



**İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

DOKTORA TEZİ

**BİGA (ÇANAKKALE) DOĞUSUNUN
MESOZOYİK – TERSİYER
MAGMATİZMASI VE METAMORFİZMASININ
PETROLOJİSİ**

**Jeoloji Yük. Müh. Namık AYSAL
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı
Mineraloji - Petrografi Programı**

**Danışman
Prof. Dr. Sinan ÖNGEN**

İSTANBUL



**İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

DOKTORA TEZİ

**BİGA (ÇANAKKALE) DOĞUSUNUN
MESOZOYİK – TERSİYER
MAGMATİZMASI VE METAMORFİZMASININ
PETROLOJİSİ**

**Jeoloji Yük. Müh. Namık AYSAL
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı
Mineraloji - Petrografi Programı**

**Danışman
Prof.Dr. Sinan ÖNGEN**

Ocak, 2005

İSTANBUL

Bu alışma 22.05.2005 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Jeoloji Mühendisliğı Anabilim Dalı Mineraloji - Petrografi Programında Doktora Tezi olarak kabul edilmiştir.

Tez Jürisi

Prof. Dr. Sinan ÖNGEN (Danışman)
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi

Prof. Dr. Mefail YENİYOL
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi

Prof. Dr. Bektaş UZ
İstanbul Teknik Üniversitesi
Maden Fakültesi

Doç. Dr. Fahri ESENLİ
İstanbul Teknik Üniversitesi
Maden Fakültesi

Doç. Dr. Timur USTAÖMER
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi

ÖNSÖZ

Bu çalışma, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Mineraloji – Petrografi Programında “Biga (Çanakkale) Doğusunun Mesozoyik – Tersiyer Magmatizması ve Metamorfizmasının Petrolojisi” konulu doktora tezi olarak hazırlanmıştır.

Çanakkale ile ilgili Biga ile Yenice ilçeleri arasında kalan bölgede geniş bir alanda magmatik ve metamorfik kayalar bulunmaktadır. Mesozoyik – Tersiyer yaş aralığında konumlanan bu kayaların bir birileri ile ilişkileri bölgenin geçirmiş olduğu yoğun tektonizma nedeniyle oldukça karışmıştır. Bölgede bölgesel ve kontak metamorfik kayalar ile plütonik ve volkanik kayalar yayılım sunmaktadır. Bu çalışma ile bölgenin metamorfizma koşulları, türleri ve dağılımları ile magmatik kayaların türleri ve yayılımları araştırılmıştır.

Çalışmanın başlangıcından bitimine kadar; tez konusunun belirlenmesi, saha çalışmalarında problemlerin tespiti ve çözümü ile saha çalışmaları sonrası derlenen verilerin yorumlanmasına kadar tezin her aşamasında vermiş olduğu destek ve katkılarından dolayı değerli danışmanım Prof. Dr. Sinan ÖNGEN’e,

Tezin sağlıklı bir şekilde yürütülmesi için görüş ve önerilerinden faydalandığım değerli hocalarım Prof. Dr. Mefail YENİYOL ve Prof. Dr. Bektaş UZ’a,

Paleontolojik örneklerin tayinlerini yapan Prof. Dr. İzver Özkar ÖNGEN’e,

Çalışma sırasında sıklıkla görüşlerini aldığım ve sunduğu farklı alternatiflerle teze katkıda bulunan Doç. Dr. Timur USTAÖMER’e,

Volkanik kayaların jeokimya verilerinin değerlendirilmesi ve yorumlanmasında yapmış olduğu katkılardan dolayı Yrd. Doç. Dr. Mehmet KESKİN’e,

XRD kayıtlarının alınması ve değerlendirmesi aşamasındaki yardımlarından dolayı Kimyager Jülide BUDAK ve kızdırma kaybı deneylerini yapan Kimyager Semih SEZER’e,

Sıvı kapanım ölçümleri için örneklerin hazırlanması ve ölçümlerin yapılmasında yardımlarına başvurduğum Dr. Nurullah HANİLÇİ ve Arş. Gör. Cem KASAPÇI’ya,

Arazi çalışmaları sırasındaki yardımlarından dolayı Araştırma Görevlisi Seray SÖYLEMEZOĞLU’na,

Arazi çalışmaları sırasındaki lojistik desteklerinden dolayı Kale Maden A.Ş.’ne ve Biga Mermer Kalsit A.Ş.’ne,

Arazi alışmaları için kolaylık sağlayan Biga Belediye Başkanı şükrü KEMERLİ'ye ve Yazı İşleri Müdürü Mehmet TEKELİ'ye,

Akademik çalışmalarımın her aşamasında hiçbir zaman desteğini esirgemeyen fedakâr eşim Ferda'ya ve aileme sonsuz şükranlarımı sunarım.

Bu alışma, İstanbul Üniversitesi Araştırma Fonu tarafından T026/23072002 nolu “Biga (Çanakale) Doğusunun Mesozoyik – Tersiyer Magmatizması ve Metamorfizmasının Petrolojisi” başlıklı doktora tez projesi kapsamında desteklenmiştir.

Ocak, 2005

Namık AYSAL

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ.....	I
İÇİNDEKİLER	III
ŞEKİL LİSTESİ.....	VI
TABLO LİSTESİ	XV
SEMBOL LİSTESİ	XVII
ÖZET.....	XVIII
SUMMARY	XX
1. GİRİŞ	1
2. GENEL KISIMLAR	2
2.1. ÇALIŞMANIN AMACI.....	2
2.2. İNCELEME ALANININ TANITILMASI.....	3
2.2.1. İnceleme Alanının Konumu	3
2.2.2. Ulaşım	3
2.2.3. Morfoloji	3
2.2.4. İklim ve Bitki Örtüsü.....	6
2.3. ESKİ İNCELEMELER.....	7
2.4. BÖLGESEL JEOLJİ.....	17
3. MALZEME VE YÖNTEM.....	22
3.1. ÇALIŞMA YÖNTEMLERİ	22
3.1.1. Saha Çalışmaları.....	22
3.1.2. Laboratuar Çalışmaları	22
3.1.2.1. Petrografik ince kesit çalışmaları	22
3.1.2.2. XRD çalışmaları.....	23
3.1.2.3. Elektron Mikroskop çalışması.....	24
3.1.2.4. Kimyasal Analiz çalışmaları	24
3.1.2.5. Sıvı kapanım çalışmaları.....	26

3.1.3. BÜRO ÇALIŞMALARI	27
4. BULGULAR.....	28
4.1. STRATİGRAFİ	28
4.1.1. YOLİNDİ METAGRANİTİ (Pymg).....	30
4.1.2. KARAKAYA KOMPLEKSİ (Trk).....	31
4.1.2.1. Nilüfer Birimi (Trkn).....	33
4.1.2.2. Hodul Birimi (Trkh)	36
4.1.2.3. Çal Birimi (Trkç).....	39
4.1.3. KARADORU GRANİTOYİDİ (Tokg).....	45
4.1.4. SARIÇAYIR GRANİTİ (Tosg)	46
4.1.5. ÇAN VOLKANİTLERİ (Toçv)	48
4.1.6. BİGA VOLKANİTLERİ (Tmbv)	49
4.1.7. ABDİAĞA FORMASYONU (Tmpa)	53
4.1.8. TAŞTEPE BAZALTI (Tptb)	54
4.1.9. YAMAÇ MOLOZU (Qym)	56
4.1.10. ALÜVYON (Qal).....	57
4.2. MİNERALojİ – PETROGRAfİ.....	58
4.2.1. Yolindi Metagranitiodinin Mineralojik – Petrografik Özellikleri	58
4.2.2. Karakaya Kompleksinin Mineralojik – Petrografik Özellikleri	61
4.2.2.1. Nilüfer biriminin Mineralojik – Petrografik Özellikleri.....	61
4.2.2.2. Hodul biriminin Mineralojik – Petrografik Özellikleri	74
4.2.2.3. Çal biriminin Mineralojik – Petrografik Özellikleri	84
4.2.3. Karadoru Granitoyidinin Mineralojik – Petrografik Özellikleri	90
4.2.4. Sarıçayır Granitinin Mineralojik – Petrografik Özellikleri	93
4.2.5. Kontak Metamorfizma ve Skarn Zonu Kayaçlarının Mineralojik – Petrografik Özellikleri.....	94
4.2.5.1. Kontak Metamorfizma Zonu Kayaçlarının Mineralojik – Petrografik Özellikleri.....	95
4.2.5.2. Skarn Zonu Kayaçlarının Mineralojik – Petrografik Özellikleri	103
4.2.5.3. Sıvı Kapanım Çalışmaları.....	108
4.2.6. Çan Volkanitlerinin Mineralojik – Petrografik Özellikleri	117
4.2.6.1. Andezitik piroklastikler	117
4.2.6.2. Andezitik lavlar	119
4.2.7. Biga Volkanitlerinin Mineralojik – Petrografik Özellikleri	120
4.2.7.1. Riyolitik/riyodasitik tüfler	120
4.2.7.2. Riyolitik/riyodasitik lavlar	123
4.2.7.3. İgnimbiritler.....	126
4.2.7.4. Andezitik lavlar	128

4.2.8. Taştepe Bazaltlarının Mineralojik – Petrografik Özellikleri	131
4.3. JEOKİMYA VE PETROLOJİ.....	134
4.3.1. Metamorfik Kayaçların Petrolojisi.....	134
4.3.2. Granitoyitlerin Jeokimyası ve Petrolojisi	136
4.3.2.1. Esas Element Jeokimyası	136
4.3.2.2. CIPW Normları.....	139
4.3.2.3. Sınıflama	140
4.3.2.4. İz Element Jeokimyası.....	144
4.3.3. Volkanitlerin Jeokimyası ve Petrolojisi	150
4.3.3.1. Esas Element Jeokimyası	150
4.3.3.2. CIPW Normları.....	153
4.3.3.3. Sınıflama	156
4.3.3.4. İz Element Jeokimyası.....	159
4.3.3.5. Tektonik ortam:.....	167
4.3.3.6. Magma Odası İşlemleri ve Petrolojik Modelleme.....	168
4.4. YAPISAL JEOLOJİ	174
4.4.1. Güncel Tektonik Durum.....	174
4.4.2. Kıvrımlar	175
4.4.3. Faylar.....	175
4.5. TARİHSEL JEOLOJİ.....	178
4.6. EKONOMİK JEOLOJİ	181
4.6.1. Pegmatitler	181
4.6.2. Granitler	181
4.6.3. Mermerler.....	181
4.6.4. Riyolitler	182
4.6.5. Yapı taşı ve agrega	182
5. TARTIŞMA VE SONUÇ.....	183
5.1. TARTIŞMA.....	183
5.2. SONUÇLAR.....	184
KAYNAKLAR	187
EKLER.....	194
ÖZGEÇMİŞ.....	195

ŞEKİL LİSTESİ

Şekil 2-1: İnceleme alanının yer bulduru haritası.	4
Şekil 2-2. İnceleme alanının morfoloji haritası.....	5
Şekil 2-3. Çanakkale bölgesi yıllık ortalama yağış ve sıcaklık değişim grafiği.	6
Şekil 2-4. Biga yarımadası ve çevresinin jeoloji haritası (MTA 1/500.000’lik haritasından alınmıştır).....	19
Şekil 4-1. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti (ölçeksiz).	29
Şekil 4-2. Yolindi metagranitini kesen pegmatit damarları. Yolindi köyü güneyi Pança çayı vadisi.	30
Şekil 4-3. Nilüfer birimi alt düzeylerinde gözlenen yeşil renkli metatüfler. Karadoru köyü kuzeyi, Değirmen tepe.	34
Şekil 4-4. Nilüfer birimi içersindeki siyahımsı, kurşun grisi renkli fillatlar. Pança değirmeni mevki.	34
Şekil 4-5. Nilüfer birimi içersindeki kalkıştler. Çırgatlıgedik tepe kuzeybatısı. Kalkıştlerde belirgin foliasyon (K45D – 28°GD) ve kıvrımlar.	35
Şekil 4-6. Nilüfer birimi içersindeki serpantin dilimi. Pança çayı vadisi.	35
Şekil 4-7. Hodul birimi içersindeki arkozik kumtaşı ve çakıltaşları. Karadoru köyü batısı.	37
Şekil 4-8. Hodul birimi kumtaşları. Asartepe kuzeyi.....	37
Şekil 4-9. Hodul birimi içersindeki, yeşil renkli spilitik bazalt bloğu, çatlaklar beyaz renkli kalsitler ile doldurulmuştur, Karadoru – Aşağıınova yolu üzeri.	38
Şekil 4-10. Hodul birimi üst seviyelerine doğru sıkça rastlanan kireçtaşı bloğu. Aşağıınova güneyi.....	38
Şekil 4-11. Çal birimine ait spilitik bazik volkanik kayalar. Sülünoba mahallesi. Beyaz renkli kısımlar kalsit ve zeolit minerallerinden oluşmaktadır.....	40
Şekil 4-12. Değişik boyutta kireçtaşı blok ve çakılları içeren, kırmızımsı kahverengi spilitik bazik lavlar. Sarnıçoba köyü.....	40

Şekil 4-13. Çal birimi içersindeki pelajik şeyl düzeyleri. Sülünoba – Ahadin Mahallesi arasından.	41
Şekil 4-14. Camialan köyü kuzeyinde Taşoluk barajı batısında gözlenen yaklaşık 1 km büyüklüğündeki kireçtaşı bloğu.	42
Şekil 4-15. Çaltepe güneyinde Çal birimi grovakları ile kireçtaşı blokları arasındaki breşik zon.	42
Şekil 4-16. Çal birimi kireçtaşı bloklarında rastlanan fosil ve kavkı kırıntıları: A) <i>Archeolithophyllum</i> sp. B) Verneulinidae sp. C) <i>Schwagerina</i> sp. D) Fosil kavkı kırıntıları. E) <i>Endothyra</i> sp. F) Echinidae plak kesiti.	44
Şekil 4-17. Karadoru – Sarıçayır köyleri arasında gözlenen Sarıçayır granit ve Karadoru granitoyidi arasındaki ilişki ve skarn zonunun şematik kesiti (ölçeksiz).....	46
Şekil 4-18. Sarıçayır – Karadoru köyleri arasında Sarıçayır granitinin genel görünümü.	47
Şekil 4-19. Sarıçayır graniti, çatlaklarda epidot sıvıamaları içeren aplitik granit.....	47
Şekil 4-20. Çakırköy – Sarıçayır yolu üzerindeki andezitik piroklastikler, yer yer içersinde taze andezit blokları içermektedir.....	49
Şekil 4-21. Abdaldağ güneydoğu yamaçlarında gözlenen beyaz renkli riyolitik tüfler..	50
Şekil 4-22. Işıkelî – Arabaalan yol yarmasında gözlenen yeşil renkli perlitler ile beyaz renkli riyolitik lav düzeyleri.....	51
Şekil 4-23. Pembemsi mor renkli bloklu akma gösteren andezit lavları; Küçükabdal tepe güney yamaçları.	51
Şekil 4-24. Abdaldağ doğusunda tüfler altında gözlenen aglomeratik seviyeler.....	52
Şekil 4-25. Arabaalan – Elmalı yolu üzerinde açılmış ocakta görülen pembemsi renkli perlitler ve iri sferülit oluşumları.	52
Şekil 4-26. Perlitlerin alterasyonu sonucu gelişen pembe renkli montmorillonit mineralleri, Işıkelî – Arabaalan köyü yolu üzeri.....	53
Şekil 4-27. Abdiağa formasyonuna ait alüvyal yelpaze çökelleri, blok ve çakıl boyutu malzeme yer yer tane, yer yer de kumlu bir matriksle desteklenmiştir, Abdiağa köyü güneyi – Arabaalan yolu üzeri.	55
Şekil 4-28. Işıkelî – Arabaalan yolu üzerinde riyolitik lav ve tuf istifini düşey bir dayk şeklinde kesen alkali bazalt, alkali-olivin bazalt karakterli lav.....	55
Şekil 4-29. Aşağıınova köyü doğusunda aktif fay zonları önünde gelişmiş taraça çökelleri.....	56

Şekil 4-30. Yolindi metagranitinin mikroskop görüntüleri; A-B) de kataklastik dokulu granit (A; tek nikol, B; çift nikol), C) ikiz düzlemleri eğilmiş-bükülmüş plajiolklas, D) plajiolklaslarda albit/periklin ikizi, E-F) Amfibol ve biyotit mineralleri (E; tek nikol, F; çift nikol), G) göz yapısı oluşturan albit porfiroblastı, H) kızıl renkli biyotitler. 60

Şekil 4-31. Nilüfer biriminin bölgesel metamorfizmadan etkilenmiş tuf ve mafik volkanik kayalar. A-B) Porfiroblastik dokulu metabazit, gözler içerisinde aktinolit ve kalık amfibol ya da piroksenler, kloritler foliasyon düzlemleri boyunca dizilmiş, C) Klorit ve aktinolit arasında büyüyen albit gözü, D)Foliasyon düzlemleri boyunca yerleşmiş aktinolit ve kloritler, E-F) klorit, aktinolit ve albit içeren metatuf. 62

Şekil 4-32. Nilüfer birimi içerisindeki serpantin bloklarının genel görünüşleri. A-B) Serpantin genel doku görünümü, C) Elek dokusu ve elek dokusu içerisindeki kalsit / manyezit dolguları, D) Korunmuş olivinler, E) Kısmen serpantinleşmiş olivinler ile metamorfizma sonrası gelişmiş tremolitler, F) Prizmatik kummingtonitler. 64

Şekil 4-33. Nilüfer birimi içerisindeki yoğun deformasyona uğramış fillatlar. A-B) Grafitli fillat, klorit ve kuvars içeriyor, C-D) Grafitli fillat, kloritle birlikte serizit gelişmiş, E-F) Fillonit, SC milonitleri ve buruşma klivajları gelişmiş. Şistozite düzlemleri boyunca kayma ve ötelenmeler mevcut. 66

Şekil 4-34. Albit-kuvars-muskovit-biyotit-şist ve granatlı şistlerin genel görünümü: A) Mortar dokusu gösteren kuvarslar grafitçe zengin seviyelerle aralanmalıdır. B) Basınca dik yönde uzamış kuvarslar, şistozite düzlemleri boyunca klorit, muskovit ve grafit minerallerinin dizilimi. C-D) Albit-kuvars-muskovit-biyotit-şistler içerisindeki muskovitler ve kızıl kahverengi biyotitler. E-F) Granatlı şist içerisinde izotrop granat minerali. 68

Şekil 4-35. Mermer ve kalkışistlerin mikroskop altındaki genel görünüşleri: A-B) Granoblastik dokulu mermer, çoğunlukla kalsitten ibarettir. C) Mermer içerisinde deforme olmuş kalsit kristalleri. E) Granoblastik dokulu mermer. E) Kakışist, kuvarsça zengin seviyeler ve kalsitçe zengin seviyeler aralanmalıdır. F) Klorit kalkışist, kuvars ve kalsitçe zengin seviyeler kloritçe zengin seviyelerle aralanmalıdır. 70

Şekil 4-36. Nilüfer birimi içerisindeki tremolitli mermer/kalkışistlerin mikroskop altındaki genel görünüşleri: A-B) Granolepidoblastik dokulu tremolitli mermer. Eş boyutlu kalsit ve dolomit kristalleri arasında uzun prizmatik tremolitler ve boşlukları doldurmuş görüntüsü sunan kloritler. C-D-E-F) Prizmatik tremolitler ile yeşil – koyu yeşil renkli kloritler ve serpantinler, aralarında kalsit ve dolomit kristalleri. 72

Şekil 4-37. Tremolitli mermerlerin XRD kaydı (453 numaralı örnek).....	73
Şekil 4-38. Hodul birimi içerisindeki metamorfizma geçirmiş arkozik çakıltası ve kumtaşları: A-C) İri metamorfik kayaç parçaları içeren metaçakıltası, B) Meta çakıltası içerisinde iri feslik volkanik kayaç parçası, D-E) Alkali feldspat, plajioklas ve kuvars içeren arkozik kumtaşları, F) Killi çimentonun metamorfizmasıyla gelişmiş serizitik çimento.....	76
Şekil 4-39. Hodul birimi içerisindeki grovak ve şeyllerin mikroskop altındaki genel görünüşleri. Ağırlıklı olarak serizitik kloritik bir çimento içerisindeki kuvars ve feldspatlardan oluşur.	78
Şekil 4-40. Hodul birimi içerisindeki spilitik bazalt bloklarının genel görünüşleri: A-B) Blastofitik doku gösteren spilitik bazaltlar, yer yer ikincil kalsit damarlarıyla kesilmişlerdir. C) Camsı hamur kloritleşmiştir, kloritler çift nikolde mavi-lavanta renklerinde girişim sunar. D) Plajioklas mikrolitleri arasında kalık klinopiroksen mineralleri. E-F) Plajioklas mikrolitleri ve ararlı dolduran titanitler.	80
Şekil 4-41. Hodul birimi içerisindeki diyabaz bloklarının mikroskop altındaki genel görünüşleri: A-B) Camsı kısımları kloritleşmiş diyabaz, pirizmatik plajioklasların arasında opak mineraller ve klorit. C-D) Taze ve iri piroksen mineralleri, E) kısmen epidotlaşmış ve kloritleşmiş diyabaz içerisinde kalık piroksen ve plajioklas kristalleri. F) Doleritik dokulu diyabaz, plajioklas kristalleri arasında piroksenler.	82
Şekil 4-42. Hodul birimi üst seviyelerine doğru gözlenen rekristalize kireçtaşları: çatlak ve kırık sistemleri sparit damarlarıyla doldurulmuştur.	83
Şekil 4-43. Hodul birimi içerisindeki kireçtaşı bloklarının XRD kayıtları.	83
Şekil 4-44. Çal birimi içerisinde ağırlıklı olarak gözlenen spilitik bazaltlar. A-B) Toleyitik bazaltlar, tipik intergranüler dokulu, öbekteleşmiş piroksenler görülüyor. C-D) Hamuru kloritleşmiş toleyitik bazaltlar, oldukça taze plajioklas mikrolitleri arasında taze piroksenler, opak mineraller ilmenit. E-F) Amigdal boşluklarda kalsit ve zeolit dolguları görülen yastık lav bazaltları, hamur tamamen camdan oluşmaktadır.	87
Şekil 4-45. Çal birimi içerisindeki farklı kireçtaşı blokları: A) Dolomitik kireçtaşı, B) Spilitik bazalt parçaları içeren kireçtaşı, C) Biyosparit, fosil kırıntıları yaygın bulunur. D) Sparit damarlı mikritik kireçtaşı, fosil kavkı kırıntılı. E) Oolitik kireçtaşı, yüksek enerjili ortamı karakterize eder. F) İntra formasyonal oluşuklar içeren mikritik kireçtaşı.	89
Şekil 4-46. Çal birimine ait kireçtaşı bloklarından XRD kayıt örnekleri.	90

Şekil 4-47. Karadoru granitoidinin kenar fasiyesi: A-B) Granit porfir dokusu, özşekilli amfibol, plajioklas ve K feldspatlar ile hamurda alkali feldspat – kuvars. C) Kısmen kloritleşmiş özşekilli biyotitler, D) Osilasyon zonlanması gösteren plajioklas, biyotit ve hornblend. E) özşekilli ve ikizli Hornblend. F) iri kuvarsların geliştiği kenar fasiyesi, mafik mineralce zengin.	92
Şekil 4-48. Sarıçayır alkali granit fasiyesi: A) Granofirik dokulu alkali granit, B) Holokristalen eş taneli doku. C-D) Granit içerisinde turmalin. E) Grafik doku: kuvars – alkali feldspat iç içe büyümesi. F) Baveno ikizi gösteren iri alkali feldspat ve aralarda kuvarslar.	94
Şekil 4-49. Albit – epidot hornfels: A-B) Bantlı hornfels, albit, aktinolit ve klorit minerallerinin dizilimi, kayaç çok ufak taneli, C-D) İç kontak zonundan alınmış skarn etkisinde gelişmiş turmalinler E) Gözler içerisinde skarn tipi epidotlar. F) Kayacın foliasyon düzlemlerine dik olarak gelişmiş epidot damarları.	97
Şekil 4-50. Hornblend hornfels fasiyesinde gelişmiş hornblend demetleri (A,B,C,D), Kayacı kat eden skapolitli damarlar (E, F) ve küçük diyopsit kristalleri (F).	99
Şekil 4-51. Biyotit – Kordiyerit hornfels: A-C-E) tek nikolde kırmızı kahverengi biyotitler ve poikiloblastik doku gösteren kordiyeritler, tek nikol. B-D-F) Biyotit – Kordiyerit hornfelslerin çift nikoldeki genel görünüşleri; ince taneli kayaçta Kordiyerit bulutları.	101
Şekil 4-52. Pelitik hornfelsler. A, B) Metakumtaşı içerisinde Kordiyerit çokuzları, C, D) poligonal doku gösteren kuvarslar ve aralarda küçük alkali feldspatlar. E, F) Metakumtaşı içerisinde kontak metamorfizma sonrası gelişmiş diyopsitler.	103
Şekil 4-53. Andradit minerallerinin binoküler mikroskop altındaki görüntüleri.	104
Şekil 4-54. Granatlı skarn numunesinin XRD kaydı, kayaç tümüyle andradite türü granattan oluşmaktadır.	105
Şekil 4-55. Granatlı skarn zonundan alınan granat örneğinin KBrO ₃ ile karışımının XRD kaydı.	105
Şekil 4-56. Granatlı skarn zonundan alınan örneğin hücre parametresi, kırma indisi ve özgül ağırlığına göre tür tayini (Winchell, 1958).	106
Şekil 4-57. Granatlı ve epidotlu skarn örnekleri: A-B) Epidot skarn, kristal aralarında kalsedon ve kuvars. C-D) Yoğunlukla iri granatlar ve aralarda prizmatik epidotlardan oluşan granatlı skarn. E) Rozet şeklinde büyümüş prizmatik epidotlar. F) Epidotlu skarnı kesen kuvars damarı, kuvarslar öz şekilli kristaller halindedir.	107

Şekil 4-58. Diyopsit skarn genel görünüş: A-C) Koyu yeşil – açık yeşil renkli diyopsitler ve aralarında granat. B-D) Yüksek girişim renkleri gösteren piroksenler ve izotrop granatlar.	109
Şekil 4-59: Kuvars kristali içindeki farklı sıvı kapanım tiplerinin dağılımı (Shepherd ve diğ. 1985’den alınmıştır).	110
Şekil 4-60 Oda sıcaklığı dikkate alınarak sınıflandırılan, farklı sıvı kapanım tipleri (Sherpherd ve diğ. 1985’den alınmıştır).	111
Şekil 4-61. Epidot minerali içindeki düzensiz şekilli, 2 fazlı birincil kapanımların (P) görünümü.	113
Şekil 4-62. Düşük sıcaklıklarda H ₂ O+NaCl sistemindeki faz gelişimini gösteren sıcaklık-bileşim diyagramı (Crawford, 1981).	115
Şekil 4-63. Sıvı kapanımlarda elde edilen T _m -ice değerlerinin Şekil 4–62 kullanılarak hesaplanmış %NaCl eşdeğeri tuzlulukları.	115
Şekil 4-64. Epidot skarn zonuna ait örneklerin homojenleşme sıcaklığı (Th).	116
Şekil 4-65. Skarn zonuna ait epidot ve kuvars minerallerinin homojenleşme sıcaklığı - % NaCl eşdeğeri tuzluluk diyagramı.	117
Şekil 4-66. Çan volkanitleri; A. B) andezitik tüfler, çoğunlukla plajiyoklas kristalleri ve opak minerallerden oluşmuştur. C) Tüf içerisinde korunmuş özşekilli biyotit, D) Zonlu plajiyoklas (andezin) fenokristal parçası. E, F) Andezitik lav, porfirik dokulu andezitte hayalet biyotit ve amfibol kristalleri ile plajiyoklaslar.	118
Şekil 4-67. Biga volkanitleri tüfleri; A) Camsı tüf genel görünüm; bol kristal içeriyor. B) Camsı tüf içerisinde Na sanidin kristali. C) Camsı tüf içerisindeki Pomza parçaları. E) Plajiyoklas ve kuvars fenokristalleri. E) Metamorfik kumtaşı parçası. F) Camsı tüf içerisinde biyotitler ve camın devitrifikasyonu ile gelişen sferülitler.	122
Şekil 4-68. Biga volkanitleri içerisindeki riolitik lav seviyeleri; A, B) İri sanidin kristalleri içeren hyaloporfirik dokulu riolit. C) Özşekilli kuvarslar ve resorbe olmuş fenokristaller içeren riolit lavı. D) Camsı riolit içerisinde kuvarslar. E, F) Riolit lavı akma bantları.	124
Şekil 4-69. Biga volkanitleri içerisindeki sferülitler ve perlitler. A, B) I. Fazda gelişen sferülitleri kesen II. Faz aksiyolitler. C) Perlit lavı içerisinde soğan kabuğunu andıran kırılmalar: perlitik doku (tek nikol). D) Perlit içerisinde hızla büyümüş sferülitler. E) sferülit genel yapısı, merkezde camsı bir madde etrafında uzamış lifsi kristaller.	125

Şekil 4-70. Biga volkanitlerinin tuf ve perlitik lavlarının elektron mikroskop imajları. A) Camsı tuf içerisinde özşekilli feldspatlar. B) Perlitik doku, perlit kırılmaları. C) Perlitin alterasyonu ve montmorillonite dönüşümü. D) Pomza; gaz boşlukları. E) Altere tüfte montmorillonit ve kaolinit beraberliği. F) Amorf opaller.....	126
Şekil 4-71. Biga volkanitleri içerisindeki ignimbiritler. A, B) İgnimbiritlerde tipik Ötaksitik doku. Fiyammeler ve aralarda fenokristaller. C) Ezilmiş ve kıvrımlanmış fiyammeler. D) Özşekilli plajioklas kristalleri ve kaynaklanmış cam kıymıkları.	128
Şekil 4-72. Biga volkanitleri, andezitik lavları. A, B) Profirik dokulu andezit. Plajioklas fenokristalleri ve mikrolitleri camsı hamur içerisinde. C, D) Hyaloporfirik dokulu andezit içerisinde plajioklas, biyotit ve piroksenler. E, F) İç kısmında titanca zengi pembemsi renkli, dış kısmında soluk yeşil renkli ojit türü piroksen. Mikrolitik porfirik andezit lavı.	130
Şekil 4-73. Biga volkanitleri andezit lavları: A, B) Andezit lavı içerisinde granodiyoritik anklav. Anklavın mineralojik bileşimi andezitik lavlara benzerdir. Plajioklaslarda süngersi karışım dokuları, C, D) Hyaloporfirik dokulu andezit lavı içerisinde özşekilli ve yarı özşekilli kersütit türü amfiboller, kısmen hamur tarafından özümsemiştir. E) Özşekilli plajioklaslar ve plajioklas mikrolitleri. F) Özşekilli piroksen, kısmen opaklaşmış amfibol, hamurda plajioklas mikrolitleri.....	131
Şekil 4-74. Taştepe bazaltları: A, B) Bazalt genel görünüm, intergranüler doku. C, D) Bazalt içerisinde plajioklas, piroksen ve klorit mineralleri. E, F) İç kısmı ojit dış kısmı ti- ojit karakterindeki iri piroksen fenokristali.....	133
Şekil 4-75. Esas elemet değerlerinin SiO ₂ 'ye karşı dağılımları.....	138
Şekil 4-76. K ₂ O – Na ₂ O – CaO arasındaki ilişki, Kenar fasiyesinden itibaren giderek CaO azalır K ₂ O ve Na ₂ O artar.	139
Şekil 4-77. Barker'e (1979) göre CIPW normundan hesaplanan Albit-Anortit-Ortoklas değerlerine göre granitoyitlerinin sınıflaması.	141
Şekil 4-78. CIPW normlarından hesaplanan Kuvars – Albit – Ortoklas üçgen diyagramında magmanın kristalizasyon evrimi (Kosinovski, 1982; Johannes ve Holtz, 1996).	141
Şekil 4-79. Granitik kayaçların Debon ve Le Fort'a (1983) göre sınıflaması.	142
Şekil 4-80. Granitoyitlerin R1-R2 diyagramına göre sınıflandırılması (Bathcelor ve Bowden; 1985). R1 = 4Si – 11(Na + K) – 2(Fe + Ti); R2 = 6Ca + 2Mg + Al.	143
Şekil 4-81. Maniar ve Piccoli'ye (1989) göre granitoyitlerin Shand's indeksi.....	143

Şekil 4-82. Granitoyitlerin AFM diyagramındaki dağılımları (Irvine ve Baragar, 1971).	145
Şekil 4-83. Granitoyitlerin alkali subalkali diyagramındaki yeri (Irvine ve Baragar, 1971).	145
Şekil 4-84. Granitoyitlerin iz element değerlerinin SiO_2 ' ye karşı dağılımları.....	147
Şekil 4-85. Granitoyitlerin ORG (Pearce vd., 1984) ve KONDRİT'e (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edildiği örümcek diyagramlar.....	149
Şekil 4-86. Pearce ve diğerlerine (1984) göre granitoyitlerin tektonik ortamı.	150
Şekil 4-87. Volkanik kayalara ait Harker değişim diyagramları.....	152
Şekil 4-88. Norm hesaplarıyla bulunan korund ve diyopsit değerlerinin SiO_2 karşısındaki davranışı.....	155
Şekil 4-89. Volkanik kayaların sınıflaması: TAS (Toplam alkali - SiO_2) diyagramı Le Bas ve diğerlerine (1986) göre riolit, dasit ve andezitik alanda yer almaktadır. Taştepe bazaltlarına ait bir örnek ise bazalt alanında yer alır.....	156
Şekil 4-90. Winchester ve Floyd'un (1977) SiO_2 'e karşı mobil olmayan elementlere göre yapmış olduğu sınıflama diyagramı.....	157
Şekil 4-91. Winchester ve Floyd'un (1977) $\text{Zr}/\text{TiO}_2 \cdot 0,0001$ e karşı Nb/Y oranlarına göre yapmış olduğu sınıflama diyagramı.....	157
Şekil 4-92. Irvine ve Baragar (1971)'e göre volkanik kayaların genellikle kalkalkalen sahaya düştükleri görülür.	158
Şekil 4-93. Irvin ve Baragar (1971)'e göre Biga volkanitlerinin subalkali, Taştepe bazaltlarının ise alkali alanda yer aldıkları görülür.....	158
Şekil 4-94. Volkanik kayaların iz element / SiO_2 Harker değişim diyagramları.	161
Şekil 4-95 Volkanik kayaların iz element / SiO_2 Harker değişim diyagramları.	162
Şekil 4-96. Volkanik kayalara ait nadir toprak elementlerinin N-MORB ve KONDRİT'e karşı normalize diyagramları.	166
Şekil 4-97. Pearce ve diğerlerine (1984) göre granitoyitlerin tektonik ortamı için hazırlanan diyagramların volkanik kayaların uygulaması.....	167
Şekil 4-98. Ba/Rb ve MgO/Sr diyagramlarına göre kristal ayrışması işlemleri.....	169
Şekil 4-99. Kristal ayrışmasının genel gidişleri modellendiği Y/Rb diyagramı. İçteki balon diyagramda SiO_2 konsantrasyonu gösterilmiştir.	170
Şekil 4-100. Kabuksal kirlenme ve magma karışım diyagramları (kıtasal üst kabuk verisi: Taylor ve McLennan, 1985).....	171

Şekil 4-101. Th/Yb'a karşı Ta/Yb log-log diyagramı (Pearce, 1983) üzerinde volkanik kayaların dizilimi, (Ortalama kıtasal üst kabuk verisi Taylor ve McLennan, 1985'den; N-MORB verisi Sun ve McDonough, 1989'dan; BKK: Batı Anadolu Kıtasal kabuk değeri Aldanmaz, 1998'den alınmıştır).....	173
Şekil 4-102. Yolindi metagraniti ile Karakaya kompleksi arasındaki fay düzlemi. Taşoluk barajı ile Taşoluk obası arasındaki yol yarması. Fay düzlemi K25B doğrultulu ve 50° GB'ya eğimlidir.	176
Şekil 4-103. Karadoru köyü doğusunda blok mermer üretimi açılmış bir ocak. Granitin yerleşimi sırasında yoğun bir tektonik etkiye maruz kalmış ve deforme olmuştur. Kalsit olarak işletilmektedir.....	182

TABLO LİSTESİ

Tablo 2-1. Çanakkale bölgesi aylık ortalama sıcaklık ve yağış değerleri.....	6
Tablo 4-1. Çan volkanitlerinde yapılan radyometrik yaş tayinleri.	48
Tablo 4-2. Nilüfer birimi içersindeki mermer ve kalkıştlerden alınan örneklerin XRD analizleri ile tespit edilen mineral parajenezleri.....	74
Tablo 4-3. Hodul birimine içersindeki kireçtaşı bloklarından alınan örneklerin XRD analizleri ile belirlenen mineral parajenezleri.	82
Tablo 4-4. Çal birimi içersindeki kireçtaşlarından alınan örneklerin XRD analizleri ile tespit edilen mineral parajenezleri.	88
Tablo 4-5. Epidotlu skarn zonunda alınan örneklerdeki epidot ve kuvars minerallerinde ölçülen sıvı kapanımların mikrotermometrik özellikleri (Th değerlerine basınç düzeltmesi eklenmiştir. P: Birincil kapanım (Primary inclusion), PS: Yalancı ikincil kapanım (Pseudosecondary inclusion).....	114
Tablo 4-6. Biga volkanitlerine ait riyolitik lav ve tüflerin XRD analizi sonucu belirlenen mineral içerikleri.	121
Tablo 4-7. Bölgesel metamorfik kayaçların mineral parajenezleri ve fasiyes ilişkileri.	135
Tablo 4-8. Kontak metamorfik kayaçların mineral parajenezleri ve fasiyes ilişkisi.....	135
Tablo 4-9. Granitoyit kayaçlarının esas element değerleri.	137
Tablo 4-10. Granitoyitlerin CIPW normuna dayalı mineral oranları.....	140
Tablo 4-11. Granitoyitlerin iz element değerleri.....	144
Tablo 4-12. Granitoyitlerin nadir toprak element (REE) analiz sonuçları.....	146
Tablo 4-13. Volkanik kayaçların esas elementoksit değerleri.	151
Tablo 4-14. Volkanik kayaçların CIPW normuna dayalı mineral bileşimleri.	154
Tablo 4-15. Volkanik kayaçlardan andezitik seriye ait kayaçların modal analiz sonuçları.	155
Tablo 4-16. Volkanik kayaçların iz element değerleri.....	159
Tablo 4-17. Bazı iz elementler için ayırılma katsayısı (Kd) değerleri (veriler Keskin, 2002 ve Şen, 2001'den alınmıştır).	163

Tablo 4-18. Volkanik kayaçların nadir toprak element analiz sonuçları.	165
Tablo 4-19. Magma serilerine ait ayrışma katsayıları (Kd) değerleri. Kd değerleri, Keskin'den (2002) alınmış olup, Keskin'de (1994) yapılmış olan bir veri analizi (compilation) sonucunda önerilen rakamları kullanmıştır.	171

SEMBOL LİSTESİ

Ab: Albit,	An: Anortit,	Ak: Aktinolit,	Ap: Apatit,
Bi: Biyotit,	C: Korund,	Dol: Dolomit,	Di: Diyopsit,
Ep: Epidot,	Q: Kuvars,	Pl: Plajioklas,	Kl: Klorit,
Kf: Alkali faldspat,	Hb: Hornblend,	Ka: Kalsit,	Ol: Olivin,
Ze: Zeolit,	Tre: Tremolit,	Grf: Grafit,	Mus: Muskovit,
Ser: Serizit,	Pir: Piroksen,	Tit: Titanit,	Hm: Hematit,
Ti-My: Titanomanyetit,		Tu: Turmalin,	Ko: Kordiyerit,
Or: Ortoklas,	Ska: Skapolit,	Sbp: Spilitik bazalt,	Kal: Kalsedon,
İl: İlmenit,	Hy: Hipersten,	Mt: Manyetit,	Opir: ortopiroksen,
Kpir: Klinopiroksen,	Ne: Nefelin,	Kao: Kaolinit,	Gra: Granat,
Mon: Montmorillonit,		Fvç: Felsik volkanik çakılı,	
Mkç: Metamorfik kayaç çakılı,		MG: Metagranit,	KF: Kenar fasiyesi,
AG: Alkali granit,		Kum: Kummingtonit,	
AFC: Asimilasyonla birlikte kristal ayrışması,			
Kd: Ayrışma katsayısı		FC: Kristal ayrışması,	
MORB: Okyanus ortası sırt bazaltı,		ORG: Okyanusal ortası sırt graniti,	

ÖZET

BİGA (ÇANAKKALE) DOĞUSUNUN MESOZOYİK – TERSİYER MAGMATİZMASI VE METAMORFİZMASININ PETROLOJİSİ

Biga doğusundan başlayıp Yenice ilçesi kuzeyine kadar olan bölgede yapılan detaylı jeolojik araştırmalar ışığında bölgenin jeolojik evrimine ışık tutacak veriler belirli bir düzen içerisinde verilmiştir¹. Söz konusu alanda temeli Yolindi metagraniti olarak adlandırılan biyotit ve amfibollü granitin oluşturduğu görülmüştür. Yolindi metagraniti oldukça altere ve belirgin yönlenmeli bir granittir. Üst düzeylerine doğru oldukça sık aplit ve pegmatit damarlarıyla kesilmiştir. Birimin diğer birimlerle olan tüm dokanaklarının tektonik olması, birimde yaş analizi bulunmaması birimin stratigrafik konumunun tam olarak açıklanmasını güçleştirmektedir. Deneştirme yoluyla granitin Sakarya zonu içerisindeki Üst Paleozoyik yaşlı granitlerle benzer yaşlı olduğu düşünülmektedir.

Yolindi metagraniti üzerinde tektonik dokanaklı olarak Karakaya kompleksine ait birimler yer alır. Karakaya kompleksinin en alt tektonostratigrafik birimi olan Nilüfer birimi ağırlıklı olarak metabazit kayalardan oluşmaktadır. Nilüfer birimi üzerinde arkozik kumtaşlarının hakim olduğu Hodul birimi tektonik olarak yer alır. Nilüfer birimi ve Hodul birimi düşük yeşilşist fasiyesinde metamorfizmadan etkilenmişlerdir. Karakaya kompleksinin en üst yapısal dilimini oluşturan ve diğer birimlere oranla daha az metamorfizmadan etkilenen Çal birimi ise çoğunlukla toleyitik bazaltlardan ve Permilen yaşlı kireçtaşı bloklarından oluşur. Yer yer yoğun moloz akmaları birim için karakteristik bir özellik olarak göze çarpar.

¹ Bu çalışma, İstanbul Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Yürütücü Sekreterliği tarafından T026/23072002 sayılı proje ile desteklenmiştir.

Karakaya Kompleksine ait birimleri Oligosen yaşı Karadoru granitoyidi ve Sarıçayır graniti kesmektedir. Karadoru granitoyidi kenar fasiyesi görünümündedir. Asıl granitoyit kütlesi aşınmanın yeterince gelişmemiş olmasından dolayı yüzeylenmemiştir. Karadoru granitoyidi ile Karakaya kompleksine ait Nilüfer ve Hodul birimleri arasında kontak metamorfizma ve skarn zonları gelişmiştir. Kontak metamorfizmanın albit – epidot hornfels ve hornblend hornfels fasiyesine kadar ilerlediği görülmektedir. Skarn zonunun ise tipik granat – epidot skarn türünde geliştiği görülür. Karadoru granitoyidinin son evresinde Sarıçayır graniti yerleşmiştir. Sarıçayır graniti granofirik dokulu ve aplitik görünümlü bir granittir.

Karadoru granitoyidi ve Sarıçayır granitlerinin yüzeye kadar ulaşmış volkanik eşlenikleri olan Oligosen yaşı Çan volkanitleri inceleme alanı güneyinde yer alır. Andezitik piroklastikler ve andezit lavlarının egemen olduğu birim inceleme alanında andezitik piroklastiklerle temsil edilir.

Çan volkanitleri üzerinde Alt – Orta Miyosen yaşı Biga volkanitleri yer alır. Biga volkanitleri altta riolititik, riyodasidik lav, tuf, ignimbirit ve perlitlerle üst düzeylerinde andezitik lavlardan oluşur. Lavların detaylı jeokimyasal analizlerinde iki ayrı seriyi işaret ettikleri ve muhtemelen iki ayrı mağma odasında evrimleştikleri görülür.

Abdiağa Formasyonu Pliyosen yaşı alüvyal yelpaze çökellerinden oluşmaktadır. Havza kenarlarına doğru blok ve çakıltaşlarıyla başlayan birim havza içerisine doğru kumtaşlarına geçiş gösterir. Abdiağa formasyonu Taştepe bazaltları tarafından kesilmektedir. Bazaltlar manto kökenli alkali bazalt karakterindedir.

Günümüzde alüvyon ve yamaç molozu çökelleri gelişimi devam etmektedir. Bölgeyi etkileyen en önemli tektonik olay Kuzey Anadolu fayıdır. Kuzey Anadolu fayı bölgenin günümüzdeki mevcut şeklini kazanmasında önemli rol oynamış ve oynamaktadır.

SUMMARY

PETROLOGY OF THE MESOZOIC – TERTIARY MAGMATISM AND METAMORPHISM IN NORTHERN BIGA (ÇANAKKALE)

The results that were obtained as a result of a detailed geological research carried out in the area stretching between the east of Biga and the north of Yenice District are given in a systematical order in this research¹. Yolindi metagranite, containing biotite and amphibole, is the basement of the study area. The Yolindi metagranite is highly altered and foliated granite. Towards the upper levels, it is cut with aplite and pegmatite veins. The fact that the unit's contact with all other units is tectonic and that no age analysis is available, complicates the process of explanation of the stratigraphic position of the unit. As a result of it's comparison with other granites of Sakarya zone, Yolindi metagranite is accepted as upper-Paleozoic aged.

The second oldest unit of the study area is the Karakaya complex. The Karaya complex is a structurally assembled tectonic unit. Structural base of the karakaya Complex is represented by the Nilüfer unit that mostly consists of metabasite rocks. Above the Nilufer unit there is the Hodul unit which is dominated by arkozic sandstones. Nilufer and Hodul units are metamorphosed to green schist facies. The Çal unit, which is an upper structural unit of the Karakaya complex and which is less affected from metamorphism compared to other units, is mostly composed of toleitic basalts and old Permian limestone blocs. Occasional debris flows attracts attention as a characteristic feature.

The units of the Karakaya complex are cut by Oligocene aged Karadoru granitoid and Sarıçayır alcali granites. The Karadoru granitoid is composed of two different structures

¹ *This study was supported by Istanbul University Scientific Research Project Center with the Project number T026/23072002.*

as outer facies and alkali granite. The main granitoid block has not exhumed due to insufficient erosion. Contact metamorphism and skarn zones have developed between the Karadoru granitoid and the Karakaya Complex's Nilüfer and Hodul units. Contact metamorphism appears to have extended from albit-epidot hornfels to hornblend hornfels facies. Skarn zone, on the other hand, appears to have developed in the type of garnet-epidot skarn.

Karadoru granitoid is covered unconformably by Oligocene aged Çan volcanics. The unit is dominated by andesitic pyroclastics and lavas in the study area.

Biga volcanics, which are Early-Middle Miocene aged, overlies the Çan volcanics. Biga volcanics are composed of rhyolite, rhyodacite lava, tuff, ignimbrit and perlits at the base and andesitic lavas above. Detailed geochemical analysis of lavas points to presence of two different series and it seems that they evolved in two different magma chambers.

Abdiaga formation, which is Pliocene aged, is formed of alluvial fan deposits. While the side of the basin is made up of gravelstones, the inner part is made up of sandstones. Abdiaga formation is bordered by the Taştepe basalts. Basalts are in the character of alkali basalts.

The most effective tectonic lineament affecting the region is the North Anatolian Fault Zone. This fault has played an important role on morphology of the region.

1. GİRİŞ

“Biga (Çanakkale) Doğusunun Mesozoyik – Tersiyer Magmatizması ve Metamorfizmasının Petrolojisi” başlığı altında hazırlanan doktora tezinin amacı Biga doğusundan Yenice kuzeyine kadar olan bölgenin Mesozoyik ve Tersiyer dönemlerinde etkin olan magmatizma ve metamorfizma olaylarının açıklanmasını hedeflemektedir.

Sahada Mesozoyik yaşlı kayalar üzerindeki birinci deformasyon bölgesel metamorfizmaya bağlı olup Tersiyer döneminde ikinci bir deformasyon ve gerilme rejimi altında granitoid sokulumların yerleşmesi ve kontak metamorfizma gelişmiştir. Bölgedeki magmatizma olayları ise Oligosen döneminde başlamış, Miyosen ve Pliyosen dönemlerinde devam etmiştir. Magmatizma hem plütonizma hem de volkanizma şeklinde görülür. Üst Oligosen – Alt Miyosen yaşlı pek çok granitoid sokulumu izlenen bölgede volkanizma da Oligosen döneminde başlamıştır (Ercan ve diğ., 1995).

Yörede granitoid sokulumların kenarlarında gelişen kontak metamorfizma ve skarn zonlarındaki ekonomik maden yatakları ve endüstriyel hammaddeler işletilmekte ve işletilmiştir. Oligosen, Miyosen ve Pliyosen döneminde etkili olan volkanizma riyoitten bazalta kadar değişen lav, tuf, aglomera ve ignimbiritler içeren volkanik istifler oluşturmuştur. Pliyosen yaşlı alkali bazaltların dışında diğer tüm volkanitlerin ve granitoid sokulumlarının kalkalkalen karakterli oldukları belirlenmiştir (Öngen, 1982; Ercan ve diğ., 1995; Öngen ve diğ., 2002a ve b).

Bu çalışmada amaç; bölgedeki metamorfizma fasiyeslerinin ve zonlarının belirlenmesi, magmatizma faaliyetlerinin detaylı petrografik ve petrolojik incelemesi ve sonuç olarak bölgenin jeodinamik evrimine katkıda bulunacak veriler ve sonuçlar çıkarılmasıdır. Ayrıca plütonik ve volkanik kayalara bağlı ekonomik oluşuklar belirlenerek değerlendirilebilirlikleri araştırılmaya çalışılacaktır.

2. GENEL KISIMLAR

2.1. ÇALIŞMANIN AMACI

“Biga (Çanakkale) Doğusunun Mesozoyik – Tersiyer Magmatizması ve Metamorfizmasının Petrolojisi” başlıklı doktora tezinin amacı: Çanakkale ili Biga ilçesinin doğusundan başlayarak Yenice ilçesi kuzeyine kadar olan bölgede yayılım sunan Mesozoyik ve Tersiyer yaşlı magmatik ve metamorfik kayaların ayrıntılı petrografik ve petrolojik incelemelerinin yapılmasıdır. Böylece bölgenin jeolojik evrimine katkı sağlanması hedeflenmektedir. Bu amaç doğrultusunda Biga doğusunda geniş bir alanda yayılım gösteren Karakaya kompleksine ait yapısal birliklerin detaylı petrografileri, Alt – Orta Miyosen yaşlı volkanik istif, Yenice kuzeyinde Karadoru ve Sarıçayır köyleri çevresinde gözlenen Oligosen yaşlı granitik sokulumlar ile bu sokulumlara bağlı olarak gelişmiş kontak metamorfizma ve skarn zonu kayaları ayrıntılı bir şekilde haritalanmış ve örnekler derlenmiştir. Her örnekten en az bir ince kesit yapılmış ve ince kesit incelemeleri sonucunda belirlenen örnekler üzerinde kimyasal analiz, elektron mikroskobu, XRD analizleri de yürütülmüştür. Özellikle jeokimya verileri birçok diyagramda değerlendirilmiş ve yorumlanmıştır.

Bu çalışmada Biga doğusundan başlayıp Yenice ilçesi kuzeyine kadar olan bölgede özellikle Biga doğusunda Arabaalan – Işıkeli köyleri çevresinde yayılım sunan Biga volkanitleri ve Karadoru – Sarıçayır köyleri çevresinde ki granit – kontak metamorfizma – skarn oluşumları detaylı olarak incelenmiştir. Karadoru granitoidinin Karakaya kompleksi birimlerini keserek birimleri kontak metamorfizmaya uğratmış ve mermer blokları çevresinde granatlı epidotlu skarn zonu geliştirmiştir.

Sonuç olarak Tersiyer yaşlı granitoid sokulumları ile bu sokulumların Mesozoyik yaşlı kayalarda oluşturduğu kontak metamorfizma ve skarn zonu oluşumları ile Tersiyer yaşlı volkanik kayaların ayrıntılı petrolojisinin bölgesel jeoloji anlamında yeni bir katkı sağlaması hedeflenmektedir.

2.2. İNCELEME ALANININ TANITILMASI

2.2.1. İnceleme Alanının Konumu

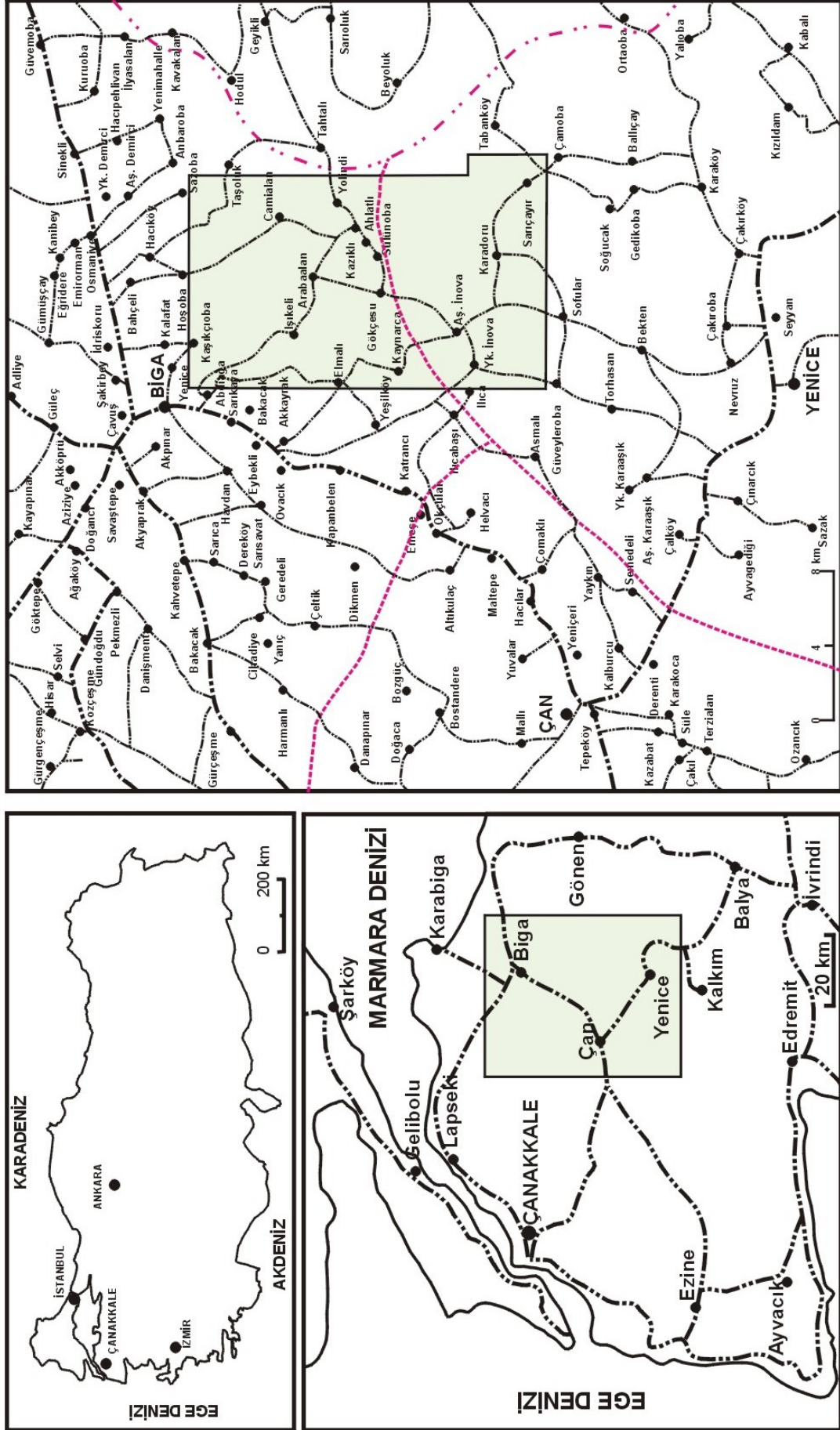
İnceleme alanı Çanakkale iline bağlı Biga ve Yenice ilçe sınırları içerisinde olup, Biga ilçesinin 2 km doğusundan başlayıp Yenice ilçesinin 15 km kuzeyine kadar olan bölgeyi kapsamaktadır (Şekil 2–1). Önemli yerleşim yerleri; Biga ilçesine bağlı Işıkel, Arabaalan, Elmalı, Hoşoba, Camialan ve Yolindi köyleri ile Yenice ilçesine bağlı Aşağınova, Yukarınova, Karadoru ve Sarıçayır köyleridir.

2.2.2. Ulaşım

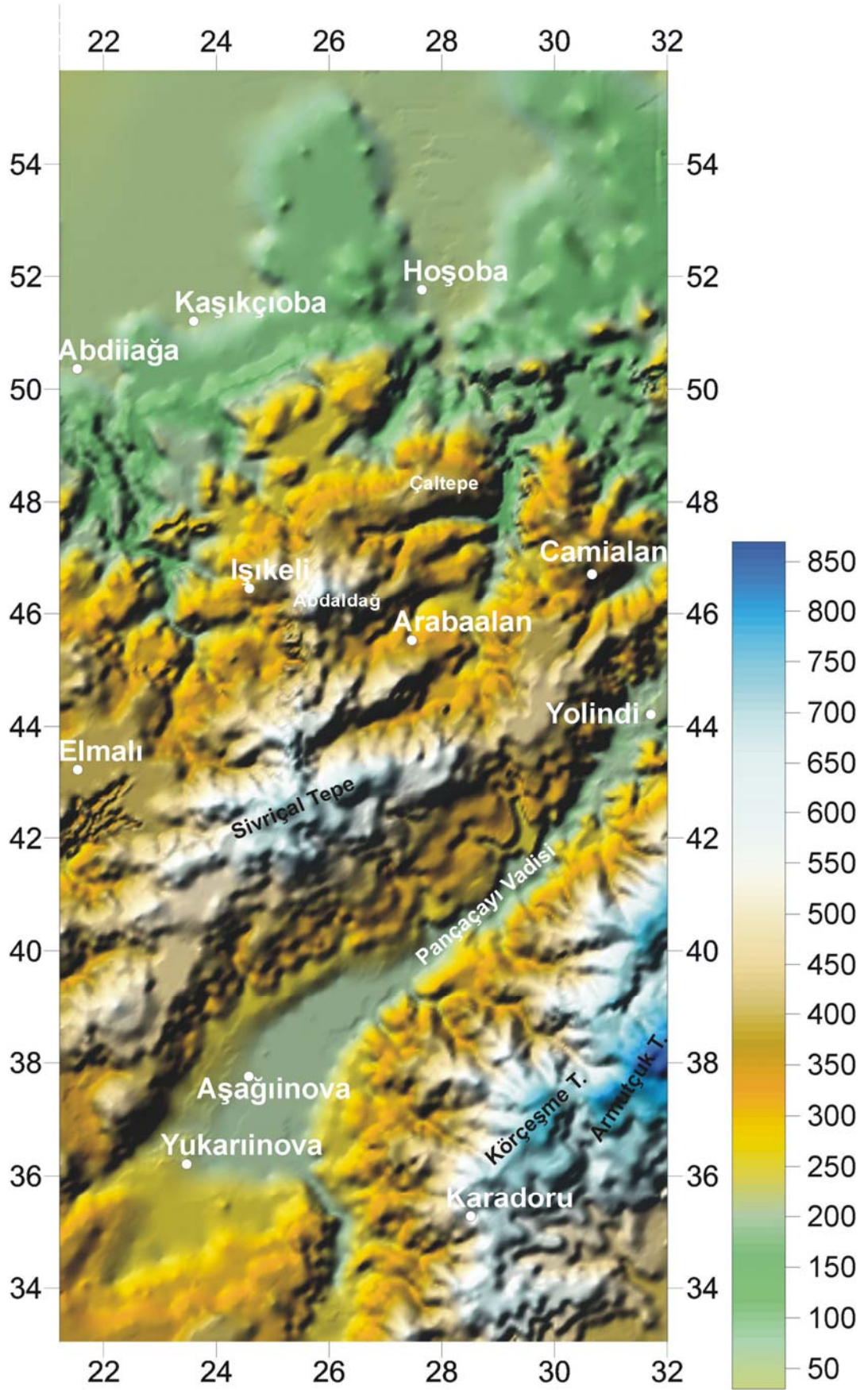
Biga, Yenice ve Çan ilçeleri arasındaki yollar asfalt yol olmasına karşılık köyler arasındaki yolların büyük çoğunluğu stabilize yollardır. Yenice – Biga ilçeleri arasında ulaşımı sağlayan asfalt yol Aşağınova, Yukarınova ve Yolindi köylerinden geçmektedir. Diğer köy yollarının hemen hemen tamamına yakını stabilize yol niteliğindedir. Ayrıca köy yolları dışında orman yolları da oldukça yaygın bir ulaşım ağı sağlamaktadır. Ulaşım hemen her mevsim yapılabilmektedir.

2.2.3. Morfoloji

Morfoloji genellikle K45D doğrultulu tepeler ile bu tepelere paralel dereler ve küçük alüvyal düzlüklerden oluşmaktadır. Tepelerin ve derelerin dizilimleri genellikle tektonizma ile kontrol edilmektedir. Özellikle bölgeyi etkileyen Kuzey Anadolu fay sistemi morfolojinin bugünkü halini almasında önemli bir rol almıştır. Bölgedeki en önemli yükseltiler; Armutçuk tepe (871 m), Baltaoluk tepe (772 m), Körçeşme tepe (757 m), Değirmen tepe (705 m), Sivriçal tepe (690 m), Abdaldağ (602 m), Erik tepe (579 m), İkizçal tepe (562 m), Asar tepe (547 m), Ahlat tepe (544 m), Yayla tepe (475 m), Çal tepe (471 m), Gedikyurt tepe (463 m), Çırgatlıgedik tepe (461 m), Kaypak tepe (444 m), Çaltepe (440 m), Kayınlık tepe (430 m), Kocamanınsayayeri tepe (429 m), Taşlı tepe (426 m), Sivri tepe (427 m), Mezarlık tepe (403 m), Yaykın tepe (394 m), Katır tepe (363 m), Eşekçi tepe (348 m), Maden tepe (344 m), Hacı Ahmet tepe (336 m), Kakara tepe (318 m), Yassı tepe (313 m), Kömürcü tepe (307 m), Koca tepe (306 m), Kestanelik tepe (299 m), Kuyu tepe (287 m), Kırat tepe (273 m), Çıplak tepedir (116 m). Bölge kuzeyden Biga düzlüğü ile güneyden ise Koca dere vadisi ile batıdan ise Çan'dan Biga'ya doğru akan Kocaçay vadisi ile sınırlanır (Şekil 2–2.).



Şekil 2-1: İnceleme alanının yer bulduru haritası.



Şekil 2-2. İnceleme alanının morfoloji haritası.

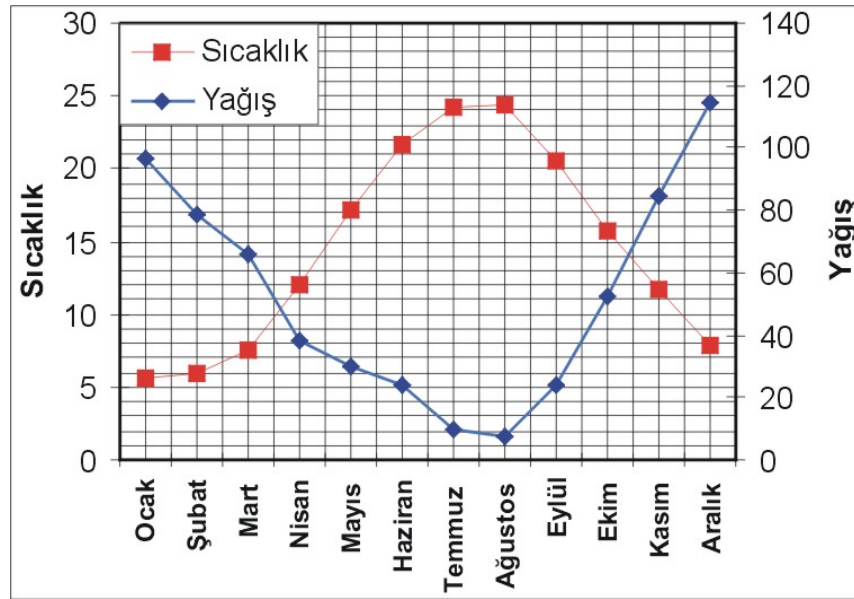
İnceleme alanındaki en önemli akarsu Pança çayıdır. Pança çayı Yukarınova, Aşağınova ve Yolindi köylerinden kuzeye doğru akar. Taşoluk obası mevkiinde Pança çayı üzerine sulama amaçlı bir baraj kurulmuştur. Pança çayı dışında su taşıyan önemli dereler ise şöyledir; Menzilci dere, Kızıldede deresi, Kaynarca deresi, Değirmen dere, Kuzgun dere ve Çırgatlıgedik deresi. Bu küçük dereler dışındaki diğer bütün dereler yaz aylarında kurudur.

2.2.4. İklim ve Bitki Örtüsü

İnceleme alanı Akdeniz iklim kuşağında yer almaktadır. Yıllık ortalama sıcaklık 14,5 °C'dir. En yüksek sıcaklık 24,4°C ile ağustos ayında en düşük sıcaklık ise 5,6 °C ile ocak ayında görülür. Yıllık ortalama yağış 52.18 kg/m², en fazla yağış 114,5 kg/m² ile aralık ayında ve en az yağışta 7,8 kg/m² ile ağustos ayında düşmektedir (Tablo2-1. Şekil 2-3.).

Tablo 2-1. Çanakkale bölgesi aylık ortalama sıcaklık ve yağış değerleri.

Aylar	Ocak	Şubat	Mart	Nisan	Mayıs	Haziran	Temmuz	Ağustos	Eylül	Ekim	Kasım	Aralık
Sıcaklık	5,6	6	7,6	12,1	17,1	21,7	24,3	24,4	20,5	15,8	11,7	7,8
Yağış	96,4	78,4	66,2	38,5	29,7	24	10,1	7,8	23,6	52,6	84,4	114,5



Şekil 2-3. Çanakkale bölgesi yıllık ortalama yağış ve sıcaklık değişim grafiği.

Bitki örtüsü topografik olarak alçak kesimlerde Akdeniz ikliminin tipik bitki örtüsü makiler ve bodur meşelerden oluşmasına rağmen yüksek bölgelerde çam ve meşe ormanları egemendir.

2.3. ESKİ İNCELEMELER

İnceleme alanı ve yakın çevresinde pek çok araştırmacı değişik konularda çalışmalar yapmış ve hala da yapmaktadır. Biga yarımadasının sahip olduğu jeolojik konum ve ekonomik oluşuklar bölgenin çok sayıda araştırmacı tarafından çalışılmasına neden olmuştur. Bölgedeki çalışmalar çok eskiye dayanmakta olup bölgedeki önemli araştırmalar şöyledir:

Akartuna, (1950); Çanakkale'nin batısında yer alan Gökçeada'da çalışmıştır. Gökçeada'da Eosen filişini uyumlu olarak tatlı su çökellerinin izlediğini, bu çökeller içerisinde çeşitli bitki kalıntılarının olduğunu ve bütün bu istifin üzerine Oligosende ikinci bir filiş istifinin geldiğini belirtmiştir.

Aygen, (1956); Balya ve çevresinde hazırlamış doktora tezinde bölgede Karboniferin olmadığını ancak Karbonifer fosilleri içeren kireçtaşlarının Permiyen yaşlı birimler içerisinde taşınmış bloklar olduğunu, Permiyen yaşlı kireçtaşlarının da Üst Triyas yaşlı birimler üzerine tektonik hareketler sonucu yerleştiğini ileri sürmüştür.

Kaaden, (1957); İnceleme alanı ve yakın çevresinin stratigrafisi ve maden yatakları açısından önemini ortaya koymaya çalışmıştır. Kaaden yaptığı çalışmada en altta Pre-Paleozoyik olarak adlandırdığı metamorfik kayalar serilerinin amfibolit fasiyesinde metamorfize olduklarını ve KKB – GGD ile KKD – GGB doğrultusunda kıvrımlandıklarını ileri sürmüştür. Epimetamorfikler olarak tanımladığı Paleozoyik kayalarını ise bazik karakterli volkanit ve piroklastiklerle ardalanmalı fillat, kuvarsit, şist ve mermerlerden oluştuklarını, bu birimleri de Triyas döneminde çakıltaşlarıyla başlayan ve Jura yaşlı fosilli kireçtaşları ile devam eden bir istifin uyumsuz olarak örttüğünü vurgulamıştır.

Kalafatcioğlu, (1963). Ezine ve Bozcaada civarının jeolojisi ve kireçtaşı ve serpantinlerin yaşı adlı çalışmasında bölgedeki en eski birimlerin Paeozoyik yaşlı mermerler ve şistlerden oluşan bir seri olduğunu ileri sürmüştür. Bu serinin KD – GB doğrultusunda kıvrımlanmış ve değişik metamorfizma koşullarından etkilendiğini ileri sürmüştür. Bu serinin üzerine ise fosilli Permiyen kireçtaşları, çakıltası, kumtaşı ve ofiyolitik dilimler içeren bir serinin geldiğini ve bu serinin Varistik orojenezle ilişkili olduğunu ileri sürmüştür. Bölgede Neojen döneminde plutonik sokulumların olduğu ve volkanizmanın etkin olarak izlendiğini belirtmiştir.

Bingöl, (1968); Metamorfik kayalardan Kazdağının bir dom morfolojisine sahip olduğunu, Kazdağını oluşturan en yaşlı birimlerin çok kalın bir ultramafik serinin parçası olduklarını söylemiştir. Ayrıca bu serinin metamorfizma geçirmiş dunitlerden oluştuğu halde metamorfizmanın etkisinin çok zayıf olduğunu ileri sürmüştür. Kazdağının güneybatısındaki kayaların piroksenit ve amfibolit ve güney doğusunda ki kayaların ise yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş epimetamorfikler olduğunu söylemiştir. Epimetamorfiklerin üzerinde ise 30 m kalınlığında feldspatik kumtaşı, siyah fillat ve kuvarsitten oluşan düşük dereceli metamorfik bir serinin bulunduğunu belirtmiştir.

Çalapkulu, (1970). H 17 b2 ve b3 paftalarının jeolojisini çalışan araştırmacı bölgedeki stratigrafi istifte en altta metamorfik kayalar, Permiyen mermerleri, Üst Kretase çakıltası ve kırmızı globotruncanalı kireçtaşlarından oluşan bir temel üzerinde Eosen'den Miyosen'e kadar değişen volkanik ve sedimenter birimlerin yer aldığını ileri sürmüştür. Ayrıca araştırmacı bölgede metamorfik birimleri kesen bir monzonitin varlığını da ortaya koymuştur.

Bingöl ve diğerleri (1973). Biga yarımadasının genel stratigrafisi ve Karakaya formasyonun temel özelliklerini tanımlamışlardır. Bingöl ve diğerleri yaptıkları bu çalışmayla Biga yarımadasında en altta Kazdağ grubuna ait amfibolşist, metagabro, piroksenit, metadunit, ve serpantin ile şist ve mermerlerin yer aldığını bu birim üzerinde ise düşük derecede metamorfizmadan etkilenmiş, Permo-Karbonifer yaşlı bloklar içeren metaspilit ve grovaklardan oluşan Karakaya formasyonun geldiğini belirtmişlerdir. Karakaya formasyonunun Biga ve çevresinden başlayıp Bilecik ve

Sivrihisar kuzeyinden Ankara'ya kadar geniş bir alanda izlendiğini söylemişlerdir. Araştırmacılar Karakaya formasyonunun eski bir okyanusun tabanı olduğunu ve okyanusun Alt Triyastan sonra açılmaya başladığını, içerdiği Permiyen yaşlı blokların ise açılma esnasında havza içine düştüklerini ileri sürmüşlerdir.

Bingöl, (1976). Batı Anadolu'da temeli oluşturan kayaçların Antekambriyen döneminde oluştuklarını ve farklı yaşlara sahip Menderes, Uludağ ve Kazdağ masiflerinin Permokarbonifer dönemine kadar kara olduklarını ve okyanuslaşmanın Permiyen – Alt Triyas döneminde başladığını ileri sürmüştür. Ayrıca Menderes masifinin Uludağ ve Kazdağ masifleri altına dalması sonucu G-GD'ya devrik bir yapının geliştiğini ve bu olayların Üst Kretase döneminde gerçekleşmiş olabileceğini önermiştir. Etkin dalma – batma rejimi etkisi altında Alt Tersiyer döneminde bölgedeki granitoyitlerin yerleştiğini, Eosenden Pliyosene değin bölgenin yükseldiğini ve Neojen volkanizması ve sedimentlerinin oluştuğunu söylemiştir.

Krushensky, (1976). Kazdağ masifinin doğusunda çalışmalar yapan yazar bölgenin yaklaşık % 80'inin Orta Miyosen yaşlı riyodasit, kuvarsit türünde volkanik kayaçlar ve sık sokulumlu granodiyorit ve kuvarsmonzonit türü plutonik kayaçlardan oluştuğunu belirtmiştir. Neojen yaşlı volkanik ve plütonik kayaçların kalkalkalen karakterde olduklarını belirtmiştir.

Yılmaz, (1981). Sakarya kıtası güney kenarında evrimlerini farklı yer, zaman ve koşullarda geçirmiş kaya topluluklarının yer aldığını, bölgede Paleozoyikten beri varlığını sürdürerek üzerinde diğer çökel birimlerine temel olan granit ve meta bazik kayaların bulunduğu kuzey otokton birimler ve bölgeye Üst Kretase'de yerleşmiş allohton ofiyolitlerin olduğunu ileri sürmüştür. Ayrıca granit ve örtü birimlerinin Paleozoyik temel üzerine itildiğini ve arada geniş bir kataklastik zonun geliştiğini ileri sürmüştür. Bölgedeki ikinci otokton birimlerini ise önceki birimleri örten Paleosen ve daha genç birimlerin oluşturduğunu söylemiştir.

Şengör ve Yılmaz (1981). Okyanus tabanının yitimi sonucu Pontid kıtası ile Sakarya Kıtasının Çarpışması Eosen sonunda tamamlanmıştır. Bu şekilde açıklanan mekanizma ile meydana gelen Paleosen-Eosen yay volkanizması oluşmasına karşın daha sonra

oluşan ve Batı Anadolu’da geniş yer kapsayan genellikle Miyosen yaşlı kıta içi volkanitleri de vardır. Daha önce kalınlaşmış olan kıta kabuğu derin kesimlerde kısmi erimelere başlamış anatektik kısmi erime ile Batı Anadolu’da yaygın Miyosen yaşlı asidik kalkalkalen volkanizma (dasidik, riyolitik) kırık sistemleri ile yüzeye gelmişlerdir. Öte yandan Batı Anadolu’da bu kabuksal malzeme ürünü kalkalkalin volkanizmanın pek çok yerde gençleştikçe alkalileştiği ve Miyosen’den Kuvaterner’e doğru salt bazaltik volkanitlerin egemen oldukları belirlenmiştir.

Öngen, (1982). Yenice (Çanakkale) yöresindeki granitoidlerin ve yan kayaçlarının petrolojisini yapmıştır. Birbirinden bağımsız altı granitoid stoku ayıran yazar, bunların mineralojisi, petrografisi, jeokimyası ve jeodinamiğini ortaya koymuştur. Ayrıca bu stokların yaptığı kontakt metamorfizmayı incelemiş ve kontak ısısının 550–600 °C civarında olduğunu belirtmiştir. Biga Yarımadasındaki plütonizmanın kökenini irdelerek Kretase’de okyanusal kabuğun kuzeye doğru Sakarya kıtası altına dalarak kısmi ergimesinden türeyebileceğini ileri sürmüştür.

Anıl (1984). Yenice civarında Arapuçandere – Kurttaş (Karadoru) – Sofular ve Kalkım (Handeresi) Pb – Zn – Cu cevherleşmelerinin köken sorunları ve bu cevherleşmelerin Tersiyer volkanizmasıyla ilişkilerini incelediği çalışmasında Karadoru köyü ve Arapuçandere’deki cevherleşmelerin mineral parajenezleri olarak birbirine benzediğini ancak cevherleşmenin kontak zonuyla ilişkili olmadığını, Tersiyer volkanizmasıyla ilişkili olabileceğini savunmuştur.

Ercan ve Türkecan (1984). Batı Anadolu, Ege Adaları, Yunanistan ve Bulgaristan’da tüm Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik zamanlarında, farklı evrelerde sokulumlar yapmış plütonlar geniş yer kaplarlar. Bölgesel dağılımları ve petrokimyasal nitelikleri göz önüne alındığında, plütonların belli zonlar oluşturdukları ve genel olarak Kuzeyden Güneye doğru yaşça gençleştikleri belirginleşmektedir. Çoğu granitoid türde olan bu plütonlarda yapılan jeokronolojik ve petrokimyasal incelemeler karşılaştırılmış ve bunların yer yer I tipi, yer yer S tipi plüton özellikleri taşıdıkları ve bölgedeki volkanik kayaçlarda gerek köken, gerekse yaş açısından sıkı ilişkili oldukları saptanmıştır.

Ergül ve diğerleri, (1984). H 16 ve H 17 paftalarının Anadolu yakasındaki kısmının jeolojik incelemelerini yapan araştırmacılar; Çanakkale boğazı, İntepe, Çan, Biga batısı ve Marmara denizi arasında kalan bölgenin stratigrafisini ortaya koymaya çalışmışlardır. Bu çalışmaya göre; en altta Paleozoyik yaşlı bazik ara katkılar içeren epimetamorfikler izlenmektedir. Değişik yaşta kireçtaşı blokları ile bazik ve ultramafik kayalar bloklarından oluşan Üst Kretase yaşlı bir melanjın epimetamorfikleri üzerlediğini ve Alt Tersiyer yaşlı granitoidler ve Eosen, Miyosen, Pliyosen dönemlerinde etkin olan; dasit, andezit ve bazalt karakterli volkanizmanın yaygın olarak izlendiğini ileri sürmüşlerdir. Bununla birlikte Alt Tersiyerin resifal kireçtaşları ve kırıntılı sedimentler, Üst Tersiyerin ise gölsel ve karasal çökeltilerle temsil edildiğini ileri sürmüşlerdir.

Anıl, (1985). Yenice kuzeybatısında yer alan Çakıroba granodiyoritik sokulumunun karbonatça zengin sedimentler kayalarla olan kontakta skarn türünde şellit, manyetit ve kalkopirit cevherleşmesinin geliştiğini belirten araştırmacı, sokulumun bölgeye yerleşmesi sırasında oluşan kırık ve çatlaklı zonlarda magmatik kökenli çözeltilerin skarnlaşmayı meydana getirdiğini belirtmiştir. Ayrıca bu çözeltilerin özellikle karbonatlar üzerinde madde alışı verişine olanak tanıdığını vurgulamıştır.

Gözler, (1986). Kazdağ masifinin batısında Mıhlidere vadisinde temelde kısmi ergimeye uğramış granitlerin yer aldığını, istifin yönlü granitler, gnayslar ve mermerler şeklinde devamlılık gösteren bir istif olduğunu, bu istifin üzerine ise uyumsuz olarak şistler ve mermerlerden oluşan başka bir istifin geldiğini ileri sürmüştür. Bu istifli fliş ve melanj karakterinde bir istifin tektonik olarak izlendiğini Paleosen döneminde granitik sokulumların olduğunu, Üst Miyosen'de ise sedimentler kayalarla birlikte asidik volkanik kayaların geliştiğini belirtmiştir. Bölgedeki metamorfik kayaların Barrow tipi metamorfizmadan etkilendiklerini, Abukuma tipi olarak bahsedilen metamorfiklerin ise kontak metamorfik oldukları sonucuna varmıştır.

Üşümezsoy, (1987). Kuzeybatı Anadolu'da Geç Triyas yaşlı bir yığılma orojeninin varlığından bahsetmektedir. Bu kuşağın derince aşınmış bir ada yayı yitim zonu kompleksi ve ofiyolit dilimlerinden oluştuğunu ve bu birimlerin Geç Triyas yaşlı çökel birimler tarafından örtüldüğünü belirtmiştir. Kuzeybatı Anadolu yığılma orojen

kuşağında Paleotetis yay plutonları ile Neotetis yay plutonlarının iç içe yer aldığını ileri sürmüştür.

Okay ve diğerleri (1990). Gelibolu ve Biga yarımadasındaki KD – GB uzanımlı Tersiyer öncesi birimleri başlıca dört ana üniteye ayırmışlardır. Bu çerçevede bölgede yayılım sunan kayaçların temelde Sakarya zonu ve Kazdağ metamorfikleri, bunların üzerinde tektonik olarak Karakaya kompleksinin yer aldığını, Karakaya kompleksinin ise Nilüfer birimi, Hodul birimi, Orhanlar grovakı ve Çal biriminden oluştuğunu ve yoğun bir deformasyondan etkilendiklerini ileri sürmüştür. Ayrıca Karabiga dolaylarında gözlenen birimlerin Karakaya kompleksine ait olmadıklarını bu birimlerin Üst Kretase yaşlı Çetmi ofiyolitik melanji olduklarını ileri sürmüştür.

Genç ve Yılmaz (1995). Kuzeybatı Anadolu'nun temeli farklı metamorfik birlikler den oluşmaktadır. Bu metamorfik birlikler Liyas yaşlı örtü birimlerinin çökeliminden önce bir araya gelmişlerdir. Bunlar alt ve üst birliklerden oluşur. Alt birlik ofiyolit dilimleri ile birlikte Triyas yaşlı metavolkanik ve metasedimenter birimlerle temsil edilmektedir. Üst birlik, alt birlik üzerinde düşük açılı bindirme fayı ile bulunmaktadır ve Paleozoyik ve daha yaşlı şist, gnays ve fillat içermektedir. Transgesif istif temelin üstünde Permo-Karbonifer yaşlı neritik kireçtaşları ile başlanmaktadır. Bu platform tipi karbonatlar erken Triyas'ta meydana gelen riftleşme ile bozulmuşlardır. Riftleşmenin ileri aşamasında iri klastik kayaçlar çökelmişlerdir. Rift yavaş yavaş Triyas sonunda kapanan okyanus havzasına dönüşmüştür. Triyas havzasının karasal kenarı önce yüksek sıcaklık / düşük basınç daha sonra da yüksek basınç / düşük sıcaklık olmak üzere bölgesel metamorfizmaya uğramıştır. Metamorfizma sırasında kıtasal kenar birimleri kuzey yönlü sıkıştırma basıncı altında çok fazlı deformasyona uğramışlardır. Daha sonra metamorfize olmamış kıtasal kenarın Triyas yaşlı birimleri aynı kıtasal kenarın metamorfize olmuş bölümü üzerine kuzey doğuya doğru bindirmişlerdir. Bu nedenle Kuzeydoğu Anadolu'nun Triyas yaşlı birlikleri kıtasal kenara bitişik okyanusal birim deformasyonun çeşitli yapısal etkilerini ve dinamiğini yansıtmaktadır.

Ercan ve diğerleri (1995). Biga Yarımadası ile Gökçe Ada, Bozca Ada ve Tavşan Ada'larındaki (KB Anadolu) Tersiyer volkanizmasının özelliklerini inceleyen Ercan ve diğerleri, inceleme alanında Eosenden başlayarak Üst Miyosen sonlarına kadar çeşitli

evrelerde oluşan volkanik kayaları altı ana gruba ayırmışlardır. Bunlar; Balıklıçeşme volkanitleri (Eosen), Çan volkanitleri (Oligosen), Kirazlı volkanitleri (Üst Oligosen), Behram volkanitleri (Alt – Orta Miyosen), Hüseyinfakı volkanitleri (Orta Miyosen) ve Ezine bazaltı (Üst Miyosen). Haritalanan volkanik kayalarda petrografik ve jeokimyasal çalışmaların yanı sıra, K/Ar yöntemi ile radyometrik yaş ölçümleri ile Stronsiyum ve Neodimyum izotop oranları ölçümleri de yapılmıştır. Eosen-Orta Miyosende oluşan tüm volkanitler kalkalkalen sadece Üst Miyosen yaşlı volkanitler alkali niteliktedirler. Jeokimyasal ve izotop çalışmaları, kalk-alkali volkanizmayı oluşturan mağmanın yüksek derecede kabuksal kirlenmeye uğrayıp melez bir nitelik kazandığını, alkali volkanizmayı oluşturan kaynağın ise farklı olup heterojen bir manto malzemesinin kısmi ergimesi ile meydana geldiğini gösterirler. Volkanitler bölgedeki tektonik rejim ile de ilişkili olup kalkalkalen volkanitler, sıkışma rejiminin egemen olduğu bir ortamda alkali volkanitler ise bunun tam tersi, gerilme rejiminin etkisiyle meydana geldiğini belirtmişlerdir.

Pickett ve diğerleri (1995). Permo-Triyas yaşlı Karakaya Kompleksinin düşük derecede metamorfizma geçirmiş, deforme olmuş, derin deniz sedimentleri ve volkanik kayalardan oluşan bir topluluk olduğunu ileri sürmektedirler. Araştırmacılara göre Karakaya kompleksi Paleotetisin kapanmasıyla oluşmuş kuzey Türkiye kenet sisteminin bir parçasıdır. Kuzeybatı Türkiye’de Biga yarımadası ve civarında Karakaya kompleksi kalın tektono-stratigrafik birimlerden oluşmaktadır. En alttaki birim baskın olarak volkanoklastikler içermektedir ve spilitik bazaltlar levha içi jeokimyası sergilemektedirler. Yeniden çökelmiş kireçtaşları ve yaygın moloz akıntıları seamount kökenini göstermektedir. Bazalt-çört-kumtaşı bileşimi yapısal olarak daha üst birimi oluşturmaktadırlar. MORB tipi yastık lavlar radyolaryalı çörtler ve daha üzerinde üste doğru kabalaşan turbiditler tarafından üzerlenmektedir. Yapısal olarak daha üst birimler sırasıyla derin deniz pelajikleri ve parçalanmış bir seamountu temsil eden fillat ve moloz akıntısı çökellerini içermektedirler. Karakaya birimleri birbiri üzerine eklenmeler, kıvrılma, yoğun makaslamalar gibi, karaktersistik yitim-yığılma işlemleri ile deforme olmuştur. Üst Triyas klastikleri Karakaya kompleksi üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadır ve olasılıkla yay öne havza çökellerini temsil etmektedirler. Bunlar Jura yaşlı karbonat platformuyla (Bilecik Kireçtaşı) örtülmüşlerdir.

Üşümezsoy, (1995). Edremit bindirme zonunun B-KB gidişli yay bölgesi geriye bindirmiş yitim zonu yığışım prizması ve okyanusal kabuk ile G-GD doğrultulu yay masifinin orta kabuk batolitik tavanının yüzeylenmiş bölümlerinden oluştuğunu ileri sürmüştür. Bu iki farklı tektonik bölgenin yay önü havzalarda gözlemlendiğini belirtmektedir. Karakaya kompleksinin güneye dalımla oluştuğunu ileri süren eski çalışmasına gönderme yapan yazar güneye doğru dalımın bir backthrust olduğunu ve asıl dalımın kuzeye doğru olduğunu ileri sürmektedir. Karakaya kompleksi içerisinde gözlenen bazalt bloklarının ise oblik transform fay zonlarıyla ilişkili infant subduction zonuyla ilişkili olduğunu ileri sürmüştür.

Pickett ve Robertson (1996). Geç Paleozoik-Erken Mesozoik'te Gondwana ile Avrupa'yı ayıran Paleotetis okyanusunun dalım yönünü ve zamanını belirlemede KB Türkiye'de bulunan Jura öncesi yaşlı tektonik birimlerin önemli olduğunu ileri süren araştırmacılara göre en önemli birim Paleotetis yığışım kompleksi olarak kabul edilen Karakaya Kompleksidir. Birimler seamount, hendek, abisal ve riftleşmiş karbonat platformu kökenli birimlere uygun litolojiler sunmaktadırlar. Kompleksin en üstünde klastik havza birimleri gelişmiştir. Bölgedeki diğer tektono-stratigrafik birimler yitim zonu üstü özelliği gösteren ultrabazik kayalar içermektedirler. Bu birimler metamorfik taban ve melanj birimleri ile ilişkide olan Pemiye karbonat platform birimleri üzerinde tektonik olarak yer almaktadırlar. Yeniden incelenen yapısal gidişler güneydoğuya dalımlı Paleotetis yitim zonunun varlığını göstermektedir.

Yılmaz (1997). Batı Anadolu'da bulunan birimler alt birlik ve üst birlik olarak ikiye ayrılabilir. Alt birlik, farklı tektonik olguları içeren tektonik bir mozaiktir. Kuzey'den güney'e doğru bunlar; Sakarya Zonu, İzmir – Ankara zonu, Menderes Masifi ve Toroslar'dır. Sakarya kıtası kuzey ve güney sınırları ofiyolit kenet kuşağından oluşan dar bir kıtasal parçadır. İzmir-Ankara ofiyolitik kenet kuşağı Sakarya kıtasıyla Toroslar arasında bulunan Tetis okyanusunun kalıntısıdır. Menderes Masifi ise Gondwana'nın kuzey ucunu temsil eden bir metamorfik komplekstir. Üst birlik olarak tanımlanan kayalar yukarıda anlatılan tektonik olaylardan, sonra oluşmuşlardır.

Okay ve Tüysüz (1999). İzmir-Ankara-Erzincan ve İç Pontid kenedi Türkiye'de bulunan iki ana Tetis kenedidir. Bu iki kenetde Tetis okyanus litosferinin kuzey doğuya

dalımını izleyen ve Erken Triyasta meydana gelen kıtasal çarpışma sırasında oluşmuştur. İzmir-Ankara-Erzincan kenedi 2000 km'lik uzunluğu boyunca Paleosen ve daha genç bindirmelerle temsil edilir. İzmir-Ankara-Erzincan kenedinin kuzeyindeki Geç Triyas yaşlı önemli eklemeli dağ oluşumu kenet boyunca Karbonifer'den Triyas'a (Paleotetis) ve Triyas'tan-Kretase'ye (Neo-Tetis) iki ayrı okyanusal litosferin var olduğunu gösteriyor. İzmir-Ankara-Erzincan kenedi boyunca en son kıtasal çarpışma batıda en erken Paleosende ve doğuda Geç Paleosen'de meydana gelmiştir. 800 km uzunluğundaki iç Pontit kenedi daha gençtir, Erken Eosen'de oluşmuştur ve daha genç kıtasal çarpışma okyanusal yay ardı havza olarak Batı Karadeniz havzasının açılması ile ilişkilidir. Günümüzde Geç Miyosen'de ortaya çıkan Kuzey Anadolu Fayı, daha eski İç-Pontid kenedinin yönünü takip etmektedir.

Okay (2000). Geç Triyas deformasyon ve metamorfizma (Kimmerid orojenez) kuşağı Türkiye'nin kuzeyinde doğu-batı uzanımlı olarak 1100 km'lik alanda görülmektedir. Kimmerid orojenezine Erken Orta Triyas okyanusal litosferi ile Avrasya Kıtasının güney kenarının çarpışması ve kısmi bindirmesinin neden olduğu ileri sürülmüştür. Bu okyanus kabuğunun üst kısmı 120.000 km² lik alanı kaplayan kalın Alt-Orta Triyas yaşlı metabazik – mermer – fillat kompleksinden oluşan Nilüfer birimidir. Nilüfer birimindeki mafik kayaçların hacmi 2×10^5 km³ olarak tahmin edilmiştir. Mafik, yarı pelajik kireçtaşları ve şeyl ardalanması gösterip sürekli levha içi jeokimyasal özellikler göstermektedir. Nilüfer birimi yüksek basınç yeşil şist metamorfizmasına maruz kalıp ayrıca platonun dağılması sırasında oluşan Geç Triyas izotopik yaşlı mavi şist ve eklojitlerin tektonik dilimlerini de içermektedir. Kısa süren orojenez (≤ 150 Ma; Norian-Hettangian) Kimmerid orojenezinde oluşan okyanusal plato için önemli bir delildir. Nilüfer platosunun çarpışması aktif kenarda güçlü bir kaldırma ve basınç deformasyonuna neden olmuştur. Laurasia'nın granitik temelinden beslenen geniş ve kalın klastik kenar kuzey batı Türkiye'de kalın Üst Triyas arkozik kumtaşları ile temsil edilmektedir.

Dayal ve Özgenç, (2000). Yenice yöresinde skarn oluşturan plütonik ve volkanik kayaçların radyometrik yaş analizlerini yapmışlardır. Bu çalışmayla magmatik kayaçlarda yapılan K – Ar yaş tayinleri plütonik kayaçlar için; $21 \pm 0,9$ my tüm kayaç ve $26 \pm 2,1$ my biyotit yaşı, volkanik kayaçlar için; $26,2 \pm 1,03$ my tüm kayaç yaşı

bulmuşlardır. Bu sonuçlarla bölgedeki magmatik işlevlerin Üst Oligosen – Alt Miyosen yaş aralığında gerçekleştiğini ileri sürmüşlerdir.

Genç, (2002). Biga yarımadasında geniş bir alanda yüzlek veren Karakaya karmaşığının Nilüfer biriminin metabazit – metatüf, metapelit – mermer topluluklarından oluştuğunu, birimin Erken Triyasta oluştuğunu ve Geç Triyasta da metamorfizma geçirdiğini ileri sürmüştür. Ayrıca Nilüfer birimi içindeki bazalt lavlarının orojenik karakterli olmadıklarını tam tersine okyanus adası bazaltı (OIB), levha içi alkali ve toleyitik bazaltlar (WPA, WPT) özelliği sergilediklerini ortaya koymuştur. Jeokimyasal çalışmalarla Nilüfer biriminin seamount ve okyanusal plato ortamlarının ikisini de kapsadığını belirlemiştir.

Öngen ve diğerleri, (2002a). Çan güneyinde yer alan volkanik istif ayırtlamışlardır. Buna göre Çan güneyinde temelde Miyosen yaşlı andezitler, Üst Miyosen yaşlı riyolitler ve Pliyosen yaşlı bazaltlar olarak istif ortaya konmuştur. Bazaltlar genellikle alkali olivin bazalt karakterindedir.

Öngen ve diğerleri, (2002b). Yenice güneyindeki Oligosen yaşlı Namazgah plütunu ve fasiyeslerini ayırtlamışlardır. Namazgah stoğu öncelikle kuvarsmonzonit bileşiminde olup, yer yer monzodiyorit ve piroksenmonzonit fasiyeslerinde görülmektedir. Namazgah güneyinde yer alan alkali kayalar ise Namazgah plütununun kesin bir dokanakla kemektedir. Bu alkali granitin yeknesak kimyası, granofir dokusu ve mineral bileşimi magmanın oldukça sıvı halde yerleşme derinliğine ulaştığını göstermektedir.

Yıkılmaz ve diğerleri (2001–2002). Kuzeybatı Anadolu’da Biga Kasabasının batısında, pelajik kireçtaşı, kalsitübidit, moloz akıntısı, grovak, bazalt ve çok sayıda iri kireçtaşı bloklarından oluşan Ballı Kaya Formasyonu bulunmaktadır. Bu birim üzerine bariz bir uyumsuzlukla Orta Eosen yaşlı Soğucak kireçtaşı gelmektedir. Ballı Kaya Formasyonunun yaşı ve çökme ortamı, Kuzey Anadolu’da Paleosen’de tektonik açıdan aktif, derin denizel bir ortamın var olduğunu ve bu bölgede Alpin deformasyonunun Geç Paleosen-Erken Eosen zaman aralığında meydana geldiğini gösterir.

Öngen ve Aysal, (2004). Sferulitlerin kristalizasyon kinetiğini inceledikleri çalışmada Biga Işıklı dolayında perlitik akıntılar içinde gözlenen akizolitik ve sferulitik oluşumlarının ani soğuma (undercooling) olayına bağılı olduğunu belirtmişlerdir.

Roberstson ve diğeri, (2004). Batı Türkiye'deki Geç Paleozoyik Erken Mesozoyik dönemde etkili olan orojenik hareketleri çeşitli modellerle test etmişlerdir. Bunun için üç farklı modeli tartışmışlardır. 1. modelde; Paleozoyik okyanusunun güneye doğru yittiği ve daha sonra Triyasik Neotetisin Gondvanadan riftleşerek ayrıldığını ve Geç Triyas döneminde çarpışmayla kapandığını, 2. modelde; Paleozoyik Tetis aktif Avrasyan kenar ve pasif Gondvana kenarla birlikte kuzeye doğru dalmıştır, 3. modelde ise; Paleozoyik okyanusu geniş marjinal basinle birlikte kuzeye doğru dalmıştır.

2.4. BÖLGESEL JEOLJİ

Biga yarımadası karmaşık jeolojisi nedeniyle pek çok araştırmaya konu olmuştur. Bölgede endüstriyel hammadde potansiyelinin yüksek olması, aktif fay zonlarının bulunması ve Türkiye jeolojisi için önemli bir yere sahip olan Karakaya formasyonun en iyi gözlemlendiği yer olması gibi pek çok faktör araştırmacıları Biga Yarımadası'na çekmiştir. Bölgede Neojen yaşlı volkanik kayalara bağılı olarak gelişen kil mineralleri seramik endüstrisi için hammadde sağlarken yine Neojen yaşlı sedimentler içersinde lignit yatakları gelişmiştir. Ayrıca bölgedeki granitoyit sokulumlarının geliştirmiş olduğu skarn zonlarında da önemli Cu, Pb, Zn yataklarının bazıları işletilmiştir.

Biga Yarımadası'nda stratigrafik temeli Sakarya kıtasına ait birimler oluşturmaktadır. Sakarya Zonu kayaları olarak isimlendirilen bu birimler (Yılmaz, 1981) başlıca Kazdağ grubu metamorfizmaları ve Karakaya kompleksinden oluşur (Okay, 1990). Kazdağ grubu amfibolit fasiyesinde metamorfizma geçirmiş Permiyen öncesi yaşlı metamorfik kayalardır. Bu kayalar içersinde ağırlıklı olarak; meta dunit, meta harzburgit, meta gabro, piroksenit, amfibolit, gnays, şist ve mermerlerden oluşur (Bingöl, 1968). Bu kaya gruplarını Üst Paleozoyik yaşlı granitoyit kayaları kesmektedir (Yılmaz, 1981–1990, Okay, 1990, Üşümezsoy, 1995). Çamlık meta granitoyidi (Okay, 1990), Söğüt graniti (Çoğulu ve diğ. 1965), Kavsaralı birimi (Üşümezsoy, 1995) ve Yolindi metagraniti

(Okay, 1990) gibi değişik isimlerle anılan bu kayalar Bingöl ve diğerleri (1975) tarafından gnays olarak isimlendirilmiştir.

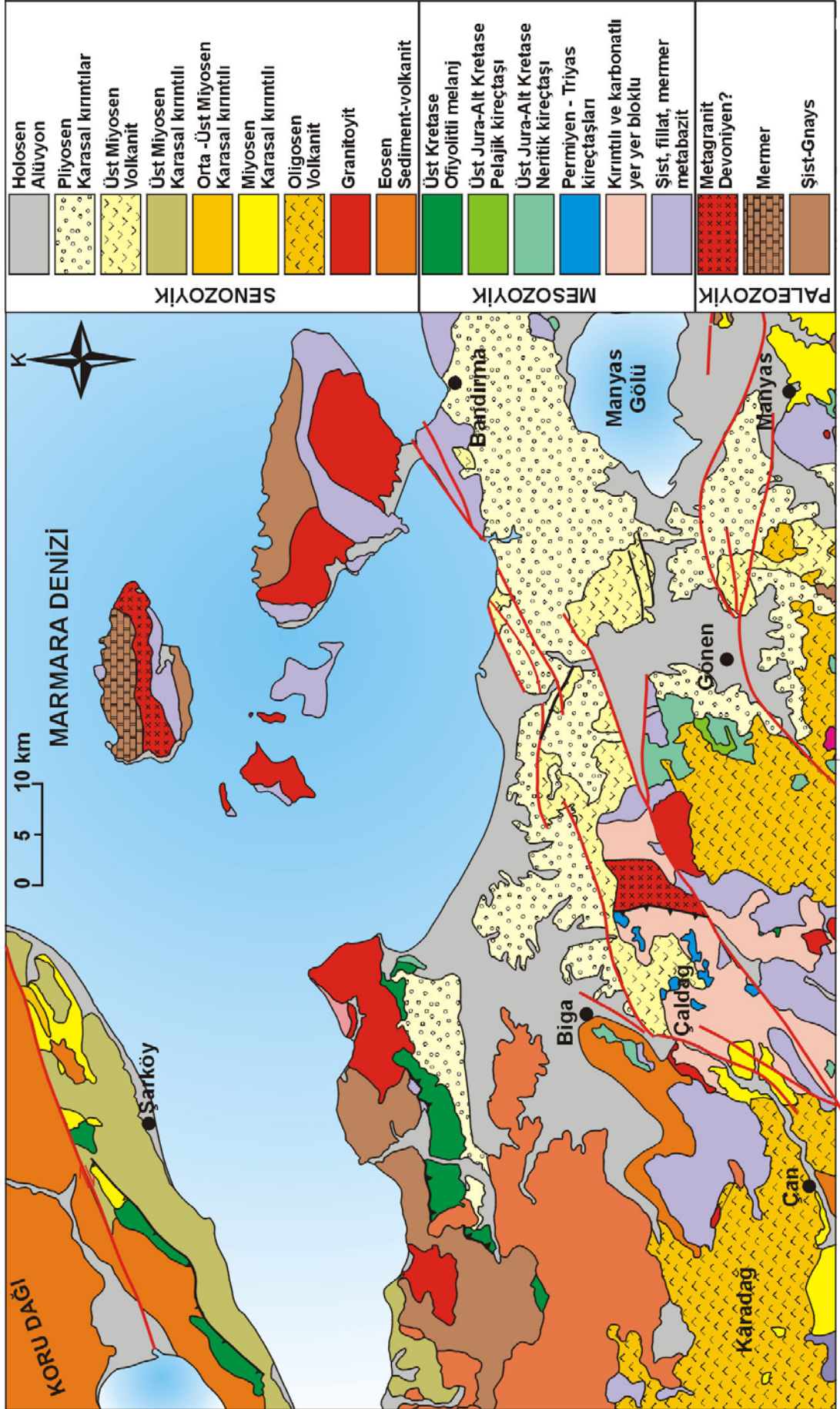
Karakaya Kompleksi ise benzer yaşta fakat değişik havza koşulları ve tektonik ortamlarda çökelmiş birimlerden oluşur. Bu birimler Nilüfer birimi, Hodul birimi, Orhanlar grovakı ve Çal birimi olarak isimlendirilmiştir (Okay, 1990).

Nilüfer Birimi Karakaya kompleksinin en alt tektonik birliğini oluşturmaktadır. Ağırlıklı olarak metabazit, metatüf, fillat ve mermerlerden oluşmaktadır. Yeşilist fasiyesinde metamorfizma geçirmiştir. Metamorfizma derecesi yeşilist fasiyesinin üst zonlarına yani granat zonuna kadar çıkmaktadır. Nilüfer birimi içerisinde fosil bulunamamış olmasına ve birimin tektonostratigrafik konumuna göre Triyas yaşlı olabileceği ileri sürülmüştür (Okay, 1990).

Karakaya Kompleksi içerisinde en yaygın bulunan birim Hodul Birimidir. Arkozik çakıltası, kumtaşı ve gri renkli şeyllerden oluşmaktadır. İçerisinde spilit ve rekrystalize kireçtaşı blokları bulunur. Siyah renkli şeyller içerisinde Üst Triyas için karakteristik bir fosil olan Holobia, Daonella ve Posidonomya fosilleri bulunmuştur (Kaaen, 1956). Hodul birimi üst seviyelerine doğru olistostromal bir görünüm kazanır. Ayrıca Hodul birimi içerisinde spilitleşmiş bazalt ve diyabaz blokları da gözlenmektedir.

Orhanlar Grovakları ise kalın ve monoton bir grovak istifinden oluşmaktadır. İçerdiği fosillere göre bu birim Üst Triyas yaşlıdır (Okay ve diğ., 1990). Bu istif Hodul biriminden kolaylıkla ayırt edilebilmektedir. Orhanlar grovakları içerisinde boyu 2 m'ye kadar ulaşan Alt Karbonifer yaşlı kireçtaşı blokları gözlenmiştir. Bu kireçtaşı blokları oldukça fazla Endothyra fosili içermektedir (Okay, 1990).

Çal Birimi ise; spilitik bazalt, bazik piroklastikler, Üst Permiyen kireçtaşı bloklu olistostromları, grovak, şeyl, kalsitürbidit, radyolaryalıçört, ve pelajik şeyllerden oluşur. Bu birim Karakaya kompleksi içinde en az deformasyon ve metamorfizmadan etkilenmiş olanıdır (Okay, 1990). Çal birimi üzerinde boyutları birkaç kilometreyi bulan kireçtaşı blokları vardır (Şekil 2–4.). Bu kireçtaşı blokları Camialan Kireçtaşı olarak adlandırılmıştır (Okay, 1990). Bu kireçtaşları içinde Orta – Üst Triyas fosilleri tanımlanmıştır.



Şekil 2-4. Biga yarımadası ve çevresinin jeoloji haritası (MTA 1/500.000'lik haritasından alınmıştır).

Sakarya zonuna ait birimler üzerine uyumsuz bir dokanakla Jura ve Jura sonrası birimler gelmektedir (Yılmaz, 1981). Biga Yarımadası'nda Karakaya kompleksi üzerine gelen sedimenter birimler Bayırköy Formasyonu, Bilecik Kireçtaşı ve Vezirhan Formasyonlarıdır. Bayırköy formasyonu tabanda çakıldaşları ile başlayıp üste doğru kumtaşı ve silttaşlarından oluşan bir istif geçer. Bayırköy formasyonu üzerine ise giderek karbonat miktarının artmasıyla Bilecik kireçtaşı uyumlu olarak gelir. Bazı yerlerde altta Bayırköy formasyonu olmadan da Bilecik kireçtaşı Karakaya kompleksi üzerine yerleşmiştir. Bilecik kireçtaşının üzerine ise uyumsuz bir dokanakla beyaz – pembe renkli pelajik killi kireçtaşları gelir. Vezirhan formasyonu olarak adlandırılan bu istif Üst Jura – Alt Kretase yaş aralığını karakterize etmektedir (Okay, 1990).

Sakarya zonuna ait birimler üzerinde Çetmi Ofiyolitli melanjı adı verilen bir karmaşık bulunmaktadır (Okay, 1988). Bu birim başlıca split, grovak, kireçtaşı, pelajik şeyller, radyolarit ve serpantin bloklarından oluşmaktadır.

Biga Yarımadasında Mesozoyik birimlerini Paleosen yaşlı birimler izler. Bu birimler; Biga ilçesinin hemen batısında pelajik kireçtaşı, kalsitürbidit, moloz akıntısı, grovak, bazalt ve çok sayıda iri kireçtaşı bloklarından oluşan bir birimdir (Yıkılmaz ve diğerleri, 2002). Bu birimler üzerine belirgin uyumsuzlukla Eosen yaşlı birimler gelmektedir.

Eosen yaşlı birimler taban konglomerası ile başlayıp, kumtaşı, silttaşı, tuf ve aglomeralar ile devam eder, detritik kireçtaşları ve resifal kireçtaşları ile son bulur (Ergül ve diğerleri, 1984). Ayrıca Eosen döneminde volkanizmada oldukça etkin olmuştur. Özellikle de Biga yarımadasının kuzeyinde Lapseki ve Biga ilçe merkezlerinin arasında geniş bir alanda yayılım göstermektedir. Genellikle andezitik ve dasitik lavlar ile tuf ve aglomeralardan oluşmaktadır (Ercan ve diğ., 1995).

Alt Oligosen'den itibaren bölge tamamen kara haline gelmiş ve oluşan havzalarda kömürlü düzeyler içeren karasal Neojen çökeller gelişmiştir. Akarsu ve göl ortamlarında gelişen çökeller genellikle; çakıldaşı, kumtaşı, kıltaşı ve kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bölgede etkin olan volkanizmayla girikli istifler şeklinde gözlenir. Çan ve Etili civarında işletilebilir büyüklükte kömür yatakları gelişmiştir. Bölgedeki sedimenter istif

Oligosen – Miyosen yaş aralığında çökelmiştir. Oligosen yaşlı volkanitler; Çan Volkanitleri ve Kirazlı Volkanitleri olarak adlandırılmıştır (Ercan ve diğ., 1995). Çan volkanitleri genellikle andezit, dasit, riyodasit, riyolit, ignimbrit, tuf ve aglomeralardan oluşmaktadır. Kirazlı volkanitleri ise ağırlıklı olarak dasir ve trakiandezitlerden oluşmaktadır.

Bölgede volkanizma Alt – Orta Miyosende Biga Volkanitleriyle devam etmiştir. Biga volkanitleri andezit, dasit, riyodasit, riyolit, tuf ve aglomeraları ile geniş alanlarda yayılım gösteren ignimbritlerden oluşmaktadır (Ercan ve diğ., 1995).

Biga yarımadasında Oligosen – Miyosen dönemleri boyunca volkanizmayla birlikte yaygın bir magmatizma görülmektedir. Bölgede irili ufaklı birçok granitoyid mostrası bulunmaktadır. Bu granitoyit sokulumlarından bazıları; Yenice, Namazgah, Nevruz – Çakıroba, Sofular, Karadoru, Kurtlar, Kestanbol, Evciler, Soğucak ve Hıdırları stoklarıdır. Bu granitoyitlerde değişik araştırmacıların yapmış oldukları yaş analizlerinde Oligosen – Miyosen yaş aralığında oldukları belirlenmiştir (Öngen, 1982; Dayal ve Özgenç, 2000).

Bölgede Oligosen – Miyosen dönemlerinde etkin olan magmatizma ve volkanizmanın genel karakteri kalkalkalen olmasına karşılık en son evreyi oluşturan Üst Miyosen – Pliyosen yaşlı volkanizma alkali karakterde gelişmiştir (Ercan ve diğ., 1995).

Biga yarımadasında Kazdağ ile Çanakkale boğazı arasında kalan kesimde temel kayaları üzerinde uyumsuz olarak yer alan Üst Miyosen – Kuvaterner istif en altta çakıltaşı, kumtaşı ve şeyl düzeylerinden oluşan akarsu ortamı çökelleri ile başlayıp alüvyal yelpaze ortamı çökellerine geçiş gösterir. Bu istif faylar boyunca yükselen bazaltlarla giriklidir (Elmas ve Meriç, 1996). Bu birimler Kuzey Anadolu fay zonundan etkilenmişlerdir. Kuzey Anadolu fay zonunun genişleme ve daralmasına bağlı olarak gelişen havzalarda çökeltme gerçekleşmiştir (Barka, 1992). Bu birimlerin yaşı Tortoniyenden Alt Pliyosene kadar ulaşmaktadır (Elmas ve Meriç, 1996).

Biga yarımadası, Kuzey Anadolu fayının güney kollarının etkisiyle günümüzdeki morfolojisini kazanmıştır.

3. MALZEME VE YÖNTEM

3.1. ÇALIŞMA YÖNTEMLERİ

Doktora tez projesinin hazırlanması amacıyla yapılan çalışma; saha, laboratuvar ve büro çalışması olmak üzere üç aşamada gerçekleştirilmiştir.

3.1.1. Saha Çalışmaları

Saha çalışmaları Çanakkale ilçesine bağlı Biga ve Yenice ilçeleri arasında kalan bölgeyi kapsayan Bandırma H18 c1 ve H18 c4 paftalarının tamamına yakını ile Bandırma H18 c3 paftasının güneybatısında yaklaşık 10 km²'lik bir kesimi kapsar. 1/25.000 ölçekli topografik haritalardan fotokopi ile 1/10.000'e büyütülen haritalar üzerinde ayrıntılı jeolojik haritalama çalışmaları yapılmıştır. Bu amaçla 2001 – 2002 yaz döneminde 40 gün, 2002 – 2003 yaz döneminde ise 30 gün saha çalışmasında bulunulmuştur. Çalışmalar sırasında Garmin GPS 12 marka cihaz kullanılmıştır. Bu cihaz ile uzaydaki gerçek konumundan maksimum ± 7 m'lik bir hata payı ile gözlem ve numune yerleri tespit edilmiştir. Haritalamayla eş zamanlı olarak petrografik ve kimyasal analizler için gerekli olan örnekleme çalışmaları da yapılmıştır. Birimlerin yapısal konumlarının belirlenmesi için mümkün olan her yerden Brunton pusulası kullanılarak yapısal unsurlar (doğrultu – eğim, foliasyon, lineasyon, akma düzlemi, fay düzlemi... v.b.) ölçülmüş ve harita üzerine işlenmiştir. Birimlerin en iyi gözlenebildiği yerlerde resimler çekilmiş, gezilen bölgelerin enine jeolojik kesitleri çizilerek yapı ortaya konmaya çalışılmıştır.

3.1.2. Laboratuvar Çalışmaları

3.1.2.1. Petrografik ince kesit çalışmaları

Saha çalışmaları sırasında derlenen örnekler laboratuvarda türlerine göre ayrılmış, daha sonra derlenen örneklerin hemen hemen hepsinden mineralojik, petrografik, dokusal ve

yapısal özelliklerin belirlenmesi amacıyla ince kesit yapılmıştır. İnce kesit yapımı için İngiliz yapımı Petrocut ve Petrothin kesme, traşlama ve parlatma aletleri kullanılmıştır.

İnce kesitlerin mikroskopta tanımlamaları yapılırken aynı zamanda kimyasal analiz için uygun olan örnekler belirlenmiş, mikroskopta tanınamayan mineraller için de XRD analizi gerektiren örnekler ayrılmıştır.

Magmatik kayalardan (volkanik ve plütonik) hazırlanan ince kesitlerde modal analiz yapılmıştır. Bu amaçla her bir kesitte en az 2100 nokta sayılmıştır. Plütonik kayalarda modal mineral bileşimi belirlenmiş, volkanik kayalarda ise modal mineral bileşiminin yanı sıra fenokristal/hamur oranları da belirlenmiştir. Ayrıca plajyoklaslarda mikroskopta sönme açısı yardımıyla tür tayini de yapılmıştır.

İnce kesit tanımlamalarının ardından bütün ince kesitlerden Leitz Ortoplan mikroskobu + Ortomat otomatik fotoğraf çekme ünitesi ve dijital fotoğraf makinası ile önemli fabrik ve mineral resimleri çekilmiştir. Ayrıca skarn zonundan derlenen bazı örnekler binoküler mikroskop altında incelenmiş ve resimleri çekilmiştir.

3.1.2.2. XRD çalışmaları

XRD çalışmaları özellikle ince kesit tanımlamaları sonucunda kesin sonuç alınamayan örnekler üzerinde yapılmıştır. Ayrıca alterasyona uğrayan volkanik kayaların alterasyon sonucu oluşturdukları mineraller ve bölgedeki kireçtaşlarından alınan örneklerin kalsit – dolomit – kuvars oranının araştırılması amacıyla da bu yöntem kullanılmıştır.

XRD çalışmaları için örnekler numunenin taze yerlerinden kırılarak alınmış ve agat havan yardımıyla ortalama 300 mesh boyutuna kadar öğütülerek toz haline getirilmiştir. Öncelikle mineral topluluğu geniş olan örneklerde kaydın temiz ve sağlıklı alınabilmesi için mineral ayıklaması yapılmıştır.

XRD analizleri; İ.Ü. Mühendislik Fakültesi, Mineraloji-Petrografi Anabilim Dalı laboratuvarındaki Philips marka PW-1430 model cihazda Cu K α radyasyonu, Ni filtre,

36 kV gerilim, 20 mA akım, $2\theta = 1^\circ/\text{dk}$ gonyometre hızı, 1 cm / dk kâğıt hızı ve belli C.P.S. duyarlılıklarında yapılmıştır.

Alterasyona uğramış volkanik kayalar da $5 - 55^\circ$ arasında, kireçtaşlarında $25 - 32^\circ$ arasında ve skarn zonu kayalarında ise $20 - 55^\circ$ arasında kayıtlar alınmıştır. Elde edilen difraktogramlar JCPDS kartlarıyla değerlendirilerek mineral tayinleri yapılmıştır.

Karadoru granitoyidi skarn zonundan alınan granatlı skarn örnekleri KBrO_3 tozuyla karıştırılarak $2\theta = 1/4^\circ/\text{dk}$ gonyometre hızı ile $28 - 34^\circ$ ler arasında kaydedilmiştir. Pik boyu saydırma ve gerekli düzeltme işlemleri yapılmış ve granat minerallerinin birim hücre parametreleri bulunmuştur. Bulunan hücre parametresi özgül ağırlıkla birlikte değerlendirilerek granat mineralinin türü belirlenmiştir.

3.1.2.3. Elektron Mikroskop çalışması

Elektron mikroskop çalışmasında özellikle altere olmuş kayalarda ki kil minerallerinin belirlenmesi ve alterasyondan kurtulmuş cam kıymıklarının görüntülenmesi amacıyla Jeol JSM – 5600 model SEM (Taramalı Elektron Mikroskobu) cihazı kullanılmıştır. SEM tekniğinde üretilen ışın numune üzerine düşürüldükten sonra dönen ışının yansıma geometrisine göre görüntü elde edilir. Bu yöntemde analiz için seçilen örneklerden belirlenen kısımlar küçük parçalar halinde kırılarak preparatlara yapıştırılmış daha sonra da üzerleri iletkenliği sağlamak amacıyla altınla kaplanmıştır. 100 den 3000'e kadar büyütülen örneklerden kil mineralleri ve kayaç genel dokuları resimlenmiştir. Bu amaçla hazırlanan 10 adet örnekten toplam 84 adet elektron mikroskobu kaydı alınmıştır.

3.1.2.4. Kimyasal Analiz çalışmaları

İnce kesit tayinleri sonucu kimyasal analiz yapılması kararlaştırılan örneklerden 250 gram numune hazırlanmıştır. Numuneler mümkün oldukça alterasyondan etkilenmemiş taze örneklerden seçilmiş, altere olan kısımlar ise numune fındık büyüklüğüne kadar çeneli kırıcıda kırılmıştır. Fındık büyüklüğüne kadar indirilen numune laboratuarda öğütücü değirmende wolfram disk seti kullanılarak 3 dakika boyunca öğütülmüştür. Her

5 numune öğütüldükten sonra diskler kuvars kumu ile temizlenmiştir. Kuvars kumu ile temizleme işlemi farklı türden kaya grupları arasındaki geçişlerde de tekrarlanmıştır.

Numunelerin öğütme işlemleri tamamlandıktan sonra her bir numunenin nem oranları ve kızdırma kayıpları belirlenmiştir. Numune kızdırma kayıpları 900°C'ye kadar numunelerin ısıtılması ile belirlenmiştir.

Kimyasal analizler Kanada ACME laboratuvarında yapılmıştır. Tüm kayaç kimyasal analizleri ICP ile yapılmıştır. Esas element analizleri ile C ve S analizleri ICP-ES (Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry) yöntemi kullanılarak iz ve nadir toprak elementlerinin analizleri ise ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) yöntemi kullanılarak yapılmıştır. Çözelti olarak LiBO₂ kullanılmıştır. Ayrıca örneklerin analizi yapılırken 3 adet jeolojik standart, 1 adet defalarca analiz edilmiş ve kimyasal bileşimi bilinen bir örnek kullanılmıştır.

İndüklenerek birleşmiş plazma sürüm spektrometresi (ICP-ES) yöntemi jeokimyada önemli bir yere sahiptir, nispeten yeni olan bir tekniktir. Prensipte olarak bu metod, periyodik tablodaki birçok elementi, düşük belirleme limitleri ve iyi bir incelikte ölçme imkânı sağlar. Elementler aynı anda ölçülür ve bütün bir analiz iki dakikalık bir sürede yapılabilir ki bu özellik ICP'yi çok hızlı bir analitik metod yapmaktadır. İndüklenerek birleşmiş plazma kütle spektrometresi (ICP-MS) yöntemi ise sürüm spektrometresi yöntemine nazaran daha hassas bir yöntemdir. 90 civarında elementi ppb düzeyinde çok hassas ölçebilmektedir (Rollison, 1993).

ICP alev sıcaklığı 6000–10000 °K. aralığında bulunan bir “alev” ve bir “çözelti” tekniğidir. Standart silikat çözündürme metodları kullanılır. Örnek çözeltisi bir aerosol olarak nebulizerden bir argon plazmaya geçirilir. İndüklenerek birleşmiş plazma, bir radyo-frekans bobininin indükleyici ısısıyla ısınan ve yüksek frekanslı Tesla kıvılcımı ile ateşlenen bir argon atomları buharıdır. Örnek argon plazması içinde çözünür ve büyük miktarda atomik ve iyonik spektral çizgiler uyarılır. Spektral çizgiler foton çarpanların genişliği ile belirlenir, ölçümleme çizgileri ile karşılaştırılır ve oranları yoğunlaşma olarak dönüştürülür (Rollison, 1993).

3.1.2.5. Sıvı kapanım çalışmaları

Sarıçayır graniti çevresinde gelişen skarn zonundan alınan örneklerde skarn zonunun sıcaklığının belirlenmesi amacıyla sıvı kapanım çalışmaları yapılmıştır. Seçilen örneklerden, 200 mikron kalınlığında iki tarafı parlatılmış ince kesitler hazırlanmıştır. Ölçüme uygun sıvı kapanım içeren örneklerden 0,5 x 0,5 cm ebatlarında küçük chipler hazırlanarak sıvı kapanımların türleri belirlenmeye çalışılmıştır. Hazırlanan chipler standart teknikler kullanılarak Leica DMLP marka polarizan mikroskoba monte edilmiş “Linkham THMG-600 ısıtma-soğutma (heating-freezing)” düzeneğinde incelenmiştir. Düzeneğe, ısı kontrolünü sağlamak amacıyla ısı kontrol paneli sistemi ile faz değişimlerini takip edebilmek için kamera ve monitör monte edilmiştir.

Isıtma evresinde maksimum 600 °C ye kadar sistemi ısıtmak mümkündür. Isı kontrol paneli yardımıyla ısıtma ve soğutma evrelerinde, ısının belli bir noktada sabitlenme olanağı olduğu gibi 0,1 °C/dakika gibi son derece hassas ısı kontrolü de yapılabilmektedir. İki fazlı kapanımlarda homojenleşme sıcaklığını tespit etmek için, sistem tek bir faza dönüşene kadar ısıtılır. Tek fazın gerçekleştiği bu sıcaklık, homojenleşme sıcaklığı (Th) olarak tanımlanır. Ölçümün bir kaç kez tekrar edilmesi doğruluk derecesinin artırılması açısından önemlidir. Yapılan ölçümlerde ısıtma evresi (heating stage) için doğruluk $\pm 0,4^{\circ}\text{C}$ 'dir.

Soğutma evresinde sıvı nitrojen sistemi devreye sokularak sistem soğutulur ve sıvı kapanımda meydana gelen faz değişimleri takip edilir. Genellikle soğutma sırasında faz değişimlerini fark etmek kolay olmamaktadır. Bu nedenle sıvı kapanım tamamen donduktan sonra yeniden ısıtılmaya başlanır. Sistemin yeniden ısıtılması sürecinde en fazla 2°C/dakika ısıtılması faz değişimlerinin fark edilmesi açısından oldukça önemlidir. Zira hızlı ısıtmada faz değişimlerini fark etmek mümkün değildir. Sistem tamamen donduktan sonraki yeniden ısıtma evresinde, sistemin ilk ergime derecesi/ötektik sıcaklık değeri (Te) ile son buz erime sıcaklık değeri (Tm-ice) ölçülmüştür. Soğutma evresi (freezing stage) için ölçümlerdeki doğruluk derecesi, tekrarlanmış analiz sonuçlarına göre $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$ 'dir.

3.1.3. BÜRO ÇALIŞMALARI

Saha çalışmaları ve laboratuvar çalışmaları sonucunda elde edilen veriler uzun bir büro çalışmasını gerekli kılmıştır. Büro çalışmalarında öncelikli çalışma elde edilen sonuçlar ışığında 1/10.000 ölçekli jeolojik haritanın bilgisayar ortamında çizilmesi olmuştur. Jeolojik harita ve enine jeoloji kesitleri çizilip hazırlandıktan sonra bölgenin stratigrafisi ortaya konmuştur. Çizimlerde ağırlıklı olarak CorelDraw 9 Programı kullanılmıştır. Yüzey morfolojisi harita üzerinden digitizer yardımıyla sayısallaştırılan verilerin Surfer 8 programıyla işlenmesiyle oluşturulmuştur. Gözlem noktaları da aynı şekilde koordinatlı olarak Surfer 8 programıyla yerleştirilmiştir.

Ayrıntılı petrografik tanımlamalar, fosil tanımlamaları, birimlerin sahadaki yayılım ve görünüşleri, bölgeyi etkileyen tektonizma gibi birçok veri birlikte değerlendirilmiştir.

Kimyasal analizler sonucunda elde edilen veriler GPP, NEWPET, MINPET ve MS EXCEL programları ile değerlendirilerek gerekli diyagramlar oluşturulmuştur. Bu diyagramların diğer veriler de göz önüne alınarak birlikte değerlendirilmesi ile bölgenin jeolojik evrimine katkıda bulunacak verilere ulaşılmıştır. Bütün veriler ışığında doktora tezi hazırlanmıştır.

4. BULGULAR

4.1. STRATİGRAFİ

İnceleme alanında Paleozoyik'ten günümüze kadar çeşitli kaya – stratigrafi birimleri bulunmaktadır (Şekil 4,1.). Bölgedeki birimler gençten yaşlıya doğru aşağıdaki gibi sıralanmaktadır.

- Alüvyon
- Yamaç Molozu
- Taştepe bazaltı
- Abdiağa formasyonu
- Biga volkanitleri
- Çan volkanitleri
- Sarıçayır graniti
- Karadoru granitoyidi ve kontak zonu
- Karakaya kompleksi
 - o Çal birimi
 - o Hodul birimi
 - o Nilüfer birimi
- Yolindi metagraniti

4.1.1. YOLİNDİ METAGRANİTİ (Pymg)

İnceleme alanında Yolindi köyü ve çevresinde, Kazıklı mahallesi doğusunda, Taşoluk obası çevresinde ve Camialan köyü doğusunda geniş bir alanda yayılım sunmaktadır (Şekil 4-2).



Şekil 4-2. Yolindi metagranitini kesen pegmatit damarları. Yolindi köyü güneyi Pança çayı vadisi.

Kahverengimsi, boz, yeşilimsi boz renkli, oldukça arenalaşmış, bol biyotit pulcukları içeren, belirgin foliasyonlu metagranit, gnaysik granit görünümündür. İri – orta taneli, kuvars, alkali feldspat, plajioklas (albit), biyotit ve amfibol ana bileşenlerdir. Düşük derecede metamorfizmadan etkilenmiş plajioklaslar çoğun albitleşmiş ve amfiboller aktinolitik hornblende dönüşmüştür. Bol kuvars ve alkali feldspat içeren pegmatit damarıyla kesilmiştir. Birimin tabanı inceleme alanında gözlenmemektedir. Birim

çevresindeki tüm birimlerle tektonik dokanaklıdır. Bu durum birimin stratigrafik konumunun anlaşılmasını güçleştirmiştir.

Adlama Okay ve diğ. (1990)'dan aynen alınmıştır. Okay ve diğerleri birimi Jura öncesi bir granit olarak tanımlamışlardır. Bingöl ve diğerleri (1973) birimi gnays olarak adlandırmışlar ve Kazdağ grubu içerisinde yer alan gnays ve metagranitlerle benzerliği olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Yolindi metagraniti içerisinde Yolindi köyü doğusunda ve kuzeydoğusunda oldukça sık pegmatit damarlarına rastlanmaktadır. Damarlar çoğunlukla K45D ve KG doğrultuludur. Oldukça bol alkali feldspat ve kuvars içerir. Kalınlıkları 50–70 cm kadardır. Yolindi metagraniti içerisindeki pegmatit damarları da yoğun bir şekilde deformasyondan etkilenmiştir. Pegmatit damarlarının sıklaştığı ve yoğunlaştığı kesimler alkali feldspat ve kuvars hammaddesi olarak işletilmektedir.

Yolindi metagranitinin çevresindeki bütün birimlerle tektonik olması, birimde daha önce yapılmış bir yaş analizinin bulunmaması, inceleme alanı doğusunda yüzeylenen Sarıköy granodiyoritinden farklı olması daha çözülmemiş problemleri göstermektedir. Sarıköy granodiyoritinin Jura öncesi olduğu ve Bayırköy kireçtaşlarının bu birimi uyumsuz olarak örttüğü ileri sürülmektedir (Okay ve diğ. 1990). Yolindi metagraniti ile benzer özellikler sunan Çamlık metagraniti için 393 ± 13 my (Okay ve diğ. 1996), Söğüt graniti için 295my (Çoğulu ve diğ. 1965) yaşları tespit edilmiştir. Birimin stratigrafik olarak tam yerinin açıklanması için mutlaka yaş analizi desteğine ihtiyaç duyulmaktadır.

4.1.2. KARAKAYA KOMPLEKSİ (Trk)

İlk kez Bingöl ve diğerleri (1973) tarafından Karakaya formasyonu olarak tanımlanmıştır. Bingöl ve diğerleri (1973) Karakaya formasyonunun Edremit kuzeyinden başlayıp Bilecik ve Ankara'ya kadar uzanan geniş bir alanda yayılım sunduğunu ileri sürmüşlerdir. Düşük derecede metamorfizmadan etkilenen bu formasyonun Permo-Karbonifer kireçtaşı blokları içeren, spilitik bazalt, çamurtaşı, feldspatik kumtaşı, çakıltası kuvarsit ve siltaşlarından oluştuğunu belirtmişlerdir.

Karakaya kompleksi adlaması da ilk defa Okay ve diğerleri (1990) tarafından yapılmıştır. Okay ve diğerleri (1990) Karakaya kompleksini kaya türü ve tektonik ortamlarını göz önüne alarak aşağıdaki tektonik birliklere ayırmışlardır:

- Nilüfer birimi
- Hodul birimi
- Orhanlar grovakı
- Çal birimi

Okay ve Göncüoğlu (2004) Karakaya kompleksini Alt Karakaya kompleksi ve Üst Karakaya kompleksi olarak ikiye ayırmış, Nilüfer birimini alt Karakaya birimi olarak tanımlarken diğer birimleri de Üst Karakaya birimi altında toplamışlardır.

Pickett ve Robertson (2004) ise Karakaya kompleksini şu şekilde ayırtlamışlardır:

- Nilüfer birimi
- Ortaoba birimi
- Çal birimi
- Kalabak birimi

Karakaya kompleksi değişik araştırmacılar tarafından değişik şekillerde isimlendirilmesine karşılık bu çalışma kapsamında Okay ve diğerleri (1990) tarafından yapılan ayırtlama temel alınmıştır. Bölgedeki gözlem ve bulgular bu adlamanın temel alınmasında etkin olmuştur. İnceleme alanında Karakaya kompleksinin; Nilüfer birimi, Hodul birimi ve Çal birimi bulunmaktadır.

Karakaya kompleksi içerisinde ayırtlanan farklı tektonik birliklerin oluşumu da birçok araştırmacı tarafından farklı yorumlanmıştır. Üşümezsoy (1987) tarafından Paleotetisin batı kenet kuşağında yer alan Triyas öncesi bir yığılma orojen kuşağı olduğu ileri sürülmüştür. Aynı şekilde Pickett ve diğerleri (1994) tarafından Paleotetisin yığılma kompleksi olarak kabul edilmiştir. Geç Paleozoyik – Erken Mesozoyik yaşlı birimlerin Paleotetis okyanus sisteminin birimleri olduğu ve Gondwana ile Avrasya kıtaları arasında bulunduğunu ileri sürmüşlerdir.

4.1.2.1. Nilüfer Birimi (Trkn)

Nilüfer birimi Karakaya kompleksinin en alt yapısal dilimini oluşturur. İnceleme alanında Gökçesu mahallesi güneyinde Bağlarbaşı mevki ile Sarıkaya tepe arasında, Karadoru ve Sarıçayır köyleri arasında Çırgathıgedik tepe civarında, Armutçuk tepe ve Baltaoluk tepe civarlarında ve Kazıklı mahallesi doğusunda izlenmektedir (Şekil 4–3).

Adlama Okay ve diğerleri (1990)’dan alınmıştır. Nilüfer birimi içersindeki fillatlı seviyeler Krushensky ve diğerleri (1980) tarafından Kalabak formasyonu, Pickett ve Robertson (2004) tarafından Kalabak birimi, Kaya (1991) tarafından Madradağ formasyonu ve Akyürek ve Soysal (1983) tarafından ise Çavdartepe formasyonu olarak adlandırılmıştır. Nilüfer birimi içersindeki yeşil renkli metabazit ve metatüfler ise Sazak metatüf üyesi olarak (Okay ve diğ., 1990) adlandırılmıştır.

Birim Yolindi metagraniti ile tektonik dokanaklıdır. Ayrıca inceleme alanında yapılan gözlemlerde birimin Karakaya kompleksine ait diğer birimlerle de tektonik dokanaklı olduğu görülmüştür. Nilüfer birimi ve Hodul birimi dokanak zonlarından alınan örneklerin genellikle deformasyondan yoğun bir şekilde etkilendikleri gözlenmiştir.

Koyu yeşil renkli, belirgin yapraklanmalı ve ince taneli metabazit – metatüfler (Şekil 4–3.) Nilüfer birinin en yaygın kayaç grubunu oluşturur. Bunun yanı sıra koyu gri, kurşun gri renkli fillat, serizit-kuvars-şist (Şekil 4–4) ve granat-şistler ile gri, siyahımsı gri renkli mermer - kalkşist (Şekil 4–5.) blok ve merceklerine de sıkça rastlanmaktadır. Ender olarak serpantinit bloklarını içerir (Şekil 4–6).

Metabazit – metatüfler Karadoru köyü kuzeyinde değirmen tepe ve çevresi ile Çırgathıgediktepe kuzeyinde geniş bir alanda yayılım sunar. Fillat, serizitşist ve granatlı şistler Pança çayı vadisinde, Gökçesu mahallesi güneyinde izlenir. Mermer ve kalkşist blok ve mercekleri ise ortaçağıl dere güneyinde ve Sarıçayır – Karadoru köy yolunun kuzeyinde izlenir. Serpantinit bloklarına ise Pança değirmeni mevkiinde ve Aşağınova – Yolindi köy yolu üzerinde rastlanır.



Şekil 4-3. Nilüfer birimi alt düzeylerinde gözlenen yeşil renkli metatüfler. Karadoru köyü kuzeyi, Değirmen tepe.

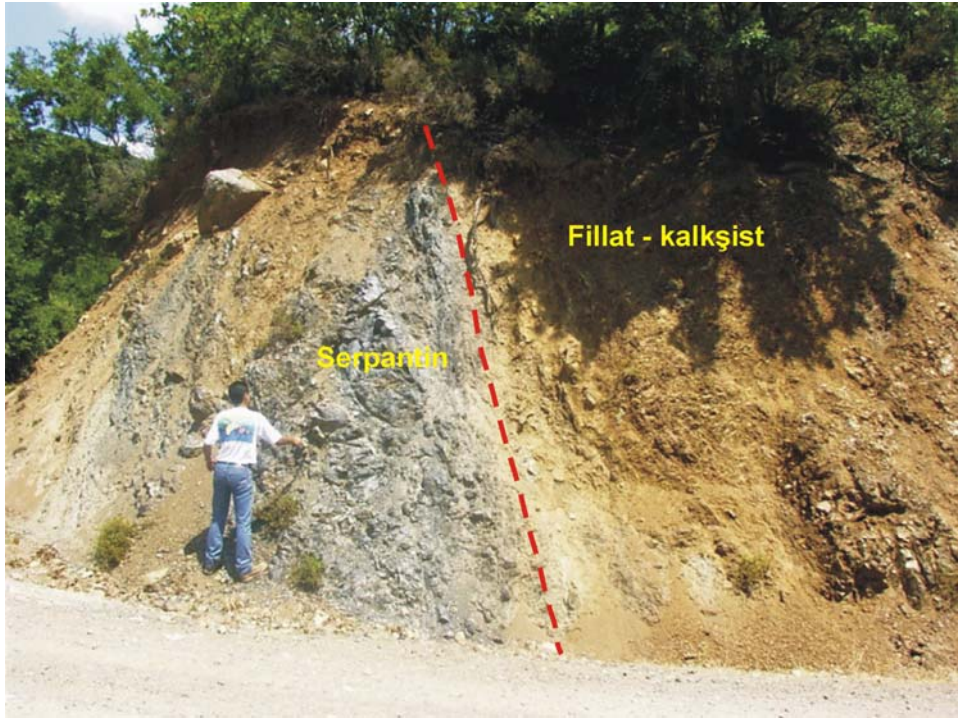


Şekil 4-4. Nilüfer birimi içersindeki siyahımsı, kurşun grisi renkli fillatlar. Pança dağı mevki.

Nilüfer biriminin kalınlığı kesin olarak bilinmemekle birlikte kalınlığının 1 – 7 km kadar olabileceği düşünülmektedir (Pickett ve Robertson, 2004), bu kalınlaşmanın bir biri üzerine tektonik dilimlerle tekrarlanan bir istif şeklinde olduğu düşünülmektedir (Okay, 1990).



Şekil 4-5. Nilüfer birimi içersindeki kalkşistler. Çırgatlıgedik tepe kuzeybatısı. Kalkşistlerde belirgin foliasyon (K45D – 28°GD) ve kıvrımlar.



Şekil 4-6. Nilüfer birimi içersindeki serpantin dilimi. Pança çayı vadisi.

Nilüfer biriminin kökeni için yay içi veya yay önü, olgun rift havzası, seamount ve okyanusal plato ortamları öne sürülmüştür. Tektonostratigrafik özellikleri ve jeokimya verilerinin birlikte değerlendirilmesi sonucu Nilüfer biriminin okyanusal bir birim olduğu, seamount ve okyanusal plato ortamlarının ikisini birden kapsadığı görülmüştür (Genç, 2002, Pickett ve Robertson, 2004).

4.1.2.2. Hodul Birimi (Trkh)

İnceleme alanında oldukça geniş bir alanda yayılım sunmaktadır: Tomrukköy doğusundan itibaren Camialan ve Arabaalan köyleri çevresi, Elmalı köyü ve çevresi ile Kaynarca mahallesi, Aşağıınova, Yukarınova köyleri, Körçeşme tepe kuzeyi ve Asartepe kuzeyinde oldukça geniş bir alanda izlenmektedir.

Adlama Okay ve diğerlerinden (1990) aynen alınmıştır. Birime Ortaoba birimi (Pickett ve Roberstson, 2004), Dışkaya formasyonu (Kaya ve diğ., 1986), Kınık formasyonu (Akyürek ve Soysal, 1983) gibi isimler verilmiştir. Okay ve Göncüoğlu (2004) birimi Üst Karakaya kompleksi içerisinde Arkozik kumtaşı serisi olarak ayırmışlardır.

Hodul birimi de Karakaya kompleksinin diğer birimleri gibi altındaki Nilüfer birimi ve üzerindeki Çal birimi ile tektonik dokanaklıdır. Düşük derecede metamorfizmadan etkilenmiştir.

Sarımsı boz renkli arkozik çakıltası, kumtaşı, siyah renkli grovak ve şeyller genel litolojiyi oluşturur (Şekil 4–7, 4–8). İçersinde yeşil renkli spilitik bazalt, diyabaz ile rekrystalize kireçtaşı çakıl ve blokları içerir (Şekil 4–9, 4–10). Genel karakteri bir türbiditik istif olan Hodul birimi üst seviyelerine doğru olistostromal bir görünüm kazanır (Okay, 1990). Hodul birimi içersindeki kireçtaşları genellikle rekrystalize kireçtaşı karakterinde olup fosil içermezler. Oldukça yoğun bir deformasyondan etkilenmiştir. Yer yer çok kalın tabakalı ve masif, yer yer de ince – orta tabakalı bir görünüm sunmaktadır. İçersindeki çakıltalarında oldukça iri blok boyutunda metamorfik, granit ve felsik volkanik kaya parçalarına rastlanmıştır. İçerdiği spilitik bazaltlarda kayacın dokusu kısmen korunmuştur. Diyabaz bloklarında ise epidotlaşma karakteristik olarak göze çarpmaktadır. İyi derecede diyajenez geçirmiş kumtaşları kıtasal granitik bir kaynaktan beslenen kalın bir Triyas kırıntılı kamasını temsil eder (Okay ve diğ. 1990).



Şekil 4-7. Hodul birimi içersindeki arkozik kumtaşı ve çakıltaşları. Karadoru köyü batısı.



Şekil 4-8. Hodul birimi kumtaşları. Asartepe kuzeyi.



Şekil 4-9. Hodul birimi içersindeki, yeşil renkli splitik bazalt bloğu, çatlaklar beyaz renkli kalsitler ile doldurulmuştur, Karadoru – Aşağıınova yolu üzeri.



Şekil 4-10. Hodul birimi üst seviyelerine doğru sıkça rastlanan kireçtaşı bloğu. Aşağıınova güneyi.

Hodul birimi içersindeki kireçtaşı bloklarının boyutları da değişkendir. Okay ve diğerlerine (1990) göre kireçtaşlarının boyutlarının 1 – 40 cm büyüklüğünde olduklarını söylemektedir. Kireçtaşları rekristalize kireçtaşı karakterindedir.

Sahadaki harita çalışmalarında Karadoru köyü batısında ve güney batısında Pirenli burun ve Acur sırtı mevkiilerindeki blokların oldukça büyük ve haritalanabilir ölçekte oldukları saptanmıştır.

İnceleme alanında Hodul biriminden alınan örneklerde fosile rastlanmamıştır. Ancak İvrindi – Manyas arasındaki bölgede Hodul birimi tabanındaki siyah renkli şeyller içersinde Noriyen yaşı veren *Halobia neumayeri* bulunmuştur. Yine kireçtaşı bloklarının da Üst Permiyen yaşı oldukları belirlenmiştir (Okay ve diğ., 1990).

4.1.2.3. Çal Birimi (Trkç)

İnceleme alanında Hoşoba köyü güneyinde Azmakyatağı tepe ve civarında, Arabaalan köyü doğusunda, Sarnıçoba köyü kuzeyinde, Gedikyurt tepe ve Yayla tepe civarında, Kaynarca mahallesi güneydoğusunda Uzunburunbaşı mevkiinde yayılım sunmaktadır.

Adlama Okay ve diğerlerinden (1990) aynen alınmıştır. Çal birimi üst seviyelerine doğru gözlenen büyük kireçtaşı blokları Camialan kireçtaşı olarak adlandırılmıştır (Okay ve diğ., 1990). Çal birimine benzer litolojileri inceleme alanı dışında da rastlanmıştır. Örneğin İnegöl çevresinde Abadiye formasyonu (Genç ve Yılmaz, 1995) ve Ankara çevresinde Ortaköy formasyonu kapsamında (Akyürek ve diğ., 1984) rastlanmıştır.

Çal birimi stratigrafik olarak altındaki Hodul birimi ile tektonik dokanaklı üzerindeki Çan volkanitleriyle de uyumsuz dokanaklıdır. İnceleme alanında Çal ve Hodul birimleri doğrultu atımlı bir fay düzlemi ile yan yana gelmiştir. Çal birimi ile Çan volkanitleri arasında inceleme alanında bir sınır izlenmemesine rağmen inceleme alanı yakın çevresinde Çan volkanitleri tarafından uyumsuz olarak çizilmektedir. Çal birimine ait kayaçlar Hodul birimi grovak ve kumtaşları üzerine bindirmiş tektonik dilimler şeklinde durmaktadır.



Şekil 4-11. Çal birimine ait spilitik bazik volkanik kayaçlar. Sülünoba mahallesi. Beyaz renkli kısımlar kalsit ve zeolit minerallerinden oluşmaktadır.



Şekil 4-12. Değişik boyutta kireçtaşı blok ve çakılları içeren, kırmızımsı kahverengi spilitik bazik lavlar. Sarıçoba köyü.



Şekil 4-13. Çal birimi içersindeki pelajik şeyl düzeyleri. Sülünoba – Ahadin Mahallesi arasından.

Çal birimi ağırlıklı olarak kızkılkahverengi, kahverengi spilitik bazik volkanik kayaçlar (toleyitik bazaltlar ve yastık lav bazaltları), kırmızı renkli çamurtaşları, radyolerli çört, grovak ve şeyllerden oluşmaktadır (Şekil 4-11. 4-12. 4-13). Çal birimi içersinde gri, siyahımsı gri, bej renkli Üst Permiyen kireçtaşı çakıl ve bloklarıda izlenmektedir. İçerdiği kireçtaşlarının boyutları 1 cm'den 3 km'ye kadar değişmektedir (Şekil 4-14). Spilitik bazik volkanik kayaçlar özellikle Sülünoba köyü ve çevresi ile Taşoluk barajı çevresinde gözlenir. Grovak ve şeyler ise Elmalı – Arabalan köyleri arasında ve Yukarınova köyleri çevresi ile Camialan köyü çevresinde yayılım gösterir.

Büyük kireçtaşı blokları genellikle inceleme alanında Camialan köyü çevresinde, Tomrukköy güneydoğusundaki Çaltepe – Uzuntepe arasındaki Çaldere ile Yukarınova doğusundaki Çaltepe – Öküzyatağı mevki ve Ahlât tepe çevresinde kireçtaşlarının alttaki birimler ile tektonik dokanaklı olduğu ve iki birim arasında breşik bir zon geliştiği belirlenmiştir (Şekil 4-15).



Şekil 4-14. Camialan köyü kuzeyinde Taşoluk barajı batısında gözlenen yaklaşık 1 km büyüklüğündeki kireçtaşı bloğu.



Şekil 4-15. Çaltepe güneyinde Çal birimi grovıkları ile kireçtaşı blokları arasındaki breşik zon.

Çal birimi Nilüfer ve Hodul birimlerine göre bölgesel metamorfizmadan daha az etkilenmiştir. Çal biriminden alınan lav örnekleri oldukça taze ve toleyitik bazalt karakteri sunmaktadır. Bazalt lavlarının gaz boşluklarında kalsit dolguları ve camın alterasyonu ile gelişmiş kloritler görülmektedir. Spilitik bazaltlar ise genelde kahverengi ve yeşil renklidir. Çal birimi içerisindeki kireçtaşları da Hodul biriminde rastlanan bloklar kadar rekristalize değildir. Bu nedenle de fosil içeriklerini korumuşlardır.

Arabaalan köyü doğusunda ve Sarnıçoba köyü çevresinde Çal birimi içerisinde kırmızı renkli çamurtaşı seviyeleri gözlenmiştir. Çamurtaşlarının hemen üzerinde çakıl boyundan 25–30m boyuna kadar kireçtaşı blokları gözlenmektedir.

Çal biriminden alınan kireçtaşı örneklerinde:

Verneulinidae sp.

Echinidae

Schwagerinidae

Bryozoon

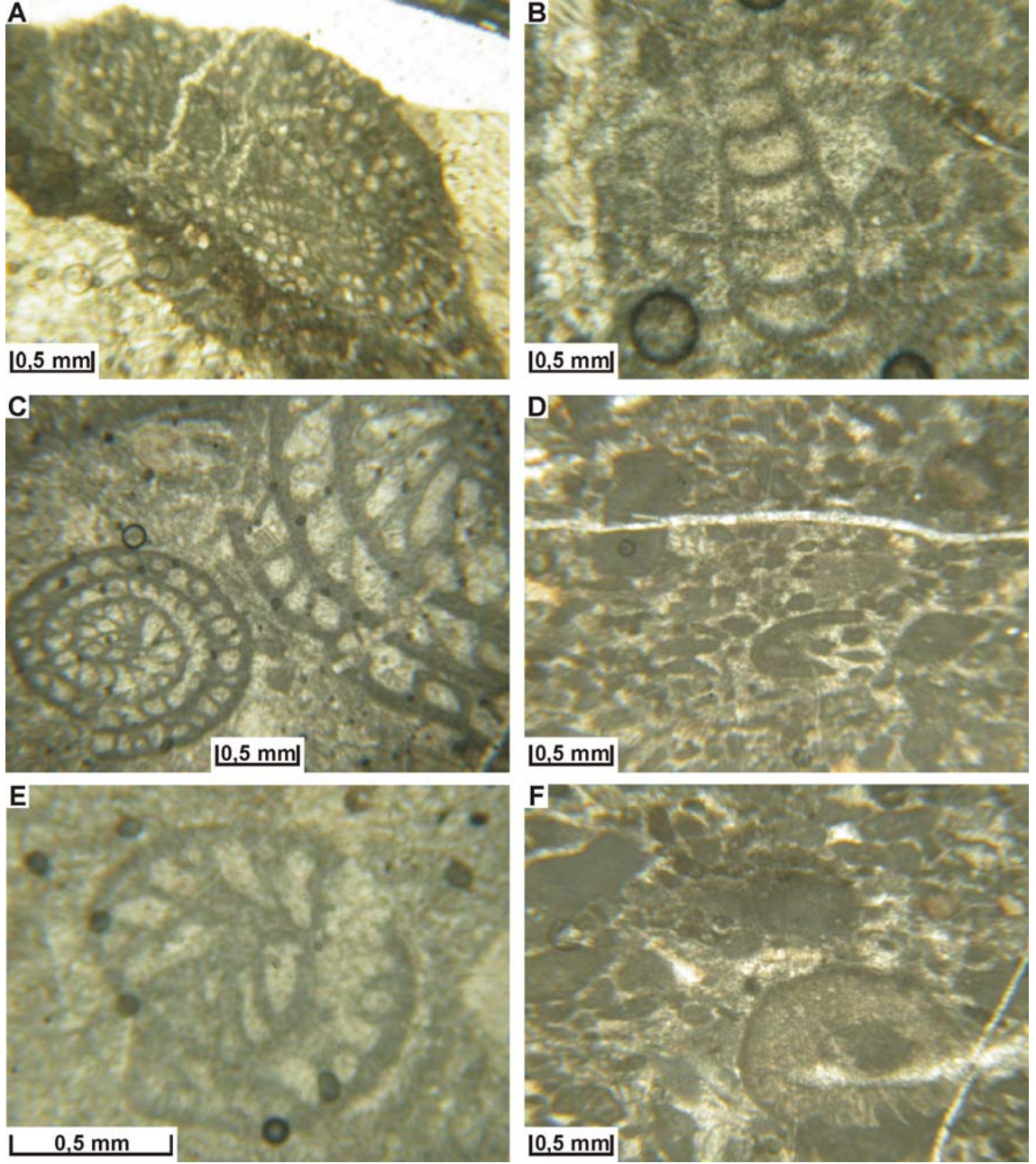
Archeolithophyllum sp.

Schwagerina sp.

Endothyra sp.

fosilleri bulunmuştur (Şekil 4–16). Bu fosil içeriğine göre kireçtaşı bloklarının Permian – Triyas yaşlı olduğu görülmektedir (fosil tanımlamaları Prof. Dr. İzver Özkar ÖNGEN tarafından yapılmıştır).

Ayrıca türü belirlenemeyen bryozoon, gastropod ve ammonit fosil kavkı kırıntıları bulunmuştur. Ayrıca Okay ve diğerleri (1990) yukarıdakilerden farklı olarak Çal birimi olistolitleri içerisinde Permian yaşı veren şu fosillere rastlamıştır; *Ammodiscus* sp., *Bisphaera?* sp., *Tuberitina* sp., *Pachyphloia* sp., *Paleotextularia* sp., *Cribrögerina* sp., *Globivalvulina* sp., *Reichelina?* sp., *Codonofusiella* sp., *Yangchelinia?* sp., *Neoschwagerina* sp., *Pseudovermiporella* sp., *Glomospirella grandis*, *Glomospira densa*, *Meandrospira dinarica*, *Ammobaculites*, *Duastominidae*, *Endothyranella* sp.



Şekil 4-16. Çal birimi kireçtaşı bloklarında rastlanan fosil ve kavkı kırıntıları: A) *Archeolithophyllum* sp. B) *Verneulinidae* sp. C) *Schwagerina* sp. D) Fosil kavkı kırıntıları. E) *Endothyra* sp. F) Echinidae plak kesiti.

4.1.3. KARADORU GRANİTOYİDİ (Tokg)

İnceleme alanında Karadoru köyü kuzeyinde Körçeşme tepede dar bir alanda gözlenmektedir. Granitoyit çok dar bir alanda yüzeylenmesine rağmen yaklaşık 7 km²'lik bir alanda kontak metamorfizma ve skarn zonu geliştirmiştir.

Adlama granitoyidin geniş bir kontak metamorfizma ve skarn zonu geliştirdiği Karadoru köyüne ithafen yapılmıştır. Bölgede Karadoru granitoyidi haricinde irili ufaklı başka granit mostraları da bulunmaktadır (Karadoru, Nevruz – Çakıroba, Sofular, Soğucak, Yenice, Namazgâh, Kurtlar, Hıdırlar... vs).

Karadoru granitoyidi stratigrafik olarak daha yaşlı olan Karakaya kompleksine ait birimleri sıcak bir dokanakla kesmiş, Sarıçayır graniti tarafından da sıcak bir dokanakla kesilmiştir.

Karadoru granitoyidi beyazımsı bej renkli, orta tanelidir. Körçeşme tepede gözlenen mostrasında genellikle kenar zonunu karakterize eder. Bu mostrada granitoyit granit porfir görünümündedir. İnceleme alanında granitoyidin asıl kütlesi aşınma yeterince ilerlemediği için görülmemektedir. Karadoru granitoyidine en yakın granitoyid kütlesi Nevruz – Çakıroba granitoyididir. Nevruz – Çakıroba stoğunun doğu kesimi piroksen monzonit, batı kesimi ise monzodiyorit karakterindedir. Monzodiyoritlerin mineralojisi ise Yenice güneyindeki stoklar ile hemen hemen aynıdır (Öngen, 1982).

Karadoru granitoyidi Karakaya kompleksine ait Nilüfer ve Hodul birimlerini sıcak bir dokanakla kesmiş, kontak metamorfizma ve skarn zonları geliştirmiştir. Kontak metamorfizma derecesi albit – epidot hornfels fasiyesinden hornblend hornfels fasiyesine kadar çıkmaktadır. Skarn zonları ise genellikle granatlı-epidotlu skarn, kuvars – epidot skarn ve diyopsit – granat skarn karakterindedir (Şekil 4–19). Skarn zonları tipik olarak Karadoru köy merkezinde ve Karadoru – Sarıçayır köy yolunun kuzeyinde izlenmektedir. Karadoru granitoyidine bağlı skarn tipi epidot damarları ile kuvars damarları da izlenir. Bu damarlar kalınlığı 1–5 cm arasında değişen küçük damarcık sistemlerinden oluşmaktadır.

4.1.4. SARIÇAYIR GRANİTİ (Tosg)

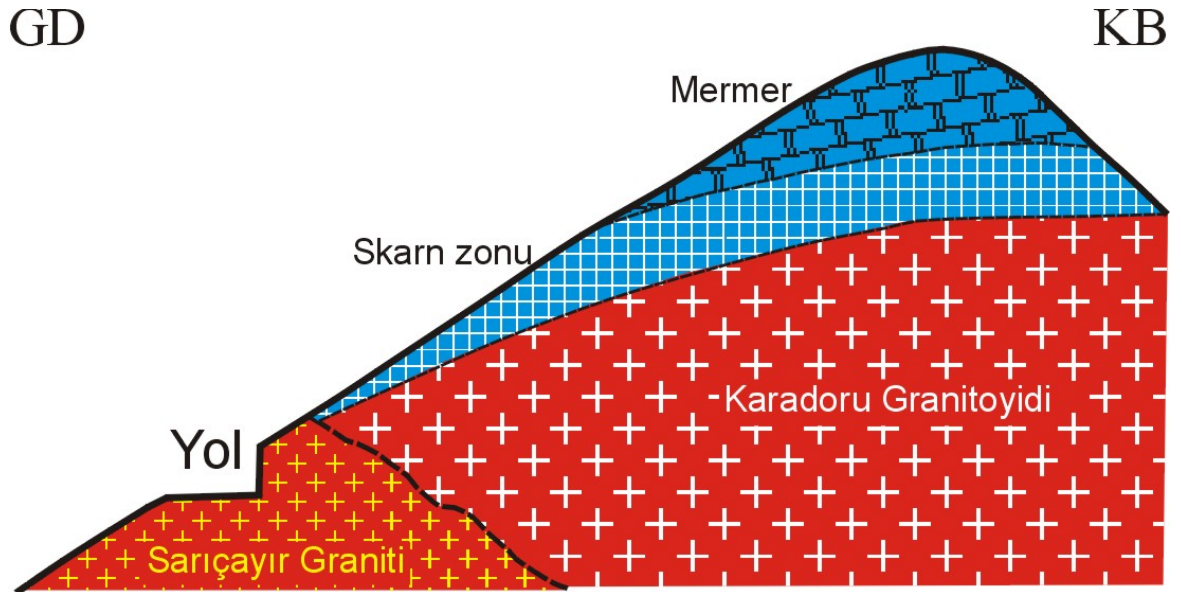
İnceleme alanında Sarıçayır – Karadoru köy yolunun kuzeyinde ve Ortaçağıl derede yayılım sunmaktadır.

Adlama granitin hemen yakınındaki Sarıçayır köyüne ithafen yapılmıştır.

Sarıçayır graniti Karadoru granitoyidini sıcak bir dokanakla kesmiş ve stratigrafik olarak aynı yaş aralığında gelişmiş Çan volkanitleri tarafından kesilmiştir.

Sarıçayır graniti pembemsi renkli, ince – orta taneli alkali feldspatlı granit, aptilik granittir (Şekil 4–18, 4–19). Sarıçayır graniti Karadoru granitinin son evresinde yerleşmiş bir granittir. Çatlaklarında epidot sıvamalı görülür.

Benzer bir granitik fasiyeste Yenice Namazgâh köyü çevresinde gözlenmektedir (Öngen ve diğ. 2002b). Namazgâh plütonunu keskin bir dokanakla kesen Namazgâh aplit graniti Sarıçayır granitine dokusal ve mineralojik özellikleri bakımından büyük benzerlik göstermektedir. Benzer şekilde inceleme alanının hemen güneyinde yer alan Soğucak stoğu da görünüm olarak Sarıçayır graniti ve Namazgâh aplit granitlerine benzemektedir (Öngen, 1982).



Şekil 4-17. Karadoru – Sarıçayır köyleri arasında gözlenen Sarıçayır granit ve Karadoru granitoyidi arasındaki ilişki ve skarn zonunun şematik kesiti (ölçeksiz).



Şekil 4-18. Sarıçayır – Karadoru köyleri arasında Sarıçayır granitinin genel görünümü.



Şekil 4-19. Sarıçayır graniti, çatlaklarda epidot sıvımaları içeren aplitik granit.

4.1.5. ÇAN VOLKANİTLERİ (Toçv)

İnceleme alanında Sarıçayır köyü çevresinde yayılım sunmaktadır. Sarıçayır köyü ile Karadoru köyleri arasındaki yol boyunca ve Patlak sırtı doğusunda gözlenmektedir.

Adlama Ercan ve diğerleri (1995)'den aynen alınmıştır. İlk kez Edremit doğusunda Hallaçlar formasyonu olarak adlanan birim (Krushensky, 1976), Doyran volkanitleri (Siyako ve diğ., 1989), Hisarlıdağ volkanitleri (Saner, 1985) gibi farklı araştırmacılar tarafından farklı isimlendirilmiştir.

Çan volkanitleri Karadoru granitoyidi ve Sarıçayır graniti ile eş yaşlı olup muhtemelen bu derinlik kayaçlarının yüzeye kadar ulaşan volkanik eşdeğeridir. Daha genç olan Biga volkanitleri tarafından da uyumsuz olarak örtülür.

Çan volkanitleri andezit, dasit ve riyodasit türde lavlar ile tuf ve aglomeralardan oluşmaktadır. İnceleme alanında yayılım sunan Çan volkanitleri genellikle piroklastik seviyelerden oluşmaktadır. Yer yer içersinde taze andezit blokları içeren birim genellikle beyaz bej ve krem renkli tuf ve aglomeralardan oluşmaktadır. Tüfler içersinde pomza parçaları bulunmaktadır. Alterasyonu sonucu kaolinit ve halloysit mineralleri gelişmiştir (Laçın, 2003). Çan volkanitleri özellikle Çan ve Yenice – Gönen arasında kalın bir volkanik istif oluşturmaktadır (Şekil 4–20).

Çan volkanitlerinde önceki çalışmalarda yapılan yaş tayinleri sonucunda birimin Oligosen yaşlı olduğu belirlenmiştir.

Tablo 4-1. Çan volkanitlerinde yapılan radyometrik yaş tayinleri.

Araştırmacı	Yaş (my)	
Krushensky (1976)	23,6±0,6	
Dayal (1984)	28,2±1,4	28,0±0,9
Dayal ve Özgenç (2000)	26,2±1,03	26±2,1
Ercan ve diğ., (1990)	34,3±1,2	30,4±0,7



Şekil 4-20. Çakırköy – Sarıçayır yolu üzerindeki andezitik piroklastikler, yer yer içersinde taze andezit blokları içermektedir.

4.1.6. BİGA VOLKANİTLERİ (Tmbv)

İnceleme alanı kuzeyinde Arabaalan, Işıklı, Abdiağa ve Kaşıkçıoba köylerinin güneyinde ve Hoşoba – Taşoluk obası arasında geniş bir alanda yayılım göstermektedir. Riyolitik tüflerden küçük bir mostra Kaynarca Mahallesi güneybatısında gözlenmiştir.

Adlama en iyi görüldüğü yer olan Biga ilçesine göre yapılmıştır. Ercan ve diğerlerinin (1995) Behram volkanitlerine karşılık gelmekte olup, Yunt dağı volkanitleri (Akyürek ve Soysal, 1983) ve Ezine volkanitleri (Siyako ve diğ., 1989) isimleriyle de anılmaktadır.

Çan volkanitleri üzerine uyumsuz bir dokanakla gelen birim Abdiağa formasyonu ile uyumsuz olarak örtülmektedir. İnceleme alanında Abdiağa formasyonu ile dokanağı tektonik olmasına rağmen inceleme dışında uyumsuz olarak izlenmektedir.

Beyaz renkli riyolitik lav ve tüfler (Şekil 4-21), kahverengi – yeşil renkli perlitler (Şekil 4-22.), mor renkli ignimbiritler ve pembemsi mor renkli andezitler (Şekil 4-23.) genel litolojiyi oluşturur. Yer yer tüflerin altında aglomeratik seviyeler gözlenmektedir (Şekil 4-24). Akma yapıları belirgindir.

Volkanik istifte en altta riyolit, riyodasit karakterli camsı ve kristal tüfler yer alır. Beyaz renkli ve hemen hemen hiç mafik mineral içermeyen tüfler içerisinde kuvars ve sanidinler gözle görülmektedir. Genellikle ince – orta tabakalı, üst düzeylerine doğru ise ince tabakalıdır. Tüfler ve aglomeralar tekrarlanan istifler şeklinde göze çarpar.

Riyolitik – riyodasitik lavlar ise tüflerle ara katkılı olarak yer almaktadır. Beyaz renkli riyolitik lavlarda akma yapıları çok belirgindir. Akma yapısının kendi içindeki türbülansları neticesinde küçük kıvrımcıklar gelişmiştir. Kırılması zor ve oldukça dayanıklıdır.

İstifin üst düzeylerine doğru perlit oluşumları izlenmektedir. Kahverengi – yeşil renkli perlit seviyeleri içerisinde büyüklüğü 5 cm’e kadar çıkan sferülit ve aksiyolitler gelişmiştir (Şekil4–25) (Öngen ve Aysal, 2004).



Şekil 4-21. Abdaldağ güneydoğu yamaçlarında gözlenen beyaz renkli riyolitik tüfler.



Şekil 4-22. Işıkeli – Arabaalan yol yarmasında gözlenen yeşil renkli perlitler ile beyaz renkli riyolitik lav düzeyleri.



Şekil 4-23. Pembemsi mor renkli bloklu akma gösteren andezit lavları; Küçükabdal tepe güney yamaçları.

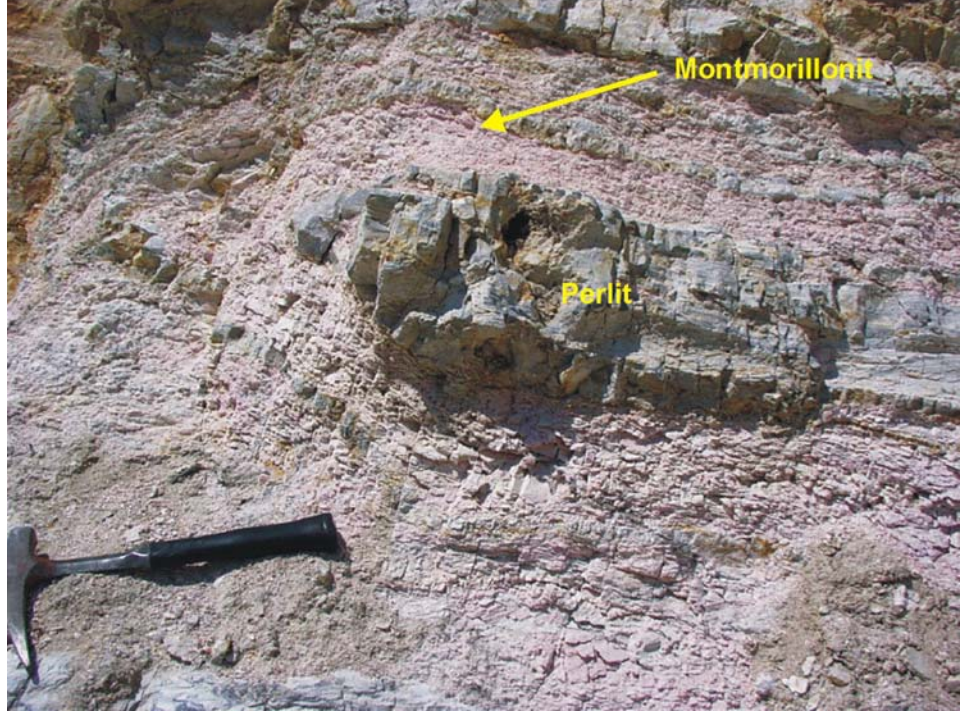


Şekil 4-24. Abdaldağ doğusunda tüfler altında gözlenen aglomeratik seviyeler.



Şekil 4-25. Arabaalan – Elmalı yolu üzerinde açılmış ocakta görülen pembemsi renkli perlitler ve iri sferülit oluşumları.

Beyaz renkli camsı tüfler montmorillonitik ve kaolinitik alterasyon göstermektedir (Şekil 4-26). Benzer şekilde perlit seviyelerinin alterasyon zonlarında pembe renkli montmorillonit minerallerinin geliştiği gözlenmektedir. Tüfler ve lavlar içersinde mafik mineral enderdir ve genellikle kloritleşmiş küçük biyotit pulcukları şeklindedir.



Şekil 4-26. Perlitlerin alterasyonu sonucu gelişen pembe renkli montmorillonit mineralleri, Işıkeli – Arabaalan köyü yolu üzeri.

Andezit lavları ise pembemsi – mor renkleriyle karakteristiktir. Bol plajioloklas, kahverengi amfibol, piroksen ve biyotit içermektedir. İnceleme alanı çevresinde gözlenen lavlar Çan volkanitleri içersindeki andezit bloklarına oranla oldukça tazedir. Birimin yaşının K/Ar anazlizlerine göre yaşının $19,7 \pm 0,30$ ve $20,9 \pm 0,50$ my yani Alt – Orta Miyosen yaşlı olduğu belirlenmiştir (Aldanmaz ve diğ., 2000).

4.1.7. ABDİAĞA FORMASYONU (Tmpa)

İnceleme alanında tipik olarak Abdiaga köyü ve çevresinde, Kaşıkçioaba köyü güneyinde ve Hoşoba köyünün batısında ve doğusunda yayılım sunmaktadır.

Adlama en tipi görüldüğü yer olan Abdiağa köyüne ithafen yapılmıştır. Siyako ve diğerlerinin (1989) Bayramiç formasyonuna karşılık gelmektedir.

Abdiağa formasyonu altındaki birimler üzerine uyumsuz bir dokanakla gelir. Miyosen – Pliyosen yaşlı olan birim yer yer Taştepe bazaltları adı verilen alkali olivin bazaltlar tarafından kesilmiştir. Formasyon güncel alüvyon ve yamaç molozu çökelleri tarafından uyumsuz olarak örtülmüştür.

Abdiağa formasyonu tabanda akarsu çökelleri ile başlayıp giderek üste doğru blok ve çakılların hakim olduğu alüvyal yelpaze çökellerine geçer (Şekil 4–27.). Çakıllar genellikle formasyonunun hemen yakınındaki birimlerden türemiş olup, boylanma ve küresellik kötüdür. Dereceleneme gözlenmez. Abdiağa köyünden Elmalı köyüne ve Arabaalan köyüne giden yollar üzerinde Biga volkanitleri ile tektonik dokanaklı olarak izlenir. Birimin tane boyu güneyden kuzeye doğru ufalmaktadır. Havza kenarlarında iri çakıllarla başlayan birim havza içlerine doğru giderek ufalı ve kumtaşı-şeyl düzeyleri içermeye başlar. Birim Üst Miyosen – Pliyosen yaşlı kabul edilmektedir (Elmas ve Meriç, 1996).

4.1.8. TAŞTEPE BAZALTI (Tptb)

İnceleme alanında küçük bir dayk şeklinde görülmektedir. Işıkeli'nden Arabaalan köyüne giden yol üzerinde yaklaşık K50D doğrultulu 1 m kalınlığında ve 80 m uzunluğunda bir dayk şeklinde gözlenmektedir (Şekil 4–28).

Adlama Siyako ve diğerlerinden (1989) aynen alınmıştır. Ercan ve diğerleri (1995) Ezine bazaltı olarak isimlendirmişler ve birimin Üst Miyosen yaşlı olduğunu ileri sürmüştür.

Siyah renkli yer yer gaz boşluklu lavlardan Taştepe bazaltları alkali olivin bazalt karakterindedir. İnceleme alanında bazalt lavı dayk şeklinde Biga volkanitlerine ait riyolitik lav ve tüfleri dayk şeklinde kesmektedir. İnceleme alanında küçük bir dayk olmasına rağmen Biga ve Çan çevresinde, özellikle Çan güneyi ve Çan batısında geniş bir yayılım sunmaktadır (Öngen ve diğ., 2002a).



Şekil 4-27. Abdiağa formasyonuna ait alüvyal yelpaze çökelleri, blok ve çakıl boyutu malzeme yer yer tane, yer yer de kumlu bir matriksle desteklenmiştir, Abdiağa köyü güneyi – Arabaalan yolu üzeri.



Şekil 4-28. Işıkeli – Arabaalan yolu üzerinde riyolitik lav ve tuf istifini düşey bir dayk şeklinde kesen alkali bazalt, alkali-olivin bazalt karakterli lav.

4.1.9. YAMAÇ MOLOZU (Qym)

Yamaç molozu ağırlıklı olarak Yukarınova ve Aşağınova köyleri arasında, Pança çayı vadisinin iki yamacında görülür.

Güncel yamaç molozu çökelleri diğer birimleri uyumsuz olarak örtmektedir.

Kuzey Anadolu fayının güney kolunun aktivitelerinden etkilenen bölgede aktif fay zonlarının çevresinde eski alüvyon taraçaları ve yamaç molozu çökelleri gelişmiştir (Şekil 4-29.). Bu çökeller genellikle çakıltası, kumtaşı karakterinde olup zayıf tutturulmuş birimlerdir. Fay düzlemleri yakınlarında genellikle tane destekli olup alüvyal düzlüğün içine doğru tane ve matriks destekli oldukları belirlenmiştir.



Şekil 4-29. Aşağınova köyü doğusunda aktif fay zonları önünde gelişmiş taraça çökelleri.

4.1.10. ALÜVYON (Qal)

Bölgede en önemli akarsu Pança çayıdır. Alüvyon oluşumları da KAF'ın aktif güney kolunun biçtiği Pança çayı vadisi boyunca izlenmektedir. Özellikle Aşağınova ve Yukarınova köylerinin bulunduğu düzlük ile Yolindi köyünün bulunduğu düzlük güncel alüvyon çökellerinden oluşmaktadır. Akarsularca taşınan blok, çakıl, kum, silt ve kil gibi malzemeler KD – GB istikametinde uzanan bu vadi boyunca biriktirilmektedir. Yolindi köyü ve çevresinde dar bir alanda şerit halinde izlenen alüvyon çökelleri Yukarınova ve Aşağınova köyleri arasında geniş bir düzlük oluşturmaktadır. Alüvyon çökelleri diğer birimler üzerinde uyumsuz bir dokanakla yer alırlar.

4.2. MİNERALOJİ – PETROGRAFİ

4.2.1. Yolindi Metagranitoidinin Mineralojik – Petrografik Özellikleri

Makro Özellikler: Yolindi metagranitoidi çoğu yerde oldukça arenelaşmış bir metagranit / metagranodiyorit bileşimindedir. Orta iri taneli, yeknesak bir fabrik görünümüne sahiptir. El örneğinde yeşilimsi kahverengi, sarımsı kahverengi rengiyle tanınır. Ayrıca belirgin bir yönlenme de gösterir. Yüzeyde oldukça bozuşmuş olmasına karşılık yol yarmalarında taze mostraları izlenebilmektedir. Bol biyotit içeriği makro örneklerinde de ayırt edilebilmektedir. Bol kuvars ve alkali feldspat içeren aplit ve pegmatit damarlarıyla kesilmiştir. Pegmatit damarları pembemsi renkleriyle kolayca ayırt edilir. Bu damarların zenginleştiği kesimler alkali feldspat kaynağı olarak işletilmektedir. Pegmatit damarları da alterasyondan etkilenmiş, kloritleşme ve kaolinleşme gelişmiştir.

Mikro Özellikler: Yolindi metagranitoidinden alınan örneklerin petrografik incelemelere göre başlıca kuvars, alkali feldspat, plajiyoklas (albit), biyotit, aktinolitik hornblend ve zirkondan oluştuğu gözlenmiştir. Geçirdiği metamorfizma ve deformasyonlar neticesinde birincil dokusunu tamamen kaybetmiş ve kataklastik doku gelişmiştir. Ender olarak deformasyondan daha az etkilenmiş örneklere de rastlanmıştır. Mafik mineraller belirli zonlar boyunca dizilerek dalgalı foliasyon düzlemlerini geliştirirken makaslama etkisiyle asimetrik göz yapıları da gelişmiştir (Şekil 4–30).

Kuvars: tane aralarındaki boşlukları dolduran, düzensiz sınırlı kristaller halindedir. Dinamik etkilerin sonucu kırılmış ve rekristalizasyon geçirmişlerdir. Kırılmış öğütülmüş çok küçük kuvars tanelerinin yanı sıra daha iri dalgalı sönme gösteren kuvarslar içerir. Deformasyon sonucu mortar dokusu gelişmiştir. Kayaç içerisinde yaklaşık % 20 – 25 oranında bulunur.

Alkali feldspat: iyi dilinimleri ve Karlsbad kanununa göre girik ikizlenmeleriyle karakteristik ortoklaslardan oluşur. Kataklasizma etkisiyle kırılmış ve parçalanmışlardır. Kayaç hacminin yaklaşık % 10 – 15’ini oluşturmaktadır. Yer yer serizitleşme ve kaolenleşme göstermektedir.

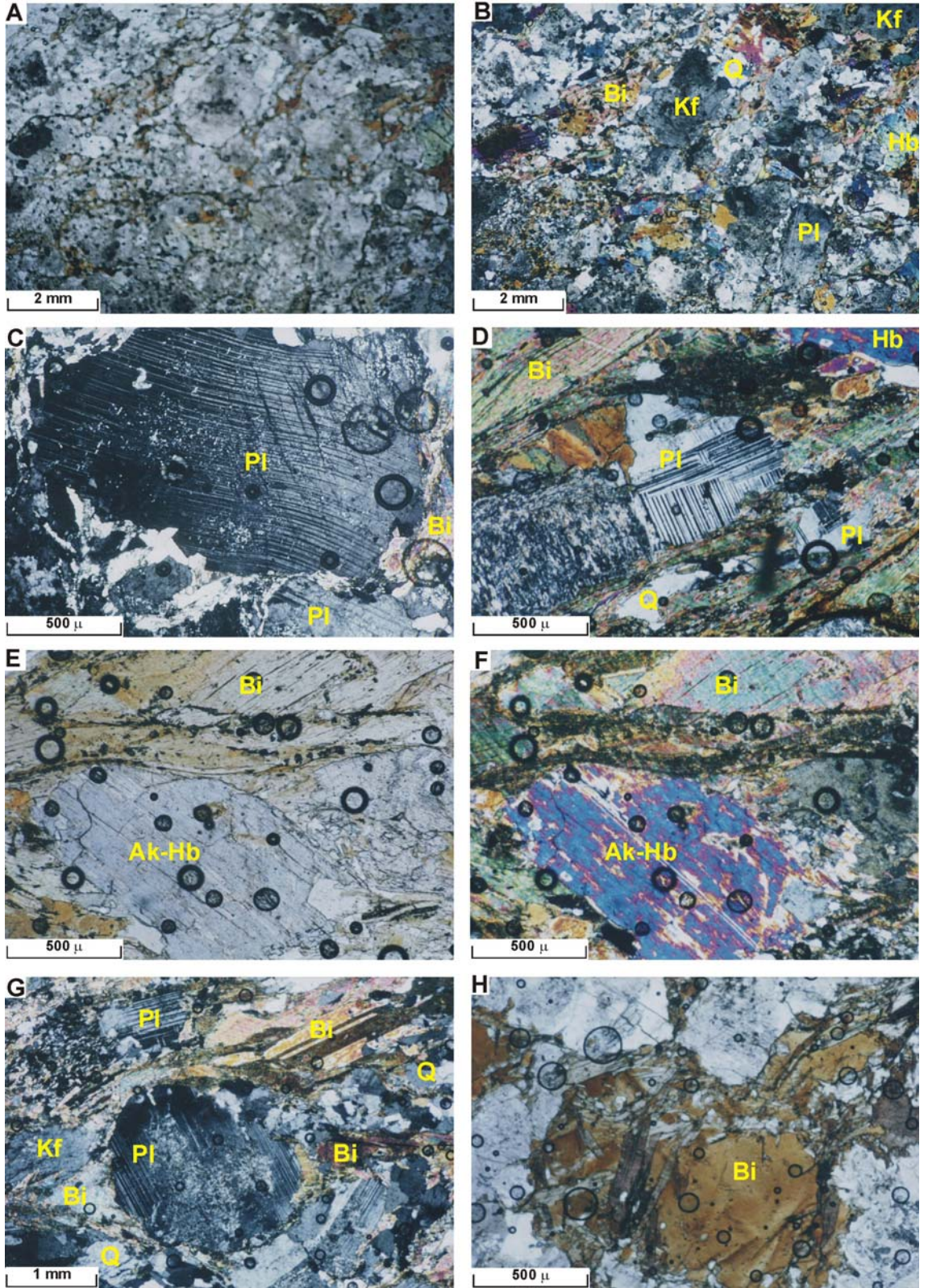
Plajioklas: Polisentetik ikizlenmeleriyle karakteristik olup yer yer albit ve periklin ikizlenmesi göstermektedir. Plajioklaslar çoğunlukla albit karakterindedir. Dinamik metamorfizma nedeniyle kırılmış ve parçalanmışlardır. Ayrıca ikiz ve dilinim düzlemlerinde eğilme ve bükülme yapıları gelişmiştir. Bazı plajioklaslar özşekilli ve yarı özşekilli iken deformasyondan etkilenen dönmüş plajioklas porfiroklastları yuvarlanmıştır. Kayaç içerisinde % 20–25 oranında bulunmaktadır.

Biyotit: Tek nikolde kahverengi, kızıl kahverengidir. Normal biyotitlere oranla Fe^{3+} içeriği yüksek olduğu için oldukça kızıl renklidir. Kayaçta yüksek oranda bulunur, bu oran ortalama % 25 – 30'dur. Genellikle foliasyon düzlemleri boyunca dizilmiştir. Yer yer deformasyon sonucu monoklinal kink bantları gelişmiştir. İçerisinde zirkon kapantıları içerir. Zirkon kapantılarının etrafında radyoaktif haleler gelişmiştir.

Amfibol: Soluk yeşil, mavimsi yeşil rengiyle karakteristiktir, belirgin bir pleokroizma göstermez, sönme açısı $10 - 12^\circ$ 'dir. . Ender olarak ikizlenme gözlenir. Özşekilli ve yarı özşekilli kristaller halindedir. İki yönde mükemmel dilinim gösterir. Hornblend türü amfiboller metamorfizma sonrası aktinolite dönüşmüştür. Çift nikol girişim renkleri tipik olarak aktinoliti gösterir.

Zirkon: Röliyefi yüksek, küçük, özşekilli kristaller halindedir. Genellikle biyotitler içerisinde kapantılar halindedir ve biyotit içerisinde radyoaktif haleler oluşturmuştur.

Yolindi metagranitoyidini kesen pegmatit damarlarından alınan örneklerin XRD analizi sonucunda; kuvars ve alkali feldspat ile az oranda klorit içerdiği belirlenmiştir. Pegmatit damarlarındaki kuvars ve feldspatlar oldukça iri kristalli olup, deformasyon sonucu kırılmış ve parçalanmışlardır. Kalınlıkları 30 – 90 cm kadardır. Bazı zonlarda oldukça sık bulunur. Bu zonlardaki pegmatitler ekonomil olarak işletilebilecek boyutlardadır. Genellikle granitoyidin foliasyon düzlemlerini değişik açılarda keser. Belirgin yönlenme göstermezler.



Şekil 4-30. Yolindi metagranitinin mikroskop görüntüleri; A-B) de kataklastik dokulu granit (A; tek nikol, B; çift nikol), C) ikiz düzlemleri eğilmiş-bükülmüş plajiolas, D) plajiolaslarda albit/periklin ikizi, E-F) Amfibol ve biyotit mineralleri (E; tek nikol, F; çift nikol), G) göz yapısı oluşturan albit porfiroblastı, H) kıvılcımlı biyotitler.

4.2.2. Karakaya Kompleksinin Mineralojik – Petrografik Özellikleri

Karakaya kompleksi farklı tektonik ortamları karakterize eden farklı tektonik birliklerden oluşmaktadır. Karakaya kompleksi içerisindeki birimler farklı türden blokları da kapsamaktadır. İnceleme alanında yayılım sunan her farklı birim ve bloktan alınan örneklerin detaylı mineralojik – petrografik özellikleri aşağıda anlatılmıştır.

4.2.2.1. Nilüfer biriminin Mineralojik – Petrografik Özellikleri

Nilüfer birimi başlıca metabazit, metatüf, metapelit, kalkışit, mermer ve serpantin blok ve merceklerinden oluşmaktadır.

Metabazit ve Metatüfler:

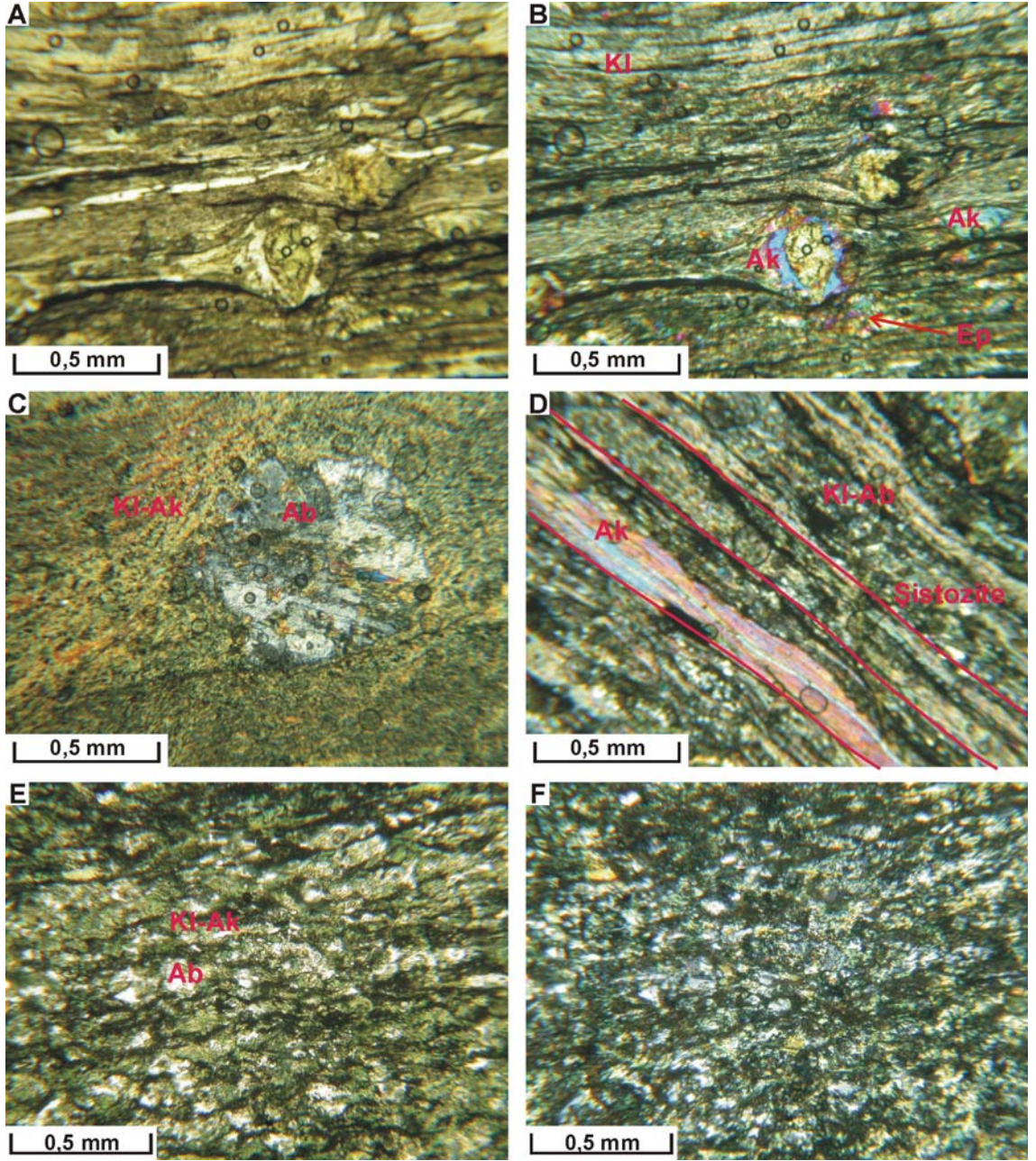
Makro Özellikler: Yeşil – koyu yeşil renklidir. Yapraklanma düzlemleri boyunca beyaz taneler şeklindeki albit porfiroblastları belirgindir. İnce – orta tanelidir. Çatlak düzlemleri boyunca kalsit damarları yerleşmiştir. Ayrıca kontak metamorfizma ve skarn zonu içinde kalan örneklerde çatlak düzlemleri boyunca metasomatik epidot damarları da görülür.

Mikro Özellikler: klorit, epidot, aktinolit, plajioklas (albit), opak mineraller (hematit, ilmenit ve lökoksit) ve kalsit minerallerinden oluşur. Optik olarak belirlenen mineraller inceleme alanından alınan 4 örneğin XRD kayıtlarıyla da doğrulanmıştır. Dokusu lepidoblastik, granolepidoblastik ve fibroblastiktir (Şekil 4–31).

Klorit: Yeşil – soluk yeşil renkleri karakteristiktir. Çift nikolde I. sıranın girişim renkleri karakteristiktir. Çoğunlukla şistozite düzlemleri boyunca aktinolit ile birlikte yerleşmiştir. Deformasyon sonucu kink bantları gelişmiştir.

Epidot: Genellikle zoizit türündedir. Röliyefi oldukça yüksek küçük kristaller halindedir. Kayaç içerisinde yapraklanma düzlemleri arasında saçılmış halde bulunur. Yüksek girişim renkleri karakteristiktir.

Aktinolit: Soluk yeşil, mavimsi yeşil renklidir. Uzun prizmatik ve iğnemsî kristaller halinde bulunur. Sönme açısı 10° kadardır. Ender olarak piroksenden dönüşmüştür.



Şekil 4-31. Nilüfer biriminin bölgesel metamorfizmadan etkilenmiş tuf ve mafik volkanik kayaları. A-B) Porfiroblastik dokulu metabazit, gözler içersinde aktinolit ve kalık amfibol ya da piroksenler, kloritler foliasyon düzlemleri boyunca dizilmiş, C) Klorit ve aktinolit arasında büyüyen albit gözü, D)Foliasyon düzlemleri boyunca yerleşmiş aktinolit ve kloritler, E-F) klorit, aktinolit ve albit içeren metatuf.

Plajioklas: Plajioklaslar çoğunlukla albit türündedir. Foliasyon düzlemleri arasında saçılmış küçük kristaller halindedir. Ender olarak albit ikizleri görülür. Yer yer iri kristalleri göz yapısı oluşturur. Gözlerin çevresi klorit ve aktinolit minerallerince sarılmıştır.

Kalsit: Genellikle kayacı kesen damarlar şeklindedir. İki yönde mükemmel dilinimleri ve deformasyon lamelleri karakteristiktir.

Opak mineraller: değişik noktalardan alınan örneklerde farklı opak mineraller gözlenmiştir. Genellikle hematit, ilmenit ve lökoksenler hakimdir. Genellikle özşekilsiz kristaller halindedir. Lökoksenler tek nikolde genellikle sarımsı renkli, pleokroizma göstermeyen iri kristaller halindedir.

Serpantinit blokları:

Makro Özellikler: Açık yeşil renklidir. Ele yağimsı hissi verir. Nilüfer biriminin metamorfitleri arasında bloklar halinde bulunur.

Mikro Özellikler: Başlıca mineralleri; olivin, serpantin mineralleri, amfibol, kalsit ve titanomanyetittir. Kalıntı elek dokusu ve fibroblastik doku gösterir. Bazı örnekler tamamen serpantinleşmiştir (Şekil 4–32).

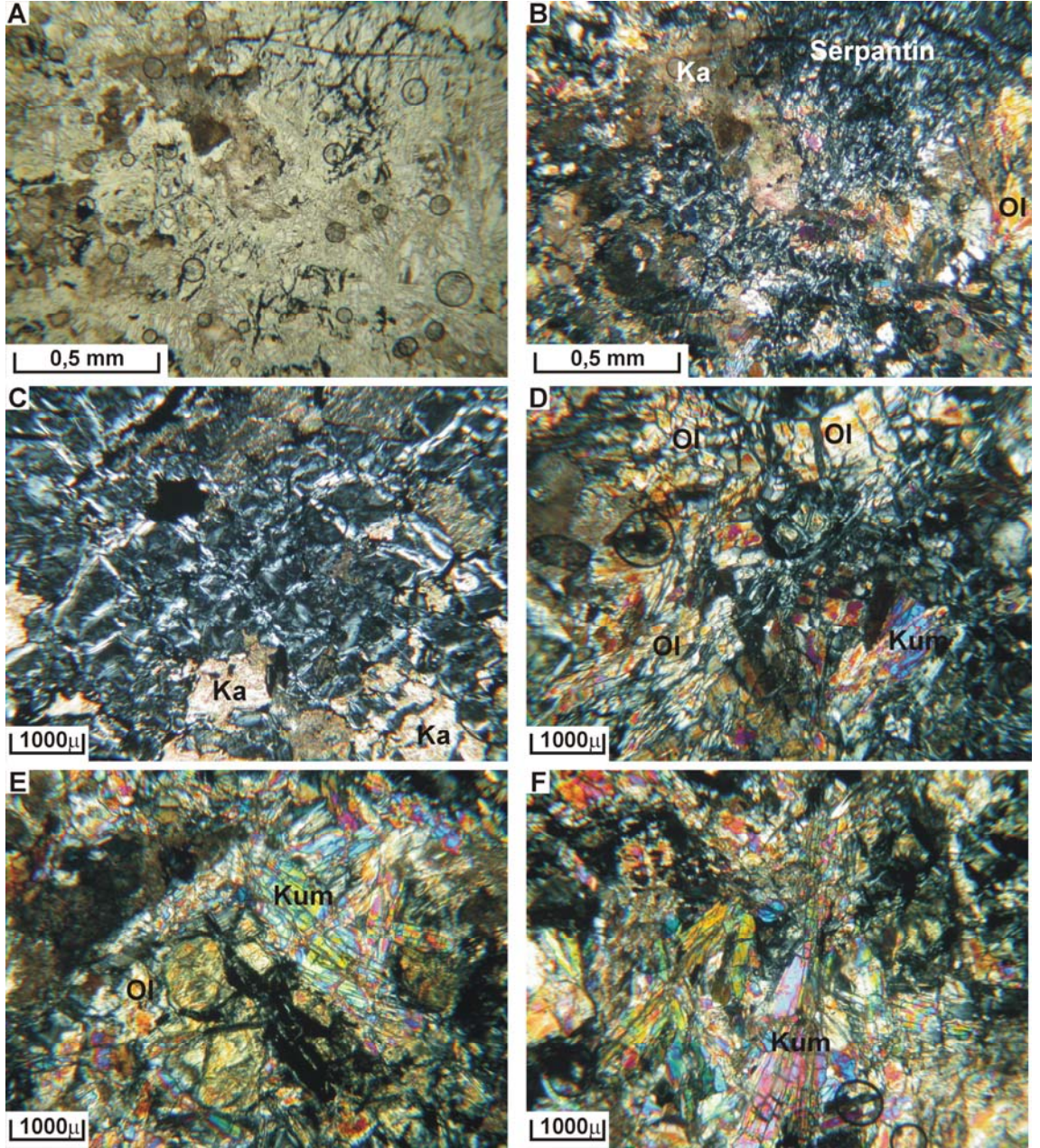
Olivin: elek dokusu içerisinde adacıklar halinde kalmıştır. Yüksek rölyefli, II. sıranın girişim renkleri ve iri çatlaklar karakteristiktir.

Serpantin mineralleri: Tek nikolde renksiz ve soluk sarımsı renklidir. Çift nikolde gri ve grinin tonlarında I. sıranın girişim renkleri gösterir. Elek dokusu tipiktir. Elek dokusu kalsit ve magnezit minerallerince belirginleşmiştir.

Amfibol: tek nikolde renksizdir. Uzun prizmatik ve lifsi kristaller halinde bulunur. I. sıranın üst ve II. sıranın alt renklerinde girişim rengi gözlenir. Sönme açıları $12 - 15^\circ$ kadardır. 2–3 mm'ye varan iri kristalleri mevcuttur. Muhtemelen kummingtonit türündedir.

Kalsit: Genellikle boşluk ve çatlak zonlarında izlenir. İki yönde dilinim ve deformasyon lamelleri kayma ikizleri karakteristik olarak görülür.

Opak mineraller: titanomanyetit görülebilen tek opak mineraldir. Küçük kristaller halinde ve elek dokusu boyunca yerleşmiş olarak bulunur.



Şekil 4-32. Nilüfer birimi içerisindeki serpantin bloklarının genel görünüşleri. A-B) Serpantin genel doku görünümü, C) Elek dokusu ve elek dokusu içerisindeki kalsit / manyezit dolguları, D) Korunmuş olivinler, E) Kısmen serpantinleşmiş olivinler ile metamorfizma sonrası gelişmiş tremolitler, F) Prizmatik kummingtonitler.

Metapelitler:

İnceleme alanında metapelitik kayalar ağırlıklı olarak fillat, albit-kuvars-muskovit-biyotit-şist, granat-kuvars-klorit-muskovitşist ve serizit kuvars şist olarak ayırtlanmıştır. İyi derecede yapraklanma ve foliasyon gelişimi karakteristiktir. Yoğun deformasyon ve makaslamadan etkilenmişlerdir.

Fillatlar:

Makro Özellikler: El örneklerinde genellikle koyu gri, siyahımsı, gümüş renkli, yer yer koyu mavimsi tonlarda renklere sahiptir. Foliasyon düzlemlerini oluşturacak şekilde paralel düzlemler boyunca kuvars, klorit ve serizit minerallerinin dizildiği gözlenmektedir. Oldukça sık meso ve mikro kıvrımlar ile buruşma klivajları gelişmiştir. Tane boylarının büyümesiyle şistlere geçer.

Mikro Özellikler: Başlıca mineralleri; kuvars, klorit, serizit ve opak minerallerdir (grafit, pirit). Lepidoblastik ve granolepidoblastik doku gösterir (Şekil 4–33).

Kuvars: Özşekilsiz taneler halinde bulunan kuvarslar, klorit ve serizit içeren katmanlarla ardalanmalı olarak bulunur. Dalgalı sönme ve mortar dokusu gelişimi belirgindir. Tane boyutları 0,5 – 1,5 mm arasında değişmektedir.

Klorit: Soluk sarı, kahverengimsi renklerde görülür. Foliasyon düzlemleri boyunca dizilmişlerdir. Çift nikolde I. sıra gri ve grinin tonlarında girişim renkleri belirgindir.

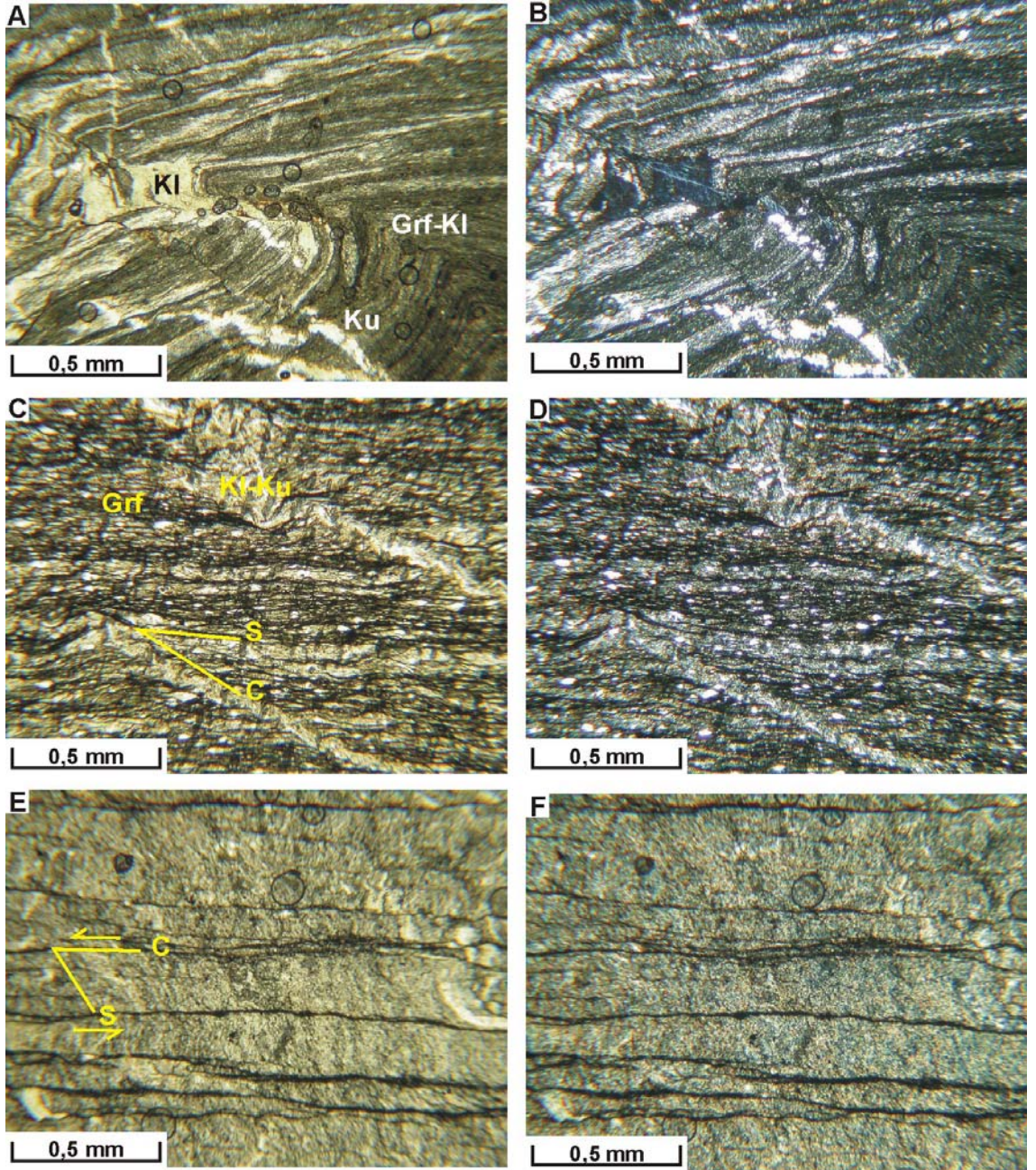
Serizit: tek nikolde renksizdir. Klorit mineralleri ile birlikte foliasyon düzlemlerinde yerleşmiştir. Çift nikolde III. sıra renklerini gösterir.

Opak mineraller: Kayaç içersinde foliasyon düzlemleri boyunca yerleşmiş ve saçılmış tuz-karabiberi andıran bir görünüm sunan grafit mineralleri çoğunluktadır. Bunun yanı sıra kare şeklinde özşekilli pirit minerallerine de rastlanır.

Albit-kuvars-muskovit-biyotitşistler:

Makro Özellikler: Tane boyu fillatlara oranla daha iridir. Gözle görülebilen tanelerin büyüklüğü 0,5 – 2,5 mm arasındadır. Sıklıkla kuvarşça zengin seviyeler ile mika minerallerince zengin seviyelerin ardalanmasından oluşur.

Mikro Özellikler: Başlıca mineralleri kuvars, albit, muskovit, biyotit ve opak minerallerdir. Dokusu lepidoblastiktir (Şekil 4–34).



Şekil 4-33. Nilüfer birimi içersindeki yoğun deformasyona uğramış fillatlar. A-B) Grafitli fillat, klorit ve kuvars içeriyor, C-D) Grafitli fillat, kloritle birlikte serizit gelişmiş, E-F) Fillonit, SC milonitleri ve buruşma klivajları gelişmiş. Şistozite düzlemleri boyunca kayma ve ötelenmeler mevcut.

Kuvars: Tane boyutu 1,5 – 2,5mm arasında değişmektedir. Dalgalı sönme ve mortar dokusu karakteristiktir.

Albit: Kayaç içinde %10 civarında bulunur. Albit ve periklin ikizlenmeleri gösterir. Tane boyutu 0,5–1 mm kadardır.

Muskovit: Tek nikolde renksiz ve mükemmel dilinimlidir. Foliasyon düzlemleri boyunca biyotitle birlikte yerleşmiştir.

Biyotit: Soluk kahverengi, kızıl kahverengi renklerde. Kayaç içinde muskovite oranla daha fazladır.

Opak mineraller: Genellikle hematit ve az oranda da grafitten oluşur. Hematitler kızıl kahverenkli ve özşekilsizdir.

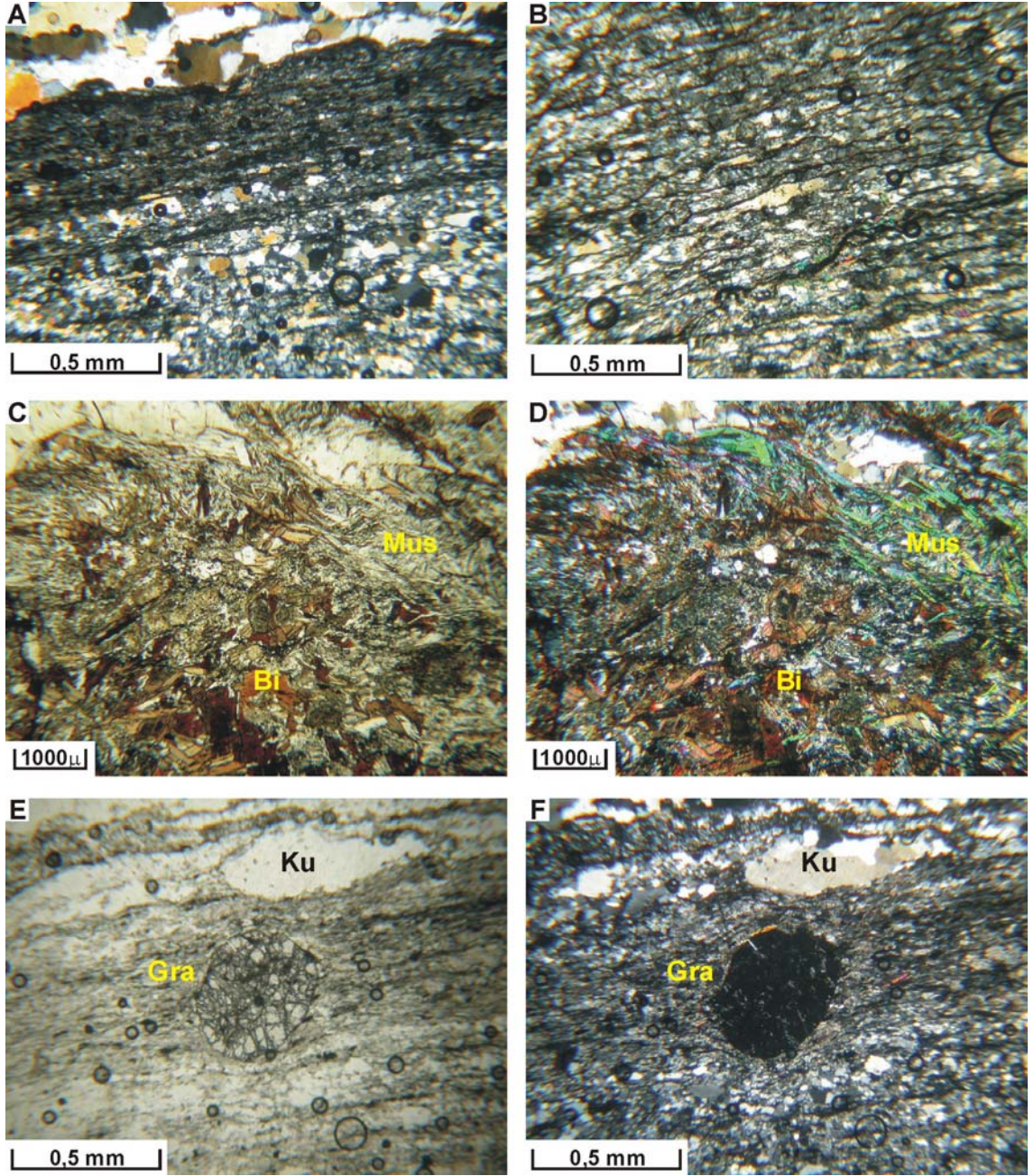
Granatlı kuvars-klorit-muskovitşistler:

Makro Özellikler: El örneklerinde genellikle koyu gri siyah, gümüş grisi renklerde. Yapraklanma düzlemleri boyunca dağınık olarak oluşmuş olan granat mineralleri 0,5 – 1 cm boyunda kristallerden oluşmaktadır. Granatlar kahvemsî rengi ile diğer minerallerden kolaylıkla ayırdedilir. Granat porfiroblastları yapraklanma düzlemlerinde kabarıklıklar oluşturmaktadır.

Mikro Özellikler: Başlıca mineralleri; Albit, kuvars, klorit, muskovit, granat ve opak minerallerdir. Dokusu lepidoblastik ve lepidoporfiroblastiktir. Kuvars ve albit içeren katmancıklarla klorit ve muskovit içeren katmancıklar ardalanmalıdır. Granatlar genellikle klorit ve muskovit içeren katmanlarda yoğunlaşmıştır. Kayacı değişik açılarda kesen kuvars damarları mevcut (Şekil 4–34).

Granat: genellikle porfiroblastlar halinde bulunur. Özşekilli ve yarı özşekilli kristaller ile tane sınırları yuvarlaklaşmış kristallerden oluşur. Kayaç içerisinde %5'den azdır. Metamorfizmayla eş zamanlı olarak büyümüştür.

Kuvars: foliasyon düzlemleri boyunca grafit mineralleri ile yanyana dizilmişlerdir. Tane boyları 1,5–2 mm arasında değişmektedir. Dalgalı sönme gösterirler. Basınçtan etkilenmiş kuvars taneleri basınç yönüne dik yönde uzama göstermişlerdir.



Şekil 4-34. Albit-kuars-muskovit-biyotit-şist ve granatlı şistlerin genel görünümü: A) Mortar dokusu gösteren kuvarslar grafitçe zengin seviyelerle ardalanmalıdır. B) Basınca dik yönde uzamış kuvarslar, şistozite düzlemleri boyunca klorit, muskovit ve grafit minerallerinin dizilimi. C-D) Albit-kuars-muskovit-biyotit-şistler içerisindeki muskovitler ve kırmızı kahverengi biyotitler. E-F) Granatlı şist içerisinde izotrop granat minerali.

Albit: Küçük kristaller şeklinde kuvarşça zengin katmanda bulunur. Albit ikizlenmesi gösterir. Serizitleşme ve killeşme gelişmiştir.

Muskovit: foliasyon düzlemleri boyunca yerleşmiştir. Granat minerali içerisinde kalan muskovitler granat büyümesi ile kapantılar şeklinde kalmıştır.

Klorit: Genellikle soluk yeşil ve sarımsı yeşil renklidir. Muskovitlerle beraber foliasyon düzlemleri boyunca yerleşmiştir. I. sıra girişim renkleri karakteristiktir.

Opak mineraller: özşekilsiz kristaller halinde saçılmış manyetit ya da ilmenit kristalleri olarak bulunurlar. Kare şekilli kesitleri bulunan piritlerde mevcuttur. Ayrıca kayaca siyah rengini veren grafit minerali de bulunur.

Mermerler:

Makro Özellikler: El örneklerinde beyaz ve gri renkleriyle ayırt edilirler. Kristal boyutu 1 – 2 mm arasındadır.

Mikro Özellikler: Başlıca mineralleri kalsit, dolomit ve kuvarstır. Dokusu mozaik doku ve granoblastik dokudur (Şekil 4–35).

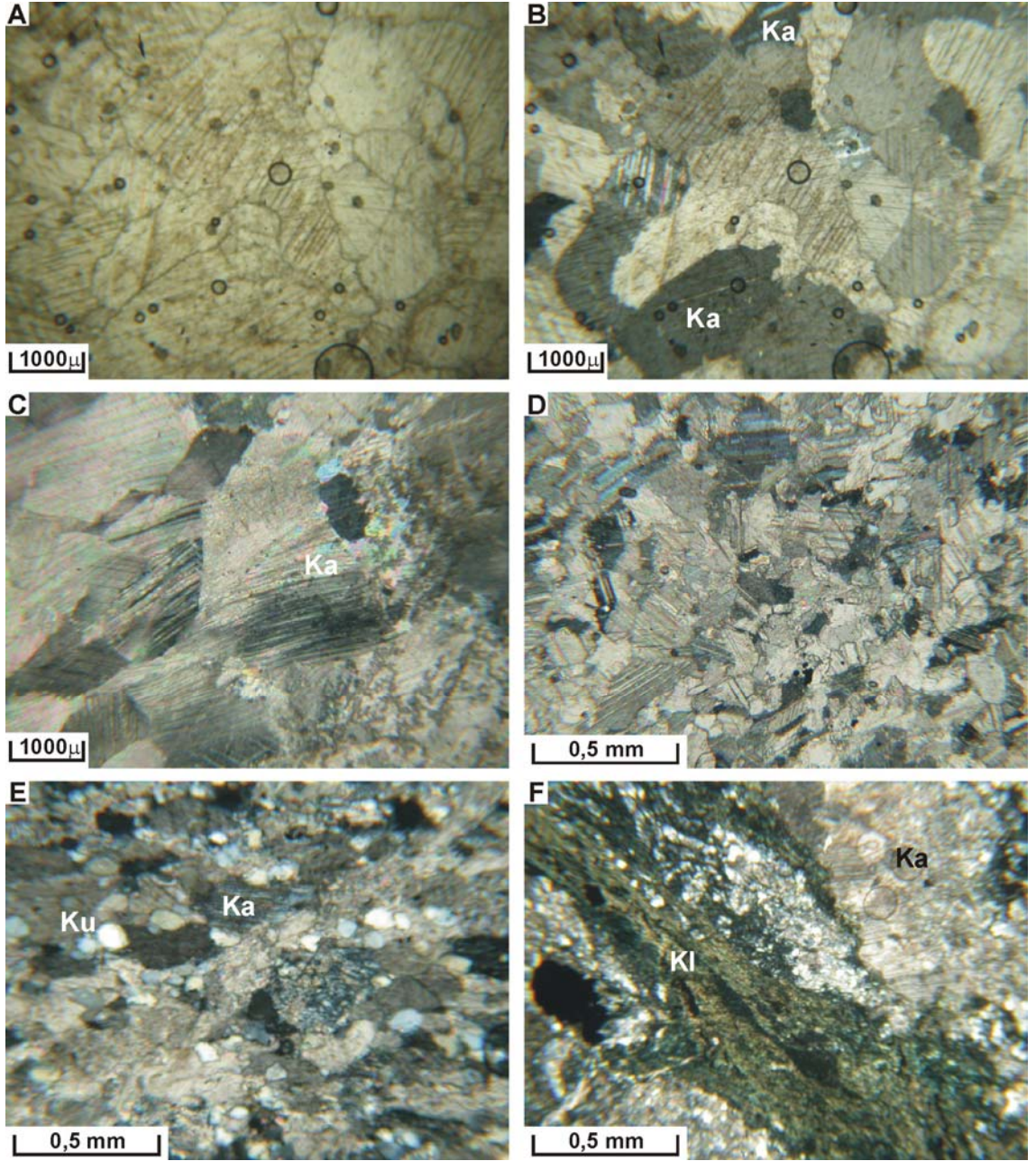
Kalsit: Kayacın hemen hemen tamamına yakınına kalsit minerali oluşturur. Özşekilsiz kristaller halindedir. Rölyefleri belirgin, çift kırmaları yüksek olup deformasyona uğramış ikiz lamelleri ve dilim düzlemleri göze çarpar.

Dolomit: İnce kesit çalışmalarında dolomit ayırtlanamamıştır. Ancak değişik bölgelerden alınan mermer örneklerinde yapılan XRD çalışmaları sonucu ortalama %15–20 oranında dolomit varlığı kanıtlanmıştır.

Kuvars: Kum boyunda küçük tanelerden oluşmaktadır. Kayaç içindeki oranı %5'i geçmez.

Kalkışistler:

Makro Özellikler: Genellikle gri renklidir, klorit içerenler yeşil renklidir. El örneklerinde belirgin şistozite ve bantlaşma yapısı gösterir. Kalsit ve kuvars içeren seviyeler bir birini ardalanmalı bir şekilde takip eder. Kalsitle kuvarsın aşınma farkları nedeniyle kuvars içeren seviyeler çıkıntı yapmış şekilde görülür. Kıvrımlı yapıları dikkat çekicidir.



Şekil 4-35. Mermer ve kalkıştelerin mikroskop altındaki genel görünüşleri: A-B) Granoblastik dokulu mermer, çoğunlukla kalsitten ibarettir. C) Mermer içerisinde deforme olmuş kalsit kristalleri. E) Granoblastik dokulu mermer. E) Kakışit, kuvarşça zengin seviyeler ve kalsitçe zengin seviyeler ardalanmalıdır. F) Klorit kalkışit, kuvars ve kalsitçe zengin seviyeler kloritçe zengin seviyelerle ardalanmalıdır.

Mikro Özellikler: Başlıca mineralleri: kuvars, kalsit ve klorittir. Dokusu granolepidoblastik ve lepidoblastiktir (Şekil 4–35).

Kuvars: tane boyutu 1,5–2 mm civarındadır. Kuvars kristallerinde deformasyon sonucu dalgalı sönme ve şistozite düzlemine paralel dizilimler görülür.

Kalsit: Belirgin iki yönde dilinim ve ikiz yapısı karakteristiktir. Tane boyutu 1,5–2,5mm civarındadır.

Klorit: Genellikle yeşil – koyu yeşil renklidir. Kuvars ve kalsitten oluşan katmanlar arasında dizilmişlerdir. Çift nikolde mavi ve grimsi tonlarda anormal girişim renkleri gösterir.

Tremolitli mermer/kalkşistler:

Makro Özellikler: İnceleme alanında Pança değirmeni mevkiinde (453 numaralı) serpantin bloğu ile pelitik seri içerisindeki mermer dokanağından alınan örnek tremolitli mermer olarak isimlendirilmiştir. Birim el örneğinde gri renkli ve şisti görünümlüdür. Şistozite çok belirgin ve iyi gelişmiştir. Protolit dolomitik bir kireçtaşıdır.

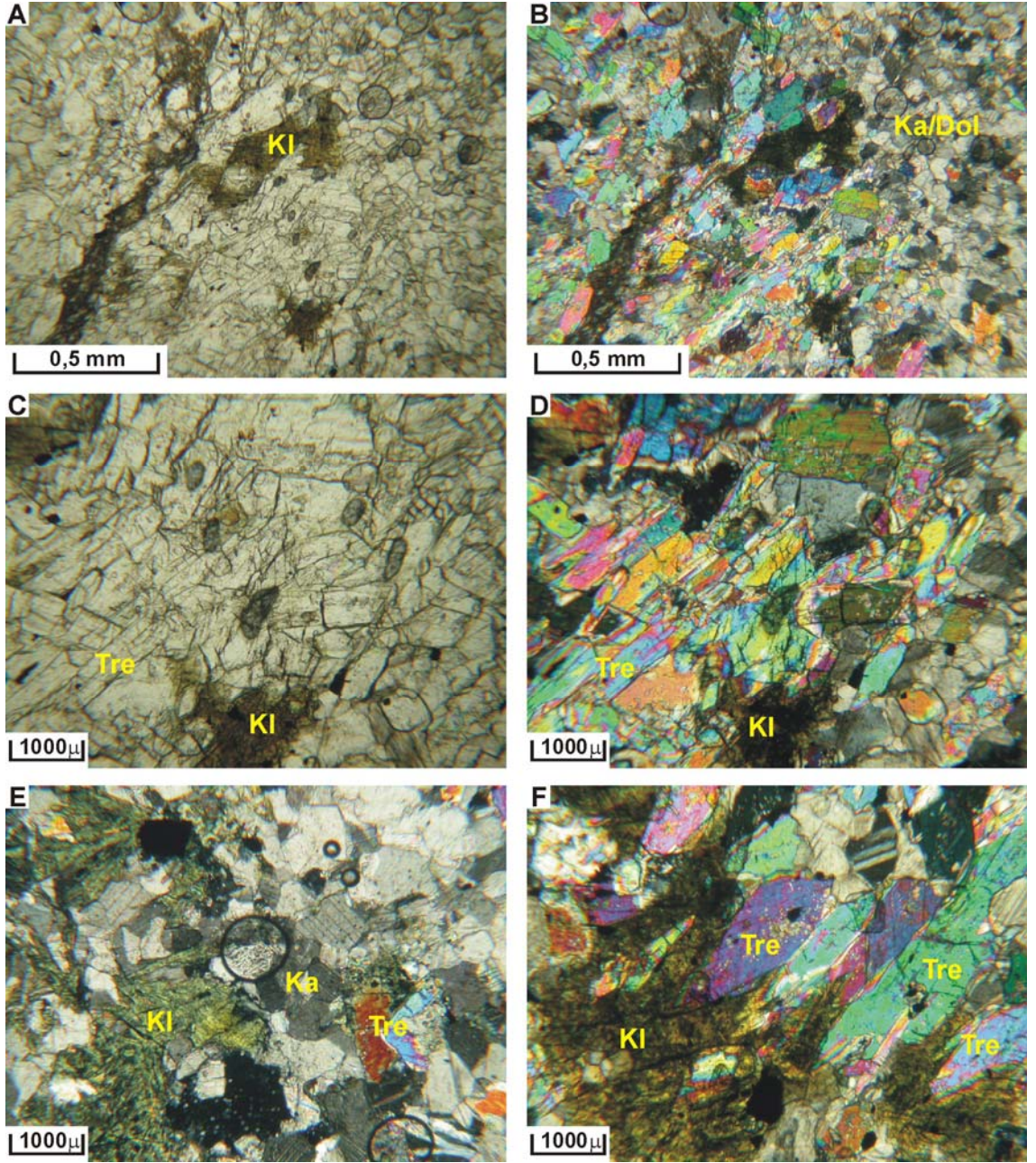
Mikro Özellikler: Başlıca mineralleri: kalsit, dolomit, tremolit, klorit ve serpantindir. Dokusu granolepidoblastik ne nematoblastiktir (Şekil 4–36).

Kalsit ve Dolomit: diğer örneklerdekine benzer özellikler göstermektedir. Dolomit mineralleri XRD kayıtlarında tespit edilmiştir (Tablo 4–2). Dolomit kayaç içerisinde kalsit ve dolomit hemen hemen eşit oranda bulunmaktadır. Kalsit ve dolomit ikisi birlikte kayaç hacminin %70 kadarını oluşturur.

Kuvars ve albit: yuvarlak yarı yuvarlak kristaller halindedir ve kristal tane boyutu 0,5mm civarındadır. Kuvarslar dalgalı sönme ile karakteristiktir.

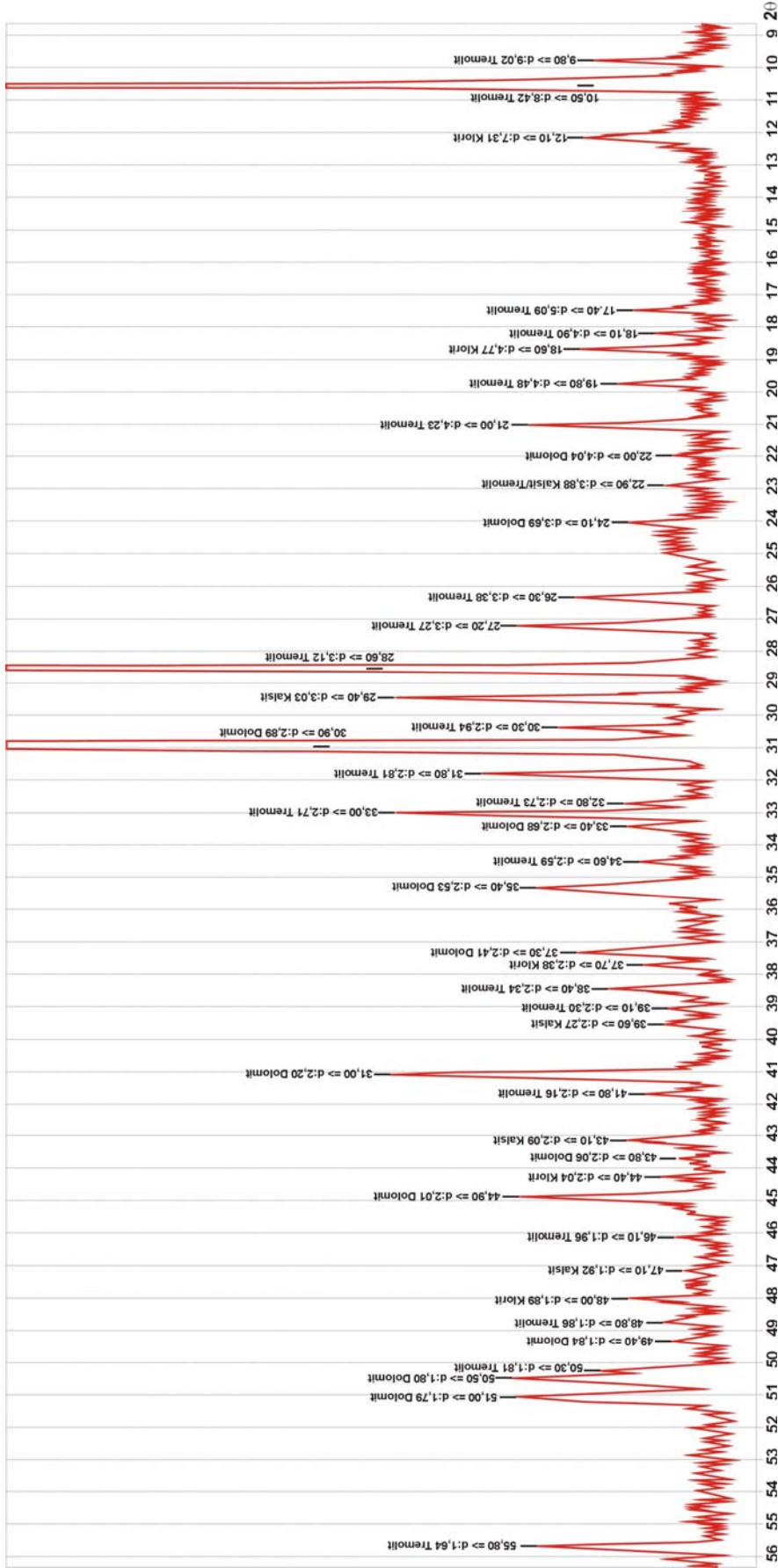
Tremolit: genellikle küçük, çubuksal formlar halindedir. Tek nikolde renksizdir. Tremolitin varlığı XRD kayıtlarıyla da doğrulanmıştır (Şekil 4–37).

Klorit: genellikle yeşil, sarımsı yeşil renklidir. Çift nikol özellikleri de diğer örneklerdekine benzerlik sunmaktadır.



Şekil 4-36. Nilüfer birimi içerisindeki tremolitli mermer/kalkışistlerin mikroskop altındaki genel görünüşleri: A-B) Granolepidoblastik dokulu tremolitli mermer. Eş boyutlu kalsit ve dolomit kristalleri arasında uzun prizmatik tremolitler ve boşlukları doldurmuş görüntüsü sunan kloritler. C-D-E-F) Prizmatik tremolitler ile yeşil – koyu yeşil renkli kloritler ve serpantinler, aralarında kalsit ve dolomit kristalleri.

Opak mineraller: ağırlıklı olarak grafit içerir. Grafitler foliasyon düzlemleri boyunca yerleşmiştir. Ender olarak çatlak zonlarında hematit boyamları göze çarpar.



Şekil 4-37. Tremoliti mermerlerin XRD kaydı (453 numaralı örnek).

Tablo 4-2. Nilüfer birimi içerisindeki mermer ve kalkıştılardan alınan örneklerin XRD analizleri ile tespit edilen mineral parajenezleri.

Örnek No	Kuvars	Kalsit	Dolomit	Albit	Tremolit	Klorit
264		+				
267	+	+	+			
275		+				
300		+				
333		+	+			
454	+	+	+			
453	+	+	+	+	+	+

4.2.2.2. Hodul biriminin Mineralojik – Petrografik Özellikleri

Hodul birimi başlıca feldspatlı kumtaşı, çakıltaşı, kumtaşı, grovak ve şeyller ile bloklar halinde spilitik bazalt, diyabaz ve rekristalize kireçtaşlarında oluşur. Düşük derecede metamorfizmadan etkilenmiş birimler birincil dokularını tamamen ya da kısmen korumuşlardır.

Metaçakıltaşları:

Makro Özellikler: Kirli beyaz, bej ve sarımsı kahverenkli renklidir. Blok boyutunda malzemeden kum boyutunda malzemeye kadar değişen kırıntılar içerir. İçerdiği taneler arasında; metamorfik şist, gnays, kuvarsit, granit, felsik volkanik kaya parçaları, kuvars, feldspat, plajioklas, klorit ve mika parçaları yer alır. Aralarda opak mineraller de yer alır. Taneler killi bir matriks ile sarılmıştır. Killi çimentodan metamorfizma sonrası serizit gelişmiştir. Taneler kaynak alana çok yakın bir ortamda çökelmiştir. Boylanma ve yuvarlaklık kötüdür.

Mikro Özellikler: Başlıca mineralleri; kuvars, plajioklas, alkali feldspat, epidot, klorit, muskovittir.

Kuvars: Mortar dokusu ve dalgalı sönme gösteren kuvarslar ile metamorfizma sonucu gelişmiş ploidonal dokulu kuvarslardan oluşmaktadır. Çakıllar içerisinde de tek bir kuvars tanesinden oluşan çakılların yanı sıra metamorfik kuvarsit ve gnays çakılları da göze çarpar.

Alkali feldspat: girik ikizleri ve dilinimleriyle karakteristiktir. Çok küçük taneleri albitler ile karıştırılır. Serizitleşme ve killeşme karakteristiktir. Kayaç içerisinde oldukça azdır, ortalama %3 civarında. Bazı meta çakıldaşları içerisinde güzel kafes ikizleri gösteren mikroklinler göze çarpar.

Plajiolas: tekçe kristalleri ender olarak bulunur. Çoğunlukla granitik ve gnaysik çakıllar içersindedir. Deformasyon sonucu oldukça kırılmış ve parçalanmıştır.

Epidot: Çimento içerisinde küçük kristaller halinde bulunur. Yüksek rölyefli ve soluk yeşilimsi sarı renkleri belirgindir. Ender olarak kalsik plajiolasların çersinde metamorfizma sonrası türemiş ufak kristallerden oluşur.

Klorit: Serizitik çimento içerisinde sarımsı renklidir. Çift nikolde ri ve tonlarında girişim rengi gösterir.

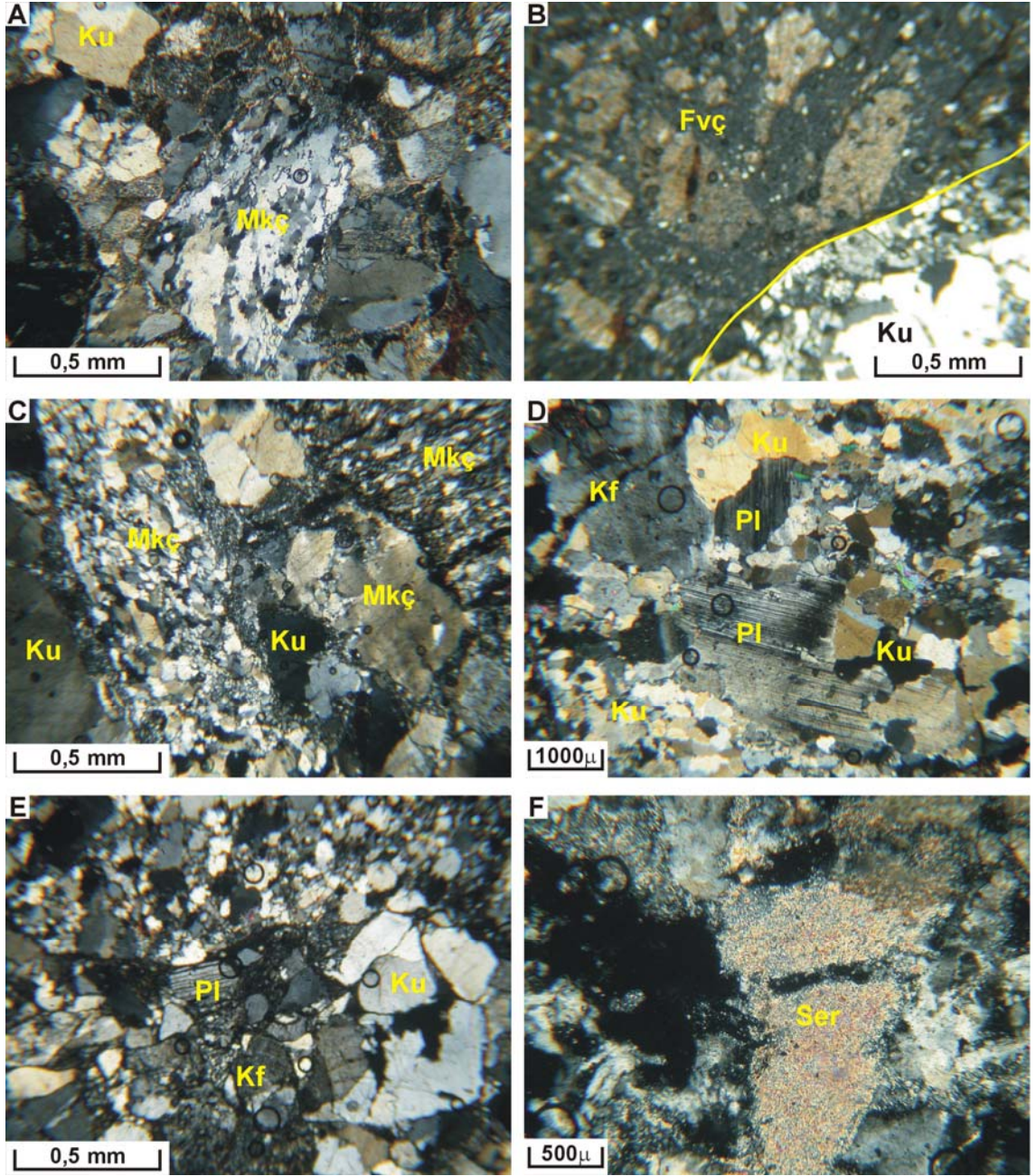
Muskovit: Killi çimentodan türemiş küçük serizit pulcukları yanı sıra, metamorfik iri muskovit taneleri de görülür.

Metakumtaşları:

Makro Özellikler: El örneklerinde açık gri, beyaz renklidir. Yer yer siyah renkli şeyl düzeyleri içerir. Siyah renkli şeyl düzeylerine Karadoru köyü batısında Asartepe çevresinde rastlanır.

Mikro Özellikler: Başlıca mineralleri; kuvars, feldspat, plajiolas, serizit, klorit ve kalsittir (Şekil 4–38).

Kuvars: Kayaç içerisindeki oranı yaklaşık %75-80'dir. Kuvarslar genellikle iyi derecede yuvarlanmış, dalgalı sönme gösteren metamorfik kökenli kuvarslardan oluşur. Bölgesel metamorfizmadan etkilenmiş ve poligonal dokulu yeni kuvarslar gelişmiştir.



Şekil 4-38. Hodul birimi içerisindeki metamorfizma geçirmiş arkozik çakıltası ve kumtaşları: A-C) İri metamorfik kayaç parçaları içeren metaçakıltası, B) Meta çakıltası içerisinde iri feslik volkanik kayaç parçası, D-E) Alkali feldspat, plajiolklas ve kuvars içeren arkozik kumtaşları, F) Killi çimentonun metamorfizmasıyla gelişmiş serizitik çimento.

Alkali feldspat: Girik Karlspat ikizleri karakteristiktir. Serizitleşme ve killeşme görülür. Kayaç içerisinde ortalama % 5 kadar bulunur.

Plajiolklas: Polisentetik ikiz, albit ve periklin ikizleri gözlenir. İkiz düzlemleri boyunca bükülme ve kink bantları gelişmiştir. Alterasyona bağlı olarak

serizitleşme görülür. Kayaçta ortalama %5 kadar bulunur. Plajioklaslar ender olarak albit olarak karşımıza çıkar.

Muskovit: Genellikle killi çimentonun metamorfizma sonrası gelişmiş küçük serizit pulcukları şeklindedir. Kayaç hacminin en fazla %5'ini oluşturur.

Kalsit: Kalsit genellikle çimentoda ve kayacın çatlak dolgularında karşımıza çıkar. İki yönde mükemmel dilinimi ile kolayca ayırt edilir.

Klorit: soluk sarımsı ve yeşilimsi sarı renkleriyle karakteristiktir. Genellikle alterasyon ürünü veya düşük dereceli metamorfizma ile özellikle killi çimentodan gelişmiştir. Serizit pulcukları ile iç içedir.

Grovak ve Şeyler:

Makro Özellikler: El örneklerinde sarımsı yeşil, kahverengi ve siyahımsı renkleriyle karakteristiktir.

Mikro Özellikler: Başlıca mineralleri; kuvars, serizit, klorit, epidot, alkali feldspat ve opak minerallerdir (Şekil 4–39). Tane boyu çok küçüktür (< 1mm).

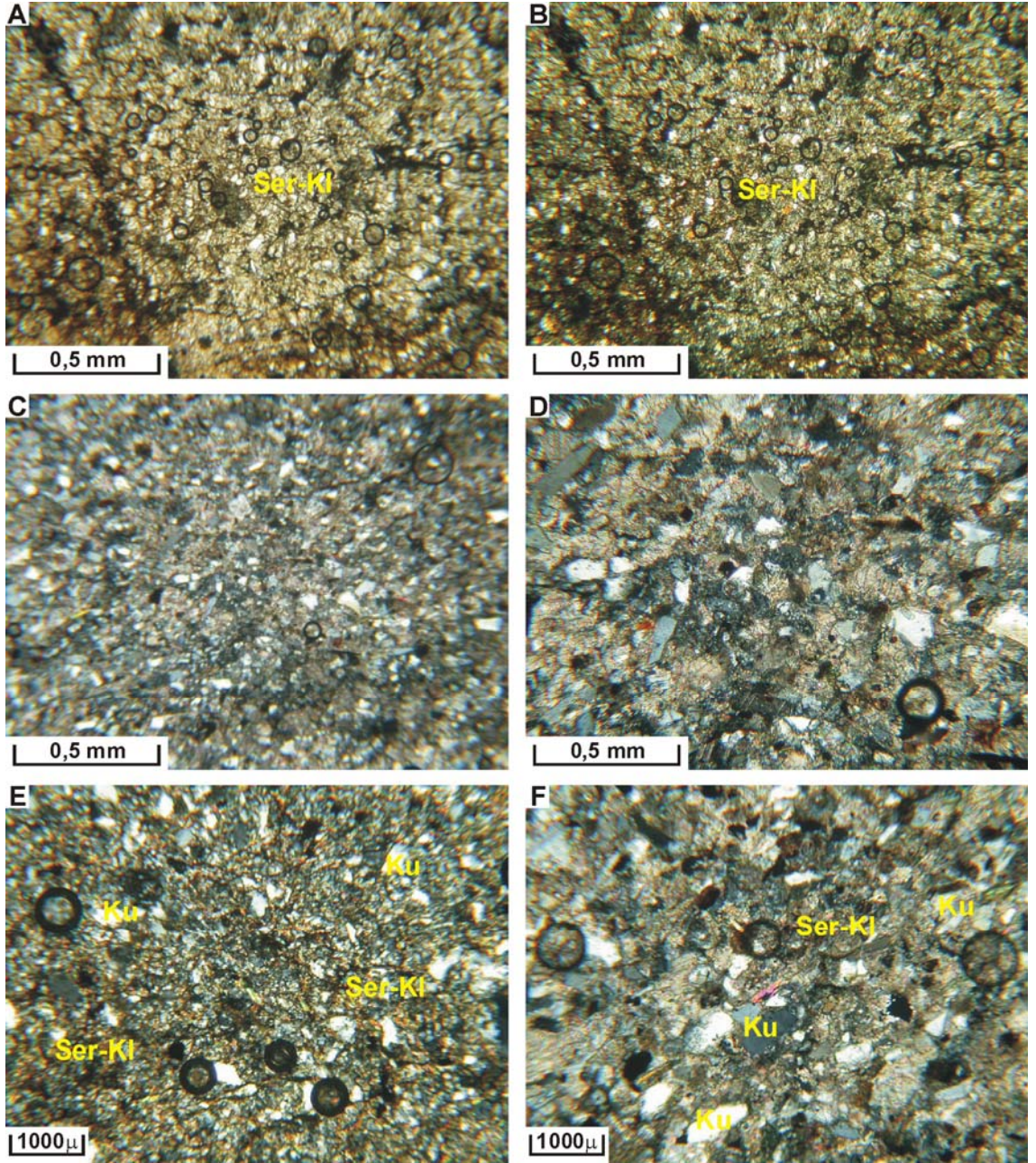
Kuvars: Çok küçük, dalgalı sönme gösteren orta – kötü derecede yuvarlaklaşmış tanelerden oluşur.

Alkali feldspat: kuvarslarda olduğu gibi çok küçük tanelerden oluşur. Ancak dilinimli olması kuvarstan ayrılmasını sağlar.

Serizit: Killi çimentodan türemiştir. Çok küçük pulcuklar halinde kayacın hemen hemen her yerinde gözlenir

Klorit: serizitle birlikte killi çimentodan türemiştir.

Epidot: soluk sarı renkli yüksek rölyefli küçük tanelerden oluşur. Ender olarak bulunur



Şekil 4-39. Hodul birimi içerisindeki grovak ve şeyllerin mikroskop altındaki genel görünüşleri. Ağırlıklı olarak serizitik kloritik bir çimento içerisindeki kuvars ve feldspatlardan oluşur.

Opak mineraller: çimento içerisinde saçılmış karabiber gibi küçük tanelerden oluşur. Genellikle hematit türündedir.

Spilitler:

Makro Özellikler: El örneklerinde koyu yeşil renklidir. Beyaz kalsit damarlarıyla kesilmiştir. Oldukça ince tanelidir.

Mikro Özellikler: Başlıca mineralleri; Piroksen, plajioklas (genellikle albitleşmiş), klorit, epidot, aktinolit, kalsit ve opak minerallerden. Blastofitik ve blastointergranüler dokuludur. Bölgesel metamorfizmadan etkilenmiştir (Şekil 4–40).

Piroksen: Genellikle pembemsi renkli Ti-ojit karakterindedir. Tipik kum saati ikizleri gözlenir. Piroksenler genellikle plajioklasların aralarında korunmuş küçük kristaller halindedir.

Plajioklas: genellikle albitleşmiş küçük mikrolitik kristaller halindedir. Albit ikizleri görülebilir.

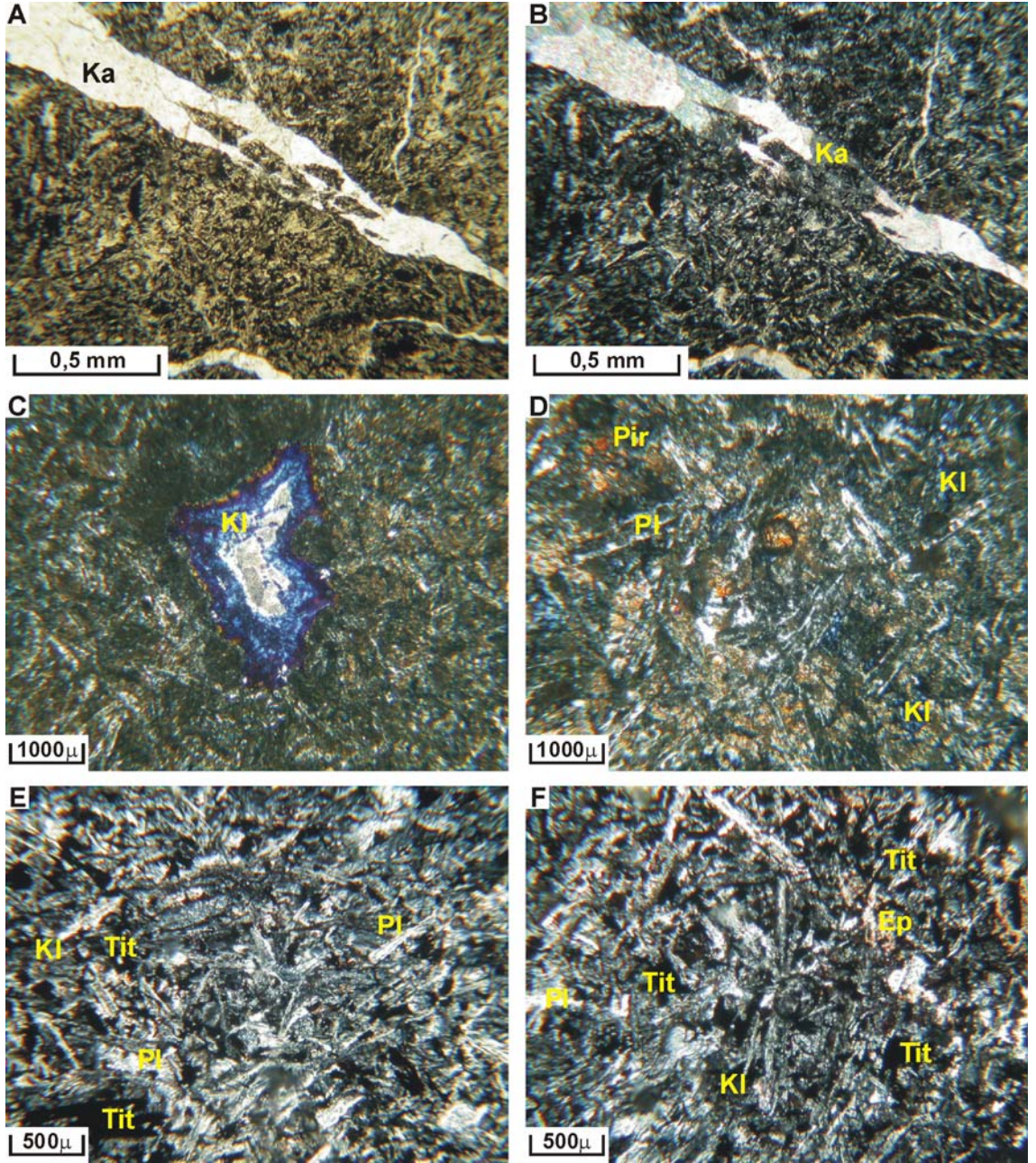
Klorit: yeşil, sarımsı yeşil renklidir, çift nikolde maviden griye kadar değişen anormal girişim renkleri gösterir.

Aktinolit: kloritler içersinde küçük iğnemsî kristaller halindedir. Çift nikol özellikleri karakteristik görülür. Sönme açıları düşüktür (10-12°).

Epidot: kayaçta kloritten sonra en bol bulunan mineraldir. Kalsik plajioklasların metamorfizma sonucu albite dönüşmesi ile gelişmiş olmalıdır. Bazıları mikrolitik plajioklaslara kristal formu olarak benzer.

Kalsit: kayacı kesen çatlaklarda dolgu şeklinde gelişmiştir.

Opak mineraller: İlmenit, titanomanyetit ve lökoksen türünde değişik opak mineraller içermektedir. İlmenit ve titanomanyetitler kalıntı ofitik dokunun şeklini almış iğnemsî kristaller halinde görülür ayrıca kahverengi lökoksenler de belirgindir.



Şekil 4-40. Hodul birimi içerisindeki spilitik bazalt bloklarının genel görünüşleri: A-B) Blastofitik doku gösteren spilitik bazaltlar, yer yer ikincil kalsit damarlarıyla kesilmişlerdir. C) Camsı hamur kloritleşmiştir, kloritler çift nikolde mavi-lavanta renklerinde girişim sunar. D) Plajiyoklas mikrolitleri arasında kalık klinopiroksen mineralleri. E-F) Plajiyoklas mikrolitleri ve aralı dolduran titanitler.

Diyabazlar:

Makro Özellikler: El örnekleri meta spilitlere benzer, ancak ince kesit incelemelerinde tane boyunun iriliği ile kolayca ayrılır. İlksel mineraller ve doku meta spilitik bazaltlardakine oranla daha iyi korunmuştur. Epidotlaşma ve kloritleşme görülür.

Mikro Özellikler: Başlıca mineralleri; Piroksen (klinopiroksen ve ortopiroksen), plajioklas, klorit, epidot, titanomanyetit ve kalsittir. Dokusu blastoofitik ve blastointersertaldır (Şekil 4–41).

Piroksen: piroksenler çoğunlukla klinopiroksen olmasına karşılık az oranda ortopiroksen de içermektedir. Klinopiroksenler genellikle pembemsi renklidir.

Plajioklas: Genellikle albit ikizlidir. Ca'ca zengin olan plajioklaslar içersinde metamorfizma sonucu ufak epidot taneleri gelişmeye bağlamıştır.

Klorit: tek nikolde yeşil renklidir ve genellikle camsı kesimlerin metamorfizma sonucu klorite dönüşmesi sonucu oluşmuştur.

Epidot: Tek nikolde renksiz, soluk sarımsı yeşil renklere görülür. Çift nikolde yüksek girişim renkleri ile karakteristiktir.

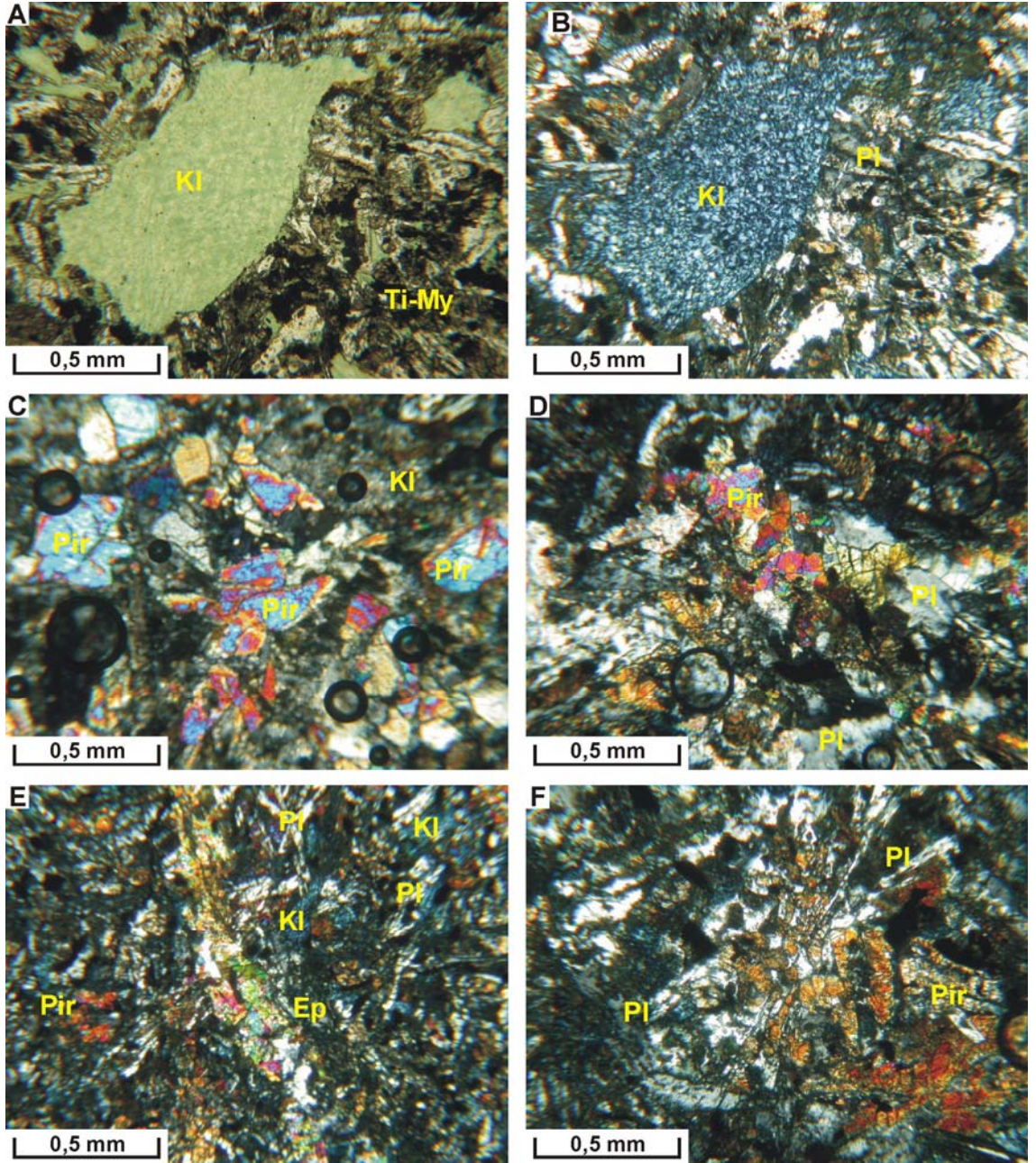
Titanomanyetit: Genellikle camsı kesimler içersinde saçılmış iğnecikler halindedir. Ofitik doku içersinde plajioklasların dizilimleri ile uyumlu olarak dağılmışlardır.

Kalsit: Kayacı kesen damarlar şeklindedir. Yer yer piroksenlerin ve plajioklasların alterasyonu ile gelişmiş ikincil kalsitler şeklindedir.

Kireçtaşı blokları:

Makro Özellikler: El örneklerinde gri, siyahımsı gri ve bej renkleri ile karakteristiktir. Ağırlıklı olarak rekristalize kireçtaşlarından oluşur. Sparit damarlarıyla kesilmiştir. İçersinde ender olarak kristalize kavrı parçaları içerir.

Mikro Özellikler: Kayaç ağırlıklı olarak kalsitten oluşmaktadır. Ender olarak kuvars içermektedir (Şekil 4–42). Alınan örneklerin XRD analizlerinde dolomit varlığı belirlenememiştir (Tablo 4–3, Şekil 4–43).



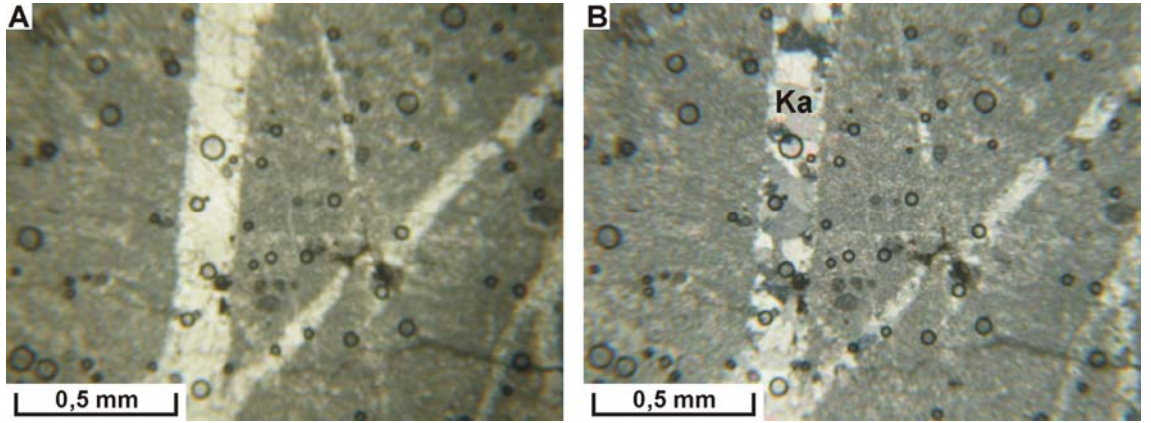
Şekil 4-41. Hodul birimi içerisindeki diyabaz bloklarının mikroskop altındaki genel görünüşleri: A-B) Camsı kısımları kloritleşmiş diyabaz, prizmatik plajiyoklasların arasında opak mineraller ve klorit. C-D) Taze ve iri piroksen mineralleri, E) kısmen epidotlaşmış ve kloritleşmiş diyabaz içerisinde kalık piroksen ve plajiyoklas kristalleri. F) Doleritik dokulu diyabaz, plajiyoklas kristalleri arasında piroksenler.

Tablo 4-3. Hodul birimine içerisindeki kireçtaşı bloklarından alınan örneklerin XRD analizleri ile belirlenen mineral parajenezleri.

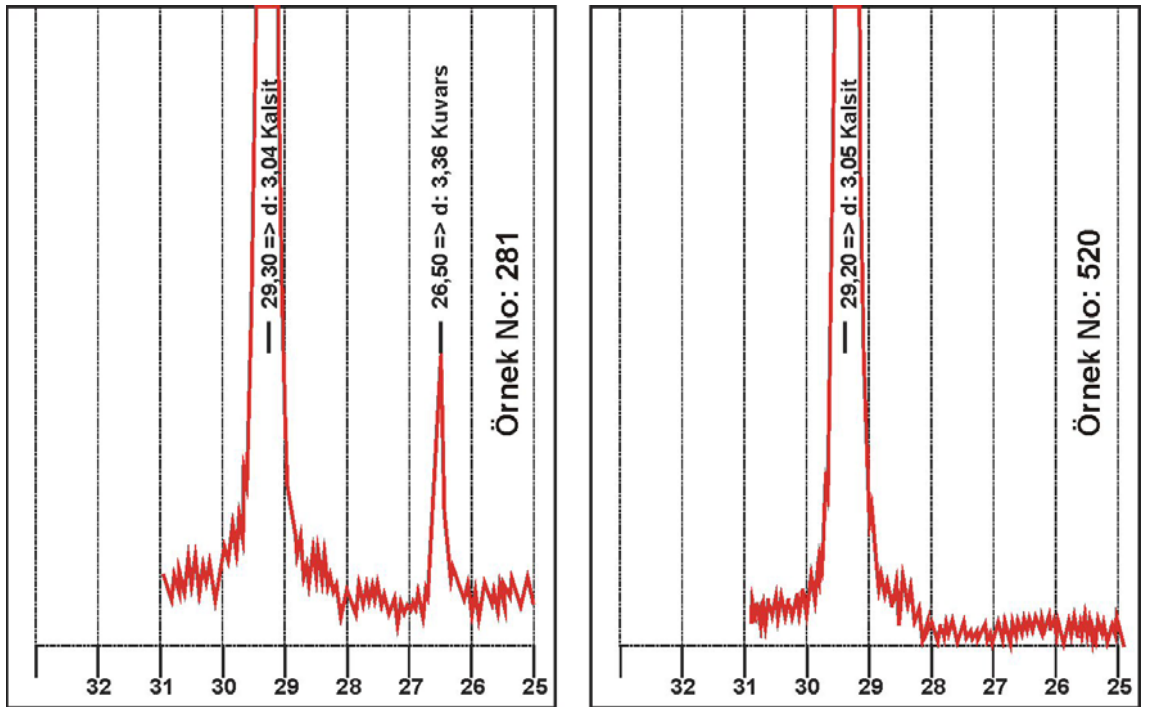
Örnek No	Kuvars	Kalsit
281	+	+
520		+

Kalsit: tane boyutu çok ince 0,1 – 0,5 mm arasında kristallerden oluşur. Sparitik damarlar içerisindeki kalsitler daha iri kristallidir. Kalsitlerde deformasyon ikizleri görülür.

Kuvars: Kayaç içerisinde ki oranı maksimum % 5 civarındadır. Dalgalı sönme gösteren küçük kristallerdir.



Şekil 4-42. Hodul birimi üst seviyelerine doğru gözlenen rekristalize kireçtaşları: çatlak ve kırık sistemleri sparit damarlarıyla doldurulmuştur.



Şekil 4-43. Hodul birimi içerisindeki kireçtaşı bloklarının XRD kayıtları.

4.2.2.3. Çal biriminin Mineralojik – Petrografik Özellikleri

Mafik volkanik kayalar:

Toleyitik bazaltlar

Makro Özellikler: El örneklerinde yeşil, kahverengi renkleriyle karakteristiktir. Amigdal boşluklar kalsit ile doldurulmuştur. Genellikle toleyitik bazalt görünüşündedir.

Mikro Özellikler: Başlıca mineralleri; ortopiroksen, klinopiroksen, plajiolas, klorit, titanomanyetitir. Mikrolitik dokuludur.

Ortopiroksen: Tek nikolde yeşilimsi, soluk yeşilimsi renkleriyle karakteristiktir. Çift nikolde II. Dizinin sarı - turuncu renkleri arasında girişim renkleri gösterirler. Genelde bronzit türündedir.

Klinopiroksen: Genellikle pembemsi renkli ojit, Titanlı ojit karakterindedir. Çift nikolde II. dizinin üst sıralarında girişim renkleri vardır. Kayaç içindeki piroksenler değişik boyutlardadır. İrili ufaklı piroksenler genellikle gruplar halinde bulunur.

Plajiolas: Kayaç içinde oldukça bol bulunur. Genellikle albit ikizleri gösteren mikrolitler halindedir. Hızlı büyüme ile iskeletsi bir görünümde kristallenmiştir. Bazen kristal demetleri şeklinde gözlenir.

Klorit: camsı hamurun alterasyonu sonucu ikincil olarak gelişmiştir.

Titanomanyetitler: merdiven basamağı şeklinde dizilmiş iğnemsiz küçük kristallerden oluşmaktadır.

Yastık lav bazaltları:

Makro Özellikler: El örneklerinde kahverengi, kızıl kahverengidir. Ani soğuma ile camlaşan hamur kloritleşmiştir. Bazı örneklerde kloritleşme ve kalsitleşme nedeniyle birincil doku oldukça kaybolmuştur.

Mikro Özellikler: Başlıca mineralleri; Piroksen, plajioklas, zeolit, kalsedon, ilmenit, klorit ve kalsittir. Mikrolitik ve amigdal dokular gözlenmektedir. Ayrıca altere olivin ve ilmenit içerir (Şekil 4–44).

Piroksen: Çoğunlukla klinopiroksen hakimdir. Klinopiroksenler tek nikolde renksiz soluk pembe renklidir. Çift nikol girişimleri ortopiroksenlere benzer gri ve gri tonlarındadır. Uzun prizmatik ve özşekilli kristalleri vardır. Eğik sönme gösterir, sönme açısı 40-45° kadardır. Piroksenlerde ender olarak karbonatlaşma görülmektedir.

Olivin: Altere olmuş çoğunlukla serpantinleşmiştir. Tipik elek dokusu gözlenir.

Plajioklas: genellikle altere olmuş mikrolitler halindedir. Albit ikizleri ender de olsa görülmektedir.

Zeolit: amigdal boşluklar içersinde gelişmiştir. Bir noktadan çıkan ışınal kristalleri belirgindir. Çift nikol özellikleri I. sıra gri ve gri tonlarında çift kırma renkleri gözlenir.

Klorit: camsı hamurdan ikincil olarak gelişmiştir. Ayrıca amigdal boşluklarda, kalsit ve zeolitik dolguları çevreleyen şekillerde görülür.

Kalsit: Genellikle iyi dilinimli ve ikizli yapıdadır. Amigdal boşluklarda ve kayacı çeşitli doğrultularda kesen çatlarlar içersinde ikincil olarak gelişmiştir.

Kalsedon: tek nikolde sarımsı kahverengi görünüşlüdür. I. sıra gri ve beyaz tonlarında çift kırma renkleri gözlenir. Porzitif uzanımlıdır. Hamur içersinde oldukça bol bulunur.

İlmenit: Genellikle merdiven basamağına benzeyen dentritik büyümeler gösteren küçük kristallerden oluşur. Yer yer titanomanyetite benzer.

Kireçtaşları:***Dolomitik kireçtaşları:***

Makro Özellikler: El örneklerinde kahverengimsi, siyah renklidir. Bol opak mineral içerdiği için kırmızınmsı, kahverengimsi bir renkte görünür, kırılma yüzeyi siyah renklidir.

Mikro Özellikler: Başlıca mineralleri; dolomit, kalsit, klorit ve hematittir. Granüler dokuludur. Kayaç dolomitçe zengin seviyeler ile kalsitçe zengin seviyelerin araldanmasından oluşur (Şekil 4–45).

Dolomit: Genellikle öz şekilli kristaller halindedir. Kayaç içersindeki oranı kalsitten fazla olup ortalama % 40 – 45 kadardır. Dolomit kristalleri hematit ve kloritten oluşan bir bağlayıcı ile bağlanmış görünümündedir.

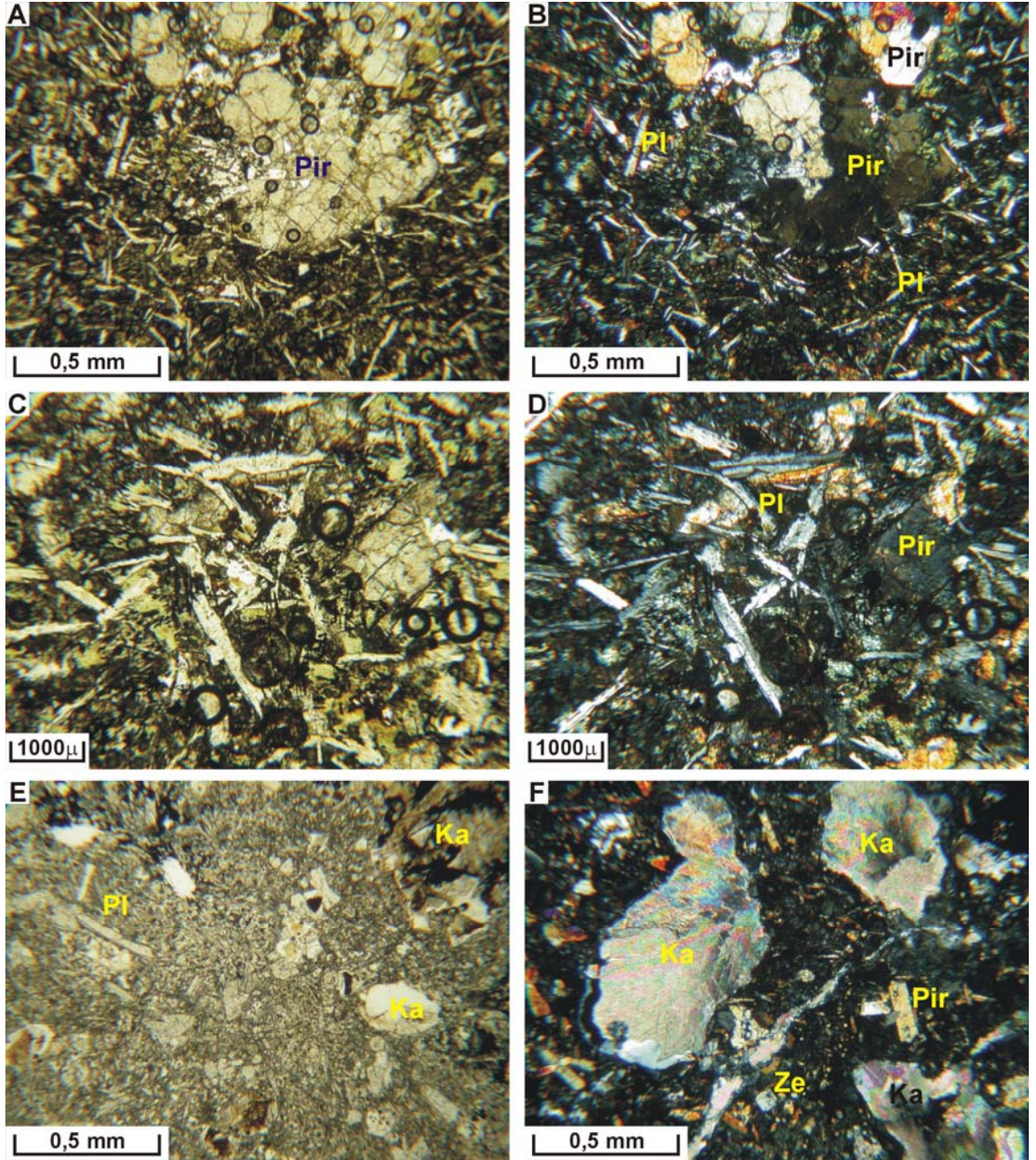
Kalsit: özşekilsiz küçük kristaller halindedir. Dilinim düzlemleri iyi şekilde gözlenmesine rağmen ikiz lamelleri çok belirgin değildir.

Klorit: Hematitik matriks içersinde az oranda bulunmaktadır. Optik olarak tespit edilememiş olmasına rağmen XRD kayıtları ile varlığı ortaya konmuştur.

Hematit: tek nikolde soluk kahve, kızıl kahverengidir. Kalsit ve dolomit kristalleri arasında ve çatlak zonları boyunca oldukça bol olarak bulunur.

Sparit damarlı mikritik kireçtaşları:

Makro Özellikler: El örneklerinde genellikle gri ve siyahımsı renkleriyle karakteristiktir. Çeşitli kalınlıklarda sparit damarlarıyla kesilmiştir. Üst Karbonifer – Permien yaş aralığı veren fosiller ve fosil kavrı kırıntıları içerir. Sparit damarlı mikritik kireçtaşı başlığı altında anlatılan kayalar içersinde; sparit damarlı biyomikritler, intraklastlı biyomikritler, sparit damarlı pelbiyomikritler ve oolitik kireçtaşları petrografik olarak ayırtlanmıştır.



Şekil 4-44. Çal birimi içerisinde ağırlıklı olarak gözlenen spilitik bazaltlar. A-B) Toleyitik bazaltlar, tipik intergranüler dokulu, öbekleşmiş piroksenler görülüyor. C-D) Hamuru kloritleşmiş toleyitik bazaltlar, oldukça taze plajiolklas mikrolitleri arasında taze piroksenler, opak mineraller ilmenit. E-F) Amigdal boşluklarda kalsit ve zeolit dolguları görülen yastık lav bazaltları, hamur tamamen camdan oluşmaktadır.

Mikro Özellikler: Başlıca mineralleri; kalsit, dolomit, kuvars, albit, klorittir. Spilitik bazik lavlarla olan dokanaklardaki kireçtaşları içersin korunmuş lav parçaları ve fosil kavkı parçaları da içermektedir (Şekil 4-45).

Kalsit: kay   içersinde iki türlü kalsit gözlenmektedir; birinci tür sparit damarları içersinde bulunana iri kalsit kristalleridir. Bu kalsitler iyi dilinimlidir, ikiz lamelleri belirgindir. Deformasyon sonucu ikiz lamallerinde ve dilinim izlerinde kayma yapıları geli mi tir. İkinci tür kalsitler ise çok küçük taneli mikritik görünümlüdür. Yer yer toplu i ne ba ı gibi pelletik bir görünümdedir.

Dolomit: ince kesitlerde ender olarak öz şekilli küçük kristaller olarak gözlenebilmesine rağmen çoğu zaman XRD kayıtları ile belirlenmiştir (Tablo 4–4,  ekil 4–46). Kayaç içersindeki oranı % 5 – 10 kadardır.

Kuvars: kum boyutunda taneler oluşur, çoğunlukla dalgalı sönme gösterir. Ender olarak albit mineralleriyle birlikte dir.

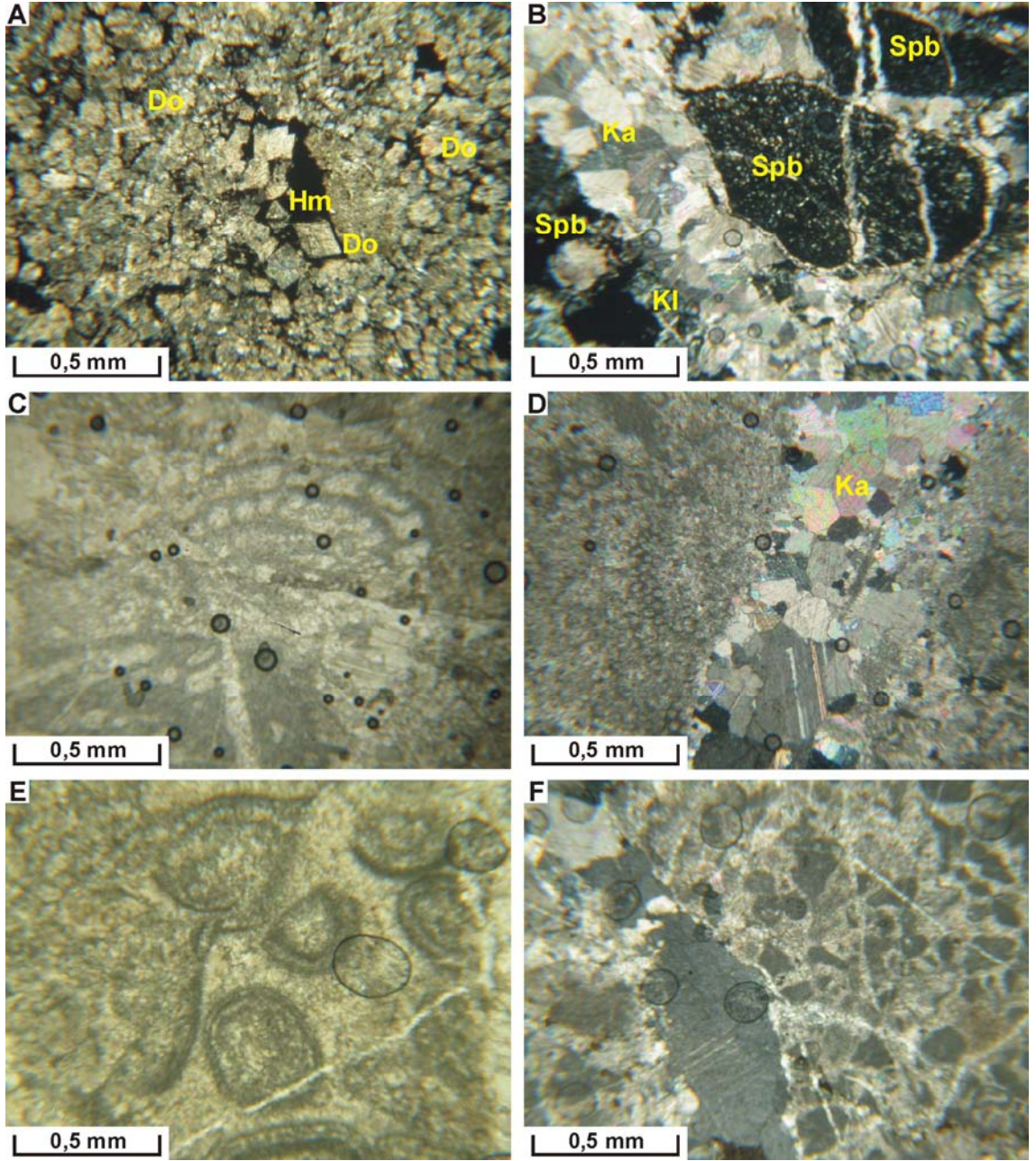
Albit: Çok küçük ikizli kristaller halindedir. Ender olarak iyi dilinimli formları da mevcuttur.

Klorit: genellikle sarımsı kahverengimsi sarı renklidir. Özellikle bazik volkanik kayaçlara yakın kesimlerde oldukça yaygındır.

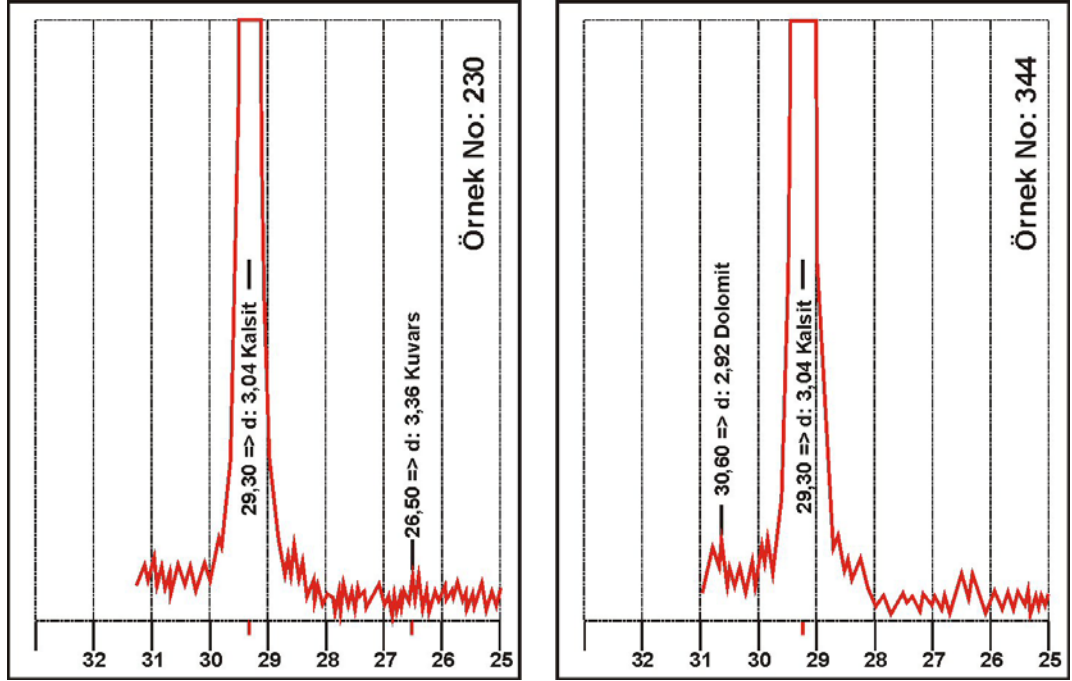
Tablo 4-4.  al birimi içersindeki kireçtaşlarından alınan örneklerin XRD analizleri ile tespit edilen mineral parajenezleri.

�rnek No	Kuvars	Kalsit	Dolomit
145	+	+	+
199		+	
218		+	+
230		+	
232	+	+	+
279		+	+
344		+	
493		+	

Ayrıca 230, 279 ve 493 numaraları örneklerin fosil içerdikleri belirlenmiştir.



Şekil 4-45. Çal birimi içersindeki farklı kireçtaşı blokları: A) Dolomitik kireçtaşı, B) Spilitik bazalt parçaları içeren kireçtaşı, C) Biyosparit, fosil kırıntıları yaygın bulunur. D) Sparit damarlı mikritik kireçtaşı, fosil kavkı kırıntılı. E) Oolitik kireçtaşı, yüksek enerjili ortamı karakterize eder. F) İntra formasyonol oluşuklar içeren mikritik kireçtaşı.



Şekil 4-46. Çal birimine ait kireçtaşı bloklarından XRD kayıt örnekleri.

4.2.3. Karadoru Granitoidinin Mineralojik – Petrografik Özellikleri

İnceleme alanında Karadoru granitoidinin sadece kenar fasiyesi yüzeylenmektedir. Granitoidin esas fasiyesi aşınma derinliği yeterli olmadığı için görülmemektedir. Kenar fasiyesi tipi olarak Körçeşme tepe güneyinde yaklaşık 100m²'lik bir alanda yüzeylenir. Asıl granitoid fasiyesi inceleme alanının hemen güneyinde Nevruz – Çakıroba granitoidinde görülmektedir. Burada granitoid piroksen monzonit ve monzodiyorit karakterinde izlenmektedir (Öngen, 1982). İnceleme alanı 3 km güneyinde yer alan Sofular stoğu ise Karadoru granitoidine benzer petrografik özellikler göstermektedir. Yine bu granitoyitte fazla aşınmamış ve ancak tavan zonu yüzlek vermiştir (Öngen, 1982).

Makro Özellikler: Kenar fasiyesi el örneklerinde kirli beyaz renklidir ve mafik mineral olarak amfibol ve biyotit içermektedir. Oldukça çatlaklıdır ve çatlak düzlemleri boyunca epidot sıvamaları görülmektedir. Granodiyorit bileşimindedir.

Mikro Özellikler: Başlıca mineralleri; plajioklas, alkali feldspat, kuvars, biyotit, amfibol (hornblend), sfen, klorit, epidot ve opak minerallerdir. Granit porfir dokusu gözlenir (Şekil 4-47).

Kuvars: çok küçük taneler halinde alkali feldspatlarla birlikte bulunur. Tane boyu ≤ 1 mm'dir. Ancak 288 numaralı örnekte iti fenokristallerin gelişmeye başladığı görülür.

Plajioklas: osilasyon zonlanması gösteren özşekilli ve yarı özşekilli kristaller halindedir. Polisentetik ikiz karakteristiktir. Plajioklaslar iri fenokristaller halindedir ve serizitleşme gelişmeye başlamıştır.

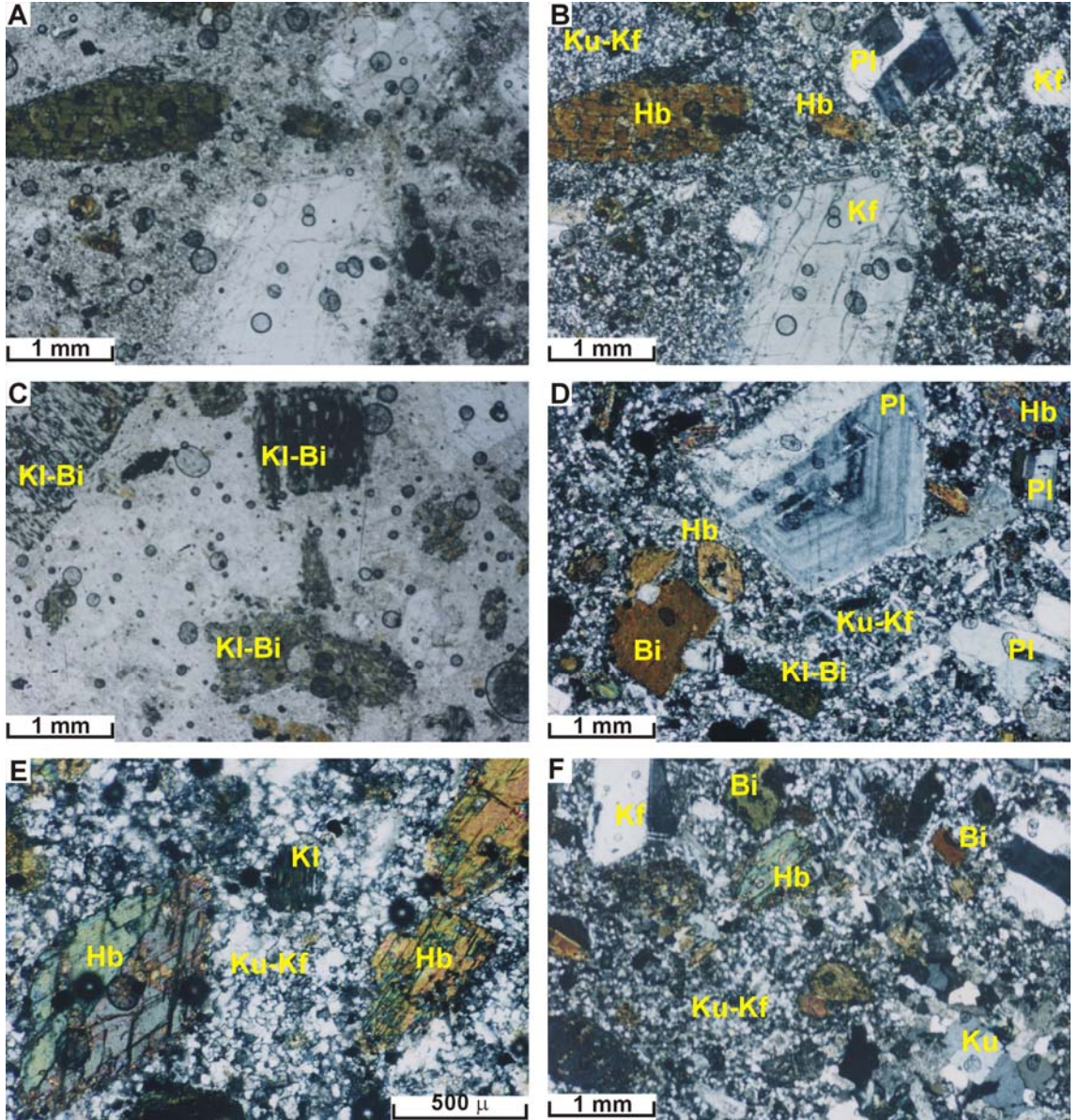
Alkali feldspat: genelde kuvarsla birlikte küçük kristaller halinde plajioklas ve mafik mineralleri fenokristallerinin arasında yer alır. 288 numaralı örnekte ise boyu 1-1,5mm olan fenokristal halinde büyümüş alkali feldspatlar da gözlenmiştir. Alkali feldspatlarda serizitleşme ve kaolinleşme tipiktir.

Biyotit: genellikle kahverengi, kısmen yeşilimsi kahverengidir. Bazı biyotitler tamamen kloritleşmiş olmasına rağmen kloritleşmemiş formları da bulunur. Özşekilli ve psödoheksagonal kristaller halindedir.

Amfibol: genellikle hornblend karakterinde olmasına rağmen 288 ve 289 numaralı örneklerde kısmen aktinolitik hornblend karakterinde olduğu görülmüştür. C eksenine dik geçen kesitlerinde altıgen ve mükemmel iki yönde dilinim gözlenir. Diğer kesitlerde ise genellikle uzun prizmatik, özşekilli ve yarı özşekillidir. İkizlenme görülür.

Sfen: Küçük özşekilli kristaller halindedir.

Klorit: Soluk yeşil renklidir. Genellikle biyotitlerin bozuşması sonucu ikincil olarak gelişmiştir.



Şekil 4-47. Karadoru granitoidinin kenar fasiyesi: A-B) Granit porfir dokusu, özşekilli amfibol, plajioklas ve K feldspatlar ile hamurda alkali feldspat – kuvars. C) Kısmen kloritleşmiş özşekilli biyotitler, D) Osilasyon zonlanması gösteren plajioklas, biyotit ve hornblend. E) özşekilli ve ikizli Hornblend. F) iri kuvarsların geliştiği kenar fasiyesi, mafik mineralce zengin.

Epidot: Çatlak düzlemleri boyunca yerleşmiştir. Küçük yüksek rölyefli kristaller halindedir. Tek nikolde soluk sarımsı renktedir.

Opak mineraller: genellikle manyetit ve hematit karakterindedir.

4.2.4. Sarıçayır Granitinin Mineralojik – Petrografik Özellikleri

Makro Özellikler: İnceleme alanında Sarıçayır – Karadoru köyleri arasındaki diğer mostralarda ise genellikle pembemsi renkli, aplitik görünüşlü, hemen hemen hiç mafik mineral içermeyen granofirik dokulu aplitik granit görünümündedir. Tane boyutu 0,1 – 3 mm arasında değişir. Çatlak ve eklem düzlemleri boyunca epidot sıvamaları gözlenir. Kireçtaşlarıyla olan dokanakları boyunca skarn oluşturmuştur.

Mikro Özellikler: Başlıca mineralleri; alkalifeldspat, kuvars, plajiolklas, biyotit, epidot ve turmalindir. Hemen hemen hiç opak mineral içermez. Holokristalen, eş taneli granüler doku ve granofitik doku (yazı dokusu, mirmekitik doku) gözlenmektedir (Şekil 4–48).

Alkali feldspat: girik ikizleri karakteristiktir. Serizitleşme ve kaolenleşme gelişmiştir. Pertitik yapı sunan iri alkali feldspatlar içerir. Ötektik nokta kristalizasyonu sonucu kuvarsla birlikte iç içe büyümüştür. Karlsbat ve Baveno ikizleri görülür.

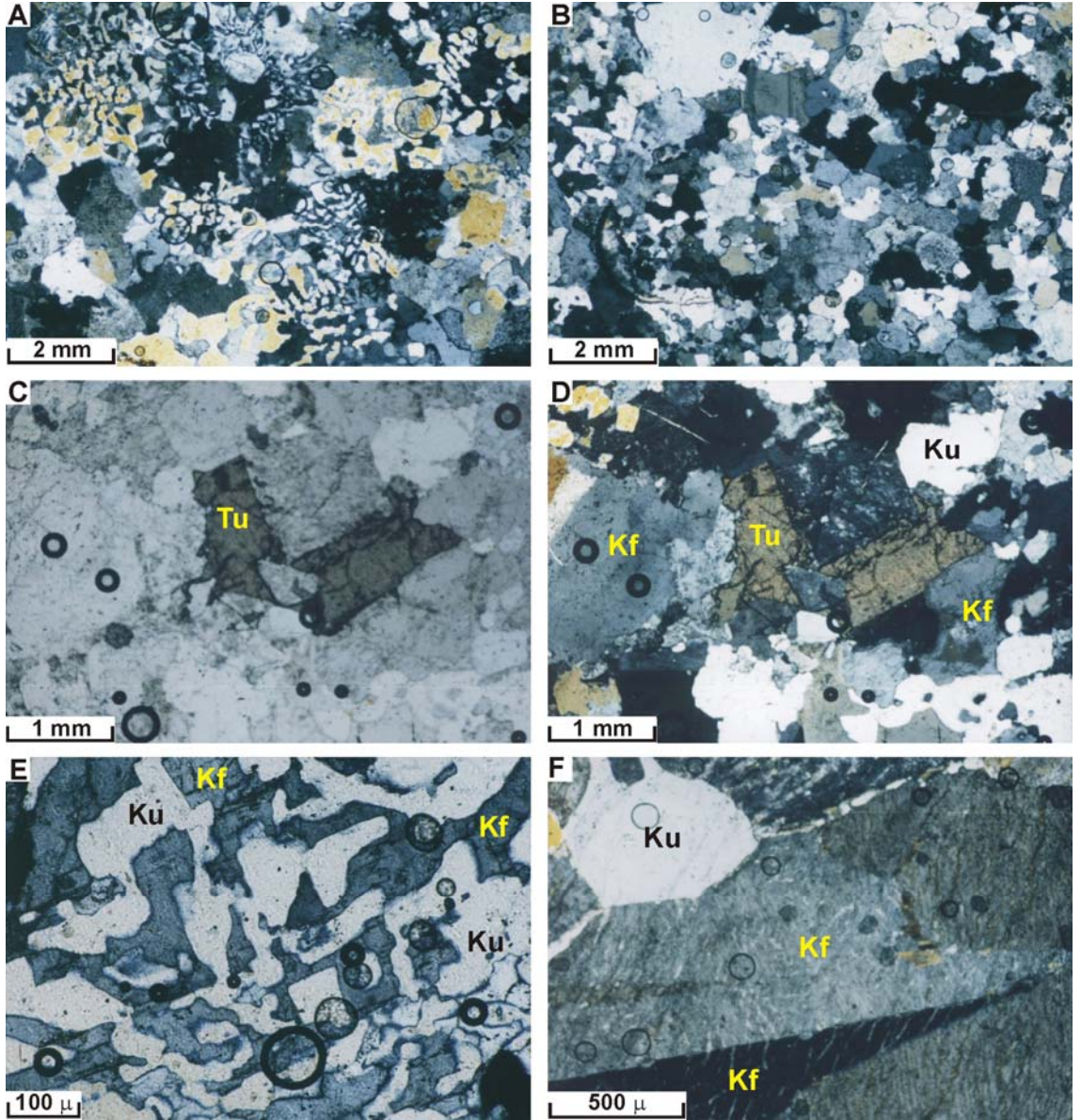
Kuvars: Kayaçta alkali feldspattan sonra en bol bulunan mineraldir. Düzensiz sınırlıdır.

Plajiolklas: Polisentetik ikizler gösteren küçük kristallerden oluşur. Özşekilsizdir. Kayaç içerisinde ortalama % 5 civarındadır.

Biyotit: kahverengimsi küçük kristaller halindedir. Kayaç içerisinde maksimum % 1 oranında bulunur. Kısmen kloritleşmiştir.

Epidot: prizmatik küçük kristaller halinde ve demetler şeklinde bulunur. Genellikle çatlak zonlarında küçük damarcıklar ve sıvamalar şeklindedir.

Turmalin: tek nikolde yeşilimsi kahverengi, kahverengi, çift nikolde ise koyu kahverengi renkleriyle karakteristiktir. Epidot ve turmalinin kayaç içerisindeki hacmi % 1'den azdır.



Şekil 4-48. Sarıçayır alkali granit fasiyesi: A) Granofirik dokulu alkali granit, B) Holokristalen eş taneli doku. C-D) Granit içerisinde turmalin. E) Grafik doku: kuvars – alkali feldspat iç içe büyümesi. F) Baveno ikizi gösteren iri alkali feldspat ve aralarda kuvarslar.

4.2.5. Kontak Metamorfizma ve Skarn Zonu Kayaçlarının Mineralojik – Petrografik Özellikleri

İnceleme alanında Karadoru granitiyidine bağlı olarak yaklaşık 7 km² genişliğinde bir alanda kontak metamorfizma ve skarn zonu gelişmiştir. Granit mostraları yüzeyde çok dar bir alanda gözlenmesine rağmen geniş bir kontak metamorfizma ve skarn zonu oluşturması granitin topografyaya hemen hemen paralel şekilde altta devam ettiğini

göstermektedir. Öyle ki Karadoru köy merkezinden alınan skarn zonu örneklerinin mineralojik bileşimlerine bakıldığının granit plütonunun en fazla 10 m derinlikte olabileceği ve iç kontağı temsil ettiği belirlenmiştir.

4.2.5.1. Kontak Metamorfizma Zonu Kayaçlarının Mineralojik – Petrografik Özellikleri

Kontak metamorfik kayalar ise Karadoru köyü, Körçeşme tepe ve Patlak sırtı batısında yaklaşık 7 km² genişliğinde bir alanda yayılım sunmaktadır. Genellikle mafik hornfels türü kayaçların izlendiği kontak metamorfizma zonunda metamorfizma derecesi albit-epidot hornfels fasiyesinden hornblend hornfels fasiyesine kadar çıkmaktadır. Albit-epidot hornfels, pelitik hornfels, biyotit-kordiyerit hornfels, diyopsit hornfels, kalsilikat hornfels ve bantlı hornfels türü kontak metamorfik kayaçlar belirlenmiştir.

Albit – Epidot hornfels (Mafik protolitler)

Makro Özellikler: Yeşil – koyu yeşil renkleridir. Foliasyon düzlemleri kırılmış ve bozulmuştur. Foliasyon düzlemlerini değişik açılarda kesen 1-3 cm kalınlığında epidot ve granat damarları gözlenir. Yer yer bantlı hornfels karakterindedir. İnceleme alanında Karadoru – Sarıçayır köy yolu üzerinde ve Karadoru köyü kuzeyinde Değirmen tepe çevresinde yayılım sunmaktadır. Albit – epidot hornfels fasiyesinde metamorfizma geçirmiştir.

Mikro Özellikler: Başlıca mineralleri; klorit, aktinolit, epidot, plajiolklas, turmalin, sfen, granat, kalsit ve hematittir. Ender olarak kontak metamorfizma öncesine ait piroksen ve amfibol içerir. Dokusu ağırlıklı olarak lepidoblastik, porfiroblastiktir ender olarak da fibroblastik doku gelişimi görülür (özellikle dış kontak zonunda). Plajiolklaslar ise çoğunlukla poligonal dokuludur (Şekil 4–49).

Klorit: yeşil ve soluk sarımsı yeşil renklerde. Çift nikolde lavanta renginden koyu maviye ve koyu yeşile kadar değişen girişim renkleri görülür. Foliasyon düzlemleri boyunca prizmatik ve iğnemsiz aktinolitlerle beraber dizilmişlerdir.

Aktinolit: tek nikolde soluk yeşil, soluk mavimsi yeşilden koyu yeşile kadar değişen pleokroizma renkleriyle karakteristiktir. Uzun prizmatik ve iğnemsiz

kristalleri vardır. Genellikle foliasyon düzlemleri boyunca dizilmiş kristalleri ile porfiroblastlar halinde gözler içersinde toplanmış kristalleri görülür. Çift nikolde soluk sarıdan turuncuya kadar değişen I. dizinin üst ve II. dizinin alt sıralarında girişim renkleri gösterir. Sönme açıları 10-12° kadardır.

Epidot: Kayaç içersinde başlıca iki tür epidot ayırt edilebilmektedir. Bunlardan birincisi bölgesel metamorfik epidotlar ki çoğun klinozoisit karakterindedir. Tek nikolde renksiz küçük kristaller halindedir. Çift nikolde ise I. dizinin anormal tonlarında girişim renkleri gözlenir. İkinci tür epidotlar ise genellikle skarn zonu etkisi altında gelişmiştir. Bu epidotlar kayacı değişik açılarda kesen damarlar şeklinde olduğu gibi, foliasyon düzlemleri arasında girmiş ve gözler içersinde toplanmış kristaller halindedir. Uzun prizmatik kristalleri tek nikolde soluk sarı, yeşilimsi sarı renk gösterir. II. ve III. dizinin kuvvetli girişim renkleri görülür.

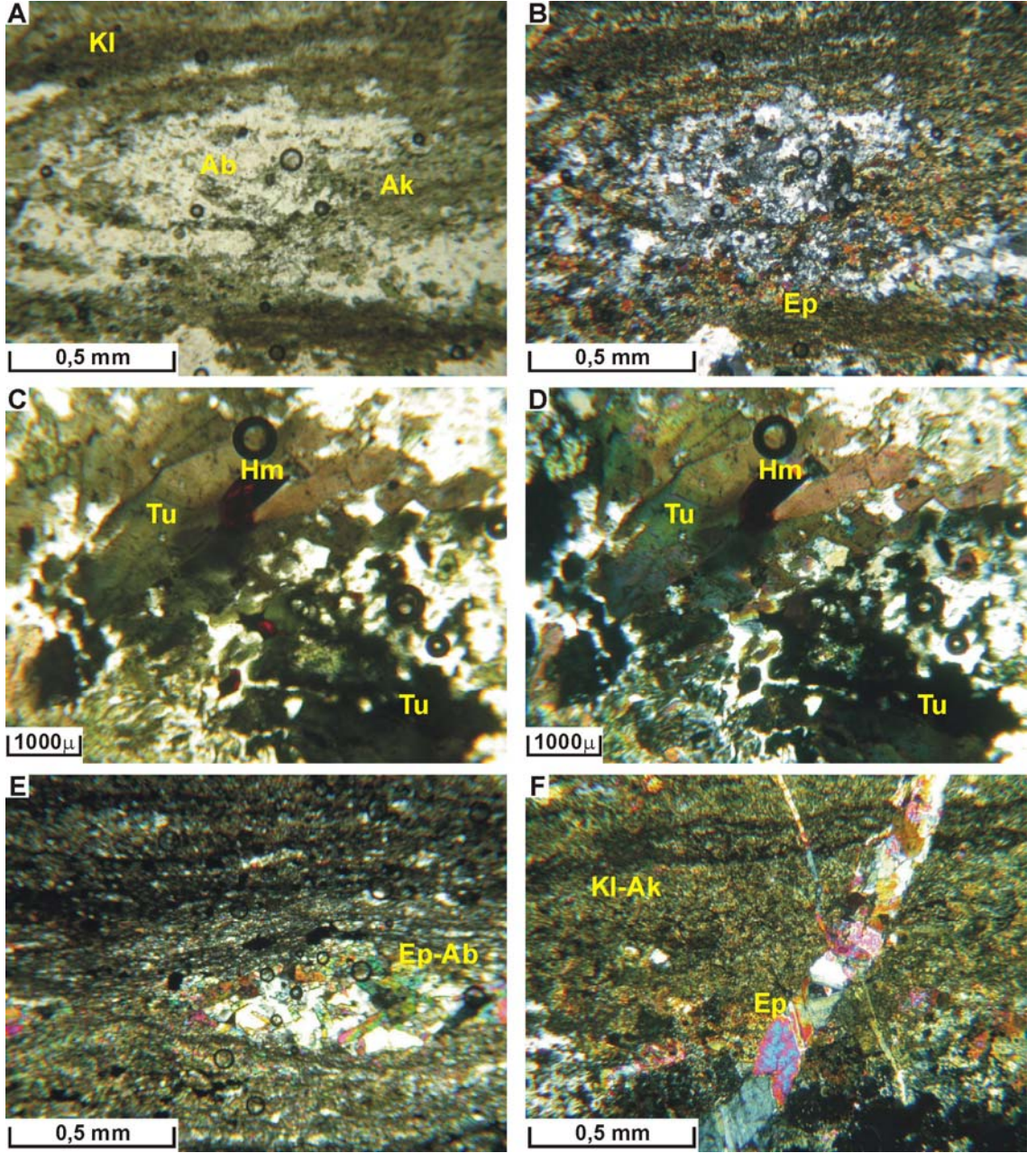
Plajyoklas: genellikle albit türündedir. Foliasyon düzlemleri arasında yerleşmiş, yer yer granoblastik, granolepidoblastik görünümlü kristallerden oluşur. İkizli formları çoğunlukla albit ikizleri halindedir.

Turmalin: Son evrede yerleşen Sarıçayır granitine bağlı olarak gelişen çözelti sisteminin bir ürünü olarak gelişmiştir. Tek nikolde yeşilimsi kahverengi renktedir. Çift nikolde ise mavimsi yeşilden soluk kırmızıya kadar değişen kuvvetli girişim renkleri görülür.

Sfen: Kahverengimsi, sarımsı kahverengimsi, özşekilli ve yarı özşekilli kristaller halindedir.

Granat: genellikle epidotla birlikte skarn tipi damarlar içersinde bulunur. Tek nikolde soluk yeşilimsi sarı renklidir. Çift nikolde belirgin sektör ikizli ve özşekilli kristalleri karakteristiktir. Çoğun izotroptur.

Kalsit: kayaç içersinde oldukça az bulunur. Damarlarda ve çatlaklarda ikincil olarak yerleşmiştir.



Şekil 4-49. Albit – epidot hornfels: A-B) Bantlı hornfels, albit, aktinolit ve klorit minerallerinin dizilimi, kayaç çok ufak taneli, C-D) İç kontak zonundan alınmış skarn etkisinde gelişmiş turmalinler E) Gözler içerisinde skarn tipi epidotlar. F) Kayacın foliasyon düzlemlerine dik olarak gelişmiş epidot damarları.

Opak mineraller: genellikle kırmızı renkli hematitler şeklinde karşımıza çıkar, bazı örneklerde hematitle birlikte manyetit de görülür.

Amfibol Hornfelsler:

Makro Özellikler: El örnekleri yeşil renklidir. Protolit kayası muhtemelen kalkıştı olan bir kayacın albit – epidot hornfels fasiyesinin üst zonları ile hornblend hornfels fasiyesinde metamorfizması ile gelişmiştir. Birincil kayacın foliasyon düzlemleri tamamen kaybolmuştur.

Mikro Özellikler: Başlıca mineralleri; piroksen (diyopsit, salit), plajiolklas, amfiboldür. Kayacın birincil foliasyon düzlemlerini değişik açılarda kesen 1-2 cm kalınlığında amfibol damarları gözlenir. Amfibol damarlarının yanı sıra kayacı kesen skapolitli damarlarda gözlenmiştir (Şekil 4–50).

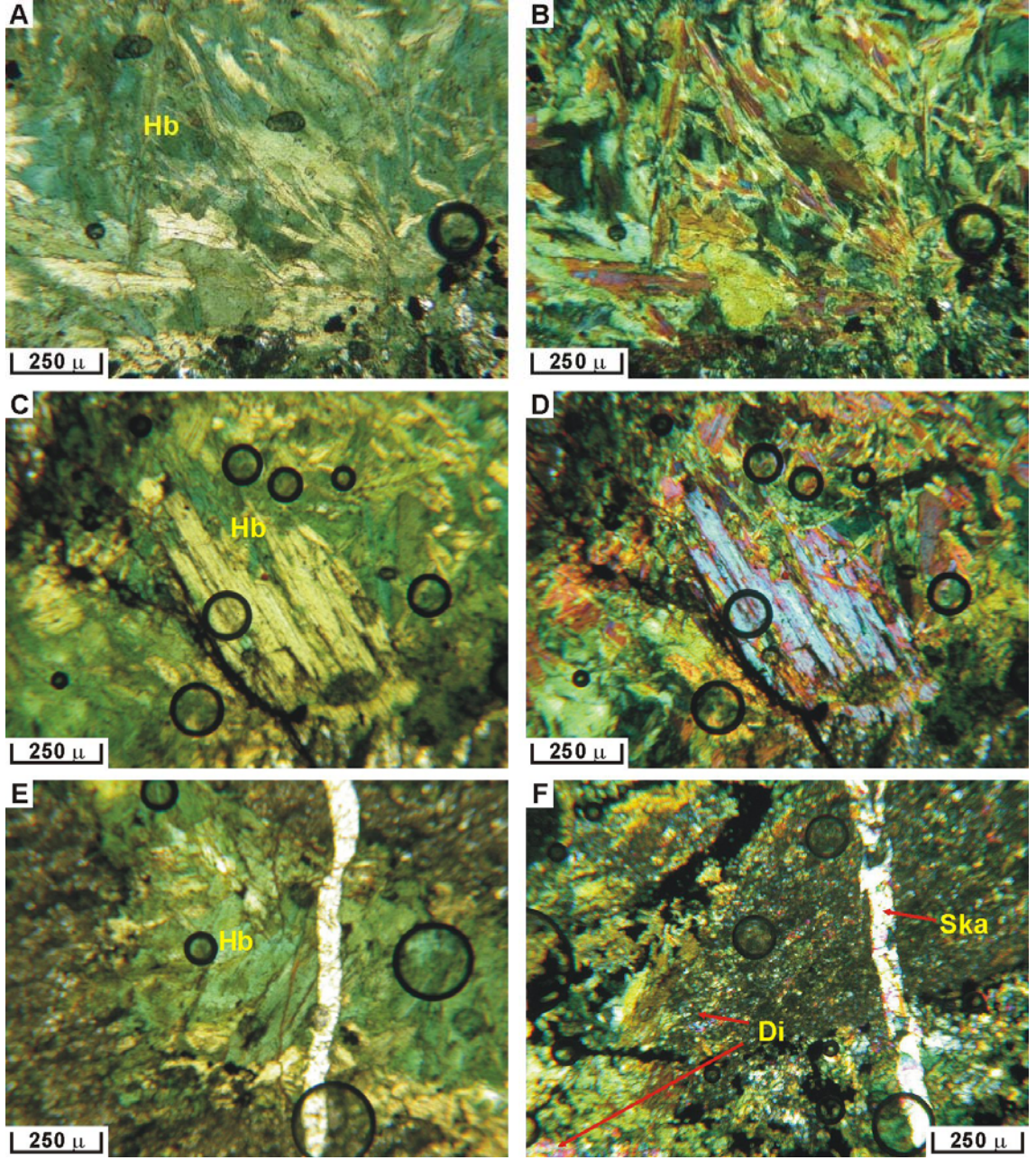
Piroksen: kayaç içerisinde diyopsit gurubu mineralleri (diyopsit, hedenbergit ve salit) belirlenmiştir. Tek nikolde renksiz ve soluk yeşilimsi renklidir, pleokroizma göstermezler. Sönme açıları 45° civarındadır, hemen hemen simetrik sönme gösterirler. Çok küçük kristaller halindedir. Kristal boyutları 0,1 mm kadardır.

Plajiolklas: Granoblastik dokuludur. Denge durumu tam olarak gerçekleşmiştir. Kristal boyutları 0,2–0,4 mm kadardır.

Amfibol: genellikle hornblend ya da barroyisit türü amfiboller içermektedir. Yeşil koyu yeşil renklidir. Sönme açısı $10-12^{\circ}$ kadardır. Bazı amfiboller damarlar şeklindedir.

Yukarıda sayılan parajenez minerallerinin dışında kayacı değişik açılarda 0,1-1 cm kalınlığında skapolitli damarlar kesmektedir.

Skapolit: Damar içerisinde küçük, özşekilsiz kristaller halindedir. Tek nikolde renksiz ve çift nikolde yüksek girişim renkleriyle karakteristiktir.



Şekil 4-50. Hornblend hornfels fasiyesinde gelişmiş hornblend demetleri (A,B,C,D), Kayacı kat eden skapolitli damarlar (E, F) ve küçük diyopsit kristalleri (F).

Pelitik Hornfelsler (Lekeli hornfels):

Makro Özellikler: El örneklerinde kahverengimsi, kırmızı kahverengimsi renklindedir. Hornblend hornfels fasiyesinde metamorfizma geçirmişlerdir. Killi ve siltli seviyelerde zor da olsa ayırtlanabilmektedir. Kordiyeritler killi seviyelerde gelişmiştir. Biyotit-kordiyerit hornfels türündedir.

Mikro Özellikler: Başlıca mineralleri; biyotit, kordiyerit, kuvars ve opak minerallerdir. Poikiloblastik doku gözlenir (Şekil 4–51).

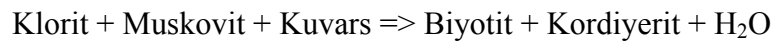
Biyotit: kahverengi ve kızıl kahverengi çok küçük kristallerden oluşmaktadır. Kayaç içersinde % 35 – 40 oranında bulunur.

Kordiyerit: tek nikolde renksizdir. Ancak çok küçük opak mineral kapantıları içerdiği için poikiloblastik bir yapı kazanmıştır. Kuvars ve opak mineral kapantıları içerir.

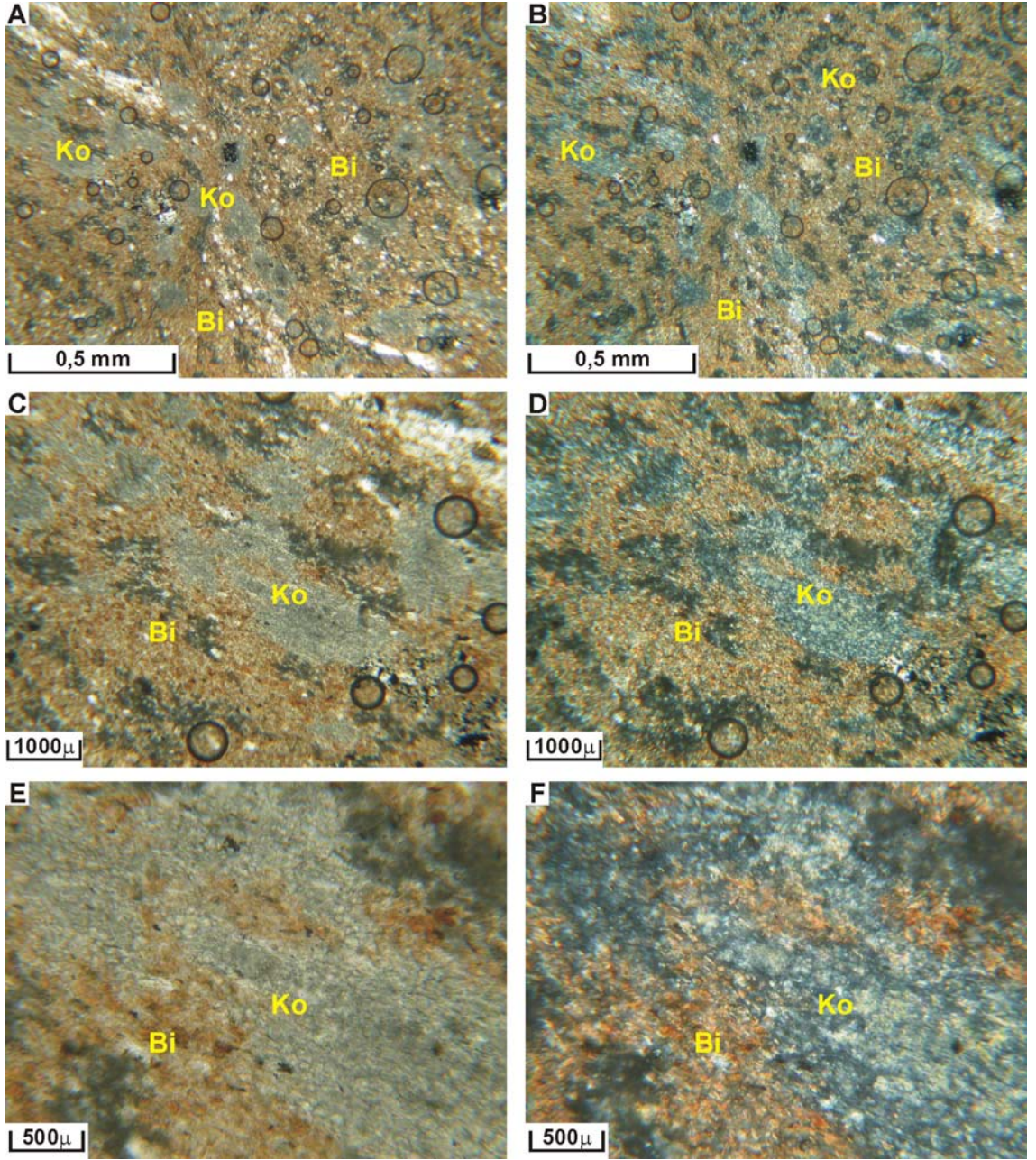
Kuvars: çok küçük silt boyutunda malzemenin metamorfizma ile gelişmiştir. Dalgalı sönme göstermezler. Tümüyle rekristalize kuvarslardan oluşur.

Opak mineraller: grafit ve manyetittir. Çok küçük mineral tozları şeklinde kayacın her yerine saçılmış durumdadır.

Biyotit – Kordiyerit hornfelsler hornblend hornfels fasiyesinde metamorfizmadan etkilenmiştir ve pelitik kökenli kayaçtan türeyen hornfelslerin muhtemel mineral reaksiyonu aşağıdaki gibidir (Çoğulu, 1977):



Bu reaksiyon aynı zamanda metamorfizma derecesinin albit-epidot hornfels fasiyesinden hornblend hornfels fasiyesine geçtiğini göstermektedir. Bu reaksiyonun gerçekleşebilmesi için 1 kbar boşluk suyu basıncında $530 \pm 15^\circ\text{C}$ sıcaklık veya 2 kbar boşluk suyu basıncında $540 \pm 20^\circ\text{C}$ sıcaklığa ihtiyaç duyulmaktadır. Daha yüksek sıcaklıklarda da uygun basınç koşullarına erişildiğinde bu reaksiyon gerçekleşebilmektedir (Çoğulu, 1977).



Şekil 4-51. Biotit – Kordiyerit hornfels: A-C-E) tek nikolde kırmızı kahverengi biyotitler ve poikiloblastik doku gösteren kordiyeritler, tek nikol. B-D-F) Biotit – Kordiyerit hornfelslerin çift nikoldeki genel görünüşleri; ince taneli kayada Kordiyerit bulutları.

Kuvarşlı-Feldspatlı hornfelsler (Konglomera hornfels):

Makro Özellikler: Granitoidin Hodul birimi çakıltası ve kumtaşları ile dokanakları boyunca gelişmiştir. Çakıltılarının killi ve karbonatlı çimentosunda çok net bir şekilde yeni mineral gelişimleri izlenebilmektedir. Granoblastik dokulu kuvars ve alkali feldspatların gelişimi, diyopsit ve Kordiyerit gibi hornblend hornfels fasiyesinin karakteristik minerallerinin metasomatik oluşumu net bir şekilde izlenmiştir. Ayrıca

çakıl taşlarını değişik açılarda granatlı – epidotlu skarn damarlarının kestiği gözlenmiştir.

Mikro Özellikler: Başlıca mineralleri; kuvars, alkalifeldspat, kordiyerit, diyopsit, biyotit ve granattır (Şekil 4–52).

Kuvars: kontak metamorfizma sonrası gelişen kuvarslar granoblastik doku ve denge durumunu karakterize eden poligonal dokular gösterir. Çakıllar içerisinde birincil olarak bölgesel metamorfizmadan etkilenmiş olanlar ise çoğunlukla mortar dokuludur ve dalgalı sönme gösterir.

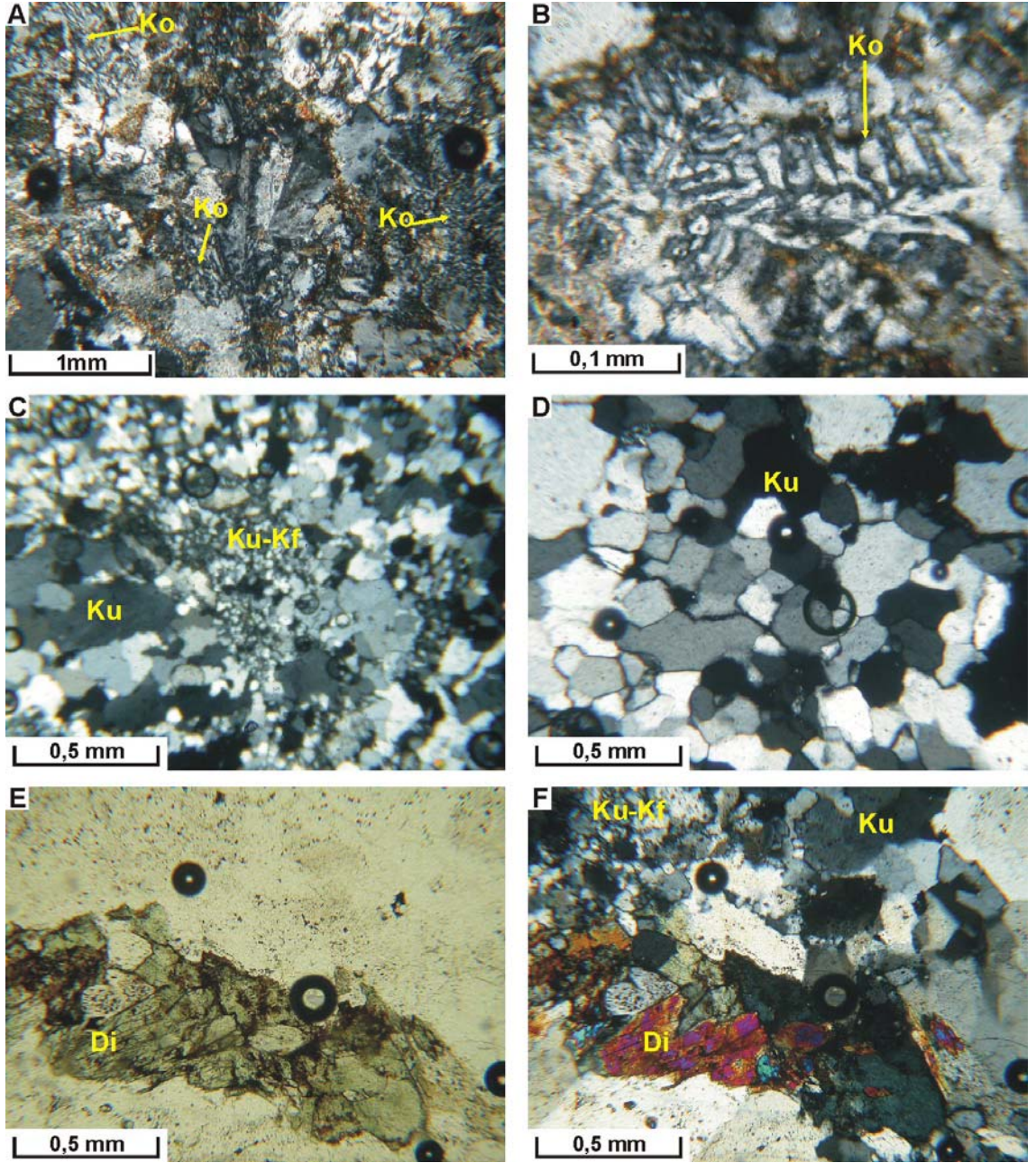
Alkali feldspat: çoğunlukla çok küçük kristaller halinde kuvarsla birlikte bulunur. Tıpkı kuvarslarda olduğu gibi alkali feldspatlarda da denge durumunu gösteren poligonal ve granoblastik doku görülür.

Kordiyerit: tek nikolde soluk sarımsı renklidir. Oldukça bol opak mineral kapanımları içeren formlarının yanı sıra çok iyi gelişmiş Kordiyerit çokuzları da göze çarpar. Protoliti killi ve kloritik çimento olması muhtemeldir.

Diyopsit: tek nikolde soluk yeşil çift nikolde ise yüksek girişim renkleriyle karakteristiktir. Tane boyutu 0,5–1,5 mm kadardır.

Biyotit: tek nikolde kırmızı renkli çok küçük kristaller halindedir. Tipik olarak biyotit – Kordiyerit parajenezini temsil eder.

Granat: genellikle andradit türü granatlardan oluşur. Çoğunlukla skarn zonu etkisiyle yerleşmiş damarlar içerisinde görülür.



Şekil 4-52. Pelitik hornfelsler. A, B) Metakumtaşı içerisinde Kordiyerit çokuzları, C, D) poligonal doku gösteren kuvarslar ve aralarda küçük alkali feldspatlar. E, F) Metakumtaşı içerisinde kontak metamorfizma sonrası gelişmiş diyopsitler.

4.2.5.2. Skarn Zonu Kayaçlarının Mineralojik – Petrografik Özellikleri

Skarn zonu en büyük mostrası Sarıçayır – Karadoru yolu kenarındaki mostradır ve Karadoru köyünde çok iyi izlenmektedir. Sarıçayır kuzeyinde Armutçuk tepe güneybatısında büyük bir mermer bloğu bulunmaktadır. Granit – mermer dokanağında granat (andradit) – epidot skarn gelişimi belirlenmiştir. Granitin doğusunda yer alan çakıltaşı ve kumtaşlarının çatlak sistemleri boyunca da kalınlıkları 1-3 cm olan epidotlu

skarn türü damarlar izlemiştir. Karadoru köy merkezinde ise ağırlıklı olarak granatlı skarn, granat – epidot skarn karakterindedir. Bununla birlikte hornfelsleri kesen ince damar sistemlerinin de özellikle granat – epidot tipi skarn minerallerinden oluştukları da belirlenmiştir. Bazı örneklerde sfalerit ve hematit türü cevher minerallerine rastlanmıştır. Demirin andradit türü granat bünyesinde toplanması nedeniyle önemli bir manyetit cevherleşmesi gelişmemiştir.

Granatlı Skarn:

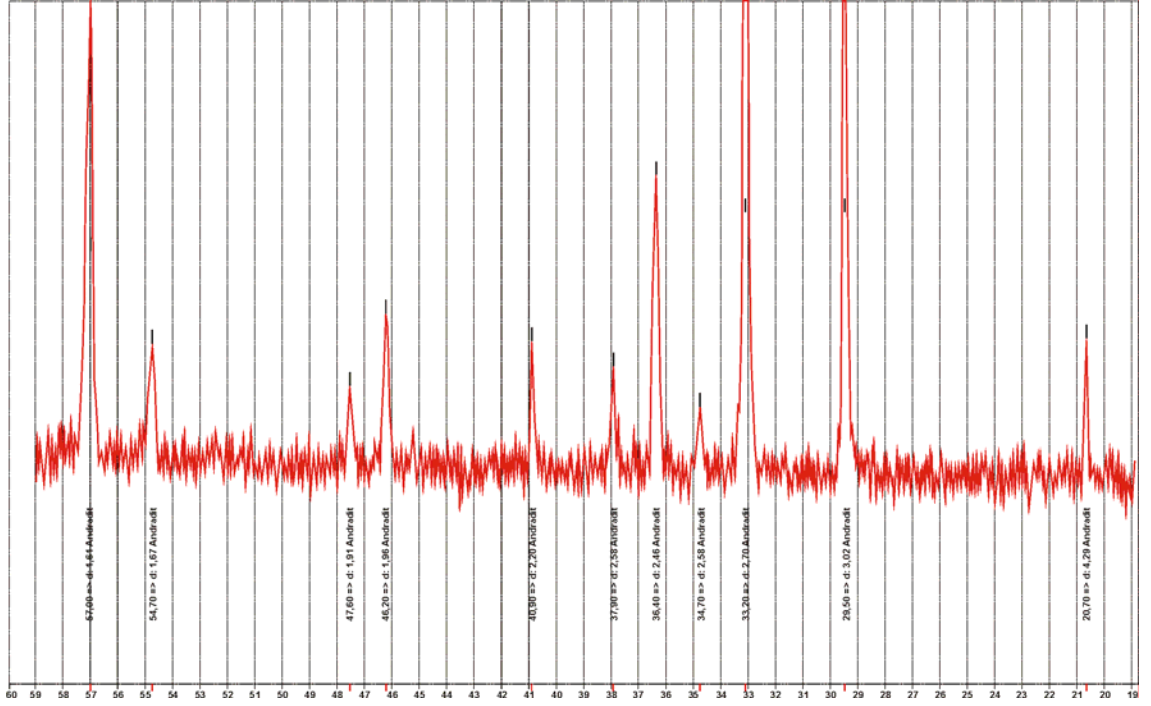
Makro Özellikler: El örneklerinde yeşilimsi sarı ve kahverengidir. Özşekli granat kristallerinin boyu 2 – 3 mm kadardır (Şekil 4-53). Tümüyle andradit türü granattan oluşmaktadır. Yapılan XRD analizleri sonucu tamamen andraditten oluştuğu belirlenmiştir. Hücre parametresi hesaplanarak yapılan değerlendirmede de andradit ucunda yer aldığı görülmüştür (Şekil 4-54, 4-55, 4-56).

Mikro Özellikler:

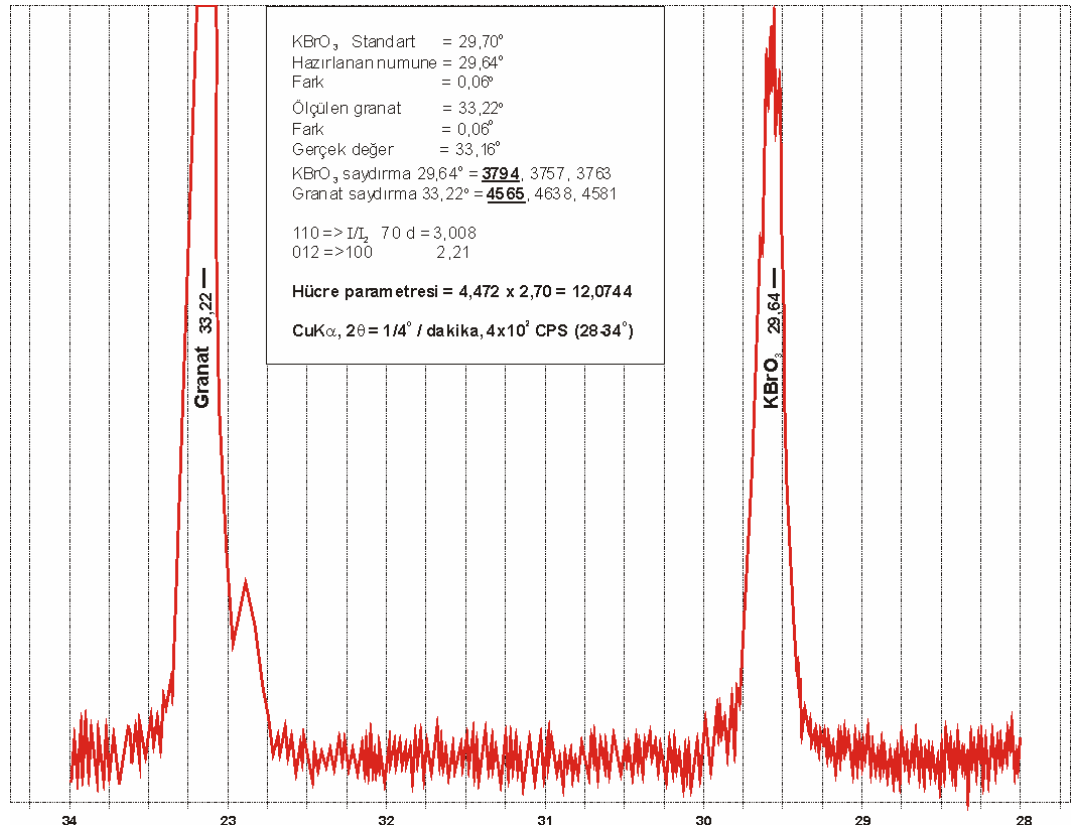
Granat; Hücre parametresi ve kırma indisine göre granatlar genellikle andradit türünde çıkmıştır. Tek nikolde soluk kahverengi ve yüksek rölyeflidir. Çift nikolde ise anizotrop davranış gösterir, sektör ikizleri karakteristiktir.



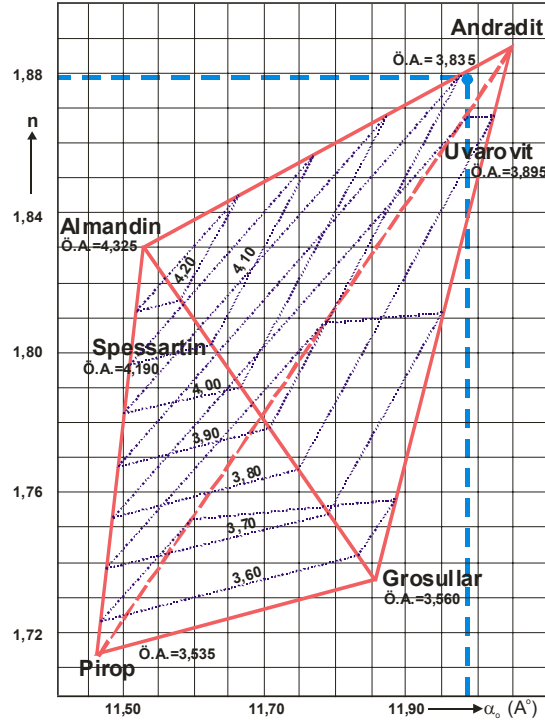
Şekil 4-53. Andradit minerallerinin binoküler mikroskop altındaki görüntüleri.



Şekil 4-54. Granatlı skarn numunesinin XRD kaydı, kayaç tümüyle andradite türü granattan oluşmaktadır.



Şekil 4-55. Granatlı skarn zonundan alınan granat örneğinin KBrO₃ ile karışımının XRD kaydı.



Şekil 4-56. Granatlı skarn zonundan alınan örneğin hücre parametresi, kırma indisi ve özgül ağırlığına göre tür tayini (Winchell, 1958).

Granat – Epidot skarn:

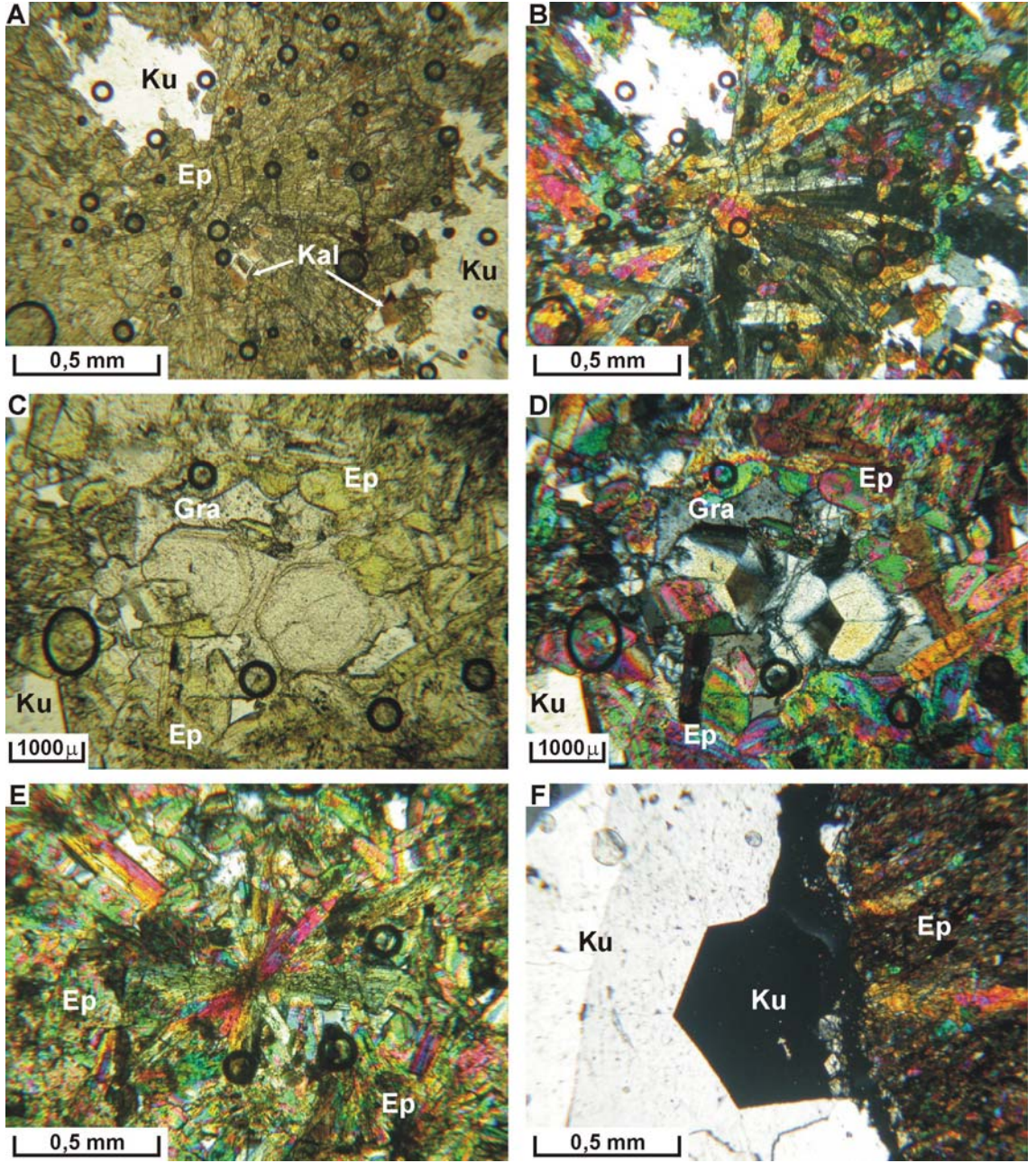
Makro Özellikler: El örnekleri sarı, yeşilimsi sarı renklidir. Çoğunlukla epidot, granat ve özşekilli kuvarslardan oluşmaktadır.

Mikro Özellikler:

Epidot: tek nikolde tipi soluk sarı renklidir. Uzun prizmatik, çubuksal epidot kristalleri demetler ve rozet şeklinde büyümüşlerdir. Kristal aralarındaki boşluklarda ve kırık zonlarında granat ve kuvarsla birlikte büyümüştür (Şekil 4-57).

Granat: soluk yeşilimsi kahve renklidir. Çift nikolde sektör ikizli öz şekilli kristalleri karakteristiktir.

Kuvars: poligonal, özşekilli kristaller halindedir. Tane boyutu 1 – 10 mm arasında değişir. Tipik özşekilli kristalleri gözle görülebilir büyüklüklere ulaşmıştır.



Şekil 4-57. Granatlı ve epidotlu skarn örnekleri: A-B) Epidot skarn, kristal aralarında kalsedon ve kuvars. C-D) Çoğunlukla iri granatlar ve aralarda prizmatik epidotlardan oluşan granatlı skarn. E) Rozet şeklinde büyümüş prizmatik epidotlar. F) Epidotlu skarnı kesen kuvars damarı, kuvarslar öz şekilli kristaller halindedir.

Diyopsit-Granat skarn:

Makro Özellikler: El örneklerinde koyu kahverengi renklidir. Kayaç birincil dokusunu tamamen kaybetmiştir. Granitoyit sokulumuna en yakın bölgeyi yani iç kontak zonunu karakterize eder.

Mikro Özellikler: Başlıca mineralleri; diyopsit, andradit, hornblend, epidottur (Şekil 4–58).

Diyopsit: ince kesitte yeşil renklidir ve belirgin olmayan bir pleokroizma gösterir. Çift nikolde II dizinin turuncu ve kırmızımsı renklerinde girişim renkleri gösterir. Sönme açıları 40-45° kadardır.

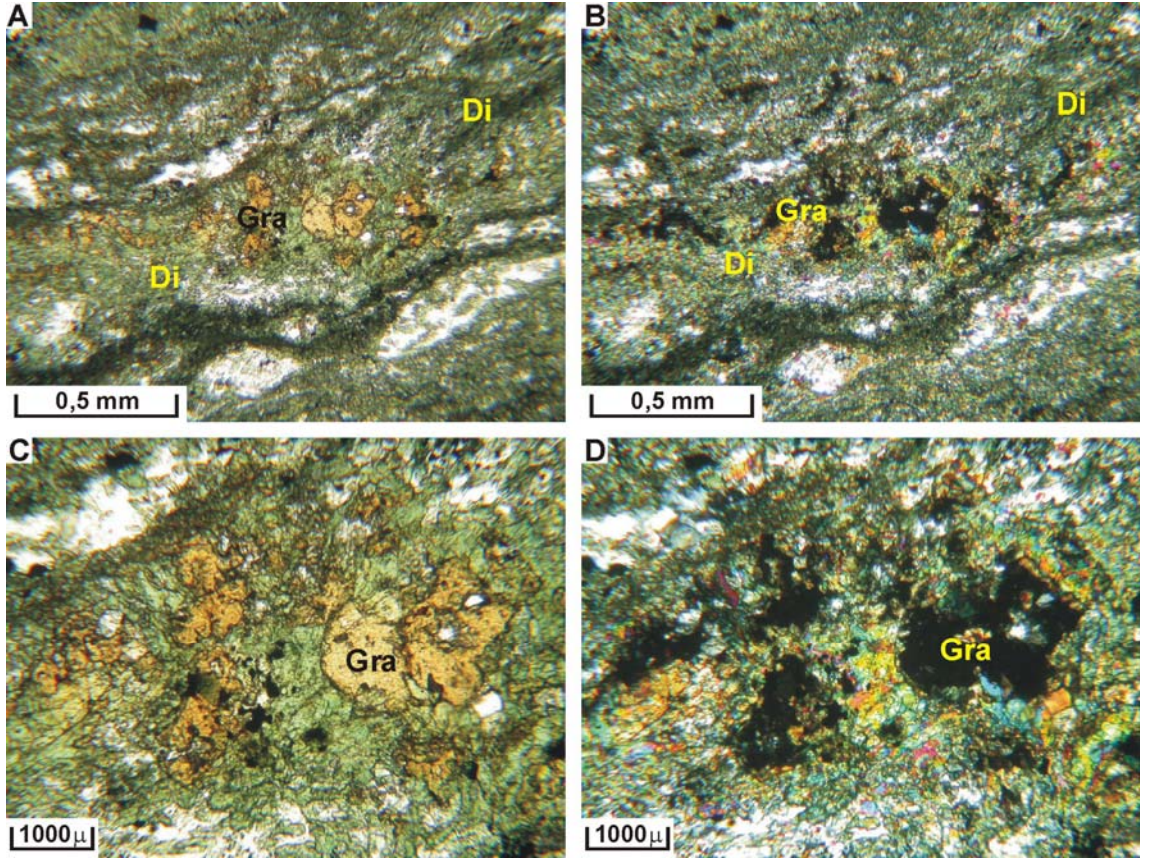
Andradit: Açık sarı, kahverengimsi sarı renklidir. Çift nikolde izotrop özellik gösterir. Özşekilsiz kristallerden oluşur.

Amfibol: hornblend türündedir. Aktinolite benzer ancak mavimsi yeşilden koyu yeşile kadar değişen pleokroizma renkleri vardır. Sönme açıları aktinolite göre daha yüksektir. Birincil kayada kısmen aktinolit görünümünde olmasına rağmen çoğunluğu hornblenddir.

Epidot: damarlar içersinde yerleşmiştir. Uzun prizmatik kristaller halindedir. Granat epidot skarn zonundaki diğer epidotlara benzer optik özellik göstermesine rağmen tane oldukça küçüktür (~0,01mm).

4.2.5.3. Sıvı Kapanım Çalışmaları

Sıvı kapanımlar, kristallerin büyümesi sırasında veya mineralin kristallenmesinden sonra klivaj, dilinim ve mikro kırıklarında kapanlanmış (trapped) sıvı damlacıklarıdır. Sıvı kapanımların büyüklüğü, tek bir su molekülünden birkaç milimetre boyutunda kadar değişebilir. Ortalama boyutu ise 0,01 mm dir. Herhangi bir kristalde birden fazla sayıda sıvı kapanım olabilir.

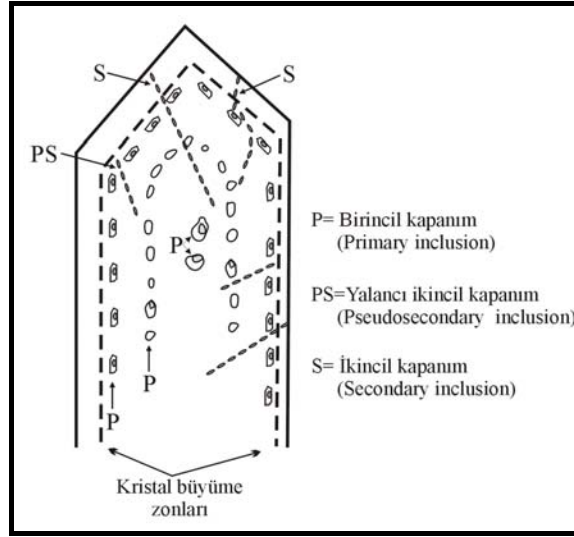


Şekil 4-58. Diyopsit skarn genel görünüşü: A-C) Koyu yeşil – açık yeşil renkli diyopsitler ve aralarında granat. B-D) Yüksek girişim renkleri gösteren piroksenler ve izotrop granatlar.

Sıvı kapanım ile ilgili ilk temel çalışma Roedder'dir (1979). Konu hakkında genel bir giriş niteliği taşıyan Guilbert ve Park'nın çalışması, sıvı kapanım çalışmaları için pratik el kitabı niteliğindeki Shepherd ve diğ.'nin (1985) eseri ile Hollister ve Crawford'un (1981) eseri ve yine Roedder'in yayınladığı "Fluid Inclusions" (Sıvı Kapanımlar, 1984) adlı eser, sıvı kapanımlar ile ilgili önemli çalışmalardır.

Sıvı kapanımların maden yataklarının incelenmesinde pek çok pratik faydası bulunmaktadır. Maden yataklarının oluşum sıcaklıkları, basınç koşulları, cevherleşmeye neden olan çözeltilerin yoğunluğu ve bileşimi gibi konularda sıvı kapanımlardan oldukça yararlı bilgiler edinilmektedir. Sıvı kapanımlar kökenlerine göre; birincil (primary), ikincil (secondary) ve yalancı ikincil (pseudosecondary) olmak üzere üç farklı tipde tanımlanmaktadır. Birincil kapanımlar, ya içinde bulunduğu mineralin büyüme sürecinde ve büyüme zonlarında (sfaleritlerde olduğu gibi) veya kristalin büyümesi sırasındaki kusurlar nedeniyle izole olarak kapanlanmıştır. İkincil kapanımlar, içinde bulunduğu mineral büyümesini tamamladıktan sonra kapanlanmıştır.

Bu tür kapanımlar hem kristal büyüme zonlarını hem de kristalin kenarını keserek oluştukları gibi, cevher oluşum evresi ile ilgili olmayan daha sonraki sıvıların, mikro çatlaklarda kapanlanması şeklinde de gelişebilirler. Yalancı ikincil (Pseudosecondary) kapanımlar ise mikro kırıklar boyunca veya kristalin büyüme zonlarının kenarlarında sonlanan, fakat bunları kesmeyecek şekilde gelişebilir (Şekil 4–59). Bu ayrım basit olarak yapılmıştır. Bu tür kapanımların birincil mi yoksa yalancı ikincil mi veya ikincil mi olduğunu ayırt etmek bazen oldukça zordur. Ölçümlerde birincil ve yalancı ikincil kapanımlar kullanılır. Sıvı kapanımların jenetik sınıflaması ile ilgili detaylı bilgiler Roedder’ den, morfolojisi ve bileşimleri ile ilgili yapılan sınıflamaları ise Shepherd ve diğ.’de (1985) ayrıntılı olarak tanıtılmıştır.



Şekil 4-59: Kuvars kristali içindeki farklı sıvı kapanım tiplerinin dağılımı (Shepherd ve diğ. 1985’den alınmıştır).

Sıvı kapanımlar içerdikleri bileşimlerine göre Shepherd ve diğ. (1985) tarafından 6 farklı tipte sınıflandırılmıştır (Şekil 4–60). Bunlar;

1. Monofaz sıvı kapanımlar (L): Tamamen sıvı faz (liquide-L) ile doludur.
2. İki fazlı kapanımlar (L+V): Sıvı faz (liquide-L) ve az miktarda gaz fazı (vapour-V) ile doludur.
3. İki fazlı kapanımlar (V+L): Kapanımda, gaz fazı (vapour-V) sıvı faza göre (Liquide-L) toplam hacmin %50 sinden daha fazlasını doldurur (L+V).
4. Monofaz gaz kapanımlar (V): Tamamen düşük yoğunluklu gaz (vapour-V) faz ile doludur (genellikle H_2O, CH_4, CO_2 karışımı).

5. Katı faz içeren multifaz kapanımlar (S+L+/-V): Yavru (daughter) mineral olarak bilinen kristal içerirler. Bunlar genellikle halit (NaCl) ve silvit (KCl) dir. Fakat sülfidler gibi çeşitli kristaller de kapanım içinde bulunabilir.
6. Karışmaz iki sıvı fazlı kapanımlar (L1+L2+/-V): Karışmaz iki farklı sıvı faz içerirler. Bunlardan biri genellikle H₂O' ca zengin, diğeri de CO₂' ce zengin sıvı fazlardır.

Genel olarak, 2. ve 3. tip kapanımların birlikte bulunması, sıvının kapanlandığı sırada kaynadığına işaret eder. Tek bileşenli (homojen) bir sistemin kaynaması durumunda, gaz kabarcığı ana sıvının gaz (vapour) fazıdır. Heterojen sistemin olması durumunda ise, gaz fazı köpürme ile açığa çıkar. Bununla birlikte, gaz kabarcığının varlığı karışmazlığa da işaret edebilir. Eğer, sıvıda CO₂ var ise bu soğutma ile ayırt edilebilir. Yavru (daughter) minerallerin bulunması, aşırı doymun sıvı solüsyonlara işaret eder. Bu şekildeki aşırı tuzlu (hypersaline) sıvılarda Na⁺, Cl⁻, Mg²⁺, ve Ca²⁺ en fazla bulunan çözülmüş iyonlardır.

1. Tip: Sıvı (L-Liquide) Monofaz	
2. Tip: Sıvı (L) >%50 +Gaz (V) <%50 İki fazlı (L+V)	
3. Tip: Gaz (V) >%50 +Sıvı (L) <%50 İki fazlı (V+L)	
4. Tip: Sadece Gaz (V) Monofaz	
5. Tip: Sıvı (L)+Gaz (V) +Katı (S) <%50 Multifaz	
6. Tip: Karışmaz iki sıvı faz (L1+L2) +vapour	

Şekil 4-60 Oda sıcaklığı dikkate alınarak sınıflandırılan, farklı sıvı kapanım tipleri (Sherpherd ve diğ. 1985'den alınmıştır).

Sıvı kapanımlardaki ölçümler, özel dizayn edilmiş mikroskoplar yardımıyla, ısıtma (heating) ve soğutma (freezing) olarak tanımlanan iki evrede gerçekleştirilir. Sıvı kapanım ölçümlerinde elde edilen sonuçların ifade edildiği bazı terimlerin anlamları aşağıdaki gibidir.

Homojenleşme Sıcaklığı (Th): Isıtma evresinde (heating stage) sıvı kapanım, sıvı veya gaz fazında homojenleşene kadar ısıtılır ve homojenleşmenin gerçekleştiği andaki sıcaklık homojenleşme sıcaklığı (Th) olarak tanımlanır. Elde edilen sıcaklık, atmosferik basınç koşullarındaki en düşük sıcaklıktır. Bu nedenle, sıvının kapanlandığı gerçek derinlik dikkate alınarak basınç düzeltilmesi yapılması gerekir.

Ergime Sıcaklığı (Tm): Su ile zengin kapanımlarda, buzun erimesini ifade eder. Fakat sistemde ergimenin hangisi için gerçekleştiğini belirtmek gerekir. Zira, sistemde CO₂, NaCl gibi bileşenler var ise bunların ergime sıcaklıkları farklı olacaktır. Örneğin Tm-ice, Tm-NaCl, Tm-CO₂ şeklinde.

- **Ötektik Sıcaklık (Te):** Tamamen kristallenen veya donan sıvı kapanımda, ısıtma sürecinde sıvı oluşumunun ilk fark edildiği sıcaklıktır. Bu sıcaklık aynı zamanda farklı yazarlar tarafından ilk ergime sıcaklığı (Tfm) olarak da tanımlanır.
- **%NaCl Eşdeğeri Tuzluluk Miktarı:** Sıvı kapanımdaki tuzluluk miktarının %NaCl eşdeğeri cinsinden ifade edilmesidir. Sistemde farklı tuzlar bulunmaktadır. Fakat genellikle bunlar %NaCl eşdeğeri olarak ifade edilir.

Sıvı kapanımlarda elde edilen ötektik sıcaklık (Te) veya ilk ergime sıcaklığı (Tfm) değeri, sistemdeki tuzun türünün belirlenmesinde kullanılır (örneğin, NaCl veya MgCl₂). Diğer bir ifade ile, çözeltinin sistemini verir (örneğin; Te= -20,8 °C ise, sistemin H₂O+NaCl, Te= -37,8 °C ise, sistemin H₂O+KCl+MgCl₂ şeklindedir). Ergime sıcaklığı (Tm-ice) veya son ergime sıcaklığı, sistemde hangi miktarda tuz olduğunu hesaplamamıza yardımcı olur (örneğin, H₂O+NaCl sisteminde Tm-ice=-15 °C ise, sistemin tuzluluğu %20 NaCl eşdeğeridir).

Kapanımların özellikleri:

Sıvı kapanım incelemeleri skarn kuşağındaki epidotlu skarn zonuna ait, parlatılmış ince kesitler üzerinde yapılmıştır. Ölçüme uygun sıvı kapanımlar kuvars ve epidot minerallerinde tespit edilmiştir. Kapanımların boyutları 10-40 μm arasında olup, genellikle düzensiz şekillidir (Şekil 4-61).

Hazırlanan örneklerde, sıvı (L) ve gaz (V) olmak üzere iki fazlı (L+V) kapanımlar ile sadece sıvıdan oluşan tek fazlı kapanımlar tespit edilmiştir. İki fazlı (L+V) kapanımlarda sıvı faz, kapanım hacminin yaklaşık %80-85'ini doldururken, gaz fazı hacmin % 15-20'lik kısmını doldurmaktadır. Ölçümü yapılan sıvı kapanımların tamamı iki fazlıdır (L+V) ve homojenleşmeler sıvı fazda gerçekleşmiştir.



Şekil 4-61. Epidot minerali içindeki düzensiz şekilli, 2 fazlı birincil kapanımların (P) görünümü.

Sıvı Kapanımların Mikrotermometrik Özellikleri

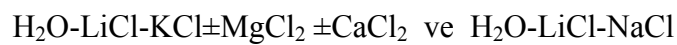
Birincil ve ikincil yalancı kapanımlarda elde edilen ötektik sıcaklık (T_e), son buz ergime sıcaklığı ($T_m\text{-ice}$) ve homojenleşme sıcaklık (T_h) değerleri Tablo 4.5'de verilmiştir.

Skarn oluşum derinliği, sokulum yapan granitik kayaçta tespit edilen turmalin mineraline göre maksimum 2 km derinlik olarak değerlendirilmiştir. Bu oluşum derinliği dikkate alındığında ölçülen sıvı kapanımların homoejenleşme sıcaklık (Th) değerlerinde basınç düzeltmesi yapılması gerekmektedir. Jeotermal gradyanın 3°C/100m olduğu dikkate alındığında, 2 km derinlik için 60°C'lik bir sıcaklık düzeltmesi Th sonuçlarına eklenmiştir.

Tablo 4-5. Epidotlu skarn zonunda alınan örneklerdeki epidot ve kuvars minerallerinde ölçülen sıvı kapanımların mikrotermometrik özellikleri (Th değerlerine basınç düzeltmesi eklenmiştir. P: Birincil kapanım (Primary inclusion), PS: Yalancı ikincil kapanım (Pseudosecondary inclusion).

Numune No	Mineral	Tip	Ötektik Sıcaklık -Te (oC)			Son Buz Ergime Sıcaklığı - Tm-ice (°C)			Homojenleşme Sıcaklığı - Th (°C)		
			Aralık	n	Ort.	Aralık	n	Ort.	Aralık	n	Ort.
Epidot I	Kuvars	P	-68 -63	3	-65	-15 -12	3	-13,5	462 505	5	483
Epidot IV	Epidot	P	-83	1	-83	-14	1	-14	465	1	465
Epidot III	Kuvars	P	-	-	-	-	-	-	430	1	430
Epidot II	Kuvars	P	-78 -63	3	-68,2	-17 -7,5	3	-12	375 380	2	378
Epidot III	Epidot	P	-	-	-	-10 -5	6	-7	330 375	7	360
Epidot IV	Epidot	PS	-	-	-	-14 -13,8	4	-13,9	305 310	4	308

Sıvı kapanımların ötektik sıcaklığı (Te) veya ilk ergime sıcaklığını (Tfm) fark etmek her zaman kolay olmamaktadır. Sistemdeki ilk sıvı faz hali, incelenen kapanımların bir kısmında fark edilmiştir. Ölçüm değerlerinde, sıvı kapanımında eser miktarda da olsa bulunabilecek tuzların türü, fark edilen ilk ergime derecelerine göre belirlenmeye çalışılmıştır. Buna göre; tespit edilen Te değerleri (-83 ile -63 arasında) skarnın oluşumu sırasındaki çözeltilerde etkin olan sistemde özellikle Li, K ve Mg' nin önemli oranda varlığına işaret etmektedir. Bu durumda Te değerlerine göre muhtemel çözelti sistemleri (Hein, 1989);

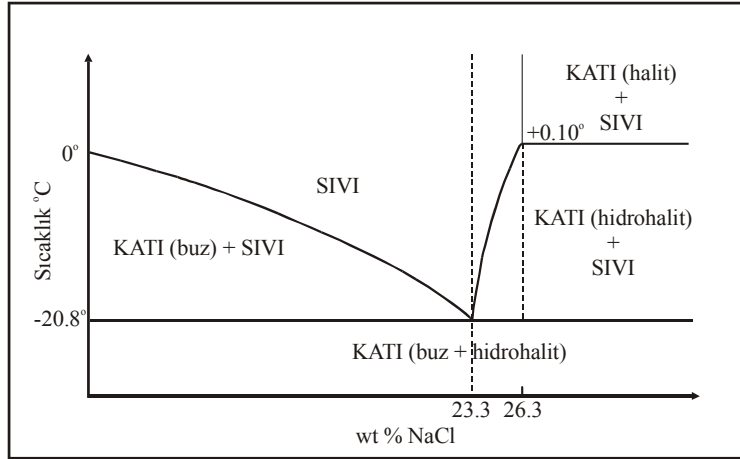


şeklinde yorumlanmıştır. Te verileri (Tablo 4-5) skarnın oluşum sürecinde çözelti sistemde fazla bir değişikliğin olmadığını göstermektedir.

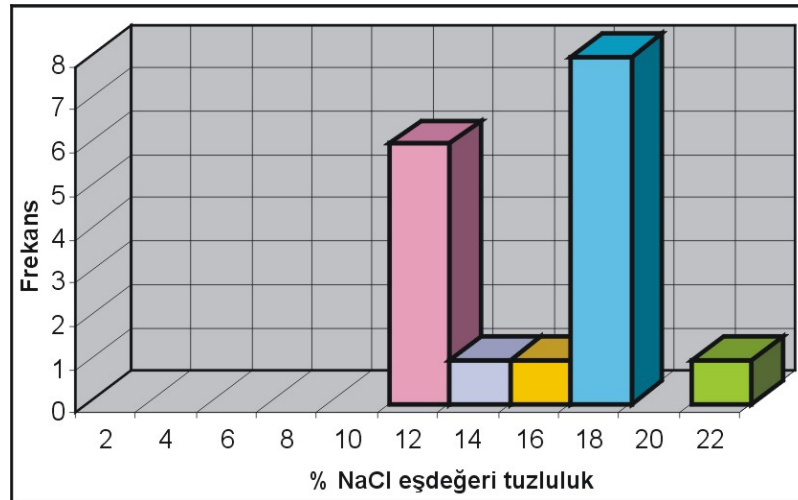
Son Buz Ergime Sıcaklığı (T_{m-ice}) Ölçümleri

Mikrotermometrik incelemelerde kullanılan sıvı kapanımlarda, Epidot-III örneğindeki bazı kuvars minerallerine ait ölçümler hariç, tamamında son buz ergime sıcaklık değerleri (T_{m-ice}) ölçülmüştür. T_{m-ice} değerlerine göre skarn minerallerinin oluşumunda etkin olan çözelti sistemlerinin %NaCl eşdeğeri tuzlulukları hesaplanmıştır. Hesaplamalarda, ötektik sıcaklık değeri (T_e) $\geq -20,8^{\circ}\text{C}$ olduğu için % NaCl eşdeğeri tuzluluklarının hesaplanmasında Şekil4-62'den faydalanılmıştır.

Yapılan hesaplamalar sonucunda epidot ve kuvars minerallerinin oluşumunda etkin olan solüsyonların % 10,8 ile %20,5 arası NaCl eşdeğerinde tuzluluk değerlerine sahip oldukları belirlenmiştir (Şekil4-63).



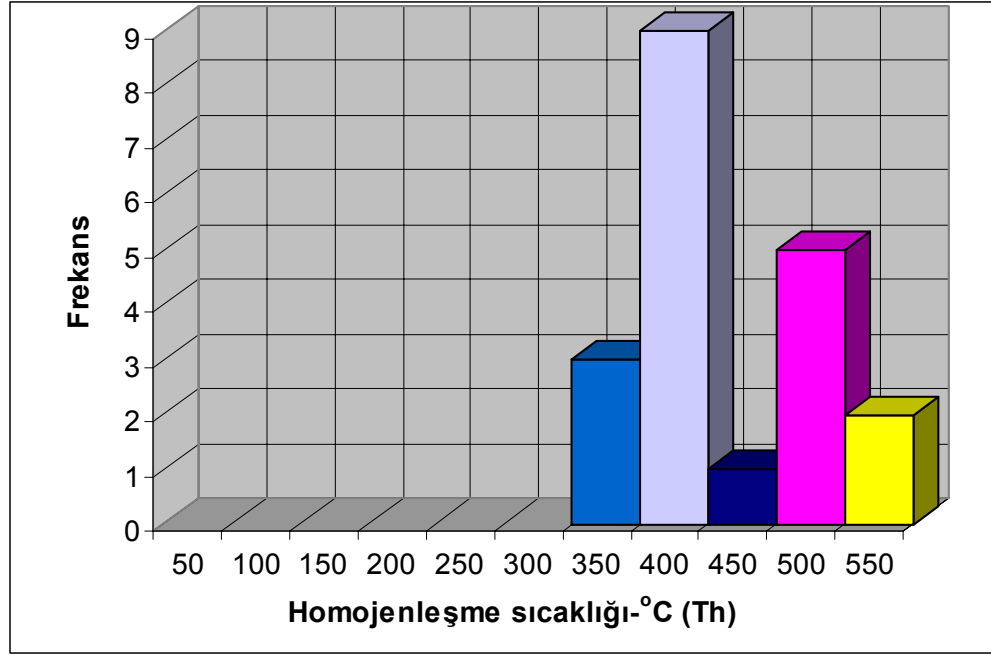
Şekil 4-62. Düşük sıcaklıklarda H₂O+NaCl sistemindeki faz gelişimini gösteren sıcaklık-bileşim diyagramı (Crawford, 1981).



Şekil 4-63. Sıvı kapanımlarda elde edilen T_{m-ice} değerlerinin Şekil 4-62 kullanılarak hesaplanmış %NaCl eşdeğeri tuzlulukları.

Homojenleşme Sıcaklığı (Th) Ölçümleri:

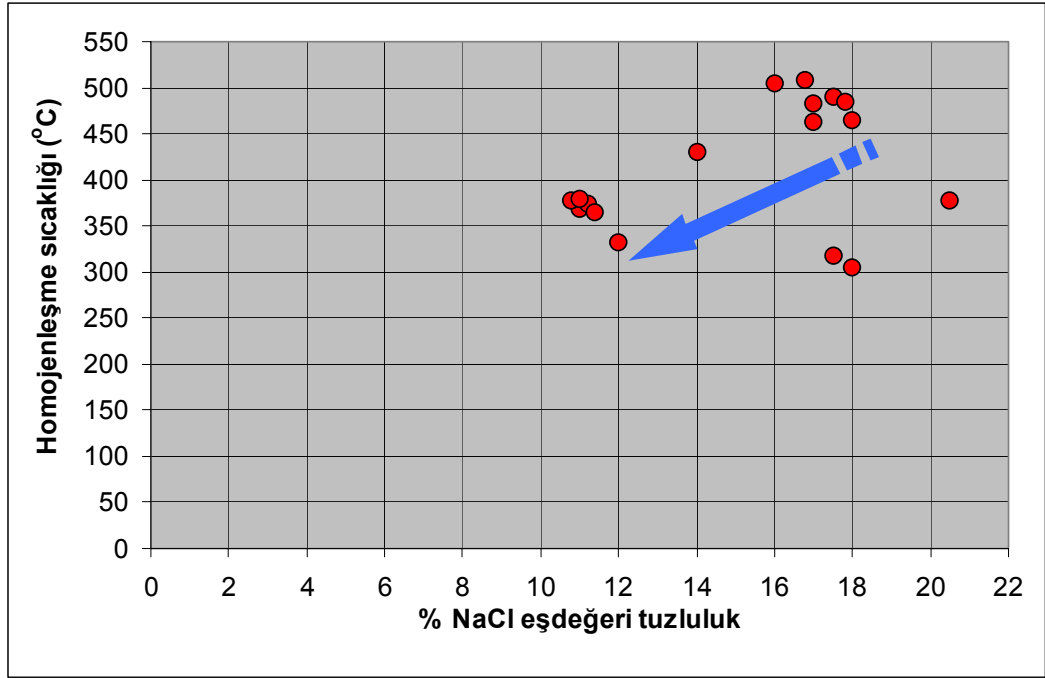
Epidot skarn zonuna ait örneklerden ölçülen 20 adet Th değerleri 300 ile 550 arasında (en düşük 333°C, en yüksek 505°C) yer almakta, ancak belirgin olarak 2 farklı aralığa düşmektedir. Bu veriler ışığında, skarn oluşumunun 505°C gibi nisbeten yüksek sıcaklıkta başladığı ve 333 °C'ye kadar devam ettiği görülmektedir (Şekil 4-64).



Şekil 4-64. Epidot skarn zonuna ait örneklerin homojenleşme sıcaklığı (Th).

Tuzluluk ve Homojenleşme Sıcaklığı İlişkisi:

Şekil 4-65’de Homojenleşme sıcaklığı (Th)-%NaCl eşdeğeri tuzluluk değerleri birlikte diyagram üzerinde değerlendirildiğinde, skarn oluşumunun başladığı 505°C gibi yüksek sıcaklıklarda, skarn oluşumu sırasındaki solüsyonların %16-16,8 NaCl eşdeğeri oldukları ve sıcaklığın düşmesiyle birlikte (350-400 arasında) genel olarak tuzluluğun da düştüğünü (%10-12 NaCl eşdeğeri) ortaya koymaktadır. Bu süreçteki tuzluluğun düşmesi, skarn oluşumun ilk evresindeki solüsyona, zaman içerisinde tuzluluğu daha düşük olan meteorik suyun katıldığına işaret etmektedir.



Şekil 4-65. Skarn zonuna ait epidot ve kuvars minerallerinin homojenleşme sıcaklığı - % NaCl eşdeğeri tuzluluk diyagramı.

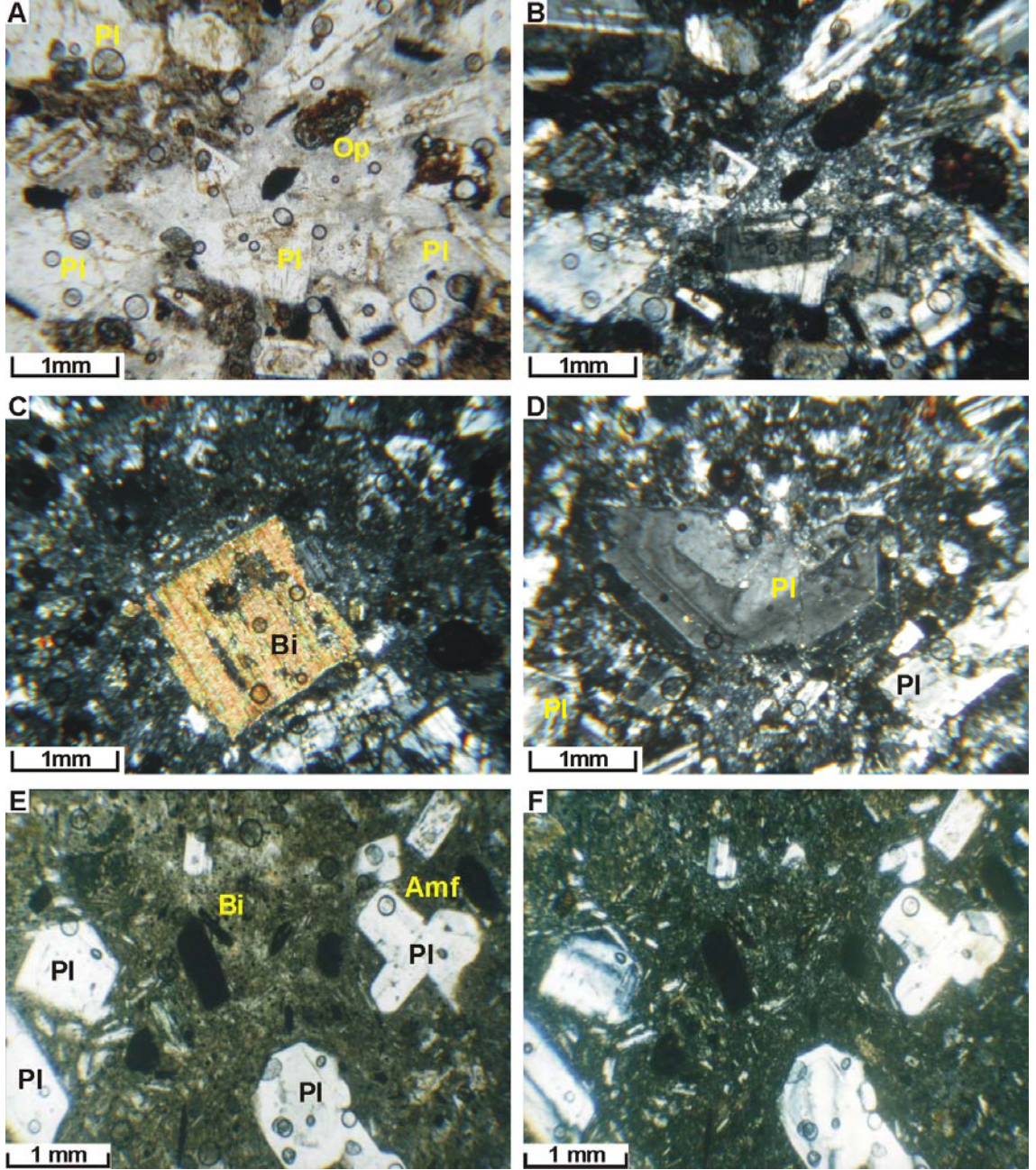
4.2.6. Çan Volkanitlerinin Mineralojik – Petrografik Özellikleri

Çan volkanitleri; andezit, dasit, riyodasit, tüf ve aglomeralarından oluşur. İnceleme alanında ağırlıklı olarak andezitik piroklastikler ve piroklastikler içerisindeki andezit lav bloklarından oluşmaktadır.

4.2.6.1. Andezitik piroklastikler

Makro Özellikler: Sarımsı beyaz renkli tüfler ve alterasyondan etkilenmemiş gri renkli hamurlu andezit lav bloklarından oluşmaktadır. İnceleme alanı dışında Sarıçayır köyünün güneyine doğru andezitik lavlar başlamaktadır. İnceleme alanında çoğunlukla andezitik piroklastikler egemendir. Andezitik piroklastikler genellikle kaolinitik alterasyona uğramışlar yer yer de silisleşmişlerdir. İnceleme alanı güneyinde yer alan Soğucak köyünde kaolinitik alterasyonun yanı sıra önemli halloysit yataklarının geliştiği belirlenmiştir (Laçın, 2003). Tüfler orta – kalın tabakalıdır.

Mikro Özellikler: Başlıca mineralleri; plajioklas, biyotittir. Vitroklastik dokuludur. Alterasyonu sonucu klorit, kaolinit ve halloysit mineralleri gelişmiştir. Oldukça bol opak mineral özellikle de hematit içerir (Şekil 4–66).



Şekil 4-66. Çan volkanitleri; A. B) andezitik tüfler, çoğunlukla plajioklas kristalleri ve opak minerallerden oluşmuştur. C) Tüf içerisinde korunmuş özşekli biyotit, D) Zonlu plajioklas (andezin) fenokristal parçası. E, F) Andezitik lav, porfirik dokulu andezitte hayalet biyotit ve amfibol kristalleri ile plajioklaslar.

Plajioklas: Çoğunlukla andezin türü, zonlu ve ikizli yapıları karakteristik kristaller halindedir. Kısmen özşekilleri korunmuş kristallerin yanı sıra kırılmış parçalanmış kristaller çoğunluktadır.

Biyotit: tek nikolde kahverengi, soluk yeşilimsi kahverengidir. Çoğunlukla altere olmuş kloritleşmiştir. Kloritleşmeden kurtulan örneklerde özşekilli kristaller halindedir.

Opak mineraller: çoğunlukla tek nikolde kırmızı kahverengi hematitlerden oluşur. Bazı mafik minerallerin kısmen veya tamamen replasmanı ile oluşmuştur.

4.2.6.2. Andezitik lavlar

Makro Özellikler: Andezitik lavlar el örneklerinde gri, siyahımsı renklidir. Plajioklas fenokristalleri gözle ayırt edilebilir. El örneklerinde mafik mineraller ayırt edilememesine rağmen ince kesitte amfiboller ve biyotitler gözlenmiştir. Amfiboller ve biyotitler çoğunlukla opaklaşmış hayalet kristaller halindedir. Afanitik bir hamur içerisinde plajioklas fenokristalleri ve özümsemiş mafik mineraller görülür.

Mikro Özellikler: Başlıca mineralleri; plajioklas, piroksen, biyotit ve amfiboldür. Porfirik dokuludur. Afanitik hamur içerisinde siyah renkli opak mineral taneleri saçılmış halde bulunur (Şekil 4–66).

Plajioklas: özşekilli ve yarı özşekilli kristaller halindeki plajioklasların boyu 2,5–3,5 mm arasında değişmektedir. Çok tipik zonlu ve ikizli yapıları göze çarpar. Kayaç içerisindeki oranı % 25–30 kadardır.

Piroksen: genellikle serpantinleşmiş ve bozuşmuş kristaller halindedir. Kayaç içerisindeki oranı %1–2 kadardır.

Biyotit: özşekilli kristaller halindedir. Ancak tamamen ya da kısmen özümsemiş ve hayalet kristaller halinde kalmıştır. Kayaç içerisindeki oranı % 1 kadardır.

Amfibol: özşekilli ve yarı özşekilli kristaller genellikle özümsemiş hayalet kristaller halindedir. Bazılarında soluk yeşilimsi renkleri göze çarpar kayaç içerisinde % 14 oranında bulunur.

4.2.7. Biga Volkanitlerinin Mineralojik – Petrografik Özellikleri

Altta riylit, riylodasit karakterli tüfler ile tüflerle ara seviyeler halinde riylitik ve perlitik lavlar, ignimbiritler ve üst düzeylerinde andezitik lavlardan oluşur.

4.2.7.1. Riylitik/riylodasitik tüfler

Makro  zellikler: El örneklerinde kuvars ve sanidin fenokristalleri ayırt edilebilir. Hemen hemen hiç mafik mineral içermezler. Beyaz renkli ve alterasyondan etkilen örnekleri kirli sarı bej renklidir. Camsı karakterli tüfler oldukça zor kırılır. Üst d zeyele doğru daha çok litik t f karakterlidir ve ince – orta tabakalanmalıdır.

Mikro  zellikler: kuvars, alkali feldspat (Na sanidin ve ortoklas), plajiolklas başlıca mineralleri oluştururken alterasyon sonucu klorit, kaolinit ve montmorillonit geli mi tir. Genellikle mafik mineral gözlenmeyen tüflerde ender olarak biyotitlere rastlanmıştır. Opak mineral olarak hematit içerir. Vitroklastik ve vitrofirik dokuludur. Ender olarak camsı kesimlerin devitrifikasyonu sonucu sferülitler oluşmuştur ( ekil 4–67). Biga volkanitleri riylitik tüflerinin ve lavların XRD sonuçları Tablo 4-6’da verilmiştir.

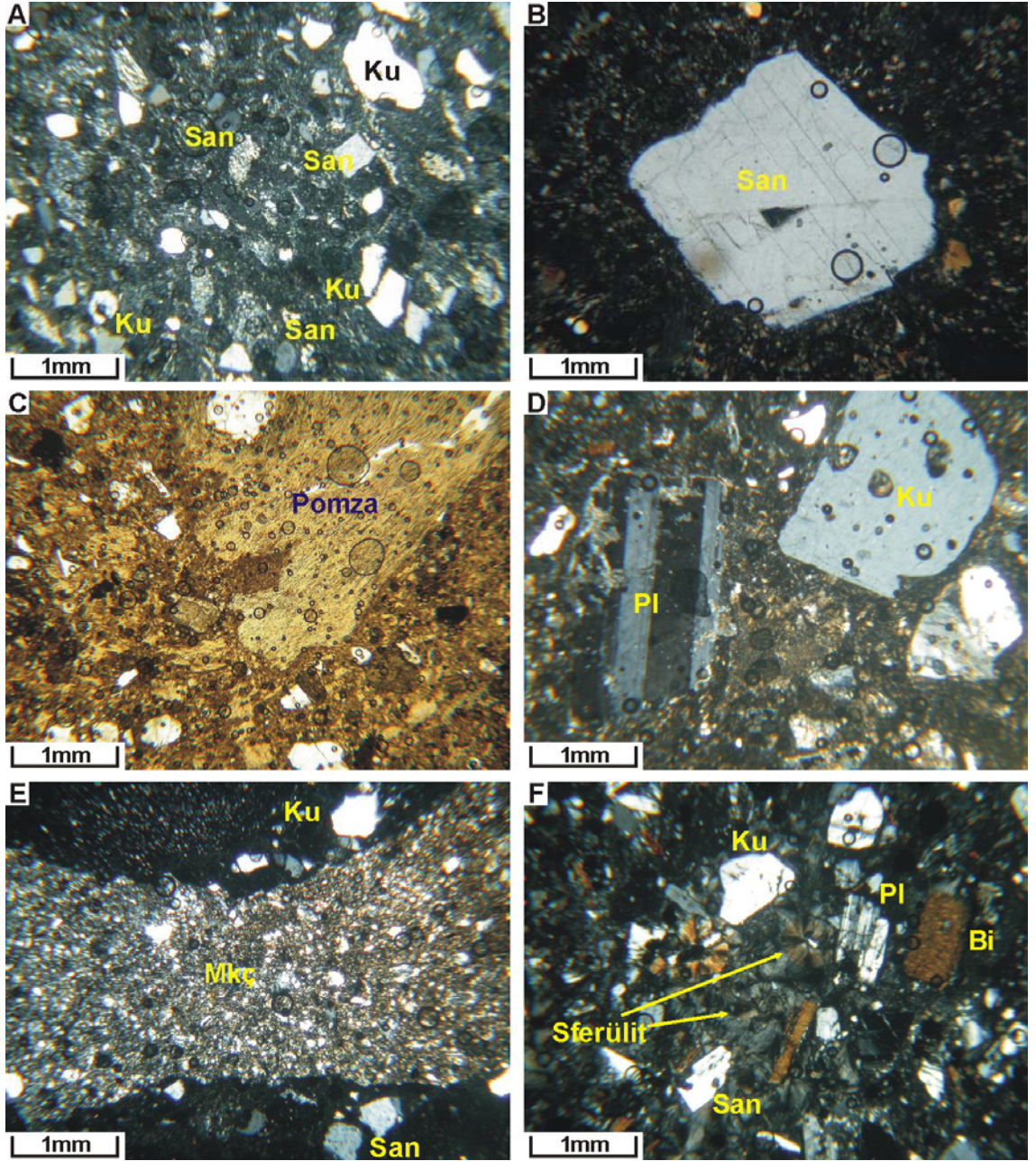
Kuvars: genellikle düzensiz tane sınırları içeren, yer yer kenarları yenmi  kristaller halindedir. Tane boyutu 2–3 mm kadardır, gözle ayırt edilebilir. İnceleme alanından derlenen örneklerin XRD analizlerinde kuvarsin yanı sıra bazı örneklerin kristobalit ve tridimit içerdikleri belirlenmiştir.

Alkali feldspat: Genellikle Na Sanidin türündeki alkali feldspatlar yarı özşekilli kristaller halindedir. Tane boyu 2–3 mm kadardır. Dilimleriyle kuvarstan kolayca ayrılır. Karlspat ikizleri gösteren formları karakteristiktir.

Plajiolklas: Albit ikizli özşekilsiz kristaller halindedir. Kayaç içerisinde oran olarak % 5–10 kadardır. Bazı örneklerde ise hiç plajiolklas gözlenmemiştir.

Tablo 4-6. Biga volkanitlerine ait riyolitik lav ve tüflerin XRD analizi sonucu belirlenen mineral içerikleri.

Örnek No	Kuars	Tridimit	Kristobalit	Alkali feldspat	Plajioloklas	Montmorillonit	Kaolinit	İllit	Mordenit
71	+			+	+	+			
71 Y	+			+	+	+			
74	+			+	+				
82			+	+		+			+
83	+			+		+	+		
84	+			+		+	+		
85	+			+		+	+		
89	+		+	+		+			
90						+			
92		+		+			+		
93	+	+		+		+			
93		+							
94	+	+		+		+			
105	+			+		+	+		
109	+			+		+	+		
113	+	+		+	+	+	+		
117	+		+	+	+	+	+		
135			+	+	+	+			
160	+			+			+		
161	+			+				+	
162	+			+			+		
173	+			+			+		
173	+			+			+		
178	+							+	
193	+			+	+	+	+		
202	+			+	+	+		+	
237	+		+	+			+		
248	+			+		+			
252		+		+		+	+		
253	+		+	+	+	+	+		
373	+			+		+	+		
374	+			+		+	+		
374	+			+		+	+		
381	+			+			+		



Şekil 4-67. Biga volkanitleri tüfleri; A) Camsı tüf genel görünüm; bol kristal içeriyor. B) Camsı tüf içerisinde Na sanidin kristali. C) Camsı tüf içerisindeki Pomza parçaları. E) Plajioklas ve kuvars fenokristalleri. E) Metamorfik kumtaşı parçası. F) Camsı tüf içerisinde biyotitler ve camın devitrifikasyonu ile gelişen sferülitler.

Klorit, kaolinit ve montmorillonit: Genellikle XRD kayıtlarında ve elektron mikroskobu çalışmalarında görülmüştür. Bazı örneklerde illit oluşumu ve bir örnekte de zeolit oluşumuna rastlanmıştır.

Biyotit: Tek nikolde kahverengimsi renkleri karakteristik uzun prizmatik kristallerden oluşur. İnceleme alanındaki tüfler içerisinde çok ender olarak rastlanır.

Kayaç parçaları: tüfler içerisinde temel kayalara ait grovak, kumtaşı ve kuvarsit parçaları ile aynı bileşimdeki tuf ve volkanik kaya parçaları ayırt edilmiştir. Aynı zamanda pomza parçaları ve değişik şekillerdeki cam kıymıkları da gözlenmiştir.

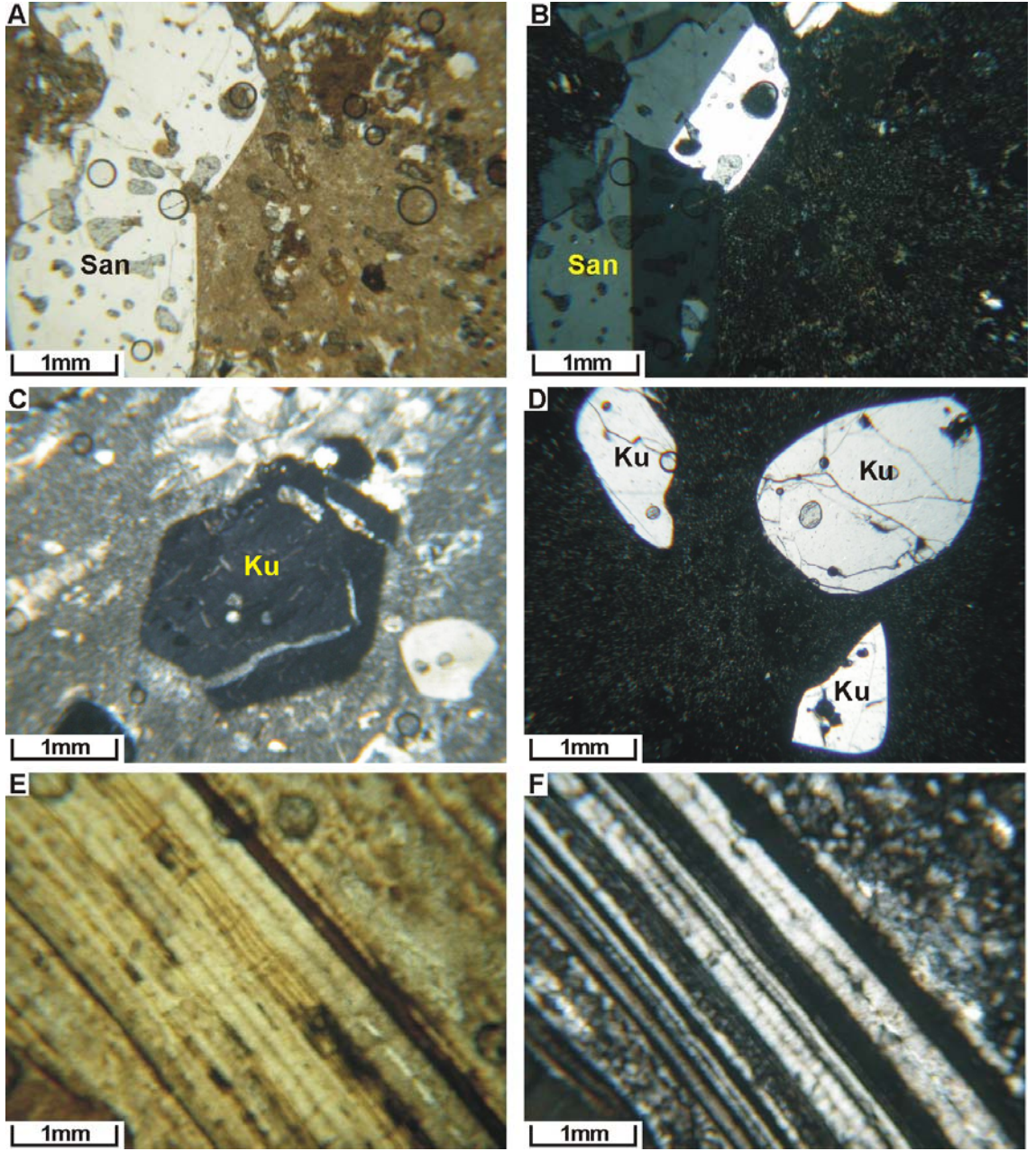
Opak mineraller: opak mineral olarak yaygın olarak hematit gözlenir. Boşluklarda dolgu şeklinde olan formların yanı sıra küçük iğnemsî kristaller halinde ve saçılmış karabiber gibi dağılmış halde formları bulunur.

4.2.7.2. Riyolitik/riyodasitik lavlar

Makro Özellikler: Riyolit lavları genellikle beyaz renkli, çok küçük akma kıvrımcıkları içerir. Yeşil ve kahverengi perlitik akma düzeyleri gözlenir. Perlitik akma düzeyleri içerisinde boyutları 0,5 – 5 cm arasında değişen sferülitler ile uzamış tüpsü şekilli aksiyolitler gelişmiştir. Sferülitler ve aksiyolitler undercooling adı verilen ani soğuma sonucu gelişmiştir (Öngen ve Aysal, 2004). Perlitik kesimlerin alterasyonu sonucunda pembemsi renkli montmorillonitler gelişmiştir.

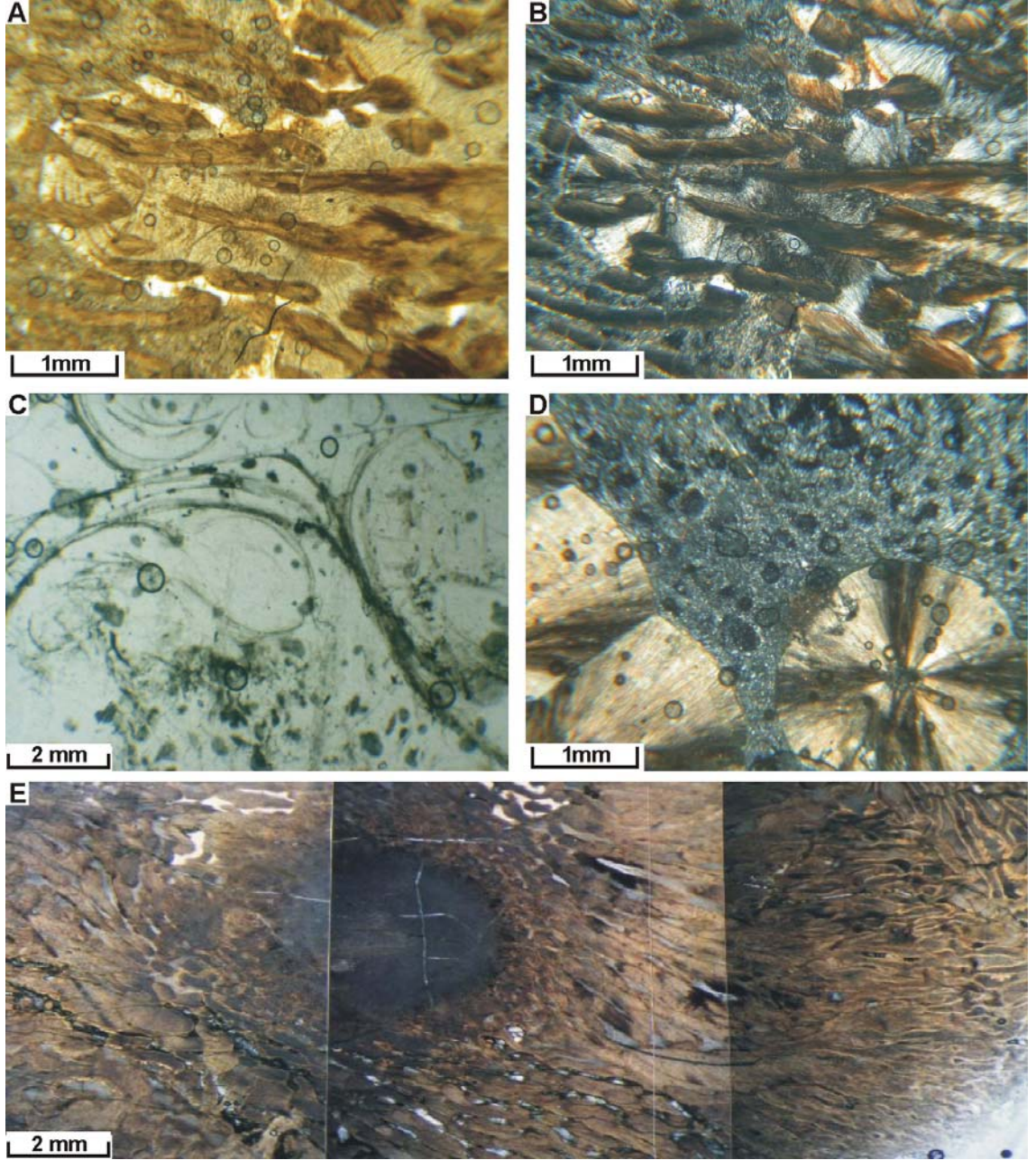
Mikro Özellikler: Başlıca mineralleri; kuvars, tridimit, kristobalit, plajiolklas, klorit ve montmorillonittir. Opak mineral olarak hematit ve manyetit içerir. Hemen hemen hiç koyu renkli mineral içermez (Şekil 4–68).

Genellikle vitrofirik doku, sferülitik ve aksiyolitik doku ile perlitik doku karakteristiktir (Şekil 4–69). Afirik hamur tamamen camdan oluşur. Akma düzlemleri içerisinde lav kapantıları içerir. Felsitik doku hemen hemen hiç gözlenmez.



Şekil 4-68. Biga volkanitleri içerisindeki riyoilitik lav seviyeleri; A, B) İri sanidin kristalleri içeren hyaloporfirik dokulu riyoilit. C) Özşekli kuvarslar ve resorbe olmuş fenokristaller içeren riyoilit lavı. D) Camsı riyoilit içerisinde kuvarslar. E, F) Riyoilit lavı akma bantları.

Kuvars: kuvarslar camsı hamur içerisinde küçük kristaller halinde bulunur. Kayaç içerisinde kuvarsla beraber iğnemsı kristaller halinde kristobalit ve tridimitler bulunur. Sferülitik lavlarda sferülitler içerisinde sanidin iğnecikleriyle ardalı olarak kristobalit ve tridimitler dizilmiştir. Aynı şekilde uzamış ve aksiyoilitik kesimlerde de sanidinle ardalı olarak küçük iğnecikler şeklindedir.

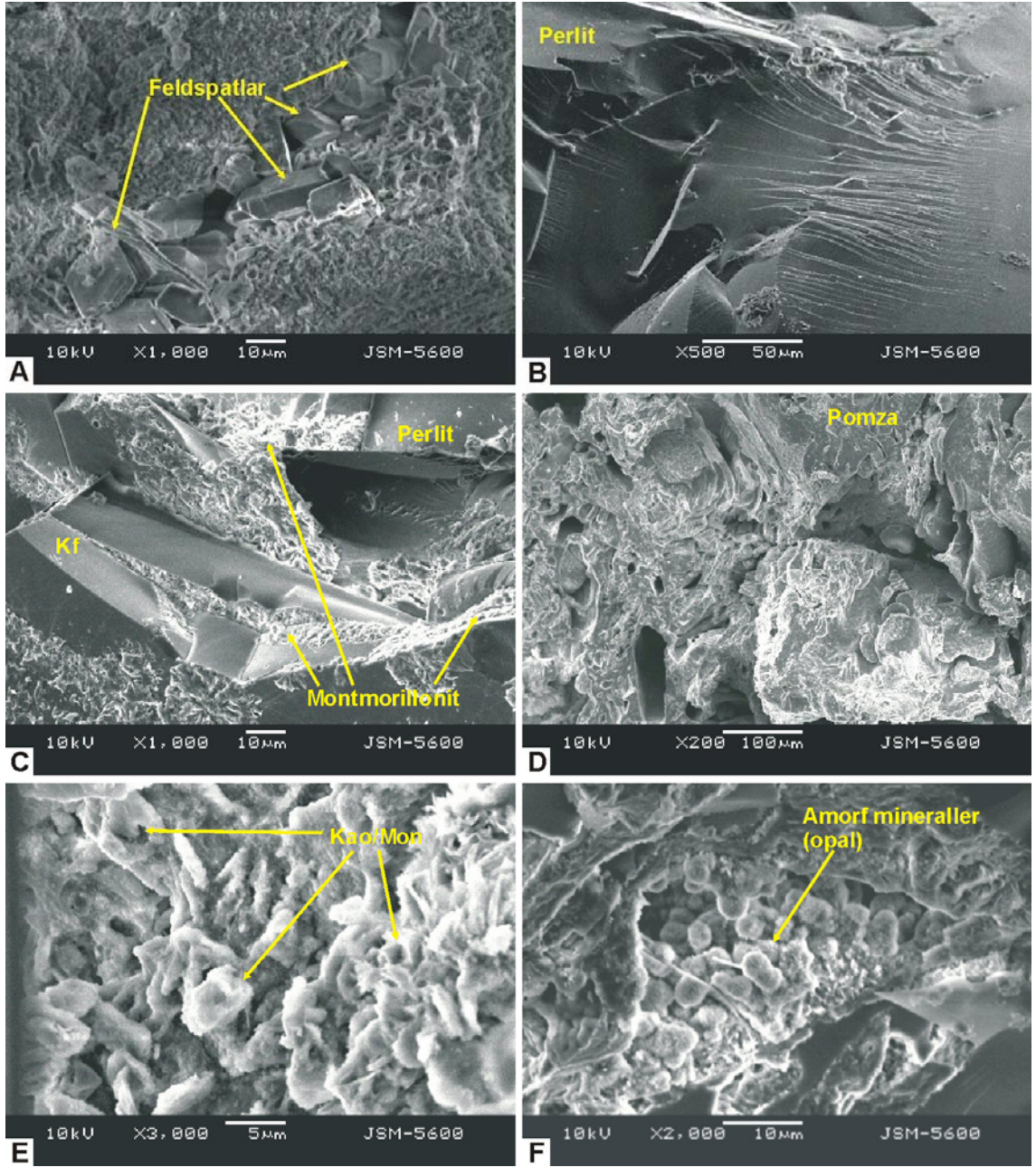


Şekil 4-69. Biga volkanitleri içerisindeki sferülitler ve perlitler. A, B) I. Fazda gelişen sferülitleri kesen II. Faz aksiyolitler. C) Perlit lavı içerisinde soğan kabuğunu andıran kırılmalar: perlitik doku (tek nikol). D) Perlit içerisinde hızla büyümüş sferülitler. E) sferülit genel yapısı, merkezde camsı bir madde etrafında uzamış lifsi kristaller.

Alkali feldspat: Na sanidin türündedir. Çok iyi dilinimli ve yarı özşekilli küçük kristalleri mevcuttur. Aynı zamanda sferülitik ve aksiyolitik oluşumların içerisinde de bulunur.

Klorit: camsı kesimlerin alterasyonu sonucu oluşmuştur. Tipik yeşil renklidir.

Alterasyon sonucunda kaolinit ve montmorillonit gelişmiştir (Şekil 4-70).



Şekil 4-70. Biga volkanitlerinin tüf ve perlitik lavlarının elektron mikroskop imajları. A) Camsı tüf içerisinde özşekli feldspatlar. B) Perlitik doku, perlit kırılmaları. C) Perlitin alterasyonu ve montmorillonite dönüşümü. D) Pomza; gaz boşlukları. E) Altere tüfte montmorillonit ve kaolinit beraberliği. F) Amorf opaller.

4.2.7.3. İgnimbiritler

Makro Özellikler: El örneklerinde mor, pembemsi mor renklidir. Kristal ve kayalık parçaları içerir. Pomza seviyelerinin kaynaklanması ve akma düzlemlerine paralel dizilmesi ile fiyammeler gelişmiştir. Akma dokusu çok tipiktir. Cam kıymıkları birbirine kaynaklanmıştır. Camsı hamur oldukça tazedir. Kimyasal analizleri sonucunda ignimbiritlerin riyolitik / riyodasidik karakterli oldukları belirlenmiştir.

Mikro Özellikler: Başlıca mineralleri; Plajioklas, alkali feldspat, kuvars, amfibol ve biyotittir. Ötaksitik doku görülür. Kaynaklanmış ve ezilmiş cam kıymıkları ve Pomza parçaları fiyammeleri oluştururken aralarda özşekilli fenokristaller dizilmişlerdir (Şekil 4-71).

Plajioklas: Genellikle prizmatik, özşekilli kristaller halindedir. Albit ikizleri ve polisentetik ikizleri karakteristiktir.

Alkali feldspat: Çoğunlukla sanidin kristallerinden oluşur. Özşekilli ve yarı özşekillidir. Karlsbat ikizleri görülür. Genelde camsı hamur içerisinde küçük kristallerden ibarettir.

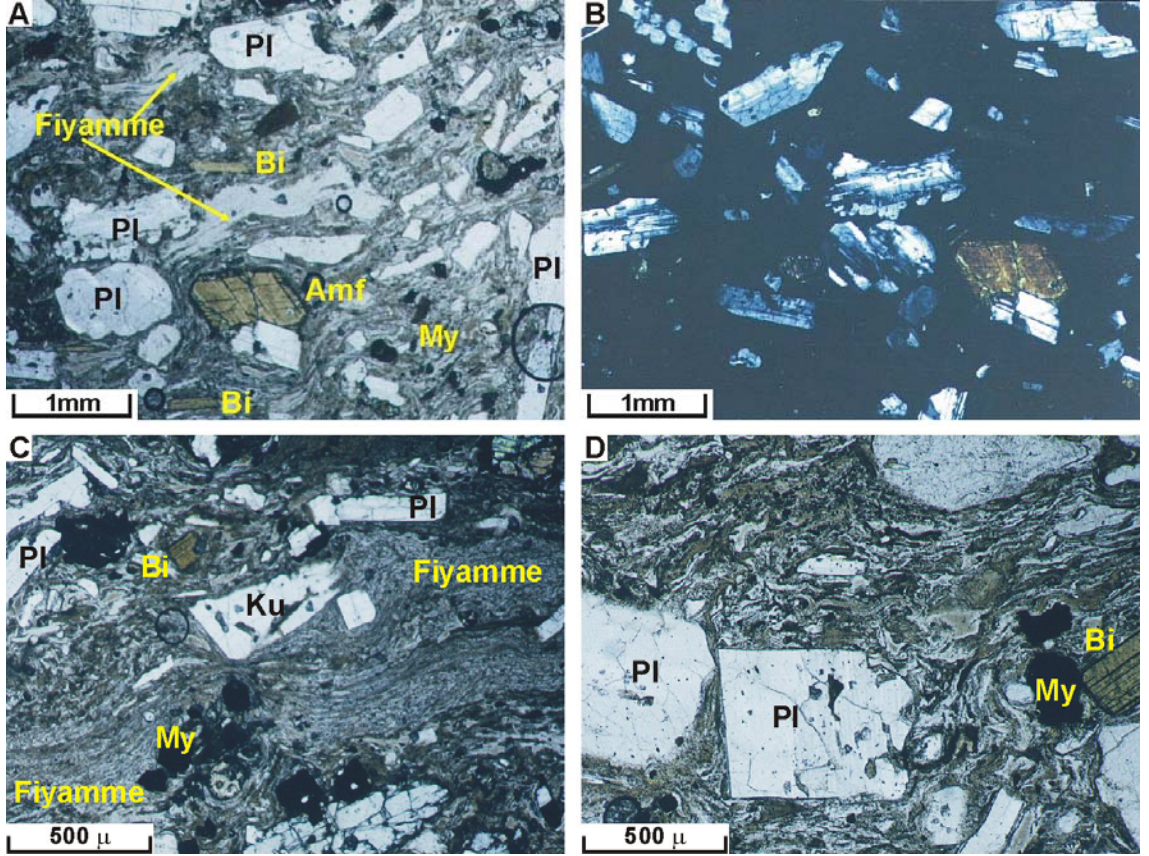
Kuvars: kenarları yenmiş ve düzensiz sınırlı kristallerden ibarettir. Kristal boyutları 0,5–1,5 mm arasında değişir.

Amfibol: kahverengi kersütit türü amfiboller gözlenir. Genelde özşekilli ve iki yönde mükemmel dilinimlidir.

Biyotit: kırmızı kahve, yeşilimsi kahverengidir. Özşekilli levhamsı kristallerden oluşur. Yer yer kristal çevreleri yenmiş ve kırılmıştır.

Opak mineraller: Özşekilli manyetit ve hematitlerden oluşur. Çoğun manyetittir. Ender olarak aralarda kırmızımsı renkli hematitlere de rastlanır.

Cam kıymıkları ve pomza: ezilmiş ve kıvrılmış pomzalar akma düzlemlerine paralel dizilmişlerdir. Cam kıymıklarında Y şeklinde ve değişik şekillerde kırılmış parçalardır.



Şekil 4-71. Biga volkanitleri içerisindeki ıgnimbritler. A, B) İgnimbritlerde tipik Ötaksitik doku. Fiyammeler ve aralarda fenokristaller. C) Ezilmiş ve kıvrımlanmış fiyammeler. D) Özşekli plajyoklas kristalleri ve kaynaklanmış cam kıymıkları.

4.2.7.4. Andezitik lavlar

Makro Özellikler: El örneklerinde genellikle pembemsi mor renkli, nadiren de siyahımsı gri renklidir. Oldukça taze ve kırılması zor lavlardan oluşmaktadır. El örneklerinde fenokristalleri rahatça ayırt edilir. Psödoheksagonal biyotit, amfibol ve piroksen içerir. Akma yapıları belirgindir. Tüfler üzerinde aktıkları zonlarda çok kalın olmayan kırmızı renkli bir pişme zonu gelişmiştir. Lavlar içerisinde otobreşler ve değişik anklavlar bulunmaktadır. Mikroskobik gözlemlerde andezitik lavlar içerisinde mikrodiorit ve mikrogabro görünümünde anklavlar gözlenmiştir. Ayrıca bazı andezit lavlarında magma karışım ve karışmazlık dokuları görülmüştür. Özellikle magma karışımlarının etkin olduğu kesitlerde süngersi plajyoklaslar, toplu iğne başı şeklinde magma kapantıları içeren plajyoklas fenokristalleri belirgin bir şekilde izlenmektedir. Andezitlerde mafik mineral olarak kersütit, piroksen ve biyotit bulunmaktadır. Çoğu örnekte üç minerali bir arada görülür. Maksimum %40 oranında kısmen camsı, mikrolitik ve felsitik hamur içerir.

Mikro Özellikler: Başlıca mineralleri; plajioklas, piroksen, amfibol, biyotit ve opak minerallerdir. Porfirik, mikrolitikporfirik, hyaloporfirik ve ender olarak da glameroporfirik dokuludur. Hamur kısmen mikrolitik ve kısmen camsıdır. Hamur içerisinde oldukça bol opak mineral bulunur (Şekil 4-72, 4-73).

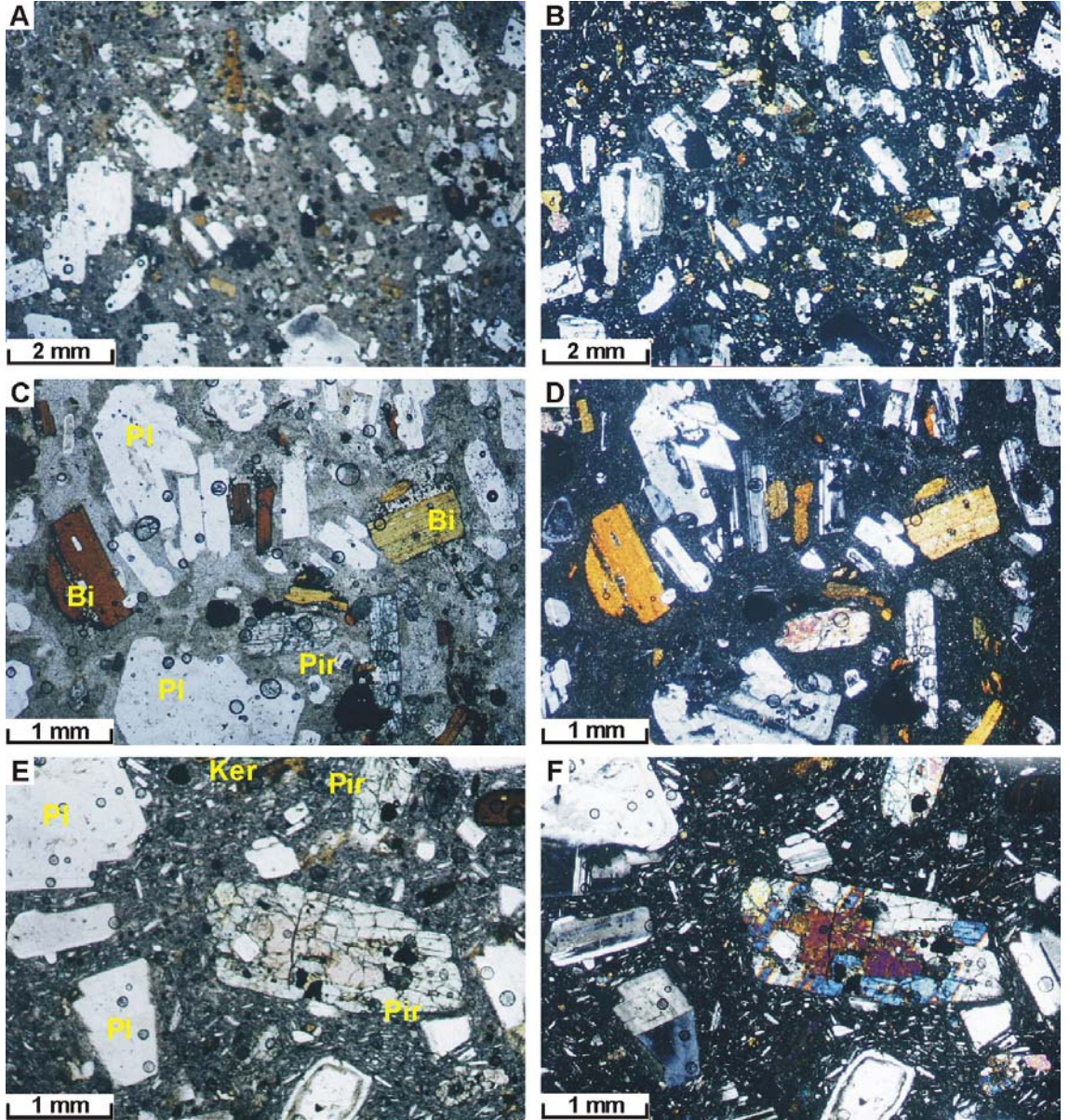
Plajioklas: özşekilli, yarı özşekilli ve özşekilsiz formlar halinde bulunur. İkizlenme ve zonlu yapı karakteristiktir. Magma karışımından etkilenen plajioklaslarda çoğunlukla süngerimsi bir doku, plajioklaslar içerisinde magma kapanımları içermektedir. Kayaç içerisindeki oranı maksimum %30 kadardır.

Piroksen: Çoğunlukla klinopiroksen karakterindedir. Tek nikolde renksiz, soluk yeşilimsi ve titan içerenleri soluk pembe renklidir. Özşekilli sekizgen ve özşekilsiz formlar halinde bulunur. Piroksenlerde tipik kum saati ikizleri ve zayıf bir zonlanma gösterirler. Ender olarak serpantinleşmiştir. Kayaçta ortalama %6-9 oranında bulunur.

Amfibol: tek nikolde kahve, kızıl kahve renklidir ve girişim renklerini kısmen maskelemektedir. Özşekilli altıgen ve çubuksu formları yanı sıra özşekilsiz formları da mevcuttur. Bazı formları resorbe olmuş hayalet kristaller halinde bulunur. Ortalama %3-4 oranında olmasına rağmen 202 nolu örnekte oranı %14'e kadar çıkmaktadır.

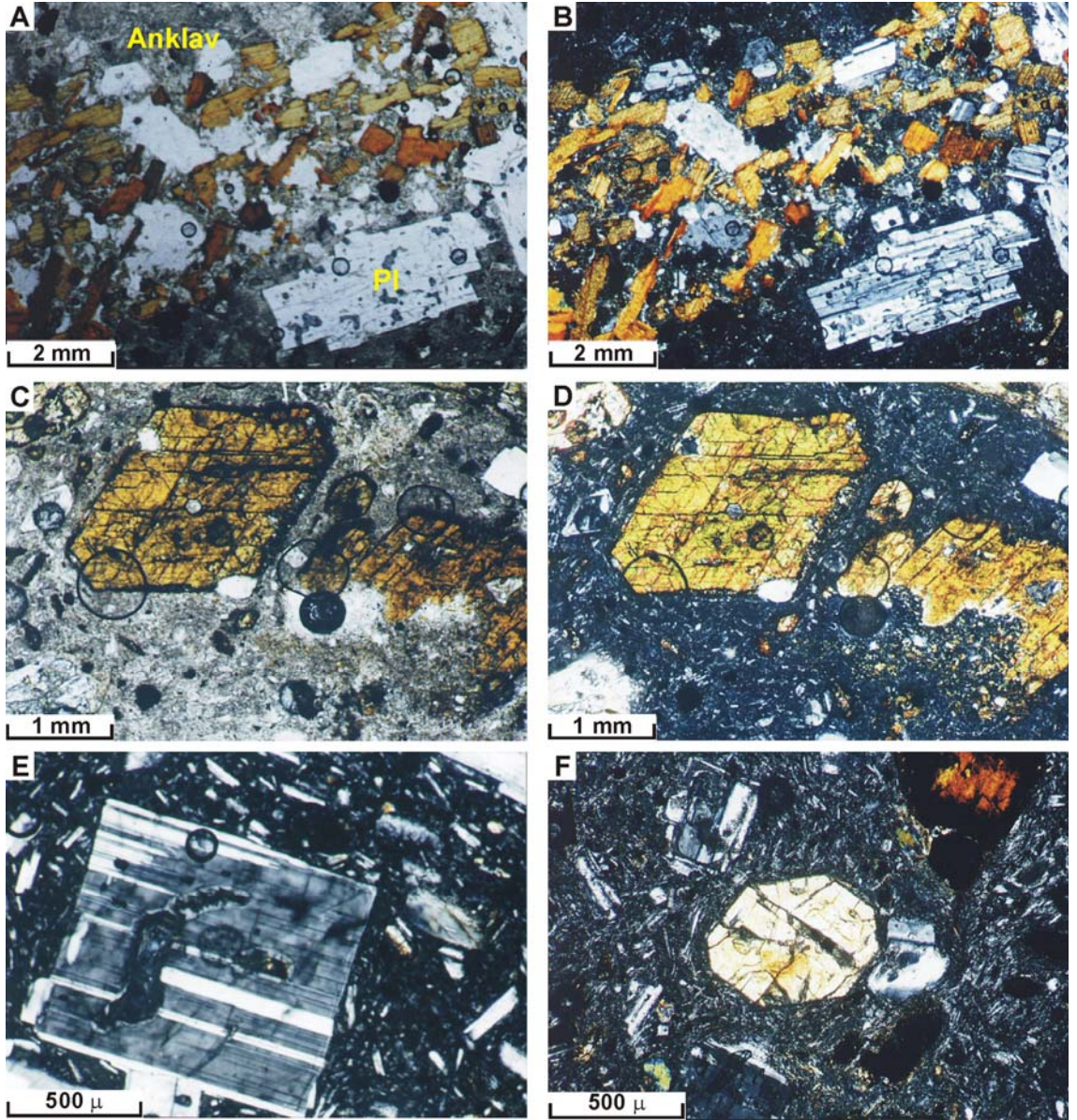
Biyotit: Genelde kızıl kahverengi nadiren de yeşil renklidir. Psödoheksagonal ve levhamsı kristalleri yanı sıra özşekilsiz ve kenarları yenmiş formları mevcuttur. Tek nikolde oldukça kızıl renklidir. Tek nikol rengi çoğu zaman çift nikoldeki girişim renklerini maskeler. Kayaç içerisinde %4-6 oranında bulunan biyotitin kısmen veya tamamen opaklaşmış formları da bulunur.

Opak mineraller: Hematit ve manyetit türündeki opak mineraller hamur içerisinde dağılmış küçük kristallerden oluşur. Bu görüntü hamur içerisine saçılmış karabiberi andırır. Kayaç içerisinde maksimum %3-4 kadardır.



Şekil 4-72. Biga volkanitleri, andezitik lavları. A, B) Profirik dokulu andezit. Plajioklas fenokristalleri ve mikrolitleri camsı hamur içerisinde. C, D) Hyaloporfirik dokulu andezit içerisinde plajioklas, biyotit ve piroksenler. E, F) İç kısmında tıtanca zengi pembemsi renkli, dış kısmında soluk yeşil renkli ojit türü piroksen. Mikrolitik porfirik andezit lavı.

Hamur genellikle camsı ve mikrolitiktir. Pembemsi ve gri renkli hamur karakteristiktir. Ender olarak felsitik hamur gelişimi de görülür (101 nolu örnekte). Hamurda silisleşme ve kloritleşme çok zayıftır. Hamur kısmen mafik mineralleri özümsemiştir.



Şekil 4-73. Biga volkanitleri andezit lavları: A, B) Andezit lavı içerisinde granodiyoritik anklav. Anklavın mineralojik bileşimi andezitik lavlara benzerdir. Plajioklaslarda süngersi karışım dokuları, C, D) Hyaloporfirik dokulu andezit lavı içerisinde özşekilli ve yarı özşekilli kersütit türü amfiboller, kısmen hamur tarafından özümsemiştir. E) Özşekilli plajioklaslar ve plajioklas mikrolitleri. F) Özşekilli piroksen, kısmen opaklaşmış amfibol, hamurda plajioklas mikrolitleri.

4.2.8. Taştepe Bazaltlarının Mineralojik – Petrografik Özellikleri

Makro Özellikler: Alkali olivin bazalt, ojitli bazalt bileşimindedir. El örneklerinde siyah renklidir. İnceleme alanında küçük bir dayk şeklinde gözlenmesine rağmen Çanakkale çevresinde oldukça geniş yayılımlı mostraları mevcuttur.

Mikro Özellikler: Başlıca mineralleri; olivin, piroksen, plajioklas, klorit, kalsit ve opak minerallerdir. İntergranüler dokuludur. Hamur camı ve mikrolitiktir (Şekil 4–74).

Olivin: genellikle serpantinleşmiş özşekilsiz formlardan oluşur.

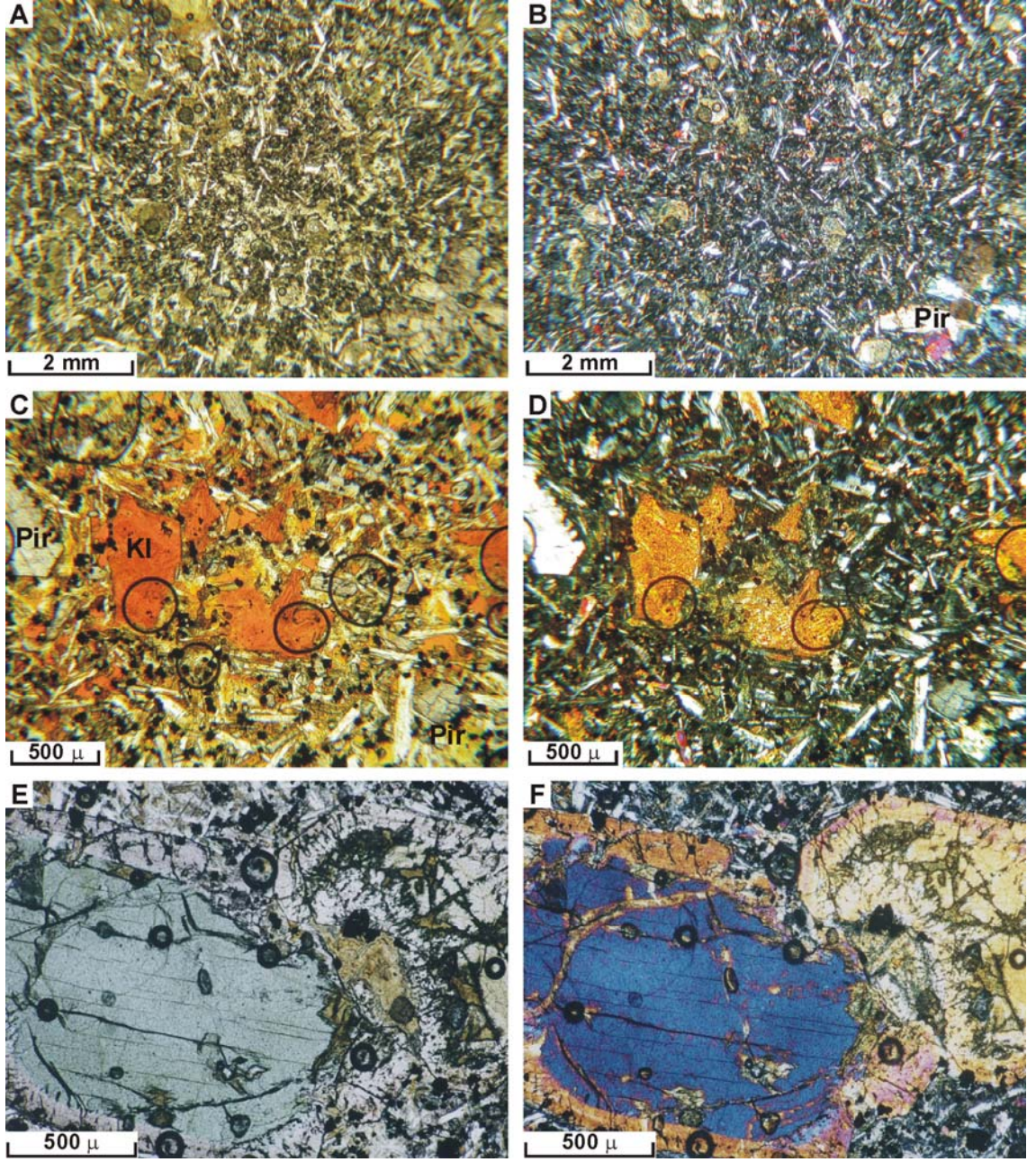
Piroksen: çoğunlukla özşekilli pembe renkli Ti-ojit karakterindedir. Yer yer özümşenmiş iri kristalleri mevcuttur. Ender olarak ortası soluk yeşil renkli ojit dışı pembe ti-ojitler şeklinde görülür.

Plajioklas: Mikrolitik küçük kristaller halindedir. Belirgin bir akma yapısı göstermez. Plajioklas ve piroksen mineralleri camı hamur tarafından sarılmıştır.

Klorit: Hamurdaki gaz boşluklarının çeperlerinde ve kısmen hamurun kendisinde ikincil olarak gelişmiştir. Kahverengimsi renkleri dikkat çekicidir.

Opak mineraller: Genellikle titanomanyetit ve ya ilmenit karakterindedir. Hamur içerisinde saçılmış özşekilsiz formlardan oluşur.

Kalsit: İkincil olarak boşluklarda gelişmiştir. İyi gelişmiş iki yönde dilinimi ile karakteristiktir.



Şekil 4-74. Taştepe bazaltları: A, B) Bazalt genel görünüm, intergranüler doku. C, D) Bazalt içinde plajiyoklas, piroksen ve klorit mineralleri. E, F) İç kısmı ojit dış kısmı ti-ojit karakterindeki iri piroksen fenokristali.

4.3. JEOKİMYA VE PETROLOJİ

4.3.1. Metamorfik Kayaçların Petrolojisi

Bölgesel metamorfizmadan etkilenmiş olan Yolindi metagraniti ve Karakaya kompleksinin Nilüfer birimi ve Hodul birimi kayaçlarında yapılan araştırmalar sonucunda metamorfizma derecesinin düşük yeşilşist fasiyesinde olduğu belirlenmiştir. Metamorfizma düşük yeşil fasiyesinin klorit – albit zonundan başlayıp granat zonuna kadar ilerlediği görülür.

Yolindi metagraniti belirgin foliasyon kazanmış bir granitik kayadır. Amfibolleri çoğunlukla aktinolite dönüşmüş ve basıncın etkisiyle kataklastik doku gelişmiştir. Derin bir gömülme ve yüksek bir metamorfizma göstermez.

Karakaya kompleksi içerisindeki Nilüfer birimi ve Hodul biriminde metamorfik dokular oldukça belirgindir. Buna karşılık Çal birimi ise metamorfizmadan çok az etkilenmiştir. Spilitik lavlarda çok az zeolit ve klorit oluşumları gözlenir.

Nilüfer birimi mafik lavları ve tüflerinde metamorfizma çok tipik olarak izlenir. Klorit, aktinolit, epidot ve albit gelişmiştir. Foliasyon düzlemleri çok iyi izlenir. Aynı şekilde Nilüfer biriminin pelitik kökenli kayaçlarında da düşük yeşilşist fasiyesinde metamorfizmada etkilendikleri ve özellikle granat zonuna kadar metamorfizmanın ilerlediği görülür (Tablo 4–7).

Hodul birimi çoğunlukla arkozik kumtaşı ve çakıltaşlarından oluşmaktadır. İçerdiği çakılların birçoğu metamorfik ve granitik bir kaynak alandan türemiştir. Çoğunlukla killi ve kısmen karbonatlı bir çimento çakılların ve kum boyu malzemenin etrafını çevreler. Bölgesel metamorfik kayaçlarda çimentodan serizit ve kloritin geliştiği izlenmiştir. Ayrıca kalsik plajyoklasların içinde ve çevresinde epidotlar gelişmiştir.

Tablo 4-7. Bölgesel metamorfik kayaların mineral parajenezleri ve fasiyes ilişkileri.

Kaya türü	Fasiyes Zon	Yeşil Şist	
	Mineraller		
Metabazit / Metatüf	Pl (An ₀₋₁₀)	—————	
	Epidot (Zoisit)	—————	
	Kuvars	- - - - -	
	Aktinolit	—————	
	Klorit	—————	
	Pl (An _{>10})		
	Kalsit	- - - - -	
	Sfen	- - - - -	
Metapelit	Pl (An ₀₋₁₀)	—————	
	Epidot (Zoisit)	—————	
	Kuvars	—————	
	K Feldspat	—————	
	Biyotit	—————	
	Klorit	—————	
	Granat	—————	
	Muskovit	—————	

Tablo 4-8. Kontak metamorfik kayaların mineral parajenezleri ve fasiyes ilişkisi.

Kaya türü	Fasiyes	Albit - Epidot Hornfels	Hornblend Hornfels
	Mineraller		
Metabazit / Metatüf	Pl (An ₀₋₁₀)	—————	
	Epidot	—————	
	Kuvars	- - - - -	- - - - -
	Aktinolit	—————	
	Hornblend		—————
	Diyopsit		—————
	Klorit	—————	
	Pl (An _{>10})		—————
	Granat	—————	—————
	Skapolit		—————
	Kalsit	- - - - -	- - - - -
	Sfen	—————	
Metapelit	Pl (An ₀₋₁₀)	—————	
	Epidot	—————	
	Kuvars	—————	—————
	K Feldspat		—————
	Kordiyerit		—————
	Biyotit		—————
	Klorit	—————	
	Pl (An _{>10})		—————
	Granat	—————	—————
	Muskovit	—————	
	Diyopsit		- - - - -

Kontak metamorfizma derecesi ise albit – epidot hornfels fasiyesinden başlayıp hornblend hornfels fasiyesine kadar çıkmaktadır (Tablo 4–8). Karadoru granitoyidine bağlı olarak Karakaya kompleksinin Nilüfer ve Hodul birimleri kontaklarında izlenir. Metapelit ve metabazit kayalarda mineral zonlanmaları ve ilerleyen mineral parajenezleri tipik olarak izlenebilmektedir. Bölgesel metamorfizma izleri bazı örneklerde tamamen silinmesine rağmen çoğunlukla kalık olarak gözlenir. Kayaçların foliasyonları iç kontak zonunda bozulmuş, kırılmıştır. Oluşan bu kırık zonları boyunca epidotlu, amfibollü ve skapolitli damarlar yerleşmiştir.

4.3.2. Granitoyitlerin Jeokimyası ve Petrolojisi

4.3.2.1. Esas Element Jeokimyası

İnceleme alanında yayılım sunan granitoyit plütonlarından Yolindi metagranitinden 2, Karadoru granitoyidi kenar fasiyesinden 2, Sarıçayır granitinden ise 7 adet örneğin kimyasal analizi yapılmıştır. Sarıçayır granitinden 3 örneğin analizi XRF ile yapılmış ve sadece esas element değerleri elde edilmiştir. Diğer bütün örneklerin ICP-ES ve ICP-MS ile tüm kayaç analizleri yapılmış esas element ve iz element değerleri bulunmuştur. Sarıçayır granitine mineralojik ve dokusal olarak benzerlikler gösteren Namazgah aplit granitine ait 2 örneğin analiz sonuçları Öngen (1982)'den alınarak karşılaştırma yapmak amacıyla diyagramlara iz düşürülmüştür (Tablo 4–9).

Esas element analizlerinin değerlendirilmesinde en çok kullanılan yöntem Harker diyagramlarıdır. Harker diyagramlarında esas element oksit yüzdeleri SiO_2 'ye karşı iz düşülerek söz konusu elementin kristal ayrımlaşması sürecindeki hareketi görülür. Bu diyagramlar sayesinde kayacın oluşumu sırasında etkili olan fraksiyonel kristallenme, magma karışımı, kirlenme ve kısmi ergime gibi süreçler izlenebilir. İnceleme alanından derlenen örneklerden Yolindi metagraniti (NA–205, NA–206) ile Karadoru granitoyidi kenar fasiyesi (NA–288, NA–289) kayaçlarının Sarıçayır alkali granit fasiyesinden farklı davrandıkları görülür. Harker diyagramlarına göre (Şekil 4–75):

— Yolindi metagranitinin TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , K_2O , CaO ve P_2O_5 değerleri SiO_2 değerinin artmasıyla artmakta ve pozitif anomali göstermektedir. Buna karşılık Na_2O değeri SiO_2 artışı karşısında azalarak negatif anomali sunmaktadır. Na_2O alterasyonla

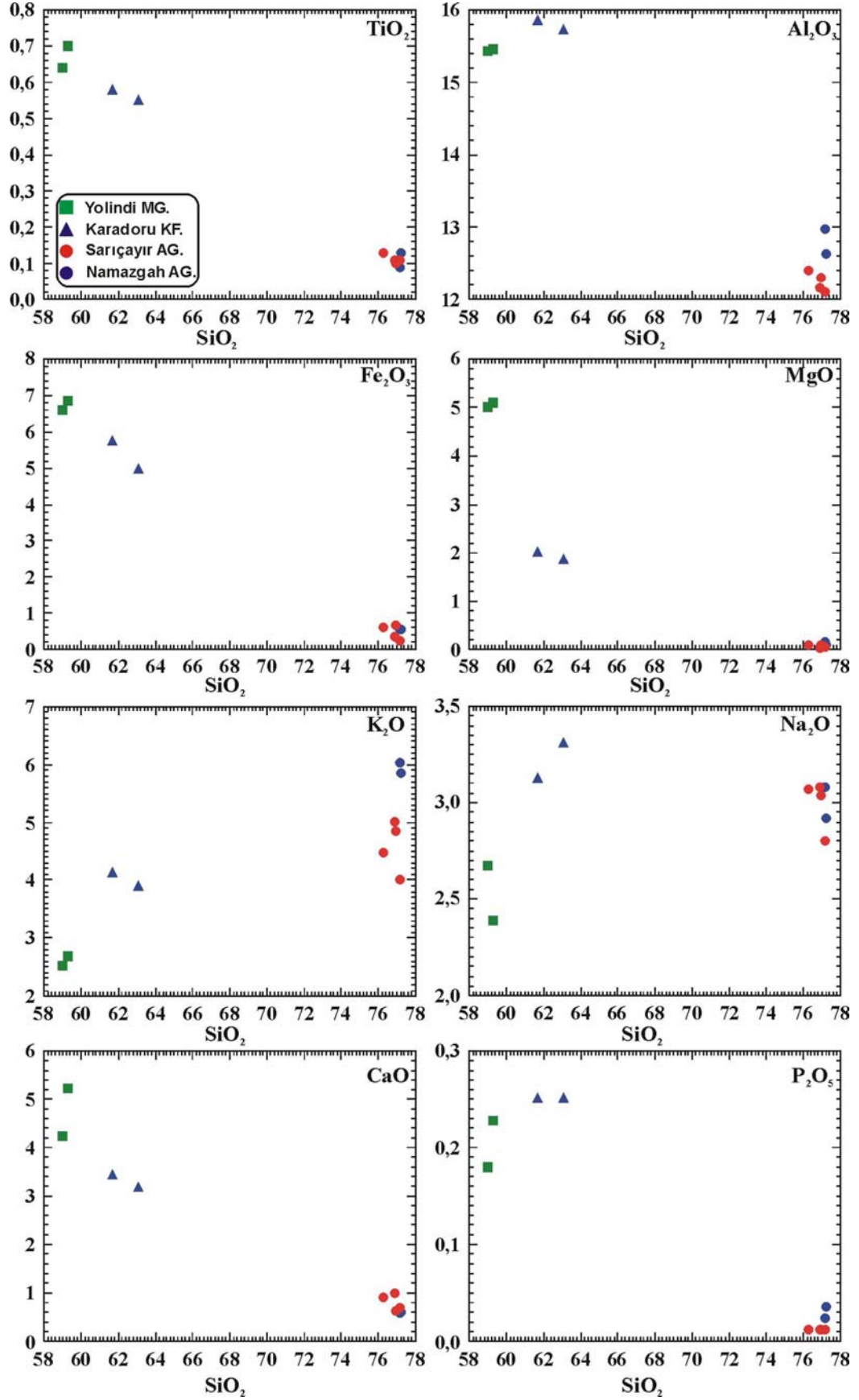
mobil hale gelebilir. Normal şartlar altında granitoyitlerde fraksiyonel kristallenme ile K_2O değeri artarken diğer oksitlerin giderek azalması söz konusudur. Yolindi metagranitinde ise bütün oksitlerin artması farklı bir davranış olarak karşımıza çıkmaktadır.

Tablo 4-9. Granitoyit kayaçlarının esas element değerleri.

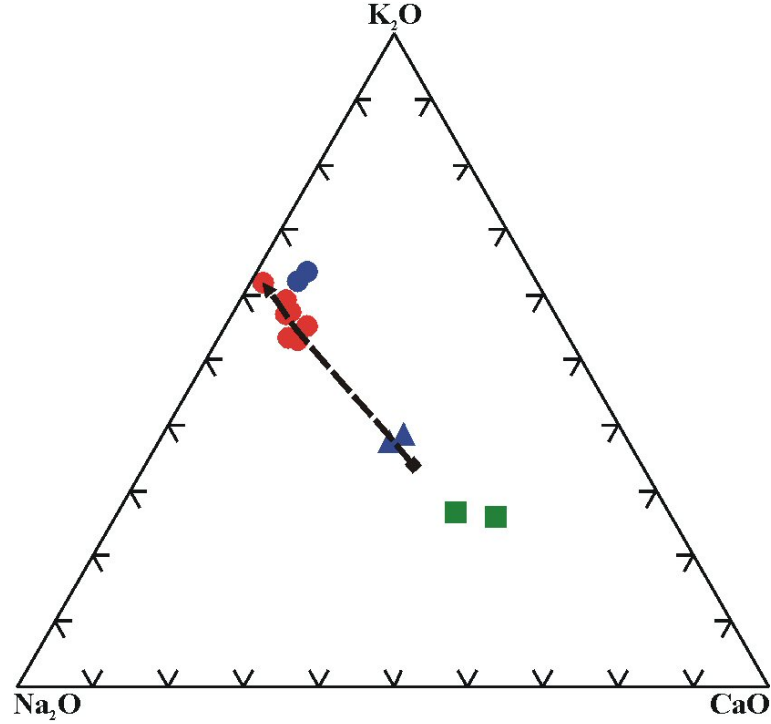
Örnek No	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Toplam
Yolindi Metagranitoyidi												
NA-205	58,99	0,64	15,43	6,59	0,13	5	4,23	2,67	2,53	0,15	3,3	99,9
NA-206	59,26	0,7	15,46	6,86	0,13	5,1	5,22	2,39	2,69	0,19	1,6	99,88
Karadoru Granitoyidi Kenar Zonu												
NA-288	63,06	0,55	15,72	5	0,1	1,88	3,19	3,31	3,9	0,21	2,6	99,76
NA-289	61,67	0,58	15,85	5,75	0,11	2,02	3,45	3,13	4,14	0,21	2,6	99,73
Sarıçayır Alkali Graniti												
NA-33	77,19	0,11	12,1	0,23	0,01	0,04	0,69	2,8	4,98	0,01	1,2	99,87
NA-298	76,94	0,1	12,31	0,66	0,01	0,08	0,62	3,04	4,85	0,01	0,8	99,97
NA-307	76,9	0,11	12,16	0,36	0,02	0,02	0,99	3,08	5,01	0,01	0,8	100,01
NA-330	76,25	0,13	12,4	0,61	0,01	0,09	0,9	3,07	4,48	0,01	1,3	99,86
SC-1	74,43	0,05	14,53	0,70	0,01	0,39	0,56	3,16	5,43	0,01	0,87	100,14
SC-2	72,14	0,06	15,81	0,28	0,01	0,43	0,71	3,29	5,43	0,01	1,23	99,4
SC-3	72,15	0,06	15,60	0,47	0,01	0,55	0,08	3,35	5,71	0,01	1,05	99,04
Namazgah Alkali Graniti												
N-7	77,18	0,09	12,98	0,56	0,05	0,16	0,59	3,08	6,04	0,02		100,75
N-9	77,21	0,13	12,64	0,55	0,05	0,09	0,61	2,92	5,86	0,03		100,09

— Karadoru granitoyidinin kenar fasiyesi kayaçlarında ise TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, K₂O, CaO ve P₂O₅ değerleri SiO₂ değerinin artmasıyla negatif anomali göstermektedir. Buna karşılık Na₂O değeri SiO₂ artışı karşısında artarak pozitif anomali sunmaktadır. Bu noktada Yolindi metagraniti ile Karadoru granitoyidi kenar fasiyesinde zıt bir ilişki göze çarpmaktadır. MgO ve toplam alkali değerleri de farklılık gösterir.

— Sarıçayır granitinde ise; TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO ve P₂O₅ değerleri SiO₂ değerinin artmasıyla negatif anomali göstermektedir. Buna karşılık K₂O ve Na₂O değeri SiO₂ artışı karşısında artarak pozitif anomali sunmaktadır. Harker değişim diyagramlarında kenar fasiyesinden itibaren alkali fasiyese kadar birlikte değerlendirilse K₂O ve Na₂O değeri SiO₂ artışıyla arttığı görülür. Benzer şekilde Namazgah aplit granitinde de artış söz konusudur.



Şekil 4-75. Esas element değerlerinin SiO₂'ye karşı dağılımları.



Şekil 4-76. $K_2O - Na_2O - CaO$ arasındaki ilişki, Kenar fasiyesinden itibaren giderek CaO azalır K_2O ve Na_2O artar.

$K_2O - Na_2O - CaO$ arasındaki ilişkiye baktığımızda (Şekil 4–76) Yolindi metagranitinin diğerlerine göre farklı bir alanda yer aldığı görülür. Aynı şekilde kenar fasiyesi ve alkali fasiyes arasında da bariz bir fark söz konusudur. Ancak kenar fasiyesinden alkali fasiyese olan gidiş granitoidin yeterince mostra vermemesi nedeniyle tam olarak izlenememektedir. Alkali granitlerdeki K_2O artışı son evredeki alkali feldspatların kristalizasyonu ile açıklanabilir. Kenar fasiyesinde çoğunlukla plajiyoklas kristallenmiş kuvars ve alkali feldspatlar ise matrikste toplanmıştır. Oysa alkali granit fasiyesinde çoğunlukla alkali feldspat ve kuvars kristallenirken plajiyoklas çok az oranda kristalize olabilmektedir.

4.3.2.2. CIPW Normları

Granitlerin esas element analizlerinden yola çıkılarak CIPW normları hesaplanmıştır. Hesaplamalar GPP programında yapılmıştır (Tablo 4–10). Hesaplanan CIPW oranlarına göre NA–206 ve NA–307 nolu örneklerde çok düşük oranda diyopsit hesaplanmıştır. Bunun nedeni bu örneklerin kendi sınıfındaki örneklerle nazaran daha fazla CaO içermeleri olabilir. Farklılaşma indisi (DI) CIPW normlarından hesaplanan Kuvars + Ortoklas + Albit toplamından bulunmuştur.

Tablo 4-10. Granitoyitlerin CIPW normuna dayalı mineral oranları.

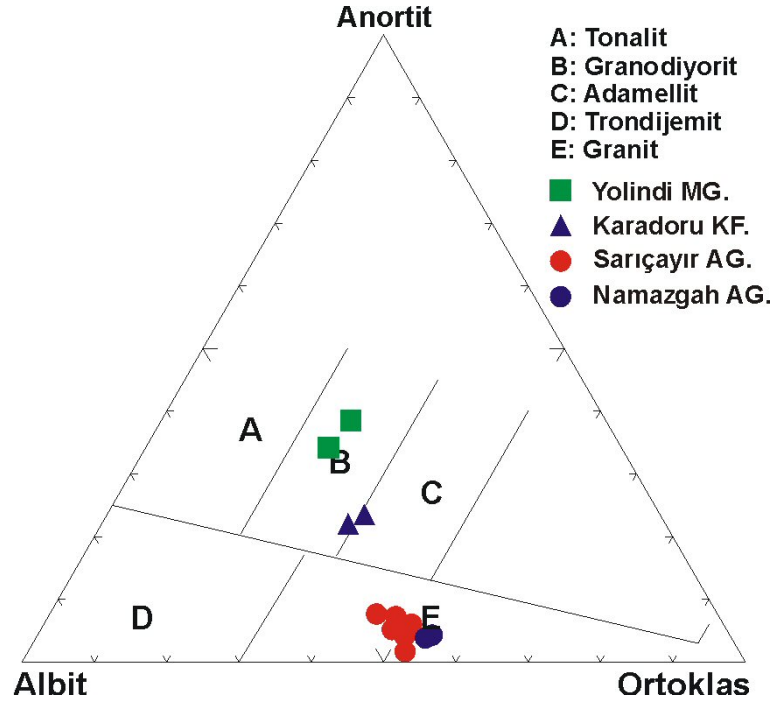
	Yolindi Metagraniti		Karadoru kenar fasiyesi		Sarıçayır alkali graniti			
	NA-205	NA-206	NA-288	NA-289	NA-33	NA-298	NA-307	NA-330
Apatit	0,36	0,45	0,50	0,50	0,02	0,02	0,02	0,02
İlmenit	1,26	1,35	1,08	1,13	0,21	0,19	0,21	0,25
Manyetit	1,78	1,82	1,34	1,54	0,06	0,17	0,10	0,16
Ortoklas	15,42	16,11	23,66	25,10	29,96	29,03	29,98	27,00
Albit	23,30	20,51	28,76	27,18	24,13	26,06	26,40	26,50
Anortit	20,64	23,84	14,84	16,16	3,42	3,05	4,62	4,49
Diyopsit		0,95					0,26	
Hipersten	22,34	22,07	11,89	13,38	0,29	1,07	0,33	0,98
Korund	0,98		0,76	0,45	0,87	0,95		0,89
Kuvars	13,92	12,90	17,16	14,55	41,03	39,44	38,09	39,71
DI	52,64	49,52	69,58	66,83	95,12	94,53	94,47	93,21

CIPW normlarına göre yapılan hesaplama sonucu elde edilen sonuçların albit – anortit – ortoklas (Şekil 4–77) diyagramına iz düşümü sonucu Sarıçayır graniti ve Namazgâh aplit granitlerinin granit bileşiminde, kenar fasiyesinin granodiyorit bileşiminde ve Yolindi metagranitinin ise granodiyorit bileşiminde oldukları belirlenmiştir. Bu isimlendirme petrografik incelemelerle de uyumludur.

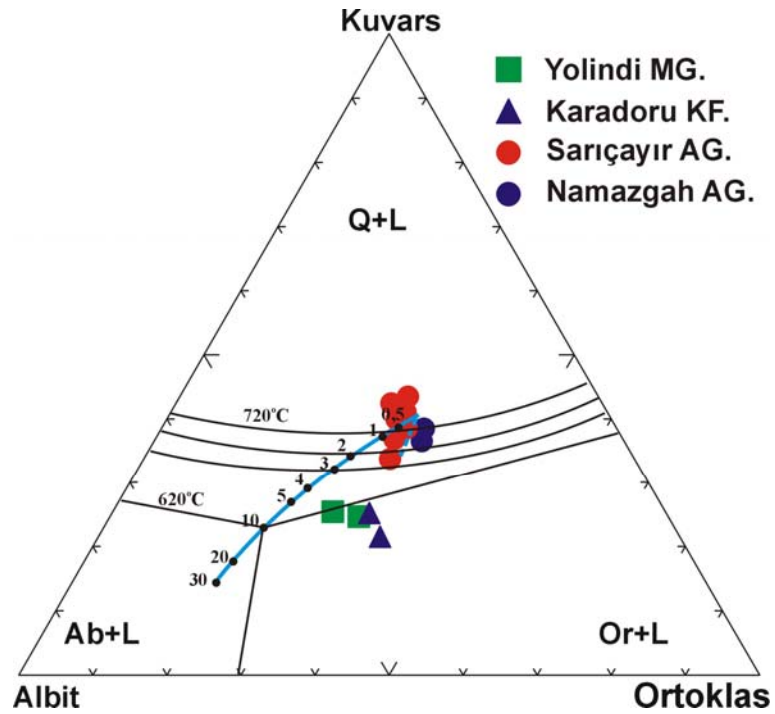
CIPW normlarından elde edilen verilerin kuvars – albit – ortoklas içeriklerinin Kosinovski (1982) ve Johannes ve Holtz (1996) diyagramlarının (Şekil 4–78) birlikte değerlendirilmesi sonucunda Sarıçayır graniti ve Namazgâh aplitik granitinin ötektik nokta kristalizasyonunu işaret ettikleri görülür. Ötektik nokta kristalizasyonu petrografik olarak da belirlenmiştir.

4.3.2.3. Sınıflama

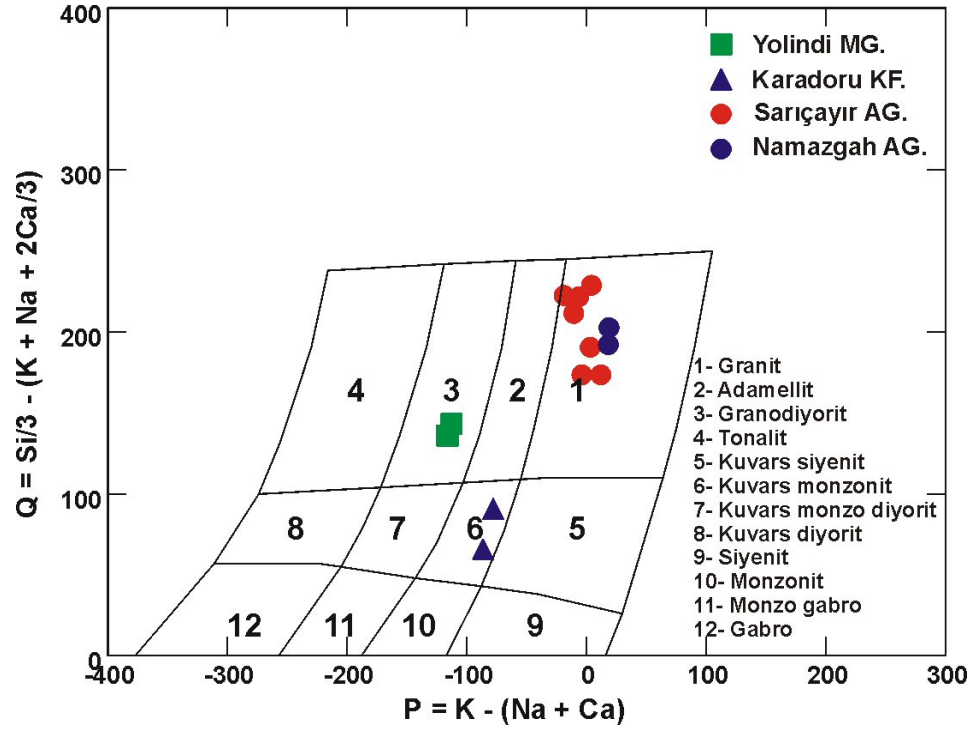
Granitoyitlerin esas element analiz sonuçlarına göre kullanılan sınıflama diyagramlarından birisi Debon ve Le Fort (1983) tarafından hazırlanan diyagramdır (Şekil 4–79). Analiz sonuçları bu diyagram üzerine iz düşüldüğünde Yolindi metagranitinin Granodiyorit, Karadoru granitoyidi kenar fasiyesinin kuvars monzonit, Sarıçayır graniti ve Namazgâh aplitik granitinin ise granit alanında yer aldıkları görülür.



Şekil 4-77. Barker'e (1979) göre CIPW normundan hesaplanan Albit-Anortit-Ortoklas değerlerine göre granitoyitlerinin sınıflaması.



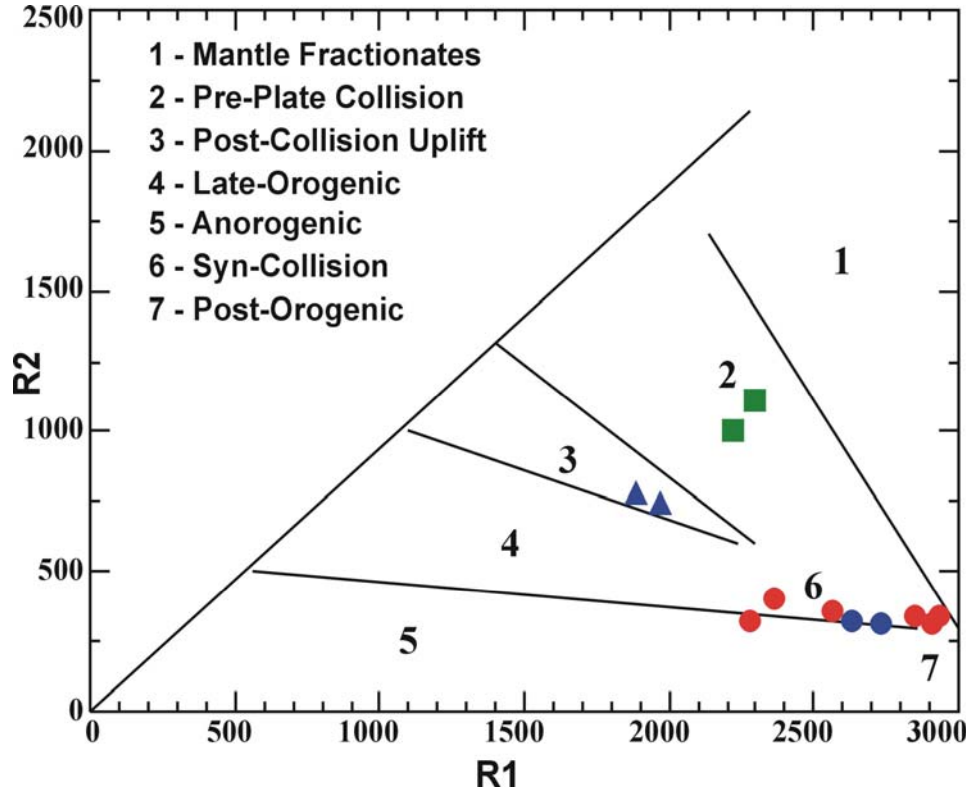
Şekil 4-78. CIPW normlarından hesaplanan Kuvars – Albit – Ortoklas üçgen diyagramında magmanın kristalizasyon evrimi (Kosinovski, 1982; Johannes ve Holtz, 1996).



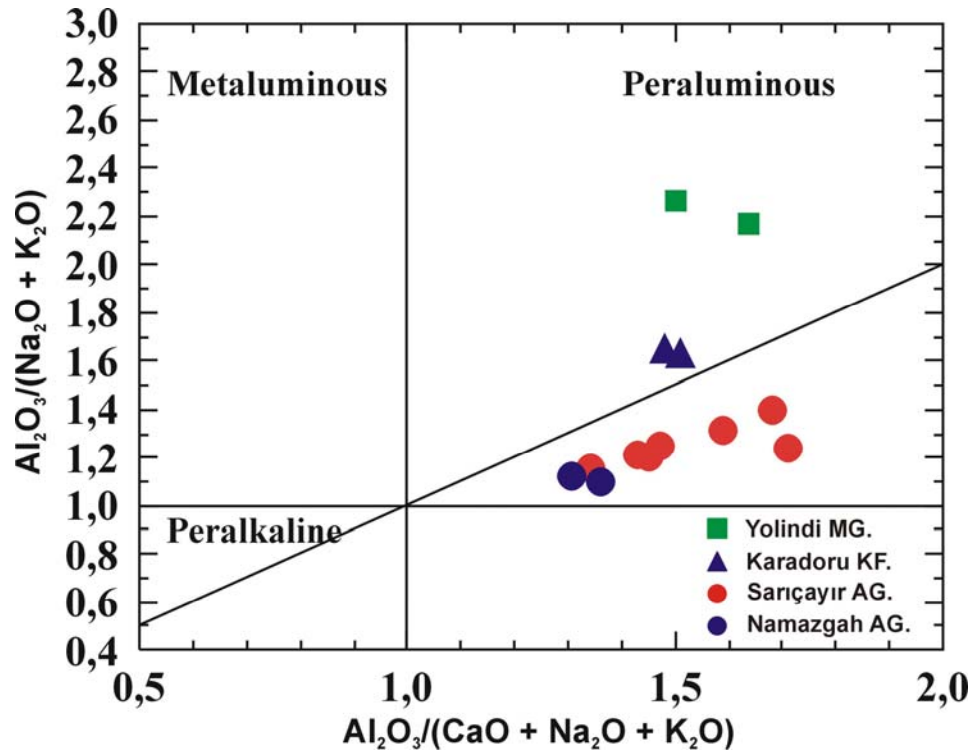
Şekil 4-79. Granitik kayaçların Debon ve Le Fort'a (1983) göre sınıflaması.

R1-R2 diyagramına (Batchelor ve Bowden, 1985) göre Yolindi metagraniti levha öncesi çarpışma, Karadoru granitoidinin çarpışma sonrası yükselme, Sarıçayır graniti ve Namazgâh aplitik granitinin ise çarpışmayla eş zamanlı granitler olduğunu gösterir (Şekil 4-80).

Granitoidlerin mafik mineral kimyasına göre yapılan sınıflamasında (Maniar ve Piccoli, 1989) granitoidlerin peralümino alanda yer aldıkları görülür (Şekil 4-81). Peralümino alanda yer alan biyotit, muskovit, kordiyerit andalusit ve granat gibi minerallerin $\%Al_2O_3$ içeriği $\%Na_2O+K_2O+CaO$ içeriklerinin toplamından büyüktür. Yolindi metagraniti ve Karadoru granitoidi kenar fasiyeslerinde biyotit ve amfibolün birlikte kristallendiği görülür. Oysa Sarıçayır graniti ve Namazgâh aplitik granitlerinin hemen hemen hiç mafik mineral içermedikleri ya da çok az biyotit içerdikleri belirlenmiştir.



Şekil 4-80. Granitoyitlerin R1-R2 diyagramına göre sınıflandırılması (Bathcelor ve Bowden; 1985). $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$.



Şekil 4-81. Maniar ve Piccoli'ye (1989) göre granitoyitlerin Shand's indeksi.

Magma kökenini kimyasal olarak belirlemede kullanılan AFM diyagramına göre (Irvine ve Baragar, 1971) granitoyitlerin hepsinin kalkalkalen alan içerisinde yer aldıkları görülür (Şekil 4–82). Benzer şekilde $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ya karşı SiO_2 (Irvine ve Baragar, 1971) iz düşürüldüğü diyagramda (Şekil 4–83) kayaçların alkali – subalkali ayırdı yapılmaktadır. Bu diyagram üzerinde tüm granitoyitlerin subalkali alanda yer aldıkları görülür.

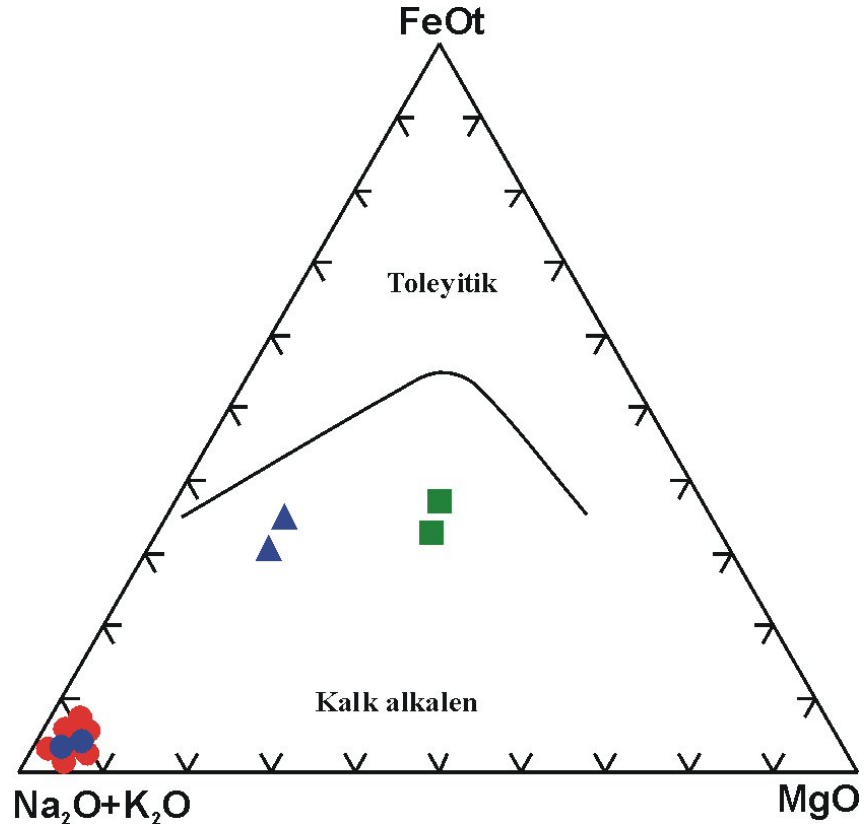
4.3.2.4. İz Element Jeokimyası

Kayaçların iz ve nadir toprak element bileşimleri kayaçların mineralojik bileşimlerinin bir sonucu olarak ortaya çıkar. Esas elementler kayaç oluşturan ana minerallerin bünyesinde toplanırken, iz ve nadir toprak elementler ise aksesuar minerallerin bünyesinde toplanır (Mason ve Moore, 1982; Wilson, 1989; Lipin ve McKay, 1989). Bazı iz elementlerin atom yarıçapları esas elementlerin iyon yarıçaplarına yakındır ve esas elementin yerine mineral bünyesine girebilir. Örneğin alkali feldspat, plajiyoklas, biyotit ve amfibol gibi bazı mineraller bünyelerinde Rb, Sr ve Ba gibi elementleri toplayabilir. Rb, Sr ve Ba gibi yüksek iyon yarıçaplı (LILE) ve magma içinde kalıcılığı yüksek olan (HFSE) Nb, Zr, Y, Th, Hf, Ta ve nadir toprak elementleri (REE) jeokimyasal açıdan önemlidir.

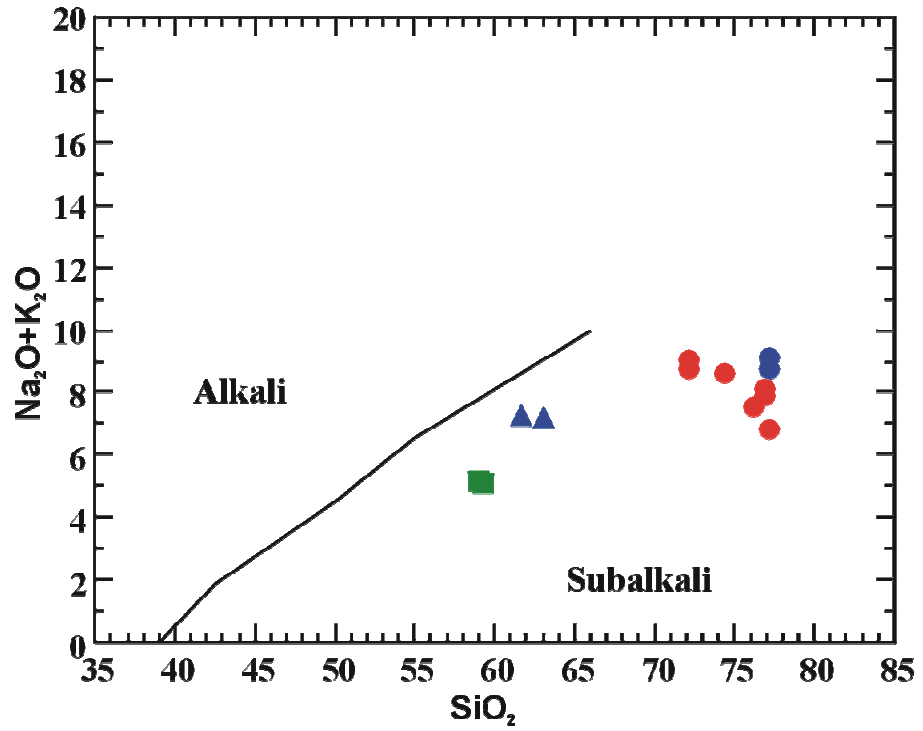
Granitoyitlere ait iz element (Tablo 4–11) ve nadir toprak elementlerinin (Tablo 4–12) analiz sonuçları aşağıdaki tabloda verilmiştir.

Tablo 4-11. Granitoyitlerin iz element değerleri.

Örnek No	Ba	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Th	Pb	Ga	Zn	Cs	Hf	Ta	U	V	W
Yolindi Metagranitoyidi																
NA–205	513,5	104,7	402,8	21,1	115	8,8	8,6	7,9	19,8	68	17,7	3,3	0,6	3,1	144	0,9
NA–206	639,5	112,9	304,2	27,2	119,4	9,6	3	5,7	20,8	69	6,5	3,6	0,6	1,5	141	0,6
Karadoru Granitoyidi Kenar Zonu																
NA–288	1295,3	119,2	575	21,3	158,9	13	28,2	41,4	17,4	111	2,7	4,6	0,9	4,9	98	1,8
NA–289	1322,9	126,4	551,5	22,6	176,8	13,9	26,3	67,9	17,6	121	2,9	4,8	1	4,7	109	1,3
Sarıçayır Alkali Graniti																
NA–33	60,2	361,3	45,4	30,6	92,9	41,6	40,8	13,5	15,1	13	8,6	4,8	6,2	10,7	5	17,1
NA–298	32,1	308,5	26,9	22,5	80,6	30,3	44,2	14	13,6	7	10,7	4,3	3,8	28,7	5	6,8
NA–307	46,4	374,6	41,1	46,4	100,7	45,6	60,7	22,7	14,8	9	9,4	5,8	6,2	17,6	5	1,9
NA–330	113,6	231,6	63,4	26,9	125	36,9	64,4	15,3	14,6	8	6,4	7	4,4	31,2	5	3,7



Şekil 4-82. Granitoyitlerin AFM diyagramındaki dağılımları (Irvine ve Baragar, 1971).



Şekil 4-83. Granitoyitlerin alkali subalkali diyagramındaki yeri (Irvine ve Baragar, 1971).

Tablo 4-12. Granitoyitlerin nadir toprak element (REE) analiz sonuçları.

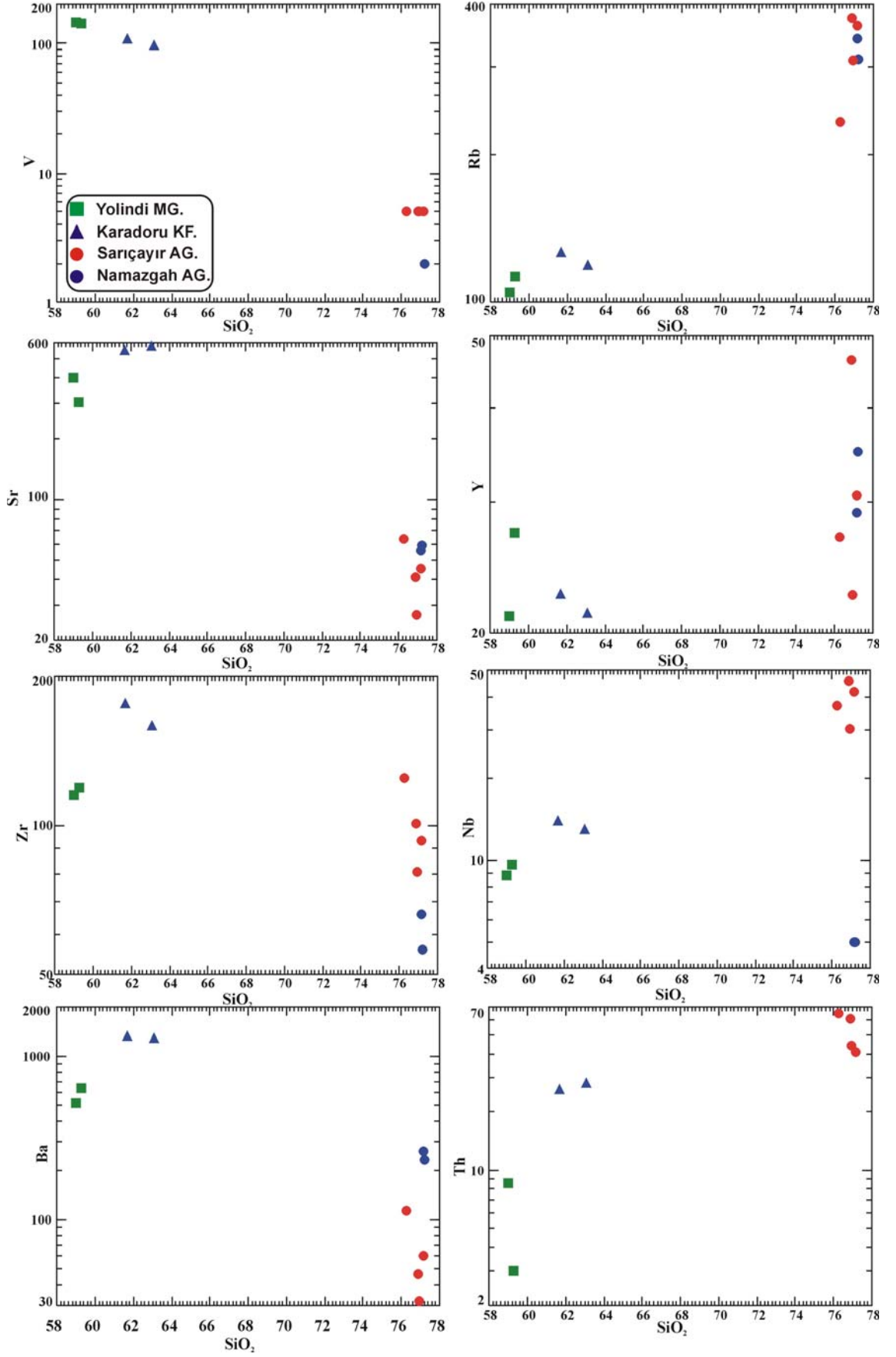
Örnek No	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Yolindi Metagranitoyidi														
NA-205	24,9	49,2	6,16	23,9	5,3	1,35	4,23	0,68	3,46	0,74	1,9	0,3	1,84	0,27
NA-206	17,5	37,6	5,53	23,5	5,4	1,22	4,96	0,93	4,74	0,9	2,59	0,35	1,95	0,34
Karadoru Granitoyidi Kenar Zonu														
NA-288	51	89,5	9,9	34,7	6,2	1,51	4,54	0,77	3,76	0,69	2,1	0,33	1,98	0,33
NA-289	50	88,6	10,27	35,9	6,6	1,56	4,8	0,82	4,03	0,76	2,17	0,3	2,04	0,31
Sarıçayır Alkali Graniti														
NA-33	21,6	47,7	5,27	18,7	3,8	0,18	3,47	0,68	4	0,89	2,76	0,45	3,16	0,43
NA-298	23,4	48,3	5,18	16	3,1	0,21	2,62	0,59	3,42	0,67	2,35	0,43	3,04	0,5
NA-307	15,1	33,9	4,82	18,1	4,8	0,25	5	1,11	6,34	1,41	4,63	0,81	5,26	0,82
NA-330	25,7	47,8	4,56	14,8	3	0,22	2,79	0,66	3,55	0,75	2,43	0,47	3,34	0,56

Tıpkı esas elementlerde olduğu gibi iz elementlerin de SiO_2 'ye karşı iz düşümleri ile bu elementlerin kayaç içerisinde göstermiş oldukları jeokimyasal davranışlar belirlenir. Özellikle Rb, Ba ve Sr elementlerinin davranışları önemlidir (Şekil 4–84).

Vanadyum (V); Magmada kristalizasyonun ilerleyişine bağlı olarak giderek azalır. Özellikle piroksen, amfibol ve biyotit gibi mafik minerallerin bünyesinde Fe^{+3} elementinin yerini alır. Yolindi metagraniti ve Karadoru granitoyidi kenar fasiyesinde amfibol ve biyotit kristalizasyonuna bağlı olarak V giderek tüketilmiş, mafik mineral içermeyen Sarıçayır graniti ve Namazgâh aplit granitinde oran sabit kalmıştır.

Rubidyum (Rb); Genellikle K ile birlikte hareket eder. K içeren feldspat, biyotit ve amfibollerin bünyesinde K ile birlikte yer alır. Magmanın bileşimi mafikten felsiğe doğru hareket ettiğinde K'la birlikte magmada zenginleşir. Yolindi metagraniti ve Sarıçayır granitinde SiO_2 miktarının artışıyla birlikte Rb artarken kenar fasiyesi ve Namazgâh aplit granitinde azalmaktadır.

Stronsiyum (Sr); Magmada çoğunlukla An içeriği yüksek plajioklasların bünyesinde yer alır. Magmanın evriminde kristal ayrışmasının başlangıcında oranca yüksektir, giderek oranı düşer. İnceleme alanındaki granitoyitlerin hemen hemen hepsinde SiO_2 miktarının artışına bağlı olarak giderek azaldığı görülür.



Şekil 4-84. Granitoyitlerin iz element değerlerinin SiO_2 ’ ye karşı dağılımları.

Yitriyum; Özellikle aksesuar minerallerin bünyesinde toplanır. Zirkon, rutil ve sfen gibi minerallerin bünyesinde yer alır. Dolayısıyla kristal ayrımlaşmasına bağlı olarak giderek magmadaki oranları artar ve belli bir doygunluk aşamasından sonra kristal bünyesine girer. Bunun yanı sıra amfibol ve piroksen bünyesinde de tüketilir. Bu nedenle de bazı kayalarda negatif Y anamolisine neden olur.

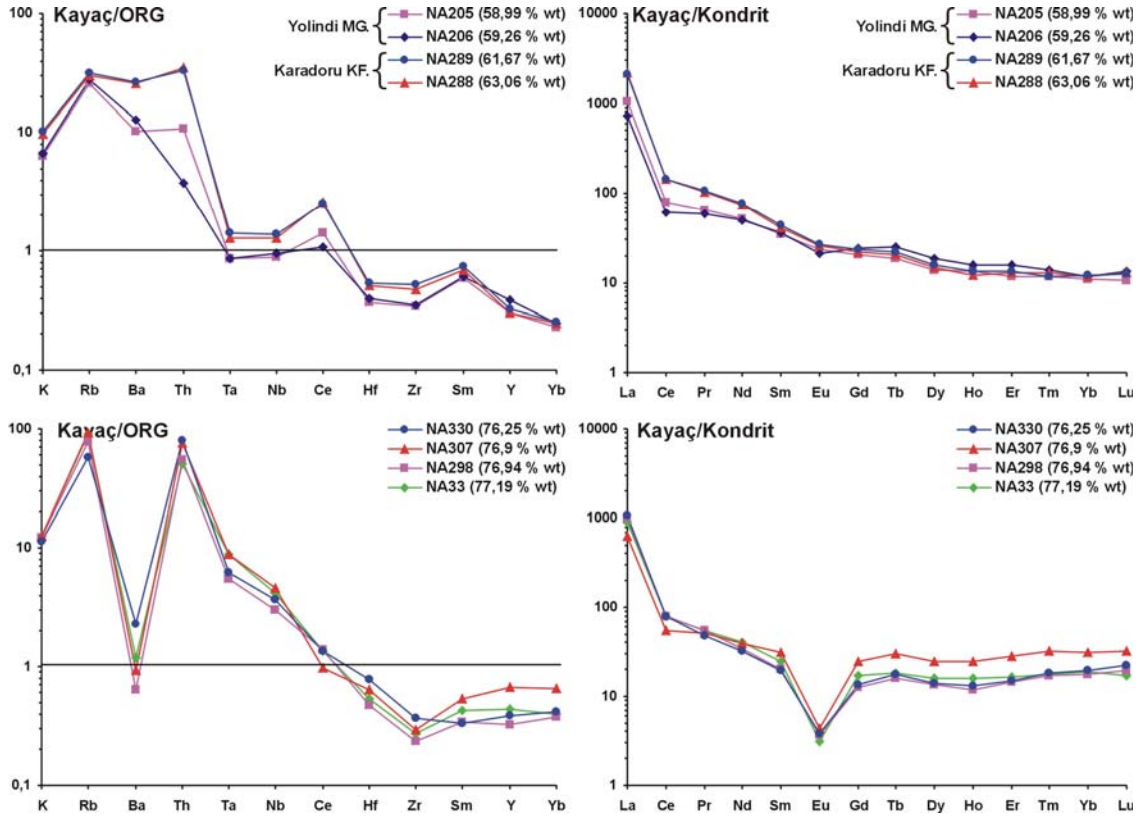
Zirkon (Zr); Zirkonda aynı Y elementi gibi en son evrede, aksesuar minerallerinin bünyesinde toplanır. Yolindi metagranitinde Zr SiO_2 miktarının artışı ile artarken Karadoru ve Sarıçayır alkali granitlerinde azalır.

Niyobyum (Nb); Zr ve Y ile benzer davranış gösterir.

Baryum (Ba); Özellikle feldspat ve biyotit mineralinin bünyesinde tutulur. K elementi yerine kolayca girebilir. Kristal ayrımlaşması sırasında ilk oluşan kayalarda yüksek, son oluşan kayalarda ise düşük oranda bulunur. İnceleme alanında Yolindi metagraniti ve Karadoru kenar zonunda oranları yüksek olmasına rağmen alkali granit fasiyeslerinde feldspat kristalizasyonuna bağlı olarak oranı giderek azalmaktadır.

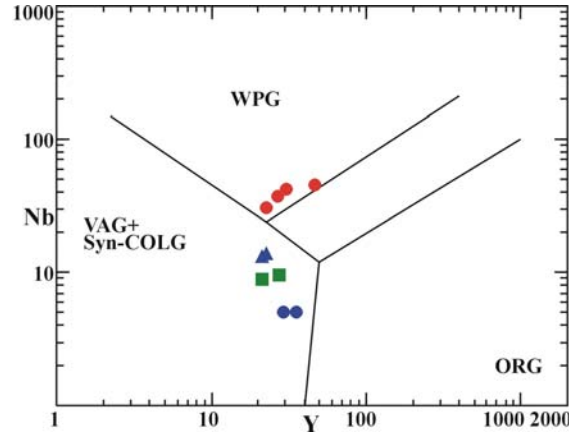
Toryum (Th); genellikle aksesuar mineraller ile piroksen ve amfibollerin bünyesinde yer alır. Yolindi metagranitinde oranının SiO_2 içeriğine bağlı olarak düştüğü görülür. Buna karşılık Karadoru granitoidinde oranı giderek artmaktadır. Sarıçayır alkali granitinde ise Th içeriği maksimuma çıkar. Çünkü alkali fasiyeste Th'u bünyesine alacak aksesuar veya mafik mineral kristalizasyonu söz konusu değildir.

Genel olarak bakıldığında ise Yolindi metagraniti, Karadoru granitoidi kenar zonu ve Sarıçayır alkali granitinin birbirinin devamı şeklinde olmadıkları kendilerine has seriler oluşturdıkları dikkati çeker. Namazgah alkali graniti ise Sarıçayır alkali granitine benzer bir davranış göstermektedir.



Şekil 4-85. Granitoyitlerin ORG (Pearce vd., 1984) ve KONDRİT'e (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edildiği örümcek diyagramlar.

Yolindi metagraniti ve Karadoru granitoyidi kenar zonu kayaçlarında K, Rb, Ba, Th, Ce oranlarının ORG'a oranla arttığı ve magmada zenginleştiği, Hf, Sm, Zr, Y ve Yb oranlarının ise fakirleştiği görülür. Bu kayaçların gösterdikleri patern ise volkanik yay ortamında gelişmiş ve çarpışma sonrası granitlerin gösterdikleri paternlere benzerlik sunar. Nadir toprak elementleri kondrite göre iz düştüğünde ise standart bir kristal ayrışması izlediği görülür. Oysa Sarıçayır granitinde ise Ba elementinin negatif anomali sunduğu görülür. Benzer şekilde nadir toprak elementlerinden Eu'da negatif anomali gösterir. Ba ve Eu çoğunlukla feldspat kristalizasyonunu işaret eder (Şekil 4-85). Sarıçayır graniti tipik bir levha içi granit paterni göstermektedir.



Şekil 4-86. Pearce ve diğerlerine (1984) göre granitoyitlerin tektonik ortamı.

Granitoyitlerin tektonik ortamlarının belirlenmesi için Pearce ve diğerleri (1984) tarafından yapılan sınıflama diyagramlarına (Şekil 4–86) iz düşülen örneklerden Sarıçayır granitinin levha içi granit (WPG), Karadoru granitoyidi, Yolindi metagraniti ve Namazgah aplitik granitinin ise Çarpışmayla eş zamanlı (Syn – COLG) ve yay içi granitler (VAG) sınıfında yer aldıkları görülür. Karadoru granitoyidi, Sarıçayır graniti ve Namazgah aplitik granitlerinin Oligosen – Miyosen yaş aralığında oluştukları göz önüne alındığında bu granitlerin gerilme sonucu levha içinde yerleşmiş granitler oldukları ve yitim zonu bileşeni içerdikleri belirlenmiştir.

4.3.3. Volkanitlerin Jeokimyası ve Petrolojisi

4.3.3.1. Esas Element Jeokimyası

Bu bölümde özellikle inceleme alanın kuzeyinde geniş bir alanda yayılım sunan Biga volkanitleri jeokimyasal olarak incelenmiş, inceleme alanı güneyinde dar bir alanda mostra veren Çan volkanitleri ise ağırlıklı olarak piroklastiklerden oluştuğu ve yoğun bir alterasyon gösterdikleri için kimyasal analiz yapılmamıştır. Ayrıca Biga volkanitleri dayk şeklinde kesen Taştepe bazaltlarına ait bir numunenin de (NA-98) kimyasal analiz yapılmıştır. Kimyasal analizler sonucu elde edilen sonuçlar aşağıdaki tablolarda verilmiştir (Tablo 4–13).

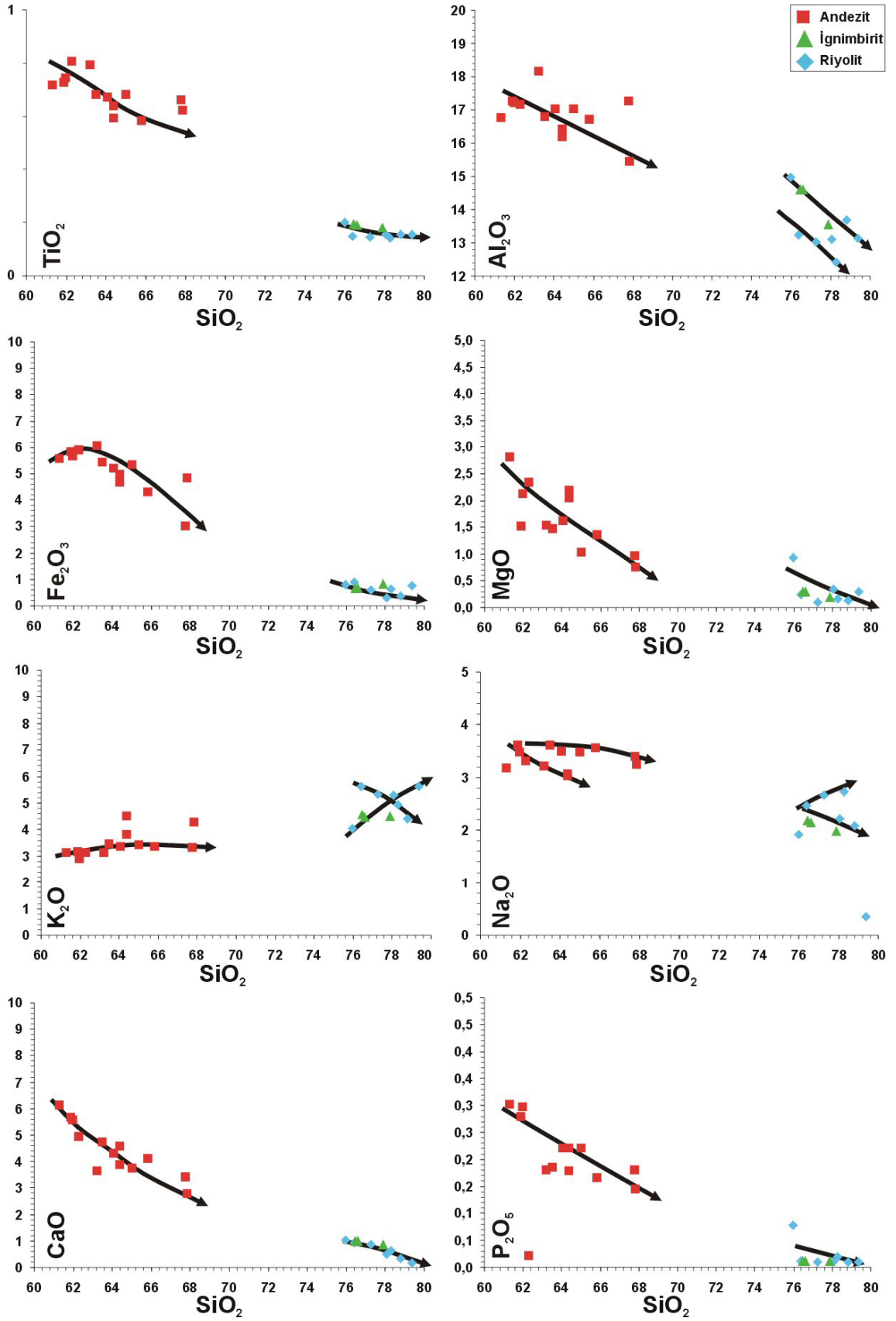
İnceleme alanında volkanik kayaların andezitik seriye başladığı ve riyolit riyodasit bileşimine kadar evrimleştiği görülür. Aynı serinin bazik uç üyesine inceleme alanında ve yakın çevresinde rastlanmamıştır. Dolayısıyla kristal ayrışma trendinin başlangıç noktası bilinmemektedir.

— Biga volkanitleri andezitik seri kayaçlarının TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , Na_2O , CaO ve P_2O_5 değerleri SiO_2 değerinin artmasıyla azalmakta ve negatif gradyan göstermektedir (Şekil 4–87).

Tablo 4-13. Volkanik kayaçların esas elementoksit değerleri.

Andezitik Seri												
Örnek No	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	LOI	Toplam
NA-65	63,30	16,06	4,60	1,30	3,95	3,42	3,24	0,56	0,16	0,05	3,00	99,75
NA-66	63,53	16,18	3,13	0,91	3,21	3,18	3,10	0,62	0,17	0,03	5,60	99,76
NA-70	59,81	17,19	6,38	1,45	3,44	3,04	2,95	0,75	0,17	0,07	4,30	99,67
NA-79	58,50	16,23	5,94	2,00	5,24	3,28	2,73	0,70	0,28	0,06	4,70	99,74
NA-87	62,13	16,27	5,66	0,99	3,57	3,32	3,27	0,65	0,21	0,06	3,60	99,79
NA-101	61,57	15,46	5,29	1,95	3,70	2,93	4,31	0,61	0,21	0,09	3,60	99,78
NA-118	58,97	16,13	5,94	2,71	5,89	3,06	3,00	0,69	0,29	0,10	2,80	99,74
NA-119	61,16	16,24	5,51	1,54	4,12	3,33	3,20	0,64	0,21	0,05	3,70	99,75
NA-127	65,44	14,91	5,18	0,72	2,68	3,13	4,11	0,60	0,14	0,06	2,70	99,77
NA-202	59,59	16,41	6,28	2,23	4,72	3,17	2,98	0,77	0,20	0,11	3,20	99,76
NA-235	61,64	16,30	5,87	1,43	4,60	3,50	3,36	0,66	0,18	0,09	2,00	99,78
NA-239	61,06	15,58	4,92	2,08	4,32	2,88	3,63	0,56	0,17	0,10	4,30	99,76
NA-246	59,68	16,64	6,23	1,47	5,46	3,48	3,04	0,70	0,27	0,08	2,60	99,75
NA-248	67,94	13,39	0,79	0,83	0,93	1,71	3,62	0,18	0,07	0,03	10,40	99,89
NA-373	63,61	15,91	1,92	1,09	0,36	0,74	3,16	0,66	<0,1	<0,1	12,20	99,66
Riyolitik Seri												
NA-76	74,63	12,58	0,64	0,09	0,82	2,57	5,15	0,14	0,01	0,03	3,00	99,84
NA-86	72,37	12,53	0,94	0,23	0,89	2,33	5,34	0,14	0,01	0,05	4,90	99,83
NA-89	76,63	12,16	0,70	0,16	0,63	2,68	4,82	0,14	0,02	0,02	1,60	99,78
NA-94	75,42	12,67	0,32	0,33	0,48	2,15	5,12	0,15	0,01	0,01	3,00	99,76
NA-109	76,63	13,30	0,41	0,12	0,33	2,03	4,29	0,15	0,01	0,01	2,70	99,96
NA-160	76,50	12,65	0,83	0,29	0,15	0,34	5,41	0,15	<0,1	0,12	3,30	99,94
NA-193	70,54	15,30	1,46	0,64	0,12	0,49	3,54	0,69	0,07	0,01	6,80	99,66
İgnimbirit Serisi												
NA-139	71,13	13,58	0,69	0,28	0,93	2,04	4,24	0,18	<0,1	0,02	6,70	99,91
NA-400	72,76	12,65	0,85	0,18	0,81	1,85	4,21	0,17	<0,1	0,02	6,10	99,76
NA-402	71,64	13,65	0,69	0,28	0,93	2,01	4,19	0,18	<0,1	0,02	6,20	99,91
Taştepe Bazaltı												
NA-98	44,04	14,11	10,83	6,52	9,63	1,62	2,79	3,03	0,79	0,15	6,20	99,79

Buna karşılık K_2O değeri artan SiO_2 karşısında artarak pozitif bir ilişki sunmaktadır. Bu durum fraksiyonel kristallenmenin normal seyrine uygundur. K_2O değeri artarken diğer oksitler giderek azalır. CaO değerinin azalması Ca 'ca zengin plajyoklasların ve klinopiroksenin kristal ayrımlaşması ile ortamdan uzaklaşmasını, Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 değerlerinin azalması da piroksen, amfibol ve biyotit gibi ferromagnezyen minerallerin kristalizasyonuna bağlı olmalıdır. K_2O değerindeki artışın nedeni alkali feldspat fazının henüz devreye girmemiş olması ile ilgilidir.



Şekil 4-87. Volkanik kayalara ait Harker değişim diyagramları.

— Biga volkanitlerinin ignimbirit ve riolit serilerinde ise TiO_2 değeri SiO_2 değerinin artışı karşısında hemen hemen sabit kalmaktadır. Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO ve P_2O_5 değerleri SiO_2 değerinin artmasıyla azalarak negatif bir gidiş göstermektedir. Buna karşılık riolitik seride K_2O ve Na_2O SiO_2 karşısında artarak pozitif eğilimler sunmaktadır. İgnimbirit ve riolit serilerinde K_2O ve Na_2O konsantrasyonları biri artan diğeri azalan iki trend izler. Andezitik seriden farklı olarak bu durum yüksek K_2O ve Na_2O değeriyle başlayan kristal ayrılaşmasının alkali feldspat kristallenmesiyle son bulduğunu göstermektedir.

— Harker diyagramlarından andezitik seri ile riolitik seri ve ignimbirit serileri arasında kristal ayrılaşma trendinde %68–76 SiO_2 değerleri arasında belirgin bir veri boşluğu bulunmaktadır. CaO , Fe_2O_3 , P_2O_5 ve bir ölçüye kadar Al_2O_3 dışında tüm ana elementlerin ayrılaşma trendinde sıçramalar görülmektedir. Trendler birbirinin devamını oluşturmamaktadır.

4.3.3.2. CIPW Normları

Esas element oksit değerlerinden yola çıkarak yapılan CIPW norm hesapları sonucu belirlenen normatif mineral bileşimleri Tablo 4–14’de verilmiştir.

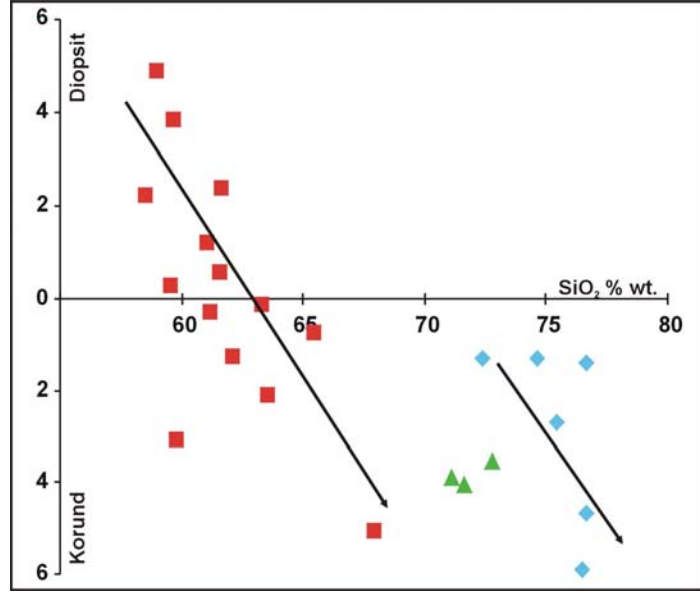
Norm hesapları sonucunda elde edilen veriler ışığında andezitik seriye ait kayaçların diyopsit normatif ve hipersten normatif karakteri gösterdikleri, riolitik seri ve ignimbirit serisi kayaçların ise hipersten normatif oldukları görülmüştür.

Normatif hesaplama ile elde edilen değerlerden korund ve diyopsitin SiO_2 artışı karşısında değerlendirilmesi sonucunda (Şekil 4–88) andezitik serinin püskürmenin ilk evrelerinde diyopsit normatifken istifin üst düzeylerine doğru hipersten normatif bir görünüm kazandığı ve normatif korund kristalizasyonun geliştiği görülmektedir. Bunun nedeni andezitik lavların kıtasal kabuktan etkilenmeleri olabilir.

Tablo 4-14. Volkanik kayaçların CIPW normuna dayalı mineral bileşimleri.

Andezitik Seri													
Örnek No	Q	Or	Ab	An	Di	Hy	OI	Ne	C	Ap	İl	Mt	Toplam
NA-65	18,00	19,05	28,80	18,47		9,77			0,13	0,37	1,06	1,00	96,64
NA-66	12,51	18,26	26,83	14,77		6,32			2,12	0,40	1,18	0,68	94,06
NA-70	17,52	17,32	25,57	15,86		12,70			3,08	0,39	1,42	1,38	95,25
NA-79	12,19	16,03	27,59	21,37	2,23	12,29				0,65	1,32	1,29	94,96
NA-87	17,98	19,21	27,93	16,25		10,56			1,25	0,49	1,23	1,23	96,13
NA-101	14,38	25,33	24,66	16,22	0,57	12,18				0,49	1,16	1,15	96,12
NA-118	11,22	17,62	25,74	21,29	4,89	12,66				0,67	1,31	1,29	96,69
NA-119	15,34	18,80	28,02	18,96		11,68			0,30	0,49	1,21	1,19	96,00
NA-127	21,60	24,15	26,35	12,32		9,21			0,76	0,32	1,14	1,12	96,97
NA-202	12,76	17,49	26,65	21,61	0,30	14,35				0,46	1,46	1,36	96,46
NA-235	13,60	19,73	29,44	18,73	2,37	10,81				0,42	1,25	1,27	97,63
NA-239	15,52	21,34	24,25	18,77	1,21	11,69				0,39	1,06	1,07	95,30
NA-246	11,48	17,85	29,26	20,68	3,83	10,66				0,63	1,32	1,35	97,05
NA-248	40,67	21,38	14,47	4,16		3,09			5,05	0,16	0,34	0,17	89,49
NA-373	43,95	18,66	6,26	1,72		4,73			10,46	0,02	1,26	0,42	87,47
Riyolitik Seri													
Örnek No	Q	Or	Ab	An	Di	Hy	OI	Ne	C	Ap	İl	Mt	Toplam
NA-76	37,73	30,40	21,73	4,00		1,08			1,29	0,02	0,27	0,14	96,66
NA-86	35,53	31,51	19,70	4,35		1,95			1,30	0,02	0,27	0,20	94,83
NA-89	40,65	28,45	22,66	2,99		1,33			1,41	0,05	0,27	0,15	97,96
NA-94	41,73	30,24	18,19	2,32		1,11			2,70	0,02	0,29	0,07	96,66
NA-109	47,40	25,34	17,18	1,57		0,73			4,66	0,02	0,29	0,09	97,28
NA-160	52,54	31,95	2,88	0,88		2,03			5,89	0,02	0,29	0,18	96,45
NA-193	52,62	20,91	4,15	0,14		2,82			10,44	0,16	1,31	0,32	92,86
İgnimbirit Serisi													
Örnek No	Q	Or	Ab	An	Di	Hy	OI	Ne	C	Ap	İl	Mt	Toplam
NA-139	40,30	25,04	17,25	4,55		1,55			3,90	0,02	0,34	0,15	93,10
NA-400	43,42	24,85	15,64	3,95		1,57			3,54	0,02	0,32	0,19	93,51
NA-402	41,17	24,74	17,00	4,55		1,55			4,07	0,02	0,34	0,15	93,60
Taştepe Bazaltı													
Örnek No	Q	Or	Ab	An	Di	Hy	OI	Ne	C	Ap	İl	Mt	Toplam
NA-98		16,30	13,33	22,73	15,91		15,26	0,12		1,82	5,70	2,33	93,51

Normatif olarak hesaplanan değerlerin yanı sıra inceleme alanındaki volkanik kayaçların petrografik incelemeleri sırasında modal analizleri de yapılmıştır (Tablo 4-15). Modal analizler her ince kesit üzerinde 2100 nokta sayılarak yapılmıştır. Modal analizlerle birlikte volkanik kayacın ne kadar fenokristal, ne kadar hamur içerdiği de belirlenmiştir. Volkanik kayaçların en fazla %42,40 oranında fenokristal içerdikleri ve hamur oranının fenokristalden daha fazla olduğu görülmektedir. Bunun nedeni kristal ayrışması ve büyümesinin çok uzun süre devam etmediği ve ergiyik oranının fenokristal oranından fazla olduğu bir evrede püskürmenin gerçekleşmiş olabileceğini göstermektedir.



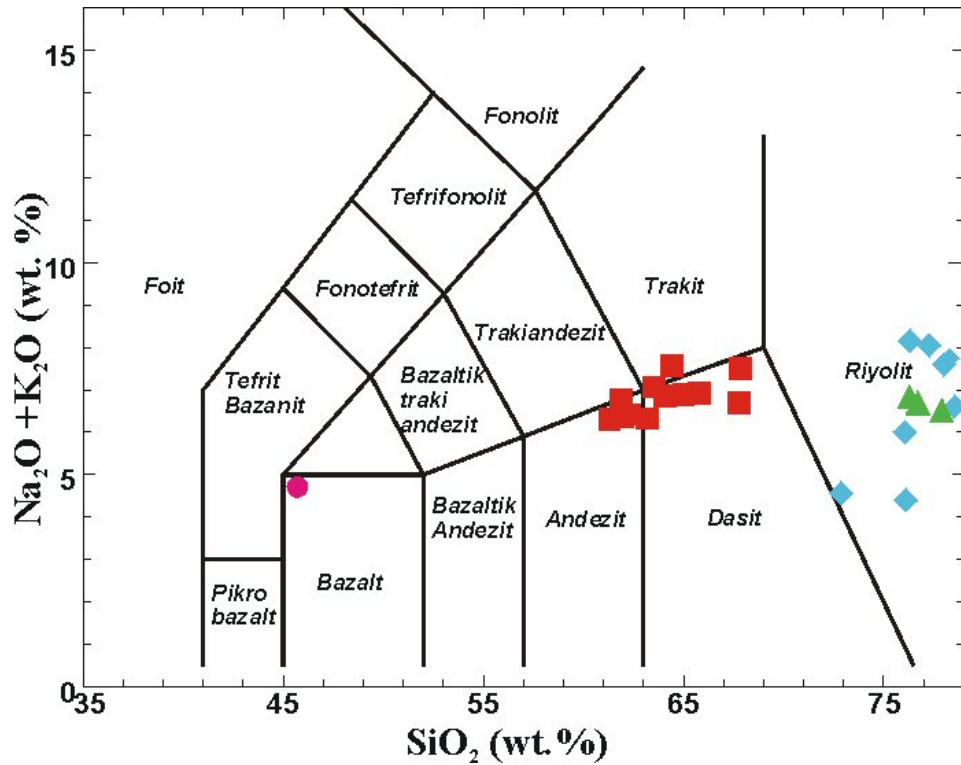
Şekil 4-88. Norm hesaplarıyla bulunan korund ve diyopsit değerlerinin SiO₂ karşısındaki davranışı.

Tablo 4-15. Volkanik kayalaradan andezitik seriye ait kayaların modal analiz sonuçları.

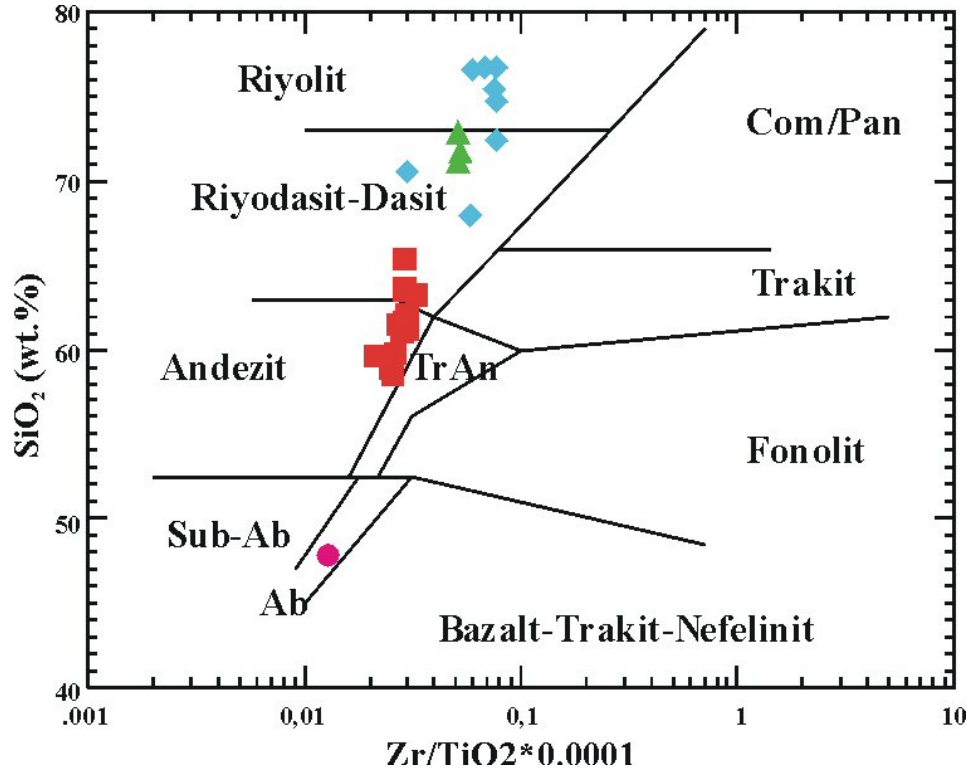
Örnek No	Sayılan Nokta	Plajiyoklas (%)	Piroksen (%)	Biyotit (%)	Amfibol (%)	Opak (%)	Hamur (%)	Fenokristal (%)
NA-66	2100	26,20	0,40	4,30	2,80	4,20	62,00	38,00
NA-70-1	2100	18,70	5,20	0,20	0,70	4,40	70,50	29,50
NA-70-2	2100	25,20	6,10	0,10	0	4,30	64,00	36,00
NA-70-3	2100	20,40	7,40	0,50	0,10	2,90	68,40	31,60
NA-77-1	2100	22,00	5,80	0	0,10	6,00	65,80	34,20
NA-77-2	2100	22,10	3,30	0	0,70	4,20	69,40	30,60
NA-79	2100	19,10	4,70	1,20	2,50	2,70	69,40	30,60
NA-87	2100	27,20	8,10	1,00	2,50	1,30	59,60	40,40
NA-88	2100	24,70	6,50	3,80	4,00	0,30	60,40	39,60
NA-93	2100	30,10	3,60	4,80	2,60	1,00	57,60	42,40
NA-101	2100	20,50	3,40	2,70	1,60	3,20	68,30	31,70
NA-118	2100	23,30	1,10	2,10	4,00	1,10	68,10	31,90
NA-119	2100	24,20	4,50	3,00	5,10	1,30	61,60	38,40
NA-127	2100	28,70	0	2,00	2,30	1,00	65,70	34,30
NA-129	2100	29,20	5,70	3,20	0	0,60	60,90	39,10
NA-181	2100	30,20	0	1,30	0,90	1,90	65,40	34,60
NA-196	2100	23,00	6,10	8,00	0	1,00	61,60	38,40
NA-202	2100	20,10	0,90	1,90	14,30	0,50	62,00	38,00
NA-233	2100	26,00	8,50	1,60	1,70	0,70	61,30	38,70
NA-239	2100	27,00	6,00	6,00	2,60	0,10	58,00	42,00
NA-242	2100	23,60	4,20	3,60	2,40	1,10	64,80	35,20
NA-246	2100	22,70	5,70	2,20	0,90	0,60	67,60	32,40
NA-254	2100	26,50	0,20	2,30	2,00	0,90	67,90	32,10

4.3.3.3. Sınıflama

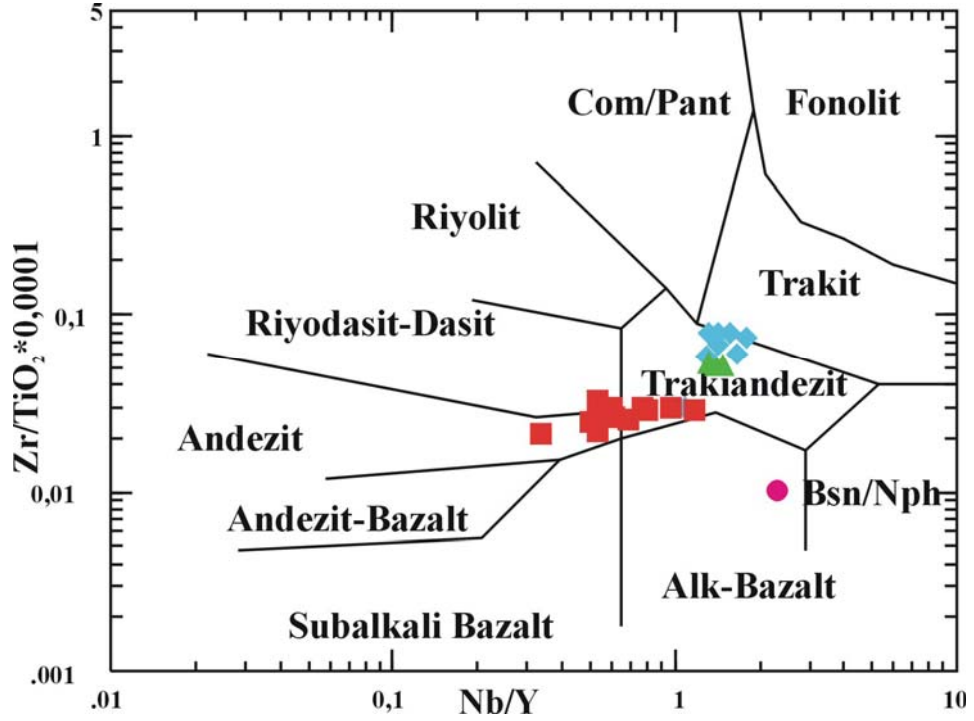
Biga volkanitleri ve Taştepe bazaltlarından derlenen örneklerin esas element ve iz element karakteristiklerine dayalı sınıflama diyagramlarındaki (Le Bas ve diğ. 1986; Winchester ve Floyd, 1977) değerlendirmeleri (Şekil 4-89, 4-90, 4-91) sonucunda Biga volkanitlerinin andezit, dasit, riyodasit ve riyolit karakterinde lav, tuf ve ignimbiritlerden oluştuğu belirlenmiştir. Ayrıca Taştepe bazaltlarından alınan bir örneğin bazalt, alkali bazalt alanında yer aldığı görülür. Volkanik kayaçların TAS (Toplam Alkali – SiO₂ diyagramı; Le Bas ve diğ. 1986) diyagramlarında yapılan sınıflamaları sonucunda yüksek K'lu lav serilerinden oluştukları görülür. Bunun yanı sıra mobil olmayan elementlere göre yapılan sınıflamalar da (Winchester ve Floyd, 1977) ise volkanitlerin andezit, trakiandezit, riyolit ve riyodasit alanlarında yer aldıkları görülür. Taştepe bazaltları bu diyagramlarda alkali bazalt alanında yer alır (Şekil 4-90, 4-91).



Şekil 4-89. Volkanik kayaçların sınıflaması: TAS (Toplam alkali - SiO₂) diyagramı Le Bas ve diğerlerine (1986) göre riyolit, dasit ve andezitik alanda yer almaktadır. Taştepe bazaltlarına ait bir örnek ise bazalt alanında yer alır.

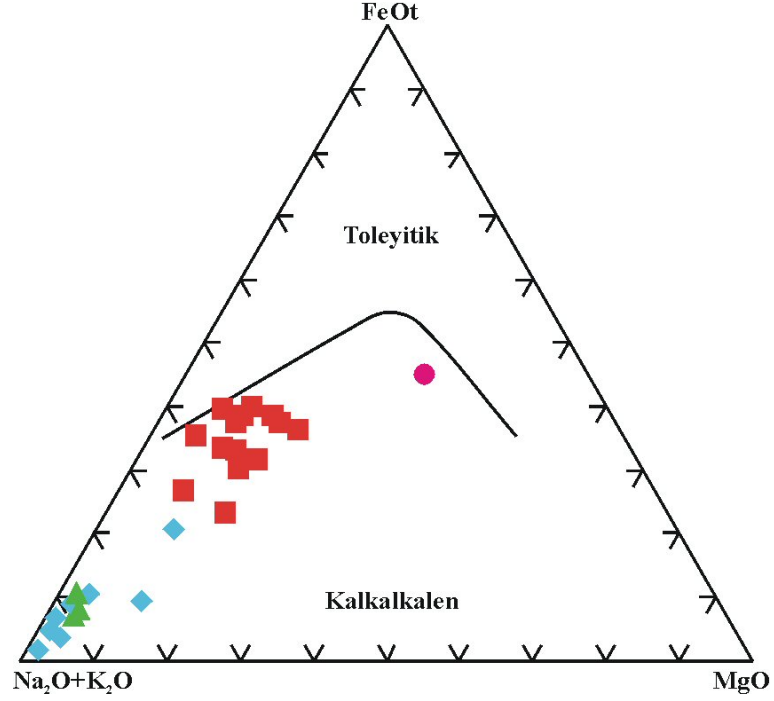


Şekil 4-90. Winchester ve Floyd'un (1977) SiO_2 'e karşı mobil olmayan elementlere göre yapmış olduğu sınıflama diyagramı.

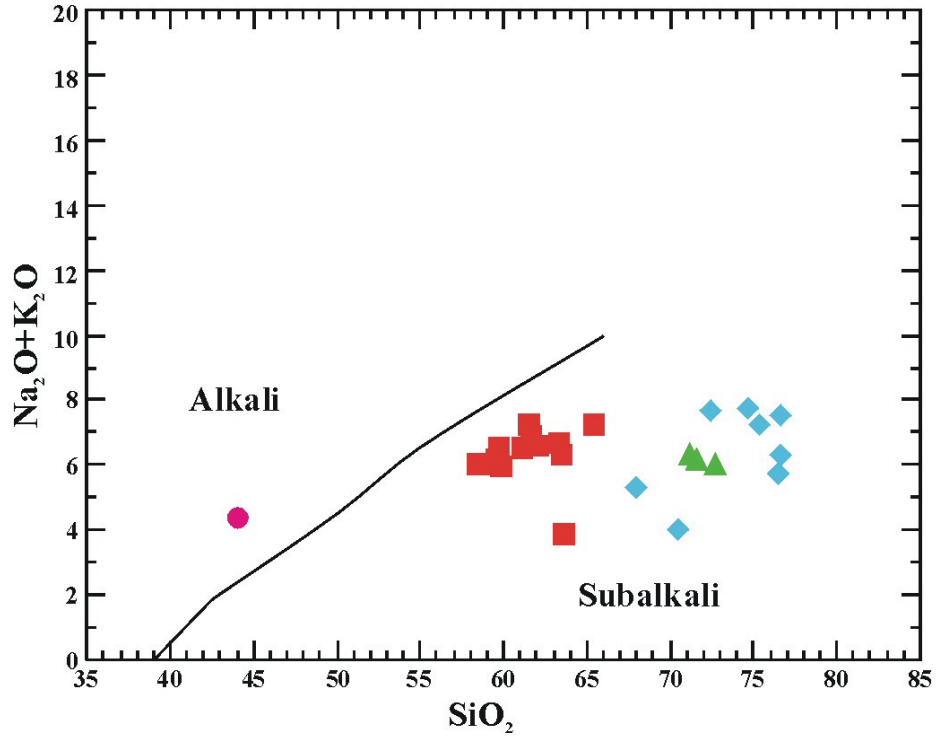


Şekil 4-91. Winchester ve Floyd'un (1977) $\text{Zr}/\text{TiO}_2 \times 0.0001$ e karşı Nb/Y oranlarına göre yapmış olduğu sınıflama diyagramı.

İnceleme alanındaki volkanik kayalar kalkalkalen ve subalkalen karakterde olduğu buna karşılık Taştepe bazaltının alkali bazalt karakterinde olduğu Irvine ve Baragar (1971) diyagramlarında (Şekil 4-92, 4-93) açıkça görülmektedir.



Şekil 4-92. Irvine ve Baragar (1971)'e göre volkanik kayaların genellikle kalkalkalen sahaya düştükleri görülür.



Şekil 4-93. Irvin ve Baragar (1971)'e göre Biga volkanitlerinin subalkali, Taştepe bazaltlarının ise alkali alanda yer aldıkları görülür.

4.3.3.4. İz Element Jeokimyası

İz elementlerin magma içindeki davranışları tıpkı esas element davranışları gibi önemlidir. İz elementler bazı esas elementlerin yerine geçer. Bu durum magmanın kristalizasyon evrimiyle ilgilidir. İnceleme alanındaki volkanik kayalarda yapılan kimyasal analiz sonucu tespit edilen bazı iz element değerleri Tablo 4–16’da verilmiştir.

Tablo 4-16. Volkanik kayaların iz element değerleri.

Andezitik Seri															
Örnek No	Ba	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Th	Pb	Ga	Cs	Hf	Ta	U	V	W
NA-65	1438,30	104,90	655,10	26,70	184,20	14,20	31,80	8,60	18,70	5,90	4,90	1,10	9,30	104,00	3,40
NA-66	1339,30	126,50	718,40	18,20	179,10	14,40	28,40	4,00	19,30	9,20	4,70	1,20	9,70	122,00	3,90
NA-70	1302,80	89,20	503,70	23,90	195,70	14,50	26,90	6,80	19,30	2,50	5,20	1,10	5,90	103,00	1,90
NA-79	1350,00	61,90	662,40	21,00	178,00	14,50	23,90	6,20	19,80	2,80	5,00	0,90	6,40	124,00	2,40
NA-87	1329,30	102,50	617,30	18,90	191,30	13,40	28,30	5,30	18,30	3,80	5,20	1,00	6,80	97,00	2,80
NA-101	1413,00	116,50	516,10	23,80	165,10	13,80	31,60	9,10	16,60	2,70	4,80	1,10	6,50	100,00	1,40
NA-118	1452,10	93,30	706,80	27,50	171,30	13,90	27,00	6,20	16,90	6,00	4,40	1,00	6,90	132,00	2,40
NA-119	1294,30	102,20	610,50	21,80	190,20	13,10	26,00	5,50	17,00	3,60	5,30	1,00	8,10	112,00	2,20
NA-127	1435,10	114,80	522,10	16,30	175,90	12,60	29,70	13,50	16,50	2,90	5,20	1,00	5,60	58,00	1,80
NA-202	1339,70	80,30	638,40	41,50	163,50	13,80	23,20	17,90	18,20	3,00	5,10	0,90	5,90	130,00	2,20
NA-235	1431,90	112,10	678,10	23,90	191,30	14,00	26,20	8,90	20,10	4,60	5,60	0,90	6,60	96,00	2,00
NA-239	1408,10	114,90	587,60	23,20	159,20	13,00	26,80	5,40	17,40	8,10	4,80	1,00	8,50	124,00	2,80
NA-246	1390,70	89,90	702,70	21,80	152,30	11,70	22,60	9,20	16,30	3,80	4,30	0,80	6,50	126,00	2,10
NA-248	833,60	183,50	276,20	18,20	105,00	23,70	52,50	21,00	42,90	9,90	4,10	1,80	9,90	260,00	3,00
NA-373	1145,20	112,40	102,20	11,00	189,30	13,00	26,60	9,60	19,50	3,30	5,40	1,00	6,60	130,00	2,10
Riyolitik Seri															
NA-76	1207,30	166,80	182,50	13,10	108,70	18,80	44,80	22,70	13,90	12,20	3,80	1,50	11,20	7,00	4,30
NA-86	891,10	184,80	149,80	13,90	109,20	18,30	47,20	4,50	13,90	12,70	4,00	1,50	12,30	<5,00	4,00
NA-89	979,40	184,50	127,40	11,70	109,40	18,20	49,30	11,10	12,50	7,80	4,10	1,50	9,10	6,00	4,30
NA-94	1000,70	186,20	117,00	10,60	111,90	19,00	51,40	18,80	13,70	5,80	4,00	1,60	15,00	<5,00	5,10
NA-109	600,80	146,40	60,90	15,30	101,60	21,80	43,80	4,60	13,60	4,40	3,50	1,70	13,20	6,00	5,00
NA-160	570,20	192,60	34,30	14,50	88,60	24,20	41,20	94,40	13,20	12,30	3,60	1,90	8,90	8,00	3,90
NA-193	2943,20	139,80	95,90	14,20	207,30	15,40	32,10	50,30	16,90	10,20	5,90	1,10	9,30	115,00	5,20
İğnimbirit Serisi															
NA-139	607,70	204,50	144,60	19,40	91,30	27,30	41,10	9,50	14,80	24,40	3,50	2,00	10,30	11,00	4,60
NA-400	621,10	213,40	144,10	16,40	87,80	24,30	39,40	10,10	14,30	21,90	3,30	2,00	10,20	14,00	3,50
NA-402	649,90	211,70	151,60	20,60	94,40	27,10	43,00	10,20	14,90	26,60	3,80	2,20	11,40	14,00	3,70
Taştepe Bazaltı															
NA-98	785,10	72,60	689,00	27,60	306,60	63,40	4,80	2,60	22,80	2,40	8,90	3,70	2,60	245,00	0,80

Volkanik kayalara ait iz element verilerinin değerlendirilmesi amacıyla iz elementlerin her birinin SiO₂'ye karşı Harker değişim diyagramları hazırlanmıştır (Şekil 4–94, 4–95). Bu diyagramlarda yapılan değerlendirmeler sonucunda bazı iz elementlerin kendi aralarındaki ilişkileri incelenmiştir. Bu metodla volkanik birimlerin magma odası evrimleri ile ilgili bilgiler edinilmeye çalışılmıştır. Oluşan volkanik

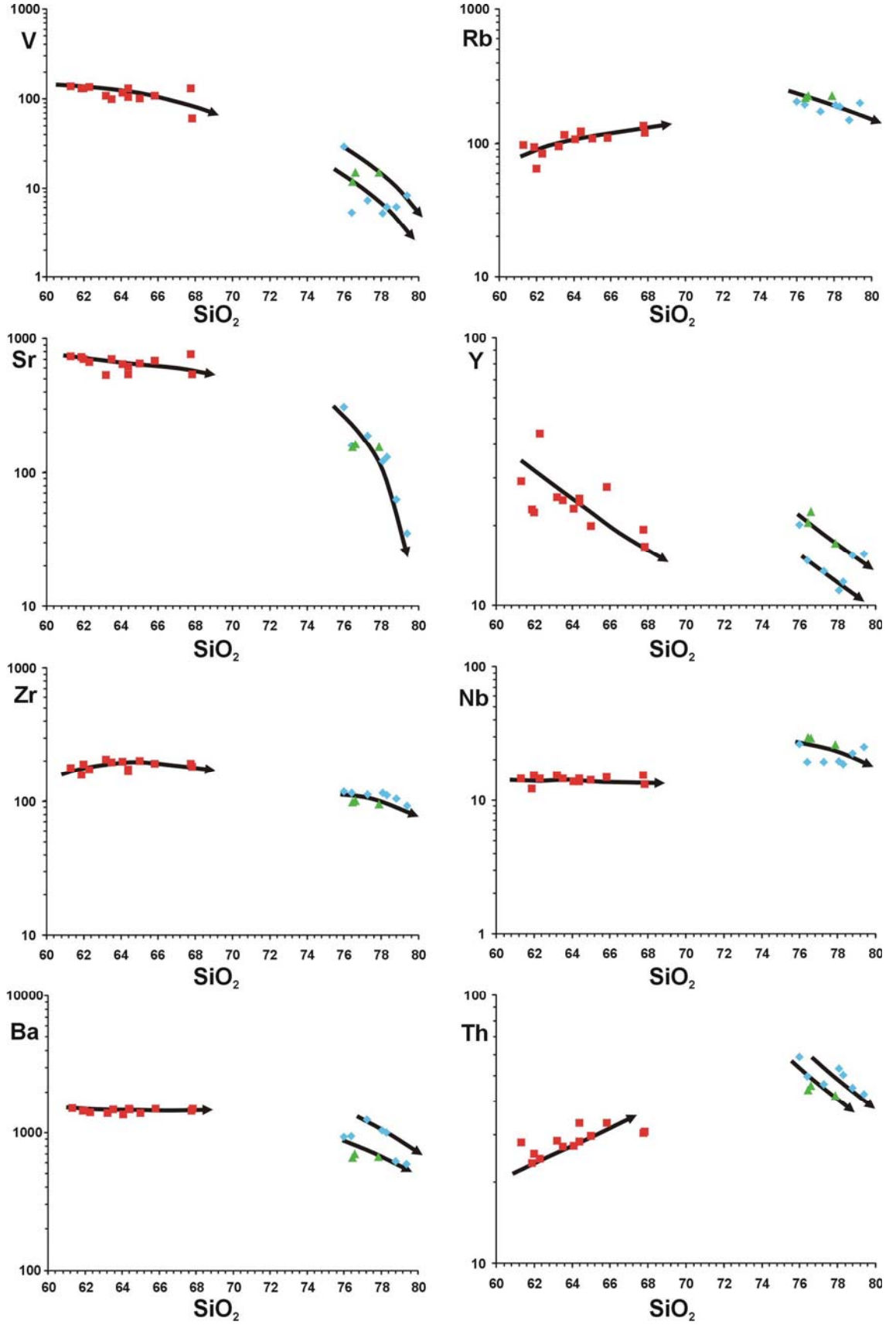
kayaçların aynı magma odasında mı yoksa farklı magma odalarından mı geldiği, kabuksal kirlenme etkili mi, etkili ise ne derece etkili gibi bazı sorular iz element değişimlerinin yorumu ile açıklanmaya çalışılmıştır.

İz elementlerin SiO_2 'ye karşı değişim diyagramlarında farklı gidişler izledikleri görülür. İz elementlerin mineral içerisindeki davranışlarını ayırma katsayıları aracılığıyla anlamak mümkündür. Bazı mineraller ve iz elementler için ayırma katsayıları (K_d) değerleri Tablo 4-17'de verilmiştir. V, Sr, Y, Dy, Er, La ve Lu elementlerinin artan SiO_2 karşısında giderek azaldığı, Ta arttığı buna karşılık Th, Hf, Nb, Ba ve Rb elementlerinin ise artan SiO_2 karşısında andezitik seride artarken riyolitik ve ignimbiritik serilerde azaldığı göze çarpmaktadır. Rb, Ba, Th ve Hf elementlerinin artan SiO_2 karşısında artması, Sr'un ise azalması plajioklas kristal ayırma katsayısını göstermektedir.

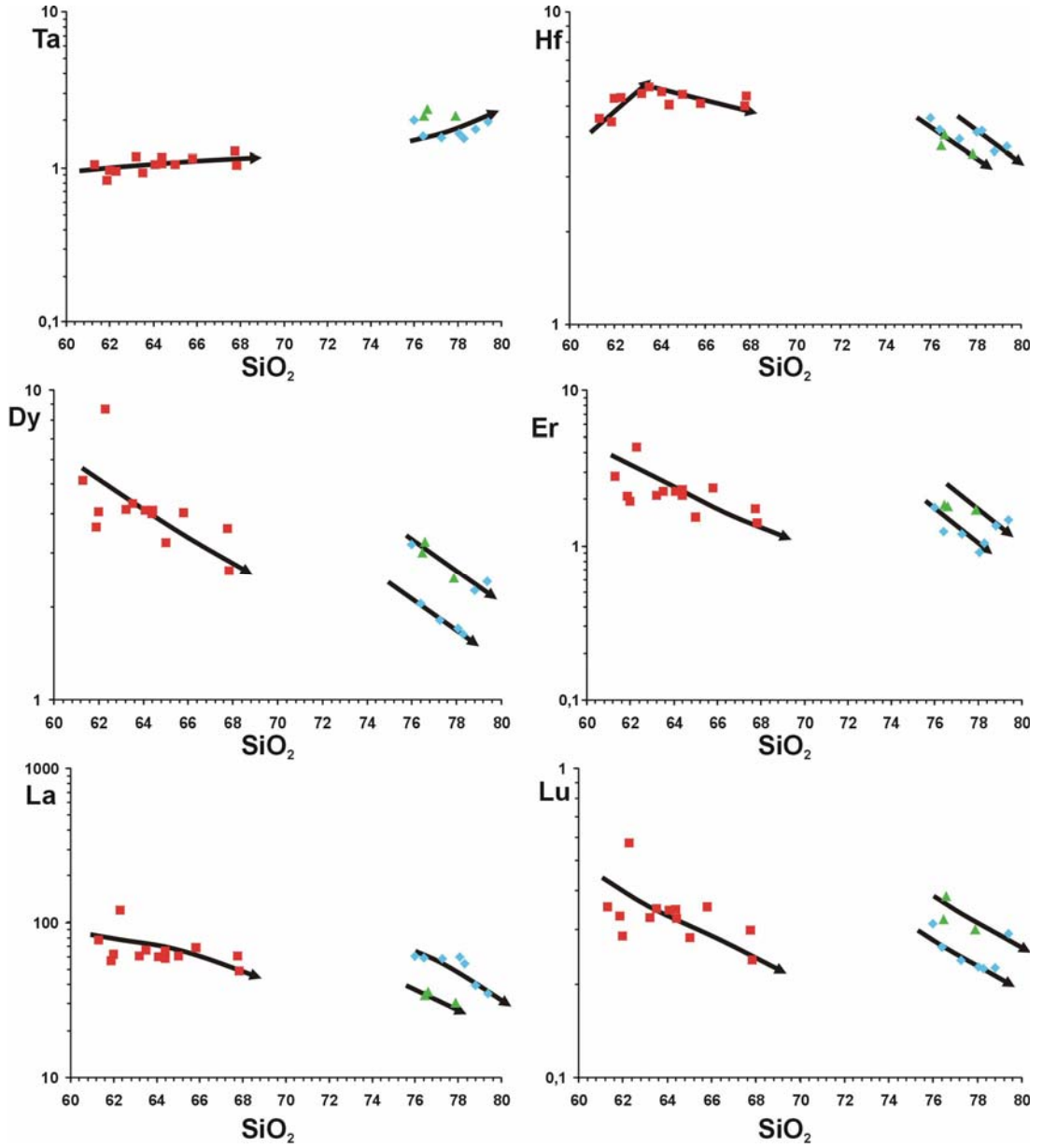
İz elementlerin SiO_2 'ye karşı değişim diyagramlarında V elementinin andezitik seride oldukça yüksek ignimbiritik seride az ve riyolitik seride ise en az düzeyde bulunduğu görülür. V elementi amfibol ($K_d=3$) ve piroksen kristal ayırma katsayısı için önemli bir elementtir ($K_d=1,1$). Andezitik seride de amfibol ve piroksenin birlikte bulunması bu elementin amfibol ve piroksenlerin bünyesinde tutulduğunu gösterir.

Sr'un giderek azalması plajioklas ve alkali feldspat fraksiyonlanmasını gösterir. Sr Ca'ca zengin plajioklasların bünyesinde Ca yerine geçmektedir. Andezitik seride Sr oranı oldukça yüksektir ve riyolitik seride hızla azalır. Riyolitik ve ignimbiritik serilerde Sr'un çok hızlı düşmesi bu kayaçlar için feldspat kristal ayırma katsayısının büyük önem taşıdığını gösterir.

Y elementi de amfibol kristalizasyonunda önemli bir elementtir ($K_d=1,1$ (bazı), $K_d=3$ (ortaç) ve $K_d=9$ (asidik magma). Y elementi küçük oranlarda piroksenlerin bünyesine girebilmektedir. Andezitik ve ignimbiritik serilerde Y oranının yüksek olduğu ve artan SiO_2 oranına bağlı olarak giderek azaldığı görülür. Y elementi andezitik ve ignimbiritik seride özellikle amfibol kristallenmesinde tüketilmiştir. Riyolitik seri için oran düşmüştür. Bu seride amfibol kristali izlenmez.



Şekil 4-94. Volkanik kayaların iz element / SiO_2 Harker değişim diyagramları.



Şekil 4-95 Volkanik kayaçların iz element / SiO₂ Harker değişim diyagramları.

Zr elemanı ise SiO₂ % 68'e gelene kadar hafifçe artmakta sonra azalmaktadır. Ancak magmanın SiO₂ oranı % 68 oranına geldiğinde ani bir sıçrama ile Zr oranı düşmektedir.

Nb özellikle biyotit ve amfibol kristalizasyonu için önemli bir elementtir. Andezitik seride Nb elementinin artan SiO₂ karşısında hemen hemen sabit kaldığı görülür. Bu az oranda biyotit ve amfibol kristallenmesine bağlı değildir. İgnimbirit serisinde ise Nb konsantrasyonu azalmaktadır. Andezit ve ignimbiritlerde petrografik olarak amfibol kristallenmesi tanımlanmıştır. Riyolitik seri de ise Nb oranı artmaktadır. Bu seride amfibol kristalizasyonu izlenmemektedir.

Tablo 4-17. Bazı iz elementler için ayrışma katsayısı (Kd) değerleri (veriler Keskin, 2002 ve Şen, 2001'den alınmıştır).

	Mineral	Amfibol	Plajioklas	Opir	Kpir	Olivin	Biyotit	Sanidin	Granat	Zirkon	Apatit
Mafik Magma	Ba	0,45	0,23	0,002	0,05	0,002			0,001		
	Dy	1,3	0,08	0,1	0,7	0,0096			3,17		
	Er	0,9	0,07	0,2	0,7	0,011			6,56		
	La	0,2	0,12	0,025	0,15	0,04			0,03		
	Lu	0,7	0,03	0,2	0,6	0,016			10		
	Nb	0,3	0,01	0,15	0,04	0,01			0,1		
	Rb	0,1	0,05	0,003	0,035	0,002	2,5	0,01	0,001		
	Sr	0,45	1,2	0,007	0,06	0,0015			0,0015		
	Ta	0,25	0,018	0,15	0,06	0,04			0,06		
	Th	0,07	0,004	0,13	0,03	0,04			0,003		
	V	3,4		0,6		0,06					
	Y	1,1	0,03	0,2	0,55	0,01	0,2		2		
	Zr	0,45	0,01	0,03	0,1	0,01			0,3		
Ortaç Magma	Ba	0,5	0,5	0,01	0,15	0,01	6	0,5	0,006		
	Dy	3,3	0,1	0,4	1,5	0,07	0,15	0	15		
	Er	3	0,1	0,3	1,5	0,011	0,1	0	12		
	La	0,5	0,23	0,2	0,4	0,05	0,15	0	0,1		
	Lu	2	0,05	0,5	1,5	0,035	0,13	0,002	25		
	Nb	1	0,025	0,2	0,2	0,01	1,4	0	0,1		
	Rb	0,13	0,13	0,025	0,06	0,035	3,2	0,18	0,005		
	Sr	0,6	2,6	0,03	0,09	0,02	0,15	0,9	0,008		
	Ta	0,6	0,025	0,25	0,15	0,01	0,7	0,009	1		
	Th	0,15	0,015	0,15	0,1	0,1	0,15	0,008			
	V	32	0,01	1,1	1,1	0,08			8		
	Y	3	0,06	0,45	1,2	0,01	0,45	0	12		
	Zr	1,4	0,03	0,09	0,25	0,01	0,15	0,15	0,6		
Felsik Magma	Ba	0,6	0,9	0,2	0,4	0,0099	7,5	6	0,02	0	0
	Dy	9	0,13	1,5	3,5	0,009	0,65	0,006	30	47,4	34,8
	Er	9	0,18	0,6	2,6	0,011	0,4	0,006	42,8	99,8	22,7
	La	1,5	0,43	1,5	1,2	0,6	0,5	0,05	0,4	4,18	14,5
	Lu	6	0,075	1,5	3	0,016	0,45	0,006	60	264	13,8
	Nb	3,5	0,06	0,7	0,8	0,01	3,5	0,06	0,1	0	0,1
	Rb	0,15	0,3	0,2	0,1	0,035	4,5	0,25	0,02	0	0
	Sr	0,8	6	0,1	0,15	0,0144	0,25	3	0,05	0	0
	Ta	1,5	0,04	0,5	0,35	0,01	1,3	0,013		47,5	0
	Th	0,2	0,04	0,16	0,35	0,3	0,35	0,015		76,8	0
	V								8		
	Y	9	0,15	1	2,5	0,01	0,8	0,13	35	0	40
	Zr	4	0,1	0,25	0,6	0,01	0,5	0,25	1,3	0	0,5

Rb, Ba, Th ve Hf ise kristal ayrışmasının geç evrelerinde oluşan alkali feldspatlar ve zirkon gibi minerallerin bünyelerine girmektedir. Dolayısıyla kristal ayrışmasına paralel olarak magma içindeki konsantrasyonları SiO_2 oranına paralel olarak artar. Rb elementi alkali feldspat başta olmak üzere biyotit ve amfibol bünyesinde; Ba özellikle alkali feldspat kristalizasyonunda kullanılmasına karşılık biyotit, amfibol ve düşük oranda piroksende; Th ve Hf ise çoğunlukla zirkon ve allanit gibi aksesuar minerallerin bünyesinde yer alır. Kristal ayrışması için önemsiz bir mineraldir. Rb andezitik seride artarken riyolitik ve ignimbiritik serilerde artan SiO_2 ile azalır. Diğer taraftan Ba andezitik seride yaklaşık yatay bir gidiş izlerken riyolitik ve ignimbiritik serilerde azalır. Andezitlerde petrografik incelemelerde amfibol, biyotit ve piroksenin aynı kesit içerisinde beraber bulundukları görülür. Ba elementinin artan SiO_2 karşısında fazla artmaması bu elementin feldspatların bünyesinde tutulduğunu gösterir.

Tablo 4–18’de inceleme alanındaki volkanik kayalara ait nadir toprak elementleri (REE) analiz sonuçları verilmiştir. La, Ce ve Nd hafif nadir toprak elementler (LREE) sınıfındadır. La elementi çoğunlukla amfibol, biyotit, ilmenit, apatit ve zirkon minerallerinin bünyesinde yer alır.

Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, ve Ho elementleri orta nadir toprak elementler (MREE) sınıfındadır. Bu elementlerde Eu çoğunlukla alkali feldspat kristal ayrışması için önemlidir. Sm amfibol ve biyotit kristalizasyonunda, Gd, Dy ve Ho ise özellikle amfibol kristallenmesinde önemli ölçüde tüketilir.

Er, Tm, Yb ve Lu elementleri ise ağır nadir toprak elementler (HREE) sınıfındadır. Bu elementlerde çoğunlukla amfibol ve aksesuar minerallerin kristalizasyonunda tüketilirler.

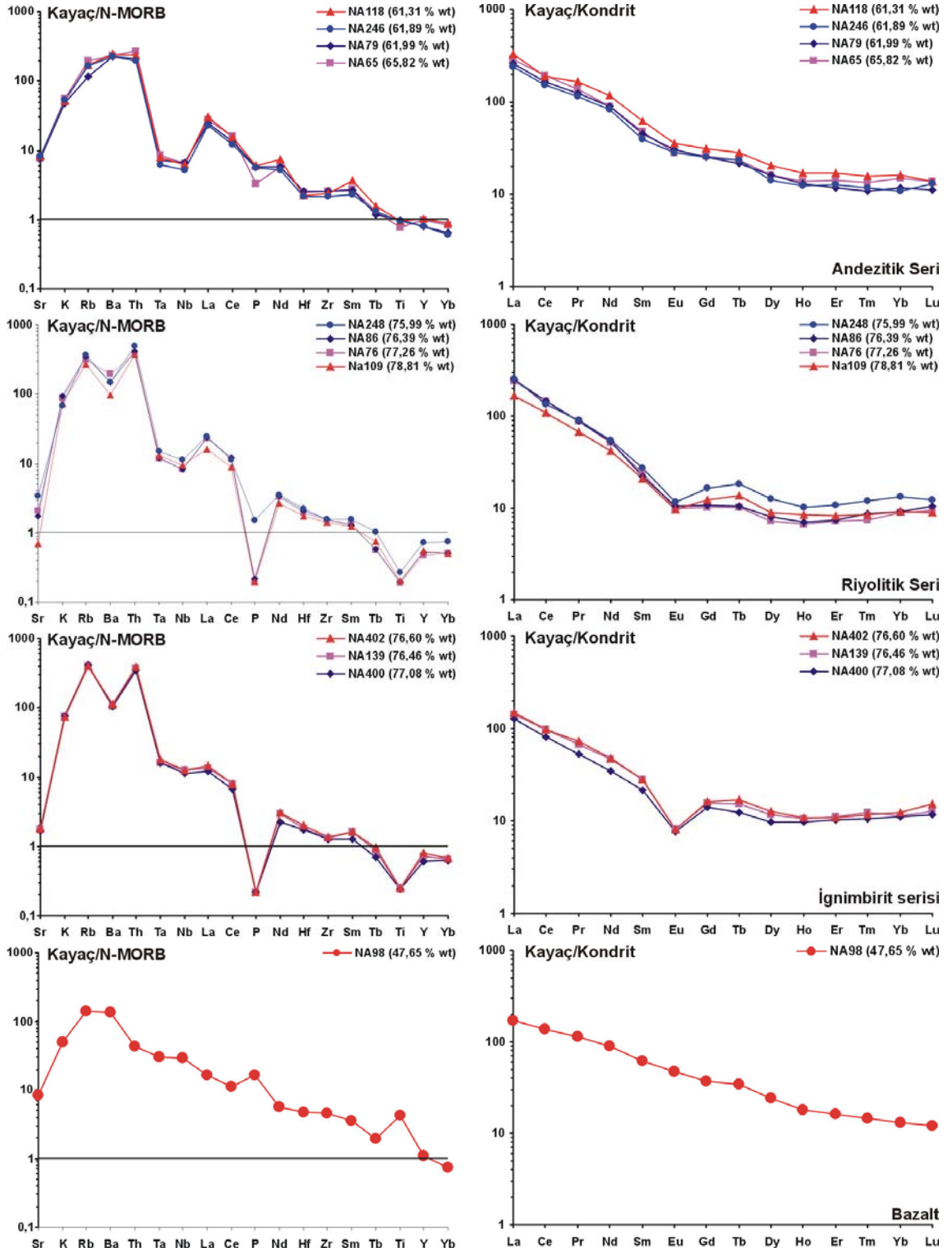
La elementi andezitik, riyolitik ve ignimbirit serilerinde SiO_2 artışı karşısında giderek tüketilmektedir. Dy, Er ve Lu elementlerinin de benzer şekilde davrandığı görülmektedir. Bu da amfibol kristal ayrışmasının önemli ölçüde gerçekleştiğini göstermektedir.

Tablo 4-18. Volkanik kayaların nadir toprak element analiz sonuçları.

Andezitik Seri														
Örnek No	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
NA-65	65,60	114,60	12,54	40,80	7,00	1,57	5,06	0,84	3,89	0,74	2,27	0,33	2,45	0,34
NA-66	57,00	96,50	10,39	35,10	6,10	1,50	4,19	0,59	3,36	0,59	1,62	0,25	1,71	0,28
NA-70	57,20	77,80	10,82	41,30	6,70	1,79	4,61	0,72	3,92	0,71	2,00	0,31	2,07	0,31
NA-79	58,50	94,90	11,22	39,90	6,60	1,68	4,84	0,76	3,84	0,69	1,83	0,26	1,86	0,27
NA-87	58,20	93,20	10,53	35,80	5,90	1,44	3,98	0,60	3,09	0,57	1,46	0,23	1,90	0,27
NA-101	55,80	107,90	11,00	38,70	6,50	1,62	4,96	0,80	3,92	0,73	2,21	0,35	1,79	0,31
NA-118	74,10	110,60	15,03	52,80	9,10	2,01	6,14	1,01	4,95	0,92	2,70	0,38	2,61	0,34
NA-119	57,10	93,70	11,25	40,00	6,40	1,51	4,69	0,84	3,93	0,67	2,14	0,30	1,84	0,33
NA-127	46,90	83,30	8,66	30,40	5,00	1,22	3,47	0,60	2,52	0,50	1,36	0,25	1,58	0,23
NA-202	114,10	202,20	24,47	81,70	14,40	3,16	11,00	1,85	8,30	1,52	4,14	0,66	3,90	0,55
NA-235	64,30	105,80	11,94	40,10	7,10	1,74	5,14	0,88	4,18	0,78	2,18	0,33	2,11	0,34
NA-239	62,20	100,10	10,90	39,70	6,80	1,38	4,90	0,78	3,81	0,71	1,99	0,29	2,24	0,33
NA-246	54,60	89,10	10,58	37,00	5,80	1,56	5,00	0,84	3,50	0,67	2,00	0,29	1,77	0,32
NA-248	54,40	74,70	7,71	23,10	3,70	0,60	3,01	0,62	2,86	0,51	1,59	0,27	2,02	0,28
NA-373	37,90	64,90	6,05	20,70	4,00	0,70	2,69	0,35	1,80	0,35	1,03	0,18	1,29	0,20
Riyolitik Seri														
NA-76	56,20	85,50	8,07	23,50	3,50	0,55	2,01	0,37	1,75	0,36	1,16	0,18	1,48	0,23
NA-86	56,40	85,90	7,99	23,40	3,20	0,58	2,08	0,37	1,94	0,38	1,17	0,21	1,47	0,25
NA-89	53,10	79,40	7,89	21,40	2,90	0,50	1,77	0,31	1,59	0,33	1,02	0,15	1,37	0,22
NA-94	58,00	87,10	8,47	23,90	3,30	0,55	1,88	0,34	1,64	0,33	0,88	0,18	1,25	0,22
NA-109	38,50	65,30	6,32	19,00	3,10	0,54	2,44	0,49	2,20	0,46	1,31	0,21	1,51	0,22
NA-160	33,60	63,40	6,01	19,50	3,10	0,34	2,53	0,44	2,33	0,43	1,43	0,24	1,49	0,28
NA-193	45,20	79,20	8,28	25,90	3,50	0,42	2,30	0,39	1,90	0,42	1,41	0,25	1,69	0,28
İgnimbiritik Seri														
NA-139	31,50	56,00	6,01	20,30	4,00	0,44	2,99	0,53	2,79	0,55	1,71	0,29	1,81	0,30
NA-400	28,30	46,80	4,65	15,10	3,10	0,42	2,70	0,43	2,31	0,51	1,60	0,25	1,76	0,28
NA-402	33,40	56,30	6,42	21,00	4,00	0,44	3,06	0,59	3,05	0,58	1,68	0,28	1,95	0,36
Taştepe Bazaltı														
NA-98	37,80	77,40	9,97	38,50	8,70	2,54	7,04	1,18	5,68	0,94	2,51	0,34	2,08	0,28

Örümcek diyagramlar üzerine iz düşülen iri katyonlu litofil elementler (LIL elementler: Cs, Rb, K, Ba, Sr), düşük değerlikli katyonlar (LFS), yüksek değerlikli katyonlar ve nadir toprak elementlerin seçilen bir kayaç grubuna göre normalize edilmeleri sonucunda kristal ayrışması ve köken konusunda önemli bilgilere ulaşılmaktadır.

Nadir toprak elementlerinin kondrit değerlerine normalize edilmesiyle ortaya çıkan paternler incelendiğinde andezitik seride ve Taştepe alkali bazaltında ağır nadir toprak elementlerinin (LREE), orta nadir toprak elementlerinin (MREE) ve hafif nadir toprak elementlerin (LREE) çok yüksek olmayan bir eğimde LREE'den HREE'ye doğru bir düşüm yaptığı görülür. Buna karşılık Riyolit ve ignimbirit serilerinde Eu anomalisi göze çarpar (Şekil 4-96).

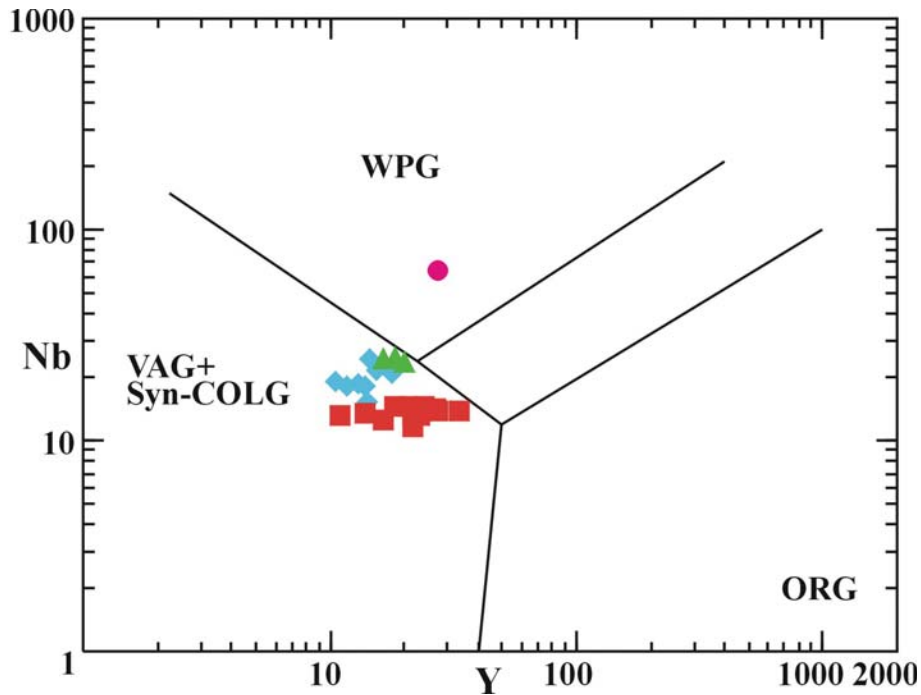


Şekil 4-96. Volkanik kayalara ait nadir toprak elementlerinin N-MORB ve KONDRİT'e karşı normalize diyagramları.

Çoklu element paternlerinin N-Morb değerlerine normalize edildiği diyagramlar (Şekil 4–96) incelendiğinde ise HFS elemntlerden Ta ve Nb’un belirgin bir oranda düşmesine karşılık LFS elementlerin zenginleştiği görülür. Andezitik ve riolitik seriye ait lavların belirgin levha içi karakteri göstermesine karşılık yitim zonu bileşeni içerdikleri ancak ignimbiritik serinin yitim bileşeni içermediği görülmektedir. Riolit ve ignimbirit serilerinde ise LFS elementlerden Ba’da belirgin bir düşme, P ve Ti elementlerinde ise negatif eğilim göze çarpmaktadır. Taştepe bazaltında ise P ve Ti değerlerinin zenginleştiği görülür.

4.3.3.5. Tektonik ortam:

Volkanik kayaçların iz element analiz sonuçlarından Nb, Y ve Rb elementlerinin birlikte değerlendirildiği diyagramlarda (Şekil 4–97) Biga volkanitlerine ait andezit, riolit ve ignimbirit serisi kayaçların volkanik yay ve çarpışmayla eş zamanlı bölgeye düştükleri buna karşılık Taştepe bazaltlarının levha içi alanda yer aldıkları görülür. Pearce ve diğerleri (1984) tarafından granitlerin tektonik ortamının belirlenmesi için hazırlanan bu diyagramlar ortaç – asidik volkanik kayaçların tektonik ortamlarının belirlenmesinde de kullanılmaktadır.



Şekil 4-97. Pearce ve diğerlerine (1984) göre granitoyitlerin tektonik ortamı için hazırlanan diyagramların volkanik kayaçların uygulaması.

4.3.3.6. Magma Odası İşlemleri ve Petrolojik Modelleme

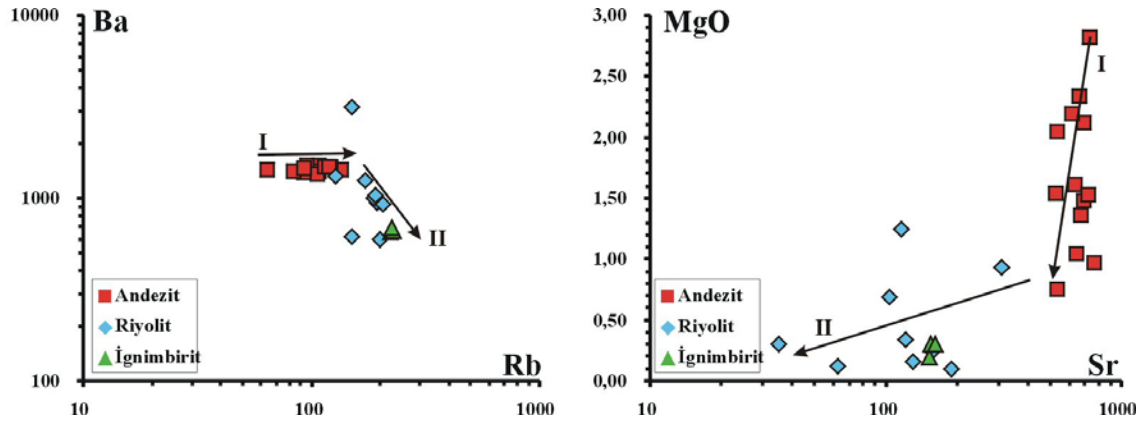
İnceleme alanındaki volkanik kayaçların esas, eser ve iz element değerleri çeşitli değişim diyagramlarıyla değerlendirilmiştir. Andezit ve riolit bileşimli iki farklı magma serisine ait kayaç gruplarının aynı magma odasında evrimleşen primitif bir magmadan mı türedikleri; yoksa farklı magma odalarından mı geldikleri bu bölümde tartışılacaktır. Ayrıca magma odasında kristal ayrışması bağlı olarak ayrılaşan magmanın yüzeyde terslenmiş bir istifi mi görünüyor, magma odasında zonlanma söz konusu olabilir mi, magmada asimilasyon ve kabuksal kirlenme söz konusu mudur gibi magma odası işlemlerinin anlaşılmasına yönelik bu gibi soruların cevaplarının araştırılması gerekmektedir. İnceleme alanındaki kayaç gruplarının SiO_2 oranları %58'den başlar ve %78'e kadar çıkar. Aynı magmatik seriye ait bazik uç üye inceleme alanı ve yakın çevresinde izlenmez. Bu durum petrolojik modellemelerde kullanılabilecek bazik bir uç üye bileşiminin bilinmediği anlamına gelmektedir. Ayrılaşma trendinin başlangıç bölümü eksiktir. Andezitik serinin SiO_2 içeriği %58–66 arasındadır. Riolitik seri ve ignimbiritik serinin ise %73–80 arasındadır. %66–73 arasındaki lav serileri ise izlenmemektedir. Esas element ve iz element analizlerinin değişim diyagramlarında ise %66–73 arasında ani değişimler dikkati çekmektedir. Örneğin Zr, Ba ve Hf oranları %66 SiO_2 oranına ulaşıldığında ani bir düşüş yapmaktadır. Benzer şekilde esas elementlerde de ani sıçramalar dikkat çekmektedir. Bu değişimler üç farklı modelle açıklanabilir:

- 1) Magma odasında kristal ayrışmasında andezitik seri ile riolitik serinin magma odası evrimi sürecinde püskürme gerçekleşmemiş olabilir, bunun neticesi olarak bu kayaçlar yüzeyde izlenmezler.
- 2) Diğer bir alternatif ise magma odası zonlu bir yapıda olabilir. Dolayısıyla farklı zonlardan püsküren kayaçlar böyle bir kompozisyon oluşturabilir.
- 3) Üçüncü bir alternatif ise jeokimyasal açıdan farklı lav serileri farklı magma odalarından geliyor olabilir.

Esas ve iz element değişimlerinin değişik diyagramlara iz düşülerek yukarıda belirtilen üç farklı hipotez test edilecek, inceleme alanı için en uygun modele ulaşılmaya çalışılacaktır.

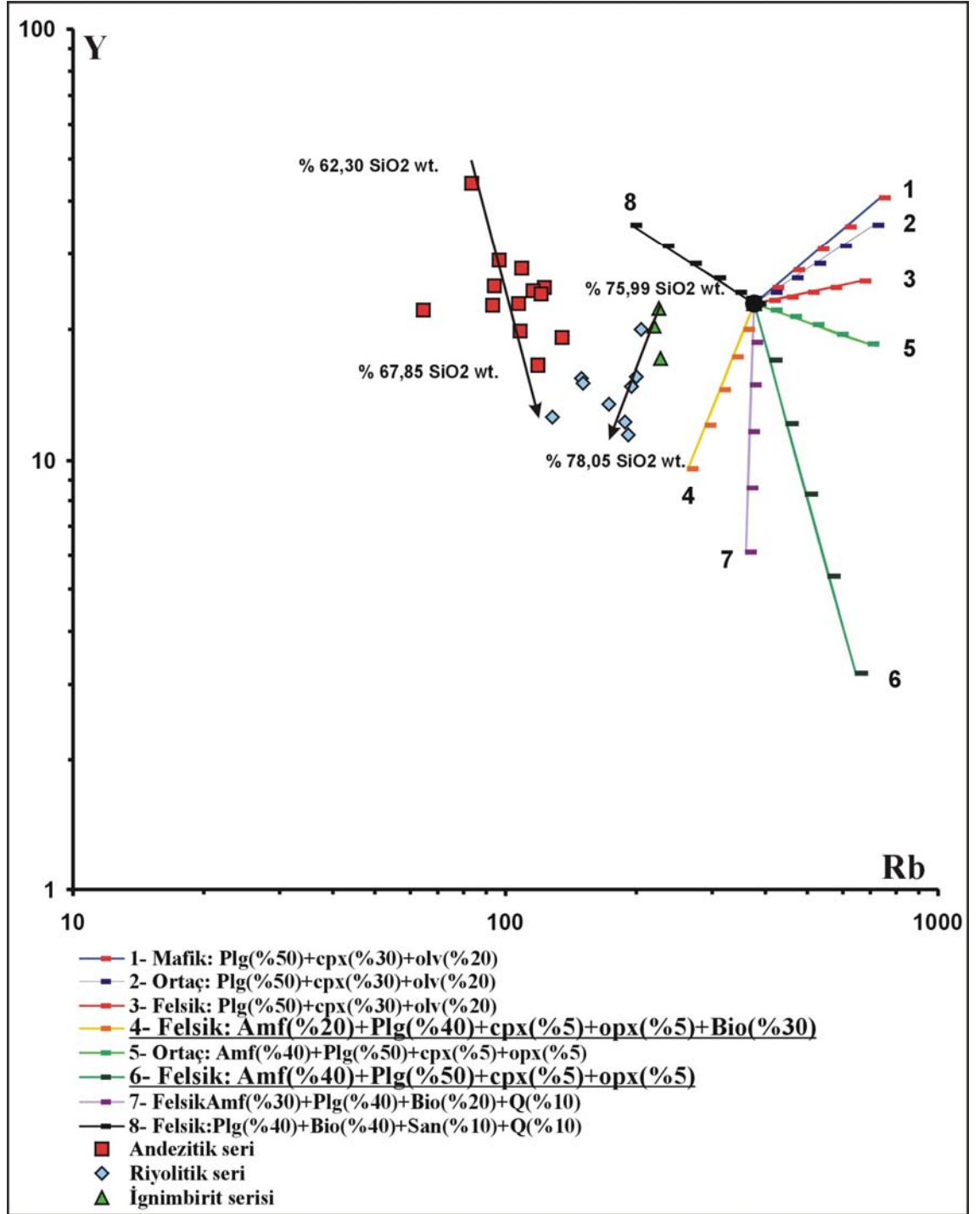
Kristal Ayrışması (FC)

Ba'a karşı Rb elementinin logaritmik olarak iz düşüldüğü kristal ayrışması diyagramında (Şekil 4-98) andezitik serinde feldspat kristalizasyonun (I nolu gidiş) önemsiz olduğu buna karşılık riyoitik ve ignimbiritik seride ise önemli derecede feldspat kristallendiği (II nolu gidiş) görülür.



Şekil 4-98. Ba/Rb ve MgO/Sr diyagramlarına göre kristal ayrışması işlemleri. MgO'ya karşı Sr diyagramında ise andezitik seride ferromagnezyen minerallerin ağırlıklı kristalizasyonu göze çarpar (I nolu gidiş) benzer şekilde riyoit ve ignimbiritik seride de feldspat kristalizasyonu ön plana çıkmaktadır (II nolu gidiş).

FC_Modeler (Keskin, 2002) programı kullanılarak yapılan kristal ayrışması modellemesinde (Şekil 4-99) mafik, ortaç ve felsik magma serileri için Rayleigh vektörlerinden yararlanılmıştır. Bunun amacı problemlere makul bir şekilde yaklaşmak için Rayleigh ayrışma vektörlerinin modellenmesidir, bu bir dizi seçilmiş magma bileşim evrelerinin kristallenme etkilerini gösterir. Daha sonra iki değişkenli diyagramdaki volkanik birimler tarafından şekillendirilen eğimlerin karşılaştırılmasını sağlar. (Keskin, 2002). Y, amfibol kristal ayrışması modellenmesi için ideal bir elementtir. Bu modellemede Rb, "Y" için önemli bir parçadır, çünkü onun iyi bir ayrışım dizini oluşturacağı düşünülmektedir, biyotit ayrışımının görüldüğü felsik magmaları hariç farklılaşma boyunca oldukça uyumsuzdur (Keskin, 2002). Y'a karşı Rb elementinin logaritmik olarak iz düşüldüğü diyagramda bazik, ortaç ve asidik magma serilerinde değişik oranlarda mineral kristalizasyonuna göre kristal ayrışma trendleri belirlenmiştir. İnceleme alanındaki kayaç grupları için kristal ayrışmasının başlangıç evresi bazik uç üye bulunmadığı için bilinmemektedir. Bu nedenle kristal ayrışması evrimi bazaltik uç üyenin bilinmediği bir noktadan itibaren izlenmektedir.



Şekil 4-99. Kristal ayrılaşmasının genel gidişleri modellendiği Y/Rb diyagramı. İçteki balon diyagramda SiO₂ konsantrasyonu gösterilmiştir.

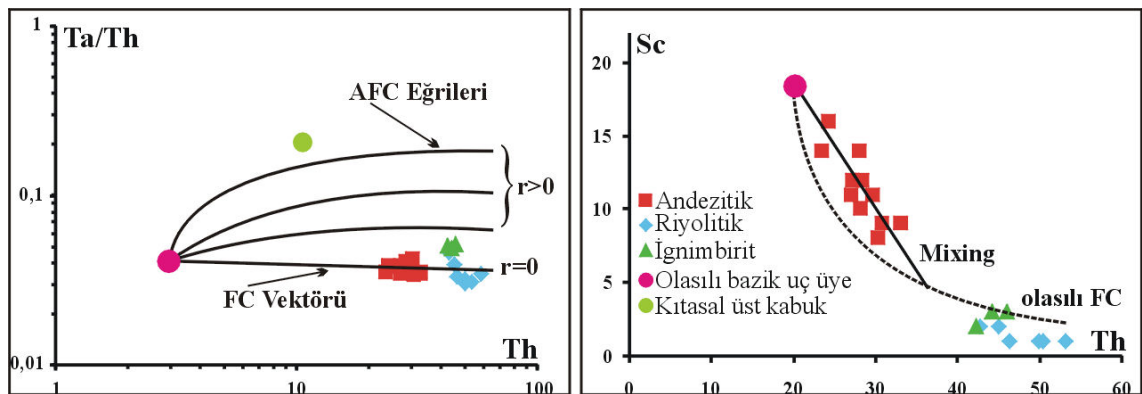
Yapılan kristal ayrılaşma modellemesinde 1’den 8’e kadar gösterilen farklı mineral konsantrasyonları karşısında magma türüne göre magma odası içerisindeki gelişmesi olası farklı ayrılaşma trendleri Şekil 4-99’da gösterilmiştir. Andezitik seriye ait

kayaç gruplarının 6 numaralı seriye yakın bir ilişki gösterdikleri yani felsik bileşimli bir magma için %40 amfibol, %50 plajioklas, %5 klinopiroksen ve %5 ortopiroksen kristal ayrışması trendine uyumluluk gösterdiği belirlenmiştir. Riyolitik seri ve ignimbirit serisi için 4 numaralı vektörle uyumluluk göze çarpmaktadır. 4 numaralı vektör asidik magma için %20 amfibol, %40 plajioklas, %30 biyotit, %5 klinopiroksen ve %5 ortopiroksen kristal ayrışmasını öngörmektedir.

Modelleme sonucunda andezitik seriye ait kayaç gruplarının gösterdiği kristal ayrışma trendi ile riyolitik ve ignimbiritik serilerin gösterdiği ayrışma trendlerinin farklı yönlerde olduğu dikkat çekicidir.

Tablo 4-19. Magma serilerine ait ayrışma katsayıları (Kd) değerleri. Kd değerleri, Keskin'den (2002) alınmış olup, Keskin'de (1994) yapılmış olan bir veri analizi (compilation) sonucunda önerilen rakamları kullanmıştır.

		Amfibol	Plajioklas	Orto-px	Klino-px	Olivin	Biyotit	Sanidin
Mafik magma	Rb	0,1	0,05	0,003	0,035	0,002	2,5	0,01
	Y	1,1	0,03	0,2	0,55	0,01	0,2	-
Ortaç magma	Rb	0,13	0,13	0,025	0,06	0,035	3,2	0,18
	Y	3	0,06	0,45	1,2	0,01	0,45	0
Felsik magma	Rb	0,15	0,3	0,2	0,1	0,035	4,5	0,25
	Y	9	0,15	1	2,5	0,01	0,8	0,13



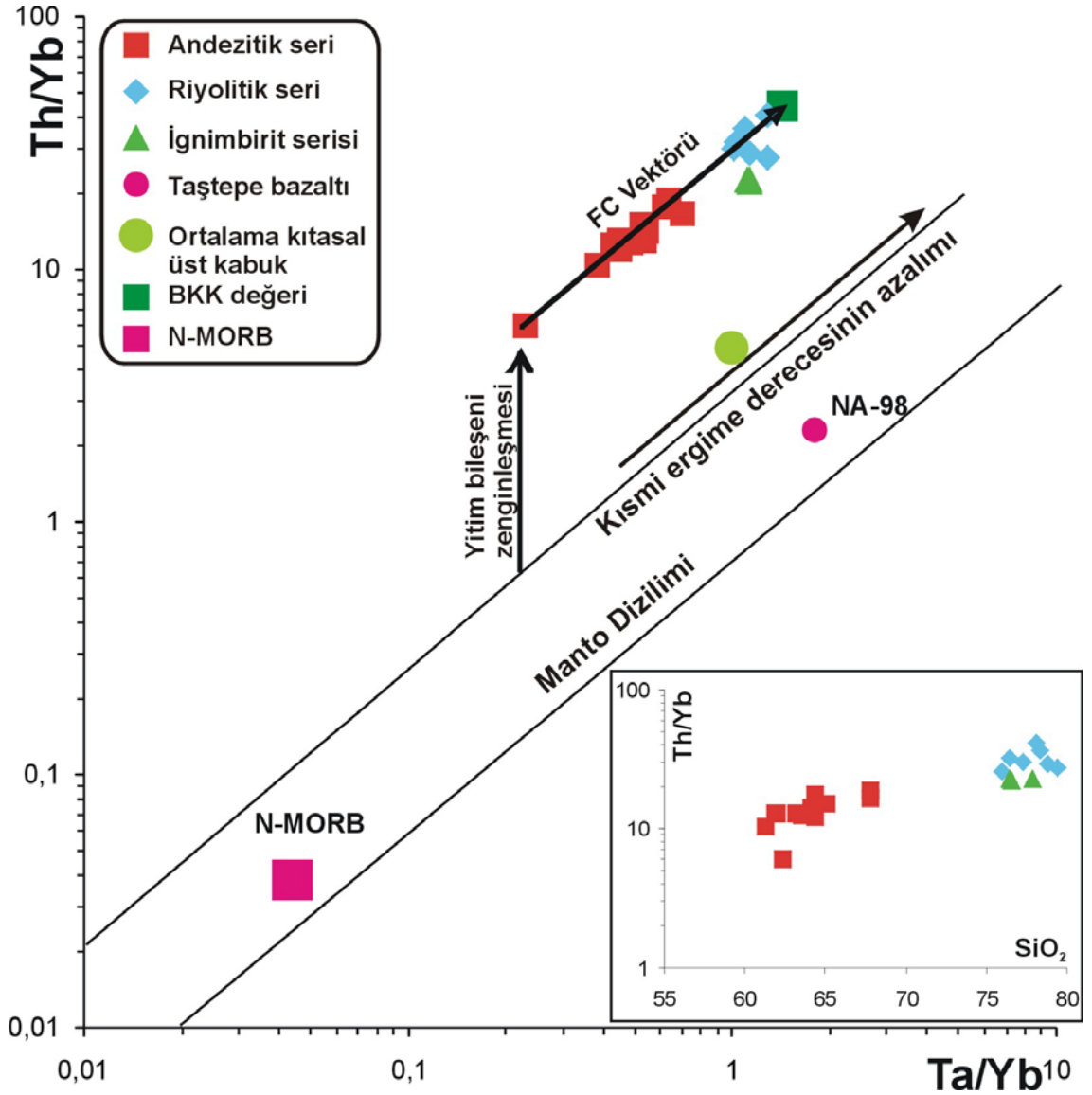
Şekil 4-100. Kabuksal kirlenme ve magma karışım diyagramları (kıtasal üst kabuk verisi: Taylor ve McLennan, 1985).

Ta/Th oranının Th elementine karşı iz düşülmesi ile asimilasyonla birlikte kristal ayrışması (AFC) ilişkisi belirlenebilir (Şekil 4–100). Ortalama kıtasal kabuk değeri

(Taylor ve McLennan, 1985) diyagram üzerine düşürülmüştür. İnceleme alanında bazik uç üye bulunmadığı için bazik uç üye yaklaşık olarak konmuştur. Burada lavların tümünün kristal ayrışması ekseninde yer aldıkları ve kıtasal kabuktan kirlenmesinin önemli derecede olmadığı görülmektedir. Bunun olası nedenleri ya lavların kıtasal kabuk içerisinde kısa süre kalması (ki kısa süre kalmamış ve oldukça evrimleşmişlerdir) ya lavların asimilasyonu gerçekleştirecek kadar sıcak olmaması ya da bölgedeki kıtasal kabuğun lavların bileşimine yakın bir kimyasının olması etkin olabilir. Eğer kristalizasyona eşlik eden bir asimilasyon gerçekleşseydi bazik uç üyeden başlayarak ortalama kıtasal kabuk değerine doğru bir gidiş göstermesi gerekirdi. Bu gidiş şeklindeki eğriler yardımıyla modellenmektedir.

Sc'a karşı Th diyagramında andezitik serinin doğrusal bir hat izlediği riyolitik serinin ise kendi içerisinde farklı bir gidiş izlediği görülür (Şekil 4–100). Olası bazik uç üyeden yola çıkılarak kristal ayrışmasının kesikli çizgideki gibi bir gidiş izlemesi gerekir. Magma karışımı (mixing) olayı gerçekleştiğinde ise bu vektörün doğrusal bir gidiş izlemesi beklenir. Petrografik olarak da andezitik seriye ait lav örneklerinde magma karışım dokularının varlığı bu serinin magma karışımından etkilendiğini gösterir.

Th/Yb'a karşı Ta/Yb diyagramı volkanik kayaların iz element davranışlarından yola çıkarak etkilendikleri tektonik ortamlar, kristal ayrışmaları ve asimilasyonu anlamada faydalı bir diyagramdır (ilk defa Pearce (1983) tarafından kullanılmıştır). Genellikle SiO₂ içeriği %60 ve altında olan kayaç grupları için kullanılan bu diyagram inceleme alanındaki ortaç ve asit kayaçlar için kullanılmıştır (Şekil 4–101). Ortalama kıtasal kabuğa (Taylor ve McLennan, 1985) göre ve Batı Anadolu kıtasal kabuğuna (Aldanmaz, 1998) göre ve N-Morb (Sun ve McDonough, 1989) değerleri bu diyagram üzerine iz düşülmüştür. Biga volkanitlerine ait andezitik, riyolitik ve ignimbirit serileri ile Taştepe bazaltına ait bir örnek de (NA–98) aynı diyagram üzerine iz düşülerek modellenmiştir. Bunun sonucu olarak andezitik seri, riyolitik seri ve ignimbirit serisinin yitim bileşeni açısından belirgin bir zenginleşme gösterdikleri görülmektedir. Ayrıca andezitik seriden başlayarak Batı Anadolu kıtasal kabuk değerine doğru çizgisel bir eğilim izlediği görülür. Asimilasyonun etkisinin çok kuvvetli olmadığı bu diyagramda da belirgindir.



Şekil 4-101. Th/Yb'a karşı Ta/Yb log-log diyagramı (Pearce, 1983) üzerinde volkanik kayaların dizilimi, (Ortalama kıtasal üst kabuk verisi Taylor ve McLennan, 1985'den; N-MORB verisi Sun ve McDonough, 1989'dan; BKK: Batı Anadolu Kıtasal kabuk değeri Aldanmaz, 1998'den alınmıştır).

Taştepe bazaltından alınan bir örneğin ise üst mantodan kaynaklandığı görülür. Diyagram içerisinde yer alan küçük diyagramda da Th/Yb oranının değişen SiO₂ karşısındaki davranışı görülmektedir. Artan SiO₂'ye karşı Th/Yb oranında arttığı dikkati çekmektedir. İçteki küçük diyagramda ise th/yb oranlarının SiO₂ karşısındaki davranışları verilmiştir. Bütün serilerde artan SiO₂ konantrasyonu karşısında th/yb oranın da arttığı görülür.

4.4. YAPISAL JEOLojİ

4.4.1. Güncel Tektonik Durum

İnceleme alanındaki en önemli güncel tektonik yapı Kuzey Anadolu Fayının (KAF) güney kollarıdır. Kapıdağ yarımadası güneyinde Edincik körfezinden başlayan kol yaklaşık K50D doğrultusunda uzanarak inceleme alanının kuzeyinden Çan – Biga fayına birleşir. Çan – Biga fayı yaklaşık K20D doğrultulu bir faydır. Çan – Biga fayı Etili’den Ezine’ye kadar devam eder. Bölge için önemli olan bir diğer fay ise Yenice – Gönen fayıdır. İnceleme alanının hemen güneyinden geçer. K50D doğrultulu bu fay düzlemi Yenice güney batısına kadar devam eder. Üçüncü önemli bir kol ise Paşaköyden başlayıp Sarıköy üzerinden inceleme alanındaki Aşağıınova ve Yukarıınova köylerinin keserek Çan – Biga fayına bağlanan koldur. Bu fay yaklaşık K45D doğrultusundadır ve inceleme alanında çok belirgin bir şekilde izlenmektedir. Tarihsel dönemlerde ve yakın zamanlarda bu faylar üzerinde önemli depremler olmuştur.

Bölgedeki aktif tektonik hatlardan Yenice Gönen fayı 7,2’lik bir deprem ile 1953’te yırtılmıştır. Bu sağ yanal atımlı fayın devamında yer alan Manyas fayı ise 7 büyüklüğünde bir depremle 1964 yılında yırtılmıştır. Fay çözümleri bu faylardan Manyas fayının düşey bir fay olduğunu gösterirken Yenice - Gönen fayının ise yanal atımlı fay olduğunu göstermektedir. Biga yarımadasındaki diğer bir aktif fay zonu ise Edincikten başlayan ve Çan – Biga arasında devam eden fay hattıdır. Bu fay hattının Biga bölümü 1935’de 6,3 ve 6,4’lük iki deprem ile Çan bölümü ise 1983’de 4,9’luk bir depremle kırılmıştır. Kuzey batı Anadolu bloğu içinde oluşan depremlere baktığımızda farklı stres birikimlerini işaret eder. Yenice – Gönen fayı 7,2 ve 6,9 büyüklüğünde yanal bir yırtılma gösterirken Manyas fayı 7 büyüklüğünde bir düşey yırtılma, Çan – Biga fayı ise 4,9 büyüklüğünde ters faylanma yırtılması oluşturur (Üşümezsoy, 2001). GPS verilerini incelendiğinde Gaziköy, Tekirdağ ve Silivri fayları güneyinde yer alan bu depremlerin saatin tersi yönünde dönen bir blok üzerinde yer aldıkları görülür. Bu blokta GPS verilerine göre yılda 2,5 mm B – GB yönlü bir yerdeğiştirme olduğu görülür (Stroub, 1996; Rellinger, 1997). Buna hareket blok içinde yeni tektonik dönemden kalan zayıflık zonlarında zonların yönlerine göre yanal atım (Yenice), düşey (Manyas)

ve ters (Çan) fay kırılmaları oluşturur. Çünkü dönen blok faylar ile biçilerek alt bloklara bölünmüştür. Bu bölgenin dönmesi Güney ve Güney batıya hareketi bu zayıflık zonlarında farklı vektörel rejimlere yol açar. Yenice – Gönen fayına paralel uzanan Sarıköy fayı ise KAF öncesi Biga bloğunu dilimleyen KD doğrultulu fay sisteminin ürünü olan faylardır ve yeni tektonik dönemde aktif olmuşlardır (Üşümezsoy, 2001).

4.4.2. Kıvrımlar

İnceleme alanında belirgin bir antiklinal ve senklinal varlığı belirlenememiştir. Bölgedeki birimlerden Yolindi metagraniti belirgin foliasyonlanma göstermesine rağmen belirgin bir kıvrımlanma göstermez. Karakaya kompleksinin Nilüfer birimine ait metamorfik kayaçlarda yoğun tektonizma nedeniyle birincil kıvrım eksenleri kaybolmuştur. Mevcut konumları göz önüne alındığında blokların kendi içlerinde farklı yönlerde kıvrımlar içerdikleri görülür. Benzer şekilde Karakaya kompleksine ait diğer tektonik birliklerde de belirgin kıvrım eksenleri tespit edilememiştir.

4.4.3. Faylar

İnceleme alanında farklı yönlerde ve sistemlerde fay düzlemleri izlenmiştir. Bunlardan en önemlileri şöyledir:

Bölgedeki en önemli ve en eski fay düzlemi Yolindi metagraniti ile Karakaya kompleksi arasındadır. Bu fay K25B — K10B doğrultulu ve 50° GB'ya eğimli bir ters faydır. Tipik olarak Taşoluk köyü ile Karaburun tepe arasında (Şekil 4-104) ve Yolindi köyü ile Kazıklı Mahallesi arasındaki yol yarmasında görülür. Diğer kesimlerde ise ezik zonları ile belirgin şekilde takip edilir.



Şekil 4-102. Yolindi metagraniti ile Karakaya kompleksi arasındaki fay düzlemi. Taşoluk barajı ile Taşoluk obası arasındaki yol yarması. Fay düzlemi K25B doğrultulu ve 50° GB'ya eğimlidir.

Karakaya kompleksini oluşturan tektonik birlikler arasında da fay düzlemleri ve ezik zonlar bulunmaktadır. Bunlar tipik olarak Karadoru köyü kuzeydoğusunda Körçeşme tepe ve Armutçuk tepe arasında Nilüfer birimi ile Hodul birimi arasında gözlenir. Fay düzlemi belirgin olarak ayırt edilememesine rağmen iki birim arasında ezik zon belirgindir. Çal birimi üzerindeki Permiyen yaşlı kireçtaşı bloklarının Çal birimi ile olan sınırı da tektoniktir ve Aşağınova köyü kuzeybatısında Asar tepede kireçtaşı bloklarının tabanında 1 m kalınlığında bir ezik zon belirlenmiştir. Benzer şekilde Camialan köyü kuzeybatısındaki Çal tepe, Taşlı tepe ve Sivri tepedeki kireçtaşlarının tabanında da ezik bir zon bulunmaktadır.

Abdiağa köyü güneyinden başlayıp yaklaşık K60D doğrultusunda Hoşoba köyüne doğru giden fay düzlemi Alt – Orta Miyosen yaşlı volkanik kayalarla Pliyosen yaşlı alüvyal yelpaze çökellerini sınırlar. Bu fay düzlemi 80° KB'ya eğimlidir. Bu fayın hemen güneyinde Çıplakdaz tepe ve Daz tepenin güneyinde sentetik bir fay düzlemi daha bulunmaktadır. Bu fay düzlemi de Yolindi metagraniti ve Çalbirimi ile volkanik kayaların sınırını oluşturur. Bu fay düzlemi de yaklaşık 80-90° K-KB eğimlidir.

Pança değirmeni mevkiinden Harmanlık sırtı mevkiine doğru giden K50D doğrultulu sağ yanal atımlı fay düzlemi de Sarıkyden başlayıp an – Biga fayına kadar devam eder. Pança ayı vadisi boyunca vadinin iki yanında ezik zonları ve fay düzlemleriyle belirgin olarak izlenir. Fay düzlemi düşeydir ve fay düzlemi üzerinde yanal hareket yönleri izlenir. Bu fayın doğu kolu Karadoru köyü batısında yaklaşık KG doğrultusunda devam eder. Pança ayı vadisindeki fay düzlemine paralel bir fay düzlemi de Camialan ve Arabaalan köylerinin güneyinden geçer. Bu fay düzlemi de yaklaşık K50D doğrultulu ve 90°'lik bir eğime sahiptir. Karakaya kompleksinin birimleri ile geçen volkanik kayalar sınırlar. En iyi Arabalan köyü güneyinde dere içerisinde izlenir.

K45D doğrultulu bir düşey fay düzlemi Uzunburunbaşı ile Sarıkaya mevkileri arasında izlenir. Nilüfer biriminin fillatları ile al birimi grovakları ve spilitik bazaltlarını sınırlar.

Karadoru köyü çevresinde değişik doğrultularda faylar izlenir. Bu faylar başlıca K45B, K50D ve K20D doğrultulu fay düzlemleridir. Bu faylar Karadoru granitoidinin yerleşimi ile ilgili fay düzlemleri olabileceği gibi Patlak sırtı mevkiindeki K50D doğrultulu fay düzlemleri Yenice – Gönen fayının sentetik fayları olup skarn zonu kayaları ile Oligosen yaşlı volkanik kayaları sınırlar.

Işıkeli – Arabalan köyleri arasında geçen volkanik kayalar içerisinde de oldukça bol fay belirlenmiştir. Bunlardan Işıkeli köyü güneyinden Abdaldağın zirvesine doğru K55D doğrultulu fay Eşekitepe güneyinden başlayıp Işıkeli – Arabaalan yol yarmasına kadar belirgin bir şekilde izlenir. Bu fay düzleminin hemen yakınında fay düzlemine paralel bir bazalt daykısı (Taştepe bazaltlarına ait) gözlenir.

Pşkll sayası ile Çamtepe arasında tüfler içerinde bir birine paralel DB doğrultulu iki fay tespit edilmiştir.

Maden tepe ile Kakara tepe arasında yaklaşık KG doğrultusunda uzanan fay düzlemi ise andezitik lavların riyalitik tüfler ve al birimi sınırını belirler. Sarıtarla eşmesinin kuzeyinde faydan alınan l K50D doğrultulu 70° KB'ya eğimlidir.

4.5. TARİHSEL JEOLJİ

Biga yarımadasının temelini Sakarya zonu olarak isimlendirilen metamorfik kayalar oluşturmaktadır (Yılmaz, 1981). İnceleme alanı güney batısında yer alan Kazdağ masifi amfibolit ve yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş kayalardan oluşmaktadır (Bingöl, 1973). Biga yarımadasının bu temelinin Paleozoyik yaşlı granitik bir yay kuşağı ve bu yay kuşağı üzerine bindirmiş kayaç topluluklarından oluştuğu ileri sürülmüştür (Üşümezsoy, 1987, 1995). Paleozoyik yaşlı metamorfik kayaları kesen granitlerin ise Devoniyen yaşlı oldukları düşünülmektedir (Okay ve diğ., 1990). İnceleme alanındaki en yaşlı birim Yolindi metagranitidir. Yolindi metagraniti Sakarya zonu kayalarını kesen Üst Paleozoyik yaşlı granitlerle aynı dönemin ürünü olabilir. İnceleme alanında Yolindi metagranitinin bütün sınırlarının tektonik olması ve birimden yaş analizinin bulunmaması bu granitin stratigrafik konumunun açıklanmasını zorlaştırmaktadır.

Sakarya zonu kayalarını tektonik olarak Orta – Üst triyas yaşlı Karakaya kompleksi tektonik olarak üzerler. Karakaya kompleksi içerisinde boyutları cm'den km'ye kadar değişen Permien yaşlı kireçtaşı ve mermer çakıl ve blokları bulunmaktadır. Karakaya Kompleksinin oluşumu üzerine farklı araştırmacılar tarafından ileri sürülen farklı görüşler bulunmasına rağmen bugün için en geçerli görüş Karakaya kompleksinin farklı tektonik birlikler içeren bir dalma-batma-eklenme kompleksi (subduction-accretion complex) olduğu kabul edilmektedir (Üşümezsoy, 1987; Okay ve diğerleri, 1990; Picket ve diğerleri, 1995; Robertson ve diğerleri, 2004; Picket ve Robertson, 2004). Karakaya kompleksi çok kuvvetli deformasyon geçirmiş Triyas yaşlı okyanusal deniz adaları, okyanus ortası sırt tipi kabuk, hendek tipi çökel kayalar ve Permien – Triyas yaşlı kıtasal parçalardan oluşur (Pickett ve Robertson, 2004). Karakaya kompleksine ait kaya-stratigrafi birimleri düşük dereceli metamorfizmadan etkilenmiştir. Bu kayaların tipik bir yitim zonu prizması ve dalma-batma-eklenme kompleksi olmaları göz önüne alındığında bu kayaların düşük yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirdikleri görülmektedir. Sakarya zonunun diğer birimleri olan ve Karakaya kompleksi üzerinde uyumsuz bir dokanakla yer alan Bayırköy kumtaşları ve Bilecik kireçtaşlarına inceleme alanında rastlanmaz.

Üst Kretase'den sonra Neotetis okyanusunun kapanmasını izleyen süreçte bölgede bir Kıta-Yay kuşağı çarpışması gerçekleşmiştir (Aldanmaz ve diğ., 2000). Çarpışmanın Üst Kretase'de başlayıp Alt Tersiyer'de sona erdiği ileri sürülmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz ve diğerleri, 1994). Biga yarımadasında Eosen'den Üst Miyosen'e kadar çeşitli evrelerde magmatik kayaçların varlığı bilinmektedir (Öngen, 1982; Yılmaz, 1989; Ercan ve diğ., 1995; Aldanmaz ve diğ., 2000; Öngen ve diğ., 2002). Çarpışmayla ilişkili kalkalkalen karakterli magmatizma İlk defa Eosen'de volkanizmayla başlamış, Oligosen – Miyosen dönemlerinde ise granitoyit plutonlarının yerleşimi ve volkanizma ile devam etmiştir. Üst Miyosen – Pliyosen dönemine kadar kalkalkalen magmatizma egemen olmasına karşılık Üst Miyosen'den sonra bölgede alkali magmatizma görülmeye başlamıştır. Bu dönem aynı zamanda sıkışma rejiminin bitip gerilme rejiminin başlangıç dönemi olarak da kabul edilmektedir (Yılmaz ve diğ., 1994). İnceleme alanı ve yakın çevresinde kalkalkalen karakterli magmatizma etkin olarak izlenmektedir. Yenice kuzeyinde geniş bir alanda izlenen granitoyit plutonlarının Oligosen – Miyosen yaşlı oldukları bilinmektedir (Öngen, 1982; Dayal ve Özgenç, 2000; Öngen ve diğ., 2002). İnceleme alanındaki Karadoru granitoyidi genellikle kenar fasiyesi ve alkali granit olarak izlenmektedir. Benzer şekilde inceleme alanı güneyinde yer alan Sofular ve Soğucak granitoyitleri de tavan – kenar fasiyesi ve alkali granit olarak gözlenmektedir. Granitoyitlerin derin kesimleri Nevruz – Çakıroba granitoyitlerine benzerdir. Granitoyilerin tektonik ortam diyagramlarına bakıldığında volkanik yaygranitleri – çarpışmayla eş zamanlı granitler alanında yer aldıklarını alkali granitlerin ise levha içinde evrimleşmiş granitler olduklarını görmekteyiz.

Granitoyitlerin yerleşimlerine bağlı olarak geniş alanlarda kontak metamorfizma ve skarn zonları gelişmiştir. Bu skarn zonları Batı Anadolu'daki birçok maden yatağının oluşumuna neden oldukları için önemlidir. Karadoru köyü ve çevresinde yaklaşık 7 km²'lik bir alanda kontak metamorfizma ve skarn zonu bulunmaktadır. Karakaya kompleksine ait birimlerle olan dokanaklar boyunca görülen kontak metamorfizma ve skarn zonu bu denli geniş olmasına rağmen granit mostralalarının daha dar alanlarda izlenmesi granitoyidin henüz tamamen yüzeylenmediğini ve hemen hemen topoğrafyaya paralel bir şekilde altta devam ettiğini göstermektedir. Karadoru köyü merkezinden alınan skarn zonu kayaçlarının yüksek oranda turmalin minerali içermeleri granitoyit plutonunun burada en fazla 10 m derinde olabileceğini göstermektedir.

Oligosen yaşı granitoyitlerin sokulumuyla eş zamanlı olarak Çan volkanitleri oluşmuştur. Çoğunlukla andezit, dasit, riyodasit ve riyolit karakterli lav, tuf ve aglomeralardan oluşan bu volkanik istif tipik olarak Çan ve çevresi ile Yenice – Gönen arasında geniş bir alanda yayılım sunmasına karşılık inceleme alanında Sarıçayır köyü çevresinde dar bir alanda andezitik tuf şeklinde izlenmektedir.

Bölgede Alt – Orta Miyosen (Ercan ve d.ğ, 1995; Aldanmaz ve diğ, 2000) döneminde etkin olan volkanizmayla Biga volkanitleri oluşmuştur. Biga volkanitleri altta riyolit, riyodasit karakterli lav ve tüflerle başlayıp üst düzeylerine doğru andezitik lavlar şeklinde devam eden bir istiftten oluşmaktadır. Volkanik kayaçların iz element analizlerinin değerlendirilmesi sonucunda riyolitik lavların ve ignimbiritlerin bir magma odasından andezitik lavların ise farklı bir magma odasından geldikleri görülmektedir. Benzer şekilde volkanik kayaçların tamamının kıta kabuğu içerisinde çok uzun süre beklemeden çıktığı ve kabuktan asimilasyon gerçekleşmediği görülür. Andezitik seriye ait volkanik kayaçların petrografik olarak tipik mixing dokuları içerdikleri belirlenmiş ve bu kayaçların jeokimyasal olarak yorumlanması da bu kayaçların magma karışımları içerdiklerini doğrulamıştır. Bu volkanik kayaçları Üst Miyosen – Pliyosen yaşı alkali bazalt daykı kesmektedir. Bazalt dayklarının yerleşimleri bölgede etkin olan fay zonlarını izlemektedir. Alkali bazaltlar dışında kalan volkanik kayaçların tektonik ortamlarının da volkanik yay ve çarpışmayla eş zamanlı oluştukları görülür. Alkali bazaltlar ise levha içi karakterlidir ve alkali bazaltların kökeninin alt manto olabileceği sonuçlarına ulaşılmıştır.

Bölge Miyosen'den sonra önce Ege gerilme rejimi etkisinde kalmış ve Kazdağ masifi gibi metamorfik masifler birer metamorfik çekirdek olarak yükselmiş daha sonra da Kuzey Anadolu Fay (KAF) zonunu etkisinde kalmıştır (Üşümezsoy, 2001). Üst Miyosen – Pliyosen döneminde etkin olan faylara bağlı olarak alüvyal yelpaze çökelleri gelişmiştir. Günümüzde ise bölge tamamen KAF etkisinde son morfolojini kazanmıştır. KAF'ın denetiminde yamaç molozları oluşmuş ve fay zonu içerisinde derin vadiler kazılmıştır.

4.6. EKONOMİK JEOLojİ

İnceleme alanı ve yakın çevresinde endüstriyel hammadde olarak kullanılan farklı malzemler bulunmaktadır. Bu ekonomik oluşuklar bölgedeki mermer ve seramik fabrikaları tarafından işletilmektedir. Yakın çevrede Pb, Zn, Cu cevherleşmelerinin olduğu ve bunların bir zamanlar işletildiği bilinmemektedir (Anıl, 1984). Benzer şekilde Nevruz ve Çakıroba köyleri çevresinde Şeelit minerallerinin geliştiği de belirlenmiştir (Anıl, 1984). Ancak günümüzde metalik maden işletmeciliğinin terk edilip endüstriyel hammaddelerin ön plana çıkmasıyla bu ocakların işletilmesi durdurulmuştur.

4.6.1. Pegmatitler

Özellikle Yolindi metagranitine bağlı olarak gelişmiş olan ve alkali feldspat ve kuvars içeren pegmatitler damarların sıklaştığı ve yoğunlaştığı kesimlerde işletilebilir ekonomik rezervler oluşturmaktadır. Seramik fabrikaları tarafından alkali feldspat kaynağı olarak tüketilmektedir.

4.6.2. Granitler

Özellikle Karadoru köyü doğusunda yüzlek veren aplitik granitler tıpkı pegmatitlerde olduğu seramik fabrikası için feldspat ve kuvars kaynağı olarak kullanılmaktadır. Hemen hemen hiç mafik mineral içermemesi bu malzemenin ideal bir kuvars – feldspat karışımı şeklinde tüketilmesini uygun kılmıştır. Benzer şekilde Yenice Namazgâh stoğunu kesen Namazgâh aplitik graniti de ekonomik olarak işletilmektedir. Bu granitlerde dikkati çeken en önemli özellik kayacı Fe_2O_3 içeriğinin %0,2–0,6 aralığında olmasıdır. Bu seramik firmaları tarafından tercih edilen sınırlar içerisinde kalmaktadır.

4.6.3. Mermerler

Karadoru köyü doğusunda Nilüfer birimi içerisindeki bir mermer bloğu Karadoru granitoyidi kontak metamorfizma ve skarn zonu içerisinde kalmıştır. Mermer bloğunun granite en yakın olduğu bölgede boyutu 1,5–2 cm boyutlu kalsit kristalleri gelişir. Bu kalsitler öğütülerek endüstriyel hammadde olarak işletilmekte ve gerek yurt içi gerekse

yurtdışında kâğıt endüstrisi ve boya gibi sanayi kuruluşlarında kullanılmaktadır. Benzer şekilde bu büyük mermer bloğundan mermercilik sanayi için faydalanılması düşünülmüş ancak granitin yerleşimi sırasında aşırı derecede tektonizmaya uğraması nedeniyle iri blokların çıkarılması mümkün olmamıştır (Şekil 4–105).



Şekil 4-103. Karadoru köyü doğusunda blok mermer üretimi açılmış bir ocak. Granitin yerleşimi sırasında yoğun bir tektonik etkiye maruz kalmış ve deforme olmuştur. Kalsit olarak işletilmektedir.

4.6.4. Riyolitler

İnceleme alanında kısmen kaolinitik ve montmorillonitik alterasyon gösteren riyolit, riyodasit karakterli lavlar ve tüfler bulunmaktadır. Bu riyolitik karakterli lavlar ve tüfler seramik endüstrisi için hammadde olarak kullanılmaktadır. Benzer şekilde Çanakkale ve Balıkesir yörelerinde riyolit riyodasit karakterli altere olmuş lavlar ve tüfler hammadde olarak kullanılmaktadır (Öngen ve Aysal, 2004b). Riyolitler içerisindeki perlitik oluşumlarda başta cam ve seramik sanayi olmak üzere değişik amaçlarla işletilmektedir.

4.6.5. Yapı taşı ve agrega

Karakaya kompleksi içerisindeki çeşitli kireçtaşı blokları bölge halkı tarafından yapı taşı olarak kullanılmaktadır. Yine bazı kireçtaşı blokları inşaat ve yol için agrega olarak işletilmektedir.

5. TARTIŞMA VE SONUÇ

5.1. TARTIŞMA

— Yenice ve Biga çevresinde irili ufaklı pek çok granitoyit sokulumu bulunmaktadır. Bu granit sokulumlarının bazıları Üst Paleozoyik yaşlı ve metamorfik granitlerken Oligosen – Miyosen döneminde yerleşmiş granitlerde bulunmaktadır. Granit sokulumlarının bazılarında radyometrik yaş analizleri yapılmış olmasına rağmen büyük çoğunluğunun hangi yaş aralığında sokulum yaptıkları bilinmemektedir. İnceleme alanındaki Yolindi metagranitinin, Karadoru granitoyidi ve Sarıçayır granitlerinin yaşlarının belirlenmesi bölgenin jeolojik geçmişinin anlaşılmasında önemli bir veri olacaktır. Yolindi metagranitinin oldukça deforme olmuş bir granit oluşu yaşlı bir granit sokulumu olma ihtimalini düşündürmektedir. Ancak inceleme alanının hemen doğusunda yer alan Sarıköy graniti ve Karadoru granitoyitleri oldukça taze ve deformasyondan etkilenmemiş granitlerdir. Karadoru granitoyidi ve Yolindi metagranitinden alınan örneklerin örümcek diyagramlarının birbirinin aynı paternler vermesi bu iki granitin aynı granit olma olasılığını gündeme getirir. Yolindi metagraniti Karadoru granitoyidine ~ 4 km ve Sarıköy granitine ~ 2 km uzaklıktadır. Bu durumda Yolindi metagraniti bu granitlerle eş yaşlı bir granit sokulumunun dinamik metamorfizmaya uğramış bir hali olabilir.

—İnceleme alanındaki gerek granit sokulumları gerekse volkanik kayaçların oluşum ortamlarının çeşitli diyagramlarda değerlendirilmeleri sonucu volkanik yay ve çarpışmayla eş zamanlı magmatizma ürünü oldukları görülür. Oysa Oligosen – Miyosen dönemlerinde bölgede bir volkanik yay veya çarpışma kuşağı bulunmamaktadır. Bu dönemlerde bölge gerilme rejiminin etkisi altındadır. Bölgede Eosen'de kalkalkalen karakterli olarak başlayan volkanizma giderek Miyosen sonu ve Pliyosen dönemlerinde alkali bir karakter kazanmıştır. Jeokimyasal diyagramlarda volkanik ve granitik kayaçların belirgin yitim bileşeni içerdikleri görülür. Ancak bu volkanik kayaçların

daha önceki yitim zonlarının ergimesi ile ilişkili bir magmatizmadan etkilenmeleri ile de mümkün olabilir.

—İnceleme alanında geniş bir alanda bölgesel metamorfik kayalar yayılım sunmaktadır. Karakaya kompleksi Nilüfer ve Hodul birimlerinde belirgin bir metamorfizma izlenmesine rağmen Çal birimi metamorfizmadan fazla etkilenmemiştir. Nilüfer ve Hodul birimine ait kayaç toplulukları düşük yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş mafik ve pelitik kayaç topluluklarından oluşmaktadır. Nilüfer ve Hodul birimi içerisinde metamorfizma geçirmiş bazaltik lav ve tüfler ile diyabaz bloklarına rastlanmasına karşılık Çal birimi içerisindeki bazaltik lavlar metamorfizmadan fazla etkilenmemiş ve birincil fabriklerini olduğu gibi korumuşlardır. Bunun nedeni Nilüfer ve Hodul birimlerinin daha yüksek basınç ve sıcaklıktan etkilenmesine karşılık Çal biriminin etkilenmemesi olabilir. Yani Nilüfer ve Hodul birimi kayaları stratigrafik olarak daha alt seviyeleri temsil etmeleri bu kayaların daha derin zonlarda metamorfizma geçirmelerine karşılık Çal biriminin yeteri kadar gömülmediğini gösterir.

5.2. SONUÇLAR

Çanakkale ili Biga ve Yenice ilçeleri arasında kalan bölgenin detaylı petrografik ve petrolojik incelemesi ile aşağıda ki sonuçlara ulaşılmıştır:

- ✓ Paleozoyik yaşlı Yolindi metagranitinin biyotit ve amfibolce zengin granodiyoritik bir pluton olduğu, oluşum ortamının ise bir çarpışmayla eş zamanlı volkanik yay kuşağını karakterize ettiği görülmüştür. Düşük dereceli yeşil şist fasiyesinde metamorfizmadan etkilenmiştir. Çevresindeki tüm birimlerle dokanağı tektonik olup, bazı bölgelerde yoğun aplit ve pegmatitik damarlarla kesilmiştir.
- ✓ Bölgede geniş bir alan kaplayan Karakaya kompleksine ait birimleri düşük yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş farklı tektonik birlikleri temsil ettiği görülmüştür. Bölgesel metamorfizmanın yanı sıra Karakaya kompleksine ait birimlerin Oligosen – Miyosen yaşlı granitoyit sokulumlarının etkisiyle kontak metamorfizma ve skarn zonu oluşturdıkları belirlenmiştir. Skarn zonları ekonomik açıdan önemli oluşumlar içermektedir.

- ✓ Oligosen yaşı Karadoru granitoyit plutonu iki farklı fasiyeste ayırtlanmıştır. Bunlardan birincisi kenar zonu olup Karadoru köyü kuzeyinde küçük bir mostrada izlenmiştir. İkincisi ise Sarıçayır – Karadoru yolu üzerinde ve alkali granit karakterindedir. Karadoru granitoyidinin çarpışmayla eş zamanlı volkanik yay ortamını karakterize ederken Sarıçayır alkali granitinin tamamen levha içinde evrimleştiği ve Karadoru granitoyidinin son evresini oluşturduğu düşünülmektedir.
- ✓ Oligosen yaşı Karadoru granitoyidinin kontak metamorfizma ve skarn zonu yaklaşık 7 km²'lik bir alanda izlenmektedir. Granitoyit mostraları ise toplam 1 km²'lik bir alanda yüzeylenmektedir. Bu olgu granitoyidin üzerindeki örtünün henüz tamamen aşınmadığını granitoyidin hemen hemen topografyaya paralel olarak yeraltında devam ettiğini göstermektedir.
- ✓ Karadoru granitoyidine bağlı gelişen kontak metamorfizmanın albit-epidot hornfels fasiyesinden başlayıp hornblend hornfels fasiyesine kadar ilerlediği tespit edilmiştir.
- ✓ Karadoru granitoyidine bağlı olarak gelişen skarn zonunun yaklaşık 450°C sıcaklıklara ulaştığı sıvı kapanım çalışmalarıyla belirlenmiştir. Karadoru köy merkezinden alınan skarn zonu örneklerinin turmalin içerdikleri belirlenmiş ve bu durum göz önüne alındığında Karadoru köy merkezinde granitoyidin yüzeyden itibaren en fazla 10 m derinliğindeki bir zonda bulunabileceği belirlenmiştir.
- ✓ Biga volkanitlerinin yapılan detaylı petrografik ve jeokimyasal incelemesinde riyolit ve ignimbirit serileri ile andezitik serinin iki farklı lav serisini karakterize ettikleri belirlenmiştir. Kalkalkalen karakterli bu iki lav serisinin muhtemelen iki farklı magma odasında evrimleştikleri iz element jeokimyası ile ortaya konmuştur. Lav serilerinin kristal ayrışması modellendiğinde iki farklı yönde kristal ayrışması bariz bir şekilde göze çarpmaktadır.
- ✓ MgO—Sr ve Ba—Rb diyagramları kullanılarak yapılan kristal ayrışma modellerinde riyolitik ve ignimbiritik seride feldspat kristalizasyonunun ön plana çıktığı buna karşılık andezitik seride ferromagnezyen minerallerin kristalizasyonunun öne çıktığı görülür.
- ✓ Ta/Th—Th diyagramı kullanılarak lav serilerinin asimilasyondan etkilenme dereceleri araştırılmış ve lav serilerinin tahmini bir bazik uç üyeden itibaren

modellemesi yapılmıştır. Lav serilerinden her ikisinde asimilasyondan fazla etkilenmedikleri görülmüştür.

- ✓ Sc—Th elementlerinin modellendiğinde ise andezitik serinin belirgin magma karışımı (mixing) gidişi sunduğu görülür. Bu olgu petrografik olarak da desteklenmektedir.
- ✓ Th/Yb—Ta/Yb diyagramı kullanıldığında ise lav serilerinin yitim zonu bileşene açısından zenginleştiği görülür. Aynı diyagram üzerinde Taştepe bazaltı örneğinin de manto bölgesinde yer aldığı görülür.
- ✓ Pliyosen yaşlı Taştepe bazaltları genel karakteri alkali bazalt, alkali olivin bazalt karakterindedir. Bazalt lavları Çanakkale çok geniş alanlarda mostra vermektedir. Levha içi karakter gösteren bu lav La/Sm ve Sm/Yb oranlarının yaklaşık 4 olduğu görülür. Bu sonuç alkali bazaltik lavların granatlı lerzolit in ergimesiyle oluşmuş olabileceğini dolayısıyla astenosferik mantodan kaynakladığını göstermektedir.
- ✓ Bölgeye en son morfolojik şeklini Kuzey Anadolu fay zonu vermiştir. Aktif olan bu tektonik hat zaman zaman yıkıcı depremlerle kendini göstermektedir.

KAYNAKLAR

AKARTUNA, M., (1950). İmroz adasında bazı jeolojik müşahedeler. T.J.K. Bült. 2-2, Sayfa: 9 – 17.

AKYÜREK, B., VE SOYSAL, Y., (1983). Biga Yarımadası güneyinin (Savaştepe – Kırkağaç – Bergama – Ayvalık) temel jeoloji özellikleri. MTA Derg., 95/96, 1-12.

AKYÜREK, B., BİLGİNER, E., HEPŞEN, N., PEHLİVAN, Ş., SUNU, O., SOYSAL, Y., DAĞER, Z., ÇATAL, E., SÖZERİ, B., YILDIRIM, H., HAKYEMEZ, Y., (1984). Ankara – Elmadag – Kalecik dolayının temel jeolojik özellikleri. MTA Dergisi, 95/96, 1-13.

ALDANMAZ, E., (1988). Petrogenesis of Late Cenozoic volcanism in Western Anatolia, Turkey. Unpubl. PhD. Thesis. University of Durham, Durham UK.

ALDANMAZ, E., PEARCE, J.A., THIRLWALL, M.F., AND MITCHELL, J.G., (2000). Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post collision volcanicsm in Western Anatolia, Turkey. Journal of volcanology and geothermal research, 102 (2000), 67-95.

ANIL, M., (1984). Yenice (Arapuçandere – Kurttaş – Sofular ve Kalkım Handeresi) Pb – Zn – Cu cevherleşmelerinin köken sorunu ve Tersiyer volkanizmasıyla ilişkileri. Jeoloji Mühendisliği, Sayı: 20, sayfa 17-29.

ANIL, M., (1985). Çakıroba (Yenice-Çanakkale)Granodiyoritine bağlı olarak oluşan skarnlaşmalar ve şeelit zuhuru, C.Ü. Mühendislik Fakültesi Yer Bilimleri Dergisi, C.2, S.1, Ekim 1985.

AYGEN, T., (1956). Balya bölgesi jeolojisinin incelenmesi. MTA enstitüsü yayınları, D 11, 96 s.

BARKA, A.A., (1992). The North Anatolian Fault zone: Annales Tectonicae. Special Issue. Supplement to volume VI. 164-195.

BATCHELOR, R.A., AND BOWDEN, P., (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chemical Geology, vol.48, pp.43-55.

BİNGÖL, E., (1968). Contribution a Le etude geologikue de la partie centale et sudest du Massif de Kazdağ (Turque), These du doctorat, Fac. Sci. Univ. Nancy, 191 s.

BİNGÖL, E., AKYÜREK, B. VE KORKMAZER, B., (1973). Biga Yarımadasının jeolojisi ve Karakaya Kompleksinin bazı özellikleri, Cumhuriyet' in 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliği, MTA Ens. Ankara, 70–77.

BİNGÖL, E., (1976). Batı Anadolu'nun jeotektonik evrimi. MTA dergisi, 86, 14–34. sayfa.

CRAWFORD, M.L., (1981). Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. In L.S. Hollister and M.L. Crawford (eds.), Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology, vol. 6, Mineralogical Association of Canada, 15-100.

ÇALAPKULU, F., (1970). H 17-b2 ve b3 paftalarının jeolojisi. MTA Rapor no: 6826.

ÇOĞULU, H.E. (1977). Metamorfik kayaçların oluşumu. İTÜ Mühendislik Mimarlık Fakültesi yayınları: 118. Gümüşsuyu, İstanbul.223 sayfa.

ÇOĞULU, H.E. DELALOYE, M., CHESSEZ, R., (1965). Sur l'age de quelques roches plutoniques acides dans la region d'Eskişehir – Turquie. Arch. Sci. Geneve. Aust. Bull. 128, 1–48.

DAYAL, A., (1984). Yenice (Çanakkale) granitinin petrografisi ve buna bağlı cevherleşmeler. Doktora tezi. Dokuz Eylül Ün., Fen Bilimleri Ens., İzmir.

DAYAL, A., ÖZGENÇ, İ., (2000). Yenice yöresinde skarn oluşturan plutonik ve volkanik kayaçların radyometrik yaşı (Çanakkale – Biga Yarımadası), Türkiye. 53. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri, 296–297.

DEBON, F., AND LE FORT, P., (1983). A chemical – mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Transactions of the Royal Society of Edinburg: Earth Sciences, 73, 135–149.

ELMAS, A., VE MERİÇ, E., (1996). Geç Miyosen'den günümüze Marmara – Akdeniz bağlantısı ve bunu denetleyen tektonizma. TPJD Bülteni, Cilt 8, Sayı 1, 113–129.

ERCAN, T., TÜRKCAN, A., (1984). Batı Anadolu, Ege Adaları, Yunanistan ve Bulgaristan'daki Plütoların Gözden Geçirilişi. KETİN Sempozyumu, İstanbul, s 189–208.

ERCAN, T., DİNÇÖZ, E., ALAYGUT, D., (1990). Petrology of the Cenozoic volcanics in the Biga Peninsula, NW Turkey. International Earth Sciences Congress on Aegean Region, Proceedings, II, 368–384.

ERCAN, T. SATIR, M., STEINITZ, G., DORA, A., SARIFAKIOĞLU, E., ADİS, C., WALTER, H.J., YILDIRIM, T., (1995). Biga Yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşanlı Adalarındaki (KB Anadolu) Tersiyer Volkanizmasının Özellikleri. MTA Dergisi, cilt 117, s. 55–86.

ERGÜL, E., ACAR, Ş., KORKMAZER, B., (1984). Biga yarımadası Kuzeybatı kesiminin jeolojisi. MTA Rapor no: 41130.

GENÇ, Ş.C., YILMAZ, Y., (1995). Evolution of the Triassic continental margin, northwest Anatolia. *Tectonophysics*, 243, 193 – 207.

GENÇ, Ş.C., (2002). Nilüfer biriminin kökeni üzerine jeokimyasal bir yaklaşım. 55. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri özleri, 100–101.

GÖZLER, M.Z., (1986). Kazdağ batısı Mıhlıdere vadisinin jeolojik ve petrografik incelemesi, *TJK Bülteni*, Cilt: 29, Sayı: 1, 133–142.

GUILBERT, J.M., AND PARK, C.F., JR., (1986). *The Geology of Ore Deposits*. Freeman: New York, 985 sayfa.

HEIN, U.F., (1989). *Microthermometry. Compact course and excersises*, IGDL, University of Göttingen, 52 sayfa.

HOLLISTER, L.S., AND CRAWFORD, M.L., (1981). *Short course in fluid inclusions: application to petrology*. 304 pp., Calgary, Mineralogical Association of Canada.

JOHANNES, W., AND HOLTZ, F., (1996). *Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks*. New York, Springer – Werlag.

KAADEN, G.U.R., (1957). Çanakkale – Biga – Edremit yarımadası bölgesindeki jeolojik saha çalışmaları ve maden yatakları hakkında rapor. MTA Rapor No: 7430.

KALAFATÇIOĞLU, A., (1963). Ezine civarının ve Bozcaadanın jeoloji kalker ve serpantinlerinin yaşı. *MTA Derg*, 60, syf: 60–69.

KAYA, O., WIEDMANN, J., KOZUR, H., (1986). Preliminary report on the stratigraphy, age and structure of the so called Late Paleozoic and/or Triassic “melange” or “sture zone complex” of NW and W Turkey. *Yerbilimleri* 13, 1–16.

KAYA, O., (1991). Stratigraphy of the pre-Jurassic sedimentary rocks of the western parts of Turkey: type area study and tectonic considerations. *Newsl. Stratigr.* 23 (3), 123–140.

KESKİN, M., (1994). Genesis of collision–related volcanism on The Erzurum – Kars Plateau, Northeastern Turkey. PhD thesis, University of Durham, UK.

KESKİN, M., (2002). FC-Modeler: a Microsoft Excel spreadsheet program for modeling Rayleigh fractionation vectors in closed magmatic systems. *Computer & Geosciences*, 28 (2002), 919–928.

KOSINOWSKI, M.H.F.,(1982). MSONRM, a FORTRAN program for the improved version of mesonorm calculation. Computers & Geosciences, vol.8, no.1, pp.111–20.

KRUSHENSKY, R.D., (1976). Neogene calc - alkaline extrusive and intrusive rocks of the Karalar - Yetiller area, north - west Anatolia, Bull. Volcan, 40, p.336 – 360.

KRUSHENSKY, R.D., AKÇAY, Y., AND KARAEGE, E., (1980). Geology of the Karalar – Yeşiller area. Northwest Anatolia, Turkey. U.S. Geol. Sur. Bull. 1461, 1 – 72.

LAÇİN, D., (2003). Biga Yarımadası (Çanakkale-Balıkesir) Halloysitlerinin Yataklanma Özellikleri, Mineralojisi ve Oluşumları. İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi. 162 Sayfa.

LE BAS, M.J., LE MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A., ZANETTIN, B., (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali – silica diagram. J. Petrol. 27, 745–750.

LIPIN, B.R., AND MCKAY, G.A., (1989). Geochemistry and mineralogy of the rare earth elements. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy. 21, 348 p.

MANIAR, P.D., AND PICCOLI, P.M., (1989). Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin, vol.101, pp. 635–643.

MASON, B., AND MOORE, C.B., (1982). Principles of Geochemistry. John Wiley and Sons, Hong Kong, 344 p.

OKAY, A.İ., SİYAKO, M. VE BÜRKAN, K.A., (1990). Biga yarımadası’nın jeolojisi ve tektonik evrimi. TPJD. Bülteni. Cilt:2/1, 83–121.

OKAY, A.İ., SATIR, M., MALUSKI, H., SİYAKO, M., MONIE, P., METZGER, R. VE AKYÜZ, S., (1996). Paleo and Neo-Tethyan events in Northwestern Turkey: Geologic and geochronologic constraints. The tectonic evolution of Asia, A. Yin & T.M. Harrison (eds) 1996 Cambridge University Press. 420–441.

OKAY, A.İ., TÜYSÜZ, O., (1999). Tethyan Sutures Of Northern Turkey. Geological society, London, Special Publications, cilt. 156, s. 475 – 515.

OKAY, A.İ., (2000). “Was The Late Triassic Orogeny in Turkey Caused by The Collision of An Oceanic Plateau?”. The Geological Society of London, volume 173, p. 25–41.

OKAY, A.İ., VE GÖNCÜOĞLU, M.C., (2004). The Karakaya Complex: A review of data and concepts. Turkish Journal of Earth Sciences, Vol 13, 77–95.

ÖNGEN, S., (1982). Yenice (Çanakkale) granitoidlerinin ve yan kayaçlarının petrolojisi, İ.Ü. Doçentlik Tezi. 234 Sayfa.

ÖNGEN, S., AYSAL, N., VE AZAZ, D., (2002a). Çan güneyi (Çanakkale) Geç Tersiyer riyolit – bazalt karakterli volkanizması. 55. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 201–203.

ÖNGEN, S., AZAZ, D., VE AYSAL, N., (2002b). Oligosen yaşlı Namazgah granitoyidi ve damar kayaçlarının petrografisi, Yenice (Çanakkale). 55. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 204–206.

ÖNGEN, S., VE AYSAL, N., (2004a). Sferülitler: kristalizasyon kinetiği. İ.Ü. Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi, C. 17, S. 1, 27–34.

ÖNGEN, S., VE AYSAL, N., (2004b). Use of rhyolitic rocks as a raw material in ceramics. Proceedings of International Symposium on Earth System Sciences 2004, Istanbul – Turkey. Page 265.

PEARCE, A.J., (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In Hawkesworth, C.J., Norry, M.J., (eds.). Continental Basalts and Mantle Xenoliths, Shiva. Cheshire. U.K. pp 230–249.

PEARCE, A.J., HARIS, N.B.W. AND TRINDLE, A.G., (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, Vol. 25, Part 4, 956 – 983.

PICKETT, E.A., ROBERTSON, A.H.F. AND DIXON, J.E., (1995). The Karakaya Complex, NW Turkey: A Palaeo Tethyan Accretionary Complex. Proceedings of the International Symposium on the Geology of the Black Sea Region September 7 – 11, 1992, Ankara, Turkey.

PICKETT, E.A., ROBERTSON, A.H.F., (1996). “Formation Of The Late Palaeozoic – Early Mesozoic Karakaya Complex And Related Ophiolites In NW Turkey By Palaeotethyan Subduction-Accretion”, Journal of Geological Society, London, Vol. 153, p. 995 – 1009.

PICKETT, E.A., ROBERTSON, A.H.F., (2004). Significance of the Volcanogenic Nilüfer Unit and related componenets of the Triassic Karakaya complex for Tethyan Subduction/Accretion prosses in NW Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, Vol 13, 97–143.

RELLINGER, R.E., (1997). GPS measurement of present day crustal movement in the Arabia – Africa – Eurasia plate collision zone. J. Geophys. Res. 102, 9983-9992.

ROBERTSON, A.H.F., USTAÖMER, T., PICKETT, E.A., COLLINS, A.S., ANDREW, T., DIXON, J.E., (2004). Testing models of Late Paleozoic – Early Mesozoic orogeny in Western Turkey: support for an evolving open – Tethys model. Journal of Geological Society, London, Vol. 161, pp. 501–511.

ROOEDDER, E., (1984) Fluid Inclusions. Reviews in Mineralogy, Vol.12, 644 pp. Mineralogical Society of America, Washington.

ROEDDER, E., (1979). Fluid inclusions as samples of ore fluids. In H.L. Barnes (ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. 2nd edition., Wiley Interscience, New York, 684-737.

ROLLISON, H.R., (1993). Using Geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific&Technical, New York. 352 sayfa.

SANER, S., (1985). Saros körfezi dolayının çökelme istifleri ve tektonik yerleşimi, Ege Denizi, Türkiye. TJK. Bült. 28, 1-10.

SHEPHERD, T.J., RANKIN, A.H., AND ALDERTON, D.H.M., (1985). A practical guide to fluid inclusion studies, 239 pp., Blackie-Glasgow.

SİYAKO, M., BÜRKAN, K.A., VE OKAY, A.İ., (1989). Biga ve Gelibolu yarımadalarının Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. TPJD. Bült., 1/3, 183-199.

STROUB, C., (1996). Recent crustal deformation and strata accumulation in the Marmara Sea region NW Anatoia inferred from GPS measurements. *Inst of Geol. And Phokog ETHZ, Mittalungen*, 58, 123 p.

SUN, S.S. AND MCDONOUGH, W.F., (1989). Chemical and isotopic systematics of oceaning basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. and Nory M.J. (eds), *Magmatism in oceran basins*. Geol. Soc. London. Spec. Pub. 42, pp. 313-345.

ŞEN, C., (2001). Ayrımlaşma katsayıları. Magmatik petrojenez, Lisansüstü yaz okulu. D. Boztuğ ve N. Otlı (ed). Akçakoca – Düzce, 2001. TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları No:61, sayfa 61-81.

ŞENGÖR, A.M.C., YILMAZ, Y., (1981). Türkiye’de Tetis’in Evrimine Levha Tektoniği Açısından Bir Yaklaşım. TJK Yayınları, cilt:10.

TAYLOR, S.R. AND MCLENAN, S.M., (1985). The Continental Crust: Its composition and Evolution. *Geoscience Texts*. Blackwell Scientific Publications, London. P. 312.

ÜŞÜMEZSOY, Ş., (1987). Kuzeybatı Anadolu yığışım orojeni: Paleotetisin batı kenet kuşağı. TJK. Bülteni, Cilt: 30, Sayı:2, 53-62.

ÜŞÜMEZSOY, Ş., (1995). Kazdağ syntaxis: The onliqe converging and opposite verging thrust systems of the Paleotethyan arc trench lithologies. *International earth sciences colloquium on the Aegean region, Proceedings*, Vol. 1, 181-201.

ÜŞÜMEZSOY, Ş., (2001). 17 Ağustos Sonrası Marmara!da Deprem Riski. İnkilap yayınevi, İstanbul – 2001. 384 Sayfa.

WILSON, M., (1989). Igneous Petrogenesis. Univ. Hyman, London. 456 p.

WINCHELL, A.N., (1958). The composition and Physical Properties of Garnet. Amer. Min. 43, 595 – 600.

WINCHESTER, J.A. AND FLOYD, P.A., (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, Chemical Geology, vol.20, pp.325–343.

YIKILMAZ M.B., OKAY, A.I. ÖZKAR, İ., (2001-2002). Biga Yarımadasında Pelajik Bir Paleosen İstifi. MTA Dergisi, sayı 123–124, s.21–26.

YILMAZ, Y.; (1981). Sakarya Kıtası Güney Kenarının Tektonik Evrimi, İstanbul Yerbilimleri, İstanbul Üniversitesi, 1–2,33–52.

YILMAZ, Y., (1997). Geology of Western Anatolia. Active Tectonics of Northwestern Anatolia-The Marmara Poly – Project; Theme 3: General Overview, Zürih.

YILMAZ, Y., ALTUNKAYNAK, Ş., KARACIK, Z., GÜNDOĞDU, N. VE TEMEL, A., (1994). Development of neo-tectonic related magmatic activities in Western Anatolia: IAVCEI Uluslar arası Volkanoloji Kongresi, Abstracts, Ankara.

EKLER

Ek-1. Saha gözlemleri tablosu.

Ek-2. Bazı kayaçlar için tipik mineral parajenezlerini gösteren XRD kayıtları.

Ek-3. Biga doğusunun (Çanakkale) jeoloji haritası.

Ek-4. Biga doğusunun (Çanakkale) jeoloji enine kesitleri.

ÖZGEÇMİŞ

05.08.1973 tarihinde Uşak ili Sivaslı ilçesinde doğdu.

İlk, orta ve lise eğitimlerini sırasıyla; Cumhuriyet ilkokulu ve Sivaslı lisesinde tamamladı.

1990 yılında kayıt olduğu İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği bölümünden 1994 yılında mezun oldu.

1995 yılında İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği anabilim dalında yüksek lisansa başladı. “Menderes masifi kuzeydoğu çeperinde (Sivaslı – Uşak) makaslama zonlarının analizi” adlı yüksek lisans tez çalışmasını yaparak 1998 yılında mezun oldu.

1996 Haziran ayında İ.Ü. Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Mineraloji – Petrografi anabilim dalına araştırma görevlisi olarak atandı. Halen bu görevini sürdürmektedir.