

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ * FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**KUZEYBATI ANADOLU GRANİTİK PLÜTONLARININ İZ
ELEMENT VE RADYOJENİK İZOTOP KARAKTERİSTİKLERİ**

DOKTORA TEZİ

Yük. Müh. Dağhan ÇELEBİ

Anabilim Dalı: Jeoloji Mühendisliği

Danışman: Doç. Dr. Nezihi KÖPRÜBAŞI

KOCAELİ, 2011

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ * FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**KUZEYBATI ANADOLU GRANİTİK PLÜTONLARININ İZ
ELEMENT VE RADYOJENİK İZOTOP KARAKTERİSTİKLERİ**

DOKTORA TEZİ

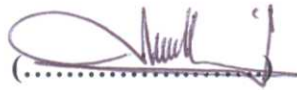
Y.Müh. Dağhan ÇELEBİ

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih: 08 Eylül 2011

Tezin Savunulduğu Tarih: 13 Ekim 2011

Tez Danışmanı

Doç.Dr. Nezihi KÖPRÜBAŞI



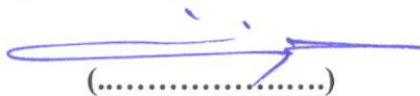
Üye

Prof.Dr. Cengiz KURTULUŞ



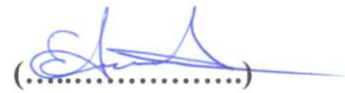
Üye

Prof.Dr. Ömer Feyzi GÜRER



Üye

Doç.Dr. Ercan ALDANMAZ



Üye

Doç. Dr. Orhan KARSLI



KOCAELİ, 2011

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

Jeolojik olarak yeryüzündeki önemli çarpışma kuşaklarından biri üzerinde bulunduğu bilinen Kuzeybatı Anadolu bölgesi Geç Kretase sonrası jeolojik dönemlerde gelişen tektonik aktiviteye bağlı oluşmuş önemli sayıda derin yerleşimli granitoyid kütlelerin varlığıyla karakteristiktir. Orhaneli, Çataldağ ve Ilıca-Şamlı Plütonları da Kuzeybatı Anadolu'da bulunan granitoyid kütlelerindendir.

Orhaneli, Çataldağ ve Ilıca-Şamlı plütonları çarpışma sonrası oluşmuş granitoyidik kütlelerdir. Bu kütlelerin jeokimyasal, petrolojik ve izotopik özelliklerinin ortaya çıkarılması için yapılan bu çalışma KOÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümünde doktora tezi olarak hazırlanmış ayrıca bu çalışma KOÜ Bilimsel Araştırmalar Birimince ekonomik olarak desteklenmiştir.

Çalışmalar sırasında Bölüm laboratuvarlarının kullanılmasında imkanlarını esirgemeyen KOÜ Jeoloji Mühendisliği Bölüm Başkanlığı'na ve her konuda desteklerini esirgemeyen tez danışmanım Doç. Dr. Nezihi KÖPRÜBAŞI'ya teşekkürlerimi sunarım. Değerli görüş ve katkılarını esirgemeyen Sayın Doç. Dr. Ercan ALDANMAZ'a minnet duygularımı sunarım. Arazi ve Laboratuvar çalışmalarında katkılarından dolayı Sayın Dr. Aykut GÜÇTEKİN'e, Sayın Jeoloji Yüksek Müh. Özgür SAPANCI'ya Sayın Jeoloji Müh. Göksel KÜÇÜKBAŞ'a teşekkür ederim. Eğitim hayatım boyunca benden maddi manevi desteklerini esirgemeyen Annem Neşe Yaşar ÇELEBİ'ye Babam Süleyman ÇELEBİ'ye diğer aile fertlerime, eşim Ergül ÇELEBİ ve Oğlum Çağan ÇELEBİ'ye şükranlarımı sunarım.

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR	i
İÇİNDEKİLER	ii
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	iv
TABLolar DİZİNİ	ix
SİMGELER DİZİNİ ve KISALTMALAR	x
ÖZET.....	xii
ABSTRACT.....	xiii
1. GENEL BİLGİLER.....	1
1.1. Çalışmanın Amacı	1
1.2. Çalışma Yöntemleri.....	1
1.3. Coğrafi Durum.....	3
1.3.1. İnceleme alanı.....	3
1.3.2. Ulaşım.....	3
1.3.3. Morfoloji.....	3
1.3.4. Hidrografi	3
1.3.5. İklim	4
1.3.6. Tarım, bitki örtüsü ve ekonomi	4
1.4. Önceki Çalışmalar	5
2. GENEL JEOLojİ.....	19
2.1. Giriş	19
2.2. Stratigrafi	22
2.2.1. Sakarya zonu birimleri.....	23
2.2.1.1. Nilüfer birimi	23
2.2.1.1.1. Kiraz metamorfiti	25
2.2.1.1.2. Çataltepe mermeri.....	27
2.2.1.2. Orhanlar grovağı.....	27
2.2.1.3. Bornova flişi	28
2.2.1.4. Çataldağ granitoyidi	28
2.2.1.5. Ilıca-Şamlı granitoyidi.....	32
2.2.1.6. Neojen detritikleri ve volkanikleri.....	35
2.2.2. Tavşanlı zonu birimleri.....	36
2.2.2.1. Mavişistler	38
2.2.2.2. Orhaneli Granitoyidi.....	39
2.2.2.3. Yüzey Volkanikleri.....	43
3. PETROGRAFi	44
3.1. Giriş	44
3.2. Ilıca-Şamlı Granitoidinin Petrografik Özellikleri.....	44
3.2.1. Granitler.....	46
3.2.2. Granodiyoritler	48
3.2.3. Tonalitler	51

3.3.	Çataldağ Granitoidinin Petrografik Özellikleri	53
3.3.1.	Granitler.....	54
3.3.2.	Granodiyoritler	59
3.4.	Orhaneli Granitoidinin Petrografik Özellikleri	61
3.4.1.	Granitler.....	63
3.4.2.	Granodiyoritler	67
3.4.3.	Tonalitler	69
3.5.	Granitoidik Kayaçlardaki Isı Basınç İzleri	70
4.	JEOKİMYA.....	74
4.1.	Analitik Yöntemler	74
4.1.1.	Toz örneklerin hazırlanması	74
4.1.2.	Ateşte kayıp	75
4.1.3.	Ergimiş tabletlerin hazırlanması.....	75
4.1.4.	XRF ve ICP-MS analizleri	75
4.1.5.	Sr-Nd izotop analizleri.....	76
4.2.	Jeokimyasal Karakteristikler	77
4.2.1.	Ana element karakteristikleri.....	77
4.2.2.	Ana ve iz element bollukları.....	87
4.2.3.	Çoklu element diyagramları	92
4.2.4.	Tektonik ayırtman diyagramları	95
4.3.	İzotop Jeokimyası	97
4.3.1.	İzotop değerlerinin yorumlanması.....	98
5.	PETROJENEZ.....	100
5.1.	Magma Karışımı	100
5.2.	Granitoidik kayaçlardaki Nd-Sr izotop karakteristikleri	103
5.3.	Asimilasyon ve Fraksiyonel Kristalizasyon Etkisi.....	115
5.4.	Magma Kaynağı	120
5.5.	Jeodinamik Ortam	124
SONUÇLAR		127
KAYNAKLAR		130
ÖZGEÇMİŞ		140

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1: Çalışma alanının yer bulduru haritası.	2
Şekil 2.1: Türkiye ve çevresinin tektonik haritası.....	19
Şekil 2.2: Susurluk (Balıkesir)-Orhaneli (Bursa) yöresinin genel jeoloji haritası	24
Şekil 2.3: Çataldağ, Ilıca-Şamlı granitoidlerini içinde bulunduran Sakarya Zonu'nun genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Ölçeksiz).....	25
Şekil 2.4: İnceleme alanında Kiraz Metamorfizminde gözlenen foliasyon yapılarına paralel sokulan Çataldağ Granitoidi ve plütonda izlenen foliasyon düzlemleri.	27
Şekil 2.5: Serçeören köyü civarında izlenen, Çataldağ Granitoidini kesen aplit damarlarının yakın görünümü.....	29
Şekil 2.6: Tektonizmanın etkisi ile gelişen çatlak zonları ile kesilen Çataldağ Granitoidinin görünümü (Fotoğraf yönü KB-GD).	30
Şekil 2.7: Çataldağ Granitoidi ve çevresinin genel jeoloji haritası.....	31
Şekil 2.8: Ilıca-Şamlı Granitoidinde gözlenen MME (mafik magmatik enklav) 'lardan bir görünüm.	33
Şekil 2.9: Ilıca-Şamlı Granitoidini Kurttepe civarında kesen aplit damarlarının yakından görünüşü.....	33
Şekil 2.10: Ilıca-Şamlı Granitoidi ve çevresinin genel jeoloji haritası	34
Şekil 2.11: Ilıca-Şamlı Granitoidindeki büyük granitoidik kütlelerin görünümü (Fotoğraf yönü G/GB-K/KD).	35
Şekil 2.12: Orhaneli plutonunu içimnde bulunduran Tavşanlı Zonu'nun genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Ölçeksiz).....	37
Şekil 2.13: İnceleme alanında izlenen mavişistler çok yoğun bir tektonik deformasyona maruz kalmışlardır (Fotoğraf yönü GD-KB).	38
Şekil 2.14: Orhaneli Granitoidinin ve plütunun yükselimi ile oluşturduğu platonun güney sınırını oluşturan tepelerin Büyükorhan civarından görünümü (Fotoğraf yönü KD-GB).	40
Şekil 2.15: Orhaneli Granitoidinin kenar kısımlarında gözlenen foliasyonlar ve arenitleşmeler.....	41
Şekil 2.16: Orhaneli Granitoidi ve çevresinin genel jeoloji haritası	42
Şekil 3.1: Ilıca-Şamlı Granitoidini oluşturan kayaçların QAP diyagramındaki yerleri.....	45
Şekil 3.2: Granitlerde izlenen holokristalen doku (Ku: Kuvars, Biy: Biyotit Amf: Amfibol, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).....	46
Şekil 3.3: Granitlerde izlenen grafik doku (Ku: Kuvars, A.F.: Alkali Feldispat, A: 10x Çift Nikol, B: 10x Tek Nikol).	46
Şekil 3.4: Granitlerde izlenen zonlu plajiyoklazlar, biyotitler ve özşekilli olarak izlenen amfiboller (Ku: Kuvars, Biy: Biyotit, Plj: Plajiyoklaz, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).....	47
Şekil 3.5: Granitlerde görülen özşekilli amfibol mineralleri (Amf: Amfibol, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).....	48
Şekil 3.6: Granit içindeki anklavlarda görülen mikrogranüler doku (A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).....	48
Şekil 3.7: Granodiyoritlerde izlenen holokristalen doku (Ku: Kuvars, Amf: amfibol, Biy: Biyotit, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).	49

Şekil 3.8: Granodiyoritlerdeki plajiyoklaz minerallerinde gözlenen serisitleşme (Ku: Kuvars, Ser: Serisit, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).	49
Şekil 3.9: Granodiyoritlerde izlenen zonlu plajiyoklaz ve zonlar boyunca gelişmiş serisitleşme, biyotitler ve özşekilli olarak izlenen amfibol mineralleri (Amf: Amfibol, Biy: Biyotit, Plj: Plajiyoklaz, A: 10x Çift Nikol, B: 10x Tek Nikol).....	50
Şekil 3.10: Ilıca-Şamlı plütonundaki granodiyoritlerde izlenen özşekilli amfibol (Amf: Amfibol, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).	51
Şekil 3.11: Granodiyoritlerde izlenen özşekilli sfen (Sf: Sfen, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).....	51
Şekil 3.12: Tonalitlerde izlenen zonlu plajiyoklazlar, özşekilli olarak izlenen amfiboller (Ku: Kuvars, Plj: Plajiyoklaz, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).....	52
Şekil 3.13: Tonalitler içinde gözlenen poikilitik doku. (Biy: Biyotit, Amf: Amfibol, Plj: Plajiyoklaz, A: 10x Çift Nikol, B: 10x Tek Nikol).	53
Şekil 3.14: Çataldağ Granitoidini oluşturan kayaçların QAP diyagramındaki yerleri.	53
Şekil 3.15: Çataldağ Granitlerinde izlenen grafik doku (Ku: Kuvars, A: 10x Çift Nikol, B: 10x Tek Nikol).....	54
Şekil 3.16: Granitlerde izlenen kataklastik doku (Ku: Kuvars, Biy: Biyotit, Op: Opak Mineral, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).....	55
Şekil 3.17: Granitlerde izlenen grafik doku (Biy: Biyotit, Amf: Amfibol A: 10x Çift Nikol, B: 10x Tek Nikol).....	55
Şekil 3.18: Çataldağ Granitlerinde izlenen kataklazlanma etkisi (Amf: Amfibol, Ku: Kuvars, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).....	56
Şekil 3.19: Granitlerde izlenen özşekilli sfen (Sf: Sfen, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).....	57
Şekil 3.20: Granitlerde izlenen muskovit mineralleri (Ku: Kuvars, Msk: Muskovit A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).....	57
Şekil 3.21: Granitlerde izlenen kataklastik doku (Ku: Kuvars, Biy: Biyotit, Msk: Muskovit A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).	58
Şekil 3.22: Çataldağ Granitlerinde pertitik feldispatlarda gözlenen biyotit inklüzyonlar (Ku: Kuvars, Ser: Serisit, Biy: Biyotit, Msk: Muskovit, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).....	58
Şekil 3.23: Çataldağ Granitlerinde izlenen kataklastik doku (Plj: Plajiyoklaz, Msk: Muskovit, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).	59
Şekil 3.24: Çataldağ Granodiyoritlerinde izlenen kataklastik doku (Ku: Kuvars, A.F.: Alkali Feldispat, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).....	60
Şekil 3.25: Çataldağ Granodiyoritlerinde izlenen plajiyoklaz inklüzyonları (A.F.: Alkali Feldispat, Plj: Plajiyoklaz A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).	60
Şekil 3.26: Granodiyoritlerde izlenen özşekilli sfen mineralleri (Sf: Sfen, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).	61
Şekil 3.27: Orhaneli Granitoidini oluşturan kayaçların QAP diyagramındaki yerleri.	62
Şekil 3.28: Orhaneli Granitlerinde izlenen holokristalen doku (Ku: Kuvars, Plj: Plajiyoklaz, Biy: Biyotit A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).	63
Şekil 3.29: Orhaneli Granitlerinde izlenen zonlu plajiyoklaz ve serisitleşme (Plj: Plajiyoklaz, Ser: Serisit A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).....	64

Şekil 3.30: Orhaneli Granitlerindeki biyotitlerdeki opaklaşmaları (Biy: Biyotit, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).....	64
Şekil 3.31: Orhaneli Granitlerindeki biyotitlerde plajiyoklaz inklüzyonları (Plj: Plajiyoklaz, Biy: Biyotit, A: 10x Çift Nikol, B: 10x Tek Nikol).	65
Şekil 3.32: Orhaneli Granitlerindeki amfibol mineralleri ve plajiyoklazlardaki serisitleşmeler. (Plj: Plajiyoklaz, Amf: Amfibol A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).....	65
Şekil 3.33: Orhaneli Granitlerinde izlenen özşekilli sfen (Sf: Sfen, A: 10x Çift Nikol, B: 10x Tek Nikol).....	66
Şekil 3.34: Orhaneli Granitlerindeki anklavları mikroskopik görüntüsü (A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).....	66
Şekil 3.35: Orhaneli Granitlerindeki anklav sınırının mikroskopik görüntüsü. (Plj: Plajiyoklaz, Biy: Biyotit, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).	66
Şekil 3.36: Orhaneli Granodiyoritlerinde izlenen holokristalen doku (Biy: Biyotit, Ku: Kuvars, Plj: Plajiyoklaz A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).	67
Şekil 3.37: Orhaneli Granodiyoritlerinde izlenen plajiyoklazların zonlanmaları ve zonlu plajiyoklazlarda gözüken belirgin serisitleşmeler. (Plj:Plajiyoklaz, Ser: Serisit min. A: 4x Çift Nikol, B: 4x Çift Nikol).....	68
Şekil 3.38: Orhaneli Granodiyoritlerinde izlenen kloritleşmiş biyotit mineralleri içinde inklüzyonlar şeklinde gelişen mineraller (Poikilitik Doku). (Biy: Biyotit, Plj: Plajiyoklaz, Zr: Zirkon A: 10x Çift Nikol, B: 10x Tek Nikol).	68
Şekil 3.39: Orhaneli Tonalitlerinde izlenen holokristalen doku (Plj: Plajiyoklaz, Biy: Biyotit, Amf: Amfibol, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).	69
Şekil 3.40: Tonalitlerde inklüzyon şeklinde gözüken amfibol ve sfen mineralleri (Amf: Amfibol, Sf: Sfen A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).	70
Şekil 3.41: Çataldağ örneklerinde gözlenen kataklazma izleri (Biy: Biyotit Ku: Kuvars, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).....	71
Şekil 3.42: Çataldağ örneklerinde ikincil olarak gelişmiş klorit, mukovit mineralleri (Msk: Muskovit, Biy: Biyotit Kt: Klorit, Ser: Serisit min A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).....	72
Şekil 3.43: Çataldağ örneklerinde ikincil olarak gelişmiş klorit, epidot mineralleri (Ep: Epidot, Kt: Klorit A: 10x Çift Nikol, B: 10x Tek Nikol).	72
Şekil 3.44: Çataldağ örneklerinde gözlenen budinaj yapısı (Biy: Biyotit Ku: Kuvars, Ser: Serisit min A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).....	73
Şekil 3.45: Çataldağ örneklerinde izlenen ikincil muskovit mineralleri (Msk: Muskovit, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).	73
Şekil 4.1: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı plütonlarından alınan örneklerin, toplam alkali ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)' ye karşın SiO_2 içeriği değişim diyagramındaki (Middlemost 1994) yerleri. Alkali subalkali ayırım çizgisi, Irvine ve Baragar., (1971)'dan alınmıştır.....	83
Şekil 4.2: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı plütonlarından alınan örneklerin K_2O içeriklerinin SiO_2 içeriklerine göre sınıflandırılması	84
Şekil 4.3: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı plütonlarından alınan örneklerin ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) ve CaO içeriklerine göre oluşturulan Peacock (1931) diyagramı.	85
Şekil 4.4: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı plütonlarından alınan örneklerin ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$) ve SiO_2 içeriklerine göre oluşturulan Frost ve diğ., (2001) diyagramı.	85

Şekil 4.5: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı plütonlarından alınan örneklerin A/NK ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) ile A/CNK ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) içeriklerine göre oluşturulan diyagram	86
Şekil 4.6: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı plütonlarından alınan örneklerin a: P_2O_5 - SiO_2 b: Pb- SiO_2 içeriklerine göre oluşturulan diyagram.	87
Şekil 4.7: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı plütonlarından alınan örneklerin, Harker tipi ana element oksitlerine karşı SiO_2 diyagramları.....	89
Şekil 4.8: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı plütonlarından alınan örneklerin, Harker tipi iz element içeriklerine karşı SiO_2 diyagramları.....	91
Şekil 4.9: Kuzeybatı Anadolu Plütonlarından alınan örneklerin kondrite göre normalize edilmiş diyagramları a: Orhaneli plütonu örnekleri. b: Çataldağ plütonu örnekleri. c: Ilıca-Şamlı plütonu örnekleri. (Kondrit normalize değerleri Sun and McDonough 1989'dan alınmıştır.)	93
Şekil 4.10: Kuzeybatı Anadolu Plütonlarından alınan örneklerin N-MORB' a göre normalize edilmiş diyagramları a: Orhaneli plütonu örnekleri. b: Çataldağ plütonu örnekleri. c: Ilıca-Şamlı plütonu örnekleri. (N-MORB normalize değerleri Sun and McDonough 1989'dan alınmıştır).	94
Şekil 4.11: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı plütonlarından alınan örneklerin a: Nb-Y b: Rb-(Y+Nb) içeriklerien göre oluşturulan tektonik ayırtman diyagramları (Pearce ve diğ., 1984). VAG: Volkanik yay granitleri ORG: Okyanus ortası sırt granitleri VAG or Syn-COLG: Volkanik yay granitleri veya çarpışma öncesi granitleri WPG: Levha içi granitler	95
Şekil 4.12: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı plütonlarından alınan örneklerin $\text{R1}=4\text{Si}-11(\text{Na}+\text{K})-2(\text{Fe}+\text{Ti})$ ve $\text{R2}=6\text{Ca}+2\text{Mg}+\text{Al}$ içeriklerine göre çizilmiş tektonik ayırtman diyagramı(Batchelor ve Bowden, 1985).	96
Şekil 4.13: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı plütonlarından alınan örneklerin Rb- SiO_2 içeriklerine göre çizilmiş tektonik ayırtman diyagramı(Pearce ve diğ., 1984). VAG: Volkanik yay granitleri Syn-COLG: Çarpışma öncesi granitler.....	96
Şekil 4.14: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı plütonlarından alınan örneklerin Sr izotop içerikleri ile yaş ilişkisinin gösterildiği diyagram (Kapıdağ plütonu için yaş verileri Delaloye ve Bingöl (2000), Sr izotop değerleri Karacık ve diğ., (2008)'den alınmıştır).	98
Şekil 4.15: Kuzeybatı Anadolu Çarpışma sonrası garnitoyidlerinin ϵ Nd-Sr izotop değerlerine göre çizilen diyagram. BSE: Toplam yerküre MORB: Okyanus ortası sırtı bazaltları	99
Şekil 5.1: KB Anadolu çarpışma sonrası yüzeylenen granitoyidlerin $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ oranları. Veriler çoğunlukla iki uç üye bileşenlerin karışımı olarak tanımlanmıştır(Mantodan türemiş M (mafik) ve kabuktan türemiş ergiyikler F (felsik) olarak gösterilmiştir). Mantodan türeyen ergiyikler, KB Anadolu'daki ortalama bazaltik kayaların bileşimiyle gösterilmiştir(Aldanmaz ve diğ., 2000) ve kabuksal ergiyikler, Patino Douce ve Johnston(1991)'ın 850°C, 10 kbar kabuktan türemiş (deneysel) değerleri alınmıştır. Ayrıca, Plajiyoklaz (oligoklas, An_{20}), K-feldispat (kfeld.), biyotit (bio.) ve ilmenit (ilm.) fraksiyonel kristalizasyon vektörleri gösterilmiştir. İç diyagram, kayaların değişen silis içerikleriyle $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ değişimlerini göstermektedir.	102
Şekil 5.2: KB Anadolu çarpışma sonrası granitoyidleri için Rb/Ba- Rb/Sr oranlarını gösteren diyagram. Mafik ve feslik ergiyikler için uç üye bileşimleri Şekil	

5.1'deki gibidir. İç diyagram, kayaçların değişen silis içerikleriyle Rb/Sr değişimlerini göstermektedir.	103
Şekil 5.3: Kuzeybatı Anadolu granitoidik plütonlarının ϵ Nd-($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _i izotop diyagramında gösterimi. Kula Bazaltları, Bodrum volkanikleri Altunkaynak ve diğ.(2009), Ege Miyosen volkanikleri, Armutlu plütunu Aldanmaz ve diğ., (2000), Ege Miyosen volkanikleri Güleç (1991), litosferik ergime ve astenosferik ergime alanları Wilson (1989) ve Davies and von Blackenburg (1995)'den alınmıştır.	104
Şekil 5.4: Kuzeybatı Anadolu'da yüzeylenen granitoidik kayaçların a: ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _i -SiO ₂ , b: ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _i - Rb diyagramında gösterimi. Ortalama Sakarya üst-kabuk Anders (2005)' den alınmıştır.	105
Şekil 5.5: Orhaneli, Çataldağ ve Ilıca-Şamlı Plütonlarına ait teorik fraksiyonlanma vektörleri çizilmiş ve vektörler üzerinde %5'lik kristalizasyon araları gösterilmiştir. log Ba-log Th diyagramı	108
Şekil 5.6: Orhaneli, Çataldağ ve Ilıca-Şamlı Plütonlarına ait teorik fraksiyonlanma vektörleri çizilmiş ve vektörler üzerinde %5'lik kristalizasyon araları gösterilmiştir. a: log Sr-log Ba b: log Sr-log Rb diyagramı.	109
Şekil 5.7: Orhaneli, Çataldağ ve Ilıca-Şamlı Plütonlarına ait teorik fraksiyonlanma vektörleri çizilmiş ve vektörler üzerinde %5'lik kristalizasyon araları gösterilmiştir. log Yb-log Y diyagramı	110
Şekil 5.8: Orhaneli, Çataldağ ve Ilıca-Şamlı Plütonlarına ait teorik fraksiyonlanma vektörleri çizilmiş ve vektörler üzerinde %5'lik kristalizasyon araları gösterilmiştir. log Y-log Sr diyagramı.....	111
Şekil 5.9: Orhaneli, Çataldağ ve Ilıca-Şamlı Plütonlarına ait teorik fraksiyonlanma vektörleri çizilmiş ve vektörler üzerinde %5'lik kristalizasyon araları gösterilmiştir. log Ba-log Rb diyagramı	111
Şekil 5.10: Orhaneli, Çataldağ ve Ilıca-Şamlı Plütonlarına ait teorik fraksiyonlanma vektörleri çizilmiş ve vektörler üzerinde %5'lik kristalizasyon araları gösterilmiştir. log Y-log Rb diyagramı.....	112
Şekil 5.11: Orhaneli, Çataldağ ve Ilıca-Şamlı Plütonlarına ait teorik fraksiyonlanma vektörleri çizilmiş ve vektörler üzerinde %5'lik kristalizasyon araları gösterilmiştir. log Rb/Sr-log Rb/Ba diyagramı.....	113
Şekil 5.12: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı plütonlarının Th/Yb-Nb/Yb içeriklerine göre diğer Kuzeybatı Anadolu granitoidlerinin karşılaştırıldığı diyagram (Pearce 1983).	114
Şekil 5.13: Orhaneli, Çataldağ ve Ilıca-Şamlı Plütonlarının Eu/Eu* - SiO ₂ içeriklerine göre çizilmiş diyagram.	115
Şekil 5.14: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı Plütonlarına ait kayaçlarda Nd-Sr izotop verileri kullanılarak oluşturulan AFC modellemesi	117
Şekil 5.15: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı Plütonlarına ait kayaçlarda Nd-Rb izotop verileri kullanılarak oluşturulan AFC modellemesi	118
Şekil 5.16: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı Plütonlarına ait kayaçlarda Nd-Th izotop verileri kullanılarak oluşturulan AFC modellemesi	119
Şekil 5.17: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı Plütonlarına ait kayaçlarda Nd-U izotop verileri kullanılarak oluşturulan AFC modellemesi	119
Şekil 5.18: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı Plütonlarına ait kayaçlarda Sr-Sr/Rb izotop verileri kullanılarak oluşturulan AFC modellemesi	120

TABLÖLAR DİZİNİ

Tablo 3.1: Ilıca-Şamlı Granitoyidinin modal mineraloji (%) analiz sonuçları.	45
Tablo 3.2: Çataldağ granitoyidinin modal mineraloji (%) analiz sonuçları.....	54
Tablo 3.3: Orhaneli granitoyidinin modal mineraloji (%) analiz sonuçları	62
Tablo 4.1: Orhaneli, Çataldağ ve Ilıca-Şamlı Plütonlarına ait örneklerin kimyasal analiz sonuçları. $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$ (hesaplamalarda Fe_2O_3 (toplam %) olarak kullanılmıştır.) $ADI = mol. A/(C+N+K)$ olarak hesaplanmıştır.	78
Tablo 4.2: Orhaneli, Çataldağ ve Ilıca-Şamlı granitoyidik plütonlarının Sr ve Nd izotop analiz sonuçları.	97

SİMGELER DİZİNİ ve KISALTMALAR

A.F.	: Alkali feldispat
AFC	: Asimilasyon-fraksiyonel kristalizasyon
Amf	: Amfibol
An	: Anortit
Bo	: Bozenköy (Çataldağ plütunu) örnekleri
B	: Batı
Biy	: Biyotit
Cpx	: Klinopiroksen
ÇG	: Çataldağ granitoyidi
D	: Doğu
DB	: Düşük basınç
Ep	: Epidot
FC	: Fraksiyonel kristalizasyon
G	: Güney
GD	: Güneydoğu
HFSE	: Kalıcılığı yüksek elementler
ICP-MS	: Inductively coupled plasma emission spectroscopy
ICP-OES	: Inductively coupled plasma mass spectroscopy
IL	: Ilıca (Ilıca-Şamlı plütunu) örnekleri
İAEKK	: İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağı
K	: Kuzey
KB	: Kuzeybatı
KD	: Kurtdere (Ilıca-Şamlı plütunu) örnekleri
Kil	: Killeşme
KM	: Kirazlı Metamorfiti
Kt	: Klorit
Ku	: Kuvars
LILE	: Geniş iyonlu litofil elementler
LREE	: Hafif nadir toprak elementler
MME	: Mafik magmatik enklav
Msk	: Muskovit
My	: Milyon yıl
N-MORB	: Normal okyanus ortası sırtı bazaltı
O	: Orhaneli plütunu örnekleri
Op	: Opak mineral
Opx	: Ortopiroksen
Or	: Ortoklas
ORG	: Okyanus ortası sırt granitleri
Per	: Pertit
Plj	: Plajiyoklaz
r	: Değişken kontaminasyon- fraksiyonasyon oranı
REE	: Nadir toprak elementler
Ser	: Serisit

Sf	: Sfen
Sü	: Sönlük (Çataldağ plütonu) örnekleri
SynColg	: Çarpışma öncesi granitler
TAS	: Toplam alkali silisyum diyagramı
VAG	: Volkanik yay granitleri
YS	: Yüksek sıcaklık
YK	: Yenikavak (Ilıca-Şamlı plütonu) örnekleri
WPG	: Levha içi granitler

KUZEYBATI ANADOLU GRANİTİK PLÜTONLARININ İZ ELEMENT VE RADYOJENİK İZOTOP KARAKTERİSTİKLERİ

Dağhan ÇELEBİ

Anahtar Kelimeler: Kuzeybatı Anadolu, Granitoyidik Magmatizma Magma Karışımı, Fraksiyonel Kristalizasyon, Asimilasyon ve Fraksiyonel Kristalizasyon

Özet: Bu çalışma Kuzeybatı Anadolu’ da yüzeyleyen granitoyidik bileşimli Orhaneli, Çataldağ ve Ilıca-Şamlı plütonlarının jeokimyasal ve izotopik özelliklerinin belirlenmesi için yapılmıştır.

Çataldağ ve Ilıca-Şamlı Plütonları İAEKK (İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı) nun kuzeyinde yer alırken Orhaneli plütonu İAEKK’ nin güneyinde yer almaktadır. Plütonlardan alınan örneklerin yapılan incelemeler sonucu çok büyük çoğunluğunun granit ve granitoyid bileşiminde olduğu belirlenmiştir. Jeokimyasal veriler Kuzeybatı Anadolu’da çarpışma sonrası oluşan bu plütonların, kalıcılığı yüksek elementlere (HFSE) göre geniş yonlu litofil elementler (LILE) ve hafif nadir toprak elementlerce (LREE) daha fazla zenginleştiğini ve nadir toprak elementlerin (REE) fraksiyon işlemleri geçirdiğini göstermiştir.

Tüm kayaç iz element içerikleri kullanılarak oluşturulan teorik fraksiyonel kristalizasyon (FC) model diyagramlarında örneklerin alkali feldispat, plajiyoklaz, biyotit, amfibol minerallerinin fraksiyonundan etkilendikleri görülmektedir. Asimilasyon-fraksiyonel kristalizasyon (AFC) modellemelerinde çizilen değişken kontaminasyon/fraksiyon oranı olan r ’nin yüksek değerlerde çıkmışlardır. Bu değerlerin yüksek olması bu örneklerin tümünün kıta kontaminasyonu işleminden çok fazla etkilendiğini göstermiştir. Ancak Çataldağ örneklerinin kıta kontaminasyonunun etkisi diğer örneklerle göre daha fazladır. Çarpışma sonrası oluşmuş bu granitoyidik kütlelerin, manto kökenli mafik magmanın fraksiyonel kristallenmesi ve bununla eşzamanlı, sıg veya orta düzeydeki manto odalarında kabuk ergiyiğiyle kontaminasyonundan oluşan bir kökenden meydana geldiği sonucu çıkarılmıştır.

TRACE ELEMENT AND RADIOGENIC ISOTOPE CHARACTERISTIC OF NORTHWEST ANATOLIAN GRANITOIDS

Dağhan ÇELEBİ

Keywords: Northwest Anatolia, Granitoidic Magmatism, Magma mixing, Fractional crystallization, assimilation and fractional crystallization

Abstract: The aim of this study is to determine the geochemical and isotopic characteristics of granitoids exposed in Northwest Anatolia, namely the Orhaneli, Çataldağ and Ilıca-Şamlı plutons.

The Çataldağ and Ilıca-Şamlı Plutons are located to the North and the Orhaneli pluton is located to the south of IAESZ (İzmir-Ankara-Erzincan Suture Zone). Investigations show that most of the rocks sampled from the plutons are granite and granitoid compositions. Geochemical data indicate that these plutons, formed after the continent collisions and are rich Large-Ion Lithophile Elements (LILE) and Light Rare Earth Elements (LREE) relative High Field Strength Elements (HFSE) and Rare Earth Elements (REE).

Theoretical Fractional Crystallization (FC) model is applied by using trace element contents. Model diagrams show that the samples are effected by fractionation of, K-feldspar, plagioclase, biotite and amphibole minerals. Assimilation and Fractional Crystallization (AFC) modellings indicates that, r value, proportion of variable contamination to fraction, is high. High r value denotes that the samples were effected by crustal contamination process significantly. However, the effect of crustal contamination on Çataldağ samples are higher relative to the other samples. Post-collisional granitoidic suites infer an origin by fractional crystallization of mantle-derived mafic magma and simultaneous contamination with crustal melts (AFC) in lower to middle crustal magma chambers.

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Çalışmanın Amacı

Bu çalışma Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Doktora tezi olarak hazırlanmıştır. Çalışmada kuzeybatı Anadolu'da yüzeylemiş batıdan doğuya sırasıyla Ilıca-Şamlı, Çataldağ ve Orhaneli granitoid plütonları incelenmiştir (Şekil 1.1). Bu üç plütondan sistematik olarak alınan örneklerin önce detaylı petrografik incelemeleri yapılmış ve detaylı petrografik incelemeler sırasında örneklerin kimyasal analizleri ve izotop analizleri gerçekleştirilmiştir. Kimyasal analiz sonuçları, plütonların oluşum mekanizmaları sırasında etkin olan fraksiyonel kristallenme, kısmi ergime, magma karışımı ve kirlenmesi olaylarının etkin olduğunu ortaya konmuştur.

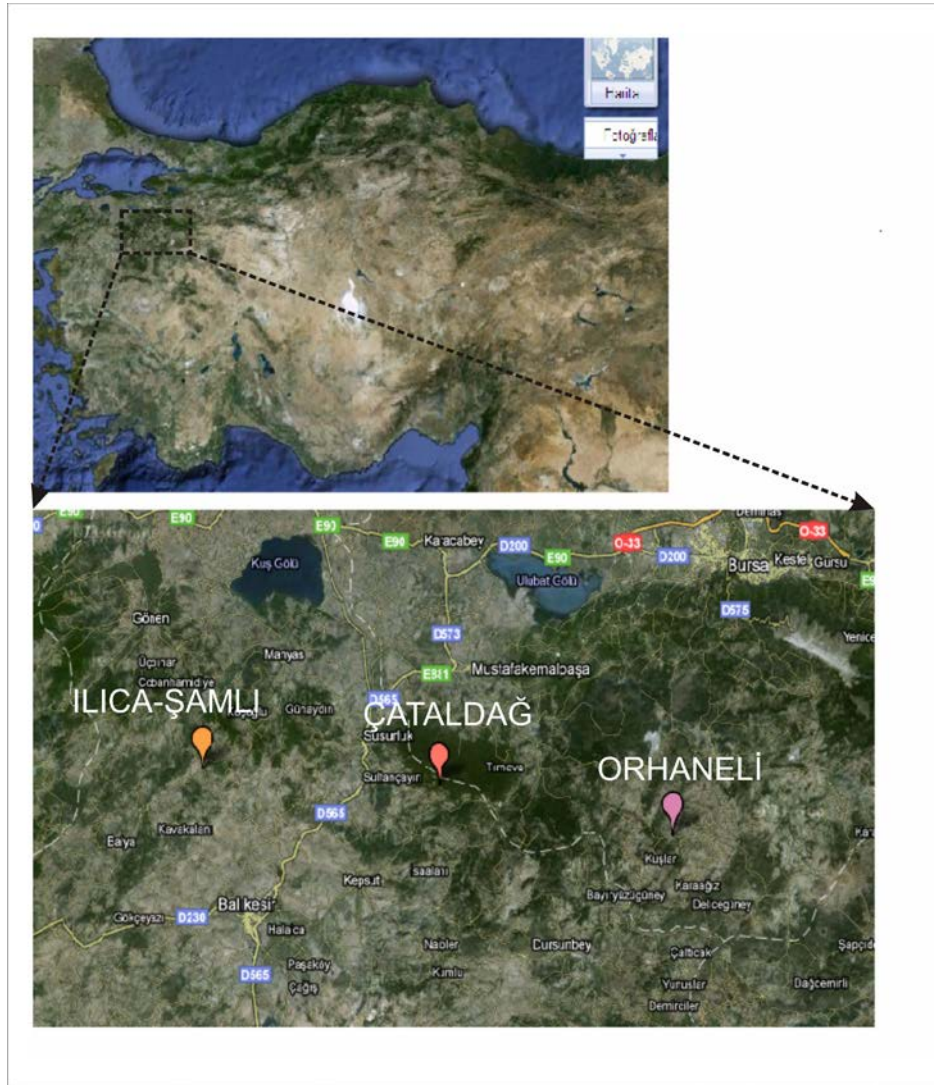
Kimyasal ve izotop analiz sonuçları ile bu plütonların oluştukları magma türünün anlaşılması ve bu magmaların katılaşmaları sırasında hangi minerallerin FC (fraksiyonel kristalizasyon) ile ayrılaşması ve geriye kalan magmanın katılaşması sırasında AFC (asimilasyon-fraksiyonel kristalizasyon) olup olmadığının çeşitli hesaplamalar kullanılarak değerlendirilerek kayaçların jeodinamik önemlerinin araştırılması hedeflenmiştir.

1.2. Çalışma Yöntemleri

Çalışmalar araştırmanın amacına uygun olarak arazi çalışmaları, laboratuvar çalışmaları ve bulguların değerlendirilmesi için büro çalışmaları olmak üzere üç aşamada tamamlanmıştır.

Arazi çalışmaları 2008-2009 ve 2010 yılları yaz aylarında yapılmıştır. Çalışmalar sırasında Ilıca-Şamlı, Çataldağ ve Orhaneli granitoid kütlelerinden ve çevre kayalarda incelemeler yapılmış, gerekli görülen yerlerde jeolojik ölçümler yapılmış ve fotoğraflama işlemleri gerçekleştirilmiştir. Ilıca-Şamlı granitoid kütlelerinden 38

adet, Çataldağ kütlesinden 41 adet ve Orhaneli kütlesinden 44 adet olmak üzere toplam 123 adet örnek alınmış ve bu örneklerden alterasyondan en az etkilenmiş olan örnekler ayrılmış bu örneklerden laboratuvarıda ince kesitleri yapılmıştır. Daha sonra Ilıca-Şamlı granitoyidik kütlesinden 15 adet, Çataldağ granitoyidik kütlesinden 17 adet ve Orhaneli kütlesinden 22 adet örneğin ana ve iz element analizleri yaptırılmış sonuçlar değerlendirilmiş ve bunlar arasından seçilen üç plütona ait 19 örneğin Rb-Sr ve Sm-Nd izotop analizleri yaptırılmıştır. Ayrıca bu örneklerin GPS ile koordinat elde edilen verileri haritada işlenmiştir.



Şekil 1.1: Çalışma alanının yer bulduru haritası.

1.3. Coğrafi Durum

1.3.1. İnceleme alanı

Ilıca-Şamlı, Çataldağ ve Orhaneli plütonları kuzeybatı Anadolu'da yaklaşık olarak doğu- batı uzanımlı olarak yer almakta ve Ilıca-Şamlı ile Çataldağ plütonları İzmir-Ankara Erzincan kenet kuşağının (İAEKK) batı kısmında yer alırken Orhaneli plütonu İAE'nin doğu kısmında yer almaktadır. Bu plütonlar kuzeybatı Anadolu'da geniş alanlara yayılmışlardır, bu plütonların çevresinde Manyas, Susurluk ve Orhaneli ilçeleri yer almaktadır.

1.3.2. Ulaşım

Ilıca-Şamlı ve Çataldağ granitoyidik plütonlarına ulaşım Bursa-Balıkesir karayolu kullanılarak yapılmaktadır ve bu yola bağlanan birçok stabilize ve asfalt yollarla bölgedeki köylere ulaşmak mümkün olmaktadır ayrıca çalışmanın daha iç kesimlerine ise açılmış olan orman yolları ile ulaşım sağlanabilmektedir. Orhaneli plütonuna ise Bursa-Balıkesir karayolundan ayrılan Bursa-Harmancık-Kütahya asfalt karayolu ile ulaşım sağlanabilmektedir. Ayrıca bu yoldan ayrılan stabilize ve asfalt yollar ile çalışma alanına ulaşım kolaylıkla sağlanabilmektedir.

1.3.3. Morfoloji

Ilıca-Şamlı plütonun bulunduğu bölgede Manyas'ın güney ve güneybatı kısımları, dağlık araziyle çevrilidir. Önemli dağları Keltepe, Süreyya ve Ketenlik'tir. Bölgenin en yüksek noktası Keltepe (881 m)'dir. Bölgenin güneyini kaplayan Sülara dağı ise 600 m' yi geçmeyen yayvan ve adeta yüksek bir ova niteliği gösteren dağlık arazidir. Çataldağ plütonun bulunduğu bölgede ise önemli yükseltiler Oyuktepe (1131m), Çobandede tepe (1317 m), Bakacak tepe (693 m), Çataldağ tepe (940 m) bulunmakta ve dağlık alanlar ormanlarla kaplıdır.

1.3.4. Hidrografi

Ilıca-Şamlı civarında en önemli göl olarak hem doğal güzellik açısından hem de dünyada sayılı olan ve göçebe kuşların göç güzergahında bulunan Manyas Kuş

cenneti bulunmaktadır ve bu gölü besleyen birçok dereler bulunmaktadır. Çataldağ plütunu çevresinde irili ufaklı birçok dere bulunmaktadır bunlardan en önemlisi granitoyidik plütunun içinde bulunan Suuçtu şelalesidir. Bu irili ufaklı dereler sırtlar boyunca birleşerek Simav Çayına akmaktadır. Orhaneli plütunu yakınlarında en önemlileri Adırnaz (Orhaneli) Çayı, Emel Çayı ve Atranos (Karasu) çayı bulunmaktadır. Atranos çayı iki koldan ibaret olup biri Kütahya Yoncalı'dan çıkar diğeri ise Simav'dan çıkıp Orhaneli'yi kat ederek birleşip Ulubat Gölü' ne akar.

1.3.5. İklim

Bölge Karadeniz iklimi ile Akdeniz iklimi arasında geçiş bölgesinde bulunmaktadır. Bu sebeple her iki iklimin özelliklerini görmek mümkündür. Ege kıyılarında Akdeniz iklimi gözlenirken yazları sıcak ve kurak geçerken kışları ılık ve yağışlıdır. Marmara kıyıları Karadeniz iklimi etkisi ile Ege kıyılarına nazaran yazlar biraz daha serin kışlar daha soğuk geçmektedir. Orhaneli gibi daha iç kesimlere geçildikçe iklim kara iklimine daha yaklaşılarak yazlar ve kışlar daha serin geçmektedir.

1.3.6. Tarım, bitki örtüsü ve ekonomi

Çalışma alanı içinde bulunan plütonların çevresinde genellikle tarım ve hayvancılık yapılmaktadır. Bölgedeki yükseltilerin geneli ormanlarla kaplı olup kızılçam, karaçam, meşe, gürgen tipi ağaçlar bulunmaktadır. Orhaneli ve çevresinde toprağın meyve ağaçları için verimli olmasından dolayı çilek ve vişne yetiştirilmekte ve bu meyveler ithal edilmektedir. Ilıca-Şamlı ve Çataldağ bölgelerinde ise yine tarım ve hayvancılık hakim olup her türlü tarım yapılmaktadır. Ilıca-Şamlı ovalarında pancar, pamuk, ayçiçeği, patates, soğan, kavun, karpuz bol ekilir ve çok verimli olur. Dağ köylerinde buğday, çavdar, arpa, mısır ekilir. Bunun haricinde ekonomik olarak Orhaneli' de madencilik önemli yer tutmaktadır. Kömür işletmesi ve krom, linyit, manyezit, asbest, dolomit, mermer, kalsit, feldispat, siyenit, kireç taşı, demir içeren maden yatakları bulunmakta ve işletilmektedir. Ilıca Şamlı' da ise termal su kaynakları sebebiyle termal turizm gelişmiştir. Çataldağ ve civarında ise skarn tipi maden yatakları sebebiyle işletilen maden ocakları bulunmaktadır.

1.4. Önceki Çalışmalar

Çataldağ, Ilıca-Şamlı ve Orhaneli granitoyid kütleleri Kuzeybatı Anadolu’ da yüzeylenmektedir. Jeolojik olarak yeryüzündeki önemli çarpışma kuşaklarından biri üzerinde bulunduğu bilinen kuzeybatı Anadolu bölgesi Geç Kretase sonrası jeolojik dönemlerde gelişen tektonik aktiviteye bağlı oluşmuş önemli sayıda derin yerleşimli granitoyidik kütlelerin varlığıyla karakteristiktir. Bu oluşumlar son yıllarda araştırmacıların ilgisini çekmiş ve bölgede çeşitli araştırmalar yapmışlardır. Bu incelemeler özetle aşağıdaki gibi sıralanabilir:

Bürküt (1966), Çataldağ granitoyidinin doğu kısmında yaptığı çalışmalarda çevredeki metamorfik kayaları kesen (kristalin şist, migmatit kompleksi) apofiz karakterli granodiyorit, mikrodiorit ve diyorit porfirlerin olduğunu gözlemlemiştir. Ilıca Şamlı granitoyidinde yaptığı çalışmalarda ise granitoyidlerin granodiyoritik bileşimde olduğunu ve iri hornblend, biyotit kristallerinin karakteristik olduğunu belirtmiştir. Ilıca’nın kuzeyinde plütonun hidrotermal etkilerle geniş alan yayıldığını ve Şamlı civarında ise plütonun Geç Jura yaşlı kireçtaşlarına sokulum yaparak buradaki kireçtaşlarını kontakt metamorfizmaya uğrattığını söylemiştir. Orhaneli granitoyidinde yaptığı çalışmalarda da plütonun kontakt metamorfizma zonlarında yer yer tonalitik bileşimde olduğunu savunmuştur.

Ataman (1972, 1973), Çataldağ ve Ilıca-Şamlı granitoyidlerinde yaptığı çalışmada, düşük ilksel $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranlarının 0.706 ile 0.711 değerleri arasında olduğunu söylemiştir. Bu değerlerin jeosenklinallerdeki grovamlara yakın olduğunu savunmuş ve bu plütonların Paleosen sonrası jeosenkinal malzemenin alta dalması ve erimesinden türemiş olabileceğini savunmuştur. Orhaneli plütonun ise Paleosen sonunda, jeosenkinal çökel grubuyla birlikte oluştuğunu ve daha sonra bu plütonun Geç Eosen’de Alpin orojenezinin etkisi altında kaldığını ifade etmiştir.

Bingöl (1976), çalışmasında Batı Anadolu’nun jeotektonik gelişimini açıklarken Menderes masifi kuzeyinde granodiyoritik plütonlara değinmiş ve bu plütonlarda yapılan jeokronolojik çalışmalarda genellikle Erken Tersiyer yaşı bulunduğunu

belirtmiş ve bu bulgular ışığında granodiyoritik plütonların Mesozoyik yaşlı birimleri kontakt metamorfizmaya uğrattığını ifade etmiştir.

Şengör (1979), Şengör ve diğ., (1980), Yılmaz (1981), Yılmaz ve diğ., (1981), Şengör ve Yılmaz (1981), Batı Anadolu'da Liyas zamanında riftleşmenin başladığını, Dogger'de Neo-Tetisin geliştiğini, Malm-Erken Kretase zamanında Neo-Tetis okyanusunun açılarak iyice büyüdüğünü, Geç Kretase'ye doğru Neo-Tetis'e ait okyanusal kabuğun Pontid kıtası altına dalarak bir yitim zonu oluşturduğunu, Geç Kretase'den sonra Afrika kıtasının kuzeye hareketi ile Neo-Tetis'in kapanmaya başladığını ve muhtemelen Erken Eosen'den itibaren de güneydeki Anatolid-Torid platformu ile çarpışmaya başladığını belirtmişlerdir.

Erdağ (1980), Çataldağ plütonu için yapılan kimyasal analiz sonuçları ve mineral bileşenleri yönünden granodiyorit bileşimli bir magmanın ürünü olduğunu ifade etmiştir. Granodiyoritte ve komşu olan kayalarda bulunan aplitlerin magma diferensiasyonu sonucu, granodiyoritten türemiş damar kayaları olduğunu ve plütonun çevre kayalarla olan dokanaklarında vollastonit mineralinin varlığını ileri sürmüştür.

Ergül ve diğ., (1980), Biga yarımadasının doğusunda yaptıkları çalışmada Batı Anadolu'nun evrimi ile ilgili jeolojik çalışma yapmışlardır. Araştırmacılar petrografik çalışmalar ile birlikte kayalara ait radyometrik yaş verileri sunmuşlardır. Çataldağ Granitoyidi'nin bileşimlerinin siyenogranit ile granodiyorit arasında değiştiğini ve yapılan K-Ar yaş tayininde kayaların Paleosen yaşlı olduğunu ileri sürmüşlerdir. Ayrıca Granitlerin sokulum yaptıkları alanlarda kontakt metamorfizmanın varlığını ve bu metamorfizma olayının hornblend-hornfels ile albit epidot-hornfels fasiyeslerini oluşturduğunu ileri sürmüşlerdir.

Bingöl ve diğ., (1982), bu plütonların I tipi granitoyid özellik gösterdiklerini, yani kaynak malzemenin magmatik olduğunu ve kısmi ergimeye uğrayarak bu granitoyidik plütonların meydana geldiğini ileri sürmüşlerdir.

Ercan ve Türkecan (1984), granitoidin çekirdeğini, migmatitik kompleks nitelikte kuvars monozytlerin oluşturduğunu ve çevredeki mikaşist, gnays ve mermerle yer yer yanal geçişler gösterdiğini belirtmişlerdir. Orhaneli granitoidi için ise granodiyorit ve kuvars diyorit bileşiminde olduğunu ve çevresinde metamorfik ve ultrabazik kayalar kestğini ifade etmişlerdir.

Ercan ve diğ. (1990) Çataldağ ve Ilıca-Şamlı granitoidleri üzerinde yaptıkları çalışmada inceleme yapılan plütonların Geç Kretase yaşlı Yayla melanjını kestiklerinden dolayı Geç Kretase'den genç ve plütonları üzerlerleyen Miyosen yaşlı volkanik ve çökel kayalar olduğunu belirterek, bu granitoidlerin Paleosen yaşlı olduklarını savunmuşlardır. Bileşimsel olarak bu plütonların siyenogranit ile granodiyorit arasında değiştiklerini belirtmişlerdir. Ayrıca bu plütonlarda geç magmatik evreye (pnömatolitik) ait aplit damarlar izlediklerini ifade etmişlerdir.

Harris ve diğ. (1994), Orhaneli granitoidi üzerinde yaptıkları çalışmada, bu plütunu granodiyorit bileşimli olduğunu ve mavi şist aralanması içerine sokularak 700 m. genişliğe sahip kontakt metamorfik haleda belirgin hornfels oluştuğunu belirtmişlerdir. Yine bu çalışmada kontak haleda kuvars + biyotit + K-feldspat + plajiyoklaz + kordiyerit + andaluzit minerallerinin varlığını ve bu minerallerin 3 ± 1 kbar (~ 10 km) basınçla oluştuğu ifade edilmiştir. Jeokimyasal çalışmalar sonucu Orhaneli plütununun dalma-batma zonu kökenine uyumlu olacak şekilde metalumina, kalk-alkalin bileşim değerlerini gösterdiklerini belirlemişlerdir.

Akyüz (1995), Manyas-Susurluk-Kepsut civarında, bölgedeki birimleri jeolojik, petrografik ve jeokimyasal açıdan incelemiş ve bölgedeki tektonik birlikleri tanımlamıştır. Çalışma alanı içindeki birimleri çeşitli tektonik birimlere ayırmış ve bu birimleri Sakarya zonu, Anatolid grubu, İzmir- Ankara zonu olarak adlandırmıştır. Sakarya zonu birimleri Paleo- tetis Okyanusunun güneye dalması ile oluştuğunu ve Sakarya zonunu, Karakaya Kompleksi, Nilüfer Birimi, Hodul Birimi ve Orhanlar Grovak'ı, İzmir-Ankara zonunu Senomaniyen-Measrihtiyen yaşlı Ovacık Melanjı, Measrihtiyen-Geç Paleosen yaşlı Bornova Flişi birimlerinden oluştuğunu ifade etmiştir. Orhaneli Birimi Anatolid-Torid platformunun kuzey ucunu temsil etmekte ve tektonizma sonrasında da Ilıca-Şamlı ile Çataldağ Granodiyoritlerinin yer aldığını

belirtmiştir. Çalışma bölgesinde tektonik olarak en az üç aşamanın var olduğunu belirtmiş ve bu tektonik işlemlerin Paleo-Tetis ve Neo-Tetis okyanuslarının kapanması ve Miyosen sonrası Anadolu levhasının batıya kaçması şeklinde geliştiğini açıklamıştır. Bölgede bulunan granodiyoritlerin post-tektonik magmatizmayla oluştuklarını ve granodiyoritlerin etrafında kontakt metamorfizmanın varlığını savunmuştur.

Akyüz ve Okay (1996), tarafından yapılan çalışmada, İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağı ve Sakarya zonu ile Anatolid-Torid bloğu arasındaki ilişkileri incelemişler ve bu çalışmalarda Çataldağ granitoidinin, Sakarya zonu ile Bornova Filiş zonu arasındaki tektonik ilişkileri açığa çıkardığını ve bu plütonun Nilüfer birimine sokulduğunu ifade etmişlerdir.

Altunkaynak ve Yılmaz (1998), yazarlar çalışma alanının güneydoğusunda kalan Kozak plütonunda ve çevresindeki volkanik kayalarda yaptıkları çalışmalarda, Kozak plütonunun Geç Oligosen-Erken Miyosen sürecinde meydana geldiğini ve bu plütonik kayaların eş yaşlı volkanik kayalarla çevrili olduğunu ifade etmişlerdir. Kozak plütonunun yüksek-K, ağırlıklı olarak orta dereceli kalk-alkalin ve asidik bileşimli olduklarını söylemişlerdir. Jeokimyasal karakterlerinin, ise kıtasal materyallerle kirlenmiş mantodan türemiş olduklarını ifade etmişlerdir.

Aydar (1998), Erken Miyosen'den günümüze Batı Anadolu'nun gerilme tektoniğinden çok fazla etkilendiğini ve yaygın volkanik aktiviteye neden olduğunu belirtmiştir. Bölgedeki volkanik bacalar, siller ve dayklar gibi ufak çaplı sokulumlar ile ilişkili olan stratovulkanlar, kıtasal kalderalar ile temsil olduğunu, kıtasal gerilme olayının etkisiyle meydana gelen volkanik aktivitenin tüm bölge üzerinde büyük ignimbirit platoları ürettiğini ifade etmiştir. Ayrıca araştırmacı bu riolitik magmaların yaklaşık olarak Batı Anadolu granitoidik sokulumları ile eş yaşlı olduğunu ileri sürmüştür.

Genç (1998), Bayramiç magmatik kompleksinde çalışmalarda, Batı Anadolu'da Oligosen-Orta Miyosen dönemi sırasında, Sakarya kıtası ile Torid-Anatolid platformu arasındaki kıtasal çarpışmada geniş alana yayılan magmatik aktivitenin,

mekan ve zaman olarak birbiriyle ilişkili görünen magmatik sokulum ve volkanik kayaçlarının türettiğini ifade etmiştir. Bayramiç magmatik kompleksinin subalkalin bileşimli, kalk-alkalin eğilimi gösterdiğini, iz element ve REE içeriklerinin ada yayı ve çarpışma ilişkili magmalara benzediğini belirtmiş ve bu magmatik kompleksin Oligosen-Miyosen sırasındaki çarpışma sonrası litosferik manto kökenli magmadan türediğini ve kalın kıtasal kabuktan geçerken kirlendiğini savunmuştur.

Karacık ve Yılmaz (1998), çalışma alanının daha batısında bulunan Ezine bölgesinde yaptıkları araştırmalarda, bölgede genç granitoidik ve volkanik kayaçların geniş alana yayıldıklarını ve bu kayaçların mekan ve zamansal olarak birliktelik gösterdiklerini ifade etmişlerdir. Bölgedeki magmatizmanın metamorfik temel kayaçlara sokulduğunu ve oluşan kontakt halenin Kestanbol granitoidi ile oluştuğunu belirtmişlerdir. Bu plütonun çevresindeki kayaçları ignimbiritler ve lavlar ile lahar akıntıları olarak iki gruba ayırmışlardır. İgnimbiritlerin oluşumu ile Erken Miyosen yaşlı plütonik ve volkanik birlikteliklerin kısmen eş yaşlı olduğunu ancak bunların kaldera çöküntüsü yapısı ile ilişkili görüldüğünü ifade etmişlerdir. Plütonik ve volkanik kayaçların jeokimyasal özelliklerinin, Anadolu'nun Ege Bölgesinde bulunan Doğu-Batı yönlü grabenlerin açılmasından önceki sıkışma rejimi altında benzer manto kaynağından türeyerek oluşan magmalar olduğunu savunmuşlardır.

Aldanmaz ve diğ., (2000), Batı Anadolu'da volkanik kayaçların, Eosen kıtasal yay çarpışmasını takiben, Batı Anadolu'nun kalınlaşma ve orojenik çöküntü döngüsü geçirdiğini ifade etmişlerdir. Erken-Orta Miyosen volkanik kayaçların jeokimyasal olarak LILE ve HFSE ilişkili LREE zenginleşmesi göstererek, yüksek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70757-0.70868) ve düşük $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.51232-0.51246) oranlarına sahip olduklarını ve bu özelliklerin modellenmesi ile, çarpışma öncesi yitim neticesinden arta kalan yitim bileşenlerini taşıyan litosferik manto kaynak bölgesini işaret ettiğini açıklamışlardır. Ayrıca çarpışma sonrası magmatizmanın başlangıcı için, yitim kökenli metazomatikleşmiş litosferin düzensizleşmesinin ya ısı sınırı tabakalarının ayrılması veya levha ayrılması mekanizmaları ile olası olabileceklerini belirtmişlerdir. Araştırmacılar, Erken-Orta Miyosen magmalarının asimilasyon ile birlikte kısmi kristallenme ile gelişmiş olduğunu, asimilasyonun etkisinin ise Erken Miyosen'den Orta Miyosen'e kademeli olarak azaldığını, bu durumun Erken

Eosen'in sonlarından ileri gelen gerilme tektoniği ile ilişkili olarak aşamalı kıtasal incelmeyi işaret edebileceğini belirtmişlerdir. Ayrıca, Geç Miyosen alkalin kayaçlarının düşük $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70311-0.70325) ve yüksek $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.51293-0.51298) oranları ve ortalama N-MORB bağlantılı LILE, HFSE, LREE, MREE ile az tüketilmiş HREE zenginleşmeleri tarafından OIB tipi iz element içeriği ile karakterize olduklarını, REE modellerinin ise bu kayaçların granat içeren lerzolit kaynağının kısmi erimesini işaret ettiğini açıklamışlardır. İz element ve izotop sistematiikleri ile zenginleşmiş astenosferik manto kaynağının, basınç ferahlaması sonucu bölümsel ergime kökeniyle uyumlu olduğunu belirtmişlerdir.

Delaloye ve Bingöl (2000), Batı Anadolu ve Kuzeybatı Anadolu'daki granitoidlerde yaptıkları çalışmalarda bu granitoidleri genç ve yaşlı olmak üzere iki gruba ayırmışlardır. Genç granitoidlerin kalk-alkali granitlerden granitoidlere ve monzogranitlerden siyenogranitlere kadar değişen bileşimli olduklarını ve çeşitli formasyonlara sokulum yaparak kontakt haleler geliştirdiklerini ifade etmişlerdir. K-Ar yaş tayinlerinde Çataldağ granitoidi için 20.8 ± 0.4 my, Orhaneli granitoidi için 57.9 ± 1.2 my, 53.0 ± 1.1 my, 31.4 ± 0.6 my, 51.7 ± 1.0 my yaşlarını elde etmişlerdir. Tektonik ayırtman diyagramında ise tüm örnekler için volkanik yay veya çarpışma sonrası ortamı temsil ettiklerini belirtmişlerdir. Aynı yazarların 1992 yılı çalışmaları ile Haris ve diğ., 1994'te de granitlerin çarpışma sonrası kabuksal kalınlaşma sonucu şekillendiği fikrine ulaşmışlar ve birbirini tamamlayan tüm verilerin dalma-batma zonu ilişkisine daha uygun olduğunu belirtmişlerdir.

Yılmaz ve diğ., (2001), Kuzeybatı Anadolu'da Bergama, Ayvacık ve Bayramiç volkanikleri ile Kestanbol, Evciler ve Kozak plütonları ile bunlara bağlı gelişen yarı derinlik kayaçları üzerinde yaptıkları çalışmada iki magmatik evrenin varlığından söz etmişlerdir. Geç Kretase-Eosen dönemi sırasında gerçekleşen Tethyan çarpışmasına ilişkin, çarpışma sonrası oluşan magmatik olay sonucu Oligosen-Miyosen döneminde orta dereceli felsik ve kalk-alkalin bileşiminde meydana gelen magmatizma sonucunda, granitoidik plütonların kabuğun sığ seviyelerine yerleştiklerini ve yarı derinlik ve volkanik kayaçların birlikte geliştiklerini ileri sürmüşlerdir. Söz konusu magmaların, mantodan türediklerini ve aşırı derecede kalınlaşmış kıtasal kabuktan geçerken yüksek miktarda kıtasal bileşenlerle kirlendiklerini ve bu sebeple Tibet tipi

sanıldıklarını ifade etmişlerdir. Ancak bu magmaların jeolojik özelliklerinin yaydan türemiş magmalara benzediğini ve bunun sebebi olarakta Neo-Tethyan okyanus tabanının tamamen tüketilmesi ve yitimi sırasında zenginleşen magmaların oluştuğu metazomatik manto olduğunu ifade etmişlerdir. Bahsi geçen ikinci magmatik evrenin ise Geç Miyosen-Pliyosen sırasında meydana geldiğini ve belirli aralıklarla gelişen ve rift tipi bazaltlar ile alkalın bazaltların bu zaman zarfında oluştuklarını söylemişlerdir. Bu kökensel bilgilerin D (Doğu)-B (Batı) yönlü Batı Anadolu grabenlerin K (Kuzey)-G (Güney) yönlü gerilme rejimi altında geliştiğini gösteren yapısal veriler ile desteklendiğini açıklamışlardır.

Köprübaşı ve Aldanmaz (2004), Kuzeybatı Anadolu'da Armutlu, Kapıdağ ve Lapseki yarımadalarında yer alan plütonik kütleler üzerinde çalışmalar yapmışlardır. Batı Anadolu'da kıtasal çarpışma ve levha yakınsaması sonrası yaygın magmatik aktivite meydana geldiğini ve magmatik aktivitenin kenet kuşağı boyunca önemli miktarda püskürük kayaçlar, ayrıca büyük hacimde plütonik kütleler ürettiğini ve plütonik kütlelerin Geç Kretase-Tersiyer ofiyolit parçaları tarafından üzerlenen Paleozoyik-Mezozoyik metamorfik taban kayaçlarına sokulduklarını ifade etmişlerdir. Söz konusu üç plütonun petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin oldukça benzer olduğunu ve bu durumun her birini şekillendiren magmaların aynı kaynaktan türediğini ve benzer petrojenetik işlemlere maruz kaldığını işaret ettiğini belirtmişlerdir. Söz konusu plütonların genellikle kalk-alkalin, metalümina ve I tipi, olmakla birlikte hornblend-monzogranit ve granitten granodiyorite kadar bileşen aralığına sahip olduğuna dikkat çeken araştırmacılar, kayaçların LILE ve LREE zenginleşmeleriyle birlikte N-MORB değerleri (negatif Nb ve Ta anomalileri) ile ilişkili HFSE tüketimi nitelendiğini açıklamışlardır. Plütonik kayaçların kimyasal özelliklerinin yitim ilişkili veya aktif kıta kenarı granitlerine oldukça benzer olduğunu savunan araştırmacılar, yitimin azalmasından (tüketilmesinden) sonra litosferik mantonun metazomatik kısmı içinden kısmi ergimeyi tetikleyen ısının uygun açıklaması olarak ya yitim levhasının geç orojenik dilimlenmesi yada litosferik mantonun en alt kısmından (ısııl sınır tabakasının ayrılması ile) ve beraberinde gelen sıcak astenosferin yükselimini uygun görmüşlerdir.

Yücel ve diğ., (2005), Evciler granitoyidi üzerinde çalışan araştırmacılar, mineralojik ve jeokimyasal verilere dayanarak, Evciler plütönünü üç ana fasiyes ile tanımlamışlardır. Bunlar Çavuşlu monzodiyoriti, Karaköy granodiyoriti ve Evciler kuvars diyorit-granodiyoritidir. Aynı zamanda, Evciler bölgesinde monzogranit bileşimli kayaçların mezokratik tip yayılım sunduğunu ve lökokratik tip Evciler olarak isimlendirdiklerini belirten araştırmacılar, sokulum zamanına ilişkin arazi verileri ve her bir fasiyesin iz element jeokimyası ile Evciler plütönünün üst kabukla etkileşim sonucunda kirlenmiş, kabuk ve manto bileşenlerine sahip melez bir kaynaktan, magmatik yay veya çarpışma sonrası bir ortamda oluştuğunu ifade etmişlerdir.

Altunkaynak (2006), Kuzeybatı Anadolu granitoyidleri üzerine çalışma yapan araştırmacı bu yörede çarpışma sonrası magmatizması tarafından, İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağı üzerinde ve kuzeyinde, D-B yönlü iki kuşak şeklinde petrojenetik gelişimleri ve jeokimyasal özellikleri ile yaş ilişkileri litosferik levha kırılmasını belirten plütönlerinin türediğini belirtmiştir. Güney kuşaktaki plütönlerin yani kenet kuşağı granitoyidlerinin 52-48 my aralığında yaşlara sahip olduklarını ve bu sokulumların İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağının mavişist kayaçlarına yerleştiğini ayrıca diyorit, kuvars diyorit, granodiyorit ve siyenitten oluştuklarını açıklamıştır. Buna karşın kuzey kuşak plütönleri yani Marmara granitoidlerinin 48-35 my yaş aralığı ile daha genç olmakla birlikte Sakarya kıtasının Paleozoyik-Mezozoyik yaşlı temel kayaçlarına sokularak ve monzogranit, granit, granodiyorit oluşumu sunduklarını eklemiştir. Güney kuşak granitoyidleri ve kuzey kuşak granitoyidlerinin Nd-Sr izotop bileşenleri ve iz element içeriklerinin Geç Kretase yitim olayı bağlantılı eriyikler tarafından metazomatize olmuş litosferik manto kaynağı fikrini oluşturduğunu ifade etmiştir. Litosferik mantının kısmi erimesinin, Tethyan okyanusal litosferinin Sakarya kıtasının altına dalmasıyla gelişen litosferik levha kırılmasının etkisinde astenosferik sürüklenme ve birleşik ısı düzensizlik ile mümkün olabileceğini belirtmiştir. Söz konusu türetilmiş eriyiklerin üzerleyen kabuk içerisindeki yükselimleri sırasında kıtasal kirlenme, asimilasyon ve kısmi kristallenme işlemleriyle geliştiklerini açıklamıştır. Eu, Ba, Sr ve P elementleri açısından daha tüketilmiş ve yüksek Pb, K, Ni, SiO₂ içeriğine sahip kuzey kuşak granitoyidlerinin güney kuşak granitoyidlerine nazaran magmalarının Sakarya kıtasal

kabuğundan yükselimleri esnasında daha fazla miktarda kıtasal kirlenmeyle geliştiklerine işaret etmiştir. İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağı üzerinde ve kuzeyinde yer alan iki kuşağa ait plütonların jeokimya, petrojenez ve jeokronolojik verilerinin, alpin tipi çarpışma hattında litosferik levha kırılması magmatizması gelişimini ifade ettiğini savunmuştur.

Altunkaynak ve Dilek (2006), Oligo-Miyosen granitoidlerinin genellikle yerel kayaçlarda, yarı derinlik porfiri tabaka sokulumları ile beraber bulunduklarını ve çoğunlukla aynı yaşta ve bileşim olarak andezit, dasit, riyodasit, riyolit ve piroklastik kayaçlardan meydana gelen volkanik malzemelerle birlikte bulunduklarını ileri sürmüşlerdir. Bu bilgiler ışığında Oligo-Miyosen plütonlarının sıkı üst kabuksal yerleşim fikrini öne sürmüşlerdir. Magmatizmanın kuzeybatı Anadolu'daki Oligo-Miyosen volkanik ve plütonik kayaçlarla karakterize olduğunu ve bu tip kayaların yayılım ile temsil edildiğini, aynı zamanda çok yakın Ege Adaların'da da dalma-batma zonunun karakteristik jeokimyasal özelliklerinin gözlemlendiğini savunmuşlardır. Batı Anadolu'da çarpışma güdümlü bölgesel sıkışma ile Eosen ve Oligo-Miyosen magmatizmasının genellikle eş yaşlı olduğunu ifade etmişlerdir.

Boztuğ ve diğ., (2006), Batı ve Kuzeybatı Anadolu'da yer alan granitoidler üzerine yaptıkları çalışmalarda, Ilıca (Balıkesir) ve Kozak (Bergama) granitoidlerinin sadece yüksek ve orta K'lu kalkalkalin, metalumino bileşimli I-tipi granitoid türü kayaçlardan oluştuğunu bununla birlikte Çataldağ (Balıkesir) granitoidi ise haritalanabilir iki ayrı litolojik birimden meydana geldiğini belirtmişlerdir. Ilıca, Çataldağ ve Kozak granitoidlerinin çarpışma sonrası litosferik dilim kopması mekanizmasıyla meydana gelmiş olabilecekleri sonucuna ulaşmışlardır.

Kuzeybatı Anadolu'da İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağının hem kuzey hem de güney kesiminde Eosen / Oligo-Miyosen yaşlı değişik kökenli granitoidlerin yerleşimi ve yörede daha önceden tanımlanmış Oligosen yaşlı yüksek dereceli metamorfizmanın varlığı, çarpışma sonrası litosferik dilim kopması mekanizmasının kanıtları olarak değerlendirilmiştir.

Okay ve Satır (2006), Bursa'nın güneyinde yer alan Eosen DB/YS metamorfizması ile ilintili olan plütonların Geç Kretase'de mavi şist metapelitlerini geliştirdiğini belirterek ve benzer özelliklerde Eosen DB/YS metamorfizmasını oluşturan Sivrihisar civarında bulunan plütonik kütle ile ilişkili olduğunu öne sürmüşlerdir. Araştırmacılar Eosen plütonlarının ve DB/YS metamorfizmasının oluşumu için, litosferik levha kırılması mekanizması yerine Vardar süturu boyunca uzanan, yitim hattının kuzey-kuzeybatısında yer alan magmatik yay gelişimini önermişlerdir.

Altunkaynak (2007), çalışmasında Kuzeybatı Anadolu'daki Eosen çarpışma sonrası magmatizmasının ürettiği plütonları jeokimyasal özellikleri ve yaş ilişkileri ile levha kırılmasını desteklediklerini belirtmiş ve İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağı boyunca D-B uzanımlı iki kuşak şeklinde incelemiştir. Güney kuşak granitoidlerinin; İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağının mavi şistlerine sokulum yaptıklarını ve bileşim olarak diyorit, kuvars diyorit, granodiyorit ve siyenit niteliğinde olduklarını, yaş aralığının ise 54-48 my olduğunu ifade etmiştir. Kuzey kuşakta yer alan Marmara granitoidlerinin bileşim olarak monzogranit, granit ve granodiyorit olduklarını, Sakarya kıtasının Paleozoik-Mesozoik kristalin temel kayalarına sokulum yatıklarını ve yaş olarak güney kuşak granitoidlerinden daha genç, 48-35 my olduğunu belirtmiştir. Güney kuşak ve kuzey kuşak granitoidlerinin her ikisinde; orta ve yüksek-K kalk-alkalin bileşimli ve ağırlıklı olarak I-tipi granitoid olduklarını ileri sürmüştür. Güney kuşak ve kuzey kuşak granitoidlerinin Nd-Sr izotop oranlarının $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.70624\text{--}0.70704$; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = 0.512430\text{--}0.512439$ olduğunu ve iz element bileşenlerinin Geç Kretase yitim olayı ile ilişkili eriyikleriyle değişen metazomatize kıtasal manto kaynağını işaret ettiğini savunmuştur. Bu mantonun kısmi ergimesi astenosferik yükselim ve Tetis okyanusal litosferinin Sakarya kıtası altına dalması ile gelişen levha kırılmasına karşılık oluşan ısı düzensizlik tarafından kolaylaştığını, mantodan türeyen eriyiklerin kabuk içerisinden geçerken kıtasal kontaminasyon, asimilasyon ve fraksiyonel kristallenme aşamaları ile geliştiklerini belirtmiştir. Marmara granitoidlerinde Eu, Ba, Sr ve P elementlerindeki tüketim ve Pb, K, Ni elementleri, SiO_2 ana element oksidindeki yüksek içerik Güney kuşak granitoidlerine nazaran, Sakarya kıtasal kabuğundan yükselirken gelişen magmalarının daha fazla miktarda kıtasal kontaminasyona maruz kaldığını belirtmiştir. İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağının kuzeyinde uzanan ve

jeokimya, petrojenez ve jeokronoloji bakımından paralellik gösteren Güney kuşak granitoyidleri ve Marmara granitoyidleri Alpin tarz çarpışma hattında levha kırılması magmatizmasının gelişimini işaret ettiğini savunmuştur.

Dilek ve Altunkaynak (2007), Batı Anadolu'daki çarpışma sonrası gelişen magmatizmanın, Erken Eosen'de kıtasal çarpışma olayını takiben ve zamanla kuzeyden güneye yayılarak aralıklı atımlar oluşturduğunu açıklamıştır. Söz konusu aralıklı magmatizmanın üç evresinden bahis etmişlerdir. Birinci evrenin Eosen ve Oligo-Miyosen süresince meydana geldiğini ve orta yüksek-K kalk-alkalin granitoyid ve subalkalin karakterli mafikten fesliğe volkanik kayaç ürünlerini sunduğunu söylemişlerdir. Bu magmatik evrenin ilerleyen aşamasında ise devam eden kıtasal sıkışma ve kalınlaşan orojenik kabuk gelişimine rastladığını, litosferik levha kırılması tarafından oluşan eriyikler ile astenosferik ısı akışı tarafından etkilendiğini belirtmiştir. Magmatizmanın ikinci evresi Orta Miyosen'de meydana gelmiş ve bu süreç boyunca kıtasal kontaminasyon miktarında azalma olduğunu öne sürmüşlerdir. Çarpışma sonrası magmatizmanın üçüncü evresinin ise Geç Kuvaterner'in bütününde devam ettiğini ve ana eriyik kaynağının hiç yitim bileşeni içermeyerek, Ege gerilme bölgesinde incelmış kıtasal litosferin altında akan astenosferik mantoda basınç düşmesi erimesi tarafından üretiltiğini söylemişlerdir. Batı Anadolu'da çarpışma sonrası magmatizmanın, levha kırılması tarafından kontrol edilmiş olduğunu ve içerik olarak geçirdiği evreleri 1- Litosferik dilimlenme, 2- astenosferik sürüklenme 3- basınç düşmesi erimesi şeklinde olduğunu savunmuşlardır.

Aydoğan, ve diğ., (2008), batı ve kuzeybatı Anadolu çarpışma sonrası magmatik aktivitenin çok sayıda granitoyid sokulumuna sebep olduğunu belirtmişlerdir. Çalışmalarında bu granitoyid sokulumlarından biri olan Baklan granitini çalışmışlardır. Baklan plütönuna ait kayaçlar, mafik mikrogranüler enklavlar, K-feldspat, plajiyoklaz, kuvars, biyotit ve hornblend ile aksesuar olarak apatit, titanit ve manyetit içerdiklerini belirtmişler ve kimyasal açıdan, Baklan plütönunun sub-alkalin karakterli, yüksek-K ve kalk-alkalin serilerine dahil, I-tipi kayaç özelliklerine benzer olarak gözüktüğünü öne sürmüşlerdir. Araştırmacılar yaptıkları çalışmalarda tüm

kayaç K-Ar metodu ile bu kayaçların $17,8\pm0,7$ ve $19,4\pm0,9$ my (Erken Miyosen) yaş aralığında olduğu ifade etmişlerdir.

Boztuğ ve diğ., (2008), Batı Anadolu’ da IAE kenet kuşağının kuzeyinde bulunan Ilıca, Çataldağ ve Kozak granitoidlerinde çalışmışlardır. Yazarlar çalışmalarında Bu Plütonların Sakarya Kıtası ve Karakaya Metamorfiklerine sokulum yaptıklarını ve uyumsuz olarak Miyosen yaşlı volkanik ve sedimanter kayalar tarafından örtüldüklerini ifade etmişlerdir. Ilıca granitoidlerinin bileşim olarak granodiyoritik ve granitoidik kayaçlardan oluştuklarını ve mikrogranüler enklavlar içerdiklerini söylemişlerdir. Çataldağ, granitoid kütlesinin üç alt litolojik birimden oluştuğunu savunmuşlar ve bu birimleri Bozenköy granodiyoriti, Çataldağ biyotitli graniti ve Turfaldag biyotitli Granitoidi olarak ayırmışlardır. Ilıca granitoidinde Hornblend ayrımı ile yapılan K-Ar soğuma yaşı Oligosen (29 my) ile erken Miyosen (21my), Çataldağ granit kütlesinde biyotit ayrımlanmasıyla yapılan K-Ar soğuma yaşları 21-22 my olduğunu belirtmişler ve bölgede magma kristallenme boyunca ana proses olarak fraksiyonel kristallenme, asimilasyon, magma karışımı ve kıtasal kontaminasyondan söz etmişlerdir.

Karacık ve diğ., (2008), genel olarak, Triyas temel kayaçların içinde granitoidik plütonlar, stoklar, siller ile temsil edilen, aralarında Ilıca granitoidinin de olduğu Güney Marmara’da yer alan plütonları incelemişlerdir. Bu plütonlar için $18,4\pm1,1$ ve $23,9\pm0,6$ my yaş aralığı önermişlerdir. Granitoidlerin Geç Kretase ve Miyosen yaş aralığına sahip olmakla birlikte, kuzeyde Eosen ve güneyde Miyosen şeklinde ağırlıklı olarak iki gruba ayrıldıklarını, Miyosen granitoidlerinin volkanik kayaçlar ile birliktelik gösterilerini, fakat Eosen granitoidlerinin bu tip birliktelikler sunmadıklarını ifade etmişlerdir. Her iki grubun orta ve yüksek-K, metalumina, kalk-alkalin ile granodiyoritik ve granitoidik bileşim özelliklerini sunan kayaçlar olduğuna dikkat çeken araştırmacılar, plütonların iz element içeriklerinin volkanik yay ve kalk-alkalin çarpışma sonrası sokulumlarına benzediğini, ve granitoidlerin tektonik ayırtman diyagramlarında volkanik yay granitlerine ve çarpışma ilişkili granit alanlarına düştüğünü belirtmişlerdir. Yüksek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($0,70757\pm0,70868$) ve düşük $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($0,51232\pm0,51246$) değerlerine sahip olduklarını açıklamışlardır. Nd ve Sr izotopik bileşenlerinin kıtasal kabuğun bazaltik kökenli magma ile kısmi

kristallenmesinin birlikteliği ile türemiş bir kökeni desteklediğini ve litosferik levha kırılması modelinin güney Marmara denizi granitoidlerinin gelişimine uygun düştüğünü savunmuşlardır.

Keskin ve diğ., (2008), Kuzey Anadolu'da Eosen volkano-sedimanter birimler üzerinde yaptıkları çalışmada bu volkano-sedimanter birimlerin İç Pontid ve Geç Mastirisyen-Palosen dönemi arasında kapanan Neotetis okyanusunun kuzey kısmı boyunca uzanan İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağına paralel yönlü dar hat içerisinde sınırlanmış olduklarını ifade etmişlerdir. Orta Miyosen lavlarının, bazaltlardan riolitlere geniş bir bileşen aralığı sunduklarını ve serinin en üstünde yer alan alkalın-orta derece alkalın karakterli lavlar haricinde, kalk-alkalin olarak gözlenmekte olduklarını ve tüm lavların açıkça yitim izi gösterdiklerini ileri sürmüşlerdir. Araştırmacıların yaptıkları jeokimyasal çalışmalar sonucu elde ettikleri verilerle kalk-alkalin lavların yitim ile gelişmiş bir kaynaktan türediğini aynı zamanda alkalın-orta derece alkalın karakterli lavlar muhtemelen zenginleşen manto kaynağının son safhalarını işaret ettiklerini yorumlamışlardır.

Özgenç ve İlbeyli (2008), Batı Anadolu' da bulunan Eğrigöz plütonunun, subalkalin, yüksek-K ve kalk-alkalin özelliklerine sahip I-tipi granitlerden ibaret olduğunu ve genel olarak granodiyorit, granit bileşimine sahip olduklarını ileri sürmüşlerdir. Bu kayaçların LILE zenginleşmesi gösterirken HFSE tüketilmesi gösterdiklerini ve kondritit normalize REE değerlerinin ayrılmış olduğunu ve hafif negatif Eu anomalileri izlendiğini, Eğrigöz plütonunun, mafik alt kabuk kayaçlarının kısmi ergimesi kökenine işaret ettiklerini jeokimyasal veriler ışığında söylemişlerdir. Ayrıca yazarlar, Batı Anadolu'da sokulum kayaçlarının erime oluşum mekanizması için kabuksal gerilme ve çarpışmayı takiben yükselme olabileceğini savunmuşlardır.

Akay (2009), Menderes Masifinin kuzey sınırı boyunca KB-GD (güneydoğu) yönlü uzanım gösteren Oligo-Miyosen granitoidik plutonlar ve bunlara bağlı volkanik ve subvolkanik oluşumları incelediği çalışmasında Menderes metamorfikleri, Sakarya kıtası, Afyon hattı, ve Tavşanlı hattı içinde gelişmiş ve sokulum yapmış olan Ezine, Evciler, Eybek, Kozak, Alaçam, Koyunoba, Eğrigöz ve Baklan plutonlarının sokulum mekanizmalarında ve petrolojik özelliklerinde benzerlik gösterdiklerini ve

bu farklı granitoyidik plütonların Alpin orojenesi süresince ve bunu takiben geliştiğini savunmuştur. Plütonların monzogranitten granite bir bileşim sunduklarını, kalk-alkalin, I tipi ve çarpışma sonrası özellikler sunduğunu savunmuştur.

Deniz ve Kadioğlu (2009), Çataldağ ve Ilıca granitoyidi üzerinde yaptıkları araştırmada her iki intrüzif kütlelerin Karakaya kenet kuşağına sokulum yaptığını belirterek, Karakaya formasyonunun kayaçları ile kontak metasomatik ve migmatitik kayaç oluşumlarından oluşan keskin dokanağa sahip olduklarını savunmuşlardır. Çataldağ ve Ilıca intrüzif kayaçlarının her ikisi de subalkalin ve kalkalkalin kökenli, Çataldağ intrüzif kayaçlarının en dış zonu peralümina ve en iç zonu ise metalümina karaktere sahip olduğunu, Ilıca plütonu çoğunlukla metalümina köken kayaçları ile karakterize edildiğini tespit etmişlerdir. Çataldağ ve Ilıca intrüzif kütlelerinin her ikisinde levha yaklaşmasından türediğini ve kaynaklarının içinde manto ve kabuksal bileşimlerden oluştuğunu belirlemişlerdir.

Sakarya zonu, Okay ve diğ., (1990) tarafından karmaşık bir şekilde deforme olmuş ve genellikle metamorfizma geçirmiş Jura öncesi temel birimleri ile çok az deformasyona uğramış ve metamorfizma geçirmemiş Jura-Tersiyer örtü olarak ayrılmıştır. Jura öncesi temel birimleri yine aynı araştırmacılar tarafından Karakaya kompleksi, Kazdağ metamorfitleri şeklinde ikiye ayrılmıştır.

1) Karakaya öncesi birimler: Biga Yarımadası'nda Triyas öncesi yaşlıdır ve genellikle düşük dereceli, bazı bölgelerde ise daha yüksek dereceli yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş metasedimanter kayalar (Kalabak Birimi) ve granodiyoritten (Çamlık Metagranodiyoriti) oluşmaktadır (Genç, 1986; Okay ve diğ., 1990; Pehlivan ve diğ., 2007). Karakaya kompleksi, Kalabak biriminin üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadır (Pehlivan ve diğ., 2007). Kalabak birimini oluşturan formasyonlardan, Sazak formasyonu yeşil renkli ince taneli, iyi foliasyonlu, düşük dereceli yeşil şist metamorfizmasından etkilenmiş, bazik metatüf, metavolkanit ve mermer ardalanması şeklinde tanımlanmakta olup, ilk kez Okay (1989) tarafından Sazak üyesi olarak adlandırılmış daha sonraki çalışmalarında ise (Okay ve diğ., 1990) Nilüfer birimi içerisinde incelenmiş, Duru ve diğ., (2007) tarafından Sazak formasyonu olarak tanımlanmıştır.

2) Karakaya kompleksi: Permo-Karbonifer yaşlı kireçtaşı bloklarını, Erken Triyas yaşlı çakıltası, feldispatlı kumtaşı, kuvarsit, silttaşı, sleyt, radyolarit, çamurtaşı, metaspilit, spilitik bazalt ve diyabaz karmaşığında oluşan matrisin bünyesinde yüzer konumda barındırmaktadır (Bingöl ve diğ., 1973). Karakaya kompleksi, benzer yaşta fakat farklı tektonostratigrafik ortamları yansıtan Nilüfer birimi, Hodul birimi, Orhanlar grovağı ve Çal biriminden oluşmaktadır (Okay ve diğ., 1990). Karakaya kompleksinin en alt bölümü inceleme alanında geniş yüzlekler veren metatüf ve bunlarla ardalanmalı olarak izlenen mermer ve fillatlar ile temsil olan ve Kazdağ metamorfitleri üzerinde tektonik bir dokanakla yer alan Nilüfer biriminden oluşmaktadır (Okay ve diğ., 1990). Hodul birimi ise beyaz arkozik kumtaşları ve bunların üzerine yerleşmiş değişik çaplarda Permo-Karbonifer yaşlı kireçtaşı olistolitleri içeren killi kumtaşı ve şeyllerden oluşmaktadır (Okay ve diğ., 1990). Orhanlar grovağı, sarımsı kahverenkli grovak ve şeyllerden oluşan ayrıca seyrek ara seviyelerinde ise siyah çört ve Erken Karbonifer yaşlı siyah kireçtaşı blokları

içermektedir (Okay ve diğ., 1990). Spilit, grovak, şeyl ve değişik boyutlarda Permiyen kireçtaşı ve spilit bloklarını içeren olistostormlar Çal birimini oluşturmaktadır (Okay ve diğ., 1990).

3) Kazdağ metamorfikleri: Güneyde Edremit Körfezi ile Kuzeyde Yenice, Bayramiç arasında uzanan Kazdağlarının merkezi kesimlerinde yüzeyleyen yüksek dereceli metamorfik kayalardan oluşturmaktadır (Pehlivan ve diğ., 2007). Kazdağ metamorfikleri alttan üste Fındıklı, Tozlu, Sarıkız mermeri ve Sütüven formasyonlarına ayrılmıştır (Duru ve diğ., 2004). Çalışma alanında yüzeyleyen ve ilk kez Duru ve diğ., (2004) tarafından tanımlanan Fındıklı formasyonu Kazdağ metamorfiklerinin en alt düzeylerinde yüzeyleyen amfibollü gnays ve mermer araldanmasından oluşan birim, altta mermerlerle başlamakta üste doğru gnayslara geçmektedir. Mermer seviyeleri de iki farklı birim şeklinde ayrılmış, üst seviyeler Babadağ mermer üyesi şeklinde tanımlanırken diğerleri, Altınoluk mermer üyesi ifadesi ile tanımlanmıştır (Pehlivan ve diğ., 2007).

4) Jura-Tersiyer sonrası birimler: İnceleme alanında izlenen, ilk kez Brinkman (1966) tarafından İzmir Ankara zonu olarak adlandırılan daha sonra ise Şengör ve Yılmaz (1981) tarafından Neo-Tetis Okyanusu'nun kuzey kolunun kenet hattı olarak yorumlanan ve Sakarya zonunun güneyinde yer alan, ofiyolitik kayalar ve flişten oluşan kuşak boyunca Yayla melanji yüzeylemektedir (Pehlivan ve diğ., 2007). Ergül ve diğ., (1980) tarafından Yayla melanji olarak tanımlanan, birbiri ile tektonik ilişkiler içindeki ofiyolitli karışıkların, değişik litolojilere ait irili ufaklı bloklar halinde yer aldığı ofiyolitli melanjdan oluşmaktadır (Pehlivan ve diğ., 2007).

Tavşanlı zonu: İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağının güneyinde ise yüksek basınç/düşük sıcaklık metamorfizması geçirmiş ve geniş bir alana yayılmış volkano sedimanter istif Tavşanlı zonu olarak adlandırılmıştır (Okay, 1984). Tavşanlı Zonu, Batı Anadolu'da Anatolid-Torid platformunun en kuzey kenarında yer almakta ve batıda Mustafa Kemalpaşa'dan doğuda Mihaliçcik ve Konya güneyine kadar uzanmaktadır (Çoğulu, 1967; Okay, 1984; Droop ve diğerleri, 2005). Tavşanlı zonuna ait kayaların çökelme yaşının muhtemelen Paleozoyik ve Mesozoyik'in

büyük bir kısmını kapsadığı metamorfizmanın ise Turoniyen-Erken Senomaniyen zaman aralığında geliştiği düşünülmektedir (Okay, 1984).

i) Mavişistler: Çalışma alanında geniş yayılım sunan mavişistler, başlıca fillat, şist, mermer ve metabazitten oluşmakta, deformasyon, foliasyon ve lineasyon gelişimi, kapalı ve izoklinal kıvrımlanmaları ile karakteristik görünüm sunmaktadır (Okay; 2006). Tavşanlı zonuna sokulan Eosen plutonlarından Orhaneli granitoyidi bu çalışmada ayrıntılı olarak incelenmiştir.

Magmatizma: Torid-Anatolid platformu ile kuzeydeki Sakarya kıtasının çarpışması sonucunda Batı Anadolu'da Paleosen süresince, sıkışma deformasyonları, Oligo-Miyosen dönemlerinde ise gerilmeler oluşmuştur (Seyitoğlu ve Scott 1992, 1997; Işık ve diğ. 2004; Purvis ve Robertson 2004; Kaya ve diğ. 2007). Bu çalışmanın esas konusunu oluşturan Oligo-Miyosen yaşlı plütonlar (Ilıca, Çataldağ) ve Eosen yaşlı plütonlar (Orhaneli plütonu) gerilmeler sonucunda Batı Anadolu'da meydana gelen yaygın bir magmatik faaliyet ile, Oligosen ve Miyosen dönemleri boyunca az çok kesiksiz olarak güneye doğru gençleşerek Sakarya kıtasının kristalin kayaçlarına sokulmuşlardır (Genç ve Altunkaynak, 2007). Ayrıca Orta Eosen'den Miyosen sonlarına değin etkinliğini sürdürmüş olan bu magmatik aktivite sadece plüton yerleşmeleri ile değil bununla birlikte, bu kayaçların yarı derinlik ve yüzey eşdeğeri ürünlerini oluşturmuştur (Genç ve Altunkaynak, 2007). Bahsedilen tüm jeolojik birimler, Miyosen yaşlı volkanik yüzey kayaçları ve/veya Miyosen yaşlı çökeller tarafından uyumsuz olarak üzerlenmiştir.

2.2. Stratigrafi

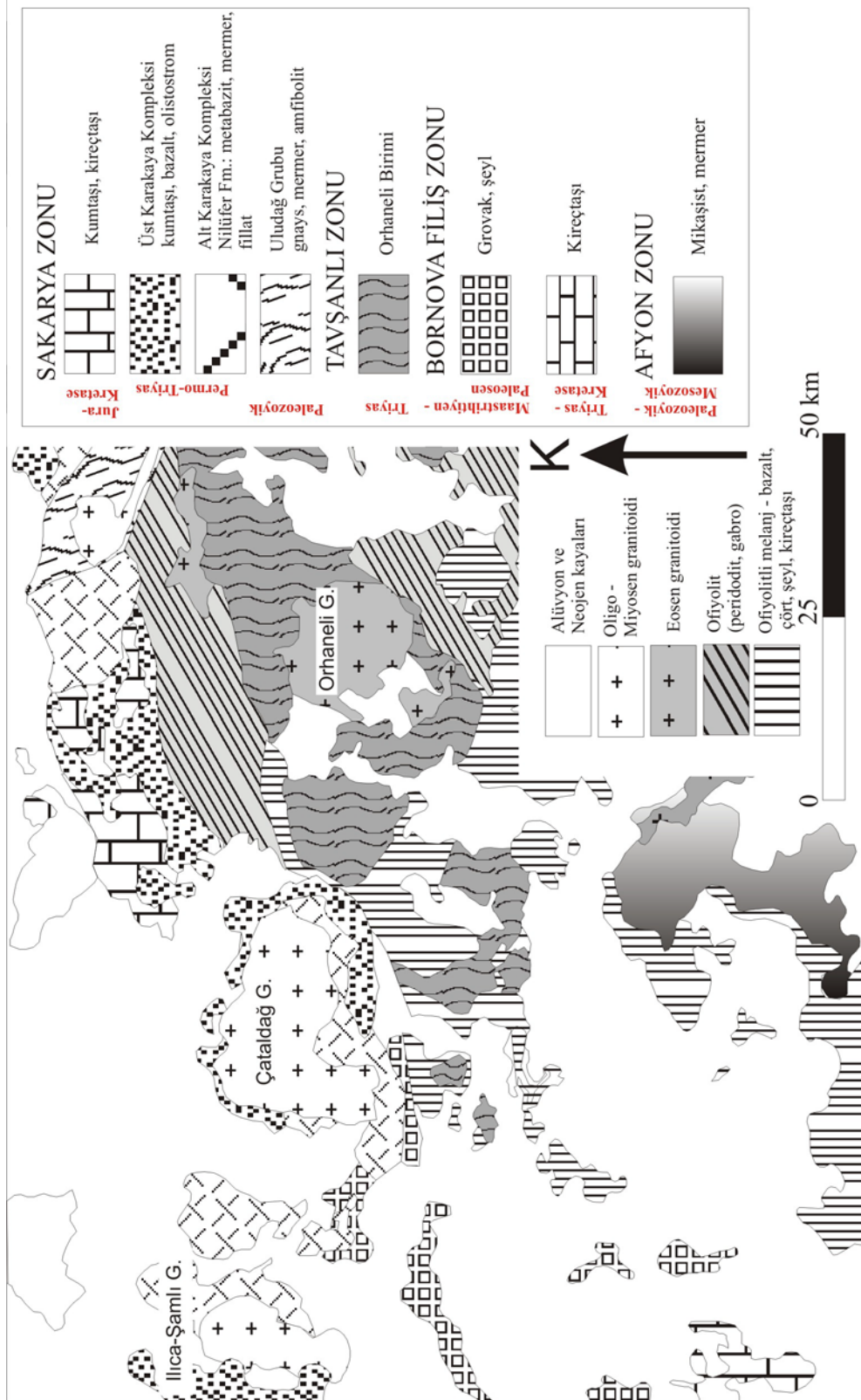
İnceleme alanı, İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağının kuzeyinde yer alan Ilıca-Şamlı ve Çataldağ Granitoyidleri ile güneyinde yer alan Orhaneli Granitoyidinin çevresi olarak belirlenmiştir. Kenet kuşağının güneyi ve kuzeyi iki farklı tektonik birimi temsil etmektedir. Bu nedenle stratigrafik dizilim kenet kuşağının kuzeyinde bulunan Sakarya Zonu için ayrı, güneyinde bulunan Tavşanlı Zonu için ayrı ayrı belirtilmiştir ve bölgenin genel jeoloji haritası Şekil 2.2'de verilmiştir.

2.2.1. Sakarya zonu birimleri

Çalışma alanının temelinde aynı zamanda Sakarya kıtasının kristalin temelini oluşturan birimlerden olan Kiraz Metamorfiti yer almaktadır (Şekil 2.3). İnceleme alanının en yaşlı birimi olan Kiraz Metamorfiti, amfibolşist, mikaşist ve mercek şeklinde mermer bantlarından ibarettir. Kiraz Metamorfiti uyumsuzlukla Orta Triyas yaşlı Çataltepe Mermeri üzerlemektedir. Çataltepe Mermeri ve Kiraz Meamorfiti tektonik olarak Orhanlar Grovağı tarafından üzerlenmektedir. Orhanlar Grovağı Geç Permiyen-Triyas yaşlı olup, içerisinde kireçtaşı, çört ve metabazik kayaç bloklarını barındırmaktadır. Tüm bu birimler Geç Kretase-Paleosen yaşlı Bornova Flişi ile üzerlenmektedir. Bornova Flişi hem Kiraz Metamorfiti hemde Orhanlar Grovağı ile tektonik dokanaklı sınıra sahiptir. Çalışma alanında bulunan Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı birimler Oligo-Miyosen yaşlı Çataldağ granitoyidi tarafından kesilmiş ve Neojen yaşlı çökel ve volkanik lavlar ile üzerlenmiştir. Neojen yaşlı birimler, Miyosen-Pliyosen yaşlı çamurtaşı, killi kireçtaşı birimleri, bunlarla yanal ve düşey geçişli andezit, lav, tuf ve aglomeralar şeklinde volkanik birimler yer alırken, Neojen volkanik kayaçları ise genellikle asit ve kalk-alkalen bileşimdedir. Formasyon adlandırılmaları yapıldıktan sonra, diğer özellikler (renk, doku, tane boyu, vb.) genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesitinde sunulmuştur.

2.2.1.1. Nilüfer birimi

Karakaya kompleksinin en alt tektonik birimini temsil eden seyrek mermer ve fillat ardalı kalın metabazik kaya istifi Okay ve diğ., (1990) tarafından Nilüfer birimi olarak adlandırılmıştır. Daha sonra yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş volkanosedimentler ve mermerler, Akyüz (1995) tarafından aynı adlandırma altında fakat ikiye ayrılarak incelenmiş, volkano sedimentler Kiraz Metamorfileri şeklinde, mermerler ise Çataltepe mermeri olarak değerlendirilmiştir. Bu çalışmada Akyüz (1995)'ün tanımladığı adlandırmalar kullanılmıştır.



Şekil 2.2: Susurluk (Balıkesir)-Orhaneli (Bursa) yöresinin genel jeoloji haritası (Akyüz ve Okay 1996'dan değiştirilerek alınmıştır).

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	FORMASYON	SİMGE	KAYA TÜRÜ	AÇIKLAMALAR
SENZOYİK	Kuva terner					Alüvyon
						Kongolomera, kumtaşı, çamurtaşı, killi kreçtaşı ve bunlarla yanal ve düşey geçişli andezitiklav, tuf, aglomera
	TERSİYER	Oligo-Miyosen - Pliyosen		V		
				N		
			Çataldağ, Ilıca-Şamlı Granitoyidi	Mg		Granitoyid (Granit, Granodiyorit Tonalit)
	MESOZOYİK	KRETASE	ÜST	Bornova Filişi	Kf	Kireçtaşı blokları, ultrabazik-bazik kayaç blokları, metamorfik kayaç blokları içeren kumtaşı ve şeyl
		TRİYAS	ÜST	Orhanlar Grovağı	Tk	Kireçtaşı blokları ve metabazik kayaç blokları içeren grovak
PALEOZOYİK	PERMYEN	ALT	Çataltepe Mermeri	Pç		Mermer
			Nilüfer Birimi Kiraz Metamorfiti	Pm		Mermer arakatlı amfibolitist, mikaşist

Şekil 2.3: Çataldağ, Ilıca-Şamlı granitoyidlerini içinde bulunduran Sakarya Zonu'nun genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Ölçeksiz)

2.2.1.1.1. Kiraz metamorfiti

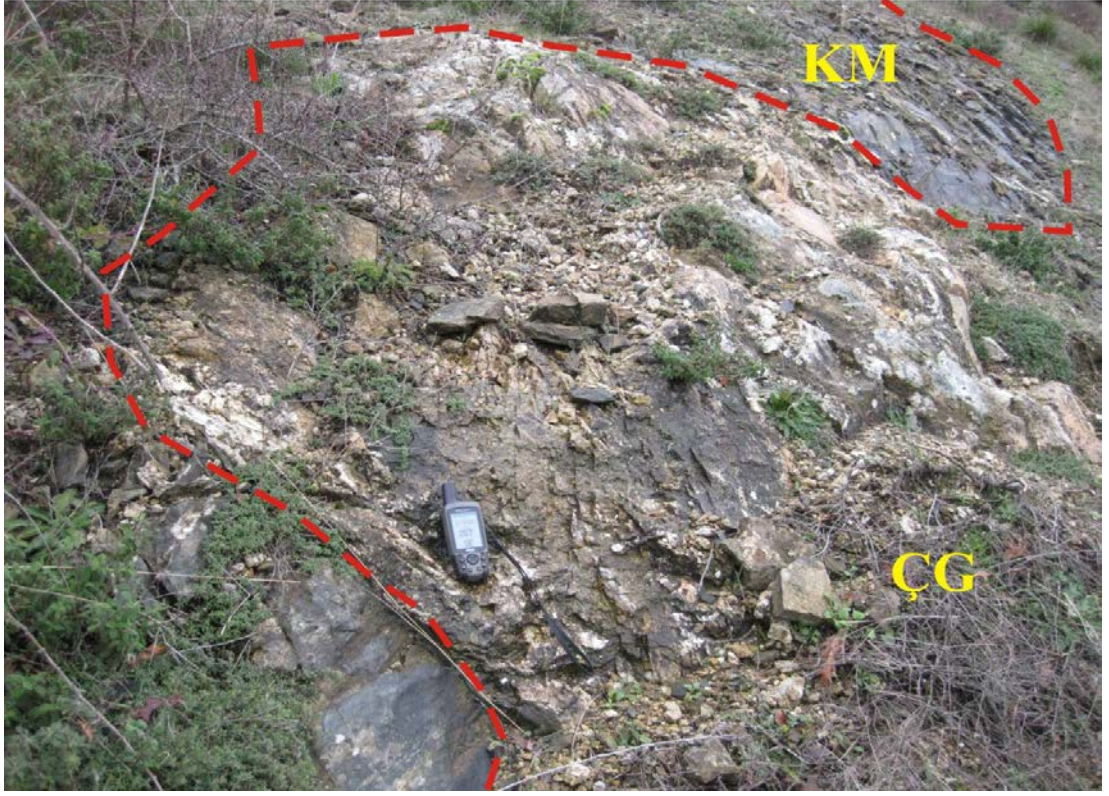
Kiraz Metamorfiti, inceleme alanının en batısında yer alan Örenköy civarında ve Karlık tepenin kuzeybatı, kuzey ve kuzeydoğu yamaçlarında, ayrıca Ericek ve Alacabayır köyleri civarında geniş yayılım gösterir. Ayrıca Ilıca Granitoyidinin kuzeybatı, kuzey, kuzeydoğu ve doğusunda, granitoyid ile dokanak halindedir. Genellikle koyu yeşil iyi foliasyonlu amfibolitist ve mikaşistler yaygın olmakla birlikte merceğimsi mermer blokları da izlenmiştir. Birim Susurluk'un doğusunda

yer alan Karapürcek beldesi ve Sönlük köyü arasında, ayrıca daha güneyde yer alan Serçeören ve Alagüney köyleri civarında geniş yayılım sunmaktadır.

Kiraz Metamorfiti, Toybelen, Boğazköy, Ericek ve Alacabayır köyleri civarında yeşil renkli, iyi foliasyon gösteren, genellikle ince taneli, düşük dereceli yeşilşist metamorfizmasından etkilenmiş, bazik metatüf, metavolkanit ve mermer ardalanması şeklinde izlenmektedir. Birimi oluşturan metavolkanit ve şistler içerisinde foliasyonla uyumlu, bazı kısımlarda 100-150 metre kalınlığa sahip beyazımsı, şeker dokulu mermer birimleri bulunmaktadır. Birim Serçeören ve Alagüney köyleri civarında ise alacalı renkli amfibolitşist ve mikaşistler bant veya mercer şeklinde mermer blokları içermekte, söz konusu bloklar şistoziteye paralel konumda bulunmaktadır. İnceleme alanında izlenen amfibolitşist ve mikaşist, düzenli bir dizilim göstermemekle birlikte foliasyon ve lineasyonlar izlenmektedir (Şekil 2.4.). Bununla beraber arazi çalışmalarında yaygın olarak amfibolitşistler izlenmiştir.

Çalışma alanının batısında Ilıca Granitoyidi tarafından kesilen birim, Susurluk'un batısında Bornova Flişi ile faylı bir dokanakla ayrılır, ayrıca Serçeören ve Alagüney köylerinin güneyinde Orhanlar Grovağı tarafından tektonik dokanak ile üzerlenir (Akyüz, 1995). Metamorfik kayalardan oluşan birim Oligo-Miyosen yaşı Çataldağ Granitoyidi tarafından kesilir ve Neojen volkanikleri ile detritiklerden oluşan örtü birimi tarafından daha kuzeyde üzerlenir.

Kiraz Metamorfiti'nin yaşı Okay ve diğ., (1990) tarafından Liyas yaşlı çökellerle örtülü olduğu için Geç Triyas olarak belirlenmiştir.



Şekil 2.4: İnceleme alanında Kiraz Metamorfiti içinde gözlenen foliasyon yapılarına paralel sokulan Çataldağ Granitoyidi ve plütonda izlenen foliasyon düzlemleri.

2.2.1.1.2. Çataltepe mermeri

İnceleme alanında Alacabayır ve Yeroluk köyleri arasında ayrıca Karlık Tepenin kuzeyinde izlenen Çataltepe Mermeri, Susurluk'un doğusunda ise Serçeören, Alagüney köyleri civarında geniş yayılıma sahiptir. Beyazımsı-grimsi renklerin hakim olduğu birim, farklı kalınlıkta tabakalardan oluşmakta, genellikle lamine ve şeker dokuludur. Çataltepe Mermeri, Kiraz Metamorfiti'ni uyumsuz olarak üzerlemekte, içerisinde yer yer mercek ve bantlar şeklinde mikaşist blokları barındırmaktadır. Birimin Çataldağ Granitoyidi ile özellikle Serçeören köyünün kuzeyinde, Ilıca-Şamlı Granitoyidi ile ise özellikle Karlık Tepenin kuzey eteklerinde ve Örenköy'ün kuzeyinde kontak metamorfizma etkileri izlenmiştir.

2.2.1.2. Orhanlar grovağı

Kaya ve diğ., (1986) tarafından Hodul Birimi ile Orhanlar Grovağı Dışkaya Formasyonu şeklinde tanımlanmıştır. Birim Orhanlar Grovağı şeklinde ayrı bir birim

olarak ilk kez Okay ve diğ., (1990) tarafından tanımlanmıştır. Bu çalışmada birim aynı şekilde adlandırılacaktır.

İnceleme alanında dar bir yayılım sunan birim özellikle Bükdere köyünün güneyinde yayılım sunar ve tektonik dokanakla Bornova Flişi tarafından üzerlenir ve Alagüney köyü güneyinde Kiraz Metamorfiti tektonik dokanak ile üzerler. Yapılan arazi çalışmalarında ince tabakalı, kahverengimsi, altere kısımları sarımsı grovaklar içerisinde kireçtaşı, çört ve metabazik blokları barındırdığı izlenmiştir.

2.2.1.3. Bornova flişi

Bornova Flişi, kahvemsı kumtaşları, mavimsi-giri ince şeyl tabakalarının ardalanmalı olarak yer aldığı ve kireçtaşı, split, ultrabazikler, çört ve mavişist blokları içeren birimdir. İnceleme alanında Bükdere köyü civarında ve Susurluğun doğusunda kısıtlı bir alanda yayılım sunan birim, Bükdere köyünün kuzeyinde tektonik olarak Orhanlar Grovağını üzerlemiştir. Susurluğun doğusunda izlenen kısımlarda ise yine tektonik olarak Kiraz Metamorfiti üzerlerler.

Arazi çalışmalarında söz konusu çökel tabakaları içerisinde yer alan kireçtaşı, volkanik, metamorfik ve ultrabazik blokların, çökeller ile ilksel dokanakları ve ilişkileri izlenememiştir.

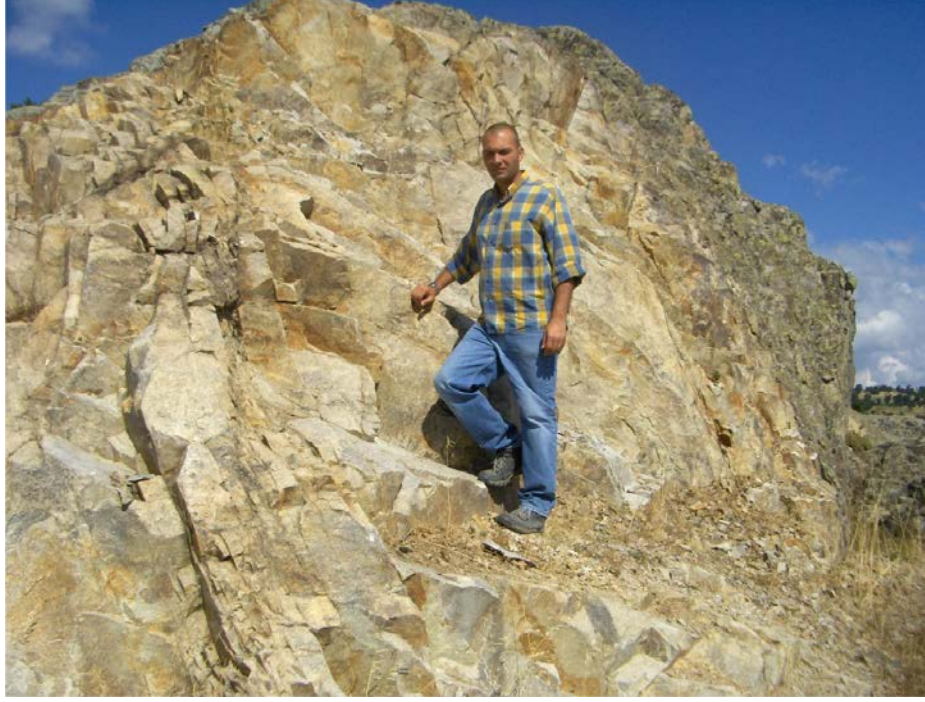
2.2.1.4. Çataldağ granitoyidi

Bu çalışmanın esas konularından birini oluşturan Çataldağ Granitoyidi, Balıkesir ili Susurluk ilçesinin doğusunda yaklaşık 480 km²'lik bir alanda yayılım göstermektedir. Kuzeybatı Anadolu'da Sakarya kıtası ile Torid-Anatolid platformunun çarpışma sonrası tektonizmasına bağlı gelişen magmatik faaliyetlerin ürünü olduğu düşünülen Çataldağ Granitoyidi, inceleme alanında izlenen Mesozoyik ve Paleozoyik yaşlı tüm kayaç birimlerine sokularak yüzeylemiştir.



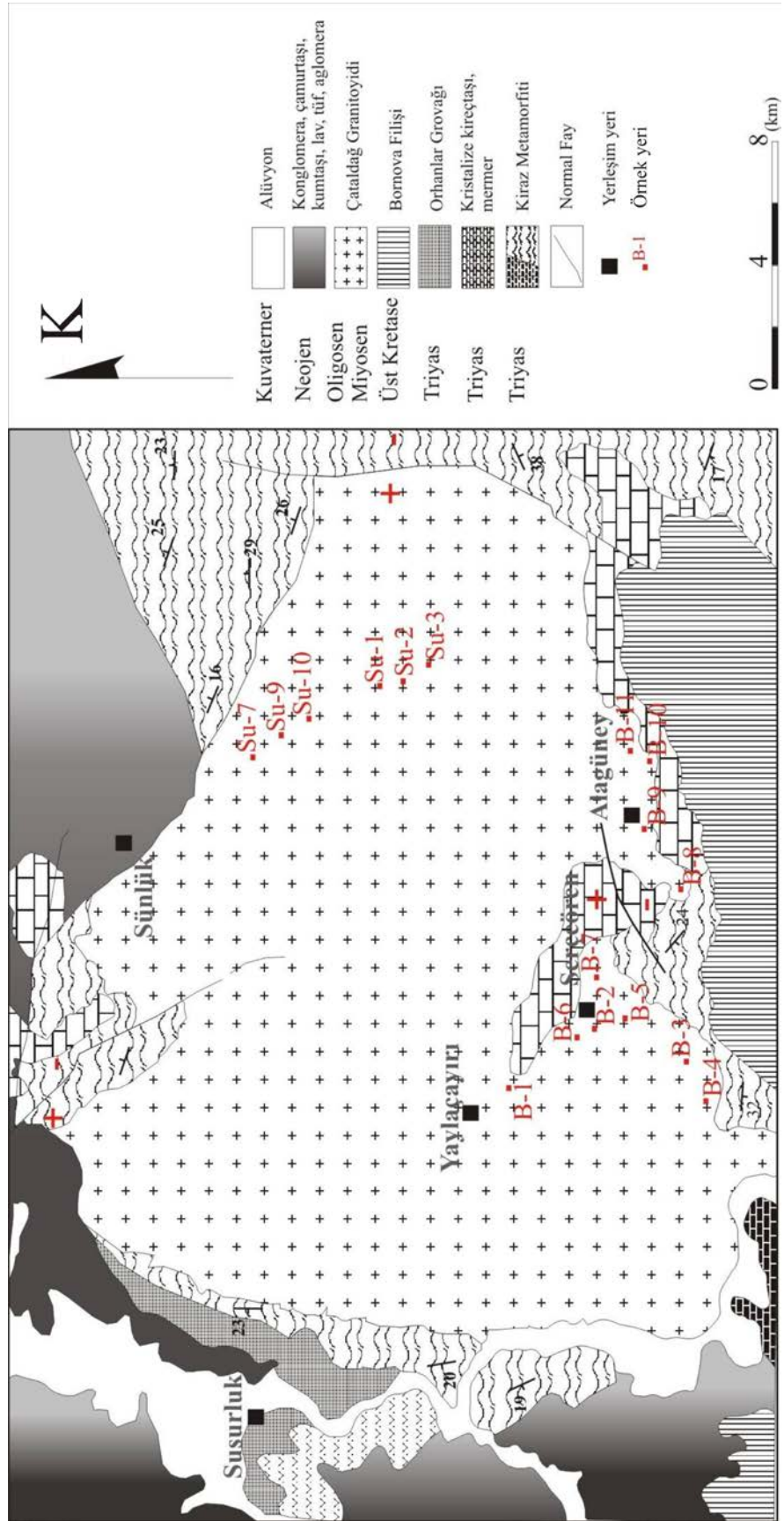
Şekil 2.5: Serçeören köyü civarında izlenen, Çataldağ Granitoyidini kesen aplit damarlarının yakın görünümü.

Çataldağ Granitoyidi çevresinde yapılan arazi çalışmalarında, granitoyidin çevredeki metamorfik kayaçlar ile yer yer geçişli yapılar sunduğu, plütonun genellikle yaşlı birimlerin tabaka ve düzlemlerine uyumlu olarak sokulum yaptığı izlenmiştir. Bazı kesimlerde foliasyon düzlemine paralel sokulan sillerin yanı sıra foliasyon düzlemlerine dik olarak sokulmuş veya kesmiş daykların olduğu görülmüştür. Emindağı Tepenin civarında granitoyid gövdesinde iyi gelişmiş foliasyon düzlemleri bulunmakta ve bu foliasyon düzlemlerinin, Kiraz Metamorfiti ile Çataldağ Granitoyidinin arasında uzanan ana fay zonuna paralel olduğu izlenmiştir. Plütonun kontak zonlarında gelişen kuvars ve aplit damarlarının, kontak hatlarında izlenen birimleri, plütone ait silleri ve daykları kestiği belirlenmiştir (Şekil 2.5). Ayrıca Çataldağ granitoyidinde tektonizmaya bağlı olarak gelişmiş çatlak zonlarının varlığı tespit edilmiştir (Şekil 2.6).



Şekil 2.6: Tektonizmanın etkisi ile gelişen çatlak zonları ile kesilen Çataldağ Granitoidinin görünümü (Fotoğraf yönü KB-GD).

BD-KB-GD ve KB-GD doğrultulu Miyosen yaşlı birimleri de kesen normal atımlı faylar plütunu da kesmiştir. Ayrıca granitoid doğu ve kuzeydoğu kenarı boyunca Kiraz Metamorfitleri ile faylı bir dokanak sunmaktadır (Şekil 2.7). Çataldağ granitoidinin Kiraz Metamorfiti ve Çataltepe Mermerine sokulumu, kontakt metamorfizmaya neden olmuş ve dokanak zonu çevresinde Kiraz Metamorfitlerine ait şistlerin tekrar metamorfizma geçirdiği izlenmiştir. Plütunun şistlerle sunduğu kontakt hatları belirgin ve geniş alanlara yayılımlı şekilde izlenmiştir. Dokanaklarda izlenen muskovit + margarit + siderofillit + andaluzit parajenezi ise 3,5 kbar'dan düşük basınç ve 550-650°C civarında sıcaklık koşullarına işaret etmektedir (Akyüz, 1995).



Şekil 2.7: Çataldağ Granitoyidi ve çevresinin genel jeoloji haritası (Ergül ve diğ., 1986 ve Boztuğ ve diğ., 2008'den değiştirilerek alınmıştır).

Granitoyidin güneyinde bulunan Serçeören ve Alagüney köyleri civarında gelişen skarn zonunda granitoyid ve skarn zonunu kesen aplitik damarlar belirlenmiştir. Çataldağ granitoyidinin kireçtaşları ile oluşturduğu zontakt zonları özellikle Çobandede Tepe, Serçeören köyü ve Yaylaçayırı köyü civarında geniş yayılımlar göstermekte ve bu zonlar üzerinde kontakt metasomatizma etkisiyle skarn zonları geliştiği görülmüştür. Dar bir alanda izlenen skarn zonunda piroksen ve granat ile genel bir zonlanma göstermekte ve bahis konusu olan skarn zonu Orhan (2008) tarafından ayrıntılı olarak incelenmiştir.

Çataldağ granitoyidlerindeki biyotitlerde K-Ar yöntemiyle yapılan analizlerde 21.2 ± 0.6 - 25.9 ± 0.5 my (Boztuğ ve diğ., 2009) ve 20.8 my (Bingöl ve diğ 1982) yaşları elde edilmiş ve birimin yaşı Oligo-Miyosen olarak belirlenmiştir.

2.2.1.5. Ilıca-Şamlı granitoyidi

İnceleme alanının batısında yüzeyleyen Ilıca-Şamlı Granitoyidi Oligosen – Erken Miyosen aralığında bölgeye yerleşmiş sığ sokulumlardan biridir.

İnceleme alanında Ilıca-Şamlı Granitoyidi, Kiraz Metamorfiti ve Çataltepe Mermerlerine sokularak yüzeylemiştir (Şekil 2.10). Ilıca-Şamlı granodiyoritinin çevresini saran mermerlerde, özellikle plutonun kuzey dokanağında, Karlık Tepe civarında granat ve idokraz içeren skarnlarla tanımlanan, genişliği yaklaşık 2 km. olan kontakt metamorfik bir zon oluşturmuştur.

Çataldağ Granitoyidi ile benzer özellikler gösteren plüton, kenar zonlarında foliasyon izleri taşımaz. Plüton yer yer Kiraz Metamorfitin kristalin kayaçları içine foliasyona uygun olarak yerleşmiştir. Ilıca-Şamlı granitoyid örneklerinde magma karışımını gösteren mafik mikrogranüler enklavlar tespit edilmiştir (Şekil 2.8). Aplit, kuvars ve az oranda pegmatit daykları, hem granodiyoriti hem de çevre kayaları kesmiştir (Şekil 2.9). Plüton, kuvars, plajiyoklaz, K- feldispat, az oranda biyotit, hornblend, opak mineral ve ender olarak da epidot, sfen, turmalin, zirkon, ilmenit ve apatit mineralleri içerir. Ilıca-Şamlı granodiyoritinin dış kesimlerinde gösterdiği

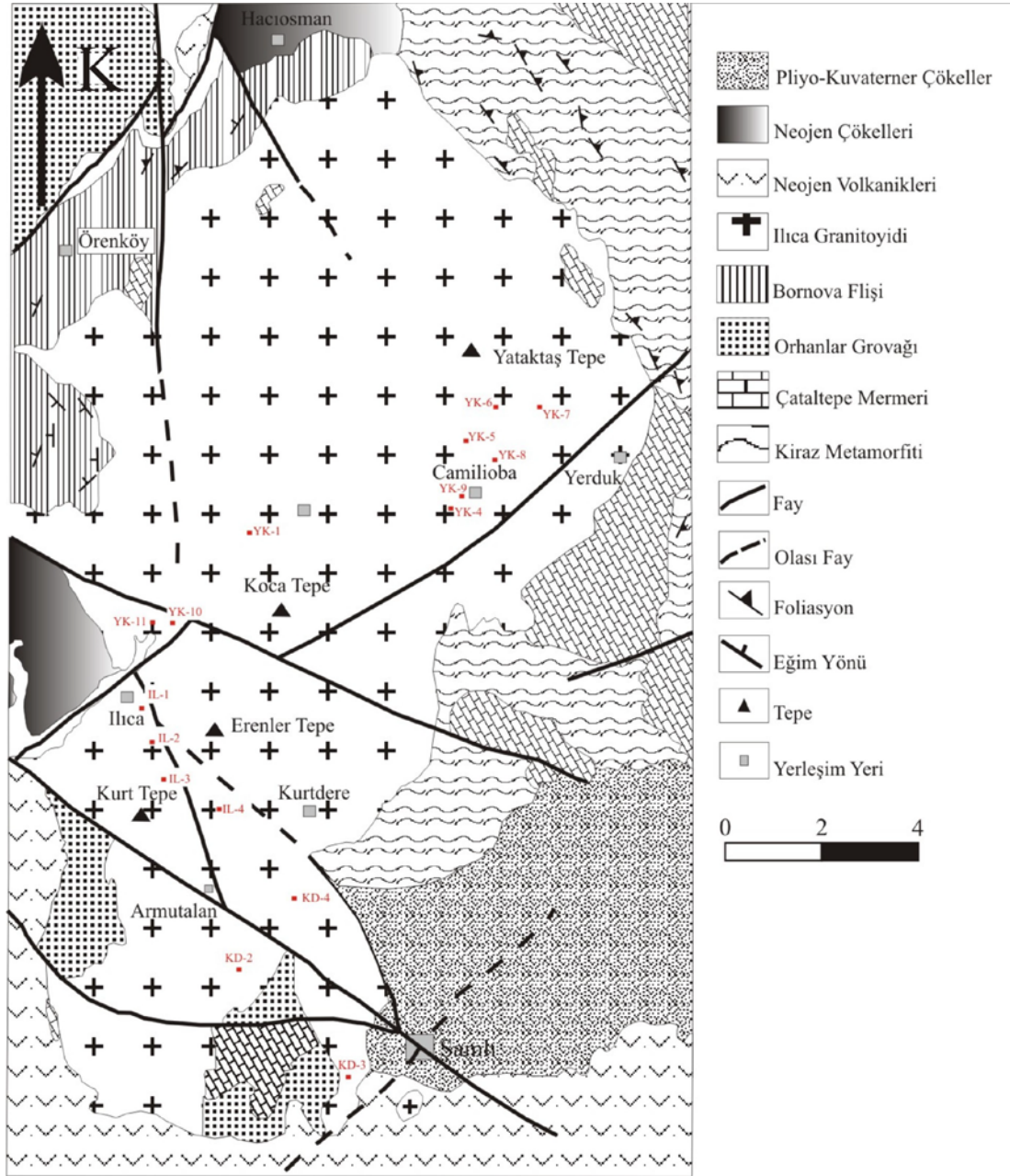
porfirik doku, çevre kayalarla oluşturduğu keskin dokanaklar plutonun sığ derinliklerde katılaştığını gösteren verilerdir.



Şekil 2.8: Ilıca-Şamlı Granitoidinde gözlenen MME (mafik magmatik enklav) 'lardan bir görünüm.



Şekil 2.9: Ilıca-Şamlı Granitoidini Kurttepe civarında kesen aplit damarlarının yakından görünüşü.



Şekil 2.10: Ilıca-Şamlı Granitoyidi ve çevresinin genel jeoloji haritası (Boztuğ ve diğ., 2008'den değiştirilerek alınmıştır).

Ilıca-Şamlı granitoidinin kuzey kesimlerinde büyük kütleler halinde mostralara gözlenmiştir (Şekil 2.11). Ilıca-Şamlı Granitoyidi için, ortoklas ve hornblendler üzerinde K/Ar yaş tayini ile Ataman (1973) tarafından 23-25 my, ayrıca Bingöl ve diğ., (1982) tarafından biyotitler üzerinde yapılan Rb/Sr yaş tayini ile 20-23 my olarak yaşı belirlenmiştir. Bu iki veri göz önüne alınarak Ilıca-Şamlı Granitoidinin yaşı Oligosen-Erken Miyosen olarak kabul edilmiştir.



Şekil 2.11: Ilıca-Şamlı Granitoyidindeki büyük granitoyidik kütleinin görünümü (Fotoğraf yönü G/GB-K/KD).

2.2.1.6. Neojen detritikleri ve volkanikleri

Çalışma alanında Ilıca-Şamlı ve Çataldağ Granitoyidlerini üzerleyen, mostralara veren Neojen çökelleri, konglomera, kumtaşı, marn, kiltası, killi kireçtaşı ve kireçtaşı ardalanması şeklinde sıralanmakta, yer yer ise eş yaşı tuf, aglomera ve lav düzeylerini içermektedir (Ercan ve diğ. 1990). Birim, kahverengi, sarımsı, bej, kirlili sarı, kirlili beyaz renkler sunarken eski kaya birimleri üzerine uyumsuz olarak yerleşen, temel kayalara ilişkin çakılları içeren, değişik boyutta, az köşeli ve kötü boylanmalı çakıllardan oluşan konglomeralar ile başlar (Ercan ve diğ. 1990). Konglomeraların üzerinde gevşek tutturulmuş tuf ve kalsit çimentolu, belirgin tabakalanma göstermeyen kumtaşları, üstte doğru kiltası ve marn ardalanması ile devam eder. Sonra killi kireçtaşlarına ve daha sonra silisifiye kireçtaşlarına geçer (Ercan ve diğ. 1990). Karasal ortamda oluşmuş (alt düzeyler akarsu ortamında, üst düzeylere doğru delta ve gölsel ortam) olan bu çökel dizisi, tüm sahada tuf, aglomera ve lavlarla yanal ve düşey yönde geçişli olarak izlenir (Ercan ve diğ. 1990). Yaklaşık 300 m kalınlık gösteren Neojen çökelleri, olasılıkla birbirleriyle doğrudan ilişkileri olmayan küçük karasal havzalarda oluşmuş ve volkanizma ile eş zamanlı olarak meydana gelmiştir. Bu nedenle çökellerin üst düzeylerinde yer alan konglomera

çakıllarının bir kısmı Neojen volkaniklerine ait olduğu belirtilmiştir. (Ercan ve diğ. 1990).

Bunların yanısıra inceleme alanında izlenen volkanik kayalar, Neojen çökelleri ile eş yaşlı olmakla birlikte lav, aglomera ve tüf şeklinde, çökel kayalarla birlikte aralanmalı şekilde yer alırlar. Lavlar çoğunlukla andezit, yer yer de dasit, ender olarak da riyyodasit ve riyyolit bileşiminde, andezitik türde lavlar; andezit, hiyalandezit, ojitli andezit, altere andezit olarak izlenmiştir (Ercan ve diğ. 1990). İnceleme alanında mostralar veren volkanitlerin Miyosen-Pliyosen yaşlı Neojen çökelleri ile yanal ve dikey geçişli ve alt düzeyleri ile de eş yaşlı olduklarından Miyosen yaşlı oldukları kabul edilmiştir (Ercan ve diğ. 1990). Ayrıca, andezitlerde K/Ar yöntemi ile yapılan yaş tayininde 21.71 ± 0.29 my bir sonuç elde etmişlerdir (Ercan ve diğ. 1985). Ayrıca inceleme alanı yakın çevresinde, Gündoğdu (1984) Bigadiç volkanitlerinde, andezitik lavlarda 23.6 ± 0.9 my, 20.3 ± 0.6 my ve 18.3 ± 0.6 my; Ercan ve diğ. (1985) trakiandezitik lavlarda 19.59 ± 0.26 my; Benda ve diğ. (1974) İvrindi volkanitlerinde 19.5 ± 0.1 my gibi yaşlar saptamışlardır.

2.2.2. Tavşanlı zonu birimleri

İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağının güneyinde, Torid Anatolid bloğunun kuzey kısmında yer alan Tavşanlı zonu, Geç Kretase'deki ofiyolit üzerlemesine bağlı olarak Anatolid-Torid bloğunun kuzey kenarı, 60 km'den daha derine gömülmüş ve buna bağlı olarak mavi şist fasiyesinde metamorfizma geçirerek doğu-batı yönünde 250 km uzunluğunda bir kuşak oluşturan Tavşanlı Zonu mavişist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş sedimenter seriler ve volkaniklerden, ayrıca onları kesen Eosen yaştaki plutonlardan oluşmaktadır (Şekil 2.12) (Okay, 1980, 1984, 1986).

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	FORMASYON	SİMGE	KAYA TÜRÜ	AÇIKLAMALAR
SENOZOYİK	Kuva termer					Alüvyon
	TERSİYER	Pliyosen	Volkanik Kayaçlar	B R P		Bazalt Riyolit Piroklastikler
			Neojen Çökelleri	N		Kumtaşı, kıltaşı, çakıltaşı
	Eosen	Orhaneli Granitoyidi	Po			Granitoyid (Granit, Granodiyorit, Tonalit)
MESOZOYİK	KRETASE	ÜST	Mavişistler	Km		Mavişist, mikaşist

Şekil 2.12: Orhaneli plutonunu içimnde bulunduran Tavşanlı Zonu'nun genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Ölçeksiz)

2.2.2.1. Mavişistler

İnceleme alanında Kınık köyü civarında yüzeyleyen mavişistler (Şekil 2.13), yine Kınık köyünün kuzeybatısında bulunan Bengi Dağı eteklerinde, Eosen yaşlı Orhaneli Granitoyidi ile tektonik dokanaklı sınıra sahiptir. Orhaneli Granitoyidi ile kesilen mavişistler, Miyosen yaşlı volkanikler ile üzerlenmektedir.

Tavşanlı zonunda yayılım gösteren mavişistler kuvars mikaşist, grafitik mikaşist, metakuvarsit, mermer ve metabazik kayalardan oluşmaktadır (Harris ve diğ., 1994; Okay ve diğ., 1998). Metabazik kayalar ise sodik amfibolit-lavsonit ve sodik amfibolit-jadeit-paragonit-kuvars parajenezini sunarlar (Okay ve Kelley, 1994). Bu mineral parajenezleri doğrultusunda metamorfizma şartları 430°C ve 20 kbar olarak belirlenmiş, Ar-Ar izotopik yaş tayinleri ile metamorfizmanın 80 milyon yıl önce meydana geldiği belirlenmiştir (Harris ve diğ., 1994; Okay ve diğ., 1998).



Şekil 2.13: İnceleme alanında izlenen mavişistler çok yoğun bir tektonik deformasyona maruz kalmışlardır (Fotoğraf yönü GD-KB).

Geçirmiş olduğu tektonik evrimin etkisine rağmen, foliasyon ve lineasyonların izlenebildiği mavişistlerde yer yer deformasyon izleri ve izoklinal kıvrımlanmalar ile karakteristiktir. Orhaneli plütunu ile faylı olmayan dokanaklarda kontakt

metamorfizma izleri görülmüştür. Harris ve diğ., (1994) tarafından bu bölgedeki kontak metamorfizma detaylı olarak incelenmiş, kontak alanında andalüzit, kordiyerit, alkali feldpat ile birlikte kuvars ve biyotit görülen minerallerin yaklaşık 3.5 kbarlık basınca işaret ettiğini belirtmişlerdir.

2.2.2.2. Orhaneli Granitoyidi

Bursa'nın Büyükorhan ilçesi çevresinde yüzeyleyen Orhaneli Granitoyidi aynı zamanda bu bölgedeki Tersiyer yaşlı plütonların en yaşlısı ve en büyüğüdür, plüton yaklaşık 200 km² lik bir alanda yüzeilenmektedir (Şekil 2.16). Orhaneli plütonu, Tavşanlı zonunun mavişist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş, temel kayaçlarına sokulmuş ve Erken Miyosen yaşlı volkanikler tarafından üzerlenmiştir (Altunkaynak, 2007). Orhaneli Granitoyidi batı sınırı boyunca miyosen yaşlı andezit ve dasit bileşimli volkanik kayaçlar ile kontak konumunda olup aynı zamanda üzerlenmiştir.

Karaoğlanlar köyü ve Dereköy arasında yer alan KB-GD doğrultulu normal faylar plüton kütesinin içerisinde yer almaktadır. Mavişistler ile dokanak haline olduğu kısımlar ise özellikle Emirköy kuzeyinde ve güneyinde yaklaşık ise KD-GB doğrultulu yine normal faylar ile, daha kuzeyde bulunan Çakıryenice Köyü civarında ise yaklaşık K-G doğrultulu normal faylar ile sınırlanmıştır. Orhaneli plütonu yükselimi sırasında platolar oluşturmuştur (Şekil 2.14).



Şekil 2.14: Orhaneli Granitoyidinin ve plütonun yükselimi ile oluşturduğu platonun güney sınırını oluşturan tepelerin Büyükorhan civarından görünümü (Fotoğraf yönü KD-GB).

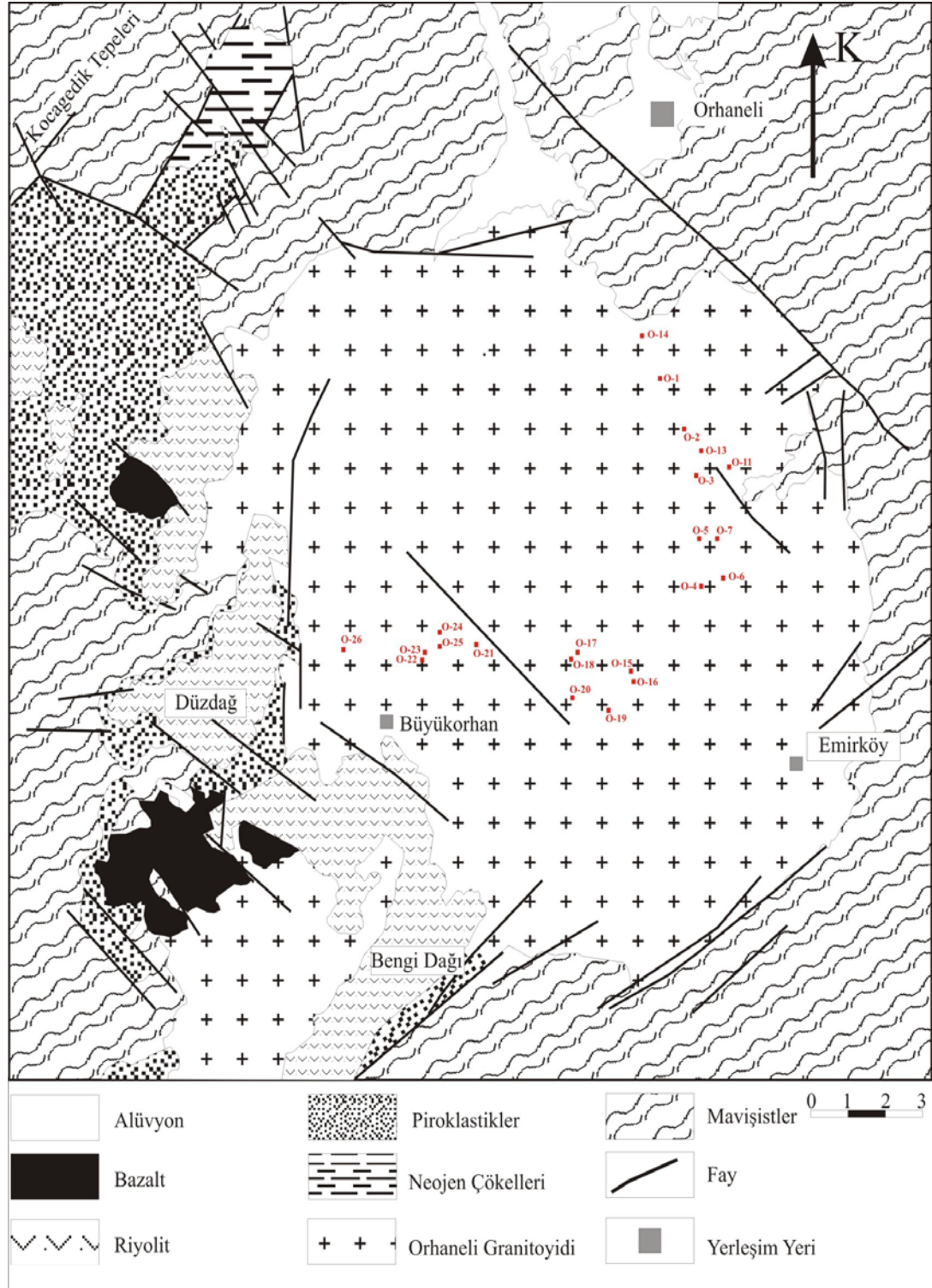
Plütonun dış çevresinde lökogranit ve aplogranit şeklinde sokulumlar sunmaktadır (Altunkaynak, 2007). Plütonun sokulumu sırasında çevre kayalara uyguladığı basınç ve soğuma etkisi ile mavişistlerle kontak hatlarında iyi gelişmiş foliasyon göstermektedir. Bunlarla birlikte plütonda aşırı deformasyon göstermemesi plütonun çarpışma sonrası yerleşmesinin verisi olarak düşünülmüştür (Harris ve diğ., 1994; Okay ve diğ., 1998). Orhaneli Granitoyidi çevresinde izlenen kontak metamorfizma zonlarında izlenen mineral parajenezine dayanarak plütonun yerleşim derinliği Okay ve diğ., (1998) tarafından yaklaşık 10 km olarak düşünülmüştür.

Orhaneli granitoyidin kenar zonlarında foliasyonlar ve alterasyona bağlı olarak gelişmiş yoğun arenitleşmeler gözlenmiştir (Şekil 2.15).



Şekil 2.15: Orhaneli Granitoyidinin kenar kısımlarında gözlenen foliasyonlar ve arenitleşmeler.

Orhaneli Granitoidinde yapılan yaş tayinleri, biyotit örnekleri üzerinde yapılan Ar-Ar yöntemi ile Harris ve diğ., (1994) tarafından 52.4 ± 1.4 my (Erken Eosen) olarak saptanmıştır.



Şekil 2.16: Orhaneli Granitoidi ve çevresinin genel jeoloji haritası (Altunkaynak, 2007'den değiştirilerek alınmıştır).

2.2.2.3. Yüzey Volkanikleri

İnceleme alanında yüzeyleyen ve Orhaneli Granitoidinin batısında yer alan volkanik kayalar genel olarak kalk-alkalin karakterli bazalt, riolit ve piroklastikler şeklinde yayılım gösterir ve Miyosen yaşlıdır. Düdağ civarında yüzeyleyen riolitler, kuzeyde Sağırlar köyüne doğru bir yayılım sunmaktadır. Bazı kısımlarda grimsi bir renk sunan riolitler, genel olarak beyazımsı ve pembemsi renklidirler ve ince taneli bir doku sunarlar. Bengi Dağı civarında da geniş mostralara veren riolitler, benzer şekilde beyazımsı ve pembemsi renklerde yayılırken sunduğu ince taneli doku içerisinde yer yer kuvars kristalleri izlenmekte ve bu kısımlarda riolit porfir olarak tanımlanmaktadır.

Kuşlar köyünün batısında geniş yüzlekler veren bazaltlar bu mevkinin daha güneyinde piroklastik birimi üzerlemektedir. Daha kuzeyde riolitleri üzerleyen bazaltlar, siyah renkli, çok sert ve masif bununla birlikte eklem ve çatlaklar ile yer yer bölünmüş bir yapı sunmaktadır.

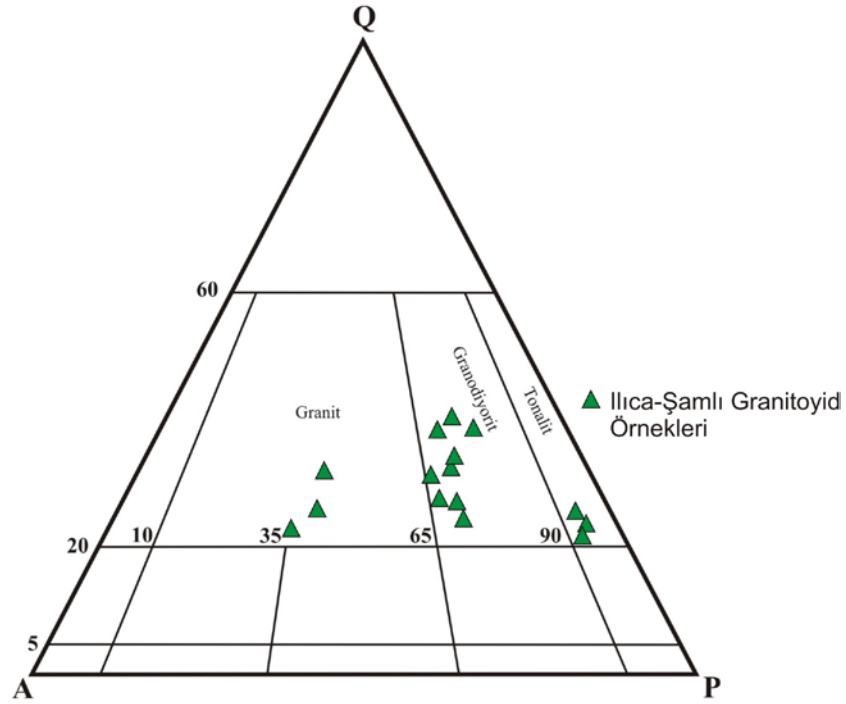
3. PETROGRAFİ

3.1. Giriş

Çalışmanın esasını oluşturan Ilıca-Şamlı, Çataldağ ve Orhaneli Granitoyidlerinden alınan örneklerin petrografik incelemeleri, polarizan mikroskop yardımıyla toplam 54 adet kayaç örneğinin ince kesitte analiz edilmesi ile yapılmıştır. Örneklerin temsil ettiği kayaçların dokuları, kayaçları oluşturan kristallerin özellikleri ve boyutları tanımlanmak sureti ile kayaçlar detaylı olarak irdelenmiştir. Ayrıca alınan örneklerin verniyel sayacı ile modal analizleri yapılarak, kuvars, alkali feldspat ve plajiyoklaz yüzdeleri belirlenmiş ve elde edilen değerler QAP diyagramında değerlendirmiştir. Ilıca-Şamlı, Çataldağ ve Orhaneli plütonlarındaki çalışmalar olmak üzere başlıca üç ana başlık altında toplanmıştır.

3.2. Ilıca-Şamlı Granitoyidinin Petrografik Özellikleri

Ilıca-Şamlı plütonunun petrografik özelliklerinin belirlenmesi amacı ile granitoyid kütesinden 15 adet örnek alınarak petrografik incelemeye tabii tutulmuş, modal analizleri yapılarak (Tablo 3.1), plajiyoklaz, alkali feldspat ve kuvars yüzdeleri bulunmuş ve QAP diyagramında kayaçların sınıflaması yapılmıştır. Bu minerallerin dışında hornblend minerallerinin oranları % 4-6, biyotit mineralleri % 6-8 arasında değişmektedir. Opak mineraller % 1-3 ve aksesuar mineralleri % 1-3 arasında değişmektedir. Modal analiz sonuçları ile kayaçların granit, granodiyorit ve tonalit bileşimli oldukları tespit edilmiştir (Şekil 3.1)



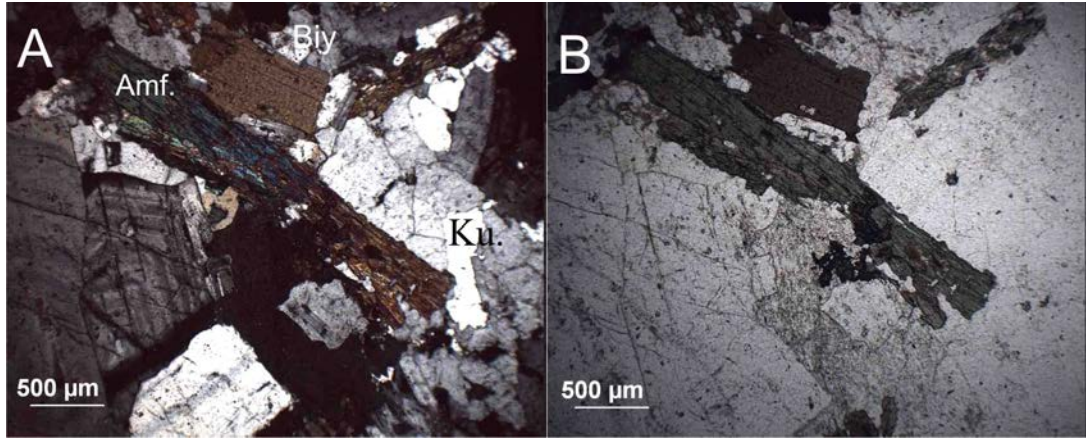
Şekil 3.1: Ilıca-Şamlı Granitoidini oluşturan kayaların QAP diyagramındaki (Streckeisen 1979) yerleri

Tablo 3.1: Ilıca-Şamlı Granitoidinin modal mineraloji (%) analiz sonuçları.

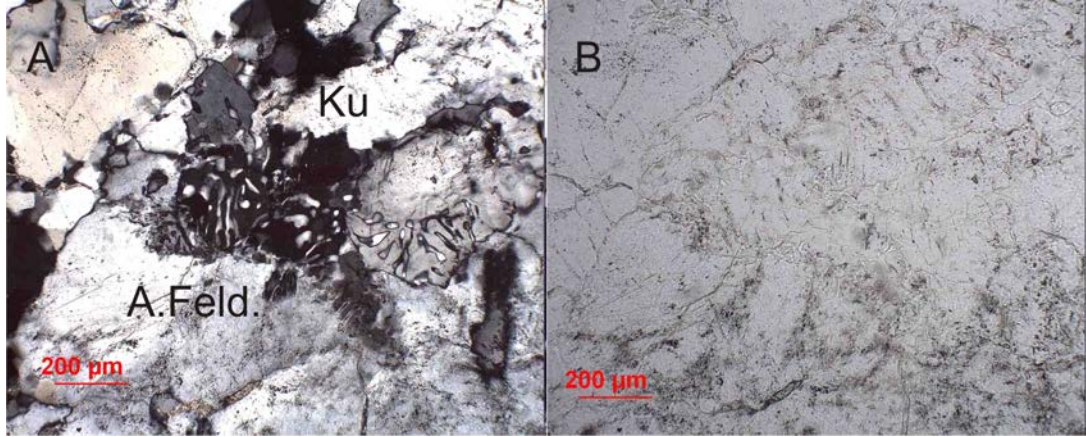
Stratigrafik Konum	Örnek No	Kayaç Adı	Dokusu	MİNERALLER (%)							
				Kuvars	A. Feld.	Plj.	Biyotit	Amfibol	İkincil min	Tali Min.	Opak Min.
İLİCA GRANİTOYİDİ	YK-1	Granodiyorit	Holokristalen	27	17	39	7	4	2	2	2
	YK-4	Granodiyorit	Porfirik	33	12	40	5	5	1	1	3
	YK-5	Granit	Holokristalen	23	35	24	8	5	2	1	2
	YK-6	Tonalit	Holokristalen	22	6	61	5	4	-	1	1
	YK-7	Granodiyorit	Porfirik	25	16	36	10	5	3	2	3
	YK-8	Granodiyorit	Holokristalen	33	18	37	5	4	1	1	2
	YK-9	Granodiyorit	Holokristalen	22	19	41	7	4	3	1	3
	YK-10	Granodiyorit	Holokristalen	21	21	42	7	6	1	-	2
	KD-1	Tonalit	Holokristalen	30	6	48	5	4	2	4	1
	KD-2	Tonalit	Holokristalen	22	7	55	5	5	3	1	2
	KD-3	Granit	Holokristalen	21	37	22	7	5	1	5	2
	İL-1	Granodiyorit	Holokristalen	25	20	36	7	5	2	2	3
	İL-2	Granodiyorit	Porfirik	21	17	39	10	6	4	-	3
	İL-3	Granit	Holokristalen	26	33	23	6	4	3	4	1
	İL-4	Granodiyorit	Holokristalen	32	13	36	9	6	2	1	1

3.2.1. Granitler

Ilıca-Şamlı plütonunun granitoyidik kayaçları, özellikle Kurt Tepe kuzeylerinde, Camilioba köyü civarında ve Şamlı beldesinin doğusunda genellikle krem rengi ve grimsi tonlarda gözükmetedir. Ayrıca örneklerin içerisindeki bazı mineraller gözle seçilebilmektedir. Çalışma alanından alınan kayaç örneklerinin, polarizan mikroskop altında incelenen ince kesit örneklerinde, Ilıca-Şamlı Granitoyidinde yer alan granitoyidik bileşimli kayaçların iri taneli holokristalen dokuya sahip oldukları belirlenmiştir (Şekil 3.2).



Şekil 3.2: Granitlerde izlenen holokristalen doku
(Ku: Kuvars, Biy: Biyotit Amf: Amfibol, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).



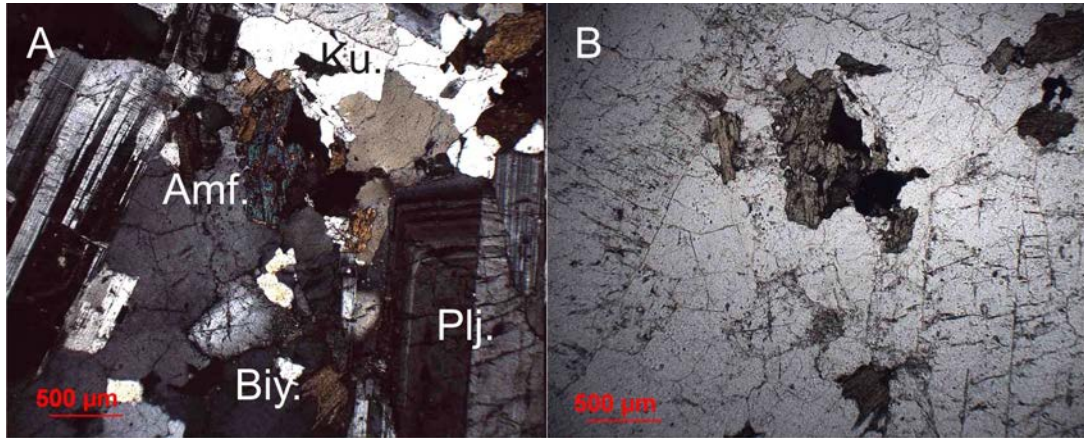
Şekil 3.3: Granitlerde izlenen grafik doku
(Ku: Kuvars, A.F.: Alkali Feldispat, A: 10x Çift Nikol, B: 10x Tek Nikol).

Plütonunun, granitoyidik kayaçlarında kuvars kristalleri son oluşan minerallerden olduklarından dolayı özşekilsiz olarak kayacı oluşturan diğer minerallerin aralarında bulunmaktadır. Bazı örneklerde kuvarsların çok çatlaklı ve dalgalı sönme gösterdikleri gözlenmiştir. Ayrıca alkali feldispatlarla beraber karakteristik grafik

dokuyu oluşturmaktadırlar (Şekil 3.3). Alınan örneklerin modal analizlerinde, kuvars minerallerinin % 21-26 arasında değiştiği gözlenmiştir.

Plajiyoklaz minerallerinin albit ikizlenmesi yardımı ile yapılan sönme açıları tayinlerinde plajiyoklazların % 8-14 anortit içeriklerine sahip olmaları sebebiyle albit ve oligoklas bileşiminde oldukları tespit edilmiş, ayrıca polisentetik ikizlenmeler ve zonlu yapı gösterdikleri izlenmiştir (Şekil 3.4). Genellikle özşekilli ve yarı özşekilli görülen plajiyoklazların, yapılan modal analizler neticesinde % 22-23 oranları arasında değiştiği belirlenmiştir. Plajiyoklazlarda yer yer serisitleşmeler görülmüştür. Alkali feldspatlar ortoklas bileşimli olup ve yer yer serisitleşmiş şekilde görülmektedir. Plajiyoklazlara oranla daha az miktarda bulunan alkali feldspatlar modal analizlerde % 33-37 oranlarında bulunduğu izlenmiştir. Ortoklaslarda karlsbad ikizlenmeleri gözlenmiştir.

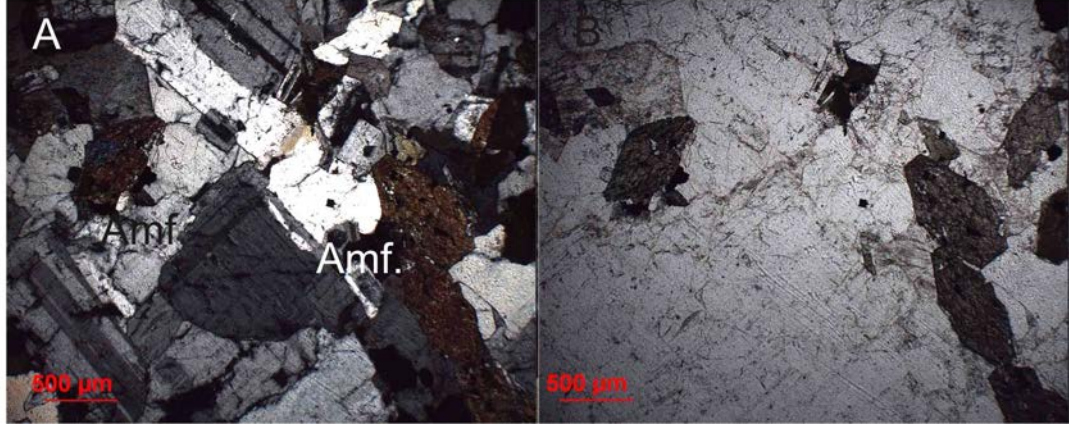
Ilıca-Şamlı Granitoidinin granitoidik kayaçlarının ince kesit örneklerinde ferromagnezyen minerallerden biyotit ve amfibol izlenmiştir. Biyotitler yapılan modal analizler sonucunda % 6-7 oranları arasında izlenmiştir. Biyotitler genellikle iri taneli olarak izlenmiş ve nek nikolde verdiği kahverengi pleokroizma ile ayırt edilmiştir.



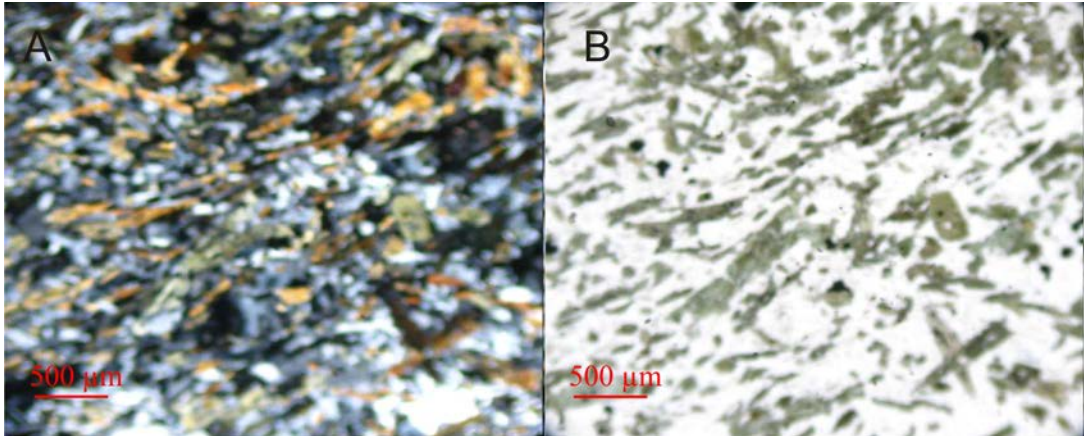
Şekil 3.4: Granitlerde izlenen zonlu plajiyoklazlar, biyotitler ve özşekilli olarak izlenen amfiboller (Ku: Kuvars, Biy: Biyotit, Plj: Plajiyoklaz, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).

Amfibol grubu minerallerden hornblend ise biyotite oranla daha az miktarda gözlenmiş olup, modal analizlerde % 4-5 oranları arasında bulunduğu saptanmıştır. C eksenine dik kesilmiş amfibol minerallerinde 56-124°'lik dilinim izleri ile iki yönlü dilinimleri ve özşekilli görüntüsü karakteristiktir (Şekil 3.5).

Petrografik incelemelerde, ince kesitlerde tali mineraller olarak sfen minerali diğer mineraller içerisinde inklüzyonlar şeklinde gözükme (Şekil 3.5). Amfiboller bazı kısımlarda tamamen opaklaşmış şekilde görülmektedir. Ayrıca ince kesit incelemeleri için alınan granit içindeki anklavda bileşimin granodiyorite yakın olduğu ve uzun prizmatik amfibol ve plajiyoklaz mineralleri gözükme ve dokusal olarak mikrogranüler doku gözlenmiştir (Şekil 3.6).



Şekil 3.5: Granitlerde görülen özşekli amfibol mineralleri (Amf: Amfibol, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).



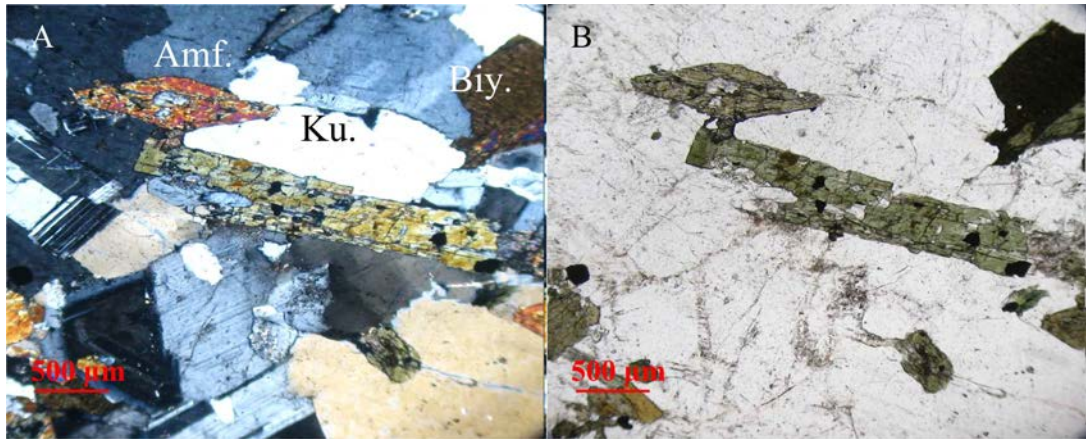
Şekil 3.6: Granit içindeki anklavlar görülen mikrogranüler doku (A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).

3.2.2. Granodiyoritler

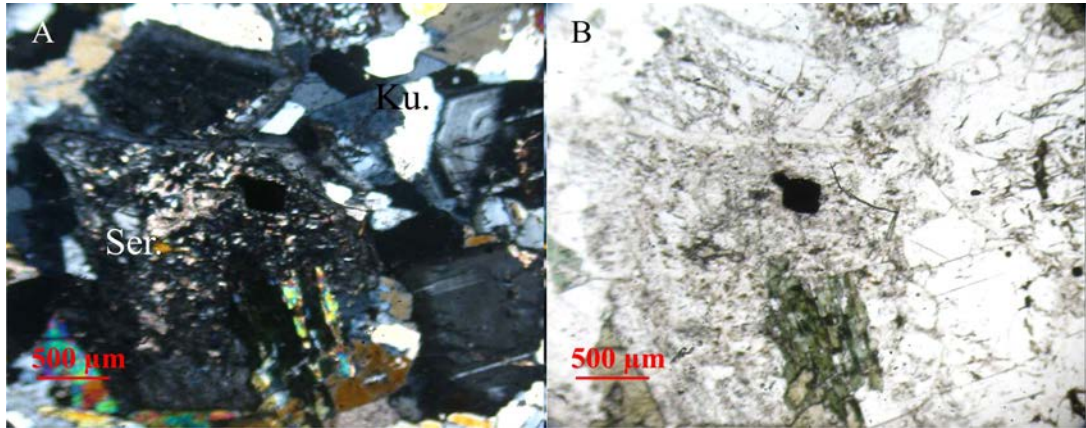
Ilıca-Şamlı Granitoidinden alınan kayaç örneklerinin modal analizi neticesinde örneklerin önemli bir bölümünün granodiyoritlerden oluştuğu görülmüştür. Koca Tepe, Erenler Tepe, Yataktaş Tepe, Camilioba köyü ve Ilıca beldesinin çevresinde ve mostra veren granodiyoritler, arazide krem rengi ve grimsi tonlarda izlenmiştir. Polarizan mikroskop ile ince kesitlerde yapılan petrografik çalışmalarda, Ilıca-Şamlı

Granitoidinin, granodiyorit bileşimli kayaçlarında iri taneli holokristalin doku ve porfirik doku izlenmektedir (Şekil 3.7). Ayrıca kesit alanında gözlenen özşekilli amfibol zonlu plajiyoklaz ve albit ikizi gösteren plajiyoklaz ve biyotit mineralleri gözlenmiştir. Özellikle, Ilıca-Şamlı plütonunun dış zonlarında porfirik dokunun etkili olduğu tespit edilmiştir.

Plajiyoklaz minerallerinin zonlu ve polisentetik ikizlenmeler gösterdiği ve genellikle oligoklas-andezin bileşiminde oldukları ince kesitlerde izlenmiştir. Genellikle özşekilli ve yarı özşekilli görülen plajiyoklazların, yapılan modal analizler neticesinde % 36-42 oranları arasında değiştiği belirlenirken, yer yer kırıklı yapıları dikkat çekmektedir. Plajiyoklazlardaki zonlanmalar, plütonun sokulumu sırasında soğumanın, özellikle dış ve kenar zonlarında hızlandığını işaret etmektedir. Plajiyoklazlarda çok fazla serisitleşme gözlenmekte ve plajiyoklazlarda zonlu yapı çok belirgin bir şekilde gözükmemektedir (Şekil 3.8).



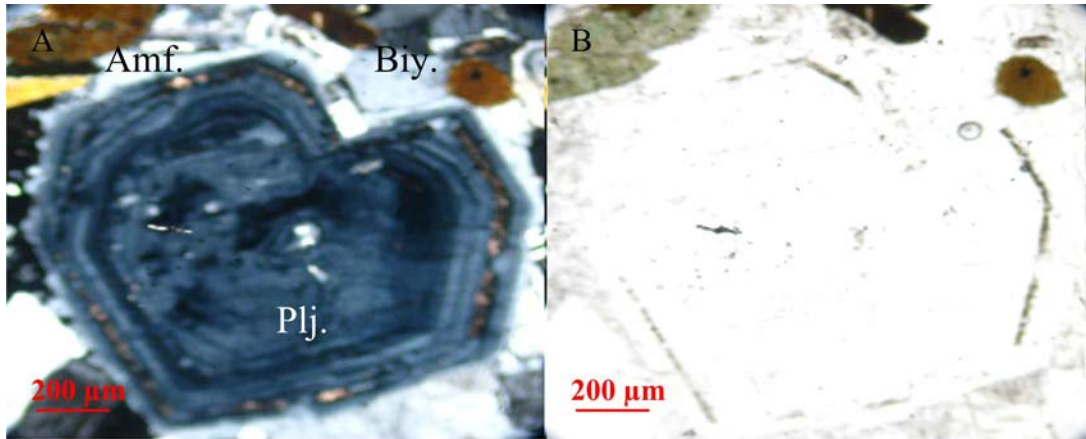
Şekil 3.7: Granodiyoritlerde izlenen holokristalen doku (Ku: Kuvars, Amf: amfibol, Biy: Biyotit, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).



Şekil 3.8: Granodiyoritlerdeki plajiyoklaz minerallerinde gözlenen serisitleşme (Ku: Kuvars, Ser: Serisit, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).

Ilıca-Şamlı plütonunun, granodiyoritik kayaçlarında kuvars kristalleri özşekilsiz taneler şeklinde izlenir. Alınan örneklerde, modal analizler neticesinde kuvars miktarının % 21-33 arasında değiştiği gözlenmiştir. Granitoyidin sokulumu sırasında oluşan basınç nedeni ile bazı örneklerde kuvarsların, hafif dalgalı sönme gösterdikleri belirlenmiştir.

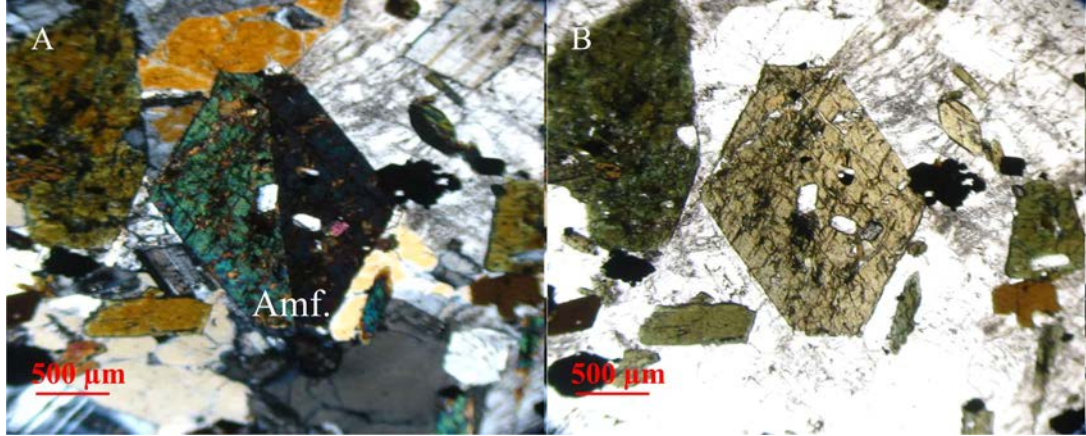
Alkali feldspatlar ortoklas kristalleri şeklinde ve yer yer serisitleşmiş şekilde görülmektedir. Plajiyoklazlara oranla daha az miktarda bulunan alkali feldspatlar modal analizlerde % 12-21 oranlarında bulunduğu izlenmiştir. Ortoklaslarda karlsbad ikizleri gözlenmiştir. Zonlu plajiyoklazlarda serisitleşmenin zon boyunca gerçekleşmiş olduğu tespit edilmiş ve kesit alınının bazı yerlerinde elek dokuya benzer şekiller olduğu tespit edilmiştir. Kesit alanında tamamen opaklaşmış biyotit minerallerine ve özşekilli amfibol minerallerine rastlanmıştır (Şekil 3.9).



Şekil 3.9: Granodiyoritlerde izlenen zonlu plajiyoklaz ve zonlar boyunca gelişmiş serisitleşme, biyotitler ve özşekilli olarak izlenen amfibol mineralleri (Amf: Amfibol, Biy: Biyotit, Plj: Plajiyoklaz, A: 10x Çift Nikol, B: 10x Tek Nikol).

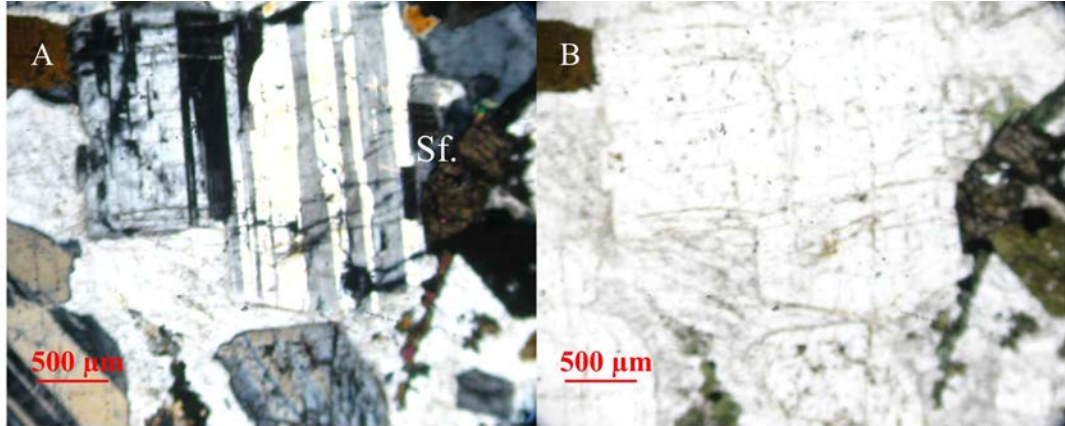
Ferromagnezyen minerallerden biyotit ve amfibol, Ilıca-Şamlı Granitoyidinin granodiyoritik kayaçlarının ince kesit örneklerinde yaygın olarak tespit edilmiştir. Yapılan modal analizler sonucunda biyotitlerin % 5-10 oranları arasında olduğu izlenmiştir. Biyotitler genellikle prizmatik şekilde dilinimli ve alterasyonlar sonucu dilinimleri boyunca kloritleşmiş şekilde tespit edilmiştir. Biyotitler ince kesit örneklerinde, paralel sönme ve tek nikolde izlenen kahverengi pleokroizması karakteristiktir. Amfiboller ise biyotite oranla daha az miktarda gözlenmiş, modal analizlerde % 4-6 oranları arasında bulunduğu saptanmıştır. Ayrıca incelenen ince

kesitlerde c eksenine dik kesilmiş altıgen görünümlü çift yönlü dilinimli amfibol mineralleri izlenmiştir. Amfibollerde ikizlenmeler belirgin şekildedir (Şekil 3.10).



Şekil 3.10: Ilıca-Şamlı plütonundaki granodiyoritlerde izlenen özşekilli amfibol (Amf: Amfibol, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).

Petrografik incelemelerde, ince kesitlerde ikincil mineraller olarak rastlanılan sfen ve apatit diğer mineraller içerisinde inklüzyonlar şeklinde izlenir (Şekil 3.11). Yer yer minerallerin sınırlarında inklüzyonlar şeklinde opak mineraller bulunmaktadır. Amfibol ve biyotitler bazı kısımlarda tamamen opaklaşmış şekilde görülmektedir.



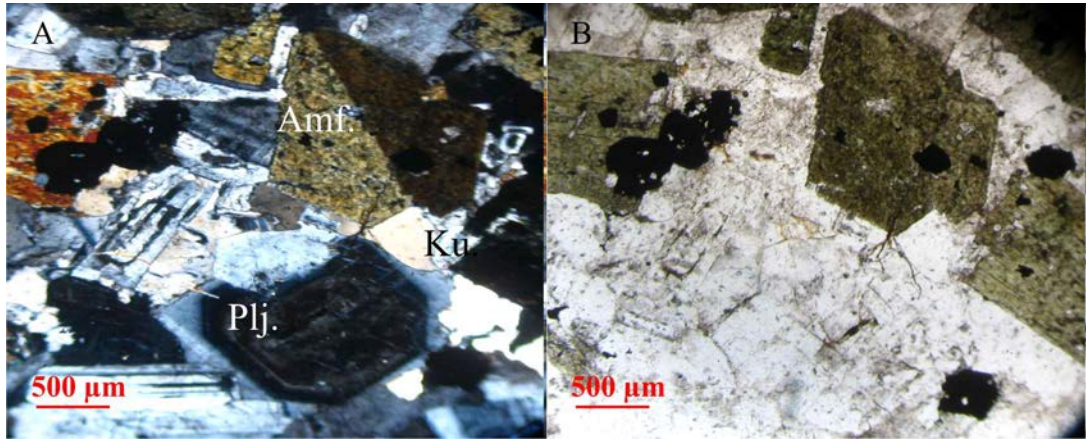
Şekil 3.11: Granodiyoritlerde izlenen özşekilli sfen (Sf: Sfen, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).

3.2.3. Tonalitler

İnceleme alanında özellikle Armutalan Köyü'nün ve Yataктаş Tepe'nin güneyinde mostralara veren tonalitik bileşimli kayalar arazide krem tonlarında izlenmiştir.

Yapılan petrografik çalışmalarda, Ilıca-Şamlı Granitoidinin, tonalit bileşimli kayaçlarında iri taneli holokristalin doku izlenmiştir. Plajiyoklaz mineralleri zonlu ve polisentetik ikizlenmeler göstermekte ve oligoklas-andezin bileşimi sunmaktadır. Genellikle özşekilli ve yarı özşekilli görülen plajiyoklazların, yapılan modal analizler neticesinde % 48-61 oranları arasında değiştiği belirlenmiştir (Tablo 3.1).

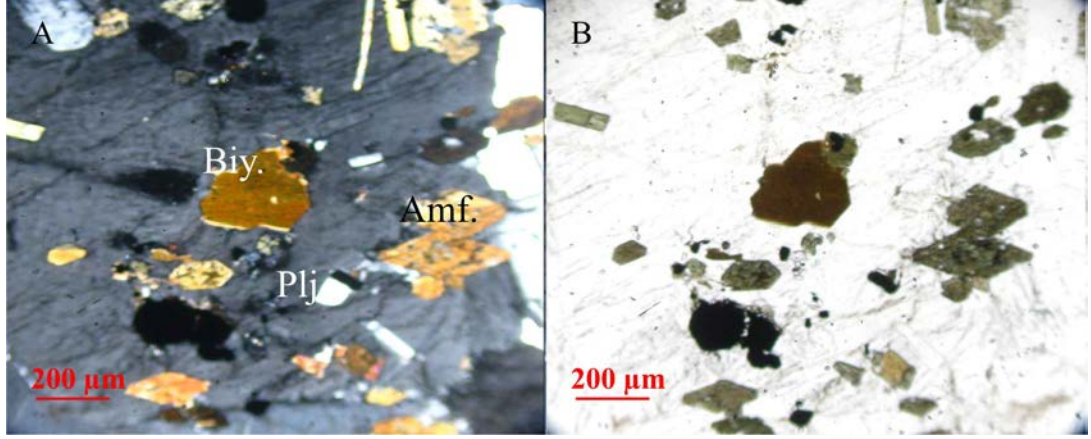
Ilıca Şamlı plütonunun, tonalitik kayaçlarında kuvars kristalleri özşekilsiz taneler şeklinde yer almaktadır. Alınan örneklerde, kuvars miktarının, modal analizler neticesinde % 22-30 arasında değiştiği gözlenmiştir. Alkali feldspatlar ortoklas kristalleri şeklinde ve yer yer serisitleşmiş şekilde görülmektedir. Plajiyoklazlara oranla az miktarda bulunan alkali feldspatlar modal analizlerde % 6-8 oranlarında bulunduğu izlenmiştir. Ortoklaslarda karlsbad ikizleri gözlenmiştir. Plajiyoklazlar zonlanmalı olup özşekilli amfibol inklüzyonları içerirler (Şekil 3.12).



Şekil 3.12: Tonalitlerde izlenen zonlu plajiyoklazlar, özşekilli olarak izlenen amfiboller (Ku: Kuvars, Plj: Plajiyoklaz, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).

Yapılan modal analizler sonucunda biyotitlerin % 5 oranlarında olduğu göstermiştir. Bununla birlikte prizmatik şekilde dilinimli ve dilinimleri boyunca kloritleşme izlenmiştir. Amfiboller ise biyotite oranla daha az miktarda gözlenmiş, modal analizlerde % 4-5 oranlarında bulunduğu saptanmıştır.

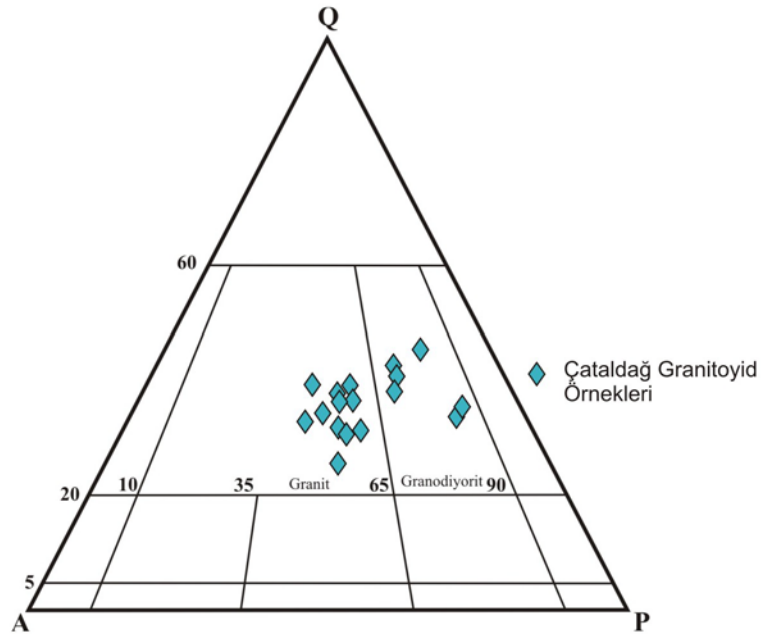
Petrografik incelemelerde, amfibol minerallerinin özşekilli, biyotit minerallerinin ise opaklaştığı görülmüştür. Bunun yanı sıra plajiyoklazlar ve ikincil minerallerin inklüzyonlar şeklinde diğer minerallerin içinde bulunduğu tespit edilmiştir. Bu tip inklüzyonlar klasik poikilitik dokunun tipik görüntüleridir. (Şekil 3.13).



Şekil 3.13: Tonalitler içinde gözlenen poikilitik doku.
(Biy: Biotit, Amf: Amfibol, Plj: Plajiyoklaz, A: 10x Çift Nikol, B: 10x Tek Nikol).

3.3. Çataldağ Granitoidinin Petrografik Özellikleri

Balıkesir ili kuzeydoğusunda ve Susurluk ilçesinin doğusunda geniş yayılım sunan Çataldağ Granitoidinin petrografik özelliklerinin belirlenmesi amacı ile granitoid plütonundan 17 adet örnek alınarak modal analizleri yapılmıştır. (Tablo 3.2). Nokta sayıcı ile belirlenen kuvars, alkali feldspat ve plajiyoklaz tanelerinin yüzdeleri hesaplanarak QAP diyagramında kayaçların sınıflaması yapılmıştır (Şekil 3.14). Modal analiz sonuçları ile kayaçların granit ve granodiyorit bileşimli oldukları tespit edilmiştir. Ayrıca petrografik incelemeye tabii tutulan örneklerin analizi ile kayaçlarda görülen doku ve mineral çeşitleri belirlenmiştir.



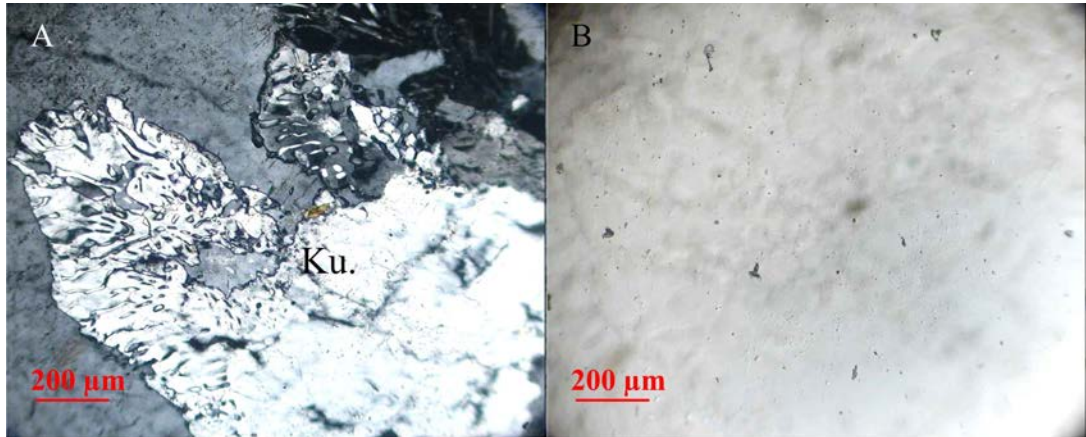
Şekil 3.14: Çataldağ Granitoidini oluşturan kayaçların QAP diyagramındaki (Streckeisen 1979) yerleri.

Tablo 3.2: Çataldağ granitoidinin modal mineraloji (%) analiz sonuçları

Stratigrafik Konum	Örnek No	Kayaç Adı	Dokusu	MİNERALLER (%)								
				Kuars	A. Feld.	Plj.	Biyotit	Amfibol	Muskovit	İkincil min.	Tali Min.	Opak Min.
ÇATALDAĞ GRANİTOYIDI	Bo-1	Granodiyorit	Porfirik	32	17	35	7	5	-	2	1	1
	Bo-2	Granodiyorit	Holokristalen	29	12	46	6	3	-	2	1	1
	Bo-3	Granit	Grafik	34	28	23	7	4	-	1	2	1
	Bo-4	Granit	Grafik	31	24	27	7	5	-	1	2	3
	Bo-5	Granodiyorit	Porfirik	37	10	39	7	3	-	2	1	1
	Bo-6	Granodiyorit	Porfirik	35	15	33	7	4	-	2	2	2
	Bo-7	Granit	Holokristalen	29	26	33	5	3	-	1	1	2
	Bo-8	Granit	Holokristalen	29	27	26	5	4	5	2	1	1
	Bo-9	Granit	Holokristalen	25	27	33	7	5	-	1	1	1
	Bo-10	Granit	Holokristalen	29	29	28	5	4	-	1	2	2
	Bo-11	Granit	Porfirik	31	25	28	6	5	-	2	1	2
	SU-1	Granit	Holokristalen	25	28	32	4	5	-	1	2	3
	SU-2	Granit	Holokristalen	28	31	26	7	3	-	1	1	3
	SU-3	Granodiyorit	Porfirik	30	10	45	6	5	-	2	1	1
	SU-7	Granit	Holokristalen	30	29	29	6	3	-	1	1	1
	SU-9	Granit	Holokristalen	22	31	31	7	4	-	2	1	2
	SU-10	Granodiyorit	Holokristalen	35	17	34	8	3	-	1	1	1

3.3.1. Granitler

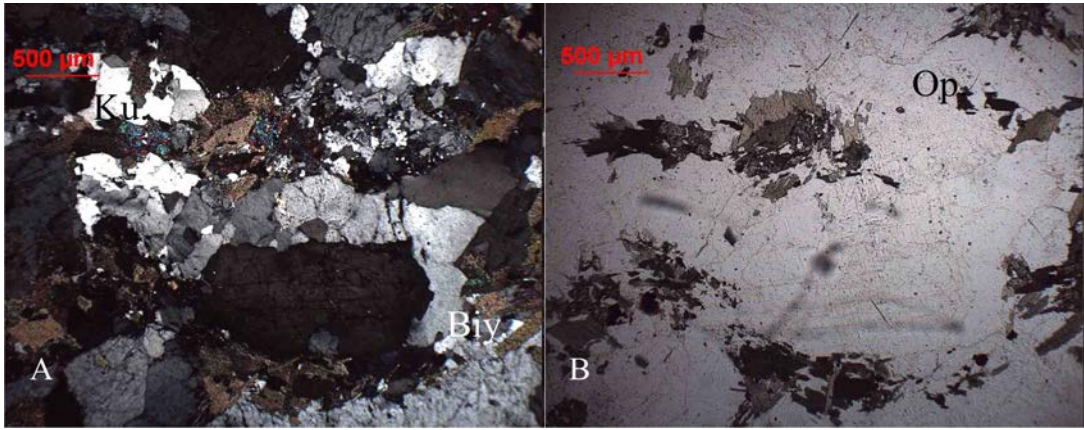
Çataldağ Granitoidinin önemli bir bölümü granitoidik kayaçlardan oluşmaktadır. Çobandede Tepe’de ve tepenin doğusu ve kuzeydoğusunda, Emindağı Tepe civarında granitler mostra vermekte, arazide ise genellikle krem rengi ve grimsi tonlarda izlenmektedir. Polarizan mikroskop ile yapılan petrografik çalışmalarda, genellikle iri taneli holokristalin doku, grafik doku (Şekil 3.15) ve porfirik doku izlenmektedir.



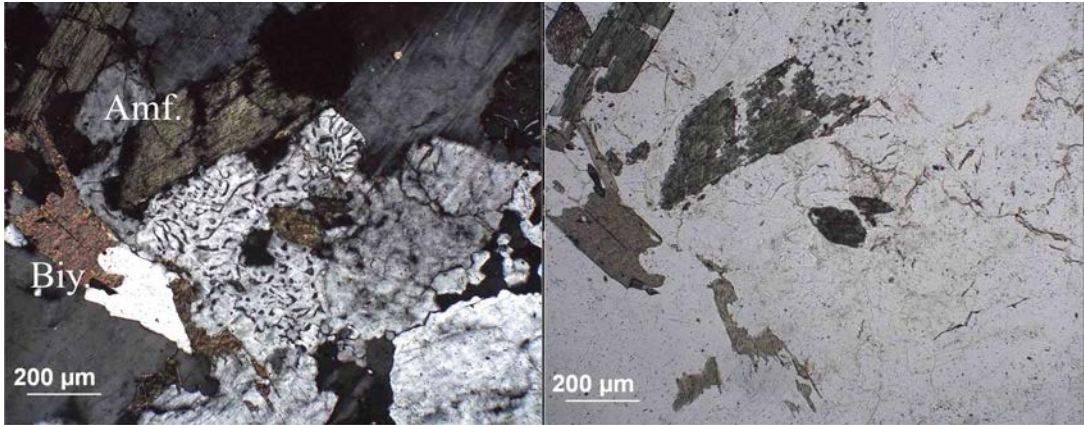
Şekil 3.15: Çataldağ Granitlerinde izlenen grafik doku (Ku: Kuvars, A: 10x Çift Nikol, B: 10x Tek Nikol).

Ayrıca granitoidin dış zonlarında, özellikle Kiraz Metmorfiti ile kontak yaptığı kısımlarda, granitoidik kayalarda basıncın etkisi ile kataklastik özelliklerin ve yönlü dokuların egemen olduğu, porfirik doku tespit edilmiştir.

İnceleme alanındaki granitoidik kayalarda kuvars kristalleri özsekilsiz taneler şeklinde izlenmiş ve kuvars miktarının modal analizler ile %25-34 arasında değiştiği belirlenmiştir. Kuvars minerallerinin rekristalizasyonu sonucu kataklastik doku gözlenmiştir (Şekil 3.16).



Şekil 3.16: Granitlerde izlenen kataklastik doku
(Ku: Kuvars, Biy: Biyotit, Op: Opak Mineral, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).



Şekil 3.17: Granitlerde izlenen grafik doku
(Biy: Biyotit, Amf: Amfibol A: 10x Çift Nikol, B: 10x Tek Nikol).

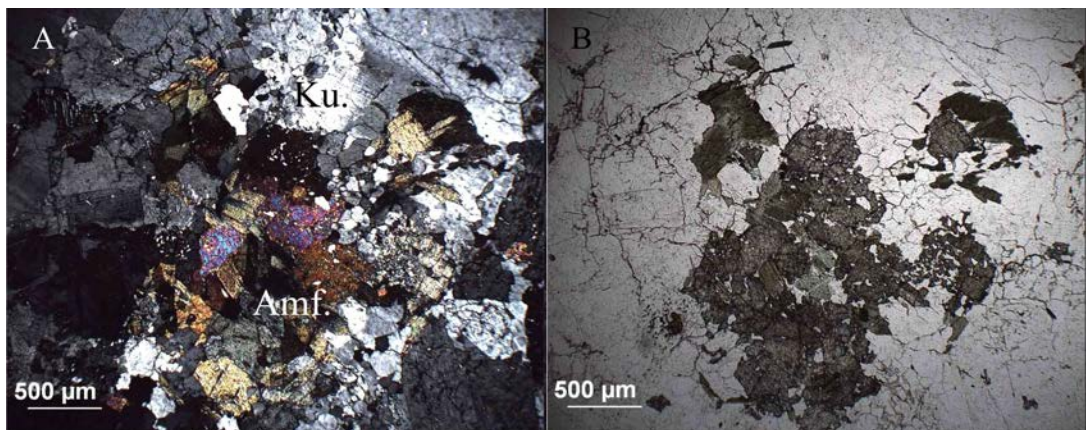
Alkali feldspatları genellikle ortoklas kristalleri şeklinde ve plajiyoklazlara göre daha bol oranlarda bulunduğu, ayrıca modal analizlerin sonucunda % 24-31 oranlarında değiştiği izlenmiştir. Ortoklaslarda karlsbad ikizlenmesi gözlenmiş ve yer yer serisitleşmeler belirlenmiştir. Ayrıca kuvars mineralleri ile birlikte oluşan grafik

dokulara rastlanmış ve bu dokuyu oluşturan alkali feldispat ve kuvarsların içinde inklüzyonlar şeklinde özşekli amfibol mineralleri ve etrafında biyotit mineralleri görülmüş ve biyotitlerde kloritleşmeler izlenmiştir (şekil 3.17).

Plajiyoklaz mineralleri zonlu yapıda ve polisentetik ikizlenmeler şeklinde görülmekte olup, An (%) tayininde oligoklas-andezin bileşiminde oldukları tespit edilmiştir. Genellikle özşekli ve yarı özşekli görülen plajiyoklazların % 23-33 arasında oranlarının değiştiği belirlenmiştir. Zonlu plajiyoklazların çekirdek kısımlarında az da olsa serisitleşmeler belirlenmiştir.

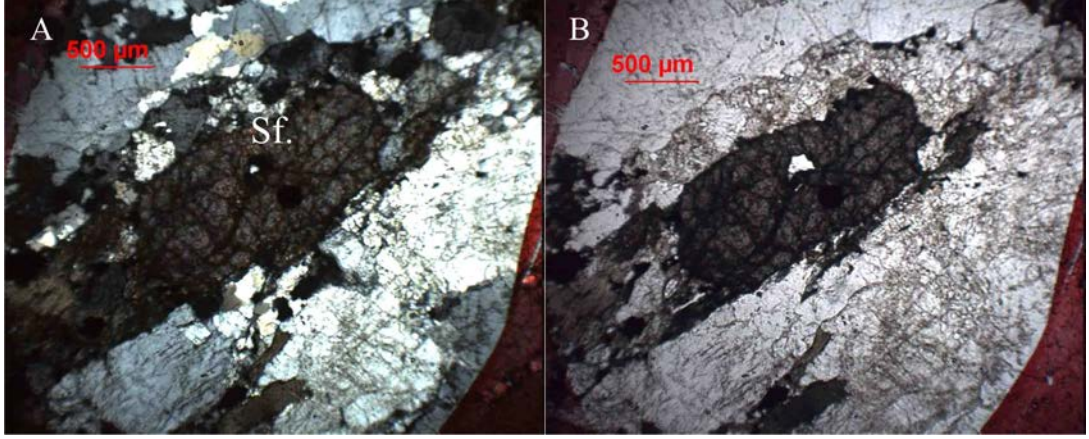
Ferromagnezyen minerallerden biyotitlerin yapılan modal analizler sonucunda % 5-7 arasında değiştiği belirlenmiştir. Genellikle prizmatik, dilinimli ve alterasyon sonucunda dilinimleri boyunca kloritleştiği tespit edilmiştir. Biyotitler ince kesit örneklerinde paralel sönme ve tek nikolde izlenen kahverengi pleokroizma izlenmiştir.

Bir diğer ferromagnezyen mineral olan amfibol ise Çataldağ plütonunun granitoyidik kayaçlarında biyotite oranla oldukça az miktarda gözlenmiş, modal analizlerde % 3-5 arasında değiştiği saptanmıştır. Ayrıca kayaçlar içinde gözlenen klorit ve epidot minerallerinin oluşumu ferromagnezyen minerallerle ilişkili olmakla birlikte kayaçlarda kataklazlanma etkileri görülmektedir (şekil 3.18).



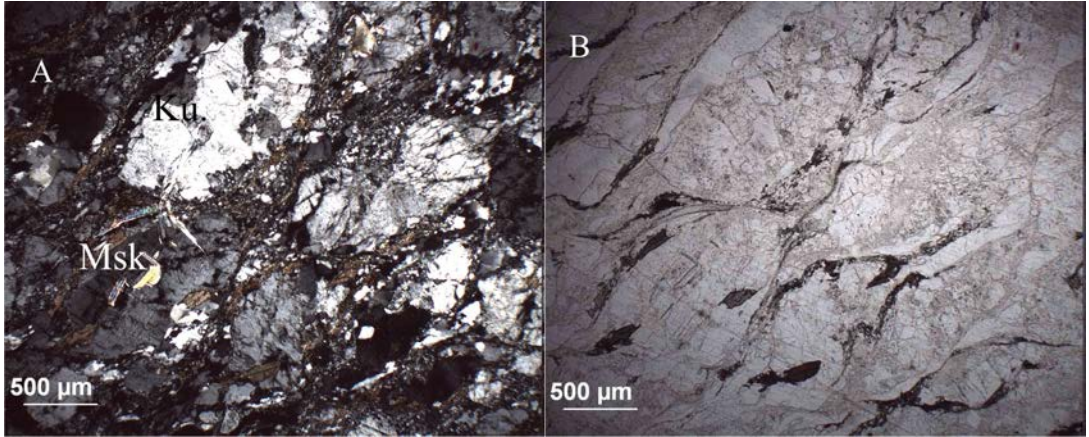
şekil 3.18: Çataldağ Granitlerinde izlenen kataklazlanma etkisi (Amf: Amfibol, Ku: Kuvars, A: 4x ift Nikol, B: 4x Tek Nikol).

Kesitlerde tali mineraller olarak rastlanılan sfen diğer mineraller içerisinde inklüzyonlar biçiminde şekil 3.19’da görülmektedir.



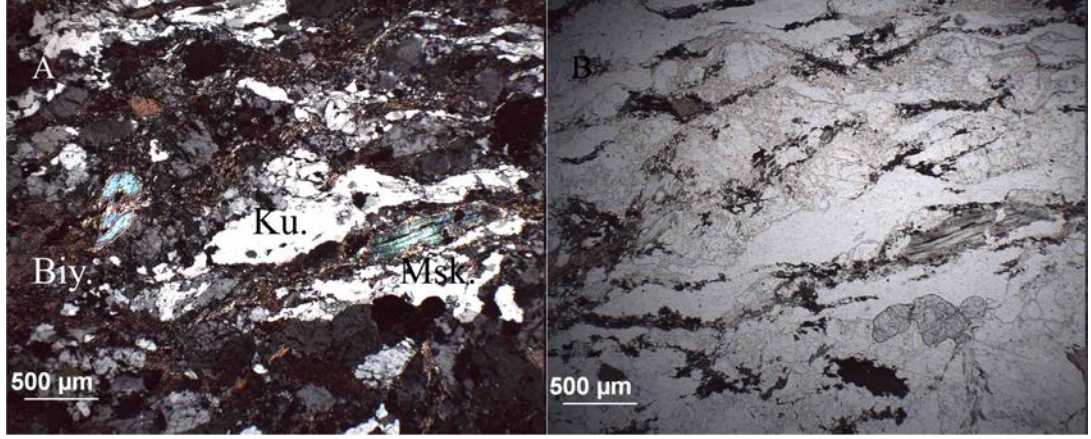
Şekil 3.19: Granitlerde izlenen özşekli sfen (Sf: Sfen, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).

Çataldağ Granitoidini oluşturan granitoidik kayaçlar üzerinde yapılan petrografik incelemelerde, özellikle Alagüney köyünün güney doğusunda granitlerin iki mika minerali içerdiği belirlenmiştir. Arazide krem rengi ve grimsi tonlarda izlenmektedir. Kayaçların içerisinde gözlenen muskovit minerallerinin serisitleşme ile ilişkili olduğu ikincil olarak oluşmuş olabilecekleri düşünülmüştür (Şekil 3.20). Bu sebeple granitoidik kayaçlardan alınan örneklerin tümü biyotitli granitler olarak değerlendirilmiştir.

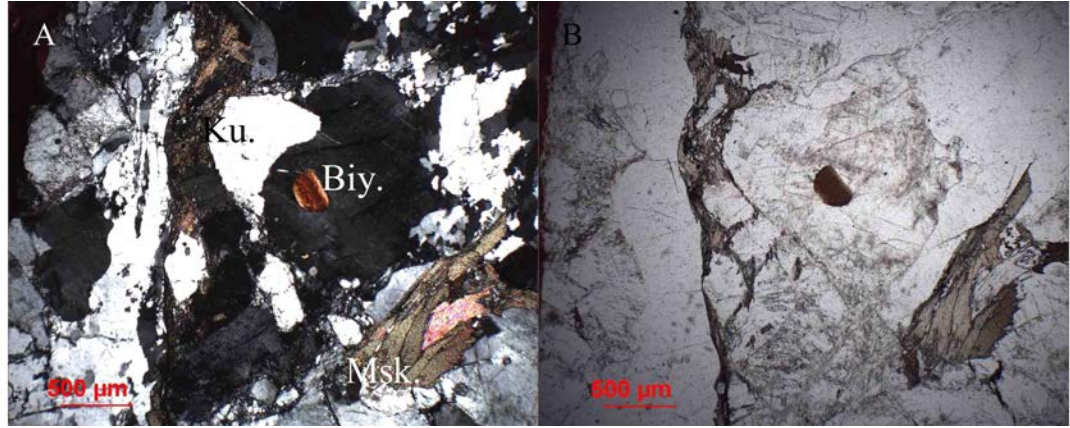


Şekil 3.20: Granitlerde izlenen muskovit mineralleri (Ku: Kuvars, Msk: Muskovit A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).

Polarizan mikroskop ile yapılan petrografik çalışmalarda, kataklastik doku izlenmektedir. İnceleme alanındaki çift mikalı granitoidik kayaçlarda kuvars kristalleri özşekilsiz taneler şeklinde izlenmiş ve kuvars miktarının modal analizler ile %29 civarında olduğu belirlenmiştir. Ayrıca kuvars mineralleri kataklastik dokuyu oluşturacak şekilde ince ufak kırıklı ve köşeli parçalar şeklinde gözükmemektedir (Şekil 3.21).



Şekil 3.21: Granitlerde izlenen kataklastik doku
(Ku: Kuvars, Biy: Biotit, Msk: Muskovit A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).

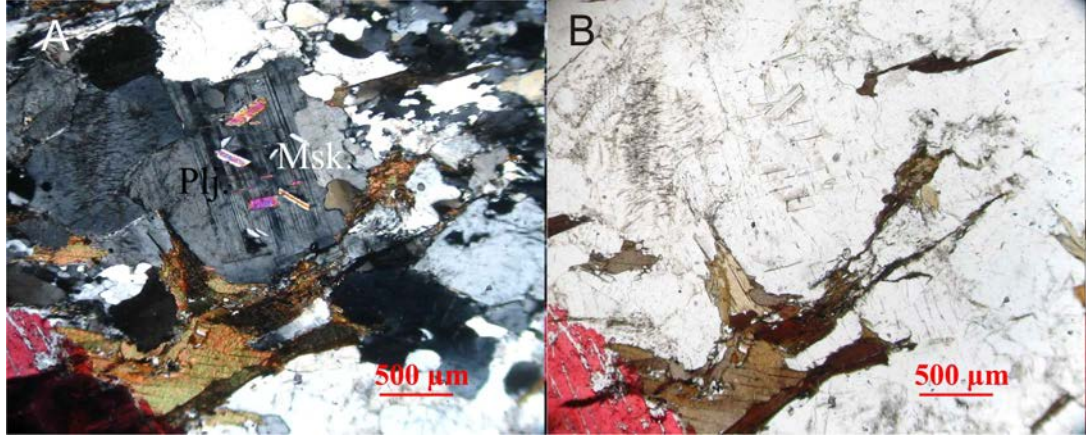


Şekil 3.22: Çataldağ Granitlerinde peritik feldispatlarda gözlenen biyotit inklüzyonlar
(Ku: Kuvars, Ser: Serisit, Biy: Biotit, Msk: Muskovit, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).

Genellikle ortoklas bileşiminde olan alkali feldispatlar, plajiyoklazlara göre daha bol oranlarda bulunur. Modal analizlerin neticesinde % 27 oranında bulunduğu tespit edilmiştir. Ortoklaslarda karlsbad ikizlenmeleri gözlenmiş ve yer yer serisitleşmeler belirlenmiştir. Bunun yanı sıra alkali feldispat minerallerinde peritik feldispatlar ve inklüzyonlar şeklinde biyotit mineralleri bulunmakla birlikte deformasyona bağlı olarak budinajlı yapı görülmüştür (Şekil 3.22). Inklüzyon şeklinde görülen bu mineraller poikilitik dokuyu oluşturmaktadırlar.

Plajiyoklaz mineralleri zonlu ve polisentetik ikizlenmeler şeklinde izlenmekle birlikte genellikle oligoklas-andezin bileşimi sunmaktadırlar. Genellikle özşekilli ve yarı özşekilli görülen plajiyoklazların % 26 civarında oranlarının değiştiği belirlenmiştir. Bunun yanı sıra plajiyoklazlarda inklüzyonlar halinde muskovit

mineralleri görülmekte ve mızrak uçlu sfen mineralleri görülmekle birlikte kataklastik doku ve pertitik feldispatlar gözlenmiştir (Şekil 3.23).



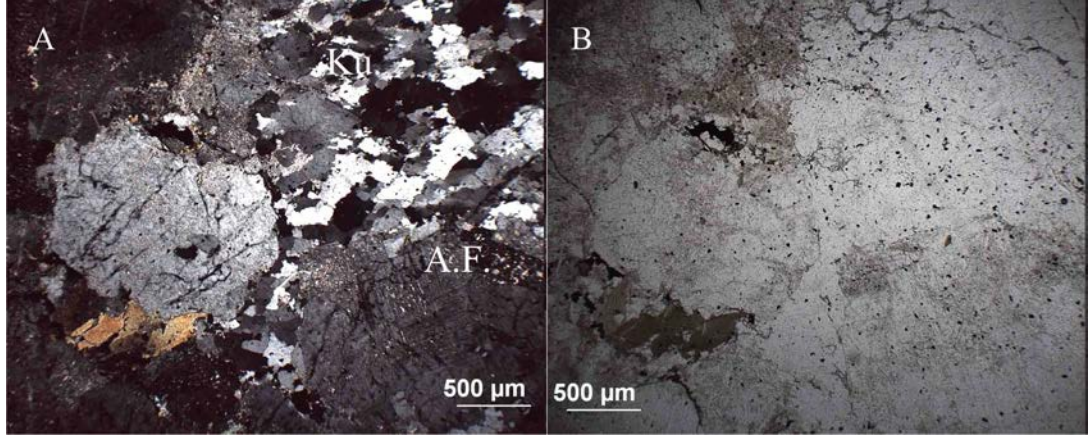
Şekil 3.23: Çataldağ Granitlerinde izlenen kataklastik doku (Plj: Plajiyoklaz, Msk: Muskovit, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).

Biyotitler modal analizler sonucunda % 5 civarında bulunurken amfibol % 4 civarında izlenmiştir.

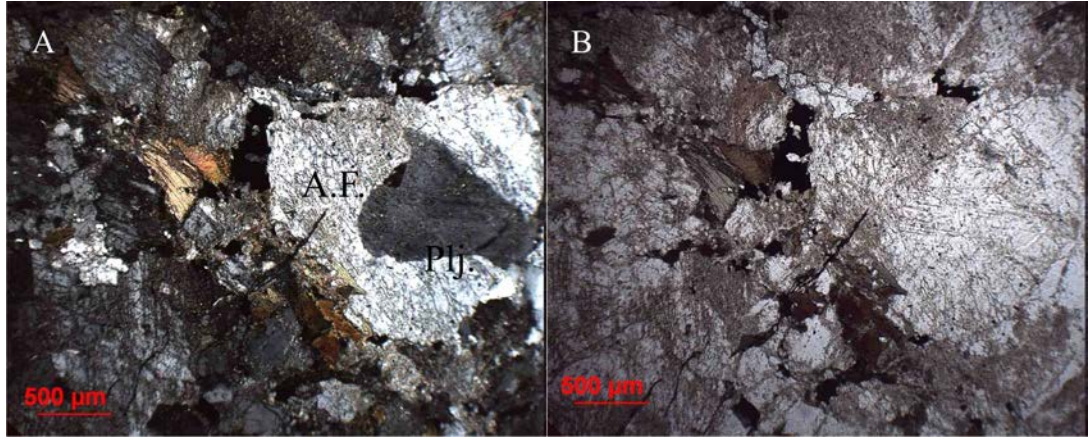
3.3.2. Granodiyoritler

Granodiyoritler inceleme alanında, Serçeören köyü güneyi ve Alagüney köyünün güney ve güneydoğusunda mostra vermekte, ayrıca plütonun daha doğusunda yer alan Turfal Dağlarının eteklerinde yayılım sunmaktadır. Çataldağ Granitoidinin granodiyoritik kayaçları arazide hafif pembemsi tonlarda görülmüştür.

İnceleme alanından alınan kayaçların ince kesit örneklerinde farklı boyutlarda gözlenen alkali feldspatlar % 10-17 oranları arasında izlenmiştir. Yer yer serisitleşmelerin görüldüğü alkali feldspatlarda pertitik doku görülmekte ve kuvars minerallerinin rekristalizasyonu ile birlikte köşeleri pörtlemiş şekilde yapılar görülmektedir (Şekil 3.24). Granodiyoritik kayaçlarda izlenen kuvarslar ise modal analizlerin sonucunda % 29-37 oranlarında tespit edilmiş, büyüklükleri değişken olan ve genellikle özşekilsiz taneler şeklinde olarak görülen taneler halinde yer yer kırıklı yapılar ve dalgalı sönmeler görülmektedir.



Şekil 3.24: Çataldağ Granodiyoritlerinde izlenen kataklastik doku (Ku: Kuvars, A.F.: Alkali Feldispat, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).

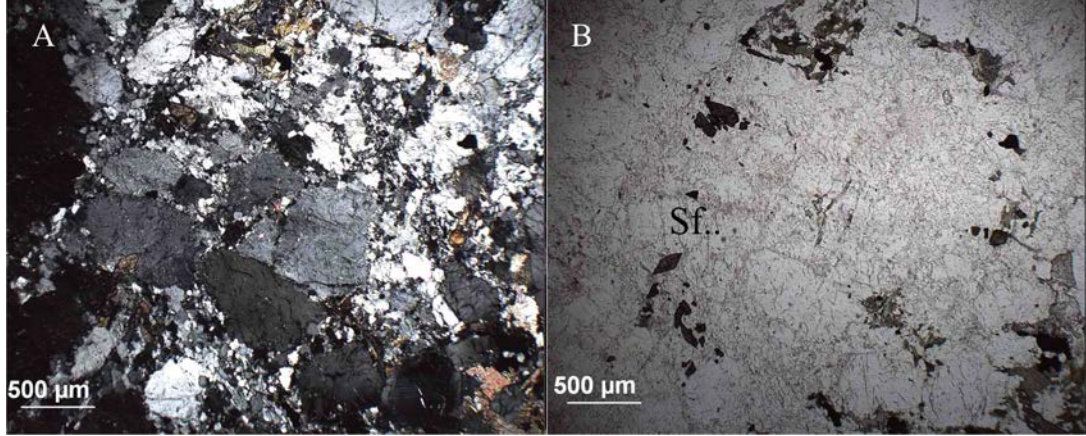


Şekil 3.25: Çataldağ Granodiyoritlerinde izlenen plajiyoklaz inklüzyonları (A.F.: Alkali Feldispat, Plj: Plajiyoklaz A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).

Polarizan mikroskopta yapılan ince kesit çalışmalarında plajiyoklazların, granodiyoritik kayalarda alkali feldspat minerallerine göre daha bol olduğu belirlenmiştir. Modal analizlerde plajiyoklazların % 33-46 oranlarında değiştiği tespit edilmiştir. Genellikle iri kristaller şeklinde, kırıklı yapılu plajiyoklazların, zonlu ve polisentetik ikizlenmeler gösterdiği ve yoğun alterasyon sonucu serisitleştiği de ayrıca izlenmiştir. Büyük alkali feldspat kristallerinin içinde orta büyüklükte inklüzyon şeklinde plajiyoklaz mineralleri görülmektedir (Şekil 3.25).

Çataldağ plütonunun granodiyoritik kayalarında biyotit oranlarının modal analizlerle % 5-8 aralığında değiştiği belirlenmiştir. İri kristaller şeklinde, alterasyon etkisiyle dilinimleri boyunca kloritleşen biyotitler, dik sönme ve tek nikolde izlenen kahverengi pleokroizma ile tespit edilmişlerdir. Biyotitlere göre daha az miktarda

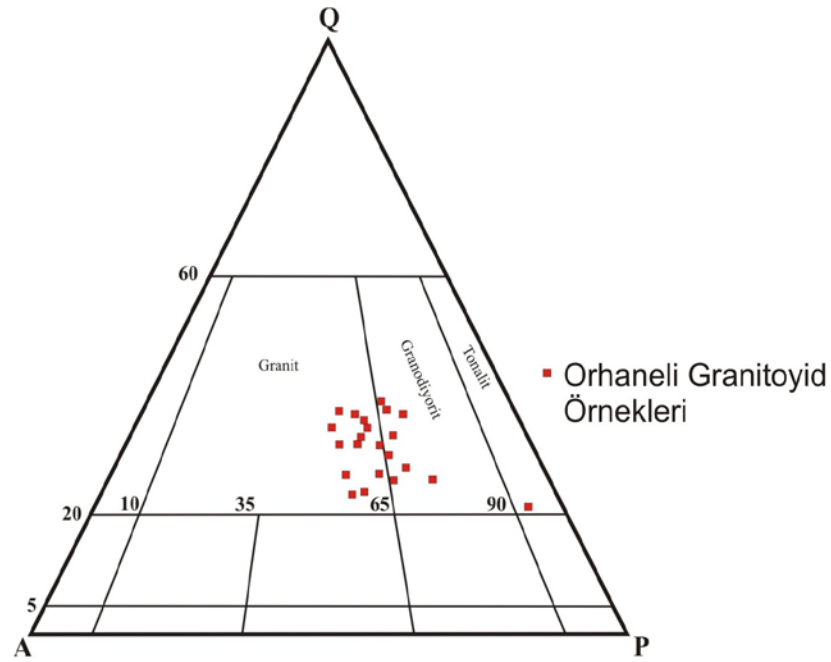
izlenen amfibollerin % 3-5 arasında orana sahip oldukları belirlenmiştir. Ayrıca tali mineral olarak mızrak uçlu sfen mineralleri görülmüştür (Şekil 3.26).



Şekil 3.26: Granodiyoritlerde izlenen özşekli sfen mineralleri (Sf: Sfen, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).

3.4. Orhaneli Granitoidinin Petrografik Özellikleri

İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağının güneyinde yer alan Orhaneli Granitoidi, Bursa ili Orhaneli ilçesinin güney ve güneydoğusunda geniş yayılım sunmaktadır. Plütonun petrografik özelliklerinin belirlenmesi amacı ile granitoid gövdesinden 22 adet örnek alınarak, polarizan mikroskop yardımı ile ince kesit örnekleri üzerinde çalışılmış tanımlanan mineraller Verniyel sayacı ile sayılmış ve modal analizleri hesaplanmıştır (Tablo 3.3). Mineral tanelerinden, kuvars, alkali feldspat ve plajiyoklaz tanelerinin yüzdeleri hesaplanarak QAP diyagramında kayaçların sınıflaması yapılmıştır (Şekil 3.27). Modal analiz sonuçları ile kayaçların granit, granodiyorit ve tonalit bileşimli oldukları tespit edilmiştir. Ayrıca petrografik incelemeye tabii tutulan örneklerin dokusal özellikleri belirlenmiştir.



Şekil 3.27: Orhaneli Granitoidini oluşturan kayaların QAP diyagramındaki (Streckeisen 1979) yerleri.

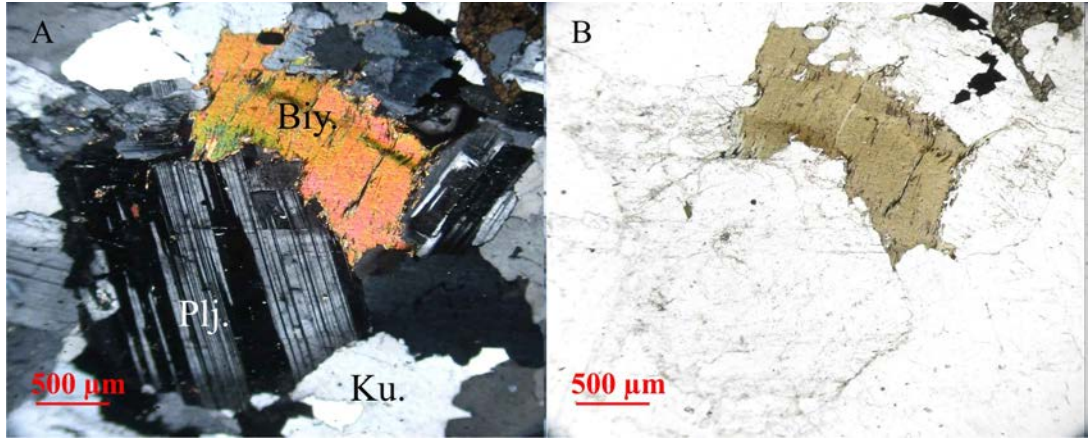
Tablo 3.3: Orhaneli granitoidinin modal mineraloji (%) analiz sonuçları

Stratigrafik Konum	Örnek No	Kayaç Adı	Dokusu	MİNERALLER (%)							
				Kuvars	A. Feld.	Plj.	Biyotit	Amfibol	İkincil min.	Tali Min.	Opak Min.
ORHANELİ GRANİTOYİDİ	O-1	Granit	Porfirik	33	24	32	4	3	2	1	1
	O-2	Granit	Holokristalen	33	25	29	5	4	2	1	1
	O-3	Granit	Porfirik	26	32	26	7	5	1	1	2
	O-4	Granit	Holokristalen	28	23	33	6	4	1	2	3
	O-5	Granit	Porfirik	30	28	28	6	4	2	1	1
	O-6	Granit	Porfirik	26	21	35	7	5	2	2	2
	O-7	Granit	Holokristalen	28	28	32	4	4	1	1	2
	O-11	Granit	Porfirik	24	30	34	4	5	1	1	1
	O-13	Granit	Holokristalen	23	32	34	5	3	1	1	1
	O-14	Granit	Porfirik	31	22	32	7	4	1	2	1
	O-15	Granit	Porfirik	23	24	39	6	3	2	1	2
	O-16	Granit	Holokristalen	20	29	36	6	3	1	2	3
	O-17	Granit	Holokristalen	27	25	33	5	5	1	1	3
	O-18	Granit	Holokristalen	26	21	38	7	4	2	1	1
	O-19	Granit	Grafik	31	23	34	4	5	1	1	1
	O-20	Granit	Holokristalen	33	16	39	4	3	2	1	2
	O-21	Granodiyorit	Holokristalen	34	20	33	5	5	1	1	1
	O-22	Granodiyorit	Porfirik	20	28	37	5	4	1	2	3
	O-23	Granodiyorit	Holokristalen	23	20	40	6	4	2	2	3
	O-24	Tonalit	Holokristalen	21	6	58	7	3	2	1	2
	O-25	Granodiyorit	Holokristalen	26	19	40	7	5	1	1	1
	O-26	Granodiyorit	Porfirik	30	19	39	4	5	1	1	1

3.4.1. Granitler

Uludağ'ın yaklaşık 28 km güneyinde yer alan Orhaneli Granitoyidi genel olarak granitoyidik kayaçlardan oluşmaktadır. Emirköy köyünün kuzeyinde ve çevresinde, Büyükorhan ilçesinin doğusu ve kuzeydoğusunda yüzeylenen granitler, arazide genellikle krem rengi ve grimsi tonlarda görülmüştür.

Yapılan petrografik incelemelerde, genellikle iri taneli holokristalin doku izlenmektedir (Şekil 3.28).



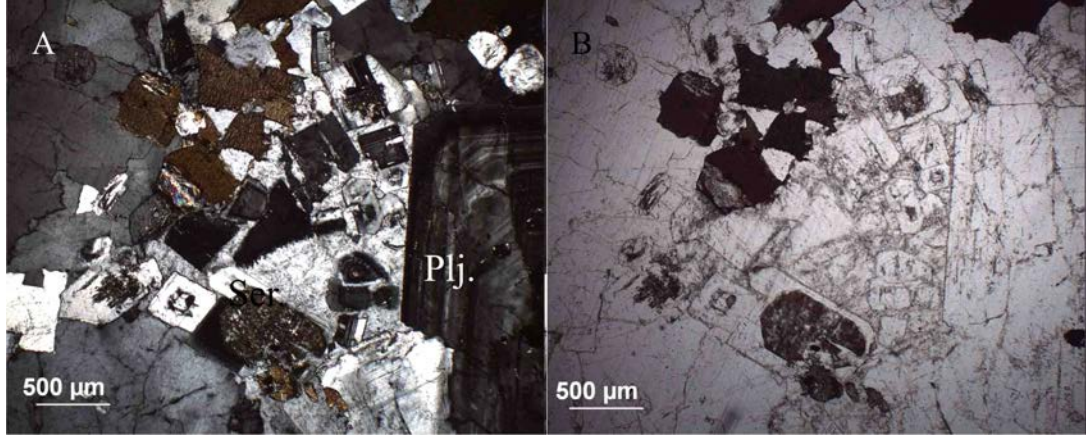
Şekil 3.28: Orhaneli Granitlerinde izlenen holokristalin doku
(Ku: Kuvars, Plj: Plajiyoklaz, Biy: Biotit A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).

Orhaneli plütonunun granitoyidik kayaçlarında kuvars kristalleri özşekilsiz taneler şeklinde yer almakta, kuvars miktarının ise modal analizler ile %20-33 arasında değiştiği izlenmektedir. Kuvars tanelerinde sokulum sırasında oluşan basıncın etkisi ile hafif dalgalı sönmeler izlenmiştir.

Alkali feldspatların plajiyoklazlara göre daha az oranlarda bulunduğu, ayrıca modal analizlerin sonucunda % 16-32 oranlarında değiştiği izlenmiştir. Ortoklaslarda karlsbad ikizlenmesi gözlenmiş ve yer yer serisitleşmeler belirlenmiştir.

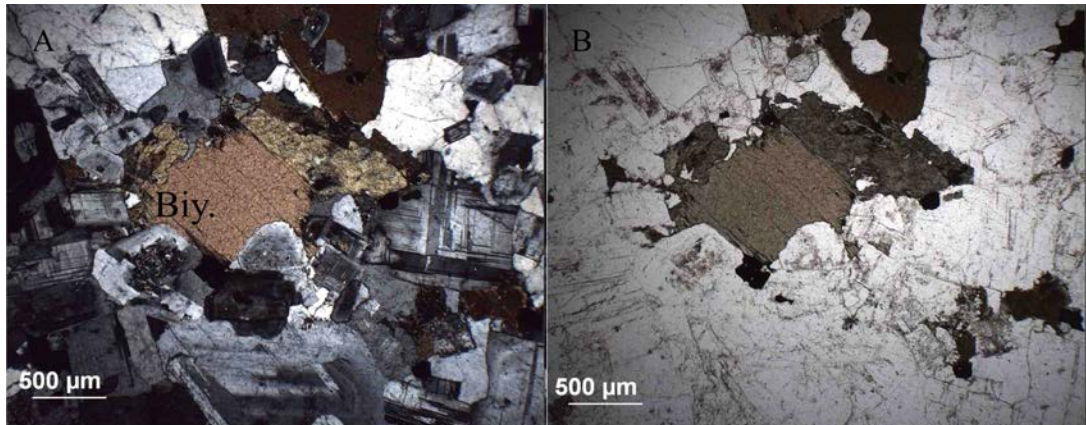
Granitoyidik kayaçlarda yer alan plajiyoklaz mineralleri zonlu ve polisentetik ikizlenmeler şeklinde ve genellikle oligoklas-andezin bileşiminde görülmektedir. Genellikle özşekilli ve yarı özşekilli görülen plajiyoklazların % 26-39 arasında oranlarının değiştiği belirlenmiştir. Zonlu plajiyoklazların çekirdek kısımlarında

hatta bazılarının tamamının serisitleştiği ve alterasyon sebebiyle elek dokunun görüldüğü belirlenmiştir (Şekil 3.29).

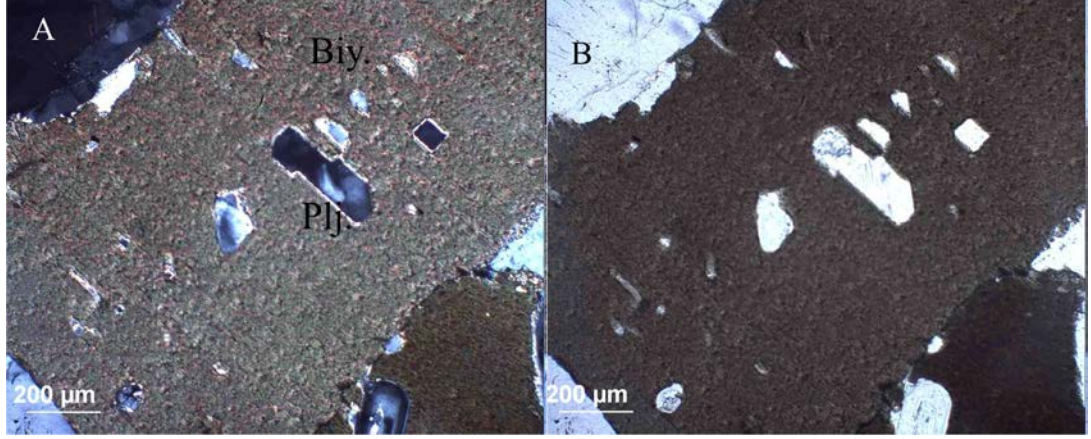


Şekil 3.29: Orhaneli Granitlerinde izlenen zonlu plajiyoklaz ve serisitleşme (Plj: Plajiyoklaz, Ser: Serisit A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).

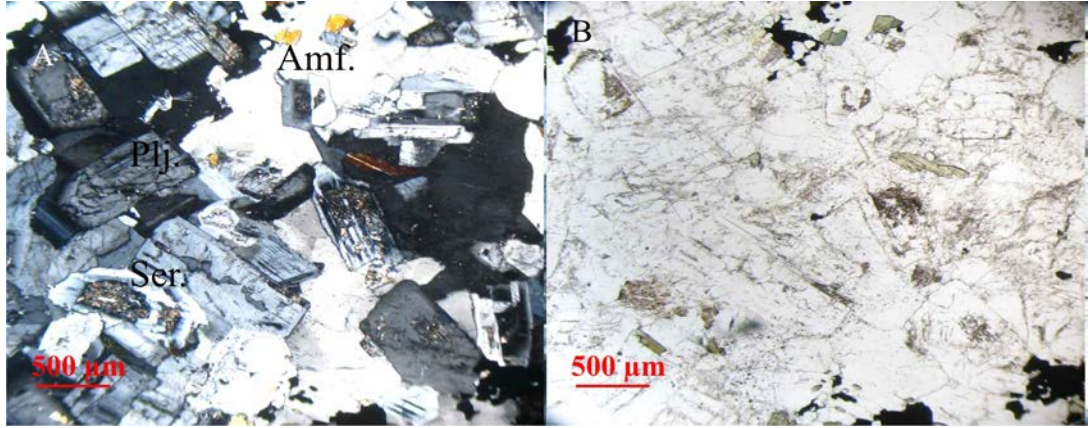
Yapılan modal analizler sonucunda ferromagnezyen minerallerden biyotitlerin % 4-7 arasında değiştiği belirlenmiştir. Genellikle prizmatik, dilinimli ve alterasyon sonucunda dilinimleri boyunca kloritleştiği tespit edilmiştir. Biyotitler ince kesit örneklerinde paralel sönme ve tek nikolde izlenen kahverengi pleokroizma göstermektedir. Bunun yanında biyotit minerallerinde opaklaşmalar görülmektedir (Şekil 3.30). Biyotit minerallerinde inklüzyon şeklinde plajiyoklaz mineralleri poikilitik dokuyu oluşturmuş ve inklüzyon şeklindeki plajiyoklaz mineralleri belli bir dizilim şeklinde gözlenmiştir. Biyotit minerallerinde dilinim izleri boyunca kloritleşmeler gözlenmiştir (Şekil 3.31).



Şekil 3.30: Orhaneli Granitlerindeki biyotitlerdeki opaklaşmaları (Biy: Biyotit, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).



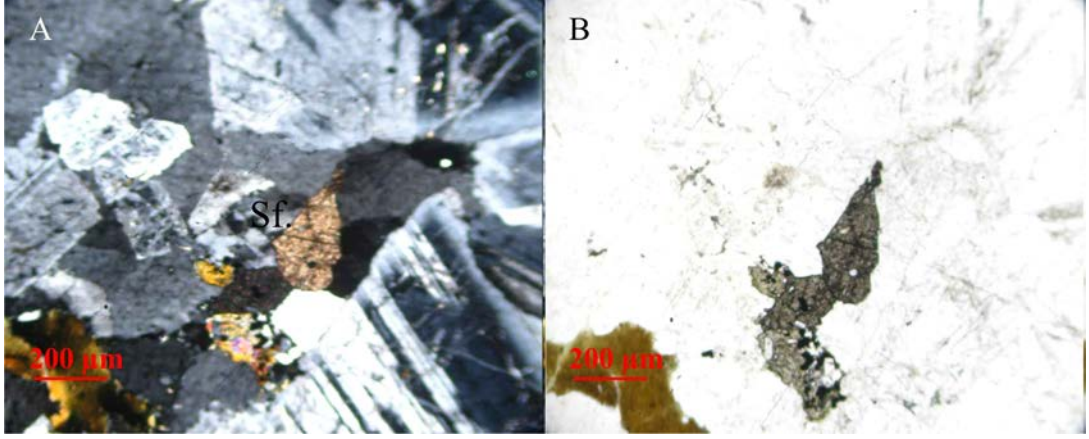
Şekil 3.31: Orhaneli Granitlerindeki biyotitlerde plajiyoklaz inklüzyonları (Plj: Plajiyoklaz, Biy: Biotit, A: 10x Çift Nikol, B: 10x Tek Nikol).



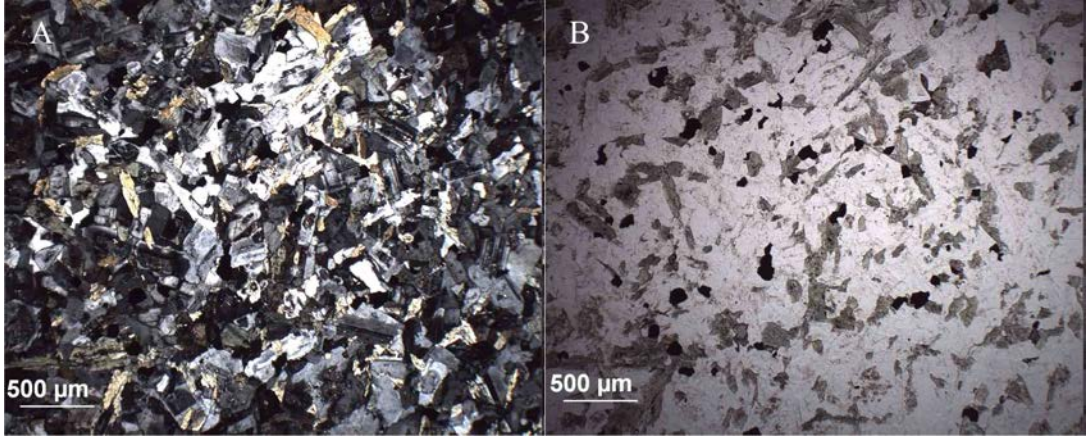
Şekil 3.32: Orhaneli Granitlerindeki amfibol mineralleri ve plajiyoklazlardaki serisitləşmeler. (Plj: Plajiyoklaz, Amf: Amfibol A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).

Bir diğer ferromagnezyen mineral olan amfibol ise Orhaneli plütonunun granitoyidik kayaçlarında biyotite oranla oldukça az miktarda gözlenmiş, modal analizlerde % 3-5 arasında ve genel olarak özşekilsiz oldukları tespit edilmiştir (Şekil 3.32).

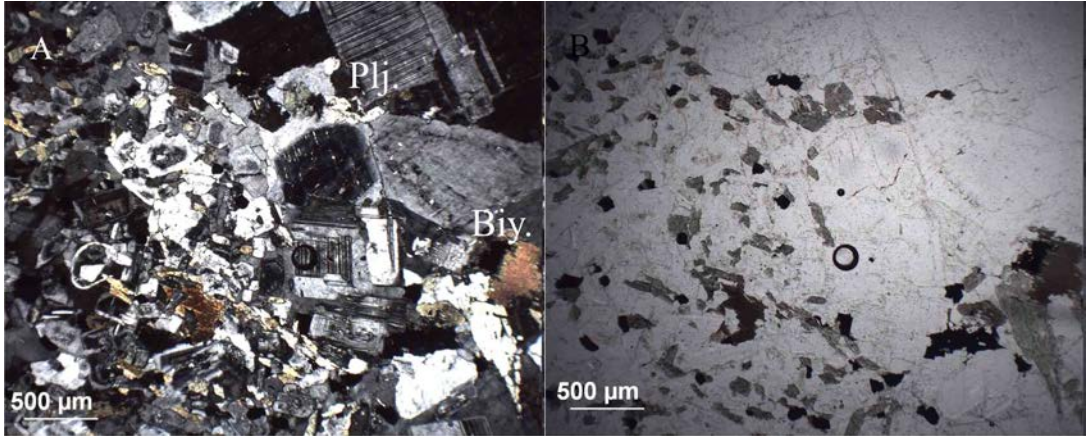
Kesitlerde tali mineraller olarak rastlanılan sfen ve apatit diğer mineraller içerisinde inklüzyonlar şeklinde görülmektedir. Bazı minerallerin sınırlarında inklüzyonlar şeklinde opak mineraller izlenmiştir (Şekil 3.33).



Şekil 3.33: Orhaneli Granitlerinde izlenen özşekli sfen (Sf: Sfen, A: 10x Çift Nikol, B: 10x Tek Nikol).



Şekil 3.34: Orhaneli Granitlerindeki anklavları mikroskopik görüntüsü (A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).



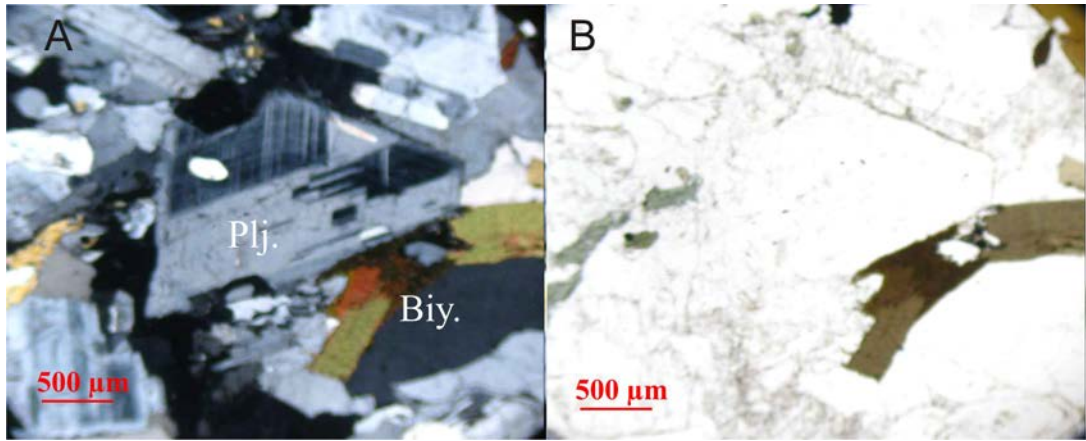
Şekil 3.35: Orhaneli Granitlerindeki anklav sınırının mikroskopik görüntüsü. (Plj: Plajiyoklaz, Biy: Biyotit, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).

Granit örneklerinden alınan anklav örneğinin petrografik incelemesinde mikrogranüler doku gözlenmiştir. Bileşim olarak fark gözlenmemiştir (Şekil 3.34).

Yine aynı örneğin tam sınır noktasında porfirik doku gözlenmiş ve plajiyoklazlarda serisitleşme ve zonlu yapı gözlenmiştir (Şekil 3.35).

3.4.2. Granodiyoritler

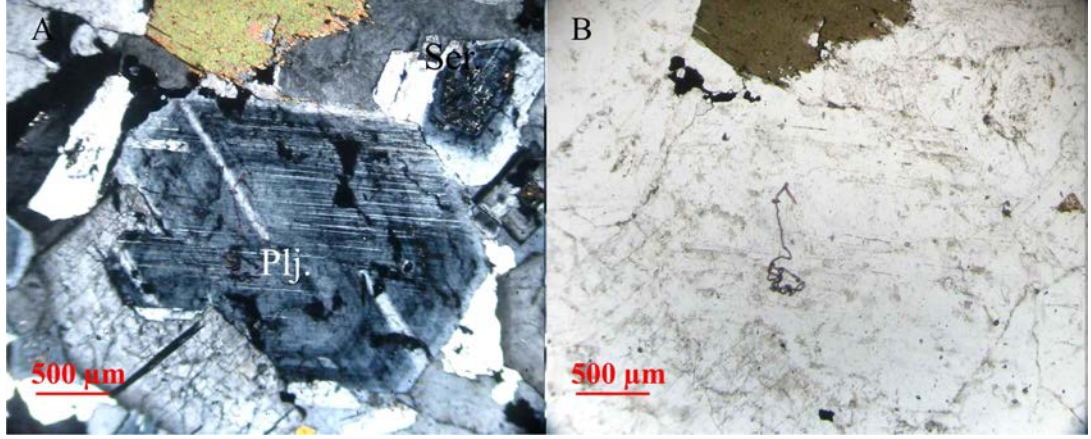
İnceleme alanında bulunan granodiyoritler, Büyükorhan ilçesinin kuzeyinde ve Düздаğ'ın batısında mostra vermekte ve arazide hafif pembemsi tonlarda görülmektedir. Petrografik incelemeler neticesinde granodiyoritik kayaçların porfirik ve holokristalen doku ile karakterize oldukları anlaşılmıştır (Şekil 3.36).



Şekil 3.36: Orhaneli Granodiyoritlerinde izlenen holokristalen doku (Biy: Biotit, Ku: Kuvars, Plj: Plajiyoklaz A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).

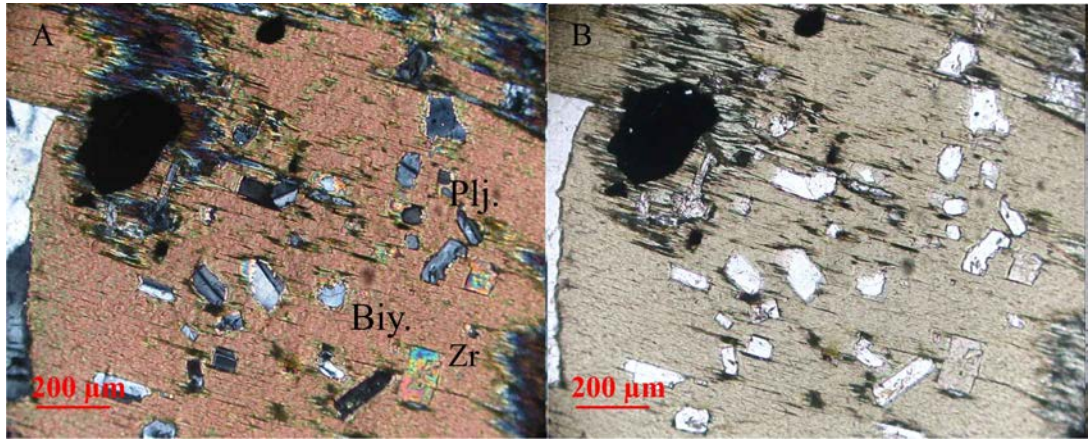
Orhaneli plütununun granodiyoritik kayaçlarında alkali feldspat oranı % 16-28, kuvars oranı % 20-34 oranları arasında değişmektedir. Alkali feldspatlar yarı özşekilli izlenmekte, genel olarak karsbald ikizlenmesi sunmakta ve bununla birlikte serisitleşmeler dikkat çekmektedir. Kuvarslar ise özşekilsiz taneler halinde hafif dalgalı sönmeler göstermektedir.

Plütunun granodiyoritik kayaçlarında görülen, plajiyoklaz mineralleri zonlu ve polisentetik ikizlenmeler sunar ve yapılan plajiyoklaz tayininde oligoklas-andezin bileşiminde oldukları belirlenmiştir. Genellikle özşekilli ve yarı özşekilli taneler halinde bulunan plajiyoklazların % 33-40 arasında olduğu belirlenmiştir. Ayrıca zonlu yapıdaki plajiyoklaz minerallerinin çekirdek kısımlarında serisitleşmeler belirgin olarak görülmektedir (Şekil 3.37)



Şekil 3.37: Orhaneli Granodiyoritlerinde izlenen plajiyoklazların zonlanmaları ve zonlu plajiyoklazlarda gözüken belirgin serisitleşmeler.
(Plj:Plajiyoklaz, Ser: Serisit min. A: 4x Çift Nikol, B: 4x Çift Nikol).

Yapılan modal analizler sonucunda biyotitlerin % 4-7 arasında değiştiği belirlenmiştir. Genellikle prizmatik, dilinimli ve alterasyon sonucunda dilinimleri boyunca kloritleştiği tespit edilmiştir. Biyotit minerallerinin içlerinde inküzyonlar şeklinde plajiyoklaz, klorit, zirkon mineralleri izlenmiştir (Şekil 3.38).



Şekil 3.38: Orhaneli Granodiyoritlerinde izlenen kloritleşmiş biyotit mineralleri içinde inklüzyonlar şeklinde gelişen mineraller (Poikilitik Doku).
(Biy: Biyotit, Plj: Plajiyoklaz, Zr: Zirkon A: 10x Çift Nikol, B: 10x Tek Nikol).

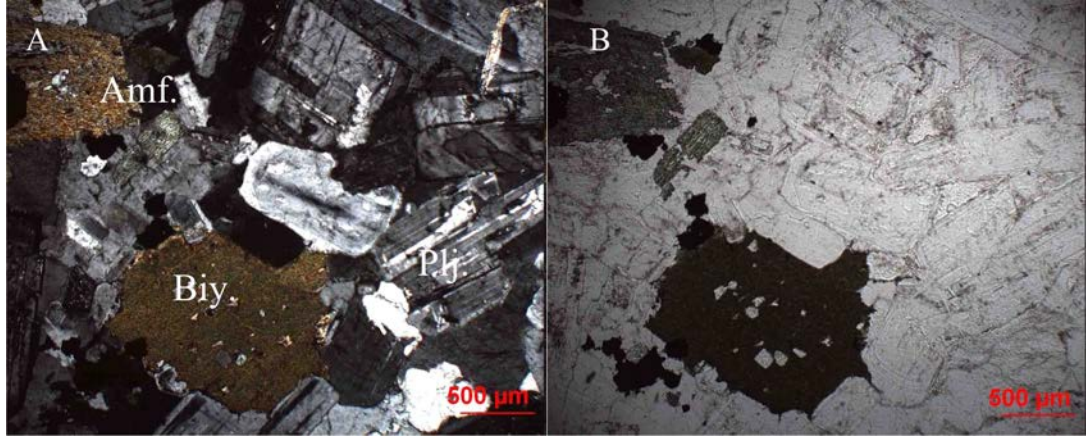
Bir diğer ferromagnezyen mineral olan amfibol ise Orhaneli plütonunun granodiyoritik kayaçlarında biyotite oranla oldukça az miktarda gözlenmiş ve modal analizlerde % 4-5 arasında değiştiği saptanmıştır. C eksenine dik kesitlerinde altıgen görünümlü amfibol mineralleri izlenmiştir.

3.4.3. Tonalitler

Orhaneli plütonundan alınan kayaç örneklerinin, polarizan mikroskop yardımı ile yapılan modal analizleri sonucunda inceleme alanında Büyükorhan ilçesinin kuzeyinde tonalitik bileşimli kayaçların mostralara verdiği belirlenmiş ve tonalitler arazide kremi tonlarda izlenmiştir.

Petrografik çalışmalarda, tonalit bileşimli kayaçlarında iri taneli holokristalin doku izlenmiştir (Şekil 3.39). Plajiyoklaz mineralleri ve oligoklas-andezin bileşimi sunarken, zonlu ve polisentetik ikizlenmeler ile karakterize olmaktadır. Genellikle özşekilli ve yarı özşekilli görülen plajiyoklazların, yapılan modal analizler neticesinde % 58 civarında oranlara sahip olduğu belirlenmiştir.

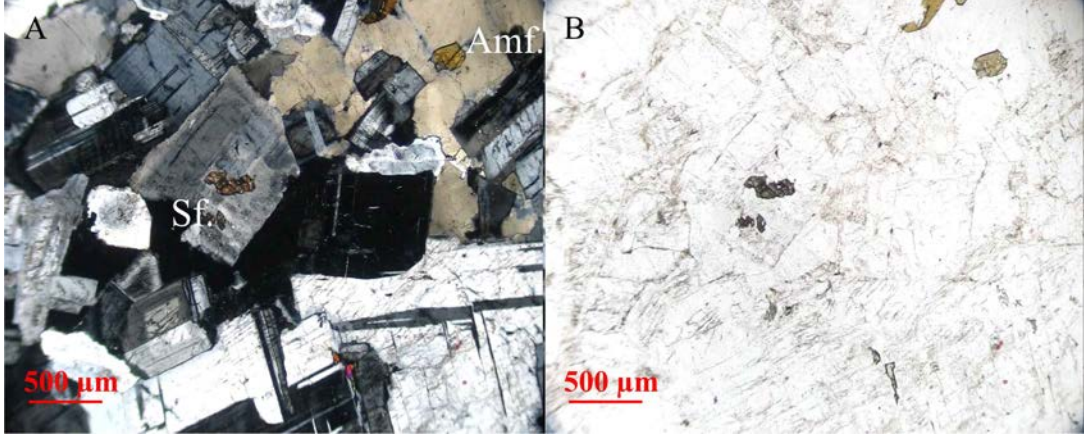
Tonalitik kayaçlarda kuvars kristalleri özşekilsiz taneler şeklinde yer alırken, modal analizler sonucunda % 21 civarında olduğu belirlenmiştir. Alkali feldspatlar ortoklas kristalleri şeklinde, plajiyoklazlara oranla çok az bulunurlar. Modal analizlerde % 6 civarında orana sahip oldukları görülmüştür. Ortoklaslarda karlsbad ikizleri gözlenmiş ve tanelerinin yer yer serisitleştiği tespit edilmiştir.



Şekil 3.39: Orhaneli Tonalitlerinde izlenen holokristalen doku (Plj: Plajiyoklaz, Biy: Biyotit, Amf: Amfibol, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).

Yapılan modal analizler sonucunda biyotitlerin % 7 oranları civarında olduğu, bununla birlikte prizmatik şekilde dilinimli ve alterasyonlar ile dilinimleri boyunca kloritleştiği izlenmiştir. Amfiboller ise biyotite oranla daha az miktarda gözlenmiş, modal analizlerde % 3 civarında orana sahip oldukları saptanmıştır.

Petrografik incelemelerde, ince kesitlerde ikincil mineraller diğer mineraller içerisinde inklüzyonlar şeklinde yer aldığı ve alterasyonlar sonucu minerallerin sınırlarında inklüzyonlar şeklinde opak minerallerin bulunduğu gözlenmiştir (Şekil 3.40).



Şekil 3.40: Tonalitlerde inklüzyon şeklinde gözüken amfibol ve sfen mineralleri (Amf: Amfibol, Sf: Sfen A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).

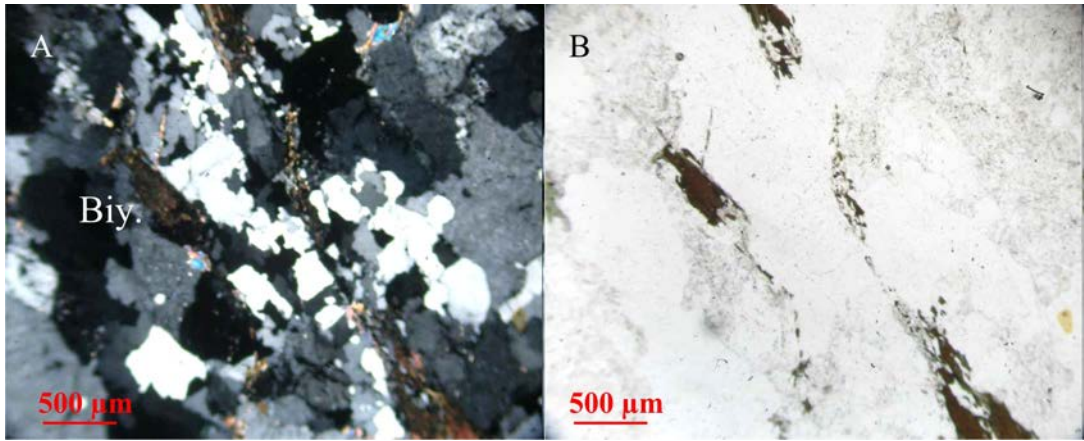
3.5. Granitoyidik Kayaçlardaki Isı Basınç İzleri

Çalışmada incelenen üç ayrı plütonda en fazla deformasyon izleri Çataldağ plütunu örneklerinde tespit edilmiştir. Bu deformasyon kontakt metamorfizma ile ilişkilidir. Kontakt metamorfizma yerkabuğunun derin zonlarında bulunan sıcak magma kütlelerinin yerkabuğunun içine sokulum yapması ile gerçekleşir. Sıcak magma kütlelerinin sokulum yaptığı yan kayaçlarda sıcaklığın artmasına sebep olur, bu sıcaklık artışı yan kayaçların özelliklerine bağlı olarak değişiklik gösterebilir (Erkan, 1998). Ayrıca kontakt metamorfizma oluşum koşullarında etkili olan basınç 200-2000 bar arasında değiştiği kabul edilir (Winkler, 1976). Çevre kayacın sokulum tarafından ısıtılan kısmı, dokanağın genişliği ve sokulumun ısı kapasitesine bağlıdır. Isıtılan çevre kayaçtaki sıcaklığın yükselme derecesi sokulumun sıcaklığı ile ilişkilidir. Granitoyidik magmanın sokulum sıcaklığının 700-800° C olduğu kabul edilmektedir (Gillen, 1982).

Değişik metamorfizma derecelerine sahip olan kontakt zonun genişliği 1) magma sıcaklığı 2) sokulumun büyüklüğü 3) sokulumun derinliğinin artması ile değişiklik gösterebilmektedir. Kontakt metamorfizmada sıcaklık derecelerine göre farklı fasiyeslerden oluşmaktadır. Düşük sıcaklıktan yüksek sıcaklığa doğru 1)Albit-

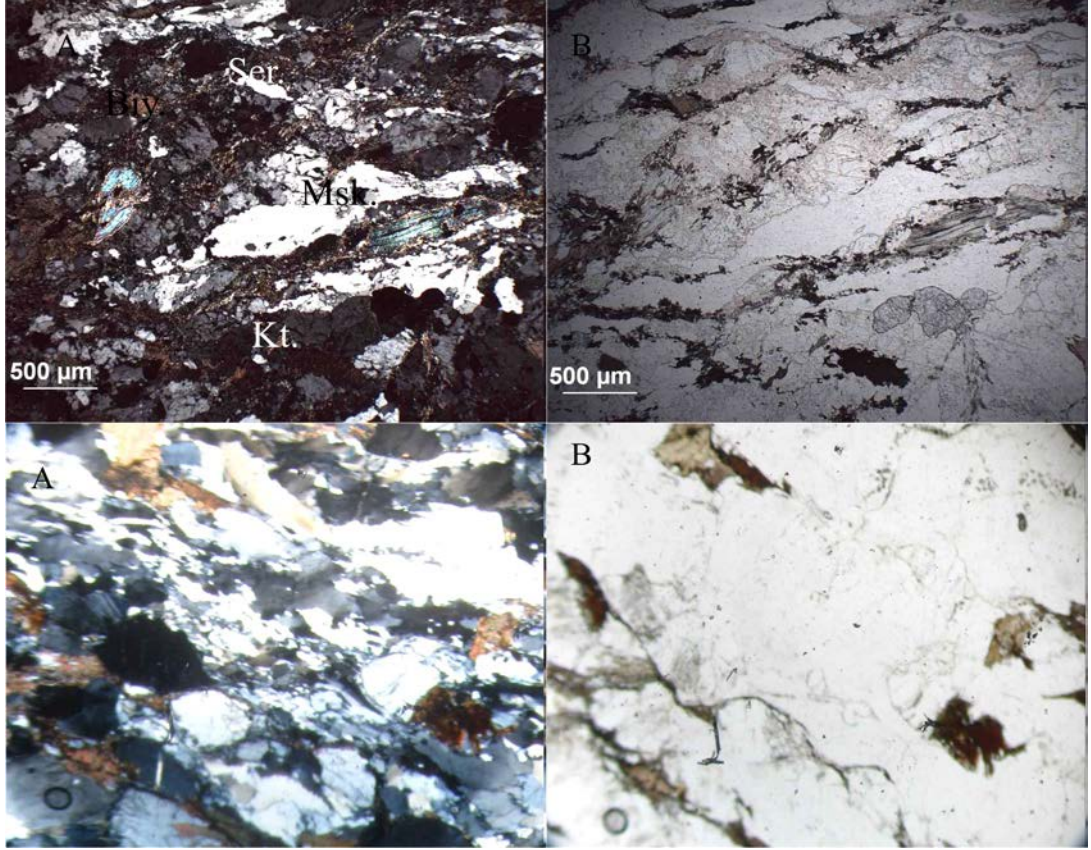
Epidot-Hornfels Fasiyesi 2) Hornblend-Hornfels Fasiyesi 3) Piroksen-Hornfels Fasiyesi 4) Sanidinit Fasiyesi olarak sıralanabilir. Bu çalışmadaki Çataldağ granitoidlerinde gözlenen ikincil mineraller ile bağlantılı olarak kontakt metamorfizma fasiyesi olarak Albit-Epidot-Hornfels fasiyesi düşünülmüştür.

Çataldağ örneklerinin petrografik incelemelerinde metamorfizma etkisi olarak kataklazma etkisi gözlenmiştir. Bu etki minerallerdeki kırıklı, köşeli breşik yapılardan ve gerilmeye bağlı olarak oluşmuş dalgalı sönmelerden anlaşılmaktadır. Kırıklı köşeli breşik yapılar alt taneli kuvars kristallerinin tane sınırı göçü ile oluşmuştur (Şekil 3.41).

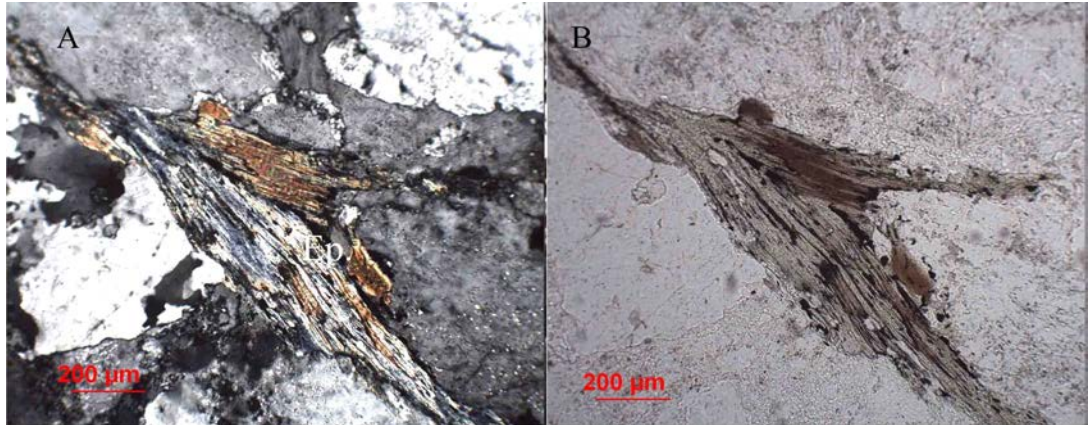


Şekil 3.41: Çataldağ örneklerinde gözlenen kataklazma izleri (Biy: Biotit Ku: Kuvars, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).

İkincil mineral oluşumu (klorit, epidot, muskovit) (Şekil 3.42 ve Şekil 3.43), klorit minerallerinin oluşumu ferromagnezyen minerallerle ilişkilidir, muskovit mineralleri ise serisit mineralleri ile ilişkili olarak oluşmuştur.



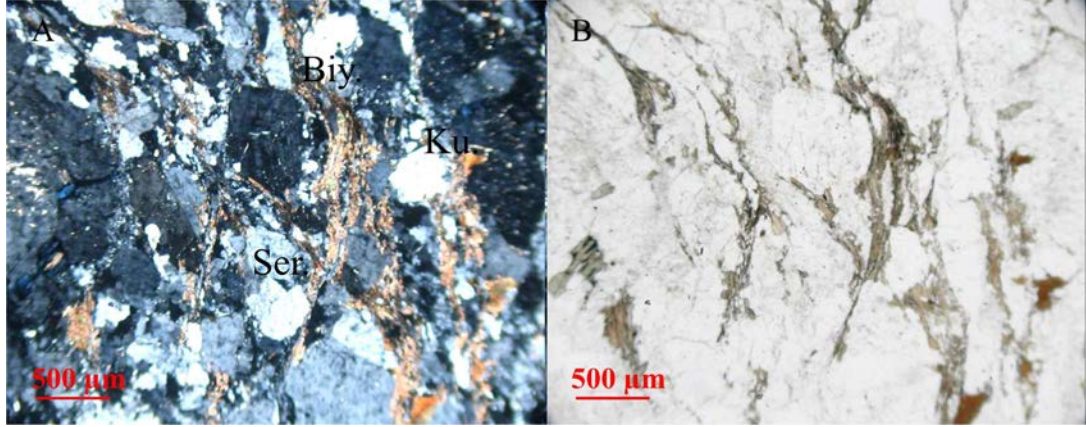
Şekil 3.42: Çataldağ örneklerinde ikincil olarak gelişmiş klorit, mukovit mineralleri (Msk: Muskovit, Biy: Biyotit Kt: Klorit, Ser: Serist min A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).



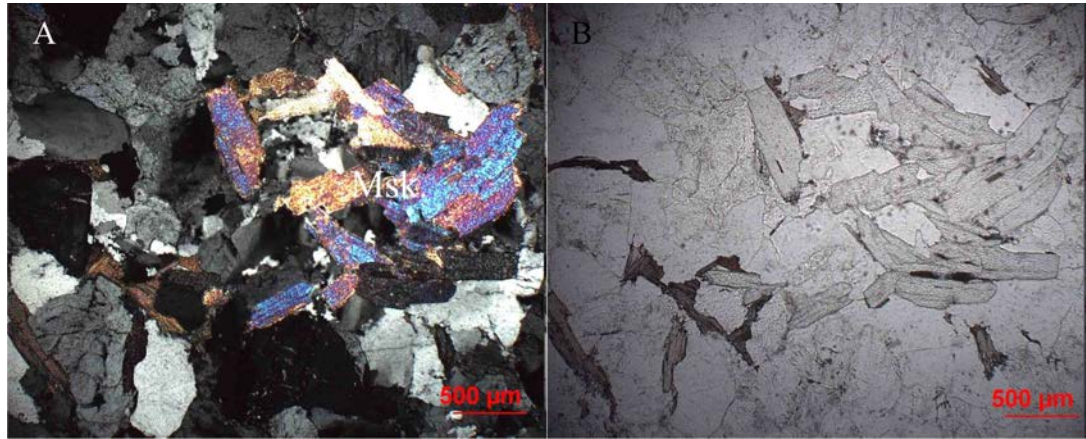
Şekil 3.43: Çataldağ örneklerinde ikincil olarak gelişmiş klorit, epidot mineralleri (Ep: Epidot, Kt: Klorit A: 10x Çift Nikol, B: 10x Tek Nikol).

Minerallerde yönlenmeler, bükülmeler ve budinaj yapıları belirlenmiştir (Şekil 3.44). Bazı minerallerdeki bükülmelerle belirginleşmiş sünek deformasyon izlerine rastlanılmıştır. Budinaj yapıları genellikle arazide Sönlük Köyü civarından alınan örneklerde izlenmiştir. Ayrıca bu örneklerde mineral yönelimleri de izlenmiştir. Bu veriler ışığında kayaçların deformasyon süreçlerinde düşük dereceli

metamorfizmadan etkilendikleri sonucuna varılmıştır. Çataldağ plütonundan alınan örneklerde gözlenen ikincil muskovit mineralleri Şekil 3.45’de gösterilmiştir.



Şekil 3.44: Çataldağ örneklerinde gözlenen budinaj yapısı
(Biy: Biotit Ku: Kuvars, Ser: Serist min A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).



Şekil 3.45: Çataldağ örneklerinde izlenen ikincil muskovit mineralleri
(Msk: Muskovit, A: 4x Çift Nikol, B: 4x Tek Nikol).

4. JEOKİMYA

Kuzeybatı Anadolu’ da yüzeylemiş olan Çataldağ, Ilıca-Şamlı ve Orhaneli granitoyitik kütlelerinin magma oluşum süreçlerinin değerlendirilmesi amacıyla daha önce petrografik tanımlamaları yapılmış örnekler arasından alterasyona uğramamış olanları seçilmiş ve kimyasal analizleri gerçekleştirilmiştir. Yine kimyasal analize tabi tutulacak örneklerinin seçiminde kristalizasyonun her aşamasını temsil edebilecek örneklerin olmasına azami dikkat edilmiştir. Kimyasal analizler için, Çataldağ granitoyidik kütesinden 17 adet, Ilıca-Şamlı granitoyidik kütesinden 15 adet ve Orhaneli granitoyidik kütesinden 22 adet örnek seçilmiştir. Seçilen örneklerin kimyasal analiz sonuçları, Tablo 4.1’de verilmiştir.

4.1. Analitik Yöntemler

Kimyasal analiz çalışmalarında örneklerin toz haline getirilmesi çalışmaları Kocaeli Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi Anabilim Dalı örnek hazırlama laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir. Daha sonraki aşamalarda ise ana element analizleri Standart Laboratuvar Ltd. şirketinde (Körfez-Kocaeli) XRF cihazında gerçekleştirilmiştir. İz element analizleri ise Actlabs (Activation Laboratories Ltd.) Ontario-Kanada’ da ICP-MS kullanılarak yapılmıştır.

4.1.1. Toz örneklerin hazırlanması

Örneklerin kimyasal analize uygun hale getirilebilmeleri işlemlerine öncelikle örneklerin alterasyon işleminden arındırılmaları ve çeneli kırıcı yardımı ile dane boylarının küçültülmesi işlemi ile başlanmıştır. Çeneli kırıcının kimyasal kirlenmeye sebep olmaması için her örneğin dane boylarının küçültülmesi işleminden sonra çeneler tel fırça yardımıyla temizlenip alkolle silinmiştir. Örnekler Retsch marka PM-100 model agat havanlı pulverizatör yardımıyla toz (< 200 mech) haline getirilmiş, pulverizatör ile çalışma sırasında her örnekten sonra agat bilyalar ve havan alkolle yıkanıp temizlenmiştir.

4.1.2. Ateşte kayıp

Toz haline gelmiş örneklerin her biri 3-4 gr 10 ml'lik cam tüpe yerleştirilip numaralanmıştır. Bu tozların bünyesinde bulunan yüzey sularının uçurulması için 100°C'de kurutulmuştur. Ateşte kayıp değerleri yaklaşık 3 gr toz örneklerin 900°C'de porselen krozede iki saatten fazla ısıtılarak ergitilmiş. Soğutulan örnek tekrardan tartılmış ve aradaki fark ateşte kayıp olarak verilmiştir.

4.1.3. Ergimiş tabletlerin hazırlanması

Öncelikle ateşte kaybı bulunan kayaç tozu, agat havan yardımıyla 1 e 5 oranında susuz lityum tetraborat fluxla tamamen karıştırılmıştır (1 örnek, 5 lityum tetraborat). Karışım platin kapsüle yerleştirildikten sonra 20 dakika 1050°C'de ısıtılmış, ergimiş malzeme sıcak bir ocak üzerinde bekleyen grafit kalıp içine dökülmüş ve paslanmaz çelik silindir yardımıyla düzeltilmiştir. Soğuma sonrası etiketlenen ve paketlenen diskler, yüzeylerine dokunulmamaya dikkat edilerek bir desikatörde saklanmıştır. Platin kapsül her örnek sonrası 10 dakika sıcak HCl de kaynatılarak temizlenmiştir.

4.1.4. XRF ve ICP-MS analizleri

Hazırlanan disklerin agat havanda öğütülmesiyle elde edilen küçük miktarda toz numuneler kurutulmak için cam kapta 100°C bir fırın içerisine yerleştirilmişlerdir. Savillex teflon tüpler saf suyla çalkalanarak temizlenmiştir. Her bir numunede 0,1±0,001 gr. toz tartılıp ayrılmış ve teflon tüp içerisine konmuştur. Buna ek olarak 6 uluslararası standartta ve 2 boş numune hazırlanmıştır. Teflon tüp içerisine 4 ml HF, 1 ml HNO₃ eklenmiş ve kapakları sıkıca kapatılmıştır. Tam çözündürme için numuneler 2 gün yaklaşık 140°C asitte bırakılmıştır. Numuneler daha sonra nitrat tuzları oluşumuna izin vermeleri ve sistemden HF asidini atmaları için buharlaştırılmışlardır. Tüplere 1 ml Aristar HNO₃ ilave edilmiş ve tekrardan buharlaştırılmışlardır. Bu işlem iki kez tekrarlanmıştır. Daha sonra tüpler içerisine 2,5 ml Aristar HNO₃ ve yaklaşık 20 ml. saf su konulmuş, kapakları kapatılmış ve tuzları çözmek için 1 saat kaynatılmıştır. Çözelti soğumaya bırakılmış, katı kalıntı kalmaması için kontrol edilmiştir. Daha sonra çözelti içine standartlar dahilinde 1,25 ml. 2 ppm. Rh, Re ve Bi eklenmiştir. Çözelti daha sonra 50 ml. Polypropilen

volümetrik flask içine alınmış ve 50 ml. saf su ilavesi yapılmıştır. Sonunda çözelti polypropen kaplar içine alınmış ve analiz öncesi soğuk bir yerde tutulmuştur.

4.1.5. Sr-Nd izotop analizleri

Sr ve Nd izotop jeokimyası analizleri, ODTÜ Merkezi Laboratuvarı Ar-Ge Eğitimi ve Ölçme Merkezi Radyojenik İzotop Laboratuvarı'nda gerçekleştirilmiştir. Her bir örnekten yaklaşık 80 mg örnek tartılarak Savillex PFA şişelere aktarılmış ve 4 ml. 52% HF içinde 4 gün süreyle 160°C'lik sıcak levha üzerinde bekletilmiştir. Kurutulan örnekler önce 4 ml. 6 N HCl içinde bir gün süreyle çözölmüş ve ardından kurutulularak 1 ml 2,5 N HCl içine alınmıştır. Sr 2,5 N HCl asitle 2 ml. hacimde Bio Rad AG50 W-X8, 100-200 mesh reçine kullanılarak ayrılmıştır. Stronsiyumun toplanmasından sonra 6 N HCl ile nadir toprak elementleri fraksiyonu toplanmıştır.

Stronsiyum, tek Re-filamentleri üzerine Ta-aktivatör kullanılarak yüklenmiştir. Ölçümler, Triton TIMS kullanılarak statik modda çoklu-toplama ile yapılmıştır. Analitik belirsizlikler 2 σ düzeyindedir. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ verileri $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ 'e normalize edilmiştir. Ölçümler sırasında Sr, NBS 987 standardı $0,710240 \pm 5$ (n=3) olarak ölçölmüştür. Ölçüm sonuçları üzerinde herhangi bir düzeltme yapılmamıştır. Neodmiyum elementi diğer nadir toprak elementlerinden 0,022 N HCl asit kullanılarak 2 ml. hacimde HDEHP (bis-ethyexyl fosfat) kaplı biobeads -Bio Rad-reçineden geçirilerek ayrılmıştır. Ayrılan Neodmiyum, 0,005 N H₃PO₄ ile birlikte filamente yüklenmiş, çift filament tekniğı kullanılarak Triton TIMS ile statik çoklu-toplama şeklinde ölçölmüştür. Analitik belirsizlikler 2 σ düzeyinde verilmiştir. Analizler sırasında, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ verileri $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ ile normalize edilmiş, Nd LaJolla standardı ise $0,511850 \pm 5$ (n=3) olarak ölçölmüştür. Ölçüm sonuçları üzerinde herhangi bir düzeltme yapılmamıştır. Ölçölen örneklere paralel olarak AGV-1 USGS kayaç standardı da aynı yöntem izlenerek çözölüp, kromatografisi yapılmış ve aynı şartlarda ölçölmüştür. AGV-1 standardının $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranı $0,703985 \pm 5$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ izotop oranı ise $0,512776 \pm 10$ olarak ölçölmüştür.

4.2. Jeokimyasal Karakteristikler

4.2.1. Ana element karakteristikleri

Çataldağ, Ilica-Şamlı ve Orhaneli plütonlarına ait kayaçların ana oksit bileşimleri kullanılarak, öncelikle granitoyidik kayaçların sınıflaması yapılmıştır. Bu sınıflamalarda hem arazi çalışmalarında alınan örneklerin kayaç adlamaları yapılmış hem de alkali silis ilgileri belirlenmiştir.

Tablo 4.1: Orhaneli, Çataldağ ve Ilıca-Şamlı Plütonlarına ait örneklerin kimyasal analiz sonuçları. Mg# = Mg/(Mg+Fe) (hesaplamalarda Fe₂O₃ (toplam %) olarak kullanılmıştır.)
ADI = mol. A/(C+N+K) olarak hesaplanmıştır.

Orhaneli Plütonu											
	O-1	O-2	O-3	O-4	O-5	O-6	O-7	O-11	O-13	O-14	O-15
SiO ₂	60,23	61,16	60,57	58,33	60,85	63,85	59,16	58,78	61,88	62,90	60,00
TiO ₂	0,53	0,49	0,51	0,57	0,47	0,48	0,58	0,57	0,50	0,45	0,53
Al ₂ O ₃	16,42	16,58	16,27	16,72	16,52	16,82	16,58	16,70	17,19	16,67	16,44
Fe ₂ O ₃	5,95	5,56	5,76	6,38	6,03	3,82	6,37	6,23	5,47	4,62	5,69
MnO	0,10	0,12	0,11	0,11	0,10	0,05	0,12	0,11	0,10	0,09	0,11
MgO	2,31	1,99	2,00	2,30	1,93	1,78	2,28	2,45	2,12	1,94	2,21
CaO	6,08	5,78	6,06	6,85	6,01	4,94	6,14	6,74	5,80	5,83	6,04
Na ₂ O	4,69	4,78	5,15	5,49	4,57	4,03	5,22	5,08	4,16	4,17	5,05
K ₂ O	2,89	2,83	3,04	2,80	2,85	2,74	2,69	2,64	2,09	2,62	3,17
P ₂ O ₅	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,03	0,01	0,01	0,04	0,03
LOI	0,65	0,59	0,43	0,33	0,55	1,36	0,61	0,58	0,58	0,57	0,59
Total	99,89	99,88	99,89	99,89	99,89	99,90	99,78	99,90	99,89	99,90	99,86
Mg#	0,25	0,24	0,23	0,24	0,22	0,29	0,23	0,25	0,25	0,27	0,25
ADI	0,85	0,87	0,81	0,78	0,87	1,01	0,84	0,82	1,02	0,93	0,81
Sc	5	3,2	3,4	3,5	3,3	4,1	5,9	3,3	3,6	3,6	3,7
V	88	73	68	78	73	50	72	77	72	57	56
Ni	4,6	3,6	4,5	2,9	7	2,6	4,4	3,3	2,1	4,5	3,3
Cu	93,8	5,34	8,43	14,9	16,4	2,75	3,65	6,67	3,55	6,88	4,85
Zn	41,5	87,8	31,5	36,8	30,9	38,4	44,8	36,8	30,5	37,6	40,4
Ga	7,18	5,3	4,74	6,49	4,84	6,65	5,54	5,91	5,91	3,54	4,03
Rb	37,2	26,7	31	29,1	31,3	22,2	46	20,3	24,6	29	31,5
Sr	94,9	58,1	71,1	78,6	85,5	61,6	86,7	69,7	69,3	80,5	80,3
Y	15,2	12,2	11,5	12,8	11,4	17	12,9	11,7	11	10	13,8
Zr	4,7	3,8	4,1	3,7	4,6	2,3	2,2	4,4	3,3	2,7	2,6
Nb	0,5	0,5	0,5	0,5	0,4	0,7	0,4	0,6	0,5	0,5	0,7
Cs	1,13	1,3	1,13	1,15	1,25	0,71	1,66	0,73	1	0,95	0,96
Ba	244	145	142	133	161	152	236	194	185	273	267
La	11,1	13,1	15,6	16,2	13,1	14,3	17	12,3	13,2	14,1	12,4
Ce	26,6	26,9	30,3	32,8	26,4	31,6	35	25,5	26,3	27,8	26,2
Pr	3,3	3,1	3,2	3,6	2,9	3,9	4	2,9	2,9	3,2	3,1
Nd	12,7	11,6	11,2	12,8	10,5	16,3	14,6	10,8	10,6	11,5	12
Sm	2,6	2,3	2,1	2,4	2,1	3,6	2,7	2,1	2,1	2,1	2,5
Eu	0,5	0,4	0,4	0,5	0,4	0,7	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4
Gd	2,6	2,4	2,1	2,4	2,2	3,3	2,7	2,2	2,2	2,2	2,6
Tb	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,5	0,4	0,3	0,3	0,3	0,4
Dy	2,47	2,2	2,06	2,21	2,05	3,01	2,31	2,05	2,02	1,87	2,41
Ho	0,5	0,5	0,4	0,5	0,4	0,6	0,5	0,4	0,4	0,4	0,5
Er	1,6	1,3	1,3	1,4	1,2	1,8	1,4	1,2	1,3	1,1	1,5
Tm	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Yb	1,6	1,4	1,2	1,4	1,2	1,7	1,2	1,3	1,3	1,1	1,5
Lu	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Hf	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,1	0,1	0,3	0,2	0,1	0,1
Ta	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Pb	2,41	2,14	2,02	2,09	2,45	3,46	2,7	1,99	2,49	2,2	2
Th	9,6	9,4	9,1	10,6	9	6,7	8	8,5	7,3	9	7,2
U	1,3	1,9	1,4	1,7	1,8	2,1	1,9	1,1	1,7	1,9	2,3

Tablo 4.1: (Devam) Orhaneli, Çataldağ ve Ilıca-Şamlı Plütonlarına ait örneklerin kimyasal analiz sonuçları. Mg# = Mg/(Mg+Fe) (hesaplamalarda Fe₂O₃ (toplam %) olarak kullanılmıştır.) ADI = mol. A/(C+N+K) olarak hesaplanmıştır.

Orhaneli Plütonu											
	O-16	O-17	O-18	O-19	O-20	O-21	O-22	O-23	O-24	O-25	O-26
SiO ₂	63,21	59,01	61,61	60,64	62,54	62,70	60,64	63,84	62,55	64,81	62,04
TiO ₂	0,43	0,60	0,50	0,50	0,43	0,51	0,51	0,47	0,48	0,47	0,48
Al ₂ O ₃	16,56	16,63	16,95	15,63	16,59	17,15	16,43	16,65	16,89	16,76	17,03
Fe ₂ O ₃	4,26	6,25	4,83	5,88	4,69	4,57	5,24	4,87	4,91	4,26	4,94
MnO	0,07	0,13	0,10	0,09	0,08	0,09	0,09	0,08	0,09	0,08	0,08
MgO	1,59	2,41	2,09	2,10	1,64	2,16	2,36	1,97	2,08	1,89	2,23
CaO	5,40	6,40	6,01	5,99	5,57	5,56	6,58	5,06	5,43	4,73	5,92
Na ₂ O	4,76	5,17	4,73	5,24	4,99	4,19	4,55	4,15	4,25	3,79	4,22
K ₂ O	2,94	2,66	2,55	3,20	2,64	2,20	2,72	2,06	2,46	2,07	2,26
P ₂ O ₅	0,00	0,06	0,04	0,03	0,01	0,05	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03
LOI	0,68	0,58	0,49	0,57	0,67	0,72	0,76	0,73	0,72	1,02	0,70
Total	99,90	99,89	99,89	99,87	99,86	99,90	99,90	99,90	99,90	99,92	99,93
Mg#	0,24	0,25	0,27	0,24	0,23	0,29	0,28	0,26	0,27	0,28	0,28
ADI	0,89	0,83	0,90	0,76	0,89	1,02	0,84	1,05	0,99	1,12	0,98
Sc	3,5	3,6	3,8	4,5	3,3	4,1	3,9	4,2	3,4	3,7	4,2
V	46	66	63	63	47	67	69	80	61	61	70
Ni	5,6	2,9	4,9	6,8	4,7	3,2	4	4,1	4	3,3	5,3
Cu	9,82	7,18	7,97	7,19	6,61	4,35	11,3	7,01	6,23	6,17	7,42
Zn	35,1	45,6	34,2	39,1	27,1	38,1	31,4	34,4	34,6	36,3	39
Ga	5,28	6,37	4,51	6,54	6,42	4,21	7,3	7,96	4,66	4,64	4,38
Rb	29,8	31,9	34	39,6	28,3	35,4	22,3	31,2	24,1	9,6	32,3
Sr	69,3	75,9	88	135	63,8	92,3	87,7	94,7	68	62,8	86,3
Y	12,9	9,94	10,1	12,3	10,1	11,5	12,5	11,7	10,5	11,2	11,5
Zr	3,1	2,2	3	3	2,9	2,6	3,5	3	3,4	3	3,2
Nb	0,7	0,6	0,4	0,5	0,6	0,5	0,6	0,5	0,5	0,7	0,5
Cs	0,73	0,94	1,11	1,01	0,61	0,99	0,57	0,76	0,94	0,35	0,81
Ba	226	238	263	352	193	306	232	287	229	111	297
La	26,2	18,6	15	20,3	17,9	10,3	16,3	20,1	19,9	14,4	12,5
Ce	50	36,9	30,2	40	34,5	23,4	33,8	39,2	37,6	28,6	26
Pr	5,2	4	3,4	4,4	3,8	2,8	3,9	4,2	4,1	3,2	3,1
Nd	17,8	14,2	12,5	15,4	13,5	11	14,5	14,4	14,3	11,9	11,3
Sm	2,8	2,4	2,3	2,7	2,3	2,3	2,6	2,5	2,5	2,2	2,2
Eu	0,4	0,4	0,5	0,5	0,4	0,4	0,5	0,4	0,5	0,4	0,4
Gd	2,4	2,3	2,3	2,4	2,2	2,3	2,5	2,3	2,5	2,4	2,3
Tb	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Dy	2,09	1,74	1,87	2,08	1,78	2,03	2,19	1,97	2,01	2,05	2,03
Ho	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
Er	1,3	1,1	1,1	1,2	1,1	1,2	1,3	1,2	1,2	1,2	1,2
Tm	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Yb	1,3	1,1	1,1	1,2	1,1	1,1	1,4	1,1	1,2	1,2	1,2
Lu	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Hf	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1
Ta	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Pb	2,06	2,22	2,34	2,44	2,01	3,15	2,19	1,92	2,17	2,13	2,01
Th	10,9	8,6	7,8	10,1	8,9	6,3	8,7	8,5	7,4	7,4	6,5
U	1,8	2,1	1,6	2	1,4	1,3	1,8	1,2	1,6	1,5	1,4

Tablo 4.1: (Devam) Orhaneli, Çataldağ ve Ilıca-Şamlı Plütonlarına ait örneklerin kimyasal analiz sonuçları. Mg# = Mg/(Mg+Fe) (hesaplamalarda Fe₂O₃ (toplam %) olarak kullanılmıştır.) ADI = mol. A/(C+N+K) olarak hesaplanmıştır.

Çataldağ Plütonu											
	<i>Bo-1</i>	<i>Bo-2</i>	<i>Bo-3</i>	<i>Bo-4</i>	<i>Bo-5</i>	<i>Bo-6</i>	<i>Bo-7</i>	<i>Bo-8</i>	<i>Bo-9</i>	<i>Bo-10</i>	<i>Bo-11</i>
<i>SiO₂</i>	61,34	67,48	65,87	63,09	68,58	60,95	72,28	66,77	70,42	67,53	64,13
<i>TiO₂</i>	0,56	0,40	0,40	0,51	0,26	0,56	0,17	0,39	0,27	0,35	0,45
<i>Al₂O₃</i>	15,94	16,36	16,28	16,67	15,80	15,85	13,71	16,23	15,80	13,91	14,63
<i>Fe₂O₃</i>	4,29	2,56	2,86	4,06	1,71	4,79	1,33	2,54	1,34	2,77	3,25
<i>MnO</i>	0,08	0,09	0,06	0,11	0,03	0,12	0,02	0,01	0,01	0,05	0,05
<i>MgO</i>	1,38	0,83	1,08	1,44	0,59	1,26	0,39	0,80	0,58	0,91	1,10
<i>CaO</i>	4,58	2,79	3,40	4,54	2,36	4,50	0,85	1,50	1,33	3,05	3,02
<i>Na₂O</i>	6,09	4,64	5,02	5,72	5,13	6,30	4,78	3,95	5,03	4,81	5,81
<i>K₂O</i>	4,33	3,16	3,90	3,05	3,88	4,65	5,87	6,75	4,50	5,47	6,52
<i>P₂O₅</i>	0,18	0,04	0,07	0,13	0,03	0,14	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
<i>LOI</i>	1,12	1,57	0,98	0,60	1,55	0,78	0,50	0,98	0,66	1,02	0,92
<i>Total</i>	99,88	99,92	99,93	99,92	99,92	99,89	99,92	99,92	99,94	99,87	99,90
<i>Mg#</i>	0,22	0,22	0,25	0,23	0,23	0,18	0,20	0,21	0,27	0,22	0,22
<i>ADI</i>	0,74	1,07	0,92	0,88	0,96	0,71	0,80	0,89	0,99	0,72	0,65
<i>Sc</i>	3,6	2,2	2,2	2,8	1,6	3,1	1,8	1,2	1,7	3,6	3,5
<i>V</i>	43	25	27	38	12	32	5	3	6	18	23
<i>Ni</i>	3,2	5,5	3,6	5,2	2,4	4,3	2,7	3,3	2,1	5,4	3,7
<i>Cu</i>	5,38	8,15	9,27	11,3	6,71	13,5	7,38	6,71	3,56	16,1	7,3
<i>Zn</i>	42,8	101	58,6	69,6	32,2	55,5	14,3	46	43,5	39,9	37
<i>Ga</i>	5,86	4,84	5,18	7,1	3,89	4,77	3,7	5,67	6,13	4,1	4,95
<i>Rb</i>	35	34,5	60,6	66,7	34,6	49,8	43,2	45,9	60,5	59,6	53,3
<i>Sr</i>	62,2	93,5	65,6	86,4	76,4	66,5	4,1	8,6	11,2	15,9	15
<i>Y</i>	17,4	14,2	12,1	14,4	12,9	16,1	6,89	3,55	4,64	18,1	20,7
<i>Zr</i>	3,2	3	1,7	4,5	1,2	3	1,6	2,3	1,4	2	1,4
<i>Nb</i>	2,3	1,6	1,5	1,7	1,2	2,4	1	0,6	0,5	2,6	2,6
<i>Cs</i>	3,7	3,55	5,78	7,07	2,93	3,86	3,95	3,32	8,32	3,53	3,8
<i>Ba</i>	82,4	147	109	144	87,9	99,6	22,3	91,6	45,7	97,2	129
<i>La</i>	47,9	41,3	33,9	42,5	22,7	47,7	13,6	21,2	19	29,1	26,3
<i>Ce</i>	83	71	58,9	74,9	40,2	78,4	26,8	38,4	35,7	51,9	47
<i>Pr</i>	9,4	7,9	6,5	8,6	4,3	8,8	3	4,1	3,9	5,6	5,2
<i>Nd</i>	33,2	28,4	22,4	30,8	14,7	31,2	10,3	14,2	13,8	19,3	18,1
<i>Sm</i>	5,7	4,9	3,9	5,3	2,8	5,3	2,5	2,6	2,6	3,7	3,6
<i>Eu</i>	1,4	1,2	1	1,3	0,6	1,3	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3
<i>Gd</i>	4,6	4,3	3,3	4,6	2,7	5	2,3	2,3	2,2	3,8	3,9
<i>Tb</i>	0,6	0,5	0,4	0,5	0,4	0,6	0,3	0,2	0,2	0,6	0,6
<i>Dy</i>	3,05	2,82	2,27	2,77	2,42	3,41	1,57	1,12	1,16	3,4	3,53
<i>Ho</i>	0,6	0,5	0,4	0,5	0,4	0,6	0,3	0,2	0,2	0,7	0,7
<i>Er</i>	1,6	1,4	1,1	1,4	1,2	1,6	0,6	0,3	0,4	1,8	2
<i>Tm</i>	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,3	0,3
<i>Yb</i>	1,4	1,4	1	1,2	1	1,5	0,6	0,1	0,2	1,6	2,1
<i>Lu</i>	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3
<i>Hf</i>	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
<i>Ta</i>	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
<i>Pb</i>	7	52,3	9,24	10,2	14	6,34	10,3	4,7	8,46	7,89	6,83
<i>Th</i>	18,2	18,3	14,5	20,9	10,3	20,4	19,9	9,9	11,2	20,9	23,2
<i>U</i>	9,6	6,3	10,7	11,9	16,3	8,7	3,1	1,6	4,9	7,5	6,8

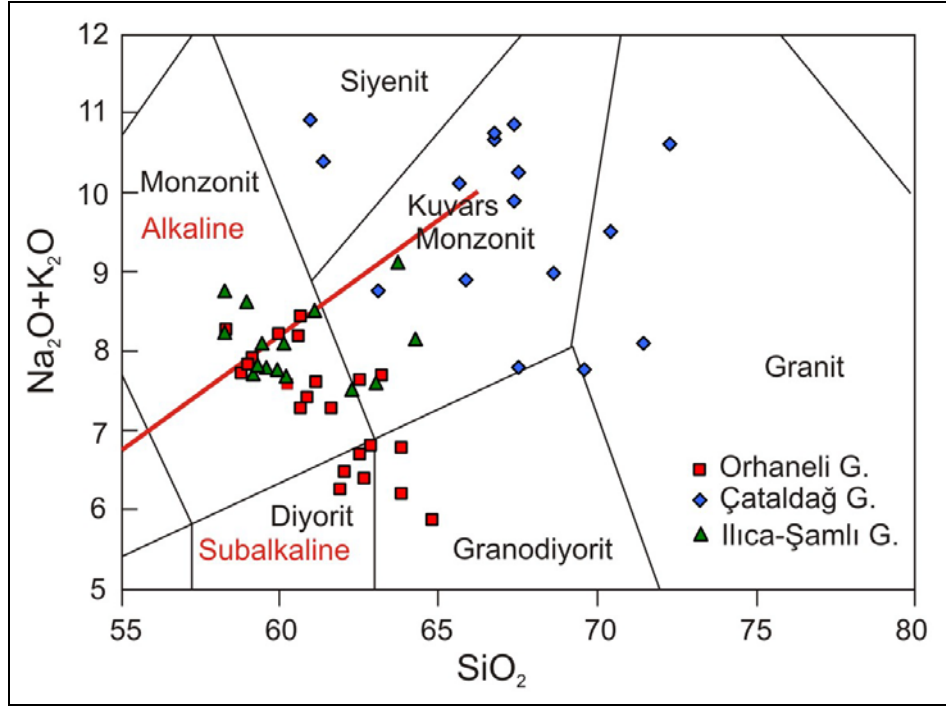
Tablo 4.1: (Devam) Orhaneli, Çataldağ ve Ilıca-Şamlı Plütonlarına ait örneklerin kimyasal analiz sonuçları. Mg# = Mg/(Mg+Fe) (hesaplamalarda Fe₂O₃ (toplam %) olarak kullanılmıştır.) ADI = mol. A/(C+N+K) olarak hesaplanmıştır.

Çataldağ Plütonu							Ilıca-Şamlı Plütonu				
	SÜ-1	SÜ-2	SÜ-3	SÜ-7	SÜ-9	SÜ-10	YK-1	YK-4	YK-5	YK-6	YK-7
SiO ₂	66,72	65,66	71,41	67,39	67,37	69,54	64,27	63,67	58,92	63,03	59,44
TiO ₂	0,39	0,47	0,30	0,33	0,34	0,33	0,53	0,53	0,66	0,59	0,62
Al ₂ O ₃	15,81	15,85	15,51	16,14	16,13	15,53	15,52	14,99	15,41	15,97	16,49
Fe ₂ O ₃	2,40	3,04	1,45	1,75	2,23	2,06	4,14	4,68	6,41	4,97	5,96
MnO	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,36	0,07	0,10	0,06	0,09
MgO	0,82	0,82	0,59	0,53	0,72	0,83	2,03	1,96	2,81	2,32	2,87
CaO	2,51	3,19	1,95	1,94	1,94	2,09	3,93	4,34	5,94	4,98	5,76
Na ₂ O	6,14	6,38	4,53	5,61	5,80	4,53	3,63	4,24	4,63	3,88	4,33
K ₂ O	4,65	3,75	3,58	5,28	4,13	3,25	4,54	4,91	4,01	3,73	3,78
P ₂ O ₅	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,07	0,03	0,10	0,09	0,11
LOI	0,43	0,67	0,60	0,94	1,24	1,35	1,22	0,47	0,88	0,29	0,46
Total	99,89	99,88	99,93	99,92	99,92	99,55	100,24	99,88	99,87	99,91	99,90
Mg#	0,23	0,19	0,26	0,21	0,22	0,26	0,30	0,26	0,27	0,29	0,29
ADI	0,82	0,83	1,06	0,86	0,94	1,09	0,89	0,77	0,74	0,89	0,83
Sc	2,3	1,6	1,7	1,4	1,8	1,9	1,8	3,8	6,1	4,4	5,9
V	18	15	14	8	12	15	56	61	94	67	78
Ni	2,7	3,5	2	3	3,4	4,1	7,3	5,2	9,5	7,5	9,2
Cu	6,68	6,96	9,6	10,6	2,03	6,09	105	23,6	21,2	16,7	14,4
Zn	57,2	61,5	44,6	23,5	57,8	45,3	31,5	30,9	46,6	37,6	45,1
Ga	7,87	6,36	5,84	6,07	6,68	6,02	4,11	3,17	6,94	2,06	5,64
Rb	74,8	42,8	41,6	62,3	79,9	85,6	11,1	37,8	33,4	31	36,9
Sr	20,1	36,9	25,7	12,9	13,9	25,8	59,2	69,5	80,7	76,8	85
Y	4,5	5,02	4,55	4,39	6,66	7,33	15,5	17,4	16,5	12,5	11,7
Zr	1,8	1,6	1,3	2,2	1,6	1,6	6,6	4,3	7,2	5,6	5,8
Nb	0,5	0,4	0,8	0,6	0,6	0,8	1,4	1,1	1	0,8	0,5
Cs	7,37	3,73	4,55	6,25	7,84	9,23	0,74	1,89	2,26	1,73	2,12
Ba	85,2	126	80,1	42,7	58,3	279	137	240	246	268	284
La	20,5	46,7	30,6	19,9	18,5	29,4	28,3	42,3	33,3	31,1	24,7
Ce	39	75	55,4	35,2	33,3	48,4	54,5	72,2	63,6	56,1	46,8
Pr	4,3	7,5	6	3,8	3,6	5	5,9	7,6	7,2	6,1	5,2
Nd	14,8	25,1	20,1	13,2	13	16,5	21,3	24,7	26	21,2	19,2
Sm	2,6	3,9	3,2	2,2	2,4	2,8	3,7	4,1	4,6	3,6	3,5
Eu	0,1	0,4	0,2	0,1	0,2	0,3	0,7	0,7	0,8	0,6	0,7
Gd	1,9	3	2,4	1,8	2,1	2,5	3,7	3,9	4	3,2	3,2
Tb	0,2	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3	0,4	0,5	0,5	0,4	0,4
Dy	1,03	1,35	1,1	0,99	1,44	1,66	2,66	3,12	2,99	2,46	2,34
Ho	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,5	0,6	0,6	0,5	0,4
Er	0,4	0,4	0,4	0,4	0,6	0,6	1,4	1,8	1,8	1,3	1,3
Tm	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2
Yb	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,4	1,3	1,7	1,8	1,2	1,3
Lu	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Hf	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,4	0,2	0,4	0,3	0,3
Ta	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Pb	6,3	5,63	11,5	5,23	3,73	9,78	17,5	6,33	7,63	6,18	7,36
Th	11,1	17,5	15,1	11,9	11,3	10,9	32,3	41,3	33,5	54,2	24,5
U	1,9	6	4,5	1,1	1,2	1,1	4,7	9,1	7,8	7,7	2,5

Tablo 4.1: (Devam) Orhaneli, Çataldağ ve Ilıca-Şamlı Plütonlarına ait örneklerin kimyasal analiz sonuçları. Mg# = Mg/(Mg+Fe) (hesaplamalarda Fe₂O₃ (toplam %) olarak kullanılmıştır.) ADI = mol. A/(C+N+K) olarak hesaplanmıştır.

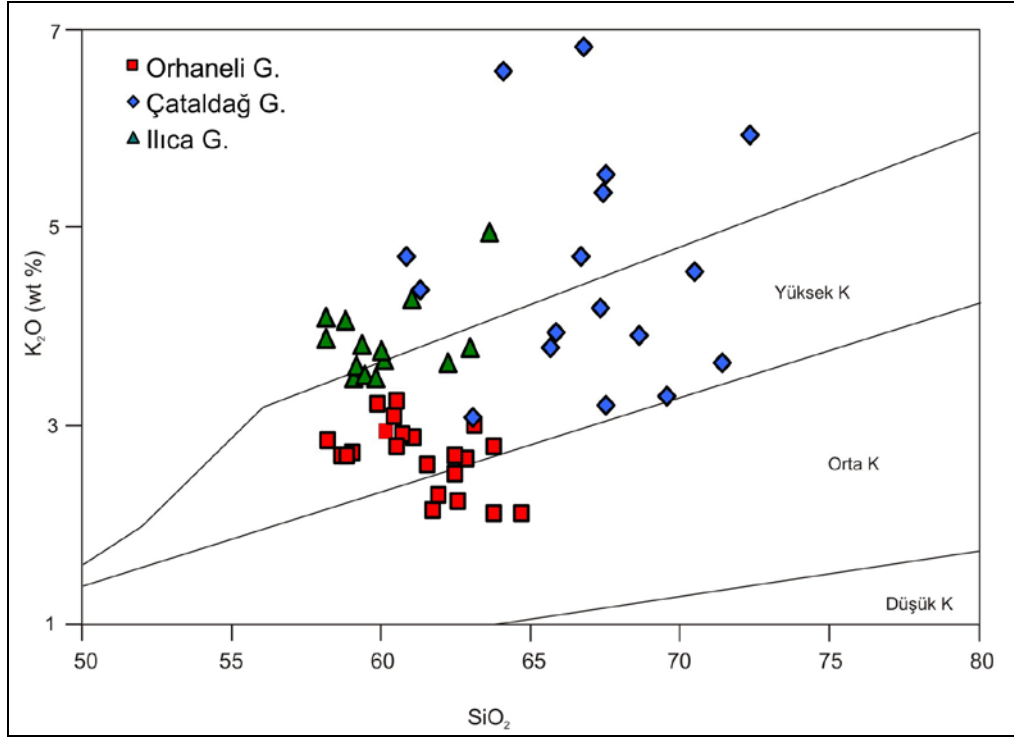
Ilıca-Şamlı Plütonu										
	YK-8	YK-9	YK-10	IL-1	IL-2	IL-3	IL-4	KD-1	KD-2	KD-3
SiO ₂	62,28	61,06	58,24	59,54	60,19	60,10	59,92	59,13	58,22	59,26
TiO ₂	0,62	0,60	0,68	0,65	0,64	0,62	0,66	0,65	0,68	0,67
Al ₂ O ₃	15,72	15,50	15,54	16,14	16,11	16,17	16,19	16,59	16,25	16,66
Fe ₂ O ₃	5,37	5,48	7,30	6,07	5,85	5,77	6,06	6,13	6,53	5,83
MnO	0,08	0,10	0,11	0,09	0,09	0,08	0,10	0,11	0,10	0,09
MgO	2,66	2,66	2,61	2,87	2,96	2,71	2,92	2,88	3,11	2,40
CaO	4,99	5,16	5,72	5,83	5,71	5,61	5,71	5,70	5,86	5,67
Na ₂ O	3,94	4,30	4,71	4,33	4,08	4,42	4,36	4,30	4,43	4,27
K ₂ O	3,58	4,22	4,06	3,46	3,62	3,70	3,43	3,43	3,83	3,56
P ₂ O ₅	0,11	0,09	0,07	0,06	0,06	0,06	0,07	0,08	0,09	0,08
LOI	0,57	0,75	0,08	0,75	0,61	0,65	0,49	0,92	0,82	1,42
Total	99,92	99,92	99,12	99,79	99,92	99,89	99,89	99,92	99,91	99,90
Mg#	0,30	0,29	0,24	0,29	0,30	0,29	0,29	0,29	0,29	0,26
ADI	0,88	0,79	0,75	0,83	0,84	0,83	0,84	0,87	0,81	0,87
Sc	4,7	4,9	5,2	5,6	5,5	4,7	4,3	4	4,7	7,1
V	80	73	74	80	80	80	75	74	81	93
Ni	8,1	9,6	12	5,5	8,1	5,2	6,5	5,1	6,6	5,9
Cu	12,9	12,3	18,4	9,74	13,9	7,34	8,95	11,9	13,6	9,32
Zn	42,7	35,9	46,6	37,2	48,5	45,7	46	119	45	45,1
Ga	5,78	2,98	3,82	2,81	6,21	5,95	4,08	4,21	4,97	6,12
Rb	40,6	42,5	39,5	43,1	39,8	32	36,5	18,2	19,9	36,7
Sr	66	75,6	127	90,8	83,1	84,7	68,6	70,2	81,4	86,8
Y	13	13,3	16,4	13,4	15	13	12,4	11,8	13,3	12,4
Zr	4,8	5,8	4,9	5	6,9	4,9	5,8	3,8	5,6	3,6
Nb	0,7	0,8	0,6	0,5	0,8	0,6	0,7	0,7	0,5	0,5
Cs	1,91	2,45	1,95	2,67	3,23	2,88	3,74	1,68	1,31	6,38
Ba	297	295	427	347	419	396	394	280	326	233
La	31,5	31,9	24,1	28,8	24,9	23,9	21,4	20,2	20,6	28,2
Ce	55,4	55,6	48,1	49,1	46,3	44,3	40,2	37,2	38,3	50,5
Pr	5,9	5,8	5,4	5	5	4,8	4,4	4,1	4,2	5,4
Nd	20,2	20,3	19,7	17,2	17,6	16,9	15,7	14,8	15,4	18,4
Sm	3,4	3,5	3,7	2,9	3,1	3,1	2,9	2,6	2,8	3,1
Eu	0,6	0,6	0,7	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Gd	3	3,2	3,6	2,9	3	2,8	2,9	2,6	2,7	2,8
Tb	0,4	0,4	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
Dy	2,32	2,49	3,03	2,41	2,53	2,33	2,32	2,22	2,18	2,26
Ho	0,5	0,5	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,4	0,5	0,5
Er	1,3	1,4	1,8	1,4	1,6	1,3	1,4	1,3	1,3	1,3
Tm	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Yb	1,3	1,3	1,6	1,4	1,5	1,3	1,3	1,1	1,1	1,2
Lu	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Hf	0,2	0,3	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,1	0,2	0,1
Ta	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Pb	5,31	5,72	19,1	6,53	9,25	17,4	14,8	58,5	14,5	33,6
Th	26,7	30	26,4	20,8	21,5	21,9	20,7	17,6	21,5	20,6
U	6,1	6,3	4,4	6,5	4,6	4,7	4,8	2	1,8	2,5

Çalışma alanında bulunan granitoidik kayalar toplam alkali ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)'ye karşı SiO_2 (TAS) Middlemost (1994) diyagramı kullanılarak sınıflandırılmıştır (Şekil 4.1). Aynı diyagramda alkali ve subalkali magma serileri için ayırım çizgisi Irvine ve Baragar (1971)'den alınarak kırmızı çizgi olarak gösterilmiştir.



Şekil 4.1: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı plütönlüklerinden alınan örneklerin, toplam alkali ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)'ye karşı SiO_2 içeriği değişim diyagramındaki (Middlemost 1994) yerleri. Alkali subalkali ayırım çizgisi, Irvine ve Baragar., (1971)'den alınmıştır.

Orhaneli plütönüne ait örnekler monzonit, granodiyorit ve diyorit alanına düşmüştür. Çataldağ örnekleri ise granit, siyenit ve kuvarts monzonit alanına düşmektedir. Ilıca-Şamlı örneklerinin ise monzonit, kuvarts monzonit alanına düştükleri görülmektedir. Ayrıca örneklerin büyük bir çoğunluğu subalkalen karakterlidir, birkaç örnek alkali karakterlidir. Bu diyagram, üç plütöne ait kayaların benzer, devamlı magmatik serilere ait olduğunu öne sürmüştür.



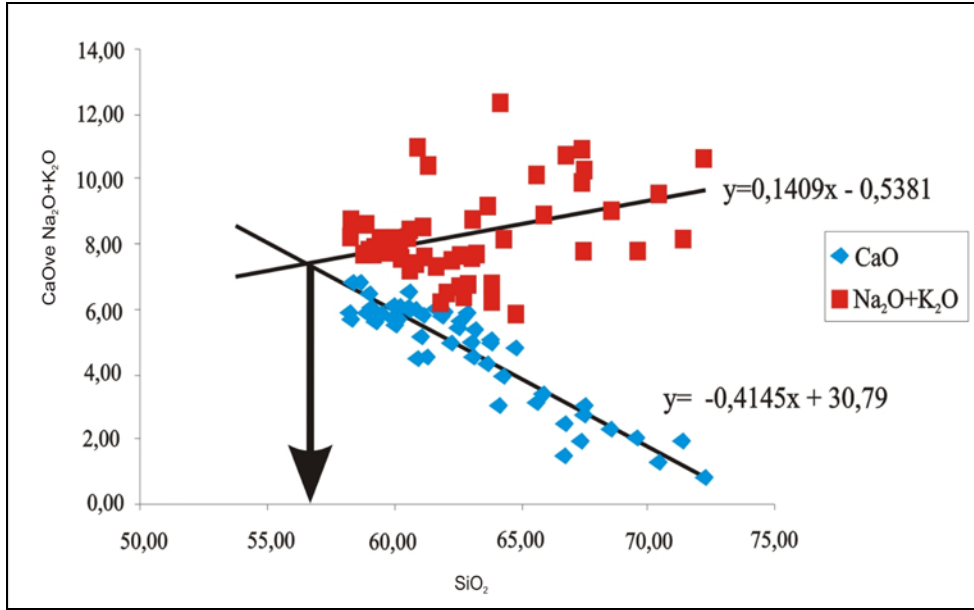
Şekil 4.2: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı plütonlarından alınan örneklerin K₂O içeriklerinin SiO₂ içeriklerine göre sınıflandırılması (Le Maitre, 1989)

Örneklerin Le Maitre (1989) K₂O-SiO₂ içeriklerine göre çizilen diyagramda ise çalışmada örneklemleri yapılan tüm örneklerin Orta-Yüksek K alanına düştükleri görülmektedir (Şekil 4.2).

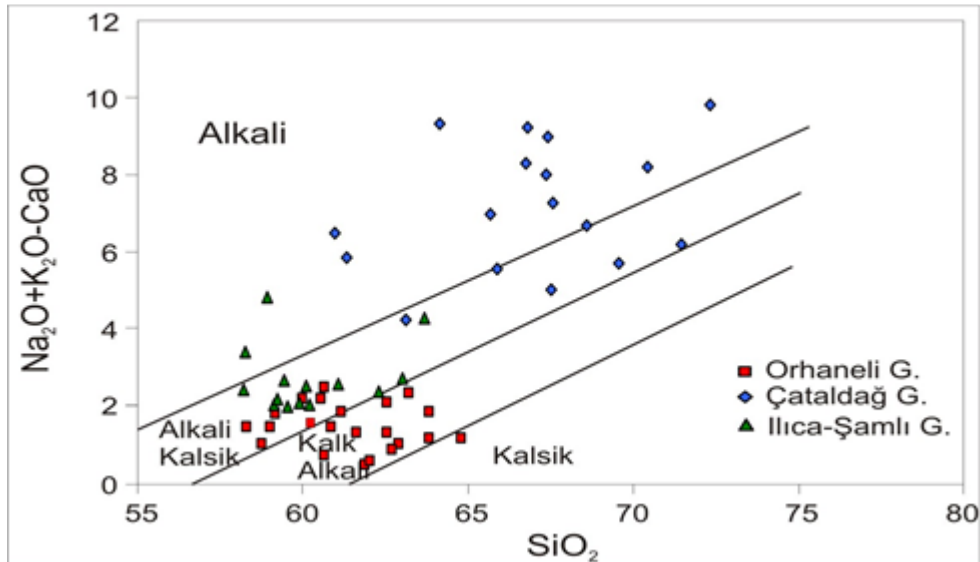
SiO₂, CaO, K₂O ve Na₂O oksit bileşimleri kullanılarak Peacock (1931) tarafından önerilen diyagrama aktarılan veriler ile, alkali-kalsiyum ilişkisi açıklanmış ve sınıflandırılmıştır. Bu sınıflama ayrılaşma sürecinde Na₂O+K₂O'nun (toplam alkali) CaO'ya eşit olduğu noktadaki SiO₂ içeriğine bakılarak yapılmaktadır. Bu hesaplamalarda magmatik kayalar alkali, alkali-kalsik, kalkalkali ve kalsik olarak Peacock (1931) tarafından sınıflandırılmıştır. Granitoyidlere ait analiz sonuçları Peacock (1931)'un alkali-kalsiyum diyagramına plot edildiğinde, örneklerin SiO₂-Na₂O+K₂O değerleri arasında artış yönünde bir trend gözlenirken, SiO₂-CaO değerleri arasında negatif yönde bir trend görülmektedir (Şekil 4.3). Alkali-kalsiyum indeksi ise kalk-alkali, kalsik alana gelecek şekilde yaklaşık olarak % 57 SiO₂'dir.

Çataldağ, Ilıca-Şamlı ve Orhaneli granitoyitik plütonlarına ait örneklerin (Na₂O+K₂O-CaO)-SiO₂ içeriklerine göre çizilen Frost ve diğ., (2001) diyagramında

örneklerin kalk-alkali, alkali-kalsik ve alkali alanına düştükleri görülmektedir (Şekil 4.4). Ancak örneklerin alkali alana düşmeleri alterasyon ile ilişkilidir. Bunun sebebi olarak CaO'nun alterasyondan K₂O ve Na₂O kadar etkilenmemesi olarak gösterilebilir. Alterasyonun artması ile birlikte örneklerdeki K₂O ve Na₂O içerikleri artmakta bu da örneklerin alkali alanda plot edilmesine sebep olmaktadır.

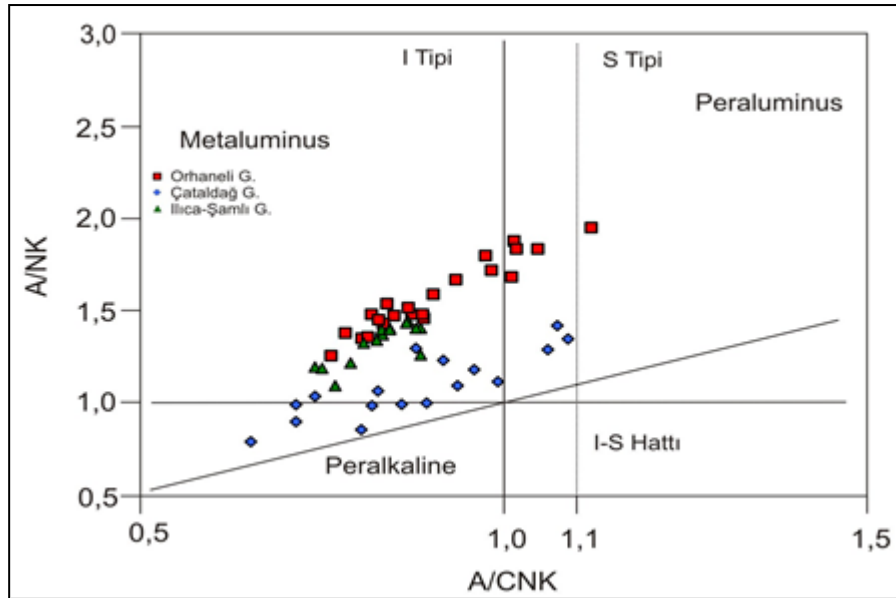


Şekil 4.3: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı plütonlarından alınan örneklerin (Na₂O+K₂O) ve CaO içeriklerine göre oluşturulan Peacock (1931) diyagramı.



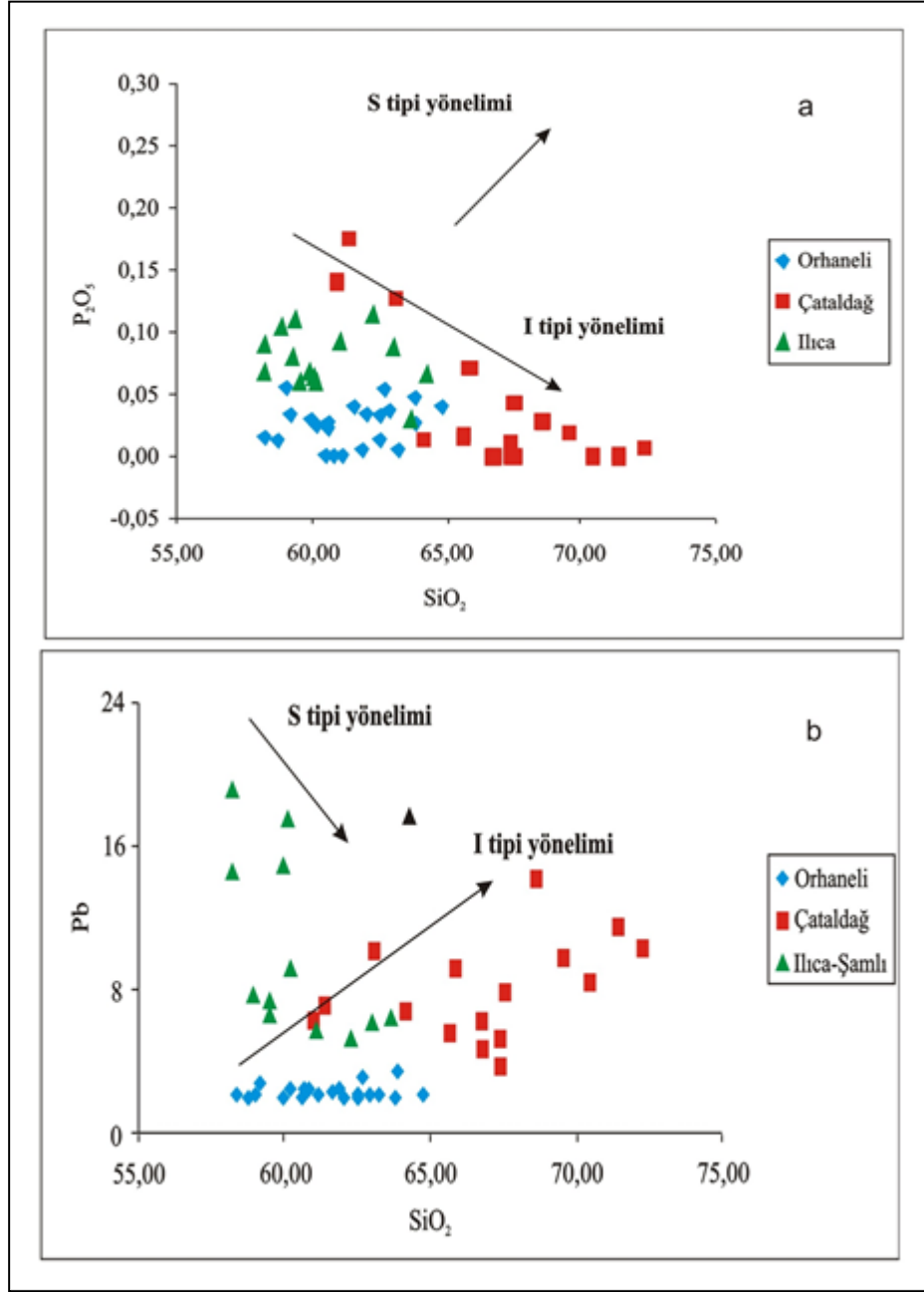
Şekil 4.4: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı plütonlarından alınan örneklerin (Na₂O+K₂O-CaO) ve SiO₂ içeriklerine göre oluşturulan Frost ve diğ., (2001) diyagramı.

Çataldağ, Ilıca-Şamlı ve Orhaneli granitoyitik plütonlarına ait kayaçların alimüna doygunluğu açısından karakterlerini tespit etmek amacıyla A/NK ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) ile A/CNK ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) değerleri molar olarak hesaplanmış ve Maniar ve Picolli (1989) diyagramında yerlerine konulmuştur. Örneklerin çok büyük çoğunluğunun metalüminus karakterlidir. Orhaneli plütonu örneklerinden birkaçı peralüminus karakterlidir (ortalama A/CNK Orhaneli plütonu için=0,90, Çataldağ plütonu için=0,90, Ilıca-Şamlı plütonu için=0,8). Çataldağ örneklerinden birkaç tanesinin peralkalen karakterli oldukları gözlenmiş olup plütonlardaki bileşim olarak farklı kayaç tiplerinde önemli bir ayırım yoktur. Ayrıca örneklerin tümünün I tipi alanına düştükleri Çataldağ örneklerinden birkaçının S tipi ayırım çizgisine yakın alana düştükleri görülmüştür (Şekil 4.5).



Şekil 4.5: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı plütonlarından alınan örneklerin A/NK ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) ile A/CNK ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) içeriklerine göre oluşturulan diyagram (Maniar ve Picolli, 1989).

Chappel ve White (1992)'e göre, I tipi ve S tipi granitoyidleri ayırt etmek için bir diğer önemli parametre de P_2O_5 ve Pb'nin SiO_2 içeriklerine göre davranışlarıdır. Bu davranışlar I tipi granitoyidler için SiO_2 'nin artışıyla P_2O_5 'de azalma yönünde, Pb'de ise artış yönünde bir trend sergiler. S tipi granitoyidlerde ise bu trendler tam tersi yönde görülmektedir (Şekil 4.6.a,b.).



Şekil 4.6: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı plütonlarından alınan örneklerin a: P_2O_5 - SiO_2 b: Pb - SiO_2 içeriklerine göre oluşturulan diyagram.

4.2.2. Ana ve iz element bollukları

Örneklerin SiO_2 içeriklerine göre ana oksit değişimlerinin gösterildikleri Harker diyagramlardaki trendler, magmatik kayaçların oluşumları sırasında etkili olan aşamaları yansıtmakta olup bu aşamalar fraksiyonel kristallenme, kısmi ergime, magma karışımı ve kirlenme şeklinde sıralanabilir. Örneklerde gözlenen değişimler kayaçlar içerisinde bulunan kristallerin fraksiyonasyonu ile açıklanabilir. Ana

oksitlerden Al_2O_3 - MnO - Na_2O - CaO - Fe_2O_3 - MgO - TiO_2 diyagramlarında örneklerin artan SiO_2 içeriklerine göre tümünün azaldıkları gözükmemektedir (Şekil 4.7). Ancak bu azalan trend bazı diyagramlarda çok belirginken bazılarında bu kadar kuvvetli gözlenmemektedir. Bunun sebebi ise örneklerin fraksiyonasyon işleminden farklı etkilendiklerine işaret etmektedir.

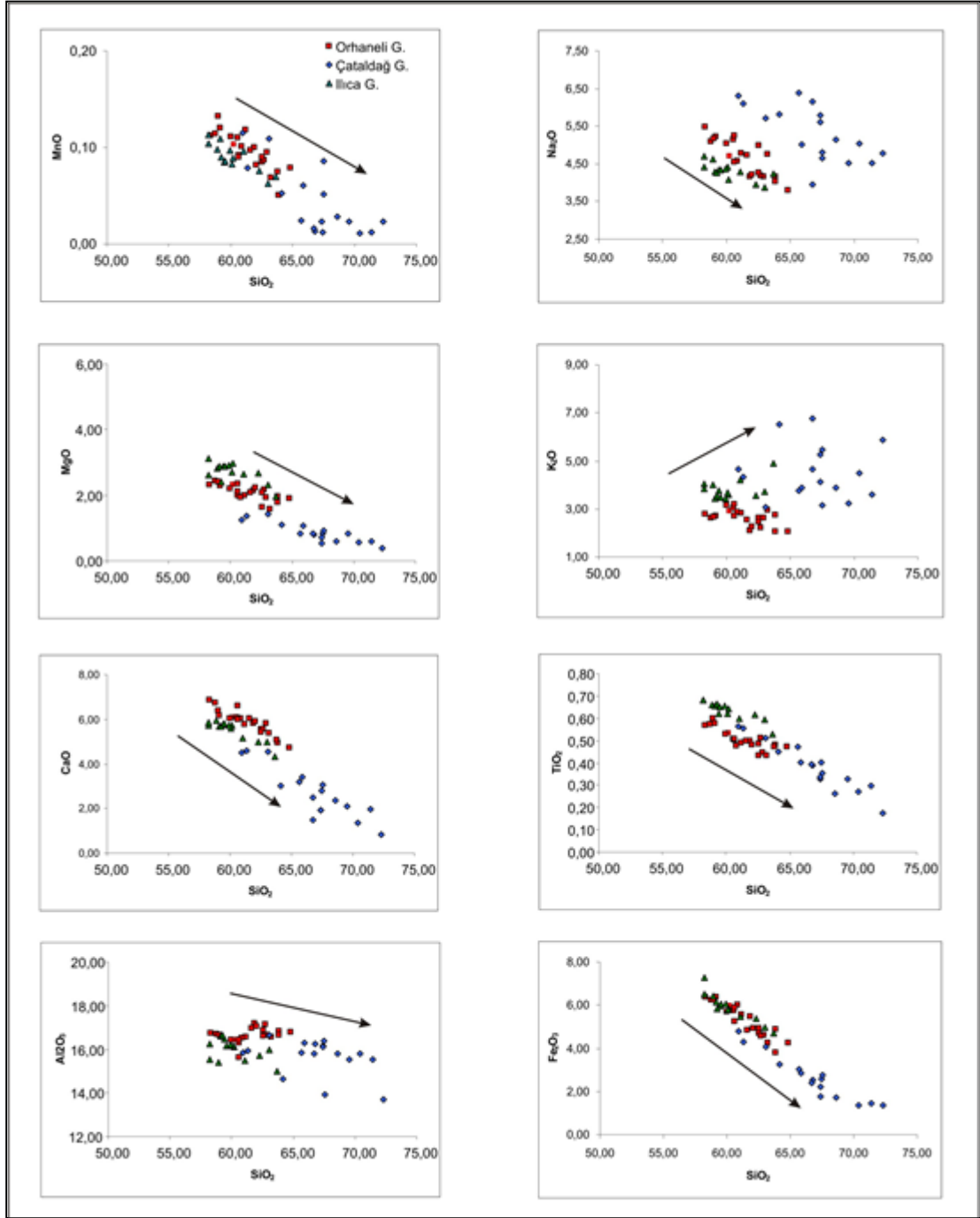
Orhaneli Granitoyidi'ne ait örneklerin SiO_2 içerikleri %58,30-63,85 arasında değişmektedir. Örneklerin çizilen harker diyagramlarında artan SiO_2 içeriklerine göre

MnO , Na_2O , MgO , CaO , TiO_2 , Al_2O_3 ve Fe_2O_3 konsantrasyonlarında azalma yönünde trend gözlenirken, artan SiO_2 içeriklerine göre K_2O 'da artış yönünde trend gözlenmektedir.

Çataldağ Granitoyidi'ne ait örneklerin SiO_2 içerikleri %60,95-72,28 arasında değişmektedir. Örneklerin çizilen Harker diyagramlarında Orhaneli örneklerine benzer şekilde artan SiO_2 içeriklerine göre MnO , Na_2O , MgO , CaO , TiO_2 , Al_2O_3 ve Fe_2O_3 konsantrasyonlarında azalma yönünde trend gözlenirken, artan SiO_2 içeriklerine göre K_2O 'da artış yönünde trend gözlenmektedir.

Ilıca Şamlı Granitoyidi'ne ait örneklerin SiO_2 içerikleri ise %58,22-64,27 arasında değişmektedir. Örneklerin çizilen Harker diyagramlarında hem Orhaneli hem de Çataldağ örneklerine benzer şekilde artan SiO_2 içeriklerine göre MnO , Na_2O , MgO , CaO , TiO_2 , Al_2O_3 ve Fe_2O_3 konsantrasyonlarında azalma yönünde trend gözlenirken, artan SiO_2 içeriklerine göre K_2O 'da artış yönünde trend gözlenmektedir.

Üç plüton için çizilen bu diyagramlarda Al_2O_3 diyagramında gözlenen azalan yöndeki trend plajiyoklaz fraksiyonasyonu, CaO 'daki tüketilme ise önemli ölçüde plajiyoklaz kristalizasyonu, TiO_2 deki azalma titanit, P_2O_5 ' deki azalma ise apatit fraksiyonu ile açıklanabilir.



Şekil 4.7: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı plütonlarından alınan örneklerin, Harker tipi ana element oksitlerine karşı SiO_2 diyagramları.

Ana elementler gibi iz elementler de fraksiyonel kristallenme sürecini ve bu süreçte etki eden faktörleri incelemek için kullanılırlar. İz elementler ana elementlerin aksine sadece kayacı oluşturan ana minerallerin içerisinde değil, hem ana hem de aksesuar minerallerin içerisinde bulunurlar.

Ana elementler kayaç oluşturucu minerallerin bünyesinde yer alırken, iz elementler çoğunlukla aksesuar minerallerin bünyesinde bulunmaktadır (Mason ve Moore, 1982; Wilson, 1989; Lipin ve McKay, 1989). Ancak bu durumun dışında iz element olarak tanımlanmakla birlikte daha çok feldispat, biyotit ve hornblend gibi mafik minerallerin bünyesinde bulunan elementlerde vardır (örneğin Rb, Ba ve Sr gibi).

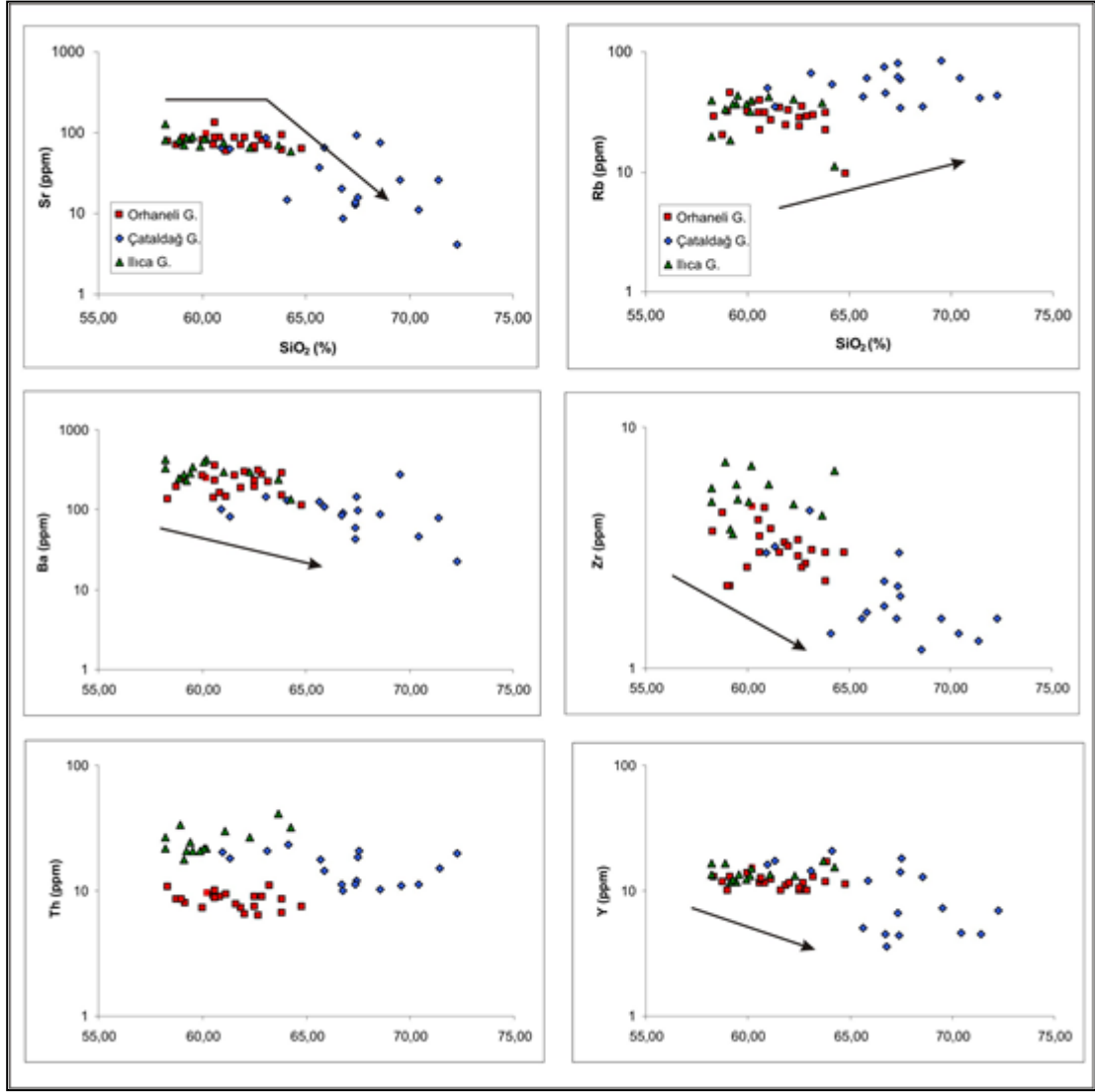
Granitoyidlerin iz element jeokimyası incelenirken Rb, Ba ve Sr gibi büyük iyon yarıçaplı litofil elementler (LILE; Large Ion Litofil Elements), Nb, Zr, Y, Th, Hf, Ta ve REE (Rare Earth Elements) gibi kalıcılığı yüksek elementler (HFSE; High-Field Strength Elements), Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu ve Zn gibi geçiş metalleri (TM; Transition Metals) elementlerinin davranışları incelenmektedir. Büyük iyon yarıçaplı litofil elementlerden;

Rb (Rubidyum), K (Potasyum) elementi ile birlik oluşturarak başlıca feldispatlar, biyotitler ve nadiren hornblendlerin bünyesinde yer alır. Granitoyidik magmanın katılaşması sırasında geç evrede zenginleşme gösterir bu sebeple SiO₂ içeriği yüksek olan granitoyidik kayaçlarda fazla miktarda bulunur ve pozitif anomali sergiler.

Ba (Baryum), tüm davranışları Rb elementi gibidir. Ba elementi yüksek sıcaklık feldispatlarında daha fazla bulunur. Eş kökenli bir magmanın ayrımlanması ile oluşmuş kayaçlarda yüksek sıcaklıkta oluşmuş feldispatlar içerenlerde daha fazla iken, düşük sıcaklıkta oluşmuş feldispatları içerenlerde daha az miktarda bulunmaktadır. Başka bir deyişle magmatik ayrımlanma sırasında ilk oluşan kayaçlarda pozitif anomali sergilerken, daha sonra oluşan kayaçlarda ise negatif anomali sergileyebilir.

Sr (Stronsiyum), Ca elementi ile birlik oluşturmasından dolayı özellikle An (Anortit) içeriği bakımından zengin olan yüksek sıcaklık plajiyoklazlarında daha bol miktarda bulunur. Tıpkı Ba, gibi ilk oluşan kayaçlarda pozitif anomali gösterirken, daha sonra oluşan kayaçlarda negatif anomali gösterebilir.

Üç ayrı plütondan alınan granitoyidik örneklerin iz element Harker diyagramları (Şekil 4.8)' de verilmiştir.



Şekil 4.8: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı plütonlarından alınan örneklerin, Harker tipi iz element içeriklerine karşı SiO_2 diyagramları.

Orhaneli granitoidinden alınan örneklerin iz element Harker diyagramlarında görülen trendleri Rb için artan SiO_2 içeriklerine göre çok belirgin olamamakla birlikte artış yönündedir. Rb’da ki artış yönündeki trend, Rb’un K’un yerini alarak alkali feldispat, biyotit ve amfibol (hornblend)’lerin bünyesine girmesindendir. Sr’da ki azalan yöndeki trend ise Sr’un Ca elementinin yerini alması sebebiyle Ca’ca zengin plajiyoklazların fraksiyasyonu ile açıklanabilir. Diğer plütonlara nazaran çok belirgin olamayan negatif Ba trendi ise, biyotit fraksiyasyonu ile açıklanabilir. Y da ki belirgin olmayan negatif trend ise amfibol fraksiyasyonu ile açıklanabilir.

Çataldağ granitoidinden alınan örneklerde Orhaneli plütonlarından alınan örneklere göre daha belirgin trendler gözlemlenmektedir. Fraksiyonasyon işlemiyle ilgili

açıklamalar Orhaneli plütünü ile aynı olmakla birlikte Çataldağ örneklerindeki dağınık trendler fraksiyasyon işleminden daha ziyade kıta kontaminasyonu ile ilişkilidir.

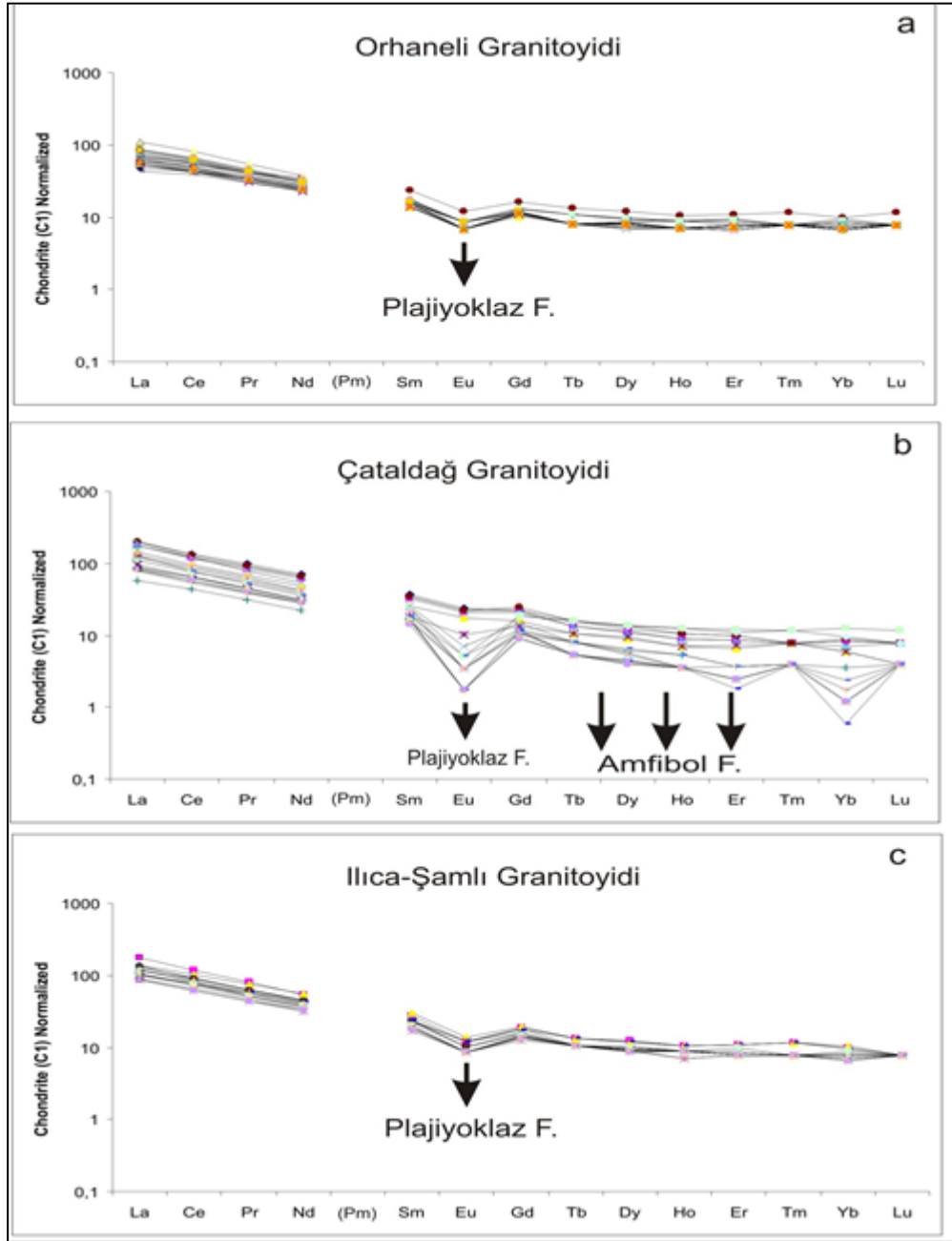
Ilıca-Şamlı granitoidinden alınan örneklerin iz element diyagramlarında ise diğer iki plütunda bahsedilen fraksiyasyon açıklamaları aynıdır.

Örneklerin iz element içeriklerine karşı SiO_2 diyagramlarında farklı trendler gözlenmiştir. Burada en çok dikkat çeken trendler Rb-Ba-Sr-Y Harker diyagramlarındadır. Bu diyagramlarda Rb ve Ba da ki trend biyotit fraksiyasyonu, Sr'da ki trend baskın plajiyoklaz fraksiyasyonu ve Y da ki trend ise amfibol fraksiyasyonu ile açıklanabilir. Ayrıca iz element diyagramlarında Çataldağ örneklerinde gözlenen dağınık trend sunuşu ise fraksiyasyon işleminden ziyade kıta kontaminasyonu ile ilişkilidir.

4.2.3. Çoklu element diyagramları

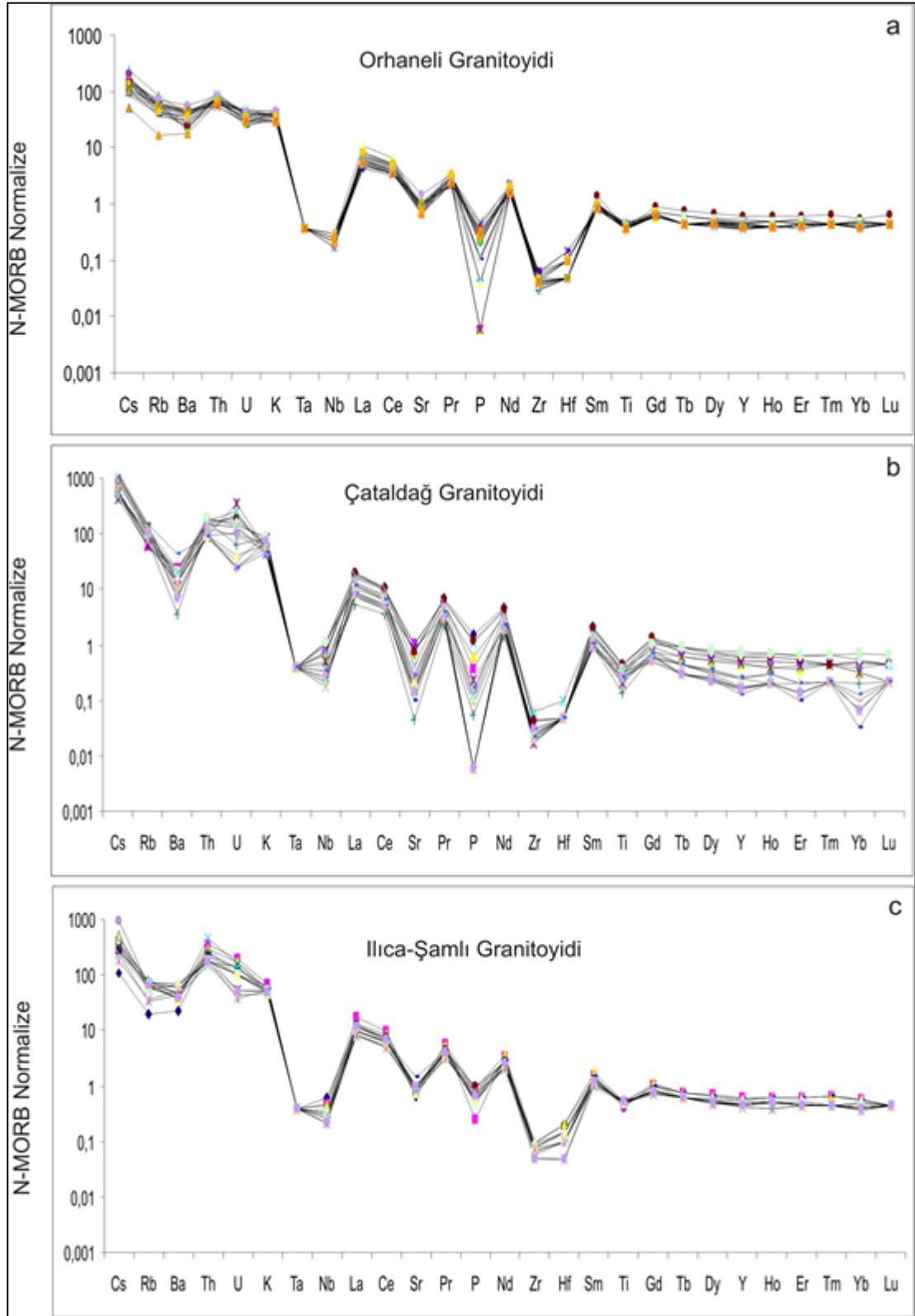
Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı granitoidlerinin tektonik ortamlarının araştırılması amacı ile K, Rb, Sr, Ba gibi büyük iyon yarıçaplı litofil elementleri (LILE), La, Ce, Nd, gibi hafif nadir toprak elementler (LREE), Ti , Nb, Y gibi kalıcılığı yüksek elementler (HFSE) ve uyumsuz elementler çeşitli diyagramlarda kullanılmıştır. Örnek alımı yapılan plütönlüğün diyagramları ayrı ayrı çizilmiş ve Şekil 4.9'da gösterilmiştir.

Nadir toprak elementlerin kondrite göre normalize edilmesiyle hazırlanan diyagramlarda bütün hafif nadir toprak elementlerin zenginleştiği görülmektedir (Şekil 4.9.a.,b.,c.). Diyagramlarda tüm örnekler için belirgin negatif Eu anomalisi gözlenmektedir. Bu anomali felsik magmalarda K'lu feldispat ve plajiyoklazın fraksiyonel kristallenmesi ile ilişkilidir.



Şekil 4.9: Kuzeybatı Anadolu Plütonlarından alınan örneklerin kondrite göre normalize edilmiş diyagramları a: Orhaneli plütonu örnekleri. b: Çataldağ plütonu örnekleri. c: Ilıca-Şamlı plütonu örnekleri. (Kondrit normalize değerleri Sun and McDonough 1989'dan alınmıştır.)

Bu üç plütondan alınan örneklerin tümünde nadir toprak elementlerin yukarı doğru konkavlaşan bir görünüm sergilemesi, ağır nadir toprak elementlerde ve orta nadir toprak elementlerde (Gd: Gadolinyum, Er: Erbiyum) göreceli tüketilmenin görülmesi ana kristalizasyon fazlarından biri olarak amfibolün granitoyidik ergiyikten ayrılması ile açıklanabilir.

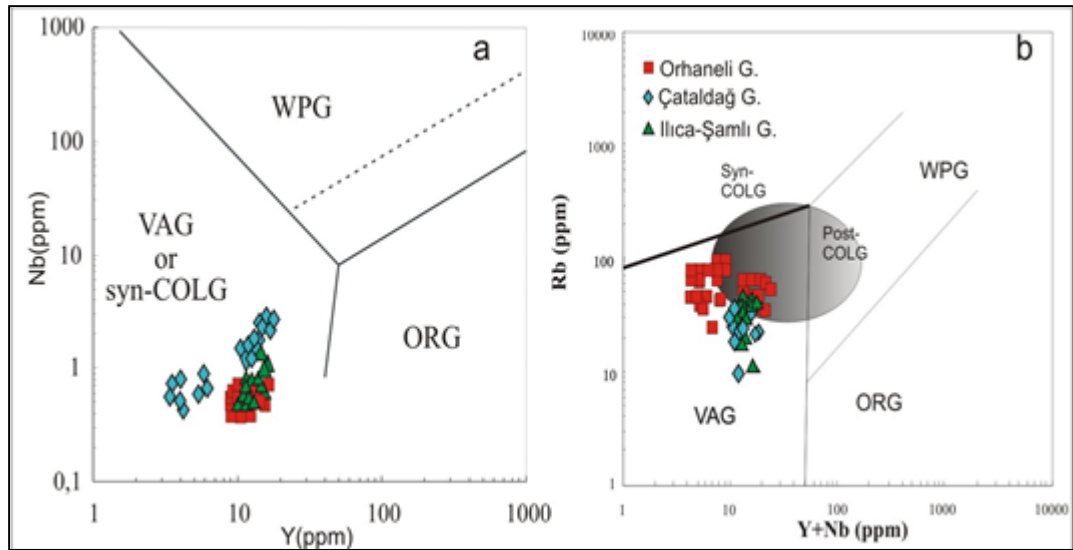


Şekil 4.10: Kuzeybatı Anadolu Plütonlarından alınan örneklerin N-MORB' a göre normalize edilmiş diyagramları a: Orhaneli plütonu örnekleri. b: Çataldağ plütonu örnekleri. c: Ilıca-Şamlı plütonu örnekleri. (N-MORB normalize değerleri Sun and McDonough 1989'dan alınmıştır).

Granitoidlerin MORB-normalize elementleri, HFS elementlerin (Ti, Hf, Zr, Nb ve Ta) negatif anomalileri ve LILE'lerin (Rb, Ba, Th, U, K) normal değerleriyle karşılaştırıldığında, tüm granitoidlerin LILE'lerce zenginleştiği görülür (Şekil 4.10.a,b,c.). Nb ve diğer HFSE negatif anomalileri, kısmen, kıtasal kontaminasyonla ilgili olmasına rağmen, dalma-batmayla ilişkili magmanın özellikleridir ve dalan parçadan mantoya LILE girişiyle, manto kaynağının göreceli zenginleşmesinin sonucudur (McCulloch ve Gamble,1991).

4.2.4. Tektonik ayırtman diyagramları

Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı granitoid plütonlarından alınan örneklerin Nb (Niyobyum)-Y(İterbiyum) ppm. değerlerinin plot edildiği (Pearce ve diğ.,1984) diyagramda örneklerin tümünün VAG (volkanik yay granitleri) ve Syn-COLG (Çarpışma öncesi) alana düştükleri görülmektedir (Şekil 4.11.a). Yine aynı örneklerin Rb(Ribudyum)-Y(İterbiyum)+Nb(Niyobyum) ppm. değerlerinin (Pearce ve diğ.,1984) diyagramlarına aktarılması ile tüm örneklerin volkanik yay granitleri veya çarpışma sonrası alanına düştükleri gözükmemektedir (Şekil 4.11.b).

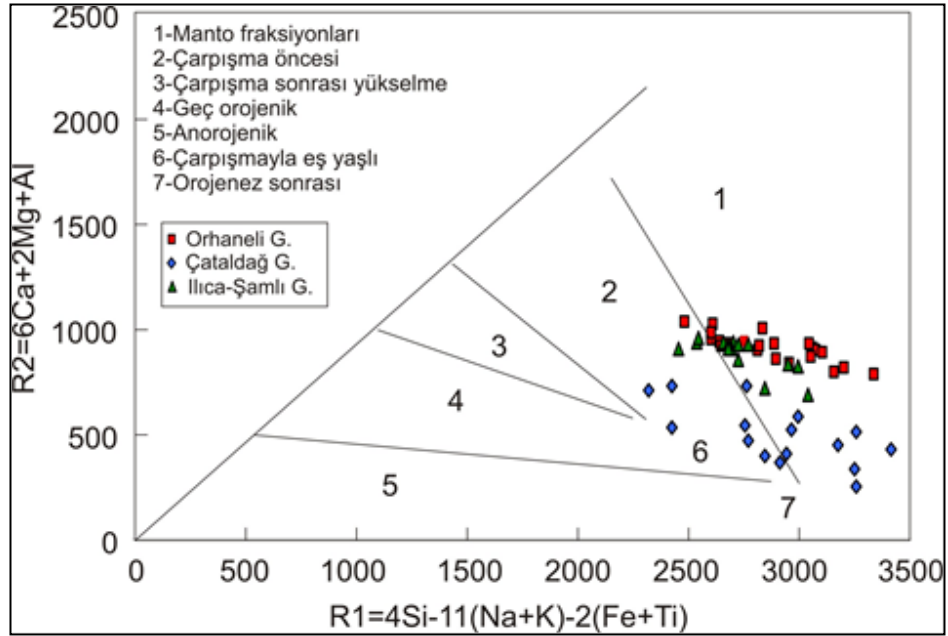


Şekil 4.11: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı plütonlarından alınan örneklerin a: Nb-Y b: Rb-(Y+Nb) içeriklerien göre oluşturulan tektonik ayırtman diyagramları (Pearce ve diğ., 1984).

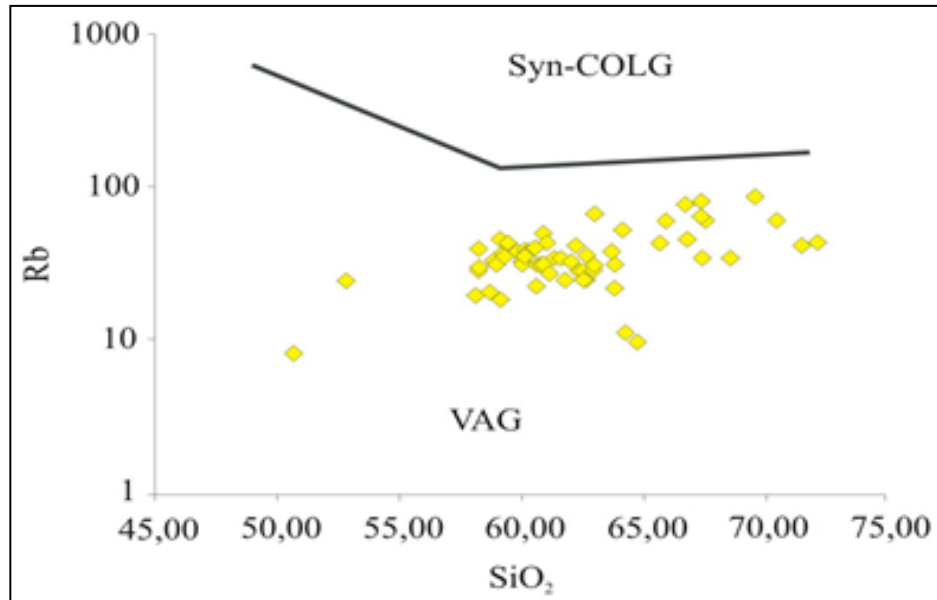
VAG: Volkanik yay granitleri ORG: Okyanus ortası sırt granitleri VAG or Syn-COLG: Volkanik yay granitleri veya çarpışma öncesi granitleri WPG: Levha içi granitler

Örneklerin Batchelor ve Bowden (1985) tarafından önerilen diyagramda R1 ve R2 değerleri hesaplanarak örneklerin yerleri belirlenmiştir. Örneklerin çok büyük

çoğunlu manto fraksiyonları ve orojenez sonrası alanına düştükleri gözükmemektedir. Bu diyagramda elde edilen sonuçlarda daha önceden çizilmiş Pearce ve diğ., (1984) diyagramlarında elde edilen bulgularla uyum sağlamıştır (Şekil 4.12).



Şekil 4.12: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı plütonlarından alınan örneklerin $R1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$ ve $R2=6Ca+2Mg+Al$ içeriklerine göre çizilmiş tektonik ayırtman diyagramı (Batchelor ve Bowden, 1985).



Şekil 4.13: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı plütonlarından alınan örneklerin Rb-SiO₂ içeriklerine göre çizilmiş tektonik ayırtman diyagramı (Pearce ve diğ., 1984). VAG: Volkanik yay granitleri Syn-COLG: Çarpışma öncesi granitler.

Ayrıca örneklerin (Pearce ve diğ. 1984) tarafından önerilen Rb-SiO₂ içeriklerine göre çizilen diyagramda örneklerin tümünün volkanik yay granitleri alanına düştükleri gözükmetedir (Şekil 4.13). Tektono-magmatik ayırtman diyagramlarının tümünde Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı granitoidleri Volkanik yay granitleri ile aynı alana düştükleri görülmektedir.

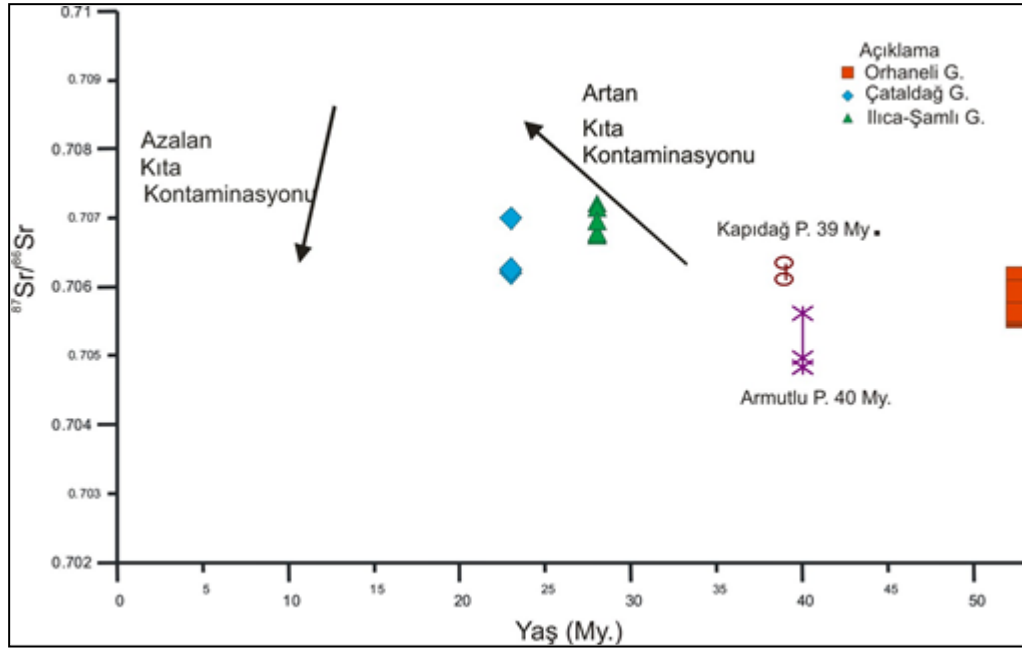
4.3. İzotop Jeokimyası

Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı granitoidik plütonlarından alınan örneklerin izotop analiz değerleri Tablo 4.2’de verilmiştir. Plütonlardan alınan örneklerin ilksel izotop değerleri hesaplanırken önceki çalışmalardan alınan yaşlar sırasıyla 52,5-23-28 My. kullanılarak hesaplanmıştır. Orhaneli plütonu için ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr oranları 0,70641-0,70704, (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i oranları 0,70557-0,70612 arasında değişirken ε Nd değerleri -2,6- -3,4, Çataldağ plütonunda ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr oranları 0,70692-0,71129, (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i oranları ise 0,70619-0,70699 ε Nd -3,1- -6,7, Ilıca-Şamlı plütonunda ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr oranları 0,70722-0,70765, (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i oranları ise 0,70670-0,70717 ε Nd -2,8- -3,2 değerleri arasındadır.

Tablo 4.2: Orhaneli, Çataldağ ve Ilıca-Şamlı granitoidik plütonlarının Sr ve Nd izotop analiz sonuçları.

Örnek	Lok.	SiO ₂	Rb	Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ε Nd
O-1	ORHANELİ	60,23	37,2	94,9	0,70641	0,70557	12,7	0,51250	-3,5
O-4		58,33	29,1	78,6	0,70641	0,70561	12,8	0,51250	-3,4
O-5		60,85	31,3	85,5	0,70641	0,70563	10,5	0,51249	-3,7
O-16		63,21	29,8	69,3	0,70704	0,70612	17,8	0,51249	-3,4
O-17		59,01	31,9	75,9	0,70657	0,70566	14,2	0,51247	-4,1
O-22		60,64	22,3	87,7	0,70648	0,70593	14,5	0,51247	-4,0
B-3	ÇATALDAĞ	65,87	60,6	65,6	0,70708	0,70621	22,4	0,51247	-3,7
B-4		63,09	66,7	86,4	0,70692	0,70619	30,8	0,51248	-3,5
B-6		60,95	49,8	66,5	0,70696	0,70625	31,2	0,51247	-3,6
B-7		72,28	43,2	4,1	0,71361	0,70367	10,3	0,51241	-4,8
B-8		66,77	45,9	8,6	0,71129	0,70625	14,2	0,51229	-7,1
SU-1		66,72	74,8	20,1	0,71051	0,70699	14,8	0,51237	-5,6
YK-4	ILICA - ŞAMLI	63,67	37,8	69,5	0,70733	0,70670	24,7	0,51248	-3,6
YK-5		58,92	33,4	80,7	0,70722	0,70674	26	0,51248	-3,4
KD-3		59,26	36,7	86,8	0,70765	0,70717	19,7	0,51247	-3,6
IL-3		60,10	32	84,7	0,70753	0,70710	16,9	0,51249	-3,2
YK-10		58,24	39,5	127	0,70727	0,70692	18,4	0,51249	-3,3

İzotop analiz sonuçları ile önceki çalışmalardan alınan yaş değerlerinin karşılaştırıldığı diyagramda yaş gençleştikçe artan ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i değerleri göze çarpmaktadır (Şekil 4.14). Ayrıca bu diyagramda çalışma alanının kuzeyinde bulunan Kapıdağ plütununun izotop ve yaş verileri önceki çalışmalardan alınarak Armutlu plütunu ile birlikte diyagramda plot edilmiştir. Bu artan ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i değerlerinin açıklaması olarak artan kıta kontaminasyonu etkisi söylenebilir.



Şekil 4.14: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı plütonlarından alınan örneklerin Sr izotop içerikleri ile yaş ilişkisinin gösterildiği diyagram (Kapıdağ plütunu için yaş verileri Delaloye ve Bingöl (2000), Sr izotop değerleri Karacık ve diğ., (2008)'den alınmıştır).

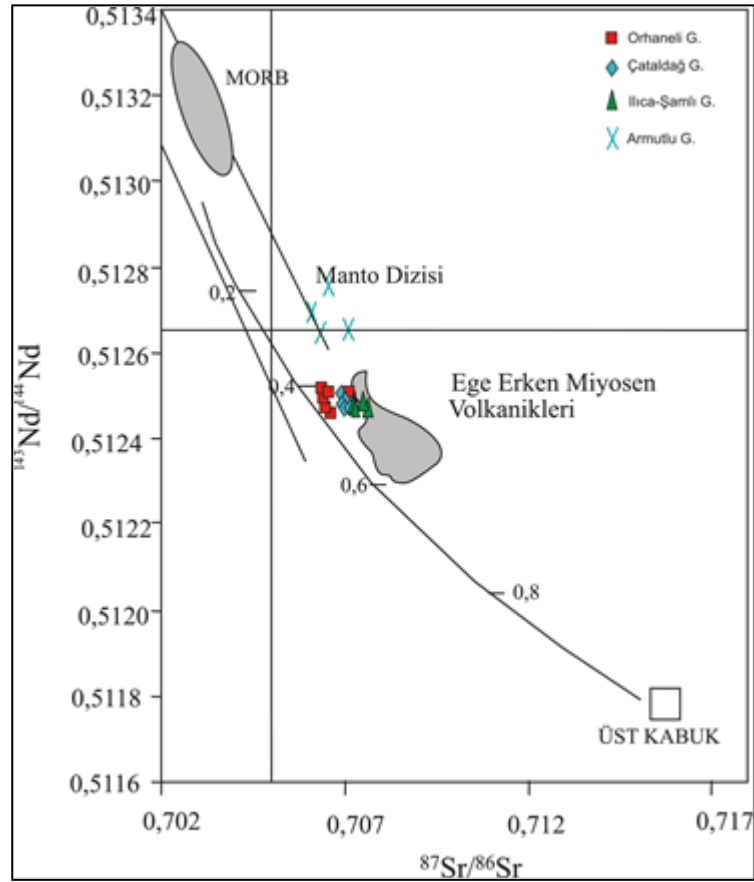
4.3.1. İzotop değerlerinin yorumlanması

Orhaneli plütonundan 7, Çataldağ plütonundan altı ve Ilıca-Şamlı plütonundan 6 örneğin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ analizleri ODTÜ Merkez laboratuvarlarında yaptırılmış ve daha sonra örneklerin Sr, Rb, Sm, ve Nd konsantrasyonları dikkate alınarak ilksel izotopik değerleri,

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = ((^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) - 2,89 \cdot (\text{Rb}/\text{Sr})(0,0000142 \cdot \text{My}) - 1) \quad (4.1)$$

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = ((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}) - 0,512638) \cdot 10000 \quad (4.2)$$

formülleri kullanılarak hesaplanmış ve veriler ilgili diyagramlara aktarılarak yorumlanmaya çalışılmıştır (Şekil 4.15). MORB alanı (Zindler and Hart, 1986) ve Bulk silicate earth (Hart ve diğ., 1992)’den alınmıştır. Ayrıca izotop analizi yaptırılan örnekler arasında Orhaneli (O1-Ank) ve Çataldağ (YK5-Ank) plütonlarından birer anklav örneği bulunmaktadır. Fakat analizi yaptırılan bu anklavların izotopik değerlerinde Çataldağ ve Orhaneli Plütonlarının göstermiş olduğu genel trendden farklı bir durum gözlenmemiştir.



Şekil 4.15: Kuzeybatı Anadolu Çarpışma sonrası garnitoyidlerinin ϵ Nd-Sr izotop değerlerine göre çizilen diyagram. BSE: Toplam yerküre MORB: Okyanus ortası sırtı bazaltları

5. PETROJENEZ

Bu bölümde örnek alımı gerçekleştirilen Ilıca-Şamlı, Çataldağ ve Orhaneli granitoyidik kayaçlarının kimyasal analiz sonucu ile elde edilen iz element verilerinden faydalanarak, petrojenetik modelleme çalışmaları yapılması amaçlanmıştır. Petrojenetik modelleme çalışmalarında kayaçların kristalizasyon geçmişini belirlemek için fraksiyonel kristallenme ve asimilasyon etkileri incelenmiştir. Bu bilgilerin ışığında bölgede geniş bir alanda yayılım gösteren ve çarpışma tektoniği ile ilişkili granitoyidik kayaçların jenezi ile ilgili sorulara yanıt aranmıştır.

5.1. Magma Karışımı

Kuzeybatı Anadolu'da yüzeyleyen plütonlardan alınan kayaç örneklerinin petrografik ve dokusal özellikleri, bu granitoyidlerinin oluşumunda magma karışımının önemli rol oynadığını göstermektedir. Örneklerde gözlenen çeşitli büyüklük, şekil ve bileşimdeki mafik ve felsik anklavların varlığı mafik ve silisik magmanın etkileşmesi ile açıklanabilir.

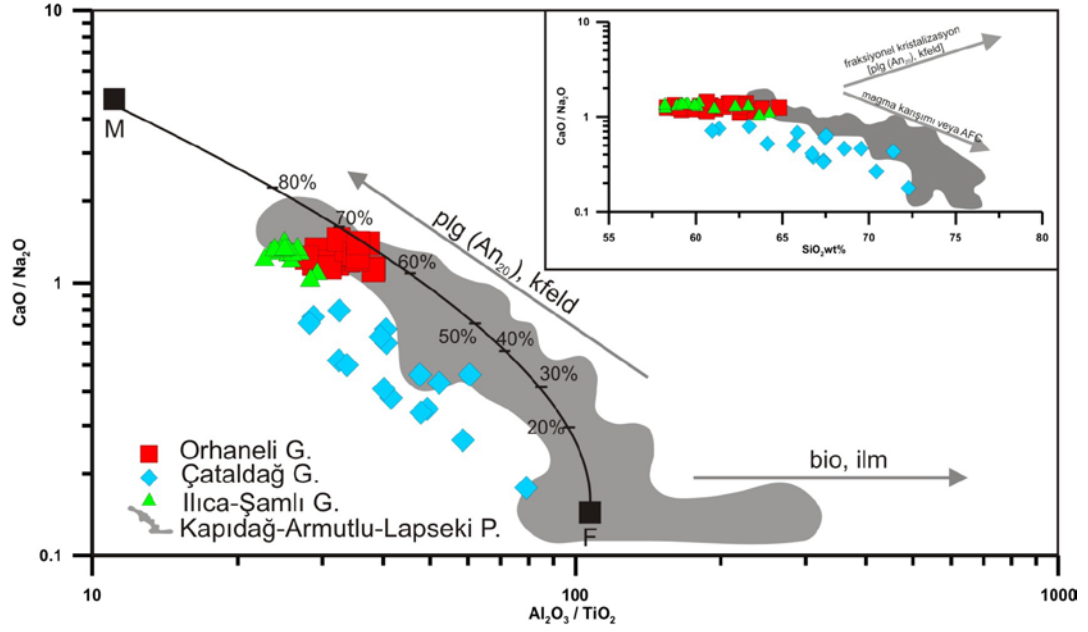
Orhaneli ve Ilıca-Şamlı plütonlarının oluşumu sırasında, bazı fraksiyonel kristallenme, ergiyik bileşiminin değişimini oluşturmaya rağmen, belirgin bir Eu anomalisinin yokluğu ve Sr, Ba ve Rb'un SiO_2 ile korelasyonunun olmaması gibi özellikler, fraksiyonel kristallenme, bileşimlerin değişim proseslerinde en önemli sebep değildir. Bu kayaçlar için, çoğu jeokimyasal farkın meydana gelmesindeki en önemli proses, mafik ve felsik ergiyiğin göreceli karışımının derecesi ve kısmi ergimedeki değişimin sonucu olarak gözükmektedir.

Kuzeybatı Anadolu'daki çarpışma sonrası granitoyidlerin majör ve iz element sistematikleri, mantodan türemiş daha mafik magmaya göre kıtasal ergimenin değişken oranıyla ilgilidir. Bir önemli faktör de, ergime sırasındaki kıtasal kirlenme ile mafik ergiyik arasındaki element değişiminin, granitoyidik ergiyiğin element

dağılımını etkilemesidir. Bazı etkiler, majör oksit oranlarının değişiminde çok iyi gözlenmektedir. Örneğin mantodan türemiş mafik ergiyik ve kıtasal protolitler arasındaki $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ ve $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ oranlarında gözlenir. Mesela, sedimanter kökenli bir kıtasal kaynaktan meydana gelmiş granitoyidik ergiyiğin $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ oranı, mafik bileşimdeki ergime ürünlerinin oranından daha düşüktür. Çünkü, çoğu kıtasal litolojilerdeki plajiyoklazların anortit miktarı oldukça düşüktür. Bununla beraber, ya kıtasal ergiyikten ya da daha mafik olan manto ergiyiğinden ve olası mineral toplulukların fraksiyonundan kaynaklanan granitoyidik bileşimlerin türemesiyle, ergiyiğin silika içeriği arttıkça $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ oranının da artmasıyla karakterize edilen bir benzer trend ortaya çıkacaktır. Bu nedenle Kuzeybatı Anadolu'nun yüksek silika ($\text{SiO}_2 > \%70$) granitoyidik kayaçlarının gözlenen farklılaşma trendleri, fraksiyonel kristallenmeyle tanımlanamaz (Köprübaşı ve Aldanmaz 2004).

$\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ oranlarına göre çizilen diyagramda (Şekil 5.1) azalan $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ oranlarına karşın $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ oranlarının arttığı gözlenmektedir. İki uç bileşen oranlarıyla karşılaştırmak amacı ile çizilen karışım modellemesindeki trend fraksiyonel kristallenmeyle ilişkili olabilir ancak bu tüm trend için bir açıklama olamaz. Yüksek $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ oranlarına sahip ($>0,3$) granitoyidik magmalardaki, oligoklas (An_{20}), alkali feldispat (Or_{90}), biyotit ve ilmenitin etkisi, akışkanlarla metasomatize olmuş ergiyiklerde hem $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ hemde $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ oranları, Şekil 5,1'de görülen oblik trenddeki gibi artma şeklinde olacaktır.

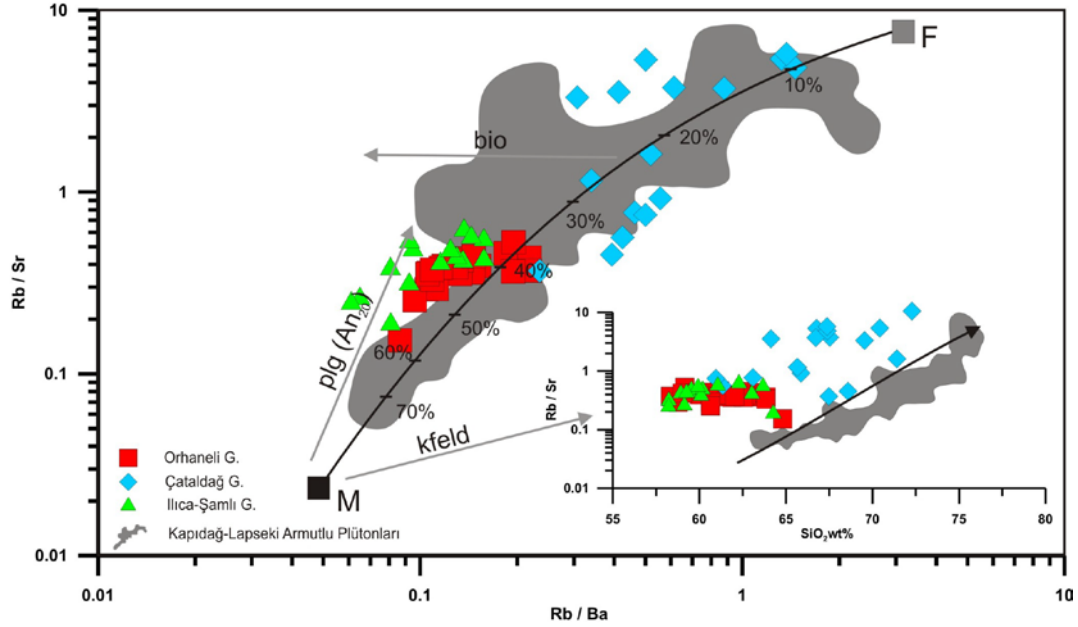
Çizilen $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ diyagramında gözüktüğü gibi Çataldağ örneklerinde çok belirgin şekilde gözlenen oblik trend ile birlikte çizilen $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ diyagramında görülen artan silika içeriğine karşın $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ oranlarında gözlenen trend fraksiyonel kristalizasyon ile tanımlanamaz. Bu trend için magma karışımı veya AFC etkisinden söz edilebilir (Şekil 5.1).



Şekil 5.1: KB Anadolu çarpışma sonrası yüzeylenen granitoidlerin $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ - $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ oranları. Veriler çoğunlukla iki uç üye bileşenlerin karışımı olarak tanımlanmıştır (Mantodan türemiş M (mafik) ve kabuktan türemiş ergiyikler F (felsik) olarak gösterilmiştir). Mantodan türeyen ergiyikler, KB Anadolu'daki ortalama bazaltik kayaların bileşimiyle gösterilmiştir (Aldanmaz ve diğ., 2000) ve kabuksal ergiyikler, Patino Douce ve Johnston (1991)'in 850°C , 10 kbar kabuktan türemiş (deneysel) değerleri alınmıştır. Ayrıca, Plajiyoklaz (oligoklas, An_{20}), K-feldispat (kfeld.), biyotit (bio.) ve ilmenit (ilm.) fraksiyonel kristalizasyon vektörleri gösterilmiştir. İç diyagram, kayaların değişen silis içerikleriyle $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ değişimlerini göstermektedir.

Kuzeybatı Anadolu granitoidlerinin Rb/Ba ile Rb/Sr iz element oranlarına göre çizilen Şekil 5.2'de bu oranların doğrusal olarak arttığı görülmektedir. Plütonların tamamına yakınında $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ oranı 0,5'ten yüksektir. Bununla birlikte, Orhaneli ve Ilica-Şamlı plütonlarının $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ oranı, Çataldağ örneklerine göre daha yüksektir ve bu durum hem Rb/Sr hem de Rb/Ba oranlarının Çataldağ plütonundan daha düşük olmasına yol açar. Plütonlar arasındaki farklılığın, tamamen fraksiyon ile açıklanması zordur. İlk bakışta sodik feldispatların taşınımı ve plajiyoklaz (ve K-feldspat) fraksiyonunun etkileri, ergiyikteki $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ oranının artışı olarak düşünülebilir (Köprübaşı ve Aldanmaz 2004). Bu durum yüksek silika bileşimine doğru farklılaşma trendiyle tutarsızdır. Şekil 5.2'deki doğrusal trend, kıta kökenli felsik ergiyikle, manto kökenli bazaltik ergiyik karışım oranıyla açıklanabilir. Rb - Sr - Ba içeriklerine göre, ortalama kıtasal bileşimden, ortalama bazalt bileşimine ilerleme gösteren bu eklenme, düşük $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ oranı gösteren Çataldağ plütonunda Rb/Sr ve Rb/Ba oranlarının artmasına yol açmaktadır. Bu durum manto kökenli kayalardan, daha yüksek Rb/Sr ve Rb/Ba oranına sahip kıtasal kayaların oluşabileceğini

göstermektedir. Diyagramdan görüldüğü üzere mafik magmalara çok az miktarda (~%20) kabuksal kirlenmenin eklenmesi bile düşük Rb/Sr ve Rb/Ba oranlı bileşimlerin oluşması için yeterli olacaktır (en az fraksiyonlanma Orhaneli ve Ilıca-Şamlı örnekleri gibi).



Şekil 5.2: KB Anadolu çarpışma sonrası granitoyidleri için Rb/Ba- Rb/Sr oranlarını gösteren diyagram. Mafik ve feslik ergiyikler için uç üye bileşimleri Şekil 5.1’deki gibidir. İç diyagram, kayaların değişen silis içerikleriyle Rb/Sr değişimlerini göstermektedir.

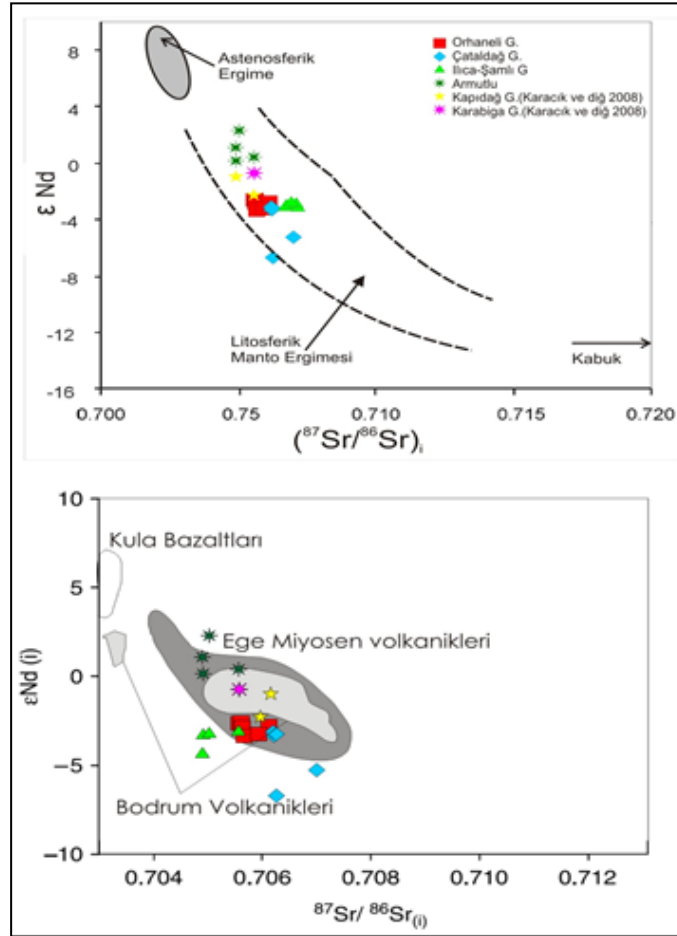
5.2. Granitoyidik kayalardaki Nd-Sr izotop karakteristikleri

Şekil 5.3’de, Tablo 4.2’de verilen izotop verileri kullanılmış ve Kuzeybatı Anadolu’da yüzeylenen granitoyidik kayalar ile birlikte diyagram üzerine plot edilmiştir. Diyagramda ayrılmış olan Ege volkanikleri, Kula bazaltları ve Bodrum volkanikleri (Altunkaynak ve diğ., 2010), Astenosferik ergime ve litosferik manto ergimesi (Dilek ve diğ., 2007)’den alınmıştır.

Kuzeybatı Anadolu’da yüzeylenmiş olan Orhaneli, Çataldağ ve Ilıca-Şamlı granitoyidleri dışında kalan diğer plütonlar Armutlu plütonu (Köprübaşı ve Aldanmaz 2004), Kapıdağ ve Karabiga plütonları (Karacık ve diğ., 2008)’ den alınmıştır.

Orhaneli, Çataldağ ve Ilıca-Şamlı granitoyidleri ϵ Nd- $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ diyagramında plot edilmiş örneklerin neredeyse tamamı manto dizisi içinde kalmış ve Orhaneli,

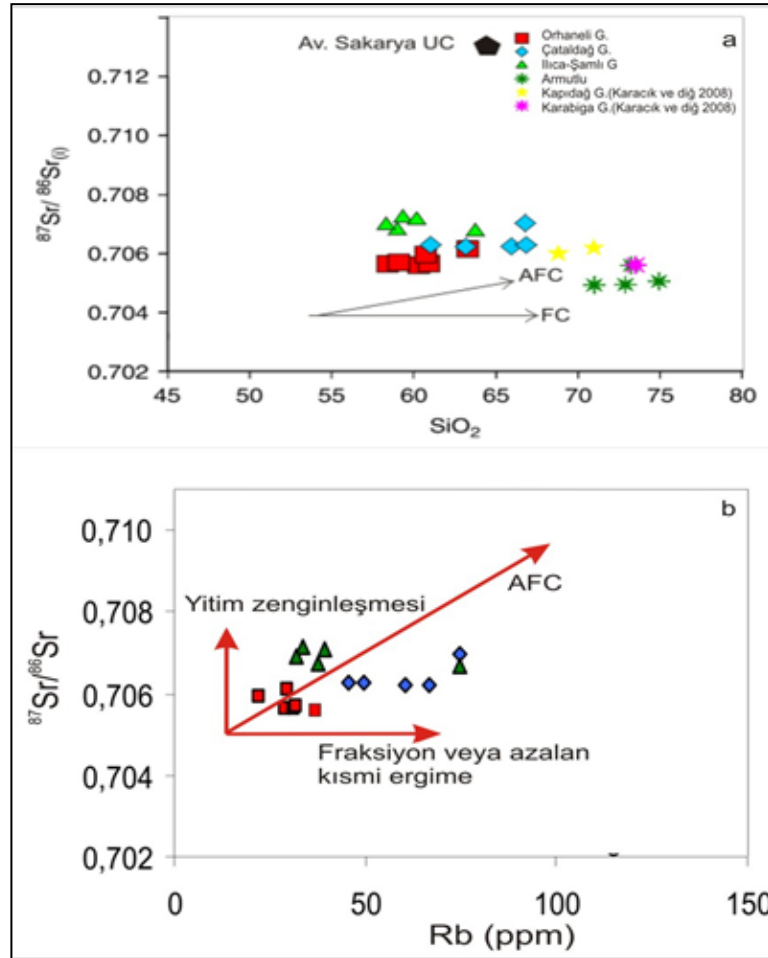
Çataldağ, Ilıca-Şamlı plütonlarından alınan örneklerin çok büyük bir çoğunluğu diyagram üzerinde ayrılmış olan Ege Volkanikleri ile aynı alana düşmüşlerdir. Birkaç örnek bu alanın dışında yer almıştır. Armutlu, Kapıdağ ve Karabiga plütonuna ait örneklerin tipik manto türevli oluşumundan sonra kıta kontaminasyonu işlemlerinden çok fazla etkilenmemiş daha çok fraksinasyon işleminden etkilenmiş oldukları görülmektedir (Şekil 5.3). Ancak diğer plutonlar Ege erken Miyosen volkanik örnekleri ile aynı şekilde kıta kontaminasyonu işleminden daha fazla etkilenmişlerdir.



Şekil 5.3: Kuzeybatı Anadolu granitoidik plütonlarının $\epsilon Nd-(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ izotop diyagramında gösterimi. Kula Bazaltları, Bodrum volkanikleri Altunkaynak ve diğ.(2009), Ege Miyosen volkanikleri, Armutlu plütonu Aldanmaz ve diğ., (2000), Ege Miyosen volkanikleri Güleç (1991), litosferik ergime ve astenosferik ergime alanları Wilson (1989) ve Davies and von Blackenburg (1995)'den alınmıştır.

Şekil 5.4' de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ izotop verileri ile SiO_2 ve Rb değerleri kullanılarak magma oluşumu sırasında asimilasyon ve fraksiyonel kristallenme (AFC) etkilerinin incelenmesi amaçlanmıştır. $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ - SiO_2 içeriklerine göre çizilen diyagramda Şekil 5.4.a.b.' de gözüktüğü gibi artan SiO_2 değerlerine karşın Sr izotop değerlerinde

göze çarpan bir artış söz konusu değildir buda örneklerin magma evrimi sırasında fraksiyonasyon etkisinin AFC etkisine nazaran daha fazla olduğunu işaret etmektedir. Yine Şekil 5.4.b’de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ - Rb içeriklerine göre çizilen diyagramda örneklerde fraksiyonasyon etkisinin AFC etkisinden fazla olduğu göze çarpmaktadır. Her iki diyagramda da gözlenen artan SiO_2 içerikleri ve artan Rb içeriklerine göre stabil kalan izotop değerleri plütonların kısmi ergime ve/veya fraksiyonel kristallenme işlemlerinden kaynaklandığını ortaya koymuştur.



Şekil 5.4: Kuzeybatı Anadolu’da yüzeylenen granitoidik kayaçların a: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ - SiO_2 , b: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ - Rb diyagramında gösterimi. Ortalama Sakarya üst-kabuk Anders (2005)’ den alınmıştır

Fraksiyonel Kristallenme işlemi, magmaların kristallenme sıcaklığının tek ve belirli bir sıcaklık derecesinde olmadığı, kristallenme işleminin bir sıcaklık aralığında olduğu ve oluşan minerallerin kimyasal bileşimlerinin magmanın soğumasıyla farklılaştığı ve oluşan kristallerin ayrıldığı eriyik ile devamlı reaksiyon halinde olması sebebiyle kimyasal bileşimlerinin devamlı değişmesi prensibine

dayanmaktadır. Magma ile oluşan kristaller arasındaki reaksiyonların ara ara veya sürekli kesilmesi sonucu fraksiyonel kristallenme işlemi gerçekleşmektedir.

Fraksiyonel kristallenme ile kristallenen minerallerin magmadan sürekli olarak ayrılması ile magmanın bileşimi de sürekli olarak değişecek ve sonuç olarak magmanın başlangıçtaki bileşiminden çok farklı bileşimde kayaç grupları oluşabilecektir. Örneğin, ilk başta bazaltik bileşimdeki bir magmadan gabro, diyorit, siyenit ve granit gibi kayaçlar oluşabilecektir (Erkan, 1997).

İz element konsantrasyonundaki değişiklikler, belirli bir sürecin sonucu olarak meydana gelecek değişimin yönünü ve miktarını gösteren ikili vektör diyagramları kullanılarak modellenenir. Modellemelerde kullanılan mineral vektörleri herhangi bir mineral fazın veya topluluğun fraksiyonlanmaya uğramasıyla oluşan bileşimleri gösterir ve vektörlerin başlangıç noktaları çok önemli değildir. Belirli bir minerali veya magmayla ilgili mineral topluluklarının kristalizasyonu için teorik olarak hazırlanan fraksiyonlanma trendleri öngörülen trendlerle karşılaştırılarak kayaçların gelişimindeki fraksiyonlanma gözlenebilir. Teorik fraksiyonlanma trendleri ‘Rayleigh’ eşitliği kullanılarak hesaplanmaktadır. Bu eşitlik;

$$C_L/C_0 = F^{(D-1)}$$

(5.1)

C_L : İz elementin sıvıdaki konsantrasyonu

C_0 : İz elementin orijinal ergimemiş katıdaki konsantrasyonu

F : Artık ergiyik fraksiyonu

D : Tüm kayaç ayrımlanma katsayısı (kristal fraksiyonlaşması)’dır.

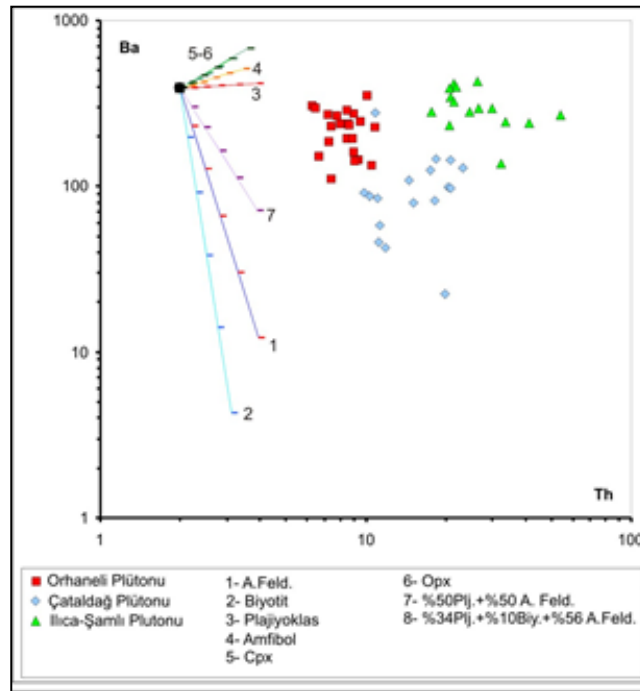
Modellemelerde kullanılan mineral vektörleri Keskin (2002) bilgisayar programı kullanılarak oluşturulmuştur. Fraksiyonel kristalizasyon modellemelerinde Rb ve Th uyumsuz elementler olduğundan fraksiyonlanma indeksi olarak kullanılmıştır.

Diyagramlarda kullanılan elementler Y, Sr, Ba ve Yb’dir. Bu elementlerden Y’nin amfibol içerisinde güçlü bir şekilde tutulması, Sr’un plajiyoklazdaki ayrımlanma katsayısı yüksek olması, kayaçların gelişimi sırasında bu elementlerin amfibol ve plajiyoklazların fraksiyonlanmasında herhangi bir etkisinin olup olmadığının

araştırılmasına olanak verdiği için kullanılmıştır. Ayrıca Ba, alkali feldispat tarafından güçlü bir şekilde tutulduğundan alkali feldispat kristalizasyonunun etkisinin araştırması amacıyla kullanılmıştır. Ilıca-Şamlı, Çataldağ ve Orhaneli granitoidik kayaçlarının fraksiyonel kristalizasyon modelleri aşağıda şekillerle sunulmuştur.

Ilıca-Şamlı, Çataldağ ve Orhaneli granitoid örneklerinde yapılan petrografik çalışmalar sonucunda örneklerin kayaç oluşturan mineral bileşenleri Kuvars + Alkali Feldispat + Plajiyoklaz + Amfibol + Biyotit olduğu ayrıca titanit gibi aksesuar mineralleri ile opak mineraller gözlenmiştir. Plütonların fraksiyonel kristalizasyon etkilerini araştırmak amacıyla kayaç oluşturan bu mineraller dikkate alınmış ve oluşturulan teorik vektörlerde kullanılan tekli bileşenlerin haricindeki çoklu mineral bileşimleri ile ifade edilen vektörlerin mineral bileşimleri şekil içlerinde ayrıca belirtilmiştir.

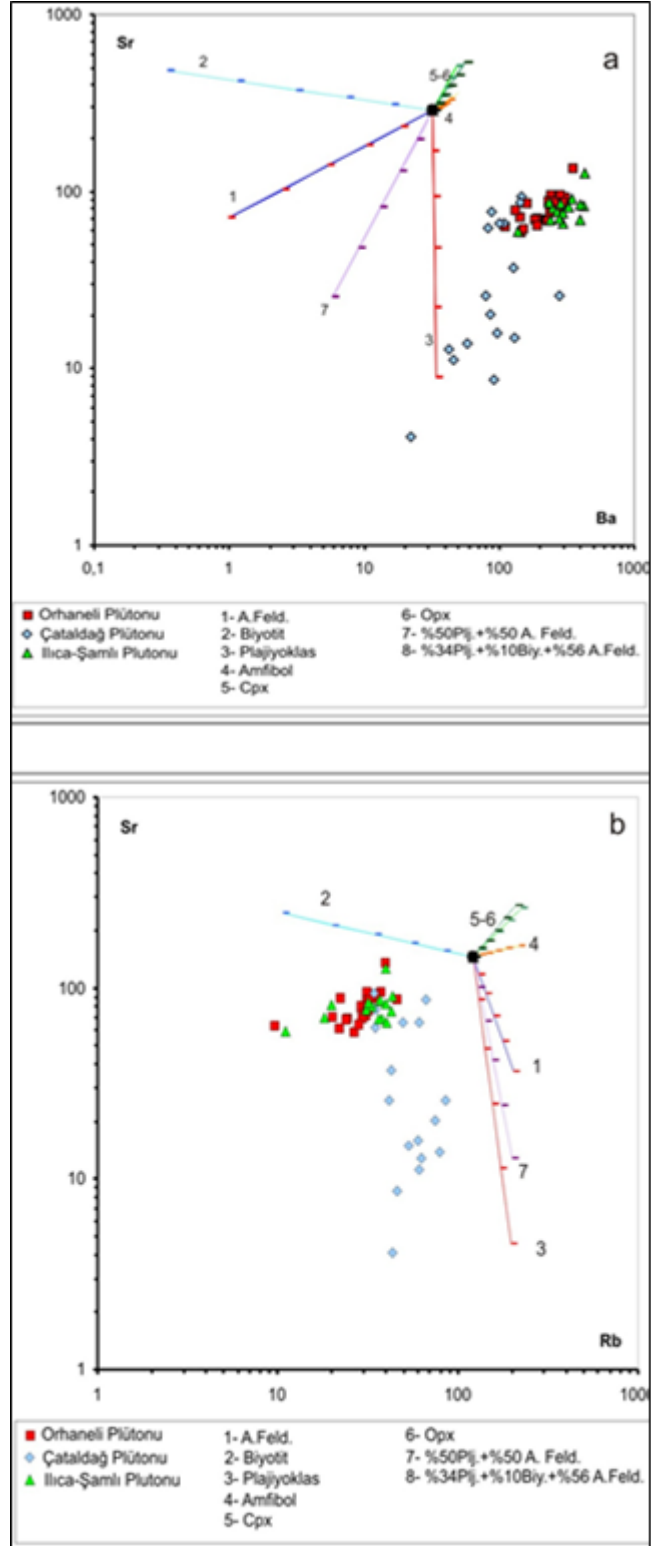
Ba-Th diyagramında plütonların tümünün alkali feldispat ve plajiyoklaz fraksiyonundan etkilendiği görülmektedir ancak teorik olarak hesaplanmış mineral topluluklarından (%50 Alkali Feldispat + %50 Plajiyoklaz) trendinin bu diyagramda daha uyumlu sonuç verdiği görülmektedir (Şekil 5.5)



Şekil 5.5: Orhaneli, Çataldağ ve Ilica-Şamlı Plütonlarına ait teorik fraksiyonlanma vektörleri çizilmiş ve vektörler üzerinde %5'lik kristalizasyon araları gösterilmiştir. log Ba-log Th diyagramı

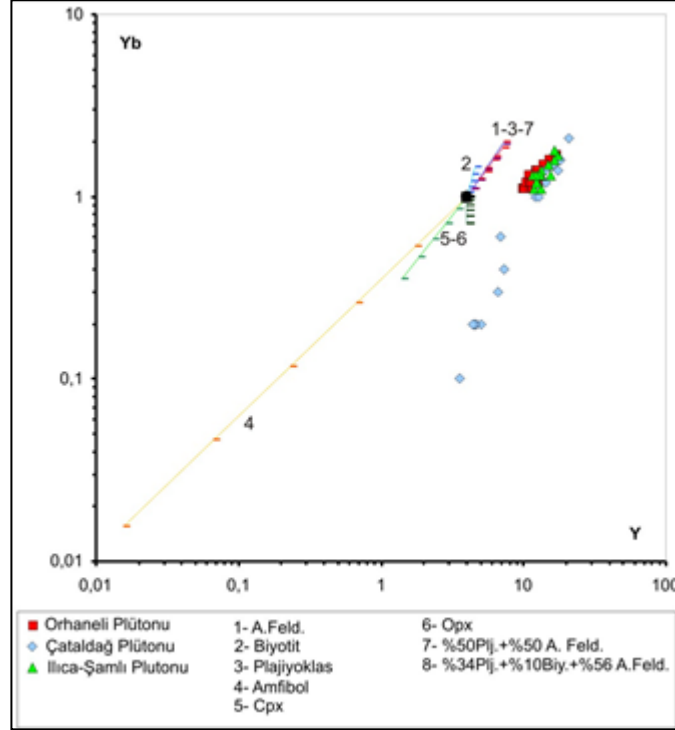
Sr-Ba elementlerine bağlı olarak çizilen diyagramda (Şekil 5.6.a.) Ilica-Şamlı, Çataldağ ve Orhaneli plütonlarında iki farklı trend gözlenmektedir. Ilica-Şamlı ve Orhaneli örnekleri alkali feldispat fraksiyonasyon trendiyle uyum sağlamaktadır. Çataldağ örnekleri ise %50 Alkali feldispat + %50 Plajiyoklaz mineral bileşimli fraksiyonasyon trendine daha fazla uyum göstermektedir.

Sr-Rb elementlerine bağlı çizilen fraksiyonasyon diyagramında (Şekil 5.6.b.) yine benzer şekilde iki yönlü trendden söz edilebilir bu trendler Orhaneli ve Ilica-Şamlı granitoidinde biyotit fraksiyonu trendine uyum sağlamışken Çataldağ plütonunda ise bu trend %50 Alkali feldispat + %50 plajiyoklaz trendine çok daha iyi uyum sağlamaktadır.



Şekil 5.6: Orhaneli, Çataldağ ve Ilıca-Şamlı Plütönlarna ait teorik fraksiyonlanma vektörleri çizilmiş ve vektörler üzerinde %5'lik kristalizasyon araları gösterilmiştir. a: log Sr-log Ba b: log Sr-log Rb diyagramı.

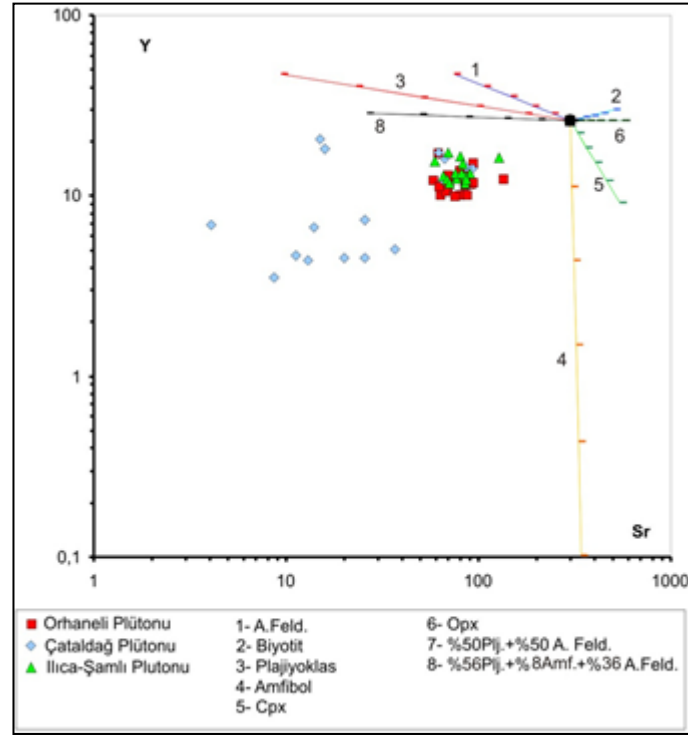
Yb-Y elementlerinin ilişkilerine bağlı kalarak çizilen diyagramda (Şekil 5.7) ise tüm Plütonların amfibol kristalizasyonuna tam uyum sağlayacak şekilde bir trend sergiledikleri gözükmemektedir.



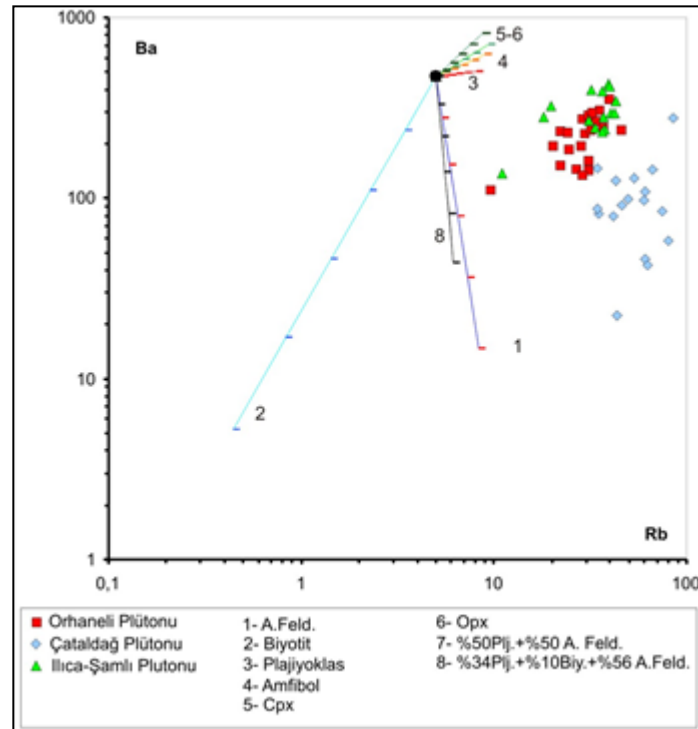
Şekil 5.7: Orhaneli, Çataldağ ve Ilıca-Şamlı Plütonlarına ait teorik fraksiyonlanma vektörleri çizilmiş ve vektörler üzerinde %5'lik kristalizasyon araları gösterilmiştir. log Yb-log Y diyagramı

Y-Sr elementlerinin kullanıldığı diyagramda (Şekil 5.8) ise teorik olarak oluşturulan mineral topluluğu ile (Plajiyoklas %56 + Amfibol %8 + Alkali Feldispat %36) uyum sağladığı gözükmemektedir yani bu diyagramda sadece tek mineral fazlı bir kristalizasyonun varlığından söz edilememektedir.

Ba-Rb ile çizilen diyagramda (Şekil 5.9) ise yine teorik olarak oluşturulmuş olan mineral topluluğu (Plajiyoklas %34 + Biyotit % 10 + Alkali Feldispat % 56) ile uyum sağladığı gözlenmiştir. Y- Sr diyagramında olduğu gibi bu diyagramda da tek fazlı kristalizasyonun etkin olmadığı belirgin bir şekilde gözükmemektedir.

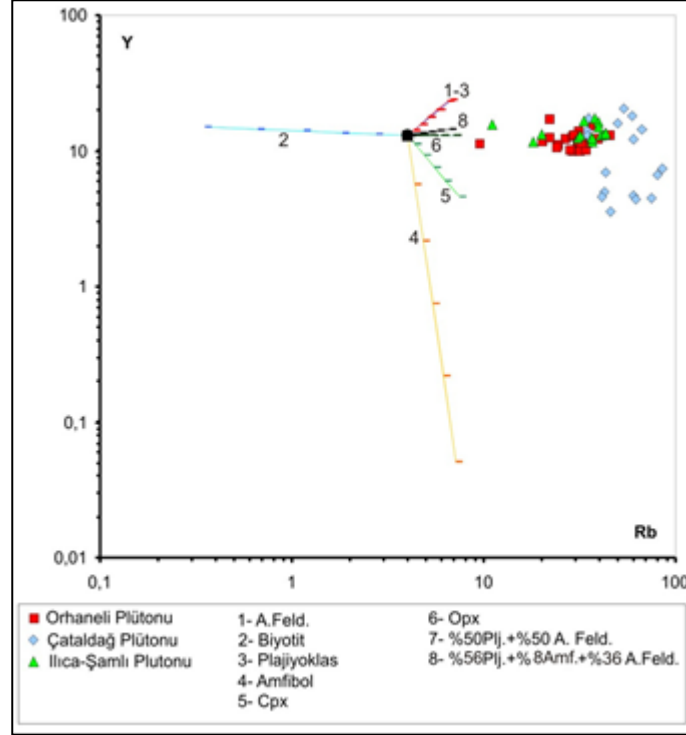


Şekil 5.8: Orhaneli, Çataldağ ve Ilıca-Şamlı Plütönlarna ait teorik fraksiyonlanma vektörleri çizilmiş ve vektörler üzerinde %5'lik kristalizasyon araları gösterilmiştir. log Y-log Sr diyagramı



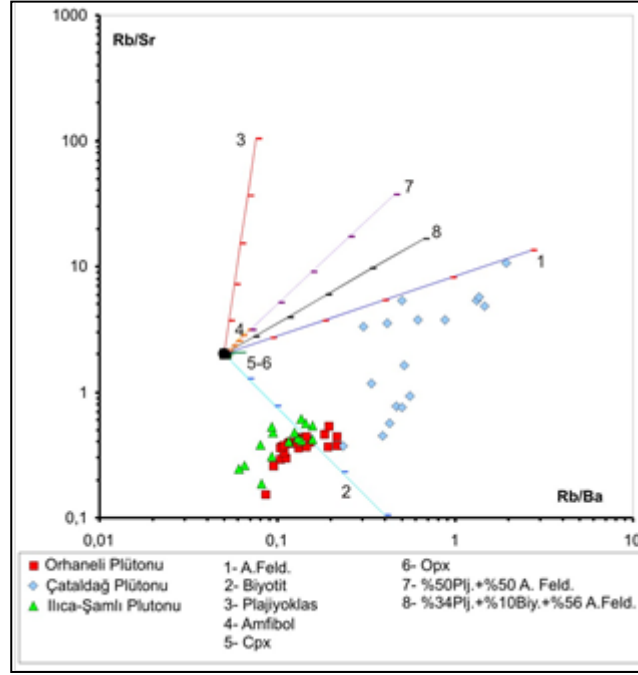
Şekil 5.9: Orhaneli, Çataldağ ve Ilıca-Şamlı Plütönlarna ait teorik fraksiyonlanma vektörleri çizilmiş ve vektörler üzerinde %5'lik kristalizasyon araları gösterilmiştir. log Ba-log Rb diyagramı

Y- Rb elementlerini kullanarak çizilen fraksiyon diyagramında (Şekil 5.10) Plajiyoklaz %56+ Amfibol %8+ Alkali Feldispat %36 bileşimli model vektörle uyum sağlandığı gözükmemektedir.



Şekil 5.10: Orhaneli, Çataldağ ve Ilıca-Şamlı Plütonlarına ait teorik fraksiyonlanma vektörleri çizilmiş ve vektörler üzerinde %5'lik kristalizasyon araları gösterilmiştir. log Y- log Rb diyagramı

Rb/Sr-Rb/Ba elementlerinin birbirlerine oranlanmasıyla çizilen diyagramda (Şekil 5.11) plütonların alkali feldispat, plajiyoklaz ve biyotit fraksiyonlarından etkilendikleri görülmektedir. Bu etkileşimin daha iyi ortaya konulması amacıyla teorik olarak oluşturulmuş mineral topluluğu olarak belirlenmiş Plajiyoklaz %34+ Alkali Feldispat %56+ Biyotit %10 bileşimiyle çok uygun bir şekilde uyum gösterdiği görülmüştür. Bu verilerin çalışmamızın önceki kısımlarında belirtilen mineral fraksiyonları ile uyumlu olduğu görülmüştür.



Şekil 5.11: Orhaneli, Çataldağ ve Ilıca-Şamlı Plütonlarına ait teorik fraksiyonlanma vektörleri çizilmiş ve vektörler üzerinde %5'lik kristalizasyon araları gösterilmiştir. log Rb/Sr-log Rb/Ba diyagramı

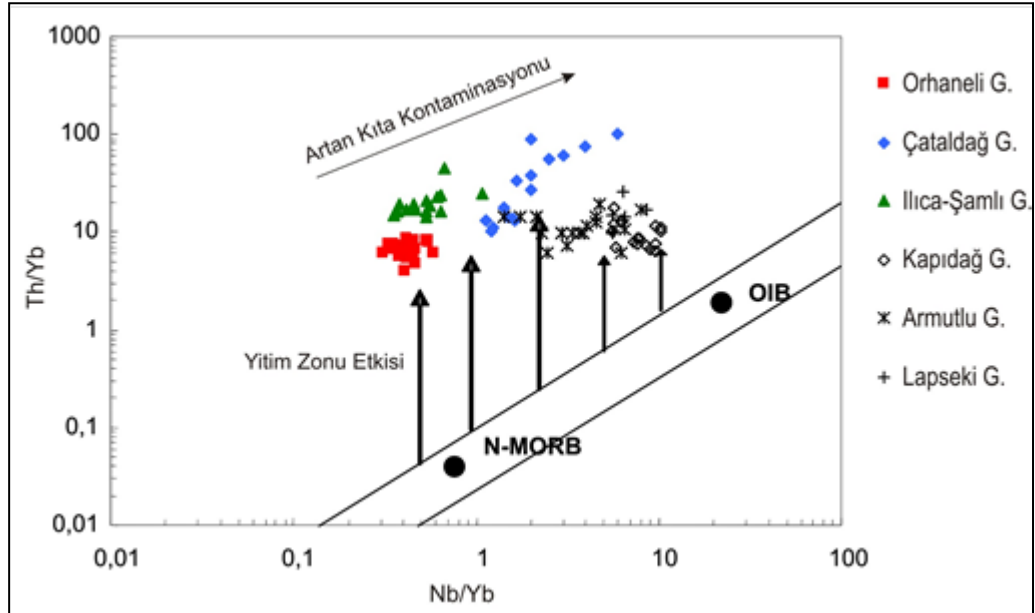
Bölüm 4.2.2.' de çizilmiş olan ana element ve iz element Harker diyagramlarında da belirtildiği gibi Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı Granitoidlerine ait örneklerde artan SiO_2 içeriklerine karşı K_2O ve Rb'un artması, TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO ve P_2O_5 içeriklerinin azalması fraksiyonel kristallenmeyle açıklanabilir. SiO_2 içeriklerinin artmasıyla TiO_2 'nin azalması sfen kristalizasyonu ile P_2O_5 ' de ki azalma ise apatit kristalizasyonu, CaO , Al_2O_3 ' deki azalan yönde trend plajiyoklaz fraksiyonu ile açıklanabilir.

Buna ek olarak tüm plütonların oluşum süreçleri boyunca fraksiyonel kristalizasyon etkileri kondrite göre normalize örümcek diyagramlarında Eu,Gd,Er, N-MORB' a göre normalize diyagramlarında P, Ti negatif anomolilerle anlaşılmaktadır. Gözükten negatif Eu anomolisi plajiyoklaz, Gd ve Er negatif anomolileri amfibol fraksiyonu ile açıklanabilir. Negatif Ti anomolileri ilmenit ve titanit (sfen) minerallerinin, negatif P anomolisi ise apatit mineralinin fraksiyonlaşması ile ilişkilidir.

Bu bölümde teorik olarak hazırlanmış olan FC modellemelerinde tüm plütonlarda alkali feldispat, plajiyoklaz, amfibol, biyotit minerallerinin fraksiyon etkileri gözlenmiştir. Bu etkilerin daha iyi anlaşılması için teorik olarak oluşturulmuş

mineral topluluklarından ayrıca yararlanılmış ve tüm plütonların yukarıda bahsi geçen fraksiyon etkileri ile uyumludur.

Teorik olarak hazırlanmış modelleme çalışmalarında plütonların tamamında fraksinasyon süreçlerinin etkili olduğu gözlenmiştir fakat fraksinasyon haricinde üç ayrı plütonun kıta kontaminasyonu işleminden hangi oranda etkilendiklerinin anlaşılması amacı ile Th/Yb oranları ile Nb/Yb oranları ile çizilmiştir. Örneklerin Nb/Yb oranları yaklaşık N-MORB'a yakın olmasına karşın çok yüksek Th/Yb oranları görülmektedir. Buda Th'ca aşırı zenginleşmeyi işaret etmektedir. Bu oranlar örneklerin önemli ölçüde yitim zonu zenginleşmesine maruz kaldıklarını dolayısıyla yay bileşeninin belirgin olduğu tüketilmiş kaynaktan türeyen magmaların evrimleşmesiyle oluştuğunu düşündürmüştür. Diyagramda Çataldağ plütonu örneklerinin yitim zonu zenginleşmesinden Ilıca-Şamlı ve Orhaneli plütonu örneklerine göre daha fazla etkilendikleri görülmüştür. Ayrıca diyagramda plot edilmiş diğer kuzeybatı Anadolu granitoidik plütonlarının Orhaneli plütonunun, Çataldağ ve Ilıca-Şamlı plütonlarına nazaran yitim zonu zenginleşmesinden daha az etkilendiği de açıkça görülmektedir (Şekil 5.12).

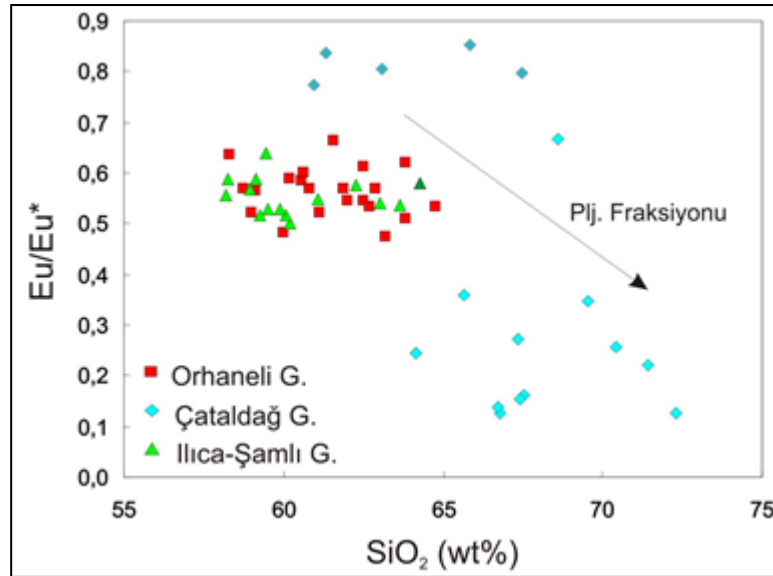


Şekil 5.12: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı plütonlarının Th/Yb-Nb/Yb içeriklerine göre diğer Kuzeybatı Anadolu granitoidlerinin karşılaştırıldığı diyagram (Pearce 1983).

Ayrıca Şekil 5.12' de yine Kuzeybatı Anadolu'da yüzeylenen ve çalışması yapılan plütonların daha kuzeyinde bulunan yaklaşık doğu-batı uzanımlı Armutlu, Kapıdağ

ve Lapseki plütonlarının değerleri de gösterilmiş, bu kuzey zon örneklerinin kıta kontamasyonu işleminden Çataldağ, Ilıca-Şamlı ve Orhaneli Plütonları kadar etkilenmedikleri belirlenmiştir.

Eu/Eu* - SiO₂ içeriklerine göre çizilen diyagramda negatif Eu anomolisi görülmektedir, bu negatif anomali plajiyoklaz fraksiyonasyonu ile açıklanabilir. Bunun nedeni, Eu'nun (divalent durumda olan) plajiyoklazla (özellikle silisik ve ortaç bileşimdekiler; $^{Eu}Kd_{plj/melt}=2,1-5,5$; Rollinson,1993) uyumlu olmasıdır, buna karşılık uyumsuz olan trivalent REE'lerle uyumsuzdur. Buna alternatif olarak plajiyoklazca zengin kıtasal ergimeyle oluşan bileşenlerde (plajiyoklazı fraksiyon etmiş) mafik magmanın karışması benzer şekilde negatif Eu anomolisi verebilir (Şekil 5.13).



Şekil 5.13: Orhaneli, Çataldağ ve Ilıca-Şamlı Plütonlarının Eu/Eu* - SiO₂ içeriklerine göre çizilmiş diyagram.

5.3. Asimilasyon ve Fraksiyonel Kristalizasyon Etkisi

Soğuk kabuğa sıcak magmadan ısı transferi sonucu kabuk çevresinde eş zamanlı olarak asimile olabilen fraksiyonel kristalizasyona uğramış magmalar yaygın olarak bilinir (Kuritani et al., 2005). Büyük hacimli kıtasal silisik magmaların çoğunluğu, kıtasal kayaçlar ve mantodan türemiş bazaltik ergiyiklerin hibritleşmesi ile oluşur (De Paolo et al., 1992). Hibritleşmeyle oluşan fiziksel karışım, çoğu zaman ksenolit ve kseno kristallerde korunmasına rağmen, kabuk manto karışımı için çoğu araştırmacı, kimyasal kanıtların (özellikle radyojenik izotop) önemli olduğunu

belirtmiştir. Mantodan türeyen magmalar kalın kabuk bölümünü geçerken asimilasyon ve bu nedenle kontaminasyondan belli derecede etkilenir.

Orhaneli, Çataldağ ve Ilıca-Şamlı Plütonlarına ait kayaçlardaki petrografik ve jeokimyasal verilerine göre bu kayaç gruplarının gelişiminde magma karışımı ve asimilasyon süreçlerinin etkili olduğu düşünülmüştür. Bu etkiyi araştırmak için iz elementler kullanılarak teorik AFC (Asimilasyon - fraksiyonel kristallenme) modellemeleri (De Paolo, 1981) oluşturulmuştur. Bu modelde AFC sayısal indeksi olarak bir 'r' değeri kullanılır. De Paolo (1981) AFC süreci sırasındaki iz element konsantrasyonunun hesaplaması için;

r=1 durumunda uygulanamaz,

$$C_m / C_m^0 = F^{-z} + \left(\frac{r}{r-1} \right) \frac{C_a}{zC_m^0} (1 - F^{-z}) \quad (5.2)$$

r+D=1 ve z=0 durumunda

$$C_m / C_m^0 = 1 + \left(\frac{r}{r-1} \right) \frac{C_a}{C_m^0} \ln F^{-z} \quad (5.3)$$

İzotopik ϵ oranı için

$$\frac{\epsilon_m - \epsilon_m^0}{\epsilon_a - \epsilon_m^0} = 1 - (C_m^0 / C_m) F^{-z} \quad (5.4)$$

formüllerini belirlenmiştir. Bu formüllerde kullanılan parametreler;

$F = M_m / M_m^0$ (magma kütlelerinin orijinal magma kütlelerine oranı)

$r = M_a / M_c$ (asimilasyon derecesinin kristalleşme derecesine oranı)

$z = [r + D - 1] / [r - 1]$

M_m = Magmanın kütlesi

M_m^0 = Magmanın ilk kütlesi

M_c = Kristalizasyon derecesi (kütle / birim zaman)

M_a = Asimilasyon derecesi (kütle / birim zaman)

C_a = Herhangi bir elementin tüm kayaçtaki konsantrasyonu

C_m = Herhangi bir elementin magmadaki konsantrasyonu

C_0 = Herhangi bir elementin magmadaki orijinal konsantrasyonu

D = Herhangi bir elementin katı/sıvı ayırılma katsayısı şeklindedir.

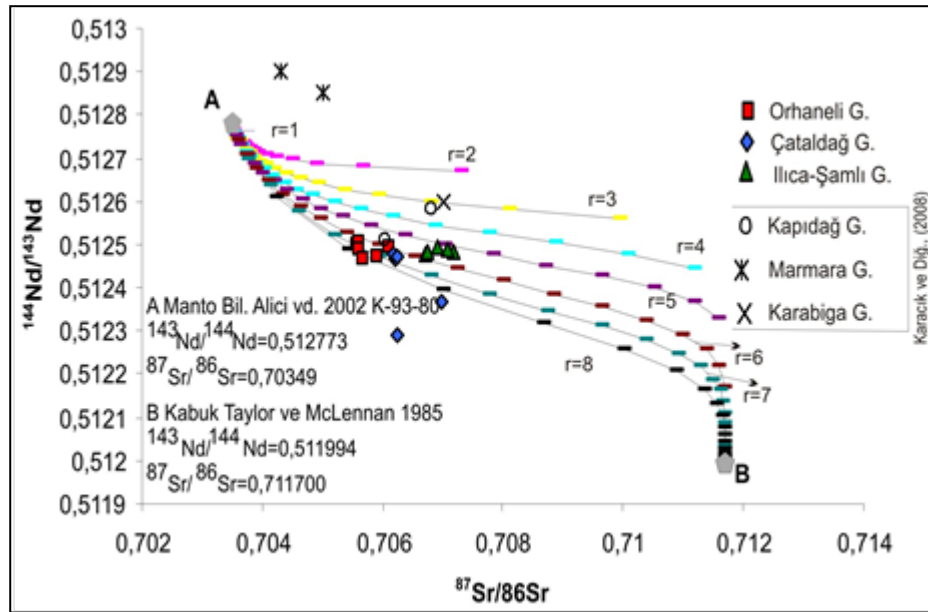
ε_m = Magma kütlesinin izotop oranı

ε_m^0 = Magmanın ilk izotop oranı

ε_a = Tüm kayaç izotop oranı

Oluşturulan modellerde Nd-Sr izotop değerleri ile iz elementler (Th,U,Rb) korele edilerek hazırlanmıştır. Asimilasyon-fraksiyonel kristalizasyonu (AFC) etkileri araştırılması için çizilen Şekil 5.14’ de $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diyagramında örneklerin tamamının model olarak hazırlanmış yüksek r değerlerine yakın alanlarda görülmektedir.

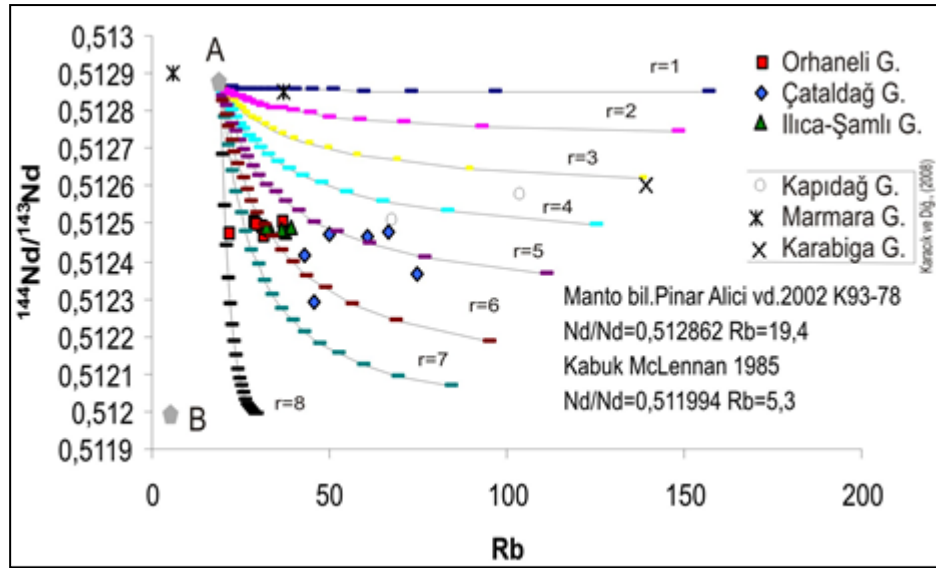
Değişken kontaminasyon/fraksiyon oranı olan r ’ nin yüksek değerde olması örneklerin kontaminasyon işleminden fazla etkilendiğini işaret etmektedir. Diyagramda manto bileşeni olarak Alıcı ve diğ., 2002 K-93-80 no’lu örnek ile kabuk bileşeni olarak Taylor and Mc Clennan 1985 değerleri kullanılmıştır.



Şekil 5.14: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı Plütonlarına ait kayaçlarda Nd-Sr izotop verileri kullanılarak oluşturulan AFC modellemesi

$^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ -Rb izotop diyagramında örneklerin çok büyük çoğunluğunun yüksek r oranlarına yakın alanlara düştükleri görülmektedir. Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı örneklerinin tümü $r = 0,5-0,6-0,7-0,8$ alanına düşmüştür (Şekil 5.15). Diyagramda

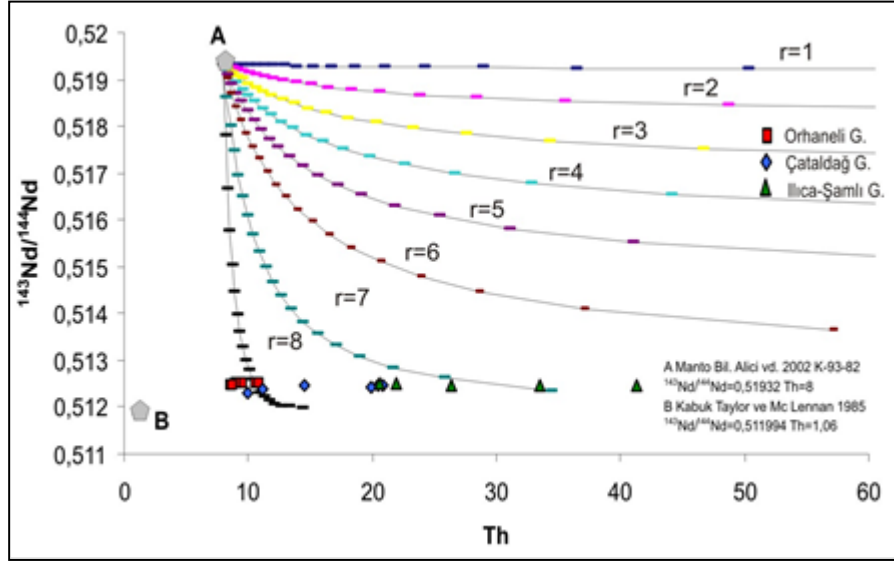
manto bileşeni olarak Alıcı ve diğ., 2002 K-93-78 no'lu örnek ile kabuk bileşeni olarak Taylor and Mc Lennan 1985 değerleri kullanılmıştır.



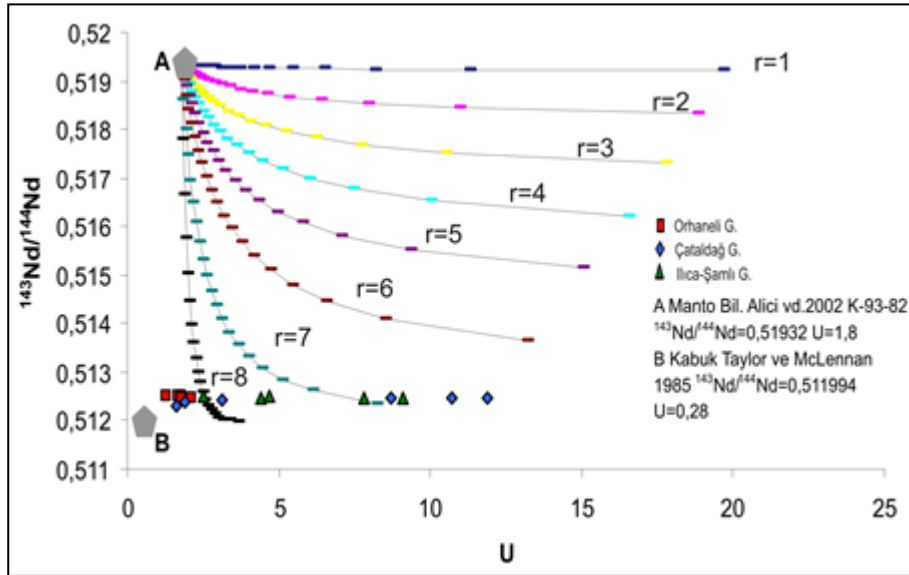
Şekil 5.15: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı Plütonlarına ait kayalarda Nd-Rb izotop verileri kullanılarak oluşturulan AFC modellemesi

Benzer şekilde Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı örneklerinin $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ -Th içerikleri kullanılarak çizilen diyagramda (Şekil 5.16) Nd değerlerinin sabit kalmasına karşın Th oranının artması örneklerin yitim sırasında ortama Th almasından kaynaklanmakta ve yine yüksek r değerleri örneklerin tümünün kontaminasyon işleminden fraksiyasyona nazaran daha fazla etkilendiklerini göstermiştir. Diyagramda manto bileşeni olarak Alıcı ve diğ., 2002 K-93-82 no'lu örnek ile kabuk bileşeni olarak Taylor and Mc Lennan 1985 değerleri kullanılmıştır.

Nd-Rb ve Th bileşenleri haricinde çizilen bir diğer AFC diyagramında $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ -U bileşenleri kullanılmıştır. Bu diyagramda da diğer model çizimlerde olduğu gibi yüksek r değerleri görülmüştür. Örneklerin yüksek r değerleri sunması kontaminasyon işleminden daha fazla etkilendikleri anlamına gelmektedir. Diyagramda manto bileşeni olarak Alıcı ve diğ., 2002 K-93-82 no'lu örnek ile kabuk bileşeni olarak Taylor and Mc Lennan 1985 değerleri kullanılmıştır (Şekil 5.17)



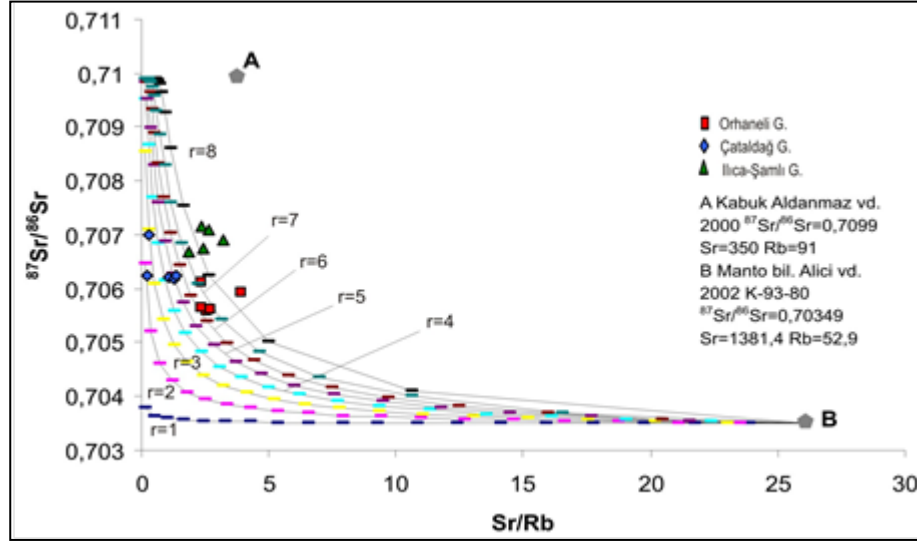
Şekil 5.16: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı Plütonlarına ait kayaçlarda Nd-Th izotop verileri kullanılarak oluşturulan AFC modellemesi



Şekil 5.17: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı Plütonlarına ait kayaçlarda Nd-U izotop verileri kullanılarak oluşturulan AFC modellemesi

Asimilasyon-fraksiyonel kristalizasyon etkilerinin daha net anlaşılabilmesi için çizilen son diyagramda $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - Sr/Rb değerleri kullanılmış (Şekil 5.18) ve bu diyagramda da benzer şekilde yüksek r ($r>5$) değerleri göze çarpmıştır. Diyagramda manto bileşeni olarak Alıcı ve diğ., 2002 K-93-80 no'lu örnek ile kabuk bileşeni olarak Aldanmaz ve diğ., 2000 değerleri kullanılmıştır.

Bu sonuçlara göre çizilen tüm AFC diyagramlarında örneklerin kontaminasyon işleminden daha fazla etkilendikleri söylenebilir.



Şekil 5.18: Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı Plütonlarına ait kayaçlarda Sr-Sr/Rb izotop verileri kullanılarak oluşturulan AFC modellemesi

Çizilen tüm AFC diyagramlarına bakıldığında örneklerin yüksek r ($r>4$) değerlerinde plot edilmelerinden dolayı örneklerin tümünde kontaminasyon işleminin daha etkin olduğu söylenebilir. Bunun yanı sıra üç plüton arasında kontaminasyon işleminden en fazla etkilenen plüton Çataldağ plütonu olup bu veriler Şekil 5.12' de ki verilerle uyum sağlamaktadır.

5.4. Magma Kaynağı

Orojenik veya orojenik sonrası ortamlarda I-tipi, felsikten ortaça doğru değişen magmaların kökeni için petrojenetik modeller iki farklı şekilde düşünülebilir. Birinci model için, felsikten ortaça değişen magmaya, genellikle, ya asimilasyon ve fraksiyonel kristallenme (AFC) (Grove ve Donnelly-Nolan,1986; Bacon ve Druitt,1998; Hildreth ve Moorbath,1988) yoluyla ya da magma karışımı yoluyla kıtasal kabukla mafik bazaltik (muhtemelen manto kökenli) ilksel magmaların etkileşime girmesiyle yorumlanır. İkinci model için ise, bazaltik kayaçlar, kabuk kayaçlarının kısmi ergimesi için gerekli ısıyı sağlamaktadır ve yüksek silikalı magmaların sıg kabuk bileşenlerinin dehidrasyon ergimesiyle ve bunu takip eden kristal fraksiyonuyla meydana geldiği öne sürülmüştür (Collins et. al.,1982; Holtz ve Johannes,1991; Chappell ve White,1992; Rapela ve Pankhurst,1996).

Granitoyidik magmayı oluşturan ana ergiyik hakkındaki bilgi, granitoyidlerdeki en az farklılaşmış örneklerden sağlanabilir. Çalışılan Kuzeybatı Anadolu

granitoidlerindeki en az gelişmiş granitoidik kayaçlar (düşük silika içerikli Ilıca-Şamlı örnekleri) yüksek Ba ve Sr miktarına sahiptir ve REE örnekleri, yukarı doğru konkavlaşmasıyla ve önemli bir Eu anomalilerinin olmamasıyla karakterize edilir (Şekil 5.13). Bu özellikler, kaynak kayaçlardaki plajiyoklazca fakir fakat amfibolce zengin artık toplulukla ilişkilidir (Köprübaşı ve Aldanmaz 2004).

Dehidrasyon ergime deneyleri süresince kısmi ergime ürünleri, farklı bileşimli protolitler arasında ayırt etmeye yardımcı olabilecek farklı jeokimyasal özellikler tarafından karakterize edilir. Örneğin, birçok deneysel kanıt şunu göstermektedir: metabazaltik bileşimlerin dehidrasyon ergimesi, daha felsik bileşimlere doğru AFC prosesleriyle gelişebilen granitoidik magmaları meydana getirebilir (Wyllie,1984). İlk bakışta, Kuzeybatı Anadolu granitoidlerinin kimyasal bileşim trendlerinin, K'ca zengin metabazaltik kaynaklarının (yüksek $Al_2O_3/MgO+FeO$ oranları) dehidrasyon ergimesiyle ilişkili olduğu görülür. Bununla beraber, benzer deneyler de göstermiştir ki; metabazaltik kaynaklardan gelen malzemenin dehidrasyon ergimesi peraluminus ürünler meydana getirir (Patino Douce ve McCarthy,1998). Bu nedenle, çalışılan granitoidlerin metaluminus olması imkansızdır. Çünkü peraluminus kabuksal protolitlerin ergimesi yoluyla oluşan tam bir kökenden meydana gelmişlerdir. Düşük K_2O içeriğinden dolayı Roberts ve Clements (1993) de bunu ileri sürmüşlerdir.

Metabazaltik kayaçlar yüksek K'lı, I-tipi granitoidler için uygun kaynak değillerdir. Ayrıca, metabazaltik kaynaklardan kısmi ergime ürünleri genelde, kısmi ergime derecesine bakılmaksızın, yüksek Na_2O (> %4 wt) içeriği ve düşük MgO değerleriyle karakterize edilir (Rapp ve Watson,1995). Bu özellikler Kuzeybatı Anadolu granitoidleriyle gösterilemez; granitoidlerin oldukça yaygın özellikleri, bir metaluminus protolitten türemesini gerektirir. Örneğin, alterasyona maruz kalmamış manto veya diğer magmatik kaynaklardan (volkanik veya plütonik) türediğini gösterir, çünkü hidrotermal veya meteorik alterasyon, A/CNK oranını önemli derecede artırır.

Çalışılan granitoidler, yüksek Rb, Ba, Th, REE, Zr ve Y içeriğiyle ve orta derecede Sr ve Nb içeriklerine sahiptirler. Normalize edilmiş diyagramlarda, granodiyoritler ve monzogranitler, farklı protolitler ve/veya ergime oranlarını işaret eden ufak farklılıklarla paralel yakın trendler gösterir. Majör element verileri şunu

göstermektedir: Kaynaklar daha az silisik olmalı ve çoğu ilksel örneklerden daha mafik olmalıdır. Bu da, mümkün bir kaynak olarak mafik bileşimlerin olduğunu öne sürmüştür. Bazı kaynakların ergimesi için gerekli sıcaklık, çok az farklılaşmış granodiyoritlerin yüksek Zr (>150 ppm) içeriğine bağlı olarak, yüksek olmalıdır. Çoğu örnekteki zirkon kristalizasyonundan dolayı SiO₂ arttıkça Zr azalır.

Diğer bir kanıt da şudur; olası bir metaluminus protolit olan granitler için ilksel sıvı kaynak, az gelişen bileşimlerde bile, yüksek K içerikte ve yüksek Fe/Mg oranındadır. Bu kayaçların yüksek K karakteri, fraksiyonel kristallenmenin sonucu olarak görülmektedir ve indirgeme koşulları altında, ortadan yükseğe doğru değişen Fe/Mg oranına sahip olmalarından dolayı, bu örneklerin kısmi ergimeyle oluşan bir kökenden oluşmadığı anlamına gelir.

Ayrıca, granitoid örneklerinin hepsi uyumsuz iz elementlerce (LILE, HFSE) zenginleşmişlerdir, fakat normalize edilmiş girdilerde (Şekil 4.10) negatif Nb (ve Ta) anomalileri gösterirler. Bu özellik, tam bir kabuksal protolitten türemeye açıklanabilir. Negatif Nb-Ta ve Zr-Hf anomalileri ve yüksek Th/Ta, La/Nb, Ba/Th değerleri muhtemelen kaynak kayadan kaynaklanmaktadır. Yay tipi jeokimyasal özellikler, dalma-batma etkisiyle değişmiş mantodan oluşan granitoidlerin türediğini öne sürmüştür (Köprübaşı ve Aldanmaz 2004).

Yukarıda açıklanan sebeplerden dolayı alternatif petrojenetik modeller şunlar olabilir:

1) Farklılaşmayla (veya fraksiyonel kristallenmeyle) birleşmiş akıcı-metasomatik mantonun kısmi ergimesiyle, ortaçtan yüksek K içeriğine değişen bir granitoidik magma yani kalk-alkalen ürün; 2) ya asimilasyon ve fraksiyonel kristallenmeyle (AFC) ya da magmatik kabuksal kaynakların kısmi ergimesinden oluşan bir ergime karışımıyla, silisik kabuk kayaçlarının bazaltik ergiyikle kontaminasyonu ile oluşan granodiyoritten diyorit bileşimine değişen magmaların ürünleri; veya 3) manto ve kıtasal kaynaklardan (ilksel magmaların gittikçe artan potasik karakterin açıklaması) türemiş iki magmanın karışımı olarak düşünülebilir.

İlk seçenek olası gözükmemektedir çünkü, granitoidik kayaçların iz element ve REE özellikleri, yalnızca fraksiyonel kristallenmeyle mafik bir magmadan türemeye

ilgili değildir. Fraksiyonel kristallenme, fraksiyonun farklı dereceleriyle ayrılaşmış örnekler oluşturur. Orhaneli, Çataldağ ve Ilıca-Şamlı plütonlarına benzer bileşimli granitoyidik ergiyik ürünlerinin oluşumunu, mantodan türemiş magmanın yalnızca fraksiyonel kristallenmesiyle anlatmak imkansızdır. Çünkü, bu ortamlardaki granitoyidik kayalar çok büyük hacimdedir ve hiçbir bazaltik bileşimde değildir (Şekil 4.1). Bunun yanı sıra inceleme yapılan kayaç gruplarının bileşimleri, bazaltikten granitoyidik bileşimlere doğru bir fraksiyon serisini temsil etmemektedir.

Bu nedenle, Kuzeybatı Anadolu granitoidlerinin oluşumu için, kabuk bileşenlerinden ergiyiğe katkı, bu bileşimdeki granitoidlerin ana oluşum proseslerinden biri olarak düşünülmektedir. Ayrıca, daha mafik bir magmaya kabuksal ergimenin katılması şunlarla desteklenmiştir: K_2O-SiO_2 değişim grafiğinde, üç tip kayaç bileşim sınırlarında (magma karışımının oluştuğunu gösteren sınır) bir farklılaşma göstermez (Harmon et. al.,1984).

Granodiyoritler, kısmen zenginleşmiş litosferik manto son üyesinin kimyasal izlerini tutar. Sonradan, granodiyoritler, ikincil son üyeyi içeren kabuksal ergiyikle karışırlar. Protolitin dalma-batma ilişkili bileşeni, muhtemelen, zenginleşmiş bir manto kaynağının kısmi ergimesinden türemiş magmatik kayadır. Bu manto kaynağı, çarpışmadan önce zenginleşmiştir fakat yalnızca çarpışma sonrası evrede kısmen ergimiştir. Bu kaynakla felsik magmanın karışımı, metasomatik mantonun ergimesiyle oluşmuştur ve üst kabuğa doğru ilerlerken meydana gelen ergiyiğin fraksiyonel kristallenmesi, analiz edilmiş bu granitoid tiplerinin hepsini meydana getirmiştir (Köprübaşı ve Aldanmaz 2004).

Yukarıda açıklanan sebeplerden dolayı, granitoyidik magmaların sadece kabuksal kökenli olması Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı granitoidleri için mümkün değildir. Yani bu granitoyidik magmaların hibrid olduğu sonucuna varılabilir.

Bu plütonların iz element ve REE özellikleri, dalma-batma ilişkili magmaların tipik özellikleridir. Bazı magmalar, okyanusal dalma-batmadan önceki evre boyunca, altere olmuş okyanusal kabuğun ergimesi veya dehidrasyonu ile serbest kalan ergiyik ve sıvılarla metasomatize olmuş bir manto kaynağının ergimesiyle oluşmuştur. Daha az farklılaşmış kayaların (Orhaneli ve Çataldağ plütonları) düşük Nb içeriği şunu

göstermiştir; kaynak manto, metasomatizmadan önce ortalama manto bileşimine yakın bir bileşime sahiptir.

Sr, Na, Eu, Ti ve Ca'nın negatif anomalileri bu kayaların, kaynaktan türeyen ilksel sıvılardan doğrudan kristallenmediklerini fakat jeokimyasal olarak farklı kaynakların ergiyiklerinin AFC ile veya karışımıyla meydana gelen magmadan oluşmuş olabileceklerini göstermiştir.

Genellikle, plütonların katılma derinliklerinin kanıtı olarak, sıg kabuk magma odalarında (~20km) manto ve kabuktan türemiş magmaların hibridleşmesi, aliminus, orta-K ve nispeten düşük silikalı Ilıca-Şamlı granodiyoritleri meydana getiren modelle tanımlanır. Düşük silika granitoid magmaların fraksiyonel kristallenmesi, hipersolvus ve porfiritik subsolvus yüksek silikalı Çataldağ granitlerini meydana getiren bir mekanizma olarak düşünülebilir. Ana olarak plajiyoklaz, K-feldspat, amfibol, biyotit ve bazı aksesuar minerallerinin ayrışmasını içeren böyle fraksiyon, üst kabuğa doğru (~10 km'de) materyallerin ergimesiyle kirlenmiş kabuk boyunca magma yükselimi sırasında oluşabilir. Bu yüzden yukarıda taslağı oluşturulan gözlemler, ya asimilasyon ve fraksiyonel kristallenme (AFC) ya da değişen derinliklerdeki kabuksal magma odalarında magma karışımıyla oluşan kabuksal malzemeye, manto kökenli bazaltik ergiyiğin kontaminasyonu ile oluşan bir kökenle ilgili olduğunu göstermiştir (Köprübaşı ve Aldanmaz 2004).

5.5. Jeodinamik Ortam

Jeokimyasal kanıtlar Kuzeybatı Anadolu granitoidlerinin mantodan türemiş olduğunu gösterir. Asimilasyon ve fraksiyonel kristallenme (veya magma karışımı) etkilerinin manto iz elementlerince saklanmasına rağmen, bu manto daha önce manto kökenli bileşimlere benzeyen mobil uyumsuz elementlerce zenginleşmiştir (N-MORB). Bu zenginleşme, olasılıkla, üzerleyen manto kamasına dalan kabuk kökenli akışkanların (veya ergiyiğin) taşınımıyla olmuştur. Ek olarak, iz element profilleri, dalma-batma sonucu değişime uğrayan mantonun türemesiyle ilgilidir.

Önceki çalışmalar ışığında, Kuzeybatı Anadolu'da ana Neo-tetis sutureunun hemen güneyindeki Tavşanlı zonunda düşük sıcaklık/yüksek basınç metamorfizması ile oluşan mavi şistler, Geç Kretase süresince yerleşmiştir (80±5 milyon yıl; mavişistler

için fenjitten Rb-Sr ve Ar-Ar yaşları; Sherlock et.al.,1999). Mavişist fasiyesi metamorfizmasının Anadolu pasif kenar serilerini içeren sedimanter litolojilerin dalmasıyla oluştuğu (Okay,1989) ve Kuzey Neo-tetis'den türeyen ofiyolit kütlelerinin yerleşmesini sağladığı sonucu çıkmıştır. Ofiyolit (metamorfik tabanlı) bindirmesinin son evresini temsil eden ofiyolitik melanj Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı sedimanter kayaçları içerir (Önen ve Hall,2000). Harris et. al. (1994), çarpışma zonu boyunca görülen ofiyolitik malzemelerin yerleşiminden, Kuzeybatı Anadolu çarpışma zamanının Orta Eosen'den daha önce, muhtemelen, Turoniyen'den sonra (89-50 milyon yıl) olduğunu savunmuştur.

Bu veriler, çalışılmış olan I tipi granitoidlerin çok büyük olasılıkla çarpışma sonrası tektonik ortamda meydana geldiğini göstermiştir.

Bununla beraber, dalma-batma işleminin sonlanmasından sonra oluşan ergiyiklerin oluşumuna etki eden ısının kökeni ve tektonik prosesler bir sorundur. Anatektik kökenli (peraluminus karakterli) granitler genellikle, aşırı kalınlaşmış kabuk ve manto kökenli ergime ürünlerinin, gerilme rejimi ürünlerine doğru değişen bu gibi ortamlarda oluşurlar (Sonder et.al.,1987; Thompson ve Conelly,1995). Bununla beraber, birçok jeofiziksel çalışma göstermiştir ki; litosferin homojen kalınlaşması, kabuksal ergimenin ve anatektik granitlerin oluşması için gereken kabuk ısınması yeterli değildir (Mareschal,1994). Bu, kıtasal çarpışmayı takip eden ya da litosferin ya da kalınlaşmış litosferin (litosferin temelindeki termal sınır tabakası) üst kısımlarının delaminasyonu için birçok araştırmacıya yol göstermiştir (Houseman et. al.,1981). Bu prosesler, astenosferik mantonun ısınmasına yol açar ve bunun sonucunda, dalma-batma veya aktif kıta kenarı ortamlarının jeokimyasal özelliklerine benzeyen ergime ürünleri oluşur ve litosferin zenginleşmiş kısımlarına (ve muhtemelen sulu olan) doğru ısı iletimi meydana gelir.

Kuzeybatı Anadolu granitoidleri için, bazı peraluminus tiplerin varlığı ve granitoidlerin hemen hemen yüksek silika özelliğinde olması, yalnızca bir prosesle yeterli olarak açıklanamamasına rağmen, modeller şunu göstermektedir (Davies ve von Blanckenburg,1995): eğer, ya delaminasyon ya da termal erozyonla litosferin incelmesinin ardından, astenosfer, 50 km veya daha düşük derinliğe çıkabiliyorsa, kuru koşullar altında ergime de mümkündür (metasomatize ve sulu manto litosferi,

daha derinlerde bile başlayabilen olası ilksel ergime) ve kabuğa giren bazaltik ergiyikler, fraksiyonel kristallenmeyle birlikte kabuksal asimilasyona yol açar ve meydana gelen magmalar, dalma-batma ilişkili iz element özelliklerine sahip, ortadan yükseğe doğru değişen K içerikli, I-tipi, kalk-alkalen granitoyidlerin oluşmasıyla karakterize edilen diğer çarpışma sonrası ortamları granitoyidleri gibi Kuzeybatı Anadolu granitoyidlerini oluşturan magmaya benzerler.

SONUÇLAR

Jeokimyasal veriler göstermiştir ki; Kuzeybatı Anadolu'da çarpışma sonrası oluşan Orhaneli, Çataldağ, Ilıca-Şamlı granitoidleri, %58 ile %72 arasında değişen SiO_2 içeriğine sahip bir magmatik seri oluşturur. İz element özellikleri ise, HFSE'lere göre LILE ve LREE'ce daha fazla zenginleştiğini ve REE'lerin fraksiyon işlemleri geçirdiğini gösterir. Majör ve iz element bileşimleri, uyumsuz elementlerce zenginleşmiş bir manto kaynağının ergimesiyle oluşmuş bir kökenden meydana geldiğini ortaya koyar.

Jeokimyasal çalışmalar, metaluminus-düşük peraluminus özellik gösteren granitlerin, yüksek alkali içeriğine sahip olduğunu ve HREE'lere göre LREE'lerin daha zenginleştiğini, ayrıca negatif Eu anomalilerine sahip olduğunu gösterir. Ba, Rb, Y ve Sr'un SiO_2 içeriklerine göre çizilmiş harker diyagramlarında görülen trendler, bu granitlerin, plajiyoklaz, K-feldspat, amfibol, biyotit minerallerinin fraksiyonu ile ilişkilidir. Yine benzer şekilde Ba, Nb, P, Eu ve Ti'nin normalize edilmiş diyagramlardaki negatif anomalileri, bu granitlerin, plajiyoklaz, K-feldspat, amfibol, biyotit ve aksesuar minerallerinin fraksiyonel kristallenmesiyle açıklanabilir.

IAE kenet kuşağının doğusunda kalan Orhaneli plütonu ile IAE kenet kuşağının batısında bulunan Ilıca-Şamlı ve Çataldağ plütonlarının jeokimyasal farklılıkları göz önünde bulundurularak yapılacak değerlendirmede Orhaneli plütonunun SiO_2 miktarı diğer plütonlara göre daha düşüktür. İz element içeriklerine bakıldığında ise göze çarpan bir diğer husus Th miktarının diğer plütonlara nazaran çok daha düşük oluşudur bu da Orhaneli plütonun yitime bağlı olarak kıta kontaminasyonu işleminden fazla etkilenmediğini göstermektedir. Orhaneli plütonunun izotop değerleri $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,70641-0,70704 aralığındayken Ilıca-Şamlı ve Çataldağ Plütonlarının $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop değerleri 0,70692 -0,71129 aralığında değiştiği gözükmektedir. Bu farklılıklar plütonların yaş farklılığı sebebi ile yitim işleminden farklı şekilde etkilendiklerinin kanıtıdır.

Örneklerin yaş ilişkilerine bakıldığında örneklerin yaşlarının gençleştikçe yüksek Sr izotop değerlerine sahip oldukları gözükmektedir. Buda genç örneklerin (Çataldağ, Ilıca-Şamlı Plütonları) kıta kontaminasyonundan daha fazla etkilendiğini göstermiştir.

Örneklerin normal trendlerin sergilendiği harker diyagramlarının yanı sıra model olarak oluşturulmuş mineral bileşimleriyle çizilen FC diyagramlarında örneklerin alkali feldispat, plajiyoklaz, biyotit, amfibol minerallerinin fraksiyasyonuna uyum sağladıkları görülmektedir.

Örneklerin çizilen izotop diyagramlarında genel olarak Ege Miyosen volkanikleri ile uyum sağladıkları belirlenmiştir. Bunun yanı sıra örneklerin çizilen diyagramlarında değişken kontaminasyon/fraksiyon oranı olan r 'nin yüksek değerlerde çıkmış olması bu örneklerin tümünün kıta kontaminasyonu işleminden fazla etkilendiğini göstermiştir.

Orhaneli, Çataldağ ve Ilıca-Şamlı granitoidlerini oluşturan protolitlerin yitim bileşenleri zenginleşmiş manto kaynağının kısmi ergimesi sonucu oluşmuş magmatik kayalardır. Bu kaynak çarpışmadan önce zenginleşmiş ve çarpışma işlemi sonrasında kısmi ergimiştir. Yani burada ergime işleminin ısı kaynağı yitim zonundan kaynaklanmamaktadır. Farklı derinliklerdeki magma odalarında hibritleşen mafik-kabuk kökenli magmaların fraksiyonlanması ve yükselimi ile hibrid magmalar, çarpışma sonrası kabuğun üst seviyelerine yükselirken kıtasal kontaminasyon işlemine maruz kalmışlardır.

Örneklerin alındığı granitoidlerin tektonik ayırtman diyagramlarında ve arazi ilişkilerinin yorumlanmaları ve önceki çalışmaların verileri ışığında, örneklerin çarpışma sonrası kökenli oldukları açıktır. Bu nedenle, manto litosferini ergimesi için gerekli olan ısı, aktif dalma-batma zonundan türememiştir. Litosferik mantonun ergimesi sonucu astenosferik mantonun yükselimini takip eden, ya dalan litosferin ya da manto litosferinin üst kısımlarının (termal sınır tabakası) delaminasyon modeli öne sürülmüştür. Böyle bir senaryo, kalınlaşan litosferdeki ilksel ergiyeğin oluşmasını açıklamaktadır. Litosferik gerilme, sıcaklığın artmasıyla oluşan termal profilden dolayı astenosferik mantonun yükselmesine sebep olur.

Kimyasal bileşimler ise, Kuzeybatı Anadolu granitoidlerinin, muhtemelen, alüminyumca zengin kabuk bileşenlerinin asimilasyon ve fraksiyonel kristallenmeyle, bileşim olarak ilksel magmaya benzer bir kaynaktan türediğini gösterir. Kimyasal verilerden, yüksek K'lu granitoidler için benzer bir petrojenetik senaryo ileri sürebiliriz ve granodiyoritlerin, manto kökenli mafik magmanın fraksiyonel kristallenmesi ve bununla eşzamanlı, sıg veya orta düzeydeki manto odalarında kabuk ergiyiğiyle kontaminasyonundan oluşan bir kökenden meydana geldiği sonucunu çıkarabiliriz. Manto ve kabuk kökenli ergiyiklerin, sıg magma odalarında hibritleşmesiyle, yüksek silikalı granitler ve monzogranitlerden oluşan ürünler meydana gelir. Sunulan veriler, granitoidlerin kabukta ve plaka altında dalma-batma sonucu zenginleşmiş manto kökenli magmadan türediğini büyük ölçüde desteklemiştir. Bu manto kökenli derin magma odaları (>20 km), çarpışma sonrasında kabuğun üst seviyelerine (<10 km) doğru yükselir ve silisik granitoidlerde fraksiyonun (ve kontaminasyonun) ilerlemesini sağlar.

KAYNAKLAR

Altunkaynak Ş., Yılmaz Y., “The mount Kozak magmatic complex, western Anatolia”, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **85**, 555–566, (1998).

Akyüz, S. and Okay, A. I., “A section across a Tethyan suture in northwest Turkey”, *International Geological Reviews*, **38**, 405-418, (1996).

Akyüz, S., “Manyas-Susurluk-Kepsut (Balıkesir) Civarının jeolojisi”, Doktora Tezi, *İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü*, (1995).

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

Alıcı, P., Temel, A., Gourgaud, A., “Pb-Nd-Sr Isotope And Trace Element Geochemistry Of Quaternary Extension-Related Alkaline Volcanism: A Case Study Of Kula Region (Western Anatolia, Turkey)” *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **115** , 487-510, (2002).

Altunkaynak Ş., Yılmaz Y., “The Mount Kozak Magmatic Complex, Western Anatolia”, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **85**, 211–231, (1998).

Altunkaynak, Ş., “Post-Collisional Granitic Magmatism via slab breakoff in the Eocene NW Anatolia, Turkey”, *Goldschmidt Conference Abstracts*, (2006).

Altunkaynak, Ş., Dilek, Y. “Timing And Nature Of Postcollisional Volcanism In Western Anatolia And Geodynamic Implication In Postcollisional Tectonics And Magmatism In The Mediterranean Region And Asia”, *Geological Society of America Special Paper* **409**, 321–351, (2006).

Altunkaynak, Ş., “Collision-driven slab breakoff magmatism in northwestern Anatolia, Turkey”, *Journal of Geology* **vol.115 no:1**, 63–82, (2007).

Altunkaynak, Ş., Rogers, N. W., and Kelley, S., “Causes and effects of geochemical variations in late Cenozoic volcanism of the Foça volcanic centre, NW Anatolia, Turkey”, *International Geology Review* **vol:52 no:4**, 579 – 607, (2009).

Anders, B., “The pre-Alpine evolution of the basement of the Pelagonian Zone and the Vardar Zone, Greece”, Ph.D. thesis, *Johannes Gutenberg-Universität Mainz, Germany*, 140, (2005).

Ataman, G., “Preliminary study on the radiometric age of the Cefalık dağı granite-granodiorite southeast of Ankara”, *Hacettepe Üniversitesi Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi* **vol:2**, 44-49, (in Turkish) (1972).

Ataman, G., "The radiometric age of Ilıca-Sanlı (Balıkesir) granodiorite and thoughts on the granitic magmas in northwest Anatolia", *in. Proc. Earth Sci. Cong. for the 50th Anniversary of the Republic: Ankara*, 518-523 (in Turkish), (1973).

Bacon, C.R., and Hirschmann, M.M., "Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides", *American Mineralogist* **vol:73**, 75-61, (1988).

Batchelor, R.A. and P. Bowden,. "Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters" *Chem. Geol.*, **48**, 43-55, (1985).

Benda, L.; Innocent i, F.; Mazzuoli, R.; Radicati, F. ve Steffens, P., "Stratigraphic and radiometric data of the Neogene in Northwest Turkey" *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft Band* **vol.125**, 183 – 193, (1974).

Bingöl, E., "Evolution geotectonique de l'Anatolie de l'Ouest" *Bull. Soc. Geol. France, ser. 7, v. 18*, no. 2. p.431–450, (1976).

Bingöl, E., Delaloye, M., and Ataman, G., "Granitic intrusions in Western Anatolia: A contribution to the geodynamic study of this area", *Eclogae Geol. Helv.*, **vol. 75**, 437-446, (1982).

Bingöl, E., Akyürek, B. ve Korkmazer, B., "Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve Karakaya formasyonunun bazı özellikleri", *Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri, M.T.A.* Ankara, 70-77, (1973).

Boztuğ, D., Harlavan, Y., Can, I., Sarı, R., Altunkaynak, Ş. "Geochemistry and K-Ar cooling ages of the Ilıca, Çataldağ (Balıkesir) and Kozak (İzmir) granitoids derived from the slab break-off along the Neo-Tethyan collision zone in Northwest Anatolia, Turkey", *59th Geological Congress of Turkey, Ankara 20-24 March*, (2006).

Boztuğ, D., Harlavan, Y., Jonckheere, İ., Can, I., Sarı, R., "Geochemistry and K-Ar cooling ages of the Ilıca, Çataldağ (Balıkesir) and Kozak (İzmir) granitoids, west Anatolia, Turkey", *Geological Journal*, **vol.44, no.1**, 79-103, (2009).

Brinkmann, R., "Geotektonische Gliederung von Westanatolian". *N. Jb. Geol. Paleont. Monatshefte*, 603-618, (1966).

Bürküt, Y. "Kuzeybatı Anadolu'da yer alan plutonların mukayeseli jenetik etüdü", Doktora Tezi, *İ.T.U. Maden Fakültesi, İstanbul*, (1966).

Chappell, B. W., and White, A. J. R., , "I- and S-type granites in the Lachlan fold belt", *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, **vol. 83**, 1–26, (1992).

Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R., and Chappell, B. W., "Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **vol. 80**, 189–200, (1982).

Çoğulu, E., “Etüde petrographique de la region de Mihaliçcik”, **Schweiz Mineral Petrogr. MIT. 47**, 683-824, (1967).

Davies, J. H., and von Blackenburg, F., “Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens”, **Earth and Planetary Science Letters**, vol. 129, 85 – 102, (1995).

Delaloye M., Bingöl E., “Granitoids from western and northwestern Anatolia: geochemistry and modelling of geodynamic evolution”, **International Geology Review 42**, 241–268, (2000).

Deniz, K. ve Kadioğlu, Y.K., “Geochemistry and Petrographical Comparison of Çataldağ and Ilica Granitoid, Western Anatolia , Turkey”, **62th Geological Congress of Turkey**, Ankara, 13-17 April, (2009).

De Paolo, D., “Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization” **Earth Planet Sci. Lett. 53**, 189-202, (1981).

De Paolo, D.J., Perry, F.V., and Baldrige, W.S., “Crustal vs. mantle sources of granitic magmas: A two parameter model based on Nd isotopic studies” **Royal Society of Edinburgh Transactions, Earth Sciences**, 83, 439-446, (1992).

Dilek, Y., Altunkaynak, Ş., “Cenozoic crustal evolution and mantle dynamics of post-collisional magmatism in western Anatolia”, **International Geology Review 49**, 431–453, (2007).

Droop, G.R., Karakaya, M.C., Eren, Y., Karakaya, N., “Metamorphic evolution of blueschists of the Altınekin Complex, Konya area, south central Turkey”, **Geological journal**, 40, 127–153, (2005).

Duru, M., Pehlivan, Ş., Ilgar, A., Dönmez, M. ve Akçay, A. E., “1:100000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları-Ayvalık-İ17 paftası” **MTA Yayın No: 98**, 36 s., (2007).

Duru, M., Pehlivan, Ş., Şentürk, Y., Yavaş, F. and Kar, H., “New results on the lithostratigraphy of the Kazdağ Massif in northwest Turkey”, **Turkish journal of Earth Sciences’ A special issue commemorating, Okan Tekeli**, 177-186, (2004).

Ercan T., Türkecan A., “Batı Anadolu, Ege Adaları, Yunanistan ve Bulgaristandaki plutonların gözden geçirilişi”. **Ketin Sempozyumu Kitabı** (Ercan, T. ve Çağlayan, A. ed.), Türkiye Jeoloji Kurumu, Ankara, 189-208, (1984).

Ercan, T., Ergül, E., Akçaören, F., Çetin, A., Granit S., ve Asutay, J., “Balıkesir-Bandırma Arasının Jeolojisi, Tersiyer Volkanizmasının Petrolojisi ve Bölgesel Yayılımı”, **MTA Dergisi**, 110, 113-130, (1990).

Ercan, T., Satır, M., Kreuzer, H., Türkecan, A., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M. ve Can, B., “Batı Anadolu Senozoyik volkanitlerine ait yeni kimyasal, izotopik ve radyometrik verilerin yorumu”, **Türkiye Jeol.Kur.Bült.**, 28, 121-136, (1985).

Erdağ, A. 1980, “Balıkesir-Çataldağ Granodiyoritinin (Güney Alanı) Jeoloji ve Petrolojisi”, Doktora Tezi, *İstanbul Üniversitesi*, 94, (1976).

Ergül, E.; Öztürk, Z.; Akçören, F. ve Gözler, M.Z., “Balıkesir ili - Marmara denizi arasının jeolojisi”, *MTA Rap.*, (1980).

Erkan, Y., “Magmatik Petrografi”, *Hacettepe Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Yayın No: 40*, 183, (1997).

Erkan, Y., “Metamorfik Petrografi”, *Hacettepe Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Yayın No: 28*, 204, (1998).

Frost B. R., Barnes C. G., Collins W. J., Arculus R. J., Ellis D. J., Frost C. D., “A geochemical classification for granitic rocks”, *Journal of Petrology*, **42**, 2033-2048, (2001).

Genç S.C., “Evolution of the Bayramic, magmatic complex, northwestern Anatolia”, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **85**, 233–249, (1998).

Genç, Ş. C., “Bitlis masifi, Küçüksu-Reşadi-ye (Tatvan, Bitlis) yöresi metamorfitlerinin petrografi ve metamorfizması”, *KÜ Derg. Jeoloji*, **4/1-2**, 77-86, (1986).

Genç, Ş.C., Altunkaynak, Ş., “On the Eybek granite (Biga Peninsula, NW Anatolia): A new evaluation in the light of new geochemical data”, in Turkish, *Journal of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University*, Vol. **28**, No. **2**, 75-98, (2007).

Gill, J.B., “Orogenic andesites and plate tectonics”, *Springer-Verlag*, Berlin, 390, (1981).

Gillen, C., “Metamorphic geology”, *Allen and Unwin*, London, 160, (1982).

Grove, T. L., and Donnelly-Nolan, J. M., “The evolution of young silicic lavas at Medicine Lake volcano, California: Implications for the origin of compositional gaps in calc-alkaline series lavas”, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. **92**, 281–302, (1986).

Güleç, N., “Crust-mantle interaction in western Turkey: implications from Sr and Nd isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanics”, *Geological Magazine*, vol:**128**, 417-435, (1991).

Gündoğdu, N., “Bigadiç gölsel Neojen baseninin jeolojisi”, *Yerbilimleri*, **11**, 91-104, (1984).

Harris, N. B. W., Kelley, S., and Okay, A. I., “Post-collision magmatism and tectonics in northwest Anatolia”, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. **117**, 241–252, (1994).

Hart, S.R., Hauri, E.H., Oschmann, L.A., and Whitehead, J.A., “Mantle plumes and entrainment”, *Isotopic Evidence: Science*, vol.256, 517-520, (1992).

Hildreth, W. And Moorbart, S., “Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of southern Chile”, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 455-489, (1988).

Holtz, F., and Johannes, W., “Genesis of peraluminous granites: I. Experimental investigation of melt compositions at 3 and 5 kb and various H₂O activities”, *Journal of Petrology*, vol. 32, 935–958, (1991).

Houseman, G.A., McKenzie, D.P. and Molnar, P., “Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts”, *J. Geophys. Res.*, 86, 6115-6132, (1981).

Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., “A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks”, *Can. J. Earth Sci.*, 8, 448-523, (1971).

Işık, V., Tekeli, O., and Seyitoğlu, G., “The ⁴⁰Ar/³⁹Ar age of extensional ductile deformation and granitoid intrusion in the northern Menderes core complex: Implications for the initiation of extensional tectonics in western Turkey”, *Journal of Asian Earth Sciences*, (2004).

Karacık Z., Yılmaz Y., “Geology of the ignimbrites and the associated volcano-plutonic complex of the Ezine area, northwestern Anatolia”, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85, 251–264, (1998).

Karacık, Z., Yılmaz, Y., Pearce, J.A., Ece Ö. I., 2008, Petrochemistry of the south Marmara granitoids, northwest Anatolia, Turkey, *International J. Earth Science* (Geol Rundsch) (2008) 97:1181–1200 DOI 10.1007/s00531-007-0222-y.

Kaya, O., Ünay, E., Göktaş, F., Saraç, G., “Early Miocene stratigraphy of Central West Anatolia, Turkey: implications for the tectonic evolution of the Eastern Aegean area”, *Geological Journal*, 42, 85-109, (2007).

Kaya, O., Wiedmann, J. ve Kozur, H., “Preliminary report on the stratigraphy, age and structure of the so-called Late Paleozoic and/or Triassic melange or suture zone complex of Northwestern and western Turkey”, *Bull. Earth Sci., Appl.*, (1986).

Keskin, M., “FC-Modeler: A Microsoft Excel spreadsheet program for modeling Rayleigh fractionation vectors in closed magmatic systems”, *Computers & Geosciences*, 28/8, 919-928, (2002).

Köprübaşı, N., and Aldanmaz, E., “Geochemical Constraints on the Petrogenesis of Cenozoic I-Type Granitoids in Northwest Anatolia, Turkey: Evidence for Magma Generation by Lithospheric Delamination in a Post-Collisional Setting”, *International Geology Review*, 46, 705-729, (2004).

Kuritani, T., Kitagawa, H. and Nakamura, E., "Assimilation and Fractional Crystallization Controlled by Transport Process of Crustal Melt: Implications from an Alkali Basalt Dacite Suite from Rishiri Volcano, Japan", *Journal of Petrology*, **46**, 1421-1442, (2005).

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkalisilica diagram", *Journal Of Petrology*, **27**, 445-450, (1986).

Le Maitre, R.W., "A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms", *Blackwell Scientific Publications, Oxford*, 193, (1989)

Lipin B.R., and McKay G. A., "Geochemistry and Mineralogy of Rare-earth elements, reviews in Mineralogy", *The Mineralogical Society of America, Washington D.C.*, 66, (1989).

Maniar P.D., Piccoli P.M., "Tectonic discrimination of granitoids". *Geol. Soc. Am. Bull.* **101**, 635-643, (1989).

Mareschal, J.-C., "Thermal regime and post-orogenic extension in collision belts", *Tectonophysics*, **v. 238**, 471-484, (1994).

Mason, B. and Moore, C. B., "Principles of Geochemistry", Fourth Edition, *J. Wiley & Sons*, New York, 344, (1982).

McCulloch, M. T., and Gamble, J. A., "Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism", *Earth and Planetary Science Letters*, **vol. 102**, 358-374, (1991)

Middlemost, E. A. K., "Naming materials in the magma/igneous system", *Earth-Science Reviews* **37**, 215-224, (1994).

Okay A.I., Satır M., "Geochronology of Eocene plutonism and metamorphism in northwest Turkey: evidence for a possible magmatic arc". *Geodinamica Acta* **19**, 251-265, (2006).

Okay, A.I., "Mineralogy, Petrology and Phase Relations of Glaucophane Lavvsonite Zone Blueschists from the Tavşanlı Region, Northwest Turkey", *Contrib. Mineral. Petrol.*, **72**, 243-255, (1980).

Okay, A.I., "Kuzeybatı Anadolu'da yeralan metamorfik kuşaklar", *Ketin Sempozyumu*, Türkiye Jeoloji Kurumu, 83-93, (1984).

Okay, A. I., "High pressure/low temperature metamorphic rocks of Turkey.", *Geological Society of America Memoir*, **v. 164**, 333-347, (1986).

Okay, A.I., "Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey. In: Şengör, A.M.C. (Ed.) - Tectonic Evolution of the Tethyan region, *Kluwer Academic Publications, Dordrecht*. 109-115, (1989).

Okay, A.I., Şengör A.M.C. & Görür N., “Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions”, **Geology**, vol. 22, 267-270, (1994).

Okay, A.I., Siyako, M. ve Bürkan, K.A., “Biga Yarımadası’nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi” **TPJD Bülteni**, C. 2/1, 83-121, (1990).

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

Okay, A.I., ve Kelley S.P., “Tectonic setting, Petrology and geochronology of jadeite+glaucophane and chloritoid+glaucophane schist from North-west Turkey”, **J. Metamorphic Geol.**, vol.12, 455-466, (1994).

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

Okay, A. I., Tüysüz, O., “Tethyan Sutures of northern Turkey. In The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen” (eds B.Durand, L. Jolivet, F.Hovarth and M. Séranne), **Geological Society of London, Special Publication no.156**, 475-515, (1999).

Okay, A.I. and Satır, M., “Geochronology of Eocene plutonism and metamorphism in northwest Turkey: evidence for a possible magmatic arc”, **Geodin. Acta**, 19, 251–266, (2006).

Okay, I. A., “Can-Yenice-Biga arasının jeolojisi ve tektoniği”, **TPAO Arama Grubu Rap. No: 2544**, (1988).

Orhan, A., “Susurluk Skarn Yataklarının Mineralojik ve Jeokimyasal Özellikleri (Balıkesir- Batı Anadolu)”, Doktora Tezi, **Eskişehir Osmangazi Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü**, 258, (2008).

Orhan, A. ve Mutlu, H., “Susurluk (Balıkesir) skarn yatağının mineralojik ve petrografik özellikleri”, **Eskişehir Osmangazi Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Dergisi**, cilt 22, sayı 2, 65-90, (2009).

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

Özgenç, İ. and İlbeyli, N., “Petrogenesis of the Late Cenozoic Egrigöz Pluton in Western Anatolia, Turkey: Implications for Magma Genesis and Crustal Processes”, **International Geology Review**, 50: 4, 375-391, (2008).

Patino Douce, A. E., and Johnston, A. D., “Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: Implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites” *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 107, 202–218, (1991).

Patino Douce, A. E., and McCarthy, T. C., “Melting of crustal rocks during continental collision and subduction”, in Hacker, B. R., and Liou, J. G., eds., When continents collide: Geochemistry and geodynamics of ultrahigh-pressure rocks, *Kluwer Academic Press*, Dordrecht, 27–55, (1998).

Peacock, M. A., “Classification of igneous rock series”, *Journal of Geology*, v. 39, 54–67, (1931).

Pearce, J.A., “Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins”. In: Hawkesworth, C.J., Norry, N.J. Eds. , *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva, Cheshire, UK, 230-249, (1983).

Pearce, J. A., Harris, N. B. W., and Tindle, A. G., “Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks”, *Journal of Petrology*, vol. 25, 956–983, (1984).

Purvis, M., ve Robertson, A.H.F., “A pulsed extension model for the Neogene–Recent E–W-trending Alaşehir Graben and the NE–SW-trending Selendi and Gordes Basins, western Turkey”, *Tectonophysics*, 391, 171-201, (2004).

Rapela, C. W. and Pankhurst, R. J., “Monzonitic suites: The innermost Cordilleran plutonism of Patagonia”, *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, vol. 87, 193–203, (1996).

Rapp, R. P., and Watson, E. B., “Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling”, *Journal of Petrology*, vol. 36, 891–931, (1995).

Roberts, M. P., and Clemens, J. D., “Origin of highpotassium, calc-alkaline, I-type granitoids”, *Geology*, vol. 21, 825–828, (1993).

Rollinson, H.R., “Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation’, Longman Scientific and Technical”, *John Wiley and Sons, Inc.*, New York, 352, (1993).

Seyitoğlu, G., Scott, B.C., “Late Cenozoic volcanic evolution of the NE Aegean region” *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 54, 157-176, (1992)

Seyitoğlu, G., Anderson, D., Nowell, G., Scott, B.C., “The evolution from Miocene potassic to Quaternary sodic magmatism in western Turkey: implications for enrichment processes in the lithospheric mantle”, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 76, 127-147, (1997).

Sonder, L. J., England, P. C., Wernicke, B. P., and Christiansen, R. L., “A physical model for Cenozoic extension of western North America”, in Coward, M. P., Dewey, J. F., and Hancock, P. L., eds., **Continental extensional tectonics: Geological Society of London Special Publication, no. 28**, 187–201, (1987).

Streckeisen, A., and Le Maitre, R. W., “A chemical approximation of the modal QAPF classification of the igneous rocks”, **Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen v. 136**, 169–206, (1979).

Streckeisen, A., “Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic Rocks”, **Geology, 2**, 331-335, (1979).

Sun, S.S., McDonough, W.F., “Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes”, In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.). **Magmatism in the Ocean Basins, Geol. Soc., London, Spec. Publ., 42**, 313-345, (1989).

Şengör, A.M.C., and Y. Yılmaz, “Tethyan evolution of Turkey, a plate tectonic approach” **Tectonophysics, v. 75**, 181-241, (1981).

Şengör, A.M.C., “Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications” **Nature, 279**, 590-593, (1979)

Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., and Ketin, I. 1980, Remnants of a pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey: fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys? **Bull. Geol. Soc. Am., 91**, 599-609.

Taylor, S.R., McLennan, S.M., “The Continental Crust: Its Composition and Evolution”, **Blackwell Scientific Publications**, Oxford, (1985).

Thompson, A. B., and Connolly, J. A. D., “Melting of the continental crust: Some thermal and petrologic constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings” **Journal of Geophysical Research, v. 100**, 15,565–15,579, (1995).

Wilson, M., “Igneous petrogenesis”, **Unwin Hyman**, London, 446, (1989).

Winkler, H.G.F., “Petrogenesis of metamorphic rocks” **Springer Verlag**, Berlin, 334, (1976).

Yılmaz, Y., “Tectonic evolution of the southern margin of the Sakarya continent”, (in Turkish), **Istanbul Yerbilimleri, 1**, 33-52, (1981).

Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Gözübol, A.M. ve Yiğitbaş, E., “Abant (Bolu)-Dokurcun (Sakarya) arasında kuzey anadolu fay zonunun kuzey ve güneyinde kalan tektonik birliklerin jeolojik evrimi”, **İstanbul Yerbilimleri Der., 2/3-4**, 239-261, (1981).

Yılmaz, Y., Karacık. Z., Altunkaynak, Ş., Genç S.C., “Two contrasting magma associations of NW Anatolia and their tectonic significance”, *Journal of Dynamics* **31**, 243-271, (2001).

Yücel-Öztürk, Y., Helvacı, C. and Satır, M., “Genetic relations between Skarn Mineralizations and Petrogenesis of the Evciler Granitoid, Kazdağ, Çanakkale, Turkey and Comparison With World Skarn Granitoids”. *Turkish Journal of Earth Science*, **14**, 255-280, (2005).

Zindler, A. and Hart, S., “Chemical Geodynamics”, *Annual Review of Earth and Planetary Science*, **14**, 493-571, (1986).

ÖZGEÇMİŞ

Dağhan ÇELEBİ 1978 yılında İstanbul’da doğmuştur. İlköğremin 50.Yıl Cumhuriyet İlkokulun’da tamamladıktan sonra orta öğrenimine 1988 yılında Özel Kocaeli Kolejin’de başlamıştır. 1990-1992 yıllarında orta öğrenimine İzmit Ortaokulun’da devam etmiş ve 1992 yılında mezun olmuştur. 1992-1995 yılları arasında lise öğrenimini İzmit Lisesi’nde tamamlamış, yükseköğrenimine 1996 yılında Kocaeli Üniversitesinde Jeoloji Mühendisliği’nde başlamıştır 2000 yılında aynı bölümden mezun olmuştur. 2001 yılı Ocak ayında Kocaeli Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji ve Petrografi Anabilim Dalı’na Araştırma Görevlisi olarak atanmış, 2002 yılında yüksek lisans öğrenimine başlamıştır. 2005 yılında Yüksek Lisans eğitimini tamamlayıp aynıyıl Kocaeli Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü’nde Doktora öğrenimine başlamıştır. Dağhan Çelebi halen Kocaeli Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü’nde görev yapmakta olup evli ve Çağan isminde bir erkek çocuk babasıdır. Yazar İngilizce bilmektedir.