

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ * FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**ÜST MANTO ERGİME PROSESLERİNDE PLATİN GRUBU
ELEMENTLERİN DAVRANIŞI**

DOKTORA TEZİ

Y. Müh. Necla Köprübaşı

Anabilim Dalı: Jeoloji Mühendisliği

Danışman: Doç. Dr. Ercan Aldanmaz

KOCAELİ 2007

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ * FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**ÜST MANTO ERGİME PROSESLERİNDE PLATİN GRUBU
ELEMENTLERİN DAVRANIŞI**

DOKTORA TEZİ

Y.Müh. Necla Köprübaşı

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih: 1 Haziran 2007

Tezin Savunulduğu Tarih: 13 Haziran 2007

Tez Danışmanı	Üye	Üye
Doç.Dr. Ercan Aldanmaz	Prof.Dr. Selçuk TOKEL	Prof.Dr. Haluk KONAK
(.....)	(.....)	(.....)
Üye	Üye	
Doç.Dr. Gültekin Topuz	Yard. Doç.Dr. Ömer Faruk Çelik	
(.....)	(.....)	

KOCAELİ 2007

ÖNSÖZ TEŞEKKÜR

Türkiye’de ofiyolit kuşakları geniş alanlar kaplamaktadırlar. Bu çalışmada bu ofiyolit kuşakları içinde yeralan Orhaneli, Denizgören ve Marmaris ofiyolitlerinin jeokimyasal, mineral kimyası (Orhaneli ve Denizgören ofiyoliti) ve Re-Os izotop özellikleri (Marmaris ofiyoliti) ortaya konmuştur.

Bu çalışma KOÜ jeoloji mühendisliğinde doktora tezi olarak hazırlanmıştır ve KOÜ araştırma fonu ve TÜBİTAK tarafından finansal olarak desteklenmiştir.

Bölüm imkanları ile birlikte değerli görüşlerini esirgemeyen hocam Sayın Prof. Dr. Selçuk Tokel’e ve tezimin her aşamasında desteğini esirgemeyen tez danışmanım Sayın Doç. Dr. Ercan Aldanmaz’a teşekkürlerimi sunarım. Arazi, laboratuvar ve verilerin değerlendirilmesi çalışmalarındaki yardımlarından dolayı, Sayın Dr. Aykut Güçtekin’e, Sayın Jeoloji Yüksek Müh. İbrahim Uysal’a, Sayın Jeoloji Müh. Ömer Kamacı’ya ve ayrıca çalışma hayatım boyunca desteklerini esirgemeyen aileme ve eşim Sayın Yard. Doç. Dr. Nezihi Köprübaşı’na teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ	i
İÇİNDEKİLER	ii
ŞEKİLLER DİZİNİ	v
TABLolar DİZİNİ	xi
SİMGELER	xii
ÖZET	xiii
ABSTRACT	xiv
BÖLÜM 1. GENEL BİLGİLER	1
1.1. Çalışmanın Amacı ve Giriş	1
1.2. Çalışma Yöntemleri	3
1.3. Çalışma Alanının Coğrafik konumu	4
1.3.1. İnceleme alanı	4
1.3.2. Ulaşım	4
1.3.3. Morfoloji ve hidrografi	5
1.3.4. İklim	6
1.3.5. Bitki örtüsü	6
1.4. Önceki Çalışmalar	
1.4.1. Çalışma konusu ofiyolitlerine yönelik bölgesel jeolojik çalışmalar	6
1.4.2. PGE'ye yönelik çalışmalara örnekler	7
BÖLÜM 2. BÖLGESEL JEOLojİ	13
2.1. Stratigrafi	22
2.1.1. Denizgören ofiyoliti ve çevre kayaçların jeolojisi	22
2.1.1.1. Çamlıca metamorfiteeri	23
2.1.1.1.a. Fillatlar	23
2.1.1.1.b. Kuvarsitler	25
2.1.1.1.c. Mikaşistler	25
2.1.1.1.d. Kalkşistler	26
2.1.1.1.e. Mermerler	26
2.1.1.1.f. Metabazitler	27
2.1.1.1.g. Amfibolitler	28
2.1.2. Bozoba mermerleri	28
2.1.3. Çamoba metaflışı	29
2.1.4. Çamoba taban amfibolitleri	30
2.1.5. Denizgören ofiyoliti	31
2.1.6. Taştepe bazaltları	32
2.1.7. Çanakalan kumtaşları	35
2.1.8. Alüvyon	35
2.2. Orhaneli Ofiyoliti ve Çevre Kayaçlarının Jeolojisi	35
2.2.1. Metamorfik kayaçlar	37
2.2.2. Ofiyolitli melanj	37
2.2.3. Orhaneli ofiyoliti	39
2.2.4. Sedimanter kayaçlar	40

2.3. Marmaris Ofiyoliti ve Çevre Kayaçlarının Jeolojisi	41
2.3.1. Ofiyolit ve ofiyolitli melanj	42
2.3.2. Som karbonatlar	44
2.3.3. Radyolarit-çört, çörtlü kireçtaşı	44
2.3.4. Bloklı flış	44
2.3.5. Pliyosen çökelleri	45
BÖLÜM 3. PETROGRAFI	46
3.1. Denizgören Ofiyolitinin Üzerlediği Ezine Metamorfitlerinin Petrografisi	46
3.1.1. Çamoba metamorfitleri	46
3.1.1.1. Fillatlar	46
3.1.1.2. Kuvarsitler	47
3.1.1.3. Şistler	47
3.1.2. Bozoba mermerleri	48
3.1.3. Çamoba taban amfibolitleri	48
3.2. Denizgören Ofiyolitine Ait Kayaçların Petrografik Özellikleri	49
3.2.1. Harzburjit	49
3.2.1.1. Olivin	50
3.2.1.2. Piroksen	52
3.2.2. Dünit	53
3.2.2.1. Olivin	54
3.2.2.2. Piroksen	54
3.2.3. Piroksenit (kalıntı)	54
3.2.4. Lertzolit	55
3.2.5. Serpantinitler	55
3.3. Orhaneli Ofiyolitinin Üzerlediği Metamorfik Kayaçların Petrografisi	55
3.4. Orhaneli Ofiyolitini Temsil Eden Kayaçların Petrografisi	56
3.4.1. Tektonit Harzburjit	56
3.4.1.1. Olivin	56
3.4.1.2. Piroksen	56
3.4.1.3. Spinel	57
3.4.2. Dünit	57
3.4.2.1. Olivin	57
3.4.2.2. Piroksen	58
3.4.2.3. Spinel	58
3.4.3. Kümülat harzburjit	58
3.4.3.1. Olivin	58
3.4.3.2. Piroksen	59
3.4.4. Piroksenit	59
3.4.5. Serpantinitler	59
3.5. Marmaris Ofiyolitini Temsil Eden Kayaçların Petrografisi	60
3.5.1. Harzburjit	60
3.5.1.1. Olivin	61
3.5.1.2. Piroksen	61
3.5.1.3. Spinel	62
3.5.2. Dünit	62
3.5.2.1. Olivin	63
3.5.2.2. Piroksen	63
3.5.2.3. Spinel	63
3.5.3. Lertzolit	63

3.5.3.1. Olivin	64
3.5.3.2. Piroksen.....	64
3.6. Orhaneli, Denizgören ve Marmaris Ofiyolitlerinin Petrografik Yorumu	65
BÖLÜM 4. MİNERAL KİMYASI.....	68
4.1. Minerallerin Sınıflaması	68
4.1.1. Olivin	68
4.1.2. Piroksen.....	70
4.1.3. Spinel	75
4.2. Orhaneli ve Denizgören Ofiyolitlerine Ait Peridotitlerdeki Isı – Basınç Değerleri ve Oksijen Fugasitesi Hesaplamaları	77
4.2.1. Denge sıcaklıkları	77
4.2.2. Denge basınçları.....	79
4.2.3. Oksijen fugasitesi	82
BÖLÜM 5. JEOKİMYA.....	85
5.1. Kullanılan Analitik Yöntemler.....	85
5.1.1. Kayaç tozu hazırlama.....	85
5.1.2. Ateşte kaybın bulunması.....	85
5.1.3. Erimiş disk hazırlanması.....	86
5.1.4. ICP-MS ve ICP-OES analizleri.....	86
5.1.5. PGE analizleri	87
5.2. Jeokimyasal Karakteristikler.....	88
5.2.1. Ana element karakteristikleri	88
5.2.2. İz element karakteristikleri.....	94
5.2.3. Kalkofil elementler	103
5.2.4. PGE (platin grubu elementler) jeokimyası.....	104
BÖLÜM 6. İZOTOP SİSTEMATİKLERİ VE PETROJENEZ.....	113
6.1. Marmaris Ofiyolitine Ait Peridotit Örneklerinin İzotop Analizinde Kullanılan Analitik Yöntem.....	113
6.2. Marmaris Ofiyolitine Ait Peridotitlerin İzotop Karakteristikleri.....	113
6.3. Peridotit Petrojenezi.....	119
6.3.1. Manto ergimesi sırasında PGE’in davranışı.....	119
6.3.2. Yitimle ilişkili sıvılar ve perkole ergiyiklerle oluşan metasomatizmanın etkisi	124
6.3.3. Manto kayaçlarında PGE ve krom zenginleşmesi	130
SONUÇLAR.....	135
KAYNAKLAR	139
EKLER.....	155
ÖZGEÇMİŞ	171

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil.1.1.	Çalışma alanlarını gösteren lokasyon belirleme haritaları.....	5
Şekil 2.1.	Türkiye’de ve Doğu Akdeniz’in diğer kesimlerinde ofiyolitlerin dağılımı	13
Şekil 2.2.	Biga Yarımada’sı ve Marmara Bölgesi’nin jeotektonik haritası. Beyaz bırakılmış yerler tektonizma sonrası Tersiyer çökellerini, çizgi ve nokta ile gösterilen hat ise paleo-Tetis kenedinin olası konumunu göstermektedir.....	14
Şekil 2.3.	Biga Yarımadası’nın basitleştirilmiş ve yorumsal kesiti. Kesitte beyaz bırakılmış yerler Tersiyer ve Kuvarterner çökellerini göstermektedir. GF, Ganos Fayı; ÇT, Çamlıca Bindirmesi; OT, Ovacık Bindirmesi; AMZ, Alakeçi Milonit Zonu’nu göstermektedir.....	15
Şekil 2.4.	Denizgören ofiyoliti ve civarının jeoloji haritası (Bilgin, 1999’dan alınmıştır).....	16
Şekil 2.5.	Kıtasal blokları ve tektonik zonları gösteren Orta ve batı Anadolu’nun tektonik haritası.....	18
Şekil 2.6.	Orhaneli ofiyoliti ve civarının jeoloji haritası (Yousefi, 1999’dan alınmıştır).....	19
Şekil 2.7.	Datça Yarımadası’ndaki ofiyolitlerin tektonik olarak adlanmasını açıklayan enine kesit.....	20
Şekil 2.8.	Datça Yarımadası ve çevresinin neotektonik durumunu gösteren harita ve blok diyagram.....	21
Şekil 2.9.	Çalışma alanının genelleştirilmiş sütun kesiti.....	24
Şekil 2.10.	Çalışma alanındaki ofiyolit konumunu gösteren harita.....	25
Şekil 2.11.	Çamlıca Metamorfitlelerine ait kalkıştelerde görülen laminasyonlar.....	26
Şekil 2.12.	Çamlıca metamorfitlelerine ait kalkıştelerde görülen kıvrımlanmalar.....	27
Şekil 2.13.	Mühendisler Tepe’de görülen Bozoba mermerleri.....	28
Şekil 2.14.	Çamoba metaflaşının, Bozoba mermerleri ve Denizgören ofiyoliti ile konumunu gösteren kesit.....	29
Şekil 2.15.	Menderes nehri batı kıyısında görülen taban amfibolitleri.....	30
Şekil 2.16.	Çamoba taban amfibolitlerinde görülen kıvrımlar.....	31
Şekil 2.17.	Denizgören ofiyolitine ait harburjitlerde tektonizmadan dolayı görülen kırılmalar ve ufalanmalar.....	33
Şekil 2.18.	Denizgören ofiyolitine ait harburjitlerin tektonik etkilerden dolayı şistleşmesi.....	33
Şekil 2.19.	Denizgören ofiyolitini temsil eden kayaçlardan, serpantinleşme ve tektonik etkilerden korunmuş dünit.....	34
Şekil 2.20.	Akköy batısında görülen sütunsal bazaltlar.....	35
Şekil 2.21.	Ezine kuzey batında yer alan Çanakalan kumtaşları.....	36
Şekil 2.22.	Ezine batısında Çanakkale-İzmir karayolu üzerinde görülen alüvyon..	
Şekil 2.23.	Çalışma alanının genelleştirilmiş sütun kesiti.....	38
Şekil 2.24.	Çamoğlu mahallesinde peridotitlerde ayrışmaya bağlı görülen kırıklı ve bloklu yapılar.....	39

Şekil 2.25. Harzburjit ve dünitleri içinde görülen ikincil manyezit damarları.....	40
Şekil 2.26. Peridotitleri örten neojen birimler.....	41
Şekil 2.27. Datça Yarımadasının jeoloji haritası. İşaretli alan çalışma alanını göstermektedir.....	42
Şekil 2.28. Çalışma alanının genelleştirilmiş sütun kesiti (Ersoy, 1991)	43
Şekil 3.1. Çamoba taban amfobilitine ait mikroskop görüntüsü. Hrn: Hornblend, Cpx: Klinopiroksen, Plj: Plajyoklas (albit), Klz: Klinozoisit	48
Şekil 3.2. Çalışma alanlarındaki peridotitlerin mineralojik bileşimlerine göre sınıflandırılması.....	49
Şekil 3.3. Olivinlerin ayrışması ile elek dokunun oluşması. Ol: Olivin, Opx: Ortopiroksen, Kr: Krizotil.....	50
Şekil 3.4. Piroksen minerallerinin olivin içermesi ile oluşan poiklitik doku. Ol: Olivin, opx: Ortopiroksen	51
Şekil 3.5. Harzburjit örneğinde kümelenmiş olarak görülen olivin mineralleri. Ol: Olivin	51
Şekil 3.6. Olivinlerin dilinimlerinden itibaren ayrışmasıyla oluşan şerit doku. Ol: Olivin, Kr: Krizotil, Sp: Spinel	52
Şekil 3.7. Harzburjitlerde görülen iyi korunmuş ortopiroksen minerali. Ol: Olivin, Opx: Ortopiroksen	53
Şekil 3.8. Dünit örneklerinde görülen protogranüler ve elek doku. Ol: Olivin, Opx: Ortopiroksen.....	54
Şekil 3.9. Tektonit harzburjitlerde deformasyon nedeniyle olivinlerin kırıklanması. Ol: Olivin, Opx: Ortopiroksen	57
Şekil 3.10. Dünit örneğinde bulunan iri ortopiroksen mineralleri. Ol: Olivin, Opx: Ortopiroksen.....	59
Şekil 3.11. Harzburjitlerde, protogranüler, bantlı ve otoklastik strüktür. Opx: ortopiroksen, Ol: Olivin, Cpx: Klinopiroksen	60
Şekil 3.12. Harzburjitlerde, ortopiroksen mineralinde görülen bükülmeler. Opx: Ortopiroksen, Cpx: Klinopiroksen, Ol: Olivin.....	61
Şekil 3.13. Dünite ait mikroskop görüntüsü. Cpx: Klinopiroksen, Opx: Ortopiroksen, Sp: Spinel	62
Şekil 3.14. Dünitler de görülen pösilitik strüktür.....	64
Şekil 4.1. Olivin kristallerinin ortalama bileşimlerinin peridotit örneklerindeki dağılımı	69
Şekil 4.2. Olivinin Mg# nın ortopiroksenin Mg# sına karşı değişim diyagramı. Termodinamik hesaplamalardan sonra (Glücklich-Herbas, 1992), Monnier ve diğ. (2006) tarafından oluşturulan, iki solüsyon ile değişim reaksiyonu için izotermal denge çizgileri kullanılmıştır. Kd, teorik olarak dengedeki Fe^{+3}/Mg^{+2} dağılım katsayısıdır. Taralı alan Wuqbah peridotitleri alanıdır (Quatrevaux, 1995).....	71
Şekil 4.3. Orhaneli ve Denizgören peridotitlerinin spinel Cr#’na karşı, olivinin Mg#’sı korole edilmiştir. Karşılaştırma için, abisal peridotit alanı (Dick and Bullen, 1984), supra-subduction zonu peridotit alanı ve pasif kenar peridotit alanı (Pearce et.al., 1999) ve OSMA (olivin spinel manto array) (Arai, 1992) ‘den alınmıştır	72
Şekil 4.4. Orhaneli ve Denizgören ofiyolitlerini temsil eden peridotit örneklerindeki piroksen bileşimleri	73

Şekil 4.5.	Ortopiroksenlerin Mg#’ları ile Cr ₂ O ₃ ve Al ₂ O ₃ içeriklerinin karşılaştırma diyagramı	74
Şekil 4.6.	Klinopiroksenin Mg#’sına karşı ortopiroksenin Mg#’sı ikili diyagramı. 74	
Şekil 4.7.	Klinopiroksenlerin Mg#’sına karşı klinopiroksendeki Cr ₂ O ₃ ve Al ₂ O ₃ içeriklerinin karşılaştırma diyagramları	75
Şekil 4.8.	Tüm kaya La / Gd oranına karşı spinelin Cr#’sı karşılaştırma diyagramı.....	76
Şekil 4.9.	Spinelin Al ₂ O ₃ içeriği ile TiO ₂ içeriğinin ikli diyagramı.Peridotitlerin tektonik ortamını ayırmak için alanlar Kamensky et.al. (2001) den alınmıştır	77
Şekil 4.10.	Orhaneli ve Denizgören peridotitlerinin, Bray and Kohler (1990) iki piroksenli jeotermometre ve Ballhaus et.al (1991) jeotermometre hesaplamalarından elde edilen sıcaklık değerlerinin karşılaştırma diyagramı.....	78
Şekil 4.11.	Orhaneli ve Denizgören peridotitlerine ait ortopiroksen ve olivindeki kalsiyum içeriği ile sıcaklık arasındaki ilgi.Sıcaklık değerleri Bray and Kohler (1990) iki piroksenli sıcaklık değerleridir.....	79
Şekil 4.12.	Orhaneli ve Denizgören peridotitlerine ait Nimis (1999)’e göre hesaplanan basınç değerleri ile Bray and Kohler (1990)’e göre hesaplanan iki piroksenli sıcaklık değerlerinin karşılaştırılması.....	81
Şekil 4.13.	Orhaneli ve Denizgören peridotitlerine ait spinellerdeki Cr#’sına karşı $\Delta \log f_{O_2}$ (QFM) değerlerinin karşılaştırması. Alanlar, Parkinson and Pearce (1998)’den alınmıştır	83
Şekil 4.14.	Orhaneli ve Denizgören peridotitlerine ait spinellerdeki Cr#’sına karşı $\Delta \log f_{O_2}$ (QFM) değerlerinin karşılaştırması. Taralı alan, Parkinson and Arculus (1999)’dan alınan yay alanıdır.....	83
Şekil 4.15.	Orhaneli ve Denizgören peridotitlerine ait spinellerdeki Cr#’sına karşı $\Delta \log f_{O_2}$ (QFM) değerlerinin karşılaştırması.Abisal peridotit alanı Bryndzia and Wood (1990) ‘dan alınmıştır	84
Şekil 5.1.	MgO-Al ₂ O ₃ diyagramı Ringwood (1975) ‘den alınmıştır	92
Şekil 5.2.	Coleman (1977) diyagramında çalışma alanındaki peridotitlerde Al ₂ O ₃ -CaO-MgO dağılımı	92
Şekil 5.3.	Orhaneli, Denizgören ve Marmaris Ofiyolitlerini temsil eden peridotitik kayalarda ,MgO’e karşı SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , CaO ve Na ₂ O konsantrasyonlarındaki değişimler.MELTS termodinamik yöntemi kullanılarak, yığın denge ergimesi izotropik polibarik eğrileri hesaplanmıştır.Hesaplamalarda başlangıç kaynağı olarak Mc Donough ve Sun (1995) Primitif üst manto bileşimi(PUM) kullanılmıştır.Eğriler 2.5, 2.0, 1.5 GPa ergime basınçlarıyla uyumludur	93
Şekil 5.4.	Çalışma alanlarına ait peridotit örneklerindeki Al ₂ O ₃ / SiO ₂ ve MgO / SiO ₂ oranlarının karşılaştırma diyagramı. Silikat yerbileşiminin farklılaşma trendinin (Snow and Dick, 1995) primitif mantodan başladığı varsayılmaktadır (Jagoutz et.al., 1979; Maalee and Aoki, 1977; Ringwood, 1975). Abisal peridotit alanı daha önce yayınlanmış verilerden alınmıştır (Baker and Beckett, 1999; Niu et.al., 1997; Snow and Dick, 1995)	94

Şekil 5.5.	Çalışma alanlarındaki örneklerde MgO'ye karşı Y, Th, La, Lu, Yb ve Sm elementlerinin değişim diyagramları.....	95
Şekil 5.6.	Al ₂ O ₃ 'e göre bazı nadir toprak elementlerin (Yb, Sm, La, Ce, Tb, Nd) değişim diyagramı.....	96
Şekil 5.7.	Üç ofiyolite ait peridotit örneklerindeki CaO ve MgO içeriklerinin Cr ve Ni ile karşılaştırma diyagramları.....	97
Şekil 5.8.	Orhaneli ve Denizgören peridotitlerine ait Zr / Hf oranı ve Yb değerlerinin karşılaştırma diyagramı. Eğriler primitif manto bileşeni ile garnet peridotit ergimesi için kalıntı trendlerini göstermektedir (Primitif manto bileşeni Mc Donough and Sun, 1995' den alınmıştır). Ayrımlanma katsayıları tablo 2'den alınmıştır.Kesik çizgili eğri için ise garnet ve ergiyik arasındaki Zr ve Hf ayrımlanma katsayıları $D_{Zr}^{garnet/l} = 2.12$ ve $D_{Hf}^{garnet/l} = 1.22$ alınmıştır (Hauri et.al.,1994). Diyagram Takazawa et.al.,1999'dan alınarak yapılmıştır.....	97
Şekil 5.9.	Çalışma alanlarındaki peridotit örneklerinin hafif nadir toprak elementlerinden olan La'nın, ortaç nadir toprak elementlerinden olan Sm'a oranınının, ağır nadir toprak elementlerden Yb ile korelasyon diyagramı.....	98
Şekil 5.10.	Primitif üst mantoya (PUM) normalize edilmiş Denizgören ofiyolite ait peridotitlerin çoklu element diyagramı.Diyagramdaki kesikli çizgiler PUM bileşiminden farklı bir miktarlarda eriyiğin dinamik çıkışını göstermektedir (spinel denge alanı içinde; Kinzler 1997 de tanımlanan ergime biçimi).Modellemede Zou (1998) de tanımlanan parametreler ve Mc Kenzie ve O'nions (1991) mineral/matrix ayrımlanma katsayıları kullanılmıştır.Normalize değerler Mc Donough ve Sun (1995) den alınmıştır.....	99
Şekil 5.11.	Primitif üst mantoya (PUM) normalize edilmiş Orhaneli ofiyolite ait peridotitlerin çoklu element diyagramı.Diyagramdaki kesikli çizgiler PUM bileşiminden farklı bir miktarlarda eriyiğin dinamik çıkışını göstermektedir (spinel denge alanı içinde; Kinzler 1997 de tanımlanan ergime biçimi).Modellemede Zou (1998) de tanımlanan parametreler ve Mc Kenzie ve O'nions (1991) mineral/matrix ayrımlanma katsayıları kullanılmıştır.Normalize değerler Mc Donough ve Sun (1995) den alınmıştır.....	100
Şekil 5.12.	Primitif üst mantoya (PUM) normalize edilmiş Marmaris ofiyolite ait peridotitlerin çoklu element diyagramı.Diyagramdaki kesikli çizgiler PUM bileşiminden farklı bir miktarlarda eriyiğin dinamik çıkışını göstermektedir (spinel denge alanı içinde; Kinzler 1997 de tanımlanan ergime biçimi).Modellemede Zou (1998) de tanımlanan parametreler ve Mc Kenzie ve O'nions (1991) mineral/matrix ayrımlanma katsayıları kullanılmıştır.Normalize değerler Mc Donough ve Sun (1995) den alınmıştır.....	101
Şekil 5.13.	(A) Ergiyikçe tüketilmiş ve (B)yeniden zenginleşmiş peridotitler için kondirite normalize edilmiş REE değerleri.Şekil 5.9 da tanımlanan yöntem kullanılarak kalıntı manto bileşimleri plot edilmiştir.Hesaplamalarda spinel denge alanı içindeki PUM bileşiminden % 5'den % 20'ye ergiyik ayrıldığı farzedilmiştir.Normalize değerler ve PUM bileşimleri Anders ve Grevesse (1989) ve Mc Donough ve Sun (1995) den alınmıştır.....	102

Şekil 5.14.	Marmaris peridotitlerine ait kondirite normalize edilmiş REE değerleri. Normalize değerler Mc Donough and Sun (1998)'den alınmıştır. Şekil 5.9 da tanımlanan yöntem kullanılarak kalıntı manto bileşimleri plot edilmiştir.Hesaplamalarda spinel denge alanı içindeki PUM bileşiminden % 5'den % 20'ye ergiyik ayrıldığı farzedilmiştir ..	103
Şekil 5.15.	Orhaneli ve Denizgören ofiyolitine ait peridotit örneklerinde Cu / S oranlarını esas alarak alanlarını gösteren Cu-S diyagramı.Koyu renkli çizgi pirimitif üst manto Cu / S oranını (0.12) göstermektedir (Mc Donough ve Sun, 1995)	103
Şekil 5.16.	Peridotit örneklerinin Ir'a karşı Os, Ru, Pt ve Pd ikili diyagramları. Koyu renkli çizgi kondirit oranlarını belirlemektedir	105
Şekil 5.17.	Peridotit örneklerindeki Pd/Ir oranının, Ce _N /Sm _N oranı ile karşılaştırılması. Normalize değerler Mc Donough and Sun (1995)' den alınmıştır	106
Şekil 5.18.	Orhaneli ve Denizgören peridotit örneklerindeki Pd/Ir oranının, Nb _N /La _N oranı ile karşılaştırılması. Normalize değerler Mc Donough and Sun (1995)' den alınmıştır	107
Şekil 5.19.	Çalışma alanlarındaki peridotit örnekleri ile çeşitli alanlardaki peridotit örneklerinin Pd ve Ir içerikleri bakımından karşılaştırılması. Pyrenaen peridotitleri (Pattou et.al., 1996), abiysal peridotitler (Snow and Schmidt, 1998) ve bu çalışmadaki örnekler kondiritik Pd/Ir oranından daha yüksek değerlere sahiptir	107
Şekil 5.20.	Marmaris peridotit örneklerinin Re ve Al ₂ O ₃ içeriklerinin karşılaştırma diyagramı	109
Şekil 5.21.	A: Denizgören Peridotitlerinin kondirite normalize edilmiş PGE değerleri.Karşılaştırma için primitif manto PGE konsantrasyonları plot edilmiştir (koyu rekli çizgi).Primitif manto konsantrasyonları ve normalize değerler Mc Donough ve Sun (1995) den alınmıştır.B:Ir ve kondirite normalize edilen ortalama PGE konsantrasyonları	110
Şekil 5.22.	A: Orhaneli Peridotitlerinin kondirite normalize edilmiş PGE değerleri.Karşılaştırma için primitif manto PGE konsantrasyonları plot edilmiştir (koyu rekli çizgi).Primitif manto konsantrasyonları ve normalize değerler Mc Donough ve Sun (1995) den alınmıştır.B:Ir ve kondirite normalize edilen ortalama PGE konsantrasyonları.....	111
Şekil 5.23.	A: Peridotitlerin kondirite normalize edilmiş PGE değerleri. Karşılaştırma için primitif manto PGE konsantrasyonları plot edilmiştir (koyu rekli çizgi).Primitif manto konsantrasyonları ve normalize değerler Mc Donough ve Sun (1995) den alınmıştır.B:Ir ve kondirite normalize edilen ortalama PGE konsantrasyonları.....	112
Şekil 6.1.	Marmaris peridotitlerine ait ¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os ve ¹⁸⁷ Re/ ¹⁸⁸ Os oranlarının diyagramı	115
Şekil 6.2.	Marmaris peridotitlerine ait ¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os ve Re/Os diyagramı.Primitif üst manto değeri Meise et.al.(1996)'dan alınmıştır.....	116
Şekil 6.3.	Marmaris peridotitlerine ait ¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os-Yb diyagramı.Primitif üst manto bileşimi Meisel et.al., 1996'dan alınmıştır.....	116
Şekil 6.4.	Marmaris peridotitlerine ait Lu/Al ₂ O ₃ - ¹⁸⁷ Os- ¹⁸⁸ Os diyagramı	117

Şekil 6.5.	Marmaris peridotitlerine ait Re/Os oranlarının, Al ₂ O ₃ içerikleri ile karşılaştırılması	118
Şekil 6.6.	Marmaris peridotitlerine ait ¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os izotop oranlarının, Al ₂ O ₃ içerikleri ile karşılaştırılması	118
Şekil 6.7.	Marmaris peridotitlerine ait ¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os-Pd/Ir diyagramı.Eğriler, Pd/Ir oranı= 0.5 ve ¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os oranı=0.116 ile peridotitlere radyojenik sülfid eklenmesini gösteren çizgilerdir. K= 0.01-1 arasındadır	119
Şekil 6.8.	Çalışma alanlarındaki peridotitlerin Al ₂ O ₃ içerikleri ile Os, Ir, Ru, Pt ve Pd değişimleri	122
Şekil 6.9.	Peridotit örneklerinde CaO' e karşı Pd, Ir ve (Pd / Ir) _N korelasyonu. Modelleme eğrileri % 3-4 CaO' li zengin peridotitten değişik derecelerde bölümsel ergimenin etkilerini gösterir.Kondiritik Pd / Ir oranları ve tam PGE bollukları primitif üst mantoya benzer (3.2±0.8 ppb Ir, 3.9±1.0 ppb Pd; Mc Donough and Sun, 1995). Ergimenin sülfid fazları içeren bir manto kaynağından başladığı varsayılmıştır. Ancak yaklaşık % 20 ergimeden sonra düşük ergime noktalı sülfidler tüketilmiştir. Modelleme parametreleri	123
Şekil 6.10.	Çalışma alanlarındaki peridotit örneklerinin Pd/Ir oranının, Pt/Pt* değerlerinin karşılaştırma diyagramı (Garuti et. al., 1996). $Pt / Pt^* = Pt_{(N)} \sqrt{Rh_{(N)} \cdot Pd_{(N)}}$	124
Şekil.6.11.	Orhaneli ve Denizgören peridotitlerine ait tüm kaya TiO ₂ -spinelin Cr# diyagramı. (Diyagram Pearce et.al.,2000'den alınmıştır)	126
Şekil 6.12.	Orhaneli, Denizgören ve Marmaris peridotitleri için Ni-Al ₂ O ₃ ve Ni-Ti diyagramları.Teorik kısmi ergime trendleri Tablo 6.3'deki parametreler kullanılarak oluşturulmuştur.Ergime trendleri farklı tipte ergiyik-katı etkileşimiyle ortaya çıkan bileşim farklılıklarına işaret etmektedir. Diyagramlar Pearce et.al.,2000'den alınmıştır	128
Şekil 6.13.	Çalışma alanındaki peridotitlerde (Pt / Ir) _N , Rh / Ir ve (Pd / Ir) _N diyagramı.Modelleme de baz metal sülfidlerdeki tüm PGE' i barındırdığı farzedilen ,sülfid fazlarının artan yığın denge ergimesi için yığın denge eşitliği esas alınmıştır.Eğriler bölümsel ergimeyle PGE fraksiyon trendlerini, oklar ise tüketilen mantoya, manto ergiyiklerinden ayrımlanan sülfid eklenmesini gösterir.Normalize değerler Mc Donough ve Sun (1995)' den alınmıştır.	131
Şekil.6.14.	Podiform kromitlerin tektonik oluşum ortamları ve PGE içerikleri arasındaki ilişkiler	134

TABLULAR DİZİNİ

Tablo 3.1. Orhaneli, Denizgören ve Marmaris Ofiyolitine ait kayaçların mineral içerikleri.....	66
Tablo 4.1: Orhaneli peridotitlerine ait sıcaklık değerleri.(1) Brey and Kohler (1990) iki piroksenli, (2) Ballhaus (1991) olivin-spinel jeotermometresine göre hesaplanan sıcaklık değerleri (3) Brey and Kohler (1990) Ca-ortopiroksen, (4) Wells (1977) jeotermometrelerine göre hesaplanan sıcaklık değerleridir.....	79
Tablo 4.2: Denizgören peridotitlerine ait sıcaklık değerleri.(1) Brey and Kohler (1990) iki piroksenli, (2) Ballhaus (1991) olivin-spinel jeotermometresine göre hesaplanan sıcaklık değerleri (3) Brey and Kohler (1990) Ca-ortopiroksen, (4) Wells (1977) jeotermometrelerine göre hesaplanan sıcaklık değerleridir.....	80
Tablo 4.3: Orhaneli peridotitlerindeki klinopiroksenlerin Nimis (1999)'e göre hesaplanan basınç değerleri	81
Tablo 4.4: Denizgören peridotitlerindeki klinopiroksenlerin Nimis (1999)'e göre hesaplanan basınç değerleri	81
Tablo 4.5: Orhaneli ve Denizgören peridotitlerine ait $\Delta \log f_{O_2}$ QFM değerleri.....	82

SİMGELER DİZİNİ VE KISALTMALAR

Cpx	: Klinopiroksen
GB	: Güneybatı
GD	: Güneydoğu
HFS	: Kalıcılığı yüksek olan element
HREE	: Ağır nadir toprak element
ICP-MS	: Inductively caupled plasma emission spectroscopy
ICP-OES	: Inductively caupled plasma mass spectroscopy
KB	: Kuzeybatı
KD	: Kuzeydoğu
LILE	: Geniş iyonlu litofil element
LREE	: Hafif nadir toprak element
MREE	: Ortaç nadir toprak element
My	: Milyon yıl
Ol	: Olivin
Opx	: Ortopiroksen
Sp	: Spinel
REE	: Nadir toprak element
PGE	: Platin grubu elementler

ÜST MANTO ERGİME PROSESLERİNDE PLATİN GRUBU ELEMENTLERİN DAVRANIŞI

Necla Köprübaşı

Anahtar Kelimeler: Platin Grubu elementler, peridotit, Supra-subduction Zonu, Metasomatizma

Özet: Türkiye'nin Batı bölgesinde yer alan, ofiyolit kompleksleri supra-subduction tektonik ortamlarında oluşmuş okyanusal litosferin kalıntılarıdır. Bu peridotitlerin Platinyum Grubu Element (PGE) sistematikleri, üst mantoda ergiyik ekstraksiyonu etkileri ve yitim ilişkili magma ile okyanusal litosfer arasındaki etkileşimin doğası hakkında önemli bilgiler sağlarlar. Ofiyolitlerin manto kesiminden örneklenen peridotitler genellikle daha az miktarda spinel-lerzolitle eşlik edilen spinel-harzburgit ve dunitle temsil edilir. Tüm kaya ana-iz element ve mineral kimyasal karakteristikleri peridotitlerin değişken derecelerde (~%5-20) kısmi ergimenin kalıntı katı ürünleri olarak oluştuğlarına ve daha sonra metasomatize ergiyiklerle etkileşim sonucu modifiye olduklarına işaret eder. Örnekler kondritik olmayan, fraksiyona uğramış kondrit normalize PGE patternlerine sahiptir. Ergimeyle tüketilmiş manto harzburgit ve dunitleri Palladyum-grubu elementlerde Iridyum-grubu elementlere göre belirgin zenginleşmeler ve çoğu örnekte Pt ye göre yüksek Rh ve Pd konsantrasyonları gösterirler Bu özellikler, basit ergiyik ekstraksiyonu ve mantodan sülfat fazlarının ayrılmasıyla açıklanamaz, fakat buna kaşın süregelen ergiyik perkolasyonu esnasında mobilize olan uyumsuz ve daha refrakter siderofil elementlerin, silikat ergiyikleriyle mobilitesi daha düşük olan Pt a göre, zenginleşmesine yol açan çok fazlı petrojenetik işlemlerin yansıması olarak düşünülebilir. Kantitatif model sonuçları, kalıntı katı manto ve bazaltik ergiyikler arasındaki etkileşimden kaynaklanan sülfat ilavesinin, gerek peridotitlerin supra kondritik Pd/Ir ve Ir/Os oranlarını ve gerekse ofiyolit kompleksi içinde bulunan yaygın kromit oluşumlarını açıklayabileceğini göstermektedir. Peridotitler, elementler arası sistematik PGE değişimlerine karşın, Ir-grubu PGE ler ile Mg#, Al₂O₃ ve CaO gibi ergiyik tüketimi indisleri arasında herhangi bir korelasyon sunmazlar. Bu özellikleri ve reaktif harzburgit ve dunitlerin yüksekçe uyumsuz litofil elementlerdeki zenginleşmiş konsantrasyonları, peridotitlerin yitim zonu ortamında ergime sonrası metasomatizma işlemlerinden etkilendiklerine işaret eder. Hf, U, Ta, Sr gibi çeşitli uyumsuz elementlerde -mantonun ergime ürünü kalıntılarında beklenene göre- gözlenen yüksek konsantrasyonlar ve akışkanlarla çözünürlüğü düşük Ta, Nb, Zr, Hf, Ti gibi HFS elementlerde gözlenen belirgin negatif anomaliler, manto metasomatizması işlemlerinde gerek silikat ergiyiklerinin ve gerekse dalan levha kökenli sulu akışkanların rol oynamış olabileceğine işaret eder. Örneklerin suprakondritik ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os oranları, ergiyik-katı etkileşimi ve ergiyik perkolasyonu ile açıklanabilir.

THE BEHAVIOUR OF PLATINUM GROUP ELEMENTS DURING MELTING PROCESSES IN THE EARTH'S UPPER MANTLE

Necla KÖPRÜBAŞI

Keyword: Platin group elements, peridotite, supra-subduction zone, metasomatism

Abstract: West Anatolian ophiolites complexes, represents remants of oceanic lithosphere interpreted to have formed in a supra-subduction setting. Platinum group element (PGE) studies of peridotites from the supra-subduction zone (SSZ) ophiolites of West Anatolia provide evidence for the nature of melt extraction within the uppermost mantle and interactions between subduction-related magma and oceanic lithosphere. The peridotite samples from the mantle section of the ophiolites are mainly spinel-harzburgites and dunites accompanied by subordinate amount of spinel-lherzolites. Whole-rock major-trace element and mineral chemical characteristics indicate that the peridotites originated as the solid residues of varying degrees of partial melting (~5 to ~20%) and were subsequently modified by interaction with metasomatizing melts. The samples have non-chondritic, fractionated chondrite-normalized PGE patterns. Melt depleted mantle harzburgites and dunites show moderate to strong enrichments in the Palladium-group relative to the Iridium-group PGEs and in most samples, pronounced Rh and Pd enhancements relative to Pt. These signatures cannot be reconciled with a simple in-situ melt extraction and removal of sulphide phases, but most likely reflect a multi-stage petrogenetic process which selectively enriches the local mantle environment in incompatible and less refractory siderophile elements that are mobilized during continuous melt percolation, while relatively depleting the mantle wedge in Pt which is not as effectively mobilized by silicate melts (or fluids). The results of quantitative model calculations indicate that the addition of sulphides originated from interaction between solid mantle and percolating hydrous basaltic melts may account for the strongly supra-chondritic ratios of both Pd/Ir and Ir/Os, as well as for the formation of abundant chromite deposits within the ophiolite complex. The peridotites show no systematic variation of Ir-group PGE (Ir, Ru, Os; I-PGE) abundances relative to melt depletion indices such as Mg#, Al₂O₃, CaO or spinel Cr#, despite their remarkable inter-element PGE variations. These along with the elevated values of strongly incompatible lithophile elements (e.g. Ba, U and LREE) in the reactive harzburgites and dunites suggest a post-melting metasomatism and melt impregnation in a supra-subduction zone environment. Enrichment in various incompatible elements (Hf, U, Ta, Sr) relative to the expected values for melt-depleted mantle residues and pronounced negative anomalies in fluid-insoluble high field strength elements (Ta, Nb, Zr, Hf, Ti) further suggest that both siliceous melts and slab-derived hydrous fluids were involved in the processes of mantle metasomatism. Superchondritic ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os ratios can most likely be explained by melt percolation and melt-solid interaction.

BÖLÜM 1.GENEL BİLGİLER

1.1 Çalışmanın Amacı ve Giriş

Bu çalışma Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda doktora tezi olarak hazırlanmıştır. Çalışmada Türkiye'nin kuzey batısında Bursa ili güneyindeki yeralan Orhaneli ve Çanakkale ili güneyinde yeralan Denizgören ofiyolitleriyle güney batıda Köyceğiz ve Marmaris arasında yeralan Marmaris ofiyoliti incelenmiştir. Çalışma kapsamında üst manto kayaçlarının ergime proseslerinde (PGE) platinyum grubu elementlerin incelenmiş ve bu amaçla okyanusal litosferin ve üst manto kesimlerinin kalıntı temsilcileri olarak yüzeylenmeler sunan üç ofiyolit kütlesi seçilmiştir.

Üç ofiyoliti temsil eden kayaçlardan alınan toplam 48 adet örneğin petrografik determinasyonları yapılmış ve 30 örnek kimyasal analiz için seçilmiştir. Kimyasal analiz sonuçları jeokimya ve mineral kimyası olarak iki bölümde değerlendirilmiştir. Jeokimya bölümü ise tüm kaya ana oksit, litofil element ve siderofil element jeokimyası olarak çalışılmıştır. Ayrıca Marmaris ofiyolitine ait peridotit örneklerinde ölçülen Os^{187} / Os^{188} izotop oranlarının kullanımı ile manto ergime derecesinin ve ergime parametrelerinin ortaya konmasında temel göstergeler olarak değerlendirilen ana ve iz element özellikleri ile karşılaştırılması ile mantonun farklı ergime derecelerindeki Re-Os davranışları incelenmiştir.

Okyanusal litosferin parçaları olan ofiyolitik kompleksler tektonik prosesler sonucu kıta üzerlerine yerleşirler. Bu ofiyolitik komplekslerin ultramafik sekansları okyanusal bölgelerde oluşan kimyasal prosesleri, okyanus kabuğu oluşumuna yol açan okyanusal mantodan ergiyik oluşumu ve ergiyik / katı etkileşimleri gibi petrolojik işlemleri anlamada önemli bilgiler sağlarlar (Nicolas, 1999). Ofiyolit komplekslerini oluşturan okyanusal litosfer parçaları okyanus ortası sırtı yayılma merkezi gibi çeşitli tektonik ortamlarda oluşabilir (Pearce vd., 1984). Ancak günümüzde kıtalar üzerinde gözlemlenen ofiyolit kütlelerinden önemli bir bölümü

yitim zonu üzerindeki ergime kalıntıları olarak yorumlanmıştır (supra-subduction zonu peridotitleri; Miyashiro, 1973; Pearce vd., 1984).

Ultrabazik ve bazik kütlelerde ve ilişkili olarak oluşan komplekslerde platinyum grubu element yoğunlaşmalarının olduğu bilinmektedir. Kalıntı manto peridotitlerinin platinyum grubu element konsantrasyonları ve göreceli oranları, bu elementlerin manto ergimesi, manto metasomatizması ve ergiyik çıkışı gibi işlemlerin tanımlanmasında potansiyel teşkil etmeleri nedeniyle, son yıllarda geniş bir ilgi uyandırmıştır (Morgan et.al., 2001 ; Pattou et.al., 1996). Bu konuda yapılan ilk çalışmalardan elde edilen verilerin yorumlanması, yüksekçe siderofil karakterleriyle, PGE'in çekirdek-manto segregasyonu süresince yerin metalik çekirdeğinde yoğunlaştığı şeklinde olmuştur. Daha sonraları farklı tektonik ortamlardan alınan örnekler üzerinde uygulanan ve yüksek hassasiyete sahip tekniklerle elde edilen sonuçlar (Rehkämper et.al., 1997 ; Lorand and Alard, 2001), üst mantoda, yaklaşık 4.3-4.5 milyar yıl önce Yer-Ay sistemine kondiritik meteorit çarpışmasına bağlı bir PGE artışı olduğu şeklindeki görüşü (Kimura et.al., 1974) destekler şekilde yorumlanmıştır. Bu anlamda, kondiritik olmayan PGE fraksiyonasyonları ve kondiritik değerlerden olan küçük ve orta ölçekli sapmalar mantonun belirli kesimlerindeki orijinal heterojeniteye ve çekirdekten mantoya ilave siderofil element transferine yol açan derin kökenli termal yükselime bağlı çekirdek-manto etkileşimine bağlanmıştır (Morgan et.al., 2001; Snow and Schmidt, 1998).

Diğer bir görüş ise, PGE'lerde gözlenen fraksiyonasyonların ve kondiritik olmayan değerlerin üst mantodaki ergime ve ergiyik filtrasyonlarından kaynaklandığı ve mantonun orijinal bileşimindeki heterojenliklerden bağımsız olduğudur. Son yıllarda yapılan çok sayıda çalışma ile mantonun adiabatik ergimesi esnasında, daha az refrakter olan P-grubu (Pt ve Pd) PGE'lerin daha etkin bir şekilde fraksiyonasyona uğradığına dair veriler elde edilmiştir (Rehkämper et.al., 1999; Lorand et al., 1999; Puchtel and Humayun, 2001). Özellikle kalıntı abisal peridotitlerde ve orojenik olarak yerleşmiş ultramafik masiflerde, mantodan türemiş ergiyiklerle pozitif Pd anomalileri arasındaki ilişkinin, ergiyik oluşumunun PGE bileşimleri üzerindeki etkilerini vurguladığına işaret edilmiştir (Luguet et.al., 2001; 2003). Bununla beraber, üst mantodaki metasomatizma proseslerinin PGE davranışına olan etkileri,

metasomatizmaya neden olan akışkanların çeşitliliği ve ergiyik / katı oranlarındaki değişkenlikler gibi petrolojik işlemlerin çeşitliliğinden kaynaklanan komplikasyonlar nedeniyle tam olarak ortaya konamamıştır.

PGE'in petrolojide kullanımıyla ilgili araştırmalarda, bu elementlerin düşük yoğunluktaki akışkanların metasomatizması esnasında immobil davrandığı belirtilmesine rağmen, yeni çalışmalarla manto metasomatizması esnasında genellikle en hareketsiz element olarak tanımlanabilecek Os'un bile normal sıcaklıklarında, uçucularca zengin ergiyikler veya yüksek sıcaklığa sahip ergiyikler tarafından mobil hale gelebileceği ortaya konmuştur (Brandon et.al., 1996; Lorand et.al., 2000).

Ofiyolit kütleleri içinde yer alan peridotitler, manto ergimesi ve yitimle ilgili manto metasomatizması etkisiyle gelişen, elementler arası PGE fraksiyonasyonunun test edilmesi için ideal kaya tipleridir. Bu kayalar içerisinde yer alan ve oluşumları ergiyik-manto etkileşimi işlemleriyle açıklanabilecek reaktif dünit ve harzburjit kütleleri, metasomatik proseslerin belireçleri olarak tanımlanabilir.

Ofiyolitler içinde yer alan ve genellikle reaktif dünit ve harzburjitlerle çevrelenen yaygın podiform kromit yataklanmalarında , Cr elementinin normal kuru manto ergimesi koşullarında PGE'e benzer şekilde immobil davrandığı, fakat ergiyik-katı etkileşimi sonucu mobilitesinin arttığı yitim zonu (Zhou et.al., 1998; Ballhaus, 1998) kuşaklarında levha yitimiyle ilgili ergiyiklerden önemli ölçüde etkilendiği söylenebilir.

Bu çalışmada üç farklı bölgeden ofiyolitik birimlerden, üst mantoyu temsil eden kalıntı peridotit kayalarının litofil-kalkofil-siderofil element sistematiği birlikte incelenmiş ve bu ofiyolitlerin temsil ettiği ortamlarda üst manto kalıntılarındaki PGE dağılımları ve siderofil elementlerin üst mantodaki davranışında ergiyiklerin etkisi araştırılmıştır.

1.2. Çalışma Yöntemleri

Bu çalışma saha çalışmaları, laboratuvar çalışmaları ve elde edilen verilerin değerlendirmesi olarak üç aşamada gerçekleştirilmiştir.

Saha çalışmaları 2002-2003 yılları yaz sezonlarında yapılmıştır. Çalışmalarda aşağıda adı geçen araştırmacıların yapmış oldukları jeoloji haritaları referans haritaları olarak kullanılmış ve örnek alımları bu haritalara göre yapılmıştır .

Denizgören Ofiyoliti- Bilgin (1999)

Orhaneli Ofiyoliti- Yousefi (1998), Emre (1986)

Marmaris Ofiyoliti – Ersoy (1991)

Çalışma kapsamında, ofiyolitlerin manto kesimini oluşturan kaya birimleri hedef litolojiler olarak seçilmiştir. Buna bağlı olarak belirlenen hedef litolojileri kapsadığı belirlenen lokasyonlarda farklı kaya birimleri arasında ilişkiler belirlenmiş ve örnekleme yapılmıştır.

Çalışma alanlarında yeralan ve ofiyolitik kayalardan çalışma amacına uygun toplam 48 adet örnek alınmış ve bu örnekler petrografik olarak incelenmiştir. Daha sonra hedef litolojileri temsil eden 30 adet örnek tüm kaya kimyasal analiz ve mikroprob analiz için ayrılmıştır. Kimyasal analizlerle ilgili daha ayrıntılı bilgiler ilgili bölümlerde verilmektedir.

1.3. Çalışma Alanının Coğrafik Konumu

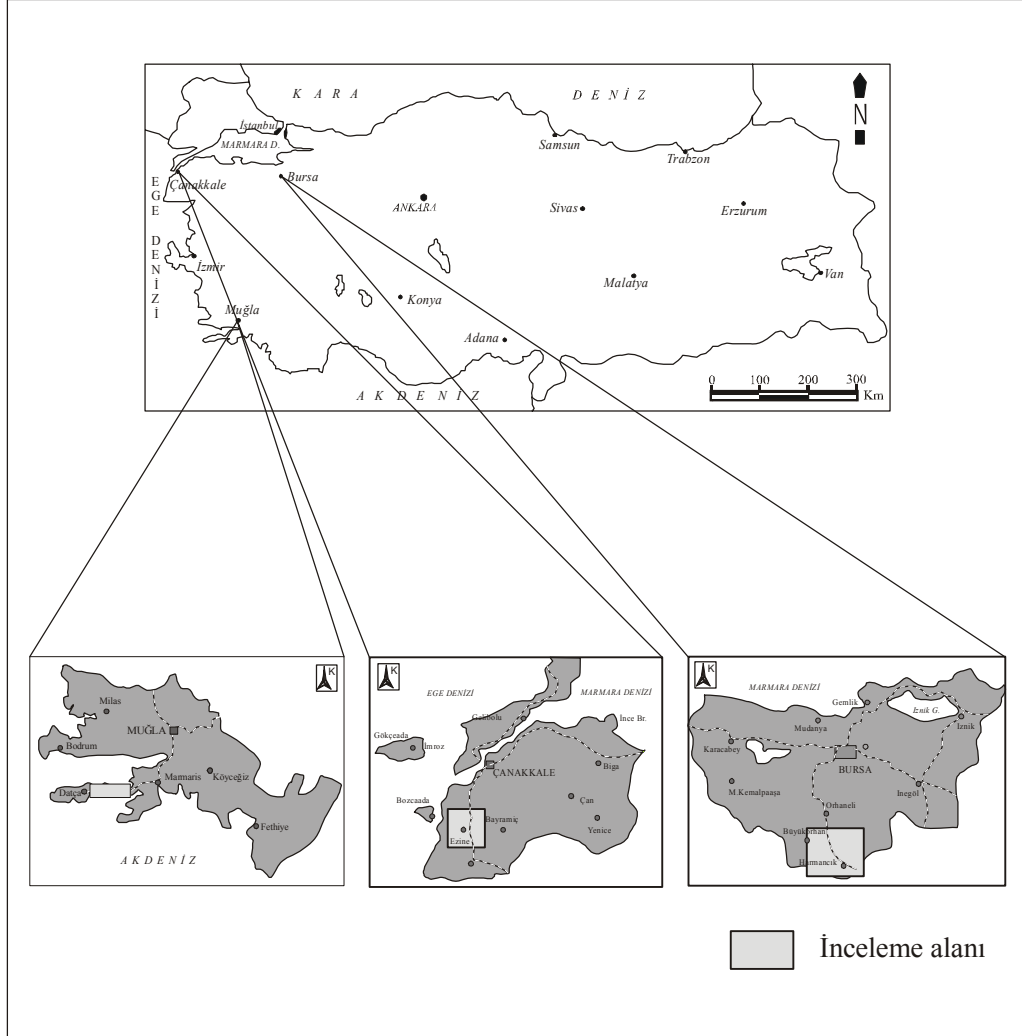
1.3.1. İnceleme alanı

Çalışma alanlarından Denizgören Ofiyoliti Biga Yarımadası 'nda Çanakkale ili güneyinde, Orhaneli Ofiyoliti Bursa ili güneyinde ve Marmaris Ofiyoliti Dağca Yarımadası'nda Muğla ili güney batısında yer almaktadır (Şekil 1).

1.3.2. Ulaşım

Denizgören Ofiyolitinin yer aldığı çalışma alanında ulaşım kara yolu ile yapılmaktadır. Buradan Çanakkale- Balıkesir-İzmir karayolu geçmekte ve bu yolun çalışma alanındaki köylere bağlantıları bulunmaktadır. Orhaneli ofiyolitinin yer aldığı çalışma alanında ulaşım kara yolu ile yapılmaktadır ve bu yol Bursa, Kütahya ve Balıkesir ulaşımında kullanılmaktadır. Marmaris Ofiyolitinin yer aldığı çalışma

alanında ise ulaşım kara yolu ve deniz yolu ile yapılmaktadır.Özellikle yaz aylarında deniz ulaşımı kıyı kesimlerde, koylardaki ulaşım tercih edilmektedir.



Şekil.1.1. Çalışma alanlarını gösteren lokasyon belirleme haritaları

1.3.3. Morfoloji ve hidrografi

Çalışma alanlarında bulunan en önemli yükseltiler ve akarsular :

Orhaneli Ofiyolitinin yer aldığı bölgede en önemli yükseltiler; (Çataltepe 1523 m), Sivritepe (1161 m), Merantepe (1036 m) ve Arpa Pınartepesi (1047 m) dir. Başlıca akarsular ise Değirmendere, Ballısaraydere ve Kepekdere'dir.

Denizgören Ofiyolitinin yer aldığı bölgede en önemli yükseltiler; Uludağ Tepe (434 m), Çakmakçı Tepe (412 m), Ağilyeri Tepe (252 m) dir. Başlıca akarsular ;

Menderes, Çınarlıdere, Karadere ve Değirmendere'dir. Ancak yaz aylarında Menderes ve Çınarlıdere dışındaki akarsular akmamaktadır.

Marmaris ofiyolitinin yer aldığı çalışma alanında önemli yükseltiler ; Bağlıca Tepe ve Yağlıdağlar Tepe'dir. En önemli akarsu ise Candere'dir.

1.3.4. İklim

Üç çalışma alanında yaz ayları iklim olarak birbirine benzemektedir. Yazları kurak ve sıcaktır. Ancak kış ayları Marmaris ofiyolitinin yer aldığı çalışma alanında ılık ve yağışlı olmasına karşın diğer çalışma alanlarında soğuk ve yağışlıdır.

1.3.5. Bitki örtüsü

Üç çalışma alanında da ormanlık alanlar geniş yerler kaplamaktadır.

1.4. Önceki Çalışmalar

Çalışma konusu ile ilgili mevcut çalışmalar iki bölüm halinde sunulmuştur. Bunlardan birincisi bölgesel jeoloji ile ilgili olup, ağırlıklı olarak çalışma alanlarındaki ofiyolitlere yönelik yapılmış çalışmaları; ikincisi ise genel anlamda manto proseslerinin anlaşılmasında PGE'ye yönelik yapılmış çalışmaları kapsamaktadır.

1.4.1. Çalışma konusu ofiyolitlerine yönelik bölgesel jeolojik çalışmalar

Üç çalışma alanında çeşitli araştırmacılar tarafından değişik amaçlarla çalışılmış, jeolojisi ve jeokimyasal özellikleri ortaya konmaya çalışılmıştır. Ancak Örgün (1993) tarafından Orhaneli civarındaki yapılan çalışmada yüzeysel olarak değinilen PGE değerlendirilmeleri hariç detaylı PGE çalışması yapılmamıştır.

Bölgesel jeoloji ile ilgili çalışmalar ve varılan sonuçlar kronolojik bir sırada aşağıda özetlenmiştir:

Paeckelman (1938) Ezine ve civarındaki metamorfitleerin yaşının Alt Paleozoik olduğunu belirtmiştir.

Wijkerslooth (1941) Orhaneli ve civarındaki ultrabaziklere Paleozoik yaşını vermiştir.

Kovenko (1945) Kromitler üzerine yaptığı çalışmada yan kayaç olan peridotitlere Paleozoik yaşını vermiştir.

Kaaden ve diğ. (1954), Datça Yarımadası'ndaki peridotitleri üst ve alt olmak üzere iki tektonik pozisyona ayırmışlardır

Kaaden (1960), GB Türkiye'de peridotit kütlelerinde oluşan kromitlerin, tektonik ve magmatizma ile ilişkilerini ortaya koyan çalışmalar yapmıştır. Yazar peridotitleri tektonik bakımdan alt ve üst olmak üzere haritalanmış ve Alpin tipi kayaçlar olarak göstermiştir.

Norman ve diğ. (1962), bölgedeki Paleozoik yaşlı metamorfikleri üzerleyen ultrabazik birimi Kretase yaşlı olarak belirtmiştir.

Kalafatçioğlu (1963), mermer, şist ve ofiyolitik kayaçlar üzerinde yaptığı incelemelerle, en yaşlı birimin Paleozoik yaşlı şistler olduğunu ve bunların Kaledoniyen orojenezine bağlı kıvrımlandığını, bunların üzerinde bulunan mermerlerin ise Permiyen yaşında olduğunu Varistik orojenezi ile kıvrımlandığını, ofiyolitik kayaçlarında bu evreye ait olabileceğini belirtmiştir.

Borcher ve diğ. (1967), Harmancık ve civarında yaptığı çalışmada ultrabazik kayaçların tabanını oluşturan metamorfikleri kristalen temel olarak ifade etmiştir.

Granciansky (1968), Likya naplarında çalışma yapmış ve onları çeşitli nap dilimlerine ayırmıştır. Buna göre en üstte peridotit napı bulunmaktadır.

Özkoçak (1969) Yaptığı çalışmada metamorfikleri alt ve üst seri olarak ayırmıştır. Bunların üzerinde uyumsuz olarak Üst Jura-Alt Kretase yaşlı kalkerlerin ve Üst Kretase yaşlı ultrabazik masifin yereldiğini ve bu masifin esas olarak dünit ve piroksenitli dünitlerden oluştuğunu belirtmiştir.

Lisenbee (1971- 1972), Orhaneli bölgesinde, Üst Kretase yaşlı ultramafik masifte dünit, harzburjit, piroksenit, gabro, diyabaz dayklar, serpantiniti ve granodioriti haritalamıştır.

Okay (1985) Tetis okyanusunun kalıntıları olduğunu belirttiği büyük ofiyolit kütlelerinin Kuzeybatı Anadolu'da çok geniş alanlar kapladığını ve genel olarak harzburjit ve dünit tipi peridotitlerden oluştuğunu belirtmiştir.

Emre (1986), daha önce Lisenbee (1971-1972) tarafından Orhaneli ultramafiği diye isimlendirilen birliği Orhaneli Ofiyoliti diye isimlendirmiştir. Birliğin genel olarak kümülat harzburjit, tektonit harzburjit, tektonit dünit, serpantin ve az olarak piroksenit damarlarından oluştuğunu ve Orhaneli ofiyolitinin Üst Kretase- Paleosen aralığında metamorfik birimleri üzerlediğini bildirmiştir.

Üşümezsoy (1987), KB Anadolu'da Trias ada yayı yığışım kuşağının olduğunu belirtmiştir. Yazara göre bu kuşak daha sonra aşınmıştır ve Geç Tersiyer sonrası çökel örtü altında yüzeyleyen ada yayı yitim kompleksi ve ofiyolit dilimleri metamorfik temel olarak korunmuştur.

Okay ve diğ. (1990) Ezine zonunun KD-GB yönünde uzanan üç birimden oluştuğunu belirtmiştir. Bu birimler Karadağ birimi, Denizgören ofiyoliti ve Çamlıca mikaşistleridir. Araştırmacılara göre Karadağ biriminin en üst kesimini oluşturan metaklastikler Denizgören ofiyolitini tektonik olarak üzerlemiş ve ofiyolitte Çamlıca metamorfikleri üzerine tektonik olarak yerleşmiştir. Ve yazarlar ofiyolitik kayaçların tabanından alınan örneklerde $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ metodu ile yaptıkları yaş tayinlerinde ofiyolit yerleşiminin 118 my ile Alt Kretasede gerçekleştiğini belirtmişlerdir.

Ersoy (1991) Datça Yarımadası'nda çalışmalar yapmıştır. Yazara göre tektonik birimlerden ofiyolitler tektonostratigrafik bakımdan alt dilimi oluşturmaktadır. Bu durum büyük olasılıkla Üst Eosen sonrası tektonik hareketlerle meydana gelmiştir.

Örgün (1993) Orhaneli ofiyolitine ait dört adet dünit ve harzburjit örneğinin iz element analizleri sonucuna göre bu örneklerin tüm elementlerinin tüketildiğini belirtmiştir. Yazar tarafından PGE değerlerinin literatürde verilmiş değerlerin altında kaldığı belirtilmiştir.

Okay ve diğ. (1994) Tavşanlı ve Orhaneli arasında araştırma yapmıştır. Yazarlar volkano sedimanter istif olarak belirttikleri ve ofiyolitik melanj olarak değerlendirdikleri spilitleşmiş bazik volkanik kayaçlar, piroklastikler, radyolaryalı

çörtler ve serpantinler ve birbiri üzerine itilmiş ofiyolitik tektonik dilimlerden oluşan bu kayaçları, okyanusal kabuğun üst tabakalarının yığışım prizmalarını içeren Kretase yaşlı yığışım kompleksi olarak yorumlamışlardır. Mavi şistler, peridotit dilimleri, volkanik ve volkano sedimanterlerden oluşan bu topluluğu Tavşanlı zonu olarak yorumlamışlardır.

Yılmaz (1995) Kuzeybatı Anadolu'da yer alan birimleri kuzeyden güneye Sakarya Kıtası, İzmir-Ankara ofiyolit süturu, Menderes Masifi ve Torid'ler olarak sıralamıştır.

Yousefi (1998) ye göre ofiyolit topluluğu bölgede eksik bir ofiyolit dizinimi özelliğindedir ve jeokimyasal verilere göre ultrabazik birim aşırı tüketilmiş pirolitik magma ürünüdür. Kromitler ise Alpin tipi podiform yataklanma tipine aittir.

Bilgin (1999) Denizgören ofiyolitini , Ezine ofiyoliti olarak isimlendirilmiştir.Ezine ofiyoliti ve metamorfiteilerinin petrolojisini incelemiş, metamorfiteileri 1.Çamlıca metamorfiteileri 2.Bozoba mermerleri 3. Çamoba metaflışı 4.Taban amfibolitleri olarak dörde ayırmıştır. Ezine ofiyolitinin bu birimleri tektonik olarak üzerlediğini belirtmiştir.

Bacak ve diğerleri (2003), Harmancık güneyinde Dağardı bölgesinden alınan harzburjit ve dünit örneklerinde yapılan analiz sonuçlarını değerlendirmiş ve normal pirolit alanında yoğunlaşma izlendiğini ve buna göre örneklerin manto ergimesinin tipik kalıntıları olduklarını belirtmişlerdir.

Robertson ve diğerleri (2002), Türkiye'deki Geç Kretase ofiyolitlerinin çoğunun SSZ (supra-subduction) ofiyolitleri olduklarını belirtmişlerdir.

Manav ve diğerleri (2004), KB Türkiye 'de Harmancık, Orhaneli ve Tavşanlı ofiyolitlerinin Mesozoik süresince Neo-Tetis okyanusunun açılımı esnasında oluşan okyanusal litosferin kalıntıları olduklarını ve Harmancık ofiyolitinin, yapılan jeokimyasal çalışmalar sonucunda supra-subduction ofiyoliti olduğunu açıklamışlardır.Yazarlara göre bölgedeki dolerit daykları üst mantonun bölümsel ergimesi sonucu oluşmuşlardır.

Beccaletto ve diğeri (2004), Biga yarımadası'nda yeralan Denizgören ofiyoliti ve onun altında yeralan Ezine grubu metasedimenter kayaları incelemiştir. Denizgören ofiyolitinin Ezine grubunu üzerlemesini tüm Rodopları etkileyen ve Jura-Erken Kretase'de kuzeye doğru nap yerleşmesi ile tanımlanan Balkan Orojenezinin bir parçasını oluşturduğunu belirtmişlerdir.

Gökgöz ve diğ. (2006), Likya naplarının çalışma alanlarında, dört naptan oluştuğunu belirtmişlerdir. (a) Karbonifer-Lutesien yaşlı Tavas napı, (b) Üst Trias-Üst Senonien yaşlı Bodrum napı, (c) Orta Trias-Üst Senonien yaşlı Gülbahar napı ve (d) Alt Kretase ultramafik kayaç birliği içeren Marmaris napı.

Çelik ve diğeri (2006), Torid ofiyolit kuşakları metamorfik taban kayaçlarında ^{40}Ar - ^{39}Ar yaşları adlı çalışmalarında; Pozantı-Karsantı, Beyşehir, Yeşilova, Antalya ve Köyceğiz olmak üzere beş ofiyolit biriminden, metamorfik ve amfibolitlerin soğuma yaşlarının 91-93 milyon yıl arasında olduklarını belirtmişlerdir.

1.4.2. PGE'e yönelik çalışmalara örnekler

Rehkamper ve diğeri (1997), çalışmalarında çeşitli tektonik ortamları karakterize eden manto kesimlerinde PGE konsantrasyonu ve oranlarını rapor ettikleri referans değerleri sunmuşlardır.

Snow ve Schmidt (1998), manto kayalarında gözlenen PGE farklılaşmalarının çekirdek-manto segregasyonunu takibeden evrelerde gerçekleşen çekirdek-manto etkileşimi ve dış çekirdekten mantoya element transferine bağlı olarak açıklanabileceğini savunmuşlardır.

Alard ve diğeri (2000), manto türevli kayalarda yaptıkları sülfür analizleri sonucunda, kondritik olmayan siderofil element (PGE, Au, Re) konsantrasyonlarının , üst mantodaki ergime ve metasomatizma ile sülfür zenginleşmesi gibi prosesleri doğrudan yansıttığı ve meteoritik bileşen veya çekirdek manto etkileşimlerinden bağımsız olduklarını vurgulamışlardır.

Walker ve diğeri (2002), çeşitli bölgelerden ofiyolitler içerisinde yeralan kromit yataklarını Os izotop içerikleri açısından inceleyerek saptadıkları ortalama Os izotop

değerlerini tüketilmiş üst manto değeri olarak sunmuşlardır. Araştırmacılar bu çalışmalarında ayrıca, daha sonraları çok sayıda araştırmacı tarafından bulunan sonuçlarla çelişkili sayılabilecek şekilde, dalan okyanusal kabuğun dehidrate olmasının, mantonun Os sistematiği üzerinde belirgin etkileri olmadığını savunmuşlardır.

Irvine ve diğerleri (2003), litosferik manto temsilcisi peridotit örnekleri üzerinde uyguladıkları PGE ve Re-Os izotop çalışmalarıyla Afrika ve Kanada daki çeşitli kratonik litosferlerde manto proseslerinin zamana bağlı değişimini gözlemek üzere model yaşlandırma çalışmalarında bulunmuşlardır.

Lorand ve diğerleri (2004), Kerguelen platosu litosferik mantosunda, çok fazlı metasomatik proseslerin PGE sistematiğine etkilerini araştırmış ve manto plümü ilişkili ergimelerin gerçekleştiği levha içi ortamlarda, karbonat içerikli ergiyiklerin manto kayaları ile etkileşiminin yaygın Cu-Ni sülfat ve Pd-Pt zenginleşmelerine yol açtığını kaydetmişlerdir.

Pearson ve diğerleri (2004), Afrika ve Sibirya'nın çeşitli lokasyonlarından derledikleri gerek manto kökenli ksenolit ve gerekse orojenik peridotitler üzerinde PGE ve Re-Os sistematiğine yönelik çalışmalarında yine ağırlıklı olarak kratonik ve riftleşmiş levha içi ortamlarda mantonun ergime ile tüketiminin PGE ve Re-Os izotop sistematiği üzerindeki etkilerini incelemiş ve Arkeen ve Proterozoik yaşlı kalın kıtasal manto uzantılarında manto proseslerinin zamansal değişimi üzerine veriler sunmuşlardır.

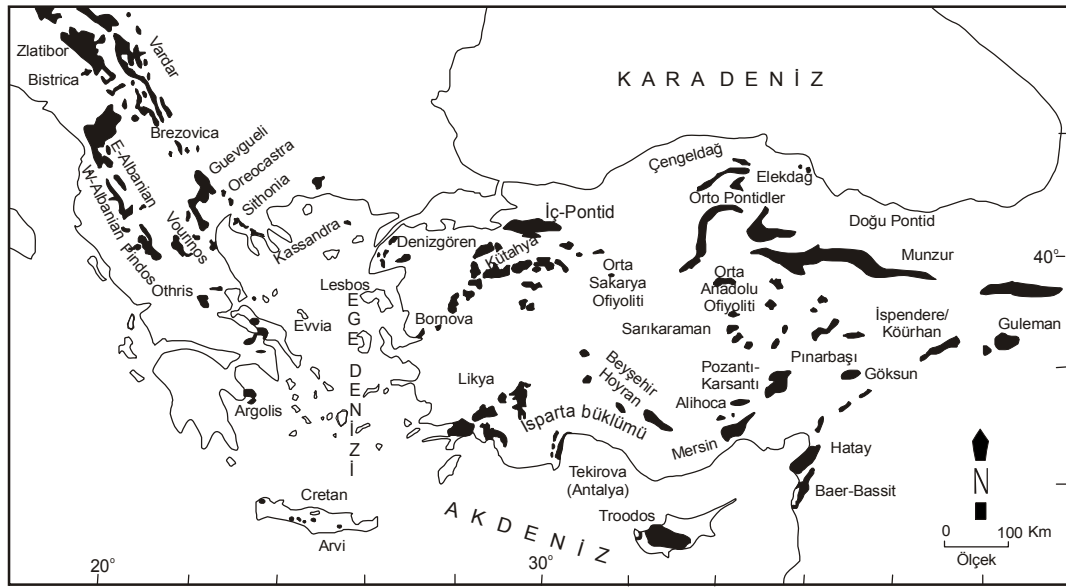
Malitch (2004), Ru-Os sülfidler üzerinde uyguladıkları Os izotop çalışmalarından elde ettikleri geniş veri tabanını kullanarak ofiyolit kütlelerinde oluşan Os içeren platinyum grubu mineralizasyonların oluşum koşulları ve oluştukları manto kayalarının petrolojik koşulları hakkında tanımlamalar sunmaktadır.

Büchl ve diğerleri (2004), Troodos ofiyolitinin manto bölümünde ergiyik perkolasyonu süresince izotopik Os heterojenliğinin kaynağını ve Re ile Os'un davranışını incelemişlerdir.

Frei ve diğeri (2006), Doğu Küba'da Mayari-Baracoa ofiyolit kuşasında, üst manto Os izotop heterojenliği ile ilgili çalışmalarında; Cr#, Os konsantrasyonu ve Pd/Ir oranı gibi kimyasal göstergelerin, supra-subduction jeotektonik ortamlarda, boninitikten yay ardı bazaltik etkinliklere, ofiyolit ortamlarında artan değişimi yansıttığını belirtmişlerdir.

BÖLÜM 2. BÖLGESEL JEOLJİ

Ofiyolit grubu kaya birimleri haritalanabilecek birimler olarak Türkiye’de geniş alanlar kaplarlar (Şekil 2.1). Türkiye’deki dağılımları kuzey ve güney zon olmak üzere iki zona ayrılabilir. Türkiye’deki ofiyolitlerin yerleşimleri Alpin orojenezi ile ilgilidir.

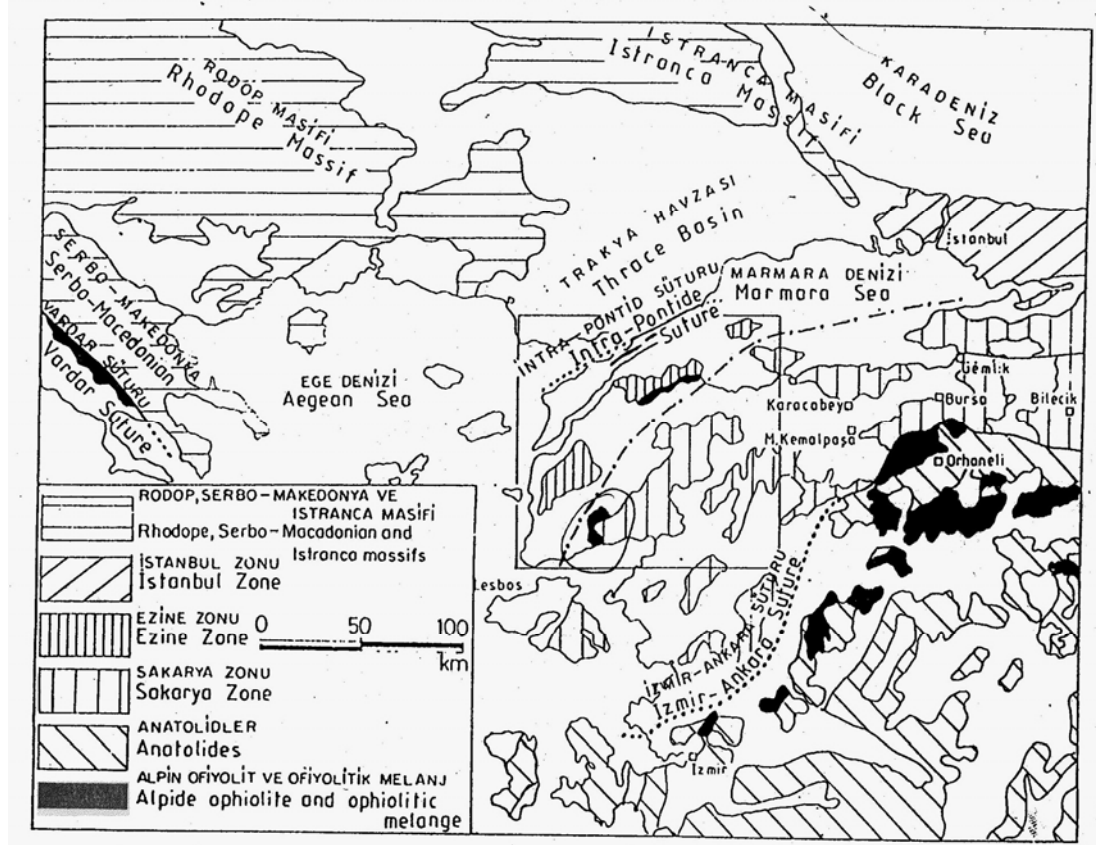


Şekil.2.1. Türkiye’de ve doğu Akdeniz’in diğer kesimlerinde ofiyolitlerin dağılımı (Robertson, 2002)

Bu çalışmada kuzey zonda yer alan Denizgören ofiyoliti ve Orhaneli ofiyoliti ile güney zonda yer alan Marmaris ofiyoliti çalışmanın ana konusu olarak seçilmiştir. Bu üç ofiyolitte Penrose (1973) konferansında tanımlanan ofiyolit birimi tanımına göre eksiklikler sergilemektedir. Yapılmış çok sayıda çalışma adı geçen ofiyolitlerin supra-subduction ortamında oluşmuş ve yitim işlemlerinden etkilenmiş okyanusal litosferin kalıntıları olduklarına işaret etmiştir.

Denizgören ofiyolitinin yer aldığı Biga Yarımadası Sakarya Zonu’nun batı ucunda, Trakya Tersiyer havzasının güneyinde yer alır (Şekil 2.2). Okay ve diğ (1986,1989) bölgedeki ana tektonostratigrafik birimleri ortaya çıkarmak amacıyla tüm Biga

Yarımadası'nı 1/25.000 ölçekte haritalamışlardır.Bu haritalama sırasında Biga Yarımadası'nın merkezinden geçen bir Üst Kretase ofiyolitli melanji ve yarımadanın



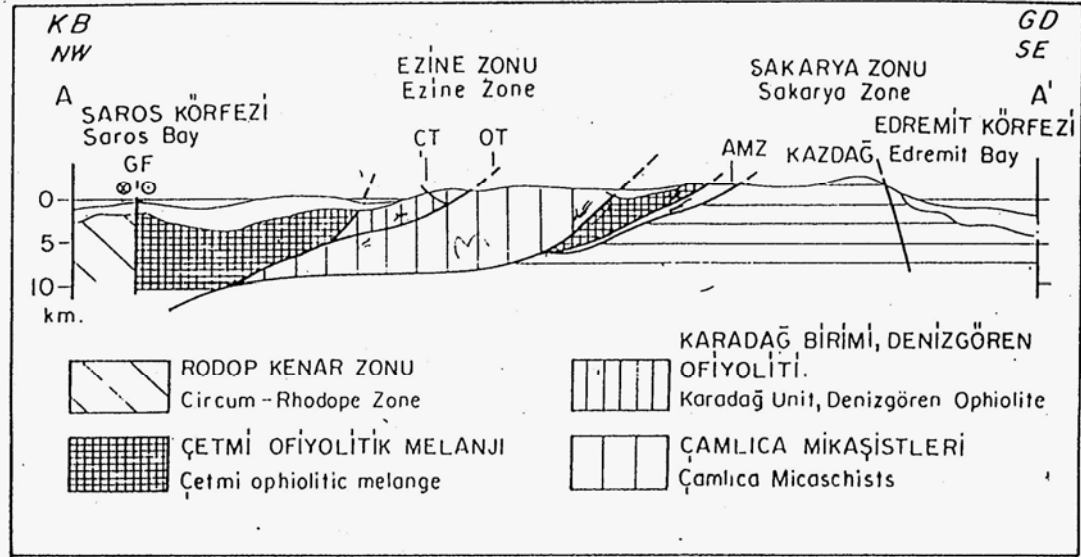
Şekil.2.2.Biga Yarımada'sı ve Marmara bölgesinin jeotektonik haritası.Beyaz bırakılmış yerler tektonizma sonrası Tersiyer çökellerini, çizgi ve nokta ile gösterilen hat ise paleo-Tetis kenedinin olası konumunu göstermektedir (Okay vd., 1990).

kuzeybatısındaki Permiyen karbonat platformunu üzerlemiş bir Permo-Triyas ofiyoliti belirlenmiştir. .

Denizgören ofiyoliti Biga Yarımadası'nda ayırtlanan tektonik kuşaklardan olan ve Gelibolu Zonu'nun güneydoğusunda yer alan Ezine Zonu içinde bulunmaktadır. Bu zon Denizgören ofiyoliti dışında Karadağ Birimi ve Çamlıca mikaşistlerinden oluşur. Bu üç birim KD-GB uzanımlıdır (Okay ve diğ., 1990) (Şekil 2.3).

Temel kayalar olan Çamlıca metamorfileri , Okay ve diğ (1990)'a göre kalın monoton epikontinental bir klastik istifin metamorfizması sonucu oluşmuşlardır.Yine yazarlara göre Çamlıca metamorfileri içinde yer alan metabazik kayaların

petrografisi, istifin ilksel olarak yüksek basınç-düşük sıcaklık metamorfizması geçirmiş, ancak daha sonra yeşil şist fasiyesinde bir metamorfizma ile tamamen yok



Şekil.2.3. Biga Yarımadası'nın basitleştirilmiş ve yorumsal kesiti. Kesitte beyaz bırakılmış yerler Tersiyer ve Kuvaterner çökellerini göstermektedir. GF, Ganos Fayı; ÇT, Çamlıca Bindirmesi; OT, Ovacık Bindirmesi; AMZ, Alakeçi Milonit Zonu'nu göstermektedir (Okay vd., 1990).

olduğunu göstermiştir. Çamlıca metamorfizmaları Ovacık bindirmesi boyunca Karadağ Birimi ve Denizgören Ofiyolitinin tektonik olarak altında yer almaktadır.

Ezine Zonunda Triyas yaşta yapılar farklı şekiller göstermektedir. Denizgören Ofiyoliti ile altındaki Karadağ Birimi'ni ayıran Çamköy Bindirmesi ve Ovacık Bindirme'si Tersiyer'de aktive olmuş olası bir Triyas yapısıdır (Okay ve diğ., 1990).

Denizgören ofiyolitinin yer aldığı çalışma alanında, Çamlıca şistlerinin genel doğrultusu kuzeybatı-güneybatıdır. Bu eğim Derbentbaşı köyü civarından ofiyolit sınırına doğru artarak 70 dereceye kadar çıkmaktadır. Ancak fay zonundan doğuya doğru gidildikçe azalır ve 24-35 derece arasında bir eğim görülür.

Çalışma alanında kuzedoğu-güneybatı yönlü bir bindirme sistemiyle, kuzey-güney doğrultulu bir fay sistemi bulunur. Bunlar Çamoba Bindirmesi, Denizgöründü Bindirmesi ve Derbentbaşı Fay'ıdır (Şekil 2.4).

Denizgören Ofiyoliti, Çamoba taban amfibolitlerini tektonik olarak üzerlemektedir. Ovacık ve Denizgöründü köyleri civarında ise Ezine metamorfiteğini ortalama 35 derece civarında açıyla üzerleyen Denizgöründü bindirmesi yer alır.

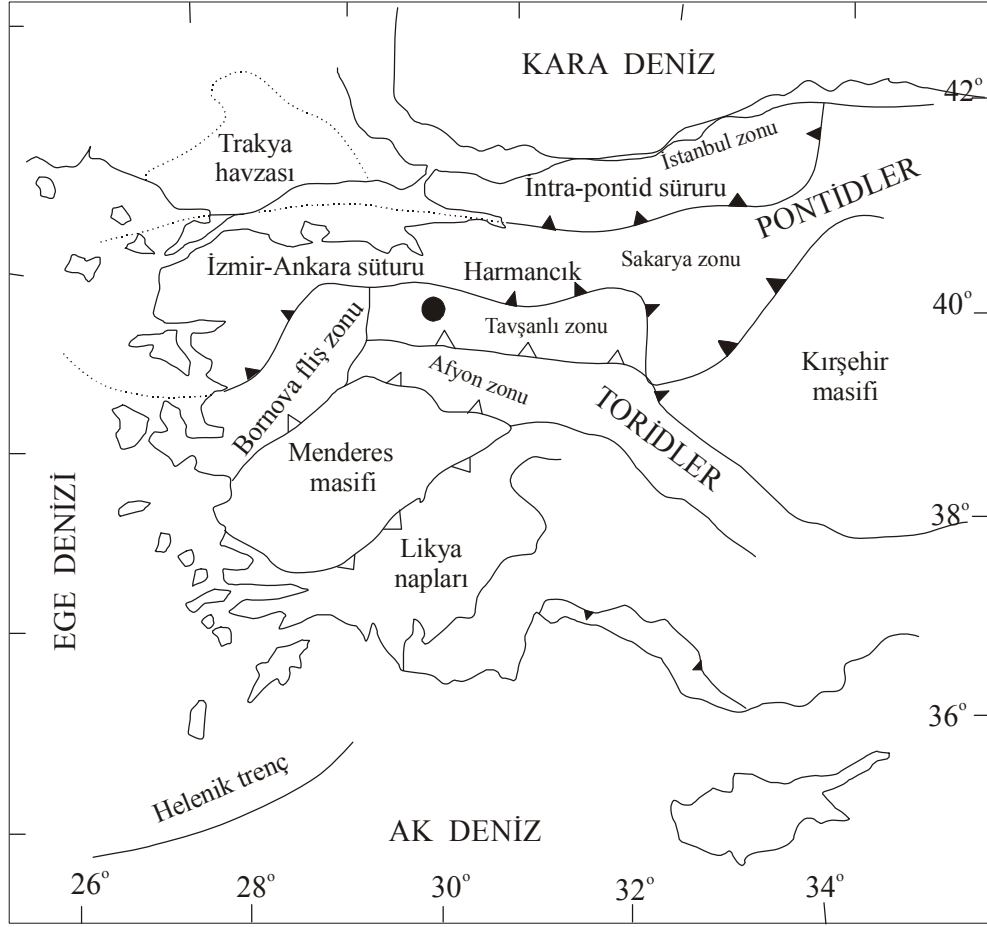
Çamoba ve Denizgöründü bindirmeleri aynı fay sistemine ait olan, Derbent fayı ile kesilen ve Taştepe bazaltlarıyla örtülen büyük bir bindirmenin ögeleridir (Bilgin, 1998).

Çalışma alanının kuzeyinde Derbentbaşı, güneyinde ise Ahlatoba köyü civarından geçen, kuzey-güney doğrultulu olan ve Alt Kretase yaşlı Denizgören ofiyoliti ile Permo-karbonifer yaşlı Çamlıca metamorfiteğini yan yana getiren Derbentbaşı fayı yer almaktadır. İki birim arasındaki sınır oldukça net görülmektedir.

İkinci çalışma alanı olan Orhaneli ofiyoliti ise Türkiye'nin kuzeyinde İzmir-Ankara zonu ofiyolitlerindedir (Şekil 2.5). Bu çalışma kapsamında ofiyolitinin güneyinde yer alan, Harmancık ve civarında yayılım gösteren peridotit kütlesi incelenmiştir (Şekil 2.6). Peridotit kütlesi yaklaşık 1200km² lik bir alana yayılmaktadır. Çalışmanın asıl konusunu oluşturan ofiyolitik kayaların temelinde metamorfik ve ofiyolitik melanj grubu birimler yer alır. Bölgede bulunan fakat çalışma alanında yer almayan granitik kayalar ve Neojen volkano sedimanterleri ise sokulum ve örtü serileri olarak bulunur.

Temeldeki metamorfik birim ofiyolitinin bindirdiği geniş alanlara yayılmaktadır. Okay (1986)'ya göre bu birim çok kuvvetli bölgesel metamorfizma geçirmiş Orhaneli birliği içinde tanımlanmış ve aynı araştırmacı birimin yaşınının 108 milyon yıl (Alt Kretase) olduğu belirtilmiştir. Yine yazara göre bu birim Türoniyen-Alt Senoniyen devrinde yüksek basınç düşük sıcaklık metamorfizması geçirmiştir.

Bölgedeki ofiyolitik kayalar Tavşanlı ofiyolitinin devamı niteliğindedir. Şengör ve Yılmaz (1981)'a göre bu ofiyolitik kayalar İzmir-Ankara suture zonu boyunca koparak Neotetis okyanus havzası içinde yer almış ve Üst Kretase döneminde güneyden Menderes Masifi ve kuzeyden Sakarya kıtasının yaklaşması ve sıkıştırması sonucu, yüksek basınç/düşük sıcaklık metamorfizması geçirmiş metamorfikler üzerine güneybatıdan, kuzeydoğuya doğru bindirmiştir.



Şekil.2.5. Kıtasal blokları ve tektonik zonları gösteren Orta ve batı Anadolu'nun tektonik haritası (Okay et.al.,1996).

Çalışma alanında yer alan Mirandağı ve çevresinde dünit ve harzburjitler bazel mercekler şeklinde bazende faylar etkisiyle gelişmiş yapılar gösterirler. Bu kayaçların için de birincil olarak kromit oluşumları ve manyezit cevherleşmelerine rastlanmaktadır. Bu kesimdeki ultrabaziklerde (S_1) foliasyon yapıları $K 60 - 65^\circ D$ doğrultu $65^\circ GD$ yada $73^\circ KB$ şeklinde ölçülmüştür (Yousefi,1999).

Harmancık güneyinde yine Mirandağı ve civarında olduğu gibi dünitlerde kırıklanma ve ayrışma görülmekte ve bu kısımlarda manyezit damarları yer almaktadır. Yousefi (1999) tarafından bu kısımdaki ultrabaziklerde (S_1) foliasyon yapıları $KB-GD$ doğrultusu içinde, dalımları ise KD olarak bulunmuştur.

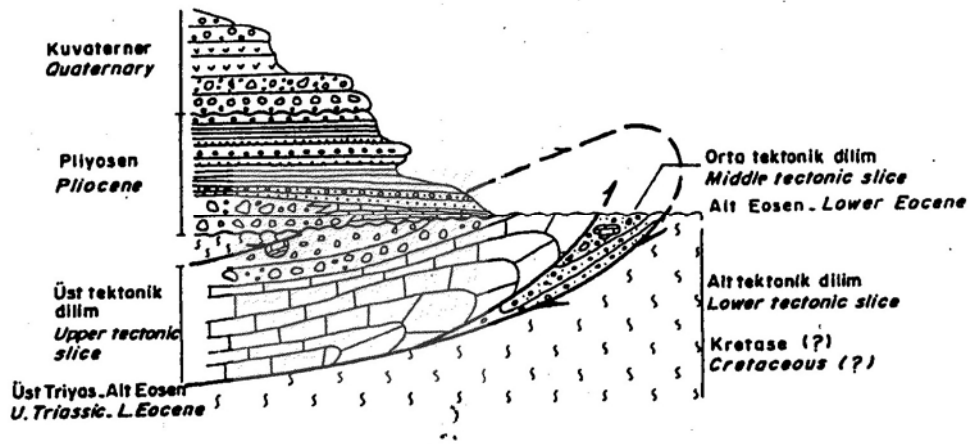
Üçüncü çalışma alanını oluşturan Marmaris ofiyoliti Datça Yarımadası'nda yer almaktadır. Datça Yarımadası, Ersoy (1991) tarafından Neojen öncesi ve daha genç olarak incelenmiştir. Buradaki neojen öncesi oluşumların tektonik birimlerden,

Neojen ve daha genç olanların ise post-tektonik neotokton çökellerden oluştuğu belirtilmiştir.

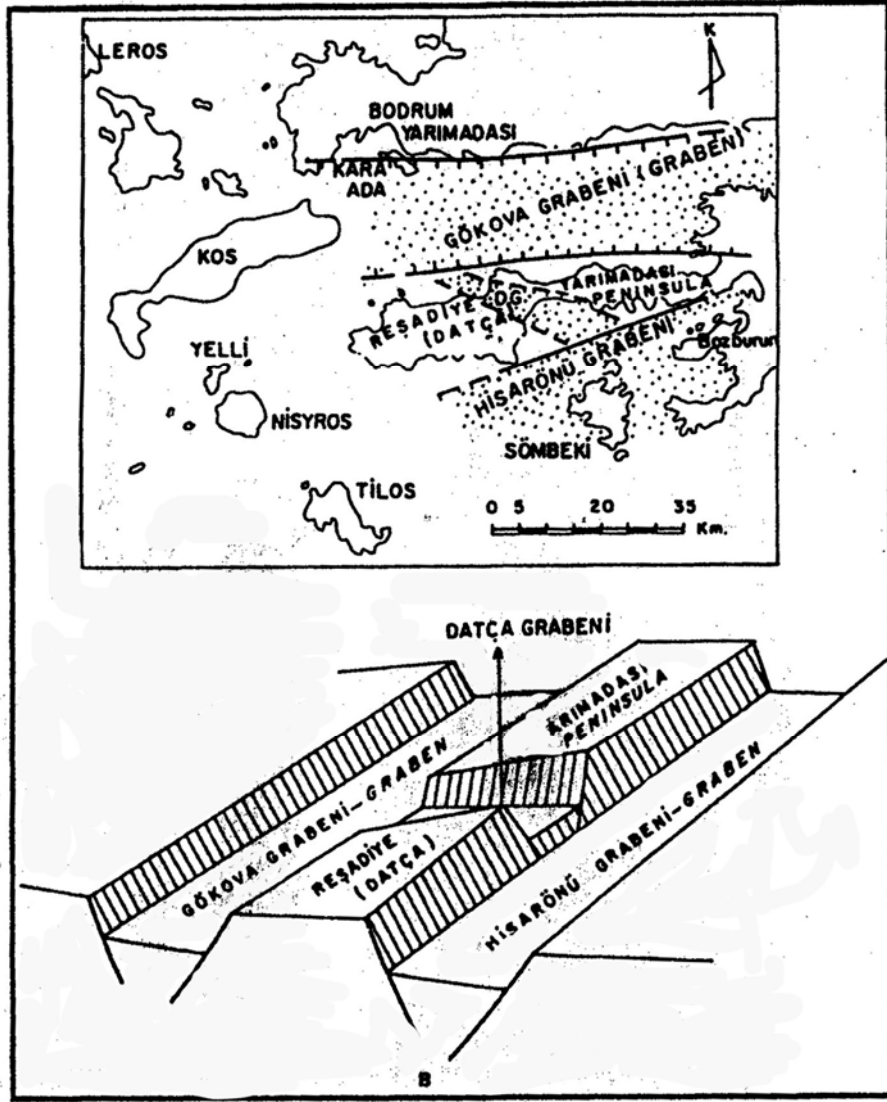
Neojen öncesi birimleri Ersoy (1991) alt, orta ve üst olmak üzere üç dilime ayırmıştır. Alt tektonik dilim ofiyolit ve ofiyolitli melanj birimlerinden, orta dilim bloklu flişten ve alt dilim ise Üst Triyas-Liyas yaşlı platform tipi karbonatlardan oluşur. Bunların üzerine karbonat ve radiolaryalı çörtler, bunların üzerine de Alt Eosen yaşlı kırıntılılar gelir.

Datça Yarımadası'ndaki ofiyolitik birimler masif peridotit ve serpantinize peridotitten oluşur. Kaaden ve diğ. (1954) tarafından bu peridotitler üst ve alt olmak üzere iki tektonik pozisyona ayrılmışlardır. Ersoy (1991)'e göre tüm ofiyolit yüzeylenmeleri tektonik olarak alttadır.

Datça yarımadası'nda bu terslenmenin aksine ofiyolitler Batı Toros kuşağı boyunca tektonostratigrafik olarak en üst nap dilimini oluşturmaktadırlar. Toros kuşağına ait ofiyolitler Menderes Masifi kuzeyinde bulunan Neotetis'in kuzey koluna ait bir okyanus alanının kalıntısı olup, Torid-Anatolid platformunun kuzey kenarına ilk bindirme yaşı Üst Kretase olarak önerilmiştir (Berougnan, 1975; Dürr, 1975; Ricou ve diğ., 1975; Özgül, 1976; Şengör ve diğ., 1981).



Şekil.2.7. Datça Yarımadası'ndaki ofiyolitlerin tektonik olarak adlanmasını açıklayan enine kesit (Ersoy, 1991).



Şekil.2.8.Datça Yarımadası ve çevresinin neotektonik durumunu gösteren harita ve blok diyagram (Ersoy, 1991).

Ofiyolitler, Batı Toros Kuşağında genelde en üst nap dilimini oluşturur. Ancak Datça yarımadasında bir terslenme vardır. Üst Eosen'den sonraki bir dönemde naplaşma hareketleri sırasında oluşan bu durum şekil 2.7' de gösterilmiştir (Ersoy, 1991).Yine aynı araştırmacı tarafından yarımada da Neotektonik dönemde sadece çekme kuvvetlerinin etkili olduğu ve bu kuvvetlerin neden olduğu çekim ve büyüme fayları sonucu horst ve graben gibi yapısal şekillerin oluştuğu belirtilmiştir.

Datça Yarımadası'nın neotektonik dönemdeki yapısal durumunu gösteren model haritası şekil 2.8'de gösterilmiştir.

2.1.Stratigrafi

Bölgesel jeolojik özellikleri yukarıda özetlenen üç ayrı bölgede yer alan ofiyolitik kayaların ve çevre kayaçlarının stratigrafisi ve kayaçların jeolojik özellikleri daha detaylı şekilde aşağıda anlatılmaktadır.

2.1.1. Denizgören ofiyoliti ve çevre kayaçların jeolojisi

Çalışma alanında stratigrafik olarak yaşlıdan gence şu birimler yer almaktadır (şekil 2.9 ve şekil 2.10).

Çamlıca Metamorfitleri

Bozoba Mermerleri

Çamoba metaflışı

Taban amfibolitleri

Denizgören Ofiyoliti

Taştepe bazaltları

Çanakalan kumtaşları

Alüvyon.

Çalışma alanında en yaşlı birimleri Ezine metamorfitlerine ait olan ve başlıca fillat, kuvarsit ve şistlerden oluşan Çamlıca metamorfitleri oluşturur.

Çamlıca metamorfitleri üzerine Üst Permiyen yaşlı Bozoba mermerleri gelir.Bunlar platform tipi karbonatlardan oluşur.

Bu iki birimi Denizgören ofiyoliti tektonik olarak üzerler.Ofiyoliti oluşturan kayaçların büyük bir kısmı serpantinleşmiştir. Bu birimin tabanında Çamoba taban amfibolitleri yer almaktadır.

Çalışma alanının kuzey ve kuzey batısında yer alan Pınarbaşı kireçtaşları üzerine Üst Miyosen yaşlı Taştepe bazaltları, onların üstünede Çanakalan kumtaşları ve alüvyon gelir.

2.1.1.1. Çamlıca metamorfileri

Permo-karbonifer yaşlı Çamlıca metamorfileri, çalışma alanında en geniş yayılım gösteren birimdir. Kuzeyde Akçaalan, doğuda Salihler, batıda Ahlatoba, güneyde Derbentbaşı, köyleri arasındaki bölgede yayılım gösterir.

Başlıca fillatlar, kuvarsitler, şist, mermer ile nadir olarak metabazit ve amfibolitlerden oluşur.

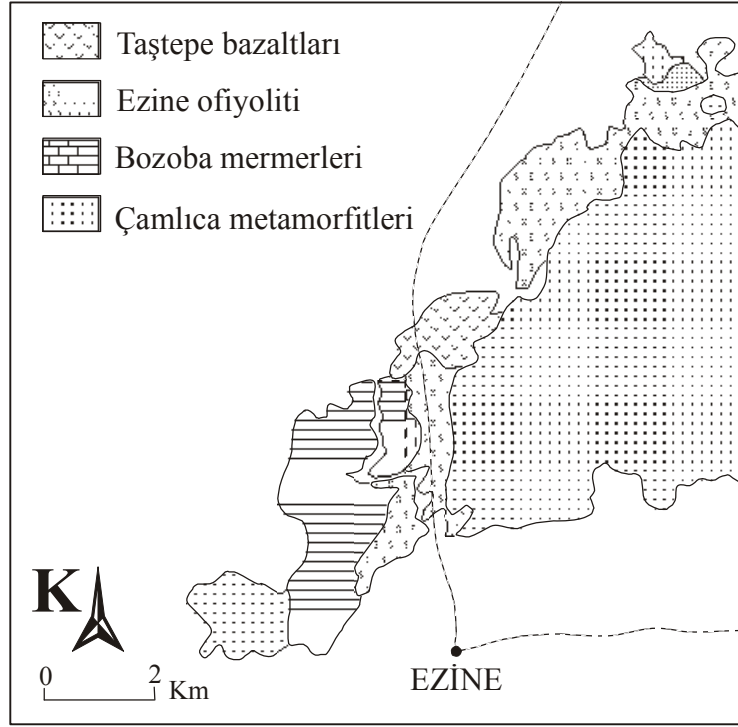
2.1.1.1.1. Fillatlar

Çalışma alanında Zerdalilik köyü civarında görülmektedir.İnce taneli şist dokusu gösteren bir kayaç olduğu için makroskobik olarak ayırt etmek oldukça zordur. Ana bileşen olarak pulcuklar halinde serisit, altere olmaması ve renginden dolayı kuvars ayırt edilebilmiştir.

YAŞ	FORMASYON	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
KUVATERNER	Alüvyon		Tutturulmamış çakıl, kum, silt ve karbonat
PLİYOKUVATERNER	Çanakalan kumtaşı		Gevşek tutturulmuş, çakıl kum, silt ve karbonat
ÜST MİYOSEN	Taştepe bazaltları		Vesiküler dokulu, sütunsal bazaltlar
ORTA MİYOSEN	Pınarbaşı kireçtaşı		Bol fosil kavkılı sıkı tutturulmuş karbonatlar
ALT KRETASE	Denizgören (Ezine) ofiyoliti		Serpantinleşmiş tektonik harzburjit. Dunit, harzburjit, piroksenit
ALT KRETASE ÖNCESİ	Çamoba taban amfibolitleri		Bantlı amfibolitler
GEÇ TRİYAS	Çamoba metaflışı		Metasilt+kil Metakumtaşı, metabazalt Metakonglemera
ÜST PERMİYEN	Bozoba mermerleri		İnce, orta ve kalın tabakalı fusulin fosilleri içeren mermerler
PERMO-KARBONİFER	Çamlıca metamorfikleri		Mikaşist türleri ile ardışıklı fillat, kalkşist, mermer, kuvarsit, metabazit ve amfibolitler

ÖLÇEKSİZ

Şekil 2.9. Çalışma alanının genelleştirilmiş sütun kesiti (Bilgin 1999' dan değiştirilerek alınmıştır).



Şekil.2.10. Çalışma alanındaki ofiyolitin konumunu gösteren harita (Bilgin, 1999).

2.1.1.1.2. Kuvarsitler

Çamlıca, Derbentbaşı köyleri civarında şistlerle uyumlu olarak bulunur. Ana minerali kuvars olan bu kayaçlarda, klorit, muskovit ve epidot da görülebilmektedir. Kuvarsitler oldukça sert kayaçlar oldukları için şist ve fillatlardan kolayca ayırtedilebilmektedir. Kuvarsitler içinde genellikle bantlı yapılar gelişmiştir.

2.1.1.1.3. Mikaşistler

Çalışma alanında en geniş yayımlı kayaç grubudur. Çamlıca, Ahlatoba ve Akköy kuzeyinde, Derbentbaşı kuzeydoğusunda yayılım gösterirler.

Mikaşistlerde kuvars kayacı oluşturan en önemli mineraldir. Muskovitler düzensiz ince yapraklar halinde ve parlak oldukları için kolayca tanınırlar. Ayrıca klorit minerali de yeşil renginden dolayı kolaylıkla tanınan bir mineraldir.

2.1.1.1.4. Kalkşistler

Çamlıca köyü kuzeyi, Ovacık köyü civarı ve Ahlatoba kuzeyinde yeralırlar.

Ana bileşen olarak beyaz renkli bantlar halinde kalsit görülmektedir. Kayaç bileşiminin yaklaşık % 60'ını kalsitler oluşturur. Ayrıca kalkşistlerde az olarak, klorit, mika, epidot mineralleri de bulunmaktadır.

Kalkşistler arazide çok kalın tabakalar halinde görülmektedirler ve simetrik ve asimetrik kıvrım türleri iyi gelişmiştir (Şekil 2.11 ve 2.12).

2.1.1.1.5. Mermerler

Kemerdere ve Ovacık köyleri kuzeyinde geniş yayılımlar göstermekle beraber, çalışma alanının kuzebatısında yoğunlaşırlar.



Şekil.2.11.Çamlıca Metamorfitlerine ait kalkşistlerde görülen laminasyonlar.



Şekil.2.12. Çamlıca metamorfitlelerine ait kalkıştelerde görülen kıvrımlanmalar.

Başlıca mineral kalsittir. Beyaz, açık-koyu renklerde görülürler. Mermerlerde kataklazmanın etkin olduğu bindirme düzlemine yakın olan yerlerde milonitik doku gelişmiştir.

2.1.1.1.6. Metabazitler

Bu kayaçlar, Derbentbaşı, Çanakalan ve Denizgözü güneyinde çok az olarak bulunurlar.

Metabaziti oluşturan minerallerden aktinolit yeşil rengi ile kolay tanınabilmektedir. Bu mineral kloritle beraber şiztoziteyi oluşturmaktadır. Metabazitte bulunan diğer mineraller ise kalsit ve plajiyoklastır.

Çalışma alanında bu kayaçlar, şistlerle uyumlu olarak mercekler halindedir. Yer yer ilksel doku korunmakla beraber metamorfizma derecesinin yüksek olduğu yerlerde tamamen şistleşmiştir.

2.1.1.1.7. Amfibolitler

Çalışma alanında çok nadir olarak Ovacık köyü kuzeyinde ve Çamlıca köyü kuzeyinde görülürler.

Makro örneklerde, siyahımsı yeşil renklere aktinolit ve hornblend mineralleri kolaylıkla tanınabilmektedir. Amfibolitlerde mineral yönelimi az olup genelde masif görünümde dirler. Sadece Ovacık kuzeyinde diğer kayaların şiztozitesi ile uyumlu zayıf bir şiztozite görülür.

2.1.2. Bozoba mermerleri

Çalışma alanının güneybatısında Çamoba köyü ve Taştepe civarında yayılım gösterirler (Şekil 2.13) .

Okay ve diğ. (1990) tarafından Karadağ mermerleri olarak adlandırılan birim, Bilgin (1998) tarafından Bozoba mermerleri olarak adlandırılmıştır. Bu çalışma alanında da



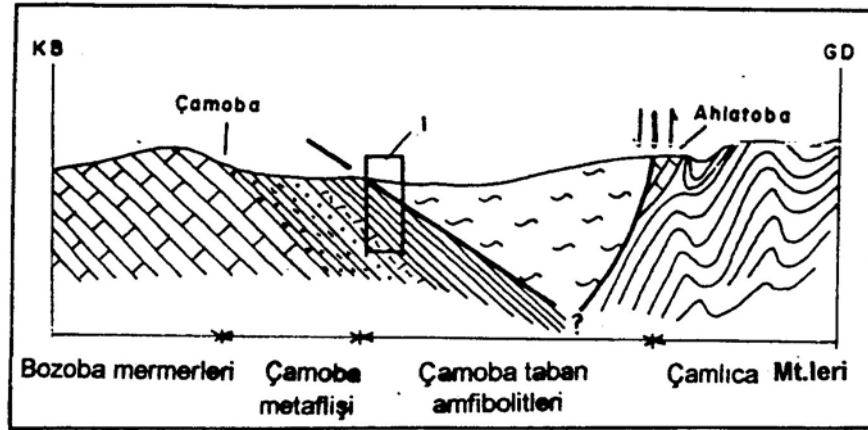
Şekil.2.13. Mühendisler Tepe’de görülen Bozoba mermerleri

Bozoba köyü çalışma alanı içinde olduğu için bu adlandırma kullanılmıştır.

Kayaç başlıca kalsit, muskovit ve klorittir. Mermerlerin tabaka kalınlıkları değişkendir. Tabanda orta-kalın tabakalı mermerler olup daha sonra ince-orta tabakalı mermerlere geçiş görülür. Bu mermerler Mühendisler Tepe ve Pınarbaşı güneyinde yeralıp siyah renkli ve fosillidirler. Gastropod, fusulin gibi fosiller ve Neoschmageria sp. daha önceki araştırmacılar tarafından bulunmuş ve bu birime Üst Permiyen yaşı verilmiştir (Okay vd., 1990; Kalafatçıoğlu, 1963).

2.1.3.Çamoba metaflizi

Çalışma alanında çok sınırlı bir alanda görülen birim, Çamoba köyü batısı ve Taşoba tepe güneydoğusunda mostra verir.



Şekil.2.14.Çamoba metaflizinin, Bozoba mermerleri ve Denizgören ofiyoliti ile konumunu gösteren kesit (Bilgin, 1998).

Bozoba mermerleri ile uyumlu olan birim Denizgören ofiyoliti tarafından üzerlenir (Şekil 2.14). Birim metaçakıltaşı, metasilt, metakumtaşı, metabazik tüfler ve meta konglomeradan oluşur.

Metaçakıltaşlarında tane büyüklükleri farklı mineraller görülür. Bunlar feldspat ve kuvars mineralleridir. Taneler arasında ise bol karbonatlı bir çimento bulunur.

Metaçakıltaşlarında tane boylarının küçülmesiyle orta ve ince taneli metakumtaşlarına geçiş görülür. Metakumtaşları, kuvars, feldspat ve mukovitten oluşur.

Meta flişin üst seviyelerine doğru tane boyları küçülür, meta silt ve ve kil taşlarına geçilir. Daha üstte ise Çamoba kuzeydoğusunda yeralan metabazik tüfler bulunur.

2.1.4. Çamoba taban amfibolitleri

Metafliş üzerine uyumlu olarak gelen ve Denizgören ofiyoliti tarafından üzerlenen bu birim, Çamoba köyü, Menderes nehri batı kıyısında ve Derbent dere de iyi mostralalar vermektedir (Şekil 2.15).

Bu kayaçların bileşimi, hornblend, aktinolit, klorit, piroksen ve plajiyoklastır. Bilgin (1998) tarafından amfibolitlere 20-75 m arasında bir kalınlık verilmiştir. Yine yazar tarafından ofiyolit ve metamorfik dokanak düzlemi ile oluşan şistleşme düzleminin



Şekil.2.15. Menderes nehri batı kıyısında görülen taban amfibolitleri



Şekil.2.16. Çamoba taban amfibolitlerinde görülen kıvrımlar.

birbirine paralel olduğu, dokanağa yakın kesimlerde şistleşme , makaslama ve mikro kıvrımların geliştiği, ancak bindirme düzleminden uzaklaştıkça bantlı amfibolitlerin görülmeye başladığı belirtilmiştir (Şekil.2.16).

Çamoba taban amfibolitlerinden $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yöntemiyle yapılan izotopik yaş verilerine göre, hornblend yaşları 117 ± 15 ve 118 ± 3.1 milyon yıldır ve hornblend yaşları, hornblend oluşum sıcaklığı altındaki soğuma yaşı olarak açıklanmıştır (Okay ve diğ., 1995). Beccaletto ve Jenny (2004) ise amfibolit fasiyeslerinin metamorfizma yaşının $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ göre 125 ± 2 milyon yıl olduğunu belirtmişler ve bu yaşı, okyanusal sırt yakınında veya sırtta üzerlemenin başlangıç yaşı olarak yorumlamışlardır.

2.1.5. Denizgören ofiyoliti

Bilgin (1998) tarafından Ezine Ofiyoliti olarak isimlendirilen ofiyolit, daha önceki araştırmacılar tarafından Denizgören Ofiyoliti olarak adlandırılmıştır (Okay ve diğ., 1990). Bu çalışmada da Denizgören ofiyoliti isimlendirmesi kullanılmıştır.

Birim çalışma alanında,Denizgöründü köyü kuzeyinde Çamoba, Ahlatoba ve Derbent köyü civarlarında görülür.

Çalışma alanında, Denizgören ofiyolitini oluşturan kayaçlar, serpantin, harzburjit, dünit, lerzolit ve piroksenittir. Kayaçlar tektonizmadan dolayı ezilmiş, ufalanmış ve kırılmıştır (Şekil 2.17). Bu gözlemler bindirme esnasındaki tektonizma ve gerilimlerin yaygın olduğu dinamik ortamları yansıtmaktadır (Boudier and Nicholas, 1977).

Çalışma alanında ideal ofiyolit istifi görülmez. Ofiyolit aşırı derecede serpantinleşmiş ultramafik tektonit kesimi görülür. Kayaçlar aşırı derecede serpantinleşmiş ve tektonik etkilerden (fay ve makaslama zonlarında) dolayı yer yer serpantin şistlere dönüşmüşlerdir. (Şekil.2.18). Sadece serpantinleşmenin olmadığı ve tektonik etkilerden korunmuş mostralarda köken kayaç tanınabilmektedir (Şekil 2.19). Bu köken kayaçlar serpantinlerle çevrilidir. Aşırı derecede kırılmış ve ezilmiş serpantinli seviyeler açık mavi ve yeşil renkte görülürler ve piroksenitli seviyelerle ardışıklıdır.

Çanakkale – İzmir karayolu üzerinde metrelerce büyüklükte serpantin blokları görülür.

2.1.6. Taştepe Bazaltları

Çalışma alanında Taşyeppe, Kemerdere ve Akköy Karatepe’de yayılımlar gösterirler.

Kızıl kahverenkli ve siyah olup porfirik ve vesiküler dokuludurlar. Arazide çakıl boyutundaki yumruların oluşan bir bazalt seviyesi üzerine ,daha ince taneli bir seviye gelir. Bu kayaçlardaki boşluklarda kalsit ve zeolit mineralleri yer almaktadır.



Şekil.2.17. Denizgören ofiyolitine ait harburjitlerde tektonizmadan dolayı görülen kırılmalar ve ufalanmalar



Şekil.2.18. Denizgören ofiyolitine ait harburjitlerin tektonik etkilerden dolayı şişleşmesi.



Şekil.2.19.Denizgören ofiyolitini temsil eden kayaçlardan, serpantinleşme ve tektonik etkilerden korunmuş dünit.

görülmektedir. Bu iki seviyenin üzerinde bazı yerlerde aglomera seviyesi bulunmaktadır.Daha üstte ise özellikle Akköy batısında sütunsal bazaltlar gelmektedir (Şekil 2.20). Porfirik dokulu olan bu bazaltlar çok sert ve siyah renklidir.

Bazaltların yaşını bazı araştırmacılar Kuvarterner (Bingöl ve diğ., 1973) ve Pliyokuvarterner (Siyako ve diğ., 1989) olarak belirtmişlerdir.Ancak Ercan ve diğ. (1995) ve Aldanmaz ve diğ. (2000;2006) tarafından yapılan K-Ar ve Ar-Ar yaş tayinlerinde bunların 11-8.4 milyon yıl (Üst Miyosen) yaşında oldukları bulunmuştur.



Şekil.2.20. Akköy batısında görülen sütunsal bazaltlar

2.1.7. Çanakalan Kumtaşları

Bu birim konglomeralarla başlayıp üste doğru kumtaşı, marn, kireçtaşı şeklinde devam eder. Konglomeradaki çakıllar gevşek ve killi bir çimentoyla tutturulmuştur. Çakıllar kuvarsit, mikaşist, serpantin ve metabazit çakıllarıdır (Şekil.2.21).

2.1.8. Alüvyon

Çalışma alanının kuzeyinde ve Menderes vadisinde görülür. Killi, kumlu ve çakıllı malzemedен oluşur (Şekil 2.22) .

2.2. Orhaneli Ofiyoliti Ve Çevre Kayaçlarının Jeolojisi

Çalışma alanının en yaygın kayaç grubu ofiyolitik kayaçlardır. Bu kayaçların tabanında metamorfizma yaşı yaklaşık 108 ± 3.7 milyon yıl olarak belirtilmiş olan (Okay vd., 1994) metamorfik kayaçlar ve bunlarla yanıl ve düşey geçişli rekrystalize kireçtaşları bulunmaktadır. Bu birimler üzerine peridotitler tektonik dokanaklı olarak

gelir.Bu iki birim arasında ise kama şeklinde ve yine bindirmeli olarak ofiyolitli melanj yer almaktadır (Şekil 2.23).



Şekil.2.21.Ezine kuzey batında yeralan Çanakalan kumtaşları.



Şekil.2.22. Ezine batısında Çanakkale-İzmir karayolu üzerinde görülen alüvyon.

2.2.1. Metamorfik Kayaçlar

Çalışma alanında ultrabazik birim tarafından üzerlenen metamorfik kayaçların üstünde tektonik bindirmeli olarak ofiyolitik melanaj yeralır. En üstte ise Neojen yaşlı genç çökellerle örtülüdür. Ofiyolitik birimlerden sonra arazide en geniş yayılım gösteren birimdir. Yayılımları en geniş olarak Delicegüney, Ilıcaklısu, Gökçeler ve Dümrekulu civarındadır. Yer yer Neojen yaşlı genç çökellerle örtülüdürler.

Metamorfik kayaçlar da genellikle gri, kahve veya yeşilimsi renklerde ayrışma görülür. Bu kayaçlar, mavişist, yeşilşist, amfibolit ve mermerdir ve genellikle ardışıklı seviyeler olarak tekrarlanma gösterirler.



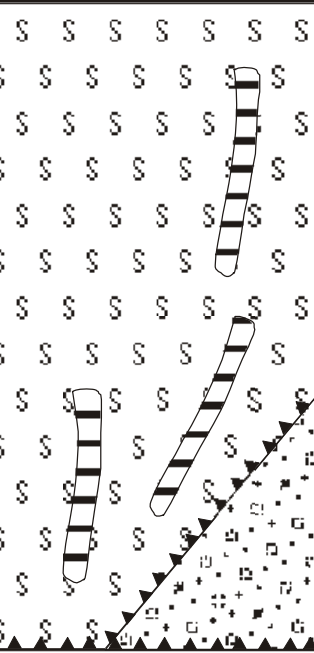
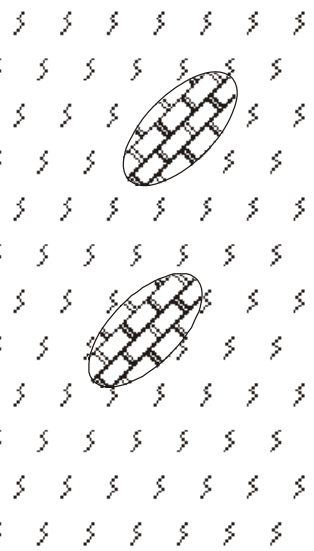
Çalışma alanının kuzeyindeki metamorfikler iyi şiztozite kazanmıştır. Ancak Harmancık-Dursunbey yolu üzerinden batıya doğru serpantinşist ve talkşistlere rastlanır. Bu yol üzerinde ofiyolitik metamorfik birim üzerine tektonik dokanakla geldiği kesimlerde deformasyon yapıları ve aşırı kırıklı bir zon izlenir.

Metamorfik birim içinde yer yer rekristalize kireçtaşları görülmektedir. Bunlar metamorfik kayaçlarla uyumludurlar. Bu kayaçlar çalışma alanında değişken tabaka kalınlıklarına sahiptirler ve Asar tepe civarında mermerleşmişlerdir. Bu kayaçlar üzerine tektonik dokanakla ofiyolitik melanaj ve peridotitler gelmektedir. Genelde gri renki ve kırıklı bir yapı gösterirler.

2.2.2. Ofiyolitik Melanj

Ilıcaklısu, Gölcük güneyi, K. Aliova doğusu ve Dümrekulu civarında görülmektedirler. Peridotitik masif tarafından tektonik olarak üzerlenmişlerdir. Pelajik çökeller, bazalt-dolerit gibi bazik kayalar ile serpantinlerden oluşurlar.

K. Aliova batısındaki ofiyolitik melanaj da diyabazlar, pelajik çökeller ve serpantin şistler aralanmalı olarak bulunurlar.

YAŞ	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
KUVATERNER		Alüvyon
NEOJEN		Sedimanter topluluk
ÜST KRETASE		Peridotitler ve Doleritik dayklar Ofiyolitik melanj
ALT KRETASE		Metamorfik kayalar Rekristalize kireçtaşı
		ÖLÇEKSİZ

Şekil.2.23. Çalışma alanının genelleştirilmiş sütun kesiti (Yousefi 1999'dan alınmıştır).

Ilıcaklısu ve Gölcük ile bindirme hattı arasındaki alanda bazik dayk, kireçtaşı blokları, yeşilşistler ve serpantinşistler bulunmaktadır.

Dümrekulu batısındaki alanda ofiyolitli melanj, radyolaritlerle başlar, burada dolerit , kireçtaşı ve serpantinşist kamaları içerirler.

Madanlar Küçükaliova arasında pelajik çökeller yer almaktadır. Bunların arasında ise serpantin ve talkşistlere rastlanmaktadır.

2.2.3. Orhaneli Ofiyoliti

Çalışma alanındaki en geniş yayılıma sahip kayalardır. Kuzeyde Mirandağı, güneyde Dağardı Madeni ve ayrıca K.Aliova ve Delicegüney arasındaki bölgede ultrabazik kayalar yüzeylenmiştir.

Mirandağı'nda yüzeylenen ultrabazikler dünit ve harzburjitler olup, yer yer özellikle de bindirme zonuna yakın kesimlerde alterasyon ürünleri olan serpantinlere de rastlanmaktadır. Bu kayalar, bazı yerlerde merceksi, bazı yerlerde ise faylı kırıklı yapılar göstermektedir.Yapısal olarak devamlılık gösteren bazik dayklar tarafından kesilmektedir..



Şekil.2.24. Çamoğlu mahallesinde peridotitlerde ayrışmaya bağlı görülen kırıklı ve bloklı yapılar



Şekil.2.25. Harzburjit ve dünitleri içinde görülen ikincil manyezit damarları.

Mirandağı ve çevresinde yeralan harburjit ve dünitler içinde birincil oluşumlu olarak kromitler, ikincil oluşumlu olarakta manyezit damarlarına rastlanmaktadır (Şekil 2.25).

Harmacık'tan güneye doğru gidildikçe, Madanlar güneyi ve Dağardı Madeni civarına kadar peridotitik birime rastlanmaz. Bu alan Neojen serileriyle örtülmüştür. Dağardı batısında ise peridotitik birim temeldeki metamorfik birim üzerine bindirmiştir. Yine Harmancık kuzeyinde neojen serileriyle örtülüdür.

2.2.4. Sedimanter kayaçlar

Bu kayaçlar çalışma alanında ultrabazikleri ve metamorfik birimleri örtmektedir. Harmancık kuzeyi, doğusu ve güneyi geniş neojen serileriyle örtülüdür (Şekil 2.26). Bu birim üst seviyelerde volkanik tüfler, alta doğru marnlı, killi, kumtaşı aralanmaları şeklindedir.



Şekil. 2.26. Peridotitleri örten neojen birimler.

2.3.Marmaris Ofiyoliti ve Çevre Kayaçlarının Jeolojisi

Çalışma alanının jeoloji haritası Şekil 2.27’de görülmektedir ve stratigrafik olarak yaşlıdan gence şu birimler yer almaktadır:

Ofiyolit ve ofiyolitli melanj

Bloklu Fliş (orta tektonik dilime ait)

Som karbonatlar

Radyolarit-çört, çörtlü kireçtaşı

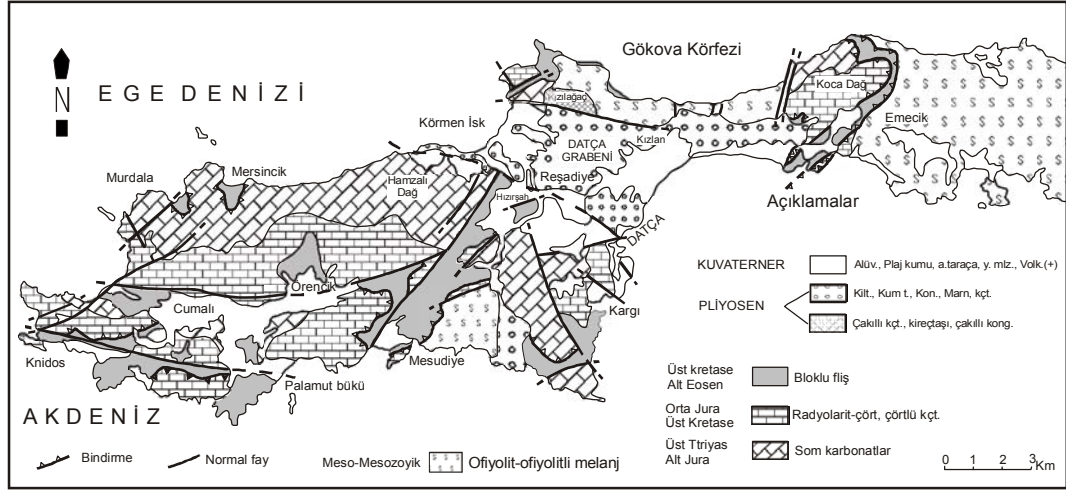
Bloklu fliş (üst tektonik dilime ait)

Pliyosen Çökelleri

Kuvarterner Çökelleri (Şekil 2.28).

2.3.1. Ofiyolit ve Ofiyolitli Melanj

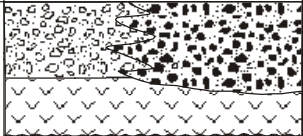
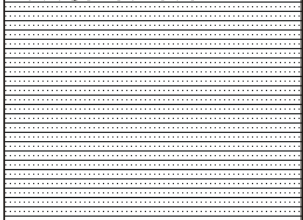
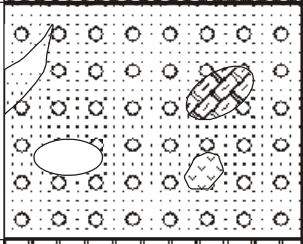
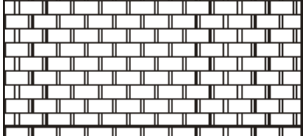

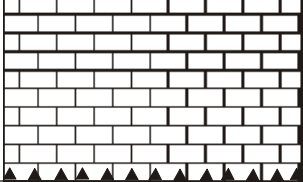
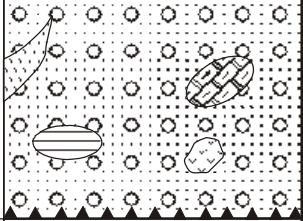
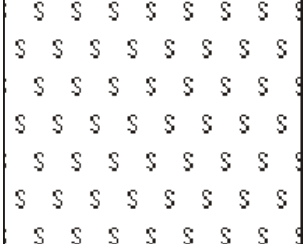
Ersoy (1991) tarafından belirtildiğine göre, ofiyolit ve ofiyolitli melanjında yer aldığı Neojen öncesi birimler, alt, orta ve üst olmak üzere üç tektonik dilimden oluşmaktadır. Ofiyolit ve ofiyolitli melanj alt tektonik dilimde yer almaktadır.



Şekil .2.27.Datça Yarımadasının jeoloji haritası (Ersoy 1991' den alınmıştır).

Çalışma alanında Emecik köyü doğusu, güneyi ve Kızıllalan köyü kuzeyinde yüzeylenirler. Masif peridotit, serpantinize peridotitlerden oluşurlar ve yer yer dolerit daykılarla kesilmişlerdir. Başlıca dünit, harzburjit ve az olarak lertzolitten oluşurlar. Bu çalışma alanındaki ofiyoliti temsil eden kayaçlar daha iyi korunmuştur ve koyu yeşil renkte görülmektedirler. Ancak Emecik köyü civarında lisvenitleşme gelişmiştir.

Genellikle bloklı fişin altında ince bir ofiyolitli melanjdan sonra tektonik olarak yer alırlar.

YAŞ	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
KUVATERNER		Alüvyon, yamaç molozu, plaj kumu, volkanit.
PLİYOSEN		Karasal (Flüvyo-laküstür) ve denizel çökeller
ALT EOSEN- ÜST KRETASE		Bloklu Fliş
ÜST KRETASE- ÜST JURA		Çörtlü kireçtaşları
ORTA ÜST(?) JURA		Radyolarit-çörtlü
ALT JURA- ÜST TRİYAS		Som karbonatlar
ALT EOSEN- ÜST KRETASE		Bloklu Fliş
ÜST KRETASE		Ofiyolit ve ofiyolitli melanj

ÖLÇEKSİZ

Şekil 2.28. Çalışma alanının genelleştirilmiş sütun kesiti (Ersoy 1991'den alınmıştır)

Bu birim çalışma alanında stratigrafik olarak çörtlü kireçtaşlarını uyumlu olarak örter. Birim içerisinde litoloji değişiktir. Kıltaşı, kumtaşı, çakıltaşı, çört ve kalkarenit içerir. Değişik boyutlarda malzeme içerir. Matriks genelde kildir. Kalkarenit kısımlarda Ersoy (1991), Siderolites sp. ve Orbitoides gibi Üst Kretase yaşı fosiller bulunmuştur.

2.3.2. Som karbonatlar

Platform karbonatlardan oluşur. Emecik kuzeybatısı ve Kocadağ kuzeyinde yüzeylenirler. Üst tektonik dilime dahildirler. Genellikle kristalize kireçtaşı, dolomit ve breşik kireçtaşlarından oluşur. Ersoy (1991) tarafından, birimin alt kısımlarında Glomospirella parallela, G. expansa, Megalodon sp. gibi Üst Triyas fosilleri; üst kısımları ise Paleodasycladus mediterraneus, Taumatoporella parvovesiculifera, Ataxophragmiidae gibi karakteristik Liyas fosilleri bulunduğu belirtilmiştir.

2.3.3. Radyolarit-çört, çörtlü Kireçtaşı

Radyolarit çörtler, alttaki som karbonatları uyumlu bir şekilde örter. Çalışma alanında Kocadağ ve civarında yüzeylenirler. İnce-orta kalınlıkta katmanlardan oluşurlar ve yer yer marnlı, killi ve karbonatlı seviyeler içerirler. Bu kayalar kötü korunmuş radiolaria fosilleri içerirler. En iyi gözlemlendiği yerler çalışma alanı dışındaki Cumalı güneyi ve ince burundur.

Çörtlü kireçtaşları önceki birimleri uyumlu örterler. İyi katmanlanmışlardır. Çört yumru yada mikritik kireçtaşlarından oluşurlar. Som karbonatlara göre daha derinde çökelmişlerdir. Altta marn ve killi mikritler, üstte ise çörtlü biomikritler yer alır. Bu düzeyleri Kocadağ batısında globotruncanalı killi biomikritler takip eder. Birimin yaşı Orombelli ve diğ., (1967) ve Ersoy (1991) 'un fosil bulgularına göre Üst Jura-Alt Maestrihtiyen'dir.

2.3.4. Bloklu fliş

Orombelli ve diğ. (1967) bu birim içinde Alt Eosen yaşlı nummulit türleri bulmuştur. Orta ve üst tektonik dilimdeki bloklu flişin bütün özellikleri aynıdır.

2.3.5.Pliyosen çökelleri

Datça Yarımadası'nın tamamına bakıldığında Neotokton genç çökellerle, tektonik birimler arasında önemli bir zaman boşluğu görülmektedir. Bu çökellerde en yaşlı olanlar Pliyosendir. Bu çökeller, kiltası, kumtaşı, konglomera, marn ve kireçtaşından oluşur. Çalışma alanında Kocadağ kuzeydoğusunda yüzeyleyirler. Alt düzeyler yanal fasiyes değişimleri gösterir. Bu birimin ofiyolitle komşu olduğu alanlarda, en altta ofiyolit çakıllı, karbonat matriksli kireçtaşı konglomerası bulunmaktadır. Bu düzey ofiyolit üzerine uyumsuz olarak gelmektedir.

BÖLÜM 3. PETROGRAFI

Bu bölümde çalışmanın esas konusu olan Denizgören Ofiyoliti ve Orhaneli Ofiyolitini temsil eden kayaçlarla, bu iki ofiyolit üzerinde yer alan metamorfik kayaçlar ve Marmaris ofiyolitinde ise sadece ofiyoliti temsil eden kayaçların petrografik özellikleri tanımlanmıştır.

Ofiyoliti temsil eden kayaçların mineral bileşimleri Alpin tipi peridotitlerin genel karakteristiğindedir. Başlıca kayaç tipleri harzburjit, dünit, lertzolit, kromitit ve serpantin ve kümülatlara ait piroksenit ve kümülat harzburjittir. Bu bölüm sırasıyla Denizgören, Orhaneli ve Marmaris ofiyolitlerindeki kaya gruplarını tanımlayan üç başlık altında toplanmıştır.

Kayaçların ayrıntılı incelemesinde kayaç dokuları, bu kayaçları oluşturan minerallerin tane boyutları ve mineraller arası ilişkiler kullanılmıştır. Buna bağlı olarak kayaların oluşum koşulları ve geçirmiş oldukları petrojenetik işlemlerin petrografik açıdan tanımlaması yapılmıştır. Çalışma konusu ultramafik kaya gruplarını oluşturan bileşenler olan olivin, klinopiroksen ve ortopiroksen minerallerinin modal bileşimleri belirlenmiş ve kaya tanımlamalarında kullanılmıştır

3.1. Denizgören Ofiyolitinin Üzerlediği Ezine Metamorfitlerinin Petrografisi

Ezine Metamorfitleri, Çamoba Metamorfitleri, Bozoba Mermerleri ve Çamoba taban amfibolitleri olmak üzere üç grupta incelenecektir.

3.1.1. Çamoba metamorfitleri

Bu metamorfitler; fillatlar, kuvarsitler ve şistlerdir.

3.1.1.1. Fillatlar

Çok ince taneli ve düşük dereceli metamorfik bir kayaç olan fillat, muskovit, kuvars, albit, klorit, serisit, grafit ve opak minerallerden oluşmaktadır.

Kayaçta muskovit, serisit ve klorit gibi fillosilikat mineralleri paralel olarak dizilmiş ve bantlar meydana getirmişlerdir. Bantlarda kuvars ve opak mineralede rastlanmaktadır.

Muskovitler, renksiz, özşekilsiz ve yapraklar halindedir. Çift nikolde açık yeşil ve pembe renktedirler. Kloritler yeşil renk pleokrizması gösterirler. Kuvarlar çift nikolde açık sarı ve gri renkte olup dalgalı sönme gösterirler. Albitler poikloblastlar halinde ve klorit, muskovit ve serisit kapanımları içerir. Fillatlarda görülen doku yönlü dokudur.

3.1.1.2. Kuvarsitler

Kayacın yaklaşık %80-90 kadarını kuvars oluşturur. Muskovit, serisit, klorit, kalsit diğer minerallerdir. Bunlarda görülen doku genelde eş taneli dokudur.

3.1.1.3. Şistler

Mikaşistler ve kalkşistler bulunmaktadır.

Mikaşistlerde çoğunlukta olan mineraller muskovit, kuvars, biyotit, klorit, feldspat, granat ve epidottur. Turmalin ve grafit gibi tali minerallerde görülmektedir.

Muskovit genelde düzensiz ince yapraklar halindedir. Çift nikolde açık yeşil ve pembe renktedirler.

Kuvarlar idiomorfik ve hipidiyomorfiktirler. Şistleşme yönüne paralel dizilimlidirler.

Feldspat olarak düşük dereceli metamorfizmada duraylı, anortit içeriği düşük albit görülmektedir. Polisentetik ikizlenme çok nadirdir. Poikloblast halindeki albitler muskovit, klorit kapanımları içerebilir.

Kloritler açık yeşil renkli pleokrizma gösterirler. Lifsi ve yapraksı şekildedirler.

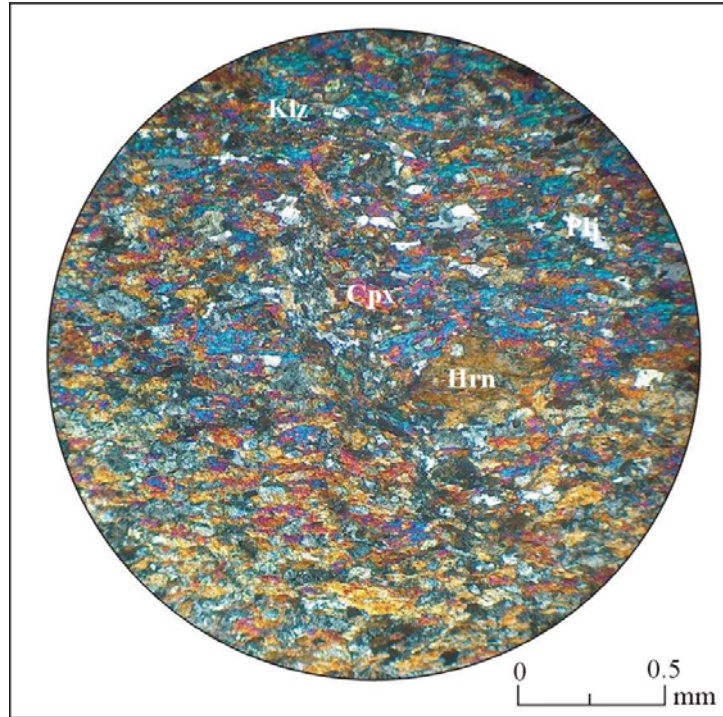
Mikaşistlerde görülen dokular granoblastik, lepidoblastik ve porfiroblastik dokulardır.

Kalsitin artması ile mikaşistlerden kalkşistlere geçilmektedir.Kalkşistler başlıca; kalsit, albit, muskovit, klorit ile az miktarda epidot ve kuvarstan oluşur.

Kalsitlerin dilinimleri oldukça belirgin olup, rölyef pleokrizması göstermektedir. Bazı kalsit minerallerinde kuvars, muskovit gibi minerallerin kapanımları görülmektedir. Muskovitler yapraksıdırlar. Albitler yine muskovit ,kalsit,kuvars gibi minerallerin kapanımlarını içerir. Kuvarslar dalgalı sönme gösterip ksenomorfturlar.

3.1.2.Bozoba mermerleri

Kalkşistlere göre kalsit miktarının arttığı mermerlerde, klorit ve muskovit miktarda azalmaktadır. Orta ve iri tanelidirler. Açık kahve ve sarı renklidirler.



Şekil.3.1:Çamoba taban amfobilitine ait mikroskop görüntüsü. Hrn: Hornblend, Cpx: Klinopiroksen, Plj: Plajyoklas (albit), Klz: Klinozoisit.

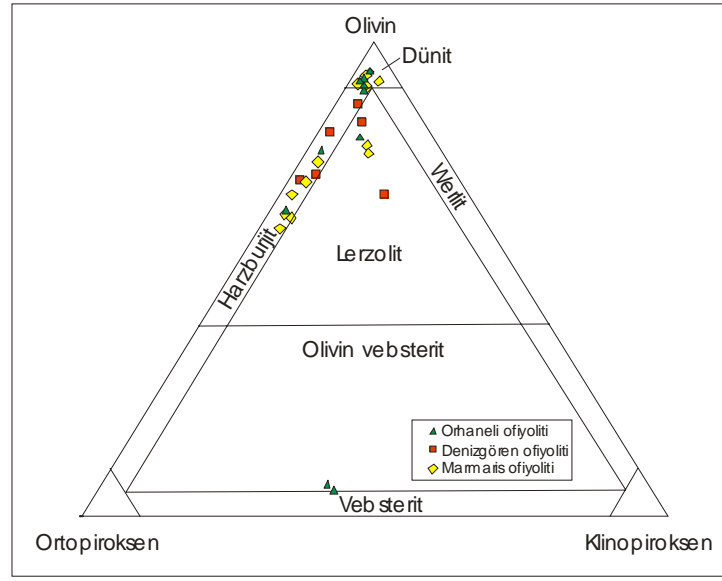
3.1.3.Çamoba Taban amfibolitleri

Denizgören ofiyolitinin tabanında yer almaktadırlar ve taban metamorfizması sonucu oluşmuşlardır.Ana mineraller yeşil renkli hornblend, mavi-mor girişim renklerine sahip klinozoisit, albit, az miktarda klinopiroksendir. İkincil olarak klorit görülmektedir (Şekil 3.1) .

Amfibolitlerde görülen dokular, kataklastik , granoblastik ve nematoblastik dokudur.

3.2 . Denizgören Ofiyolitine Ait Kayaçların Petrografik Özellikleri

Denizgören ofiyolitine ait kayaçlardan alınan örneklerden alterasyonun en az gözleendiği örneklerin petrografik determinasyonu yapılmıştır. Bu incelemeler sonucunda kayaçların ağırlıklı olarak harzburjit, dünit ,az miktarda lerzolit ile kümülatlara ait piroksenitten oluştuğu görülmüştür (Tablo 3.1), (Şekil 3.2).



Şekil 3.2.Çalışma alanlarındaki peridotitlerin mineralojik bileşimlerine göre sınıflandırılması.

3.2.1.Harzburjit

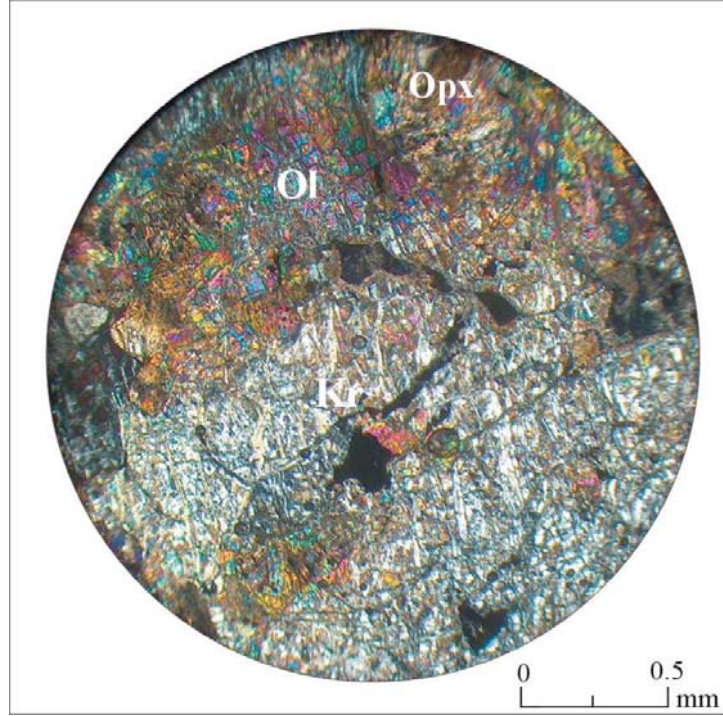
Harzburjitin ortalama modal bileşimi %65-75 olivin, %15-20 ortopiroksen ile %3-5 klinopiroksendir.Aksesuar olarak kromit ve magnetit görülmektedir.Ayrıca değişen oranlarda alterasyon ürünleri bütün örneklerde vardır.

Harzburjitlerde deformasyona bağlı yoğun bir alterasyon görülmektedir.Bu alterasyonlar; serpantinleşme, kalsitleşme ve lisfenitleşme şeklindedir.

Harzburjitlerde görülen dokular:

İlksel kayacın protogranüler dokuya dönüştüğü yerlerde olivinler düzensiz çatlaklar gösterirler. Olivinlerin buradan itibaren serpantinleşmeye başlamasıyla elek doku

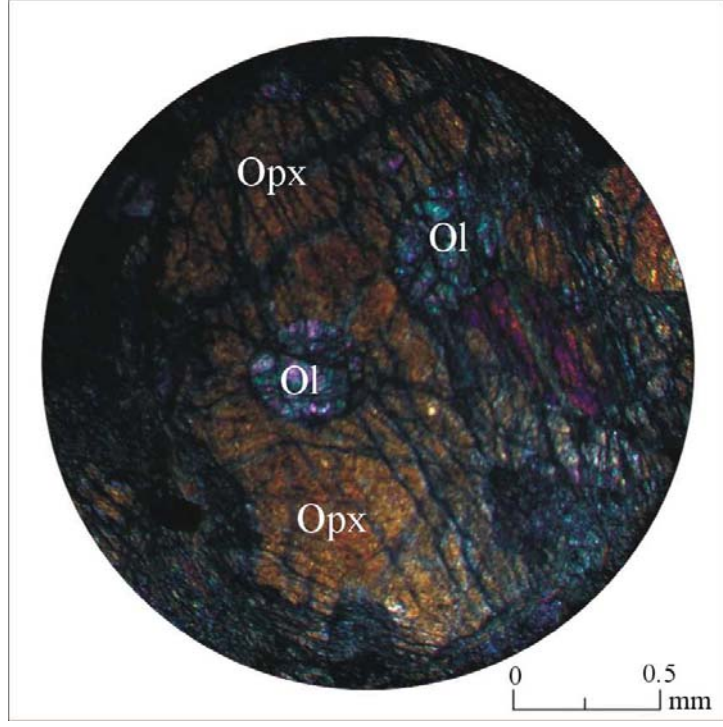
oluşur (Şekil 3.3). Bazı kesitlerde de piroksen minerallerinin olivin içermesiyle poiklitik doku gözlenmiştir (Şekil 3. 4).



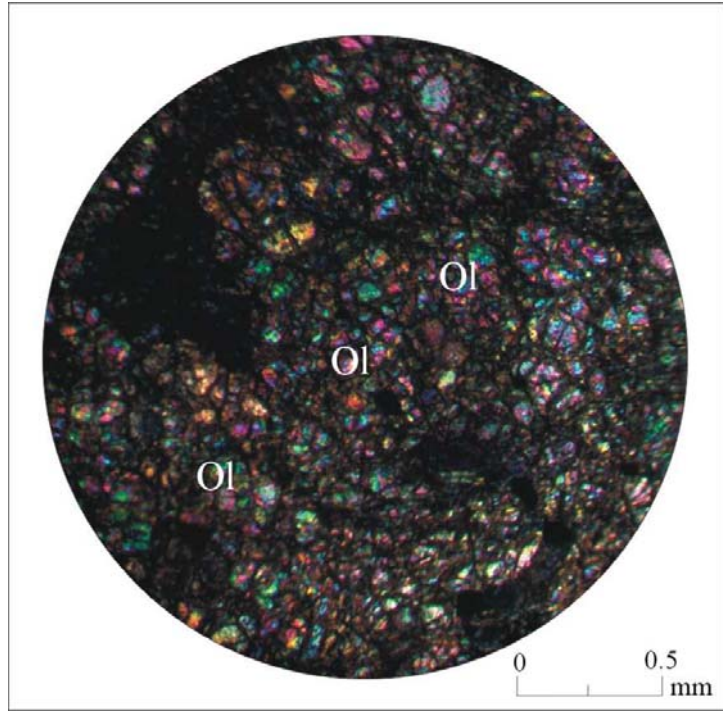
Şekil 3.3.Olivinlerin ayrışması ile elek dokunun oluşması. Ol: Olivin, Opx: Ortopiroksen, Kr: Krizotil

3.2.1.1. Olivin

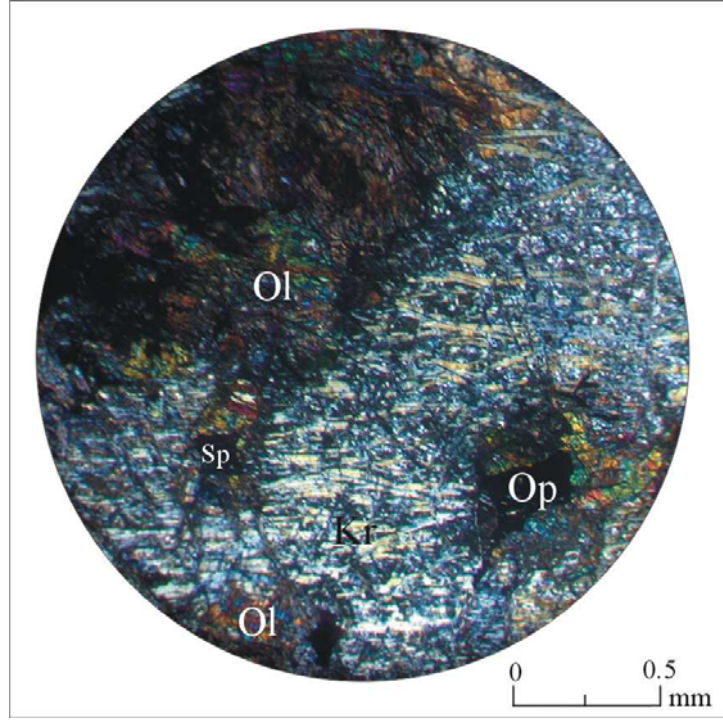
Harzburjitte en bol olarak bulunan olivin genellikle dilinimleri boyunca serpantinleşmiştir.Genelde 0.2-3 mm tane boylarında subhedral ve anhedral taneler şeklindedir.Korunmuş olanlar kayacda kümeler halindedir (Şekil 3.5). Olivinlerin çoğu tektonik deformasyondan dolayı dalgalı sönme göstermektedir.Eşit taneli bazı olivin minerallerinde sınırlar arasındaki 120° lik açı korunmuştur. Olivinlerin 2V açıları ölçülmüş ve $>85^\circ$ bulunmuştur. Olivin minerallerinde dilinimler boyunca krizotil mineralleri gelişmiştir ve şerit dokusu oluşmuştur (Şekil 3.6). Krizotil mineralleri tarafından sarılan olivin iç kısımda kalık haldedir. Maltman (1978) tarafından krizotil damarları şerit, kalık olivinlerde çekirdek olarak tanımlanmıştır.



Şekil 3.4: Piroksen minerallerinin olivin içermesi ile oluşan poiklitik doku. Ol: Olivin, opx: Ortopyroksen



Şekil 3.5: Harzburgit örneğinde kümelenmiş olarak görülen olivin mineralleri. Ol: Olivin

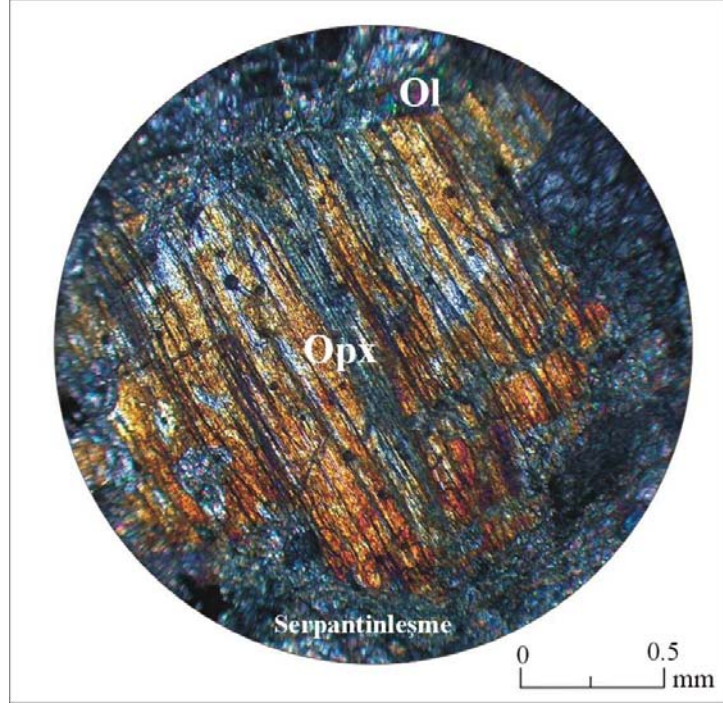


Şekil 3.6: Olivinlerin dilinimlerinden itibaren ayrışmasıyla oluşan şerit doku. Ol: Olivin, Kr: Krizotil, Sp: Spinel.

3.2.1.2. Piroksen

Ortopiroksen ana piroksen fazıdır. Tane büyüklükleri genelde 1-3 mm arasındadır ve genellikle subhedraldir. Olivine göre daha az kırılanmış ve altere olmuştur. Olivine göre makaslama ve deformasyon etkilerine karşı daha dirençli olan ortopiroksen daha az kırılanmıştır. (Bartoholomew, 1983, 1993). Ortopiroksenlerde 2V açıları ölçülmüş ve $>85^\circ$ bulunmuştur. Optik işaret tayinlerine ve (+) olanların enstatit, (-) olanların bronzit olduğu belirlenmiştir. Kesitlerde iyi korunmuş ortopiroksen mineralleri görülmektedir (Şekil 3.7).

Ortopiroksenlerin çoğu uzun eksenlerine veya klivaj izlerine paralel sönme gösterir. Bazı ortopiroksen tanelerinde dalgalı sönme görülmektedir.



Şekil.3.7: Harzburjitlerde görülen iyi korunmuş ortopiroksen minerali.Ol: Olivin, Opx: Ortopiroksen

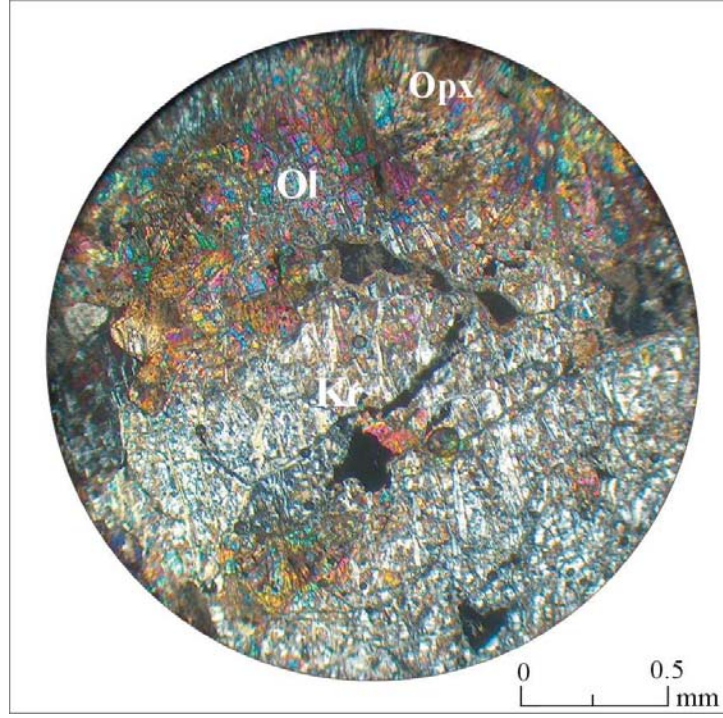
Klinopiroksen kayaçta düşük miktarlarda bulunmaktadır. Klinopiroksen taneleri çoğunlukla subhedral diyopsit ve ojittir. Eğik sönmeleriyle ortopiroksenlerden ayırtedilebilmektedirler. Bazı klinopiroksen taneleri ortopiroksenlerde gözlenen alterasyon ve deformasyon etkilerini göstermektedir.

3.2.2. Dünit

Bu kayaçlarda % 25-30 arasında değişen oranlarda yoğun serpantinleşme görülmektedir. Kayaçlar başlıca olivinden oluşur ve az miktarda ortopiroksen, klinopiroksen , krizotil ve opak mineral içerir.

Dünitlerde görülen dokular :

Serpantinleşmenin olduğu kısımlarda elek doku, kalıntı kısımlarda protogranüler doku gelişmiştir (Şekil 3.8).



Şekil.3.8: Dünit örneklerinde görülen protogranüler ve elek doku. Ol: Olivin, Opx: Ortopiroksen

3.2.2.1. Olivin

Olivin dünite %90 den fazla oranda bulunan bir mineraldir. Genellikle olivin taneleri harzburjitteki olivin tanelerinden daha küçüktür (0.5-2 mm). Olivin mineralleri dilinimlerinden itibaren ayrılmış ve krizotil minerali oluşmuştur. Yapılan ölçümlere göre 2V açıları $>85^\circ$ bulunmuştur. Buna göre mineral forsterittir.

3.2.2.2. Piroksen

Ortopiroksen yine klinopiroksene göre daha çok miktardadır. Prizmatik ve uzamış taneler enstatitle temsil edilirler ve genellikle altere olmuştur.

3.2.3. Piroksenit (kalıntı)

Ofiyolitlerin bir bileşeni olan piroskenit modal olarak % 40 ortopiroksen, % 10 olivin, %10 klinopiroksen, % 8 opak mineral ve yaklaşık %30 serpantindir. Olivin minerallerinin bazıları tamamen serpantinleşmiştir. Piroksen mineralleri öz şekilsizdir.

Piroksenitlerde görülen doku genelde blastomilonitik dokudur. Bazı örneklerde yer yer holokristalin doku görülsede serpantinleşmeden dolayı doku protogranüler, elek ve şerit dokuya dönüşmüştür. Serpantinleşme olivinlerde oluşan çatlaklarda oluşmaya başlar.

3.2.4. Lertzolit

Genel olarak %72 olivin, % 14 ortopiroksen, %10 klinopiroksen ve % 3 spinelden oluşurlar. Çoğu olivin yaklaşık 3mm boyutundadır. Olivinin serpantinleştiği yerlerde elek dokusu görülmektedir. Ortopiroksenler lertzolitteki en iri mineralleri oluşturur. Yaklaşık 5 mm tane boyundadır. Klinopiroksenlerin boyutları çok değişkendir, genelde 2mm yi geçmez. Lertzolitte yer yer elek doku, yer yer granoblastik doku gelişmiştir.

3.2.5. Serpantinitler

Serpantinleşmeye bağlı olarak oldukça yaygın görülen kayalardır. Genellikle antigorit ve krizotil mineralleri hakimdir.

Antigoritler kuş kanadı şeklinde yada pul pul görülür. Yeşilimsi ve gri renklerde dirler. Optik işaretleri biaks (-), 2V açıları 40 derecedir.

Krizotiller ise elek dokunun görüldüğü yerlerde yeralırlar. 1. sıranın gri ve soluk sarı renklerinde polarize olurlar. Optik işaretleri (+)tir.

Serpantinitlerde görülen doku şekilleri; elek doku, şerit doku ve kuş kanadı dokudur.

3.3.Orhaneli Ofiyolitinin üzerlediği metamorfik kayaların petrografisi

Çalışma alanında ofiyolitik melanjin tektonik olarak üzerlediği metamorfik birim mavi şistler, yeşil şistler ve mermerlerden oluşur.

Esas mineral glokofan olmakla beraber, lavsonit, kuvars, epidot ve sodik piroksen içerirler. Ayrıca klorit ve serisite de rastlanır. Lepidoblastik doku görülmektedir.

Glokofan lifsi yada mercekleşir şeklindedir. Mavi yeşil renk pleokrizması gösterir. Lavsonit, idiomorf ve yüksek rölyeflidir. Çift nikolde sarımsı girişim

renkleri sunarlar. Kuvars ince ve orta taneli olup dalgalı sönme göstermektedir. Sodik piroksen iki yönde iyi gelişmiş dilinimler göstermektedir.

3.4. Orhaneli Ofiyolitini Temsil Eden Kayaçların Petrografisi

Çalışma alanında Orhaneli ofiyolitini temsil eden kayaçlar dünit ,tektonit harzburjit, kümülat harzburjit ve kümülat piroksenittir. Ayrıca ofiyolitik kayaçların temelinde yeralan metamorfik birimde bu bölüm içinde değinilecektir.

3.4.1. Tektonit Harzburjit

Bu kayaçların modal bileşimlerinde % 45-50 olivin , %23 ortopiroksen, %3 klinopiroksen, %2 spinel ile serpantin mineralleri ve opak mineral görülür.

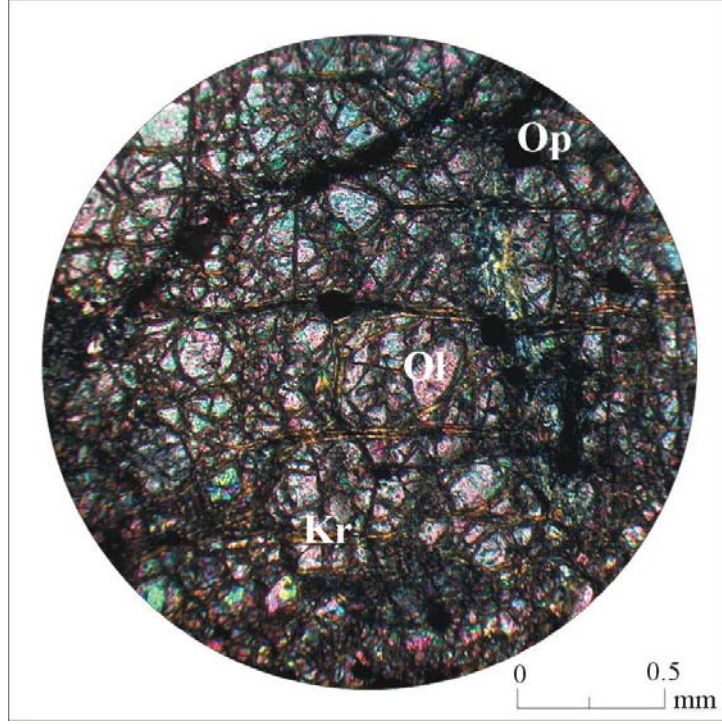
Harzburjitlerde serpantinleşmenin olduğu yerlerde elek doku, diğer kısımlarda protogranüler doku görülmektedir.

3.4.1.1. Olivin

Olivinler serpantinleşme ve deformasyon nedeniyle kırıklanmış ve tane boyları küçülmüştür (Şekil 3.9). Olivin mineralleri etrafında krizotil lifleri oluşmuştur. 2V açısı 85 dereceden büyüktür ve forsterittir. Olivin modal olarak kayaçta % 45-50 civarındadır.

3.4.1.2. Piroksen

Ortopiroksen mineralleri subdhebraldir ve genellikle >10 mm uzunlukta kristal şekli sunarlar. Bu mineral kayacın %20- 25 ini oluşturmaktadır. Biaks (-), 2V açısı >85° olup mineral bronzit bileşimindedir. Biaks (+) olanlar ise enstatittir. Klinopiroksen mineralleri 0.8-2 mm tane boyları arasındadır. Örneklerde ortopiroksene göre oldukça az olup %2-10 arasındadır. Kırıklanmış ve küçük olivin kristalleri ile çevrelenmiştir. Konverjan ışıkta biaks (+) olup , 2V açısı 40-60 arasındadır. Mineral diallajdır.



Şekil.3.9: Tektonit harzburjitlerde deformasyon nedeniyle olivinlerin kırılması.Ol: Olivin, Opx: Ortopiroksen.

3.4.1.3.Spinel

Spinel kesitlerde kırmızımsı kahve renkte ve < 2mm çapa sahip taneler halindedir.

3.4.2.Dünit

Modal olarak > % 90 olivin,< % 5 ortopiroksen, < % 5 spinel ve serpantin mineralleri ile opak mineral içerir. Bu kayaçlarda da serpantinleşme çok yoğun olarak görülmektedir.

3.4.2.1.Olivin

Kayacın > % 90 nını oluşturmaktadır.Yarı özşekillidir. Tane boyları 0.5-3 mm arasında değişmekle beraber bazen kırılanmıştır. Konverjan ışıkta biaks (+) tir.2V açısı >85 bulunmuş ve forsterit olduğu belirlenmiştir. Olivin mineralleri harzburjite olduğu gibi dünitte de yer yer serpantinleşmeye bağlı olarak krizotil mineralleri ile çevrilmiştir. Tektonik deformasyondan dolayı olivinlerde dalgalı sönme görülmektedir.

3.4.2.2. Piroksen

Ortopiroksen kayaçta yaklaşık % 5 civarındadır. Eksolüsyon lamellidir. 1-3 mm tane boyları arasında olmakla beraber çok iri ortopiroksen mineralleride görülmektedir (Şekil 3.10). 2V açıları >80 derece ve biaks (+) oldukları için mineral enstatittir.

3.4.2.3. Spinel

Kümülat doku özelliğinde olup, ksenomorf taneler halindedir. Siyahımsı kahverenkli ve 0.2-0.7 mm tane büyüklüğündedir.

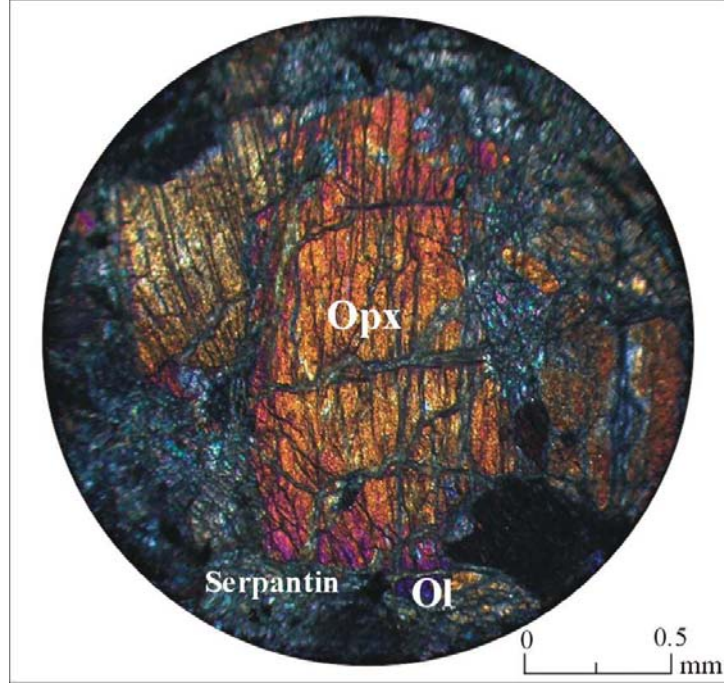
3.4.3. Kümülat Harzburjit

Daha önceki çalışmalarda serpantinleşme derecesine ve kümülat kesimi içinde bulunduğu yere göre modal bileşimlerinin değişiklik gösterdiği belirtilmektedir (Emre, 1986). Çalışma alanında sadece Artıranlar mevkiinde kümülatlara rastlanmıştır. Buradaki kümülatların petrografisi açıklanacaktır. Ayrıca kümülat harzburjitler içinde Emre (1986) tarafından dünit kılıflı mercekler, mikrogabro damarları ve piroksenit damarlarının yer aldığı belirtilmekle beraber, çalışma alanında sadece piroksenit damarlarının olduğu belirlenmiştir.

Kümülat harzburjitin modal bileşimi; %75-80 olivin, % 15-20 ortopiroksen, %1-2 spinel ve eser miktarda klinopiroksen bulunur.

3.4.3.1. Olivin

0.8-3 mm tane büyüklüğündedir. Kümeler halinde görülmekle beraber, serpantinleşmeden dolayı yer yer ağ dokusu özelliği kazanmıştır. Dilinimlerinden itibaren krizotil mineralleri oluşmuştur. 2V açıları >85 derece olup mineral forsterit bileşimlidir.



Şekil.3.10: Dünit örneğinde bulunan iri ortopirosken mineralleri.Ol: Olivin, Opx: Ortopirosken

3.4.3.2. Piroksen

Olivinden sonra en bol olarak bulunan mineral ortopiroskendir. Olivine göre daha iri kristallidir. $2V > 70$ derece olup optik işareti de (+) olduğu için mineral enstatittir. Bastitleşme görülmektedir.

3.4.4. Piroksenit

Bu kayaçta ana mineraller % 55 oranında enstatit ve %40 klinopiroskendir.Ayrıca %5 hipersten yer almaktadır. Enstatitler biaks (+) olup, $2V$ açısında 70° dir. Hipersten iri kristalli ve soluk sarı renklerde dilinimlidir. Klinopirosken olarak diyopsit görülmektedir. Grimsi kahve renklidir, düzensiz kırıklıdır.

3.4.5. Serpantinitler

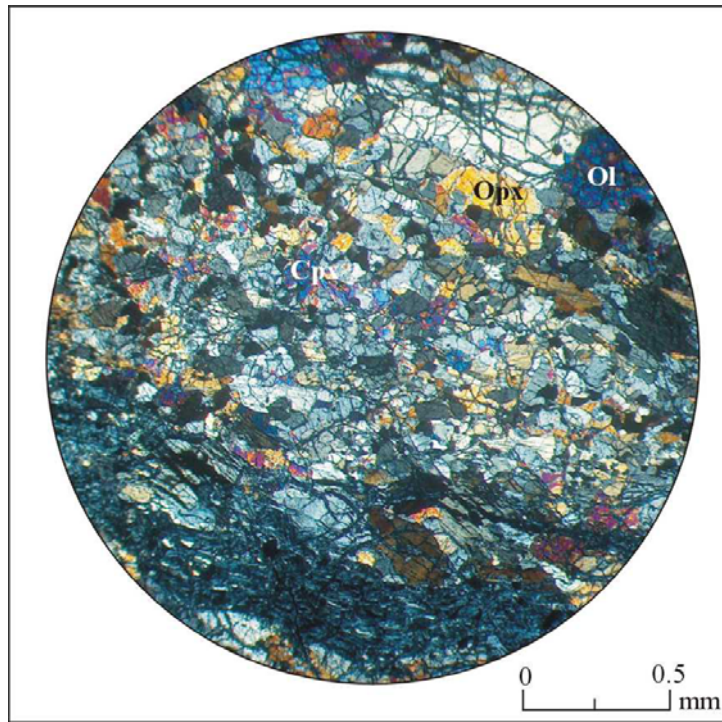
Bu kayaçlar da, tipik elek doku ve deformasyondan dolayı tane boyunda küçülme görülür.

Ana mineraller serpantin mineralleridir. Bunlar krizotil, antigorit ve bastittir. Krizotiller, serpantinitlerdeki tipik doku olan elek dokuyu oluştururlar. Krizotil lifleri

antigorit kristallerini çevreler. Bazen ikincil olarak oluşur ve bu dokuyu damarlar halinde keserler. Bastitler ise kırıklı taneler halinde görülürler.

3.5. Marmaris Ofiyolitini Temsil Eden Kayaçların Petrografisi

Bu ofiyolit peridotitik kayaçlardan oluşmuştur. Bu kayaçlar dünit, harzburjit ve az miktarda lerzolittir. Bazı kesitlerde bantlaşma görülmektedir. Marmaris ofiyoliti, Orhaneli ve Denizgören ofiyolitine göre alterasyondan daha iyi korunmuştur. Kuzey zonda yer alan ofiyolitlere göre serpantinleşme daha azdır.



Şekil.3.11: Harzburjitlerde, protogranüler, bantlı ve otoklastik strüktür. Opx: ortopiroksen, Ol: Olivin, Cpx: Klinipiroksen.

3.5.1. Harzburjit

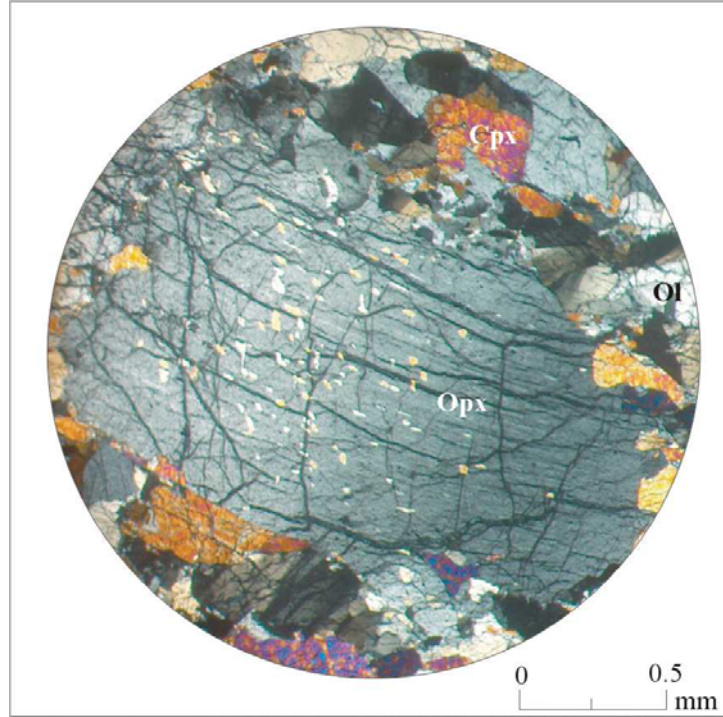
Bu kayaçların ortalama mineralojik bileşimi % 55 olivin, %20-30 ortopiroksen, % 5 klinopiroksen, % 2 spinel ve opak minerallerden oluşur.

Harzburjitlerin dokusu genelde panksenomorf taneli, yer yer bantlı ve yer yer de otoklastiktir. Bazen bu üç doku bir arada görülmektedir (Şekil 3.11). Bazı kesitlerde ise ortopiroksenin olivin içermesiyle poiklitik doku görülmektedir.

3.5.1.1. Olivin

Kayaçta modal olarak ortalama % 55 oranında bulunur. Subhedral ve anhedral taneler halindedir. İçerisindeki kırıklar ve kenarları boyunca yer yer serpantinleşmişlerdir ve bundan dolayı olivinlerin ayrışma ürünü olarak ve ağ strüktürü oluşturacak şekilde krizotil damarları oluşur. Bol kırıklı ve her zaman dalgalı sönmelidirler. 2V açıları > 80 olup mineralin forsterit olduğu anlaşılmıştır.

Mekanik olaylar nedeniyle olivin-piroksen, olivin-olivin kristal sınırları boyunca otoklastik doku gelişmiştir. Küçük taneler ilksel taneli dokuya terstir ve bindirme izlerini taşırlar.



Şekil.3.12: Harzburgitlerde, ortopiroksen mineralinde görülen bükülmeler. Opx: Ortopiroksen, Cpx: Klinopiroksen, Ol: Olivin.

3.5.1.2. Piroksen

Harzburgitlerde en çok bulunan piroksen minerali ortopiroksendir. Kayacın ortalama % 25-30'unu oluşturur. Genellikle subhedraldir. Hemen hemen her zaman dalgalı sönmeye gösterirler. Ancak az kırıklıdırlar. Sıkça bükülmüş kristaller halinde görülürler (Şekil 3.12). Çoğu kesitte olivine göre daha az serpantinleşme gösterirler ve

serpantinleşmeleri bastitleşme şeklindedir.2V açıları >75 olup mineral enstatittir.Tane büyüklükleri 0.5-8 mm arasında değişir.

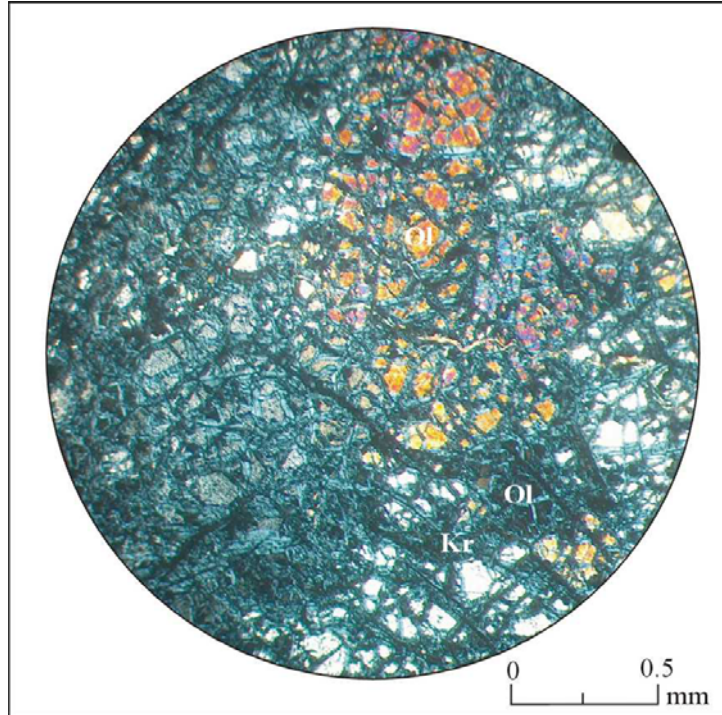
Klinopiroksen modal olarak en fazla % 10 oranında bulunur. Genelde subhedral olup diğer minerallere nazaran daha az serpantinleşme gösterirler.Tane büyüklükleri 0.3-5 mm arasında değişir.

3.5.1.3. Spinel

Kesitlerde genelde ksenomorf şekilli ve saçınım halindedir. Kahverengimsi yeşil renkte, rölyefi oldukça yüksek izotrop küçük taneler halinde bulunur.

3.5.2. Dünit

Dünitlerin mineralojik bileşimleri > % 90 olivin, % 5 ortopiroksen, % 3'den az klinopiroksen , % 1 spinel ve opak mineraldir (Şekil 3.13).



Şekil.3.13: Dünite ait mikroskop görüntüsü. Cpx: Klinopiroksen, Opx: Ortopiroksen, Sp: Spinel.

Dünitlerin dokusu panksenomorf tanelidir. Ancak serpantinleşmenin olduğu yerlerde elek dokusunda görülmektedir. İri ortopiroksen kristallerinin olivin içermesiyle de poiklitik doku oluşmuştur.

3.5.2.1. Olivin

Kayaçta genelde çatlaklı ve kırıklı, subhedral ve genellikle orta ve küçük kristaller halindedir. Kırıkları ve kenarları boyunca serpantinleşme görülmektedir ve bu kesimlerde krizotil mineralleri oluşur. Kalıntı kristallerde dalgalı sönme görülmektedir. 2V açıları $>80^\circ$ dir ve dolayısıyla forsterittir. Tane büyüklükleri 0.7-4 mm arasında değişir.

3.5.2.2. Piroksen

Dünitlerde en bol bulunan piroksen minerali ortopiroksendir. Kenarları ve dilinimleri dilinimleri boyunca serpantinleşme gösterirler. Bazende tamamen bastılmışlardır. Dalgalı sönme gösterirler. 2V açıları >75 olup enstatittir. Tane büyüklükleri 0.4-5 mm arasında değişir.

Klinopiroksenler kayaçta oldukça azdır. Genellikle ksenomorf şekilli olup olivinler arasındaki boşluğu doldurur. 2V açıları > 60 derecedir ve mineral diyopsittir.

3.5.2.3. Spinel

Harzburjite olduğu gibi bu kayaçta da yeşilimsi kahverengi renkte ve öz şekilsiz olarak görülür.

3.5.3. Lertzolit

Lertzolitlerin mineralojik bileşimleri, % 45-65 arasında olivin, % 10-30 arasında ortopiroksen, % 10-20 arasında klinopiroksen içerir.

Lertzolitlerin dokusu, genelde protogranüler ve yer yer otoklastik doku da görülür.

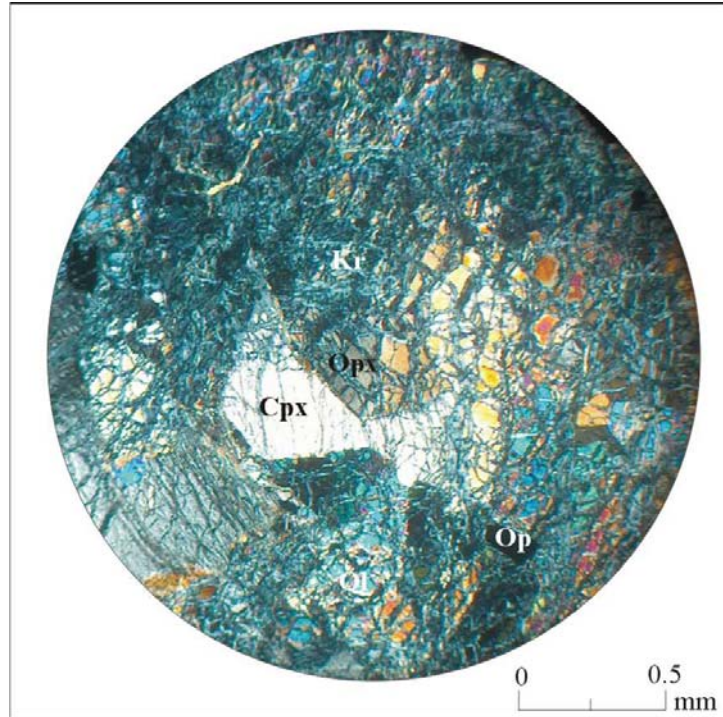
3.5.3.1. Olivin

Lerzolitlerde hakim mineral olarak bulunur. Modal olarak % 45-65 oranında bulunur. Olivinler kırılanmıştır. Özellikle otoklastik dokunun olduğu yerlerde bu daha belirgindir. Olivinler kenarlar ve dilinimlerden itibaren ayrılmış ve krizotil damarları oluşmuştur. $2V$ açısı >85 derece olup mineral forsterittir. Tane büyüklükleri 0.6-3mm arasıdır.

3.5.3.2. Piroksen

Ortopiroksen mineralleri subhedral ve anhedral taneler halindedir. Kısmen bükülmüş kristaller halindedir. $2V$ açısı $>75^\circ$ olup mineral enstatittir. Bu minerallerdeki ayrışma bastitleşme şeklindedir. Tane büyüklükleri 0.7-5 mm arasıdır.

Klinopiroksen mineralleri daima dalgalı sönme gösterirler. Subhedral taneler halindedir. Tane büyüklükleri 0.4-4 mm arasıdır. Hem olivinleri hemde ortopiroksenleri pösilitik olarak sararlar (Şekil 3.14).



Şekil.3.14: Dünitler de görülen pösilitik strüktür.

3.6. Orhaneli, Denizgören ve Marmaris ofiyolitlerinin Petrografik Yorumu

Üç ofiyolitinin genel petrografik özellikler Tablo 3.1 de özetlenmiştir. Peridotitlerin petrografik incelemeleri sonucunda, baskın olarak dünit, harzburjit, lertzolit ve piroksenitten oluştuğu görülmüştür.

Bu kayalarda görülen protogranüler ve poiklitik doku yüksek ergiyik / kayaç etkileşiminde artan metasomatizmayı göstermektedir. (Xu vd., 1998).

Piroksenlerde görülen ipliksi bantlar, exölüsyon lamelleri ve klivajlar yüksek sıcaklıktaki plastik deformasyonu işaret etmektedir (Baker, 1990). Bu deformasyonlar kayalar katı sıcaklığa çok yakın olduğu zaman oluşmaktadır (Boudier vd., 1982).

Piroksen-spinel kümeleri protolit kalıntı dokusu olarak yorumlanmaktadır. Ortopiroksenlerin çoğu genelde yuvarlak kenarlı kristallerden oluşur. Bu, ortopiroksenin astenosferik rekristalizasyonu süresince, sıcak magma ile reaksiyon sonucu gelişen dokuyu işaret eder.

Örnek No	Kayaç Adı	Dokusu	MİNERALLER					
			Olivin	Opx	Cpx	Spinel	Alterasyon	Opak
N-6	Harzburjit	Elek doku, Protogranüler doku	% 55	% 22	% 2	% 1	% 20	-
N-9	Lerzolit	Elek doku, Granoblastik doku	% 45	% 10	% 12	-	% 20	% 3
N-11	Harzburjit	Elek doku, Granoblastik doku	% 50	% 17	% 3	% 2	% 25	% 3
N-18	Harzburjit	Elek doku, Protogranüler doku	% 63	% 7	% 3	-	% 25	% 2
N-19	Harzburjit	Elek doku, Protogranüler doku	% 55	% 11	% 2	-	% 30	% 2
N-24	Lerzolit	Elek doku, Protogranüler doku	% 60	% 8	% 5	-	% 25	% 2
N-22	Dünit	Elek doku, Protogranüler, Pöikilitik doku	% 65	% 4	% 3	% 2	% 25	% 1
NAD-4	Dünit	Elek doku, Protogranüler doku	% 66	% 4	% 2	-	% 27	% 3
OR-8	Dünit	Elek doku, Protogranüler doku	% 65	% 5	% 3	-	% 27	% 3
OR-9	Piroksenit	Elek doku, Protogranüler doku	%5	%42	%30	-	%22	%1
OR-10	Piroksenit	Elek doku, Protogranüler doku	%4	%43	%32	%1	%23	-
OR-11	Dünit	Elek doku, Protogranüler doku	% 65	% 4	% 2	% 2	% 25	% 2
HAR-14	Lerzolit	Elek doku, Protogranüler doku	% 60	% 16	% 2	% 3	% 17	% 2
HAR-15	Harzburjit	Elek doku, Protogranüler doku	% 50	% 8	% 5	% 1	% 22	% 2
HAR-17	Dünit	Elek doku, Protogranüler doku	% 68	% 3	% 2	% 2	% 20	% 5
HAR-19	Dünit	Elek doku, Protogranüler doku	% 70	% 5	% 3	-	% 20	% 2
HAR-21	Harzburjit	Elek doku, Protogranüler doku	% 45	% 23	% 2	% 3	% 20	% 5
HAR-22	Dünit	Elek doku, Protogranüler doku	% 72	% 5	% 2	% 2	% 15	% 4

Tablo 3.1. Denizgören, Orhaneli ve Marmaris ofiyolitine ait kayaçların mineral içerikleri

Tablo 3.1. (Devam) Denizgören, Orhaneli ve Marmaris ofiyoliline ait kayaların mineral içerikleri

Örnek No	Kayaç Adı	Dokusu	MİNERALLER					
			Olivin	Opx	Cpx	Spinel	Alterasyon	Opak
M-1	Dünit	Protogranüler, elek doku	%72	%5	%3	%1	%20	
M-2	Harzburjit	Protogranüler, elek doku	%50	%26	%3	%1	%20	%1
M-3	Dünit	Protogranüler, elek doku	%73	%7	%2	%1	%18	-
M-4	Harzburjit	Protogranüler, elek doku ve poikilitik doku	%60	%18	%3	%2	%16	%1
M-5	Dünit	Protogranüler, elek doku ve otoklastik doku	%75	%6	%3	-	%17	%1
M-6	Dünit	Protogranüler, elek doku	%76	%5	%2	%1	%15	%1
M-7	Harzburjit	Protogranüler, elek doku	%60	%23	%3	%2	%12	-
M-8	Harzburjit	Protogranüler, elek doku	%50	%26	%4	-	%20	-
M-9	Lerzolit	Protogranüler, elek doku ve yer yer otoklastik doku	%60	%11	%9	%1	%17	%2
M-10	Dünit	Protogranüler, elek doku, poikilitik doku	%77	%8	%2	%1	%12	-
M-11	Dünit	Protogranüler, elek doku	% 70	%3	%2	-	%25	-
M-12	Lerzolit	Protogranüler, elek doku ve yer yer otoklastik doku	%62	%10	%8	%1	%18	%1
M-13	Harzburjit	Protogranüler, elek doku	%55	%25	%2	%2	%15	%1
M-14	Dünit	Protogranüler, elek doku	%73	%4	%2	%1	%20	-
M-15	Harzburjit	Protogranüler, elek doku	%45	%27	%3	%2	%22	%1

BÖLÜM 4. MİNERAL KİMYASI

Bu bölümde Orhaneli ve Denizgören peridotitlerine ait mineral kimyasal karakteristikleri yer almaktadır. Minerallerin oluşum koşulları hakkında bilgi edinmek amacı ile ince kesitlerin ayrıntılı petrografik determinasyonu ve kimyasal verilerinin ışığı altında bazı örneklerden mikroprob çalışmaları yapılmıştır. Çalışma için Denizgören ve Orhaneli Ofiyolitlerini temsil eden kayaçlardan toplam 10 tane örnek seçilmiştir. Örnekler Fransa'da Blaise Pascal University' de analiz edilmiştir. Analiz sonuçları ve hesaplamalar sonucu bulunan katyonlar Ek 1'de verilmiştir. Mineral kimyası çalışmalarındaki değerlendirmeler başlıca iki ana başlık altında toplanmıştır. İlk olarak minerallerin bileşimleri ve kristalizasyon koşulları, daha sonra ise kristalizasyon sıcaklıkları, basınçları ve oksijen fugasiteleri belirlenmiştir. Bu verilerin değerlendirilmesi ile ergiyik-kayaç etkileşimi ve ergiyik perkolasyonu gibi proseslerin etkisi ortaya konmuştur.

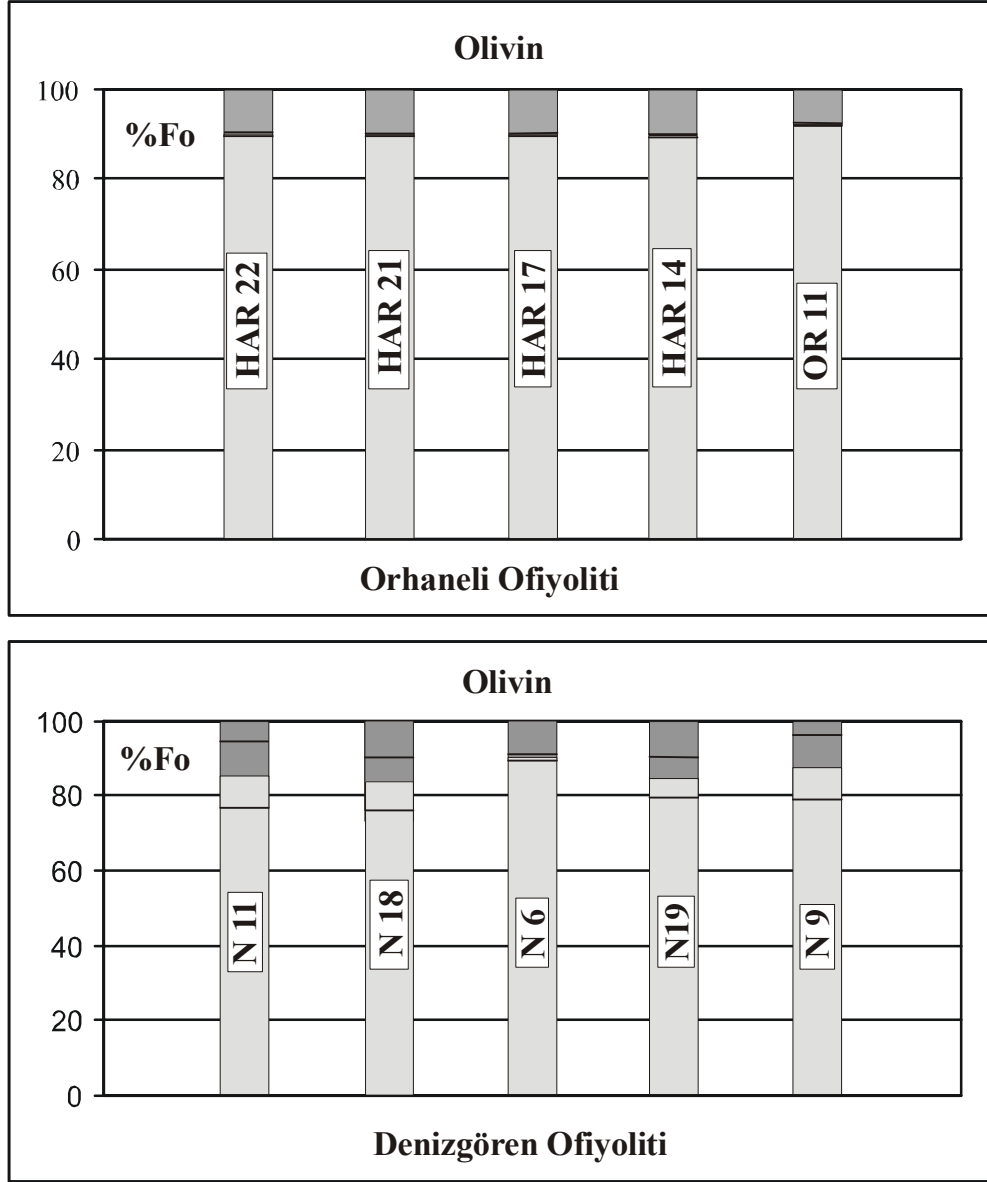
4.1. Minerallerin Sınıflaması

Mineral sınıflamaları için kristallerin çekirdek ve kenar kısımları ayrı ayrı değerlendirilmiştir. Bu kristallerden aşağıda ayrıntılı olarak bahsedilmektedir.

4.1.1. Olivin

Çalışma alanlarındaki peridotit örneklerinde olivin minerali çok bol miktarda olmakla beraber Orhaneli ofiyolitine ait peridotit örneklerinde, Denizgören ofiyolitinden daha bol miktardadır. Bu kayaçlardaki olivinler kimyasal zonlanma göstermezler.

İki ofiyolite ait peridotit örneklerindeki forsterit içerikleri şekil 4.1'de gösterilmektedir. Bu şekilde örneklerin maksimum ve minimum forsterit içerikleri beyaz çizgilerle gösterilmekle beraber, her birinin ortalaması da belirtilmiştir.



Şekil 4.1.Olivin kristallerinin ortalama bileşimlerinin peridotit örneklerindeki dağılımı.

Orhaneli ofiyolitini temsil eden kayaçlarda forsterit içeriği $Fo_{89} - Fo_{92}$ arasında, Denizgören ofiyolitini temsil eden kayaçlarda ise forsterit içeriği $Fo_{76} - Fo_{94}$ arasında değişmektedir.

Orhaneli ofiyolitinde NiO değerleri 0 – 0.389 %, Denizgören ofiyolitinde ise 0 – 0.365 % değerleri arasındadır.Ancak iki ofiyolite de ortalama 0.35 değerlerindedir. Nikelin peridotitlerdeki davranışı Mg/Fe oranı ile kontrol edilmektedir.

Orhaneli ofiyolitine ait peridotit örneklerinde MnO ve FeO değerleri (MnO= % 0.077-0.167, FeO= % 9.368-10.168), Denizgören ofiyolitine ait peridotit örneklerine ait MnO değerleri (MnO =% 0.031- 0.545, FeO = % 9.403- 21.205) değerleri arasındadır. İki peridotite ait örneklerde CaO içeriği oldukça düşüktür (CaO = % =.007 – 0.049).

Şekil 4.2 te Olivinin Mg # [= molar $Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{+2})$]'a karşı ortopiroksenin Mg#'nın değişim diyagramı görülmektedir ve pozitif bir korelasyon vardır. Denge sabiti $K_d = 0.9-1$ arasındadır. İsothermal denge çizgileri termodinamik hesaplamalardan sonra (Glücklich-Herbas, 1992), Monnier et al., (2006)'e göre alınmıştır. Bu korelasyon peridotitlerin ergime ürünü kalıntı olduğu ve mineraller arasında kimyasal dengenin önemli ölçüde korunduğuna işaret eder.

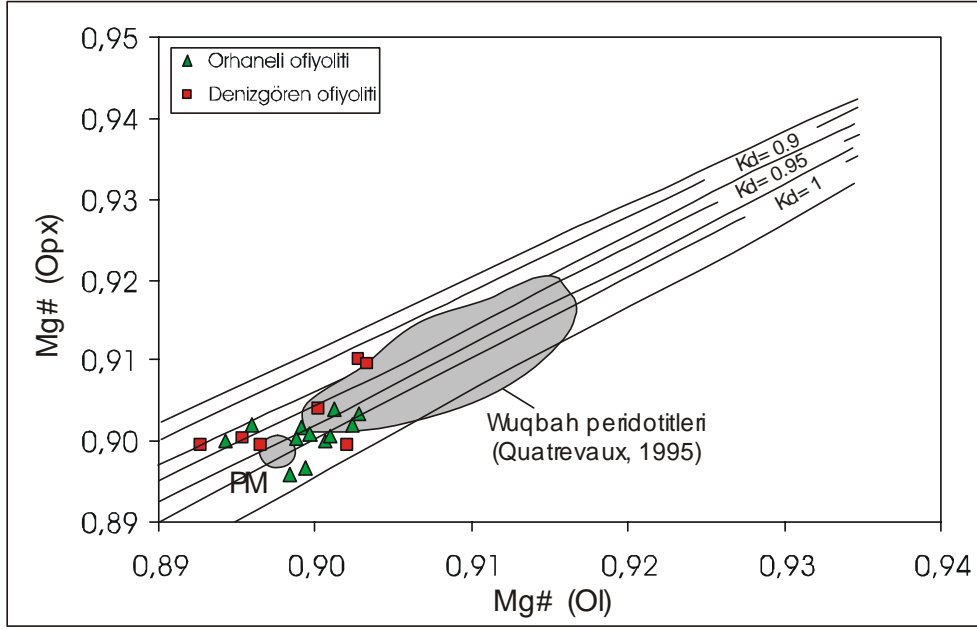
Olivinin Mg#'a karşı spinelin Cr# değerleri Şekil 4.3'teki diyagramda görülmektedir. Örneklerin büyük bir çoğunluğu Arai (1994) olivin-manto-spinel sırası (OSMA) içindedir. Olivin, spinel bileşimlerindeki değişimler peridotitlerin abisal peridotitlerden, yitim zonları üzerinde boninitik veya ada yayı toleyitik karakterli ergiyiklerle etkileşim gösteren SSZ peridotitlerine kadar değişen bir aralıkta bileşim değişimlerine sahip olduğunu gösterir.

4.1.2. Piroksen

Piroksenlerin kimyasal bileşimleri peridotitlerde, bölümsel ergime, metasomatizma gibi manto prosesleri hakkında bilgi sağlar.

Piroksen içeriği bütün kayaç tiplerinde önemlidir ve ortopiroksen miktarı klinopiroksene göre daha fazladır. Piroksenlerin uç üyeleri PX (Gomez, 1990) bilgisayar programı kullanılarak hesaplanmış ve diyopsit (Di: $CaMgSi_2O_6$) – hedenberjit (Hd: $CaMgSi_2O_6$) – enstatit (En: $MgSi_2O_6$) – ferrosillit (Fs: $FeSi_2O_6$) sınıflama dörtgeni diyagramında gösterilmiştir.

Denizgören ofiyoliti peridotitlerdeki piroksenler, diyopsit, ojit ve bronzittir. Orhaneli ofiyolitine ait peridotitlerdeki piroksenler diyopsit ve bronzittir (Şekil 4.4).

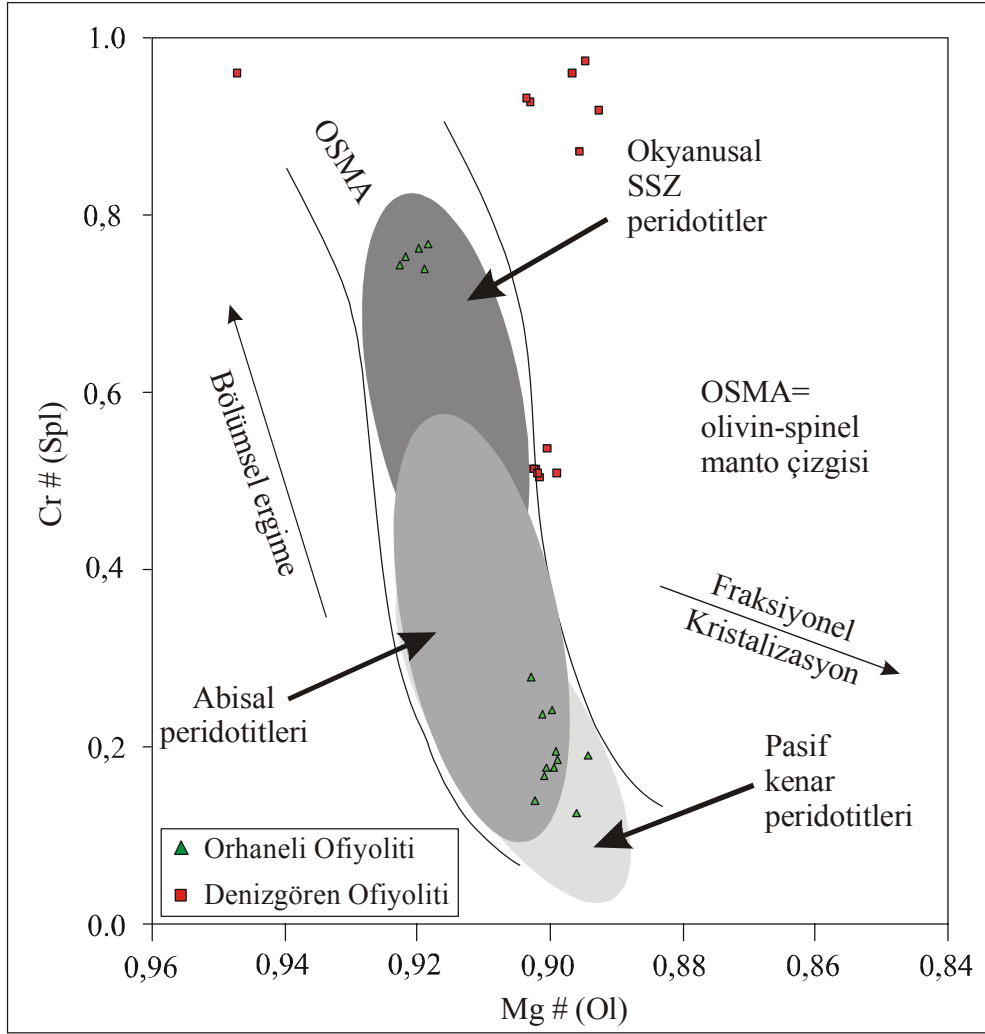


Şekil 4.2: Olivinin Mg#’nın, Ortopiroksenin Mg#’sına karşı değişim diyagramı. Termodinamik hesaplamalardan sonra (Glücklich – Herbas, 1992), Monnier ve diğ. (2006) tarafından oluşturulan, iki solüsyon ile değişim reaksiyonu için izotermal denge çizgileri kullanılmıştır. Kd, teorik olarak dengedeki Fe^{+3} / Mg^{+2} dağılım katsayısıdır. Taralı alan Wuqbah peridotitleri alanıdır (Quatrevaux, 1995).

Ortopiroksenlerin modal bileşimleri, Orhaneli peridotitlerinde, En: % 85.127 – 89.22, Fs: % 9.23 – 10.32, Wo: % 0.94 -5.63, Denizgören peridotitlerinde ise En: % 89.05 – 90.78, Fs: % 8.42 – 10.01, Wo: % 0.67 -1.01 dir.

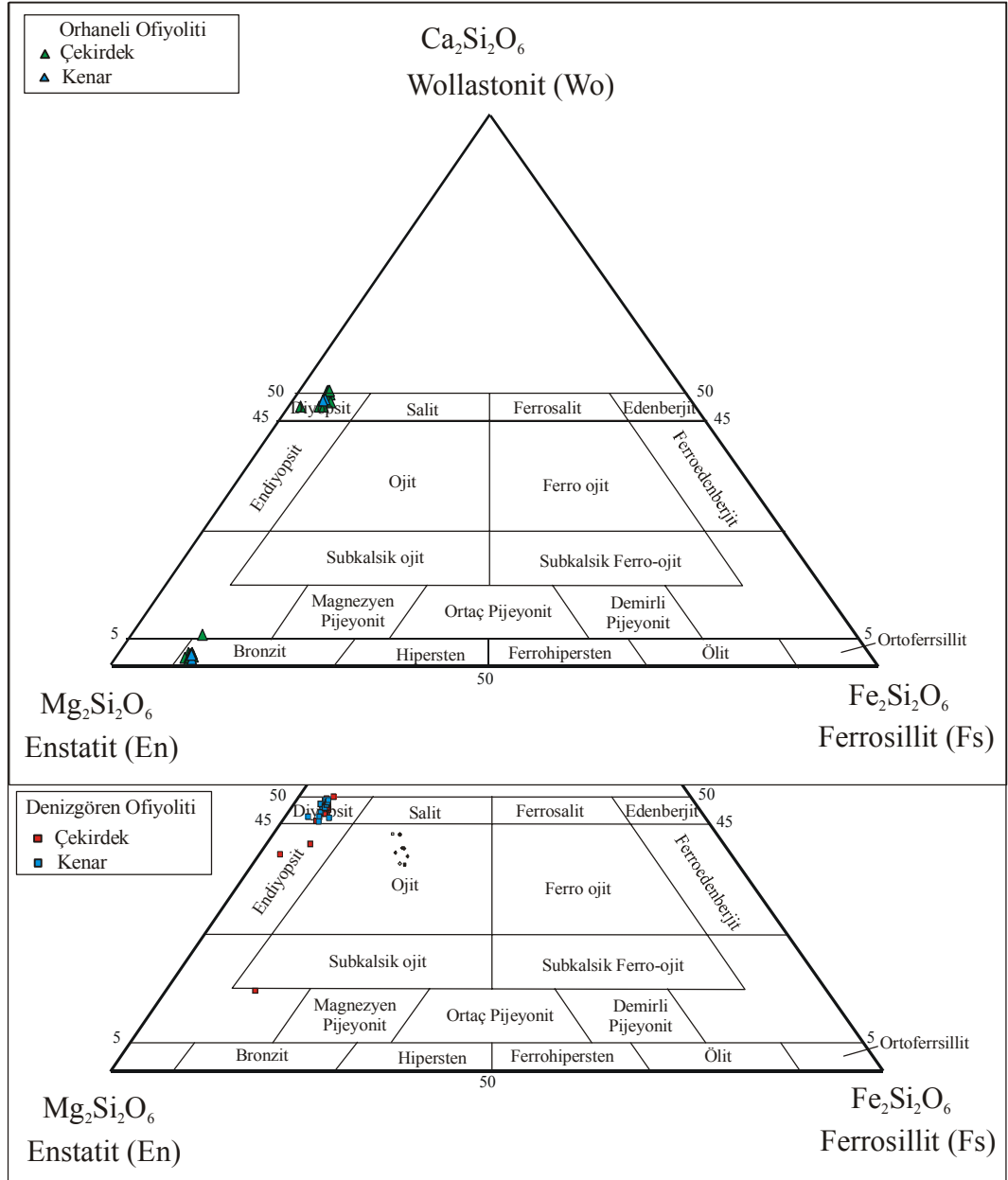
Ortopiroksenlerin Mg# Denizgören peridotitlerinde 89.89-91.50, Orhaneli peridotitlerinde ise 89.57-90.56 değerleri arasındadır. Al_2O_3 ve Cr_2O_3 değerleride Denizgören peridotitlerinde daha yüksektir. Kimyasal farklılıklar Orhaneli peridotitlerinin, Denizgören peridotitlerine göre daha fazla tüketildiğini ve bölümsel ergimeden daha fazla etkilendiğini göstermektedir.yani bu değişimler manto tüketim derecesi oranını yansıtmaktadır.

Ortopiroksenlerde iki peridotitte genel olarak Al_2O_3 oranı düşüktür Al’ca fakir ortopiroksenler, peridotitlerde çeşitli yollarla oluşabilir: (1) son derece yüksek bölümsel ergime ile (Jaques and Chappel, 1980); (2) sulu mineraller ile düşük sıcaklık dengesi (Smith, 1995 and Smith and Riter, 1997); (3) serpantin dehidrasyonu (Arai, 1974); (4) spinel peridotit mineral topluluğu içinde son derece düşük sıcaklık dengesi ; (5) akışkan peridotit etkileşimi (Smith et.al., 1999).



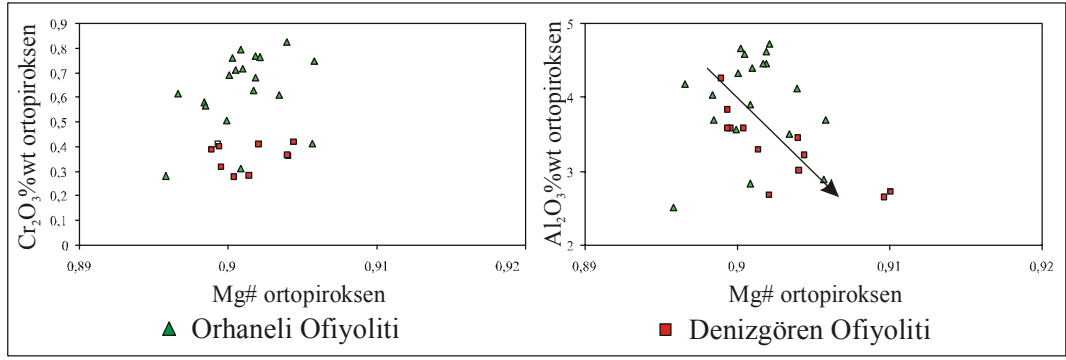
Şekil 4.3: Orhaneli ve Denizgören peridotitlerinin spinel Cr#'na karşı, olivinin Mg#'sı korale edilmiştir. Karşılaştırma için, abisal peridotit alanı (Dick and Bullen, 1984), supra-subduction zonu peridotit alanı ve pasif kenar peridotit alanı (Pearce et al., 1999) ve OSMA (olivine spinel mantle array) (Arai, 1992) 'den alınmıştır.

Şekil 4.5' te Ortopiroksenin Mg# 'na karşılık, Al_2O_3 ve Cr_2O_3 değişim diyagramları görülmektedir. Al uyumsuz element olduğu için ergimeyle beraber sıvı fazı tercih eder. Yani Al tüketilir. Bu şekil de de olivinin modal olarak artışı ve piroksenin azalmasına bağlı olarak negatif bir korelasyon görülmektedir. Cr'da ise tam tersi durum söz konusudur çünkü bu element uyumlu bir elementtir ve ergimeyle beraber kalıntı peridotitte kalır. Yani pozitif bir korelasyon gösterir.



Şekil 4.4: Orhaneli ve Denizgören ofiyolitlerini temsil eden peridotit örneklerindeki piroksen bileşimleri

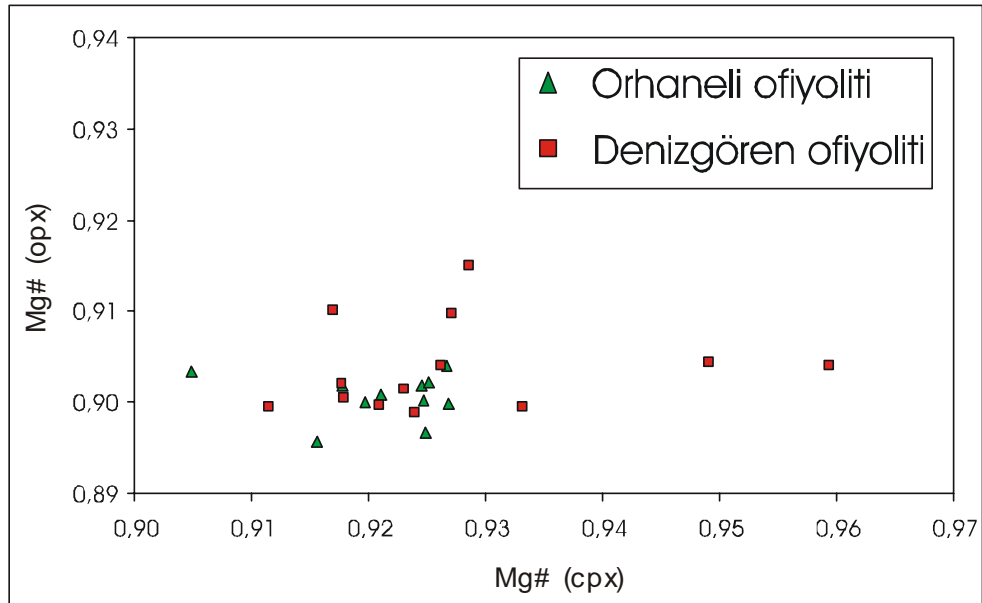
Peridotitler birkaç tip klinopiroksen içerirler. Birincisi, manto ergimesi süresince kalıntı fazda var olan ve ortopiroksenle ilişkili olmayan klinopiroksendir (Menzies, 1973). Diğer bir tip ise perkole ergiyikler ve / veya sulu akışkanlardan çökelmiş klinopiroksenlerdir.



Şekil 4.5: Ortopiroksenlerin Mg#'ları ile Cr₂O₃ ve Al₂O₃ içeriklerinin karşılaştırma diyagramı.

Çalışma alanlarındaki piroksenlerin ortopiroksenlerle kimyasal denge halinde oldukları gözlenmiştir. Bu mineraller manto ergimesinin kalıntı katları olarak değerlendirilebilir. Ortopiroksen ve klinopiroksen arasındaki dengesiz kristallenmelerin ise ergiyiklerin reaktif etkileri sonucu oluştuğu yorumuna gidilebilir.

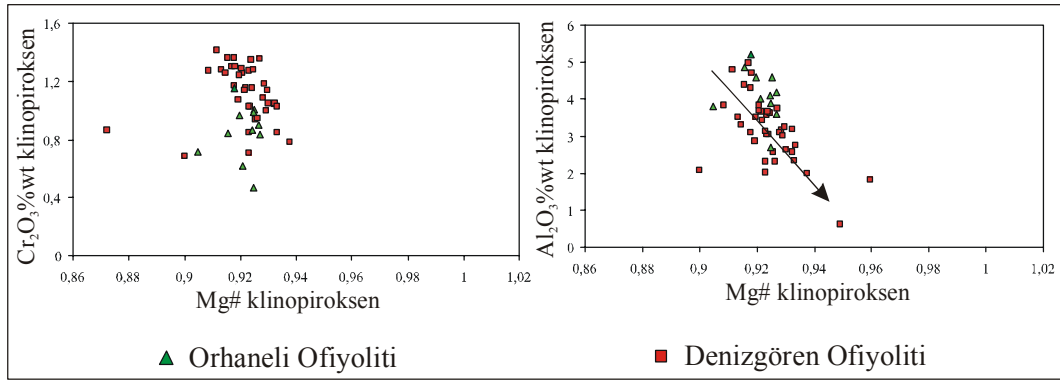
Klinopiroksenlerin modal bileşimleri Orhaneli peridotitlerinde En: % 46.43- 48.99, Fs: % 3.67- 4.96, Wo: %47.02 – 49.88, Denizgören peridotitlerinde ise En: % 47.03 - 58.08, Fs: % 2.45 -5.38, Wo: 41.35 -49.93 dir



Şekil 4.6: Klinopiroksenin Mg#'sına karşı ortopiroksenin Mg#'sı ikili diyagramı

Klinopiroksenlerin Mg# Denizgören peridotitlerinde 87.23-95.94 değerleri arasında, Orhaneli peridotitlerinde ise 90.48-92.68 değerleri arasındadır. İki peridotitte de klinopiroksenler ve ortopiroksenlerin Mg# geniş bir değişim aralığı vermektedir (Şekil 4.6).

Şekil 4.7 de klinopiroksenlerin Mg# 'na karşılık Al_2O_3 ve Cr_2O_3 değişim diyagramları yer almaktadır. Bu şekilde de şekil 4.5 teki trendler görülmektedir.



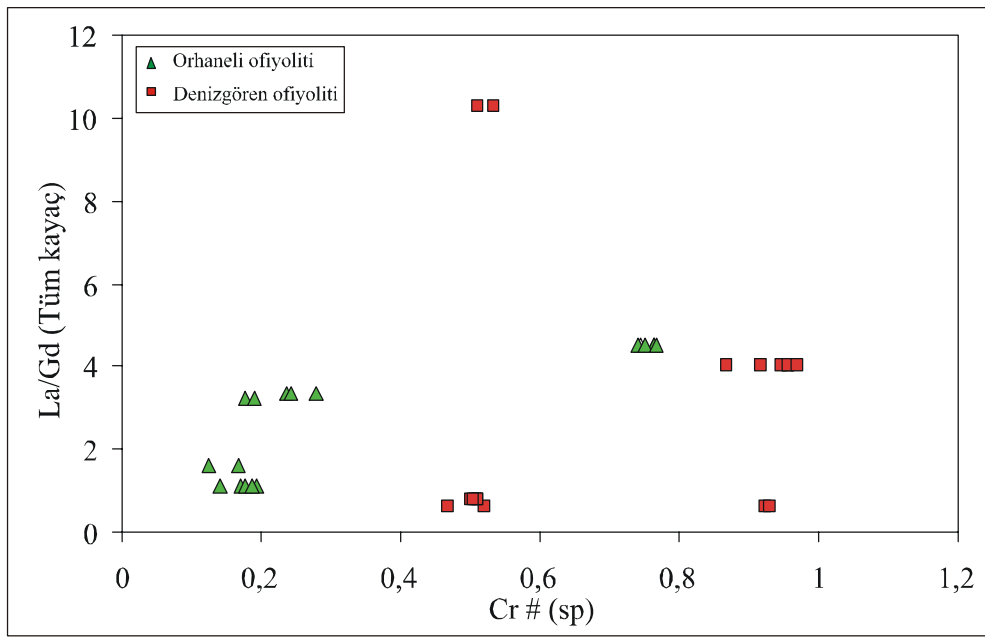
Şekil 4.7: Klinopiroksenlerin Mg#'sına karşı klinopiroksendeki Cr_2O_3 ve Al_2O_3 içeriklerinin karşılaştırma diyagramları.

4.1.3. Spinel

Ergime süresince , peridotitlerde kalıntı faz bileşimi değişir. Artan ergime derecesi ile silikat minerallerin demir içeriği ile spinellerin alüminyum içeriği azalırken, silikat minerallerinin magnezyum içeriği ile spinellerin krom içeriği artar. Bundan dolayı silikat minerallerinin Mg/Fe oranı (veya Mg#) ve spinellerin, Cr/Al oranı (veya Cr#) bölümsel ergime derecesinin bir göstergesi olarak kullanılmaktadır .

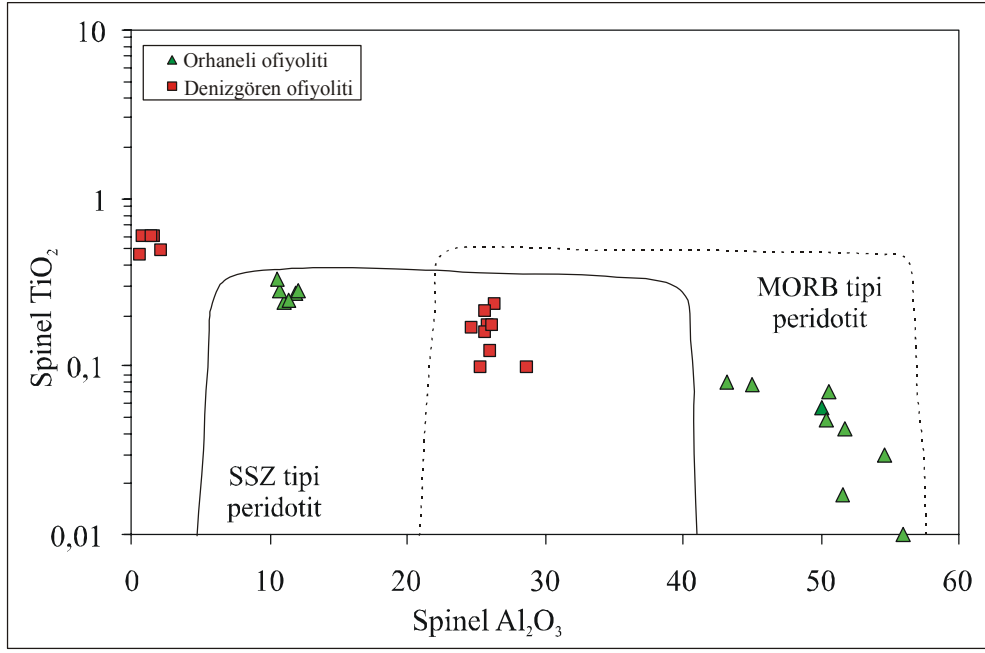
Spineller çok geniş bir değişim aralığında Cr# 'na [atomik Cr / (Cr + Al)] sahiptirler (0.14 – 0.97). Ancak sp#'sı özellikle 0.60' tan yüksek olan spinellerin , spinellerin altere olmasıyla oluşan magnetitler olduğu görülmektedir. Çünkü bu spinellerde demir oranı çok yüksek olmakla beraber, alüminyum oranı oldukça düşüktür. Son kırk yıldır birincil spinellerin Cr# 'larının peridotitlerin ergime derecesini yansıttığı uygulanmış olan pek çok çalışma ile bilinmektedir (Barnes and Roder, 2001; Bonatti and Michael, 1989; Bonatti et.al., 1992; Dick, 1977; Dick and Bullen, 1984; Evans and Frost, 1975; Hellebrand et.al., 2001; Irvine, 1965, 1967; Michael and Bonatti, 1985; Sack and Ghiorso, 1991; Seyler et.al., 2003).

Şekil 4.8’de LREE / MREE oranı ve spinelin Cr#’sı arasında bir korelasyon görülmektedir. Bu korelasyon, ergime sonrası karışmış akışkan ile etkileşimden dolayı veya olasılıkla ergimenin son devresi süresince oluşmuş zenginleşmeleri göstermektedir (Ozawa and Shimuzu, 1995). Bu zenginleşmeler, ergime ürünleri olarak ergime ortamından ergiyik çıkışı ve ergimeye neden olan, manto peridotitlerinde hafif nadir toprak elementlerince zenginleşmiş akışkan/ergiyik karışımı içeren açık-sistem ergime modeli ile açıklanabilir (Ozawa and Shimizu, 1995).



Şekil4.8: Tüm kaya La / Gd oranına karşı spinelin Cr#’sı karşılaştırma diyagramı

Denizgören peridotitlerindeki spinellerin Al₂O₃ içerikleri % 24.719–28.801, Orhaneli peridotitlerinde ise % 43.213 – 55.976 değerleri arasındadır. Orhaneli peridotitlerindeki spinellere ait alüminyum değerleri daha yüksektir. Bunun nedeni bu peridotitlerdeki spinellerin metasomatize olmalarıdır. İki peridotitte de TiO₂ içeriği düşüktür. Spinellerin Mg#’sı ikincil işlemlerden kolaylıkla etkilendiği için, bu peridotitlerin tektonik ortamlarını incelemek için Kamenetsky et.al.(2001) tarafından önerilen, spinellerdeki TiO₂’e karşı Al₂O₃ diyagramı kullanılmıştır. Çalışma alanlarındaki peridotit örnekleri bu diyagramda yeralan MORB ve SSZ (supra-subduction zonu) peridotit alanlarının ikisinde de görülmektedir (Şekil 4.9). Bazı örnekler SSZ-MORB geçiş alanında yer almaktadır.



Şekil 4.9: Spinelin Al_2O_3 içeriği ile TiO_2 içeriğinin ikli diyagramı. Peridotitlerin tektonik ortamını ayırmak için alanlar Kamensky et.al. (2001) den alınmıştır.

4.2. Orhaneli ve Denizgören ofiyolitlerine Ait Peridotitlerdeki Isı-Basınç Değerleri Ve Oksijen Fugasitesi Hesaplamaları

4.2.1. Denge sıcaklıkları

Peridotitlere uygulanabilir yayınlanmış çok sayıda jeotermometreler mevcuttur. Kullanılan jeotermometrelere karşı kalibre edilerek manto fazlarındaki denge sıcaklıkları hesaplanabilir

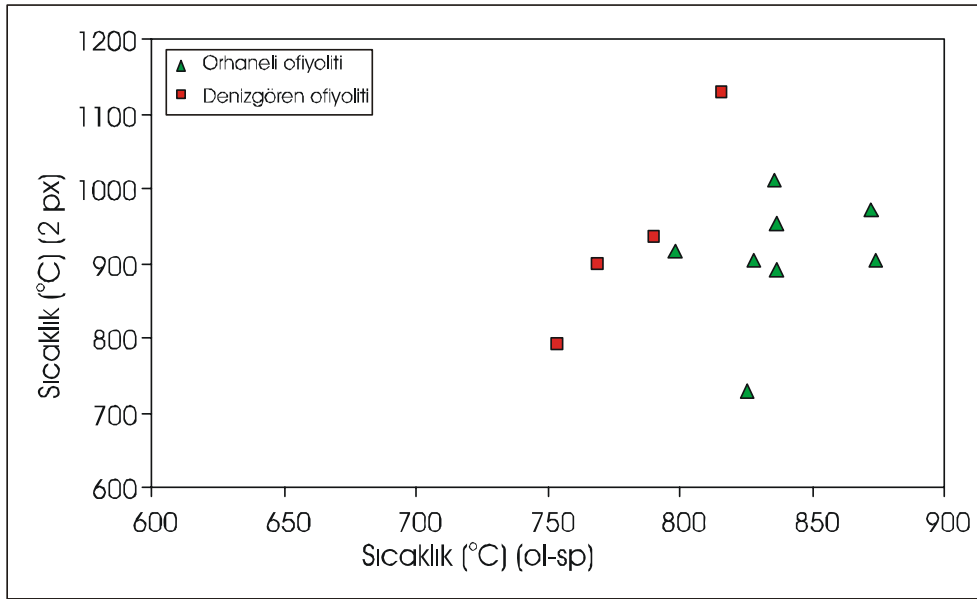
Çalışma alanlarındaki peridotit örneklerinin sıcaklık değerlerini bulabilmek için Ca-ortopiroksen (Bray and Kohler, 1990), olivin-spinel (Ballhaus, 1991), iki piroksenli (Bray and Kohler, 1990; Wells, 1977) jeotermometreleri kullanılmıştır. (Tablo 4.1 ve 4.2). Jeotermometre sınırları peridotitlerin basıncına bağlıdır ve ayrıca eşoluşumlu klinopiroksenlerin Fe^{3+} içeriklerinin bilinmesi gerekir.

Piroksenlerin kimyasal bileşimi ile kristallenme sıcaklığı arasındaki ilişki bir çok araştırmacı tarafından tanımlanmıştır (Boyd, 1969 ve 1973; Saxena and Nehru, 1973; Wells, 1977; Mercier, 1976; Kretz, 1982; Lindsley and Anderson, 1983; Lindsley, 1983; Bertrand and Mercier, 1985; Brey and Kohler, 1990). Brey and

Kohler (1990)' e göre hesaplanan iki piroksenli sıcaklık değerleri, 730 C⁰- 1130 C⁰ , Wells (1977)' göre 843 C⁰- 1270 C⁰ arasındadır.

Brey and Kohler (1990)'e göre Ca-ortopiroksen sıcaklık değerleri, 821 C⁰ – 1364 C⁰ arasındadır .

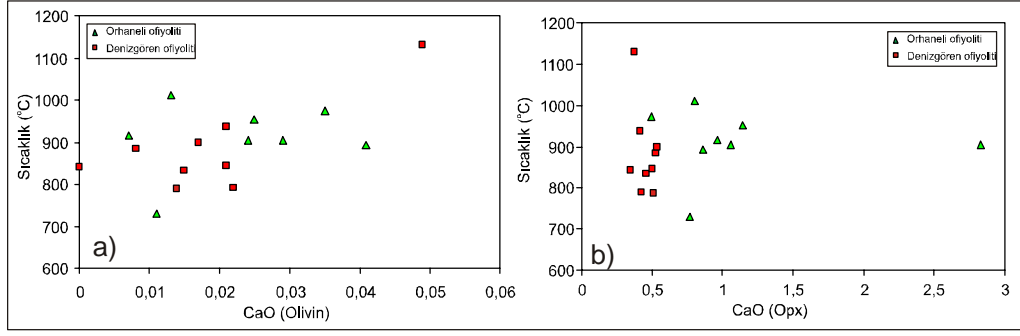
Ballhaus (1991) 'e göre hesaplanan olivin-spinel sıcaklık değerleri, 754C⁰ – 874 C⁰ arasındadır .



Şekil 4.10: Orhaneli ve Denizgören peridotitlerinin, Brey and Kohler (1990) iki piroksenli jeotermometre ve Ballhaus et.al (1991) jeotermometre hesaplamalarından elde edilen sıcaklık değerlerinin karşılaştırma diyagramı

Şekil.4.10'da olivin-spinel jeotermometre değerleri (Ballhaus, 1991) ile iki piroksenli jeotermometre değerleri (Bray and Kohler, 1990) değerleri karşılaştırılmıştır. İki metotla elde edilen sıcaklık değerleri arasında belirgin bir sistematik görülmemektedir.

Olivinlerin CaO içerikleri ile ortopiroksenlerin CaO içerikleri Bray and Kohler (1990)' e göre hesaplanan iki piroksenli sıcaklık değerleri ile şekil 4.11'de karşılaştırılmıştır.Sıcaklık arttıkça iki mineraldeki CaO içeriği artmaktadır.



Şekil 4.11: Orhanlı ve Denizgören peridotitlerine ait ortopiroksen ve olivindeki kalsiyum içeriği ile sıcaklık arasındaki ilgi. Sıcaklık değerleri Bray and Kohler (1990) iki piroksenli sıcaklık değerleridir.

Tablo 4.1: Orhanlı peridotitlerine ait sıcaklık değerleri. (1) Brey and Kohler (1990) iki piroksenli, (2) Ballhaus (1991) olivin-spinel jeotermometresine göre hesaplanan sıcaklık değerleri (3) Brey and Kohler (1990) Ca-ortopiroksen, (4) Wells (1977) jeotermometrelerine göre hesaplanan sıcaklık değerleridir.

Orhanlı ofiyoliti							
Örnek No	H-14-c	H-14-c	H-14-c	H-14-c	H-14-b	H-14-b	H-17-b
Sıcaklık (°C) ¹	891.10	904.78	954.14	949.72	909.03	887.91	890.31
Sıcaklık (°C) ²	798	828	837	873	-	-	-
Sıcaklık (°C) ³	1027,31	1048,71	1065,06	878,48	-	-	-
Sıcaklık (°C) ⁴	891,10	904,78	954,14	949,72	909,03	887,91	890,31
Örnek No	H-17	H-21	H-21	H-21	H-21	H-22	H-22
Sıcaklık (°C) ¹	872.15	988.27	843.62	849.40	854.54	913.47	793.72
Sıcaklık (°C) ²	874	836	-	-	-	837	826
Sıcaklık (°C) ³	1364,51	978,39	-	-	-	988,28	957,41
Sıcaklık (°C) ⁴	872,15	988,27	843,62	849,40	854,54	913,47	793,72

4.2.2. Denge basınçları

Basınç hesaplamaları jeobarometrelerin güvenilirliği jeotermometrelerden az olduğu için sıcaklık hesaplamalarına göre daha zordur. İyi bir jeobarometre, sıcaklık değişimlerine kısmen duyarlı fakat basınç değişimlerine hassas olmalıdır. Minerallerin kristallendiği sırada basınç hakkında bilgi sağlanarak minerallerin kristallenme derinliği belirlenebilir. Peridotitlerde basınç hesaplamaları için klinopiroksen jeobarometreleri hesaplanmıştır.

Son yıllardaki bazı çalışmalarda kristalizasyon basınçları hesaplamalarında hassas hücre kenar hacimleri kullanılarak, doğal piroksenlerin yapısal parametrelerindeki basınç etkileri ilişkilendirilmeye çalışılmıştır (Dal Negro et.al., 1989 a,b). Bu

metotların çoğunda tek kristalli X-Ray difraksiyona dayalı (XRD) piroksenlerin, kristal kimyası çalışmalarından elde edilen kristal yapısı verisi gereklidir.

Tablo 4.2: Denizgören peridotitlerine ait sıcaklık değerleri.(1) Brey and Kohler (1990) iki piroksenli, (2) Ballhaus (1991) olivin-spinel jeotermometresine göre hesaplanan sıcaklık değerleri (3) Brey and Kohler (1990) Ca-ortopiroksen, (4) Wells (1977) jeotermometrelerine göre hesaplanan sıcaklık değerleridir.

Denizgören ofiyoliti						
Örnek No	N-11-c	N-11-c	N-11-c	N-18-c	N-19-c	N-19-c
Sıcaklık (°C) ¹	920.64	941.07	954.92	1270.00	1009.48	975.74
Sıcaklık (°C) ²	-	-	-	-	791	769
Sıcaklık (°C) ³	865,98	848,02	881,15	821,88	843,55	886,39
Sıcaklık (°C) ⁴	920,64	941,07	954,92	1270,0	1009,48	975,74
Örnek No	N-19	N-19	Nab-9	Nab-9	Nab-9	-
Sıcaklık (°C) ¹	1020.03	954.89	878.36	881.14	901.32	-
Sıcaklık (°C) ²	-	-	754	-	-	-
Sıcaklık (°C) ³	-	-	831,26	875,28	803,81	-
Sıcaklık (°C) ⁴	1020,03	954,89	878,36	881,14	901,32	-

Nimis (1995) doğrudan X – Ray difraksiyon (XRD) analizlerine gerek duymadan klinopiroksenlerin kimyasal bileşimlerinden yapısal parametrelerini hesaplamaya olanak sağlayan kristal – yapı simülasyonu oluşturmak için deneysel ve yapısal verileri birleştirmiştir. Nimis (1995) klinopiroksen jeobarometresi hücre hacmi (Vc) ve M1 – kenar hacmi (VM1) arasındaki ilişkiye dayanır. Bu modelleme için M1 ve M2 köşeleri arasındaki Fe⁺² ve Mg'nin dağılımının hesaplanması önemlidir.Çünkü doğrudan kimyasal verilerle basınç parametrelerinin hesaplanması köşe işgalinde önemlidir. Bu nedenle bu metodun katyonla kullanılması gerekir.

Nimis and Ulmer (1998) sulu ve susuz [Ca + Na > ve Mg / (Mg + Fe ⁺²)] ultrabazik ergiyiklerde deneysel çalışmalar gerçekleştirmişlerdir.Aynı yazarlar üst manto-kabuk (0-24 kbar) basınç koşullarında garnet bulunmayan klinopiroksen ± ortopiroksen ± pijonit ± olivin ± plajiolklas ± spinel ± magnetit ± amfibol ± ilmenit ± mineral topluluğu ile jeobarometreyi kalibre etmişlerdir. Jeobarometre hesaplamalarında sıcaklık değerlerinin bilinmesi gerekir. Sıcaklık değerleri Wells (1977)'e göre hesaplanan değerlerdir. Basınç hesaplamaları Nimis (1999) tarafından oluşturulan CpxBar bilgisayar programı kullanılarak yapılmıştır.Hesaplamaların sonuçları Tablo 4.2 ve 4.3' de verilmiştir.

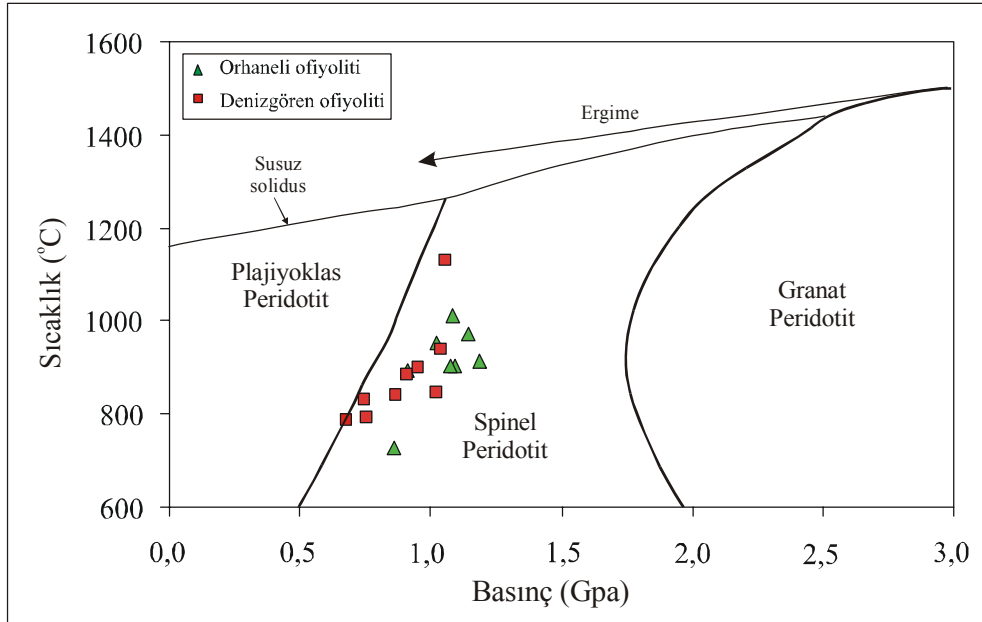
Klinopiroksenlere ait tahmini basınç değerlerine göre Orhaneli peridotitlerinde 8.16 – 11.84 kbar iken, Denizgören peridotitlerinde 6.76 – 10.16 kbar değerleri arasındadır.

Tablo 4.3: Orhaneli peridotitlerindeki klinopiroksenlerin Nimis (1999)'e göre hesaplanan basınç değerleri

Orhaneli ofiyoliti						
Örnek No	HAR14	HAR14	HAR14	HAR14	HAR14	HAR14
Basıç (kbar)	11.84	10.88	10.24	8.16	11.42	9.75
Örnek No	HAR17	HAR21	HAR21	HAR22	HAR22	-
Basıç (kbar)	10.76	10.83	9.62	9.08	8.60	-

Tablo 4.4: Denizgören peridotitlerindeki klinopiroksenlerin Nimis (1999)'e göre hesaplanan basınç değerleri

Denizgören ofiyoliti							
Örnek No	N11	N11	N11	N11	N11	N11	N11
Basıç (kbar)	6.76	7.49	9.15	7.81	8.07	7.14	8.78
Örnek No	N11	N11	N18	N19	N19	N19	N19
Basıç (kbar)	8.21	7.99	10.58	10.39	9.55	8.84	8.50
Örnek No	N19	Nab6	Nab9	Nab9	Nab9	Nab9	Nab9
Basıç (kbar)	6.87	10.95	7.59	10.20	8.66	8.72	10.16



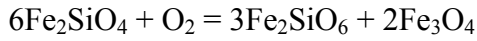
Şekil 4.12: Orhaneli ve Denizgören peridotitlerine ait Nimis (1999)'e göre hesaplanan basınç değerleri ile Bray and Kohler (1990)'e göre hesaplanan iki piroksenli sıcaklık değerlerinin karşılaştırılması.

Brey and Kohler (1990)'e göre hesaplanan iki piroksenli sıcaklık değerleri ile Nimis (1999)'e göre hesaplanan basınç değerleri Şekil 4.12' de karşılaştırılmıştır. Takazawa

et.al. (1996)'dan alınan diyagram üzerinde Orhaneli ve Denizgören peridotitlerinin basınç-sıcaklık koşulları, basınç azalmasına bağlı ergime işlemleri ile tanımlanabilen koşullarla uyumlu görünmektedirler.

4.2.3.Oksijen fugasitesi

Üst manto redoks durumunu tahmin etmek için bir metot olarak, mineral reaksiyonlarının kalibrasyonu, peridotitlere uygulanmaktadır.Bu çalışmada elektron mikroprob verilerinden çalışma alanlarındaki peridotitlerin oksijen fugasitelerini hesaplamak için oksijen barometre formülasyonu Ballhaus et.al. (1991)'e uygulanmıştır. Ergime işlemleri şartlarını daha iyi karakterize edebilmek için fO_2 (oksijen fugasitesi) hesaplanmıştır. Oksijen fugasitesi peridotitlerde eş oluşum fazlarında değişim reaksiyonundan kolaylıkla hesaplanabilir. En iyi kalibre edilen ve en çok kullanılan eş oluşumlu olivin, spinel ve arasında heterojen denklemdir:



Ol Opx sp

Spinellerin ferik demir içeriğinin tam olarak bulunması ve doğruluğuna bağlı olarak yukarıdaki reaksiyon kullanılarak oksijen fugasite değerleri bulunmuştur.

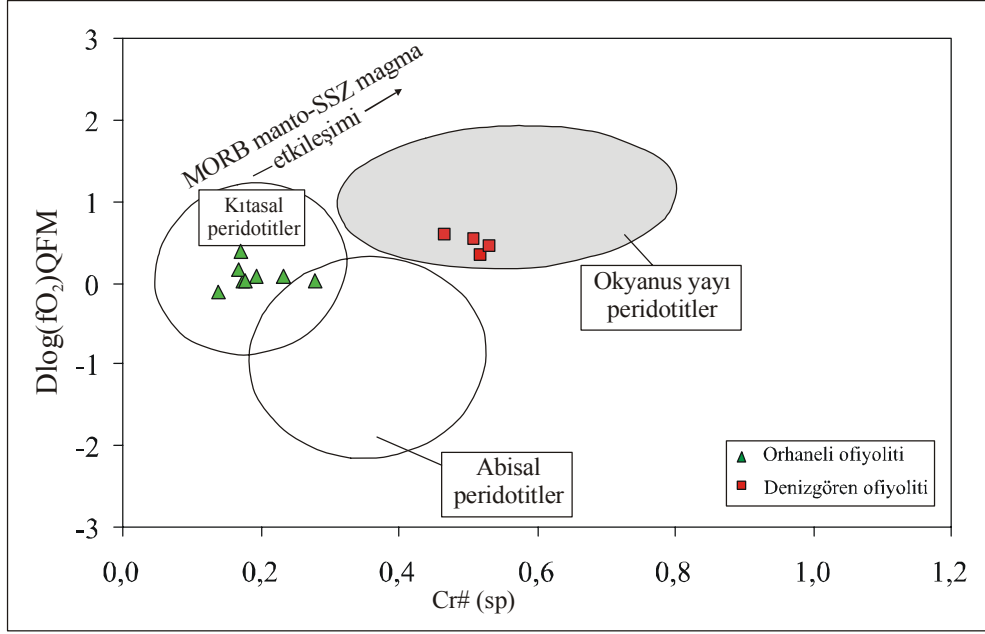
Oksijen fugasitesi -0.15 ile 0.56 logaritmik değerleri arasındadır (Tablo 4.5). Hesaplamalarda basınç 1 kb olarak alınmıştır.

Tablo 4.5: Orhaneli ve Denizgören peridotitlerine ait $\Delta \log fO_2$ QFM değerleri

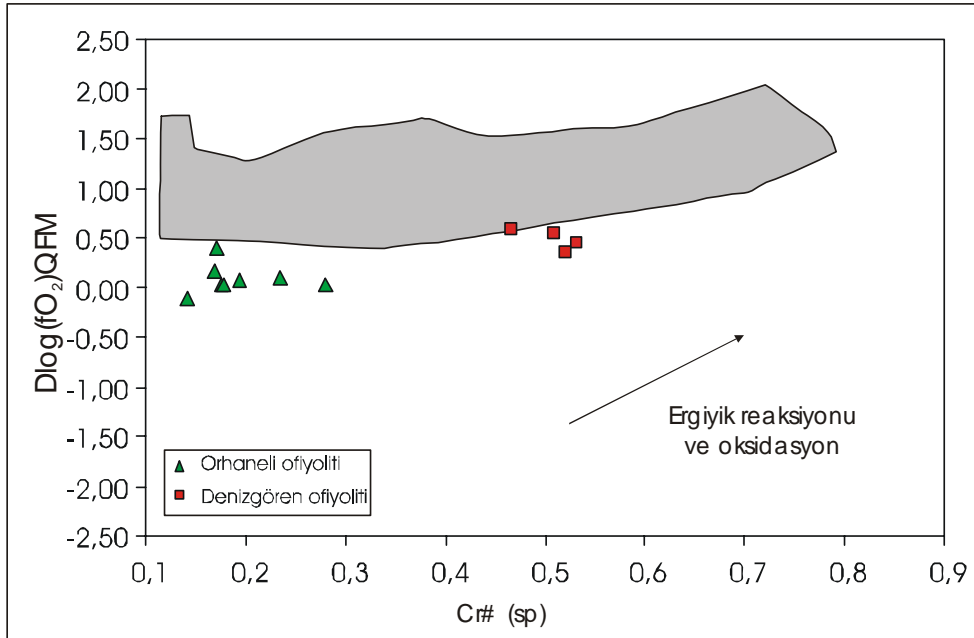
Orhaneli ofiyoliti								
Örnek No	Har-14	Har-14	Har-14	Har-14	Har-17	Har-21	Har-22	Har-22
$\Delta \log(fO_2)_{QFM}$	0,38	0,06	0,01	- 0,12	- 0,15	0,01	0,02	0,07
Denizgören ofiyoliti								
Örnek No	N-18		N-19		N-19		Nab-9	
$\Delta \log(fO_2)_{QFM}$	0,33		0,42		0,53		0,56	

Oksijen fugasitesi ve peridotitlerden elde edilen ergiyik miktarı arasında bir ilgi olup olmadığını anlamak için Şekil 4.13,14,15 da spinelin Cr#'na karşı QFM (Quartz-Fayalit-Magnetit) tamponlarının oksijen fugasitesi değerleri karşılaştırılmıştır.

Ergiyik reaksiyonunun bir göstergesi olmalarına rağmen, peridotitlerde ergiyik tüketimini işaret eden spinelin $Cr\#$ 'sının artması yüksek derecedeki bölümsel ergimeye sahip peridotitleri göstermektedir (Dick and Bullen, 1984).

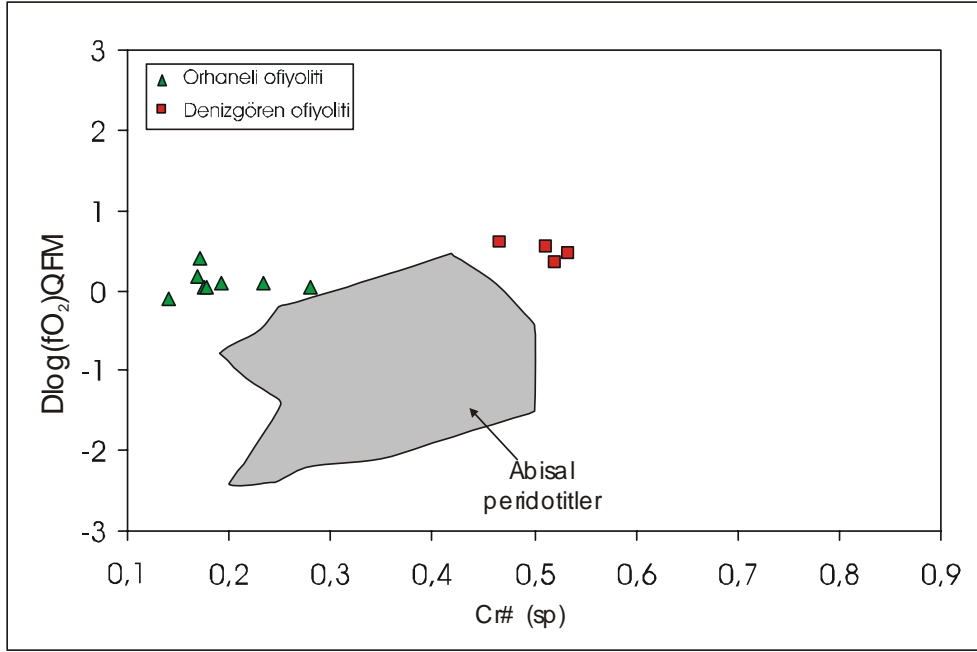


Şekil 4.13: Orhaneli ve Denizgören peridotitlerine ait spinellerdeki $Cr\#$ 'sına karşı $\Delta\log fO_2$ (QFM) değerlerinin karşılaştırması. Alanlar, Parkinson and Pearce (1998)'den alınmıştır.



Şekil 4.14: Orhaneli ve Denizgören peridotitlerine ait spinellerdeki $Cr\#$ 'sına karşı $\Delta\log fO_2$ (QFM) değerlerinin karşılaştırması. Tıralı alan, Parkinson and Arculus (1999)'dan alınan yay alanıdır.

Şekil 4.13, 4.14, 4.15’ de düşük ergime ürünü olmalarına karşı oksijen fugasite değerleri MORB (okyanus ortası sırtı) tipi magma oluşumunun kalıntılarına göre daha yüksek görülmektedir. Bu da olasılıkla SSZ (supra-subduction zonu) tipi litosfer oluşumunda yüksek derecedeki ergimelere ilave olarak düşük derecede ergime oluşumlarının mümkün olduğunu göstermektedir.



Şekil 4.15: Orhaneli ve Denizgören peridotitlerine ait spinellerdeki Cr#'sına karşı $\Delta\log f_{O_2}$ (QFM) değerlerinin karşılaştırılması. Abisal peridotit alanı Bryndzia and Wood (1990) 'dan alınmıştır.

Bütün mineral kimyası verileri değerlendirildiğinde: (1) peridotitlerin ergime ürünü kalıntıları olduğu ve mineraller arasında kimyasal dengenin önemli ölçüde korunduğu, (2) Orhaneli peridotitlerinin, Denizgören peridotitlerine oranla daha fazla tüketildiği ve bölümsel ergimeden daha fazla etkilendiği, (3) ergimeyi takiben ergiyik-katı etkileşiminden etkilenmiş olduğu sonucuna varılabilir.

Oksijen fugasite değerlerinin, spinelin Cr# ile değerlendirilmesi ile yapılan diyagramlarda, örneklerin trend göstermesi ortamda yeteri kadar suyun bulunduğunu göstermektedir. Bu da supra-subduction ortamlarında yitime bağlı olarak ortaya çıkan sulu akışkanların göstergesidir.

BÖLÜM 5. JEOKİMYA

Bu çalışma da Batı Türkiye ofiyolitlerinden olan Denizgören Ofiyoliti, Orhaneli ofiyoliti ve Marmaris ofiyolitine ait peridotit örnekleri üzerinde yapılmış olan tüm kaya litofil-kalkofil-siderofil element jeokimyası ortaya konulacak ve farklı ergime ve metasomatizma derecelerinde, mantonun akışkan ve/veya silikat ergiyiği filtrasyonunun PGE (platin grubu elementler) davranışı üzerindeki etkileri araştırılacaktır. Bu çalışmada alterasyonun olmadığı ya da çok az olduğu örnekler alınmış ve petrografik determinasyonları yapıldıktan sonra kimyasal analizler için üç ofiyolitten toplam 28 örnek seçilmiştir.

5.1. Kullanılan Analitik Yöntemler

Kimyasal analizler iki aşamada gerçekleştirilmiştir. Toz haline getirilme işlemi Kocaeli Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi laboratuvarında gerçekleştirilmiştir. Daha sonra ise toz örnekler, ALS Chemex (Toronto-Kanada) analitik laboratuvarlarında ana ,iz ve pge ler için sırasıyla ICP-OES ve ICP-MS kullanılarak analiz edilmiştir. Marmaris ofiyolitine ait peridotit örneklerindeki pge analizleri ise Avusturya'da Leoben üniversitesinde yapılmıştır.

5.1.1. Kayaç Tozu Hazırlama

Çeneli kırıcı ile taneler küçültülmüştür. Ancak bu işlemde her örneğin kırma işleminden sonra çeneli kırıcı tel fırça ile temizlenip alkolle silinmiştir. Daha sonra kırılan örnekler pulvarizatör ile toz haline getirilmiştir. Bu çalışma da da her örnek için makinenin tungsten halkaları basınçlı hava ve alkolle temizlenmiştir.

5.1.2. Ateşte kaybın bulunması

Toz örneklerden her birinden 3-4 gr 10 ml cam tüpe yerleştirip etiketlenmiştir. Bu tozlar yüzey suyunu kaldırmak için 1 saat 100 °C de kurutulmuştur. Ateşte kayıp değerleri yaklaşık 3 gr örnek tozunun 900 °C de porselen kapsülde ısıtılmasıyla belirlenmiştir.

5.1.3. Erimiş disk hazırlanması

Ateşte kaybı bulunan kayaç tozu, 1:5 oranında kurutulmuş susuz lityum tetraborat ‘flux’ la tamamen karıştırılmıştır (1 örnek, 5 lityum tetraborat). Karışım platinyum kapsüle yerleştirildikten sonra 20 dakika 1050°C de ısıtılmıştır. Erimiş cam sonradan sıcak bir ocak üzerinde bekleyen grafit kalıp içine dökülmüş ve paslanmaz çelik silindire düzeltilmiştir. Soğuma sonrası analitik yüzeye dokunmamaya özen gösterilerek disk etiketlenip paketlenmiştir. Platinyum kapsül her örnek sonrası 10 dakika, sıcak % 5’lik HCL de kaynatılarak temizlenmiştir.

5.1.4. ICP-MS ve ICP-OES analizleri

Hazırlanan disklerin agat havanda öğütülmesiyle elde edilen toz numuneler, kurutulmak için cam kapta 100°C ısıtılmış fırın içine yerleştirilmiştir. Savillex teflon tüpler MQ suyla çalkalanarak temizlenmiştir.

Her numunede 0.1 + 0.001 gr toz tartılıp ayrılmış ve teflon tüp içerisine transfer edilmiştir. Buna ek olarak altı uluslararası standartta ve iki boş numune hazırlanmıştır. Teflon tüp içerisine 4 ml HF ve 1 ml HNO₃ eklenmiş ve kapakları sıkıca kapatılmıştır. Tam çözündürme için numuneler iki gün 140° C de asitte bekletilmiştir. Numuneler daha sonra nitrat tuzları oluşması ve sistemden HF asidi atmaları için buharlaştırılmışlardır. Tüplere 1 ml Aristar HNO₃ ilave edilmiş ve tekrar buharlaştırılmıştır. Bu işlem iki kez tekrarlanmıştır. Daha sonra tüpler içerisine 2.5 ml Aristar HNO₃ ve yaklaşık 20 ml MQ su konulmuş, kapakları kapatılmış ve tuzları çözmek için bir saat kaynatılmıştır. Eriyik soğumaya bırakılmış, katı kalıntı kalmaması için kontrol edilmiştir. Daha sonra çözelti içine standartlar dahilinde 1.25 ml 2 ppm Rh, Re ve Bi eklenmiştir. Çözelti daha sonra 50 ml Polypropilen volumetrik flask içine transfer edilmiş ve 50 ml MQ su ilave edilmiştir. Sonunda çözelti polypropilen kaplar içerisine transfer edilmiş ve analiz öncesi soğuk bir yerde tutulmuştur.

Marmaris ofiyolitine ait peridotit örneklerindeki tüm kaya majör oksit ve iz element bollukları Avusturya Leoben üniversitesi genel ve analitik kimya bölümünde ölçülmüştür. Kayaç tozları en az 2 kg materyalden disk değirmende toz haline getirilerek hazırlanmıştır. Örnekler ateşleme ve kurumadaki kaybı bulmak için 1000

C⁰ de ısıtılmış ve 100 C⁰de kurutulduktan sonra Li₂B₄O₇ kullanılarak cam disk hazırlanmıştır.Majör element konsantrasyonları cam diskte dalga boylu dağılım X-Ray fluoresans spektrometre ile bulunmuştur. İz elementlerin konsantrasyonları ise asitle yıkamadan sonra ICP-MS' de bulunmuştur.

5.1.5. PGE analizleri

İki farklı yöntem kullanılarak yapılmıştır.Birinci yöntemde NiS ön zenginleştirme işlemi yapılmıştır.İkinci yöntemde ise izotop seyreltme uygulaması yapılmıştır.

İlk yöntemde PGE ve Au analizleri için NiS ön zenginleştirme işlemi uygulandıktan sonra, ICP-MS aletinde PGE değerleri okunmuştur. NiS ile zenginleştirme ve Te ile çökeltme işleminde Jackson ve diğerleri(1990) ve Sun ve diğerleri (1993) den uyarlanan metod kullanılmıştır.

15 gr örnek, 5 gr son derece saf nikel tozu, 2.5 gr S, 10 gr sodyum karbonat, 20 gr borax ve 3 gr silis porselen krozeeye alınır ve 1000°C de 1.5 saat ısıtılır. Daha sonra kroze kırılarak dipteki NiS button çıkarılır ve kırılarak küçük çipler elde edilir.daha sonra 1000mlt lik behere alınır ve 600mlt HCL eklenir.350° C lik sıcak levha üzerine alınır.NiS button çözülmesi için 3 saat beklenir. Tamamen çözündüğü zaman bir süre ılınması için beklenir ve daha sonra üzerine 3.5 mlt Te solüsyonu de eklenir ve eşit hacimde su ile tamamlanır.12 mlt SnCl₂ eklenir. Siyah Te fazı oluşur.Solüsyon 30 dakika fazın pıhtılaşması için ısıtılır. Soğuduktan sonra filtre kağıdından süzülür ve % 10 luk HCL ile yıkanır.Fitre kağıdı 30 mlt lik test tüpüne yerleştirilir ve üzerine HNO₃ eklenir. Kondansöre tutulur ve filtre kağıdının çözünmesi sağlanır.Kondansörün üzerinden konsantre 5 mlt HCL eklenerek <100° C de solüsyon fazın tamamen çözünmesi için ısıtılır. Solüsyon soğutulur ve refluks kondansör su ile yıkanarak 125 mlt polypropilen şişeye alınır ve 100 mlt saf su ile ile sulandırılır.

İkinci yöntemde ise NiS ile zenginleştirme yerine izotop seyreltme yapılarak ICP-MS kullanılmıştır. İzotop dilution çok düşük belirsiz ölçümlerin kullanılmasına imkan sağlar (Moser et.al., 2003). Örnek heterojenliğinin tanımlamasını yapmak mümkün olabilir (Meisel et.al., 2001). Bu yöntemin dezavantajı ise moleküler girişimler tarafından engellenen duyarlı aramalardır. Bu, ICP-MS'de yüzeyler

arasında Ar plazma gaz ve aerosoldeki yeni moleküler çözeltilerin kombinasyonuna neden olur.

Analizler Meisel et.al (2003)' de tanımlanan prosedür izlenerek yapılmıştır. Herbiri 0.5 gr, 1 gr veya 2 gr toz örnek 50 mlt'lik kuvars cam kapsüller içinde tartılmış ve kaynama noktası altında 5 mlt konsantre HNO₃ ve 2mlt HCL ile karışmış Ru, Pd, Re, Os, Ir ve Pt solüsyonu eklenmiştir. Cam şişeler kuvars kapak ve teflon bant ile kapatılıp yüksek basınç mikrodalgada (HPA) üç saat 125 bar basınç altında ve 300C⁰ de ısıtılmıştır. Örnekler katı kalıntıları ortadan kaldırmak için santrifüj edilmiş, daha sonra kalan sıvı kuruya yakın yavaş bir şekilde kurutulmuştur. Kalıntı 1m uzunluğunda ve 13 mlt hacimli kimyasal seperasyon kolonundan filtre edildikten sonra 2 mlt 0.1 mol l⁻¹ HCL' de çözülmüştür.

5.2. Jeokimyasal Karakteristikler

Bu çalışma kapsamında Denizgören, Orhaneli ve Marmaris ofiyolitini temsil eden kayalardan alınan toplam 28 adet örneğin ana element karakteristikleri ve iz element karakteristikleri incelenmiştir ve bu kayalara ait jeokimyasal özelliklere aşağıda değinilmektedir.

5.2.1. Ana element karakteristikleri

Üç ofiyolitten alınan 28 adet peridotit örneğinin majör element konsantrasyonları Tablo 5.1 de gösterilmiştir. Alterasyon (özellikle serpantinleşme) kayacın kimyasal bileşiminde önemli (Fe-Mg-Ca-Na-K içeriğinde) değişimlere yol açmıştır (Seyfried ve Dible,1980). Kimyasal sistemin doğru ölçümü için alkalilerin hidrasyon süresince arttığı kabul edilir. Bununla birlikte bu çalışma kapsamında değerlendirilen örneklerin Na₂O ve K₂O miktarları oldukça düşüktür. Yani hidrasyon prosesleri ve alterasyon, kayaların orjinal kimyalarını etkilememiştir. Bu nedenle örneklerin jeokimyasal özelliklerinin, onların alterasyon özelliklerini değil orijinal özelliklerini yansıttığı düşünülmektedir.

Çalışma alanlarındaki örneklerde MgO miktarının yüksek olduğu dikkat çekmektedir. MgO değerleri 40 ile 47 arasında değişmektedir. Al₂O₃ ve CaO içerikleri bakımından ise Marmaris peridotitlerinin daha düşük değerler içerdiği

Tablo.5.1: Denizgören ofiyolitine ait peridotitlerin kimyasal analiz sonuçları

Örnek No	N6	N9	N11	N18	N19
wt.%					
SiO ₂	42,34	43,07	44,20	42,37	42,62
TiO ₂	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	2,42	2,79	3,37	2,34	2,46
FeO	8,90	8,52	8,55	8,90	8,88
MnO	0,11	0,11	0,11	0,13	0,12
MgO	43,70	42,50	40,10	43,30	43,30
CaO	1,81	2,85	3,01	2,41	1,92
Na ₂ O	0,02	0,04	0,13	0,02	0,03
K ₂ O	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
P ₂ O ₃	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
LOI	7,83	8,12	13,20	8,26	8,61
Toplam	99,34	99,92	99,53	99,51	99,37
ppm					
Cr	2909	3306	3479	4291	3861
Ni	2556,4	2413,7	2417,2	2212,9	2468,6
Rb	0,17	0,14	0,20	0,17	0,19
Sr	6,10	5,40	29,63	6,43	10,41
Y	1,93	2,41	2,43	3,02	0,55
Zr	3,43	2,13	5,65	2,33	3,20
Nb	0,12	0,14	0,32	0,13	0,19
Ba	2,76	2,62	3,63	4,37	3,47
La	0,16	0,14	1,32	0,18	0,72
Ce	0,46	0,39	3,25	0,49	1,37
Pr	0,07	0,07	0,42	0,08	0,15
Nd	0,40	0,39	1,72	0,43	0,53
Sm	0,14	0,14	0,35	0,17	0,08
Eu	0,06	0,06	0,11	0,08	0,02
Gd	0,21	0,22	0,33	0,29	0,07
Tb	0,04	0,05	0,06	0,06	0,01
Dy	0,27	0,34	0,36	0,46	0,08
Ho	0,07	0,08	0,08	0,11	0,02
Er	0,20	0,25	0,23	0,35	0,06
Tm	0,03	0,04	0,04	0,05	0,01
Yb	0,23	0,27	0,26	0,37	0,08
Lu	0,04	0,05	0,05	0,06	0,02
Hf	0,09	0,09	0,15	0,13	0,06
Ta	0,01	0,02	0,04	0,01	0,05
Th	0,04	0,02	0,05	0,07	0,05
U	0,02	0,01	0,03	0,02	0,03

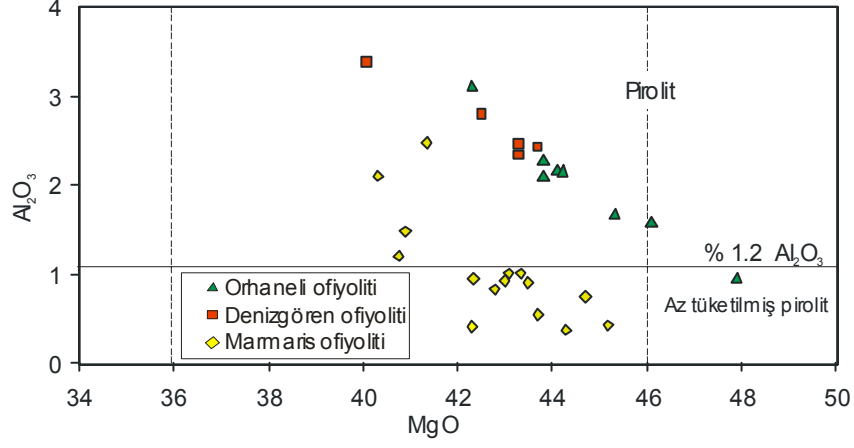
Tablo.5.1: (Devam) Orhaneli ofiyolitine ait peridotitlerin kimyasal analiz sonuçları

Örnek No	OR8	OR11	Har14	Har15	Har17	Har19	Har21	Har22
wt.%								
SiO ₂	41,42	40,44	43,44	42,88	42,22	42,44	42,06	42,63
TiO ₂	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	1,59	0,98	3,10	2,28	1,69	2,09	2,18	2,15
FeO	9,48	8,92	8,29	8,56	8,47	8,01	8,90	8,82
MnO	0,13	0,11	0,11	0,11	0,10	0,10	0,12	0,12
MgO	46,10	47,90	42,30	43,80	45,30	43,80	44,10	44,20
CaO	0,93	0,42	2,25	1,87	0,95	1,56	1,82	1,51
Na ₂ O	0,01	0,01	0,05	0,04	0,02	0,04	0,03	0,02
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
P ₂ O ₃	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
LOI	8,14	8,69	7,46	8,27	9,81	8,95	8,46	10,05
Toplam	99,70	98,81	99,59	99,58	98,78	98,09	99,25	99,49
ppm								
Cr	2977	2655	3291	3977	4332	3531	3444	4137
Ni	2726,9	2578,7	2145,8	2384,2	2461,7	2413,6	2903,6	2782,8
Rb	0,19	0,21	0,17	0,17	0,14	0,17	0,21	0,54
Sr	7,41	4,12	9,39	5,10	4,11	16,48	4,09	6,82
Y	0,46	0,49	2,74	0,88	0,66	0,85	0,66	0,71
Zr	4,85	1,76	3,03	3,21	2,52	3,30	2,03	2,19
Nb	0,20	0,16	0,18	0,11	0,11	0,30	0,12	0,23
Ba	4,23	2,84	3,51	3,78	2,75	4,71	3,64	5,37
La	0,35	0,27	0,32	0,22	0,13	0,66	0,26	0,30
Ce	0,86	0,49	0,85	0,48	0,32	1,60	0,55	0,61
Pr	0,11	0,06	0,13	0,07	0,05	0,21	0,07	0,09
Nd	0,44	0,25	0,68	0,32	0,25	0,90	0,24	0,40
Sm	0,08	0,05	0,21	0,09	0,07	0,18	0,06	0,09
Eu	0,03	0,02	0,08	0,03	0,02	0,05	0,02	0,03
Gd	0,07	0,06	0,28	0,10	0,08	0,15	0,08	0,09
Tb	0,01	0,01	0,06	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02
Dy	0,08	0,07	0,39	0,13	0,10	0,14	0,10	0,11
Ho	0,02	0,02	0,10	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03
Er	0,05	0,05	0,29	0,08	0,07	0,07	0,07	0,08
Tm	0,01	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Yb	0,06	0,06	0,31	0,08	0,07	0,08	0,09	0,09
Lu	0,01	0,01	0,05	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
Hf	0,10	0,05	0,11	0,10	0,08	0,08	0,09	0,06
Ta	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Th	0,07	0,10	0,03	0,05	0,04	0,05	0,05	0,06
U	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,04

Örnek No	MK1	MK2	MK3	MK4	MK5	MK6	MK7	MK8	MK9	MK10	MK11	MK12	MK13	MK14	MK15
wt. %															
SiO ₂	41,5	42,3	41,6	43,1	42,9	42,6	42,8	45,1	42,4	43,8	40,6	42,8	42,2	40,0	43,8
TiO ₂	0,017	0,040	0,017	0,018	0,020	0,018	0,026	0,022	0,018	0,022	0,017	0,056	0,019	0,020	0,019
Al ₂ O ₃	0,42	2,10	0,37	0,55	0,95	1,01	1,48	1,21	0,83	1,01	0,44	2,47	0,94	0,76	0,92
FeO	9,29	9,30	9,43	8,94	9,19	8,94	9,19	9,00	9,08	8,61	9,88	9,36	9,23	10,04	8,74
MnO	0,134	0,135	0,135	0,130	0,133	0,128	0,134	0,136	0,134	0,128	0,131	0,135	0,133	0,133	0,129
MgO	42,29	40,30	44,27	43,68	42,33	43,32	40,89	40,76	42,76	43,08	45,19	41,32	43,00	44,69	43,48
CaO	0,51	2,10	0,34	0,54	0,83	0,89	1,58	1,29	0,91	0,86	0,53	2,21	1,01	0,58	0,94
Na ₂ O	0,344	0,102	0,112	0,720	0,001	0,001	0,087	0,468	0,537	0,001	0,374	0,003	0,523	0,129	0,001
K ₂ O	0,001	0,001	0,001	0,023	0,001	0,001	0,001	0,015	0,004	0,001	0,004	0,001	0,009	0,001	0,001
P ₂ O ₃	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
LOI	4,58	3,87	3,13	2,54	2,81	2,02	2,43	1,64	2,89	2,06	2,26	0,86	2,32	2,69	1,15
Toplam	99,50	100,65	99,86	100,64	99,55	99,22	99,03	100,05	99,95	100,04	99,89	99,56	99,77	99,33	99,62
ppm															
Ni	2637	2703	3048	2633	2619	2687	2403	2503	2518	2608	2790	2369	2558	3119	2515
Cr	2924	2803	3073	2775	2538	2295	2695	2986	2927	2949	3194	2653	2791	1913	2848
Y	0,010	1,003	0,078	0,053	0,121	0,111	0,363	0,123	0,078	0,146	0,054	1,525	0,114	0,175	0,114
Th	0,057	0,073	0,098	0,040	0,070	0,134	0,146	0,055	0,085	0,061	0,092	0,096	0,127	0,065	0,080
La	0,1019	0,1012	0,1173	0,0354	0,0748	0,1234	0,1994	0,0464	0,1458	0,0786	0,0859	0,0512	0,0938	0,1027	0,0401
Ce	0,1746	0,2359	0,1792	0,0627	0,1221	0,1832	0,2914	0,0465	0,1738	0,0836	0,1343	0,1592	0,1275	0,15	0,0611
Pr	0,022	0,0323	0,0183	0,0061	0,013	0,0162	0,026	0,0034	0,013	0,0069	0,0139	0,0284	0,0108	0,0134	0,0054
Nd	0,094	0,1612	0,0691	0,0228	0,0492	0,0541	0,0679	0,0109	0,0379	0,0198	0,0478	0,1696	0,0315	0,042	0,0172
Sm	0,024	0,0444	0,0161	0,0046	0,0113	0,0069	0,0073	0,0023	0,0048	0,0028	0,0081	0,0734	0,0045	0,0051	0,0029
Eu	0,008	0,0159	0,0051	0,0016	0,0036	0,0021	0,0025	0,0008	0,0015	0,0008	0,0023	0,0355	0,0011	0,0016	0,0008
Gd	0,0244	0,0587	0,0151	0,0056	0,0109	0,0059	0,0123	0,0031	0,0057	0,0034	0,0064	0,1336	0,0041	0,0069	0,00309
Tb	0,0039	0,0103	0,0026	0,0009	0,0019	0,0011	0,0042	0,0009	0,0012	0,0011	0,001	0,0283	0,001	0,0018	0,0008
Dy	0,0239	0,0723	0,0155	0,0065	0,0119	0,0099	0,0456	0,0105	0,0109	0,0144	0,0069	0,2151	0,0098	0,0178	0,0098
Ho	0,0049	0,0175	0,0036	0,0018	0,0029	0,0032	0,0145	0,0042	0,0039	0,0054	0,0017	0,0521	0,0037	0,0064	0,0033
Er	0,0146	0,0554	0,0123	0,0078	0,0089	0,0128	0,0546	0,0201	0,0156	0,0215	0,0058	0,1705	0,0173	0,0232	0,0166
Tm	0,0021	0,009	0,0018	0,0017	0,0016	0,0028	0,0106	0,0045	0,0031	0,0043	0,0011	0,0277	0,0036	0,0044	0,0033
Yb	0,016	0,0678	0,016	0,0145	0,0154	0,0294	0,0803	0,0412	0,0319	0,0371	0,0136	0,1838	0,0312	0,0361	0,0308
Lu	0,0027	0,0123	0,0035	0,0033	0,0036	0,0063	0,0151	0,0082	0,0067	0,0079	0,0036	0,0313	0,0064	0,0075	0,0066

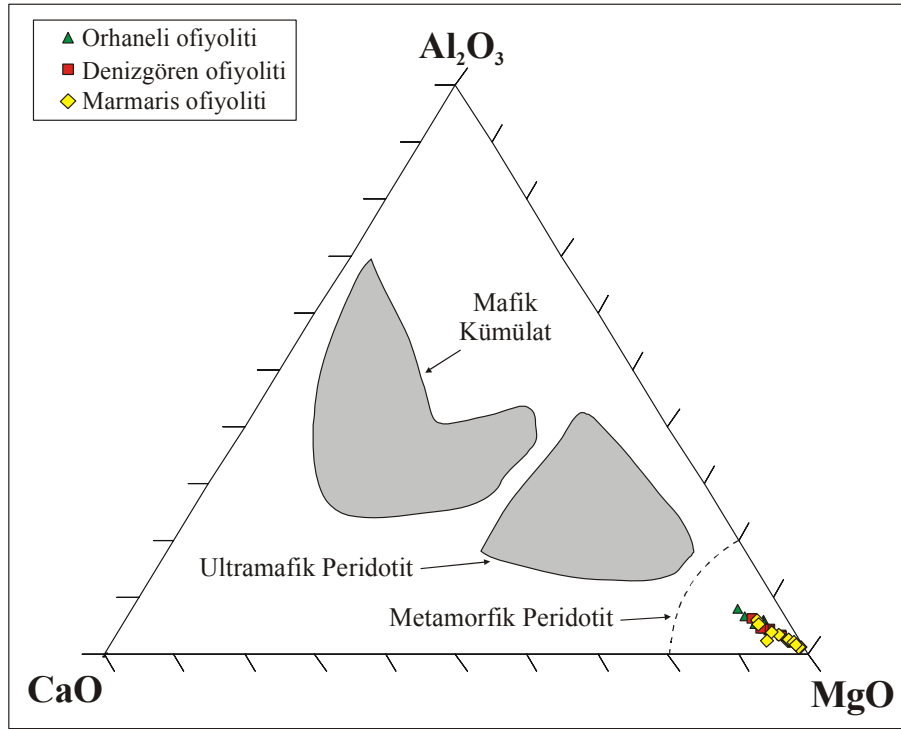
Tablo 5.1: (Devam) Marmaris ofiyoline ait peridotlerin kimyasal analiz sonuçları

görülmektedir. Analiz sonuçları Ringwood (1975); MgO–Al₂O₃ diyagramına yerleştirilerek yorumlanmıştır (Şekil 5.1). Diyagramdan da görüldüğü gibi Marmaris peridotitleri ergiyik tüketilimi işlemlerinden daha fazla etkilenmiştir.



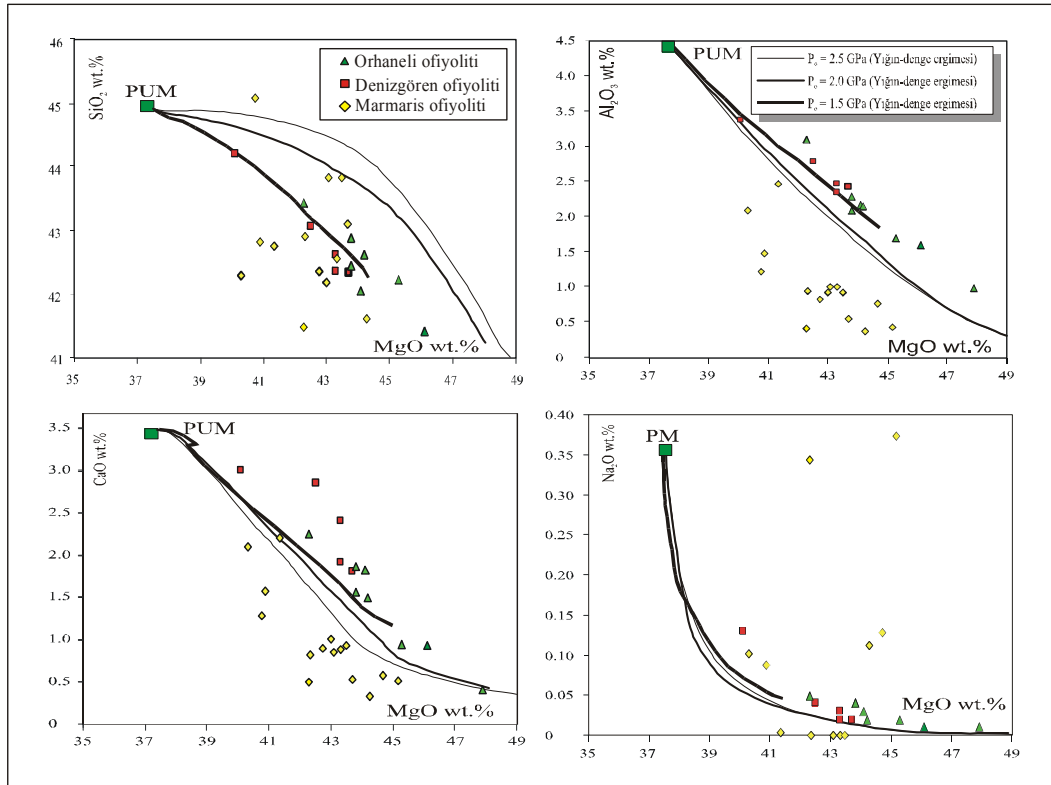
Şekil 5.1: MgO-Al₂O₃ diyagramı Ringwood (1975) 'den alınmıştır.

Ultrabazik kayaların majör element analiz sonuçları, Coleman (1977) diyagramında yerleştirildiğinde örneklerin ultramafik tektonit alanında yoğunlaştıkları görülmüştür (Şekil 5.2).



Şekil 5.2: Coleman (1977) diyagramında çalışma alanındaki peridotitlerde Al₂O₃ - CaO-MgO dağılımı.

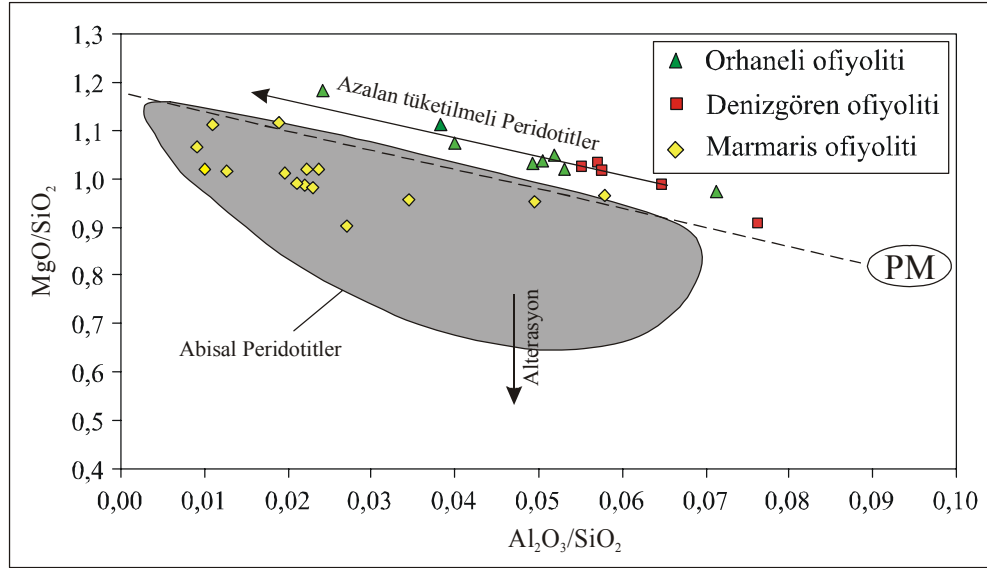
MgO içeriği, ergiyük tüketiminin bir göstergesi olarak, lertzolitten harzburjite ve dünite doğru bir artış gösterir (Parkinson ve Pearce , 1998). Örneklerde bazik bileşenlerce zengin ortalama majör element bileşimleri $\text{CaO} \sim 3\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 > 2.5\%$ ve $\text{MgO} < 43\%$ olmasına rağmen peridotitlerin çoğu, üst manto bileşeninden daha refrakterdir ve bazik bileşenlerce aşırı tüketilmiştir. Tüm kayaç analizleri göstermektedirki, peridotitler artan MgO içeriği ile Ca, Al, Na gibi ergiyebilir elementlerce artan bir tüketim eğilimi gösterirler. Tüketim eğilimi burada klinopiroksenin modal azalışı ve olivinin artışı ve mantodan değişken derecelerde bazaltik ergiyük çekilimi ile açıklanabilir (Şekil 5.3).



Şekil 5.3. Orhaneli, Denizgören ve Marmaris Ofiyolitlerini temsil eden peridotitik kayaçlarda MgO'ye karşı SiO_2 , Al_2O_3 , CaO ve Na_2O konsantrasyonlarındaki değişimler. MELTS termodinamik yöntemi kullanılarak, yığın denge ergimesi izotropik polibarik eğrileri hesaplanmıştır. Hesaplamalarda başlangıç kaynağı olarak Mc Donough ve Sun (1995) Primitif üst manto bileşimi (PUM) kullanılmıştır. Eğriler 2.5, 2.0, 1.5 GPa ergime basınçlarıyla uyumludur.

Çalışma alanlarındaki örneklerin $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ve MgO/SiO_2 oranlarının karşılaştırma diyagramında Marmaris peridotit örneklerinin, Orhaneli ve Denizgören peridotitlerine göre daha tüketilmiş olduğu görülmektedir ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 < 0.4$). MgO/SiO_2 oranı ise bütün örneklerde 0.85'den yüksektir. Çalışma alanlarındaki

peridotitlerde bu oran geniş bir değişim aralığı göstermektedir. Genellikle de abisal peridotitlerde görüldüğü gibi alterasyondan etkilenmiştir (Snow and Dick, 1995; Niu and Hekinian, 1997), (Şekil 5.4).



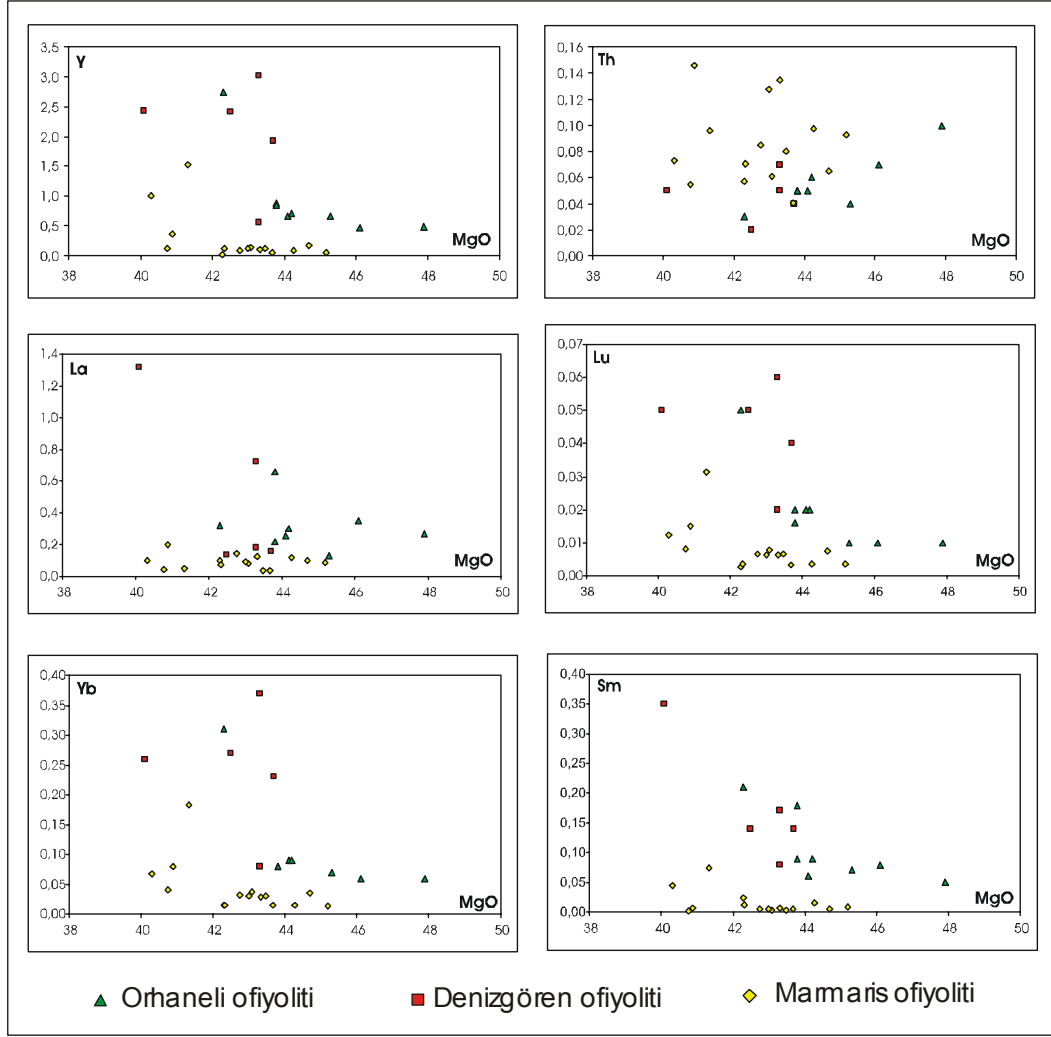
Şekil 5.4. Çalışma alanlarına ait peridotit örneklerindeki Al_2O_3 / SiO_2 ve MgO / SiO_2 oranlarının karşılaştırma diyagramı. Silikat yerbileşiminin farklılaşma trendinin (Snow and Dick, 1995) primitif mantodan başladığı varsayılmaktadır (Jagoutz et.al., 1979; Maalee and Aoki, 1977; Ringwood, 1975). Abisal peridotit alanı daha önce yayınlanmış verilerden alınmıştır (Baker and Beckett, 1999; Niu et.al., 1997; Snow and Dick, 1995).

5.2.2. İz element karakteristikleri

Peridotit örneklerinin iz element karakteristiklerini değerlendirmek için Y, Th gibi çeşitli elementlerin MgO ve Al_2O_3 'e göre değişimleri diyagramlarda değerlendirilmiştir (Şekil 5.5 ve Şekil 5.6). La, Ce, Nd, Yb, Sm, Lu gibi nadir toprak elementler (LREE) çeşitli diyagramlarda kullanılmıştır.

MgO 'e karşı La, Sm, Lu ve Yb gibi nadir toprak elementleri ile Y ve Th gibi iz elementler korele edilmiştir (Şekil 5.5). La ve Th'da pozitif korelasyonlar görülürken, Sm, Yb, Lu ve Y'da negatif korelasyonlar görülmektedir.

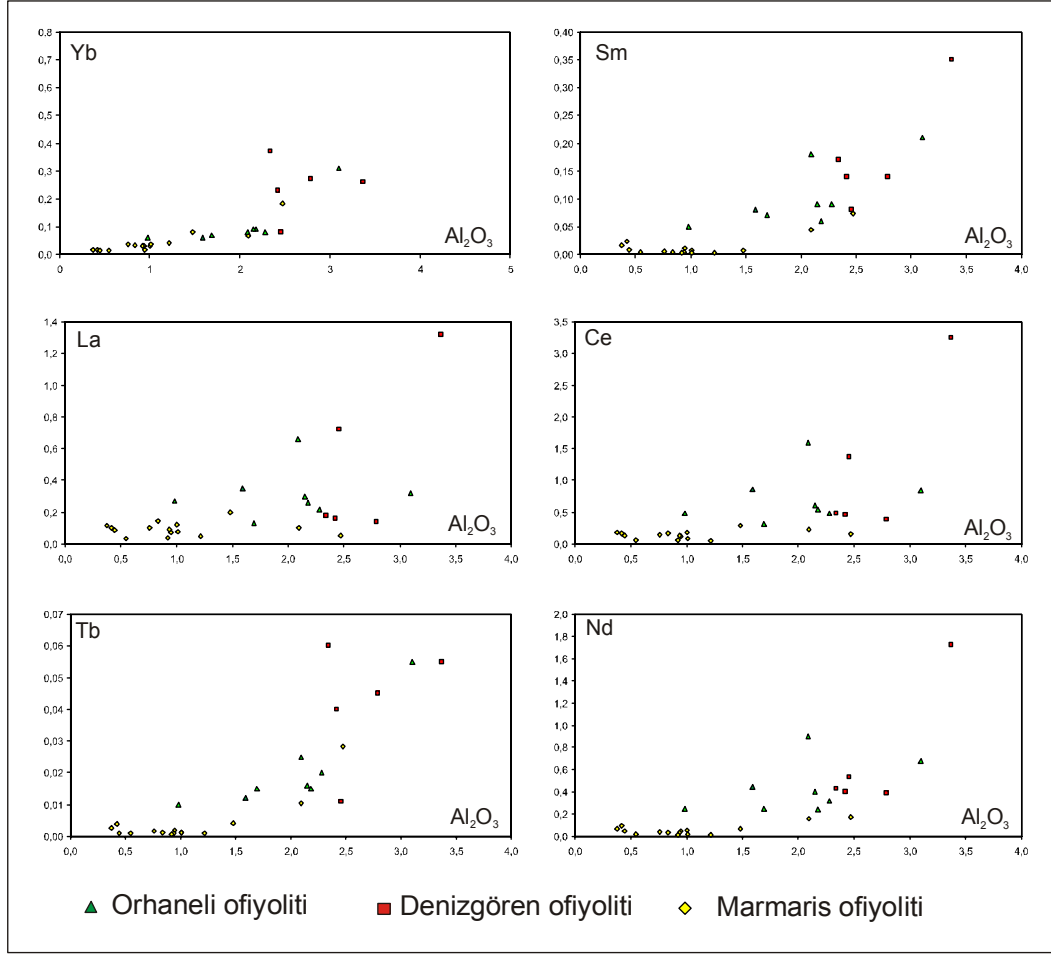
Şekil 5.6'da Al_2O_3 ' e göre bazı nadir toprak elementlerin (Yb, Sm, La, Ce, Tb ve Nd) karşılaştırma diyagramları yapılmıştır.



Şekil 5.5.Çalışma alanlarındaki örneklerde MgO'ye karşı Y, Th, La, Lu, Yb veSm elementlerinin değişim diyagramları.

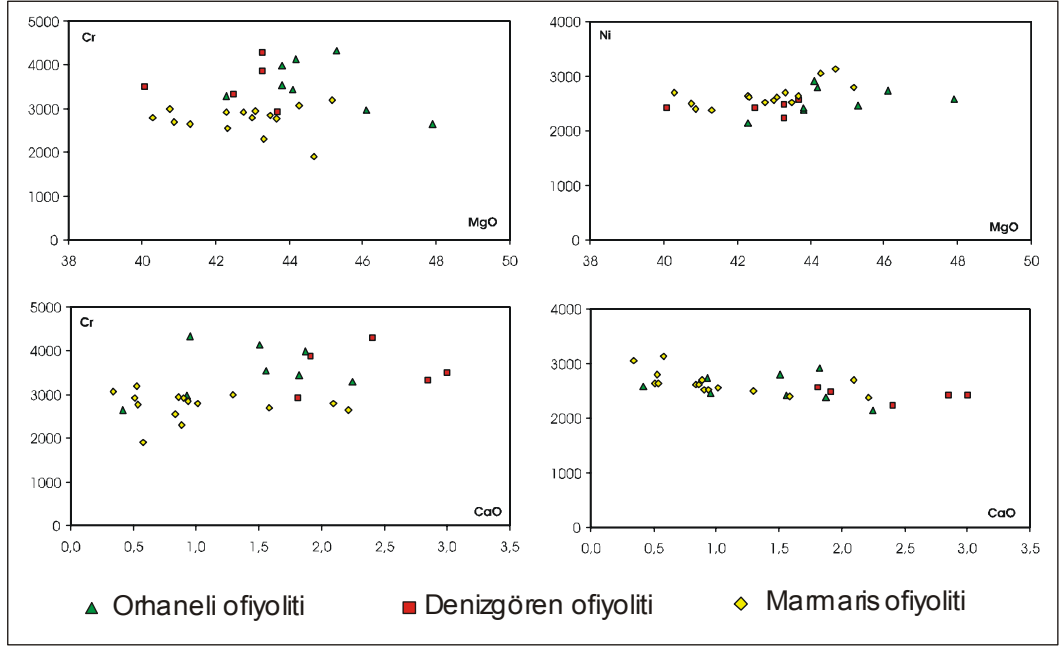
Şekil 5.5 ve şekil 5.6'daki korelasyonlar göstermektedirki; Yitim zonundan etkilenmiş bir mantodan türeyen ergiyikler ve kalıntı peridotitler arasındaki reaksiyon peridotitlerde, akışkanlarla mobilitesi artan elementlerin immobil elementlere göre daha yüksek bileşimlere yükselmesine sebep olur.

Şekil 5.7 de MgO ve CaO'ye göre , her ikisinde uyumlu element olan Cr ve Ni değişim diyagramları görülmektedir. Cr ve Ni mobil elementler oldukları için pozitif bir korelasyon olması beklenirken , herhangi bir korelasyon görülmemektedir.Bunun nedeni, ya Cr ve Ni içeren mineral fazlarının kristalizasyon gibi işlemlerden etkilenmesi, yada ergime sonrası ergiyik- katı reaksiyonu olabilir.

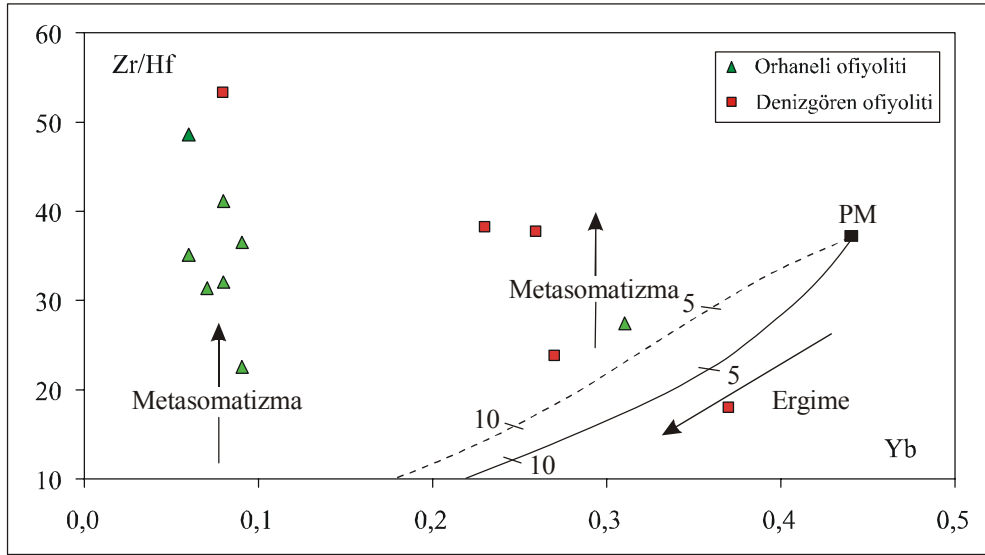


Şekil 5.6. Al₂O₃'e göre bazı nadir toprak elementlerin (Yb, Sm, La, Ce, Tb, Nd) değişim diyagramı.

Çalışma alanlarından Orhaneli ve Denizgören peridotitlerinin Zr /Hf oranı ile Yb içeriğinin karşılaştırma diyagramı yapılmıştır. Kalıntı peridotitlerde Zr/Hf oranının, artan ergime derecesi ile azalması beklenir. Ancak diyagramda özellikle Orhaneli peridotitlerine ait örneklerde bu oranın arttığı görülmektedir ve bu peridotit örneklerinin ergiyik-kayaç etkileşimine bağlı olarak metasomatizmadan etkilendiğini göstermektedir (Şekil 5.8).



Şekil 5.7. Üç ofiyolite ait peridotit örneklerindeki CaO ve MgO içeriklerinin Cr ve Ni ile karşılaştırma diyagramları.



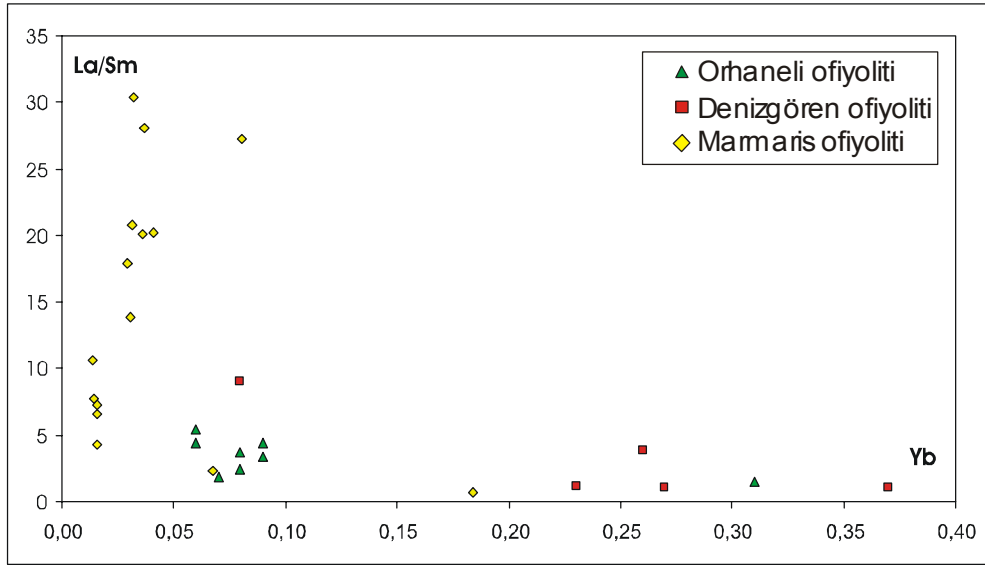
Şekil 5.8. Orhaneli ve Denizgören peridotitlerine ait Zr / Hf oranı ve Yb değerlerinin karşılaştırma diyagramı. Eğriler primitif manto bileşeni ile garnet peridotit ergimesi için kalıntı trendlerini göstermektedir (Primitif manto bileşeni Mc Donough and Sun, 1995' den alınmıştır). Ayrılma katsayıları tablo 2' den alınmıştır. Kesik çizgili eğri için ise garnet ve ergiyik arasındaki Zr ve Hf ayrılma katsayıları $D_{Zr}^{garnet/l} = 2.12$ ve $D_{Hf}^{garnet/l} = 1.22$ alınmıştır (Hauri et al., 1994). Diyagram Takazawa et al., 1999' dan alınarak yapılmıştır.

Tablo 5.2.Mineral/ergiyik ayrımlanma katsayıları.

Referanslar: $D^{cpx/ergiyik}$ (Hart and Dunn, 1993); REE için $D^{opx/ergiyik}$, $D^{oliv/ergiyik}$, $D^{spinel/ergiyik}$ değerleri için, Stosch(1982)den $D^{oliv/cpx}$, $D^{cpx/opx}$ ile kombine edilerek, Hart and Dunn (1993)den $D^{cpx/ergiyik}$ temel alınmıştır.Zr ve Hf için $D^{oliv/ergiyik}$ Fujimaki et. al.(1984); Zr için $D^{opx/ergiyik}$ Rampone et.al.(1993); Zr için $D^{spinel/ergiyik}$, O'Reilly et.al. (1991)den $D^{spinel/cpx}$ ile kombine edilerek Hart and Dunn (1993) den $D^{cpx/ergiyik}$ temel alınmıştır; Hf için $D^{opx/ergiyik}$ ve $D^{spinel/ergiyik}$ Zr değerlerine eşittir. $D^{garnet/ergiyik}$ Johnson (1998) den alınmıştır.

	Oliv./erg	Opx/erg	Cpx/erg	Spn/erg	Garnt/erg
Ce	0.0001	0.001	0.086	0.00002	0.005
Zr	0.0047	0.0118	0.123	0.0086	0.27
Hf	0.004	0.0118	0.256	0.0086	0.24
Sm	0.0002	0.0082	0.29	0.00006	0.25
Yb	0.008	0.086	0.43	0.00034	6.6

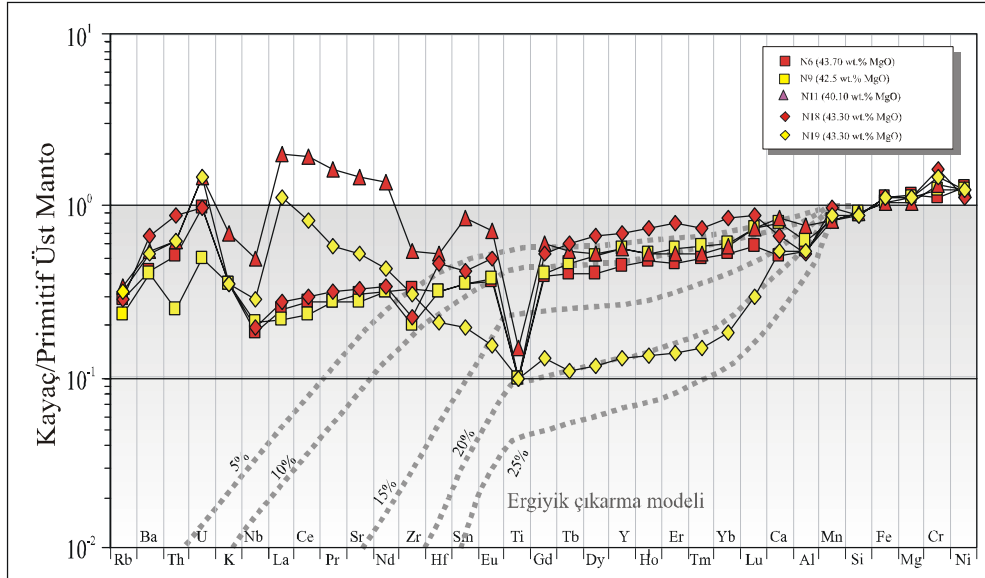
Çalışma alanlarındaki peridotit örneklerinde tüm kaya hafif nadir toprak ile ortaç nadir toprak oranlarındaki zenginleşme (La/Sm), ergime sonrası akışkan ile etkileşimden dolayı yada ergimenin son evresi süresince oluşmuştur (Ozawa and Shimizu, 1995), (Şekil 5.9).



Şekil 5.9. Çalışma alanlarındaki peridotit örneklerinin hafif nadir toprak elementlerinden olan La'n, ortaç nadir toprak elementlerinden olan Sm'a oranının, ağır nadir toprak elementlerden Yb ile korelasyon diyagramı.

Peridotitlerin primitif üst mantoya normalize edilmiş iz element özelliklerini daha net incelemek için üç ofiyolite ait peridotit örnekleri ayrı ayrı değerlendirilmiştir. Orhaneli ve Denizgören peridotitlerine ait iz element özellikleri Şekil.5.10 ve 5.11 de

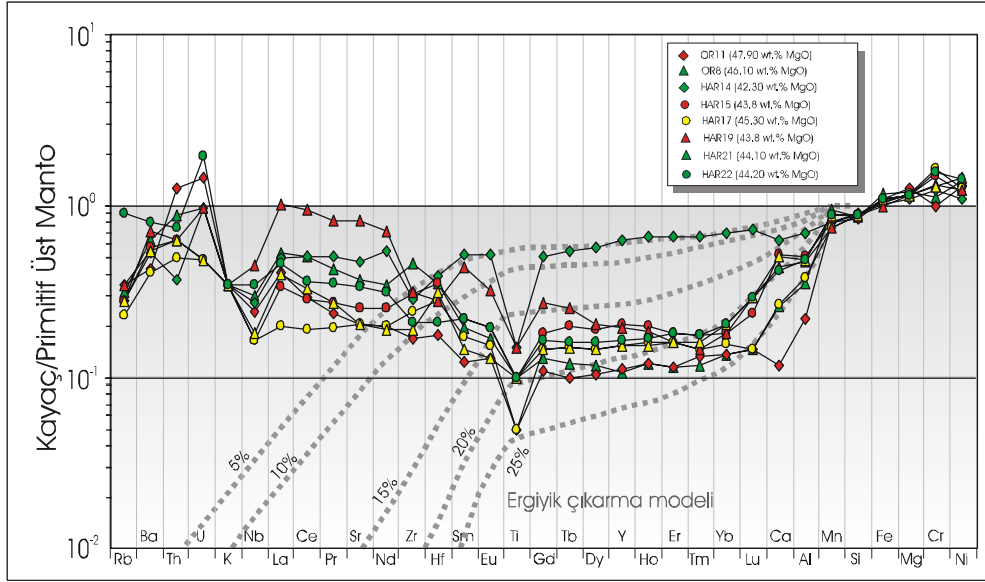
görüldüğü gibi iki ofiyolite ait desenler benzerlik sunmakta ve örnekler uyumsuz iz elementlerce ilksel mantoya göre tüketilme göstermektedirler. Örneklerin çoğunda REE, Sr, Y elementleri düz desenler gösterirken; Nb-Zr-Hf ve bazı örneklerde Ti negatif anomaliler göstermektedir. Nb ve Ti'un negatif anomaliler göstermesi yitim zonu etkilerine işaret etmektedir (Pearce and Cann, 1973; Pearce and Norry, 1979). Nb'ca tüketilme Th'ca zenginleşme yay önü ve yay arkası havzaları yansıtır ve suprasubduction ofiyolitleri diye isimlendirilir (Pearce et. al.,1984). Peridotitler,değişebilen fusible majör elementlerce tüketilme derecesine rağmen manto ergiyiklerinde beklenenden daha fazla REE ve uyumsuzluğu yüksek elementler içerirler. Bu durum manto ergime bölgesinde sonradan oluşan bir zenginleşme prosesini işaret edebilir.



Şekil.5.10.Primitif üst mantoya (PUM) normalize edilmiş Denizgören ofiyolitine ait peridotitlerin çoklu element diyagramı.Diyagramdaki kesikli çizgiler PUM bileşiminden farklı bir miktarlarda eriyiğin dinamik çıkışını göstermektedir (spinel denge alanı içinde; Kinzler 1997 de tanımlanan ergime biçimi).Modellemede Zou (1998) de tanımlanan parametreler ve Mc Kenzie ve O'nions (1991) mineral/matrix ayrılma katsayıları kullanılmıştır.Normalize değerler Mc Donough ve Sun (1995) den alınmıştır.

Orhaneli ve Denizgören peridotitlerinin kondirite normalize edilmiş REE diyagramı şekil 5.13'de görülmektedir.Örneklerin toplam REE içerikleri düşükken, LREE bollukları 0.5-5.6xCI kondirit iken, HREE bollukları 0.4-2xCI kondirittir. Majör element verileriyle beraber yorumlandıklarında , örneklerin hiç birinin yüksek oranda değişmediği görülür. Ancak orijinal kimya serpantinleşmeden etkilenmişse LREE de tüketilme görülecektir.Teorik olarak üst manto ergime rejiminde REE ler spinel

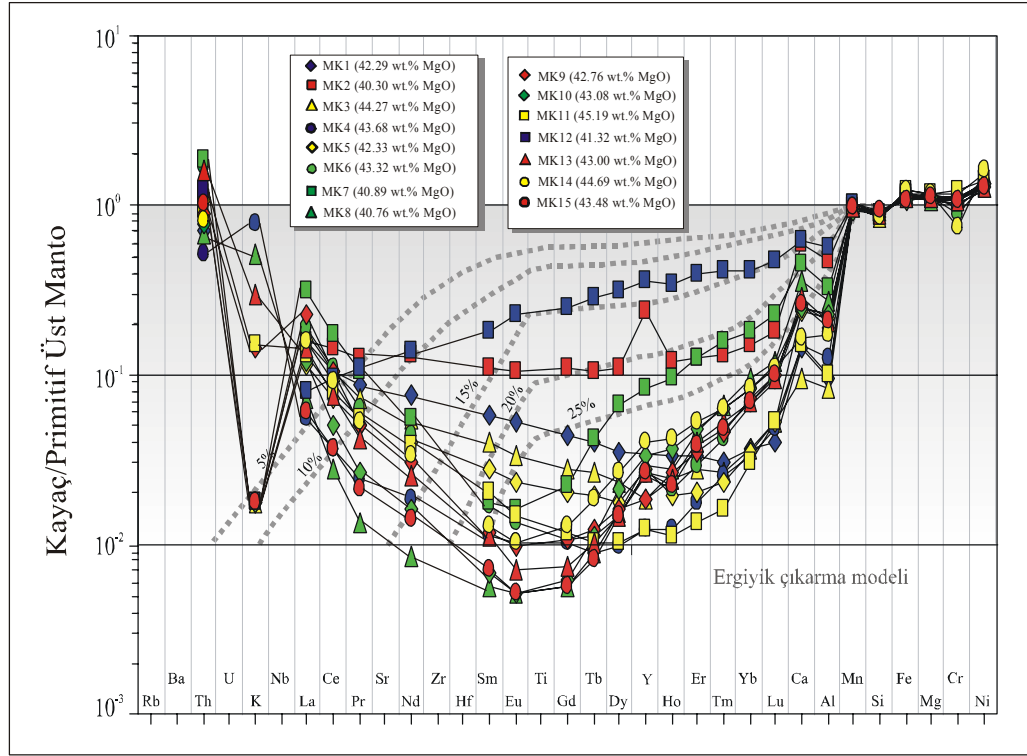
içeren manto kalıntısında uyumsuz davranır. Lertzolit örnekleri çok az tüketilmiş LREE ($La_N / Yb_N = 0.4-0.71$) ve düz bir desen gösteren çok az fraksiyona uğramış HREE kısmıyla karakteristiktir ($Dy_N / Yb_N = 0.84-0.91$; Şekil 5.13A)



Şekil.5.11.Primitif üst mantoya (PUM) normalize edilmiş Orhaneli ofiyolitine ait peridotitlerin çoklu element diyagramı.Diyagramdaki kesikli çizgiler PUM bileşiminden farklı bir miktarlarda eriyiğin dinamik çıkışını göstermektedir (spinel denge alanı içinde; Kinzler 1997 de tanımlanan ergime biçimi).Modellemede Zou (1998) de tanımlanan parametreler ve Mc Kenzie ve O'nions (1991) mineral/matrix ayrılma katsayıları kullanılmıştır.Normalize değerler Mc Donough ve Sun (1995) den alınmıştır.

Marmaris ofiyolitine ait örneklerin çoklu element diyagramı şekil 5.12’de görüldüğü gibi Orhaneli ve Denizgören peridotitleri ile kıyaslandığında onlara göre düz desenler göstermemektedir.Th’ca zenginleşmeler görülmektedir. Yani örneklerde manto ergiyiklerinde beklenenden daha fazla uyumsuz element bulunmaktadır ve bu da yitime bağlı olarak manto ergime bölgesinde oluşan metasomatik zenginleşmeleri göstermektedir.

Harzburjite ve dünite için LREE profilleri zenginleşmeden çok az bir tüketilmeye doğru bir değişim gösterir ($La_N / Yb_N = 0.48- 6.23$). Bazı örneklerde fraksiyona uğramamış HREE kısmı çok az konkav bir desen gösterir. HREE ‘lere göre MREE ‘ler tüketilmiştir.Genel olarak bakıldığında REE profili çok az konkav bir desen göstermektedir ($Dy_N / Yb_N =0.74-0.88$; şekil 5.13B). Benzer karakteristikler LREE ‘lerce zenginleşmiş ergiyik ve LREE’lerce tüketilmiş manto kalıntıları arasındaki etkileşimin sonucu olarak yorumlanmaktadır (Pearce ve diğ.,1999).

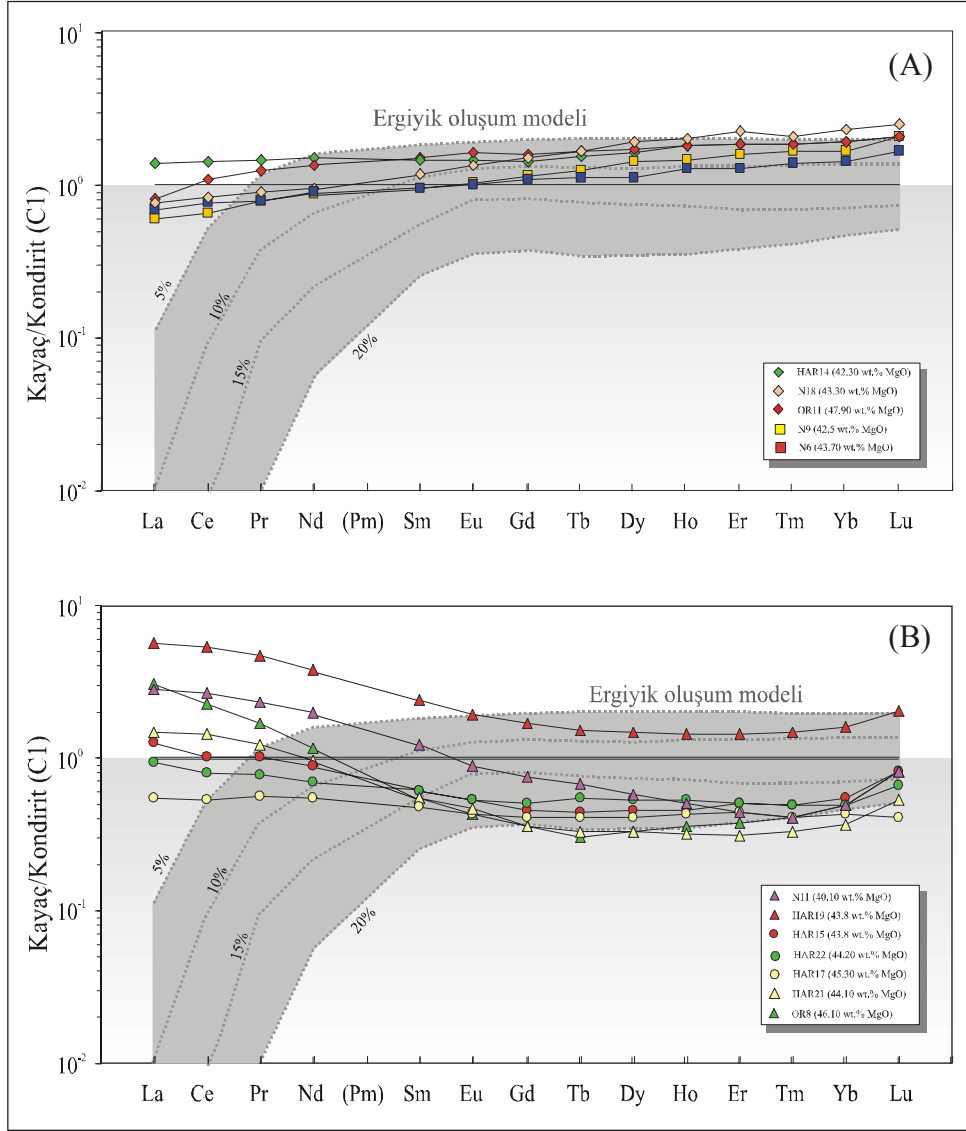


Şekil.5.12.Primitif üst mantoya (PUM) normalize edilmiş Marmaris ofiyolitine ait peridotitlerin çoklu element diyagramı.Diyagramdaki kesikli çizgiler PUM bileşiminden farklı bir miktarda eriyiğin dinamik çıkışını göstermektedir (spinel denge alanı içinde; Kinzler 1997 de tanımlanan ergime biçimi).Modellemede Zou (1998) de tanımlanan parametreler ve Mc Kenzie ve O'nions (1991) mineral/matrix ayrılma katsayıları kullanılmıştır.Normalize değerler Mc Donough ve Sun (1995) den alınmıştır.

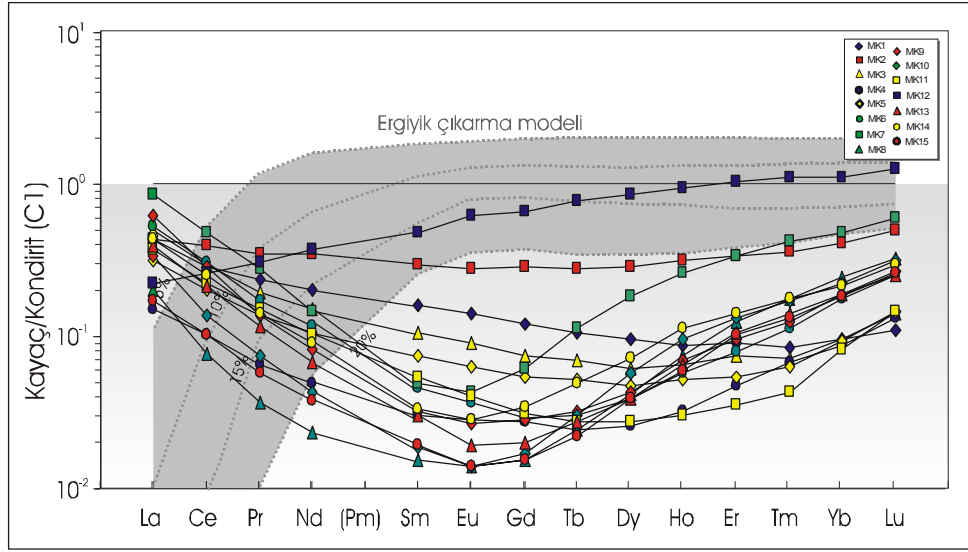
Uyumsuz element desenlerinin tümü peridotitlerin çoklu evre gelişimi ile uyumludur. Peridotitler zenginleşme gösteren LREE 'lere ve uyumsuzluğu yüksek uyumsuz litofil elementlere sahiptirler. Buradan şu sonuca varılabilir; peridotitler daha önceki evrelerdeki ergimeler sonucu ortaya çıkan sulu akışkanlar tarafından metasomatize edilmişlerdir.

Marmaris peridotit örneklerinin kondirite normalize edilmiş nadir toprak element diyagramı şekil 5.14'te görüldüğü gibidir. Çalışma alanındaki peridotitlerin çoğunluğundaki nadir toprak element değerleri Güney Omman peridotitlerinde tanımlandığı gibi kaşık şekilli desenler göstermektedir (Godard et.al., 2000). Şekilde hafif nadir toprak elementlerce zenginleşmeler görülürken, ortaç nadir toprak elementlerden Sm, Gd ve Eu'da negatif anomaliler görülmektedir.Hafif nadir toprak elementlerdeki zenginleşmeler genel olarak magma perkolasyonu veya akışkanlardan dolayı ergime sonrası metasomatizma ile açıklanabilir (Wilshire, 1984). Örneklerde $La_N/Yb_N=0.74-5.10$, $Dy_N/Yb_N=0.16-0.91$ değerleri arasındadır.Orhaneli ve

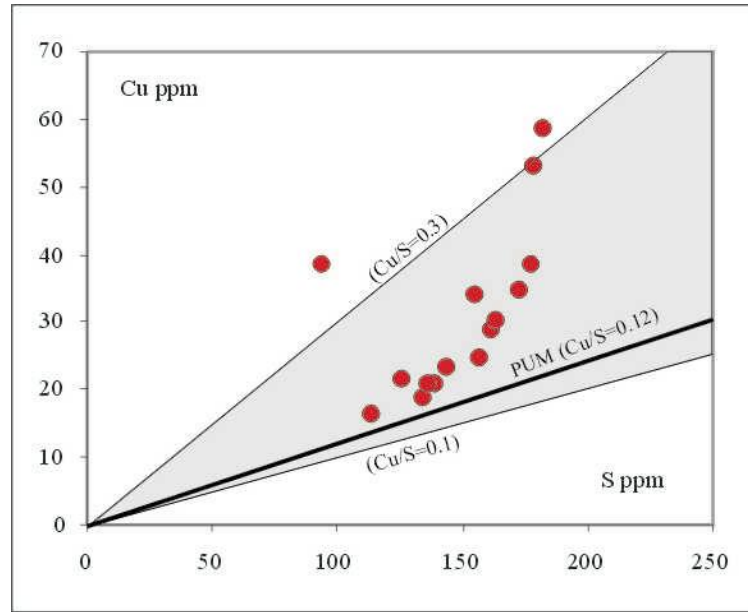
Denizgören peridotitleriyle kıyaslandığında hafif nadir toprak elementlerince zenginleşmeden daha çok tüketime doğru bir eğilim görülmektedir.



Şekil.5.13.(A) Ergiyikçe tüketilmiş ve (B)yeniden zenginleşmiş peridotitler için kondirite normalize edilmiş REE değerleri.Şekil 5.9 da tanımlanan yöntem kullanılarak kalıntı manto bileşimleri plot edilmiştir.Hesaplamalarda spinel denge alanı içindeki PUM bileşiminden % 5’den % 20’ye ergiyik ayrıldığı farzedilmiştir.Normalize değerler ve PUM bileşimleri Anders ve Grevesse (1989) ve Mc Donough ve Sun (1995) den alınmıştır.



Şekil 5.14. Marmaris peridotitlerine ait kondirite normalize edilmiş REE değerleri. Normalize değerler Mc Donough and Sun (1995)'den alınmıştır. Şekil 5.9 da tanımlanan yöntem kullanılarak kalıntı manto bileşimleri plot edilmiştir. Hesaplamalarda spinel denge alanı içindeki PUM bileşiminden % 5'den % 20'ye ergiyik ayrıldığı farzedilmiştir



Şekil.5.15.Orhaneli ve Denizgören ofiyolitine ait peridotit örneklerinde Cu / S oranlarını esas alarak alanlarını gösteren Cu-S diyagramı.Koyu renkli çizgi pirimitif üst manto Cu / S oranını (0.12) göstermektedir (Mc Donough ve Sun, 1995).

5.2.3. Kalkofil elementler

Orhaneli ve Denizgören peridotit örneklerinin sülfür miktarları 94 ppm ve 186 ppm arasında değişmektedir (Marmaris'e ait S değerleri bulunmamaktadır). Ana oksitlerin (MgO, Al₂O₃, CaO v.b) ergiyik tüketim indisleriyle sistematik bir korelasyon

göstermediği gözlenmiştir. Şekil 5.15' te peridotit örneklerindeki S ve Cu miktarları arasındaki pozitif korelasyon görülmektedir. Kayaçlar bir bütün olarak silikat yer için tahmin edilenden daha yüksek değerlerde Cu / S oranına sahiptir (Mc Donough ve Sun, 1995) ve 0.12-0.30 arasında Cu / S oranlarıyla tanımlanmıştır. Ortalama primitif üst manto bileşimine göre Cu / S oranındaki yükselmeler peridotit kanalları içine perkole olan bazaltik ergiyiklerden bakırca zengin sülfidlerin çökelişini yansıması olarak yorumlanabilir (Alard ve diğ., 2000 ; Lorand ve diğ., 1999).

5.2.4.PGE (platin grubu elementler) jeokimyası

Örneklerin tüm kayaç PGE ve Au konsantrasyonları Tablo.5.3, 5.4 ve 5.5'de görülmektedir. Toplamda PGE miktarlarında büyük değişimler görülmesine rağmen örnek bazında baktığımızda değişimin çok önemli boyutlarda olmadığı görülmektedir. Orhaneli ve Denizgören ofiyolitine ait piroksenit örnekleri son derece yüksek Pd / Ir ve Pt /Ir oranı ile karakterizedir. Manto peridotitlerinden göze çarpan farklılığı, piroksenit damarlarının oluşumu sırasında muhtemelen ergiyik perkolasyonu prosesleri ile birleşen manto ergiyikleri ile ilgili dengede olan ilksel sülfid miktarının sonucu olarak yorumlanabilir. Bu örnek tipik manto kalıntılarındaki PGE miktarlarını yansıtmadığı için modellemelerde kullanılmamıştır.

Orhaneli ve Denizgören peridotitlerinde PGE içeriği 17-38 ppb arasında değişmektedir. Pd konsantrasyonu primitif manto değerlerinden yüksekken , Os, Ir, Ru ve Pt konsantrasyonları primitif mantoya göre benzer yada çok az düşüktür. Os konsantrasyonları 1.45'- 4.83 ng/g, Ir 1.02 - 4.75 ng/g, Ru 1.74 - 2.81 ng/g, Pt 3.53- 11.32 ng/g ve Pd 4.32 - 10.64 ng/g değerleri arasındadır (Tablo 5.3 ve 5.4).

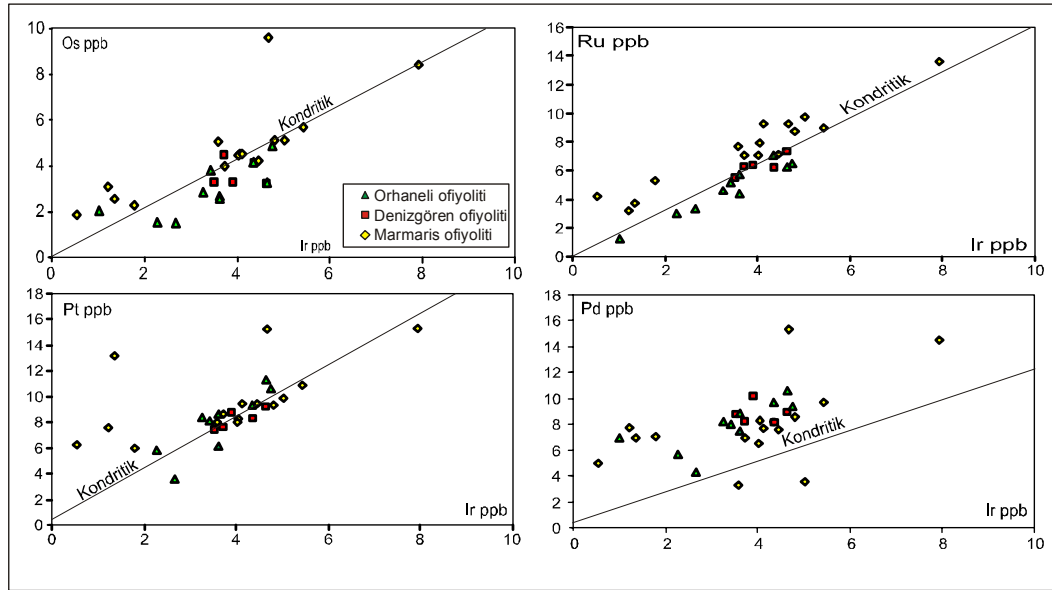
Marmaris ofiyolitine ait peridotit örneklerinde de Pd konsantrasyonu primitif manto değerinden yüksektir. Os, Ir, Ru ve Pt konsantrasyonları bazı örneklerde primitif manto değerinden düşük olmasına rağmen genelde daha fazladır. Os konsantrasyonları 1.84-5.70 ng/g, Ir 0.55-5.44 ng/g, Ru 3.16-13.06 ng/g, Pt 5.94-15.3 ng/g Pd 3.60-15.3 ng/g değerleri arasındadır (Tablo 5.5).

Şekil 5.16'de Ir'a karşı Os, Ru, Pt ve Pd ikili değişim diyagramları görülmektedir. PGE 'in çoğu benzer değişik fazlarda (muhtemelen Cu-Fe-Ni) ayrılırlar. Bu diyagramlarda da farklı kristal kimyası özellikleri ve jeokimyasal özellikleri ile

karakterize olmalarına rağmen pozitif bir korelasyon göstermektedirler. Ir'a göre Os' da tüketilme, Pd'da zenginleşme görülmektedir.

Tablo. 5.3: Denizgören ofiyolitinin PGE analiz sonuçları

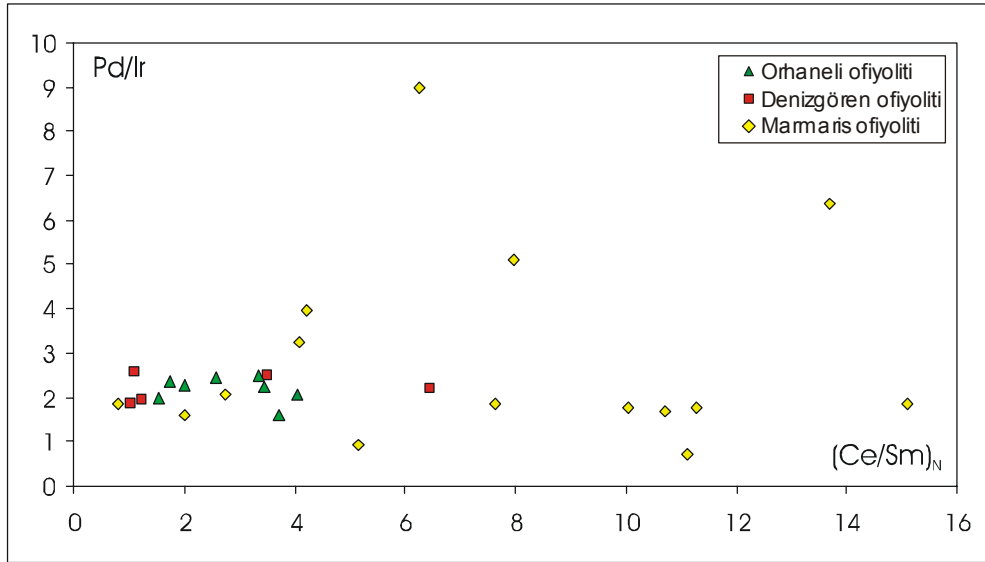
Örnek No	N6	N9	N11	N18	N19
S (ppm)	157,3	134,1	143,9	113,8	126,3
Cu (ppm)	24,5	18,6	23,2	16,4	21,6
Os (ppb)	3,17	4,11	3,24	3,27	4,43
Ir (ppb)	4,64	4,37	3,52	3,92	3,72
Ru (ppb)	7,28	6,15	5,46	6,36	6,28
Pt (ppb)	9,17	8,27	7,36	8,73	7,56
Rh (ppb)	2,18	2,07	1,82	2,11	2,30
Pd (ppb)	8,92	8,14	8,71	10,16	8,24
Au (ppb)	2,16	1,04	1,27	1,63	2,03



Şekil 5.16.Peridotit örneklerinin Ir'a karşı Os, Ru, Pt ve Pd ikili diyagramları.Koyu renkli çizgi kondirit oranlarını belirlemektedir.

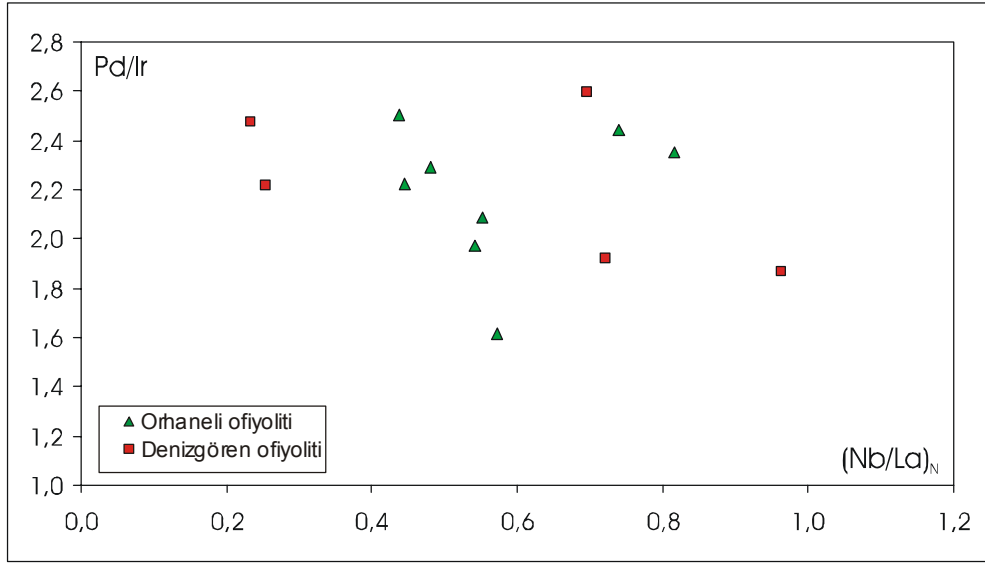
Tablo. 5.4: Orhaneli ofiyolitinin PGE analiz sonuçları

Örnek No	OR8	OR11	Har14	Har15	Har17	Har19	Har21	Har22
S (ppm)	163,7	177,2	161,8	172,5	136,4	155,1	182,6	178,4
Cu (ppm)	30,1	38,3	28,6	34,8	20,7	34,1	58,4	52,9
Os (ppb)	2,69	1,45	4,83	3,26	3,81	2,85	4,17	2,57
Ir (ppb)	3,61	2,67	4,75	4,65	3,42	3,27	4,36	3,62
Ru (ppb)	5,72	3,35	6,53	6,27	5,17	4,61	7,06	4,34
Pt (ppb)	6,11	3,53	10,56	11,32	8,11	8,36	9,33	8,61
Rh (ppb)	2,81	1,74	2,21	2,73	2,52	2,47	2,75	2,54
Pd (ppb)	7,52	4,32	9,35	10,64	8,05	8,19	9,69	8,84
Au (ppb)	1,25	2,94	1,73	1,94	1,35	1,93	2,94	2,06



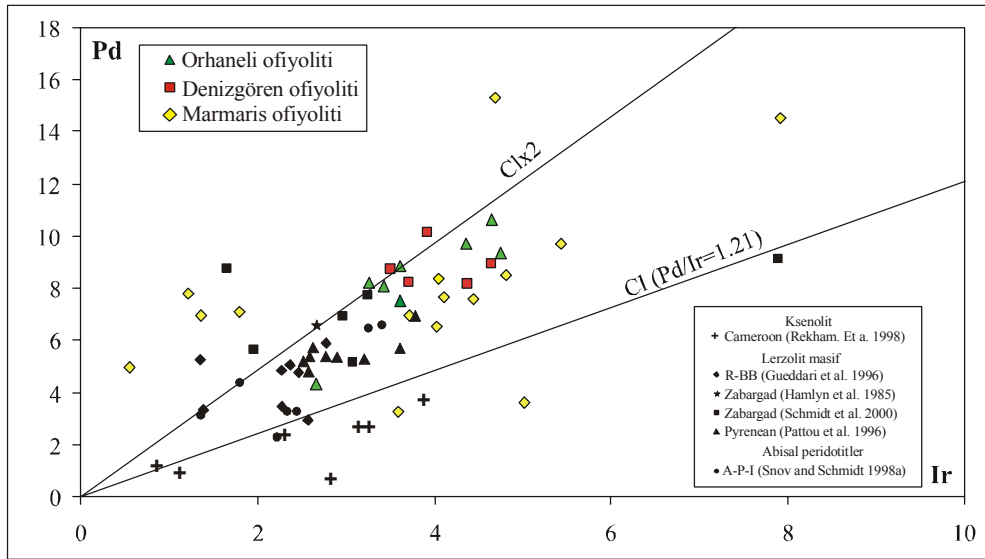
Şekil 5.17: Peridotit örneklerindeki Pd/Ir oranının, Ce_N/Sm_N oranı ile karşılaştırılması. Normalize değerler Mc Donough and Sun (1995)' den alınmıştır.

Peridotit örneklerinde Pd/Ir oranının nadir toprak elementleriyle karşılaştırma diyagramlarında (Ce_N/Sm_N ve Nb_N/La_N) çok net bir trend görülmemektedir. Ancak nadir toprak elementlerde zenginleşme eriyik/kayaç etkileşimine bağlı zenginleşmeleri göstermektedir (Şekil 5.17 ve 5.18)



Şekil 5.18: Orhaneli ve Denizgören peridotit örneklerindeki Pd/Ir oranının, Nb_N/La_N oranı ile karşılaştırılması. Normalize değerler Mc Donough and Sun (1995)' den alınmıştır.

Üç çalışma alanındaki peridotit örneklerinin Pd içerikleri ile Ir içerikleri dünyadaki çeşitli peridotit örnekleri ile Şekil 5.19' da karşılaştırılmıştır. İki örnek hariç örnekler, 1.21 olan kondiritik orandan daha yüksek değerlere sahiptir.



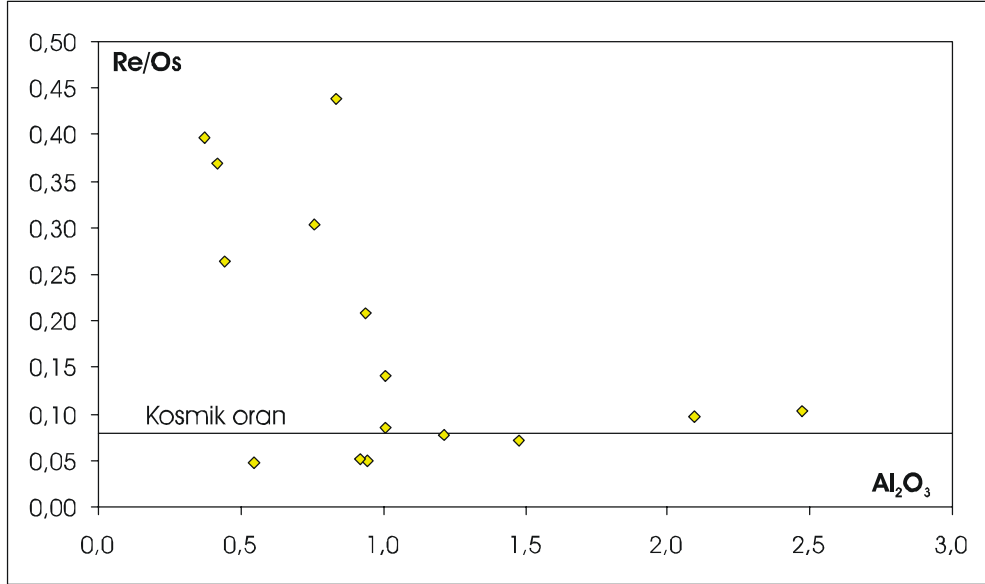
Şekil 5.19.Çalışma alanlarındaki peridotit örnekleri ile çeşitli alanlardaki peridotit örneklerinin Pd ve Ir içerikleri bakımından karşılaştırılması. Pyrenean peridotitleri (Pattou et.al., 1996), abiyasal peridotitler (Snow and Schmidt, 1998) ve bu çalışmadaki örnekler kondiritik Pd/Ir oranından daha yüksek değerlere sahiptir.

Çalışma alanlarından olan Marmaris peridotitlerine ait Re/Os oranı ile alüminyum içeriklerinin karşılaştırma diyagramında örneklerin çoğunun kozmik orandan daha

Tablo. 5.5: Marmaris ofiyolinin PGE analiz sonuçları

Örnek No	MK1	MK2	MK3	MK4	MK5	MK6	MK7	MK8	MK9	MK10	MK11	MK12	MK13	MK14	MK15
Os (ppb)	4,50	4,42	2,26	5,03	9,61	5,09	4,47	8,42	3,05	5,70	1,84	3,97	4,20	5,09	2,54
Ir (ppb)	4,05	4,03	1,79	3,59	4,68	4,80	4,12	7,92	1,22	5,44	0,55	3,73	4,45	5,03	1,36
Ru (ppb)	7,95	7,04	5,35	7,68	9,30	8,72	9,29	13,6	3,16	8,93	4,21	7,01	7,16	9,77	3,74
Pt (ppb)	8,27	8,02	5,94	8,03	15,2	9,39	9,49	15,3	7,55	10,8	6,24	8,66	9,49	9,87	13,2
Rh (ppb)	1,60	1,46	1,34	1,71	3,25	1,85	1,67	2,94	1,12	2,11	0,78	1,94	1,75	2,23	1,94
Pd (ppb)	8,33	6,52	7,08	3,27	15,3	8,54	7,68	14,5	7,77	9,71	4,95	6,98	7,57	3,60	6,92
Re (ppb)	1,66	0,43	0,90	0,24	0,49	0,43	0,32	0,65	1,34	0,81	0,49	0,41	0,87	1,55	0,13

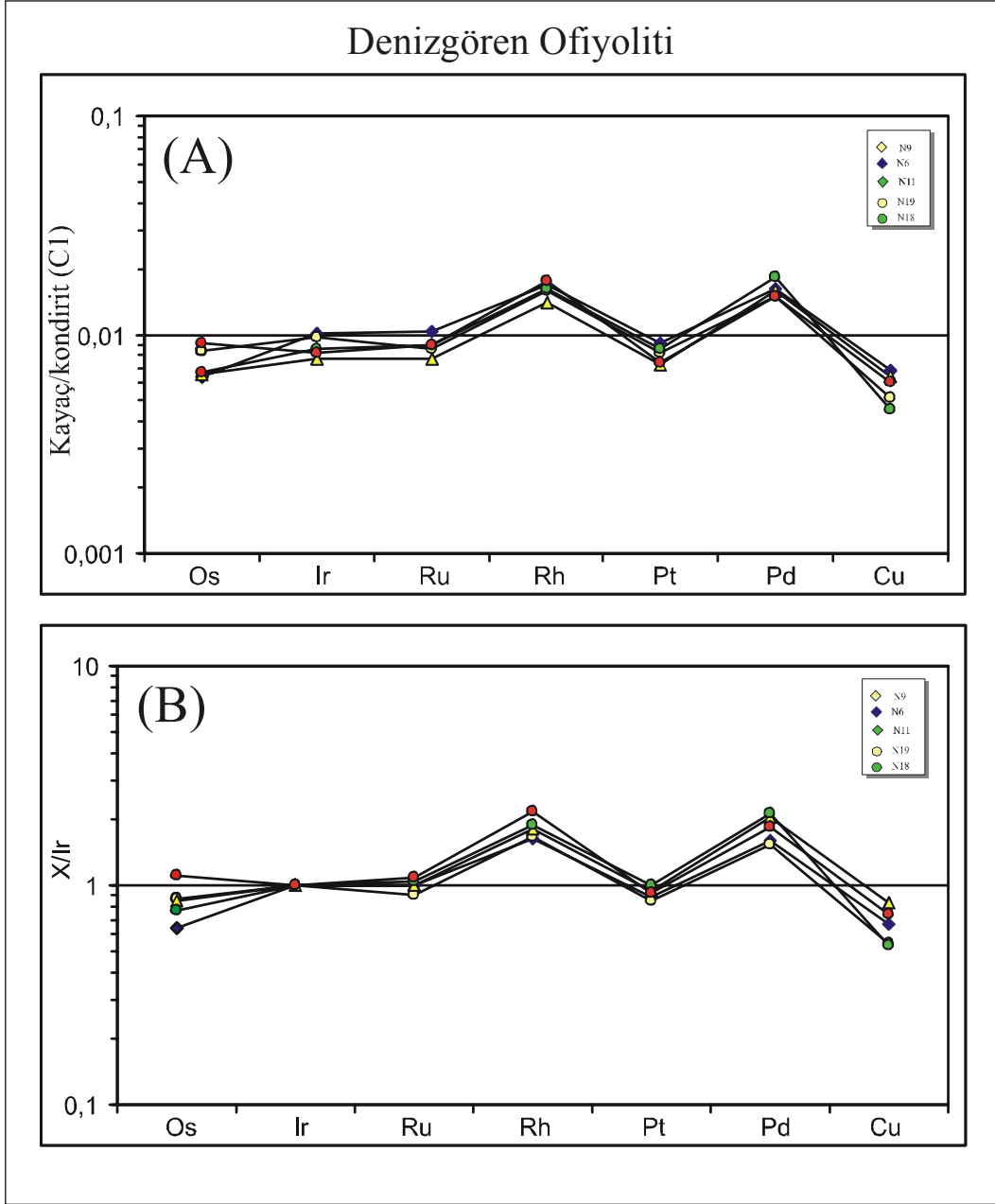
yüksek değerlere sahip olduğu görülmektedir. Bu da örneklerin, Re'ca zengin fazlar ile kontamine olduğunu göstermektedir (Şekil 5.20).



Şekil 5.20.Marmaris peridotit örneklerinin Re ve Al₂O₃ içeriklerinin karşılaştırma diyagramı.

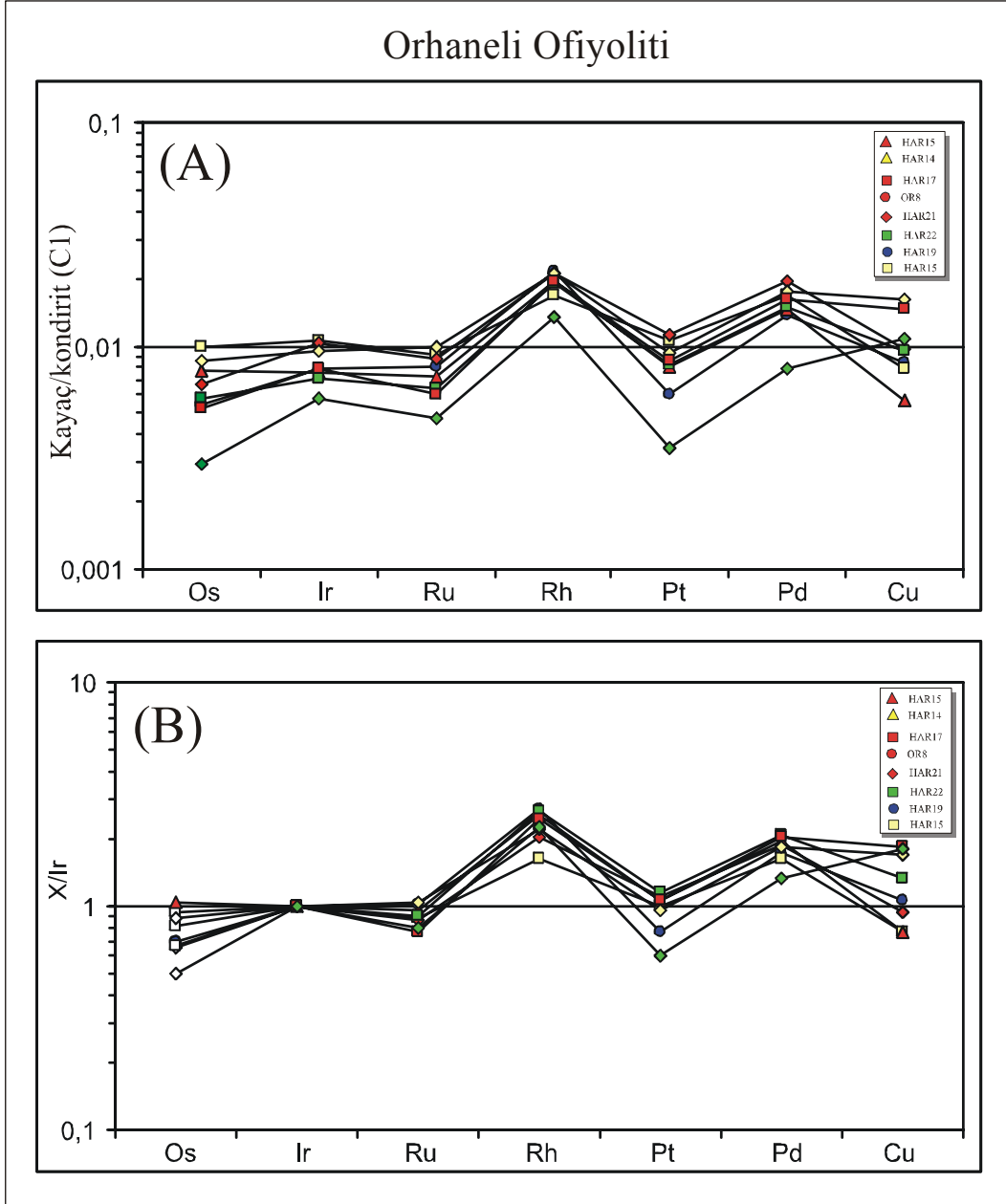
Çalışma alanlarındaki peridotitlerin kondirite normalize edilmiş PGE değerleri metallere azalan ergime noktalarına göre değerlendirilmiş ve örneklerin element içi değişimindeki bazı sistematikler şekil 5.21, 5.22, 5.23 A da gösterilmiştir. Örnekler 0.002-0.02xCI kondirit PGE konsantrasyonları ile karakteristiktir ve kondirite yakın Pt/Ir ve Pd/Pt oranlarına sahiptir. Rh/Ir ve Pd/Ir oranları ~2.0 ve 1.5x CI kondiritik değerlerde dikkate değer şekilde yüksektir (Şekil 5.20, 5.21, 5.22 B). Pd ve Rh , Ru ile karşılaştırıldığında zenginleşmiştir. PGE sistematiklerinde kondiritik olmayan oranlar ve düzensizlikler, diğer soy metallere göre hafif PGE'de (Rh ve Pd) zenginleşmenin sonucudur ve sığ petrojenetik proseslerin sonucu olarak yorumlanabilir. Os' daki orta derecedeki tüketilme 0.5-1.10 değerleri arasında kondiritin altındaki Os_N/Ir_N oranı ile dikkat çekmektedir (Tablo 5.2; Şekil5.21, 5.22, 5.23 B). Ir 'un Os' dan fraksiyonu manto prosesleri ile açıklanabilen ergiyikçe tüketilmiş kalıntılar için karakteristiktir. Düşük Os kalıntı sülfidlerce çözülür (Lorand vd., 2003; Luguet vd., 2003).

Denizgören Ofiyoliti

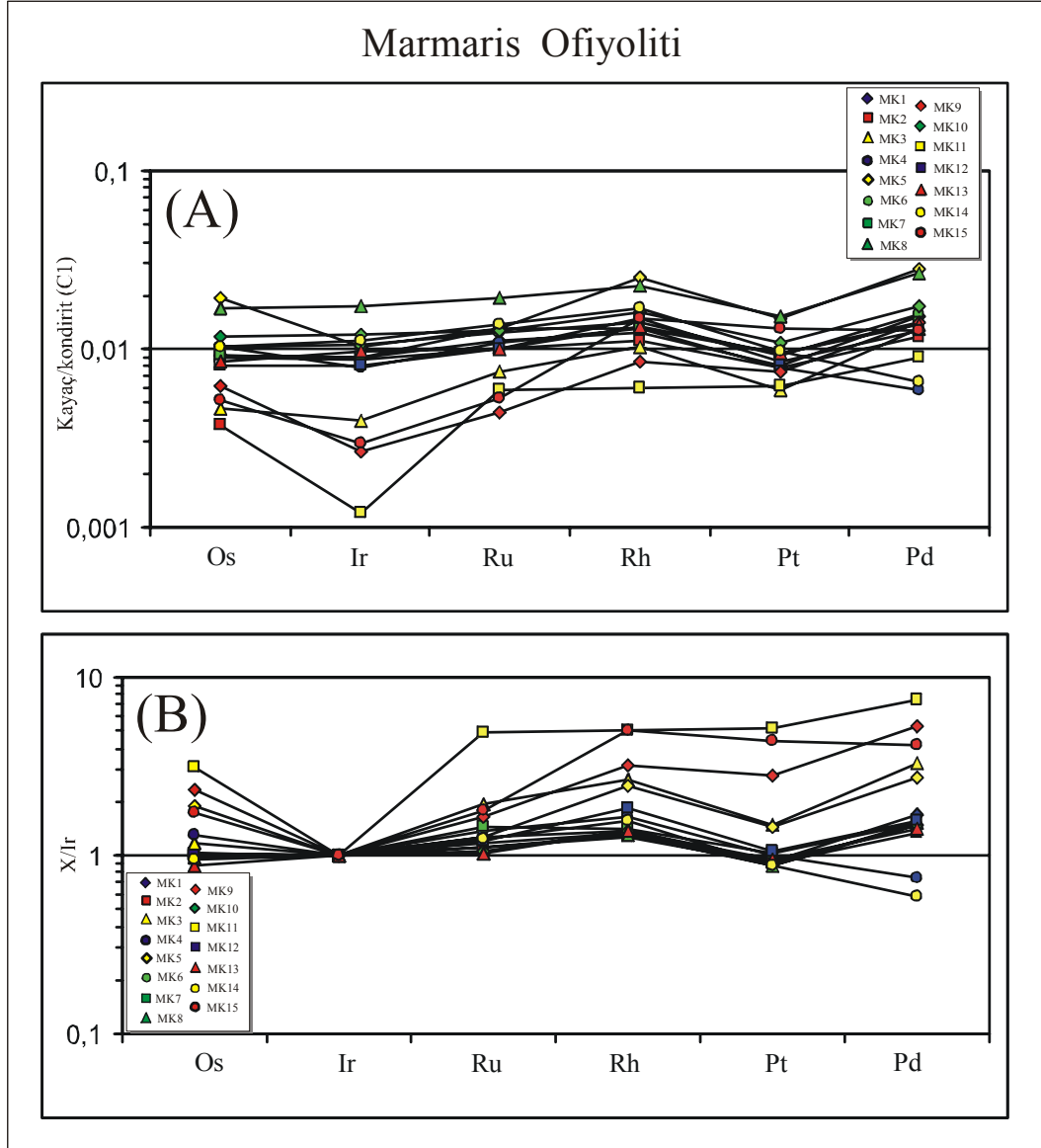


Şekil.5.21.A: Denizgören Peridotitlerinin kondirite normalize edilmiş PGE değerleri.Karşılaştırma için primitif manto PGE konsantrasyonları plot edilmiştir (koyu rekli çizgi).Primitif manto konsantrasyonları ve normalize değerler Mc Donough ve Sun (1995) den alınmıştır.B:Ir ve kondirite normalize edilen ortalama PGE konsantrasyonları.

Orhaneli Ofiyoliti



Şekil.5.22.A: Orhaneli Peridotitlerinin kondirite normalize edilmiş PGE değerleri. Karşılaştırma için primitif manto PGE konsantrasyonları plot edilmiştir (koyu reklı çizgi). Primitif manto konsantrasyonları ve normalize değerler Mc Donough ve Sun (1995) den alınmıştır. B: Ir ve kondirite normalize edilen ortalama PGE konsantrasyonları.



Şekil.5.23.A: Peridotitlerin kondirite normalize edilmiş PGE değerleri.Karşılaştırma için primitif manto PGE konsantrasyonları plot edilmiştir (koyu rekli çizgi).Primitif manto konsantrasyonları ve normalize değerler Mc Donough ve Sun (1995) den alınmıştır.B:Ir ve kondirite normalize edilen ortalama PGE konsantrasyonları.

Peridotitlerdeki P-PGE (paladyum grubu platin grubu elementler; Pt ve Pd) bollukları değişkendir. Platin konsantrasyonları tüketilmemiş üst mantoya benzer bileşimden ($\sim 0.01x$ kondiritik), çok düşük değerlere değişebilir ($\sim 0.003 x$ kondiritik). Yüksek dereceli manto ergimesinin karakterize kalıntıları olabilir. Paladyum konsantrasyonları , Ir ile küçük bir korelasyon gösterir ve değişkendir (Şekil 5.12).Herhangi bir sistematik kanıt olmamasına rağmen , düşük Al_2O_3 içeriğine Pt ve Pd' daki tüketilme eşlik eder. Mantodan sürekli olarak devam eden ergiyik oluşumu manto PGE sistematüğinde önemli değişimlere neden olur. Hemen hemen bütün örneklerde Pd'un Pt'den daha çok zenginleştiği görülür.

BÖLÜM 6. İZOTOP SİSTEMATİKLERİ VE PETROJENEZ

Peridotitlere ait petrolojik özellikler iki bölüm halinde incelenecektir. Birinci bölümde Marmaris Ofiyolitine ait peridotit örneklerinin Os izotop sistematiikleri değerlendirilmekte, ikinci bölümde ise Orhaneli, Denizgören ve Marmaris peridotitlerinin tüm kaya, iz ve PGE jeokimyası ile Orhaneli ve Denizgören ofiyolitlerinin mineral kimyası karakteristikleri çalışmalarından elde edilen veriler ışığında üst mantoda ergiyik oluşumu, taşınımı ve ergiyik-kalıntı manto etkileşimleri gibi petrojenetik işlemlere değinilmektedir.

6.1. Marmaris Ofiyolitine Ait Peridotit Örneklerinin İzotop Analizinde Kullanılan Analitik Yöntem

Re-Os analizi için 2 gr toz örnek, izotop tracer (^{185}Re , ^{190}Os), HCL ve HNO_3 ile birlikte kuvars şişede kül fırında 100 bar basınç ve 300°C de bekletildikten sonra mikro seyreltme ile saflaştırılıp bromine edilmiştir. Çözelti çıkışı ile örnek solüsyonundan Osmiyum ayrılır (Meisel et.al., 2003). Daha sonra element seperasyon kolonları kullanılarak Re ayrılmıştır. Os ve Re ölçümleri N-TIMS (negative thermal ionization mass-spectrometry) ile Avusturya' da Leoben üniversitesinde yapılmıştır.

6.2. Marmaris Ofiyolitine Ait Peridotitlerin İzotop Karakteristikleri

Analitik tekniklerdeki ilerlemeler, manto peridotitlerinde ergiyik çıkış zamanını bulmak için Re – Os yarılanma sisteminin kullanılmasını sağlamıştır (Walker et.al., 1989; Carlson and Irving, 1994; Pearson et.al., 1995; Reisberg and Lorand, 1995). Re – Os izotopik sistemi manto farklılaşma prosesleri ve ergimeyi incelemek için tek araçtır. Bölümsel ergime süresince Os uyumlu davranırken, Re uyumsuz davranır. Bundan dolayı Os kabuk–manto farklılaşması süresince kalıntıda kalır. Os ve Re'un manto peridotitlerinde dağılımı sülfidlerle kontrol edilir (Morgan and Baedekker, 1983; Hart and Ravizza, 1996; Burton et.al., 1999; Lorand and Alard, 2001).

Bununla beraber manto proseslerinde sülfür ergiyüklerinin davranışının petrolojisi hala iyi anlaşılamamıştır.

Seçilen peridotit örneklerinin $^{187}\text{Os} / ^{188}\text{Os}$ ve $^{187}\text{Re} / ^{188}\text{Os}$ oranları Tablo 6.1 de yer almaktadır. $^{187}\text{Os} / ^{188}\text{Os}$ oranları 0.122000 – 0.130500, $^{187}\text{Re} / ^{188}\text{Os}$ oranları ise 0.225620 – 2.109573 değerleri arasındadır. Bu oranlar çalışma konusu olan ofiyolite benzer bir kuşakta yer aldığı düşünülen Troodos ofiyolitindeki değerlere benzerlikler sunmaktadır (Büchl et al., 2004).

Tablo. 6.1.Marmaris peridotitlerine ait $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ve $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ izotop oranları ile Re ve Os içerikleri

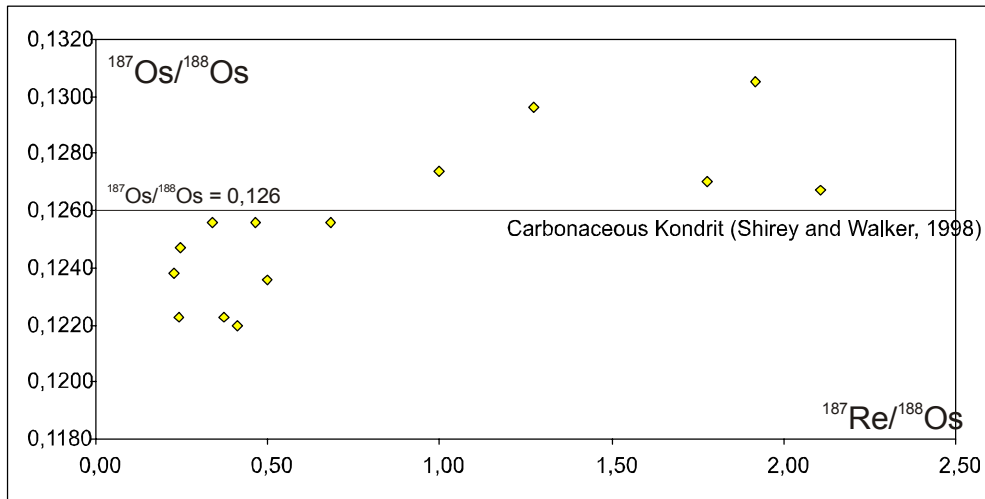
Örnek No	Os	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	Re	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$
MK1	4.50	0.1270	1.66	1.780418
MK2	4.42	0.1256	0.43	0.46626
MK3	2.26	0.1305	0.90	1.917856
MK4	5.03	0.1238	0.24	0.225620
MK5	9.61	0.1223	0.49	0.243631
MK6	5.09	0.1220	0.43	0.411162
MK7	4.47	0.1256	0.32	0.339910
MK8	8.42	0.1223	0.65	0.374104
MK9	3.05	0.1267	1.34	2.109573
MK10	5.70	0.1256	0.81	0.681112
MK11	1.84	0.1296	0.49	1.276588
MK12	3.97	0.1236	0.41	0.501146
MK13	4.20	0.1274	0.87	1.000420
MK14	5.09	0.1189	1.55	1.461847
MK15	2.54	0.1247	0.13	0.247105

Marmaris peridotitlerinin Os izotop bileşimindeki değişim aralığının nedeni bölümsel ergime ve ergiyük perkolasyonu ile açıklanabilir. Daha önce belirtildiği gibi Re bölümsel ergime süresince uyumsuz, Os ise uyumlu davranır. Re ve Os arasında ki element dağılım katsayılarının farklılığından dolayı kısmi ergime işlemleri esnasında Re'un ergiyük fazı ve daha uyumlu olan Os'un ise kalıntı fazı tercih ettiği bulunmuştur. Bölümsel ergime Re/Os oranında azalmalara ve bundan dolayı da

kalıntı manto $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ izotop oranlarında azalmalara yol açar. Bu nedenle ergime kalıntısı peridotitlerde kondrit değerinin altındaki $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ izotop oranları daha önce oluşan bölümsel ergime ile açıklanabilir. Ancak bölümsel ergimenin Re/Os oranını yükseltmesi beklenemez. Bundan dolayı kondritik değerlerden daha yüksek $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ izotop oranları bölümsel ergime ile açıklanamaz. Burada ki etken mekanizma bölümsel ergime sonrası oluşan ergiyik perkolasyonudur (Şekil 6.1). Son çalışmalar Os'un ergiyik perkolasyonu süresince, ergiyik tarafından sülfürler ile birlikte mobilize olduğunu ve çözüldüğünü ve bundan dolayı uyumsuz davrandığını göstermektedir (Becker et.al., 2001; Büchl et.al., 2002).

Marmaris ofiyolitine ait peridotit örneklerinin $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ve Re/Os oranları Şekil 6.2'deki diyagramda değerlendirildiğinde $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ oranlarının primitif üst manto değerlerine yakın değerler gösterdiği görülmektedir.

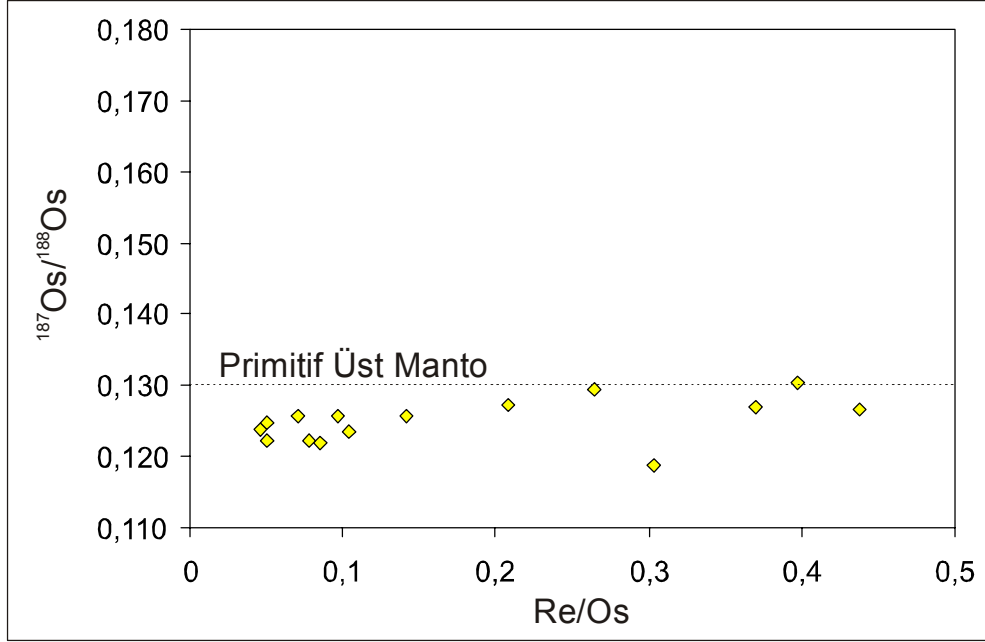
$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ - $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ diyagramında örneklerin bir kısmının kondritik değerlerin altında, bir kısmının ise kondritik değerlerinin üstünde olduğu görülmektedir (Şekil 6.2). Kondrit değerlerinin altındaki Os izotop bileşimi daha önceki bölümsel ergime ve ergiyik perkolasyonu ile kondrit değerlerinin üstündeki Os izotop bileşimi ise daha sonra oluşan ergiyik perkolasyonu ile açıklanabilir.



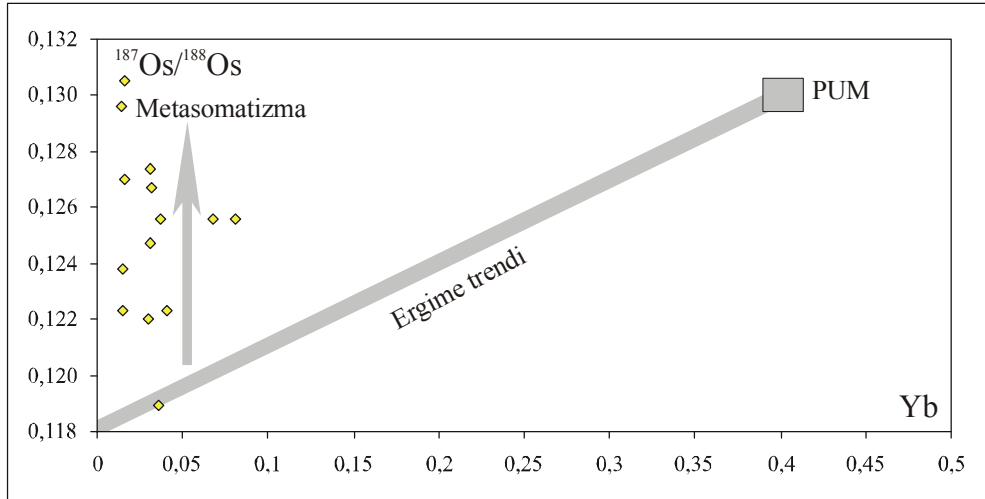
Şekil.6.1. Marmaris peridotitlerine ait $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ve $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ oranlarının diyagramı

Şekil 6.3'de peridotit örneklerine ait $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ oranları ve ağır nadir toprak elementlerden olan Yb içerikleri arasındaki korelasyon ergime sonrası oluşan oluşan ergiyik perkolasyonunu ile meydana gelen metasomatizmayı göstermektedir. Ergime

trendindeki sapma bunu desteklemektedir. Yani buradaki mekanizma sadece bölümsel ergime değildir. Buradaki Os izotop oranlarındaki artış ergiyik perkolasyonu ile oluşan metasomatizma görüşünü desteklemektedir.

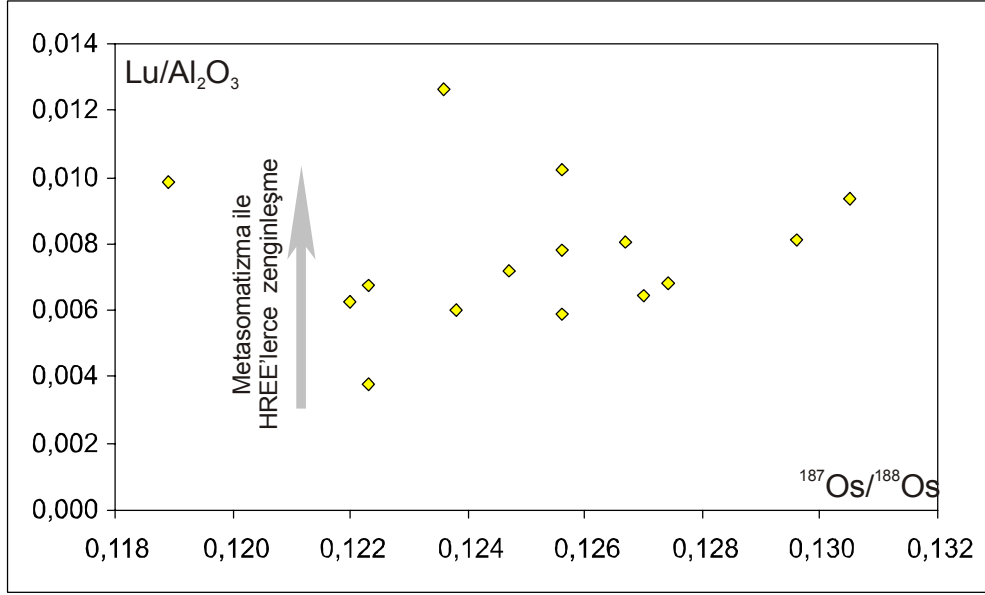


Şekil 6.2. Marmaris peridotitlerine ait $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ve Re/Os diyagramı. Primitif üst manto değeri Meise et.al.(1996)'dan alınmıştır.



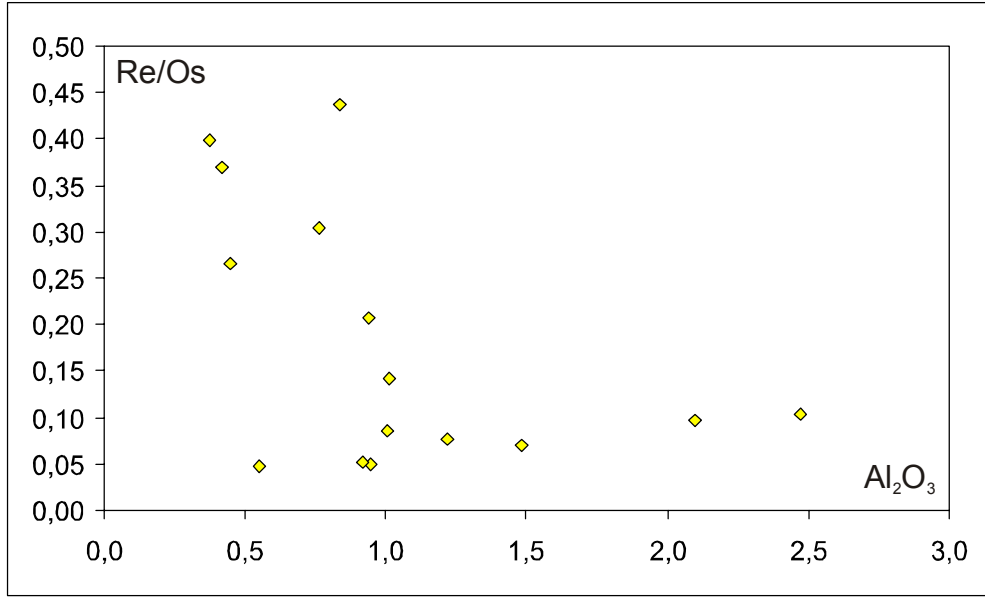
Şekil.6.3. Marmaris peridotitlerine ait $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ -Yb diyagramı. Primitif üst manto bileşimi Meisel et.al., 1996'dan alınmıştır.

Çalışma alanındaki peridotit örneklerindeki Lu içeriği ile uyumsuz element olan Al oranının, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ oranı ile karşılaştırıldığı diyaframda da yukarıda belirtilen görüşü destekler şekilde metasomatizma ile Os izotop oranlarında artış ve ağır nadir toprak elementlerce zenginleşme görülmektedir (Şekil 6.4).

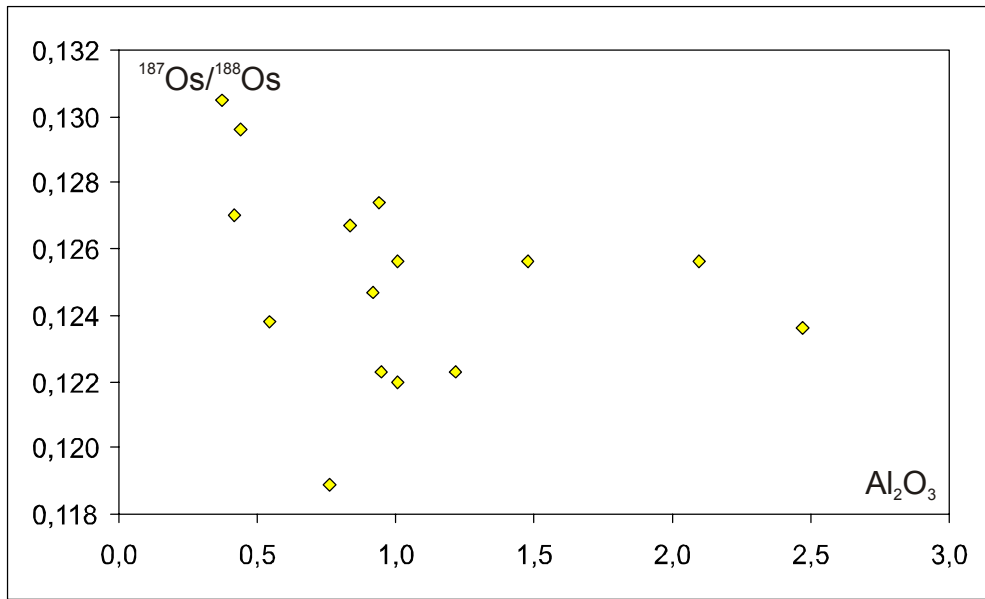


Şekil.6.4.Marmaris peridotitlerine ait $\text{Lu}/\text{Al}_2\text{O}_3$ - ^{187}Os - ^{188}Os diyagramı.

Perkole ergiyikler, değişken Os konsantrasyonu ve izotop bileşimlerine sahiptir. Radyojenik Os'un kaynağı okyanusal kabuktur ve onun dalımı süresince üzerleyen manto kaması içinde mobilizedir (Brandon et.al., 2000; Walker et.al., 2002). Bu prosesler akışkanlardaki Os'un izotopik bileşimi ile Os konsantrasyonu ve akışkan miktarına bağlı olarak mantoda izotopik heterojenliğe neden olur. Bundan dolayı manto kamasındaki bölümsel ergime değişken oranlarda Os izotopu bileşimli ergiyik üretir. Marmaris peridotitlerinde gözlenen izotopik heterojenlik ergiyik perkolasyonu süresince radyojenik Os eklenmesi ve mobilizasyonu ile daha önce oluşan bölümsel ergime sonucudur. Marmaris peridotit örneklerine ait $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ - Al_2O_3 ve Re/Os - Al_2O_3 diyagramları, Bu örneklerin tüketilmiş olduklarını ve radyojenik Os eklenmesinden etkilendiklerini, Re 'un mobilitesinde bir kısıtlama olmadığını göstermektedir (Şekil 6.5 ve 6.6).Burada uyumsuz element olan Al ergime derecesinin bir ölçütü olarak kullanılmıştır.

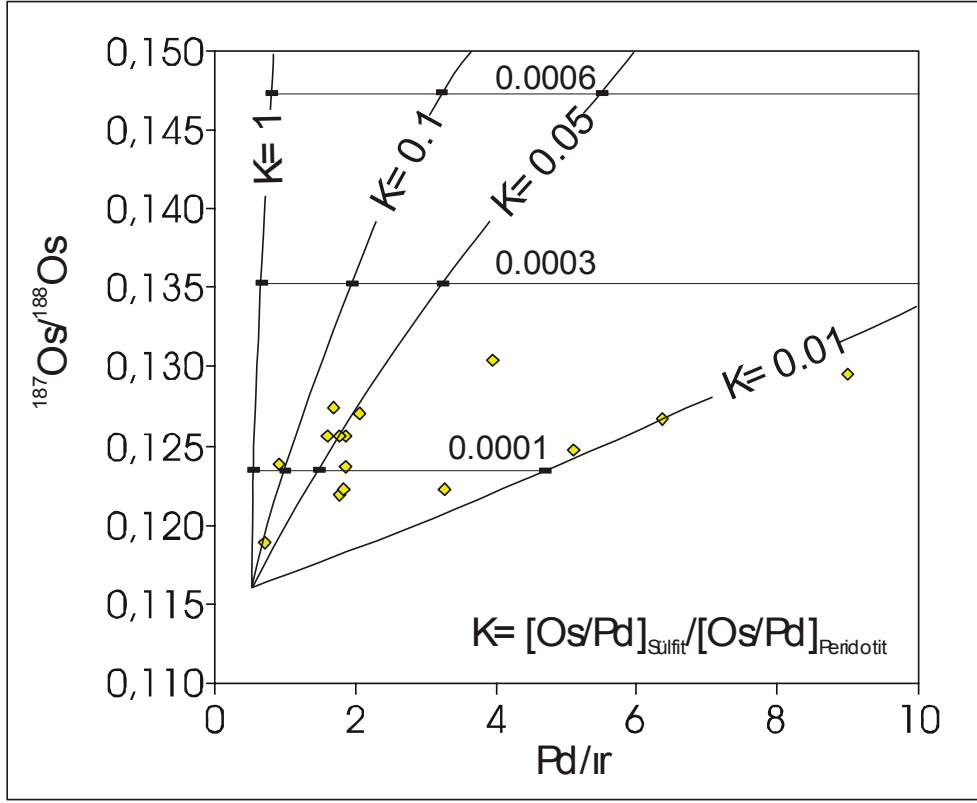


Şekil.6.5.Marmaris peridotitlerine ait Re/Os oranlarının, Al₂O₃ içerikleri ile karşılaştırılması.



Şekil.6.6: Marmaris peridotitlerine ait ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os izotop oranlarının, Al₂O₃ içerikleri ile karşılaştırılması.

Peridotitlerdeki ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os oranları sülfidlerin eklenmesi ile (Alard et.al., 2000; Luguet et.al., 2001) veya sulu akışkanlar (Wood, 1987) gibi metasomatik etkenler ile değişebilir. Şekil.6.7’de Pd/Ir oranının 0.5 ve ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os oranının 0.1163 olması peridotitlere radyojenik sülfid eklenmesini yansıtmaktadır.Pd/Ir oranı 30 ve ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os oranı 0.2 olan radyojenik sülfidler seçilmiştir. K=0.01-1 değerleri arasındadır [K= (Os/Pd)_{sülfid}/(Os/Pd)_{peridotit}].



Şekil 6.7. Marmaris peridotitlerine ait $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ -Pd/Ir diyagramı. Eğriler, Pd/Ir oranı= 0.5 ve $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ oranı=0.116 ile peridotitlere radyojenik sülfite eklenmesini gösteren çizgilerdir. $K = 0.01-1$ arasındadır.

6.3. Peridotit Petrojenezi

6.3.1. Manto ergimesi sırasında PGE'in davranışı

Çalışma alanındaki peridotit örnekleri, Al_2O_3 ve CaO miktarlarındaki çok değişken değerlerden de (0.98-3.37 ve 0.42-3.01) anlaşılacağı gibi (Tablo 5.1) çok farklı derecelerde ergiyik oluşumunun katı kalıntılarıdır ve bu nedenle mantonun bölümsel ergimesi süresince PGE davranışını araştırma imkanı sağlar. PGE' in göreceli fraksiyonlanma oranları manto peridotitlerinin bölümsel ergimesi süresince oluşmuştur. Ir ve Os gibi ayrımlanma katsayıları daha büyük olan elementler bölümsel ergime süresince uyumlu davranırken, Pd azalan bir uyumluluk göstermektedir (Barnes vd., 1985; Brenan vd., 2003; Righter vd., 2004). Manto ergimesinin farklı evrelerindeki sülfite fazlarının varlığı, manto kalıntılarındaki PGE bollukları üzerinde son derece etkilidir. Çeşitli derecelerde sülfite taşınmasını içeren prosesler, manto ergimesinin kalıntı ürünleri ve ergiyikteki PGE bolluklarında geniş

değişimlerin hesaba katılmasını göstermektedir (Handler ve Bennet, 1999; Rehkämper vd; Bennet vd., 1999; Bennet vd., 2000; Bockrath vd., 2004).

Bu çalışma kapsamında uygulanan numerik modellemelerde Al_2O_3 içerikleri ergime derecesinin ölçütü olarak kullanılmıştır. Değişken ergime derecelerinde oluşacak kalıntı manto bileşimlerine ait teorik değerler , analizlerden elde edilen değerlerle karşılaştırılmıştır. Model hesaplamalarda, ergiyik tüketim derecesi ile PGE bolluklarındaki değişimler , sülfidler ile kontrol edilen PGE'lerde model tahmini ergiyik çıkışı ile karşılaştırılmıştır. Sülfidler PGE' ler için ana bileşenlerdir. Çalışma alanındaki peridotitlerde bazı PGE bolluklarındaki değişimler (Os, Pt, Ru), tüketilmemiş üst mantoya benzer başlangıç bileşimi ve manto ergiyik kalıntılarıyla beraber teorik ergime trendleri ile uyumludur. Tahmini model ve peridotit verileri arasında önemli bir fark bazı örneklerin sahip olduğu PGE içerikleri , verilen bir manto kaynağından anlık ergiyik çıkışı ve tek evreli ergime ile oluşandan daha fazladır.

Şekil 6.8 de Ir ile Al_2O_3 arasında çok az bir korelasyon vardır. Bu da Ir'un uyumlu davranışını gösterir ($\frac{kalıntı}{ergiyik} D_{Ir} > 1$). Bazı örnekler teorik hesaplamalara uygun Ir konsantrasyonları gösterirken, çoğunluğu yüksek Ir içeriği sunmaktadır. Bu korelasyon eksikliği sülfid fazları ve bazaltik ergiyik arasındaki Ir ayrışma katsayısının çok değişken oluşu ile açıklanabilir ($\frac{sülfid}{ergiyik} D_{Ir} \sim 10^3 - 10^5$; Bezmen vd., Fleet vd., 1996; Pearson vd., 2004, tablo 6.2). Peridotitlerin PGE fraksiyonasyon değerleri, Os, Ir, Ru ilişkileriyle tutarlılık göstermektedir. Bu elementler aynı fazlarla kontrol edilir. Bütün örneklerde Ru / Ir oranı ergiyik çıkışı ile değişmemektedir. Yani bu elementler ergime prosesi sırasında stabildir. Ir'a karşı Os'un ergiyik oluşumu sırasında tüketim oranı , ergiyik perkolasyonu yoluyla peridotitlerden geçen bazı kalıntı sülfidlerin eklenmesi ile açıklanabilir.

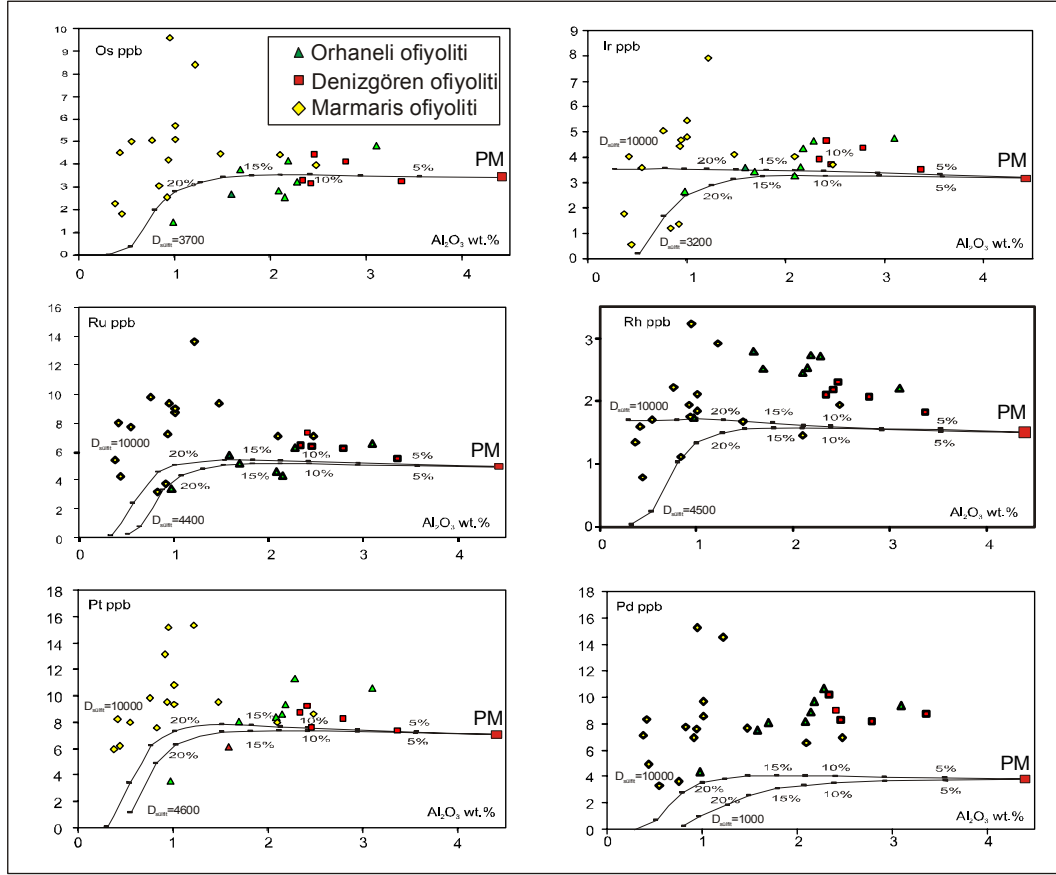
Diğer PGE'lerin aksine, teorik ergiyik tüketim model hesaplama trendleri ile uyumlu olarak Rh ile Al_2O_3 negatif bir korelasyon göstermektedir. Kalıntı primitif üst mantoya göre bütün peridotit örneklerinde yükselen Rh bollukları yanında gözlenen negatif korelasyon , ergiyik çıkışı süresince Rh'un uyumlu davranışı ve ana manto fazları içinde sülfidlerin ayrışması ile açıklanabilir ($\frac{spinel}{melt} D_{Rh} \sim 41-530$; Righter vd., 2004, tablo 6.2).

Tablo 6.2. Ir, Pd ve Rh elementlerine ait ayrımlanma katsayıları. ^{sülfite/ergiyik} D_{Ir}, Bezmen et.al., 1994; Fleet et.al., 1996; Pearson et.al., 2004, ^{spinel/ergiyik} D_{Rh}, Richter et.al., 2004, ^{sülfite/ergiyik} D_{Ir}, Pearson, 2004, ^{sülfite/ergiyik} D_{Pd}, Lorand et.al., 1999; Rehkamper et.al., 1999, ^{olivine/ergiyik} D_{Pd}, Brenean et.al., 2003; Richter et.al., 2004, ^{sülfite/ergiyik} D_{Ir}, D_{Pd}, Lorand et.al., 1999; Pearson et.al., 2004.

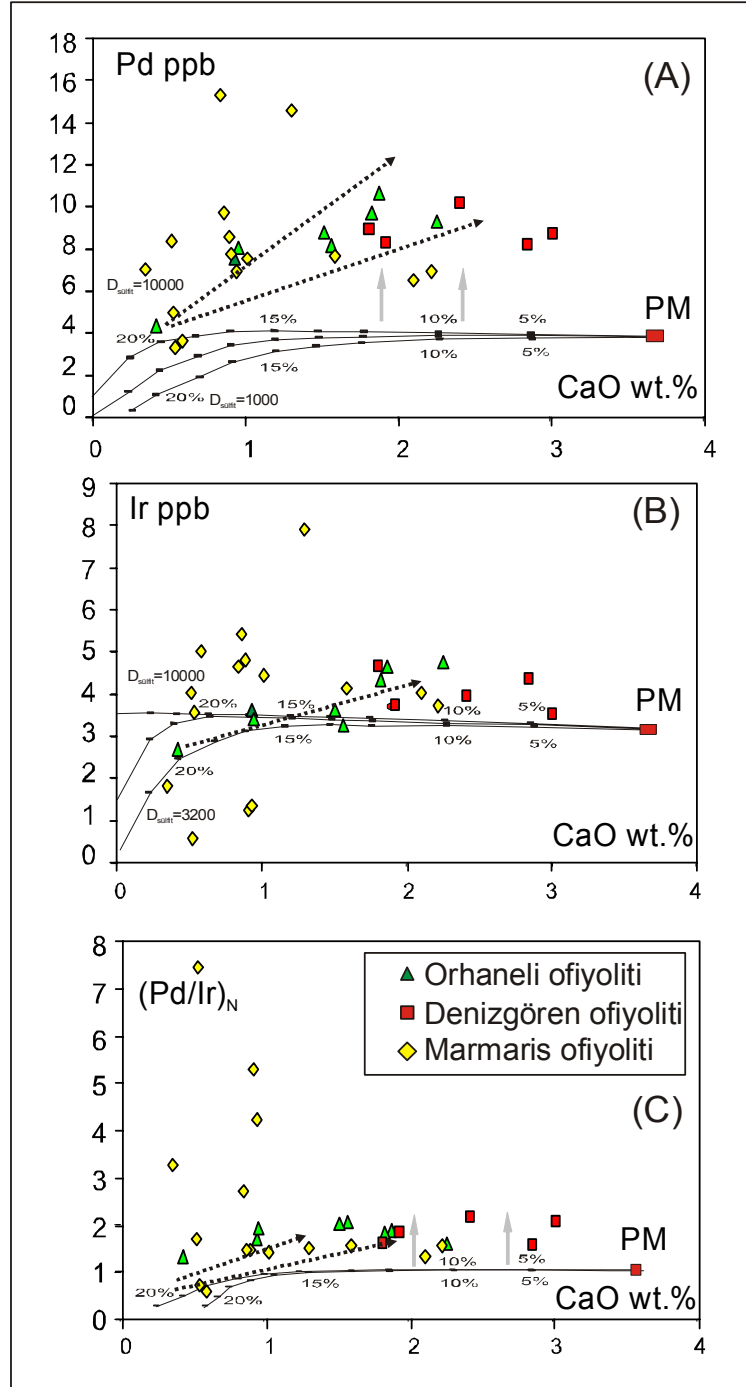
Sülfite/ergiyik D _{Ir}	10 ³ - 10 ⁵
Spinel/ergiyik D _{Rh}	41 - 530
Sülfite/ergiyik D _{Ir}	10 ⁵
Sülfite/ergiyik D _{Pd}	10 ⁴
Olivin/ergiyik D _{Pd}	0.0075-0.21
Sülfite/ergiyik D	10 ⁵ (Ir)-10 ⁴ (Pd)

Bazı düzenli olmayan dağılımlara rağmen , çalışma alanındaki örneklerde gözlenen ana element ve bazı PGE'ler arasındaki değişen derecelerdeki korelasyon, silikat ve sülfite fazlarının metasomatik girişinden meydana geldiğini gösteren veriler sunar. Al₂O₃ ile Ru ve Pt bollukları arasındaki pozitif korelasyon , orta- yüksek ergime derecelerinde bu elementlerin uyumsuz davranışını işaret edebilir. Bazı örnekler Pt bolluğunda sistematik bir zenginleşme içersede , Pt ve Ru konsantrasyonu ergiyik oluşumu boyunca bu elementlerin sülfite / ergiyik ayrımlaşma kat sayısına bağlıdır (şekil 6.8).

Peridotit örneklerindeki Pd değerleri ve Pd_N / Ir_N oranları, ana element trenleriyle korele edilebilir (şekil 6.8 ve şekil 6.9); düşük CaO (veya Al₂O₃) içeriği ve yüksek Mg# ile çoğu tüketilmiş peridotitler, düşük Pd konsantrasyonlarına ve Pd_N / Ir_N oranlarına sahiptir. Benzer karakteristikler dünyadaki diğer peridotit birimleri içinde belirtilmiş (ksenolitik ve orojenik ; Rehkämper vd., 1997; 1999; Lorand vd., 1999; 2000) ve genellikle I-PGE' den daha az uyumlu P-PGE 'lerin fraksiyonu , giderek artan ergiyik çıkışının sonucu olarak yorumlanmıştır. Ancak çalışma alanındaki peridotit örneklerinin neredeyse tümünde primitif üst mantoya benzer bileşimde bir manto kaynağından orta dereceli kısmi ergime kalıntısı için beklenen değer aralığına göre Pd_N / Ir_N oranlarında sistematik zenginleşme dikkat çekmektedir.



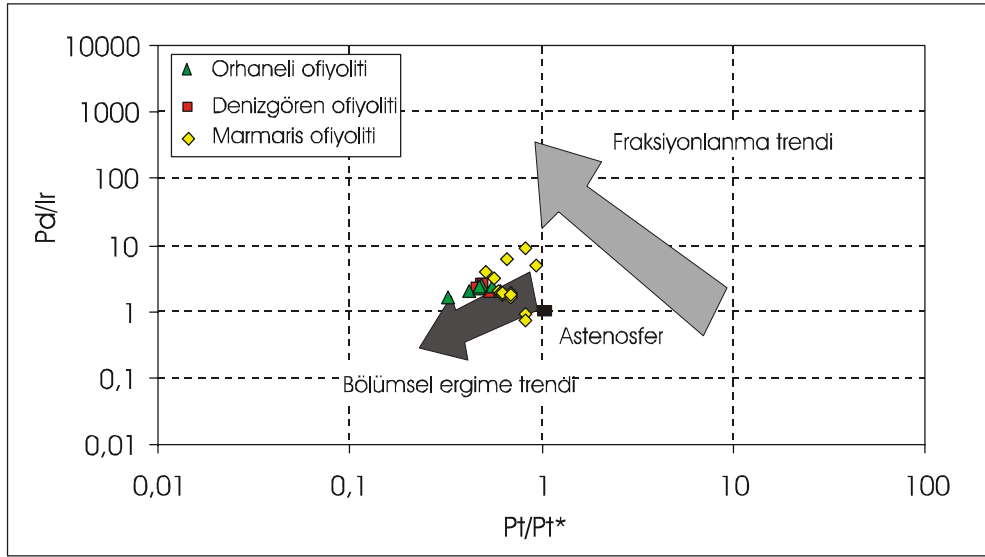
Şekil 6.8 Çalışma alanlarındaki peridotitlerin Al₂O₃ içerikleri ile Os, Ir, Ru, Pt ve Pd değişimleri.



Şekil.6.9.Peridotit örneklerinde CaO' e karşı Pd, Ir ve $(Pd / Ir)_N$ korelasyonu.Modelleme eğrileri % 3-4 CaO' li zengin peridotitten değişik derecelerde bölümsel ergimenin etkilerini gösterir.Kondiritik Pd / Ir oranları ve tam PGE bollukları primitif üst mantoya benzer (3.2 ± 0.8 ppb Ir, 3.9 ± 1.0 ppb Pd; Mc Donough and Sun, 1995). Ergimenin sülfat fazları içeren bir manto kaynağından başladığı varsayılmıştır

Peridotitlerdeki Pd / Ir oranındaki artış Pd bolluğu ile korole edilebilir.Bu durum peridotitlerdeki Pd / Ir ve Rh / Ir oranlarının nispeten yüksek olduğunu gösterir ancak

Diğer PGE'inde azaldığını göstermez. Örneklerdeki ortalama Ir, Pt ve Ru konsantrasyonları 0.0041-0.0099xCL kondirittir ve üst manto tahmini PGE bollukları ile uyumludur(Mc Donough ve Sun, 1995). Pd ve Rh konsantrasyonları ise yüksek ve çok değişkendir (0.0102-0.0211xCL kondirit). Bazı uyumsuz litofil elementlerdeki artış ile bu veriler değerlendirildiğinde peridotitlerin bölümsel ergimenin basit kalıntısı olmadığı , ikincil proseslerden etkilendiği sonucuna varılır. Kalıntı mantonun yeniden zenginleşmesine neden olan katı / ergiyik etkileşimi, perkole magmadan silikat ve sülfür fazlarının kristalleşmesi ve litofil- siderofil elementlerin alterasyonu bu ikincil prosesler olarak sayılabilir.



Şekil 6.10 Çalışma alanlarındaki peridotit örneklerinin Pd/İr oranının, Pt/Pt* değerlerinin karşılaştırma diyagramı (Garuti et. al., 1996). $Pt / Pt^* = Pt_{(N)} \sqrt{Rh_{(N)} \cdot Pd_{(N)}}$

Şekil 6.10 da peridotit örneklerinde PGE bolluklarının kısmi ergime ve farklılaşma yönsemelerinden saptığı görülmektedir. Bu peridotitlerin PGE içeriklerinin farklı olaylar sonucu depolandığını desteklemektedir.

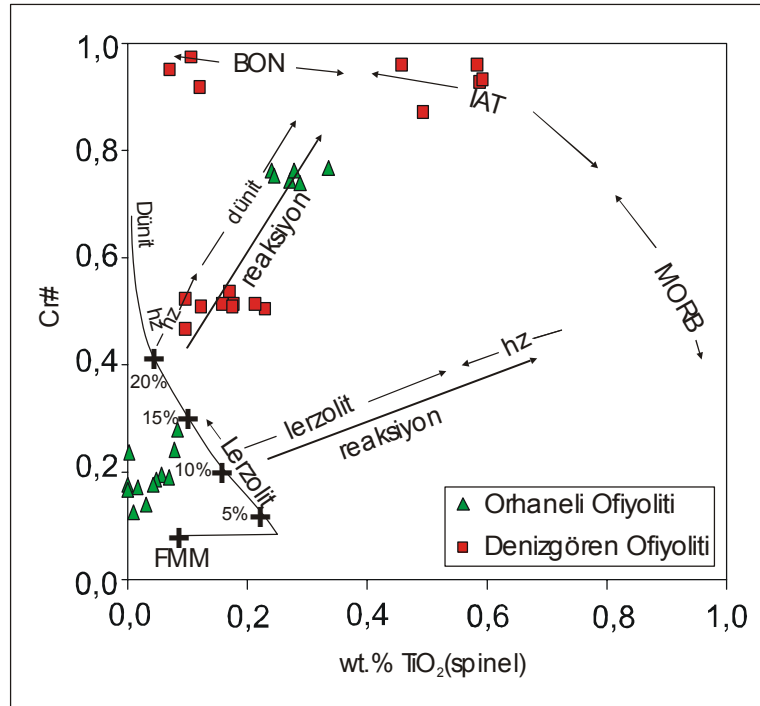
6.3.2. Yitimle ilişkili sıvılar ve perkole ergiyiklerle oluşan metasomatizmanın etkisi

Yitim zonları üstündeki manto litosferiyle ilişkili jeokimyasal çalışmalar, orijinal ergime prosesinden sonra oluşan çeşitli derecelerdeki kimyasal değişime (metasomatizma) işaret eder (Pearce et.al., 1999). Bu bağlamda bir çok görüş, manto temsilcilerinin sadece bazaltik ergiyik çıkışının kalıntıları olmadığını, manto

ergimesinin katı ve sıvı ürünleri arasındaki etkileşim ile veya perkole ergiyiklerden silikat minerallerinin kristalizasyonu ile bileşimsel değişimin petrografik ve jeokimyasal kanıtları olduğunu göstermiştir. Bu çalışmada ayrımlanma katsayısı $D_{\text{kalıntı}} / \text{sıvı}$ 1- 0.001 olan ve serpantinleşmeden ve de alterasyon sonucu oluşan kimyasal değişimlerde en az etkilenmiş örnekler kullanılmıştır. Bölüm 5’de de değinildiği gibi peridotitlerin primitif üst mantoya normalize edilmiş iz element değerleri LREE’lerce tüketilmiş örnekler , uyumsuzluğu azalan elementler için, diyagramda solan sağa doğru artan konsantrasyonlar göstermektedir. Tüketilmiş manto LREE’ler gibi uyumsuz elementlercede tüketilmiştir.Bu durum mantodan giderek artan ergiyik çıkışı ile açıklanabilir. Orhaneli ve Denizgören ofiyolitlerindeki Rb ve Ba’daki artış metasomatizmanın başladığını gösterir. Örneklerin çoğu uyumsuz elementlerce zenginleşmeyi karakterize eden çoklu element desenleri gösterir. Silikat ergiyikle etkileşime girmiş manto kayaçlarının bütün uyumsuz elementlerce zenginleşme göstermesi beklenir. Ancak bu işlemin daha önceki ergiyik çıkışı ile tüketilmiş Rb, Ba ve Nb gibi elementler üzerindeki etkisi LREE’ler kadar açık değildir.Yitimle ilgili akışkanlarla sürekli değişime uğrayan örneklerin, diğer taraftan akışkanlarla çözülebilir katyonlarca güçlü bir zenginleşme göstermesi beklenebilir. Yitim ile ilişkili sulu akışkanlarca zenginleşme supra-subduction alanlarında beklenen bir durumdur.Sulu akışkanlar genellikle LREE’ler taşımazlar ve manto kayaçları ile etkileşimi REE’lerde önemli değişimlere neden olmazlar. Litosferin hidrasyonu , geniş iyon litofil elementlerde (LİL; Rb, Sr, Ba, K) önemli artış ve kalıcılığı yüksek elementlerde (HFSE ; Ta, Nb, Zr, Hf) tüketime neden olur.Peridotit örneklerinde gözlenen bu zenginleşme , kayaçların akışkan metasomatizmasından etkilendiği anlamına gelmektedir.

Peridotitlerdeki zenginleşme , litosferik kanallara silikat ergiyik geçişi ile ilgilidir. Mantoya silikat ergiyik geçişi ile zenginleşme mekanizması bir grup araştırmacı tarafından çalışılmıştır (Kelemen et.al., 1992;1997) ve bu metasomatik görüş genellikle diğer uyumsuz elementler kadar (Th, U, Ba vb.) LREE’lerdeki zenginleşme ile ilişkilendirilmiştir. Olivince zengin manto kayaçlarının oluşumunda , modal metasomatizma, kaynak manto kayaçları ve silikat ergiyiğin etkileşimi sonucu olarak düşünülmektedir (Kelemen et.al., 1997; Takazawa et.al., 2003).

Mineral kimyası karakteristikleri de yukarıdaki görüşü desteklemektedir. Yani bu özellikler peridotitlerin mantodan değişken derecelerde kısmi ergimenin kalıntıları olduklarını ve ergimeyi takiben, ergiyik-kalıntı etkileşimlerinden etkilenmiş olduklarını işaret eder (Şekil 6.11). Ergime trendleri Pearce et.al. (2000) 'de tanımlanan metot kullanılarak yapılmıştır. Ergime kalıntılarında spinelde TiO_2 içeriği düşüktür (<0.2). Spinelin TiO_2 içeriğindeki azalma ve $Cr\#$ 'daki değişimler ile bölümsel ergime izlenmektedir.



Şekil.6.11. Orhaneli ve Denizgören peridotitlerine ait tüm kaya TiO_2 -spinelin $Cr\#$ diyagramı. (Diyagram Pearce et.al.,2000'den alınmıştır).

Jeokimyasal verilerden yarı kantitatif modelleme ve yorumlama yapılabilir. Şekil 6.12'de uyumluluğu farklı iki element (yüksekçe uyumsuz Ti ve ortaça uyumsuz Al) ile Ni değerleri diyagramlarda kullanılmıştır. Ni, reaksiyon derecesi ve ergime derecesi ölçüsüdür.

Tablo 6.3'deki ergime parametreleri ile Pearce and Parkinson (1993) ayrımlanma kat sayıları ve standart fraksiyonel manto ergime denklemi kullanılarak iki diyagramda bölümsel ergime trendleri oluşturulmuştur. Ergime trendleri majör fazlar için uyumlu (1) ve uyumsuz (2) ergime reaksiyonları ile ilişkilidir.

$$\text{Olivin} + \text{ortopiroksen} + \text{klinopiroksen} = \text{ergiyik} \quad (6.1)$$

$$\text{Ortopiroksen} + \text{klinopiroksen} = \text{olivin} + \text{ergiyik} \quad (6.2)$$

Diyagramlarda etkileşim sonucu oluşan birkaç farklı tip ayrılmakta ve dikkati çekmektedir. Birincisi Ni zenginleşmesi ve Al ve Ti tüketimidir. Bu trendi izleyen örnekler yüksek olivin/piroksen oranına sahiptir (Tablo 3.1, bölüm 3) ve olivince doymun ergiyik ve manto arasındaki reaksiyon, ergiyik-manto etkileşimi süresince olivinin kristalizasyonu ve piroksenin çözünümü olarak yorumlanabilir. Lertzolit veya klinopiroksen içeren harzburjit ve klinopiroksen içermeyen harzburjit ile reaksiyon oluşumları sırasıyla:

$$\text{Ortopiroksen} + \text{klinopiroksen} + \text{ergiyik}_1 = \text{olivin} + \text{ergiyik}_2 \quad (6.3)$$

$$\text{Ortopiroksen} + \text{ergiyik}_1 = \text{olivin} + \text{ergiyik}_2 \quad (6.4)$$

Yüksek klinopiroksen/ortopiroksen ve olivin/piroksen oranları ile örnekler Ni'ce zenginleşmiştir. Örnekler, olivin + klinopiroksence doymun (reaksiyon 5) ergiyik ve manto arasındaki reaksiyon, ergiyik-manto etkileşimi süresince olivin ve klinopiroksen kristalizasyonu ve ortopiroksen çözünümü ürünü olarak yorumlanabilirler.

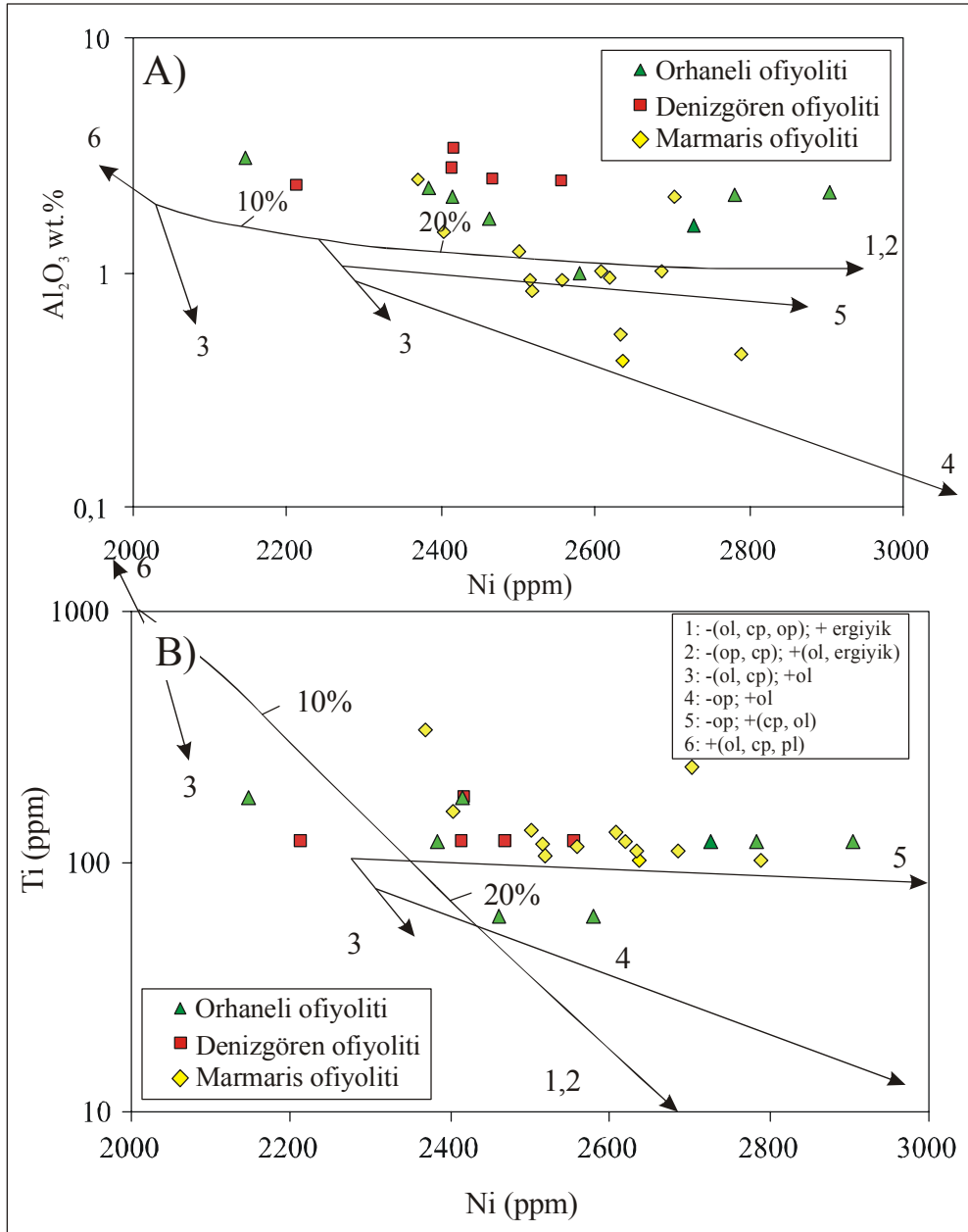
Tablo 6.3. Ergime işlemlerinin modellenmesi için kullanılan değerler.

Faz	Johnson et.al.(2000)		Niu (1997)		$K_d(\text{Ti})_{a/1}$
	X_α	P_α	X_α	P_α	
Olivin	0.57	0.10	0.52	-0.17	0.01
Ortopiroksen	0.26	0.20	0.34	0.65	0.11
Klinopiroksen	0.15	0.68	0.14	0.47	0.35
Spinel	0.02	0.02	0.02	0.05	0.1

$$\text{Ortopiroksen} + \text{ergiyik}_1 = \text{olivin} + \text{klinopiroksen} + \text{ergiyik}_2 \quad (6.5)$$

Çalışma alanlarındaki peridotit örnekleri çoğunlukla 1,2 ve 5 nolu reaksiyonlara uyumlu tredler göstermektedirler.

Perkole ergiyikler ile manto metasomatizma etkisi PGE konsantrasyonları oranları kullanılarak ortaya çıkarılabilir. Ir'dan Pd'a artan uyumsuzluklarından dolayı , manto kalıntılarının kondirite normalize PGE bollukları değişir (Barnes vd., 1985).Örneğin bazı kalıntı peridotitlerdeki yüksek Pd / Ir oranı, metasomatik sülfidlerin ortama girişi ile açıklanabilir (Lorand,1988).



Şekil 6. 12. Orhaneli, Denizgören ve Marmaris peridotitleri için Ni- Al_2O_3 ve Ni-Ti diyagramları. Teorik kısmi ergime trendleri Tablo 6.3'deki parametreler kullanılarak oluşturulmuştur. Ergime trendleri farklı tipte ergiyik-katı etkileşimiyle ortaya çıkan bileşim farklılıklarına işaret etmektedir. Diyagramlar Pearce et.al.,2000'den alınmıştır.

Bu çalışmada çeşitli petrojenetik proseslerde PGE'in davranışını açıklamak için yarı kantitatif bir model geliştirilmiştir. (1) manto ergimesi ve anlık (reaksiyon olmaksızın) ergiyik çıkışı, (2) bazaltik magma ile etkileşim sonucu tüketilmiş manto kaynağının yeniden zenginleşmesi ve (3) manto kaynağına sülfür eklenmesi.

Şekil 6.9'da kesikli koyu çizgiler aşırı tüketilmiş manto peridotitlerinde bazaltik ergiyikler ile etkileşim sonucu gelişen sülfür ilavesini, gri oklar ise değişken derecelerde tükenen peridotitlere sülfür ilavesini göstermektedir. Hesaplanan teorik değerler, basit ergiyik çıkışı işlemlerinin Ir artışına yol açacağını göstermektedir çünkü bu element bütün ergime işlemleri boyunca uyumlu olarak düşünülür ($\frac{\text{sülfür}}{\text{ergiyik}} D_{Ir} \sim 10^5$; Pearson vd., 2004).

Yine yüksek sülfür / ergiyik ayırılma kat sayısı nedeniyle ($\frac{\text{sülfür}}{\text{ergiyik}} D_{Pd} \sim 10^4$; Lorand vd., 1999; Rehkämper vd., 1999) Pd'unda %15 gibi bir ergime derecesine kadar benzer davranması beklenir. % 20 veya daha fazla dereceli ergimelerde sülfürlerin tamamının tüketilmesini takiben Pd uyumsuz davranmaya başlar ($\frac{\text{olivün}}{\text{ergiyik}} D_{Pd} 0.0075-0.21$; Brenean vd., 2003; Righter vd., 2004) çünkü manto fazlarıyla silikat ergiyiği arasındaki Pd ayırılma kat sayısı çok düşüktür. Bu nedenle yüksek dereceli ergimelerde Pd konsantrasyonları ve Pd / Ir oranlarında önemli düşüşler gözlenir. Şekil 5.15'de gözlenen yüksek Pd / Ir oranları peridotitlerin basit ergime ile oluşmadıklarını gösterir. Buradaki Pd ve Ir oranlarındaki artışın Pd artışıyla korolla edilişi Pd/Ir zenginleşmesinin diğer PGE'deki tüketimden çok Pd gubu elementlerin zenginleşmesi ile ilişkili olduğunu gösterir.

Bu durum peridotitlerin sadece kısmi ergime ürünleri değildir ve ikincil işlemlerin etkin olduğu petrolojik ve jeokimyasal veriler sunduklarını gösterir. Bu ikincil işlemlerde çalışma alanındaki peridotitleri etkileyen en olası işlem ise şekil 6.9'da kesikli oklarla gösterilen ve tüketilmiş manto kalıntısında aynı anda Pd ve Ca artışına yol açan bazaltik ergiyik ve kalıntı manto reaksiyonu ile gelişen manto metasomatizmasıdır.

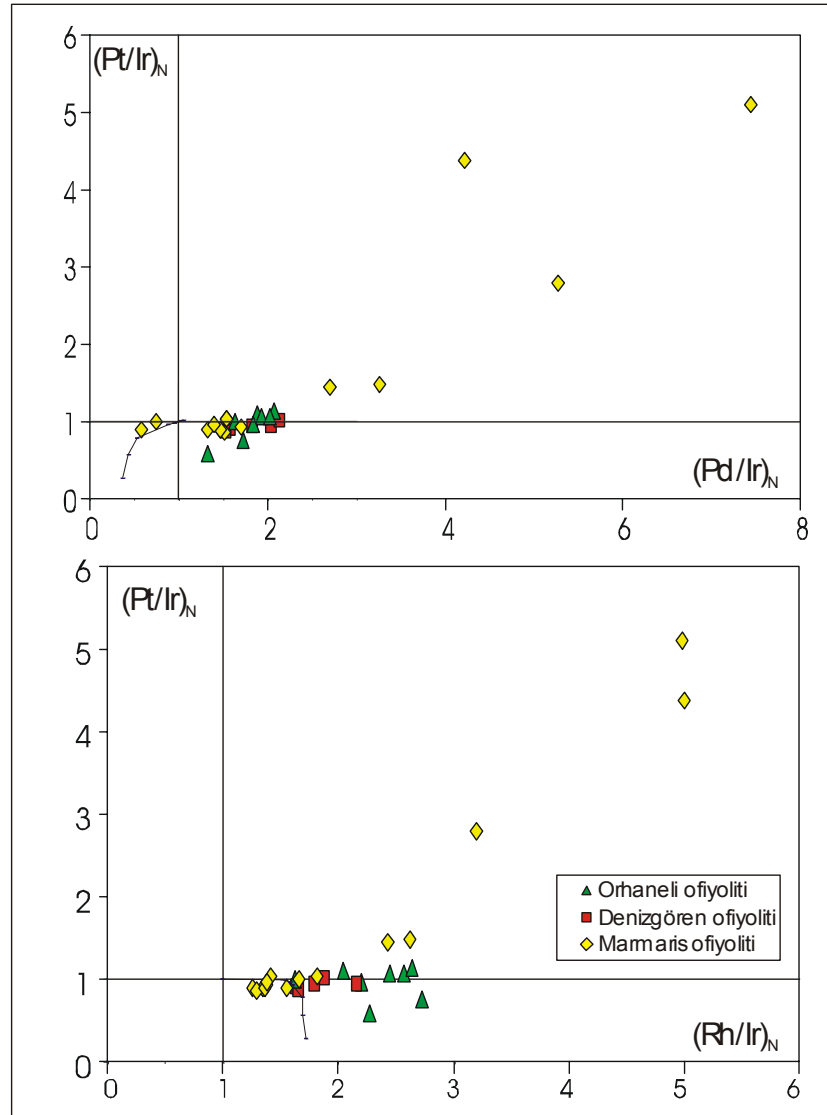
Şekil 6.13'de Primitif üst manto bileşiminden ergimeyle türetilmiş kalıntı manto bileşimlerinin teorik değerleri analiz sonuçlarıyla karşılaştırılmıştır. Örneklerin Pd grubu elementlere göre Pt bakımından belirgin bir tüketimi söz konusudur. Bu özellik

bir çok yerde görülen peridotit kütlelerinde gözlenen bir özelliktir ve genellikle Pt'i Pd grubu elementlerden ayırmaştır Pt'ce zengin sülfür fazlarının oluşumuyla açıklanır (Handler ve Bennett, 1999). Son yıllarda yapılmış bazı çalışmalar Os, Ir, Ru, Pt gibi elementlerin silikat ergiyiklerinde daha az çözünmediğini ve refrakter fazlar olarak oluşan sülfürler içinde kaldıklarını göstermektedir (Bockrath vd., 2004). Bunun sonucu olarak Pg grubu PGE'e kıyasla Pt, ergime ve kalıntı manto içinde ergiyik dolaşımı esnasında çok fazla mobilize olamaz ve bu durum Ir / Pd ve Pt / Pd oranlarının düşüşüne neden olur. Rehkämper vd. (1999) nin teorik mollemesinde açıklandığı gibi manto ergimesi Pd/Ir oranı Pt/Ir oranına göre daha yüksek ergiyikler üretir. Bu tip ergiyiklerden türemiş sülfür fazlarının tüketilmiş mantoya ilavesi şekil 5.16' da görüldüğü gibi kondiritik oranlara yakın Pt/Ir oranına sahipken oldukça yüksek Pd / Ir oranı yaratır. Böylece silikat ergiyikleri tarafından yeniden zenginleşmeler ve tüketilmiş manto kalıntısına sülfür eklenmesi, kondiritik değerlere yakın Ru / Ir ve Pt / Ir oranları ve kondiritik değerlerin üzerindeki Pd / Ir, Rh / Ir ve Pd / Pt oranları arasındaki farklılıkları açıklayabilir.

6.3.3. Manto kayaçlarında PGE ve krom zenginleşmesi

Son zamanlardaki bir çok çalışma , manto kayaçlarında PGE bollukları ve dağılımları üzerinde manto sülfürlerinin önemini ortaya çıkarmıştır (Rehkämper vd., 1999; Alard vd., 2000; Bockrath vd., 2004). Baz metal sülfürler, zenginleşmiş manto kayaçlarında, PGE'i tutarlar (Mitchell ve Keays, 1981). Tüm kayaç PGE içerikleri ve Cu, Ni, S arasındaki pozitif korelasyon bunu doğrulamaktadır (Lorand vd., 1999). Deneyle ve gözlemlere göre, monosülfür çözeltiler , ergime süresince refraktör PGE (Os, Ir, Ru) barındırırken, Cu 'ca zengin çözeltiler Ru ve Re 'ce zenginleşir (Lorand ve Alard, 2001; Pearson vd., 1998; 2004). Yüksek sülfür / ergiyik ayırılma kat sayısından dolayı , düşük- orta ergime derecelerinde kalıntı sülfürler PGE bollukları gösterebilir ($D = \frac{\text{sülfür}}{\text{ergiyik}} \sim 10^5 [\text{Ir}] - 10^4 [\text{Pd}]$; Lorand vd., 1999; Pearson vd., 2004). Yüksek ergime derecelerinde , düşük ergimeli sülfürler muhtemelen tüketilmiştir (şekil 6.8). Paladyum grubu PGE, basınç azalması süresince çözülme ve sülfür fazlarında çökme nedeniyle yüksek ergime derecelerinde ergiyik fazı tercih eder. Ir grubu PGE ise kalıntıda kalır ve yüksek ergime noktalı kalıntı Ru- Os- Ir sülfürler veya alaşım fazlarında kalır (Brenan ve Andrews, 2001; Bockrath vd., 2004).

Çalışma alanındaki peridotitler , kondirit değerlerinin üstündeki Pd_N/Ir_N ve Rh_N/Ir_N oranları ile karakterize olan kondirite normalize değerler ve PGE bollukları gösterir. I-PGE değerlerinin üstünde P-PGE oranları ile karakterize olan benzer PGE fraksiyonları genellikle , kıtasal litosferik mantonun ortak kaynak özelliği olarak yorumlanır (Patou vd., 1996; Lorand vd., 1999).



Şekil 6.13.Çalışma alanındaki peridotitlerde $(Pt/Ir)_N$, Rh/Ir ve $(Pd/Ir)_N$ diyagramı. Modelleme de baz metal sülfidlerdeki tüm PGE'yi barındırdığı farzedilen ,sülfid fazlarının artan yığın denge ergimesi için yığın denge eşitliği esas alınmıştır. Eğriler bölümsel ergimeyle PGE fraksiyon trendlerini, oklar ise tüketilen mantoya, manto ergiyiklerinden ayrımlanan sülfid eklenmesini gösterir. Normalize değerler Mc Donough ve Sun (1995)' den alınmıştır.

Ancak ana oksitlerin ergiyik tüketim indisi ile Pd_N/Ir_N ve Rh_N/Ir_N oranlarının güçlü korelasyonu, özellikle de düşük orta dereceli ergime de , P-PGE'de zenginleşme

kaynak karakteristiği değildir. Fakat sülfitre doygun ergiyikler ile sülfit eklenme şartlarında olması şeklinde yorumlanabilir (Rehkämper vd., 1999; Pearson vd., 2004).

Pentlanditin baskın olduğu çatlaklara ait sülfitlerin düşük Os ve Ir bollukları fakat yüksek Pd / Ir oranları, sülfit içeren metasomatik akışkanların kriticalizasyon ürünlerini sergilediği Alard vd. (2000) tarafından kabul edilmiştir. Ergime proseslerinin kalıntıları olan sülfit içeren silikatlar ise yüksek Ir ve Os bollukları ve düşük Pd/Ir oranları ile karakterizedir. Peridotitlerin kondiritik olmayan siderofil element değerleri ,mantodan ergiyik çıkışı ve orta dereceli ergimeyi izleyen, katı/ergiyik etkileşiminden oluşan çatlaklara ait sülfitlerin eklenmesi ile açıklanabilir. Genellikle PGE ve krom üst manto kuru bölümsel ergimesi süresince uyumlu davranır (Mitchell ve Keays, 1981; Dick ve Bullen, 1984) ve bundan dolayı bu metaller okyanus ortası sırtlarda sınırlı mobilite gösterirler. Aksine, sulu akışkanlar ve ergiyikler ile manto ergimesi supra-subduction (SSZ) bölgelerinin tipik özelliğidir. Manto kaması dalan okyanusal litosferden yükselen akışkanlar ile ergidiği için, bu bölgelerde manto peridotitleri, okyanus sırtı ve plaka ortası oluşumundan daha yüksek derecelere ergitilmiş olabilir (Pearce vd., 1984). Supra-subduction ortamlarında, akışkanlar, silikat ergiyikler ve kalıntı üst manto kayaçları arasındaki etkileşim süresince PGE'in dağılım oranı ve davranışında suya doygun ergimenin önemi son yıllardaki çalışmalarda önem kazanmıştır.

Üst manto kalıntı ürünlerinde , krom ve PGE zenginleşme oranı, üst manto içinde element mobilizasyonu olarak yorumlanmıştır. Çalışma alanındaki ofiyolitlerde oluşan kromit yataklanması , dünyadaki diğer yataklanmalar gibi, kısmen tüketilmiş harzburjitler ile sarılmış dünit merceklerindedir (Roberts, 1988; Lago vd., 1982 ; Melcher vd., 1999; Zhou vd., 1996; 1998). Bu tip dünitler, bölümsel ergime değil, ergiyik perkolasyonundan oluşmuştur. Teorik modelleme, çalışma alanlarındaki peridotitlerin çoğunun, orta bölümsel ergime dereceleri için beklenenden daha yüksek modal olivin içerdiğini ve manto ergimesinden sonra oluştuğunu gösterir. Bu karakteristikler ergiyik/katı etkileşim sonuçlarıdır ve ergiyikten önce olivin sonra ortopiroksen ve klinopiroksen kristallenir (Kelemen vd., 1992). Şekil 6.12'deki reaksiyonlar bu görüşü desteklemektedir. Birçok Alpin tipi ofiyolitlerde bulunan

harzburjit kütleleri ve kalıntı dunitlerin oluşumu, lerzolitler ile magma etkileşim ürünleri olarak yorumlanmıştır (Büchel vd., 2004; Grieco vd., 2004).

Suya aşırı derecede doymuş bazaltlarda Matveev ve Ballhaus (2002) nin deneysel çalışmaları, sadece suca zengin ve olivin- kromitçe doymuş ilksel ergiyiklerin olduğu yerlerde ofiyolitik kromit yatakları oluştuğunu göstermiştir. Kromitlerin tektonik oluşum ortamı kökenine ait son çalışmalarda; magma ve yan kayaçlar arasındaki reaksiyonların, bu yatakların oluşumunda önemli bir rol oynadığı, reaksiyonlar sonucu, ergiyik bileşiminin değişmesi ile magma çıkış kanalları içinde kromit kristalizasyonunun oluştuğu belirtilmektedir (Zhou ve Robinson, 1994; Zhou vd., 1994, 1996).

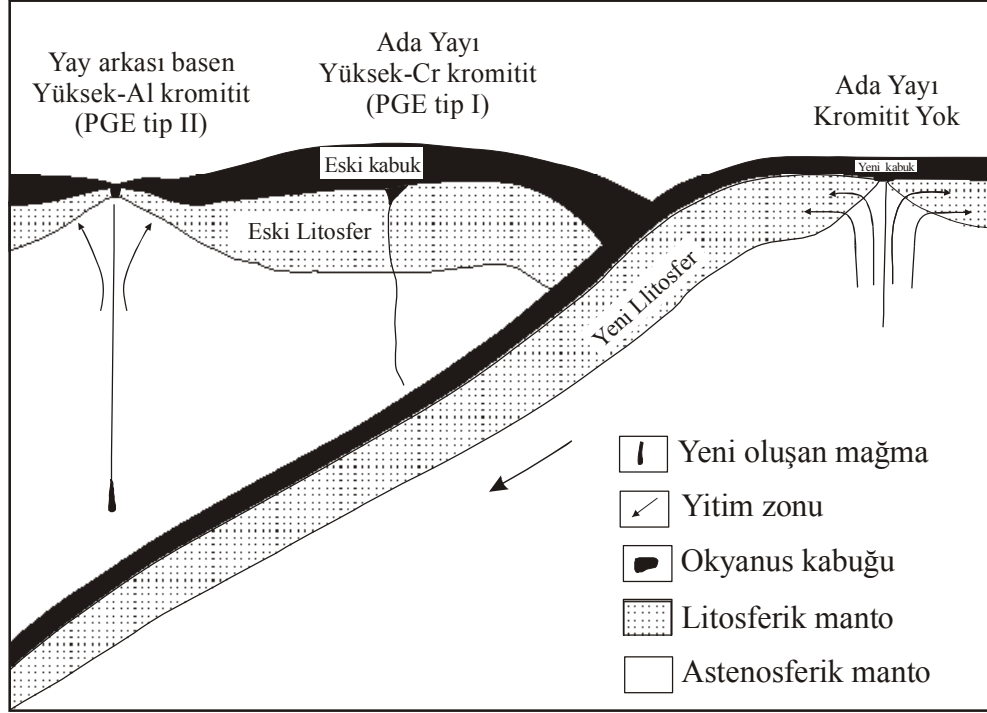
Supra-subduction zonu ortamlarında ergiyik-kayaç etkileşimi ve kısmi ergime gibi proseslerle çeşitli türde peridotitler oluşabilmektedir (Edwards ve Malpas, 1995). Bu ortamlarda magma bileşimlerinin zamanla değişmesi (Robinson vd., 1983) sonucunda çeşitli farklılıkta PGE içeren kromitler oluşmaktadır. Podiform kromit kapsayan ofiyolitlerde, yay karakterli volkanik kayaç oluşumlarının ve kromitlerdeki uçucu bileşenlerce zengin inklüzyonların varlığının, magma bileşimindeki değişimleri destekleyen veriler olduğu belirtilmektedir (Pearce vd., 1984; Roberts, 1988).

MORB magma bileşimlerinin ise zaman içerisinde oldukça sabit kaldıklarına dikkat çekilerek, derinlerde oluşan bu magmaların göreceli olarak yan kayaçlarda denge haline ulaşmaları nedeniyle, büyük kromit kütlelerinin oluşamayacağı savunulmaktadır (Zhou ve Robinson, 1997).

Yüksek-Cr içerikli podiform kromitler; çeşitli derecelerde tüketilmiş peridotitler ile boninitik magmaların etkileşimi sonucu oluşmuşlardır (Zhou vd., 1998). Yüksek-Cr içerikli podiform kromitlerin oluşumuna ilişkin model şekil .6.14 olduğu gibidir (Zhou vd., 1998).

Bu modelde, ada yayının oluşum ortamında bir yitim zonu üzerinde yüksek-kromit içerikli podiform kromitlerin oluşumu tanımlanmaktadır. Yeni oluşan boninitik magmanın, daha önce tüketilmiş harzburjit veya üst mantoya ait tüketilmemiş lerzolitlerle reaksiyonu sonucu Os, Ir, ve Ru'ca zenginleşmiş fakat bazı derecelerde Pt,

Pd ve Rh'ca zenginleşme gösteren podiform kromitlerin oluşabileceği açıklanmaktadır (Zhou vd., 1998).



Şekil.6.14.Podiform kromitlerin tektonik oluşum ortamları ve PGE içerikleri arasındaki ilişkiler (Zhou vd., 1998).

Bu çalışmada incelenen peridotitlerin PGE değerleri, kromit içeren diğer ofiyolit komplekslerine benzemektedir (Mc Eduff ve Stumpfl, 1990; Prichard ve Lord, 1990; Zhou vd., 1998; Melcher vd., 1997).

SONUÇLAR

Ofiyolit grubu kaya birimleri haritalanabilecek birimler olarak Türkiye’de geniş alanlar kaplarlar. Türkiye’deki dağılımları kuzey ve güney zon olmak üzere iki zona ayrılabilir. Türkiye’deki ofiyolitlerin yerleşimleri Alpin orojenezi ile ilgilidir.

Çalışılan alanlardan, kuzey zonda yeralan Denizgören ofiyoliti ve Orhaneli ofiyoliti ile güney zonda yeralan Marmaris ofiyoliti, Penrose (1973) konferansında tanımlanan ofiyolit birimi tanımına göre eksiklikler sergilemektedir. Yapılmış çok sayıda çalışma adı geçen ofiyolitlerin supra-subduction ortamında oluşmuş ve yitim işlemlerinden etkilenmiş okyanusal litosferin kalıntıları olduklarına işaret etmiştir.

Denizgören ofiyoliti Biga Yarımadası’nda ayırtılan tektonik kuşaklardan olan ve Gelibolu Zonu’nun güneydoğusunda yeralan Ezine Zonu içinde bulunmaktadır. Orhaneli ofiyoliti, İzmir-Ankara suture zonunda yer alır. Batı Toros Kuşağında ofiyolitler genelde en üst nap dilimini oluşturmalarına rağmen Marmaris ofiyoliti tektonik olarak alttadır. Bu durum Üst Eosen’den sonraki dönemlerde naplaşma hareketlerinin sonucudur.

Üç ofiyolite ait peridotitler harzburjit, dünit ve az oranda lerzolitten oluşmaktadır. Bu kayalarda görülen protogranüler ve poiklitik doku yüksek ergiyik / kayaç etkileşiminde artan metasomatizmayı göstermektedir. Piroksenlerde görülen ipliksi bantlar, exölüsyon lamelleri ve klivajlar yüksek sıcaklıktaki plastik deformasyonu işaret etmektedir. Bu deformasyonlar kayaçlar katı sıcaklığa çok yakın olduğu zaman oluşmaktadır peridotit örneklerinde görülen pirosen-spinel kümeleri protolit kalıntı dokusu olarak yorumlanmıştır. Ortopirosenlerin çoğu genelde yuvarlak kenarlı kristallerden oluşur. Bu, ortopirosenin astenosferik rekristalizasyonu süresince , sıcak magma ile reaksiyon sonucu gelişen dokuyu işaret etmektedir..

Ana-element kimyaları bu peridotitlerin, katı kalıntıların % 5-20 bölümsel ergimesi sonucu oluştuğunu göstermektedir. Kayaçların litofil iz-element değişimleri, litofil elementlerce zenginleşen ergiyik fraksiyonları ile zenginleşen peridotitleri işaret etmektedir.

Peridotitlerin primitif üst mantoya normalize edilmiş iz element özelliklerini daha net incelemek için üç ofiyolite ait peridotit örnekleri ayrı ayrı değerlendirilmiştir. Orhaneli ve Denizgören peridotitlerine ait iz element özellikleri benzerlik sunmakta ve örnekler uyumsuz iz elementlerce ilksel mantoya göre tüketilme göstermektedirler. Örneklerin çoğunda REE, Sr, Y elementleri düz desenler gösterirken; Nb-Zr-Hf ve bazı örneklerde Ti negatif anomaliler göstermektedir. Nb ve Ti'un negatif anomaliler göstermesi yitim zonu etkilerine işaret etmektedir. Nb'ca tüketilme Th'ca zenginleşme yay önü ve yay arkası havzaları yansıtır ve suprasubduction ofiyolitleri diye isimlendirilir Peridotitler,değişebilen fusible majör elementlerce tüketilme derecesine rağmen manto ergiyiklerinde beklenenden daha fazla REE ve uyumsuzluğu yüksek elementler içerirler.Bu durum manto ergime bölgesinde sonradan oluşan bir zenginleşme prosesini işaret etmektedir.

Majör element verileriyle beraber yorumlandıklarında , örneklerin hiç birinin yüksek oranda değişmediği görülmüştür. Teorik olarak üst manto ergime rejiminde REE ler spinel içeren manto kalıntısında uyumsuz davranır. Lerzolit örnekleri çok az tüketilmiş LREE ($La_N / Yb_N = 0.4-0.71$) ve düz bir desen gösteren çok az fraksiyona uğramış HREE kısmıyla karakteristiktir ($Dy_N / Yb_N = 0.84-0.91$).

Marmaris ofiyolitine ait örneklerin çoklu element diyagramı Orhaneli ve Denizgören peridotitleri ile kıyaslandığında onlara göre düz desenler gösterdiği görülmüştür. Th'ca zenginleşmeler görülmektedir. Yani örneklerde manto ergiyiklerinde beklenenden daha fazla uyumsuz element bulunmaktadır ve bu da yitime bağlı olarak manto ergime bölgesinde oluşan metasomatik zenginleşmeleri göstermektedir.

Örnekler bir bütün olarak fraksiyonlanmış kondrite PGE desenlerine sahiptir. Ergimeyle tüketilmiş manto harzburjit ve dünitleri İr grubu elementlere göre paladyum grubu elementlerce zenginleşmiştir. Örneklerin çoğu Pt'e göre yüksek Rh ve Pd konsantrasyonlarına sahiptirler. Bu özellikler, basit ergiyik çıkışı ve mantodan sülfat fazlarının ayrılması ile açıklanamaz. Buna karşı, süregelen ergiyik perkolasyonu esnasında mobilize olan uyumsuz ve daha refrakter siderofil elementlerin, silikat ergiyikleriyle mobilitesi daha düşük olan Pt'a göre zenginleşmesine yol açan çok fazlı petrojenetik işlemlerin yansıması olarak düşünülebilir.

Kantitatif model sonuçları, kalıntı katı manto ve bazaltik ergiyikler arasındaki etkileşimden kaynaklanan sülfat ilavesinin, gerek peridotitteki suprakondritik Pd/Ir ve Ir/Os oranlarını ve gerekse ofiyolit kompleksi içinde bulunan yaygın kromit oluşumlarını açıklayabileceğini göstermektedir.

Bu çalışma ile üç ofiyolite ait farklı manto örneklerinde bulunan kondritik olmayan hayli yüksek siderofil elementlerin kısmi bolluklarına, katı-ergiyik etkileşimi ile ergiyik+sülfat eklenmesi ve bölümsel ergime ile manto içindeki sülfat diferansiyasyonunun neden olduğu öngörülmüştür.

Mineral kimyası çalışmalarında, örneklerdeki spinelin Cr[#]'sı nadir toprak elementler korole edilmiş, ergime sonrası karışmış akışkan ile etkileşimden dolayı veya olasılıkla ergimenin son devresi süresince oluşmuş zenginleşmeler olduğu görülmüştür. Bu zenginleşmeler, daha önceki araştırmalara göre ergime ürünleri olarak ergime ortamından ergiyik çıkışı ve ergimeye neden olan, manto peridotitlerinde hafif nadir toprak elementlerince zenginleşmiş akışkan/ergiyik karışımı içeren açık-sistem ergime modeli ile açıklanmıştır.

Örneklerin büyük bir çoğunluğu olivin-manto-spinel sırası (OSMA) içindedir. Olivin, spinel bileşimlerindeki değişimler peridotitlerin abisal peridotitlerden, yitim zonları üzerinde boninitik veya ada yayı toleyitik karakterli ergiyiklerle etkileşim gösteren SSZ peridotitlerine kadar değişen bir aralıkta bileşim değişimlerine sahip olduğunu göstermektedir.

Çalışma alanlarındaki peridotit örneklerindeki piroksenlerin ortopiroksenlerle kimyasal denge halinde oldukları gözlenmiştir. Bu mineraller manto ergimesinin kalıntı katı olarak değerlendirilebilir. Ortopiroksen ve klinopiroksen arasındaki dengesiz kristallenmelerin ise ergiyiklerin reaktif etkileri sonucu oluştuğu yorumuna gidilebilir.

Çalışma alanlarındaki peridotit örneklerinin sıcaklık değerlerini bulabilmek için Ca-ortopiroksen, olivin-spinel, çift piroksen jeotermometreleri kullanılarak tahmini sıcaklık, klinopiroksen jeobarometresi kullanılarak tahmini basınç verileri elde edilmiştir.

Orhaneli ve Denizgören peridotitlerinin basınç-sıcaklık koşulları, basınç azalımına bağlı ergime işlemleri ile tanımlanabilen koşullarla uyumlu görünmektedirler.

Marmaris Ofiyolitine ait peridotit örneklerinin Os izotop sistematiği değerlendirilmiştir. Peridotit örneklerinin $^{187}\text{Os} / ^{188}\text{Os}$ oranları 0.122000 – 0.130500, $^{187}\text{Re} / ^{188}\text{Os}$ oranları ise 0.225620 – 2.109573 değerleri arasındadır. Bu oranlar çalışma konusu olan ofiyolite benzer bir kuşakta yer aldığı düşünülen Troodos ofiyolitindeki değerlere benzerlikler sunmaktadır. Marmaris peridotitlerinin Os izotop bileşimindeki değişim aralığının nedeni bölümsel ergime ve ergiyik perkolasyonu ile açıklanabilir.

Marmaris peridotitlerinde gözlenen izotopik heterojenlik ergiyik perkolasyonu süresince radyojenik Os eklenmesi ve mobilizasyonu ile daha önce oluşan bölümsel ergime sonucudur.

KAYNAKLAR

Alard, O., Griffin, W. L., Lorand, J. P., Jackson, S. E., and O'Reilly, S. Y., 'Non-chondritic distribution of the highly siderophile elements in mantle sulfides', *Nature*, v. **407**, p. 891–894, (2000).

Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., Mitchell, J.G., 'Petrogenetic evolution of late cenozoic, post-collision volcanism in Western Anatolia, Turkey', *J. Volcanol. Geother. Res.* **102**, 67–95, (2000).

Aldanmaz, E, Köprübaşı, N., Gürer, Ö. F., Kaymakçı, N. and Gourgaud, A., 'Geochemical constraints on the Cenozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey: implications for mantle sources and melting processes', *Lithos*, **86**, 50-76. (2006).

Anders, E., and Grevesse, N., 'Abundances of the elements: Meteoritic and solar', *Geochimica et Cosmochimica*, (1989).

Arai, S., 'Contact metamorphosed dunite-harzburgite complex in the Chugoku district, western Japan . *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.**52**, 1-16 (1974)

Arai, S., 'Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry', *Mineralogical magazine*, **56**, 173-184, (1992).

Arai S., 'Characterisation of spinel peridotites by olivine±spinel compositional relationships: review and interpretation', *Chem Geol* **113**: 191±204, (1994).

Bacak, G. ve Uz, B. Dağardı güneyi (Kütahya) ofiyolitinin jeolojisi ve jeokimyasal özellikleri. *İTÜ Der.* **4**, 86-98, (2003).

Baker, A.J., 1990. Introduction to Metamorphic Textures and Microstructures. Chapman & Hall, London, 162 p.

Baker, M. B., and J. R. Beckett , 'The origin of abyssal peridotites: A reinterpretation of constraints based on primary bulk compositions', *Earth Planet. Sci. Lett.*, **171(1)**, 49–61, (1999).

Ballhaus C, Berry RF, Green DH, 'High pressure experimental calibration of the olivine±orthopyroxene±spinel oxygen barometer: implications for the oxidation state of the mantle', *Contrib Mineral Petrol* **197**: 27±40, (1991).

Ballhaus, C., and Ryan, C. G., 'Platinum group elements in Merensky Reef. 1. PGE in solid solution in base metal sulfides and the down-temperature equilibration history of Merensky ores', *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 122, p. 241–251, (1995).

Ballhaus, C., 'Origin of podiform chromite deposits by magma mingling', *Earth and Planetary Science Letters*, v. 156, p. 185–193, (1998).

Ballhaus, C., and Sylvester, P., 'Noble metal enrichment processes in the Merensky Reef, Bushveld complex', *Journal of Petrology*, v. 41, p. 545–561, (2000).

Barnes, S.-J., Naldrett, A. J., and Gorton, M. P., 'The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas', *Chemical Geology*, v. 53, p. 303–323, (1985).

Barnes, S. J., and P. L. Roeder,' The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks', *Journal of Petrology.*, 42(12), 2279–2302, (2001).

Beccaletto, L., and Jenny, C., 'Geology and correlation of the Ezine zone: A Rhodope fragment in NW Turkey', *Turkish Journal of Earth Sciences*, v. 13, p. 145–176, (2004).

Becker H., Shirey S. B., and Carlson R. W., 'Effects of melt percolation on the Re-Os systematics of peridotites from a Paleozoic convergent plate margin', *Earth Planetary Science Letter*, 188, 107–121, (2001).

Bennett, V. C., Norman, M. D., and Garcia, M. O., 'Rhenium and platinum group element abundances correlated with mantle source components in Hawaiian picrites: Sulphides in the plume', *Earth and Planetary Science Letters*, v. 183, p. 513–526, (2000).

Bertrand, P., Mercier, J.-C., 'The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system', *Earth Planetary Science Letters*, 76, 109–122 (1985).

Bezmen, N. I., Asif, M., Brugmann, G. E., Romanenko, I. M., and Naldrett, A. J., 'Distribution of Pd, Ru, Rh, Ir, Os, and Au between sulfide and silicate melts', *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 58, p. 1251–1260, (1994).

Bilgin, İ., 'Ezine (Çanakkale) ofiyoliti metamorfitlelerinin petrolojisi', Doktora tezi, *İstanbul üniversitesi, Fen bilimleri Enstitüsü.*, p.156, (1999).

Bingöl, E. ve diğ., 'Biga yarımadasının jeolojisi ve Karakaya formasyonunun bazı özellikleri', *Cumhuriyet'in 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri, M.T.A.Ens. Ankara.* 70-77, (1973).

Bockrath, C., Ballhaus, C., and Holzheid, A., 'Fractionation of the platinum-group elements during mantle melting', *Science*, v. **305**, p. 1951–1953, (2004).

Bonatti, E., and Michael, P. J., 'Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones', *Earth and Planetary Science Letters*, v. **91**, p. 297–311, (1989).

Bonatti, E., A. Peyve, P. Kepezhinskas, N. Kurentsova, M. Seyler, S. Skolotnev, and G. Udintsev, 'Upper mantle heterogeneity below the Mid-Atlantic Ridge, 0⁰–15⁰N', *J. Geophys. Res.*, **97**, 4461–4476, (1992).

Boudier, F., Nicolas, A., Bouchez, J.L., 1982. Kinematics of oceanic thrusting and subduction from basal section of ophiolites. *Nature* **296**, 825–828.

Boyd, F.R., 'A pyroxene geotherm' *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **37**, 2533-2546, (1973).

Brandon, A.D., Creaser, R.A., Shirey, S.B., Carlson, R.W. et al., 'Osmium recycling in subduction zones', *Science* **272**, 861–864, (1996).

Brandon, A. D., Snow, J. E., Walker, R. J., Morgan, J. W., and Mock, T. D., '190Pt-186Os and 187Re-187Os systematics of abyssal peridotites', *Earth and Planetary Science Letters*, v. **177**, p. 319–335, (2000).

Bergougnan, H., 'Relations entre les edifices pontiqueet taurique dans le nord-EstdeTAnatolie', *Bull. Soc. Geol. Fr., Ser, 7, 17*, 1045-1057, (1975).

Brenan, J. M., and Andrews, D., 'High-temperature stability of laurite and Ru-Os-Ir alloy and their role in PGE fractionation in mafic magmas', *Canadian Mineralogist*, v. **39**, p. 341–360, (2001).

Brenan, J. M., Mc Donough, W. F., and Dalpe, C., 'Experimental constraints on the partitioning of rhenium and some platinum-group elements between olivine and silicate melt', *Earth and Planetary Science Letters*, v. **212**, p. 135–150, (2003).

Brey, G. P., and T. P. Kohler, 'Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers', *Journal of Petrology*, **31**, 1353–1378, (1990).

Bryndzia, L. T. & Wood, B. J., 'Oxygen thermobarometry of abyssal spinel peridotites: the redox state and the C–O–H volatile composition of the earth's sub-oceanic mantle', *American Journal of Science* **290**, 1093–1116, (1990).

Burton K. W., Schiano P., Birck J. L., and Allegre C. J., 'Osmium isotope disequilibrium between mantle minerals in a spinel-lherzolite', *Earth Planetary Science Letters* **172**, 311–322, (1999).

Büchl, A., Brüggemann, G. E., Batanova, V. G., Münker, C., and Hofmann, A. W., 2002, Melt percolation monitored by Os isotopes and HSE abundances: A case study from the mantle section of the Troodos Ophiolite: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 204, p. 385–402, (

Büchl, A., Brüggemann, G. E., and Batanova, V. G., ‘Formation of podiform chromitite deposits: Implications from PGE abundances and Os isotopic compositions of chromites from the Troodos complex, Cyprus’ *Chemical Geology*, v. 208, p. 217–232, (2004).

Büchl, A., et.al., ‘Os mobilization during melt percolation, ‘The evolution of Os isotope heterogeneities in the mantle sequence of the Troodos ophiolite, Cyprus’, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 68, No. 16, pp. 3397–3408, (2004).

Coleman, R. G., ‘Ophiolites—ancient oceanic lithosphere?: Berlin, Germany, *Springer-Verlag*, (1977).

Çelik, Ö.F., Delaloye, M and Feraud, G., ‘Precise ^{40}Ar - ^{39}Ar ages from the metamorphic sole rocks of the Tauride Belt Ophiolites, Southern Turkey: implications for the rapid cooling history’, *Geological Magazine*, v. 143 p. 213-227, (2006).

Dal Negro, A., Molin, G.M., Salviula, G., Secco, L., Cundari, A. and Piccirillo, E.M., ‘Crystal chemistry of clinopyroxene and its petrogenetic significance: a new approach. In: A. Boriani, M. Bonafede, M. Piccardo and G.B. Vali (Editors). The Lithosphere in Italy’, Acc. Naz. Lincei, *Atti Convegni Lincei*. 80, 271-295, (1989).

Dick, H. J. B., ‘Partial melting in the Josephine peridotite’, *I., Am. J. Sci.*, 277(7), 801–832, (1977).

Dick, H. J. B., and Bullen, T., ‘Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas’ *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 86, p. 54–76, (1984).

Dürr, S., , ‘Über Alter und geotektonische Stellung des Menderes-Kristallins/SW-Anatolien und seine Äquivalente in der Mittleren Ägäis’ *Habitations Schrift, Marburg/Lahn*, 107 s, (1975).

Emre, H., ‘Orhaneli ofiyolitinin jeolojisi ve petrolojisi’, *doktora tezi, İ.Ü. fen bilimleri enstitüsü jeoloji mühendisliği bölümü, İstanbul*, 1655, (1986).

Ersoy, Ş., Datça (Muğla) yarımadasının stratigrafisi ve tektoniği *Türkiye Jeoloji Bülteni*, C. 34, 1-14, (1991)

Ercan, T., Satır, M., Steinitz, G., Dora, A., Sarıfakıoğlu, E., Adis, C., Walter, H.J., Yıldırım, T., ‘Biga yarımadası ile Gökceada, Bozcaada ve Tavşan adalarındaki (KB Anadolu) Tersiyer volkanizmasının özellikleri (Characteristics of the Tertiary

volcanism in the Biga Peninsula, Gökceada, Bozcaada and Tavşanadası, NW Anatolia)', *Bull. Geol. Soc. Turkey* **28**, 121–136, (1995).

Evans, B. W., and B. R. Frost, 'Chrome-spinel in progressive metamorphism—A preliminary analysis', *Geochim. Cosmochim. Acta*, **39**(6–7), 959–972, (1975).

Fleet, M. E., Crocket, J. H., and Stone, W. E., 'Partitioning of platinum-group elements (Os, Ir, Ru, Pt, Pd) and gold between sulfide liquid and basalt melt', *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. **60**, p. 2397–2412, (1996).

Frei, R., Gervilla, F., Meibom, A., Proenza, J.A and Garrido, C.J., 'Os isotope heterogeneity of the upper mantle: Evidence from the Mayarí–Baracoa ophiolite belt in eastern Cuba', *Earth and Planetary Science Letters*, *Volume 241*, Issues 3-4, 31, Pages 466-476, (2006).

Fujimaki H., Tatsumoto M., and Aoki K., 'Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between phenocrysts and groundmasses', *J. Geophys. Res.* **89**, B662–B672, (1984).

Garuti, G et.al., 'Platinum-group elements as petrological indicators in mafic-ultramafic complexes of the central and southern Urals', preliminary results. *Tectonophysics*, **276**, 181-194, (1997)

Grieco, G., Ferrario, A., and Mathez, E. A., 'The effect of metasomatism on the Cr-PGE mineralization in the Finero Complex, Ivrea Zone, Southern Alps', *Ore Geology Reviews*, v. **24**, p. 294–314, (2004).

Griffin, W. L., Spetsius, Z. V., Pearson, N. J., and O'Reilly, S. Y., 'In situ Re-Os analysis of sulfide inclusions in kimberlitic olivine: New constraints on depletion events in the Siberian lithospheric mantle', *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. **3** (paper no. 1069), (2002).

Ghiorso, M. S., and Sack, R. O., 'Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures', *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. **119**, p. 197–212, (1995).

Glućklich-Herbas, M., 'Caractérisation pétrochimiquedu manteau lherzolitique sous-continentale', *Ph.D. thesis, 453 pp.*, *Univ. de Paris VII (IPGP)*, Paris, (1992).

Gomez, J.M.C., 'A program for pyroxene classification and calculation of end-members', *American Mineralogist*, **75**, 1426-1427, (1990).

Gökgöz, A., and Tarcan, G., 'Mineral equilibria and geothermometry of the Dalaman–Köyceğiz thermal springs, southern Turkey', *Applied Geochemistry*, *Volume 21*, Issue 2, February 2006, Pages 253-268, (2006).

Hamilyn, P.H., Keays, R.R., Cameron, W.E., Crawford, A.J. and Waldron, H.M., 'Precious metals in magnesian low-Ti lavas: implications for metallogenesis and sulfur saturation in primary magmas', *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, pp. 1797–1811, (1985).

Handler, R. M., and Bennett, V. C., 'Behavior of platinum-group elements in the subcontinental mantle of eastern Australia during variable metasomatism and melt depletion', *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 63, p. 3597–3618, (1999).

Hart S. R. and Dunn T., 'Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements. *Contrib. Mineral. Petrol.* 113, 1–8, (1993).

Hart S. R. and Ravizza G., 'Osmium partitioning between phases in lherzolite and basalt. In *Earth Processes: Reading the Isotopic Code* (eds. A. Basu and S.R. Hart)', pp. 123–134. *American Geophysical Union, Washington, D.C.*, (1996).

Hellebrand, E., Snow, J. E., Dick, H. J. B., and Hoffmann, A. W., 'Coupled major and trace elements as indicators of extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites', *Nature*, v. 410, p. 677–681, (2001).

Holzheid, A., and Grove, T. L., 'Sulfur saturation limits in silicate melts and their implications for core formation scenarios for terrestrial planets: *American Mineralogist*, v. 87, p. 227–237, (2002).

P. Ch. de Graciansky, P. Ch. De., 'Teke yarımadası (likya) toroslarının üst üste gelmiş ünitelerinin stratigrafisi ve dinaro-toroslar'daki yeri' *MTA Derg.*, 71,73-93, (1968).

Gueddari K., Piboule, M. and Amossé, J., 'Differentiation of platinum group elements (PGE) and of gold during partial melting of peridotites in the lherzolitic massifs of the Betico–Rifean range (Ronda and Beni Bousera)', *Chemical Geology* 134, pp. 181–197, (1996).

Irvine, T. N., 'Chromian spinel as a petrogenetic indicator, 1', *Theory, Can. J. Earth Sci.*, 2, 648–672, (1965).

Irvine, T. N., 'Chromian spinel as a petrogenetic indicator. 2: Petrologic applications', *Can. J. Earth Sci.*, 4, 71– 103, (1967)

Irvine, G.J., Pearson, D.G., Kjarsgaard, B.A., R. W. Carlson, R.W., Kopylova, M.G and Dreibus, G., 'A Re–Os isotope and PGE study of kimberlite-derived peridotite xenoliths from Somerset Island and a comparison to the Slave and Kaapvaal cratons', *Lithos, Volume 71*, Issues 2-4, Pages 461-488, (2003).

Godard, M., D. Joussetin, and Bodinier, J.-L., 'Relationships between geochemistry and structure beneath paleospreading centre: A study of the mantle section in the Oman ophiolite', *Earth Planet. Sci. Lett.*, 180, 133–148, (2000).

Johnson K. T. M., 'Experimental determination of partition coefficients for rare earth and high field strength elements between clinopyroxene, garnet and basaltic melt', *Contrib. Mineral. Petrol.* **133**, 60–68, (1998).

Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H., Blum K., Cendales M., Drebus G., Spettel B., Lorenz V. and Wanke H., 'The abundances of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules', *Proc. Lunar Planet. Sci Conf. 10th*, 1031–2050, (1979).

Jaques, A. L. And Chappel, B. W., '*contrib. Mineralogy petrology*, **75**, 55-70, (1980).

Kaaden, G., v.d., Metz (Graz), K., 'Datça-Muğla-Dalaman Çayı (SW Anadolu) arasındaki bölgenin jeolojisi', *TJK Bült.*, **1-2**, 71-171, (1954).

Kaaden, G. v.d., 'On the geological-tectonic setting of the Chromite province of Muğla (Turkey)', *Symposium on Chrome ore-CENTO, Ankara*, 109-121, (1960).

Kamenetsky, A.J. Crawford and Meffre, S., 'Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks,' *J. Petrol.* **42**, pp. 655–671 (2001).

Kelemen, P. B., Dick, H. J. B., and Quick, J. E., 'Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction', *Nature*, **v. 358**, p. 635–641, (1992).

Kelemen, P. B., Hirth, G., Shimizu, N., Spiegelman, M., and Dick, H. J. B., 'A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath oceanic spreading ridges', *Philosophical Transactions Royal Society London*, **v. A 355**, p. 283–318, (1997).

Kimura, K., Lewis, R.S., Anders, E., 'Distribution of gold and rhenium between nickel–iron and silicate melts: implications for abundance of siderophile elements on the Earth and Moon', *Geochim. Cosmochim. Acta* **38**, 683–701, (1974).

Kinzler, R. J., 'Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: Application to mid-ocean ridge basalt petrogenesis', *Journal of Geophysical Research*, **v. 102**, p. 853–874, (1997).

Kovenko, V., 'Bursa bölgesindeki enjeksiyon tipinde kromit yatakları', *MTA yayını* **2/34**, 343-353, (1945).

Lago, B., Rabinowicz, M., and Nicolas, A., 'Podiform chromite ore bodies: A genetic model', *Journal of Petrology*, **v. 23**, p. 103–125, (1982).

Lenoir, X., Garrido, C., Bodinier, J. L., and Dautria, J. M., 'Contrasting geochemical lithospheric mantle domains beneath Massif Central (France) revealed by peridotite

xenoliths: Geodynamic heritage versus Cenozoic plume-lithosphere interaction’, *Earth and Planetary Science Letters*, v. **181**, p. 359–375, (2000).

Lisenbee, A. L., (1971), ‘The ultramafic-gabro thrust sheet and its surroundings; a progress report in’, *CHMPEL, A. S., (ed.) ”geology and history of Turkey”*, *pet.explor. Soc. Libya*, 349-368, (1971).

Lisenbee, A. L., ‘Structural setting of the Orhaneli ultramafic massif near Bursa’, *Ph. D. Thesis, univ. State, Pennsylvania, USA., 1705.*,(1972).

Lindsley, D.H., ‘Pyroxene thermometry’, *American Mineralogist* **68**, 477-493, (1983).

Lorand, J. P., ‘Fe–Ni–Cu sulfides in tectonite peridotites from the Maqсад district, Semail ophiolite, southern Oman’, Implications for the origin of the sulfide component in the oceanic upper mantle: *Tectonophysics*, v. **151**, p. 57–73, (1988).

Lorand, J. P., and Alard, O., ‘Platinum-group element abundances in the upper mantle: New constraints from in situ and whole-rock analyses of Massif Central xenoliths (France)’, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. **65**, p. 2789–2806, (2001).

Lorand, J. P., Gros, M., and Pattou, L., ‘Fractionation of platinum group element in the upper mantle: A detailed study in Pyrenean orogenic peridotites’, *Journal of Petrology*, v. **40**, p. 951–987, (1999).

Lorand, J. P., Reisberg, L., and Bedini, R. M., 2003, Platinum- group elements and melt percolation processes in Sidamo spinel peridotite xenoliths, Ethiopia, East African Rift, in Bennett, V., Brandon, A., Neal, M., and Horan, M., eds., Highly siderophile elements in the Earth and meteorites: A volume in honour of John Morgan: *Chemical Geology*, v. **196**, p. 57–76.

Lorand, J. P., Schmidt, G., Palme, H., and Kratz, K. L., ‘Highly siderophile element geochemistry of the Earth’s mantle: New data for the Lanzo (Italy) and Ronda (Spain) orogenic peridotite bodies’, *Lithos*, v. **53**, p. 149–164, (2000).

Lorand, J.P., Delpech, G., Grégoire, M., Moine, B., Suzanne, O’Reilly, Y and Cottin, J.Y., ‘Platinum-group elements and the multistage metasomatic history of Kerguelen lithospheric mantle (South Indian Ocean)’, *Chemical Geology, Volume 208*, Issues 1-4, Pages 195-215, (2004).

Luguet, A., Alard, O., Lorand, J. P., Pearson, N. J., Ryan, C. G., and O’Reilly, S. Y., ‘Laser-ablation microprobe (LAM)-ICPMS unravels the highly siderophile element geochemistry of the oceanic mantle’, *Earth and Planetary Science Letters*, v. **189**, p. 285–294, (2001).

Luguet, A., Lorand, J. P., and Seyler, M., ‘Sulfide petrology and highly siderophile element geochemistry of abyssal peridotites: A coupled study of samples from the Kane

fracture zone (45 degrees W, 23 degrees 20N, MARK area, Atlantic Ocean)', *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 67, p. 1553–1570, (2003).

Maaløe, S., and Aoki, K., 'The major element composition of the upper mantle estimated from the composition of lherzolites', *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, 161–173, (1977).

Malitch, N., 'Osmium isotope constraints on contrasting sources and prolonged melting in the Proterozoic upper mantle: evidence from ophiolitic Ru–Os sulfides and Ru–Os–Ir alloys', *Chemical Geology*, v. 208, p.157-173, (2004).

Manav, H., Gültekin, A.H., Uz, B., Geochemical evidence for the tectonic setting of the Harmancik ophiolites, NW Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* v:24, 24, 1-9, (2004)

Matveev, S., and Ballhaus, C., 'Role of water in the origin of podiform chromitite deposits', *Earth and Planetary Science Letters*, v. 203, p. 235–243, (2002).

McDonough, W. F., and Sun, S., 'The composition of the Earth', *Chemical Geology*, v. 120, p. 223–253, (1995).

McElduff, B., and Stumpfl, E. F., 1990, Platinum-Group Minerals from the Troodos Ophiolite, Cyprus: Mineralogy and Petrology, v. 42, p. 211–232.

McKenzie, D. P., and O'Nions, R. K., 'Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations', *Journal of Petrology*, v. 32, p. 1021–1091, (1991).

Miyashiro, A., 'The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc', *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 218–224, (1973).

Michael, P. J., and Bonatti, E., 'Peridotite composition from the North Atlantic: Regional and tectonic variations and implications for partial melting', *Earth Planet. Sci. Lett.*, 73(1), 91–104, (1985).

Meisel, T., Walker, R. J., Irving, A. J., and Lorand, J. P., 'Osmium isotopic compositions of mantle xenoliths: A global perspective', *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 65, p. 1311–1323, (2001).

Meisel, T., Walker, R. J., and Morgan, J. W., 1996, The osmium isotopic composition of the Earth's primitive upper mantle: *Nature*, v. 383, p. 517–520.

Meisel T., Reisberg L., Moser J., Carignan J., Melcher F., and Brüggemann G., 'Re-Os systematics of UB-N, a serpentinised peridotite reference material', *Chem. Geol.* 201, 161–197 (2003).

Melcher, F., Grum, W., Simon, G., v. Thalhammer, T., and Stumpfl, E. F., 1997, Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: A study of solid and fluid inclusions in chromite: *Journal of Petrology*, v. 38, p. 1419–1458.

Mercier, J.C., ‘Single pyroxene geothermometry and geobarometry’, *American Mineralogist*, 61, 603-615, (1976).

Mitchell, R. H., and Keays, R. R., 1981, Abundance and distribution of gold, palladium and iridium in some spinel and garnet lherzolites: Implications for the nature and origin of precious metal rich intergranular components in the upper mantle: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 45, p. 2425–2445.

Monnier, C., Girardeau, J and Le Me’e, L., ‘Along-ridge petrological segmentation of the mantle in the Oman ophiolite’ *Geochemistry Geophysics Geosystems Published by AGU and the Geochemical Societyan electronic journal of the earth sciences Geochemistry*, V 7, (2006)

Morgan J. W. and Baedekker P. A., ‘Elemental composition of sulfide particles from an ultramafic xenolith and the siderophile element content of the upper mantle’, *Lunar Planet. Sci. Conf. XIV*, 513–514, (1983).

Morgan, J. W., Walker, R. J., Brandon, A. D., and Horan, M., ‘Siderophile elements in Earth’s upper mantle and lunar breccias: Data synthesis suggest manifestations of the same late influx’, *Meteoritics and Planetetary Science*, v. 36, p. 1257–1275, (2001).

Moser, J., Wegscheider, W., Meisel, T. and Fellner, N., ‘An uncertainty budget for trace analysis by isotope dilution ICP-MS with proper consideration of correlation’, *Anal. Bioanal. Chem.* 377, pp. 97–110, (2003).

Nicolas, A., Boudier, F., ‘Slow spreading accretion and mantle denudation in the Mirdita ophiolite (Albania). *J. Geophys. Res.* 104, 15155–15167, (1999).

Nimis, P., ‘A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling’, *Contrib.Mineral. Petrol.*, 121, 115-125, (1995).

Nimis, P. and Ulmer, P., ‘Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems’, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 133, 22-135, (1998).

Nimis, P., ‘Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems’, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 135, 62-74, (1999).

Niu, Y., and He’kinian, R., ‘Spreading rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges’, *Nature*, 385, 326–329, (1997).

Ohara, Y., Stern, R. J., Ishii, T., Yurimoto, H., and Yamazaki, T., 'Peridotites from the Mariana Trough: First look at the mantle beneath an active back-arc basin', *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 143, p. 1–18, (2002).

Okay, A.I., 'Metamorphic belts in northwest Anatolia (in Turkish). In', *Ketin Symposium Book, Publication of the Geological Society of Turkey, Ankara*, 83-92, (1985).

Okay, A.I., 'High pressure/low temperature metamorphic rocks of Turkey. In: Blueschists and Eclogites (ed. B.W. Evans and E.H. Brown)', *Geological Society of America Memoir No. 164*, 333-348, (1986).

Okay, A., 'Denizli'nin güneyinde Menderes Masifi ve Likya naplarının jeolojisi' *109*, 45-59, (1989).

Okay, A.I. and Kelley, R.S.P., 'Tectonic setting, petrology and geochronology of jadeite+glaucophane and chloritoid+glaucophane schists from northwest Turkey', *Journal of Metamorphic Geology* 12, pp. 455–466, (1994).

Okay, A.I., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. and Akyüz, S., 1996. 'Paleo- and neo-Tethyan events in northwestern Turkey: geologic and geochronologic constraints', In: Yin, A. and Harrison, T.M., Editors, 1996. *The Tectonic Evolution of Asia, Cambridge University Press, Cambridge*, pp. 420–441, (1996).

Okay, A. I., Siyako, M, A., 'Biga Yarımadasının jeolojisi ve tektonik evrimi, *TPJD Bülteni*, C: 2/1, 83-121, (1990).

Okay, A. I., Harris, N. B. W., and Kelley, S. E., 'Exhumation of blueschists along a Tethyan suture in northwest Turkey', *Tectonophysics*, v. 285, p. 275–299, (1998).

Ozawa, K., and Shimizu, N., 'Open-system melting in the upper mantle: Constraints from the Hayachine-Miyamori ophiolite, northeastern Japan', *J. Geophys. Res.*, *100(B11)*, 22,315–22,336, (1995).

O'Reilly S. Y., Griffin W. L., and Ryan C. G., 'Residence of trace elements in metasomatized spinel lherzolite xenoliths: A protonmicroprobe study', *Contrib. Mineral. Petrol.* *109*, 98–113, (1991).

Orombelli, G.; Lozej, G.P. & L.A., 'Preliminary notes on the geology of the Datça Peninsula (SW Turkey)', *Acc. Naz. dei Lincei, seri VIII, vol. XLII, fask. 6*, s. 830 â 841, (1967)

Önen, A. P., 'Neotethyan ophiolitic rocks of the Anatolides of NW Turkey and comparison with Tauride ophiolites', *Journal of the Geological Society*, v. 160, p. 947–962, (2003).

Örgün, Y., 'Genetical investigation of nickel occurrences in the vicinity of Topuk-Göynükbelen, Orhaneli–Bursa', *PhD Thesis, Istanbul Technical University, Turkey*, (1993).

Özgül, N., 'Toroşlar'ın bazı temel jeoloji özellikleri', *TJK Bült.*, 19, 65-78, (1976).

Özkoçak, O., 'Etude Geologique du Massif Ultrabasic d'Orhaneli et de Sa Proche Bordure (Bursa-Turquie)', *The'se Doc., Univ. Paris*, 181 S. (yayınlanmamış), (1969).

Paeckelmann, 'Neue beitrage zur Kenntnis geologie, paleontologie und petr.umgened von konst', *Abb. Preus.geoll. Lanst, n.f.h.*, 186, (1938).

Parkinson, I. J., and Pearce, J. A., 'Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): Evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting', *Journal of Petrology*, v. 39, p. 1577–1618, (1998).

Parkinson I. J, Arculus RJ (1999) 'Redox state of subduction zones: insights from arc peridotites', *Chem Geol* 160: 409±423, (1999).

Pattou, L., Lorand, J. P., and Gros, M., 'Non-chondritic platinum-group element ratios in the Earth's mantle', *Nature*, v. 379, p. 712–715, (1996).

Pearce, J. A., Lippard, S. J., and Roberts, S., 'Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites, in Kokelaar, B. P., and Howells, M. F., eds., Marginal basin geology', *Special Publication, Geological Society of London*, v. 16, p. 77–94, (1984).

Pearce, J. A., and Cann, J. R., 'Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses' *Earth and Planetary Science Letters*, v. 19, p.290–300, (1973).

Pearce, J. A., Norry, J. R., 'Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks', *Contribution to mineralogy and petrology* 69, 33-47, (1979).

Pearce, J.A., Parkinson, I. J., 'Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: Pritchard HM, Alabaster T, Harris NBW, Neary CR (eds) Magmatic processes and plate tectonics', *Geol Soc Lond Spec Publ* 76: 373±403, (1993).

Pearce, J. A., Barker, P. F., Edwards, S. J., Parkinson, I. J., and Leat, P. T., 'Geochemical and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc basin

system, South Atlantic’, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 139, p. 36–53, (1999).

Pearson, D.G., Carlson, R.W., Shirey, S.B., Boyd, F.R., Nixon, P.H., ‘The stabilisation of Archaean lithospheric mantle: a Re – Os isotope study of peridotite xenoliths from the Kaapvaal craton’, *Earth Planet. Sci. Lett.* 134, 341–357, (1995).

Pearson, D. G., Shirey, S. B., Harris, J. W., and Carlson, R. W., ‘A Re-Os isotope study of sulfide diamond inclusions from the Koffiefontien kimberlite, S. Africa: Constraints on diamond crystallisation ages and mantle Re–Os systematics’, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 160, p. 311–326, (1998).

Pearson, D. G., Irvine, G. J., Ionov, D. A., Boyd, F. R., and Dreibus, G. E., ‘Re-Os isotope systematics and platinum group element fractionation during mantle melt extraction: A study of massif and xenolith peridotite suites’, *Chemical Geology*, v. 208, p. 29–59, (2004).

Penrose Ophiolite Conference, ‘on the symposium on ophiolites in the Earth’s crust’, *Geological newsletter*, 3, 8p, (1973).

Plessen, H. G., and Erzinger, J., 1998, Determination of the platinum group elements and gold in twenty rock reference samples by inductively coupled plasmamass spectrometry (ICP-MS) after pre-concentration by nickel sulfide fire assay: *Geostandard Newsletter*, v. 22, p. 187–194.

Prichard, H. M., and Lord, R. A., ‘Platinum and palladium in the Troodos ophiolite complex, Cyprus’ *Canadian Mineralogy*, v. 28, p. 607–617, (1990).

Puchtel, I. S., and Humayun, M., ‘Platinum-group element fractionation in a komatiite basalt lava lake’, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 65, p. 2979–2993, (2001)

Rehkämper, M., Halliday, A. N., Barfod, D., Fitton, G., Dawson, J. B., ‘Platinum-group elements abundance in different mantle environments’, *Science*, v. 278, p. 1595–1598, (1997).

Rehkämper, M., Halliday, A. N., Alt, J., Fitton, J. G., Zipfel, J., and Takazawa, E., ‘Non-chondritic platinum-group element ratios in oceanic mantle lithosphere: Petrogenetic signature of melt percolation?’, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 172, p. 65–81, (1999).

Reisberg L. and Lorand J.-P., ‘Longevity of sub-continental mantle lithosphere from Osmium isotope systematics in orogenic peridotite massifs’, *Nature* 376, 159–162. (1995).

Ricou, L. E., Argyriadis, I., Marcoux, J., 'U Axecalcaire du Taurus un alignement de fenetres arabo-africains sous des nappes radiolaritiques, ophiolitiques et metamorphiques', *Bull. Soc. Geol. Fr., Ser. 7, 17*, 1024-1044, (1975).

Righter, K., Campbell, A. C., Humayun, M., and Hervig, R. L., 'Partitioning of Ru, Rh, Pd, Re, Ir, and Au between Cr-bearing spinel, olivine, pyroxene, and silicate melts', *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 68, p. 867–880, (2004).

Ringwood, A. E., 'Composition and Petrology of the Earth's Mantle', 618 pp., *McGraw-Hill, New York*, (1975).

Roberts, S., 'Ophiolitic chromitite formation: A marginal basin phenomenon', *Economic Geology*, v. 83, p. 1034–1036, (1988).

Robertson A.H.F., 'Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region', *Lithos* 65: 1–67, (2002).

Quatrevaux, F., 'Etude petrologique des peridotites des massifs de Maqsad et Wuqbah, ophiolite d'Oman', *Thèse de Doctorat d'Univ.*, 536 pp., Paris VII, Paris, (1995).

Sack, R. O., and Ghiorso M.S., 'Chromian spinel as a petrogenetic indicator: Thermodynamics and petrological implications', *Am. Mineral.*, 76, 827–847, (1991).

Saxena S.K. and Nehru C.E., 'Enstatite - Diopside solvus and geothermometry', *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 49, 259-267, (1975).

Seyler, M., M. Cannat, and C. Mével, 'Evidence for major-element heterogeneity in the mantle source of abyssal peridotites from the Southwest Indian Ridge (52_ to 68_E)', *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4(2), 9101, doi:10.1029/2002GC000305, (2003).

Sengor, A. M. C., and Yilmaz, Y., 'Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach', *Tectonophysics*, v. 75, p. 181–241, (1981)

Seyfried, W. E., and Dibble W. E., Jr., 'Seawater– peridotite interaction at 300°C and 500 bars: Implications for the origin of oceanic serpentinites', *Geochimica et Cosmochim Acta*, v. 44, p. 309–322, (1980).

Shervais, J. W., 'Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites' *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 2 (paper no: 2000GC000080), (2001).

Shirey S. B. and Walker R. J., 'The Re-Os Isotope System in Cosmochemistry and High-Temperature Geochemistry', *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 26, 423–500, (1998).

Schmidt, G., Palme, H., Kratz, K.-L., Kurat, G., 'Are highly siderophile elements PGE, Re and Au fractionated in the upper mantle? New results on peridotites from Zabargad', *Chem. Geol.* **163**, 167–188, (2000).

Schmidt, G., Palme, H., Kratz, K. and Kurat, G., 'Are highly siderophile elements (PGE, Re and Au) fractionated in the upper mantle of the earth? New results on peridotites from Zabargad', *Chemical Geology*, v.163, p. 167-188., (2000).

Smith, D., 'chlorite-rich ultramafic reaction zones in Colorado Plateau xenoliths recorders of sub-Moho hydration', *Contr. To mineralogy and petrology*, **121**, 185-200, (1995).

Smith, D. and Riter, J. C. A., 'Genesis and evolution of low-Al orthopyroxene in spinel peridotite xenoliths, Grand Canyon field, Arizona, USA', *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. **127**, p 391-404, (1997).

Smith, D., Riter, J. C.A. and Mertzman, S.A., 'water-rock interaction, orthopyroxene and Si-enrichment in the mantle: evidence in xenoliths from the Colorado plateau Southwestern United States', *Earth and Planetary Science letters* **165**, 45-54, (1999).

Siyako, M., Bürkan, K.A., Okay, A.İ., 'Biga ve Gelibolu Yarımadalarının Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları', *TPJD Bül.*, **C 1/3**, 183-199, (1989).

Snow, J. E., and H. J. B. Dick, 'Pervasive magnesium loss by marine weathering of peridotite', *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59(20)**, 4219–4235, (1995).

Snow, J. E., and Schmidt, G., 'Constraints on Earth accretion deduced from noble metals in the oceanic mantle', *Nature*, v. **391**, p. 166–169, (1998).

Stosch H.-G., 'Rare earth partitioning between minerals from anhydrous spinel peridotite xenoliths', *Geochim. Cosmochim. Acta* **46**, 793–811, (1982).

Üşümezsoy, Ü., 'Kuzeybatı Anadolu yığılım orojeni, Paleotetisin batı kenet kuşağı', *TJK Bül.*, **30,2**,53-63, (1987).

Takazawa, I.E., Frey, F., Shimizu, N. and Obata, M., 'Evolution of the Horoman Peridotite (Hokkaido, Japan) : Implications from pyroxene compositions', *Chemical Geology* **134**,3-26, (1996).

Takazawa E., Frey F. A., Shimizu N., and Obata M., 'Whole rock compositional variation in an upper mantle peridotite (Horoman, Hokkaido, Japan): Are they consistent with a partial melting process?' *Geochim. Cosmochim. Acta* **64**, 695–716, (2000).

Takazawa, E., Okayasu, T., and Satoh, K., 'Geochemistry and origin of the basal lherzolites from the northern Oman ophiolite (northern Fizeh block)', *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. **4** (paper no. 1021), (2003).

Xu, Y.G., Menzies, M.A., Vroon, P., Mercier, J.-C., Lin, C.Y., ‘Texture–temperature–geochemistry relationship in the upper mantle as revealed from spinel peridotite xenoliths from Wangqing, NE China’, *J. Petrol.* **39**, 469–493, (1998).

Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Yiğitbaş, E., M. Bozcu, M and K. Yılmaz, K., ‘Geological evolution of the late Mesozoic continental margin of Northwestern Anatolia’, *Tectonophysics, Volume 243*, Issues 1-2, Pages 155-171, (1995).

Yousefi, T., ‘Mineralogical and petrological study of northern partition of Dagardı ophiolites, Harmancık–Bursa’, *Unpublished PhD Thesis, Istanbul Technical University, Fen Bilimleri* p.196 (in Turkish), (1998).

Zhou, M.-F., Robinson, P. T., Malpas, J., and Zijing, L., ‘Podiform chromitites in the Luobusa Ophiolite (southern Tibet): Implications for melt/rock interaction and chromite segregation in the upper mantle’, *Journal of Petrology*, v. **37**, p. 3–21, (1996).

Zhou, M.-F., Sun, M., Keays, R. R., and Kerrich, R. W., ‘Controls of platinum-group elemental distributions of podiform chromitites: A case study of high-Cr and high-Al chromitites from Chinese orogenic belts’ *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. **62**, p. 677–688, (1998).

Zou, H., ‘Trace element fractionation during modal and non-modal dynamic melting and open-system melting: A mathematical treatment’, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. **62**, p. 1937–1945, (1998).

Walker R. J., Carlson R. W., and Shirey S. B., ‘Os, Sr, Nd, and Pb isotope systematics of southern African peridotite xenoliths— implications for the chemical evolution of the subcontinental mantle’ *Geochim. Cosmochim. Acta* **53**, 1583–1595, (1989).

Walke, R.J., Horan, M.F., Morgan, J.W., Becker, H., Grossman, J. N and Rubin, A.E., ‘Comparative ^{187}Re - ^{187}Os systematics of chondrites: Implications regarding early solar system processes’, *Geochimica et Cosmochimica Acta, Volume 66*, Issue 23, 1 December 2002, Pages 4187-4201

Wells, P.R.A., ‘Pyroxene thermometry in simple and complex systems’ *Contrib. Miner. Petrol.* **62**, 129–139, (1977).

Wijkerslooth, P., ‘Garbi ve merkezi Anadolu sahası dahilinde genç Paleozoikte magmatik faaliyet hakkında mülâhazalar’, *M.T.A. dergi* **4/25**, pp. 536-550, (1941).

Wilshire, H. G., ‘Mantle metasomatism: The REE story’, *Geology*, **12**, 395–398, (1984).

Örnek No	N11	N11	N11	N11	N11	N11	N11	HAR22	HAR22	HAR22	HAR22
	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin
	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c
Kristal No	#5	#6	#7	#21	#22	#29	#30	1	2	3	4
SiO ₂	38,304	40,843	40,736	40,963	40,09	40,527	39,94	40,708	40,561	40,424	39,801
FeO	21,205	10,042	10,1	10,327	14,064	10,054	16,287	9,368	9,514	9,663	9,461
MnO	0,545	0,129	0,156	0,198	0,325	0,145	0,35	0,142	0,148	0,165	0,125
MgO	39,179	48,805	48,52	48,175	42,344	47,883	43,234	48,789	48,727	48,613	48,6
CaO	0,014	0,015	0,025	0,008	0,071	0,035	0,01	0,041	0,011	0,011	0,025
Toplam	99,268	100,245	99,919	100,067	97,218	99,122	99,939	99,39	99,262	99,221	98,323
Si	0,99982	1,000342	1,001387	1,005926	1,028915	1,004203	1,008747	1,002462	1,000808	0,999105	0,99267
Fe	0,462893	0,205691	0,207639	0,212086	0,301868	0,208344	0,344017	0,19293	0,196322	0,199732	0,197339
Mn	0,012049	0,002676	0,003248	0,004118	0,007065	0,003043	0,007487	0,002962	0,003093	0,003454	0,002641
Mg	1,524563	1,782007	1,77811	1,763641	1,620129	1,768775	1,627848	1,791119	1,792364	1,791178	1,807013
Ca	0,000392	0,000394	0,000658	0,00021	0,001952	0,000929	0,000271	0,001082	0,000291	0,000291	0,000668
Toplam	3,000026	2,999301	2,99839	2,993987	2,969259	2,995067	2,990557	2,997321	2,999118	3,000911	3,006582
Fo	76,70927	89,65179	89,54353	89,2654	84,29405	89,46226	82,55373	90,27595	90,12803	89,96778	90,15449
Fa	23,29073	10,34821	10,45647	10,7346	15,70595	10,53774	17,44627	9,724053	9,871966	10,03222	9,845514

Örnek No	HAR21	HAR21	HAR17	HAR17	HAR14	HAR14	HAR14	HAR14	HAR14	HAR14	N18	N18	N18
	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin
	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c
Kristal No	#4	#6	1	2	#59	#60	#62	#64	#71	1	2	3	
SiO ₂	40,785	40,895	40,634	39,859	40,482	41,434	40,805	41,267	40,783	40,732	38,338	38,824	
FeO	9,66	10,168	9,961	9,505	9,721	9,515	9,381	9,755	9,786	9,678	17,811	20,36	
MnO	0,12	0,077	0,173	0,11	0,158	0,167	0,138	0,164	0,164	0,088	0,354	0,465	
MgO	48,422	48,235	48,149	48,51	48,57	48,379	48,62	48,618	48,523	48,998	42,254	40,394	
CaO	0,013	0,008	0,029	0,027	0,007	0,024	0,025	0,028	0,035	0,049	0,004	0,025	
Toplam	99,353	99,701	99,396	98,329	99,354	99,877	99,356	100,319	99,667	99,91	98,819	100,23	
Si	1,005453	1,006401	1,00353	0,993943	0,999673	1,014146	1,005065	1,007955	1,003516	0,999372	0,989801	0,998534	
Fe	0,19916	0,209267	0,205735	0,198222	0,200757	0,194768	0,193239	0,199265	0,201379	0,198583	0,384567	0,43793	
Mn	0,002506	0,001605	0,003619	0,002323	0,003305	0,003462	0,002879	0,003393	0,003418	0,001829	0,007741	0,01013	
Mg	1,779584	1,76961	1,772729	1,803352	1,788045	1,765286	1,785296	1,770312	1,779947	1,792191	1,6263	1,548795	
Ca	0,000343	0,000211	0,000767	0,000721	0,000185	0,000629	0,00066	0,000733	0,000923	0,001288	0,000111	0,000689	
Toplam	2,994054	2,993431	2,995505	3,005438	3,000053	2,985296	2,994944	2,991521	2,996445	3,000541	3,01004	2,999367	
Fo	89,93501	89,42495	89,60127	90,0967	89,90561	90,06314	90,23323	89,88287	89,83613	90,02484	80,87558	77,95717	
Fa	10,06499	10,57505	10,39873	9,903302	10,09439	9,936862	9,76677	10,11713	10,16387	9,975161	19,12442	22,04283	

Örnek No	N18	Nab6	Nab6	Nab6	Nab6	Nab6	N19	N19	N19	N19	N19	N19
	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin
	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c
Kristal No	#4	#75	#76	#80	#82	#84	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	38,289	40,993	40,681	41,166	41,211	41,419	40,664	40,719	40,06	40,813	39,404	41,085
FeO	21,762	9,526	9,748	9,353	9,42	9,448	9,604	9,403	9,583	9,507	16,12	9,515
MnO	0,702	0,145	0,174	0,094	0,174	0,148	0,159	0,105	0,118	0,139	0,323	0,177
MgO	39,233	48,892	48,591	48,658	48,802	48,615	48,575	48,974	49,076	49,14	43,766	49,147
CaO	0,018	0,048	0,015	0,02	0,029	0,027	0,021	0,017	0	0,059	0,039	0,024
Toplam	100,048	100,043	99,616	99,758	100,074	100,039	99,389	99,587	99,156	100,124	99,74	100,323
Si	0,994994	1,003471	1,001571	1,008954	1,007603	1,012043	1,002617	1,000845	0,991284	0,998656	0,997839	1,002599
Fe	0,472944	0,195016	0,200711	0,191712	0,192616	0,193065	0,198035	0,193286	0,198314	0,194548	0,341389	0,194186
Mn	0,015452	0,003006	0,003629	0,001951	0,003603	0,003063	0,003321	0,002186	0,002473	0,002881	0,006928	0,003659
Mg	1,519891	1,784215	1,783448	1,777875	1,778805	1,770859	1,785469	1,794526	1,810383	1,792533	1,652233	1,78795
Ca	0,000501	0,001259	0,000396	0,000525	0,00076	0,000707	0,000555	0,000448	0	0,001547	0,001058	0,000628
Toplam	3,004895	2,996157	2,997605	2,990161	2,991888	2,987216	2,99766	2,99891	3,009088	3,000017	3,001612	2,996339
Fo	76,26777	90,14688	89,88434	90,26641	90,22959	90,16942	90,0159	90,27643	90,12724	90,20938	82,87593	90,2032
Fa	23,73223	9,85312	10,11566	9,733592	9,770405	9,83058	9,984099	9,723566	9,872762	9,790623	17,12407	9,796795

Örnek No	N19	N19	Nab9	Nab9	Nab9	Nab9	Nab9	Nab9	Nab9	Nab9	Nab9	Nab9
	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin
	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c
Kristal No	#7	#8	#1	#2	#3	#6	#7	#8	#9	#10	#11	#12
SiO ₂	39,117	41,051	40,937	43,761	43,376	43,727	44,027	40,576	40,366	38,603	40,539	39,502
FeO	18,699	9,745	9,723	2,743	2,883	2,671	3,134	9,332	10	18,349	9,981	15,888
MnO	0,337	0,121	0,145	0,056	0,031	0,058	0	0,15	0,112	0,316	0,176	0,421
MgO	41,248	48,989	49,031	39,142	38,802	39,371	39,059	49,084	48,744	41,74	48,984	44,642
CaO	0,018	0	0,022	0,021	0	0,018	0	0,028	0	0,057	0	0,006
Toplam	99,537	100,306	100,163	86,542	85,513	86,279	86,693	99,513	99,576	99,123	100,032	100,594
Si	1,004284	1,002544	1,000589	1,169715	1,17451	1,172327	1,176539	0,998318	0,995769	0,995162	0,995417	0,991428
Fe	0,401489	0,199034	0,198749	0,061317	0,065285	0,059888	0,070041	0,192017	0,206304	0,395594	0,204961	0,333485
Mn	0,007329	0,002503	0,003002	0,001268	0,000711	0,001317	0	0,003126	0,00234	0,0069	0,00366	0,00895
Mg	1,578732	1,783581	1,78659	1,559732	1,566302	1,573584	1,556047	1,800338	1,79258	1,604129	1,793084	1,670321
Ca	0,000495	0	0,000576	0,000601	0	0,000517	0	0,000738	0	0,001574	0	0,000161
Toplam	2,99504	2,995851	2,995781	2,81839	2,819128	2,821547	2,816824	3,001312	3,004879	3,005497	3,004413	3,007455
Fo	79,72502	89,96105	89,98917	96,21743	95,99866	96,33372	95,69268	90,36232	89,67904	80,21757	89,74193	83,35744
Fa	20,27498	10,03895	10,01083	3,782569	4,001345	3,666284	4,307318	9,637679	10,32096	19,78243	10,25807	16,64256

Örnek No	Nab9	Nab9	Nab9	Nab9	Nab9	Nab9	OR11	OR11	OR11	OR11	OR11	OR11	OR11
	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin
	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c
Kristal No	#14	#15	#16	#17	#27	#28	#37	#38	#41	#42	#44	#45	#48
SiO ₂	41,384	38,777	39,988	39,087	40,191	40,766	41,239	41,716	41,395	41,842	41,312	41,399	41,468
FeO	9,582	19,742	14,398	17,545	9,378	9,359	7,577	7,806	7,918	7,777	7,615	7,972	7,504
MnO	0,164	0,358	0,319	0,356	0,138	0,199	0,12	0,093	0,161	0,132	0,087	0,115	0,158
MgO	49,371	41,094	45,255	42,639	48,882	49,09	50,634	50,301	50,274	50,021	50,407	50,337	50,079
CaO	0,017	0,004	0,029	0	0,013	0	0,064	0,039	0,045	0,242	0,07	0,09	0,066
Toplam	100,885	100,055	100,051	99,671	98,915	99,827	100,025	100,293	100,156	100,37	99,878	100,258	99,672
Si	1,004077	0,996042	1,000631	0,997422	0,995567	0,999867	1,00109	1,009233	1,004539	1,011781	1,003901	1,00374	1,00904
Fe	0,194426	0,424091	0,301308	0,374425	0,194275	0,191972	0,153825	0,157936	0,160694	0,157272	0,154757	0,161645	0,152705
Mn	0,00337	0,007789	0,006761	0,007695	0,002895	0,004134	0,002467	0,001906	0,003309	0,002704	0,001791	0,002362	0,003256
Mg	1,785751	1,573606	1,688205	1,622063	1,805115	1,794947	1,832405	1,814177	1,818766	1,803187	1,82608	1,819421	1,816625
Ca	0,000442	0,00011	0,000778	0	0,000345	0	0,001665	0,001011	0,00117	0,00627	0,001823	0,002338	0,001721
Toplam	2,995287	3,003776	2,998898	3,003285	3,004433	2,999018	2,99891	2,990681	2,99612	2,988062	2,995734	2,996023	2,99096
Fo	90,18136	78,77101	84,85518	81,24583	90,2833	90,3382	92,25543	91,99152	91,88194	91,97781	92,18731	91,84048	92,24585
Fa	9,818639	21,22899	15,14482	18,75417	9,716704	9,661802	7,744569	8,008479	8,118064	8,022192	7,812688	8,159516	7,754152

Örnek No	Nab6 cpx c	Nab6 cpx b	Nab6 cpx c	Nab6 cpx c	Nab6 cpx c	Nab6 cpx c	Nab6 cpx c	Nab9 cpx c	Nab9 cpx b	Nab9 cpx c	Nab9 cpx b	Nab9 cpx c
Kristal No	#73	#74	#81	#83	#85	#87	#89	#4	#5	#18	#19	#20
SiO ₂	52,149	53,202	51,923	50,855	45,064	52,507	52,273	52,115	52,487	51,313	52,042	51,882
TiO ₂	0,112	0,095	0,05	0,155	0,06	0,097	0,1	0,167	0,137	0,21	0,18	0,142
Al ₂ O ₃	3,834	2,876	3,707	4,4	2,016	3,509	3,305	3,161	3,41	4,967	3,584	3,747
FeO	3,363	2,766	2,538	2,754	8,513	2,843	2,816	2,267	2,509	2,541	2,46	2,3
MnO	0,111	0,158	0,092	0,134	0,148	0,111	0,123	0,058	0,081	0,075	0,09	0,119
MgO	18,751	17,688	16,977	16,78	32,647	16,801	16,909	16,557	16,619	15,745	16,602	16,397
CaO	20,25	22,311	23,033	22,657	9,081	22,685	22,633	24,007	23,534	23,827	23,957	23,751
Na ₂ O	0,135	0,1	0,102	0,137	0,113	0,102	0,148	0,189	0,186	0,22	0,204	0,198
Toplam	100,054	100,27	99,836	99,288	98,594	99,96	99,616	99,735	100,126	100,201	100,484	99,914
Si	1,890611	1,926264	0,012242	1,869468	1,683329	1,911429	1,910942	1,906309	1,909521	1,869636	1,89217	1,894281
Ti	0,003054	0,002587	8,87E-06	0,004286	0,001686	0,002656	0,00275	0,004595	0,003749	0,005756	0,004923	0,0039
Al	0,163819	0,122725	0,00103	0,190631	0,088754	0,15055	0,142396	0,136274	0,146212	0,213295	0,153579	0,161238
Fe	0,101964	0,083754	0,0005	0,084667	0,265942	0,086553	0,086093	0,06935	0,076338	0,077428	0,074801	0,07023
Mn	0,003409	0,004846	1,84E-05	0,004172	0,004683	0,003423	0,003809	0,001797	0,002496	0,002315	0,002772	0,00368
Mg	1,013433	0,954731	5,9672	0,919583	1,818012	0,911781	0,921515	0,902873	0,901347	0,855238	0,899873	0,892496
Ca	0,786586	0,86551	0,005819	0,892385	0,363445	0,8848	0,886497	0,940879	0,917347	0,930174	0,933263	0,929126
Na	0,00949	0,00702	4,66E-05	0,009765	0,008184	0,007199	0,01049	0,013404	0,01312	0,015542	0,014381	0,014017
Toplam	4,010925	3,99801	5,987128	4,01599	4,261986	3,995819	4,002175	4,010796	4,003558	4,006949	4,015034	4,009099
En	53,28295	50,14356	99,89422	48,48498	74,28346	48,41827	48,65173	47,19419	47,56369	45,91041	47,16471	47,17579
Fs	5,36094	4,398848	0,008378	4,464054	10,8663	4,596225	4,545308	3,625005	4,028298	4,156459	3,920506	3,712213
Wo	41,35612	45,45759	0,097405	47,05097	14,85024	46,9855	46,80297	49,18081	48,40802	49,93313	48,91478	49,112
Mg#	90,85848	91,935	99,99161	91,56915	87,2386	91,33025	91,45571	92,86686	92,19201	91,69819	92,32556	92,70513

Örnek No	Nab9 cpx b	Nab9 cpx c	Nab9 cpx b	Nab9 cpx c	N11 cpx c	N11 cpx c	N11 cpx c	N11 cpx b	N11 cpx c	N11 cpx b	N11 cpx c	N11 cpx b
Kristal No	#21	#23	#24	#25	#1	#4	#8	#9	#12	#13	#15	#16
SiO ₂	51,906	52,145	52,107	51,769	53,035	51,469	51,578	51,281	52,697	52,671	52,098	51,497
TiO ₂	0,254	0,155	0,182	0,155	0,1	0,209	0,14	0,107	0,138	0,158	0,18	0,142
Al ₂ O ₃	3,618	3,667	2,57	4,722	2,345	3,108	3,841	3,112	3,201	3,006	3,503	2,065
FeO	2,365	2,51	2,178	2,531	2,186	2,649	2,488	2,379	2,124	2,242	2,583	3,477
MnO	0,088	0,07	0,041	0,15	0,052	0,147	0,092	0,103	0,11	0,093	0,045	0,152
MgO	16,271	16,579	16,884	15,946	17,115	16,599	16,267	17,204	16,451	16,481	16,63	17,556
CaO	23,787	23,727	23,881	23,633	24,045	23,443	23,186	23,568	24,122	23,813	23,694	23,212
Na ₂ O	0,263	0,259	0,197	0,247	0,199	0,179	0,241	0,193	0,206	0,164	0,159	0,104
Toplam	99,867	100,308	99,108	100,505	99,962	99,03	99,155	99,081	100,124	99,685	100,179	98,896
Si	1,89682	1,896765	1,916958	1,879296	1,931584	1,899775	1,896456	1,891005	1,916702	1,923299	1,897963	1,90906
Ti	0,006982	0,004241	0,005036	0,004232	0,00274	0,005803	0,003872	0,002968	0,003776	0,00434	0,004933	0,00396
Al	0,155824	0,157206	0,111431	0,202026	0,100658	0,135205	0,166448	0,135248	0,137218	0,129366	0,150405	0,090222
Fe	0,072278	0,076355	0,06701	0,076839	0,066583	0,081772	0,076506	0,073366	0,064608	0,068466	0,078697	0,107797
Mn	0,002724	0,002157	0,001278	0,004612	0,001604	0,004596	0,002865	0,003217	0,003389	0,002876	0,001389	0,004773
Mg	0,886415	0,899029	0,92599	0,862962	0,929271	0,913383	0,891662	0,945758	0,892022	0,897167	0,903178	0,970236
Ca	0,931351	0,924717	0,941314	0,919199	0,938298	0,927118	0,913418	0,93116	0,940042	0,931654	0,924848	0,921967
Na	0,018635	0,018266	0,014052	0,017385	0,014053	0,01281	0,017181	0,013799	0,014527	0,011611	0,011231	0,007475
Toplam	4,009068	4,013247	4,014176	4,005438	4,010208	4,016181	4,006723	4,029428	4,003065	3,999121	4,009587	4,035568
En	46,89918	47,31478	47,87176	46,42075	48,04537	47,51578	47,38886	48,49335	47,03089	47,28683	47,36808	48,5118
Fs	3,824128	4,018486	3,464274	4,133356	3,442509	4,253909	4,06602	3,761815	3,4064	3,608631	4,127321	5,389852
Wo	49,27669	48,66674	48,66396	49,44589	48,51213	48,23031	48,54512	47,74484	49,56271	49,10454	48,50459	46,09834
Mg#	92,46081	92,17177	93,25177	91,8239	93,31394	91,78301	92,09789	92,80106	93,24627	92,90972	91,98507	90,00058

Örnek No	N11 cpx c	N11 cpx b	N11 cpx c	N11 cpx b	N11 cpx c	N11 cpx b	N11 cpx c	N11 cpx b	N11 cpx c	N18 cpx b	N18 cpx c	N18 cpx b	N19 cpx c
Kristal No	#18	#19	#23	#24	#31	#32	#33	#34	1	2	3	1	
SiO ₂	52,742	53,399	53,097	52,93	52,639	53,991	52,509	53,54	52,952	51,212	54,254	50,742	
TiO ₂	0,178	0,185	0,157	0,127	0,15	0,16	0,132	0,147	0,077	0,052	0,035	0,108	
Al ₂ O ₃	2,755	1,988	3,038	2,577	3,044	2,33	3,246	2,638	2,311	1,801	0,629	4,814	
FeO	2,134	2,029	2,612	2,404	2,505	2,197	2,195	2,206	2,478	1,609	1,805	2,859	
MnO	0,108	0,058	0,065	0,11	0,062	0	0,099	0,045	0,089	0,04	0,044	0,094	
MgO	16,75	17,106	17,852	16,77	16,942	0,136	16,294	16,445	17,448	21,333	18,864	16,518	
CaO	24,151	23,915	22,439	23,376	22,983	0,136	23,818	23,876	23,281	20,161	23,764	22,877	
Na ₂ O	0,216	0,21	0,209	0,239	0,209	0,136	0,151	0,159	0,125	0,235	0,266	0,117	
Toplam	100,098	99,718	100,717	99,522	99,639	100,179	99,594	100,126	99,773	97,225	100,05	99,583	
Si	1,920234	1,946208	1,915252	1,934845	1,921208	2,802633	1,918875	1,942691	1,931384	1,901174	1,966779	1,861116	
Ti	0,004875	0,005072	0,00426	0,003492	0,004118	0,006247	0,003628	0,004012	0,002113	0,001452	0,000954	0,00298	
Al	0,118216	0,085394	0,129152	0,111024	0,130939	0,142547	0,139803	0,112812	0,099344	0,078799	0,026874	0,208098	
Fe	0,064977	0,061845	0,078794	0,073493	0,076461	0,095376	0,067083	0,066942	0,075588	0,049954	0,054722	0,087697	
Mn	0,003331	0,001791	0,001986	0,003406	0,001917	0	0,003064	0,001383	0,00275	0,001258	0,001351	0,00292	
Mg	0,909132	0,929435	0,959969	0,913885	0,92182	0,010524	0,887677	0,889557	0,948738	1,180637	1,019464	0,903187	
Ca	0,942102	0,933882	0,867211	0,915545	0,89875	0,007564	0,932574	0,928223	0,909815	0,801913	0,923015	0,899022	
Na	0,015248	0,01484	0,014617	0,016939	0,01479	0,013688	0,010699	0,011186	0,00884	0,016915	0,018696	0,00832	
Toplam	4,008582	4,002233	4,006793	4,001123	4,001781	3,111238	3,99649	3,987394	4,008283	4,05521	4,023134	4,015527	
En	47,44425	48,27829	50,36632	48,02534	48,59277	92,75519	47,03337	47,19832	49,05216	58,0878	51,04464	47,79006	
Fs	3,390888	3,212445	4,13406	3,862088	4,030556	84,05812	3,554375	3,5518	3,908086	2,457759	2,739957	4,640283	
Wo	49,16486	48,50927	45,49962	48,11257	47,37668	66,66366	49,41225	49,24988	47,03975	39,45445	46,21541	47,56966	
Mg#	93,32964	93,76112	92,41462	92,55679	92,34074	99,38024	92,97384	93,0014	92,62072	95,94065	94,90568	91,14962	

Örnek No	N19 cpx c	N19 cpx b	N19 cpx c	N19 cpx b	N19 cpx c	N19 cpx c	HAR14 cpx c	HAR14 cpx c	HAR14 cpx c	HAR14 cpx b	HAR14 cpx c	HAR14 cpx b
Kristal No	2	3	4	5	6	7	#50	#58	#65	#66	#68	#69
SiO ₂	50,853	52,53	51,942	53,611	52,119	53,001	51,321	51,666	52,949	53,572	51,39	52,034
TiO ₂	0,097	0,143	0,08	0,11	0,148	0,087	0,167	0,135	0,217	0,093	0,135	0,125
Al ₂ O ₃	4,289	3,146	3,696	2,01	3,673	2,307	5,222	4,591	4,085	2,704	4,867	4,002
FeO	2,648	2,519	2,592	2,624	2,425	2,617	2,51	2,523	2,421	2,421	2,752	2,521
MnO	0,099	0,081	0,138	0,108	0,102	0,093	0,099	0,074	0,058	0,075	0,08	0,103
MgO	16,577	16,987	16,874	17,682	16,516	17,615	15,72	16,213	16,629	16,684	16,743	16,485
CaO	23,117	23,515	23,077	22,972	23,509	23,464	23,123	23,232	23,161	23,487	22,702	23,326
Na ₂ O	0,12	0,101	0,113	0,102	0,146	0,142	0,437	0,394	0,276	0,252	0,282	0,282
Toplam	99,207	100,109	99,861	99,959	100,031	100,21	99,847	99,883	100,713	99,789	99,819	99,542
Si	1,872147	1,911409	1,895808	1,947556	1,899231	1,926701	1,873229	1,88468	1,90857	1,947939	1,87407	1,902132
Ti	0,002686	0,003914	0,002196	0,003006	0,004057	0,002379	0,004585	0,003704	0,005884	0,002544	0,003703	0,003437
Al	0,186096	0,134915	0,158988	0,086057	0,157746	0,09884	0,224641	0,197377	0,17354	0,115878	0,209182	0,17242
Fe	0,081528	0,076655	0,079118	0,07972	0,073902	0,079561	0,076619	0,076969	0,072981	0,07362	0,083931	0,077071
Mn	0,003087	0,002496	0,004266	0,003323	0,003148	0,002864	0,003061	0,002286	0,001771	0,00231	0,002471	0,003189
Mg	0,909795	0,921461	0,918138	0,957595	0,897224	0,954613	0,855387	0,881679	0,893575	0,904382	0,910238	0,898373
Ca	0,911843	0,916762	0,902444	0,894129	0,91787	0,913898	0,904285	0,907998	0,894485	0,91502	0,887026	0,913606
Na	0,008566	0,007126	0,007997	0,007184	0,010315	0,010009	0,030927	0,027867	0,019289	0,017766	0,019939	0,019987
Toplam	4,017022	4,006126	4,007916	3,999828	4,003857	4,014318	4,008648	4,012944	3,996109	3,993763	4,015453	4,009284
En	47,8043	48,12116	48,33069	49,57924	47,4974	49,00297	46,58234	47,23335	48,01479	47,77453	48,38615	47,55687
Fs	4,283801	4,003113	4,164762	4,127457	3,912253	4,084076	4,172466	4,123375	3,921516	3,88903	4,461558	4,07988
Wo	47,9119	47,87572	47,50455	46,29331	48,59035	46,91295	49,24519	48,64328	48,06369	48,33644	47,15229	48,36325
Mg#	91,77585	92,32006	92,06643	92,31482	92,39004	92,30683	91,77917	91,97111	92,44937	92,47239	91,55771	92,09888

Örnek No	HAR17	HAR21	HAR21	HAR22	HAR22
	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx
	c	c	c	c	c
Kristal No	1	#1	#15	5	6
SiO ₂	52,312	53,11	52,434	52,254	51,45
TiO ₂	0,155	0,128	0,172	0,037	0,075
Al ₂ O ₃	4,599	3,883	4,183	3,794	3,597
FeO	2,284	2,446	2,269	3,124	2,258
MnO	0,022	0,092	0,084	0,097	0,136
MgO	15,836	16,871	16,123	16,672	16,002
CaO	23,59	22,53	23,901	23,515	23,918
Na ₂ O	0,338	0,328	0,291	0,256	0,293
Toplam	100,18	100,383	100,33	100,479	98,722
Si	1,898219	1,917465	1,901638	1,898734	1,902217
Ti	0,004231	0,003476	0,004692	0,001011	0,002086
Al	0,196682	0,165225	0,178797	0,162479	0,156737
Fe	0,069312	0,073854	0,06882	0,094934	0,069817
Mn	0,000676	0,002813	0,00258	0,002985	0,004259
Mg	0,856653	0,908043	0,871716	0,903122	0,881989
Ca	0,917145	0,87152	0,928745	0,915493	0,947469
Na	0,02378	0,02296	0,020463	0,018036	0,021004
Toplam	3,996669	3,993921	4,002502	4,017805	4,014821
En	46,47866	48,9929	46,63378	47,19621	46,4382
Fs	3,760577	3,984732	3,681625	4,961131	3,675999
Wo	49,76076	47,02236	49,6846	47,84266	49,8858
Mg#	92,51466	92,47846	92,68291	90,48814	92,66476

Örnek No	N11 Opx c	N11 Opx c	N11 Opx c	N18 Opx c	N18 Opx c	N18 Opx c	N19 Opx c	N19 Opx c	N19 Opx c	N19 Opx c	Nab9 Opx c	Nab9 Opx c
Kristal No	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7	#8	#9	#10	#11	#12
SiO ₂	53,684	53,932	54,433	54,94	54,339	54,765	53,932	54,433	53,383	54,854	55,524	55,535
TiO ₂	0,112	0,107	0,117	0,08	0,071	0,073	0,087	0,105	0,131	0,145	0,041	0,043
Al ₂ O ₃	3,836	3,583	3,577	3,014	3,453	3,217	3,578	2,679	4,256	3,292	2,654	2,722
FeO	6,683	6,635	6,745	6,527	6,413	6,635	6,712	6,785	6,736	6,624	5,812	5,985
MnO	0,168	0,202	0,183	0,189	0,164	0,129	0,21	0,196	0,168	0,176	0,155	0,161
MgO	33,5	33,652	33,884	34,499	33,871	35,217	33,652	35,068	33,607	33,984	35,138	33,984
CaO	0,51	0,457	0,526	0,373	0,442	0,556	0,417	0,536	0,472	0,535	0,424	0,499
Na ₂ O	0	0,034	0,007	0,008	0,023	0,027	0,034	0,007	0,018	0,018	0,024	0,022
Toplam	98,493	98,602	99,472	99,63	98,776	100,619	98,622	99,809	98,771	99,628	99,772	98,951
Si	1,882875	1,89079	1,891288	1,90245	1,897147	1,881515	1,889336	1,887775	1,868461	1,901288	1,913435	1,927438
Ti	0,002955	0,002822	0,003058	0,002084	0,001865	0,001887	0,002293	0,002739	0,003449	0,00378	0,001063	0,001123
Al	0,158567	0,148047	0,146477	0,123005	0,142083	0,13026	0,147727	0,109501	0,175565	0,134479	0,107793	0,111342
Fe	0,196026	0,194537	0,195994	0,189018	0,187247	0,190638	0,196643	0,19679	0,197173	0,19201	0,167503	0,173717
Mn	0,004991	0,005998	0,005386	0,005543	0,00485	0,003754	0,006231	0,005758	0,004981	0,005167	0,004524	0,004733
Mg	1,751604	1,758823	1,755111	1,780924	1,762917	1,803729	1,75747	1,813065	1,753579	1,756016	1,805196	1,758339
Ca	0,019165	0,017166	0,019582	0,013839	0,016534	0,020467	0,015652	0,019917	0,017701	0,019868	0,015655	0,018556
Na	0	0,002311	0,000472	0,000537	0,001557	0,001799	0,002309	0,000471	0,001222	0,00121	0,001604	0,00148
Toplam	4,029582	4,029667	4,028283	4,029318	4,025977	4,046731	4,030151	4,049377	4,035809	4,024447	4,027326	4,010892
En	89,05881	89,2565	89,0609	89,77424	89,63841	89,52247	89,22231	89,3236	89,08412	89,23324	90,78843	90,14294
Fs	9,966756	9,872342	9,945455	9,528162	9,520892	9,461738	9,983086	9,695169	10,01666	9,757145	8,424214	8,905774
Wo	0,974436	0,871156	0,99364	0,697598	0,840697	1,015793	0,794602	0,98123	0,899215	1,009617	0,787354	0,951281
Mg#	89,93517	90,0409	89,95473	90,4049	90,39839	90,44116	89,93695	90,20876	89,89245	90,14334	91,50893	91,00869

Örnek No	Nab9	HAR14	HAR14	HAR14	HAR14	HAR14	HAR14	HAR17	HAR17	HAR21	HAR21	HAR21
	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx
	c	c	b	c	c	b	c	c	c	c	c	c
Kristal No	#13	#52	#53	#54	#56	#57	#70	2	3	#3	#5	#8
SiO ₂	55,674	55,326	54,742	54,992	54,843	57,444	55,927	54,975	54,306	55,525	55,245	54,939
TiO ₂	0,026	0,045	0,02	0	0,06	0,017	0,067	0,082	0,072	0,12	0,052	0,028
Al ₂ O ₃	2,638	4,623	4,332	4,453	4,667	2,505	2,827	4,722	4,589	4,187	3,573	4,03
FeO	5,993	6,224	6,436	6,254	6,362	6,848	6,535	5,941	6,412	6,643	6,564	6,504
MnO	0,138	0,125	0,156	0,209	0,092	0,172	0,141	0,101	0,108	0,209	0,146	0,173
MgO	33,836	32,084	32,511	32,243	32,203	33,02	33,304	30,714	32,558	32,314	33,107	32,254
CaO	0,351	0,961	0,897	1,061	1,145	0,49	0,494	2,829	0,672	0,802	0,694	0,872
Na ₂ O	0,03	0,019	0,011	0,008	0	0	0	0,049	0	0,026	0,02	0,019
Toplam	98,686	100,296	99,886	99,983	100,196	100,852	99,686	100,245	99,46	100,469	99,97	99,467
Si	1,937574	1,90686	1,898454	1,903463	1,895405	1,965549	1,938062	1,903311	1,889864	1,912739	1,913065	1,91193
Ti	0,000681	0,001167	0,000522	0	0,00156	0,000438	0,001746	0,002135	0,001885	0,003109	0,001354	0,000733
Al	0,108202	0,187789	0,177062	0,181658	0,190097	0,101019	0,115459	0,192676	0,188216	0,169991	0,145823	0,165292
Fe	0,174427	0,179401	0,186664	0,181037	0,183882	0,19596	0,18939	0,172016	0,186613	0,19138	0,190095	0,189294
Mn	0,004068	0,003649	0,004582	0,006128	0,002693	0,004985	0,004139	0,002962	0,003183	0,006098	0,004282	0,0051
Mg	1,755494	1,648513	1,680831	1,663776	1,659173	1,684343	1,720509	1,58524	1,689098	1,659481	1,709114	1,673359
Ca	0,013088	0,035488	0,03333	0,039348	0,042399	0,017964	0,018342	0,10494	0,025056	0,029601	0,025749	0,032514
Na	0,002024	0,00127	0,00074	0,000537	0	0	0	0,003289	0	0,001737	0,001343	0,001282
Toplam	4,004832	3,988223	4,00339	3,996672	3,997616	3,979703	3,998202	3,989404	4,004375	3,991663	4,006529	3,997366
En	90,34922	88,46796	88,4264	88,30326	87,99861	88,73057	89,22689	85,12744	88,86403	88,24859	88,78709	88,29612
Fs	8,97718	9,627585	9,820146	9,608365	9,752668	10,3231	9,821894	9,237257	9,817752	10,17728	9,875267	9,988238
Wo	0,673602	1,90446	1,753456	2,088371	2,248723	0,946331	0,951212	5,6353	1,318222	1,574136	1,337643	1,715637
Mg#	90,96194	90,1855	90,00459	90,1867	90,02298	89,57827	90,08378	90,21111	90,0511	89,65996	89,99085	89,83741

Örnek No	HAR21	HAR21	HAR21	HAR22	HAR22	HAR22	HAR22	HAR22
	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx
	b	c	c	c	c	c	c	c
Kristal No	#10	#17	#18	1	2	3	4	7
SiO ₂	55,352	54,21	55,604	55,514	55,512	54,888	56,205	54,892
TiO ₂	0,05	0,035	0,022	0,032	0,045	0,033	0,027	0,052
Al ₂ O ₃	4,453	4,397	3,701	3,511	4,115	3,909	2,891	3,696
FeO	6,315	6,309	6,597	6,22	6,185	6,403	6,198	5,99
MnO	0,132	0,118	0,13	0,152	0,141	0,147	0,102	0,163
MgO	32,497	32,203	32,737	32,644	32,639	32,631	33,379	32,314
CaO	1,143	0,866	0,707	0,862	0,768	0,81	0,644	0,986
Na ₂ O	0,012	0,027	0,022	0,005	0	0,008	0	0,003
Toplam	100,626	98,965	100,17	99,633	100,3	99,631	99,956	98,945
Si	1,903153	1,896552	1,920331	1,925383	1,912311	1,907102	1,939763	1,917697
Ti	0,001293	0,000921	0,000572	0,000835	0,001166	0,000862	0,000701	0,001366
Al	0,180447	0,1813	0,150642	0,143517	0,16707	0,160073	0,117592	0,152181
Fe	0,181584	0,184591	0,190538	0,180414	0,178187	0,186056	0,178892	0,17501
Mn	0,003844	0,003497	0,003803	0,004465	0,004114	0,004326	0,002982	0,004823
Mg	1,665705	1,679562	1,685479	1,687844	1,676189	1,690213	1,71736	1,682969
Ca	0,042107	0,032461	0,026161	0,032032	0,028346	0,030154	0,023814	0,036907
Na	0,0008	0,001831	0,001473	0,000336	0	0,000539	0	0,000203
Toplam	3,997194	4,002979	3,996786	3,993842	3,991766	4,001362	3,995092	3,994658
En	88,16071	88,55579	88,60785	88,82034	89,03006	88,65884	89,4428	88,81636
Fs	9,610709	9,732658	10,01683	9,494011	9,464329	9,759452	9,316953	9,235903
Wo	2,228584	1,711549	1,37532	1,685649	1,505608	1,581713	1,240249	1,947736
Mg#	90,17023	90,09786	89,84349	90,34321	90,391	90,0837	90,56604	90,58063

Ek-1

Örnek No	HAR14 spinel c	HAR14 spinel c	HAR14 spinel c	HAR14 spinel c	HAR17 spinel c	HAR17 spinel c	HAR21 spinel c	HAR21 spinel c	HAR22 spinel c	HAR22 spinel c	HAR22 spinel c
Kristal No	#51	#61	#63	#67	1	2	#12	#16	1	2	3
SiO ₂	0	0,066	0,045	0,028	0,036	0,017	0,028	0,019	0,032	0,032	0,006
TiO ₂	0,057	0	0,03	0,048	0,01	0	0,043	0,07	0,082	0,003	0,078
Al ₂ O ₃	50,083	50,926	54,665	50,372	55,976	51,544	51,836	50,512	43,213	46,125	44,974
Cr ₂ O ₃	17,913	16,216	13,38	17,41	12,011	15,603	16,686	17,56	25,008	21,128	21,556
FeO	12,963	12,905	12,137	12,824	11,863	14,558	13,005	12,869	14,012	13,665	16,432
MnO	0,178	0,087	0,089	0,164	0,089	0,179	0,081	0,158	0,182	0,172	0,133
MgO	17,902	17,728	18,481	18,056	18,36	17,091	17,72	17,534	16,111	16,698	16,204
CaO	0	0	0,022	0,011	0	0,028	0,007	0,028	0	0	0,003
NiO	0,223	0,279	0,27	0,291	0,216	0,207	0,223	0,178	0,167	0,191	0,118
BaO											
Na ₂ O	0	0,004	0	0	0	0	0	0	0	0,011	0,003
K ₂ O					0	0,016	0,012	0	0	0	0
Toplam	99,324	98,215	99,124	99,21	98,561	99,244	99,642	98,928	98,808	98,025	99,508
Si	0	0,014375	0,009558	0,00606	0,007638	0,003684	0,006009	0,004123	0,007198	0,007146	0,00134
Ti	0,009287	0	0,004793	0,007814	0,001596	0	0,006942	0,011425	0,013874	0,000504	0,013101
Al	12,7859	13,07298	13,68406	12,84883	13,9965	13,16382	13,11134	12,91755	11,4557	12,13943	11,83527
Cr	3,067859	2,792575	2,246922	2,979197	2,014758	2,673242	2,831353	3,012563	4,447462	3,730324	3,805495
Fe	2,348306	2,350722	2,155883	2,321165	2,104846	2,638238	2,33418	2,335278	2,635818	2,551996	3,068425
Mn	0,032659	0,016051	0,016012	0,030065	0,015994	0,032855	0,014724	0,029039	0,034675	0,032533	0,025154
Mg	5,780967	5,756422	5,851795	5,825776	5,80695	5,521148	5,669403	5,671846	5,40241	5,558844	5,393827
Ca	0	0	0,005007	0,002551	0	0,006501	0,00161	0,00651	0	0	0,000718
Ni	0,038855	0,04888	0,046128	0,05066	0,036861	0,03608	0,038496	0,031067	0,030215	0,034308	0,021193
Ba	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na	0	0,001689	0	0	0	0	0	0	0	0,004763	0,001299
K	0	0	0	0	0	0,004423	0,003285	0	0	0	0
Toplam	24,06383	24,05369	24,02016	24,07211	23,98514	24,07999	24,01734	24,0194	24,02735	24,05985	24,16582

ÖZGEÇMİŞ

1965 yılında Altıntaş'ta doğdu. 1971 yılında Çayeli'nde ilköğretimine başladı. 1976-1979 yılları arasında orta öğretimi, 1979-1982 yıllarında lise öğrenimini Of'ta tamamladı. 1989'da Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeoloji mühendisliğinden mezun oldu. 1998 yılında Kocaeli Üniversitesi jeoloji mühendisliği bölümünde yüksek lisansını tamamladı. 1996 yılında aynı üniversite de araştırma görevlisi olarak çalışmaya başladı. 2001'de KOÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda doktora başladı. Evli ve bir erkek çocuk annesidir.