

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**MUSTAFAKEMALPAŞA (BURSA) ve SUSURLUK (BALIKESİR) ARASINDA
MOSTRA VEREN MAGMATİK KAYAÇLARIN JEOLJİSİ ve PETROLOJİSİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

ALP ÜNAL

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeoloji Mühendisliği Programı

HAZİRAN 2013

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**MUSTAFAKEMALPAŞA (BURSA) ve SUSURLUK (BALIKESİR) ARASINDA
MOSTRA VEREN MAGMATİK KAYAÇLARIN JEOLojİSİ ve PETROLOJİSİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**Alp Ünal
505111303**

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeoloji Mühendisliği Programı

Tez Danışmanı: Doç. Dr. Şafak ALTUNKAYNAK

MAYIS 2013

İTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü'nün 505101309 numaralı Yüksek Lisans / Doktora Öğrencisi **Alp ÜNAL**, ilgili yönetmeliklerin belirlediği gerekli tüm şartları yerine getirdikten sonra hazırladığı "**MUSTAFAKEMALPAŞA (BURSA) ve SUSURLUK (BALIKESİR) ARASINDA MOSTRA VEREN MAGMATİK KAYAÇLARIN JEOLJİSİ ve PETROLOJİSİ**" başlıklı tezini aşağıda imzaları olan jüri önünde basarı ile sunmuştur.

Tez Danışmanı : **Doç. Dr. Şafak ALTUNKAYNAK**
İstanbul Teknik Üniversitesi



Jüri Üyeleri : **Prof. Dr. Aral OKAY**



Prof. Dr. Ercan ALDANMAZ



Teslim Tarihi : **3 Mayıs 2013**
Savunma Tarihi : **4 Haziran 2013**

ÖNSÖZ

İ.T.Ü. Fen bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği programında yapılan bu tez çalışmasının her evresinde kendimden çok bana inanan, sabrını, anlayışını ve bütün bilgilerini benimle paylaşan danışmanım Doç. Dr. Şafak ALTUNKAYNAK'a en içten saygı ve teşekkürlerimi sunarım. Ayrıca tezimin şekillenmesinde büyük ölçüde yardımları dokunan Prof. Dr. Serdar AKYÜZ ve Yrd. Doç. Dr. Gürsel SUNAL'a teşekkürü bir borç bilirim.

İnce kesitlerin hazırlanması aşamasında gösterdiği yardımlar ve kolaylıklardan dolayı İ.T.Ü. Maden Fakültesi Jeoloji Mühendisliği bölümü ince kesit atölyesi sorumlusu Mehmet Ali Oral'a teşekkür ederim.

Tez konusunun belirlenmesinden arazi çalışmalarına, yazım sürecinden sunum sürecine kadar her aşamada yanımda olan değerli abim Ar.Gör. Ömer KAMACI'ya teşekkür ederim. Ayrıca tez yazım sürecimde yararlı tartışmalar yaptığım sevgili oda arkadaşım Merve YILDIZ'a, yazım sürecinde her türlü anlayışı gösteren ev arkadaşlarım Okan KESKİN ve Fırat GÜR'e, her zaman yanımda hissettiğim kardeşim Orhan Veli ÖZBAYRAK'a teşekkürlerimi sunarım.

Hayatımın her evresinde, koşulsuz maddi ve manevi yanımda olan, bilime saygı duyan iki insan, babam Arif ÜNAL'a ve annem Sevgi ÜNAL'a tarif edemeyeceğim teşekkürlerimi sunarım.

Mayıs 2013

Alp ÜNAL
(Jeoloji Mühendisi)

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖNSÖZ.....	v
İÇİNDEKİLER	vi
KISALTMALAR	viii
ŞEKİL LİSTESİ.....	ix
ÖZET.....	xii
SUMMARY	xv
1. GENEL BİLGİLER.....	1
1.1 Giriş.....	1
1.2 Çalışmanın Amacı ve Yöntemi	2
1.3 İnceleme Alanının Tanıtılması	3
1.3.1 Coğrafi Konum	3
1.3.2 Morfoloji	3
1.3.3 İklim ve Bitki Örtüsü	3
1.3.4 Nüfus ve Yerleşim	5
1.4 Önceki Çalışmalar	5
2.STRATİGRAFİK JEOLJİ.....	7
2.1 Temel Kayaları.....	7
2.1.1 Nilüfer Birimi.....	7
2.1.1.1 Kiraz Metamorfiti	8
2.1.1.2 Çataltepe Mermeri.....	10
2.1.2 Orhanlar Grovağı	11
2.1.3 Bornova Filişi.....	15
2.2 Çataldağ Graniti	17
2.3 Sin-plütonik dayklar	21
2.4 Çökel Topluluk.....	23
2.5 Alüvyon	26
3. PETROGRAFİ.....	27
3.1 Çataldağ Plütonunun Petrografik Özellikleri	29
3.2 Çataldağ Graniti	41
4. YAPISAL JEOLJİ	36
4.1 Temel Kayaları ve Çataldağ Granitinde Gözlenen Deformasyon Yapıları.....	36
4.1.1 Temel Kayalarında Gözlenen Deformasyonlar.....	36
4.1.2 Çataldağ Granitinde Gözlenen Deformasyonlar	36
4.1.2.1 250-600°C Sıcaklık Arasında Gelişen Sünek Deformasyon.....	38
2.1.1.2 250°Cden Düşük Sıcaklıklarda Gelişen Kırılgan Deformasyon	43
4.2 Örtü Kayalarının Yapısal Unsurları	55
4.2.1 Tabakalar.....	58
4.2.2 Uyumsuzluklar	56
4.2.2 Alt Orta Miyosen Sonrası Fayları	56
5. JEOKİMYA.....	60
4.1 Ana-İz Element Jeokimyası	60

4.2 İzotop Jeokimyası.....	64
4.3 Tektonomagmatik ayraç diyagramları.....	66
6. PETROJENEZ	68
7. TARTIŞMA	71
KAYNAKLAR.....	78
EKLER.....	83
ÖZGEÇMİŞ	84

KISALTMALAR

Bio	: Biyotit
Plj	: Plajiolklas
Hbl	: Hornblend
Op	: Opak mineral
Sf	: Sfen
Q	: Kuvars
Syn-COLG	: Çarpışma granitoyidleri
VAG	: Volkanik ark granitoyidi
WPG	: Plaka içi graniyoyidi
ORG	: Okyanusal sırt granitoyidi

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1 : İnceleme alanının yer bulduru haritası.	4
Şekil 1.2 : İnceleme alanının uydu görüntüsü.	4
Şekil 2.1 : İnceleme alanının stratigrafik kesiti.	8
Şekil 2.2 : Nilüfer Birimi'nin genelleştirilmiş dikme kesiti.	9
Şekil 2.3 : Kiraz Metamorfiti'ne ait fillatların genel mostra görüntüsü.	10
Şekil 2.4 : Kiraz metamorfite ait metabazitlerin mostra görüntüsü.....	11
Şekil 2.5 : Kiraz metamorfite ait mikaşistlerin mostra görüntüsü.....	12
Şekil 2.6 : Kiraz metamorfite ait mikaşistlerdeki iyi dereceli foliasyon ve lineasyon.	12
Şekil 2.7 : İnceleme alanında Çataltepe Mermerinin yakından görünüşü.	13
Şekil 2.8 : İnceleme alanında Orhanlar grovağının genel mostra görüntüsü	14
Şekil 2.9 : Şapcı köyü güneyinde Orhanlar grovağında gözlenen makaslama zonları.	14
Şekil 2.10 : Bornova filişinin genel mostra görüntüsü.	16
Şekil 2.11 : Bornova filişinin içerisindeki mavi şist bloğu.....	16
Şekil 2.12 : Bornova filişinde yaygın olarak gözlenen makaslama yapıları.	17
Şekil 2.13 : Çataldağ granitinin el örneği görüntüsü.	18
Şekil 2.14 : Çataldağ granitine ait biyotit-muskovit (2mikalı) granite ait el örneği..	19
Şekil 2.15 : Çataldağ granitinin dinamik metamorfizma etkisiyle kazandığı kataklastik yapraklanma.	19
Şekil 2.16 : Çataldağ granitinin kuzey dokanağı boyunca gözlenen migmatitlerin mostra görünümü.	20
Şekil 2.17 : Çataldağ granitinde gözlenen şileyren yapısı ve pegmatit daykısı.	21
Şekil 2.18 : Pegmatit dayklarındaki pegmatitik doku, 1-2 cm boyutundaki kuvars ve alkali feldspat kristalleri. Pegmatit daykları da içine yerleştiği ana granit gövdesi gibi kataklastik deformasyondan etkilenmiştir	22
Şekil 2.19 : Çataldağ graniti içine yerleşmiş aplitik sill.	22
Şekil 2.20 : Çataldağ Granitini kesen yaklaşık 40 cm kalınlığındaki mafik sin- plütonik (gabrodiyorit) daykları (bakış yönü: doğu).....	23
Şekil 2.21 : Çökel topluluğunun görünür tabanındaki kaba granit bloklu seviye (gr: granit blokları (bakış yönü: güney).	24
Şekil 2.22 : Çökel topluluğa ait çakıltaşı.	25
Şekil 2.23 : Çökel topluluğa ait kireçtaşının mostradaki görünümü.	25
Şekil 2.24 : Çökel topluluğa ait kireçtaşı içinde gözlenen bor seviyeleri.....	26
Şekil 3.1a ve b : Çataldağ Graniti'nde gözlenen holokristalen granüler doku. Kaya dinamik metamorfizma etkisi ile yönelme kazanmaya başlamıştır.	28
Şekil 3.2 : Çataldağ granitinde Plajioklas porfiroklastı	30
Şekil 3.3 : K-Feldpat sınırlarında gözlenen mirmekitik doku	30
Şekil 3.4 : K-Feldspat kristali içerisindeki kuvars ve muskovitler.	31
Şekil 3.5a ve b : Yönelme göstermeyen muskovit kristalleri.....	32
Şekil 3.6a ve b : Çataldağ graniti içerisindeki granat kristali.....	33

Şekil 3.7 : Kontak migmatit içerisindeki, kuvarsofeldspatik zon içerisine hapsolmuş kızılgımsı biyotitler.	34
Şekil 3.8 : Kontak migmatite ait mesozomun içerisinde gözlenen muskovit biyotit, kuvars ve feldispat.....	34
Şekil 3.9 : Kontak migmatit içerisindeki, biyotitçe zengin zon içerisinde gözlenen kuvarsofeldspatik zon.....	35
Şekil 4.1 : İnceleme alanında Çataltepe Mermeri'nde gözlenen gelişmiş iyi dereceli foliasyon.	37
Şekil 4.2 : İnceleme alanında iyi derece foliasyon gösteren kiraz metamorfiti.....	37
Şekil 4.3 : Nilüfer birimi içerisinde gelişmiş olan lokal bir ters fay.....	38
Şekil 4.4 : Çataldağ graniti iç kesimine ait foliasyon ölçülerinin steografik iz düşümü	39
Şekil 4.5 : Çataldağ graniti iç kesimine ait lineasyon ölçülerinin steografik izdüşümleri.....	40
Şekil 4.6 : İnceleme alanının yapısal jeoloji haritası.	42
Şekil 4.7a ve b : Minerallere göre BLG, SGR ve GBM sıcaklık aralıkları, b) Kuvarslarda meydana gelen BLG: Şişme yeniden kristallenmesi, SGR: tane rotasyon yeniden kristallenmesi, GBM: tane sınırı göçü basınç-sıcaklık aralıklarını gösteren diyagram.	44
Şekil 4.8 : Çataldağ granitinde gözlenen tane sınırı göçü.....	45
Şekil 4.9 : Tane sınırı göçü (GBM) yeniden kristallenmesi.	45
Şekil 4.10 : Deformasyona bağlı gelişen siğilimsi mirmekitler.....	46
Şekil 4.11 : Çataldağ Graniti'nde tane dönme yeniden kristallenmesi (SGR: tane dönme yeniden kristallenmesi).....	46
Şekil 4.12 : Çataldağ granitinde tane dönme yeniden kristallenmesi (SGR: tane dönme yeniden kristallenmesi	47
Şekil 4.13 : OS-335 numaralı örnekte görülen mika balıkları, itilme yönü KKD.....	47
Şekil 4.14 : OS-314 numaralı örnekte görülen mika balıkları ...	48
Şekil 4.15 : OS-334 numaralı örnekte görülen mika bal.	48
Şekil 4.16 : OS-334 numaralı örnekte görülen mika balığı, itilme yönü KB.	49
Şekil 4.17 : Çataldağ graniti kenar kesimine ait foliasyon ölçülerinin steografik iz düşümü.	49
Şekil 4.18 : Çataldağ graniti kenar kesimine ait lineasyon ölçülerinin steografik iz düşümü.	50
Şekil 4.19 : Çataldağ granitinde gözlenen milonitik zonlar.....	51
Şekil 4.20 : Çataldağ granitinde gözlenen milonitik kayaların ince kesit fotoğrafı. .	52
Şekil 4.21 : Çataldağ sıyrılma fayının (ÇSF) düzleminde gözlenen fay çizikleri.	53
Şekil 4.22 : Çataldağ sıyrılma fay düzleminin mostra görüntüsü ...	53
Şekil 4.23 : Çataldağ sıyrılma fayının (ÇSF) sahip olduğu morfoloji.....	54
Şekil 4.24 : Çatlaklı yapısı ile kataklastik deformasyona maruz kalan K-feldispat porfiroklastının normal mikrofay tarafından kırılarak ötelenmesi.....	54
Şekil 4.25 : K-feldispat porfiroklastının normal mikrofay tarafından kırılarak ötelenmesi ve mikroçatlaklarda gözlenen rekristallize kuvarslar ...	55
Şekil 4.26 : Çataldağ granitine ait foliasyon ların değişimini gösteren en kesitler ve steografik iz düşümler.	57
Şekil 4.27 : Çökel topluluğa ait tabakalar.....	58
Şekil 4.28 : Çökel topluluğa ait yataya yakın tabakalar ...	58
Şekil 4.29 : Çökel topluluğun tabaka ölçülerinin eğim yönlerine ait gül diyagramı. .	59
Şekil 4.30 : İnceleme alanının kuzeybatısında gözlenen fay düzlemi (bakış yönü: kuzey). Fay çizikleri, fayın oblik bileşeni olduğunu da göstermektedir. .	59

Şekil 5.1 : Çataldağ granitine ait örneklerin Cox (1989) diyagramındaki konumu. .	61
Şekil 5.2 : Çataldağ granitine ait örneklerin AFM (Irvine ve Baragar, 1971) diyagramındaki konumları.	61
Şekil 5.3 : A/CNK – A/NK diyagramı (Shand,1943) üzerinde I-S tipi granit ayrımı.	62
Şekil 5.4 : Çataldağ granitine ait örneklerin harker diyagramları.	63
Şekil 5.5 : Çataldağ granitine ait örneklerin Peccerillo ve Taylor (1976) diyagramındaki konumu.	64
Şekil 5.6 : NMORB’a normalize edilmiş örümcek diyagramında Çataldağ granitine ait örneklerin element dağılım paternlerinin karşılaştırılması.	65
Şekil 5.7 : Kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri dağılım örnekleri (normalleştirme değerleri Boynton 1984’dan alınmıştır).	65
Şekil 5.8 : Çataldağ granitinin Y+Nb – Rb, Y-Nb, Ta+Yb – Rb, Yb-Ta diyagramları.	67
Şekil 5.9 : Çataldağ granitine ait örneklerin ENd(33)-87Sr/86Sr(33) diyagramı sınıflaması.	69
Şekil 5.10 : Çalışma alanından alınan örneklerin Ta/Yb-Th/Yb diyagramındaki konumu.....	70

**MUSTAFAKEMALPAŞA (BURSA) ve SUSURLUK (BALIKESİR)
ARASINDA MOSTRA VEREN MAGMATİK KAYAÇLARIN JEOLJİSİ ve
PETROLOJİSİ**

ÖZET

Mustafakemalpaşa (Bursa) ve Susurluk (Balıkesir) ilçeleri arasında yaklaşık 230 km²'lik bir alanı kapsayan inceleme alanında başlıca 4 kaya topluluğu yer almaktadır. Bunlar yaşlıdan gence doğru; a) Temel kayaları b) Çataldağ graniti c) Çökel Topluluk ve d) Alüvyon'dur. İnceleme alanı ve çevresinde yaklaşık 450 km²'lik bir alanda yüzeyleyen Çataldağ plütonik topluluğu birbiri ile mekansal ortaklık gösteren ancak farklı yaşlardaki 2 ayrı granitik gövdeden ana plütondan oluşmaktadır; Çataldağ granodiyoriti ve Çataldağ graniti. Çataldağ granodiyoriti erken Miyosen yaşlıdır (20-21 My) ve plütonik topluluğun batı kesimlerini oluşturur. Bu tez çalışmasının ana konusu olan Çataldağ graniti ise Erken Oligosen (33 My) yaşlıdır ve plütonik topluluğun doğu kesimlerini oluşturur. Bu tez çalışması kapsamında Çataldağ granitinin kuzey dokanağı boyunca ayrıntılı saha ve laboratuvar çalışmaları yapılmış, Çataldağ granitinin çevre kayaçlarla ilişkileri saptanmış, petrografik, jeokimyasal (ana-iz element ve Sr-Nd izotop), mikro ve mezo yapısal özellikleri ortaya konulmuştur. Elde edilen veriler ışığında Çataldağ granitinin kökeni, evrimi ve bölge tektonizması ile ilişkisinin ne olduğu sorununa yaklaşımda bulunulmaya çalışılmıştır.

Çataldağ graniti biyotit granit ve biyotit-muskovit (2 mikalı) granit ve migmatitik granitler, mafik ve felsik sin-plütonik dayklardan oluşur, jeokimyasal olarak yüksek potasyumlu kalkalkalen, peralüminyumlu niteliklidir. Sr-Nd izotop bileşimleri ve ana-iz element paternleri Çataldağ granitinin yüksek kabuk bileşeni içeren yada kabuksal ergime sonucu gelişen bir granit olduğunu göstermektedir. Çataldağ granitinin Sin-plütonik gabro-diyorit bileşimli mafik dayklar tarafından kesilmektedir. Bunların jeokimyasal özellikleri zenginleşmiş manto ergiyiklerinden türediklerine işaret eder. Bu veriler Çataldağ granitinin çarpışma sonrası (Post Collisional) magmatizmanın ürünü olduğunu desteklemektedir.

Çataldağ graniti Alt Oligosen döneminde mezozonda diyapirik olarak yerleşimine başlamış, daha geç evrede erken Miyosende ise yeşilist fasiyesinde metamorfik (Nilüfer birimi) ve metamorfik olmayan (Orhanlar grovağı ve Bornava Flişi) temel kayaları içine Çataldağ sıyrılma fayı yardımı ile yerleşmiştir. Çataldağ graniti hemen her alanda dinamik metamorfizmadan etkilenmiş, magmatik doku ve yapıları bir çok alanda korunamamıştır. Yapılan mikro yapısal incelemeler sonucunda elde edilen veriler Çataldağ granitinin maruz kaldığı deformasyonun iki farklı sıcaklık aralığında geliştiğini gösterir: (1) 600°C-250°C arasında ve (2) 250°C'den düşük sıcaklıklarda meydana gelen deformasyonlar. Gerek mikro yapısal incelemeler gerekse sahada gözlenen mezo ölçekli yapılar Çataldağ granitinde gözlenen her iki deformasyonun da aynı gerilme yönüne sahip olduğunu göstermiştir. Derinde gelişmiş sünek ve

bunu üzerleyen sığda gelişmiş kırılğan deformasyon birlikte kuzey yönlü bir gerilmeye işaret etmektedir. Bu sonuç da KB Anadolu için literatürde belirtilen gerilme yönleri ile uyumludur. Çataldağ granitine ait biyotit ve muskovitler üzerinde yapılan ^{40}Ar - ^{39}Ar yaş tayinleri gerilme deformasyonunun yaşını 20-22 My olarak vermektedir. Buna göre Çataldağ graniti Kazdağ masifininin bir çekirdek kompleksi olarak yükselme evresi (24 My) ile Uludağ masifinin hızla yükselmesi (20-21 My) ile üzerlenen bir dönemde KB Anadolu'nun gerilme evrimi içerisinde yükselmiş ve yüzeylenmiştir.

GEOLOGY AND PETROLOGY OF THE MAGMATIC ROCKS WHICH OUTCROPS BETWEEN MUSTAFAKEMALPASA (BURSA) and SUSURLUK (BALIKESİR)

ABSTRACT

This study presents geology, tectonics and major-trace element geochemistry (combined with Sr-Nd-Pb isotope compositions) of Cataldag granite exposed around the Mustafakemalpasa and Susurluk town of Balıkesir and Bursa. In the study area four main rock groups are distinguished. These are from bottom to the top as follows; a) Basement rocks b) Cataldag granite and c) Sedimentary association d) Alluvium

The basement rocks (Nilüfer unit) are made up of metapelites and metabasites that are Triassic in age. They represent the “Karakaya complex” belonging to Sakarya continent. Sedimentary association rest unconformably on the metamorphic basement rocks.

Cataldag granite is represented by biotite granite and biotite muscovite granites. granitic in composition. Petrographically, they display holocrystalline, hipidiomorphic granular texture. Cataldag granite is affected by dynamic metamorphism in general.

Cataldag granite have foliations in different orientations. Dip values of these foliations differ from 5 to 35°. In the northern part of the pluton, dip directions of foliations rotate towards the north and their strikes become parallel to Cataldag detachment fault.

Microstructural studies on Cataldag granite indicate that deformations in Cataldag granite develop in two different temperature ranges: (1) deformations developed at 600-250°C and (2) deformations developed at <250°C. Grain boundary migrations in quartz and myrmekite formations are some examples for deformations which develop between 600-250°C. Deformations that develop under 250°C are represented by subgrain rotations and microfaults which characterize brittle deformation.

New major-trace element geochemical data and Sr-Nd isotope compositions obtained from this study and geology of the study area together with regional correlations are in good agreement with the magmas of post collisional tectonic setting which are originated from crustal melting.

In northwestern Turkey, during the late Cretaceous-early Tertiary period, Northward subduction and consumption of Neotethyan Ocean resulted in continent-continent collision between Sakarya continent and Anatolid-Tauride platform (Şengör and Yılmaz, 1981). Timing of the continent-continent collision is not well documented in the literature. However, units of both the suture zone and the Sakarya continent were covered unconformably by middle Eocene aged sedimentary rocks (Gebeler

formation; Akyürek and Soysal, 1983; Başlamış formation, the Akdeniz, 1980). This data indicate that continent-continent collision developed before the middle Eocene.

Cataldag pluton crops out at the northern part of Izmir Ankara Suture Zone (IASZ) and both emplaced in basement rocks of Sakarya continent and suture zone units (Akyuz, 1996). Radiometric ages indicates that Cataldag pluton has 26-20 Ma (Late Oligocene- Early Miocene) cooling ages (Boztug et. al. 2009, Kamacı and Altunkaynak 2011, Altunkaynak et. al. 2012).

In the Northwestern Anatolia, a number of exposed plutons which have similar ages are completely have hybrid composition and calc-alkaline in character and represented by I-type granitoids. Geochemically, they show similarity to volcanic arc and post-collisional magmatic associations (Bingöl et al, 1982, 1992; Güleç, 1991; Yılmaz, 1989, 1990; Aldanmaz et al., 2000; Yılmaz, 2001; Altunkaynak and Dilek 2006, Altunkaynak, 2012). Many researchers interpreted the early Miocene magmatism as arc magmatism by taking into consideration of their geochemical features, similar to subduction-related (Fytikas , 1984; Pe Piper and Piper, 1989; Gülen 1990; Ercan, 1979; Delaloye and Bingöl, 2000). However, according to geological features of West Anatolia, there is no geological evidence supporting an active arc magmatism NW Anatolia during the the early Miocene.

Taking this into consideration, the geochemical features of samples were considered as the records of previous subduction events. (Aldanmaz et al., 2000; Yılmaz et al., 2001). Overall evaluation of geology of NW Anatolia and the geological and geochemical features of Cataldag granite indicates that, in NW Anatolia, Cataldag granite represents a unique example of S type granites which were derived from continental crust during the Oligocene?.

Cataldag granite, geochemically, is granitic in composition that is consistent with petrographical investigations. The studied rock samples are subalkaline and generally calc-alkaline in character. They have high K content and various SiO₂ contents ranging from 71 to 78%. They display enrichment in LILE elements, K, Rb, Ba, Th, Sr with the strong depletion in Ti and Nb that are typical of subduction-related magmatic associations or post collisional magmatic associations. Both samples belong to Cataldag granite have similar major-trace element characteristics and Sr-Nd isotope compositions indicating that they are co-genetic and were originated from a common magma.

The Sr-Nd isotopic signatures and trace element characteristics of Cataldag granite are similar to the anatectic granitoids which derived from melting of continental crust. This shows that Cataldag granite is similar to the anatectic granites which are originated from crustal melting.

Structural properties of the study area indicates that, an extensional regime is dominant in the area from the beginning of Late Oligocene- Early Miocene. A detachment fault which is located at the northern part of the area brings Cataldag granite and basement rocks side by side.

Cataldag granite was affected by a ductile and overlaying brittle deformation. This deformation is continuous and starts to develop at 600°C to 250°C and lower

temperatures. The reason of this deformations is Cataldag detachment fault (CDF). Cataldag granite undergone to ductile deformation at depths with the movement of CDF, and at shallower depths ductile deformation is overlaid by brittle deformation.

This detachment fault indicates an extensional regime which is dominant in the area at Early Miocene. This conclusion is compatible with other studies in the area. Many studies indicate that this extensional regime is the main reason for the development of this detachment faults. But the time of the beginning of this extensional regime is not clearly mentioned before.

According to the Ar/Ar age date obtained from biotite and muscovite of Cataldag granite Kamaci and Altunkaynak 2010 suggest that the age of the deformation is 20-22 Ma (Early Miocene) This data indicates that, CDF which is the main reason for the deformation of Cataldag granite, was active at Early Miocene.

1. GENEL BİLGİLER

1.1 Giriş

Bu tez çalışması kapsamında Balıkesir- Bursa illeri arasında kalan Çataldağ graniti kuzey kenarının petrografik, petrolojik ve yapısal özellikleri incelenmiştir. Bu veriler birlikte değerlendirilerek Çataldağ granitinin nasıl bir magmatik ve yapısal evrim geçirdiği ortaya konulmaya çalışılmıştır. Mustafakemalpaşa (Bursa) ilçesi güneyinde yaklaşık 230 km²'lik bir alan olan inceleme alanı içinde Çataldağ graniti, temel kayaları, çökel topluluk ve alüvyon mostra vermektedir. Bu alanın inceleme alanı olarak seçilmesinde gözetilen ana unsurlar şunlardır; a) İnceleme alanında KB Anadolu neojen magmatizmasının ürünlerinden biri olan Çataldağ graniti mostra vermektedir. b) Bu alanda Çataldağ granitinin temel kayaları ve yapısal unsurlarla olan ilişkisi açık olarak gözlenebilmektedir. c) Çataldağ graniti kuzey kenarının petrografik, petrolojik ve özellikle yapısal özelliklerinin literatürde eksikliği saptanmıştır.

Bu yüksek lisans tez çalışması “Susurluk-Kepsut (Balıkesir)-M. Kemalpaşa (Bursa) Dolayında Yüzeyleyen Magmatik Kayaçların Jeolojik ve Petrolojik İncelenmesi” konulu, TÜBİTAK (proje no: 109Y082) projesi kapsamında yürütülmüştür. Hazırlanan tez 8 ana bölümden oluşmaktadır. Giriş bölümünde inceleme alanı, çalışmanın kapsamı, amacı, kullanılan yöntemler, inceleme alanının tanıtılması ve bölgede daha önce yapılmış önceki çalışmalar tanıtılmıştır. Stratigrafik jeoloji bölümünde inceleme alanında mostra veren birimlerin saha özellikleri ve birbirleri ile olan dokanak ilişkileri yaşlıdan gence doğru tanıtılmıştır. Bu bölümü çalışmanın ana konusunu oluşturan Çataldağ granitine ait kayaların petrografik özelliklerinin tanıtıldığı “Petrografi” , mikro ve mezo yapısal özelliklerin tanıtıldığı “Yapısal Jeoloji” ve “Jeokimya” bölümleri izlemektedir. Daha sonra, Çataldağ granitinin petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin bir arada değerlendirilerek tartışıldığı “Petrojenez” bölümü sunulmaktadır. “Tartışma” bölümünde, inceleme alanında elde

edilen veriler daha geniş ölçekte Batı Anadolu bölgesinde yapılan önceki çalışmaların sonuçları ile birlikte değerlendirilerek Batı Anadolu'nun bu kesiminde magmatizmanın nasıl bir evrim geçirdiği konusu tartışılmıştır.

1.2 Çalışmanın Amacı ve Yöntemi

Bu tez çalışmasının amacı Mustafakemalpaşa (Bursa) güneyinde mostra veren Çataldağ granitinin jeolojik, petrografik, jeokimyasal ve yapısal özelliklerinin araştırılmasıdır. Bu veriler ışığında Çataldağ granitinin kökeni, evrimi ve bölge tektonizması ile ilişkisinin ne olduğu soruna yaklaşımda bulunabilmektir.

Bu amaca ulaşmak için 2012 yılının Haziran-Ağustos aylarında 2 ay süre ile inceleme alanında saha çalışmaları yapılmıştır. Saha çalışmalarında arazi ekipmanı olarak çekiç, lup, GPS ve Silva tipi jeolog pusulası kullanılmış, ayrıca Maden Tetkik ve Arama tarafından çıkartılmış olan 1/25.000 ölçekli topoğrafya haritalarından yararlanılmıştır. Saha çalışmaları ile çalışma alanının (Balıkesir i-20 b1, i20-b2, i20-b4 paftalarının bir kısmı) 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası üretilmiş (EK-1) magmatik kayaların hangi tür kayalardan oluştuğu, birbirleri ile ve diğer kaya birimleri ile nasıl bir dokanak ilişkileri olduğu araştırılmıştır. Ayrıca Çataldağ granitini temsil eden farklı kaya türlerinden 48 adet temsili örnek derlenmiştir. Çalışmanın laboratuvar aşamasında ise saha çalışmaları süresince alınan örneklerden altere olmayan ya da en az altere olan örneklerden 25 adet örnek seçilerek petrografik incelemelerde kullanmak üzere ince kesitleri hazırlanmıştır. İnce kesitler İ.T.Ü. Maden Fakültesi ince kesit atölyesinde hazırlanmıştır. Hazırlanan ince kesitler üzerinde yapılan petrografik incelemelerle saha çalışmaları esnasında yapılan litolojik tanımlamalar kontrol edilmiş, örneklerle ait mineralojik ve dokusal özellikler ortaya konulmuştur. Optik mikroskop çalışmaları İ.T.Ü Maden Fakültesi Mehmet Kemal Dedeman Optik Mineraloji laboratuvarında Leica DM 750P modeline sahip polarizan mikroskop kullanılarak yapılmıştır. Petrografik analiz yapılan örneklerden 10 adet temiz örnek seçilerek ana-iz element ve Sr-Nd izotop analizleri yapılmak üzere ilgili laboratuvarlara gönderilmiştir. Ana-iz element analizleri ACTLabs (Kanada), Sr-Nd izotop analizleri ise ALS (İsveç) laboratuvarlarında yapılmıştır. Kullanılan analitik yöntemler için bu laboratuvarlara ait (www.actlabs.com ve www.alsglobal.com) web sayfalarına bakılabilir. Jeokimyasal diyagramların hazırlanmasında GCD Kit

programı, harita, jeolojik kesitler ve diğer şekillerin hazırlanmasında Corel Draw X6 programından faydalanılmıştır.

1.3 İnceleme Alanının Tanıtılması

İnceleme alanının coğrafi konumu, morfolojisi, nüfus ve yerleşim özellikleri, iklim ve bitki örtüsü ve ulaşım durumu bu başlık altında anlatılacaktır.

1.3.1 Coğrafi konum

Bursa ili Kuzeybatı Anadolu'da yer alan doğusunda Bilecik, Sakarya ve Kocaeli, batısında Balıkesir, güneyinde Kütahya ve Kuzeyinde Yalova illeriyle sınırlandırılmış, Marmara Denizi'ne kıyısı olan bir ildir. (www.bursatarim.gov.tr)

Çalışma alanı Bursa ilinin güneybatısında bulunan Mustafakemalpaşa ilçesi güneyini kapsayan yaklaşık 230 km²'lik bir alandır (Şekil 1.1). Batıda Paşalar, doğuda Tırnova, kuzeyde Söğüt köyleriyle sınırlandırılmıştır.

1.3.2 Morfoloji

Mustafakemalpaşa ilçesi ve çevresindeki en yüksek alan inceleme alanının güneyinde bulunan Çataldağ (1336m)'dir. Bunun haricinde inceleme alanının dışında bulunan Turfaldag (1325m) bölgenin bir diğer yüksek alanıdır. Mustafakemalpaşa ilçesi Simav çayının oluşturduğu geniş alüvyal toprak ve geniş düz alanları ile verimli bir toprağa sahiptir.

1.3.3 İklim ve bitki örtüsü

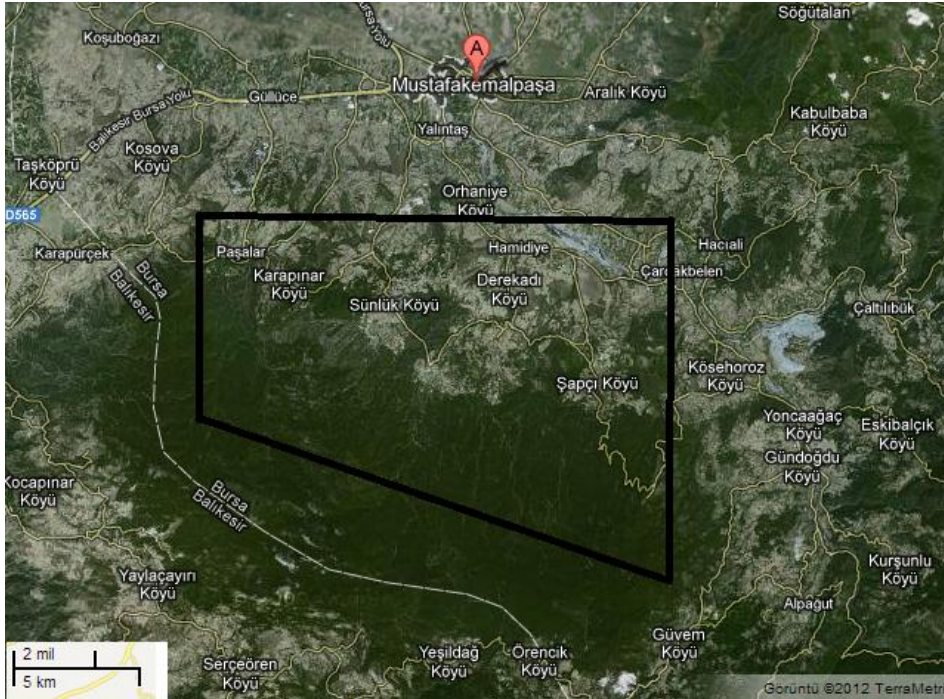
Bursa'da genellikle Akdeniz iklimi hüküm sürüyorsa da Karadeniz iklimine geçiş sahası manzarası gösterir. Sıcaklık +42,6°C ile -25,7°C arasında seyreder. Yağış ise, 456,2 mm ile 1217,4 mm arasındadır. Yılın ortalama 113 günü yağışlı geçer. Uludağ yazın da karla kaplıdır. Bursa topraklarının ancak % 8'i ekime elverişli değildir. % 43'ü ormanlarla % 44'ü tarlalar ve % 5'i çayır ve mer'alarla kaplıdır. Uludağ'ın bin metre yukarısı ormanlarla örtülüdür. Zeytinlik saha oldukça geniştir (www.bursatarim.gov.tr) .

Mustafakemalpaşa ilçesinde Yüzölçümü 1.621 Km² olan İlçenin 79.633 Ha. ormanlıktır. Ormanların çoğu yapraklarını döken ağaçlardır. Orman sınırından sonra

ağaç yükseklikleri yavaş yavaş alçalarak fundalıklar teşekkül eder. Buralar Mera olarak kullanılır. Geri kalan arazi tarıma elverişlidir. Her türlü tarım yapılmaktadır.



Şekil 1.1 İnceleme alanının yer bulduru haritası (maps.google.com)



Şekil 1.2 İnceleme alanının uydu görüntüsü (maps.google.com)

İlçede yazlar kurak ve sıcak, kışlar ılık ve yağışlı geçmektedir. Kışlar ova bölgesinde yağmur, dağlık bölgelerde ise yağmur ve kar şeklinde görülür. Mevsimsel ısı farkları kıyı kesimlere göre daha fazladır (www.bursatarim.gov.tr).

1.3.4 Nüfus ve yerleşim

Genel nüfus cetveli incelendiğinde 2000 yılı nüfus sayımına göre köyler nüfusu 54.876 ,İlçe merkezi nüfusu 46.634 olduğu ve toplam olarak ilçenin 101.510 nüfusa sahip olduğu görülmektedir. İlçede nüfus artışı hızı yaklaşık % 0,75'tir (www.bursatarim.gov.tr).

1.4 Önceki Çalışmalar

1966'da Bürküt "Kuzeybatı Anadolu'da yer alan Plütonların mukayeseli genetik etüdü" amacı ile Dereköy (Balıkesir), Soğucak (Bursa) ve Güvem Köyü (Bursa) bölgelerinde çalışmalar yapmıştır. Çataldağ Plütonu'nun inceleme alanının doğusundaki yüzleklerinde incelemeler yapan Bürküt (1966), Plütonun çekirdeğini esas olarak migmatitik kompleks nitelikteki anateksik kuvars monzonitlerin oluşturduğu ve çevredeki metamorfik kayalara yer yer tedrici geçişler gösterdiğini, gerek kristalin şistleri, gerekse migmatitik kompleksi kesen, daha ziyade apofiz karakterinde granodiyorit, mikrodiorit ve diyorit porfirler gözlemlendiğini belirtir.

1980'de Erdağ doktora tezinde Çataldağ (Balıkesir) Granodiyoriti'nin güney alanının jeolojisi ve petrografisini ayrıntılı olarak incelenmiştir. Bu çalışmada Çataldağ Granodiyoriti'nin komşu kayalarla olan ilişkileri ayrıntılı olarak incelenmiş ve kontakt metamorfik mineral toplulukları tanıtılmıştır. Çataldağ Plütonu'nun granodiyorit bileşimli bir magmanın ürünü olduğu öne sürülmektedir.

1983'te Erdiç Serçeören Köyü (Kepsut-Balıkesir) yakınlarında bulunan vollastonit yatağı ile ilgili bir inceleme yapmış ve bu inceleme sırasında Çataldağ (Balıkesir) Granodiyorit'i hakkında bilgiler vermiştir.

1996'te Akyüz doktora çalışmasında Manyas-Susurluk-Kepsut (Balıkesir) arasındaki bir alanın jeoloji haritasını üretmiş ve bölge jeolojisi incelenmiştir. Yazar, çalışma alanını da kapsan bu tezde bölgede yer alan birimleri 4 ana başlık altında incelemiştir; Sakarya Zonu Birimleri, Anatolid Grubu Birimleri, İzmir-Ankara Kenet Zonu Birimleri ve Tektonizma Sonrası Birimler.

1996'da Akyüz ve Okay Batı Anadolu suture zonları hakkında ayrıntılı bir inceleme yapmıştır. Batı Anadolu tektonik birliklerinin (Sakarya Zonu, Tavşanlı Zonu, Bornova Fliş Zonu) birbirleri ile olan ilişkileri ayrıntılı olarak incelenmiş ayrıca çalışma alanında da bulunan birimler hakkında geniş bilgi vermiştir.

1997'de Akyüz, Balıkesir civarında kenet zonu içindeki jeolojik birimleri ve yapıları ayrıntılı olarak incelemiştir. Çalışma alanında bulunan birimlerin tümü bu makale içerisinde tanıtılmış ve bölgenin ayrıntılı jeolojik haritası verilmiştir.

2007'de Okay ve Altınar "İzmir Kuzeyinde Kondanse Bir Mesozoyik İstif: Bornova Fliş Zonu içerisinde Anatolid-Torid Karbonat Platformunun Bir Parçası" başlığı altında çalışma alanında da gözlenen Bornova Flişi ile ilgili ayrıntılı bir çalışma yapmışlardır.

2008'de Orhan doktora tezinde yaptığı çalışma ile Çataldağ Granitoyidi ile Mesozoyik kireçtaşı ve mermer dokanağı boyunca gelişmiş kontak metasomatik skarn zonlarının oluşum ve kökenini ortaya koymuştur. Çalışma alanının yakınlarındaki skarn yataklarının mineralojik ve jeokimyasal özellikleri bu çalışma çerçevesinde değerlendirilmiştir.

2009'da Boztuğ ve diğerleri Ilıca, Çataldağ (Balıkesir) ve Kozak (İzmir) plütonlarını konu alan çalışmalarında adı geçen plütonlar üzerinde jeokimyasal ve jeokronolojik incelemeler yapmışlardır. Bu çalışmaya göre Çataldağ Plütonu'ndan elde edilen K-Ar radyometrik yaş tayinleri Plütonun soğuma yaşının 20-26 My (Üst Oligosen-Alt Miyosen) olduğunu göstermiştir.

2. STRATİGRAFİK JEOLJİ

İnceleme alanında başlıca 4 kaya topluluğu yer almaktadır. Bunlar yaşlıdan gence doğru şunlardır; a) Temel kayaları b) Çataldağ Graniti c) Çökel Topluluk ve d) Alüvyon'dur (Şekil 2.1)

Aşağıdaki bölümlerde bu kaya topluluklarının jeolojik özellikleri tanıtılmaktadır.

2.1 Temel Kayaları

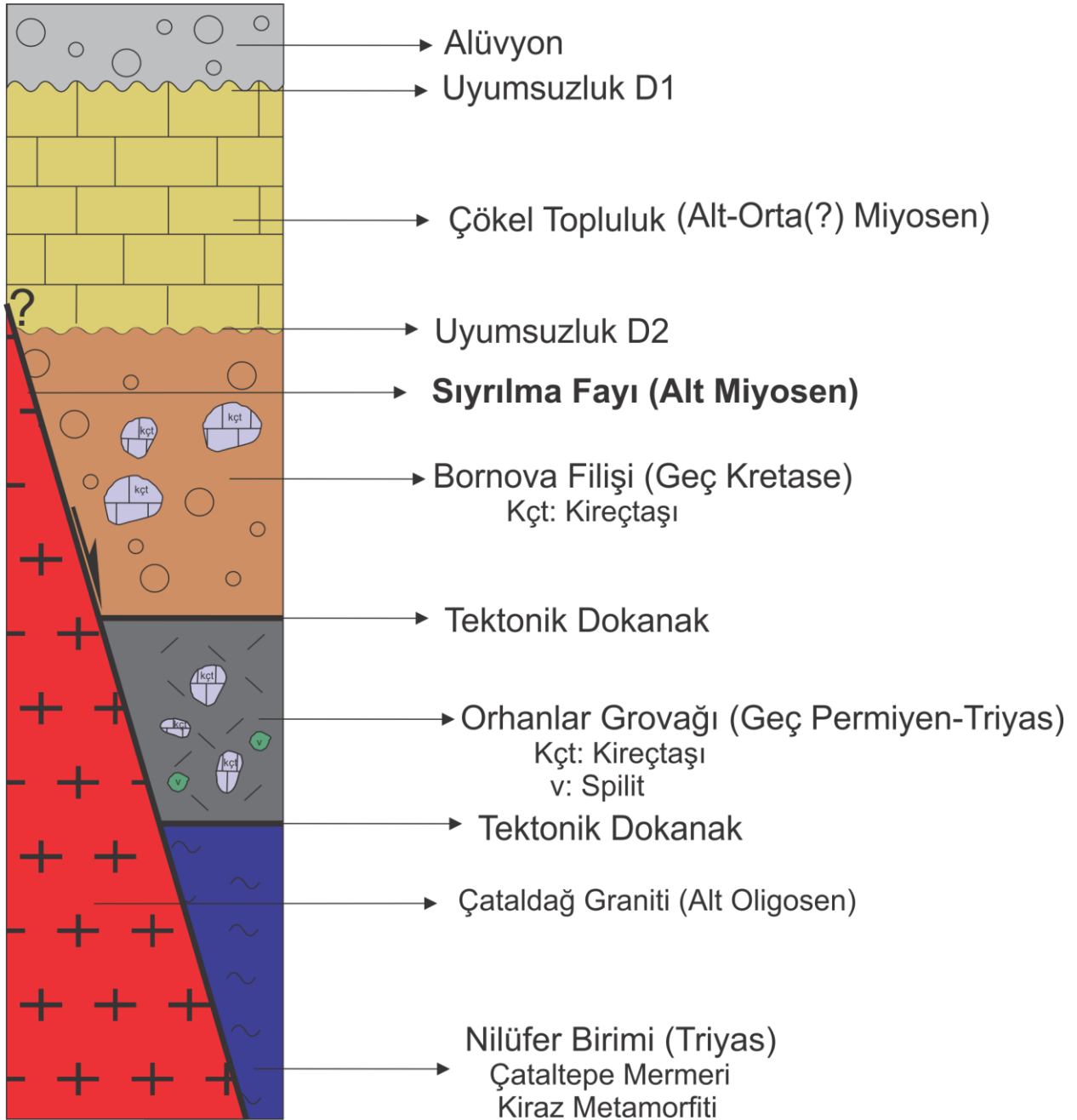
İnceleme alanında mostra veren “Temel Kayaları”, başlıca üç birimden oluşmaktadır. Bunlar “Nilüfer Birimi”, “Orhanlar Grovağı” ve “Bornova Filişi”dir. Birbirleri ile tektonik dokanak halinde bulunan (Şekil 2.2) bu üç birimden Nilüfer Birimi, Akyüz (1996) tarafından “Kiraz Metamorfiti” ve “Çataltepe Mermeri” olarak ayrılmıştır. Bu çalışmada da Akyüz 1996 tarafından önerilen adlamalar kullanılacaktır.

2.1.1 Nilüfer birimi

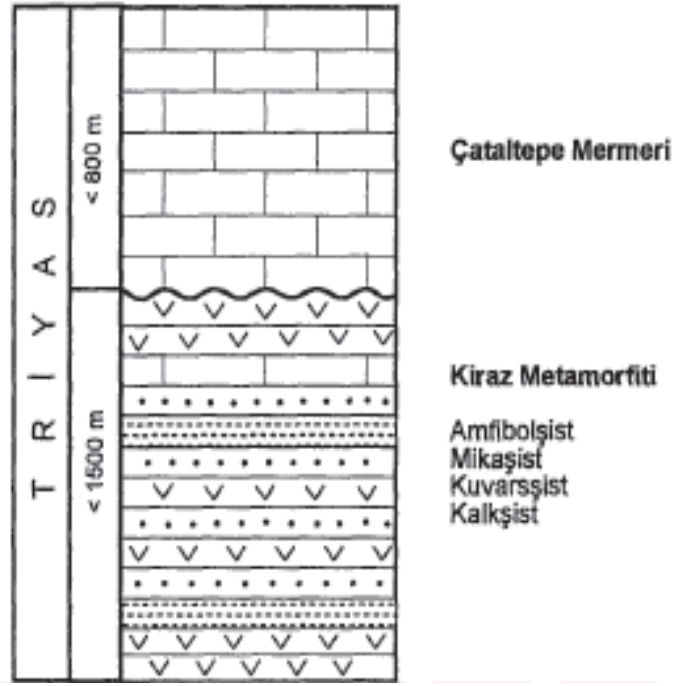
Nilüfer birimi egemen olarak yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş amfibolşist, daha seyrek olarak mikaşist, kuvarşist ve kalkşistten oluşan, mermer mercekleri içeren bir istiftir (Akyüz ve Okay, 1996). Daha önce yapılmış çalışmalarda “kristalin şist kompleksi” (Bürküt, 1996), “metamorfitle” (Erdağ, 1980) olarak anılmış fakat adlandırılmamıştır. MTA jeologları tarafından yapılan haritalarda (Balıkesir-F6 ve Bandırma-E6 paftaları, Ergül vd., 1986), ise inceleme alanındaki metamorfik kayalar Fazlıkonağı formasyonu olarak adlandırılmıştır. Akyüz (1996) çalışmasında Nilüfer birimi içerisinde bulunan volkano-sedimanter istifi Kiraz metamorfiti, metakarbonatları ise Çataltepe mermeri olarak adlandırılmıştır (Şekil 2.2)

2.1.1.1 Kiraz metamorfiti

Kiraz metamorfiti inceleme alanının kuzeybatı kesiminde yaklaşık 10km² 'lık bir alanda mostra vermektedir. Tipik mostraları Paşalar köyü batısı ve güneybatısında yer alır.



Şekil 2.1: İnceleme alanının stratigrafik kesiti



Şekil 2.2: Nilüfer Birimi'nin genelleştirilmiş dikme kesiti (Akyüz, 1996)

İnceleme alanında metabazit ve metapelitler ile temsil edilir. Metapelitler kuvars-mikaşüst, fillat ve kalkşüstlerden oluşur. Fillatlar genellikle gri-koyu mavi renkli, iyi derece foliasyon ve lineasyon gösteren bir yapıya sahiplerdir (Şekil 2.3). Şistler ise çoğunlukla birbiri ile ardalanarak mikaşüst, kuvarsşüst ve kalkşüstlerle temsil edilirler. Şistler de fillatlar gibi iyi derecede foliasyon ve lineasyon gösterir (Şekil 2.5 ve 2.6). Metabazitler bazik kökenli lav ve tüflerin metamorfizması sonucu oluşmuştur. Metalav ve metatüfler koyu gri, yeşilimsi renklidir (Şekil 2.4). Metalavlar metapelitlere oranla daha zayıf foliasyon gösterirler. Metamorfizma sonucu metabazitlerde aktinolit/hornblend+ albit+ klorit+ epidot parajenezi yaygın olarak gelişmiş, metabazitler arasında yer alan seyrek metaçörtler glokofan gelişimine paralel olarak mavi bir renk kazanmıştır (Okay, 1990).

Kiraz metamorfitinin dokanak ilişkilerine bakıldığında, Çataltepe mermeri tarafından uyumsuzlukla örtüldüğü görülmektedir (Akyüz, 1996). Kiraz metamorfitinin, Çataldağ graniti ile olan dokanağı faylıdır, çökel topluluk tarafından ise uyumsuzlukla örtülmektedir. Nilüfer biriminin üst kesimlerine karşılık gelen ve metabazitlerle ardalanarak karbonatlarda, Orta Triyas yaşlı konodont fosilleri bulunmuştur (Kaya ve Mostler, 1992).



Şekil 2.3: Kiraz Metamorfiti'ne ait fillatların genel mostra görüntüsü (bakış yönü: Güney)

Bu nedenle Kiraz metamorfitinin çökelme yaşı Triyas olarak kabul edilmiştir. Yine inceleme alanının dışında Biga Yarımadasında Nilüfer Birimi, Liyas yaşlı metamorfik olmayan çökellerle örtülmektedir (Okay vd., 1990). Bu veri Nilüfer biriminin metamorfizma yaşının Geç Triyas olduğunu göstermektedir (Okay vd., 1990).

2.1.1.2 Çataltepe mermeri

İnceleme alanında gözlenen metamorfik kayaların büyük bir kısmını Çataltepe mermeri oluşturmaktadır. İnceleme alanının kuzeyinde mostra veren Çataltepe mermeri'nin tipik mostraları Paşalar köyü batısı, Karapınar köyü ve Şapcı Köyü batısı olarak belirtilebilir

Birim yer yer silis bantları içerir. İnceleme alanının her kesiminde iyi gelişmiş foliasyona sahiptir ancak inceleme alanında lineasyonu tespit etmek zordur. Çataltepe mermeri, inceleme alanının bir çok kesiminde foliasyonun yanında mikro ölçekli kıvrımlanma gösterir. İri taneli, beyaz ve yer yer gri renklidir (Şekil 2.7).



Şekil 2.4: Kiraz metamorfitine ait metabazitlerin mostra görüntüsü (bakış yönü: Kuzeydoğu)

Çataltepe mermerinin inceleme alanında Çataldağ graniti ile olan dokanağı tektoniktir. Kiraz metamorfitini uyumsuzluk ile örter (Akyüz, 1996) ve Neojen yaşlı çökel topluluk tarafından uyumsuzluk ile örtülmektedir.

İnceleme alanında Çataltepe mermerinde tarafımızdan herhangi bir paleontolojik veri bulunamamıştır. Ancak Akyüz ve Okay, 1997’ye göre birimin Kiraz metamorfitini uyumsuzlukla örtmesi, ve onunla birlikte metamorfizmaya uğraması Çataltepe mermerinin metamorfizma yaşının da Geç Triyas olduğuna işaret etmektedir.

2.1.2 Orhanlar grovağı

Orhanlar grovağı ilk kez Brinkmann (1971) tarafından “Orhanlar Tabakaları” olarak adlandırılmıştır. Daha sonraki çalışmalarda ise Kaya vd (1986, 1989) tarafından Dışkaya Formasyonu’na dahil edilmiştir. Orhanlar grovağı ismi ilk kez Okay vd. (1990) tarafından adlandırılmıştır. Orhanlar grovağı inceleme alanının kuzeydoğusunda dar bir alanda mostra vermektedir. Orhanlar grovağının görüldüğü mostralar Şapcı köyünün güneydoğusunda bulunmaktadır. Birimin mostraları kahverengi ve gri renklerindedir (Şekil 2.8 ve 2.9).



Şekil 2.5: Kiraz metamorfitine ait mikaşistlerin mostra görüntüsü



Şekil 2.6: Kiraz metamorfitine ait mikaşistlerdeki iyi dereceli foliasyon ve lineasyon



Şekil 2.7: İnceleme alanında Çataltepe Mermerinin yakından görünüşü (bakış yönü: batı)

Ancak inceleme alanının dışında, güneyde Yaylabşşı civarında da birimin mostralarına rastlanır.

Nadir kireçtaşı ve spilit blokları içerir. Orhanlar grovağının Çataltepe mermeri ve Çataldağ graniti ile olan dokanağı faylıdır. Birim çökel topluluk tarafından uyumsuzluk ile örtülmektedir.

Birim içerisinde tarafımızdan herhangi bir paleontolojik veri elde edilememiştir. Ancak Akyüz (1996) çalışmasında *Polydiexodina* cinsi fuzulinler bulmuştur. Birim ayrıca, *Schwagerinidae*, *Schubertella* sp., *Deckerella* sp., *Paleoteztularia* sp., *Globivalvulina* sp., *Nodosaria* sp., *Eolasiodiscus* sp., *Sumatrana* sp., *Afghanella* sp., *Tristix* sp., *Rauserella* sp., *Eotuberitina* sp., *Geinitzina* sp., *Earlandia* sp., *Glomospira* sp., *Sphairionia* sp., *Climacammina* sp., *Cribrogenerina* sp., *Nankinella* sp., *Hemigordius* sp., *Yangchienia* sp., *Pseudoendothyra* sp. fosilleri de içermektedir. Bu fosiller kireçtaşı bloklarının Alt Permien- Üst Permien yaşında olduğuna işaret etmektedir. Orhanlar grovağının yaşı önceki çalışmalara göre Geç Permien-Triyas'tır (Akyüz, 1996).



Şekil 2.8: İnceleme alanında Orhanlar grovağının genel mostra görüntüsü (bakış yönü: kuzeybatı)



Şekil 2.9: Şapcı köyü güneyinde Orhanlar grovağında gözlenen makaslama zonları (bakış yönü: batı)

2.1.3 Bornova filişi

Bornova filişi, inceleme alanında Paşalar-Dallımezarlık köyleri arasında, Muradiyesarnıç köyü kuzeyinde ve Paşalar köyü kuzeybatısında birbirinden kopuk mostralar sunar.

Bornova filişi temel olarak kumtaşı-şeyl-konglomera ardalanmasından oluşur ve birim içerisinde spilit ve iri kireçtaşı blokları yaygındır (Şekil 2.10 ve 2.11). Birim düzensiz bir yapıya sahip olup farklı alanlarda farklı fiziksel özellikler sergilemektedir. Egemen olan litolojiye göre gri, mor, kahverengi gibi renkler sergiler. Taze yüzeyi kahvems, yeşil-koyu gri, ayrılmış kesimleri sarımsı kahverengi, ince orta tabakalı kumtaşları ve bunların arasında mavimsi gri, koyu gri 0.1-5 metre kalınlıklı şeyl ara seviyeleri birimin matriksini oluşturur (Akyüz, 1996) (Şekil 2.14). Bornova filişi ile Orhanlar grovağı mostralarını birbirlerinden ayırt etmek oldukça güçtür. Fakat Bornova filişi, içerisinde bulundurduğu mavişist ve serpantinit parçaları ile Orhanlar grovağından ayrılır.

Bonova filişi, ilk kez Brinkmann (1966) tarafından “İzmir-Ankara Zonu” olarak tanımlanan ve ofiyolit ile filiştan oluşan bir kuşağın içinde düşünülmüştür. Erdoğan (1985, 1988, 1990a ve b) birimi “Bornova Karmaşığı” olarak adlandırmıştır. Okay ve Siyako (1993), Bornova filişi’nin Neo-Tetis okyanusunun dalma batmasını öteleyen bir transform faya bağlı olarak geliştiğini belirtmiştir. Aynı yazarlar birimin, tektonik açıdan aktif bir bölgede gelişen çökellerden ve bu çökeller içine düşmüş değişik boyutlarda kireçtaşı bloklarından oluştuğundan bir “wildfliş” özelliğinde olduğunu belirtmiştir.

Bornova filişinin dokanak ilişkilerine bakıldığında, inceleme alanında, Çataltepe mermeri ve Çataldağ graniti ile faylı bir ilişkiye sahip olduğu görülmektedir. Birim çökel topluluk tarafından ise uyumsuzluk ile örtülmektedir.

Bornova filişinde yapılan incelemelerde herhangi bir paleontolojik veri elde edilmemiştir. Ancak inceleme alanının dışında farklı yazarların yaptığı paleontolojik ve stratigrafik çalışmalar (Okay ve Siyako 1993, Akdeniz vd. 1986, Yağmurlu 1997) birimin yaşını Üst-Kretase-Paleosen olarak vermektedir.



Şekil 2.10: Bornova filişinin genel mostra görüntüsü (bakış yönü: güneydoğu)



Şekil 2.11: Bornova filişinin içerisindeki mavi şist bloğu (bakış yönü: kuzeybatı)



Şekil 2.12: Bornova filişinde yaygın olarak gözlenen makaslama yapıları

2.2 Çataldağ Graniti

Çataldağ graniti önceki çalışmalarda “Çataldağ Granodiyoriti” (Erdağ, 1980, Akyüz ve Okay 1996) ve “Çataldağ Granitoidi” (Boztuğ vd., 2009) olarak tanıtılmıştır. Kamacı ve Altunkaynak 2011’e göre Çataldağ plütunu birbirinden farklı özellikler sunan 2 ayrı granitik gövdeden oluşmaktadır Bunlar Çataldağ granodiyoriti ve Çataldağ graniti’dir. Çataldağ granodiyoriti erken Miyosen yaşlıdır (20-21 My) ve plütonik topluluğun batı kesimlerini oluşturur. Bu tez çalışmasının ana konusu olan Çataldağ graniti ise Erken Oligosen (33 My) yaşlıdır (Kamacı ve Altunkaynak yayınlanmamış yaş verisi) ve plütonik topluluğun doğu kesimlerini oluşturur. Bu tez çalışması kapsamında Çataldağ granitinin kuzey dokanağı boyunca ayrıntılı saha ve laboratuvar çalışmaları yapılmıştır. Aşağıda bu çalışmadan elde edilen veriler, literatürden de faydalanarak tanıtılacaktır.

Çataldağ graniti, inceleme alanında Karapınar, Sönlük ve Tırnova köyleri arasında yaklaşık 145km²’lik bir alanda yüzlek vermektedir.

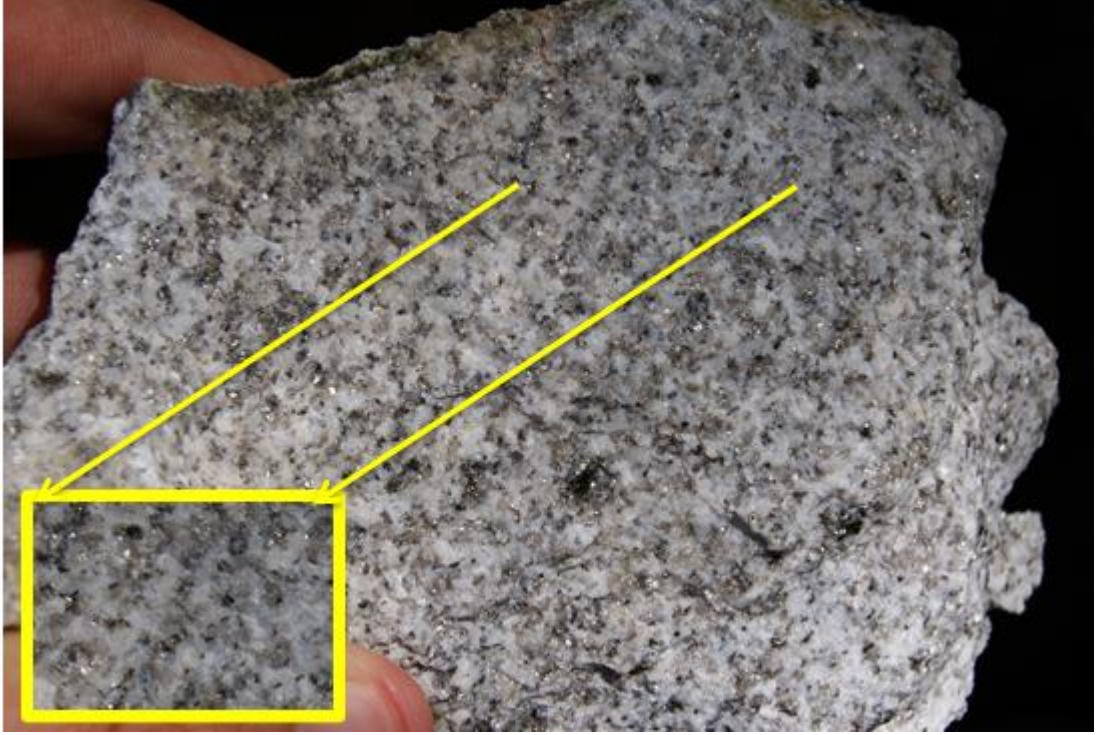
Çataldağ graniti biyotit granit ve biyotit-muskovit (2 mikalı) granit ve migmatitik granitler, mafik ve felsik sin-plütonik dayklardan oluşur. Hemen her alanda dinamik metamorfizmadan etkilenmiş, birincil magmatik yapı ve dokuları bir çok alanda korunamamıştır. İnceleme alanında Çataldağ granitinin dinamik etkilerden korunduğu yada kısmen korunduğu alanlarda Çataldağ graniti çoğunlukla lökokratik, orta-iri tanelidir. (Şekil 2.13). Genellikle holokristalen granüler dokuludur (Şekil 2.14). Çataldağ granitinin el örneklerine feldsipat, kuvars, muskovit, biyotit ve granat mineralleri çıplak gözle tanınabilmektedir (Şekil 2.14).



Şekil 2.13: Çataldağ granitinin el örneği görüntüsü

Çataldağ graniti hemen her alanda kataklastik deformasyondan etkilenmiştir. Bu deformasyon dokanak zonlarına doğru şiddetini arttırmaktadır. Kataklastik deformasyondan ileri derecede etkilenen kayalar sahada çıplak gözle tanımlanabilen kataklastik yapraklanma kazanmıştır (Şekil 2.15).

İnceleme alanında Çataldağ granitinin temel kayaları ile olan dokanakları boyunca yaygın bir migmatitik zon yer almaktadır (Şekil 2.16). Bu zon inceleme alanının kuzeyinde yer alan faylar nedeni ile yer yer yok olmuş veya incelerek gizlenmiştir



Şekil 2.14: Çataldağ granitine ait biyotit-muskovit (2mikalı) granite ait el örneği



Şekil 2.15: Çataldağ granitinin dinamik metamorfizma etkisiyle kazandığı kataklastik yapraklanma

. Birim melanosom, mezosom ve lökosom olmak üzere üç farklı gruba ayrılabilir. Melanosomu kırmızı-kahve yüksek Ti içerikli biyotitçe zengin kısımlar oluşturur

(Şekil 2.16). Bu kayalar yüksek oranda biyotit içeren koyu renkli kayalardır. Nispeten daha açık renkli kısım olan mezosomda biyotitlere lökosoma ait felsik mineraller eşlik eder. Lökosomda ise egemen olarak kuvars ve feldspatlardan oluşur (Şekil 2.16). Lökokratik ergiyikler biyotitçe zengin melanosom içine ve arasına enjekte olmuş ve onlarla birlikte plastik kıvrımlanma yapıları sergilemektedir. Yer yer ise melanosoma ait kesimleri işgal ederek içine hapsedmiştir (Şekil 2.16).



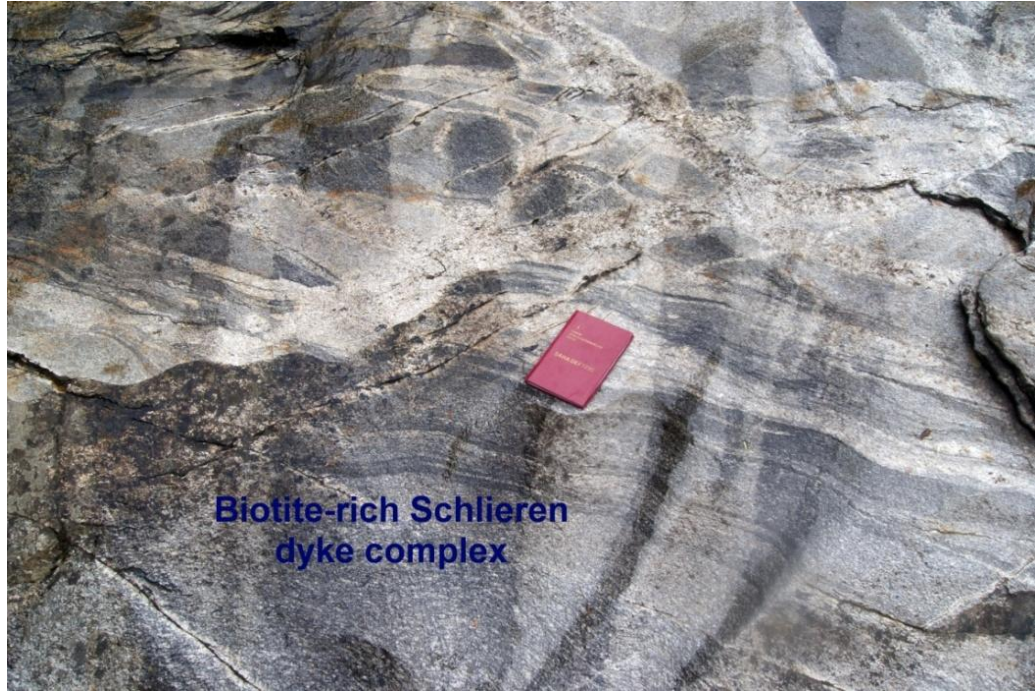
Şekil 2.16: Çataldağ granitinin kuzey dokanağı boyunca gözlenen migmatitlerin mostra görünümü.

Çataldağ graniti kuzey dokanağı boyunca bir sıyrılma fayı ile temel kayaları ile yanyana gelmektedir (Bknz. Yapısal Jeoloji). Ancak inceleme alanının dışında, güney dokanağında temel kayalarının içine intrüzif olarak yerleşmiş diskordan bir plüton niteliğindedir. .

Çataldağ graniti çevresinde kontak metamorfizma özellikleri gösteren bir zon saptanamamıştır. Birim kuzey alanlarda herhangi bir magmatik veya metamorfik anklav içermez. Ancak granitin merkeze yakın kesimlerinde eş yaşlı mafik ve felsik magmaların heterojen olarak karıştığına işaret eden gabrodiyorit bileşimli mafik sinplütonik dayklarla kesilmekte ve onlarla iç içe bir konum sergilemektedir (Şekil 2.26).

2.3 Sin-plütonik Dayklar

İnceleme alanında Çataldağ graniti ile ilişkili dayklar aplit, pegmatit ve mafik sinplütonik dayklar (diyoritik) ile temsil edilirler. Dayklara granit gövdesinin kendi içinde rastlanırken temel kayalarının içinde gözlenmez. Yer yer granitin foliasyonuna uyumlu olarak siller halinde yerleşmişlerdir. Kalınlıkları değişken olup 1cm- 50 cm arasında değişmektedir.



Şekil 2.17: Çataldağ granitinde gözlenen şileyren yapısı ve pegmatit daykı

Pegmatit daykları inceleme alanının kuzeyinde Muradiyesarnıç köyü güneyi ve Tırnova köyü batısında yoğun olarak gözlenir. Bunlar tipik pegmatitik dokusuyla tanınmaktadır (Şekil 2.18). İri alkali feldspat, kuvars kristalleri içerirler. Kristal boyutları 1-5 cm arasında değişmektedir. İçinde yerleştikleri ana kaya gibi kataklastik deformasyondan etkilenmişlerdir.

Aplit sill ve daykları mostrada kremrengi ve beyaz renkli, ince taneli (aplitik) dokusu ile pegmatitlerden kolaylıkla ayrılır (Şekil 2.19). Daykların kalınlıkları 1-50 cm arasında değişmektedir. İnce taneli olmasına rağmen faneritiktir ve içindeki kuvars, alkali feldspat ve plajoklas kristalleri çıplak gözle kolaylıkla ayırdedilebilmektedir.



Şekil 2.18: Pegmatit daylarındaki pegmatitik doku, 1-2 cm boyutundaki kuvars ve alkali feldspat kristalleri. Pegmatit dayları da içine yerleştiği ana granit gövdesi gibi kataklastik deformasyondan etkilenmiştir.



Şekil 2.19: Çataldağ graniti içine yerleşmiş aplitik sill

Mafik (gastro-diyorit bileşimli) sinplütonik dayklarının tipik mostraları Muradiyesarnıç köyünün güneyinde gözlenmektedir. Kalınlıkları 20-50 cm arasında değişmektedir (Şekil 2.20). İnceleme alanında gözlenen lamprofir daykları melanokrat olmaları ile pegmatit ve aplitlerden kolaylıkla ayırt edilebilmektedir.

Çalışma alanında Çataldağ granitini kesen aplit ve pegmatit daykları Çataldağ graniti ile benzer mineralojik bileşimler sergilemektedir. Bu nedenle Çataldağ granitine ait geç farklılaşma ürünleri olarak değerlendirilmiştir.



Şekil 2.20: Çataldağ Granitini kesen yaklaşık 40 cm kalınlığındaki mafik sin-plütonik (gabrodiyorit) daykları (bakış yönü: doğu)

2.4 Çökel Topluluk

İnceleme alanında mostra veren çökel kayalar, Nebert 1978 tarafından Soma Formasyonu olarak adlandırılmış ve diğer bir çok araştırmacı tarafından da (Ergül vd., 1980, Yalçınkaya ve Avşar, 1980, Akyüz, 1996) Soma Formasyonu olarak kabul edilmiştir.

Çökel topluluk inceleme alanının kuzeyinde, Paşalar köyü kuzeyi, Sönlük köyü kuzeyi, Dallımezarlık köyü civarında mostralar vermektedir. Fakat birimin bulunduğu birçok alanın tarlalar ile kaplı olması sebebi ile mostraları örtülüdür.

Bu çalışma kapsamında yapılan saha çalışmaları inceleme alanındaki çökel istifin altta kaba taneli, granitik çakıl ve bloklar içeren kaba taneli pekleşmemiş çakıltaşı, kaba taneli pekleşmemiş kumtaşı ile başladığını ortaya koymuştur (Şekil 2.21). İstif üste doğru oligomiktik çakıltaşı ile devam eder (Şekil 2.22). Çakıltaşı kötü boylanmalıdır ve köşeli çakıllar içermektedir. Çakıltaşı seviyesinin üstüne gevşek tutturulmuş ve yer yer linyit seviyeleri içeren kireçtaşı gelir. Kireçtaşı mostraları açık krem renkli, gevşek tutturulmuş bir mostra örneği sunmaktadır (Şekil 2.23). Kireçtaşı mostralarında bu istifin yer yer bor seviyeleri içerdiği de belirlenmiştir (Şekil 2.24).

Birimin bir diğ er  yesi ise az tutturulmuş, kahverengi, belirgin tabakalı olan bir kumtaşı istifidir.. Kumtaşları lokal kıvrımlar sergilemektedir. Birim inceleme alanının dışında üst seviyelerine doğru tüfitler ve silisifiye tüflerle ardalanır.

Çökel topluluk istifinde üst kesimlere doğru volkanik ara katkılar içeren volkanik malzemenin g l ortamında tekrar işlenmesi ile oluşan epiklastik kayaçlar (işlenmiş t f-tüfit, volkanojenik kumtaşı vs.) yaygındır.



şekil 2.21: Çökel topluluğunun görünür tabanındaki kaba granit bloklu seviye (gr: granit blokları (bakış yönü: güney))

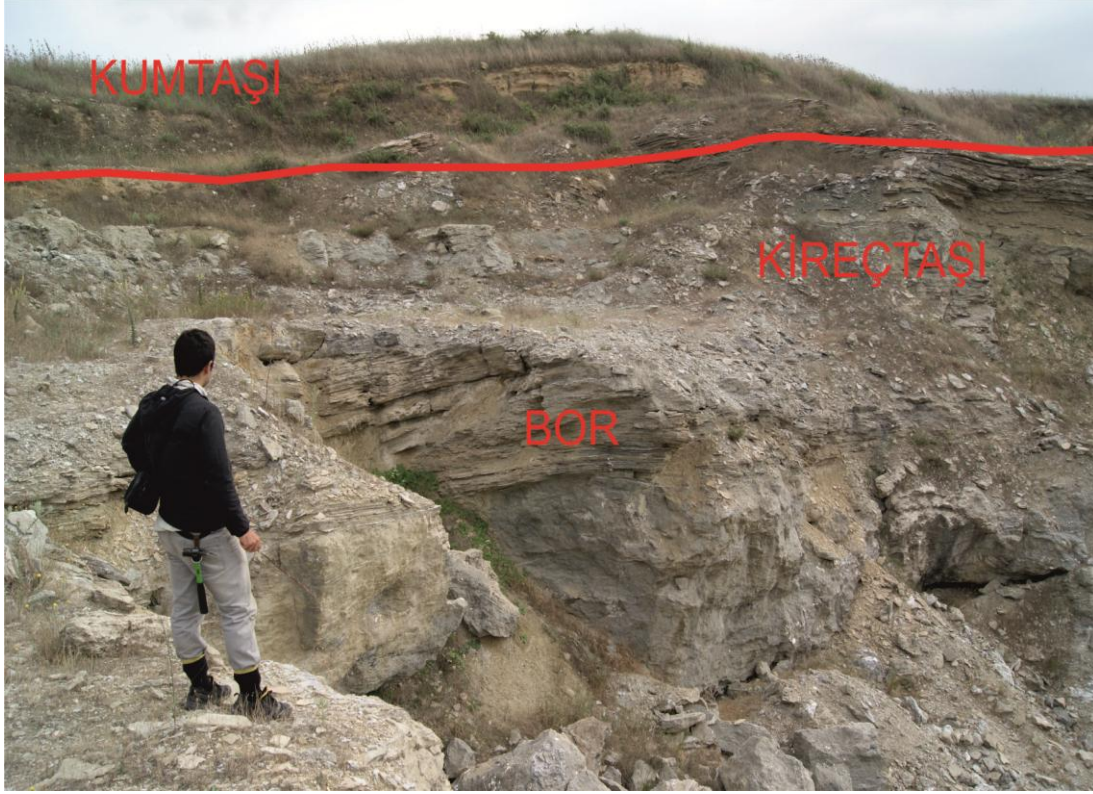
 nceleme alanında mostra veren çökel topluluğa ait tarafımızdan herhangi bir paleontolojik bir veri saptanmamıştır. Fakat daha önce yapılan çalışmalarda (Bernor ve Tobien, 1990, Andrews ve Alpagut, 1990) elde edilen paleontolojik veriler birime 10-15 My (Orta Miyosen) arasında değişen bir yaş aralığı vermektedir. Ancak birim inceleme alanı güneyinde Susurluk ve Kepsut civarında Alt Miyosen yaşlı Susurluk Volkanikleri ile yanal, düşey geçişler sunar ( nal vd. 2012). Bütün bu veriler doğrultusunda çökel topluluğun yaşının Alt-Orta Miyosen olduğu söylenebilir.



Şekil 2.22: Çökel topluluğu ait çakıltaşı



Şekil 2.23: Çökel topluluğu ait kireçtaşının mostradaki görünümü



Şekil 2.24: Çökel topluluğa ait kireçtaşı içinde gözlenen bor seviyeleri

2.5. Alüvyon

Bölgede doğu-batı yönlü uzanmakta olan ve bazı yerlerde geniş menderesler yapan Simav Çayı alüvyonları en genç birim olarak tüm kaya gruplarını uyumsuzlukla örter.

Simav Çayı alüvyonu, kötü boylanmalı ve dereceli, köşeli ve farklı litolojilere sahip çakıl ve kumlardan oluşmaktadır. Bloklar yaklaşık 1-5 cm arasında değişen boyutlardadır. Akarsu çökeli olması nedeniyle, yüksek enerjili bir sedimentasyon prosesiyle Simav Çayı'nın menderes yaptığı yerlerde geniş alanlara yayılmışlardır.

Simav Çayı günümüzde hala doğu-batı yönlü akışına devam etmektedir ve bu akıntı, alüvyonların depolanmaya devam ettiği anlamını taşır. Bu sebeple alüvyonun yaşı Kuvaterner yani günceldir.

3. PETROGRAFI

3.1 Çataldağ Graniti'nin Petrografik Özellikleri

Tezin bu bölümünde inceleme alanında yüzeyleyen Çataldağ Granitinin petrografik ve mineralojik özellikleri ayrıntılı olarak anlatılmaya çalışılacaktır. Çataldağ graniti hemen hemen her yerde deformasyondan etkilendiği için magmatik dokular ve yapılar bir çok alanda korunamamıştır.

Çataldağ Graniti egemen olarak granitik bileşimdedir. Biyotit granit ve biyotit-muskovit (2mikalı) granitler ve migmatitik granitlerle temsil edilir. İnce kesitler üzerinde yapılan modal bileşim analizlerine göre granitler; % 35-45 alkali feldspat, % 25-30 kuvars, % 25-35 plajiolklas, % 5-10 biyotit, % 0-5 muskovit içermektedir.

Tali mineraller; granat, rutil, zirkon, sfen, apatit ve opak minerallerdir.

İkincil mineraller; klorit, serisit, epidotdur.

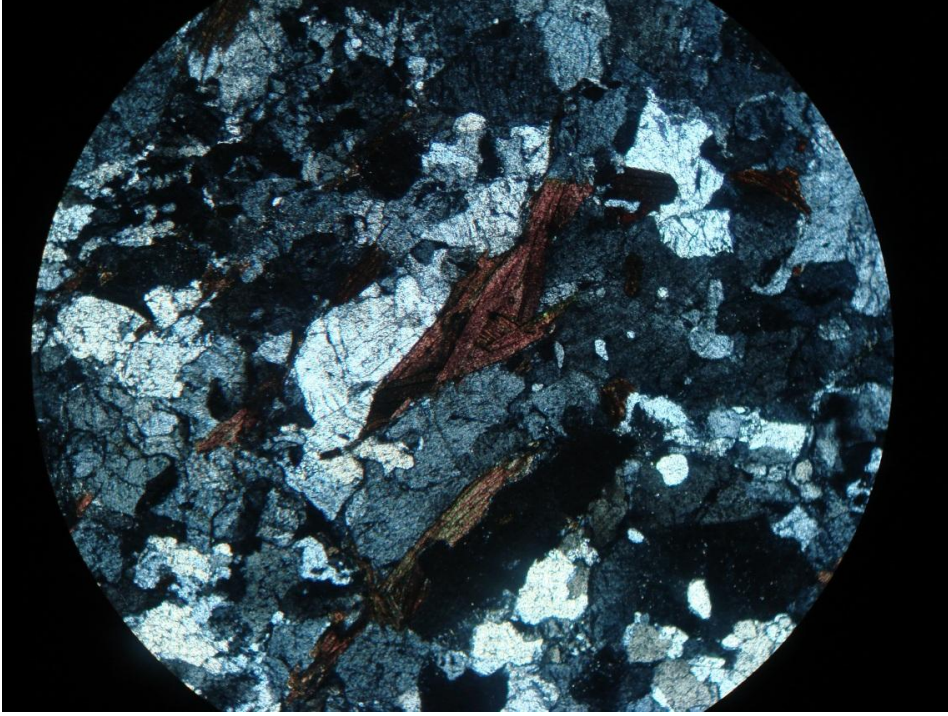
Doku: Dinamik metamorfizma etkilerinden korunduğu yada az etkilendiği alanlarda genel olarak holokristalen hipidiyomorfik granüler dokudadır (Şekil 3.1a ve 3.1b). (Şekil 3.3). Çataldağ granitinde yaygın görülen dinamik metamorfizma etkisi ile oluşan deformasyon dokuları, birincil magmatik yapıları izlenemez hale getirmiştir. Bu deformasyon etkileri “Yapısal Jeoloji” başlığı altında anlatılacaktır.

Çataldağ granitini oluşturan kayaların minerallerine ait özellikler aşağıdaki paragraflarda tanıtılacaktır.

Kuvars: Kesitlerde % 25-30 oranında bulunan kristaller genellikle ksenomorfiktir. Tek nikolde renksiz gözlenirler ve dilinim kapantı veya alterasyon içermezler. Pleokroizmaları yoktur ve rölyefleri çok düşüktür. Kuvarsların tamamı dalgalı sönme (ondülasyon) gösterirler. Mirmekitik dokulu kayaçlarda plajiolklas ve alkali feldspat

kristallerinin arasındaki sınırdaki küçük kurtçuklar şeklindeki kuvars oluşumlarına ve rekristalize kuvarslara rastlanır.

Plajioklas: Örneklerde ortalama % 25-35 oranında bulunur. Plajioklas kristalleri renksiz ve genellikle idiomorfik, hipidiyomorfik kristaller halinde bulunurlar.



Şekil 3.1a: Çataldağ Graniti'nde gözlenen holokristalen granüler doku. Kaya dinamik metamorfizma etkisi ile yönlenme kazanmaya başlamıştır. (Örnek no: 350, 4 x, ÇN)

Pleokroizmaları yoktur. Zonlanma ve ikizlenme yaygındır. Yaygın olarak polisentetik albit ikizlenmesi gösterirler (Şekil 3.2). Plajioklasların sönme açıları 20-25° arasında değişmektedir. Polisentetik ikizlenme gösteren plajioklasların 010 eksenine göre ölçülen sönme açılarına göre yapılan bu plajioklas tayininden genellikle oligoklas (An_{17-21}) bileşiminde olduğu saptanmıştır. Biyotit minerallerini kapantı olarak içine alırlar.

K-Feldispat: Örneklerde ortalama % 35-45 oranında bulunur. Genellikle ortoklas ile temsil edilir. Çoğunlukla ksenomorfik kristaller halinde gözlenirler. Yarı özşekilli, yaklaşık 1-2 mm büyüklüğe ulaşan alkali felspatlar da yaygındır.. K-Feldispat sınırlarında mirmekit oluşumları (Şekil 3.3) ve yer yer deformasyon sebebi ile ondülasyon yapıları sergiledikleri gözlenmiştir. K-feldspatlar, nispeten daha iri

kristallerinde plajioklas ve kuvars kapantıları içerirler (Şekil 3.4). Altere örneklerde serisitleşme ve killeşme görülür

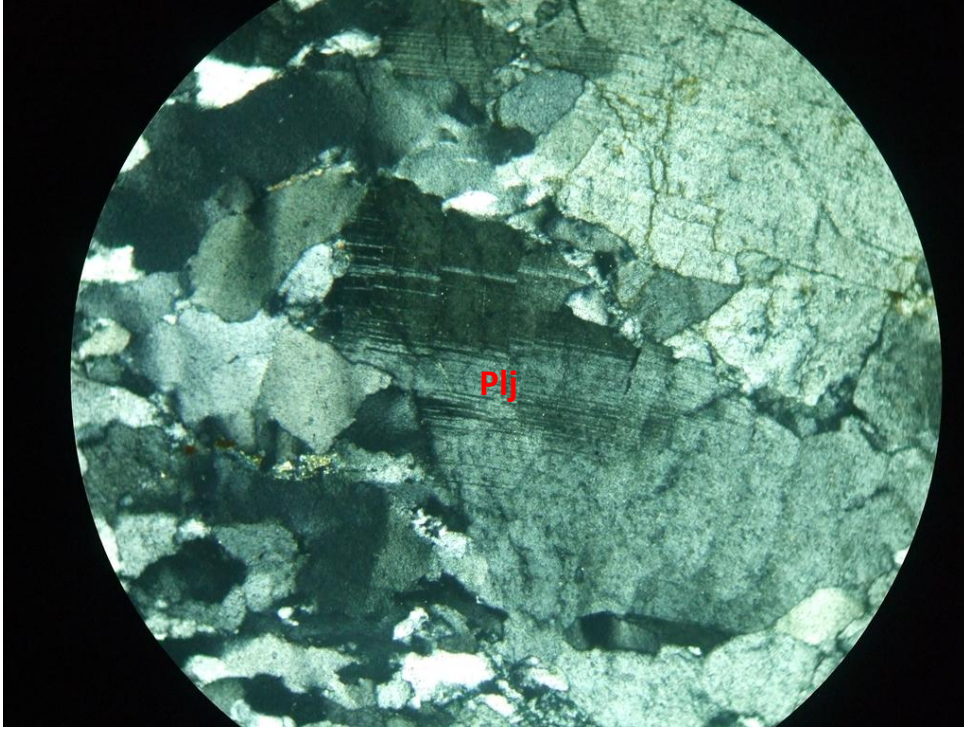
Biyotit: Kayada % 5-10 arasında bulunan biyotitler Çataldağ granitinde gözlenen mafik minerallerdir. Özşekilli ve yarı özşekilli kristaller halinde izlenirler.



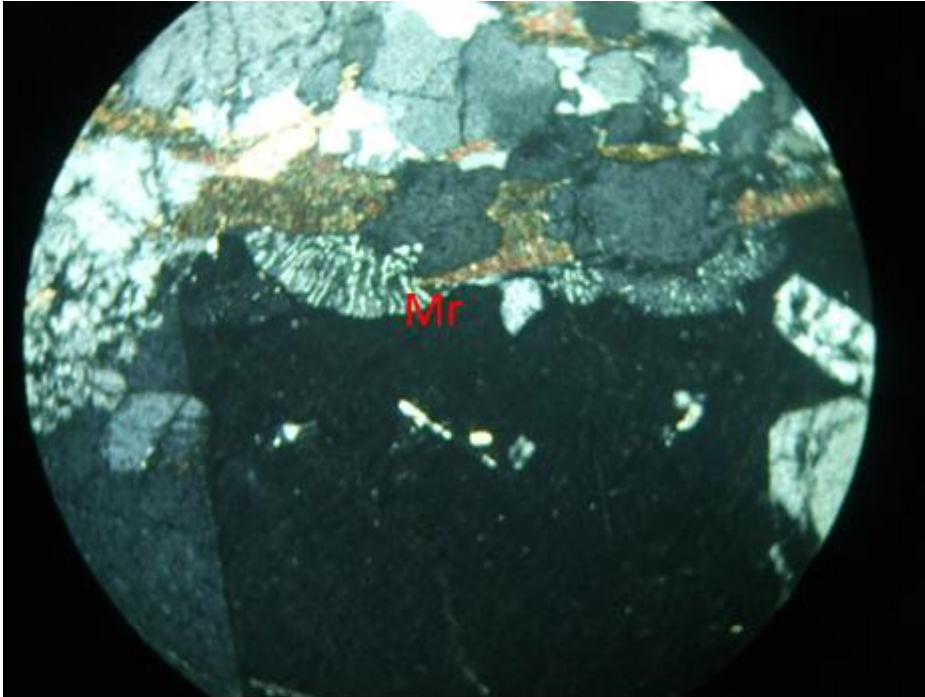
Şekil 3.1b: Çataldağ Graniti'nde gözlenen holokristalen granüler doku. Kaya dinamik metamorfizma etkisi ile yönlenme kazanmaya başlamıştır. (Örnek no:350, 4 x, TN)

dinamik metamorfizmadan etkilenerek ondülasyon gösterirler. Deformasyon etkisi ile birçok kesitte foliasyona paralel konumlanırlar. Altere örneklerde yaygın olarak kloritleşmişlerdir.

Muskovit: Kesitlerde ortalama %5-10 oranında bulunur. Muskovitler kayada hem birincil magmatik muskovit, hem de biyotitlerin muskovitizasyonu ile gelişmiş olarak bulunurlar. Birincil magmatik muskovitler, 2.cil olanlara nazaran daha iri kristaller halinde ve hipidiyomorf olarak bulunurlar ve yönlenme göstermezler. Deformasyonla oluşan muskovitler ise bulunduğu örneklerde biyotitlerle birlikte yönlü yapılar sergilemektedir ve kayanın genel yönlenmesine paralel olarak dizilirler (Şekil 3.5a ve b).



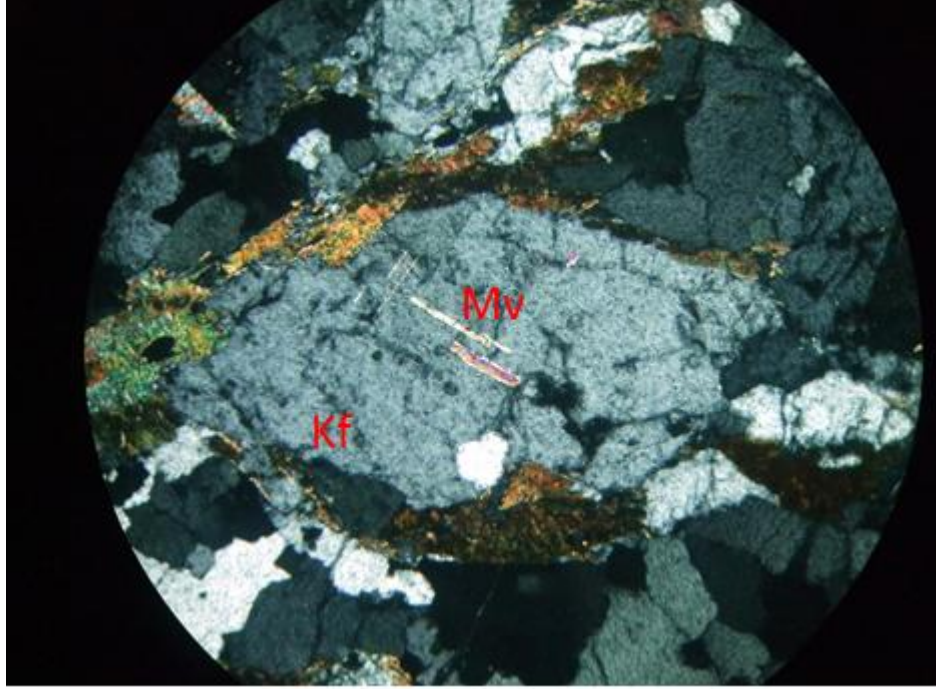
Şekil 3.2: Çataldağ granitinde Plajiolas porfiroklastı (Örnek no: OS-150, 4x, ÇN)



Şekil 3.3: K-Feldpat sınırlarında gözlenen mirmekitik doku (Mr: mirmekit) (Örnek no: 150, 10x, ÇN)

Pleokroizma renkleri koyu kahve ve koyu sarıdır. Biyotit kristalleri bazı kesitlerde yüksek Ti içerikleri sebebi ile kıvıl kahvemsı bir renk almaktadır (Şekil 3.1a ve b). Gösterdikleri belirgin pleokroizma ve mükemmel dilinimleri ile tanınırlar. Yer yer

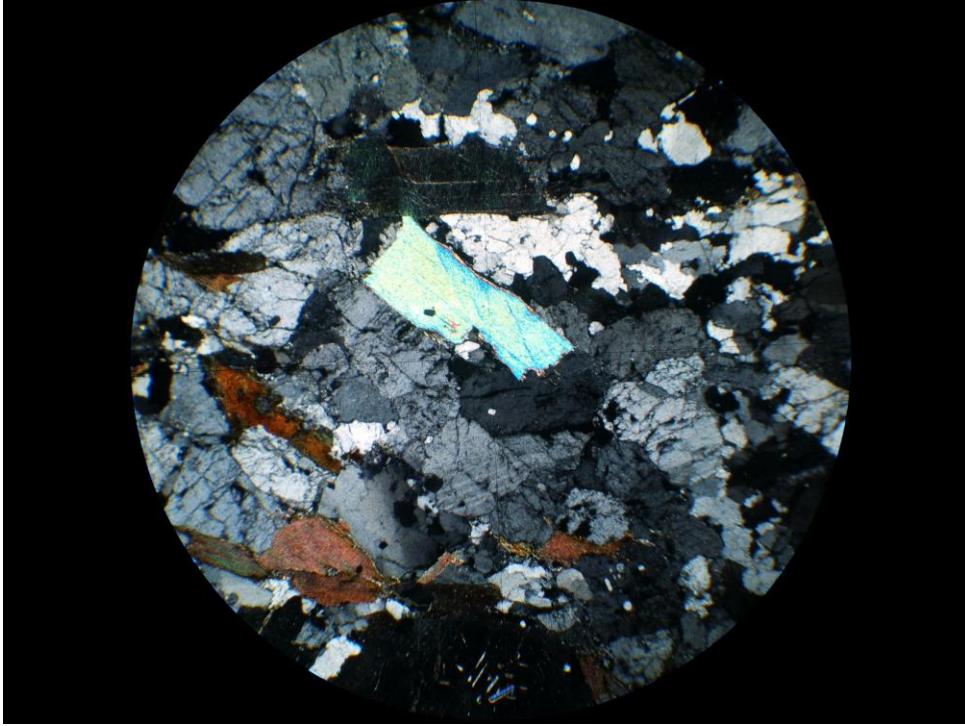
Granat: Çataldağ granitinde nadir olarak gözlenir. % 2-3 oranında bulunur. Granat kristalleri, öz şekilleri, yüksek rölyefleri ve izotrop olmaları ile kolayca tanınmaktadır (Şekil 3.6a ve b).



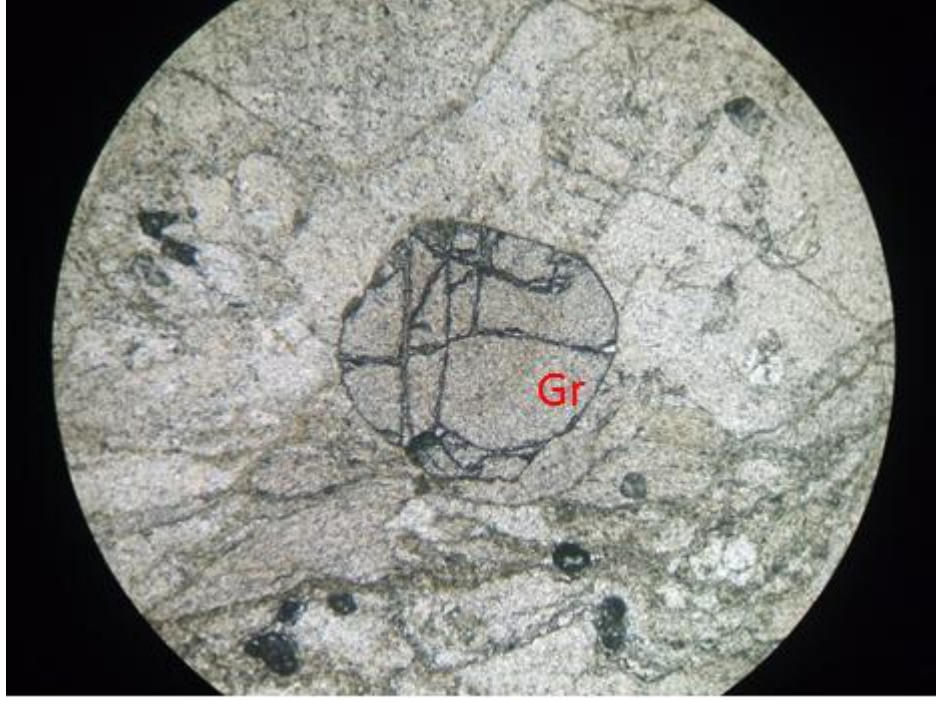
Şekil 3.4: K-Feldspat kristali içerisindeki kuvars ve muskovitler (mv: muskovit, Kf: k-feldspat) (Örnek no: 150, 4x, ÇN)

Migmatitler, saha özelliklerinde de anlatıldığı gibi melanosom, mezosom ve lökosomdan oluşur. Bu kesimlere ait örneklerin mikrofotoları Şekil 3.7, 3.8, 3.9'da verilmektedir. Migmatitlerdeki kırmızı-kahve biyotitçe zengin melanosom kesimleri kuvarsofeldspatik lökosom ile birlikte plastik kıvrımlanma gösterir (Şekil 3.9).

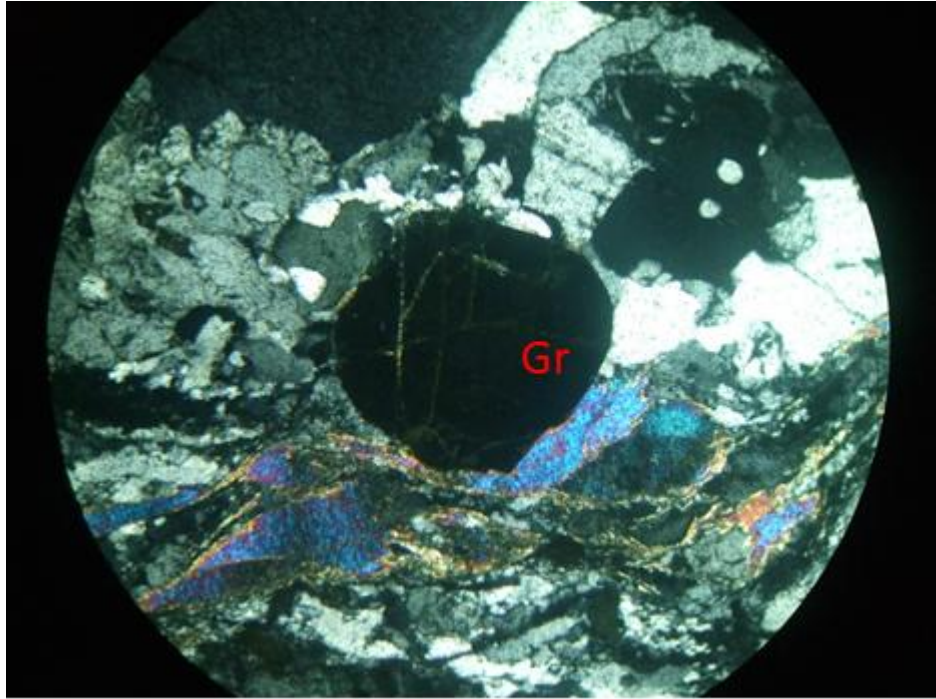
Bazı örneklerde lökokratik kesimler, melanosom içinde hapsolmuştur ve girik ilişkiler sergiler (Şekil 3.7). Melanosomu oluşturan biyotitler yüksek titanlı kırmızı kahve biyotitlerden oluşmaktadır (Şekil 3.7). Bunlar opak lökosom mineralleri ile birlikte bulunur. Mezosomda ise biyotit ve opak mineraller kuvars ve alkali feldispatlara eşlik etmektedir (Şekil 3.8). Kuvarslarda mortar doku ve dalgalı sönme yaygındır (Şekil 3.8 ve 3.9).



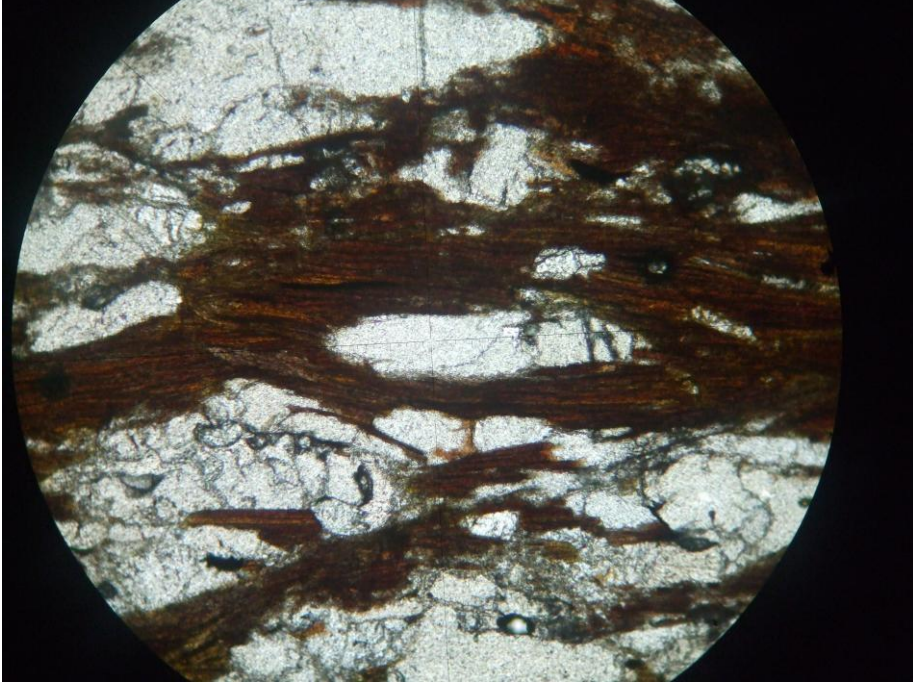
Şekil 3.5a, b: Yönlenme göstermeyen muskovit kristalleri (Mv: muskovit) (Örnek no: 395, 10x, a) ÇN, b)TN



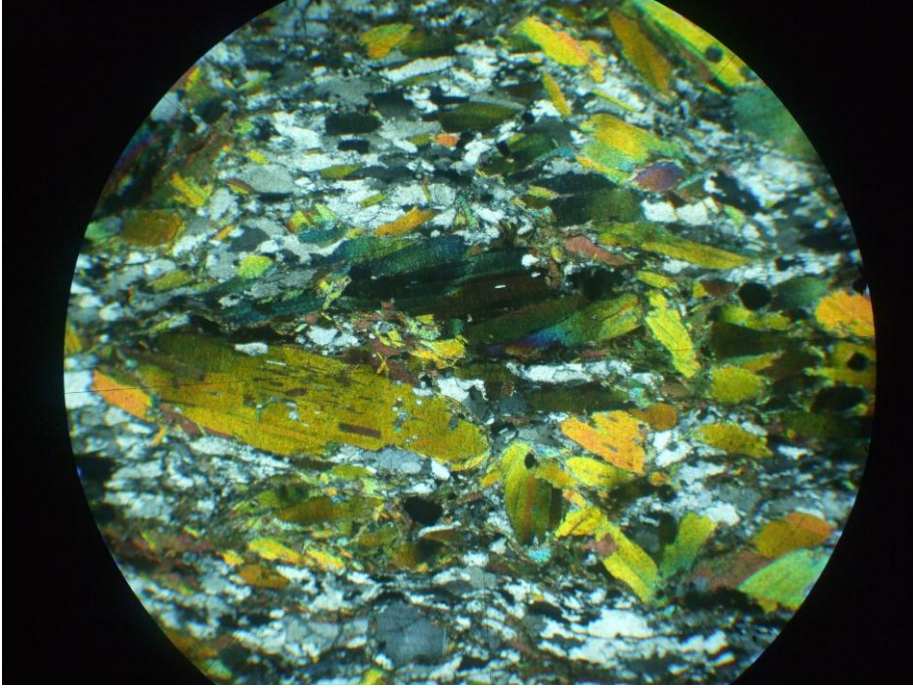
Şekil 3.6a: Çataldağ graniti içerisindeki granat kristali (Gr: granat) (Örnek no: 160, 4x, TN)



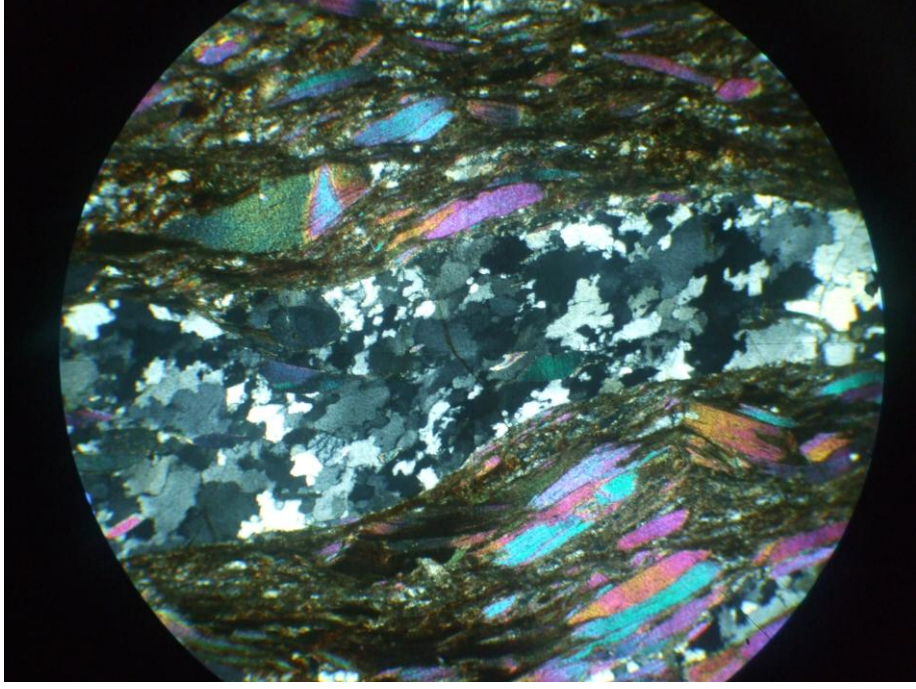
Şekil 3.6b: Çataldağ graniti içerisindeki granat kristali (Gr: granat) (Örnek no: 160, 4x, TN)



Şekil 3.7: Migmatit içerisindeki, kuvarsofeldspatik zon içerisinde hapsolmuş kızılımsı biyotitler (örnek no: OS-318, 4x, ÇN)



Şekil 3.8: Migmatite ait mesozomun içerisinde gözlenen muskovit biyotit, kuvars ve feldispat (örnek no: OS-331, 4x, ÇN)



Şekil 3.9. Migmatit içerisindeki, biyotitçe zengin zon içerisinde gözlenen kuvarsofeldspatik zon (örnek no: OS-335, 4x, ÇN)

4. YAPISAL JEOLJİ

Tezin bu bölümünde inceleme alanında yer alan kaya gruplarının yapısal özellikleri tanıtılacaktır. Yapısal özellikler “Temel Kayaları ve Çataldağ Granitinde Gözlenen Deformasyon Yapıları” ve “Örtü Kayalarının Yapısal Unsurları” olarak açıklanacaktır.

4.1 Temel Kayaları ve Çataldağ Granitinde Gözlenen Deformasyon Yapıları

4.1.1 Temel kayalarında gözlenen deformasyonlar

İnceleme alanında temel kayaları deformasyon yapılarını inceleme fırsatı sunmaktadır. Kiraz metamorfite ve Çataltepe mermerinde gözlenen foliasyon bu deformasyonun bir ürünüdür (Şekil 4.1 ve 4.2). Ek-A’da sunulan jeoloji haritasından da görüldüğü üzere temel kayalarında gözlenen foliasyon düzlemleri Çataldağ graniti ile olan dokanak zonlarında granitle uyumlu bir şekilde kuzeye doğru eğimlidir. Dokanak zonundan uzaklaştıkça eğim yönleri değişmekte, D yada B’ya eğimler kazanmaktadır.

Temel kayaları inceleme alanında bir çok fay tarafından kesilmektedir (Şekil 4.3). Bu faylardan bazıları temel kayaları içerisinde gelişmiş olup Çataldağ granitinin yerleşiminden önce gerçekleşen deformasyonu temsil etmektedir. Şekil 4.3’de Kiraz metamorfiti içinde gelişmiş bir ters fay gözlenmektedir. Bu ters fay sünek deformasyon izleri göstermektedir.

4.1.2 Çataldağ granitinde gözlenen deformasyonlar

Çataldağ granitinin, yapılan mezo ve mikro ölçekli yapısal çalışmalar doğrultusunda birbirini üzerleyen iki evreli deformasyona sahip olduğu görülmektedir.



Şekil 4.1: İnceleme Alanı'nda Çataltepe Mermerinde gözlenen iyi gelişmiş foliasyon (bakış yönü: güneybatı)



Şekil 4.2 : İnceleme alanında iyi derece foliasyon gösteren kiraz metamorfiti



Şekil 4.3 : Nilüfer birimi içerisinde gelişmiş olan lokal bir ters fay (bakış yönü: kuzey)

Bu deformasyonlar “250-600C° sıcaklık arasında gelişen sünek deformasyon” ve “250C°’den düşük sıcaklıklarda gelişen kırılğan deformasyon” olarak sınıflandırılabilir.

4.1.2.1 250-600C° sıcaklık arasında gelişen sünek deformasyon

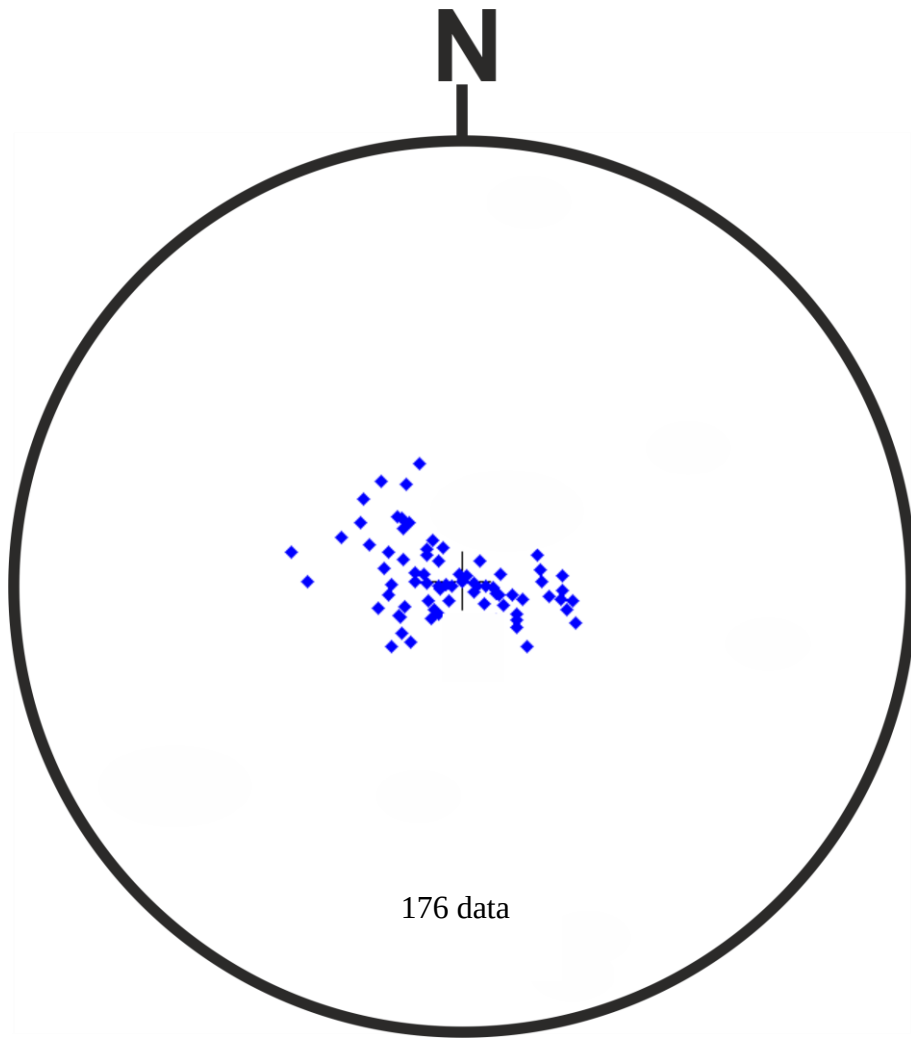
Çataldağ graniti, 250-600C° sıcaklık arasında gelişen sünek deformasyonu tanımlama fırsatı tanır. Bu deformasyon gerek mezo gerek mikro yapısal unsurlar ile belirgindir.

Çataldağ graniti inceleme alanında gözlemlendiği hemen her mostrada foliasyon gösterir. İnceleme alanında Çataldağ granitinden yaklaşık 200 adet foliasyon ölçüsü alınmıştır ve bunların bir kısmı EK-A’da sunulan jeoloji haritasında gösterilmiştir. Bütün bu foliasyon ölçüleri doğrultusunda granitin iç kısmında gelişen deformasyon ve granitin kenarında gelişen deformasyonun farklı olduğu görülmektedir. Çataldağ granitinin iç kesimlerinde gelişen foliasyon feldispatların ve mika minerallerinin uzamasına da sebep olmuştur. Bu sebep ile iç kesimlerde gelişen deformasyonun

sünek olduğunu söylemek mümkündür. Şekil 4.6’da verilen yapısal jeoloji haritasında bu kesim “2” ile gösterilmektedir.

Granitin iç kesiminde gelişen foliasyonların eğim yönlerinin steografik iz düşümleri hazırlanmıştır (Şekil 4.4). Bu şekile bakıldığında inceleme alanında granitin iç kesiminin egemen olarak iki farklı yönde foliasyona sahip olduğu söylenebilir. Bu yön farklılıkları harita üzerinde incelendiğinde bölgede yaklaşık KD-GB gidişli iki farklı kıvrım ekseninin varlığını belirlenmiştir (Şekil 4.22).

Çataldağ graniti bir çok mostrada iyi gelişen lineasyonu ölçme imkanı tanımaktadır.

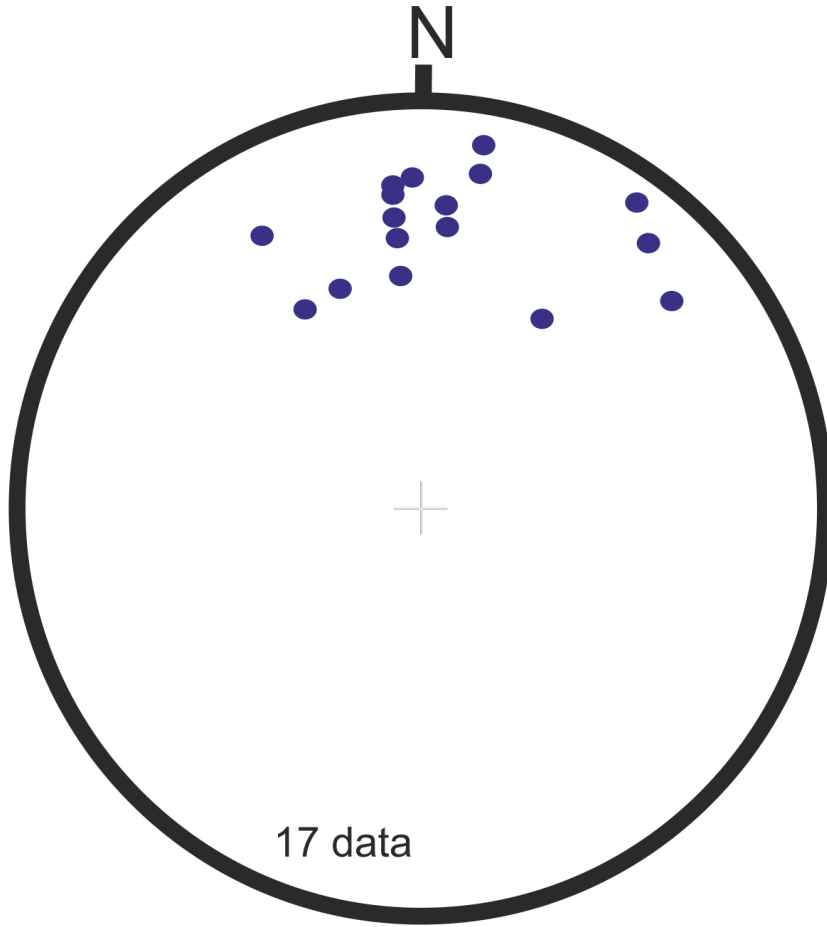


Şekil 4.4: Çataldağ graniti iç kesimine ait foliasyon ölçülerinin steografik iz düşümü (Alt yarım küre kullanılarak hesaplanılmıştır)

Granitin iç kısmından alınan lineasyonların yönelimlerinin steografik iz düşümleri hazırlanmıştır (Şekil 4.5). Genel olarak lineasyon yönelimleri kuzeye doğrudur.

Yukarıda anlatılan mezo ölçekli yapısal unsurların yanında, Çataldağ granitinde gelişen deformasyonların sıcaklık aralığının daha iyi belirlenebildiği mikro yapısal unsurlarda kritik önem teşkil etmektedir.

Çataldağ granitinden alınan 25 adet yönlü kesit üzerinde yapılan incelemelerde 250-600°C sıcaklık aralığı veren deformasyon yapıları göstermektedir. Bu yapılardan en önemlisi “tane sınırı göçü (grain boundary migration- GBR) ‘dur (Şekil 4.8) . Passchier ve Trouw (1996)’ ya göre tane sınırı göçü 450-550°C arasında görülen basınç sebebi ile gerçekleşmektedir (Şekil 4.7a ve b) .



Şekil 4.5: Çataldağ graniti iç kesimine ait lineasyon ölçülerinin steografik izdüşümleri (Alt yarım küre kullanılarak hesaplanılmıştır)

Tane sınırı göçü nispeten iri birbirleri ile girintili çıkıntılı dokanaklar sergileyen rekristalize kuvars tanelerinin varlığı ile tanınır ve kesitlerde bu yapılar yaygındır (Şekil 4.9).

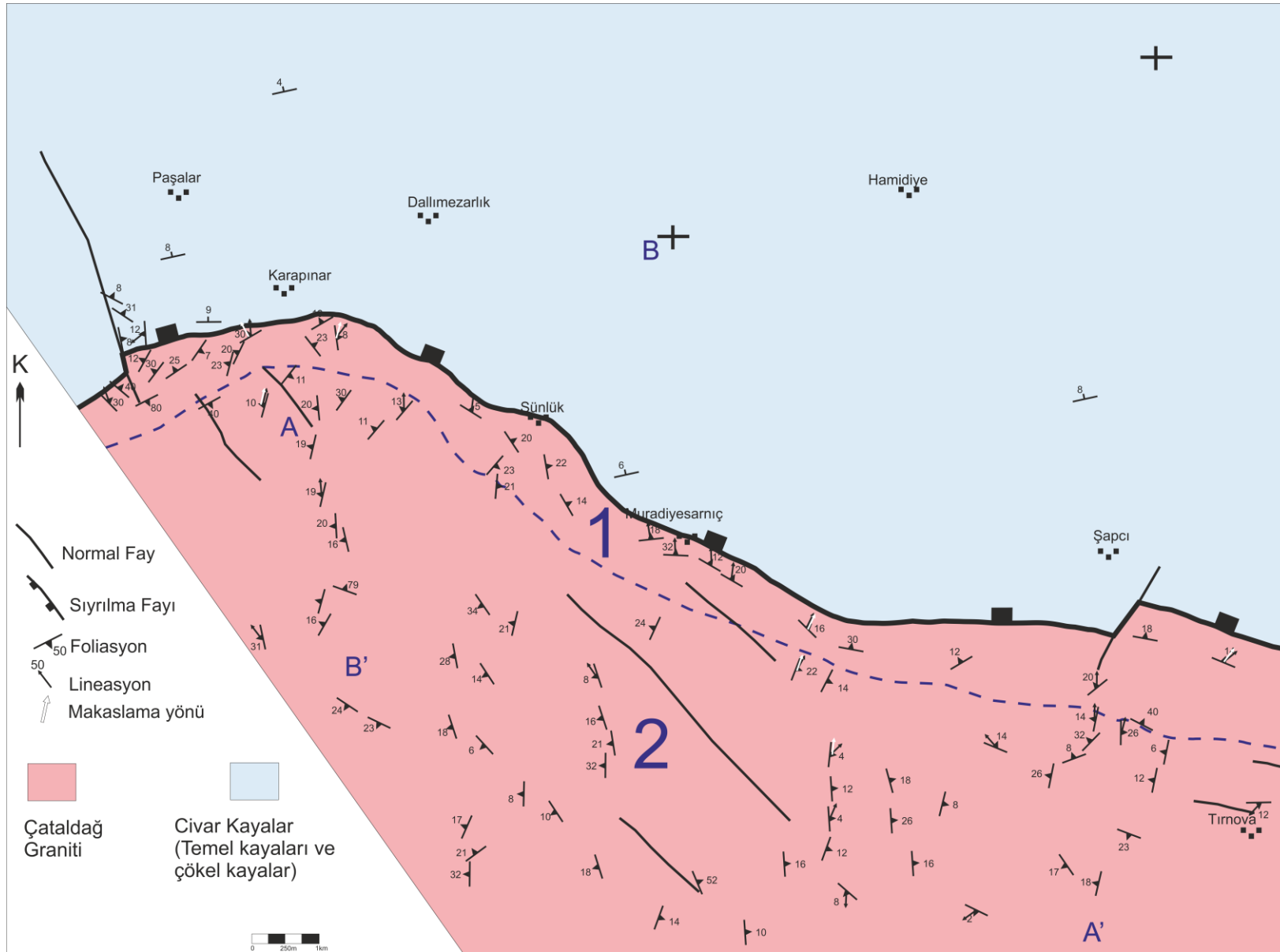
Örneklerde “Satranç tahtası (chess-board)” yapısı da gözlenmiştir. Satranç tahtası yapısı yaklaşık 600°C civarı sıcaklıklarda gözlenmektedir. Bu veri de inceleme alanında Çataldağ granitinin yaklaşık 600°C’lik bir deformasyon sıcaklığına sahip olduğunu göstermektedir. Çataldağ granitinde hemen her örnekte kuvarsların dalgali sönüğü, ondülasyon yapıları gösterdiği gözlenmiştir. Zaman zaman mikalar ve nadir de olsa K-feldspatlar da ondülasyon yapıları göstermektedir.

Bu ondülasyon yapıları ile beraber siğilimsi mirmekit gelişimi örneklerde gözlenen başka bir unsurdur (Şekil 4.10). Siğilimsi mirmekitler 500-600°C arasında gerçekleşmektedir (Passchier ve Trouw, 1996).

Mirmekit oluşumları Simpson ve Wintsch (1989)’a göre ilerleyen deformasyonda makaslama belirtisi olarak gözlenebilmektedir. Yine mirmekit oluşumları yüksek dereceli metamorfik ve magmatik kayalarda yüksek sıcaklık deformasyonu sebebi ile K-feldspatların dengelerini kaybetmesiyle oluşmaktadır (Smith, 1974; Phillips 1974; Shelley 1993).

Çataldağ granitindeki kuvarslar bazı örneklerinde tane dönme yeniden kristallenmesi (Sub grain rotation recrystallization; SGRR) sergilemektedir (Şekil 4.11 ve 4.12). Bu yapı, makaslama sebebiyle tanelerin yönlenmesi sonucu ile yeni tanelerin oluşması esasına dayanır (Passchier ve Trouw, 1996) ve 300-400°C arasında gerçekleşmektedir (Şekil 4.7b). Tane dönme yeniden kristallenmesi de 250-600°C sıcaklık arasında gelişen sünek deformasyonu desteklemektedir.

Çataldağ granitinde meydana gelen deformasyonların hareket yönleri, gerek kırılmalı gerek sünek deformasyon yapılarına bakılarak tayin edilebilir. Bu yapılardan en önemlisi birçok kesitte gözlenen “mika balığı (mica fish)” yapılarıdır. Mika balığı yapıları mercek şeklinde makaslama göstergesi olarak kabul edilen mika kristalleridir (Grotenhuis, 2000). Kesitlerde gözlenen mika balıkları bölgeye egemen olan makaslama kuvvetlerinin yönleri hakkında net bilgiler vermektedir ve tezin bu kısmında mika balığı yapıları gösteren örnekler ve yönleri anlatılmaya çalışılacaktır;



Şekil 4.6: İnceleme alanının yapısal jeoloji haritası

OS-335 numaralı örnekte çok sayıda mika balığı gözlenmiştir ve bu yapılar doğrultusunda itilme yönünün KKD olduğu söylenebilir (Şekil 4.13). Kesitte ayrıca rekristallize kuvars minerallerinin de mikalarla beraber makaslandığı görülmektedir. Bu da rekrstitalize kuvarsların oluştuktan sonra da makaslama kuvvetlerinin etkin olduğu anlamına gelmektedir.

OS-314 numaralı örnekte yer alan mika balıklarına bakıldığında itilme yönünün KKD yönünde olduğunu (top to North East) söylemek mümkündür (Şekil 4.14). OS-334 numaralı örnek, OS-314 gibi mika balıkları içermektedir. Yapılan gözlemlerde itilme yönünü KKD olarak vermektedir. Bu veriler OS-314 numaralı örnek ile uyumludur (Şekil 4.15).

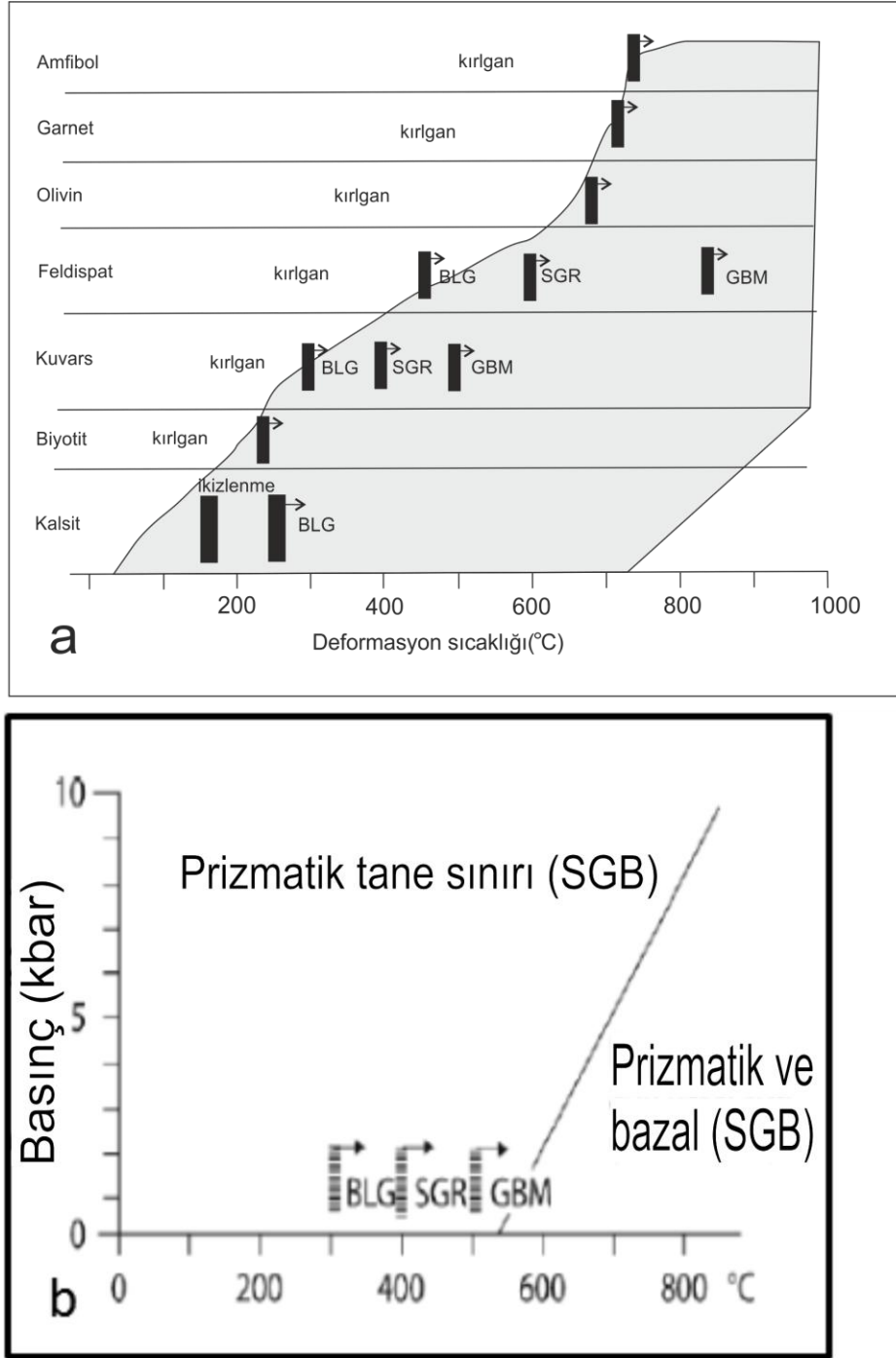
4.1.2 250C°’den düşük sıcaklıklarda gelişen kırılğan deformasyon

Çataldağ graniti, 250C°’den düşük sıcaklıklarda gelişen kırılğan deformasyonu tanımlama fırsatı sunar. Bu deformasyon gerek mezo gerekse mikro yapısal unsurlar ile belirgindir.

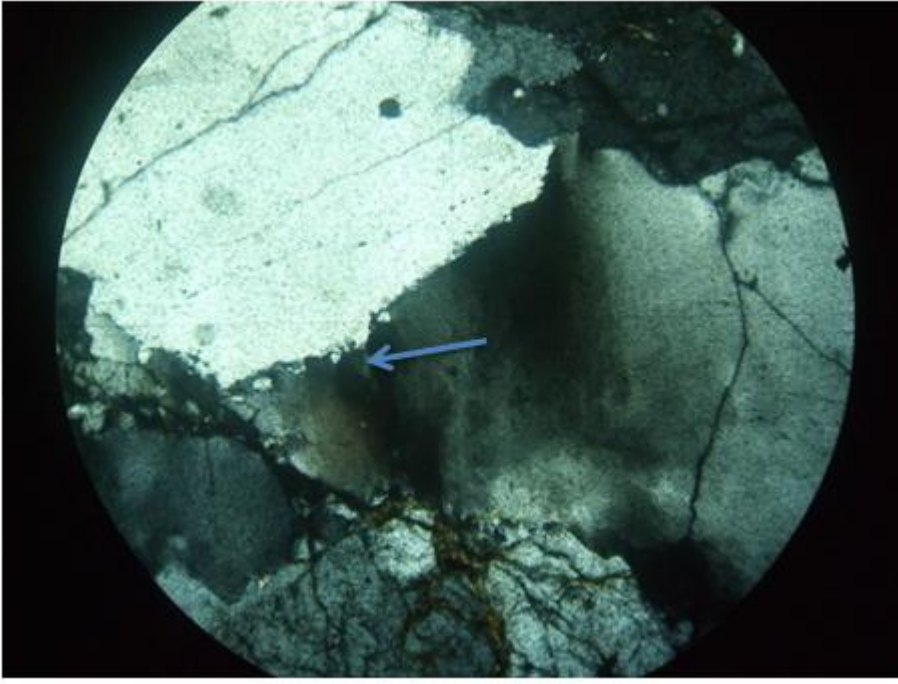
Tezin ilgili kısımlarında da belirtildiği üzere granitin iç deformasyonu ve granitin kenarında gerçekleşen deformasyon farklıdır. Granitin kenar kesimini kırılğan deformasyondan etkilenmiştir.

Çataldağ granitine ait foliasyon ölçüleri, granitin kenar deformasyonunun iç deformasyonundan farklı olduğunu göstermektedir. Şekil 4.6’da “1” ile gösterilen kısmın foliasyon ölçülerine bakıldığında egemen olarak eğim yönlerinin kuzeye olduğu görülmektedir (Şekil 4.17). “2” numaralı kısımda genellikle doğu-batı olan bu eğim yönlerinin kuzeye dönmesi, daha geç gelişen kırılğan deformasyonun bir sonucu olduğu düşünülmektedir. Çataldağ graniti kenar kısmında gelişen lineasyonlara bakıldığında, kuzeye doğru yönelim gösterdikleri görülmektedir (Şekil 4.18).

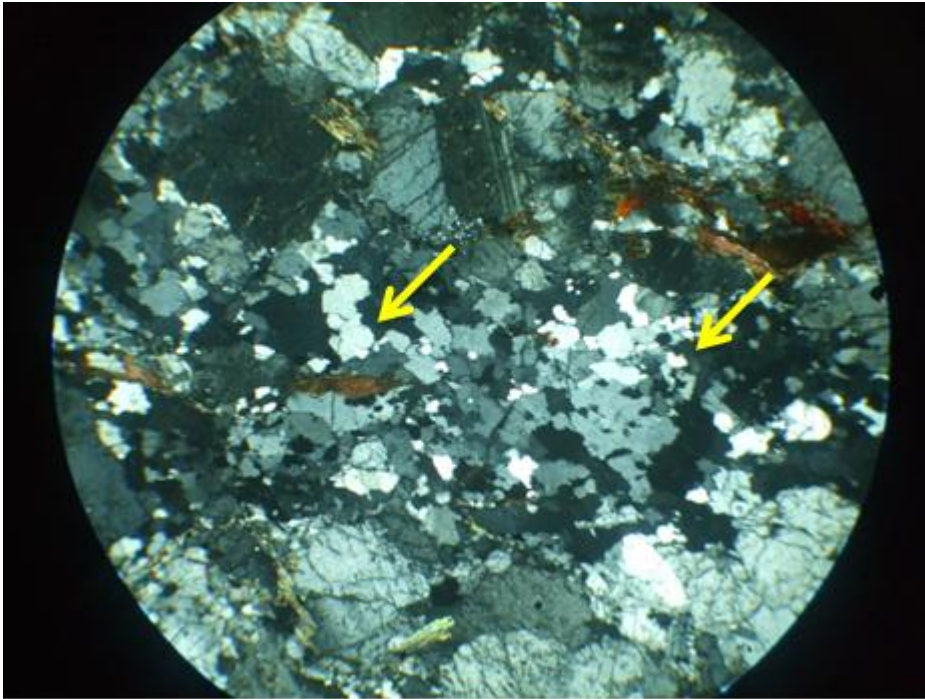
İnceleme alanında, Çataldağ granitinin kuzey kenarına doğru gidildiğinde milonitik zonların varlığı dikkat çeker (Şekil 4.18). Bu milonitik zonlar gerek mezo gerek makro ölçekte rahatlıkla gözlenebilmektedir (Şekil 4.19).



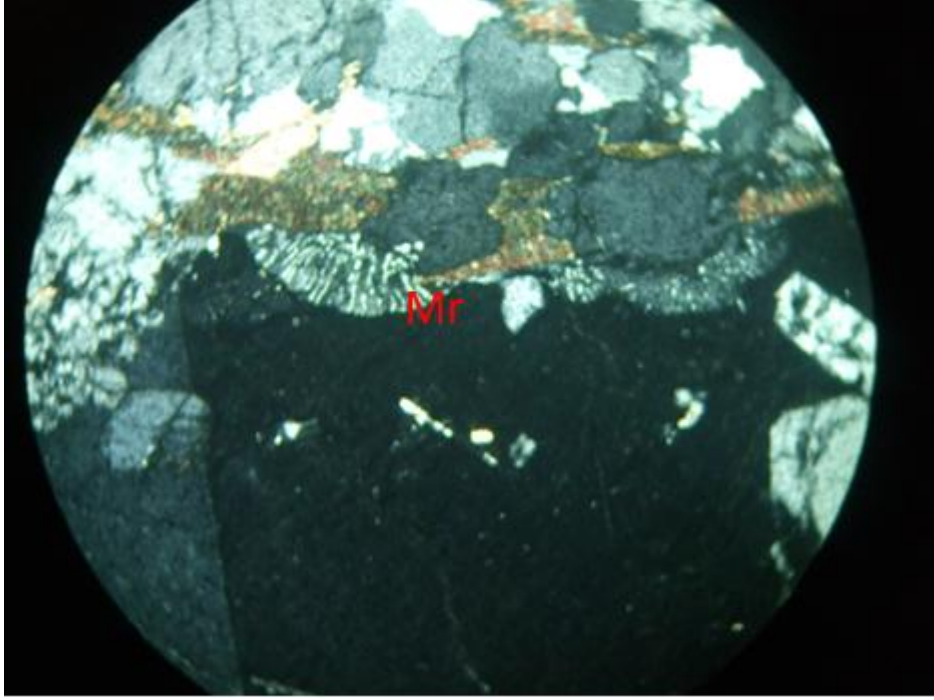
Şekil 4.7 a ve b: a) Minerallere göre BLG, SGR ve GBM sıcaklık aralıkları (Passchier ve Trouw, 1996) b) Kuvarslarda meydana gelen BLG: Şişme yeniden kristallenmesi, SGR: tane rotasyon yeniden kristallenmesi, GBM: tane sınırı göçü basınç- sıcaklık aralıklarını gösteren diyagram (Kruhl 1998; Stipp vd. 2002).



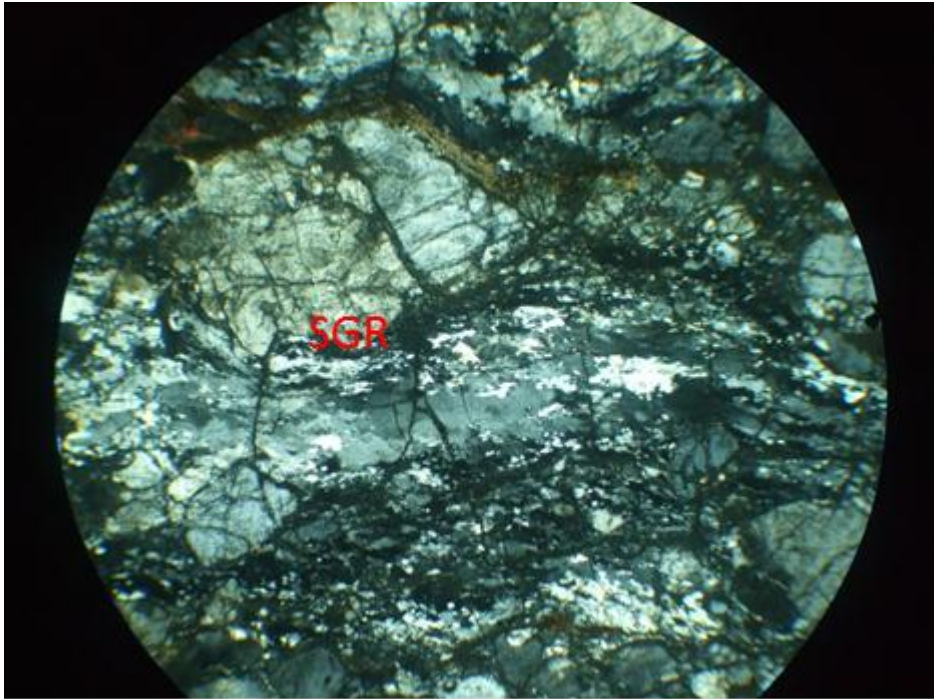
Şekil 4.8: Çataldağ granitinde gözlenen tane sınırı göçü (GBM) (Örnek No:356, 10x)



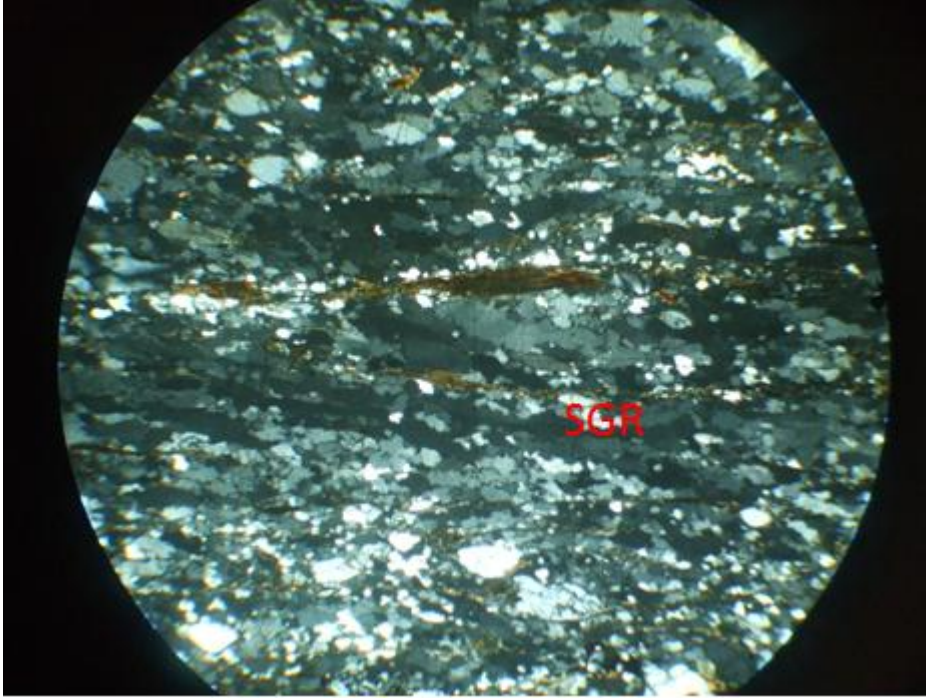
Şekil 4.9: Tane sınırı göçü (GBM) yeniden kristallenmesi (Örnek no: OS-345, 4x)



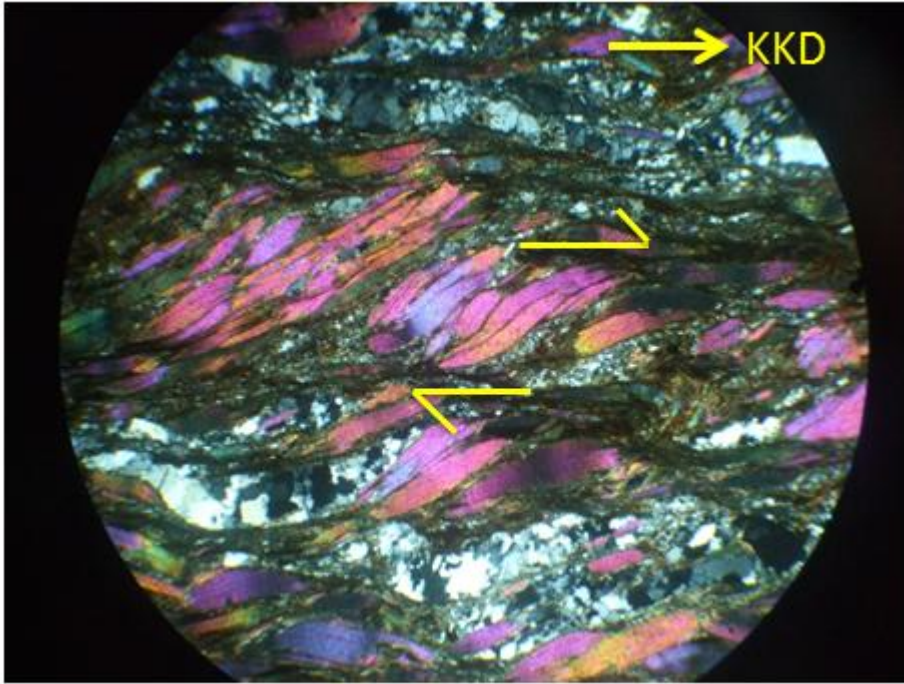
Şekil 4.10: Deformasyona bağlı gelişen siğilimsi mirmekitler (Mr: mirmekit) (Örnek no: 150, 10x, ÇN)



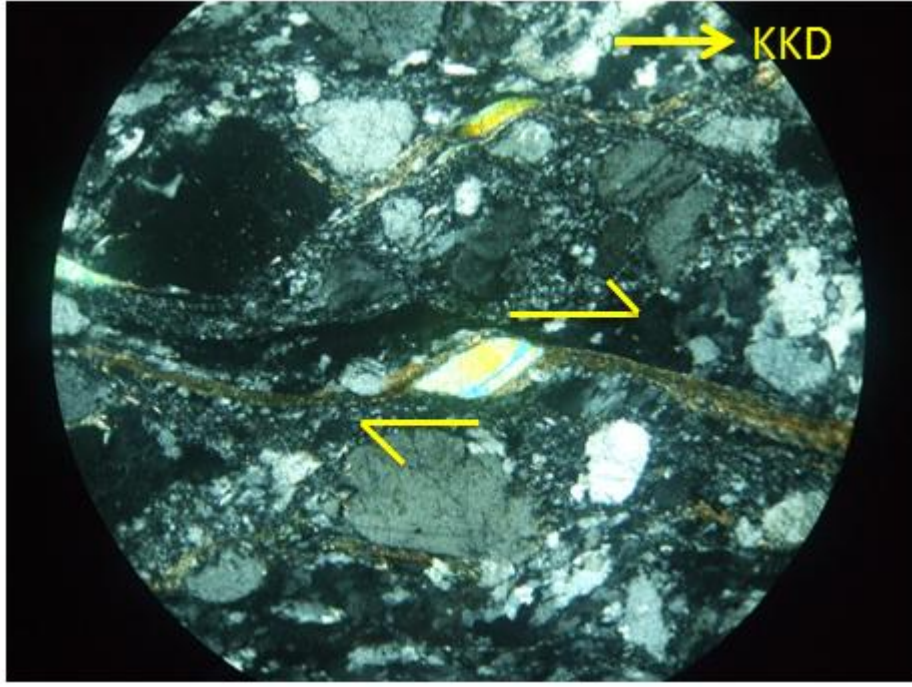
Şekil 4.11: Çataldağ Graniti'nde tane dönme yeniden kristallenmesi (SGR: tane dönme yeniden kristallenmesi) (Örnek no: OS-302, 4x)



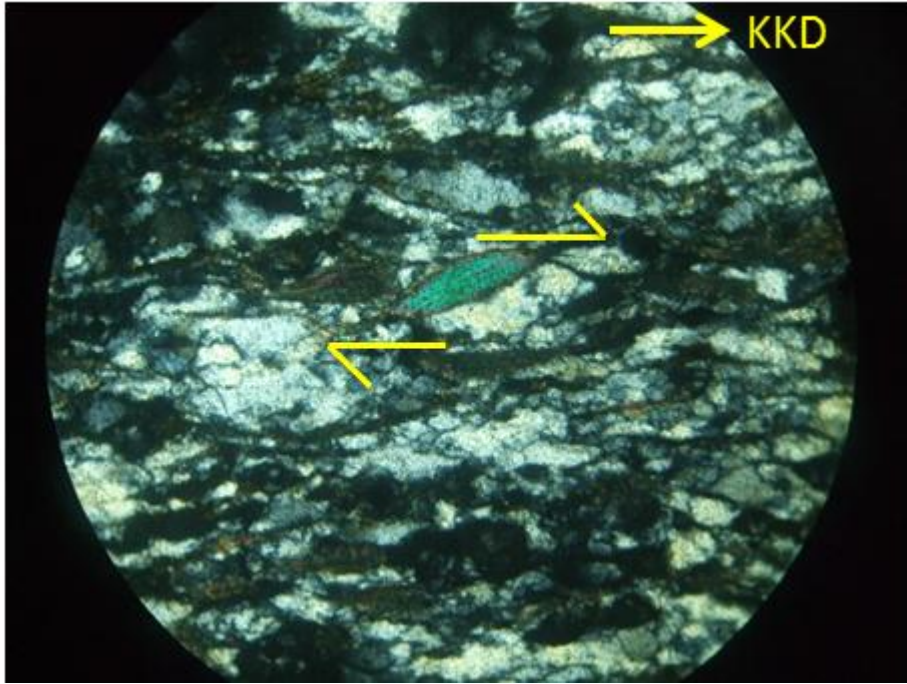
Şekil 4.12: Çataldağ granitinde tane dönme yeniden kristallenmesi (SGR: tane dönme yeniden kristallenmesi (Örnek no: OS-320, 4x)



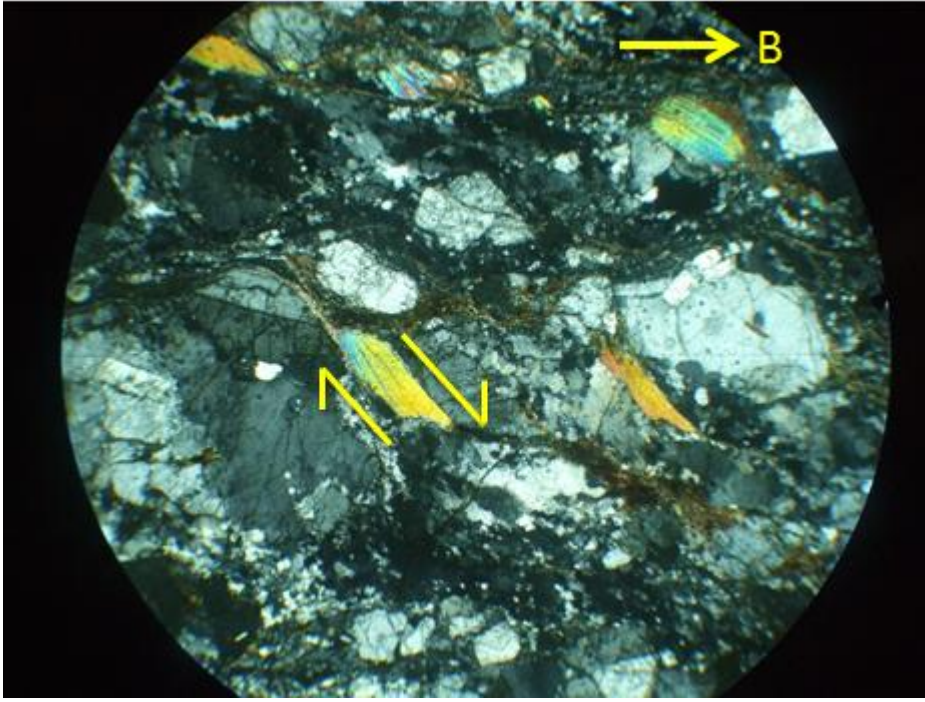
Şekil 4.13: OS-335 numaralı örnekte görülen mika balıkları, itilme yönü KKD (Örnek no: OS-335, 4x)



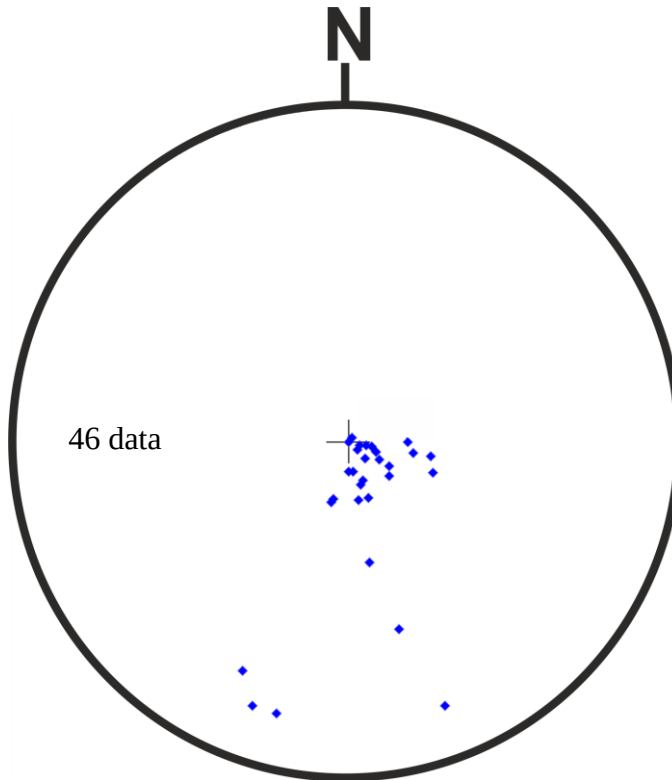
Şekil 4.14: OS-314 numaralı örnekte görülen mika balıkları, çatlaklı yapıların üzerlediğine dikkat ediniz). C: K-G, S:KD-GB (Örnek no: OS-335, 4x)



Şekil 4.15: OS-334 numaralı örnekte görülen mika balığıC: K-G, S:KD-GB (Örnek no: OS-335, 4x)

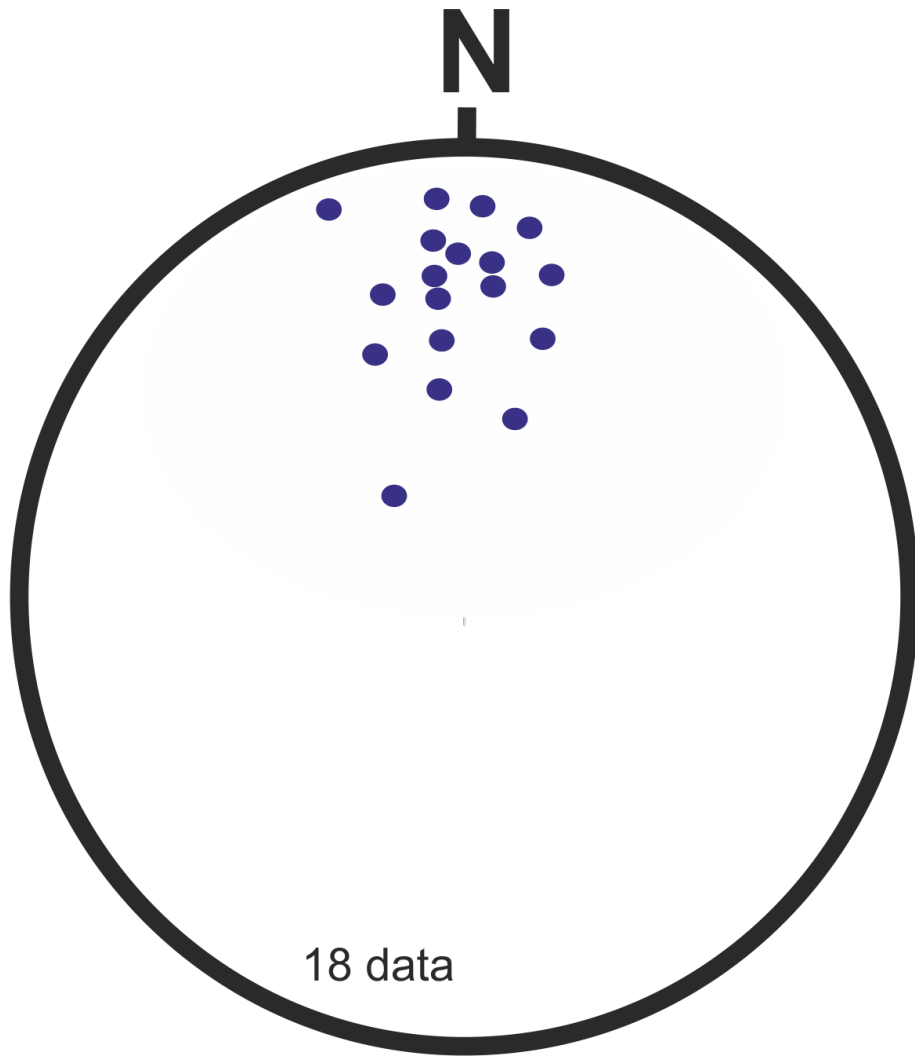


Şekil 4.16: OS-334 numaralı örnekte görülen mika balığı, itilme yönü KB (Örnek no: OS-312, 4x)



Şekil 4.17: Çataldağ graniti kenar kesimine ait foliasyon ölçülerinin steografik iz düşümü (Alt yarım küre kullanılarak hesaplanılmıştır)

Bu milonitik zonu yaratan kuvvet bir fay olmalıdır ve bu fay da, bölgenin deformasyonun ana sebebi olan tarafımızdan isimlendirilen **Çataldağ Sıyrılma Fayı (ÇSF)**'dir. ÇSF, inceleme alanının kuzeyinde bulunur ve inceleme alanında yaklaşık Paşalar köyünün güneyinden Şapcı köyünün güneydoğusuna kadar yaklaşık 18km'lik bir hat boyunca uzanır. Bu birim temel kayaları (Nilüfer Birimi, Bornova Filişi ve Orhanlar Grovağı) ile Çataldağ granitini birbirinden ayırır. ÇSF'nin Sönlük köyü yakınında fay düzlemi rahatlıkla gözlenmiş olup ölçülen düzlemin K 85°D 8°KB konumuna sahip olduğu belirlenmiştir (Şekil 4.22). Bu veri ÇSF'nin düşük açılı bir normal fay yani bir sıyrılma (detachment) fayı olduğunu

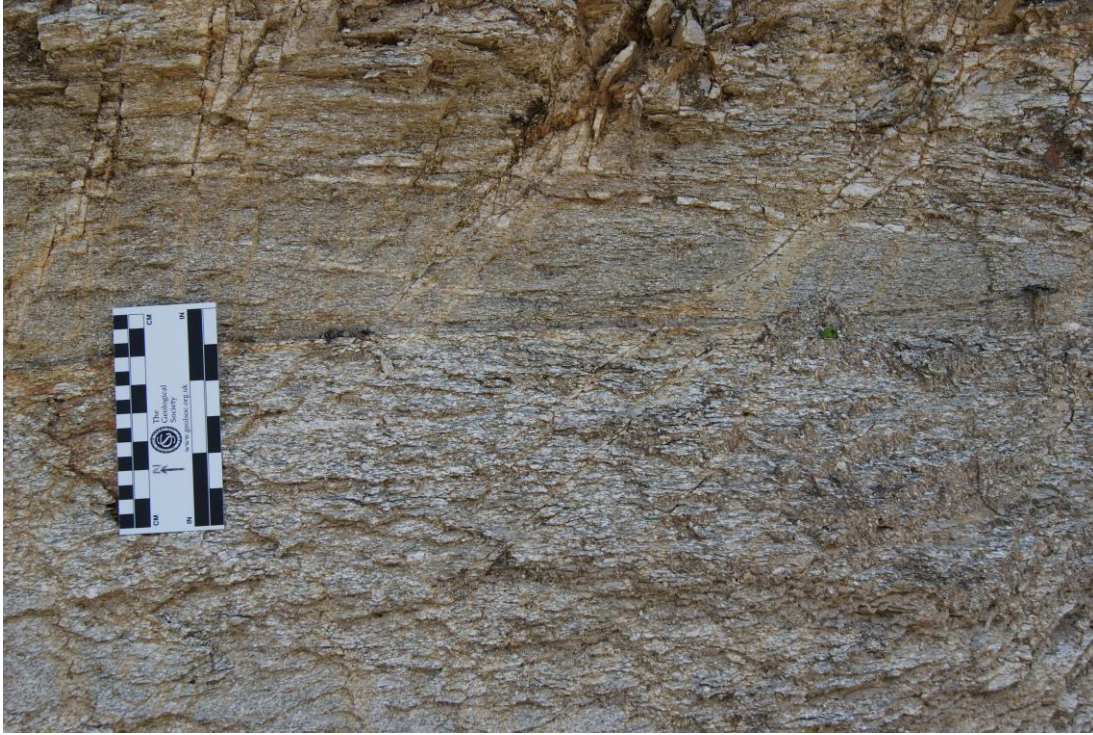


Şekil 4.18: Çataldağ graniti kenar kesimine ait lineasyon ölçülerinin steografik iz düşümü (Alt yarım küre kullanılarak hesaplanılmıştır)

göstermektedir. Sönlük köyü güneyinde gözlenen fay düzlemi, fay çiziklerini rahatlıkla gözlemlene fırsatı tanır (Şekil 4.21). Bu fay çizikleri ölçüldüğünde K 5°B

doğrultusuna sahip olduğu görülmektedir ki bu da fayın eğim yönü ile aynıdır. Bu çiziklere ve eğim yönüne bakıldığında fayın sadece düşey bileşene sahip olduğu ve tavan bloğunun kuzeye doğru kaydığı (top to North) görülmektedir.

Çataldağ graniti üzerinde yapılan mikro yapısal incelemeler gözlenen kırılğan deformasyonu ve sıcaklık aralığını net bir şekilde göstermektedir. İncelenen örneklerde kırılğan deformasyon verilerinden biri de mikro faylardır. Kırılğan deformasyonu temsil eden bu yapılar örneklerin birçoğunda gözlenmiştir (Şekil 4.24 ve 4.25).

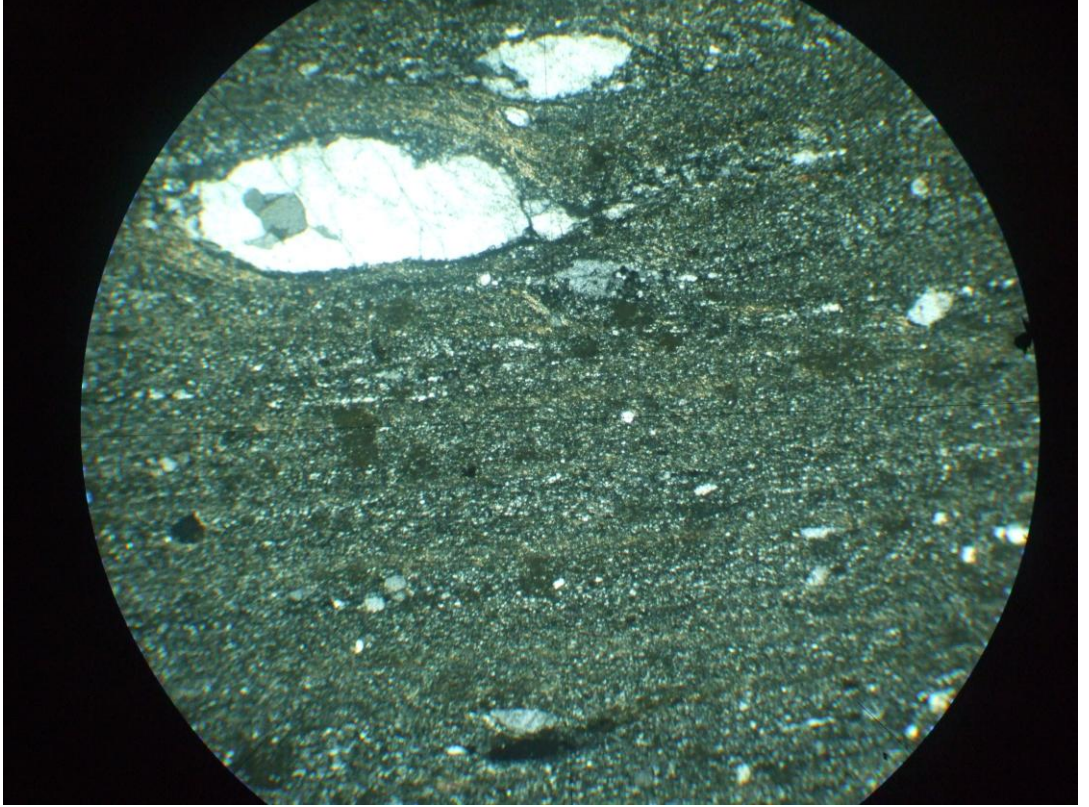


Şekil 4.19 : Çataldağ granitinde gözlenen milonitik zonlar

Mikro fayların karakteri normal fayla temsil edilir ve tavan bloğunun kayma yönüne bakıldığında üst kuzeye doğru bir hareket olduğu gözlenmiştir. Bu da saha gözlemleri ile uyusmaktadır. Ayrıca rekristallize kuvarslar mikrokırık ve çatlakları içinde çatlak dolgusu (crash trail, Higgins 1971) olarak da izlenirler.

Bazı kesitlerde minerallerin kırıklı yapılara sahip olduğu görülmektedir (Şekil 4.24 ve 4.25). Bu minerallerden kuvars minerali için kırılğan deformasyon sıcaklık sınırına bakıldığında (Şekil 4.7a) sıcaklığın 250C° ve altında olduğu görülmektedir (Passchier ve Trouw, 1996).

Çataldağ granitinde, deformasyonun hareket yönü mika balıklarının yanısıra mikrofaylar yardımı ile de belirlenebilir (Şekil 4.24 ve 4.25). Mikrofayların hepsi normal fay karakteri göstermektedir ve tavan bloğu kuzeye hareket etmiştir. Gerek 250°C'nin üstündeki sıcaklıklarda gelişen deformasyonu simgeleyen mika balıklarında elde edilen yönler, gerekse 250°C'nin altında gelişen deformasyonu simgeleyen mikrofaylardan elde edilen yönler birbiriyle uyumludur. Bu da deformasyonun sürekli olduğunu ve sünek deformasyonun kırılğan deformasyon tarafından üzerlendiğini bir kez daha göstermektedir.



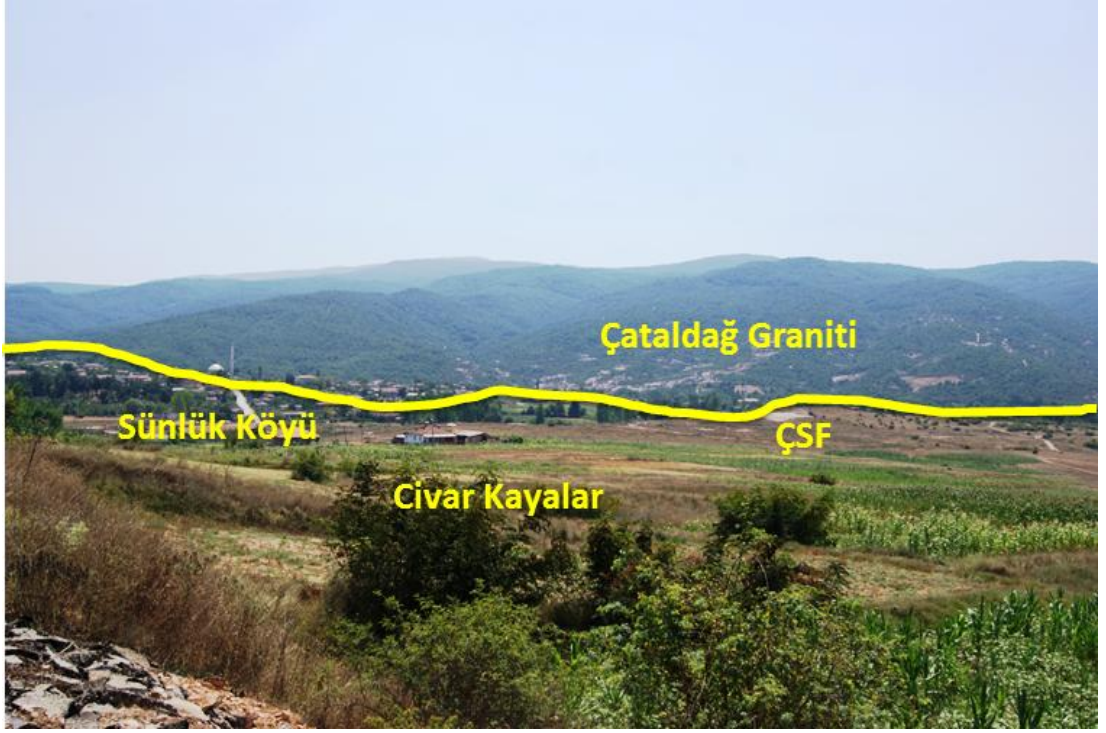
Şekil 4.20: Çataldağ granitinde gözlenen milonitik kayaların ince kesit fotoğrafı (Örnek No: OS 303, ÇN, 4x)



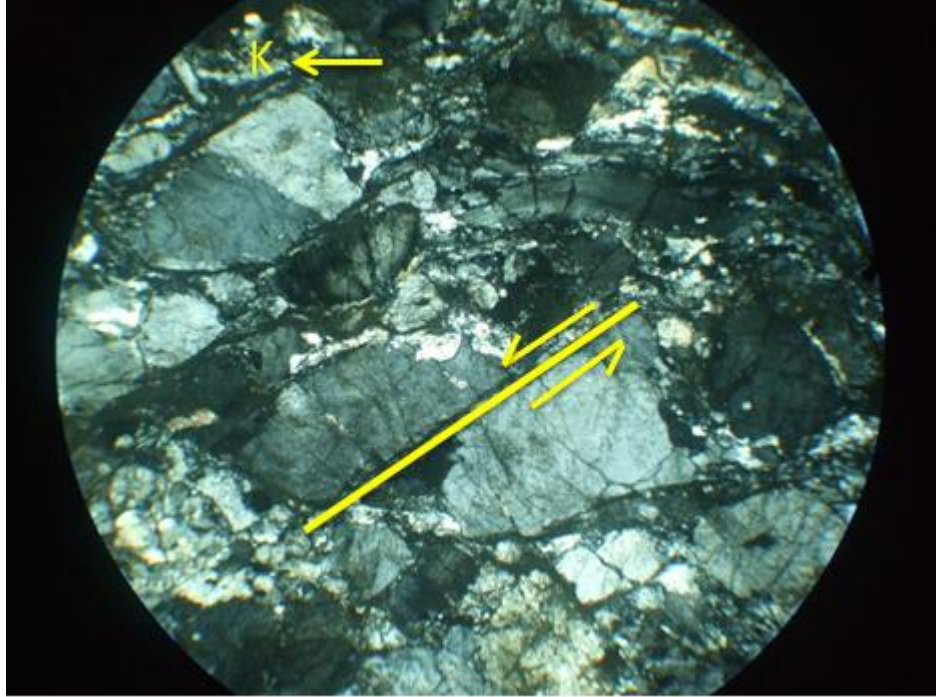
Şekil 4.21 : Çataldağ sıyrılma fayının (ÇSF) düzleminde gözlenen fay çizikleri



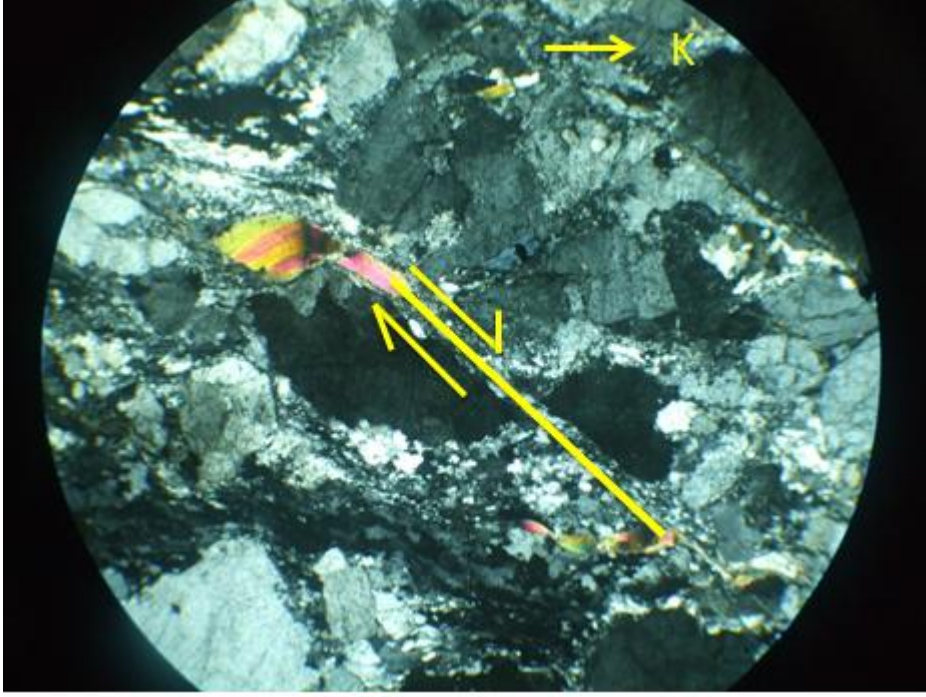
Şekil 4.22: Çataldağ sıyrılma fay düzleminin mostra görüntüsü (bakış yönü: kuzey)



Şekil 4.23 : Çataldağ sıyrılma fayının (ÇSF) sahip olduğu morfoloji (bakış yönü: güney)



Şekil 4.24: Çatlaklı yapısı ile kataklastik deformasyona maruz kalan K-feldispat porfiroklastının normal mikrofay tarafından kırılarak ötelenmesi, (Örnek no: OS-302, 4x)



Şekil 4.25: K-feldispat porfiroklastının normal mikrofay tarafından kırılarak ötelenmesi ve mikroçatlaklarda gözlenen rekristallize kuvarslar, (Örnek no: OS-302, 4x)

Sonuç olarak Çataldağ graniti iki farklı deformasyondan (sünek ve kırılğan) etkilenmiştir. Yapılan incelemeler Çataldağ granitinin 600°C’den başlayarak 250°C’nin altına inen sıcaklıklara kadar sürekli olarak deformasyona uğradığını göstermektedir. Daha yüksek sıcaklıklarda gelişen sünek deformasyonun kırılğan deformasyon tarafından üzerlendiği görülmektedir.

4.2 Örtü Kayalarının Yapısal Unsurları

4.2.1 Tabakalar

Çökel topluluğa ait tabakaların doğrultu ve eğim yönleri Ek-A’da sunulan jeoloji haritasında gösterilmektedir. Çökel topluluk genellikle yataya yakın (5-10° derece) tabakalar sunmaktadır fakat birimin normal faylar ile kesildiği yerlerde tabaka eğimleri yüksek açılı hale gelmekte, faya doğru eğimlenmekte ve bazen izlenemez hale gelmektedir. İnceleme alanında tezin ilgili kısımlarında da belirtildiği üzere tarlalar ve bitki örtüsü sebebi ile çökel topluluğa ait fazla sayıda mostra bulunmamaktadır. Yine de inceleme alanında yeralan mostralardan alınan ölçüler doğrultusunda çökel topluluğa ait “gül diyagramı (rose diagram)” oluşturulmuştur

(4.29). Bunun sonucunda çökel topluluğun inceleme alanında baskın olarak kuzeye eğimli olduğunu söylemek mümkündür.

4.2.2 Uyumsuzluklar

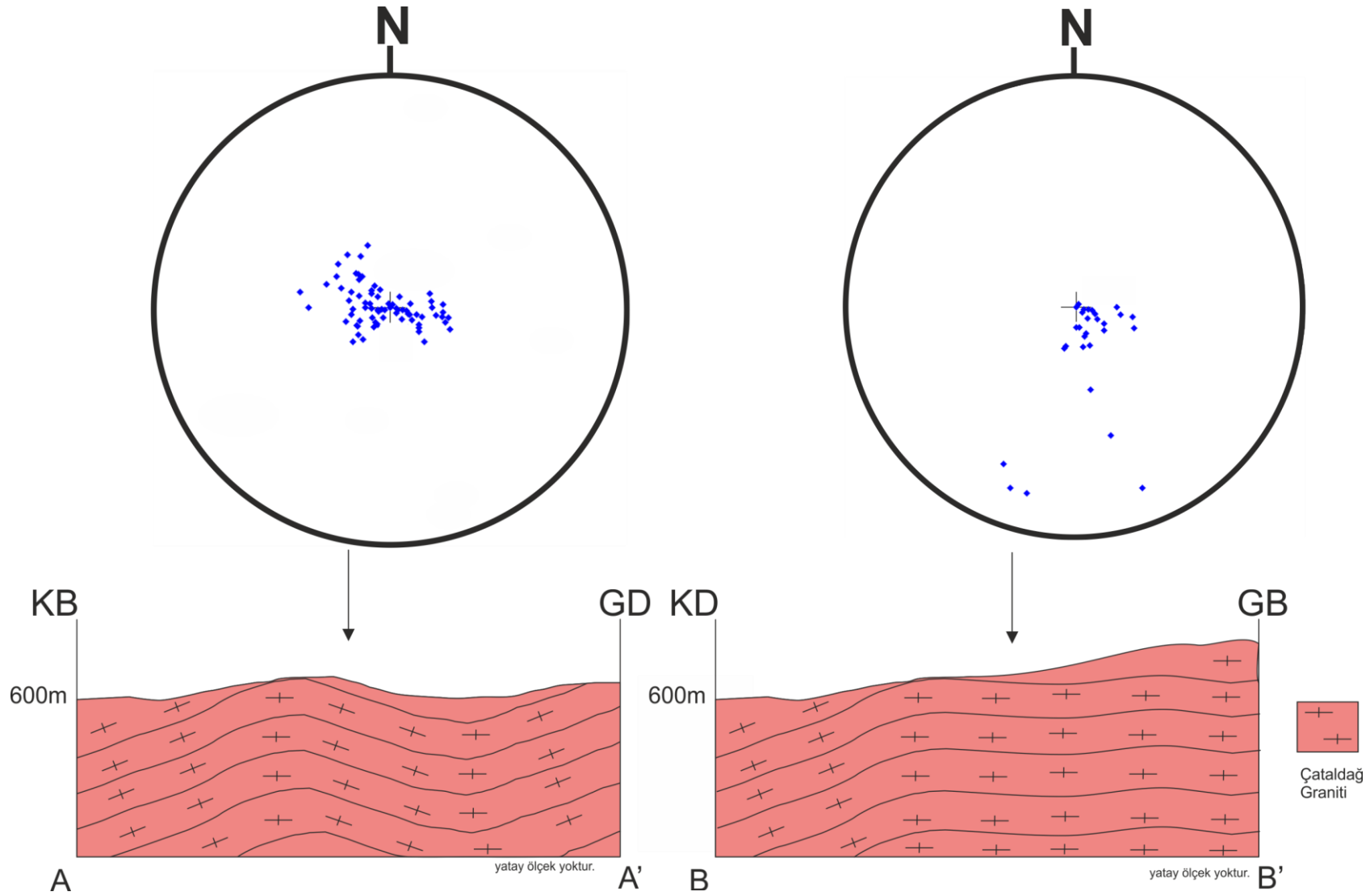
İnceleme alanında gözlenen uyumsuzluklar bu başlık altında tanıtılacaktır. Çalışma alanında 2 farklı uyumsuzluk saptanmıştır. Bunlardan bir tanesi çökel topluluk ile temel kayaları arasında bulunan D2 uyumsuzluğudur. Diğer ise alüvyon ile çökel topluluk arasındaki D1 uyumsuzluğudur.

Çökel topluluk Alt-orta Miyosen yaşlıdır ve inceleme alanında yeralan Paleozoik yaşlı temel kayalarını (Çataltepe mermeri, Kiraz metamorfiti, Bornova filizi ve Orhanlar grovağı) uyumsuzlukla örtmektedir.

Bölgenin en genç birimi olan alüvyon (Kuvaterner) ise inceleme alanında sadece çökel topluluk ile dokanak halindedir ve bu dokanak D1 uyumsuzluğunu oluşturmaktadır.

4.2.3 Alt-Orta Miyosen sonrası fayları

Bölgede Çataldağ granitini, temel kayaları ve Çökel topluluğu kesen irili ufaklı birçok fay tespit edilmiştir (Ek A). Fayların çökel topluluğu kesmesi, Alt-Orta Miyosen döneminden sonra geliştiğini yani genç bir deformasyonun ürünü olduğunu göstermektedir. Bu fayların büyük çoğunluğu normal fay özelliği göstermektedir. Bu faylardan bazılarının fay düzlemi gözlenebilmekte, diğer bazılarının varlığı ise milonitik zonlar yardımı ile tespit edilebilmektedir. Bölgede nispeten büyük sayılabilecek ve düzlemi rahatlıkla gözlenen faylardan biri inceleme alanının kuzeybatısında bulunan çökel topluluğu, Nilüfer birimini, Çataltepe mermerini ve Çataldağ granitini kesen KKB-GGD doğrultulu faydır (EKA). Bu fayın düzlemi rahatlıkla gözlenebilmiş olup fay düzleminin konumu K22B 55GB olarak saptanmıştır (Şekil 4.30). Yaklaşık K_G doğrultulu bu faylar Çataldağ sıyrılma fayını da kesmektedir.



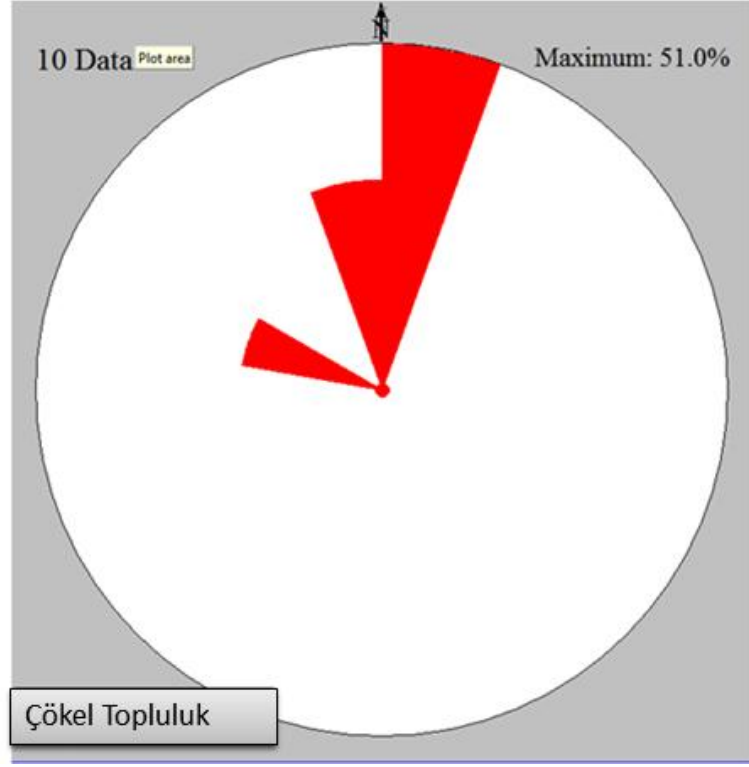
Şekil 4.26: Çataldağ granitine ait foliasyon ların değişimini gösteren en kesitler ve steografik iz düşümler (steografik iz düşümler alt yarım küreyi kullanarak yapılmıştır, kesit yönleri için bkzn.Şekil 4.6)



Şekil 4.27 : Çökel topluluğa ait tabakalar (bakış yönü: batı)



Şekil 4.28 : Çökel topluluğa ait yataya yakın tabakalar (bakış yönü: doğu)



Şekil 4.29: Çökel topluluğun tabaka ölçülerinin eğim yönlerine ait gül diyagramı



Şekil 4.30 : İnceleme alanının kuzeybatısında gözlenen fay düzlemi (bakış yönü: kuzey). Fay çizikleri, fayın oblik bileşeni olduğunu da göstermektedir.

5. JEOKİMYA

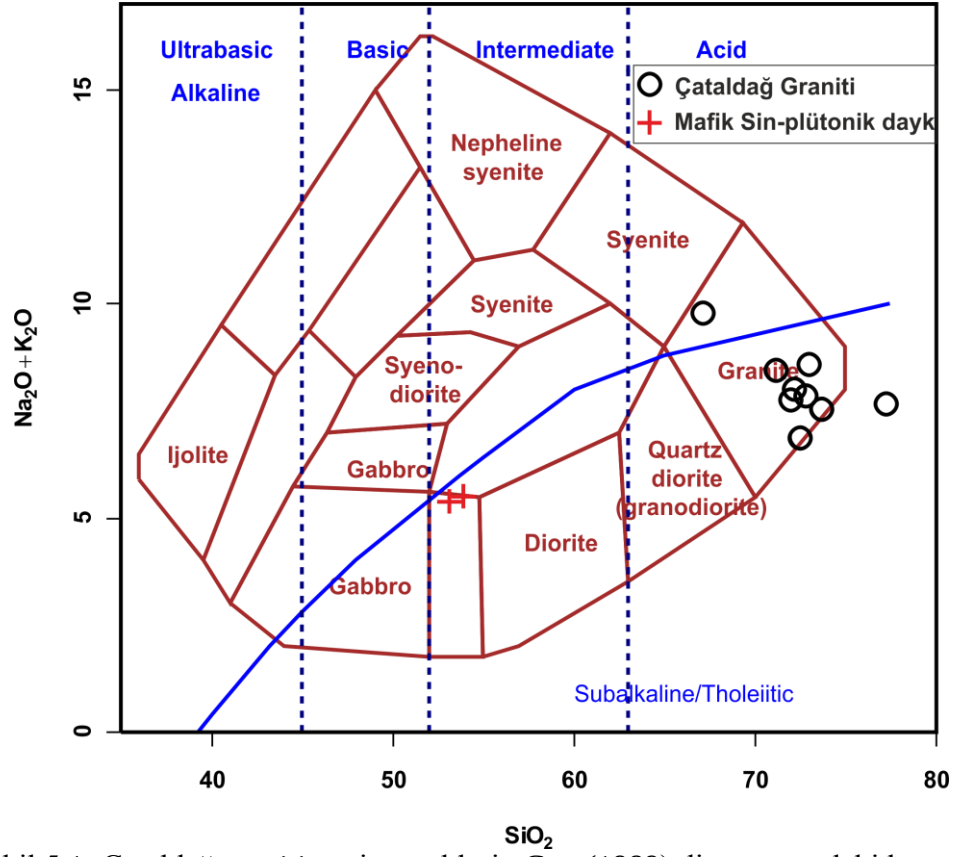
5.1. Ana ve İz Element Jeokimyası

Çataldağ granitini oluşturan kayaların jeokimyasal niteliklerini belirlemek ve Çataldağ granitini oluşturan magmanın köken ve evrimini anlamak amacıyla Çataldağ graniti ve mafik sin-plütonik dayklara ait toplam 11 örneğin ana-iz element ve 6 örneğin ise Sr-Nd izotop analizleri yapılmıştır.

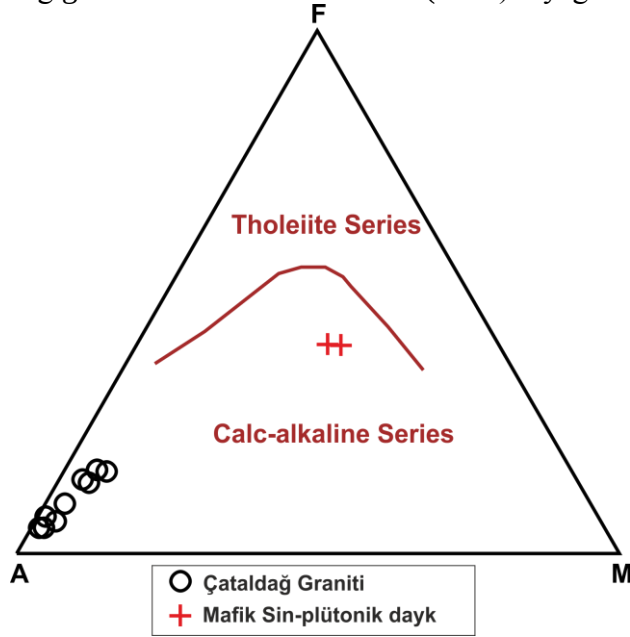
Çataldağ granitini oluşturan kayaların sınıflandırılması için örnekler önce SiO_2 'ye karşı $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Cox vd., 1989) diyagramına izdüşürülmüştür (Şekil 5.1.). Diyagramda granitik kaya örneklerinin hemen tümü granit alanına iz düşerken mafik sin-plütonik daylara ait 2 örnek gabro-diyorit sınırına iz düşmektedir. Bu sonuç saha ve petrografi gözlemleriyle uyumludur. Diyagrama ayrıca Irvine ve Baragar (1971) tarafından önerilen alkali-subalkali ayırım çizgiside eklenmiştir. Şekil 5.1' den görüleceği üzere tüm örnekler subalkalen alanında yoğunlaşmaktadır. 1 örnek ise subalkali-alkali ayırımı çizgisinin hemen üstünde yer alır. Subalkalen nitelikleri saptanan örneklerin aynı yazarlar tarafından önerilen AFM üçgen diyagramında, kalkalkalen bir yönelim sergiledikleri belirlenmiştir (Şekil 5.2.).

Örneklerin ASI indekslerine bakıldığında [ASI, alüminyum doygunluk indeksi= $\text{Molar Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$], Shand (1943) tarafından önerilen sınıflamada granitik örnekler peralüminyumlu (A/CNK: 1.05 – 1.2) özellik gösterirler (Şekil 5. 3). Aynı şekil üzerinde granit örneklerinin I-tipi ile S-tipi granit sınırına ve Batı Anadolu'daki temel kayalarının bileşimlerinin gösterildiği alanın yakınına iz düştüğü de görülmektedir.. Buna göre granitik örnekler S tipi ve I-S tipi geçiş bileşimleri sergilerler. Mafik dayk örnekleri ise Metaluminyumlu, I tipi alanına iz düşerler. Çataldağ granitine ait kayaların SiO_2 'e karşı ana oksitlerinin davranışlarını belirlemek amacı ile kullanılan Harker diyagramlarına bakıldığında artan SiO_2 ye karşı MgO , TiO_2 , CaO , FeO ve Al_2O_3 içeriklerinde azalma gözlenir (Şekil 5.4). Aynı

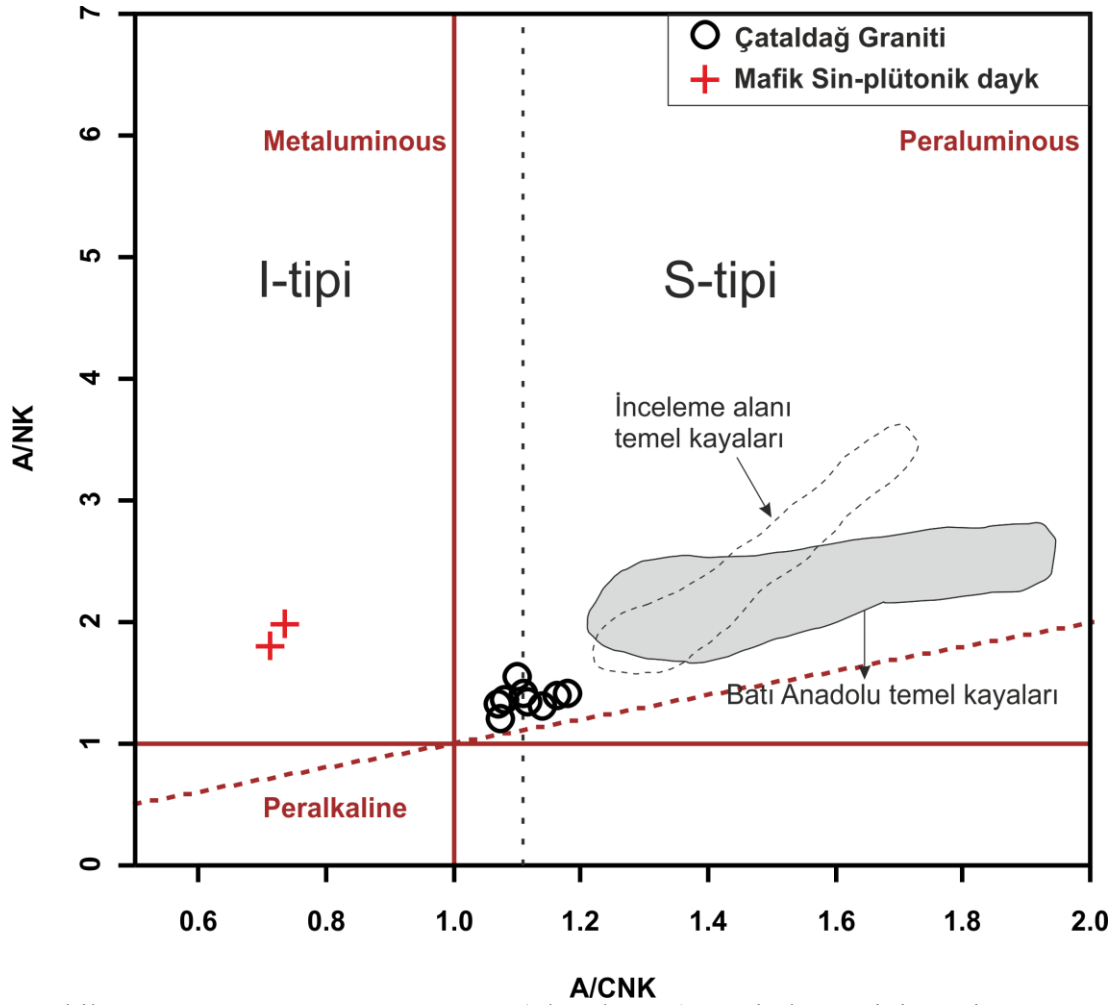
diyagramlarda mafik dayklar düşük SiO_2 , yüksek FeO , MgO , TiO_2 , CaO değerleri ile ayrı bir grup oluşturular.



Şekil 5.1: Çataldağ granitine ait örneklerin Cox (1989) diyagramındaki konumu



Şekil 5.2 Çataldağ granitine ait örneklerin AFM (Irvine ve Baragar, 1971) diyagramındaki konumları

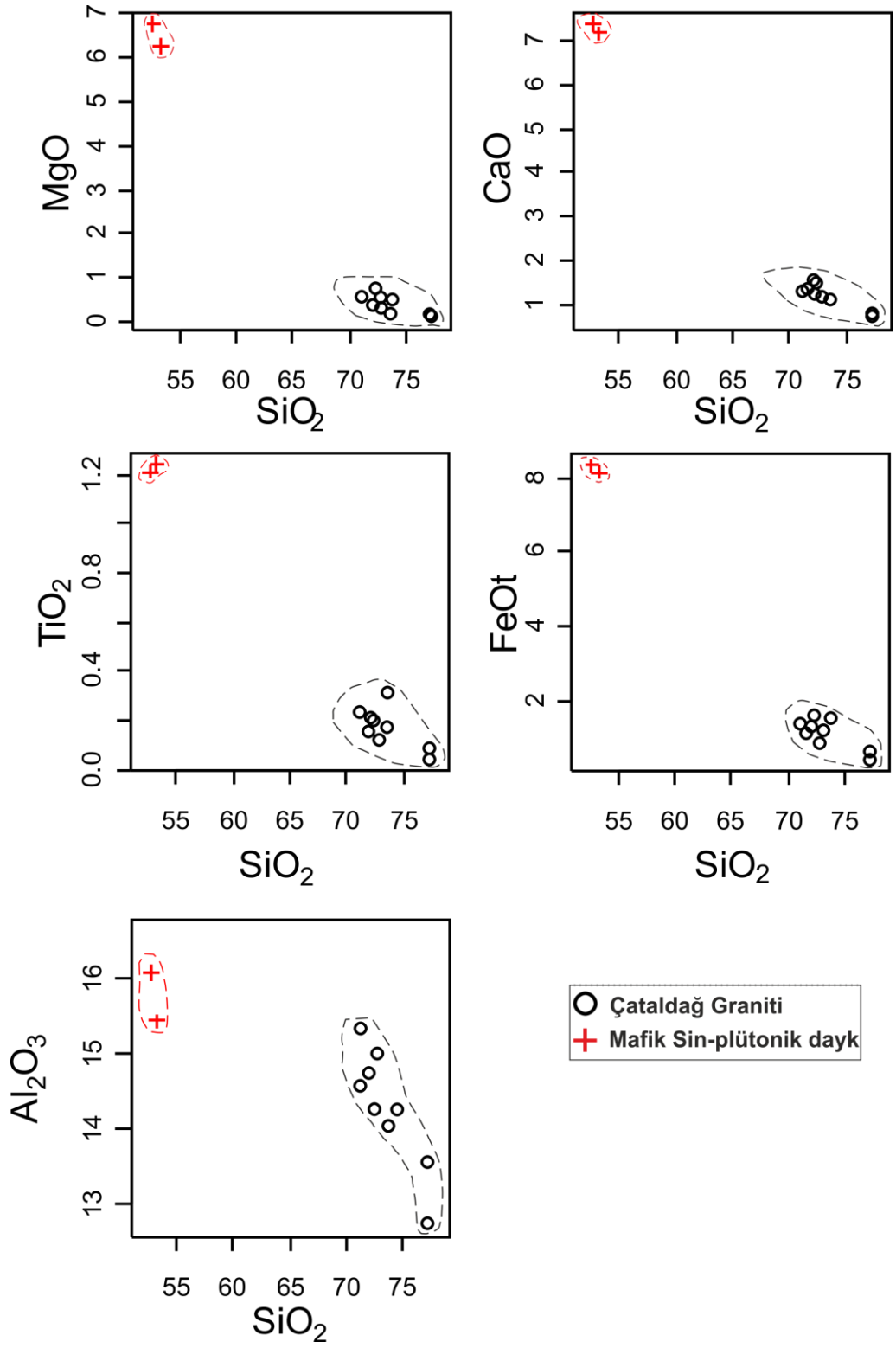


Şekil 5.3: A/CNK – A/NK diyagramı (Shand,1943) üzerinde I-S tipi granit ayrımı.
Batı Anadolu Temel Kayaları (Altunkaynak vd., 2012 ve oradaki referanslar)

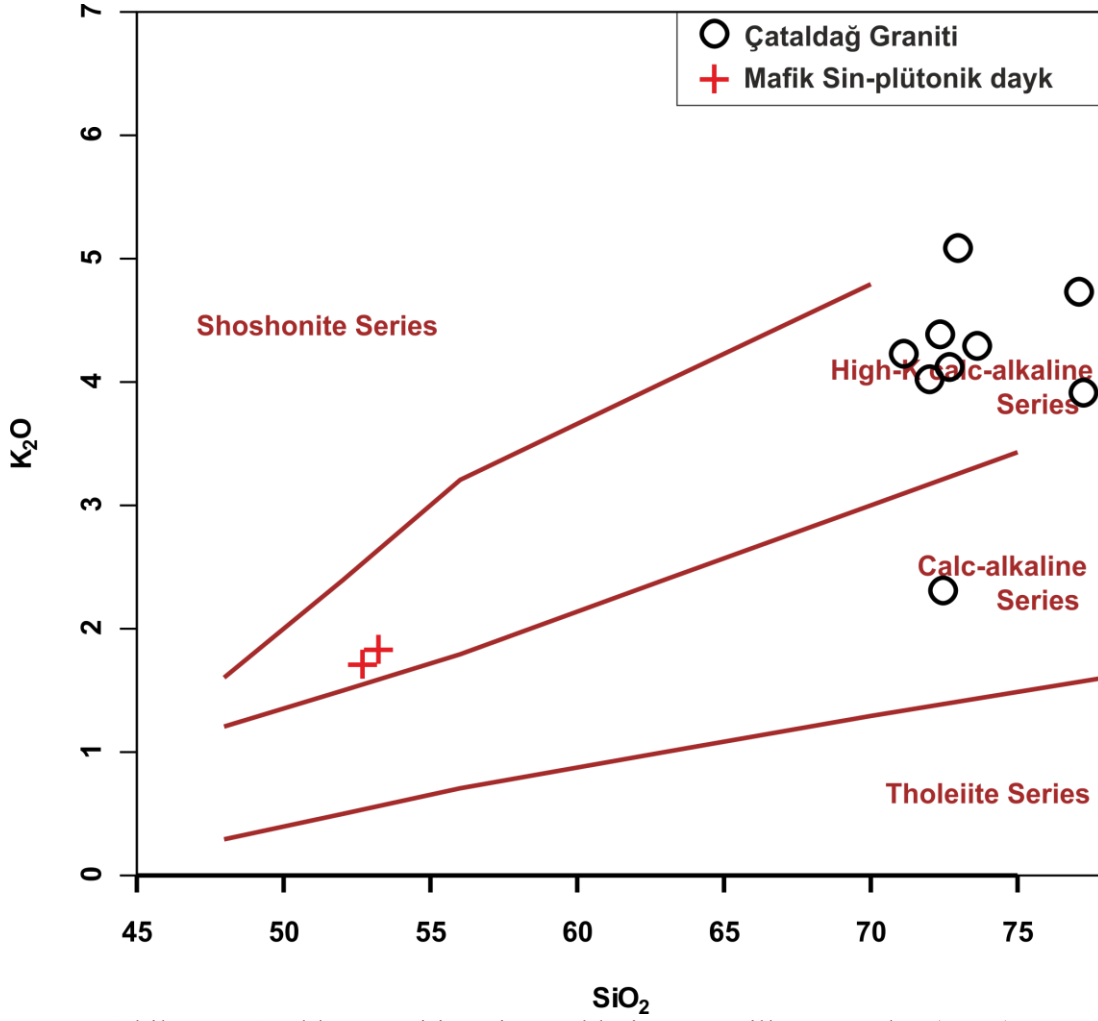
Örnekler silise karşı K_2O 'nun kullanıldığı Peccerillo ve Taylor (1976) diyagramına iz düşürüldüğünde 8 granit örneği ve mafik daykların yüksek potasyumlu (High-K) alanında yoğunlaştıkları görülmektedir (Şekil 5.5). 1 granit örneği ise normal kalk-alkali alanına iz düşmektedir.

N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramında (Şekil 5.6) magmatik kayaların sergiledikleri çoklu element dağılım örneklerine bakıldığında LILE elementlerde (K, Rb, Ba, Th, Sr) belirgin bir zenginleşme olduğu görülür. Buna bağlı olarak, bu kayalarda oldukça yüksek Ba/La_n , K/La_n ve Th/La_n oranları elde edilmektedir. Ti, Nb, Y ve Yb ise komşu oldukları LILE ve REE'lere göre fakirleşme göstermektedir.

Ayrıca Nb'dan La ve Ce elementlerine doğru belirgin bir artış gözlenir. Pb elementinde ise pozitif anomali gözlenir.



Şekil 5.4: Çataldağ granitine ait örneklerin harker diyagramları

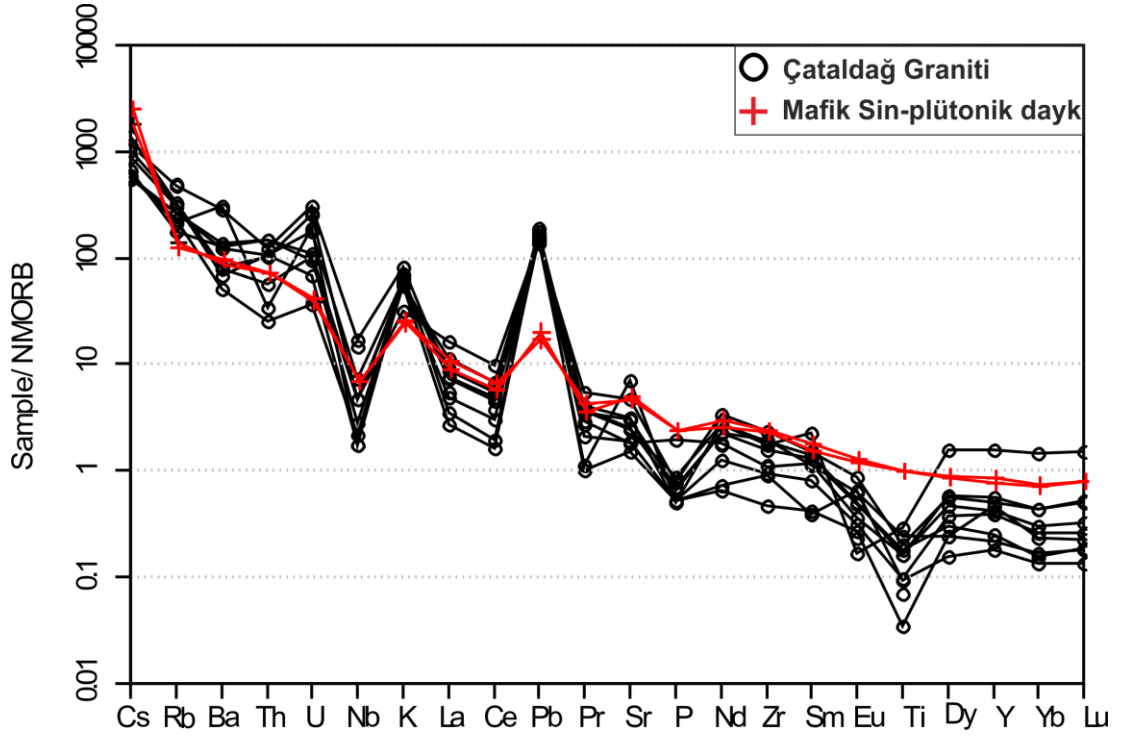


Şekil 5.5: Çataldağ granitine ait örneklerin Peccerillo ve Taylor (1976) diyagramındaki konumu.

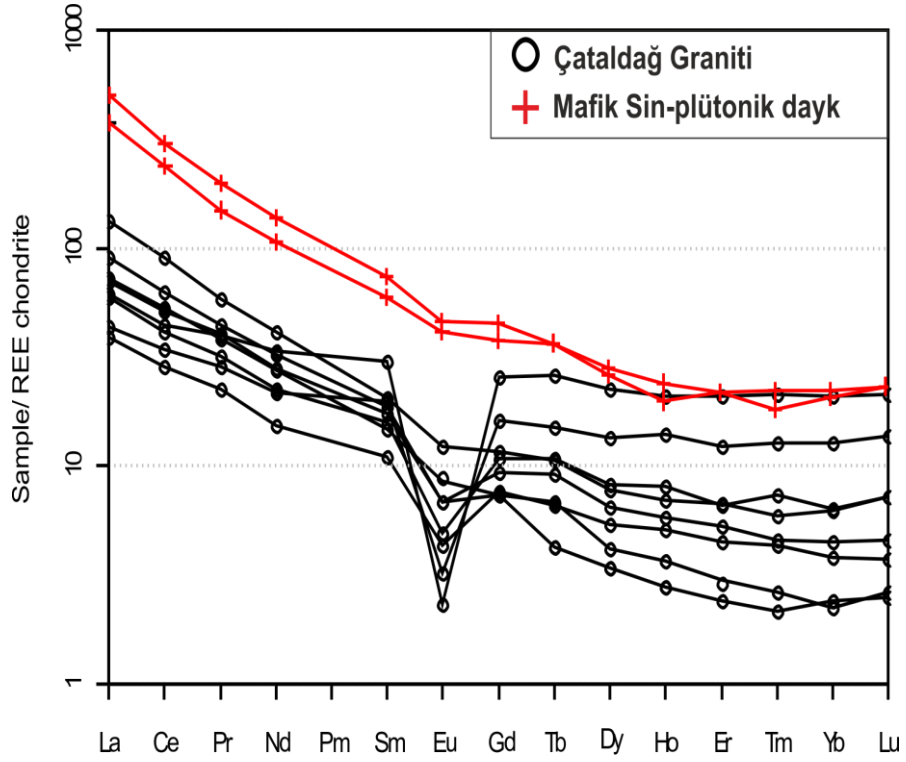
Çataldağ granitine ait örneklerin kondrite normalize edilmiş örümcek diyagramındaki (Şekil 5.7) dağılımlarına bakıldığında şu özelliklere sahip oldukları anlaşılmaktadır; LREE’lerde belirgin bir zenginleşme, MREE’lerde belirgin bir tüketilme vardır.. HREE’lerde ise, MREE’lere oranla zenginleşme söz konusudur. Örümcek diyagramdaki dağılım paternlerinde gözlenen diğer bir özellik de granitik örneklerin sergilediği negatif Eu anomalisinin varlığıdır. Bu negatif anomali plajioklas ayrımlaşmasına işaret etmektedir. Mafik sinplütonik dayklarda ise Eu anomali zayıftır yada gözlenmez.

5.2. İzotop Jeokimyası

Çataldağ granitine ait 7 örnek üzerinde $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ve $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop analizleri yapılmıştır. Örneklerin ilksel Sr-Nd izotop oranları Çataldağ granitine ait



Şekil 5.6: NMORB'a normalize edilmiş örümcek diyagramında Çataldağ granitine ait örneklerin element dağılım paternlerinin karşılaştırılması

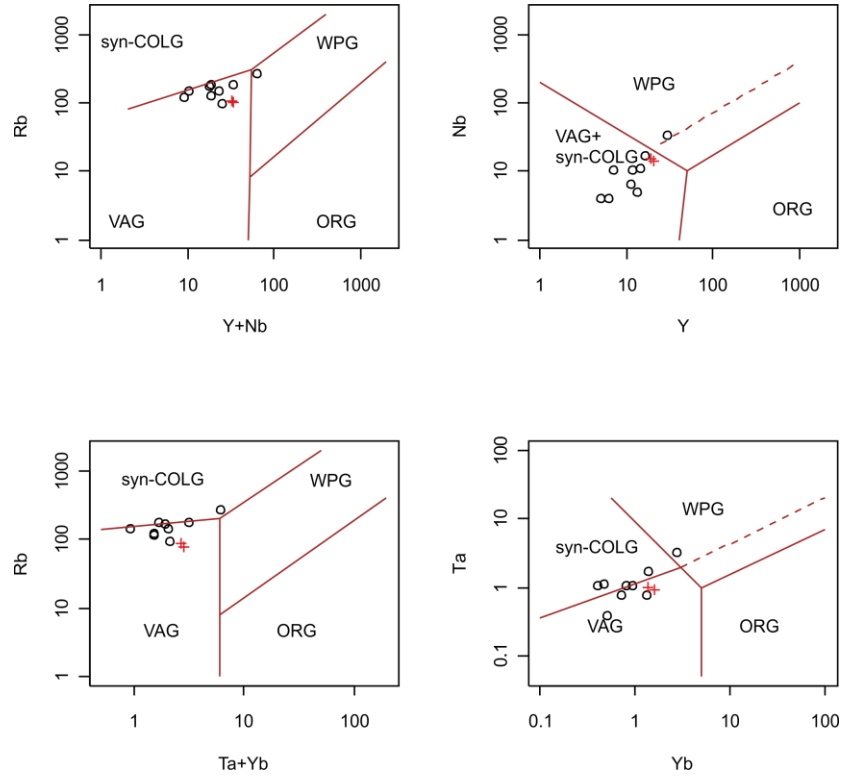


Şekil 5.7: Kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri dağılım örnekleri (normalleştirme değerleri Boynton 1984'den alınmıştır).

zirkonlardan elde edilen (ICPMS) yaşlara (ortalama 33 My) göre hesaplanmıştır (Kamacı ve Altunkaynak, yayınlanmamış veri). Buna göre Çataldağ graniti örneklerinin ilksel $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (33) değerleri 0.709378-0.710938, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (33) oranı 0.512240-0.512601 arasında değişmektedir. $\epsilon\text{Nd}(i)$ değerleri ise -6.9_-6.3 aralığında değişmektedir. Mafik sin-plütonik gabroik-diorit daykalarında ise ilksel $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (33) değerleri 0.705475-0.705631, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (33) oranı 0.512496-0.512601 arasında değişmektedir. $\epsilon\text{Nd}(i)$ değerleri ise 0.1_-1.9 aralığında değişmektedir.

5.3. Tetonomagmatik ayıraç diyagramları

Çataldağ granitinin oluştuğu tektonik ortamı belirlemek amacı ile Pearce vd. (1984) tarafından önerilen tektonik sınıflandırma diyagramları kullanılmıştır. Yazarlar iz elementlerin kullanıldığı bir grup diyagramla granitleri oluşum ortamlarına göre 4 ana gruba ayırmıştır. Bu ana gruplar, Okyanus sırtı granitoidleri (ORG), Volkanik yay granitoidleri (VAG), Levha içi granitoidleri (WPG), Çarpışma ürünü granitoidler (COLG)'dir. Çataldağ granitinin bu ana gruplardan hangisinde oluştuğunu saptamak amacı ile örnekler sırası ile Y+Nb-Rb, Ta+Yb-Rb, Nb-Y ve Ta-Yb diyagramlarına iz düşürülmüştür. Bu diyagramlarda 2 örnek haricindeki tüm örnekler VAG+SynCOLG alanlarında yada VAG-SynCOLG-WPG arasındaki sınırdaki yoğunlaşmıştır (Şekil 5.8). Bu üçlü sınırda kümelenmeler çarpışma sonrası (post collisional) magmatik topluluklarında yaygın olarak izlenen bir özelliktir.



Şekil 5.8: Çataldağ granitinin Y+Nb – Rb, Y-Nb, Ta+Yb – Rb, Yb-Ta diyagramları. (Syn-COLG:Çarpışma granitoidleri VAG:Volkanik ark granitoidi WPG: Plaka içi granitoidi ORG: Okyanusal sırt granitoidi)

6. PETROJENEZ

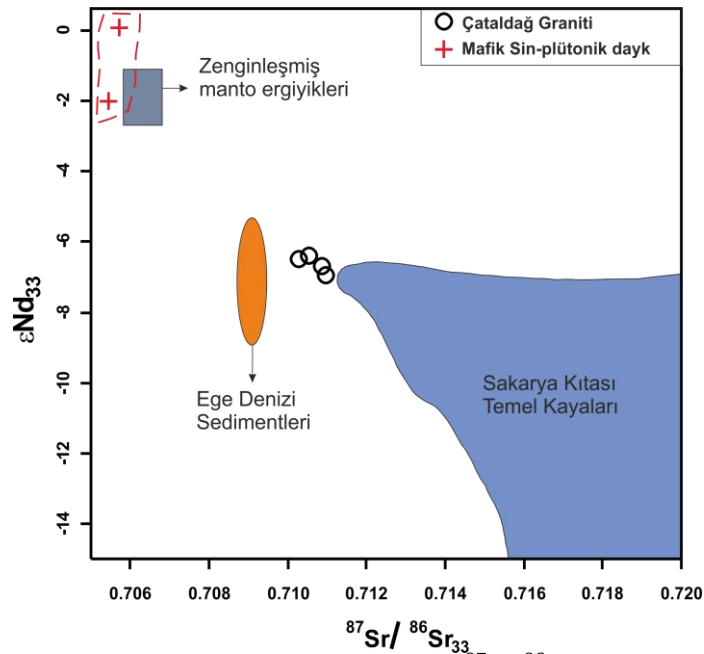
Çataldağ graniti kalkalkalen nitelikli ve yüksek potasyumlu granit bileşimli kayalardan oluşmaktadır. Granitik kayalar Harker diyagramlarında sistematik ve çizgisel değişimler sergilemektedir. İz element dağılımları ve elementler arası ilişkileri birbirine benzemektedir. Benzer izotop bileşimleri, harker ve örümcek diyagramlarından elde edilen verilerle birlikte değerlendirildiğinde analizi yapılan örneklerin ortak bir kökene sahip olduğu ve benzer evrim geçirdiği söylenebilir (Şekil 5.2, Şekil 5.6, Şekil 5.7).

Çataldağ granitine ait kayaların belirgin bir dalma-batma olayı ile ilişkili magmatizma (subduction-related) izleri taşıdıklarını görülmektedir. N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramda (Şekil 5.6). LILE elementlerde zenginleşme ve bunlara göre Nb, Y ve Yb'da gözlenen ani düşüş ve Pb, La, Ce'daki zenginleşmeler dalma-batma ve bununla ilişkili magmatizmanın işaretçileri olarak kabul edilmektedir. LILE elementlerdeki zenginleşme, dalan levhadan kaynaklanan akışkanlar veya eriyiklerin yukarı (dalan levhanın üstündeki manto kamasına doğru) taşınması ve manto kamasını metasomatize etmesinin bir sonucu olduğu belirtilmektedir (Pearce, 1982, McCulloch and Gamble, 1991; McDonough, 1991; Thirlwall et al., 1994; Pearce and Peate, 1995). HFS elementlerdeki fakirleşme ise, bu elementlerin dalan levhadaki mineral fazlarında tutulması ile gerçekleşmektedir (McDonough, 1991). Ancak bu özellikler yay magmatizması ile gelişebildiği gibi, kabuksal kirlenme ile de gelişebilmektedir (Maury vd., 1995 ve oradaki referanslar). Örneklerin yüksek Pb içerikleri (>20 ppm) ve yüksek Sr- düşük Nd izotop bileşimleri ikinci görüşün göz ardı edilemeyeceğine işaret etmektedir.

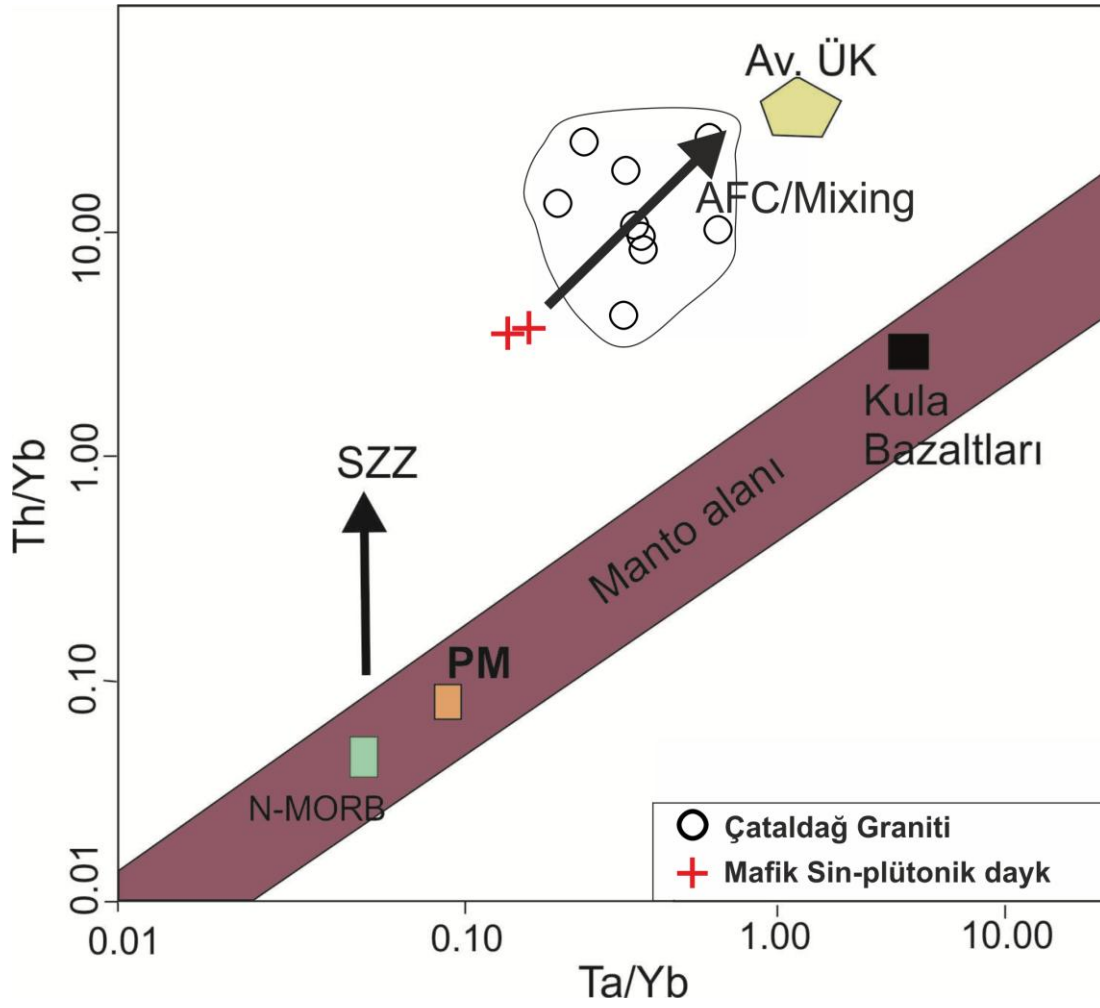
Şekil 5.10'dan elde edilen sonuçlar da bunu desteklemektedir. Ta/Yb ye karşı Th/Y'nin kullanıldığı diyagramda (Pearce 1983) tüm örnekler mafik dayklar ile

ortalama kabuk bileşimi arasında yoğunlaşmaktadır. Ancak örnekler belli sistematik bir dizilim göstermemektedir.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop değerleri volkanik yay granitoidlerinde 0.703-0.706 arasında değişirken, kıta kabuğundan türeyen granitoidlerde 0.710-0.720'dir. Bu duruma göre Çataldağ granitine ait örneklerin izotop değerleri (Sr/Sr : 0.709-0.711) kabuksal ergime ile oluşan granitlere benzerdir. $\epsilon\text{Nd}(i)$ 'a karşı $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerleri iz düşürüldüğünde 4 örneğin Sakarya kıtasına ait orta ve üst kabuk kayaları ile (Altunkaynak vd., 2012 ve oradaki referanslar) Ege denizi sedimentleri (Alther vd., 1988) arasında dizilim gösterdiği görülmektedir (Şekil 5.9). Bu durum granitlerin kabuksal bir kökene sahip olduğunun yada yüksek kabuk bileşenine sahip olduğunun göstergesi olarak kabul edilebilir. Bu sonuç örneklerin peralüminyumlu nitelikleri ile de uyumludur. Mafik sin-plütonik dayklar ise izotop değerleri açısından zenginleşmiş manto ergiyiklerine benzerlik sunmaktadır (Şekil 5.9). Her iki grubunda jeokimyasal özellikleri (Harker diyagramları ve izotop bileşimleri vs.) mafik dayk ve granitik kayaların tek bir magmadan evrimleşmeden ziyade eş yaşlı felsik ve mafik magmaların heterojen olarak karışması (Magma mingling) yada bimodal olarak gelişmiş olmalıdır.



Şekil 5.9: Çataldağ granitine ait örneklerin ϵNd_{33} vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{33}$ diyagramı sınıflaması (Ege denizi sedimentleri; Alther vd., 1988; Zenginleşmiş manto ergiyikleri: Yang vd., 2004; Sakarya kıtası temel kayaları: Altunkaynak vd., 2012 ve oradaki referanslar'dan alınmıştır).



Şekil 5.10: Çalışma alanından alınan örneklerin Ta/Yb-Th/Yb diyagramındaki konumu (Pearce 1983), Kula bazaltları: Aldanmaz vd., 2000, Alıcı vd. 2002; Av. ÜK: Ortalama Üst Kıta Kabuğu, Taylor ve McLennan (1985); N-MORB, Sun ve McDonough, 1989. SZZ: Dalma batma zonu zenginleşmesi, AFC: Asimilasyon ve eşlik eden fraksiyonel kristallenme.)

7. TARTIŞMA

KB Anadolu’da, geç Kretase-erken Tersiyer dönemi içerisinde NeoTetis okyanusunun kuzeye, Sakarya kıtasının altına doğru dalıp-batarak tüketilmesi ile güneydeki Anatolid-Torid platformu ile kuzeydeki Sakarya kıtası birbirleriyle çarpışmış ve literatürde “İzmir-Ankara suture zone” olarak bilinen kened kuşağını oluşturmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bu kıta-kıta çarpışmasının zamanı hakkında çok kesin veriler mevcut değildir. Ancak hem suture kuşağı birimleri hem de Sakarya kıtasına ait temel kayaları orta Eosen yaşlı çökel kayalar (Gebeler formasyonu, Akyürek ve Soysal, 1983; Başlamış formasyonu, Akdeniz, 1980) ile uyumsuz olarak örtülmüştür. Bu veri, kıta-kıta çarpışmasının en azından orta Eosen döneminden önce gelişmiş olduğunun bir göstergesidir.

Çataldağ graniti İzmir Ankara Suture Zonunun (IASZ) hemen kuzeyinde mostra verir ve gerek Sakarya kıtasına ait temel kayalarını gerekse suture zone birimlerinin içine yerleşmiştir (Akyüz ve Okay 1996). Çataldağ graniti üzerinde yapılan zirkon (LA-ICPMS) yaş verileri granitin yerleşme yaşının Alt Oligosen (32.1-33.5 My) olduğunu göstermektedir. (Kamacı ve Altunkaynak yayınlanmamış veri). Bu yaş verisi, bu tez çalışmasından elde edilen saha ve jeokimya verileri ile birlikte değerlendirildiğinde Çataldağ granitinin bölgeye Sakarya kıtası ve Torid-Anatolid platformunun çarpışmasının ardından yerleştiği yani çarpışma sonrası nitelikte olduğu anlaşılmaktadır.

Kuzeybatı Anadolu Çataldağ graniti ile mekansal ortaklıklar seğileyen Eosen ve Oligo-Miyosen yaşlı birçok plüton vardır. Bunların çoğunluğu kalkalkalen karakterde ve melez özelliktedir. İzotop içerikleri manto ile kabuk değerleri arasındadır. I tipi grantilerle temsil edilirler. Jeokimyasal olarak volkanik yay ve çarpışma sonrası magmatik topluluklarına benzer özellikler sergilerler (Bingöl vd, 1982, 1992; Güleç, 1991; Yılmaz, 1989, 1990; Aldanmaz vd., 2000; Yılmaz vd., 2001; Altunkaynak ve Dilek 2006, Altunkaynak vd., 2012 ve oradaki referanslar).

Bir çok araştırmacı, Batı Anadolu magmatik kayalarında gözlenen ve dalma-batma olayları ile ilişkilendirilebilen jeokimyasal özellikleri (LIL elementlerdeki zenginleşme ve Nb ve Ta'da fakirleşme gibi) göz önünde bulundurarak, bölge magmatizmasını yay magmatizması olarak değerlendirmiştir (Fytikas vd., 1984; Pe Piper ve Piper, 1989; Gülen 1990; Ercan, 1979; Delaloye ve Bingöl, 2000). Ancak, Batı Anadolu'nun jeolojisine bakıldığında Oligosen ve erken Miyosen döneminde aktif bir yayın varlığına işaret eden jeolojik verilere (ofiyolitik melanj gelişimi, yığışım prizması ya da mavi şist gelişimi gibi) rastlanmamaktadır. Bu nedenle incelenen örneklerde saptanan jeokimyasal özellikler daha önceki dalma batma olaylarının kayıtları olarak değerlendirilmelidir (Aldanmaz vd., 2000; Yılmaz vd., 2001). Ayrıca ilgili bölümde tartışıldığı gibi aynı özellikler kabuksal kirlenme ile de kazanılmaktadır.

Çataldağ graniti biyotit granit (I-S tipi geçiş), 2 mikalı (S tipi) granit ve migmatitik granitlerden oluşur. Çataldağ granitinin Alt Oligosende mesozonda (7-12 km) yerleştiğini düşündüren veriler vardır. Bunlar;

- Çataldağ graniti özellikle Kuzey alanlarda kenar zonlarına doğru migmatitik bir zon içerir ve konkordan bir yapı sergiler. Güney dokanağında (inceleme alanının dışında) ise temel kayalarının içine intrüzif olarak yerleşmiş, diskordan bir plüton özelliğindedir.
- Yer yer magmatik akma ve kıvrımlanma yapıları, Şileyren yapıları sergiler.
- Granitin kendi içinde sin plütonik mafik ve felsik dayklara rastlanır. Ancak temel kayaları içinde apofizlerine yada aplit, pegmatit dayklarına rastlanmaz.
- Kuzey alanlarda kontak metamorfizma gözlenmez (yada güney dokanağı boyunca çataldağ mermeri ile dokanakta olduğu için kontak metamorfizma minerallerine rastlanmamıştır). Metamorfik kaya ksenolitlerine rastlanmaz. Sadece güney alanda nadir metamorfik kaya ksenolitleri saptanmıştır.

Bu özellikleri ile Çataldağ graniti, KB Anadolu'da mostra veren orta Eosen ve Oligo_Miyosen yaşlı diğer I tipi, epizonal çarpışma sonrası granitlerden farklılıklar sunar. Çataldağ graniti yüksek potasyumlu kalkalkalen, peralüminyumlu niteliktedir. Sr-Nd izotop bileşimleri ve ana-iz element paternleri Çataldağ granitinin yüksek kabuk bileşeni içeren yada kabuksal ergime sonucu gelişen bir granit olduğunu

göstermektedir. İnceleme alanında Mafik mikrogranüler anklavlara (MMA) rastlanmamıştır. Ancak Çataldağ granitinin Sin-plütonik gabro-diyorit bileşimli mafik dayklarla birlikte bulunması Alt Oligosen döneminde kabuksal ergiyiklere eş yaşlı zenginleşmiş manto ergiyiklerinin de eşlik ettiğini ve mafik ve felsik magmaların heterojen olarak karışmış olabileceği ve/veya bimodal bir magmatizmanın varlığını düşündürmektedir. Bu veriler Çataldağ granitinin çarpışma sonrası (Post Collisional) magmatizmanın ürünü olduğunu desteklemektedir.

Batı Anadolu’da çarpışma sonrası gelişen magmatizmanın kökeni ve gelişimi değişik modellerle açıklamıştır. Bu modeller ve bunların bölgenin jeolojik ve magmatik evrimi ile uyumlu ve uyumsuz olan yanları aşağıda kısaca özetlenmiştir.

1) Batı Anadolu genç magmatizması tümüyle gerilme sistemi içinde gelişmiştir (Seyitoğlu ve Scott, 1991, 1992; Seyitoğlu vd., 1997). Bu model, K-G sıkışma rejimi içinde aşırı kalınlaşan kıta kabuğunun çökmesi (orogenic collapse) sonucunda geç Oligosen-Pliyosen magmatizmasının tümü ile gerilme sistemi içinde geliştiğini savunur. Oysa, KB Anadolu’da Eosenden itibaren başlayan magmatizma neredeyse kesiksiz bir şekilde orta Miyosene kadar devam etmiştir ve bu magmatizmanın ürünleri petrolojik olarak birbirlerine benzerler (Aldanmaz vd., 2000, Altunkaynak ve Dilek 2006, Altunkaynak ve Genç, 2008 ve oradaki referanslar). Bu nedenle, orojenik çökme modeli, Eosen-orta Miyosen aralığındaki magmatik ürünlerin petrolojik benzerliğini açıklayamamaktadır. Dahası orojenik çökme alanlarında yaygın olarak görülmesi beklenen astenosferik mantodan türemiş bazalt akıntılarının, Batı Anadolu’da çok sınırlı bir alan dışında (Kuvaterner yaşlı Kula bazaltları) izlenmemesi “Orojenik çökme” modelinin bölge magmatizmasını açıklamakta tek başına geçerli olamayacağına işaret etmektedir.

2) Magmatizma değişik dönemlerde farklı tektonik rejimler altında gelişmiştir.

Bu başlık altında toplanan modeller kendi içinde ikiye ayrılabilir;

a)K-G Sıkışma sistemi içinde kıta kabuğu kalınlaşması yolu ile magmatizma gelişimi. Magmatizma K-G sıkışma sistemi içinde gelişmiş, geç evrelerde sıkışma sisteminin K-G gerilme sistemine yerini bırakmasıyla yeni bir karaktere bürünerek sürmüştür (Şengör ve Yılmaz, 1981; Ercan vd., 1984, 1995; Yılmaz 1989, 1990; Savaşın ve

Güleç 1990; Güleç, 1991, Altunkaynak ve Yılmaz 1998, Genç ve Yılmaz 1998, Karacık ve Yılmaz 1998). Yılmaz (1989), Batı Anadolu genç magmatizmasının güçlü bir şekilde tektonizma ile kontrol edildiğini ve farklı tektonik rejimler altında farklı tür kaya topluluklarının geliştiğini belirtmiştir. Aynı çalışma, Batı Anadolu'da K-G yönlü sıkışmaya bağlı olarak gelişen ve kabuksal kısalma ve kalınlaşmanın geç Miyosen başlarına kadar sürdüğünü belirleyerek, kabuksal kalınlaşma sonucunda bölgede A-Tipi bir dalma-batmanın geliştiği modelini ortaya koymuştur. Modele göre, kıtasal bir makaslama zonuna karşılık gelen bu zonun, tüm litosferi keserek astenosfere kadar ulaştığı ve bunun sonucunda da H_2O , SiO_2 , K_2O , LIL elementler ve radyoaktif izotopların serbestlendiği belirtilmektedir. Bunun sonucunda ortaya çıkan akışkanlar mantoyu etkileyerek yersel olarak erimeye zorlamış ve melez nitelikli, farklı bileşimlerde volkanik kayaları oluşturmuştur. Magmatizmanın başlangıcında, kıtasal kısalmadan dolayı anatektik granitler oluşmuştur. Bununla aşmalı olarak melez nitelikli bir volkanizma başlamıştır. Bunu oluşturan magma mantoda derinlerde oluşmuş, kabukta yükselirken kıta kabuğu ile kirlenmiş ve melez bir nitelik kazanmıştır. Melez volkanizma geç Miyosende giderek sönümlenmiş ve yerini alkali bazaltik volkanizmaya bırakmıştır. Yılmaz (1989, 1990)'a göre alkali bazaltik volkanizma bölgedeki K-G sıkışma sisteminin K-G gerilme sistemine değişmesi sonucunda gelişmiştir. Bunlar başlangıçta melez andezitlere benzemekte, daha sonra ise rift-tipi bazaltlarla temsil edilen normal manto bileşimli volkaniklerle temsil edilmektedir. Bu model, Eosen-erken Miyosen kayalarını oluşturan magmanın manto ve kabuk bileşenlerine sahip melez niteliğini açıklayabilmektedir. Ancak deneysel çalışmalar, kabuk kalınlaşması ve kıtasal makaslama zonlarına bağlı olarak gelişebilecek olan magmatizmanın küçük ölçekli olacağını, şiddetli ve yaygın bir magmatizma geliştiremeyeceğini göstermektedir (Petford ve Gallagher 2001; Rushmer, 1993 ve oradaki referanslar). Bu nedenle, bu model batı Anadolu'da geniş alanlar kaplayan, şiddetli ve yaygın geç Oligosen-erken Miyosen magmatizmasını oluşturabilmek için tek başına yeterli değildir.

b) Dilim kopması (Slab break-off), kıtasal litosferin kopması (lithospheric delamination) yada litosferik mantonun termal erozyona uğratılarak giderilmesi (convective removal) ile magmatizma gelişimi (Aldanmaz vd., 2000, Köprübaşı ve Aldanmaz 2004, Altunkaynak ve Dilek, 2006, Altunkaynak 2007, Altunkaynak ve

Genç, 2008, Boztuğ vd., 2009, Altunkaynak vd., 2012). Batı Anadolu'da Sakarya kıtası ve Anatolid-Torid platformunun çarpışmasının hemen ardından, dilim kopması nedeniyle magmatizma gelişimi KB Anadolu'daki Eosen granitoidleri (Köprübaşı ve Aldanmaz, 2004; Altunkaynak, 2007) ve Çataldağ granitini de kapsayan Oligo-Miyosen yaşlı granitlerin (Boztuğ vd., 2009) gelişimi için önerilen bir modeldir. Bu model, dalan okyanusal dilimin kopması ile boşaltılan hacimin yükselen sıcak astenosfer tarafından işgal edilmesi ve buna bağlı olarak daha önceki dalma-batma olayları ile metasomatize olmuş kıtasal litosferik mantonun ve kabuğun yükselen sıcak astenosfer tarafından kısmi ergimeye uğratılması esasına dayanır (Davis ve Blackenburg, 1995). Dilim kopmasına bağlı magmatizma gelişiminin en önemli işaretçilerinden biri, gelişen magmatizmanın kısa süreli (10-15 My.) olması ve dar, ancak uzun mesafelerde izlenebilen çizgisel gidişli bir magmatik kuşak oluşturabilmesidir. Bu model, gerçekte İzmir-Ankara kenet zonunun kuzeyinde az-çok D-B gidişli bir magmatik kuşak oluşturan Eosen magmatizmasını ve magmatizmanın tabiatını açıklayabilmektedir (Altunkaynak, 2007). Ancak, kenet kuşağının hem kuzeyi hem de güneyinde yaygın olan geç Oligosen-erken Miyosen magmatizmasının dağılımını açıklayamamaktadır. Bu nedenle "dilim kopması" modeli Eosen magmatizması için geçerli olsada, Batı Anadolu Tersiyer magmatizmasını tek başına açıklamaya yeterli değildir.

Kıtasal litosferin tabanının kopup astenosfere gömülmesi (lithospheric delamination; Aldanmaz vd., 2000) yada kalınlaşan litosferik mantonun termal erozyonla giderilmesi (convective removal of lithosphere) modelleri güncel literatürde geç Oligosen-erken Miyosen magmatizması için önerilen popüler modellerdir (Altunkaynak vd., 2010, 2012). Bu modellerde, magmatizma kıtasal litosferin tabanının sıyrılıp koparak yada termal erozyona mağruz kalarak astenosfere gömülmesi ve bunun sonucunda yükselen sıcak astenosferin kıta kabuğunu yada litosferik mantoyu ergitmesine bağlanmıştır. Her iki mekanizma ile de dilim kopması modelinde olduğu gibi, manto ve kabuk bileşenlerine sahip melez nitelikli magmalar yada bimodal magmatizma gelişebilmektedir (Bird, 1979; England ve Houseman, 1989; Molnar vd., 1993; Houseman ve Molnar, 1997; Aldanmaz, 2000; Keskin 2003; Şengör vd., 2003; Altunkaynak vd., 2010, 2012). Litosferin tabanının kopması yada termal olarak giderilmesi modelleri geniş ölçekli bölgesel bir gerilme ve kabuksal

yükselme (uplift) oluşturmaktadır (Bird,1979; England ve Houseman, 1989; Molnar vd., 1993). Ancak, Eosen magmatizmasının neden sadece kuzey alanlarda, kenet zonuna az çok paralel D-B gidişli bir kuşak oluşturduğunu tek başına açıklayamamaktadır.

Güncel literatürde,. Geç Oligosen-geç Miyosende kabuksal kirlenme giderek azalmakta ve manto katkısı giderek artmakta, Pliyosen ve sonrasında ise astenosferik ergiyikleri temsil eden alkali bazaltlar egemen olmaktadır (Güleç 2001, Aldanmaz vd., 2000, Yılmaz vd., 2001 ve oradaki referanslar). Magmatizmanın doğasındaki bu değişiklik zaman içinde giderek artan sıcak astenosferik yükselimin işaretçisidir. Yukarıdaki paragraflarda tartışıldığı gibi Batı Anadolu çarpışma sonrası magmatizmanın gelişim nedenini açıklamak için öne sürülen tüm modeller magmatizmanın jeokimyasal tabiatını açıklayabilsede, Eosenden orta Miyosene kadar devam eden uzun süreli magmatizmanın zaman ve mekandaki yayılımını hiç birisi tek başına açıklayamamaktadır.

Bu çalışmada incelenen alanında sadece Alt Oligosen yaşlı Çataldağ granitinin yer alması Oligosen öncesi ve sonrası dönemler için yaklaşımlar yapılabilmesini olanaklı kılmamaktadır. Ancak, inceleme alanından elde edilen bazı kritik veriler ve bölgesel korelasyonlar (magmatizmanın oluşum zamanı ve jeokimyasal özellikleri) aşağıdaki sonuca ulaşılmasına yardımcı olmuştur. Bu verileri şöyle özetlenebilir.; İnceleme alanında manto kökenli mafik dayklar ve kabuk kökenli 2 mikalı, “S-tipi” granitler zamansal ve mekansal ortaklıklar sergilemektedir. İnceleme alanında olduğu gibi eş yaşlı manto ve kabuk kökenli magmatik kayaların aynı alanda bir arada bulunması kıtasal gerilmeli alanlarda sıkça görülen bir özelliktir. Bu nedenle Oligosen (ve sonrasındaki) magmatizmasının “kıtasal litosferin tabanının kopup astenosfere gömülmesi (lithospheric delamination; Aldanmaz vd., 2000)” yada “kalınlaşan litosferin termal erozyonla giderilmesi (convective removal of lithosphere)” mekanizmaları ile gelişmiş olabileceği düşünülmektedir. Her iki mekanizma da bölgesel bir gerilme ve kabuksal yükselme (uplift) oluşturmaktadır.

İnceleme alanında yapılan yapısal analizler, bölgede Geç Oligosen- Erken Miyosen döneminde genişlemeli rejimin ilerleyerek devam ettiğini düşündürecek veriler sunmaktadır. Çataldağ granitinde gözlenen mikro ve mezo yapılar Çataldağ

granitinin birden fazla evrede deformasyon geçirdiğini ve makaslama kuvvetlerinin etkisi altında kaldığını göstermektedir. Yüksek sıcaklık koşullarında başlayan deformasyon (600-250 °C) daha geç evrede çok daha sık ve düşük sıcaklıklı (<250 °C) kırılma deformasyonla üzerlenmiştir. Tüm bu veriler Çataldağ granitinin (yerleşimi ?) ve yüzeylenmesi aşamalarında sıyrılma fayları (ÇSF) ve ilişkili makaslama kuvvetlerinin etkin olduğunu düşündürmektedir.

Kamacı ve Altunkaynak, 2011 çalışmalarında Çataldağ granitinde bulunan deforme biyotit ve muskovit minerallerinden Ar/Ar yaşlandırması ile 20-22 My yaşlar elde etmişlerdir. Bu Ar/Ar yaş verileri petrografik ve mikroyapısal çalışmalar ve aynı granitten elde edilen zirkon LA_ICPMS yaşları (33 My) ile birlikte değerlendirildiğinde Çataldağ granitinin deformasyon yaşını veriyor olmalıdır. Bu veri gerilmeli rejimin bir ürünü olan ve Çataldağ granitinin deformasyonunun başlıca sebebi olduğu saptanan ÇSF'nin 20-22 My (Erken Miyosen) sene önce çalıştığını yani bölgenin Erken Miyosen döneminde gerilmekte olduğuna işaret etmektedir.

Buna göre Çataldağ graniti Kazdağ masifininin bir çekirdek kompleksi olarak yükselme evresi (24 My; Okay ve Satır, 2000) ile Uludağ masifinin hızla yükselmesi (20-21 My; Okay vd., 2008) ile üzerlenen bir dönemde KB Anadolu'nun gerilme evrimi içerisinde yükselmiş ve yüzeylenmiştir.

KAYNAKLAR

- AKYÜZ H.S., Okay A.I., A section across a Tethyan suture. *International Geology Review*, v.38, 405-418, (1996).
- ALTUNKAYNAK Ş., Collision-driven slab breakoff magmatism in northwestern Anatolia, Turkey, *Journal of Geology*, 115, 63-82, (2007).
- ALTUNKAYNAK Ş., Yılmaz Y., The Kozak magmatic complex; western Anatolia, *Journ. Volcan. Geothr. Res.*, 85/1-4, 211-31, (1998).
- ALTUNKAYNAK Ş., Yılmaz Y., The Kozak Pluton and its emplacement. *Geological Journal*. 34, 257-74, (1999).
- ALTUNKAYNAK, Ş., Dilek, Y., Timing and nature of post collisional volcanism in Western Anatolia and Geodynamic Implications, *Geological Society of America Special Paper, Post-Collisional Tectonics and Magmatism of the Eastern Mediterranean Region*, ed. Dilek Y., Pavlides S., v. 409, (1989), pp:321-51.
- ALTUNKAYNAK Ş., Dilek Y., Genc Ş.C., Sunal G., Gertisser R., Furnes H., Foland K.A., Yang J., Spatial, temporal and geochemical evolution of Oligo-Miocene granitoid magmatism in western Anatolia, Turkey, *Gondwana Res.*, (2011),
- AUGUSTITHIS S.S., Atlas of the textural patterns of granites, gneisses and associated rocks, Amsterdam-London-New York, (1973). Pp: 378.
- BİNGÖL E., Delaloye M., Ataman G., Granitic intrusion in Western Anatolia; a contribution to the geodynamic study of this area, *Eclo. Geol. Helv.*, 75/2, 437-46, (1982).
- BOYNTON W.V., Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies, *Rare Earth Element Geochemistry*, ed: Henderson P., Elsevier, Amsterdam, (1984). pp: 63-114
- BOZTUĞ D., Harlavan Y., Jonckheere R, Can I, Sarı R., Geochemistry and K-Ar cooling ages of the Ilica, Cataldag (Balıkesir) and Kozak (Izmir) granitoids, west Anatolia, Turkey, *Geol. J.* 44, 79–103, (2009).
- BÜRKÜT Y., Kuzeybatı Anadolu’da yer alan plutonların mukayeseli jenetik etüdü, İTÜ Maden Fakültesi Yayını, 272, (1966).
- COX K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J., The interpretation of igneous rocks, London, Allen and Unwin, (1989). Pp:450.

- COX K.G., Hawkesworth C.J., Geochemical stratigraphy of the Deccan Traps, at Mahabaleshwar, Western Ghats, India, with implications for open system magmatic processes, *J. Petrol.*, 26, 77-355, (1985).
- DELALOYE M., Bingöl E., Granitoids from western and northwestern Anatolia: Geochemistry and modelling of Geodynamic evolution, *Int. Geol. Rev.*, 42, 241-68, (2000).
- DIDIER, J., Barbarin, B., Enclaves and granite petrology, *Developments in Petrology*, 13, Elsevier, Amsterdam, (1991). Pp: 625.
- ERCAN T., Satir M., Steinitz G., Dora A., Sarifakioglu E., Adis C., Walter H-J., Yildirim T., Biga yarimadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan adalarındaki (KB Anadolu) Tersiyer volkanizmasının özellikleri, *MTA Dergisi*, 117, 55-86, (1995).
- ERCAN T., Satır M., Kreuzer H., Türkecan A., Günay E., Çevikbaş A., Ateş M., Can B., Batı Anadolu Senozoyik volkanitlerine ait yeni kimyasal, izotopik ve radyometrik verilerin yorumu, *TJK Bülteni*, 28, 121-36, (1985).
- ERCAN T., Ergül E., Akçören F., Çetin A., Granit S., Asutay J., Balıkesir-Bandırma arasının jeolojisi, Tersiyer volkanizmasının petrolojisi, *MTA Derg.* 110, 113-30, (1990).
- ERDAĞ A., Balıkesir Çataldağ granodiyoritinin (güney alanı) jeolojisi ve petrolojisi, *İst. Ün. Fen Fak. Yay.*, 3, 72, (1980).
- ERGÜL E., Gözler M.Z., Akçören F., Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi; Balıkesir-F6 paftası, *MTA Genel Müdürlüğü*, Ankara, (1986).
- GÜLEÇ N., Crust-mantle interaction in western Turkey: implications from Sr and Nd isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanics, *Geol. Mag.* 123, 417-35, (1991).
- HARRIS, N. B. W.; Pearce, J. A.; and Tindle, A. G., Geochemical characteristics of collision-zone magmatism, *Collision Tectonics*, eds: Coward M. P., Reis A. C., *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, (1986). pp:6781.
- HARRIS N.B.W., Kelley S., Okay A.I., Post-collision magmatism and tectonics in northwest Anatolia, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117, 241-52, (1994).
- HIBBARD, M.J., Textural Anatomy of Twelve Magma-Mixed Granitic Systems, Enclaves and Granite Petrology, eds: Didier, J. and B. Barbarin, Elsevier, Amsterdam (*Dev Petrol* 13), (1991). pp: 431-44.
- HIBBARD, M.J., Petrography to Petrogenesis, Prentice Hall, (1995).
- HIGGINS, M.W., "Cataclastic Rocks". Geological Survey Professional Paper, Vol. 687, (1971).
- IRVINE T.N., Baragar W.R.A., A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523-48, (1971).

- JESSELL M.W., Grain-boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite, *J Struct Geol*, 9, 1007–1014, (1987).
- KAMACI O., Altunkaynak S., Çataldağ Plütonik Kompleksi: Sıyrılma Fayları ve İlişkili Makaslama Zonlarının Granit Yerleşimi Üzerindeki Rolü, Türkiye Jeoloji Kurultayı, 2011.
- KAYA O., Weidmann J., Kozur H., Preliminary Report on the stratigraphy, age and structure of the so-called Late Paleozoic and/or Triassic melange on Suture Zone Complex of Northwestern and Western Anatolia, *Yerbilimler*, 13, 1-16, (1980).
- KRETZ R., On the spatial distribution of crystals in rocks, *Lithos*, 2, 39–65, (1969).
- KRUHL J.H., Reply: prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer, *J. Metamorph Petrol*, 16, 142–46, (1998).
- LE BAS M.J., Le maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin, B., A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram, *Journal of Petrology*, 27, 745-750, (1986).
- MC CULLOCH M.T., Gamble J.A., Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 102, 358-74, (1991).
- MC DONOUGH W.F., Partial melting of subducted oceanic crust and isolation of its residual eclogitic lithology, *Phil. Trans. R. Soc. London.*, 335 A, 407-18, (1991).
- MCKENZIE D., Yilmaz Y., Deformation and volcanism in Western Turkey and the Aegean, *Bulletin of the Technical Univ. of Istanbul* 44, 345-73, (1991).
- MEHNERT, K.R., Migmatites and the origin of granitic rocks, Elsevier Publ., Amsterdam, (1968).
- MIDDLEMOST, E. A. K., *Magma and Magmatic Rocks. An Introduction to Igneous Petrology.* London, (1985).
- OKAY A.İ., Siyako M., Bürkan K.A., Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi, *TPJD Bülteni*, c. 2/1, 83-121, (1990).
- OKAY A.İ., Siyako M., İzmir Balıkesir arasında İzmir-Ankara Neo-Tetis kenedinin yeni konumu. Anadolu ve çevre bölgelerin tektoniği ve hidrokarbon potansiyeli, ed: Turgut S., Ozan Sungurlu Simpozyumu, Tebliğler, Ankara, (1993). pp:333-55.
- OKAY, A.I. & Monié, P., Early Mesozoic subduction in the Eastern Mediterranean: Evidence from Triassic eclogite in northwest Turkey. *Geology*, 25, 595-598. (1997).
- OKAY, A.I. & Altınır, D., , A condensed Mesozoic section in the Bornova Flysch Zone: A fragment of the Anatolide-Tauride carbonate platform. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16, 257-279., (2007).

- OKAY, A.I., Satır, M., Zattin, M., Cavazza, W. & Topuz, G., , An Oligocene ductile strike-slip shear zone: Uludağ Massif, northwest Turkey – implications for the escape tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, 120, 893–911, doi: 10.1130/B26229.1, (2008).
- ORHAN A., Mutlu H., Fallick A.E., Fluid infiltration effects on stable isotope systematics of the Susurluk skarn deposit, NW Turkey, 40, 550-568, (2011).
- PASSCHIER, C.W., Trouw, R.A.J., *Microtectonics*, Springer-Verlag, Berlin, (1996).
- PATINO DOUCE A.E., Effects of pressure and H₂O content on the compositions of primary crustal melts, *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 87, 11–21., (1996).
- PATINO DOUCE A.E., McCarthy T.C., Melting of crustal rocks during continental collision and subduction, *When continents collide: geodynamics and geochemistry of ultrahigh-pressure rocks*, eds: Hacker B.R., Liou J.G., Kluwer, Dordrecht, (1998). pp: 27-55.
- PEARCE J.A., Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, *Andesites*, ed: Thorpe R.S., John Wiley & Sons, (1982). pp: 248-525.
- PEARCE J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of Petrology*, 25, 956-83, (1984).
- PEARCE J.A., Bender J.F., DeLong S.E., Kidd W.S.F., Low P.J., Guner Y., Saroglu F., Yilmaz Y., Moorbath S., Mitchell J.J., Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 189-229, (1990).
- PEARCE J.A., Peate D.W., Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23, 113-34, (1995).
- PECCERILLO A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks in the Kastamonu area, Northern Turkey, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81, (1976).
- PITCHER, W.S., *The Nature and Origin of Granite*, Blackie Academic & Professional, Glasgow, (1993). Pp: 321.
- ROSENBUSCH H., *Mikroslapische Physiographie der Mineralien und Gesteine*, Schweizerbart'sche Verlaghandlung, Stuttgart, Germany, (1877).
- SEYITOGLU G., Scott B.C., Late Cenozoic volcanic evolution of the northeastern Aegean region, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 54, 157-76, (1992).
- SHAND S.J., *Eruptive Rocks, Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*, New York, John Wiley & Sons, (1943).

- STIPP M., Stünitz H., Heilbronner R., Schmid S.M., The eastern Tonale fault zone: a “natural laboratory” for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C, *J. Struct. Geol.*, 24, 1861-84, (2002).
- THRILWALL M.F., Smith T.E., Graham A.M., Theodoru N., Hollings P., Davidson J.P., Arculus R.D., High field strength element anomalies in arc lavas: source or processes, *J. Petrol.*, 35, 819-838, (1994).
- URAI, J, Means, WD, Lister, GS, 1986, Dynamic recrystallization of minerals. Mineral and rock deformation: laboratory studies, eds: Heard H.C., Hobbs B.E., the Paterson volume, *Geophys. Monogr*, 36, Am. Geophys. Union, Washington DC, (1986). 161–200.
- UNAL, A., Kamaci, O., Yildiz, M., Atabek, G., Yazar, S.O., Altunkaynak, S., “Volcanic Stratigraphy and Petrology of Susurluk Volcanites (NW Turkey), 12th Multidisciplinary Scientific GeoConference, pp 391-398, 2012
- YILMAZ Y., An approach to the origin of young volcanic rocks of western Turkey, Tectonic evolution of the Tethyan region, ed: Sengör, A.M.C., Kluwer Academics, Hague – The Netherlands, (1989). pp:159-89.
- YILMAZ Y., Comparison of young volcanic associations of western and eastern Anatolia under compressional regime; a review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 69-87, (1990).

EKLER

EK-A: Mustafakemalpaşa-Susurluk Arasının Jeoloji Haritası

ÖZGEÇMİŞ



Ad Soyad: Alp ÜNAL

Doğum Yeri ve Tarihi: Çankaya, 21. 07. 1989

Adres: Esentepe Mah. Zincirli cad. Şairler Sok.
Daire:10 Şişli /İSTANBUL Tel: (212) 266 50 25
alpunal22@gmail.com

Yalçın Apt. B Blok.
E-posta:

Lisans Üniversitesi: İstanbul Teknik Üniversitesi-Jeoloji Mühendisliği
Bölümü

Yayın Listesi:

- Alp Ünal, Ömer Kamacı, Şafak Altunkaynak, “Susurluk Volkanitlerinin Jeolojisi ve Petrojenezi (KB Anadolu)”, 65. Türkiye Jeoloj Kurultayı, s. 296, 2012.
- Alp Unal, Omer Kamaci, Safak Altunkaynak, “Geochemistry and Sr-Nd-Pb Isotopic Characteristics of The Oligomiocene Volcanism in NW Turkey: Susurluk Volcanites”, Geophysical Research Abstracts, Vol. 14, EGU2012-7478, 2012, EGU General Assembly 2012.
- Alp Unal, Omer Kamaci, Merve Yildiz, Gizem Atabek, Serhat Yazar, Safak Altunkaynak, “Volcanic Stratigraphy and Petrology of Susurluk Volcanites (NW Turkey), 12th Multidisciplinary Scientific GeoConference, pp 391-398, 2012.
- Alp Unal, Omer Kamaci, Safak Altunkaynak, “Petrographic and petrochemical evolution of calc-alkaline volcanic associations of western Turkey: Susurluk volcanites” International Earth Sciences Colloquium On the Aegean Regions (IESCA), 2012.
- Alp Ünal, Ömer Kamacı, Şafak Altunkaynak , Gürsel Sunal , Mehmet Zeki Billor, “Çataldağ Plütonik Kompleksinde (KB Anadolu) Gözlenen Sünek ve Üzerleyen Kırılğan Deformasyonun Kökeni”, 66. Türkiye Jeoloj Kurultayı, s. 104, 2013.