

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**DOĞU PONTİD MAGMATİK YAYI'NDA (KD TÜRKİYE) ALASKA-TİP MAFİK-
ULTRAMAFİKLERİN TANIMI VE JEOTEKTONİK ÖNEMİ**

DOKTORA TEZİ

Jeo. Yük. Müh. Yener EYÜBOĞLU

**AĞUSTOS 2006
TRABZON**

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**DOĞU PONTİD MAGMATİK YAYI'NDA (KD TÜRKİYE) ALASKA-TİP MAFİK-
ULTRAMAFİKLERİN TANIMI VE JEOTEKTONİK ÖNEMİ**

Jeo. Yük. Müh. Yener EYÜBOĞLU

**Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde
"Doktor"
Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 07.08.2006
Tezin Savunma Tarihi : 25.08.2006**

**Tez Danışmanı : Prof.Dr. Osman BEKTAŞ
Jüri Üyesi : Prof. Dr. Erkan TANYOLU
Jüri Üyesi : Prof. Dr. Kenan GELİŞLİ
Jüri Üyesi : Doç. Dr. Cüneyt ŞEN
Jüri Üyesi : Doç. Dr. Mehmet TURAN**

Enstitü Müdürü : Prof. Dr. Emin Zeki BAŞKENT

Trabzon 2006

ÖNSÖZ

Doğu Pontid Magmatik Yayı güney kesiminde, Aksalur (Amasya) ve Karayaşmak (Demirözü-Bayburt) yörelerinde yüzeyleyen mafik-ultramafik kümülatları konu alan bu çalışma, Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Anabilim Dalı'nda Doktora Tezi olarak hazırlanmıştır.

Türkiye'nin jeotektonik gelişimine yönelik yapılan çalışmaların yeniden ele alınması ve yorumlanmasında önemli bir yere sahip olacak olan bu tez konusunu bana öneren, çalışmanın bütün aşamalarında bilimsel birikimi, yapıcı eleştirileri, maddi manevi destekleri ile beni cesaretlendiren ve bu tez konusu ile bundan sonra yapacak olduğum bilimsel çalışmalarda da ufkumu açan saygıdeğer hocam Prof. Dr. Osman BEKTAŞ'a gönülden teşekkür ederim.

Özellikle tez çalışmasının ana konularından birini oluşturan jeokimyasal ve petrolojik çalışmaların yorumlanması ve değerlendirilmesindeki çok değerli bilgi ve görüşleri için Doç. Dr. Cüneyt ŞEN'e, tez çalışması boyunca gösterdiği ilgi ve verdiği bilimsel destek için Prof. Dr. Kenan GELİŞLİ' ye, mikroprob analizlerinin bir kısmını Heidelberg Üniversitesi Mineraloji Enstitüsü' nde (Almanya) gerçekleştiren ve tez çalışmasının çeşitli bölümlerinde bilgi ve tecrübeleri ile bana yardımcı olan Y. Doç. Dr. Gültekin TOPUZ'a, mikroskopik incelemelerdeki yardımlarından dolayı Y. Doç. Dr. Zafer ASLAN'a, ve tezin çeşitli aşamalarındaki katkı ve desteklerinden dolayı Prof. Dr. Erdin BOZKURT, Doç. Dr. Mehmet TURAN, Y. Doç. Dr. Abdurrahman DOKUZ, Y. Doç. Dr. Ramazan LİVAOĞLU, Dr. Tamer KORALAY ve Dr. Nafiz MADEN'e teşekkürü borç bilirim.

Akademisyen olmayı düşünmediğim Lisans öğrenciliği dönemimde, beni akademisyenlik konusunda cesaretlendiren, destekleyen ve bugünlere gelmemde büyük pay sahibi olan değerli hocam Prof. Dr. Erkan TANYOLU'na şükranlarımı sunarım.

Arazi çalışmaları sırasındaki yardım ve arkadaşlıklarından dolayı Jeoloji Mühendisi Ömer BOZ, Mali Müşavir Fatih YILMAZ'a ve değişik zamanlarda görev yapan stajyer öğrenci arkadaşlara müteşekkirim. Ayrıca, bu tez çalışmasına maddi destek sağlayan Karadeniz Teknik Üniversitesi Araştırma Fonu'na teşekkür ederim.

Tüm öğrenim hayatım boyunca maddi manevi desteklerini benden esirgemeyen ve her anında yanımda olan aileme teşekkürlerimi sunarım.

Yener EYÜBOĞLU

Trabzon 2006

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

İÇİNDEKİLER.....	III
ÖZET	VII
SUMMARY	VIII
ŞEKİLLER DİZİNİ	IX
TABLolar DİZİNİ.....	XV
1. GENEL BİLGİLER.....	1
1.1. Giriş.....	1
1.2. Coğrafik Durum.....	1
1.3. Önceki Çalışmalar	4
1.3.1. İnceleme Alanları Ve Yakın Çevreleri İle İlgili Çalışmalar.....	4
1.3.1.1. Aksalur Köyü (Amasya) Ve Yakın Çevresi İle İlgili Çalışmalar.....	4
1.3.1.2. Karayaşmak Köyü (Demirözü-Bayburt) Ve Yakın Çevresi İle İlgili Çalışmalar.....	7
1.3.1.3. Doğu Pontidler' de, Liyas Öncesi Mafik-Ultramafik İntrüzyonların Yüzelediği Diğer Alanlarda Yapılan Çalışmalar.....	9
1.4. Alpin Kuşakta Yer Alan Mafik-Ultramafik Kayaçların Oluşum Ortamlarına Göre Sınıflandırılması	11
1.4.1. Ofiyolitler	11
1.4.1.1. Okyanus Ortası Sırtlarda Gelişen Ofiyolitik Kayaçlar.....	11
1.4.1.2. Yitim Zonu Üzerinde Gelişen Ofiyolitik Kayaçlar (Suprasubduction Zonu Ofiyolitleri).....	13
1.4.2. Alpin-Tip Peridotitler	17
1.4.3. Alaska-Tip Mafik-Ultramafik Kompleksler.....	18
1.4.4. Granitik Batolitlerle İlişkili Ultramafik Kayaçlar (Appinit-Tip Ultramafik Kayaçlar)	21
1.4.5. Ada Yaylarının Kök Zonlarına Ait Mafik-Ultramafik Kayaçlar.....	21
1.5. Türkiye'de Ofiyolit ve Ultramafik Kayaç Kavramının Gelişimi	23
1.6. Doğu Pontidler'in Jeolojik Özelliklerine Genel Bir Bakış.....	26
1.7. Çalışmanın Gerekçe, Amaç Ve Önemi.....	32

2.	YAPILAN ÇALIŞMALAR.....	34
2.1.	Giriş	34
2.2.	Arazi Çalışmaları.....	34
2.3.	Laboratuar Çalışmaları Ve Analitik Yöntemler	35
2.3.1.	Kayaç İnce Kesitlerinin Hazırlanması.....	35
2.3.2.	Mikroskobik İncelemeler.....	35
2.3.3.	Elektron Mikroprob Analizleri	36
2.3.4.	Raman Mikroskopisi Çalışmaları	36
2.3.5.	Ana, İz Ve Nadir Toprak Element Analizi İçin Örneklerin Hazırlanması	37
2.3.6.	Örneklerin Ana, İz Ve Nadir Toprak Element İçeriklerinin Belirlenmesi	37
2.4.	Büro Çalışmaları.....	38
3.	BULGULAR	39
3.1.	Giriş	39
3.2.	Aksalur (Amasya) yöresi	39
3.2.1.	İnceleme Alanı ve Yakın Çevresinin Stratigrafisi.....	39
3.2.1.1.	Liyas Öncesi Birimler (Taban Kayaçları)	40
3.2.1.1.1.	Aksalur Metamorfitleri	41
3.2.1.1.1.1.	Şist ve Fillitler	41
3.2.1.1.1.2.	Metabazik kayaçlar.....	47
3.2.1.1.2.	Karasenir Formasyonu.....	54
3.2.1.1.3.	Ultramafik Kümülatlar	56
3.2.1.1.3.1.	Ultramafik Kümülatların Dokanak İlişkileri Ve Saha Özellikleri.....	57
3.2.1.1.3.2.	Ultramafik Kayaçların Petrografisi Ve Mineralojisi	61
3.2.1.1.3.3.	Ultramafik Kayaçların Mineral Kimyası	64
3.2.1.1.3.4.	Ultramafik Kayaçların Yaşı.....	80
3.2.1.2.	Liyas ve Sonrası Birimler (Örtü Kayaçları)	81
3.2.1.2.1.	Mesozoyik Birimleri.....	82
3.2.1.2.1.1.	Kayabaşı Formasyonu	82
3.2.1.2.1.2.	Carcurum Formasyonu	83
3.2.1.2.1.3.	Ferhatkaya Formasyonu	85
3.2.1.2.1.4.	Amasya Melanjı.....	87
3.2.1.2.2.	Senozoyik Birimleri.....	90
3.2.1.2.2.1.	Meşeliçiftlik Formasyonu.....	90

3.2.1.2.2.2. Alüvyon ve Taraçalar	91
3.2.2. Yersel Tektonik	91
3.2.2.1. Tabakalı yapılar	92
3.2.2.2. Şistozite	92
3.2.2.3. Faylar	93
3.2.2.4. Uyumsuzluklar	94
3.3. Karayaşmak (Demirözü-Bayburt) Yöresi.....	96
3.3.1. Liyas Öncesi Birimler (Taban Kayaçları)	96
3.3.1.1. Pulur Masifi	98
3.3.1.2. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği	103
3.3.1.2.1. Mafik-Ultramafik Kayaçların Saha Özellikleri ve Dokanak İlişkileri	104
3.3.1.2.2. Mafik-Ultramafik Kayaçların Petrografisi ve Mineralojisi	109
3.3.1.2.3. Karayaşmak Yöresi Mafik-Ultramafik Kayaçlarının Mineral Kimyası	120
3.3.1.2.3.1. Olivin	120
3.3.1.2.3.2. Piroksen	123
3.3.1.2.3.3. Amfibol	133
3.3.1.2.3.4. Plajiyoklas	136
3.3.1.2.3.5. Krom Spinel.....	138
3.3.1.2.3.6. Fe-Ti Oksit.....	142
3.3.1.2.4. Mafik-Ultramafik Kayaçların Yaşı.....	143
3.3.2. Liyas ve Sonrası Birimler (Örtü Kayaçları)	144
3.3.2.1. Hamurkesen Formasyonu	144
3.3.2.2. Hozbirikyayla Kireçtaşı.....	148
3.3.2.3. Alüvyonlar	149
3.3.3. Yersel Tektonik	149
3.3.3.1. Tabakalı Yapılar ve Kıvrım Eksenleri.....	150
3.3.3.2. Şistozite	151
3.3.3.3. Faylar	151
3.3.3.4. Uyumsuzluklar	153
3.4. Mafik-Ultramafik Kümülatların Tüm Kayaç Jeokimyası	153
3.4.1. Giriş	153
3.4.2. Aksalur Yöresi Kümülat Verlitleri	155
3.4.3. Karayaşmak Yöresi Mafik-Ultramafik Kümülatları.....	161

4.	İRDELEME.....	174
4.1.	Kristalizasyon Koşulları ve Ana Magmanın Doğası	174
4.2.	Mafik-Ultramafik Kümülatların Jeotektonik Ortamı	177
4.3.	Mafik-Ultramafik Kümülatların Yerleşim Zamanı ve Şekli	181
5.	SONUÇLAR.....	188
6.	KAYNAKLAR.....	191
	ÖZGEÇMİŞ.....	205

ÖZET

Bu çalışma, Doğu Pontidler' in güneyinde yer alan metamorfik masiflerin (Tokat ve Pulur Masifleri) içine sokulum yapmış olan ve filogopit-hornblend gibi sulu mineraller içeren mafik-ultramafik kümülatların petrolojisi, jeotektonik ortamı ve yerleşim zamanlarını ortaya koymayı amaçlamaktadır.

Filogopit ve hornblend içeren mafik-ultramafik kümülatlar Doğu Pontidler'in Paleozoyik yaşlı taban kayaçları içinde küçük ölçekli elipsoidal şekilli kütleler halinde bulunurlar. Yan kayaçlarda kontakt metamorfizma ve zorlama ile yerleşimin izleri görülür. Kümülat dokusu tipiktir. Aksalur bölgesinde yüzeyleyen intrüzyonların tamamı kümülat dokusuna sahip verlitlerden oluşur. Bu kayaçlarda kümülüs mineral serpantinleşmiş olivindir. İnterkümülsü mineraller başlıca klinopiroksen, pargasitik hornblend, filogopit ilmenit ve çok nadir olarak plajiyoklastan oluşur. Karayaşmak yöresinde yüzeyleyen kümülatlar ise daha fazla çeşitlilik göstermekte olup, peridotit, gabronorit ve anortozitler ile temsil edilir. Bu kayaçlar ilmenit içeren gabronorit ve mikrodiyorit-kuvarşlı diyorit daykları tarafından kesilirler. Bu bölgedeki kümülatlarda ilk kristallenme fazları Cr spinel, olivin ve plajiyoklastan, interkümülsü fazlar ise piroksen, hornblend, filogopit ve ilmenitten oluşmaktadır. Bu kristalizasyon sekansları mafik-ultramafik kümülatların yüksek alüminyum içeriğine sahip sulu bazaltik bir ana magmadan türediklerine işaret etmektedir. Mafik-ultramafik kümülatlar kondirit ve ilksel mantoya göre LIL ve LRE elementlerce hafifçe zenginleşmiş, HFS ve HRE elementlerce tüketilmiş olup, pozitif Eu ve negatif Nb, Ti ve P anomalileri gösterir.

Saha verileri ve jeokimyasal sonuçlar (mikroprob ve ana, iz, nadir toprak element analizleri), çalışma konusunu oluşturan bu kayaçların yitim ilişkili sulu bir bazaltik ana magmadan türeyen Alaska-tip mafik-ultramafikler olduğunu göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Ultramafik, Verlit, Kümülat, Alaska-tip, Doğu Pontidler, Filogopit

SUMMARY

Description and Geotectonic Important of the Alaskan-Type Mafic-Ultramafic Rocks in the Eastern Pontide Magmatic Arc (NE Turkey)

This study aims to reveal petrology, geotectonic setting and timing of emplacement of the phlogopite and hornblende-bearing mafic-ultramafic cumulates that were intruded into the metamorphic massifs – Tokat Massif (south of the Amasya city), Pular Massif (Karayaşmak-Demirözü-Bayburt)– exposed along the southern margin of the eastern Pontides.

Phlogopite and hornblende-bearing mafic-ultramafic rocks occur as roughly elliptical small bodies in the Palaeozoic basement rocks of the Eastern Pontides. Evidence for contact metamorphism and forcefull injection in the wall rocks is common. Cumulate texture is widespread. All of intrusions exposed in the Aksalur region consist of wherlites with cumulus texture. Essential cumulus mineral is serpentinized olivine. Intercumulus minerals consist of clinopyroxene, pargasitic hornblende, phlogopite, ilmenite and extremely rare plagioclase. However, Karayaşmak Mafic-Ultramafic Unit including more rock types are represented by peridotite, melagabbronorite, gabronorite, anorthosite. These rocks are cut by the ilmenite-bearing gabbronorites, microdioritic and quartz diorite dikes. For the cumulate rocks in the Karayaşmak region, Cr-Al spinel, olivine and plagioclase are the first crystallizing phases, Intercumulus minerals are composed of pyroxene, hornblende, phlogopite and ilmenite. These crystallization sequences in the mafic-ultramafic cumulates suggest that they are derived from a high-Al hydrous basaltic parental magma. Mafic-ultramafic cumulates are slightly enriched in LILE and LREE, depleted in HFSE and HREE with respect to chondrite and primitive mantle and show remarkable positive Eu and negative Nb, Ti, P anomalies.

Finally, both field data and geochemical results (microprobe, major-trace-rare earth element analysis) show these rocks are arc-related Alaskan-type mafic-ultramafic cumulates that might be derived from a high aluminous-hydrous basaltic parent magma related to subduction.

Key Words: Ultramafic, Wherlite, Cumulate, Alaskan-Type, Eastern Pontides, Phlogopite

ŞEKİLLER DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1. İnceleme alanlarına ait yer bulduru haritaları.....	3
Şekil 2. Genelleştirilmiş ofiyolitik istif (Moore, 1982).	13
Şekil 3. Yeni oluşan bir yitim zonunda dalan plaka üzerinde bulunan plakanın oluşan boşluk içine hızlı bir şekilde ilerlemesi ile meydana gelen ofiyolit oluşumu için şematik gösterim (Stern ve Bloomer, 1992).....	15
Şekil 4. Dünyadaki tipik ada yaylarının kabuk yapıları ve ideal okyanus kabuğunun (ofiyolitik istif) şematik petrolojik kolonları A) Pakistan’da Kohistan yayı (Miller ve Christensen, 1994), B) Alaska’ da Talkeetna yayı (DeBari ve Sleep, 1991), C) Japonya’da Kuzeydoğu Honshu yayı (soldaki Takahashi, 1978; sağdaki Kushiro, 1987), D) Alaska’da Doğu Aleutian yayı (Fliedner ve Klemperer, 1999), E) Doğu Pontid Yayısı (Bektaş ve Güven, 1995), F) Tipik ofiyolitik istif (Brown ve Musse, 1981)	24
Şekil 5. Doğu Pontidler’in başlıca tektonik ve litolojik birlikleri ve ayrıca çalışma konusunu oluşturan alanların bölgedeki dağılımları. (1) Paleozoyik metamorfik taban, (2) Paleozoyik granitleri, (3) Manto peridotitleri (?), (4) Genellikle Mesozoyik ve Senozoyik kayalar, (5) Karbonatlar, (6) Başlıca Mesozoyik sedimanter kayalar, (7) Geç Kretase ve Eosen yaşlı yay volkanikleri ve granitleri, (9) Kaldera veya dom, (10) Kıvrım eksenini, (11) Doğrudan atımlı fay, (12) Bindirme fayı, (13) Tanımlanmamış fay, (14) İnceleme alanları	27
Şekil 6. Aksalur köyü ve çevresinin jeolojik haritası (Alp, 1972 ve Tüysüz 1996’ dan değiştirilerek).....	42
Şekil 7. İnceleme alanından alınan A-B enine jeolojik kesiti.....	44
Şekil 8. Aksalur Metamorfikleri’ne ait arazi fotoğrafları; A: Kayrak kuzeydoğusunda şist, fillit, metakumtaşı aralanması, B: Şistlerle grafitşistler arasındaki faylı dokanak, C: Şistlerdeki kıvrımlanmalar, D: Şistlerdeki mikrokıvrımlanmalar ve buruşma klivajı, E: Grafitşistlerin arazideki görünüşleri, F: Metagabrolarla fillitlerin dokanağı	44
Şekil 9. Şist ve fillitlere ait çeşitli mikroskopik görünüşler (Ç.N., kls: kalsit, Trm: tremolit, akt: aktinolit, krs: kuvars, srz: serizit, sf: sfen).....	46
Şekil 10. İlyas köyü doğusundaki vadide şist, fillat ve metagabroların diğer birimlerle ilişkileri (ölçeksizdir)	48
Şekil 11. Metabazik kayaların arazideki görünüşleri ve şist-fillitlerle olan dokanak ilişkileri.....	49
Şekil 12. Metabazik kayaların mikroskopik görünüşleri (Ç.N., kps: klinopiroksen, plg: plajiyoklas, amf: amfibol, trm-act: tremolit-aktinolit)	52

Şekil 13. A: Ferhatkaya Formasyonu ile şist ve fillitler arasındaki dokanağın görünümü, B:Aynı dokandaki bloklu yapının yakından görünüşü	53
Şekil 14. Karasenir Formasyonu'ndan alınan bazı örneklerin ince kesit görüntüleri A: Sleyt, B, C, D: Metakumtaşları	55
Şekil 15. Aksalur'un 300 metre kuzeybatısında tez konusunu oluşturan ultramafik kümülatların, metagabrolar ve şist-fillitlerle olan dokanak ilişkileri	58
Şekil 16. Aksalur Köyünün 500 metre kuzeyinde ultramafik kümülatlar ile şist-fillit ve metagabroların dokanak ilişkileri	59
Şekil 17. İnceleme alanından, ultramafik kümülatların diğer birimlerle ilişkilerini gösteren çeşitli fotoğraflar	60
Şekil 18. Aksalur Köyü civarında ultramafik kümülatların dağılımları	61
Şekil 19. Aksalur yöresi ultramafik kümülatlarının olivin-ortopiroksen-klinopiroksen modal adlandırma diyagramındaki dağılımları	62
Şekil 21. Aksalur yöresi kümülat verlitlerindeki klinopiroksenlerin bileşimleri, A) Ca-Mg-Fe (Morimoto vd. 1988) ve B) Ti-Na-Al (Papike vd. 1974) sınıflandırma diyagramları. CATS: CaAlSiO_6 ve CaFeAlSiO_6 (Ca çermakit); AK: $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$ (akmit)-JD: $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ (Jadeit)-UR: $\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$ (ursinit), NAT: $\text{NaTi}_0.5\text{R}_0.5\text{Si}_2\text{O}_6$ (Na-Ti çermakit), NATAL: NaTiSiAlO_6 (Na-Ti-Al çermakit), TAL: $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$ (Ti-Al çermakit)	66
Şekil 22. Aksalur yöresi kümülat verlitlerinin % Cr_2O_3 -Mg# (A) ve Mg# - % TiO_2 (B) diyagramları (Yüksek basınç klinopiroksen alanı Simonetti vd. (1996), manto lerzolitlerindeki klinopiroksen alanı Cohen vd. (1984) ve Dawson (1987) den, Yüksek basınç magmatik kayalar alanı ise DeBari ve Coleman (1989) dan alınmıştır)	67
Şekil 23. Aksalur yöresi kümülat verlitlerindeki klinopiroksenlerin, % TiO_2 -Al(IV)/Al(IV)+Si diyagramındaki dağılımları (Loucks, 1990)	68
Şekil 24. Aksalur yöresi kümülat verlitlerindeki amfibollerin A odacığindeki Na+K 'a karşı AlIV sınıflandırma diyagramındaki dağılımları (Leake, 1978).....	69
Şekil 25. Aksalur yöresi kümülat verlitlerinde ölçülen mika minerallerinin kimyasal adlandırma diyagramları.....	73
Şekil 26. Aksalur yöresi kümülat verlitlerindeki mika minerallerinden Raman mikroskopisi yardımı ile elde edilen filogopit piki	74
Şekil 27. Aksalur kümülat verlitlerinde filogopit piki elde edilen mika mineralinin Raman mikroskopundaki görünümü	74
Şekil 28. Aksalur yöresi kümülat verlitlerindeki filogopitlerin ana oksit değişim diyagramları (sınırlar Abdel-Fattah, 1994' den alınmıştır)	75
Şekil 29. Aksalur yöresi kümülat verlitlerindeki filogopit minerallerinin Mg/(Mg+Fe ²⁺) ye karşı Ti diyagramındaki yerleri (ada yayı ultramafik magma mikaları alanı, Himmelberg ve Loney, 1995 ve Batanova vd., 2005' den, Kalkalkalin volkanik kayalardaki mikaların alanı ise Yavuz vd., 2002' den alınmıştır)	76

Şekil 30. Aksalur yöresi kümülat verlitlerindeki Fe-Ti oksitlerin TiO ₂ -FeO-Fe ₂ O ₃ ayırtman diyagramlarındaki bileşim değişimleri.....	78
Şekil 31. Aksalur kümülat verlitlerinden Z-3 nolu örnek üzerinde yapılan mikrokimyasal analiz noktalarının dağılımı (26, 27, 38, 39, 43: ilmenit; 28, 34, 35, 36, 41, 42, 44, 46: hornblend; 29, 30, 31, 32, 33, 40, 45: klinopiroksen; 47: klorit)	79
Şekil 32. Liyas yaşlı taban konglomerası içindeki kümülat verlit çakılı (A) ve mikroskobik görünümü (B)	80
Şekil 33. Kayabaşı Formasyonu'nu taban seviyesinden alınan kumtaşı örneklerinden mikroskopik görünüm (A:Ç.N., B:T.N., Mfk: Metamorfik kayaç parçası, Mk: Mollusk kavkısı, Ek: Ekinid plakası, Ks: Kuvars, Ep: Epidot)	83
Şekil 36. İnceleme alanında, Amasya Melanjı'ndan alınan çeşitli görüntüler; A: Kayrak kuzeyinde pelajik kireçtaşları ile diğer birimlerin ilişkisi, B: Kayrak kuzeyinde pelajik kireçtaşı yüzeylemelerinin yakından görünüşü, C: Salamat güneyinde kireçtaşı bloğu ile radyolaritin dokanağı, D: Melanj içinden bir kireçtaşı bloğu	89
Şekil 37. A) Aksalur Metamorfiklerine ait genel şistozite eğimleri, B) Ultramafik kütlelere yakın kesimlerden alınan şistozite ölçülerinden hazırlanan kontur diyagram.	93
Şekil 38. Karayaşmak Köyü ve çevresinin jeolojik haritası	99
Şekil 39. İnceleme alanından alınan A-B enine jeolojik kesiti.....	100
Şekil 40. A) Pulur Masifi içinde, Bildiç Köyü'nün kuzeyinde Kalebaşı Tepe'de yüzeyleme veren metaultramafiklerin arazideki görünümü, B) Karayaşmak Köyü güneyindeki metadasitlerdeki eksfoliasyon yapıları	102
Şekil 41. Karayaşmak Köyü güneyinde yüzeyleyen mafik-ultramafik kayaçların birbirleri ve diğer formasyonlarla olan dokanak ilişkileri.....	107
Şekil 42. A:Karayaşmak Köyü güneyinde mafik-ultramafik kayaçlar ile Hamurkesen Formasyonu dokanağı, B: Karayaşmak Köyü güneyindeki ana kütlelerin doğu sınırı, C.Ultramafikler içindeki anortozit, D: Gabro pegmatit-ultramafik dokağı, E: bantlı gabrolar ve üzerindeki bazaltik levha daykısı, F:Gabrolar içindeki mafik dayklar, G: Mikrogabroik kayaçlar, H: Gabro pegmatitleri kesen diyabaz daykısı.....	108
Şekil 44. Karayaşmak yöresi mafik ve ultramafiklerinin modal mineralojik bileşimleri.	110
Şekil 45. Plajiyoklaslı ultramafiklerin (A, B, C, D: Ç.N., E-Tek nikel) ve melagabronoritlerin (F, G, H) mikroskopik görünümü (Olv: olivin, Kps: klinopiroksen, Ops: ortopiroksen, Amf: amfibol, Fgp: filogopit, Plj: Plajiyoklas)	117
Şekil 46. Olivinli gabronoritlerin mikroskopik görünümü (H: T.N., Olv: olivin, Kps: klinopiroksen, Amf: amfibol, Fgp: filogopit, Plj: Plajiyoklas)	118
Şekil 47. Karayaşmak mafik-ultramafiklerinden çeşitli kayaçların mikroskopik görünümü; A ve B: anortozit, C: Mikrogabro, D: C deki örneğin tek nikel görüntüsü, E: kuvarslı diyorit, F ve G: Diyabaz, H: bazaltik andezit (Ç.N., Kps: klinopiroksen, Amf: amfibol, Plj: plajiyoklas, Ch: klorit, Q: kuvars, Trm: tremolit, Act: aktinolit).....	119

Şekil 48. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği'nden alınan peridotit ve gabronoritlerdeki olivinlerin bileşimleri.....	122
Şekil 49. Peridotit, anortozit, gabronorit ve ilmenit içeren gabronoritlerdeki olivinlerin Mg numarası-MnO (%wt) (A) ve % Fo-CaO (% wt) (B) diyagramları.....	123
Şekil 50. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği kayaçlarındaki ortopiroksenlerin bileşimleri (Morimoto vd., 1988).....	125
Şekil 51. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği kayaçlarındaki ortopiroksenlerin bileşimleri (Morimoto vd. 1988).....	126
Şekil 52. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği kayaçlarını oluşturan klinopiroksenlerin Mg numarasına karşı TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Cr ₂ O ₃ ve Na ₂ O değişim diyagramları.....	129
Şekil 53. Ti-Na-Al (Papike vd., 1974) sınıflandırma diyagramı.CATS: CaAlAlSiO ₆ ve CaFeAlSiO ₆ (Ca çermakit); AK: NaFeSi ₂ O ₆ (akmit)-JD: NaAlSi ₂ O ₆ (Jadeit)-UR: NaCrSi ₂ O ₆ (ursinit), NAT: NaTi _{0.5} R _{0.5} 2Si ₂ O ₆ (Na-Ti çermakit), NATAL: NaTiSiAlO ₆ (Na-Ti-Al çermakit), TAL: CaTiAl ₂ O ₆ (Ti-Al çermakit), (semboller Şekil 51'deki gibidir).....	130
Şekil 54. Karayaşmak yöresi kümülat kayaçlarındaki klinopiroksenlerin, Al(IV)-Al(VI) (A), Si-Al(T) (B) ve Mg# - % TiO ₂ (C), diyagramları (A ve B' deki alanlar Aoki ve Kushiro, 1968 ve Aoki ve Shiba, 1973' ten alınmıştır, Yüksek basınç magmatik kayaçlar alanı ise DeBari ve Coleman (1989) dan alındı (semboller Şekil 52' deki gibidir).....	131
Şekil 55. Karayaşmak yöresi mafik-ultramafik kayaçlarındaki klinopiroksenlerin Ca-Ti+Cr (A) ve Al (T) -Ti (B) diyagramındaki dağılımları (sınırlar Letierrier vd. 1982' den alınmıştır (semboller Şekil 52'deki gibidir).....	131
Şekil 56. Karayaşmak yöresi mafik-ultramafik kayaçlarındaki klinopiroksenlerin, % TiO ₂ -Al(IV) / Al(IV)+Si diyagramındaki dağılımları (Loucks, 1990).....	132
Şekil 57. Karayaşmak yöresi mafik-ultramafik kayaçlarındaki amfibollerin A odacığındaki Na+K 'a karşı Al(IV) sınıflandırma diyagramındaki dağılımları (Leake, 1978).....	133
Şekil 58. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği kayaçlarındaki hornblendlerin, Mg numarasına karşı TiO ₂ , Na ₂ O ve K ₂ O değişim diyagramları.....	135
Şekil 59. Karayaşmak yöresi mafik-ultramafik kayaçlarındaki plajiyoklasların An-Ab-Or üçgen diyagramındaki dağılımları (Smith ve Brown, 1988).....	138
Şekil 60. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği kayaçlarındaki krom spinellerin A)100*Mg / (Mg+Fe ²⁺) – Cr / (Cr+Al), B) 100*Mg / (Mg+Fe ²⁺) – Fe ³⁺ / (Fe ³⁺ + Cr + Al), C) Al ₂ O ₃ -TiO ₂ tektonik ortam ayırtman diyagramları (MORB ve boninit alanları Barnes ve Roeder, 2001; abisal peridotitler Dick ve Bullen, 1984; Alaskan-tip kopleksler alanı Burns, 1985-Himmelberg ve Loney, 1995; Aleutian piroksenit ve gabro ksenolitleri alanları Conrad ve Kay, 1984 - DeBari vd., 1987 - DeBari ve Coleman, 1989; okyanus adası bazaltı (OAB) ve ada yayı serileri alanları ise Kamenetsky vd., 2001' den alınmıştır).....	141

Şekil 61. Hamurkesen Formasyonu'nun inceleme alanındaki litolojik birliklerini gösteren basitleştirilmiş dikme kesiti.	146
Şekil 62. A) Güçlü Köyü kuzeyinde metamorfikler üzerine gelen konglomeraların görünümü, B) Tez konusunu oluşturan mafik-ultramafik kümülatlar ile Hamurkesen Formasyonu'nun dokanağı, C) Bazaltik lavlarla kıltaşı, marn ardışımı, D) Mafik-ultramafikler üzerine gelen konglomeratik seviye.....	147
Şekil 63. Karayaşmak Köyü güneyinde yer alan mafik-ultramafik kütleinin güneybatı sınırında görülen küçük ölçekli faylanmalar	153
Şekil 64. Amasya yöresi kümülat verlitlerinin MgO' ekarşı ana oksit değişim diyagramları.....	159
Şekil 65. Kümülat verlitlerin kondirite göre normalleştirilmiş iz element dağılım diyagramları (normalleştirme değerleri, Sun ve McDonough, 1989)	160
Şekil 66. Kümülat verlitlerin, kondirite göre normalleştirilmiş nadir toprak element dağılım diyagramları (Normalleştirme değerleri Boynton, 1984'ten alınmıştır).	161
Şekil 67. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği kayaçlarının; A) SiO ₂ ' ye karşı K ₂ O adlandırma, B) AFM, C) FeOT/MgO' ye karşı SiO ₂ ve D) SiO ₂ ' ye karşı K ₂ O diyagramlarındaki dağılımları (A: Cox vd., 1979; B: Irvine ve Baragar, 1971; C: Miyashiro, 1974; D: Peccerillo ve Taylor, 1976).....	165
Şekil 68. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği kayaçlarının SiO ₂ 'ye karşı ana oksit ve bazı iz elementlerin (Ni, Sr, Cr) değişim diyagramları.....	168
Şekil 69. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği kayaçlarının Mg numarasına karşı ana oksit ve bazı iz elementlerin (Ni, Sr, Cr) değişim diyagramları.....	169
Şekil 70. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği kayaçlarının Mg numarasına karşı Ba, Rb, Zr ve Y iz element değişim diyagramları.....	170
Şekil 71. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği kayaçlarının ilksel mantoya göre normalleştirilmiş nadir toprak element dağılım diyagramları (normalleştirme değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).....	171
Şekil 72. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği kayaçlarının kondirite göre normalleştirilmiş nadir toprak element dağılım diyagramları (normalleştirme değerleri Boynton, 1984'ten alınmıştır)	173
Şekil 73. Karayaşmak ve Aksalur yöresi kümülatlarındaki amfibollerin Al (VI)-Al (IV) diyagramındaki dağılımları (sınırlar Fleet ve Barnett, 1978' den alınmıştır)	176
Şekil 74. Karayaşmak yöresi kümülat kayaçlarının tektonik ortam ayırtman diyagramları (A için, MORB ve tabakalı intrüzyonlar alanı Beard, 1986; yay kümülatları alanı Spandler vd., 2003'ten, B için MORB ve yay gabro alanları Burns, 1985'ten alınmıştır)	178
Şekil 75. Ark ilişkili mafik-ultramafik kümülatların ayırtman diyagramı (sınırlar Beard, 1986' dan alınmıştır)	179

- Şekil 76. Çeşitli jeotektonik ortamlara ait ultramafik kayalar ile tez konusunu oluşturan ultramafik kayaların kondirite göre normalleştirilmiş nadir toprak element açısından karşılaştırılması (Oman: Rampone ve Piccardo, 1996; Prinzhofer ve Allegre, 1985; Godard vd., 2000, Izu-Bonin Mariana: Parkinson ve Pearce, 1998, Güney Sandwich Ark Önü: Pearce vd., 2000, Alaska-Kane Peak: Himmelberg ve Loney, 1995, normalleştirme değerleri Boynton, 1984) 180
- Şekil 77. Amasya ve Pulur profillerine, alçak geçişli süzgeç uygulanarak elde edilen anomalilerin tam yatay türevleri alınarak oluşturulan iki boyutlu kırık yapısı .. 184
- Şekil 78. Karayaşmak Köyü güneyinde yüzeyleme veren mafik-ultramafik kümülatlar için petrojenetik model 185
- Şekil 79. Mafik ultramafik kümülatların yerleşimini ve Doğu Pontidler'in Msezozoyik evrimini gösteren jeotektonik model (Bektaş vd. 2006' dan değiştirilerek) 187

TABLULAR DİZİNİ

Sayfa No

Tablo 1.	Aksalur yöresi kümülat veriltilerinden seçilmiş klinopiroksenlerin kimyasal bileşimleri (yapısal parametreler 6 oksijene göre hesaplanmıştır)....	65
Tablo 2.	Aksalur yöresi kümülat verlitlerindeki amfibollerin mikrokimyasal analiz sonuçları (yapısal parametreler 23 oksijene göre hesaplanmıştır, mg no= mg / (mg+fe ²⁺)	70
Tablo 3.	Aksalur yöresi kümülat verlitlerindeki mika minerallerinin mikrokimyasal analiz sonuçları (yapısal parametreler 22 oksijene göre hesaplanmış olup, fe ¹ fe ² olarak alınmıştır)	72
Tablo 4.	Aksalur yöresi kümülat verlitlerindeki fe-ti oksitlerin mikrokimyasal analiz sonuçları	77
Tablo 5.	Karayaşmak mafik-ultramafik birliği'ni oluşturan kayaçların mineral içerikleri.....	111
Tablo 6.	Karayaşmak mafik-ultramafik birliği'nden alınan kayaçlardaki temsili olivinlerin analiz sonuçları	121
Tablo 7.	Karayaşmak mafik-ultramafik birliği'nden alınan kayaçlardaki temsili ortopiroksen analiz sonuçları.....	124
Tablo 8.	Karayaşmak mafik-ultramafik birliği'nden alınan kayaçlardaki temsili klinopiroksen analiz sonuçları	127
Tablo 9.	Karayaşmak mafik-ultramafik birliği kayaçlarındaki temsili hornblend analiz sonuçları	134
Tablo 10.	Karayaşmak mafik-ultramafik birliği kayaçlarındaki temsili plajiyoklas analiz sonuçları	137
Tablo 11.	Karayaşmak mafik-ultramafik birliği kayaçlarındaki temsili krom spinel analizleri	139
Tablo 12.	Karayaşmak yöresi mafik-ultramafik kayaçlarının fe-ti oksit analizleri	142
Tablo 13.	Aksalur yöresi kümülat verlitlerinin ana, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları	156
Tablo 14.	Karayaşmak yöresi mafik-ultramafik kayaçlarının ana, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları(* işaretli olan örnek analizleri Topuz v.d., 2006' dan alınmıştır)	162

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Giriş

Coğrafik olarak Karadeniz Bölgesi'nin Doğu Karadeniz Bölümü, yaklaşık 500 km uzunluğunda ve 200 km genişliğinde bir dağ zincirinden oluşan ve 'Doğu Pontidler' olarak isimlendirilen tektonik birime karşılık gelir. Avrupa'dan başlayıp Karadeniz kıyıları boyunca Türkiye'yi aşan ve İran'daki Elbruz Dağları ile Hint platformuna ulaşan Alpin dağ oluşumunun bir parçası olan birim için, Doğu Pontid bloku (Osswald, 1912), Pontidler (Ketin, 1966), Rodop-Pontid Fragmanı (Şengör ve Yılmaz, 1983) gibi isimlendirmeler kullanılmıştır. Karadeniz dağları için Pontidler terimi ilk kez Hamilton (1842) tarafından kullanılmıştır. Arni (1939), Pontidler'i Kuzey ve Güney Zon olmak üzere iki tektonik birime ayırmıştır. Ketin (1966) ise Pontidler'i tek bir tektonik birim olarak kabul edip, kuzeyde yer alan volkanik ve granitik kayalar güneyde yer alan metamorfik masifler ve ultramafik kayalardan ayıran sınırı Pontid-Anatolid sınırı kabul etmiştir. Seymen (1975), bu sınırı daha güneye kaydırarak Pulur, Ağvanis ve Tokat metamorfik masiflerini Doğu Pontidler'e dahil ederek güneyde görülen ultramafik kayaç-ofiyolitik melanj kuşağının Pontidler'le Anatolidler'in sınırı olduğunu ileri sürmüştür. Bektaş vd. (1995) ise, Karadeniz sahiline paralel olarak doğu-batı doğrultusunda uzanan Doğu Pontid Tektonik Birliği'ni Mesozoyik'te güneye bakan pasif kıta kenarı üzerinde gelişen, farklı litoloji ve litofasiyes özelliklerine göre Kuzey, Güney ve Eksen Zonu olmak üzere üç alt bölüme ayırmış ve Kuzey Zon'un Güney Zon'dan Niksar-İspir-Ardanuç fay hattı ile ayrıldığını belirtmiştir. Eyüboğlu vd. (2006) Kuzey, Güney ve Eksen Zonu ayrımını jeofizik verileri de kullanarak daha batıda yer alan Amasya ilini de içine alacak şekilde genişletmiş ve geliştirmiştir.

1.2. Coğrafik Durum

İki ayrı lokasyondan oluşan çalışma alanı, Çorum G35-C₄ paftası içerisinde kalan Amasya iline bağlı Aksalur Köyü ve civarında yaklaşık olarak 120 km² lik, Trabzon H43-C₃ paftasında yer alan Karayaşmak Köyü (Demirözü-Bayburt) civarında ise yaklaşık olarak 50 km² lik, bir alanı kapsamaktadır.

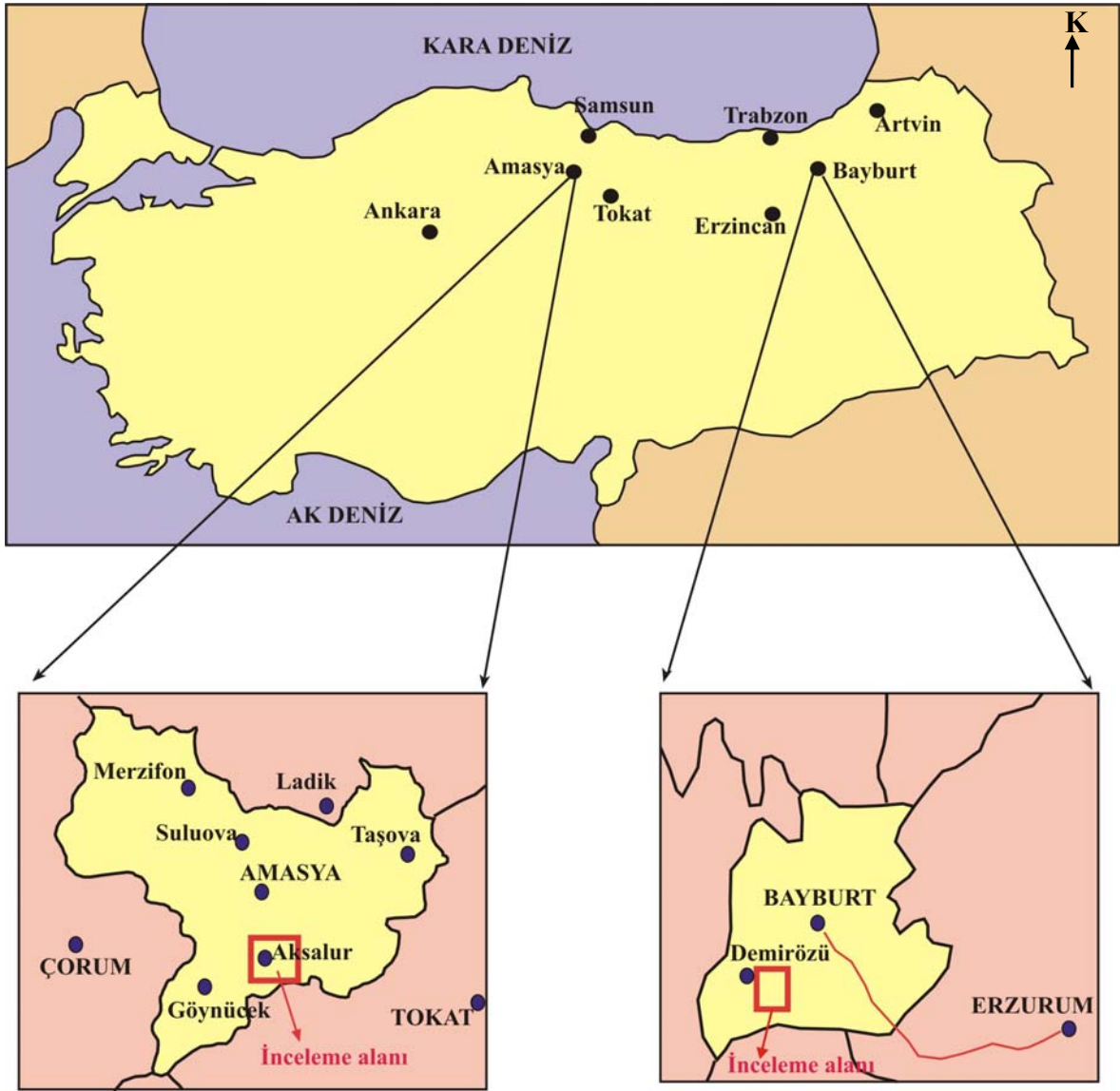
Doğu Karadeniz Bölümü'nün güneybatı köşesinde yer alan Amasya ilinin yaklaşık 15 km güneydoğusunda bulunan Aksalur yöresindeki ana yerleşim merkezleri Aksalur ve Kızılca Köyleri ile Belmebük, Kızılca, Sevincer, Karaköprü, Çayköy, Salamat, Kayrak, Kavakçayırı, Mahmatlar, Aşağı Musalar ve İlyas mahalleleridir (Şekil 1). En önemli akarsuyun Yeşilirmak olduğu alanda, Yeşilirmak boyunca oldukça düz ve alüvyonlarla kaplı olan arazi, ırmak kenarından uzaklaştıkça eğimli, yer yer de sarp bir topografya sunar.

Amasya genel olarak, Karadeniz ikliminin etkisi altında olmakla beraber, deniz etkilerine maruz kalmadığı için karasal iklim özelliklerini de göstermektedir. Amasya meteoroloji istasyonu verilerine göre yıllık ortalama sıcaklık 13,9 °C dir. Yaz aylarındaki ortalama aylık sıcaklık 20 °C'yi aşar. Sıcaklığın zaman zaman yüksek değerlere (35 °C) çıktığı görülür. Gündüz ile gece arasındaki farkları 14-16 °C arasındadır. Yıllık ortalama yağış tutarı yarım metrenin altındadır. En fazla yağış alan mevsim kıştır. İlkbahar'da azalarak devam eden yağış, Temmuz ayında büyük düşüş gösterir. En az yağış Ağustos ayında düşer. Eylül ayından itibaren yağışlar artarak devam eder. Amasya nemlilik bakımından Karadeniz kıyılarından farklıdır. Günlük sıcaklık farkları yüksektir. Nem oranı yaz aylarında azalır. Bu nedenle Amasya'daki iklim Karadeniz iklimi ile İç Anadolu iklimi arasında bir geçiş özelliğini taşır.

Yöre halkının geçim kaynağı, Yeşilirmak boyunca oldukça geniş ve verimli düzlüklere sahip alüvyonlar üzerinde yapılan tarımdır. Özellikle meyve üretimi (üzüm, erik, elma, şeftali, kiraz v.s.) ve Aksalur köyü civarında seracılık yapılarak yetiştirilen sebzeler yöre halkının en önemli geçimini oluşturmaktadır. Biraz daha yüksek kesimlerde (Salamat, Kayrak Mahalleleri v.s.) hayvancılık önemli bir geçim kaynağıdır.

Tez çalışmasının ikinci alanı, Bayburt iline bağlı Demirözü İlçesinin 2 km güneydoğusunda bulunur (Şekil 1). En önemli yerleşim merkezi Karayaşmak Köyü, Bildiç, Cenci, Öksürüç, Zarani mahalleleridir. İnceleme alanını güneyden-kuzeye geçen ve etrafında genişliği yer yer 300 metreye ulaşan geniş alüvyon düzlükleri oluşturan Lori Deresi en önemli akarsudur. Bundan başka sadece bahar aylarında su taşıyan diğer aylarda genellikle kurumuş olan küçük akarsular bulunmaktadır. Lori Deresi'nden uzaklaştıkça düz olan topografya fazla sarp olmayan eğimli bir topografya kazanır. Güneyden kuzeye doğru Karşı, Paharlı, Ziyaret, Koyağın, Kabak, Beşyurt, Sarıgüney, Kalebaşı, Başut ve Sivri Tepe en önemli yükseltilerdir. Bölgede Doğu Karadeniz iklimi ile Doğu Anadolu iklimi

arasında, karasal özellikleri ağır basan bir geçiş iklimi hüküm sürmektedir. Bu nedenle yazları sıcak ve kurak, kışları ise soğuk ve yağışlı geçmektedir. Ancak, gerek ortalama yüksekliğin azlığı, gerekse vadiler sisteminin oluşturduğu “Mikroklima” sayesinde Doğu Anadolu’ya göre iklim daha yumuşaktır. Yaz günleri genellikle Mayıs – Eylül ayları arasında kendini göstermektedir. Yağışlı günler 102, ortalama yağış 433,4 mm’dir. En yüksek sıcaklık 36,2 °C (20.07.1962) ve en düşük sıcaklık -26,2 °C (29.01.1964), ortalama ısı ise 7 °C derecedir. Genelde soğuk bir iklimin hüküm sürdüğü bölgedeki en önemli geçim kaynağı küçük ve büyükbaş hayvancılıkla birlikte arıcılıktır.



Şekil 1. İnceleme alanlarına ait yer bulduru haritaları

1.3. Önceki Çalışmalar

İnceleme alanları ve yakın çevrelerinde, bölgenin genel jeolojisi ve jeotektonik evrimine yönelik bir çok çalışma yapılmıştır. Aşağıda bu çalışmalardan bir kısmı, özellikle de tez konusunu oluşturan mafik-ultramafik kayaçları konu alan çalışmalar ve ayrıca doktora tezinin esas konusunu oluşturan ada yaylarının yapıları ve mafik-ultramafik komplekslerin özellikleri konusunda dünya literatüründe yapılan çalışmalardan bazıları özetlenmeye çalışılmıştır.

1.3.1. İnceleme Alanları Ve Yakın Çevreleri İle İlgili Çalışmalar

1.3.1.1. Aksalur Köyü (Amasya) Ve Yakın Çevresi İle İlgili Çalışmalar

Baykal (1947), Bölgede GB-KD doğrultulu antiklin ve sinklinlerin bulunduğunu ve sinklinlerin çoğunun Kretase, Eosen, Oligosen ve Neojen gibi genç formasyonlarla doldurulmuş olduğunu belirterek, tabandaki şistlerin şiddetli kıvrımlanmalarını Hersinyen orojenezine bağlamıştır.

Blumenthal (1950), “Orta ve Aşağı Yeşilirmak Bölgelerinin (Tokat, Amasya, Erbaa, Havza, Niksar) Jeolojisi” isimli çalışmasında, bu bölgenin 1/50.000 ölçekli jeolojik haritasını hazırlayarak, en yaşlı fosilli oluşukların Orta Permian yaşında olduğunu vurgulamış ve Permian altında daha az metamorfik olarak gördüğü bir alt seriyi Devonian yaşlı olarak kabul etmiştir.

Alp (1972), “Amasya ve Çevresinin Jeolojisi” isimli doktora tezi çalışmasında bu bölgede yaklaşık olarak 300 km² lik bir alanın ayrıntılı jeolojik haritasını hazırlayarak İnceleme alanındaki birimleri billursal şistler (Silüryen öncesi), Orta Silüryen (Karasenir Formasyonu), Permokarbonifer, Liyas (Kayabaşı Formasyonu), Dogger-Malm (Ortapınar Grubu), Alt Kretase (Ferhatkaya Formasyonu), Üst Kretase (Sarılar Formasyonu, Lokman Formasyonu), Eosen, Neojen, Kuvaterner sedimentleri ve ayrıca magmatik kayaçlar şeklinde gruplandırmıştır. Alp (1972), bölgenin tabanını oluşturan metamorfik kayaçları Yeşilşist Serisi ve Fillat Serileri olmak üzere iki ana gruba ayırmış ve Fillat Serisini de kendi içerisinde Demirli şist birimi, Kuvarsporfir birimi, Bazik metavolkanik birimleri ve Esas fillat serisi olmak üzere 4 gruba ayırmıştır. Özellikle Aksalur Köyü ve civarında yüzeyleme veren mafik-ultramafik kayaçları “Magma Kayaları” başlığı altında inceleyerek

sadece petrografik özelliklerine kısaca değinmiştir. Düşük derecede metamorfizmaya uğramış olan grovak, konglomera, sleyt ve kireçtaşı merceklerinden oluşan birimi ise Karasenir Formasyonu olarak tanımlamış ve bu birimin metamorfik temel üzerinde uyumsuz olarak oturduğunu ve Orta Silüryen yaşında olduğunu ileri sürmüştür.

Yılmaz (1983), “Tokat (Dumanlıdağ) ile Sivas (Çeltekdağı) dolaylarının temel jeolojik özellikleri ve ofiyolitli karışığın konumu” adlı çalışmada, bölgede Eosen öncesinde üç tektonik birimin yer aldığını ve bunların kuzeyde Tokat metamorfikleri, güneyde Akdağmadeni metamorfikleri ve ikisi arasında yer alan ofiyolitli karışık ile karışığın örtü kayaçlarından oluştuğunu, Tokat grubu metamorfiklerinin Üst Kretase-Paleosen döneminde oluşan ofiyolitli karışık ve örtü kayaçları içerisinde yer yer olistolitler halinde yerleştiğini, yitime bağlı olarak oluşan ofiyolitli karışık kamasının Üst Senoniyen öncesinde kısmen su yüzü olduğunu, yersel uyumsuzluğun ve bunu izleyen evrelerde olistostromların geliştiğini vurgulamıştır.

Rojay (1993), ‘Merzifon-Suluova Havzası Güney Kenarının Tektonostratigrafisi ve Neotektonik Karakteristikleri’ konulu doktora tezi çalışmasında, Amasya bölgesindeki başlıca birimlerin, Palaeozoyik yaşlı düşük dereceli metamorfikler (Tokat Kompleksi), Üst Kretase Ofiyolitik Melanjı, Kampaniyen-Maastrichtiyen ark önü sekansı (Karatepe ve Kışlacık Grupları), Lütesiyen fliş sekansı (Cindere Grup), Lütesiyen sonrası dasitik intrüzyonlar (Moramil dasiti) dan oluştuğunu belirterek, bölgedeki tektonik yapıları Pliyosen öncesi paleotektonik ve Pliyokuvaterner neotektonik yapıları olmak üzere iki grupta sınıflandırarak incelemiştir.

Bektaş ve Güven (1995), Pontid ve Anatolidlerin güneye doğru aşınmış olan bir magmatik arkın litosferini oluşturduklarını ve bu litosferin üst kabuğunun bimodal volkaniklerle aratabakalanmalı sedimentlerden, orta kabuğunun granitik ve metamorfik kayaçlardan, alt kabuğunun biyotit ve hornblend içeren mafik ve ultramafik kümülatlardan, mantonun (?) ise serpantinleşmiş spinel harzburjitlerden oluştuğunu ileri sürerek, bu dizilimin yapısı iyi bilinen Aleutian (Alaska) gibi magmatik yaylara oldukça benzer olduğunu vurgulamıştır. Pontid magmatik arkının kuzeyden güneye doğru artan bir aşınma yüzeylenmesi verdiğinin diğer bir delilinin de en kuzeyde Neojen volkanitlerinin daha güneye doğru ise Üst Kretase, Alt Kretase, Liyas ve Paleozoyik yaşlı kayaçların yüzeyleniyor olması olduğunu belirtmiştir. Ayrıca özellikle Amasya ve Pulur civarında görülen, biyotit ve hornblend içeren mafik-ultramafik kümülatların ofiyolitik ultramafik kayaçlar olmadıklarını, bu kayaçların yitim zonuna özgü sulu bazaltik magmalarla ilişkili

KA-A magmalar olduklarını ve Alaska-tip ultramafik kayaların tipik özelliklerine sahip olduklarını belirterek, Türkiye’de bu tip kayaların varlığını ilk kez ortaya koymuştur.

Tüysüz (1996), “Amasya ve Çevresinin Jeolojisi” isimli makalesinde, bölgenin paleotektonik evriminin Karakaya ve Ankara-Erzincan okyanuslarının açılması ve kapanmasına neden olan tektonik olaylar tarafından kontrol edildiğini ve Karakaya okyanusunun Triyas başında Paleozoyik yaşlı bir temel ve onun üzerinde gelişmiş olan Permien karbonat platformunun riftleşmesi ile açıldığını ve Triyas sonunda kapandığını, Ankara-Erzincan okyanusunun ise Erken Eosen’de Sakarya ve Kırşehir kıtalarının çarpışması ile kapandığını ileri sürmüştür. Tüysüz (1996), Aksalur köyü ve çevresinde görülen serpantinleşmiş peridotitlerin ve gabroik kayaların ofiyolit blokları olduklarını vurgulamıştır.

Yılmaz vd. (1997), Tokat masifinin, Yeşilirmak metamorfik birliği, Turhal metaofiyoliti ve ofiyolitik melanj birliği (Devecidağ melanjı) ve Amasya metamorfik birliği olmak üzere farklı üç tektonostratigrafik birlikten oluştuğunu, Alp (1972) tarafından Karasenir Formasyonu olarak isimlendirilen Amasya metamorfik birliğinin, Tokat metamorfik birliğinin en üstteki birimleri üzerinde nap olarak bulunduğunu ve metamorfizma derecesinin zeolit fasiyesi ile alt yeşilist fasiyesi arasında değiştiğini belirterek bu tektonik birliğin Liyastan önce muhtemelen Geç Triyas döneminde oluştuğunu belirtmiştir.

Çapkınoğlu ve Bektaş (1998), Karakaya kompleksinin Amasya civarındaki en üst kesimini oluşturan Karasenir Formasyonu içerisindeki kireçtaşı olistolitlerinden elde edilen fosil bulgularına dayanarak bu olistolitlerin Erken Devoniyen ve Permien yaşlı olduklarını bu nedenle de Karasenir Formasyonu’nun Permien’den daha genç olduğunu ve Liyas yaşlı Kayabaşı Formasyonu tarafından uyumsuz olarak üstlenmesi nedeniyle de yaşının Triyas olduğunu ileri sürmüştür.

Yılmaz ve Yılmaz (2004), Amasya ile Reşadiye arasında geniş bir yayılım sunan Tokat Masifi’ni oluşturan metamorfik birimlerin Doğu Pontidler’in diğer kesimlerinde ve Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı boyunca da izlenmekte olduğunu ve bu birimlerin daha güneydeki Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı’na ait ofiyolitli melanj prizması içerisine Geç Kampaniyen öncesinde tektonik dilimler halinde eklenmiş olduğunu, Geç Kretase yaşlı olan ofiyolitli melanj prizmasına ait bazı dilimlerinde Tokat Masifi içerisinde yaklaşık doğu-batı uzanımlı olarak yer aldığını ve bu nedenle de Tokat Masifi içerisinde yer alan

ofiyolitler ve ofiyolitik melanjin ilksel yerleşim yerlerinde olmadıklarından bunların konumları kullanılarak kenet kuşaklarının çizilemeyeceğini vurgulamıştır.

1.3.1.2. Karayaşmak Köyü (Demirözü-Bayburt) Ve Yakın Çevresi İle İlgili Çalışmalar

Ketin (1951), yapmış olduğu çalışmada bölgenin 1/100.000 ölçekli jeolojik haritasını hazırlayarak, Paleozoyik yaşlı metamorfik temel üzerine, Sinemuriyen-Toarsiyen yaşlı volkano-tortul istifin transgresif olarak geldiğini belirtmiştir.

Ağar (1977), 'Demirözü (Bayburt)-Köse (Kelkit) Bölgesinin Jeolojisi' isimli doktora tezi çalışmasında inceleme alanını da içine alan bölgenin ayrıntılı jeolojik haritasını hazırlayarak birimleri formasyon ve üye mertebesinde adlandırmış ve bölgede Triyas'ın varlığını ilk defa ortaya koymuştur.

Korkmaz ve Baki (1984), yaklaşık 450 km² lik bir alanın jeoloji haritasını hazırlayarak, Ağar (1977) tarafından Dolama Gnaysı olarak adlandırılan metamorfik kayalar, 'Pulur Masifi' olarak yeniden adlandırmış ve bu masifin diorit, gabro, olivinli gabro, serpantin, metadolerit içermesi nedeniyle kompleks bir masif olduğunu vurgulamıştır.

Akdeniz (1988), 'Demirözü Karboniferi ve Bölgesel Yapı içindeki Yeri' isimli çalışmasında, inceleme alanındaki metamorfikler ve bunların üzerine gelen Üst Karbonifer-Alt Permiyen yaşlı kayaların buldukları alanda allokon konumlu olduklarını, Üst Kretase çökelleri ve serpantinlerin, Eosen tarafından örtülen itki dilimleri arasında sıkışmış olmaları, dilimlenme ve güneyden kuzeye doğru sürüklenmelerin Üst Kretase sonu Eosen başı arasında geliştiğini, Üst Karbonifer-Alt Permiyen birimlerinin bol metamorfik kaya çakılı yanında, metamorfik olmayan granitik-volkanik kaya çakıllarını içermesinin bölgede, Üst Karbonifer öncesi bir metamorfizmanın ve bunu izleyen granitik-volkanik intrüzyonların varlığına işaret ettiğini belirtmiştir.

Tanyolu (1988), Pulur masifinin doğu kesiminde yapmış olduğu çalışmada, Aggi Formasyonu'nun Alt Liyas olarak kabul edilmekle birlikte Üst Triyas'a ait olabileceğini, Karayaşmak köyünün güneyinde iri ve bol analsim kristalleri içeren, bölgedeki volkanizmanın alkalin karakterli olduğuna işaret eden bazaltların bulunduğunu ve Pulur bölgesinin Liyas sürecinde yay gerisi bir jeotektonik ortam olduğunu, Karayaşmak batısında yüzeyleyen ve daha eski çalışmalarda serpantin olarak yorumlanan kayaların ise

harzburjit ve spilitleşmiş bazik lavlardan meydana geldiğini ve bu kayaçların kırık boyunca yükselip zamanla serpantinleştiğini belirtmiştir.

Habiboğlu (1989), Pulur Masifi olarak adlandırılan metamorfitleerin, manto yükselimi ve buna bağlı olarak ultrabazik-bazik intrüzyonlara maruz kalmış, incelmış veya gerilmiş kıtasal bir kabuğa karşılık geldiğini, bu metamorfitleer içinde intrüzyonlar halinde gözlenen ultrabazik ve bazik diyapirlerin Liyas yaşlı birimleri kesmemesi ve metamorfiklerle sıcak dokanak oluşturması manto yükselimine bağlı olarak diyapirlerin yerleşim yaşının Liyastan önce olduğunu gösteren veriler olduğuna işaret etmiştir.

Bektaş ve Güven (1995), Amasya'daki Alaska-tip ultramafik kayaçların benzerlerinin Demirözü (Bayburt) yöresinde de bulunduğunu ve bu kayaçların Pulur masifi içine intrüzyon yaptığını belirtmiştir.

Okay vd. (1997), Pulur bölgesinin stratigrafisine yönelik yapmış oldukları çalışmada, bölgede Cebre Görelî Otoktonu ile birlikte Hamurkesen, Aşutka, ve İmalıdağ bindirme dilimlerinin bulunduğunu belirterek, Cebre Görelî Otoktonu'nun alttan üste doğru Çatalçeşme Formasyonu, Hardişi Formasyonu, Çaltepe Kireçtaşı ve Gevenli Formasyonlarından oluştuğunu ve Kelkit Formasyonu, Kazalı Kireçtaşı ve Hozbirikyayla Kireçtaşlarını içeren Hamurkesen bindirme dilimi tarafından tektonik olarak üzerlendiğini, Hamurkesen diliminin ise Pulur metamorfik kompleksini, Kelkit Formasyonu'nu, Hozbirikyayla Kireçtaşını, ofiyolitik melanji, Kapıkaya Kireçtaşını ve Spikor Formasyonunu içeren Aşutka bindirme dilimi tarafından tektonik olarak üzerlendiğini, Hamurkesen ve Aşutka dilimlerinde Üst Kretase kayaçlarının bulunmayışını ofiyolitik melanjin tektonik yerleşimi ile ilişkili yükselme ve aşınmayla açıklanabileceğini vurgulamıştır.

Çapkinoğlu (2003), Demirözü (Bayburt) yöresinde yapmış olduğu çalışmada, bölgede yüzeyleme veren Çatalçeşme Formasyonu'ndan almış olduğu örneklerde Doğu Pontidlerde ki Paleozoyik tortullarında ilk konodont faunalarını saptayarak, bu faunanın Orta Pensilvaniyen'in üst kısımlarına ait olduğunu vurgulamıştır.

Topuz vd. (2004a ve 2004b), Pulur masifinin iki farklı tektonometamorfik birimden oluştuğunu ve bu iki birimin Liyas öncesi bir bindirme düzlemiyle birbirlerinden ayrıldıklarını, Bu birimlerden altta bulunan düşük dereceli Doğankavak biriminin başlıca metabazitler, fillitler, kalkerli fillitler, mermerler ve metaçörtlerden oluştuğunu ve metamorfizma yaşının 260 milyon yıl olduğunu, üstte bulunan yüksek dereceli Cenci biriminin ise mezokratik gnayslar ve alümina melanokratik kayaçlardan oluşan Petekli,

amfibolit araseviyeleri içeren metapelitler ve metapisammitik migmatitlerden oluşan Pirörenler ve başlıca milonitik kuvarso-feldspatik gnayslardan oluşan Serenli alt birimlerinden oluştuğunu belirtmiştir.

Topuz vd. (2006?-yayınlanmamış makale), Karayaşmak civarında yüzeyleme veren mafik-ultramafik kayaçların kristalizasyon sekansları ve mineraolojik bileşimleri ile suca zengin bazaltik bir ergiyikten, ekstansiyonel bir suprasubduction zon ortamınının sığ seviyelerinde meydana geldikleri görüşündedirler.

1.3.1.3. Doğu Pontidler' de, Liyas Öncesi Mafik-Ultramafik İnrüzyonların Yüzelediği Diğer Alanlarda Yapılan Çalışmalar

Şengör vd. (1980), Yusufeli ve civarında Jura öncesi temele ait kayaçların iki farklı topluluktan oluştuğunu ve bu iki farklı topluluğun Jura'da tektonik olarak bir araya geldiklerini ileri sürerek, bölgede yüzeyleme veren mafik ve asidik kayaçları okyanusal topluluk, metamorfik kayaçları da kıtasal topluluk olarak kabul etmişlerdir. Mafik ve asidik derinlik kayaçlarının Triyas'dan (Permiyen?) Erken Jura'ya kadar olan zaman aralığında oluştuklarını ileri sürerek, bunları güneye doğru yitimle kapanan Palaeotetis sutureunun kalıntıları olduklarını vurgulamıştır.

Adamia vd., (1995), Doğu Pontidler ve Kafkaslar'ı birleştirdiği çalışmasında, bölgeyi kuzeyden güneye doğru Adjara-Trialetian Birimi, Artvin-Bolnisi Bloğu, Bayburt-Karabağ Birimi ve Erzincan-Sevan Ofiyolitik Süturu şeklinde dört ana yapısal birime ayırmıştır. Ayrıca Demirkent Formasyonu'nun 'Narlık Graniti', Çoruh ve Oltu Nehirlerinin kavuşma noktasında yüzeyleyen 'Yusufeli (Akhalt) Masifi' ve volkani-sedimanter birimlerden oluştuğunu, bunlardan Yusufeli Masifi'nin gabrolar, diyabazlar ve plajiyogranitlerden oluştuğunu, gabro ve diyabazların çok farklı bir toleyitik trendle okyanusal bazaltik ve plütonik kayaçlara karşılık geldiğini ve bu gabroları ve diyabazları kesen plajiyogranitlerin oldukça düşük K₂O içerikleri ile okyanusal jeokimyasal afiniteye sahip olduklarını belirtmiştir. Bu masifle volkanik-sedimanter birim arasındaki ilişkinin net olmadığını, volkanik kayaçların ise çoğunlukla okyanus ortası sırt (MOR) ve plaka içi (WP)-toleyit ve alkali bazaltlarından, çok az oranda da yüksek Ti içerikli trakibazalt ve riyolitler içerdiğini vurgulayarak, Demirkent Formasyonu'nun BAB tipi bir ofiyolitik birliğin kısmı olarak düşünülebileceğini belirtmiştir.

Yılmaz vd. (1996), Türkiye-Gürcistan sınırı boyunca yapmış oldukları çalışmada, sınır bölgesinde kuzeyde Adjara-Trialeti ve güneyde Artvin-Bolnisi olmak üzere iki tektonik birliğin bulunduğunu, her iki ünitenin de tabanının Doğu Pontid Üst Kratese yay birliktelikleri ile karakteristik olduğunu vurgulamıştır. Ayrıca bu iki tektonik birliğin Karadeniz'e dalmayıp, Karadeniz kıyısı boyunca devam ettiğini belirtmiştir.

Konak ve Hakyemez (1996), Artvin-Erzurum illeri arasında yapmış oldukları çalışmada, Jura-Kretase yaşlı formasyonları kuzeyden güneye doğru Hopa-Borçka, Artvin-Yusufeli, Olur-Tortum ve Erzurum-Kars Ofiyolit Zonları şeklinde dört ayrı zona ayırmıştır. İnceleme alanını da içine alan Artvin-Yusufeli Zonu'nu ise kuzeydoğudan güneybatıya doğru, Öğdem, Zeytinlik, Madenler, Ardanuç, Üçsu ve Günyayla şeklinde altı alt zona ayırmıştır. Ayrıca Jura öncesi temele ait kayaların, Hasdere Metamorfileri ve tonalitik-dasitik dayklar tarafından kesilen gabro-diyabaz birliğinden oluştuğunu vurgulamıştır.

Dokuz (2000), Yusufeli ve yöresinde yaptığı çalışmada gabro, gabropegmatit, mikrogabro, diyorit ve diyorit pegmatitten oluşan kayaç topluluğunu Demirkent plütünü olarak adlandırarak, Paleozoyik yaşlı olduklarını ileri sürmüştür. Dokuz (2000), bu plütünü oluşturan kayaların yüksek Al_2O_3 ve düşük MgO içerikleri ile yüksek Alüminyumlu ada yayı ve kıtasal yay bazaltlarına benzediğini, Genel olarak düşük K_2O içeriklerine sahip kayaların KA-TH geçişli karakterleri ile ofiyolitik topluluktaki TH karakterli mafik ve ultramafik kümülatlardan ayrıldıklarını, ayrıca, yüksek LILE düşük HFSE içerikleri ve yüksek LILE/HFSE oranları ile tipik olarak yitimle ilişkili kayalara benzediğini vurgulamıştır.

Ustaömer (yayınlanmamış), 'Pre-Jurassic Crustal Extension, Basin Formation and Associated Magmatism at a Consuming Margin, Yusufeli-Artvin, Eastern Pontides, NE Turkey' isimli çalışmasında, Yusufeli bölgesinde Doğu Pontidlerin Jura öncesi temelinin birbirlerinden yüksek açılı shear zonları ile ayrılan KD-GB uzanımlı dört tektonik birimden oluştuğunu belirterek, bunların; kuzeybatıda izoklinal olarak kıvrımlanmış fillitler, yastık lavlarla ara tabakalanmalı volkaniklastik türbiditlerden oluşan İrmakyanı Gurubu, orta kısımda yüksek dereceli metamorfikler ve bunları kesen gabro ve plajiyogranit dayklarından oluşan Demirkent İntrüziv Kompleksi, güneydoğuda yüzeyleyen yastık lavlar, lav breşleri, çok sayıda dasitik dayk ve bunlarla ilişkili lav akmalarından oluşan Kınalıçam Volkanikleri ve iki mikalı metagranitler tarafından kesilen kuvars mika şistler ve metakonglomeralardan oluşan Karadağ Grubu olduğunu belirtmiştir.

Metamorfiklerin ve bunları uyumsuz olarak üzerleyen fosilli siyah şeyller ve tüflü sedimentlerin gabroik intrüzyonlar tarafından kesildiğini, Kınalıçam volkaniklerinin LIL element zenginleşmesi, Nb tüketilmesi ve Ti'a göre Zr tüketilmesi ile yitim zonu üzerinde gelişen lavlarının özelliklerini yansıttıklarını ileri sürmüştür.

1.4. Alpin Kuşakta Yer Alan Mafik-Ultramafik Kayaçların Oluşum Ortamlarına Göre Sınıflandırılması

Alpin kuşakta yer alan mafik-ultramafik kayaçlar başlıca ofiyolitik ve ofiyolitik olmayan kayaçlar şeklinde iki ana grup altında toplanabilir. Bu kapsamda Türkiye'de yüzeyleme veren ultramafik kayaçlar ilk çalışmalarda ofiyolitik kayaçlar olarak kabul edilmiş ve ilk jeotektonik modellemeler için ana çıkış noktası olmuştur. Daha sonra yapılan çalışmalarda jeokimyasal verilerin kullanılması ve Türkiye'de yüzeyleyen ultramafik kayaçların bir çoğunun ofiyolitik olmayıp, yitimle ilişkili ultramafik magmaların özelliklerini yansıttığının belirlenmesiyle jeotektonik modellemeler yeniden gözden geçirilmeye başlanmıştır (Bektaş, 1981; Bektaş ve Güven 1995; Parlak vd.1996, 1997, 2002, 2004; Yalın vd. 1996 ve 2000; Beyarslan ve Bingöl, 2000).

1.4.1. Ofiyolitler

Ofiyolitler tektonik ortamlarına göre, uzaklaşan plaka kenarlarında gelişen ofiyolitler (okyanus-ortası sırtlar) ve yaklaşan plaka sınırlarında gelişen ofiyolitler (SSZ) olmak üzere başlıca iki grup altında toplanırlar.

1.4.1.1. Okyanus Ortası Sırtlarda Gelişen Ofiyolitik Kayaçlar

Ofiyolit terimi ilk kez 1813 yılında, melanjlar üzerinde yaptığı çalışmada, Fransız bir mineralog olan Brogniart tarafından kullanılmıştır. Brogniart (1821), Apeninlerdeki çalışmasında, gabro, ultramafik kayaçlar, diyabaz ve volkanik kayaçlardan oluşan bir magmatik kayaç topluluğu için ofiyolit terimini tekrar kullanmış ve kapsamını genişletmiştir. Steinmann (1913), Alplerde yaptığı çalışmada serpantinit, diyabaz ve radyolaritlerin birbirleriyle yakın ilişkili olduğunu belirledi ve bu yeşiltaşların veya ofiyolitlerin jeosenklinallerin eksen kısımları için karakteristik bir birlik olduğunu

düşündü. Daha sonra yapılan çalışmalarda serpantinit, diyabaz-spilit ve çörten oluşan bu birlik yaygın olarak 'Steinmann Üçlüsü' olarak adlandırılmaya başlandı. Steinmann, Oman veya Trodos ofiyolitlerinde olduğu gibi tam bir istif göremedi. Çünkü çalıştığı bölgelerde (Alpler'in Penninik Zonu) serpantinit, yastık lavlar ve okyanusal sedimentler baskın olup, gabrolar oldukça dar alanlarda, levha dayk kompleksleri ise hiç yoktur. Hess (1965) İtalya, Kuzey Yunanistan ve Papua'da yapmış olduğu çalışmalar sonucunda ofiyolitleri okyanusal kabuğun parçaları olarak kabul etti. Altmışlı yılların sonlarına doğru ortaya çıkan plaka tektoniği kuramlarının jeolojiye yaygın olarak uygulanmaya başlanmasıyla birlikte tüm jeolojik olaylarda olduğu gibi ofiyolitlerin gelişiminde de yeni yeni teoriler ortaya çıkmaya başladı. 1960'lı yılların sonlarında, özellikle Kıbrıs'ta Troodos kompleksinde yapılan çalışmalarda ofiyolitlerin, yayılma merkezlerinde oluşan okyanusal kabuğun parçaları olduğu tekrar vurgulandı (Gass, 1968; Coleman, 1971; Dewey ve Bird, 1971). Ofiyolitler üzerinde çalışan jeologlar ofiyolit-okyanus kabuğu benzeşmesini kullanarak eski okyanus ortası sırtlardaki okyanusal litosferin gelişimini yorumlamaya başladı. Diğer yandan, başlıca jeofiziksel modellemelerin kullanılmasıyla güncel okyanusal kabukların yapı ve gelişiminin modellenmesine de başlandı. Ofiyolitler konusundaki bu hızlı ilerlemeler, Eylül 1972'de yapılan Penrosa konferansında masaya yatırıldı. Konferansa katılanlar, Batı Amerika ve Avrupa'daki ofiyolitler üzerinde yaptıkları saha çalışmalarını tartıştı ve konferans sonucunda ideal bir ofiyolitik istifin alttan üste doğru;

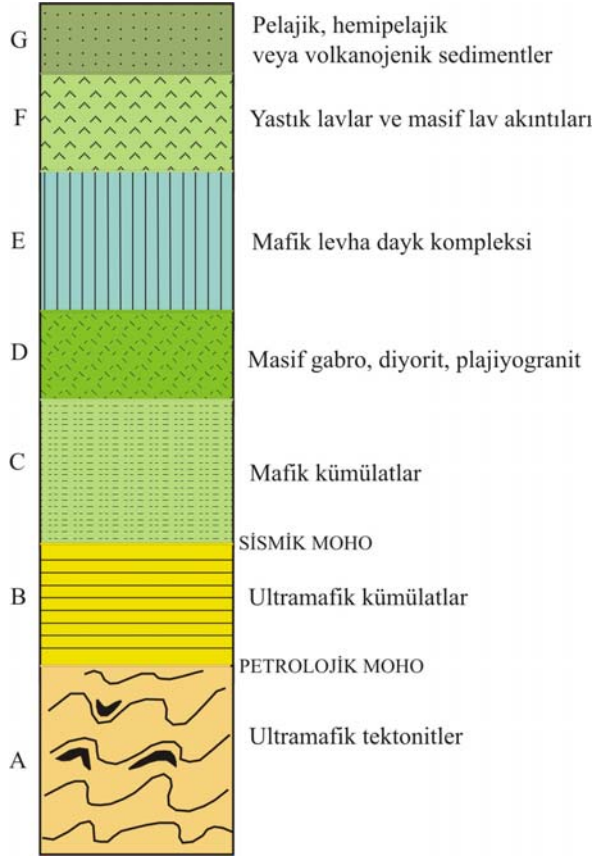
Ultramafik Kompleks

Gabbroik Kompleks

Mefik Levha Dayk Kompleksi

Mafik Volkanik Kayaç Kompleksi

Pelajik veya Volkanojenik Sedimentler' den oluştuğu sonucuna vardılar.



Şekil 2. Genelleştirilmiş ofiyolitik istif (Moores, 1982).

Tabakalı bir iç yapıya sahip olan ‘Penrosa-Tip’ bu okyanusal kabuk, lavlar ve/veya ince gabroik kayalarla örtülü serpantinleşmiş peridotitleri içeren ve yavaş-yayılma sırtlarında oluşan ‘Hess-Tip’ okyanusal kabuktan oldukça farklıdır. Daha sonraki yıllarda özellikle kimyasal verilerin jeolojik çalışmalarda yaygın olarak kullanılması sonucunda, okyanus ortası sırtlarda geliştiği düşünülen ofiyolitik kayaların çoğunun yitim zonu kayalarının kimyasına sahip olduğu görülmüş ve ofiyolitik kayaların sadece okyanus ortası sırtlarda değil, yitim zonları üzerinde de gelişebileceği görüşü ağırlık kazanmaya başlamıştır (Miyashiro, 1973 ve 1975; Pearce vd. 1984).

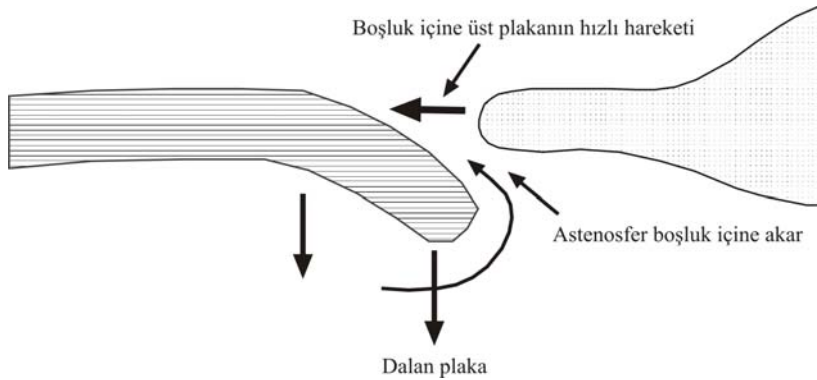
1.4.1.2. Yitim Zonu Üzerinde Gelişen Ofiyolitik Kayalar (Suprasubduction Zonu Ofiyolitleri)

Jeokimyasal verilerin, daha önce okyanus ortası sırtlarda olduğu düşünülen ofiyolitik kayalara yaygın olarak uygulanmaya başlanmasıyla, bu kayaların bazılarının

yitim magmalarının özelliklerini yansıttığı görülmüştür. Miyashiro (1973), Troodos ofiyolitinde yapmış olduğu çalışmada, levha dayk kompleksi ve yastık lavların alt seviyesinden aldığı örneklerin çoğunda kalk-alkali bir trendin olduğunu ve bundan hareketle, Troodos ofiyolitinin okyanus ortası sırttan ziyade bir ada yayında oluşmuş olduğunu ileri sürdü ve bu görüş bütün ofiyolitik kayaçların okyanus ortası sırtlarda oluştuğu kaidesine ilk karşı görüşü oluşturdu. Troodos ofiyolitinin tektonik ortamı hakkındaki tartışma, başlıca açık bir deniz tabanı yayılması konusunda uzlaşamaması ve istifin üst seviyelerinde yer alan kayaçların yaylardaki kayaçlara benzer bir kimyaya sahip olmasından kaynaklanıyordu (Miyashiro, 1973 ve 1975). Bektaş (1981), Erzincan-Tanyeri bucağındaki ofiyolitik melanja ait bazaltların kimyalarından hareketle, Miyashiro (1975) sınıflamasını Türkiye’de ilk kez kullanmış ve bölgedeki ofiyolitlerin bilinenin aksine okyanus ortası sırt (MOR) değil yitimle ilişkili bir kenar denizinde gelişmiş olabileceğini ortaya koymuştur. Pearce (1975), Troodos masifinin yeni oluşan bir denizaltı ada yayının gelişimi sırasında marjinal bir havza içinde oluşmuş olabileceği görüşünü ortaya attı. Troodos ve diğer ofiyolitler için marjinal havzada oluşmuş olabileceği görüşü günümüzde bir çok jeokimyacı tarafında kabul görmektedir. Miyashiro (1975), içerdiği volkanik kayaç serilerini dikkate alarak ofiyolitleri üç farklı sınıf altında topladı. Sınıf I’ i oluşturan ofiyolitler bir ada yayı ortamını işaret eden kalk-alkalin ve toleyitik serileri içermektedir. Sınıf II, bir adayı ve/veya okyanus ortasında gelişebilecek toleyitik volkanik kayaç serilerini kapsamaktadır. Sınıf III ofiyolitleri ise bir kıtasal kenar boyunca gelişen rift havzasında veya okyanus içi adalar ve denizaltı adalarında veya yakınında gelişen ofiyolitik kayaçlardan oluşmaktadır. Sınırlı sayılabilecek jeokimyasal veriler ile oluşturulan bu sınıflandırma yeterli olmasa da ofiyolitlerin çeşitli jeotektonik ortamlarda oluşabileceğini ve Penrosa-tip ofiyolitik istifin ofiyolitleri sınıflandırmak için yeterli olmadığını ortaya koymuştur. Pearce (1984), yitim zonu üzerindeki ofiyolitik kayaçların jeokimyasal karakteristiklerini ve tektonik ortamlarını konu alan makalesinde, hem yitim zonu üzerinde gelişen ofiyolitik kayaçların özelliklerini detaylı olarak anlatmış hem de bu kayaçları okyanus ortası sırtlarda gelişen ofiyolitik kayaçlarla karşılaştırmıştır. Pearce (1984) suprasubduction zon (SSZ) ve okyanus ortası sırt (MOR) ofiyolitlerini karşılaştırdığı çalışmada, SSZ ofiyolitlerinin ada yaylarının tipik jeokimyasal karakteristiklerini yansıttıklarını, her iki ofiyolit grubunun farklı bir kristalizasyon sekansına sahip olduğunu, SSZ ofiyolitlerinde klinopiroksen ve bazen ortopiroksenin plajiyoklastan önce kristallendiğini, halbuki MOR ofiyolitlerinde tam tersinin yani olivin,

plajiyokas, klinopiroksen şeklinde bir kristallenmenin meydana geldiğini, bu nedenle de SSZ ofiyolitlerinde basal kümülat dunitlerin, üste doğru lertzolit, verlit, norit ve gabrolara geçtiğini, MOR ofiyolitlerinde ise basal dunitlerin traktolit ve gabrolara geçtiğini belirtmiştir. SSZ ofiyolitlerinin diğer bir özelliğinin de büyük ölçekli podiform kromit kütleleri içermesine karşın, MOR ofiyolitlerinin küçük ölçekli kromit kütleleri içerdiğini vurgulamıştır. Pasifik Okyanusu'nun batısında, İzu Bonin-Mariana yay önü bölgelerinde yapılan sondaj ve tarama çalışmaları yitimin başlangıç mekanizmasını daha iyi anlaşılması ve ofiyolit gelişiminin kökeni için oldukça önemli verilerin elde edilmesine yardımcı oldu. Ortaya çıkan hipotez, genç (veya sıcak) okyanusal kabuğun yitiminin erken safhaları esnasında trenç rollback üstteki plakanın yay önü bölgesinde ekstansiyon ve deniz tabanı yayılmasına neden olur. Bu ekstansiyon ve yitim ilişkili magmatizma, deniz tabanı yayılması ve yay benzeri kimyası ile birlikte okyanusal kabuğu (proto-ofiyolit) meydana getirir (Dilek, 2003).

Stern ve Bloomer (1992), yitim zonu üzerinde gelişen ofiyolitlerin oluşumu ile ilgili oldukça önemli bir model ileri sürdü. Bu modele göre yitim zonu üzerinde gelişen ofiyolitler, yaşlı ve yoğun okyanusal litosferin astenosfer içine batmaya başladığı erken dönemde oluşmaktadırlar. Bu modelde, batmakta olan litosfere komşu olan üst plaka içindeki manto (astenosfer), dalmakta olan yoğun litosferin oluşturduğu boşluk içerisine hızlı bir şekilde ilerlemelidir (Şekil 3). Kabuk oluşumu, sıcak astenosferden gelen ergiyiklerle beslenir. Astenosfer üstteki plakanın altındaki kama içine akar ve burada dalan plakadan gelen akışkanlarla karışır. Litosferdeki basıncın azalmasına tepki olarak ergime meydana gelir.



Şekil 3. Yeni oluşan bir yitim zonunda dalan plaka üzerinde bulunan plakanın oluşan boşluk içine hızlı bir şekilde ilerlemesi ile meydana gelen ofiyolit oluşumu için şematik gösterim (Stern ve Bloomer, 1992)

Shervais (2001) ise, yitim zonu üzerinde gelişen ofiyolitlerinin yaşam döngüsünü doğum, gençlik, olgunluk, ölüm ve canlanma olmak üzere beş ana kısımda ele almıştır. Bu sınıflamaya göre doğum safhasında, yeni oluşan veya yeniden şekillenen bir yitim zonu üzerinde ofiyolit oluşumu gerçekleşir. Ofiyolit oluşumunun ilk fazı ile ilişkili kayaçlar tabakalı gabrolar, izotropik gabrolar, volkanik kayaçlar ve kısmen levha dayk kompleksidir. Bu safha ile ilişkili volkanik kayaçlar, bazaltdan bazaltik andezite hatta dasite kadar değişen bir bileşime sahip düşük potasyumlu yay toleyitleridir. Yitim zonu üzerinde gelişen ofiyolitlerin gençlik safhası ise, yeni oluşan yitim zonu üzerindeki manto kamasının ikinci safha ergiyikleri ile karakteristiktir. Bu ergiyikler önceden tüketilmiş olan astenosferin devam eden ergimesi sonucunda oluşurlar. Bu safha ile ilişkili olan kayaçlar daha yaşlı plütonikler içine yerleşen mafik-ultramafik intrüzivler, ilk safhadaki volkanikleri üzerleyen volkanik birimler ve dayk komplekslerinden oluşur. Volkanik kayaçlar olivin-ojit pikrit bazaltdan toleyitik ankaramit, yüksek kalsiyumlu boninit, yüksek magnezyumlu andezit, düşük kalsiyumlu boninitlere kadar değişen bir bileşim sunarlar. Bu kayaçlar okyanusal bazaltda göre HFS (Ti, Nb, Ta, Hf) ve HRE elementlerce önemli derecede tüketilmiştir. Plütonik kayaçlar ise verlit, piroksenit, gabro ve bazen diyoritlerden oluşur. Yitim olayı göreceli olarak duraylı olmaya başladığı zaman olgunluk dönemine girilir. Bu safhada oluşan ergiyikler okyanus içi ada yaylarını oluşturanlara oldukça benzerdir. Olgunluk döneminde oluşan magmalar silikaca doymuş, LIL elementlerce zengin, HFS elementlerce tüketilmiştir. Volkanik kayaçlar tipik olarak kalk-alkali trende sahip bazaltik andezit, andezit, dasit ve riyolitlerden oluşur. Plütonik kayaçlar ise hornblend diyorit, kuvars diyorit, tonalit ve tronjemitlerden oluşur. Bu kayaçlar genel olarak 'plajiyogranit' terimi altında gruplanır (Coleman ve Peterman, 1975). Ölüm safhasında aktif yayılma ve ofiyolit ilişkili volkanizma aniden son bulur. Bu safha okyanusal kabuğun dalmasından sonra pasif bir kıtasal kenar üzerine itilmesiyle oluşabilir veya aktif yayılma merkezi yitim zonu ile karşı karşıya geldiği zaman oluşabilir. Son safha ise, ofiyolit pasif bir kıtasal kenar üzerine yerleştiği zaman veya yükselip yüzeylediği zaman gerçekleşir. Bu çok uzun zamanda gerçekleşir. Troodos gibi bazı Mesozoyik ofiyolitlerinde yükselme ve yüzeyleme prosesleri hala devam etmektedir.

Yitim zonu üzerinde gelişen (SSZ) ofiyolitlerin jeokimyasal özellikleri başlıca şu şekildedir;

*N-MORB'a göre LIL elementlerce (K, Rb, Cs, Th v.b.) zenginleşme,

*N-MORB'a göre HFS elementlerce (Ti, Nb, Ta, Hf) tüketilme,

*N-MORB'dan daha yüksek oksijen fugasitesi,

*Sulu ergime ve kristalizasyon sırasında faz dengesindeki değişimlerle meydana gelen bazı kümülat plutonik kayaçlarda kalsik plajioklas ve/veya ortopiroksenin ve ayrıca biyotit ve hornblend gibi sulu minerallerin varlığı,

*Okyanusal bazalt ve abisal peridotitler ile karşılaştırıldığında, yüksek Cr/Al ve düşük Mg/Fe oranına sahip krom-spinellerin varlığı,

*MORB'a göre volkanik kayaçlardaki Sr ve Pb radyojenik izotoplarındaki zenginleşme.

1.4.2. Alpin-Tip Peridotitler

1926'da Avustralyalı jeolog Benson, dağ kuşaklarında gözlenen peridotit ve serpantinleri kıvrımlanmış jeosenkinal sedimanter kayaçlar içine sokulmuş sıcak intrüzyonlar olarak yorumladı ve bu kayaçları Alpin-tip peridotitler olarak isimlendirdi. Benson'un bu isimlendirmesi, dağ kuşaklarında bulunan, düzensizden elipsoidal kütlelere kadar değişen şekillerdeki ultramafik kayaç kütleleri için literatürde yaygın olarak kullanıldı ve bir çok araştırmacı bu kütlelerin yerli yerinde diferansiye olmuş, sil benzeri kayaçlardan lapolitik intrüzyonlara kadar değişen kütleler olduğunu düşündü. De Roever (1957), bazı Alpin-tip peridotit kütlelerinin üst mantonun tektonik olarak taşınmış parçaları olduklarını ileri sürdü. Dietz (1963), ise Alpin serpantinlerinin deniz tabanına ait parçalar olduklarını ve buldukları yere orojenik hareketler sırasında tektonik olarak yerleştiklerini ileri sürdü. Thayer (1967), Alpin-tip peridotitler içindeki ultramafik ve ilişkili gabroik kayaçların yakın ilişkilerinin önemini vurguladı. Thayer bu çalışmasında, Alpin tip peridotitler içindeki gabro, diyabaz ve diğer lökokratik kayaçların tek bir primer peridotitik magmadan meydana geldiklerini öne sürdü. Jackson ve Thayer (1972), Alpin-tip peridotitleri harzburjit ve lertzolit-tip peridotitler olmak üzere iki gruba ayırarak harzburjit-tip olanların ofiyolitlerdeki gibi okyanusal mantonun en üst kısmını, daha az tüketilmiş olan lertzolit-tiplerin ise kıta altı ve/veya okyanusal mantonun derin kısımlarını temsil ettiğini ileri sürmüşlerdir.

Alpin peridotitleri çoğunlukla serpantinleşmiş, daha az oranda da taze spinel peridotitlerden (Ivrea Zonu) veya garnet peridotitlerden (Orta Alpler) den oluşur. Alp ve Apeninler'deki serpantinleşmiş peridotit kütleleri saha gözlemleri ve çoğu jeokimyasal özellikleriyle kıta altı mantoyu temsil etmekle birlikte, bu peridotitlerin kimyasal

bileşimleri ve denge koşulları bölgeden bölgeye değişir. Plajiyoklas içerikleri boldur. Alpin peridotitleri başlıca iki grup altında toplanabilirler. İlk gruptaki manto peridotitlerinin çoğunluğu (Davos, Ligurides, Erro Tobbio, Tuscany) zenginleşmiş, önemli miktarlarda klinopiroksen içeren lerzolitlerden, daha azı ise tüketilmiş, klinopiroksence fakir peridotitlerden oluşur. Bu masiflerin çoğunluğu bol piroksenit tabakaları ve yersel olarak filogopit, hornblendit damarları içeren amfibolce zengin spinel-peridotitlerden oluşmaktadır. İkinci grup peridotitler genelde abisal peridotitlere benzer klinopiroksence fakir lerzolitlerden oluşmaktadır. Bu peridotitlerin çoğunluğu az veya hiç Ti-amfibol ve piroksenit tabakaları içermez. Plajiyoklasca oldukça zengindir.

1.4.3. Alaska-Tip Mafik-Ultramafik Kompleksler

Taylor ve Noble (1960), güneydoğu Alaska'da yapmış oldukları çalışmada bu bölgede görülen ultramafik kütleleri, ultramafik kayaların ayrı bir sınıfı olarak tanımladı. Bu ultramafik kayaç kütlelerinin bazılarında görülen konsantrik zonlanmadan dolayı "zonlu", "konsantrik zonlu" veya "konsantrik" ultramafik kayaçlar gibi isimler kullanılmıştır (Taylor, 1967; Wyllie, 1967; Jackson ve Thayer, 1972). Bununla beraber **bu kayaçlardaki zonlu yapı her yerde görülmez**, görüldüğü bazı yerlerde de zonlu yapı simetrik olarak gelişmemiştir. Sadece Blashke adasında (Alaska) gözlenen ultramafik kompleks simetrik bir zonlanma göstermekte olup, burada merkezde bulunan dunit dışı doğru sırasıyla verlit, olivin klinopiroksenit, klinopiroksenit, hornblend klinopiroksenit ve gabrolara geçer (Himmelberg vd. 1986). **Alaska-tip ultramafik kütlelerin çoğu tek bir kayaç cinsinden oluşmaktadır.** Irvine (1974), ultramafik kayaların bu sınıfı için, tipik olarak görüldükleri yer olan Alaska bölgesine atfen "Alaska-tip kompleksler" ismini kullandı. Bu isim, British Kolombiya (Clark, 1980; Nixon ve Ruble, 1988; Nixon, vd., 1990), Oregon (Gray vd., 1986), Kaliforniya (James, 1971), Venezuela (Murray, 1972), Avustralya (Eliot ve Martin, 1991) ve Ural Dağları (Taylor, 1967), Türkiye' de Amasya ve Demirözü'nde gözlenen ve benzer özellikler gösteren ultramafik kayaçlara uygulanmaktadır (Bektaş ve Güven, 1995).

Alaska-tip kompleksler tektonik ortamları, boyutları, kimyaları, mineral bileşimleri, iç yapıları ve mineralizasyonları ile mafik-ultramafik intrüzyonların ayrı bir sınıfını oluşturur. Bu kayaçlar yaklaşan plaka kenarlarında oluşan küçük intrüzyonlardır. Ultramafik kayaçlardaki olağan mineraller, olivin, klinopiroksen, magnetit ve

hornblenddir. Ortopiroksen ve plajiyoklas oldukça nadir olarak görülebilir. Boyut olarak sadece birkaç metre kalınlıktaki sillerden yaklaşık 10 km çapındaki intrüzyonlara kadar değişen bir yüzeylemeler sunarlar. Kütlelerin çoğu, magnetit içeren hornblend klinopiroksenit veya hornblenditten oluşur. Bununla beraber büyük olan kütlelerin çoğu ayrıca dunit, verlit, olivin klinopiroksenit ve bazı yerlerde de gabro içerir. Blashke adaları ve Union Bay (Alaska) kütleleri konsantrik olarak zonlanmıştır. Bu kütlelerde merkezdeki dunit içten dışa doğru verlit, olivin klinopiroksenit, klinopiroksenit, hornblend klinopiroksenit ve gabro ile çevrelenmiştir. Diğer büyük kütlelerde de kabaca bir zonlanma görülebilir. Fakat zonlar süresiz veya bazıları da eksik olabilir.

Alaska-tip ultramafik kütlelerin tekstürel, mineralojik ve kimyasal karakteristikleri bu kütlelerin kristal fraksiyonlaşması ve mineral konsantrasyon prosesleri ile bazaltik bir magmadan oluştuklarını gösterir. Genelde olivin ve klinopiroksenin $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ oranı dunitten gabroya doğru sistematik olarak azalır. Klinopiroksenin Al_2O_3 içeriği yay magmalarının çoğu özelliklerine benzer şekilde çok sulu ergiyiklerden kristalizasyona işaret eder. Magmanın sulu doğası verlit ve klinopiroksenitteki filogopit ve hornblendin olağan varlığı ile de belirgindir. En son farklılaşmalardaki klinopiroksen, magmanın sulu, okside doğasının bir sonucu olarak önemli bir essenit bileşenine sahiptir. Ultramafik kayalar örneklerinin nadir toprak element (REE) paternleri baskın olarak olivin, klinopiroksen ve hornblendin akümüasyonunu kapsayan kümülüs bir kökeni işaret eder. Pozitif Eu anomalisinin olmayışı ve gabro örneklerinin çoğunun göreceli olarak düz REE paterni, gabroların kümülat olmadıklarını gösterir fakat muhtemelen farklılaşmış bir sıvının statik kristalizasyonunu temsil eder. Alaska bölgesinde çalışılan bütün kütlelerdeki benzer kayalar tipleri için benzer REE element bollukları ve paternleri bütün kütlelerin birbirine yakın koşullar altında benzer ana magmaların diferasyonu ile meydana geldiklerini gösterir.

Alaska-tip dunit ve verlitlerdeki magnezyumca zengin olivin fraksiyonlaşmamış bir mantodan türeyen bir ergiyikten kristalizasyonu gösterir. Primer ergiyiğin tam bileşimi kesin değildir, fakat Alaska-tip kütlelerin çoğunun ana magmasının yarıalkali sulu bir bazalt olduğu söylenebilir (Himmelberg ve Loney, 1995). Alaska-tip klinopiroksenitler ve gabroların Aleutian ada yayı volkanizması ile ilişkili klinopiroksenit ksenolitleri ve gabroların REE bollukları ve paternleri arasında benzerlikler vardır. Bu benzerlikler primer magmanın muhtemelen Aleutian ada yayı lavları için önerilen primer magmaya benzer sulu bir olivin bazalt olduğunu gösterir. Ultramafik kütlelerin mineral kimyası ve faz

dengesi yaklaşık 3-9 km derinliklerdeki magma odasındaki kristalizasyona işaret eder (Himmelberg ve Loney, 1995).

Bu kütlelerin göreceli olarak küçük yüzeyleme boyutu ve geometrileri kabuktaki sığ seviyelerdeki subvolkanik besleyici kanallar, siller, ve küçük magma odalarına işaret eder.

Himmelberg ve Loney (1995), Alaska'da yer alan Union Bay , Kane Peak , Blashke Adası komplekslerinde yapmış oldukları detaylı çalışmada, ultramafik kayaçların yan kayaçlarla olan ilişkilerini, yapısal özelliklerini, kayaç ve mineral kimyalarını ayrıntılı bir şekilde ortaya koyarak, bu kayaçların kristalizasyon koşulları ve ana magmanın doğasını aydınlatmaya çalışmışlardır. Himmelberg ve Loney (1995), bu kayaçların magnezyumca zengin olivin, klinopiroksen (diyopsit-ojit), magnetit, hornblend ve biyotit ile karakteristik olduklarını, çoğunluğu kümülatlardan oluşan ultramafik komplekslerin bütün özellikleri dikkate alındığında sulu bir subalkalin ada yayı bazaltik magmasının fraksiyonlaşması ile yaklaşık 6-18 km arasındaki derinliklerdeki magma odalarında biriktiğini ve kristallendiğini vurgulamıştır. Ayrıca Alaska'da görülen ultramafik komplekslerin 400-440 milyon yıl ve 100-118 milyon yıl olmak üzere iki farklı yaş grubunda olduklarını, ada yayı petrolojik-tektonik ortamlarında bulunan her iki grubun ve dağılımlarından hareketle yay bazaltik magmatizmasının doğuya doğru göç ettiğini ileri sürmüşlerdir. Spandler vd. (2003), Greenhills kompleksinde (Yeni Zelanda) yaptıkları çalışmada, bu kompleksteki ultramafik kayaçların hornblend ve magnetit içeriği dışında Alaska-tip ultramafik komplekslere oldukça benzer olduğunu, bu farklılığın Greenhills kompleksinin ana magmasının Alaska-tip komplekslerin ana magmasından daha az sulu, daha az okside ve daha az alkalin özellikte olduğunu gösterdiğini vurgulamaktadır. Spandler vd. (2003) Greenhills kompleksinin göreceli olarak sığ seviyeli, primitiv bir ada yayı volkanı tarafından desteklenen düşük potasyumlu magma rezervuarlarının kristallenme ürünlerini temsil ettiğini belirtmiştir.

Alaska-tip ultramafik kayaçları diğer ultramafik kayaçlardan ayırt eden en önemli özelliklerden biriside önemli derecede platinyum grubu element (PGE) mineralizasyonlarına sahip olmalarıdır.

1.4.4. Granitik Batolitlerle İlişkili Ultramafik Kayaçlar (Appinit-Tip Ultramafik Kayaçlar)

Bir çok batolit, ultramafik kayaçlar da dahil farklı kayaç türlerini bir arada bulunduran kompozit intrüzyonlardır. Bu intrüzyonlardan oluşan birliktelik ilk kez Bailey ve Maufe (1916), tarafından İskoçya ve İrlanda’ da yapılan çalışmalarda Appinit-tip olarak adlandırıldı. Appinit-tip kompleksler içinde yer alan ultramafikler genellikle hornblenditler ve olivin-hornblenditlerden oluşmaktadır. Bu kayaçlar, granitik kayaçlarla ilişkili, küçük ölçekli kütleler şeklinde bulunurlar.

Appinit-tip birlikteliklerin en tipik örneklerinden biri, İskoçya’nın kuzeyinde yer alır. Bölge Kaledoniyen Orojenezi’nin final safhasında yerleşen, ultramafikten ortaç bileşene kadar değişen stok ve küçük kütlelerden oluşan kayaç birlikteliklerini içerir (Bowes ve McArthur, 1976). Bu kayaçlar post-tektonik granitik intrüzyonların yerleşimi ile yakından ilişkilidir. Appinitik birliktelik içindeki kayaçların jeokimyası, yüksek Ni, Cr, V ve MgO içeriği ve ayrıca yüksek LILE ve LREE içeriği ile karakteristiktir. LILE/HFSE ve LREE/HFSE oranları yitimle ilişkili kayaçlarınkine oldukça benzerdir.

1.4.5. Ada Yaylarının Kök Zonlarına Ait Mafik-Ultramafik Kayaçlar

Gerek jeofiziksel verilerin yeni yöntemlerle desteklenerek kullanılması gerekse yay volkanikleri içerisinde bulunan ve yayın derin kısımlarını temsil eden ksenolitlerin detaylı olarak irdelenmeleri yayların derin kısımları hakkında oldukça sağlıklı bilgilere ulaşılmasına yardımcı olmuştur. Çalışmalar özellikle, Kohistan, Aleutian, Talkeetna, Honshu ve Sierra Nevada yaylarında yoğunlaşmıştır.

Kushiro (1990), Kuzeydoğu Honshu yayındaki (Japonya) Ichinomegate kraterindeki tüflerde bulunan mafik ve ultramafik inklüzyonların bu bölgedeki alt kabuğun, magmatik bir kökene sahip olduğunu, mafik inklüzyonlar arasında hornblend-gabroların baskın olması nedeniyle de bu inklüzyonların sulu bir yay magmasından oluştuklarını ileri sürmüştür. Kushiro (1990)’ a göre, Kuzeydoğu Honshu arkındaki volkanik zonun alt kabuğu baskın olarak hornblend gabro ve metagabrolardan oluşmuştur. Bu kayaçlar bileşimleri ve tekstürleri göz önüne alındığında kümülat kayaçlardır. Bu hornblend gabro kümülatlar üst manto içine yayılan kalın kümülat tabakasının en üst kısmını oluşturur, Bu durumda Moho, ultramafik kümülatlar ve hornblend gabro kümülatlar arasındaki sınır olmalıdır (Şekil 4C). Bu sınır aynı zamanda ana faz olarak plajiyoklas varlığının en alt

limitine karşılık gelir. Kushiro (1990), Kuzeydoğu Honshu yay önu bölgesinde volkaniklerden oluşan kabuk kalınlığının 30 km, bunların altında yer alan kümülatlar için hesaplanan kalınlığın 30 km ve manto kaması kalınlığının ise 70 km olduğunu belirtmiştir. Manto kamasının bu kütlesi kabuk ve kümülatları meydana getirmek için yeterli değildir. Yay gerisi kısımda ise kabuk ve kümülatların toplam kalınlığı 50 km dir. Manto kamasının kalınlığı ise 120 km dir. Fakat manto kaması hala kabuk ve kümülatları oluşturmak için yeterli değildir. Bu basit hesaplamalar dikkate alındığında, statik manto kaması modeli Honshu yayındaki kabuğu ve kümülatları oluşturmak için yeterli değildir. Buna karşı olarak dinamik manto kaması modeli düşünülebilir. Bu modele göre yayların altındaki manto kaması zenginleşmiş manto materyali ile desteklenmelidir. Honshu yayındaki zenginleşmiş manto materyali mantodaki konveksiyon akımıyla Japon kenar denizinden desteklenmektedir.

DeBari ve Sleep (1991), Talkeetna ada yayında (Alaska) yapmış oldukları çalışmada, yay kabuğunun bileşimsel olarak bir tabakalanma gösterdiğini, tektonize manto kayaçları ve tektonize ultramafik kümülat kayaçlar arasındaki farkın ortaya koyulması her iki kayaç tipinde görülen yüksek dereceli plastik deformasyondan dolayı oldukça güç olduğunu, ultramafik-mafik geçişinin magmaların biriktiği ve kabuk içinde sıg seviyelere yerleşmek için yukarıya doğru hareketinden önce olivin ve piroksenin kristallendiği yeri temsil ettiğini belirtmiştir. DeBari ve Sleep (1991), Talkeetna yayının alt kabuğunun alüminyum ve REE'ce fakir, Ni ve Cr gibi uyumlu elementlerce oldukça zengin olan mafik ve yoğun ultramafik kümülatlar ve garnet içeren gabrolardan, orta kabuğun düşük uyumlu iz element içeriği ve ortaç REE içerikli gabronorit, diyorit, kuvars diyorit ve tonaliten, üst kabuğun ise altta bulunan ultramafik kayaçların diferansiyasyonu ile meydana gelen çeşitli bileşimlerdeki volkanik kayaçlardan oluşmaktadır (Şekil 4B).

Bektaş ve Güven (1995), Doğu Pontid Magmatik yayının kök kısımlarının biyotit ve hornblend içeren mafik-ultramafik kümülatlarla temsil edildiğini belirtmiştir (Şekil 4E).

Fliedner ve Klemperer (1999), Aleutian adalarında yaptıkları geniş-açılı sismik çalışmalar sonucunda, Aleutian kabuğunda, Moho derinliğinin yaklaşık 30 km olduğunu, yay üst kabuğunun okyanusal kabuğa ait dilimler dışında, mafik bir bileşime sahip olduğunu ve başlıca, metabazalt, diyorit ve diyabazlardan, yay alt kabuğunun ise garnet-granülüt veya amfibolit, hornblenditten oluştuğunu, Mohoya yakın kısımlarda ise başlıca

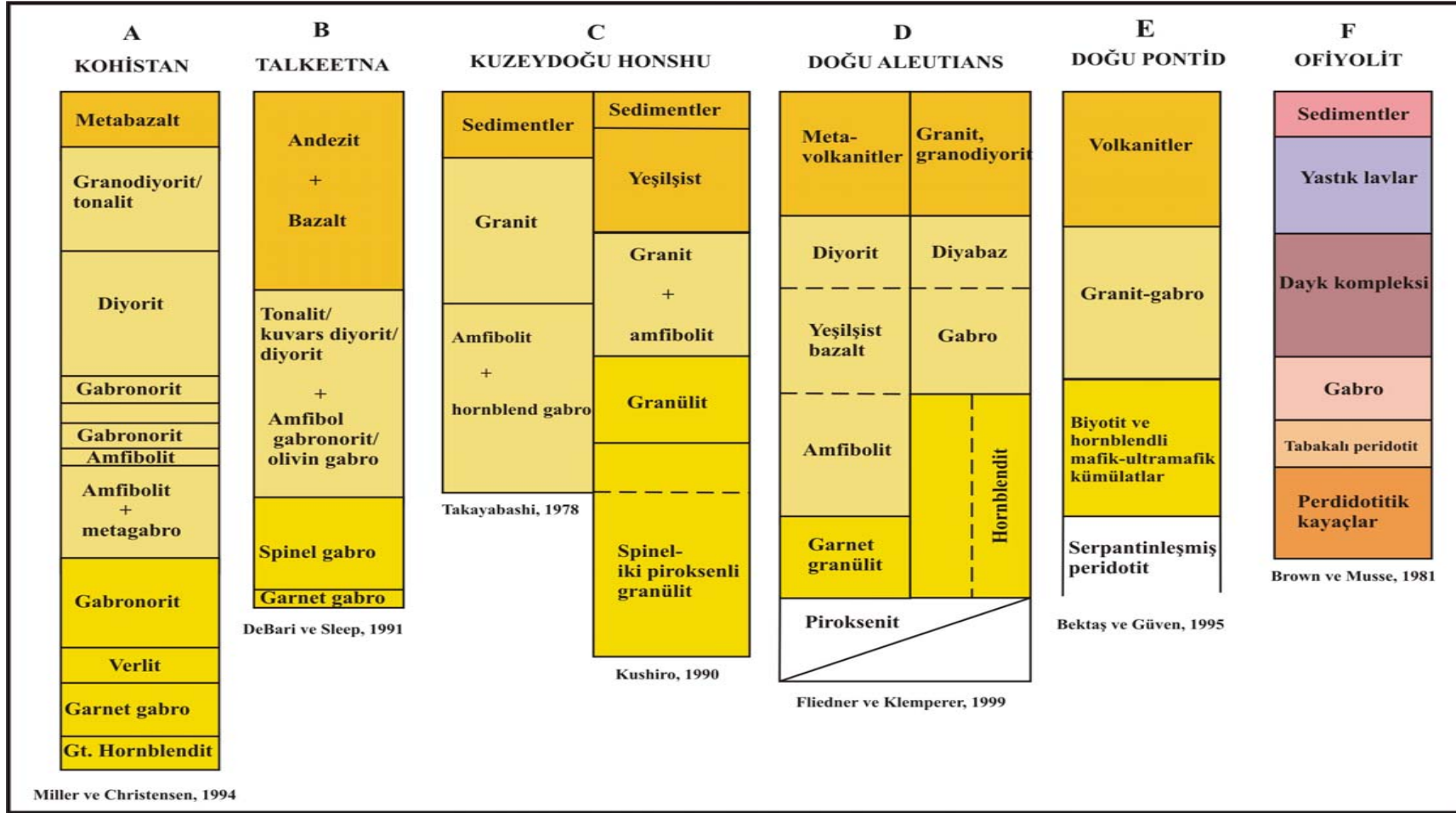
piroksenit ve kümülatlardan, daha derin kısımlarda ise dunitlerden oluştuğunu ortaya koymuştur (Şekil 4D).

Fliedner vd. (2000), Sierra Nevada (Kaliforniya) yayında yaptıkları sismik ve petrolojik çalışmalar sonucunda, kabuk kalınlığının ortalama 35 km olduğunu, yaklaşık 15 km lik bir kalınlığa sahip üst kabuğun genellikle tonalitik olan magmatik yay plütonlarından, orta kabuğun mafik kayalardan, en alt kabuğun ise yer yer eklojitik ve granülitik bileşimde olduğunu, Moho sınırının altında ise manto peridotitlerinin bulunduğunu vurgulamıştır.

Kohistan yayında (Pakistan) yapılan çalışmalarda (Miller ve Christensen, 1994; Jagoutz vd. 2006; Yoshino vd. 1998), üst kabuğun metabazalt, granodiyorit, tonalite ve diyoritten, yay alt kabuğunun gabronorit, gabbroik bir kökeni işaret eden metabazik (amfibolit, piroksen granülit ve garnet granülit) oluştuğunu ve alta doğru verlit ve garnet hornblendlere geçiş gösterdiği belirlenmiştir (Şekil 4A).

1.5. Türkiye’de Ofiyolit ve Ultramafik Kayaç Kavramının Gelişimi

1970’li yıllardan itibaren modern jeolojinin temel prensipleri olan plaka tektoniği kuramları Türkiye jeolojisine uyarlanmaya çalışılmıştır. 1970’li yılların başlarında Türkiye’de yüzeyleme veren bütün ultramafik kayaların okyanus ortası sırtlarda oluşmuş ofiyolitik kayalar olduğu düşünülmüş ve bütün modellemeler bu görüş göz önüne alınarak geliştirilmiştir. Brinkman (1972), ofiyolitik suture zonlarını açık bir okyanusun kalıntısından çok Kaliforniya Körfezi gibi olgun rift ortamıyla ilişkilendirir. Özellikle, Brinkmann (1972) tarafından ‘İzmir-Ankara-Erzincan Suture Zonu’ olarak adlandırılan ve Pontidlerle Anatolidleri birbirinden ayıran kuşak boyunca ultramafik kayaların ve melanjin varlığı Türkiye ile ilgili geliştirilen jeotektonik modellemelerde oldukça etkili olmuştur. Bu zon boyunca yüzeyleyen ultramafik kayaların eski bir okyanusun (Tetis Okyanusu) kalıntısı olduğunu düşünen araştırmacılara göre (Adamia vd. 1977; Tokel, 1981; Gedikoğlu, 1983; Ustaömer ve Robertson, 1995; Tüysüz, 1996b) Pontid yayı Paleozoyik’ten Eosen sonlarına dek süregelen kuzeye doğru olan bir yitim sonucunda gelişmiştir.



Şekil 4. Dünyadaki tipik ada yaylarının kabuk yapıları ve ideal okyanus kabuğunun (ofiyolitik istif) şematik petrolojik kolonları A) Pakistan'da Kohistan yayı (Miller ve Christensen, 1994), B) Alaska'da Talkeetna yayı (DeBari ve Sleep, 1991), C) Japonya'da Kuzeydoğu Honshu yayı (soldaki Takahashi, 1978; sağdaki Kushiro, 1987), D) Alaska'da Doğu Aleutian yayı (Flidner ve Klemperer, 1999), E) Doğu Pontid Yayısı (Bektaş ve Güven, 1995), F) Tipik ofiyolitik istif (Brown ve Musse, 1981)

Buna karşın Dewey vd. (1973), Bektaş vd. (1984, 1986, 1996, 1999), Chorowicz vd. (1998) Paleotetis'i Pontidlerin kuzeyine yerleştirerek Paleozoyik sonundan Eosen sonuna kadar devam eden güney yönlü bir yitim polaritesini savunmuştur. Dewey vd. (1973), Anadolu plakasının Geç Paleozoyik'te Tetis okyanusunun güney kenarında yer aldığını, Avrasya ve Afro-Arap plakası arasındaki suturen Karadeniz sahilini takip ettiğini belirtmiştir. Bu iki farklı görüşe karşılık Şengör ve Yılmaz (1981), Pontid yayı için Dogger'e kadar güneye, Geç Kretase'den Eosen sonuna kadar ise kuzeye doğru olan çift yönlü bir yitim polaritesini ileri sürmüşlerdir. Şengör ve Yılmaz (1981) Doğu Pontidler'in orta kesiminde ve güney sınırı boyunca D-B doğrultusunda uzanan ofiyolitik kayaçların sırasıyla Paleotetis ve Neotetis'in dalan okyanus tabanı kalıntısı olduğunu ve bu modele göre Karadeniz'in Geç Kretase sürecinde Doğu Pontidler'in kuzeyinde açılan yay gerisi havzanın kalıntısı olduğunu vurgulamışlardır.

Bektaş (1981), 'Kuzey Anadolu Fay Zonunun Erzincan-Tanyeri Bucağı Yöresindeki Jeolojik Özellikleri ve Yerel Ofiyolit Sorunları' isimli doktora tezi çalışmasında, Tanyeri ofiyolit birliğine ait bazik volkaniklerin Ti-Zr diyagramındaki dağılımlarının bir ada yayı kökenine işaret ettiğini, Tanyeri ofiyolitlerinin okyanus ortası sırttan daha ziyade kıtaya yakın bir ortamda oluşmuş olabileceğini gösteren diğer bir önemli verinin de lavların yer yer volkanik kumtaşı ve marn ara katmanları içermeleri olduğunu, Tanyeri ofiyolitlerinin petrokimyasal ve sedimanter özellikleri yanı sıra bölge jeolojisinde göz önüne alındığında, ofiyolitik karmaşığın Miyashiro (1975), sınıflamasına göre I. sınıf ofiyolitler (toleyitik-kalkalkali volkanik kayaç dizileri içeren adayayı-kenar deniz sistemi) özelliği gösterdiğini vurgulamış ve Türkiye'de daha önce okyanus ortası sırta geliştiği düşünülen ultramafik kayaçlara farklı bir bakış açısı ile yaklaşmıştır.

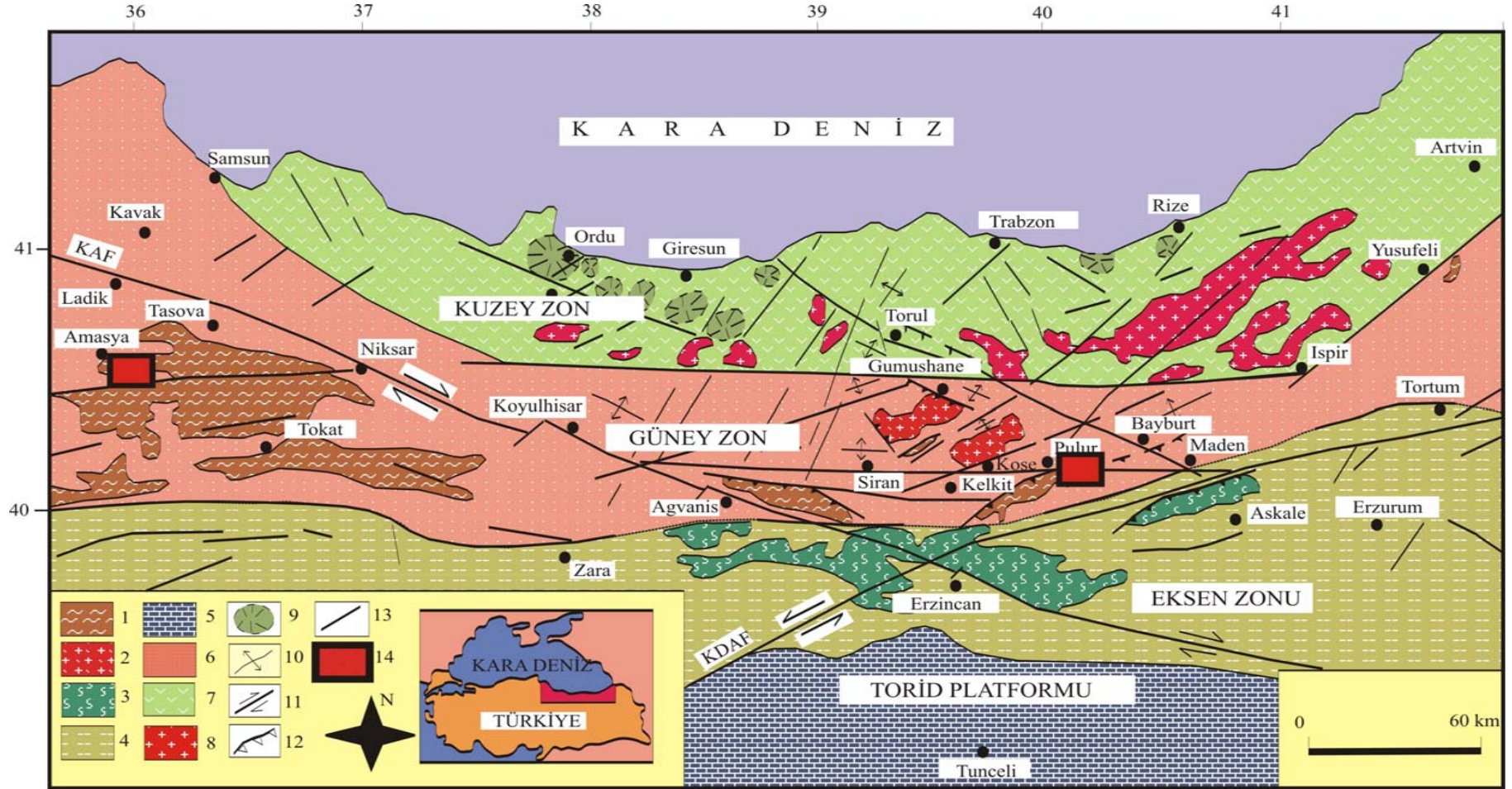
Bektaş ve Güven (1995), Amasya ve Demirözü yörelerinde yaptıkları çalışmada peridotitleri sınıflandırarak Türkiye'de ilk kez Alaska-tip ultramafik kayaçların varlığından bahsetmiştir. Bu görüş kayaç mineralojik bileşimleri ve ana oksit bileşimleri ile desteklenmeye çalışılmıştır. Özellikle Demirözü civarındaki kütlede yapılan ön çalışmalar bu kütlede ilk kez Taylor ve Noble (1960) tarafından güneydoğu Alaska'da tanımlanan ultramafik kayaçlarla çok benzer özelliklere sahip olduğu görülmüştür. Bu kütle merkezde gabroyik bir kütle ve etrafını çevreleyen peridotitlerden oluşmaktadır. Bu tür zonlu yapı Alaska-tip ultramafik kayaçlarda yaygın olarak görülür. Tektonik ortamları, boyutları, bileşimleri, iç yapıları ve mineralizasyonları ile ultramafik kayaçların ayrı bir sınıfını

oluşturan Alaska-tip ultramafik kayalar Kanada'da Oregon, Kaliforniya, Venezuela, Avustralya, Ural Dağları, Yeni Zelanda ve Mısır'da tanımlanmıştır.

Son yıllarda ise Türkiye'de daha önce okyanusal kabuğa ait olduğu ileri sürülen kayalar için 'suprasubduction zon ofiyoliti' terimi yaygın olarak kullanılmaya başlanmıştır. Özellikle Parlak vd. (1996, 1997, 2002, 2004) Mersin ve Pozantı-Karsantı ofiyolitlerinde, Yalınız vd. (1996) Sarıkaraman ofiyolitinde, Beyarslan ve Bingöl (2000) Elazığ yöresinde, Yalınız vd. (2000) Orta Anadolu'da yüzeyleyen mafik-ultramafik kayaların 'suprasubduction zon' ortamında oluştuklarını ileri sürerek Türkiye'nin jeotektonik evrimine yeni bir yaklaşım sunmuşlardır. Fakat Doğu Pontidler'de yüzeyleme veren mafik-ultramafik kayalarla ilgili detaylı bir çalışma (mineral kimyası, tüm kayac kimyası ve izotop çalışmaları) şu ana kadar yapılmamıştır.

1.6. Doğu Pontidler'in Jeolojik Özelliklerine Genel Bir Bakış

Doğu-Batı doğrultusunda uzanan Doğu Pontid Tektonik Birliği Mesozoyik dönemde güneye bakan Atlantik tip kıta kenarında yüzeyleyen farklı kayac topluluğu ve fasiyesleri açısından Kuzey, Güney ve Eksen zonu olmak üzere üç alt gruba ayrılabilir (Bektaş vd. 1995) (Şekil.5). Kuzey Zon, Mesozoyik-Senozoyik yaşlı bimodal özellikli volkanik kayalar ve granitik intrüzyonlarla, Güney Zon granitik kayalarla (Köse, Gümüşhane, Saraycık granitleri) birlikte Amasya, Demirözü (Bayburt), Yusufeli (Artvin) civarında görülen hornblendli-biyotitli kümülatif ultramafik-mafik kayaları da içeren metamorfik masifler (Tokat, Ağvanis, Pulur masifleri), Eksen Zonu'nda ise özellikle Kop (Bayburt) ve Erzincan civarında geniş alanlarda görülen ultramafik kayalar ve metamorfik kayac kalıntıları, Kretase yaşlı derin pelajik tortulların ve bazaltların taban kayalarını oluşturur. Hersinyen temelin güneye doğru incilmesi sonucu kıtasal kabuk eksen zonundaki Kop-Erzincan peridotitleri ve birlikteki metamorfiklere (geçişli kabuk) geçiş gösterir (Bektaş vd. 1996).



Şekil 5. Doğu Pontidler'in başlıca tektonik ve litolojik birlikleri ve ayrıca çalışma konusunu oluşturan alanların bölgedeki dağılımları. (1) Paleozoyik metamorfik taban, (2) Paleozoyik granitleri, (3) Manto peridotitleri (?), (4) Genellikle Mesozoyik ve Senozoyik kayalar, (5) Karbonatlar, (6) Başlıca Mesozoyik sedimanter kayalar, (7) Geç Kretase ve Eosen yaşlı yay volkanikleri ve granitleri, (9) Kaldera veya dom, (10) Kıvrım eksenleri, (11) Doğru atımlı fay, (12) Bindirme fayı, (13) Tanımlanmamış fay, (14) İnceleme alanları

Doğu Pontid Magmatik Yayı Mesozoyik havzalarının taban kayaçları, yayın güneyinde Demirözü (Pulur Masifi), Ağvanis (Ağvanis Masifi), Tokat-Amasya (Tokat Masifi) ve Gümüşhane (Gümüşhane-Köse Granitleri ve Kurtoğlu Metamorfitleri), Yusufeli (Karadağ Metamorfitleri), kuzeyinde ise Dereli (Giresun) bölgelerinde yüzeyleme verir (Şekil 5).

Doğu Pontidler'in taban kayaçlarını içinde bulunduran Pulur Masifi bir çok araştırmacı tarafından incelenmiştir (Korkmaz ve Baki, 1984; Akdeniz, 1988; Tanyolu, 1988; Habiboğlu, 1989, Okay vd. 1997; Topuz vd. 2003 ve 2004). Masifi, başlıca kordierit-sillimanit-garnet gnays, mikrognays, migmatit, metakuvarsit, amfibolit, metadunit, metaharzburjit ve metadiyoritten oluşmaktadır (Okay ve Şahintürk, 1997). Topuz vd. (2003 ve 2004) masif üzerinde yaptığı detaylı çalışmada Pulur Masifi'nin Liyas öncesi bindirme düzlemi ile birbirlerinden ayrılan iki tektonometamorfik birlikten meydana geldiğini vurgulamıştır. Başlıca metabazit, fillit, mermer ve metaçörtlerden oluşan düşük dereceli Doğankavak biriminin metamorfizma yaşının 260 milyon yıl, Petekli, Pirörenler ve Serenli alt birimlerinden oluşan yüksek dereceli metamorfiklerin (Cenci Birimi) ise Karbonifer dönemine ait olduklarını ortaya koymuştur.

Doğu Pontidler'in orta güney kesiminde Suşehri ile Refahiye arasında yüzeyleme veren ve bölgenin tabanını oluşturan metamorfik kayalar Nebert (1961) tarafından 'Ağvanis Şist Silsilesi' olarak adlandırılmış ve Pontid Mesozoyik istifinin tabanı olarak kabul edilmiştir. Bergougnan, bu kayaçların metamorfizma geçirmiş Pontid Mesozoyik istifi olabileceğini düşünür. Şengör vd. (1980) ise metamorfiklerin Jura öncesi yaşlı bir ofiyolitik topluluğunu oluşturduğunu belirtmiştir. Masif üzerinde en ayrıntılı çalışmalardan birini yapan Okay (1983), Ağvanis Grubu adı altında topladığı metamorfik kayaçları; metabazikler (yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış bazalt, dolerit, tuf ve yastık lav), metasedimentler (mermer ve fillitler) ve metaasitik magmatikler (metadasit ve metatronjemit) olmak üzere üç gruba ayırarak incelemiş ve bütün özellikleri ile bu grubun bir volkanik ada yayının ürünü olduğunu vurgulamıştır.

Blumenthal (1950) tarafından adlandırılan, Tokat-Amasya illeri arasında geniş bir yayılım gösteren ve Ağvanis Masifi'ne ait kayaçlarla benzer özellikler gösteren (Okay, 1983) metamorfik kayaçlar Tokat masifi olarak bilinir. Yılmaz vd. (1997) masif üzerindeki detaylı çalışmasında, masifin; Yeşilirmak Metamorfik Birliği, Turhal Metaofiyoliti, ve Amasya Metamorfik Birliği olmak üzere üç farklı tektonometamorfik birlikten meydana geldiğini belirtmiştir. Yılmaz ve Yılmaz (2004), Batı Pontidler'deki Karakaya Karmaşığı

ile korele ettiği Tokat Masifi kayaçlarını; gnays, amfibolit, mikaşist, fillit, metakırıntılı, metabazit ve mermerlerden oluşan Turhal Metamorfikleri ve olistostromal özellik taşıyan bloklu metavolcano-tortul kayaçlardan oluşan Devecidağ Karışığı şeklinde iki gruba ayırmış, Turhal Metamorfiklerinin bir yay istifi özelliği taşıdığını, Devecidağ Karışığı'nın ise yitim zonu ile yay önü arasında gelişen heterojen bir kayaç topluluğunu temsil ettiğini vurgulamıştır.

Artvin-Yusufeli yöresinde KD-GB uzanımlı dar bir şerit halinde yüzeyleme veren Karadağ Metamorfikleri ilk kez Dokuz (2000) tarafından adlandırılmış olup, genellikle gnays daha az oranda da şist, kuvarsit ve amfibolitlerden oluşur. Bu kayaçlar kordiyerit ve sillimanit gibi orta ve yüksek derecelerde metamorfizma koşullarında oluşmuş mineral toplulukları ile karakteristiktir. Kurtoğlu Metamorfikleri ise Gümüşhane ilinin yaklaşık 15 km güneyinde yer alan Kırıklı'dan-Tersun Dağı'na (Şiran) doğru uzanır.

Bu geniş yayımlı metamorfik kütlelere ilaveten Doğu Pontidler'in Güney Zonu'nda Ağvanis ve Pulur metamorfiklerine benzer litolojilere sahip küçük ölçekli metamorfik kayaç yüzeylemelerine de rastlanır. Bunların en tipik örnekleri kuzeyden-güneye doğru, Kop-Çamlık Tepe, Bayburt-Petekmaya, Bayburt-Kopuzsuyu, Kop-Güllüdağ, Erzincan-Tanyeri civarında görülmektedir.

Doğu Pontidler'de metamorfik olmayan taban kayaçları, Gümüşhane ve çevresinde yüzeyleme veren Geç Paleozoyik yaşlı Gümüşhane ve Köse Granitleri ve Olur Oltu yöresinde yüzeyleme veren dasit, riyodasit ve riyolitler ile temsil edilir. Bu kayaçlar, Liyas yaşlı volkaniklastik kayaçlar tarafından uyumsuz olarak örtülür.

Pulur ve Tokat Masifleri, Karadağ, Kurtoğlu, Erzincan-Tanyeri, Kop-Çamlıktepe ve Güllüdağ Metamorfikleri, tez konusunu da oluşturan Triyas-Erken Liyas yaşlı küçük ölçekli, sulu mineraller içeren mafik-ultramafik sokulumlar tarafından kesilmektedirler. Ayrıca Triyas dönemi' Amasya Yöresinde Karasenir Formasyonu ile temsil edilir. Liyas çökelleri tarafından uyumsuzlukla üzerlenen ve zayıf metamorfik kırıntılılardan oluşan bu birim Alp (1972) tarafından kireçtaşlarından alınan veriler ile Orta Silüryen yaşlı olarak belirtilmiştir. Tüysüz (1996a) ise Silüryeni Triyas üzerinde allohton olarak yorumlar. Çapkınoğlu ve Bektaş (1998), Karasenir Formasyonu'nun çok sayıda kireçtaşı olistoliti ve olistostromal düzeyler içerdiğini ve Triyas yaşlı olması gerektiğini vurgulamışlardır. Bu çalışma'da da yeşilşistler üzerinde bulunan ve Liyas çökelleri tarafından uyumsuz olarak örtülen Karasenir Formasyonu'nun daha batıda Karakaya Kompleksi olarak isimlendirilen birimin parçası olduğu ve Triyas yaşlı olduğu düşünülmüştür.

Doğu Pontidler'deki bütün taban kayalar (Pulur, Ağvanis, Tokat Masifleri, Kırıklı ve Kurtoğlu Metamorfizmaları, v.s.) Liyas yaşlı Hamurkesen Formasyonu tarafından aşınma uyumsuzluğu ile üzerlenir. Bu formasyon ilk kez Ağar (1977) tarafından adlandırılmış olup, Doğu Pontidler'de yaygın bir yüzeyleme alanına sahiptir. Kuzey Zon'da daha çok volkaniklerle temsil edilen istif Güney Zon'da genellikle tüf ve tüfitlerle ardalanmalı sedimanter ağırlıklı istif ile temsil edilir. Güney Zon'da bir çok yerde formasyon taban konlomerası ile başlar, üste doğru Ammonitico-Rosso fasiyesini karakterize eden kırmızı kireçtaşları ile devam eder, kumtaşı-kireçtaşı-marn-tüf-tüfit ardalanması ile son bulur.

Dogger-Malm-Alt Kretase duraylılık dönemine karşılık gelip, bu dönemde tüm Doğu Pontidler'de karbonat çökelişi egemendir. İlk kez Pelin (1977) tarafından Alucra (Giresun) yöresinde Berdiga Formasyonu olarak adlandırılmış olan bu birim, Kuzey Zon'da genellikle masif tabakalanmalı, gri-bej renkli, yanal devamlılığı olmayan kireçtaşları temsil edilir. Bazı kesimlerde ise (Kürtün-Gümüşhane, Doğankent-Giresun) Üst Kretase volkanikleri içinde bloklar şeklinde izlenirler. Bu durum, Üst Kretase volkanizmasının etkisiyle karbonat platformunun parçalanmasından kaynaklanmış olabilir (Eyüboğlu vd. 2006). Güney Zon'da ise Berdiga Formasyonu genelde masif kireçtaşlarından oluşmakla birlikte bölgeden bölgeye küçük değişiklikler sunarlar. Gümüşhane civarında formasyon, Liyas yaşlı Hamurkesen Formasyonu üzerine, dolomitik özellikteki masif-kalın tabakalanmalı kireçtaşları ile gelir üste doğru orta tabakalanmalı kireçtaşlarına geçer. Bayburt yöresinde bu formasyon Özer (1984) tarafından üç ayrı formasyona ayrılarak incelenmiş olup, tabanda masif kireçtaşlarından oluşan Ardıçlıgüney Formasyonu, üzerine gelen ve gri renkli-orta tabakalanmalı kireçtaşları, koyu gri renkli orta tabakalanmalı kumtaşları ve ince tabakalı marn ardalanmasından oluşan Ahsünk Formasyonu ve gri-bej renkli, ince-orta tabakalanmalı mikritik kireçtaşlarından oluşan Kuzdağ Formasyonu'nu kapsar. Amasya yöresinde ise birim masif kireçtaşlarından oluşan Ferhatkaya Formasyonu ve orta-kalın tabakalanmalı, çörtlü kireçtaşlarından oluşan Carcurum Formasyonu ile temsil edilir.

Üst Kretase dönemi, Doğu Pontidler'de kuzeyden güneye doğru litolojik özellikler açısından önemli farklılıklar gösterir. Üst Kretase, güneyde Gümüşhane yöresinde kırmızı biyomikritler, sarı renkli kumtaşları, marn ve kiltaşından oluşan Keremutdere Formasyonu (Tokel, 1972) ve Mescitli Filişi (Güven vd. 1993) ile temsil edilirken, Bayburt Yöresinde KD-GB uzanımlı dar bir şerit halinde Maden, Lipana ve Kelkit yörelerinde yüzeyleme veren Maden Melanji ve bu melanjin üzerinde örtü kayaları olarak bulunan ve Rudistli

kireçtaşlarından oluşan Kapıkaya Formasyonu ile temsil edilir. Gümüşhane yöresinde bu dönemde volkanizma dar alanlarda yüzeyleme vermekte olup andezitik karakterlidir. Bayburt ve Amasya yörelerinde ise nefelinli bazaltlar gözlenir. Kuzeyde ise bu dönemde güneydeki sedimanter ağırlıklı istif karşılık yoğun bir volkanizma egemendir. Kuzeydeki Üst Kretase istifi Güven vd. (1993) tarafından isimlendirilen Çatak (bazalt ve piroklastitleri), Kızılkaya (dasit ve piroklastitleri), Çağlayan (bazalt-andezit ve piroklastitleri), Çayırbağ Formasyonları (dasit-riyolit ve piroklastitleri) ve Üst Kretase-Paleosen geçişinde yer alan Bakırköy Formasyonu'ndan (marn, kıltaşı, kumtaşı, kireçtaşı arılanması) oluşmaktadır. Kuzeydeki toleyitik karakterli volkanikler, güneye doğru gidildikçe kalkalkali-alkali ve şoşonitik karaktere geçiş gösterir. Bu da Üst Kretase volkanizmasının bu dönemde kuzeyden-güneye doğru göç ettiğine işaret etmektedir (Bektaş vd. 1999). Kuzey Zon'da yüzeyleyen Geç Kretase yaşlı formasyonlar (özellikle Kızılkaya ve Çayırbağ), çok sayıda masif sülfid yatağına (Köprübaşı, Harkköy, Eseli, Siyezlik, İsraildere, Kutlular, Murgul v.s.) ev sahipliği yapması nedeniyle oldukça büyük bir öneme sahiptir. Pontid ada yayının evrimi ile yakından ilişkili olan bu cevherleşmelerin oluşumu kalderalar, dom yapıları ve büyük ölçekli kırıklarla kontrol edilir. Cevherleşmelerin taban kayaları dasitik-riyodasitik, riyolitik lav, tüf ve breşlerle karakteristiktir. Tavan kayalar ise başlıca pümis, tüf çamurtaşı, kıltaşı, marn ve daha az oranda da bazalt ve mor dasitlerden oluşur.

Senozoyik Doğu Pontidler'in kuzeyinde volkanik, güneyinde ise sedimanter ağırlıklı bir istif ile temsil edilir. Bu dönem Pontidlerde tektonik hareketlerle özellikle de yükselmelerle karakteristiktir. Paleosen ve Erken Eosen dönemlerinde sedimantasyonda bir duraklama vardır. Orta ve Geç Eosen kuzeyde bazaltik volkanizma (Kabaköy Formasyonu), güneyde sedimanter bir istif ve andezitik karakterli volkanikler (Alibaba Formasyonu), daha güneyde ise (Bayburt yöresi) Kampaniyen yaşlı resifal kireçtaşları üzerine taban konglomerası ile birlikte uyumsuz olarak gelen ve kırıntılılardan oluşan bir istif içeren Sıraşlar Formasyonu ve asitik karakterli piroklastiklerle (Bayburt tüfü) arılanmalı sedimanter kayalardan oluşan Tekçamtepe Formasyonu ile temsil edilir. Yusufeli yöresinde ise Orta-Üst Lütésiyen yaşlı çakıltaşı, kumtaşı, kireçtaşı, kıltaşı, marn arılanmasından oluşan bir istif izlenir (Yağmuralan Formasyonu). Kuzey Zon'da, bazaltik karakterli Neojen volkanikleri, Lütésiyen yaşlı formasyonları keserek yüzeyler ve bölgedeki en genç volkanikleri oluştururlar ve Pliyosen-Kuvaterner yaşlı kırıntılılar ile örtülürler (Beşirli Formasyonu).

Doğu Karadeniz Bölgesinin önemli yükselti alanlarından olan Kaçkar Dağları, granitoidlerin en yoğun olarak yüzeyleme verdiği alandır. Bu alanda hem Geç Kretase yaşlı birimler içerisine (Kaçkar Granitoyidi-I) hem de Eosen yaşlı birimler içerisine (Kaçkar Granitoyidi-II) sokulum yapan bu granitoidler Güven vd. (1993) tarafından Kaçkar Granitoidleri olarak isimlendirilmişlerdir. Kuzeydeki bu granitlere ilaveten güneyde, Bayburt yöresinde yüzeyleyen ve önceki araştırmacılar tarafından Paleozoyik yaşlı olduğu düşünülen Saraycık Granodiyoriti, Topuz vd. (2005) tarafından yapılan çalışmada adakitik özellik taşıyan Geç Paleosen-Eosen yaşlı bir sokulum olduğu belirlenmiştir.

1.7. Çalışmanın Gerekçe, Amaç Ve Önemi

Levha tektoniği öncesi ve sonrası, Türkiye'deki bütün ultramafikler ofiyolitik seriye ait olarak değerlendirilmekteydi. 1970' den sonra Türkiye' de gelişen levha tektoniği ilkesine göre tüm ultramafik kayaçların ortak bir kökene sahip oldukları ve okyanus ortası sırtlarda (MOR) oluştuğu görüşü ön plana çıktı. Öte yandan bu ultramafiklerin yüzeylemiş oldukları kuşaklarda (sütur zonları) eski Atlantik veya Pasifik tip açık bir okyanusun yitiminden arda kalmış kısımları olarak değerlendirildi. Oysa aynı zaman diliminde gerek Kuzey Amerika' da gerekse Avrupa'da ultramafiklerin aynı kökene sahip olmayıp ofiyolitik ve ofiyolitik olmayanlar olarak sınıflandırılmaya başladıklarını görüyoruz. Örneğin bazı peridotitler kıtasal metamorfiklerle birlik oluştururken (ofiyolitik olmayan ultramafik kayaçlar), bazıları da okyanus kabuğuna eşlik edecek şekilde (ofiyolitik ultramafik kayaçlar) görülüyorlardı. Hiç şüphe yok ki ultramafik kayaçların farklı şekilde değerlendirilmeleri buldukları bölgenin jeotektonik evrim modellerini yakından ilgilendirmektedir.

Bu doktora tezi çalışmasında Türkiye'de ilk kez Aksalur (Amasya) ve Karayaşmak (Demirözü-Bayburt) yörelerinde Bektaş ve Güven (1995), tarafından tanımlanan Alaska-tip mafik-ultramafik kayaçların ayrıntılı petrografik, petrolojik, jeokimyasal çalışmaları, yanı sıra tektonik özellikleri ve yan kayaç ilişkilerine de açıklık getirilmeye çalışılacaktır. Doğu Pontidlerde ayrıntılı jeolojik özellikleri ile tanımlanacak olan bu mafik-ultramafik kayaçların varlığı hiç şüphesiz Doğu Pontid magmatik yayının jeolojik evrimine farklı bir bakış açısı kazandıracaktır. Ayrıca Doğu Pontid yayının litolojik kolonu irdelenerek dünyadaki diğer tipik yay litosferleri ve okyanusal litosfer ile karşılaştırılarak ortak ve

farklı yönleri ortaya konulmaya çalışılacaktır. Öte yandan ultramafik kayaların kromit yataklarını barındırması ve önemli platinyum grubu element içeriğine, sahip olmaları nedeniyle, bu yöne ağırlık verildiği takdirde elde edilecek yeni jeolojik sonuçlar bölgenin ekonomik potansiyelinin yeniden değerlendirilmesinde de çok önemli bir rol oynayacaktır.

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

2.1. Giriş

Bu tez çalışması kapsamında, Türkiye’de ilk kez Bektaş ve Güven (1995) tarafından, Amasya ve Demirözü (Bayburt) yörelerinde Alaska-tip mafik-ultramafik kayalar olarak tanımlanan kayaların ayrıntılı saha ve petrografik, petrokimyasal çalışmaları yanı sıra tektonik özellikleri ve yan kayalar ilişkilerine de açıklık getirilmeye çalışılmıştır. Her bir alan benzer kayaların bulunduğu diğer alanlarla karşılaştırılarak, benzer ve farklı yönleri detaylı bir şekilde irdelenmiş ve oluşum modelleri ortaya konulmaya çalışılmıştır.

2.2. Arazi Çalışmaları

Bu çalışmalar kapsamında, Aksalur (Amasya) ve Karayaşmak (Demirözü-Bayburt) civarlarında saha çalışması yapılmış olup, bu yöreler ayrıntılı olarak incelenmiştir (Şekil.1). Bu incelemeler sonucunda bölgelere ait jeolojik haritalar revize edilmiş veya yeniden yapılmıştır. Özellikle tez konusunu oluşturan mafik-ultramafik kayaların dokanak ilişkilerini net olarak ortaya koyabilmek için gerekli görülen yerlerde 1/5000 ölçekli ayrıntılı jeolojik haritalar hazırlanarak bu kayaların çoğunlukla parametamorfik olan yan kayalar üzerinde meydana getirdiği yapısal özellikler detaylı olarak bu haritalara işlenmiştir. Ayrıca, bu bölgelerdeki mafik ve ultramafik kayalar etraflıca tanımlanarak, daha önce adlandırılmamış olan birimler stratigrafik adlama kurallarına uygun olarak adlandırılmıştır.

Arazi çalışmaları sırasında, inceleme alanlarındaki mafik-ultramafik kayaların yerleşme problemlerine açıklık getirebilmek için (geometrilerini, petrografik, mineralojik, kimyasal özellikleri, kökenleri, yan kayalarla olan dokanak ilişkileri ve kontakt metamorfizma izleri olup olmadığının belirlenmesi) mafik-ultramafik kütlelerin merkez kısmından başlayıp, yan kayalara doğru değişik istikametlerde yaklaşık olarak 850 adet el örneği alınmıştır. Bu örnekler ile gerek kütle içindeki değişimler, gerekse yan kayalarda sokulumlara bağlı olarak meydana gelen değişimler ayrıntılı bir şekilde ortaya konulmuştur.

2.3. Laboratuvar alışmaları Ve Analitik Yöntemler

Bu kapsamda, arazi çalışmaları sırasında alınan kayaç örneklerinin ince kesitleri hazırlanarak, petrografik özellikleri, mineral içerikleri, kontakt metamorfizma izleri taşıyıp taşımadıkları ayrıntılı olarak belirlenmiştir. Ayrıca ince kesitler yardımıyla bu örnekler içinden seçilen 110 adet kayaç örneği ana, iz ve nadir toprak element içeriklerinin belirlenmesi için öğütölüp toz haline getirilerek Kanada'daki ACME laboratuvarına gönderilmiştir. İnce kesitlerin bir kısmı da mikroprob çalışmaları için hazırlanmış ve yurtdışına gönderilerek değerlendirilmiştir.

2.3.1. Kayaç İnce Kesitlerinin Hazırlanması

Bu amaç için, hem mineralojik hem de mineral kimyası incelemeleri için seçilen el örneklerinden düzgün bir şekilde yaklaşık olarak 0.5 cm kalınlığında, 2 cm genişliğinde ve 4 cm boyutunda plakalar kesilmiştir. Elde edilen bu plakalar daha sonra Kanada balzamu yardımıyla 0.1 cm kalınlığında, 2.7 cm genişliğinde ve 4.7 cm uzunluğundaki kesit camları üzerine yapıştırılmıştır. Daha sonra çeşitli aşındırma tozları yardımıyla cam üzerine yapıştırılan plakalar inceltilerek mikroskobik incelemeler için ince kesitler, mikroprob çalışmaları içinde parlak kesitler elde edilmiştir. Bu kesitlerin bir kısmı Gümüşhane Mühendislik Fakóltesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ince kesit laboratuvarında, bir kısmı da KTÜ Mühendislik Fakóltesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ince kesit laboratuvarında hazırlanmıştır.

2.3.2. Mikroskobik İncelemeler

Tez alışması kapsamında, ince kesiti hazırlanan 420 örneğin mikroskobik incelemeleri yapılarak, kayaçları oluşturan birincil ve ikincil minerallerin cinsleri, bu minerallerin birbirleriyle olan ilişkileri, optik özellikleri, kontakt metamorfizmayı işaret eden minerallerin olup olmadığı ayrıntılı bir şekilde saptanarak, ilginç olan kısımların fotoğrafları çekilmiştir. Ayrıca tez konusunu oluşturan mafik-ultramafik kayaçlardan her lokasyondan seçilen çok sayıda örneğin modal analizleri yapılarak kayaçların cinsleri mineralojik olarak belirlenmiştir. Modal analiz için Swift nokta sayacı kullanılmıştır.

Sayım genellikle 0.4 mm aralığı, tane boyutuna göre bazen de 0.2 mm aralığında gerçekleştirilmiş ve her bir kesitte yaklaşık 900 nokta sayılmıştır.

2.3.3. Elektron Mikroprob Analizleri

Mafik-ultramafiklerdeki kayaç oluşturan minerallerin kimyalarının ve oluşum koşullarının belirlenebilmesi için seçilen örnekler ait parlak kesitler Heidelberg Üniversitesi Mineraloji Enstitüsü'nde beş dalgaboyu-dağıtıcı spektrometresi ve buna ilave olarak Si-Li detektörü ile donatılmış CAMECA-SX51 tipi elektron mikroprob ile gerçekleştirilmiştir. Standart çalışma koşulları 15 kV voltaj, 20 nA ışın akımı ve ~1 µm lik bir ışın çapıdır. Sayma zamanları oksitlerde Mg, Ca ve Al için 20 sn, Ti için 30 sn, diğer elementler için ise 10 sn dir. Deteksiyon limitleri %SiO₂:0.03; %TiO₂:0.06; %Al₂O₃:0.06; %Cr₂O₃:0.07; %Fe₂O₃:0.11; %MnO:0.08; %MgO:0.07; %CaO:0.04, %Na₂O:0.04, ve %K₂O:0.03 tür.

Amasya'dan alınan bazı örneklerdeki minerallerin analizleri ise Minnesota Üniversitesi Elektron Mikroprob Laboratuvarında 'JEOL JXA-8900' mikroprob aleti ile gerçekleştirilmiştir.

2.3.4. Raman Mikroskopisi Çalışmaları

Moleküller üzerlerine düşen ışınların önemli bir kısmını absorplar. Bu arada moleküller arasındaki bağın gerilmesine bağlı olarak atomlar birbirine yaklaşır veya uzaklaşır. Atom sayısı ikiden fazla ise bağlar arasındaki açı değişir. Moleküldeki bağlar, açılar ve atomlar farklı olduğu için her birinin titreşim enerjisi de farklı farklıdır. Raman spektroskopisi bu farklı titreşim enerjisini ölçmeye dayanmaktadır.

Raman spektrumları, bir numuneyi görünür alan veya yakın infrared monokromatik ışından oluşan güçlü bir lazer kaynağı ile ışınlama yoluyla elde edilir. Işınlama süresince saçılan ışının spektrumu uygun bir spektrometre ile belli bir açıdan ölçülür. Raman çizgilerinin şiddetleri en fazla kaynağın şiddetinin % 0.001' i kadardır.

Bu yöntemin en büyük avantajları, incelenecek madde üzerinde herhangi bir bozucu etkisinin olmaması ve incelemelerde kullanılacak örnekler için herhangi bir özel hazırlama yöntemi gerektirmemesidir.

Raman spektrografi incelemeleri Ankara Üniversitesi Mineraloji ve Petrografi Araştırma laboratuvarında, yüksek çözünürlüklü, analitik Raman mikroskoplu, HORIBA Jobin Yvon marka Labram HR cihazı kullanılarak yapılmıştır. Bu incelemeler ile özellikle Aksalur bölgesinde mikroproblar sonucunda hornblend ve filogopit oldukları belirlenen mineraller, Raman mikroskopisi ile de kontrol edilerek doğrulukları teyit edilmiştir.

2.3.5. Ana, İz Ve Nadir Toprak Element Analizi İçin Örneklerin Hazırlanması

Bu işlem için öncelikle, örneklere ait ince kesitlerin mikroskopta detaylı bir şekilde incelenmesiyle her lokasyona ait kayaç gruplarını temsil edecek şekilde ayrışmadan etkilenmemiş, serpantinleşmenin yoğun olduğu bölgelerde (Aksalur yöresi gibi) ise kütleyi temsil edecek en uygun örnekler seçilmiştir. Daha sonra seçilen bu örneklere ait yaklaşık 250 gramlık el örneği, KTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü Örnek Öğütme Laboratuvarında çeneli kırıcıda parçalanarak çeyrekleme metodu ile 50 grama indirilmiştir. Son aşamada seçilen bu 50 gramlık örnek halkalı öğütücüde 200 meş boyutuna gelinceye kadar öğütülmüştür. Her örnek için yaklaşık 15 gramlık poşetler hazırlanarak, ana, iz ve nadir toprak element analizleri için Kanada'da ki ACME laboratuvarına gönderilmiştir.

2.3.6. Örneklerin Ana, İz Ve Nadir Toprak Element İçeriklerinin Belirlenmesi

Seçilen örneklerin, ana element ve bazı iz element (Ba, Ni, Sc) analizleri ICP-ES, iz ve nadir toprak element analizleri ise ICP-MS metodu ile Kanada'daki ACME laboratuvarında gerçekleştirilmiştir.

ICP-ES (Inductively Coupled Plasma - Atomic Emission Spectrometer), solüsyon içindeki herhangi bir materyal veya maddeden (sular, biyolojik materyaller, inorganik materyaller, çevresel örnekler, jeolojik örnekler, v.s.) 40-70 elementin çok düşük deteksiyon limitlerinde (ppm-ppb altı) ölçülebildiği bir tekniktir. Kayaç örneklerinden ana elementler ve bazı önemli iz elementler bu teknik ile X-Ray yönteminden çok daha hassas bir şekilde ölçülebilir. Yöntem, örnek çözelti içindeki mevcut atomların yüksek sıcaklıktaki (6000-10000 °K) bir alev püskürtülerek parçalanması esasına dayanır.

ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry), Date (1991), tarafından geliştirilen, çok yönlü, hızlı ve kesin sonuçlar veren analitik bir yöntemdir. Bu yöntemle, çözelti içindeki örnekler için, oldukça güvenilir iz, nadir toprak element ve izotopik analiz

değerleri elde edilir. Basit bir analitik çalışma ile 70 den daha fazla elementin konsantrasyonları belirlenir. Çözelti içindeki çoğu element için deteksiyon limiti ppb aralığının altındadır. Bazı elementler için ppt aralığının altına da inebilir. ICP-MS aleti, iyonlaştırma kaynağı olarak bir argon plazma ve meydana gelen iyonları belirlemek için de dörtlü bir kütle spektrometresi kullanır. Analiz sırasında örnek solüsyonu akıcı argon gazı içinde kümelenir ve bir indükleyici coupled plazma içine geçer. Daha sonra, gaz ve hemen hemen her şeyin atomize ve iyonize olduğu bir plazma oluşur. Bu plazma uyarılan ve iyonize olan atomların bir kaynağıdır. Plazma içindeki pozitif iyonlar dörtlü bir kütle spektrometresi kullanılarak belirlenir. ICP-MS tekniğinin çok yönlü ve güvenilir olması, çok disiplinli bir analitik alet olmasından kaynaklanır. ICP-MS tekniği, jeolojik, çevresel, biyolojik, ziraat, klinik, kimyasal, yarı iletkenler ve nükleer çalışmaları içeren bir çok endüstri alanında yaygın olarak kullanılır.

2.4. Büro Çalışmaları

Bu çalışmalar kapsamında Aksalur (Amasya) ve Karayaşmak (Bayburt-Demirözü), bölgeleri gezilerek elde edilen arazi verileri ve daha önceki çalışmalar derlenerek bu lokasyonlara ait jeolojik haritalar hazırlanmış ve bazıları da revize edilmiştir. Ayrıca tüm veriler (jeolojik, jeokimyasal ve mineralojik) bir araya toplanarak tezin yazılımı gerçekleştirilmiştir.

3. BULGULAR

3.1. Giriş

Doğu-Batı doğrultusunda uzanan Doğu Pontid Tektonik Birliği farklı kayaç topluluğu ve fasiyesleri açısından Kuzey, Güney ve Eksen zonu olmak üzere üç alt gruba ayrılmıştır (Bektaş vd. 1995) (Şekil.5). Kuzey Zon Mesozoyik-Senozoyik yaşlı bimodal özellikli volkanik kayaçlar ve granitik intrüzyonlarla, Güney Zon Paleozoyik temele ait granitik kayaçlarla (Köse, Gümüşhane, Saraycık granitleri) birlikte Aksalur (Amasya), Karayaşmak (Demirözü-Bayburt), Demirkent (Yusufeli-Artvin) civarında görülen hornblendli-biyotitli kümülatif mafik-ultramafik kayaçları da içeren metamorfik masifler (Tokat, Ağvanis, Pulur masifleri ve Karadağ metamorfileri), Eksen zonunda ise özellikle Kop (Bayburt) ve Erzincan civarında geniş alanlarda görülen ultramafik kayaçlar ve metamorfik kayaç kalıntıları, Kretase yaşlı derin pelajik tortulların ve bazaltların taban kayaçlarını oluşturur. Hersinyen temelin güneye doğru incelenmesi sonucu kıtasal kabuk eksen zonundaki Kop-Erzincan peridotitlerine geçiş gösterir (Bektaş vd. 1996).

Aşağıda, Aksalur (Amasya), Karayaşmak (Demirözü-Bayburt) bölgelerine ait stratigrafik ve petrografik veriler sunulmaktadır, mafik-ultramafik kayaçlar detaylı olarak irdelenmiş ve eski çalışmalardan da yararlanılarak bu kayaçların Doğu Pontid Magmatik yayının evrimindeki yer ve önemleri ortaya konulmaya çalışılmıştır.

3.2. Aksalur (Amasya) yöresi

3.2.1. İnceleme Alanı ve Yakın Çevresinin Stratigrafisi

Coğrafik olarak Karadeniz Bölgesi'nin orta bölümünde yer alan Amasya ili, jeolojik olarak Doğu Pontid Orojenik Kuşağı'nın güneybatı köşesinde yer alır. Pontidler'in jeolojisinin aydınlatılması açısından oldukça önemli bir yeri olan Amasya ve çevresinde Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı kayaçlar yüzeyleme vermektedir. Aksalur Köyü ve civarını da içine alan bölge Alp (1972) tarafından detaylı olarak haritalanmıştır. Bu çalışma kapsamında Alp (1972) tarafından yapılan jeolojik harita ana hatlarıyla kullanılmış olup, bu haritaya ilaveten bölgedeki yapısal unsurlar hava fotoğraflarından da

yararlanılarak belirlenmiştir. Ayrıca tez konusunu oluşturan mafik-ultramafik kayalar ve bunların yan kayalarla olan ilişkileri detaylı olarak ortaya konulmuştur.

3.2.1.1. Liyas Öncesi Birimler (Taban Kayaları)

Doğu Pontidler'de çeşitli bölgelerde olduğu gibi Amasya ve çevresinin de Liyas öncesi stratigrafisi ile ilgili çeşitli problemler ve görüşler vardır. Bölgede ilk çalışmalardan birini yapan Blumenthal (1950), Amasya ve çevresinde en yaşlı fosilli oluşuğun Orta Permien, bu fosilli oluşuğun altında daha az metamorfize olarak gördüğü bir alt seriyi ise fosil bulgusu olmamasına rağmen Devoniyen yaşında olduğunu ileri sürmüştür. Bölgedeki en ayrıntılı jeolojik çalışmayı yapan, Alp (1972) ise tabanda yüzeyleme veren metamorfik kayaları yeşilist serisi ve fillat serileri (esas fillat serisi, bazik metavolkanik birimleri, kuvarsporfir birimi, demirli şist birimi) olmak üzere iki seriye ayırmış ve bunların Silüriyen öncesi yaşlı düşük dereceli metamorfik seriler olduğunu belirtmiştir. Bu birimin de üzerine, uyumsuz olarak Orta Silüriyen yaşlı, metamorfize olmuş, çoğunlukla grovak ve sleyt, daha az oranlarda da kireçtaşı mercleklerinden oluşan Karasenir Formasyonu'nun geldiğini, ayrıca bazı yerlerde Karasenir Formasyonu üzerinde veya şitler içerisinde, bazı yerlerde de ofiyolit içerisinde Permo-Karbonifer yaşlı kristalize kireçtaşı parçalarının bulunduğunu vurgulamıştır. Tüysüz (1996a) ise tabanda metapelit-metabazit aralanması ve zayıf metamorfik konglomera, kumtaşı, çamurtaşı, rekristalize mercleklerinden oluşan Orta Silüriyen yaşlı Karasenir Formasyonu'nun bulunduğunu, bu formasyonun üzerine Yeşilirmak Metamorfiti (lav-piroklastik-çökel topluluğu), Ovasaray Metamorfiti (sleyt-fillat topluluğu), Laçın Metaolistostromal Karmaşığı, Dağsaray Metamorfiti (kalsitürbidit topluluğu) ve Göğdere Metamorfiti'nden (mavişist topluluğu) oluşan Triyas yaşlı Karakaya Kompleksinin geldiğini ve bu birliğin Liyas çökelleri tarafından açılmal uyumsuzlukla örtüldüğünü belirtmiştir. Ayrıca tez konusunu oluşturan bu bölgedeki mafik-ultramafik kayaların Ovasaray Metamorfiti içindeki iri ofiyolit blokları olduklarını ileri sürmüştür. Yılmaz vd. (1997) Tokat Masifi'nin Turhal metaofiyoliti, Devecidağ melanjı ve Amasya metamorfik birliği olarak üç tektonostratigrafik birlikten meydana geldiğini, zeolit fasiyesinden yeşilist fasiyesine kadar değişen birimler içeren Amasya Metamorfik Birliği'nin Tokat metamorfik birimleri üzerinde nap olarak bulunduğunu ve Triyas yaşlı olduğunu belirtmiştir. Bektaş ve Çapkınoğlu (1999) ise, Tüysüz (1996a)' dan farklı olarak, fillat, yeşilist ve amfibolitlerin Triyas öncesi temeli oluşturduğunu ve bunların üzerine

uyumsuz olarak gelen metabazalt ve piroklastikleri, kalkışist ve kristalize kireçtaşı ve bu istifin en üst kesimini oluşturan, hafifçe metamorfize olmuş konglomera, kumtaşı, sleyt ve bunlar arasındaki kireçtaşı olistolitlerinden oluşan Karasenir Formasyonu'nun Triyaş yaşlı Karakaya Kompleksine ait olduğunu vurgulamıştır.

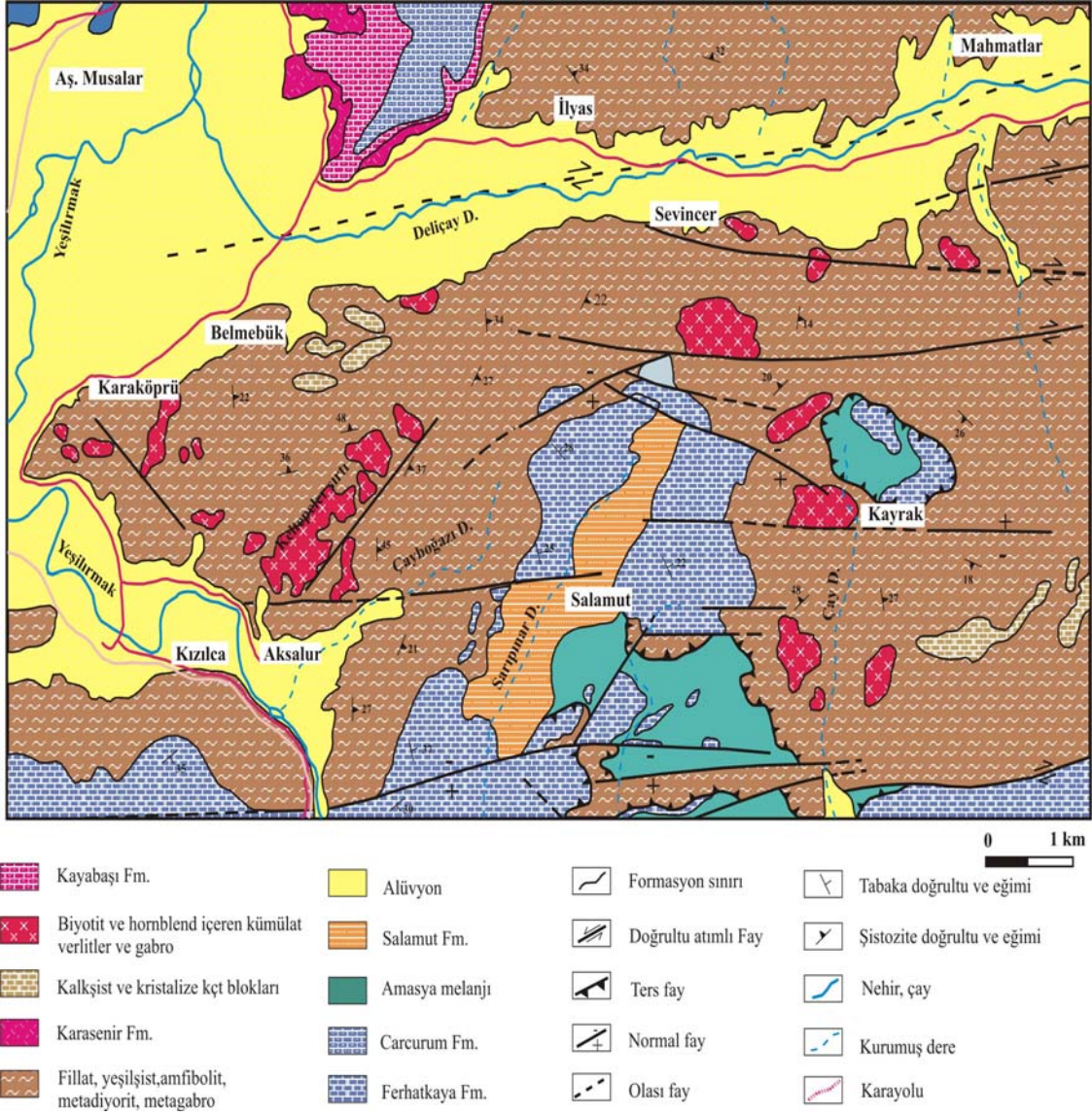
3.2.1.1.1. Aksalur Metamorfikleri

Tokat Masifi, Tokat ve Amasya illeri çevresinde oldukça geniş alanlarda yüzeyleme verir ve kısa mesafelerde oldukça değişik litolojiler arzeder. Bu çalışmada inceleme alanında yüzeyleme veren düşük dereceli metamorfik kayalar, Tokat Masifi'nin ana özelliklerini tam olarak yansıtmadığından tarafımızdan Aksalur Metamorfikleri olarak adlandırılması uygun görülmüştür.

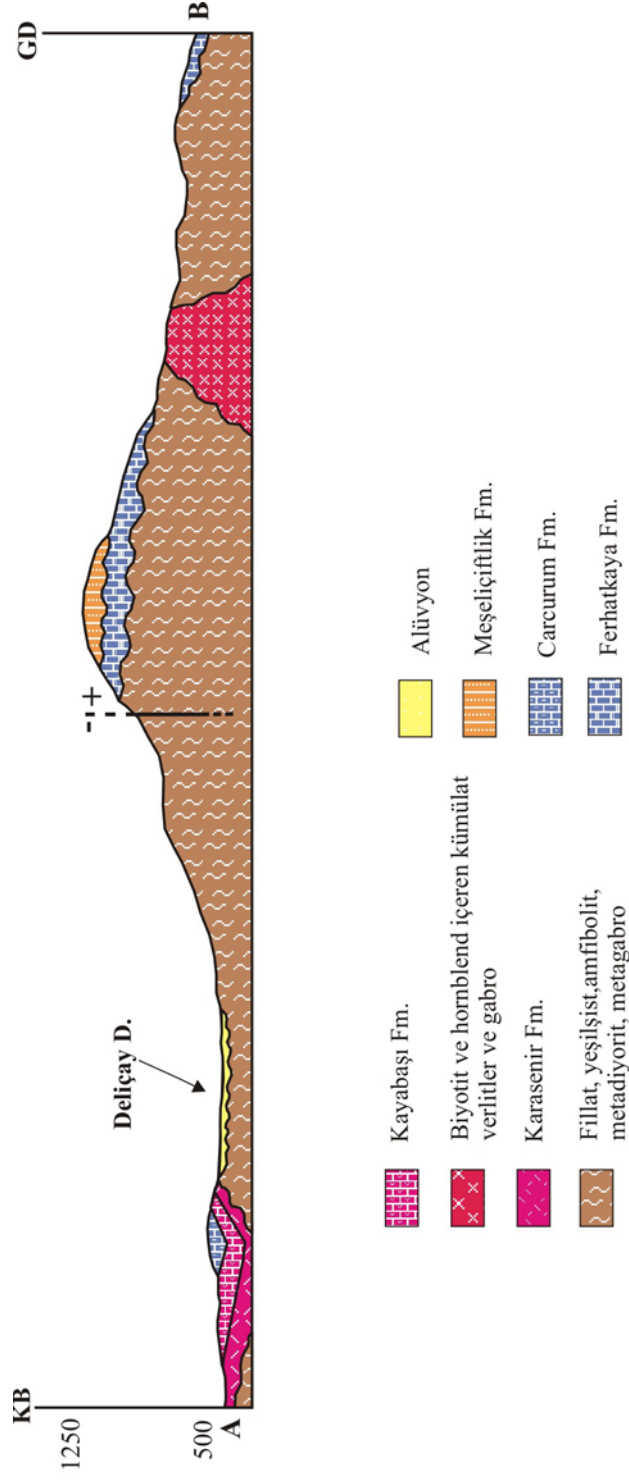
Belmebük, Karaköprü, Aksalur, Kızılca, Sevincer, Kayrak ve İlyas civarında oldukça geniş bir alanda yüzeyleme veren Aksalur Metamorfikleri, başlıca şist, fillit, metabazikler ve şistler arasında genellikle parçalanmış olarak bulunan metakuvarsitlerden oluşmaktadır (Şekil 6, 7 ve 8A).

3.2.1.1.1.1. Şist ve Fillitler

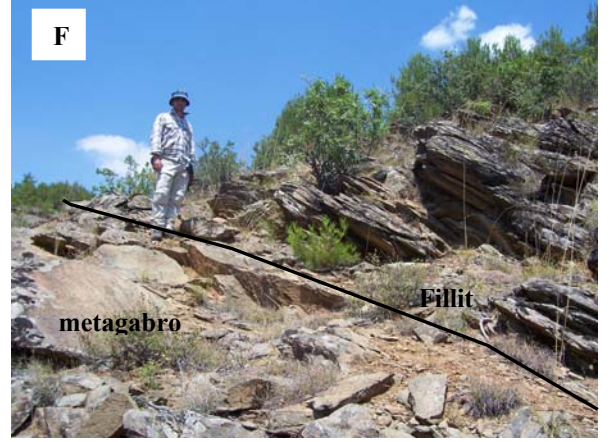
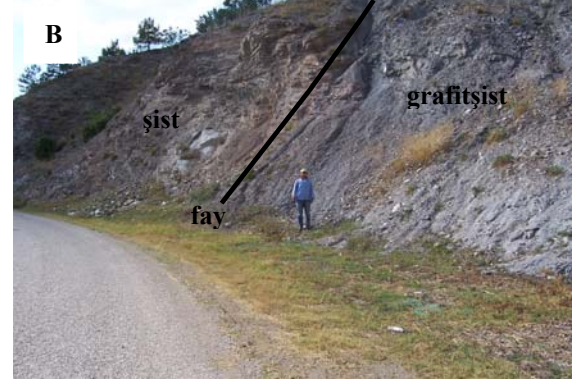
Başlıca Aksalur, Belmebük, Kayrak, Karaköprü ve İlyas civarında görülen şistler, inceleme alanındaki en yaygın metamorfik kayaç grubunu oluştururlar (Şekil 6). Arazide ince şistozite yapıları, parlaklıkları ve grimsi yeşil tonları ile diğer birimlerden kolaylıkla ayırt edilebilirler. Çok ince tanelidirler. Aktinolit dışındaki diğer mineralleri makroskopik olarak ayırt etmek oldukça güçtür. Bazı kesimlerde fillitlerle aralanmalı bulunmakta, bazı kesimlerde de fillitler tarafından örtülmektedirler. Özellikle ultramafik ve gabroik sokulumlarla olan dokanaklarında genellikle killeşmiş, parçalanmış ve farklı yönlere şistozite eğimleri kazanmış olarak izlenirler. Birçok yerde, özellikle Aksalur ve İlyas civarında mikro ve makro ölçekli kıvrımlara rastlamak oldukça olağandır (Şekil 8C ve D). İnceleme alanının kuzey kesiminde yüzeyleyen şistler, bu bölgede yaygın olarak metagabroik kayalar tarafından kesilmiş ve farklı yönlere şistozite eğimleri kazanmışlardır. Bu durum bu kayaların birden fazla metamorfizmaya uğramış olduklarını gösteren en önemli verilerden biridir.



Şekil 6. Aksalur köyü ve çevresinin jeolojik haritası (Alp, 1972 ve Tüysüz 1996' dan değiştirilerek)



Şekil 7. İnceleme alanından alınan A-B enine jeolojik kesiti



Şekil 8. Aksalur Metamorfitleti'ne ait arazi fotoğrafları; A: Kayrak kuzeydoğusunda şist, fillit, metakumtaşı ardalanması, B: Şistlerle grafitşistler arasındaki faylı dokanak, C: Şistlerdeki kıvrımlanmalar, D: Şistlerdeki mikrokıvrımlanmalar ve buruşma klivajı, E: Grafitşistlerin arazideki görünümüleri, F: Metagabrolarla fillitlerin dokanağı

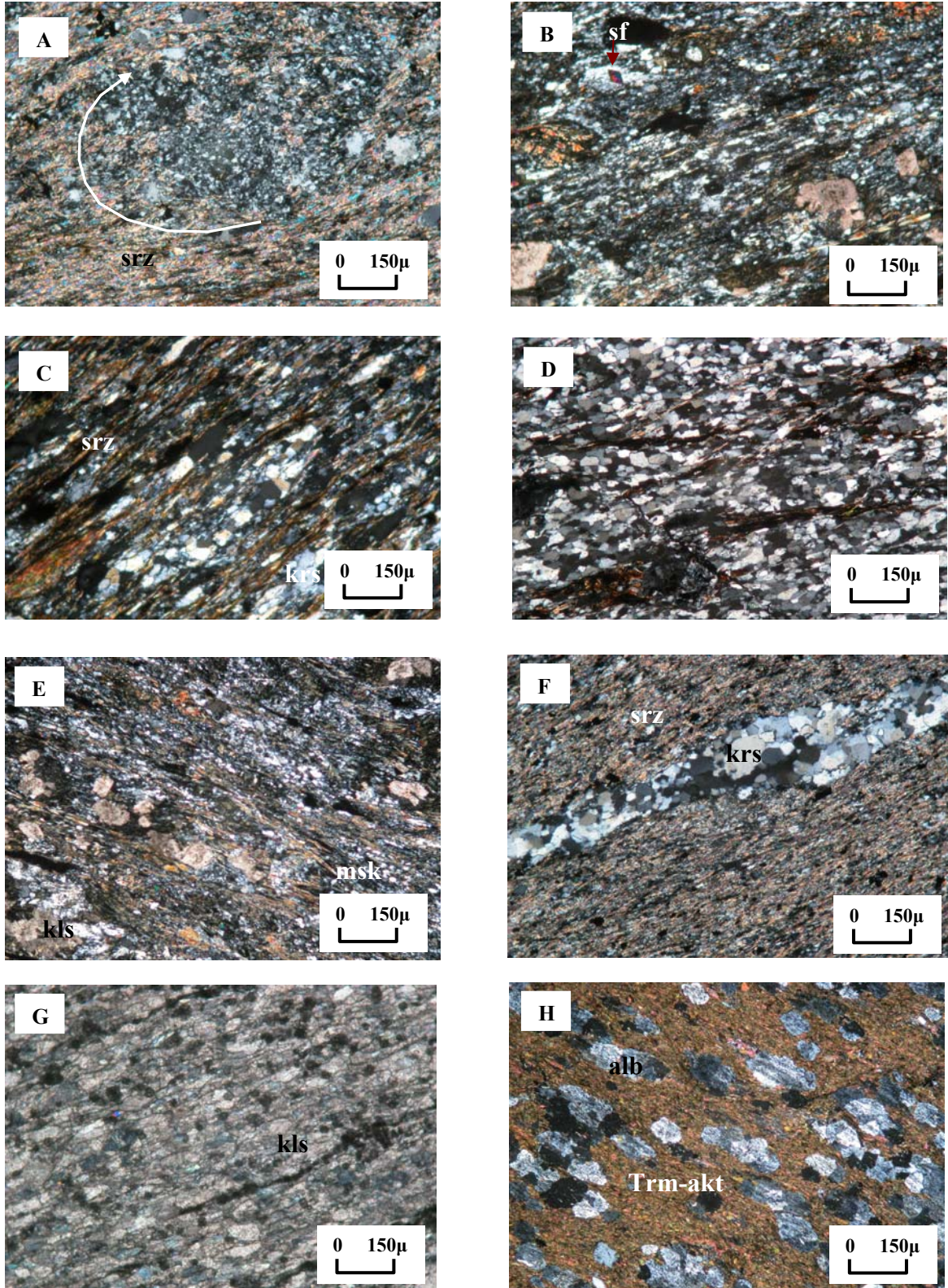
Şistler arasında yanal devamlılığı 50 metreyi geçmeyen grafitşist kütlelerine de rastlanmaktadır (Şekil 8B ve E). En yaygın olarak izlendikleri yerler, Aksalur'un 200

metre batısı ve Kayrak'ın kuzeybatısıdır. Bunlar diğer şistlerden daha koyu gri ve siyahımsı tonlarda olması ve eli boyamasıyla ayırt edilirler. Oldukça ince yapraklanma düzlemlerine sahiptirler ve kolaylıkla kırılıp parçalanırlar. Grafışistlerden hem örnek almak hem de alınabilen örnekten ince kesit yapabilmek oldukça güçtür.

Kalkşitler yaygın olarak İlyasköy'ün kuzeyinde yüzeyleme verirler. Bu kayalar diğer şistler içinde yaklaşık kalınlığı 25 metre ve yanal devamlılığı olan bir seviye halinde bulunur. Dış yüzey renkleri sarımsı, grimsi, kırık yüzeyleri ise gri tonlarındadır. Bol çatlaklı olup, çatlaklar genellikle kalsit tarafından doldurulmuştur. Katman kalınlıkları 10-25 cm arasında değişmektedir ve yer yer metagabrolar tarafından kesilmektedirler. Fillatlar, hem şistlerle ardalanmalı ince seviyeler, hem de bazı kesimlerde şistlerin üzerinde örtü olarak bulunur. En yaygın olarak buldukları yer Kayrak ve Aksalur'un kuzeydoğusudur. Dış yüzeyleri siyahımsı gri, kırık yüzeyleri ise grimsi tonlardadır. Oldukça ince tanelidir. Yer yer metakuvarsit araseviyeri içerir (Şekil 8A).

Şist ve fillitlerden derlenen örneklerin mümkün olanlarından ince kesitler hazırlanmış ve mikroskop altında değerlendirilmiştir. Özellikle şistlerden alınan örneklerin çok ince yapraklanma dilimleri göstermeleri ve ayrışmaya uğramış olmaları nedeniyle ince kesitlerinin hazırlanmasında problemler yaşanmıştır. İnce kesitleri hazırlanılabilen örneklerin mikroskopik incelemeleri sonucunda başlıca şu mineral birliktelikleri ve kayalar saptanmıştır; Kalsit-epidot-klorit-aktinolit-sfen şist, albit-kuvars-klorit-epidot-sfen şist, kuvars-albit-muskovit-klorit şist, kalsit-kuvars-albit-serisit şist, kuvars-serisit-aktinolit şist, kalkşist, serisit şist, kuvars-serisit-aktinolit şist, kuvars fillit, tremolit-aktinolit şist, kuvars-aktinolit-epidot şist, epidot-klorit-kuvars şist, epidot-aktinolit şist, albit-epidot-aktinolit şist, albit-epidot-klorit şist, kuvars-biyotit-epidot-klorit şist, serisit-klorit fillit, kuvars-klorit şist'dir (Şekil 9).

Saptanan bu mineral birliktelikleri ve kayaç türleri Aksalur yöresinde yüzeyleme veren şist ve fillitlerin, yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya maruz kaldığına işaret etmektedir.



Şekil 9. Şist ve fillitlere ait çeşitli mikroskopik görünüm (Ç.N., kls: kalsit, Trm: tremolit, akt: aktinolit, krs: kuvars, srz: serizit, sf: sfen)

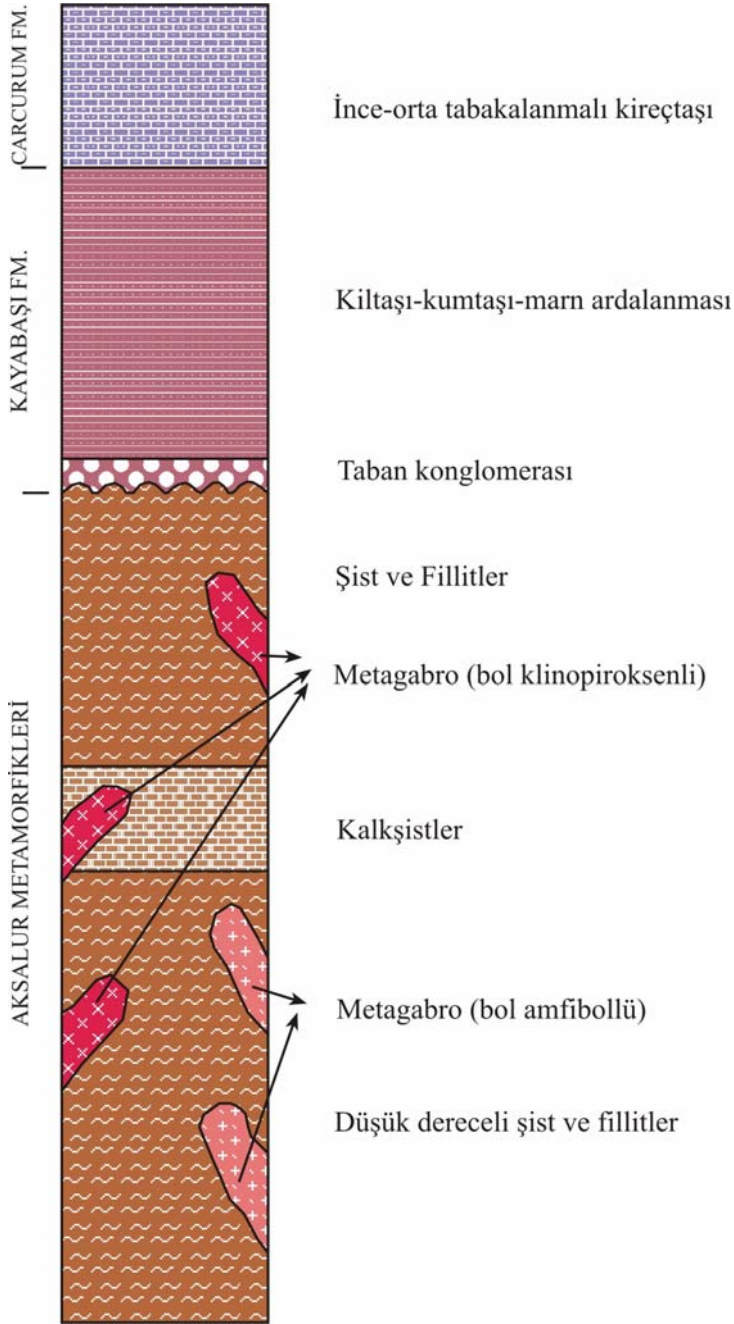
3.2.1.1.1.2. Metabazik kayaçlar

Şist ve fillitlerden sonra en fazla yayılıma sahip metamorfik kayaç grubunu oluştururlar. Başlıca metagabrolardan daha az oranda da metadiyabazlardan oluşmaktadırlar.

Metagabrolar, arazide dış yüzeylerinin yeşilimsi gri, sarımsı kahve, hematitleşmenin yaygın olduğu kesimlerde ise kırmızımsı tonlarda olmasıyla ayırt edilirler (Şekil 11A, B, C, D, E, G). Kırık yüzeyleri koyu gri, yeşilimsi tonlarda olan bu kayaçlarda piroksen ve plajiyoklaslar makroskopik olarak gözlenebilir. Arazide çoğunlukla ultramafik kayaçların etrafını çevrelemiş, bazen ultramafiklerle olan sınırları fay kontrollü küçük vadiler tarafından sınırlandırılmış, bazende sadece şistlerin içerisinde elipsoidal kütleler halinde bulunurlar. Şistlerle olan dokanaklarında killeşme, hematitleşme ve limonitleşmeler yaygındır (Şekil 11C). Bol kırıklı olan bu kayaçlarda, kırıklar genellikle kalsit veya kuvars ile doldurulmuştur. En yaygın ve tipik yüzeylemeleri Aksalur Köyü'nün kuzeybatısında ve Belmebük civarında bulunan metagabroik kayaçlarda, özellikle Aksalur Köyü'nün kuzeybatısında olmak üzere bölgesel metamorfizmayı işaret eden mineral dizilimleri oldukça belirgindir. Belmebük civarında görülen metagabrolar, Aksalur Köyü civarında görülenlere kıyasla daha geniş bir alanda yüzeyleme vermekte olup, kenar kesimlerinde küçük boyutlu (10 metreden 30 metreye kadar değişen çaplarda), elipsoidal şekilli ultramafik kümülatlar tarafından kesilmişlerdir.

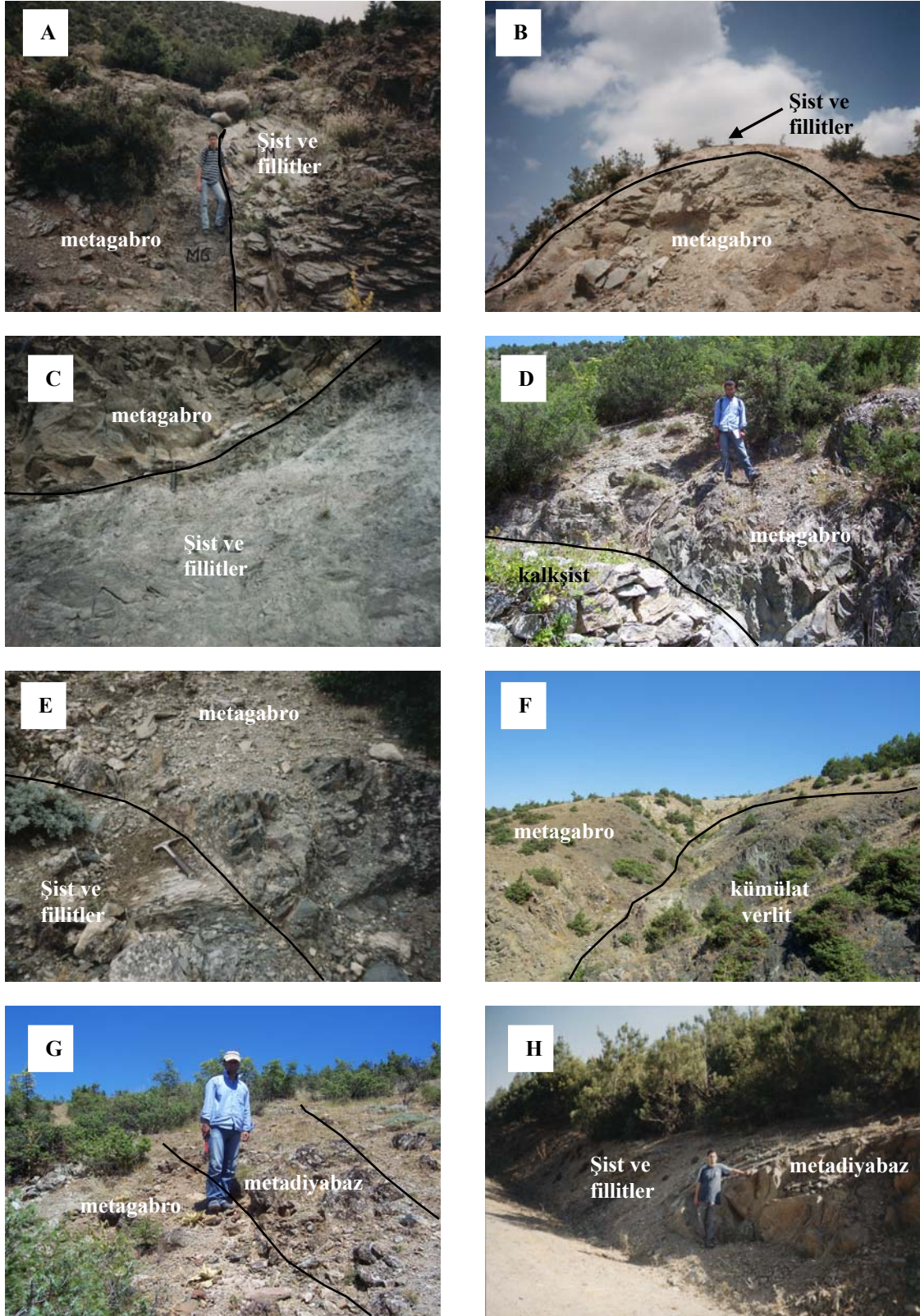
İnceleme alanında yüzeyleme veren metagabroik kütleler birbirlerine çok yakın alanlarda bulunmalarına rağmen bazılarında çok iyi yönlenme görülmekte (İlyas kuzeyi) bazılarında ise tipik yönlenme arazide net olmamakla birlikte mikroskopta yakalanabilmektedir. Bu da inceleme alanında farklı zamanlarda, farklı kökenli gabroik kayaç oluşumu ve polifaz metamorfizmanın var olduğunu işaret etmektedir.

İlyas mahallesi doğusundaki vadinin üst kotlarında genellikle kalkşitleri ve yeşilşistleri keserek yerleşen ve çapları 1-3 metre arasında değişen küçük ölçekli mafik mineral oranı oldukça yüksek olan metagabroik kütleler yer almaktadır (Şekil 10, 11D). Bu kayaçların taze yüzeyleri siyah ve yeşilimsi tonlarda, altere kısımları ise sarımsı tonlardadır. Sokulum yaptıkları şist ve fillitlerin şistozitelerini kaldırarak farklı yönlere eğimler kazanmasına neden olmuşlardır. Oldukça bol kırıklı olan bu kütlelerde kırıklar genellikle kalsit, kısmen de kuvars tarafından ikincil olarak doldurulmuştur.



Şekil 10. İlyas köyü doğusundaki vadide şist, fillat ve metagabroların diğer birimlerle ilişkileri (ölçeksizdir)

Metadiyabazlar, inceleme alanında özellikle Aksalur'un kuzey kesimlerinde, şist ve fillitlerin, bazende metagabroların içinde, kalınlığı yer yer dört metreyi bulan ve yanal devamlılığı fazla olmayan dayklar şeklinde bulunurlar (Şekil 11G ve H). Dış ve kırık yüzeyleri yeşilimsi gri renklindedir. Yönlü dizilim belirgindir. Piroksen mineralleri makroskopik olarak gözlenebilir.



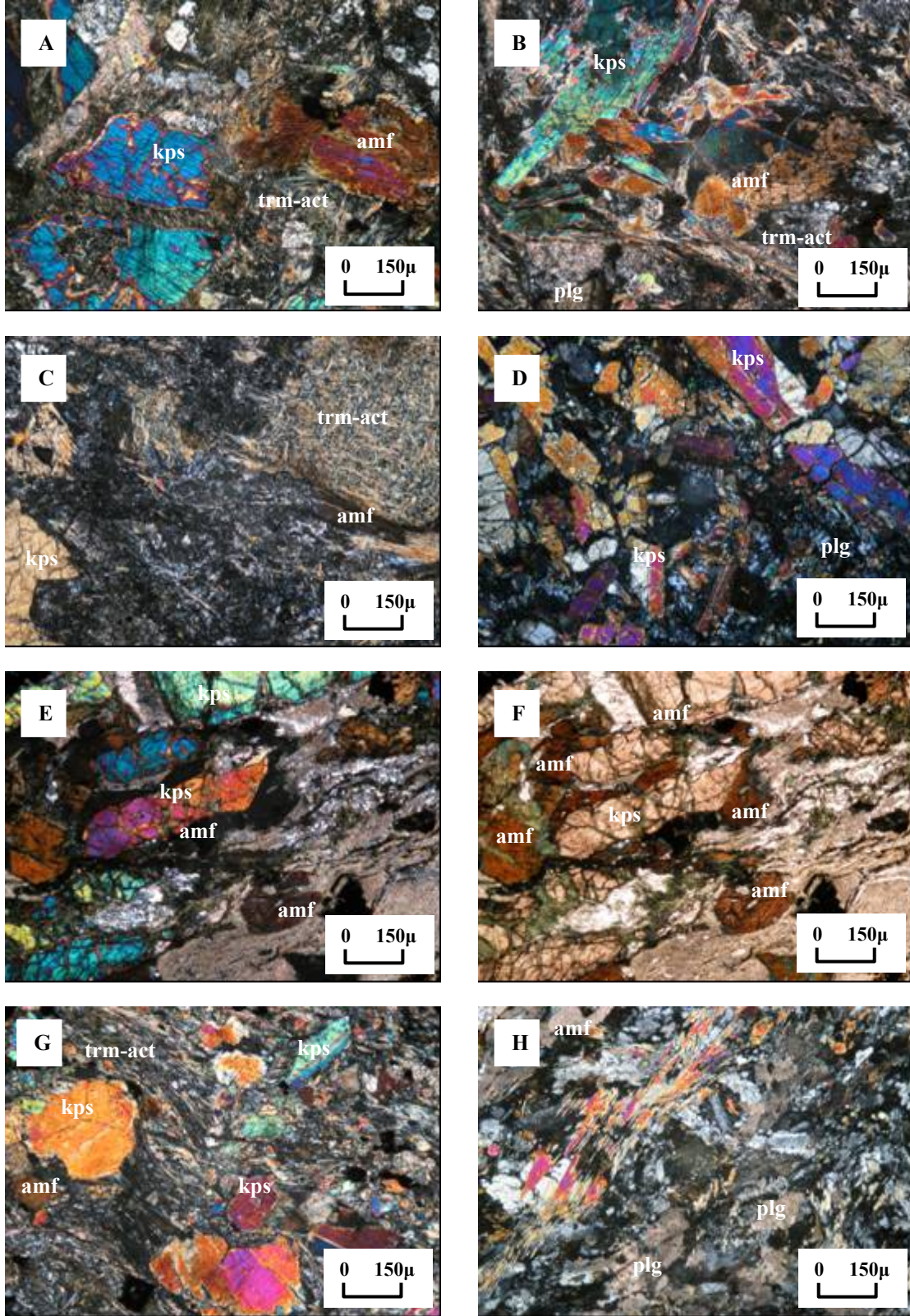
Şekil 11. Metabazik kayaçların arazideki görünüşleri ve şist-fillitlerle olan dokanak ilişkileri

Aksalur ve Belmebük bölgelerinden alınan metagabro örneklerinin mikroskopik incelemelerinde, bu kayaların bölgesel ve kontakt metamorfizma etkilerine sahip oldukları gözlenmiştir. Makro örneklerinde bölgesel metamorfizmayı işaret eden mineral dizilimleri genellikle net olarak gözlenen bu kayalar mikroskopik olarak başlıca plajiyoklas, klinopiroksen, tremolit, aktinolit ve daha az oranlarda apatit, epidot, kuvars, serisit ve kil minerallerinden oluşmaktadır (Şekil 12A, B, C). Plajiyoklaslar, genellikle yarı öz şekilli iri kristaller yer yer de küçük kristaller halinde bulunur. İri kristallerin iyi korunmuş olanlarında albit ikizlenmesi, bazen de zonlu yapı izlenir. Plajiyoklasların büyük çoğunluğu ayrışmaya uğrayarak serisitleşmiş ve killeşmişlerdir. Özellikle de peridotitlerin dokanağına yakın kesimlerde killeşme oldukça belirgindir. İri kristallerin bazılarında kayaların geçirdiği metamorfizma ve tektonizma etkisiyle bükülmeler, yer yer de uzun eksene dik yönde kırıklar gelişmiş olup, kırıklar çoğunlukla pennin ve silis tarafından doldurulmuştur. Özellikle silis bulunan kesimlerde plajiyoklasların kenarları girift bir yapı kazanmışlardır. Klinopiroksenler, yarı özşekilli iri kristaller veya küçük kristaller halinde olan ojitlerden oluşur. Bazılarında h'(100) ikizi mevcuttur. Genellikle parçalanmış bir görünüm sunarlar. Uzanıma dik yönde gelişen kırıklar olağandır. Bu kırıklar boyunca yer yer pennin türü kloritler ve aktinolitler yerleşmiştir. İri piroksenlerin bazılarında kenarlarından itibaren uralitleşme, bazılarında da kloritleşme görülmektedir. Klorit, boşluklarda genellikle kuvars ve epidotlarla birlikte bulunan penin türündedir. Morumsu rengi ile oldukça tipiktir. Bazılarında ışınal bir yapı izlenir. Epidot klorite göre daha az oranlarda ve genellikle klorit ve kuvarsla birlikte plajiyoklasların kenarlarında ve boşluklarda görülmektedir. Çok küçük taneli kristaller halindedir. Peridotitlerin dokanağına yaklaştıkça kayaç içerisindeki oranları artmaktadır. Kuvars boşluklarda klorit ve epidotlarla birlikte, özellikle de plajiyoklasların etrafında yoğunlaşmıştır. Serisit ve kil mineralleri plajiyoklasların ayrışma ürünleri olarak oluşmuştur. Peridotitlerin dokanağına yakın kesimlerdeki plajiyoklaslar tamamen kil ve serisite dönüşmüşlerdir. Aktinolit uzun lifsi kristaller halindedir. Özellikle piroksenlerin bazen de plajiyoklasların etrafını çevrelerler. Aktinolitlerde, epidot, serisit ve kil minerallerinde olduğu gibi özellikle peridotitlerin dokanağından alınan örneklerde oldukça yoğundurlar. Tremolitler, ise aktinolitlere nazaran çok daha az oranlarda iğnemsî çubuklar veya lifler halinde bulunmaktadır. Apatitler, çok küçük iğnemsî kristaller halinde, genellikle plajiyoklaslar üzerinde değişik yönlerde dizilmişlerdir.

İlyas mahallesi civarından alınan, metagabroik kayaç örnekleri, dokusal özellikleri ve mineral birliktelikleri açısından Belmebük ve Aksalur civarında yüzeyleyenlerden farklı özellikler sunarlar. Bol piroksenli (Şekil 10, bol piroksenli olan metagabrolar) olan örneklerde mikroskopik olarak yönlü dizilim net olarak gözlenmez (Şekil 12D). Kayaçlar büyük oranda klinopiroksenlerden, daha az oranlarda hornblendden, çok az oranlarda da ikincil olarak bulunan titanit, aktinolit, klorit, albit den oluşmaktadır. Klinopiroksenlerin iri taneli olanları yarıözşekilli olup, genellikle $h'(100)$ ikizi, yer yerde kum saati ikizi gösterirler. Uzun latalar şeklinde olanları bol kırıklı ve bükülmüş olarak gözlenirler (Şekil 12D). Plajiyoklaslar, çoğunlukla ayrıışmış ve killeşmişlerdir . Opak mineraller kayaç içinde dağınık düzensiz taneler halinde bulunurlar.

Aynı yerden alınan ve şistler arasında şistozite düzlemlerine paralel olarak yerleşmiş, diğer metagabroik örneklerde ise yönlü dizilim oldukça belirgin olup, bol miktarlarda hornblend içerirler (Şekil 10, bol hornblendli olan metagabrolar). Hornblendler çift nikoldeki koyu kahve tonları ve dilinimleri, tek nikoldeki kahverengi pleokroizmaları ile kolaylıkla ayırt edilirler(Şekil 12E, F). Bazen piroksenlerin etrafında zarflar şeklinde bazende kayaç içinde mineral yönelimine uygun olarak dizilmiş tek taneler halindedir. Piroksenler ise uzunlamasına, prizmatik şekilli olan klinopiroksenlerden oluşmaktadır. Çoğunda kum saati ikizlenmesi gözlenir. Diğer grup metagabrolarda (bol piroksenli olanlar) olduğu gibi oldukça kırıklı ve bükülmüşlerdir. Hornblend ve klinopiroksen dışında kayaç içinde aktinolit, hidrogranat, albit, titanit ve çok yaygın bir şekilde klorite rastlanmıştır.

Metadiyabazların, mikroskopik incelemelerinde başlıca piroksen, aktinolit, tremolit, epidot, klorit, albit, epidot, kuvars ve kalsitten oluştukları belirlenmiştir (Şekil 12H). Tremolit ve aktinolitler kayaç içinde belirli seviyelerde yoğunlaşmış olarak, çubuklar şeklinde görülürler. Çok iyi bir yönlü dizilim gösterirler. Kloritleşme oldukça yaygındır. Piroksenler ve amfiboller çok ince taneler halinde ve genellikle kloritleşmiş olarak görülürler. Kuvars ikincil olarak damarlar şeklinde, kalsit ise hem boşluk dolgusu hem de plajiyoklasların ayrışma ürünü olarak bulunur. Opak mineral olarak kayaç içinde düzensiz olarak dağılmış taneler halinde ilmenite rastlanmıştır.



Şekil 12. Metabazik kayaçların mikroskopik görünüşleri (Ç.N., kps:klinopirosken, plg: plajiyoklas, amf: amfibol, trm-act:tremolit-aktinolit)

Şist, fillit ve metabazikler bu çalışmada aynı başlık altında (Aksalur Metamorfikleri) incelenmiş olmalarına rağmen, arazi verileri bu kayaların aynı yaşlı olmadıklarını işaret etmektedir. İnceleme alanında yüzeyleme veren metamorfik kayalara ait izotopik yaş verilerinin eksikliğine rağmen, şist ve fillitlerin Doğu Pontidler’de aynı stratigrafik konumda bulunan eşlenikleri gibi Paleozoyik yaşlı oldukları düşünülmektedir. Şist ve fillitler, inceleme alanının kuzey kesiminde, Kayabaşı Formasyonu’nun taban kesimini oluşturan konglomeralar tarafından uyumsuz olarak örtülür. Karasenir Formasyonu ile olan dokanak ilişkisi gerek inceleme alanında gerekse inceleme alanı dışında kalan kesimlerde net olarak gözlenmemektedir. İnceleme alanının dışında, yaklaşık 5 km batısında kalan Karasenir Köyü civarında yüzeyleyen düşük dereceli metakırıntılılar (Karasenir Formasyonu) tıpkı inceleme alanı kuzeyinde şist ve fillatlarda olduğu gibi, Liyas yaşlı Kayabaşı Formasyonu tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir. Hem Aksalur Metamorfikleri hem de Karasenir Formasyonunun Kayabaşı Formasyonu tarafından aşınma uyumsuzluğu ile üzerlenmesi bu iki metamorfik kaya topluluğunun Liyas öncesi döneme ait olduklarını doğrulamaktadır. İnceleme alanı güney kesiminde ise şist ve fillitler Ferhatkaya Formasyonu’nu oluşturan masif kireçtaşları ile dokanak oluştururlar (Şekil 13A ve B). Dokanak boyunca kireçtaşlarının kırmızımsı renkli ve bloklu bir yapıya sahip olmaları, Aksalur Metamorfikleri ile Ferhatkaya Formasyonu kireçtaşları arasındaki sınırın tektonik olabileceğini düşündürmektedir.



Şekil 13. A: Ferhatkaya Formasyonu ile şist ve fillitler arasındaki dokanağın görünümü, B: Aynı dokanktaki bloklu yapının yakından görünüşü

Ayrıca Erken Triyas döneminde oluştuklarını düşündüğümüz metagabrolar ve Geç Triyas yaşlı olduğuna dair veriler içeren kümülat verlitler tarafından kesilmiş olmaları bu kayaların Karasenir Formasyonu’ndan daha yaşlı olduklarını ve Paleozoyik dönemine ait

olduklarını kuvvetlendirmektedir. İnceleme alanı güneyinde Liyas yaşlı Kayabaşı Formasyonu'nun olmaması, horst-graben tektoniği ile ilişkili olup, inceleme alanının güney kesiminin yükselti alanına karşılık geldiğine işaret etmektedir.

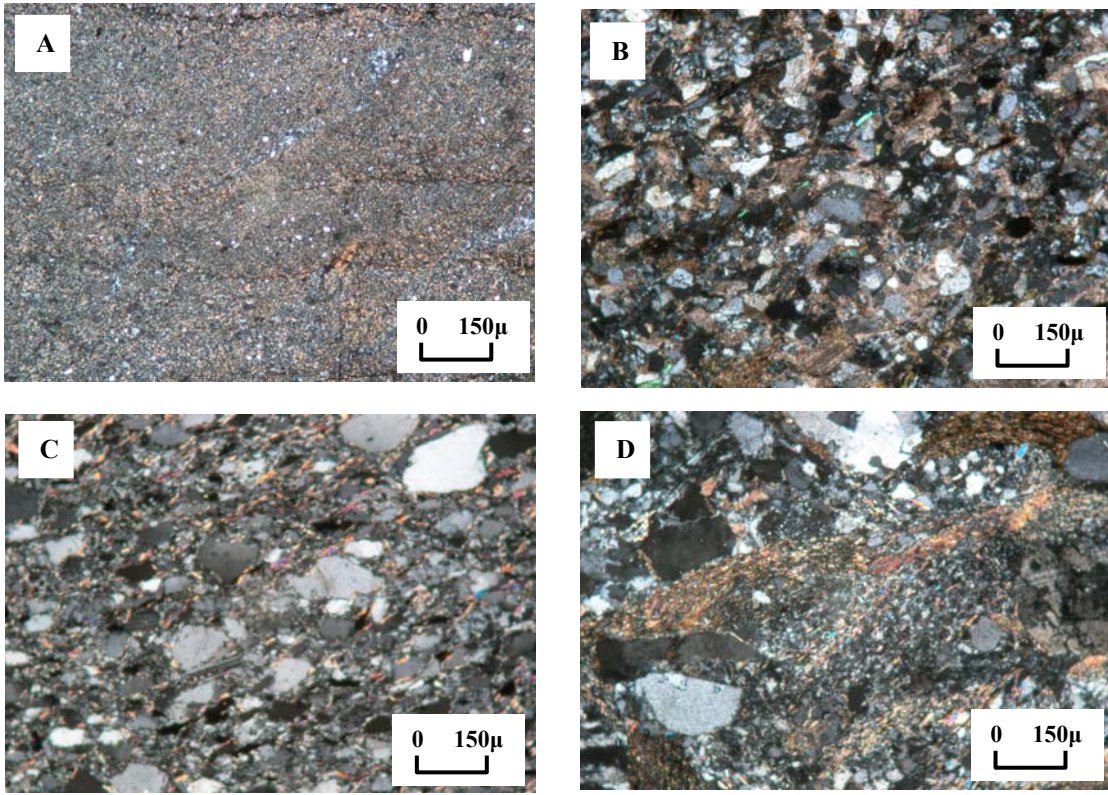
3.2.1.1.2. Karasenir Formasyonu

İnceleme alanının kuzeyinde, dar bir alanda yüzeyleme veren düşük dereceli metakırıntılılar, Alp (1972) tarafından Karasenir Formasyonu olarak adlandırılan birimle benzer litolojik özellikler göstermesi nedeniyle, bu çalışmada da aynı adla adlandırılması uygun görülmüştür. Önceki çalışmalarda (Alp, 1972; Kırmacı, 1983; Tüysüz, 1996a; Bektaş ve Çapkinoğlu, 1997) oldukça detaylı olarak tanımlanmış olan formasyon, bu çalışmada özet olarak ele alınmıştır.

Birim başlıca, kireçtaşı mercekleri ve olistolitleri içeren konglomera, kumtaşı ve sleyt ardalanmasından oluşur. Bütün birimler düşük dereceli metamorfizma etkisinde kalmış olup, mineralleri çok fazla belirgin olmayan yönlü bir dizilim sunar. Formasyon, koyu kahverengimsi siyahımsı görüntüsü ile diğer formasyonlardan kolaylıkla ayırt edilir. Kumtaşları oldukça sert bir yapıya sahiptir. Fakat bol eklemli olmaları nedeniyle kolaylıkla parçalanırlar. İnce-orta tabakalanmalı olup, derecelenme göstermezler. Kuvars taneleri makroskopik olarak gözlenir. Konglomeralar ise yanal devamlılığı fazla olmayan katmanlar halinde kumtaşları arasında bulunur. Katman kalınlıkları 5-15 cm arasında değişir. Başlıca kuvars, şist, metadiyabaz, diyorit ve feldspat parçalarından oluşurlar. Silisleşme oldukça yaygındır. Karasenir Formasyonu'nun egemen litolojilerinden biride sleytlerdir. Katman kalınlıkları 5-20 cm arasında değişen sleytler koyu gri, siyahımsı renklerde olup, yapraklanma gösterirler. Çok ince mika pulcukları ve kuvars taneleri makroskopik olarak gözlenebilmektedir. Karasenir Formasyonu içerisinde birkaç metreden 50 metreye kadar değişen boyutlarda kireçtaşı kütlelerine rastlanır. Dış yüzeyleri açık gri sarımsı renklerde, kırık yüzeyleri ise koyu gri tonlardadır. Bazılarında orta katmanlanma izlenmesine rağmen çoğunlukla belirgin bir tabakalanma göstermezler.

Mikroskopik olarak bakıldığında, kumtaşlarının başlıca kuvars, feldspat ve kayaç parçalarından oluştuğu görülür (Şekil 14A, B, C, D). Kuvarslar kayacın % 55-70 lik kısmını oluştururlar. Yer yer dalgalı yer yer de düz sönmelidirler. Çoğunlukla iyi yuvarlaklaşmışlardır. Feldspatlar kayacın yaklaşık % 10 luk kısmını oluşturmakta olup, başlıca albit ve oligoklastan oluşurlar. Albit ikizlenmesi tipik olup, genellikle ayrılmış

serisitlemişlerdir. Kayaç parçaları ise başlıca sleyt, şist ve fillitlerden oluşan metamorfik kayaç parçalarıdır. Bunlardan başka magmatik kayaç parçası olarak diyabaz ve kuvarşlıdiyorit, sedimanter kayaç parçası olarak da çok az oranlarda kireçtaşı ve kumtaşı parçalarına rastlanılmıştır. Bağlayıcı ise serisit, klorit ve küçük kuvars tanelerinden oluşur. Sleytler ise başlıca kuvars, serisit, klorit, kalsit, plajjoklas ve opak minerallerden oluşmaktadır. Çoğunlukla çamurtaşı ve vaketaşı dokusuna sahip olan kireçtaşları çok az veya hiç kırıntı içermezler. Biyoklast olarak başlıca ortoseras, pelesypod, ekinoderm kavkı parçaları ve ostrakod içerirler.



Şekil 14. Karasenir Formasyonu'ndan alınan bazı örneklerin ince kesit görüntüleri A: Sleyt, B, C, D: Metakumtaşıları

Alp (1972) ve Tüysüz (1996) bu kireçtaşı kütlelerini otokton olarak düşünmüş ve fosil içeriklerinden hareketle formasyonun Orta Silüryen yaşlı olduğunu ileri sürmüşlerdir. Özellikle Formasyon içerisinde devamlılığı olmayan kütleler halinde bulunması, kırıntılı malzeme içermemeleri ve tabanlarında rastlanılan kayma çiziklerinin varlığı bu kireçtaşlarının otokton değil, Karasenir Formasyonu içerisinde olistolit olarak

bulduklarını desteklemektedir. Çapkınoğlu ve Bektaş (1997), bölgedeki çalışmalarında formasyon içindeki kireçtaşı olistolitlerini; açık gri renkli, ince-orta katmanlı ve koyu-gri siyah renkli kalın-masif katmanlı kireçtaşları olmak üzere iki grup altında toplayarak incelemiştir. Bu kireçtaşları içinde buldukları Erken Devoniyen ve Permiyen'i karakterize eden konodontlardan hareketle de Karasenir Formasyonu'nun daha önce düşünüldüğü gibi Orta Silüryen yaşlı değil, Triyas yaşlı Karakaya Kompleksinin Amasya civarındaki en üst kesimini oluşturduğunu belirtmiştir.

Karasenir Formasyonu hafifçe metamorfize olmuş kumtaşı, sleyt, konglomera ve kireçtaşı olistolitlerinden oluşmaktadır. Bu metamorfizma sleytlerdeki serisit pulları dışında belirgin bir metamorfik mineral gelişimi göstermemesi nedeniyle alt yeşilşist fasiyesine kadar ulaşamadığı söylenebilir. Fakat şiddetli deformasyon nedeniyle kayaçların tabaka izleri silinmiş ve genellikle kırıklı bir yapı kazanmışlardır. Gerek metamorfizma şiddetinin Aksalur Metamorfikleri'ni oluşturan şist ve fillitlerden daha düşük olması gerekse metakumtaşları içerisinde görülen şist ve fillit parçaları Karasenir Formasyonu'nun Aksalur Metamorfikleri'nden daha genç olduğuna işaret etmektedir. Ayrıca formasyonun Liyas yaşlı Kayabaşı Formasyonu tarafından aşınma uyumsuzluğu ile örtülmesi formasyonun Liyas öncesi yaşlı ve muhtemelen Triyas yaşlı olduğunu ortaya koymaktadır.

3.2.1.1.3. Ultramafik Kümülatlar

Çalışma konusunu oluşturan ve metamorfizmaya uğramış Liyas öncesi birimler içerisinde bulunan ultramafik kümülatlar bu bölümde detaylı olarak irdelenmiş ve tüm özellikleri ortaya koyulmaya çalışılmıştır.

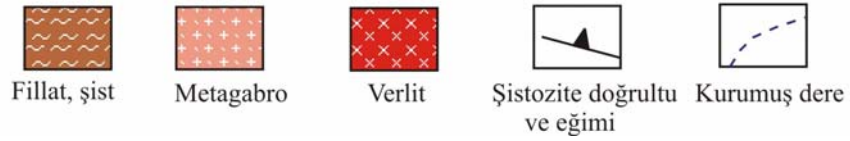
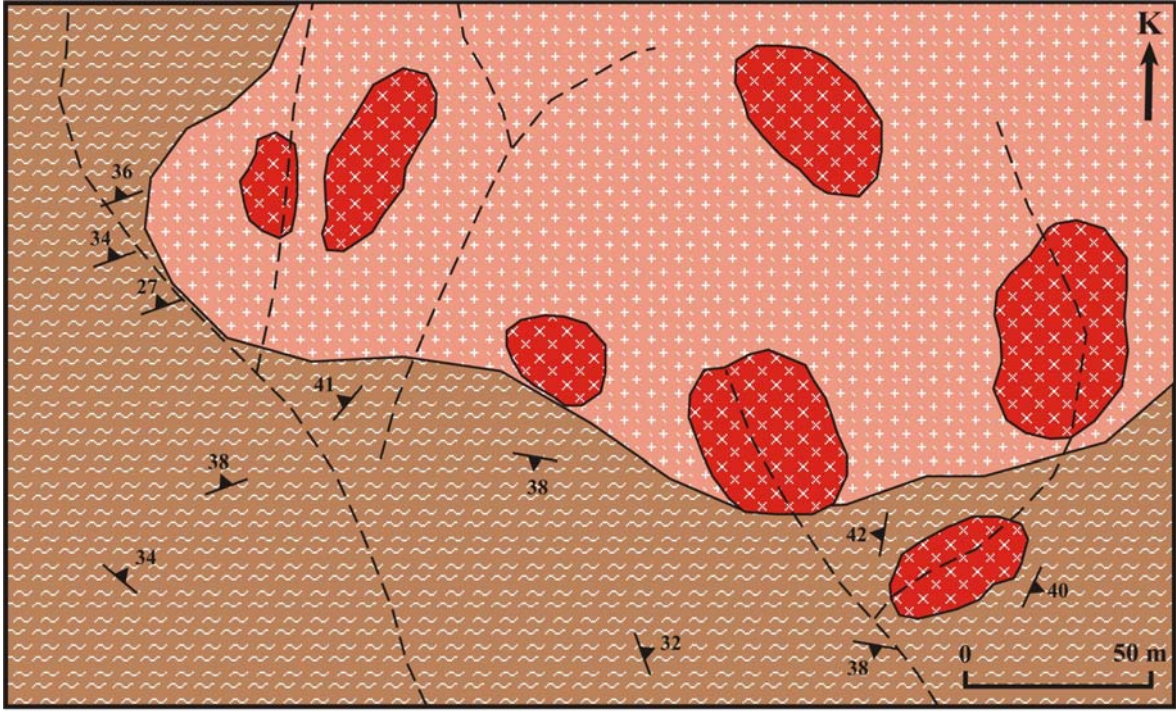
Bölgedeki en ayrıntılı çalışmayı yapan Alp (1972) Aksalur Köyü ve civarında yaygın olarak yüzeyleme veren mafik-ultramafik kayaçları "magma kayaları" başlığı altında inceleyerek, bölgede görülen peridotit ve gabroların bir denizaltı lavı özelliği taşıyan Jura devrine ait ofiyolit olduklarını ileri sürmüştür, bu kayaçların oluşumlarının doğrudan doğruya öjeosinklin evrenin gelişme döneminin tansiyonel hareketleriyle ilgili, sistematik magmatizma ürünü olduğunu belirtmiştir. Bektaş ve Güven (1995), özellikle Amasya ve Pulur civarında görülen, biyotit ve hornblend içeren mafik-ultramafik kümülatların ofiyolitik ultramafik kayaçlar olmadıklarını, bu kayaçların yitim zonuna özgü sulu bazaltik magmalarla ilişkili KA-A magmalar olduklarını ve Alaska-tip ultramafik kayaçların tipik

özelliklerine sahip olduklarını belirterek, Türkiye’de bu tip kayaçların varlığını ilk kez ortaya koymuştur. Tüysüz (1996a) ise Aksalur Köyü ve çevresinde görülen serpantinleşmiş peridotitlerin ve gabroik kayaçların ofiyolit blokları olduklarını vurgulamıştır.

3.2.1.1.3.1. Ultramafik Kümülatların Dokanak İlişkileri Ve Saha Özellikleri

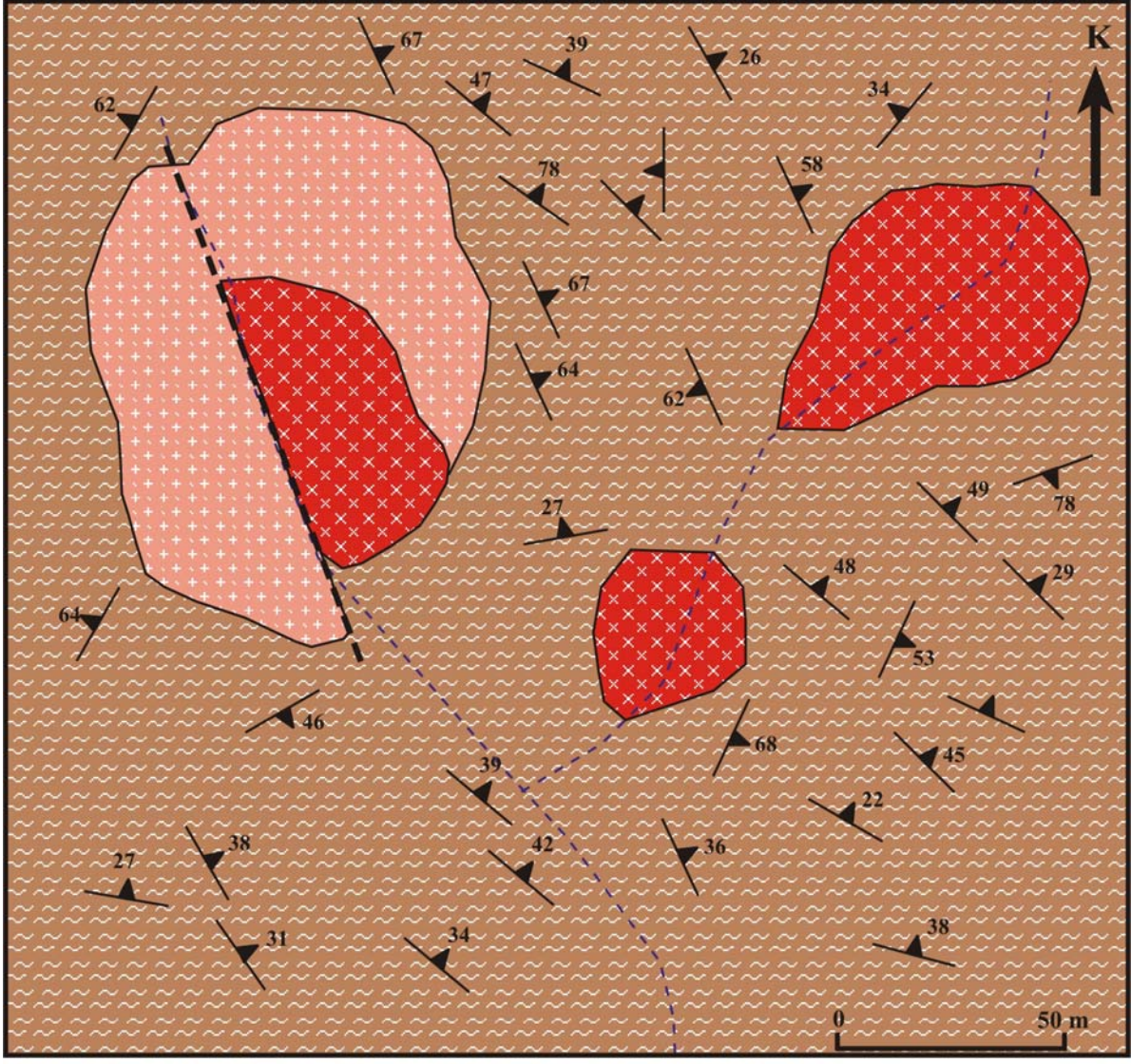
Bölgenin ana tektonik hatlarına karşılık gelecek şekilde D-B, KD-GB, KB-GD doğrultusunda yüzeyleme veren ultramafik kayaçlar (Şekil 6), çoğunlukla gabroik, yer yer de metamorfik kayaçlar içerisinde elipsoidal, büyük ölçekli olmayan kütleler şeklindedir. En tipik ve yaygın yüzeylemeleri Aksalur Köyü civarında görülen bu kayaçlar ayrıca Belmebük ve Kayrak köyleri yöresinde bulunurlar. Bazı kesimlerde etrafları metagabroik kayaçlarla çevrelenmiş, bazı kesimlerde de Aksalur Metamorfileri içerisinde bulunan şistlerle ve fillatlarla dokanak halindedir (Şekil 17A, B, C, D, E, F, G, H). Koyu gri, yeşilimsi, siyahımsı renkleriyle birkaç kilometre uzaklıktan bile çevresindeki kayaçlardan kolaylıkla ayırt edilebilmektedirler. Serpantinleşme oldukça yaygındır. Genellikle bol kırıklıdır. Bazen de tamamen parçalanmış olup yamaç döküntüleri şeklinde görülürler. Kırıklar çoğunlukla kalsit tarafından doldurulmuştur. Bantlı yapı göstermezler. Metamorfik kayaçlarla olan dokanakları boyunca yaygın olarak bir killeşme izlenmekte olup, dokanaktan uzaklaştıkça ayrışmanın şiddetinde azalma görülmektedir. Bu kayaçlar, bazı yerlerde şistozite düzlemlerini keserken, bazı yerlerde de kütle etrafındaki metamorfik kayaçlarda görülen şistozitelerin farklı yönlerde eğim kazanmalarına neden olmuştur. Ultramafik kayaçların gabrolarla olan dokanakları boyunca özellikle gabrolarda yoğun bir ayrışma izlenmektedir. Dokanaktan uzaklaştıkça gabrolarda görülen ayrışmanın şiddeti azalmaktadır. Ultramafik kayaçların gerek metagabrolar içerisinde gerekse de şistler içinde küçük elipsoidal kütleler halinde bulunması, bu kayaçların hem metagabroları hem de şistleri kestiğine işaret eden arazi verileridir.

Ultramafik kayaçların dokanak ilişkilerinin net olarak gözlenebildiği yerlerden biri, Aksalur Köyü’nün 300 metre kuzeybatısıdır (Şekil 15). Bu bölgede, boyutları 20 metre ila 50 metre arasında değişen, elipsoidal şekilli çok sayıda ultramafik kayaç kütlesi, metagabroları keserek yüzeyler (Şekil 18). Benzer şekilde Aksalur köyünün 500 metre kuzeyinde yine ultramafik kayaçlar hem metagabroik kayaçların hem de şist ve fillitlerin içinde elipsoidal şekilli kütleler halinde yüzeyleme verir (Şekil 16).

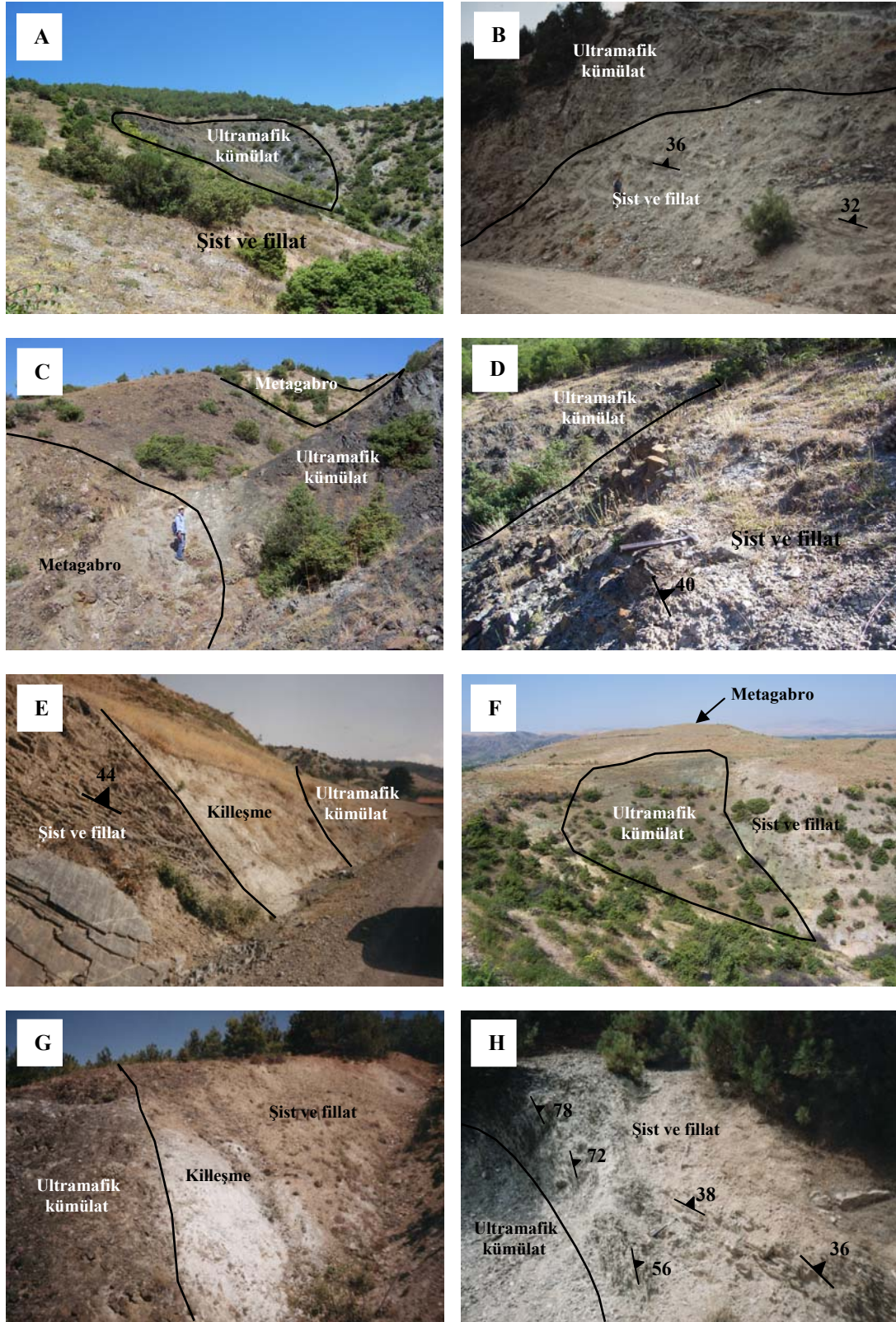


Şekil 15. Aksalur'un 300 metre kuzeybatısında tez konusunu oluşturan ultramafik kümülatların, metagabrolar ve şist-fillitlerle olan dokanak ilişkileri

Gerek ultramafik kümülatların gerekse metagabroların arazideki dağılımları genellikle kırıklar tarafından kontrol edilir. Bu kırıkların uzanımları Doğu Pontidler'in D-B, KB-GD ve KD-GB gidişli genel kırık doğrultularına paralellik sunar. Doğu Pontidler'de plütonik kayaçların yerleşimi, kalderaların ve maden yataklarının dağılımları, metamorfik masiflerin yüzeylemeleri genellikle bu kırık sistemleri tarafından kontrol edilmiştir.



Şekil 16. Aksalur Köyünün 500 metre kuzeyinde ultramafik kümülatlar ile şist-fillit ve metagabroların dokanak ilişkileri



Şekil 17. İnceleme alanından, ultramafik kümülatların diğer birimlerle ilişkilerini gösteren çeşitli fotoğraflar



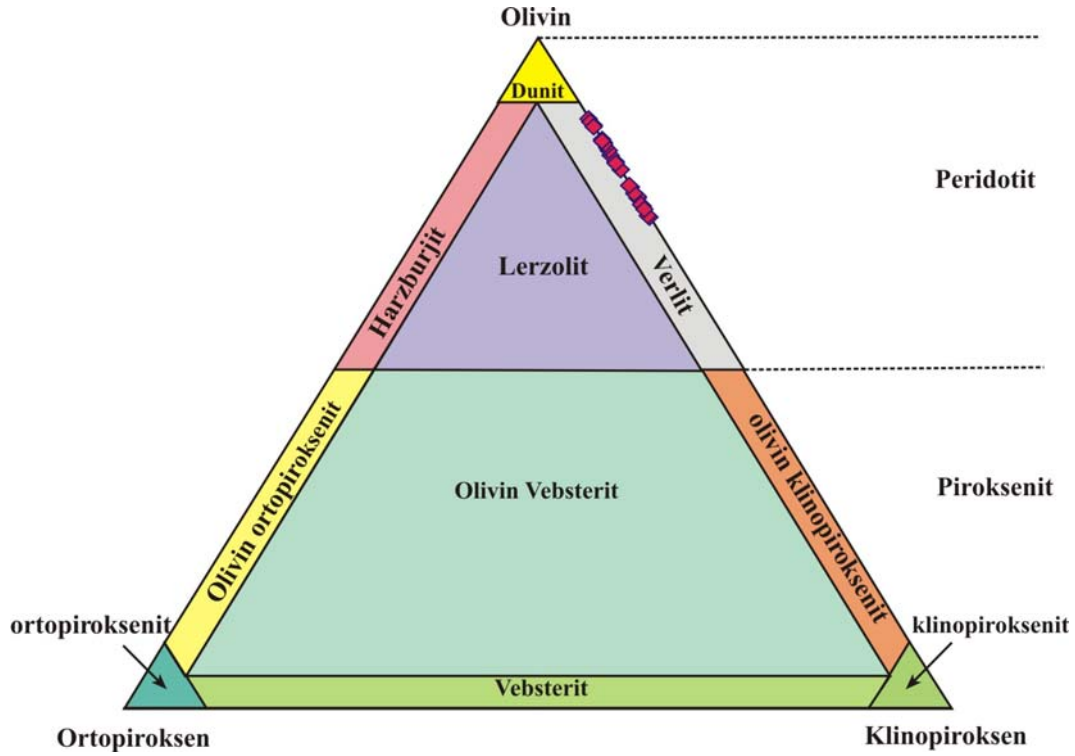
Şekil 18. Aksalur Köyü civarında ultramafik kümülatların dağılımları

3.2.1.1.3.2. Ultramafik Kayaçların Petrografisi Ve Mineralojisi

Aksalur yöresinde metamorfik kayaçlar içinde 10-100 metre çapında kütleler halinde yüzeyleme veren, ultramafik kümülatları temsil edecek şekilde her kütlede alınan örneklerden elde edilen ince kesitler mikroskop altında detaylı olarak incelenmiştir. Her ince kesitten yaklaşık 700 nokta sayılmış ve kayaçların modal mineralojik bileşimleri ortaya konulmuştur. Bu detaylı incelemelerin sonucunda ultramafik kütlelerden alınan örneklerin tamamının % 68-85 oranında olivin, içerikleri, % 15 civarında klinopiroksen, % 5-10 arasında olivin ve % 3-5 arasındaki filogopit ve opak mineral içerikleri ile verlitik bileşimde oldukları belirlenmiştir (Şekil 19).

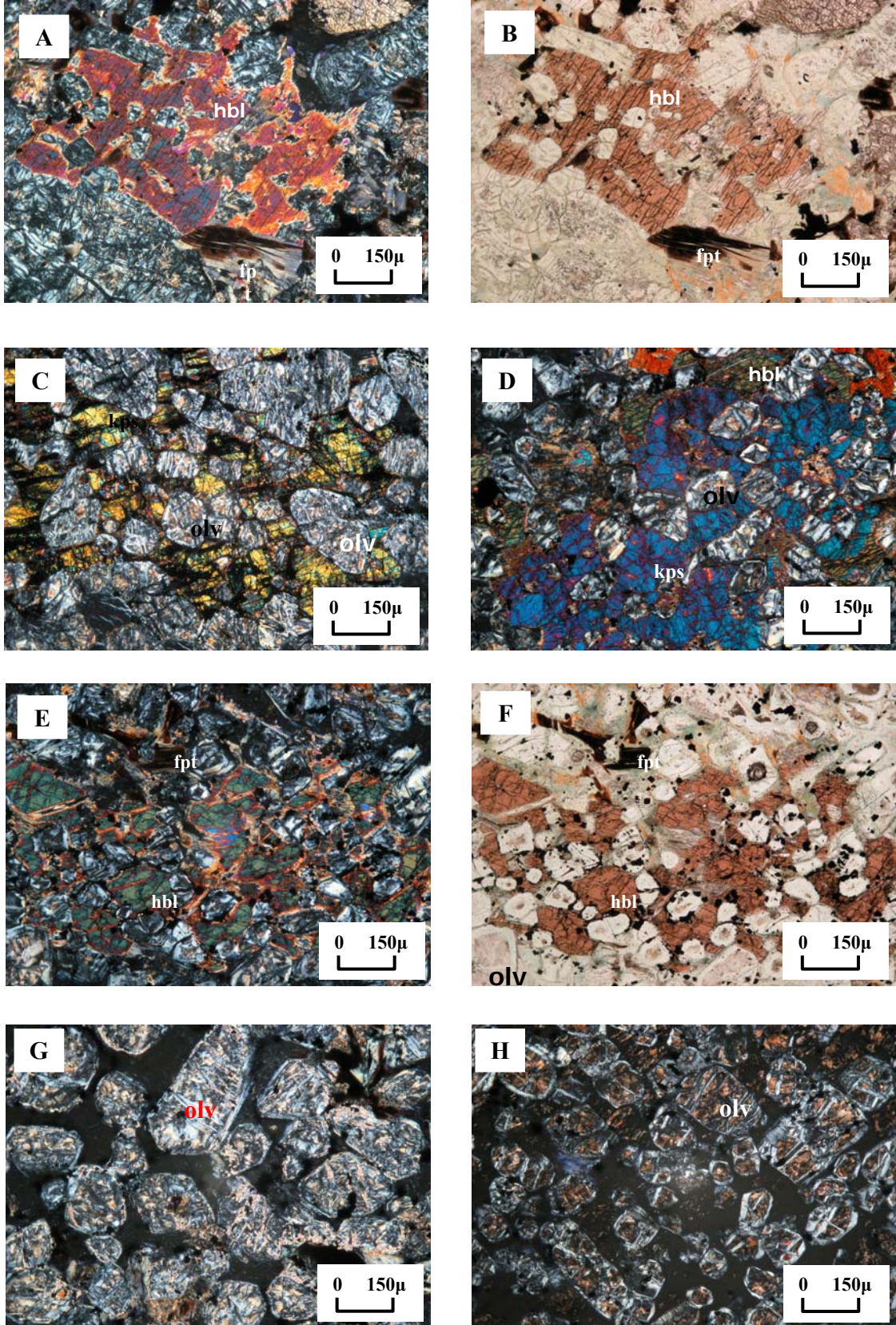
Tez konusunu oluşturan iki alandan biri olan Aksalur yöresinde yüzeyleyen ultramafik kayaçlardan hazırlanan yaklaşık 350 örneğin mikroskopik incelemesi gerçekleştirilmiş ve bu kayaçların, başlıca serpantinleşmiş olivin olmak üzere, klinopiroksen, hornblend, filogopit, klorit ve opak minerallerden oluştuğu ve tamamının kümülat dokusuna sahip olduğu saptanmıştır.

Verlitlerde kayacın ortalama olarak % 60-70 lik kısmını olivin oluşturmakta olup, tamamen serpantinleşmişlerdir. Dış şekilleri tamamen korunmuş olan olivinler çoğunlukla



Şekil 19. Aksalur yöresi ultramafik kümülatlarının olivin-ortopiroksen-klinopyroksen modal adlandırma diyagramındaki dağılımları

öz şekillidirler. Bazen iri klinopyroksen ve hornblend kristalleri içerisinde küçük daneler halinde bulunarak poikilitik dokuyu oluştururlar. Piroksen ve hornblendlerin bol olduğu kesitlerde olivinler küçük boyutlarda, olivinin çok baskın olduğu örneklerde ise daha iri danelerden oluşmaktadır (Şekil 20C, D, G, ve H). Piroksenler ise tamamen klinopyroksenden oluşmakta olup, cinsleri yaklaşık 40° civarındaki sönme açıları ile ojittir. Kayaç içerisinde yarı özşekilli iri kristaller veya özşekilsiz küçük kristaller halindedirler (Şekil 20C ve D). Hornblendler yarı öz şekilli ve özşekilsiz kristaller halindedirler ve yer yer opak mineral inklüzyonları içerirler. Yarı öz şekilli olanlarında baklava şeklindeki dilinim tipik olarak gözlenir (Şekil 20A ve B). Genellikle pirosenlerle bir arada bulunurlar. Bazende pirosenin kenarları boyunca geliştiği gözlenmiştir (Şekil 20D). Hornblendlerin bulunduğu kesimlerde opak minerallerde de bir zenginleşme gözlenmektedir. Filogopit, ince uzun kristaller halindedir. Kayaç içerisinde belirli seviyelerde özellikle de hornblendlere komşu olan yerlerde yoğunlaşmışlardır (Şekil 20A ve B). Bunlardan başka kayaç içerisinde ikincil mineraller olarak, serpantin, pennin, klorit, serisit, ve opak minerallere rastlanmıştır.



Şekil 20. Kümülat verlitlere ait mikroskobik görünüm (Ç.N., hbl: hornblend, olv: serpantinleşmiş olivin, fpt: filopit, kps: klinopiroksen)

3.2.1.1.3.3. Ultramafik Kayaçların Mineral Kimyası

Ultramafik kümülat kayaçlardaki klinopiroksen, amfibol, filogopit, ilmenit minerallerinin kimyalarının ve oluşum koşullarının belirlenebilmesi için seçilen örnekler ait parlak kesitler Minnesota Üniversitesi Elektron Mikroprob Laboratuvarı ve Heidelberg Üniversitesi Mineraloji Enstitüsü'nde beş dalgaboyu-dağıtıcı spektrometresi ve buna ilave olarak Si-Li detektörü ile donatılmış CAMECA-SX51 tipi elektron mikroprob ile gerçekleştirilmiştir. Standart çalışma koşulları 15 kV voltaj, 20 nA ışın akımı ve ~1 µm lik bir ışın çapıdır. Sayma zamanları oksitlerde Mg, Ca ve Al için 20 sn, Ti için 30 sn, diğer elementler için ise 10 sn dir. Deteksiyon limitleri %SiO₂:0.03; %TiO₂:0.06; %Al₂O₃:0.06; %Cr₂O₃:0.07; %Fe₂O₃:0.11; %MnO:0.08; %MgO:0.07; %CaO:0.04, %Na₂O:0.04 ve %K₂O:0.03 tür.

Ayrıca, örnekler ait mineral analizleri ve türlerinin doğruluğu Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde Raman Mikroskobu yardımıyla teyit edilmiştir.

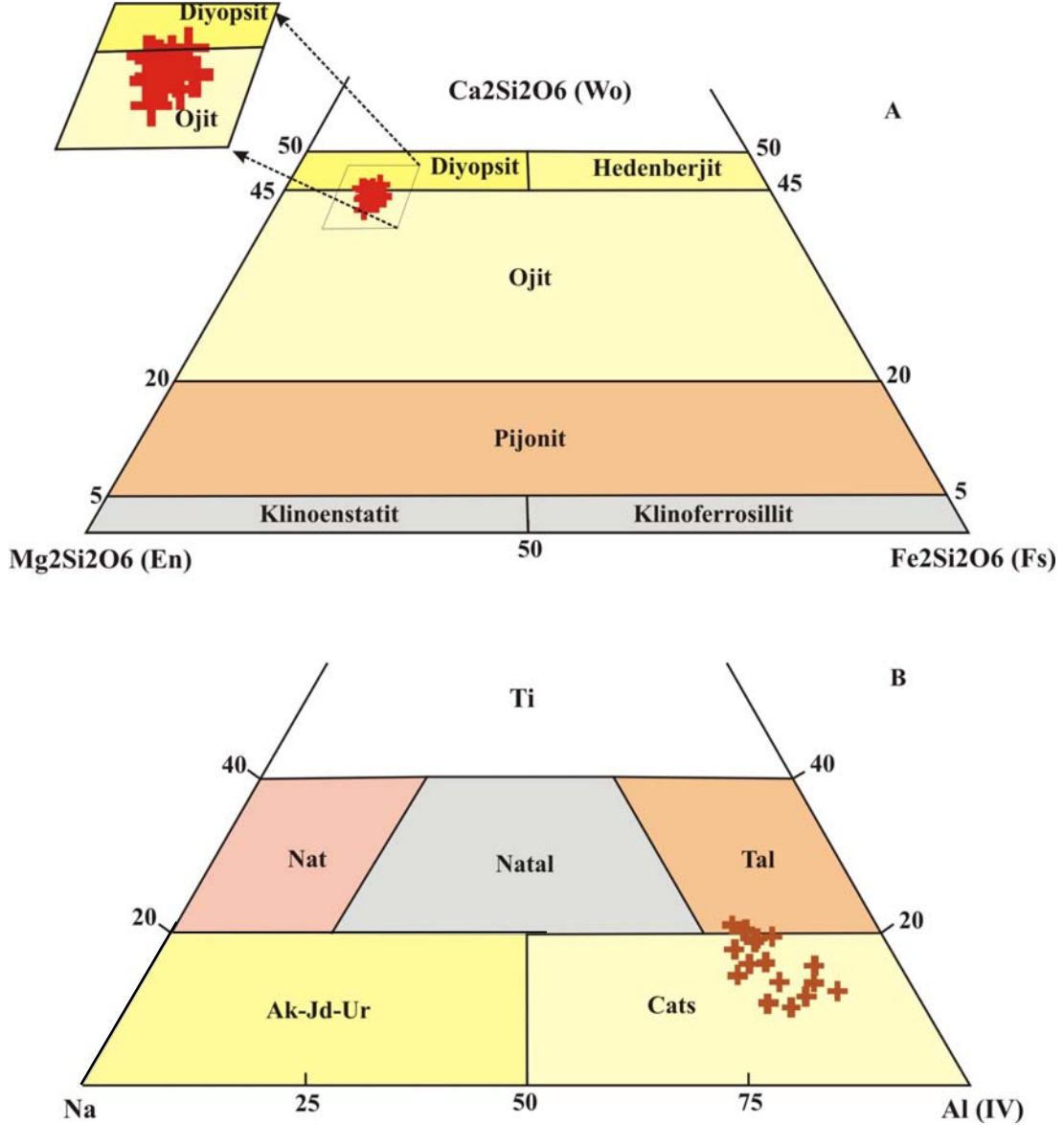
3.2.1.1.3.3.1 Klinopiroksen

Aksalur yöresi kümülat verlitlerinden derlenen çok sayıda örnek üzerinde yapılan gerek mikroskopik gerekse elektron mikroprob çalışmalarında, piroksen grubu minerallerin klinopiroksenler ile temsil edildiği belirlenmiştir. Verlitler içinde serpantinleşmiş olivinden sonra en çok bulunan ferromagnezyen minerali oluşturan klinopiroksenlerin tamamı kalsik olup, ojitte diyopsite doğru değişen (Wo_{43.4-45.1} En_{43.2-45.6} Fs_{8.6-11.2}) bir bileşim sunarlar (Şekil 21A). Klinopiroksenlerde bileşimsel bir zonlanmanın olup olmadığını saptamak için farklı örneklerden seçilen dört klinopiroksenin her birinden merkezden kenara doğru 10 ar ölçüm yapılarak değerlendirilmiş ve bileşimsel olarak bir zonlanmaya sahip olmadıkları görülmüştür Genel olarak benzer bir kimyaya sahip olan ve SiO₂ değerleri dar bir aralıkta (% 48,75-51,84) değişen klinopiroksenlerin Mg numaraları (Mg/Mg+Fe²⁺) 85-94, TiO₂ içerikleri ise 0.43-1.29 arasında değişmektedir (Tablo 1). Bütün klinopiroksenler değişken Al₂O₃ (% 2,73-4.82) ve düşük Na₂O (< % 0.44) içeriğine sahip olup, bu özellikleri ile daha önce çeşitli bölgelerde tanımlanmış olan ada yayı ultramafik kümülatlarındaki klinopiroksenlerin kimyalarını yansıtmaktadırlar (James, 1971; Snoke vd. 1981; Himmelberg ve Loney, 1995; Helmy ve Mahallawi, 2003).

Tablo 1. Aksalur yöresi kümülat verililerinden seçilmiş klinopiroksenlerin kimyasal bileşimleri (yapısal parametreler 6 oksijene göre hesaplanmıştır)

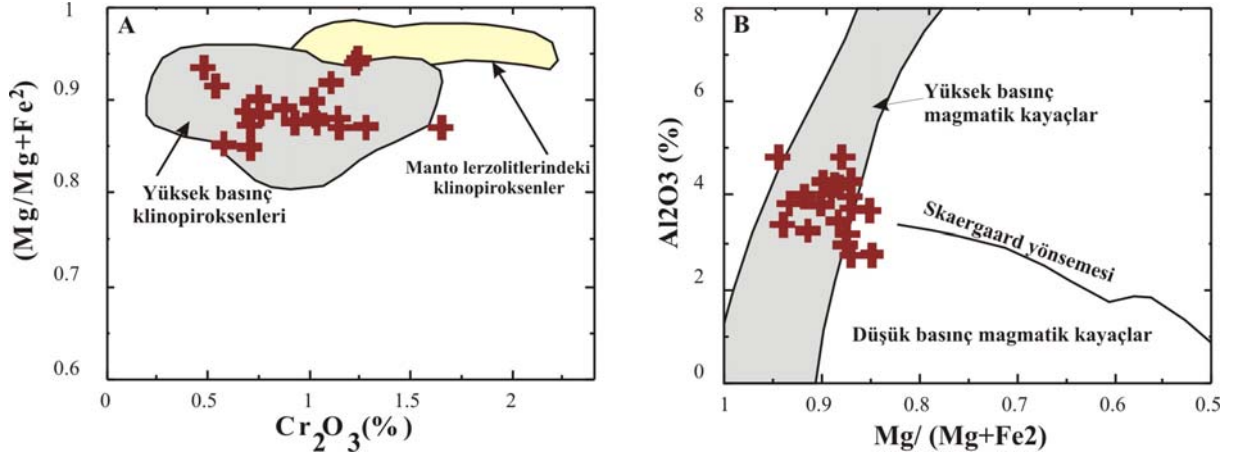
Nokta	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Alan	orta	orta	kenar	orta	orta	kenar	orta	orta	kenar	orta	orta	kenar	orta	orta	orta	orta	orta	orta	orta	orta
SiO₂	49,86	48,75	49,45	49,86	50,84	49,52	50,61	49,88	50,06	49,5	49,84	50,3	49,38	51,84	49,67	50,84	50,21	48,75	51,54	50,35
TiO₂	0,58	0,61	0,65	0,43	0,51	0,62	0,75	0,48	0,43	0,44	1,02	0,76	0,76	0,66	0,85	0,51	1,29	0,91	0,76	0,98
Al₂O₃	4,28	4,82	3,99	4,21	3,73	3,38	3,44	3,25	4,3	3,83	3,18	3,8	4,01	2,75	3,97	2,73	3,67	4,82	2,94	4,16
Cr₂O₃	1,42	1,34	1,91	0,69	1,25	1,23	0,76	0,54	1,28	0,48	1,04	0,75	0,88	0,71	0,71	1,65	0,58	1,34	0,93	1,03
FeO	5,22	5,81	5,5	5,74	5,83	6,21	6,73	6,65	6,89	6,06	6,21	6,11	6,08	5,90	6,14	5,83	6,37	5,81	5,96	6,21
MnO	0,1	0,18	0,25	0,13	0,08	0,17	0,2	0,16	0,12	0,18	0,12	0,17	0,14	0,16	0,03	0,08	0,18	0,18	0,12	0,12
MgO	15,5	15,54	15,51	15,35	15,9	15,94	15,35	15,72	15,26	15,72	15,51	15,46	15,19	15,90	15,35	15,90	15,03	15,24	16,12	15,48
CaO	21,47	21,87	21,75	21,82	21,24	21,44	21,62	21,35	21,09	21,35	21,06	22,15	21,65	21,43	21,50	21,24	21,62	20,87	21,76	21,73
Na₂O	0,34	0,25	0,3	0,2	0,29	0,39	0,48	0,38	0,36	0,44	0,37	0,32	0,31	0,34	0,25	0,29	0,40	0,25	0,32	0,38
K₂O	0,07	0,05	0,03	0,05	0,01	0,03	0,03	0,05	0,06	0	0,03	0,07	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,05	0,01	0,01
Toplam	98,84	99,22	99,34	98,48	99,68	98,93	99,97	98,46	99,85	98	98,38	99,89	98,4	99,69	98,48	99,08	99,35	98,22	100,46	100,45
Si	1,861	1,823	1,846	1,869	1,880	1,858	1,878	1,879	1,860	1,868	1,876	1,866	1,859	1,915	1,865	1,896	1,8715	1,836	1,894	1,856
Al^(IV)	0,139	0,177	0,154	0,131	0,120	0,142	0,122	0,121	0,140	0,132	0,124	0,134	0,141	0,085	0,135	0,104	0,1285	0,164	0,106	0,144
Al^(VI)	0,049	0,036	0,021	0,056	0,043	0,008	0,029	0,023	0,048	0,039	0,017	0,032	0,037	0,035	0,041	0,016	0,0327	0,050	0,021	0,037
Fe³⁺	0,065	0,129	0,094	0,070	0,049	0,136	0,096	0,125	0,088	0,127	0,070	0,095	0,086	0,026	0,066	0,049	0,0526	0,066	0,058	0,076
Cr	0,042	0,040	0,056	0,020	0,037	0,036	0,022	0,016	0,038	0,014	0,031	0,022	0,026	0,021	0,021	0,049	0,0171	0,040	0,027	0,030
Ti	0,016	0,017	0,018	0,012	0,014	0,018	0,021	0,014	0,012	0,012	0,029	0,021	0,022	0,018	0,024	0,014	0,0362	0,026	0,021	0,027
Fe²⁺	0,097	0,050	0,076	0,108	0,131	0,056	0,111	0,082	0,125	0,062	0,124	0,093	0,104	0,156	0,126	0,132	0,145	0,116	0,125	0,114
Mn	0,003	0,006	0,008	0,004	0,003	0,005	0,006	0,005	0,004	0,006	0,004	0,005	0,004	0,005	0,001	0,003	0,0057	0,006	0,004	0,004
Mg	0,862	0,867	0,863	0,858	0,877	0,892	0,849	0,883	0,845	0,885	0,870	0,855	0,853	0,876	0,859	0,884	0,8352	0,856	0,883	0,851
Ca	0,858	0,876	0,870	0,876	0,842	0,862	0,860	0,862	0,840	0,863	0,849	0,880	0,873	0,848	0,865	0,848	0,8633	0,842	0,857	0,858
Na	0,025	0,018	0,022	0,015	0,021	0,028	0,035	0,028	0,026	0,032	0,027	0,023	0,023	0,024	0,018	0,021	0,0289	0,018	0,023	0,027
K	0,003	0,002	0,001	0,002	0,000	0,001	0,001	0,002	0,003	0,000	0,001	0,003	0	0	0,000	0,000	0	0,002	0,000	0,001
Toplam	4,021	4,0416	4,0302	4,023	4,0156	4,0437	4,0306	4,0401	4,0278	4,0408	4,0225	4,0304	4,027	4,008	4,021	4,016	4,0168	4,021	4,018	4,024
Wo	44,93	45,02	45,00	45,36	43,81	43,53	43,93	43,42	43,57	43,71	43,67	45,10	44,94	43,83	44,70	43,81	44,71	44,23	43,96	44,47
En	45,14	44,52	44,66	44,41	45,63	45,04	43,40	44,48	43,87	44,79	44,75	43,81	43,88	45,25	44,41	45,63	43,26	44,95	45,32	44,08
Fs	8,65	9,53	9,22	9,47	9,48	10,00	10,91	10,70	11,22	9,87	10,19	9,91	10,01	9,66	9,96	9,48	10,53	9,86	9,55	10,05
Mg#	89,92	94,50	91,87	88,78	87,03	94,05	88,42	91,51	87,12	93,44	87,54	90,18	89,10	84,92	87,22	87,03	85,21	88,03	87,61	88,17

Klinopiroksenler Papike v.d. (1974) tarafından önerilen Ti-Na-Al^(IV) diyagramında değerlendirildiklerinde, $(Mg, Fe)^{[6]} + Si^{[4]} \rightarrow Al^{[6]} + Al^{[6]}$ ve $(Mg, Fe)^{[6]} + Si^{[4]} \rightarrow (Fe^{3+}, Cr)^{[6]} + Al^{[6]}$ şeklinde ikili substitüsyonla oluştuğu çok iyi bilinen (Deer vd. 1992; Larsen vd. 1989) Ca-çermakit bileşenince zengin klinopiroksen oldukları görülmüştür (Şekil 21B).



Şekil 21. Aksalur yöresi kümülat veritlerindeki klinopiroksenlerin bileşimleri, A) Ca-Mg-Fe (Morimoto vd. 1988) ve B) Ti-Na-Al (Papike vd. 1974) sınıflandırma diyagramları. CATS: $CaAlSiO_6$ ve $CaFeAlSiO_6$ (Ca çermakit); AK: $NaFeSi_2O_6$ (akmit)-JD: $NaAlSi_2O_6$ (Jadeit)-UR: $NaCrSi_2O_6$ (ursinit), NAT: $NaTi_{0.5}R_{0.5}Si_2O_6$ (Na-Ti çermakit), NATAL: $NaTiSiAlO_6$ (Na-Ti-Al çermakit), TAL: $CaTiAl_2O_6$ (Ti-Al çermakit)

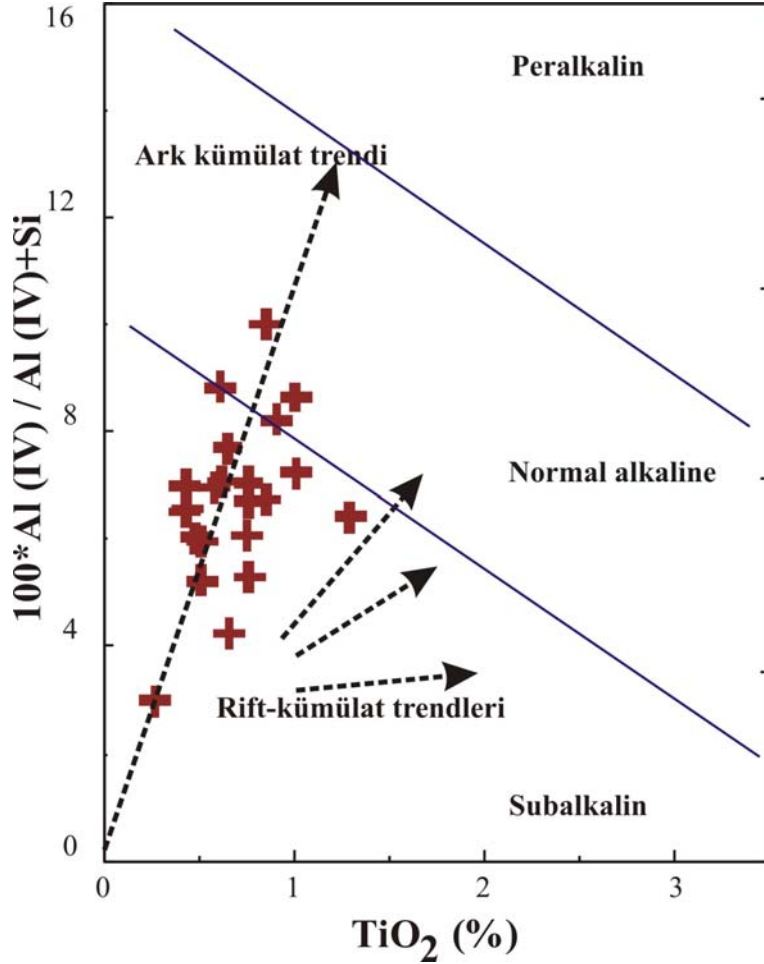
Aksalur yöresi kümülat verlit klinopiroksenleri, hem Simonetti vd. (1996) tarafından oluşturulan % Cr_2O_3 -Mg#, hem de DeBari ve Coleman (1989) tarafından oluşturulan Mg# - % Al_2O_3 diyagramlarında yüksek basınçlar altında oluşan magmatik kayalarındaki klinopiroksenlerin bileşimlerini yansıtmaktadır (Şekil 22A ve B).



Şekil 22. Aksalur yöresi kümülat verlitlerinin % Cr_2O_3 -Mg# (A) ve Mg# - % TiO_2 (B) diyagramları (Yüksek basınç klinopiroksen alanı Simonetti vd. (1996), manto lerzolitlerindeki klinopiroksen alanı Cohen vd. (1984) ve Dawson (1987) den, Yüksek basınç magmatik kayalar alanı ise DeBari ve Coleman (1989) dan alınmıştır)

Orojenik kuşaklardaki mafik-ultramafik kümülatlar farklı kökenlere ait olabilir. Bazıları okyanusal sırtlarda meydana gelmiştir ve okyanusal alt kabuğu temsil eder. Bazıları okyanusal adalarda meydana gelen sıcak noktalarda oluşan kümülatları temsil edebilir. Bazıları ise ada yaylarının kök zonlarında oluşan, derin aşınmalarla veya büyük ölçekli, düşük açılı detachment faylanmalarla yüzeyleme veren mafik-ultramafik kümülatlardır. Bunlara ilaveten batolitlerin derince aşınmasıyla görülen mafik-ultramafik kümülatlar da mevcuttur. Loucks (1990), orojenik kuşaklardaki, ofiyolitik kökenli ve ofiyolitik kökenli olmayan mafik-ultramafik kümülatları ayırt etmek için klinopiroksenlerdeki Al/Ti oranından faydalanılan bir model geliştirmiştir. Kalsiyumca zengin piroksenlerin analizlerinden elde edilen Al/Ti oranı, göreceli olarak okyanus ortası sırtlar, yay gerisi havzalar veya okyanusal adalar (hotspot) daki kuru, toleyitik veya alkali magmalardan oluşan kümülatlar ile, yaklaşan plaka kenarlarının karakteristik sulu, bazaltik magmalarından türeyen kümülatları birbirinden ayırt etmede kullanılır. Aksalur

yöresindeki kümülat veritlerinden elde edilen klinopiroksen analizleri bu diyagramda değerlendirildiğinde, bu yöredeki kümülatların, yay kümülat trendine büyük bir uyum gösterdiği görülmektedir (Şekil 23). Benzer trend güneydoğu Alaska'da yer alan mafik-ultramafik kümülatlarda da net olarak izlenmektedir (Himmelberg ve Loney, 1995).

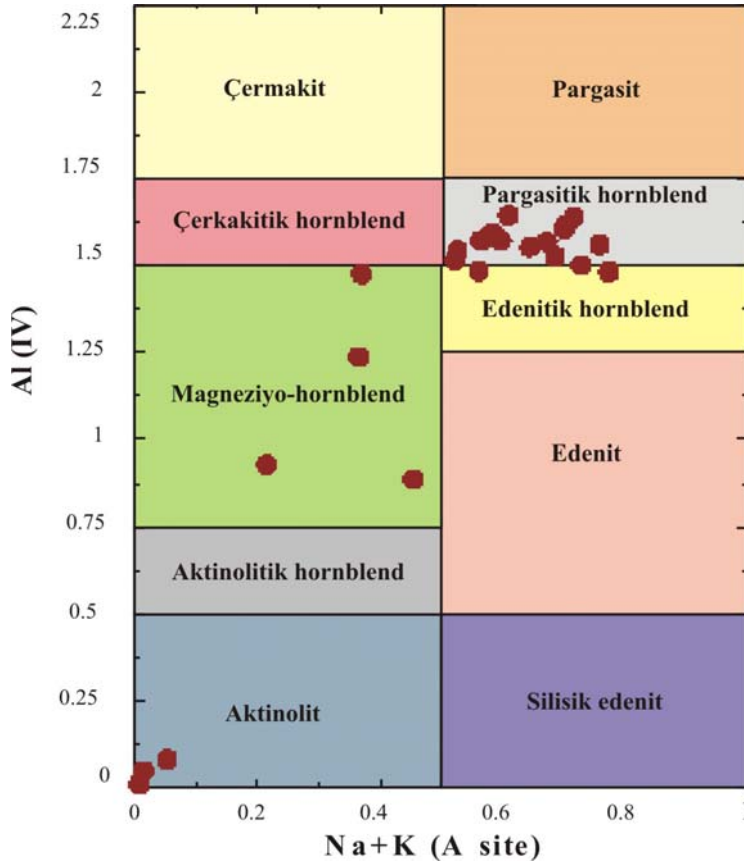


Şekil 23. Aksalur yöresi kümülat veritlerindeki klinopiroksenlerin, % TiO₂-Al^(IV)/Al^(IV)+Si diyagramındaki dağılımları (Loucks, 1990)

Aksalur yöresi kümülat veritleri üzerinde yapılan mikrokimyasal çalışmalar, klinopiroksenlerin gerek bileşimleri gerekse oluşum koşulları ile yitimle ilişkili ultramafik magmalarda kristallenen klinopiroksenlerin özelliklerine sahip olduklarına işaret etmektedir.

3.2.1.1.3.3.2 Amfibol

Amfiboller özellikle yitimle ilişkili magmaların petrolojisinin aydınlatılmasında oldukça önemli bir yere sahip olan sulu silikatlardır. Bu tip sulu mineraller ultramafik kayalarda yaygın olarak gözlenmezler. Aksalur yöresinde yüzeyleyen kümülat verlitlerden yapılan mikroprob çalışmaları sonucunda, bu kayalarda saptanan amfibollerin kalsik amfibol olup, birincil olanların genellikle pargasitik hornblendden, çok az oranda da magneziyo hornblendden ve ikincil olanlarında aktinolitden oluştuğu belirlenmiştir (Şekil 24). Genellikle pargasitik bileşime sahip birincil hornblendlerin SiO_2 içerikleri % 44.1-50.03 arasında değişmekte olup, ikincil aktinolitlerde % 55 civarındadır. Kümülat verlitlerde ölçülen pargasitik hornblendlerdeki TiO_2 oranı (% 2-4.15) oldukça yüksektir. Al_2O_3 içerikleri % 5.7-10, CaO içerikleri ise % 8.8-11.4 arasında değişmektedir (Tablo.2). Mg numaraları pargasitik hornblendlerde % 78-89.18, aktinolitlerde ise % 65 civarındadır.



Şekil 24. Aksalur yöresi kümülat verlitlerindeki amfibollerin A odacığındaki Na+K 'a karşı Al^{IV} sınıflandırma diyagramındaki dağılımları (Leake, 1978)

Tablo 2. Aksalur yöresi kümülat verlitlerindeki amfibollerin mikrokimyasal analiz sonuçları (yapısal parametreler 23 oksijene göre hesaplanmıştır, Mg no= Mg / (Mg+Fe²⁺))

Örnek	Z3	Z3	Z3	Z3	Z3	Z3	Z3	Z3	AK-1	AK-1	AK-1	AK-3	AK-3	AK-3	AK-6	AK-6	AK-6	AK-5	Z3	Z3	Z3
SiO ₂	47,78	44,37	44,89	50,3	45,6	48,49	44,51	47,54	44,3	44,1	44,5	45	46,16	45,65	44,7	44,4	45	44,3	55,2	54,68	54,8
TiO ₂	2	4,1	3,99	0,14	3,77	3,23	4,15	1,84	2,88	2,96	2,65	3,2	2,88	3,2	3,4	3,2	3,6	3,2	0,05	0,052	0,09
Al ₂ O ₃	6,81	9,22	8,27	5,7	7,6	5,31	8,72	7,83	9,1	9,72	9,68	9,78	8,66	9,44	9,46	9,76	9,38	10	0,57	0,986	0,61
Cr ₂ O ₃	0,06	0,06	0,13	0,18	0,08	0,01	0,02	0,21	0,04	0,31	0,1	0,16	0,08	0,07	0,05	0,03	0,05	0,08	0,02	0,028	0,01
FeO	10,06	10,27	10,33	9,19	9,95	11,03	10,31	11,24	11,8	11,1	10,6	10,5	10,47	10,48	10,2	10,2	10,4	10,2	15	16,66	15,9
MnO	0,1	0,16	0,16	0,13	0,13	0,14	0,18	0,16	0,15	0,12	0,2	0,15	0,12	0,12	0,11	0,12	0,14	0,12	0,27	0,253	0,24
MgO	17,58	15,94	16,09	18,4	16,5	16,9	15,71	15,79	15,5	15	15,4	15,5	15,92	15,34	16,1	16	15,7	15,3	14,1	12,97	14
CaO	10,27	10,9	10,69	10,7	10,7	8,89	11,02	11,2	10,9	11,4	10,8	10,2	10,36	10,96	10,5	10,2	10,3	10,2	10,9	9,391	10,3
Na ₂ O	3,43	3,31	3,46	2,17	3,55	3,73	3,41	2,32	2,66	3,13	2,68	3,28	3,21	2,28	3,36	3,6	3,78	3,86	1,13	1,614	1,56
K ₂ O	0,31	0,59	0,66	0,08	0,63	0,44	0,64	0,1	0,6	0,34	0,77	0,69	0,28	0,33	0,28	0,22	0,24	0,21	0,02	0,069	0,07
Toplam	98,4	98,92	98,67	97	98,4	98,17	98,67	98,23	97,9	98,1	97,5	98,4	98,14	97,87	98	97,7	98,6	97,5	97,3	96,71	97,6
Si	6,747	6,349	6,448	7,07	6,55	6,873	6,421	6,762	6,38	6,39	6,43	6,43	6,581	6,523	6,38	6,35	6,43	6,39	7,99	7,952	7,92
Al^(iv)	1,133	1,555	1,4	0,93	1,29	0,887	1,482	1,238	1,54	1,61	1,57	1,57	1,419	1,477	1,59	1,65	1,57	1,61	0,01	0,048	0,08
Al^(vi)	0	0	0	0,02	0	0	0	0,07	0	0,05	0,07	0,07	0,04	0,11	0	0	0,01	0,1	0,09	0,12	0,02
Ti	0,21	0,44	0,43	0,01	0,41	0,34	0,45	0,20	0,31	0,32	0,29	0,34	0,31	0,34	0,37	0,34	0,39	0,35	0,01	0,01	0,01
Cr	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0	0,00	0
Fe³⁺	0,84	0,54	0,45	1,04	0,39	0,87	0,30	0,67	0,86	0,42	0,67	0,63	0,65	0,62	0,72	0,77	0,52	0,52	0,22	0,52	0,38
Fe²⁺	0,35	0,69	0,79	0,04	0,81	0,43	0,95	0,66	0,56	0,92	0,61	0,62	0,59	0,63	0,49	0,46	0,72	0,71	1,6	1,51	1,53
Mn	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03
Mg	3,70	3,4	3,45	3,85	3,53	3,57	3,38	3,35	3,32	3,24	3,32	3,3	3,38	3,27	3,43	3,41	3,34	3,3	3,05	2,81	3,02
Ca	1,554	1,671	1,645	1,61	1,64	1,35	1,703	1,707	1,68	1,76	1,67	1,56	1,582	1,678	1,6	1,57	1,58	1,58	1,69	1,463	1,6
Na (B-site)	0,446	0,329	0,355	0,39	0,36	0,65	0,297	0,293	0,32	0,24	0,33	0,44	0,418	0,322	0,4	0,43	0,42	0,42	0,31	0,455	0,4
Na (A-site)	0,493	0,589	0,609	0,2	0,63	0,375	0,657	0,347	0,42	0,64	0,42	0,47	0,47	0,31	0,53	0,57	0,63	0,66	0	0	0,04
K	0,056	0,057	0,121	0,01	0,12	0,08	0,118	0,018	0,11	0,06	0,14	0,13	0,051	0,06	0,05	0,04	0,04	0,04	0	0,013	0,01
Mg no	91,39	83,19	81,37	99	81,4	89,18	78,09	83,47	85,7	78	84,5	84,2	85,06	83,78	87,4	88,2	82,3	82,4	65,5	65,1	66,3

Alaska-tip (Himmelberg ve Loney, 1995) ve yitimle ilişkili derin kökenli ultramafik magmalarda (DeBari ve Coleman, 1989) yaygın olarak görülen pargasitik hornblendler üzerinde yapılan deneysel çalışmalar, hornblendlerin bu türünün diğer tiplere göre daha yüksek sıcaklıklarda oldukça duraylı olduğu ve üst duraylılık sınırının 1050 C^0 ve 8-16 kb arasında değiştiğini göstermiştir (Jenkins, 1983). Kümülat verlitlerde yüksek basınç klinopiroksenleri ile yüksek basınçlarda duraylı olan ve fazla bozunmamış pargasitik hornblendlerin bir arada bulunmaları bu kayaçların derin kökenli olabileceklerine işaret etmektedir.

3.2.1.1.3.3.3 . Mika

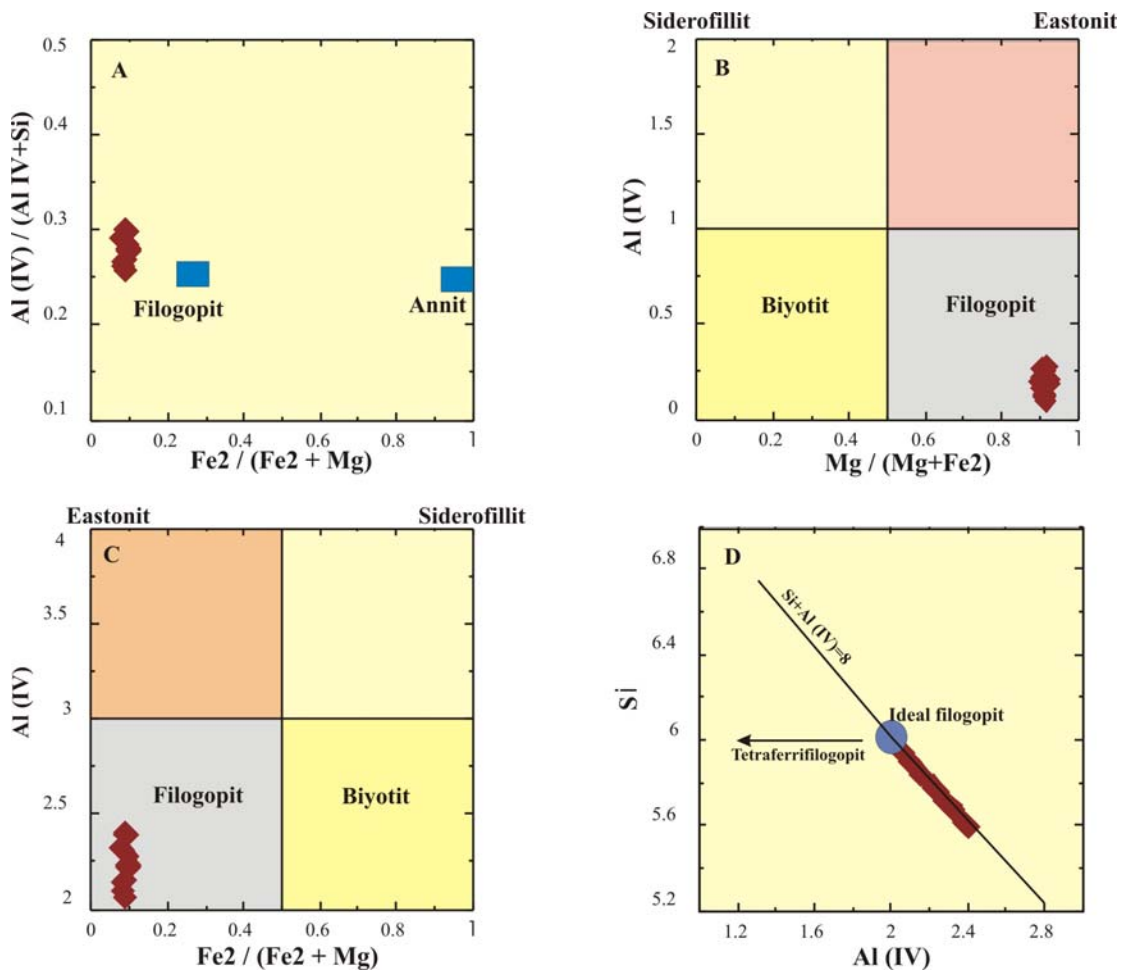
Aksalur yöresi kümülat verlitlerinin mikroskopik incelemeleri sonucunda, kahverengimsi hornblendlerin dışında genellikle kloritleşmiş (pennin türü) ve hemen hemen incelenen bütün kesitlerde aksesuar mineral olarak bulunan, mikroskopik olarak biyotitin tipik özelliklerine sahip olan ve kahverengimsi ince uzun latalar halinde gözlenen mineraller üzerinde yapılan mikrokimyasal çalışmalar sonucunda bunların yüksek magnezyum içeriğine sahip filogopit türü mikalar olduğu saptanmıştır. Mikaların filogopit bileşimine sahip oldukları Raman mikroskopisi çalışmaları ile de desteklenmiştir.

Farklı kayaçlardan belirlenen ve mikrokimyasal olarak incelenen 15 adet filogopite ait analiz sonuçları tablo 3'te verilmiştir. Ölçülen filogopitlerin kimyaları birbirlerine oldukça benzerdir. SiO_2 içerikleri % 39,82-42,84, Al_2O_3 içerikleri % 13,26-15,33, FeO içerikleri ise % 3,84-4,7 gibi dar aralıklar içindedir. TiO_2 içerikleri düşük (% 0,66-1,2), MgO içerikleri ise tüm filogopit türü mikalarda olduğu gibi oldukça yüksektir (% 24,64-25,67). K_2O içerikleri % 8,98 ila 10,12 arasında değişen filogopitlerin Mg numaraları ($\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$) % 90 ın üzerindedir (Tablo 3). Birbirlerine oldukça yakın kimyasal bileşime sahip olan filogopitlerde ana oksitlerin dar aralıklarda değişmiş olması ultramafik kümülatların oluşumu sırasında magma odası fiziko-kimyasal şartlarının fazlaca değişmediğine işaret etmektedir.

Tablo 3. Aksalur yöresi kümülat verlitlerindeki mika minerallerinin mikrokimyasal analiz sonuçları (yapısal parametreler 22 oksijene göre hesaplanmış olup, Fe^T Fe² olarak alınmıştır)

örnek	Z-3	Z-3	AK-1	AK-1	AK-1	AK-2	AK-2	AK-2	AK-3	AK-3	C-20	C-20	C-21	C-21	C-21
SiO₂	41,34	42,84	40,86	39,82	42,16	42,36	41,72	40,38	39,78	41,34	40,78	42,38	39,92	41,64	41,36
TiO₂	0,74	1,1	0,88	0,72	1,2	0,95	0,82	0,66	0,86	0,74	0,56	0,96	0,84	0,74	0,57
Al₂O₃	14,86	13,26	15,22	15,33	14,28	14,26	14,97	15,32	15,24	15,38	14,96	14,46	15,32	14,97	15,12
FeO	4,8	4,2	3,94	4,6	4,3	4,12	4,7	3,76	4,44	4,62	4,76	3,84	4,34	4,74	4,37
MnO	0,02	0,03	0,04	0,02	0,02	0,03	0,02	0,06	0,05	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03
MgO	24,87	25,2	25,64	24,96	24,96	25,08	24,88	25,02	25,34	24,32	25,16	23,94	25,67	24,89	24,64
CaO	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,05	0,02	0,03	0,04
Na₂O	0,62	0,58	0,74	0,78	0,64	0,57	0,65	0,78	0,82	0,66	0,75	0,72	0,64	0,62	0,56
K₂O	9,28	9,86	8,92	9,88	9,21	9,62	9,16	10,04	9,66	9,82	8,98	10,12	9,28	9,34	10,01
Total	96,57	97,1	96,26	96,14	96,8	97,01	96,95	96,06	96,22	96,96	96,01	96,51	96,06	97,01	96,7
Si	5,763	5,933	5,689	5,613	5,841	5,861	5,781	5,672	5,596	5,750	5,717	5,902	5,603	5,775	5,768
Al^(IV)	2,237	2,067	2,311	2,387	2,159	2,139	2,219	2,328	2,404	2,250	2,283	2,098	2,397	2,225	2,232
Al^(VI)	0,205	0,098	0,187	0,160	0,173	0,186	0,226	0,209	0,122	0,272	0,189	0,275	0,137	0,222	0,252
Ti	0,078	0,115	0,092	0,076	0,125	0,099	0,085	0,070	0,091	0,077	0,059	0,101	0,089	0,077	0,060
Fe²	0,560	0,486	0,459	0,542	0,498	0,477	0,545	0,442	0,522	0,537	0,558	0,447	0,509	0,550	0,510
Mn	0,002	0,004	0,005	0,002	0,002	0,004	0,002	0,007	0,006	0,005	0,004	0,005	0,004	0,005	0,004
Mg	5,169	5,203	5,322	5,246	5,155	5,173	5,140	5,240	5,314	5,043	5,259	4,970	5,371	5,146	5,122
Ca	0,006	0,004	0,003	0,005	0,004	0,003	0,004	0,006	0,005	0,006	0,005	0,007	0,003	0,004	0,006
Na	0,168	0,156	0,200	0,213	0,172	0,153	0,175	0,212	0,224	0,178	0,204	0,194	0,174	0,167	0,151
K	1,650	1,742	1,584	1,777	1,628	1,698	1,619	1,799	1,733	1,742	1,606	1,798	1,661	1,652	1,781
Mg/(Mg+Fe²)	0,902	0,915	0,921	0,906	0,912	0,916	0,904	0,922	0,911	0,904	0,904	0,917	0,913	0,903	0,910
Fe²/(Fe²+Mg)	0,097	0,085	0,079	0,093	0,088	0,0844	0,095	0,078	0,089	0,096	0,095	0,082	0,086	0,096	0,090

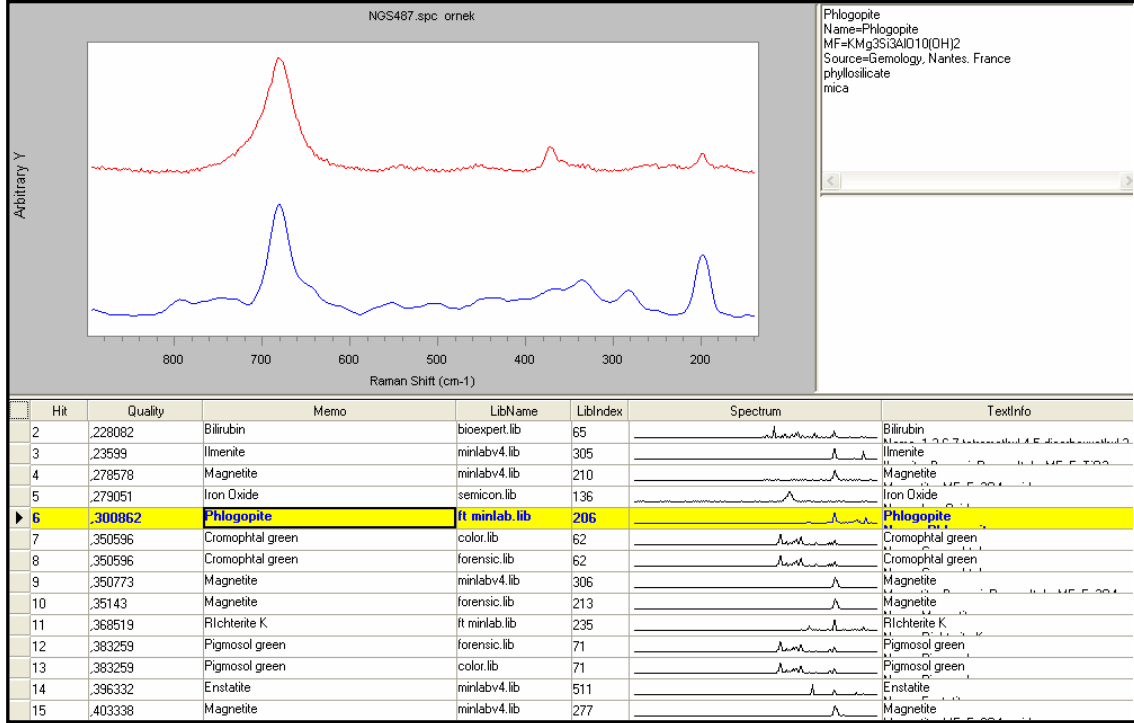
Mika minerallerinin kimyasal bileşimlerinden hareketle türlerinin belirlenmesi için kullanılabilen çeşitli sınıflandırma diyagramları vardır. $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ ye karşı $Al^{(IV)}/Al^{(IV)}+Si$ diyagramında (Parsons vd., 1991) Aksalur yöresi kümülat veritlerindeki mika mineralleri Mg'ca zengin filogopit alanına yakın kesimde bulunurlar (Şekil 25A). Benzer şekilde $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ye karşı $Al^{(IV)}$ ve $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ ye karşı $Al^{(IV)}$ diyagramlarında mika mineralleri Mg ca zengin filogopit köşesinde yer alırlar (Şekil 25B ve C). Seifert vd. (2000) tarafından belirlenen $Al^{(IV)}$ -Si diyagramında Aksalur yöresi kümülat veritlerindeki mika minerallerinin ideal filogopit bileşimine sahip olduğu görülmektedir (Şekil 25D).



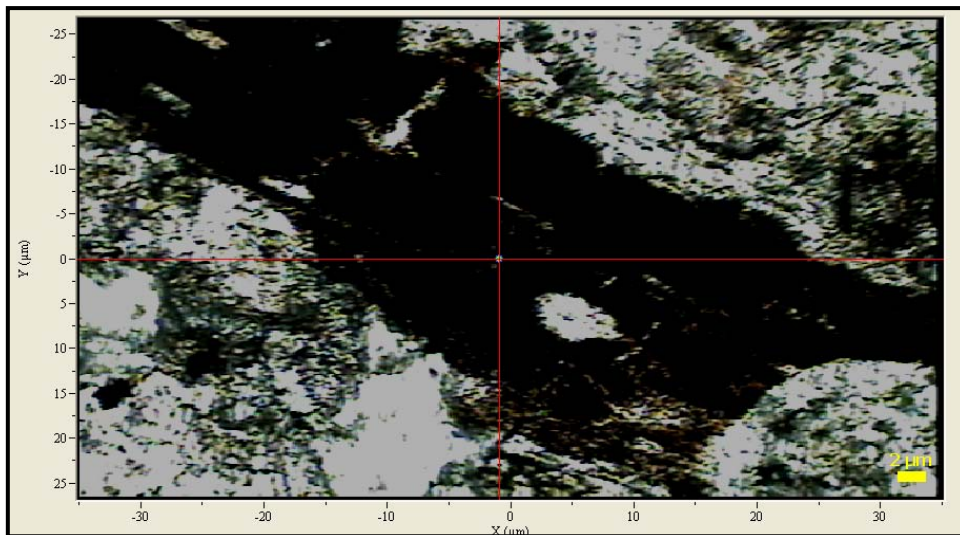
Şekil 25. Aksalur yöresi kümülat veritlerinde ölçülen mika minerallerinin kimyasal adlandırma diyagramları

Ultramafik kayalardaki varlıkları petrolojik açıdan oldukça önemli olan mikaların, türlerinin kesin olarak ortaya koyabilmek için elektron mikroprob çalışmaları yanı sıra Raman mikroskopisi çalışmaları da yapılmıştır. Aksalur yöresi kümülat veritlerinde mikrokimyasal olarak yüksek magnezyum içeriği ile filogopit oldukları belirlenen mika

mineralleri üzerinde yapılan Raman mikroskopisi çalışmaları ile elde edilen sonuçlar bu mikaların filogopit türünde olduğunu desteklemektedir (Şekil 26 ve 27).

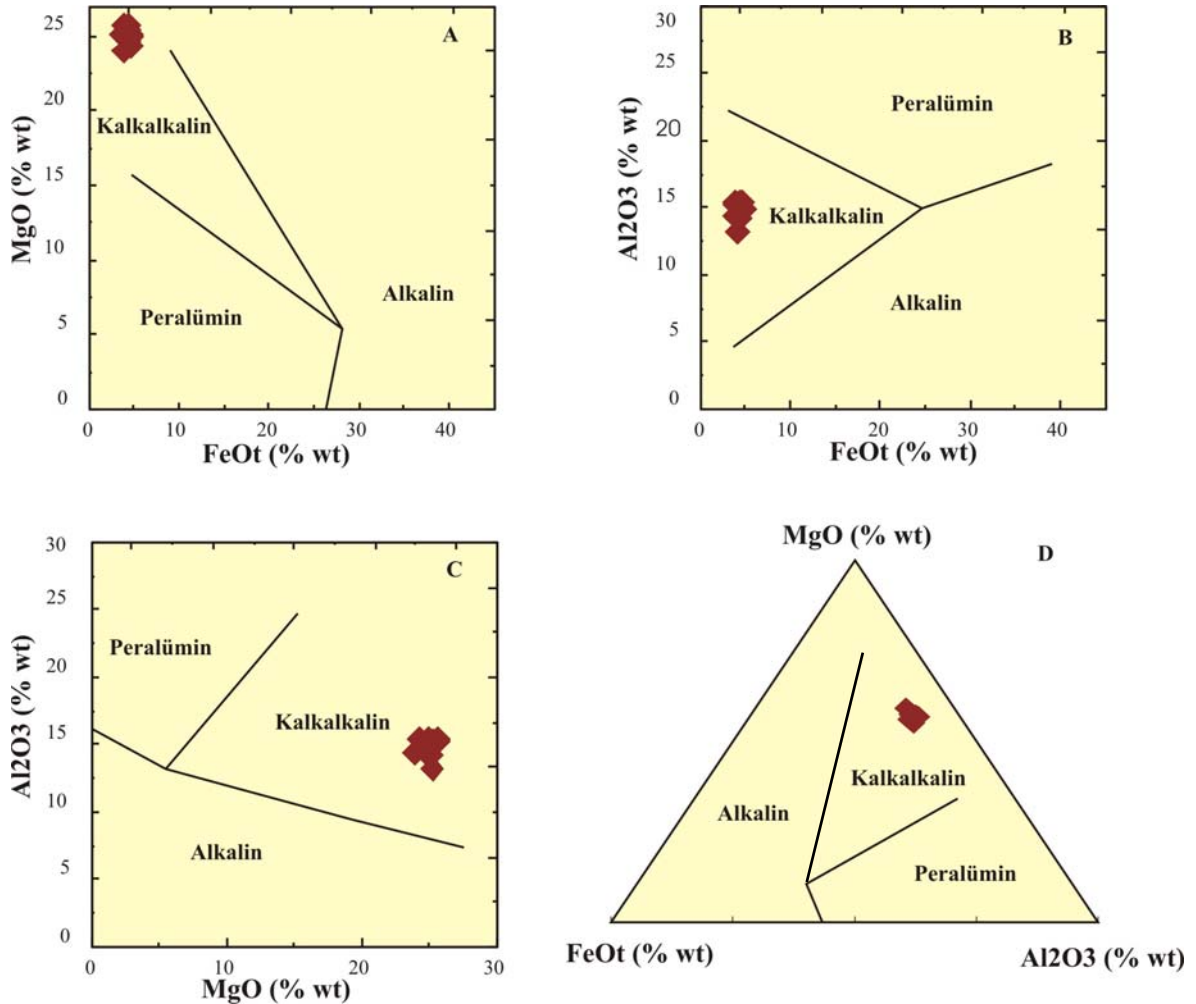


Şekil 26. Aksalur yöresi kümülat veritlerindeki mika minerallerinden Raman mikroskopisi yardımı ile elde edilen filogopit piki



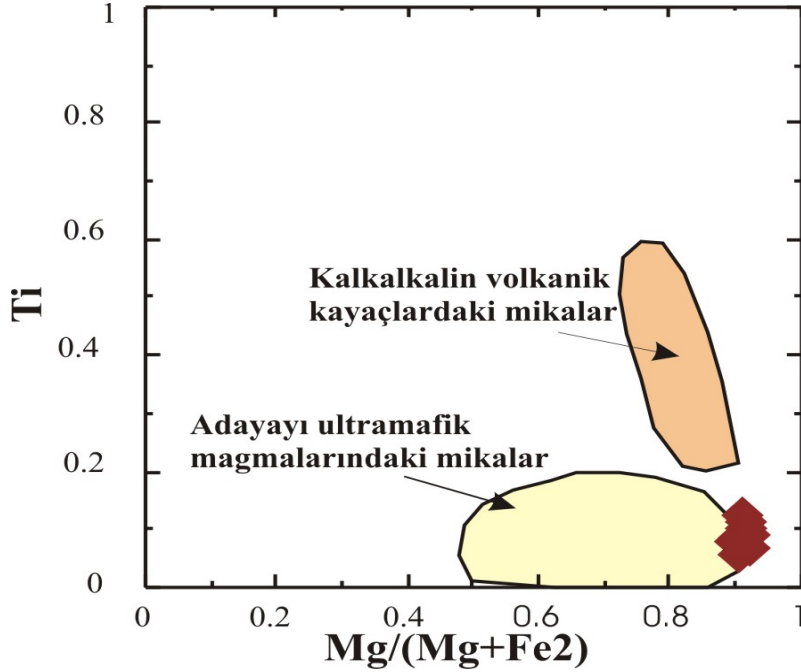
Şekil 27. Aksalur kümülat veritlerinde filogopit piki elde edilen mika mineralinin Raman mikroskobundaki görünümü

Aksalur yöresi kümülat verlitlerindeki filogopit minerallerinin Abdel-Fattah (1994, 1996) tarafından oluşturulan $\text{FeO}_T\text{-MgO}$, $\text{FeO}_T\text{-Al}_2\text{O}_3$, $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3$ ve $\text{MgO-FeO}_T\text{-Al}_2\text{O}_3$ diyagramlarında kalkalkalen bir karaktere sahip oldukları net olarak görülmektedir (Şekil 28A, B, C ve D). Abdel-Fattah (1994), dünyanın çeşitli bölgelerinden topladığı örneklerden elde ettiği 325 biyotit analizini kullandığı çalışmasında, kalkalkalen kökenli biyotitlerin yitimle ilişkili ortamlarda, alkalin karakterli olanların ise anorojenik ortamlar için karakteristik olduğunu vurgulamıştır. Aksalur yöresi kümülat verlitlerinden yapılan filogopit analizleri sonucunda bunların kalkalkali karakterde olduklarının belirlenmesi, gerek saha özellikleri gerekse mineralojik özellikleri ile intrüziv oldukları düşünülen verlitlerin, yitimle ilişkili sulu bir magmadan türemiş olabileceğini desteklemektedir.



Şekil 28. Aksalur yöresi kümülat verlitlerindeki filogopitlerin ana oksit değişim diyagramları (sınırlar Abdel-Fattah, 1994' den alınmıştır)

Aksalur yöresi kümülat verlitlerindeki filogopit mineralleri $Mg/(Mg+Fe_2)$ ye karşı Ti diyagramında, düşük Ti içeriği ve yüksek Mg numarası ile tipik olan ada yaylarıyla ilişkili ultramafik magmalar alanlarında toplanmaktadır (Şekil 29).



Şekil 29. Aksalur yöresi kümülat verlitlerindeki filogopit minerallerinin $Mg/(Mg+Fe_2)$ ye karşı Ti diyagramındaki yerleri (ada yayı ultramafik magma mikaları alanı, Himmelberg ve Loney, 1995 ve Batanova vd., 2005' den, Kalkalkalin volkanik kayalardaki mikaların alanı ise Yavuz vd., 2002'den alınmıştır)

Aksalur yöresi kümülat verlitlerinde görülen mika mineralleri magnezyumca zengin olan filogopit ucuna yakın alanda toplanırlar (Şekil 25A). Biotitlerin Mg açısından zengin olmaları (% 25), bu mineralleri içeren kayaların petrolojik gelişimini açıklamak açısından büyük bir öneme sahiptir. Pargasitik hornblendlerde olduğu gibi Mg' ca zengin olan mikalar suya doymuş magmatik sistemlerin ürünleridir (Patino Douce ve Johnston, 1991). Yitime uğrayan kabuğun dehidratasyonu ile sisteme su eklenir ve ortamda bulunan demirin bir miktarı demirce zengin amfibollerin bünyesinde kullanılır diğer miktarı ile de demir-titan oksitler meydana gelir. Ortamdaki Mg ise suya doymuş olan şartlarda genellikle Mg-Fe süstitasyonu ile biyotitlerin yapısını tercih eder. Bütün bu özellikler Aksalur yöresi kümülat verlitlerinin yitimle ilişkili suya doymuş bir bazaltik magmanın ürünü olduklarını destekler niteliktedir.

3.2.1.1.3.3.4 Fe-Ti Oksit

Magmatik ve metamorfik kayaların çoğunda aksesuar mineral olarak bulunan Fe-Ti oksitler, magmatik sistemlerde ilk kristalizasyon ürünlerinden biridir. Bu nedenle kristallendikleri magmanın petrolojik özelliklerini belirlemede oldukça önemli bir yerleri vardır.

Tablo 4. Aksalur yöresi kümülat veritlerindeki Fe-Ti oksitlerin mikrokimyasal analiz sonuçları

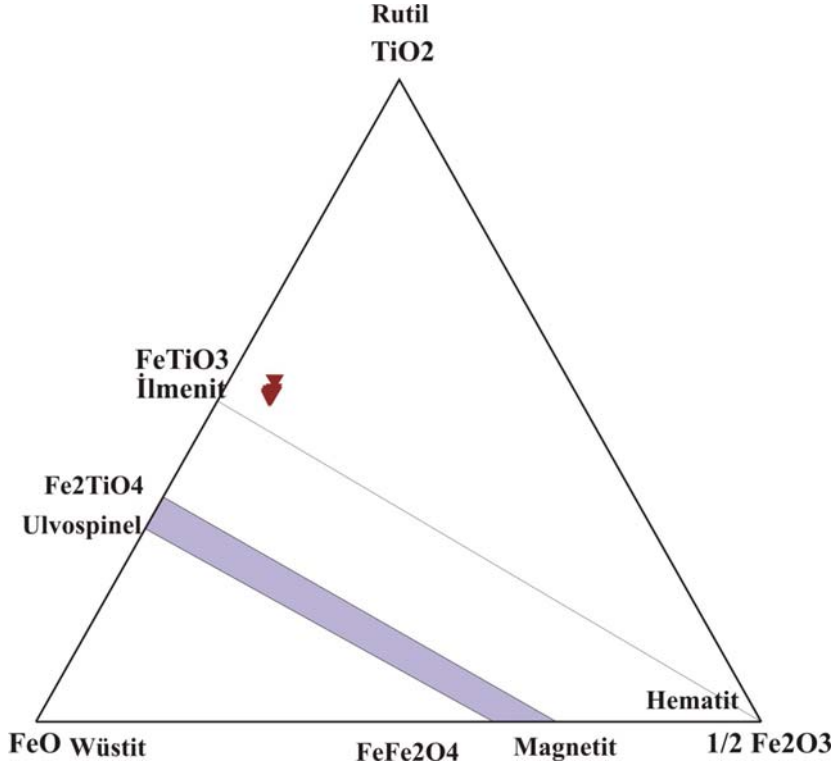
Mineral	ilmenit	ilmenit	ilmenit	ilmenit	ilmenit	ilmenit	ilmenit	ilmenit	ilmenit	ilmenit	ilmenit	ilmenit
SiO ₂	0,048	0,04	0,01	0	0	0	0	0	0,02	0	0,06	0,03
TiO ₂	47,1	45,52	45,89	44,67	45,63	45,13	44,85	44,83	44,66	45,3	44,86	45,67
Al ₂ O ₃	0,12	0,06	0,07	0,07	0,11	0,09	0,05	0,1	0,03	0,11	0,07	0
Cr ₂ O ₃	0,54	0,44	0,54	0,68	0,62	0,68	0,55	0,55	0,68	0,62	0,67	0,61
Fe ₂ O ₃	11,45	12,44	12,16	12,38	12,59	12,18	12,48	12,34	12,11	12,3	12,56	12,76
FeO	36,14	37,64	37,54	37,84	36,88	37,44	37,66	37,26	37,84	37,7	37,32	37,35
MnO	3,29	3,29	3,23	3,1	3,46	3,05	3,37	3,25	3,46	3,02	2,99	3,33
MgO	0,66	0,25	0,18	0,2	0,27	0,14	0,18	0,24	0,33	0,35	0,33	0,21
CaO	0	0,04	0	0,05	0	0,02	0	0,01	0,02	0,01	0	0,01
Na ₂ O	0,05	0,01	0,03	0	0,04	0,05	0	0	0	0,04	0,07	0
K ₂ O	0,03	0,02	0,01	0	0,05	0,04	0,04	0,1	0,01	0,06	0,09	0
Toplam	99,43	99,75	99,66	98,99	99,65	98,82	99,18	98,68	99,16	99,6	99,02	99,97
Si	0,000	0,001	0,000	0	0	0	0	0	0,001	0	0,002	0,001
Ti	0,888	0,871	0,878	0,863	0,872	0,872	0,865	0,868	0,862	0,87	0,865	0,871
Al	0,004	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,002	0,003	0,001	0	0,002	0,000
Cr	0,011	0,009	0,011	0,014	0,012	0,014	0,011	0,011	0,014	0,01	0,014	0,012
Fe³⁺	0,216	0,238	0,233	0,239	0,241	0,235	0,241	0,239	0,234	0,24	0,242	0,244
Fe²⁺	0,758	0,801	0,798	0,813	0,784	0,804	0,808	0,802	0,813	0,8	0,8	0,792
Mn	0,070	0,071	0,070	0,067	0,074	0,066	0,073	0,071	0,075	0,07	0,065	0,072
Mg	0,025	0,009	0,007	0,008	0,01	0,005	0,007	0,009	0,013	0,01	0,013	0,008
Ca	0,000	0,001	0,000	0,001	0	0,001	0	0,000	0,001	0	0	0,000
Na	0,002	0,000	0,001	0	0,002	0,002	0	0,000	0,000	0	0,003	0,000
K	0,001	0,001	0,000	0	0,002	0,001	0,001	0,003	0,000	0	0,003	0,000
Mg no	0,032	0,012	0,008	0,009	0,013	0,007	0,008	0,011	0,015	0,02	0,016	0,010
Cr no	0,751	0,831	0,838	0,867	0,791	0,835	0,881	0,787	0,938	0,79	0,865	1,000
Fe³⁺ no	0,938	0,957	0,947	0,938	0,939	0,934	0,95	0,944	0,941	0,94	0,939	0,952
Fe³⁺/ΣFe	0,222	0,229	0,226	0,227	0,235	0,226	0,23	0,230	0,224	0,23	0,232	0,235

Analiz değerleri % oksit cinsindedir. Yapısal parametreler 3 oksijene göre hesaplanmıştır.

Mg no=Mg/(Mg+Fe²⁺), Fe³⁺ no= Fe³⁺ /(Fe³⁺ + Cr + Al), Ti no= Ti (Ti+Cr+Al)

Aksalur yöresi kümülat veritleri içinde, serpantinleşmiş olivinlerin arasında şekilsiz daneler halinde bulunan opak mineraller üzerinde yapılan mikrokimyasal çalışmalar bu

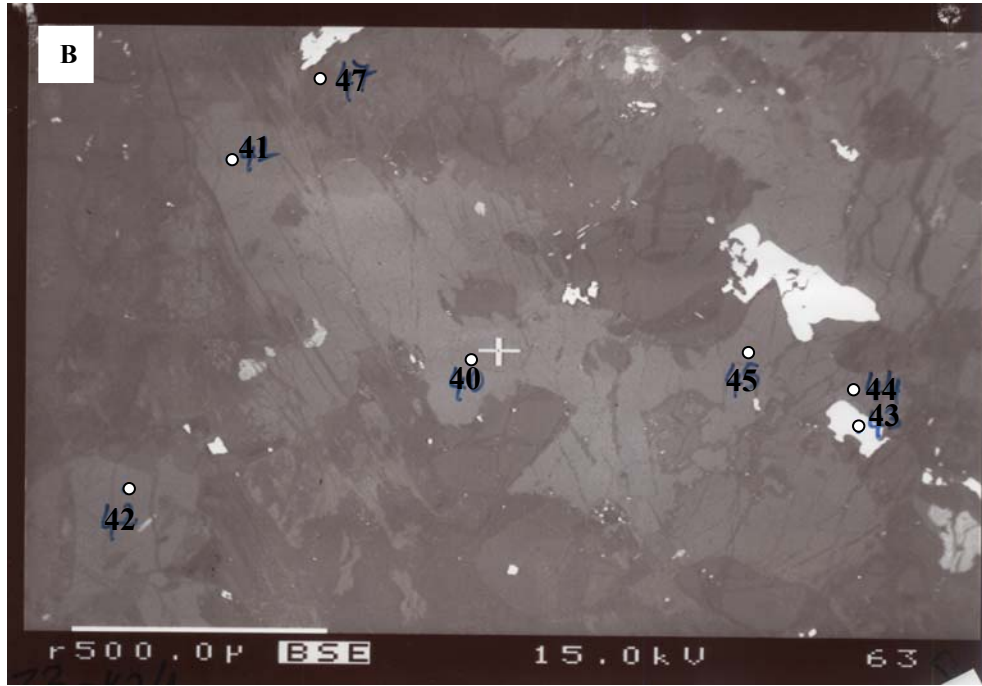
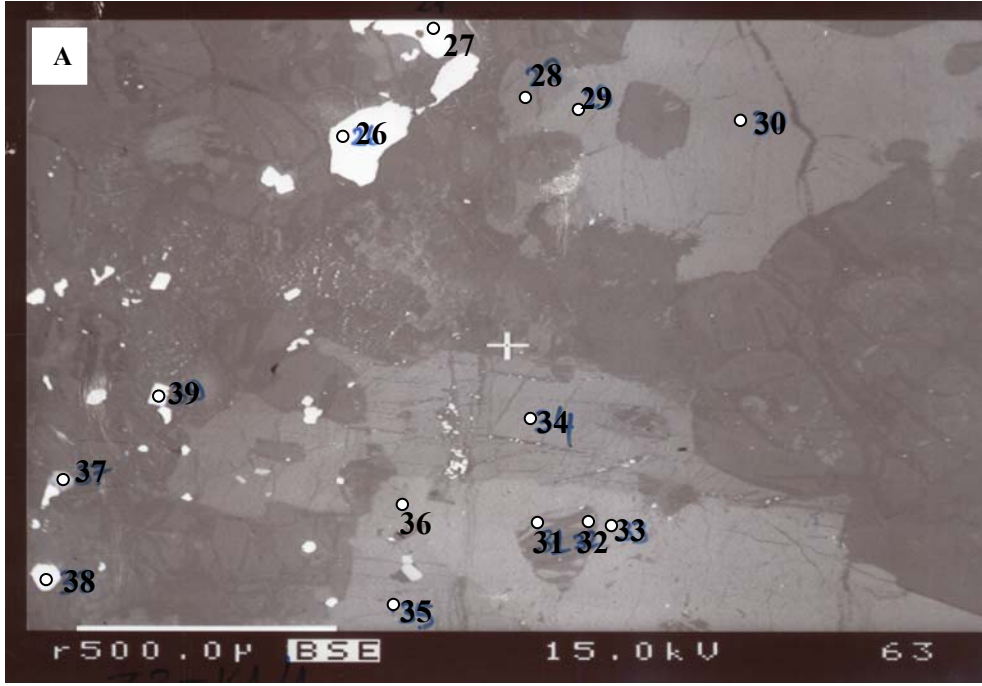
minerallerin, yüksek TiO_2 (% 44,66-47,1) ve yüksek FeO (% 36,14-37,84) ve Fe_2O_3 içerikleri (% 11,45-12,59) ile ilmenit bileşimine sahip oldukları belirlenmiştir (Şekil 30 ve 31).



Şekil 30. Aksalur yöresi kümülat verlitlerindeki Fe-Ti oksitlerin TiO_2 - FeO - Fe_2O_3 ayırtman diyagramlarındaki bileşim değişimleri

İsmini tipik yüzeylemesini verdiği Ural Dağları'nın güney kesimini oluşturan İlmen Dağları'ndaki İlmen Gölü'nden alan bu mineral, magmadan ilk kristallenen minerallerden biridir. Bunun bir sonucu olarak ağır ilmenit mineralleri magma odasının tabanına iner ve burada toplanır. Kümülat kayaçlarda yaygın olarak bulunan bu mineral, Aksalur yöresi verlitlerinde yüksek demir ve titan oksit içeriği ile tipiktir. Fe-Ti oksit mineralleri kristallendikleri magmaların sıcaklıkları ve oksijen fugasitelerinin belirlenmesinde oldukça önemli bir yere sahiptirler.

Oksijen barometresi ve jeotermometresi hesaplamaları için, aynı kayaç içinde dokanak halinde bulunan ilmenit ve magnetit minerallerinin bileşimlerine ihtiyaç vardır. Aksalur kümülat verlitlerinde ölçülen opak minerallerde ilmenit dışında herhangi bir opak minerale rastlanılmamıştır. Bu nedenle Aksalur kümülat verlitlerinde Fe-Ti oksitlerden oksijen fugasitesi ve termometresi hesaplamaları yapılamamıştır.

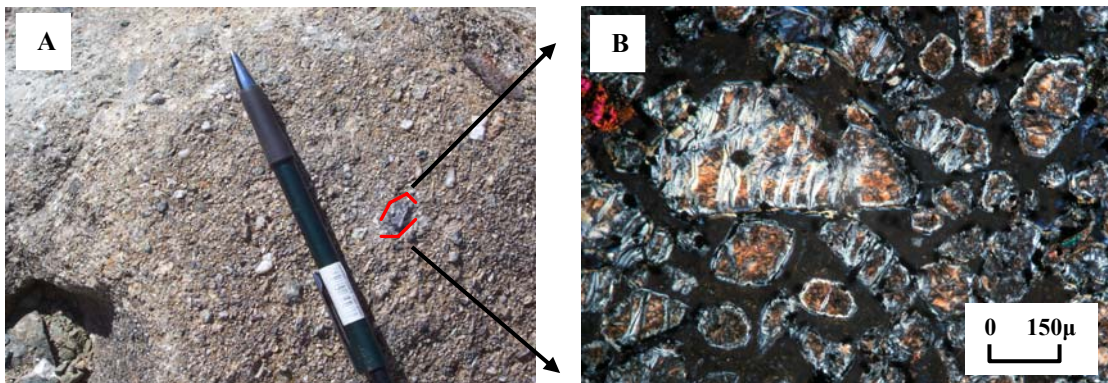


Şekil 31. Aksalur kümülat verlitlerinden Z-3 nolu örnek üzerinde yapılan mikrokimyasal analiz noktalarının dağılımı (26, 27, 38, 39, 43: ilmenit; 28, 34, 35, 36, 41, 42, 44, 46: hornblend; 29, 30, 31, 32, 33, 40, 45: klinopiroksen; 47: klorit)

3.2.1.1.3.4. Ultramafik Kayaçların Yaşı

İnceleme alanında yapılan çalışmalarda ultramafik kümülatlara kayaçlara kesin yaş verebilecek herhangi bir veri elde edilememiştir. İçerdiği mineraller göz önüne alındığında ise Ar/Ar yöntemiyle yaş analizi yaptırılabilir. Bollukta potasyumlu mineral bulunamamıştır. Bu kayaçlar inceleme alanında genellikle Aksalur Metamorfiklerine ait düşük dereceli metamorfik kayaçlar, bazende hafifçe metamorfize olmuş gabroik kayaçlar içine sokulmuşlardır. Aksalur civarında metamorfik kayaçlar Dogger-Malm-Alt Kretase yaşlı Ferhatkaya Formasyonu'na ait kireçtaşları ile tektonik dokanaktır. Ultramafik kümülatlar bu bölgede metamorfik kayaçları kesmekte fakat kireçtaşları ile herhangi bir dokanak oluşturmamaktadır. İlyas Köyü'nün batısında yer alan Şehir deresi mevkiinde ise metamorfik kayaçlar Liyas yaşlı Kayabaşı Formasyonu'na ait taban kongloması tarafından uyumsuz olarak üzerlenmekte, istif üste doğru orta katmanlı kireçtaşlarından oluşan Carcurum Formasyonu'na geçmektedir. Bu bölgede de ultramafik kayaçlar metamorfik kayaçları kesen küçük kütleler halinde olup, Liyas yaşlı Kayabaşı Formasyonu ile herhangi bir dokanak oluşturmamaktadır.

İnceleme alanının kuzeyinde Liyas yaşlı taban kongloması içinde küçük ultramafik çakıllarına rastlanmıştır (Şekil 32), petrografik incelemelerinde bu çakılların kümülat verlitlere ait oldukları kesin olarak saptanmıştır. Bu veri bize verlitlerin Üst Triyas veya Erken Liyas yaşlı olabileceklerini işaret etmektedir. Demirözü ve Kop dağı yöresinde benzer özelliklerdeki kayaçlardan yapılan izotopik tayinlerde Geç Triyas-Erken Liyas yaş aralığı $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yöntemi ile belirlenmiştir. Bütün bu veriler ışığında bu kayaçların Triyas veya Erken Liyas yaşlı oldukları söylenebilir.



Şekil 32. Liyas yaşlı taban kongloması içindeki kümülat verlit çakılı (A) ve mikroskobik görünümü (B)

3.2.1.2. Liyas ve Sonrası Birimler (Örtü Kayaçları)

Aksalur yöresinde de tüm Doğu Pontidler' de olduğu gibi Liyas ve sonrasını kapsayan dönem litolojik açıdan büyük benzerlikler gösterir. Aksalur yöresini de içine alan bölgede en ayrıntılı stratigrafik çalışmayı yapan Alp (1972), Triyas'tan sonraki dönemi Mesozoyik ve Senozoyik olmak üzere iki başlık altında toplayarak Mesozoyik dönemini Jura ve Kretase şeklinde ikiye ayırmıştır. Kayabaşı Formasyonu (Liyas), Kayganlık ve Carcurum Formasyonları (Dogger-Malm) Jura' yı, Ferhatkaya Formasyonu (Alt Kretase), Sarılar ve Lokman Formasyonları (Üst Kretase) ise Kretase' yi temsil ederler. Senozoyik, Alp (1972) tarafından Tersiyer (Eosen ve Neojen) ve Kuvaterner şeklinde ele alınmış formasyon bazında adlandırılmamıştır. Alp (1972) Permo-Karbonifer sonu ile Jura arasında bölgenin kara durumunda olduğunu, Jura başlarında sığ bir deniz ile kaplandığını, Alt Kretase'de denizin derinleştiğini belirtir. Özcan vd. (1980) Çorum-Amasya-Tokat ve Akdağmadeni'ni kapsayan geniş bir alanın stratigrafisini çalışmış, kuzeyde düşük dereceli metamorfik kayaçlar (Turhal Grubu) ve Triyas melanjinin (Devecidağ Melanjı) Liyas yaşlı birimler tarafından uyumsuz olarak örtüldüğünü, güneyde ise yüksek dereceli metamorfik kayaçların (Akdağmadeni Grubu) kuzeyden farklı olarak Lütesiyen birimleri ile örtüldüğünü vurgulamıştır. Rojay (1993), Amasya' nın batısını içine alan bölgede Jura ve sonrası birimleri, başlıca Amasya Grubu (Vermiş, Ferhatkaya ve Sarılar Formasyonları), Kuzey Anadolu Ofiyolitik Melanjı, Karatepe Grubu (Geyiközü ve Fındıklı Formasyonları), Kışlacık Grubu, Cindere Grubu, Moramil Dasiti, Suluova Grubu ve Holosen birimleri şeklinde adlandırarak litolojik özelliklerini detaylı olarak ortaya koymuştur. Tüysüz (1996a) Amasya ve çevresindeki Jura ve sonrası oluşumları için Alp (1972)' ye benzer sınıflandırmalar yaparak, bölgedeki oluşumları başlıca Liyas-Alt Kretase birimleri (Bayırköy, Mudurnu, Carcurum, Soğukçam Formasyonları ve Bilecik Kireçtaşı), Üst Kretase birimleri (Amasya ve Lokman Formasyonları), Eosen birimleri (Dereağıl ve Meşeliçiftlik Formasyonları) ve Neojen birimleri şeklinde dört başlık altında toplayarak incelemiştir.

Bu çalışmada Alp (1972)' ye benzer olarak Aksalur yöresinde yüzeyleme veren örtü kayaçları, Mesozoyik ve Senozoyik birimleri başlığı altında verilmiştir. Bu birimler Alp (1972), Kırmacı (1983), Rojay (1993), Tüysüz (1996a) tarafından gerek saha özellikleri gerekse de ölçülü stratigrafik kesitlerle detaylı olarak incelenmiş olduklarından fazla detaya inmeden özet bilgiler sunulacaktır.

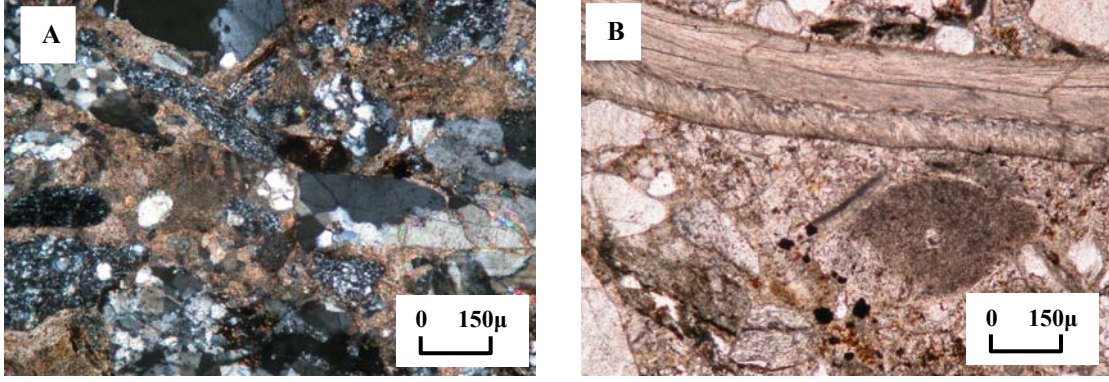
3.2.1.2.1. Mesozoyik Birimleri

3.2.1.2.1.1. Kayabaşı Formasyonu

Çalışma konusunu oluşturan ultramafik kümülatların yüzeyleme verdiği inceleme alanındaki kayaçların yaklaşık dörtte üçünü taban kayaçları (Aksalur Metamorfileri, Karasenir Formasyonu, Ultramafik kümülatlar) oluşturur. Özellikle Aksalur metamorfiklerine ait şist ve fillitlerin geniş alanlar kapladığı bu alanın kuzey kesiminde dar bir şerit halinde yüzeyleme veren kırıntılı birimler, Alp (1972) tarafından tanımlanan birimle aynı stratigrafik seviyede bulunması ve benzer özellikler taşıması nedeniyle Kayabaşı Formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Formasyon, inceleme alanı içinde kalan kesimde Aksalur Metamorfileri'nin önemli bir kısmını oluşturan şist ve fillitlerin üzerine, ismini aldığı ve en tipik yüzeylemelerinden birini verdiği Kayabaşı yöresinde ise (inceleme alanının 5 km batısı), hafifçe metamorfize olmuş kumtaşı ve sleytlerin oluşturduğu Karasenir Formasyonu üzerine benzer şekilde konglomeratik bir seviye ile uyumsuz olarak oturur. Genellikle köşeli, boyutları 1cm den 5-6 cm ye kadar değişen şist ve fillit, daha az oranda da mermer, metagabro, çört ve ultramafik kayaç çakıllarından oluşan bu konglomeratik seviye üste doğru kumtaşlarına geçiş gösterir. Kumtaşlarının tabaka kalınlıkları taban kesiminde 30-40 cm arasında, üst kesimlerde ise 15-20 cm olup, alttan üste doğru dane boyunda da belirgin bir küçülme görülür. Genellikle iyi boylanmış ve yuvarlaklaşmışlardır. Birim üste doğru yer yer şeyl araseviyeleri de içeren kumtaşı-kiltaşı-marn araldanmasına geçer ve killi marnlı ara seviyeler içeren kireçtaşlarından oluşan Carcurum Formasyonu tarafından uyumlu olarak üstlenir.

Mikroskopik olarak başlıca kuvars, metamorfik kayaç parçaları, feldspatlar, kavkı parçaları, magmatik kayaç parçaları, tali mineral olarak ta epidot, muskovit ve kloritten oluştukları gözlenen kumtaşları, Kayabaşı Formasyonu'nun egemen litolojisini oluşturur. Metamorfik kayaç parçaları başlıca şist ve fillitler (Şekil 33A), daha az oranda da sleyt, metakumtaşı ve metagabrolardır. Feldispatik bileşenler ise başlıca ortoklas ve albitten oluşur. Kavkı parçaları açısından formasyonun taban kesiminde yer alan iri taneli kumtaşları oldukça zengindir. Bunlar içinde başlıca Krinoid, Mollusk kavkısı ve Ekinid plakalarına rastlanmaktadır (Şekil 33B).



Şekil 33. Kayabaşı Formasyonu'nu taban seviyesinden alınan kumtaşı örneklerinden mikroskopik görünüm (A:Ç.N., B:T.N., Mfk: Metamorfik kayaç parçası, Mk: Mollusk kavrığı, Ek: Ekinid plakası, Ks: Kuvars, Ep: Epidot)

Bu çalışmada inceleme alanında küçük bir alanda yüzeyleme veren, Kayabaşı Formasyonu'nun yaşı ile ilgili herhangi bir fosil bulgusu elde edilememiştir. Formasyon üzerinde en detaylı çalışmayı yapan Alp (1972) Amasya ve çevresinde aldığı yedi kesitten (Eğriyol Tepe, Acısuağulları, Kayabaşı, Karasenir, Paşaoğlanınçal Tepe, Çiftlik Mevkii ve Kocageriş Sırtı) elde ettiği fosil bulguları ile formasyonun Erken Sinemuriyen-Toarsiyen yaş aralığında çöktüğünü ortaya koymuştur.

İnceleme alanında geniş bir yayılıma sahip olmayan Kayabaşı Formasyonu, sadece kuzey kesimde dar bir alanda yüzeyleme verir ve Aksalur Metamorfitleri üzerine uyumsuz olarak konglomeratik bir seviye ile oturur. Formasyon inceleme alanının orta ve güney kesiminde görülmez. Bu kısımlarda Aksalur Metamorfitleri masif-kalın tabakalanmalı Malm-Alt Kretase yaşlı kireçtaşları tarafından örtülür. Bu durum bölgedeki horst-graben tektoniğinin en güzel delillerinden birisi olup, Liyas döneminde inceleme alanının güney kesiminin yükselim, kuzey kesiminin ise bir çöküntü alanına karşılık geldiğine işaret etmektedir.

3.2.1.2.1.2. Carcurum Formasyonu

Sadece inceleme alanının kuzeyinde yaklaşık olarak 1,5 km² lik bir alanda yüzeyleme veren ve kireçtaşlarından oluşan birim, Alp (1972) tarafından isimlendirilen Carcurum Formasyonu ile aynı stratigrafik seviyede bulunması ve benzer litolojik

özellikler göstermesi nedeniyle bu çalışmada da aynı isim altında incelenmesi uygun görülmüştür.

Formasyon, Sinemuriyen-Toarsiyen yaşlı ve genellikle kırıntılılardan oluşan Kayabaşı Formasyonu üzerine, dış yüzeyleri sarımsı, beyazımsı tonlarda kırık yüzeyleri ise pembemsi renklerde olan, tabaka kalınlıkları 30-60 cm arasında değişen mikritik kireçtaşları ile uyumlu olarak gelir ve üste doğru, ince-orta katmanlı, beyazımsı renkli çörtlü mikritik kireçtaşlarına geçer. Çörtler genellikle yumrular şeklinde bazende tabakalaşmaya paralel, yanal devamlılığı olmayan levhalar halindedir. Bazı tabakalarda Ammonit ve Brachipod kavkılarına rastlanmış olmakla birlikte, genel olarak Carcurum Formasyonu'na ait kireçtaşları fosil içeriği bakımından zengin değillerdir. Mikroskobik incelemelerde kireçtaşlarının genellikle mikritik bir çimento ile bağlanmış biyomikrit ve mikritlerden oluştuğu gözlenmiştir. Biyojen olarak *Incertaecedis*, Radyolarya, *Cadosina oraviensis*, *Calpionella alpina*, *Globocheata* ve sünger spiküllerine rastlanılır. Sünger spikülleri çoğunlukla kalsitleşmişlerdir.

Tüysüz (1996a) formasyon üzerinde yaptığı çalışmada Üst Tithoniyen-Valanjiniyen yaş aralığını karakterize eden fosiller saptamıştır. Alp (1972) bölgede Carcurum Formasyonu'ndan aldığı 6 ayrı ölçülü stratigrafik kesitten yaptığı mikrofasiyes ve paleontolojik incelemeler sonucunda, Üst Batoniyen (Dogger) için karakteristik olan bir Brachiopod türü olan *Rhynchonella decorate SCHLOTHEIM* fosilini ayırtlamıştır. İstifin üst seviyelerinde ise Üst Jura-Alt Kretase için karakteristik fosiller (*Neotrocholina friburgensis GUILLAUME-REICHEL*, *Neotrocholina valdensis REICHEL*, *Trocholina sp.*, *Protopeneroplis striata WEYN.*, *Nautiloculina sp.*, *Ophthalmidiidae*, *Verneuilinidae*) belirlemiştir. Bu veriler ışığında gerek Sinemuriyen-Toarsiyen yaşlı Kayabaşı Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmesi, gerekse de Alp (1972) tarafından belirlenen fosil içerikleri dikkate alındığında Carcurum Formasyonu' nun Dogger-Malm-Alt Kretase zaman diliminde ve pelajik bir faunaya sahip olması ile de derin deniz ortamında çökeldiği söylenebilir.

Kayabaşı Formasyonu gibi Carcurum Formasyonu'da inceleme alanının sadece kuzey kesiminde gözlenmektedir. Güney kesimde ise Carcurum Formasyonu ile aynı zamanda çökelmiş sığ, platform karbonatları metamorfik taban kayaçlarının üzerine oturur. Bu daha önce Kayabaşı Formasyonu'nda sözü edilen horst-graben tektoniğinin egemen olduğu ve güney kesimin yükselim alanına karşılık geldiği görüşünü desteklemektedir.

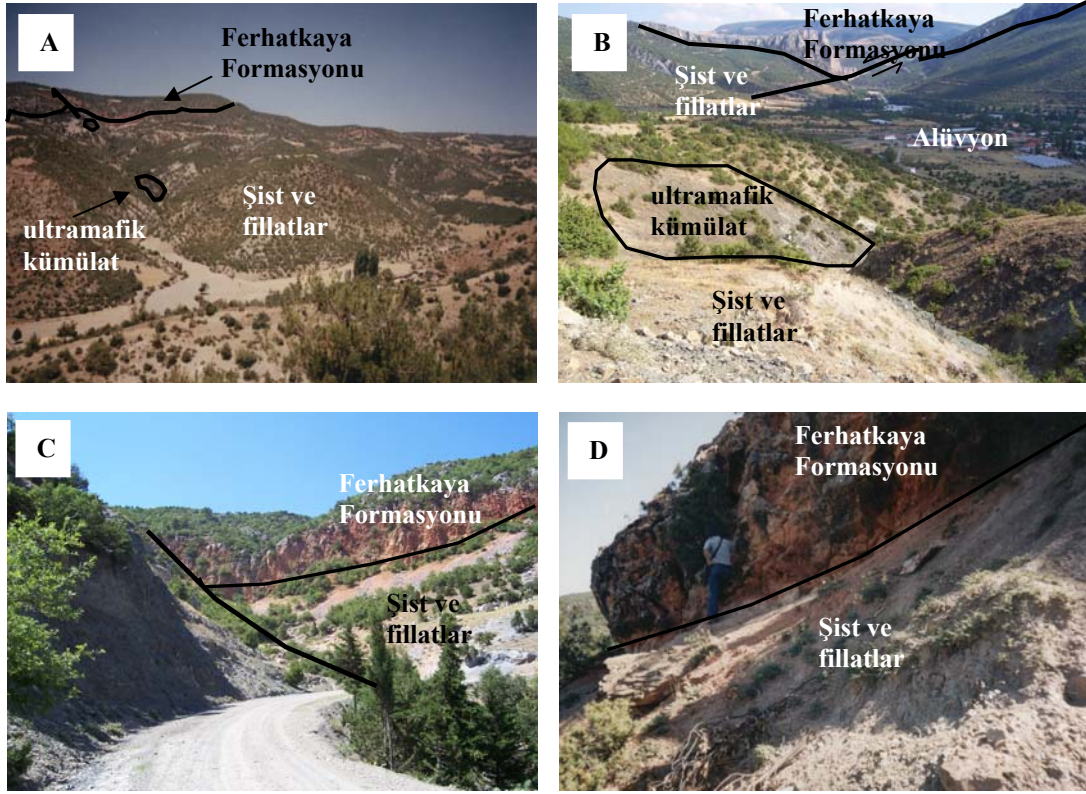
3.2.1.2.1.3. Ferhatkaya Formasyonu

İnceleme alanının güney ve orta kesiminde yaklaşık olarak 5 km²lik bir alanda yüzeyleme veren masif-kalın tabakalanmalı kireçtaşları, Amasya yöresinde tipik yüzeylemesini verdiği Ferhatkaya yöresine izafeten Alp (1972) tarafından Ferhatkaya Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Bu çalışmada da benzer stratigrafik konum ve litolojiye sahip kireçtaşları için aynı ismin kullanılması uygun görülmüştür.

Aksalur Metamorfitleleri'nden sonra inceleme alanındaki en geniş yayılım alanına sahip birimi oluşturan Ferhatkaya Formasyonu genellikle, masif-kalın tabakalanmalı kireçtaşlarından oluşmaktadır. Formasyon, Aksalur Metamorfitleleri'ne ait şist ve fillitlerin üzerine yaklaşık 10 metre kalınlığında oolitik ve kumlu kireçtaşı parçalarından oluşan, kırmızımsı renkli bir toprakla bağlanmış, bloklu bir seviye ile gelir, üste doğru masif kireçtaşlarına geçer (Şekil 34A, B, C, D). En tipik yüzeylemesini inceleme alanının güneyinde yer alan Şahinkalesi Tepe civarında veren formasyonun, bu kesiminde ölçülen kalınlığı yaklaşık 140 metredir. Bu kesimde formasyon yine metamorfiklerin üzerine bloklu seviye ile başlayıp, üste doğru masif ve kalın tabakalanmalı kireçtaşlarına geçer.

Kireçtaşları beyazımsı gri renkleriyle diğer birimlerden kolaylıkla ayırt edilir. Bol çatlaklıdır ve çatlaklar genellikle kalsit ile doldurulmuştur. Masif olanlarında bazen mağara şeklinde boşluklar olağandır. Özellikle taban kesimlerinde dolomitik seviyelere de sıkça rastlanılır.

Mikroskopik olarak incelendiklerinde, taban kesimindeki masif kireçtaşlarının spari kalsitle çimentolanmış intraklast, gastrapod, alg, oolit ve pelletlerden oluştuğu görülür. Üste doğru kalın tabakalanmalı kireçtaşlarına geçince benzer bileşenlerin olduğu, fakat oranların değiştiği görülür. Bu kireçtaşlarında intraklast ve pelletlerin oranı oldukça az, alglerin oranı ise oldukça fazladır. Çimento ise sparikalsit ve mikrokristalli kalsitten oluşur. Yer yer kayacın tamamının mikrokristalli kalsitten oluştuğu gözlenir .



Şekil 34. Aksalur Metamorfikleri ile Ferhatkaya Formasyonu dokanağından çekilen saha fotoğrafları

Alp (1972) formasyon içindeki kireçtaşlarından yaptığı çalışmalarda, birimin Barremiyen-Albiyen (Alt Kretase) döneminde çökelmiş olduğunu belirtmiştir. Tüysüz (1996a) ise birimin taban kesimlerinin Jura'ya ait fosiller içerdiğini ve yaşının Jura-Alt Kretase olduğunu vurgulamıştır. İnceleme alanı içinde Ferhatkaya Formasyonu olarak ele aldığımız platform karbonatları ile benzer litolojik özellikler ve stratigrafik konuma sahip kireçtaşlarını Amasya yöresinde Horoztepe Üyesi olarak adlandıran Rojay (1993), birimin Kalloviyan-Valanjiniyan yaş aralığında çökeldiğini vurgular. Ferhatkaya Formasyonu Doğu Pontidler'de yaygın bir yüzeyleme alanına sahip olup, değişik araştırmacılar tarafından değişik isimlerle adlandırılmıştır (Berdiga Formasyonu: Pelin, 1977; Berdiga Kireçtaşı: Taşlı, 1984; Ardıçlıgüney Formasyonu: Özer, 1983; Hankırıtepesi Kireçtaşı: Seymen, 1975).

Doğu Pontidler'de farklı bölgelerde farklı adlarla adlandırılan bu birimin çökelişi için genellikle Dogger-Malm-Alt Kretase zaman aralığı verilmiştir. Bu çalışmada da Ferhatkaya Formasyonu'nun Carcurum Formasyonu ile eş zamanlı (Dogger-Malm-Alt

Kretase) olarak çökeldiğini, sadece kuzeyde dar bir alanda yayılım gösteren Carcurum Formasyonu'nun içerdiği pelajik fauna ve litolojik özellikleri ile havzanın derin kısmında, güneyde metamorfik taban kayaları üzerinde bulunan Ferhatkaya Formasyonu'nun da içerdiği neritik fauna ve litolojik özellikleri ile sığ denizel bir ortamla kaplı olan yükselim alanında (horst) çökeldiği söylenebilir.

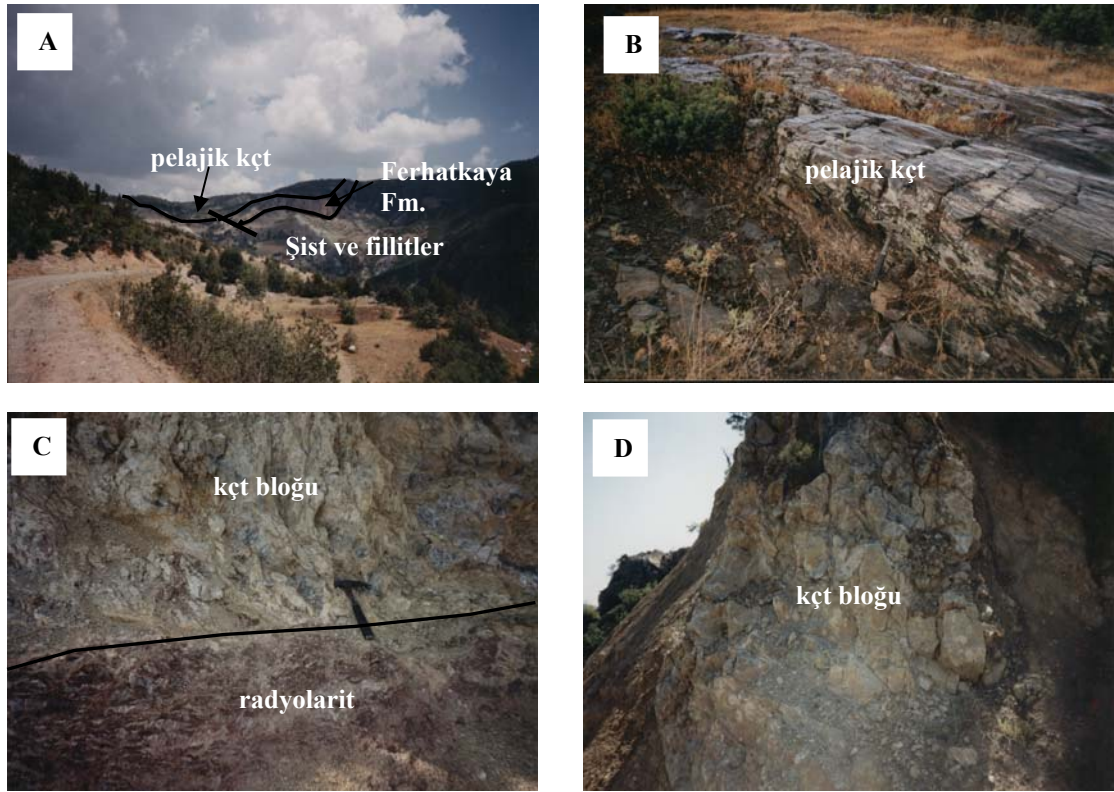
3.2.1.2.1.4. Amasya Melanjı

Alp (1972), Amasya civarında yaptığı çalışmada, kırmızımsı renkli pelajik kireçtaşları ve radyolaritlerden oluşan birimi Sarılar Formasyonu olarak isimlendirmiştir. Rojay (1983) ise Sarılar Formasyonu başlığı altında iki ayrı üye ayırtlamıştır. Bunlar; ince tabakalı, başlıca sarımsı kırmızımsı tonlarda biyomikritlerden oluşan Gezilikdere Üyesi ve tabanda marnlı seviyeler içeren ince tabakalanmalı biyomikritlerle başlayıp üste doğru marn-silttaşı-kumtaşı tuf aralanmasına geçen Yavru Üyesi' dir. Tüysüz (1996a), Ferhatkaya Formasyonu ile yanal geçişli olarak düşündüğü Soğukçam Formasyonu üzerine gelen kırmızı renkli pelajik kireçtaşları ve bloklardan (serpantinit, şist, mermer, kireçtaşı blokları) oluşan birimi Amasya Formasyonu olarak isimlendirmiştir. Bu çalışmada Amasya'nın geneli düşünüldüğünde gerek iç yapısı, gerekse litolojik özellikleri ile tipik bir olistostromal ofiyolitik melanjı temsil eden istifin, Amasya Melanjı olarak isimlendirilmesi uygun görülmüştür. Amasya Melanjı çalışma alanı içinde Kayrak'ın kuzeyinde ve Salamat Mahalesi'nin güneyinde Yeşilirmak'a yakın kesimde dar bir alanda yüzeyleme verir.

Amasya Melanjı, inceleme alanının yaklaşık 5 km batısında kalan Karasenir Köyü civarında tabanda kırmızı renkli pelajik kireçtaşları ile başlar. Bu birimin üzerine radyolaritler, yastık lavlı bazaltlar ve serpantin, kireçtaşı, metamorfik kayaç blokları içeren seviye gelir (Şekil 35). Amasya şehir merkezine oldukça yakın konumda bulunan Moramil ve Vermiş Köylerinde ise Karasenir bölgesinden farklı olarak birim monojenik kireçtaşları ile başlayıp, üste doğru pelajik kireçtaşlarına, radyolaritlere, yastık lavlı bazaltlara ve bloklu seviyeye geçer (Bektaş vd., 2006). İnceleme alanında ise bu iki yöreden farklı olarak melanj diğer birimlerle tektonik dokanaklı olup, Kayrak'ın kuzeyinde kırmızı pelajik kireçtaşları ile (Şekil 36A ve B), Salamat'un güneydoğusunda ise radyolaritler ve bloklu seviye (serpantin ve kireçtaşı blokları) ile temsil edilir (Şekil 36C ve D).

Şekil 35.

Pelajik kireçtaşları, genellikle kırmızımsı, bazende koyu kırmızımsı siyahımsı tonlarda izlenirler. Kırık yüzeyleri genellikle pembemsidir. İnce tabakalanma sunarlar, arada yer yer killi seviyeler bazende çörtlü kireçtaşı düzeyleri görülür. Mikroskobik olarak önemli miktarda radyolaryaya içeren kireçtaşlarında bağlayıcı madde mikrittir. Salamut Mahallesi güneyinde ise radyolaritler yaygındır. Arazide bordomsu pembemsi renkleri ile kolaylıkla ayırt edilirler (Şekil 36C). Oldukça kırılğan bir yapıya sahiptirler. Bu bölgede ayrıca kireçtaşı ve serpantin bloklarına rastlanılır. Serpantinler genellikle matriks içinde kafalar şeklinde görülür. Yeşilimsi siyahımsı renk tonları ile ayrılırlar. Kireçtaşı blokları ise oldukça masiftir. Tabakalanma görülmez. Kırıklı bir yapıya sahiptirler (Şekil 36C ve D).



Şekil 36. İnceleme alanında, Amasya Melanjı'ndan alınan çeşitli görüntüler; A: Kayrak kuzeyinde pelajik kireçtaşları ile diğer birimlerin ilişkisi, B: Kayrak kuzeyinde pelajik kireçtaşı yüzeylemelerinin yakından görünüşü, C: Salamut güneyinde kireçtaşı bloğu ile radyolaritin dokanağı, D: Melanj içinden bir kireçtaşı bloğu

Alp (1972), pelajik kireçtaşları ve radyolaritleri Sarılar Formasyonu, serpantin, bazalt, gabro bloklarını ise magma kayaları başlığı altında toplamış, melanj terimini

kullanmamıştır. Serpantin ve bazik kayaç blokları için sıcak bir dokanak veya sedimentlerle ara tabakalanma saptayamadığını ve bunların Jeosenklinal gelişiminin erken evresinde oluşmuş Turoniyen-Kampaniyen yaşlı bazik kayalar olduğunu ileri sürmüştür. Araştırmacı, ayrıca radyolarit ile ofiyolitik kayaçların eş zamanlı olarak geliştiklerini vurgular. Rojay (1983) Sarılar Formasyonu'nu iki üyeye ayırmış, bunlardan Gezilikdere Üyesi'nin Apsiyen-Senomaniyen, Yavru Üyesi'nin ise Apsiyen-Senomaniyen yaş aralığında çökelmiş olduğunu belirtmiştir. Tüysüz (1996) birimin, Geç Kretase yaşlı (Senomaniyen-Alt Kampaniyen) olduğunu ve gerek matriks içindeki fosil topluluğu, gerekse litolojik özellikleri ile hızla derinleşen, blok getirimleri ile de tektonikçe aktif bir ortamda oluştuğunu vurgular. Yazar, platform karbonatları ile birlikteliğini de düşünerek birimin pasif kıta kenarının dilimlenmesi sonucu geliştiğini belirtip, ofiyolit bloklarının olmasını da aynı dönemde bölgede yükselmiş ofiyolit dilimleri varlığına bağlamaktadır. Bektaş vd. (2006), Amasya yöresine ilaveten, benzer oluşumların yüzeyleme verdiği Bayburt-Lipana, Bayburt-Petekkaya, Bayburt-Maden, Kelkit-Halkavi yöresinde yaptıkları detaylı saha ve özellikle de bazaltlar üzerinde yaptıkları jeokimyasal çalışmalarda, bazaltların farklı ortamlara (ada yayı, plaka içi ve MOR) ait afinitelere sahip olduklarını, gerek bu özellikleri gerekse de melanji üzerleyen Geç Kretase yaşlı şoşonitik volkanizmanın varlığını dikkate alarak, bu melanjin Doğu Pontidler'in ark gerisi havzasında, Orta Kretase'de ki transtensil tektonik dönemde, derin yayılma çukurları ile pull-apart havzalarda oluştuğunu vurgulamıştır.

3.2.1.2.2. Senozoyik Birimleri

İnceleme alanında Paleosen yaşlı birimler yoktur. Bu da Üst Kretase' den itibaren bölgedeki yükselmenin varlığına işaret etmektedir. Aksalur yöresinde Senozoyik dönemi, Eosen yaşlı Meşeliçiftlik Formasyonu ve Kuvaterner dönemine ait alüvyon ve taraçalar tarafından temsil edilir.

3.2.1.2.2.1. Meşeliçiftlik Formasyonu

Alp (1972), Amasya ve çevresinde yüzeyleyen Eosen istifinin kalınlık olarak 5-10 metreyi geçmediğini ve yer yer volkanojen oluşuklar içeren konglomera, kumtaşı, silttaşı,

marn ve kireçtaşı araldanmasından oluştuğunu belirtmiş ve bu birim için formasyon ismi kullanmamıştır. Rojay (1983) Eosen yaşlı birimleri Cindere Grubu adı altında Kızıldere, Çaltepe ve Suludere formasyonları şeklinde isimlendirerek incelemiştir. Tüysüz (1996a) ise Eosen'de çökemiş Dereağıl ve Meşeliçiftlik Formasyonları' nı ayırtlamıştır. İnceleme alanında yüzeyleme veren Eosen yaşlı birimler genel hatlarıyla Tüysüz (1996) tarafından adlandırılan Meşeliçiftlik Formasyonu ile benzer litolojik özelliklere ve stratigrafik konuma sahip olması nedeniyle aynı isimle adlandırılmıştır.

Salamut Mahallesi civarında yaklaşık 2 km²lik bir alanda yüzeyleme veren Meşeliçiftlik Formasyonu tabanda yaklaşık 1 metre kalınlığında bol makro ve mikrofosilli, sarımsı renkli kireçtaşları ile başlar. Bu kireçtaşı seviyesi üzerine birkaç metre kalınlığında konglomera, kumtaşı seveyesi gelir ve üste doğru yaklaşık 10 metre kalınlığında andezitik özellikli lav ve piroklastları ile devam eder. Piroklastik kayaçlar tuf ve aglomeralar ile temsil edilir. Volkanik karakterli bu birim üste doğru 15-20 metre kalınlığında kireçtaşı-kiltaşı araldanmasına geçer. Genellikle orta-kalın tabakalanma gösteren bu birim sarımsı rengiyle diğer birimlerden kolaylıkla ayırt edilir.

Birimin yaşı gerek Alp (1972), gerekse de Tüysüz (1996a) tarafından yapılan çalışmalarda bulunan mikro ve makrofosiller yardımıyla Lütésiyen olarak belirlenmiştir.

3.2.1.2.2.2. Alüvyon ve Taraçalar

İnceleme alanında Aksalur metamorfiklerinden sonra en geniş yüzeyleme alanına sahip birimi alüvyonlar oluşturur (Şekil 6). Başlıca Yeşilirmak ve Deliçay boyunca geniş düzlükler oluşturan alüvyonlar içerisinde çevre kayaçların bloktan mil boyutuna kadar değişen parçalarına rastlamak mümkündür.

3.2.2. Yersel Tektonik

Doğu Pontid Tektonik Birliği'nin güneybatı köşesinde yer alan inceleme alanı, Plaeozoyik'ten günümüze kadar çeşitli orojenik hareketlerin etkisi altında kalmış ve bu hareketlere bağlı olarak bölgede kıvrımlı, kırıklı, tabakalı, şistoziteli yapılar ve uyumsuzluklar gelişmiştir.

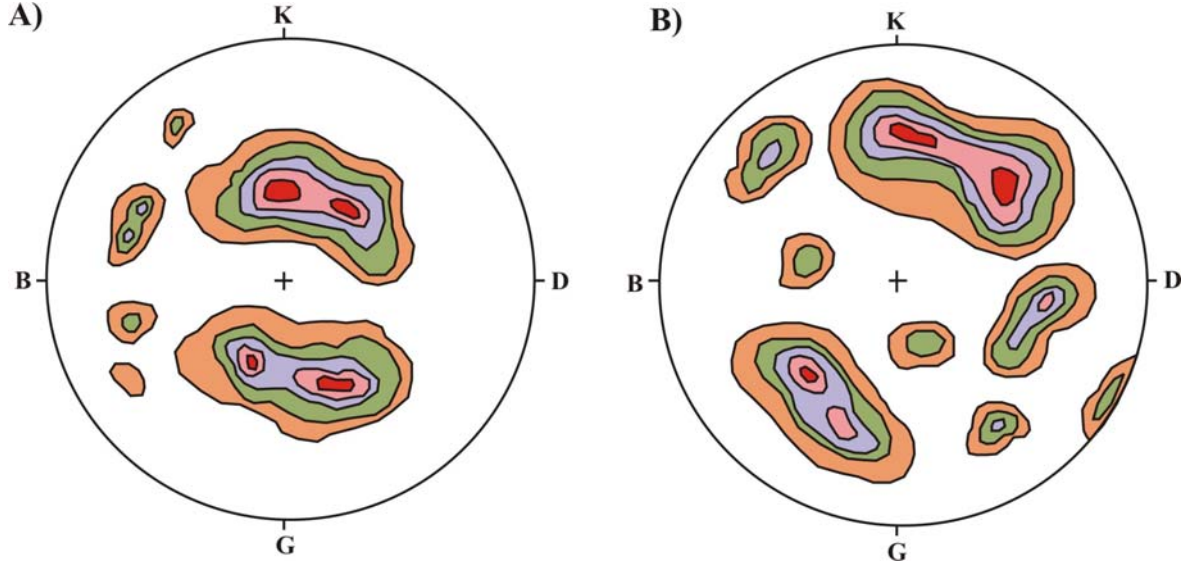
3.2.2.1. Tabakalı yapılar

İnceleme alanında gözlenen formasyonlardan Karasenir, Kayabaşı, Carcurum, Ferhatkaya, Amasya Melanjı ve Meşeliçiftlik Formasyonları tabakalı birimler içermektedir. Formasyonları oluşturan tabakalı birimler genellikle KD-GB doğrultulu olup, 20-40° arasında değişen eğim açıları ile GD'ya doğru eğimlidirler. Bununla birlikte yersel olarak farklı doğrultular ve farklı eğim açıları da gözlemek mümkündür. Özellikle inceleme alanının kuzeyinde gözlenen Karasenir Formasyonu metakumtaşlarında bazı yerlerde eğim açıları 60° ye kadar ulaşabilmektedir. İnceleme alanının kuzey kesiminde, İlyas Köyü' nün batısında kalan alanda ise Karasenir, Kayabaşı ve Carcurum Formasyonları hem KB' ya hem de GD' ya doğru eğimli olup, eksenini KD-GB uzanımlı olan bir senklinal yapısı oluştururlar.

3.2.2.2. Şistozite

İnceleme alanındaki en geniş yayılma alanına sahip olan kayaç grubunu oluşturan Aksalur Metamorfikleri'nden çok sayıda şistozite ölçümü yapılarak bölgedeki ana yapılar ve tez konusunu oluşturan ultramafik kümülatların şistozite düzlemleri ile olan ilişkileri açıklanmaya çalışılmıştır. Bu kapsamda, özellikle ultramafik kütlelerin kenar kısımlarından olmak üzere, alınan şistozite ölçümleri hazırlanan kontur diyagramlarda değerlendirilmiştir (Şekil 37A ve B).

Aksalur Metamorfikleri inceleme alanının en yaşlı kayaç grubunu oluşturmakta olup, özellikle şist ve fillitler çok iyi gelişmiş şistoziteye sahiptirler. Şistozitelerde küçük ölçekli kıvrımlanmalar, buruşma klivajları gibi eğimlerin ani değişmelerine neden olan yapılar yaygın olarak görülmekle birlikte, şistozitelerin genel konumları, genellikle K70-80B doğrultulu olup, 30°-40° arasında değişen açı değerleriyle KD ve GB ya eğimlidirler (Şekil 37A). Diğer yandan tez konusunu oluşturan ultramafik kümülatlara yakın yerlerden alınan şistozite ölçülerine bakıldığında, oldukça farklı doğrultu ve yönlerde kümelenmeler olduğu ve eğim açılarının değerlerinin 50-80° arasında değiştiği, genel şistozite eğimlerine (30-40°) göre artmış oldukları görülür (Şekil 37B). Hatta bazı kesimlerde dik konumlu ve ters dönmüş şistozitelere de rastlanmıştır. Bu veriler bize ultramafik kümülatların Aksalur metamorfikleri içine zorlama ile yerleştiğine (forcefull injection) işaret eden en önemli saha verilerinden biri olarak göze çarpmaktadır.



Şekil 37. A) Aksalur Metamorfiklerine ait genel şistozite eğimleri, B) Ultramafik kütlelere yakın kesimlerden alınan şistozite ölçülerinden hazırlanan kontur diyagram.

Aksalur Metamorfikleri'nden sonra bölgedeki ikinci metamorfik kayaç grubunu oluşturan Karasenir Formasyonu, çok düşük derecede metamorfizmaya uğramıştır. Formasyonu oluşturan kırıntılı kayalarda şistozite gelişmemiş olup, çoğu yerde tabakalı yapısı korunmuştur. Bu nedenle, bu metamorfikler bu başlık altında değerlendirmeye alınmamıştır.

3.2.2.3. Faylar

İnceleme alanında gözlenen faylar, KD-GB, D-B ve KB-GD doğrultulu olup, bu özellikleri ile Doğu Pontid Tektonik Birliği'nin ana kırık hatları ile uygunluk göstermektedir (Bektaş ve Çapkinoğlu, 1997; Eyüboğlu vd., 2006). Çalışma alanındaki fayları; doğrultu atımlı faylar, eğim atımlı faylar ve düşey faylar şeklinde üç grupta toplayabiliriz.

İnceleme alanında gözlenen ve haritalanabilecek ölçekte olan doğrultu atımlı faylar, genellikle D-B ve KD-GB doğrultuludur. İnceleme alanının kuzeybatısında Sevincer'in güneyinde ve batısında yaklaşık birbirine paralel olarak D-B doğrultusunda uzanan üç adet sağ yönlü doğrultu atımlı fay saptanmıştır (Şekil 6). En önemli faylardan biri de Deliçay deresi boyunca, çok belirgin olmasa da bazı yerlerde kısmen varlığı belirlenebilen KD-GB uzanımlı sağ yönlü doğrultu atımlı faydır. Deliçay Deresi'nin belirli bir doğrultuda akıyor

olması da bu fayın varlığını desteklemektedir. Faylar arazide sürekli olarak izlenememekte olup, bazı yerlerde gözlenen kayma çizikleri ile hareket yönü saptanabilmektedir. Özellikle birimlerdeki atılmalar ve belirli hatlar boyunca gözlenen kaynak ve maden suları fayların saptanmasında yardımcı olmuştur. Ayrıca bu fayların varlıkları hava fotoğrafları ile de desteklenmiştir. İnceleme alanında görülen bu faylar, Türkiye'nin aktif tektoniğini belirleyen ve bir kolu da Amasya'dan geçen (Ezinepazarı fayı) sağ yönlü Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ile de paralellik sunmaktadır.

Düşey atımlı faylar, inceleme alanının güney ve doğu kesiminde görülmekte olup, fayın iki tarafında kalan blokların göreceli olarak zıt yönde hareket etmesi ile gelişmişlerdir. Özellikle Ferhatkaya Formasyonu' nu oluşturan masif kireçtaşlarında gözlenen bu kırıklarda kayma çizikleri çoğu yerde net olarak izlenebilmektedir. En tipik örneklerinden biri Aksalur Köyü güneyinde Şahinkaya mevkiinde görülmekte olup bu bölgede fayın güneyinde kalan bloğun kuzeyinde kalan bloğa göre yükselmiş olduğu kolaylıkla gözlenebilmektedir (Şekil 6).

Doğrultu atımlı ve düşey atımlı fayların dışında ayrıca inceleme alanında gözlenen diğer bir fay grubu da bindirme faylarıdır. Salamat Mahallesi güneyinde Aksalur Metamorfikleri Amasya Melanjı üzerine itilmişlerdir. Kayrak kuzeyinde ise melanj ve kireçtaşı, metamorfikler üzerinde allokton olarak yer almaktadır (Şekil 6). Bu bölgede fay düzlemi boyunca yaygın olarak hematitleşme-limonitleşme ve ezilme zonları görülmektedir.

Ayrıca inceleme alanında özellikle örtülü olan kısımlarda (Aksalur Köyü kuzeyi) hava fotoğrafları yardımıyla çizgisellikler saptanmış ve haritaya aktarılmıştır (Şekil 6). Bu kırıklar özellikle ultramafik kayaların dağılımı ile paralellik göstermekte olup, bu da ultramafik kayaların yerleşiminin fay kontrollü olduğuna işaret etmektedir. Bu konu irdeleme bölümünde detaylı olarak ele alınacak ve bölgesel tektonikle bağlantısı açıklanmaya çalışılacaktır.

3.2.2.4. Uyumsuzluklar

Bölgedeki en ayrıntılı jeolojik çalışmayı yapan Alp (1972) bölgedeki hareketleri, Orta Silüryen öncesi, Orta Silüryen-Permo-Karbonifer arası, Hersinyen ve Alpin Hareketleri olmak üzere dört başlık altında incelemiştir. Alp (1972), Yeşilist, Fillat Serisi, Bazik metavolkanikler ve Esas Fillit Serisi şeklinde ayırtladığı metamorfik birimlerin

birbirleriyle uyumlu olduklarını, Orta Silüryen'in ise (Karasenir Formasyonu) bu metamorfikler üzerine uyumsuz olarak geldiğini, aradaki açı farkının da küçük olması nedeniyle Orta Silüryen öncesi hareketlerin epirojenik hareketlerden ileri gitmediğini vurgular.

Alp (1972), bölgedeki metamorfik kayaçların uyumlu olduğundan söz etse de bu çalışmada fillit ve yeşilşitlerin dışındaki metamorfikler arasında uyumluluk gözlenmemiştir. Özellikle metagabrolar ve metavolkanikler, yeşilşit ve fillatları keserek yerleşmiş ve birlikte metamorfizmaya uğramışlardır. Aksalur Metamorfikleri ile Karasenir Formasyonu arasındaki dokanak ilişkisi çalışma alanında gözlenememiştir. Fakat daha önce yapılan çalışmalarda (Çapkinoğlu ve Bektaş, 1998) Triyas yaşlı olduğu belirlenen Karasenir Formasyonu'nun muhtemelen Paleozoyik yaşlı olan Aksalur Metamorfikleri üzerine uyumsuz olarak geldiğini söylemek mümkündür. Ayrıca Karasenir Formasyonu'nu oluşturan kayaçların çok zayıf metamorfizmaya uğramış olmasına ve önemli deformasyon yapıları içermemesine rağmen, Aksalur Metamorfikleri'nin çok iyi gelişmiş şistoziteli bir yapı kazanmış olması, mikro ve makro ölçekli çok sayıda deformasyon yapıları içermesi bu iki oluşum arasında zamansal bir uyumsuzluk olduğunu ortaya koymaktadır.

İnceleme alanındaki ikinci uyumsuzluk Liyas yaşlı Kayabaşı Formasyonu ile stratigrafik olarak onun altında yer alan diğer formasyonlar (Aksalur Metamorfikleri ve Karasenir Formasyonu) arasında gelişmiştir. Kayabaşı Formasyonu inceleme alanının kuzey kesiminde İlyas Köyü civarında Aksalur Metamorfikleri üzerine taban konglomerası ile oturur ve üste doğru kırıntılı bir fasiyese geçer. Kayabaşı Formasyonu inceleme alanının yaklaşık 5 km batısında kalan Karasenir Köyü civarında ise çok düşük dereceli metamorfizmaya uğramış Triyas yaşlı Karasenir Formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. İnceleme alanının güney kesiminde ise Aksalur Metamorfikleri üzerine Dogger-Malm-Alt Kretase yaşlı kireçtaşlarından oluşan Ferhatkaya Formasyonu uyumsuz olarak oturmaktadır. Bu kesimde Liyas yaşlı birimler eksiktir. Bu da muhtemelen bölgede etkin olan horst graben tektoniğinden kaynaklanmakta olup, Liyas döneminde inceleme alanının kuzey kesiminin havza (graben) alanına karşılık geldiğine işaret etmektedir.

Üçüncü uyumsuzluk ise Mesozoyik birimleri ile Senozoyik yaşlı birimler arasında gelişmiştir. Eosen yaşlı Meşeliçiftlik Formasyonu, inceleme alanının orta kesiminde, Aksalur Metamorfikleri, Ferhatkaya Formasyonu ve Amasya Melanjını açısız uyumsuzlukla örter. Rojay (1993), Lütesiyen yaşlı Cindere Grubunun, altında yer alan

Maastrichtiyen yaşlı Kışlacık Grubu arasında yaklaşık 20 milyon yıllık zaman boşluğu olduğundan bahseder.

3.3. Karayasmak (Demirözü-Bayburt) Yöresi

Coğrafik olarak Karadeniz Bölgesi'nin Doğu Bölümü'nde yer alan Bayburt ili, jeolojik olarak Doğu Pontid Tektonik Birliği'nin Güney Zonu'nda yer alır. Bölgenin jeolojik evrimini aydınlatmaya yönelik olarak, özellikle Pulur Masifi'ni de içine alan Demirözü (Bayburt) yöresinde bir çok jeolojik çalışma yapılmıştır (Ketin,1951; Ağar, 1977; Korkmaz ve Baki, 1984; Tanyolu, 1988; Habiboğlu, 1989; Bektaş ve Güven, 1995b; Okay vd. 1997; Topuz, 2003 ve 2004). Bu çalışmada, tez konusunu oluşturan mafik-ultramafik intrüzyonlar detaylı olarak incelenmiştir. İnceleme alanı içinde yüzeyleme veren diğer formasyonlar ise yukarıda sözü edilen araştırmacılar tarafından tüm özellikleri ile ortaya konulduğu için bu formasyonlar hakkında özet bilgiler verilmiştir.

3.3.1. Liyas Öncesi Birimler (Taban Kayaçları)

Bölgeyi içeren en eski jeolojik çalışma Ketin (1951) tarafından yapılmıştır. Bu çalışmada bölgenin 1/100.000 ölçekli jeolojik haritalamasını yaparak, Paleozoyik yaşlı metamorfik temel üzerine, Sinemuriyen-Toarsiyen yaşlı volkano-tortul istifin transgresif olarak geldiğini belirtmiştir. Ağar (1977) "Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) Bölgesi'nin Jeolojisi" konulu doktora çalışmasında inceleme alanını da içine alan bölgenin ayrıntılı jeolojik haritasını hazırlayarak birimleri formasyon mertebesinde adlandırmış ve Liyas öncesi birimlerin gnays ve mikaşıstten oluşan Metamorfitletler (Permo-Karbonifer öncesi), kumtaşı, şeyl, kireçtaşı, tuf, tüffit ar dalanmasından oluşan Permo-Karbonifer yaşlı Çatalçeşme Formasyonu ve kırıntılı sedimanter kayaçlardan oluşan Triyas yaşlı Karakaya Formasyonu'ndan oluştuğunu belirtmiş Korkmaz ve Baki (1984), yaklaşık 450 km² lik bir alanın 1/25.000 ölçekli jeolojik haritasını hazırlayarak, metamorfik kayaçları "Pulur Masifi" olarak adlandırmış ve masifin diyorit, gabro, olivinli gabro, serpantinit, metadolerit içermesi nedeniyle kompleks bir masif olduğunu belirtmiştir. Akdeniz (1988), Ağar (1977) tarafından Triyas yaşlı olduğu belirlenen Karakaya Formasyonu'nun Alt Permiyen yaşlı Büyükcüceğe Formasyonu ile uyumlu olarak üzerlendiğini vurgulamıştır. Akdeniz (1988) aynı çalışmada Pulur Metamorfitletleri üzerine açısız uyumsuzlukla gelen Üst Karbonifer-Alt

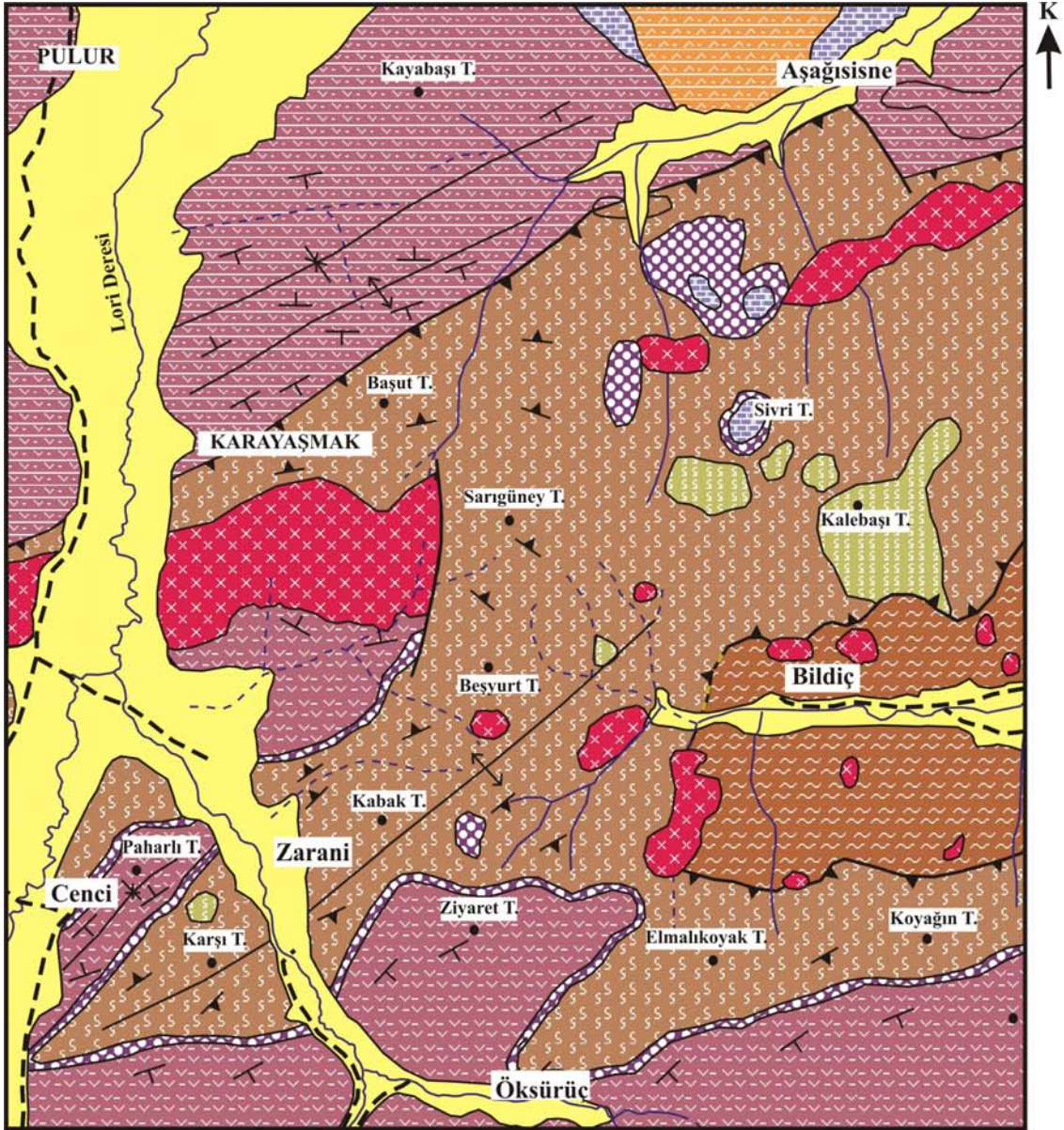
Permian yaşlı kayaçların Demirözü yöresinde allohton olduğunu savunmuştur. Tanyolu (1988), Pulur bölgesinde geniş bir alanı kapsayan çalışmada Liyas öncesi birimlerin Pulur Metamorfik Kompleksi, Pulur Kireçtaşı ve Saraycık Graniti'nden oluştuğunu, Pulur metamorfik masifindeki Barroviyen türü almandin-amfibolit fasiyesinde dinamotermal metamorfizma ile aktinolit-epidot-tremolit-kalsit hornfels fasiyesinde kontak metamorfizmanın varlığından bahsetmiştir. Habiboğlu (1989), Pulur Masifi olarak adlandırılan metamorfitlelerin, manto yükselimi ve buna bağlı olarak ultrabazik-bazik intrüzyonlara maruz kalmış, incelmış veya gerilmiş kıtasal bir kabuğa karşılık geldiğini vurgular. Okay vd. (1997), Demirözü yöresinde Hamurkesen, Aşutka ve İmalıdağ Bindirme dilimleri ve Cebre Görelî Otoktonu olmak üzere dört tektonik birim ayırtlamış, Liyas öncesi birimler olarak, Hamurkesen bindirme diliminin Üst Karbonifer yaşlı Çatalçeşme Formasyonu'nu, Aşutka bindirme diliminin Pulur Metamorfik kompleksini, Cebre Görelî Otoktonu'nun ise Hamurkesen diliminde olduğu gibi Çatalçeşme Formasyonu'nu içerdiğini ve İmalıdağ bindirme diliminde Liyas öncesi bir birim içermediğini belirtmiştir. Bölgedeki metamorfitleler üzerinde en ayrıntılı çalışmayı yapan Topuz (2003 ve 2004), bölgede iki ayrı metamorfik birim ayırt etmiş, bu birimlerden altta bulunan düşük dereceli Doğankavak biriminin başlıca metabazitler, fillitler, kalkerli fillitler, mermerler ve metaçörtlerden oluştuğunu ve metamorfizma yaşının 260 milyon yıl olduğunu, üstte bulunan yüksek dereceli Cenci biriminin ise mezokratik gnayslar ve alümina melanokratik kayaçlardan oluşan Petekli, amfibolit araseviyeleri içeren metapelitler ve metapisammitik migmatitlerden oluşan Pirörenler ve başlıca milonitik kuvarso-feldspatik gnayslardan oluşan Serenli alt birimlerinden oluştuğunu ve metamorfizma yaşının 320-330 milyon yıl olduğunu belirtmiştir. Çapkinoğlu (2003), Çatalçeşme Formasyonu'ndan aldığı bazı kireçtaşı örneklerinde bölgedeki ilk Konodont faunasını elde etmiştir.

Demirözü yöresinde yapılan çalışmalarda belirlenen Liyas öncesi birimlerden, bu tez çalışmasını kapsadığı alanda, sadece Pulur Masifi'ne ait metamorfik kayaçlar yüzeyleme vermektedir. Okay vd. (1997) tarafından Demirözü yöresinde tanımlanan tektonik birimlerden Hamurkesen bindirme dilimi içerisinde yer alan çalışma alanının tabanını Pulur Masifi oluşturur. Bu masif üzerinde detaylı bir çalışma yapan Topuz vd. (2003 ve 2004) masifin iki farklı tektonometamorfik birimden oluştuğunu ileri sürmüştür. Bu birimlerden çalışma alanında (Bildic ve civarı) yüzeyleme veren düşük dereceli Doğankavak birimi başlıca metabazitler, fillitler, kalkerli fillitler, mermerler ve

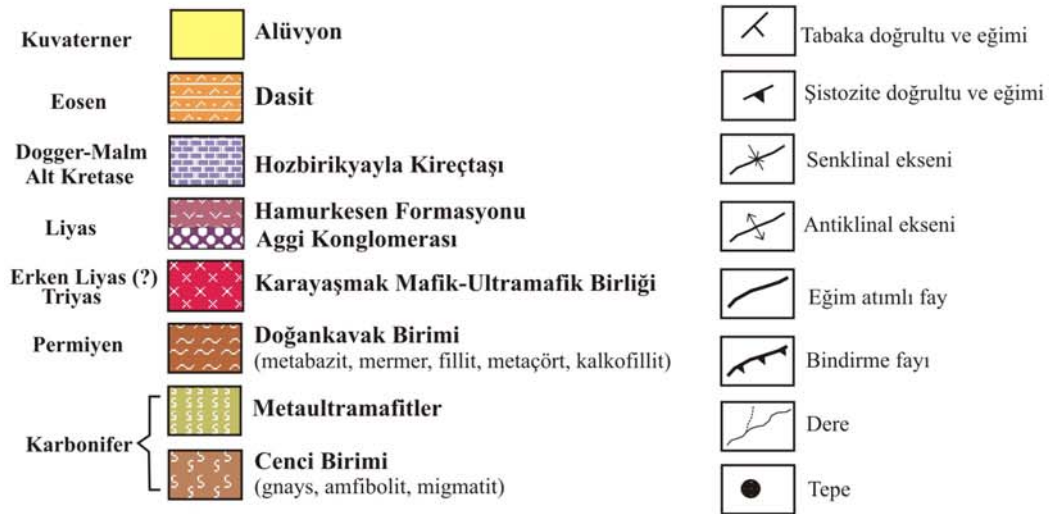
metaçörtlerden oluşmakta olup, metamorfizma yaşının 260 milyon yıldır. Yüksek dereceli Cenci biriminin ise mezokratik gnayslar ve alümina melanokratik kayaçlardan oluşan Petekli, amfibolit araseviyeleri içeren metapelitler ve metapisammitik migmatitlerden oluşan Pirörenler ve başlıca milonitik kuvarso-feldspatik gnayslardan oluşan Serenli alt birimlerinden oluştuğunu ve metamorfizma yaşının 320-330 milyon yıl olduğunu ortaya koymuştur. Bölgede yüzeyleyen bu metamorfik kayaçlar diğer bir çok araştırmacı tarafından da (Ağar, 1977; Akdeniz, 1988; Tanyolu, 1988; Okay vd. 1997) detaylı olarak çalışılmış olduklarından Pulur masifini oluşturan metamorfik kayaçlar bu çalışmada detaylı olarak değerlendirilmemiş, bu birimi keserek yüzeyleyen ve tez konusunun ikinci alanını oluşturan mafik-ultramafik kayaçlar ayrıntılı olarak ele alınmıştır.

3.3.1.1. Pulur Masifi

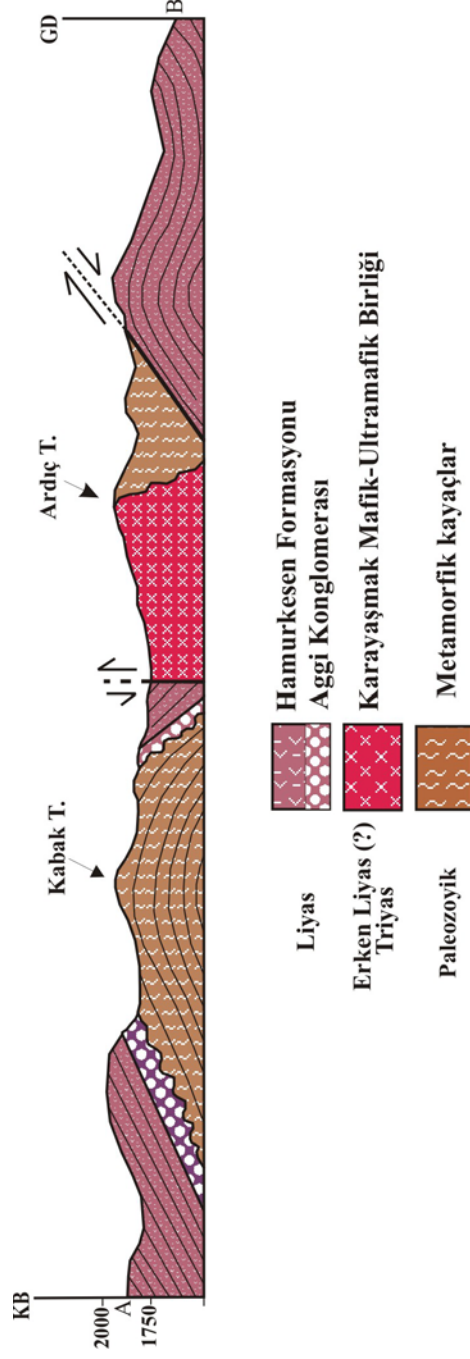
Doğu Pontidler' in jeolojisinin aydınlatılması açısından oldukça önemli bir yere sahip olan Pulur Masifi yukarıda değinildiği gibi, çok sayıda araştırmaya konu olmuştur. Ağar (1977), tipik yüzeylemelerinin görüldüğü yer olan 'Dolama Tepe' ye izafeten metamorfik kayaçları 'Dolama Gnaysı' adı altında incelemiştir. Korkmaz ve Baki (1984) ise bölgedeki metamorfik kayaçları ilk kez Pulur Masifi olarak adlandırmıştır. Daha sonraki çalışmalarda yaygın olarak kullanılan bu ismin, bu çalışmada da kullanılması uygun görülmüştür.



(Ağar, 1977 ve Topuz, 2006 dan değiştirilerek)



Şekil 38. Karayaşmak Köyü ve çevresinin jeolojik haritası



Şekil 39. İnceleme alanından alınan A-B enine jeolojik kesiti

İnceleme alanının orta kesiminde, KD-GB uzanımlı olarak en geniş yüzeyleme veren birim olan Pulur Masifi başlıca gnays, migmatit, metabazik, amfibolit, fillit, metadasit, metaultramafik, mermer, metaçört ve şistlerden oluşmaktadır (Şekil 38 ve 39). Topuz vd.(2003 ve 2004), bu metamorfik kayaçları iki tektonik birim altında toplamıştır. Bu birimler başlıca metabazit, fillit, mermer, şist ve çörtlerden oluşan Doğankavak Birimi ve gnays, amfibolit, migmatit ve metaultramafiklerden oluşan Cenci Birimi' dir.

Gnayslar, inceleme alanı içinde Karayaşmak Köyü'nün güneyinde görülür. Dış yüzeyleri sarımsı, kahverengimsi renklerde olup, kırık yüzeyleri grimsi tonlardadır. Çoğunlukla şistler arasında devamlılığı olmayan yüzeylemeler şeklindedir. Granatlı olanlarında granat mineralleri makroskopik olarak kolaylıkla belirlenebilir. Gnayslara özgü bantlı yapı belirgin olmakla birlikte ayrışmanın yoğun olduğu kesimlerde bu bantlı yapı kaybolur. Mikroskopik olarak granoblastik dokuya sahip olan gnaysik kayaçlar, başlıca kuvars, muskovit, biyotit, granat, ortoklas, oligoklaz, epidot, sillimanit, aktinolit ve opak minerallerden oluşurlar. Serisitleşme ve kloritleşme yaygındır.

Amfibolitler, yeşilimsi renk tonları ile masif içindeki diğer metamorfik kayaçlardan ayırt edilirler. Şistozite çoğunlukla görülmez. Genellikle şistlerle arılanmalı olarak görülen amfibolitlerde, amfiboller ve ayrışmış plajiyoklaslar makroskopik olarak kolaylıkla ayırt edilebilir. Mikroskopik olarak granoblastik, bazende kataklastik dokuya sahip olan bu kayaçlar başlıca hornblend, tremolit, aktinolit, serisitleşmiş ve kloritleşmiş plajiyoklaslar, muskovit ve genellikle hornblendlerin çatlaklarında bulunan sfen minerallerinden oluşmaktadır.

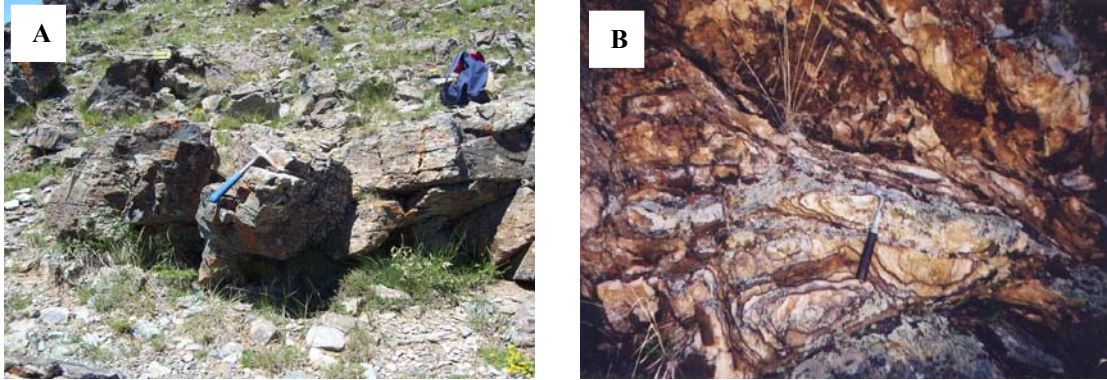
Pulur Masifi içindeki en yaygın kayaç birimini şistler oluşturmaktadır. Amfibol şistler, dış yüzeyleri yeşilimsi, ayrışmanın yoğun olduğu kesimlerde ise sarımsı, kahverengimsi tonlardadır. Genellikle iyi şistozite gelişmiştir. Tektonizmanın yoğun olduğu bölgelerde şistoziteler farklı yönlere eğimler kazanmış olarak izlenirler. Koyu renkli minerallerle açık renkli minerallerin arılanmaları makroskopik olarak gözlenebilir. Mikroskopik olarak lepidoblastik strüktürdeki hornblend, tremolit, aktinolit, kuvars, altere plajiyoklaslar, klorit ve opak minerallerden oluştukları gözlenmiştir. Derlenen örneklerin mikroskobik incelemelerine göre masif içerisinde amfibol şistlerin dışında kuvars-muskovit-serisit şist, muskovit-serisit-kuvars-granat şist, kuvars-klorit-serisit şist, kuvars-serisit-biyotit şist, kuvars-feldspat-serisit şistlere rastlanmıştır.

Metaultramafikler en tipik yüzeylemesini Bildiç Köyü'nün kuzeyinde Kalebaşı Tepe' de sunar (Şekil 40A). Dış yüzeyleri yeşilimsi gri tonlardadır. Şistozite gelişmiştir.

Genellikle bol kırıklı ve parçalanmış olarak izlenirler. Mikroskopik olarak incelendiklerinde serpantinleşmiş olivinler, klinopiroksenler ve opak minerallerden oluştuğu görülür. Klinopiroksenler uzunlanmasına kristaller şeklinde olup, genellikle bol kırıklı olup, yer yer de bükülmeler gösterirler.

Metakuvarsitler, Pulur Masifi içinde değişik seviyelerde bantlar, mercekler ve yumrular şeklinde görülürler. Aşınmaya karşı oldukça dirençli olan metakuvarsitler genellikle diğer metamorfik kayalar içinde çıkıntılar şeklinde bulunurlar. Arazide beyazımsı ve açık sarımsı renk tonları ile ayırt edilebilen bu kayalar, mikroskopik olarak çok ince kuvars kirstallerinden oluşmaktadır. Yer yer ikincil olarak gelişmiş kuvars damarları da içerirler. Ayrıca çok az oranda muskovit ve serizit pulları da gözlenebilir.

Metadasitler, Karayaşmak Köyü güneyinde, Bildiç Köyü kuzeyinde yer yer de çalışma konusunu oluşturan mafik-ultramafik kayalar içinde küçük yüzeylemeler halinde bulunurlar. Genellikle beyazımsı sarı olan dış yüzeyleri ile kolaylıkla ayırt edilirler. Limonitleşme, hematitleşme ve eksfoliasyon yapıları yaygındır (Şekil 40B). Mikroskopik olarak bakıldığında başlıca kuvars ve serisitleşmiş plajioloklaslardan oluştukları görülür. Bunun yanı sıra tali mineral olarak biyotit ve opak minerallere de rastlanmaktadır. Metaçörtler ise masif içinde yanal devamlılığı olmayan, küçük boyutlu bloklar şeklinde görülürler. Renkleri sarımsı beyaz ve kırmızımsı renkli olup oldukça kırıklıdır.



Şekil 40. A) Pulur Masifi içinde, Bildiç Köyü'nün kuzeyinde Kalebaşı Tepe'de yüzeyleme veren metaultramafiklerin arazideki görünümü, B) Karayaşmak Köyü güneyindeki metadasitlerdeki eksfoliasyon yapıları

Fillitler, yaygın yüzeylemelerini Bildiç ve çevresinde verirler. Dış yüzeyleri grimsi, yeşilimsi ve sarımsı tonlardadır. Çok iyi yapraklanma gösterirler. Oldukça kırıklıdır ve bu nedenle örnek almak oldukça zordur. Tektonizmanın etkisiyle küçük ölçekli

mikrokıvrımlanmalar yaygın olarak gözlenir. Mikroskopik olarak incelendiklerinde muskovit/fengit, klorit, albit ve kuvarstan oluştukları gözlenir. Aksesuar mineral olarak zirkon, turmalin, apatit içerirler.

Pulur Masifi' ne ait metamorfik kayaçlar inceleme alanının taban kayaçlarını oluşturur. Masif inceleme alanının güneyinde Liyas yaşlı konglomeralardan oluşan Aggi Formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmekte, inceleme alanının kuzey kesiminde ise Liyas yaşlı Hamurkesen Formasyonu ile tektonik dokanak oluşturmaktadır. İnceleme alanı dışında ise birimin Karbonifer yaşlı Çatalçeşme Formasyonu tarafından uyumsuzlukla üzerlendiği bilinmektedir (Akdeniz, 1988). Bu arazi verileri Pulur Masifi'nin en az Karbonifer yaşlı olduğuna işaret etmektedir. Topuz vd. (2003 ve 2004) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ izotop analizleri ile masifin 260 milyon yıl (Permiyen) ve 320-330 milyon yıl (Karbonifer) olmak üzere iki farklı metamorfizma yaşı sunduğunu ve bu iki farklı metamorfizma yaşına sahip olan birimlerin tektonik olaylar ile bir araya geldiğini belirtmiştir.

3.3.1.2. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği

İnceleme alanında yüzeyleme veren mafik-ultramafik kayaçların bu çalışmada Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği olarak adlandırılması tarafımızdan uygun görülmüştür. En önemli ve geniş yüzeylemesini Karayaşmak Köyü'nün güneyinde veren birim, ayrıca Pulur Masifi içinde değişik kesimlerde (Bildic ve civarı, Aşağısisne güneyinde) küçük ölçekli elipsoidal kütleler şeklinde bulunur (Şekil 38 ve 39).

Pulur Masifi'ne ait metamorfik kayaçlar içinde intrüzyonlar halinde gözlenen ultrabazik ve bazik kayaçlar üzerinde ilk çalışmayı yapan Habiboğlu (1989), bu kayaçların Liyas yaşlı birimleri kesmemesi ve metamorfiklerle sıcak dokanak oluşturmasının, manto yükselimine bağlı olarak diyapirlerin yerleşim yaşının Liyas'tan önce olduğunu gösteren veriler olduğuna işaret ettiğini vurgulamıştır. Bektaş ve Güven (1995), Amasya ve Pulur civarında görülen, biyotit ve hornblend içeren mafik-ultramafik kümülatların ofiyolitik ultramafik kayaçlar olmadıklarını, bu kayaçların yitim zonuna özgü sulu bazaltik magmalarla ilişkili KA-A magmalar olduklarını ve Alaska-tip ultramafik kayaçların tipik özelliklerine sahip olduklarını belirterek, Türkiye'de bu tip kayaçların varlığını ilk kez ortaya koymuştur. Topuz vd. (2006-yayınlanmamış makale), mafik-ultramafik birimlerin Liyas magmatik yayının sığ derinliklerine yerleşen kümülatlar olduklarını ve sulu düşük potasyumlu toleyitik bir ana magmadan diferansiyasyonla oluştuklarını vurgulamaktadır.

Bu başlık altında tez çalışmasının ikinci alanında yer alan mafik-ultramafik kümülatlar ayrıntılı olarak irdelenerek, dokanak ilişkileri, petrografileri, mineral kimyaları, yerleşim zamanı ve şekli irdelenmeye çalışılacaktır.

3.3.1.2.1. Mafik-Ultramafik Kayaçların Saha Özellikleri ve Dokanak İlişkileri

Tez konusunu oluşturan ve başlıca olivinli gabro, mikrogabro, gabro pegmatit, diyorit, anortozit ve serpantinleşmiş peridotitlerden oluşan mafik-ultramafik kayaçlar inceleme alanı içerisinde Karayaşmak Köyü'nün güneyinde ve Bildiç civarında küçük çaplı elipsoidal kütleler halinde yüzeyleme verir (Şekil 38 ve 41).

Mafik kayaçların büyük çoğunluğunu gabroik kayaçlar oluşturur. Arazideki görünümleri koyu gri, gri ve yeşilimsi gri renklindedir. Peridotitlere yakın olduğu kesimlerde kalsitleşme ve killeşmeden dolayı beyazımsı bir renge sahiptirler. Taze olan örneklerde ferromagnezyen mineraller özellikle de olivin ve piroksenler kolaylıkla ayırt edilir. Ayrışmamış gabrolar arazide bol kırıklı olup, yamaçlara döküntüler şeklinde yayılmışlardır. Gabroların peridotitlerle olan dokanaklarında Aksalur'da (Amasya) olduğu gibi yaygın bir killeşme görülmekte olup, dokanaktan uzaklaştıkça killeşme azalmaktadır. Gabroik kütlelerin güney kenarında çok az bir alanda (yaklaşık 5m²) parçalanmış olarak bulunan bantlı gabrolara rastlanmıştır (Şekil 42E). Oldukça sağlam altere olmamış olan bu gabrolar, orijinal konumunda olmayıp, bu bölgeye yuvarlanmış olduklarından bantlaşmanın konumu ölçülmemiştir. Bu bantlı gabrolar içinde ayrıca kırık boyunca yerleşmiş bazaltik levha dayklarda oldukça olağandır. Gabroik kayaçların en tipik ve geniş yüzeylemesinin güney sınırı boyunca Liyas yaşlı birimler ve özellikle de kırmızı kireçtaşları ile dokanak oluşturmalarına rağmen, kireçtaşlarının tabakalanmasında değişikliklere ve kontakt metamorfizma izlerine rastlanmamıştır (Şekil 42A). Sadece, Karayaşmak güneyindeki kütlelerin (Lori Deresi'nin doğusunda kalan kısımda) GB köşesinde yaklaşık 20 metre çapında oval şekilli, masif tabakalanmalı tamamen mermerleşmiş bir kireçtaşı parçasına rastlanmıştır (Şekil 43F). Bu parçanın gabroik kayaçlar ile olan dokanağında skarn gelişmiş olmasına rağmen, bu kayaç parçasının göstermiş olduğu özellikler açısından kesinlikle Hamurkesen Formasyonu içerisinde görülen kırmızı kireçtaşları ile hiçbir benzerlik sunmadığı ve bölgede varlığı bilinen mermerleşmiş Permiyen kireçtaşlarından mafik magma tarafından kopartıldığı sonucuna varılmıştır. Gabrolar genellikle bazaltik andezit daykları tarafından kesilmiştir.

Gabro pegmatitlere gabroik kütlenin doğu ve batı kenarında ultramafik kayalarla birlikte rastlanır (Şekil 42B, 43E). Genellikle sağlam ve dayanıklıdır. Taze örneklerde çok iri piroksen, amfibol ve plajiyoklaslar makroskopik olarak kolaylıkla tanınır. Kütlenin doğu kenarında gabro pegmatitler içinde saçınım halinde pirit tanelerine de rastlanılır. Bazende gelişen çatlaklar kalsit tarafından ikincil olarak doldurulmuştur. Arazide dış yüzeyleri, yeşilimsi gri ve sarımsı gri renklerde, kırık yüzeyleri beyazımsı gri renklerde. Ultramafik kayalarla ve metamorfiklerle olan dokanaklarında ise özellikle plajiyokasların ayrışmaları sonucunda meydana gelen yoğun killeşmelerden dolayı beyazımsı renk kazanmışlardır. Bu kayalar kuvarslı diyorit ve andezit daykları tarafından kesilmektedir (Şekil 42H).

Mikrogabrolar, arazide açık ve koyu renkli olmak üzere iki şekilde görülürler. Koyu renkli olanlar gabroik kayalar içinde 5-15 cm genişliğinde dayklar şeklinde görülürler. Makroskopik olarak mineralleri ayırt etmek oldukça güçtür. Oldukça taze görünümlüdürler. Ayrışma yok denecek kadar azdır. Fazla yaygın değildir (Şekil 42F). Açık renkli olanlar ise yine gabroik kayalar içinde dayklar bazen de küçük çaplı elipsoidal kütleler şeklinde görülürler. Bol kırıklıdır (Şekil 42G). Plajiyoklas mineralleri makroskopik olarak ayırt edilebilir. Gabroik kayalarla olan dokanaklarında killeşmeler yaygındır.

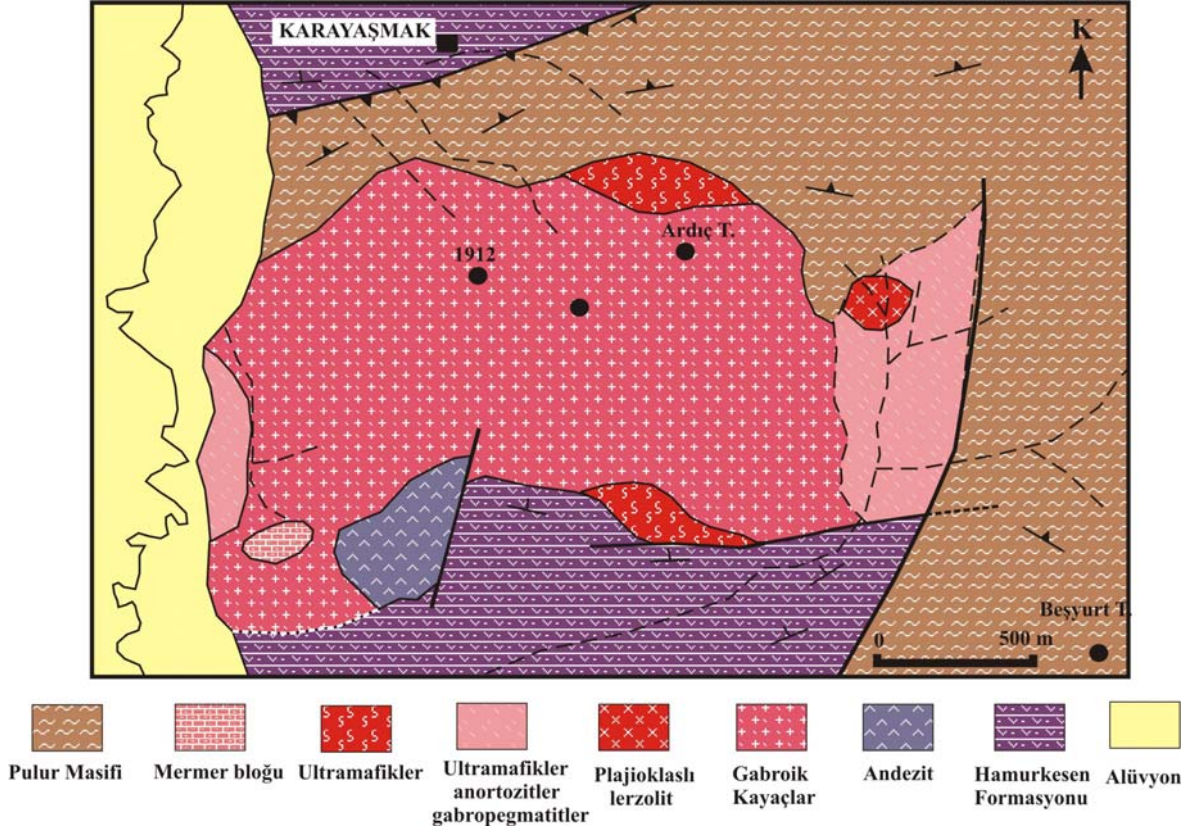
Anortozitler, gabro pegmatitlerde olduğu gibi Karayaşmak Köyü güneyindeki ana kütlenin kenar kısımlarında görülür (Şekil 42B ve C). Plajiyoklaslar iri taneli olup, makroskopik olarak kolaylıkla ayırt edilir. Özellikle peridotitlerle olan dokanaklarında killeşme oldukça yaygındır. Saçınım halinde pirit taneleri görülür. Yanal devamlılıkları fazla değildir. Mikrogabroik ve andezitik dayklar tarafından kesilirler.

Diyabazlar özellikle Bildiç Köyü civarında ve Aşağısisne güneyinde yaygın olarak görülürler. Arazide siyahımsı, koyu yeşilimsi renkleriyle ayırt edilirler (Şekil 43B). Kırıklı bir yapı sunarlar. Kırıklar kalsit tarafından ikincil olarak doldurulmuştur. Mafik mineraller makroskopik olarak ayırt edilebilir. Metamorfik kayalar içinde ve genellikle şistozite düzlemlerini keserek yerleşmişlerdir. Karayaşmak Köyü güneyinde bazı kesimlerde gabroik içinde dayklar halinde görülürler.

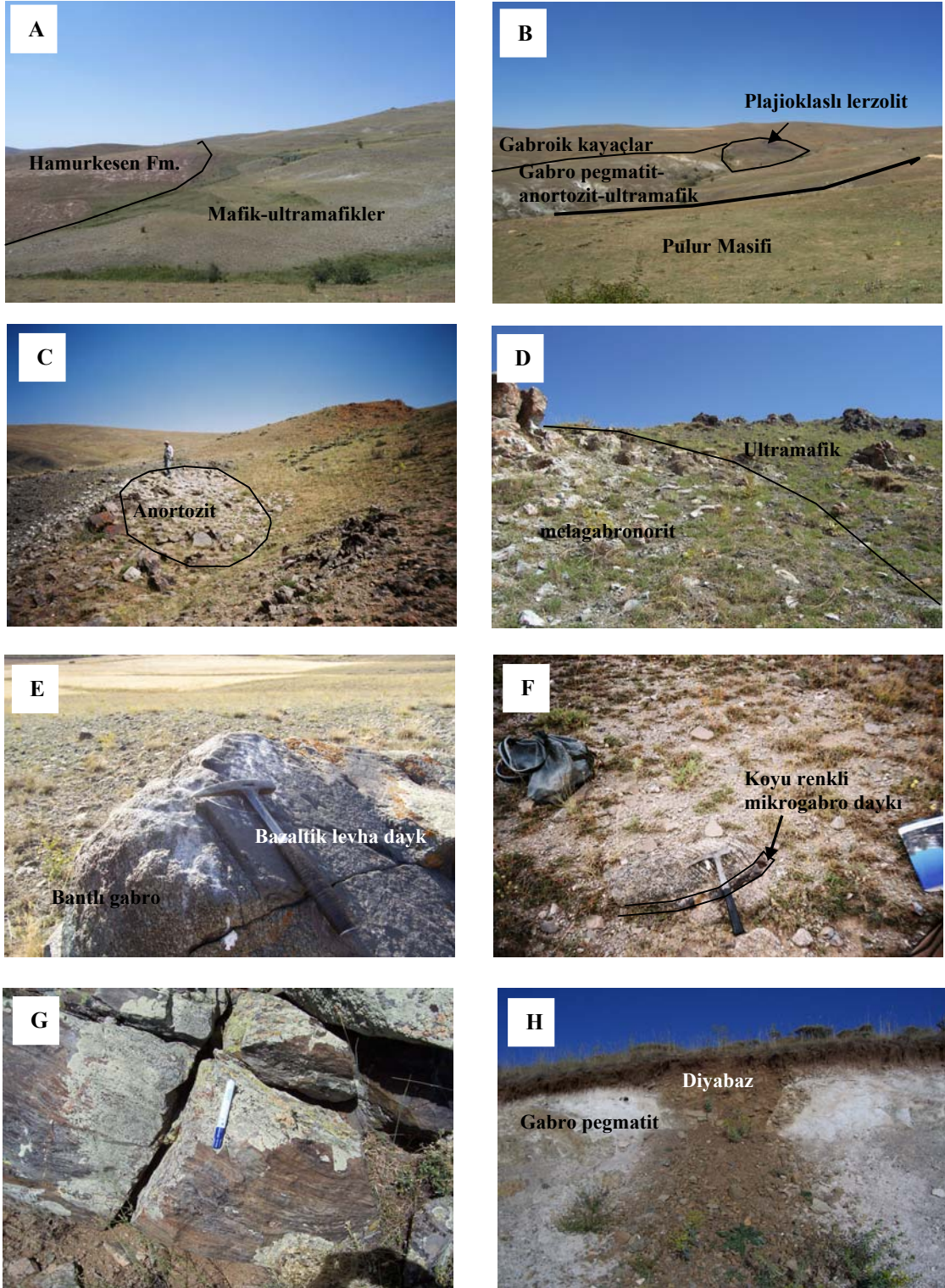
Kuvarslı diyoritler ise daha çok Karayaşmak Köyü güneyindeki ana kütle içinde dayklar halinde görülürler (Şekil 43A). Açık renkli olup, kırıklı ve çatlaklı bir yapıya sahiptirler. İçerdiği amfibol mineralleri makroskopik olarak ayırt edilebilir.

Ultramafik kayalara Karayaşmak Köyü'nün güneyindeki ana gabroik kütlenin genellikle kenar kısımlarında (sadece güney kenarında Liyas yaşlı kayalaların görüldügü kısımlar hariç) yaklaşık 10-50 metre çapındaki elipsoidal Şekilli kütleler, bazen de direkt metamorfik kayalaların içinde (Bildiç Köyü kuzeyinde olduğu gibi) serpantinleşmiş küçük elipsoidal kütleler Şeklinde rastlanmaktadır (Şekil 43C). Genelde kırıklı ve çatlaklı olan peridotitlerin kırık yüzeyleri siyah ve siyahımsı yeşil renklerde dir. Serpantinleşmenin yoğun olduğu bölgelerde renkte değişimler olmakta ve sarımsı, beyazımsı renkler sunmaktadır. Ayrıca dış yüzeylerinde yaygın olarak limonitleşme ve hematitleşme izlenmektedir. Karayaşmak Köyü güneyindeki kütlenin doğu kenarında yaygın olarak gözlenen plajiyoklaslı peridotitler ise, diğer ultramafik kayalara göre daha az ayrışmış olup, plajiyoklaslar makroskopik boyutta net olarak gözlenebilmektedir (Şekil 43D). Hem gabrolarla, hem de metamorfiklerle olan dokanakları boyunca yan kayalarda killeşme oldukça yaygındır. Pulur masifi ile olan dokanaklarında metamorfiklerin şistoziteleri, muhtemelen yerleşimin etkisiyle farklı yönlerde eğimler kazanmıştır.

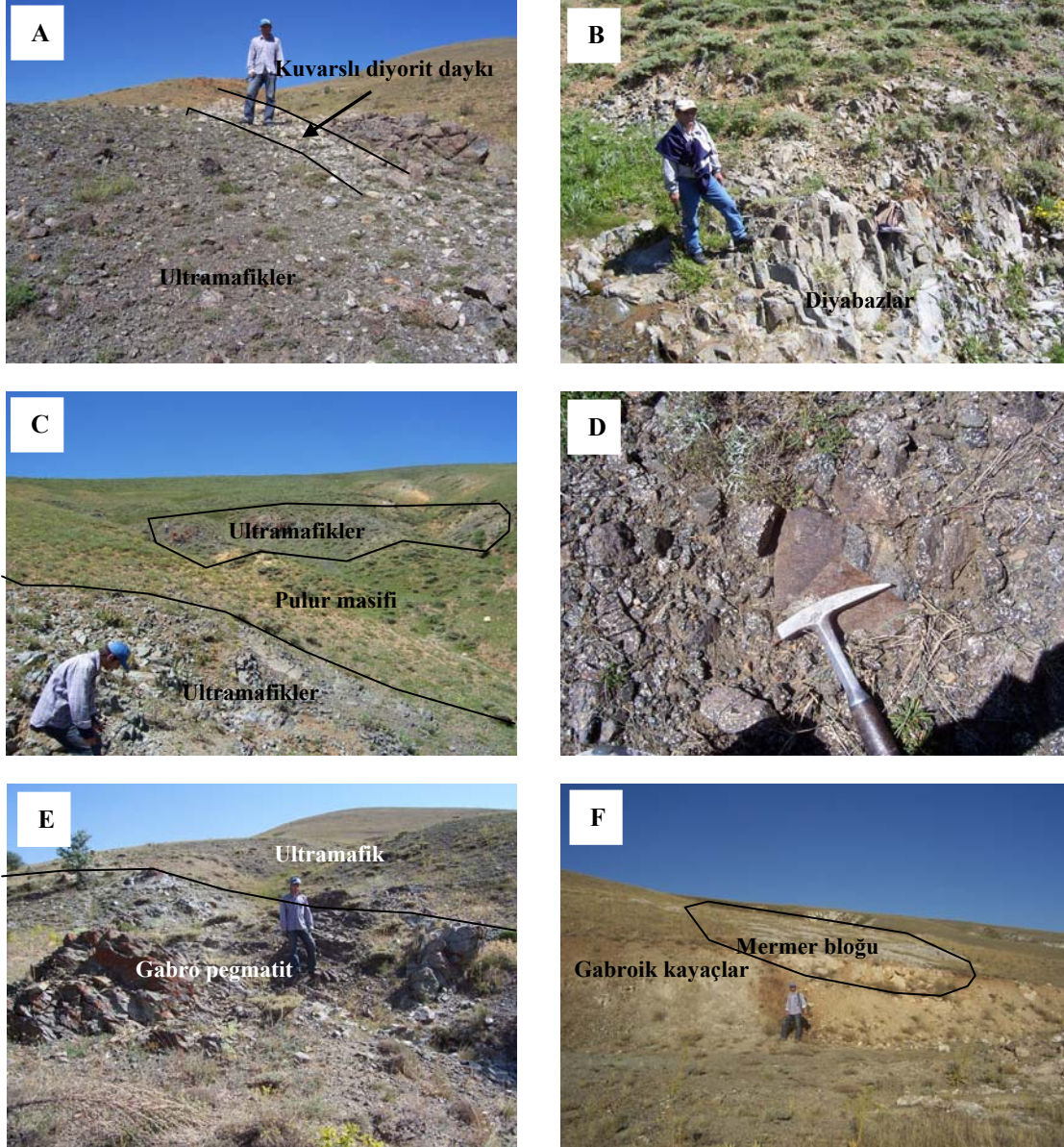
Mafik-Ultramafik Kayalar genellikle Pulur Masifi içinde elipsoidal Şekilli kütleler halinde bulunmaktadır. Metamorfiklerle olan dokanaklarında çok yaygın olmasa da aktinolit, tremolit, çok az miktarda da epidotların varlığı, yoğun killeşmeler ve şistozite düzlemlerinin kesilmesi veya farklı yönlere eğimler kazanması mafik-ultramafik kayalaların metamorfikler içine intrüzyonlar yaptığına işaret etmektedir. Bununla birlikte metamorfikleri keserek yerleşen mafik-ultramafik kayalaların Liyas yaşlı Hamurkesen Formasyonu ile olan dokanağında ise zorlama ile yerleşimi gösterecek hiçbir veri ve kontak metamorfizma işareti yoktur. Özellikle Karayaşmak Köyü güneyindeki kütlenin güney sınırı Liyas yaşlı bol fosilli kireçtaşları tarafından örtülmektedir. Aynı kütlenin doğu sınırı ise faylıdır. Bu bölgede fay düzlemine ait kayma çizikleri korunmuş olup, eğim atımlı bir fayın varlığına işaret etmektedir. Bazı kesimlerde ise (rneğin Bildiç civarı) serpantinleşmiş ultramafikler Pulur Masifi'ne ait metamorfik kayalar içinde küçük ölçekli yzeyemeler halinde olup, bu kesimlerde gabroik kayalara rastlanmaz.



Şekil 41. Karayaşmak Köyü güneyinde yüzeyleyen mafik-ultramafik kayaçların birbirleri ve diğer formasyonlarla olan dokanak ilişkileri



Şekil 42. A:Karayaşmak Köyü güneyinde mafik-ultramafik kayalar ile Hamurkesen Formasyonu dokanağı, B: Karayaşmak Köyü güneyindeki ana kütleinin doğu sınırı, C:Ultramafikler içindeki anortozit, D: Gabro pegmatit-ultramafik dokağı, E: bantlı gabrolar ve üzerindeki bazaltik levha dayk, F:Gabrolar içindeki mafik dayklar, G: Mikrogabroik kayalar, H: Gabro pegmatitleri kesen diyabaz dayk

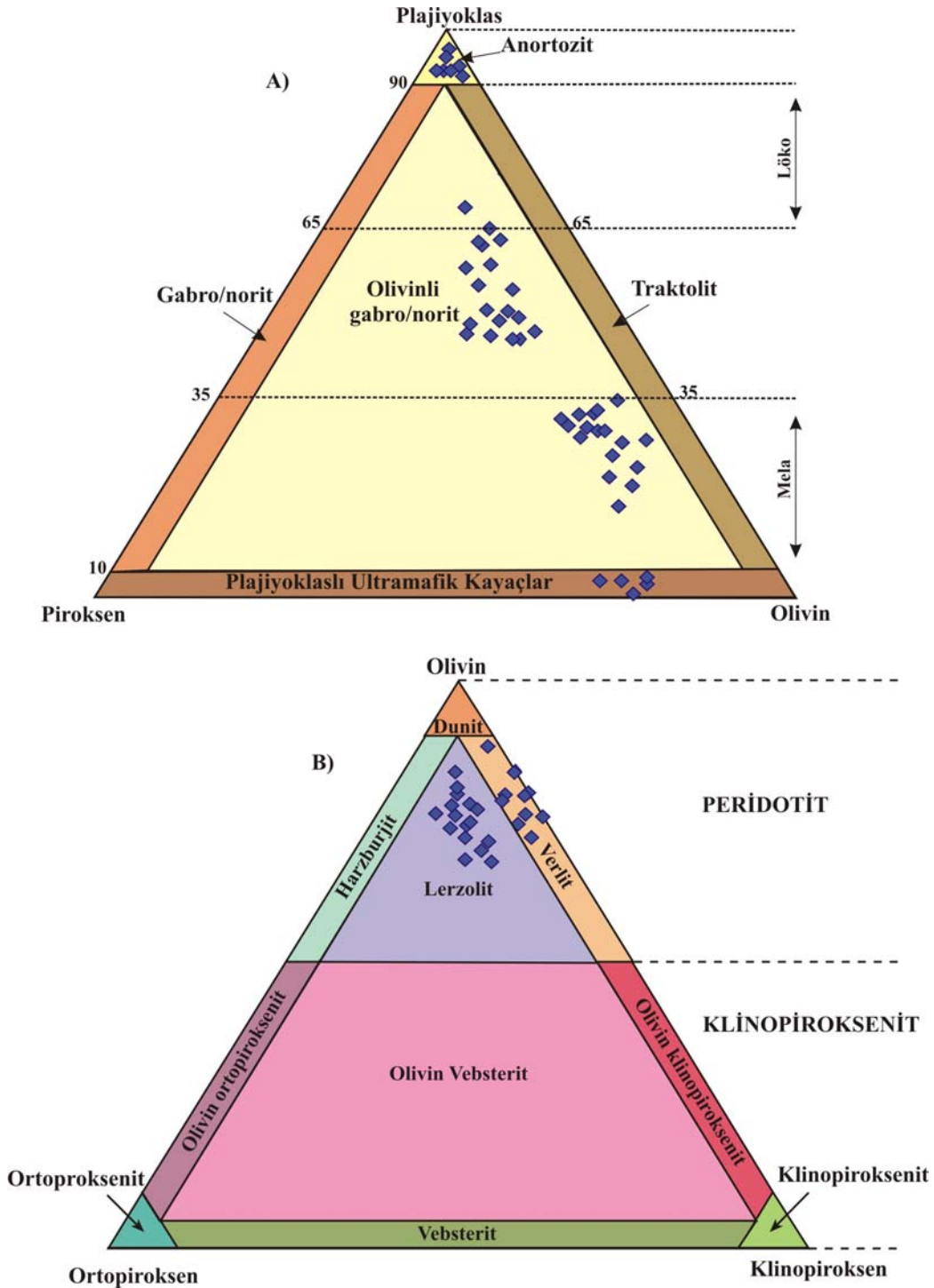


Şekil 43. A: Ultramafikler içindeki kuvarşlı diyorit daykı, B: Bildiç Köyü kuzeyinde metamorfikleri kesen diyabazlar, C: Bildiç Köyü kuzeyinde Pulur masifi içindeki serpantinleşmiş ultramafik kütleleri, D: Karayaşmak güneydoğusundaki plajioklaslı lertzolitlerin yakından görünüşü, E: Gabro pegmatit-ultramafik dokanağı, F: Karayaşmak güneyinde gabroik kütle içindeki mermerleşmiş kireçtaşı bloğu

3.3.1.2.2. Mafik-Ultramafik Kayaçların Petrografisi ve Mineralojisi

İnceleme alanından alınan ve tez konusunu oluşturan mafik-ultramafik kayaçlar (özellikle gabro ve ultramafik örnekleri) mikroskopik açıdan ayrıntılı olarak incelenmiş ve mineralojik bileşimleri ortaya konulmaya çalışılmıştır. Alınan örneklerin mikroskopik

incelemelerinde Aksalur yöresinde olduğu gibi bu kayaların kümlat dokusuna sahip oldukları, fakat Aksalur' daki gibi tek tip (verlit) bir kayaktan oluşmayıp, başlıca plajiyoklas içeren peridotitler (lerzolit ve verlit), melagabronorit, hornblend içeren olivin gabronorit, mikrogabro, gabropegmatit, anortozit ve bunların hepsini kesen kuvarşlı diyoritlerden oluştuğu belirlenmiştir (Şekil 44A ve B).



Şekil 44. Karayaşmak yöresi mafik ve ultramafiklerinin modal mineralojik bileşimleri

Tablo 5. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği'ni oluşturan kayaçların mineral içerikleri

Örnek no	Pl	Ol	Kps	Ops	Hbl	Byt	Q	Spn	İlm	Kayaç Tipi
D-9	+	+++	++	-	+	o	-	+	o	Verlit
D-27	-	+++	+	+	+	o	-	+	o	Lerzolit
C-23	+	+++	+	++	-	o	-	+	o	Lerzolit
C-7	+	++	+	++	+	-	-	+	o	Lerzolit
D-4	+	+++	+	++	+	-	-	+	o	Lerzolit
Pİ-40	+	+++	+	-	+	o	-	+	o	Verlit
Pİ-10	+	+++	+	-	+	-	-	+	-	Verlit
Pi-11	-	+++	+	+	-	-	-	-	o	Lerzolit
Pİ-47	++	++	+	+	-	-	-	-	-	Melagabronorit
Pİ-3	++	++	+	+	-	-	-	+	-	Melagabronorit
C-13	++	++	+	+	-	o	-	-	o	Melagabronorit
C-25	+	++	+	+	+	-	-	-	-	Melagabronorit
C-18	++	+	+	+	+	o	-	-	o	Melagabronorit
C-35	+++	++	++	+	-	o	-	o	o	Gabronorit
C-33	+++	+	+	+	+	-	-	+	-	Gabronorit
Pİ-33	+++	++	+	+	+	o	-	+	+	Gabronorit
D-17	+++	+	++	+	+	o	-	+	+	Gabronorit
D-14	+++	++	+	+	-	-	-	-	+	Gabronorit
Pİ-27A	+++	+	++	+	+	o	-	-	+	Gabronorit
D-15	+++	++	+	+	+	-	-	+	+	Gabronorit
Pİ-21	++	++	+	+	+	o	-	o	+	Gabronorit
Pİ-25	+++	o	o	o	+	-	-	+	-	Anortozit
Pİ-32	+++	o	o	o	+	-	-	+	+	Anortozit
Pİ-35	+++	+	o	o	+	-	-	+	+	Anortozit
D-7	+++	o	-	o	-	-	-	+	o	Anortozit
D-10	+++	-	-	-	+	-	-	+	+	Anortozit
D-1	+++	o	o	-	+	-	-	-	o	Anortozit
D-2	+++	o	o	o	+	-	-	-	-	Anortozit
Pİ-31	++	++	+	-	+	-	o	o	o	Diyorit
P-3	++	-	++	-	+	-	++	-	o	Diyabaz
Pİ-30	+++	-	+	-	+++	-	-	-	-	Mikrogabro
C-32	++	-	+	-	+	+	+	-	o	Kuvarslı diyorit
PG-1	++	+	++	-	+	-	-	-	+	Gabropegmatit
PG-4	++	+	+++	-	+	-	-	-	o	Gabropegmatit
P-5	++	-	+	-	++	-	-	-	+	Diyabaz
P-4	++	-	++	-	++	-	-	-	-	Diyabaz
Pİ-15	++	-	+	-	+	+	++	-	o	Kuvarslı diyorit
C-33	+++	-	+	-	+++	-	-	-	+	Mikrogabro
C-34	++	-	+	+	+	-	o	-	+	Diyabaz

(+++):Baskın bileşen, ++: ikinci baskın bileşen, +: küçük bileşen, o: aksesuar mineral, -: yok)

Peridotitler tamamen veya kısmen serpantinleşmiş olup, başlıca olivin, ortopiroksen, klinopiroksen, plajiyoklas, amfibol, filogopit ve spinelden oluşur (Şekil 45A, B, C, D, E). Kümülat dokusuna sahip olan peridotitik kayalarda olivin kümülüs faz olarak bulunur. Dış şekilleri korunmuş, genellikle özşekilli, tamamen veya kısmen serpantinleşmiş olan olivinin kırıkları krizotil damarları ve opak mineraller tarafından doldurulmuştur (Şekil 45A, B, C, D, E). Bazen spinel inklüzyonları içerir. Karayaşmak yöresi peridotitik kayalarında, klinopiroksen, ortopiroksen, plajiyoklas, amfibol ve filogopit interkümüülüs faz olarak bulunur. Klinopiroksenler, kayada olivinden sonra en fazla bulunan mafik minerallerdir. Dilinimleri ve eğik sönmeleri ile kolaylıkla ayırt edilebilirler (Şekil 45A, C, D). Bazen etrafları amfibol tarafından sarılmış olan klinopiroksenler, bazende olivinleri içine alarak poikilitik dokuyu oluşturmuşlardır (Şekil 45A). Ortopiroksenler, klinopiroksenlere göre kayda içinde daha az oranlarda bulunur (Şekil 45B, E). Kayda içinde az miktarda görülen amfiboller bazen olivin taneleri arasında, bazen de klinopiroksenlerin etraflarını çevirmiş olarak görülürler (Şekil 45D). Kloritleşme yaygındır. İnterkümüülüs faz olarak bulunan plajiyoklaslar tamamen ayrışarak serisit, klorit, kalsit, prehnit ve pumpellite dönüşmüş olarak görülürler (Şekil 45B). Daha çok iri olivinlerin aralarındaki boşlukları doldurmuşlardır. Filogopit tali mineral olarak peridotitik kayalarda az miktarda bulunur. Kısmen korunmuş dilinimi ve tek nikoldeki renk pleokroizması ile kolaylıkla ayırt edilebilirler (Şekil 45E). Özellikle kenar kısımları kloritleşmiş olarak görülür. Spinel hem olivinler içinde inklüzyonlar halinde hem de interkümüülüs faz içinde az miktarda bulunur. Manyetit genellikle olivinlerin çatlakları içinde ve kenar kesimlerinde ikincil olarak gelişmiştir.

Özellikle Karayaşmak Köyü güneyindeki ana kütleinin doğu kesiminde peridotitik kayalarla birlikte görülen **mela gabronoritler**, başlıca olivin ve plajiyoklas olmak üzere, klinopiroksen, ortopiroksen, filogopit ve hornblendden oluşurlar (Şekil 45F, G, H). Tümüyle kümülat dokusuna sahip olan bu kayalarda, olivin ve plajiyoklas ilk kristallenme fazı olarak bulunur. Olivinler peridotitik kayalarda olduğu gibi tamamen serpantinleşmiş yarı öz şekilli kristaller olarak görülür (Şekil 45F ve G). Çatlakları ve kenar kesimleri opak mineraller tarafından doldurulmuştur. Plajiyoklaslar genellikle ayrışmış olmakla birlikte, birkaç kesitte ayrışmış plajiyoklaslar arasında, özellikleri kısmen korunmuş olan plajiyoklaslara da rastlanmıştır (Şekil 45H). Klinopiroksen ve ortopiroksen interkümüülüs faz olarak kayda içinde yaklaşık % 15 oranında bulunurlar. Genellikle ayrışmadan etkilenmişlerdir. Klinopiroksenlerin yaklaşık 40° lik sönmeye açıları ile ojit oldukları

belirlenmiştir. Filogopit, peridotitlerdekine benzer şekilde az miktarda ince uzun latalar halinde görülür. Çoğunlukla kloritleşmiş olarak görülürler. Hornblendler kahverengimsi tonlarda, yarı özşekilli kristaller halindedir. Bazen de klinopiroksenlerin içlerinde bulunmakta olup, bu tiplerinin uralitleşme sonucunda ikincil olarak oluştuğu düşünülmektedir.

Gerek yapısal gerekse dokusal ve mineralojik özellikleri dikkate alındığında peridotitik kayalar ile melagabronoritlerin aynı magmanın benzer ürünleri oldukları düşünülebilir. Tümüyle benzer mineralojik ve dokusal özelliklere sahip olan bu kayalar türlerinde en önemli farklılık melagabronoritlerde artan plajiyoklas oranıdır. Plajiyoklas peridotitlerde plajiyoklas oranı % 10 civarında iken, melagabronoritlerde bu oran % 40 civarlarındadır.

Olivin gabronoritler, Karayaşmak Köyü güneyindeki kütlelerin ana kayalar grubunu oluştururlar. Diğer kayalara benzer şekilde kümülat dokusuna sahip olup, başlıca plajiyoklas, olivin, piroksen, hornblend ve az oranlarda biyotit ve opak minerallerden oluşurlar (Şekil 46A, B, C, D, E, F, G, H). Plajiyoklaslar, öz ve yarı öz şekilli kristaller halindedir. Çoğunlukla albit ikizi gösterirler. Zonlu yapı gösterenleri de azda olsa mevcuttur. Bazen olivinlerin bazen de klinopiroksenlerin içinde küçük latalar halinde bulunan plajiyoklaslar kayacın ortalama olarak % 50-60 lık kısmını oluştururlar. Ayrışma oldukça az olup, serisitleşme ve kalsitleşme şeklindedir. Bu kayalarda yaygın olarak görülen olivinler, plajiyoklasla birlikte ilk kristalizasyon ürünlerinden biridir. Yarı öz şekilli veya öz şekilsiz kristaller halindedir. Peridotitler ve melagabronoritlerdeki olivinlerle karşılaştırıldıklarında olivin gabronoritlerdeki olivinlerde hem serpantinleşme yok denecek kadar azdır, hem de daha küçük boyutlu kristaller halindedir. Yer yer küçük plajiyoklas latalarını içinde bulundurup, poikilitik dokuyu oluştururlar. Bazen de etrafları interkümülsüz faz olarak oluşan hornblend tarafından çevrelenir. Piroksenler genellikle klinopiroksen, çok az oranda da ortopiroksenlerden oluşur. Klinopiroksenler yarı öz şekilli ojitlerden oluşur. Dilinimleri net olmakla birlikte ayrışma ve deformasyonun izlerine de rastlamak mümkündür. Ortopiroksen klinopiroksene nazaran daha az miktarda bulunurlar. Klinopiroksenlerde olduğu gibi yer yer küçük plajiyoklas lataları içerir. Hornblendler, yarı öz şekilli kristaller halinde olup, tek ve çift nikoldeki kahverengi tonları ile kolaylıkla ayırt edilir (Şekil 46G, H). Genellikle plajiyoklas lataları arasındaki boşlukları doldurmakla birlikte, bazen de olivinler etrafını çevrelerler. Filogopit tali mineral olarak ince uzun latalar halinde bulunur. Bu minerallerden başka olivin

gabronoritlerde ilmenit, sfen ve özellikle olivinlerin çatlaklarında ikincil manyetit minerallerine de rastlanmıştır.

Gabro pegmatitlere, özellikle Karayaşmak Köyü'nün güneyindeki ana kütleinin batı kenarında rastlanılır. Makroskopik olarak iri piroksen (1-5 cm), amfibol (1 cm'den küçük ve az miktarda), plajiyoklas (1-6 cm) ve olivin kristalleri ayırt edilebilen bu kayaçların mikroskopik incelemelerinde, piroksenlerin çoğunlukla klinopiroksenlerden (ojit), eser miktarda da ortopiroksenlerden oluştuğu saptanmıştır. Olivinler tamamen serpantinleşmiş olup, çatlakları opak mineraller tarafından ikincil olarak doldurulmuştur. Hornblendler klinopiroksen ve olivinlere göre daha küçük kristallerden oluşmakta olup, kahverengimsi bir renk sunmaktadırlar. Özellikle kenarlarından itibaren kloritleşmiş olarak izlenirler. Plajiyoklaslar ise kayaçta klinopiroksenler ile birlikte en bol olarak bulunan (yaklaşık %35-40) mineral olup, serisit, klorit, kalsit, prehnit ve pumpellite dönüşmüş olarak görülür. Bu nedenle cinslerinin tayini mikroskopik olarak yapılamamıştır. Plajiyoklas taneleri arasında tremolit, aktinolit türü amfiboller yaygın olarak gelişmiştir. Opak mineral sadece olivinlerin çatlaklarında ikincil olarak gelişmiş olup, kayaç içinde olivin çatlakları dışında başka opak minerale rastlanılmamıştır.

Anortozitler kümülat dokusuna sahip olup, kümülüs mineral olan plajiyoklasların arasında interkümüls mineral olarak klinopiroksen ve hornblende rastlanır (Şekil 47A ve B). Çok az miktarda ortopiroksen, opak mineral olarak spinel görülebilir. Plajiyoklas ayrışmadan etkilenmiş killeşmiş ve serisitleşmiş olarak bulunur. Klinopiroksen ve hornblendler ise plajiyoklas lataları arasındaki boşlukları doldururlar.

Mikrogabroları, arazideki görünümüne göre koyu renkli ve açık renkli mikrogabrolar şeklinde iki başlık altında toplayabiliriz. Koyu renkli olan mikrogabrolara arazide gabroik kayaçlar içinde dayklar şeklinde rastlanılır. Bu kayaçlardan hazırlanan bazı kesitlerde az oranlarda klinopiroksene rastlanmış olmakla birlikte, genelde kayaç tamamen plajiyoklas ve hornblendlerden oluşmaktadır (Şekil 47C ve D). Gerek plajiyoklaslar gerekse hornblendler mikroskop altında incelendiğinde belirli bir yönde dizilmiş olarak görülür. Bu da hiçbir metamorfizma ve deformasyon izi taşımayan bu kayaçları oluşturan magmanın, kırıklara akma şeklinde yerleştiğine işaret etmektedir. Plajiyoklaslar kayacın yaklaşık % 45 lik kısmını oluşturur. Öz ve yarı özşekilli latalar halinde görülen plajiyoklaslar genellikle albit ikizi gösterirler. Ayrışma yok denecek kadar azdır. Belirli bir doğrultuda uzunlamasına latalar halinde dizilmişlerdir. Hornblendler, kayacın yaklaşık % 50 lik kısmını oluştururlar. Çoğunlukla öz şekilsiz taneler halinde plajiyoklas lataları

arasında bulunurlar. Çift nikolde koyu kahve, tek nikoldeki açık kahve renk tonları ile kolaylıkla ayırt edilirler. Opak mineraller düzensiz dağılmış daneler halinde kayaç içinde oldukça az miktarda bulunur.

İkinci grup mikrogabrolar, arazide diğer grup mikrogabrolara göre daha açık renkli olarak görülmektedirler. Bu kayaçların mikroskopik incelemelerinde ise ilk gruptan çok farklı olmadıkları, plajiyoklas oranının biraz daha artıp % 55-60 lara ulaştığı, hornblend oranının % 40 civarında olduğu görülür. Opak mineral oranı koyu renkli olanlara kıyasla biraz daha fazladır. Ayrıca diğer grup gibi belirli bir yönde dizilim olmayıp, kümülat dokusu tipiktir. Plajiyoklaslar çoğunlukla öz şekilsiz kristaller halindedir. Hornblendler de özşekilsiz taneler halinde olup, plajiyoklaslar arasında interkümüllüs faz olarak bulunurlar. Bu gruptaki hornblendler tek nikoldeki yeşilimsi renkleri ile diğer grubun kahverengimsi renkli hornblendlerinden ayrılırlar.

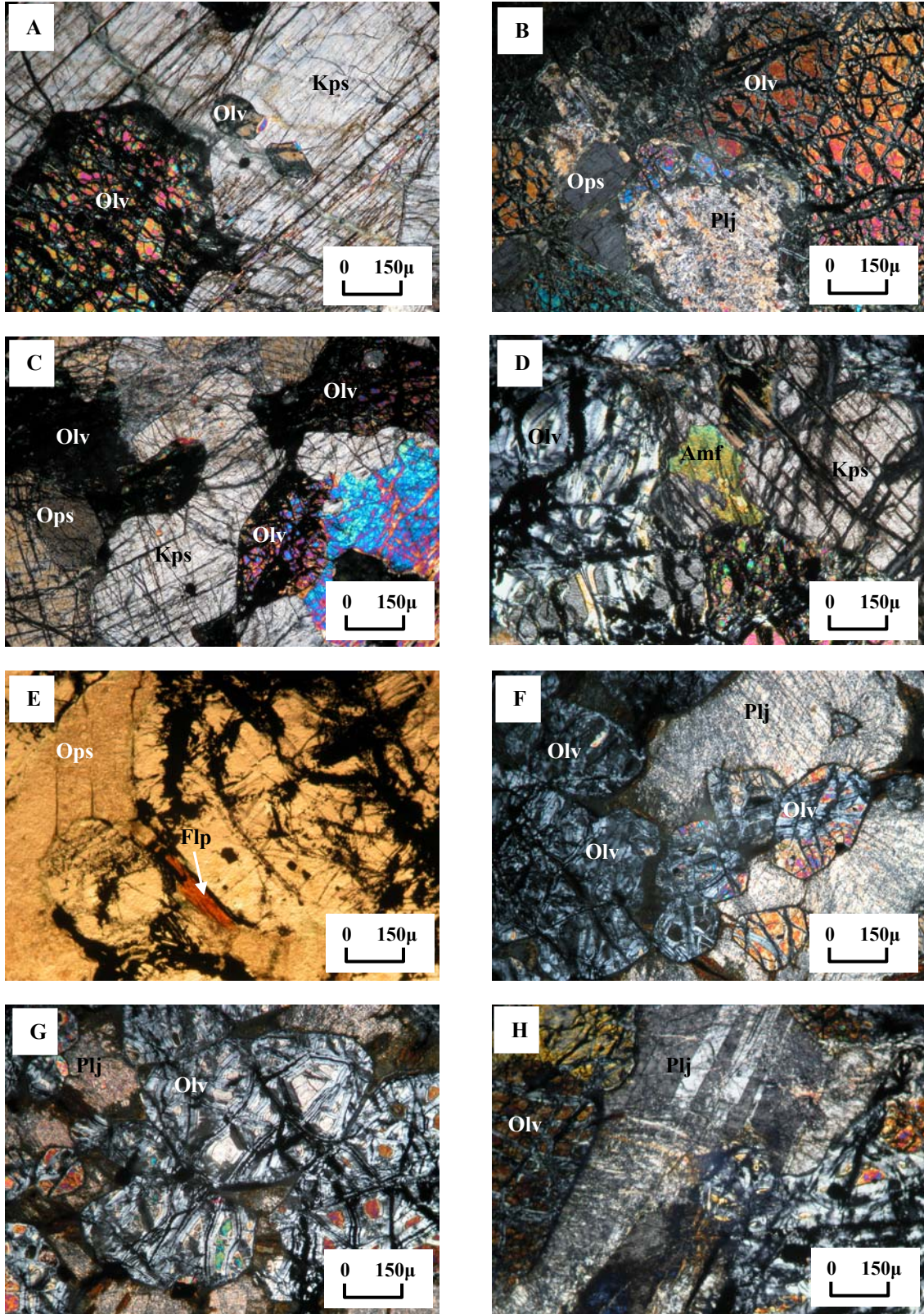
Kuvarslı diyoritler, gerek Pulur Masifi gerekse de Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği içinde dayklar ve küçük ölçekli yüzeylemeler şeklinde bulunurlar. Diğer kayaçlara göre daha açık renkli görülen bu kayaçlar başlıca, plajiyoklas, hornblend ve kuvars az oranlarda da piroksen ve opak minerallerden oluşur. Plajiyoklas oranı % 40-50 civarındadır. Çoğunlukla albit ikizi göstermekle birlikte, zonlu yapıya sahip olanları da mevcuttur. Ayrışma genellikle serisitleşme şeklindedir. Cinsleri oligoklas-andezindir. Hornblendler, kayaç içinde yaklaşık % 25-30 civarında bulunurlar. Çoğunlukla özşekilsiz kristaller halindedir. Tek nikolde yeşilimsi renkleri ve pleokroizmaları ile kolaylıkla ayırt edilir. Kuvars kayaç içinde yaklaşık % 8-10 oranında bulunur (Şekil 47E). Opak mineraller ise kayaç içinde dağılmış küçük, düzensiz taneler halindedirler.

Hem Pulur Masifi içinde (Özellikle Bildiç civarında), hem de Karayaşmak Köyü güneyindeki ana kütleinin kenar kısımlarında görülen ve yeşilimsi siyahımsı renk tonları ile kolaylıkla ayırt edilebilen **diyabazların**, mikroskopik olarak ofititik ve doleritik strüktüre sahip oldukları ve başlıca plajiyoklas, hornblend, tremolit, aktinolit, klinopiroksen ve opak minerallerden oluştukları belirlenmiştir. Plajiyoklaslar, öz ve yarı özşekilli olup, hem iri hem de ince latalar halindedir (Şekil 47F ve G).. Çoğunlukla serisitleşmiş, kloritleşmiş ve kalsitleşmişlerdir. Kısmen sağlam olanlarından yapılan tayinlerde andezin-labrador türünde oldukları belirlenmiştir. Klinopiroksenlerde tek yönlü dilinim belirgin olup, yaklaşık 38° olan sönme açıları ile cinsleri ojittir. Plajiyoklas lataları arasında küçük kristaller, yer yer de iri kristaller halinde bulunurlar. Ojitlerde kloritleşme yaygındır. Hornblendler, plajiyoklas lataları arasında ince uzun kristaller halindedirler. Neredeyse tamamen

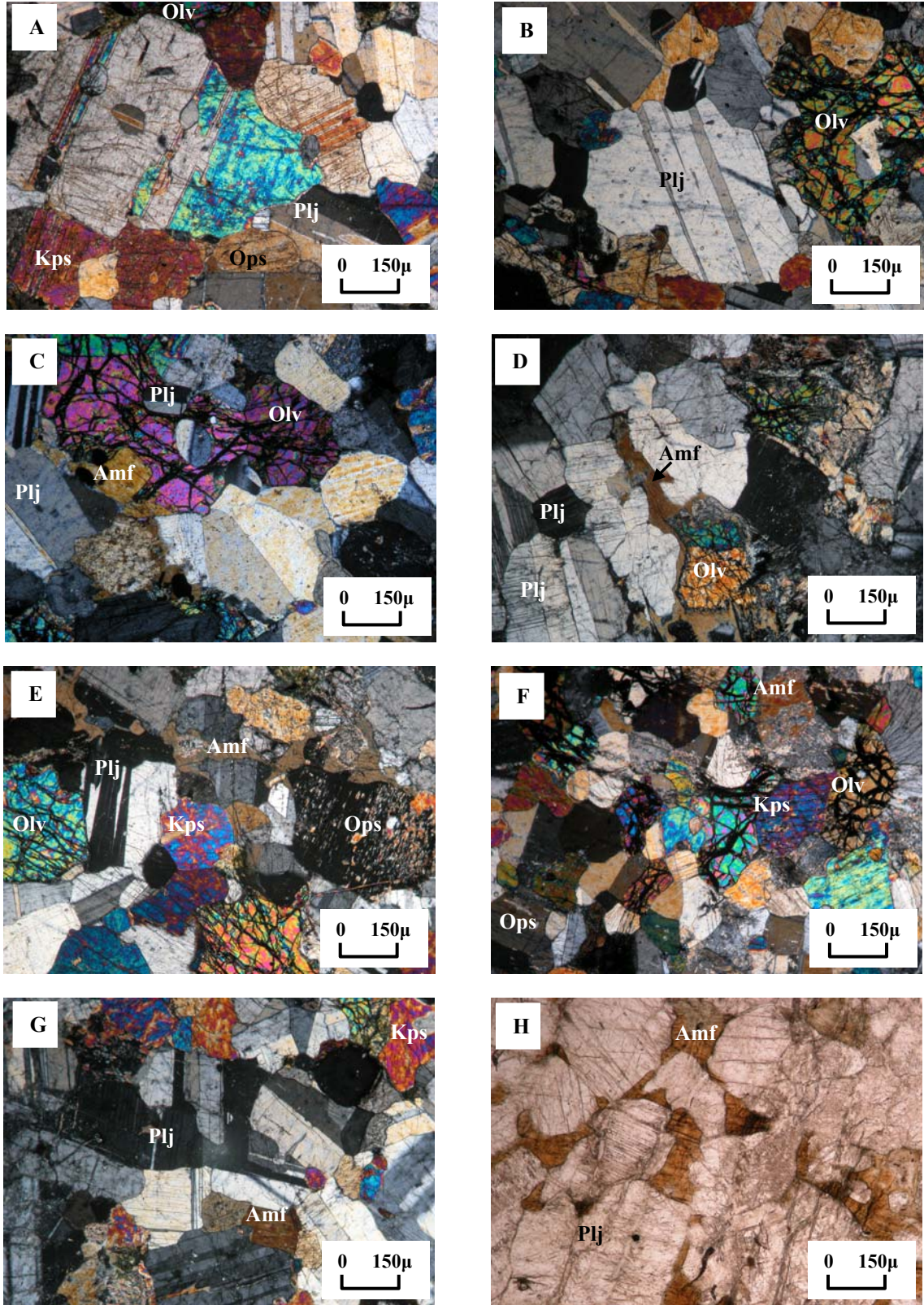
kloritleşmiş olarak görülürler. Diyabazlarda ayrıca yaygın olarak tremolit aktinolit gibi minerallere de rastlanmaktadır (Şekil 47G). Genellikle belli alanlarda toplanmış olan iğnemsiz tremolit ve aktinolit mineralleri ikincil olarak gelişmişlerdir. Opak mineraller küçük yuvarlağımsı taneler halinde kayaç içinde düzensiz olarak dağılmışlardır.

Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliğı, özellikle Karayaşmak Köyü güneyinde, çok sayıda **andezitik** dayk tarafından kesilmiştir. Andezitik dayklar arazide oldukça taze görünümlü olup, kahvemsiz ve grimsiz renk tonlarında görülürler. Mikroskopik olarak başlıca plajiyoklas, hornblend, ilmenit, biyotit gibi minerallerden oluşan andezitler (Şekil 47H). Liyas yaşlı Hamurkesen Formasyonu'nu da kesiyor olmaları nedeniyle, tez konusunu oluşturan mafik-ultramafik kayaçlardan daha genç ve petrolojik açıdan farklı oldukları düşünülerek, bu tez çalışmasında Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliğı kapsamında incelenmemiştir.

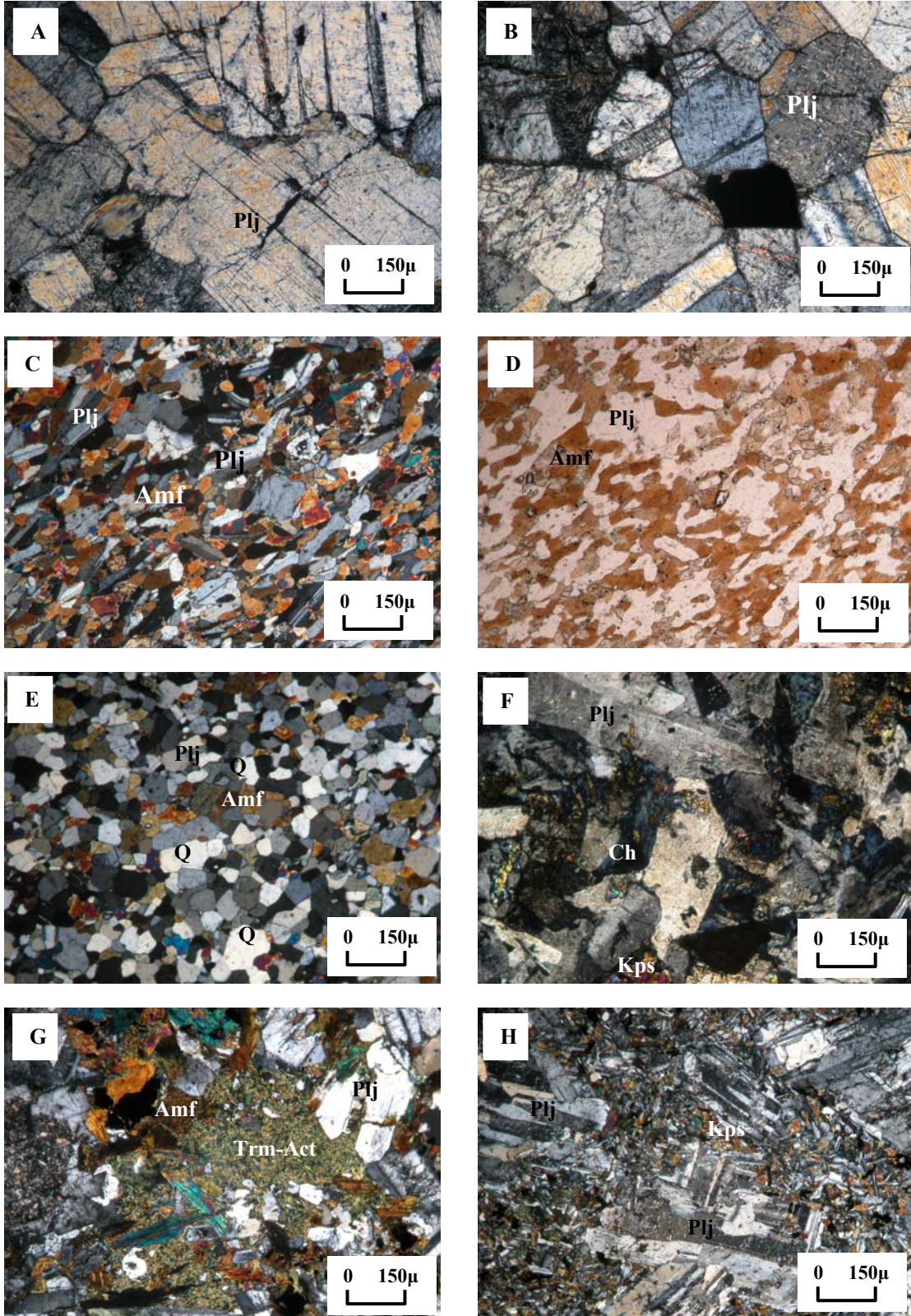
Özellikle, Karayaşmak Köyü güneyindeki ana kütlede kenar kısımlarında olmak üzere, tez konusunu oluşturan mafik-ultramafik kayaçlarda hidrotermal alterasyonun izlerine rastlamak mümkündür. Ayrışma mineralleri olarak kayaçlarda, tremolit, aktinolit, albit, serpantin, talk, manyetit, klorit, epidot, prehnit, pumpellit ve kuvars gibi minerallere rastlanmaktadır.



Şekil 45. Plajiyoklaslı ultramafiklerin (A, B, C, D: Ç.N., E-Tek nikol) ve melagabronoritlerin (F, G, H) mikroskopik görünüşleri (Olv: olivin, Kps: klinopiroksen, Ops: ortopiroksen, Amf: amfibol, Fgp: fillogopit, Plj: Plajiyoklas)



Şekil 46. Olivinli gabronoritlerin mikroskopik görünüşleri (H: T.N., Olv: olivin, Kps: klinopiroksen, Amf: amfibol, Fgp: filogopit, Plj: Plajiyoklas)



Şekil 47. Karayaşmak mafik-ultramafiklerinden çeşitli kayaçların mikroskopik görünüşleri; A ve B: anortozit, C: Mikrogabro, D: C deki örneğin tek nikol görüntüsü, E: kuvarslı diyorit, F ve G: Diyabaz, H: bazaltik andezit (Ç.N., Kps: klinopiroksen, Amf: amfibol, Plj: plajiyoklas, Ch: klorit, Q: kuvars, Trm: tremolit, Act: aktinolit)

3.3.1.2.3. Karayaşmak Yöresi Mafik-Ultramafik Kayaçlarının Mineral Kimyası

Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği, sadece verlitlerden oluşan Aksalur yöresi kümülatlarından farklı olarak, gabronorit, anortozit, gabro pegmatit, mikrogabro, peridotit, diyabaz, diyorit gibi oldukça çeşitli kayaçlardan oluşur. Bu kayaçları oluşturan başlıca olivin, piroksen, amfibol, plajiyoklas, krom spinel ve ilmenit minerallerinin kimyalarının ve oluşum koşullarının belirlenebilmesi için seçilen örneklere ait parlak kesitler hazırlanmış ve Minnesota Üniversitesi Elektron Mikroprob Laboratuvarında ve Heidelberg Üniversitesi Mineraloji Enstitüsü'nde beş dalgaboyu-dağıtıcı spektrometresi ve buna ilave olarak Si-Li detektörü ile donatılmış CAMECA-SX51 tipi elektron mikroprob ile gerçekleştirilmiştir. Standart çalışma koşulları 15 kV voltaj, 20 nA ışın akımı ve ~1 µm lik bir ışın çapıdır. Sayma zamanları oksitlerde Mg, Ca ve Al için 20 sn, Ti için 30 sn, diğer elementler için ise 10 sn dir. Deteksiyon limitleri %SiO₂: 0.03; %TiO₂: 0.06; %Al₂O₃: 0.06; %Cr₂O₃: 0.07; %Fe₂O₃: 0.11; %MnO: 0.08; %MgO: 0.07; %CaO: 0.04, %Na₂O: 0.04 ve %K₂O: 0.03 tür. Bu başlık altında incelenen minerallerden ilmenit içeren gabronorit, diyabaz ve diyoritlere ait mikroprob analiz sonuçları Topuz vd. (2006 yayınlanmamış makale)' dan alınarak değerlendirilmiştir.

3.3.1.2.3.1. Olivin

Peridotitlerde ve melagabronoritlerde yaygın olarak gözlenen olivinler serpantinleşmeden az veya çok etkilenmişlerdir. Bu çalışmada değerlendirmeye alınan olivinler serpantinleşmenin en az etkili olduğu kayaçlardan seçilmiş ve analiz edilmiştir.

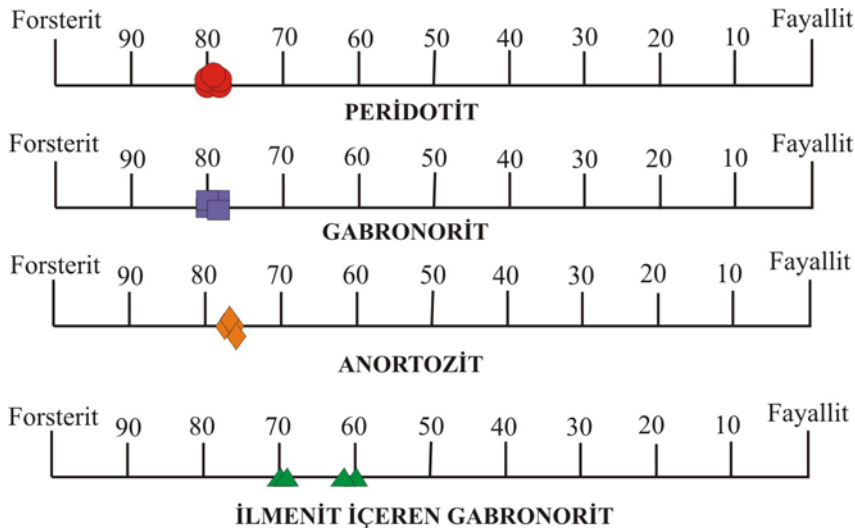
Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği'ni oluşturan kayaç türlerinde plajiyoklastan sonra en bol olarak bulunan mineral grubunu olivinler oluşturur. Peridotitler, gabronoritler ve anortozitlerdeki olivinlerin bileşimleri oldukça benzer olmasına rağmen, ilmenit içeren gabronoritler özellikle FeO_T, MgO ve MnO içerikleri bakımından farklılıklar gösterir. Peridotit, anortozit ve gabronoritlerde FeO içeriği % 18-20 civarında değişirken, ilmenit içeren gabronoritlerde % 25-32 arasında değişir. Benzer şekilde peridotit, anortozit ve gabronoritlerdeki MgO (% 40-43) ve MnO (% 0,18-0,34) içerikleri, ilmenit içeren gabronoritlerde MgO'ce azalma (% 30-36), MnO'ce bir artma (% 35-55) gösterir. Olivinlerin Mg numaraları ise peridotit, anortozit ve gabronoritlerde % 77-80 civarında iken, ilmenit içeren gabronoritlerde % 61 ila 70 arasında değişir (Tablo 6).

Tablo 6. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği'nden alınan kayalardaki temsili olivinlerin analiz sonuçları

Örnek No	D-4	D-4	D-4	D-4	D-27	D-27	Pİ33	Pİ33	Pİ33	Pİ33	D-17	D-17	D-17	D-17	D-10	D-10	D-10	421	421	164
Kayaç	PDT	PDT	PDT	PDT	PDT	PDT	GBN	GBN	GBN	GBN	GBN	GBN	GBN	GBN	AZ	AZ	AZ	IGBN	IGBN	IGBN
Alan	mkz	knr	mkz	knr	mkz	knr	mkz	knr	mkz	knr	mkz	knr	mkz	knr	mkz	knr	mkz	mkz	knr	mkz
SiO ₂	38,85	38,74	39,04	38,12	38,74	37,98	38,81	38,68	39,15	39,17	38,78	39,11	38,44	39,34	37,84	38,16	38,04	36,66	36,54	37,24
TiO ₂	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	0,03	0,01	0,03	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,06	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,05	0,07	0,06	0,07	0,05	0,03	0,36	1,17	1,07	0,69	0,00	0,66	1,69	0,30	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00
FeO _T	19,04	18,07	18,86	18,64	18,52	18,34	19,06	18,83	18,39	18,51	18,98	18,40	18,06	18,51	20,16	20,12	20,49	32,93	32,89	25,99
MnO	0,18	0,16	0,22	0,17	0,24	0,18	0,28	0,32	0,21	0,29	0,26	0,28	0,30	0,33	0,34	0,32	0,29	0,55	0,40	0,39
MgO	41,88	42,16	42,14	42,34	41,92	42,64	41,62	40,65	40,93	40,12	41,10	40,58	40,86	40,67	41,04	41,16	40,48	30,49	30,42	35,74
CaO	0,05	0,04	0,06	0,04	0,05	0,05	0,00	0,00	0,11	0,02	0,03	0,00	0,02	0,01	0,03	0,02	0,03	0,01	0,04	0,06
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,04	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
K ₂ O	0,04	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,07	0,04	0,00	0,04	0,07	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
Toplam	100,12	99,25	100,41	99,44	99,54	99,25	100,13	99,72	99,98	98,87	99,17	99,13	99,52	99,19	99,46	99,85	100,3	100,73	100,30	99,44
Si	0,994	0,995	0,995	0,983	0,995	0,980	0,993	0,995	1,003	1,013	1,001	1,008	0,990	1,012	0,982	0,986	0,989	0,998	0,999	0,994
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000
Al	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000
Cr	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,007	0,024	0,022	0,014	0,000	0,013	0,034	0,006	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,407	0,388	0,402	0,402	0,398	0,396	0,408	0,405	0,394	0,400	0,410	0,397	0,389	0,398	0,438	0,435	0,445	0,750	0,752	0,580
Mn	0,004	0,003	0,005	0,004	0,005	0,004	0,006	0,007	0,005	0,006	0,006	0,006	0,007	0,007	0,007	0,007	0,006	0,013	0,009	0,009
Mg	1,598	1,615	1,601	1,627	1,605	1,640	1,588	1,559	1,563	1,546	1,582	1,560	1,569	1,560	1,588	1,585	1,569	1,238	1,240	1,423
Ca	0,001	0,000	0,002	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,003	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,002
Na	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Toplam	3,007	3,004	3,006	3,019	3,006	3,021	3,003	2,992	2,991	2,982	2,999	2,987	2,994	2,986	3,018	3,014	3,011	3,001	3,002	3,007
% Fo	79,7	80,6	79,9	80,2	80,1	80,6	79,6	79,4	79,9	79,4	79,4	79,7	80,1	79,7	78,4	78,5	77,7	62,3	62,2	71,0
Mg #	0,795	0,805	0,797	0,801	0,799	0,804	0,793	0,791	0,797	0,792	0,792	0,795	0,799	0,794	0,781	0,782	0,774	0,619	0,620	0,707

Ana oksit değerleri % ağırlık cinsindedir. Fo: $(100 \cdot \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}))$, Mg #: $\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn})$, yapısal parametreler 4 oksijene göre hesaplanmıştır. PDT: peridotit, GBN:gabronorit, IGBN: ilmenit içeren gabronorit, AN: anortozit (IGBN analizleri Topuz vd. 2006' dan alınmıştır)

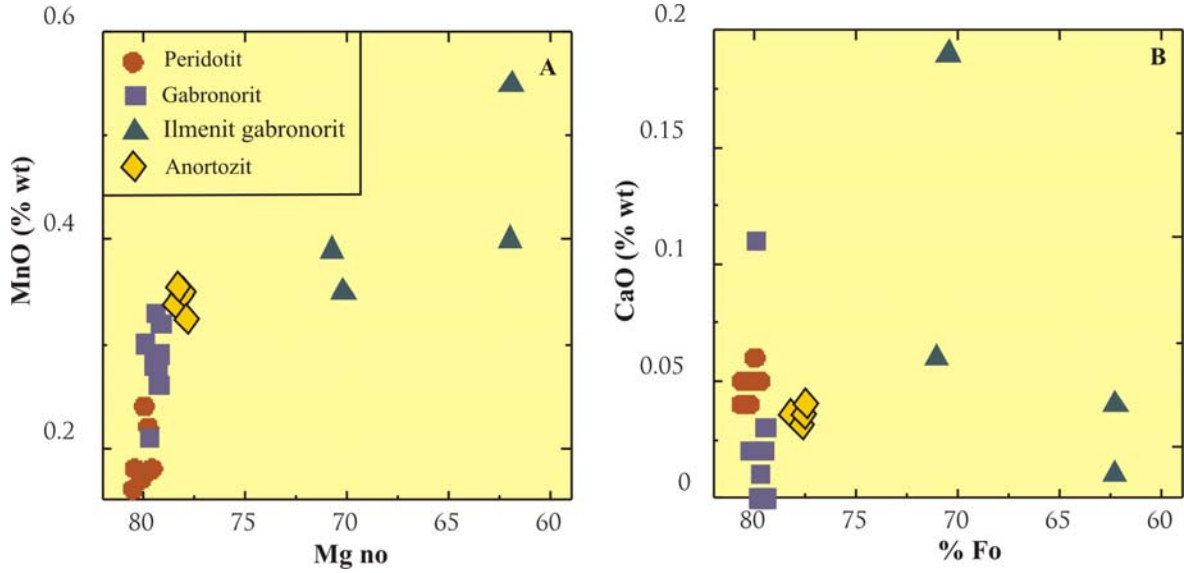
Bileşimleri magnezyumca zengin forsterit (Mg_2SiO_4) ve demirce zengin fayallit (Fe_2SiO_4) arasında değişen olivinler, magmanın soğumaya başlaması ile birlikte ilk kristallenen minerallerdendir. Bilindiği gibi forsteritin ergime noktası 1890 ± 20 °C dir (Deer vd. 1992). Ergime noktası susuz koşullarda basınçla birlikte artar, sulu koşullarda ise basınçla birlikte azalır. Karayaşmak yöresi peridotit ve gabrolarından seçilen olivin analizleri (Tablo 6), bu bölgede yüzeyleyen peridotitlerde ve gabronoritlerdeki olivinlerin forsterit içeriğinin % 80 civarında, ilmenit içeren gabronoritlerde ise %60-70 arasında değiştiğini göstermiştir (Şekil 48). Zonlanma gösterip göstermediklerini belirlemek için peridotit ve gabrolardan seçilen dört olivin her birinden merkezden kenara doğru 10 ar adet ölçüm yapılmıştır. Bu ölçümler sonucunda olivinlerde herhangi bir zonlanmaya rastlanmamıştır.



Şekil 48. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği'nden alınan peridotit ve gabronoritlerdeki olivinlerin bileşimleri

Peridotit, anortozit ve gabronoritlerde MnO içeriği % 0,16-0,34 arasında değişirken, bu oran ilmenit içeren gabronoritlerde % 0,50 ye kadar ulaşmaktadır. Renzulli ve Santi (2000), magnezyumca zengin olivinlerde daha düşük olan Mn dağılımının ana magma bileşimine bağlı olduğunu ileri sürmüştür. Peridotitlerden ilmenit içeren gabronoritlere doğru MnO içeriğindeki artma (Şekil 49A), bu kayaçların oluşumunda farklılaşma olayının ve Mn^{2+} - Fe^{2+} substitüsyonunun etkili olduğuna işaret etmektedir. Bu da

kayaçların oluşumu sırasında basınç şartlarının değiştiğine işaret etmektedir. % Fo' e karşı CaO (% wt) diyagramında ise belirgin bir ilişki gözlenmemektedir (Şekil 49B).



Şekil 49. Peridotit, anortozit, gabronorit ve ilmenit içeren gabronoritlerdeki olivinlerin Mg numarası-MnO (%wt) (A) ve % Fo-CaO (% wt) (B) diyagramları

3.3.1.2.3.2. Piroksen

Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği'nden alınan çok sayıda peridotit, gabro, anortozit ve diyabaz örneğinden seçilen örneklerden yapılan mikrokimyasal analizler sonucunda bu kayaçlardaki piroksen minerallerinin, sadece klinopiroksen içeren Aksalur kümülat verlitlerinden farklı olarak, hem klinopiroksen hem de ortopiroksenler ile temsil edildiklerini ortaya koymuştur (Şekil 50 ve 51).

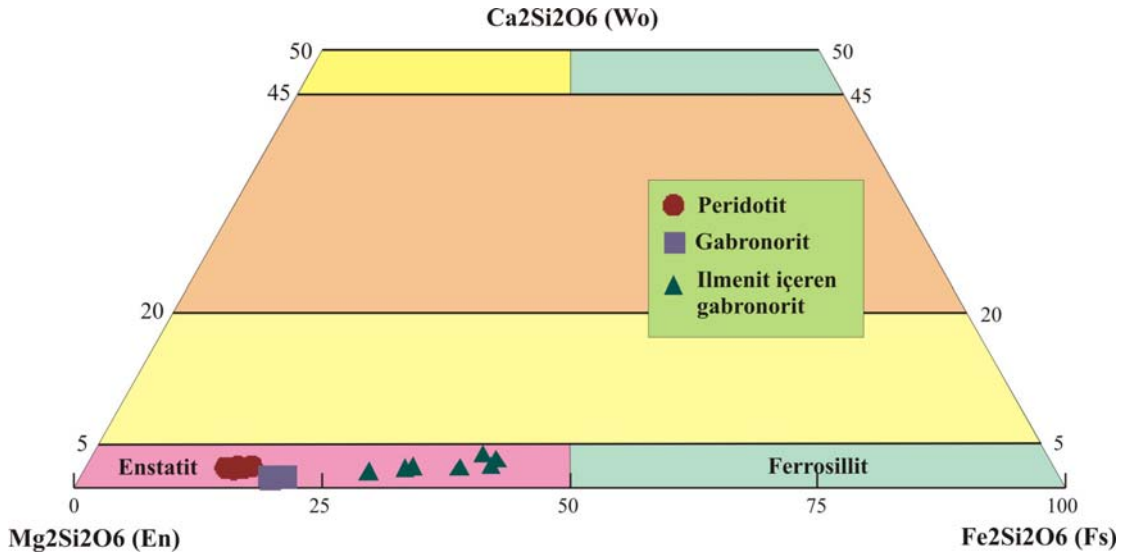
3.3.1.2.3.2.1 Ortopiroksen

Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği'nden alınan peridotit, gabronorit ve ilmenit içeren gabronoritlerden tespit edilen ortopiroksenlerden yapılan mikroprob analizleri, bu kayaçlardaki ortopiroksenlerin tamamının enstatit bileşimine ($Wo_{1-4} En_{56-84} Fs_{14-41}$) sahip olduğunu göstermiştir (Şekil 50, Tablo 7).

Tablo 7. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği'nden alınan kayalardaki temsili ortopiroksen analiz sonuçları

Örnek no	D-27	D-27	D-27	D-27	D-4	D-4	Pi-33	Pi-33	D-17	D-17	D-17	D-17	421	421	536	536	536	536	421
Kayaç	PDT	PDT	PDT	PDT	PDT	PDT	GBN	GBN	GBN	GBN	GBN	GBN	IGBN	IGBN	IGBN	IGBN	IGBN	IGBN	IGBN
Alan	mkz	knr	mkz	knr	mkz	knr	mkz	knr	mkz	knr	mkz	knr	mkz	knr	ink ol	inkcp	mkz	knr	ink ol
SiO ₂	54,58	54,76	54,36	54,98	54,57	55,29	54,40	54,32	54,71	54,57	54,66	54,36	53,27	53,40	52,05	50,40	50,95	50,68	53,77
TiO ₂	0,32	0,30	0,38	0,40	0,36	0,37	0,18	0,22	0,11	0,28	0,24	0,23	0,32	0,30	0,14	0,29	0,26	0,33	0,22
Al ₂ O ₃	1,14	1,08	1,22	1,17	1,12	1,13	1,09	1,27	1,02	1,15	1,21	1,15	1,46	1,36	0,71	1,01	1,18	1,22	1,32
Cr ₂ O ₃	0,14	0,13	0,14	0,14	0,13	0,15	1,62	1,81	0,97	2,05	1,86	1,74	0,06	0,01	0,00	0,01	0,02	0,05	0,08
Fe ₂ O ₃	2,09	2,24	1,03	2,01	1,40	0,65	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,69	2,73	2,32	1,08	0,88
FeO	10,38	9,84	10,15	9,31	9,90	11,05	12,25	12,44	13,18	13,30	13,08	13,11	20,84	20,20	23,41	24,56	23,84	24,66	18,52
MnO	0,28	0,28	0,32	0,27	0,34	0,36	0,22	0,28	0,24	0,34	0,22	0,28	0,43	0,45	0,68	0,75	0,60	0,69	0,52
MgO	29,96	30,40	30,26	30,83	30,12	29,96	29,03	28,90	28,64	28,01	28,52	27,96	22,96	23,02	20,78	18,98	19,18	18,80	24,92
CaO	1,12	1,08	1,22	1,16	1,21	1,23	0,66	0,50	0,60	0,60	0,55	0,52	1,04	0,95	0,95	1,03	1,66	1,40	0,78
Na ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,06	0,04	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,04	0,01	0,01
Toplam	100,02	100,12	99,10	100,29	99,17	100,21	99,64	99,77	99,53	100,31	100,37	99,36	100,41	99,73	100,41	99,78	100,11	98,96	101,02
Si	1,947	1,948	1,954	1,946	1,953	1,959	1,949	1,944	1,964	1,951	1,949	1,958	1,963	1,974	1,963	1,940	1,944	1,952	1,956
Ti	0,009	0,008	0,010	0,011	0,010	0,010	0,005	0,006	0,003	0,008	0,006	0,006	0,009	0,008	0,004	0,008	0,007	0,010	0,006
Al	0,048	0,045	0,051	0,049	0,047	0,047	0,046	0,054	0,043	0,048	0,051	0,048	0,063	0,059	0,032	0,046	0,053	0,056	0,056
Cr	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,046	0,051	0,028	0,058	0,052	0,050	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,002
Fe ³⁺	0,056	0,060	0,027	0,053	0,038	0,017	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,053	0,088	0,074	0,034	0,027
Fe ²⁺	0,308	0,291	0,301	0,274	0,295	0,327	0,367	0,372	0,396	0,399	0,391	0,396	0,643	0,626	0,735	0,784	0,756	0,793	0,562
Mn	0,008	0,008	0,010	0,008	0,010	0,011	0,007	0,008	0,007	0,010	0,007	0,009	0,013	0,014	0,022	0,024	0,019	0,023	0,016
Mg	1,593	1,612	1,604	1,627	1,607	1,583	1,550	1,542	1,533	1,493	1,516	1,501	1,261	1,269	1,168	1,089	1,091	1,080	1,351
Ca	0,043	0,041	0,046	0,044	0,046	0,047	0,025	0,019	0,023	0,023	0,021	0,020	0,041	0,038	0,038	0,042	0,068	0,058	0,030
Na	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,004	0,003	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000
Wo	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,03	0,02
En	0,82	0,83	0,82	0,84	0,82	0,81	0,80	0,80	0,79	0,78	0,79	0,78	0,65	0,66	0,60	0,57	0,57	0,56	0,70
Fs	0,16	0,15	0,15	0,14	0,15	0,17	0,19	0,19	0,20	0,21	0,20	0,21	0,33	0,32	0,38	0,41	0,39	0,41	0,29
Mg #	0,84	0,85	0,84	0,86	0,84	0,83	0,81	0,81	0,79	0,79	0,80	0,79	0,66	0,67	0,61	0,58	0,59	0,58	0,71

Ana oksit değerleri % ağırlık cinsindedir. Mg #: Mg/Mg+Fe²⁺, yapısal parametreler 6 oksijene göre hesaplanmıştır. PDT: peridotit, GBN:gabronorit, IGBN: ilmenit içeren gabronorit, ink ol: olivin içinde inklüzyon, ink kps: klinopiroksen içinde inklüzyon, (IGBN analizleri Topuz vd. 2006' dan alınmıştır)



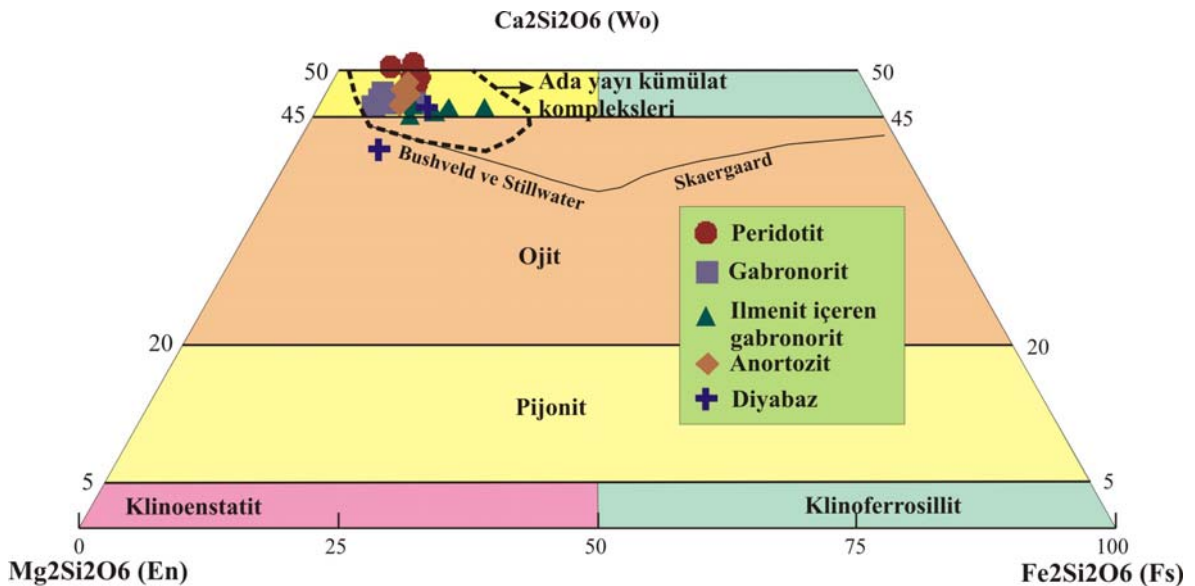
Şekil 50. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği kayaçlarındaki ortopiroksenlerin bileşimleri (Morimoto vd., 1988)

Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği'ni oluşturan peridotit, gabronorit ve ilmenit içeren gabronoritlerde yaygın olarak gözlenen ortopiroksenlerin Mg numaraları % 58-86 arasında değişmektedir. Peridotitlerde % 83-86, gabronoritlerde % 79-81 arasında değişen magnezyum numaraları ilmenit içeren gabronoritlerde ise artan demir içeriğine bağlı olarak azalmakta ve % 58-71 arasında değişmektedir. Peridotitik kayaçlardaki ortopiroksenlerin CaO içerikleri % 1,08 ile 1,23 arasında değişirken, gabronoritlerde daha düşük değerlere sahip olup, % 0,52-0,66 arasında değişir. İlmenit içeren gabronoritlerde ise % 0,78-1,66 arasında geniş bir değişim aralığı sunar. Genel olarak değerlendirildiklerinde Karayaşmak Mafik-ultramafik Birliği kayaçlarındaki ortopiroksenlerin CaO içerikleri Zabargad Adası mafik-ultramafik kayaçlarındakilerden (< % 0.55) daha yüksek değerlere sahip olup, bu özellikleri ile Alaska-tip mafik-ultramafik kayaçlardaki ortopiroksenlerin özelliklerini yansıtmaktadırlar (Himmelberg ve Loney, 1995; Helmy ve Mahallawi, 2003). Ortopiroksenlerin Al_2O_3 içerikleri tüm kayaç tiplerinde genel olarak düşük olup, % 1,01-1,32 arasında değişmektedir. FeO_T içerikleri ise peridotitik kayaçlarda % 10 civarında iken ilmenit içeren gabronoritlerde yaklaşık iki katına ulaşmaktadır. Cr_2O_3 içerikleri peridotitlerde % 0,13-15 ve ilmenit içeren gabronoritlerde % 0,01-0,08 gibi oldukça düşük değerlerde olup, gabronoritlerde % 0,97-2,05 arasında değişen daha yüksek değerlere sahiptir. Genel olarak azalan Mg numarası ile birlikte Cr_2O_3 içeriğinin azalması ana magmadaki magmatik diferansiyasyonla ilişkilendirilmektedir (Parlak vd. 2002). MnO

değerleri ise peridotit ve gabronoritlerde benzer değerlere sahiptir (% 0,22-0,34). İlmenit içeren gabronoritlerde ise ortopiroksenlerin MnO içerikleri daha yüksek olup, % 0,43-0,75 arasındadır. Bu özellik Bear Mountain Igneous Complex'te Snoke vd. (1981) tarafından tanımlanan mafik-ultramafik kayaların özellikleri ile oldukça benzerdir. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği kayalarındaki ortopiroksenlerin bileşimleri dikkate alındığında bu kayaların, okyanus ortası sırtlarda gelişen mafik-ultramafiklerden daha ziyade Alaska-tip mafik-ultramafik kayalarla ilişkili olduğu söylenebilir.

3.3.1.2.3.2.2 Klinopiroksen

Karayaşmak Mafik-Ultramafik Ultramafik Birliği'ni oluşturan kayalarda plajiyoklas ve olivinlerden sonra en çok bulunan mineral klinopiroksendir. Birliği temsil eden peridotit, gabronorit, ilmenit içeren gabronorit, anortozit ve diyabazlardan seçilen klinopiroksenlerden yapılan mikrokimyasal analizler, bir nokta dışında tamamının ada yayı kümülat komplekslerinde olduğu gibi (Himmelberg ve Loney, 1995; Sano vd. 2002; DeBari ve Coleman, 1989; Batanova vd. 2005) kalsik olup, diyopsit bileşiminde olduğu ($Wo_{45-51}En_{38-49}Fs_{1-16}$), diyabazlardaki klinopiroksenlerden yapılan bir ölçümün ise ojit bileşimini verdiği saptanmıştır (Şekil 51).



Şekil 51. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği kayalarındaki ortopiroksenlerin bileşimleri (Morimoto vd. 1988)

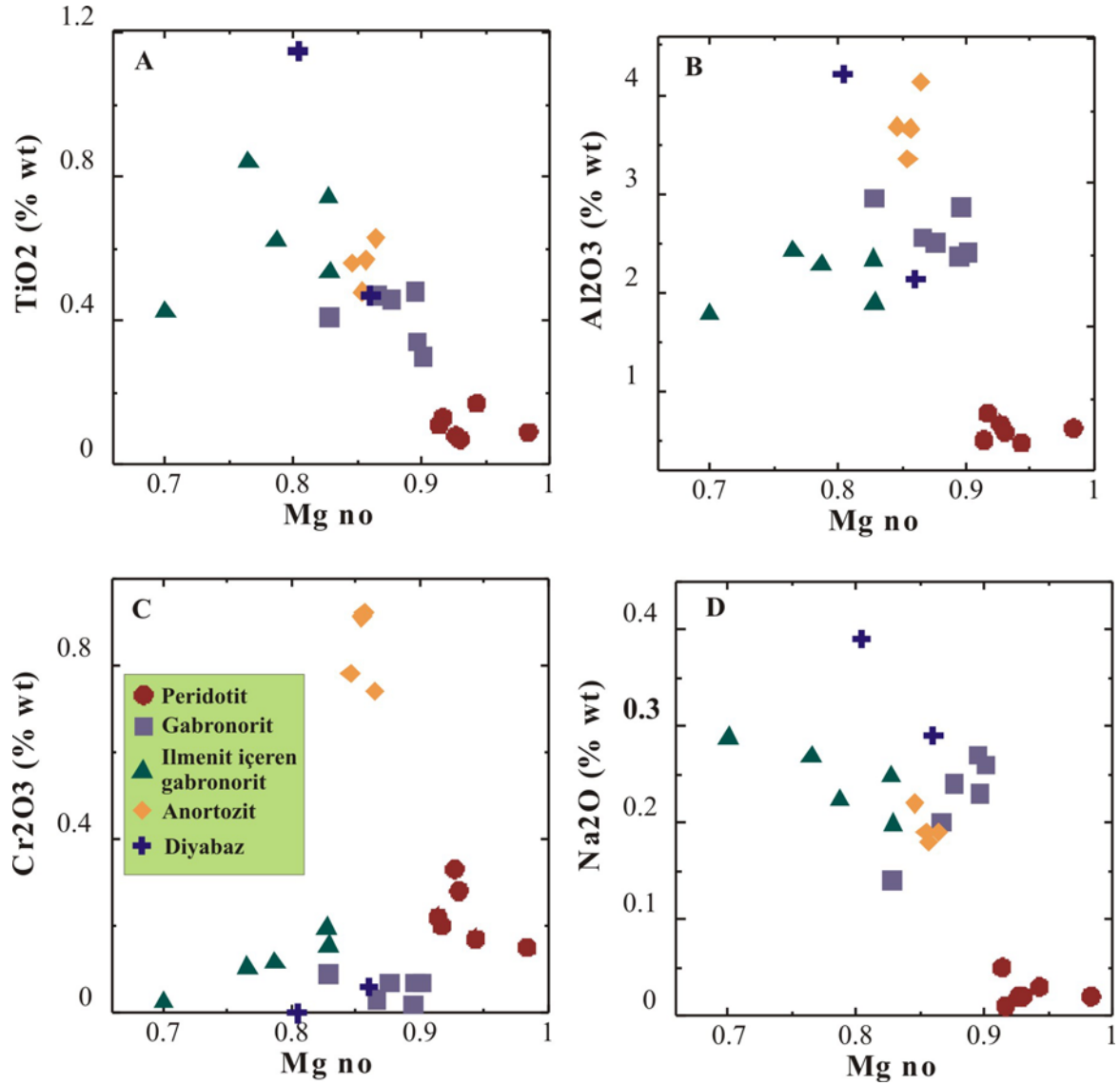
Tablo 8. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği'nden alınan kayalardaki temsili klinopiroksen analiz sonuçları

Örnek No	D-27	D-27	D-4	D-4	D-4	D-4	Pi33	Pi33	Pi33	Pi33	D-17	D-17	421	164	164	421	D-7	D-7	D-10	D-10	469D	469D
Kayaç	PDT	PDT	PDT	PDT	PDT	PDT	GB	GB	GB	GB	GB	GB	IGB	IGB	IGB	IGB	AZ	AZ	AZ	AZ	Dyz	Dyz
Alan	mkz	kn	mkz	kn	mkz	kn	mkz	kn	mkz	kn	mkz	kn	mkz	kn	ol	ol	mkz	kn	mkz	knr	mkz	mkz
SiO ₂	54,1	53,9	54,7	54,1	53,8	54,0	51,6	51,7	52,2	52,0	52,1	52,4	51,8	52,1	53,6	52,7	51,0	50,8	51,9	51,4	52,4	49,5
TiO ₂	0,17	0,09	0,11	0,13	0,08	0,07	0,48	0,41	0,34	0,46	0,30	0,47	0,63	0,75	0,54	0,85	0,63	0,57	0,48	0,56	0,47	1,15
Al ₂ O ₃	0,48	0,63	0,51	0,78	0,67	0,59	2,37	2,96	2,87	2,51	2,41	2,56	2,31	2,36	1,92	2,44	4,13	3,66	3,36	3,68	2,14	4,21
Cr ₂ O ₃	0,17	0,15	0,22	0,20	0,33	0,28	0,02	0,09	0,07	0,07	0,07	0,03	0,12	0,20	0,16	0,11	0,74	0,92	0,91	0,78	0,06	0,00
FeO	2,56	3,04	2,86	3,34	2,88	2,66	5,46	5,80	5,23	5,38	5,92	5,54	8,28	6,53	5,89	7,86	4,82	4,44	4,71	4,84	6,45	8,51
MnO	0,03	0,05	0,09	0,08	0,02	0,04	0,13	0,16	0,13	0,10	0,19	0,16	0,28	0,24	0,17	0,30	0,19	0,16	0,16	0,21	0,14	0,27
MgO	16,9	17,7	17,1	16,9	17,0	17,1	16,2	15,3	16,2	16,2	16,7	15,9	14,8	15,8	16,0	14,4	15,3	14,9	15,6	14,9	17,5	14,2
CaO	25,6	25,3	24,2	24,9	24,7	24,8	22,1	22,2	22,8	22,3	22,0	22,8	21,5	21,5	22,7	22,0	22,7	22,9	21,8	22,2	19,9	20,9
Na ₂ O	0,03	0,02	0,05	0,01	0,02	0,02	0,27	0,14	0,23	0,24	0,26	0,20	0,23	0,25	0,20	0,27	0,19	0,18	0,19	0,22	0,29	0,39
K ₂ O	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,05	0,07	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
	100,	101,		100,					100,			100,	100,		101,	100,						
Toplam	1	0	99,9	5	99,6	99,6	98,7	98,9	1	99,2	99,9	1	0	99,8	3	9	99,7	98,5	99,1	98,9	99,4	99,2
Si	1,98	1,96	1,99	1,97	1,97	1,98	1,92	1,93	1,92	1,93	1,92	1,93	1,93	1,93	1,95	1,94	1,88	1,90	1,92	1,91	1,94	1,86
Al ^(IV)	0,02	0,03	0,01	0,03	0,03	0,02	0,08	0,07	0,08	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07	0,05	0,06	0,12	0,10	0,08	0,09	0,06	0,14
Al ^(VI)	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,06	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,06	0,06	0,07	0,07	0,03	0,05
Fe ³⁺	0,02	0,08	0,00	0,02	0,02	0,01	0,06	0,00	0,06	0,04	0,08	0,04	0,03	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,07
Cr	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,03	0,03	0,02	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03
Fe ²⁺	0,06	0,02	0,09	0,08	0,07	0,07	0,11	0,18	0,10	0,13	0,10	0,13	0,22	0,18	0,18	0,24	0,13	0,14	0,15	0,15	0,16	0,19
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Mg	0,92	0,95	0,93	0,92	0,93	0,94	0,90	0,85	0,89	0,89	0,92	0,87	0,82	0,87	0,87	0,79	0,84	0,83	0,86	0,83	0,96	0,80
Ca	1,00	0,98	0,94	0,97	0,97	0,97	0,88	0,88	0,90	0,88	0,87	0,90	0,86	0,85	0,88	0,87	0,90	0,91	0,86	0,88	0,79	0,84
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Wo	0,51	0,50	0,48	0,49	0,49	0,49	0,47	0,46	0,47	0,46	0,46	0,47	0,45	0,45	0,46	0,46	0,48	0,49	0,46	0,47	0,41	0,46
En	0,46	0,49	0,47	0,47	0,47	0,47	0,48	0,44	0,47	0,47	0,49	0,46	0,43	0,46	0,45	0,42	0,45	0,44	0,46	0,44	0,50	0,43
Fs	0,03	0,01	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06	0,09	0,05	0,07	0,05	0,07	0,12	0,10	0,09	0,13	0,07	0,07	0,08	0,08	0,08	0,11
Mg #	0,94	0,98	0,91	0,92	0,93	0,93	0,89	0,83	0,90	0,88	0,90	0,87	0,79	0,83	0,83	0,77	0,86	0,86	0,85	0,85	0,86	0,80

Ana oksit değerleri % ağırlık cinsindedir. Mg #: Mg/Mg+Fe²⁺, yapısal parametreler 6 oksijene göre hesaplanmıştır. PDT: peridotit, GB:gabronorit, IGB: ilmenit içeren gabronorit, Dy: diyabaz, ink ol: olivin içinde inklüzyon, (IGBN ve Dy analizleri Topuz vd. 2006' dan alınmıştır)

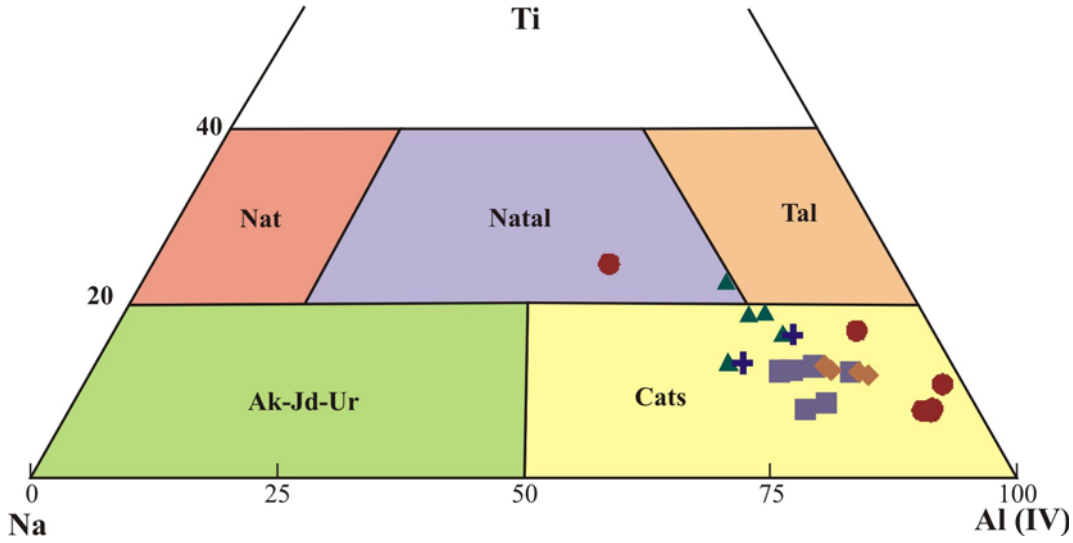
Klinopiroksenlerin Mg numaraları peridotitik kayalarda oldukça yüksek olup, 0,95-0,98 arasında değişmektedir. Gabronoritlerde 0,83-0,9 arasında değişen Mg numaraları ilmenit içeren gabronoritlerde artan FeO_T içeriğine bağlı olarak biraz daha azalmakta ve 0,7-0,83 arasında değişmektedir. Anortozit ve diyabazlarda ise gabronoritlere benzer şekilde 0,8-0,86 arasındadır. TiO_2 içerikleri peridotitlerde % 0,07-0,17 ile oldukça düşük olup, gabronoritler (% 0,3-0,48) ve ilmenit içeren gabronoritlere (% 0,43-0,85) doğru gidildikçe artmaktadır. Anortozitlerde ise 0,48-0,65 arasında değişmektedir. Karayaşmak yöresinde yüzeyleyen mafik-ultramafik kayaları oluşturan klinopiroksenlerin Al_2O_3 içerikleri peridotitik kayalarda % 0,48-78 arasında olup, gabronoritlerde % 2,36-2,96, ilmenit içeren gabronoritlerde % 1,81-2,44, anortozitlerde % 3,36-4,13, diyabazlarda ise % 2,14-4,21 arasında değişmektedir (Tablo 8). Cr_2O_3 içerikleri dikkate alındığında peridotitik kayaların % 0,17-0,33, gabronorit ve ilmenit içeren gabronoritlerin % 0,02-0,2 arasında değişen Cr_2O_3 içeriğine sahip oldukları, bu içeriğin anortozitlerde artarak % 0,74-0,92' ye ulaştığı görülür. Tüm bu veriler daha önce çeşitli yazarlar tarafından tanımlanan (Himmelberg ve Loney, 1995; Helmy ve Mahallawi, 2003; Sano vd. 2002; Debari ve Coleman, 1989; Batanova vd. 2005) ada yayı ultramafik kümülatlarının tipik özelliklerini yansıtmaktadır. İncelenen klinopiroksenlerin FeO_T içerikleri peridotitlerden, gabronorit anortozit ve diyabazlara doğru düzenli olarak artmaktadır. İlmenit içeren gabronoritlerde ise % 5,89-11,5 arasında değişen değerlere ulaşır. Klinopiroksenlerde zonlanma olup olmadığını belirlemek için seçilen 4 klinopiroksenden merkezden dışa doğru 10' ar adet ölçüm yapılarak değerlendirilmiş ve herhangi bir zonlanmaya rastlanmamıştır.

Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği kayalarındaki klinopiroksenlerin Mg numaralarına karşı TiO_2 ve Al_2O_3 içeriğinde düzenli bir artışın görülmesi (Şekil 52A ve B) su içeren yitim ilişkili magmaların tipik özelliklerini yansıtır (Conrad ve Kay, 1984; DeBari ve Coleman, 1989; Loucks, 1990). Benzer şekilde incelenen klinopiroksenlerin Mg numarasının artışıyla birlikte Na_2O nun düzenli olarak azalması (Şekil 52C) ve Cr_2O_3 içeriğinin artması, Alaska-tip ultramafik magmalara işaret etmektedir (Şekil 52D).



Şekil 52. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği kayaçlarını oluşturan klinopiroksenlerin Mg numarasına karşı TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 ve Na_2O değişim diyagramları

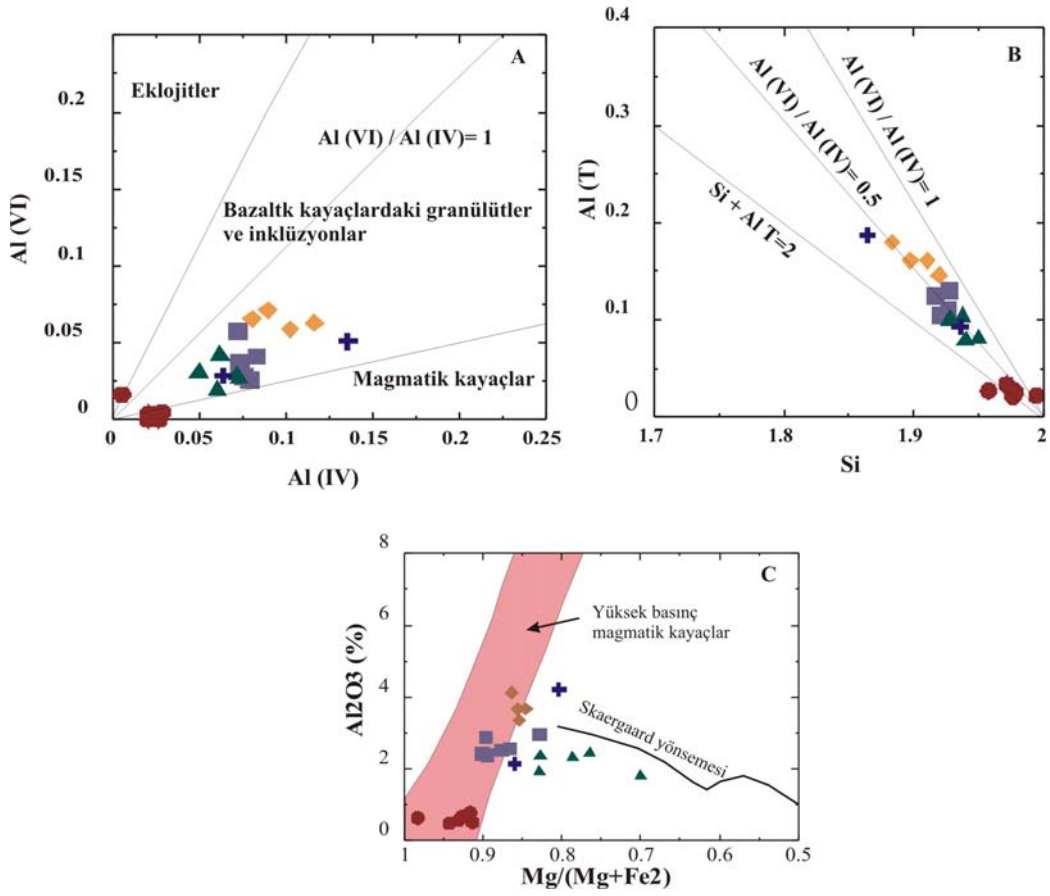
Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliğini oluşturan kayaçlardaki klinopiroksenler Ti-Na- $\text{Al}^{(\text{IV})}$ diyagramında (Papike v.d. 1974) değerlendirildiklerinde, $(\text{Mg}, \text{Fe})^{[6]} + \text{Si}^{[4]} \rightarrow \text{Al}^{[6]} + \text{Al}^{[6]}$ ve $(\text{Mg}, \text{Fe})^{[6]} + \text{Si}^{[4]} \rightarrow (\text{Fe}^{3+}, \text{Cr})^{[6]} + \text{Al}^{[6]}$ şeklinde ikili substitüsyonla oluştukları çok iyi bilinen (Deer vd. 1992; Larsen vd. 1989) Ca-çermakit bileşenince zengin klinopiroksenler oldukları görülmüştür (Şekil 53).



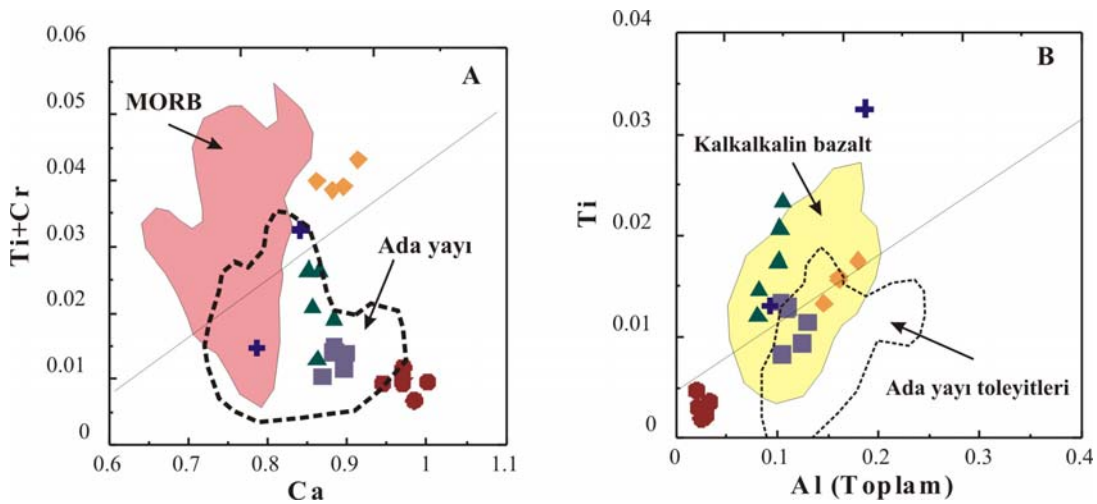
Şekil 53. Ti-Na-Al (Papike vd., 1974) sınıflandırma diyagramı. CATS: CaAlAlSiO_6 ve CaFeAlSiO_6 (Ca çermakit); AK: $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$ (akmit)-JD: $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ (Jadeit)-UR: $\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$ (ursinit), NAT: $\text{NaTi}_{0.5}\text{R}_{0.5}\text{Si}_2\text{O}_6$ (Na-Ti çermakit), NATAL: NaTiSiAlO_6 (Na-Ti-Al çermakit), TAL: $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$ (Ti-Al çermakit), (semboller Şekil 51'deki gibidir)

Simonetti vd. (1996), klinopiroksenlerde birden küçük olan $\text{Al}^{(\text{VI})}$ değerlerini sığ seviyelerde düşük basınç koşullarındaki kristalizasyonun önemli bir verisi olarak yorumlamaktadır. Aoki ve Kushiro (1968) ve Aoki ve Shiba (1973) tarafından oluşturulan $\text{Al}^{(\text{IV})}$ - $\text{Al}^{(\text{VI})}$ ve Si - $\text{Al}_{(\text{T})}$ diyagramlarında, Karayaşmak yöresi mafik-ultramafik kayalarındaki klinopiroksenler, birden küçük olan $\text{Al}^{(\text{VI})} / (\text{Al}^{(\text{IV})})$ oranları ile yüksek sıcaklık düşük basınç koşullarına işaret eden alan içinde yer almaktadır (Şekil 54A ve B). DeBari ve Coleman (1989) tarafından oluşturulan $\text{Mg}\# - \% \text{Al}_2\text{O}_3$ diyagramında ise bazı örnekler yüksek basınç magmatik kayaları alanlarında toplansa da belirgin bir kümelenme gözlenmemektedir (Şekil 54C).

Karayaşmak yöresi mafik-ultramafik kayalarındaki klinopiroksenler Leterrier (1982), tarafından verilen Ca - Ti+Cr diyagramında, MORB ilişkili ortamda değil ada yaylarıyla ilişkili ortamlarda toplanırlar (Şekil 55A). $\text{Al}_{(\text{T})}$ -Ti diyagramında ise genellikle kalkalkali bazaltlarla ilişkili ortamlarda toplanırlar (Şekil 55B). Bu durum Alaska-tip mafik kayaların tipik özelliklerindedir (Himmelberg ve Loney, 1995; Helmy ve Mahallawi, 2003). Genellikle kalsiyumca zengin piroksen bileşimleri toleyitik karakterden daha çok, ada yayları ile ilişkili kalkalkalin bir kökene işaret etmektedir (Arculus ve Wills, 1980).

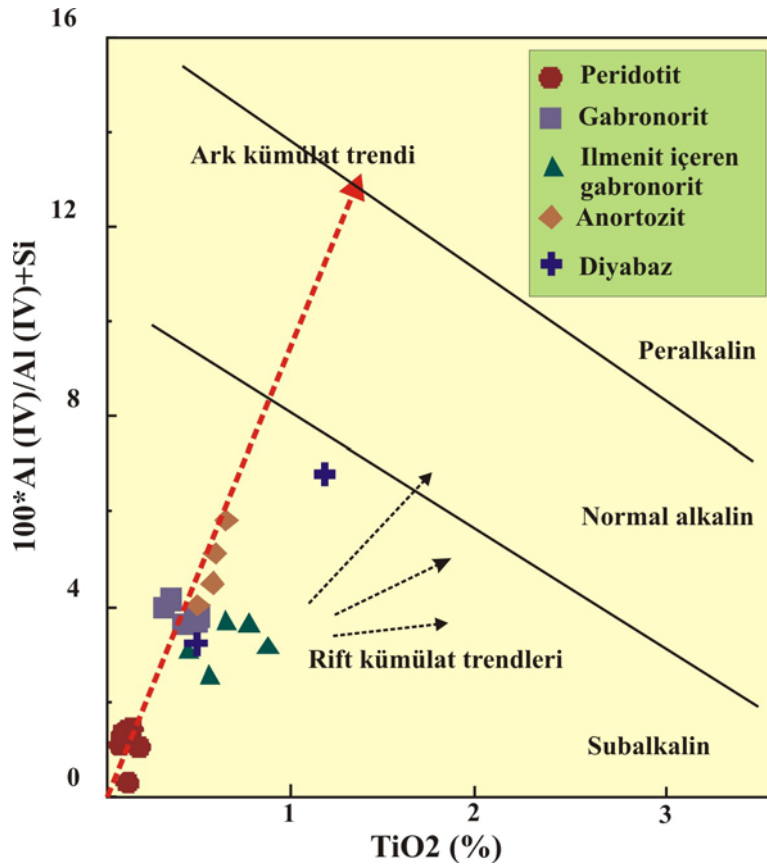


Şekil 54. Karayashmak yöresi kümülat kayalarındaki klinopiroksenlerin, Al^(IV)-Al^(VI) (A), Si-Al_(T) (B) ve Mg# - % TiO₂ (C), diyagramları (A ve B' deki alanlar Aoki ve Kushiro, 1968 ve Aoki ve Shiba, 1973' ten alınmıştır, Yüksek basınç magmatik kayalar alanı ise DeBari ve Coleman (1989) dan alındı (semboller Şekil 52' deki gibidir)



Şekil 55. Karayashmak yöresi mafik-ultramafik kayalarındaki klinopiroksenlerin Ca-Ti+Cr (A) ve Al_(T) -Ti (B) diyagramındaki dağılımları (sınırlar Leterrier vd. 1982' den alınmıştır (semboller Şekil 52' deki gibidir)

Orojenik kuşaklardaki ofiyolitik kökenli ve ofiyolitik kökenli olmayan mafik-ultramafik kümülatları ayırt etmek için Loucks (1990) tarafından klinopiroksenlerdeki Al/Ti oranından faydalanılan bir diyagram geliştirilmiştir. Karayaşmak yöresi mafik-ultramafik kayaçlarından elde edilen klinopiroksen analizleri bu diyagramda değerlendirildiğinde, bu yöredeki mafik-ultramafik kümülatların, ark kümülat trendine büyük bir uyum gösterdiği görülmektedir (Şekil 56). Benzer trend tez çalışmasının diğer lokasyonunu oluşturan Aksalur yöresi kümülat veritlerinde ve güneydoğu Alaska'da yer alan mafik-ultramafik kümülatlarda da net olarak izlenmektedir (Himmelberg ve Loney, 1995).

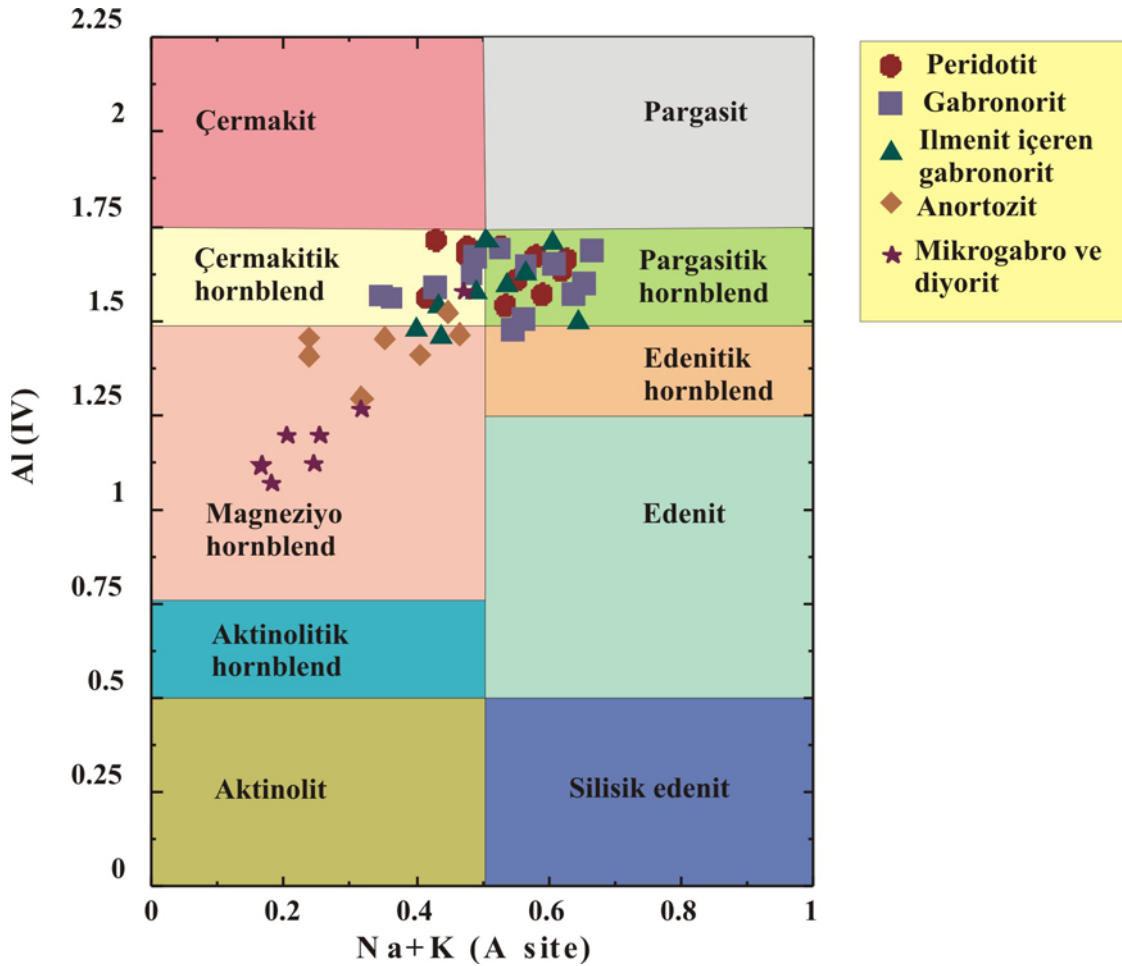


Şekil 56. Karayaşmak yöresi mafik-ultramafik kayaçlarındaki klinopiroksenlerin, % TiO₂-Al^(IV)/Al^(IV)+Si diyagramındaki dağılımları (Loucks, 1990)

Değerlendirilen klinopiroksenlerin mikrokimyasal özellikleri dikkate alındığında, Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği' ni oluşturan kayaçların ada yayları ile ilişkili bir magmanın ürünleri olduğuna ve nispeten yüksek sıcaklık düşük basınç koşullarında oluştuklarına işaret etmektedir.

3.3.1.2.3.3. Amfibol

Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği' ni oluşturan kayalardan (peridotit, gabro, anortozit, gabro pegmatit, dolerit, diyorit, diyabaz) yapılan ince kesitlerin neredeyse tamamında az veya çok miktarda amfibol grubu mineraline rastlanmıştır. Mikroskopik olarak hornblend olduğu saptanan minerallerden yapılan mikroprob çalışmaları sonucunda elde edilen verilerin Leake (1978) tarafından verilen Na+K (A odacığı) – Al^(IV) diyagramında değerlendirilmesiyle, incelenen kayalardaki hornblendlerin magneziyo hornblendten pargasitik hornblende doğru giden bir trend sundukları belirlenmiştir (şekil 57).



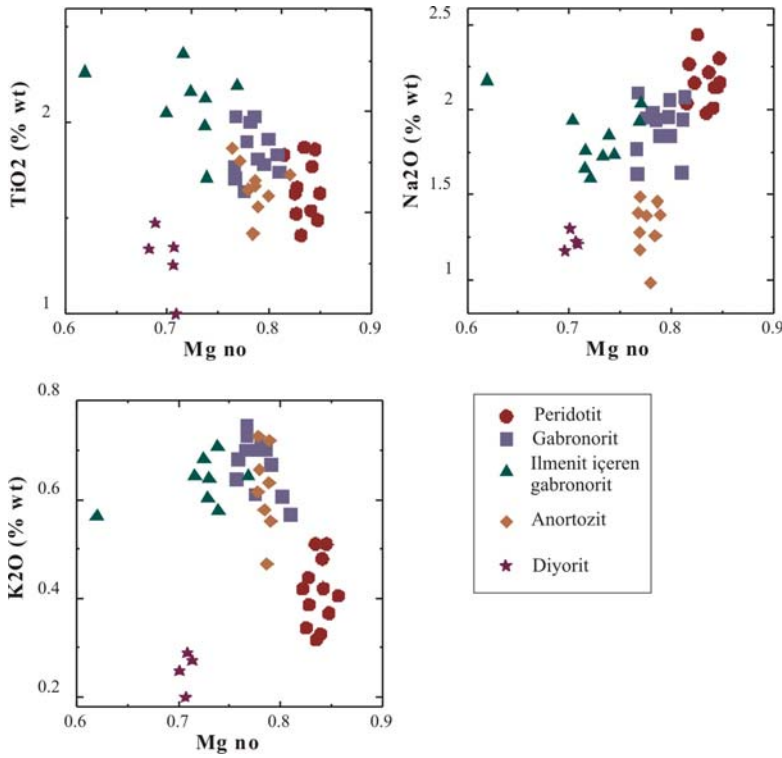
şekil 57. Karayaşmak yöresi mafik-ultramafik kayalarındaki amfibollerin A odacığındaki Na+K 'a karşı Al^(IV) sınıflandırma diyagramındaki dağılımları (Leake, 1978)

Tablo 9. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği kayaçlarındaki temsili hornblend analiz sonuçları

Örnk no	D-27	D-27	D-4	D-4	D-4	Pİ33	Pİ33	Pİ33	D-17	D-17	D-17	D-7	D-7	D-10	164	421	421	536	179	179
Kayaç	PDT	PDT	PDT	PDT	PDT	GBN	GBN	GBN	GBN	GBN	GBN	AN	AN	AN	IGBN	IGBN	IGBN	IGBN	DY	DY
SiO ₂	43,9	44,22	43,9	44,4	44,5	45,1	44,7	45	44,4	45	43,8	46,3	46,13	45,98	43,7	44,2	45,1	42,7	47,8	47,8
TiO ₂	1,54	1,87	1,49	1,63	1,77	1,74	1,64	1,71	2	2,03	2,03	1,42	1,65	1,56	2,2	2,37	1,72	2,27	1	1,35
Al ₂ O ₃	12,2	11,88	12,1	12	11,8	11,7	11,6	11,5	12,4	11,3	11,8	9,86	10,12	9,94	12	11,7	11,7	11,4	7,25	6,62
Cr ₂ O ₃	1,44	1,66	1,73	1,38	1,51	1,63	0,95	0,29	0,55	0,77	1,26	0,85	0,92	1,01	0,35	0,2	0,11	0	0,07	0,04
FeO	5,68	6,02	5,44	6,28	5,72	6,73	8,23	8,57	7,79	8,12	7,67	7,74	8,13	7,48	8,12	10	9,53	13,8	11,5	11,5
MnO	0,08	0,11	0,07	0,06	0,18	0,04	0,06	0,09	0,09	0,11	0,1	0,09	0,1	0,08	0,1	0,11	0,11	0,2	0,22	0,23
MgO	16,9	17,02	17	16,7	17,1	16,1	16	15,8	15,6	15	15,8	15,8	16,13	15,74	15,1	14,2	15,1	12,6	15,6	15,6
CaO	11,9	11,76	12,1	12,3	11,9	11,7	12	11,6	12,3	11,7	12	12	12,06	12,67	12,1	12	11,8	11,3	11,5	11,6
Na ₂ O	2,01	1,98	2,16	2,44	2,13	1,63	1,95	1,62	1,98	2,1	1,94	1,26	0,98	1,38	1,94	1,77	1,86	2,18	1,21	1,22
K ₂ O	0,48	0,51	0,37	0,34	0,42	0,57	0,61	0,75	0,71	0,73	0,7	0,58	0,66	0,72	0,65	0,65	0,58	0,57	0,29	0,2
Toplam	96	97,03	96,3	97,5	97	97	97,6	96,8	97,8	96,9	97	95,8	96,88	96,56	96,2	97,2	97,6	97,1	96,3	96,1
Si	6,306	6,287	6,304	6,338	6,330	6,435	6,376	6,438	6,355	6,523	6,310	6,706	6,593	6,682	6,367	6,420	6,455	6,281	6,886	6,931
Al ^(iv)	1,694	1,713	1,696	1,662	1,670	1,565	1,624	1,562	1,645	1,477	1,690	1,294	1,407	1,318	1,633	1,580	1,545	1,719	1,114	1,069
Al ^(vi)	0,365	0,277	0,348	0,362	0,304	0,399	0,331	0,371	0,444	0,445	0,312	0,390	0,298	0,384	0,425	0,414	0,420	0,260	0,118	0,063
Ti	0,166	0,200	0,161	0,175	0,189	0,187	0,176	0,184	0,215	0,221	0,220	0,155	0,177	0,171	0,241	0,259	0,185	0,251	0,108	0,147
Cr	0,164	0,187	0,196	0,156	0,170	0,184	0,107	0,033	0,062	0,088	0,144	0,097	0,104	0,116	0,040	0,023	0,012	0,000	0,008	0,005
Fe ⁽³⁺⁾	0,526	0,629	0,446	0,277	0,528	0,472	0,517	0,650	0,257	0,136	0,414	0,322	0,565	0,009	0,224	0,264	0,497	0,672	0,833	0,723
Fe ⁽²⁺⁾	0,157	0,087	0,207	0,473	0,153	0,330	0,466	0,376	0,675	0,848	0,511	0,616	0,407	0,900	0,767	0,955	0,643	1,026	0,548	0,673
Mn	0,010	0,013	0,009	0,007	0,022	0,005	0,007	0,011	0,011	0,014	0,012	0,011	0,012	0,010	0,012	0,014	0,013	0,025	0,027	0,028
Mg	3,612	3,607	3,634	3,549	3,634	3,424	3,395	3,375	3,335	3,248	3,387	3,409	3,437	3,410	3,290	3,072	3,229	2,766	3,358	3,362
Ca	1,829	1,791	1,858	1,889	1,813	1,791	1,833	1,777	1,886	1,820	1,854	1,857	1,847	1,973	1,896	1,872	1,812	1,778	1,774	1,802
Na	0,171	0,209	0,142	0,111	0,187	0,209	0,167	0,223	0,114	0,180	0,146	0,143	0,153	0,027	0,104	0,128	0,188	0,222	0,226	0,198
B	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Na	0,389	0,337	0,459	0,565	0,400	0,242	0,373	0,226	0,435	0,410	0,397	0,211	0,118	0,361	0,444	0,370	0,328	0,400	0,112	0,145
K	0,088	0,092	0,068	0,062	0,076	0,104	0,111	0,137	0,130	0,135	0,129	0,107	0,120	0,133	0,121	0,120	0,106	0,107	0,053	0,037
A	0,477	0,429	0,526	0,627	0,477	0,346	0,484	0,363	0,565	0,545	0,525	0,318	0,239	0,495	0,565	0,490	0,433	0,507	0,165	0,182
Mg No	0,84	0,83	0,85	0,83	0,84	0,81	0,78	0,77	0,79	0,77	0,79	0,78	0,78	0,79	0,77	0,72	0,74	0,62	0,71	0,71
Al/Si	0,327	0,317	0,324	0,319	0,312	0,305	0,307	0,300	0,329	0,295	0,317	0,251	0,259	0,255	0,323	0,311	0,304	0,315	0,179	0,163
K/Na	0,157	0,169	0,113	0,092	0,130	0,230	0,206	0,305	0,236	0,229	0,237	0,303	0,443	0,343	0,220	0,242	0,205	0,172	0,158	0,108

Ana oksit değerleri % ağırlık cinsindedir. Mg #: Mg/Mg+Fe²⁺, yapısal parametreler 23 oksijene göre hesaplanmıştır. PDT: peridotit, GBN:gabronorit, IGBN: ilmenit içeren gabronorit, DY: diyorit (IGBN ve DY analizleri Topuz vd. 2006' dan alınmıştır)

Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği kayaçlarındaki hornblendlerin Mg numaraları peridotitik kayaçlarda yüksek olup % 83-85 arasında değişir. Gabronorit ve anortozitlerde ise benzer değerlere sahip olup, % 77-79 arasındadır. İlmenit içeren gabronoritlerde ise biraz daha geniş bir aralıkta (% 62-77) değişim sunar (Tablo 9). Diyoritik kayaçlarda ise % 71 civarındadır. Mafik-ultramafik kayaçların Al_2O_3 içerikleri genellikle yüksek olup % 9,86-12,2 arasında değişen değerlere sahiptir. Sadece, muhtemelen bu magmatik faaliyetin son ürünlerinden biri olan diyoritlerde biraz daha düşük olup % 7 civarındadır (Tablo 9). TiO_2 içerikleri genel olarak yüksektir (% 1 - 2,27). İlmenit içeren gabronoritlerde, diğer kayaç gruplarından farklı olarak TiO_2 içerikleri 2 den yüksektir ve peridotitlerden gabronoritlere ve ilmenit içeren gabronoritlere doğru Mg numarasının azalması ile birlikte düzenli olarak artar (Şekil 58A). Benzer şekilde Mg numarası azaldıkça kayaçların K_2O oranı artmaktadır (Şekil 58C). Na_2O içeriği ise Mg numarasındaki artış ile çok belirgin olmasa da artmakta ve pozitif bir korelasyon göstermektedir (Şekil 58B). Cr_2O_3 içerikleri ise peridotitik kayaçlarda diğer kayaçlara oranla nispeten daha yüksektir (% 1,38-1,76). Gabronoritlerde ise geniş bir aralıkta değişim gösterir (% 0,16-1,63). Diyoritlerde ise oldukça düşüktür (% 0,04-0,07).



Şekil 58. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği kayaçlarındaki hornblendlerin, Mg numarasına karşı TiO_2 , Na_2O ve K_2O değişim diyagramları

Tüm bu özellikler Alaska yöresinde çeşitli araştırmacılar tarafından tanımlanan (Himmelberg ve Loney, 1995; Helmy ve Mahallawi, 2003; Farahat ve Helmy, 2006) mafik-ultramafik kayalardaki hornblendler ile büyük bir benzerlik sunmaktadır. Hornblend gibi sulu mineraller genel olarak okyanus ortası sırtlarından daha çok yitimle ilişkili mafik-ultramafik magmaların ürünleridir.

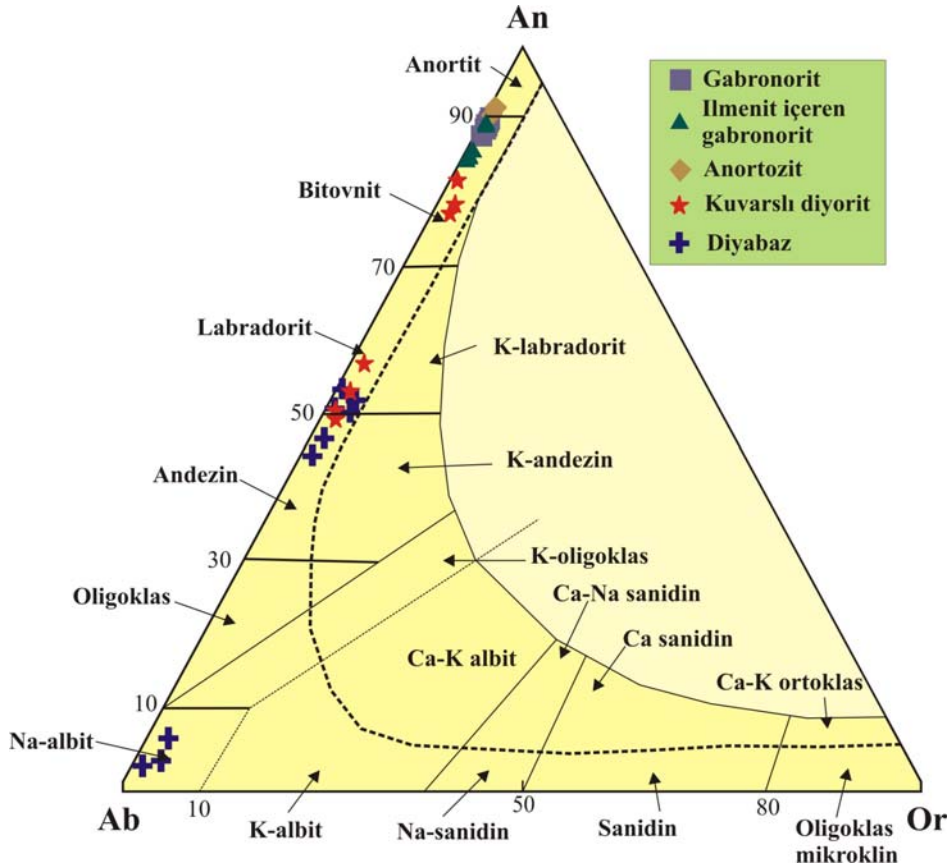
3.3.1.2.3.4. Plajiyoklas

Tez çalışmasının ilk lokasyonunu oluşturan Aksalur yöresi kümülat verlitlerinde gözlenememiş olmasına rağmen, Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği'ni oluşturan kayalarda en yüksek oranlarda bulunan mineraldir (plajiyoklaslı peridotitler hariç). Peridotitlerde ise plajiyoklasların oranı % 10 un altındadır. Peridotitik kayalarda interkümülsüz faz olarak bulunan plajiyoklaslar tamamen ayrışarak serisit, klorit, kalsit, prehnit ve pumpellite dönüşmüş olarak görülürler. Bu nedenle bunlardan mikroprob analizi yapılamamış olup, gabronoritler, anortozitler, ilmenit içeren gabronoritler, diyabaz ve kuvarşlı diyoritlerdeki plajiyoklaslardan sınırlı sayıda mikroprob analizi yaptırılarak değerlendirilmiştir. Analiz yapılırken genellikle zonlu olmayan plajiyoklaslar tercih edilmiştir. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği'ni oluşturan kayalardaki plajiyoklasların anortit içerikleri % 3,49-93 arasında, oldukça geniş bir değişim aralığı sunar. Anortit içerikleri kümülat dokusu gösteren kayalarda (gabronoritler ve anortozitler) oldukça yüksek iken (% 89,27-92,91), ilmenit içeren gabronoritlerde % 85,63-90,73 arasındadır. Mafik-ultramafik magmanın son ürünlerini temsil eden diyabazlar ve kuvarşlı diyoritlerdeki plajiyoklaslarda ise anortit içeriği % 3,4-83 arasında değişen geniş bir aralıkta yer alır (Şekil 59, Tablo 10). Özellikle ilmenit içeren gabronoritlerde sıkça rastlanan ve olivin veya klinopiroksen içinde inklüzyonlar halinde bulunan plajiyoklaslar, kayacın matriksini oluşturan plajiyoklaslarla benzer bileşime sahiptir (Tablo 10).

Tablo 10. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği kayaçlarındaki temsili plajiyoklas analiz sonuçları

Önk no	Pİ33	Pİ33	Pİ33	D-17	D-17	D-17	D-7	D-7	D-10	D-10	164	164	421	421	421	469D	469D	DY1	DY1	DY1
Kayaç	GBN	GBN	GBN	GBN	GBN	GBN	AN	AN	AN	AN	IGBN	IGBN	IGBN	IGBN	IGBN	DYZ	DYZ	KD	KD	KD
Alan	Mkz	Knr	Mkz	Mkz	Knr	Mkz	Mkz	Knr	Mkz	Knr	Mkz	Knr	İnk Kps	İnk Olv	Knr	Fk	Knr	knr	mkz	knr
SiO ₂	43,5	44,96	45,57	44,96	45,63	45,15	45,13	46,14	46,06	46,47	44,76	45,11	46,71	46,19	45,97	54,42	67,34	54,73	46,82	54,82
Al ₂ O ₃	35,77	35,73	36,02	35,26	35,36	35,28	35,56	34,78	35,44	35,32	35,42	35,41	33,59	33,69	35,27	27,93	20,5	28,24	33,65	28,24
FeO _T	0,91	0,52	0,27	0,18	0,33	0,16	0,18	0,12	0,16	0,17	0,18	0,13	0,33	0,53	0,61	0,36	0,17	0,42	0,08	0,1
CaO	17,52	17,87	18,2	18,09	18,38	18,6	18,66	17,98	17,86	17,54	18,01	18,22	17,76	17,77	17,9	10,92	0,75	10,79	17	10,66
Na ₂ O	0,87	1	0,96	1,01	1,03	1,09	0,76	0,81	0,72	0,82	1,03	1,02	1,56	1,44	1,55	5,5	11,38	5,66	1,88	5,4
K ₂ O	0,03	0,01	0,03	0,03	0,03	0,06	0,04	0,03	0,02	0,02	0,04	0,01	0,04	0,05	0,02	0,07	0,12	0,23	0,06	0,12
Toplam	98,6	100,1	101,1	99,53	100,8	100,3	100,3	99,86	100,3	100,3	99,44	99,9	99,99	99,67	101,3	99,2	100,3	100,1	99,49	99,34
Si	2,040	2,071	2,077	2,082	2,089	2,078	2,075	2,122	2,109	2,123	2,075	2,081	2,152	2,138	2,096	2,479	2,944	2,472	2,161	2,485
Al	1,976	1,940	1,935	1,924	1,908	1,914	1,927	1,885	1,912	1,902	1,935	1,925	1,824	1,838	1,895	1,500	1,056	1,503	1,831	1,508
Fe ²⁺	0,036	0,020	0,010	0,007	0,013	0,006	0,007	0,005	0,006	0,006	0,007	0,005	0,013	0,021	0,023	0,014	0,006	0,016	0,03	0,04
Ca	0,880	0,882	0,889	0,897	0,901	0,917	0,919	0,886	0,876	0,858	0,894	0,900	0,877	0,881	0,874	0,533	0,035	0,522	0,841	0,518
Na	0,079	0,089	0,085	0,091	0,091	0,097	0,068	0,072	0,064	0,073	0,093	0,091	0,139	0,129	0,137	0,486	0,965	0,495	0,169	0,474
K	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,004	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002	0,003	0,001	0,004	0,007	0,013	0,004	0,007
Toplam	5,013	5,003	4,998	5,002	5,004	5,016	4,997	4,972	4,968	4,963	5,006	5,003	5,007	5,009	5,026	5,016	5,013	5,021	5,036	5,032
An	91,58	90,75	91,12	90,66	90,63	90,10	92,91	92,29	93,09	92,08	90,40	90,75	86,09	86,96	86,35	52,11	3,491	50,64	83,03	51,81
Ab	8,23	9,19	8,70	9,16	9,19	9,55	6,85	7,52	6,79	7,79	9,36	9,19	13,68	12,75	13,53	47,49	95,84	48,07	16,62	47,49
Or	0,19	0,06	0,18	0,18	0,18	0,35	0,24	0,18	0,12	0,13	0,24	0,06	0,231	0,291	0,115	0,398	0,665	1,285	0,349	0,694

Ana oksit değerleri % ağırlık cinsindedir. Mg #: Mg/Mg+Fe²⁺, yapısal parametreler 8 oksijene göre hesaplanmıştır. PDT: peridotit, GBN:gabronorit, IGBN: ilmenit içeren gabronorit, DYZ: diyabaz, KDS kuvarşlı diyorit, ink ol: olivin içinde inklüzyon, ink kps: klinopiroksen içinde inklüzyon (IGBN, DYZ ve KD analizleri Topuz vd. 2006' dan alınmıştır)



Şekil 59. Karayashmak yöresi mafik-ultramafik kayaçlarındaki plajiyoklasların An-Ab-Or üçgen diyagramındaki dağılımları (Smith ve Brown, 1988)

3.3.1.2.3.5. Krom Spinel

Karayashmak Mafik-Ultramafik Birliği kayaçlarından peridotit, gabronorit ve anortozitlerde saptanan spinellerden yapılan mikrokimyasal analizler, bunların kromca zengin spineller olduklarını ortaya koymuştur (Tablo 11). Peridotit ve gabronoritlerde ölçülen spineller benzer bileşime sahip olmasına rağmen, sınırlı sayıda (2 adet) ölçüm yapılabilen anortozitlerde farklılık gösterir. Peridotitlerde ve gabronoritlerde spinellerin Cr_2O_3 içerikleri oldukça dar bir aralıkta değişir (% 39,36-46,02). Peridotitik kayaçlarda % 39,36-42,02 civarında olan Cr_2O_3 değeri gabronoritlerde % 38 lere kadar yükselmektedir. Anortozitlerde ise % 30,7-31,98 arasında değişir. Al_2O_3 içerikleri peridotitlerde ve gabronoritlerde genel olarak % 15-18 arasında olmasına rağmen anortozitlerde % 25 civarındadır. TiO_2 içerikleri ise tüm kayaç gruplarında % 0,96-1,37 arasında, dar bir aralıkta değişim gösterir (Tablo 11).

Tablo 11. Karayaşmak mafik-Ultramafik Birliğı kayaçlarındaki temsili krom spinel analizleri

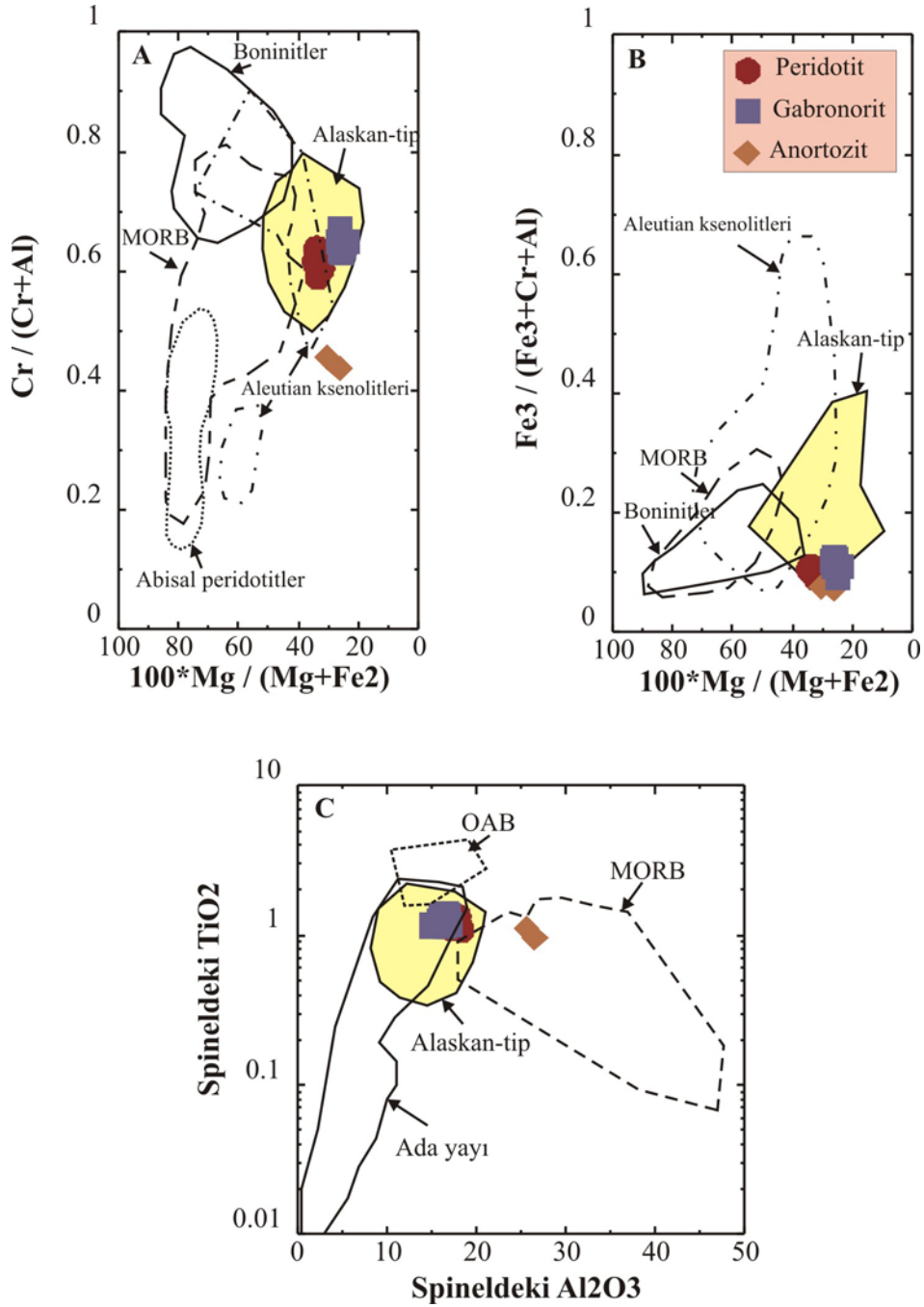
Örnek no	D-27	D-27	D-27	D-27	D-4	D-4	D-4	D-4	Pİ-33	Pİ-33	Pİ-33	Pİ-33	D-17	D-17	D-17	D-17	D-7	D-7
Kayaç	PERİ	PERİ	PERİ	PERİ	PERİ	PERİ	PERİ	PERİ	GBN	GBN	GBN	GBN	GBN	GBN	GBN	GBN	AN	AN
SiO ₂	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02
TiO ₂	1,16	1,08	1,28	1,33	1,16	1,23	1,11	1,14	1,34	1,32	1,18	1,16	1,34	1,37	1,22	1,14	1,11	0,96
Al ₂ O ₃	17,66	18,38	17,12	18,02	17,89	16,01	17,14	16,18	16,16	16,88	17,02	15,13	16,88	16,65	15,88	16,46	25,60	26,55
Cr ₂ O ₃	40,84	39,36	41,32	40,88	40,12	42,02	40,88	41,93	44,44	44,77	43,79	46,02	43,16	44,45	45,16	44,92	31,98	30,78
Fe ₂ O ₃	8,10	8,29	7,87	7,06	8,12	8,60	8,16	8,53	4,31	3,63	4,44	4,91	4,76	4,45	4,75	4,79	6,08	5,72
FeO	24,65	24,56	24,96	25,39	24,56	24,40	24,09	24,31	28,27	27,97	27,51	27,26	27,58	27,79	27,42	27,33	26,16	27,52
MnO	0,25	0,23	0,22	0,22	0,31	0,28	0,29	0,34	0,13	0,15	0,11	0,13	0,21	0,22	0,16	0,14	0,24	0,24
MgO	7,06	6,98	6,88	6,72	6,98	7,04	7,12	6,99	4,68	5,02	5,16	5,23	5,08	5,16	5,21	5,37	6,45	5,50
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Na ₂ O	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
K ₂ O	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01
Toplam	99,74	98,93	99,69	99,65	99,15	99,60	98,83	99,47	99,34	99,74	99,22	99,85	99,02	100,12	99,85	100,15	97,63	97,34
Si	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001
Ti	0,029	0,027	0,032	0,033	0,029	0,031	0,028	0,028	0,034	0,033	0,030	0,029	0,034	0,034	0,031	0,028	0,027	0,024
Al	0,683	0,715	0,665	0,698	0,695	0,625	0,670	0,632	0,641	0,663	0,671	0,598	0,668	0,652	0,626	0,644	0,978	1,020
Cr	1,059	1,026	1,076	1,062	1,046	1,100	1,071	1,098	1,182	1,180	1,158	1,220	1,145	1,168	1,193	1,179	0,819	0,793
Fe³⁺	0,200	0,206	0,195	0,174	0,202	0,214	0,204	0,213	0,109	0,091	0,112	0,124	0,120	0,111	0,120	0,120	0,148	0,140
Fe²⁺	0,676	0,677	0,688	0,698	0,677	0,675	0,668	0,674	0,796	0,780	0,769	0,764	0,774	0,772	0,767	0,759	0,709	0,750
Mn	0,007	0,006	0,006	0,006	0,009	0,008	0,008	0,010	0,004	0,004	0,003	0,004	0,006	0,006	0,005	0,004	0,007	0,007
Mg	0,345	0,343	0,338	0,329	0,343	0,347	0,352	0,345	0,235	0,249	0,257	0,261	0,254	0,256	0,260	0,266	0,312	0,267
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001
Na	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003	0,001	0,001	0,001
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
Toplam	3,001	3,003	3,002	3,002	3,001	3,001	3,002	3,002	3,000	3,001	3,001	3,000	3,000	3,001	3,007	3,002	3,001	3,004
Mg no	0,34	0,34	0,33	0,32	0,34	0,34	0,35	0,34	0,23	0,24	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,26	0,31	0,26
Cr no	0,61	0,59	0,62	0,60	0,60	0,64	0,62	0,63	0,65	0,64	0,63	0,67	0,63	0,64	0,66	0,65	0,46	0,44
Fe³⁺ no	0,10	0,11	0,10	0,09	0,10	0,11	0,10	0,11	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,08	0,07
Fe³⁺/ΣFe	0,23	0,23	0,22	0,20	0,23	0,24	0,23	0,24	0,12	0,10	0,13	0,14	0,13	0,13	0,13	0,14	0,17	0,16

Ana oksit değerleri % ağırlık cinsindedir. Mg # = Mg/(Mg+Fe²⁺), Cr no = Cr / (Cr+Al), Fe³⁺ no = Fe³⁺ / (Fe³⁺ + Cr+ Al), yapısal parametreler 4 oksijene göre hesaplanmıştır. PDT: peridotit, GBN: gabronorit, IGBN: ilmenit içeren gabronorit, An: anortozit

Karayaşmak mafik-ultramafiklerindeki krom spinellerin Cr numaraları (Cr/Cr+Al) peridotit ve gabronoritlerde % 59-67 arasında değişmektedir. Sınırlı sayıda ölçüm yapılabilen anortozitlerde ise % 44-46 civarındadır. Dick ve Bullen (1984) genellikle yüksek krom numarası içeriğine sahip spinellerin (> % 60) volkanik yaylar, stratiform kompleksler ve okyanusal plaka bazaltları için, daha düşük krom numarası içeriğine sahip spinellerin ise (< % 60) genellikle okyanusal kabuk için tipik olduğunu vurgulamıştır. Bu özellik dikkate alındığında, Karayaşmak yöresi mafik-ultramafik kayalar yay ilişkili bir tektonik ortamı işaret etmektedir.

Karayaşmak yöresi mafik-ultramafik kayalarındaki spinelin Al_2O_3 içerikleri % 15-18 arasında değişmektedir. Basınç ve sıcaklığın bir fonksiyonu olarak bir ergiyikten kristallenen spinellerdeki alüminyumun davranışı henüz tam olarak anlaşılamamıştır. Aleutian ada yayında yapılan çalışmalarda bazı araştırmacılar (Irvine vd. 1967; Haggerty, 1979; Dick ve Bullen, 1984, ultramafik kayalardaki spinellerin yüksek Al/Cr oranlarının orta-yüksek kristalizasyon basınçlarında gerçekleştiğini belirtmişlerdir. Dick ve Bullen (1984)' e göre spinel içindeki Cr için dağılım katsayıları basınç artışı ile birlikte önemli derecede azalmakta ve düşük Cr numarası ((Cr /Cr+Al) < 0,6) yüksek basınçlarda oluşan spinelleri işaret etmektedir. Irvine (1967) olivin-plajiyoklas stabilite alanı (>8 kbar) üzerindeki basınçlarda, bazaltik bir likitten plajiyoklastan ziyade alümina spinel ve piroksenin kristallenebileceğini vurgulamıştır.

Krom spineller içinde buldukları kayaların oluşum ortamlarını belirlemede oldukça önemli bir parametre olarak kullanılabilirler. Karayaşmak yöresi mafik-ultramafik kayalarındaki spineller, Mg numarasına karşı Cr numarası (Şekil 60A), Mg numarasına karşı Fe^{3+} numarası (Şekil 60B) ve spineldeki Al_2O_3 ' e karşı TiO_2 (Şekil 60C) diyagramlarında Alaskan-tip ultramafik kayalar ve ada yaylarıyla ilişkili ortamlarda toplanmışlardır. Bu, daha önce okyanusal kökenli olduğu düşünülen mafik-ultramafik kayaların yitimle ilişkili bir magmanın ürünleri olduğu görüşünü desteklemektedir.



Şekil 60. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği kayaçlarındaki krom spinellerin A) $100 * \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) - \text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al})$, B) $100 * \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) - \text{Fe}^{3+} / (\text{Fe}^{3+} + \text{Cr} + \text{Al})$, C) $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ tektonik ortam ayırtman diyagramları (MORB ve boninit alanları Barnes ve Roeder, 2001; abisal peridotitler Dick ve Bullen, 1984; Alaskan-tip kopleksler alanı Burns, 1985-Himmelberg ve Loney, 1995; Aleutian piroksenit ve gabro ksenolitleri alanları Conrad ve Kay, 1984 - DeBari vd., 1987 - DeBari ve Coleman, 1989; okyanus adası bazaltı (OAB) ve ada yayı serileri alanları ise Kamenetsky vd., 2001' den alınmıştır)

3.3.1.2.3.6. Fe-Ti Oksit

Aksalur yöresi kümülat veritlerinde olduğu gibi, Karayaşmak yöresi mafik-ultramafik kümülatlarındaki Fe-Ti oksitlerden yapılan mikrokimyasal analiz sonuçları bu kayalardaki Fe-Ti oksitlerin yüksek demir ve titan içerikleri ile ilmenit oldukları saptanmıştır (Tablo 12).

Tablo 12. Karayaşmak yöresi mafik-ultramafik kayalarının Fe-Ti oksit analizleri

örnek	411B	411B	D-7	D-7	D-7	D-7	D-10	D-10	421	421	421	421	421
kayaç	PDT	PDT	AN	AN	AN	AN	AN	AN	IGBN	IGBN	IGBN	IGBN	IGBN
SiO ₂	0,05	0,05	0,02	0,03	0,02	0,04	0,03	0,05	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02
TiO ₂	52,40	52,02	52,78	51,44	51,66	51,03	50,76	50,84	53,18	53,04	51,95	52,52	52,66
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,44	0,40	0,18	0,26	0,34	0,22	0,32	0,27	0,14	0,14	0,21	0,02	0,06
FeO	28,35	30,83	43,86	44,64	44,27	45,38	44,76	45,12	43,97	43,00	44,61	45,37	44,71
MnO	17,53	15,33	1,94	2,01	2,36	1,87	1,94	1,66	0,69	0,63	1,06	0,86	0,77
MgO	0,28	0,35	0,92	0,96	0,78	1,02	1,07	0,92	2,19	2,30	1,18	0,98	1,51
CaO	0,05	0,06	0,17	0,21	0,07	0,08	0,11	0,14	0,07	0,13	0,05	0,01	0,11
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
Toplam	99,10	99,06	99,87	99,56	99,53	99,66	99,00	99,04	100,25	99,26	99,06	99,78	99,84
Si	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Ti	0,998	0,992	1,329	1,307	1,314	1,299	1,296	1,298	0,990	0,996	1,320	0,991	0,989
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,009	0,008	0,004	0,005	0,005	0,004	0,006	0,005	0,003	0,003	0,006	0,000	0,001
Fe ³⁺	0,000	0,006	0,012	0,005	0,003	0,000	0,003	0,004	0,017	0,005	0,000	0,016	0,020
Fe ²⁺	0,601	0,648	0,613	0,627	0,623	0,642	0,632	0,637	0,893	0,894	0,628	0,936	0,914
Mn	0,376	0,329	0,028	0,029	0,034	0,027	0,028	0,024	0,014	0,013	0,015	0,018	0,016
Mg	0,010	0,013	0,023	0,024	0,020	0,026	0,027	0,023	0,081	0,086	0,030	0,037	0,056
Ca	0,001	0,002	0,003	0,004	0,001	0,001	0,002	0,003	0,002	0,004	0,001	0,000	0,003
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Toplam	1,996	2,000	2,011	2,001	2,001	2,001	1,994	1,994	2,000	2,001	2,000	1,998	2,000
Mg no	0,016	0,02	0,04	0,037	0,031	0,04	0,04	0,04	0,083	0,09	0,046	0,038	0,058
Fe ³⁺ no	0	0,429	0,77	0,49	0,365	0	0,32	0,44	0,85	0,63	0	1	0,952
Ti no	0,991	0,992	1	0,996	0,996	1	1	1	0,997	1	0,995	1	0,999

Analiz değerleri % oksit cinsindedir. Yapısal parametreler 3 oksijene göre hesaplanmıştır.

Mg no=Mg/(Mg+Fe²⁺), Fe³⁺ no= Fe³⁺ /(Fe³⁺ + Cr + Al), Ti no= Ti (Ti+Cr+Al)

İlmenitlerin FeOT içerikleri anortozit ve ilmenit içeren gabronoritlerde benzer değerlere sahip olup % 43-45 arasında değişirken peridotitik kayalarda bu oran daha düşük olup % 28-30 civarındadır. TiO₂ içerikleri ise ölçüm yapılan her üç kayaç grubunda da birbirine yakın değerlerdedir ve % 50-53 arasında değişmektedir. MnO içerikleri

açısından değerlendirildiğinde ise anortozit ve gabronoritlerde oldukça düşük (% 0,66-2,01), peridotitik kayaçlarda ise oldukça yüksektir (% 15-17).

Fe-Ti oksit mineralleri kristallendikleri magmaların sıcaklıkları ve oksijen fugasitelerinin belirlenmesinde oldukça önemli bir yere sahiptirler. İlmenitlerden, oksijen barometresi ve jeotermometresi hesaplamaları için, aynı kayaç içinde dokanak halinde bulunan ve ölçümleri yapılan ilmenit ve magnetit minerallerinin bileşimlerine ihtiyaç vardır. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği kayaçlarında ilmenitler dışında krom spinel ve manyetitlere rastlanmıştır. Fakat mafik-ultramafik kayaçlarda görülen manyetitler çoğunlukla olivinlerin çatlakları boyunca ikincil olarak gelişmiş manyetitlerdir. Bu nedenle mafik-ultramafik kayaçlarda Fe-Ti oksitlerden oksijen fugasitesi ve termometresi hesaplamaları yapılamamıştır. Bununla birlikte oksijen fugasitesi, doğal mineral birliktelikleri ve sulu ergiyiğin meydana getirdiği kristalizasyon sekansı kullanılarak kalitatif olarak tahmin edilebilir (Himmelberg ve Loney, 1995). Düşük oksijen fugasitelerinde ilmenit likit faza yakınken, yüksek oksijen fugasitelerinde magnetit kümülüs bir faz olarak görülür (Klinopiroksen kristallendikten sonra, fakat hornblend kristallenmeden önce). Karayaşmak yöresi mafik-ultramafik kayaçlarında primer magnetit bulunmamasına karşın ilmenitle birlikte kromca zengin spinelin bir arada bulunması kristallenme zamanında oksidasyon koşullarının düşük olduğu, en azından FMQ tamponu (fayallit-manyetit-kuvars buffer) civarında olduğunu gösterir.

3.3.1.2.4. Mafik-Ultramafik Kayaçların Yaşı

Karayaşmak yöresinde mafik-ultramafik kayaçlara kesin yaş verebilecek herhangi bir saha verisi elde edilememiştir. Mafik-ultramafik kayaçlar Permo-Karbonifer öncesi yaşlı Pulur Masifi'ni kesmekte, Liyas yaşlı Hamurkesen Formasyonu ile dokanak oluşturmaktadır. Yapılan detaylı saha çalışmalarında Liyas yaşlı Hamurkesen Formasyonu'nun tabanını oluşturan Aggi Konglomera Üyesi içinde bu mafik-ultramafiklerin çakılına rastlanılamamıştır. Sadece birkaç yerde serpantinleşmiş ultramafik çakılları saptanmış fakat bunların petrografik incelemelerinde kümülat dokuya sahip olmadıkları belirlenmiştir. Bölgeye oldukça yakın olan Kelkit yöresinde Seymen (1975) yapmış olduğu çalışmada Jura yaşlı Karatepe Formasyonu içinde metamorfik ve ultrabazik kayaç çakılları içeren kumtaşları olduğunu belirtmiştir. Bu veriler bölgede Jura öncesi temel içinde mafik-ultramafik kayaçların varlığına işaret etmektedir. Topuz vd. (2006-

yayınlanmamış makale), Karayaşmak mafik-ultramafik birliği içinde yüzeyleme veren kuvarslı diyoritlerdeki hornblendleri kullanarak $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yöntemi ile intrüzyonların yerleşim yaşının Liyas olduğunu belirlemiştir. Fakat saha çalışmaları, ultramafik kümülatların magmatizmanın ilk ürünleri, bunları kesen melagabronorit, gabro pegmatit, anortozit ve olivinli gabronoritlerin daha sonraki ürünler olduğunu, andezit ve kuvarslı diyoritlerin ise bütün bu kayalar içerisinde dayklar şeklinde yerleşmiş olduğunu ortaya koymuştur. Diğer bir deyişle kuvarslı diyoritler bu magmatizmanın son ve en genç ürünlerinden biri olarak oluşmuşlardır. İnceleme alanının biraz daha güneyinde, şu anda sürdürülmekte olan bir proje çalışması kapsamında, Kop ultramafikleri içinde benzer bir gabroik kayaç kütesine rastlanmış, bu küteden alınan ve benzer şekilde magmatizmanın son ürünlerinden biri olan gabro pegmatit örneğindeki hornblendlerden $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yöntemi kullanılarak, 195 ± 4 milyon yıllık soğuma yaşı (Triyas) elde edilmiştir. Bütün gözlemleri, diğer lokasyonları ve bölge jeolojisini değerlendirdiğimizde, bölgedeki ultramafik magmatizmanın Triyas'ta başladığı, ilerleyen aşamalarda melagabronoritlerin, gabro pegmatitlerin, anortozitlerin ve olivin gabronoritlerin oluştuklarını, ayrıca bu kayaların kendileri ile dokanak oluşturan Pliensbahiyen-? yaşlı Ammonitico-Rosso kireçtaşlarında kontakt metamorfizmaya ve yapısal değişikliklere neden olmaması nedeniyle de, **Triyas-Pliensbahiyen** zaman aralığında oluştuklarını söyleyebiliriz.

3.3.2. Liyas ve Sonrası Birimler (Örtü Kayaları)

Doğu Pontid Magmatik Yayının güneyinde yer alan inceleme alanında yüzeyleme veren Liyas ve sonrası birimler Hamurkesen Formasyonu (Liyas), Hozbirikyayla Kireçtaşı (Dogger-Malm-Alt Kretase) ve alüvyonlardan oluşmaktadır. Bu başlık altında tez çalışmasının konusunu oluşturan mafik-ultramafik kayalarla dokanak oluşturan bu birimlerin saha ve petrografik özellikleri, fazla detaya girilmeden özetlenmeye çalışılmıştır.

3.3.2.1. Hamurkesen Formasyonu

Çalışma alanını da içine alan Demirözü ve çevresinde en geniş kapsamlı çalışmalardan birini yapan Açar (1977) Alt Sinemuriyen yaşlı Çaltepe Kireçtaşı üzerine gelen volkano-torul karakterli istifli Hamurkesen Formasyonu olarak adlandırılmıştır.

İnceleme alanının kuzey, orta ve güney kesiminde oldukça geniş bir yayılım alanına sahip birimin (Şekil 38), Ağar (1977) tarafından adlandırılmış olan birimle benzer litolojik özelliklere sahip olması ve aynı stratigrafik düzeyde bulunması nedeniyle bu çalışmada da Hamurkesen Formasyonu başlığı altında değerlendirilmesi uygun görülmüştür.

Ağar (1977), 'Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) Bölgesinin Jeolojisi' konulu doktora tezi çalışmasında Çaltepe Kireçtaşı üzerine uyumlu olarak gelen Hamurkesen Formasyonu'nun tabanda kumlu intrasparitler ile başlayıp, üste doğru volkanik breş, tüf, tüfit, litarenit, aglomeralardan oluştuğunu ve 219 metre kalınlığa sahip olduğunu belirtmiştir. Hamurkesen Formasyonu'nun tabanında görülen konglomeratik seviyeyi ise Aggi yöresine izafeten Aggi Üyesi adıyla incelemiştir. Korkmaz ve Baki (1984), Çaltepe Kireçtaşı üzerine uyumsuz olarak gelen, kömür ve bitki kırıntıları içeren kumtaşı, kuvarsit, silttaşı, şeyl ve marn ar dalanmasını Aggi Formasyonu başlığı altında incelemiş ve Aggi Formasyonu'nun yaklaşık 2000 metre kalınlığa sahip kumtaşı, silttaşı, marn, tüf ve tüfit ar dalanmasından oluşan Hamurkesen Formasyonu tarafından uyumlu olarak örtüldüğünü vurgulamıştır. Tanyolu (1988) bölgedeki ayrıntılı çalışmasında Liyas yaşlı birimlerin, metamorfik taban üzerine uyumsuz olarak oturan ve başlıca konglomera ve kumtaşlarından oluşan Aggi Formasyonu ve bunun üzerine uyumlu olarak gelen tüf, tüfit, aglomera, kumtaşı, silttaşı, intrasparit andezit, dasit, bazalt ve diyabazlardan oluşan volkano-tortul seriden oluştuğunu belirtmiştir. Akdeniz (1988) ise çakıltaşı, grovak, kumtaşı, marn, tüfit, bazik lav ar dalanmasından oluşan birimi tek bir başlık altında (Hamurkesen Formasyonu) incelemiştir.

İnceleme alanının kuzey, orta ve güney kesiminde yüzeyleme veren birim başlıca konglomera-kumtaşı-kırmızı renkli kireçtaşı-kıltaşı-sittaşı-marn-bazaltik, andezitik ve dasitik lav ve piroklastitlerinin ar dalanmasından oluşan bir istif ile temsil edilir. Bölgede yapılan çalışmalarda (Ağar, 1977; Korkmaz ve Baki, 1984; Tanyolu, 1988; Akdeniz, 1988, Habiboğlu, 1989) formasyonu oluşturan birimlerin özellikleri detaylı olarak irdelenmiştir. Bu çalışmada konglomeratik ve volkano-tortul seviye ayrı ayrı haritalanmış ve bu birimin özellikle tez çalışmasını oluşturan mafik-ultramafik kayalarla olan dokanak ilişkileri detaylı olarak incelenmiştir.

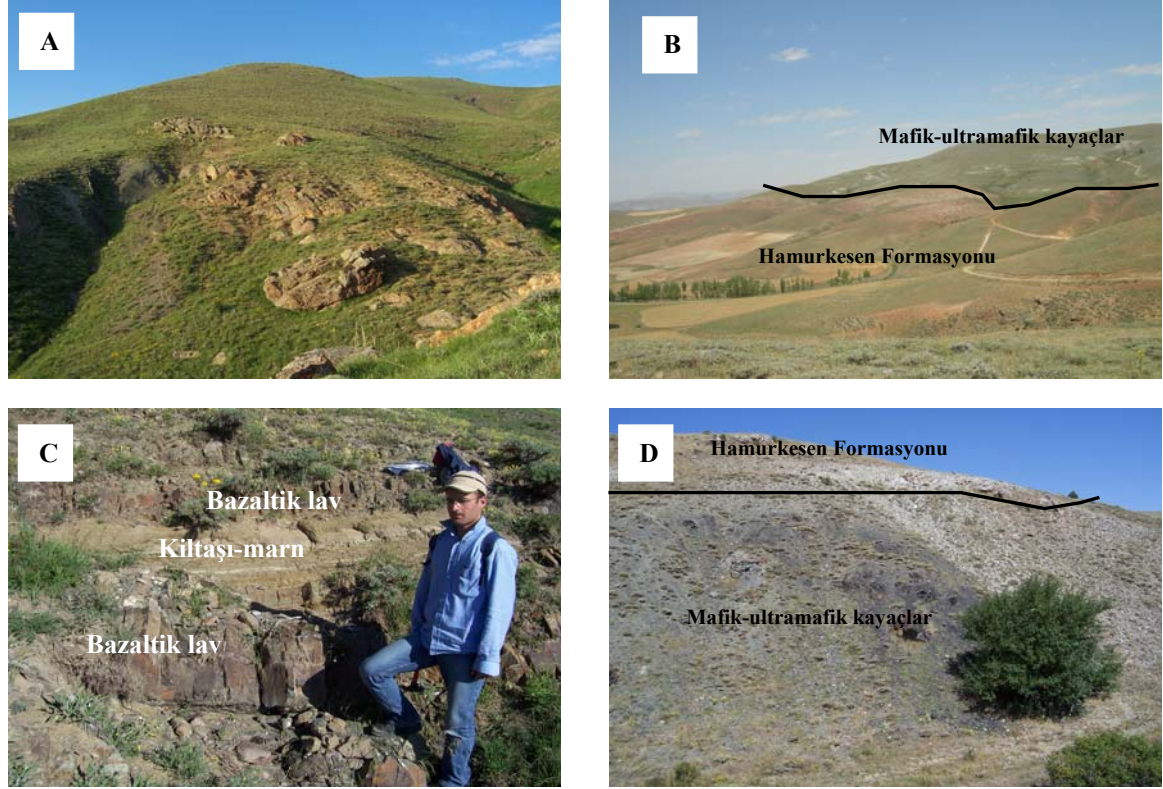


Şekil 61. Hamurkesen Formasyonu'nun inceleme alanındaki litolojik birliklerini gösteren basitleştirilmiş dikme kesiti.

Hamurkesen Formasyonu, Doğu Pontidler'de özellikle güney kesimlerde yaygın olarak yüzeyleme vermekte ve genellikle benzer bir istif ile temsil edilmektedir (Şekil 61). Formasyon inceleme alanının güney kesiminde Pulur Metamorfileri üzerine, orta kesiminde hem Pulur Masifi, hem de Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği üzerine aşınma uyumsuzluğu ile oturmaktadır. Çalışma alanının kuzey kesiminde ise Pulur Masifi ile tektonik dokanaktır.

Formasyon bölgenin taban kayalarını oluşturan Pulur Masifi üzerine, kalınlığı 70-100 metre arasında değişen, yeşilimsi gri, sarımsı renkli ve başlıca konglomera ve iri taneli kumtaşlarından oluşan bir istif (Aggi Formasyonu, Aggi Üyesi) ile uyumsuz olarak gelir (Şekil 62A ve D). Tabakalı bir yapıya sahip olan konglomera ve kumtaşlarında üste doğru gidildikçe tabaka kalınlığı azalır. Konglomeralarda bileşenlerin boyutları birkaç mm'den birkaç cm'ye kadar değişmektedir. Çakıllar genellikle yuvarlaklaşmıştır. Parçalar özellikle kuvars olmak üzere, metamorfik, volkanik, az miktarda sedimanter kayaç ve kömür parçalarından oluşmaktadır. Kalsit çimentolu olan konglomeralarda mikroskopik olarak bolmiktarda Ekinid, Brachiopod ve Pelecypod kavkalarına da rastlanılır. Kumtaşları genellikle orta-kalın tabakalanmalıdır. Silttaşları ile ardalanmalı olup ayrışmadan etkilenmişlerdir. Gri, bej renk tonları ile kolaylıkla ayırt edilirler. Genellikle ince daneli bir dokuya sahiptir. İri daneli olanlarında mika ve kuvars mineralleri makroskopik olarak

gözlenebilir. Mikroskopik olarak bakıldığında killi, silisli bir çimento ile bağlanmış kuvars, alkali feldspat, mika, metamorfik kayaç parçası ve opak minerallerden oluşmaktadır.



Şekil 62. A) Güçlü Köyü kuzeyinde metamorfikler üzerine gelen konglomeraların görünümü, B) Tez konusunu oluşturan mafik-ultramafik kümülatlar ile Hamurkesen Formasyonu'nun dokanağı, C) Bazaltik lavlarla kiltası, marn ardışımı, D) Mafik-ultramafikler üzerine gelen konglomeratik seviye

Formasyonun konglomera ve kumtaşlarından oluşan taban seviyesi, Karayaşmak Köyü güneyinde yer alan ve tez çalışmasını oluşturan mafik-ultramafik kümülatların güney sınırı boyunca, kırmızı renkli ince-orta tabakalanmalı bol fosilli kireçtaşlarına (Ammonitico-Rosso fasiesi) geçer (Şekil 62B). Bazı kesimlerde tabakalanma kısmen tektonik olaylardan etkilenmiş olsa da, genellikle düzenli bir istiflenme gösterir. Makro fosil olarak bol miktarda Ammonit, Krinoid sapı ve Belemnit içerirler. Çatlaklı yapıda olup, çatlaklar genellikle kalsit dolguludur. Mikroskopik olarak incelendiklerinde mikritik bir bağlayıcı ile bağlanmış ve başlıca % 50-70 arasında değişen biyojenler (Foraminiferler, Ekinid plakaları, Peleypod, Sünger spikülleri, Ostrakod kavkuları), % 4-8 arasında değişen intraklastlar içeren kayaçların biyomikrit (Folk, 1974) oldukları belirlenmiştir. Bu birim

üste doğru başlıca kumtaşı, silttaşı, kiltası, marn, tuf, tufüt, aglomera, bazalt, andezit ve dasitlerden oluşan ve tüm Doğu Pontidler'deki Liyas dönemine ait olan istiflerde yaygın olarak gözlenen volkano-tortul seriye geçiş gösterir (Şekil 62C).

Ketin (1951) bölgede yapmış olduğu çalışmada Hamurkesen Formasyonu'nun Sinemuriyen yaşlı olduğunu belirtmiştir. Ağar (1977) ise incelenen formasyonun altında yer alan Çaltepe Kireçtaşının Alt Sinemuriyen, üzerine uyumlu olarak yerleşmiş olan Hamurkesen Formasyonu'nun ise Üst Sinemuriyen yaşlı olduğunu vurgulamıştır. Korkmaz ve Baki (1984), formasyonun tabanındaki çakıllı seviyeyi Aggi Formasyonu başlığı altında incelemiş ve içerdiği faunaya göre Dogger yaşlı olduğunu ve üzerine gelen Hamurkesen Formasyonu'nun da aynı zaman diliminde çökelmiş olduğunu belirtmiştir. Akdeniz (1988) ve Tanyolu (1988) de formasyonun Liyas döneminde çökelmiş olduğunu çeşitli verilerle desteklemiştir. Doğu Pontidler'de yaygın olarak yüzeyleme veren birimin, bölgedeki litolojik özellikleri, dağılımı, stratigrafik konumu dikkate alındığında Liyas yaşlı olduğu söylenebilir.

Hamurkesen Formasyonu Karayaşmak Köyü güneyinde tez konusunu oluşturan mafik-ultramafik kayaçlarla dokanak oluşturmaktadır. Dokanak boyunca hiçbir kontakt metamorfizma izine rastlanmaması, tabakalı yapılarda ani değişimlerin olmaması ve özellikle ultramafik-mafik kütlelerin GD ucunda konglomeratik bir seviyenin bu kayaçların üzerinde bulunması mafik-ultramafik intrüzyonların Liyas yaşlı Hamurkesen Formasyonu'nun çökelmeden önce yerleşmiş olduğu görüşünü desteklemektedir.

3.3.2.2. Hozbirikyayla Kireçtaşı

Birim en tipik yüzeylemesini verdiği Hozbirikyayla yöresine izafeten Ağar (1977) tarafından adlandırılmıştır. İnceleme alanında çok dar alanda yüzeyleme veren kireçtaşları bu birimle benzer litolojik özelliklere sahip olması ve aynı stratigrafik seviyede bulunması nedeniyle tarafımızdan aynı adla adlandırılması tarafımızdan uygun görülmüştür. Birim inceleme alanının kuzeydoğusunda Sivri Tepe ve kuzeyinde çok dar bir alanda yüzeyleme verir (Şekil 38).

Birim Sivri Tepe yöresinde, Hamurkesen Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmektedir. İnceleme alanında çok dar bir kesimde yüzeyleme verdiğiinden hangi birim tarafından örtüldüğü ise gözlenememektedir. Ağar (1977) inceleme alanı dışında kalan kesimde birimin Eosen yaşlı Sırataşlar Formasyonu tarafından uyumsuz olarak

örtüldüğünü belirtmiştir. Ancak inceleme alanının daha güneyinde kalan Otlukbeli bölgesinde yapılan saha gezisinde, benzer bir istifin bulunduğu ve Hozbirikyayla Kireçtaşı'nın, Orta Kretase yaşlı Otlukbeli Melanjı tarafından, bazı kesimlerde de Eosen yaşlı Sırataşlar Formasyonu tarafından örtüldüğü gözlenmiştir. Benzer bir istif Bayburt-Maden yöresinde de bulunmakta ve bu yörede Hozbirikyayla Kireçtaşı ile aynı stratigrafik konumda bulunan Berdiga Formasyonu'nun Orta Kretase yaşlı Maden Melanjı tarafından üzerlendiği ve melanjında Kampaniyen yaşlı resifal kireçtaşları tarafından örtüldüğü bilinmektedir.

Formasyon, genellikle ince-orta-kalın tabakalanmalı, gri, bej renkli, yer yer kumlu kireçtaşı, killi kireçtaşı ve marn ara seviyeleri içeren mikritik kireçtaşlarından oluşmaktadır. Özellikle formasyonun üst seviyelerinde ince-orta tabakalı kireçtaşlarında çört yumruları ve bantlarına rastlanmaktadır. Küçük ölçekli kıvrımlanmalar yer yerde kayma yapıları gözlenmektedir. Genellikle bol kırıklıdır ve kırıklar kalsit tarafından ikincil olarak doldurulmuştur. Çok belirgin olmamakla birlikte tabaka kalınlıkları tabandan tavana doğru azalmaktadır. Yaygın olarak Ammonit kavkı izlerine rastlanmaktadır.

Tanyolu (1988), Hozbirikyayla Kireçtaşlarından aldığı sistematik örneklerde saptamış olduğu *Haurania sp.*, *Klianina sp.*, *Pseudocylammina sp.*, *Ammobaculites sp.*, *Spirillinidea*, *Pithonella ovalis* (Kaufmann), *Calcisphaerulidae*, *Calpionella elliptica Cadisch*, *Crassicollaria sp.*, *Globochaeta alpina Lombard*, *Saccocoma sp.* fosillerine dayanarak birimin Dogger-Malm-Alt Kretase yaşlı olduğunu belirlemiştir.

3.3.2.3. Alüvyonlar

İnceleme alanını K-G doğrultusunda kat eden Lori Deresi başta olmak üzere, diğer küçük dere yataklarında da topografyanın olanak verdiği ölçüde gelişmişlerdir. Alüvyonlar içinde başta metamorfikler olmak üzere çevre kayaların milden blok boyutuna kadar olan parçalarını gözlemek mümkündür. Lori Deresi etrafında geniş düzlükler oluşturan alüvyonlar üzerinde yapılan tarım çevre halkının önemli geçim kaynaklarından birini oluşturmaktadır. Kuvaterner yaşlı alüvyonlar güncel olarak oluşmaya devam etmektedir.

3.3.3. Yersel Tektonik

İnceleme alanı, Avrupa'dan başlayarak, Karadeniz kıyıları boyunca uzanıp İran' daki Elbruz Dağları ile Hint Platformuna ulaşan Alpin Dağ Kuşağı'nın bir kısmını oluşturan

Doğu Pontidler' in Eksen Zonu' nda yer alır (Şekil 5). Hersinyen ve Alpin dağ oluşum hareketlerinin etkisi altında kalan sahada tabakalı, şistoziteli, kıvrımlı, kırıklı yapılar ve uyumsuzluklar gelişmiştir.

3.3.3.1. Tabakalı Yapılar ve Kıvrım Eksenleri

İnceleme alanında yüzeyleme veren birimlerden Hamurkesen Formasyonu ve Hozbirikyayla Kireçtaşı'na ait birimlerde tabakalı yapılara rastlanmaktadır.

Özellikle Hamurkesen Formasyonu'nun volkano-tortul karakterli kesimini oluşturan kumtaşı-kiltaşı-marn-andezit-bazalt ve piroklastik ardalması geniş bir yayılım gösterir ve kıvrımlı bir yapıya sahiptir. İnceleme alanının güney kesiminde formasyon genellikle (1/25000 ölçekli haritada gösterilemeyecek boyuttaki kıvrımların dışında), KD-DB doğrultulu olup, 35-50° arasında değişen açılarla GD'ya doğru eğimlidirler (Şekil 38). GB kesiminde ise Karşı Tepe civarında metamorfik kayalar da kat eden bir kıvrım eksenini bulunmaktadır. Bu kıvrım ekseninin güneyinde kalan tabakalar GD'ya kuzeyindekiler ise KB'ya eğimli olup, bir antiklinalin iki kanadını oluştururlar (Şekil 38). Pulur Bindirmesi'nin kuzeyinde kalan kesimde ise Hamurkesen Formasyonu oldukça kıvrımlı bir yapıya sahiptir ve farklı yönlerde eğimler kazanmışlardır. Büyük ölçekli olan ve haritada gösterilmiş olan kıvrım eksenleri KD-GB doğrultuludur (Şekil 38). Bunların dışında küçük ölçekli olanlarda KB-GD ve D-B doğrultulu kıvrım eksenlerine de rastlamak mümkündür. Karayaşmak güneyinde yer alan ve tez konusunu oluşturan mafik-ultramafiklerle dokanak halinde bulunan, kırmızı renkli kireçtaşları ve volkano-tortul seriden oluşan tabakalı yapılar, yersel dönmelerin dışında KD-GB doğrultulu olup, 25-40° arasında değişen açılarla KB'ya doğru eğimlidirler. Bu bölgede özellikle mafik-ultramafik kütlelerin güney dokanağı boyunca yüzeyleyen Hamurkesen Formasyonu'na ait kırmızı renkli kireçtaşları oldukça düzgün bir tabakalanmaya sahiptir. Bu da intrüzyonların yerleşim yaşının Erken Liyas ve daha önceki döneme ait olacağını gösteren en önemli saha verilerinden biridir.

İnceleme alanının kuzeyinde dar bir alanda yüzeyleme veren Hozbirikyayla Kireçtaşı ise tabanda kalın tabakalanma ile başlayıp üste doğru ince tabakalanmalı kireçtaşlarına geçer. Bu birimdeki tabakalar KD-GB doğrultulu olup, 18-30° arasında değişen açılarla GD'ya doğru eğimlidirler. Herhangi bir kıvrımlı yapı göstermezler.

3.3.3.2. Şistozite

İnceleme alanının tabanını oluşturan Pulur masifine ait kayaçlar şistoziteli yapı sunarlar. Şistozite düzlemleri tabakalı yapılarda olduğu gibi genelde KD-GB doğrultuludurlar. Fakat Paleozoyik dönemine ait kayaçlar önemli orojenik olaylara maruz kalmış olması nedeniyle oldukça farklı doğrultu ve eğim yönlerine sahip şistozitelere masif içinde sıkça rastlanmaktadır. Özellikle sedimanter kökenli metamorfik kayaçlarda ve amfibolitlerde, az da olsa gnayslarda görülebilen şistozitelerde genel doğrultu KD-GB dır. Karşı ve Beşyurt tepelerin güneyinden alınan şistozite ölçümlerinde, genellikle 24-40⁰ arasında değişen açılarla GD'ya doğru eğimli oldukları saptanmıştır. Bu iki tepenin kuzeyinden alınan ölçümlerde ise yaklaşık aynı aralıktaki eğim açıları ile KB'ya doğru ağırlıklı bir eğim yönü saptanmıştır. Bu ölçümler bize tabakalı yapılarda olduğu gibi şistoziteli yapılarda da KD-GB doğrultulu bir kıvrım ekseninin varlığını göstermiştir (Şekil 38). Ultramafik kütlelerin kenarlarında bulunan metamorfik kayaçlarda ise şistozitelerin genel şistozite eğimlerinden farklı doğrultulara ve daha yüksek eğim açısına sahip olması da mafik-ultramafik intrüzyonların zorlama ile yerleşimine (forcefull injection) işaret etmektedir.

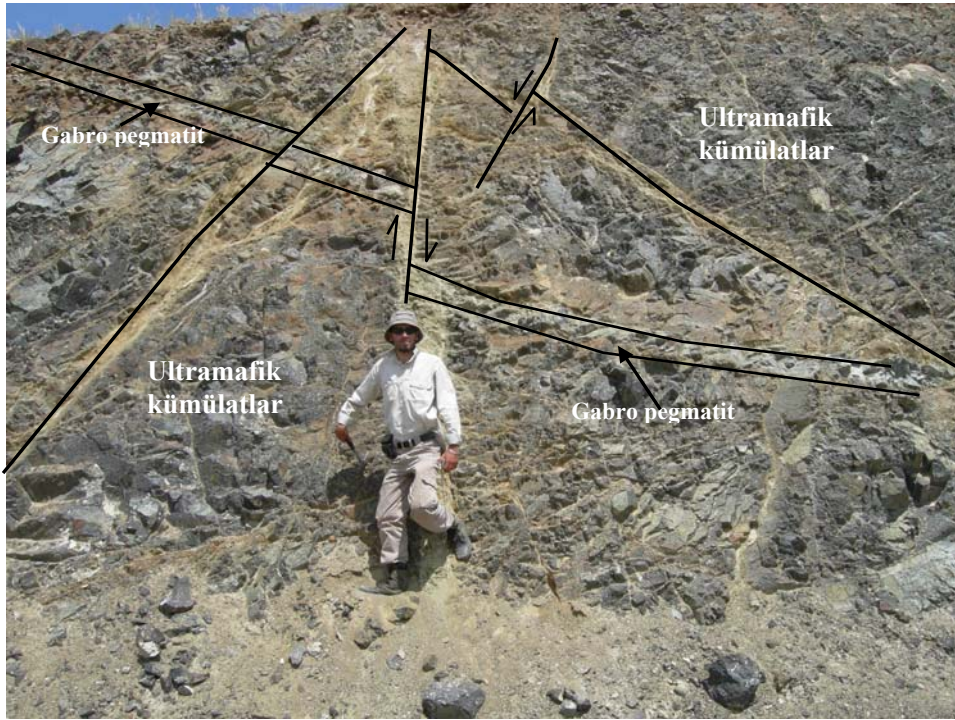
3.3.3.3. Faylar

Ağar (1977), inceleme alanını içine alan bölgede Karayaşmak Köyü' nün güneyinden geçen ve Paleozoyik yaşlı metamorfik kayaçlar ile Hamurkesen Formasyonu arasında tektonik dokanak oluşturan, büyük ölçekli bir bindirme fayının varlığından bahsetmiştir. Tanyolu (1988) aynı fayın sınırını biraz daha kuzeye kaydırarak Karayaşmak Köyü'nün hemen kuzeyinden geçirmiştir. Okay (1996), İnceleme alanını da içine alan Demirözü yöresinde 4 tane tektonik dilim ayırtlamıştır. Bölgede Cebre Görelî Otoktonu ile birlikte Hamurkesen, Aşutka, ve İmalıdağ bindirme dilimlerinin bulunduğunu belirterek, Cebre Görelî Otoktonu'nun alttan üste doğru Çatalçeşme Formasyonu, Hardişi Formasyonu, Çaltepe Kireçtaşı ve Gevenli Formasyonlarından oluştuğunu ve Kelkit Formasyonu, Kazalı Kireçtaşı ve Hozbirikyayla Kireçtaşlarını içeren Hamurkesen bindirme dilimi tarafından tektonik olarak üzerlendiğini, Hamurkesen diliminin ise Pulur metamorfik kompleksini, Kelkit Formasyonu'nu, Hozbirikyayla Kireçtaşını, ofiyolitik melanji, Kapıkaya Kireçtaşını ve Spikor Formasyonunu içeren Aşutka bindirme dilimi tarafından tektonik

olarak  zerlendiğini, Hamurkesen ve Aşutka dilimlerinde  st Kretase kayaçlarının bulunmayışını ofiyolitik melanjin tektonik yerleşimi ile ilişkili yükselme ve aşınmayla açıklanabileceğini vurgulamıştır.

İnceleme alanı içinde kalan kesimde en önemli fay Karayaşmak Köyü'nün kuzeyinden geçerek inceleme alanını KD-GB uzanımlı olarak geçen Pulur bindirmesidir. Bu fay boyunca Paleozoyik yaşlı metamorfik kayaçlar, Liyas yaşlı volkano-tortul seriden oluşan Hamurkesen Formasyonu  zerine itilmiştir. Bindirme boyunca kayma çizikleri, ezilme zonları, tabakalarda ani dönmeler, bükülmeler, ezilmeler izlenebilmektedir. Ayrıca yaygın olarak kayaçlarda limonitleşme, hematitleşmeler görülür. Kataklastik kayaçlar da oldukça olağandır. Diğer bir bindirme fayı da inceleme alanı doğusunda yer alan Bildiç Köyü çevresinde görülür. Topuz (2004) bu bölgede Pulur masifinin iki farklı tektonometamorfik birimden oluştuğunu ve bu iki birimin Liyas  ncesi bir bindirme düzlemiyle birbirlerinden ayrıldıklarını, Bu birimlerden altta bulunan d şuk dereceli Doğankavak biriminin başlıca metabazitler, fillitler, kalkerli fillitler, mermerler ve metaortlerden oluştuğunu ve metamorfizma yaşının 260 milyon yıl olduğunu, üstte bulunan yüksek dereceli Cenci biriminin ise mezokratik gnayslar ve alümina melanokratik kayaçlardan oluşan Petekli, amfibolit araseviyeleri içeren metapelitler ve metapisammitik migmatitlerden oluşan Pirörenler ve başlıca milonitik kuvarso-feldspatik gnayslardan oluşan Serenli alt birimlerinden oluştuğunu belirtmiştir.

Pulur bindirmesi dışında, Karayaşmak köyü güneyindeki mafik-ultramafik kütlenin doğu sınırında ters atımlı faya işaret eden veriler belirlenmiştir. Bu kesimde mafik-ultramafik kütle ile metamorfikler arasındaki dokanakta yaygın olarak kayma çizikleri ve kataklastik kayaçlar gözlenir. Muhtemelen bu faya bağlı olarak ultramafik intrüzyon yükselip yüzeylemiş olabilir. Aynı şekilde mafik-ultramafik kütlenin güney sınırında daha k ek ölçekli düşey atımlı bir fay saptanmıştır. Bunların dışında çok sayıda fay saptanmıştır. Fakat bu faylar 1/25.000 ölçekli jeolojik haritaya işlenemeyecek kadar k ek ölçekli olduklarından jeolojik haritada gösterilmemiştir. Özellikle mafik-ultramafik kayaçlar içinde açılan yol yarmaları bu kayaçların çok sayıda k ek ölçekli faylar tarafından kesildiklerini ortaya koymuştur (şekil 63). Faylar genellikle killi bir malzeme ile doldurulmuştur.



Şekil 63. Karayaşmak Köyü güneyinde yer alan mafik-ultramafik kütleinin güneybatı sınırında görülen küçük ölçekli faylanmalar

3.3.3.4. Uyumsuzluklar

İnceleme alanında yapılan çalışmalarda iki uyumsuzluk saptanmıştır. Bunlardan birincisi Palazoyik yaşlı Pulur Masifi ile Liyas yaşlı Hamurkesen Formasyonu arasında gelişen aşınma uyumsuzluğudur. Diğer uyumsuzluk ise bölgedeki daha yaşlı birimler ile (Plur Masifi, Hamurkesen Formasyonu, Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği ve Hozbirikyayla Kireçtaşı) Kuvaterner yaşlı alüvyonlar arasında gelişen uyumsuzluktur.

3.4. Mafik-Ultramafik Kümülatların Tüm Kayaç Jeokimyası

3.4.1. Giriş

Tez çalışmasının konusunu oluşturan ve Doğu Pontid Tektonik Birliği'nin güney kesiminde yüzeyleme veren Aksalur yöresi kümülat veritlerinden ve Karayaşmak yöresi mafik-ultramafik kümülatlarından seçilen örneklerin ana, iz ve nadir toprak element analizleri Kanada' da ACME laboratuvarında ICP-MS yöntemiyle gerçekleştirilmiştir. Tez çalışmasının bu bölümünde mafik-ultramafik kümülatlara ait ana, iz ve nadir toprak

element analizleri değerlendirilerek kayaçların petrolojik özellikleri, meydana geldikleri magma türleri ve kimyasal özellikleri ile bölgenin jeotektonik evriminin aydınlatılmasına katkı koyulması amaçlanmıştır.

Bu amaç için yapılan çalışmalarda, her iki yöreden yaklaşık olarak 800 adet el örneği toplanmış ve bunların 420 tanesinin ince kesitleri hazırlanarak mikroskopta incelenmiştir. Ana, iz ve nadir toprak element analizleri için seçilen mafik-ultramafik kümülat örneklerinin mümkün olduğunca ayrışmamış olmalarına dikkat edilmiştir. Fakat özellikle Aksalur yöresinde yüzeyleme veren kümülat veritlerinden yapılan ve mikroskopik olarak incelenen 170 adet ince kesitte olivinlerin tamamının serpentine dönüştüğü ve tüm örneklerin benzer mineralojik bileşime sahip olduğu belirlenmiştir. Bu nedenle analizler için, olivinleri tamamen serpantinleşmeye uğramış bu örneklerden, diğer mafik mineralleri (klinopiroksen, amfibol ve filogopit) daha iyi korunmuş ve kayaç içinde oran olarak daha fazla bulunan örnekler tercih edilmiştir. Tez çalışmasının ikinci alanını oluşturan Karayaşmak (Demirözü-Bayburt) yöresinde yüzeyleme veren mafik-ultramafik kayaçlar ise Aksalur yöresi ile karşılaştırıldığında kayaç cinsi açısından daha fazla çeşitlik göstermekte ve ayışmadan daha az etkilenmişlerdir. Bu nedenle kayaç gruplarını (peridotit, gabronorit, anortozit, ilmenit içeren gabronorit, diyorit) temsil edecek şekilde, yeterli sayıda örneğin ana, iz, nadir toprak element analizleri yapılmıştır.

Bilindiği gibi, jeokimyasal veriler geleneksel olarak; ana elementler, iz elementler, nadir toprak elementleri, radyojenik izotoplar ve duraylı izotoplar olmak üzere beş ana gruba ayrılır. Bu çalışmada izotop analizleri yapılmamış olup, sadece ana, iz ve nadir toprak element analizlerinden yararlanılmıştır. Ana elementler (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K ve P) tüm kayaç analizlerinde baskın olarak kullanılan elementlerdir ve oksitin yüzde ağırlığı (wt %) olarak ifade edilirler. Bu elementler başlıca, magmatik ve sedimanter kayaçların sınıflandırılmasında ve değişim diyagramlarının hazırlanmasında kullanılır. Jeokimyasal çalışmalarda kullanılan ve ppm olarak ifade edilen iz elementler ise kendi aralarında çeşitli şekillerde sınıflandırılabilirler. Bu çalışmada kullanılan sınıflamada iz elementler, Büyük İyon Yarıçaplı Litofil Elementler (LILE) (Sr, Rb, Ba, K, Cs) ve Yüksek Çekim Alanlı Elementler (HFSE) (Sc, Y, Th, U, Pb, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta) olmak üzere iki şekilde ele alınmıştır. Bunlardan Hf-Zr ve Nb-Ta çok benzer jeokimyasal davranışlar gösterirler. Nadir Toprak Elementleri (REE) ise Hafif Nadir Toprak Elementleri (LREE) (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu) ve Ağır Nadir Toprak Elementleri (HREE) (Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) olarak ele alınmıştır.

3.4.2. Aksalur Yöresi Kümülat Verlitleri

Aksalur yöresi ultramafiklerinden yapılan mineralojik incelemeler, çok sayıda küçük çaplı, elipsoidal şekilli kütlelerin tamamının benzer bir mineralojik bileşime ve dokusal özelliklere sahip olduğunu ve başlıca serpantinleşmiş olivin, klinopiroksen, hornblend, filogopit ve ilmenitten oluştuklarını ortaya koymuştur. Benzer mineralojik bileşime sahip olan bu kayalardan farklı kütleleri temsil eden 18 kayacın ana, iz ve nadir toprak element analizleri yapılarak bu bölümde değerlendirilmiştir.

Farklı kütlelerden seçilen ve tüm kayaç analizi yapılan 18 adet örnekte birbirine oldukça benzer sonuçlar elde edilmiştir. Verlitlerin SiO_2 içerikleri % 37.52-39.73 arasında dar bir aralıkta değişir (Tablo 13). TiO_2 içerikleri % 0,36-0,68 arasında değişen verlitlerin Al_2O_3 içerikleri % 4,22-7,22 arasındadır (Tablo 13).

Kümülat verlitlerde oldukça etkili olan serpantinleşme nedeniyle LOI (ateşte su kaybı) oranları oldukça yüksektir (% 9-10). MgO içerikleri ise % 23-28 arasında değişen kümülat verlitlerin Mg numaraları ise oldukça yüksek değerlere sahiptir (% 79-81). Bu özellikleri ile verlitler, Alaskan tip ultramafik kayalara oldukça benzer bir bileşime sahiptir (Himmelberg ve Loney, 1995). MgO ' e karşı hazırlanan ana element değişim diyagramlarında, kayaçların çok benzer ve dar bir aralık içinde değişen kimyasal bileşimlere sahip olması nedeniyle önemli korelasyonlar gözlenememiştir (Şekil 64). Bununla birlikte MgO ' e karşı CaO ve Al_2O_3 'teki negatif korelasyonlar dikkat çekicidir. Özellikle MgO ' teki azalma ile birlikte CaO ve Al_2O_3 ' teki artmalar plajiyoklas birikimine işaret etmektedir. Ayrıca kondirite göre normalleştirilmiş nadir toprak element dağılım diyagramında pozitif Eu anomalisinin görülmesi bu değişimi destekler niteliktedir (Şekil 66). Fakat mikroskopik incelemelerde plajiyoklasa rastlanılmaması kayacın önemli derecede serpantinleşmeye maruz kalmasından dolayı olabilir. MgO 'e karşı TiO_2 diyagramında gözlenen tipik negatif korelasyon Aksalur yöresi verlitlerinde önemli bir bileşen olan ilmenitlerin ana magmadan ayrılaştığına işaret etmektedir (Şekil 64). Genel olarak dar aralıklarda değişen ana element değerleri Aksalur kümülatlarının yerleşimi sırasında diferansiyasyon olayının çok fazla etkili ve yerleşimin uzun süreli olmadığı ve bunun sonucunda da aynı magmadan farklı türlerde magmatik kayaçların meydana gelmediğini gösterir.

Tablo 13. Aksalur yöresi kümülat verlitlerinin ana, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları

ÖrnekNo	AK-1	AK-2	AK-3	AK-4	AK-6	AK-8	F-26	C-20	C-21B
SiO₂	37,94	37,52	38,51	37,81	37,72	38,94	38,71	39,24	38,38
TiO₂	0,5	0,46	0,36	0,38	0,42	0,5	0,47	0,6	0,48
Al₂O₃	5,47	5,77	4,22	4,75	4,76	5,82	5,37	7,22	5,5
Fe₂O₃	14,33	14,93	16,17	15,05	15,66	14,27	13,96	13,41	14,04
MnO	0,19	0,17	0,17	0,2	0,19	0,18	0,16	0,16	0,16
MgO	27,71	27,6	28,42	27,84	28,32	26,68	27,37	23,4	27,52
CaO	3,59	2,45	1,51	3,47	2,97	3,38	3,55	5,16	3,25
Na₂O	0,13	0,08	0,02	0,05	0,06	0,12	0,07	0,17	0,06
K₂O	0,1	0,03	0,04	0,05	0,09	0,04	0,12	0,16	0,07
P₂O₅	0,08	0,03	0,05	0,06	0,07	0,07	0,08	0,08	0,07
CR₂O₃	0,278	0,256	0,26	0,283	0,286	0,252	0,17	0,126	0,174
LOI	9,4	10,3	9,8	9,7	9,1	9,5	9,6	9,6	10,1
Toplam	99,72	99,6	99,53	99,64	99,646	99,75	99,63	99,326	99,804
Cs	4,5	2,6	2,6	2,7	4	2	3,6	6,4	2,2
Rb	6,6	2,2	2,7	2,8	5,6	1,3	9,4	15,8	6,5
Ba	34	56	39	16	18	15	26	846	37
Th	0,6	0,9	0,6	0,1	1	1,2	0,6	0,4	0,5
U	0,2	0,1	0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	0,1	0,1
Nb	5,2	4	3,1	3	3,5	5,2	3,9	4	3,4
Ta	0,2	0,2	0,2	<0,1	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2
Pb	2	1	14,6	2,9	1,9	5,3	2,4	0,5	1,2
Sr	38,1	23,3	15,3	32,4	29,3	25,7	24,9	166,9	24,3
Zr	26	21,9	20	18	21,1	28,8	26,7	32,1	26,9
Hf	0,8	0,7	<0,5	0,6	0,7	0,9	0,7	1,1	0,7
Y	8,3	7,7	5,9	6,9	7,4	8,6	8,3	11,1	7,4
Zn	57	63	63	56	48	68	57	68	63
Ni	1263	1338	1112	1167	1179,9	1148	1391,3	1023	1378,6
Co	136,4	140,8	151,2	136,6	148,8	132,9	133,8	114,5	130,3
Cr	1902	1752	1779	1936	1956,8	1724	1163,2	862,11	1190,5
Sc	14	15	11	14	14	14	13	18	14
V	116	116	92	100	108	114	109	138	103
La	3,9	3,5	2,7	2,8	3	4,4	3,8	4,2	3,4
Ce	9,1	7,4	5,8	5,7	6,6	9,3	8,4	9,4	7,3
Pr	1,05	0,88	0,68	0,65	0,76	1,03	0,96	1,21	0,88
Nd	4,5	3,5	2,9	3,2	3,8	4,8	4,2	5,9	5
Sm	1,3	1	0,7	0,8	1	1,1	1,2	1,5	0,9
Eu	0,44	0,41	0,33	0,34	0,28	0,4	0,46	0,73	0,42
Gd	1,47	1,36	0,94	1	1,23	1,55	1,56	1,82	1,3
Tb	0,26	0,18	0,17	0,18	0,21	0,23	0,22	0,31	0,23
Dy	1,38	1,3	0,99	0,96	1,35	1,54	1,53	1,9	1,51
Ho	0,28	0,26	0,2	0,22	0,26	0,29	0,29	0,39	0,27
Er	0,8	0,74	0,58	0,64	0,8	1	0,79	1,08	0,74
Tm	0,12	0,11	0,08	0,08	0,11	0,12	0,11	0,15	0,1
Yb	0,89	0,73	0,57	0,66	0,63	0,86	0,64	0,93	0,7
Lu	0,1	0,1	0,09	0,09	0,09	0,11	0,11	0,13	0,1
Mg no	0,81	0,80	0,79	0,80	0,80	0,81	0,79	0,81	0,79
(La/Lu)_N	4,05	3,64	3,12	3,23	3,46	4,15	3,59	3,36	3,53
(Eu/Eu*)_N	0,97	1,07	1,24	1,16	0,77	0,94	1,03	1,35	1,19

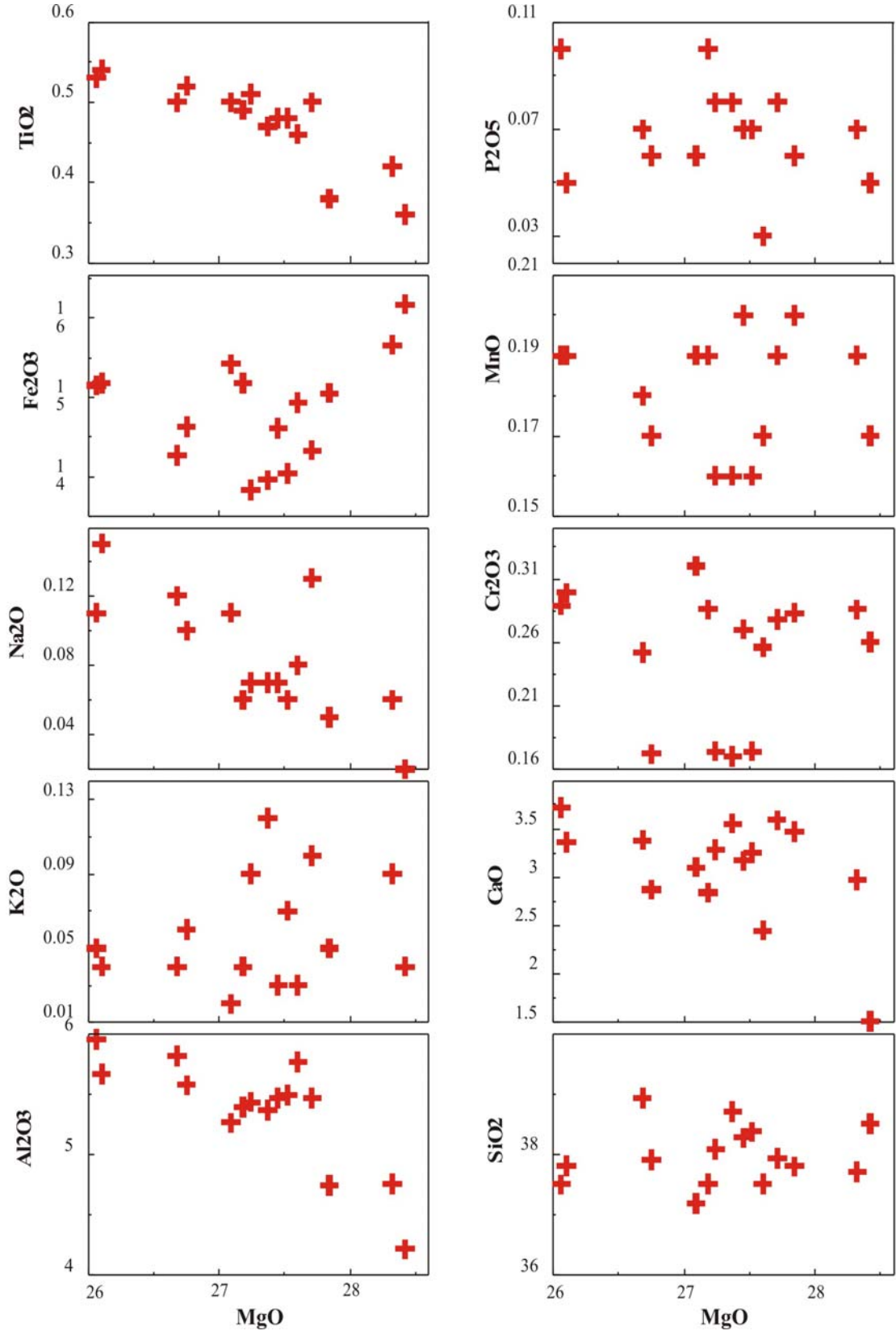
Eu* =Sm+Gd/2, (Mg no=Mg/Mg+Fe²⁺)

Tablo 13'ün devamı

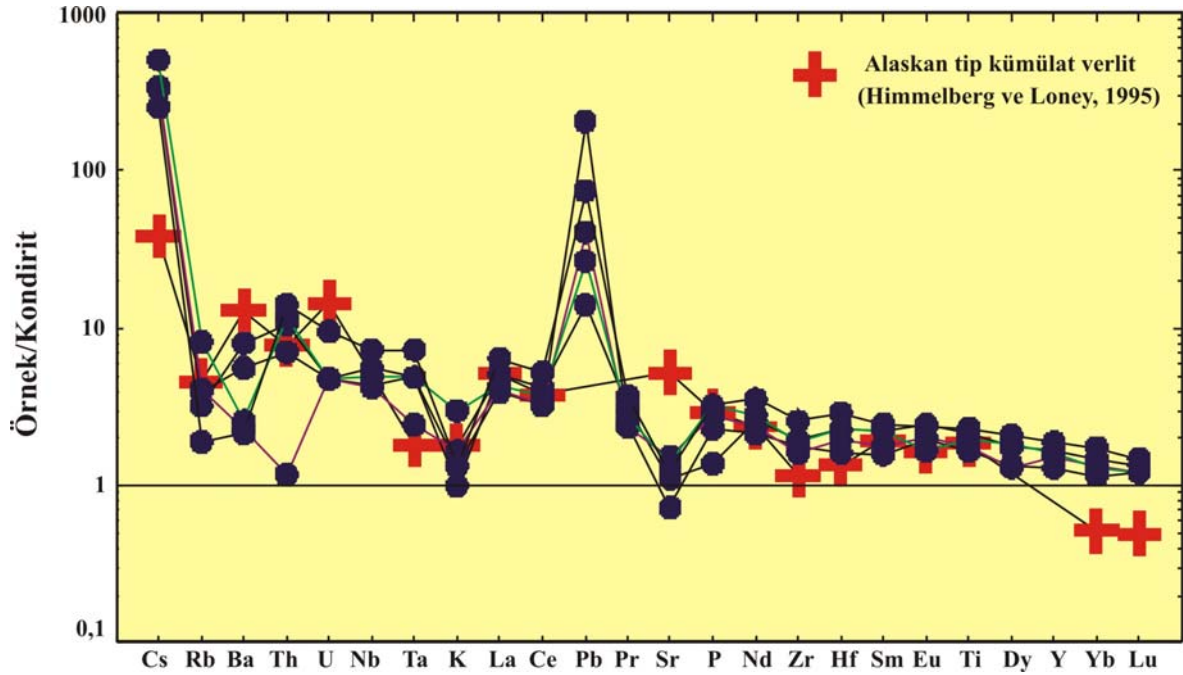
Örnek No	C-21C*	C-1A	C-34	C-25	1	2	14	30-A	Z-3
SiO ₂	38,09	37,92	37,82	37,19	37,51	37,52	38,28	37,1	39,73
TiO ₂	0,51	0,52	0,54	0,5	0,53	0,49	0,48	0,47	0,64
Al ₂ O ₃	5,44	5,58	5,67	5,27	5,96	5,4	5,47	5,03	6,94
Fe ₂ O ₃	13,83	14,63	15,18	15,42	15,15	15,18	14,61	14,55	14,31
MnO	0,16	0,17	0,19	0,19	0,19	0,19	0,2	0,18	0,19
MgO	27,24	26,75	26,1	27,09	26,06	27,18	27,45	27,63	23,94
CaO	3,28	2,87	3,36	3,1	3,72	2,84	3,17	2,97	4,65
Na ₂ O	0,07	0,1	0,15	0,11	0,11	0,06	0,07	0,03	0,35
K ₂ O	0,09	0,06	0,04	0,02	0,05	0,04	0,03	0,02	0,25
P ₂ O ₅	0,08	0,06	0,05	0,06	0,1	0,1	0,07	0,07	0,11
CR ₂ O ₃	0,174	0,172	0,299	0,32	0,289	0,286	0,27	0,323	0,168
LOI	10,3	10,7	10,2	10,4	9,9	10,4	9,7	11,3	8,3
Toplam	99,264	99,532	99,599	99,67	99,569	99,686	99,8	99,673	99,58
Cs	2,6	2,7	1,6	1,3	1,2	1,2	4	0,9	4,8
Rb	7,2	4,9	1,4	0,5	1,2	1,3	1,9	0,5	12,2
Ba	38	184	30	31	45	28	11	20	30
Th	0,4	0,4	0,6	0,9	0,9	0,8	0,8	0,6	0,6
U	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,3
Nb	3,9	4,3	5,7	5	5,4	4,9	5,4	4,3	6,2
Ta	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4
Pb	1,4	2,1	2	1,1	11,7	1,6	4	10,9	1
Sr	24,6	38,4	23,7	27,2	31,7	21,2	22,3	20,4	60,6
Zr	26,7	29,3	29,9	26,6	32,7	29,7	27,6	24,5	35,9
Hf	1,1	1,2	1	0,6	1	1	0,9	0,6	1,1
Y	8,3	9,5	10,7	9	9,1	8,7	8,8	5,5	9,6
Zn	64	76	71	74	119	62	78	70	114
Ni	1380,7	1342,1	1273,3	1347,4	1204,8	1169,9	1286,7	1337,4	1119
Co	133,3	130,9	134,8	143,5	130	133,7	138,6	136,5	103,1
Cr	1190,5	1176,8	2045,8	2189,5	1977,4	1956,8	1847,4	2210	1149
Sc	14	15	16	15	14	14	14	13	17
V	108	115	119	124	122	114	109	106	128
La	3,6	4,4	5,3	4,4	4,9	4,6	4,8	2,7	5,1
Ce	7,6	9,7	10,8	9,8	10,4	9,7	9,7	7,2	11,1
Pr	0,94	1,1	1,28	1,05	1,06	1,05	1,06	7,1	1,28
Nd	4,3	5	5,7	5,1	4,9	4,7	4,5	3,3	6,1
Sm	1,2	1,2	1,5	1,2	1,3	1,2	1,2	0,8	1,5
Eu	0,51	0,56	0,59	0,44	0,5	0,49	0,5	0,28	0,62
Gd	1,51	1,31	1,67	1,44	1,43	1,45	1,49	0,82	1,79
Tb	0,22	0,27	0,32	0,28	0,26	0,28	0,26	0,18	0,29
Dy	1,41	1,63	1,72	1,64	1,56	1,52	1,51	1,18	1,78
Ho	0,27	0,32	0,35	0,34	0,27	0,3	0,29	0,22	0,33
Er	0,77	0,87	1,02	0,97	0,84	0,87	0,93	0,65	0,86
Tm	0,11	0,11	0,14	0,11	0,12	0,13	0,12	0,09	0,13
Yb	0,67	0,81	0,93	0,76	0,77	0,7	0,75	0,62	0,89
Lu	0,11	0,1	0,11	0,12	0,13	0,1	0,11	0,09	0,13
Mg no	0,81	0,80	0,79	0,79	0,79	0,80	0,81	0,81	0,79
La/Lu	3,40	4,57	5,00	3,81	3,92	4,78	4,53	3,12	4,07
Eu/Eu*	1,16	1,36	1,14	1,02	1,12	1,13	1,14	1,05	1,16

Eu* =Sm+Gd/2, (Mg no=Mg/Mg+Fe²⁺)

Kümülat veritlerin kondirite göre normalleştirilmiş iz element dağılım diyagramında, genel olarak kondirite göre LIL ve HFS elementlerce hafifçe bir zenginleşme gözlenmektedir. Bununla birlikte Cs ve Pb da oldukça belirgin pozitif anomali, K ve Sr' da ise negatif bir anomali gözlenmektedir (Şekil 65). Cs ve Pb daki anomaliler hem yitim kökenli akışkanlarla metazomatizmaya uğratılmış bir kaynaktan gelen magmalardan, hem de hidrotermal alterasyondan kaynaklanabilir. Cs ve Pb akışkanlarda oldukça hareketli olan elementlerdir. Aksalur kümülat veritlerinin petrografik özellikleri göz önüne alındığında hidrotermal alterasyonun etkili olduğu söylenebilir. K'da ki negatif anomali kayaç içindeki potasyum içeren filogopit ve hornblend gibi minerallerin alterasyonla potasyum kaybetmesinden kaynaklanmış olabilir. Özellikle filogopitlerde görülen kloritleşme olayı bu negatif anomaliye neden olmuş olabilir. Kümülat veritlerin iz element dağılım diyagramları Himmelberg ve Loney (1995) tarafından verilen Alaska-tip kümülat verlit ile büyük bir benzerlik göstermektedir (Şekil 65).

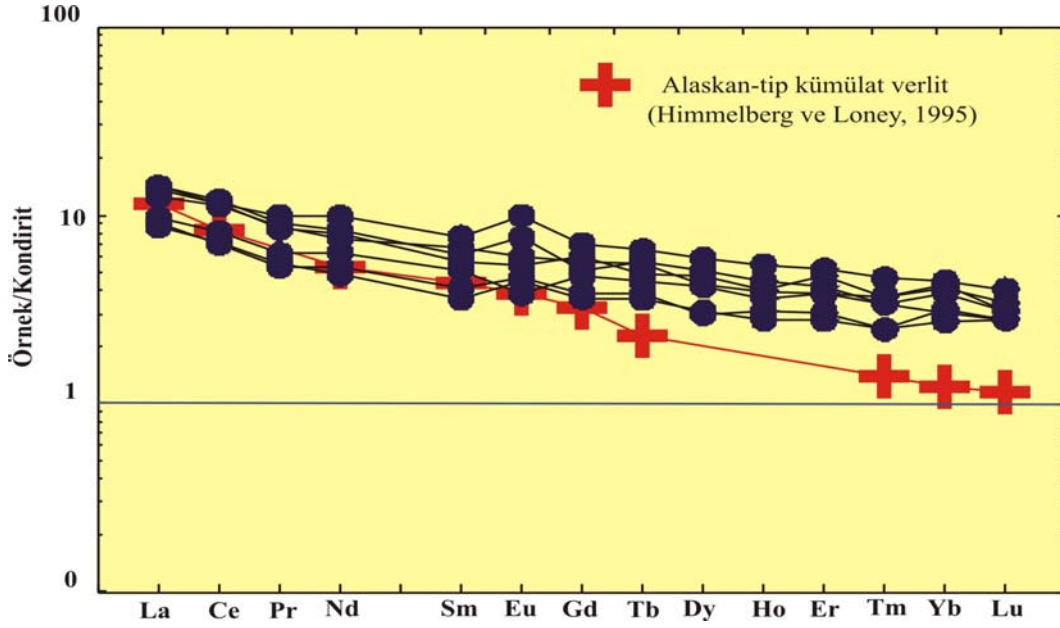


Şekil 64. Amasya yöresi kümülat veritlerinin MgO' ekarşı ana oksit değişim diyagramları



Şekil 65. Kümülat verlitlerin kondirite göre normalleştirilmiş iz element dağılım diyagramları (normalleştirme değerleri, Sun ve McDonough, 1989)

Kümülat verlitlerin kondirite göre normalleştirilmiş nadir toprak element dağılım diyagramına bakıldığında, genel olarak hafif ve ağır nadir toprak elementlerince bir zenginleşme göze çarpmaktadır. Zenginleşme Hafif Nadir Toprak Elementlerde (LREE), Ağır Nadir Toprak Elementlere (HREE) oranla daha fazla olup, adayayı ultramafik magmalarının tipik özelliklerini yansıtmaktadır. Genellikle plajiyoklas birikimini işaret eden ve ince kesitlerde hiçbir plajiyoklas kristaline rastlanmamasına rağmen fazla belirgin olmayan pozitif Eu anomalisi dikkat çekicidir. Kümülat verlitlerdeki REE dağılımı diyagramları iz element dağılım diyagramında olduğu gibi Himmelberg ve Loney (1995) tarafından Alaska yöresinden alınan kümülat verlitler için verilen REE dağılımına büyük benzerlik göstermektedir (Şekil 66). Benzer şekilde kondirite göre normalleştirilmiş $(La/Lu)_N$ oranı 3,12-5 , $(Eu/Eu^*)_N$ oranı ise 0,77-1,36 arasında değişmekte olup, bu oran ile Alaskan tip ultramafik magmaların özelliklerini yansıtmaktadırlar (Tablo 13).



Şekil 66. Kümülat veritlerin, kondirite göre normalleştirilmiş nadir toprak element dağılım diyagramları (Normalleştirme değerleri Boynton, 1984'ten alınmıştır).

3.4.3. Karayaşmak Yöresi Mafik-Ultramafik Kümülatları

Tez konusunun ikinci alanını oluşturan Karayaşmak yöresi mafik-ultramafikleri, tek tip litoloji ile temsil edilen Aksalur yöresi kümülat veritlerinden farklı olarak çok çeşitli kayaç tipleri ile (peridotit, gabronorit, ilmenit içeren gabronorit, anortozit, gabro pegmatit, mikrogabro, mikrodiyorit, kuvarslı diyorit) karakteristiktir. Bu başlık altında birim içinde yüzeyleme veren peridotit, gabronorit, ilmenit içeren gabronorit, anortozit, mikrodiyorit ve kuvarslı diyoritlerden seçilen 27 adet örneğin ana, iz ve nadir toprak element analizleri yapılarak değerlendirilmiştir.

Peridotitlerden kuvarslı mikrodiyoritlere kadar değişen bileşimlerde kayaçlardan oluşan mafik-ultramafik kayaçların SiO_2 içerikleri % 36,18-64,42 arasında değişmektedir (Tablo 14). Düşük SiO_2 içeriğine sahip peridotitik kayaçlar dışındaki mafik kayaçlar, Cox v.d. (1979) tarafından verilen SiO_2 'ye karşı K_2O adlandırma diyagramında gabro ve diyorit alanlarında toplanmaktadır (Şekil 67A).

Tablo 14. Karayaşmak yöresi mafik-ultramafik kayaların ana, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları(* işareti olan örnek analizleri Topuz v.d., 2006' dan alınmıştır)

Örnek No	D9	D27	C-23	C-25	100A*	151*	411D*	D16	D17
	PDT	PDT	PDT	PDT	PDT	PDT	PDT	GBN	GBN
SiO ₂	37,79	36,64	38,50	37,98	36,18	36,26	36,82	42,81	43,16
TiO ₂	0,11	0,07	0,06	0,02	0,08	0,10	0,13	0,06	0,07
Al ₂ O ₃	5,34	3,65	5,40	14,56	5,32	4,89	4,76	28,68	28,43
Fe ₂ O ₃	14,15	15,91	16,02	9,16	14,66	13,95	14,71	3,86	4,08
MNO	0,19	0,18	0,18	0,10	0,18	0,17	0,18	0,05	0,05
MGO	29,49	31,11	28,47	21,04	30,02	30,73	30,07	5,28	5,24
CAO	2,92	1,90	3,25	7,03	2,50	3,72	2,69	15,46	15,14
NA ₂ O	0,10	0,08	0,07	0,19	0,08	0,05	0,09	0,94	0,87
K ₂ O	0,02	0,02	0,05	0,42	0,08	0,02	0,02	0,08	0,19
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,04	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
CR ₂ O ₃	0,28	0,26	0,09	0,19	0,21	0,38	0,29	0,07	0,07
LOI	9,30	10,00	7,80	9,20	10,20	9,50	9,90	2,40	2,50
TOT	99,70	99,83	99,93	99,92	99,52	99,78	99,67	99,70	99,81
Cs	0,3	0,3	0,2	0,3	0,7	0,5	0,2	0,2	0,6
Rb	<0,5	<0,5	0,7	<0,5	1,8	<0,5	<0,5	1,8	4,0
Ba	33,0	19,0	22,0	18,0	26,0	24,0	41,0	60,0	75,0
Th	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,3	<0,1	<0,1	<0,1	0,1
U	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Nb	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,8	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Ta	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Pb	2,5	0,5	1,5	1,0	4,7	6,0	0,6	3,1	1,2
Sr	21,8	29,4	23,8	21,9	40,0	32,0	24,0	524,8	535,8
Zr	1,9	0,5	1,3	1,7	6,8	4,2	2,9	3,0	3,9
Hf	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Y	1,7	0,7	1,3	0,8	1,3	1,8	2,0	0,9	1,0
Zn	73,0	56,0	62,0	55,0	71,0	64,0	65,0	21,0	15,0
Ni	594,0	617,0	555,0	636,0	450,0	781,0	616,0	80,6	90,7
Co	129,1	116,3	112,6	123,6	115,0	118,0	117,0	24,9	26,1
Cr	1895,3	1778,9	581,6	1293,2	1437,0	2600,0	1984,0	458,4	478,9
Sc	10,0	9,0	12,0	15,0	10,0	14,0	9,0	3,0	5,0
V	94,0	75,0	120,0	78,0	70,0	96,0	99,0	31,0	34,0
La	0,60	<0,5	0,70	<0,5	1,20	0,90	0,90	1,60	1,30
Ce	1,30	<0,5	1,50	0,80	2,30	1,80	1,60	2,50	2,20
Pr	0,18	0,07	0,17	0,09	0,24	0,28	0,25	0,31	0,29
Nd	1,00	<0,4	0,80	0,40	0,90	1,10	1,10	1,10	0,90
Sm	0,20	<0,1	0,20	<0,1	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30
Eu	0,24	0,12	0,15	0,21	0,11	0,13	0,21	0,43	0,36
Gd	0,27	0,20	0,22	0,11	0,31	0,47	0,35	0,25	0,24
Tb	0,06	0,02	0,05	<0,01	0,04	0,05	0,05	0,02	0,03
Dy	0,31	0,16	0,24	0,07	0,18	0,40	0,32	0,16	0,24
Ho	0,06	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,07	0,07	<0,05	<0,05
Er	0,17	0,11	0,14	<0,05	0,13	0,20	0,24	0,12	0,12
Tm	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Yb	0,18	0,07	0,16	<0,05	0,12	0,24	0,26	0,07	0,13
Lu	0,03	0,02	0,02	<0,01	0,03	0,02	0,04	<0,01	0,02
Mg no	0,82	0,81	0,80	0,83	0,82	0,83	0,82	0,75	0,74
(La/Lu) _N	2,07	-	3,63	-	4,15	4,67	2,33	-	6,75
(Eu/Eu*) _N	3,15	-	2,17	-	1,09	1,05	1,97	4,67	3,97

Eu* =(Sm+Gd)_N / 2

Tablo 14'ün devamı

Örnek No	D31	D-15	D-33	D-35	P164*	P536*	P535D*	421*	Pi-25*
	GBN	GBN	GBN	GBN	IGBN	IGBN	IGBN	IGBN	ANZ
SiO2	45,63	43,26	43,14	42,78	45,92	47,53	48,62	46,4	43,98
TiO2	0,18	0,08	0,07	0,11	1,47	1,41	0,59	0,31	0,06
Al2O3	19,52	26,89	27,16	27,08	20,85	20,77	13,66	19,51	27,78
Fe2O3	5,76	4,76	5,58	6,04	5,29	9,28	8,26	8,39	3,08
MNO	0,09	0,07	0,07	0,06	0,07	0,16	0,12	0,14	0,05
MGO	10,16	6,02	5,78	5,87	4,03	5,68	7,17	9,44	5,08
CAO	15,68	15,27	15,02	14,34	19,88	11,93	19,07	15,4	14,96
NA2O	0,73	0,76	0,82	0,87	0,84	2,06	0,98	0,82	0,65
K2O	0,06	0,08	0,12	0,17	0,23	0,13	0,31	0,03	0,86
P2O5	0,01	0,01	0,01	0,01	0,47	0,08	0,19	0	0,01
CR2O3	0,133	0,084	0,124	0,092	0,011	0,07	0,065	v.y.	0,066
LOI	1,8	2,1	1,87	1,82	0,6	0,07	0,8	0,18	3,26
TOT	99,753	99,384	99,764	99,242	99,661	99,17	99,84	100,62	99,836
Cs	<0,1	0,3	0,4	0,2	0,3	0,1	0,3	v.y.	1,74
Rb	1,3	1,7	1,4	2,8	7,2	3,7	7,5	2,2	17
Ba	70	58	72	66	213	100	143	27	344
Th	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	3,5	<0,1	1	0,9	<0,1
U	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	1,1	<0,1	0,3	0,3	<0,1
Nb	<0,5	<0,5	<0,5	0,6	18,4	3,3	1,1	1,5	<0,5
Ta	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	2,1	0,2	<0,1	v.y.	<0,1
Pb	3,18	4,8	12,6	3,7	108	0,7	2,5	3,5	4,8
Sr	342,9	486	514	416	534	513	407	377	426
Zr	5,5	4,1	5,1	3,9	86	7,9	45	10	3,74
Hf	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	3,4	<0,5	1,7	v.y.	<0,5
Y	0,7	1,2	0,8	0,7	54	10,1	24,5	9,6	2,1
Zn	20	17	16	20	163	17	8	49	34
Ni	59,2	81,2	76,4	62,16	<20	<20	60	35	94
Co	35,7	25,16	29,18	27,4	13	26	29	35	27
Cr	910	574,737	848,421	629,474	68	479	479	242	526
Sc	32	7	6	4	68	479	479	242	9
V	205	28	32	35	203	201	351	256	39
La	1,80	1,35	1,25	1,55	28,50	4,30	14,60	v.y.	1,02
Ce	3,40	2,80	3,32	2,90	81,80	10,20	35,70	v.y.	1,90
Pr	0,52	0,22	0,27	0,32	12,32	1,47	4,94	v.y.	0,19
Nd	2,70	1,30	1,10	0,90	60,80	7,40	23,50	v.y.	1,20
Sm	0,60	0,30	0,30	0,35	14,40	1,80	5,80	v.y.	0,20
Eu	0,51	0,32	0,44	0,31	2,43	1,34	1,05	v.y.	0,36
Gd	0,76	0,36	0,38	0,44	12,75	1,84	5,19	v.y.	0,28
Tb	0,11	0,03	0,06	0,04	1,86	0,30	0,75	v.y.	0,02
Dy	0,78	0,19	0,22	0,35	10,91	1,80	4,67	v.y.	0,22
Ho	0,15	0,07	0,06	0,07	2,01	0,38	0,85	v.y.	0,05
Er	0,44	0,14	0,16	0,13	5,21	1,14	2,40	v.y.	0,12
Tm	0,07	<0,05	<0,05	<0,05	0,63	0,14	0,32	v.y.	0,06
Yb	0,48	0,12	0,12	0,09	4,12	0,96	2,47	v.y.	0,13
Lu	0,05	0,03	0,02	0,02	0,53	0,15	0,34	v.y.	0,03
Mg no	0,79	0,73	0,69	0,68	0,62	0,57	0,65	0,71	0,78
(La/Lu)_N	3,73	4,67	6,49	8,05	5,58	2,97	4,46	-	3,53
(Eu/Eu*)_N	2,30	2,97	3,98	2,41	0,53	2,32	0,57	-	4,65

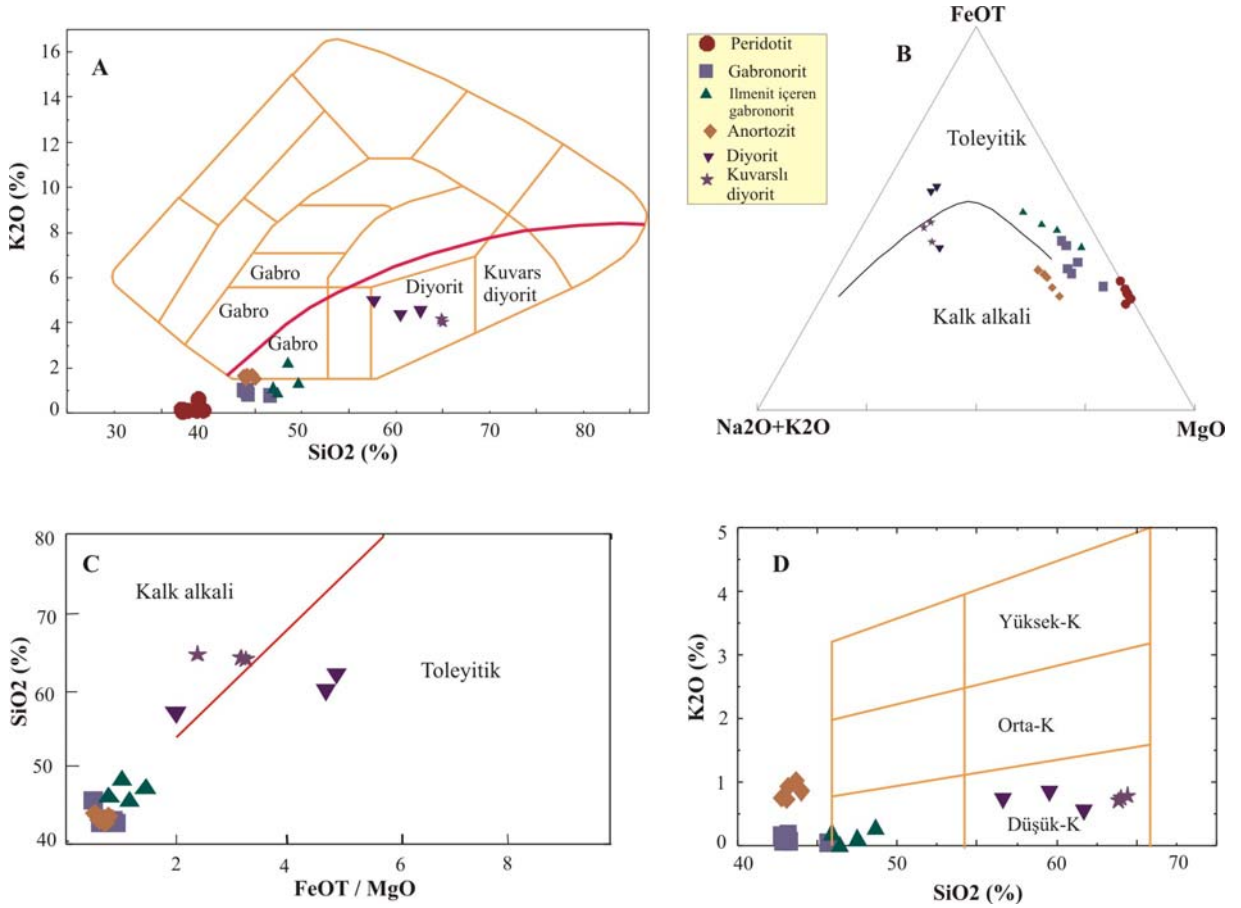
$$Eu^* = (Sm + Gd)_N / 2$$

Tablo 14'ün devamı

Örnek No	Pi-32 ANZ	Pi-35 ANZ	D-7 ANZ	D-10 ANZ	52A* MDD	521A* MDD	535A* MDD	Pi-15 KD	C-32 KD	C-36 KD
SiO2	43,16	43,64	42,76	43,05	59,53	61,66	56,65	64,42	63,86	64,02
TiO2	0,08	0,11	0,07	0,07	1,22	1	1,23	0,54	0,48	0,61
Al2O3	28,16	28,77	28,74	27,88	15,3	15,08	17,75	15,69	15,78	16,05
Fe2O3	3,62	3,94	3,92	3,48	9,18	8,78	6,11	5,28	5,76	6,11
MnO	0,06	0,03	0,04	0,04	0,11	0,16	0,09	0,14	0,08	0,09
MgO	5,26	4,47	4,78	4,44	1,73	1,59	2,72	1,96	1,57	1,71
CaO	13,45	13,77	14,02	14,79	5,3	4,63	8,78	6,44	7,02	6,48
Na2O	0,77	0,69	0,92	0,76	3,48	3,94	4,21	3,36	3,45	3,28
K2O	0,93	1,02	0,76	0,74	0,82	0,53	0,71	0,79	0,72	0,76
P2O5	0,01	0,02	0,01	0,02	0,36	0,33	0,25	0,19	0,12	0,14
CR2O3	0,072	0,045	0,077	0,081	<0,001	<0,001	0,004	0,06	0,07	0,06
LOI	3,44	2,86	3,02	3,67	2,6	2	1,2	1,84	1,76	1,32
TOT	99,012	99,365	99,117	99,021	99,63	99,7	99,7	100,71	100,67	100,63
Cs	1,07	1,78	1,84	0,98	1,8	0,3	0,5	0,7	0,5	0,4
Rb	36	44	27	37	35	13	16	21,66	19,84	16,78
Ba	138	426	328	276	333	277	311	294	266	314
Th	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	5,8	6	4,4	1,3	3,1	4,5
U	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	1,6	1,6	1,4	0,98	1,1	1,26
Nb	<0,5	0,7	<0,5	0,6	11,4	13,4	8,6	3,4	9,78	8,46
Ta	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,7	0,7	0,5	0,8	0,9	0,8
Pb	0,86	3,78	7,74	4,3	61,8	2,7	1	8,6	7,78	16,7
Sr	538	397	437	456	330	298	444	378	402	394
Zr	16,68	21,44	8,76	12,34	184	207	122	167	178	202
Hf	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	4,9	5,9	3,3	4,16	4,78	5,11
Y	1,86	2,34	1,94	2,32	36	42	27,1	37,3	31,4	42,7
Zn	27	48	66	43	126	85	10	74,2	66	82,6
Ni	75	64	81	102	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Co	32	18	22	29	14	11	14	17,2	16,54	13,4
Cr	612	476	544	564	<7	<7	<7	13	8,2	9,7
Sc	7	5	7	6	31	26	29	31,3	37,4	28,66
V	47	32	51	43	109	58	191	102	96	114
La	1,16	1,23	1,46	1,20	27,60	37,40	20,20	31,80	28,60	33,40
Ce	2,10	2,50	2,20	1,80	57,80	75,80	42,30	66,20	52,10	54,60
Pr	0,27	0,34	0,26	0,18	7,37	8,95	5,24	11,10	8,70	9,20
Nd	1,10	0,90	1,00	1,20	32,60	39,30	23,50	42,20	36,40	33,60
Sm	0,30	0,10	0,20	0,30	6,90	8,00	5,10	6,70	7,20	7,60
Eu	0,44	0,38	0,29	0,37	2,00	2,04	1,53	2,10	1,90	2,30
Gd	0,26	0,31	0,29	0,34	6,11	7,59	5,02	6,78	6,44	5,67
Tb	0,03	0,03	0,03	0,02	1,06	1,25	0,75	1,40	1,20	0,98
Dy	0,25	0,18	0,13	0,24	6,35	7,06	4,47	6,74	7,01	7,40
Ho	0,08	0,07	0,07	0,05	1,20	1,43	0,97	1,10	1,26	1,33
Er	0,08	0,07	0,03	0,07	3,62	4,15	2,75	4,50	4,64	4,32
Tm	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,52	0,55	0,39	0,60	0,70	0,60
Yb	0,14	0,10	0,09	0,11	3,71	3,99	2,50	4,20	4,70	3,90
Lu	0,02	0,03	0,02	0,01	0,53	0,62	0,40	0,70	0,70	0,80
Mg no	0,76	0,71	0,72	0,73	0,29	0,28	0,49	0,44	0,37	0,38
(La/Lu)_N	6,02	4,26	7,58	12,46	5,4	6,26	5,24	4,71	4,24	4,33
(Eu/Eu*)_N	4,71	6,05	3,68	3,53	0,92	0,78	0,91	0,94	0,83	1,02

$$Eu^* = (Sm+Gd)_N / 2$$

Karayaşmak yöresi mafik-ultramafik kayaçları Irvine ve Baragar (1971) ve Miyashiro (1974) tarafından oluşturulan jeokimyasal ayırım diyagramlarında genellikle toleyitik-kalk alkali geçişli (Şekil 67B ve C), SiO₂' ye karşı K₂O diyagramında (Peccerillo ve Taylor, 1976) ise düşük potasyumlu kayaçlar alanlarında yer almaktadır (Şekil 67D).



Şekil 67. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği kayaçlarının; A) SiO₂' ye karşı K₂O adlandırma, B) AFM, C) FeOT/MgO' ye karşı SiO₂ ve D) SiO₂' ye karşı K₂O diyagramlarındaki dağılımları (A: Cox vd., 1979; B: Irvine ve Baragar, 1971; C: Miyashiro, 1974; D: Peccerillo ve Taylor, 1976)

Yüksek MgO (% 21,04-30,73), genel olarak 1500-2600 ppm arasında değişen yüksek Cr ve 450-780 arasında değişen yüksek Ni içerikleri ile tipik olan Karayaşmak yöresi peridotitik kayaçlarının SiO₂ içerikleri % 36,18-38,50, FeO_T içerikleri ise % 9,16-15,91 arasında değişmektedir (Tablo 14). Bu ultramafik kayaçlar Na₂O ve K₂O gibi alkaliler (<% 0,2) ve Ba-Sr gibi uyumsuz elementler açısından da oldukça düşük değerlere sahiptirler (< 41 ppm). Al₂O₃ (< % 5,40) ve CaO içerikleri (< % 3,25) genel olarak düşük olan peridotitlerde, sadece C-25 nolu örnekte oldukça yüksek olup, Al₂O₃ içeriği % 14,56, CaO

içeriği ise % 7,03' e ulaşmaktadır. Bu kayadaki yüksek oranlar kayacın modal mineralojik bileşiminde % 10'a yakın oranda bulunan plajiyoklaslardan kaynaklanmaktadır. TiO_2 içerikleri ise oldukça düşük değerlerdedir ($< \% 0,11$).

Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği'ndeki en yaygın kayaç grubunun oluşturan gabronoritlerde SiO_2 içerikleri % 42-46, MgO içerikleri ise % 5-10 arasında değişmektedir. Oldukça yüksek Al_2O_3 içeriğine ($< \% 26-29>$) sahip olan bu kayaçlar peridotitik kayaçlarda olduğu gibi düşük TiO_2 ($< \% 0,18$) içerikleri ile tipiktir. CaO içerikleri, peridotitlere oranla artan plajiyoklas içeriğine bağlı olarak yükselmiş ((% 14-16 arası), FeO_T içerikleri azalmıştır (% 4-6,04 arası). Na_2O içeriği ise peridotitlere oranla biraz daha yükselmiş ($< \% 0,73-0,94>$), K_2O içerikleri ise yaklaşık olarak aynı değerlerdedir ($< \% 0,19$). İz elementler açısından bakıldığında peridotitlere oranla artan Ba, Rb, Sr, Zr ve azalan Ni, Co, Cr ve V içerikleri ile tipiktirler. Karayaşmak güneyindeki kütlelerin özellikle kenar kesimlerinde görülen anortozitler, genel olarak gabronoritlerle benzer bir kimyaya sahiptirler. Gabronoritlerle kıyaslandıklarında aralarındaki en önemli fark K_2O oranlarının (% 0,74-0,94) artmış olmasıyla dikkat çekmektedir.

Tipik kümülat dokusuna sahip olmayan ilmenit içeren gabronoritlerde ise SiO_2 içerikleri (% 45,92-48,62) , MgO içerikleri (% 4,03-9,44), Al_2O_3 içerikleri (% 13,66-20,85), CaO içerikleri ise (% 11,93-19,88) arasında değişmektedir. TiO_2 ve FeO_T içerikleri ise içerdikleri ilmenit mineralleri nedeniyle hem gabronorit, hem de anortozitlere oranla daha yüksektir.

Mafik ultramafik kümülatları kesen dayklar şeklinde görülen mikrodiyorit ve kuvarşlı diyoritlerden yapılan analizler bu kayaçların genel olarak benzer bir kimyasal bileşime sahip olduklarını göstermiştir. Mikrodiyoritlerde SiO_2 içeriği % 56-62 arasında iken, kuvarşlı diyoritlerde % 65 civarındadır. TiO_2 içerikleri açısından bakıldığında mikrodiyoritik dayklarda (% 1-1,24) kuvarşlı diyoritlerle oranla (% 0,48-0,61) biraz daha yüksektir. Diğer ana oksitler açısından ise çok belirgin bir farklılık göze çarpmamaktadır. İz elementler açısından bakıldığında kütlelerin en genç kayaçlarını oluşturan kuvarşlı diyorit ve mikrodiyoritik daykların peridotit, gabronorit ve anortozitlere oranla, özellikle Rb, Ba, Nb, Hf, Y açısından önemli derecelerde zenginleşmiş, Ni, Co ve Cr açısından da fakirleşmiş oldukları göze çarpmaktadır.

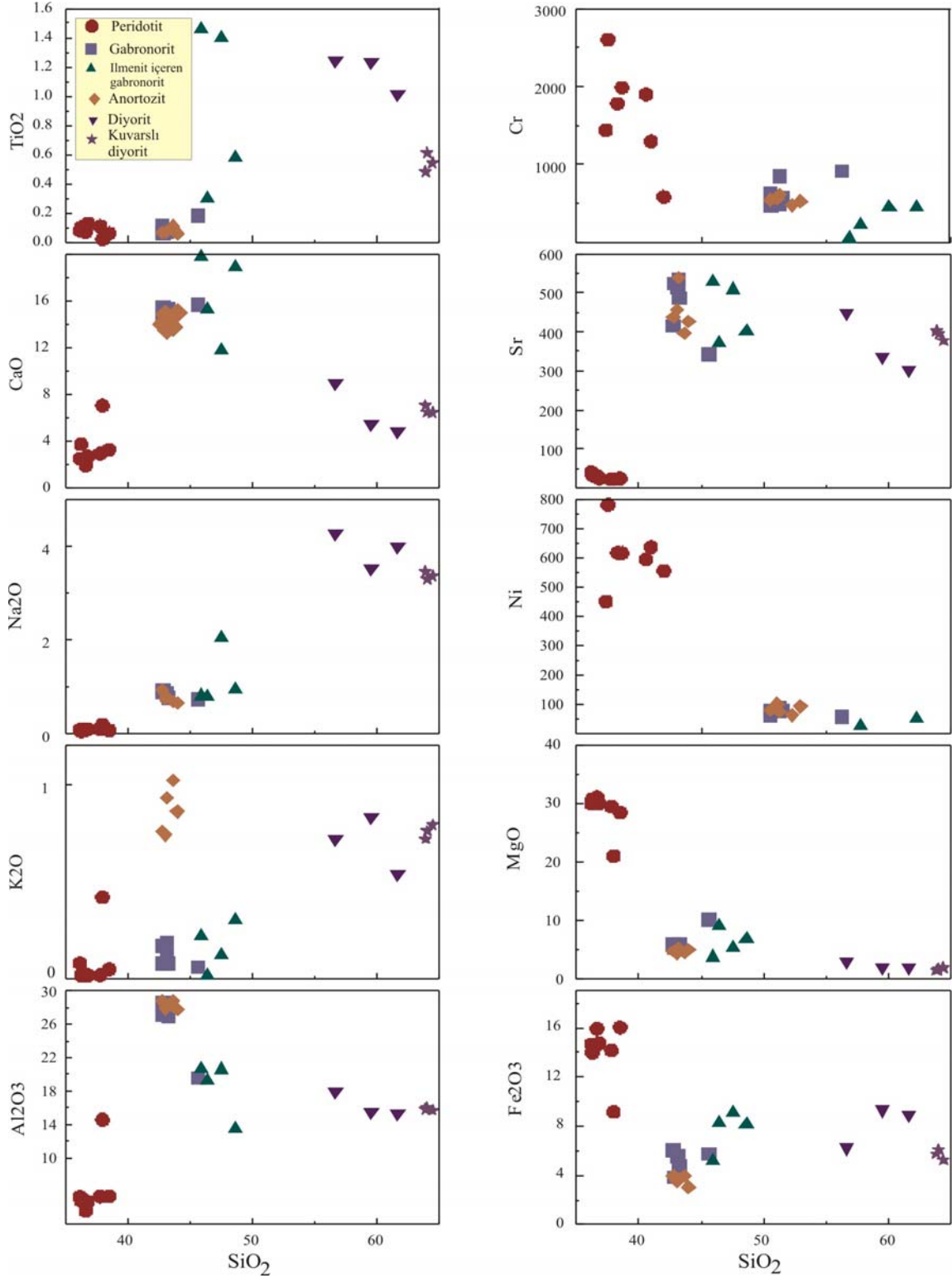
Çeşitli kayaç tiplerini bir arada bulunduran Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği'nde özellikle kümülatların oluşumu sırasında mineral birikiminin etkili olup

olmadığını belirleyebilmek için SiO_2 ve Mg numarasına karşı ana oksit ve bazı iz elementlerin değişim diyagramları hazırlanmış ve değerlendirilmiştir (Şekil 68, 69 ve 70).

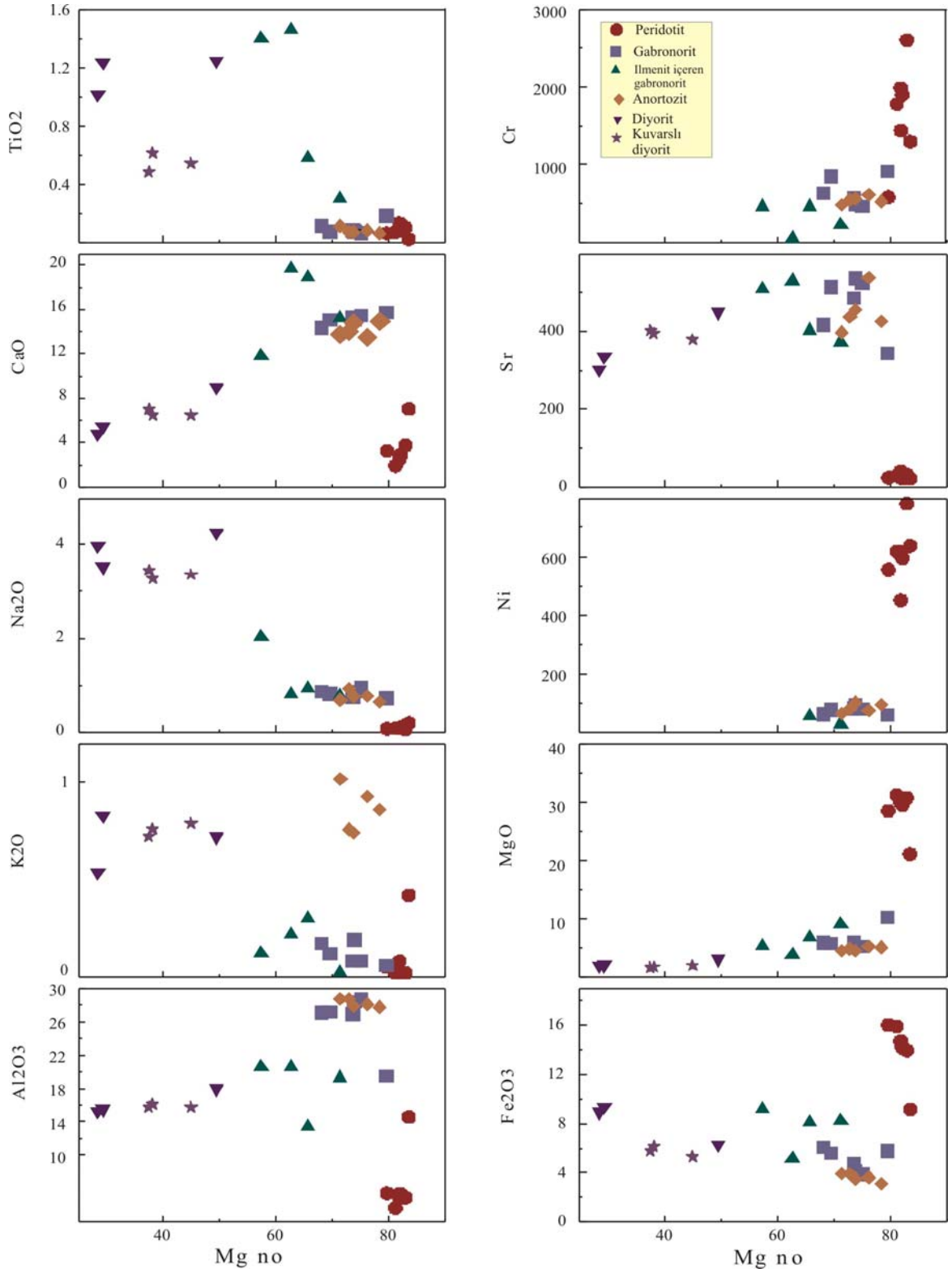
SiO_2 ' ye karşı hazırlanan ana oksit değişim diyagramlarında (Şekil 68), genel olarak peridotit, gabronorit, anortozit ve ilmenit içeren gabronoritler arasında bir ilişki gözlenmekte olup, kuvarslı diyorit ve mikrodiyoritler bazen genel yönsemenin dışına çıkmaktadırlar (Şekil 68). Kümülat kayaçlar dikkate alındığında SiO_2 ye karşı TiO_2 , CaO, Na_2O , K_2O ve Al_2O_3 ' te pozitif bir ilişki gözlenmektedir (Şekil 68). Peridotitlerden ilmenit içeren gabronoritlere doğru TiO_2 deki artış, ilmenit gibi Fe-Ti oksitlerin birikimi ile ilişkili olabilir. Artan SiO_2 içeriği ile birlikte, CaO, Al_2O_3 ve Na_2O ' daki artışlar ise kümülat kayaçlarda artan plajiyoklas birikimine işaret etmektedir. Benzer şekilde FeO_T ve MgO deki negatif ilişki peridotitik kayaçların ana bileşenlerini oluşturan ve Fe-Mg içeriği yüksek olivin, spinel ve piroksen gibi minerallerin magmadan ayrıldığına işaret etmektedir. Ni ve Cr' da gözlenen negatif ilişkilerde bunu destekler niteliktedir (Şekil 68).

Karayaşmak yöresinde yüzeyleyen ve kümülat dokusuna sahip olan mafik-ultramafik kayaçlar, kuvarslı diyorit ve mikrodiyoritlerden yüksek Mg numaraları ile ayırt edilirler. Özellikle peridotitik kayaçlarda Mg numarası oldukça yüksek olup (% 80-83), anortozitlerde % 71-78, gabronoritlerde % 69-79, ilmenit içeren gabronoritlerde ise % 57-71 arasındadır. Kuvarslı diyorit ve mikrodiyoritler ise genel olarak % 29-44 arasında değişen düşük Mg numarasına sahiptirler (Tablo 14). Özellikle kümülat kayaçlarda gözlenen yüksek Mg numaraları Alaska-tip mafik-ultramafik kayaçların özelliklerini yansıtmaktadır (Himmelberg ve Loney, 1995).

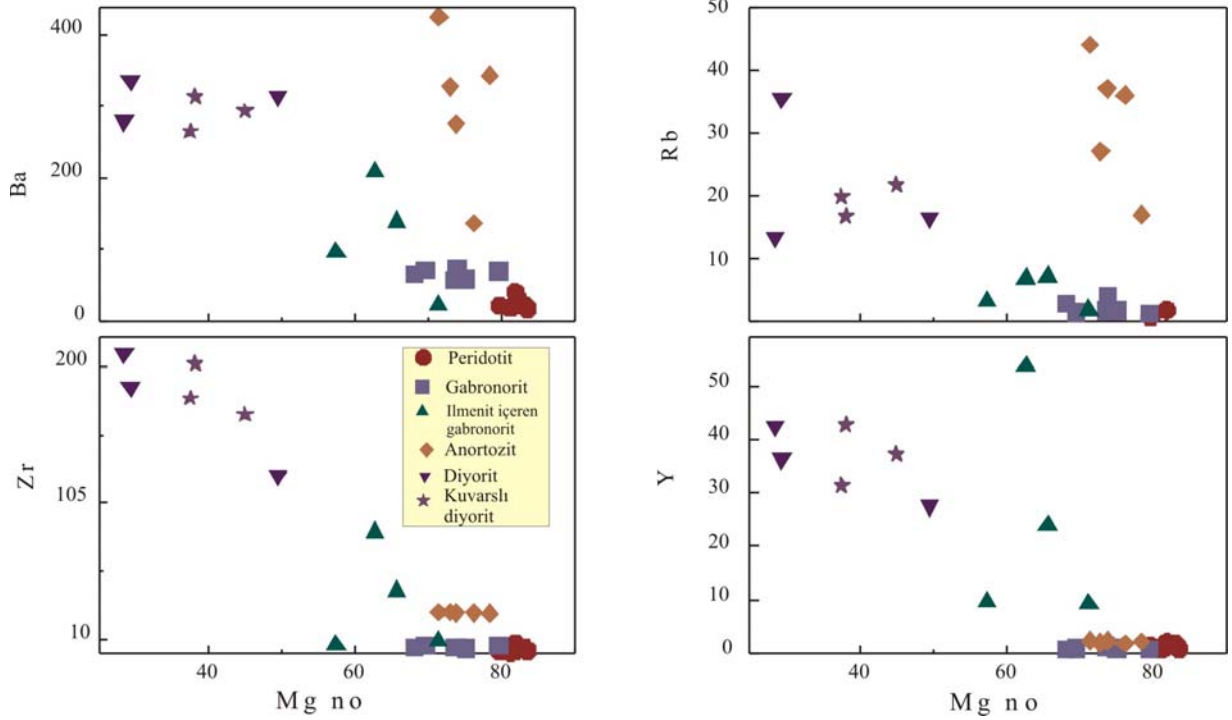
Mg numarasına karşı hazırlanan ana ve iz element değişim diyagramları, SiO_2 ' ye karşı hazırlanan değişim diyagramları ile büyük bir uygunluk göstermektedir (Şekil 69 ve 70). İlmenit içeren gabronoritlerden, peridotitlere doğru artan Mg numarası ile birlikte FeO_T , MgO, Ni ve Cr içeriklerinde düzgün bir artış gözlenmektedir. Bu da özellikle peridotitleri oluşturan ve bu elementler açısından zengin olan olivin, piroksen, krom spinel gibi kümülüs fazların ana magmadan ayrıldığını, geride kalan interkümüülüs fazların ise CaO, K_2O , Na_2O , Al_2O_3 , Sr, Ba, Rb, Zr, Y gibi elementlerin artmasına neden olduğunu göstermektedir (Şekil 69 ve 70).



Şekil 68. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği kayaçlarının SiO_2 'ye karşı ana oksit ve bazı iz elementlerin (Ni, Sr, Cr) değişim diyagramları



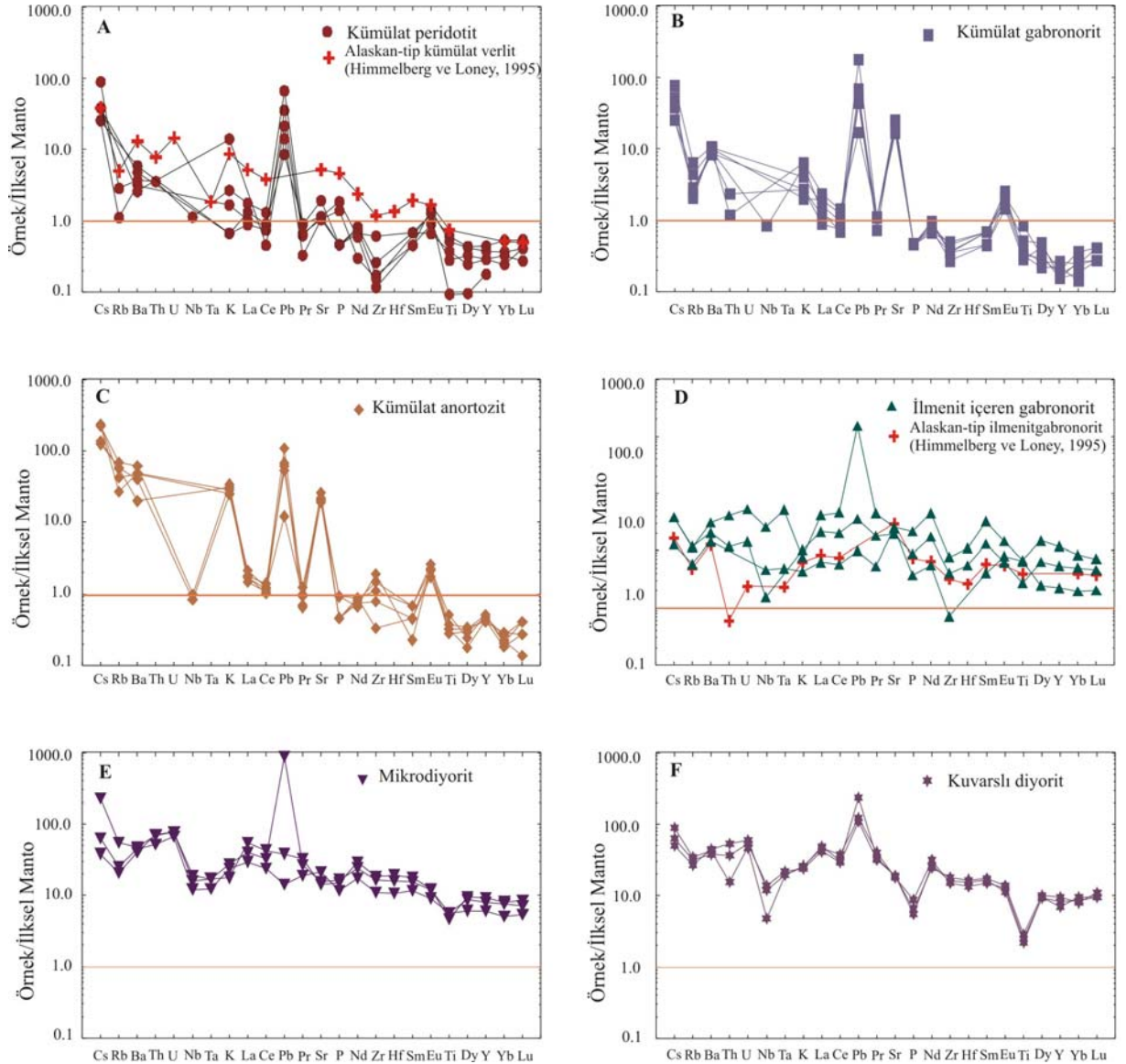
Şekil 69. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği kayaçlarının Mg numarasına karşı ana oksit ve bazı iz elementlerin (Ni, Sr, Cr) değişim diyagramları



Şekil 70. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği kayaçlarının Mg numarasına karşı Ba, Rb, Zr ve Y iz element değişim diyagramları

Karayaşmak yöresi mafik-ultramafik kayaçlarının ilksel mantoya göre normalleştirilmiş iz element dağılım diyagramlarında kümülat kayaçların genellikle benzer trendlere sahip oldukları, buna karşılık mikrodiyorit ve kuvarşlı diyoritlerin ise kümülat kayaçlara oranla daha fazla zenginleşmiş oldukları gözlenmektedir (Şekil 71).

Peridotitik kayaçlar hafifçe zenginleşmiş büyük iyon yarıçaplı litofil elementler (LILE) ve hafifçe tüketilmiş yüksek çekim alanlı element (HFSE) yönsemeleri ile tipiktirler (Şekil 71A). Himmelberg ve Loney (1995) tarafından verilen hornblend ve biyotit içeren Alaska-tip kümülat verlitte de benzer bir dağılım göze çarpmaktadır. Benzer dağılımlar biraz daha zenginleşmiş olmakla birlikte anortozit ve gabronoritlerde de görülmektedir (Şekil 71B ve C). P, Nb ve Ti' daki negatif anomaliler oldukça tipiktir. Bu özellik ada yaylarında gelişen mafik magmatik kayaçların tipik özelliklerindedir. Sr'umdaki pozitif anomali oldukça tipik olup, anomalinin şiddeti gabronorit ve anortozitlere doğru artmaktadır. Buda peridotitlerden gabronoritlere doğru artan plajiyoklas birikimi ile ilişkilidir. Ayrıca Ti' daki negatif anomali Fe-Ti oksitlerin ayrımlaşması ile ilişkili olabilir.

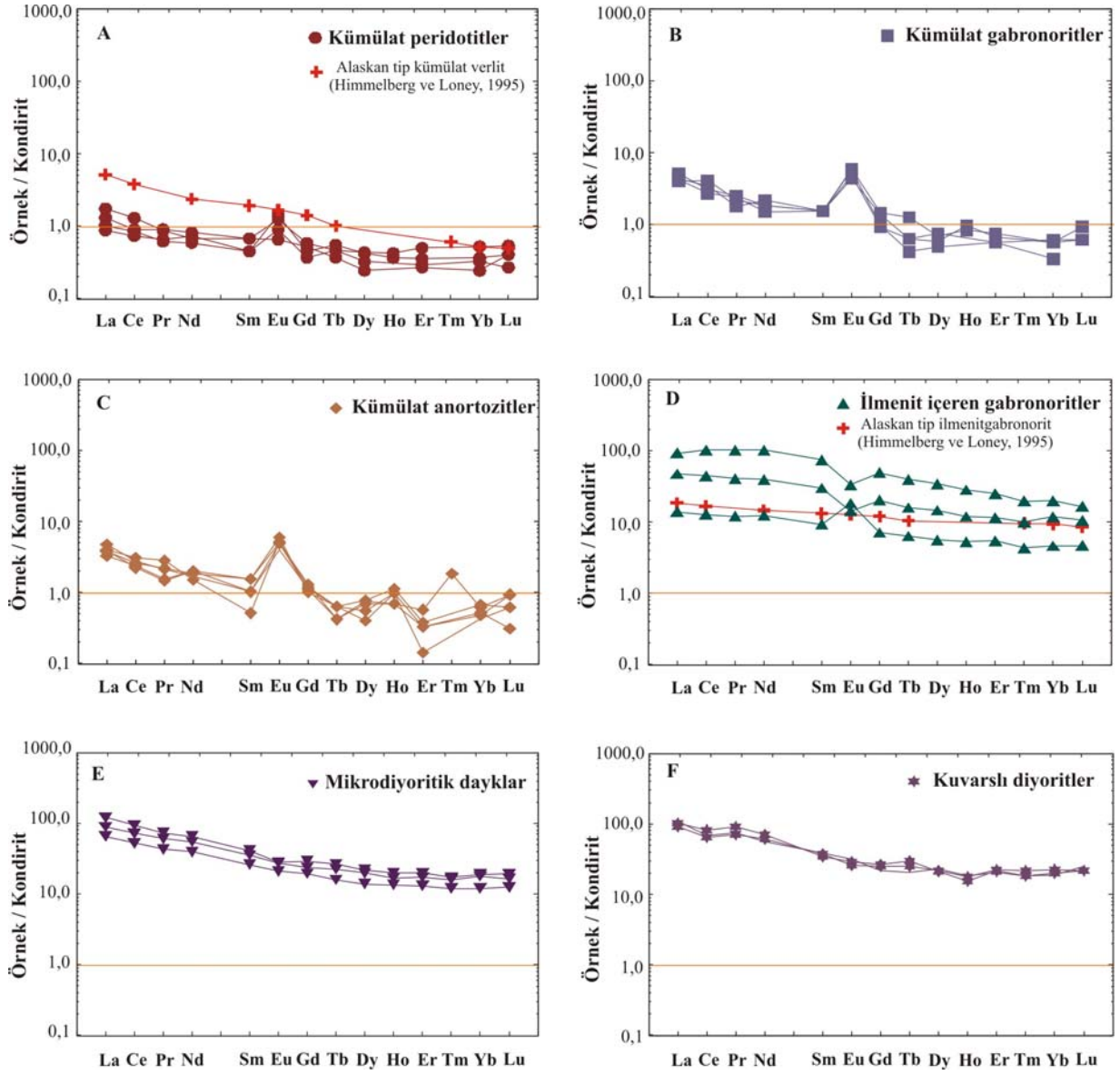


Şekil 71. Karayaşmak Mafik-Ultramafik Birliği kayaçlarının ilksel mantoya göre normalleştirilmiş nadir toprak element dağılım diyagramları (normalleştirme değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır)

İlmenit içeren gabronoritler genel olarak diğer kümülat kayaçlarla benzer bir trende sahip olmakla birlikte, hem LIL hem de HFS elementlerce biraz daha fazla zenginleşmiştir. Negatif Nb, Sr, P, Zr ve Ti, pozitif Pb anomalileri diğer kümülat kayaçlara oldukça benzerdir. Mikrodiyoritik dayklar ve kuvarslı diyoritler ilksel mantoya göre normalleştirilmiş iz element dağılım diyagramında kümülat kayaçlara göre hem LIL hem de HFS elementler açısından önemli derecelerde zenginleşmeler gösterirler. Genellikle ada yaylarında gelişen mafik magmaların karakteristik özelliği olan negatif Nb, P ve Ti anomalileri oldukça belirgindir. P ve Ti'daki negatif anomaliler apatit ve Fe-Ti oksit gibi

fazların diferansiyasyon sırasında Fe-Ti oksit ve apatitlerin fraksiyonel kristallenmesinden kaynaklanmış olabilir.

Kondirite göre normalleştirilmiş Nadir Toprak Element (REE) dağılım diyagramlarında Karayaşmak yöresi mafik-ultramafik kayaları, iz element diyagramlarında olduğu gibi kümülat kayalarda oldukça benzer yönsemeler göstermektedir (Şekil 72). Özellikle peridotit, gabronorit ve anortozitlerdeki pozitif Eu anomalisi oldukça tipiktir. Bu da her üç kayacın mineralojik bileşiminde bulunan plajiyoklasların birikiminden kaynaklanmaktadır. Kümülat dokusu göstermeyen mikrodiyorit ve kuvarslı diyoritlerde ise çok belirgin olmasa da plajiyoklas fraksiyonlaşmasını karakterize eden negatif bir Eu anomalisi gözlenmektedir. Peridotit, anortozit ve gabronoritler kondirite göre benzer REE dağılımı göstermekte olup, Hafif Nadir Toprak Elementler (LREE), Ağır Nadir Toprak Elementlerine (HREE) göre biraz daha zenginleşmişlerdir (Şekil 72A, B, C). Benzer bir dağılım Himmelberg ve Loney (1995) tarafından değerlendirilen Alaska-tip filogopit hornblend içeren kümülat verlitte de görülmektedir (Şekil 72). İlmenit içeren gabronoritler ise diğer kümülat kayalarla karşılaştırıldığında da kondirite göre hem LRE hem de HRE elementler açısından zenginleşmiş ve bir örnek dışında negatif Eu anomalisine sahip oldukları görülür (Şekil 72D). Benzer şekilde negatif bir Sr anomalisine sahip olan bu örnek muhtemel bir plajiyoklas fraksiyonlaşmasına işaret etmektedir. Mikrodiyorit ve kuvarslı diyoritler ise kondirite göre oldukça zenginleşmiştir (Şekil 72E ve F). Zenginleşme LRE elementlerinde HRE elementlere oranla daha fazladır. Kayalar bu özellikleri ada yayı mafik-ultramafik magmaların özelliklerini yansıtmaktadırlar. Karayaşmak yöresi mafik-ultramafik kümülatlarında $(La/Lu)_N$ oranları genel olarak yüksek değerlere sahip olup, peridotitik kayalarda 2,33-4,67, gabronoritlerde 3,73-8,05, anortozitlerde 3,53-12,46, ilmenit içeren gabronoritlerde 2,97-5,58 arasında değişir. Kuvarslı diyorit ve mikrodiyoritlerde ise 4,24-6,26 arasındadır. $(Eu/Eu^*)_N$ oranları ise kümülat kayalarda 1' in üzerinde, kuvarslı diyorit ve mikrodiyoritlerde ise 1' in altındadır. Genel olarak bakıldığında hem nadir toprak elementlerin dağılımları, hem de La/Lu ve Eu/Eu^* oranları ada yayları ile ilişkili mafik-ultramafik magmaların özelliklerini yansıtmaktadır.



Şekil 72. Karayashmak Mafik-Ultramafik Birliği kayaçlarının kondirite göre normalleştirilmiş nadir toprak element dağılım diyagramları (normalleştirme değerleri Boynton, 1984'ten alınmıştır)

4. İRDELEME

Plaka tektoniği teorisinin ortaya atıldığı ilk yıllarda tüm dünyada olduğu gibi Türkiye’de de belirli kuşaklar boyunca yüzeyleme veren ultramafik kayalar okyanusal kabuğun parçaları olarak düşünülmüş ve Türkiye’nin oluşumunu konu alan bütün jeotektonik modellemeler bu görüşten hareketle oluşturulmuştur. Ancak jeokimyasal çalışmaların jeolojide yaygın olarak kullanılmaya başlamasıyla birlikte daha önce okyanusal kabuğa ait olduğu düşünülen kayaların, farklı jeokimyasal özelliklere sahip olduğu ve farklı jeotektonik ortamları karakterize ettikleri belirlenmiştir. Bektaş (1981), Erzincan yöresinde yaptığı çalışmada, kayaları jeokimyasal açıdan değerlendirmiş ve bu kayaların Miyashiro (1975) sınıflamasına göre I. sınıf ofiyolitler (toleyitik-kalkalkali volkanik kayaç dizileri içeren adayayı-kenar deniz sistemi) özelliği gösterdiğini vurgulayarak Türkiye’de daha önce okyanus ortası sırta geliştiği düşünülen ultramafik kayalara farklı bir bakış açısı ile yaklaşmıştır. Ayrıca, Bektaş ve Güven (1995), Amasya ve Demirözü yörelerinde yaptıkları çalışmada sınırlı jeokimyasal verilerle peridotitleri sınıflandırarak Türkiye’de ilk kez Alaska-tip ultramafik kayaların varlığından bahsetmiştir. Bu başlık altında Amasya ve Demirözü’nde yüzeyleme veren mafik-ultramafik kümülatların, saha, petrografik, mineralojik ve jeokimyasal özellikleri irdelenerek kristalizasyon koşulları, tektonik ortamı, yerleşim şekli ve zamanı açıklanmaya çalışılmıştır

4.1. Kristalizasyon Koşulları ve Ana Magmanın Doğası

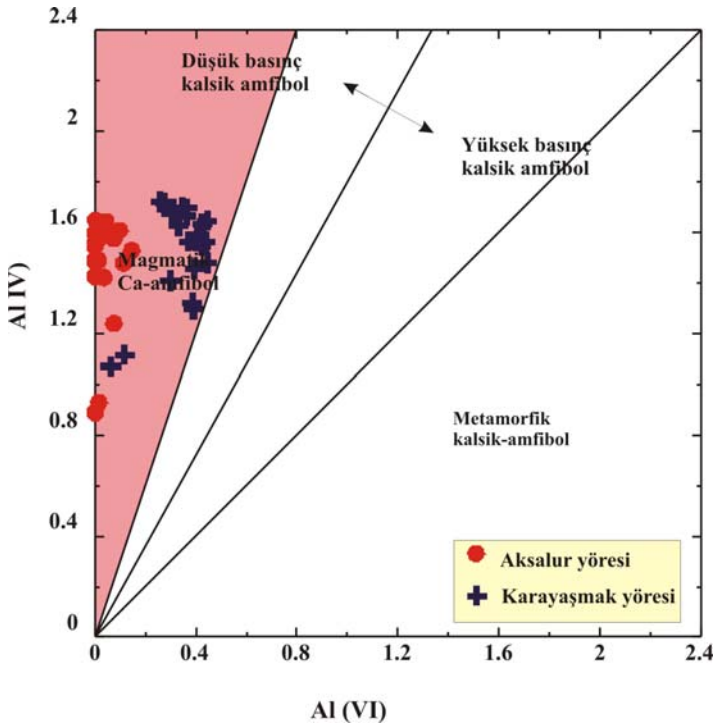
1960 lı yıllardan itibaren plaka tektoniği kuramlarının ve jeokimyasal verilerin yaygın olarak kullanılmaya başlanmasıyla birlikte, farklı jeotektonik ortamlarda oluşan magmatik kayaların farklı jeokimyasal ve mineralojik bileşime sahip oldukları belirlenmiştir. Yay magmatizması okyanusal litosferin aktif yitimi sırasında yaklaşan plaka kenarlarında meydana gelen magmatizma olarak tanımlanmaktadır. Bu bölgelerde meydana gelen magmalar genel olarak bazı karakteristik özelliklere sahiptir. Baskın olarak kalk-alkalin karakterli olan bu magmalar özellikle amfibol ve mika gibi sulu mineraller ile tipiktir. Dalma-Batma zonları üzerinde gelişen kalk-alkalin magmaların petrojenezi için, dalan okyanusal kabuğun 80-120 km arasında dehidratasyon ve kısmi ergimeye uğradığı, dalan okyanusal kabuk ve onu üzerleyen manto kamasındaki zenginleşmiş peridotitten

kaynaklanan uyumsuz elementlerin kaynak bölgesini zenginleştirdiği ve sulu bazaltik magmaların oluştuğu ve daha sonra bu magmaların yükselerek sığ derinliklere yerleştikleri düşünülmektedir. Ada yaylarının pertojenezine yönelik yapılan ilk çalışmalarda, ada yaylarına özgü birincil magmaların andezitik karakterde olduğu ve yiten bazaltik okyanus kabuğunun tekrar ergimesinden kaynaklandığı düşünülmekteydi (Gren ve Ringwood, 1968). Daha sonraki yıllarda yapılan çalışmalar ada yayı magmalarının yiten okyanus kabuğunun dehidratasyonu ile üstteki manto kamasının kısmi ergimesinden kaynaklandığı ve bazaltik bileşimli olduğu görüşü ağırlık kazanmıştır (Arculus ve Johnson, 1978; Anderson, 1982).

Ana magmanın kökeni ve oluşum koşullarının belirlenmesinde kayaçların mineralojik ve kimyasal bileşimi oldukça etkin olarak kullanılmaktadır. Aksalur yöresi kümülat kayaçları tek bir litoloji sunmakta olup, tamamı verlitik bileşimdedir. Kümülüs mineral olarak serpantinleşmiş olivin, interkümülüs mineraller olarak klinopiroksen, pargasitik hornblend, filogopit, ilmenit gibi mineraller içerirler. Filogopit ve hornblend gibi sulu mineralleri bünyelerinde bulundurmaları, oluşumları sırasında ana magma kaynağının su içerdiği ve dolayısıyla yitim zonu üzerinde gelişmiş olabilecekleri görüşünü desteklemektedir. Karayaşmak yöresi mafik-ultramafik kümülatları ise Aksalur yöresi ile karşılaştırıldığında daha fazla çeşitlilik göstermekte olup, başlıca peridotit, gabronorit ve anortozitlerden oluşmaktadırlar. Peridotitik kayaçlar plajiyoklas içerikleri ile oldukça tipiktir. Bu kayaçlarda kristalizasyon sekansı krom spinel, olivin, plajiyoklas, piroksen, amfibol ve filogopit şeklindedir. Krom spinelin hem kümülü sulu mineraller içinde hem de ilk oluşan minerallerden biri olan olivin içinde inklüzyon olarak bulunması, bu kayaçların kristalizasyonu sırasında ilk oluşan ürünlerden biri olduğunu desteklemektedir. Gabronorit ve anortozitlerde kristalizasyon sekansı ise Cr-spinel, olivin-plajiyoklas, klinopiroksen, ortopiroksen ve amfibol şeklindedir. Karayaşmak yöresi mafik-ultramafik kümülatları bu kristalizasyon sekansları ve filogopit- hornblend gibi sulu mineraller içermesi ile hem Aksalur yöresi ultramafik kümülatlarına hem de Alaska-tip mafik-ultramafik kayaçlara benzer karakterler sunar ve yüksek alümine sulu bazaltik bir magma kaynağına işaret ederler (Himmelberg ve Loney, 1995; Helmy ve Mahallawi, 2003; Farahat ve Helmy, 2006).

Gerek Aksalur gerekse Karayaşmak yöresi mafik-ultramafik kümülatlarında jeobarometre ve oksijen fugasitesi hesaplamalarında kullanılabilecek uygun mineral parajenezlerine rastlanmamıştır. Bu nedenle jeobarometre ve oksijen fugasitesi

hesaplamaları yapılamamıştır. Bununla birlikte Karayaşmak yöresinde yüzeyleme veren gabronoritlerden yapılan iki piroksen termometresi (Brey ve Köhler, 1990)sonucunda 1-5 kbar arasında değişen basınç koşulları için, yaklaşık 1100-1140 C° arasında değişen sıcaklık değerleri elde edilmiştir. Benzer şekilde aynı gabronoritten yapılan amfibol plajiyoklas termometresi hesaplamaları ile (Holland ve Blundy, 1994), 0-15 kbar basınç aralığında 830-930 C° arasında değişen sıcaklık değerleri bulunmuştur. Çalışılan kayaçlardaki amfibollerden kantitatif jeobarometre hesaplarının yapılabilmesi mineral parajenezleri nedeniyle mümkün değildir. Bununla beraber Fleet ve Barnett (1978) tarafından önerilen Amfibollerdeki $Al^{(4)}/Al^{(6)}$ oranından kalitatif tahminler yapılabilir. Bu amaçla hazırlanan diyagramda, Aksalur ve Karayaşmak yöresi kayaçlarındaki amfiboller düşük basınç kalsik-amfiboller alanlarında toplanmaktadır (Şekil 73). Rease (1974)' e göre $Al^{(4)}/Al^{(6)} = 2$ oranı yaklaşık 5 kbar lık bir basınca karşılık gelmektedir. Bu durumda çalışılan kayaçlar için basınç koşullarının 5 kbar' dan daha az olduğu kalitatif olarak söylenebilir.



Şekil 73. Karayaşmak ve Aksalur yöresi kumülatlarındaki amfibollerin Al (VI)-Al (IV) diyagramındaki dağılımları (sınırlar Fleet ve Barnett, 1978' den alınmıştır)

Alaska-tip dünit ve verlitlerdeki magnezyumca zengin olivin ana magmanın manto kökenli fraksiyonlaşmaya uğramamış bir ergiyik olduğunu gösterir (Himmelberg ve Loney, 1995). Gerek kristalizasyon sekansları gerekse ana, iz ve nadir toprak element analiz yönsemeleri çalışma konusunu oluşturan kayaçların suca zengin bazaltik bir ana magmadan oluşmuş olabilecekları görüşünü desteklemektedir.

4.2. Mafik-Ultramafik Kümülatların Jeotektonik Ortamı

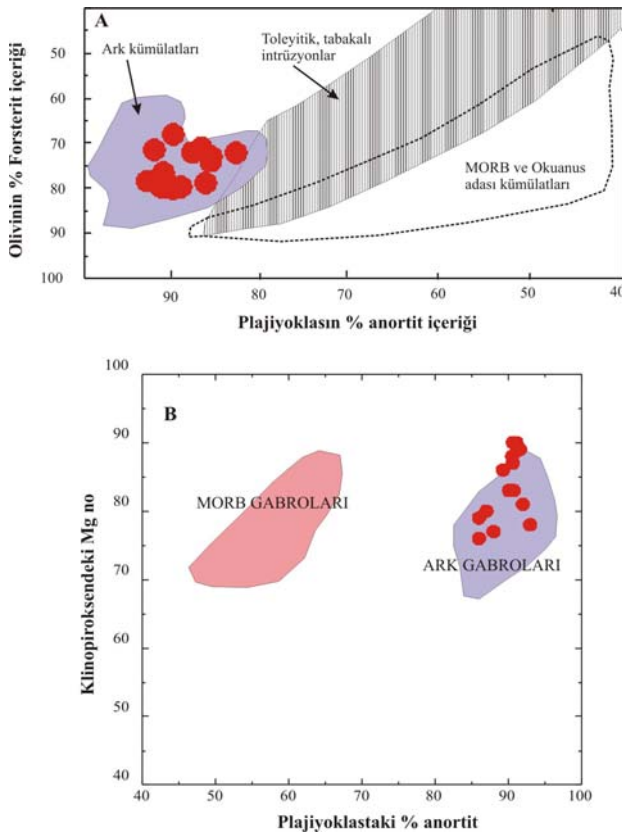
Mafik-ultramafik kayaçlara bütün jeotektonik ortamlarda (okyanus ortası sırtlar, okyanusal platolar, okyanus içi ada yayları, ark gerisi ve ark önü havzalar) rastlamak mümkündür. Özellikle okyanus ortası sırtlar ve ada yayları en yaygın olarak görüldüğü yerlerdir. Bu kayaçlar yerli yerinde oluşmuş olabileceği gibi, farklı jeotektonik ortamlardan taşınmışta olabilirler. Bu başlık altında Aksalur ve Karayaşmak yöresinde yüzeyleyen mafik-ultramafik kümülatlar gerek saha, gerekse mikroskopik ve jeokimyasal verilerle değerlendirilerek oluşum ortamları açıklanmaya çalışılmıştır.

Çalışılan mafik-ultramafik kayaçlar hem Aksalur yöresinde hem de Karayaşmak yöresinde kıtasal kabuğu temsil eden metamorfik kayaçlar içinde küçük ölçekli elipsoidal şekilli kütleler halinde bulunurlar. Metamorfik kayaçlarla olan dokanaklarında kontakt metamorfizma ve zorlama ile yerleşimin (forcefull injection) izlerine rastlanmaktadır. Ayrıca Aksalur yöresinde metamorfikleri örten Berdiga ve Hamurkesen Formasyonları ile herhangi bir dokanak ilişkisinin olmaması, Karayaşmak yöresinde Hamurkesen Formasyonu'nun alt seviyelerinde bulunan konglomeratik seviye ve Ammonitico-Rosso kırmızı kireçtaşları tarafından kümülat kayaçların örtülmesi bu kayaçların herhangi bir ortamdan mevcut ortama taşınmadıkları ve yerli yerinde oluştukları görüşünü destekleyen saha verileridir.

Saha incelemeleri ile yerli yerinde oluşmuş oldukları düşünülen mafik-ultramafik kümülatlardan seçilen minerallerin kimyasal analizleri ve tüm kayaç analizleri bu kayaçların ada yaylarıyla ilişkili jeotektonik ortamda oluştuklarını ortaya koymaktadır.

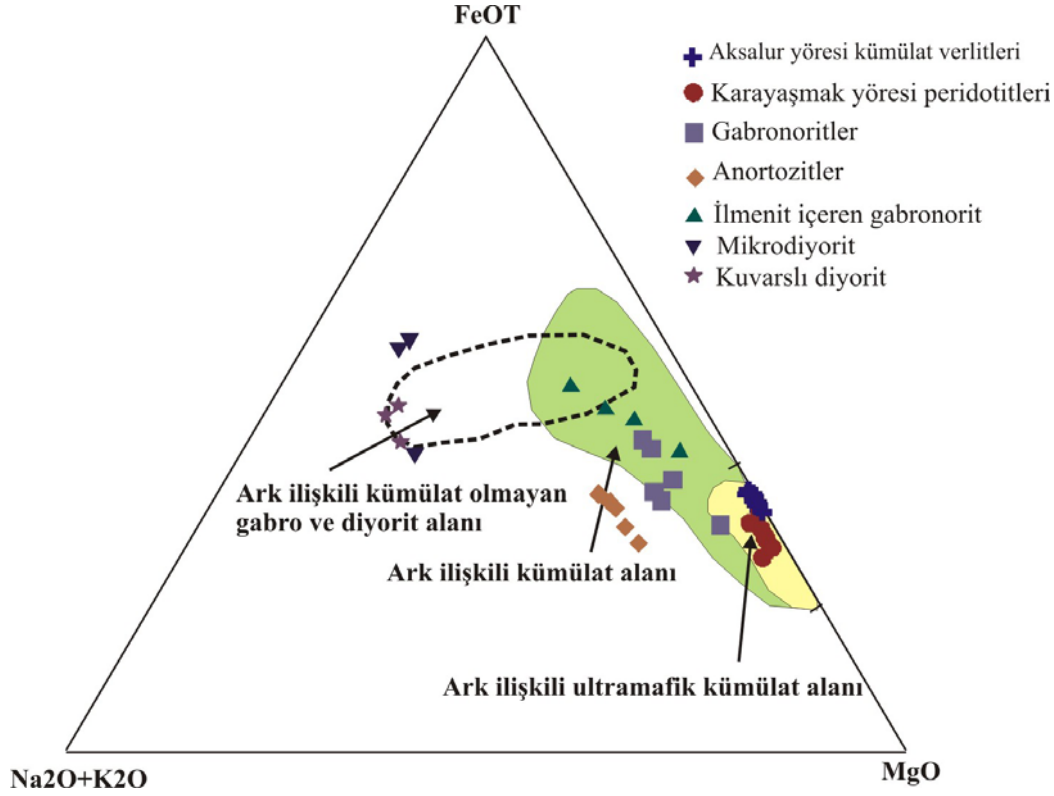
Yitikle ilişkili magmaları işaret eden ve hornblend-filogopit gibi sulu mineraller içeren bu kayaçlardan yapılan klinopiroksen, olivin, plajiyoklas ve krom spinel analizlerinin değerlendirildiği diyagramlarda mafik-ultramafik kayaçlar ada yaylarıyla ilişkili alanlarda toplanmaktadır. Özellikle klinopiroksen ve krom spinel, mafik-ultramafik magmaların kökenini irdelemede önemli bir indikatör olarak kullanılmaktadır.

Klinopiroksen kimyası dikkate alınarak hazırlanan Ca-Ti+Cr ve Al (toplam)-Ti diyagramlarında klinopiroksenler ada yaylarıyla ilişkili kalkalkalin magma alanlarında toplanmaktadırlar (Şekil 55). Loucks (1990) tarafından verilen tektonik ortam ayırım diyagramında Aksalur ve Karayaşmak kümülatları adayayı kümümlat trendine uygun bir dağılım sunmaktadırlar (Şekil 56). Akaslur yöresi kayaçlarında krom spinele rastlanmamıştır. Fakat Karayaşmak yöresi kümülatlarında görülen krom spineller çeşitli diyagramlarda Alaskan-tip ultramafik kayaçlar alanlarında toplanmışlardır (Şekil 60A, B, C). Benzer özellikler kayaç içinden iki farklı mineralin kullanılarak hazırlandığı diyagramlarda da görülmüştür (Şekil 74). Plajiyoklastaki anortit içeriğine karşı olivindeki forsterit içeriğinin kullanıldığı diyagramda, Karayaşmak yöresi mafik-ultramafikleri yay kümülatları alanında toplanmışlardır (Şekil 74A), benzer şekilde plajiyoklastaki anortit içeriğine karşı klinopiroksendeki Mg numarasının kullanıldığı diyagramda aynı kayaçlar yay gabroları alanında toplanmışlardır (Şekil 74B).



Şekil 74. Karayaşmak yöresi kümülat kayaçlarının tektonik ortam ayırtman diyagramları (A için, MORB ve tabakalı intrüzyonlar alanı Beard, 1986; yay kümülatları alanı Spandler vd., 2003'ten, B için MORB ve yay gabro alanları Burns, 1985'ten alınmıştır)

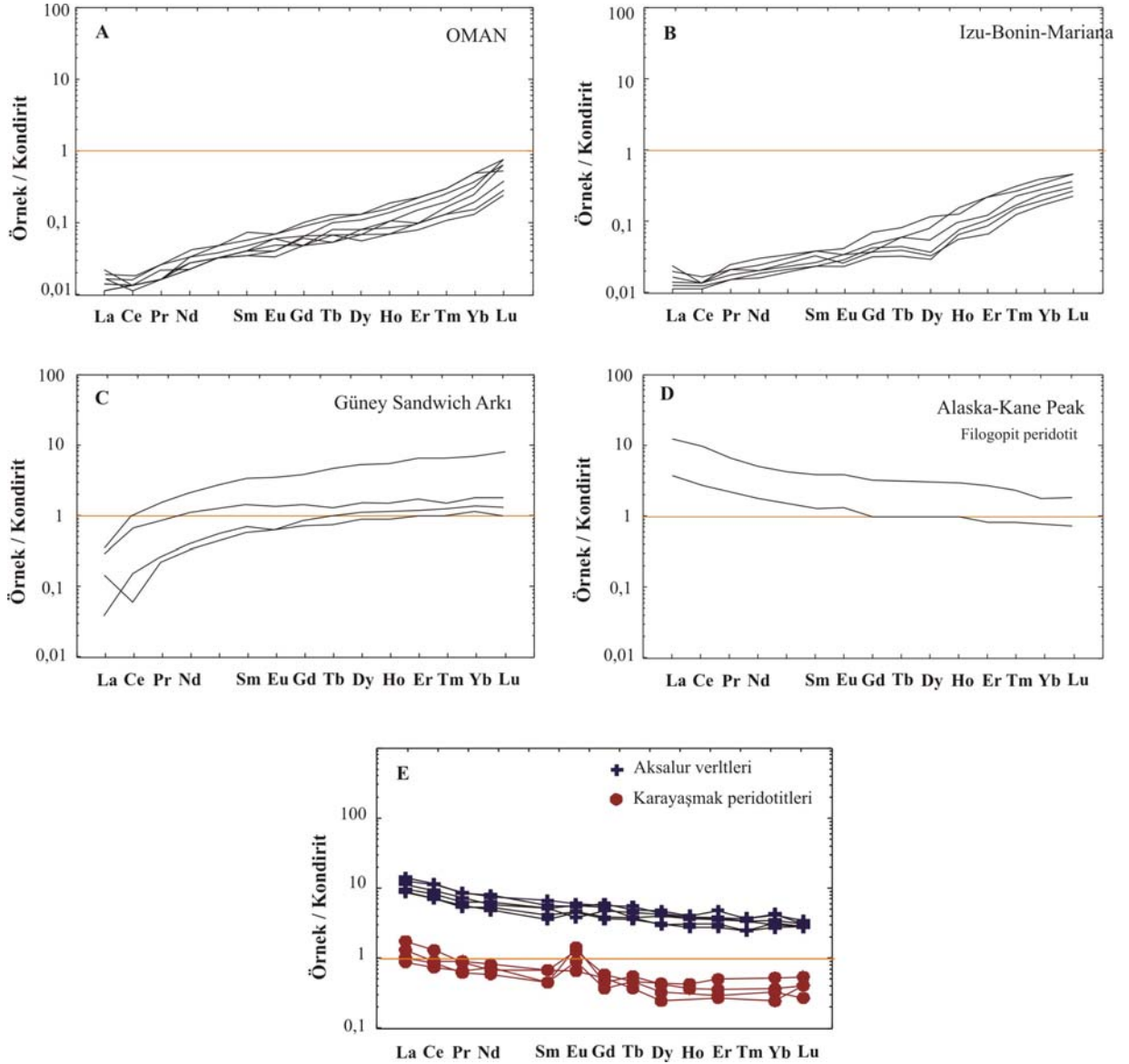
Çalışma konusunu oluşturan mafik-ultramafik kayalar ana oksitlerin kullanıldığı AFM diyagramında yay ilişkili kümülatlar alanlarında yer almaktadırlar (Şekil 75).



Şekil 75. Ark ilişkili mafik-ultramafik kümülatların ayırtman diyagramı (sınırlar Beard, 1986' dan alınmıştır)

Dağ kuşaklarında ve suture zonlarında birkaç metreden, yüzlerce km' ye kadar değişen büyüklükte ultramafik kayaç kütlelerine rastlamak mümkündür. Jeotektonik yorumlamalarda oldukça önemli olan ultramafik kayaçları çeşitli tektonik ortamlarda gözlemek mümkündür. Başlıca abisal, ofiyolitik ve ada yayları ile ilişkili ultramafiklerden oluşan bu kayaçlar, içinde buldukları ortamlara göre farklı jeokimyasal karakterler sunarlar. İz elementlere oranla daha hareketsiz olan nadir toprak elementler dikkate alındığında, ofiyolitik ultramafik kayaçlar kondirite göre genel olarak tüketilmiş olup, tüketilme hafif nadir toprak elementlerde daha fazla olup, oldukça düşük La/Lu oranlarına sahiptirler (Şekil 76A). Abisal peridotitlerde de kondirite göre benzer bir dağılım ve La/Lu oranları görülmektedir (Şekil 76B). Özellikleri çok iyi bilinen Güney Sandwich yay önü

ultramafiklerinde kondirite göre hafif nadir toprak elementlerde tüketilme, ağır nadir toprak elementlerde ise zenginleşme göze çarpmaktadır (Şekil 76C).



Şekil 76. Çeşitli jeotektonik ortamlara ait ultramafik kayalar ile tez konusunu oluşturan ultramafik kayaların kondirite göre normalize edilmiş nadir toprak element açısından karşılaştırılması (Oman: Rampone ve Piccardo, 2000; Prinzhofer ve Allegre, 1985; Godard vd., 2000, Izu-Bonin Mariana: Parkinson ve Pearce, 1998, Güney Sandwich Ark Önü: Pearce vd., 2000, Alaska-Kane Peak: Himmelberg ve Loney, 1995, normalize edilmiş değerleri Boynton, 1984)

Himmelberg ve Loney (1995), tarafından Alaska yöresinde tanımlanan filogopit içeren peridotitlerde ise kondirite göre hafif bir zenginleşme gözlenmekte olup, zenginleşme hafif nadir toprak elementlerinde ağır nadir toprak elementlerine oranla daha fazladır (Şekil 76D). Bu özellikleri ile Alaska-tip ve ada yayları ile ilişkili ultramafik magmalar diğer ortamlardaki ultramafik magmalardan farklıdır. Çalışma konusunu oluşturan Aksalur ve Karayaşmak yöresi ultramafikleri kondirite göre normalleştirilmiş nadir toprak element dağılımlarında hafif nadir toprak elementlerdeki hafif zenginleşme ve ağır nadir toprak elementlerdeki hafifçe tüketilme ile Alaskan-tip ultramafik magmaların karakteristiklerine benzer bir dağılım sunmaktadırlar (Şekil 76E) . Bu özellik incelenen kayaçların kabuğun sığ derinliklerine sokulmuş, ada yayaları ile ilişkili Alaska-tip mafik-ultramafikler oldukları görüşünü destekler niteliktedir.

4.3. Mafik-Ultramafik Kümülatların Yerleşim Zamanı ve Şekli

Çalışma konusunu oluşturan mafik-ultramafik kümülatlar Doğu Pontidler'in güneyinde Paleozoyik yaşlı taban kayaçları içinde küçük ölçekli, elipsoidal şekilli kütleler halinde bulunur. Benzer kayaçlara yine Doğu Pontidler'in güneyinde yer alan, Kop Dağı, Şiran ve Yusufeli yörelerinde de rastlanmaktadır. Tüm bu kayaçların ortak özellikleri Paleozoyik yaşlı metamorfik kayaçlarla intrüziv dokanak oluşturmalarıdır. Daha genç oluşumlarla olan ilişkileri ise çok net değildir.

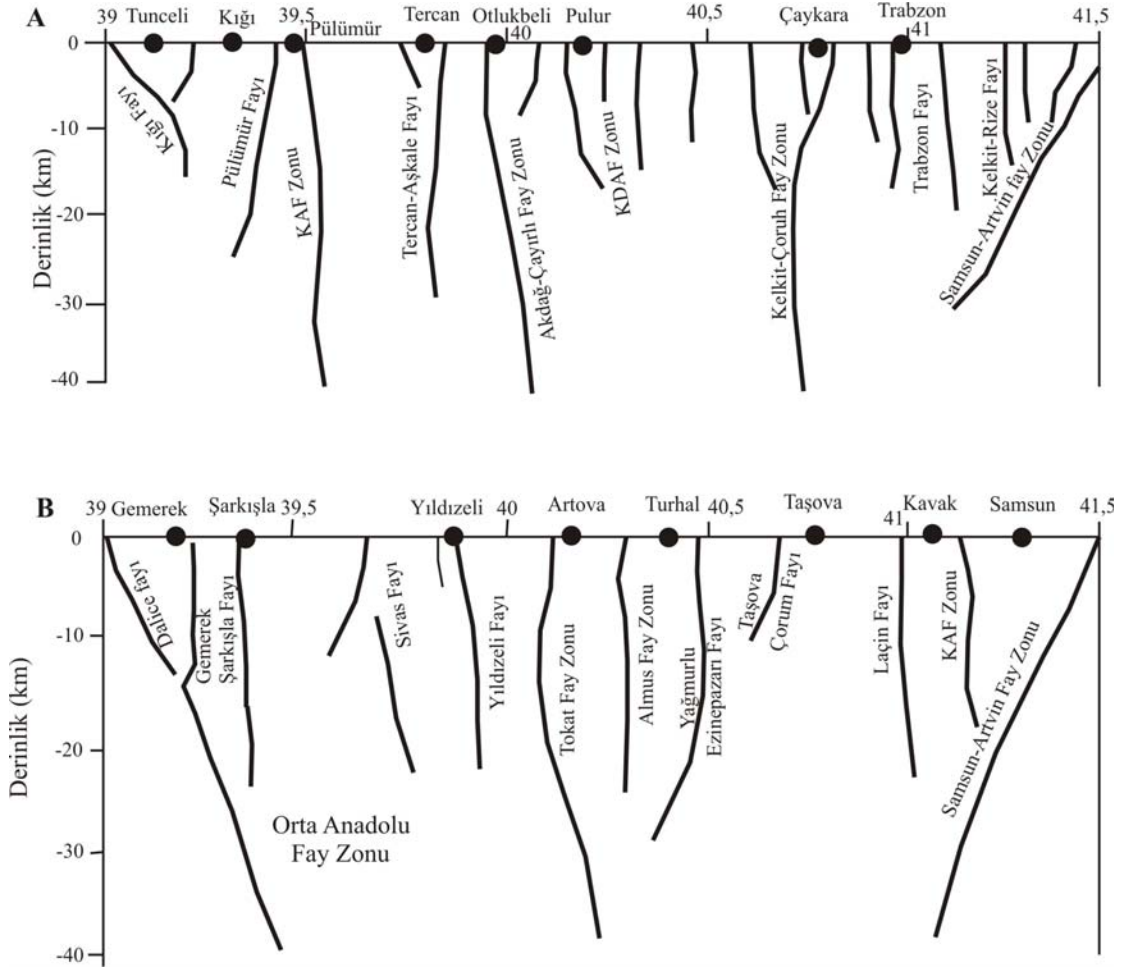
Aksalur yöresinde yüzeyleme veren ultramafik kümülatlar tek tip litolojiden oluşmakta olup, hornblend ve biyotit gibi sulu mineraller içermektedir. Bu tip kayaçlarda $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş tayin yöntemleri oldukça güvenilir sonuçlar vermektedir. Ancak içerdiği hornblend ve filogopitlerin hem bozmuş olması, hem de çok az miktarlarda olması nedeniyle böyle bir yaş tayini yaptırma imkanı olmamıştır. Bu nedenle bu bölgede yüzeyleyen kümülat verlitlerin yaşları göreceli olarak irdelenmiştir. Verlitler Paleozoyik yaşlı yeşilistler içinde intrüzyonlar halinde bulunurlar. Yan kayaçların kontakt metamorfizma ve zorlama ile yerleşimin izlerini taşımaları ve verlitlerin metamorfizmaya uğramamış olmaları nedeniyle yeşilistlerden daha genç oldukları şüphesizdir. Aynı metamorfik kayaçlar, düşük dereceli metamorfizmaya uğramış gabrolar tarafından kesilirler. Bu gabrolar, muhtemelen bölgede varlığı bilinen ve metakırıntılılardan oluşan Triyas yaşlı Karasenir Formasyonu'nu keserek yerleşmiş ve onunla birlikte metamorfizmaya uğramıştır. Kümülat verlitlerin bu gabroları da kesiyor olması ve

metamorfizma izi taşımaması yaşlarının Geç Triyas olduğunu düşündürmektedir. Verlitlerin bulunduğu kesimde Liyas yaşlı Kayabaşı Formasyonu olmayıp, metamorfik kayalar Malm-Alt Kretase yaşlı kireçtaşları tarafından örtülürler. Verlitlerin bu kireçtaşları ile hiçbir dokanağı yoktur. Ayrıca inceleme alanının kuzey kesiminde Karasenir Formasyonu ve Aksalur Metamorfitleri üzerine Liyas yaşlı birim taban konglomerası ile uyumsuz olarak gelmektedir. Liyas yaşlı birimin tabanındaki bu çakıllar içinde ultramafik kümülatlara ait bir çakılın bulunmuş olması, verlitlerin oluşum ve yerleşim yaşının Liyas' tan önce ve muhtemelen Geç Triyas' ta olduğunu destekler mahiyettedir.

Karayaşmak yöresinde, Aksalur' da olduğu gibi kümülat kayalar Paleozoyik yaşlı Pulur Masifi içinde küçük ölçekli yüzeylemeler halinde bulunur. Bu kayalarda benzer şekilde hornblend ve biyotit gibi sulu mineraller içermekte olup, bu mineraller yaş analizi yaptırılabilir kadar yoğunlukta değildir. Topuz vd. (2006) inceleme alanında mafik-ultramafik kümülatları kesen kuvarslı diyoritlerden yaptırdığı yaş analizinde, hornblendlerden $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yöntemi ile bu daykların yaşının 184 milyon yıl (Liyas) olduğunu saptamış ve Karayaşmak güneyindeki kütlelerin güney sınırında dokanak oluşturan Liyas yaşlı Hamurkesen Formasyonu'nun kontakt metamorfizmaya uğramış olduğunu öne sürerek, kümülatların yerleşim yaşının Liyas olması gerektiğini vurgulamıştır. Ancak yapılan saha çalışmaları sonucunda Liyas yaşlı birimlerde herhangi bir kontakt metamorfizma izine rastlanmamış olup, mafik-ultramafik kümülatların güneydoğu ucunda, Liyas yaşlı birimlerin tabanında bulunan konglomeralar tarafından örtüldüğü saptanmıştır. Liyas yaşının alınmış olduğu kuvarslı diyoritler kütlelerin içinde dayklar şeklinde bulunmaktadır. Bu nedenle kümülatların yerleşiminden sonra gelişmiş olan bir magmatizmanın varlığını işaret etmektedir. Bu bölgeye yakın bir kesimde yer alan Kop yöresinde benzer şekilde metamorfik kayalarla dokanak oluşturan mafik-ultramafik kümülatlar içindeki gabro pegmatitlerden seçilen hornblendlerden $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yöntemi ile 205 milyon yıllık (Geç Triyas) yaş verisi alınmıştır. Alınan bu yaş verisi saha gözlemlerini destekler nitelikte olup, bu nedenle mafik-ultramafik kümülatların yerleşim yaşının Geç Triyas olduğunu düşünmekteyiz.

Doğu Pontid Tektonik Birliği, üç farklı doğrultuda gelişmiş kırık sistemleri ile karakteristiktir (Bektaş ve Çapkınoğlu, 1997; Eyüboğlu vd. 2006). Bölgedeki plütonik kayaların, maden yataklarının ve kalderaların dağılımları KB-GD, D-B ve KD-GB doğrultulu bu kırık sistemleri tarafından kontrol edilmektedir (Şekil 5). Özellikle Aksalur

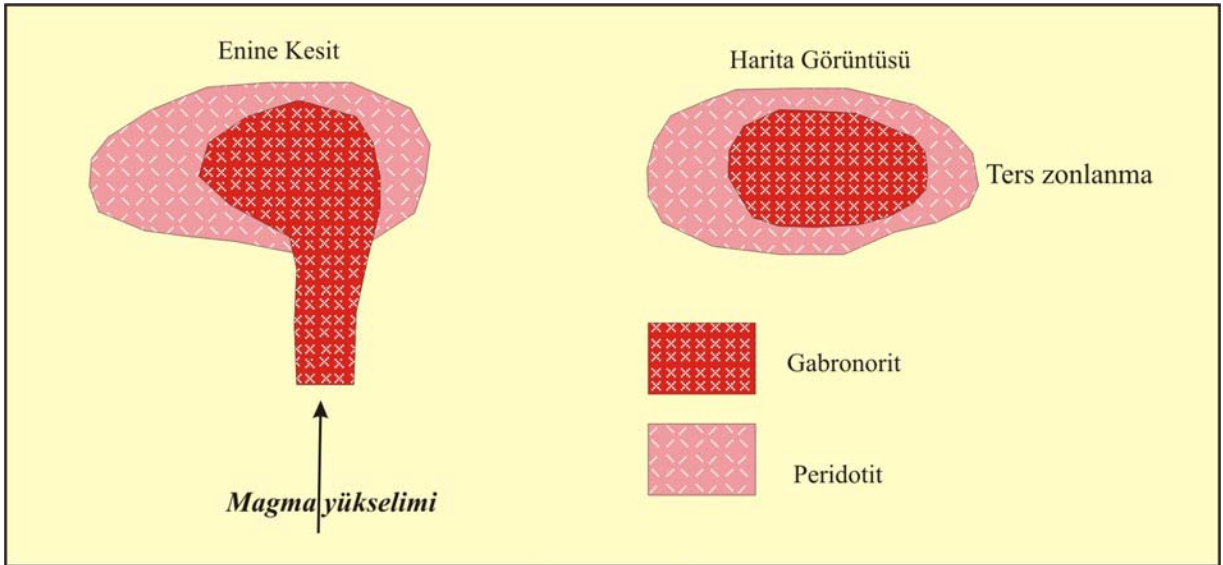
yöresinde Doğu Pontidler' in yapı stiline uygun olarak KD-GB, KB-GD ve D-B doğrultularında üç kırık sistemi gelişmiş olup, kümülat veritlerin dağılımları bu kırık sistemleriyle uyumluluk göstermektedir (Şekil 6). Benzer özelliklere Karayaşmak yöresinde de rastlanılmakta olup, gerek tez konusunu oluşturan mafik-ultramafik kümülatlar gerekse diğer plütonik sokulumlar kırıklarla ilişkilidir. Bektaş vd. (1984), Doğu Pontidler'in batısında Tokat ve Ağvanis metamorfik masiflerinin Kuzey Anadolu Fay Zonu'na (KAF), doğuda ise Pulur Masifi ve Kop peridotitlerinin Kuzeydoğu Anadolu Fayı'na (KDAF), paralellik göstermesinin Kuzey Anadolu ve Kuzeydoğu Anadolu Fay sistemlerinin Paleotektonik rejimde de çalışmış olabileceğine işaret eden veriler olduklarını vurgulamıştır. Benzer şekilde kuzey zonda kalderaların ve granit stoklarının bu faylara paralellik sunmaları bu görüşü destekler niteliktedir (Şekil 5). Benzer şekilde özellikle Gümüşhane bölgesinde Peleozoyik yaşlı metamorfik ve granitik kayalar içinde Liyas yaşlı çökellerle dolgulanmış olan neptünyen dayklardan hareketle yönlü kırık sisteminin varlığının saptanmış olması, özellikle Mesozoyik havzalarının oluşumunun açıklanmasında oldukça önemlidir (Eyüboğlu vd. 2006). Bu üç yönlü kırık sistemlerinin varlığı jeofiziksel yöntemlerle de desteklenmiş ve varlıkları ortaya koyulmuştur (Şekil 5). Bununla birlikte, Maden (2004) yapmış olduğu doktora çalışmasında Doğu Pontidler' in Bouger gravite anomali verilerinden sonlu farklar yöntemiyle hesaplanmış tam yatay türev çizgisellik haritasını kullanarak aldığı kuzey güney yönlü kesitlerde derinliği mantoya kadar inen fayların varlıklarından söz etmiştir. Benzer yöntem kullanılarak çalışma alanlarından geçecek şekilde hazırlanan kesitlerde bu fayların varlığı ortaya konulmuştur (Şekil 77A ve B). Dolayısıyla gerek çalışma konusunu oluşturan mafik-ultramafik kümülatların yerleşimi ve gerekse bölgedeki diğer plütonik kayaların yerleşimlerinin bu kırıklarla ilişkili olması kuvvetle muhtemeldir. Ayrıca alt ve üst kabukta gözlenen çiçek yapıları Doğu Pontidler' deki Mesozoyik çek-ayır havzalarının oluşumuna neden olan doğrultu atımlı fay zonlarını temsil edebilir (Şekil 77A ve B).



Şekil 77. Amasya ve Pulumur profillerine, alçak geçişli süzgeç uygulanarak elde edilen anomalilerin tam yatay türevleri alınarak oluşturulan iki boyutlu kırık yapısı

Alaska-tip mafik-ultramafik kayaçlar zonlu yapıları, mineralizasyonları, mineralojik ve jeokimyasal bileşimleri ile mafik-ultramafik kayaçların ayrı bir sınıfını oluştururlar. Bu tip kayaçlar, British Kolombiya (Clark, 1980; Nixon ve Ruble, 1988; Nixon, vd., 1990), Oregon (Gray vd., 1986), Kaliforniya (James, 1971), Venezuela (Murray, 1972), Avustralya (Eliot ve Martin, 1991), Ural Dağları (Taylor, 1967) ve Mısır' da (Helmy ve Mahallawi, 2003) bütün özellikleriyle tanımlanmıştır. Zonlu yapı gösteren kütlelerde, merkezdeki dunit içten dışa doğru verlit, olivin klinopiroksenit, klinopiroksenit, hornblend klinopiroksenit ve gabro ile çevrelenmiştir. Alaska-tip mafik-ultramafik kayaçlarda zonlu yapı yaygın olmasına rağmen, Alaska' da yüzeyleyen kütlelerin çoğunda zonlu yapı gözlenmeyip tek tip kayaç litolojisinden oluşmaktadırlar (Himmelberg ve Loney, 1995). Bazılarında ise ters zonlanma görülebilmektedir (Beard ve Day, 1988).

Aksalur yöresinde yüzeyleyen kümülatlar tek tip kayaçtan oluşup herhangi bir zonlanma görülmez. Sadece çok belirgin olmasa da kütlelerin merkez kısımlarında daha iri taneli ve olivin oranı daha yüksek olan verlitler, kenar kesimlere doğru ise daha ince taneli ve olivin oranı daha az olan verlitler bulunmaktadır. Karayaşmak Köyü güneyinde yüzeyleme veren ana kütle ise kenar kesimlerinde peridotitik kayalar, merkez kısmında ise gabronoritlerden oluşmaktadır. Normalde Alaskan tip kayalarda yaygın olarak görülen zonlanma, merkezde dunitle başlayıp, en dış zonda gabro ve diyoritlere geçer (Himmelberg ve Loney, 1995). Karayaşmak Köyü güneyinde yüzeyleme veren kütlede ise ters bir zonlanma gözlenmekte olup, bu ters zonlanma, ilk oluşan ultramafik kümülatların içine aynı kaynaktan gelen gabroik kümülatların yerleşmesi ile meydana gelmiş olabilir (Şekil 78).



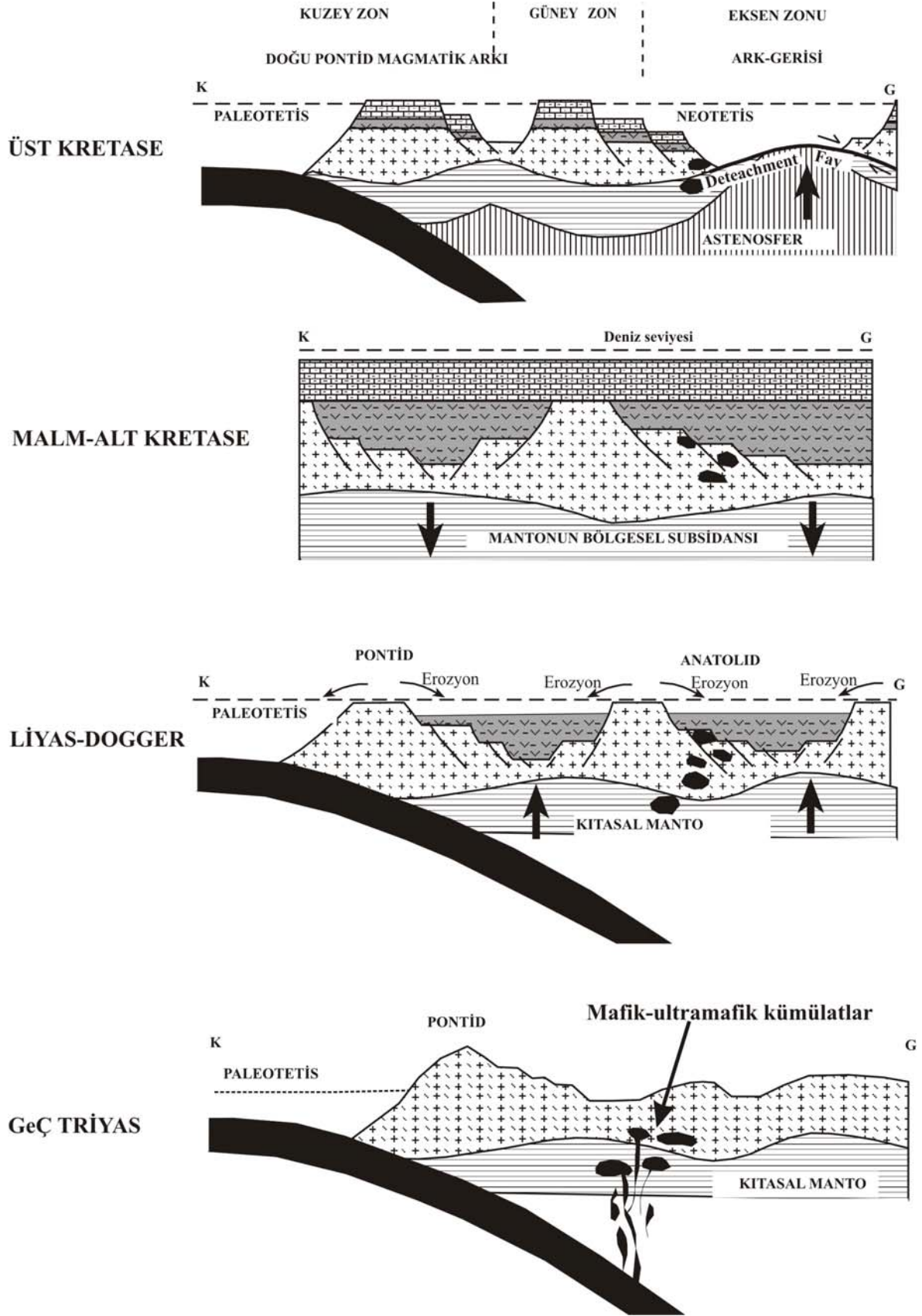
Şekil 78. Karayaşmak Köyü güneyinde yüzeyleme veren mafik-ultramafik kümülatlar için petrojenetik model

Doğu Pontidler' deki yitim polaritesi ile ilgili çeşitli görüşler vardır. Bilindiği gibi bu görüşlerin temel çıkış noktası arkın güneyinde yüzeyleme veren mafik-ultramafik kayalardır. Bu kayaları eski bir okyanusun (Tetis Okyanusu) kalıntısı olduğunu düşünen araştırmacılara göre (Adamia *vd.*, 1977; Tokel, 1981; Gedikoğlu, 1983; Ustaömer ve Robertson, 1995; Tüysüz, 1996b) Pontid arki Paleozoyik'ten Eosen sonlarına dek süregelen kuzeye doğru olan bir yitim sonucunda gelişmiştir. Buna karşın Dewey *vd.*, (1973), Bektaş *vd.*, (1984, 1986, 1996, 1999), Chorowicz *vd.*, (1998) Paleotetis'i

Pontidler'in kuzeyine yerleştirerek Paleozoyik sonundan Eosen sonuna kadar devam eden güney yönlü bir yitim polaritesini savunmuştur. Bu iki farklı görüşe karşılık Şengör ve Yılmaz (1981), Pontid yayı için Dogger'e kadar güneye, Geç Kretase'den Eosen sonuna kadar ise kuzeye doğru olan çift yönlü bir yitim polaritesini ileri sürmüşlerdir. Şengör ve Yılmaz (1981) Doğu Pontidler'in orta kesiminde ve güney sınırı boyunca D-B doğrultusunda uzanan ofiyolitik kayaçların sırasıyla Paleotetis ve Neotetis'in dalan okyanus tabanı kalıntısı olduğunu ve bu modele göre Karadeniz'in Geç Kretase sürecinde Doğu Pontidler'in kuzeyinde açılan yay gerisi havzanın kalıntısı olduğunu vurgulamışlardır.

Son yıllarda yapılan gerek paleonmanyetik gerekse jeokimyasal çalışmalar bazı eksiklikler olsa da Pontidler'deki yitim polaritesinin güney yönlü olabileceği görüşünü desteklemektedir. Özellikle Kop ultramafiklerinde şu anda yapılmakta olan çalışmalardan elde edilen ön jeokimyasal sonuçlar bu kayaçların okyanusal değil kıtasal kökenli olduğuna dair işaretler vermektedir (TUBİTAK-CAYDAG 105Y066 nolu proje). Ayrıca Üst Kretase' deki volkanizmanın kuzeyden güneye doğru toleyitikten alkalene doğru değişmesi ark volkanizmasının güney yönlü bir yitim zonu üzerinde kuzeyden güneye doğru göç ettiğini ortaya koymaktadır (Bektaş vd. 1999). Çalışma alanlarının bulunduğu Amasya ve Bayburt yörelerinde lösitli ve analsimli, yüksek potasyumlu alkali-şoşonitik volkanizmanın varlığı da bu görüşü destekler niteliktedir.

Çalışma konusunu oluşturan mafik-ultramafik kümülatlar kıtasal kabuğu temsil eden metamorfik kayaçlar içine muhtemelen Geç Triyas döneminde sokulmuşlardır. Bu dönemde Pontidler'in kalın Mesozoyik ve Senozoyik istifleri henüz çökelmemiş olduğundan, bu kayaçların kabuğun sığ derinliklerinde düşük basınç koşullarına maruz kaldığı düşünülebilir. Uygun mineral parajenezleri bulunamaması nedeniyle jeobarometrik hesaplamalar yapılamamıştır. Ancak tahmini hesaplamalar mafik-ultramafik kümülatlar için düşük basınç koşullarını işaret etmektedir. Coleman (1977), düşük basınçlarda gelişen mafik-ultramafik kümülatların olgun bir ada yayında ark gerisi bölgeyi karakterize ettiğini vurgulamıştır. Bütün bu veriler dikkate alınarak mafik-ultramafik kümülatlar için geliştirilen petrojenetik model aşağıdaki gibidir (Şekil 79).



Şekil 79. Mafik ultramafik kümülatların yerleşimini ve Doğu Pontidler'in Mезozoyik evrimini gösteren jeotektonik model (Bektaş vd. 2006' dan değiştirilerek)

5. SONUÇLAR

Doğu Pontid Magmatik Yayı'nın güney kesiminde Aksalur (Amasya) ve Karayaşmak (Demirözü-Bayburt) yörelerinde yüzeyleme veren mafik-ultramafik kümülatların petrojenezi ve jeotektonik ortamlarını konu alan bu çalışmada sözü edilen kayaçlar detaylı olarak tanımlanmış ve başlıca şu sonuçlar elde edilmiştir.

1. Mafik-ultramafik kümülatlar, Doğu Pontidler'in taban kayaçları olan, Paleozoyik yaşlı Pulus Masifi ve Aksalur Metamorfileri içinde küçük ölçekli elipsoidal şekilli kütleler halinde bulunur.

2. Aksalur yöresinde, iyi derecede yönlenmiş bol amfibollü gabrolar, tipik yönlenme gösteren bol piroksenli gabrolar, yeşilistleri keserek yerleşen ve belirgin bir yönlenme göstermeyen gabrolar olmak üzere üç çeşit metagabroik kayaç ayırtlanmıştır.

3. Aksalur yöresinde metamorfik kayaçlar içinde yüzeyleme veren ultramafik kayaçlar kümülat dokusuna sahip olup, kümülüs mineral serpantinleşmiş olivin, interkümülsü mineraller klinopiroksen, amfibol, mika ve Fe-Ti oksitten oluşur. Ortopiroksen ve plajiyoklas gözlenmez.

4. Aksalur kümülat verlitlerinden yapılan mikrokimyasal analizler ile klinopiroksenlerin, diyopsit ve ojit, amfibollerin pargasitik hornblend, mika minerallerinin filogopit, Fe-Ti oksitlerin ise ilmenit bileşimine sahip oldukları belirlenmiştir.

5. Aksalur yöresinde metamorfik kayaçlar üzerine uyumsuz olarak gelen Liyas yaşlı Hamurkesen Formasyonu'nun taban kayaçları içinde kümülat verlit çakıllarına rastlanılmış olması intrüzyonların yerleşim yaşının Liyas öncesi olduğunu gösterir.

6. Karayaşmak yöresi mafik-ultramafik kayaçları, başlıca kümülat dokusuna sahip olan peridotit, gabronorit ve anortozit, kümülat dokusu göstermeyen ilmenit içeren gabronorit, mikrodiyorit ve kuvarslı diyoritlerden oluşmaktadır.

7. Kümülat kayaçlardaki kristalizasyon sekansları, peridotitlerde spinel, olivin, paljioklas, piroksen, amfibol ve filogopit; gabronorit ve anortozitlerde ise spinel, olivin-plajiyoklas, klinopiroksen, ortopiroksen ve amfibol şeklindedir.

8. Karayaşmak Köyü güneyindeki ana kütle ters zonlanma göstermekte olup, kenarlarda peridotitlerden, orta kesimde gabronoritlerden oluşmaktadır.

9. Karayaşmak yöresinde mafik-ultramafik kümülatların Liyas yaşlı Hamurkesen Formasyonu ile dokanak oluşturmalarına rağmen herhangi bir kontakt metamorfizma izine rastlanmamış olması ve güneydoğu kesimde Liyas yaşlı kayalar tarafından örtülmesi nedeniyle mafik-ultramafik kümülatların yerleşim yaşı Aksalur yöresinde olduğu gibi Liyas öncesidir.

10. Karayaşmak yöresi mafik-ultramafik kümülatlarında bulunan minerallerden, olivinlerin magnezyumca zengin olan forsterit, ortopiroksenlerin enstatit, klinopiroksenlerin diyopsit, amfibollerin magneziyo ve pargasitik hornblend, plajiyoklasların anortit, spinellerin kromca zengin spinel, Fe-Ti oksitlerin ise birincil ilmenit ve ikincil manyetit bileşimine sahip oldukları belirlenmiştir.

11. Aksalur yöresi ultramafik kümülatları nadir toprak element açısından kondirite göre HRE ve LRE elementler açısından hafifçe zenginleşmiş olup, zenginleşme LREE elementlerde biraz daha fazladır. İz element açısından ise benzer şekilde ilksel mantoya göre LIL ve HFS elementler bakımından zenginleşmiştir. Bu özellikleri ile Alaska-tip ultramafik magmalarının tipik özelliklerini yansıtırlar.

12. Karayaşmak kümülatları ilksel mantoya göre LIL elementler açısından zenginleşmiş HFS elementler açısından hafifçe tüketilmiştir ve negatif Ti, Nb ve pozitif Pb anomalileri ile ada yayı magmalarının özelliklerini yansıtırlar.

13. Karayaşmak mafik-ultramafik kümülatları Nadir toprak elementler açısından kondirite göre LRE elementler açısından hafifçe zenginleşmiş, HRE elementler açısından ise hafifçe tüketilmiş olup, plajiyoklas birikimini işaret eden pozitif Eu anomalisi gösterirler.

14. Her iki çalışma alanındaki kayalar, mineral kimyaları ve tüm kayaç kimyaları ile Alaskan-tip mafik-ultramafik kümülatların tipik özelliklerini yansıtırlar.

15. Kriztalizasyon sekansları bu kayalar sulu bazaltik bir ana magmadan itibaren oluştuklarını gösterir.

16. Kayaların yerleşiminde D-B, KB-GD ve KD-GB doğrultulu bölgesel kırık sistemleri oldukça etkili olmuştur.

17. Doğu Pontid Magmatik yayı'nda Alaska-tip ultramafik kayaların varlığı saha verileri, mineral kimyaları ve tüm kayaç kimyaları ile desteklenerek ortaya konulmuştur.

18. Hersinyen taban içinde yüzeyleyen Alaska-Tip ultramafiklerin bilinenin aksine sütür zonuna ait okyanusal peridotitler (ofiyolit) olmadığı, Doğu Pontid Magmatik Yayını temsil eden litosferin taban kayaları olduğunu ortaya koymuştur.

19. Yukarıdaki bulgulara paralel olarak Doğu Pontid Magmatik Yayı'nın kuzeyinde örtü kayaçlarının güneyinde ise taban kayaçlarının yüzeyleme sunmuş olmaları, Senozoyik döneminde Doğu Pontid Magmatik Yayı'nın güney kesiminde daha fazla yükselmiş ve aşınmış olduğunu bu nedenle de güneyde taban kayaçlarının ve Alaska-tip mafik-ultramafiklerin yüzeyleme vermiş oldukları sonucuna varılmıştır.

6. KAYNAKLAR

- Abdel-Fattah, M.A., 1994. Nature of Biotites From Alkaline, Calc-Alkaline, and Peraluminous Magmas, Journal of Petrology, 35 (2), 525-541.
- Abdel-Fattah, M.A., 1996. Discussion on the Comment on Nature of Biotites From Alkaline, Calc-alkaline, and Peraluminous Magmas, Journal of Petrology, 37 (5), 1031-1035.
- Adamia, S., Lordkipanidze, M.B. ve Zakariadze, G.S., 1977. Evolution of An Active Continental Margin as Exemplified by the Alpine History of the Caucasus, Tectonophysics, 40, 183-189.
- Adamia, S., Bayraktutan, S. ve Lordkipanidze, M.B., 1995. Structural Correlation and Phanerozoic evolution of the Caucasus-Eastern Pontides, In: Erler, A., Ercan, T., Bingöl, E., Örcen, S., (ed), Geology of the Black Sea Region, Ankara, 69-75.
- Ağar, Ü., 1977. Demirözü (Bayburt) Köse (Kelkit) Bölgesinin Jeolojisi, Doktora Tezi, İ.Ü. Fen Fakültesi, İstanbul, 59 s.
- Akdeniz, N., 1988. Demirözü Karboniferi ve Bölgesel yapı İçindeki Yeri, Türkiye Jeoloji Bülteni, 31/1, 70-80.
- Alp, D., 1972. Amasya Yöresinin Jeolojisi, İstanbul Üniversitesi Fen Fak. Monografileri, 22, İstanbul, 135 s.
- Anderson, A.T., 1982. Parental Basalts in Subduction Zones: Implications for Continental Evolution, Journal of Geoph. Res., 87(B8), 7047-7060.
- Aoki, K. ve Kushiro, I., 1968. Some Clinopyroxenes From Ultramafic Inclusions in Dreiser Weiher, Eifel, Contributions to Mineralogy and Petrology, 21, 743-799.
- Aoki, K. ve Shiba, I., 1973. Pyroxene From Lherzolite Inclusions of Litnometata, Japan, Lithos, 6, 41-51.
- Arculus, R.J. ve Powell, R., 1986. Source Component Mixing in the Regions of Arc Magma Generation, Journal of Geoph. Res., 91, 5913-5926.
- Arni, P., 1939. Şarki Anadolu ve Mücavir Mıntıklarının Tektonik Ana Hatları, MTA Yayını serisi, No:4, Ankara.

- Bailey, E.B. ve Maufe, H.B., 1916. The Geology of Ben Nevis and Glencoe and the Surrounding Country: Explanation of Sheet 53. Memoir of the Geological Society of Scotland, Edinburgh, 307 s.
- Barnes, S.J. ve Roeder, P.L., 2001. The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks, Journal of Petrology, 42, 2279-2302
- Batanova, V.G., Pertsev, A.N., Kamenetsky, V.S., Ariskin, A.A., Mochalov, A.G. ve Sobolev, A.V., 2005. Crustal Evolution of Island-Arc Ultramafic Magma: Galmoenan Pyroxenite–Dunite Plutonic Complex, Koryak Highland (Far East Russia), Journal of Petrology, 46 (7), 1345-1366.
- Baykal, A.F., 1947. Zile-Tokat-Yıldızeli Bölgesinin Jeolojisi, İ.Ü. Fen Fak. Mecmuası, Seri B,cilt XII, sayı 3, İstanbul.
- Beard, J.S. ve Day, H.W., 1988. Petrology and Emplacement of Reversely Zoned Gabbro-Diorite Plutons in Smartville Complex, Northern California, Journal of Petrology, 29, 965-995.
- Beard, J.S., 1986. Characteristic Mineralogy of Arc Related Cumulate Gabbros: Implications for the Tectonic Setting of Gabbroic Plutons and for Andesite Genesis, Geology, 14, 848-851.
- Bektaş, O., 1981. Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Erzincan Tanyeri Bucağı Yöresindeki Jeolojik Özellikleri ve Yersel Ofiyolit Sorunları, Doktora Tezi, KTÜ Yerbilimleri Fak., Trabzon, 196 s.
- Bektaş, O., Pelin, S. ve Korkmaz, S., 1984. Doğu Pontid Yay Gerisi Havzasında Manto Yükselimi ve Polijenetik Ofiyolit Olgusu, TJK Ketin Sempozyumu, 175-188.
- Bektaş, O., 1986. Paleostress Trajectories and Polyphase Rifting in Arc-Back-arc of Eastern Pontides, Mineral Research and Exploration Institute (MTA) Bulletin, 103/104, 1-15.
- Bektaş, O., Yılmaz, C, Taşlı, K., Akdağ, K. ve Özgür, S., 1995. Cretaceous, Rifting of the Eastern Pontide Carbonate Platform (NE Turkey); The Formation of Carbonate Breccias and Turbidites as Evidence of a Drowned Platform, Giornale di Geologia, 57.
- Bektaş, O. ve Güven, İ.H., 1995. Alaskan-Appinitic type Ultramafic and Mafic Complexes as the Root Zone of the Eastern Pontide Magmatic Arc, NE Turkey, Geology of the Black Sea Region, 189-197.
- Bektaş, O., Yılmaz, C. ve Taşlı, K., 1996. Doğu Pontid Yay Gerisi Havzasında Derin Yayılma Çukurlarının Oluşumu (KD Türkiye), Neo-Tethysin Pasif Kıta Kenarı Evrimi, KTÜ Jeoloji Müh. Böl. 30 yıl Semp. Bildiriler, 1, 263-275.

- Bektaş , O. ve Çapkinoğlu , Ş., 1997. Doğu Pontid Magmatik Arkında (KD , Türkiye) Neptuniyen Dayklar ve Blok Tektoniği , Yerbilimleri , Geosound, 30, 1, 451-463.
- Bektaş, O., Şen, C., Atıcı, Y. ve Köprübaşı, N., 1999. Migration of the Upper Cretaceous Subduction Related Volcanism Towards the Back-arc Basin of the Eastern Pontide Magmatic Arc (NE Turkey), Geological Journal, 34,95-106.
- Bektaş, O., Eyüboğlu, Y. ve Pul, D., 2006. Middle Cretaceous Ophiolitic Olistostromal Melange Developed in the Back-Arc Basin of the Eastern Pontide Magmatic Arc (NE Turkey), Lithos, (.incelemede).
- Benson, W.N., 1926. The Tectonic Conditions Accompanying the Intrusion of Basic and Ultrabasic Igneous rocks, Memoirs of the National Academy of Sciences, Volume XIX, First Memoir, 90 s.
- Beyarslan, M. ve Bingöl, A. F., 2000. Petrology of a Suprasubduction Zone Ophiolite (Elazığ, Turkey), Canadian Journal of Earth Sciences, 37, 1411–24.
- Blumenthal, M., 1950. Orta ve Aşağı Yeşilirmak Bölgelerinin (Tokat, Amasya, Havza, Erbaa, Niksar) Jeolojisi Hakkında, MTA Enstitüsü Yayınlarından, Seri D, no:4, Ankara.
- Bowes, D.R., McArthur, A.C., 1976. Nature and Genesis of the Appinite Suite, Kristalinikum, 12, 31-46.
- Boynton, W. V., 1984. Cosmochemistry of Rare Earth Elements: Meteorite Studies. In: Henderson, P. (Ed), Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, Amsterdam.63-114.
- Brey, G.P. ve Kohler, T., 1990. Geothermobarometry in Four-Phase Lherzolites: II New Thermobarometers, Journal of petrology, 31, 1313-1352.
- Brinkmann, R., 1972. Mesozoic Troughs and Crustal Structure in Anatolia, Geological Society of America Bulletin, 83, 819-826.
- Brongniart, A., 1813. Essai de Classification Minéralogique des Roches Mélanges, Journal des Mines, XXXIV, 190–199.
- Brongniart, A., 1821. Sur le Gisement ou Position Relative des Ophiolites, Euphotides, Jaspes, etc. dans Quelques Parties des Apennins, Annales des Mines, Paris, 6, 177–238.
- Burns, L.E., 1985. The Border Ranges Ultramafic and Mafic Complex, South Central Alaska: Cumulate Fractionates and Island Arc Volcanics, Can. J. E. Sci., 22, 1028-1038.

- Çapkinoğlu, Ş. ve Bektaş, O., 1998. Karakaya Kompleksine ait Karasenir Formasyonu (Amasya) İçindeki Kireçtaşı Olistolitlerinden Erken Devoniyen Konodontları, MTA Dergisi, 20, 159-1700.
- Çapkinoğlu, Ş., 2003. First Records of Conodonts from 'the Permo-Carboniferous of Demirözü' (Bayburt), Eastern Pontides, NE Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences, 12, 199-207.
- Chorowicz, J., Dhont, D. ve Adıyaman, Ö., 1998. Black-Sea Pontid Relationship: Interpretation in Terms of Subduction, Third International Turkish Geology Symposium, Abstracts, 258.
- Cohen, R.S., O'Nions, R.K. ve Dawson, J.B., 1984. Isotope Geochemistry of Xenoliths from east Africa: Implications for Development of Mantle Reservoirs and Their Interaction, Earth Planet. Sci. Lett., 68, 209-220.
- Clark, T., 1980. Petrology of the Turnagain Ultramafic Complex, Northwestern British Columbia, Canadian Jou. of Earth Sci., 17, 744-757.
- Coleman, R.G., 1971. Plate Tectonic Emplacement of Upper Mantle Peridotites Along Continental Edges, Journal of Geophysical Research, 76, 1212-1222.
- Coleman, R.G. ve Peterman, Z.E., 1975. Oceanic Plagiogranite, J. Geophys. Res., 80, 1099-1108.
- Coleman, R.G., 1977, Ophiolites, Springer, New York, 265 s.
- Coleman, R.G., 1986. Ophiolites and Accretion of the North American Cordillera, Bull. Soc. Geol. France, 6, 961-968.
- Conrad, W.K. ve Kay, R.W., 1984. Ultramafic and Mafic Inclusions From Adak Island: Crystallization History, and Implications for the Nature of Primary Magmas and Crustal Evolution in the Aleutian Arc, Journal of Petrology, 25, 88-125.
- Cox, K. G., Bell, J. D. ve Pankhurst, R.J., 1979. The Interpretation of Igneous Rocks, George, Allen and Unwin, London.
- Date, A.R., 1991. Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry, Spectrochimica Acta Reviews, 14 (1-2), 3-32.
- Dawson, J.B., 1987. Metasomatized Harzburgites in Kimberlite and Alkaline Magmas: Enriched Restites and 'Flushed' Lherzolites. In: Menzies, M.A., Hawkesworth, C.J., (eds), Mantle Metasomatism, Academic Pres, London, 125-144.
- DeBari, S.M., Kay, S.M. ve Kay, R.W., 1987. Ultramafic Xenoliths From Adagdak Volcano, Adak, Aleutian Islands, Alaska: Deformed Igneous Cumulates From the Moho of an Island Arc, Journal of Geology, 95, 329-341.

- DeBari, S.M. ve Coleman, R.G., 1989. Examination of the Deep Levels of an Island Arc: Evidence From the Tonsina Ultramafic-Mafic Assemblage, Tonsina, Alaska, J. Geophys. Res., 94, 4373-4391.
- DeBari, S.M. ve Sleep, N.H., 1991. High-Mg, Low Al bulk Composition of the Talkeetna Island Arc, Alaska; Implications for Primary Magmas and the Nature of Arc Crust, Geo. Soc. Of Ame. Bull., 103, 33-47.
- Deer, W.A., Howie, R.A. ve Zussman, J., 1992. An Introduction to the Rock Forming Minerals, 2nd Edition, Longman, London, 632 s.
- DeRoever, W.P., 1957. Sind die Alpinotypen Peridotmassen Vielleicht Tektonisch Verfrachtete Buruchstücke der Peritotschale, Geologische Rundschau, 46, 137-146.
- Dewey, J.F. ve Bird, J.M., 1971. Origin and Emplacement of the Ophiolite Suite: Appalachian Ophiolites in Newfoundland, Journal of Geophysical Research, 76, 3179-3206.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F., Bonin, J., 1973. Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine system, Geol. Soc. Am. Bul., 84, 3137-3180.
- Dietz, R. S., 1963. Alpine Serpentes as Oceanic Ridge Fragments: Geol.Soc. America Bull, 74, 947-952.
- Dick, H.J.B., Bullen, T., 1984. Chromium Spinel as a Petrological Indicator in Abyssal and Alpine-type Peridotites and Spatially Associated Lavas, Cont. Min. Pet., 86, 54-76.
- Dilek, Y., 2003. Ophiolite Concept and its Evolution: *In* Dilek Y. & Newcomb S. (eds). Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought, Geological Society of America Special Paper, 373, 1-16.
- Dokuz, A., 2000. Yusufeli Yöresinin Jeolojisi, Jeotektoniği, Magmatik-Metamorfik Kayaçların Jeokimyası ve Petrojenezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Trabzon.
- Elliott, S.J. ve Martin, A.R., 1991. Geology and Mineralization of the Fifield Platinum Province, New South Wales, Sixth International Platinum Symposium, Perth, Western Australia, Guidebook for the Pre-Symposium Field Excursion, Perth, Western Australia, Geological Society of Australia, 42 s.
- Eyüboğlu, Y., Bektas, O., Seren, A., Nafiz, M., Jacoby, W.R. ve Özer, R., 2006. Three Axial Extensional Deformation and Formation of the Liassic Rift Basins in the Eastern Pontides (NE Turkey), Geologica Carpathica, 57, 5.

- Eyüboğlu, Y., Tüysüz, N. ve Korkmaz, S., 2006. Two Cycles of the Upper Cretaceous Volcanism in the Northern Part of the Eastern Pontide Magmatic Arc: A New Approach To Exploration of Volcanogenic Massive-Sulfides, Harşit Valley, Giresun, Ne Turkey, Cretaceous Research, (inceleme).
- Farahat, E.S. ve Helmy, H.M., 2006. Abu Hamamid Neoproterozic Alaskan-Type Complex, South Eastern Desert, Egypt, Journal of African Earth Sciences, 45, 187-197.
- Fleet, M.E. ve Barnett, R.L., 1978, Al(4) / Al (6) partitioning in Calciferous Amphiboles From the Mine, Sudbury, Ontario, Canadian Mineralogist, 16, 527-532.
- Fliedner, M.M. ve Klemperer, S.L., 1999. Structure of an Island Arc:Wide-Angle Seismic Studies in the Eastern Aleutian Islands, Alaska, Jou. of Geop. Res., 104 (B5),10667-10694.
- Fliedner, M.M., Klemperer, S.L. ve Christensen, N.I., 2000. Three-Dimensional Seismic Model of the Sierra Nevada Arc, California, and its Implications for Crustal and Upper Mantle Composition, Journal of Geophysical Research, 105, B5, 10899-10921.
- Folk, R.L., 1974. 'Petrology of Sedimentary Rocks'. Hemphill Publ. Co., Austin, Texas, 83 s.
- Gass, L.G., 1968. Is the Troodos Massif of Cyprus a Fragment of Mesozoic Ocean Floor?, Nature, 221, 926-930.
- Gedikoğlu, A., 1983. Doğu Pontidler'deki Metalik Maden Yataklarının Plaka Tektoniği ile Olan İlişkileri, 37. TJK Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetler, Ankara, 86-87.
- Godard, M., Jousselin, D. ve Bodinier, J.L., 2000. Relationships Between Geochemistry and Structure Beneath of Paleospreading Centre: a Study of the Mantle Section in the Oman Ophiolite, Earth Plan. Sci. Let., 180, 133-148.
- Gray, F., Page, N.J., Carlson, C.A., Wilson, S.A. ve Carlson, R.R., 1986. Platinum Group Element Geochemistry of Zoned Ultramafic Intrusive Suites, Klamath Mountains, California and Oregon, Economic Geology, 181,1252-1260.
- Green, T.H. ve Ringwood, A.E., 1968. Genesis of cCalc-Alkaline Igneous Rock Suite, Cont. Min. Pet., 18, 105-162.
- Güven, İ., Nalbantoğlu, A.K. ve Takaoğlu, S., 1993. 1/100.000 Ölçekli Açınsama Nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, MTA Gen. Müd., Ankara.

- Habiboğlu, Y.E., 1989. Doğu Pontid Güney Zonu'ndaki (Bayburt-Demirözü) Metamorfite-Ofiyolit Birliğinin (Pulur Masifi) Jeotektonik Anlamı, KTÜ Fen Bilimleri Ens. Yüksek Lisans Tezi, Trabzon, 104s.
- Haggerty, S.E., 1979. Spinels in High Pressure Regimes, in the Mantle Sample: Inclusions in Kimberlites and Other Volcanics, Proceedings of the Second International Kimberlite Conference, vol. 2, edited by F.R. Boyd, H.O.A. Meyer, AGU, 183-196.
- Hamilton, W.J., 1842. Researches in Asia Minor, Pontus and Armenia, London.
- Hess, H.H., 1965. Mid-Ocean Ridges and Tectonics of the Sea Floor, *in* Whittard, W.F., and Bradshaw, R., eds., Submarine Geology and Geophysics: Proceedings of the 17th Symposium of the Colston Research Society: London, Butterworths, 317-334.
- Helmy, H.M. ve El Mahallawi, M.M., 2003. Gabro Akrem Mafic –Ultramafic Complex, Eastern Desert, Egypt: a Late Precambrian Analogue of Alaskan-type Complexes, Mineralogy and Petrology, 77, 1-2, 85-108.
- Himmelberg, G.R., Loney, R.A. ve Craig, J.T., 1986b. Petrogenesis of the Ultramafic Complex at the Blashke Island, Southeastern Alaska, U.S. Geological Survey Bulletin, 1662, 14 s.
- Himmelberg, G.R. ve Loney, R.A., 1995. Characteristics and Petrogenesis of Alaskan-Type Ultramafic-Mafic Intrusions, Southeastern Alaska, US Geological Survey Professional Paper, 1564, 47 s.
- Holland, T. ve Blundy, J., 1994. Non Ideal Interactions in Calcic Amphiboles and Their Bearing on Amphibole-Plagioclase Thermometry, Cont. Min. Pet., 116, 433-447.
- Irvine, T.N., 1967. Chromian Spinel as a Petrogenetic Indicator, part 2: Petrologic Applications, Can. J. Earth Sci., 4, 71-103.
- Irvine, T.N., 1974. Petrology of the Duke Island Ultramafic Complex, Southeastern Alaska, Geological Society of America Memoir, 138, 240 s.
- Irvine, T. N. ve Baragar, W. R. A., 1971. A Guide to Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks, Can J. Earth. Sci., 8, 523-548.
- Jackson, E.D. ve Thayer, T.P., 1972. Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and Alpine peridotite-gabro complexes; International Geological Congress, 24 th, Montreal, Proceedings, section 2, p.289-296.
- Jagoutz, O., Müntener, O., Burg, J.P., Ulmer, P. ve Jagoutz, E., 2006. Lower Continental Crust Formation Through Focused Flow in km Scale Melt Conduits: The Zoned

Ultramafic Bodies of the Chilas Complex in the Kohistan Island Arc (NW Pakistan), Earth and Planetary Science Letters, 242, 320-342.

James, O.B., 1971. Origin and Emplacement of the Ultramafic Rocks of the Emigrant Gap Area, California, Journal of Petrology, 12, 523-560.

Jenkins, D.M., 1983. Stability and Composition Relations of Calcic Amphiboles in Ultramafic Rocks, Contributions to Mineralogy and Petrology, 83, 375-384.

Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J. ve Meffre, S., 2001, Factors Controlling Chemistry of Magmatic Spinel: an Empirical Study of Associated Olivine, Cr-spinel and Melt Inclusions From Primitive Rocks, Journal of Petrology, 42, 655-671.

Ketin, İ., 1951, Bayburt Bölgesinin jeolojisi, İ.Ü Fen Fakültesi Mec., seri B, cilt XVI, 113-127.

Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun Tektonik Birlikleri, MTA Dergisi, Ankara, 66, 20-34.

Kırmacı, M.Z., 1983. Amasya Batı Yöresinin jeolojisi, KÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans tezi, Trabzon, 158 s.

Konak, N. ve Hakyemez, H.Y., 1996. Tectonic Units of the Easternmost Part of the Pontides, Stratigraphical and Structural Implications, Second International Symposium on the Petroleum, Geology and Hydrocarbon potential of the Black Sea Area, Şile-İstanbul, 32-33.

Korkmaz, S. ve Baki, Z., 1984. Demirözü (Bayburt) Güneyinin Stratigrafisi, TJK Bülteni, 5, 107-115.

Kushiro, I., 1990. Partial Melting of Mantle Wedge and Evolution of Island Arc Crust, Jou. of Geoph. Res., 95,15,929-939.

Larsen, M.L., Watt, W.S. ve Watt, M., 1989. Geology and Petrology of the Lower Tertiary Plateau Basalts of the Scoresby Sund Region, East Greenland, Greenland Geo. Sur. Bull., 157-162.

Leake, B.E., 1978. Nomenclature of Amphiboles, American Mineralogist, 63, 1023-1052.

Leterrier, J., Maurry, R.C., Thonon, P., Girard, D. ve Marchal, M., 1982. Clinopyroxene Composition as a Method of Identification of the Magmatic Affinities of Paleo-Volcanic Series, Earth and Planetary Science Letters, 59, 139-154.

Loucks, R.R., 1990. Discrimination of Ophiolitic From Nonophiolitic Ultramafic-Mafic Allochthons in Orogenic Belts by the Al/Ti Ratio in Clinopyroxene, Geology, 18, 346-349.

- Maden, N., 2005. Doğu Pontid Orojenik Kuşağı Kabuk Yapısı ve Kabuk Stilinin Jeofiziksel Metodlarla İncelenmesi, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 216 s.
- Miller, D.J. ve Christensen, N., 1994. Seismic Signature and Geochemistry of and Island Arc: A Multidisciplinary Study of the Kohistan Accreted Terrane, Northern Pakistan, Jou. Of Geoph. Res., 99, 11623-11642.
- Miyashiro, A., 1973. The Troodos Complex was Probably Formed in an Island Arc, Earth and Planetary Science Letters, 19, 218–224.
- Miyashiro, A., 1974. Classification, Characteristics, and Origin of Ophiolites, Journal of Geology, 83, 249-281.
- Miyashiro, A., 1975. Classification, Characteristics, and Origin of Ophiolites, Journal of Geology, 83, 249–281.
- Moore, E.M., 1982. Origin and Emplacement of Ophiolites, Reviews of Geophysics and Space Physics, 20, 735–760.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. ve Gottardi, G., 1988. Nomenclature of the Pyroxenes, American Mineralogist, 73, 1123-1133.
- Murray, G.G., 1972. Zoned Ultramafic Complexes of the Alaskan-Type: Feeder Pipes of Andesitic Volcanoes, in Shagam, R., and others, eds., Studies in Earth and Space Sciences, Geological Society of America Memoir, 132, 313-335.
- Nebert, K., 1961. Kelkit Çayı ve Kızılırmak (Kuzey Anadolu) Nehirleri Meca Bölgelerinin Jeolojik Yapısı, Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 57, 1-49.
- Nixon, G.T. ve Rublee, V.J., 1988. Alaskan-Type Ultramafic Rocks in British Columbia; New Concepts of the Structure of the Tulamean Complex, in Geologic Fieldwork 1987: British Columbia Ministry of Energy, Mines, and Petroleum Resources, paper 1988-1, 281-294.
- Nixon, G.T., Hammack, J.L., Cannelly, J.N., Case, G. ve Paterson, W.B.E, 1990. Geology and Noble Metal Geochemistry of the Polaris Ultramafic Complex, North-Central British Columbia, , in Geological fieldwork, 1989: British Columbia Ministry of Energy, Mines, and Petroleum Resources, paper 1990-1, 387-404.
- Okay, A., 1983. Ağvanis Metamorfizmaları ve Çevre Kayaçlarının Jeolojisi, MTA Dergisi. 1.
- Okay, A. ve Şahintürk, Ö., 1997. Geology of the Eastern Pontides. In: Robinson, A.G. (Editor), Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region, Am. As. Petr. Geol (AAPG) Memoir, 68, 291-311.

- Okay, A., Şahintürk, Ö. ve Yakar, H., 1997, Stratigraphy and Tectonics of the Pulur (Bayburt) Region in the Eastern Pontides, Min. Res. Exp. Bull. 119, 1-24.
- Osswald, F., 1912. Armenian-Handbuch der Regionalien Geologie, 10, 3, Heidelberg.
- Özcan, A., Erkan, A., Keskin, A., Keskin, E., Oral, A., Özer, S., Sümege, M. ve Tekeli, O., 1980. Amasya-Turhal Arasındaki Bölgenin Jeolojisi, MTA Rap. No: 6722.
- Özer, E., 1984. Bayburt Yöresinin Jeolojisi, KÜ Jeoloji Dergisi, 3, 1-2, 77-89.
- Parkinson, I. J. ve Pearce, J.A., 1998. Peridotites from the Izu Bonin-Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for Mantle Melting and Melt-Mantle Interaction of Suprasubduction Zone Setting, Journal of Petrology, 39, 1577-1618.
- Parlak, O., Delaloye, M. ve Bingöl, E., 1996. Mineral Chemistry of Ultramafic and Mafic Cumulates as an Indicator of the Arc-Related Origin of the Mersin Ophiolite (southern Turkey), Geol. Rundsch., 85, 647– 661.
- Parlak, O., Delaloye, M. ve Bingöl, E. 1997. Phase and Cryptic Variation Through the Ultramafic-Mafic Cumulates in the Mersin Ophiolite (Southern Turkey), Ofioliti, 22 (1), 81-92 .
- Parlak, O., Höck, V. ve Delaloye, M , 2002. The Supra-Subduction Zone Pozanti–Karsanti Ophiolite, southern Turkey: Evidence for High-Pressure Crystal Fractionation of Ultramafic Cumulates, Lithos, 65, 205-224.
- Parlak, O., Hock, V. ve Kozlu, H., 2004. Oceanic Crust Generation in an Island Arc Tectonic Setting, SE Anatolian Orogenic Belt (Turkey), Geological Magazine, 141 (5), 583-603.
- Parsons, I., Mason, R.A., Becker, S.M. ve Finch, A.A., 1991. Biotite Equilibria and Fluid Circulation in the Klukken Intrusion, Journal of Petrology, 32, 1299-1333.
- Papike, J.J., Cameron, K.L. ve Baldwin, K., 1974. Amphiboles and Pyroxenes: Characterization of Other than Quadrilateral Components and Estimates of Ferric Iron From Microprobe Data, Geological Society of America, 6, 1053-1054.
- Patino Douce, A.E. ve Johnston, A.D., 1991. Phase Equilibria and Melt Productivity in the Pelitic System: Implications for the Origin of Peraluminous Granitoids and Aluminous Granulites, Contributions to Mineralogy and Petrology, 107, 202-218.
- Pearce, J.A., 1975. Basalt Geochemistry Used to Investigate Past Tectonic Environments on Cyprus, Tectonophysics, 25, 41–67.
- Pearce, J.A., Lippard, S.J. ve Roberts, S., 1984. Characteristics and Tectonic Significance of Supra-Subduction Zone Ophiolites. In: Kokelaar, B.P., Howells, M.F. (Eds),

- Marginal Basin Geology, Geological Society London, Special Publications, 16, 77–89.
- Pearce, J. A., Barker, P.F., Edwards S.J., Parkinson I.J. ve Leat, P.T., 2000. Geochemistry and Tectonic Significance of Peridotites from the South Sandwich Arc-Basin System, South Atlantic, Cont. Min. Pet., 139, 36-53.
- Peccerillo, A. ve Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene Calc-alkaline Volcanic Rocks From Kastamonu Area, Northern Turkey, Con. Min. Pet., 58, 63-71.
- Pelin, S., 1977. Alucra (Giresun) Güneydoğu Yöresinin Petrol Olanakları Bakımından İncelenmesi, Doçentlik Tezi, Trabzon.
- Petterson, M.G. ve Treloar, P.J., Volcanostratigraphy of Arc Volcanic Sequences in the Kohistan Arc, North Pakistan: Volcanism Within Island Arc, Back-Arc Basin, and Intra Continental Tectonic Settings, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 130, 147-178.
- Prinzhofer, A. ve Allegre, C.J., 1985. Residual Peridotites and the Mechanisms of Partial Melting, Earth Pla. Sci. Let., 92, 189-206.
- Rampone, E., ve Piccardo, G.B., 2000. The Ophiolite-Oceanic Lithosphere Analogue: New Insights from the Northern Appnines (Italy). In Ophiolites and Oceanic crust: New Insights from Field studies and Oceanic Drilling Program, Special paper (eds. Y. Dilek, E. Moores, D. Elthon, and A. Nicolas), Geological Society of America. Boulder, CO, USA, 349, 21-34.
- Rease, P., 1974. Al and Ti Contents of Hornblende, Indicators of Pressure and Temperature of Regional Metamorphism, Cont. Min. and Pet., 45, 231-136.
- Renzulli, A., Santi, P., 2000. Two Stage Fractionation History of the Alkali Basalt-Trachyte Series of Sete Cidades Volcano (San Miguel Island, Azores), European Journal of Mineralogy, 12 (2), 469-494.
- Rojay, B., 1993. Tectonostratigraphy and Neotectonic Characteristics of the Southern Margin of Merzifon-Suluova Basin (Central Pontides, Amasya), Phd Thesis, Middle East technical University, Ankara. 215 s.
- Sano, S., Oberhänsli, R., Romer, R.L. ve Vinx, R., 2002. Petrological, Geochemical and Isotopic Constraints on the Origin of the Harzburg Intrusion, Germany, Journal of Petrology, 43 (8), 1529-1549.
- Seifert, W., Kampf, H. ve Wasternack, J., 2000. Compositional Variation in Apatite, Phlogopite and Other Accessory Minerals of the Ultramafic Delitzsch complex, Germany: Implication for Cooling History of Carbonatites, Lithos, 53, 81-100.

- Seymen, İ., 1975. Kelkit Vadisi Kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Tektonik Özelliği, Doktora Tezi, İTÜ Maden Fakültesi, İstanbul, 192 s.
- Shervais, J.W., 2001. Birth, death and resurrection: The Life Cycle of Supra Subduction Zone Ophiolites, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2, paper no. 2000GC000080.
- Simonetti, A., Shore, M. ve Bell, K., 1996. Diopside Phenocryst from Nephelinite Lavas, Napak Volcano, Eastern Uganda: Evidence for Magma Mixing, Canadian Mineralogist, 34 (2), 223-234.
- Smith, J.V. ve Brown, W.L., 1988. Feldspar Minerals, Second Revised and Extended Edition, Springer Verlag, Berlin Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo.
- Snoke, A.W., Quick, J.E., ve Bowman, H.R., 1981. Bear Mountain Igneous Complex, Klamath Mountains, California: an Ultrabasic to Silicic Calc-Alkaline Suite, Journal of Petrology, 22, 501-552.
- Spandler, C.J., Arculus, R.J., Eggins, S.M., Mavrogenes, J.A., Price, R.C. ve Reay, A.J., 2003. Petrogenesis of the Greenhills Complex, Southland, New Zealand: Magmatic Differentiation and Cumulate Formation at the Roots of a Permian Island-Arc Volcano, Cont. Mineral. Petrol., 144, 703-721.
- Steinmann, G., 1913. Über Tiefenabsätze des Oberjura im Apennin, Geologische Rundschau, 4, 572-575.
- Stern, R.J. ve Bloomer, S.H., 1992. Subduction Zone Infancy: Examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California Arcs, Geological Soc. of America Bulletin, 104, 1621-1636.
- Sun, S. ve McDonough, Q. F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts; Implications for Mantle Compositions and Processes. In Saunders, A. D., & Norry, M. J. (Eds) Magmatism in the Ocean Basins, Geol. Soc. London Spec. Publ., 42, 312-345.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. ve Ketin, İ., 1980. Remnants of Pre-Late Jurassic Ocean in Northern Turkey: Fragments of Permian Triassic Paleo-Tethys, Geol. Soc. Am. Bull., 91, 599-609.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey: a Plate Tectonic Approach, Tectonophysics, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1983. Türkiye'de Tetis'in Evrimi: Levha Tektoniği Açısından Bir Yaklaşım, Türkiye Jeoloji Kurumu Yerbilimleri Özel Dizisi, no: 1, Ankara.
- Tanyolu, E., 1988. Pulur Masifi (Bayburt) Doğu Kesiminin Jeolojisi, MTA Dergisi, 108, 1-17.

- Taslı, K., 1984. Hamsiköy (Trabzon) Yöresinin Jeolojisi, KÜ Dergisi, 3, 69-76.
- Taylor, H.P., Jr ve Noble, J.A., 1960. Origin of the Ultramafic Complexes in Southeastern Alaska, International Geological Congress, Copenhagen, 1960, Report, part 13, 185-187.
- Taylor, H.P., Jr, 1967. The Zoned Ultramafic Complexes of the Southeastern Alaska, Part 4.III in Wyllie, P.J., ed., Ultramafic and Related Rocks, New York, John Willey, p.96-118.
- Thayer, T.P., 1967. Chemical and Structural Relations in Ultramafic and Feldspathic Rocks in Alpine Intrusive Complexes, *in* Wyllie, P.J., ed., Ultramafic Rocks: Wiley, New York, p. 222–238.
- Tokel, S., 1972. Stratigraphical and Volcanic History of the Gümüşhane Region, Doktora Tezi, University College, London.
- Tokel, S., 1981. Plaka Tektoniğinde Magmatik Yerleşimler ve Jeokimya, Türkiye'den Örnekler, Yeryuvarı ve İnsan, 6/3-4, 55-65.
- Topuz, G., Altherr, R., Satır, M. ve Schwarz, WH, 2003. Low-Grade Metamorphic Rocks from the Pulur Complex, NE Turkey: Implications for the Pre-Liassic Evolution of the Eastern Pontides, Int. J. Earth Sci., 93, 72–91.
- Topuz, G., Altherr, R., Kalt, A., Satır, M., Werner, O. ve Schwarz, WH., 2004. Aluminous Granulites from the Pulur Complex, NE Turkey: a Case of Partial Melting, Efficient Melt Extraction and Crystallisation, Lithos, 72,183–207.
- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W.H., Siebel W., Satır, M. ve Dokuz, A., 2005. Post-Collisional Plutonism with Adakite-Like Signatures: the Eocene Saraycık Granodiorite (Eastern Pontides, Turkey), Contrib. Mineral. Petrol., 150, 441–455.
- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W.H., Meyer, H.P., Eyüboğlu, Y. ve Şen, C., 2006?, Ultramafic-Mafic Intrusions of the Pulur Region (NE Turkey): Products of Shallow-Level Differentiation and Cumulate Formation Beneath a Late Liassic Continental Arc, (yayınlanmamış makale).
- Tüysüz, O., 1996. Amasya ve Çevresinin Jeolojisi, Türkiye 11. Petrol Kongresi Bildiriler, 32-48.
- Tüysüz, O., 1996b. Neo-Tethyn Tectonic Evolution of Central Pontides, In: Second International Symposium on the Petroleum Geology and Hydrocarbon Potential of the Black Sea Area, Şile-İstanbul. 6.
- Ustaömer, T. ve Robertson, A.H.F., 1995. Paleotethyan Tectonic Evolution of the North Tethyan Margin in the Central Pontides, N Turkey, Geology of the Black Sea Region, Ankara, 24-33.

- Ustaömer, T., 2006?. Pre-Jurassic Crustal Extension, Basin Formation and Associated Magmatism at a Consuming Margin, Yusufeli-Artvin, Eastern Pontides, NE Turkey, (baskıda)
- Wyllie, P.J., ed., 1967. Ultramafic and Related rocks, New York, John Willey, 464 s.
- Yalınız, K.M., Floyd, P. ve Göncüoğlu, M.C., 1996. Supra-Subduction Zone Ophiolites of Central Anatolia: Geochemical Evidence from the Sarikaraman Ophiolite, Aksaray, Turkey, Mineralogical Magazine, 60, 697–710.
- Yalınız, K.M., Floyd, P. ve Göncüoğlu, M.C., 2000. Geochemistry of Volcanic Rocks from the Çiçekdag Ophiolite, Central Anatolia, *Turkey*, and Their Inferred Tectonic Setting Within the Northern Branch of the Neotethyan Ocean. In *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area* (eds E. Bozkurt, J. A. Winchester and J. D. A. Piper), 203–18, Geological Society of London, Special Publication, 173.
- Yavuz, F., Gültekin, A.H., Örgün, Y., Çelik, N., Karakaya, M. ve Şaşmaz, A., 2002. Mineral Chemistry of Barium and Titanium-Bearing Biotites in Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Mezitler Area (Balıkesir-Dursunbey), Western Turkey, Geochemical Journal, 36, 563-580.
- Yılmaz, A., 1983. Tokat (Dumanlıdağ) ile Sivas (Çeltekdağ) Dolaylarının Temel Jeolojik Özellikleri ve Ofiyolitli Karmaşığın Konumu, MTA Enstitüsü Dergisi, 99-100, 1-18.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C. ve Şengör, A.M.C., 1997. Geology of Tectonic Evolution of the Pontides, AAPG Memoir, 68, 183-226.
- Yılmaz, A., Adamia, S., Lordkipanidze, M., Gugushvili, V., Lazarashvili, T., Beradze, R., Nadareishvili, G., Kuloshvili, S., Salukvadze, N., Konak, N., Yılmaz, T., Kurt, İ, Özkan, M., Güven, İ.H. ve Hakyemez, Y., 1996. A Study of the Tectonic Units of the Area Along Turkish-Georgian Border, Second International Symposium on the Petroleum Geology and Hydrocarbon Potential of the Black Sea Area, Şile-İstanbul, 6.
- Yılmaz, A. ve Yılmaz, H., 2004. Geology and Structural Evolution of the Tokat Massif (eastern Pontides, Turkey), Turkish Journal of Earth Sciences, A Special Issue Commemorating Okan Tekeli, 13, 231-246.
- Yoshino, T., Yamamoto, H., Okudaira, T. ve Toriumi, M., 1998. Crustal Thickening of the Lower Crust of the Kohistan Arc (N.Pakistan) deduced from Al zoning in Clinopyroxene and Plagioclase, Journal of Metamorphic Geology, 16, 729–748.

ÖZGEÇMİŞ

Yener EYÜBOĞLU 1974 yılında Trabzon'da doğdu. İlk öğrenimini Trabzon Kurtuluş İlkokulu'nda, Orta öğrenimini Trabzon Kanuni Ortaokulu'nda, Lise öğrenimini Trabzon Affan Kitapçioğlu Lisesinde tamamladı. 1993-1994 öğretim yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'ne girdi. 1997 yılında bu bölümden mezun oldu ve aynı yıl girdiği sınavı kazanarak Karadeniz Teknik Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda yüksek lisans öğrenimine başladı. 31.12.1997 tarihinde Karadeniz Teknik Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde 50/d maddesi uyarınca Araştırma Görevlisi olarak atandı. 2000 yılında '*Tirebolu-Doğankent (Giresun) Arasının Jeolojisi ve Jeokimyasal Özellikleri*' başlıklı yüksek lisans tezini vererek yüksek lisans eğitimini başarıyla tamamladı. KTÜ Gümüşhane Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünün açtığı sınavı kazanarak Aralık 2000'de bu bölümün Genel Jeoloji Bilim Dalı'na Araştırma Görevlisi olarak atandı Yener EYÜBOĞLU İngilizce bilmekte ve halen KTÜ Gümüşhane Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Genel Jeoloji Bilim Dalında Araştırma Görevliliğini sürdürmektedir.