

**KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ
ANABİLİM DALI**

DOKTORA TEZİ

**SUPRA-SUBDUCTION ZON (SSZ) TİPİ ÇOK FAZLI ERGİME
SİSTEMLERİNDEİZ ELEMENT VE OS İZOTOP
DAVRANIŞLARININ MODELLENMESİ: TORİD KUŞAĞI
OFİYOLİT KOMPLEKSLERİNDEN ÖRNEKLER**

ÖZLEM YILDIZ YÜKSEKOL

KOCAELİ 2021

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ
ANABİLİM DALI

DOKTORA TEZİ

SUPRA-SUBDUCTION ZON (SSZ) TİPİ ÇOK FAZLI ERGİME
SİSTEMLERİNDE İZ ELEMENT VE OS İZOTOP
DAVRANIŞLARININ MODELLENMESİ: TORİD KUŞAĞI
OFİYOLİT KOMPLEKSLERİNDEN ÖRNEKLER

ÖZLEM YILDIZ YÜKSEKOL

Prof. Dr. Ercan ALDANMAZ
Danışman, Kocaeli Üniversitesi

Prof. Dr. Nezihi KÖPRÜBAŞI
Jüri Üyesi, Kocaeli Üniversitesi

Prof. Dr. Şafak ALTUNKAYNAK
Jüri Üyesi, İstanbul Teknik Üniversitesi

Doç. Dr. Aykut GÜÇTEKİN
Jüri Üyesi, Kocaeli Üniversitesi

Doç. Dr. Kaan SAYIT
Jüri Üyesi, Orta Doğu Teknik Üniversitesi

Tezin Savunulduğu Tarih: 04.02.2021

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

Türkiye, Kızıldağ (Hatay) ve Mersin ve Kuzey Kıbrıs'taki Kretase yaşlı ofiyolitlerin özellikle manto kayaçlarının iz element ve Os izotop davranışlarının modellenerek araştırıldığı bu tez çalışmasında yitim zonlarında genel ifade ile çok fazlı ergimelerin doğası ve etkilerinin anlaşılabilmesi amaçlanmıştır. Bu çalışma "Supra-Subduction Zon (SSZ) Tipi Çok Fazlı Ergime Sistemlerinde İz Element ve Os İzotop Davranışlarının Modellenmesi: Torid Kuşağı Ofiyolit Komplekslerinden Örnekler" adıyla Kocaeli Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Doktora Tezi olarak hazırlanmış olup, Kocaeli Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi tarafından 2014/084 proje numarası ile desteklenmiştir.

Doktora öğrenimimin başından sonuna kadar değerli bilgi birikimini benimle paylaşan, kaliteli ve özgün çalışmaya her daim önem veren danışman hocam sayın Prof. Dr. Ercan ALDANMAZ'a her katkısı için ayrı ayrı teşekkür ederim.

Arazi ve laboratuvar çalışmalarında desteklerinden dolayı Doç. Dr. Aykut GÜÇTEKİN'e, tezin oluşturulması sırasında bilimsel olarak verdiği desteklerin yanı sıra yanı sıra kendi projelerinden ekstra fon sağlayan ve beni Utrecht Üniversitesi'ne (Hollanda) davet edip, laboratuvar çalışmaları yapmamı sağlayan Prof. Dr. Douwe J.J. van HINSBERGEN'e ayrıca teşekkürlerimi bir borç bilirim.

Kocaeli Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde bulunan tüm hocalarıma ve her daim desteklerini esirgemeyen çalışma arkadaşlarıma her birine teşekkürlerimi sunarım.

Hayatım boyunca beni hep destekleyen, her zaman yanımda olan ve şimdi de oğluma aynı sevgiyi şefkati gösteren, annem Havva YILDIZ ve babam Hakkı YILDIZ'a sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Tez çalışmamın başından sonuna kadar maddi ve manevi her konuda yardımlarını ve desteklerini benden esirgemeyen değerli eşim Onur YÜKSEKOL'a en derin teşekkürlerimi sunarım.

Hayatımın son 2,5 yılında bana eşlik eden ve büyük bir olgunlukla çalıştığımı kabul edip kendince destek olmaya çalışan sevgili oğlum, büyük mutluluk kaynağım Umur Cem YÜKSEKOL'a en içten sevgi ve teşekkürlerimi sunarım.

Şubat – 2021

Özlem YILDIZ YÜKSEKOL

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR	i
İÇİNDEKİLER	ii
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	iii
TABLOLAR DİZİNİ	viii
SİMGELER VE KISALTMALAR.....	ix
ÖZET.....	xi
ABSTRACT	xii
GİRİŞ	1
1. GENEL BİLGİLER	2
1.1. Tez Kapsamında Yapılan Çalışmalar	2
1.1.1. Ofis çalışmaları.....	2
1.1.2. Saha çalışmaları.....	2
1.1.3. Laboratuvar çalışmaları	2
1.2. Ofiyolitler	2
1.2.1. Yitim ile ilişkili olmayan ofiyolitler.....	6
1.2.2. Yitim zonu üstü (SSZ) ofiyolitleri	8
1.2.3. Tetis ofiyolitleri.....	9
2. BÖLGESEL JEOLJİ.....	10
2.1. Kızıldağ Ofiyoliti	17
2.2. Mersin Ofiyoliti	20
2.3. Kuzey Kıbrıs (Girne Serisi) Ofiyoliti.....	24
3. PETROGRAFI	27
3.1. Hatay (Kızıldağ) Ofiyoliti Kayaçlarının Petrografik İncelemesi	29
3.2. Mersin Ofiyoliti Kayaçlarının Petrografik İncelemesi	38
3.3. Kuzey Kıbrıs Ofiyoliti Kayaçlarının Petrografik İncelemesi	44
4. JEOKİMYA	49
4.1. Analitik Teknikler	49
4.2. Tüm Kayaç Majör Element İçerikleri	52
4.2.1. Manto kayaçlarının majör element içerikleri	52
4.2.2. Kabuk kayaçlarının majör element içerikleri	59
4.3. Tüm Kayaç İz Element İçerikleri	64
4.3.1. Manto kayaçlarının iz element içerikleri.....	64
4.3.2. Kabuk kayaçlarının iz element içerikleri	65
4.4. Mineral Kimyası.....	76
4.4.2. Olivin.....	76
4.4.3. Ortopiroksen	79
4.4.4. Klinopiroksen	84
4.4.5. Spinel.....	94
4.5. Tüm Kayaç İleri Derece Siderofil Element (HSE) Jeokimyası.....	98
5. PETROJENEZ	105
5.1. Re-Os İzotop Jeokimyası ve Manto Bölgesinin Özellikleri.....	105
5.2. Kısmi Ergime	113

5.2.1. Kısmi ergime boyunca ileri derece siderofil elementlerin (HSE) davranışı	113
5.2.2. Kısmi ergimenin özellikleri.....	121
5.3. Ergiyik-Kayaç Etkileşimi-Metasomatizma	125
5.3.1. Ga-Ti-Fe ³⁺ sistematiği	126
5.3.2. Açık sistem ergime sırasında ergiyik-kayaç etkileşimi.....	130
5.3.3. Etkileşimde bulunan ergiyiklerin özellikleri	134
5.4. Peridotitlerin petrojenetik modeli.....	138
6. TARTIŞMA	141
7. SONUÇLAR	145
KAYNAKLAR	147
KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER	163
ÖZGEÇMİŞ	164



ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1. 1.	Tam korunmuş bir ofiyolit dizisi	4
Şekil 1. 2.	Ofiyolit gelişiminin çeşitli tektonik modelleri.....	5
Şekil 1. 3.	Ofiyolitlerin oluşum ortamlarının şematik gösterimi-yitim ile ilişkisi olmayanlar ofiyolitler.....	7
Şekil 1. 4.	Ofiyolitlerin oluşum ortamlarının şematik gösterimi-yitim ile ilişkili ofiyolitler: a) Yay gerisi, b) Yay önü, c) Yay gerisi-yay önü	8
Şekil 2. 1.	Doğu Akdeniz, Neotetis Ofiyolitleri'nin Türkiye'deki dağılımını ve çalışma alanı olarak seçilen ofiyolitleri gösteren tektonik harita	12
Şekil 2. 2.	Doğu Akdeniz Bölgesi Ofiyolitleri ve çalışma alanı olarak seçilen bölge.	13
Şekil 2. 3.	Neotetis'in kapanması ve ofiyolitlerin yerleşimi ile ilgili çeşitli görüşlere ait paleo-tektonik haritalar	15
Şekil 2. 4.	Yaklaşık 92 milyon yıl önce, Kızıldağ, Mersin ve K. Kıbrıs Ofiyolitleri'nin Konumlarını gösteren paleo-tektonik harita.....	16
Şekil 2. 4.	Hatay (Kızıldağ) Ofiyoliti'nin jeolojik haritası	18
Şekil 2. 5.	Mersin Ofiyoliti'nin jeolojik haritası	22
Şekil 2. 6.	Kuzey Kıbrıs (Girne Serisi) Ofiyoliti'ne ait jeolojik harita	26
Şekil 3. 1.	Olivin-Ortopiroksen-Klinopiroksen diyagramı üzerinde tüm numunelerin dağılımı.....	28
Şekil 3. 2.	Tüm kayaç Al_2O_3 -CaO kompozisyonlarına göre harzburjitlerin ayrımlanma diyagramı	29
Şekil 3. 3.	Kızıldağ harzburjitine ait numunelerde bulunan olivin, ortopiroksen ve spinel mineralleri	29
Şekil 3. 4.	Kızıldağ harzburjitine ait numunelerde bulunan olivin, ortopiroksen ve klinopiroksen mineralleri	30
Şekil 3. 5.	Kızıldağ harzburjitine ait numunelerde bulunan serpantinleşmeye ait genel görünüm.....	30
Şekil 3. 6.	Kızıldağ harzburjitine ait numunelerde bulunan serpantinleşmeye ait genel görünüm.....	31
Şekil 3. 7.	Kızıldağ harzburjitine ait numunelerde bulunan bazı spinel kristallerinde deformasyon sonucu oluşan uzama	33
Şekil 3. 8.	Kızıldağ harzburjitine ait numunelerde olivinlerde gözlenen elek doku.....	33
Şekil 3. 9.	Kızıldağ harzburjitine ait numunelerde olivinlerde gözlenen elek doku.....	34
Şekil 3. 10.	Kızıldağ harzburjitine ait numunelerde gözlenen olivin, ortopiroksen ve klinopiroksen kristalleri	35
Şekil 3. 11.	Kızıldağ harzburjitine ait numunelerde bazı ortopiroksen kristallerindeki kalsitleşme	35
Şekil 3. 12.	Olivinli gabrolarda gözlenen granüler ve poikilitik doku örnekleri	36

Şekil 3. 13.	Olivinli gabrolarda gözlenen granüler ve poikilitik doku örnekleri	36
Şekil 3. 14.	Troktolit numunesinde olivin ve plajiyoklas mineralleri (ol: olivin, plg: plajiyoklas)	37
Şekil 3. 15.	Troktolit numunesinde olivin ve plajiyoklas mineralleri (ol: olivin, plg: plajiyoklas)	37
Şekil 3. 16.	Mersin harzburjitine ait numunelerde bulunan olivin, ortopiroksen ve spinel mineralleri	38
Şekil 3. 17.	Mersin harzburjitine ait numunelerde bulunan olivin, ortopiroksen ve spinel mineralleri	39
Şekil 3. 18.	Mersin dunitlerine ait numunelerde bulunan olivin ve magnetit kristalleri	40
Şekil 3. 19.	Mersin dunitlerine ait numunelerde bulunan olivin ve magnetit kristalleri	40
Şekil 3. 20.	Mersin dunitlerine ait numunelerde bulunan olivin ve iri spinel kristalleri	41
Şekil 3. 21.	Gabro numunesinde gözlenen granüler ve poikilitik doku örnekleri	41
Şekil 3. 22.	Gabro numunesinde gözlenen granüler ve poikilitik doku örnekleri	42
Şekil 3. 23.	Klinopiroksenit numunesinde gözlenen iri klinopiroksenler, serpantinleşme, olivin kristalleri ve adkümülat doku	42
Şekil 3. 24.	Klinopiroksenit numunesinde gözlenen iri klinopiroksenler, serpantinleşme, olivin kristalleri ve adkümülat doku	43
Şekil 3. 25.	Klinopiroksenit numunesinde, klinopiroksen kristalinde gelişen deformasyon sonucu bükülme	43
Şekil 3. 26.	Klinopiroksenit numunesinde, klinopiroksen kristalinde gelişen deformasyon sonucu bükülme	44
Şekil 3. 27.	Kuzey Kıbrıs harzburjitine ait numunelerde bulunan olivin, ortopiroksen ve spinel mineralleri ve yoğun serpantinizasyon	44
Şekil 3. 28.	Kuzey Kıbrıs harzburjitine ait numunelerde bulunan olivin, ortopiroksen ve spinel mineralleri ve yoğun serpantinizasyon	45
Şekil 3. 29.	Kuzey Kıbrıs harzburjitine ait numunelerde bulunan iri ortopiroksen minerali ve etrafını saran küçük taneli olivin mineralleri	46
Şekil 3. 30.	Kuzey Kıbrıs harzburjitine ait numunelerde bulunan iri ortopiroksen minerali ve etrafını saran küçük taneli olivin mineralleri	46
Şekil 3. 31.	KKTC harzburjitine ait numunelerde bulunan spinel kristaller	47
Şekil 3. 32.	Klinopiroksenit numunesinde gözlenen iri klinopiroksenler ve serpantinleşme	47
Şekil 3. 33.	Klinopiroksenit numunesinde gözlenen iri klinopiroksenler ve serpantinleşme	48
Şekil 4. 1.	Peridotitlerden ölçülen tüm kayaç Al ₂ O ₃ (Ağırlıkça %)-CaO (Ağırlıkça %) değerlerinin karşılaştırma diyagramı	53
Şekil 4. 2.	Peridotitlerden ölçülen tüm kayaç MgO içeriği ile majör oksitlerin karşılaştırma diyagramları	57
Şekil 4. 3.	Kızıldağ, Mersin ve K. Kıbrıs peridotitlerinin tüm kayaç Al ₂ O ₃ /SiO ₂ -MgO/SiO ₂ oranlarının karşılaştırması	58

Şekil 4. 4.	Kızıldağ, Mersin ve K. Kıbrıs peridotitlerinin tüm kayaç ateşte Kayıp (LOI) değerleri ile MgO/SiO ₂ oranlarının karşılaştırması	58
Şekil 4. 5.	Kızıldağ (Hatay) ve Mersin ofiyolitlerinin okyanusal kabuk kesimini temsil eden kayaçların MgO içeriği ile majör oksitlerin karşılaştırma diyagramları	62
Şekil 4. 6.	Kızıldağ ve Mersin ofiyolitlerinin okyanusal kabuk kesimlerine ait kayaçların MgO-Fe ₂ O ₃ -Na ₂ O+K ₂ O diyagramı	63
Şekil 4. 7.	Kızıldağ ve Mersin ofiyolitlerinin okyanusal kabuk kesimlerine ait kayaçların TiO ₂ -MnO*10-P ₂ O ₅ *10 diyagramı	64
Şekil 4. 8.	Büyük iyon çaplı elementlerden Rb (a), Sr (b) ve Ba (c) elementlerinin Al ₂ O ₃ değerleri ile karşılaştırılması	69
Şekil 4. 9.	Nadir toprak elementlerden bazılarının Al ₂ O ₃ değerleri ile karşılaştırılması	70
Şekil 4. 10.	Kızıldağ ve Mersin ofiyolitlerine ait kabuksal kesimi temsil eden farklı kayaç gruplarının primitif manto (PM) değerlerine göre normalize edilmiş çoklu element (spider) diyagramları	72
Şekil 4. 11.	Kızıldağ ve Mersin ofiyolitlerine ait kabuksal kesimi temsil eden farklı kayaç gruplarının kondrit değerlerine göre normalize edilmiş nadir toprak element diyagramları	73
Şekil 4. 12.	Kızıldağ ve Mersin ofiyolitlerine ait kabuksal kesimi temsil eden farklı kayaç gruplarının Ti-V (ppm) diyagramı	76
Şekil 4. 13.	Peridotit numunelerinin Fo değerlerinin dağılımı	79
Şekil 4. 14.	Peridotit numunelerinde bulunan ortopiroksenlerin Mg# değerleri ile (a) olivin Mg#, (b) CaO, (c) Al ₂ O ₃ , (d) Cr ₂ O ₃ , (e) TiO ₂ , (f) Cr# değerlerinin karşılaştırılması	83
Şekil 4. 15.	Peridotit numunelerinin ortopiroksen CaSiO ₃ -MgSiO ₃ -FeSiO ₃ diyagramı	84
Şekil 4.16.	Peridotit numunelerinin klinopiroksen CaSiO ₃ -MgSiO ₃ -FeSiO ₃ diyagramı	88
Şekil 4. 17.	Peridotit numunelerinde bulunan klinopiroksenler Na ve Ti içerikleri diyagramı (abisal peridotitler ve kıta altı litosferik manto alanları Ishikawa vd., 2007'den alınmıştır)	88
Şekil 4. 18.	Peridotit numunelerinde bulunan klinopiroksenlerin Mg# değerleri ile (a) olivin Mg#, (b) Al ₂ O ₃ , (c) Cr ₂ O ₃ , (d) TiO ₂ , (e) Na ₂ O, ve (f) Cr# değerlerinin karşılaştırılması	89
Şekil 4. 19.	Peridotit numunelerinde bulunan klinopiroksenlerin kondrite göre normalize edilmiş iz element diyagramları	93
Şekil 4. 20.	Kızıldağ, Mersin ve K. Kıbrıs peridotitlerine ait spinellerin Mg#-Cr# değerlerinin karşılaştırma diyagramı	97
Şekil 4. 21.	Kızıldağ, Mersin ve K. Kıbrıs peridotitleri için olivin Mg# ve spinel Cr# korelasyonunu gösteren diyagram	98
Şekil 4. 22.	Kızıldağ ve Mersin Peridotitlerinin Os, Ru, Pt, Pd ve Re içeriklerinin Ir ile korelasyonu	102
Şekil 4. 23.	Kızıldağ numunelerinin uyumludan uyumsuz doğru sıralanmış kondrite göre normalize edilmiş elementler grafiği	103
Şekil 4. 24.	Mersin numunelerinin uyumludan uyumsuz doğru sıralanmış kondrite göre normalize edilmiş elementler grafiği	103
Şekil 5. 1.	Os-Re (ppb) grafiği	107

Şekil 5. 2.	90 milyon yıl için hesaplanan $\gamma\text{Os}(t)\text{-Al}_2\text{O}_3$ grafiği.....	108
Şekil 5. 3.	$\gamma\text{Os}(t)\text{-}^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ korelasyonu.....	109
Şekil 5. 4.	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}\text{-Al}_2\text{O}_3$ grafiği.....	110
Şekil 5. 5.	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} - ^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ grafiği.....	110
Şekil 5. 6.	Hatay, Mersin ve K. Kıbrıs ofiyolitlerinden alınan peridotit örnekleri için spinellerin $\text{Cr}\#\text{-}\Delta\log(f\text{O}_2)\text{FMQ}$ diyagramı.....	112
Şekil 5. 7.	Kızıldağ ve Mersin numunelerine ait $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Ir}$ grafiği.....	115
Şekil 5. 8.	Kızıldağ ve Mersin numunelerine ait $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Ru}$ grafiği.....	115
Şekil 5. 9.	Kızıldağ ve Mersin numunelerine ait $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Re}$ grafiği.....	117
Şekil 5. 10.	Kızıldağ ve Mersin numunelerine ait $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Pd}$ grafiği.....	118
Şekil 5. 11.	Kızıldağ ve Mersin numunelerine ait $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Pt}$ grafiği.....	118
Şekil 5. 12.	Kızıldağ ve Mersin numunelerine ait F % (Ergime yüzdesi)- Pd/Ir grafiği.....	119
Şekil 5. 13.	Kızıldağ ve Mersin numunelerine ait F % (Ergime yüzdesi)- Pt/Ir grafiği.....	120
Şekil 5. 14.	Kızıldağ, Mersin ve K. Kıbrıs peridotitleri için klinopiroksen Yb konsantrasyonları ile spinel $\text{Cr}\#$ değerlerinin karşılaştırma diyagramı.	123
Şekil 5. 15.	Peridotit numunelerinde bulunan klinopiroksenlerin bir spinel peridotit için sulu ve kuru koşullarda Ti-Dy elementleri ergime modelleri grafiği.....	125
Şekil 5. 16.	Kızıldağ, Mersin ve K. Kıbrıs peridotitleri için spinel Ga- $\text{Fe}^{3\#}$ diyagramı.....	127
Şekil 5. 17.	Kızıldağ, Mersin ve K. Kıbrıs peridotitleri için spinel $\text{TiO}_2\text{-Fe}^{3\#}$ diyagramı).....	128
Şekil 5. 18.	Kızıldağ, Mersin ve K. Kıbrıs peridotitleri için spinel $\text{TiO}_2\text{-Fe}^{3\#}$ diyagramı.....	129
Şekil 5. 19.	Peridotit numunelerinde bulunan klinopiroksenlerin bir spinel peridotit için sulu ve kuru koşullarda Sm/Yb-Y oranları (a), Nd-Ti (b) ve Zr-Ti (c) elementleri ergime modelleri grafikleri.....	133
Şekil 5. 20.	Kızıldağ, Mersin ve K. Kıbrıs peridotitleri için spinel TiO_2 (ağırlıkça %) konsantrasyonları ile spinel $\text{Cr}\#$ değerlerinin karşılaştırma diyagramı.....	136
Şekil 5. 21.	Kızıldağ, Mersin ve K. Kıbrıs peridotitleri için kalıntı spineller ve klinopiroksenlerle denge halindeki birincil ergiyiklerin hesaplanan TiO_2 ve Al_2O_3 bileşimlerinin grafiği.....	137
Şekil 5. 22.	Birinci Aşama Ergime.....	139
Şekil 5. 23.	İkinci Aşama Ergime ve Okyanusal Kabuk Oluşumu.....	140

TABLULAR DİZİNİ

Tablo 3. 1. Kızıldağ, Mersin ve Kuzey Kıbrıs peridotitlerinin mineralojik modal bileşimleri (%).....	32
Tablo 4. 1. Kızıldağ (Kızıldağ), Mersin ve Kuzey Kıbrıs ofiyolitlerinin manto kesimini temsil eden kayaçların majör element içerikleri.....	54
Tablo 4. 2. Kızıldağ (Kızıldağ), Mersin ve Kuzey Kıbrıs ofiyolitlerinin kabuk kesimini temsil eden kayaçların majör element içerikleri.....	60
Tablo 4. 3. Kızıldağ (Hatay) ve Mersin ofiyolitlerinin okyanusal kabuk kesimini temsil eden kayaçların iz element içerikleri (ppm)	66
Tablo 4. 4. Kızıldağ, Mersin ve Kuzey Kıbrıs bölgelerindeki ofiyolitlere ait peridotitik kayaçların olivin minerallerinin kimyasal bileşimi	77
Tablo 4. 5. Kızıldağ, Mersin ve Kuzey Kıbrıs bölgelerindeki ofiyolitlere ait peridotitik kayaçların ortopiroksen minerallerinin kimyasal bileşimleri.....	80
Tablo 4. 6. Kızıldağ, Mersin ve Kuzey Kıbrıs bölgelerindeki ofiyolitlere ait peridotitik kayaçların klinopiroksen minerallerinin kimyasal bileşimleri.....	85
Tablo 4. 7. Kızıldağ, Mersin ve Kuzey Kıbrıs bölgelerindeki ofiyolitlere ait peridotitik kayaçların klinopiroksen minerallerinin iz element bileşimleri.....	90
Tablo 4. 8. Kızıldağ, Mersin ve Kuzey Kıbrıs bölgelerindeki ofiyolitlere ait peridotitik kayaçların spinel minerallerinin kimyasal bileşimler.....	95
Tablo 4. 9. Kızıldağ ve Mersin ofiyolitlerinden örneklenen peridotit numunelerinin tüm kayaç ileri derece siderofil element ve $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ izotop içerikleri	100

SİMGELER VE KISALTMALAR

Cr#	: Cr/(Cr+Al)
F	: Ergime Yüzdesi
Fe ²⁺ #	: Fe ²⁺ /(Mg+Fe ²⁺)
Fe ³⁺ #	: Fe ³⁺ /(Cr+Al+Fe ³⁺)
Fo	: Olivin Mg#
fO ₂	: Oksijen Fugasitesi
Mg#	: Mg/(Mg+Fe ²⁺)
T _{MA}	: Model Yaş
T _{RD}	: Renyum Tüketilme Yaşı
γOs	: Os izotopik bileşim ile kondritik bileşim arasındaki spesifik bir zaman için hesaplanan fark

Kısaltmalar

Ağ.	: Ağırlıkça
AK	: Ateşte Kayıp
ANTE	: Ağır Nadir Toprak Element
AYT	: Ada Yayılı Toleyiti
Cpx	: Klinopiroksen
ÇN	: Çift Nikol
DM	: Depleted Mantle (Tüketilmiş Manto)
DMM	: Depleted MORB Mantle (Tüketilmiş MORB Mantosu)
Du	: Dunit
En	: Enstatit
Fs	: Ferrosillit
FMQ	: Fayalite-Magnetite-Quartz Buffer (Fayalit-Manyetit-Kuvars Kısıtı)
HNTE	: Hafif Nadir Toprak Element
HSE	: Highly Siderophile Element (İleri Derece Siderofil Element)
Hzb	: Harzburjit
ICP-MS	: Inductively Coupled Plasma Emission Spectroscopy (İndüktif Eşleşmiş Plazma Kütle Spektrometresi)
I-PGE	: Ir Grubu Platin Gurubu Elementler
LA-ICP-MS	: Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Emission Spectroscopy (Lazer Ablasyon-İndüktif Eşleşmiş Plazma Kütle Spektrometresi)
MOR	: Mid Ocean Ridge (Okyanus Ortası Sırt)
MORB	: Mid Ocean Ridge Basalts (Okyanus Ortası Sırtı Bazaltları)
NTE	: Nadir Toprak Element
OIB	: Ocean Island Basalt (Okyanus Adası Bazaltı)
OI	: Olivin
ONTE	: Orta Nadir Toprak Element
Opx	: Ortopiroksen
PGE	: Platin Gurubu Elementler
PM	: Primitive Mantle (Primitif Manto)

P-PGE	: Pd Grubu Platin Gurubu Elementler
Prx	: Piroksenit
PUM	: Primitive Upper Mantle (Primitif Üst Manto)
Sp	: Spinel
SSZ	: Supra-Subduction Zone (Yitim Zonu Üstü)
TN	: Tek Nikol
Wo	: Wollastonite (Vollostanit)
YÇAE	: Yüksek Çekim Alanlı Element



SUPRA-SUBDUCTION ZON (SSZ) TİPİ ÇOK FAZLI ERGİME SİSTEMLERİNDE İZ ELEMENT VE OS İZOTOP DAVRANIŞLARININ MODELLENMESİ: TORİD KUŞAĞI OFİYOLİT KOMPLEKSLERİNDEN ÖRNEKLER

ÖZET

Güney Türkiye (Kızıldağ ve Mersin) ve Kuzey Kıbrıs'taki Kretase yaşlı ofiyolitlerin manto ve kabuk kayaçlarına ait jeokimyasal özellikleri, yay önu yayılması sırasında kısmi ergimenin doğası ve ilksel manto fazlarında reaktif işlemlerin olası etkilerini gözlemlemek için incelenmiştir. Peridotitlerin $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ oranları 0,1171-0,1266 aralığında değişmektedir ve yitim başlangıcından önceki eski ergiyik tüketilimini yansıtan bir manto bölgesini temsil eden Os izotopik değerleri göstermektedir. Numunelerin, okyanusal üst manto değerlerine ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} \sim 0,127$) kıyasla $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 'ca tüketilmiş olması, dalan diliminin dehidrasyonu sırasında radyojenik ^{187}Os taşınmasının kısıtlı olduğu sığ bir yay önu mantosunu temsil ettiğini göstermektedir. İnceleme alanı olan üç bölgede de manto kayaçlarının tüm kayaç Al_2O_3 ve MgO içeriklerinin kısmi ergime modelleri, düşük Ti içerikleri ve spinellerin yüksek $\text{Cr}\#$ (0,47-0,75) değerleri bu kayaçların yaklaşık %16 ila 20 arasında değişen orta-yüksek ergime dereceleriyle oluşmuş kısmi ergime kalıntıları olduklarını göstermektedir. Peridotitlerin majör ve iz element jeokimyasal özellikleri, oksidasyon düzeyini arttıran sulu bazaltik ergiyiklerle etkileşim yoluyla önemli derecede modal ve kimyasal bileşim modifikasyonuna maruz kaldıklarına işaret etmektedir. Tüketilmiş harzburjitlerde hafif ve orta NTE'lerce zenginleşmiş klinopiroksenler ve yüksek modal olivin içerikleri, yaygın ergiyik-katı reaksiyonel işlemlerinin etkilerini göstermektedir. Bileşimsel olarak ilksel yay toleyitlerine benzeyen etkileşen ergiyikler, muhtemelen yay önu yayılmasının erken aşamalarında manto kamasının astenosferik alt kısmından türemiş ve sonrasında açık sistem reaktif ergiyik akışı yoluyla yukarıya göç etmişlerdir. Yukarıya doğru hareket eden ergiyikler üstteki litosferik mantoda değişken derecelerde tüketilmiş harzburjitlerle reaksiyona girerek daha fazla ergimeye neden olmuşlardır. Bu ikinci aşama ergime, hem yaygın bir şekilde reaktif harzburjitlerin/dunitlerin oluşumuna hem de yerel olarak, olivin ve klinopiroksence doygun ergiyiklerle etkileşimin katkısını içeren sığ ergiyiklerle reaksiyonların sonucunda yeniden zenginleşen harzburjitlerin oluşumuna yol açmıştır. Ortopiroksen çözünümü reaksiyona giren ergiyiğin silika bakımından zenginleşmesine ve uyumsuz elementlerce seyrelmesine neden olarak bileşimsel olarak yay önu bazaltı (FAB) ve boninite benzer son ergiyiklerin oluşumuna yol açmıştır.

Anahtar Kelimeler: Ergiyik-Kayaç Etkileşimi, Jeokimyasal Modelleme, Kısmi Ergime, Kretase Ofiyolitleri, Re/Os İzotop Sistematiği.

MODELING OF TRACE ELEMENT AND OS ISOTOPE BEHAVIORS IN SUPRA-SUBDUCTION ZONE (SSZ) TYPE MULTI-PHASE MELTING SYSTEMS: EXAMPLES FROM TAURIDE BELT OPHIOLITE COMPLEXES

ABSTRACT

The geochemical characteristics of mantle and crustal rocks from the Cretaceous ophiolites of Southern Turkey (Kızıldağ and Mersin) and Northern Cyprus were investigated to observe the nature of partial melting and possible effects of reactive processes of primary mantle phases during fore-arc extension. $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratios of the peridotites range between 0.1171-0.1266 and preserve a record of ancient melt depletion that took place prior to subduction initiation. When compared to the $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ values of oceanic upper mantle ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} \sim 0.127$), the depleted nature of the samples characterizes a shallow fore-arc mantle where transport of radiogenic ^{187}Os was limited during slab dehydration. Partial melting models of whole rock Al_2O_3 and MgO contents, low Ti compositions and high Cr# of spinels (0.47-0.75) show that the peridotites from all three ophiolite suites have experienced moderate to high degrees of partial melting (16-20%). Major and trace element geochemistry of peridotites suggest that they have undergone significant modal and chemical compositional modification through interaction with oxidizing hydrous basaltic melts. The existence of LREE-MREE enriched residual clinopyroxene and high abundances of modal olivine in the depleted harzburgites indicate the effects of extensive solid-melt interaction. Interacting melts which are similar in compositions to primitive arc tholeiites were probably originated from the sub-lithospheric lower part of the mantle wedge and migrated upward by open system reactive flow during early stages of fore-arc extension. During their upward migration, these melts reacted with variably depleted harzburgites of the overlying lithospheric mantle and led to further melting. This second stage reactive melting resulted in the formation of both common reactive harzburgites/dunites and locally refertilized harzburgites through interaction with olivine saturated and olivine + clinopyroxene saturated melts, respectively. The dissolution of orthopyroxene caused the reacted melt to have enriched in silica and diluted in incompatible elements leading to the generation of final melts which are similar in composition to fore arc-basalt (FAB) and boninite.

Keywords: Melt-Rock Interaction, Geochemical Modelling, Partial Melting, Cretaceous Ophiolites, Re/Os Isotope Systematics.

GİRİŞ

Bu çalışma Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda doktora tezi olarak hazırlanmış olup, Kocaeli Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi tarafından 2014/084 no'lu proje ile maddi olarak desteklenmiştir. Çalışmada, yitim zonları üstü (SSZ) magma oluşumu süreçleri ile ilişkili iz element davranışlarının anlaşılması ve plaka yitimi zonlarında ergime rejimi ve yitim zonu akışkanlarının manto fazları arasında Re ve Os izotop ayrışması ve iz element dağılımları üzerindeki göreceli etkilerinin modellenmesinin yanı sıra çalışılan bölgelerin tektonik oluşumlarını jeokimyasal verilere dayanarak yorumlamak amaçlanmıştır. Bu amaçlar doğrultusunda Kızıldağ (Hatay), Mersin ve Kuzey Kıbrıs'tan peridotitler ve magmatik kayalar örneklenmiş, petrografik ve jeokimyasal incelemeleri yapılmıştır. Çalışma bölgelerinde bulunan üç farklı ofiyolit kütesinden alınan örneklerin önce detaylı petrografik incelemeleri, major ve iz element analizleri ve yalnızca peridotitlerden Re/Os izotop analizleri gerçekleştirilmiştir. Güney Türkiye ve Kuzey Kıbrıs, Kretase yaşlı ofiyolitlerinin manto ve kabuk kesimini temsil eden kayaçlarından alınan numuneler üzerinde yapılan kimyasal analizlerin sonuçları, bu peridotitlerin oluşum mekanizmaları sırasında kısmi ergime ve özellikle metasomatizmanın etkin olduğunu göstermiştir. Peridotitlerin bileşimsel farklılıkları, yay önü yayılması sırasında ilksel manto fazlarının reaktif çözünmesinin olası etkileri ve çoklu kısmi ergimeler sonucu geliştiği yorumuna varılmıştır. İlksel manto minerallerinin kimyasal varyasyonları, peridotitlerin ortadan yüksek derecelere doğru oluşan kısmi ergimenin kalıntıları olduğunu ve ergiyiklerle önemli derecede modal ve kimyasal bileşimi oksidize olmuş sulu bazaltik ergiyiklerle etkileşimiyle değişkenliğe uğradığını göstermektedir. Primitif yay toleyitleriyle benzer bileşimlerde gözükten etkileşen ergiyikler, muhtemelen yay önü yayılmasının erken safhalarında manto kamasının kıta altı litosferik alt kısımlarından türemiştir. Bu ergiyikler, açık sistem reaktif akış boyunca, yukarı doğru hareket ederek değişken derecede tüketilmiş harzburjitlerle etkileşerek, litosferik mantoda daha fazla ergimeye sebep olmuşlardır.

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Tez Kapsamında Yapılan Çalışmalar

1.1.1. Ofis çalışmaları

Tez çalışması kapsamında, hem saha ve laboratuvar çalışmalarından önce ve sonra yapılan literatür araştırmalarıdır. Elde edilen verilerin değerlendirilmesi ve tezin yazım sürecini içeren çalışmalardır.

1.1.2. Saha çalışmaları

Saha çalışmaları boyunca 3 farklı ana lokasyondan örneklemeler yapılmıştır. Kızıldağ (Hatay), Mersin ve Kuzey Kıbrıs'tan peridotitler ve magmatik kayalar örneklenmiştir, petrografik ve jeokimyasal incelemeleri yapılmıştır.

1.1.3. Laboratuvar çalışmaları

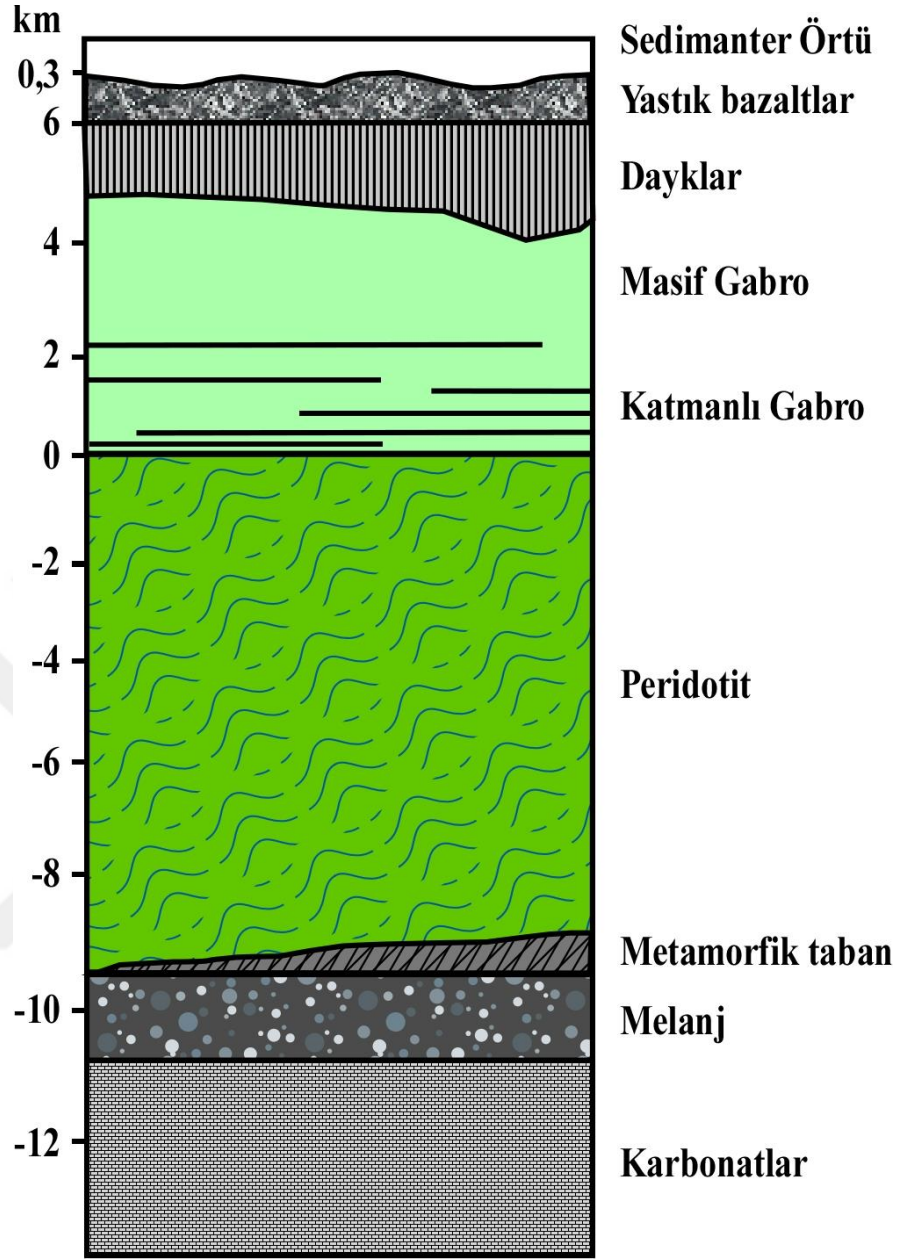
Saha çalışmalarında elde edilen numuneler hem petrografik hem de jeokimyasal olarak incelenmiştir. Petrografik incelemelerle ilgili detaylar "Petrografi" (Bölüm 3) bölümünde, analitik jeokimyasal analizler ile ilgili detaylı bilgiler "Jeokimya" (Bölüm 4) ile "Mineral Kimyası" (Bölüm 5) kısmında anlatılmıştır.

1.2. Ofiyolitler

İlk olarak Penrose (1972) Konferansı'nda ofiyolit; tabandan tavana doğru çoğunluğu serpantinleşmiş ultramafik manto peridotitleri, ultramafik ve mafik kümülatlar, masif gabrolar, levha daykları ve yastık yapılı bazaltlar kayaç gruplarından oluşan bir istif olarak tanımlanmıştır. Daha sonra Coleman, (1977) tarafından ofiyolitler; okyanusal litosfer, kabuk ve kabukla ilişkili pelajik, kıtasal kenar sedimanları ve volkanik istiflerin sıkışma komplekslerinin yapısal olarak uyumlu ve tanımlanabilir alloktanlar ve bu alloktan kütlelerin üzerleme olarak adlandırılan bir süreç sırasında kıtasal kenarın üzerine yerleşmesi olarak tanımlanmıştır. Ofiyolitler okyanusal kabuğun karada üzerleyen korunmuş parçaları olarak tanımlandığından beri eski levha sınırları-

nın anlaşılmasında özel bir önem kazanmıştır. İyi korunmuş ofiyolit komplekslerinin iç yapısı okyanusal kabukla yapısal olarak çok benzemektedir, bu da okyanusal yayılma ortamının magmatik ve tektonik özelliklerinin çalışılmasıyla beraber okyanusal kabuğun yaş ilişkileri ve üç boyutlu olarak anlaşılması gibi spesifik verilerin de elde edilmesini sağlamaktadır. Ofiyolitler okyanusal kabuğun yapısı ve oluşumu hakkında okyanus ortası sırtlarda yapılan sismik ve sondaj çalışmalarından elde edilen bilgi birikimini tamamlamaktadır. Birçok ofiyolit jeodinamik konumu petrolojik gözlemler ve jeokimyasal incelemeler sonucu okyanus ortası sırtlardan daha çok yitim zonlarına magmatik olarak benzerlik gösterdiği gözlenmiştir. Örneğin Torodos ofiyolitinin lav segmentinin jeokimyasal karakteri ada yayı kökenli olduğunu, dolayısıyla ergime evriminde yitim etkisi olduğu anlaşılması (Miyashiro, 1973), “Yitim Zonu Üstü (Supra Subduction Zone-SSZ) Ofiyolitleri” konseptinin gelişmesine öncülük etmiştir (Shervais, 1982; Pearce vd., 1984). Tam bir ofiyolit dizisi tabandan üst kısma doğru serpantinleşmiş ultramafikler (harzburjit, lertzolit ve dunit), gabroyik kayalar, volkanik kayalar ve en üstte pelajik sedimanter kayalardan oluşan bir istif olarak tanımlanmıştır (Robertson, 2002) (Şekil 1.1). Dilek ve Furnes (2011), ofiyolitleri özellikle okyanusal ortamlarda ayrı ergime safhaları ve magmatik farklılaşma süreçlerinden evrimleşen zamansal ve konumsal olarak ilişkili ultramafik-felsik kayalar topluluğu olarak tanımlamıştır. Çeşitli okyanus ortası sırt ve yitim zonlarındaki güncel okyanusal kabuklardan alınan numunelerle yapılan multidisipliner çalışmalar, manto heterojenliği, magma odası süreçleri, ergime göçü ve magmanın güncel tektonik ve eski yayılma ortamlarındaki jeokimyasal evriminin anlaşılmasına büyük katkılar sağlamaktadır. Bu konuda yapılacak diğer çalışmalarla birlikte okyanusal kabuk ve diğer jeokimyasal süreçler hakkında daha fazla bilgi sahibi olunacaktır.

Şekil 1.2.’de ofiyolit gelişimin çeşitli tektonik modelleri gösterilmektedir. Kıtalara eklenmeden önce ilksel magma gelişiminin türüne göre ofiyolitler, “yitim ile ilişkili olmayan ofiyolitler” ve “yitim ile ilişkili ofiyolitler” olarak ikiye ayrılmıştır (Dilek ve Furnes 2011; 2014).

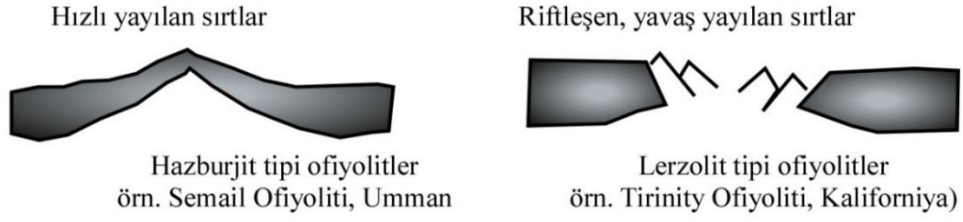


Şekil 1. 1. Tam korunmuş bir ofiyolit dizisi (Robertson, 2002)

İz element oranları-bollukları, detaylı saha çalışmaları, bölgesel jeoloji ve jeokimyasal karakteristiklerine göre ofiyolitler birkaç alt gruba ayrılmıştır (Dilek ve Furnes, 2014; Furnes ve Dilek, 2017).

- Yitim Zonu ile İlişkili Olmayan Ofiyolitler:
 - Okyanus Ortası Sırtlar (Mid Ocean Ridges-MOR)
 - Kıta Kenarları (Continental Margins-CM)
 - Plume Tipi Ofiyolitler (P-Type)

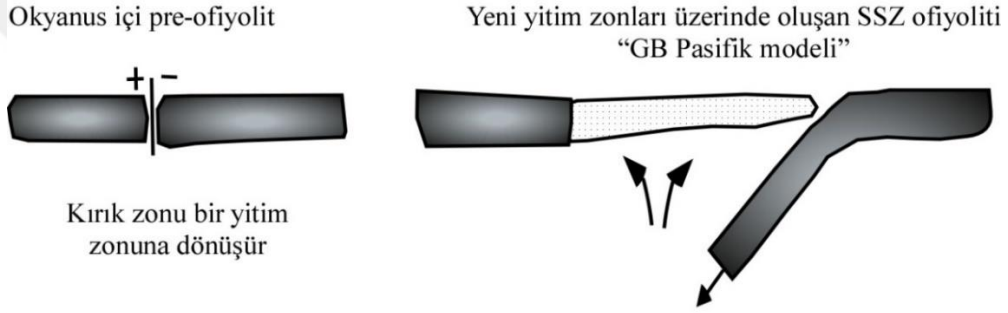
A. Hızlı ve yavaş yayılım gösteren sırtlar



B. Mikro-kıtalar arası yayılan sırtlar (Çok dar havzalar)



C. Rollback



D. Asimetrik yayılan sırtın çöküşü



Şekil 1. 2. Ofiyolit gelişiminin çeşitli tektonik modelleri A-Okyanus ortası sırtlarda normal ofiyolit gelişimi. Farklı yayılma hızlarında gelişen ofiyolitler arasındaki bileşimsel ve yapısal farklılıklar yukarıda gösterilmiştir. Model, homojen lerzolit kaynağı ve heterojen derin manto kaynağının kısmi ergime derecelerini ifade etmektedir. Hızlı yayılma riftleşmiş yavaş yayılan sırtlardan daha devamlı bir ofiyolit dizisine sebep olur. B-Kıtasal parçaların arasında yayılmanın gelişimi gösterilmiştir. C-Bir kırık zonunu yitim zonuna dönüşümünü gösterir bunu yitim zonu yayılımı izler. Çoğu Jura dönemi Balkan ofiyolitleri, doğu Akdeniz Üst Kretase ofiyolitleri ve Oman ofiyoliti için önerilen modeldir. D-Yüzen/yayılan eksenin çökebilme/yüzme koşullarına rağmen yitimin başlangıcı durumları ile alakalıdır (Robertson, 2004)

▪ Yitim Zonu ile İlişkili Ofiyolitler:

- Yitim Zonu Üstü Ofiyolitleri (Supra Subduction Zone-SSZ)

Yitim Zonu Üstü (SSZ) Ofiyolitleri de magma gelişimine göre üçe ayrılmıştır (Şekil 1.3.), (Furnes vd., 2020):

- 1- Yay Önü (Fore Arc-FA)
- 2- Yay Ardı (Back Arc-BA)
- 3- Yay Önü-Yay Ardı (Fore Arc-Back Arc, FA-BA)

1.2.1. Yitim ile ilişkili olmayan ofiyolitler

Dilek ve Furnes (2014), kıtasal ve okyanusal litosferin tektonik olarak genişleme tipine ve hızına bağlı olarak gelişen, yitim ile ilişkili olmayan üç tip ofiyolit tanımlamışlardır (Şekil 1.3.):

a) Kıta Kenarı (CM) Tipi Ofiyolitler: Tektonik genişleme ve beraberinde gelişen riftleşmeler, kıtasal parçalanmaya ve yeni başlayan bir okyanusun gelişmesine yol açabilmektedir. Bu kırılmalar ve henüz gelişmeye bağlayan okyanus kabuğu oluşumu ile ilişkili magmatik aktivite, bir okyanus-kıta geçiş (OCT) zonu oluşturmaktadır; kıta altı litosferik manto lerzoliti, doğrudan bazaltik lavlarla örtülür ve küçük gabroik plütonlar ve mafik dayklar tarafından sokulumlar oluşmaktadır (Manatschal ve Müntener, 2009). Tamamı okyanus ortası sırtı bazalt (MORB) bileşimlerine sahip bu kabuksal kayaçların oluşumu, az tüketilmiş litosferik mantonun küçük derecelerde kısmi ergimesi ve yavaşça yükselen astenosfer ile ilişkilidir. OCT litosferi, Kıta kenarı (CM) ofiyolitleri olarak orojenik kuşaklarda korunabilmektedir.

b) Okyanus Ortası Sırt (MOR) Ofiyolitleri: MOR ofiyolitleri, litosferin yayılma hızına bağlı olarak yapısal olarak ve kabuk kalınlığında önemli farklılıklar gösterebilmektedir. Kıta parçalanmasının ardından devam eden litosferik genişleme ve magmatizma, deniz tabanının yayılmasına ve yükselen astenosferin basıncının düşmesi sonucu ergimesi ile yeni okyanus kabuk oluşumuna yol açmaktadır. Magma besleme hızlarındaki ve yayılma eksenlerinin altındaki termal yapıdaki değişimler, magmatik yığışım modunu ve üretilen okyanus kabuğunun mimarisini kontrol etmektedir. Magma beslemesinin güçlü olduğu hızlı yayılan sırtlarda (örneğin Doğu Pasifik Yükselişi), sürekli devam eden magmatizma, plakaların ayrılmasına ayak uydurmakta ve eşzamanlı genişleme ve açılma, geçişli Moho zonlu Penrose tipi bir okyanus kabuğu üretmektedir. Orta düzeyde yayılan sırtlarda (örneğin Kosta Rika Rifti), okyanus kabuğunun daha ince bir volkanik serisi olmasına rağmen, hızlı yayılan

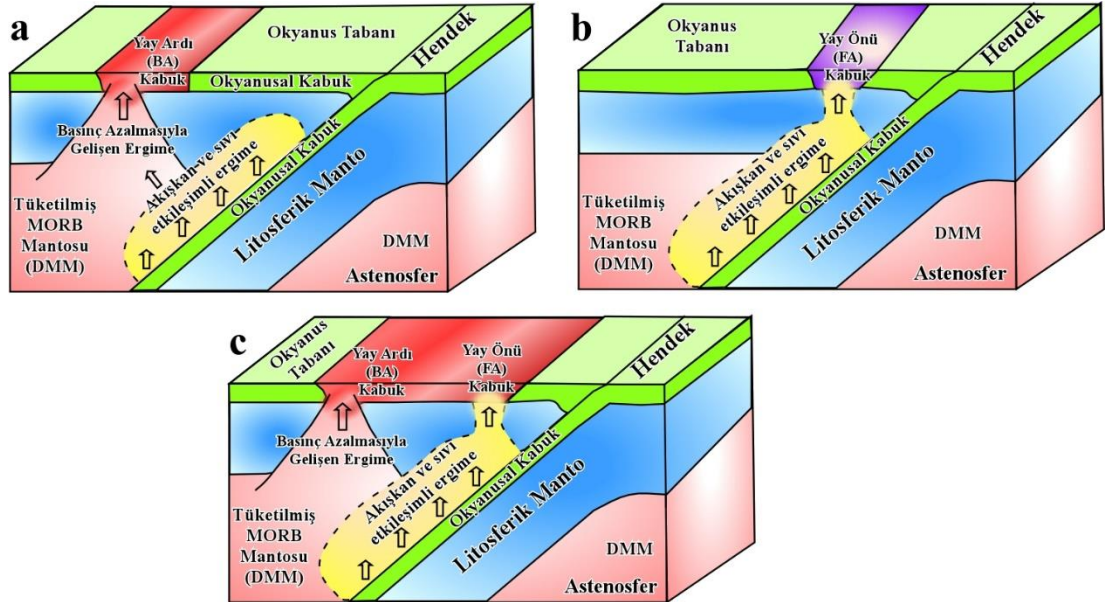
1.2.2. Yitim zonu üstü (SSZ) ofiyolitleri

Yitim zonu (SSZ) Ofiyolitleri; yitim zonlarında, dalan levha üzerinde üst manto ve okyanusal kabuk ikilisinin kısmi ergimesi sonucu oluşmaktadır. Uzun yıllardır, ofiyolitler üzerinde yapılan detaylı çalışmalar, onların yalnızca okyanus ortası yayılma merkezlerinde değil de, yitim zonu ortamında da, yani yaklaşan plakalar üzerinde oluştuğunu göstermektedir (Miyashiro, 1973; Evarts, 1977; Pearce vd., 1984). Şekil 1.4.'te yitim ile ilişkili olmayan ofiyolitlerin gelişimi gösterilmiştir. SSZ ortamları, yeni başlayan erken evrimi veya yeniden oluşan yitim zonlarını, yay volkanizması ve plütönizmasının başlangıcı veya yeniden yapılanma öncesini kapsamakta ve yay riftleşmesine neden olan süreçler ile yay önü ve yay içi havzaları da içermektedir (Hawkins vd., 1984; Stern ve Bloomer, 1992). Bu ofiyolitler, ortak olarak oluşumları ve evrimleri sırasındaki birçok süreci göstermektedirler.

SSZ ofiyolitleri yerleşme mekanizmalarına göre ikiye ayrılmaktadırlar (Moores, 1992):

1-Tetis Tipi

2-Cordilleran Tipi



Şekil 1. 4. Ofiyolitlerin oluşum ortamlarının şematik gösterimi-yitim ile ilişkili ofiyolitler: a) Yay gerisi, b) Yay önü, c) Yay gerisi-yay önü (Dilek ve Furnes 2014)

1.2.2.1. Tetis tipi ofiyolitler

Tetis ofiyolitleri yapısal olarak pasif kıtasal kenarları ve onların kristalin tabanlarını, mikrokıta parçalarını ya da ada yaylarını üzerlerler. Doğu Akdeniz bölgesindeki Tetis ofiyolitleri genellikle Penrose tipi komple psödostratigrafi göstermektedirler (üst manto kayaları, kümülatlar, gabrolar, levha daykları, volkanik kayalar).

1.2.2.2. Cordilleran tipi ofiyolitler

Cordilleran ofiyolitleri yapısal olarak yitim yığışım komplekslerini üzerler ve nadiren komple ofiyolit istifleri şeklinde görülür, büyük ofiyolit litolojilerinden biri ya da birkaçı kayıptır (Irwin 1977; Saleeby 1992; Coleman 2000). Cordilleran ofiyolitlerinin ekstruzif kısımlarında genellikle ada yayı ile ilişkili volkaniklastik ve ortaç, silisik volkanik kayalar bulunmaktadır.

1.2.3. Tetis ofiyolitleri

Neotetis Okyanusu'nun kapanmasıyla ilişkili olarak oluşan yitim zonu üstü ofiyolitleri "Tetis Ofiyolitleri" olarak adlandırılırlar, bu ofiyolitler ana kuşak olarak dört gruba ayrılmaktadır:

- Alpin Kuşağı ve Akdeniz Ofiyolitleri:
 - Alpin Ofiyolitleri (İtalyan Apeninleri, Arnavutluk), Vourinos Ofiyoliti, Pindos Ofiyoliti ve Othris Ofiyoliti (Alt-Orta Jura)
 - Torodos Ofiyoliti, Torid Kuşağı Ofiyolitleri (Kretase)
- Doğu Arabistan Ofiyolit Kuşağı:
 - Semail ve Batain Ofiyolitleri (Alt Kretase)
- Batı Pakistan Ofiyolit Kuşağı:
 - Muslim Bagh, Zhob, Bela (Pakistan) ve Waziristan-Khost (Afganistan) Ofiyolitleri (Kretase).
- Himalaya ve Tibet Ofiyolitleri:
 - Kohistan-Dras Ada Yayı Ofiyolit Kompleksi (Kretase)
 - Güney Tibet Ofiyolitleri (Alt Kretase)
 - Spongtag Ofiyoliti (Orta Kretase)

2. BÖLGESEL JEOLJİ

En geniş tabirle okyanusal litosfer parçalarının pasif kıta kenarlarına geniş yayımlı yerleşmesi buralarda ofiyolitleri oluşturmaktadır. Ofiyolitler okyanusal litosferin kara üzerindeki parçası olarak kabul edilmeye başlamasıyla birlikte, ofiyolitler üzerinde yapılan çalışmalar eski plaka sınırlarının belirlenmesi için çok önemli bir hale gelmiştir.

Türkiye’de Ofiyolitler; (1) Orta Anadolu Ofiyolitleri, (2) Güneydoğu Anadolu Ofiyolitleri, (3) Güneybatı Anadolu Ofiyolitleri, (4) KAF boyunca gözlenen ofiyolitli kayaçlar olarak başlıca dört bölgede gözlenmektedir.

Türkiye Ketin (1966), tarafından dört büyük orojenik kuşağa ayrılmıştır, bunlar:

- Kuzey ve Kuzeybatı Anadolu Sıradağları veya Pontidler (Lavrasya Kıtası)
 - İç Anadolu Sıradağları veya Anatolidler (Gondwana Kıtası)
 - Güney ve Doğu Anadolu Sıradağları veya Toridler (Gondwana Kıtası)
 - Güneydoğu Anadolu Sıradağları veya Kenar Kıvrımları Bölgesi (Gondwana Kıtası)
- Daha sonra çeşitli çalışmalarda üç ofiyolitik kuşağa ayrılmıştır (Gansser, 1974; Brinkmann, 1976; Juteau, 1980):
- Yüksek Basınç-Düşük Sıcaklık sedimanları ile ilişkilendirilen Kuzey Anadolu veya Kuzey Ofiyolitik Kuşağı (Okay vd., 1998; Önen, 2003).
 - Orojenik kuşak boyunca dört alt bölgeye ayrılan Torid Ofiyolitik Kuşağı (Dilek vd., 1999)
 - Arap levhası ile sınırlandırılan ve İran'daki Zagros Sıradağları (Kermanshah ve Neyriz Ofiyolitleri) ve Umman'daki Semail Napları boyunca doğuya doğru devam eden peri-Arabik veya Güney Ofiyolitik Kuşağı

Avrasya ve Afrika/Arabistan plakalarının, Mesozoyikte yakınlaşmasıyla birlikte, kıtasal litosferin hendeğe ulaşması sonucu çoğunlukla üzerleyen plakada kıtasal ya da okyanusal litosferin altında, büyük bir yığılım orojeninin gelişmesine yol açmıştır.

Şengör ve Yılmaz (1981), tarafından güneyde Afrika-Arabistan plakası ile kuzeyde Avrasya plakası arasında Paleozoyik ile erken Mesozoyik arasında Palotetis yiterken geliştiği öne sürülen Neotetis, Mesozoyik yaşlı bir okyanusal havzayı temsil etmektedir. Juteau (1980), tarafından Türkiye'nin ofiyolitleri, Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı, Torid Ofiyolit Kuşağı ve Peri-Arabik Ofiyolit kuşağı olarak üç farklı gruba ayrılmıştır. Birçok farklı çalışmaya göre Neotetis Okyanusu'nun iki farklı havzasal alan oluşturduğu; birincisi birçok koldan oluşan intra-Pontid, İzmir-Ankara süturu, iç Torid okyanusu gibi Kuzey Anadolu ofiyolitlerini ve Antalya Ofiyoliti hariç Torid Ofiyolitleri'ni içeren Neotetis'in kuzey kolu, ikincisi ise peri-Arabik ofiyolit kuşağını içeren Neotetis'in güney kolu olduğu bildirilmiştir (örn. Şengör ve Yılmaz, 1981; Robertson ve Dixon, 1984; Dilek ve Moores, 1990). Anadolu'daki Kretase yaşlı SSZ ofiyolitleri; Paleozoyikte veya Adria-Türkiye plakası olarak bilinen Erken Mesozoyik dönemde Gondwana'dan taşınan, platformlarla kıta alanı ve aradaki derin okyanus havzaları ile ayrılmış farklı okyanus havzalarda okyanus içi yitim sırasında yerleşmiş iki ana kuşak olarak sınıflandırılmaktadır (Stampfli vd., 1991).

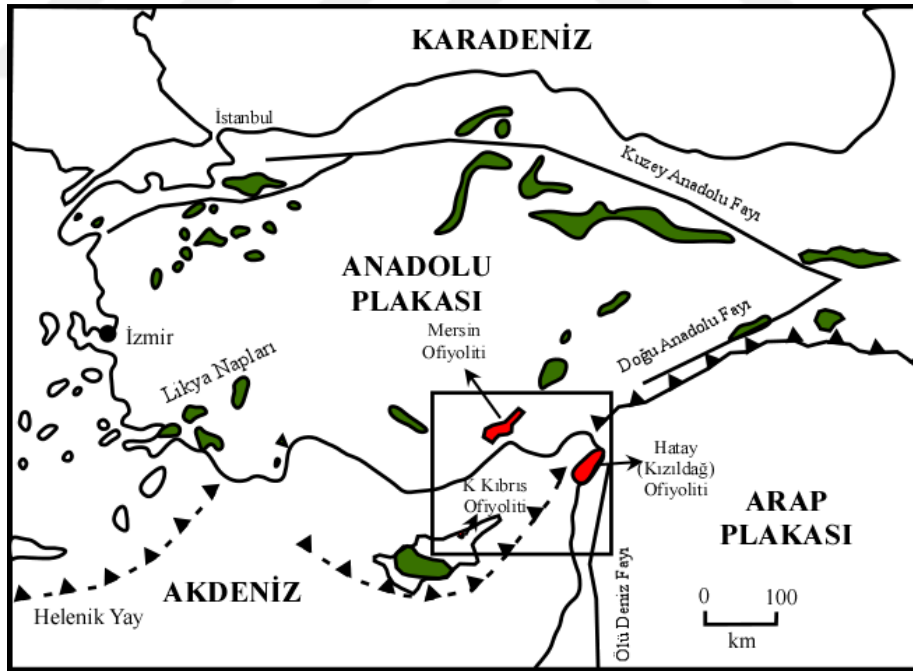
Türkiye'de Kretase-Eosen, Anatolid-Torid kıvrım-bindirme kuşağını üzerleyen bir dizi ofiyolit bulunmaktadır ve okyanus içi yitim sisteminin en az bir kez kuzey ve doğu eğimlenmesine sebep olduğu düşünülmektedir (Maffione vd., 2017; Robertson, 2002; van Hinsbergen vd., 2016; Aldanmaz vd., 2020). Çelik (2008), metamorfik taban kayaçlarının SSZ özelliklerini göstermeleri ve bu kayaçların metamorfik olmayan adayayı toleyitleri benzeri dolerit daykları tarafından kesildikleri için Neotetis Okyanusu'nun kapanmasıyla ilişkili Torid Kuşağı Ofiyolitleri'nde dayklar ve metamorfik taban kayaçlarının gelişimini açıklamak için çift yitim modeli önermiştir.

Peri-Arap ofiyolitlerini kapsayan ikinci kuşak, geç Kretase'de Arabistan kıtasını üzerlemiştir (örn., Al-Riyami vd., 2002). Peri-Arap ofiyolitleri, Türkiye'nin güneydoğusunda Kızıldağ (Hatay), Suriye'de Baer Bassit ve Kıbrıs'ın güneybatısındaki çok bilinen, geç Kretase'de Arap ve Afrika pasif kenarı üzerinde güneye yerleşen Torodos ofiyolitini kapsamaktadır (örn., Maffione vd., 2017; McPhee ve van Hinsbergen, 2019). Bu kuşak aynı zamanda Kıbrıs'ın kuzeyinde güney Toridler'in kuzeyinin üzerine bindiren, Antalya-Alanya naplarını ve Mersin ofiyolitini de içermektedir (Maffione vd., 2017; Morris vd., 2017). Eş zamanlı olarak oluşan kuzey yönlü ve güney yönlü peri Arap-Kıbrıs-güney Torid kuşağının ofiyolit

üzerlemesi devamında ofiyolitlerin majör rotasyonunu da içeren, batıya doğru bir radyal gerileme gerçekleşmiştir (örn., Maffione vd., 2017; Moix vd., 2008).

Doğu Akdeniz’de yer alan Kretase yaşlı ofiyolitlerin ve ilişkili metamorfik kayaların ait oldukları okyanusal havzalar hakkında farklı öneriler bulunmaktadır. Bazı araştırmacılar tüm bu Kretase ofiyolitlerinin, Üst Kretase-Alt Tersiyer döneminde Toros karbonat platformunun kuzeyinde yer alan tek bir Tetis okyanusundan türediğini (Ricou vd., 1975), farklı araştırmacılar ise Neotetis okyanusunu kuzey ve güney kollarına ayırarak, güney kolundan Antalya ofiyolitinin, kuzey kolundan ise Likya, Beyşehir, Pozantı-Karsantı, Diviriği, Mersin ve Alihoca ofiyolitlerinin türediğini belirtmişlerdir (Robertson ve Woodcock, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981, Görür vd., 1984; Parlak vd., 2005, 2006).

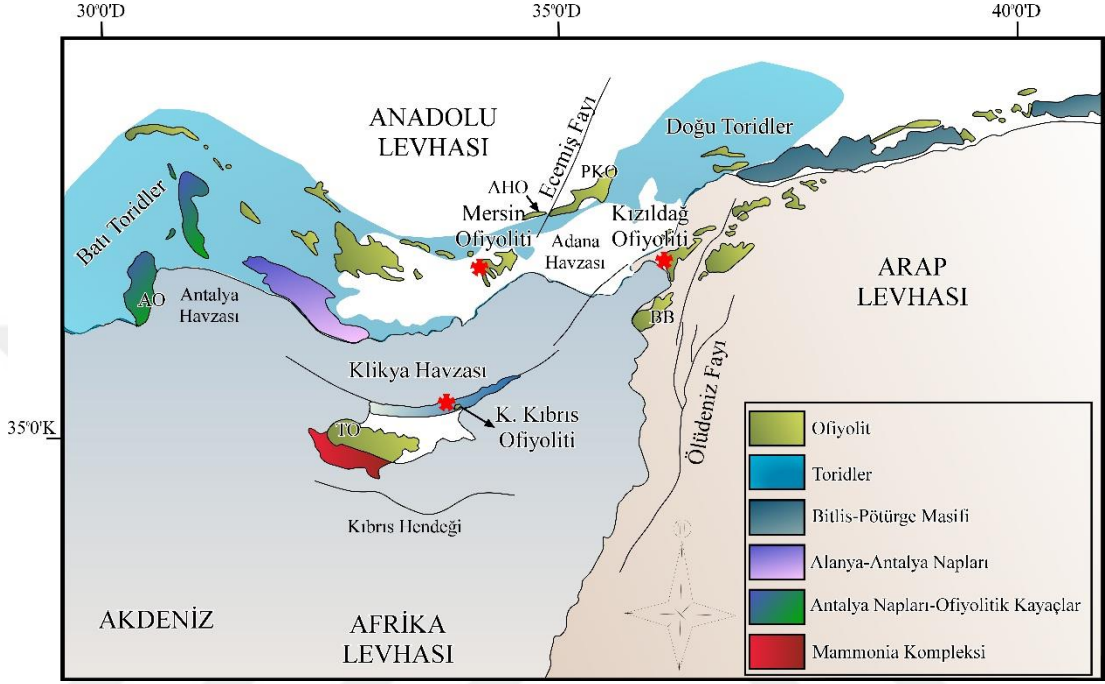
Akdeniz bölgesi çevresi boyunca, ofiyolit kompleksleri, Neotetis okyanusal havzası içindeki okyanus içi yitim dolayısıyla, Jura ve Geç Kretase’de oluşmuşlardır (Maffione vd., 2017; Robertson, 2002) (Şekil 2.1).



Şekil 2. 1. Doğu Akdeniz, Neotetis Ofiyolitleri’nin Türkiye’deki dağılımını ve çalışma alanı olarak seçilen ofiyolitleri gösteren tektonik harita (Robertson, 2002’den değiştirilerek alınmıştır)

Çalışma alanı olarak; yukarıda bölgesel jeolojisi anlatılmış, Doğu Akdeniz Bölgesi’nde bulunan Neotetis okyanusunun kalıntıları olan Kızıldağ (Hatay), Mersin

ve Kuzey Kıbrıs olmak üzere üç lokasyon belirlenmiştir. Mersin ofiyoliti Neotetis'in kuzey kolu olarak tanımlanan Torid kuşağında bulunurken, Kızılbaş ve K. Kıbrıs ofiyolitleri Neotetis'in güney kolu olarak tanımlanan peri-Arabik ofiyolit kuşağında bulunmaktadır (Şekil 2.2.).



Şekil 2. 2. Doğu Akdeniz Bölgesi Ofiyolitleri ve çalışma alanı olarak seçilen bölge. McPhee ve van Hinsbergen (2019)'dan, değiştirilerek alınmıştır (AO=Antalya Ofiyoliti, AHO=Ali Hoca Ofiyoliti, PKO=Pozantı-Karsantı Ofiyoliti, BB=Baer-Bassit Ofiyoliti, TO=Trodos Ofiyoliti)

Oman, Baer Bassit (Suriye), Zagros (İran), Kızılbaş (Hatay), Mersin, Sarıkaraman ve Pozantı- Karsantı (Türkiye) içeren Akdeniz Bölgesi ve Orta Doğu'daki ofiyolitler volkanik ve tabakalı plütonik kaya birliklerinin jeokimyasal çalışmalarına dayanılarak yitim zonu üstü (SSZ) tektonik çevrede oluştuğu bildirilmiştir (Pearce vd., 1984; Lytwyn ve Casey 1995; Robertson 1994; Parlak vd., 1996, 1997; Yılmaz vd., 1996; Dilek ve Thy, 2009). Bu ofiyolitlerin, Neotetis okyanusu içindeki kırılma zonları boyunca, yitim başlangıcından kısa bir süre sonra oluştuğu bildirilmiştir (Maffione vd., 2017).

McPhee vd., (2018), Akdeniz ve Kıbrıs'ta yaptıkları çalışmalarda Doğu Akdeniz Okyanus Havzası'nın çoğunun yitime uğradığını ve ofiyolitlerden elde edilen kayıtlara göre oluşturulan kinematik verilere dayanarak Doğu Akdeniz Havzası'nın yitimine sebep olan en az iki yitim sistemi bulunduğunu bildirmişlerdir (Şekil 2.3.). Bunlar;

kuzeyde güney Anadolu'da Torid kıtasal platformu üzerine yerleşmiş ve güneyde Afrika ve Arabistan'daki SSZ jeokimyasal karakterli ve Kretase (90-94 milyon yıl) yaşlı ofiyolitlerdir (Moore vd., 1984; Mukasa ve Ludden, 1987; Parlak ve Delaloye, 1996; Al-Riyami vd., 2002; Çelik vd., 2006; Bağcı vd., 2008; Pearce ve Robinson, 2010; Karaoğlan vd., 2013).

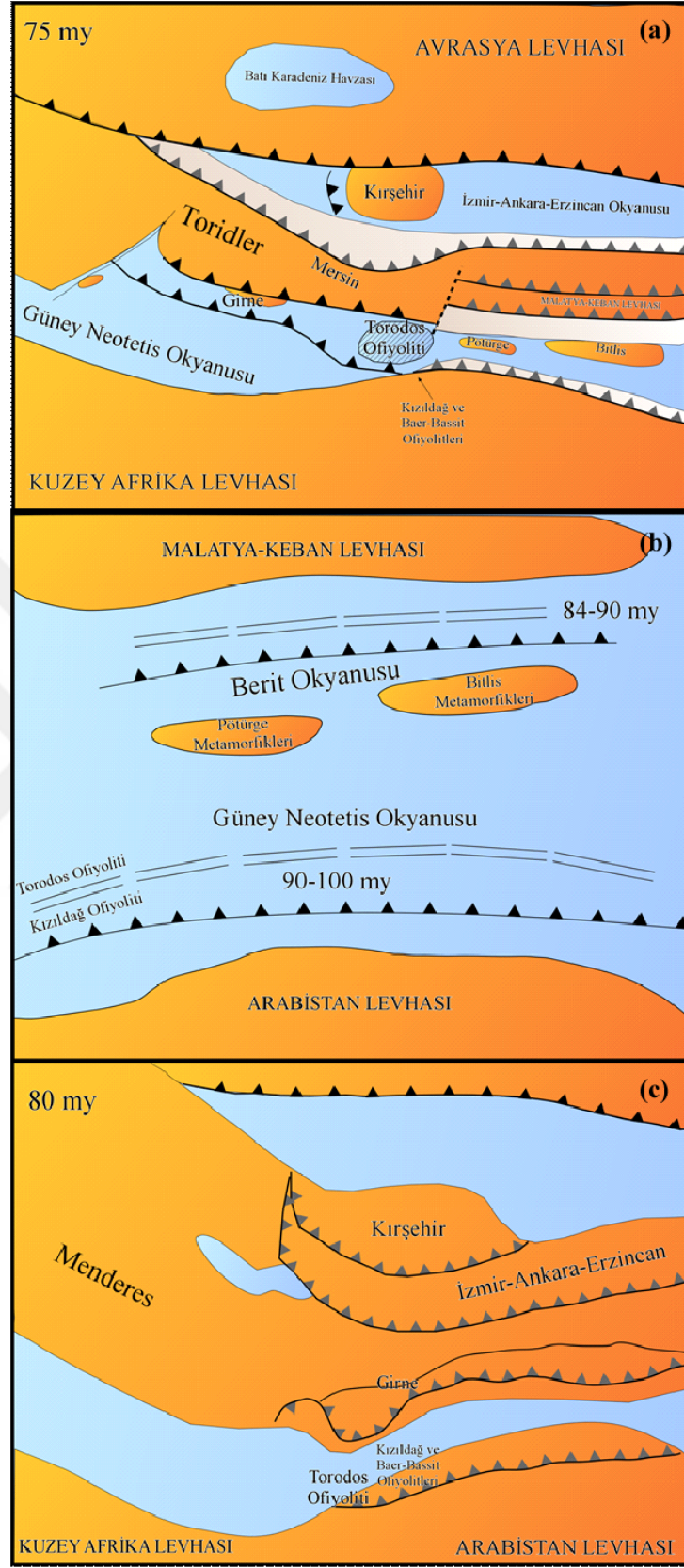
Neotetis'in kapanması ve bununla ilişkili ofiyolit yerleşimi süreçleri ile ilgili farklı görüşler bulunmaktadır, bunlardan bazıları:

1- Robertson vd. (2012), Chen ve Robertson (2020)'ye göre Paleotetis Kuzey Neotetis'e dönüşürken Güney Neotetis Triyas'ta riftleşmiştir ve Güney Neotetis'in kuzey pasif kenarında Girne Serisi bulunmaktadır. Geç Kretase'de Güney Neotetis'te kuzeye doğru dalımlı hem okyanus içi hem de kıtasal kenar yitim zonlarının aktif olduğunu, kıtasal kenar yay volkanizmasının güneyde Girne-Alanya-Pütürge-Bitlis hattı ve daha kuzeyde Malatya-Keban hattı ile temsil edilen bir veya daha fazla kıta bloğunun (mikro kıtalar) üzerinde veya güneyinde konumlandığını belirtmişlerdir (Şekil 2.3(a)).

2- Karaoğlan vd. (2012), U-Pb ve Sm-Nd izotop yaşlarına dayanarak Kızıldağ ofiyolitinin üstünde geliştiği yitimin kuzey yönlü olarak erken-geç Kretase sınırında başladığını belirtmişlerdir. Daha kuzeyde bulunan diğer ofiyolitlerin (Göksun, İspendere, Kömürhan) altında bulunun yitim zonunda en geç 90 milyon yıl önce ergime başlangıcının geliştiğini ve peri-Arap kuşağı ofiyolitlerinin kuzeyde Malatya-Keban levhasına eklenen ofiyolitlerden 10 milyon yıl daha yaşlı olduğunu ileri sürmüşlerdir (Şekil 2.3(b)).

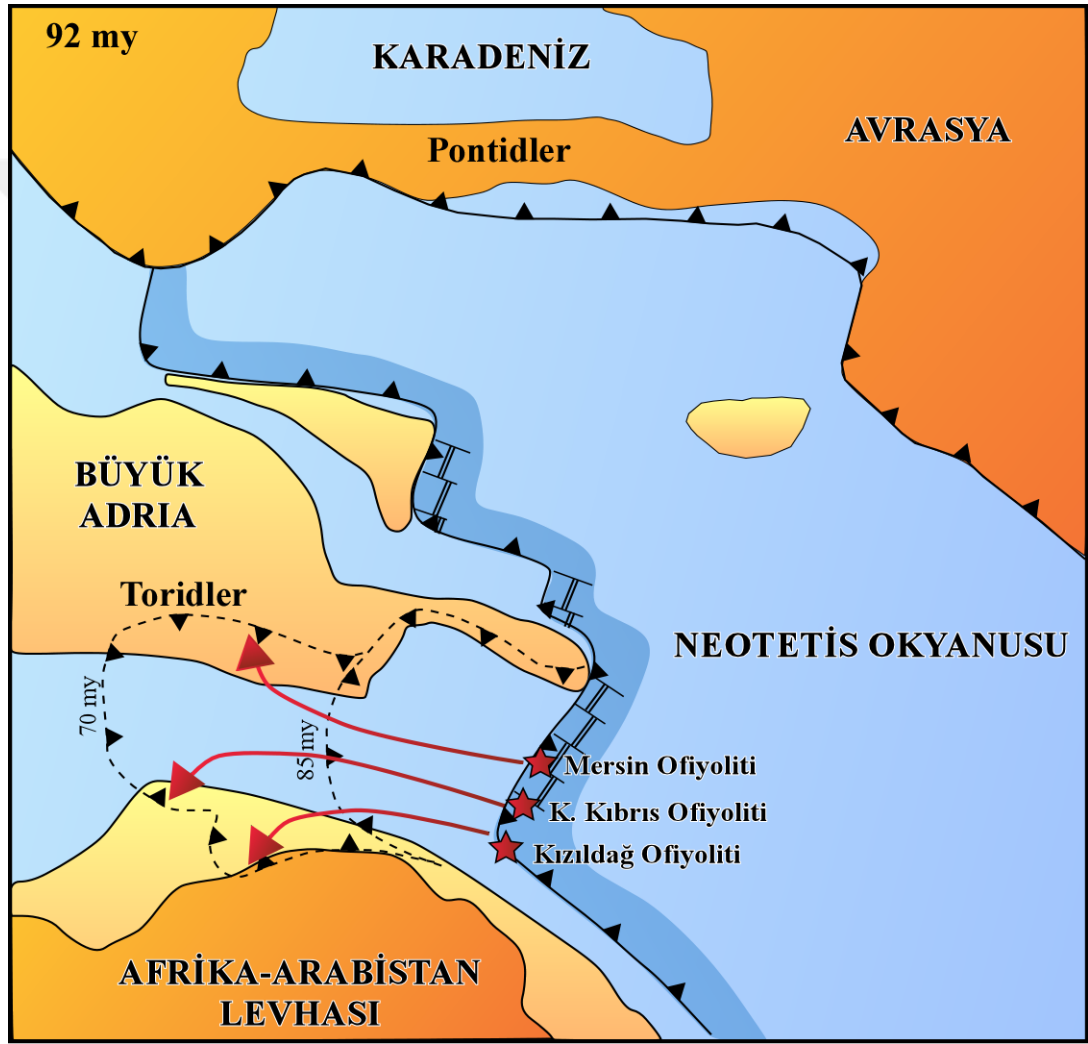
3- Barrier vd. (2018), Güney Neotetis'in kuzey kenarı boyunca yay volkanizması gelişmesi görüşüyle ortak yönleri olsa da Robertson vd. (2012) modelinden Girne, Malatya ve Pütürge-Bitlis masifleri mikro kıtalar yerine tek bir uzun kıta birimi olarak haritalanmasıyla farklılık göstermektedir (Şekil 2.3(c)).

4- Maffione vd. (2017), McPhee ve van Hinsbergen, (2019), van Hinsbergen vd. (2020) ve Aldanmaz vd. (2020), Kretase ofiyolitlerinin güncel konumları ve paleomanyetik verilerden elde edilen kanıtlara dayanarak, Geç Kretase zamanında Doğu Akdeniz Okyanusu'nun çoğunun doğudan kuzey-güney doğrultulu ve doğuya



Şekil 2. 3. Neotetis'in kapanması ve ofiyolitlerin yerleşimi ile ilgili çeşitli görüşlere ait paleo-tektonik haritalar: (a) Robertson vd., 2012; (b) Karaoğlan vd., 2012; (c) Barrier vd., 2018

eğimli bir yitim sisteminin bulunduğu belirtilmiştir. Bu yitim sisteminin radyal olarak batıya doğru gerilemesiyle eski Karbonifer ve Triyas kabukları tükütilmiştir. Aynı zamanda yitim sisteminin Kretase yay önu ve yay ardı havzası litosferi ile yenilenmiştir (Maffione vd., 2017; Moix vd., 2008; Barrier ve Vrielynck, 2008). Yaklaşık 92 milyon yıl önce doğuya eğimli okyanus içi yitim bölgesinin, çalışma alanı olarak seçilen doğu (Kızıldağ), güney (Girne Serisi) ve kuzey (Mersin) bölgelerinin paleo-tektonik konumları şekil 2.4.'te bulunan harita üzerinde gösterilmiştir.



şekil 2. 4. Yaklaşık 92 milyon yıl önce, Kızıldağ, Mersin ve K. Kıbrıs Ofiyolitleri'nin konumlarını gösteren paleo-tektonik harita (Maffione vd., 2017; van Hinsbergen vd., 2020; Aldanmaz vd., 2020)

Kızıldağ (Hatay), Mersin ve Kuzey Kıbrıs'ın farklı yerlerinden ofiyolit çevrelerinin ana karakteristikleri, Morris vd., 2017; Parlak vd., 2013; Robertson, 2002 tarafından detaylıca çalışılmıştır.

2.1. Kızıldağ Ofiyoliti

Türkiye, Alpin orojenezi sırasında, Arap levhasının Anadolu levhası ile çarpışması sonucu gelişen çeşitli karmaşık kıtasal litosfer parçalarını barındırmaktadır (Bozkurt ve Mittwede, 2001). Kızıldağ Ofiyoliti, Türkiye'nin güneydoğusunda yer almakta olup burada Arabistan plakasının kuzey kısmında eksiksiz bir ofiyolit dizisi olarak gözlenmektedir.

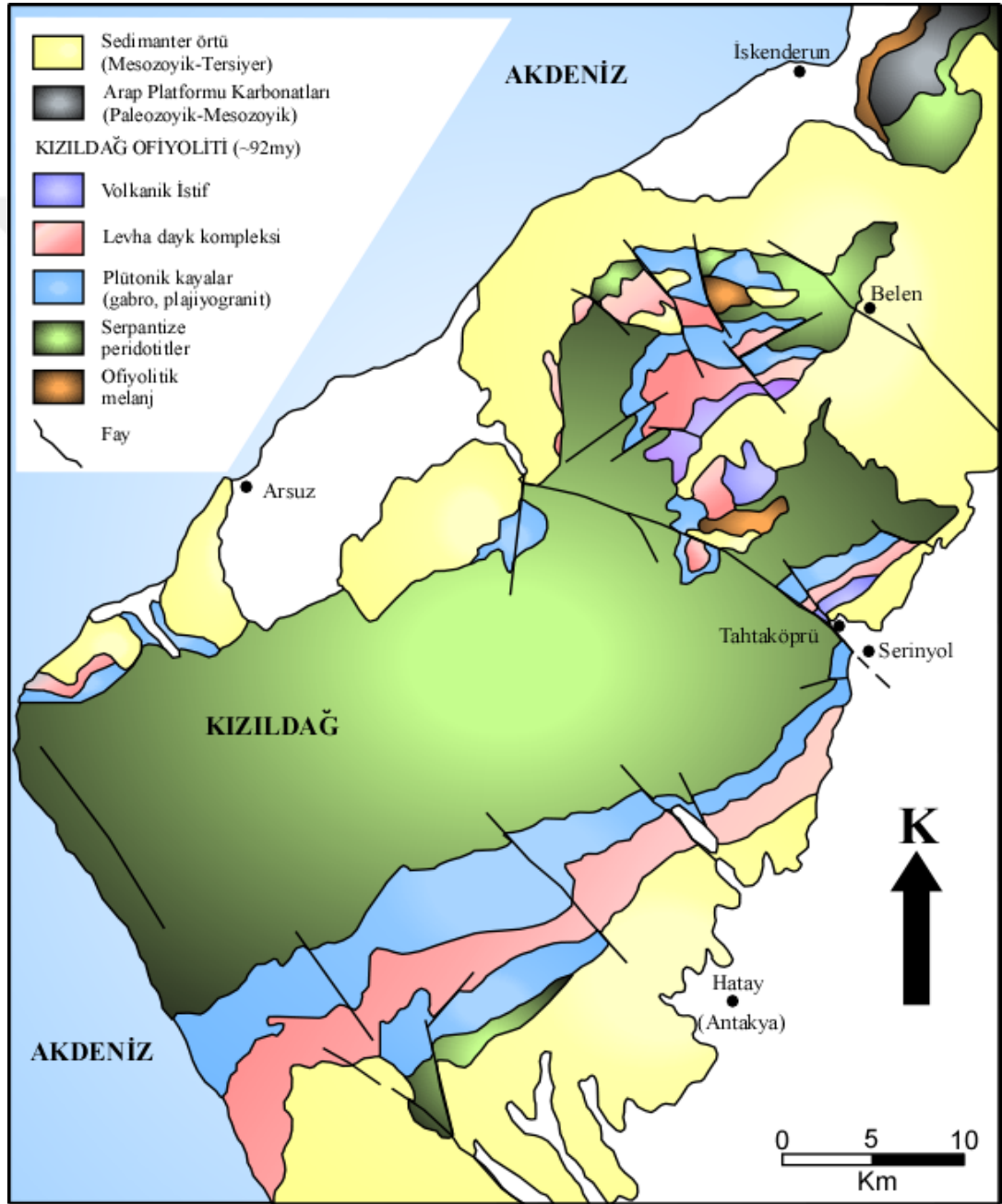
Türkiye'nin güneyinde bulunan Kızıldağ ofiyoliti 45 km uzunluğunda, 25 km genişliğinde ve 7 km'ye varan kalınlıkta olup, yaklaşık 950 km²'lik bir alan kapsamaktadır ve kuzeydoğu-güneybatı yönünde bir yerleşim göstermektedir (Şekil 2.5.). İlk kez Selçuk (1985) tarafından Kızıldağ ofiyoliti olarak isimlendirilmiştir ve Doğu Akdeniz ofiyolitleri arasında en güzel korunmuş ofiyolittir.

Kızıldağ Ofiyoliti geç Kretase'de Arabistan kıtası kenarına yerleşmiş Neotetis okyanusal litosferinin kalıntı bir dilimi olarak kabul edilmiştir (Boulton ve Robertson, 2007, 2008; Inwood vd., 2009; Parlak vd., 2009). Karaoğlan vd. (2013) tarafından yapılan çalışmalar sonucunda Kızıldağ, Trodos ve Semail Ofiyolitleri'nin kökenlerinin Neotetis'in güney koluna ait olup dolayısıyla aynı kökene sahip olduğu belirtilmiştir.

Kızıldağ ofiyolitinin manto ve kabuk segmentleri çeşitli çalışmalarda ayrıntılı bir şekilde tanımlanmıştır (Bağcı vd., 2005; Karaoğlan vd., 2013). Kızıldağ Ofiyoliti tektonize peridotitler, mafik ve ultramafik kayaların kümülat segmenti, masif gabro, levha dayk kompleksi, plajiyogranit ve volkanik kompleksten oluşmaktadır (Bağcı vd., 2005; Dilek ve Thy, 2009). Manto tektonitleri, ofiyolitin çekirdeğini oluşturmaktadır ve birincil olarak lokal harzburjitlerden ve dunit merceklerinden oluşmaktadır (Karaoğlan vd., 2013). Harzburjitik tektonitler yaklaşık 3 km kalınlığında olup, pegmatitik gabroyik ve piroksenitik dayklarla kesilmektedir (Tinkler vd., 1981; Tekeli vd., 1983; Erendil, 1984; Dilek ve Thy, 1998, 2009). Manto kayaçlarında, değişken derecelerde deformasyon gösteren mafik (dolerit, gabro) ve ultramafik (piroksenit) dayk sokulumları gözlenmiştir (Dilek ve Furnes, 2009).

Chen vd. (2019) tarafından yapılan çalışmada Kızıldağ'daki kromititlerin her zaman dunitlerle ilişkilendirildiği ve kümülüs dokuları gösterdiği belirtilmiştir. Aynı çalışmada, Kızıldağ dunitlerinin ve kromititlerinin ana magmalarının Al₂O₃ içerikleri

% 12,1-17,2 olarak ve FeO/MgO oranları 0,92-1,57 olarak hesaplanmıştır ve iz element konsantrasyonlarının, yay benzeri jeokimyasal karakteristikler gösterdiğini ve büyük olasılıkla farklı kaynakların ergimesiyle oluştuğunu gösterdiği belirtilmiştir. Manto kayaçlarının üstünü örten ultramafik kümülatlar, tabakalı ve izotropik gabrolar ve levha dayklarından oluşmaktadır (Dilek ve Delaloye, 1992; Bağcı vd., 2005, 2008; Dilek ve Thy, 2009).



Şekil 2. 5. Hatay (Kızıldağ) Ofiyoliti'nin jeolojik haritası (Dilek ve Thy, 2009'dan sadeleştirilerek alınmıştır)

Kümülat kayalarının kalınlıkları, 165-700 km civarında olup, dunit, verlit, olivin gabro, olivin gabronorit ve normal gabrolardan oluşmaktadır (Bağcı vd., 2005). Plütonik kısmın üst kesimlerine doğru izotropik gabro ve diyoritler bulunmaktadır ve kalınlıkları 2-2.5 km civarındadır (Selçuk, 1981; Tinkler vd., 1981; Pişkin vd., 1990). Karaoğlan vd. (2003), tarafından mafik kümülat kısmının üst kısımlarına sokulan levha dayklarının genişliğinin birkaç cm ile 2 m arasında değiştiği bildirilmiştir. Bu dayk kompleksleri izotropik gabrolarla geçişli olup, 50-70 cm genişliklerinde gabro lensleri içermektedir (Erendil, 1984; Tinkler vd., 1981; Dilek ve Thy, 1998; Inwood vd., 2009). Plajiyogranit, izotropik gabro ve levha dayk komplekslerinin üst kısımları arasına sokulum yapmış olarak bulunmaktadır (Dilek ve Thy, 2009; Karaoğlan vd., 2013). Daykların üzerini ada yayı toleyitik ve boninitik lavlar örtmektedir (Dilek ve Thy, 1998). Volkanik kayalar genellikle ada yayı karakterli olup, boninit ile sakalavitlerle temsil edilen ikinci bir grup bulunmaktadır (Karaoğlan vd., 2013). Ofiyolitik kayaları örten, en yaşlı trangresif istif; sığ denizel sedimanlar, Maastrichtiyen yaşlı karbonatların içinde bulunan ofiyolit kökenli çakıl ve kum taşlarından oluşmaktadır (Selçuk, 1981; Boulton vd., 2006; Boulton ve Robertson, 2007). Yerleşme sonrasında da bu istifi de Paleosen-Eosen ve Orta-Üst Miyosen yaşlı sedimanlar örtmektedir (Selçuk, 1981; Boulton ve Robertson, 2007).

Zirkonlardan elde edilen U/Pb jeokronolojik verilerine göre ofiyolitin magmatik kabuk segmentinin oluşum yaşı 91-92 My olarak tanımlanmıştır (Dilek ve Thy, 2009; Karaoğlan vd., 2013). Karaoğlan vd. (2013) tarafından zirkondan yapılan U-Pb yaş tayini, plajiyogranitte $91 \pm 1,96$ milyon yıl ve kümülat gabro için $91,6 \pm 3,8$ milyon yıl olarak ve kümülat gabroların Sm-Nd yaş tayinleri $95,3 \pm 6,9$ olarak ölçülmüştür, bu yaş verilerinden yola çıkarak ofiyolitin okyanusal kabuğunun toplamda yaklaşık 6 milyon yılda oluştuğunu öne sürmüşlerdir. Bingöl vd. (2018) tarafından harzburjitleti kesen diyabaz daykı ve lökogabro örneği üzerindeki zirkonlardan U-Pb yaş tayini yapılmıştır. Lökogabro numunesinden 91 ± 1 milyon yıl, diyabaz numunesinden ise $82,6 \pm 3,6$ milyon yıl yaşları elde edilmiş olup bu verilere dayanarak lökogabronun ofiyolitin oluşumunun erken safhasında, diyabaz daykının da ofiyolitin oluşumunun geç safhasında harzburjitelere sokulum yaptığı öne sürülmüştür. Ayrıca, bu yaşlardan yola çıkarak güneydoğu Anadolu ofiyolitlerinin oluşum süresinin maksimum 10 milyon yıl olduğu önerilmiştir. En genç sediman ve bindirme kayıtlarını barındıran en

yaşlı sedimanlardan alınan yaşlara göre, Arabistan kıtasına tektonik yerleşimi ise Maastrichtiyen-Türoniyen arasında gerçekleşmiştir (Dilek ve Thy, 2009; Karaoğlan vd., 2013).

Bingöl vd. (2018), tarafından yapılan çalışmada zirkonlardan elde edilen Lu-Hf izotop verileri oldukça yüksek $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ değerleri, tüketilmiş bir manto kaynağının kısmı ergimesi olarak ve negatif $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ değerleri ise ofiyolit oluşumunun geç safhalarında sedimanların yitime katılımı şeklinde yorumlanmıştır.

Kızıldağ dunitleri ve kromititlerindeki olivinlerin Li izotop çalışmalarına göre, Li içeriğinin difüzyon veya fraksiyonel kristalleşme ile kontrol edilmediği, bu yüzden bu içeriğin ana magma kaynağından alınmış olduğu öne sürülmüş ve Kızıldağ kromititlerinin ana ergiyiğinin, yitim başlangıcı sırasında bir proto-yay önu altındaki manto kamasında türetildiği sonucuna varılmıştır (Chen vd., 2019a).

Chen vd. (2019b), tarafından yapılan Cr izotop çalışmalarında, Kızıldağ harzburjitlerinin minerallerinde ve tüm kayaç analizlerinde Cr izotop değerlerinin geniş bir dağılım gösterdiği belirlenmiştir (ortopiroksen içinde; ‰0,08 ila 0,19; olivin içinde, ‰0,23 ila 0,28; kromitte ‰-0,14 ila -0,12 ve tüm kayada ‰-0,08 ila -0,01). Bu geniş dağılımlı değerlerin kısmi ergime ve metasomatizma etkilerinin bir sonucu olabileceği öne sürülmüştür.

Tüm kayaç içeriklerinde düşük CaO, Al₂O₃ ve TiO₂ ile beraber nadir toprak element (NTE) trendleri ve değişken platin grubu element (PGE) dağılımları ile ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os oranlarına dayanılarak Kızıldağ harzburjitlerinin ve dunitlerinin çok aşamalı bir evrim geçirdiği öne sürülmüştür (Chen vd., 2020).

2.2. Mersin Ofiyoliti

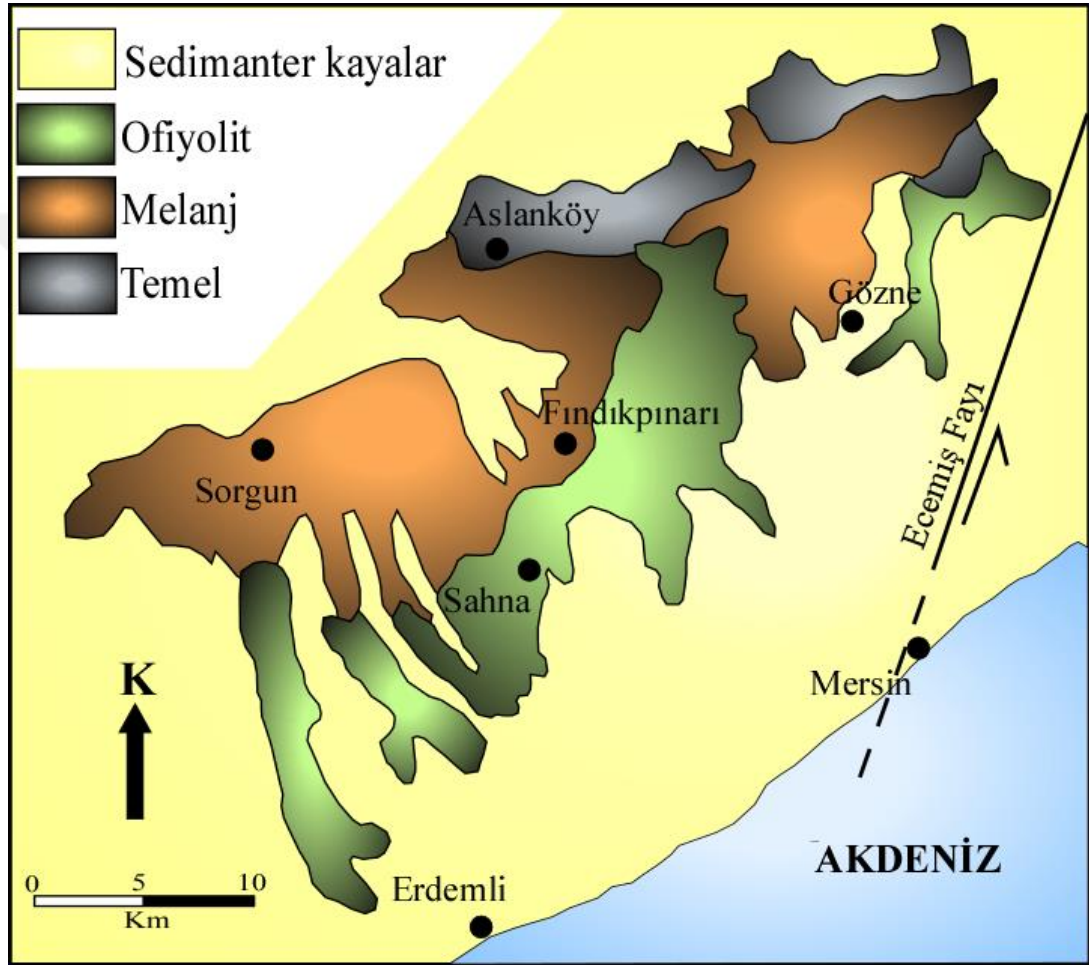
Mersin ofiyoliti, Türkiye'nin güneyindeki Torid kuşağının merkezi kısmında bulunmaktadır (Şekil 2.1.). Türkiye'nin güneyinde güney Toros kıvrım-bindirme kuşağında konumlanan Mersin Ofiyoliti, Orta Toridlerin güney kanadındaki çok sayıda Kretase masiflerinden birini temsil eder ve doğuda sol yanal doğrultu atımlı Ecemiş fayı ve kuzeyinde Bolkardağı metamorfite ile tektonik dokanaklı olarak,

batısında ve güneyinde ise Miyosen yaşlı karbonatlar tarafından örtülü olarak bulunmaktadır (Parlak vd., 1996; Parlak, 1996) (Şekil 2.6.).

Mersin ofiyoliti yaklaşık 6 km kalınlığındadır ve istifin en altında bulunan metamorfik bir bindirme tabakasının üzerini örten manto peridotitleri, ultramafik ve mafik kümülatlardan oluşan kayalardan oluşmaktadır. Manto peridotitleri harzburjit, dunit ve kromitlerden oluşmaktadır ve bunların üzerinde yaklaşık olarak 3 km kalınlığında ultramafik ve mafik kümülatlar bulunmaktadır. Ultramafik kümülatlar yaklaşık 800 m kalınlığındadır ve dunit ve bunlarla ilişkili kromitit, klinopiroksenit ve verlit ile temsil edilmektedirler (Parlak vd., 1996; Parlak, 1996). Kümülat gabrolar yaklaşık 2500 m kalınlığında olup ultramafik kümülatların üzerini örtmektedir. Bu dizinin gabroyik kümülatları genellikle piroksen ve plajiyoklasın mineralojik katmanlanmasıyla tipiktir. Ultramafik ve mafik kümülat kayalalarını çok sayıda gabroyik-diyabazik dayk kesmektedir (Parlak vd., 1996; Parlak, 1996). İstifin en üst serilerini bazaltlar ve denizel sedimanlar oluşturmaktadır (Parlak vd., 1996). Harzburjitik manto peridotitlerinin tabanındaki oldukça deforme olmuş metamorfik kayalar arasında 50-70 m kalınlıkta amfibolit, amfibol şist, mika şist, mermer ve kalkşist bulunmaktadır (Parlak vd., 1995, 1996; Çelik, 2008). Bu birimlerin altında, kıta kenarı sedimanları, riftleşmeyle ilişkili sedimanlar, platform karbonatları, serpantinize harzburjit ve metamorfik dilime ait birimlerden oluşan ofiyolitik melanj bulunmaktadır; bu ofiyolitik melanj ve ofiyolit gövdesi birbirinden tektonik bir dokanakla ayrılmaktadır (Parlak vd., 1996). Mersin ofiyolitik melanjının üstündeki metamorfik taban son derece faylı ve kıvrımlı olup yaklaşık 110 metre kalınlığa sahip olduğu bildirilmiştir (Çelik, 2008).

Ofiyolitik istifin metamorfik tabanı bölgesel olarak korunmuştur. Mersin ofiyolitinin metamorfik tabanından elde edilen K-Ar soğuma yaşı 94–98 my (Thuizat vd., 1981) ve $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ izotopik yaşı, üst Kretase olarak bulunmuştur (91,6-96 my: Parlak ve Delaloye, 1999) bu yaşların metamorfik tabanın yaşını verdiğini ve dolayısıyla ofiyolitinin yerleşme yaşı olduğu öne sürülmüştür. Bazı lokasyonlarda tektonize harzburjitleri kesen, 89-86 my yaşlı (Parlak ve Delaloye, 1996), izole doleritik dayklar bulunmaktadır fakat tipik levha dayk kompleksi bulunmamaktadır ve izole daykların hiçbir yerde melanjı kestiği gözlenmemiştir (Çelik, 2008). Manto tektonitlerini kesen dayklardan elde edilen hornblend soğuma yaşı ise $91,0 \pm 0,8$ olarak bulunmuştur (Dilek

vd., 1999). Çelik (2008), Mersin ofiyolitindeki amfibolittten (hornblend) elde edilen K-Ar yaşını $93,8 \pm 3$ milyon yıl ve Mersin ofiyolitinin metamorfik taban kayalarını kesen dolerit daykları üzerinden yapılan K-Ar yaşlarını $88,8 \pm 2$ ila $84,4 \pm 3$ milyon yıl arasında bulmuştur. Mersin ofiyolitik serisinin kümülat gabrolarındaki zirkondan LA-MC-ICP-MS ile ölçülen U-Pb kristallenme yaşı $82,8 \pm 4$ olarak bulunmuştur (Parlak vd., 2013).



Şekil 2. 6. Mersin Ofiyoliti'nin jeolojik haritası (Parlak vd., 1996'dan sadeleştirilerek alınmıştır)

Bazaltik kayaçların bir kısmı Üst Jura-Alt Kretase yaşlı olup, okyanus adası bazaltları karakteri göstermektedir, diğer kısmı ise Üst Kretase yaşlı olup, ada yayı karakterli toleyit bazalt karakteri göstermektedir; iki farklı karakterde bazalt oluşumu görülmesi, farklı volkanizmaların görüldüğünü göstermektedir (Parlak vd., 1997). Ofiyolitinin metamorfik tabanı, ofiyolitinin manto kısmına kaynamasından hem önce hem de sonra, ofiyolit bir magmatik yayılımın ilk fazına, bundan sonra da okyanusal sıyrılma fayları

boyunca yer alan tektonik genişlemeye maruz kalmıştır (Morris vd., 2017). Önemli derecede bir kabuk kısmının olmaması, ofiyolitin çok fazla yayılım gösteren bir parçalanmanın sonucu oluştuğunu gösterir şekilde yorumlanmıştır (van Hinsbergen vd., 2015). Metamorfik taban ve altında bulunan karbonatların kinematik verileri, ofiyolit yerleşiminin yönünün kuzey yönüne doğru olduğunu göstermiştir (Parlak vd., 1996) aynı zamanda bazı araştırmacılar da bu ofiyolitin başlangıç yerleşiminin güneye doğru olduğunu önermişlerdir (örn., Parlak ve Robertson, 2004). Mersin ofiyoliti altındaki Mersin melanji farklı kökenlere sahip bloklardan ve tektonik dilimlerden meydana gelmektedir. Bu bloklar ve tektonik dilimler kireçtaşları, çörtler, türbiditler, kumtaşları, çamurtaşları, mafik volkanikler, kuvarsitler ve şistler gibi farklı boyutta ve farklı karakterde litolojik birimlerden oluşmaktadır (Sayıt vd., 2017). Melanj içinde iki farklı radyolaryaya çörtleri tanımlanmıştır. Bu çört tabakalarından birinin Karbonifer-Permien arası yaşlarda olduğu ileri sürülürken (Moix vd., 2011; Okuyucu vd., 2018) diğlerinin orta Triyas yaşlı olduğu bildirilmiştir (Tekin vd., 2016; Sayıt vd., 2017) ve orta Triyas yaşlı çörtleri tarafından stratigrafik olarak üzerlenen bazaltların jeokimyasal özelliklerine dayanılarak Neotetis'in kuzey kolunda orta Triyas esnasında okyanus içi bir yitim ve yay ardı havza oluştuğu öne sürülmüştür (Sayıt vd., 2017). Buna göre Mersin ofiyolitinin üzerlemesinden önce Triyas ve Karbonifer yaşlı kabuğun ofiyolitin altına daldığını göstermektedir (Moix vd., 2011; Sayıt vd., 2017; Tekin vd., 2019). Güncel konumlarıyla, Türkiye'nin batısında (İtalya'nın güneyinde) bulunan İyonya Havzası'nın altındaki kabuğun Triyas yaşlı (Sperenza vd., 2012) ve Türkiye'nin güneybatısında bulunan Heredot Havzası'nın Karbonifer yaşlı olduğu (Granot, 2016) ileri sürülmüştür. Buna dayanarak van Hinsbergen vd. (2020), bu havzaların yaşlarını Mersin ofiyolitik melanji içerisindeki çört tabakalarının yaşlarıyla ilişkilendirmiş ve Mersin Ofiyoliti'nin güney kökenli olduğunu yani Toridler ve Afrika levhası arasındaki Doğu Akdeniz Okyanusu kökenli olduğunu ileri sürmüşlerdir. Aynı zamanda Mersin ofiyolitinin paleomanyetik analizlere göre tektonik rotasyonunun saat yönünde olması bu ofiyolitin güney kökenli olduğu verisini desteklemektedir (Morris vd., 2017).

Saka vd. (2019), Mersin peridotitlerinde yaptıkları çalışma sonucunda, bu peridotitlerin petrografik özellikleri ve mineral bileşimlerinin, yüksek Cr# içeren krom-spinellere ve düşük Al₂O₃ içerikli klinopiroksenlere dayanarak kimyasal olarak

tüketilmiş ve kalıntı harzburjitler olduğunu belirtmişlerdir. Kalıntı harzburjitlerin spinelli tüketilmemiş bir lerzolitinin %25 ila 35 arası kısmi ergimesi sonucu geliştiğini ve yüksek Cr içerikli kromitlerin ise heterojen bir manto kamasından ayrılan boninit benzeri magmadan türediğini bildirmişlerdir. İz element modellemeleri ise granat peridotit ve spinel peridotit stabilite alanlarında polibarik ergimeyle okyanus adası bazaltları geliştiğini göstermiştir.

Sayıt vd. (2020), Mersin melanjıyla ilgili çalışmalarında melanj içerisinde pelajik tortularla iç içe geçmiş lavlar ve tüfitler ile karakterize edilen orta Karniyen yaşlı bir volkano-sedimanter istif bulunduğunu, buradaki lavların kimyasal olarak bazaltik / bazaltik-andezitik bileşimliken, tüfitlerin riyolitik bileşimde olduğunu ve bu istifin jeolojik ve jeokimyasal özelliklerinin Karniyen (Üst Triyas) sırasında yay riftleşmesiyle gelişmiş bir okyanusal yay ardı ortamını işaret ettiğini bildirmişlerdir. Bütün bulguların kuzey Neotetis'in Liyas öncesi açılmış olabileceğini ve bununla birlikte orta-üst Triyas'ta okyanus içi yitimin uzun süreliliğini gösterdiğini belirtmişlerdir.

Nurlu (2020), Mersin Bölgesi'ndeki felsik dayklar ve andezitik-bazaltik volkanik kayalardan yaptığı çalışmalarda felsik daykların $87,38 \pm 0,32$ milyon yıl önce (Koniasiyen/geç Kretase) Mersin Ofiyoliti'nin andezitik-bazaltik volkanik kayalarına sokulum yaptığı sonucuna varmış ve bu kayalarda yapılan jeokronolojik ve jeokimyasal analizlere dayanarak Koniasiyen boyunca Neotetis Okyanusu'nda ada yayı tipi havzanın var olduğunu öne sürmüştür.

2.3. Kuzey Kıbrıs (Girne Serisi) Ofiyoliti

Kıbrıs'ın kuzeyinde bulunan Girne Serisi, okyanusal havza kapanması ve kıtasal çarpışma ile ilişkili sedimanter, magmatik, metamorfik ve tektonik süreçler ile ilgili birçok önemli bilgi sağlamaktadır. Girne Serisi genellikle olistrostrom olarak yorumlanan bir Eosen sedimanter melanjından oluşmaktadır (Ducloz, 1972; Baroz, 1979). Girne Serisi, Tripa Grubu olarak bilinen metamorfik karbonatlardan ve onu üzerleyen üst Kretase (Maastrichtiyen)-Pleyistosen yaşlı denizel sedimanlar ve volkanik kayalardan metamorfik olmayan örtü istifinden oluşmuş bir sırt şeklinde bulunmaktadır (Robertson ve Woodcock, 1986). Girne Serisi, Pliyo-Kuvaterner

çarpışma ilişkili tektonik süreçler sonucu olarak Güney Neotetis Okyanusu'nun son yükselmesinin aktif kıta kenarının parçası olarak oluşmuştur (Robertson vd., 2013).

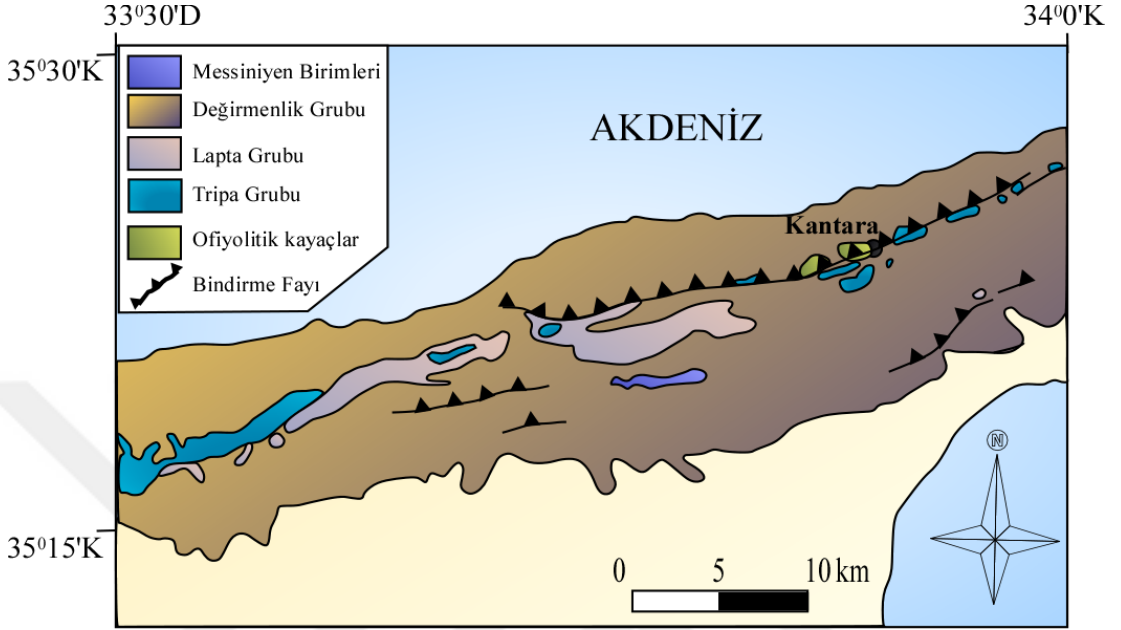
Robertson vd., (2013) bölgeyi kabaca batı, orta ve doğu bölümler ve Karpas Yarımadası olarak dört kısma ayırmışlardır.

Bölgenin jeolojik tarihi Orta-Üst Permiyen ve Triyas döneminde Güney Neotetis'in riftleşmesi ile başlamakta olup, Güney Neotetis Okyanusu, Doğu Akdeniz Bölgesi'nde, en güneyde birkaç Mesozoyik okyanusal havza olarak açıldığında, Jura ve Alt Kretase'de pasif kenar çökmesiyle devam etmektedir (Robertson & Woodcock, 1986). Üst Kretase'de kuzeye doğru yitim başlamış ve Miyosen'de bu bölgede kıtasal çarpışma başlayana kadar Girne Serisi'nde etkileri devam etmiştir (Robertson & Woodcock, 1980; Sengör & Yılmaz, 1981; Robertson & Dixon, 1984; Robertson, 1998).

Lapta Grubu'nun içinde Tripa Grubu'na ait metreden kilometreye değişen ölçeklerde bloklar bulunmaktadır ve önceki çalışmalarda bunlar bindirme parçaları (Baroz, 1979) veya olistolitler (Ducloz, 1972) olarak yorumlanmıştır. Lapta Grubu ve Tripa Grubu sedimanlarının aralanması daha önceden çoğunlukla Miyosen'de tekrarlanan bindirmeler olarak açıklansa da (Robertson ve Woodstock, 1986; Robertson vd., 2012) McPhee ve van Hinsbergen (2019) tarafından Girne Serisi'nin kuzey tarafındaki büyük bloklar oldukça düzensiz şekilli, Girne sırtı boyunca süreksiz ve Lapta Grubu kayalarıyla çevrili olduğundan Lapta Grubu'nun olistolitleri olarak yorumlanmıştır.

Kıbrıs'ın kuzeydoğusunda Girne Serisi'nde Kantara köyü yakınında Tripa grubunu örten ve orta Eosen olistrostromunun parçası olan bir dizi ofiyolitik kayaç, yaklaşık 1 km boyunca gözlemlenmiştir (Şekil 2.7.). Aynı zamanda bu çevrede ve metamorfik olmayan Kantara kireçtaşları da gözlenmiştir. Olistrostrom, ara ara dağılmış parçalanmış 10-100 m boyutlarında ofiyolitik bloklar ile çört, ince taneli kireçtaşı, dolerit ve kumlu bir matriks içinde pelajik kireçtaşı içeren kaotik bir matriksten oluşmaktadır. Bu olistrostromun üzeri de çakıltası, çamurtaşı ve kumtaşlarından oluşan Değirmenlik Grubu tarafından (McCay ve Robertson, 2012) örtülmektedir ve en üst kısımda da denizel Pliyo-Pleyistosen sedimanları bulunmaktadır (Palamakumbura vd., 2016).

Tripa grubunun stratigrafik olarak altında bulunan karbonatlar, ofiyolitin üzerlemesiyle alt kısımda metamorfizmaya uğramış ve sonra Üst Kretase zamanında genişlemeyle deniz tabanına yükselmiştir (McPhee ve van Hinsbergen, 2019).



Şekil 2. 7. Kuzey Kıbrıs (Girne Serisi) Ofiyoliti'ne ait jeolojik harita (McPhee ve van Hinsbergen 2019'dan uyarlanmıştır)

Kantara'da bulunan ofiyolit muhtemelen Tripa grubunu yükselten genişleme sisteminde tavan bloğunun kalıntısından bölgesel olarak oluşmuştur ve güneyde daha geniş yayımlı Torodos Ofiyoliti'nin bir dış kalıntısıdır. Oldukça serpantinleşmiş bu kayalardan bu tez kapsamında incelenmek üzere numuneler alınmıştır.

3. PETROGRAFI

Bu bölümde üç bölgeden yani Hatay (Kızıldağ), Mersin ve Kuzey Kıbrıs ofiyolitlerinden alınan numunelerin petrografik özellikleri incelenmiştir. Kayaçların modal bileşimleri belirlenmiştir (Tablo 3.1.) Kayaçların ayrıntılı incelemesinde kayaç dokuları, bu kayaçları oluşturan minerallerin tane boyutları ve mineraller arası ilişkiler belirlenmiştir. Bu incelemelere bağlı olarak kayaçların petrojenetik özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır.

Hatay Kızıldağ, Mersin ve Kuzey Kıbrıs bölgelerinden alınan numunelerden toplam altmış iki ince kesit incelenmiştir. Bunun yirmi iki tanesi Kızıldağ ofiyolitine, yirmi dört tanesi Mersin ofiyolitine ve on altı tanesi Kuzey Kıbrıs ofiyolitine ait kayaçlardan oluşmaktadır. Çalışma kapsamında peridotitler söz konusu olsa da bazı ofiyoliti temsil eden kayaçların da petrografik incelemeleri yapılmıştır. Hatay (Kızıldağ), Mersin ve Kuzey Kıbrıs peridotit numuneleri modal mineralojik bileşimlerine göre olivin-ortopiroksen-klinopiroksen diyagramı hazırlandığında numunelerin genellikle harzburjit numuneleri olduğu tespit edilmiştir, Mersin numunelerinden birkaç tanesinin de dunit bileşiminde olduğu gözlenmiştir (Şekil 3.1).

Kızıldağ, Mersin ve Kuzey Kıbrıs numunelerinin büyük bir kısmı hem modal mineralojilerine göre hem de petrografik inceleme sonuçlarına göre harzburjit olarak değerlendirilmiştir. Bu üç bölgeden alınan peridotit örnekleri hem modal bileşimleri hem de petrografik özellikleri açısından birbirlerine çok benzemektedir.

Harzburjitler, bir lerzolit kaynağının farklı derecelerde kısmi ergimesini takip eden ergiyik tüketimi kalıntılarıdır.

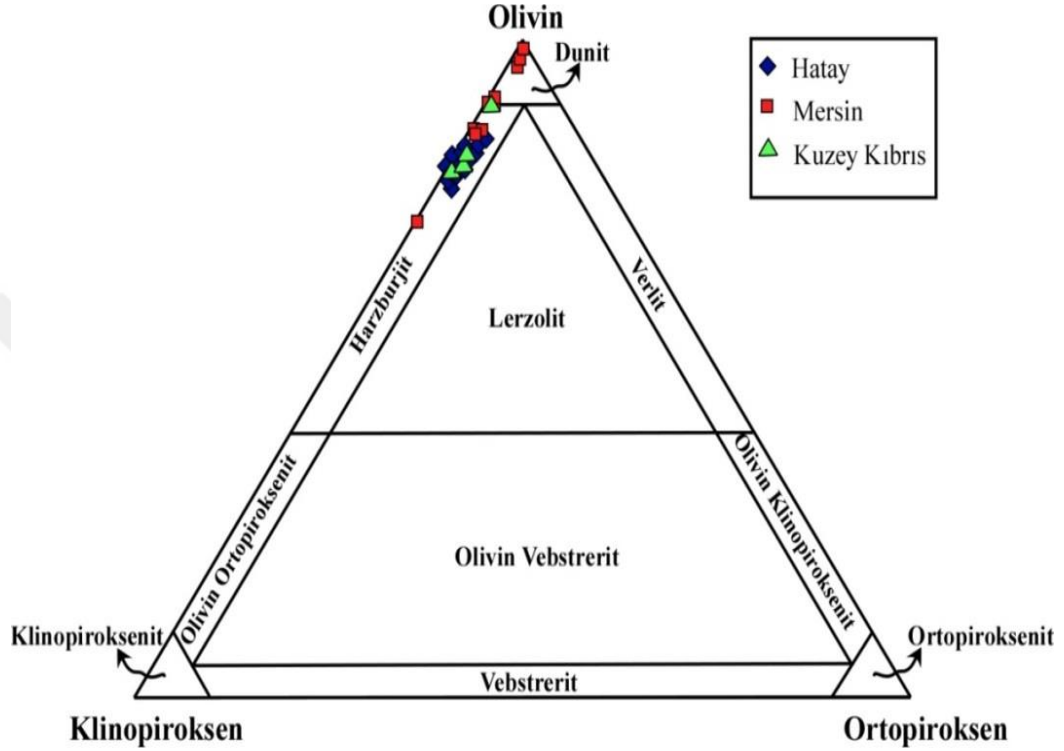
Harzburjitlerin yanı sıra oldukça çok miktarda dunit de gözlenmiştir. Dunitler, Kızıldağ ve Mersin ofiyolitlerindeki büyük harzburjit kütleleri içinde uyumsuz lensler ve bantlar şeklinde görülmüştür. Dunit lensleri ile bazı yerlerde kromit yataklanmaları gözlenmiştir.

Üç bölgeye ait tüm harzburjitler oldukça serpantinize olmuştur;

Kızıldağ _____ %35-50

Mersin _____ %40-65

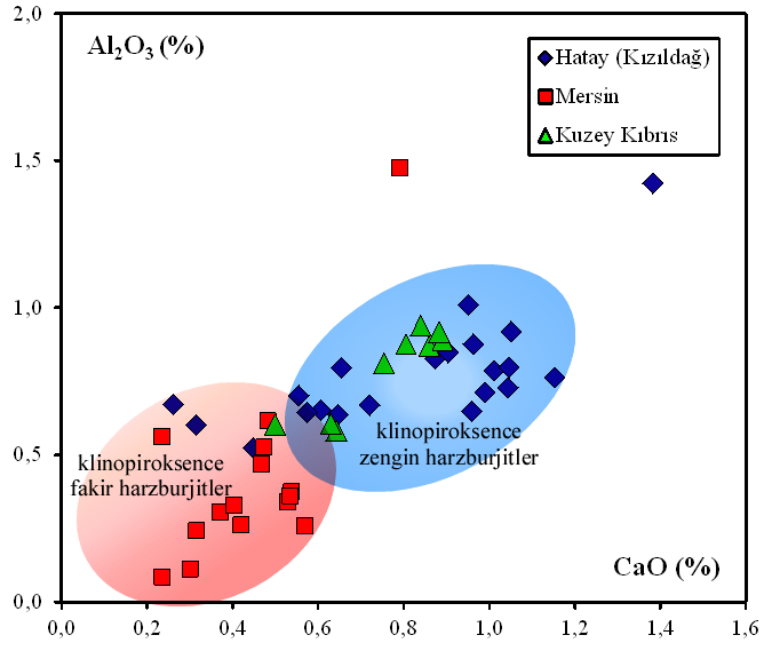
Kuzey Kıbrıs _____ %60-80 civarında serpantinleşme göstermiştir.



Şekil 3. 1. Olivin-Ortopiroksen-Klinopiroksen diyagramı üzerinde tüm numunelerin dağılımı

Harzburjitt numuneleri Al_2O_3 -CaO kompozisyonlarına göre ayrıca değerlendirildiğinde şekildeki grafikte (Şekil 3.2.) basitçe harzburjittler tüm kayaç bileşimlerine göre ikiye ayrılmıştır (Pearce and Parkinson, 1993). Bu karşılaştırmaya göre görece daha düşük Al_2O_3 ve CaO konsantrasyonlarına sahip Mersin harzburjittleri klinopiroksence fakir harzburjittler olarak tanımlanırken, daha yüksek miktarlarda Al_2O_3 ve CaO içeren Kızıldağ ve Kuzey Kıbrıs harzburjittleri klinopiroksence zengin harzburjittler olarak sınıflandırılmıştır.

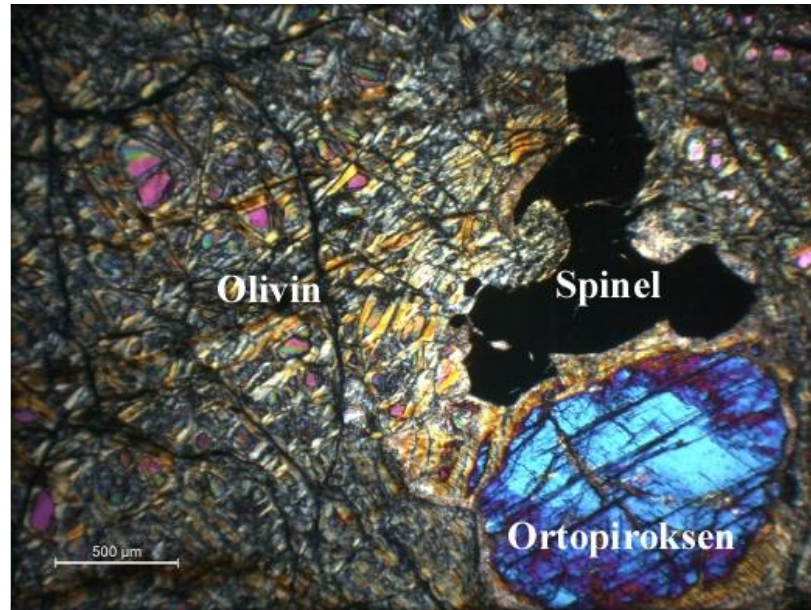
Üç bölgenin de kayaçlarından kesitler oluşturulmuş ve polarizan mikroskop altında incelenmiştir. Üç bölge bundan sonraki kısımda ayrı ayrı anlatılacaktır.



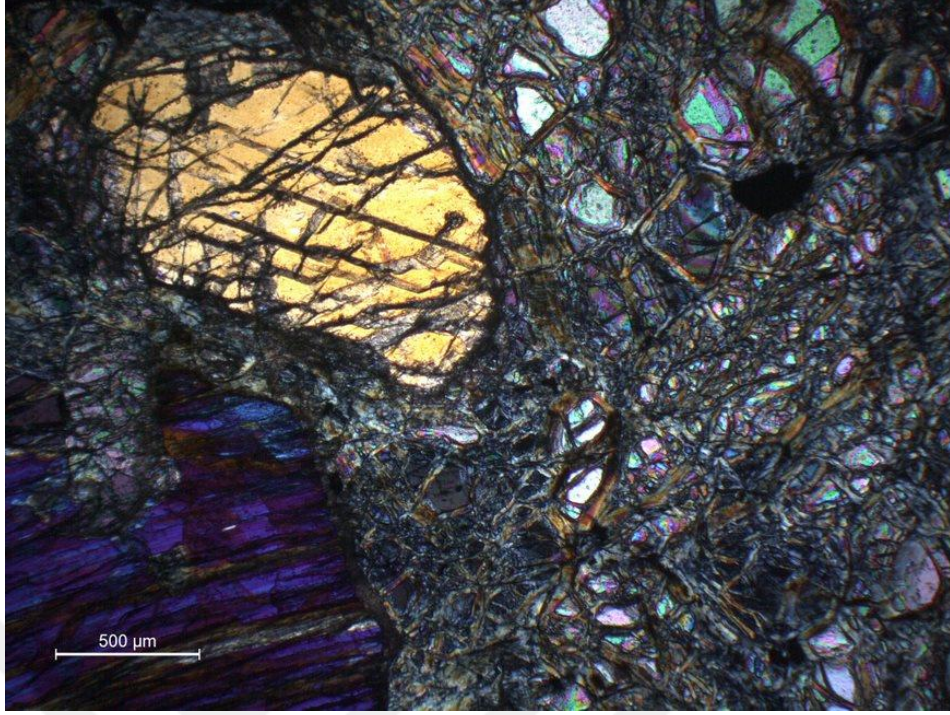
Şekil 3. 2. Tüm kayaç Al_2O_3 -CaO kompozisyonlarına göre harzburjitlerin ayrılma diyagramı (Pearce and Parkinson, 1993)

3.1. Hatay (Kızıldağ) Ofiyoliti Kayaçlarının Petrografik İncelemesi

Hatay (Kızıldağ) harzburjitleri genel olarak klinopiroksence zengin harzburjit tipi olup; yaklaşık %75–80 olivin, %14–20 ortopiroksen %2-4 civarı spinel ve %2 civarında klinopiroksenden oluşur (Şekil 3.3. ve Şekil 3.4.).

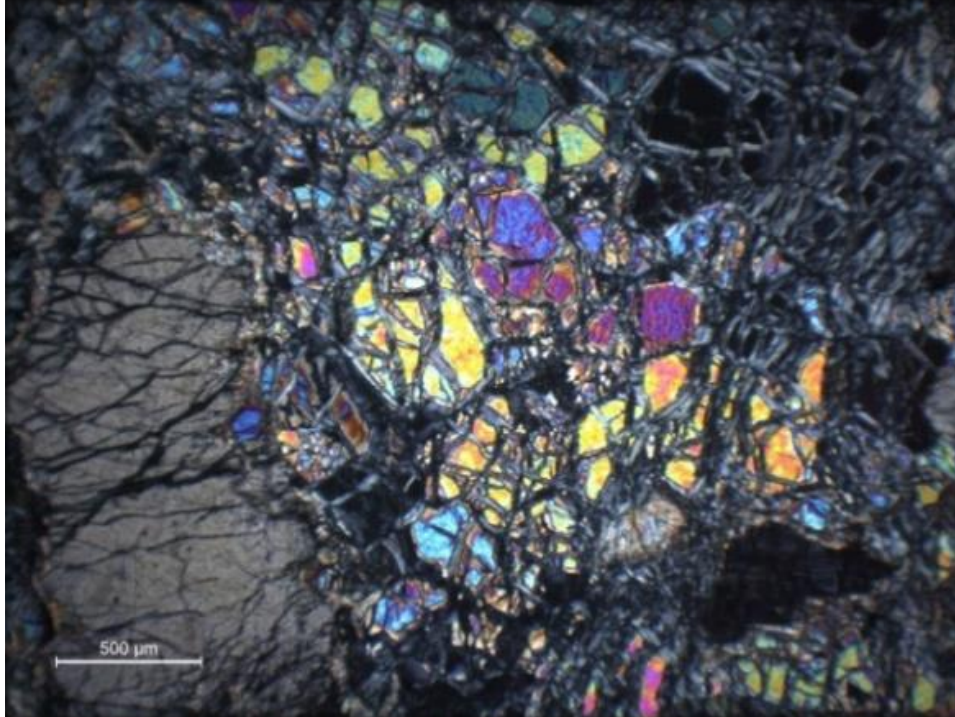


Şekil 3. 3. Kızıldağ harzburjitine ait numunelerde bulunan olivin, ortopiroksen ve spinel mineralleri (Çift nikol)

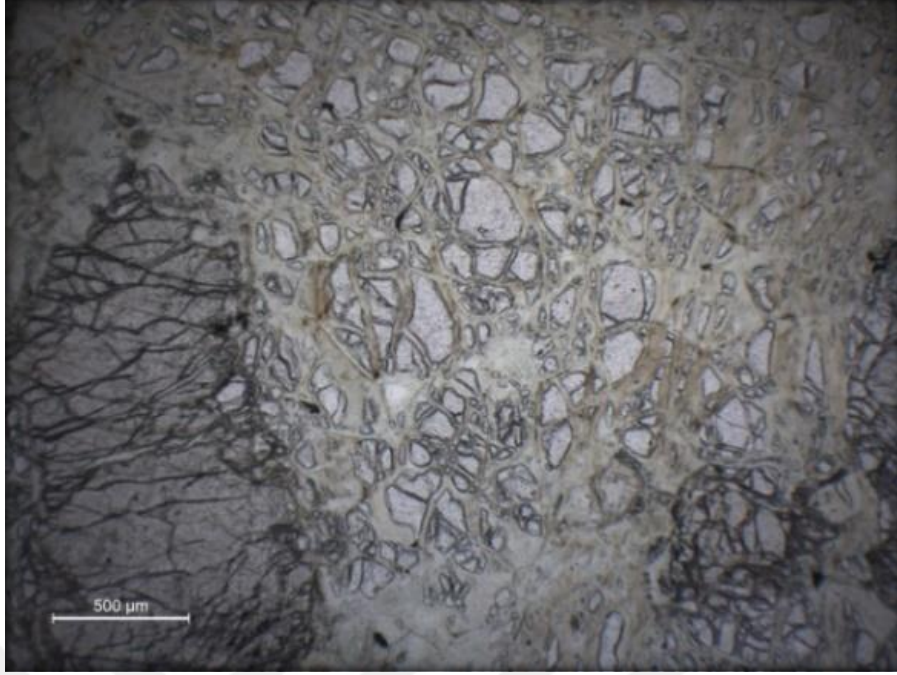


Şekil 3. 4. Kızıldağ harzburgitine ait numunelerde bulunan olivin, ortopirosen ve klinopirosen mineralleri (çift nikol)

Kızıldağ numuneleri genellikle %35-50 civarında serpantinleşme göstermektedir (Şekil 3. 5. ve Şekil 3. 6.).



Şekil 3. 5. Kızıldağ harzburgitine ait numunelerde bulunan serpantinleşmeye ait genel görünüm (çift nikol)



Şekil 3. 6. Kızıldağ harzburgitine ait numunelerde bulunan serpantinleşmeye ait genel görünüm (tek nikol)

Spinel kristalleri genel olarak alterasyondan daha az etkilenir. Kızıldağ harzburgitlerinde de bazı spinel kristallerinde deformasyon sonucu uzamalar gözlenir de (Şekil 3.7.) bu bölge için en az etkilenen kristallerdir, spineller çoğu zaman ilksel tazeliğini korumaktadır.

Numuneler içerisinde olivinin oldukça alterasyona uğradığı gözlenmektedir. Serpantinleşmeden çok fazla etkilenmiş olan olivinler, bazı numunelerde elek dokusu göstermektedir (Şekil 3.8. ve 3.9.).

Olivinler genellikle uzamış porfiroblastlar şeklinde, boyları 1 mm civarında bulunmaktadır. Olivin ayrıca, boyutları 0.5 mm'den daha küçük neoblastlar şeklinde, genellikle iri ortopiroksen minerallerinin etrafında gözlenir.

Ortopiroksenler genellikle 2-3 mm civarı boyutlarda harzburgitler içinde bulunan en iri ve en tazeliği korunmuş minerallerdir (Şekil 3.10). Bazı numunelerde serpantinleşme ve kalsitleşme gözlenmektedir (Şekil 3.11.). Ortopiroksen minerallerinin çevresinde genelde küçük boyutlu olivin mineralleri bulunmaktadır. Bazı ortopiroksen kristallerinde deformasyon sonucu bükülmeler gözlenmiştir.

Tablo 3. 1. Kızıldağ, Mersin ve Kuzey Kıbrıs peridotitlerinin mineralojik modal bileşimleri (%)

Konum	Kızıldağ	Kızıldağ	Kızıldağ	Kızıldağ	Kızıldağ	Kızıldağ	Kızıldağ	Kızıldağ	Kızıldağ
Numune No	H-7	H-31	H-32	H-33	H-34	H-35	H-36	H-37	H-38
Kayaç tipi	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb
Oliv	75,6	80,4	81,3	80,6	80,0	79,0	77,1	77,8	78,8
Opx	20,0	14,0	15,8	15,5	15,8	18,2	19,6	17,5	16,9
Cpx	2,4	2,5	0,7	2,1	1,9	1,0	1,4	2,3	2,4
Sp	2,0	3,1	2,2	1,7	2,4	1,8	2,0	2,5	1,9

Konum	Kızıldağ	Kızıldağ	Kızıldağ	Kızıldağ	Kızıldağ	Kızıldağ	Kızıldağ	Kızıldağ	Kızıldağ
Numune No	H-39	H-40	H-41	H-8	H-10	H-11	H-13	H-15	H-16
Kayaç tipi	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb
Oliv	78,9	80,3	81,9	81,6	77,9	78,7	81,9	79,7	78,1
Opx	17,9	15,3	15,1	13,0	18,2	14,3	15,1	17,6	18,5
Cpx	0,9	1,7	1,6	2,4	1,7	3,4	1,2	1,2	1,5
Sp	2,4	2,8	1,3	3,0	2,2	3,7	1,8	1,5	1,9

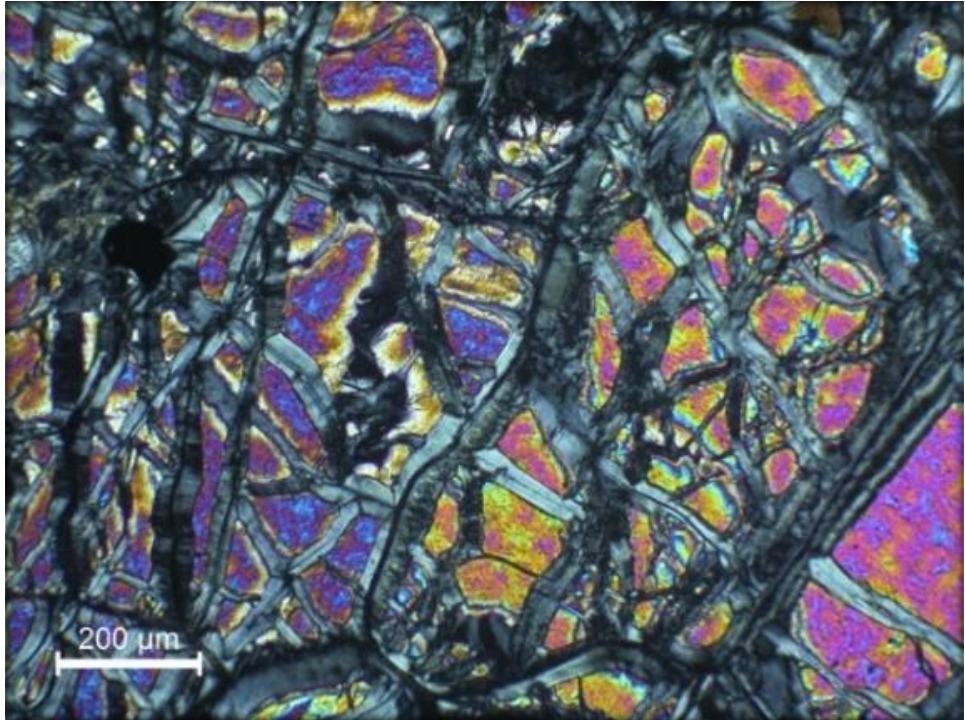
Konum	Kızıldağ	Kızıldağ	Kızıldağ	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin
Numune No	H-18	H-19	H-20	M-1	M-3	M-5	M-8	M-14	M-15
Kayaç tipi	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb
Oliv	78,9	82,7	79,5	84,1	83,2	82,9	82,0	69,3	79,1
Opx	16,8	12,0	17,5	13,4	14,3	14,3	15,2	25,1	18,2
Cpx	1,1	2,9	1,0	1,0	0,9	1,6	1,5	1,2	1,3
Sp	3,2	2,4	2,1	1,5	1,5	1,3	1,3	4,4	1,4

Konum	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin
Numune No	M-16	M-17	M-22	M-7	M-21	M-22	M-23	M-24	M-25
Kayaç tipi	Hzb	Du	Du	Du	Hzb	Hzb	Hzb	Du	Hzb
Oliv	81,4	92,3	95,9	94,7	88,3	84,8	85,18	90,01	89,41
Opx	16,4	4,4	1,9	2,7	8,6	12,8	12,2	8,49	8,53
Cpx	0,8	1,3	0,8	1,3	0,5	0,7	1,3	1,08	0,86
Sp	1,5	2,0	1,4	1,2	2,6	1,7	1,3	0,4	1,2

Konum	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs
Numune No	K-17	K-10	K-8	K-1	K-24	K-11	K-12	K-19	K-4
Kayaç tipi	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Du	Hzb
Oliv	82,8	79,5	86,3	85,5	83,8	84,6	79,2	91,3	83,9
Opx	14,2	17,5	10,3	11,1	13,2	12,6	17,1	5,9	11,6
Cpx	1,3	1,6	1,9	1,1	1,3	1,5	1,9	1,1	1,4
Sp	1,7	1,4	1,5	2,3	1,7	1,3	1,8	1,7	3,1

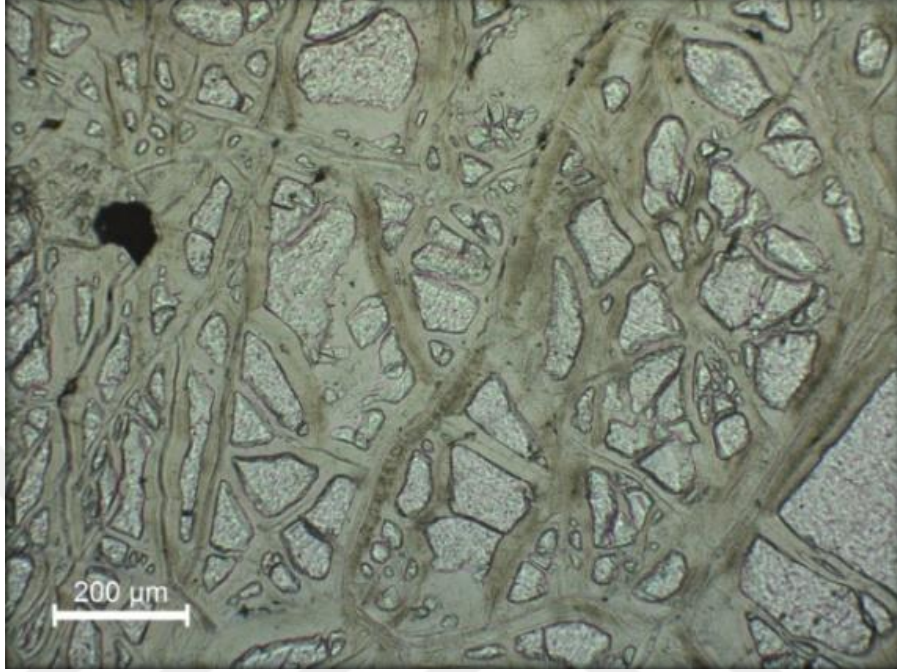


Şekil 3. 7. Kızıldağ harzburgitine ait numunelerde bulunan bazı spinel kristallerinde deformasyon sonucu oluşan uzama (tek nikol)



Şekil 3. 8. Kızıldağ harzburgitine ait numunelerde olivinlerde gözlenen elek doku (çift nikol)

Klinopiroksenler genellikle iki şekilde bulunmaktadır; muhtemelen kısmi ergime sonrası kalıntı olarak kalmış ilksel klinopiroksenler ve ortopiroksenlerle ilişkili ayrışma ürünü olarak gelişen ikincil olarak oluşan klinopiroksenler.



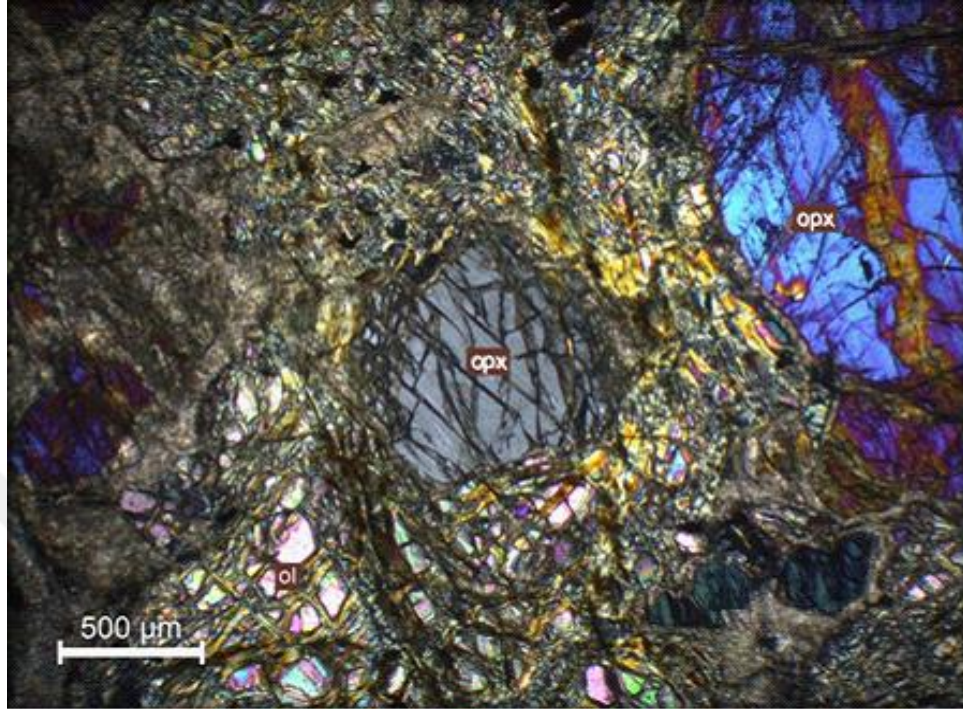
Şekil 3. 9. Kızıldağ harzburjitine ait numunelerde olivinlerde gözlenen elek doku (tek nikol)

Kızıldağ numuneleri kapsamında incelenen iki olivinli gabro numunelerinde granüler ve poikilitik doku (Şekil 3.12 ve 3.13) gözlenmiştir. Gabroların yaklaşık bileşimleri ~%35 plajiyoklas, ~%30 klinopiroksen, ~%30 olivin ve ~%5 gibi az miktarda opak mineralden oluşmaktadır. Plajiyoklaslar genel olarak yarı özşekilli, prizmatik formlarda gözlenmekte olup, genellikle polisentetik ikizlenme göstermektedir.

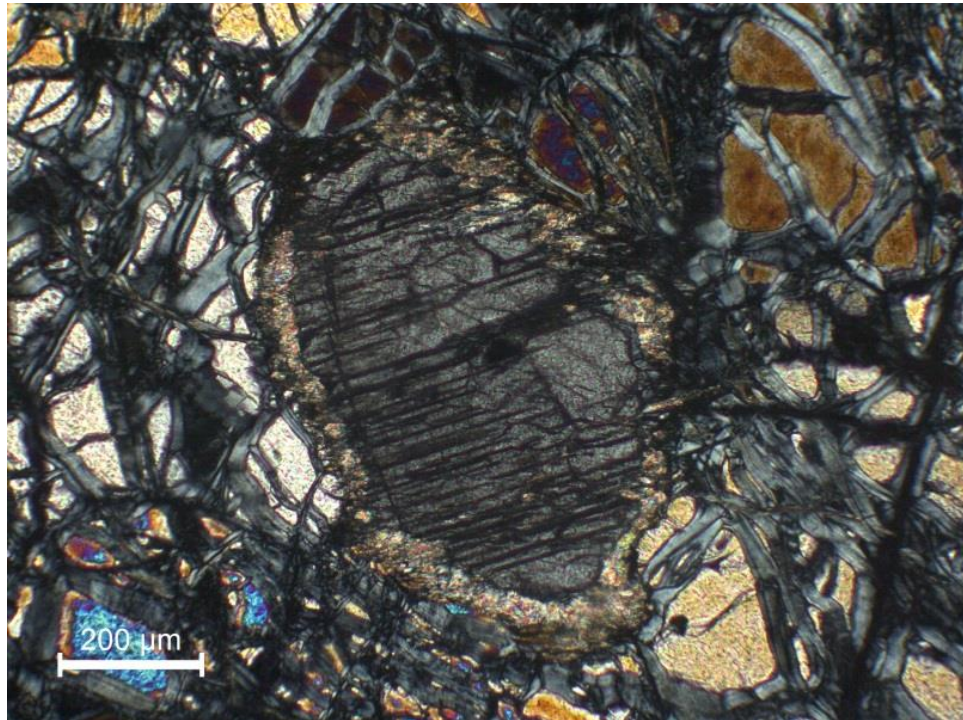
Plajiyoklaslarda yoğun olmamakla beraber bol miktarda serisitleşme gözlenmektedir. Klinopiroksenler genellikle yarı özşekilli olarak gözlenmekte olup, tek yönde dilinim gösterdikleri gözlenmiştir. Bazı klinopiroksen minerallerinde kloritleşme ve uralitleşme olarak alterasyona rastlanmaktadır. Olivinler ise özşekilli ve yarı özşekilli olarak bol miktarda bulunmaktadır.

Kızıldağ troktolit numunesinde granüler doku gözlenmiştir. Olivin ve plajiyoklastan oluşan kayada bir miktar yaklaşık %5 civarı piroksen mineralleri içermektedir (Şekil 3.14 ve 3.15). Olivinlerde serpantinleşme gözlense de yer yer ilksel minerale ait

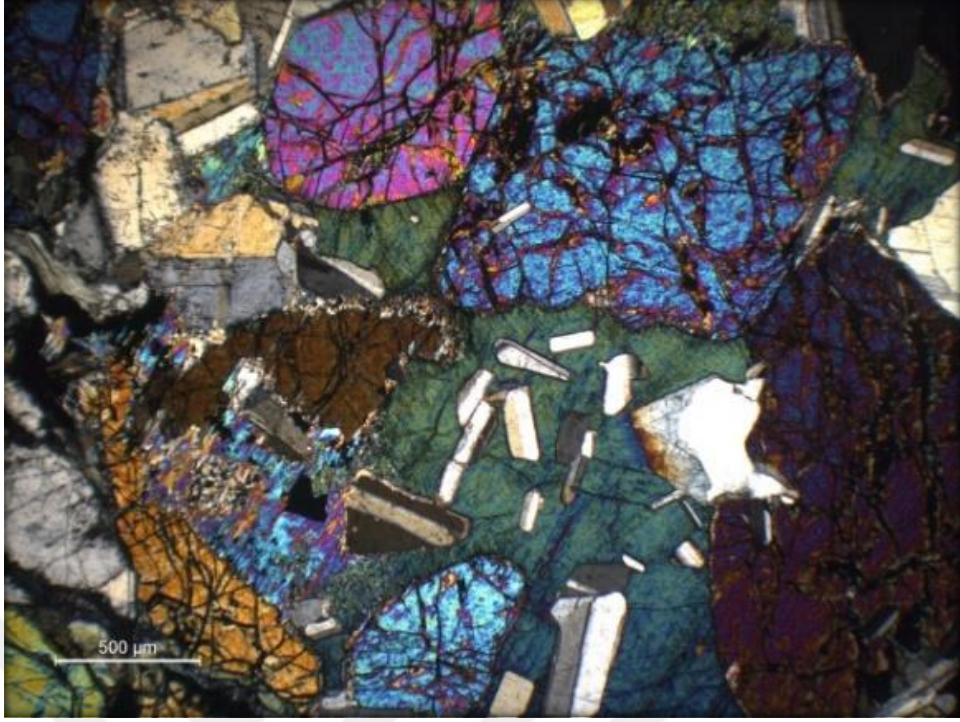
kısımlar rahatlıkla gözlenmektedir. Plajiyoklaslar genellikle serisitleşme ve kaolenleşme göstermektedir.



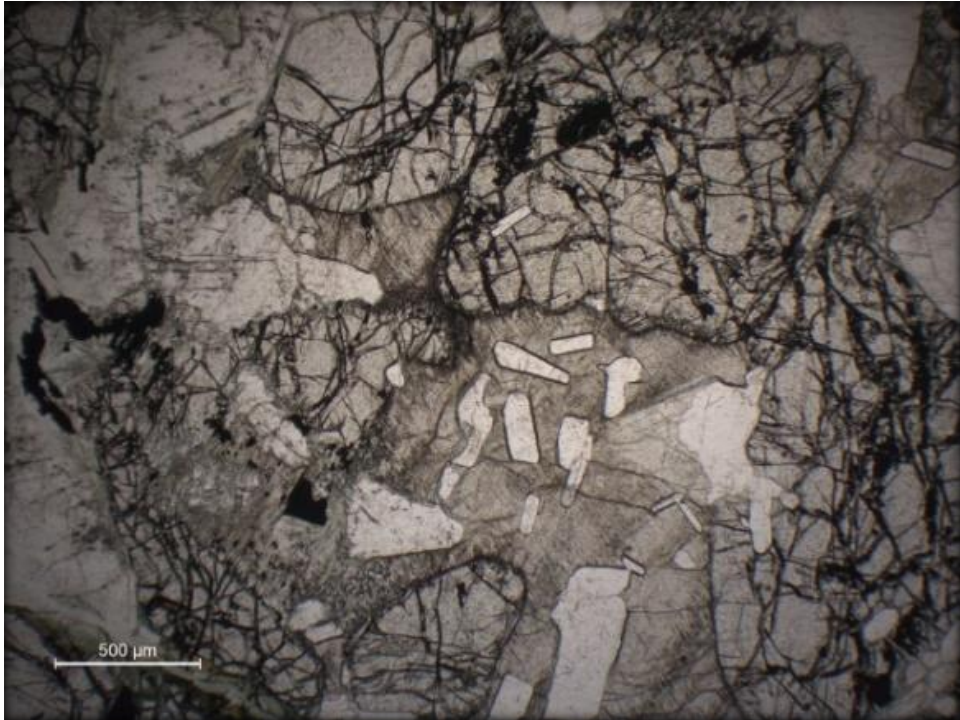
Şekil 3. 10. Kızıldağ harzburgitine ait numunelerde gözlenen olivin ve ortopiroksen kristalleri (çift nikol)



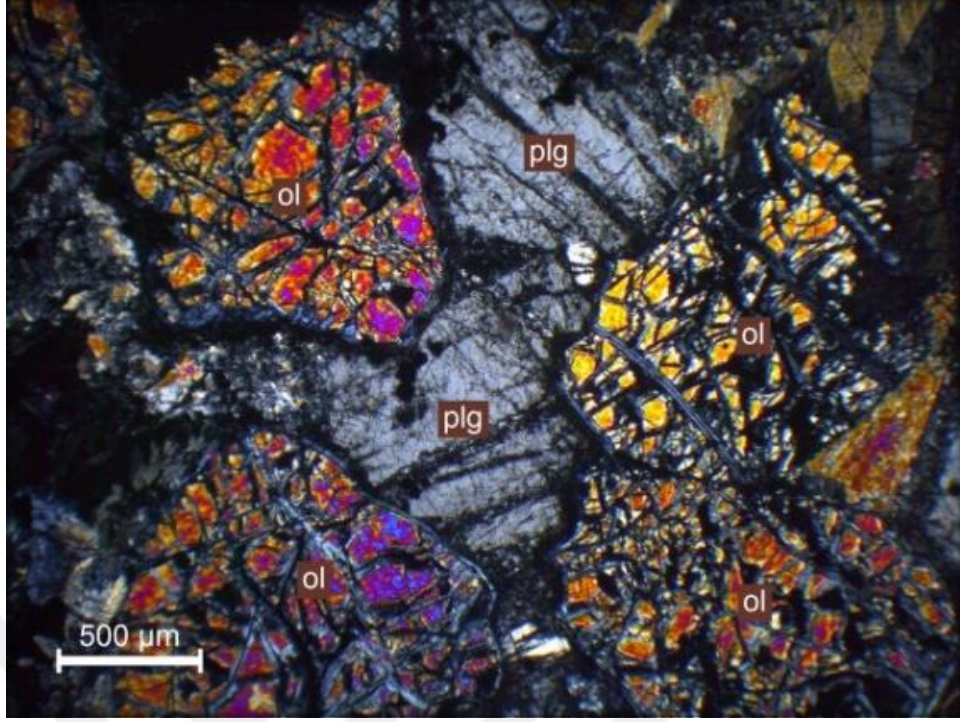
Şekil 3. 11. Kızıldağ harzburgitine ait numunelerde bazı ortopiroksen kristallerindeki kalsitleşme (çift nikol)



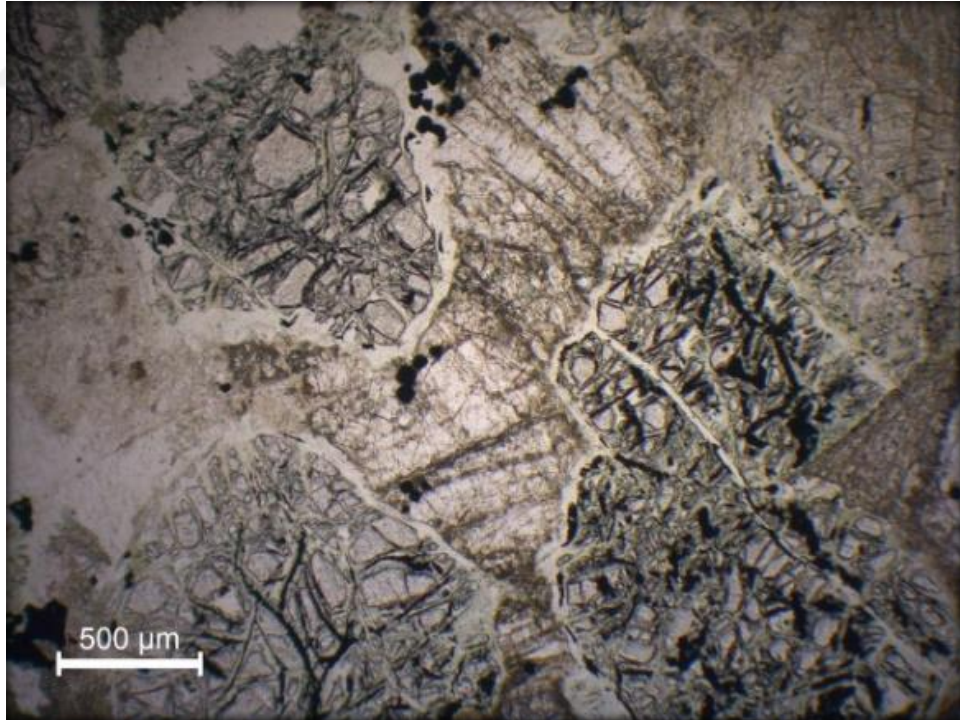
Şekil 3. 12. Olivinli gabrolarda gözlenen granüler ve poikilitik doku örnekleri (çift nikol)



Şekil 3. 13. Olivinli gabrolarda gözlenen granüler ve poikilitik doku örnekleri (tek nikol)



Şekil 3. 14. Troktolit numunesinde olivin ve plajiyoklas mineralleri (ol: olivin, plg: plajiyoklas) (çift nikol)



Şekil 3. 15. Troktolit numunesinde olivin ve plajiyoklas mineralleri (ol: olivin, plg: plajiyoklas) (tek nikol)

3.2. Mersin Ofiyoliti Kayaçlarının Petrografik İncelemesi

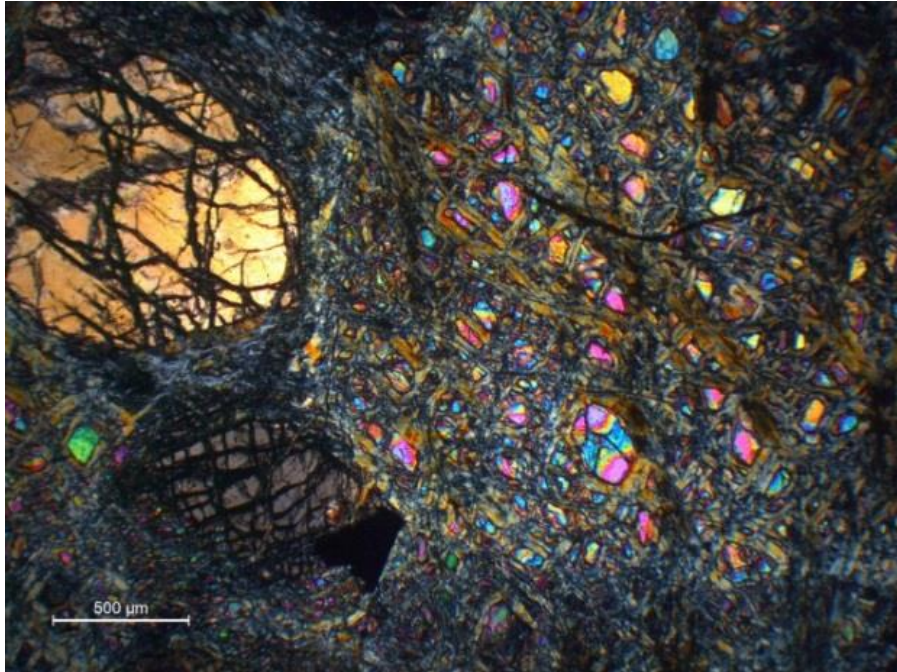
Mersin harzburjileri genel olarak klinopiroksence fakir harzburjit tipi olup; yaklaşık %70–85 olivin, %8–26 ortopiroksen %1-4 civarı spinel ve %0,7-1,35 civarında klinopiroksenden oluşur (Şekil 3.16 ve 3.17.). Mersin harzburjileri genellikle %40-65 civarında serpantinleşme göstermektedir (Şekil 3.16 ve 3.17).

Olivinler genellikle poligonal olarak, boyutları 0.5 mm'den daha küçük neoblastlar şeklinde, genellikle iri ortopiroksen minerallerinin etrafında gözlenir.

Ortopiroksen mineralleri genellikle etrafı küçük taneli olivinlerle çevrili şekilde, yarı özşekilli ve iri taneli (yaklaşık 1 mm'ye varan) olarak görülmektedir. Bazı ortopiroksen minerallerinde deformasyona bağlı dalgalı sönme gözlenmektedir.

Klinopiroksenler genellikle çok daha az miktarlarda ve boyutları en fazla 1 mm olacak şekilde bulunmaktadır.

Ayrıca Mersin numunelerinde yedi tane de dunit incelenmiştir (Şekil 3.18. ve 3.19.). Dunitlerde olivin oranı %90-99 arasında değişmektedir. Bazı dunitlerde ortopiroksen oranı %8'lere kadar varsa da, genellikle daha az miktarlarda (~%0-3) bulunmaktadır.



Şekil 3. 16. Mersin harzburjiteine ait numunelerde bulunan olivin, ortopiroksen ve spinel mineralleri (çift nikol)

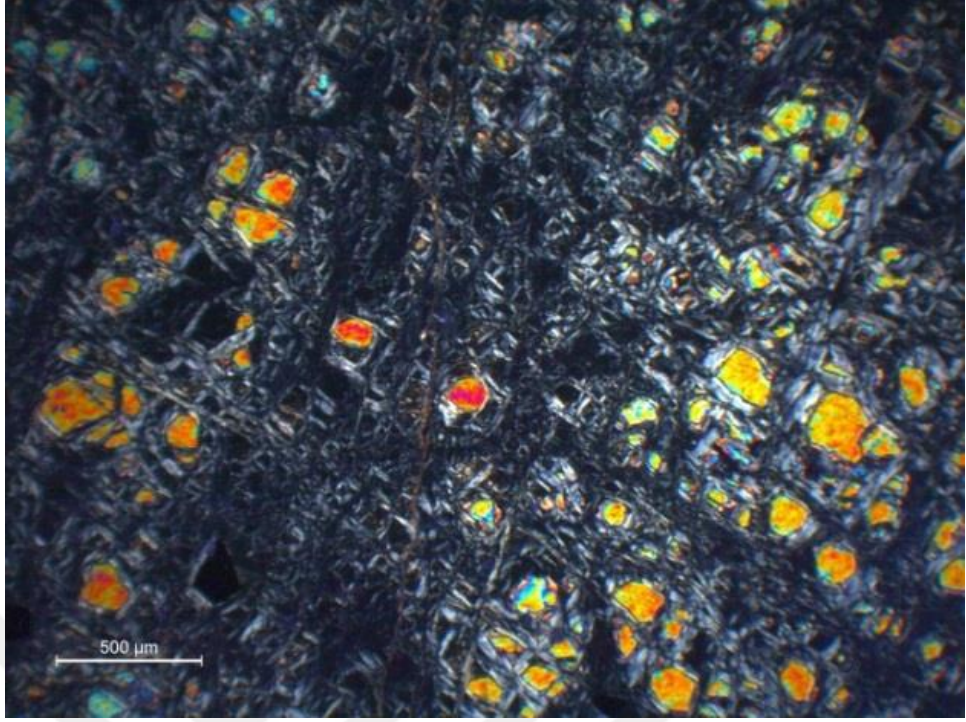


Şekil 3. 17. Mersin harzburgitine ait numunelerde bulunan olivin, ortopiroksen ve spinel mineralleri (tek nikol)

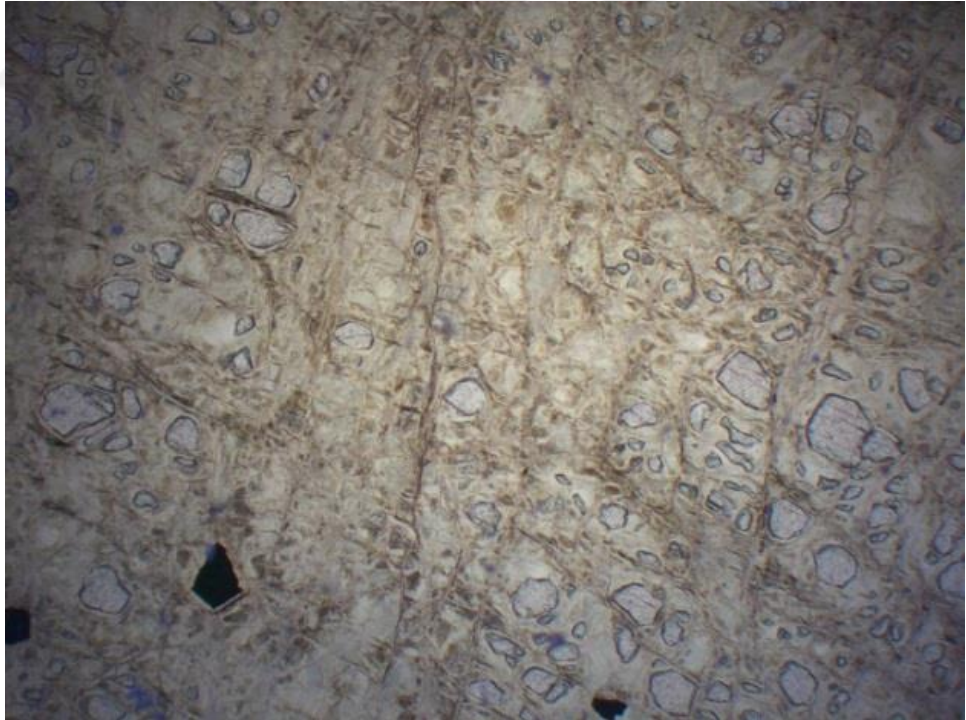
Klinopiroksen oranları %0-1 arasında değişkenlik gösterirken, spinel miktarı %0,42-2 oranlarında bulunmaktadır. Mersin dunitlerinde serpantinleşme oranı %30'un altında kalmaktadır. Olivinler genellikle küçük porfiroklastlar halinde bulunmaktadır ve milonitik doku ve elek dokusu sunmaktadır. Dunitlerin içeriğindeki spineller ise saçınımlı olarak hem özşekilli hem de özşekilsiz bulunmakta ve aynı zamanda bazı numunelerde aksesuar olarak magnetitler de bulunmaktadır (Şekil 3.20).

Mersin ofiyolitine ait mafik kümülat kayalardan gabro incelendiğinde, oldukça taze olduğu gözlemlenmiştir (Şekil 3.21 ve 3.22). Gabro numunesinde granüler ve poikilitik doku gözlemlenmiştir.

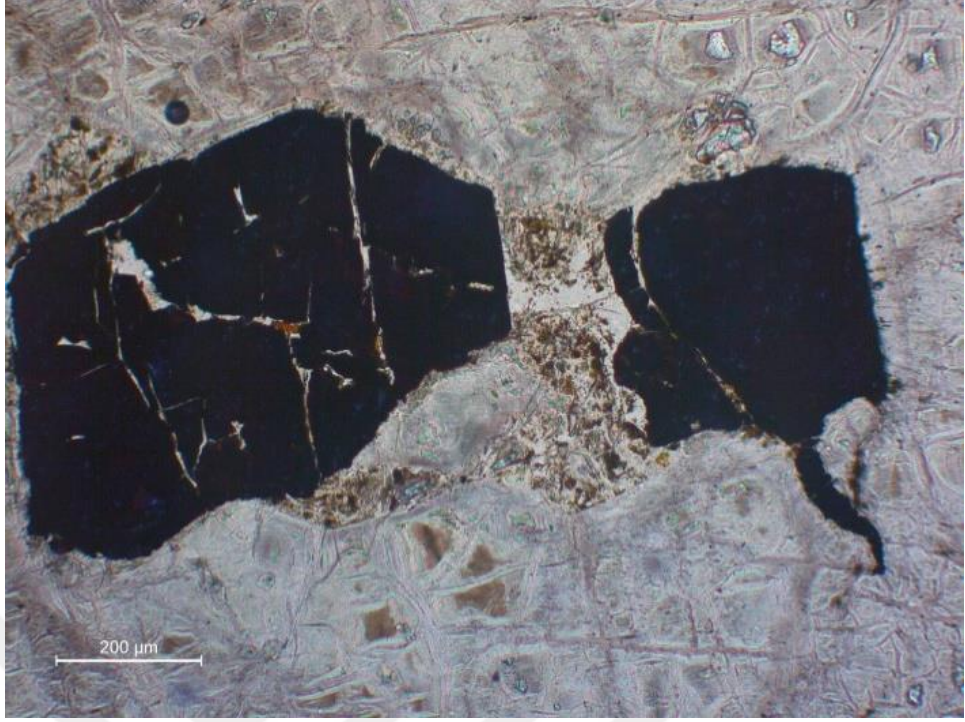
Mersin ofiyolitine ait klinopiroksenitlerin büyük çoğunluğu (>%90) klinopiroksenlerden oluşmaktadır. Bununla birlikte daha az miktarlarda serpantinleşmiş olivinler ve spineller bulunmaktadır (Şekil 3.23. ve Şekil 3.24.). Klinopiroksenitler iri taneli olmakla beraber adkümülat doku göstermektedir. Serpantinleşme diğer manto peridotitlerine göre oldukça düşüktür (<%10). Bazı klinopiroksen kristallerinde deformasyon sonucu bükülme gözlemlenmiştir (Şekil 3.25. ve Şekil 3.26.).



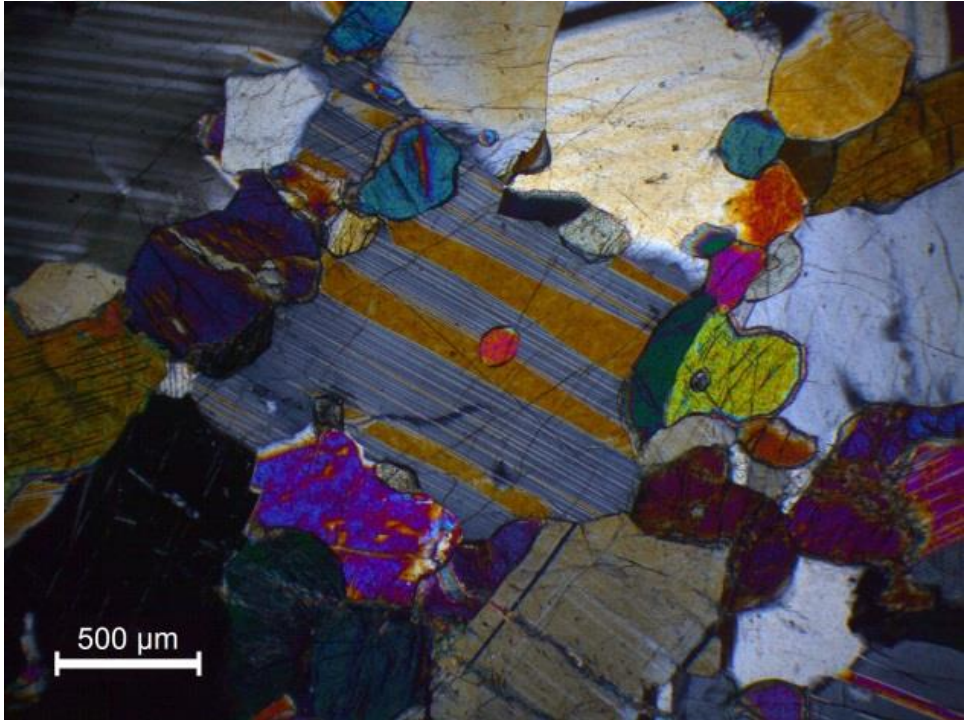
Şekil 3. 18. Mersin dunitlerine ait numunelerde bulunan olivin ve magnetit kristalleri (çift nikol)



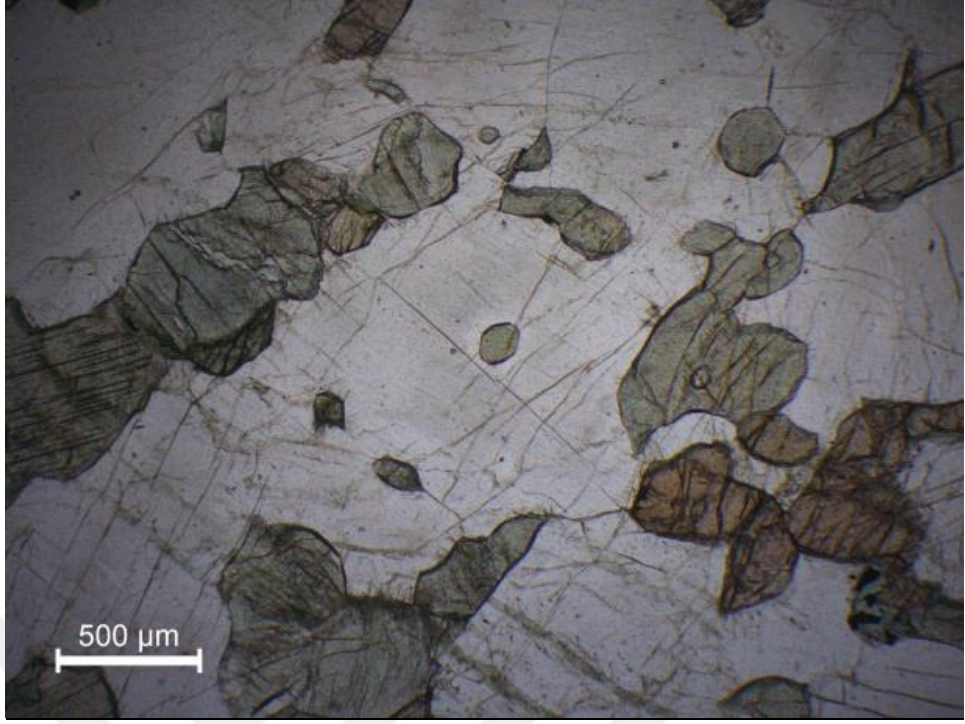
Şekil 3. 19. Mersin dunitlerine ait numunelerde bulunan olivin ve magnetit kristalleri (tek nikol)



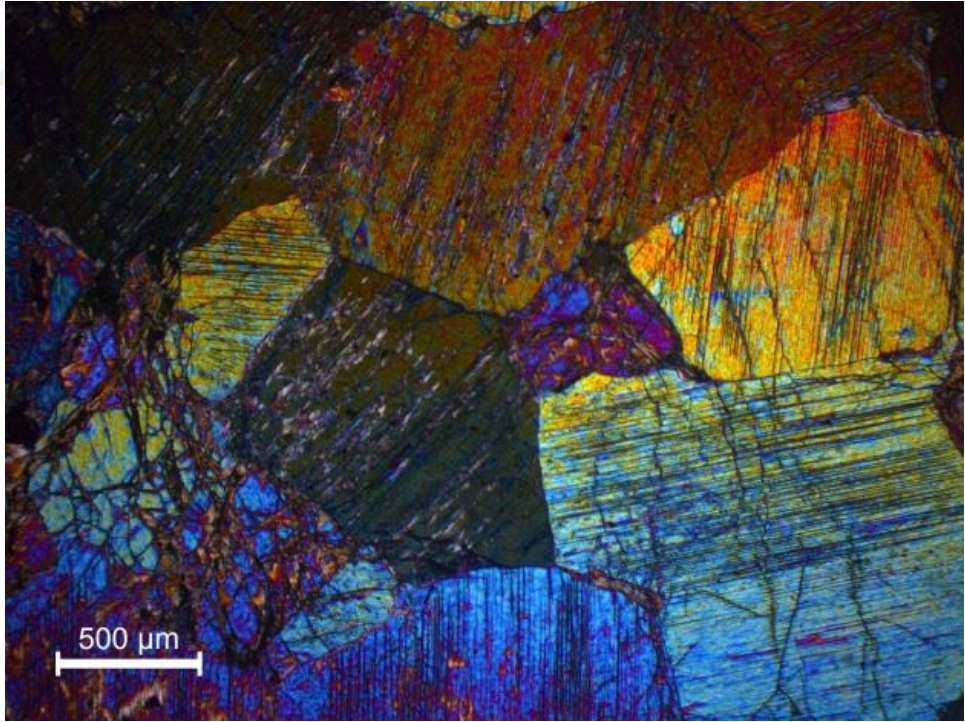
Şekil 3. 20. Mersin dunitlerine ait numunelerde bulunan olivin ve iri spinel kristalleri (tek nikol)



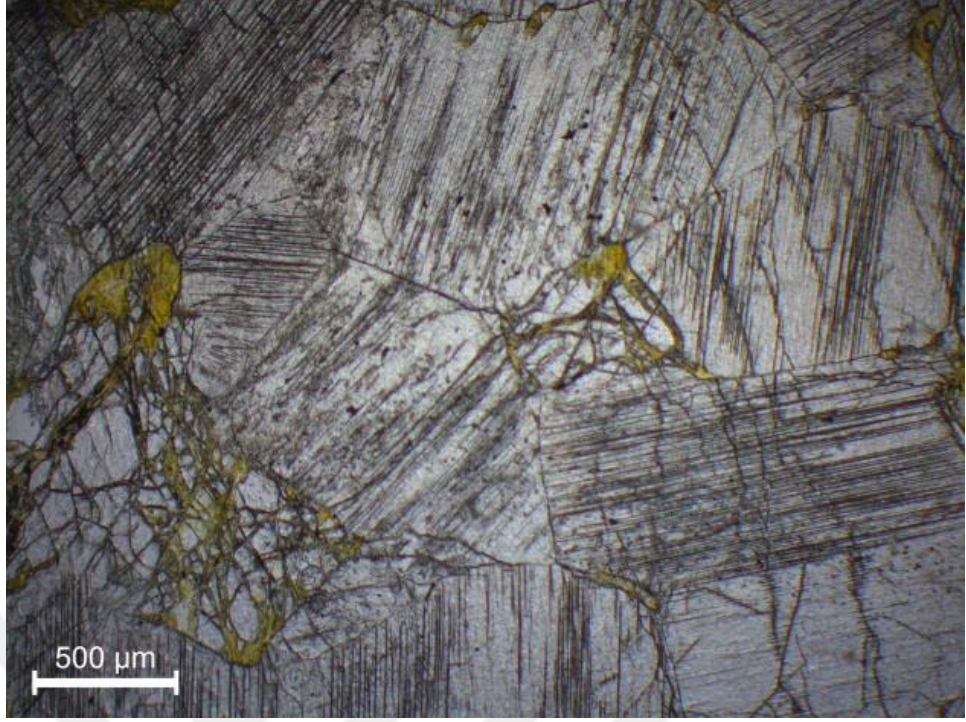
Şekil 3. 21. Gabro numunesinde gözlenen granüler ve poikilitik doku örnekleri (çift nikol)



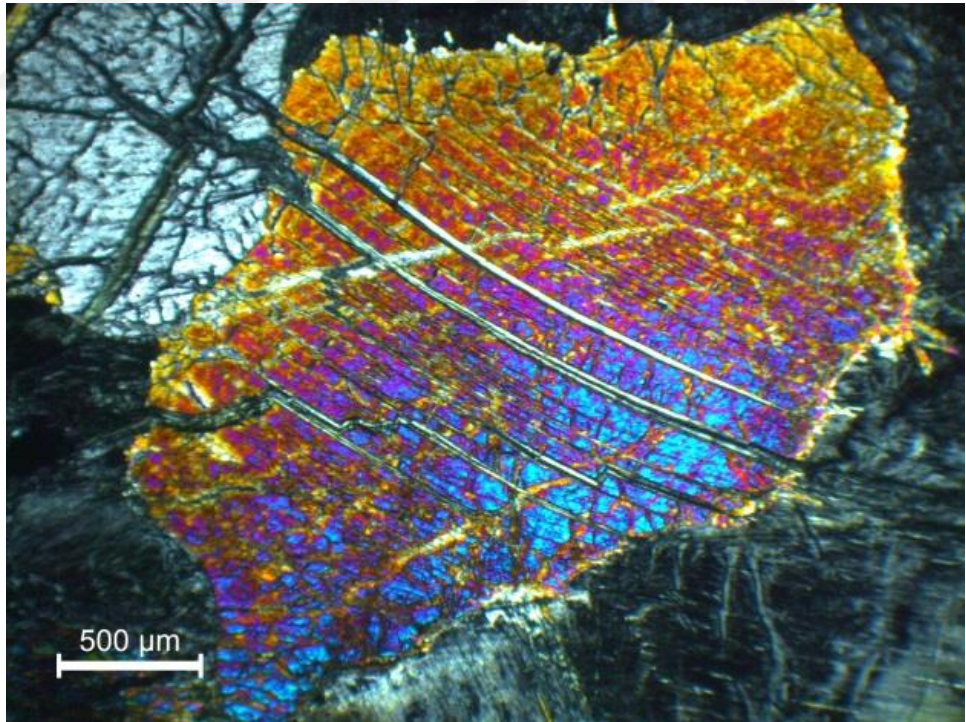
Şekil 3. 22. Gabro numunesinde gözlenen granüler ve poikilitik doku örnekleri (tek nikol)



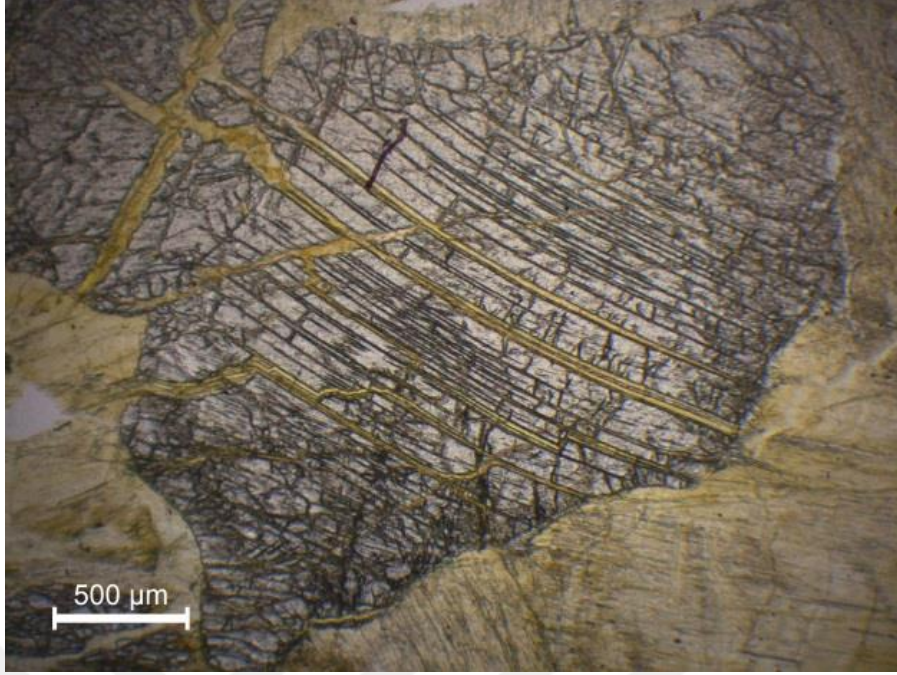
Şekil 3. 23. Klinopiroksenit numunesinde gözlenen iri klinopiroksenler, serpantinleşme, olivin kristalleri ve adkümülat doku (çift nikol)



Şekil 3. 24. Klinopyroksenit numunesinde gözlenen iri klinopyroksenler, serpantinleşme, olivin kristalleri ve adkümülat doku (tek nikol)



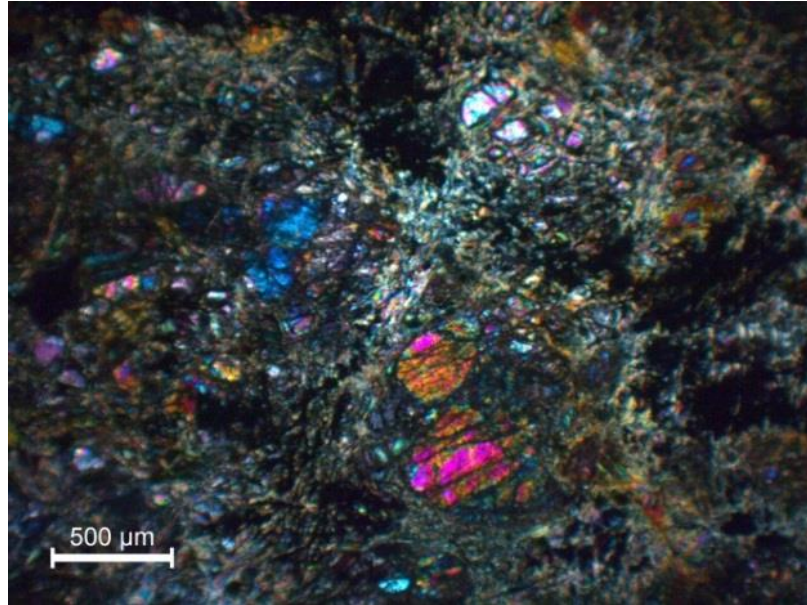
Şekil 3. 25. Klinopyroksenit numunesinde, klinopyroksen kristalinde gelişen deformasyon sonucu bükülme (çift nikol)



Şekil 3. 26. Klinopiroksenit numunesinde, klinopiroksen kristalinde gelişen deformasyon sonucu bükülme (tek nikol)

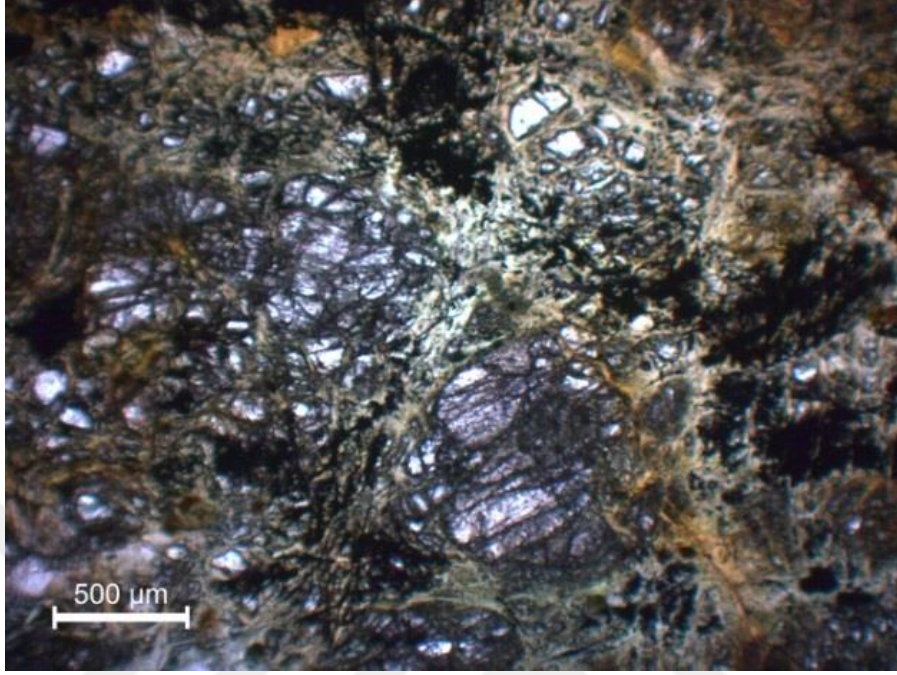
3.3. Kuzey Kıbrıs Ofiyoliti Kayaçlarının Petrografik İncelemesi

Kuzey Kıbrıs harzburjitleri genel olarak klinopiroksence zengin harzburjit tipi olup; yaklaşık %79–86 olivin, %10–17,5 ortopiroksen %1,3-3 civarı spinel ve %1,1-1,9 civarında klinopiroksenden oluşur (Şekil 3.27 ve 3.28).



Şekil 3. 27. Kuzey Kıbrıs harzburjitine ait numunelerde bulunan olivin, ortopiroksen ve spinel mineralleri ve yoğun serpantinizasyon (çift nikol)

Kuzey Kıbrıs harzburjitleri genellikle %60-80 civarında yoğun bir serpantinleşme göstermektedir (Şekil 3.28).



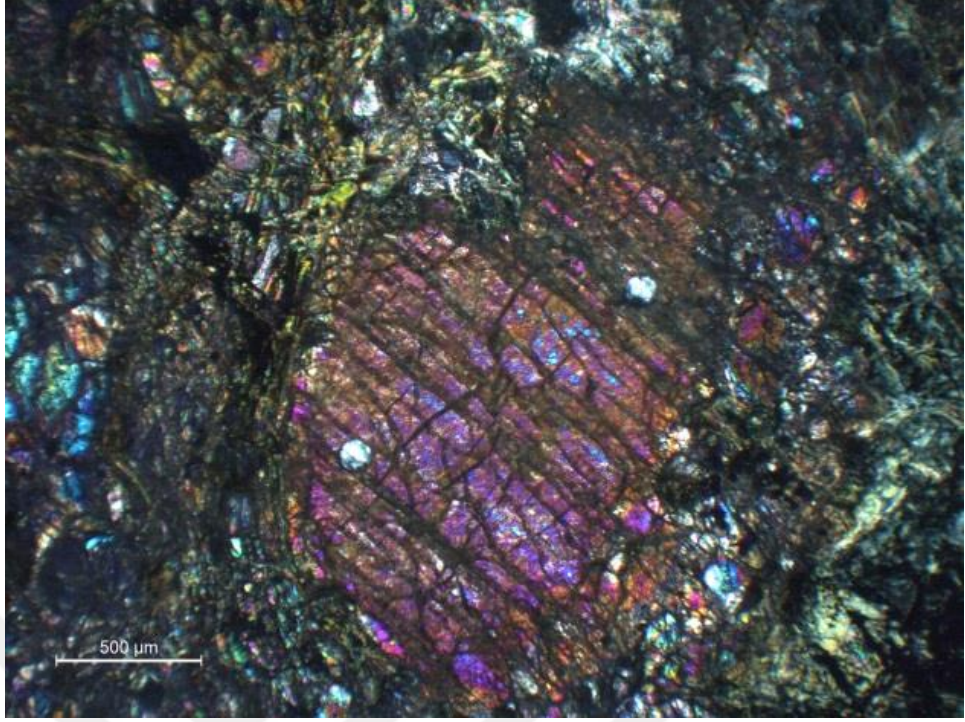
Şekil 3. 28. Kuzey Kıbrıs harzburjitine ait numunelerde bulunan olivin, ortopiroksen ve spinel mineralleri ve yoğun serpantinizasyon (tek nikel)

Olivinler genellikle boyutları 0.5 mm'den daha küçük neoblastlar şeklinde görülmektedir. İri ortopiroksen minerallerinin etrafında gözlenen olivinler, poligonal olarak bulunmaktadır (Şekil 3.29 ve 3.30).

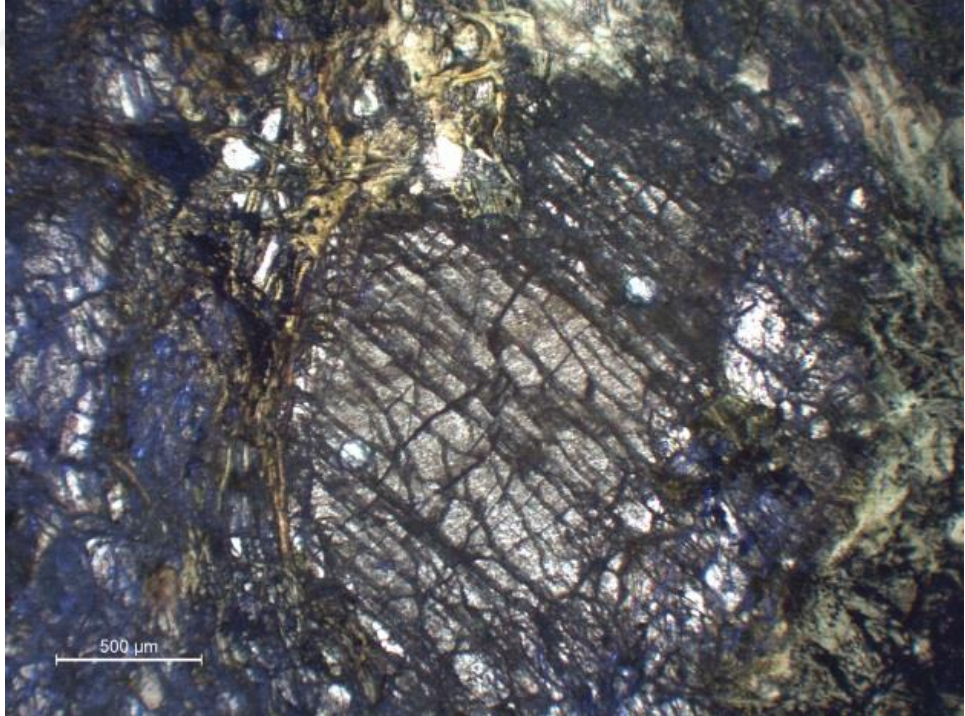
Ortopiroksen mineralleri 1-2 mm civarında boyutlarda genellikle etrafı küçük taneli olivinlerle çevrili şekilde, yarı özşekli olarak bulunmaktadır (Şekil 3.29 ve 3.30).

Klinopiroksenler genellikle çok daha az miktarlarda ve çok küçük boyutlarda görülmektedir.

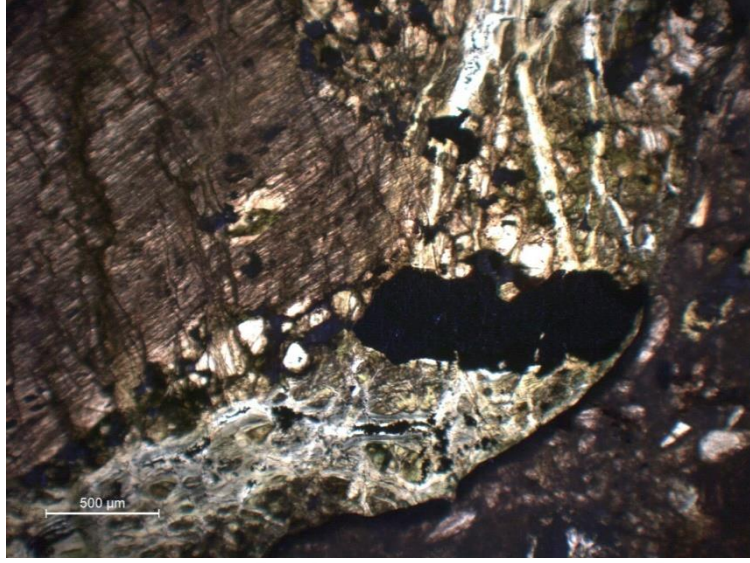
Spineller boyları 1 mm'ye varan saçınımlar halinde bulunmaktadır (Şekil 3.31.) Kuzey Kıbrıs harzburjitlerinde alterasyon ve deformasyondan en az etkilenen mineraller spinellerdir.



Şekil 3. 29. Kuzey Kıbrıs harzburgitine ait numunelerde bulunan iri ortopiroksen minerali ve etrafını saran küçük taneli olivin mineralleri (çift nikol)

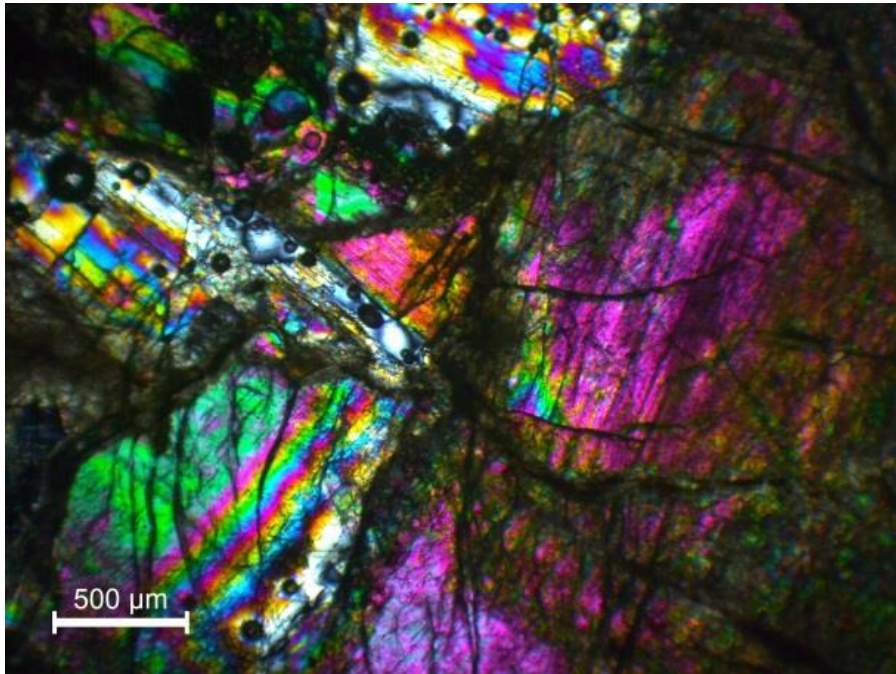


Şekil 3. 30. Kuzey Kıbrıs harzburgitine ait numunelerde bulunan iri ortopiroksen minerali ve etrafını saran küçük taneli olivin mineralleri (tek nikol)

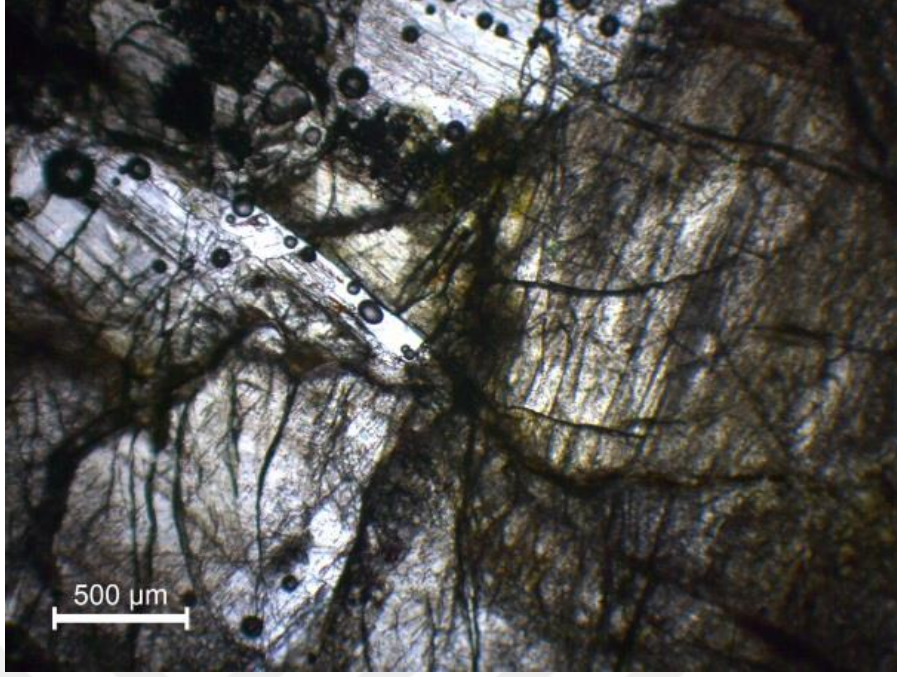


Şekil 3. 31. KKC hazburjitine ait numunelerde bulunan spinel kristalleri (tek nikol)

Kuzey Kıbrıs peridotitlerine ait klinopiroksenitlerin büyük çoğunluğu serpantinleşmeye uğramıştır (Şekil 3.32 ve 3.33). Klinopiroksenler genellikle deformasyon izleri taşımaktadır. Klinopiroksenler iri taneli olarak gözlemlenmiştir ve kayaç ilksel olarak adkümülat doku özelliği göstermektedir.



Şekil 3. 32. Klinopiroksenit numunesinde gözlenen iri klinopiroksenler ve serpantinleşme (çift nikol)



Şekil 3. 33. Klinopiroksenit numunesinde gözlenen iri klinopiroksenler ve serpantinleşme (tek nikol)

4. JEOKİMYA

4.1. Analitik Teknikler

Kızıldağ, Mersin ve K. Kıbrıs bölgelerinden örneklenen manto kesimi ve kabuk kesimine ait kayaçlar, “Kocaeli Üniversitesi Örnek Hazırlama Laboratuvarı”nda önce döner bıçaklı taş kesme aletiyle alterasyondan etkilenmiş olabilecek dış kısımları ayrıldıktan sonra, daha taze olarak kalan kısımlardan en az 2 kg’lık numuneler çeneli kırıcı ile küçük parçalara ayrılmıştır. Çeneli kırıcıda yaklaşık 5-10 mm büyüklüğünde olacak şekilde kırılmıştır. Tozlarının giderilmesi için 16 mesh (~1190 µm) elekten geçirilmiştir. Çeneli kırıcı ile numuneler öğütülürken kirlenmeyi minimum seviyeye indirmek için her numuneden sonra aletin kırıcı kısmı sökölüp, fırça, basınçlı hava ve alkol ile temizlenmiştir. Bu kaba öğütme aşamasından sonra numuneler, “Kocaeli Üniversitesi Örnek Hazırlama Laboratuvarı”nda Retsch, Mortar Grinder RM200 agat havanda numunenin %95’inin tane boyu 80 mesh (180 µm)’den küçük olacak şekilde pudra kıvamında öğütülmüştür. Öğütülen her numune tane boyu kontrolü için, 80 mesh elekten geçirilmiştir. Her bir numune yaklaşık 100 g hazırlanmıştır.

Pudra kıvamına getirilen kayaçların, tüm kayaç major oksit (Tablo 4.1 ve 4.2.) ve iz element (Tablo 4.3) içerikleri Montanuniversität Üniversitesi Leoben (Avusturya), Genel ve Analitik Kimya Bölümü’nde ölçülmüştür. Numunelerin ateşte kayıpları (L.O.I), pudra kıvamında olan kayaç tozlarından alınan bir parçanın yaklaşık 2 saat boyunca 950 °C’de ısıtılmasıyla ölçülmüştür. Kayaç tozları, Li₂B₄O₇ kullanılarak cam diskler oluşturulmuş ve bu diskler, dalgaboyu dağılımlı XRF cihazı (ARL Fisons Instruments 8410) kullanılarak numunelerin major elementleri ölçülmüştür. Numunelerin ve standartların (UB-N, PCC-1) tekrarlanan analizlerine dayanan yeniden üretilebilirlik değerleri; (% olarak RSD) SiO₂ için 0,21; TiO₂ için 0,90; MnO için 1,31; Al₂O₃ için 0,52; Fe₂O₃ için 0,23; MgO için 0,31; CaO için 0,88; Na₂O için 3,11; V için 8,28; Ni için 2,17; Co için 1,14 ve Cu için 3,28’dir.

Numunelerden bir kısım kayaç tozu da ayrılıp, 5 ml HNO₃ ve 2 ml HCl karışımında çözdürülmüştür.

Çözelti olarak analize hazır hale getirildikten sonra ICP-MS (HP 7500, Agilent Technologies) cihazıyla iz elementleri ölçülmüştür.

Mineral kimyası analizlerinde olivin, piroksen ve spinellerin major elementleri iki farklı laboratuvarında analiz edilmiştir. Bir grup örnek JEOL JXA-8200 mikroprobu kullanılarak ETH Zürih'te; diğer grup ise JEOL Superprobe 8600 ile Utrecht Üniversitesi'nde analiz edilmiştir. Her iki grup numunelerin ölçümleri, 15kV hızlanma voltajı, 20nA ışın akımı ve elemente bağlı olarak 20-100s koşullarında gerçekleşmiştir. Her iki analiz seti için ölçümler, elemente bağlı olarak 15 kV hızlanma voltajı, 20 nA ışın akımı ve 20-100 s sayma süresi çalışma koşullarında gerçekleşmiştir. Minerallerin iz element konsantrasyonlarının yerinde ölçümleri için bir numune alt seti hazırlanmıştır. Analizler, cilalanmış kalın kesitler (>80µm) üzerinde, ETH Zürih'te LA-ICP-MS kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Lazer ablasyon, 100 mJ'lik bir darbe enerjisi ve 5 Hz'lik bir darbe tekrarlama oranı ile bir ArF Excimer lazer (193 nm) kullanılarak bir He atmosferinde gerçekleştirilmiştir. Lazer ablasyona maruz kalmış malzeme, ELAN 6100 DRC ICP-MS'nin torçuna sürekli bir argon akışı içinde bırakılmıştır. Maksimum 10 rastgele analiz, doğrusal sapma düzeltilmesi için harici bir standardın (NIST SRM 610) ölçümü ile gruplandırılmıştır. Standart ve numuneler arasındaki ablasyon verimindeki farklılıkları düzeltmek için dahili standartlar olarak 43Ca ve 30Si kullanılmıştır. Her bir mineral tanesi için ortalama 3 ila 10 analiz rapor edilmiştir. Bu çalışmada analiz edilen manto fazları için güvenilir sonuçlar elde etmek için sentetik ve doğal mineral standartları kullanılmıştır.

Kızıldağ ve Mersin ofiyolitlerinden alınan numunelerin aynı zamanda Os izotopik konsantrasyonları ölçülmüştür. İleri derece siderofil elementler (HSE) ve $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ oranları Leoben Üniversitesi'nde (Avusturya), dört kutuplu ICP-MS (HP 7500, Agilent Technologies) cihazı kullanılarak, izotop seyreltme yöntemi ile analiz edilmiştir. 2 g numune tozu, 50 ml'lik kuvars kaplar içinde tartılmış ve HSE izotop izleyicilerinden (^{185}Re , ^{190}Os , ^{101}Ru , ^{106}Pd , ^{191}Ir ve ^{198}Pt) oluşan çok elementli bir değeri bilinen numune (spike) ile karıştırılmıştır. Yaklaşık 125 bar basınç altında 300 °C'de yüksek basınçlı bir kül yapıcı mikrodalga cihazında (®HPA-S Anton Paar–Perkin-Elmer Instruments, Graz) numune tozunu çözdürmek için iki mililitre konsantre düşük sıcaklıkta kaynatılmış (sub-boiled) HCl ve 5 ml konsantre düşük sıcaklıkta kaynatılmış (sub-boiled) HNO_3 ilave edilmiştir. Osmiyum

konsantrasyonları, soğutulduktan sonra dört kutuplu bir ICP-MS'nin (®HP7500 Agilent Technologies) torcuna doğrudan beslenen OsO₄ uçucu bileşiği olarak ölçülmüştür. Elde edilen çözelti santrifüjlenmiş ve kuruyana kadar buharlaştırılmıştır. Daha sonra numune, 2 ml 0,1 mol/l HCl içine alınmış ve filtrelemeden sonra, kalan HSE (Ir, Ru, Pt, Pt) için çevrimiçi matris ayrımı için bir katyon değişim kolonuna (Dowex AG50Wx8 200-400 mesh, Fluka) yüklenmiştir. Çözelti daha sonra santrifüjlenmiş ve kuruyana kadar buharlaştırılmıştır. Daha sonra, numune 2 ml 0,1 mol / l HCl içine alınmış ve son filtreleme, kalan HSE (Ir, Ru, Pt, Pt) için çevrimiçi matris ayrımı için bir katyon değişim kolonuna (Dowex AG50Wx8 200-400 mesh, Fluka) yüklenmiştir. Ru, Pd, Re, Os, Ir ve Pt izotop seyreltme ile belirlenirken, Rh, katyon değişim kolonunda on-line ayırma sırasında elde edilen diğer HSE pikleri ile kalibrasyon yoluyla belirlenmiştir. Ultramafik referans materyalinin (UB-N) taze kısımlarının tekrarlı sindirilmesinden elde edilen HSE konsantrasyonları, Meisel ve Moser (2004) tarafından elde edilen kompozisyon aralığında olup, <10'luk bir belirsizliğe işaret etmektedir. Tekrarlı çözdürülmeye ve dört numunenin yinelenen analizlerine dayanan yeniden üretilebilirlik (% olarak RSD) değerleri; Os için, 2,6-7,2; Ir için 1,8-3,5; Ru için 3,8-6,4; Pt için 3,4-5,8; Pd için 3,1-5,1; Rh için 3,6-9,3 ve Re için 1,7-3,2'dir. Numunelerin bir kısmı, NTIMS teknikleri (Creaser vd., 1991; Völkeninget vd., 1991) kullanılarak Hannover (Almanya) Federal Yer Bilimleri ve Doğal Kaynaklar Enstitüsü'nde (BGR) Os izotopları için analiz edilmiştir.

Değeri bilinen numune (spike) ile karıştırılan 2 g numune tozunun taze parçasının HPA cihazında asitle çözdürülmesi sonrasında Os, konsantre HBr'de toplanmış, mikrodistile edilmiş ve kurutulmuştur. Örneklerin Os'ları ve Os referans malzemesi "LOsSt", bir aktivatör olarak Ba(OH)₂ kullanılarak platin-filamentler üzerine HBr ile yüklenmiş ve kırmızı ışık lambası kullanılarak kurutulmuştur. Ölçümler, dokuz Faraday kabı (FC) ve bir aksel ikincil elektron çarpanı (SEM) ile donatılmış bir Thermo Finnigan Triton çok-toplayıcı TIMS cihazı üzerinde tek filaman tekniği ve negatif modda gerçekleştirilmiştir. Os yükleri >5 ng, FC kullanılarak statik modda rutin olarak ölçülmüştür. Ancak bazı düşük yükler, SEM veya karışık SEM/FC modu kullanılarak dinamik ölçümler gerektirmiştir. FC ölçümü; her biri 16 entegrasyonlu 50 tarama 1 saniye entegrasyon süresiyle gerçekleştirilmiştir. SEM ölçümü, sinyal yoğunluğuna bağlı olarak 4 ile 16 saniye arasında değişen entegrasyon sürelerine sahip 50 tarama

olarak gerçekleştirilmiştir. Re'nin varlığı, kütle 233'ün ($^{185}\text{Re}^{16}\text{O}_3$ 'e karşılık gelir) eş zamanlı kaydı ile kontrol edilmiştir. Taban çizgisi her bloktan önce ölçülmüştür. Os izotop referans materyalinin (LOsST) tekrar analizi ile izlenen $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ oranları için harici tekrarlanabilirliğin 2σ seviyesinde $\pm \%2,4$ 'ten daha iyi olduğu görülmüştür. Ölçülen tüm kayaç $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ izotopik bileşimleri Tablo 4.4.'te verilmiştir.

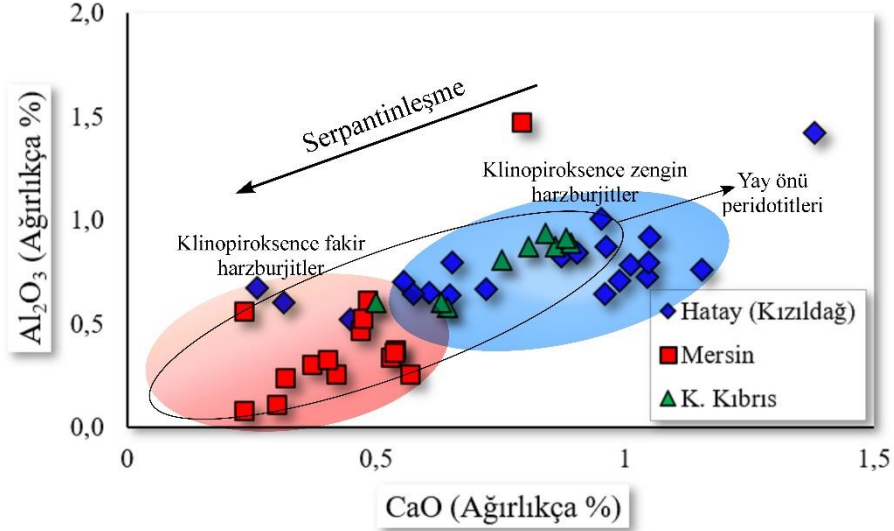
4.2. Tüm Kayaç Majör Element İçerikleri

4.2.1. Manto kayaçlarının majör element içerikleri

Bütün bölgelerden örneklenen peridotit numuneleri serpantinizasyon işlemlerinden değişken derecelerde etkilenmiştir (Kızıldağ için; $\sim\%35-50$, Mersin için; $\sim\%40-65$ ve K. Kıbrıs için; $\sim\%60-80$) (Ateşte kayıpları; 7,65-16,75) bu nedenle iz element içerikleri serpantinizasyon öncesini temsil edemeyeceği için tüm kayaç jeokimyası kapsamında değerlendirilmemiştir. Peridotitlerin majör element konsantrasyonlarının serpantinizasyondan önemli derecede etkilenmediği daha önceki çalışmalarda bildirilmiştir (Niu vd., 2004). Bu nedenle tüm kayaç jeokimyası kısmında ana değerlendirme verileri olarak, peridotitlerin majör element konsantrasyonları kullanılmıştır.

Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait peridotitlerden alınan numuneler, $\%0,523-1,423$ arasında; Mersin peridotitleri, $\%0,085-1,475$ arasında ve K. Kıbrıs peridotitleri ise, $\%0,58-0,94$ değerleri arasında Al_2O_3 değerleri göstermektedir. Tüm bölgeler için Al_2O_3 değeri ortalama $\%0,66$ civarında olup, Mersin ve K. Kıbrıs peridotitleri, Kızıldağ peridotitlerine nazaran daha düşük konsantrasyonlarda kalmaktadır. CaO konsantrasyonları $\%0,26-1,382$ arasında; Mersin peridotitleri, $\%0,234-0,791$ arasında ve K. Kıbrıs peridotitleri ise, $\%0,50-0,89$ değerleri arasında bulunmaktadır. Al_2O_3 değerleri ile CaO değerleri korele edildiğinde tüm bölgelere ait peridotitlerin modal klinopiroksen dağılımına göre bir ayrımın bulunduğu görülmektedir (Şekil 4.1.). Tüm bölgeler için Al_2O_3 ve CaO içeriklerinin, Al_2O_3 için $\%4,45$; CaO için $\%3,55$ olarak ölçülmüş tüketilmiş üst manto değerlerinin (McDonough ve Sun, 1995) çok altında kaldığı gözlenmiştir. Peridotitlerin Al_2O_3 -CaO değerleri karşılaştırıldığında çoğunun yay önü peridotitleri alanında kaldığı ve aynı zamanda bu değerlerin Pearce vd. (1992)'ye göre abisal peridotit değerlerinden daha düşük olduğu görülmüştür (Şekil 4.1.). Kızıldağ ve K. Kıbrıs peridotitlerinin Mersin peridotitlerine nazaran

klinopiroksence daha zengin olduğu tahmin edilmektedir, dolayısıyla hem Al_2O_3 hem de CaO değerlerinden ve klinopiroksen oranının daha düşük olmasından da anlaşılacağı üzere Mersin peridotitlerinin daha fazla kısmi ergimeye maruz kaldığı düşünülmektedir.



Şekil 4. 1. Peridotitlerden ölçülen tüm kayaç Al_2O_3 (Ağırlıkça %) - CaO (Ağırlıkça %) değerlerinin karşılaştırma diyagramı. Yay öntü peridotitleri alanı Pearce vd., (1992)'den alınmıştır

Peridotitlerin MgO içeriklerinin yüksek olması ve bu duruma eşlik eden modal klinopiroksen oranının azalması ergiyik tüketiliminin derecesini yansıtır. MgO içeriği kayaçtaki olivin oranının artmasıyla beraber artmaktadır. Diğer bir deyişle lertzolitte daha düşükken, harzburjit ve dunite doğru ergiyik tüketilme derecesi arttıkça MgO içeriği de artmaktadır (Parkinson ve Pearce, 1998). Bu yüzden her numune için MgO içeriği, diğer ana oksitlerle karşılaştırılmaktadır (Şekil 4.2.). Her üç bölgeden alınan peridotit numunelerinin tüm kayaç analiz verilerine göre, MgO (Ağırlıkça %) konsantrasyonları 43,6 ile 50,3 arasında değişmekte olup, numunelerin MgO'ca zengin olduğunu göstermektedir (Tablo 4.1. ve Şekil 4.2.).

Tüm kayaç Mg# değerleri üç bölge için de ortalama 0,95 civarındadır. Al, Ca, Ti gibi ergime sırasında uyumsuz davranış gösteren elementlerin tüm kayaç analiz değerleri, MgO konsantrasyonlarıyla negatif bir trend göstermektedir, bu elementlerin konsantrasyonları ergime derecesi arttıkça düşmektedir.

Tablo 4. 1. Kızıldağ (Kızıldağ), Mersin ve Kuzey Kıbrıs ofiyolitlerinin manto kesimini temsil eden kayaların majör element içerikleri

Konum	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)
Numune no	H-7	H-31	H-32	H-33	H-34	H-35	H-36	H-37	H-38	H-39
Kayaç cinsi	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb
Majör Oksitler (Ağırlıkça %)										
SiO ₂	44,68	43,25	43,66	44,22	43,94	44,17	44,43	44,13	44,30	43,87
TiO ₂	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Al ₂ O ₃	0,71	0,73	0,70	0,92	0,88	0,65	0,67	0,79	0,80	0,64
Fe ₂ O ₃	8,64	8,64	8,70	8,88	8,67	8,88	8,68	8,73	8,73	8,71
MnO	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
MgO	44,82	45,12	46,00	45,61	45,45	45,56	45,24	44,94	45,30	45,46
CaO	0,99	1,04	0,56	1,05	0,96	0,61	0,72	1,01	1,05	0,57
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,41	0,38	0,33	0,31	0,35	0,34	0,37	0,37	0,35	0,35
L.O.I	11,38	9,94	13,17	12,40	11,54	8,68	11,37	8,67	12,08	10,17
Toplam	100,40	99,30	100,10	101,14	100,39	100,34	100,25	100,11	100,66	99,74

Konum	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)
Numune no	H-40	H-41	H-8	H-10	H-11	H-13	H-15	H-16	H-18	H-19
Kayaç cinsi	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb
Majör Oksitler (Ağırlıkça %)										
SiO ₂	43,98	44,20	42,99	44,41	43,72	43,74	43,85	44,06	43,95	43,29
TiO ₂	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02
Al ₂ O ₃	1,01	0,83	0,65	0,85	1,42	0,64	0,67	0,60	0,80	0,76
Fe ₂ O ₃	9,00	8,61	8,70	8,53	9,22	8,55	8,99	8,75	8,18	8,64
MnO	0,13	0,12	0,12	0,12	0,13	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
MgO	45,11	46,30	45,33	45,35	44,35	46,27	46,13	45,86	45,53	45,72
CaO	0,95	0,87	0,96	0,90	1,38	0,65	0,26	0,32	0,65	1,15
Na ₂ O	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00
K ₂ O	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,32	0,36	0,34	0,37	0,25	0,33	0,34	0,31	0,37	0,31
L.O.I	9,36	7,74	13,08	10,97	11,13	10,92	14,71	14,43	12,07	10,03
Toplam	100,58	101,31	99,10	100,54	100,50	100,31	100,38	100,03	99,69	100,03

Tablo 4.1. (Devam) Kızıldağ (Hatay), Mersin ve Kuzey Kıbrıs ofiyolitlerinin manto kesimini temsil eden kayaçların majör element içerikleri

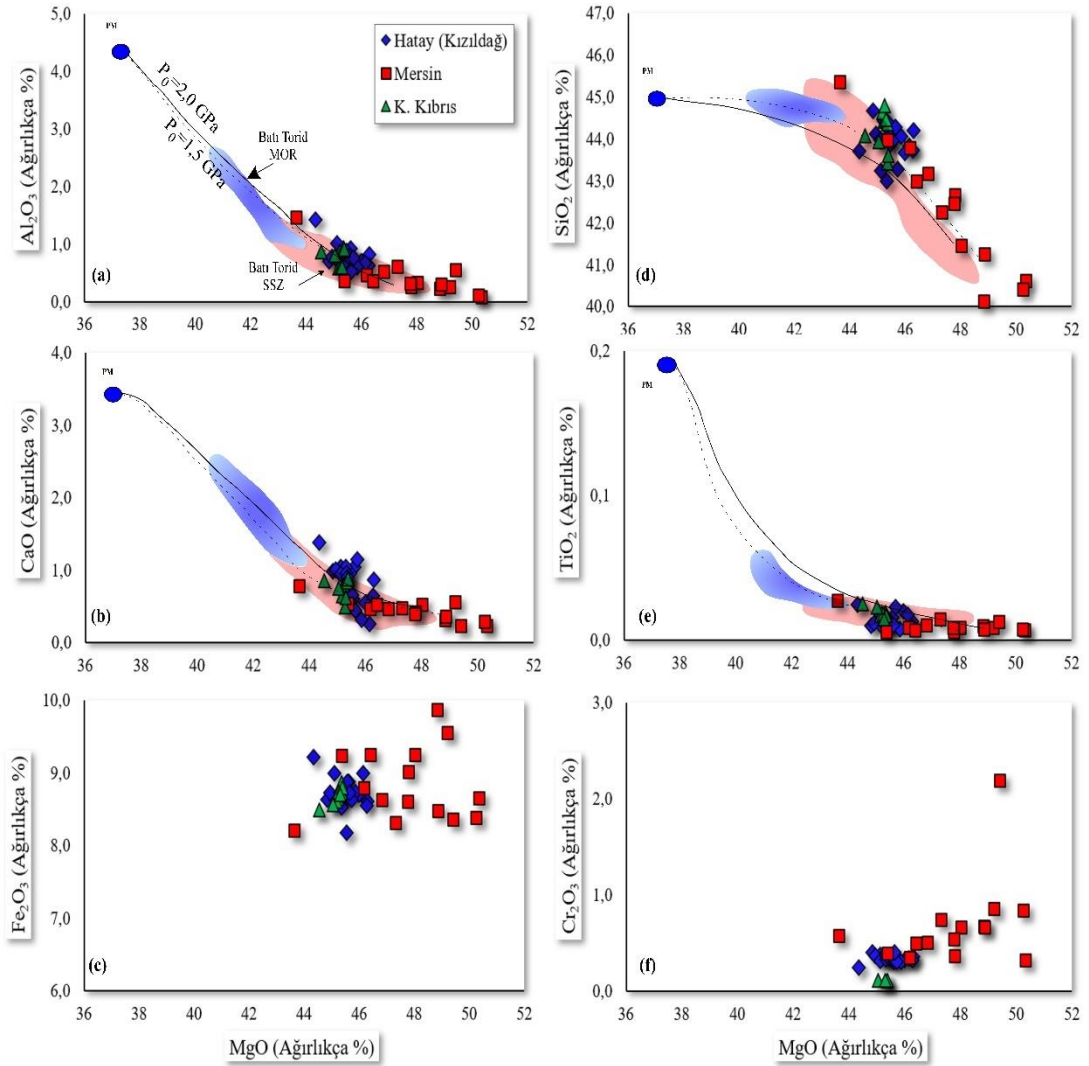
Konum	Kızıldağ (Hatay)	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin
Numune no	H-20	M-1	M-2	M-5	M-8	M-14	M-15	M-16	M-17	M-22
Kayaç cinsi	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Du	Du
Majör Oksitler (Ağırlıkça %)										
SiO ₂	44,28	40,14	40,61	40,42	39,98	45,38	43,98	43,79	39,50	41,26
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	0,52	0,24	0,09	0,11	0,26	1,48	0,37	0,47	0,56	0,30
Fe ₂ O ₃	8,73	9,87	8,67	8,39	9,56	8,22	9,25	8,80	8,37	8,48
MnO	0,12	0,15	0,12	0,12	0,14	0,15	0,13	0,12	0,11	0,13
MgO	45,64	48,83	50,34	50,24	49,20	43,63	45,37	46,18	49,39	48,87
CaO	0,45	0,32	0,24	0,30	0,57	0,79	0,54	0,47	0,23	0,37
Na ₂ O	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,41	0,68	0,33	0,85	0,86	0,58	0,40	0,36	2,20	0,67
L.O.I	11,64	16,24	16,29	15,58	16,75	9,07	8,99	12,26	15,23	11,16
Toplam	100,32	100,23	100,39	100,44	100,58	100,27	100,05	100,20	100,38	100,10
Konum	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs
Numune no	M-7	M-21	M-22	M-23	M-24	M-25	K-17	K-10	K-8	K-1
Kayaç cinsi	Du	Hzb	Hzb	Hzb	Du	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb
Majör Oksitler (Ağırlıkça %)										
SiO ₂	41,47	42,25	43,19	43,00	42,67	42,47	44,07	44,44	43,43	44,63
TiO ₂	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	0,34	0,62	0,53	0,36	0,26	0,33	0,87	0,88	0,94	0,58
Fe ₂ O ₃	9,26	8,32	8,64	9,25	9,02	8,62	8,50	8,65	8,87	8,62
MnO	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,12	0,13	0,13	0,14	0,14
MgO	48,02	47,31	46,81	46,40	47,80	47,76	44,54	45,23	45,35	45,17
CaO	0,53	0,48	0,47	0,54	0,42	0,40	0,86	0,81	0,84	0,64
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	n/a	n/a	n/a	n/a
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	n/a	n/a	n/a	n/a
Cr ₂ O ₃	0,67	0,75	0,51	0,50	0,37	0,55	n/a	n/a	n/a	n/a
L.O.I	11,36	9,16	10,07	7,92	6,61	9,22	7,65	8,75	9,50	10,94
Toplam	100,43	99,89	100,29	100,20	100,67	100,27	99,04	100,16	99,59	99,79

Tablo 4.1. (Devam) Kızıldağ (Hatay), Mersin ve Kuzey Kıbrıs ofiyolitlerinin manto kesimini temsil eden kayaların majör element içerikleri

Konum	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs
Numune no	K-24	K-11	K-12	K-19	K-4
Kayaç cinsi	Hzb	Hzb	Hzb	Du	Hzb
Majör Oksitler (Ağırlıkça %)					
SiO ₂	44,81	43,93	44,36	43,61	44,46
TiO ₂	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
Al ₂ O ₃	0,60	0,81	0,89	0,92	0,61
Fe ₂ O ₃	8,74	8,57	8,73	8,80	8,71
MnO	0,14	0,13	0,13	0,14	0,13
MgO	45,26	45,05	45,37	45,39	45,30
CaO	0,50	0,75	0,89	0,88	0,63
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
P ₂ O ₅	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
Cr ₂ O ₃	n/a	0,12	0,11	0,12	0,12
L.O.I	8,12	9,58	10,02	10,22	10,15
Toplam	100,07	99,38	100,50	99,87	99,98

Ergime derecesi arttıkça MgO konsantrasyonu artmaktadır (Şekil 4.2.). MgO değerlerinin yüksek olup diğer (Al, Ca, Ti, Si) elementlerin düşük olduğu bu negatif korelasyon, kısmi ergime sırasında bazaltik bir ergiğin ayrılması sonucu peridotitlerin önemli ölçüde tüketildiğini göstermektedir (Dick ve Bullen, 1984; Aldanmaz, 2012a). MgO içeriğinin yüksek oluşuna diğer elementlerin düşük değerlerinin eşlik etmesi kayadaki olivin bolluğunun artıp, klinopiroksen bolluğunun azalmasının da bir göstergesidir ve buna dayanarak tüm peridotitlerin ergime kalıntıları olarak oluşmuş olabileceği söylenebilir.

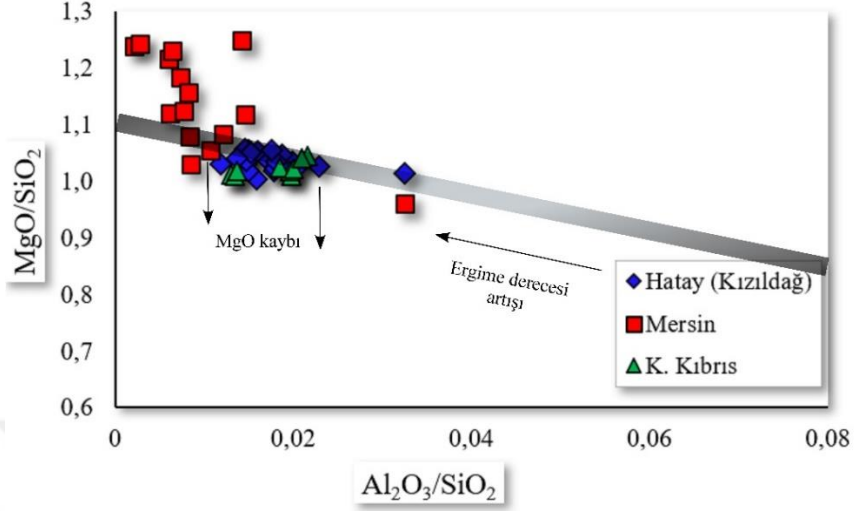
Ayrıca bu verilere ek olarak bazı numunelerde kısmi ergime kalıntılarında göre FeO konsantrasyonları yüksek ve SiO₂-MgO korelasyonundaki eğim daha dik olarak gözlemlenmiştir. Bu durumun kayaç-ergiyik etkileşiminin etkileri olduğu düşünülmektedir (Şekil 4.2.). Tüm bölgeler için ofiyolitlerden alınan numuneler tüketilmiş manto bölgelerini temsil etmektedir fakat majör element içerikleri bakımından bazı farklar görülmektedir. Mersin ofiyolitinin manto kesiminden örneklenmiş peridotitler diğer bölgelere nazaran daha yüksek MgO ve daha düşük CaO ve Al₂O₃ konsantrasyonlarına sahiptir ve bu Mersin peridotitlerinin daha fazla tüketilmiş olduğunu göstermektedir (Şekil 4.2.).



Şekil 4. 2. Peridotitlerden ölçülen tüm kayaç MgO içeriği ile majör oksitlerin karşılaştırma diyagramları; (a) MgO-Al₂O₃, (b) MgO-CaO, (c) MgO-Fe₂O₃, (d) MgO-SiO₂, (e) MgO-TiO₂, (f) MgO-Cr₂O₃ (Batı Toridler'e ait veriler Aldanmaz vd., 2009'dan; Ergime trendleri, Aldanmaz vd., 2020'den alınmıştır)

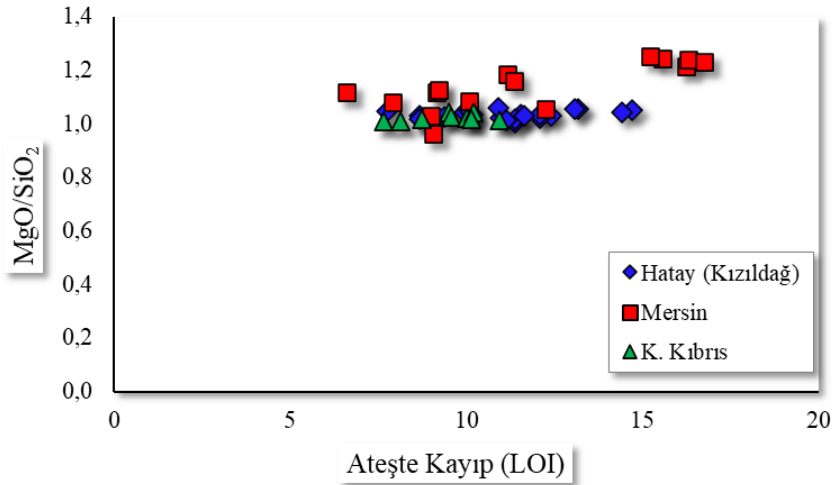
Peridotit numuneleri tüm kayaç analizlerinden elde edilen verilere göre Al₂O₃/SiO₂ ve MgO/SiO₂ oranları karşılaştırıldığında, Kızıldağ peridotitlerinin Al₂O₃/SiO₂ değerleri ortalama 0,017; Mersin peridotitlerinin ortalama 0,0098 ve K. Kıbrıs peridotitlerinin ortalama 0,02 değerlerine sahip olduğu görülmektedir (Şekil 4.3.). MgO/SiO₂ oranları ise tüm bölgelerde 1 civarında olup en yüksek ortalamaya Mersin peridotitleri sahiptir (ort. MgO/SiO₂=1,14). Kızıldağ ve K. Kıbrıs peridotitlerinin büyük kısmı ile Mersin peridotitlerine ait birkaç numunenin, şekil 4.3.'te bulunan gri ile gösterilmiş sınırlı bölge yani primitif mantonun sürekli tüketilimini ifade eden ve "terrestrial array" olarak tanımlanmış (Jagoutz vd, 1979; Hart ve Zindler, 1986) olan alan ve yakınında

kaldığı görülmektedir. Kızıldağ ve K. Kıbrıs numunelerinin bazılarında MgO kaybı gözlenirken Mersin numunelerinin çoğunda MgO artışı gözlenmektedir (Şekil 4.3.).



Şekil 4. 3. Kızıldağ, Mersin ve K. Kıbrıs peridotitlerinin tüm kayaç Al_2O_3/SiO_2 - MgO/SiO_2 oranlarının karşılaştırması. Gri ile temsil edilen kısıtlı alan primitif mantonun ergiyik tüketiminin derecesini temsil etmektedir (Jagoutz vd, 1979; Hart ve Zindler, 1986)

MgO/SiO_2 değerleri ile serpantinleşme göstergesi olarak ateşte kayıp değerleri karşılaştırıldığında (Şekil 4.4.), Kızıldağ ve K. Kıbrıs numunelerinde anlamlı bir fark gözlenmezken Mersin numunelerinin birçoğunda ateşte kayıp oranlarıyla MgO/SiO_2 arasında pozitif bir korelasyon gözlenmektedir.



Şekil 4. 4. Kızıldağ, Mersin ve K. Kıbrıs peridotitlerinin tüm kayaç Ateşte Kayıp (LOI) değerleri ile MgO/SiO_2 oranlarının karşılaştırması

MgO artışının bu numuneler için serpantinizasyonun etkisinden dolayı olduğu düşünülmektedir. Tüm kayaç majör oksit değerlerinin serpantinleşme süreçlerinden önemli oranda etkilenmediği kabul edilmekte olup, Al_2O_3/SiO_2 oranlarındaki azalış primitif mantonun ergime derecesinin ve dolayısıyla tüketilme derecesinin arttığını göstermektedir; tüm bölgelere ait numunelerin primitif mantoya göre oldukça tüketilmiş olduğu gözlenmektedir (Şekil 4.3.).

4.2.2. Kabuk kayaçlarının majör element içerikleri

Kızıldağ ve Mersin ofiyolitlerinden okyanusal kabuğu temsil eden gabro, doleritik, boninitik ve toleyitik dayklarla beraber toleyit, boninit ve bazaltlardan da kimyasal analizler yapılmıştır (Tablo 4.2).

Kızıldağ Ofiyoliti'nden ve Mersin Ofiyoliti'nden alınan piroksenit numunelerinin tüm kayaç analizleri yapılmıştır. Kızıldağ piroksenitlerinin ateşte kayıp (L.O.I) değerleri %2,07-4,07 arasında değişmekte olup, %0,70-1,79 değerlerine sahip olan Mersin piroksenitlerine göre nispeten yüksek değerlerde olduğu görülmüştür (Tablo 4.2.).

MgO konsantrasyonları Kızıldağ için ortalama %12,89 civarında iken, Mersin için nispeten daha yüksek olup ortalama değer %21,82 civarındadır. Mg# değerleri her iki bölge için de oldukça yüksektir (Kızıldağ ortalama; 0,84, Mersin ortalama; 0,94) bu yüksek MgO değerleriyle birlikte yüksek Mg# değerleri bu kayaçların kökeninin ilksel magma olduğunu göstermektedir (Green, 1971; Velasco-Tapia vd., 2001). MgO değerlerine karşılık diğer majör elementlerin incelendiği diyagramlarda, iki bölgeye ait piroksenit numunelerinin birbirlerinden farklı şekillerde ilişkiler sunduğu gözlenmiştir (Şekil 4.5.). Piroksenitlerin majör element değerleri incelendiğinde, yüksek Al_2O_3 ve CaO konsantrasyonlarına sahip oldukları gözlenmiştir (Tablo 4.2.).

Mersin piroksenitlerinin ortalama Al_2O_3 değerleri %1,59 civarı iken, Kızıldağ numunelerinin ortalama %14,78 ile oldukça yüksek Al_2O_3 içeriklerine sahip olduğu görülmektedir (Tablo 4.2 ve Şekil 4.5). CaO konsantrasyonları her iki bölge için de yüksek olup, Kızıldağ piroksenitleri için ortalama değer %15,09 iken, Mersin piroksenitlerindeki ortalama değer %19,47 olarak görülmektedir. Kızıldağ piroksenitlerinin ortalama %46,38 SiO_2 ve Mersin piroksenitlerinin ortalama %51,9 SiO_2 içermesi, Mersin peridotitlerinin daha fazla ultrabazik özellik taşıdığını

göstermektedir. SiO₂ içeriklerinin, MgO içerikleriyle pozitif korelasyon gösterdiği gözlenmiştir (Şekil 4.5).

Tablo 4. 2. Kızıldağ (Kızıldağ), Mersin ve Kuzey Kıbrıs ofiyolitlerinin kabuk kesimini temsil eden kayaların majör element içerikleri

Konum	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)
Numune no	H-6	H-14	H-42	H-43	H-44	H-45	H-1	H-3	H-46	H-47
Kayaç cinsi	Prx	Prx	Prx	Prx	Prx	Prx	Gabro	Gabro	Gabro	Gabro
Major Oksitler (Ağırlıkça %)										
SiO ₂	46,14	46,59	46,49	46,29	46,44	46,36	49,31	49,92	49,52	49,78
TiO ₂	0,12	0,16	0,14	0,15	0,14	0,15	0,27	0,22	0,25	0,23
Al ₂ O ₃	17,49	13,67	13,30	14,89	14,83	14,53	17,56	14,61	15,79	15,32
Fe ₂ O ₃	4,02	14,26	9,02	10,96	7,50	11,96	6,21	7,16	6,53	6,95
MnO	0,09	0,17	0,17	0,15	0,13	0,14	0,12	0,14	0,13	0,14
MgO	11,01	13,77	13,06	13,59	13,75	12,15	9,61	12,32	10,53	11,72
CaO	20,65	10,39	17,37	12,62	15,85	13,65	15,59	14,81	15,34	14,98
Na ₂ O	0,37	0,52	0,42	0,49	0,44	0,47	1,30	0,74	1,10	0,87
K ₂ O	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,04	0,02	0,03	0,02
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,14	0,03	0,11	0,09	0,08	0,11	0,09	0,04	0,07	0,05
L.O.I	3,97	3,66	2,07	3,32	3,07	4,07	2,06	1,31	2,06	2,47
Toplam	100,04	99,60	100,10	99,25	99,20	99,55	100,10	99,98	99,30	100,06

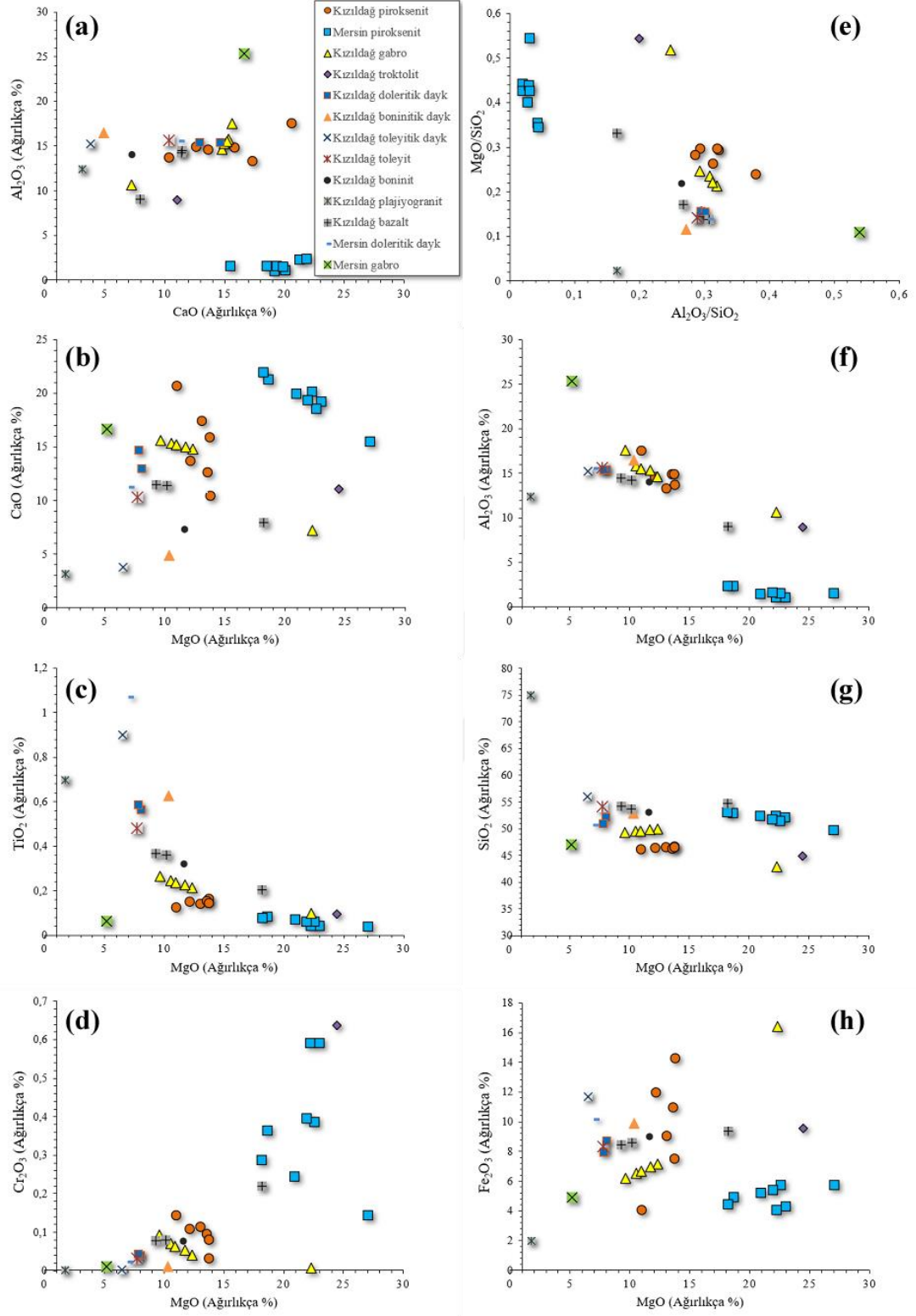
Konum	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)
Numune no	H-48	H-2	H-9	H-17	H-22-C	H-5	H-21-A	H-21-B	H-22-A	H-22-B
Kayaç cinsi	Gabro	Gabro	Dolerit dayk	Dolerit dayk	Plajiyogranit	Troktolit	Bon. dayk	Tol. dayk	Toleyit	Boninit
Major Oksitler (Ağırlıkça %)										
SiO ₂	49,61	42,94	52,14	50,90	74,98	44,95	52,85	56,01	54,19	53,09
TiO ₂	0,24	0,10	0,56	0,59	0,70	0,10	0,63	0,90	0,48	0,32
Al ₂ O ₃	15,51	10,62	15,36	15,35	12,38	8,94	16,44	15,22	15,65	14,00
Fe ₂ O ₃	6,68	16,42	8,68	7,94	1,96	9,55	9,90	11,71	8,35	9,01
MnO	0,13	0,22	0,13	0,13	0,02	0,14	0,15	0,17	0,09	0,16
MgO	10,94	22,27	8,08	7,85	1,74	24,44	10,34	6,49	7,72	11,61
CaO	15,23	7,23	12,93	14,65	3,13	11,06	4,88	3,78	10,34	7,28
Na ₂ O	1,02	0,25	2,28	2,65	4,62	0,25	4,56	5,46	3,07	4,27
K ₂ O	0,03	0,02	0,04	0,04	0,34	0,01	0,21	0,24	0,25	0,39
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,04	0,04	0,11	0,01	0,04	0,05	0,03	0,02
Cr ₂ O ₃	0,06	0,01	0,04	0,04	0,00	0,64	0,01	0,00	0,03	0,08
L.O.I	2,61	1,95	1,78	3,82	1,62	5,61	4,74	3,21	2,04	3,77
Toplam	99,44	100,09	100,27	100,18	99,97	100,09	99,99	100,03	100,21	100,23

Tablo 4.2. (Devam) Kızıldağ (Kızıldağ), Mersin ve Kuzey Kıbrıs ofiyolitlerinin kabuk kesimini temsil eden kayaçların majör element içerikleri

Konum	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin
Numune no	H-23	H-24	H-26	M-6	M-7	M-9	M-10
Kayaç cinsi	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Prx	Prx	Prx	Prx
Majör Oksitler (Ağırlıkça %)							
SiO ₂	53,70	54,24	54,80	52,09	52,30	51,47	51,63
TiO ₂	0,36	0,37	0,20	0,04	0,04	0,06	0,06
Al ₂ O ₃	14,24	14,48	9,06	1,01	1,03	1,51	1,58
Fe ₂ O ₃	8,59	8,43	9,37	4,26	4,03	5,72	5,36
MnO	0,17	0,17	0,15	0,11	0,11	0,13	0,12
MgO	10,16	9,29	18,18	23,00	22,24	22,59	21,93
CaO	11,40	11,47	7,92	19,17	20,11	18,55	19,35
Na ₂ O	1,28	1,47	0,27	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,23	0,23	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,08	0,08	0,22	0,59	0,59	0,39	0,40
L.O.I	4,29	4,85	2,81	0,94	1,77	1,79	1,54
Toplam	100,22	100,23	100,37	100,28	100,44	100,41	100,42

Konum	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin
Numune no	M-11	M-12	M-13	M-18	M-20	M-4
Kayaç cinsi	Prx	Prx	Prx	Prx	Gabro	Doleritik dayk
Majör Oksitler (Ağırlıkça %)						
SiO ₂	52,31	52,84	53,01	49,71	47,06	50,71
TiO ₂	0,07	0,08	0,08	0,04	0,07	1,07
Al ₂ O ₃	1,43	2,29	2,33	1,52	25,31	15,53
Fe ₂ O ₃	5,21	4,90	4,42	5,72	4,88	10,16
MnO	0,13	0,13	0,12	0,12	0,09	0,17
MgO	20,95	18,65	18,19	27,06	5,16	7,03
CaO	19,94	21,27	21,90	15,50	16,64	11,26
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,76	3,89
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,10
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09
Cr ₂ O ₃	0,24	0,36	0,29	0,14	0,01	0,02
L.O.I	1,16	1,18	0,70	3,91	0,50	2,91
Toplam	100,29	100,51	100,34	99,81	99,99	100,02

Kızıldağ ve Mersin ofiyolitlerinden alınan gabro numunelerinin ateşte kayıpları oldukça düşük (Kızıldağ; %1,30-2,61, Mersin; %0,5) değerler sunmakta olup, MgO değerleri (Kızıldağ; %9,61-22,27, Mersin; %5,16) ile karşılaştırıldığında aralarında bir korelasyon gözlenememiştir. MgO içeriği, Mersin gabro numunesinde Kızıldağ gabro numunelerine göre oldukça düşüktür.



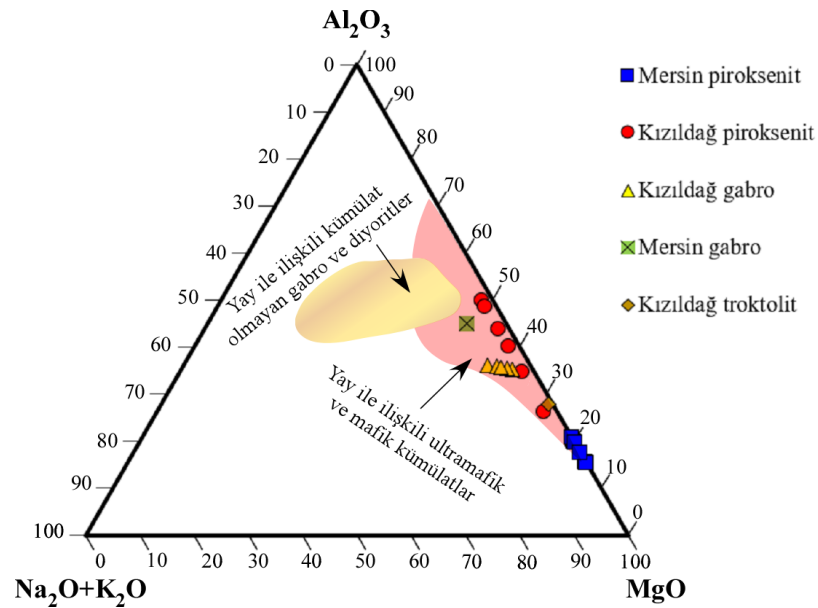
Şekil 4. 5. Kızıldağ (Hatay) ve Mersin ofiyolitlerinin okyanusal kabuk kesimini temsil eden kayaların MgO içeriği ile majör oksitlerin karşılaştırma diyagramları

Her iki bölgeden elde edilen gabro numunelerinin TiO_2 içerikleri Kızıldağ için %0,1-0,26 arasında, Mersin için %0,06 olarak ölçülmüştür, Mersin için TiO_2 değerlerinin

düşük seviyede kaldığı gözlenmiştir (Tablo 4.2 ve Şekil 4.5). Her iki bölgenin Al_2O_3 konsantrasyonları birbirleriyle farklılık göstermiştir; Mersin ofiyolite ait gabro örneğinde Al_2O_3 konsantrasyonu %25,31 iken, Kızıldağ ofiyoliti gabro örneklerinde %10,62-17,55 arası değişmektedir (Tablo 4.2 ve Şekil 4.5). Fe_2O_3 değerleri Kızıldağ gabro numunelerinde geniş bir aralıkta gözlenirken (%6,21-16,41), Mersin numunesinde bu değer nispeten düşük (%4,88) olarak gözlenmiştir. Na_2O ve CaO içeriklerinde iki bölge arasında önemli bir fark görülemedi.

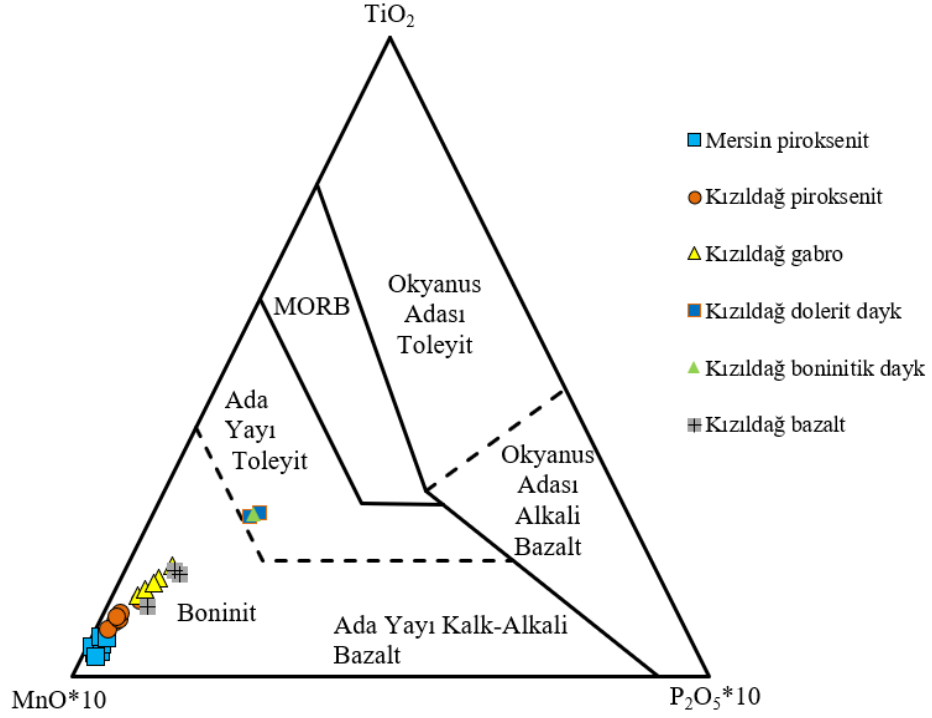
Kızıldağ ve Mersin doleritik dayklarından alınan numuneler genellikle benzer jeokimyasal özellikler sunmuş olup, Mersin doleritik daykının TiO_2 konsantrasyonu %1,07 olup, bu değer Kızıldağ doleritik dayk numunelerinden (%0,56-0,59) oldukça yüksektir. Bununla beraber Mersin doleritik daykı %3,89 Na_2O içeriğine sahiptir ve Kızıldağ doleritik dayklarından (%2,28-2,65) farklılık göstermektedir. Doleritik daykların TiO_2 ve Na_2O içeriklerinin, her iki bölgede de gabrolardan oldukça yüksek olduğu görülmüştür.

Okyanusal kabuğu temsil eden numuneler, tüm kayaç $(Na_2O+K_2O)-Fe_2O_3-MgO$ (Bedard, 1986) diyagramı (AFM diyagramı) üzerinde incelendiğinde, tüm kayaç gruplarının (piroksenit, gabro, troktolit) yay ile ilişkili ultramafik ve mafik kümülatlar alanında olduğu görülmektedir (Şekil 4.6).



Şekil 4. 6. Kızıldağ ve Mersin ofiyolitlerinin okyanusal kabuk kesimlerine ait kayaçların $MgO-Fe_2O_3-Na_2O+K_2O$ diyagramı (Bedard, 1986)

Tektonik ortamları ayırt etmek için kullanılan bir diyagram olan TiO_2 - $MnO*10$ - P_2O_5*10 diyagramı (Mullen, 1983) üzerinde uygun olan numunelerin bu üç major oksit bileşimlerine göre yerleri belirlenmeye çalışılmıştır (Şekil 4.7.). Bu diyagrama göre numunelerin çoğunun muhtemelen düşük TiO_2 içeriklerinden dolayı boninitik bileşim alanında kaldığı gözlenmiştir (Şekil 4.7.).



Şekil 4. 7. Kızıldağ ve Mersin ofiyolitlerinin okyanusal kabuk kesimlerine ait kayaçların TiO_2 - $MnO*10$ - P_2O_5*10 diyagramı (Mullen, 1983)

4.3. Tüm Kayaç İz Element İçerikleri

4.3.1. Manto kayaçlarının iz element içerikleri

Bütün bölgelerden örneklenen peridotit numuneleri oldukça serpantinize olmuştur (Kızıldağ için; ~%35-50, Mersin için; ~%40-65 ve K. Kıbrıs için; ~%60-80) (Ateşte kayıpları; 7,65-16,75) bu nedenle iz element içerikleri analiz edilmiş fakat serpantinizasyon öncesini iyi bir şekilde yansıtamayacağı düşünüldüğü için tüm kayaç jeokimyası kapsamında değerlendirilmemiştir. Bunun yerine peridotitlerin mineral kimyaları detaylı bir şekilde çalışılmış ve mineral kimyaları değerlendirilmiştir (Bölüm 4.4.)

4.3.2. Kabuk kayaçlarının iz element içerikleri

Kızıldağ ve Mersin ofiyolitlerinin okyanusal kabuk kesimini temsil eden piroksenitler, gabrolar, doleritik dayklar, bazaltlar gibi kayaçların bazılarının iz elementleri analiz edilmiş olup (Tablo 4.3), bu kısımda verilerin değerlendirilmesi yapılacaktır.

Kızıldağ ofiyolitinden toplam 23 adet olmak üzere piroksenit, gabro, bazalt, doleritik dayk, troktolit, boninitik dayk, toleyitik dayk, toleyit, boninit ve plajiyogranit numunelerinin ve Mersin ofiyolitinden toplam 10 adet piroksenit, gabro ve doleritik dayk numunelerinin iz elementleri analiz edilmiştir. Analiz edilen numunelerin iz elementlerine karşılık Al_2O_3 değerleri korele edilmiştir. Büyük iyon çaplı litofil elementlerden Rb, Sr ve Ba elementlerine karşılık olarak Al_2O_3 değerleri incelendiğinde (Şekil 4.8.), Mersin piroksenitlerinin tamamının Al içeriğinin primitif manto (PM) (McDonough ve Sun, 1995) ve tüketilmiş manto (DM) (Salters ve Stracke, 2004) değerlerine göre tüketilmiş olduğu görülmektedir. Numunelerin genellikle Rb içeriğinde hem primitif hem de tüketilmiş mantoya göre zenginleşme görülmektedir (Şekil 4.8.(a.)). Sr içeriklerinde, Mersin piroksenitlerinde hem primitif hem de tüketilmiş mantoya göre daha düşük miktarlarda bulunmakla birlikte diğer kayaç grupları için değişik oranlarda zenginleşme görülmektedir ve tüm kayaç grupları için Sr içerikleri, Al_2O_3 değerleriyle pozitif bir korelasyon sunmaktadır (Şekil 4.8.(b.)). Ba içerikleri ise bütün kayaç grupları için tüketilmiş mantoya göre zenginleşme göstermektedir.

Kızıldağ piroksenitleri, Kızıldağ bazalt ve Kızıldağ troktolit numuneleri hariç tüm örneklerde primitif manto Ba konsantrasyonlarının üzerinde değerler gözlenmiştir (Şekil 4.8.(c.)).

Numunelerin nadir toprak elementler grubunda bulunan bazı elementlerin içerikleri ile Al_2O_3 değerleri korele edilmiştir (Şekil 4.9.).

Oluşturulan diyagramlarda karşılaştırma açısından tüketilmiş manto değerleri (DM) (Salters ve Stracke, 2004) ve primitif manto (PM) (McDonough ve Sun, 1995) değerleri de gösterilmiştir. Al_2O_3 konsantrasyonları Mersin piroksenitleri için diğer grup kayaçlara ve tüketilmiş manto değerlerine göre düşük değerlerde bulunmaktadır.

Tablo 4. 3. Kızıldağ (Hatay) ve Mersin ofiyolitlerinin okyanusal kabuk kesimini temsil eden kayaların iz element içerikleri (ppm)

Konum	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)
Numune no	H-6	H-14	H-42	H-43	H-44	H-45	H-1	H-2	H-3
Kayaç cinsi	Prx	Prx	Prx	Prx	Prx	Prx	Gabro	Gabro	Gabro
Rb	0,100	3,200	1,154	2,504	1,613	2,201	1,400	1,700	2,600
Ba	11,400	0,000	6,840	2,736	5,198	3,721	20,100	0,000	13,800
Sr	75,000	51,400	60,840	57,064	58,574	57,970	81,200	46,800	49,600
Nb	0,000	0,300	0,102	0,233	0,146	0,203	0,000	0,000	0,000
Zr	5,200	4,100	4,804	4,353	4,642	4,457	10,100	5,700	6,700
Y	7,300	6,600	7,062	6,757	6,958	6,826	12,600	5,400	10,600
Ga	9,100	9,900	9,356	9,726	9,474	9,645	11,200	6,700	9,600
Zn	20,400	83,600	42,520	69,222	51,866	63,147	31,400	88,300	39,700
Cu	118,100	84,800	104,780	92,792	99,985	95,669	143,300	96,200	145,300
Ni	278,100	348,700	302,104	332,857	312,560	325,956	152,700	383,700	132,900
Co	33,000	110,600	67,920	91,394	78,483	85,584	35,200	119,200	40,600
Cr	1022,500	225,700	751,588	404,502	633,579	482,388	645,800	51,700	286,800
V	107,600	113,400	109,456	112,138	110,314	111,554	173,600	63,400	184,700
Sc	31,600	28,300	30,544	29,018	30,056	29,350	38,800	16,400	41,900
La		0,3371	0,1146	0,2614	0,1645	0,2285	0,4202	0,1300	0,2863
Ce		0,8257	0,3303	0,6276	0,4492	0,5562	1,5129	0,5778	0,9904
Pr		0,1494	0,0897	0,1136	0,1040	0,1078	0,2930	0,1028	0,2032
Nd		0,9853	0,3350	0,7642	0,4809	0,6679	1,8292	0,6124	1,3273
Sm		0,3376	0,1215	0,2598	0,1713	0,2280	0,6572	0,1989	0,5143
Eu		0,2330	0,0792	0,1807	0,1137	0,1579	0,3288	0,1453	0,2677
Gd		0,5272	0,1687	0,4125	0,2467	0,3595	0,9883	0,3090	0,8337
Tb		0,1084	0,0379	0,0838	0,0540	0,0733	0,2036	0,0594	0,1748
Dy		0,8505	0,3402	0,6464	0,4627	0,5729	1,5482	0,4720	1,3588
Ho		0,1765	0,0600	0,1369	0,0862	0,1196	0,3210	0,1003	0,2853
Er		0,5377	0,2420	0,4046	0,3152	0,3644	0,9536	0,3092	0,8632
Tm		0,0844	0,0287	0,0655	0,0412	0,0572	0,1439	0,0499	0,1322
Yb		0,5272	0,1687	0,4125	0,2467	0,3594	0,8795	0,3213	0,8040
Lu		0,0830	0,0266	0,0649	0,0388	0,0566	0,1321	0,0526	0,1220
Ta		0,0084	0,0038	0,0063	0,0049	0,0057	0,0306		0,1864
Hf	1,90	1,00	1,59	1,20	1,46	1,29	1,20	2,30	2,30

Konum	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)
Numune no	H-46	H-47	H-48	H-5	H-9	H-17	H-21-A	H-21-B	H-22-A
Kayaç cinsi	Gabro	Gabro	Gabro	Troktolit	Dolerit dayk	Dolerit dayk	Boninit dayk	Toleyit dayk	Toleyit
Rb	1,808	2,331	1,986	2,90	1,30	1,10	2,80	2,50	2,50
Ba	17,580	15,312	16,673	5,10	19,40	25,30	21,00	19,40	54,30
Sr	62,240	57,184	59,206	34,70	88,70	140,40	136,10	111,00	69,50
Nb	0,000	0,000	0,000	0,40	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zr	8,876	7,483	8,375	3,30	26,20	26,90	27,10	42,30	19,40
Y	11,920	11,049	11,624	5,30	19,70	19,70	19,40	29,10	20,00
Ga	10,688	9,948	10,451	3,30	12,30	12,20	15,50	14,80	13,10
Zn	34,305	37,812	35,532	50,60	27,60	18,10	32,30	27,20	14,40
Cu	144,100	144,820	144,388	156,70	22,70	20,90	13,70	9,20	9,10
Ni	145,968	137,343	143,036	642,30	103,00	100,70	67,40	29,30	162,60
Co	37,630	39,264	38,365	91,50	35,10	34,40	39,80	34,00	33,00
Cr	523,740	367,360	470,571	4617,40	265,60	299,00	79,10	16,40	220,10
V	177,152	182,285	178,794	113,20	228,60	211,60	253,50	316,10	222,90
Sc	39,792	41,225	40,251	31,30	34,20	32,20	41,10	35,00	31,10

Tablo 4.3. (Devam) Kızıldağ (Hatay) ve Mersin ofiyolitlerinin okyanusal kabuk kesimini temsil eden kayaların iz element içerikleri (ppm)

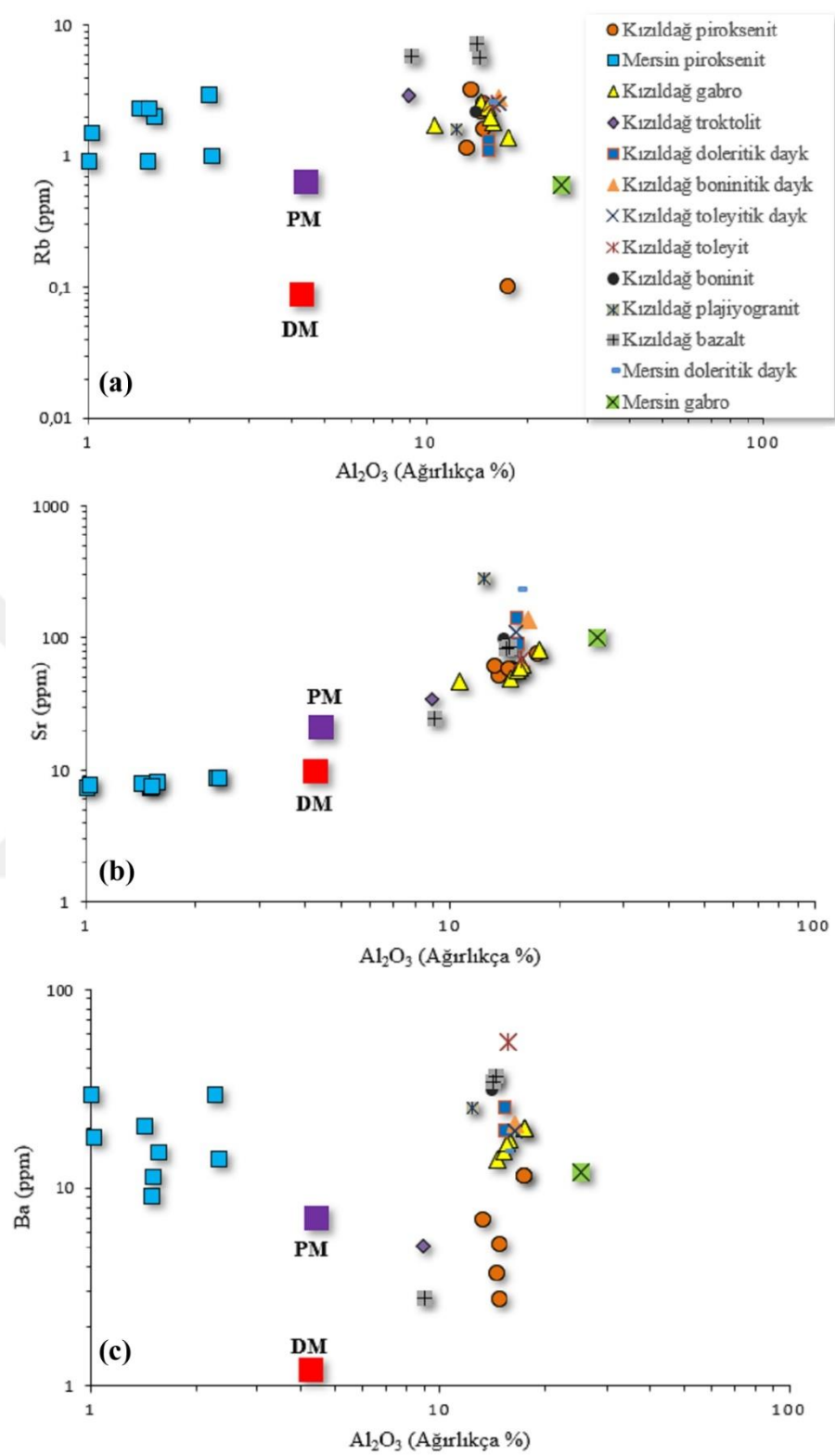
Konum	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)
Numune no	H-46	H-47	H-48	H-5	H-9	H-17	H-21-A	H-21-B	H-22-A
Kayaç cinsi	Gabro	Gabro	Gabro	Troktolit	Dolerit dayk	Dolerit dayk	Boninit dayk	Toleyit dayk	Toleyit
La	0,3747	0,3163	0,3548	0,4052	1,5345		1,8148	2,8465	2,0726
Ce	1,3039	1,1158	1,2287	0,3516	4,5770		5,1326	8,1934	5,4803
Pr	0,2392	0,2248	0,2305	0,0637	0,8148		0,8839	1,3553	0,8521
Nd	1,6585	1,4399	1,5842	0,4666	4,8755		5,0785	7,8769	4,8455
Sm	0,6057	0,5472	0,5847	0,1715	1,4294		1,4079	2,1187	1,3617
Eu	0,3080	0,2814	0,2990	0,0938	0,5558		0,5543	0,7379	0,5447
Gd	0,9388	0,8673	0,9160	0,2922	2,0153		1,9793	3,0169	2,0087
Tb	0,1935	0,1813	0,1892	0,0613	0,3999		0,4004	0,5979	0,4126
Dy	1,4724	1,4042	1,4452	0,4924	2,9758		3,0186	4,4846	3,1354
Ho	0,3088	0,2933	0,3036	0,1020	0,6140		0,6248	0,9282	0,6551
Er	0,9129	0,8856	0,9006	0,3044	1,8447		1,8903	2,8014	2,0017
Tm	0,1400	0,1349	0,1382	0,0462	0,2845		0,2965	0,4375	0,3146
Yb	0,8553	0,8204	0,8441	0,2795	1,7473		1,8239	2,6836	1,9442
Lu	0,1289	0,1242	0,1274	0,0443	0,2684		0,2838	0,4166	0,3045
Ta	0,1007	0,1479	0,1219		0,4254		0,4315	0,7833	1,1686
Hf	1,57	2,05	1,74	1,20	1,90	2,50	2,20	2,80	1,60

Konum	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin
Numune no	H-22-B	H-22-C	H-23	H-24	H-26	M-6	M-7	M-9	M-10
Kayaç cinsi	Boninit	Plajiyogranit	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Prx	Prx	Prx	Prx
Rb	2,20	1,60	7,20	5,70	5,80	0,90	1,50	0,90	2,00
Ba	31,70	25,40	34,30	36,50	2,80	29,20	18,00	9,00	15,10
Sr	98,50	283,80	84,10	85,70	24,80	7,30	7,70	7,30	8,10
Nb	0,20	3,10	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00
Zr	9,70	116,60	16,50	16,10	8,40	2,70	3,00	3,60	3,20
Y	13,60	32,40	14,60	14,80	9,10	5,30	6,40	4,80	5,70
Ga	10,00	10,60	12,10	10,80	6,60	0,00	0,00	1,50	0,00
Zn	61,00	6,00	60,20	60,00	62,10	17,20	14,90	19,30	18,30
Cu	103,20	22,00	90,10	94,30	48,30	6,90	7,30	11,20	5,10
Ni	102,90	22,50	223,00	177,50	497,50	323,90	311,40	357,00	308,60
Co	39,50	9,00	40,70	38,30	60,70	47,40	45,10	58,30	55,40
Cr	548,90	8,20	575,60	565,10	1539,90	4085,30	4111,10	2685,60	2747,60
V	238,70	77,50	224,70	228,80	198,30	96,60	98,50	140,70	144,80
Sc	42,70	9,80	36,20	36,50	39,90	42,90	45,20	58,40	61,70
La								0,0128	0,0100
Ce								0,1878	0,0775
Pr								0,0295	0,0195
Nd								0,1830	0,1718
Sm								0,1020	0,1015
Eu								0,0432	0,0453
Gd								0,1779	0,1986
Tb								0,0401	0,0418
Dy								0,3201	0,3475
Ho								0,0681	0,0714
Er								0,2033	0,2104
Tm								0,0295	0,0317
Yb								0,1823	0,1851
Lu								0,0257	0,0273

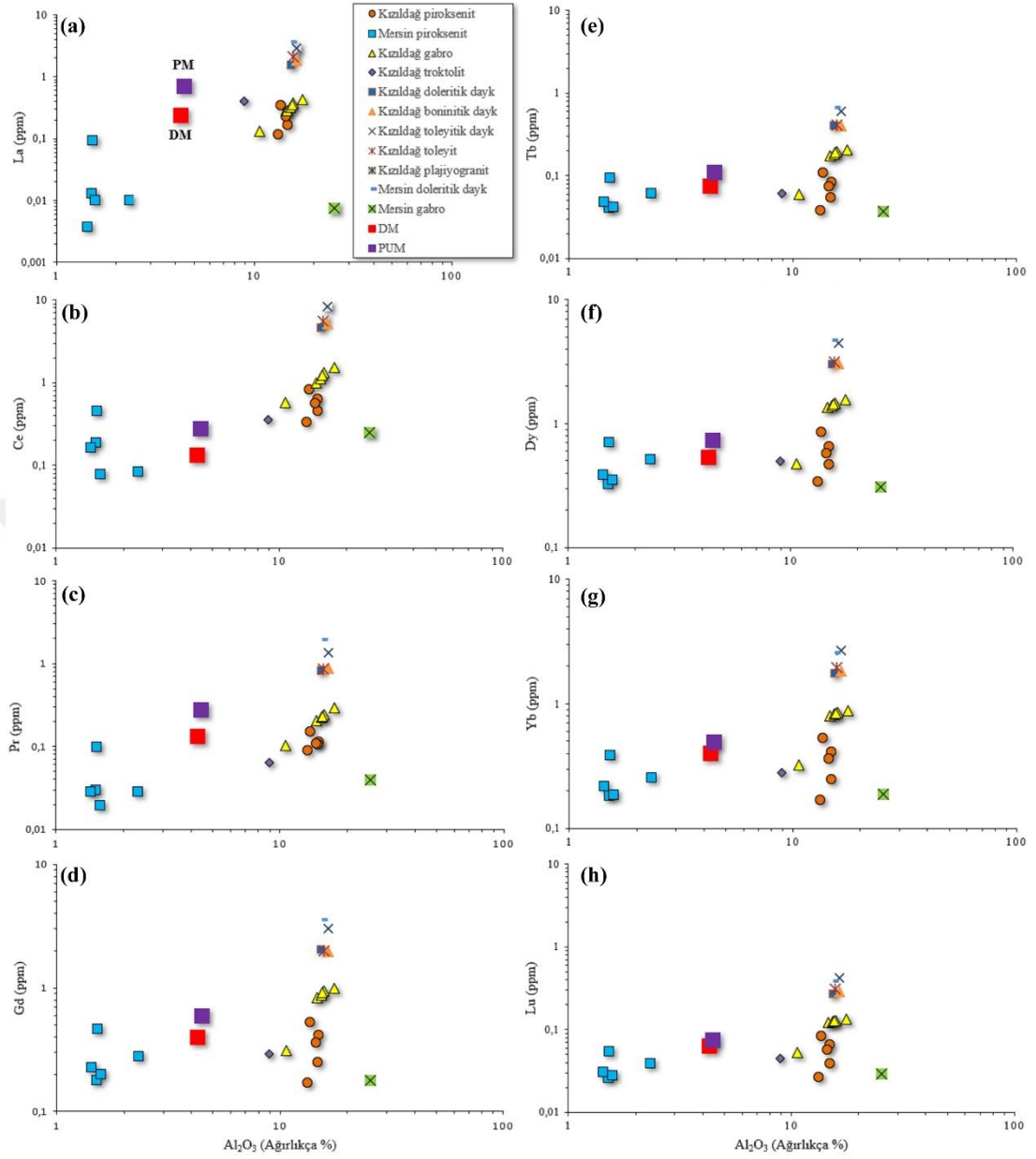
Tablo 4.3. (Devam) Kızıldağ (Hatay) ve Mersin ofiyolitlerinin okyanusal kabuk kesimini temsil eden kayaların iz element içerikleri (ppm)

Konum	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin
Numune no	H-22-B	H-22-C	H-23	H-24	H-26	M-6	M-7	M-9	M-10
Kayaç cinsi	Boninit	Plajiyogranit	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Prx	Prx	Prx	Prx
Ta								0,0133	0,3004
Hf	1,80	3,70	1,50	2,00	1,60	1,30	2,00	2,00	2,10

Konum	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin
Numune no	M-11	M-12	M-13	M-18	M-4	M-20
Kayaç cinsi	Prx	Prx	Prx	Prx	Dolerit dayk	Gabro
Rb	2,30	2,90	1,00	2,30	2,60	0,60
Ba	20,40	29,40	13,80	11,20	15,50	12,10
Sr	7,80	8,60	8,60	7,50	235,70	101,10
Nb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zr	3,50	3,50	4,10	2,90	64,10	2,40
Y	5,20	5,20	6,10	3,20	27,70	5,50
Ga	0,00	0,00	0,90	0,20	15,50	15,80
Zn	18,80	17,20	13,90	22,30	69,70	24,00
Cu	5,90	10,20	9,50	9,10	73,20	5,60
Ni	277,00	201,30	160,80	512,30	58,20	34,10
Co	47,80	39,50	34,60	65,40	38,70	24,90
Cr	1688,40	2514,10	1970,70	4303,10	163,20	74,20
V	164,10	190,10	193,10	106,60	272,30	95,80
Sc	67,70	79,50	75,30	35,30	39,30	30,00
La	0,0037		0,0100	0,0919	3,6419	0,0076
Ce	0,1633		0,0838	0,4563	10,8698	0,2485
Pr	0,0284		0,0283	0,0981	1,9351	0,0397
Nd	0,1980		0,2744	0,6401	10,3536	0,2804
Sm	0,1189		0,1511	0,2954	2,8848	0,1026
Eu	0,0509		0,0664	0,1848	1,0092	0,1498
Gd	0,2272		0,2769	0,4597	3,5693	0,1781
Tb	0,0482		0,0608	0,0941	0,6724	0,0369
Dy	0,3870		0,5088	0,7088	4,7166	0,3061
Ho	0,0820		0,1019	0,1473	0,9682	0,0644
Er	0,2461		0,2950	0,4350	2,8148	0,1937
Tm	0,0353		0,0449	0,0639	0,4240	0,0308
Yb	0,2151		0,2546	0,3816	2,5751	0,1879
Lu	0,0307		0,0383	0,0545	0,3865	0,0293
Ta	0,2755		0,0449	0,0100	0,2330	
Hf	1,20	1,80	1,90	1,90	2,40	1,40



Şekil 4. 8. Büyük iyon çaplı elementlerden Rb (a), Sr (b) ve Ba (c) elementlerinin Al_2O_3 değerleri ile karşılaştırılması (PM=Primitif Manto değerleri Mcdonough ve Sun, (1995)'dan, DM=Tüketilmiş Manto değerleri Salters ve Stracke, (2004)'den alınmıştır)



Şekil 4. 9. Nadir toprak elementlerden bazılarının Al_2O_3 değerleri ile karşılaştırılması ((PM=Primitif Manto değerleri Mcdonough ve Sun (1995)'dan, DM=Tüketilmiş Manto değerleri Salters ve Stracke, (2004)'den alınmıştır)

Hafif nadir toprak elementlerden ağır nadir toprak elementlere doğru (La'dan Lu'ya doğru) geçişte tüm kayaç gruplarında Al_2O_3 konsantrasyonlarından bağımsız olarak genel bir tüketilme söz konusudur (Şekil 4.9.). Kızıldağ gabro, her iki bölgenin doleritik daykları ve Kızıldağ boninitik ve toleyitik dayk numuneleri tüm nadir toprak elementler için tüketilmiş mantoya göre yüksek değerlerde gözlenmiştir (Şekil 4.9.).

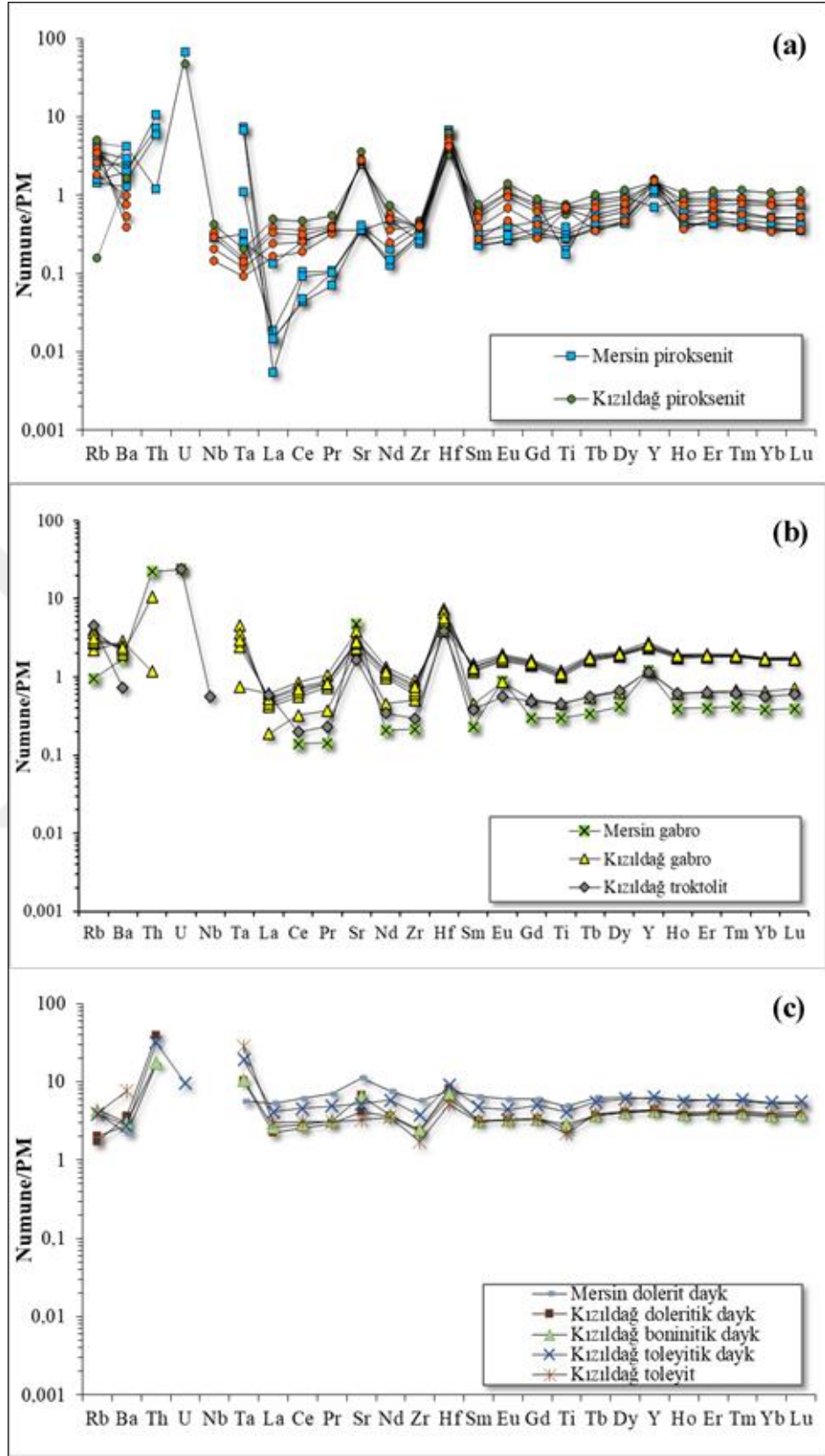
Kızıldağ ve Mersin ofiyolitlerine ait kabuksal kesimi temsil eden farklı kayac gruplarının çoklu element (spider) diyagramları ile nadir toprak element (NTE) diyagramı oluşturulmuştur (Şekil 4.10 ve 4.11).

Kızıldağ ve Mersin piroksenitleri primitif mantoya göre normalize edilmiş çoklu element diyagramında ortak olarak Sr, Hf ve Y elementlerinde güçlü pozitif anomali göstermiştir (Şekil 4.10.). Ti elementinde Mersin piroksenitlerinde biraz daha güçlü şekilde olsa da yine her iki bölgeden alınan piroksenitlerde negatif bir anomali gözlenmiştir (Şekil 4.10.). Bu ortak anomaliler dışında Kızıldağ piroksenit numunelerinde hafifçe pozitif Eu anomalisi gözlenmiştir (Şekil 4.10.).

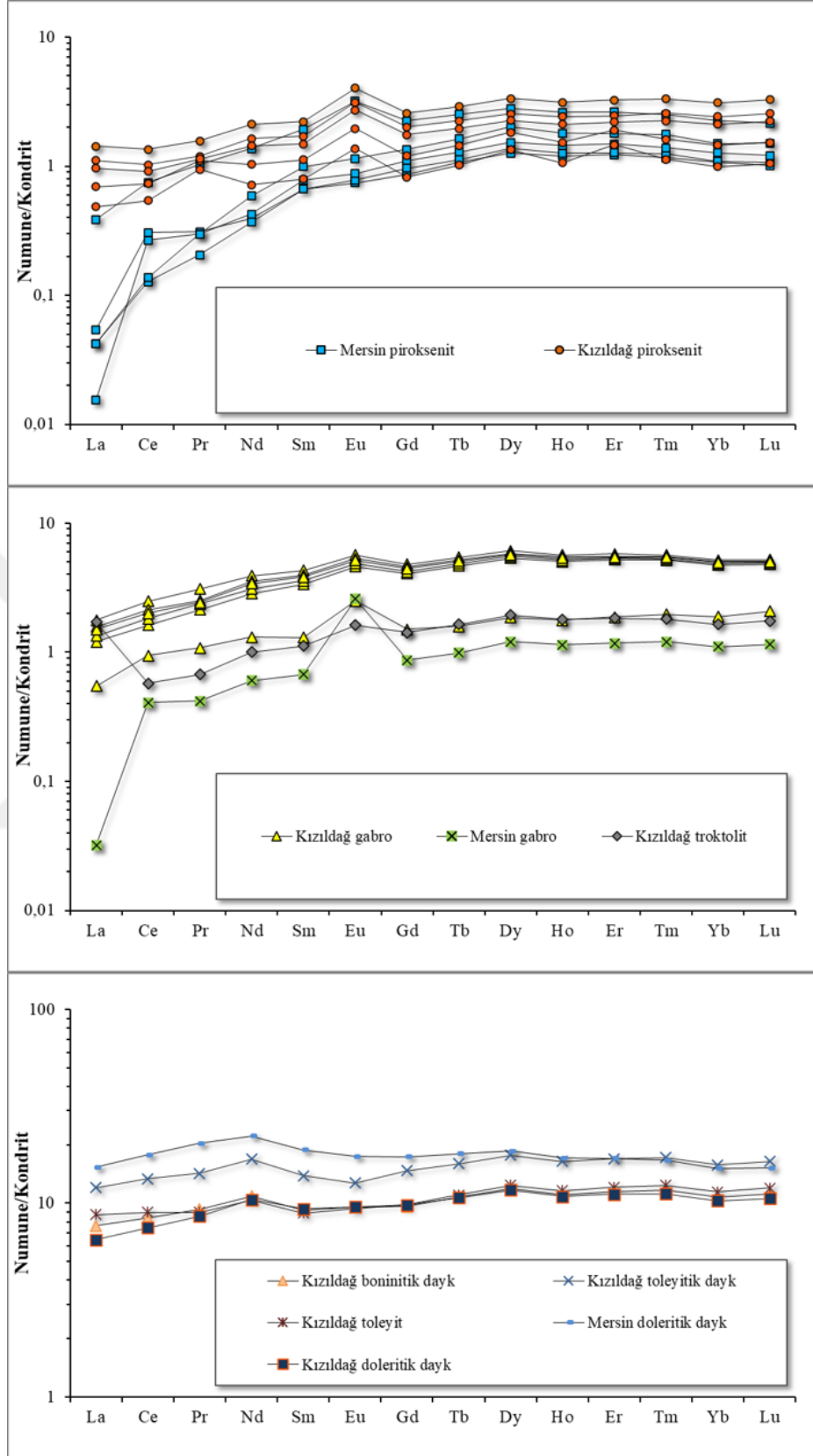
Mersin piroksenitlerinde ise bir numune hariç diğer numunelerde La elementinin güçlü bir şekilde tüketilmiş olduğu görülmektedir (Şekil 4.10.). Kızıldağ ve Mersin ofiyolitlerinden alınan gabro ve troktolit numunelerinde ortak olarak belirgin şekilde Sr, Hf ve Y elementlerinde zenginleşme görülmektedir (Şekil 4.10.). Bu duruma ek olarak Mersin için daha kuvvetli olmak üzere Mersin ve Kızıldağ gabro numunelerinde pozitif bir Eu anomalisi gözlenmektedir (Şekil 4.10.).

Kızıldağ ve Mersin ofiyolitlerinden elde edilen doleritik dayk, toleyitik dayk, boninitik dayk ve toleyit numunelerinin çoklu element diyagramı incelendiğinde tüm numunelerde ortak olarak Th, Ta ve Hf zenginleşmeleriyle birlikte Zr ve Ti tüketilmeleri gözlenmektedir (Şekil 4.10.). Toleyit ve toleyitik dayk numuneleri haricindeki diğer numunelerde ise ek olarak pozitif Sr anomalisi olduğu görülmüştür (Şekil 4.10.).

Kızıldağ ve Mersin ofiyolitlerinden alınan piroksenit, gabro, dayk gibi numunelerden ayrıca kondrite göre normalize edilmiş NTE değerlerinin diyagramları oluşturulmuştur (Şekil 4.11.). Kızıldağ piroksenitlerinin iki numunesi La, Ce gibi hafif NTE'lerce bir miktar tüketilmiş olup, diğer numunelerin La ve Ce değerleri kondrite yakın seyretmekte olup, tüm numunelerde pozitif bir Eu anomalisi gözlenmektedir, Gd'den itibaren ise ağır NTE'lere doğru gidildikçe kondrite göre genel olarak 2-3 kat zenginleşme görülmektedir (Şekil 4.11.).



Şekil 4. 10. Kızıldağ ve Mersin ofiyolitlerine ait kabuksal kesimi temsil eden farklı kayaç gruplarının primitif manto (PM) değerlerine göre normalize edilmiş çoklu element (spider) diyagramları. PM değerleri Salters ve Stracke, (2004)'den alınmıştır



Şekil 4. 11. Kızıldağ ve Mersin ofiyolitlerine ait kabuksal kesimi temsil eden farklı kayaç gruplarının kondrit değerlerine göre normalize edilmiş nadir toprak element diyagramları. Kondrit değerleri Sun ve McDonough, (1989)'dan alınmıştır

İki bölgenin gabro numuneleri NTE konsantrasyonu bakımından farklılıklar göstermektedir (Şekil 4.11.). Kızıldağ gabro numuneleri Eu elementine doğru yani hafif NTE'lerden orta NTE'ye doğru kademeli olarak artış gösterirken, Tb'den itibaren kondritin yaklaşık beş katı değerlerde düze yakın bir profil sergilemektedir.

Gabro numunesi diğerlerine göre düşük içerikler sergilerken, troktolit ile çok benzer değerlere sahip olduğu görülmektedir, troktolit numunesi Eu elementine kadar kondrite göre tüketilmiş değerler sergilerken Gd'den itibaren bu iki örnek neredeyse aynı içeriklere sahip olup Lu'ya kadar düz bir hat boyunca, Gd-Lu arasında kondrite göre yaklaşık 1,5 kat zenginlik göstermektedirler (Şekil 4.11.).

Mersin gabro numunesi ise La'ca ağır tüketilmiş, ($La_{(N)}=0,03$), diğer hafif NTE'lerce de tüketilmiş bir desen sergilemekle beraber belirgin bir pozitif Eu anomalisi göstermektedir, Dy elementinden itibaren Lu'ya kadar kondrite yakın değerlerde seyredip düz bir şekilde görülmektedir (Şekil 4.11.).

Doleritik dayk, toleyitik dayk, boninitik dayk ve toleyit numunelerinde NTE içerikleri kondrite göre oldukça zengin içerikler sunmaktadır (Şekil 4.11.). NTE içerikleri bakımından bu gruptaki kayaçlar, gabrolar ve piroksenlerden çok daha zengin olduğu görülmektedir (Şekil 4.11.).

Kızıldağ boninitik dayk, doleritik dayk ve toleyit numunesi neredeyse aynı içeriklere sahip olup çoğu elementte kondrite göre 10 kat zenginleşme göstermektedir (Şekil 4.11.). Mersin doleritik dayk ve Kızıldağ toleyitik dayk numuneleri diğer numunelere göre daha yüksek içerikler sunmakla beraber, her iki numunenin de ağır nadir toprak element değerleri çok yakın olup, kondrite göre yaklaşık 15-17 kat daha zenginlikte bulunmaktadır (Şekil 4.11.).

Bazı kayaçlarda gözlenen Eu'nun pozitif anomalisi, bu kayaçlardaki kalsik plajiyoklasın birikmesini göstermektedir ve bu kayaçların kümülatif karakterini yansıtmaktadır (Berger vd., 2001; Greene vd., 2006).

Ağır NTE değerleri tüm numuneler için tutarlı bir şekilde neredeyse düz bir görünüm sergilemektedir ($(Tb/Yb)_N=1,02-1,05$). Düz bir şekilde seyreden ağır NTE içerikleri, bu kayaçlardaki yüksek klinopiroksen içeriğini göstermektedir (Berger vd., 2001).

Kısmi ergimenin derecesi arttıkça Ti, uyumsuz bir element özelliği gösterir ve ergiyikte giderek artacak şekilde kaynaktan tüketilmektedir (Pearce, 2014). Ti kaybına yol açan ikinci bir süreç de manto akışlarıyla hendeğe doğru küçük derecelerde ergiyiklerin gelişmesi sonucu Ti miktarının azalmasına yol açan ve manto ön koşullandırma olarak tanımlanan süreçtir (McCulloch ve Gamble 1991; Pearce, 2014). Bu sürecin boninitlerin Ti içeriğinin oldukça düşük olmasının temeli olduğu düşünülmektedir (Pearce, 2014).

V'nin 3 oksidasyon düzeyi de (V^{III} , V^{IV} , V^V) uyumsuz olan eşsiz bir elementtir. Mantonun sulu ergimesi, ergime işlemini daha oksidize yapmakta ve daha yüksek oksidasyon düzeylerinde de V ayrışması artmaktadır. Böylece suyun varlığı magmada, sadece düşük Ti değil nispeten yüksek V içerikli (yüksek V/Ti) ergime rejimine neden olur.

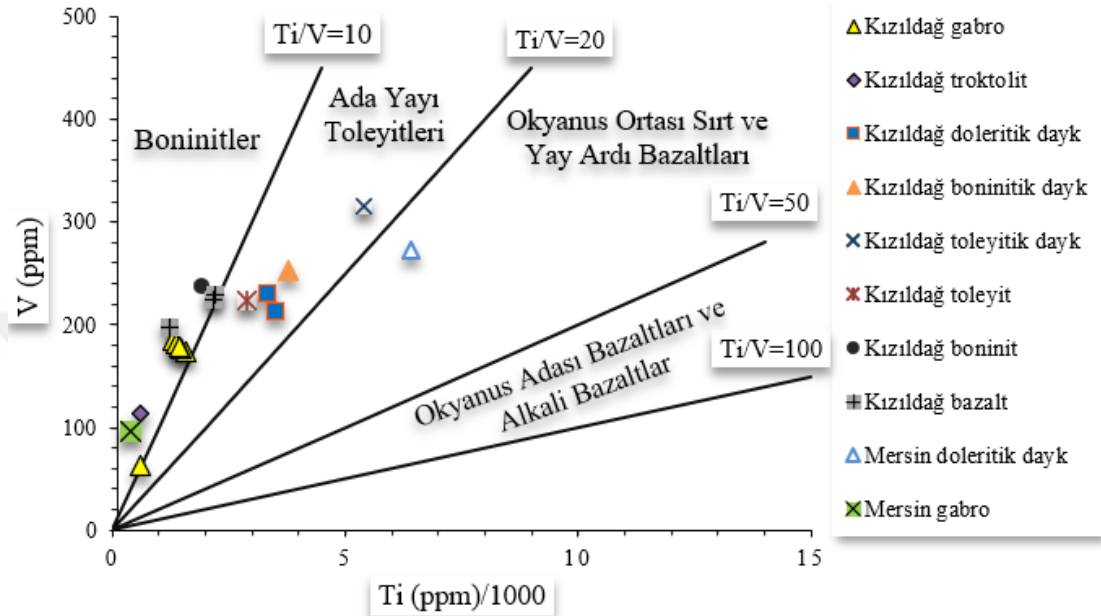
V/Ti oranı iki işlemle etkilenir; Ti tüketimi ve V zenginleşmesi. V zenginleşmesi yitim özelinde gerçekleşen bir olaydır (Pearce, 2014). Okyanus ortası sırt bazaltları düşük V/Ti oranlarına, ada yayı toleyitleri orta V/Ti oranlarına ve boninitler yüksek V/Ti oranlarına sahiptir.

V/Ti oranları aynı zamanda yitim başlangıcının farklı zamanları hakkında da bilgi sağlamaktadır: MORB benzeri bileşimde olan yay önü bazaltları yitimin ilk başlangıcında, IAT benzeri bileşime sahip olanlar yitimin etkisi arttıkça ve boninit benzeri bileşime sahip olanlar dalan dilimin yeterince ileri gitmesiyle manto akışkanları için bariyer etkisi yaratabildiğinde oluşmaktadırlar.

Kızıldağ ve Mersin ofiyolitlerinden alınan farklı kayaç gruplarının Ti içerikleri ile V içerikleri karşılaştırılıp bir diyagramda incelendiğinde numunelerin çoğunun düşük Ti içerikleri sebebiyle boninitik bileşim alanında yer aldığı görülmektedir (Şekil 4.12.). Biraz daha fazla Ti içeriğine sahip olan Kızıldağ ofiyolitinin daykları ile toleyit numunesi ise bu diyagram üzerinde incelendiğinde ada yayı toleyitleri alanında kalmaktadır. Mersin doleritik daykı ise nispeten yüksek Ti ve V içeriğiyle okyanus ortası sırt ve yay ardı bazaltları alanının içinde yer almaktadır (Şekil 4.12.).

Ofiyolitleri ayırt etmek için kullanılan Ti-V diyagramında (Şekil 4.12.), yitim başlangıcıyla ofiyolitlerin farklı zamanlara bağlı Ti-V trendleri oluşturduğu

düşünülmektedir; örneğin yitimin başlangıcında daha çok okyanus ortası sırt bazaltları benzeri, yitim etkisi arttıkça ada yayı toleyitleri benzeri ve dilim yeterince uzağa dalıp manto akışına bariyer gibi davrandığında boninit benzeri bileşimler oluşturduğu belirtilmiştir (Pearce, 2014).



Şekil 4. 12. Kızıldağ ve Mersin ofiyolitlerine ait kabuksal kesimi temsil eden farklı kayaç gruplarının Ti-V (ppm) diyagramı (Alanlar Pearce, 2014'ten alınmıştır)

4.4. Mineral Kimyası

4.4.2. Olivin

Kızıldağ, Mersin ve Kuzey Kıbrıs ofiyolitlerinin peridotitlerinde bolluk olarak en fazla bulunan mineral olivin mineralidir. Mersin ofiyolitine ait peridotit örneklerinin olivin içeriği, Kızıldağ ve K. Kıbrıs ofiyolitinden daha bol miktardadır (Mersin olivin içeriği ortalama %90,14). Bu bölgelere ait peridotitik kayaçların olivin minerallerinin majör oksitleri ölçülmüştür (Tablo 4.4.). Olivinler bileşimsel olarak homojen özellikler göstermekte olup, zengin Mg içeriğine sahiptir ($Mg\# = 0,906-0,917$). Kızıldağ ofiyolitine ait peridotit örneklerinde MnO değerleri %0,092-0,157, NiO değerleri %0,045-0,398 arasında, Mersin ofiyolitine ait peridotit örneklerinde MnO değerleri %0,099-0,189, NiO değerleri %0,002-0,438 arasında ve K. Kıbrıs ofiyolitine ait peridotit örneklerinde MnO değerleri %0,096-0,165, NiO değerleri %0,390-0,358 arasında bulunmaktadır.

Tablo 4. 4. Kızıldağ, Mersin ve Kuzey Kıbrıs bölgelerindeki ofiyolitlere ait peridotitik kayaların olivin minerallerinin kimyasal bileşimi

Bölge	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)
Numune No	H-7	H-31	H-32	H-33	H-34	H-35	H-36	H-37	H-38
SiO₂	41,38	40,93	39,94	40,79	40,35	40,18	40,82	41,17	40,51
TiO₂	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01
Al₂O₃	0,00	0,01	0,01	0,04	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02
Cr₂O₃	0,03	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01
FeO	8,69	8,66	8,49	8,73	8,55	8,69	8,71	8,70	8,73
MnO	0,13	0,13	0,15	0,11	0,14	0,11	0,12	0,12	0,12
MgO	49,78	51,00	50,07	49,53	50,34	50,51	50,19	49,69	49,87
CaO	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,04	0,05	0,06	0,06
Na₂O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
NiO	0,10	0,12	0,38	0,12	0,28	0,29	0,16	0,04	0,12
Toplam	100,14	100,92	99,10	99,42	99,79	99,83	100,06	99,84	99,46
Mg#	0,91	0,91	0,92	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91

Bölge	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)
Numune No	H-39	H-40	H-41	H-8	H-10	H-11	H-13	H-15	H-16
SiO₂	40,88	39,93	40,20	41,23	39,77	39,98	40,02	39,88	39,97
TiO₂	0,00	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Al₂O₃	0,00	0,00	0,01	0,07	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Cr₂O₃	0,01	0,01	0,03	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00
FeO	8,71	8,72	8,53	8,68	8,43	8,82	8,32	8,43	8,75
MnO	0,11	0,10	0,14	0,11	0,16	0,09	0,11	0,15	0,10
MgO	50,41	50,49	49,66	49,76	50,88	49,09	50,88	51,16	50,80
CaO	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,04
Na₂O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,24	0,37	0,28	0,00	0,39	0,36	0,37	0,40	0,40
Toplam	100,42	99,68	98,93	99,97	99,74	98,41	99,77	100,08	100,05
Mg#	0,91	0,91	0,91	0,92	0,92	0,91	0,92	0,92	0,91

Bölge	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin
Numune No	H-18	H-19	H-20	M-1	M-2	M-5	M-8	M-14	M-15
SiO₂	40,23	40,02	39,89	39,90	39,76	39,90	39,82	41,04	40,43
TiO₂	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Al₂O₃	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Cr₂O₃	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
FeO	8,16	8,60	8,61	9,95	10,01	9,42	9,29	8,75	9,21
MnO	0,10	0,14	0,12	0,19	0,17	0,14	0,13	0,10	0,12
MgO	50,39	50,66	50,33	49,64	49,78	50,12	50,33	50,15	50,21
CaO	0,05	0,06	0,07	0,04	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03
Na₂O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,38	0,36	0,38	0,14	0,12	0,41	0,44	0,00	0,39
Toplam	99,34	99,85	99,40	99,88	99,90	100,01	100,06	100,09	100,39
Mg#	0,92	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91

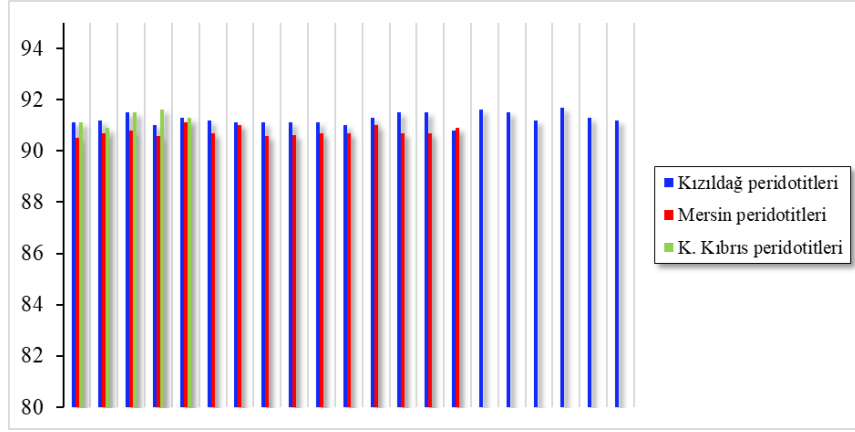
Tablo 4.4. (Devam) Kızıldağ, Mersin ve Kuzey Kıbrıs bölgelerindeki ofiyolitlere ait peridotitik kayaların olivin minerallerinin kimyasal bileşimi

Bölge	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin
Numune No	M-16	M-17	M-22	M-7	M-21	M-22	M-23	M-24	M-25
SiO ₂	41,08	40,10	39,16	40,09	40,32	40,62	40,17	40,30	40,78
TiO ₂	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
FeO	8,66	8,86	9,29	9,14	9,17	8,96	9,18	9,52	8,86
MnO	0,11	0,14	0,12	0,12	0,13	0,12	0,12	0,14	0,12
MgO	49,87	50,19	50,40	50,13	50,13	49,97	50,18	50,04	49,97
CaO	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
NiO	0,00	0,00	0,43	0,40	0,26	0,10	0,39	0,28	0,16
Toplam	99,74	99,31	99,42	99,93	100,04	99,78	100,08	100,33	99,92
Mg#	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91

Bölge	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs
Numune No	K-17	K-10	K-8	K-1	K-24
SiO ₂	40,43	40,13	41,23	40,55	41,24
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	8,74	8,96	8,14	8,32	8,51
MnO	0,12	0,13	0,12	0,14	0,12
MgO	49,97	50,09	49,09	51,11	49,97
CaO	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	99,77	99,83	99,08	100,66	100,27
Toplam	99,21	99,76	100,02	100,02	100,02
Mg#	0,91	0,91	0,92	0,92	0,91

Olivinlerin Fo içerikleri ($Mg/(Mg+Fe) \times 100$) de 89,9 ile 91,7 arasında değişmekte olup tüm örneklere ait değerler Şekil 4.13.'te gösterilmiştir. Her üç bölgeden alınan numunelerin olivin minerallerinin içerikleri her ne kadar bileşimsel olarak benzerlik gösterse de, Mersin numunelerinin olivinlerinin diğer iki bölgeye göre daha düşük Mg# değerlerine sahip olduğu gözlenmiştir.

Mersin numunelerinin düşük Mg# değerlerinin sebebi forsteritik olivinin reaktif akışkanlarla ikincil olarak kristallenmesi olduğu düşünülmektedir. Tüm bölgelerde olivinlerin NiO içerikleri %0,11-0,43 arasında ve MnO içerikleri ise %0,09-0,18 arasında değişmekte olup, dünyadaki diğer ofiyolitlerle kıyaslandığında oldukça tüketilmiş olduğu gözlenmektedir (Aldanmaz vd., 2009; Arai, 1994).



Şekil 4. 13. Peridotit numunelerinin Fo değerlerinin dağılımı

4.4.3. Ortopiroksen

Kızıldağ, Mersin ve Kuzey Kıbrıs ofiyolitlerinin peridotitlerinde bolluk olarak olivinden sonra en fazla bulunan ikinci mineral ortopiroksen mineralidir. Bu bölgelere ait peridotitik kayaların ortopiroksen minerallerinin majör oksitleri ve iz elementleri analiz edilmiştir (Tablo 4.5.). Kızıldağ ofiyolitine ait peridotit örneklerinde Mg# değerleri ($Mg/(Mg+Fe)$) %0,914-0,920, Cr# değerleri ($Cr/(Cr+Al)$) %0,328-0,616 arasında, Mersin ofiyolitine ait peridotit örneklerinde Mg# değerleri %0,871-0,918, Cr# değerleri %0,281-0,436 arasında ve K. Kıbrıs ofiyolitine ait peridotit örneklerinde Mg# değerleri %0,907-0,917 ve Cr# değerleri %0,289-0,507 arasında bulunmaktadır.

Ortopiroksenlerin Mg# değerleri ile olivinlerin Mg# değerleri karşılaştırılmış ve numunelerde genel olarak bu değerlerin birlikte artış göstermesi kimyasal dengede olduklarını göstermektedir (Şekil 4.14.). Kızıldağ ortopiroksenlerinin CaO içerikleri, diğer iki bölgenin ortopiroksenlerinden daha yüksek olmakla beraber, Mg# içerikleriyle beraber Kızıldağ ve Mersin numuneleri pozitif korelasyon gösterirken, K. Kıbrıs ortopiroksenleri Mg# içerikleriyle negatif korelasyon göstermektedir. Al_2O_3 konsantrasyonları bir kısım Mersin ve Kızıldağ numunesi dışında, Mg# içerikleriyle beraber negatif korelasyon göstermektedir.

K. Kıbrıs ve bir kısım Kızıldağ ortopiroksenlerinin Al_2O_3 içerikleri Mg# değerleriyle pozitif korelasyon göstermektedir. Ortopiroksenlerin Cr_2O_3 içerikleri tüm numunelerde Mg# ile beraber uyumlu bir şekilde artış göstermiştir. K. Kıbrıs

ortopiroksenlerinin TiO₂ içerikleri Mg# değerlerinin artmasıyla düşüş gösterirken, diğer bölgelerde artış gözlenmiştir (Şekil 4.14.).

Tablo 4. 5. Kızıldağ, Mersin ve Kuzey Kıbrıs bölgelerindeki ofiyolitlere ait peridotitik kayaçların ortopiroksen minerallerinin kimyasal bileşimleri

Bölge	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)
Numune No	H-7	H-31	H-32	H-33	H-34	H-35	H-36	H-37	H-38	H-39
SiO₂	57,14	56,48	55,34	56,88	55,59	55,92	56,56	56,68	57,05	56,01
TiO₂	0,00	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01
Al₂O₃	1,77	1,80	2,02	1,44	2,30	1,65	1,68	1,65	1,63	1,67
Cr₂O₃	0,65	0,64	0,75	0,65	0,76	0,67	0,66	0,65	0,65	0,67
FeO	5,55	5,59	5,49	5,47	5,56	5,58	5,55	5,53	5,54	5,54
MnO	0,14	0,15	0,15	0,14	0,15	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14
MgO	33,15	33,51	33,96	33,43	33,82	33,89	33,55	33,25	33,48	33,77
CaO	1,50	1,47	1,64	1,75	1,47	1,42	1,45	1,59	1,57	1,43
Na₂O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
K₂O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Toplam	99,89	99,67	99,38	99,80	99,69	99,30	99,61	99,49	100,09	99,24
Si	1,97	1,96	1,93	1,97	1,93	1,95	1,96	1,96	1,97	1,95
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,07	0,07	0,08	0,06	0,09	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
Cr	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Fe⁺²	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,70	1,73	1,76	1,72	1,75	1,76	1,73	1,72	1,72	1,75
Ca	0,06	0,05	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06	0,05
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Toplam	3,98	4,00	4,02	3,99	4,01	4,01	4,00	3,99	3,99	4,01
Mg#	0,914	0,914	0,917	0,916	0,916	0,915	0,915	0,915	0,915	0,916
Cr#	0,39	0,39	0,40	0,47	0,37	0,43	0,42	0,42	0,41	0,44
En	0,87	0,89	0,92	0,88	0,91	0,91	0,89	0,88	0,88	0,90
Fs	0,11	0,09	0,05	0,09	0,06	0,07	0,09	0,09	0,09	0,07
Wo	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03

Bölge	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)
Numune No	H-40	H-41	H-8	H-10	H-11	H-13	H-15	H-16	H-18	H-19
SiO₂	56,124	55,483	57,210	54,720	56,280	54,880	55,320	55,490	55,440	55,380
TiO₂	0,019	0,027	0,022	0,033	0,012	0,012	0,023	0,020	0,025	0,054
Al₂O₃	1,255	2,402	1,642	2,870	1,057	2,240	2,090	1,550	2,350	1,870
Cr₂O₃	0,697	0,758	0,634	0,830	0,690	0,781	0,812	0,687	0,907	0,628
FeO	5,471	5,580	5,613	5,650	5,310	5,520	5,370	5,530	5,240	5,680
MnO	0,162	0,152	0,128	0,157	0,164	0,143	0,144	0,135	0,150	0,169
MgO	34,021	33,847	33,270	34,080	33,740	33,710	33,820	34,150	33,870	34,240
CaO	1,732	1,400	1,580	1,289	2,060	1,980	1,750	1,383	1,420	1,420
Na₂O	0,015	0,015	0,013	0,020	0,010	0,000	0,000	0,014	0,021	0,009
K₂O	0,000	0,085	0,000	0,140	0,163	0,132	0,102	0,120	0,110	0,109
Toplam	99,495	99,749	100,111	99,789	99,486	99,397	99,432	99,079	99,533	99,559

Tablo 4.5. (Devam) Kızıldağ, Mersin ve Kuzey Kıbrıs bölgelerindeki ofiyolitlere ait peridotitik kayaların ortopirosken minerallerinin kimyasal bileşimleri

Bölge	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)
Numune No	H-40	H-41	H-8	H-10	H-11	H-13	H-15	H-16	H-18	H-19
Si	1,951	1,925	1,970	1,901	1,958	1,916	1,926	1,938	1,925	1,927
Ti	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001
Al	0,051	0,098	0,067	0,118	0,043	0,092	0,086	0,064	0,096	0,077
Cr	0,019	0,021	0,017	0,023	0,019	0,022	0,022	0,019	0,025	0,017
Fe⁺²	0,159	0,162	0,162	0,164	0,154	0,161	0,156	0,162	0,152	0,165
Mn	0,005	0,004	0,004	0,005	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005
Mg	1,763	1,750	1,708	1,765	1,750	1,754	1,756	1,778	1,754	1,776
Ca	0,064	0,052	0,058	0,048	0,077	0,074	0,065	0,052	0,053	0,053
Na	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001
K	0,000	0,004	0,000	0,006	0,007	0,006	0,005	0,005	0,005	0,005
Toplam	4,014	4,018	3,988	4,032	4,015	4,030	4,021	4,023	4,017	4,027
Mg#	0,92	0,92	0,91	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92
Cr#	0,55	0,35	0,42	0,33	0,62	0,38	0,21	0,46	0,42	0,37
En	0,907	0,916	0,869	0,938	0,903	0,923	0,917	0,925	0,919	0,929
Fs	0,060	0,057	0,101	0,037	0,057	0,038	0,048	0,048	0,054	0,044
Wo	0,033	0,027	0,030	0,025	0,040	0,039	0,034	0,027	0,028	0,028

Bölge	Kızıldağ (Hatay)	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin
Numune No	H-20	M-5	M-8	M-14	M-15	M-16	M-17	M-22	M-1	M-21
SiO₂	55,700	55,460	55,630	57,130	56,790	57,160	57,230	55,920	56,030	56,078
TiO₂	0,028	0,048	0,041	0,032	0,023	0,029	0,016	0,029	0,035	0,042
Al₂O₃	1,487	1,658	1,687	1,465	1,162	1,515	1,508	1,699	1,767	1,586
Cr₂O₃	0,705	0,372	0,386	0,434	0,483	0,542	0,504	0,415	0,554	0,395
FeO	5,660	8,640	8,720	5,720	5,850	5,540	5,530	6,200	6,200	7,560
MnO	0,160	0,174	0,218	0,138	0,144	0,108	0,133	0,155	0,143	0,161
MgO	34,350	33,030	33,160	34,730	34,800	34,610	34,330	34,670	34,930	33,659
CaO	1,347	0,611	0,595	0,839	0,724	0,511	0,951	0,736	0,441	0,695
Na₂O	0,020	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K₂O	0,112	0,050	0,049	0,000	0,099	0,000	0,003	0,085	0,098	0,031
Toplam	99,569	100,043	100,486	100,488	100,076	100,015	100,205	99,908	100,197	100,207
Si	1,937	1,938	1,937	1,959	1,959	1,965	1,966	1,937	1,934	1,946
Ti	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001
Al	0,061	0,068	0,069	0,059	0,047	0,061	0,061	0,069	0,072	0,065
Cr	0,019	0,010	0,011	0,012	0,013	0,015	0,014	0,011	0,015	0,011
Fe⁺²	0,165	0,253	0,254	0,164	0,169	0,159	0,159	0,180	0,179	0,219
Mn	0,005	0,005	0,006	0,004	0,004	0,003	0,004	0,005	0,004	0,005
Mg	1,781	1,721	1,721	1,775	1,789	1,774	1,758	1,790	1,798	1,741
Ca	0,050	0,023	0,022	0,031	0,027	0,019	0,035	0,027	0,016	0,026
Na	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,005	0,002	0,002	0,000	0,004	0,000	0,000	0,004	0,004	0,001
Toplam	4,025	4,022	4,023	4,005	4,013	3,996	3,997	4,024	4,024	4,016
Mg#	0,92	0,92	0,91	0,92	0,91	0,92	0,92	0,91	0,91	0,92
Cr#	0,49	0,38	0,36	0,33	0,44	0,39	0,37	0,28	0,35	0,29
En	0,927	0,892	0,893	0,908	0,919	0,904	0,896	0,930	0,935	0,898
Fs	0,047	0,096	0,095	0,077	0,067	0,087	0,086	0,056	0,056	0,089
Wo	0,026	0,012	0,012	0,016	0,014	0,010	0,018	0,014	0,008	0,013

Tablo 4.5. (Devam) Kızıldağ, Mersin ve Kuzey Kıbrıs bölgelerindeki ofiyolitlere ait peridotitik kayaların ortopirosken minerallerinin kimyasal bileşimleri

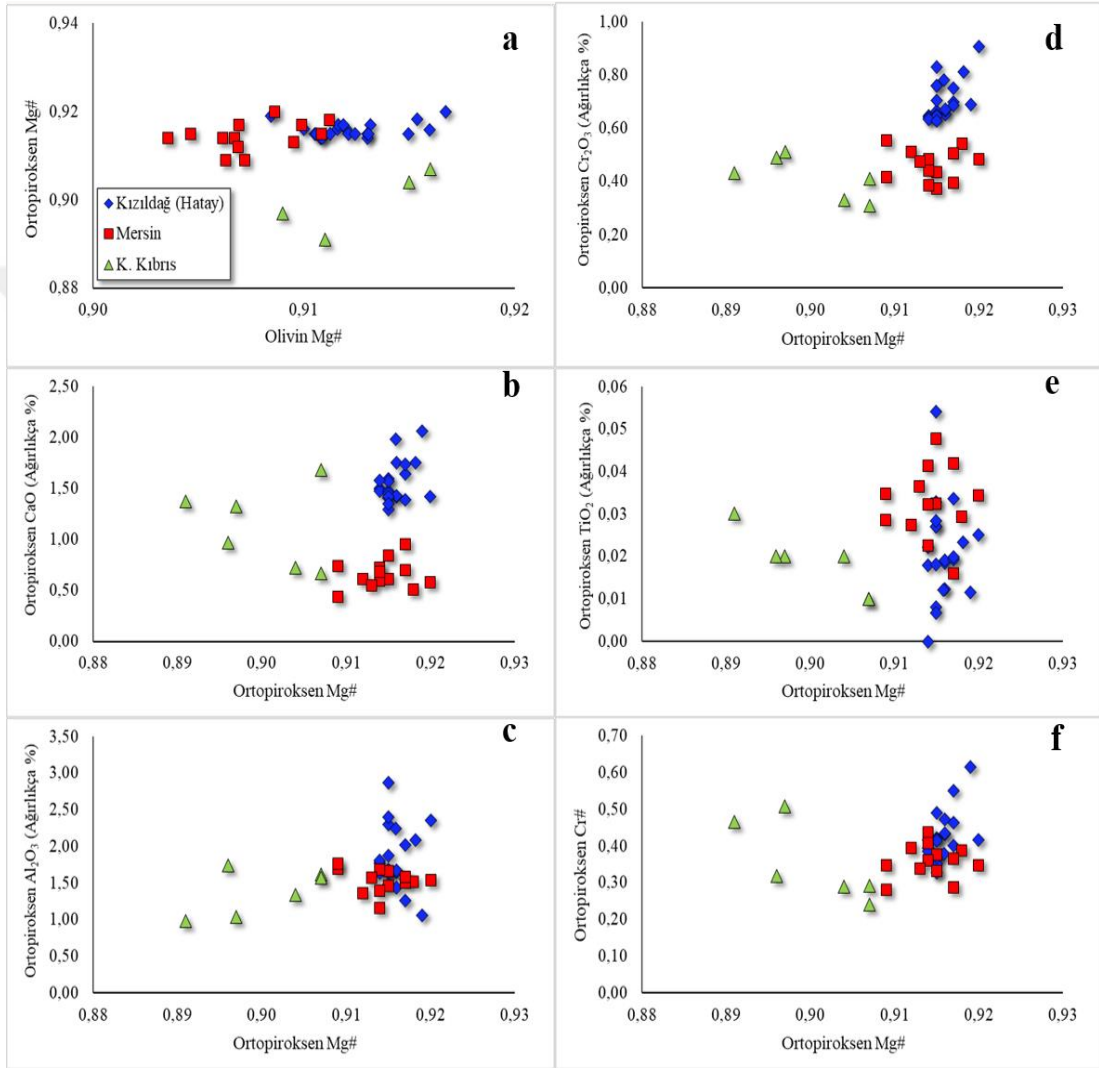
Bölge	Kızıldağ (Hatay)	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin
Numune No	H-20	M-5	M-8	M-14	M-15	M-16	M-17	M-22	M-1	M-21
Mg#	0,92	0,92	0,91	0,92	0,91	0,92	0,92	0,91	0,91	0,92
Cr#	0,49	0,38	0,36	0,33	0,44	0,39	0,37	0,28	0,35	0,29
En	0,927	0,892	0,893	0,908	0,919	0,904	0,896	0,930	0,935	0,898
Fs	0,047	0,096	0,095	0,077	0,067	0,087	0,086	0,056	0,056	0,089
Wo	0,026	0,012	0,012	0,016	0,014	0,010	0,018	0,014	0,008	0,013

Bölge	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs
Numune No	M-22	M-23	M-24	M-25	K-17	K-10	K-8	K-1	K-24	K-11
SiO₂	56,50	56,74	56,27	56,49	55,83	55,83	56,44	56,95	56,65	56,62
TiO₂	0,03	0,03	0,03	0,04	0,00	0,00	0,01	0,05	0,01	0,02
Al₂O₃	1,54	1,36	1,40	1,57	1,46	1,56	1,62	1,72	1,57	1,74
Cr₂O₃	0,48	0,51	0,44	0,48	0,66	0,66	0,41	0,59	0,31	0,49
FeO	6,33	5,99	6,94	6,75	5,32	5,72	6,17	5,59	6,10	6,86
MnO	0,13	0,14	0,16	0,13	0,14	0,14	0,16	0,19	0,14	0,18
MgO	34,11	34,85	34,24	33,99	33,04	33,04	33,93	33,98	33,28	33,23
CaO	0,58	0,61	0,68	0,55	2,27	2,27	0,67	1,05	1,68	0,97
Na₂O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01
Toplam	99,10	100,23	99,45	99,00	98,98	99,22	99,44	99,42	99,77	100,11
Si	1,96	1,95	1,95	1,95	1,96	1,95	1,96	1,96	1,96	1,96
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,06	0,05	0,06	0,06	0,04	0,04	0,05	0,07	0,06	0,07
Cr	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01

Bölge	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs
Numune No	M-22	M-23	M-24	M-25	K-17	K-10	K-8	K-1	K-24	K-11
Fe⁺²	0,18	0,17	0,20	0,20	0,21	0,20	0,19	0,18	0,18	0,20
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg	1,76	1,79	1,77	1,75	1,73	1,76	1,76	1,76	1,72	1,71
Ca	0,02	0,02	0,03	0,02	0,05	0,05	0,03	0,02	0,06	0,04
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Toplam	4,00	4,01	4,02	4,01	4,01	4,02	4,01	4,00	4,00	4,00

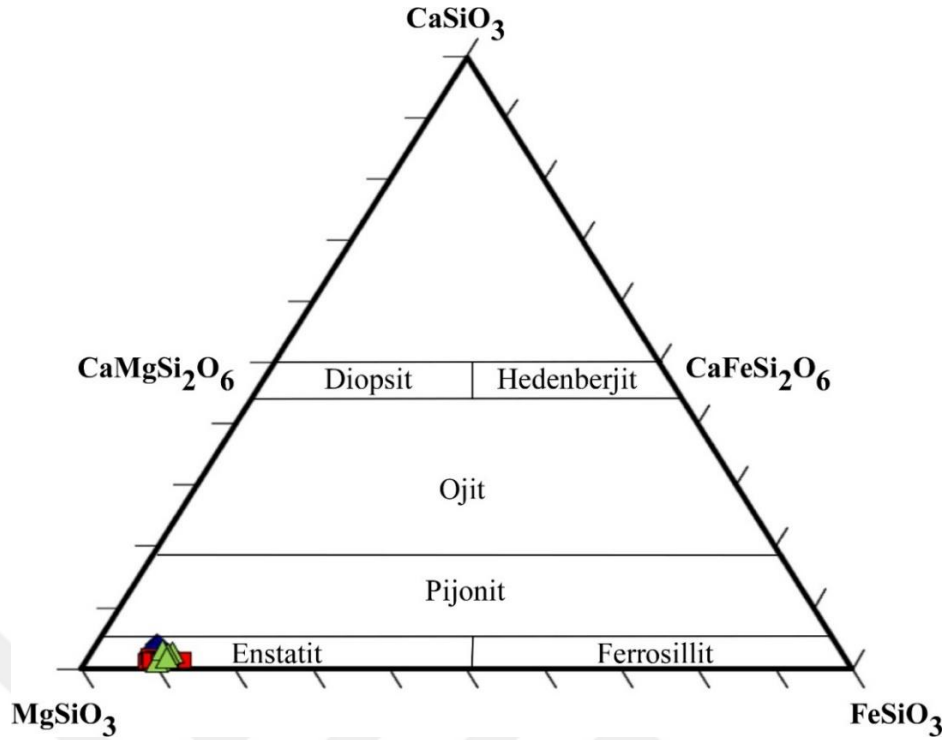
Mg#	0,92	100,23	99,45	99,00	98,98	99,22	99,44	99,42	99,77	100,11
Cr#	0,35	0,91	0,91	0,91	0,89	0,90	0,90	0,91	0,91	0,90
En	0,90	0,92	0,91	0,90	0,88	0,90	0,90	0,90	0,88	0,88
Fs	0,09	0,07	0,07	0,09	0,09	0,07	0,09	0,09	0,09	0,10
Wo	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,01	0,01	0,03	0,02

Tüm bölgelere ait ortopiroksen minerallerinde Al_2O_3 , TiO_2 ve Na_2O değerleri oldukça düşük miktarlarda kalmaktadır (Tablo 4.5.), bu düşük değerler peridotitlerin tümünün yüksek derecelerde ergimeye ve tüketilime maruz kaldığını göstermektedir. Mersin peridotitlerinin ortopiroksenlerinin diğer bölgelere göre daha fazla tüketilmiş olduğu görülmektedir.



Şekil 4. 14. Peridotit numunelerinde bulunan ortopiroksenlerin Mg# değerleri ile (a) olivin Mg#, (b) CaO, (c) Al_2O_3 , (d) Cr_2O_3 , (e) TiO_2 , (f) Cr# değerlerinin karşılaştırılması

Ortopiroksen minerallerinin kimyasal bileşimlerine göre $CaSiO_3$ - $MgSiO_3$ - $FeSiO_3$ diyagramına göre, bu minerallerin hepsinin enstatit olarak temsil edildiği görülmektedir (Şekil 4.15.).



Şekil 4. 15. Peridotit numunelerinin ortopiroksen CaSiO_3 - MgSiO_3 - FeSiO_3 diyagramı

4.4.4. Klinopiroksen

Kızıldağ, Mersin ve Kuzey Kıbrıs ofiyolitlerine ait peridotitik kayaçların klinopiroksen minerallerinin kimyasal bileşimleri Tablo 4.6.'da verilmiştir.

Klinopiroksen minerallerinin kimyasal bileşimlerine göre CaSiO_3 - MgSiO_3 - FeSiO_3 diyagramı oluşturulduğunda, bu minerallerin hemen hemen hepsinin diopsit olarak temsil edildiği görülmektedir (Şekil 4.16.). Tüm bölgelere ait klinopiroksen minerallerinde TiO_2 ve Na_2O değerleri oldukça düşük miktarlarda kalmaktadır (Şekil 4.17.). Klinopiroksenlerin TiO_2 ve Na_2O içeriklerinin abisal peridotitlere göre tüketilmiş olduğu, Mersin ve K. Kıbrıs peridotitlerinin klinopiroksenlerinin Kızıldağ peridotitlerinin klinopiroksenlerine göre daha tüketilmiş durumda olduğu görülmektedir (Şekil 4.17.).

Klinopiroksenlerin Mg# değerleri ile olivin Mg#, Al_2O_3 , Cr_2O_3 , TiO_2 ve Na_2O ve Cr# konsantrasyonları karşılaştırılmıştır (Şekil 4.18.). Kızıldağ ofiyolitine ait peridotit örneklerinde klinopiroksenlerin Mg# değerleri ($\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$) %0,922-0,933, Cr# değerleri ($\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$) %0,182-0,514, TiO_2 değerleri %0,041-0,229 arasında, Mersin ofiyolitine ait peridotitlerin klinopiroksenlerinde Mg# değerleri %0,932-0,947, Cr#

değerleri %0,388-0,744, TiO₂ değerleri %0,001-0,051 değerleri arasında ve K. Kıbrıs ofiyolitine ait peridotitlerin klinopiroksenlerinde ise Mg# değerleri %0,916-0,932, Cr# değerleri %0,257-0,499, TiO₂ değerleri %0,030-0,040 arasında bulunmaktadır. Kızıldağ peridotitlerinin klinopiroksenlerinin Al₂O₃ içerikleri daha geniş aralıklarda seyrederken (%0,984-3,050), Mersin ve K. Kıbrıs peridotitlerinin Al₂O₃ içerikleri nispeten daha dar bir aralıkta bulunmaktadır (Mersin için; %0,953-1,970, K. Kıbrıs için; %1,100-2,070). Klinopiroksenlerin Mg# değerleri ile olivinlerin Mg# değerlerinin genel olarak birlikte artış gösterdiği görülmüştür, bu şekilde birlikte artış görülmesi kimyasal dengede olduklarını göstermektedir (Şekil 4.18.). Tüm bölgelere ait klinopiroksenlerin Al₂O₃, Cr₂O₃, TiO₂, Na₂O içerikleri düşük konsantrasyonlarda bulunmaktadır ve Mg# ile negatif bir korelasyon sergilemektedir (Şekil 4.18.).

Tablo 4. 6. Kızıldağ, Mersin ve Kuzey Kıbrıs bölgelerindeki ofiyolitlere ait peridotitik kayaların klinopiroksen minerallerinin kimyasal bileşimleri

Bölge	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)
Numune No	H-7	H-31	H-32	H-33	H-34	H-35	H-36	H-37	H-38	H-39
SiO ₂	53,49	52,83	51,95	52,89	52,03	52,41	52,93	53,25	52,87	52,62
TiO ₂	0,05	0,09	0,07	0,11	0,08	0,06	0,05	0,07	0,09	0,05
Al ₂ O ₃	2,52	2,50	2,69	2,57	1,03	2,75	2,77	2,54	2,52	2,68
Cr ₂ O ₃	1,13	1,10	1,09	1,09	0,44	1,13	1,12	1,14	1,10	1,14
FeO	2,71	2,67	2,57	2,68	7,47	2,67	2,67	2,70	2,65	2,63
MnO	0,05	0,07	0,09	0,11	0,54	0,08	0,07	0,07	0,08	0,07
MgO	18,11	18,08	18,18	18,25	14,12	17,98	17,94	18,20	18,16	17,91
CaO	21,52	21,86	22,43	21,83	23,87	22,39	22,01	21,63	21,85	22,27
Na ₂ O	0,11	0,13	0,07	0,16	0,08	0,08	0,09	0,13	0,14	0,07
Toplam	99,69	99,32	99,17	99,69	99,66	99,54	99,63	99,73	99,46	99,45
Si	1,94	1,93	1,91	1,92	1,95	1,91	1,93	1,93	1,93	1,92
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,11	0,11	0,12	0,11	0,05	0,12	0,12	0,11	0,11	0,12
Cr	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Fe ⁺²	0,08	0,08	0,08	0,08	0,23	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,98	0,98	0,99	0,99	0,79	0,98	0,97	0,99	0,99	0,97
Ca	0,84	0,86	0,88	0,85	0,96	0,88	0,86	0,84	0,85	0,87
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Toplam	3,99	4,00	4,02	4,01	4,02	4,01	4,00	4,00	4,00	4,01
Mg#	0,92	0,92	0,93	0,92	0,93	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92
Cr#	0,49	0,49	0,44	0,49	0,27	0,45	0,46	0,49	0,49	0,45
En	0,51	0,51	0,52	0,52	0,41	0,51	0,51	0,51	0,52	0,51
Fs	0,06	0,04	0,01	0,03	0,09	0,02	0,04	0,05	0,04	0,03
Wo	0,43	0,45	0,47	0,45	0,50	0,46	0,45	0,44	0,45	0,46

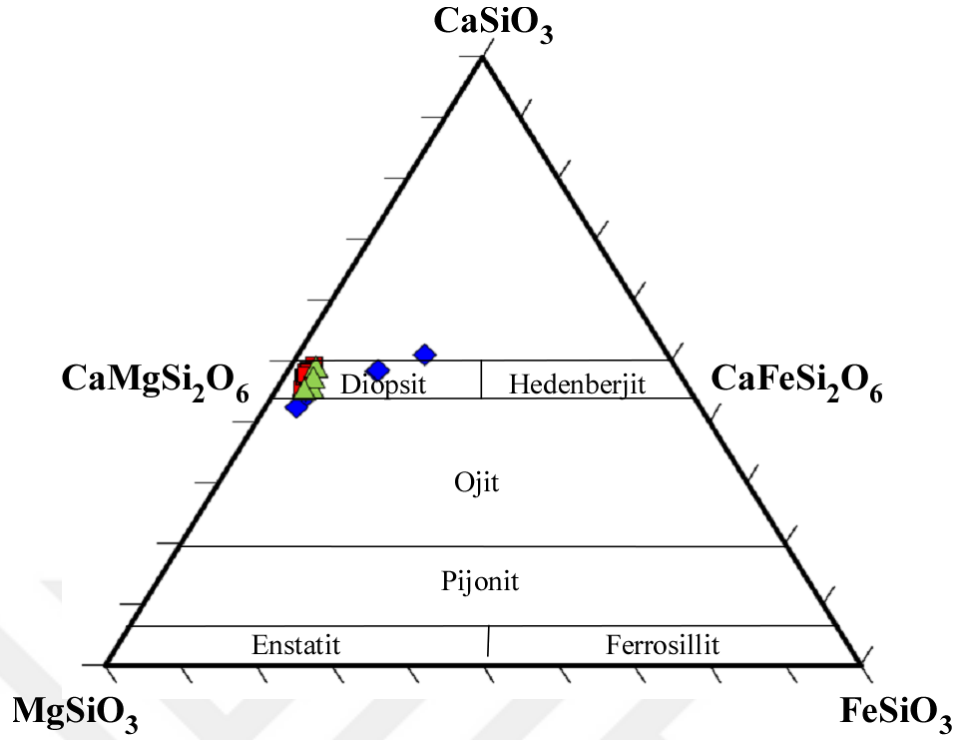
Tablo 4.6. (Devam) Kızıldağ, Mersin ve Kuzey Kıbrıs bölgelerindeki ofiyolitlere ait peridotitik kayaların klinopiroksen minerallerinin kimyasal bileşimleri

Bölge	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)
Numune No	H-40	H-41	H-8	H-10	H-11	H-13	H-15	H-16	H-18	H-19
SiO ₂	52,03	51,92	53,51	51,50	51,57	52,08	52,09	52,08	51,78	51,68
TiO ₂	0,15	0,08	0,04	0,07	0,23	0,05	0,04	0,05	0,05	0,13
Al ₂ O ₃	2,45	0,98	2,58	0,00	2,54	2,92	2,81	2,92	3,05	2,46
Cr ₂ O ₃	0,95	0,43	1,19	0,00	0,95	1,15	1,13	1,15	1,24	1,02
FeO	2,55	7,55	2,73	10,67	2,59	2,61	2,57	2,61	2,39	2,58
MnO	0,09	0,54	0,11	0,83	0,10	0,08	0,09	0,08	0,07	0,09
MgO	18,27	14,04	18,09	11,37	18,54	17,78	17,96	17,78	17,45	18,32
CaO	22,45	23,91	21,49	25,23	20,46	22,74	22,37	22,74	22,72	22,56
Na ₂ O	0,16	0,07	0,17	0,03	0,14	0,05	0,03	0,05	0,24	0,16
Toplam	99,09	99,51	99,91	99,70	97,11	99,47	99,10	99,47	99,00	99,00
Si	1,91	1,95	1,94	1,97	1,92	1,91	1,91	1,91	1,90	1,90
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,11	0,04	0,11	0,00	0,11	0,13	0,12	0,13	0,13	0,11
Cr	0,03	0,01	0,03	0,00	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03
Fe ⁺²	0,08	0,24	0,08	0,34	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,08
Mn	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,00	0,79	0,98	0,65	1,03	0,97	0,98	0,97	0,96	1,01
Ca	0,88	0,96	0,83	1,03	0,82	0,89	0,88	0,89	0,90	0,89
Na	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
Toplam	4,02	4,02	3,99	4,03	4,01	4,01	4,01	4,01	4,02	4,03
Mg#	0,93	0,92	0,92	0,93	0,93	0,92	0,93	0,92	0,93	0,93
Cr#	0,45	0,18	0,51	0,50	0,43	0,43	0,43	0,43	0,48	0,47
En	0,53	0,41	0,51	0,33	0,54	0,51	0,52	0,51	0,51	0,53
Fs	0,00	0,09	0,05	0,13	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	-0,01
Wo	0,47	0,50	0,44	0,53	0,43	0,47	0,46	0,47	0,48	0,47
Bölge	Kızıldağ (Hatay)	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin
Numune No	H-20	M-1	M-2	M-5	M-8	M-14	M-15	M-16	M-17	M-22
SiO ₂	52,33	52,79	52,71	52,84	52,29	54,44	53,97	54,63	54,35	52,37
TiO ₂	0,05	0,04	0,04	0,02	0,00	0,04	0,03	0,05	0,03	0,02
Al ₂ O ₃	1,90	0,96	0,95	1,75	1,93	1,40	0,96	1,06	1,47	1,97
Cr ₂ O ₃	0,96	0,70	0,62	0,67	0,69	0,55	0,45	0,36	0,63	0,84
FeO	2,28	2,13	2,19	2,04	2,05	1,81	1,87	1,83	1,90	2,31
MnO	0,07	0,07	0,09	0,08	0,04	0,06	0,07	0,05	0,06	0,07
MgO	17,95	17,69	18,04	17,84	17,42	18,00	17,81	18,10	18,03	17,71
CaO	23,48	24,54	24,58	24,59	25,00	24,48	24,63	23,87	24,29	23,84
Na ₂ O	0,17	0,10	0,09	0,04	0,04	0,07	0,06	0,04	0,04	0,05
Toplam	99,20	99,01	99,33	99,88	99,45	100,85	99,85	99,99	100,81	99,18

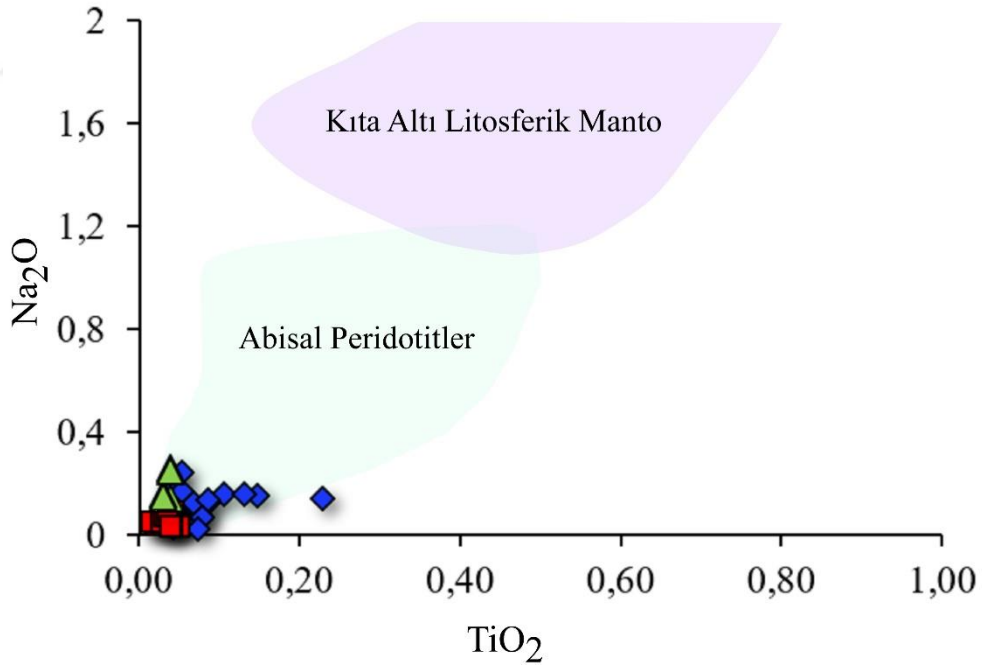
Tablo 4.6. (Devam) Kızıldağ, Mersin ve Kuzey Kıbrıs bölgelerindeki ofiyolitlere ait peridotitik kayaların klinopiroksen minerallerinin kimyasal bileşimleri

Bölge	Kızıldağ (Hatay)	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin
Numune No	H-20	M-1	M-2	M-5	M-8	M-14	M-15	M-16	M-17	M-22	
Si	1,92	1,95	1,94	1,93	1,92	1,96	1,96	1,98	1,96	1,92	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al	0,08	0,04	0,04	0,08	0,08	0,06	0,04	0,05	0,06	0,09	
Cr	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	
Fe ⁺²	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,07	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mg	0,98	0,97	0,99	0,97	0,95	0,97	0,97	0,98	0,97	0,97	
Ca	0,92	0,97	0,97	0,96	0,98	0,94	0,96	0,93	0,94	0,94	
Na	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	
Toplam	4,03	4,03	4,03	4,02	4,03	4,01	4,01	4,00	4,00	4,02	
Mg#	0,93	0,94	0,94	0,94	0,94	0,95	0,94	0,95	0,94	0,93	
Cr#	0,57	0,74	0,69	0,42	0,40	0,45	0,52	0,39	0,46	0,46	
En	0,52	0,50	0,51	0,51	0,50	0,50	0,49	0,50	0,50	0,51	
Fs	-0,01	-0,01	-0,02	-0,01	-0,01	0,02	0,01	0,04	0,02	0,00	
Wo	0,49	0,50	0,50	0,50	0,51	0,48	0,49	0,47	0,48	0,49	

Bölge	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs
Numune No	M-7	M-21	M-22	M-23	M-24	M-25	K-17	K-10	K-8	K-1	K-24
SiO ₂	52,92	53,56	54,16	53,43	53,93	53,48	53,01	56,49	53,38	53,67	53,71
TiO ₂	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04
Al ₂ O ₃	1,14	1,62	1,28	1,03	0,96	1,33	2,07	1,10	2,03	2,05	2,13
Cr ₂ O ₃	0,72	0,62	0,46	0,55	0,52	0,48	0,89	0,42	0,70	0,40	0,66
FeO	2,29	1,91	1,88	2,03	1,99	1,95	2,90	2,11	2,51	2,40	2,48
MnO	0,09	0,07	0,06	0,08	0,08	0,06	0,09	0,09	0,07	0,09	0,09
MgO	18,82	17,90	18,21	18,02	17,90	18,00	17,75	16,21	17,16	18,40	17,30
CaO	23,24	24,61	24,09	24,13	24,55	24,15	22,81	23,32	23,28	22,85	23,12
Na ₂ O	0,10	0,05	0,04	0,08	0,07	0,04	0,14	0,16	0,26	0,15	0,25
Toplam	99,35	100,38	100,22	99,39	100,04	99,53	99,70	99,93	99,44	100,04	99,79
Si	1,94	1,94	1,96	1,96	1,96	1,95	1,94	2,03	1,95	1,94	1,95
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,05	0,07	0,05	0,04	0,04	0,06	0,09	0,05	0,09	0,09	0,09
Cr	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02
Fe ⁺²	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,09	0,06	0,08	0,07	0,08
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,03	0,97	0,98	0,98	0,97	0,98	0,97	0,87	0,93	0,99	0,94
Ca	0,91	0,96	0,93	0,95	0,96	0,94	0,89	0,90	0,91	0,89	0,90
Na	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02
Toplam	4,03	4,02	4,01	4,02	4,01	4,01	4,01	3,94	4,00	4,01	4,00
Mg#	99,35	100,38	100,22	99,39	100,04	99,53	99,70	99,93	99,44	100,04	99,79
Cr#	0,94	0,94	0,95	0,94	0,94	0,94	0,92	0,93	0,92	0,93	0,93
En	0,53	0,50	0,50	0,51	0,50	0,50	0,50	0,43	0,49	0,52	0,49
Fs	-0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,12	0,03	0,02	0,04
Wo	0,47	0,49	0,48	0,49	0,49	0,49	0,47	0,45	0,48	0,46	0,47

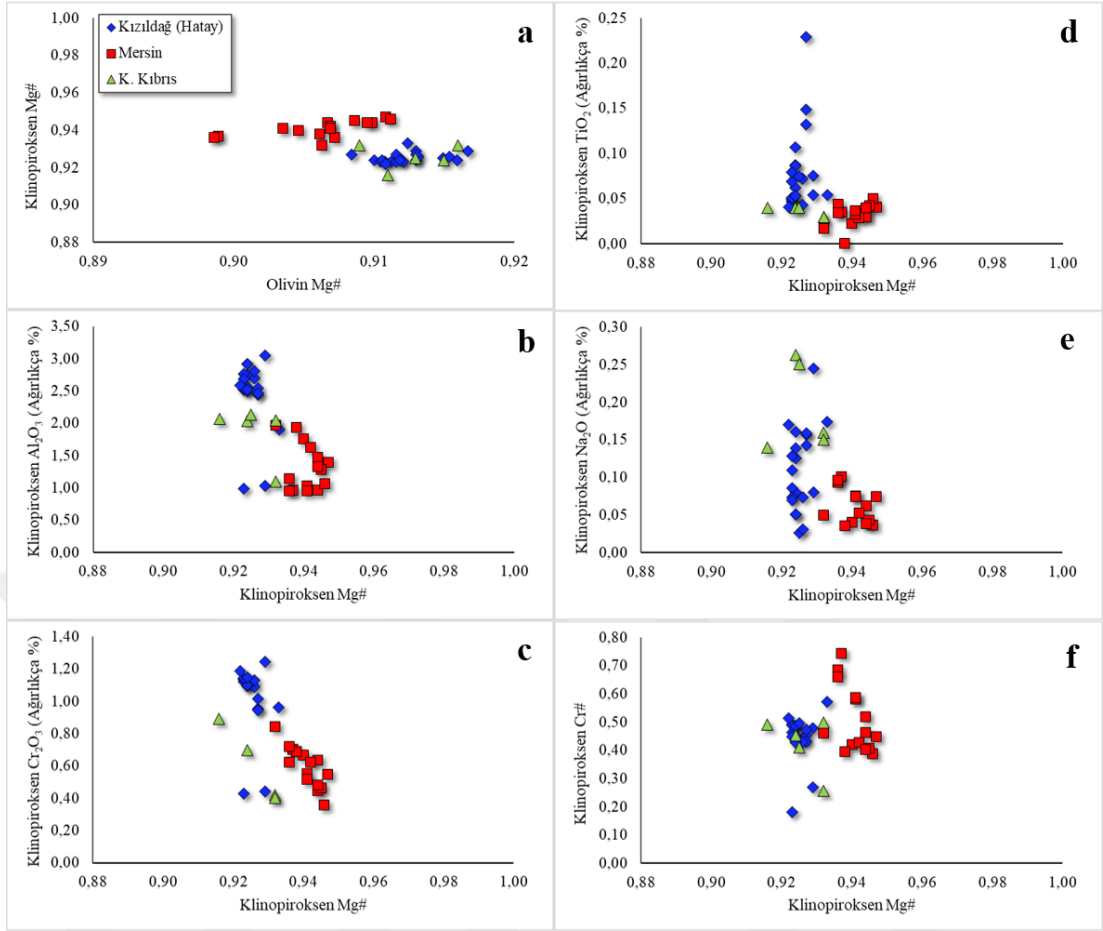


Şekil 4. 16. Peridotit numunelerinin klinopiroksen $\text{CaSiO}_3\text{-MgSiO}_3\text{-FeSiO}_3$ diyagramı



Şekil 4. 17. Peridotit numunelerinde bulunan klinopiroksenler Na ve Ti içerikleri diyagramı (abisal peridotitler ve kıta altı litosferik manto alanları Ishikawa vd., 2007'den alınmıştır)

Klinopiroksenlerin $\text{Cr}\#$ ile $\text{Mg}\#$ değerleri de birbirleriyle uyumlu olarak artış göstermektedir (Şekil 4.18.).



Şekil 4. 18. Peridotit numunelerinde bulunan klinopiroksenlerin Mg# değerleri ile (a) olivin Mg#, (b) Al_2O_3 , (c) Cr_2O_3 , (d) TiO_2 , (e) Na_2O , ve (f) Cr# değerlerinin karşılaştırılması. Kızıldağ numunelerine ait klinopiroksenler diğer bölgelere göre daha düşük Mg# değerleri sunmaktadır

Klinopiroksen doğası gereği alterasyona dayanıklı bir mineraldir, kayacın diğer kısımları deniz tabanı alterasyonu ve serpantinleşmeden dolayı ciddi bir şekilde altere olsa dahi klinopiroksen kimyasal özelliklerini koruyabilmektedir. Bu sebeple klinopiroksenler üstünde LA-ICP-MS cihazıyla iz elementleri analiz edilmiş ve peridotitlerin jeokimyasal özellikleri anlaşılmasına çalışılmıştır, iz element verileri Tablo 4.7.'de sunulmuştur. Klinopiroksenlerin çoklu element diyagramları, değişken iz element modellerine sahip olduklarını göstermektedir (Şekil 4.19.). Klinopiroksenlerin iz element içerikleri kondrite göre normalize edildiğinde numunelerin büyük bir çoğunluğunun hafif nadir toprak elementlerce (HNTE) tüketilmiş olduğu görülmektedir (Şekil 4.19.).

Tablo 4. 7. Kızıldağ, Mersin ve Kuzey Kıbrıs bölgelerindeki ofiyolitlere ait peridotitik kayaların klinopiroksen minerallerinin iz element bileşimleri

Konum	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)
Numune no	H-7	H-31	H-32	H-33	H-34	H-35	H-36	H-37	H-38	H-39
Kayaç cinsi	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb
ppm										
Sr	1,42	1,28	1,33	1,20	1,34	1,48	1,50	1,34	1,25	1,55
Y	2,40	3,57	3,62	3,87	3,28	1,91	1,91	3,59	3,18	1,64
Zr	0,373	0,507	0,459	0,831	0,575	0,348	0,320	0,538	0,624	0,292
La	0,007	0,006	0,008	0,012	0,009	0,007	0,006	0,009	0,009	0,006
Ce	0,039	0,038	0,037	0,066	0,050	0,029	0,033	0,048	0,049	0,029
Pr	0,009	0,014	0,017	0,021	0,012	0,008	0,009	0,013	0,015	0,008
Nd	0,062	0,101	0,103	0,150	0,093	0,070	0,057	0,097	0,119	0,054
Sm	0,055	0,086	0,073	0,160	0,082	0,058	0,041	0,085	0,122	0,036
Eu	0,025	0,040	0,041	0,067	0,042	0,028	0,023	0,041	0,050	0,022
Gd	0,117	0,181	0,186	0,294	0,189	0,123	0,104	0,181	0,222	0,097
Tb	0,038	0,053	0,054	0,081	0,055	0,037	0,033	0,053	0,063	0,030
Dy	0,335	0,452	0,464	0,674	0,471	0,293	0,276	0,457	0,532	0,243
Ho	0,119	0,141	0,148	0,189	0,151	0,088	0,094	0,144	0,158	0,078
Er	0,397	0,448	0,466	0,584	0,477	0,287	0,310	0,464	0,497	0,263
Tm	0,064	0,074	0,077	0,090	0,077	0,049	0,051	0,073	0,080	0,044
Yb	0,454	0,523	0,538	0,599	0,506	0,346	0,363	0,511	0,550	0,314
Lu	0,069	0,079	0,085	0,095	0,083	0,055	0,052	0,078	0,083	0,048

Konum	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)
Numune no	H-40	H-41	H-8	H-10	H-11	H-13	H-15	H-16	H-18	H-19
Kayaç cinsi	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb
ppm										
Sr	0,91	1,36	1,43	1,43	0,76	1,05	1,50	1,62	1,67	0,98
Y	6,05	2,88	2,41	2,42	8,59	3,01	2,53	1,16	1,04	4,33
Zr	1,080	0,490	0,380	0,404	1,668	0,382	0,300	0,241	0,250	0,781
La	0,025	0,008	0,007	0,007	0,022	0,027	0,007	0,005	0,006	0,009
Ce	0,099	0,042	0,039	0,039	0,116	0,077	0,041	0,023	0,025	0,034
Pr	0,026	0,012	0,009	0,010	0,037	0,012	0,010	0,007	0,007	0,017
Nd	0,208	0,084	0,062	0,062	0,314	0,083	0,065	0,050	0,047	0,181
Sm	0,136	0,056	0,055	0,033	0,225	0,067	0,054	0,036	0,041	0,138
Eu	0,094	0,035	0,025	0,026	0,146	0,032	0,026	0,019	0,021	0,071
Gd	0,401	0,159	0,118	0,119	0,620	0,141	0,124	0,084	0,087	0,310
Tb	0,106	0,048	0,037	0,038	0,142	0,039	0,039	0,026	0,022	0,085
Dy	0,849	0,413	0,336	0,336	1,303	0,310	0,353	0,187	0,178	0,691
Ho	0,226	0,139	0,126	0,126	0,313	0,120	0,129	0,052	0,055	0,186
Er	0,691	0,442	0,405	0,406	0,916	0,418	0,425	0,179	0,192	0,550
Tm	0,109	0,073	0,064	0,068	0,139	0,071	0,068	0,032	0,034	0,095
Yb	0,703	0,491	0,453	0,453	0,870	0,498	0,475	0,227	0,242	0,664
Lu	0,111	0,079	0,071	0,075	0,139	0,076	0,074	0,034	0,039	0,099

Tablo 4.7. (Devam) Kızıldağ, Mersin ve Kuzey Kıbrıs bölgelerindeki ofiyolitlere ait peridotitik kayaların klinopiroksen minerallerinin iz element bileşimleri

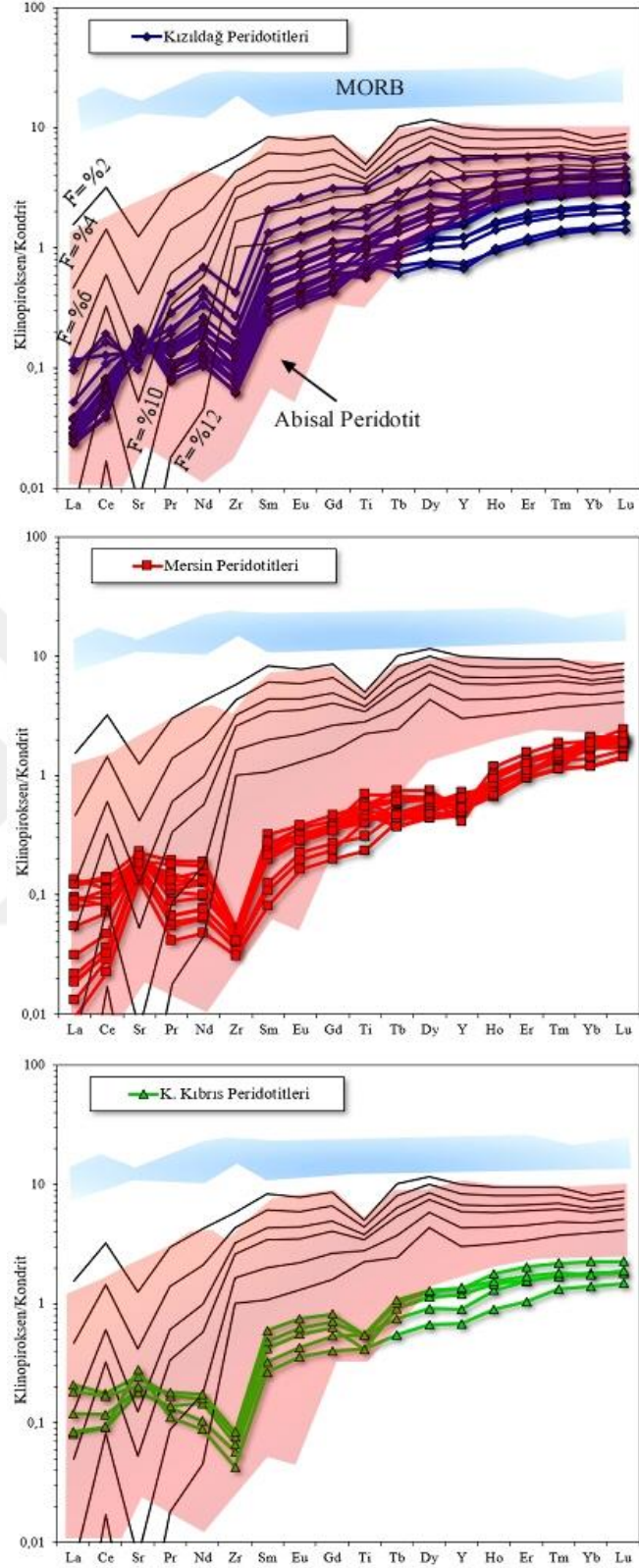
Konum	Kızıldağ (Hatay)	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin
Numune no	H-20	M-1	M-2	M-5	M-8	M-14	M-15	M-16	M-17	M-22
Kayaç cinsi	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Du	Du
ppm										
Sr	1,08	1,45	1,63	1,31	1,60	1,78	1,66	1,49	1,18	1,03
Y	3,06	0,81	0,89	1,12	1,29	0,80	0,72	0,64	1,03	0,96
Zr	0,390	0,162	0,183	0,143	0,185	0,208	0,196	0,176	0,139	0,121
La	0,027	0,004	0,007	0,003	0,004	0,029	0,031	0,029	0,005	0,003
Ce	0,078	0,020	0,028	0,017	0,021	0,085	0,068	0,081	0,022	0,014
Pr	0,012	0,006	0,007	0,005	0,006	0,017	0,012	0,016	0,005	0,004
Nd	0,084	0,035	0,043	0,029	0,035	0,086	0,072	0,079	0,030	0,022
Sm	0,068	0,034	0,039	0,019	0,025	0,047	0,042	0,040	0,016	0,012
Eu	0,033	0,018	0,020	0,013	0,016	0,022	0,016	0,018	0,011	0,009
Gd	0,144	0,073	0,082	0,054	0,068	0,091	0,067	0,076	0,047	0,039
Tb	0,039	0,014	0,016	0,018	0,020	0,027	0,017	0,025	0,017	0,015
Dy	0,317	0,110	0,128	0,142	0,164	0,181	0,106	0,159	0,136	0,120
Ho	0,123	0,039	0,045	0,044	0,052	0,066	0,048	0,058	0,042	0,036
Er	0,426	0,155	0,179	0,179	0,210	0,246	0,169	0,215	0,170	0,149
Tm	0,073	0,028	0,032	0,033	0,038	0,045	0,037	0,040	0,031	0,027
Yb	0,507	0,197	0,228	0,343	0,383	0,316	0,315	0,276	0,332	0,305
Lu	0,077	0,035	0,040	0,051	0,058	0,048	0,059	0,041	0,049	0,044

Konum	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs	K. Kıbrıs
Numune no	M-7	M-21	M-22	M-23	M-24	M-25	K-17	K-10	K-8	K-1
Kayaç cinsi	Du	Hzb	Hzb	Hzb	Du	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb
ppm										
Sr	1,43	1,49	1,49	1,57	1,65	1,42	1,45	1,41	1,91	2,18
Y	0,80	1,00	0,78	0,75	0,78	0,83	1,39	1,86	2,06	1,06
Zr	0,159	0,191	0,182	0,173	0,157	0,163	0,225	0,262	0,301	0,168
La	0,006	0,013	0,022	0,022	0,019	0,021	0,028	0,019	0,049	0,020
Ce	0,019	0,043	0,056	0,049	0,052	0,066	0,071	0,055	0,107	0,056
Pr	0,007	0,009	0,013	0,010	0,010	0,012	0,012	0,012	0,015	0,010
Nd	0,034	0,045	0,057	0,057	0,061	0,059	0,047	0,066	0,072	0,040
Sm	0,033	0,029	0,036	0,039	0,041	0,032	0,048	0,062	0,071	0,039
Eu	0,018	0,016	0,017	0,017	0,017	0,016	0,024	0,031	0,035	0,020
Gd	0,072	0,069	0,073	0,067	0,073	0,067	0,105	0,124	0,139	0,079
Tb	0,013	0,021	0,023	0,016	0,017	0,022	0,027	0,033	0,037	0,020
Dy	0,108	0,156	0,158	0,106	0,114	0,152	0,221	0,276	0,307	0,162
Ho	0,038	0,053	0,056	0,044	0,047	0,052	0,072	0,081	0,099	0,050
Er	0,152	0,204	0,211	0,162	0,173	0,201	0,246	0,250	0,323	0,166
Tm	0,027	0,038	0,039	0,033	0,035	0,037	0,041	0,041	0,053	0,032
Yb	0,193	0,333	0,298	0,267	0,281	0,302	0,294	0,287	0,367	0,227
Lu	0,034	0,050	0,045	0,050	0,052	0,045	0,044	0,044	0,055	0,036

Abisal peridotitlerde ve bazı tektonize ofiyolitlerin peridotitlerinde yaygın olarak görülen bu tür nadir toprak element modeli, genellikle ergiyik çekiliminin etkilerinin daha uyumsuz elementlerde daha büyük ölçüde tüketilmesi olarak yorumlanmaktadır (Aldanmaz vd., 2009; Bizimis vd., 2000; Johnson vd., 1990).

Klinopiroksenler HNTE içerikleri bakımından farklılıklar göstermektedir (Şekil 4.19.). Bazı numunelerin HNTE/ONTE değerlerinin tüketilmiş özellikte olduğu görülmektedir, bu tip numuneler sürekli ergiyik çekilimini gösterirken, diğerleri hafifçe zenginleşmiş HNTE'ler ile karakterize olmuştur. Klinopiroksenlerin orta nadir toprak element içerikleri abisal peridotitlerin bileşimine göre daha az miktarlarda bulunmaktadır, bu da muhtemelen tipik okyanus ortası sırtı ortamında görülenden daha fazla ergiyik ayrılmasına maruz kaldığını göstermektedir. Numunelerin büyük bir çoğunluğu ağır nadir toprak elementlerce (ANTE) abisal peridotitlere nazaran oldukça tüketilmiştir. Mersin peridotitlerinin klinopiroksenleri K. Kıbrıs numunelerine göre ve Kuzey Kıbrıs numuneleri de Kızıldağ numunelerine göre ANTE'lerce daha fazla tüketilim sergilemektedir. Zr ve Ti içeriği tüm bölgelerde negatif anomali göstererek düşük konsantrasyonlarla karakteristik olarak gözlenirken tüm numunelerde pozitif Sr anomalisi de gözlenmektedir (Şekil 4.19.). Daha yüksek uyumsuzluğa sahip elementlerin daha fazla şekilde yeniden dağılımı metasomatik zenginleşmeyi göstermektedir. Tüm bölgelerdeki numunelerin klinopiroksenleri düşük miktarlarda yüksek çekim alanlı elementler (YÇAE) içermektedirler. Kızıldağ klinopiroksenleri, 244-1371 ppm Ti, 0,24-1,67 ppm Zr; Mersin klinopiroksenleri, 101-303 ppm Ti, 0,12-0,21 ppm Zr; K. Kıbrıs klinopiroksenleri ise 180-240 ppm Ti ve 0,17-0,30 ppm Zr içermektedir (Tablo 5.4.).

Şekil 4.19.'da klinopiroksenlerdeki kısmi ergime derecesini ölçmek için YÇAE ve ANTE'deki varyasyonlarla teorik olarak hesaplanan ergiyik tüketilme trendlerinin karşılaştırması gösterilmektedir. Ergime trendleri, Shervais ve Jean (2012)'de açıklanan parametreler kullanılarak fraksiyonel ergime yaklaşımı kullanılarak oluşturulmuş ve başlangıç kaynağı hipotetik tüketilmiş MORB mantosu (DMM) (Salters ve Stracke, 2004) değerlerine eşit olduğu kabul edilmektedir.



Şekil 4. 19. Peridotit numunelerinde bulunan klinopiroksenlerin kondrite göre normalize edilmiş iz element diyagramları (F: Ergime yüzdesi, Kondrit değerleri; Anders ve Grevesse, 1989'dan alınmıştır. Abisal peridotit alanı Johnson vd., (2000), Johnson ve Dick (1992), Hellebrand vd. (2001), Warren (2016) ve MORB alanı Salters ve Stracke, (2004) verileriyle oluşturulmuştur)

4.4.5. Spinel

Spineller manto kayaçları içinde aksesuar mineraller olarak gözlenmektedir. İz elementler genellikle fraksiyonel kristalleşme veya kısmi erime sırasında majör elementlerden daha büyük farklılaşma göstermektedir, bu da spinellerde bulunan iz elementleri ergiyik-kaya etkileşimi ve magmatik farklılaşmanın hassas bir izleyicisi yapmaktadır (Pearce vd., 2000). Tüm bölgelerden alınan peridotit numunelerinin içinde spinel bollukları %0,42 ila 4,38 arasında bulunmaktadır. Spineller peridotitler içinde alterasyondan en az etkilenen mineraller olarak gözlenmektedir. Spineller, mantodaki petrojenetik işlemlere duyarlıdır ve mafik ve ultramafik kayaların tektonik ayrımı için yaygın olarak kullanılmaktadır (örneğin, Dick ve Bullen 1984, Michael ve Bonatti, 1985, Barnes ve Roeder, 2001, Hellebrand vd., 2001; Parkinson ve Pearce, 1998; Pearce vd., 2000; Dare vd., 2009; Aldanmaz, 2012a). Spinel, manto peridotitlerinde bir kalıntı fazdır, ancak aynı zamanda süzülen ergiyiklerle reaksiyona girerek veya bu ergiyiklerden kristalleşerek yeni spinel bileşimleri oluşturmaktadır. Bu nedenle, manto peridotitlerindeki krom spinelin kimyası, hem ergime derecesi ve erime durumu gibi kalıntı manto hakkında hem de ergiyik/kaya etkileşiminin doğası ve boyutu hakkında bilgi sağlamaktadır (örn. Zhou vd., 1994; Kelemen vd., 1995; Dare vd., 2009; Aldanmaz, 2012a). Spinel kimyası ile ofiyolitlerin manto kesimi için bir MOR ortamı ile SSZ kökeni arasında ayrım yapmak ve kökenleri birden fazla tektonik ortama ait olan spinelleri tanımlamak mümkün olmaktadır (örneğin, Parkinson ve Pearce, 1998; Pearce vd., 2000; Dare vd., 2009; Aldanmaz, 2012a). Özellikle, ergime kalıntılarının kimyasal bileşimi üzerindeki değişken manto süreçlerinin önemi, son zamanlarda yapılan bazı çalışmalarda ayrıntılı olarak açıklanmıştır; farklı tektonik ortamlardan manto kayalarının değişken bileşimlerinin, farklı tüketilme ve zenginleşme olaylarının sonuçları olduğunu ve kısmi ergime ve akışkanlarla etkileşimin etkileri, manto kalıntılarının nihai bileşimini belirlemede önemli bir rol oynamaktadır (Kelemen vd., 1997; Niu vd., 1997; Bizimis vd., 2000; Suhr vd., 2003; Rampone vd., 2004; Seyler vd., 2007; Godard vd., 2008; Aldanmaz vd., 2009; Aldanmaz, 2012a).

Kızıldağ, Mersin ve K. Kıbrıs ofiyolitlerinin peridotitlerine ait spineller yüksek Cr# numaralarına $[Cr/(Cr+Al)]$ sahip Cr'ca zengin spinellerdir. Cr# numaraları, Kızıldağ için; 0,480-0,730, Mersin için; 0,490-0,750, K. Kıbrıs için; 0,520-0,550 arasında

bulunmaktadır. Spinellerin kimyasal analizlerine ait verilerin bir kısmı Tablo 4.8.'de bulunmaktadır.

Tablo 4. 8. Kızıldağ, Mersin ve Kuzey Kıbrıs bölgelerindeki ofiyolitlere ait peridotitik kayaçların spinel minerallerinin kimyasal bileşimleri

Numune No	H-7	H-31	H-32	H-33	H-34	H-35	H-36	H-37	H-38	H-39	H-40
TiO₂ (ağ. %)	0,09	0,15	0,16	0,20	0,10	0,10	0,08	0,13	0,17	0,07	0,29
Al₂O₃	23,51	22,96	23,44	21,05	24,61	23,75	23,81	22,62	22,98	23,27	19,96
Cr₂O₃	43,16	43,89	44,48	45,20	41,64	44,13	43,74	43,41	44,05	44,05	45,97
FeO	19,19	19,32	16,89	19,08	17,83	17,20	18,31	19,15	18,92	17,19	19,28
MnO	0,23	0,25	0,25	0,25	0,24	0,24	0,23	0,24	0,25	0,23	0,26
MgO	13,63	13,44	15,07	14,03	14,67	14,72	14,24	13,65	13,78	14,58	13,67
Ga (ppm)	30,9	38,5	41,4	34,6	37,7	38,8	36,0	33,6	34,4	36,3	45,0
Cr_{#sp}	0,552	0,562	0,560	0,590	0,532	0,555	0,552	0,563	0,563	0,559	0,607
Mg_{#sp}	0,615	0,653	0,670	0,660	0,675	0,664	0,636	0,635	0,646	0,659	0,651
Fe^{3#}	0,053	0,064	0,057	0,072	0,065	0,055	0,055	0,064	0,060	0,058	0,071
Δlog(fO₂)^{FMQ}	0,73	0,90	0,65	0,97	0,98	0,55	0,56	0,86	0,74	0,60	0,94
F (% ergime)	18,06	18,23	18,20	18,73	17,68	18,11	18,06	18,25	18,25	18,19	19,01

Numune No	H-41	H-8	H-10	H-11	H-13	H-15	H-16	H-18	H-19	H-20	M-1
TiO₂ (ağ. %)	0,09	0,05	0,04	0,47	0,06	0,07	0,07	0,07	0,31	0,08	0,17
Al₂O₃	25,14	21,48	26,98	20,25	25,52	24,23	24,27	28,98	21,85	19,62	13,70
Cr₂O₃	41,14	46,10	39,27	43,76	43,35	44,76	44,61	39,60	43,92	48,85	54,62
FeO	18,36	18,16	17,80	20,79	15,17	15,56	15,78	15,56	19,59	17,50	21,48
MnO	0,24	0,24	0,24	0,25	0,23	0,23	0,24	0,23	0,29	0,26	0,38
MgO	14,49	14,17	14,94	13,78	15,88	15,59	15,44	15,75	14,02	13,53	9,98
Ga (ppm)	37,8	27,9	38,99	58,03	39,90	41,05	39,72	33,99	42,25	29,72	
Cr_{#sp}	0,523	0,590	0,49	0,59	0,53	0,55	0,55	0,48	0,57	0,63	0,73
Mg_{#sp}	0,657	0,660	0,65	0,61	0,71	0,70	0,69	0,69	0,64	0,63	0,48
Fe^{3#}	0,065	0,057	0,059	0,068	0,043	0,044	0,044	0,038	0,070	0,042	0,035
Δlog(fO₂)^{FMQ}	0,97	0,60	0,87	1,08	0,16	0,17	0,11	0,13	1,04	0,07	
F (% ergime)	17,52	18,73	16,95	18,75	17,70	18,08	18,06	16,62	18,45	19,31	20,82

Numune No	M-3	M-5	M-8	M-14	M-16	M-17	M-22	M-21	M-22	M-23	M-24
TiO₂ (ağ. %)	0,20	0,03	0,04	0,06	0,06	0,07	0,04	0,05	0,04	0,08	0,09
Al₂O₃	11,95	26,40	28,25	24,97	21,37	20,50	26,11	25,87	23,43	14,65	14,93
Cr₂O₃	54,32	41,17	39,71	41,96	46,34	48,15	41,23	41,46	44,44	52,31	52,08
FeO	23,42	18,70	18,63	20,38	19,18	18,52	18,59	19,24	19,32	22,14	22,28
MnO	0,40	0,24	0,21	0,28	0,31	0,28	0,27	0,25	0,29	0,35	0,36
MgO	9,16	13,38	13,62	11,83	12,56	12,97	13,43	12,85	12,66	10,02	10,01
Ga (ppm)					31,42		34,77	26,31	29,48	26,44	19,17
Cr_{#sp}	0,75	0,51	0,49	0,53	0,59	0,61	0,51	0,52	0,56	0,71	0,70
Mg_{#sp}	0,45	0,60	0,61	0,55	0,58	0,60	0,61	0,59	0,59	0,50	0,49
Fe^{3#}	0,053	0,039	0,036	0,036	0,042	0,040	0,041	0,043	0,046	0,053	0,052
Δlog(fO₂)^{FMQ}		0,25			0,20		0,14	0,27	0,36	0,49	0,37
F (% ergime)	21,16	17,29	16,77	17,65	18,77	19,09	17,35	17,42	18,20	20,51	20,44

Tablo 4.8. (Devam) Kızıldağ, Mersin ve Kuzey Kıbrıs bölgelerindeki ofiyolitlere ait peridotitik kayaların spinel minerallerinin kimyasal bileşimleri

Numune No	M-25	K-17	K-10	K-8	K-1	K-24
TiO ₂ (ağ. %)	0,05	0,06	0,07	0,09	0,08	0,08
Al ₂ O ₃	23,13	26,21	23,83	22,96	24,73	22,88
Cr ₂ O ₃	44,12	42,13	40,12	42,05	42,17	42,52
FeO	18,69	17,15	24,17	23,72	18,46	21,20
MnO	0,28	0,25	0,32	0,39	0,24	0,31
MgO	12,81	14,03	11,01	10,16	13,47	12,57
Ga (ppm)	15,91	32,21	38,48	42,21	44,89	37,56
Cr# _{sp}	0,56	0,52	0,53	0,55	0,53	0,55
Mg# _{sp}	0,60	0,63	0,51	0,48	0,61	0,58
Fe ³⁺	0,044	0,035	0,070	0,051	0,043	0,062
$\Delta \log(fO_2)^{FMQ}$	0,22	-0,12	1,28	0,89	0,41	0,99
F (% ergime)	18,23	17,44	17,66	18,05	17,72	18,11

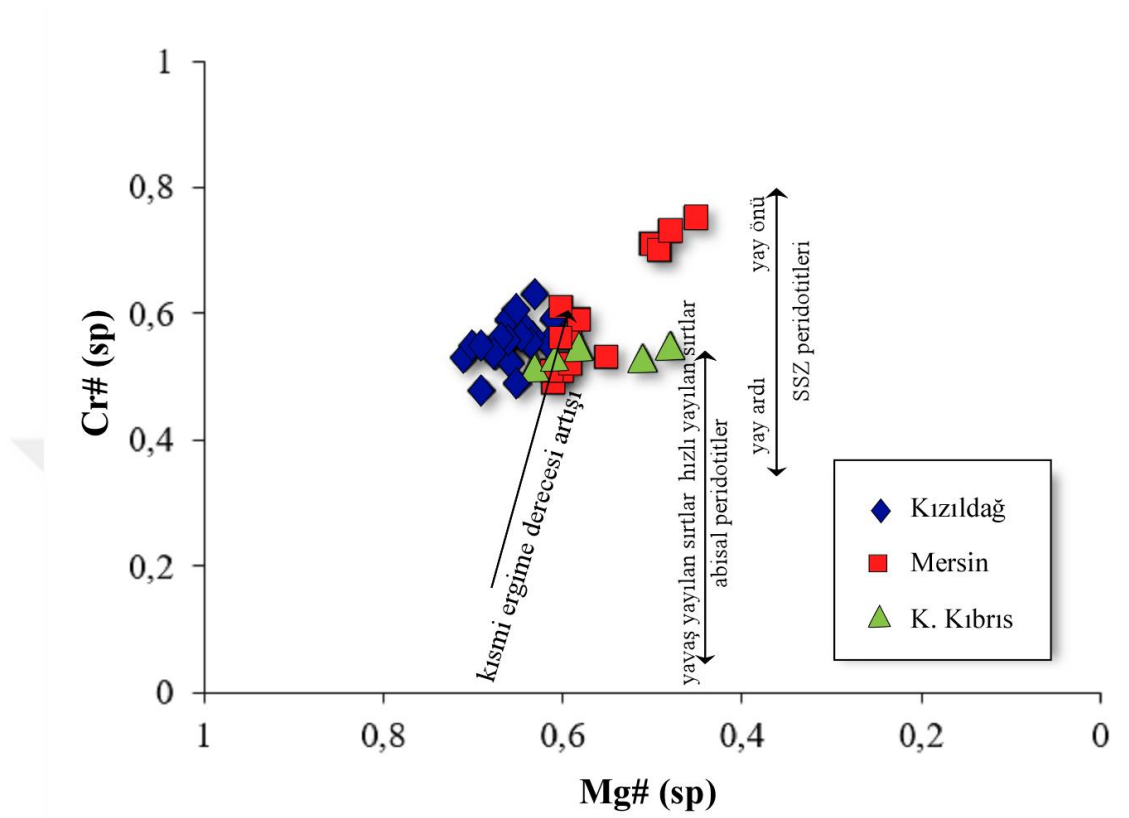
Tablo 4.8.'de bulunan F değerleri (ergime yüzdeleri), Hellebrand vd. (2001)'e göre hesaplanmıştır ($F=10*\ln(Cr\#)+24$).

Kızıldağ peridotitlerinin spinelleri Mg# [$Mg/(Mg+Fe)$] değerleri diğer bölgelere göre daha yüksek olup 0,610-0,710 arasında değişmektedir. Diğer iki bölge, Mersin ve K. Kıbrıs peridotitlerinin spinelleri benzer Mg# değerlerine sahip olup 0,450-0,630 arasında bulunmaktadır.

Spinellerin Cr# ve Mg# değerlerindeki nispeten geniş aralık, bir bütün olarak peridotitlerin yüksek ergime derecelerinden kalan kalıntılar olduğunu göstermektedir (Hellebrand vd., 2001) (Şekil 4.20.). Şekil 4.20.'de görüldüğü üzere peridotitler SSZ ortamı manto ergime davranışını temsil edecek şekilde kümelenmektedir.

Ergime süresince, peridotitlerde kalıntı faz bileşimi değişmektedir. Artan ergime derecesi ile silikat minerallerin Fe içeriği ile spinellerin Al içeriği azalırken, silikat minerallerinin Mg içeriği ile spinellerin Cr içeriği artar. Manto kalıntılarındaki spinellerdeki Cr/Al ve olivindeki Fe/Mg oranları, genellikle kısmi ergime derecesinin göstergeleri olarak kabul edilir çünkü sürekli ergiyik çekiliminin, kalıntı fazlardaki daha uyumsuz elementleri kademeli olarak tükettiği bilinmektedir (Dick ve Bullen, 1984). Spinelin Cr/Al ve olivinin Mg/Fe oranı, devam eden kısmi ergime ve tüketilme ile kademeli olarak artarak, olivin Mg# (Fo) ile spinel Cr# diyagramında kalıntı peridotit aralığını tanımlamaktadır (Arai, 1994) (Şekil 4.21.). Spinellerin Cr# ile

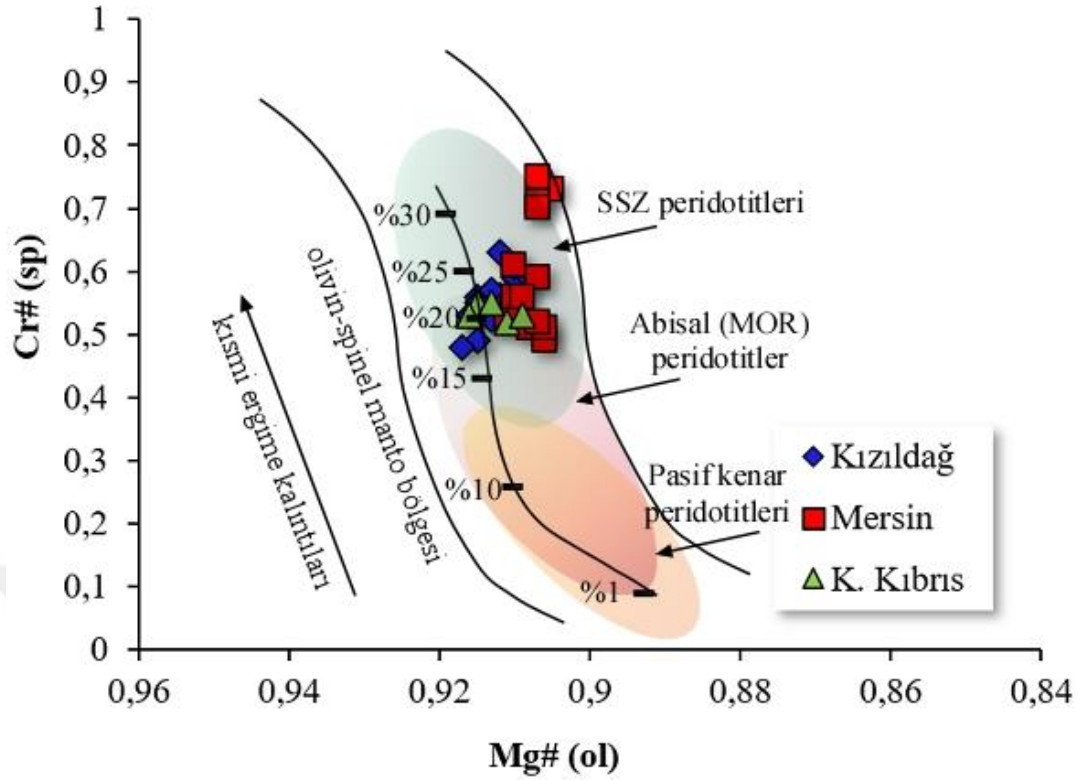
olivinlerin Mg# değerlerinin karşılaştırılması manto kalıntı peridotitleri ve fraksiyonel kristallenme ile oluşan peridotitleri ayırt etmek için önemlidir (Arai, 1994).



Şekil 4. 20. Kızıldağ, Mersin ve K. Kıbrıs peridotitlerine ait spinellerin Mg#-Cr# değerlerinin karşılaştırma diyagramı. Farklı tektonik bölgelere ait spinel bileşimlerinin aralıkları; Dick ve Bullen, (1984); Pearce vd., (2000), Hellebrand vd., (2001) ile Aldanmaz, (2012a) verileri ile düzenlenmiştir

Tüm bölgelerden alınan peridotit numunelerine ait hem spinellerin Cr# değerleri hem de olivinlerin Mg# değerleri kısmi ergime artışıyla birlikte artış göstermektedir (Şekil 4.21.). Peridotitlerde spinellerin Cr# değerleri ve olivinlerin Mg# korelasyonuna göre Kızıldağ, Mersin ve K. Kıbrıs peridotitlerinin tümünün manto kalıntıları olarak tanımlanan bileşimsel aralıkta olduğu görülmektedir (Şekil 4.21.).

Üç bölgenin numuneleri olivin-manto bölgesinin farklı yerlerinde kümelenmiş olsalar da, tüm peridotit numunelerinin bileşimsel aralığı aynı zamanda dalan dilim üstünün manto bölgesindeki kısmi ergimeyi yansıtmaktadır.



Şekil 4. 21. Kızıldağ, Mersin ve K. Kıbrıs peridotitleri için olivin Mg# ve spinel Cr# korelasyonunu gösteren diyagram. Abisal peridotitler, yay peridotitleri ve pasif kıtasal kenarlı peridotitlerin alanları, Dick ve Bullen, (1984) ve Pearce vd., (2000)'den alınmıştır. Olivin-spinel manto bölgesi ve ergime trendi ise Arai'den (1994) alınmıştır

4.5. Tüm Kayaç İleri Derece Siderofil Element (HSE) Jeokimyası

Hatay ve Mersin'den alınan kayaç örneklerinin ileri derecede siderofil element (HSE) ve Os izotop sistematiği değerlendirilmiştir. Özellikle Os izotop oranları manto ve metasomatik süreçlerin etkileri hakkında önemli bilgiler vermektedir.

Demire karşı duyarlılıkları fazla olan, diğer elementlerle kimyasal bileşimler yapmaya eğilim göstermeyen, genellikle nabit metal halde bulunan elementlere "siderofil elementler" denir. Üst mantoda siderofil elementler iki gruba ayrılmaktadır (Chou, 1978):

- Platin grubu elementler (Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt), Re ve Au
- Ni-Co-Ge grubu

Platin grubu elementler de iki alt gruba ayrılmaktadır:

- P-PGE: Pt, Pd, Rh; bu elementler kalıntıdan ayrılmayı tercih ederler.

- I-PGE: Os, Ir, Ru; sülfidlerle daha uyumlu olup, kalıntıda kalmayı tercih ederler.

Güçlü siderofil karakterlerli HSE'lerin, genellikle çekirdek-manto ayrımı sırasında mantodan büyük ölçüde ayrıldığı düşünülmektedir fakat bununla birlikte, son yıllarda çeşitli tektonik ortamlara ait numunelerden çok sayıda HSE'lerin yüksek hassasiyetli analizleri, üst mantoda bir HSE fazlalığı olduğunu ve bu elementlerin mantoda önemli ölçüde heterojen dağılım sergilediğini göstermiştir (Lorand vd., 1999, 2009; Rehkämper vd., 1999; Pearson vd., 2004; Aldanmaz, 2012b, Aldanmaz vd., 2012). Bu heterojenliğin sebepleri bazı çalışmalarda dünyanın çekirdeğinin ve ayın oluşumundan sonra bazı büyük gezegenimsi kütlelerin akınına uğramasıyla değişen manto alanlarının doğal bir özelliği olarak değerlendirilmiş (Morgan vd., 2001) bazı çalışmalarda da üst mantonun birincil HSE karakteristiğinin anlaşılması güç olan lokal ölçekli manto süreçlerinin geçmişini yansıttığı şeklinde yorumlanmıştır (Aldanmaz, 2012b; Aldanmaz vd., 2012).

Os izotopik bileşimleri ve HSE'lerin mantodaki göreceli bolluğu manto ergimesinin etkilerini takip edebilmek ve üst mantonun bileşimsel değişimlerdeki metasomatik süreçlerin anlaşılabilmesi için çok önemli bilgiler sağlamaktadır (Brandon vd., 1996; Alard vd., 2000; Alard vd., 2005; Meibom vd., 2002; Luguet vd., 2003; Bockrath vd., 2004; Büchl vd., 2004; Chesley vd., 2004; Pearson vd., 2004; Alard vd., 2005; Aldanmaz, 2012b). Aynı şekilde HSE'lerin alt grubu olan PGE'ler de yer kabuğuna mantodan malzeme geçişi sırasındaki süreçlerin belirlenmesi için önemli kaynaklar olarak tanımlanmışlardır (Naldrett, 1981; Garuti vdco., 1997). Kayaçalarda bulunan PGE oranlarından, manto kaynağı ve petrojenez açısından önemli bilgiler elde edilmektedir.

Manto kaynağıyla ilgili detaylı bilgiye ulaşmak için Hatay (Kızıldağ) ofiyolitinden 15 harzburjit, Mersin ofiyolitinden 6 harzburjit ve 6 dunit örneği olmak üzere toplam 27 adet peridotit örneğinin ileri derece siderofil element ve Os izotop analizleri yapılmıştır.

Kızıldağ peridotitlerinin toplam HSE konsantrasyonları 22-28 ppb arasında bulunmaktadır. 2,07-5,04 ppb Os; 3,27-4,80 ppb Ir; 4,27-7,25 ppb Ru; 5,08-9,71 ppb Pt; 2,60-7,19 ppb Pd ve 0,021-0,23 ppb Re içermektedir (Tablo 4.9.).

Tablo 4. 9. Kızıldağ ve Mersin ofiyolitlerinden örneklenen peridotit numunelerinin tüm kayaç ileri derece siderofil element ve $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ izotop içerikleri

Konum	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)
Numune No	H-7	H-31	H-33	H-34	H-35	H-36	H-37	H-38
Kayaç tipi	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb
Ru	6,80	6,41	4,27	5,75	7,04	7,25	6,74	6,98
Pd	5,34	5,18	4,47	3,72	6,08	6,21	4,58	5,23
Re	0,16	0,23	0,10	0,09	0,13	0,15	0,23	0,12
Os	3,02	3,36	2,67	4,07	3,28	3,08	2,73	3,61
Ir	3,69	3,79	3,61	3,62	3,90	3,78	3,97	3,61
Pt	5,39	6,47	9,10	5,95	7,11	7,31	8,40	7,09
$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	0,1185	0,1205	0,1190	0,1218	0,1185	0,1204	0,1214	0,1188
Re/Os	0,0540	0,0698	0,0391	0,0221	0,0394	0,0488	0,0860	0,0330
$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	0,261	0,337	0,189	0,107	0,190	0,235	0,415	0,160
$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (90 My)	0,1181	0,1200	0,1187	0,1216	0,1182	0,1200	0,1208	0,1186
T_{MA} (milyar yıl)	3,04	4,33	2,00	0,98	2,15	2,07		1,83
T_{RD} (milyar yıl)	1,25	0,97	1,18	0,78	1,26	0,98	0,83	1,21
YO_{Si}	-7,0	-5,5	-6,5	-4,3	-6,9	-5,5	-4,9	-6,6

Konum	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Kızıldağ (Hatay)	Mersin
Numune No	H-8	H-10	H-11	H-13	H-18	H-19	H-20	M-1
Kayaç tipi	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Hzb	Du
Ru	6,16	6,41	6,99	5,63	6,06	6,67	6,04	4,44
Pd	7,19	4,23	5,12	3,25	2,77	2,61	3,56	3,79
Re	0,10	0,04	0,05	0,03	0,02	0,06	0,02	0,02
Os	5,04	4,93	4,29	3,51	3,41	3,55	4,00	2,07
Ir	3,50	3,81	4,00	4,12	3,93	4,80	3,27	3,35
Pt	5,36	5,14	5,92	5,08	6,33	5,77	9,71	3,25
$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	0,1196	0,1186	0,1196	0,1172	0,1177	0,1136	0,1230	0,1248
Re/Os	0,0190	0,0072	0,0121	0,0073	0,0060	0,0156	0,0058	0,0085
$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	0,092	0,035	0,059	0,035	0,029	0,076	0,028	0,041
$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (90 My)	0,1194	0,1185	0,1195	0,1171	0,1177	0,1135	0,1230	0,1247
T_{MA} (milyar yıl)	1,33	1,28	1,20	1,49	1,40	2,26	0,60	0,35
T_{RD} (milyar yıl)	1,10	1,24	1,10	1,45	1,37	1,96	0,59	0,33
YO_{Si}	-6,0	-6,7	-5,9	-7,8	-7,4	-10,6	-3,2	-1,8

Konum	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin
Numune No	M-2	M3	M-5	M-8	M-14	M-15	M-16	M-17
Kayaç tipi	Du	Hzb	Du	Du	Hzb	Hzb	Hzb	Du
Ru	4,79		4,37	4,56	6,78	5,08	5,32	
Pd	0,69		1,17	2,32	4,87	4,04	4,11	
Re	0,05	0,05	0,03	0,07	0,05	0,07	0,03	0,06
Os	3,38	3,38	3,06	2,83	4,07	3,96	2,84	3,36
Ir	3,18		2,90	3,39	3,85	3,74	3,99	
Pt	2,21		4,36	4,87	6,16	4,91	5,33	
$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	0,1157	0,1177	0,1204	0,1175	0,1211	0,1238	0,1227	0,1205
Re/Os	0,0138	0,0148	0,0097	0,0248	0,0116	0,0175	0,0110	0,0179
$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	0,067	0,071	0,047	0,120	0,056	0,085	0,053	0,086
$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (90 My)	0,1156	0,1176	0,1203	0,1173	0,1211	0,1237	0,1227	0,1204
T_{MA} (milyar yıl)	1,87	1,56	1,04	1,84	0,95	0,56	0,69	1,14
T_{RD} (milyar yıl)	1,67	1,37	0,98	1,40	0,87	0,47	0,63	0,96
YO_{Si}	-9,0	-7,4	-5,2	-7,6	-4,7	-2,6	-3,4	-5,2

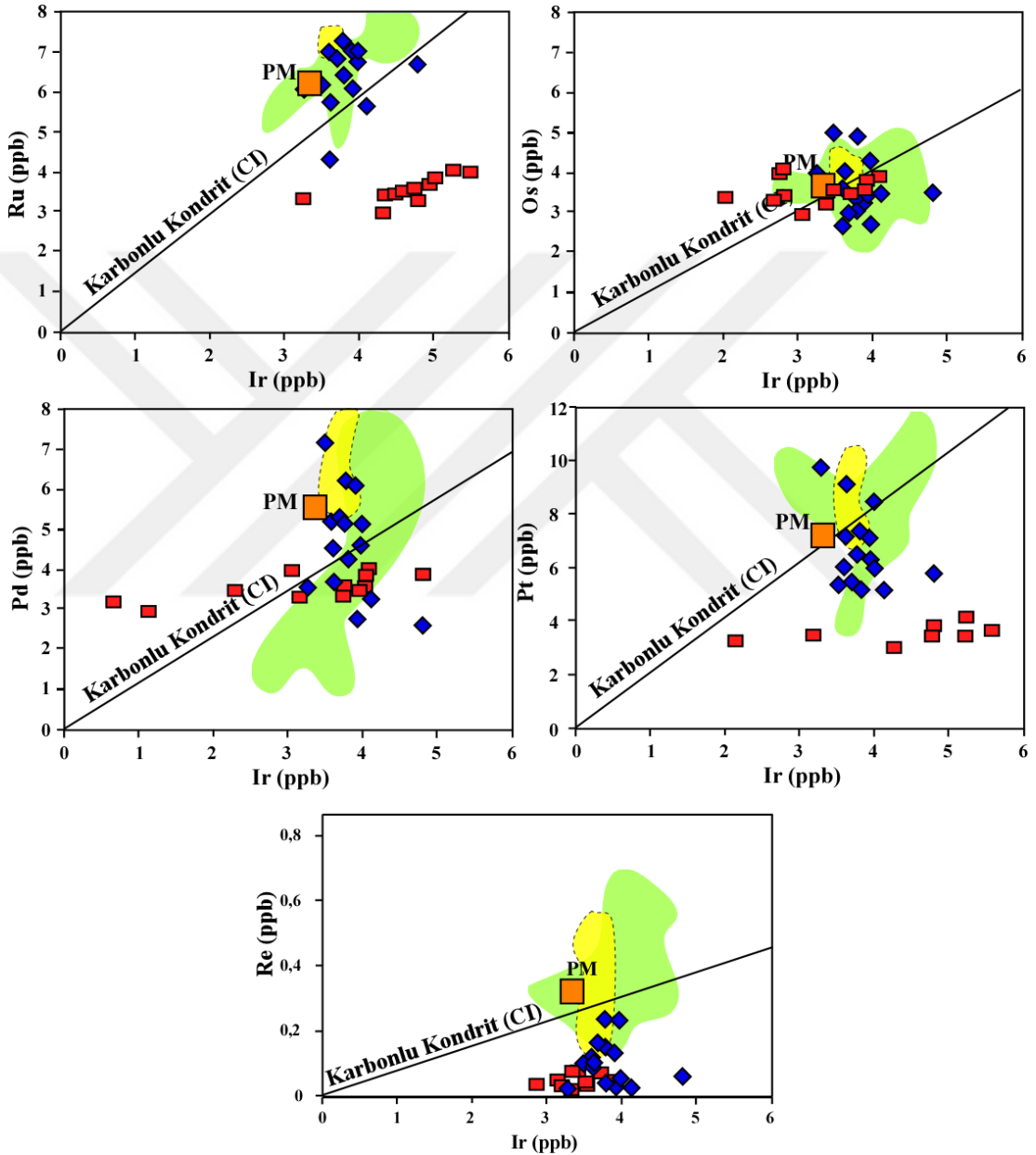
Tablo 4. 9. (Devam) Kızıldağ ve Mersin ofiyolitlerinden örneklenen peridotit numunelerinin tüm kayaç ileri derece siderofil element ve $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ izotop içerikleri

Konum	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin	Mersin
Numune No	M-21	M-22	M-23	M-24	M-25
Kayaç tipi	Hzb	Hzb	Hzb	Du	Du
Ru	4,65	4,87	5,51	4,97	3,29
Pd	3,99	3,78	3,09	4,06	3,18
Re	0,07	0,04	0,04	0,03	0,03
Os	3,73	3,49	2,81	3,91	2,67
Ir	3,43	3,53	3,90	3,55	3,24
Pt	5,31	10,37	6,23	5,66	7,84
$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	0,1268	0,1191	0,1200	0,1215	0,1190
Re/Os	0,0189	0,0115	0,0133	0,0079	0,0105
$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	0,091	0,056	0,064	0,038	0,051
$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (90 My)	0,1267	0,1190	0,1199	0,1214	0,1190
T_{MA} (milyar yıl)	0,04	1,28	1,15	0,85	1,27
T_{RD} (milyar yıl)	0,03	1,17	1,03	0,82	1,18
YO_s	-0,3	-6,3	-5,6	-4,4	-6,3

Grafiklerde de görüldüğü gibi (Şekil 4.22.) özellikle Re değerleri kondritik oranın ve primitif manto değerinin çok altında kalmaktadır, Pd değerleri ise geniş bir aralık göstermektedir. Pt ve Os değerleri genel olarak kondritik oranın ve PM değerinin altında bir trend sergilerken, Ru değerleri kondritik oranın üzerinde gözlenmektedir. Ir değerleri PM değerinin üzerinde bulunmaktadır.

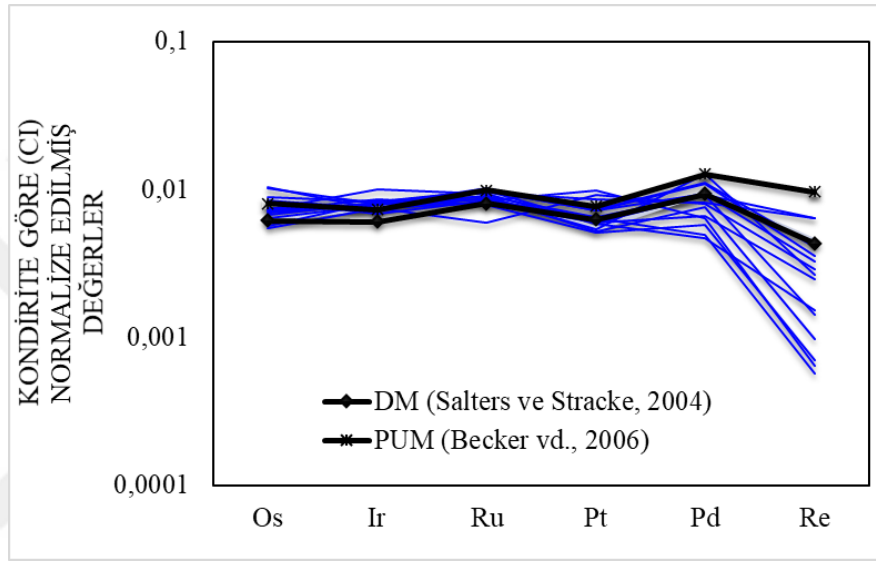
Mersin peridotitlerinin toplam HSE konsantrasyonları 14-26 ppb aralığında bulunmaktadır. 2,06-4,06 ppb Os; 2,90-3,99 ppb Ir; 3,29-6,77 ppb Ru; 2,21-10,03 ppb Pt; 0,68-4,87 ppb Pd ve 0,017-0,071 ppb Re içermektedir. Elementlerin kendi içerisinde dağılımını görmek için genellikle Ir diyagramlarına bakmak gerekmektedir (Şekil 4.22.). Os oranları Kızıldağ için bir kısmı kondritik değere ve PM değerine yakın olsa da genel olarak kondrit değerinin altında bulunmaktadır. Mersin numuneleri ise genel olarak kondritik değerlere yakın olup, birkaç tanesi bu oranın altında kalmaktadır. Kızıldağ numunelerinde birkaç numunenin Ru değerleri, kondritik değerinin altında kalmış olsa da büyük çoğunluğu kondrit ve PM'e göre zenginleşme göstermiştir. Mersin numunelerinde ise genel olarak kondritik değere yakın bir eğilim gözlenmektedir. Pt değerlerinde her iki bölgede birkaç örnekte zenginleşme görülse de genelde PM ve kondritik orana göre tüketilmiş değerler sergilemişlerdir. Pd değerlerinde Kızıldağ numunelerinin çoğunda zenginleşme gözlenirken, Mersin daha çok kondrite göre tüketilmiş değerler sergilemiştir. Hem Pt hem de Pd değerlerinde iki

bölge birbirinden farklı karakter gösterdiği gözlenmiştir. Son olarak numunelerin Re değerleri incelendiğinde hem PM hem de kondrit değerlerine göre iki bölgede de yüksek derecede tüketilim görülmektedir. Kızıldağ numunelerinde genel olarak bir zenginleşme görülürken, Mersin numunelerinde Os hariç nispeten daha çok tüketilmiş konsantrasyonlar olduğu söylenebilir.

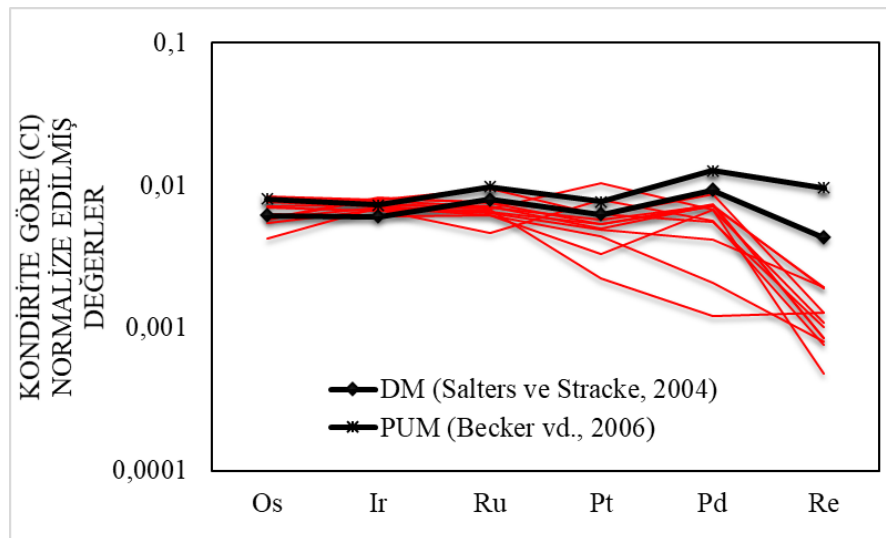


Şekil 4. 22. Kızıldağ ve Mersin Peridotitlerinin Os, Ru, Pt, Pd ve Re içeriklerinin Ir ile korelasyonu. Mavi eşkenar dörtgen Kızıldağ (Hatay) peridotitlerini temsil ederken, kırmızı kare Mersin peridotitlerini temsil etmektedir. PM= Primitif Manto, kondritik değerler; Anders & Grevesse, 1989'dan, PM bileşimi ise McDonough & Sun, (1995)'dan alınmıştır. Sarı bölgeler batı Torid MOR tipi ofiyolitleri, yeşil bölgeler batı Torid SSZ tipi ofiyolitleri temsil etmekte olup Aldanmaz vd. (2012)'den alınmıştır.

Kızıldağ ve Mersin peridotitlerinin çoğunda gözlenen HSE'lerin tümündeki belirgin tüketim, silikat fazları içinde tutulan sülfidler ve oldukça refrakter PGE mineralleri içeren, HSE bakımından zengin fazların kalıntıdan ayrılması ile uyumlu olup, muhtemelen daha önceden tüketilmiş olan mantonun, akışkan etkileşimli ergimesi ile ilgili yeniden tüketilimine bağlı olduğu düşünülmektedir. Numunelerin HSE değer aralıkları genel olarak hem DM (tüketilmiş manto) ile PUM (primitif üst manto) arasında kalmaktadır (Şekil 4.23. ve 4.24.).



Şekil 4. 23. Kızıldağ numunelerinin uyumludan uyumsuzu doğru sıralanmış kondrite göre normalize edilmiş (Anders ve Grevesse, 1989) elementler grafiği



Şekil 4. 24. Mersin numunelerinin uyumludan uyumsuzu doğru sıralanmış kondrite göre normalize edilmiş (Anders ve Grevesse, 1989) elementler grafiği.

Birkaç numunede DM'ye göre Pd zenginleşmesi gözlenirse de genel olarak Pd tüm numuneler için geniş bir aralık sergilemiştir. Tüm numunelerde Re oranlarının hem DM hem de PUM'a göre oldukça tüketilmiş olduğu gözlenmektedir. Bazı örneklerde gözlenen Ir ve Pt zenginleşmesi ve fraksiyonlaşmış HSE göreceli oranları, mantonun bazı bölgelerinde, olasılıkla sülfid eklenimi yoluyla gelişmiş seçici bir element zenginleşmesine bağlı olduğu düşünülmektedir (Şekil 4.23. ve 4.24.).



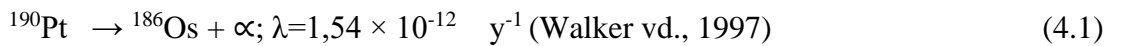
5. PETROJENEZ

5.1. Re-Os İzotop Jeokimyası ve Manto Bölgesinin Özellikleri

Re-Os izotop sistemi, uzun süreli β^- ışınması ile ^{187}Re 'nin, ^{187}Os 'a dönüşmesi temeline dayanmaktadır ve hem kozmo-jeokimya, hem de yüksek sıcaklık jeokimyasında geniş bir kullanım alanına sahip bir sistemdir.

Re ve Os ileri derece siderofil element doğasından dolayı silikat fazlarından daha çok özellikle metal ve sülfid fazları tercih etmektedir. Rb-Sr, Sm-Nd ve U-Th-Pb gibi diğer uzun ömürlü radyojenik izotop sistemleri metal veya sülfitten ziyade silikat fazlar içinde fraksiyonlaşan litofil elementler içermektedir bu yüzden Re-Os izotopik sistemi bu sistemlerden farklı olarak jeokimyasal problemlere eşsiz bir bakış açısı sağlamaktadır (Shirey ve Walker, 1998). Re-Os izotopik sistemi, siderofil-kalkofil davranışı ve ergime esnasındaki Os'un genel olarak uyumlu davranışı nedeniyle magmatik kayaçların izotop jeokimyası hakkında önemli bilgiler elde etmeyi sağlamaktadır.

Re'nin iki izotopu vardır; ^{185}Re , doğada %37,40 bollukta ve ^{187}Re , %62,60 bollukta bulunmaktadır (Gramlich vd., 1973). Os'un ise iki tanesi radyoaktif bozunma ürünü olmak üzere toplam yedi izotopu vardır; ^{184}Os , ^{186}Os , ^{187}Os , ^{188}Os , ^{189}Os , ^{190}Os ve ^{192}Os . ^{186}Os , ^{187}Os radyoaktif bozunma ürünü olarak ^{190}Pt ve ^{187}Re 'den oluşmaktadır (Eşitlik 4.1 ve 4.2)



Re-Os izotop sisteminde kullanılan bazı terminolojiler ve hesaplamalardan aşağıda bahsedilmiştir (Walker vd., 1989; Shirey ve Walker 1998):

- Ortalama kondritik oran: Önceki çalışmalarda tanımlanmış kondritik meteoritlerden 0,127 olarak elde edilen ortalama $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ oranıdır (Luck ve

Allègre, 1983; Walker ve Morgan, 1989). Daha sonraki çalışmalar karbonlu kondritlerin bu değerden %1 daha az radyojenik olduğunu göstermiştir (Meisel vd., 1996).

- Kondritik evrim: Kondritlerin evrimi için $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ hipotetik ortalama değeridir. $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_i$ (erken güneş sistemi materyali olarak tanımlanan en ilksel başlangıç değeri) ve kondrit ortalama $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}_{chon}$ (0,40186) değeri kullanılarak hesaplanır. Bu parametreler kullanılarak herhangi bir zaman (t) için $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ oranı hesaplanabilir (Eşitlik 4.3.).

$$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_t = ^{187}\text{Os}/^{187}\text{Os}_i + ^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}_{chon} \left(e^{\lambda(4,55 \times 10^9)} - e^{\lambda t} \right) \quad (4.3.)$$

- $\gamma\text{Os}(t)$: Os izotopik bileşim ile kondritik bileşim arasındaki spesifik bir zaman için hesaplanan farktır. Yüzde (%) olarak ifade edilir ve eşitlik 4.4.'te bulunan formül ile hesaplanır.

$$\gamma\text{Os}(t) = \left\{ \left[\frac{(^{187}\text{Os} / ^{188}\text{Os}_{sample}(t))}{(^{187}\text{Os} / ^{188}\text{Os}_{chon}(t))} \right] - 1 \right\} \times 100 \quad (4.4.)$$

- T_{MA} yaşı: Hem düşük Re/Os oranlı manto materyali için hem de yüksek Re/Os oranlı kabuk materyali için model bir yaşdır ve eşitlik 4.5.'te verilen formül ile hesaplanmaktadır. Mantodan ayrılma yaşını temsil etmektedir.

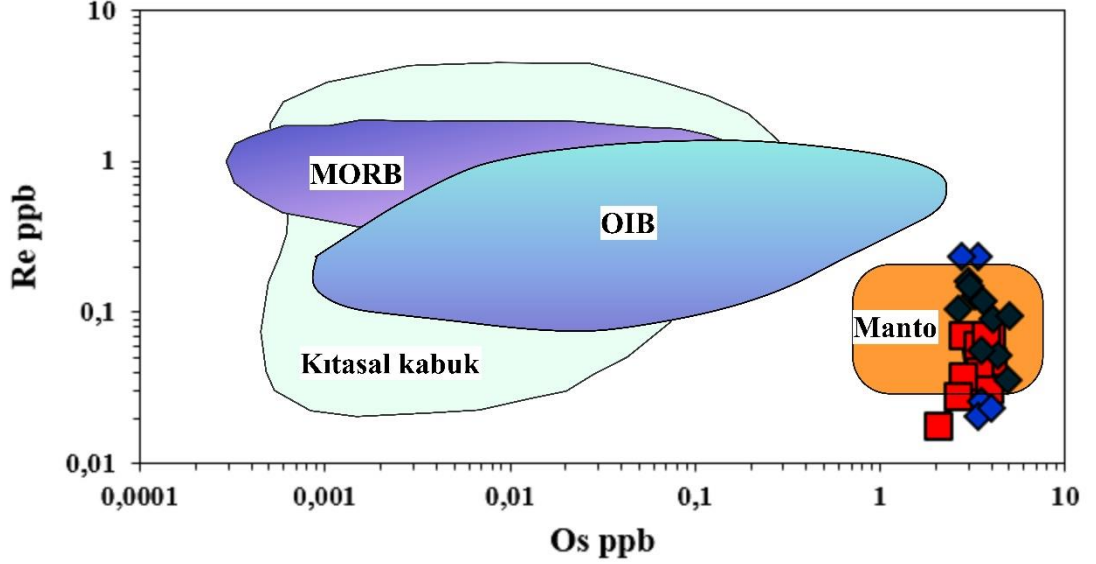
$$T_{MA} = \frac{1}{\lambda} \times \ln \left\{ \left[\frac{(^{187}\text{Os} / ^{188}\text{Os}_{chon} - ^{187}\text{Os} / ^{188}\text{Os}_{sample})}{(^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}_{chon} - ^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}_{sample})} \right] + 1 \right\} \quad (4.5.)$$

- T_{RD} yaşı: Re tüketilim yaşdır ve minimum Re tüketiliminin yaşını vermektedir (Eşitlik 4.6.).

$$T_{RD} = \frac{1}{\lambda} \times \ln \left\{ \left[\frac{(^{187}\text{Os} / ^{188}\text{Os}_{chon} - ^{187}\text{Os} / ^{188}\text{Os}_{sample})}{(^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}_{chon})} \right] + 1 \right\} \quad (4.6.)$$

Bu formüller kullanılarak hesaplanan Kızıldağ ve Mersin peridotitleri için elde edilen oranlar, Os izotopik oranları, T_{MA} ve T_{RD} yaşları gibi bilgiler 4. bölümde Tablo 4.9.'da verilmiştir.

Kızıldağ ve Mersin peridotitlerinin Os konsantrasyonları Re konsantrasyonları ile korele edildiğinde tüm numunelerin manto kökenli olduğu görülmektedir (Hauri, 2002) (Şekil 5.1.).



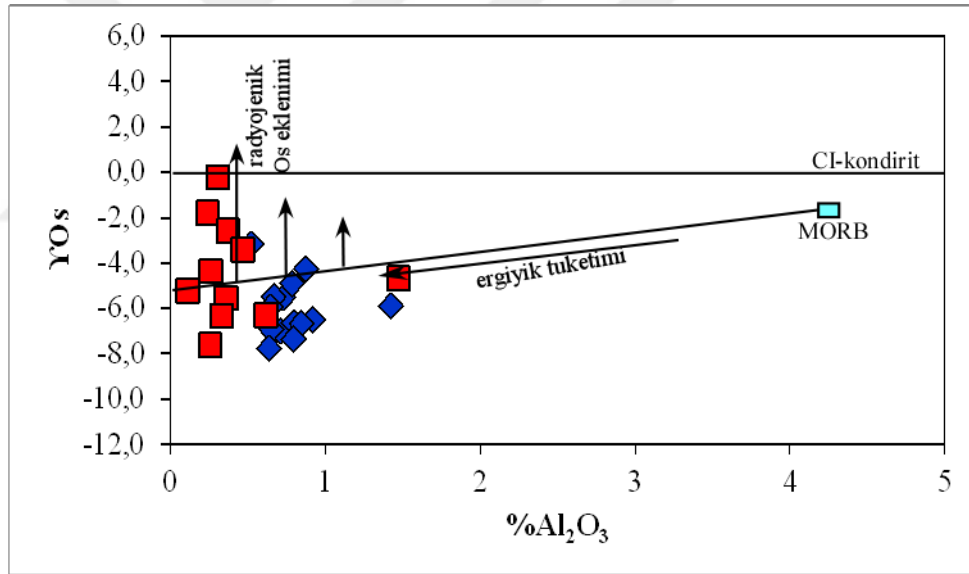
Şekil 5. 1. Os-Re (ppb) grafiği (Hauri, 2002'den değiştirilerek alınmıştır)

HSE oranları ile uyumlu olarak Kızıldağ peridotitlerinin $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ oranları 0,11364-0,12302 aralığında geniş bir çeşitlilik göstermektedir. Mersin peridotitlerinin $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ oranları da minimum 0,11541 maksimum 0,12479 değerleri ile geniş bir aralık sunmaktadır. Numunelerin nispeten geniş bir Os izotopik oran aralığı sergilemesi muhtemelen eski ergiyik tüketilmesinin değişken etkilerini yansıtan bir Os izotopik karakteri olan, eski Os-Ir-Ru alaşımlarını içeren ve daha önceden var olan litosferik mantodaki bileşimsel heterojenliklerin sonucu olduğu düşünülmektedir (Aldanmaz vd., 2012).

Bununla birlikte, numunelerin tümü kondritik $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ oranlarının altındaki değerler ile karakterize olmuştur. Bu peridotitlerin düşük Re/Os oranına sahip bir manto bölgesinin uzun süreli Os izotopik evrimini yansıttığını ve muhtemelen eski ergiyik tüketilmesi ile ilişkili olduğunu göstermektedir. Örneklerin ayrıca, tüketilmiş MORB mantosu ve tipik yay mantosu kaynakları için önerilenlerden daha az radyojenik olan $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ oranlarına sahip olduğu görülmüştür (Tablo 4.9.) ve bu da tüketilmiş bir Re/Os oranına sahip olan bir rezervuarın uzun vadeli izotopik evrimini ve radyojenik ^{187}Os ile tipik dalan levha gerecinin önemli bir etkisi olmadığını göstermektedir. Bu özellikler, peridotitlerin, uzun bir süre manto konveksiyonundan

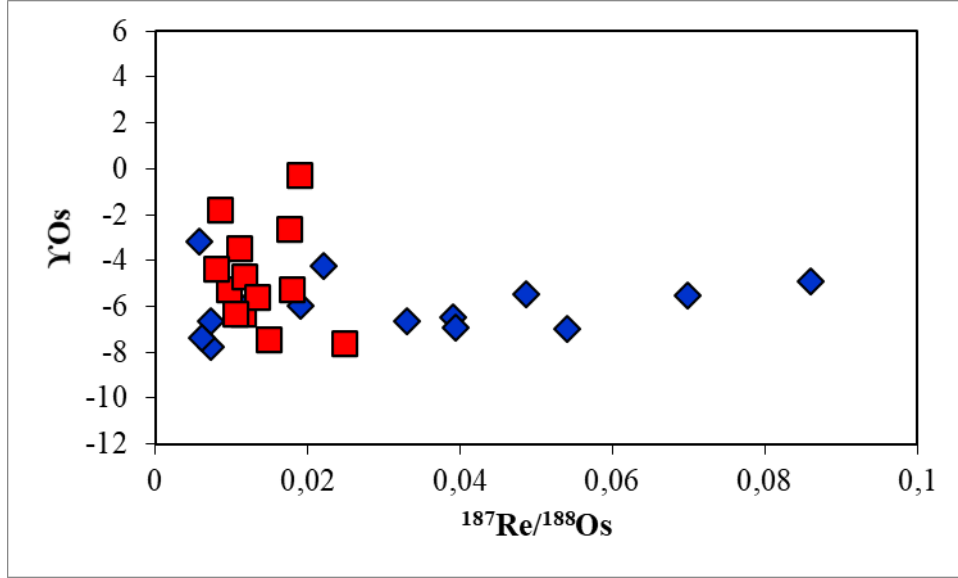
izole edilmiş bir litosferik mantonun kalıntıları olduğunu ve muhtemelen yitimden türeyen radyojenik Os katkısının sülfidlerin stabilitesinin artışıyla kısıtlandığı sığ bir yay önu mantosunu temsil ettiklerini göstermektedir (Liu vd., 2018; Tomkins ve Evans, 2015).

Kızıldağ harzburjitlerinin 90 milyon yıl için hesaplanan, $\gamma_{Os(t)}$ değerleri kondrit Os-izotopik bileşim değerine göre negatif olup, $-7,7$ ile $-3,2$ arasında değişmektedir; Mersin numuneleri ise $-7,6$ ile $-0,2$ arasında değişmektedir (Şekil 5.2.). Hem Kızıldağ hem Mersin numunelerinin tümü negatif $\gamma_{Os(t)}$ değerlerine sahiptir (Kızıldağ için ortalama $-6,0$ ve Mersin için ortalama $-4,7$). Mersin peridotitleri ise herhangi spesifik bir korelasyon göstermemekle birlikte radyojenik Os'un nispeten yüksek olmasından dolayı Kızıldağ numunelerinden daha yüksek $\gamma_{Os(t)}$ değerlerine sahip olduğu gözlenmektedir.



Şekil 5. 2. 90 milyon yıl için hesaplanan $\gamma_{Os(t)}$ - Al_2O_3 grafiği

Kızıldağ peridotitlerinin bazılarında $\gamma_{Os(t)}$ değerleri ile $^{187}Re/^{188}Os$ oranları arasında pozitif bir korelasyon gözlenmektedir (Şekil 5.3.) Mantoda gelişmiş bir metasomatizma bu numunelerde Re'ce zenginleşmeye yola açarak $\gamma_{Os(t)}$ değerleriyle pozitif korelasyona sebep olabilmektedir.

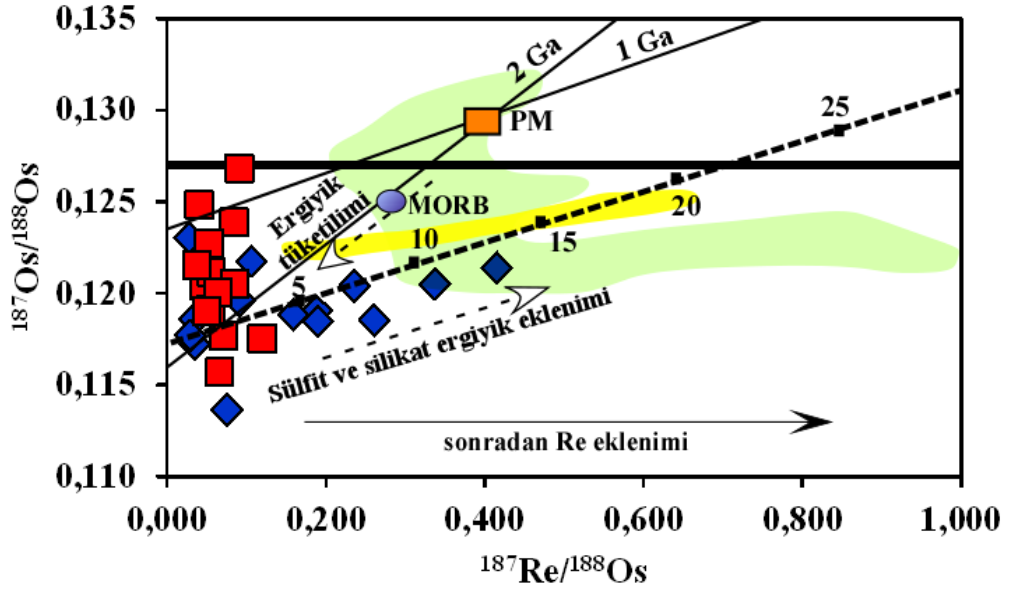


Şekil 5. 3. $\gamma_{Os(t)-^{187}Re/^{188}Os}$ korelasyonu

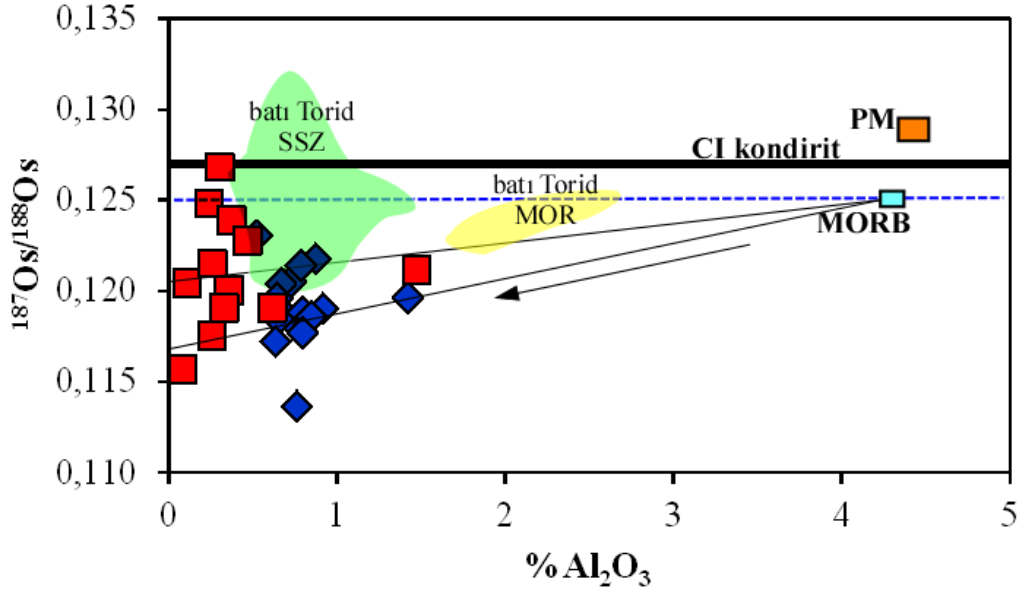
Kızıldağ numunelerinde Re değeri ortalama 0,12304 ppb, Mersin numunelerinde ise 0,043248 ppb düzeylerinde gözlemlenirken, Os değerleri ortalama olarak sırasıyla 3,638022 ve 3,235075 ppb düzeylerindedir. Dunit ve harzburjitten oluşan Mersin numunelerinin $^{187}Os/^{188}Os$ oranları (ort. 0,119953), Kızıldağ numunelerinin $^{187}Os/^{188}Os$ oranlarından daha yüksek düzeylerde seyretmektedir.

Üst manto kalıntılarının ergiyik tüketimi ile uzun dönem farklılaşmasına bağlı olarak, bu değerler, günümüz ortalama kondrit oranı 0,127 (Luck ve Allègre 1983; Walker ve Morgan, 1989) 'nin ve minimum günümüz primitif üst manto değeri 0,1296 (Meisel vd., 2001)'nin altında kalmaktadır. $^{187}Os/^{188}Os$ oranına karşılık tüketilmenin göstergesi olan Al_2O_3 grafiği oluşturulduğunda, $^{187}Os/^{188}Os$ oranlarının geniş bir aralıkta olduğu görülmüştür.

Bütün peridotitler düz siyah çizgi ile ifade edilen kondritik $^{187}Os/^{188}Os$ oranının altında bulunmaktadır (Şekil 5.4. ve 5.5.). Bu kondrit altında bulunan değerler numunelerin önemli ölçüde az zamanla entegre olmuş Re/Os oranlarına sahip ve muhtemelen eski ergiyik tüketilmesi ile ilişkili olan bir manto bölgesini temsil ettiklerini göstermektedir. Her iki bölge için peridotitlerin HSE konsantrasyonları 0,005-0,01 x kondrit (CI) olarak ifade edilebilir.



Şekil 5. 4. $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ - Al_2O_3 grafiği. PM değerleri: Meisel vd., 1996; McDonough ve Sun, 1995; Meisel vd., 2001'den, MORB değerleri: Snow ve Reisberg, 1995; Parkinson vd., 1998; Salters ve Stracke, 2004'ten, kondritik oran: Walker vd., 1989'dan, kesikli yatay çizgi: Snow ve Reisberg, 1995; Alard vd., 2005'ten alınmıştır. (Aldanmaz vd., 2020'den değiştirilerek alınmıştır)



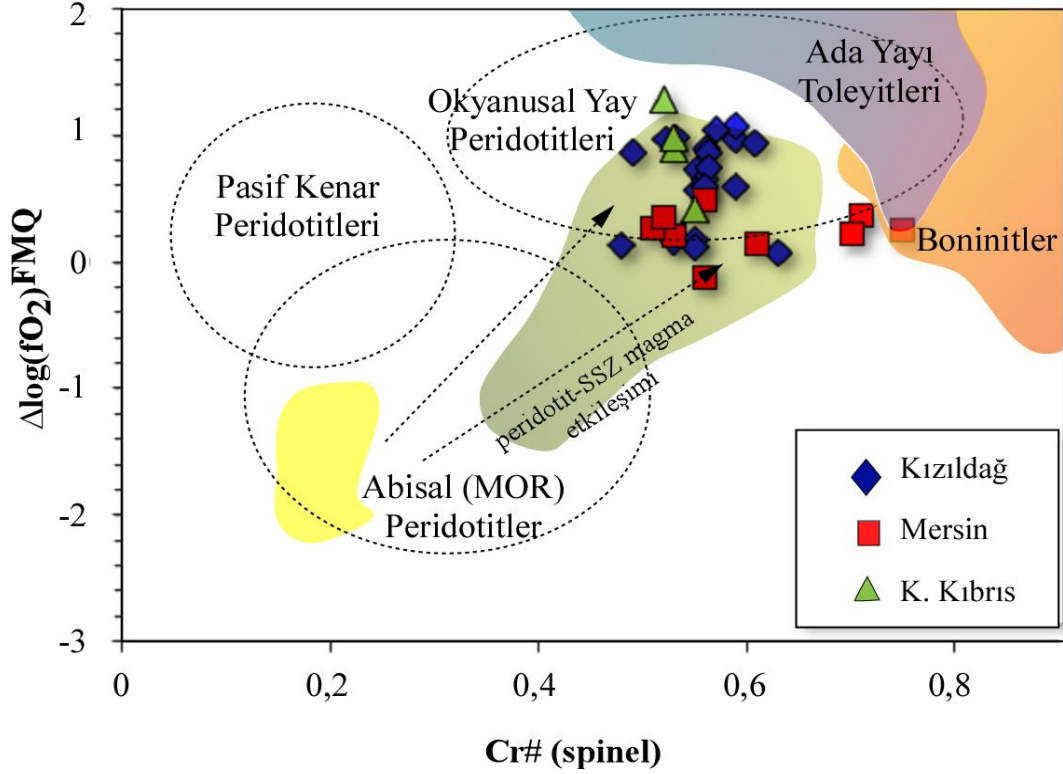
Şekil 5. 5. $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ – $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ grafiği. PM değerleri: Meisel vd., 1996; McDonough ve Sun, 1995; Meisel vd., 2001'den, MORB değerleri: Snow ve Reisberg, 1995; Parkinson vd., 1998; Salters ve Stracke, 2004'ten, kondritik oran: Walker vd., 1989'dan, kesikli yatay çizgi: Snow ve Reisberg, 1995; Alard vd., 2005'ten alınmıştır. (Aldanmaz vd., 2020'den değiştirilerek alınmıştır)

Şekil 5.4. ve 5.5.'te, numunelerin, tüketilmiş MORB mantosu ve tipik yay mantosu kaynakları için önerilenlerden daha az radyojenik olan $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ oranlarına sahip oldukları görülmüştür, bu da tüketilmiş bir Re/Os karakterine sahip olan ve radyojenik ^{187}Os ile geri dönüşen materyalin etkisinin gözlenmediği bir rezervuarın uzun vadeli izotopik evrimini göstermektedir. Nispeten biraz daha fazla radyojenik $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ oranlarının kaydedildiği sınırlı sayıda numunenin, MORB kaynağına benzer Os izotopik karakteri ile bir manto kamasının litosferik alt kısmından ergiyik katılımı sonucu peridotitlerle etkileşimin etkilerini gösterdiği düşünülmektedir (Şekil 5.4. ve 5.5.).

Yitim üstü manto bölgeleri, genellikle uzun vadeli ergiyik tüketiliminin ve dalan levhadan gelen malzeme ilavesinin birleşik ve zıt etkilerini yansıtacak şekilde yorumlanan belirgin izotopik heterojenlik ile karakterize edilmektedir (Elliott vd., 1997).

Manto kaması peridotitlerinde kaydedilen Os izotopik çeşitliliklerinin, daha önceden Re'ce tüketilmiş manto malzemesinin yeniden ergimesi, üst mantodaki platin grubu element bakımından zengin eski alaşımların uzun vadeli korunması veya manto Os izotopik karakteristiklerinin metasomatik yitim bileşenleri ile etkileşim yoluyla bileşim değişimine uğramasını içeren farklı süreçlerin etkilerini yansıttığı düşünülmektedir (Aldanmaz vd., 2012; Senda vd., 2016). Bir yitim sisteminin farklı bölümlerinde yitim bileşenlerinin farklı etkilerinin Os izotopik heterojenliği oluşturması genellikle farklı manto koşullarında Os'un davranışındaki bir uyumsuzluğa atfedilmektedir. Önceki bazı çalışmalar, Os'un yitim bölgelerindeki hareketliliğinin önemli ölçüde değiştiğini ve esas olarak dehidrasyon reaksiyonlarının derinliği tarafından kontrol edilen yitimdeki sülfidlerin stabilitesine bağlı olduğunu göstermektedir (Tomkins ve Evans, 2015). Örneğin, boninitik kayalardan elde edilen spinellerin, abisal peridotitlerde kaydedilenlere benzer $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ oranlarına sahip olduğu gösterilmiştir (Suzuki vd., 2011) ve bu boninitik ergiyiklerin ana kaynağı olarak kabul edilen sıg yay önü mantosundaki kabuktan türetilen Os'un sınırlı katkısını göstermektedir. Ayrıca, Os'un yay önü mantosundaki sıg derinliklerde yitimden açığa çıkan akışkanlarda nispeten hareketsiz olduğu ve dalan levha kısmi ergimesiyle oluşmuş silikat ergiyiklerinde veya manto kamasında daha büyük derinliklerde süper kritik akışkanlarda daha hareketli olduğu ileri sürülmektedir (Liu vd., 2018).

Oksijen fugasitesi, SSZ ortamlarında hem peridotitlerde hem de lavlarda spinellerin MOR ortamlarındaki spinellere göre daha fazla oksitlenmesinden dolayı (yani daha fazla Fe oksitlenir) (örneğin Ballhaus vd., 1991; Parkinson ve Pearce, 1998; Pearce vd., 2000; Parkinson ve Arculus, 1999; Elburg ve Kamenetsky, 2007), peridotitlerin MOR ve SSZ ortamlarını ayırt etmekte önemli bir parametre olarak kullanılmaktadır (ör. Parkinson ve Pearce, 1998; Pearce vd., 2000) (Şekil 5.6.).



Şekil 5. 6. Hatay, Mersin ve K. Kıbrıs ofiyolitlerinden alınan peridotit örnekleri için spinellerin Cr#- $\Delta\log(fO_2)^{FMQ}$ diyagramı. MOR ve SSZ lertzolitleri ve harzburjitleri için yaklaşık alanlar Dare vd. (2009)'dan alınmıştır. Ada yayı toleyitleri ve boninitler için spinel kompozisyonları ve MOR-SSZ ortamları ile primitif lav spinelleri arasındaki tektonik ayırım sınırı Ballhaus (1993), Parkinson ve Pearce (1998), Kamenetsky vd., (2001) ve Dare vd., (2009) derlenen veriler ile oluşturulmuştur. Sarı bölge batı Toridler MOR tipi, yeşil bölge batı Toridler SSZ tipi ofiyolitlerini temsil etmektedir (Aldanmaz vd., 2009)

Kızıldağ, Mersin ve K. Kıbrıs ofiyolitleri, daha önceki çalışmalarda SSZ-tipi olarak tanımlanmıştır, çünkü çeşitli kanıtlar, bir yitim sistemine yakın bir yerde oluşan litosferik mantoyu temsil eden özellikler göstermektedirler (Bağcı vd., 2005; Dilek ve Thy, 2009; Morris vd., 2017; Parlak vd., 1996). Bu çalışmada, peridotitlerin fO_2 değerleri Fe/Mg olivin-spinel değişimine göre $-0,2 < FMQ < +1,5$ olarak hesaplanmıştır. Tüm oksijen fugasitesi değerleri Tablo 4.8.'de verilmiştir. Tablo

4.8.'deki oksijen fugasitesi değerleri Ballhaus vd.'nin oksijen barometresi kullanılarak hesaplanmıştır (1991) ve hesaplamalar için kullanılan spinellerin ferrik demir içerikleri ikincil standardizasyon kullanılarak elektron mikro prob verilerinden elde edilmiştir (Davis vd., 2017). FMQ üzerinde 0,5 ila 1,5 log birim arasında dengelenmiş olan örneklerin çoğunluğu, peridotitlerin abisal peridotitler ve MORB lavlarıyla temsil edilen günümüzde indirgenmiş st manto için tahmin edilen aralıktan oksidasyon düzeyi daha yüksek bir manto bölgesini karakterize ettiğini göstermektedir (Aldanmaz vd., 2009; Kelley ve Cottrell, 2009). $\Delta \log fO_2^{FMQ}$ 'ye karşı spinel Cr# diyagramında (şekil 5.6.), numuneler çoğunlukla okyanusal yay peridotit bileşim alanına düşmektedir, bu yüzden yitim ile ilişkili akışkanların transferi esnasında değişken miktarlarda okside edici materyali mantoya taşıyıp, manto kamasının redoks bütçesini arttırdığı düşünülmektedir (Kelley ve Cottrell, 2009). Metasomatizma olayları daha fazla oksidasyona neden olabilmektedir ve bu Cr# değerlerini etkilemeden $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ oranlarının yükselmesi ile sonuçlanabilmektedir.

5.2. Kısmi Ergime

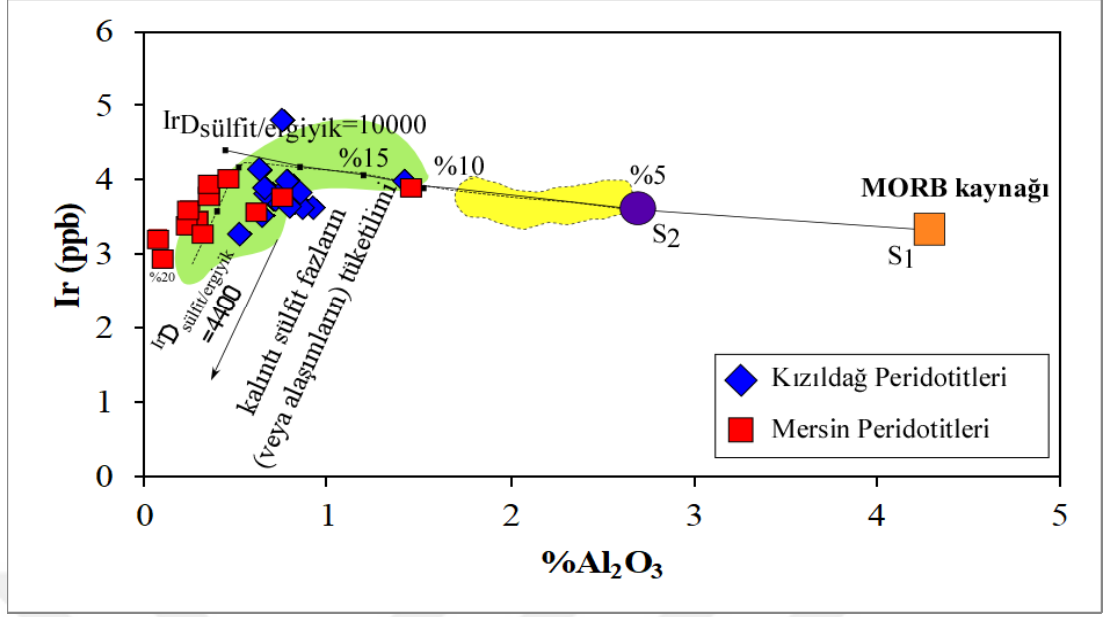
5.2.1. Kısmi ergime boyunca ileri derece siderofil elementlerin (HSE) davranışı

Abisal peridotitlerde görülenden daha yüksek derecede ergimeden kaynaklandığı tahmin edilen bazaltik bileşenlerdeki güçlü tkutilim, SSZ tipi manto kalıntılarının ayırt edici petrolojik özelliğidir (Aldanmaz vd., 2012). Özellikle, dalan litosferden kaynaklanan sulu akışkanlar, peridotitlerin katılaşmasını engellemekte ve belirli bir manto sıcaklığında daha yüksek ergime derecelerine sebep olmaktadır (Hirose ve Kawamoto, 1995). Ortopiroksenin nispeten artan uyumsuz ergimesi, klinopiroksen varlığında ergimenin susuz koşullara göre daha yüksek ergime derecelerine doğru yönlenmesine neden olduğundan daha önce tkutilmiş mantonun daha fazla ergimesini sağlamaktadır (Aldanmaz vd., 2009).

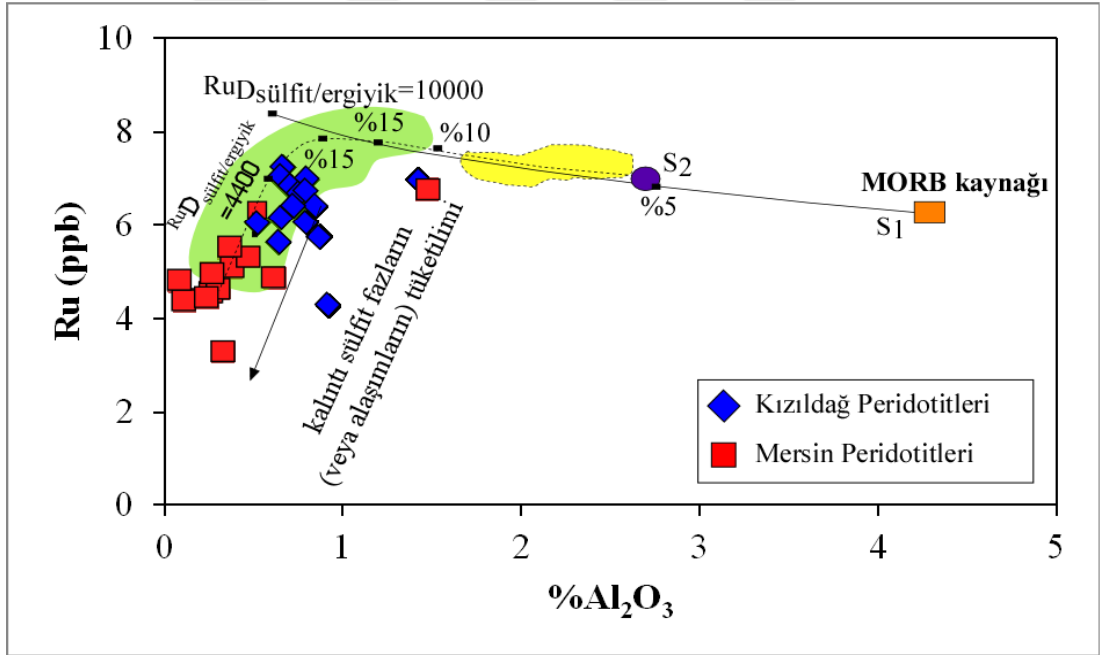
Manto peridotitlerinde kısmi ergime sırasında göreceli olarak ayrımlanmış HSE oranları gelişebilmektedir. Daha büyük ayrımlanma katsayılarına sahip I-PGE grubu elementleri (Ir, Ru, Os), manto ergimesi esnasında en uyumlu davranış gösteren elementlerken, Pd ve Re gibi HSE'ler giderek azalan bir uyumluluk göstermektedir (Brenan vd., 2003; Righter vd., 2004; Fonseca vd., 2007; Mallman ve O'Neill, 2007; Brenan, 2008). Çok yüksek sülfat/silikat ergiyik ayrımlanma katsayısına ($>10^6$) sahip

olan HSE'lerin büyük oranda üst mantoda temel metal sülfitlerle kontrol edildiği bilinmektedir (Pruseth ve Palme, 2004; Brenan, 2008; Fonseca vd., 2009). Değişken derecelerde sülfid çekilimi veya eklenimini kapsayan süreçler, manto ergimesinin hem ergiyik hem de kalıntı ürünlerindeki HSE miktarlarında göreceli olarak geniş bir dağılım gerçekleşmesine neden olmaktadır (Handler and Bennett, 1999; Rehkämper et al., 1999; Bockrath et al., 2004; Aldanmaz vd., 2012).

Manto ergimesinin farklı aşamaları esnasında, sülfid fazlar, manto kalıntı peridotitlerinin HSE içeriklerini oldukça etkilemektedir. Tüketim derecesinin bir göstergesi olarak Al_2O_3 'e karşı manto peridotitlerinin HSE dağılımını gösteren diyagramları oluşturulmuştur (Şekil 5.7., 5.8., 5.9., 5.10., 5.11., 5.12., 5.13.) Bu diyagramlarda ayrıca karşılaştırma yapmak için modal olmayan fraksiyonel ergime modeli (Johnson vd., 1990) kullanılarak teorik olarak hesaplanan ergiyik tüketim trendleri oluşturulmuştur (Aldanmaz vd., 2012). Modellemeye göre, HSE'ler sülfidler tarafından kontrol edilmektedir ve sülfidler HSE'ler için ana bileşenlerdir (Aldanmaz vd., 2012). Şekillerde görülen (Şekil 5.7., 5.8., 5.9., 5.10., 5.11., 5.12., 5.13.) modelleme eğrileri, kaynağın değişken derecelerde ergiyik çekilimine maruz kalan manto kalıntılarındaki asal metallerin beklenen değişimlerini göstermektedir. Modellemenin iki aşamalı gerçekleştiği varsayılmıştır. Birinci aşama MORB kaynağının kuru koşullarda ergimesini ve düşük dereceli kısmi ergime (~%5-9) kalıntıları olarak MOR tipi peridotitlerin oluşumunu temsil etmektedir (düz çizgi ile gösterilen eğri). S1 olarak adlandırılan MORB benzeri kaynağın bileşimi: Al_2O_3 ; %4,28, S; 250 ppm, Ir; $3,35 \pm 0,40$ ppb; Ru; $6,30 \pm 0,90$ ppb olarak Salters ve Stracke, (2004); Becker vd., (2006); Liu vd., (2009)'den derlenmiştir. İkinci aşama ise daha önceden tüketilmiş peridotitin akışkan etkileşimli olarak yeniden ergimesini ve daha refrakter kalıntıların oluşumunu temsil etmektedir (kesikli çizgi ile gösterilen eğri). S2 olarak adlandırılan kaynak MORB kaynağının %5 civarı ergimesiyle gelişen kalıntı peridotit bileşimidir. Modellemelerde mantoda %17 civarı kısmi ergime derecesinde I-PGE içeren sülfidlerin (ya da alaşımların) tüketilmeye başlandığı ve tüm sülfidlerin %20 civarı ergime derecesinden sonra tamamen tükendiği kabul edilmiştir.



Şekil 5. 7. Kızıldağ ve Mersin numunelerine ait Al_2O_3 -Ir grafiği (Ergime trendleri Aldanmaz vd., 2012'den alınmıştır). MORB kaynağı değerleri: Salters ve Stracke, 2004; Becker vd., 2006; Liu vd., 2009'den derlenmiştir



Şekil 5. 8. Kızıldağ ve Mersin numunelerine ait Al_2O_3 -Ru grafiği (Ergime trendleri Aldanmaz vd., 2012'den alınmıştır). MORB kaynağı değerleri: Salters ve Stracke, 2004; Becker vd., 2006; Liu vd., 2009'den derlenmiştir

Ir ve Ru için sülfür/ergiyik ayrılma katsayısı, kuru ergime için 10000, sulu ergime için 4400 ve S için 280 olarak alınmıştır (Handler ve Bennett, 1999; Rehkämper vd., 1999; Pearson vd., 2004). Çekilen ergiyiğin S kapasitesi 1000 ppm olarak kabul

edilmiştir. Silikat/ergiyik ve spinel/ergiyik ayrılanma katsayıları Brenan vd., (2003) ve Righter vd., (2004)'den alınmıştır.

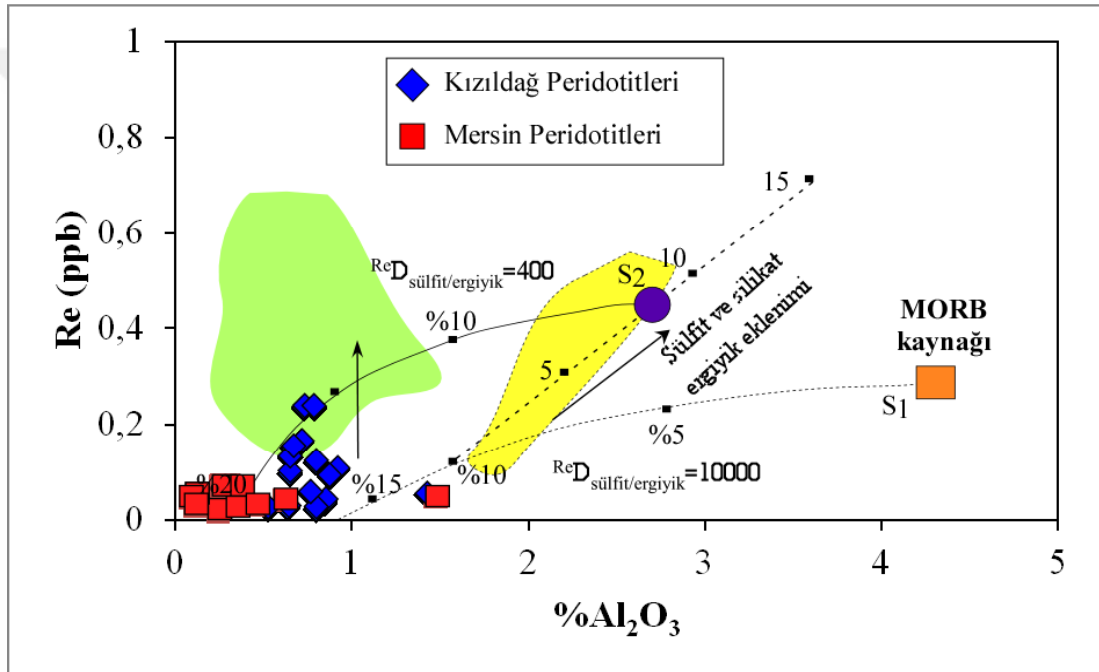
Şekil 5.7 ve 5.8.'de karşılaştırma amaçlı gösterilen batı Torid'lere ait MOR ve SSZ tipi peridotitlerin bileşimsel alanlarından, Ir ve Ru elementlerinin düşük ve orta dereceli ergimelerde uyumlu davranış gösterdiği görülmektedir. Şekil 5.7 ve 5.8.'de ergime derecesi %17'yi aştığında Ir ve Ru ile Al_2O_3 'ün birlikte azaldığı ve sülfür veya alaşım fazlarının giderek tüketilip %20 civarı ergime derecelerinde tamamen tüketildiği görülmektedir.

Kızıldağ numuneleri için Al_2O_3 değerleri 0,52-1,42 ve Mersin numuneleri için 0,09-1,48 aralığında değişmektedir. Kızıldağ, Mersin ve K. Kıbrıs peridotitleri de sulu koşullarda mantonun %16 ila 20 arasında değişen orta-yüksek ergime derecelerinde ergimesi ile gelişmiş kısmi ergime kalıntıları olduğundan, numunelerin hemen hemen hepsinin Ir ve Ru konsantrasyonlarının bu tüketimin başladığı bölgede olduğu gözlenmiştir. Ir ve Ru konsantrasyonlarının bu derecelerde uyumsuz davranış göstererek Al_2O_3 ile birlikte tüketildiği gözlenmektedir. Ir ve Ru'nun benzer trendler sergilemesi bu iki elementin aynı faz tarafından kontrol edildiğini göstermektedir.

Numunelerin P-PGE dağılımlarına bakıldığında Ir ve Ru'ya göre daha dağınık bir aralıkta bulunduğu ve I-PGE'lere göre sistematik olmayan tüketim özellikleri gösterdiği görülmektedir (Şekil 5.9., 5.10., 5.11.). Kızıldağ numunelerinde özellikle Re, Pd ve Pt konsantrasyonlarında Mersin numunelerine göre daha yüksek değerler gözlenmektedir.

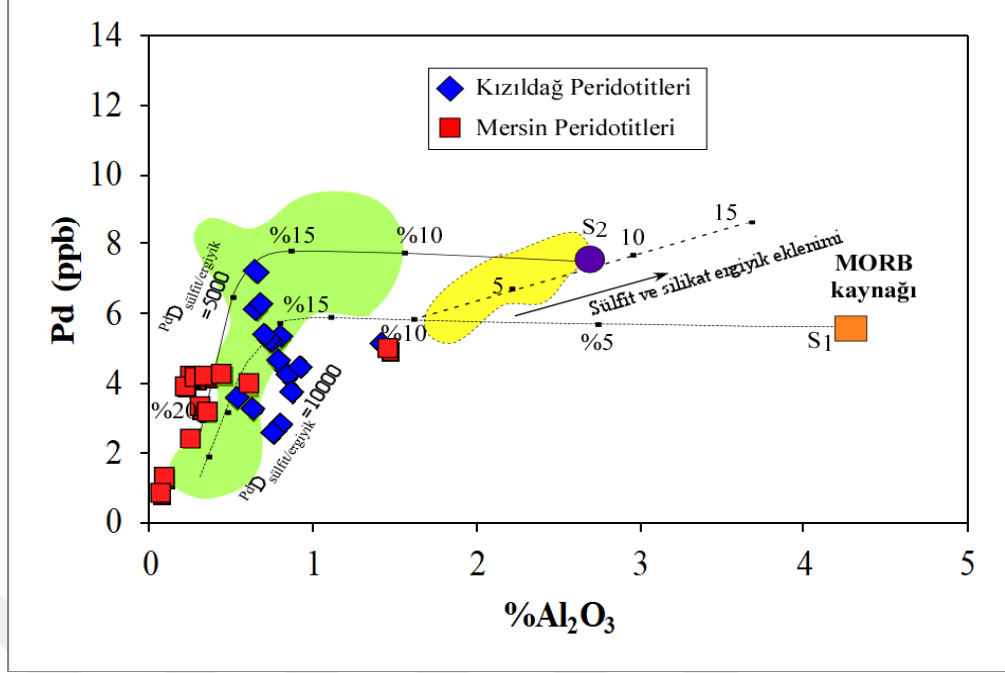
Ergimenin iki aşamalı gerçekleştiği varsayılarak ergime trendleri oluşturulmuştur. Birinci aşama, düşük dereceli ergimeyle temsil edilmektedir (düz çizgi ile gösterilen eğri). S1 olarak adlandırılan MORB benzeri kaynağın bileşimi: Al_2O_3 ; %4,28, S; 250 ppm, Pt; $7,10 \pm 0,99$ ppb; Pd; $5,50 \pm 1,34$ ppb; Re; $0,28 \pm 0,08$ ppb olarak Salters ve Stracke, (2004); Becker vd., (2006); Liu vd., (2009)'den derlenmiştir. İkinci aşama ise daha önceden tüketilmiş peridotitin akışkan etkileşimli olarak yeniden ergimesini ve daha refrakter kalıntıların oluşumunu temsil etmektedir (kesikli çizgi ile gösterilen eğri). S2 olarak adlandırılan kaynak MORB kaynağının %5 civarı ergimesiyle gelişen kalıntı peridotit bileşimidir.

İkinci aşama ergime için ek olarak tüketilmiş kalıntının yani ikinci kaynağın (S2) sülfür eklenimi sonucu bileşimsel farklılaşmayla daha yüksek Pd, Pt ve Re içerikli olacak şekilde yeniden zenginleştiği bir model oluşturulmuştur. Modellemelerde ayrımlanma katsayıları kuru ergimde 10000, sulu ergimde Pt için 5000, Pd için 3700 ve Re için 400 olarak alınmıştır (Handler ve Bennett, 1999; Rehkämper vd., 1999; Pearson vd., 2004). Kesikli çapraz çizgi olarak gösterilen modelde MORB kaynağının %10 ergimesinden sonra harzburjit kalıntısına bazaltik ergiyikten ayrılan 50 ppm sülfürün 5, 10 ve 15 katları şeklinde ve buna ek olarak 1,03 ppb Re; 0,65 ppb Pd ve 0,59 ppb Pt eklenimini göstermektedir (Bézos vd., 2005; Escrig vd., 2005).

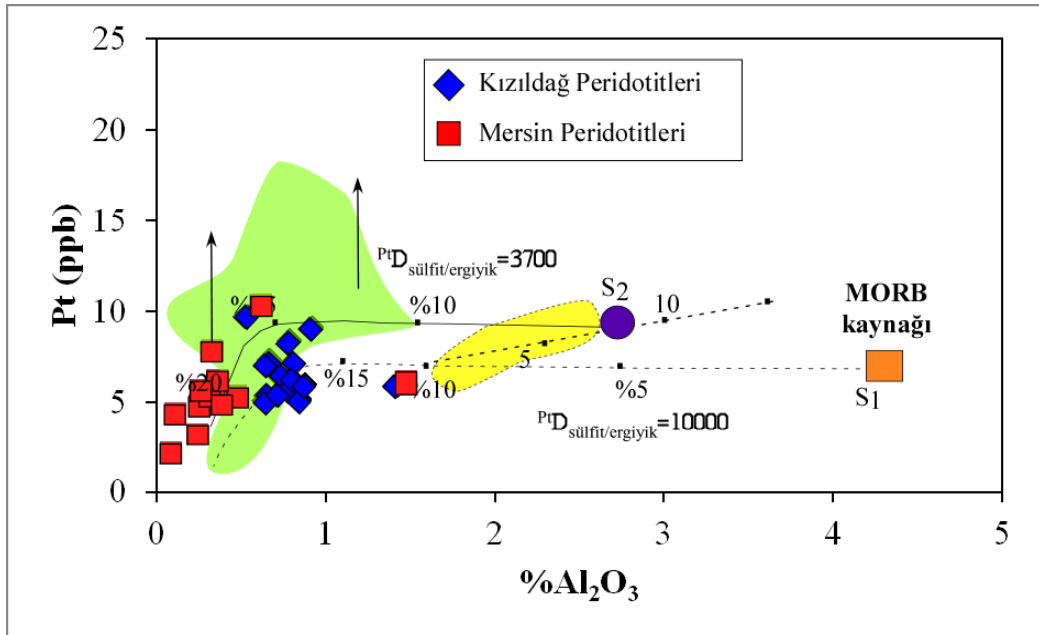


Şekil 5. 9. Kızıldağ ve Mersin numunelerine ait Al_2O_3 -Re grafiği (Ergime trendleri Aldanmaz vd., 2012'den alınmıştır). MORB kaynağı değerleri: Salters ve Stracke, 2004; Becker vd., 2006; Liu vd., 2009'den derlenmiştir. Sülfür katı/sülfür ergiyik ayrımlanma katsayısı van Acken vd. (2010)'den alınmıştır. Yeşil ve sarı alanlar batı Toridlere ait SSZ tipi ve MOR tipi peridotitleri temsil etmektedir (Aldanmaz vd., 2012)

Kızıldağ ve Mersin peridotit numunelerinden bazılarının daha yüksek Re, Pd ve Pt konsantrasyonlara sahip olması kuru kısmi ergimeden farklı bir etkileşim olduğunu göstermektedir. Bu elementlerdeki artış, onları içeren bir sülfür fazının eklenmesi ya da bu elementlerin hafif de olsa zenginleşmesine yol açacak metasomatizma ile açıklanabilir. Bütün modellerde Mersin numunelerinin, Kızıldağ numunelerine göre daha yüksek ergime oranlarına sahip olduğu görülmektedir.

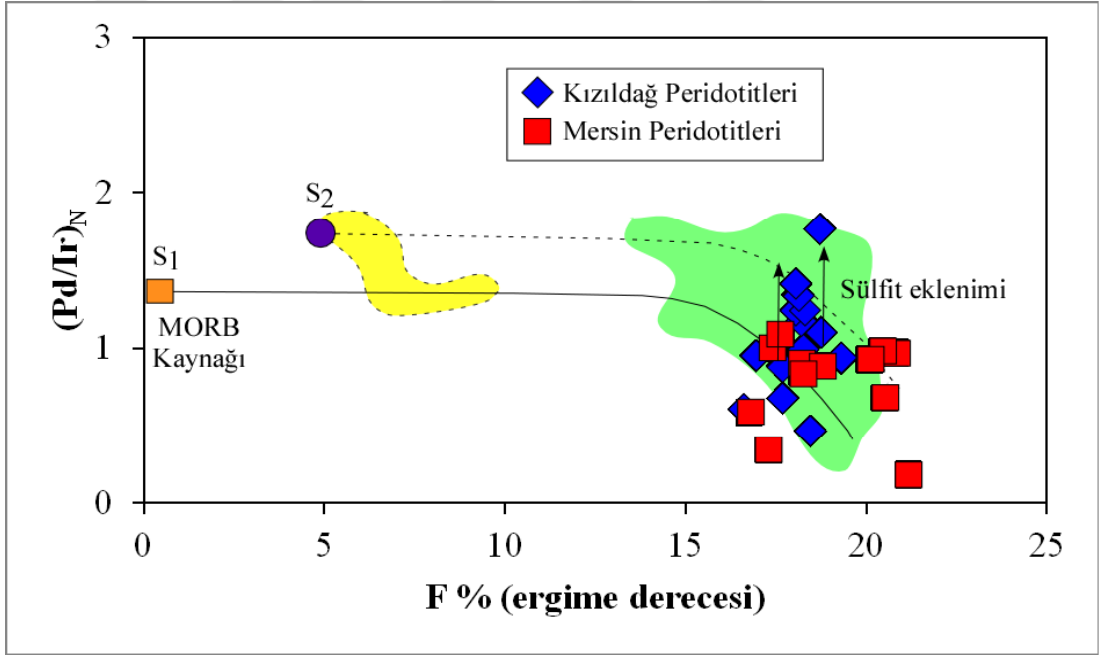


Şekil 5. 10. Kızıldağ ve Mersin numunelerine ait Al_2O_3 -Pd grafiği (Ergime trendleri Aldanmaz vd., 2012'den alınmıştır). MORB kaynağı değerleri: Salters ve Stracke, 2004; Becker vd., 2006; Liu vd., 2009'den derlenmiştir. Sülfür katı/sülfür ergiyik ayrılma katsayısı van Acken vd. (2010)'den alınmıştır. Yeşil ve sarı alanlar batı Toridlere ait SSZ tipi ve MOR tipi peridotitleri temsil etmektedir (Aldanmaz vd., 2012)

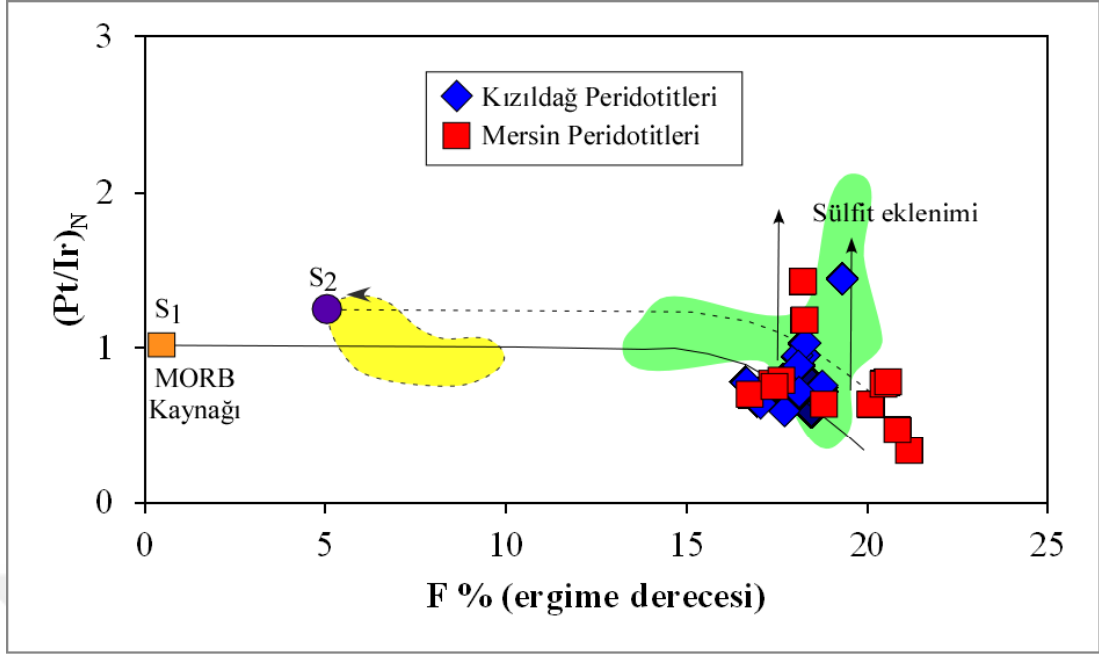


Şekil 5. 11. Kızıldağ ve Mersin numunelerine ait Al_2O_3 -Pt grafiği (Ergime trendleri Aldanmaz vd., 2012'den alınmıştır). MORB kaynağı değerleri: Salters ve Stracke, 2004; Becker vd., 2006; Liu vd., 2009'den derlenmiştir. Sülfür katı/sülfür ergiyik ayrılma katsayısı van Acken vd. (2010)'den alınmıştır. Yeşil ve sarı alanlar batı Toridlere ait SSZ tipi ve MOR tipi peridotitleri temsil etmektedir (Aldanmaz vd., 2012)

Peridotit numunelerinin Pd/Ir ve Pt/Ir oranlarının genellikle ergime derecesinin artmasıyla ters orantılı olarak azaldığı görülmektedir (Şekil 5.12. ve 5.13.) fakat yine de en yüksek ergime derecesine sahip numunelerin en düşük oranlara sahip olmadığı görülmektedir. Örneğin yüksek ergime derecelerine sahip olan bazı Mersin peridotitleri daha düşük ergime derecelerine sahip bazı numunelerden daha yüksek Pd/Ir ve Pt/Ir oranlarına sahiptir. Önceki modellerde (Şekil 5.7.) Ir'ın sistematik olarak tüketildiği görülmüştür bu yüzden nispeten daha yüksek Pd/Ir ve Pt/Ir oranları bu numunelerin sülfat ekleniminin bulunduğu iki aşamalı ergimeye maruz kaldıklarını göstermektedir. MORB kaynağından daha yüksek oranların bulunması, mantonun heterojen olarak P-PGE'lerce zenginleştiğini göstermektedir. Karşılaştırma amaçlı gösterilen batı Toridler'e ait SSZ tipi peridotitler daha geniş aralıkta P-PGE/I-PGE dağılımı göstermektedir.



Şekil 5. 12. Kızıldağ ve Mersin numunelerine ait F % (Ergime yüzdesi)-Pd/Ir grafiği (Ergime trendleri Aldanmaz vd., 2012'den alınmıştır). MORB kaynağı değerleri: Salters ve Stracke, 2004; Becker vd., 2006; Liu vd., 2009'den derlenmiştir. Sülfat katı/sülfat ergiyik ayrılanma katsayısı van Acken vd. (2010)'den alınmıştır. Normalize değerleri Anders ve Grevesse (1989)'den alınmıştır. Yeşil ve sarı alanlar batı Toridlere ait SSZ tipi ve MOR tipi peridotitleri temsil etmektedir (Aldanmaz vd., 2012)



Şekil 5. 13. Kızıldağ ve Mersin numunelerine ait F % (Ergime yüzdesi)-Pt/Ir grafiği (Ergime trendleri Aldanmaz vd., 2012'den alınmıştır). MORB kaynağı değerleri: Salters ve Stracke, 2004; Becker vd., 2006; Liu vd., 2009'den derlenmiştir. Sülfat katı/sülfat ergiyik ayırılma katsayısı van Acken vd. (2010)'den alınmıştır. Normalize değerleri Anders ve Grevesse (1989)'den alınmıştır. Yeşil ve sarı alanlar batı Toridlere ait SSZ tipi ve MOR tipi peridotitleri temsil etmektedir (Aldanmaz vd., 2012)

Bütün modellerde Mersin numunelerinin, Kızıldağ numunelerine göre daha yüksek ergime oranlarına sahip olduğu görülmektedir. Peridotitlerin, ergiyik tüketiliminin ve onu takip eden metasomatizmanın bileşik etkileri tarafından oluşturulan, önemli derecede bileşimsel heterojenliğe sahip bir manto bölgesini temsil etmekte olduğu düşünülmektedir. Silikat minerali içinde kapantı sülfatlar ve yüksek derecede refrakter PGE içeren, HSE tutan fazların etkili bir şekilde ayırılması, muhtemelen daha önceden tüketilmiş olan mantonun sulu akışkanların etkisiyle yüksek dereceli ergimeye uğradığını göstermektedir.

Kızıldağ ve Mersin peridotitlerinin HSE jeokimyası ve Os izotopik karakteri bu peridotitlerin kompleks bir şekilde birden daha fazla evrim geçirmiş, farklı jeodinamik ortamlarda birkaç kez ergimeye uğramış ve yitim zonu metasomatizmasına uğramış olduğunu göstermektedir. Aynı zamanda bu peridotitlerin tüketilmiş Os izotopik oranları uzun dönemli bir zaman boyunca manto süreçlerinden izole kalmış litosferik manto kalıntıları olduğunu göstermektedir.

5.2.2. Kısmi ergimenin özellikleri

Yitilen plakaların üzerindeki kısmi ergimenin, manto kaması peridotitlerinin büyük ölçüde ergimesine neden olan, yitim üstü mantosunun sulu akışkanlarını içermektedir (Grove vd., 2012). Kızıldağ, Mersin ve K. Kıbrıs'ta bulunan ofiyolit kütlelerinden örneklenen yüksek derecede refrakter peridotitlerin, petrografik ve jeokimyasal özellikleri orta ila yüksek dereceli kısmi ergime kalıntıları olduklarını göstermektedir. Spinellerin yüksek Cr# (0,47-0,75) değerleri ve peridotitlerin tipik okyanus sırtı ortamlarında kaydedilenden daha yüksek ergime dereceleri (~%16-20) de bunu desteklemektedir (Aldanmaz vd., 2009; Hellebrand vd., 2001; Warren, 2016). Kısmi ergimenin değişken derecesinin manto kayaçlarının kimyası üzerindeki etkileri en iyi şekilde kalıntı silikat minerallerindeki uyumsuz elementlerin göreceli bolluğu kullanılarak izlenebilmektedir. Özellikle, klinopiroksen mineralinin alterasyona dayanıklı olduğu bilinmektedir bu yüzden yüksek oranda serpantinleşmiş manto kayaçlarında bile, kalıntı klinopiroksenlerdeki nispeten mobilitesi düşük iz elementlerin bolluğu, ergiyik tüketiliminin tipini ve kapsamını belirleyen önemli bilgiler sunmaktadır (Aldanmaz vd., 2009; Birner vd., 2017; Bizimis vd., 2000; Johnson vd., 1990).

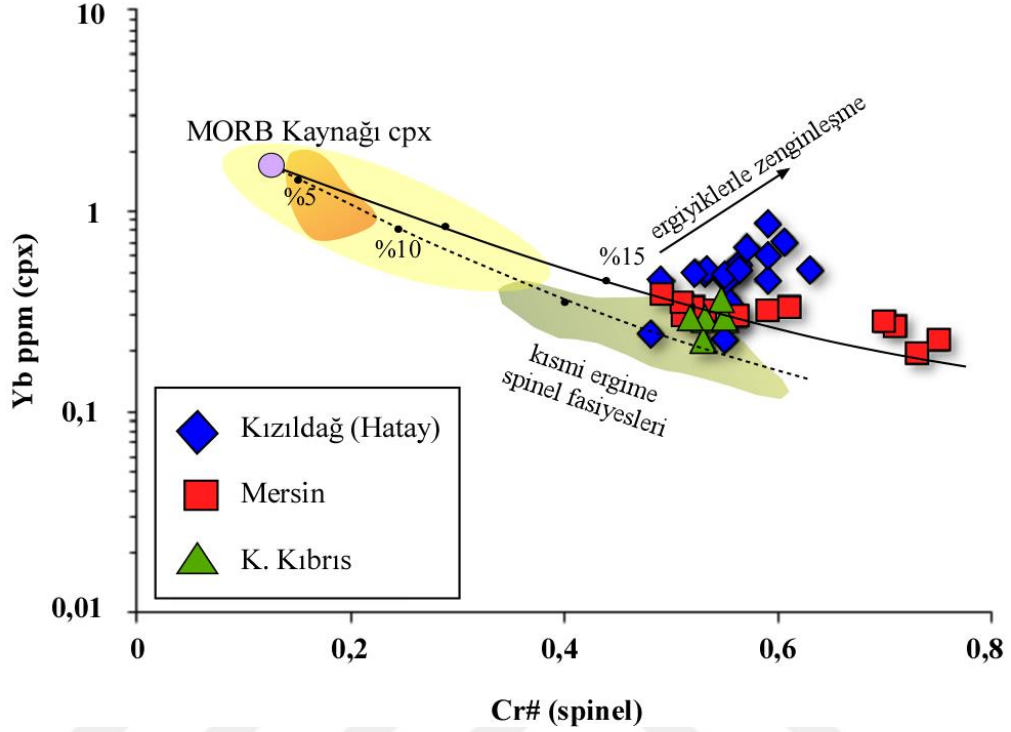
MgO içeriği kayaçtaki olivin oranının artmasıyla beraber artmaktadır. Peridotitlerin MgO içeriklerinin yüksek olması ve bu duruma eşlik eden modal klinopiroksen oranının azalması ergiyik tüketiliminin derecesini yansıtmaktadır. Al, Ca, Ti gibi ergime sırasında uyumsuz davranış gösteren elementlerin tüm kayaç analizlerinden elde edilen değerleri, MgO konsantrasyonlarıyla negatif bir trend göstermiştir; bu elementlerin konsantrasyonları ergime derecesi arttıkça düşmekte ve kayaçtaki MgO konsantrasyonu artmaktadır. Bu içerikler, peridotitik kayaçlardaki olivin bolluğunun artmasıyla beraber klinopiroksen bolluklarının azaldığına işaret etmekte olup, buradan yola çıkarak peridotitlerin ergime kalıntıları olarak oluştuğu söylenebilmektedir. Bu tür bir tüketilimin kısmi ergime sırasında bazaltik içerikli bir ergiyik çekilimi yoluyla olacağı öne sürülmüştür (Dick ve Bullen, 1984; Aldanmaz, 2012a). Fakat kalıntı peridotitlere göre bazı numunelerdeki FeO ve MgO'ya göre SiO₂ konsantrasyonlarının yüksek oluşu ergiyik-kayaç etkileşiminin etkileri olarak değerlendirilmiştir.

Klinopiroksenlerin CaO içerikleri ergime esnasında ergiyiğin bileşimine katılmaktadır ve tüketilmiş peridotitlerde CaO konsantrasyonları oldukça düşük seviyelerde görülmektedir. Aynı şekilde kısmi ergime sürecinde ergime derecesinin artmasıyla birlikte Al₂O₃ içeriğinde düşüş gözlenmektedir çünkü Al₂O₃ daha çok spinel fazı tarafından kontrol edilmekte olup, ergime sırasında spinellerden uzaklaşıp ergiyik fazına geçmektedir. Al elementinin de Ca gibi uyumsuz davranıp ergiyik ile beraber ayrılması beklenir. Peridotitlerin Al₂O₃-CaO değerleri karşılaştırıldığında çoğunun tüketilmiş karakterli yay önu peridotitlerine benzer değerler sergilediği görülmüştür. Kızıldağ ve K. Kıbrıs peridotitlerinin Mersin peridotitlerine nazaran klinopiroksence daha zengin olduğu gözlenmektedir, dolayısıyla hem Al₂O₃ hem de CaO değerlerinden ve klinopiroksen oranının daha düşük olmasından da anlaşılacağı üzere Mersin peridotitlerinin daha fazla kısmi ergimeye ve tüketilime maruz kaldığı görülmüştür.

Her üç çalışma bölgesinden örneklenen peridotitlerin klinopiroksenlerinin iz element dağılım desenlerinde abisal peridotitlere göre ağır nadir toprak elementlerinin oldukça tüketilmiş olduğu gözlenmiştir (4. Bölüm, Şekil 4.19.). Peridotit örnekleri, klinopiroksen iz element içerikleri ile ergiyik tüketilimi göstergeleri arasındaki ilişkiler açısından bazı değişkenlikler göstermektedir. Örneğin Mersin peridotit numuneleri, klinopiroksen Yb içeriği ile ergime derecesinin bir göstergesi olan artan spinel Cr# arasında net bir negatif korelasyon sergilerken, Kızıldağ peridotitleri, basit ergiyik kalıntıları için tahmin edilenden daha fazla Yb içeriğine sahip numunelerin bir kısmı ile daha dağınık bir dağılım sergileyerek yüksek değerleri ile karakterize olmuştur (Şekil 5.14.). Mersin ve K. Kıbrıs peridotitleri muhtemelen sürekli ergiyik tüketiliminin bir yansıması olarak Şekil 5.14.'te gösterilen teorik olarak hesaplanmış ergime eğrisine (düz çizgi) benzer bir tüketilme eğilimi gösterirken, Kızıldağ peridotiti muhtemelen ergiyik reaksiyonu yoluyla NTE zenginleşmelerinin sonucunu yansıtmaktadır.

Mersin ve K. Kıbrıs ofiyolitlerine ait klinopiroksenlerin iz element konsantrasyonlarının genellikle Kızıldağ ofiyoliti klinopiroksenlerine göre daha dar bir aralıkta bulunduğu gözlenmiştir. Kısmi ergimenin derecesi arttıkça Ti, uyumsuz bir element özelliği göstermekte ve ergiyikte giderek artan bir şekilde tüketilmektedir (Pearce, 2014). Kızıldağ ve Mersin ofiyolitlerindeki farklı kayaç gruplarından alınan

numunelerin çoğunun düşük Ti içerikleri sebebiyle boninitik-yay toleyitleri arası karakterde bir jeokimyasal özellik gösterdiği görülmüştür.



Şekil 5. 14. Kızıldağ, Mersin ve K. Kıbrıs peridotitleri için klinopiroksen Yb konsantrasyonları ile spinel Cr# değerlerinin karşılaştırma diyagramı. Teorik ergime trendleri hesaplanırken tüketilmiş MORB kaynağının başlangıç bileşimi olduğu varsayılmıştır (Salters ve Stracke, 2004). Kesikli çizgi, ergimenin klinopiroksen tüketiliminin hakim olduğu susuz ergimeye karşılık gelirken, düz çizgi olan trend, artan ortopiroksen ergime hızı ile karakterize edilen sulu ergimeyi temsil etmektedir. Turuncu bölge batı Toridler MOR tipi, yeşil bölge batı Toridler SSZ tipi ofiyolitlerini temsil etmektedir (Aldanmaz vd., 2009). Sarı bölge abisal peridotit alanı Johnson vd., (1990); Johnson ve Dick, (1992) ve Hellebrand vd., (2001)'den oluşturulmuştur

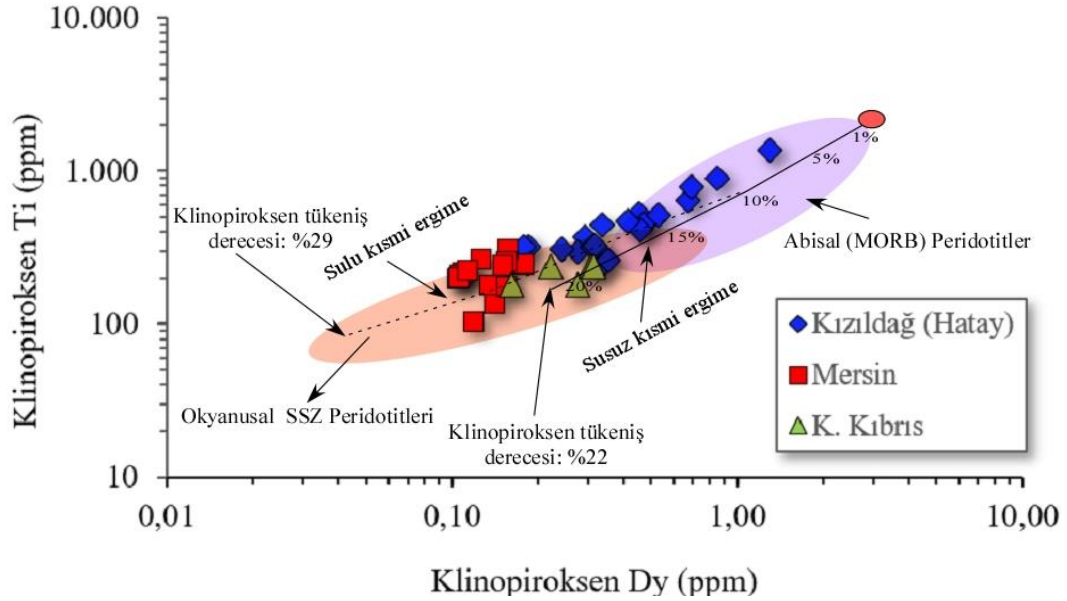
Ti ve Dy içerikleri arasında önemli derecede bir korelasyon olması her iki elementin de ergime sırasında nispeten uyumlu bir şekilde davrandığını göstermektedir (Şekil 5.15.). Her üç bölgeden alınan peridotit numunelerinin klinopiroksenleri arasında Ti-Dy konsantrasyonlarında farklılıklar da görülmektedir. Bu numunelerdeki çok düşük konsantrasyonlarda bulunan Ti ve Dy elementleri tüketilmiş MORB mantosu kaynağının orta ila yüksek derecelerde ergimesi modellenerek tanımlanabilmektedir (Şekil 5.15.). Peridotit numunelerinde bulunan klinopiroksenlerin Ti-Dy elementleri için ergime modelleri oluşturulurken modal olmayan kısmi ergime eşitliği (Johnson vd., 1990) ile mineral/matriks ayrılanma katsayıları (Johnson vd., 1990)

kullanılmıştır. Klinopiroksenin %22 civarı ergime derecesinde tamamen tükendiği kuru ergime modeli için mineral modu olarak; ol: 0,55 + opx: 0,26 + cpx: 0,15 + sp: 0,02 ve ergime modu olarak, ol: 0,10 + opx: 0,20 + cpx: 0,68 + sp: 0,02 kullanılmıştır. Klinopiroksenin %29 civarı ergime derecesinde tamamen tükendiği sulu ergime modeli için mineral modu olarak; ol: 0,55 + opx: 0,32 + cpx: 0,11 + sp: 0,02 ve ergime modu olarak, ol: -0,17 + opx: 0,65 + cpx: 0,47 + sp: 0,05 kullanılmıştır. Başlangıç kaynağı hipotetik tüketilmiş MORB mantosu (DMM) (Salters ve Stracke, 2004) olduğu varsayılmıştır.

Klinopiroksenin %22 civarı ergime derecesinde tamamen tükendiği (Johnson vd., 1990) kuru ergimeyle Mersin ve K. Kıbrıs ofiyolitlerinin kalıntı klinopiroksenlerinin çok düşük içeriklerini açıklamak mümkün değildir muhtemelen uyumsuz iz elementlerinin önemli ölçüde tükenmiş olması ortopiroksen çözünmesine bağlı olarak klinopiroksen miktarının artışı (klinopiroksenin yaklaşık %29 ergime derecesinde tükendiği) temsil eden sulu ergimeye maruz kaldıklarını göstermektedir (Şekil 5.15.). Refrakter manto temsilcilerinde kalıntı fazlardan biri olarak klinopiroksen varlığı, sulu bir ergiyik veya akışkan tarafından manto kısmi ergimesi esnasında ortopiroksenin ergiyiğe katılımının sağlanması ergimenin yüksek kısmi ergime derecelerine doğru kalıntı klinopiroksen varlığında devam ettiğini göstermektedir (Aldanmaz vd., 2009; Grove vd., 2012).

Kızıldağ ofiyolitinin Ti ve nadir toprak elementlerinin geniş dağılımı daha kompleks bir petrojenetik geçmişi olan bir manto bölgesini temsil etmektedir. Bu ofiyolit bölgesi düşük klinopiroksen Ti ve Dy içerikleri orta-yüksek ergime derecesini ve Mersin ile K. Kıbrıs ofiyolitleriyle benzer bir kökeni ifade etmektedir. Fakat aynı bölgedeki klinopiroksenlerde düşük dereceli ergimeyle oluşan abisal peridotitlere benzer yüksek Ti ve Dy içeriklerinin de bulunduğu görülmüştür. Kızıldağ peridotitlerinin refrakter modal kompozisyonuna ve oldukça yüksek Cr# değerlerine sahip olması yüksek derecelerde ergimiş olduğunu göstermektedir dolayısıyla klinopiroksenlerdeki bu yüksek içerikler abisal peridotitlerde olduğu gibi düşük dereceli ergime ile bağdaştırılamaz. İz elementlerin klinopiroksenlerdeki artmış konsantrasyonlarının ergiyik hareketi esnasında bu bölgenin manto kesiminde elementlerin yeniden dağılımından kaynaklandığı düşünülmektedir. Ergiyik transferi sırasında kalıntı-ergiyik etkileşimi klinopiroksen gibi kalıntı minerallerin bileşiminde çeşitli

değişikliklere sebep olabilmektedir. Kızıldağ peridotitlerinin klinopiroksenlerindeki bazı uyumsuz elementlerdeki zenginleşmeler ve aynı zamanda spinellerindeki oldukça yüksek Ti içerikleri, hem sulu ergiyik ve akışkanlarla güçlü tüketilimi, hem de yitim üstü mantosunun bazı bölgelerinde ergiyiklerle etkileşim sonucu uyumsuz elementlerinin artmasına yol açacak bir metasomatizmaya maruz kaldıklarını göstermektedir.



Şekil 5. 15. Peridotit numunelerinde bulunan klinopiroksenlerin bir spinel peridotit için sulu ve kuru koşullarda Ti-Dy elementleri ergime modelleri grafiği (Aldanmaz vd., 2009). Düz çizgi kuru ergimeyi, kesikli çizgi sulu ergimeyi temsil etmektedir. Abisal peridotit alanı Johnson vd., (2000), Johnson ve Dick (1992), Hellebrand vd. (2001), Warren (2016)'dan ve SSZ peridotitleri alanı Pearce ve Parkinson (1992), Moghadam vd., (2014)'den oluşturulmuştur.

Olivin bakımından zengin manto kalıntılarının, yani reaktif dunitler ve harzburjitlerin oluşumuyla meydana gelen modal metasomatizmanın, silikat ergiyiği ve manto peridotitleri arasındaki reaksiyondan kaynaklandığı düşünülmektedir (Kelemen vd., 1997; Takazawa vd., 2003). Tüketilmiş harzburjitlerde hafif ve orta NTE'lerce zenginleşmiş klinopiroksen modelleri ve yüksek modal olivin bollukları yaygın ergiyik-katı etkileşiminden kaynaklanabileceği sonucunu düşündürmektedir.

5.3. Ergiyik-Kayaç Etkileşimi-Metasomatizma

Kızıldağ, Mersin ve K. Kıbrıs'ta bulunan ofiyolit kütlelerinden örneklenen manto kayaları, önceki bölümde de bahsedildiği üzere metasomatik alterasyonun belirgin

bulguları olan manto bölgelerini temsil etmektedir. Peridotitlerin kısmi ergime derecesi ~%16 ila %20 civarında olduğu ve bu kısmi ergimenin katı kalıntıları olduğu düşünülmektedir. Her üç ofiyolit bölgesi de, modellenen kısmi ergime derecelerine göre daha fazla modal olivin içeriğine sahip numuneler içermektedir. Bu durum muhtemelen, modal olarak metasomatize manto alanlarının oluşumuna sebep olan ergiyik-kayaç etkileşiminin bir sonucu olarak gelişmiştir (Kelemen vd., 1992; Niu, 2004). Ortopiroksenin süregelen ergimesi ve Si bakımından zengin ergiyik üretimi ile bağlantılı olarak olivin kristalizasyon süreci aracılığıyla özellikle yitim zonu üstü manto bölgelerinde olivin bakımından zengin kalıntıların oluşumu yaygın olarak görülmektedir (Batanova vd., 2011; Kubo, 2002; Rampone vd., 2008).

5.3.1. Ga-Ti-Fe³⁺ sistematiği

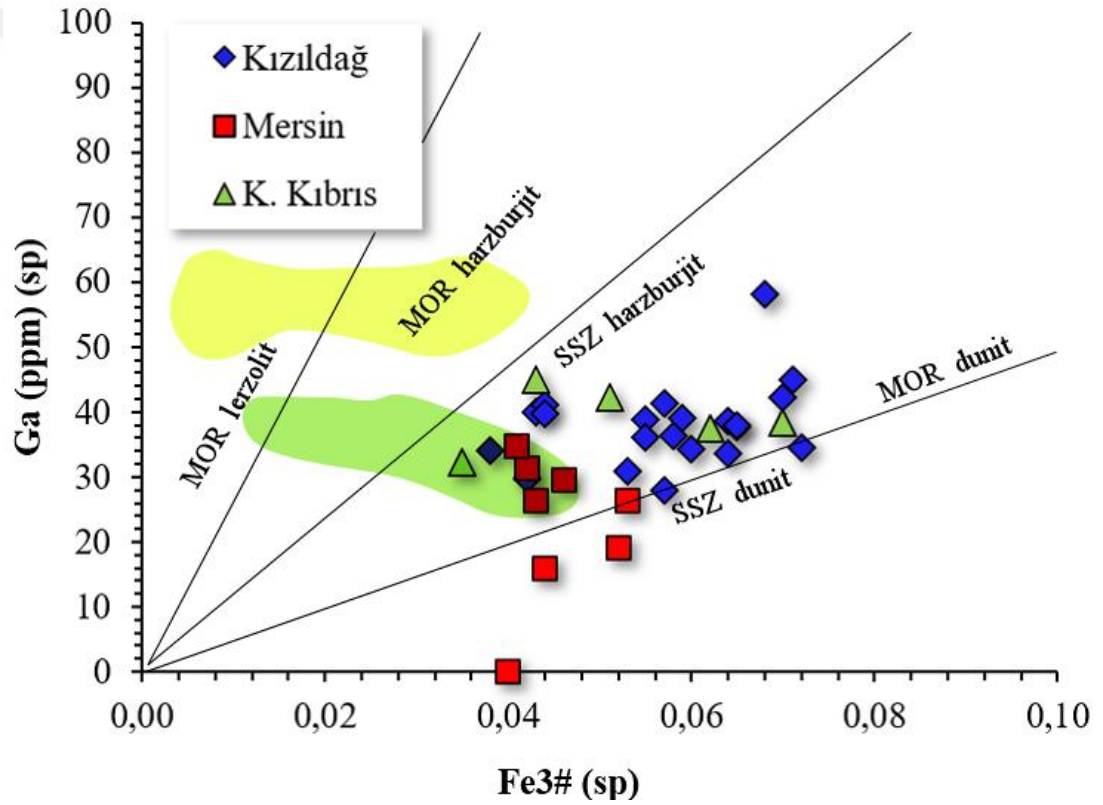
Manto kayaçlarındaki metasomatik alterasyonun etkileri ve kalıntı minerallerin kimyasal bileşimlerdeki değişiklikler bugüne kadar iyi bir şekilde çalışılmıştır (örneğin, Aldanmaz vd., 2009; Dick ve Bullen, 1984; Hellebrand vd., 2001; Johnson vd., 1990; Pearce vd., 2000). Özellikle Ga'nın, manto minerallerinde düşük difüzyon hızına sahip olduğu ve bu nedenle içeriğinin soğuma ve yeniden dengelenme sırasında büyük ölçüde değişmeden kaldığı öne sürülmüştür (Dare vd., 2009). Bu nedenle manto kayaçlarının ergiyik etkileşiminin olası etkilerine bakış açısı sağlamak için spinelin Ga konsantrasyonu ile Fe³⁺ ve Cr# değerleri kombinasyonu kullanılmaktadır.

İz elementlerin bir mineralin kafes sisteminde yer değiştirmesi, öncelikle iyonik yarıçapının boyutuna ve değerliliğine bağlıdır (Goldschmidt, 1937; Onuma vd., 1968).

Üç değerlikli bir katyon olarak Galyum (Ga) ve ferrik Demir (Fe³⁺) benzer iyon yarıçaplarına (0,62 Å) sahiptir ve bu nedenle benzer şekilde davranmaktadırlar, ancak yalnızca Fe³⁺ redoks bağımlıdır. Ga, manto ergimesi ve magmatik süreçler sırasında hem Al hem de Fe³⁺ ile benzer davranışa sahip olmasından, Al ve Cr gibi ana katyonların aksine, magmatik farklılaşmada hassas bir şekilde takip edilebilir olmasından ve nispeten difüzyondan bağımsız olmasından dolayı peridotitlerin tektonik ayrımında yararlı olmaktadır (Dare vd., 2009). Spinellerden elde edilen Ga ve Fe³⁺ değerleri karşılaştırıldığında peridotitlerde hem tektonik ortam olarak hem de

ergiyik-kaya etkileşimleri açısından ayırım yapılabilmektedir (Dare vd., 2009; Aldanmaz, 2012a) (Şekil 5.16.). Peridotitlerin Ga/Fe^{3#} oranı harzburjitlerden dunitlere doğru ergiyik tüketim derecesi arttıkça sistematik olarak azalmaktadır. Böyle bir sistematik azalma, sistematik olarak sistemden ergiyik ayrılmasına atfedilemez çünkü Ga/Fe^{3#} oranının magmatik farklılaşmadan bağımsız olduğu bilinmektedir (Dare vd., 2009).

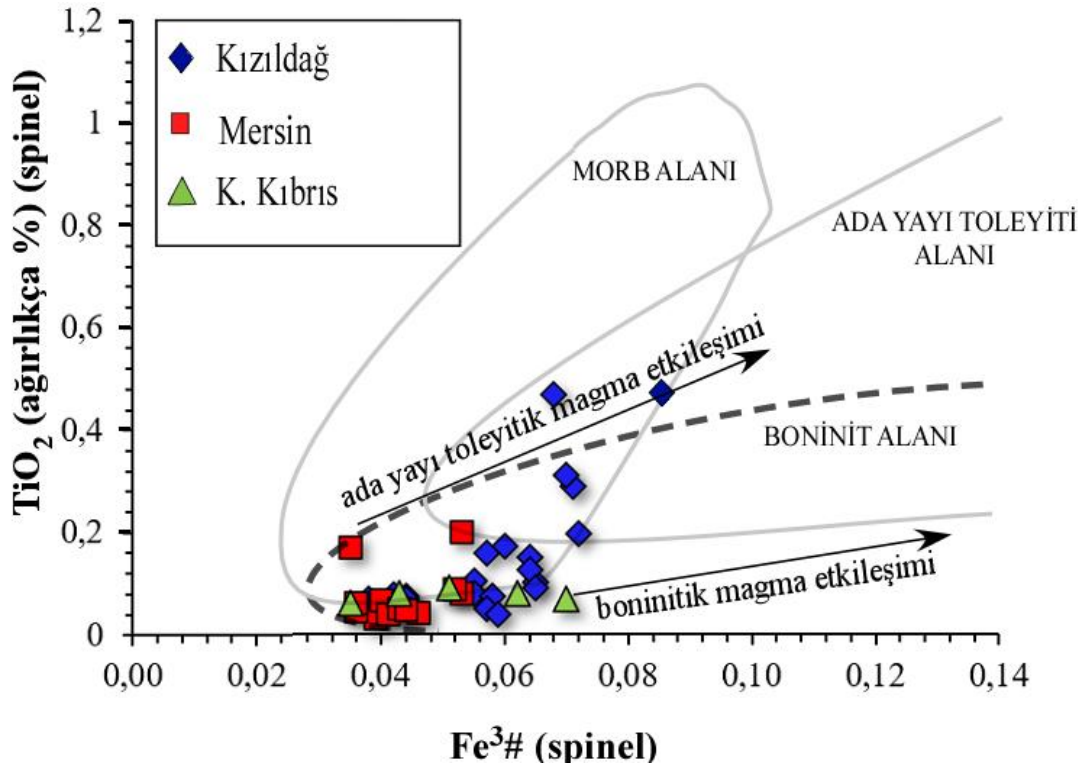
Ga/Fe^{3#} oranı ve Ga konsantrasyonu ergiyik-kayaç reaksiyonunun bir sonucu olarak azalmaktadır. Mersin ofiyolitine ait dunit karakterli bazı numuneler tamamen reakte olmuştur bu yüzden minimum Ga/Fe^{3#} oranlarına sahiptirler (Şekil 5.16.).



Şekil 5. 16. Kızıldağ, Mersin ve K. Kıbrıs peridotitleri için spinel Ga-Fe^{3#} diyagramı (Dare vd., 2009; Aldanmaz, 2012a). Sarı bölge batı Toridler MOR tipi, yeşil bölge batı Toridler SSZ tipi ofiyolitlerini temsil etmektedir (Aldanmaz vd., 2009)

Peridotitlerin spinellerindeki Ti/Fe^{3#} oranları, Ga/Fe^{3#} oranlarından farklı davranmaktadır. Ga/ Fe^{3#} oranları ergiyik-kaya etkileşimi sırasında azalırken, Ti/ Fe^{3#} oranları, manto litosferinin ve reaksiyona giren ergiyiğin göreceli bileşimlerine göre ergiyik-kayaç reaksiyonu sırasında sabit kalmakta veya artmaktadır. Şekil 5.17.'de

görülen $TiO_2-Fe^{3\#}$ diyagramında görüldüğü üzere yüksek dereceli kısmi ergimeden sonra, tipik olarak ağırlıkça $<0,1\%$ e kadar tükenmesi beklenen TiO_2 içeriği bir ergiyik ile etkileşim üzerine zenginleşmiştir ve $Ti/Fe^{3\#}$ oranlarında artış görülmüştür. Bu yüzden spinellerde Ti içeriği, peridotitlerdeki ergiyik-kaya reaksiyonunun hassas bir göstergesi olarak tanımlanmaktadır (Pearce vd., 2000). $Ti/Fe^{3\#}$ oranları magmatik farklılaşma sırasında artar (Şekil 5.18.), $Ga/Fe^{3\#}$ oranları nispeten sabit kalır (Şekil 5.18.), çünkü Ti, Ga ve Fe^{3+} 'ten daha uyumsuzdur.

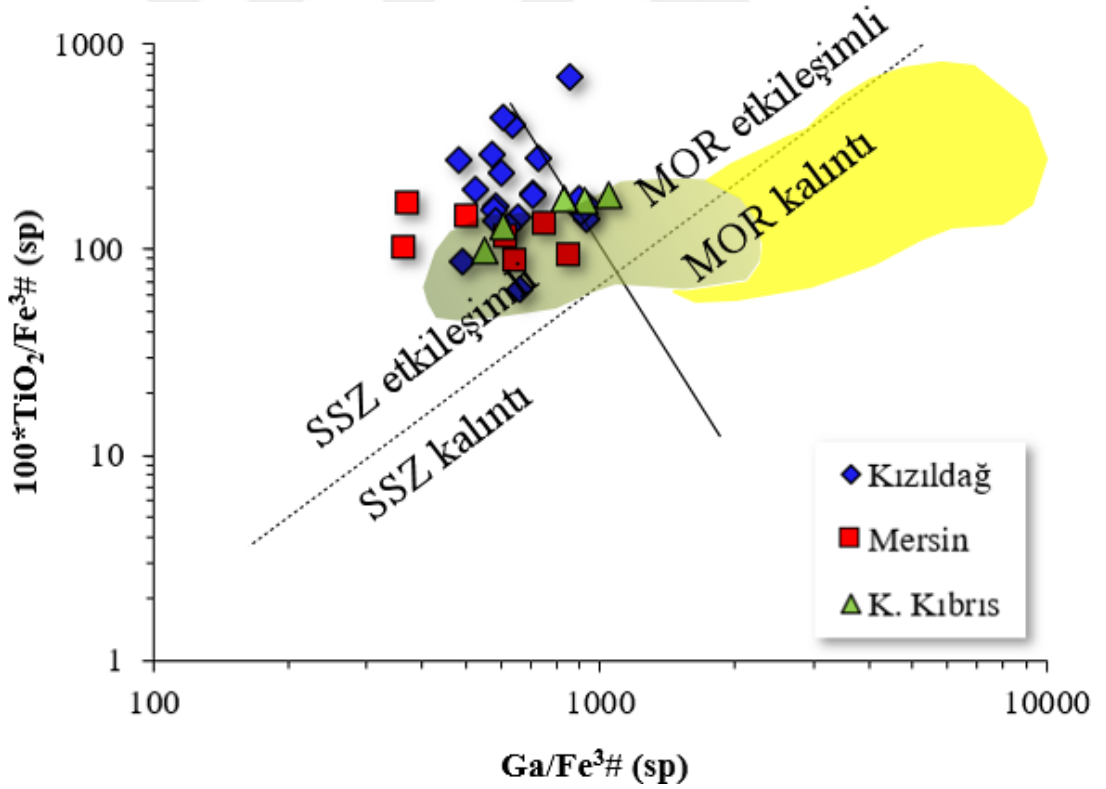


Şekil 5. 17. Kızıldağ, Mersin ve K. Kıbrıs peridotitleri için spinel $TiO_2-Fe^{3\#}$ diyagramı (Dare vd., 2009)

Spinellerdeki bileşimsel farklılıklar, birbirinden bağımsız tektonik ortamlardan içerik olarak farklı manto kalıntılarını temsil etmekte olan $100 * Ti/Fe^{3\#}$ ve $Ga/Fe^{3\#}$ diyagramında gösterilmektedir (Dare vd., 2009) (Şekil 5.18.). $100 * Ti/Fe^{3\#}-Ga/Fe^{3\#}$ diyagramının, serpantiniter ve detiritik spineller gibi eş zamanlı oluşan olivini veya ana kaya bilgisi bulunmayan peridotitleri ayırt etmede güçlü bir araç olduğu düşünülmektedir (Dare vd., 2009).

Analiz edilen spineller, okyanus ortası sırt bölgelerinden elde edilen peridotit spinellerine kıyasla genellikle daha düşük $Ga/Fe^{3\#}$ oranlarına sahip olduğu

görülmektedir (Şekil 5.18.'de sarı renkli bölge MOR kalıntıları olarak gösterilmiştir). $Ga/Fe^{3\#}$ oranı, magmatik farklılaşmadan büyük ölçüde etkilenmediğinden, bu orandaki değişimin kısmi ergime derecesindeki değişikliklerle ilişkili olma olasılığı düşüktür. Fe^{+3} , redoksa bağlı olmasına rağmen $Ga/Fe^{3\#}$ oranını MOR kalıntıları ile daha yüksek $Fe^{3\#}$ değerlerine sahip SSZ kalıntıları arasında ayırım yapmak için kullanılmasını mümkün kılmaktadır. $TiO_2/Fe^{3\#}$ ile birlikte değerlendirildiğinde spinel $Ga/Fe^{3\#}$ 'teki farklılaşmalar ergiyik-katı reaksiyonlarının etkilerini tanımlamak için kullanılabilir çünkü süzülen silikat ergiyiğinin $Ga/Fe^{3\#}$ oranı, etkileşim sırasında kalıntı spinelde azalırken, $TiO_2/Fe^{3\#}$ oranı artmakta veya sabit kalmaktadır (Dare vd., 2009; Aldanmaz, 2012a). Şekil 5.18.'de peridotitlerin tamamen SSZ etkileşimli bölgede kaldığı görülmektedir, bu manto kalıntılarındaki bileşimsel farklılıkların kısmen de olsa ergiyik-kayaç etkileşiminin sonucu olduğunu göstermektedir.



Şekil 5. 18. Kızıldağ, Mersin ve K. Kıbrıs peridotitleri için spinel $TiO_2-Fe^{3\#}$ diyagramı (Dare vd., 2009). Düz çizgi MOR ve SSZ peridotitleri için tektonik ortam sınırı oluştururken, kesikli çizgi ise kalıntı ve etkileşimli peridotitler arasındaki sınırı oluşturmaktadır. Sarı bölge batı Toridler MOR tipi, yeşil bölge batı Toridler SSZ tipi ofiyolitlerini temsil etmektedir (Aldanmaz vd., 2009)

5.3.2. Açık sistem ergime sırasında ergiyik-kayaç etkileşimi

Yitim zonu üstü manto bölgelerinde yitim akışkanlarının yitim-mobil elementlerinde spesifik konsantrasyon artışlarıyla birlikte metasomatik alanlar yarattığı önceki çalışmalarda bildirilmiştir (Shervais ve Jean, 2012). Bu bölgelerde metasomatizma genellikle ergime derecesi arttıkça kaynağın yitim-mobil elementlerince önemli bir şekilde tüketiliminin, yiten malzemenin eklenmesinin devam etmesi sonucu önlenmesinden kaynaklanmaktadır.

Basit bir fraksiyonel ergime modeli ile iz element içerikleri açıklanamayan kalıntı klinopiroksenlerin bileşimleri bu peridotitlerin reaktif kökenlerini ortaya koymaktadır. Klinopiroksenlerdeki ANTE ve YÇAE'nin düşük konsantrasyon düzeyleri, bu kalıntıların yüksek oranda tüketilmiş doğası ile tutarlı olsa da, normal sırt süreçleri ile temsil edilen basit fraksiyonel ergime trendi tarafından oluşturulan kalıntı bileşimleri ile karşılaştırıldığında klinopiroksen kristallerinin çoğu ayrımlanmış uyumsuz element oranları (örneğin, Ti/Zr ve Ti/Nd) göstermektedir (Şekil 5.19.). Daha az uyumsuzlara göre daha fazla uyumsuz elementlerin seçimli zenginleşmelerini gerektiren bu tür element ayrımlanmaları, basit ergime ve ani ergiyik çekilimi işlemleri ile modellenememektedir fakat sıvı akışkan hareketi veya süzülen ergiyiklerle etkileşimin kalıntının bileşimini değiştirdiği açık sistem ergimesi modellemesi gerekmektedir.

Kalıntı klinopiroksenlerin Sm, Yb, Ti, Zr ve Nd gibi iz element konsantrasyonlarını, başlangıç kaynağı olarak bir MORB bileşimi kullanılarak kademeli yığın ergime modeli için hesaplanan teorik trendlerle karşılaştırılmıştır (Şekil 5.19.). Ayrıca, ergiyik-manto etkileşiminin ve manto kalıntılarındaki uyumsuz iz elementlerin refertilizasyonunun muhtemel etkilerini göstermek için hem basit sulu ergime (Bizimis vd., 2000) hem de açık sistem ergimesi (Ozawa, 2001) için hesaplanan kalıntı katı bileşimler de grafiksel olarak gösterilmiştir (Şekil 5.19.).

Açık sistem ergime modellemesinin, orta derecelerde tüketilmiş peridotitin (MORB ergime kalıntısı) suyun ortama katılımının yeniden ergimeye yol açmasıyla, oldukça tüketilmiş SSZ tipi peridotit ve ergiyik akışı üreterek (SSZ tipi bazaltlara benzer uyumsuz element konsantrasyonlarına sahip), kalıntı mantonun bileşimini değiştiren çok aşamalı bir süreç olduğu varsayılmaktadır. Modelleme kuru ergime ve sulu ergime olarak iki farklı ergime sisteminin sonuçlarını yansıtmaktadır.

Şekil 5.19a.'da çoğu MOR peridotiti klinopiroksenleri, Sm/Yb-Yb grafiğinde sürekli ergiyik tüketiliminde Sm/Yb değerlerinin sistematik azalışıyla karakterize olan 1 numaralı trendi takip etmekteyken, SSZ peridotitlerinin 2 ve 3 numaralı sulu ergime trendlerini takip ettikleri görülmektedir. Yb konsantrasyonları sınırlı bir aralıkta bulunan fakat yüksek Sm/Yb oranlarına sahip klinopiroksenlerde Yb tüketilimi değil de Sm zenginleşmesi olduğu görülmektedir (Şekil 5.19a.).

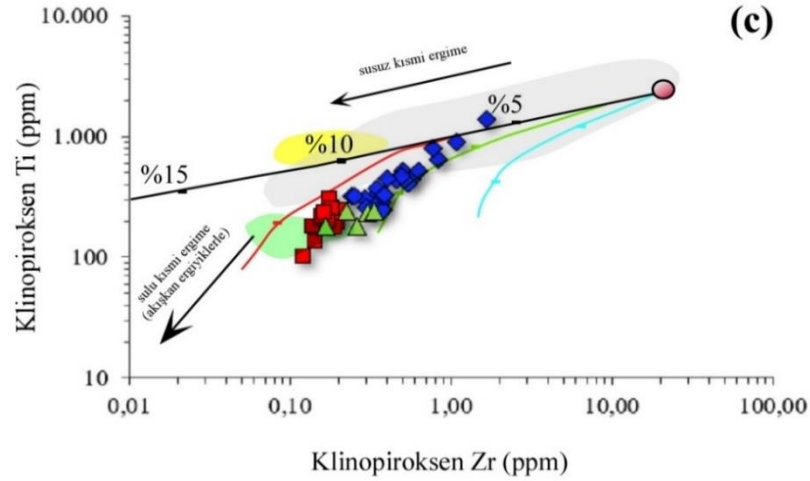
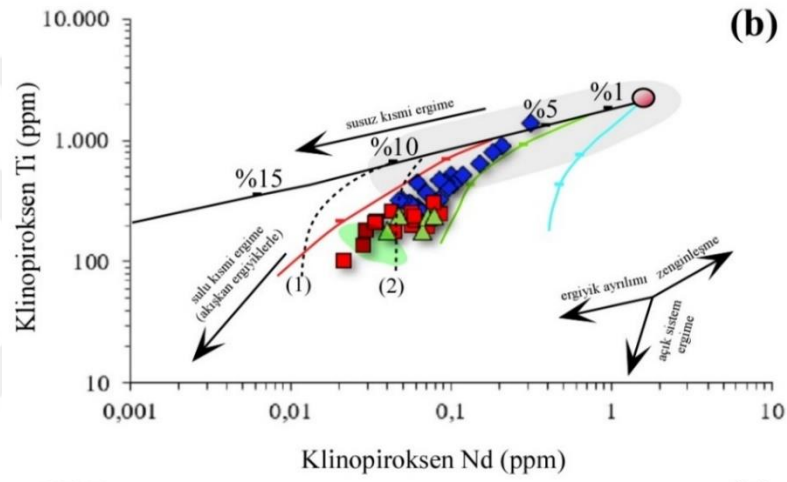
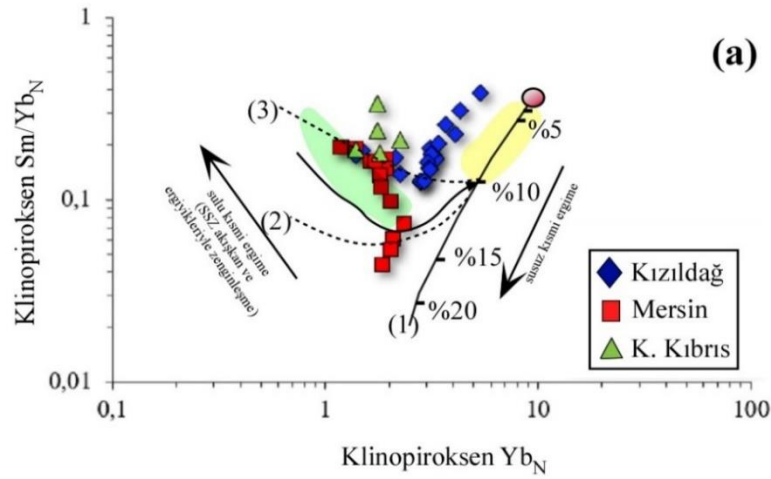
Şekil 5.19b. ve 5.19c.'deki modeller, peridotitlerin klinopiroksenlerinden ölçülen Zr ve Nd konsantrasyonlarının oldukça yüksek olduğunu ve yüksek Ti ve ANTE içerikleri ile ONTE/ANTE ve Zr/Ti oranlarının spinel peridotitlerin basit MORB tipi ergime ile açıklanamayacağını göstermektedir. Basit MORB ergime kalıntılarında göre beklenenden daha yüksek Zr/Ti ve Nd/Ti oranlarının bulunması peridotitlerin metasomatize olduklarını göstermektedir (Şekil 5.19b. ve 5.19c.). Susuz ergime esnasında, klinopiroksen, bu tür düşük Ti ve ANTE konsantrasyonlarına ulaşmadan önce kalıntıda tükenektir, bu da tüketilmiş harzburjitlerin daha yüksek derecelerde sulu ergime kalıntıları olduğunu düşündürmektedir.

Şekil 5.19.'daki modellemelerde susuz ergime, lertzolitin basit fraksiyonel ergimesini temsil etmektedir ve ergime modeli için mineral modu olarak; ol: 0.55 + opx: 0.26 + cpx: 0.15 + sp: 0.02 ve ergime modu olarak, ol: 0.10 + opx: 0.20 + cpx: 0.68 + sp: 0.02 kullanılmıştır. Klinopiroksenin %29 civarı ergime derecesinde tamamen tükendiği sulu ergime modeli için mineral modu olarak; ol: 0.55 + opx: 0.32 + cpx: 0.11 + sp: 0.02 ve ergime modu olarak, ol: -0,17 + opx: 0.65 + cpx: 0.47 + sp: 0.05 kullanılmıştır. Başlangıç kaynağı hipotetik tüketilmiş MORB mantosu (DMM) (Salters ve Stracke, 2004) olduğu kabul edilmiştir. Sulu ergime, önceden tüketilmiş peridotitin sıvı etkileşimli yeniden ergimesini ifade etmekte ve kaynağa sıvı akışkanlarla mobilize olan uyumsuz iz elementlerin sürekli eklenmesini içermektedir. Sulu ergime için ergime trendleri, Aldanmaz vd., (2009)'da verilen akışkan bileşenlerdeki iz elementlerin konsantrasyon aralığı ile Shervais ve Jean (2012)'da bulunan parametreler kullanılarak hesaplanmıştır. Ergiyik akışı ile ergime trendleri, kalıntıda tutulan ergiyiğin ergiyik akış oranı (β) ve kalıntıda kalan ergiyiğin sabit kütle oranı (α) kabul edilerek, Ozawa (2001)'nin açık sistem ergime denklemi kullanılarak oluşturulmuştur. Kırmızı eğri için; (α) ve (β) değerleri, 0,01-0,003; yeşil eğri için; (α) ve (β) değerleri, 0,01-0,005; mavi eğri için; (α) ve (β) değerleri, 0,01-0,01 olarak

alınmıştır (Şekil 5.19.). Açık sistem ergime hesaplamaları, ortopiroksenin uyumsuz çözünmesinin baskın olduğu şekilde oluşturulmuştur. Açık sistem ergime modeli için mineral modu olarak, ol: 0,60 + opx: 0,29 + cpx: 0,09 + sp: 0,02 ve ergime modu olarak, ol: -0,17 + opx: 0,65 + cpx: 0,47 + sp: 0,05 kullanılmıştır.

Başlangıç ve içeri giren ergiyik bileşimleri olarak tüketilmiş peridotit ve birincil yay toleyitik ergiyiği Ti, Nd, ve Zr bileşimleri 1829, 0,79 ve 18 ppm olarak belirlenmiştir. Kalıntı klinopiroksenler, manto ergimesinin açık sistem davranışını yansıtmakta ve peridotitin ergime sırasında ergiyik akışı olması gerekmektedir.

Tüketilmiş harzburjitlerde Ti ve ANTE'ye göre Zr, Sm ve LREE gibi iz elementlerde gözlemlenen nispi zenginleşmeler, daha sonra akışkan girişi veya ergiyik-kayaç etkileşimi ile manto fazlarının iz element konsantrasyonlarını değiştiren metasomatik süreçlerle açıklanmaktadır. Genellikle SSZ mantosundaki sulu ergimeyi sürdürmek için önerilen sıvı akışı, kalıntı klinopiroksenlerde ONTE'de nispi zenginleşmenin olası bir nedeni olarak düşünülmektedir. Sulu akışkanlar genellikle büyük ölçüde ANTE'yi taşımamakta ve iz elementlerde önemli konsantrasyon artışlarına neden olmamaktadır (Tatsumi ve Kogiso, 1997; Bizimis vd., 2000; Kessel vd., 2005; Aldanmaz vd., 2009). Ergime sırasında manto içine sürekli yitim akışkanlarının eklenmesi, daha mobil ONTE'nin hızlı tüketilmesini önlemektedir. Aynı zamanda, akışkan etkileşimli ergime, daha yüksek ergime derecelerine izin vererek kalıntı klinopiroksenlerdeki ANTE'lerdeki tüketimi arttırmaktadır (Şekil 5.19.). Böyle bir mekanizma ile YÇAE'nin yitimle ilişkili akışkanlar tarafından kendi aralarında etkili bir şekilde ayrılmış olması olası olmadığından, mantonun susuz kısmi ergime trendine göre SSZ peridotitlerinin önemli ölçüde daha yüksek Zr/Ti oranları açıklanamamaktadır. Alternatif olarak, peridotitlerin HREE ve Ti yerine ONTE ve Zr içeriklerinin metasomatik zenginleşmesi sulu silikat ergiyikleri ile etkileşim yoluyla gerçekleşmiş olabileceğini de düşündürmektedir. Reaktif geçirgen akış veya kromatografik fraksiyonlaşma gibi silikat ergiyiklerinin mantodan geçişiyle ilişkili zenginleştirme mekanizmaları önceki çalışmalarda ayrıntılı olarak incelenmiştir (örn. Kelemen vd., 1992, 1997) ve bu tip metasomatik şemaya son derece uyumsuz elementlerce zenginleşmelerin eşlik ettiği ileri sürülmüştür (Pearce vd., 2000).



Şekil 5. 19. Peridotit numunelerinde bulunan klinopiroksenlerin bir spinel peridotit için sulu ve kuru koşullarda Sm/Yb-Y oranları (a), Nd-Ti (b) ve Zr-Ti (c) elementleri ergime modelleri grafikleri. Gri bölge; abisal peridotitler (Johnson vd., 2000, Johnson ve Dick 1992, Hellebrand vd. 2001, Warren 2016), sarı bölge batı Toridler MOR tipi ve yeşil bölge batı Toridler SSZ tipi ofiyolitlerini temsil etmektedir (Aldanmaz vd., 2009). Kesikli eğriler, peridotitin akışkan etkileşimli ergimesini ve renkli eğriler, sulu ergiyük akışı ile ergimeyi göstermektedir ((1) ve (2) eğrileri için: Ti = 0-436; Nd = 1,1-22,2 ppm). Kırmızı eğri için; $\alpha=0,01$, $\beta=0,003$; yeşil eğri için; $\alpha=0,01$, $\beta=0,005$ mavi eğri için; $\alpha=0,01$, $\beta=0,01$ 'dir.

Şekil 5.19b.'deki modelleme, sıvı akışkan hareketinin, susuz koşullar altında basit fraksiyonel ergimeden elde edilen kalıntı bileşimlerine kıyasla kalıntı klinopiroksenlerin daha yüksek NTE/YÇAE oranlarını açıklama potansiyeline sahip olduğunu göstermektedir.

Bununla birlikte, YÇAE'ler ayrıca Zr-Ti grafiğinde olduğu gibi bir dereceye kadar fraksiyonlaşma göstermektedir ve kalıntı klinopiroksenlerin çoğu fraksiyonel ergime model eğrisinden daha düşük Ti değerlerine doğru yönelmektedir. Daha düşük Ti değerlerine doğru bir yönelim yitim akışkanları hareketinin manto kalıntılarının bileşimleri üzerinde bazı etkilere sahip olabileceğine işaret edebilmektedir fakat Ti/Zr oranının model ergime trendine göre önemli ölçüde azalması için uygun bir mekanizma olma ihtimali düşüktür çünkü YÇAE'nin yitim akışkanları tarafından önemli ölçüde ayrışması beklenen bir durum değildir (Münker vd., 2004). Şekil 5.19.'da gösterilen klinopiroksenlerdeki bileşimsel farklılıklar, ayrışmış iz element oranlarına sahip ergiyiklerin katkısından, büyük olasılıkla ergiyik süzülmesi sırasında reaktif akışkanların kromatografik etkilerini yansıttığı düşünülmektedir (Aldanmaz vd., 2009; Rampone vd., 2008). Şekil 5.19.'da bulunan açık sistem ergime parametreleriyle oluşturulmuş iz element modellemesi, ergiyik-katı etkileşimi yoluyla SSZ-tipi peridotitlerdeki klinopiroksenlerde gözlenen Ti ve ONTE bileşimlerini yeterli derecede açıklamaktadır.

5.3.3. Etkileşimde bulunan ergiyiklerin özellikleri

Yay önü peridotitleri genellikle oldukça serpantinize bir şekilde görülse de mineral oranları, tüm kayaç majör element kimyası ve spinel bileşimleri bu alterasyondan etkilenmemekte ve tüketilimi yansıtmaktadır. Düşük klinopiroksen oranları, düşük tüm kayaç CaO ve Al₂O₃ değerlerine sahip olması ve spinellerdeki yüksek Cr# içeriklerinden dolayı yay önü peridotitleri tüm tektonik çevrelerde en tüketilmiş olan peridotitler olarak tanımlanmıştır (Bonatti ve Michael, 1989). Fakat bazı yay önü peridotitleri örneğin, İzi-Bonin peridotitlerinden bir grup bu çok fazla tüketilmişliği sergilememektedir (Pearce vd., 2000).

Peridotitlerin spinel TiO₂ konsantrasyonları ile spinel Cr# değerlerinin korelasyonu kısmi ergime ve katı-ergiyik etkileşiminin etkilerini ayırt etmekte kullanılmaktadır (Pearce vd., 2000; Dare vd., 2009; Aldanmaz, 2012a). Peridotitlerin kısmi ergime ve

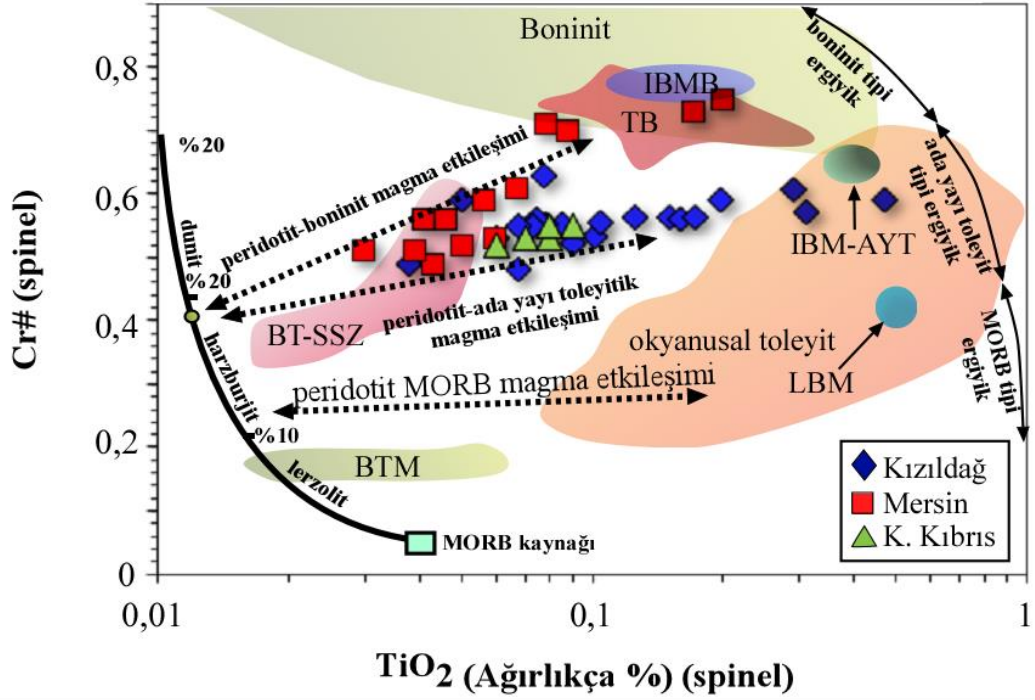
katı-ergiyik etkileşiminin etkilerini görmek için spinel TiO_2 (ağırlıkça %)-spinel $Cr\#$ diyagramı oluşturulmuştur (Şekil 5.20.). Kızıldağ, Mersin ve K. Kıbrıs peridotitleri spinellerinin, $Cr\#$ ve TiO_2 değerlerinin önemli bileşimsel farklılıklar sergilediği görülmektedir (Şekil 5.20.). Spinel numunelerinde beklenenden daha yüksek $Cr\#$ ve Ti değerlerinin bulunduğu gözlenmiştir bu farklılaşma daha önce de yapılan çalışmalara dayanılarak kısmi ergime ile ergiyik çekilimi sonucu değil de ergiyik-kayaç etkileşimi sonucu gelişmiş olduğu şeklinde değerlendirilmiştir (Edwards ve Malpas, 1996; Kelemen vd., 1997; Pearce vd., 2000).

Spinel $Cr\#$ ve TiO_2 içeriklerindeki değişimler, metasomatik etkileşimin türü ve ilgili ergiyiklerin olası bileşimi hakkında daha fazla bilgi sağlamaktadır. Manto kayacındaki kalıntı spinelin Cr/Al oranının genellikle ergiyik çekiliminin derecesine göre değiştiği yorumlansa da silikat ergiyikleri ile bileşimsel denge haline geçmenin de spinel bileşimi üzerinde etkisi olduğu bilinmektedir (Edwards ve Malpas, 1996). Tüm spinellerin TiO_2 içerikleri birbirlerinden oldukça farklılık göstermektedir (Ağırlıkça %0,01-0,47) ve TiO_2 içerikleri genellikle $Cr\#$ ile birlikte artış göstermektedir (Şekil 5.20.).

$Cr\#-TiO_2$ diyagramında, başlangıç kaynağının tipik MORB mantosu olduğu basit fraksiyonel ergime modeli kullanılarak teorik olarak hesaplanan kısmi ergime trendini (Johnson vd., 1990) peridotit numunelerinin hiçbirinin takip etmediği görülmüştür. Bunun yerine, peridotitler ergime trendinden daha yüksek Ti bileşimlerine doğru yönelmekte ve farklı eğimlerle iki ayrı trend oluşturmaktadır (Şekil 5.20.). Ergime trendinden daha yüksek $Cr\#$ ve Ti içeriklerine yer değiştirmenin, ergiyik çekilimi yoluyla tüketilmeye atfedilmesi olası değildir, ancak spinelin etkileşen ergiyik ile dengelendiği ergiyik-peridotit reaksiyonlarının etkilerini yansıttığı şeklinde yorumlanabilmektedir (Edwards ve Malpas, 1996; Kelemen vd., 1997; Pearce vd., 2000).

Bu trendlerin düşük Cr ve Ti içeriklerine doğru yönelen kesimi hesaplanan ergime eğrisi ile yaklaşık olarak %14 gibi bir kısmi ergime derecesinde kesişmektedir. Bununla birlikte, bu değer kalıntıdaki ergiyik ve spinel arasında hiçbir denge olmaksızın basit fraksiyonel ergime yoluyla ergiyik çekilimini yansıtıyor gibi görünmekte olup muhtemelen, daha önceden var olan okyanusal litosferik mantonun

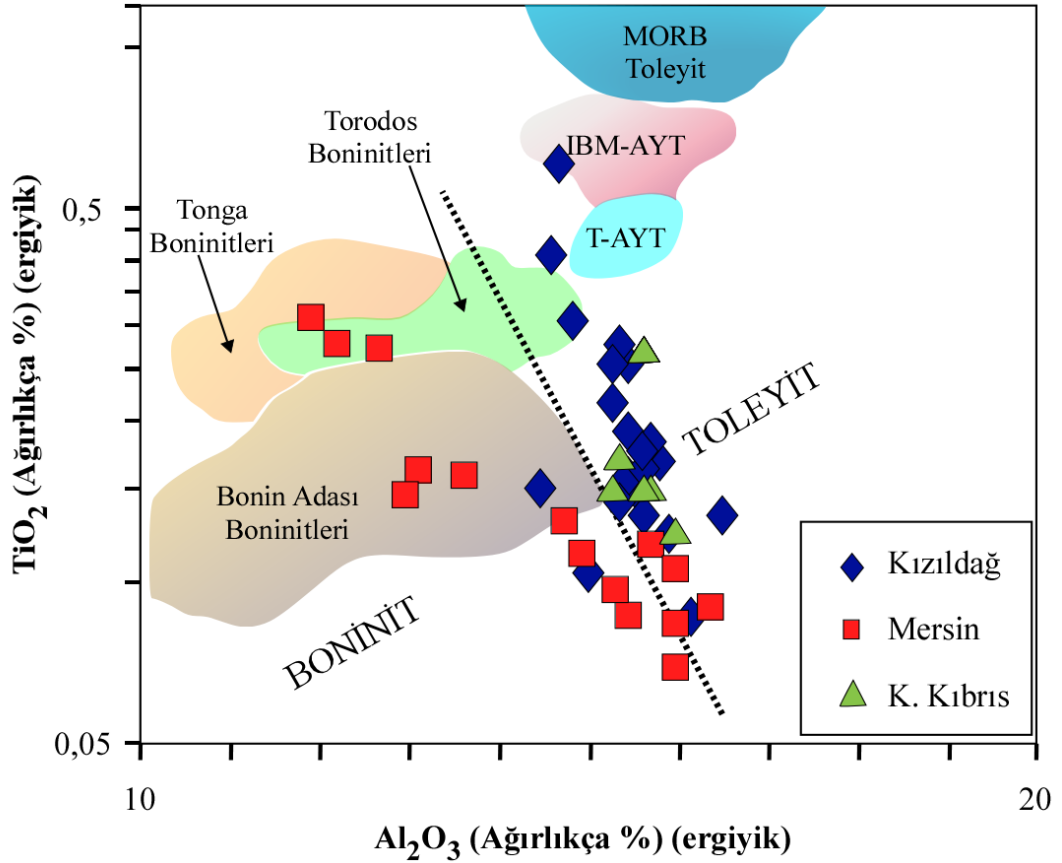
Yitim başlangıcından önceki ergiyik tüketilme derecesine tekabül etmektedir. Tüm bölgelerdeki peridotit numuneleri için, spinel Ti içeriğindeki artış, kısmi ergime derecesindeki bir artışla ilişkilidir, bu da etkileşimdeki ergiyiğin yüksek derecelerde manto ergimesini kolaylaştırmada önemli bir rol oynadığına işaret etmektedir (Şekil 5.20.).



Şekil 5. 20. Kızıldağ, Mersin ve K. Kıbrıs peridotitleri için spinel TiO_2 (ağırlıkça %) konsantrasyonları ile spinel Cr# değerlerinin karşılaştırma diyagramı. Modelleme, peridotitlerin Ti'ce zenginleşen ergiyik ile yüksek derecede kısmi ergimeye uğrayan bir manto arasındaki etkileşimden oluştuğunu göstermektedir. Teorik modelde kullanılan yöntem ve parametreler Pearce vd., (2000) ve Aldanmaz (2012a)'dan alınmıştır. (IBMB=İzi-Bonin-Mariana Boninitleri (Kamenetsky vd., 2001); TB=Torodos Boninitleri (Golowin vd., 2017); IBM-AYT=İzi-Bonin-Mariana Ada Yayısı Toleyitleri (Maehara ve Maeda, 2004; Schmidt and Jagoutz, 2017); LBM=Lau Baseni MORB (Kamenetsky vd., 2001); BT-SSZ=Batı Toridler SZZ (Aldanmaz vd., 2009); BTM=Batı Toridler MORB (Aldanmaz vd., 2009)

Kalıntı spineller ve klinopiroksenlerle denge halindeki birincil ergiyiklerin TiO_2 ve Al_2O_3 bileşimleri hesaplanarak $TiO_2-Al_2O_3$ grafiği oluşturulmuştur (Şekil 5.21.). Diyagramda, TiO_2 'nin kalıntı klinopiroksen ile bileşim olarak denge halinde olduğu ergiyiğin bileşimi Laubier vd., (2014)'de bulunan mineral/ergiyik ayrımlanma katsayısı kullanılarak hesaplanmıştır. Rollinson, (2008)'un yaklaşımıyla spinel bileşimleri kullanılarak Al_2O_3 değerleri elde edilmiştir. Şekil 5.20.'deki farklı trendler,

tüketilmiş peridotitlerin bileşimsel olarak farklı ergiyikler ile etkileşimini içeren ikinci bir ergimeden kaynaklandığını göstermektedir bununla birlikte Şekil 5.19.'da gösterilen TiO_2 -Cr# dinamikleri değerlendirildiğinde; Kızıldağ ve K. Kıbrıs bölgesindeki ofiyolitler için ağırlıklı olarak tipik toleyitik yay bileşimin ve Mersin ofiyolitinde ise boninitik bileşimin hakim olduğu görülmektedir.



Şekil 5. 21. Kızıldağ, Mersin ve K. Kıbrıs peridotitleri için kalıntı spineller ve klinopiroksenlerle denge halindeki birincil ergiyiklerin hesaplanan TiO_2 ve Al_2O_3 bileşimlerinin grafiği. (MORB Toleyit: (Yang vd., 2018); IBM-AYT: İzi-Bonin-Mariana Ada Yay Toleyitleri (Maehara ve Maeda, 2004; Schmidt and Jagoutz, 2017); TB: Torodos Boninitleri (Regelous vd., 2014; Woelki vd., 2018))

Ergiyik kimyasında gözlemlenen çeşitliliğin, bu bölgedeki ofiyolitlerin kabuk kesimini oluşturan magmatik kayaların bileşimindeki heterojenliklerle tutarlı olduğu görülmektedir (Bağcı vd., 2005; Dilek ve Thy, 2009). Trodos ve Torid kuşağı ofiyolitlerinde, tipik yay toleyitinden boninite kadar değişken bileşimde ergiyik ürünleri gözlenmiştir ve bu bileşimsel farklılıklar, yitim başlangıcı sırasında yay önü evrimini yansıtabilecek ve bileşimsel olarak heterojen bir mantonun polibarik kısmi ergimesini ifade edecek şekilde yorumlanmıştır. Bileşimsel heterojenlikler içeren

manto kesiminin, genellikle yay önünün genişlemesiyle ilgili süreçlerin sonucu olduğu öne sürülmüştür (Dilek ve Thy, 2009; Pearce ve Robinson, 2010).

5.4. Peridotitlerin petrojenetik modeli

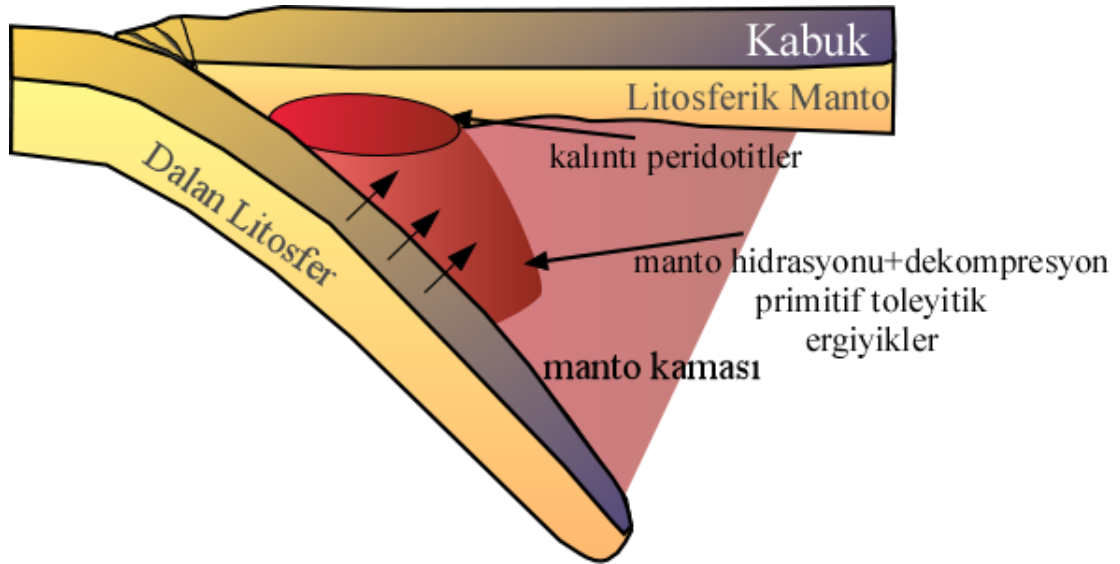
Güney Türkiye (Kızıldağ ve Mersin) ve Kuzey Kıbrıs'ta farklı bölgelerde incelenen ofiyolit kütlelerinin temel özellikleri bugüne kadar birçok çalışmada ayrıntılı olarak anlatılmıştır (örneğin; Morris vd., 2017; Parlak vd., 2013; Robertson, 2002) ve bu ofiyolitik kayaçların yitim ile ilişkili olduğu önerilmiştir. Bu tez kapsamında yapılan jeokimyasal çalışmalara dayanarak, üç bölgeden örneklenen peridotitlerin oluşumunda yalnızca yitim sürecindeki kısmi ergime değil de, yitim başlangıcı veya yitim öncesi süreçlerinin de etkili olduğu söylenebilir.

Kızıldağ, Mersin ve K. Kıbrıs ofiyolitlerinin tümünün yalnızca yüksek derecede refrakter kaynakların ergimesi ile açıklanması olası olmayan ortak bir toleyitik yay magmaları olduğu görülmüştür. Erken ergiyik üretiminin, büyük olasılıkla hendeğe yakın yayılma sırasında manto hidrasyonu ve dekompresyon kombinasyonu ile göreceli olarak daha az tüketilmiş astenosferik malzemenin ergimesinin mümkün olduğu manto kamasında başladığını ve primitif toleyitik ergiyiklerin üretildiğini göstermektedir (Şekil 5.22.). Oluşan ilksel ergiyikler daha sonra, üstteki manto litosferinin refrakter peridotitleri ile reaksiyona girdikleri ve daha fazla ergimeye sebep oldukları mantonun daha sığ kısımlarına doğru yukarıya göç etmişlerdir. İkinci aşama ergime muhtemelen sığ derinliklerde meydana gelmiştir ve daha fazla su bakımından zengin ergiyiklerin katkısıyla oluşmuştur.

Yitim üstü manto bölgesinin sığ kesimlerindeki refrakter peridotitlerin tüketilmiş kayaç karakteri, yitim başlangıcından önceki bölgesel özellikleri temsil eden Os izotopik değerleriyle (0,1171-0,1266) gösterilmektedir. Bu nedenle yitim üstü manto bölgesinde kalan yüksek oranda tüketilmiş peridotitlerin tipik SSZ karakterine sahip okyanusal kabuğu oluşturmak için ergiyikleri üreten bir ikinci aşama ergimesinin kaynağını temsil ettiği düşünülmektedir.

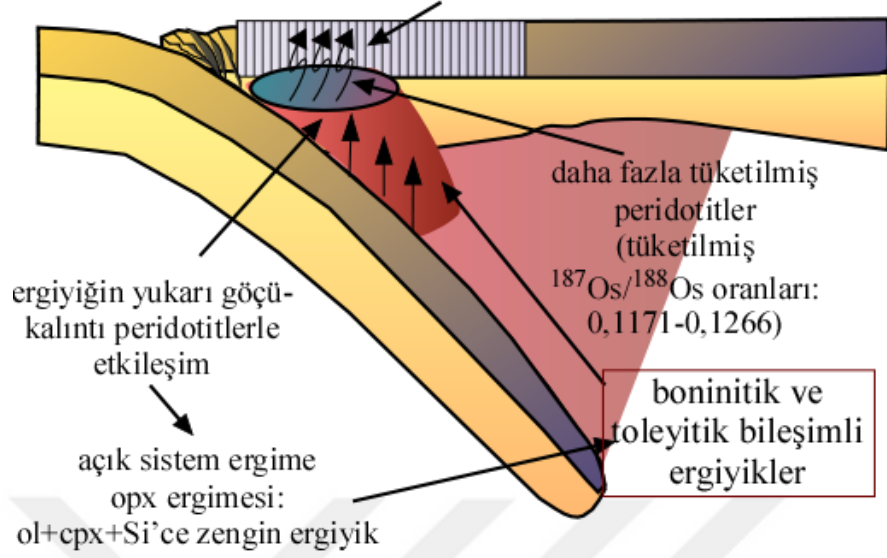
Yitimin başlangıcının ilk döneminde manto kamasının ikinci aşama ergimesi yay toleyitlerini ve boninitleri oluştururarak (Şekil 5.23.), çalışma alanlarındaki üç ofiyolit serisinin oldukça tüketilmiş manto kayaçlarını meydana getirdiği öngörülmektedir

(örneğin; Stern vd., 2012). İkinci aşama ergiyikler yukarı doğru hareket ederek yitim zonu yayılma merkezine ulaşmış ve daha derin ergiyik ve önceden var olan okyanusal litosferin daha önce tüketilmiş peridotitleri arasındaki farklı etkileşim süreçlerinin etkilerini yansıtan ve bileşimsel olarak farklı olan bir dizi magmatik ürünler içeren SSZ ofiyolitik kabuğunu üretmişlerdir. Kabuk kayaçlarındaki bileşimsel farklılıklar, manto kesiminin heterojenliğiyle değil de, ergiyik-kayaç etkileşimi sonucu gelişmiştir. Yay öne genişlemesinin bir sonucu olarak litosferin yayılması, deniz tabanındaki manto kayaçlarının açığa çıkmasına ve ayrıca ofiyolit parçalanmasına neden olmuştur. Yitim bölgesinin olgunlaşması, ergime bölümünün derinliği artacak şekilde manto kamasındaki sıcaklıkları düşürmektedir. Devam eden yay öne yayılmasının ardından, daha önce kısmi ergime yoluyla tüketilen kayaçlar, ergiyik oluşum derinliğinin üzerindeki seviyelere çıkmaktadırlar böylece yüzeye doğru daha derinlerde oluşan ergiyikler için geçitler oluşmaktadır. Tez kapsamında incelenen tüm bölgelerdeki peridotitler tüketilme sonrası ergiyik-kayaç etkileşimi süreçleriyle oluşmuştur. Yitim zonu yayılmasından kısa bir süre sonra yeniden fertilizasyon bölgesi gelişmiştir ve daha olgun yay volkanizması gelişene kadar boninitik ergiyiklerin oluşumu devam etmiştir.



Şekil 5. 22. Birinci Aşama Ergime: Manto kamasının nispeten derin kısımlarında gelişmektedir. Manto hidrasyonu ve dekompresyon etkisiyle daha az tüketilmiş astenosferik malzemenin ergimesi sonucu primitif toleyitik ergiyiklerin ve kalıntı peridotitlerin oluşumu

Ada Yay ı Toleyit-Boninit bileşimli okyanusal kabuk oluşumu
(Yay toleyitleri, Boninitler)



şekil 5. 23. İkinci Aşama Ergime ve Okyanusal Kabuk Oluşumu: Birinci aşamada gelişen ergiyiklerin yukarıya doğru sığ kısımlara hareket etmesiyle refrakter peridotitlerle etkileşimde bulunmaları sonucu ortopiroksen çözünmesi gerçekleşmekte ve boninitik/toleyitik bileşimli ergiyikler ve daha fazla tüketilmiş peridotitler oluşmaktadır (eski ergiyik tüketilimini yansıtan Os izotopik oranlarına sahip). Oluşan ergiyikler yitim zonu yayılma merkezine ulaşarak SSZ okyanusal kabuğunu oluşurmaktadır.

6. TARTIŞMA

Daha önceden yay önu kabuğu, yitim başladığında sıkışıp, yığılan okyanusal kabuk olarak değerlendirilmiş (Dickinson ve Sealey, 1979) olmasından dolayı bir süre yay önu kabuğu fazla araştırılmamıştır. Yay önu kabuğunun aşırı tüketilmiş olmasının sebebi ve boninitlerin oluşumuna duyulan ilgiden dolayı son yıllarda yay önleri ile ilgili çok fazla araştırma yapılmıştır (örn., Stern vd., 2012; van Hinsbergen vd., 2015; Reagan vd., 2017; Pearce ve Reagan, 2019). Yay önu peridotitlerinin olağandışı tüketiliminin sağlanması için çok yüksek sıcaklık ve düşük basınç gibi olağandışı ergime koşullarının oluşması gerekmektedir.

Boninitler birçok çalışmada yay önu ortamının ve yitim başlangıcının göstergesi olarak tanımlanmıştır (örn., Pearce vd., 1992; Ishikawa vd., 2002; Stern vd., 2012). Boninitler yüksek Si ve yüksek Mg ile düşük CaO ve Al içerikleriyle alışılmadık kombinasyonlu kayaçlardır. Le Bas (2000), tarafından boninitler %8'den fazla MgO, %52'den fazla SiO₂ ve %0,5'ten az TiO₂ içeren volkanik kayaçlar olarak sınıflandırılmıştır. Son yıllarda Pearce ve Reagan (2019) tarafından boninitlerin kimyasal bileşim, oluşum ortamları ve oluşum zamanı gibi birkaç farklı yönden çok detaylı sınıflandırılması yapılmıştır ve bu çalışmada önceki kimyasal bileşim tanımlamalarına ek olarak boninitlerin mutlaka Ti8 ve Si8 içeriklerinde değerlendirilmesi gerektiği belirtilmiştir. Boninitlerin kimyasal bileşiminin oluşabilmesi için harzburjitin düşük basınç koşullarında ergimesi gerekmektedir (Falloon ve Danyushevsky, 2000; Pearce ve Reagan, 2019). Boninitler ayrıca YÇAE'lere göre BİLE ve HNTE'lerce zenginleşmiş olup, BİLE/YÇAE oranları manto kaynağının yiten kabuk ve sedimanlardan gelen sulu akışkanlarla metasomatize olduğunu göstermektedir (Gill, 1981; Stern vd., 1981; Pearce vd., 1992). Yitim başlangıcı sürecinde gelişmiş ofiyolitlerin magmatik kayaçları ergiyik tüketilimi ve yitim ilişkili metasomatizmanın birleşik etkisiyle giderek artan bir şekilde bileşimi değişmiş bir manto kaynağından türemiştir (Whattam ve Stern, 2011). Değişime uğramamış, tüketilmemiş (Ierzolitik) mantodan erken dönemde basınç düşmesi ergimelerinden yitim başlangıcı esnasında gelişen magmalar, yay önu bazaltları

(toleyitik bazaltlar) oluşturmakta ve daha sonra tüketilmiş (harzburjitik) mantonun sulu akışkanlı ergiyikleri, yitim ile ilişkili akışkanlarla oldukça değişkenliğe uğramış daha genç yüksek Mg'lu andezitleri ve boninitik lavları oluşturmaktadır (Stern vd., 2012).

Whattam ve Stern (2011) ve Stern vd. (2012) yitimin başlangıç evresi ile ilgili çalışmalarında bu başlangıç evresinin birkaç aşamadan oluştuğunu bildirmişlerdir; (1) Başlangıç evresi, eski litosferin çökmesi ve astenosferin üzerine çıkmasıyla başlamaktadır. Yukarı doğru yükselen astenosfer basınç düşmesi sebebiyle ergimeye başlamakta ve yay önü (toleyitik) bazaltları oluşturmaktadır bunun sonucu olarak da geride harzburjitik kalıntı bırakmaktadır. Kızıldağ, Mersin ve K. Kıbrıs Ofiyolitleri'nden numune alınan harzburjitlerin jeokimyası ve mineral kimyası verilerinde (Bölüm 4. ve Bölüm 5.) ergiyik-kayaç etkileşiminin izleri görülmüştür. (2) Litosferik çökmenin devam etmesi ya da aşağıya doğru dilimin dalma hareketinin başlangıcına yitim kaynaklı akışkanların yükselen manto içine girmesi eşlik etmekte ve tüketilmiş harzburjitlerin ergimesine yol açmaktadır. Bu aşamada yay önü bazaltları ile boninitler arası geçişli karakterde (ada yayı toleyitleri) ergiyikler oluşmaktadır. (3) Tüketilmiş (harzburjitik) mantoda, yitim ile ilişkili sulu akışkanlarla daha fazla ergime gelişmekte ve yitim ile ilişkili akışkanlarla oldukça değişkenliğe uğramış, yay önü bazaltlara göre daha genç yüksek Mg'lu andezitleri ve boninitik lavları oluşturmaktadır. Yitimin ilk başlangıç evresinden 5-10 milyon yıl sonra manto kamasi soğuyup, serpantinize olur, boninit oluşumu durur ve SSZ kabuğunu yay önü konumuna yerleştiren hendekten daha uzak bir mesafede stabil volkanik yay oluşur. Litosferin dalma hareketiyle, hızlı hendek gerilemesi ve ilksel yay önü yayılması sonlanmakta ve gerçek yitim başlamaktadır.

Troodos ve Torid kuşağı ofiyolitlerinde, tipik yay toleyitinden boninite kadar değişken bileşimde ergiyik ürünleri gözlenmiştir ve bu bileşimsel farklılıklar önceki çalışmalarda, yitim başlangıcı sırasında yay önü evrimini yansıttığı ve bileşimsel olarak heterojen bir mantonun polibarik kısmi ergimesini ifade ettiği şeklinde yorumlanmıştır. Ergiyik kimyasında gözlemlenen çeşitliliğin, bu bölgedeki ofiyolitlerin kabuk kesimini oluşturan magmatik kayaların bileşimindeki heterojenliklerle tutarlı olduğu görülmektedir (Bağcı vd., 2005; Dilek ve Thy, 2009). Bileşimsel heterojenlikler içeren manto kesiminin, genellikle SSZ ofiyolitlerini

geliştiren yay önünün genişlemesiyle ilgili süreçler sonucu geliştiği düşünülmektedir (Dilek ve Thy, 2009; Pearce ve Robinson, 2010).

İncelenen bölgelerden elde edilen verilere dayanılarak ergiyik kimyasındaki farklılıklar, yalnızca normal bir yitim sistemine bağlı kalınarak değerlendirildiğinde manto kaynağının heterojenliğinin sonucu olarak geliştiği söylenebilir. Yitim başlangıcının genellikle daha önceden tüketilmiş ve bir dereceye kadar yitim bileşenlerini içeren manto kaynağının akışkan destekli yeniden ergimesine sebep olduğu düşünülmektedir fakat taşınan malzeme miktarı bu ilk aşamalarda muhtemelen nispeten sınırlı kalmaktadır. Bu yeniden oluşan ergiyikler, yitim karakterli okyanusal kabuğu üretmekte ve katı kalıntı olarak da refrakter peridotitleri geride bırakmaktadır. Yitim başlangıcı sırasında üretilen okyanus kabuğunun bileşimi, muhtemelen tipik MORB ve primitif lavlar arasında jeokimyasal olarak geçişli olan toleyitik magmalarla temsil edilmektedir. Yitimin ilk aşamalarında taşınan kısıtlı malzeme miktarına ve ergiyiklerin litosferik kolondan geçişi sırasındaki süreçlere bağlı olarak, ekstrüvizif ergiyikler tipik yay toleyiti ile temsil edilebilmekte veya yay önü bazaltlara bileşimsel olarak benzer olabilmektedir (örneğin, Reagan vd., 2010).

Peridotit numunelerinde tanımlanmış olan ergiyik kimyasındaki bileşimsel çeşitlilik, kısmen ergime sütunundaki dikey bileşimsel farklılıklarla, manto kaması içine giren nispeten tüketilmemiş manto malzemesine veya yay önü yayılması sonucu bileşimsel olarak değişken manto kaynaklarından etkilenmeyle ilişkilendirilebilir fakat muhtemelen yitim üstü manto bölgesinin farklı derinliklerinde gelişen eriyik oluşum stillerindeki farklılıklar, bu çeşitliliğin gelişiminde bu etkenlerden daha fazla rol oynamaktadır.

Deneysel olarak daha önceki çalışmalarda belirtildiği üzere ergime derecesi arttıkça, kayaç tipi lerzolitten harzburjite ve harzburjitten de dunita dönüşmektedir ve kalıntıda olivin Mg# ve spinel Cr# değerleri de ergime derecesine paralel olarak artmaktadır (Mysen ve Kushiro, 1977). Dunitin harzburjite göre olivinlerinin daha yüksek Mg# ve spinellerde daha yüksek Cr# değerlerine sahip olması, harzburjitlerin ergimesiyle dunitlerin oluştuğunu düşündürmüştür fakat dunitlerin olivinlerinin ağırlıkça % olarak NiO değerlerinin harzburjitlere göre daha az olması bu basit ergime modeline uymamaktadır (Kubo, 2002). Normalde harzburjitin ergimesiyle kalıntıdaki

olivinerin % NiO değerlerinin dūřmesi yerine artması beklenmektedir (Kinzler vd., 1990; Beattie vd., 1990; Kubo, 2002). Kelemen vd. (1990) tarafından önerilen dunit modelinde piroksen içeren ana kaya ve olivince zengin magma reaksiyonu dunitleri geliştirmekte ve Mg# ile NiO arasında beklenen negatif korelasyonu sağlamaktadır fakat, Mg# ve Cr# arasındaki pozitif korelasyonu yeterince sağlamamaktadır. Bu tip sorunların çözümü olarak Kubo (2002), tarafından ortopiroksenin uyumsuz (incongruent) ergime modeli geliştirilmiştir. Buna göre ortopiroksen çözünmekte ve olivin kristalizasyonu ve SiO₂'ce zengin ergiyik oluşturmaktadır. Bu şekilde olivin artışı olduğunda, olivinlerdeki NiO konsantrasyonu çözünme etkisiyle dūřmektedir (Kubo, 2002).

Kızıldağ, Mersin ve K. Kıbrıs'ta dunitlerin oluşumu ve su ile birleşen peridotitin kısmi ergimesinin ana nedeni muhtemelen bu sonraki aşamada refrakter mantoda ortopiroksenin uyumsuz ergimesine neden olan büyük hacimlerde ergiyiklerin eklenmesidir (Kelemen vd., 1992; Kubo, 2002). Hem modal hem de kriptik metasomatizma gelişmiş böylece modal olivin miktarı artmış, ergiyik bileşimi silika açısından daha zengin hale gelmiş ve çoğu uyumsuz elementte daha seyreltilmiş hale gelmiştir (van den Bleeken vd., 2011).

7. SONUÇLAR

Kızıldağ, Mersin ve Kuzey Kıbrıs'taki Kretase ofiyolitlerinden numune alınan manto kayaçları, yitim üstü manto bölgesinde kısmi ergime ve ergiyik-kayaç etkileşimi dahil olmak üzere karmaşık petrojenetik süreçlerin göstergesi olan jeokimyasal karakter sergilemektedir. Peridotitlerin oldukça değişken olmakla birlikte genellikle kondritik değerlerinin altında (sub-kondritik) $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ oranlar sergilediği görülmüştür. Litosfer altı kaynaklı ergiyiklerle etkileşimin etkilerini gösteren Os izotopik değerlerine sahip bazı örnekler olmasına rağmen, tüketilmiş $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ oranları (0,1171-0,1266), okyanus üst manto ortamı oranlarına ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} \approx 0,127$) kıyasla, tüm numuneler daha eskiden gelişmiş bir ergiyik tüketiliminin özelliklerini taşıyan bir manto litosferini temsil etmektedir.

Birincil minerallerdeki kimyasal değişimler, peridotitlerin iki aşamalı ergiyik tüketilmesine maruz kaldığını göstermektedir. Birinci aşama, okyanus ortası yayılma merkezi boyunca kabuk-manto ayrımlanması yoluyla manto litosferinin daha önceki oluşumundan miras kalmış özellikleri göstermektedir. İkinci aşama, yitim başlangıcı sırasında yay önü yayılmasıyla bağlantılı olarak ergime oluşumunu ve evrimini içeren süreçleri tanımlamaktadır. Kalıntı klinopiroksenler ve spinellerdeki uyumsuz iz elementlerin göreceli miktarı, ilk ergimenin basit fraksiyonel ergime şeklinde tanımlanabileceğini gösterirken, ikinci ergimenin daha önce derin astenosferik manto kamasından gelen ergiyiklerle üstteki litosferin tüketilmiş harzburjitlerinin etkileşimi sırasında ortopiroksenin reaktif bir şekilde çözünmesini içeren açık sistem ergime kapsamında açıklanmasının daha uygun olduğu düşünülmektedir. Reaksiyona giren ergiyiklerin sulu ve tipik MORB ergiyiklerinden daha okside edici olduğu ve bunların muhtemelen yay toleyiti karakterinde olduğu düşünülmektedir.

Yukarıya doğru hareketleri sırasında bu ergiyikler, üstteki manto litosferinin refrakter peridotitleri ile reaksiyona girerek daha fazla ergimeye neden olmuştur ve bu da tüketilmiş dunitler ve harzburjitlerden yeniden zenginleşmiş harzburjitlere

kadar geniş manto kalıntıları yelpazesine ve ergiyik bileşiminin ortopiroksen çözünmesi ve olivin (\pm klinopiroksen) kristallenmesi yoluyla tipik yay önü bazalt ve boniniti oluşturacak şekilde gelişmesine neden olmuştur. Ortopiroksen çözünmesi reaksiyona giren ergiyiğin silika bakımından zenginleşmesine ve uyumsuz elementlerce seyrelmesine neden olarak bileşimsel olarak yay önü bazaltı ve boninite benzer son ergiyiklerin üretimine yol açmıştır. Değişken içeriklere sahip manto ve ergiyik bileşenlerinin, farklı ergiyik akış oranlarıyla katılımı, zamansal ve konumsal olarak ilişkili yay toleyitleri ve uyumsuz elementlerce önemli miktarda tüketilim gösteren boninitlerin de dahil olduğu bir dizi farklı kayaç topluluklarıyla yay önü kabuğunun gelişimini açıklamaktadır.

Kızıldağ (Hatay) ve Mersin ve Kuzey Kıbrıs Ofiyolitlerinden alınan peridotitlerin oluşum aşamasında yalnızca yitim sürecinde kısmi ergime değil de, yitim başlangıcı veya yitim öncesi süreçleri kısmen yansıtan ergiyik-kayaç etkileşimlerini de kapsayan kompleks bir süreç sonucu geliştiği önerilmektedir.

KAYNAKLAR

Alard O., Griffin W. L., Lorand J. P., Jackson S. E., O'Reilly S. Y., Non-chondritic distribution of the highly siderophile elements in mantle sulphides. *Nature*, 2000, **407**(6806), 891-894.

Alard O., Luguët A., Pearson N. J., Griffin W. L., Lorand J. P., Gannoun A., O'Reilly S. Y., In situ Os isotopes in abyssal peridotites bridge the isotopic gap between MORBs and their source mantle. *Nature*, 2005, **436**(7053), 1005-1008.

Aldanmaz E., Köprübaşı N., Platinum-Group-Element Systematics of Peridotites From Ophiolite Complexes of Northwest Anatolia, Turkey, Implications for Mantle Metasomatism by Melt Percolation in a Supra-subduction Zone Environment, *Int. Geol. Rev.*, 2006, **48**(5), 420-442.

Aldanmaz E., Schmidt M. W., Gourgaud A., Meisel T., Mid-ocean ridge and supra-subduction geochemical signatures in spinel-peridotites from the Neotethyan ophiolites in SW Turkey: Implications for upper mantle melting processes, *Lithos*, 2009, **113**(3-4), 691-708.

Aldanmaz E., Trace element geochemistry of primary mantle minerals in spinel-peridotites from polygenetic MOR-SSZ suites of SW Turkey: constraints from an LA-ICP-MS study and implications for mantle metasomatism, *Geological Journal*, 2012a, **47**(1), 59-76.

Aldanmaz E., Osmium isotope and highly siderophile element geochemistry of mantle xenoliths from NW Turkey: implications for melt depletion and metasomatic history of the sub-continental lithospheric mantle, *International Geology Review*, 2012b, **54**, 799-815.

Aldanmaz E., Meisel T., Çelik Ö., Henjes-Kunst F., Osmium isotope systematics and highly siderophile element fractionation in spinel-peridotites from the Tethyan ophiolites in SW Turkey: implications for multi-stage evolution of oceanic upper mantle, *Chem. Geol.*, 2012, **294-295**, 152-164.

Aldanmaz E., van Hinsbergen D. J. J., Yıldız-Yükseköl Ö., Schmidt M. W., McPhee P. J., Meisel T., Güçtekin A., Mason P. R. D., Effects of reactive dissolution of orthopyroxene in producing incompatible element depleted melts and refractory mantle residues during early fore-arc spreading: constraints from ophiolites in eastern Mediterranean, *Lithos*, 2020, **360-361**, 105438.

Al-Riyami K., Robertson A. H. F., Dixon J., Xenophontos C., Origin and emplacement of the late cretaceous Baer-Bassit ophiolite and its metamorphic sole in NW Syria, *Lithos*, 2002, **65**(1), 225-260.

Anders E., Grevesse N., Abundances of the elements: Meteoritic and solar, *Geochimica et Cosmochimica acta*, 1989, **53**(1), 197-214.

Arai S., Characterisation of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation, *Chem. Geol.*, 1994, **113**(3-4), 191–204.

Bağcı U., Parlak O., Höck V., Whole rock and mineral chemistry of cumulates from the Kızıldağ (Hatay) ophiolite (Turkey): clues for multiple magma generation during crustal accretion in the southern Neotethyan Ocean, *Mineral Mag.*, 2015, **69**(1), 53–76.

Bağcı U., Parlak O., Höck V., Geochemistry and tectonic environment of diverse magma generations forming the crustal units of the Kızıldağ (Hatay) ophiolite, Southern Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2008, **17**(1), 43-71.

Ballhaus C., Berry R. F., Green D. H., High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle, *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1991, **107**(1), 27-40.

Ballhaus C., Redox states of lithospheric and asthenospheric upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1993, **114**(3), 331-48.

Barnes S. J., Roeder P. L., The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks, *Journal of Petrology*, 2001, **42**(12), 2279–2302.

Baroz F., Etude géologique dans le Pentadaktylos et la Mesaoria (Chypre Septentrionale), University of Nancy, École nationale supérieure des mines de Nancy, Lorraine, 1979.

Batanova V., Belousov I., Savelieva G., Sobolev A., 2011, Consequences of channelized and diffuse melt transport in supra-subduction zone mantle: evidence from the Voykar Ophiolite (Polar Urals), *Journal of Petrology*, **52**(12), 2483–2521.

Bedard J. S., Characteristic Mineralogy of Arc Related of Cumulate Gabbros: Implication for the Tectonic Setting of Gabbroic Plutons and for Andesite Genesis, *Geology*, 1986, **14**(1), 848–851.

Berger S., Cochrane D., Simons K., Savov I. V., Ryan J. G., Peterson V. L., Insights from rare earth elements into the genesis of the Buck Creek Complex, *Southeastern Geology*, 2001, **40**(3), 201-12.

Bingöl A. F., Beyarslan M., Lin Y. C., Lee H. Y., Geochronological and geochemical constraints on the origin of the Southeast Anatolian ophiolites, Turkey, *Arabian Journal of Geosciences*, 2018, **11**(18), 569.

Birner S. K., Warren J. M., Cottrell E., Davis F. A., Kelley F. A., Fallon T. J., Forearc peridotites from Tonga record heterogeneous oxidation of the mantle following subduction initiation, *J. Petrol.*, 2017, **58**(1), 1755–1780.

- Bizimis M., Salters V. J. M., Bonatti E., Trace and REE content of clinopyroxenes from suprasubduction zone peridotites. Implications for melting and enrichment processes in island arcs, *Chemical Geology*, 2000, **165**(1), 67–85.
- Bockrath C., Ballhaus C., Holzheid A., Fractionation of the platinum-group elements during mantle melting, *Science*, 2004, **305**(5692), 1951–1953.
- Boulton S. J., Robertson A. H., Ünlügenç U. C., Tectonic and sedimentary evolution of the Cenozoic Hatay Graben, Southern Turkey: a two-phase model for graben formation, *Geological Society*, 2006, **260**(1), 613-634.
- Boulton S. J., Robertson A. H., The Miocene of the Hatay area, S Turkey: Transition from the Arabian passive margin to an underfilled foreland basin related to closure of the Southern Neotethys Ocean, *Sedimentary Geology*, 2007, **198**(1-2), 93-124.
- Bozkurt E., Mittwede S. K., Introduction to the geology of Turkey—a synthesis, *International Geology Review*, 2001, **43**(7), 578-594.
- Brandon A. D., Creaser R. A., Shirey S. B., Carlson R. W., Osmium recycling in subduction zones, *Science*, 1996, **272**(5263), 861-863.
- Brenan J.M., Re–Os fractionation by sulfide melt-silicate melt partitioning: a new spin, *Chemical Geology*, 2008, **248**(3-4), 140–165.
- Brenan J.M., McDonough W.F., Dalpe C., Experimental constraints on the partitioning of Rhenium and some platinum-group elements between olivine and silicate melt, *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, **212**(1-2), 135–150.
- Brinkmann R., *Geology of Turkey*, Elsevier, Amsterdam, 1976.
- Büchl A., Brüggmann G., 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*, 2004, **208**(1-4), 217-232.
- Chen C., Su B. X., Xiao Y., Uysal İ., Lin W., Chu Y., Sakyi P. A., Highly siderophile elements and Os isotope constraints on the genesis of peridotites from the Kızıldağ ophiolite, southern Turkey, *Lithos*, DOI: 10.1016/j.lithos.2020.105583
- Chen C., Su B.X., Xiao Y., Pang K.N., Robinson P.T., Uysal I., Lin W., Qin K.Z., Avcı E., Kapsiotis A., Intermediate chromitite in Kızıldağ ophiolite (SE Turkey) formed during subduction initiation in Neo-Tethys, *Ore Geology Reviews*, 2009, **104**(1), 88-100.
- Chesley J., Righter K., Ruiz J., Large-scale mantle metasomatism: a Re–Os perspective, *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, **219**(1-2), 49-60.
- Chou C L., Fractionation of siderophile elements in the Earth's upper mantle, *Proceeding of 9th Lunar and Planetary Science Conference*, Houston/Texas, USA, 13-17 Mart 1978.
- Coleman R. G., *Ophiolites*, 1st ed., Springer Verlag, New York, 1977.

Çelik Ö. F., Delaloye M., 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*, 2006, **143**, 213–227.

Çelik Ö. F., Comparison of the K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating methods: Examples from the metamorphic sole rocks of the southern Turkish ophiolites, *Bulletin for Earth Sciences*, 2008, **29**, 101–110.

Dare S. A. S., Pearce J. A., McDonald I., Styles M. T., Tectonic discrimination of peridotites using fO₂–Cr# and Ga–Ti–Fe^{III} systematic in chrome–spinel, *Chem. Geol.*, 2009, 261, 199–216

Davis F. A., Cottrell E., Birner S. K., Warren J. M., Lopez O. G., Revisiting the electron microprobe method of spinel-olivine-orthopyroxene oxybarometry applied to spinel peridotites, *Am. Mineral*, 2017, **102**, 421–435.

Dick H. J. B., Bullen T., Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1984, **86**, 54–76.

Dilek Y., Furnes H., Ophiolites and Their Origins, *Elements*, 2014, **10**(2), 93–100.

Dilek Y., Furnes H., Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere, *Bulletin*, 2011, **123**(3-4), 387–411.

Dilek Y., Delaloye M., Structure of the Kizildag ophiolite, a slow-spread Cretaceous ridge segment north of the Arabian promontory, *Geology*, 1992, **20**(1), 19–22.

Dilek Y., Furnes H., Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems, *Lithos*, 2009, **113**(1-2), 1–20.

Dilek Y., Moores E. M., Regional tectonics of the eastern Mediterranean ophiolites, *Proceed. Int. Troodos Oph. Symp., Cyprus*, 1987.

Dilek Y., Thy P., Structure, petrology and seafloor spreading tectonics of the Kizildag ophiolite, Turkey, *Geological Society London Special Publications*, 1998, **148**(1), 43–69.

Dilek Y., Thy P., Island arc tholeiite to boninite melt evolution of the cretaceous Kızıldağ (Turkey) ophiolite: model for multi-stage early arc-forearc magmatism in Tethyan subduction factories, *Lithos*, 2009, **113**(1), 68–87.

Dilek Y., Thy P., Hacker B. Grundving S., Structure and petrology of Tauride ophiolites and mafic dike intrusions (Turkey): implications for the Neotethyan ocean, *Geological Society of America Bulletin*, 1999, **111**(1), 1192–1216.

Ducloz C., The Geology Of The Bellapais-Kythrea Area Of The Central Kyrenia Range, 1st ed., Nicosia, Cyprus, 1972.

Edwards S.J., Malpas J., Melt-peridotite interactions in shallow mantle at the East Pacific rise: evidence from ODP Site 895 (Hess deep), *Mineral. Mag.*, 1996, **60**, 191–206.

Elburg M.A., Kamenetsky V. S., Dehydration processes determine fO_2 of arc and intraplate magmas, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2007, **71**, A252-A252.

Elliott T., Plank T., Zindler A., White W., Bourdon B., Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc, *Journal of Geophysical Research*, 1997, **102**, 14991–15019.

Erendil M., Petrology and structure of the upper crustal units of the Kizildag ophiolite, *Geology of the Taurus belt*, 1984, 269-284.

Evarts R. C., The geology and petrology of the Del Puerto ophiolite, Diablo Range, central California Coast Ranges, Oregon Dept. Geology and Mineral Industries Bull., 1997, **95**, 121-140.

Furnes H., Dilek Y., Geochemical characterization and petrogenesis of intermediate to silicic rocks in ophiolites: A global synthesis, *Earth-Science Reviews*, 2017, **166**, 1-37.

Furnes H., Dilek Y., Zhao G., Safonova I., Santosh M., Geochemical characterization of ophiolites in the Alpine-Himalayan Orogenic Belt: Magmatically and tectonically diverse evolution of the Mesozoic Neotethyan oceanic crust, *Earth-Science Reviews*, 2020, **208**, 103258.

Gansser A., The ophiolitic melange, a world-wide problem on Tethyan examples, *Eclogae Geologicae Helvetica*, 1974, **67**(3), 479–507.

Garuti G., Fershtater G., Bea F., Montero P., Pushkarev E. V., Zaccarini F., Platinum-group elements as petrological indicators in mafic-ultramafic complexes of the central and southern Urals: preliminary results, *Tectonophysics*, 1997, **276**(1-4), 181-194.

Godard M., Lagabrielle Y., Alard O., Harvey J., Geochemistry of the highly depleted peridotites drilled at ODP Sites 1272 and 1274 (Fifteen-Twenty Fracture Zone, Mid-Atlantic Ridge): Implications for mantle dynamics beneath a slow spreading ridge, *Earth and Planetary Science Letters*, 2008, **267**(3-4), 410-25.

Goldschmidt V. M., The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks, *Journal of the Chemical Society*, **655**, 73.

Golowin R., Portnyagin M., Hoernle K., Sobolev A., Kuzmin D., Werner R., The role and conditions of second-stage mantle melting in the generation of low-Ti tholeiites and boninites: the case of the Manihiki Plateau and the Troodos ophiolite, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2017, **172**(11–12), 104.

- Görür N., Oktay F. Y., Seymen I., Sengör A. M. C., Paleotectonic evolution of Tuz Gölü Basin complex, central Turkey. In: Dixon, J.E., Robertson, A. H. F. (Eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. *Geological Society, London, Special Publication*, 1984, **17**, 1781–1796.
- Gramlich J. W., Murphy T. J., Garner E. L., Shields W. R., Absolute isotopic abundance ratio and atomic weight of a reference sample of rhenium, *Journal of Research of the National Bureau of Standards, Physics and Chemistry*, 1973, **77**(6), 691.
- Greene A. R., DeBari S. M., Kelemen P. B., Blusztajn J., Clift P. D., A detailed geochemical study of island arc crust: the Talkeetna arc section, south–central Alaska. *Journal of Petrology*, 2006, **47**(6), 1051–93.
- Grove T. L., Till C. B., Krawczynski M. J., The role of H₂O in subduction zone magmatism, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 2012, **40**, 413–439.
- Hauri E., SIMS analysis of volatiles in silicate glasses, 2: isotopes and abundances in Hawaiian melt inclusions, *Chemical Geology*, 2002, **183**(1-4), 115–141.
- Hawkins J. W., Bloomer S. H., Evans C. A., Melchior J. T., Evolution of intra-oceanic arc-trench systems, *Tectonophysics*, 1984, **102**(1-4), 175–205.
- Hellebrand E., Snow J. E., Dick H. J. B., Hoffmann A. W., Coupled major and trace elements as indicators of extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites, *Nature*, 2001, **410**, 677–681.
- Inwood J., Morris A., Anderson M. W., Robertson A. H., Neotethyan intraoceanic microplate rotation and variations in spreading axis orientation: Palaeomagnetic evidence from the Hatay ophiolite (southern Turkey), *Earth and Planetary Science Letters*, 2009, **280**(1-4), 105–117.
- Ishikawa A., Kuritani T., Makishima A., Nakamura E., Ancient recycled crust beneath the Ontong Java Plateau: Isotopic evidence from the garnet clinopyroxenite xenoliths, Malaita, Solomon Islands, *Earth Planetary Science Letters*, 2007, **259**, 134–148.
- Jackson S. E., Pearson N. J., Griffin W. L., Belousova E. A., The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology, *Chemical geology*, 2004, **211**(1-2), 47–69.
- Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H., Blum K., Cendales M., Dreibus G., Spettel B., Lorenz V., Vanke H., The abundance of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1979, **11**, 2031–2050.
- Johnson K. T., Graham D. W., Rubin K. H., Nicolaysen K., Scheirer D. S., Forsyth D. W., Baker E. T., Douglas-Priebe L. M., Boomerang Seamount: The active expression of the Amsterdam–St. Paul hotspot, Southeast Indian Ridge, *Earth and Planetary Science Letters*, 2000, **183**, 245–259.

Johnson K. T., Dick H. J. B., Open system melting and temporal and spatial variation of peridotite and basalt at the Atlantis II Fracture Zone, *Journal of Geophysical Research*, 1992, **97**, 9219–9241.

Johnson K. T., Dick H. J. B., Shimizu N., Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites, *Journal of Geophysical Research*, 1990, **95**, 2661–2678.

Juteau T., Ophiolites of Turkey, *Ophioliti*, 1980, **2**, 199–205

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

Karaoğlan F., Parlak O., Kloetzli U., Thöni M., Koller F., U–Pb and Sm–Nd geochronology of the Kızıldağ (Hatay, Turkey) ophiolite: implications for the timing and duration of suprasubduction zone type oceanic crust formation in southern Neotethys, *Geol. Mag.*, 2013, **150**, 283–299

Kelemen P. B., Shimizu N., Salters V.J., Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels, *Nature*, 1995, **375**(6534), 747–53.

Kelemen P. B., Shimizu N., Dunn T., Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle, *Earth and Planetary Science Letters*, 1993, **120**, 111–134.

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

Kelemen P. B., Hirth G., Shimizu N., Spiegelman M., Dick H. J. B., A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath oceanic spreading ridges, *Philos. Trans. R. Soc. London A.*, 1997, **355**(1723), 283–318.

Kelley K.A., Cottrell E., Water and the oxidation state of subduction zone magmas, *Science*, 2009, **325**, 605–607

Kessel R., Schmidt M., Ulmer P., Pettke T., Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120–180 km depth, *Nature*, 2005, **437**, 724–727.

Kessel R., Schmidt M., Ulmer P., Pettke T., Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120–180 km depth, *Nature*, 2005, **437**, 724–727.

Kostopoulos D. K., Murton B. J., Origin and distribution of components in boninite genesis: Significance of the OIB component, *Geological Society London Special Publications*, 1992, **60**, 133–154

Kubo K., Dunite formation processes in highly depleted peridotite: case study of the Iwanaidake Peridotite, Hokkaido, Japan, *J. Petrol.*, 2002, **43**, 423–448.

Laubier M., Grove T. L., Langmuir C. H., Trace element mineral/melt partitioning for basaltic and basaltic andesitic melts: an experimental and laser ICP-MS study with application to the oxidation state of mantle source regions, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2014, **392**, 265–278.

Liu C. Z., Xu Y., Wu F. Y., Limited recycling of crustal osmium in forearc mantle during slab dehydration, *Geology*, 2018, **46**, 239–242.

Lorand J. P., Pattou L., Gros M., Fractionation of platinum-group elements and gold in the upper mantle: a detailed study in Pyrenean orogenic Iherzolites, *Journal of Petrology*, 1999, **40**(6), 957–981.

Luck J. M., Allègre C. J., 187Re–187Os systematics in meteorites and cosmochemical consequences, *Nature*, 1993, **302**, 130–132.

Luguet A., Lorand J. P., Seyler M., Sulfide petrology and highly siderophile element geochemistry of abyssal peridotites: a coupled study of samples from the Kane Fracture Zone (45°W 23°N, MARK Area, Atlantic Ocean), *Geochimica Cosmochimica Acta*, 2003, **67**, 1553–1570.

Lytwyn J. N., Casey J. F., The geochemistry of postkinematic mafic dike swarms and subophiolitic metabasites, Pozanti-Karsanti ophiolite, Turkey: Evidence for ridge subduction, *Geological Society of America Bulletin*, 1995, **107**(7), 830–850.

Maehara K., Maeda J., Evidence for high-Ca boninite magmatism from Paleogene primitive low-K tholeiite, Mukoujima, Hahajima Island group, southern Bonin (Ogasawara) forearc, Japan, *Island Arc*, 2004, **13**, 452–465.

Maffione M., van Hinsbergen D., de Gelder G., van der Goes F., Morris A., Kinematics of late cretaceous subduction initiation in the Neo-Tethys Ocean reconstructed from ophiolites of Turkey, Cyprus, and Syria, *JGR Solid Earth*, DOI: 10.1002/2016JB013821.

Maffione M., van Hinsbergen D. J., Koornneef L. M., Guilmette C., Hodges K., Borneman N., Huang W., Ding, L., Kapp P., Forearc hyperextension dismembered the south Tibetan ophiolites, *Geology*, 2015, **43**(6), 475–478.

McCulloch M. T., Gamble J. A., Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism, *Earth and Planetary Science Letters*, 1991, **102**(3–4), 358–74.

McDonough W. F., Sun S., The composition of the Earth, *Chemical Geology*, 1995, **120**, 223–253.

McPhee P. J., van Hinsbergen D. J. J., Maffione M., Altner D., Palinspastic Reconstruction Versus Cross-Section Balancing: How Complete Is the Central Taurides Fold-Thrust Belt (Turkey), *Tectonics*, DOI: 10.1029/2018TC005152

McPhee P. J., van Hinsbergen D. J. J., Tectonic reconstruction of Cyprus reveals late Miocene Continental Collision between Africa and Anatolia, *Gondw. Res.*, 2019, **68**, 158–173

Meibom A., Sleep N. H., Chamberlain C. P., Coleman R. G., Frei R., Hren M. T., Wooden J. L., Re–Os isotopic evidence for long-lived heterogeneity and equilibration processes in the Earth's upper mantle, *Nature*, 2002, **419**(6908), 705–708.

Meisel T., Walker R. J., Iring A. J., Lorand J. P., Osmium isotopic compositions of mantle xenoliths: A global perspective, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2001, **65**, 1311–1323.

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

Michael J., Bonatti E., Peridotite composition from the North Atlantic: regional and tectonic variations and implications for partial melting, *Earth and Planetary Science Letters*, 1985, **73**, 91–104.

Mitchell A. L., Grove T. L., Experiments on melt–rock reaction in the shallow mantle wedge, *Contrib. Mineral. Petrol.*, DOI: 10.1007/s00410-016- 1312-2.

Miyashiro A., The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc, *Earth and Planetary Science Letters*, 1973, **19**, 218–224.

Moghadam H. S., Zaki Khedr M. Z., Chiaradia M., Stern R. J., Bakhshizad F., Arai S., Ottley C. J., Tamura A., Supra-subduction zone magmatism of the Neyriz ophiolite, Iran: constraints from geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopes, *International Geology Review*, 2014, **56**, 1395–1412.

Moix P., Beccaletto L., Kozur H. W., Hochard C., Rosselet F., Stampfli G. M., A new classification of the Turkish terranes and sutures and its implication for the paleotectonic history of the region, *Tectonophysics*, 2008, **451**, 7–39.

Moix P., Beccaletto L., Masset O., Kozur H., Dumitrica P., Vachard D., Martini R., Stampfli G., Geology and correlation of the Mersin Mélanges, Southern Turkey, *Turkish J. Earth Sci.*, 2011, **20**, 57–98.

Moore E. M., Robinson P. T., Malpas J., Xenophonotos C., Model for the origin of the Troodos massif, Cyprus, and other mideast ophiolites, *Geology*, 1984, **12**(8), 500–503.

Morgan J. W., Walker R. J., Brandon A. D., Horan M. F., Siderophile elements in Earth's upper mantle and lunar breccias: data synthesis suggests manifestations of the same late influx, *Meteoritics Planetary Science*, 2001, **36**(9), 1257–1275.

Morris A., Anderson M. W., Omer A., Maffione M., van Hinsbergen D. J. J., Rapid fore-arc extension and detachment-mode spreading following subduction initiation, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2017, **478**, 76–88.

Mukasa S. B., Ludden J. N., Uranium-lead isotopic ages of plagiogranites from the Troodos ophiolite, Cyprus, and their tectonic significance, *Geology*, 1987, **15**(9), 825-828.

Münker C., Wörner G., Yogodzinski G., Churikova T., Behavior of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka–Aleutian arc lavas, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, **224**, 275–293.

Naldrett A. J., Nickel sulfide deposits; classification, composition, and genesis, *Econ. Geol. Publ. Co.*, 1981, **2**, 253-343.

Niu Y., Mantle melting and melt extraction process beneath ocean ridges: Evidence from abyssal peridotites, *Journal of Petrology*, 1997, **38**, 1047–1074.

Niu Y., Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges, *J. Petrol.*, 2004, **45**, 2423–2458.

Okay A. I., Harris N. B., Kelley S. P. Exhumation of blueschists along a Tethyan suture in northwest Turkey, *Tectonophysics*, 1998, **285**(3-4), 275-299.

Onuma N, Higuchi H, Wakita H, Nagasawa H., Trace element partition between two pyroxenes and the host lava., *Earth and Planetary Science Letters*, 1968, **5**, 47-51.

Ozawa K., Mass balance equations for open magmatic systems: trace element behavior and its application to open system melting in the upper mantle, *J. Geophys. Res.*, 2001, **106**, 13407–13434.

Önen A. P., Neotethyan ophiolitic rocks of the Anatolides of NW Turkey and comparison with Tauride ophiolites, *Journal of the Geological Society*, 2003, **160**(6), 947-962.

Parkinson I. J, Arculus R. J., The redox state of subduction zones: insights from arc-peridotites, *Chemical Geology*, 1999, **160**(4), 409-23.

Parkinson I. J., Pearce J. A., Thirwall M. F., Johnson K. T. M., Ingram G., Trace element geochemistry of peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forearc, Leg 125. In: Fryer P., Pearce J. A., Stokking L. B., (eds) Proceedings of the ODP Sci Results 125, *Ocean Drilling Program*, DOI: 10.2973/odp.proc.sr.125.183.1992.

Parkinson I. J., Pearce J. A., Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a suprasubduction zone setting, *J. Petrol.*, 1998, **39**, 1577–1618.

Parlak O., Delaloye M., Bingöl E., Origin of subophiolitic metamorphic rocks beneath the Mersin ophiolite, southern Turkey, *Ofioliti*, 1995, **20**(2), 97-110.

Parlak O., Delaloye M., Geochemistry and timing of post-metamorphic dyke emplacement in the Mersin Ophiolite (southern Turkey): New age constraints from ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology, *Terra Nova*, 1996, **8**(6), 585-592.

Parlak O., Delaloye M., Precise $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from the metamorphic sole of the Mersin ophiolite (southern Turkey), *Tectonophysics*, 1999, **301**, 145–158.

Parlak O., Delaloye M., Bingöl E., Mineral chemistry of ultramafic and mafic cumulates as an indicator of the arc-related origin of the Mersin ophiolite (southern Turkey), *Geologische Rundschau*, 1996, **85**, 647–661.

Parlak O., Karaoğlu F., Rızaoğlu T., Klötzli U., Koller F., Billor Z., U–Pb and ^{40}Ar – ^{39}Ar geochronology of the ophiolites and granitoids from the Tauride belt: implications for the evolution of the Inner Tauride suture, *J. Geodyn.*, 2013, **65**, 22–37.

Parlak O., Kozlu H., Demirkol C., Delaloye M., Intracontinental Plio-Quaternary volcanism along the African-Anatolian plate boundary, southern Turkey, *Ofioliti*, 1997, **22**, 111–117.

Parlak O., Rızaoğlu T., Bağcı U., Karaoğlu F., Höck V., Tectonic significance of the geochemistry and petrology of ophiolites in southeast Anatolia, Turkey, *Tectonophysics*, 2009, **473**(1-2), 173–187.

Parlak O., Yılmaz H., Boztuğ D., Origin and tectonic significance of the metamorphic sole and isolated dykes of the Divriği ophiolite (Sivas, Turkey): evidence for slab break-off prior to ophiolite emplacement, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2006, **15**(1), 25–45.

Pearce J. A., Parkinson I. J., Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis, *Geological Society London Special Publications*, 1993, **76**(1), 373–403.

Pearce J. A., Immobile element fingerprinting of ophiolites, *Elements*, 2014, **10**, 101–108.

Pearce J. A., van der Laan S. R., Arculus R. J., Murton B. J., Ishii T., Peate D. W., Parkinson I. J., Boninite and harzburgite from Leg 125 (Bonin-Mariana forearc): a case study of magma genesis during the initial stage of subduction. In: Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B., vd. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, College Station, TX, *Ocean Drilling Program*, 1992, **125**, 623–659.

Pearce J. A., Barker P. F., Edwards S. J., Parkinson I. J., Leat P. T., Geochemistry and Tectonic Significance of Peridotites From The South Sandwich Arc-basin Systems, South Atlantic, *Contrib. Mineral. Petr.*, 2000, **139**, 36–53.

Pearce J. A., Lippard S. J., Roberts S., Characteristics and Tectonic Significance of Suprasubduction Zone Ophiolites, in: Kokelaar, B.P. and Howells, M.F. (eds), Marginal Basin Geology, *J. Geol. Soc. London*, 1984, **16**, 77–94

Pearce J. A., Robinson P. T., The Troodos ophiolitic complex probably formed in a subduction initiation, slab edge setting, *Gondw. Res.*, 2010, **18**, 60–81.

Pearson D. G., Irvine G. J., Ionov D. A., Boyd F. R., 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*, 2004, **208**(1-4), 29-59.

Piskin O., Delaloye M., Moritz R., Wagner J. J., Geochemistry and geothermometry of the Hatay Complex Turkey: implications for the genesis of the ophiolite sequence. In *Ophiolites: oceanic crustal analogues: proceedings of the symposium "Troodos 1987"*, Nicosia *Geol. Survey Dept.*, 1990, **Proceedings**, 329-338.

Rampone E., Romairone A., Hofmann A. W., Contrasting bulk and mineral chemistry in depleted mantle peridotites: evidence for reactive porous flow, *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, **218**(3-4), 491-506.

Rampone E., Piccardo G. B., Hofmann A. W., Multi-stage melt-rock interaction in the Mt. Maggiore (Corsica, France) ophiolitic peridotites: microstructural and geochemical evidence, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2008, **156**, 453-475.

Reagan M. K., Ishizuka O., Stern R.J., Kelley K.A., Ohara Y., Blichert-Toft J., Bloomer S. H., Cash J., Fryer P., Hanan B. B., Hickey-Vargas R., Ishii T., Kimura J. I., Peate, D.W., Rowe, M.C., Woods, M., Fore-arc basalts and subduction initiation in the IzuBonin-Mariana system, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, DOI: 10.1029/2009GC002871Q03X12.

Regelous M., Haase K., Freund S., Keith M., Weinzierl C., Beier C., Brandl P., Endres T., Schmidt H., Formation of the Troodos Ophiolite at a triple junction: evidence from trace elements in volcanic glass, *Chem. Geol.*, 2014, **386**, 66-79.

Rehkamper M., Halliday A. N., Alt J., Fitton J. G., Zipfel J., Takazawa E., Non-chondritic platinum-group element ratios in oceanic mantle lithosphere: petrogenetic signature of melt percolation?, *Earth and Planetary Science Letters*, 1999, **172**, 65-81.

Ricou L. E., Argyriadis I., Marcoux J., L'axe calcaire du Taurus, un alignement de fenêtres arabo-africaines sous des nappes radiolaritiques, hiolitiques et métamorphiques, *Bulletin de la Société géologique de France*, 1975, **7**(6), 1024-1044.

Robertson A. H. F., Role of the tectonic facies concept in orogenic analysis and its application to Tethys in the Eastern Mediterranean region, *Earth-Science Reviews*, 1994, **37**(3-4), 139-213.

Robertson A. H. F., Woodcock N. H., Origin and emplacement of the allochthonous rocks of Southern Cyprus. In *Proc. 6th Colloq Aegean. Geol. Izmir.*, 1980,

Robertson A. H. F., Woodcock N. H., The role of the Kyrenia Range Lineament, Cyprus, in the geological evolution of the eastern Mediterranean area, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 1986, **317**(1539), 141-177.

Robertson A., Dixon J. E. D., Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean, *Geological Society London Special Publications*, 1984, **17**, 1–74.

Robertson A., Mesozoic-tertiary tectonic evolution of the east mediterranean area: relevance to Turkish geology, *Third International Turkish Geology Symposium. Middle East Technical University, Ankara, Türkiye*, 1998.

Robertson A. H. F., Development of concepts concerning the genesis and emplacement of Tethyan ophiolites in the Eastern Mediterranean and Oman regions, *Earth Science Reviews*, 2004, **66**, 331–387.

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

Robertson A. H. F., McCay G. A., Tasli K., Yildiz A., Eocene development of the northerly active continental margin of the Southern Neotethys in the Kyrenia Range, *North Cyprus. Geol. Mag.*, 2013, **151**, 692–731.

Saka S., Uysal İ., Kapsiotis A., Bageci U., Ersoy E. Y., Su B., Seitz H., Hegner E., Petrological Characteristics And Geochemical Compositions Of The Neotethyan Mersin Ophiolite (Southern Turkey): Processes Of Melt Depletion, Refertilization, Chromitite Formation And Oceanic Crust Generation, *Journal Of Asian Earth Sciences*, 2019, **176**, 281-299.

Saleeby J. B., Petrotectonic and paleogeographic settings of US Cordilleran ophiolites, *The Geological Society of America*, 1992, **3**, 653-682.

Salters V. J. M., Stracke A., Composition of the depleted mantle, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2004, **5**(5), 1525-2027.

Sayıt K., Bedi Y., Tekin U. K., Göncüoğlu M. C., Okuyucu C., Middle Triassic backarcbasalts from the blocks in the Mersin Mélange, southern Turkey: implications for the geodynamic evolution of the Northern Neotethys, *Lithos*, 2017, **268**, 102–113.

Sayıt K., Bedi Y., Tekin U. K., Göncüoğlu M. C., Okuyucu C., Carnian (Upper Triassic) Lavas and Tuffites from the Mersin Mélange: Evidence for Intraoceanic Arc Rifting in the Northern Neotethys, *The Journal of Geology*, 2020, **128**, 445-464.

Schmidt M. W., Jagoutz O., The global systematics of primitive arc melts, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2017, **18**, 2817–2854.

Selçuk H., Etude géologique de la partie meridionale du Hatay (Turquie), Doktora Tezi, Université de Genève, 1981, 118.

Selçuk H., Kızıldağ-Keldağ-Hatay dolayının jeolojisi ve jeodinamik evrimi, MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi Başkanlığı, Ankara, 1985.

Seyler M., Lorand J. P., Dick H. J., Drouin M., Pervasive melt percolation reactions in ultra-depleted refractory harzburgites at the Mid-Atlantic Ridge, 15 20' N: ODP Hole 1274A, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2007, **1**, 153-303.

- Shen J. J., Papanastassiou D. A., Wasserburg G. J., Precise Re-Os determinations and systematics of iron meteorites, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1996, **60**(15), 2887-2900.
- Shervais J. W., Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, *Earth and Planetary Science Letters*, 1982, **59**, 101–18.
- Shervais J. W., Jean M. M., Inside the subduction factory: fluid mobile trace elements in the mantle wedge above a subduction zone, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2012, **95**, 270–285.
- Shirey S. B., Walker R. J., Carius tube digestion for low blank rhenium-osmium analysis, *Analytica Chimica Acta*, 1995, **34**, 2136–2141.
- Shirey S. B., Walker R. J., Re-Os isotopes in cosmochemistry and hightemperature geochemistry, *Ann. Rev. Earth and Planetary Science Letters*, 1998, **26**, 423–500.
- Smoliar M. I., Walker R. J., Morgan J. W., Re-Os ages of group IIA, IIIA, IVA, and IVB iron meteorites, *Science*, 1996, **271**(5252), 1099-1102.
- Snow J. E., Dick H. J. B., Pervasive magnesium loss by marine weathering of Peridotit, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1995, **59**, 4219–4235.
- Snow J. E., Reisberg L., Os isotopic systematics of altered abyssal peridotites, *Earth and Planetary Science Letters*, 1995, **135**, 411–421.
- Stampfli G., Marcoux J., Baud A., Tethyan margins in space and time, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 1991, **87**, 373–409
- Stern R. J., Bloomer S. H., Subduction zone infancy: Examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs, *GSA Bulletin*, 1992, **104**, 1621-1636.
- Suhr G., Hellebrand E., Snow J. E., Seck H. A., Hofmann A. W., Significance of large, refractory dunite bodies in the upper mantle of the Bay of Islands Ophiolite, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2003, **4**(3), 1-34.
- Sun S. S., McDonough W. F., Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, *Geological Society, London, Special Publications*, 1989, **42**(1), 313-45.
- Suzuki K., Senda R., Shimizu K., Osmium behavior in a subduction system elucidated from chromian spinel in Bonin Island beach sands, *Geology*, 2011, **39**(11), 999-1002.
- Şengör A. M. C., Yılmaz Y., Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 1981, **75**, 181–241.
- Takazawa E., Okayasu T., Satoh K., Geochemistry and origin of the basal lherzolites from the northern Oman ophiolite (northern Fizh block), *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2003, **4**(2), 1-31.

Tatsumi Y., Kogiso T., Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: 2. Origin of chemical and physical characteristics in arc magmatism, *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, **148**, 207–221.

Tekeli O., Whitechurch H., Erendil M., The Kızıldağ ophiolite: autochthons, para-autochthons and ophiolites of the Eastern Taurus and Amanos Mountains. Excursion guide., *International Symposium on the Geology of the Taurus Belt*, Ankara, Türkiye, 16-29 Eylül 1983.

Tekin U. K., Bedi Y., Okuyucu C., Göncüoğlu M. C., Sayit K., Radiolarian biochronology of upper Anisian to upper Ladinian (Middle Triassic) blocks and tectonic slices of volcano-sedimentary successions in the Mersin Melange, southern Turkey: New insights for the evolution of Neotethys, *Journal Of African Earth Sciences*, 2016, **124**, 409-426.

Tekin U. K., Okuyucu C., Sayit K., Bedi Y., Paula J., Noble P. J., Krystyn L., Göncüoğlu M. C., Integrated Radiolaria, benthic foraminifera and conodont biochronology of the pelagic Permian blocks/tectonic slices and geochemistry of associated volcanic rocks from the Mersin Mélange, southern Turkey: Implications for the Permian evolution of the northern Neotethys, *Island Arc*, 2019, **28**, 1-36.

Thuizat R., Whitechurch H., Montigny R., Juteau T., K-Ar dating of the some infraophiolitic metamorphic soles from the eastern Mediterranean: New evidence for intra-oceanic thrusting before obduction, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1981, **52**, 302–310.

Tinkler C., Wagner J. J., Delaloye M., Selçuk H., Tectonic history of the Hatay ophiolites (South Turkey) and their relation with the Dead Sea Rift, *Tectonophysics*, 1981, **72**(1), 23-41.

Tomkins A. G., Evans K. A., Separate zones of sulfate and sulfide release from subducted mafic oceanic crust, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2015, **428**, 73–83.

Van den Bleeken G., Müntener O., Ulmer P., Melt variability in percolated peridotite: an experimental study applied to reactive migration to tholeiitic basalt in the upper mantle, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2011, **161**, 921–945.

Van Hinsbergen D. J. J., Maffione M., Plunder A., Kaymakçı N., Ganerød M., Hendriks B. W. H., Corfu F., Gürer D., de Gelder G. I. N. O., Peters K., McPhee P. J., Brouwer F. M., Advokaat E. L., Vissers R. L. M., Tectonic evolution and paleogeography of the Kırşehir Block and the Central Anatolian ophiolites, Turkey, *Tectonics*, 2016, **35**, 983–1014.

Van Hinsbergen D. J. J., Peters K., Maffione M., Spakman W., Guilmette C., Thieulot C., Pluemper O., Gurer D., Brouwer F.M., Aldanmaz E., Kaymakci N., Dynamics of intraoceanic subduction initiation: 2. Suprasubduction zone ophiolite formation and metamorphic sole exhumation in context of absolute plate motions, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **2015**, 16, 1771–1785.

- Van Hinsbergen D. J. J., Torsvik T. H., Schmid S. M., Mañenco L. C., Maffione M., Vissers R. L. M., Gürer D., Spakman W., Orogenic architecture of the Mediterranean region and kinematic reconstruction of its tectonic evolution since the Triassic, *Gondwana Research*, 2020, **81**, 79-229.
- Velasco-Tapia F., Guevara M., Verma S. P., Evaluation of Concentration Data in Geochemical Reference, *Minerals. Chem. Erde.*, 2001, **61**, 69-91.
- Walker R. J., Morgan J. W., Rhenium-osmium isotope systematics of carbonaceous chondrites, *Science*, 1989, **243**(4890), 519-522.
- Walker R. J., Carlson R. W., Shirey S. B., Boyd F. R., Os, Sr, Nd, and Pb isotope systematics of southern African peridotite xenoliths: implications for the chemical evolution of subcontinental mantle, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1989, **53**(7), 1583-1595.
- Walker R. J., Morgan J. W., Beary E. S., Smoliar M. I., Czamanske G. K., Horan M. F., Applications of the ^{190}Pt - ^{186}Os isotope system to geochemistry and cosmochemistry, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1997, **61**, 4799– 4807.
- Warren J. M., Global variations in abyssal peridotite compositions, *Lithos*, 2016, **248**, 193–219.
- Woelki D., Regelous M., Haase K.M., Romer R. H. W., Beier C., Petrogenesis of boninitic lavas from the Troodos Ophiolite, and comparison with Izu–Bonin–Mariana fore-arc crust, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2018, **498**, 203–214.
- Workman R., Hart S., Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM), *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, **231**, 53–72.
- Yang S. Y., Humayun M., Salters V. J. M., Elemental Systematics in MORB Glasses from the Mid-Atlantic Ridge, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2018, **19**, 4236–4259.
- Zhou M., Robinson P. T., High-Cr and High-Al Podiform Chromitites, Western China: Relationship to Partial Melting and Melt/Rock Reaction in the Upper Mantle, *International Geology Review*, 1994, **36**(7), 678-686
- Zindler A., Hart S., Chemical geodynamics, *Annu. Rev. Earth Planetary Sciences*, 1986, **14**, 493–571.

KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER

Aldanmaz E., van Hinsbergen D. J. J., **Yıldız-Yüksekol Ö.**, Schmidt M. W., McPhee P. J., Meisel T., Güçtekin A., Mason P. R. D., Effects of reactive dissolution of orthopyroxene in producing incompatible element depleted melts and refractory mantle residues during early fore-arc spreading: constraints from ophiolites in eastern Mediterranean, *Lithos*, DOI: 10.1016/j.lithos.2020.105438

Aldanmaz E., Güçtekin A., **Yıldız Yüksekol Ö.**, Mantle source characteristics of Triassic Alkaline Lavas within the Antalya Nappes, SW Turkey, *EGU General Assembly*, Vienna, Austria, 4-8 Mayıs 2020

Tıgılı Ö., **Yıldız Yüksekol Ö.**, Güçtekin A., Aldanmaz E., Antalya Napları İçinde Bulunan Triyas Yaşlı Volkanik Kayaların Petrolojik ve Jeokimyasal Özellikleri, 8. *Geochemistry Symposium*, Antalya, Türkiye, 2-6 Mayıs 2018

Yıldız Yüksekol Ö., Aldanmaz E., Güçtekin A., Meisel T., Kızıldağ Ofiyoliti (Güney Türkiye) Manto Kayalarının Osmiyum İzotop ve İleri Derecede Siderofil Element (HSE) Jeokimyasal Özellikleri, *Uluslararası katılımlı 71. Türkiye Jeoloji Kurultayı*, Ankara, Türkiye, 23-27 Nisan 2018

Yıldız Yüksekol Ö., Aldanmaz E., Güçtekin A., van Hinsbergen D. J. J., Mason, P.R.D., Petrological constraints on the mantle peridotites from the Cretaceous ophiolites in southern Turkey and northern Cyprus, *EGU General Assembly*, Vienna, Austria, 23-28 Nisan 2016

Yıldız Ö., Saray (Tekirdağ) Kuzeyindeki Manganez Oluşumlarının Jeolojik, Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri, Yüksek Lisans Tezi, Kocaeli Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Kocaeli, 2012, 315732

ÖZGEÇMİŞ

Özlem YILDIZ YÜKSEKOL, ilk, orta ve lise öğrenimini İstanbul'da tamamladı. 2005 yılında başladığı Kocaeli Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden 2009 yılında mezun oldu. 2009 yılında Kocaeli Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda başladığı Yüksek Lisans öğrenimini, 2012 yılında "Saray (Tekirdağ) kuzeyindeki manganez oluşumlarının jeolojik, petrografik ve jeokimyasal özellikleri" adlı Yüksek Lisans tezi ile tamamlayarak Yüksek Mühendis ünvanı ile mezun oldu. 2012 yılında, Kocaeli Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalındaki doktora öğrenimine başladı. Ayrıca, 2010 yılında Kocaeli Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Araştırma Görevlisi olarak çalışmaya başladı, 2020 yılında Araştırma Görevlisi görevinden ayrılıp, aynı yıl İstanbul Büyükşehir Belediyesi Deprem ve Zemin İnceleme Müdürlüğü'nde Jeoloji Yüksek Mühendisi olarak göreve başlamış ve çalışmalarına halen bu kurumda devam etmektedir.