkışma. Bu faz Gerni makaslama zonu boyunca ve Eğrigöz granitinin kuzeydoğu kesiminde izlenmektedir. Bu faza ait faylar baskın olarak KB doğrultulu normal bileşenli doğrultu atımlı faylar ile temsil edilir. Ancak Gerni fay zonu boyunca KD-GB doğrultulu doğrultu atımlı faylar ve doğrultu bileşeni yüksek verrev atımlı faylar gözlenmektedir (Şekil 6.14). Ana gerilme eksenleri ise seçilmiş 4, 6 ve 7 nolu fay setleri KD-GB doğrultulu genişlemeye eşlik eden KB-GD doğrultulu bir sıkışma rejimini göstermektedir. 2 Nolu fay setinde ise ana gerilme eksenleri saat yönünde bir rotasyonu belirtir ve BKB-DGD doğrultulu bir genişleme ve buna eşlik eden KKD-GGB doğrultulu bir sıkışma dikkat çekicidir. 2 Nolu fay setinin bulunduğu bölge Gerni makaslama zonunun Eğrigöz graniti ile dokanak yapmış olduğu zonun kuzeydoğusunda yer alır. Bu rotasyonun makaslama zonu ile ilişkili olduğu düşünülmektedir. R' gerilme rejimi indeksi ise ortalama 1.02'dir. Bu değer baskın olarak normal genişlemeyi işaret etmekle birlikte doğrultu atımlı hareketin de eşlik ettiğini göstermektedir.

Tüm fay setleri Win Tensor programıyla kendi içerisinde hesaplanmış ve analiz edilmiştir. Aynı faza ait olduğu düşünülen setler daha sonra gruplandırılarak hesaplanmış ve ana gerilme eksenleri rotasyonel optimizasyon yöntemi ile tayin edilmiştir (Şekil 6.16). Tüm fayların bu yöntem ile tekrar değerlendirilmesi sonrasında bölgedeki ana gerilme eksenleri  $\sigma_1= 73^\circ/310$ ,  $\sigma_2= 19^\circ/151$  ve  $\sigma_3= 04^\circ/060$  olarak belirlenmiştir. Tüm jeolojik veriler değerlendirildiğinde bölgede ölçülen fay setlerinin Eğrigöz granitinin dokanakları boyunca sınırlandığı ve bu fay setlerinin granit yerleşimi ile ilişkili skarn zonlarının gelişimi ile zamansal ve mekânsal bakımdan bağlantılı olduğu izlenmektedir. Tüm fay toplulukları Eğrigöz graniti çevresinde KD-GB doğrultulu genişleme rejimini KB-GD doğrultulu bir sıkışma rejiminin varlığını göstermektedir. Bu veriler her istasyondan ayrı ayrı elde edilen gerilme eksenleri değerleri ile uyumluluk göstermektedir. Bölgedeki normal ve doğrultu atımlı fayların zamansal ve mekânsal olarak birbirleriyle bağlantılı olduğu dikkate alındığında bölgenin transtansiyonel bir rejim etkisi altında kaldığı düşünülmektedir. Bu transtansiyonel rejim aynı zamanda eş yaşlı bir sıkışma rejimi ile birlikte etkin olmuştur.

**Çizelge 6.1.** Eğrigöz graniti çevresindeki gevrek fayların kinematik analizi sonrası elde edilen tüm sayısal veriler.

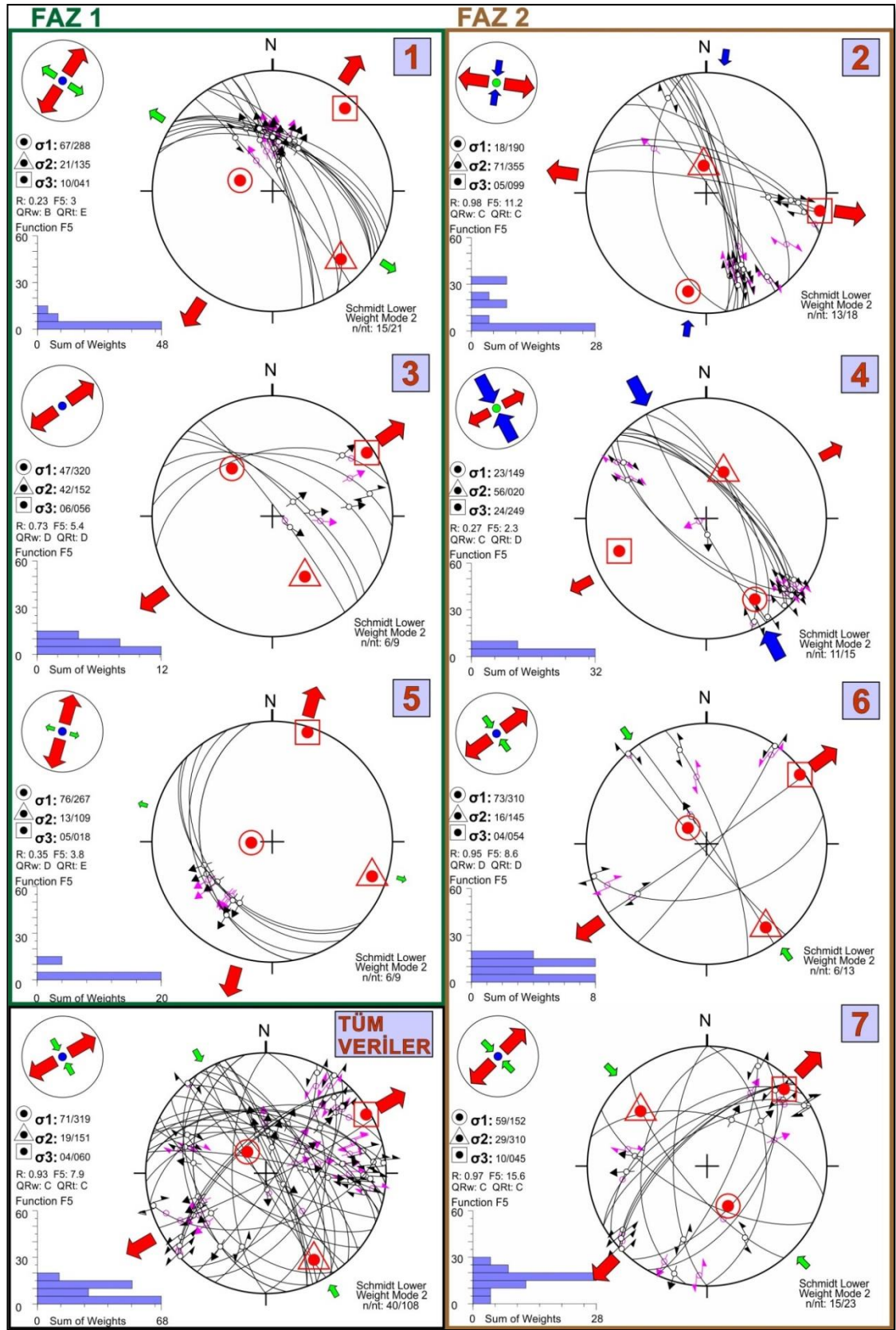
istasyon no	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	R	SHmax	SHmin	R'	Rejim	Stress Rejim	Misfit açısı	n/nt	CLw	DTw	QRw
1	46/280	38/135	18/30	0.4	111	21	0.4	NS	O.E.	23.1	0.1	1	1	E
2	73/252	13/109	10/17	0.48	104	14	0.48	NF	P.E.	8.9	0.06	1	1	E
3	27/208	61/4	10/112	0.51	25	115	1.49	SS	P.SS.	7.3	0.07	1	1	E
4	26/193	62/36	9/288	0.5	16	106	1.5	SS	P.SS	29.4	0.03	1	1	E
5	22/49	64/262	13/144	0.57	52	142	1.43	SS	P.SS	25.1	0.04	1	1	E
6	39/150	51/325	2/58	0.53	149	59	1.47	SS	P.SS	11.7	0.04	1	1	E
7	57/211	11/319	30/56	0.5	157	67	0.5	NF	P.E.	8.3	0.03	1	1	E
8	47/127	40/333	13/231	0.48	136	46	0.48	NS	O.E	12.8	0.05	1	1	E
9	54/313	35/148	7/53	0.5	140	50	0.5	NF	P.E	3.7	0.02	1	1	E
10	27/177	62/11	6/270	0.56	179	89	1.44	SS	P.SS	16.4	0.08	1	1	E
11	41/44	29/163	36/276	0.5	23	113	0.5	UF	O	40.7	0.03	1	1	E
12	58/332	32/152	0/242	0.68	152	62	0.68	NF	P.E	26.5	0.02	1	1	E
13	20/353	69/156	6/261	0.5	172	82	1.5	SS	P.SS	22.8	0.03	1	1	E
14	28/304	62/122	1/214	0.34	124	34	1.66	SS	P.SS	32.3	0.05	1	1	E
15	56/337	34/161	2/70	0.5	159	69	0.5	NF	P.E	36.5	0.03	1	1	E
16	81/204	5/326	8/57	0.46	148	58	0.46	NF	P.E	14.6	0.06	1	1	E
17	65/346	1/253	25/163	0.44	72	162	0.44	NF	P.E	48.3	0.02	1	1	E
18	23/26	61/165	17/288	0.5	22	112	1.5	SS	P.SS	29.2	0.03	1	1	E
19	45/317	43/157	10/57	0.41	143	53	0.41	NS	O.E	30.8	0.04	1	1	E
20	29/149	59/307	9/53	0.5	146	56	1.5	SS	P.SS	36.3	0.08	1	1	E
21	51/118	39/300	1/209	0.47	119	29	0.47	NS	P.E	23.9	0.03	1	1	E
22	58/155	31/356	9/260	0.46	166	76	0.46	NF	P.E	20	0.02	1	1	E

R: radyal, E: genişlemeli (extansiyonal), SS: doğrultu atımlı (strike slip), O: verev (oblik), C: sıkışmalı (kompresiyonal), P: saf (pure).

\* İstasyonların konumu Şekil 6.2'de verilmektedir.

**Çizelge 6.2.** Fayların kinematik analizi sonrası gruplandırılarak elde edilen sayısal veriler.

Grup no	Alt istasyonlar	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	R	SHmax	SHmin	R'	Rejim	Stress Rejim	Misfit açısı	n/nt	CLw	DTw	QRw
1	1,2	67/288	21/135	10/41	0.23	123	33	0.23	NF	R. E.	8.3	0.71	1	1	B
2	3,5,6	18/190	71/355	5/99	0.98	8	98	1.02	SS	E. SS.	13.7	0.72	1	1	C
3	7,8	47/320	42/152	6/56	0.73	145	55	0.73	NS	O. E.	10.2	0.67	1	1	D
4	10,11,12	22/149	57/20	24/249	0.26	152	62	1.74	UF	C. SS.	7.4	0.73	1	1	C
5	13,14,15	73/310	16/145	4/54	0.95	144	54	0.95	NF	SS. E.	8.8	0.46	1	1	D
6	16	76/267	13/109	5/18	0.35	106	16	0.35	NF	P. E.	8.7	0.67	1	1	D
7	18,19,20,21	64/153	25/311	9/45	0.98	135	45	0.98	NF	SS. E.	14.3	0.65	1	1	C
Tüm veriler		71/319	19/151	4/60	0.93	150	60	0.93	NF	SS. E.	11.9	0.37	1	1	C



Şekil 6.16. Gevrek faylara ait rotasyonel optimizasyon yöntemi ile hesaplanan ana gerilme doğrultularının schmidt alt yarı küre eşit alan projeksiyonları.

### 6.2.7. Eğrigöz granitinin batısında gözlenen kıvrımlar

Eğrigöz granitinin batısında gözlenen kıvrımlar Menderes Masifi'ne ait metamorfik kayalar ve Dağardı Melanjına ait kayalar içerisindeki ölçümlerden elde edilerek ortaya konulmuştur. Bu kıvrım verileri metagranitler ve mikaşistlerden ölçülen değerlere dayanılarak Stereonet 8 (Allmendinger vd 2013) programında değerlendirilmiştir. Eğrigöz granitinin batısında Aşağıdolaylar ve Yukarıdolaylar çevresinde elde edilen foliyasyon ölçümleri Menderes Masifi'ne ait granitoidlerden elde edilen foliyasyon ölçümleri birlikte değerlendirildiği zaman KG ve KD doğrultulu kıvrım eksenlerine sahip kıvrımlar ortaya konulmuştur. Ayrıca Yukarıdolaylar çevresinde (Şekil 4.1) yapılan enine kesit jeolojik çalışmaları ve arazide gözlenen mezoskopik yapılar devrik kıvrımların varlığını işaret etmektedir. Diğer KG doğrultuya sahip kıvrım ise asimetrik kanatlara sahip bir kıvrım niteliğindedir. Bu kıvrımda hesaplanan kıvrım eksenini dalım açısı ve doğrultusu  $04^{\circ}/354^{\circ}$ , kıvrım düzlemi doğrultu ve eğimi ise  $174^{\circ}/84^{\circ}$ D'dur. Ortaca'nın doğusunda yer alan metagranitoidler ve mikaşistlerden elde edilen foliyasyon ve lineasyon ölçülerine bakıldığında KD doğrultulu bir kıvrım ekseninin varlığı dikkat çekmektedir. Madenköy çevresinde yine Dağardı Melanjı'na ait kayalardaki kumtaşlarından ve kireçtaşlarından alınan doğrultu eğim ölçümleri ise aynı şekilde GB'ya doğru dalım eksenini olan bir kıvrım tanımlanmaktadır. Bu ölçülerden elde edilen kıvrım kanatlarından hesaplanan kıvrımın dalım açısı ve yönü  $21^{\circ}/198^{\circ}$ , kıvrım düzlemi ise  $09^{\circ}/84^{\circ}$ D olarak hesaplanmıştır.

KD-GB doğrultulu eksene sahip kıvrımları oluşturan gerilme eksenleri gevrek fayların kinematik analizi ile elde edilen sıkışma bileşenli gerilme eksenleri ile tutarlılık göstermektedir. Ancak Yukarıdolaylar çevresindeki devrik kıvrımların varlığı Eğrigöz graniti yerleşimi öncesinde de etkin bir sıkışma rejiminin varlığını düşündürmektedir.

## 7. TARTIŞMA

### 7.1. Eğrigöz Granitinin Yerleşim Şekli

Eğrigöz granitinin dokanak özellikleri sığ yerleşimli bir plüton olduğunu ortaya koymaktadır. Metagranitoidler ve mikaşistlerle Eğrigöz granitinin batı kenarı boyunca gözlenen keskin dokanak, dokanaklar boyunca izlenen ince taneli lökogradit zonlarının varlığı, dokanaklar boyunca gelişmiş skarn oluşumları ve gevrek faylarla sınırlanmış dokanaklar, bu granitin sığ yerleşimli olduğunu işaret etmektedir. Ayrıca Erkül vd (2014) tarafından yapılan mineral kimyası çalışmaları bu granitin yaklaşık 10 km derinlikte yerleştiğini işaret etmektedir. Bu da sığ yerleşimli bir plüton varlığını göstermektedir. Eğrigöz graniti, doğuda Menderes Masifi'ne ait mikaşitleri ve metagranitleri keskin bir dokanakra keserken güneyinde ise Dağardı Melanjı'na ait kayaçları keser ve Katrandağ kuzeyinde çatıkaltıntısı olarak sıcak dokanak ilişkisi sunar. Buradaki sokulum dokanağı ise epidot ve piroksen içeren skarn kayaçları ile temsil edilir. Eğrigöz granitinin doğu kenarında dokanakları oluşturan faylardan yapılan kinematik analiz değerlendirmeleri bu fayların KD ve GB bir genişleme etkisinde meydana geldiği görülmektedir. KD doğrultulu bir genişleme rejimi bölgesel olarak hesaplanmış stres dağılımlarıyla uyumlu bir ilişki göstermektedir (Işık vd 2001, Erkül 2010). Ayrıca, bu çalışmada Eğrigöz granitinin kuzey kenarında KD doğrultulu bölgesel ölçekli bir makaslama zonu da tanımlanmıştır. Bu makaslama zonunun özellikleri de granitin yükselimi ile ilişkili veriler sunmaktadır. Bu veriler öncelikle fay zonu boyunca gözlenen sünümlü deformasyon izleri gösteren granitler ve Dağardı Melanjı'na ait kayaçlar daha sonra gevrek deformasyonla üzerlenmiştir. Bu durum, derin kesimlerde bulunan granitlerin zaman içerisinde kademeli olarak yukarıya doğru yükseldiğini sünümlü deformasyon fazından gevrek deformasyon fazına doğru hareket ettiğini göstermektedir. Eğrigöz granitinin yükselimi büyük ölçüde kontrol eden Gerni makaslama zonu aynı zamanda bölgedeki havzaların gelişimini de kontrol etmiştir ve Gerni makaslama zonu Neojen yaşlı tortullar tarafından üzerlenmektedir. Eğrigöz granitine ait çakılların Neojen yaşlı tortulların kaba taneli çakıltaşları içerisinde bulunması bu granitin yükselimi sırasında aşınarak Neojen yaşlı tortul havzalara malzeme sağladığını göstermektedir.

### 7.2. Gerni Makaslama Zonu

Bu çalışmada Gerni makaslama zonu olarak KD doğrultulu ve kabuksal ölçekli bir makaslama zonu tanımlanmaktadır. Bu makaslama zonu Dağardı Melanjı'yla Eğrigöz graniti arasında uzanım sunmaktadır. Yapılan kinematik çalışmalar bu fayın dar bir zon içerisinde gözlenen yüksek açılı bir makaslama zonu olduğunu işaret etmektedir. Bu makaslama zonunun devamlılığı gerek Dağardı Melanjı'nın içerisinde gerekse Menderes Masifi'nin içerisinde izlenmektedir. Menderes Masifi'nde Ören'in güneyinde volkanosedimanter birimler tarafından üzerlenen Gerni makaslama zonu fayın yaşı hakkında önemli ipuçları sunar. Bunu değerlendirdiğimizde özellikle Eğrigöz granitinin kristalizasyon yaşı U-Pb yöntemine göre 21 My olduğuna göre (Hasözbeğ vd 2010) ve üstteki volkanosedimanter birimlerden bölgesel olarak korele edilmiş yaşlar 19 My'a karşılık gelmektedir. Gerni makaslama zonunun 21 My ve 19 My arasında etkin olduğunu işaret etmektedir. Granitin de bu aralık içerisinde yüzeylemiş olduğunu söylememiz mümkündür. Önceki çalışmalarda Thomson ve Ring (2006)'in yapmış

olduğu fizyon-izi yaş tayini çalışmalarından elde etmiş olduğu veriler bu plütonun çok hızlı bir yerleşim ve yüzeylemeye maruz kaldığını göstermektedir. Bu çalışmada elde edilen jeolojik veriler de Gerni makaslama zonunun çok hızlı bir şekilde geliştiğini çok kısa bir sürede granitin yüzeylemesine eşlik ettiğini kanıtlamaktadır. Volkanosedimanter istifler içerisindeki granit çakıllarının varlığı, yüzeyleme sürecinde Gerni makaslama zonunun etkinliğini teyit etmektedir. Yaşı 19-21 My arasında verilen Gerni makaslama zonuna ait veriler granitin yükselimi ile uyumlu olarak izlenmektedir. Sonuç olarak, fayın yaşlandırması ile ilgili olarak Thomson ve Ring (2006)'in çalışması ile bu çalışma uyumludur.

Volkanosedimanter birim Koyunoba granitini de uyumsuz olarak üstlemektedir. Koyunoba graniti de Eğrigöz graniti ile eşyaşıdır. Koyunoba granitinin içerisinde gözlenen düşük açılı normal faylar da (Şekil 4.7) uyumsuz olarak üzerlenmektedir. Gerni makaslama zonunun yükselmesi sonucunda hem Koyunoba hem Eğrigöz granitinin 19-21 My arasında yükselimi tamamlanmıştır.

Granit içinde bulunan kuvars 250 °C'den sonra sünümlü deformasyon özellikleri (Dunlap vd 1997, van Daalen vd 1999, Stipp vd 2002), feldispatlar 500 °C'den sonra gevrek (Tullis ve Yund 1987) ve mikalar 250 °C'den sonra sünümlü deformasyon özellikleri (Stesky vd 1974) gösterirler. Feldispat gevrek deformasyondan önce küçük bir plastik deformasyon geçirir, kuvars akar ve sünümlü koşullarda rekristalize olur, genellikle iyi tanelenmiş şeritler (ribbon) oluşturur. Şeritler de, kink bandlar ya da deformasyon bantları gibi ilerleyen deformasyonla oluşan rekristalize kökenlidir (Vernon 2004). Bu zon boyunca mikalarda ve kuvarslarda sünümlü deformasyonun izleri, tanecik dönüşümü rekristalizasyonlar, kuvars şeritleri, feldispatlarda gevrek deformasyon izleri dokusu gözlenmektedir. Bu deformasyon izleri, düşük dereceli bir makaslama zonu olduğunu göstermektedir. Stipp vd (2002) yapmış oldukları çalışmada kuvars rekristalizasyonlarını sıcaklık aralığına göre sınıflamıştır. Bu çalışmaya göre; çıkıntı yaparak rekristalizasyon (BLG) 280-400°C'de, tanecik dönüşümü rekristalizasyonu (SGR) 400-510°C arasında ve tane sınırı göçü (GBM) geçişi 510°C'de oluşmaktadır. Gerni makaslama zonundan alınan örnekler SGR dokusu sunmaktadır. Ayrıca granitin doğru kenarından alınan milonitlerde çoğunluğu SGR olmak üzere BLG dokusu ve nadir olarak biyotitlerde kink bandlar görülmektedir. Biyotit kink bandları 300-700°C sıcaklık aralığında oluşmaktadır (Etheridge vd 1973). Tüm bu doku verileri Gerni makaslama zonunun yaklaşık 350-550°C sıcaklık aralığında oluştuğunu göstermektedir.

Gerek milonitik foliyasyonu içerisindeki lineasyon izleri, gerekse Gerni makaslama zonunun gevrek faylarından elde edilen kinematik analizler bu makaslama zonunun yüksek açılı transtansiyonel bir mekanizma ile oluştuğunu göstermektedir. Bölgede granitler ve çevresindeki kayalarda gözlenen gevrek faylara ait gerilme eksenleri, milonitik foliyasyon ve lineasyona ait veriler ve çevre kayalarda tanımlanan sistematik kıvrım eksenleri, kabuksal ölçekli KD-GB doğrultulu bir genişlemeye eşlik eden KB-GD doğrultulu bir sıkışmanın olduğunu göstermektedir. Kuzey Menderes Masifi ve çevresinden önceki çalışmalarda elde edilen gerilme eksenleri ile tutarlılık göstermektedir. Kuzey Menderes'te tanımlanmış olan KD-GB doğrultulu bölgesel ölçekli gerilme eksenleri ile uyumluluk göstermektedir.



### 7.3. Bölgesel Yorumlar

Eğrigöz granitinin yerleşimi ile ilgili olarak iki model öne sürülmektedir. Menderes Masifi granitlerinin İzmir-Ankara Zonu'ndaki dokanak sıyrılma fayının taban bloğunda Menderes Masifi granitlerini keserek yerleştiği öne sürülmüştür (Işık vd 2004, Işık ve Tekeli 2001, Thomson ve Ring 2006, Ring ve Collins 2005). Kuzey kenarında yer alan Eğrigöz granitinin Menderes Masifi'nden oluşan taban bloğunun içerisine sokulum olarak yerleştiğini işaret etmektedirler. Bir diğer görüş ise Eğrigöz granitinin makaslama zonunun bölgesel naplaşmaya bağlı ve naplaşmayı izleyen granitoid sokulumlarıyla ilgili olduğunu yani bir çekirdek kompleksi olmadığını ileri sürmektedir (Hasözbeğ vd 2008). Yapmış olduğumuz bu çalışmada elde edilen veriler Eğrigöz granitinin hem Menderes Masifi'ne ait kayaçları hem de Dağardı Melanjı'nı kestiğini göstermektedir. Bu nedenle, Eğrigöz granitinin yerleşimi Işık ve Tekeli (2001) tarafından tanımlanan sıyrılma fayının taban bloğunda sınırlı değildir ve bu granitoidler büyük ölçüde gevrek deformasyona maruz kalmışlardır. Ancak Erkül (2010) tarafından Alaçamdağ'ında yapmış olduğu çalışmada doğu granitlerinde gözlenen düşük açılı sünümlü deformasyon içeren granitlerin varlığı bölgede kısmen sünümlü bir deformasyonun da yer aldığını işaret etmektedir. Bu sistem bildiğimiz tipik bir çekirdek kompleksi oluşumundan ziyade yersel ve bölgesel kısmen sünümlü kısmen de gevrek deformasyonla simgelenen bir deformasyonun bölgede etkin olduğunu işaret etmektedir. Eğrigöz ve Koyunoba granitleri, Lister ve Baldwin (1993) tarafından tanımlanan tipik bir çekirdek kompleksi ile ilişkili magmatizma ürünü olmayıp hem KD doğrultulu makaslama zonu ile şekillendirilmiş hem de genişleme etkisiyle gevrek deformasyona uğramıştır. Gerni makaslama zonunun varlığı aynı zamanda bölgede düşük açılı sünümlü makaslama zonlarına eşlik eden yüksek açılı KD doğrultulu makaslama zonlarının varlığını da kanıtlamaktadır. Bölgedeki gerilemeler KD-GB doğrultulu gerilmeleri dengeleyen KD doğrultulu fay sistemlerinin doğrultu atımlı transtansiyonel fay sistemleri olarak geliştiğini belirtmektedir. KD doğrultulu fay sistemleri kuzey Menderes Masifi'nde Erken-Orta Miyosen boyunca geniş alanlarda etkin olmuş, bölgede Alaçamdağ bölgesinde granitlerin yerleşimini kısmen kontrol etmiş ve KD doğrultulu transtansiyonel havzaların oluşumuna imkan vermiştir.

## 8. SONUÇLAR

Eğrigöz graniti batıda Menderes Masifi'ne ait şistleri ve metagranitleri bir sokulum dokanağı ile ve kuzeyinde Dağardı Melanjı'na ait kayaçları yine ani bir sokulum dokanağı ile kesmektedir. Ayrıca Katrandağı'nda çatıkalıntısı şeklinde epidot ve piroksenli skarn mineralojisi ile temsil edilen Dağardı Melanjı kalıntısı bulunmaktadır.

Eğrigöz granitinin kuzey kenarında Dağardı Melanjı'yla yaptığı dokanak boyunca KD doğrultulu kabuksal ölçekli bir makaslama zonu tanımlanmıştır. Yaklaşık 20 km uzunluğa ve 200 m genişliğe sahip bu zon "Gerni Makaslama Zonu" olarak adlandırılmıştır. Gerni makaslama zonu yaklaşık 350-550 °C sıcaklık aralığında oluşmuştur ve granitin yükselimi ile ilişkili olduğu düşünülmektedir. Granit yükselimini büyük ölçüde kontrol eden bu zon aynı zamanda bölgedeki havzaların gelişimini de kontrol etmiştir. Makaslama zonuna bağlı olarak gelişen morfoloji (yükselme) Eğrigöz granitinin aşınarak volkanosedimanter birimleri oluşturmaya katkıda bulunmuştur. Gerni makaslama zonu boyunca hem sünümlü hem gevrek deformasyon gerçekleşmiştir. Sünümlü deformasyon üzerine gelişen gevrek deformasyon varlığı, makaslama zonunun oblik şekilde hareketinin sonucudur. Eğrigöz granitinin yükselmesi KD-GB doğrultulu bir genişleme ve buna eşlik eden KB-GD doğrultulu bir sıkışma rejiminin sonucudur. Gerni makaslama zonunun varlığı aynı zamanda bölgede tipik bilinen çekirdek komplekslere yani düşük açılı faylara eşlik eden yüksek açılı KD doğrultulu makaslama zonlarının da varlığını kanıtlamaktadır. Bölgedeki KD-GB doğrultulu gerilmeleri dengeleyen KD doğrultulu fay sistemlerinin, doğrultu atımlı transtansiyonel fay sistemleri olarak geliştiği görülmektedir.

## 9. KAYNAKLAR

- AKDENİZ, N. ve KONAK, N. 1979a. Simav-Emet-Tavşanlı-Dursunbey-Demirci Yörelerinin Jeolojisi. *MTA Raporu* No:6547, 108 s.
- AKDENİZ, N. ve KONAK, N. 1979b. Menderes Masifinin Simav Dolayındaki Kayabirimleri ve Metabazik, Metaultramafik Kayaların Konumu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 22, 175-184.
- ALLMENDINGER, R.W., CARDOZO, N.C. and FİŞHER, D. 2013. Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors: Cambridge University Press, England, 289 s.
- ANGELIER, J. 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain regional stress. III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International*, 103, 363-376.
- BACAK, G. 2003. Dağardı Güneyi (Tavşanlı-Kütahya) ofiyolitinin mineralojik petrografik ve petrojenetik incelenmesi. *İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi*, 283 s.
- BAILEY, J.E. and HIRSCH, P.B. 1962. The recrystallization process in some polycrystalline metals. *Proceedings of the Royal Society of London*, 267, 11-30.
- BAK, J., KORSTGARD, J. and SORENSEN, K. 1975. A major shear zone within the Nagssugtoquidian of West Greenland. *Tectonophysics*, 27, 191-209.
- BELL, T.H. and ETHERIDGE, M.A. 1973. Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. *Lithos*, 6, 337-348.
- BİNGÖL, E. 1975. Batı Anadolu'nun Jeotektonik Evrimi. *Maden Tetkik Arama Enstitüsü Dergisi* (86), 14-34.
- BLENKINSOP, T.G. and TRELOAR, P.J. 1995. Geometry, classification and kinematics of S-C fabrics. *Journal of Structural Geology*, 17, 397-408.
- BORAY, A., AKAT, U., AKDENİZ, N., AKÇÖREN, Z., ÇAGLAYAN, A., GÜNAY, E., KARKMAZER, B., ÖZTÜRK, E.M. ve SAV, H. 1973. Menderes Masifi'nin güney kenarı boyunca bazı önemli sorunlar ve bunların muhtemel çözümleri. *50. yıl Yerbilimleri Kongresi Bildirileri*, 11-20.
- BOZKURT, E. 2001. Late Alpine evolution of the central Menderes Massif, Western Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 89(4), 728-744.
- BOZKURT, E., WINCHESTER, J.A., MITTWEDE, S.K. and OTTLEY, C.J. 2006. Geochemistry and Tectonic Implications of Leucogranites and Tourmalines of the Southern Menderes Massif, Southwest Turkey. *Geodinamica Acta*, 19(5), 363-390.

- BOZKURT, E. and OBERHÄNSLI, R. 2001. Menderes Massif (Western Turkey): structural, metamorphic and magmatic evolution—a synthesis. *International Journal of Earth Sciences*, 89(4), 679-708.
- BOZKURT, E. and PARK, L.R. 1994. Southern Menderes Massif: an incipient metamorphic core complex in Western Anatolia, Turkey. *Journal of the Geological Society*, 151(2), 213-216.
- BÜRKÜT, Y. 1966. Kuzeybatı Anadolu'da Yer Alan Plütonların Mukayeseli Jenetik Etüdü. İTÜ Yayınları, 272 s.
- CANDAN, O., DORA, O.Ö., KORALAY, E., OBERHÄNSLI, R., RIMMELÉ, G., ÇETİNKAPLAN, M. ve CHEN, F. 2007. Menderes Masifinin Pan-Afrikan Temel ve Paleozoyik-Erken Tersiyer Örtü Serilerinin Polimetamorfik Evrimi. *Menderes Masifi Kolokyumu*, 74-81.
- CANDAN, O. ve KUN, N. 1991. Ödemiş Asmasifindeki (Menderes Masifi) Olası Pan-Afrikan Meta Volkanitleri. *MTA dergisi*, 112, 27-40.
- CATLOS, E., JACOB, L., OYMAN, T., and SORENSEN, S. 2012. Long-term exhumation of an Aegean metamorphic core complex granitoids in the Northern Menderes Massif, Western Turkey. *American Journal of Science*, 312(5), 534-571.
- CHOUKROUNE, P. and LAGARDE, J.L. 1977. Plans de schistosité et déformation rotationnelle: l'exemple du gneiss de Champtoceaux (Massif Armoricaïn). *CR Acad Sci Paris*, 284, 2331–2334.
- ÇAĞLAYAN, A., ÖZTÜRK, E., ÖZTÜRK, Z., SAV, H. and AKAT, U. 1980. Structural observations on the southern Menderes Massif. *Publ. Chamb. Geol. Eng. Turk*, 10, 9-17.
- ÇEMEN, I., CATLOS, E.J., GÖĞÜS, O. and ÖZERDEM, C. 2006. Postcollisional extensional tectonics and exhumation of the Menderes massif in the Western Anatolia extended terrane, Turkey. *Geological Society of America Special Papers*, 409, 353-379.
- DELALOYE, M. and BİNGÖL, E. 2000. Granitoids from Western and Northwestern Anatolia: Geochemistry and Modeling of Geodynamic Evolution. *International Geology Review*, 42, 241-268.
- DELVAUX, D. and SPERNER, B. 2003. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. *Geological Society, London, Special Publications*, 212, 75-100.
- DELVAUX, D., KERVYN, F., MACHEYEKI, A.S. and TEMU, E.B. 2012. Geodynamic significance of the TRM segment in the East African Rift (W-

- Tanzania): Active tectonics and paleostress in the Ufipa plateau and Rukwa basin. *Journal of Structural Geology*, 37, 161-180.
- DENNIS, A.J. and SECOR, D.T. 1987. A model for the development of crenulations in shear zones with applications from the Southern Appalachian Piedmont. *Journal of Structural Geology*, 9, 809-817.
- DORA, O.Ö. 1969. Karakoca Granit Masifinde Petrolojik ve Metalojenik Etütler. *MTA dergisi*, 73, 10-16.
- DORA, O.Ö. 1975. Menderes masifinde alkali feldispatların yapısal durumları ve bunların petrojenetik yorumlarda kullanılması. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 18(2), 111-125.
- DORA, O., SAVAŞÇIN, M., KUN, N. and CANDAN, O. 1987. Post-metamorphic plutons in the Menderes Massif: Hacettepe University Yerbilimleri, v. 14. *Postcollisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean Region and Asia*, 79-89.
- DORA, O., KUN, N. ve CANDAN, O. 1992. Menderes Masifi'nin Metamorfik Tarihi ve Jeotektonik Konumu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 35, 1-14.
- DUNLAP, W.J., HIRTH, G. and TEYSSIER, C. 1997. Thermomechanical evolution of a ductile duplex. *Tectonics*, 16, 983-1000.
- DRURY, M.R., HUMPHREYS, F.J. and WHITE, S.H. 1985. Large strain deformation studies using polycrystalline magnesium as a rock analogue. Part II: dynamic recrystallisation mechanisms at high temperatures. *Physics of Earth and Planetary Interiors*, 40, 208-222.
- DÜRR, S.T. 1975. Über Alter und geotektonische Stellung des Menderes Kristallins / SW - Anatolien und seine Äquivalente in der Mittleren Aegean. *Habilitation thesis University of Marburg*, 107 s. (yayınlanmamış)
- EISBACHER, G.H. 1970. Deformation mechanics of mylonitic rocks and fractured granites in Cobequid Mountains, Nova Scotia. *Can Bull Geol Soc Am*, 81, 2009-2020.
- EMRE, T. and SÖZBİLİR, H. (1997). Field evidence for metamorphic core complex, detachment faulting and accommodation faults in the Gediz and Büyük Menderes grabens, Western Anatolia. *IESCA Proceedings*, 1, 73-93.
- ERCAN, T., TÜRKECAN, A. ve SATIR, M. 2000. Karaburun Yarımadasının Neojen Volkanizması. *Cumhuriyetin 75. Yıldönümü Yerbilimleri ve Madencilik Kongresi Bildirileri*, 1, 1-18.
- 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*, 13(1), 15-36.

ERKÜL, F., HELVACI, C. and SÖZBİLİR, H., 2005. Stratigraphy and geochronology of the Early Miocene volcanic units in the Bigadiç borate basin, Western Turkey. *Turk J Earth Sci.*, 14, 227-253.

ERKÜL, S.T. 2012. Petrogenetic evolution of the Early Miocene Alaçamdağ volcano-plutonic complex, Northwestern Turkey: implications for the geodynamic framework of the Aegean Region. *International Journal of Earth Sciences*, 101(1), 197-219.

ERKÜL, S.T. and ERKÜL, F. 2012. Magma interaction processes in syn-extensional granitoids: the Tertiary Menderes Metamorphic Core Complex, Western Turkey. *Lithos*, 142, 16-33.

ERKÜL, F., ERKÜL, S.T., ERSOY, Y., UYSAL, İ. and KLÖTZLI, U. 2013. Petrology, mineral chemistry and Sr–Nd–Pb isotopic compositions of granitoids in the central Menderes metamorphic core complex: Constraints on the evolution of Aegean lithosphere slab. *Lithos*, 180, 74-91.

ERKÜL, S.T. and FUAT, E. 2013. Comment on Al-in-Hornblende Thermobarometry and Sr-Nd-O-Pb Isotopic Compositions of the Early Miocene Alaçam Granite in NW Anatolia (Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22, 354-358.

ERKÜL, S.T., ERKÜL, F., ERSOY, Y. ve UYSAL, İ. 2014. Genişleme ile Eşyaşlı Eğrigöz ve Koyunoba Granitoidlerinde Gelişen Süreçlerinin Ana-Eser Element ve Nadir Toprak Element (NTE) Jeokimyası, Mineral Kimyası ve Sr-Nd-Pb İzotopları. *Tübitak Projesi*. No:112Y244.

ERSOY, E.Y., ÇEMEN, İ., HELVACI, C. and BİLLOR, Z., 2014. Tectono-stratigraphy of the Neogene basins in Western Turkey: Implications for tectonic evolution of the Aegean Extended Region. *Tectonophysics*, 635, 33-58.

ETHERIDGE, M.A., HOBBS, B.E. and PATERSON, M.S. 1973. Experimental Deformation of Single Crystals of Biotite. *Constr. Mineral. and Petrol.*, 38, 21-36.

GAPPAIS, D. and WHITE, S. 1982. Ductile Shear Bands Deformed Quartzite. *Textures and microstructures*, 5, 1-17.

GESSNER, K., PIAZOLO, S., GÜNGÖR, T., RING, U., KRÖNER, A. and PASSCHIER, C.W. 2001. Tectonic significance of deformation patterns in granitoid rocks of the Menderes nappes, Anatolide belt, Southwest Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 89(4), 766-780.

HANMER, S. 1984. The potential use of planar and elliptical structures as indicators of strain regime and kinematics of tectonic flow. *Geol Surv Can Pap*, 84, 133-142.

- HANMER, S. 1988. Great Slave Lake Shear Zone, Canadian Shield: reconstructed vertical profile of a crustal-scale fault zone. *Tectonophysics*, 149, 245-264.
- HANMER, S.K. and PASSCHIER, C. 1991. Shear sense indicators: areview. *Geol. Surv. Canada Pap.*, 90, 1-71.
- HASÖZBEK, A., ERDOĞAN, B. ve SATIR, M. 2008. Alaçam Dağları'nın Jeolojisi ve Alaçam Graniti'nin Jeolojik Konumu (Balıkesir, Batı Anadolu). *61. Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı*, 365-366.
- HASÖZBEK, A., AKAY, E., ERDOĞAN, B., SATIR, M. and 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(2), 67-80.
- HETZEL, R., PASSCHIER, C. W., RING, U. and DORA, Ö.O. 1995. Bivergent extension in orogenic belts: the Menderes Massif (Southwestern Turkey). *Geology*, 23(5), 455-458.
- HOBBS, B.E., MEANS, W.D. and WILLIAMS P.F. 1976. An outline of structural geology. Wiley, New York, 571 s.
- HOLZER, H. 1954. Beyce 54/4 ve Simav 71/1 paftalarının jeolojik löveleri raporu. *MTA Derleme Raporu No:2366*.
- HOOPER, R.J. and HATCHER, R.D. 1988. Mylonites from the Towaliga fault zone, central Georgia: products of heterogeneous non-coaxial deformation. *Tectonophysics*, 152, 1-17.
- IŞIK, V. 2004. Kuzey Menderes Masifinde Simav Makaslama Zonunun Mikro-tektonik Özellikleri, Batı Anadolu, Türkiye. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 47(2), 49-91.
- IŞIK, V. ve SEYİTOĞLU, G. 2007. Menderes Masifi'nin Geç Senozoyik'te Asimetrik ve Simetrik Çekirdek Kompleksi Olarak Yüzeyleme ve Parçalanma Tarihçesi. *Menderes Masifi Kolokyumu*, 88-97.
- IŞIK, V. and TEKELİ, O. 2001. Late orogenic crustal extension in the Northern Menderes Massif (Western Turkey): evidence for metamorphic core complex formation. *International Journal of Earth Sciences*, 89(4), 757-765.
- IŞIK, V., GÜRSU, S., GÖNCÜOĞLU, C. and SEYİTOĞLU, G. 2004a. Deformational and geochemical features of syn-tectonic Koyunoba and Egrigöz granitoids, Western Turkey. *5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology*, 1-4.
- IŞIK, V., TEKELİ, O. and SEYİTOĞLU, G. 2004b. The  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age of extensional ductile deformation and granitoid intrusion in the Northern Menderes core

complex: implications for the initiation of extensional tectonics in Western Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(4), 555-566.

- KALAFATÇIOĞLU, A. 1964. Balıkesir-Kütahya arasındaki bölgenin jeolojisi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 9(1-2), 46-62.
- KARAOĞLU, O. and HELVACI, C., 2012. Structural evolution of the Uşak-Güre supra-detachment basin during Miocene extensional denudation in Western Turkey. *J Geol Soc London*, 169, 627-642.
- KAYA, O. 1981. Batı Anadolu alta bindirmesi: ultramafik birimin ve Menderes Masifi'nin jeolojik konumu. *Doğa Bilimleri Dergisi, Atatürk özel sayısı*, 15-36.
- KAYA, O., ÜNAY, E., GÖKTAŞ, F. and SARAÇ, G. 2007. Early Miocene stratigraphy of central West Anatolia, Turkey: implications for the tectonic evolution of the Eastern Aegean Area. *Geological Journal*, 42(1), 85-109.
- KIPATA, M.L., DELVAUX, D., SEBAGENZI, M.N., CAILTEUX, J. and SINTUBIN, M. 2013. Brittle tectonic and stress field evolution in the Pan-African Lufilian arc and its foreland (Katanga, DRC): from orogenic compression to extensional collapse, transpressional inversion and transition to rifting. *Geologica Belgica*, 16(1-2), 1-17.
- KUN, N. 1983. Çine dolayının petrolojisi ve Menderes Masifi'nin güney kesimine ait petrolojik bulgular. *DEÜ, Fen Bil. Ens., Doktora tezi*, 124 s.
- KUN, N., CANDAN, O. ve DORA, O.Ö. 1988. Kiraz-Birgi yöresinde (Ödemiş-Menderes Masifi) metavolkanitlerinin (leptitlerin) varlığı. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 32, 21-35.
- LISTER, G.S. and BALDWIN, S.L., 1993, Plutonism and the origin of metamorphic core complexes. *Geology*, 21, 607-610.
- LISTER, G. and SNOKE, A. 1984. SC mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6(6), 617-638.
- LUND, B. and TOWNEND, J. 2007. Calculating horizontal stress orientations with full or partial knowledge of the tectonic stress tensor. *Geophysical Journal International*, 270, 1328-1335.
- MTA. 2002. 1:500,000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, *MTA yayını*, Ankara.
- OKAY, A.I. 1984. The geology of the Agvanis metamorphic rocks and neighbouring formations. *Bull. Mineral Res. Exp. Inst. Turkey*, 99(100), 16-36.
- OKAY, A.I., SATIR, M., MALUSKI, H., SIYAKO, M., MONIE, P., METZGER, R. and AKYUZ, S. 1996. Paleo and Neo Tethyan events in Northwestern Turkey:



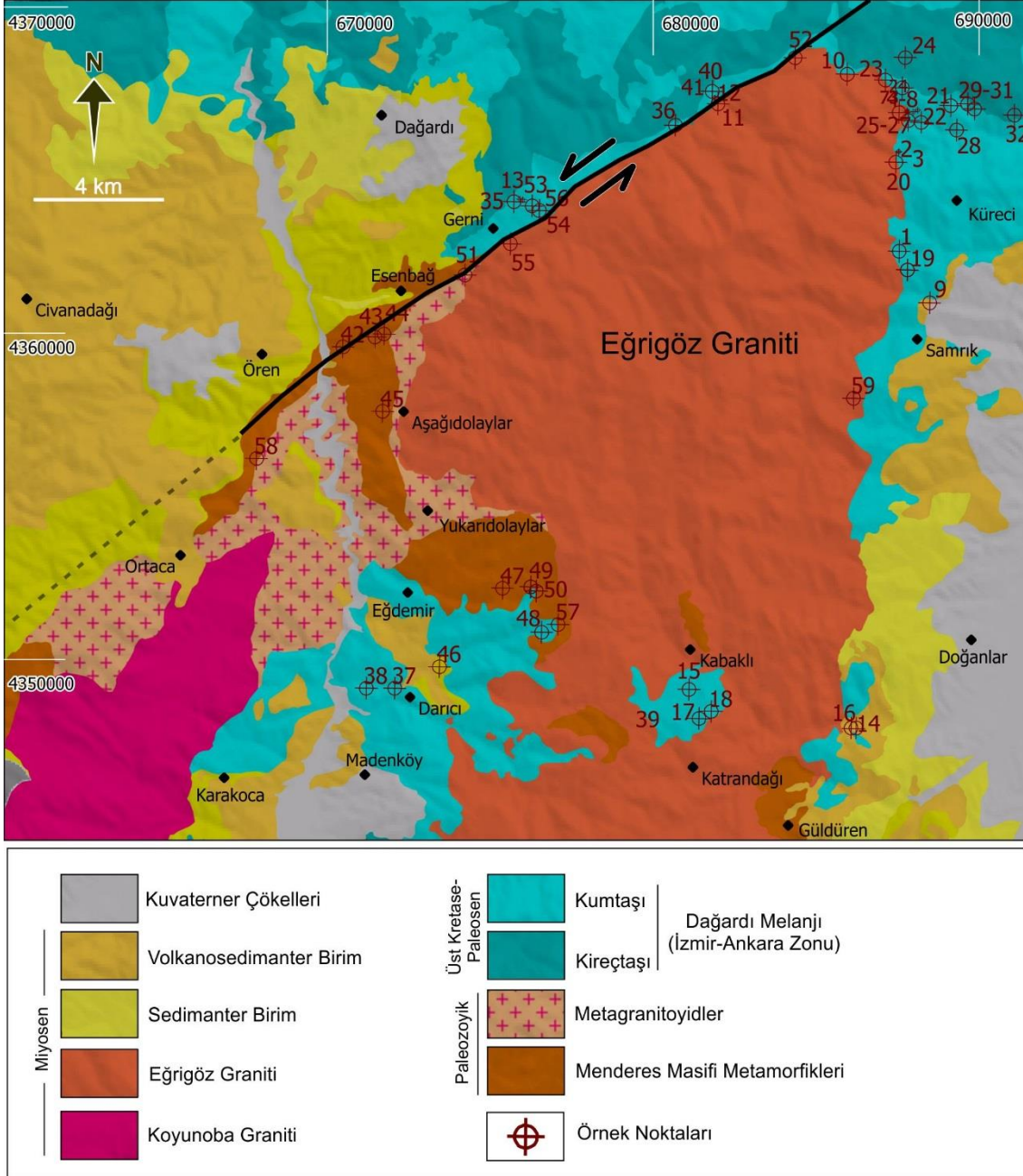
- Geologic and geochronologic constraints. *The Tectonic Evolution of Asia*, 420-441.
- OKAY, A.I. and SATIR, M. 2000. Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in Northwest Turkey. *Geological Magazine*, 137(5), 495-516.
- OKAY, A.I. ve SİYAKO, M. 1993. İzmir Balıkesir Arasında İzmir Ankara Neo-Tetis Kenedinin Yeni Konumu. *Anadolu ve Çevresinin Tektoniği-Petrol Potansiyeli, Ozan Sungurlu Sempozyumu Bildirileri*, 333-355.
- OYGÜR, V. 1997. Bir Epitermal Cevherleşmenin Anatomisi: Mumcu (Balıkesir-Sındırgı), İç-Batı Anadolu. *MTA dergisi*, 119, 63-72.
- OYMAN, T., ÖZGENÇ, İ., TOKCAER, M. and AKBULUT, M. 2013. Petrology, geochemistry, and evolution of the iron skarns along the northern contact of the Eğrigöz Plutonic Complex, Western Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22(1), 61-97.
- ÖZGENÇ, I. and İLBEYLİ, N. 2008. Petrogenesis of the Late Cenozoic Eğrigöz Pluton in Western Anatolia, Turkey: implications for magma genesis and crustal processes. *International Geology Review*, 50(4), 375-391.
- ÖZTUNALI, Ö. 1973. Uludağ (Kuzeybatı Anadolu) ve Eğrigöz (Batı Anadolu) Masiflerinin Petrolojileri ve Jeokronolojileri. *İstanbul Üni. Fen Fak. Monograf*, 23, 115 s.
- PARÉJAS, E. 1940. La tectonique transversale de la Turquie. *Review Faculty Science University İstanbul*, B(5), 133-244.
- PASSCHIER, C.W. 1991. Geometric constraints on the development of shear bands in rocks. *Geol Mijnb*, 70, 203-211.
- PASSCHIER, C.W. 1994. Mixing in flow perturbations: a model for development of mantled porphyroclasts in mylonites. *Journal of Structural Geology*, 16, 733-736.
- PASSCHIER, C.W. and SIMPSON, C. 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, 8(8), 831-843.
- PASSCHIER, C.W. and TROUW, R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Springer, Berlin, 289 s.
- PASSCHIER, C.W. and TROUW, R.A.J. 2005. *Microtectonics (Second ed.)*. Springer, Berlin, 372 s.
- PLATT, J.P. and VISSERS, R.L.M. 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *Journal of Structural Geology*, 2, 397-410.

- RING, U. and COLLINS, A. S. 2005. U–Pb SIMS dating of synkinematic granites: timing of core-complex formation in the Northern Anatolide belt of Western Turkey. *Journal of the Geological Society*, 162(2), 289-298.
- ROPER, P.J. 1972. Structural significance of “button” or “fish scale” texture in the phyllonitic schist of the Brevard zone. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 853-860.
- SATIR, M. and FRIEDRICHSEN, H. 1986. The origin and evolution of the Menderes Massif, W-Turkey: a Rubidium/Strontium and Oxygen isotope study. *Geologische Rundschau*, 75(3), 703-714.
- SAWAGUCHI, T. and ISHII, K. 2003. Three-dimensional numerical modeling of lattice- and shape-preferred orientation of orthopyroxene porphyroclasts in peridotites. *Journal of Structural Geology*, 25, 1425-1444.
- SCHUILING, R.D. 1973. Active role of continents in tectonic evolution, geothermal modals: In: De jong, K.A. and R, Schölten (Eds). *Gravity and Tectonics*, 37-47.
- SCHWARTZ, A.J., KUMAR, M., ADAMS, B.L. and FIELD, D.P. 2000. Electron Backscatter Diffraction in Materials Science (Second ed.). Springer, New York, 403 s.
- SEYİTOĞLU, G., İŞİK, V. and ÇEMEN, I. 2004. Complete Tertiary exhumation history of the Menderes Massif, Western Turkey: an alternative working hypothesis. *Terra Nova*, 16, 358-364.
- SIBSON, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society*, 133(3), 191-213.
- SIMPSON, C. and SCHMID, S.M. 1983. An evaluation of criteria to determine the sense of movement in sheared rocks. *Bull Geol Soc Am*, 94, 1281-1288.
- SPERNER, B., MÜLLER, B., HEIDBACH, O., DELVAUX, D., REINECKER, J. and FUCHS, K. 2003. Tectonic Stress in the Earth's Crust: Advances in the World Stress Map Project. *Geological Society, London, Special Publications*, 212, 101-116.
- SPRY, A. 1969. *Metamorphic Textures*. Oxford, Pergamon, 352 s.
- STESKY, R.M., BRACE, W.F., RILEY, D.K. and ROBIN, P.Y.F. 1974. Friction in faulted rock at high temperature and pressure. *Tectonophysics*, 23, 177-203.
- STIPP, M., STUNITZ, H., HEILBRONNER, R. and SCHMID, S.M. 2002. The eastern Tonale fault zone: a “natural laboratory” for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. *Journal of Structural Geology*, 24, 1861-1884.

- ŞENGÖR, A.M.C. 1980. Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Konferanslar Serisi Yayınları*, 2, 40 s.
- ŞENGÖR, A., SATIR, M. and AKKÖK, R. 1984. Timing of tectonic events in the Menderes Massif, Western Turkey: implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey. *Tectonics*, 3, 693-707.
- ten GROTHENHUIS, S.M., TROUW, R.A.J. and PASSCHIER, C.W. 2003. Evolution of mica fish in mylonitic rocks. . *Tectonophysics*, 372, 1-21.
- THOMSON, S. N. and RING, U. 2006. Thermochronologic evaluation of postcollision extension in the Anatolide orogen, Western Turkey. *Tectonics*, 25(3), 1-20.
- TULLIS, J.T., SNOKE, A.W. and TODD, V.R. 1982. Significance of petrogenesis of mylonitic rocks. . *Geology*, 10, 227-230.
- TULLIS, J. and YUND, R.A. 1987. Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: mechanisms and microstructures. *Geology*, 15, 606-609.
- van DAALEN, M., HEILBRONNER, R. and KUNZE, K. 1999. Orientation analysis of localized shear deformation in quartz fibres at the brittle-ductile transition. *Tectonophysics*, 303, 83-107.
- van HINSBERGEN, D.J., DEKKERS, M.J., BOZKURT, E. and KOOPMAN, M. 2010. Exhumation with a twist: Paleomagnetic constraints on the evolution of the Menderes metamorphic core complex, Western Turkey. *Tectonics*, 29(3).
- VERNON, R.H. 2004. A practical guide to Rock Microstructure. Cambridge University Press, New York, 650 s.
- WESTAWAY, R. 2006. Cenozoic cooling histories in the Menderes Massif, Western Turkey, may be caused by erosion and flat subduction, not low-angle normal faulting. *Tectonophysics*, 412(1), 1-25.
- WHITE, S.H. 1979. Large strain deformation: report on a tectonic studies group discussion meeting held at Imperial College, London; introduction. *Journal of Structural Geology*, 4, 333-339.
- WHITE, S., BURROWS, S., CARRERAS, J., SHAW, N. and HUMPHREYS, F. 1980. On mylonites in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*, 2(1), 175-187.

## 10. EKLER

Ek.1 Araziden alınan örneklerin haritadaki konumları.



<b>Ek 2. Eğrigöz ve çevresinde yüzlek veren kayaç örneklerine ait koordinat, lineasyon, foliyasyon, mineralojik bileşim, doku ve alterasyon özellikleri.</b>						
<b>Örnek No</b>	<b>Koordinat</b>		<b>Lineasyon Dalımı</b>	<b>Foliyasyon (dip'n/dip)</b>	<b>Mineralojik Bileşim</b>	<b>Dokular-Alterasyon</b>
	<b>X</b>	<b>y</b>				
SES-1-a	687544	4362514	K60B	103/29	ku, plj, bi, tur, op. min	
SES-1-b	687544	4362514	K60B	103/29	ku, plj, bi, klo, tur, op. min	bi→klo
SES-2-a	687529	4365555	K50D	025/29	ku, or, ti, klo, op. min	
SES-2-b	687529	4365555	K50D	025/29	ku, or, ti, klo, op. min	
SES-3-a	687533	4365576	G87D	045/24	ku, plj, bi, klo	
SES-3-b	687533	4365576	G87D	045/24	ku, plj, hb, bi, ap, zir	
SES-4-a	687549	4366767	K80D	045/24	ku, plj, se, klo, op. min	
SES-4-b	687549	4366767	K80D	045/24	ku, plj, se, klo, op. min	
SES-5-a	687785	4366778	G60D	070/29	ku, plj, mus, se, klo, tur, op. min	
SES-5-b	687785	4366778	G60D	070/29	ku, plj, mus, se, klo	
SES-5-c	687785	4366778	G60D	070/29	ku, mus, klo, op. min	
SES-5-d	687785	4366778	G60D	070/29	ku, mus, klo, op. min	
SES-6-a	688117	4366844	G60D	080/31	ku, mus, klo, op. min	
SES-6-b	688117	4366844	G60D	080/31	ku, plj, se, klo, op. min	
SES-7-1-a	688243	4366912	G50D	146/39	ku, plj, mus, se, klo, zir, op. min	
SES-7-1-b	688243	4366912	G50D	146/39	ku, plj, mus, se, klo, zir, op. min	
SES-7-2-a	688243	4366912	G35D	146/39	ku, plj, mus, se, klo, zir, op. min	
SES-7-2-b	688243	4366912	G35D	146/39	ku, plj, mus, se, klo, zir, op. min	
SES-8-a	687641	4367523	K55D	113/15	ku, plj, se, opk min, Fe cev	Fe cevherleşmesi
SES-8-b	687641	4367523	K55D	113/15	ku, plj, mus, klo, zir, Fe cev	Fe cevherleşmesi

SES-9-a	688481	4360935	G85D	168/31	ku, ka, klo, op. min	
SES-9-b	688481	4360935	G85D	168/31	ku, ka, op. min	
SES-9-c	688481	4360935	G85D	168/31	ku, ka, op. min	
SES-10-a	685952	4367940	G65B	310/38	ku, plj, or, mus, klo, damara yerleşen tur	
SES-10-b	685952	4367940	G65B	310/38	ku, plj, or, mus, tur, Fe cev, op. min	feld→kil, ser ve Fe cevherleşmesi Fe cevherleşmesi ile ilgili gelişen turmalin oluşumları
SES-10-c	685952	4367940	G65B	310/38	ku, plj, or, mus, tur, klo, zir	feld→kil, ser, turmalin büyümeleri ve Fe cevherleşmesi
SES-10-d	685952	4367940	G65B	310/38	ku, plj, or, mus, tur	feld→kil, ser,
SES-11-a	681925	4367080	K20B	105/60	ku, plj, or, mus, se, klo	Körfez yapılı kuvars, karbonatlaşma, killeşme, kloritleşme
SES-11-b	681925	4367080	K20B	105/60	ku, plj, or, klo, se, mika min	Mika minerallerinde karbonatlaşma, Fe cevherleşmesi
SES-12-a	681894	4367217	K35B	280/56	ku, plj, or, Fe cev ile tur birlikte	Feldispatlarda killeşme + karbonatlaşma, cevherleşme
SES-13-a	675927	4364117	K30	310/43	ku, plj, or, klo, se	Fe cevherleşmesi
SES-14-a	686155	4347895	K30D	300/39	ku, plj, or, klo, mus, op. min, Fe cev	Fe cevherleşmesi
SES-14-b	686155	4347895	K30D	300/39	ku, plj, or, klo, mus, op. min, Fe cev	Fe cevherleşmesi
SES-15-a	681096	4349078	G45B	150/30	ka, ku, plj, mus, klo, op. min, Fe cev	Fe cevherleşmesi
SES-15-b	681096	4349078	G45B	150/30	ka, ku, plj, klo, mus	
SES-16-a	686066	4347897	G45B	180/45	ku, plj, or, klo, mus, op. min, ikincil ka damarları	
SES-16-b	686066	4347897	G45B	180/45	ku, plj, or, klo, mus, op. min	
SES-16-c	686066	4347897	G45B	180/45	ku, plj, or, klo, mus, op. min,	

					ikincil ka damarları	
SES-16-d	686066	4347897	G45B	180/45	ku, plj, or, klo, mus, op. min, ikincil ka damarları	
SES-17-a	681402	4348191	G30B	323/40	ka, ku, plj, klo, mus, Fe cev	Fe cevherleşmesi büyük oranda
SES-17-b	681402	4348191	G30B	323/40	ka, ku, plj, klo, mus, Fe cev	Fe cevherleşmesi büyük oranda
SES-17-c	681402	4348191	G30B	323/40	ka, ku, plj, klo, mus, Fe cev	Fe cevherleşmesi büyük oranda
SES-18-a	681779	4348407	G25B	250/30	ka, ku, plj, klo, op. min, Fe cev	Fe cevherleşmesi
SES-18-b	681779	4348407	G25B	250/30	ka, ku, plj, klo, mus, op. min, Fe cev	Fe cevherleşmesi
SES-18-c	681779	4348407	G25B	250/30	ka, ku, plj, klo, mus, op. min	
SES-18-d	681779	4348407	G25B	250/30	ka, ku, plj, klo, mus, op. min, Fe cev	
SES-18-e	681779	4348407	G25B	250/30	ka, ku, plj, klo, mus, op. min	
SES-19-2-a	687797	4361941	K35D	100/65	ku, plj, or, klo, zir, Fe cev	Fe cevherleşmesi, kink band
SES-19-2-b	687797	4361941	K35D	100/65	ku, plj, or, klo, zir, Fe cev	Fe cevherleşmesi
SES-19-2-c	687797	4361941	K35D	100/65	ku, plj, or, klo, zir, Fe cev	Fe cevherleşmesi
SES-20-a	687447	4365243	K80D	113/25	ku, plj, bi, ap, opk min	
SES-21-a	687792	4366815	G60D	070/15	ku, plj, mus, klo, op. min, zir	
SES-21-b	687792	4366815	G60D	070/15	ku, plj, mus, klo, op. min, ap	
SES-22-a	687990	4366789	K65D	145/33	ku, plj, mus, klo, op. min	Damar şeklinde kuvars
SES-22-b	687990	4366789	K65D	145/33	ku, plj, mus, klo, op. min	Damar şeklinde kuvars
SES-23-a	687125	4367761	G80D	015/24	ku, plj, mus, klo, bol oranda zir, op. min	
SES-23-b	687125	4367761	G80D	015/24	ku, plj, mus, klo, op. min, tur	
SES-24-a	687731	4368450	K80B	318/32	ku, plj, mus, klo, op. min	Damar şeklinde kuvars

SES-24-b	687731	4368450	K80B	318/32	ku, plj, mus, klo, op. min	Damar şeklinde kuvars
SES-25-a	687704	4366559	K65B	160/48	ku, plj, klo, mus, op. min, Fe cev	Fe cevherleşmesi
SES-25-b	687704	4366559	K65B	160/48	ku, plj, klo, mus, op. min, Fe cev	Fe cevherleşmesi
SES-25-c	687704	4366559	K65B	160/48	ku, plj, klo, mus, op. min, Fe cev	Fe cevherleşmesi
SES-26-a	687814	4366543	K80D	190/49	ku, plj, klo, mus, ap, op. min, Fe cev	Fe cevherleşmesi
SES-26-b	687814	4366543	K80D	190/49	ku, plj, klo, mus, ap, op. min, Fe cev	Fe cevherleşmesi
SES-27-a	688223	4366462	K90D	153/32	ku, plj, klo, mus, ap, op. min, Fe cev	Fe cevherleşmesi
SES-27-b	688223	4366462	K90D	153/32	ku, plj, klo, mus, ap, tur, op. min, Fe cev	Fe cevherleşmesi
SES-27-c	688223	4366462	K90D	153/32	ku, plj, klo, mus, ap, op. min, Fe cev	Fe cevherleşmesi
SES-28-a	689250	4366235	K90B	240/35	ku, plj, klo, mus, tur, Fe cev.	Fe cevherleşmesi
SES-28-b	689250	4366235	K90B	240/35	ku, plj, klo, mus, op. min, Fe cev	Fe cevherleşmesi
SES-29-a	689127	4366977	K20B	245/10	ku, plj, mus, klo, Fe cevheri	Fe cevherleşmesi
SES-29-b	689127	4366977	K20B	245/10	ku, plj, mus, klo, Fe cevheri	Fe cevherleşmesi
SES-30-a	689675	4367030	K90D	330/05	ku, plj, klo, mus, op. min, Fe cev	Fe cevherleşmesi, kemirilmiş kuvars porfiroklastları
SES-30-b	689675	4367030	K90D	330/05	ku, plj, klo, mus, op. min, Fe cev	Fe cevherleşmesi, kemirilmiş kuvars porfiroklastları
SES-31-a	689861	4366877	K80D	140/20	ku, plj, mus, klo, op. min	
SES-31-b	689861	4366877	K80D	140/20	ku, plj, mus, klo, op. min	
SES-31-c	689861	4366877	K80D	140/20	ku, plj, mus, klo, op. min	
SES-32-a	691081	4366686	G50D	153/23	ku, se, Fe cev	



SES-32-b	691081	4366686	G50D	153/23	ku, mus, klo, se, op. min	
SES-32-c	691081	4366686	G50D	153/23	ku, klo, se, op. min, Fe cev	
SES-32-d	691081	4366686	G50D	153/23	ku, mus, klo, se, op. min	
SES-33-a	691811	4366231	G55D	140/32	ku, plj, ka, mus, klo, op. min	
SES-33-b	691811	4366231	G55D	140/32	ku, plj, ka, klo, op. min	
SES-33-c	691811	4366231	G55D	140/32	ku, plj, kt, mus, klo, zir, Fe cev	
SES-34-a	692300	4362381	K90D	132/28	ku, plj, ikincil dolgu şeklinde ka, klo, mus, op. min	
SES-34-b	692300	4362381	K90D	132/28	ku, plj, mus, se, klo, op. min	
SES-35-a	675747	4364052	K25D	275/25	ku, or, plj, mus, klo, bi	Grafik doku
SES-36-a	680679	4366378	KG	310/31	ku, or, plj, klo, se, mika min	Mika minerallerinde karbonatlaşma, Fe cevherleşmesi
SES-36-b	680679	4366378	KG	310/31	ku, plj, mika min, klo, mus	Mika minerallerinde karbonatlaşma, cevherleşme
SES-37-a	672067	4349117	G45B	303/48	ku, plj, ka, mus, klo, Fe cev, op. min	
SES-37-b	672067	4349117	G45B	303/48	ku, plj, ka, mus, bol oranda klo, Fe cev, op. min	Fe cevherleşmesi, kloritleşme
SES-38-a	671196	4349120	G40D	145/35	ku, plj, or, mus, klo, Fe cev	Feldispatlarda killeşme + serizitleşme, Fe cevherleşmesi, mineral kapanımları
SES-38-b	671196	4349120	G40D	145/35	ku, plj, or, mus, klo, Fe cev	Fe cevherleşmesi
SES-38-c	671196	4349120	G40D	145/35	ku, plj, or, mus, klo, Fe cev	Feldispatlarda killeşme + serizitleşme, Fe cevherleşmesi, mineral kapanımları
SES-39-a	679434	4347684	G80B	270/44	ku, plj, bi, mus, klo, Fe cev	Biyotitlerde kloritleşme, Fe cevherleşmesi
SES-39-b	679434	4347684	G80B	270/44	ku, plj, bi, mus, klo, Fe cev	Biyotit ve muskovitlerden klorit dönüşümü, Fe cevherleşmesi
SES-40-a	681808	4367414	K55B	260/36	ku, plj, or, mus, klo, ap, tur, Fe cev	Fe cevherleşmesi, karbonatlaşma

SES-40-b	681808	4367414	K55B	260/36	ku, plj, or, zir	
SES-41-a	681875	4367210	G75B	275/48	ku, plj, klo, mus, zir, Fe cev	Fe cevherleşmesi
SES-41-b	681875	4367210	G75B	275/48	ku, plj, klo, mus	Feldispatlarda killeşme + karbonatlaşma
SES-42-a	670478	4359582	K30D	125/11	ku, plj, or, mus, bi, tur, zir, ap, an	Fe cevherleşmesi
SES-42-b	670478	4359582	K30D	125/11	ku, plj, or, mus, bi, klo, zir, op. min	Biyotitlerde kloritleşme
SES-43-a	671462	4359883	G50B	280/45	ku, plj, or, mus, bi, klo, ti, op. min	
SES-43-b	671462	4359883	G50B	280/45	ku, plj, or, mus, bi, klo, zir, op. min	Biyotit içinde zirkon kapanımları, biyotitlerde kloritleşme
SES-43-c	671462	4359883	G50B	280/45	ku, plj, or, bi, klo, ti, zir, op. min	
SES-44-a	671741	4359979	G35B	280/30	ku, plj, or, mus, bi, zir	Feldispatlarda killeşme, plajiyoklazlarda serizitleşme
SES-44-b	671741	4359979	G35B	280/30	ku, plj, or, mus, bi, tur	
SES-44-c	671741	4359979	G35B	280/30	ku, plj, or, mus, bi, ap	
SES-44-d	671741	4359979	G35B	280/30	ku, plj, or, mus, bi, zir, tur	
SES-45-a	671698	4357605	90B	244/31	ku, plj, or, mus, klo, ap, tur, op. min	
SES-45-b	671698	4357605	90B	244/31	ku, plj, or, mus, klo, ap, op. min	Feldispatlarda killeşme, biyotitlerde kloritleşme
SES-45-c	671698	4357605	90B	244/31	ku, plj, or, bi	
SES-46-a	673439	4349777	G50B	310/64	ku, plj, or, mus, klo, Fe cevheri	Fe cevherleşmesi
SES-46-b	673439	4349777	G50B	310/64	ku, plj, or, mus, klo, Fe cevheri	Fe cevherleşmesi
SES-46-c	673439	4349777	G50B	310/64	ku, plj, or, mus, klo, Fe cevheri	Fe cevherleşmesi
SES-47-a	675376	4352183	K85B	312/70	ku, plj, or, mus, klo, bi, ti, op	

					min.	
SES-47-b	675376	4352183	K85B	312/70	ku, plj, or, mus, klo, bi, klo, Fe cev, zir	Fe cevherleşmesi
SES-47-c	675376	4352183	K85B	312/70	ku, plj, or, mus, bi, zir, ti, klo, Fe cev	Fe cevherleşmesi
SES-48-a	676576	4350835	G55B	290/35	ku, plj, or, bi, klo, zir, ap, ti, op. min	
SES-48-b	676576	4350835	G55B	290/35	ku, plj, or, bi, klo, zir, an	
SES-48-c	676576	4350835	G55B	290/35	ku, plj, or, mus, bi, klo, zir, op. min, Fe cev	
SES-49-a	676408	4352093	K88B	268/49	ku, plj, or, mus, zir, op. min	
SES-49-b	676408	4352093	K88B	268/49	ku, or, plj, bi, klo, op. min	
SES-49-c	676408	4352093	K88B	268/49	ku, or, plj, bi, klo, op. min, Fe cev	
SES-50-a	676408	4352093	G60B	262/34	ku, plj, klo, bi, bol miktarda tur, ap, op. min	Kloritleşme
SES-50-b	676408	4352093	G60B	262/34	ku, plj, klo, bi, tur, ap, op. min	Kloritleşme, karbonatlaşma
SES-50-c	676408	4352093	G60B	262/34	ku, plj, mus, bi, tur, op. min, zir	
SES-51-a	674225	4361784	G70B	275/54	ku, or, plj, gra, tur	
SES-51-b	674225	4361784	G70B	275/54	ku, or, plj, tur, gra, zir	
SES-51-c	674225	4361784	G70B	275/54	ku, or, iri tur (şörl bileşimli), gra	Feldispatlarda killeşme
SES-51-d	674225	4361784	G70B	275/54	ku, or, plj, tur, gra	Feldispatlarda killeşme
SES-51-e	674225	4361784	G70B	275/54	ku, or, plj, gra, tur	
SES-52-a	684352	4368443	K35D	325/32	ku, or, plj, bi, klo, Fe cev	Feldispatlarda killeşme + serizitleşme + karbonatlaşma, biyotitlerde kloritleşme
SES-53	676015	4364103	K53D	315/54	İnce kesit alınamadı	
SES-54-a	676507	4363760	K30D	103/58	ku, plj, klo, mus, Fe cev, op.	

					min	
SES-55-a	675617	4362740	G65B	331/46	ku, or, plj, klo, se, tur, Fe cevheri, bağlayıcı malzeme	
SES-55-b	675617	4362740	G65B	331/46	ku, or, plj, klo, se, tur, Fe cevheri, bağlayıcı malzeme	
SES-56-a	676283	4363906	K40D	322/50	ku, or, plj, mus, klo, op. min, Fe cev	Feldispatlarda killeşme + karbonatlaşma, Fe cevherleşmesi
SES-56-b	676283	4363906	K40D	322/50	ku, or, plj, mus, tur, Fe cev	Fe cevherleşmesi
SES-57-a	677079	4351069	G55B	235/53	ku, plj, gra, bi, klo, op. min, Fe cev	Fe cevherleşmesi, biyotitlerde kloritleşme
SES-57-b	677079	4351069	G55B	235/53	ku, iri granat bileşenleri, bi, klo, zir, op. min, Fe cev	Fe cevherleşmesi, biyotitlerde kloritleşme
SES-57-c	677079	4351069	G55B	235/53	ku, plj, gra, bi, klo, op. min, Fe cev	Fe cevherleşmesi
SES-57-d	677079	4351069	G55B	235/53	ku, plj, gra, bi, klo, Fe cev ile tur gelişimi	Fe cevherleşmesi
SES-58-a	667829	4356160	K55D	120/54	ku, or, plj, bi, ap, tur, zir,	Biyotitlerde kloritleşme
SES-58-b	667829	4356160	K55D	120/54	ku, or, plj, bi, zir	
SES-59-a	686141	4358010	K65D	080/31	ku, or, plj, bi, zir, op. min	Biyotitlerde kloritleşme
SES-59-b	686141	4358010	K65D	080/31	ku, or, plj, bi, klo, ap, zir, op. min	Biyotitlerde klorite dönüşüm
SES-59-c	686141	4358010	K65D	080/31	ku, or, plj, bi, zir	
SES-59-d	686141	4358010	K65D	080/31	ku, or, plj, bi, klo, ap, zir	Feldispatlarda killeşme + serizitleşme
SES-59-e	686141	4358010	K65D	080/31	ku, or, plj, bi, zir, op. min	Biyotitlerde kloritleşme
SES-59-f	686141	4358010	K65D	080/31	ku, or, plj, bi, zir, op. min	Biyotitlerde kloritleşme

**Kısaltmalar:** ku: kuvars, plj: plajiyoklaz, or: ortoklaz, ka: kalsit, mus: muskovit, bi: biyotit, klo: klorit, se: serizit, gra: granat, tur: turmalin, zir: zirkon, ti: titanit, hb: hornblend, ap: apatit, an: andalusit, op. min: opak mineral, Fe cev: demir cevheri

## **ÖZGEÇMİŞ**

Hatice Seval MANAP 1987 yılında Antalya'da doğdu. İlk, orta ve lise öğrenimini Antalya'da tamamladı. 2005 yılında girdiği Akdeniz Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden 2009 yılında Jeoloji Mühendisi olarak mezun oldu. 2011 yılında Akdeniz Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans öğrenimine başladı. 2013 Ekim'den beri Akdeniz Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde Araştırma Görevlisi olarak görev yapmaktadır.