KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ * FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

ARMUTLU (YALOVA) YARIMADASI'NDA YÜZEYLENEN FISTIKLI GRANİTOYİDİ İÇERİSİNDE YER ALAN MAFİK MAGMATİK ANKLAVLARIN (MME) JEOKİMYASI

YÜKSEK LİSANS

Jeoloji Müh. Ömer KAMACI

Anabilim Dalı: Jeoloji Mühendisliği

Danışman: Yrd. Doç. Dr. Nezihi KÖPRÜBAŞI

KOCAELİ, 2008

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ * FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

ARMUTLU (YALOVA) YARIMADASINDA YÜZEYLENEN FISTIKLI GRANİTOİDİ İÇERİSİNDE YER ALAN MAFİK MAGMATİK ANKLAVLARIN (MME) JEOKİMYASI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeoloji Müh. Ömer Kamacı

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih: 17 Mayıs 2008

Tezin Savunulduğu Tarih: 06 Haziran 2008

Tez Danışmanı	Üye	Üye
Yrd.Doç.Dr. Nezihi KÖPRÜBAŞI	Doç.Dr. Ercan ALDANMAZ	Yrd.Doç.Dr. Şefik RAMAZANOĞLU
(.....)	(.....)	(.....)

KOCAELİ, 2008

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

Temel amacı Armutlu Yarımadası'nda yüzeylenen Fıstıklı Granitoyidi'nin içerdiği Mafik Magmatik Anklavların (MME) jeokimyasal incelemesi ve anakaya-köken kaya arasındaki ilişkileri ortaya koyarak kimyasal etkileşimin düzeyini belirlemeyi amaçlayan bu çalışma Kocaeli Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği'nin sınırlı imkânlarıyla gerçekleştirilmiştir.

Çalışma konusunun tespiti, literatür taraması; arazi, laboratuar ve ofis çalışmalarında yardımlarıyla teze yön veren değerli hocam Yrd. Doç. Dr. Nezihi KÖPRÜBAŞI'na sonsuz teşekkür ederim.

Bilimsel alanda sürekli yardımına başvurduğum başta Arş. Gör. Cafer ÖZKUL olmak üzere, inceleme alanında öncel olarak çalışmış değerli hocam Arş. Gör. Dr. Necla Köprübaşı ve desteklerini esirgemeyen Arş. Gör. Dr. Aykut GÜÇTEKİN'e ve çalışkan kişiliğiyle beni her zaman etkileyen başarılı bilim insanı Doç. Dr. Ercan ALDANMAZ'a katkılarından ötürü teşekkürlerimi sunuyorum.

Hayatın her alanında destekleriyle yanımda yer alan başta annem, babam, Öznur KAMACI ve tüm aile fertleri olmak üzere bu tezi yazabilecek konumda bulunmamda büyük katkısı olan dedeme de sonsuz teşekkür ediyorum.

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ..... i
İÇİNDEKİLER..... ii
ŞEKİLLER DİZİNİ..... iv
FOTOGRAF DİZİNİ..... v
TABLO DİZİNİ..... vii
SİMGELER ve KISALTMALAR..... vii
ÖZET..... ix
İNGİLİZCE ÖZET..... x
1.GİRİŞ..... 1
2. STRATİGRAFİ VE PETROGRAFİ..... 5
2.1 Giriş..... 5
2.2 Stratigrafik Dizilim..... 5
2.2.1 Armutlu metamorfik topluluğu..... 5
2.2.2 Kızderbent volkaniti..... 7
2.2.3 Fıstıklı granitoyidi..... 12
2.2.4 Eski-yeni taraçalar ve alüvyonlar..... 16
3. MME PETROGRAFİSİ VE MAGMA KARIŞMASI DELİLLERİ..... 18
3.1 Temel Kavramlar..... 18
3.2 Magma Karışmasında Fizikokimyasal Özellikler..... 18
3.2.1 Yoğunluk ve viskozite kavramları..... 19
3.2.2 Viskozite terslenmesi..... 20
3.2.3 Fiziksel ve kimyasal etkileşimler..... 20
3.2.3.1 Fiziksel değişim ve etkileşimler..... 20
3.2.3.2 Termal etkileşimler..... 21
3.2.3.3 Mekanik etkileşimler..... 22
3.2.3.4 Kimyasal etkileşimler..... 23
3.3 Mafik Magmatik Anklav (MME) Petrografisi..... 24
3.3.1 Dokusal veriler..... 26
3.3.1.1 Pöyiklitik doku..... 26
3.3.1.2 Dokusal değişimler/geçişler..... 27
3.3.2 Özel kristal şekilleri..... 29
3.3.2.1 Bıçağımsı biyotitler..... 29
3.3.2.2 İğnemsi apatit..... 30
3.3.3 Reaksiyonel kristal sınırları ve elek doku oluşumu..... 31
4. JEOKİMYASAL VERİLER 33
4.1 Giriş..... 33
4.2 Analitik Yöntem..... 35
4.2.1 Kayaç tozu hazırlama..... 35
4.3 Kayaç Sınıflamaları..... 35
4.3.1 Alkali ve TAS (Toplam Alkalilere karşı Silika) sınıflamaları..... 35
4.4 Magmanın Karışma Evrimi – Harker Diyagramları..... 37
4.4.1 Ana (major) oksit diyagramları ve yorumları..... 38

4.4.2 İz (trace) element diyagramları ve yorumları……39
4.5 Örümcek (Spider) Diyagramı ve Yorumu……42
4.6 Mixing Evrimi Diyagramları ve Yorumları……43
5. SONUÇLAR ve TARTIŞMALAR……45
KAYNAKLAR……47
EKLER……50
ÖZGEÇMİŞ……51

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası…….. 2
Şekil 2.1. Çalışma alanının Genelleştirilmiş Stratigrafik Kesiti (GSK)…….. 6
Şekil 3.1a ve 3.1b. Magmalarda fizikokimyasal farklılaşmaya sebep olan parametreler: SiO_2 içeriği - viskozite ve sıcaklık – yoğunluk……... 19
Şekil 3.2. Eş yaşlı magma karışması süreçlerinde fizikokimyasal ve termodinamik etkileşimler ve sonuçları…… 21
Şekil 3.3. Petrografik veriler ışığında, Didier ve Barbarin (1991), Hibbard (1991) ve Yılmaz ve Boztuğ (1994)'un çalışmalarından faydalanılarak tasarlanmış, uygun koşullarda magma karışması evrimi için düşünülen devinim……. 32
Şekil 4.1. Petrokimyasal örnekleme yöntemi…… 33
Şekil 4.2: Debon ve Le Fort (1983)'ün P-Q diyagramı…… 36
Şekil 4.3. K_2O'ya karşı SiO_2 Sınıflaması…….. 36
Şekil 4.4. Alkalilere karşı Silika diyagramıyla örneklerin alkalin-subalkaline özellikleri…….. 37
Şekil 4.5. Her üç örnek grubuna ait ana element Harker diyagramları …… 38
Şekil 4.6a ve 4.6b. Üç örnek grubuna ait LIL'leri temsilen Ba ve Sr iz element Harker diyagramları……..40
Şekil 4.7a ve 4.7b. Üç örnek grubuna ait HFS'leri temsilen Y ve Zr iz element Harker diyagramları…….. 40
Şekil 4.8a ve 4.8b. Üç örnek grubuna ait TM elementleri temsilen Sc ve Co iz element Harker diyagramları……..... 41
Şekil 4.9. Üç örnek grubuna ait LREE elementleri temsilen La iz element Harker diyagramı……...41
Şekil 4.10. N-Tipi MORB'a göre normalize edilmiş üç örnek grubuna ait örümcek diyagramı…… 42
Şekil 4.11a, 4.11b ve 4.11c. Mixing evrimi diyagramları……. 43

FOTOGRAF DİZİNİ

Foto 2.1. Armutlu metamorfik topluluğuna ait amfibolitler…… 6
Foto 2.2. Armutlu metamorfik topluluğuna ait bir amfibolit örneğinin misroskobik görünümü…….. 7
Foto 2.3. Armutlu metamorfik topluluğuna ait bir gnays örneğinin misroskobik görünümü……....8
Foto 2.4. Kızderbent volkaniti, çalışma alanının genelinde aplitlerle kesilmiştir…… 8
Foto 2.5. Kızderbent volkanitine ait porfirik dokudaki andezitlerin mikroskobik görünümü…….. 9
Foto 2.6. Kızderbent volkanitine ait bir dayk, Fıstıklı granitoyidini kesiyor……10
Foto 2.7. Kızderbent volkanitini kesen aplitin zaman içerisinde meydana gelen deformasyondan etkilenerek mikro fay oluşturması……11
Foto 2.8. Kızderbent volkanitine ait bir tüf örneğinin mikroskobik görünümü 12
Foto 2.9. Fıstıklı granitoyidi……...13
Foto 2.10. Fıstıklı granitoyidi içerisindeki amfibolit anklavları…… 14
Foto 2.11. Fıstıklı granitoyidinde yaygın olarak gözlenen grafik doku…… 15
Foto 2.12. Fıstıklı granitoyidinde, volkanik kayalardaki fenokristalleri andıran kuvars kristali……..... 16
Foto 2.13. Fıstıklı granitoyidinde, volkanik kayalardaki fenokristalleri andıran alkali feldispat kristali……..... 17
Foto 3.1a ve 3.1b. Mafik magmatik anklav (MME). Plajioklaz, opak mineraller ve amfibollere nazaran büyük biyotit ve kuvars taneleri..... 24
Foto 3.2a ve 3.2b. Mikrogranüler dokulu anklav. Plajiyoklaz, kuvars, opak mineraller ve biyotit kristalleri……. 25
Foto 3.3a ve 3.3b. MME-ana kaya dokanağında kapanım halinde biyotit içeren kuvars kristali…… 26
Foto 3.4a ve 3.4b. MME-ana kaya dokanağında kapanım halinde küçük plajiyoklazları içeren kuvars kristali……. 27
Foto 3.5a ve 3.5b. MME-ana kaya dokanağında kapanım halinde küçük plajiyoklazlar içeren kuvars kristali…….. 27
Foto 3.6a ve 3.6b. MME-anakaya dokanağında meydana gelen dokusal değişim… 28
Foto 3.7a ve 3.7b. MME-anakaya dokanağında meydana gelen dokusal değişim… 28
Foto 3.8 Az çok kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu dizilmiş prizmatik plajiyoklaz kristallerinin oluşturduğu trakitik doku…….. 29
Foto 3.9a ve 3.9b. MME'ler içerisinde dokanağa yakın yerlerde gözlenen K difüzyonunun göstergesi olan bıçağımsı biyotitler……... 30
Foto 3.10a ve 3.10b. MME'ler içerisinde dokanağa yakın yerlerde gözlenen bıçağımsı biyotitler……....30
Foto 3.11a ve 3.11b. Yüksek oranda optik ve dijital yakınlaştırma kullanılarak elde edilmiş iğnemsi apatitlerin görüntüsü……..... 31
Foto 3.12a ve 3.12b. MME'ler içerisinde dokanağa yakın yerlerde gözlenen plajiyoklaz ksenokristali……31

Foto 3.13a ve 3.13b. MME'ler içerisinde dokanağa yakın yerlerde gözlenen plajiyoklaz ksenokristali……. 32

TABLO DİZİNİ

Tablo 4.1 Örneklerin majör oksit değerleri. MK: Mafik Köken,
MME: Mafik Magmatik Anklav, AK: Anakaya (batolit) …… 34

SİMGE VE KISALTMALAR

AK	: Anakaya (batolit)
amf	: Amfibol
ap	: Apatit
by	: Biyotit
ÇN	: Çift Nikol (Polarizan ışık)
HFS	: High Field Strength (kalıcılığı yüksek olan elementler)
K-Feldispat	: Alkali Feldispat
kf	: Kesitte Alkali Feldispat kristali
LIL	: Large Ion Lithophile, (geniş iyonlu litofil elementler)
LREE	: Light Rare Earth Elements (hafif - nadir toprak elementleri)
MK	: Mafik Köken
MME	: Mafik Magmatik Anklav
ms	: Muskovit
my	: Milyon yıl
pl	: Plajiyoklaz
REE	: Rare Earth Elements (nadir toprak elementleri)
qz	: Kuvars
TN	: Tek Nikol (Polarizlenmemiş ışık)
TM	: Transition Metals, (geçiş metalleri)
USGS	: U.S. Geological Survey (Amerikan Jeolojik Araştırmaları)

ARMUTLU YARIMADASI'NDA YÜZEYLENEN FISTIKLI GRANİTOYİDİ İÇERİSİNDE YER ALAN MAFİK MAGMATİK ANKLAVLARIN (MME) JEOKİMYASI

Ömer KAMACI

Anahtar Kelimeler: Kuzeybatı Anadolu, Armutlu Yarımadası, Fıstıklı Granitoyidi, Mafik Magmatik Anklav, MME, Magma Karışması.

Özet: Bu çalışmada Armutlu Yarımadası'nda yüzeylenen Fıstıklı Granitoyidi'nin içerdiği Mafik Magmatik Anklavların (MME) jeokimyası, anklavın muhtemel kökeni ve anakaya ile olan kimyasal etkileşim düzeyinin saptanması amaçlanmıştır.

Çalışma alanında stratigrafik olarak en altta Paleozoyik yaşlı; amfibolit, gnays ve hornfelsten oluşan Armutlu Metamorfik Topluluğu yer alır. Bu topluluk üzerine andezit, bazaltik andezit, diyabaz, lav ve tüfleri içinde barındıran Kızderbent Volkaniti uyumsuz olarak gelmiştir. Metamorfik topluluk ve volkanit; monzogranit ve granodiyorit kayalarından oluşan Fıstıklı Granitoyidi tarafından intrüzif olarak kesilmiştir.

Orta Eosen-Üst Eosen yaşlı Fıstıklı Granitoyidi (Delaloye ve Bingöl, 2000) ve Orta Eosen yaşlı Kızderbent Volkaniti (Genç vd, 2004), Armutlu Yarımadası'nda meydana gelen magmatizmanın iki ürünüdür. Eşyaşlı olarak kabul edilebilecek bu iki birim dokanak zonlarına yakın noktalarda fiziksel ve kimyasal etkileşime girmişlerdir. Bu etkileşimin sonucu olarak granitoyid, çevre kayaçlardan anklav almıştır. Makro nitelikte 10-20 cm çapında, koyu renkli, gözle görülebilecek büyüklükte K-Feldispat içeren anklavlar, mikro boyutta mikrogranüler, mikrogranüler porfirik ve trakitik dokudadırlar.

Petrografik incelemelerde; pöyikilitik kuvars, bıçağımsı biyotit, iğnemsi apatit ve reaksiyonel sınırlara sahip plajiyoklaz (elek doku) gibi karışım delili olabilecek olgulara rastlanmıştır. Gerek modal, gerekse normatif analizler sonucu anklavların K difüzyonu ve kuvars geçişleriyle bileşimsel olarak anakaya yöneliminde olduğu saptanmıştır. Nadir de olsa karışımın ileri evrelerinde ksenokristal oluşumu gözlenmiştir.

GEOCHEMISTRY OF MAFIC MAGMATIC ENCLAVES (MME) IN FISTIKLI GRANITOID WHICH CRAP OUT IN THE ARMUTLU PENINSULA, NORTHWEST ANATOLIA

Ömer KAMACI

Keywords: Northwest Anatolia, Fıstıklı Granitoid, Mafic Magmatic Enclave, MME, Magma Mixing.

Abstract: In this study, geochemistry and origin of Mafic Magmatic Enclaves (MME) in Fıstıklı Granitoid, which crap out in Armutlu, are examined. Chemical interactions with the hostrocks are also investigated.

In the area studied, Paleozoic Armutlu metamorphic complex which is composed of amphibolites, gneisses and hornfelses form the basement of the region. The complex is overlained by Kızderbent volcanics which are composed of basaltic and andesitic lavas, tuffs and diabase dykes. The complex and the volcanics are cut and intruded by Fıstıklı granitoid which is composed of granitic and granodioritic rocks.

Middle Eocene – Upper Eocene Fıstıklı Granitoid and Middle Eocene Kızderbent Volcanics are products of the same magmatism in the Armutlu Peninsula, Northwestern Anatolia, Turkey. These two coeval units underwent chemical interactions along unit boundaries. As a result of these interactions host granitoid has included enclaves from wallrocks. In macro scale, MMEs are dark coloured, 10-20 cm in size and have coarse grain of alkali feldspars. In micro scale, they crystallized as microgranular, microgranular porphyric and trachitic textures.

According to petrographic studies, they display evidences of magma mixing such as poicilitic quartz, special mineral habits of biotite and apatite and sieve-textured plagioclase that can be interpreted to be sign of non-equilibrium system. As a result of modal and normative analysis, diffusion of K and quartz caused the MMEs to have chemical modification to be similar in composition with the host granitoid.

BÖLÜM 1

GİRİŞ

KOU Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde yüksek lisans tezi olarak hazırlanan bu çalışmada Armutlu Yarımadası'nda yüzeylenen Fıstıklı Granitoyidi içerisinde gözlenen Mafik Magmatik Anklavların (MME) jeokimyasal özelliklerinin ortaya konması amaçlanmıştır.

İnceleme alanı Yalova ili Armutlu ilçesi sınırları içinde yer almaktadır (şekil 1.1). Arazi çalışmalarında Bursa $H21_{b2}$, $G21_{c3}$, $G21_{c4}$ paftalarının bir bölümünü kapsayan 1/25000 ölçekli topoğrafik harita kullanılmıştır. Çalışma alanı yaklaşık 100 km^2 bir alanı kapsar. Güneyde Gemlik Körfezi, kuzeyde İhsaniye ve Mecidiye, doğuda Selimiye ve Hayriye köyleri, batıda ise Armutlu ilçesi yer almaktadır. Çalışma alanındaki başlıca yerleşim yerleri Fıstıklı, Kapaklı ve Hayriye köyleriyle Armutlu ilçesidir.

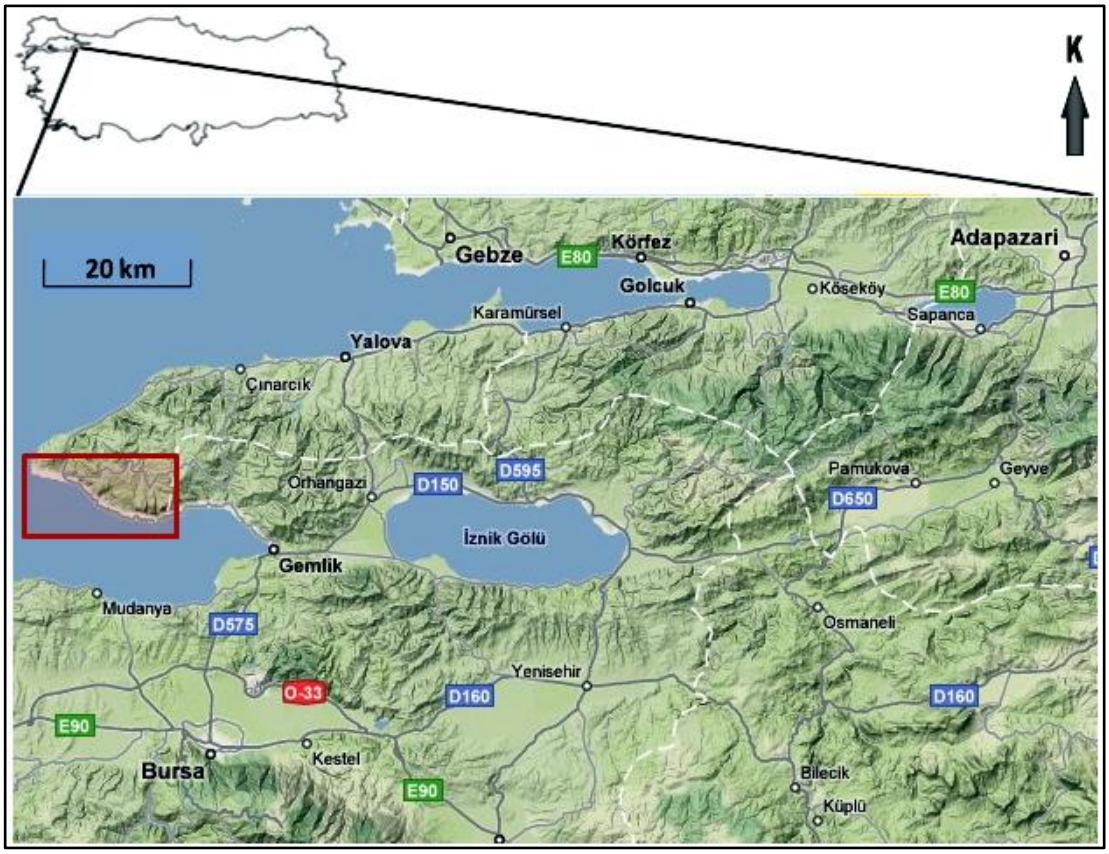
Denizel iklimin egemen olduğu bölgede kış ayları yağışlı, yaz ayları ise sıcak ve nemlidir. Yağışlar kış aylarında yağmur ve kar, diğer mevsimlerde yağmur şeklindedir. Ancak küresel ısınma etkisiyle kar yağışları nadiren gözlenmekte, yağmur miktarı ise azalmaktadır.

Çalışma alanı sınırları içinde görülen bağ ve bahçelerde çeşitli meyve ve sebze yetiştiriciliğinin yanı sıra ülke ekonomisine önemli ölçüde katkı sağlayan zeytin tarımı yapılmaktadır. Kıyı kesimlerde ise bölge halkı için önemli bir geçim kaynağı olan balıkçılık yapılmaktadır.

Çalışma alanında yer alan en önemli yükseltiler, Dilek Tepe (650 m), Kartarağa Tepe (584 m), Kıran Tepe (563 m), Küp Tepe (541 m) dir. Alanın batı kısmı doğu kısmına oranla daha fazla yükseltiye sahiptir. Orta kesimlerde ise topoğrafik alçalma ve

yükselmeler gözlenmektedir. Bölgedeki en önemli akarsular Fıstıklı ve Armutlu dereleridir.

Bölgede kıyı kesimlerde görülen yerleşim, içlere doğru azalarak, seyrekleşmekte ve köylerle temsil edilmektedir. Bu sebeple iç kısımlar geniş ormanlık alanlar kaplamaktadır.



Şekil 1.1: Çalışma alanının yer bulduru haritası (Google Earth).

Armutlu Yarımadası, jeolojik ve coğrafik konumundan ötürü 19.yüzyılın başlarından itibaren yerli ve yabancı birçok bilim insanının çalışmalarına konu olmuştur. Özellikle bölgenin tektoniği üzerine odaklanan bu çalışmalar, paleocoğrafik evrimi aydınlatmak üzere yapılmış ve üzerinde birçok tartışma yaşanmıştır.

Bölgeyle ilgili en kapsamlı çalışmalardan biri Akartuna (1968)'ya aittir. Araştırmacı, inceleme alanındaki kayaçları ayrıntılı olarak incelemiş ve yörenin stratigrafik yapısı

hakkında bilgi vermiştir. Araştırmacı yörede bulunan granitik plütonlara daha önceki çalışmalara dayanarak Paleozoyik yaşını vermiştir.

Göncüoğlu ve Erendil (1984-1985)'e göre Armutlu Yarımadası'nda Üst Kretase öncesinde bir araya gelmiş İznik metamorfikleri ve Pamukova metamorfik birimi olarak adlandırılan iki büyük tektonostratigrafik birim yer almaktadır. Yazarlar Pamukova metamorfik biriminin en alt bölümünde İstanbul biriminin Prekambriyen temeli ile denetleştirilen metabazikler, metakırıntılılar ve bunları kesen granitoyitlerden bahsetmektedir.

Yılmaz vd (1990-1995), Armutlu metamorfik topluluğunun taban kısımlarının nispeten yüksek dereceli metamorfik kayaçların oluşturduğunu, bunların daha sonra aniden yüksek dereceli metamorfik birimler tarafından örtüldüğünü belirtmişlerdir. Yazarlar ayrıca Armutlu Yarımadası'nda yüzeylenen Fıstıklı granitoyidi ve onun kuzeyinde yüzeylenen batolitin yaşını Orta Eosen olarak belirlemiştir.

Çalışma alanında Tatar vd (1995), Genç ve Yılmaz (1997), Ercan vd (1998), Yiğitbaş vd (1999), Delaloye ve Bingöl (2000), Köprübaşı vd (2000), Genç (2001), Köprübaşı ve Aldanmaz (2004), Robertson ve Ustaömer (2004) çeşitli alanlarda ayrıntılı çalışmalar yapmışlardır.

Yukarıda değinilen çalışmaların büyük çoğunluğu; bölgenin temel jeolojisi, yapısal özellikleri ve jeolojik evrimi gibi konulara odaklanırken, kısmen daha az bir bölümünde ise bölgedeki magmatik kayaların petrografi, jeokimya ve petrolojik özellikleri ele alınmıştır.

Bölgede, çalışma konusuyla ilişkisi bakımından önem arz eden Eosen magmatizmasının kökeni konusunda ise, yukarıda listelenen çalışmalar incelendiğinde iki farklı görüş ortaya çıkmaktadır. Bu görüşlerden ilki magmatizmayı çarpışma ile ilgili bir kökene bağlarken (Genç ve Yılmaz, 1997), diğer görüş ise (Köprübaşı vd, 2000; Delaloye ve Bingöl, 2000; Köprübaşı ve Aldanmaz, 2004) çarpışma sonrası türeyen bir mağmatizmayı önermiştir.

Bölgede, Fıstıklı Granitoyidinin içerdiği anklavlara (MME) ise önceki çalışmalarda çok az değinilmiştir. Eosen magmatizmasının ayrıntılı bir şekilde ele alındığı Armutlu Yarımadası, Eosen Mağmatik Kayalarının Petrolojik Evrimi ve Paleomanyetizma Özelliklerinin Araştırılması (Genç vd, 2004) başlıklı TÜBİTAK projesinde, granitoyid içerisinde yer alan anklavların (MME) diyoritik bileşimde olduğu, K difüzyonuyla büyük feldispat kristallerinin anklavlar içerisinde gözlendiği belirtilmiştir.

BÖLÜM 2

STRATİGRAFİ VE PETROGRAFİ

2.1 Giriş

İnceleme alanında dört farklı birime rastlanmıştır. Bunlardan, Paleozoyik yaşlı olan Armutlu metamorfik topluluğu bölgenin temelini oluşturur. Orta Eosen'de gelişen mağmatizmayla önce Kızderbent volkaniti, sonra ise eş yaşlı sayılabilecek bir granit sokulumu olan Fıstıklı granitoyidi oluşmuştur. Fıstıklı granitoyidi, söz konusu metamorfik topluluğu ve volkaniti intrüzif olarak kesmiştir. Bölgenin en genç oluşukları ise çalışmanın alanının güney ve güneybatısında gözlenen taraça ve alüvyonlardır.

2.2 Stratigrafik Dizilim

Çalışma alanında yaşlıdan gence doğru aşağıdaki birimler yer almaktadır:

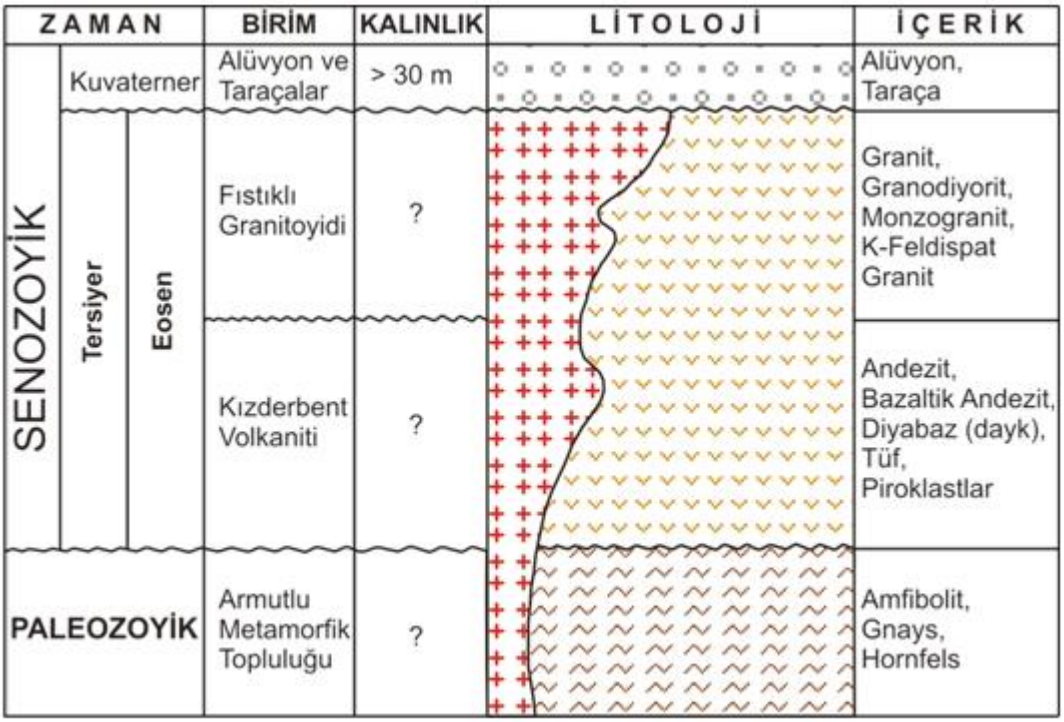
Armutlu metamorfik topluluğu
Kızderbent volkaniti
Fıstıklı granitoyidi
Eski-yeni taraçalar ve alüvyonlar

2.2.1 Armutlu metamorfik topluluğu

Bu topluluğa ait birimler Armutlu ilçesinin kuzey, kuzeybatı ve kuzeydoğusunda, Kapaklı köyünün kuzey ve kuzeybatısında geniş alanlar kaplarlar. Düşük ve orta dereceli metamorfik kayaçlardan oluşurlar.

İnceleme alanındaki metamorfik birimler aşırı derecede hidrotermal alterasyona uğrayıp, kloritleşmişlerdir.

Amfibolitler ayrışmadan dolayı bol çatlaklıdır. Bozunmamış olan taze yüzeyler gri-yeşil ve siyah renklerde, bozuk kısımlar ise yeşilimsi renklerdedir.



Şekil 2.1: Çalışma alanının Genelleştirilmiş Stratigrafik Kesiti (GSK).



Foto 2.1: Armutlu metamorfik topluluğuna ait amfibolitler. Görünüm Kapaklı Köyü'nün 500 metre doğusu, Güneyden Kuzeye alınmıştır.

Mikroskobik incelemelerde bozunmanın kayacın dokusunu etkilediği ve orijinal kayaç dokusunun kaybolduğu gözlenmiştir. İnce kesitlerde bol oranda Hornblend ve az gözlenen plajiyoklaz mineralleri saptanmıştır. Çatlaklar boyunca gelişmiş aktinolitler de gözlenmektedir (Foto 2.2), (Köprübaşı, 2000).

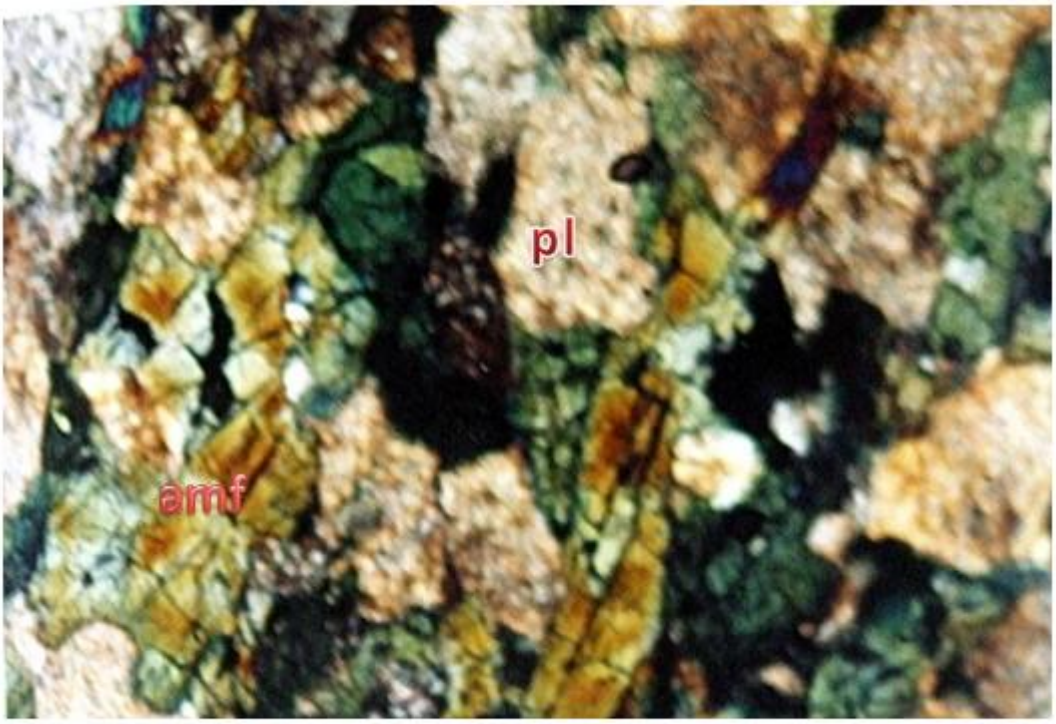


Foto 2.2: Armutlu metamorfik topluluğuna ait bir amfibolit örneğinin misroskobik görünümü. amf: amfibol, pl: plajiyoklaz, doku: granoblastik, büyütme: 4x, görüntü: ÇN, (Köprübaşı, 2000).

Amfibolitler, kuvars oranının artmasıyla daha açık renkli gnayslara geçiş gösterirler. Mikroskobik incelemelerde; kuvars, ortoklaz, biyotit ve az miktarda muskovit görülmektedir. Ayrışmadan dolayı amfiboller kloritleşmiş, ortoklazlar ise kaolenleşmiştir (Foto 2.3) (Köprübaşı, 2000).

2.2.2 Kızderbent volkaniti

Armutlu metamorfik topluluğu üzerine uyumsuz olarak Kızderbent volkaniti gelmektedir. En iyi mostralarına İznik-Karamürsel yolu üzerinde bulunan Kızderbent köyü dolaylarında rastlandığından birime bu lokasyonun ismi verilmiştir (Yılmaz vd, 1990), (Foto 2.4).

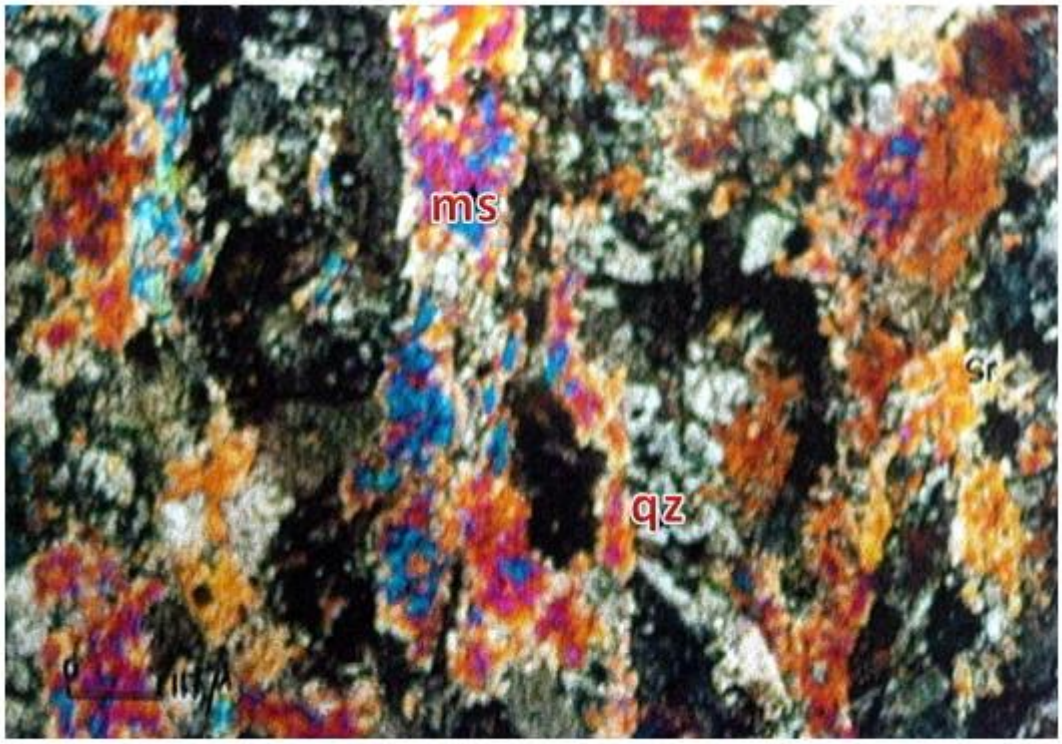


Foto 2.3: Armutlu metamorfik topluluğuna ait bir gnays örneğinin misroskobik görünümü. ms: Muskovit, qz: Kuvars. Doku: Granoblastik. Büyütme: 4x. Görüntü: ÇN. (Köprübaşı, 2000)



Foto 2.4: Kızderbent volkaniti, çalışma alanının genelinde aplitlerle kesilmiştir. Görünüm Hayriye köyünün 1 km güneyi, batıdan doğuya alınmıştır.

Birim, önceki çalışmalarda (Yılmaz vd, 1990; Genç vd, 2004) andezit, bazaltik andezit, diyabaz ve tüften oluştuğu belirtilmiştir. Bu çalışmada elde edilen veriler de bu bileşim alanı içerisindedir.

Mikroskobik incelemelerde andezitlerin yoğun bozuşma (/alterasyon) gösterdiği gözlenmektedir. Bozuşma ile hornblendlerin kloritleştiği, plajiyoklazların ise serisitleştiği tespit edilmiştir. Nadir gözlenen taze yüzeyler grimsi, bozuşmuş yüzeyler ise yeşil ve tonlarındadır.

Plajiyoklazlar, genelde mikrolitik, nadiren fenokristal boyutundadır. Tali mineral olarak apatit göze çarpmaktadır.

Tüm bu özellikler, ince kesitte mikrolitik porfirik bir doku oluşturmuşlardır (Foto 2.5).

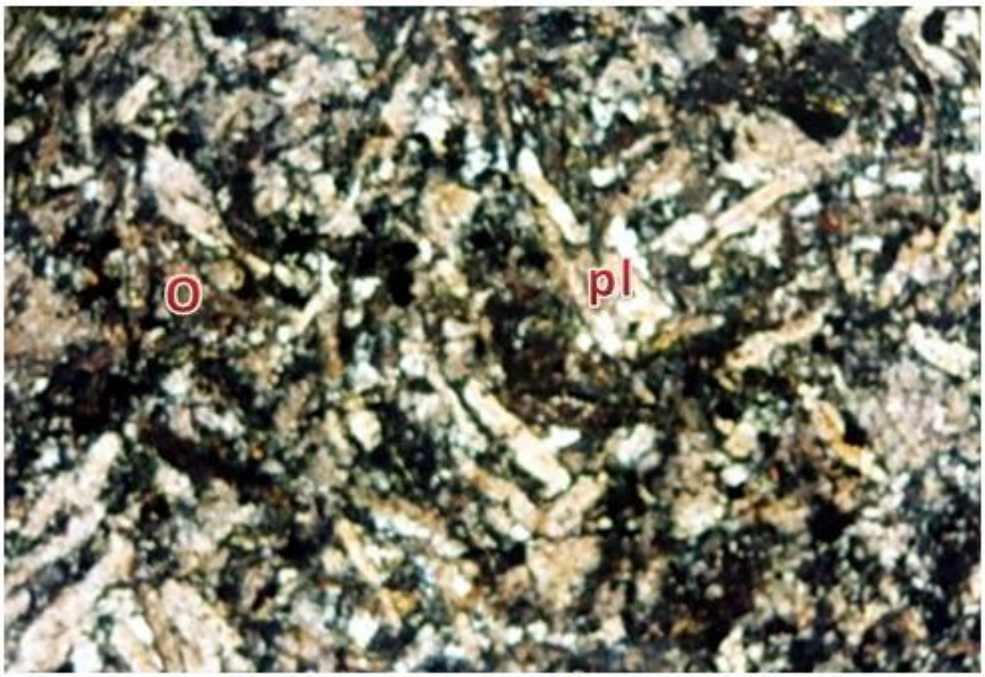


Foto 2.5: Kızderbent volkanitine ait porfirik dokudaki andezitlerin mikroskobik görünümü. pl: plajiyoklaz, O: ojit, doku: mikrolitik porfirik, büyütme: 4x, görüntü: ÇN, (Köprübaşı, 2000).

Bölgedeki Eosen mağmatizmasının konu alındığı TÜBİTAK projesinde (Genç vd, 2004); andezitler, piroksen andezit ve hornblend andezit olarak sınıflandırılmış ve plajiyoklazların anortit içeriklerinin andezin(An_{30-48}) ve labrador(An_{52-60}) bileşiminde

olduğu belirtilerek bazaltik andezit adlandırması önerilmiştir. Yine aynı çalışmada Kızderbent volkanitinin bazalt içerdiğine de vurgu yapılmıştır.

Bu çalışmada da birimden alınan örnekler normatif olarak bazalt bileşimini göstermektedir (Konu, Jeokimya başlığı altında irdelenecektir).

Kızderbent volkaniti yapısal olarak da farklı bir birliktelikler sunmaktadır. Lav şeklinde görülmeleri dışında, dayk ve tüf yapılarına da rastlamak mümkündür.



Foto 2.6: Kızderbent volkanitine ait bir dayk, Fıstıklı granitoyidini kesiyor. Görünüm: Fıstıklı-Armutlu yolu üzeri, güneyden kuzeye doğru alınmıştır.

Genç vd, (2004)'e göre bu dayklar genelde andezitik bileşimde olup tüm birimleri kesmişlerdir (Foto 2.6). Tüfler ise az miktarda gözlenmektedir. Bunlar açık renkli ve aşırı derecede ayrışmışlardır.

Mikroskobik incelemelerde açık renkli mineral olarak gözlenen plajiyoklazların ayrışarak kalsitleştiği tespit edilmiştir. Kayaç parçaları ise köşeli ve yarı köşelidir. Bunlar da yoğun bozuşma gösterirler (Foto 2.8).



Foto 2.7: Kızderbent volkanitini kesen aplitin zaman içerisinde meydana gelen deformasyondan etkilenerek mikro fay oluşturması. Görünüm: Kapaklı-Fıstıklı yolu üzeri, güneyden kuzeye doğru alınmıştır.

Volkanik topluluğun yaşı önceki çalışmalarda (Akartuna, 1968; Gücüoğlu vd, 1987; Yılmaz vd, 1990; Genç ve Yılmaz, 1997) Lütesiyen (USGS'e göre Orta Eosenin 52 my - 43 my aralığındaki bölümü) yaşlı olarak verilmektedir. Birimle ilgili radyometrik yöntemi kullanan ilk çalışmada Ercan vd. (1998), K-Ar yöntemiyle 42,0±0,8 milyon yıllık bir yaş tespit etmişlerdir. Ancak daha sonra yapılan ayrıntılı çalışmalarla ölçülen alanın stratigrafik olarak kesitin orta bölümlerine denk geldiği belirlenmiş ve daha keskin bir alt-üst sınır belirlemek amacıyla Genç vd. (2004) tarafından, tüm kayaca K-Ar yöntemi uygulanmış ve 49,3±2 ila 38,1±1,9 milyon yıllık bir yaş aralığı elde edilmiştir

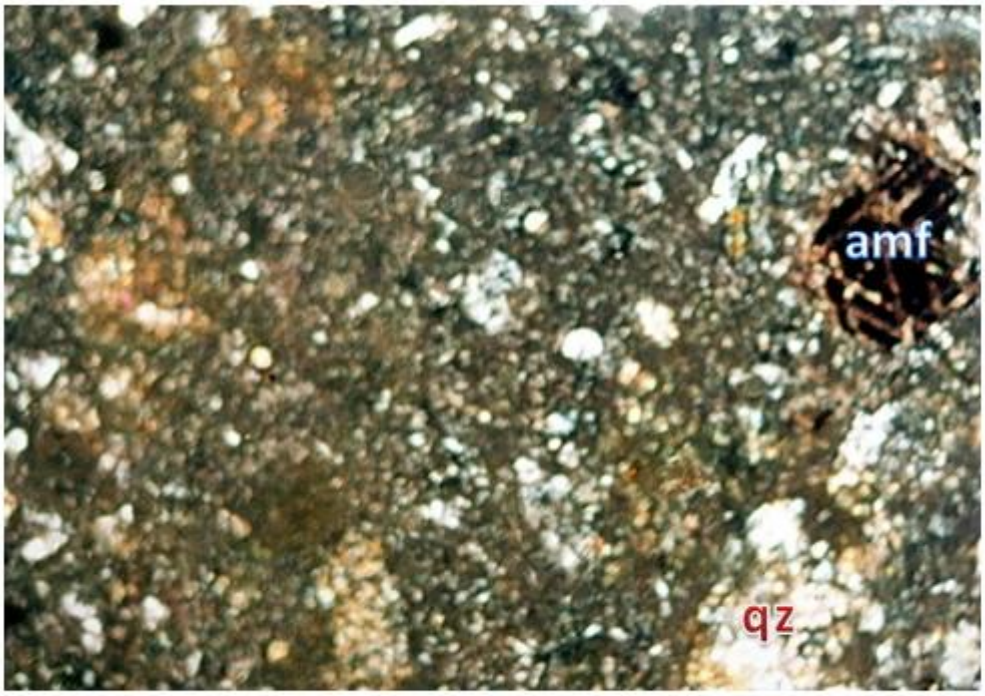


Foto 2.8: Kızderbent volkanitine ait bir tüf örneğinin mikroskobik görünümü. amf: amfibol, qz: kuvars, büyütme: 4x, görüntü: ÇN, (Köprübaşı, 2000).

2.2.3 Fıstıklı granitoyidi

İnceleme alanının en baskın birimi olan Fıstıklı granitoyidi, adını en geniş mostralarını verdiği, Armutlu yakınlarında yer alan Fıstıklı Köyü'nden alır.

Birim; granit, alkali feldispat granit, granodiyorit ve monzonitik graniti kapsayan bir bileşim sunar. Arazide açık pembemsi rengiyle tanınır. Yoğun bir bozuşmaya uğramış ve neredeyse kuvars dışında birincil mineraller korunamamıştır. Birim, bol çatlaklı yapısıyla da dikkat çeker (Foto 2.9).

Literatürde birimin adlandırılmasıyla ilgili farklı adlamalar kullanılmıştır. Örneğin (Genç vd, 2004) bölgeyle ilgili yapmış oldukları çalışmalarında tüm granitoyitik kayaçları "Fıstıklı graniti" olarak adlandırmışlardır.

Buna karşın diğer bir çalışmada (Köprübaşı vd, 2000) tarafından "Fıstıklı granitoyidi" adlandırılması kullanılmıştır.



Foto 2.9: Fıstıklı granitoyidi. Görünüm: Fıstıklı köyü, güneybatıdan kuzeydoğuya alınmıştır.

Bu adlama, granitoyitik kütlenin içerdiği kayaç grubu çeşitliliği de göz önüne alındığında daha uygun görülmektedir. Aynı şekilde Brown vd (1984) bu tür batolitlerde karşılaşılan adlama sorununa değinmiş ve granitoyid teriminin kullanılmasını önermiştir.

Fıstıklı granitoyidi, kabukta sığ derinliklere kadar yükselmiş epizonal bir plutondur (Yılmaz vd, 1990; Genç ve Yılmaz, 1997). Birim, Armutlu metamorfik topluluğu ve hemen hemen eş yaşlı olduğu Kızderbent volkanitini intrüzif bir şekilde kesmektedir. Armutlu-Mecidiye Köyü arasındaki dokanakta granitoyidin yöre kayalarından (Armutlu metamorfik topluluğu) yaygınca amfibolit anklavları aldığı gözlenmiştir (Köprübaşı, 2000; Genç vd, 2004), (Foto 2.10).

Fıstıklı granitoyidi, Kapaklı-Fıstıklı köyleri arasında diyabaz ve aplit dayklarıyla kesilmiştir. Genç vd (2004), aplit dayklarının granitoyitle kökensel ilişkide olduğunu savunmuştur. Diyabaz daykları ise Kızderbent volkanitini temsil etmektedir.

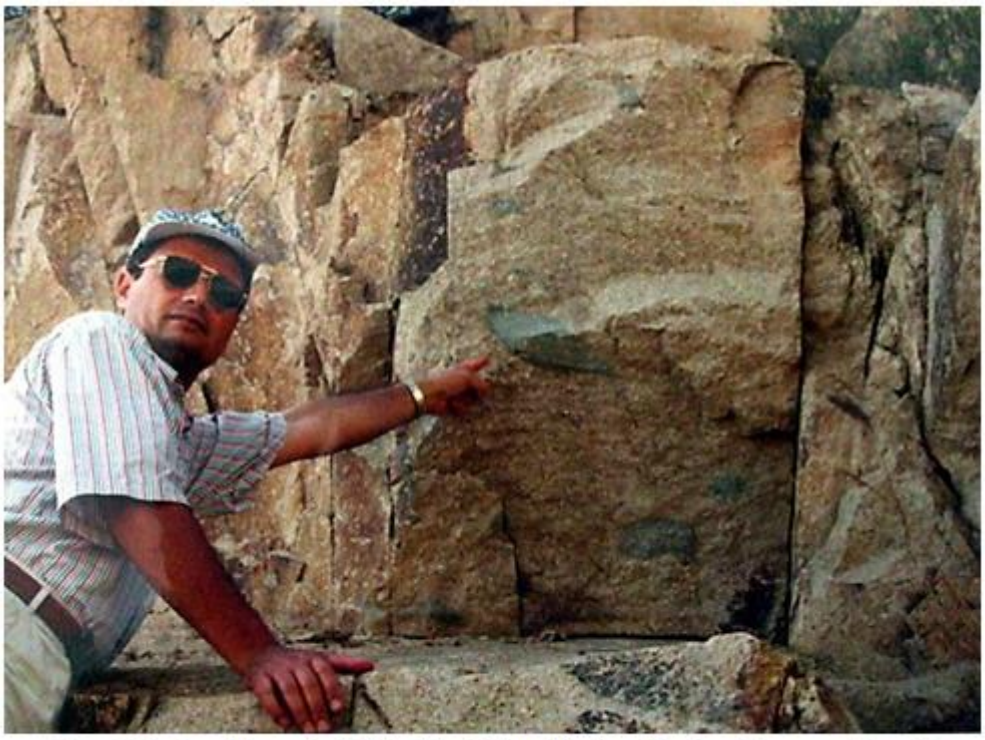


Foto 2.10: Fıstıklı granitoyidi içerisindeki amfibolit anklavları. Görünüm, Kapaklı köyünün 200 metre batısı, batıdan doğuya doğru alınmıştır, (Köprübaşı, 2000).

Fıstıklı granitoyidi, Kızderbent volkanitinden de anklavlar almıştır. Bu anklavlar çalışmanın ana konusunu temsil ettiğinden ileri bölümlerde ayrıntılı olarak incelenecektir.

Fıstıklı granitoyidi, Kapaklı-Fıstıklı köyleri arasında diyabaz ve aplit dayklarıyla kesilmiştir. Genç vd (2004), aplit dayklarının granitoyitle kökensel ilişkide olduğunu savunmuştur. Diyabaz daykları ise Kızderbent volkanitini temsil etmektedir.

Fıstıklı granitoyidi, Kızderbent volkanitinden de anklavlar almıştır. Bu anklavlar çalışmanın ana konusunu temsil ettiğinden ileri bölümlerde ayrıntılı olarak incelenecektir.

Mikroskobik veriler incelendiğinde ise Fıstıklı civarından alınan örneklerde holokristalen, granüler ve nadir de olsa porfirik dokulu örneklere rastlanmıştır. Kuvars ve alkali feldispatlar arasında grafik doku olağandır (Foto 2.11).

Kesitlerde dikkat çeken diğer bir özellik de çıplak gözle kolaylıkla ayırt edilebilen yuvarlağımsı kuvars kristallerinin (Foto 2.12) ve göreceli olarak daha küçük ancak

diğer kristallere nazaran fenokristal boyutundaki plajiyoklazların varlığıdır (Foto 2.13).

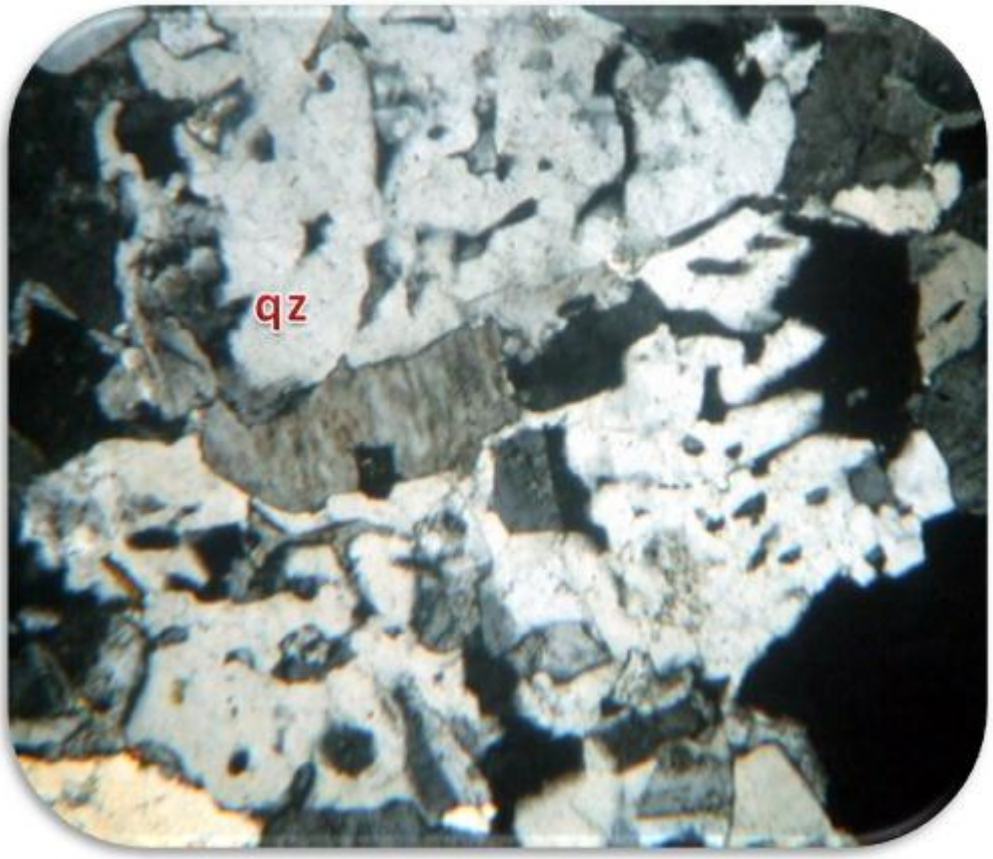


Foto 2.11: Fıstıklı granitoyidinde yaygın olarak gözlenen grafik doku. qz: kuvars, büyütme: 4x, görüntü: ÇN, kesit: 4G.

Bu kristaller dıştan bakınca ksenokristal izlenimi verseler de dokuları ve parajenezleri gereği doğrudan mağmadan kristallenme yoluyla gelişmiş oldukları anlaşılmaktadır. Genç vd (2004), Fıstıklı granitoyitinde yaygın olarak gözlenen grafik dokuyu, plutonun kabuğun en sığ seviyelerine kadar yükselmiş olmasıyla açıklamıştır.

Eosen mağmatizmasının bir ürünü olan Fıstıklı granitoyidi, aplitik daykları da kapsar.

Fıstıklı granitoyidinin yaşı konusunda yapılmış en güncel çalışma Delaloye ve Bingöl (2000)'e aittir. Araştırmacılar, 48,2±1,0 my (biyotit), 35,4±0,8 my (biyotit) ve 34,3±0,9 my (muskovit) K-Ar yaşlarına ulaşmışlardır. Bu da Lütesiyen-Alt Oligosen

aralığına karşılık gelmektedir ki granitoyitten elde edilen en eski yaş, Kızderbent volkanitinin oluşum yaşı (49,3±2 ila 38,1±1,9 my) ile çakışmaktadır.

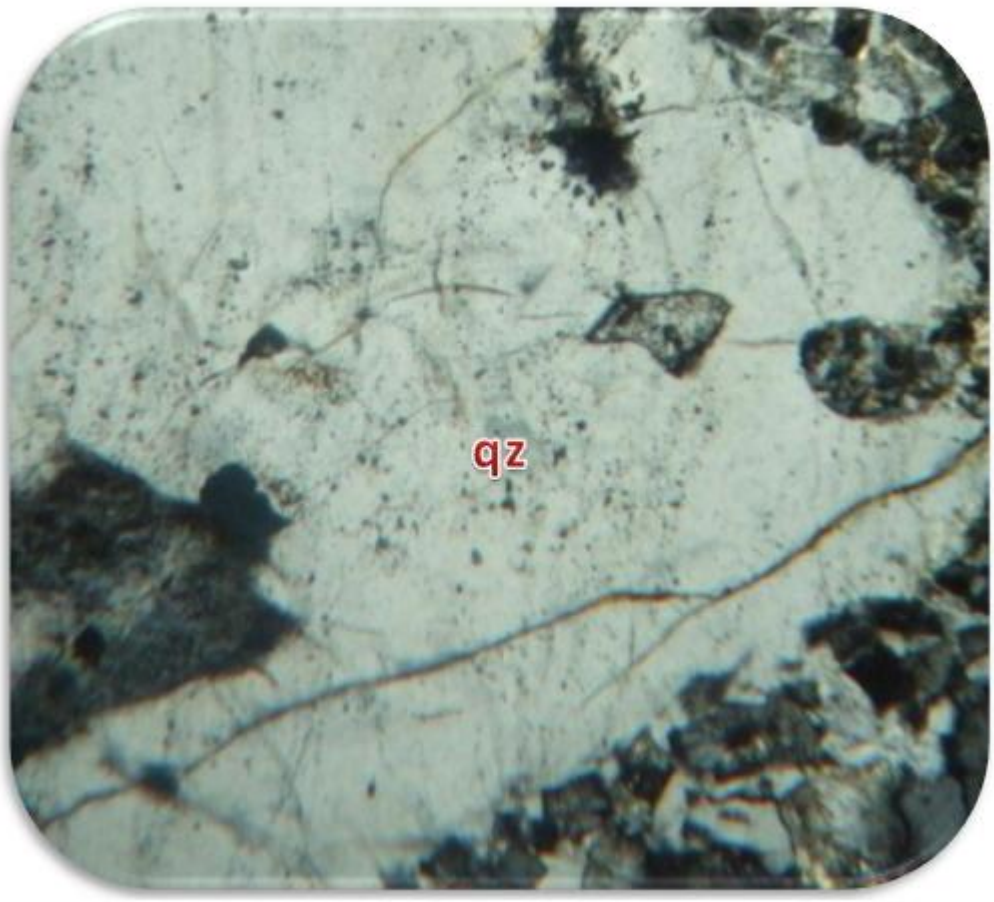


Foto 2.12: Fıstıklı granitoyidinde, volkanik kayalardaki fenokristalleri andıran kuvars kristali. qz: kuvars, büyütme: 4x, görüntü: ÇN, kesit: 5G.

2.2.4 Eski-yeni taraçalar ve alüvyonlar

Çalışma alanının en genç birimleridir. Sahil kısmını oluşturan güneyde ve Armutlu ilçesinde baskın olarak gözlenirler.

Taraçalar, bölgedeki temel kayalarının aşınmasıyla oluşan çakılların kum ile tutturulmalarıyla meydana gelir.

Eski-yeni ayrımı ise söz konusu çakılların kum matriksi içerisindeki göreceli tutturulmalarıyla ilgilidir. Eski taraçalar haliyle yeni olanlara göre daha sıkı tutturulmuştur.

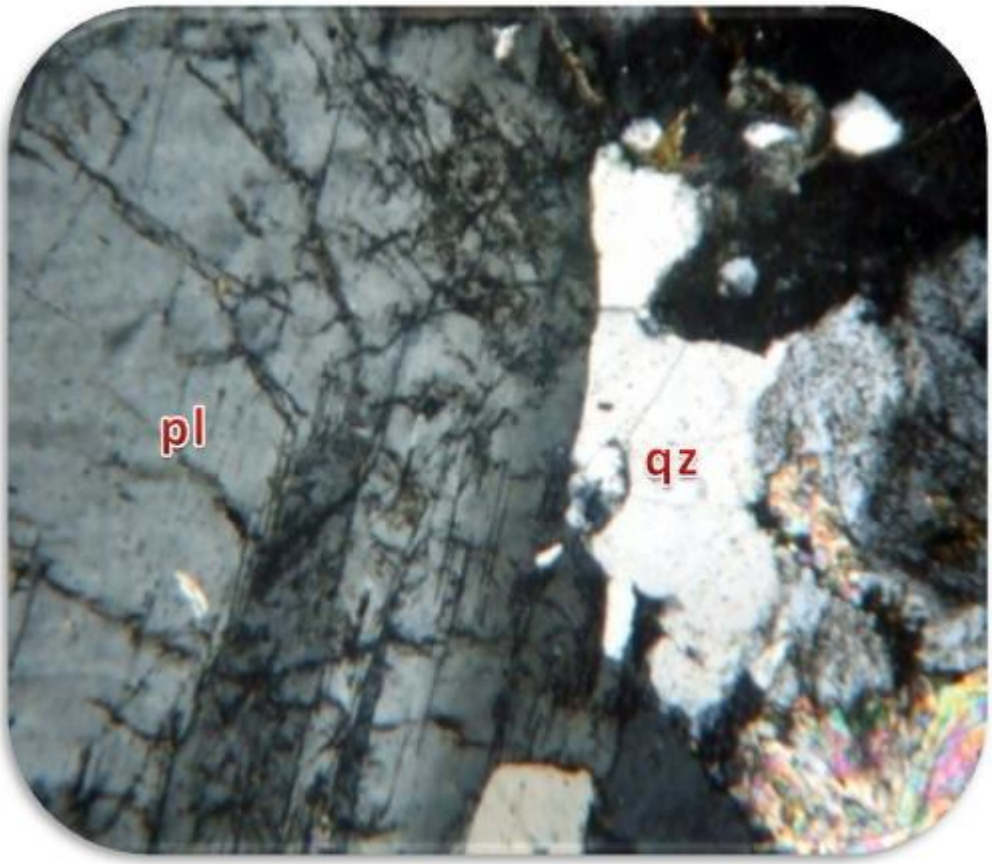


Foto 2.13: Fıstıklı granitoyidinde, volkanik kayalardaki fenokristalleri andıran plajiyoklaz kristali. pl: plajiyoklaz, qz: kuvars, büyütme: 10x, görüntü: ÇN, kesit: 5K.

Alüvyonlar ise bölgenin sahil kısmını oluşturan güney bölgesi yanında iç bölgelerde de görülür. Bunlar temel kaya parçalarından ibarettir.

BÖLÜM 3

MAGMA KARIŞMASI VE PETROGRAFİK VERİLER

3.1 Temel Kavramlar

Bu bölümde magma karışmasıyla ilgili temel kavramlardan bahsedildikten sonra çalışma alanından alınmış örneklerdeki veriler irdelenecektir.

Magma karışmasının en önemli arazi verisi olan anklavlar; değişik doku, mineralojik bileşim ve kökene sahip oluşuklar olarak tanımlanır.

Etimolojik olarak konuyla ilgili birçok yabancı kelime, karşılığı tam olarak tanımlanmadığı için, dilimize değişmeden girmiştir. Bunlardan anklav kavramı, yabancı bir madde yada malzemenin ana kütle tarafından eski konumundan koparılarak içine almasıyla oluşan yapı olarak tanımlanabilir. Anklav oluşma süreci ise "mingling" terimiyle karşılanır. Bu da yemek yada parça koparmak anlamındadır. Anklavın tam olarak özümsenerek ana kütlenin içinde yok olması ise "mixing" terimiyle tanımlanır ki bu da dilimizde karışmak yada harmanlamak fiilleriyle karşılanabilir.

Magma karışması süreçlerinde kullanılan bu terimlerin jeoloji bilimindeki karşılığı ise heterojen magma karışmasına mingling, homojen (/hibrid, melez) magma karışmasına ise mixing denir.

Konu, yetmişli yıllardan itibaren Didier (1973, 1991), Barbarin (1988, 1991) ve Hibbard (1991)'in önemli katkılarıyla bilim literatüründeki yerini almıştır.

3.2 Mağma Karışmasında Fizikokimyasal Özellikler

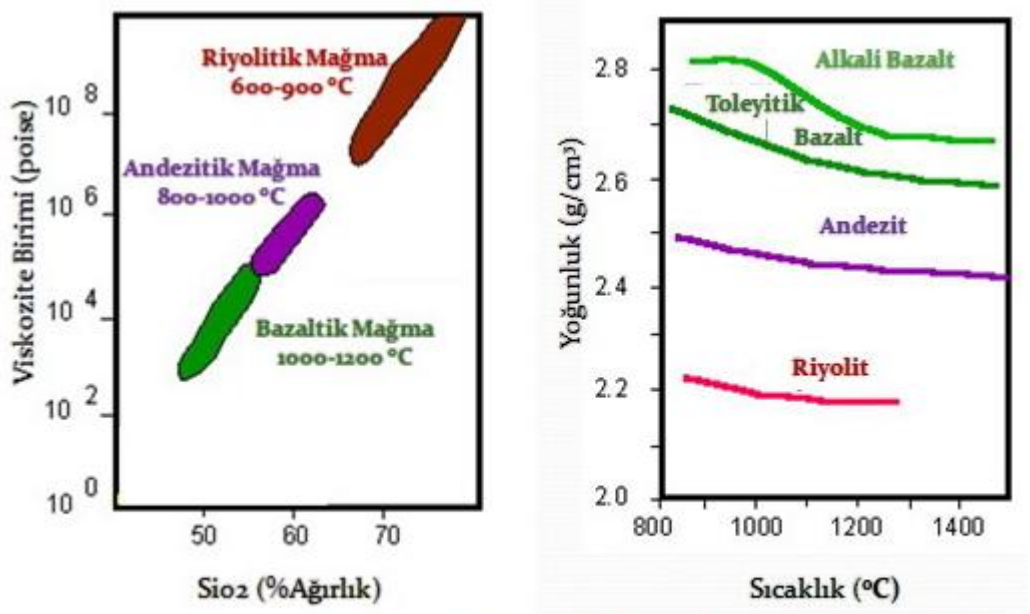
Magma karışması olayında ilksel etkenlerden en önemli rolleri yoğunluk ve viskozite kavramları üstlenir.

3.2.1 Yoğunluk ve viskozite kavramları

Yoğunluk, birim kütleye karşılık gelen birim hacimdir. Akışkanların hareketinde önemli olan yoğunluk kavramı, ortama göre(bağıl) düşük yoğunluktaki malzemenin yukarı çıkma eğilimini doğurur. Dolayısıyla, göreceli olarak düşük yoğunluğa sahip magmalar, yukarı yükselme eğilimindedir. Bu da magmanın dinamik bir yapı kazanmasını sağlar.

Viskozite (/ağdalılık) ise farklı fizikokimyasal özellikteki akışkanların, akmaya karşı gösterdiği dirence denir. Kimyasal bileşim ve sıcaklığa bağlı olarak değişir.
Kimyasal olarak SiO_2 içeriği, viskoziteyle doğru orantılıdır. Doğal olarak SiO_2 oranı yüksek olan riyolitik magmalar yüksek viskoz, SiO_2 oranı düşük olan bazaltik magmalar ise düşük viskozdur (Şekil 3.1a).

Fiziksel olarak, sıcaklıkla viskozite ters orantılıdır. Dolayısıyla görece soğuk olan riyolitik magmalar yüksek viskoz, sıcak olan bazaltik magmalar ise düşük viskozdur (Şekil 3.1b).



Şekil 3.1a ve 3.1b: Magmalarda fizikokimyasal farklılaşmaya sebep olan parametreler: SiO_2 içeriği - viskozite ve sıcaklık – yoğunluk (Skinner ve Porter, 1987).

3.2.2 Viskozite terslenmesi

Magma karışmasında viskozite açısından önem taşıyan diğer bir olgu da viskozite terslenmesidir. Bilindiği gibi felsik magma, mafik magmaya oranla daha yüksek bir viskoziteye sahiptir. Ancak magma karışması sırasında bu durum tersine dönebilir. Felsik magma, Newtonian davranış (%30 katı - %70 sıvı) sergilerken, visko-plastik davranış (%50 katı - %50 sıvı) sergileyen mafik magma, ısısını felsik magmaya oranla daha hızlı kaybederek plastik davranışa geçecektir (Yılmaz ve Boztuğ, 1994). Böylece karışma sırasında mafik magma, aynı sıcaklıkta felsik magmaya oranla daha viskoz olacaktır. Örneğin 1100 ^{o}C sıcaklıktaki bazaltik magma, 800 ^{o}C sıcaklıktaki granit kütlesi içerisine girdiğinde ani bir ısı kaybı yaşayarak fizikokimyasal davranışını değiştirir ve viskozitesi artar. Bu olay dokusal değişime de sebep olur.

Viskozite terslenmesi, ana kütle olan felsik magma içindeki mafik magmanın ani bir yapı ve sıcaklık değişimi şeklinde tepki vermesine neden olan ve uygun koşullarda anklav oluşumuyla sonuçlanan bir süreçtir.

3.2.3 Fiziksel ve kimyasal etkileşimler

İki farklı magma arasındaki etkileşim süreçleri fiziksel ve kimyasal olmak üzere iki ana başlık altında incelenir. Fiziksel etkileşimler, mekanik ve termal etkileşimleri kapsarken, kimyasal etkileşimler ise element difüzyonu ve sonrasında gerçekleşen dengelenme tepkimelerini içerir.

Bu etkileşimlerin yoğunluk ve baskınlıklarına göre karışma heterojen (mingling, anklavlaşma) yada homojen (mixing, hibridleşme) olabilir (Şekil 3.2).

3.2.3.1 Fiziksel değişim ve etkileşimler

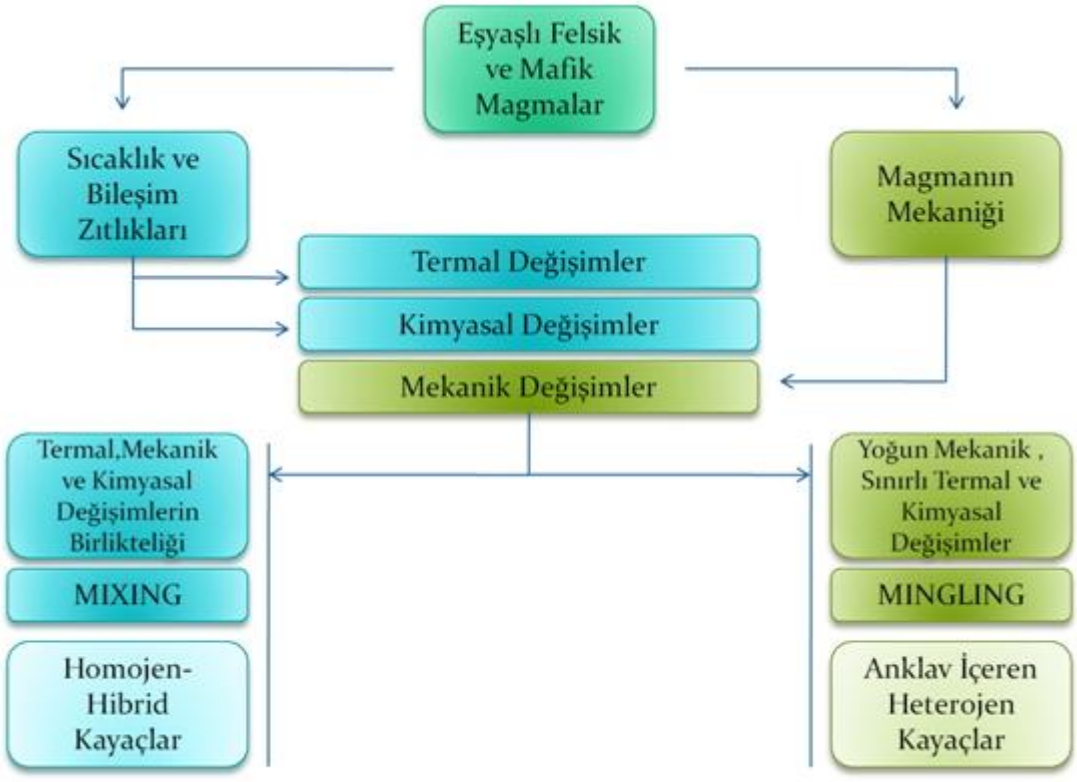
Bu konu termal ve mekanik etkileşimler olmak üzere iki başlık altında incelenecektir.

3.2.3.2 Termal etkileşimler

Farklı sıcaklıktaki iki magmanın karşılaşmasında enerji transferi, madde transferinden hızlı olacağı için meydana gelecek ilk olay ısı transferidir.

Eş yaşlı magmaların karışmasında, mafik magma daha soğuk olan felsik magma içine girdiğinde termal dengelenme sürene dek ısı alış-verişi sürecektir. Bunun tersi de mümkündür. Burada ısı alış-verişini açmadan önce bazı temel eşitliklerden bahsetmekte fayda vardır.

Isı, atomik parçacıkların hareketlerinden doğan bir enerji türüdür. Kütleye ve zamana bağlı olarak değişir ($Q = m.C.\Delta t$). Dolayısıyla büyük kütleli malzemeler ısılarını daha uzun süre koruyabilirler. Kütlenin bir fonksiyonu olan hacim de ısının korunması için önem taşır.



Şekil 3.2: Eş yaşlı magma karışması süreçlerinde fizikokimyasal ve termodinamik etkileşimler ve sonuçları (Barbarin ve Didier, 1992).

Magma karışma süreçlerinde, büyük hacimli malzeme (/anklav) daha uzun sürede ısı kaybedeceğinden kimyasal alış-veriş için zaman kalacaktır. Anklav, hacimce

küçükse ısısını hemen kaybedeceğinden kimyasal etkileşim minimum seviyede gerçekleşecek, yada alış-veriş olmadan ilksel bileşim korunacaktır.

Isı alış-verişleri anklavlar için kütlelerine bağlı olarak hızlı gelişeceğinden ilksel doku korunamayarak küçük taneli kristallerin baskın olduğu bir doku olan Mikrogranüler dokuyu oluşturacaktır. Didier (1973), sık sık rastlanan bu yapıyı Mikrogranüler dokulu Mafik Anklav (MME) olarak adlandırmıştır. Daha sonra yapılan ayrıntılı çalışmalarda anklavların porfirik dokuda bulundukları da gözlenmiştir. Bu sebeple isimlendirmede güncelleme yapılarak Mafik Magmatik Anklav (MME) terimi önerilmiş (Barbarin, 1988) ve literatüre bu haliyle girmiştir.

Burada dikkat edilmesi gereken nokta, bu anklavların mafik özelliklerinin bulundukları anakayaya göre değerlendirildiğinden göreceli oluşudur. Örneğin granodiyorit kayası, çeşitli sınıflandırmalarda (TAS, QAF ve AFP gibi) mafik alan içerisinde yer almaz. Silika içeriğine göre ortaç-asidik aralığı öngörülür. Ancak felsik bir granitoyid kütlesi içerisinde söz konusu granodiyoriti yada diyoriti anklav olarak koyu renkte görüleceğinden, bu yapılar göreceli bir özellik olarak mafik niteliğe bürünürler.

Tüm bu isimlendirme tartışmasının ardından bu çalışmada porfirik dokulu örneklere de rastlanmasından dolayı Mafik Magmatik Anklav teriminin kullanımı tercih edilmiştir.

3.2.3.3 Mekanik etkileşimler

Yoğunluk, viskozite ve sıcaklığa bağlı olarak yankayaç yada magmadan çeşitli büyüklüklerde parçalar koparılması ve bunların farklı oranlarda özümsenmesiyle oluşan etkileşim türüdür.

Mekanik etkileşimin en yoğun olduğu alanlar bantlı yapıların oluştuğu geniş dokanak zonlarıdır. Bunlar büyük hacimli iki magmanın karşılaştığı bölgelerde oluşur.
Bantlı yapılar, mekanik etkileşimin devamında dokanaktan, yabancı magmanın içine doğru sürülür ve anklav oluşmasını sağlar. Bu yapılar mikrogranüler dokulu (MME) olduğu gibi porfirik dokuda da görülürler. Bunlar genelde 10-20 cm boyutlarındadır.

Sürecin devamında sürekli olarak küçülen yabancı (mafik) magma parçaları ksenokristal (yabancı kristal) boyutuna kadar ulaşabilir.

Mekanik etkileşim ksenokristallerin oluşumuyla son bulur. Bundan sonraki süreçte koşulların (sıcaklık ve viskozite gibi) oluşması halinde kimyasal etkileşim devreye girerek ksenokristalleri de bozarak tam bir karışım (homojen, mixing) sağlanır.

3.2.3.4 Kimyasal etkileşimler

Kimyasal etkileşim, elementer difüzyon yoluyla hibridleşme sürecinde en etkili olaydır. Genelde termal dengelenmeyi takip eder. Mekanik ve termal etkileşimlerin neden olduğu ksenokristal oluşumuyla birlikte kimyasal etkileşim başlar ve bu kristallerin bozuşmasıyla son bulur.

Eş yaşlı mafik ve felsik magmaların dokanak zonlarında çift yönlü difüzyon olaylarının gözlendiği çeşitli araştırıcılar tarafından savunulmuştur (Yoder, 1973; Johnston ve Wyllie, 1988; Barbarin ve Didier, 1992).

Magmalar arasında meydana gelecek element alış-verişi, kimyasal ve fiziksel zıtlıklara bağlıdır. Ergiyik haldeki iki magmada alış-veriş en yüksek değerde iken mafik magmanın kristalizasyonuyla bu aktivite azalmakta yada sona ermektedir.
Sıcaklık, elementer difüzyonu hızlandırır, yani doğru orantılıdır. Hacim de sıcaklığın korunma süresiyle doğru orantılı olduğundan hacmi büyük olan malzeme daha geç soğur ve daha çok kimyasal etkileşimde bulunur.

Kimyasal etkileşimin en son ürünü izotopik dengelenmedir. Ancak bunun için; sıcaklık, yoğunluk, viskozite ve ilgili izotopun uygunluğu önem taşır.

Kimyasal etkileşim MME'ler içinde de gözlenir. Taşıyıcı felsik magmanın ana ve iz element içerikleri MME ile paralellik taşır. Bu paralellik tali mineralleri de kapsayabilir. Bu veriler elementer difüzyonun en önemli delillerini oluşturur.

Ca, Mg ve Fe gibi tipik mafik magma elementleri felsik magma içine transfer olup mafik silikatları oluştururken Si, K ve Na gibi felsik elementler ise mafik magmaya

geçip poyikilitik kuvars ve feldispat minerallerini yada olivin ve piroksen gibi mafik mineralleri bozar. H_2O transferi de bu susuz minerallerin duraylılıklarını bozacaktır.

Özet olarak, farklı nitelikteki magmaların karışmasında en önemli arazi verisi heterojen karışımı (mingling) gösteren anklavlardır ve bunlar genelde mikrogranüler yada porfirik dokudadırlar. Homojen karışım (mixing) ise sadece mikro düzeyde tespit edilebilir. Bunlar da rapakivi, antirapakivi ve pöyikilitik dokular gibi bazı dokular yada bıçağımsı biyotit ve iğnemsi apatit gibi özel yapılardır. Bazı mixing türleri ise sadece izotopik özellikler yardımıyla tespit edilebilir.

3.3 Mafik Magmatik Anklav (MME) Petrografisi

Çalışma alanından kesit yapılmak amacıyla alınan örneklerde; anakaya-MME sınırına yakın bölgelerde kimyasal ve dokusal etkileşimlerin maksimum boyutta olurken, dokanaktan uzaklaştıkça MME'lerin köken magmanın özelliklerini koruduğu gözlenmiştir (Foto 3.1a ve 3.1b).

İncelenen kesitlerde; MME'lerin modal olarak iki farklı grupta olduğu gözlenmiştir. Birinci grupta; plajiyoklaz (andezin-oligoklaz), kuvars, K-feldispat, biyotit ve opak minerallere oldukça sık rastlanmıştır.

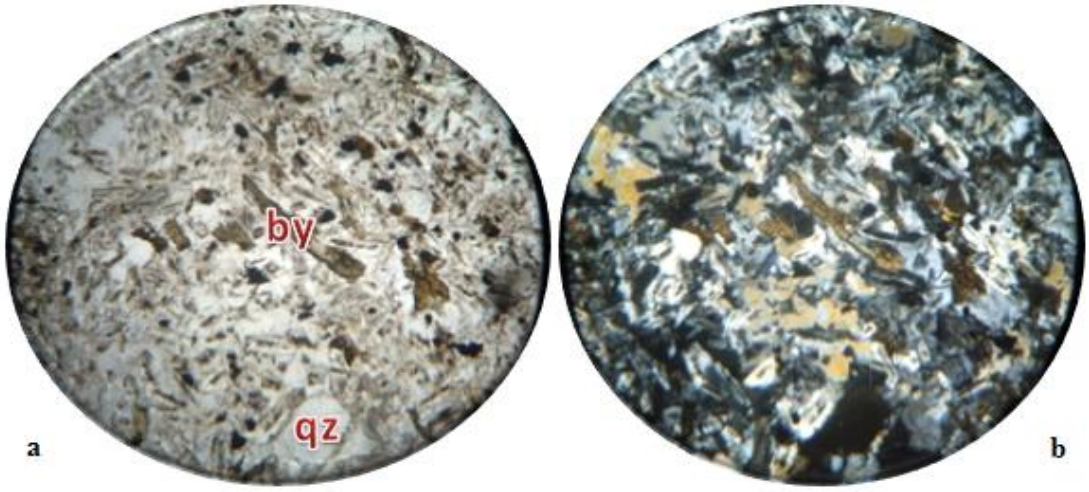


Foto 3.1a (TN) ve 3.1b (ÇN): Mafik magmatik anklav (MME). Plajioklaz, opak mineraller ve amfibollere nazaran büyük biyotit ve kuvars taneleri gözlenmektedir (by: biyotit, qz: kuvars, 10X, Kesit 3K.

Amfiboller nadir olarak gözlenir. Anakaya-MME dokanağına yaklaştıkça biyotitler yapısal olarak ince-uzun ve bıçağımsı özellikte gözlenir (Foto 3.8a, 3.8b, 3.9a ve 3.9b).

Kesitlerde rastlanan ikinci grup MME'lerde ise, baskın mineral yine plajiyoklazlardır ve oligoklaz bileşimindedirler. Kesit alanında modal olarak kuvars ve K-feldispat, diğer gruba oranla daha fazla gözlenir.

Hacimsel olarak opak mineraller de önemli bir yer kaplar. Biyotit ve amfibol gibi mafik mineraller ise nadiren gözlenir (Foto 3.2a ve 3.2b). Genç vd, (2004)'e göre Fıstıklı Granitoyidi'nde batıya doğru gidildikçe mafik mineral içeriği azalır. Söz konusu MME'ler muhtemelen bu kaynaktan beslenmiş olmalıdırlar. Örneklerin konumları da bu olguyu desteklemektedir.

İki grubun genelinde, en bol görülen mineral grubunu oluşturan plajiyoklazlar; göreceli küçük prizmatik kristaller ve mikrolitlerle temsil edilmektedir. Çok büyük bir bölümü alterasyona uğramıştır. Alterasyonlar serisitleşme şeklindedir.



Foto 3.2a (TN) ve 3.2b (ÇN): Mikrogranüler dokulu anklav. Plajiyoklaz, kuvars, opak mineraller ve biyotit kristalleri gözlenmektedir. qz: kuvars. Büyütme: 10X, Kesit 4K.

Kuvarslar özşekilsizdir ve çeşitli boylarda gözlenirler. Plajiyoklaz, biyotit, opak mineral ve apatit kapanımları içerirler (Foto 3.4a, 3.4b, 3.10a ve 3.10b). Plajiyoklaz

(andezin) ve biyotit içermeleri pöyikilitik kuvarsların oluşmasına sebep olup kimyasal etkileşime dair önemli bir veri olarak değerlendirilebilir.

Gerek modal gerekse normatif analizler sonucu opak minerallerin hematit (Fe_2O_3) ilmenit ($FeTiO_3$) ve magnetit (Fe_3O_4) gibi demir mineralleriyle temsil edildiği tespit edilmiştir.

Aksesuar mineral olarak apatit, etkileşimin göstergesi olarak iğnemsi şekillerde gözlenir (Foto 3.10a ve 3.10b).

Çalışmanın ana amacını teşkil ettiğinden dokusal ve kimyasal etkileşimleri anlamak amacıyla anakaya ile anklavın dokanak noktalarına odaklanılıp burada rastlanan dokusal değişimler ve etkileşimin delili olabilecek özel kristal yapıları gözlenmeye çalışılmıştır.

3.3.1 Dokusal veriler

3.3.1.1 Pöyikilitik doku

K-feldispat ve kuvarsın kapanım halinde plajiyoklaz, amfibol ve biyotit içermesiyle gözlenen dokuya denir. Bu sistemde önceden oluşan ağır mineraller (amfibol ve biyotit), felsik bölümdeki kuvars ve K-feldispatça çevrelenir (Foto 3.3a ve 3.3b).

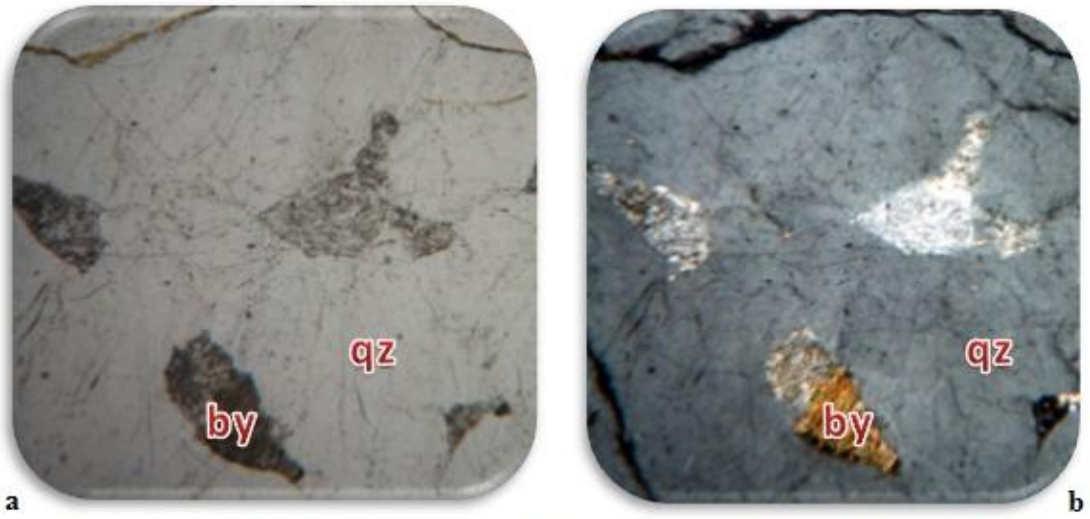


Foto 3.3a (TN) ve 3.3b (ÇN): MME-anakaya dokanağında kapanım halinde biyotit içeren kuvars kristali (by: biyotit, qz: kuvars, 10X, Kesit 4G).



Foto 3.4a (TN) ve 3.4b (ÇN): MME-ana kaya dokanağında kapanım halinde küçük plajiyoklazları içeren kuvars kristali (pl: plajiyoklaz, qz: kuvars, 10X, Kesit 5G).

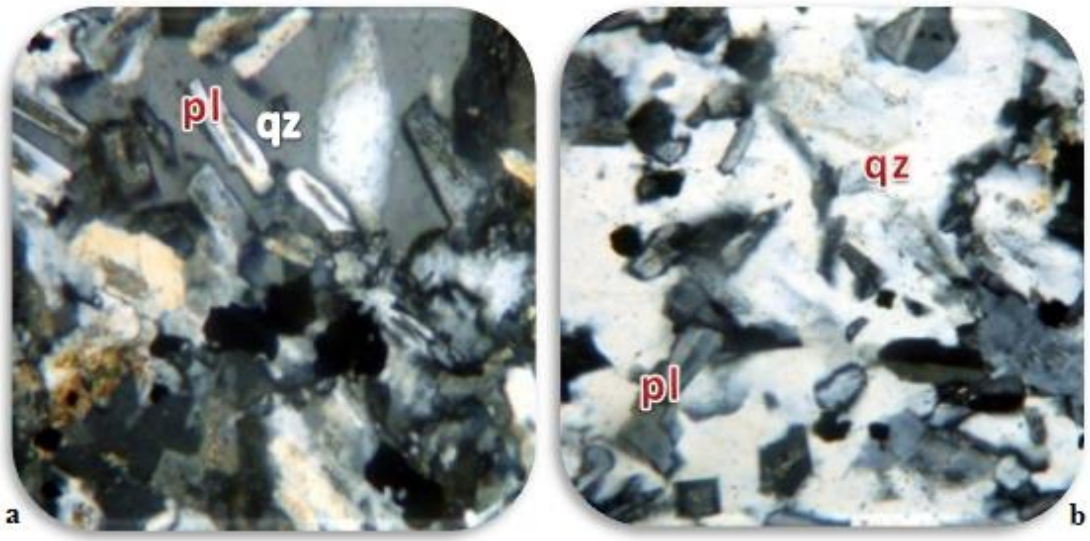


Foto 3.5a (ÇN) ve 3.5b (ÇN): MME-ana kaya dokanağında kapanım halinde küçük plajiyoklazlar içeren kuvars kristali (pl: plajiyoklaz, qz: kuvars, 10X, Kesit 5K).

3.3.1.2 Dokusal değişimler/geçişler

Makro boyutta fiziksel farklılıkların (renk ve tane boyları gibi) yardımıyla kolaylıkla ayırt edilebilen MME-anakaya geçişleri mikro boyutta dokusal geçiş ile izlenir. Bu geçiş keskin olabildiği gibi (Foto 3.6a ve 3.6b), MME'lerin ana kaya içerisine şırıngalanması şeklinde ortaya çıkan özel yapılarla da olabilmektedir (Foto 3.7a ve 3.7b).

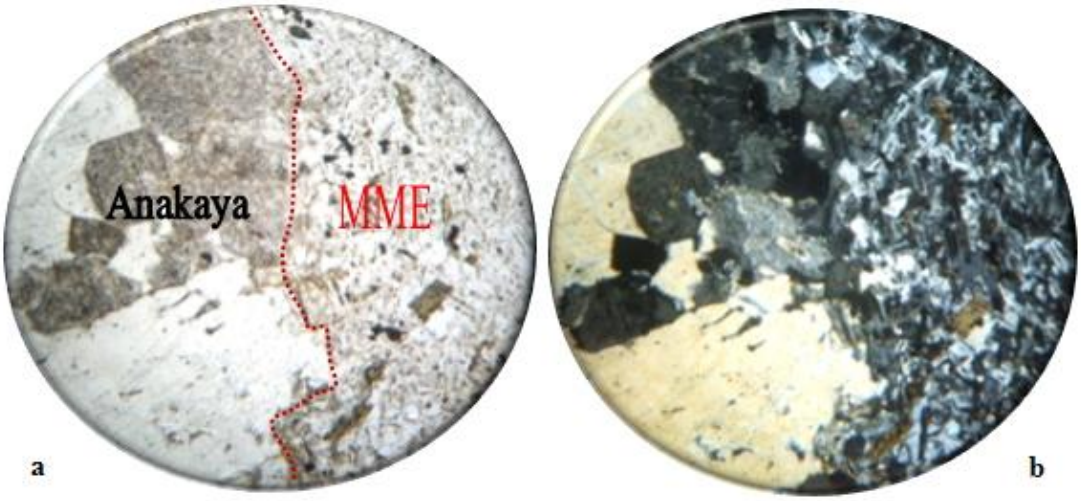


Foto 3.6a (TN) ve 3.6b (ÇN): MME-anakaya dokanağında meydana gelen dokusal değişim. MME'ler göreceli küçük kristallerle temsil edilirken, ana kaya (granit) tanesel dokuda dır. (4X, Kesit 5K).

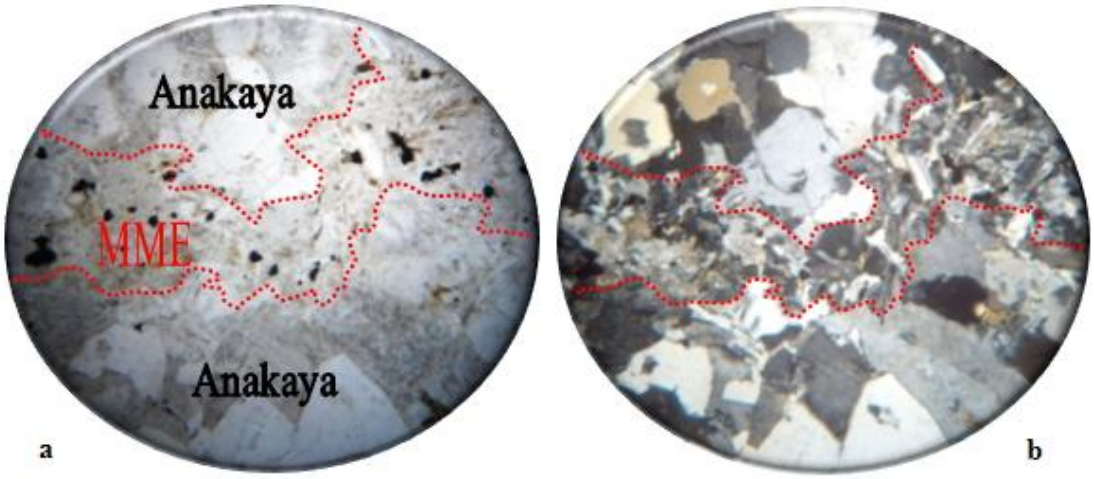


Foto 3.7a (TN) ve 3.7b (ÇN): MME-anakaya dokanağında meydana gelen dokusal değişim. MME, ana kaya içerisine şırıngalanıyor. Yoğun opak mineral içeriğiyle MME'lerin anakaya içerisine girişimi tek nikolde de net olarak gözlenmektedir, (4X, Kesit 4K).

Anakayada yaygın olarak tümkristalli granüler (/taneli) doku gözlenir. MME dokanağında ise anakayadan gelen feldispat ve biyotit gibi görece büyük kristallerin etkisiyle yerel bir porfirik doku gelişiminden söz edilebilir. Çekirdek zona yaklaşıldıkça mineral boyutları giderek benzer hale gelerek küçülür. Bu durum mikrogranüler dokunun oluşmasına sebep olur. Dolayısıyla, bir kesitte üç farklı dokuyu gözlemlemek mümkündür. Bu üç genel dokunun dışında trakitik dokuya da rastlanmıştır (Foto 3.8).

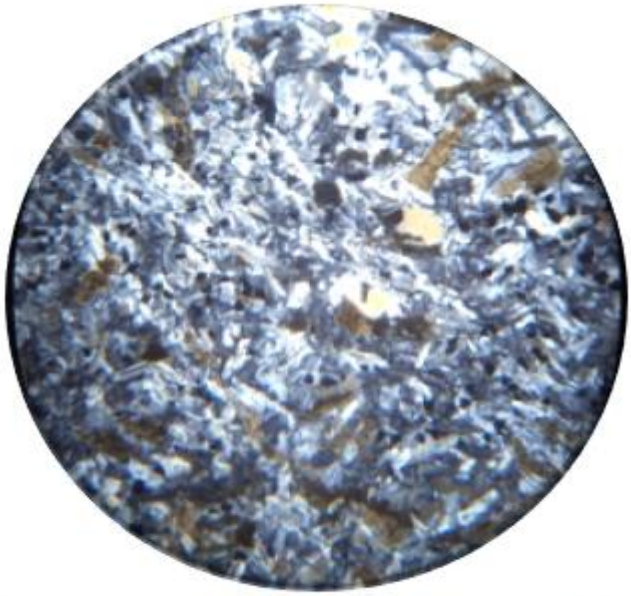


Foto 3.8: Az çok kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu prizmatik plajiyoklaz kristallerinin oluşturduğu trakitik doku. (ÇN, 4x, Kesit 2K).

3.3.2 Özel kristal şekilleri

Karışma sırasında minerallerin içerdiği elementlerin kimyasal davranışlarına göre kristaller özelleşmiş şekillerde görülebilmektedir.

3.3.2.1 Bıçağımsı biyotitler

Uyumsuz K elementi karışma sırasında hızlı bir şekilde difüze olarak özel bir yapı olan bıçağımsı biyotitlerin oluşmasına sebep olur (Foto 3.9a, 3.9b, 3.10a ve 3.10b). Bıçağımsı biyotit oluşumu; Mg, Fe ve alumina silikatlı, görece mafik olan bir magma ile K içeren felsik magma karşılaştığında meydana gelebilecek kimyasal etkileşimlerdendir. Daha önce oluşan kristal fazlar, biyotit büyümesini fiziksel olarak engellerse biyotitin bazis yüzeyleri (dilinim içermeyen, c eksenine dik yüzeyler) bıçağımsı şekillerde gelişir.

Daha önce oluşan kristal fazlar, biyotit büyümesini fiziksel olarak engellerse biyotitin bazis yüzeyleri (dilinim içermeyen, c eksenine dik yüzeyler) bıçağımsı şekillerde gelişir.

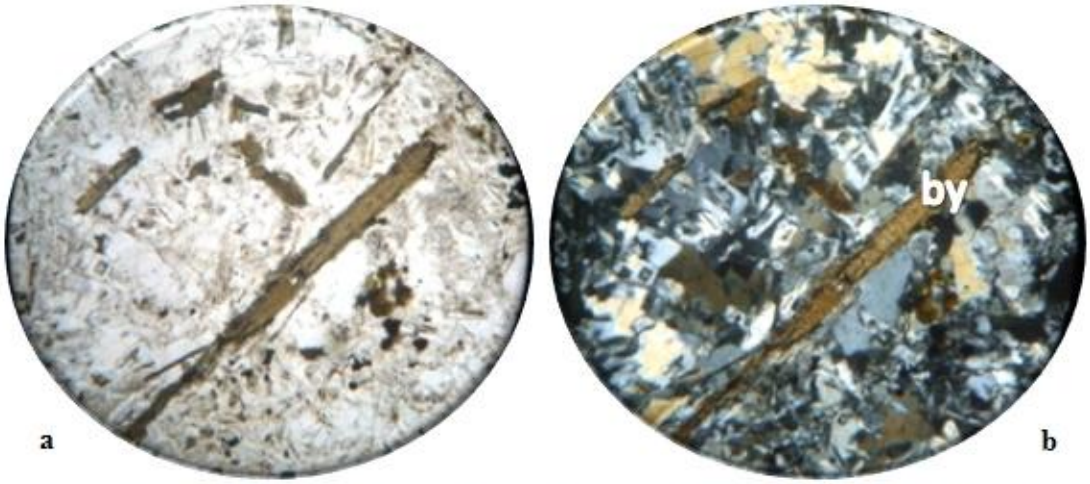


Foto 3.9a (TN) ve 3.9b (ÇN): MME'ler içerisinde dokanağa yakın yerlerde gözlenen K difüzyonunun göstergesi olan bıçağımsı biyotitler. (4X, Kesit 4K).

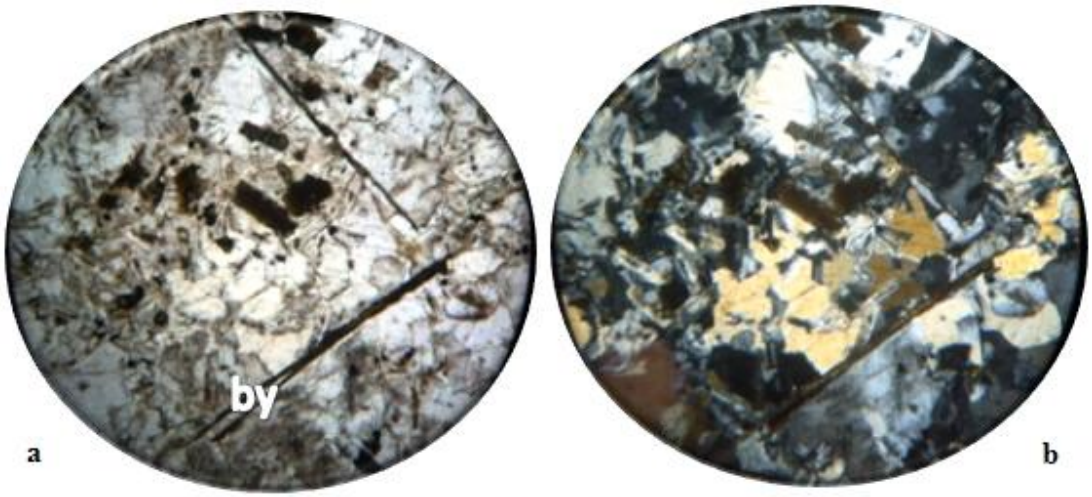


Foto 3.10a (TN) ve 3.10b (ÇN): MME'ler içerisinde dokanağa yakın yerlerde gözlenen bıçağımsı biyotitler. (4X, Kesit 5K).

3.3.2.2 İğnemsi Apatitler

Bıçağımsı biyotit gibi karışım delili olarak öne sürülebilen (Hibbard, 1991) diğer bir özel yapı da iğnemsi apatitlerdir (Foto 3.11a ve 3.11b).

Eşyaşlı (/coeval) farklı bileşimli iki magmanın karışması sırasında mafik magmanın sıcaklığının ani düşmesi sonucunda prizmatik şekil yerine iğnemsi apatit kristalleri oluşur (Hibbard, 1991).

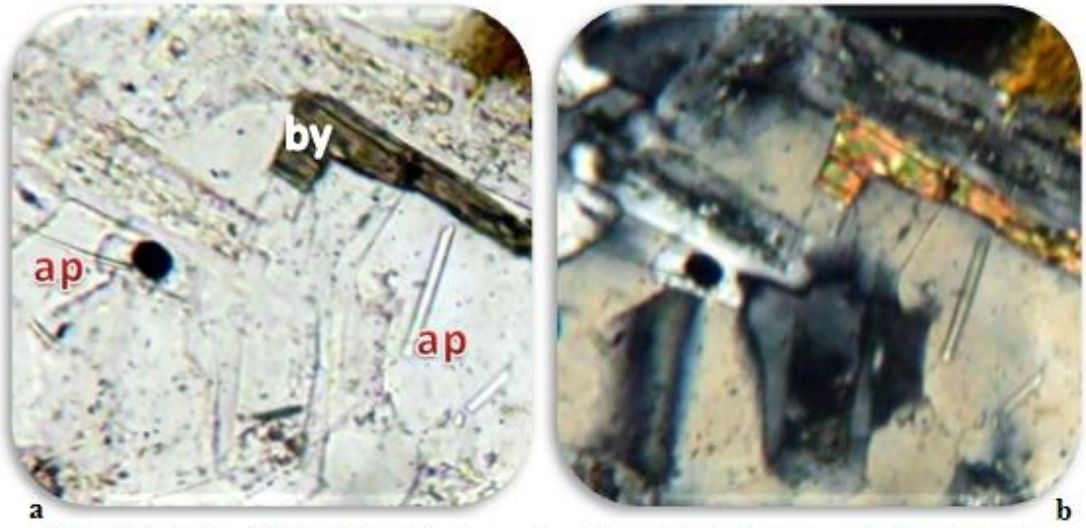


Foto 3.11a (TN) ve 3.11b (ÇN): Yüksek oranda optik ve dijital yakınlaştırma kullanılarak elde edilmiş iğnemsi apatitlerin görüntüsü. Fotoğraf dokanağa yakın bir alandan alınmıştır (Kesit 3K).

3.3.3 Reaksiyonel kristal sınırları ve elek doku oluşumu

Ksenokristaller, MME'lerin yoğun kimyasal etkileşime maruz kalarak evrime uğramasıyla, bulunduğu ortamda MME'yi temsilen geriye kalan tek üyedir.

Anakaya-MME dokanağına yakın bölgelerde MME içine difüze olmuş kristaller ve bu kristallerin MME ile girdiği kimyasal etkileşim sonucu ksenokristal sınırında meydana gelen reaksiyonel bölgeler karışımın göstergesi olabilirler. Elek dokunun oluşmasına neden bu durumda magmaların sıcaklık farkları temel etkendir.

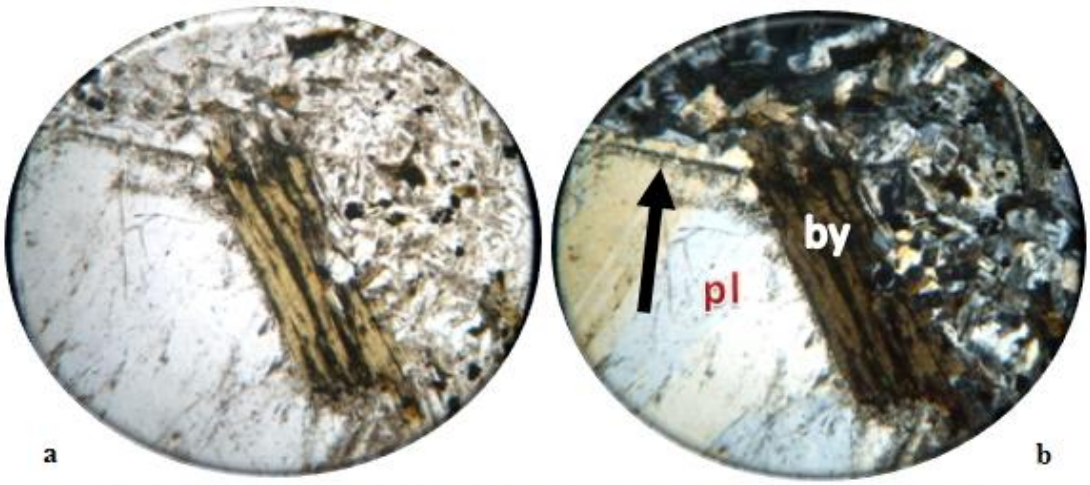


Foto 3.12a (TN) ve 3.12b (ÇN): MME'ler içerisinde dokanağa yakın yerlerde gözlenen plajiyoklaz ksenokristali. Mineral sınırı reaksiyonel hale ile çevrelenip elek dokuyu oluşturmuştur. pl: plajiyoklaz, by: biyotit. Büyütme: 4X, Kesit 5K.

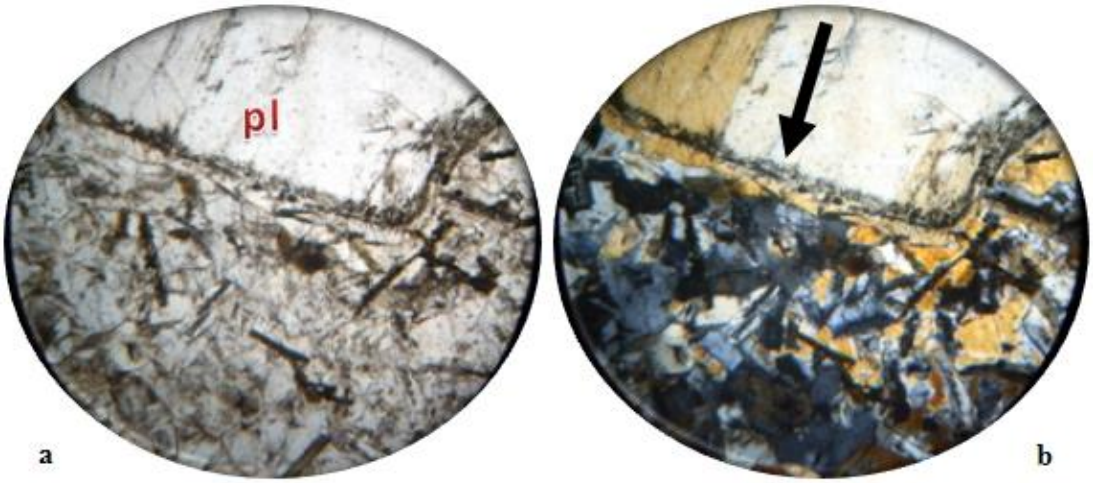
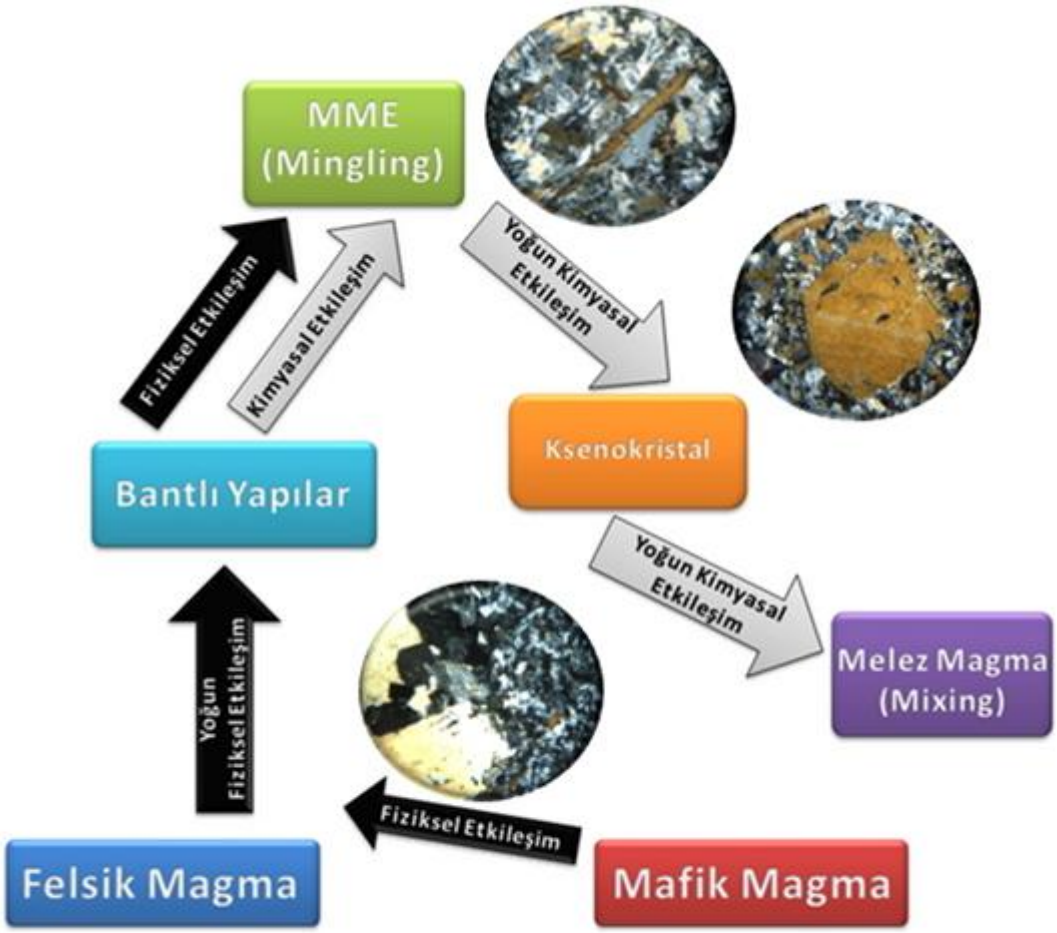


Foto 3.13a (TN) ve 3.13b (ÇN): MME'ler içerisinde dokanağa yakın yerlerde gözlenen plajiyoklaz ksenokristali. Mineral sınırı reaksiyonel hale ile çevrelenip elek dokuyu oluşturmuştur. pl: plajiyoklaz. Büyütme: 4X, Kesit 5K.



Şekil 3.3: Petrografik veriler ışığında, Didier ve Barbarin (1991), Hibbard (1991) ve Yılmaz ve Boztuğ (1994)'un çalışmalarından faydalanılarak tasarlanmış, uygun koşullarda magma karışması evrimi için düşünülen devinim.

BÖLÜM 4

MME: JEOKİMYASAL VERİLER

4.1 Giriş

Arazide, alterasyona (bozuşma) uğramamış yüzeylerden 10 adet örnek alınmıştır. Her örnek alımı sırasında şu sıra izlenmiştir; felsik anakaya, içerdiği MME'lerin kimyasal ve dokusal etkileşimin üst düzeyde olduğu MME-anakaya dokanak, kısmen daha az etkileşimin gerçekleşebileceği ve ilksel özelliklerin korunabileceği çekirdek bölge (iç zonlar) zonlar ve MME'lerin kökensel akrabası mafik magma (Şekil 4.1).



Şekil 4.1: Petrokimyasal örnekleme yöntemi.

Bu bölümde ele alınacak üç farklı türdeki örnek ailesi (Anakaya, MME, Mafik Köken) için renklendirme sistemi kullanılmıştır.

Tablo 4.1: Örneklerin majör oksit değerleri. MK: Mafik Köken, MME: Mafik Magmatik Anklav, AK: Anakaya (pluton).

Oksitler	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
A-1 (MK)	50,7	1,17	17,28	13,5	2,7	4,71	8,6	2,92	0,22	0,23
A-2 (MK)	49,84	0,43	17,5	13,2	2,64	6,45	7,8	3,35	0,5	0,04
A-3 (MME)	68	0,26	14,33	5,77	2,3	1,36	3,7	5	0,45	0,11
A-4 (MME)	65,6	0,36	14,9	7	2,8	1,85	2,9	5,8	0,56	0,14
A-5 (MME)	64,2	0,48	17,66	5,86	2,05	1,45	3,31	4,9	1	0,21
A-8 (MME)	72,6	0,21	13,8	2,44	0,98	0,54	2,02	5	2,2	0,07
A-10 (MME)	68,5	0,35	14,1	5,69	2,28	1,5	4,78	3,6	0,4	0,12
A-6 (AK)	75	0,16	12,9	1,39	0,55	0,2	1,35	4,1	3,87	0,03
A-7 (AK)	76,9	0,15	11,5	1,5	0,6	0,21	0,82	3,78	4	0,03
A-9 (AK)	76,5	0,11	12,71	0,94	0,38	0,11	0,95	3,5	4	0,02

4.2 Analitik Yöntem

Kimyasal analiz çalışmaları iki aşamalı olarak gerçekleştirilmiştir. Araziden alınmış 10 adet örnek kayaç tozu haline getirilmesine kadar olan aşama Kocaeli Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi laboratuarlarında gerçekleştirilmiştir. Daha sonraki aşamalar ise ACME (Kanada) laboratuarlarında ana ve iz elementler ICP-MS yöntemi kullanılarak analiz edilmiştir.

4.2.1 Kayaç tozu hazırlama

Bu örneklerin kimyasal analiz işlemlerine hazırlık aşaması, alterasyonun kaldırılması ve çeneli kırıcı ile boyutlarının küçültülmesi ile başlamıştır. Çeneli kırıcının çenelerinin kimyasal kirlenmeye neden olmaması için her örneğin kırma işlemi sonrası tel fırça ile temizlenip, alkolle silinmiştir. Bu bölümde kırılan örnekler pulvarizatör yardımı ile toz haline getirilmiştir. Pulvarizatörle çalışma esnasında her örnek için makinenin tungsten halkaları basınçlı hava ve alkolle temizlenmiştir.

4.3 Kayaç Sınıflamaları

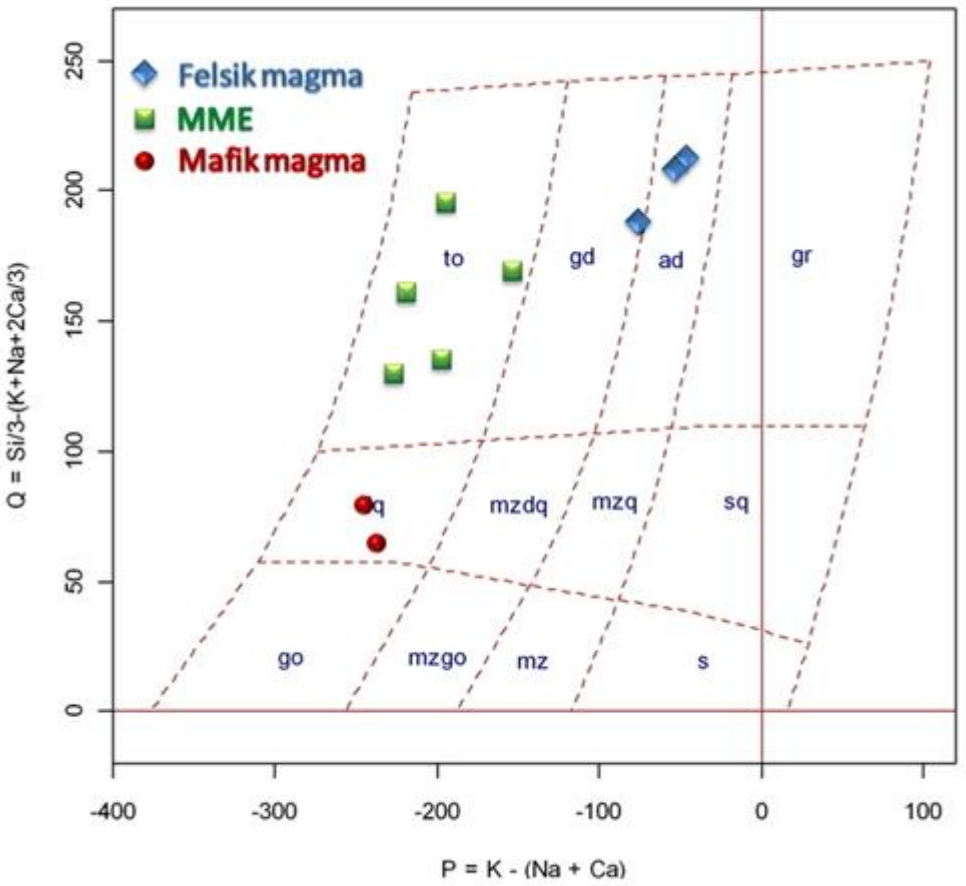
4.3.1 Alkali ve TAS (Toplam Alkalilere karşı Silika) sınıflamaları

Analizlerden elde sonuçlar Debon ve Le Fort (1983)' ün tanımladığı kaya sınıflaması diyagramına işlenmesiyle Şekil 4.2' deki sonuçlara ulaşılmıştır. Buna göre araziden MME'lerin kökeni olabileceği düşüncesiyle alınan mafik örnekler kuvarslı bazalt bileşimini vermektedir.

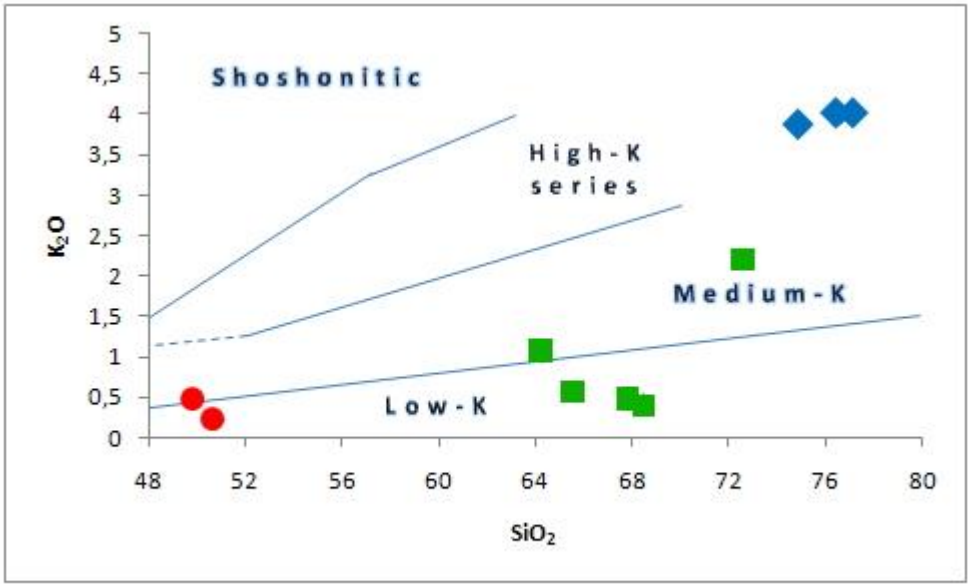
Arazide oldukça koyu renklerde gözlenen MME'ler ise tonalitik bileşim sınırları içerisinde kalmıştır.

Anakayayı temsilen alınan örnekler ise adamellit ve granodiyorit bileşimini vermektedir (Şeki 4.2).

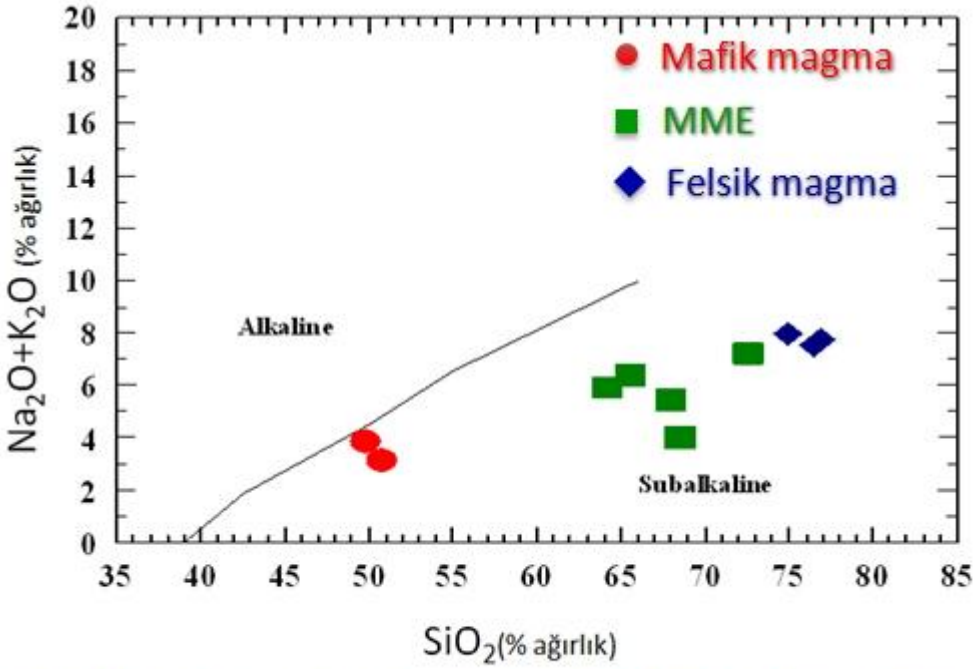
Şekil 4.3'de ise Pecerillo ve Taylor (1976)'ın diyagramı kullanılarak örneklerin K_2O-SiO_2 ilişkileri sergilenmiştir. Örneklerin genel yönelimi düşük ve orta-K serileri sınırları içerisindedir.



Şekil 4.2: Debon ve Le Fort (1983)'ün P-Q diyagramı. dq: kuvarslı bazalt, to: tonalit, gd: granodiyorit, ad: adamellit.



Şekil 4.3: K_2O'ya karşı SiO_2 Sınıflaması (Pecerillo ve Taylor, 1976).



Şekil 4.4: Alkalilere karşı Silika diyagramıyla örneklerin alkalin-subalkaline özellikleri (Irvine ve Baragar, 1971).

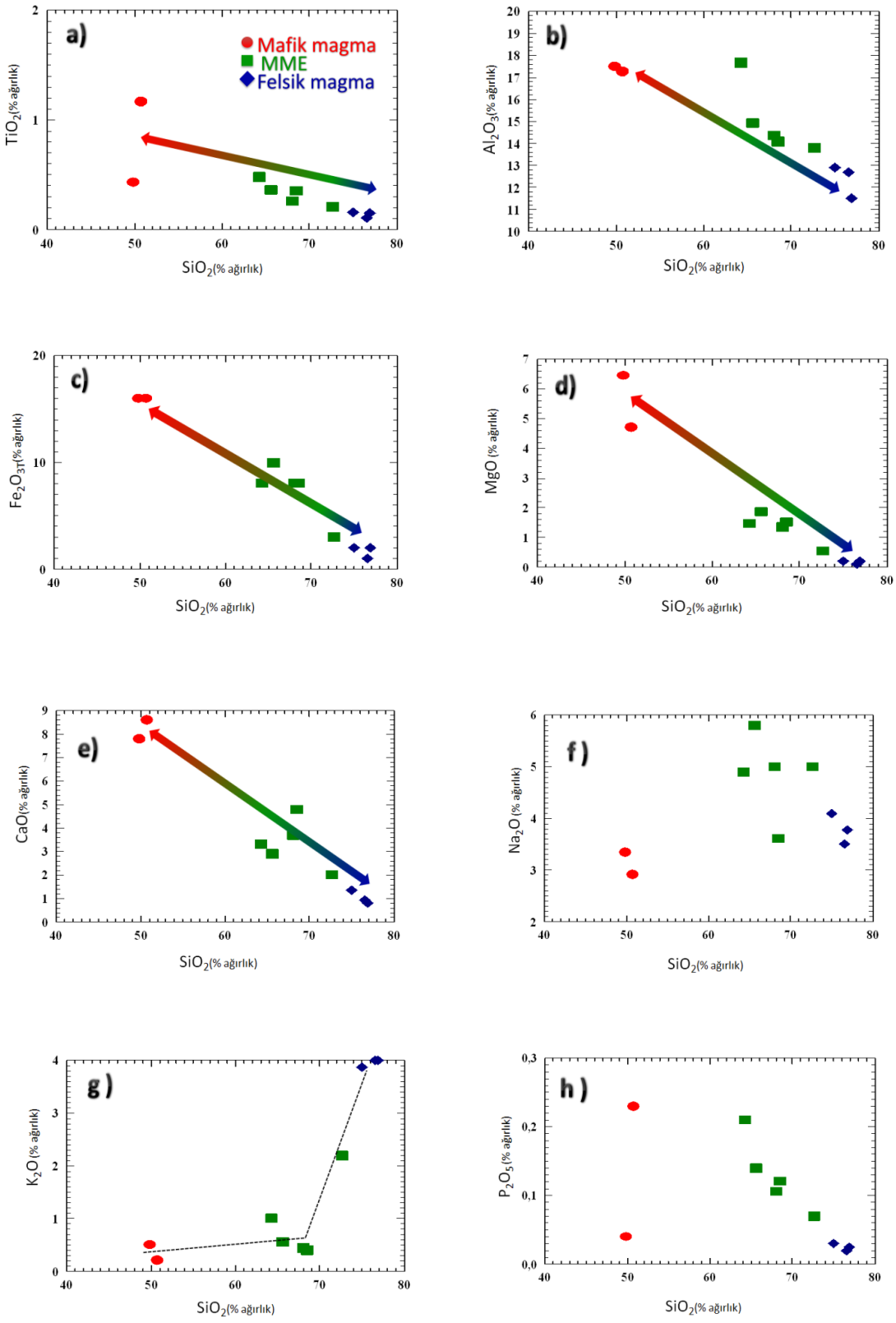
Şekil 4.4'de yine alkalilere karşı silika özelliği (Irvine ve Baragar, 1971) sergilenmiştir. Örneklerin alkalin tarafına geçmediği gözlenmiştir.

4.4 Magmanın Karışma Evrimi – Harker Diyagramları

Anakaya ve MME arasındaki etkileşimin düzeyinin kimyasal yollarla ortaya konması için Harker diyagramları kullanılır. Magmadaki evrim süreçlerinin yorumlanması için tercih edilen bu diyagramlarda tüm örneklerin ana ve iz element içeriklerinin SiO_2' ye göre davranışı gösterilir ve buna göre çıkarımlarda bulunulur.

Araziden mafik köken olabilecek Kızderbent volkanitini temsilen alınan iki adet örnek de bu diyagramlarda kullanılmıştır. Bu yolla mantıksal bir trend (eğilim) üzerinden yoruma gidilmeye çalışılmıştır.

4.4.1 Majör oksit diyagram ve yorumları



Şekil 4.5: Her üç örnek grubuna ait ana element Harker diyagramları.

Ana elementlerin SiO_2'ye göre değişimlerinin gösterildiği Harker diyagramlarında (şekil 4.5); TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO ve CaO gibi oksitleri SiO_2'ye göre azalan, düzgün bir trend izlerken, Na_2O ve P_2O_5 oksitleri saçılım gösterirler. K_2O'nun ise SiO_2 artışı ile devamlı olmayan bir artış trendi izlediği gözlenir. Buna göre MME'lerin eğilimi, mafik örneklerden çok farklı değildir. Anakaya örneklerine geçildiğinde ise dike yakın ani bir artış trendi gözlenir. K ayrımlaşmanın son evrelerine dek ergiyikte kaldığından artış trendinde olması olağandır.

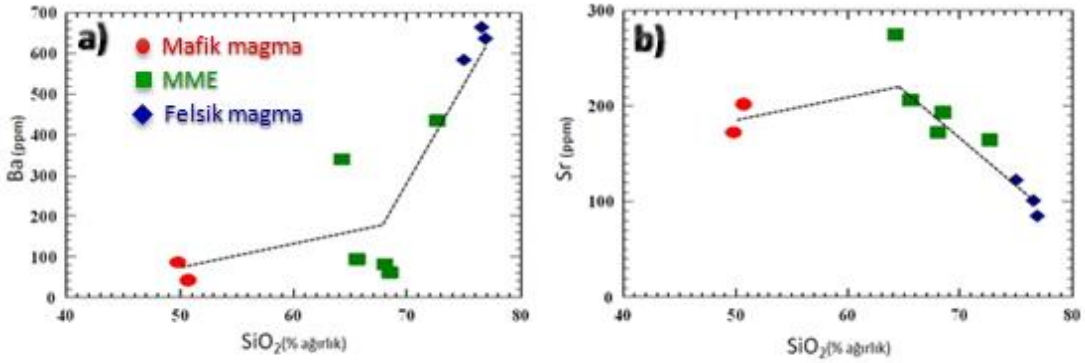
Ana element diyagramları -genel olarak- üç örnek grubu arasında benzer trendler oluşturduğundan hem kimyasal hem de kökensel anlamda ilişkili oldukları söylenebilir.

Magma evrim süreçlerinin önemli bir bölümünü oluşturan ayrımlaşma (diferansiyasyon) olayı –bazik nitelikten asidik niteliğe- ergiyik içerisindeki Fe, Mg ve Ca elementlerini zamanla azaltırken; Na, K ve Si elementlerini artırır. Fe, Mg ve Ca ergiyikten ayrılarak Ferro-magnezyenleri (Olivin-piroksen gibi) ve kalsiyumlu Plajiyoklazları (Anortit ve bitovnit gibi) oluşturmak üzere kristallenen minerallerin içinde tutulurlar. Dolayısıyla silikaya karşı yapılan ana element diyagramlarında mafik elementlerin ayrımlaşmanın ileri aşamalarında azalmaları olağan bir durumdur.

4.4.2 İz (trace) element diyagram ve yorumları

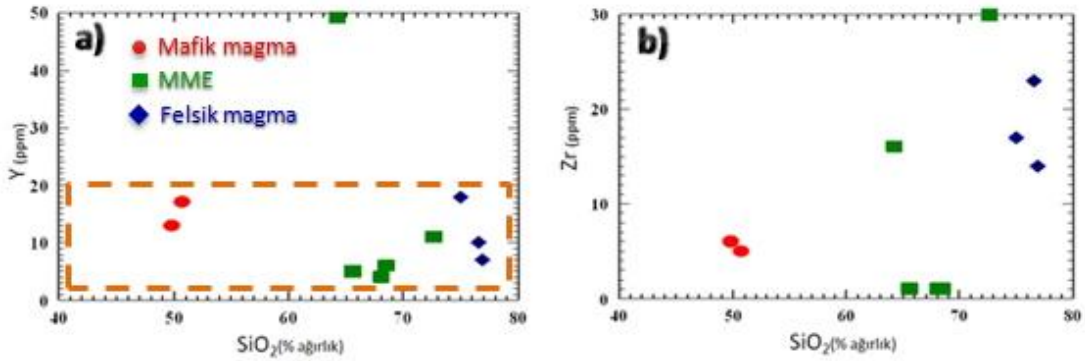
Ana element diyagramlarından farklı olarak iz elementler jeokimyasal davranışlarına göre LIL (Large Ion Lithophile, geniş iyonlu litofil) elementler (Şekil 4.6a ve 4.6b), HFS (High Field Strength, alterasyona dayanımlı) elementler (Şekil 4.7a, 4.7b), TM (Transition Metals, geçiş metal) elementler (Şekil 4.8a ve 4.8b) ve REE (Rare Earth Elements, nadir toprak elementleri)'nin (Şekil 4.9) SiO_2'ye karşı durumları değerlendirilecektir.

Geniş iyonlu litofil elementlerden Ba, iyon çapı olarak K'ya yakın olduğundan jeokimyasal davranışı benzerdir ve SiO_2'ye göre artış trendi gösterir.



Şekil 4.6a ve 4.6b: Üç örnek grubuna ait LIL'leri temsilen Ba ve Sr iz element Harker diyagramları.

Sr ise Ca ile benzer iyon çapına sahiptir. Bu sebeple Ca içeren -plajiyoklaz gibi- minerallerin yapısına katılabilir. Dolayısıyla SiO_2'ye göre negatif trend göstermelidir. Ancak bir aykırı örnek dışında MME'lerin Sr içerikleri muhtemel mafik kökene benzerdir. Buradan karışım sırasında Ca içeren plajiyoklazların kimyasal etkileşimden fazla etkilenmedikleri söylenebilir. Dolayısıyla Şekil 4.6b'de gözlenen durum normal olup köken ve kimyasal etkileşimin düzeyi için delil olarak kullanılabilir.

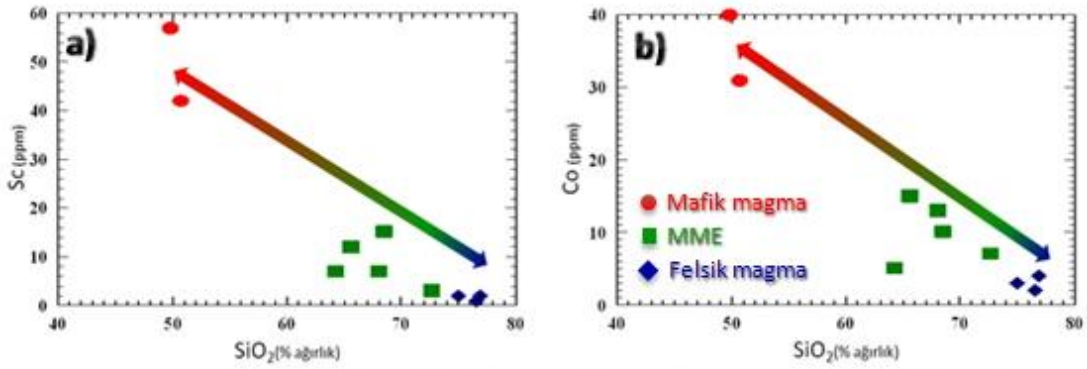


Şekil 4.7a ve 4.7b: Üç örnek grubuna ait HFS'leri temsilen Y ve Zr iz element Harker diyagramları.

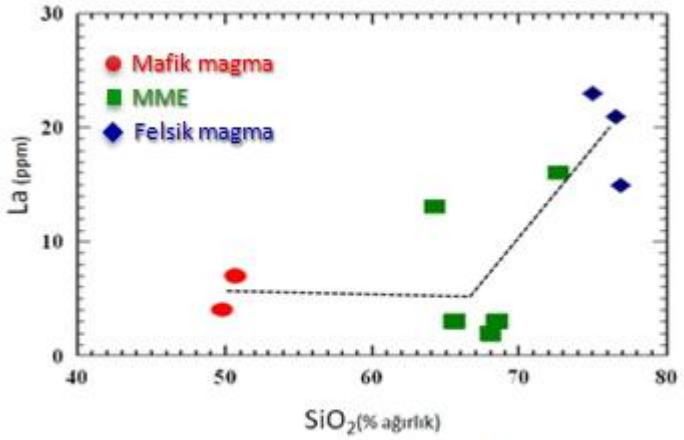
Alterasyona karşı dayanımı yüksek olan elementlerden (HFS); Y, garnet ve piroksenin yapısına katıldığından negatif trend verir. Y ayrıca az da olsa opak mineral magnetit ve tali mineral apatitin bünyesine katıldığından kayaç bileşimine göre bu trend değişebilir. Köken olarak düşünülen örnekler garnet gibi yüksek sıcaklık mineral gruplarının kristalizasyonlarından sonra oluştuğu düşünülürse ki; gerek modal, gerekse normatif analizlerde garnete rastlanmamıştır. Y elementinin ayrımlaşmaya göre sabite yakın bir trend izlemesi muhtemeldir (Şekil 4.7a).

Zr elementi ise ayrımlaşmanın çeşitli safhalarında zirkon mineralinin yapısında tutulduğundan pozitife yakın, düzgün olmayan bir trend gösterir. (Şekil 4.7b). zirkon, ortaç ve asidik kayalarda, bazik kayalara oranla daha fazla bulunur.

Geçiş metallerinden Sc ve Co, jeokimyasal olarak iyon çapları yakın olduğundan Fe^{+2} ile benzer özelliktedirler. Yani Fe^{+2}'nin bulunabildiği kristal kafesi içinde yer alabilirler. Söz konusu kafesler de elbette Ferromagnezyen minerallere (olivin, piroksen ve amfibol gibi) aittir. Buna göre ayrımlaşmanın öncel safhalarında Sc ve Co elementleri mineral yapılarında tutularak, sonraki evreler için negatif bir trend ortaya koyarlar (Şekil 4.8a ve 4.8b).



Şekil 4.8a ve 4.8b: Üç örnek grubuna ait TM elementleri temsilen Sc ve Co iz element Harker diyagramları.

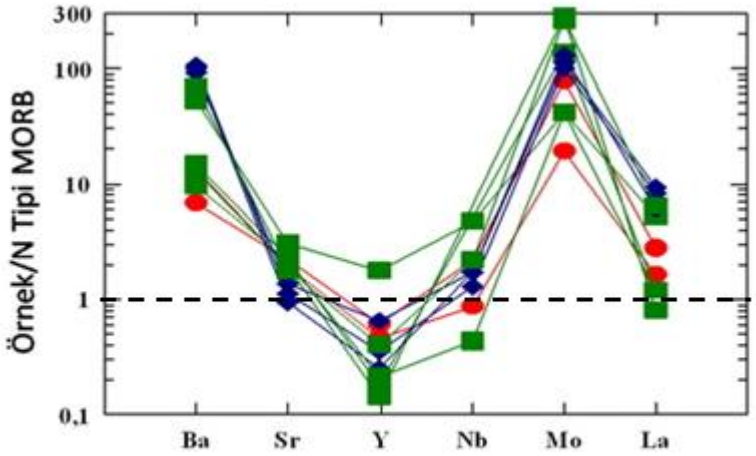


Şekil 4.9: Üç örnek grubuna ait LREE elementleri temsilen La iz element Harker diyagramı.

Nadir toprak elementlerini temsilen seçilen La elementi, bu sınıflamanın hafif üyesidir (58-63 atom numaralı Lantanitler). LREE'ler jeokimyasal olarak Biyotit, Zirkon ve Apatit gibi minerallerin yapılarına katıldığından düzgün olmayan pozitif trend gösterirler. Apatit, Zirkon ve Biyotit farklı sıcaklıklarda oluştuğundan ayrımlaşma süreci içerisinde çeşitli zamanlarda negatif ve pozitif trendler gözlenebilmektedir (Şekil 4.9).

4.5 Spider (örümcek) diyagramı ve yorumu

Magma evriminin eş trendlerde olup olmadığı yani kökensel çıkarımların en doğru yapılabildiği diyagramlar örümcek diyagramlarıdır.



Şekil 4.10: N-Tipi MORB'a göre normalize edilmiş üç örnek grubuna ait örümcek diyagramı.

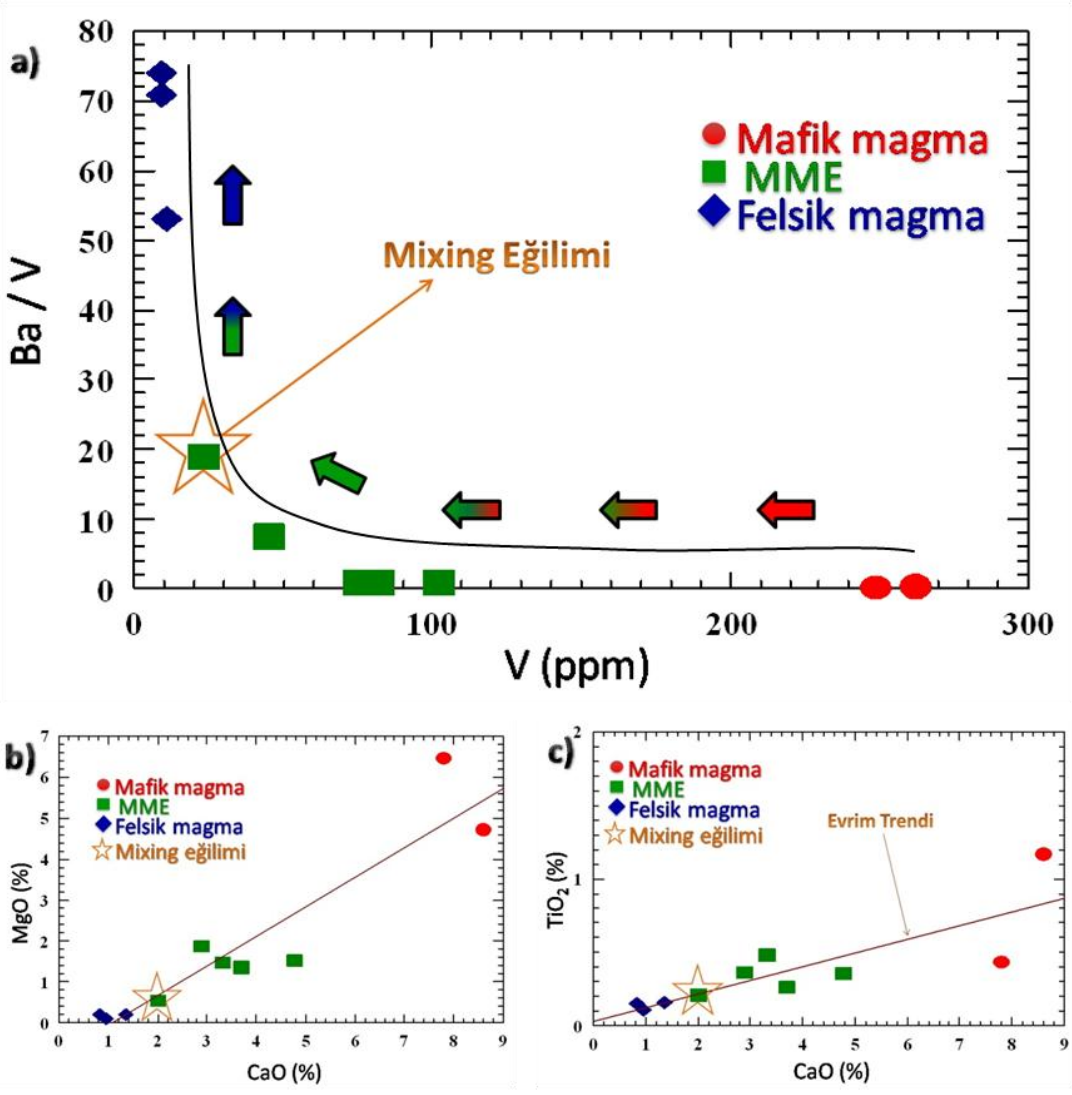
Örümcek diyagramında Ba ve Mo elenmentlerinde aşırı; Sr, Nb ve La elementlerinde ise normale yakın zenginleşmeler gözlenir. HFS'lerden Nb elementi MORB normalizasyonuna az çok paraleldir. Yine HFS elementlerinden olan Y ise fakirleşme göstermiştir.

Ba elementi geniş iyonlu litofil elementlerden olup jeokimyasal olarak kabukta birikmesinden dolayı MORB'a göre zenginleşmesi bölgesel tektonik için olağandır.
Y elementinin azalan trendi genel olarak yitime yönelik bir veri olarak kullanılır. Bölge için öngörülen iki farklı görüşte; Genç ve Yılmaz (1997) çarpışma kökenli bir magmatizmayı, Köprübaşı vd, (2000); Delaloye ve Bingöl, (2000); Köprübaşı ve Aldanmaz, (2004) ise çarpışma sonrası türemiş bir mağmatizmayı önermiştir. Dolayısıyla bu iki görüş göz önüne alındığında MORB'a göre tüketilme olağandır.

Kimyasal etkileşim ve kökensel ilişkilerde ise, Harker diyagramlarında gözlenen yakın trendler örümcek diyagramlarında da izlenir. Böylece üç örnek grubunun kökensel olarak ilişkili oldukları söylenebilir.

4.6 Mixing Evrimi Diyagramları ve Yorumları

Farklı orojenik kuşaktaki kalk-alkali plutonların birçoğu ortak bir özellik olarak MME içerir. Mafik ve felsik magma arasında meydana gelen mingling ve mixing süreçlerinin plutonun genelinde kimyasal bir etki yarattığı geniş bir kabul görmektedir, (Diego ve Giampiero, 2000).



Şekil 4.11a, 4.11b ve 4.11c: Mixing evrimi diyagramları (Diego ve Giampiero, 2000).

Diego ve Giampiero (2000), mingling ve mixing kavramlarına alternatif bir bakış açışı getirmek amacıyla çeşitli diyagramlar tanımlamıştır. Bu diyagramlarda elementlerin jeokimyasal özellikleri göz önüne alınarak elementler arası oranlar kullanılmıştır. Böylece örneklerin evrim seviyesi ortaya konarak mixing düzeyi ile ilgili çıkarımlar yapılmaya çalışılmıştır.

CaO, TiO_2 ve MgO değerlerini kullanarak Harker diyagramlarına benzer trendler yakalamak temel amaçtır. Bu majör oksitler dışında geniş iyonlu litofil elementlerden Ba ve kalıcılığı yüksek olan (alterasyona karşı dayanımlı) HFS elementlerinden V birbirlerine oranlanarak karışımın düzeyi anlaşılmaya çalışılmıştır.

Her üç diyagramda da bir MME örneği (yıldızla gösterilen) anakaya yönünde jeokimyasal olarak izini kaybettirebilecek mixing olgunluğuna yakınlaşmıştır. İzini tam olarak kaybettirerek asimile olmuş eski MME'lerin de varlığı ihtimal dahilindedir. Tüm anakayanın bu evrimden (asimilasyon) etkilenerek bileşimsel olarak güncel halini almış olması muhtemel görünmektedir.

BÖLÜM 5

SONUÇLAR ve TARTIŞMALAR

Çalışmanın amacında da belirtildiği gibi çalışma alanında rastlanan anklavların jeokimyasal özellikleri incelenerek karışma düzeylerinin tespiti ve bölgede bu anklava köken olabilecek volkanik birim ile MME'ler arasındaki ilişkiler aydınlatılmaya çalışılmıştır.

Fizikokimyasal veriler ışığında aşağıdaki sonuçlara ulaşılabilir.
Teorik olarak önceki çalışmalarda elde edilen izotop verilerine göre aynı köken magmadan evrimleştiği öne sürülen iki üye Kızderbent Volkaniti (49,3±2 ila 38,1±1,9 milyon yıl, Genç, 2004) ve Fıstıklı Granitoyidi (48,2±1,0 ila 34,3±0,9 milyon yıl, Delaloye ve Bingöl, 2000) genel olarak eşyaşlı kabul edilebilmekte olup içerdiği anklavlar niteliklerine göre eşyaşlı (/coeval) mafik magma karışmı konusu içerisinde incelenebilir.

Uygulamaya yönelik (makro ve mikro) sonuçlar, MME'lerin bileşimsel olarak mafik kökenden çok anakaya yönünde evrimleştiği tespit edilmiştir. MME'ler arazide 10-20 cm çapında görünseler de ilksel kimyasal özelliklerini koruyamamışlardır (Normalde, MME'lerin hacmi küçüldükçe daha hızlı ısı kaybedeceğinden çabuk soğuyacak ve kimyasal etkileşim minimum düzeyde gerçekleşecektir).

Petrografik veriler ışığında karışma sürecinin mikro boyutlarda; pöyikilitik kuvars, bıçağımsı biyotit, iğnemsi apatit ve magmaların kimyasal etkileşiminin dokusal göstergelerinden biri olan reaksiyonel mineral sınırları (elek doku) ile ortaya konduğu söylenebilir.

Plajiyoklaz tipleri kimyasal analizlerde düşük bir oranda değişirken kuvars ve K getirimi ile biyotit ve K-Feldispatlar, MME bileşimini felsik kütle tarafına kaydırmışlardır.

Mafik köken, MME ve anakaya benzer kimyasal özellik taşırlar ve bu durum üç grubun aynı parental magmadan evrimleştikleri tezini kuvvetlendirir. Bu ürünler önceki çalışmalarda ortaya konan Eosen mağmatizmasının eseridir.
Bu sonuçların dışında halen karanlıkta kalan birkaç durum, daha imkanlı ve ayrıntılı çalışmaları beklemeyi sürdürmektedir.

Karışma evriminin MME'den sonraki üyeleri olan ksenokristal örneklerine nadir de olsa rastlanmıştır. Bu oluşumun bir ileri aşaması olan mixing sürecinin tamamlanmasına yakın görünen bir örnek de sergilenmiştir. Ancak evrime uğrayarak tür değiştirmiş ve asimile olmuş olması muhtemel örneklerle ilgili ortaya konabilecek olgular bu çalışmanın imkanlarını aştığından soru işareti olarak kalmaktadır.

MME oluşumu Didier ve Barbarin (1991)'e göre farklı iki magmanın etkileşimiyle gerçekleşirken, Dodge ve Kistler (1990)'ya göre ana magmanın erken kristal fraksiyonu ile evrimleşen mafik malzemeyle ilgili olduğu ortaya konmuştur. Her ne kadar arazide yapılan önceki çalışmalarda köken magmadan türeyen iki ürün (Fıstıklı granitoyidi ve Kızderbent volkaniti) olduğu söylense de (Genç vd, 2004) MME'lerin kökeni granitlerin kendisi olabilmektedir. Granitoyid ile volkanitin, plutonik eşlenikleri bileşimsel olarak girift olduğundan konuyla ilgili yapılacak petrografik tespitler aydınlatıcı olamayacaktır. Bu durum ayrıntılı izotop çalışmalarıyla aydınlanabilir.

KAYNAKLAR

Akartuna, M., "Armutlu Yarımadasının Jeolojisi", ***İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Monografi***, Sayı: 20, (1968).

Barbarin B., "Field evidence for successive mixing and mingling between the Piolard diorite and Saint-Julien-La-Vetre monzogranite (Nort Forez, Massif Central, France)", ***Canadian Journal of Earth Sciences***, 25, 49-59, (1988).

Barbarin, B. ve Didier, J., "Conclusions: Enclaves and Granite Petrology, In: Didier, J. ve Barbarin, B. (Eds)", ***Enclaves and Granite Petrology, Elsevier Sci. PubL***, New Yor, 545-549, (1991).

Barbarin, B., ve J. Didier, "Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas", ***Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences***, v. 83, pp. 145-153, (1992).

Boztug, D., ve Yılmaz, S., "Granitoyid petrojenezinde magma mingling/mixing kavramı", ***TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayını***, sayı 44-45, (1994).

Brown, G.C., Thorp, R.S., Webb, P.C., "The Geochemical Characteristic of Granitoids in Constrasting Arc Comments on Magma Source", ***Jour. Geol. Soc.***, 141,413 – 426, (1984).

Delaloye, M., ve Bingöl E., "Granitoids from Western and Northwestern Anatolia: Geochemistry and modelling of ecodynamic evolution", ***International Geology Review***, 42, 241-268, (2000).

Didier, J., "Granites and Their Enclaves The Bearing of Enclaves on the origin of granites", ***Development in Petrology 3***, Elsevier 33 p, (1973).

Diego, P., and Giampiero, P., "Chaotic dynamics and fractals in magmatic interaction processes: a different approach to the interpretation of mafic microgranular enclaves", ***Earth and Planetary Science Letters***, 175, 93-103, (2000).

Ercan, T., Türkecan, A., Guillou, H., Satır, M., Sevin, D., Şaroğlu, F., "Marmara Denizi Çevresindeki Tersiyer Volkanizmasının Özellikleri", **MTA Dergisi**, 120, (1998).

Genç, Ş.C**.,** Yılmaz, Y., Serdar, H.S., Yiğitbaş, E., Gürer, Ö.F., Elmas, A., Yıldırım, M., Bozcu, M., Gürpınar, O., "The geology and evolution of the Tokat massif, South central Pontides", ***International Geology Review***, V. 39, 365 382, (1997).

Genç, Ş.C., Yılmaz, Y., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., "Two contrasting magmatic associations of NW Anatolia and their tectonic significance", ***Journal of Geodynamics***, 31/3, 243-271, (2001).

Genç, Ş.C., İşseven, T., Keskin, M., Tüysüz, O., "Armutlu Yarımadası (KB Anadolu) Eosen Magmatik Kayalarının Petrolojik Evrimi ve Paleomagnetizma Özelliklerinin Araştırılması", ***TÜBİTAK Proje No: 102Y032***, (2004).

Google Earth Haritaları, http://maps.google.com, (***Ziyaret tarihi: 09.05.08***)
Göncüoğlu, M.C., Erendil, M., Tekeli, O., Ürgün, B.M., Aksay, A., Kuşçu, İ., "Armutlu Yarımadasının doğu kesiminin jeolojisi", ***MTA Raporu: 7786***, (1986).

Göncüoğlu, M.C., Erendil, M., Tekeli, O., Ürgün, B.M., Aksay, A., Kuşçu, İ., "Geology of the Armutlu Peninsula: Guide Book for the Field Excursion along W. Anatolia, Turkey", ***IGCP - Project No:.5***, MTA Genel Müdürlüğü, 53 s, (1987).

Hibbard, M. J., "Textural anatomy of twelve magma mixed granitoid systems I: Dider, J. ve Barbarın, B. (eds.)", ***Enclaves and Granite Petrology. Developments in Petrology, Elsevier***, 431-444, (1991).

Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", ***Canadian Journal of Earth Sciences***, 8: 523-548, (1971).

Johnston, A.D., and Wyllie, PJ. "Constraints on the origin of Archean trondhjemites based on phase relationship of Nuk gneiss with H_2O at 15 kbar", ***Contributions to Mineralogy and Petrology***, 100, 35-46, (1988).

Köprübaşı, N., Şen, C., Köprübaşı, N., "Fıstıklı (Armutlu-Yalova) Granitoyidinin Jeokimyası", ***Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi***, 22, 33-42, (2000).

Köprübaşı, N., and Aldanmaz, E., "Geochemical contraints on the petrogenesis of Cenezoic I-type granitoids in northwest Anatolia, Turkey: Evidence for magma generation by lithospheric delamination in a post-collision stting", ***International Geology Review***, 46 (8): 705-729, Aug (2004).

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).

Pecerillo, A. and Taylor, S.R., "Geochemistry of Eocene calc - alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey", ***Contributions to Mineralogy and Petrology***, 58, 63-91, (1976).

Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., Pickett, E.A., Collins, A.S., Andrew, T. & Dixon, J.E., "Testing models of Late Palaeozoic–Early Mesozoic orogeny in

Western Turkey: support for an evolving open-Tethys model". ***Journal of the Geological Society***, London 161, 501–511, (2004).

Skinner, B. J., and Porter, S. C., "***Physical geology: John Wiley and Sons***, New York, 750 pp, (1987).

Tatar, V., Ponat, E., Işıkara A. M., "Armutlu Yarımadası ve Almacık Dağı'ndaki Volkanik Kayalarının Paleomanyetizması", ***Jeofizik***, 9, 10, 219-228, (1995).

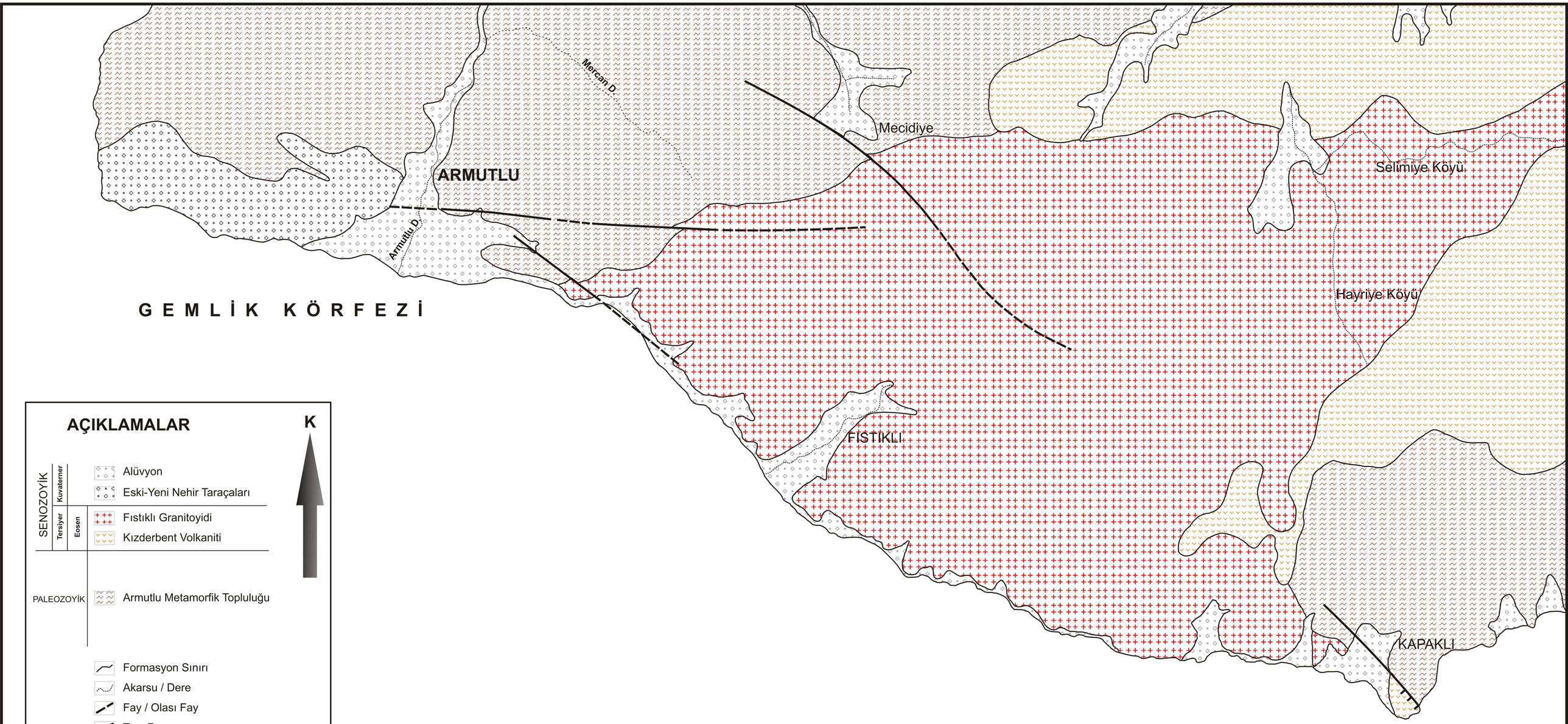
Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Genç, S.C., Bozcu, M., Yılmaz, K., Şeker, H., Yiğitbaş, E., Keskin, M., "Armutlu Yarımadası ve Dolayının Jeolojisi", ***TPAO Raporu No: 2796***, Pp: 210, (1990).

Yiğitbaş, E., Elmas, A., Yılmaz, Y. "Pre-Cenozoic tectonostratigraphic components of Western Pontides and their geological evolution", ***Geological Journal, (SCI)***, v.34, 55-74, (1999).

Yoder, H. S., "Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas", ***American Mineralogist***, 58, 153-171, (1973).

ARMUTLU (YALOVA) ÇEVRESİNİN GENEL JEOLOJİ HARİTASI

Ek - 1



AÇIKLAMALAR

K

SENOZOYİK

Kuvaterner
- Alüvyon
- Eski-Yeni Nehir Taraçaları

Tersiyer

Eosen
- Fıstıklı Granitoyidi
- Kızderbent Volkaniti

PALEOZOYİK
- Armutlu Metamorfik Topluluğu

- Formasyon Sınırı
- Akarsu / Dere
- Fay / Olası Fay
- Ters Fay

0 — 1 km

Ömer KAMACI - 2008

TPAO Arama Grubu (1990) ve Köprübaşı (2000)'den revize edilerek alınmıştır

ÖZGEÇMİŞ

1982 yılında İstanbul'da doğdu. İlk, orta ve lise öğrenimini İstanbul'da tamamladı. 2001 yılında girdiği Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden 2006 yılında Jeoloji Mühendisi olarak mezun oldu. 2006 yılından bu yana Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda öğrenimini sürdürmektedir.