

**KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**KB TÜRKİYE ALKALİ VOLKANİK ALANINDAN MANTO
KSENOLİTLERİNİN Os İZOTOP VE YÜKSEKÇE SİDEROFİL
ELEMENT (HSE) JEOKİMYASAL KARAKTERİSTİKLERİ**

FATMA ŞİŞMAN TÜKEL

KOCAELİ 2012

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

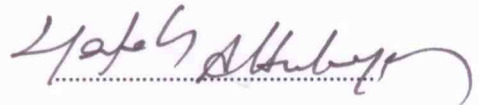
**KB TÜRKİYE ALKALİ VOLKANİK ALANINDAN MANTO
KSENOLİTLERİNİN Os İZOTOP VE YÜKSEKÇE SİDEROFİL
ELEMENT (HSE) JEOKİMYASAL KARAKTERİSTİKLERİ**

FATMA ŞİŞMAN TÜKEL

Doç.Dr. Ercan ALDANMAZ
Danışman, Kocaeli Üniv.

Yrd.Doç.Dr. Necla KÖPRÜBAŞI
Jüri Üyesi, Kocaeli Üniv.

Doç.Dr. Şafak ALTUNKAYNAK
Jüri Üyesi, İTÜ



Tezin Savunulduğu Tarih: 16.07.2012

*Kurtuluş Savaşı Gazisi büyük dedem
Mustafa Şişman'ın
nam-ı diğer Borazan Dedemin anısına...*

ÖNSÖZ ve TEŞEKKÜR

Mantodan türemiş ksenolitler, yüzeye bazaltik ergiyikler tarafından taşınır ve bu işlemler litosferik mantonun bileşimiyle kontrol edilir. Üst mantodaki HSE davranışları ve Re- Os izotop sistemi, üst mantonun karakteri ve alkali bazaltik ergiyik hakkında doğru bilgiler vermektedir. Bu çalışmada KB Türkiye alkali alanındaki peridotitlerin HSE davranışları ve Re-Os izotop sistematiikleri ortaya konmuştur.

Bu çalışma Kocaeli Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde yüksek lisans tezi olarak hazırlanmış ve TÜBİTAK tarafından 111Y153 numaralı proje ile maddi olarak desteklenmiştir.

Jeolojiyi sevmeme ve bu mesleğe olan inancımı sağlamlaştıran, konular karşısında beni heveslendiren, her zaman sorularıma cevap veren ve desteğini hiçbir zaman esirgemeyen, danışman hocam Sayın Doç. Dr. Ercan ALDANMAZ' a çok teşekkür ederim.

Tez sürecim boyunca her türlü sorumu cevaplayan değerli hocalarım Yrd. Doç. Dr. Aykut GÜÇTEKİN ve Dr. Dağhan ÇELEBİ' ye teşekkür ederim. Ayrıca üniversite de lisansüstü öğrencilerine oda temin ederek, bizlere çalışma ortamı sağlayan bölüm başkanımız Sayın Prof. Dr. Feyzi GÜRER' e teşekkür ederim.

Arazi çalışmalarım boyunca bana yardımcı olan sevgili arkadaşım Makine Mühendisi Özgür KAPLAN'a ve laboratuvar çalışmalarım da yardımcı olan arkadaşım Jeoloji Yük. Müh. İ.Emir Altıntaş' a çok teşekkür ederim.

Bütün hayatım boyunca yanımda olan sevgili aileme; annem Hülya ŞİŞMAN' a, babam Mustafa Oktay ŞİŞMAN' a ve çok sevgili kardeşlerime teşekkür ederim. Ayrıca bütün bu süreç boyunca arazi çalışmalarım dan, laboratuvar çalışmalarına kadar çalışmamın her aşamasında yanımda olan sevgili eşim Makine Yük. Müh. Mert TÜKEL' e çok teşekkür ederim.

Haziran - 2012

Fatma ŞİŞMAN TÜKEL

İÇİNDEKİLER

| | |
|--|------|
| ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR | i |
| İÇİNDEKİLER | ii |
| ŞEKİLLER DİZİNİ..... | iv |
| TABLolar DİZİNİ..... | vi |
| SİMGELER..... | vii |
| ÖZET..... | viii |
| ABSTRACT..... | ix |
| GİRİŞ | 1 |
| 1. GENEL BİLGİLER | 2 |
| 1.1. Çalışmanın Amacı | 2 |
| 1.2. Çalışma Yöntemleri..... | 2 |
| 1.2.1. Saha çalışmaları..... | 2 |
| 1.2.2. Laboratuar çalışmaları..... | 2 |
| 1.2.3. Büro çalışmaları | 3 |
| 1.3. Çalışma Alanının Coğrafik Konumu..... | 3 |
| 1.3.1. İnceleme alanı | 3 |
| 1.3.2. Ulaşım | 3 |
| 1.3.3. İklim ve bitki örtüsü | 3 |
| 1.4. Önceki Çalışmalar | 4 |
| 1.5. Bölgesel Jeoloji | 6 |
| 2. GENEL JEOLojİ..... | 10 |
| 2.1. Danişmen Formasyonu..... | 10 |
| 2.2. Ergene Formasyonu..... | 11 |
| 2.3. Karatepe Bazaltı | 12 |
| 3. PETROGRAFi VE MİNERAL KİMYASI | 15 |
| 3.1. Petrografi | 15 |
| 3.1.1. Hacıköy peridotit ksenolitlerinin petrografik özellikleri..... | 16 |
| 3.1.1.1. Harzburjit | 17 |
| 3.1.1.2. Dünit | 21 |
| 3.1.1.3. Lerzolit..... | 23 |
| 3.1.2. Karatepe peridotit ksenolitlerinin petrografik özellikleri..... | 25 |
| 3.1.2.1. Dünit | 25 |
| 3.1.2.2. Harzburjit | 27 |
| 3.1.3. Hacıköy ve Karatepe peridotit ksenolitlerinin petrografik olarak yorumlanması | 28 |
| 4. JEOKİMYA | 35 |
| 4.1. Kullanılan Analitik Yöntemler..... | 35 |
| 4.1.1. Kayaç tozu hazırlama | 35 |

| | |
|--|----|
| 4.1.2. Ana oksit ve iz element analizleri | 35 |
| 4.1.3. HSE analizleri | 35 |
| 4.1.4. Re-Os izotop analizleri | 36 |
| 4.1.5. Ateşte kaybın hesaplanması | 36 |
| 4.2. Jeokimyasal Karakteristikler | 36 |
| 4.2.1. Ana element karakteristikleri | 37 |
| 4.2.2. İz Element Karakteristiği | 44 |
| 4.2.3. Yüksekçe siderofil element (HSE) jeokimyası | 53 |
| 4.2.4. Re-Os izotop jeokimyası | 59 |
| 5. PETROJENEZ | 64 |
| 5.1. Manto Ergimesi Boyunca HSE Davranışı | 64 |
| 5.2. HSE ve Os İzotop Değişimlerinde Metasomatik Zenginleşme | 65 |
| 5.3. Ergiyik Tüketim Yaşı | 67 |
| 6. SONUÇLAR VE ÖNERİLER | 69 |
| KAYNAKLAR | 73 |
| ÖZGEÇMİŞ | 79 |

ŞEKİLLER DİZİNİ

| | |
|---|----|
| Şekil 1.1. Çalışma alanı yer bulduru haritası | 4 |
| Şekil 1.2. Doğu Akdeniz levha tektoniği haritası | 7 |
| Şekil 1.3. Istanca Masifi ve çevresinin jeoloji haritası | 8 |
| Şekil 2.1. Trakya havzası ve civarının jeoloji haritası | 11 |
| Şekil 2.2. Karatepe bazaltlarını görüldüğü Hacıköy bölgesindeki alkali bazaltlardan bir görünüm | 13 |
| Şekil 2.3. Karatepe bazaltlarını görüldüğü Karatepe bölgesindeki alkali bazaltlardan bir görünüm | 13 |
| Şekil 2.4. Karatepe bazaltlarının görüldüğü Bıyıklı' deki alkali bazaltlar | 13 |
| Şekil 3.1. Çalışma alanındaki peridotit ksenolitlerin mineralojik bileşimine göre sınıflandırılması | 15 |
| Şekil 3.2. Hacıköy bölgesinde Karayolu'na ait eski bir taş ocağından alınan örnek | 16 |
| Şekil 3.3. Hacıköy bölgesinden alınan peridotit ksenolit örneği | 17 |
| Şekil 3.4. Harzburjitlerde gözlenen granüler doku,(a); çift nikol görüntüsü, (b); tek nikol görüntüsü)..... | 18 |
| Şekil 3.5. Piroksen minerallerinin olivin içermesiyle gelişen poiklitik doku | 18 |
| Şekil 3.6. Harzburjitlerde gözlenen ortopiroksen | 19 |
| Şekil 3.7. Harzburjitlerde gözlenen klinopiroksen..... | 20 |
| Şekil 3.8. Harzburjitlerde gözlenen spineller | 20 |
| Şekil 3.9. Dünitlerde gözlenen granüler doku, (a); çift nikol görüntüsü, (b); tek nikol görüntüsü | 21 |
| Şekil 3.10. Dünitlerde gözlenen olivinlerde ki serpantinleşme damarları (olv; olivin, (a); çift nikol görüntüsü, (b); tek nikol görüntüsü) | 21 |
| Şekil 3.11. Dünitlerde gözlenen piroksen tanelerindeki kalsitleşme (opx; ortopiroksen, (a); çift nikol görüntüsü, (b); tek nikol görüntüsü) | 22 |
| Şekil 3.12. Ortopiroksenler içinde gözlenen ikincil klinopiroksenler (opx; ortopiroksen, cpx; klinopiroksen, (a); çift nikol, (b); tek nikol görüntüsü) | 22 |
| Şekil 3.13. Lertzolitlerde gözlenen olivinlerin serpantinleşmesi (olv; olivin, cpx; klinopiroksen, opx; ortopiroksen) | 23 |
| Şekil 3.14. Lertzolitlerde gözlenen ortopiroksenlerin içinde gelişen ikincil klinopiroksenler..... | 24 |
| Şekil 3.15. Karatepe bazaltları içerisindeki manto ksenolit örneği..... | 25 |
| Şekil 3.16. Dalgalı sönüm gösteren olivin | 26 |
| Şekil 3.17. Karatepe peridotit ksenolitlerine ait dünit örneği (olv; olivin, (a); çift nikol görüntüsü, (b); tek nikol görüntüsü.)..... | 26 |
| Şekil 3.18. Karatepe peridotit ksenolitlerine ait harzburjit (opx; ortopiroksen, olv; olivin, spn; spinel, (a); çift nikol görüntüsü, (b); tek nikol görüntüsü) | 27 |
| Şekil 3.19. Peridotitlere ait olivin ve piroksenlerin Mg# ⁷ ları arasında gözlenen korelasyon | 33 |

| | | |
|-------------|---|----|
| Şekil 4.1 | Hacıköy ve Karatepe peridotit ksenolitlerinin MgO'ye karşı SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , CaO, TiO ₂ ve Na ₂ O konsantrasyonlarındaki değişimler | 42 |
| Şekil 4.2. | Çalışma alanındaki peridotit ksenolitlerin CaO ve Al ₂ O ₃ oranlarının karşılaştırılması..... | 43 |
| Şekil 4.3. | Al ₂ O ₃ ve MgO oranlarının karşılaştırılması | 43 |
| Şekil 4.4. | MgO/SiO ₂ ve Al ₂ O ₃ /SiO ₂ oranlarının karşılaştırılması | 44 |
| Şekil 4.5. | Peridotit ksenolitlerde Al ₂ O ₃ 'e karşı Co, Ni, Cr, V ve Sc iz elementlerin dağılımı | 46 |
| Şekil 4.6. | Çalışma alanındaki manto ksenolitlerinin bazı nadir toprak elementler ile bazı iz elementlere karşı Al ₂ O ₃ ile karşılaştırılması..... | 47 |
| Şekil 4.7. | Manto peridotitlerinin kondirite normalize edilmiş NTE değerleri..... | 50 |
| Şekil 4.8. | Manto peridotitlerinin La konsantrasyonların bazı iz elementlerle (Th-U-K ₂ O) ve CaO ile karşılaştırılması | 51 |
| Şekil 4.9. | Manto peridotitlerinin kondirite normalize edilmiş iz element değerleri..... | 52 |
| Şekil 4.10. | KB Türkiye manto peridotitlerinin, (a); (Pd/Ir) _n değerinin Al ₂ O ₃ ile, (b); (Os/Ir) _n değerinin (Pt/Ir) _n ile karşılaştırılması..... | 54 |
| Şekil 4.11. | Peridotit ksenolitlerdeki Os, Ru, Pt, Pd ve Re konsantrasyonlarının Ir ile karşılaştırılması..... | 57 |
| Şekil 4.12. | KB Türkiye manto peridotitlerinin Re/Os oranlarının Al ₂ O ₃ ile karşılaştırılması | 57 |
| Şekil 4.13. | KB Türkiye manto peridotitlerinin CI-kondirite normalize edilmiş HSE değerleri | 58 |
| Şekil 4.14. | Manto kayaları, MORB ve OIB; okaynusal bazaltlar ve kıtasal kabuk için Re ve Os bollukları..... | 61 |
| Şekil 4.15. | KB Türkiye' deki peridotit ksenolitlerin ¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os oranlarının tüketiminin bir göstergesi olan Al ₂ O ₃ ile karşılaştırılması..... | 62 |
| Şekil 4.16. | KB Türkiye' deki peridotit ksenolitlerin ¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os oranlarının ¹⁸⁷ Re/ ¹⁸⁸ Os ile karşılaştırılması..... | 63 |
| Şekil 5.1. | KB Türkiye'deki peridotit ksenolitlerinin Ir ve Ru oranlarını Al ₂ O ₃ ile karşılaştırılması | 65 |
| Şekil 5.2. | KB Türkiye' deki peridotit ksenolitlerinin Re, Pd ve Pt' nin oranlarını Al ₂ O ₃ ile karşılaştırılması | 66 |

TABLULAR DİZİNİ

| | | |
|------------|--|----|
| Tablo 3.1. | Çalışma alanındaki peridotit ksenolitlerin modal bileşimleri | 28 |
| Tablo 3.2. | KB Türkiye peridotit ksenolitlerine ait temsilci olivin bileşimleri | 29 |
| Tablo 3.3. | KB Türkiye peridotit ksenolitlerine ait temsilci ortopiroksen bileşimleri | 30 |
| Tablo 3.4. | KB Türkiye peridotit ksenolitlerine ait temsilci klinopiroksen bileşimleri | 31 |
| Tablo 3.5. | KB Türkiye peridotit ksenolitlerine ait temsilci spinel bileşimleri | 32 |
| Tablo 4.1. | Hacıköy ve Karatepe peridotit ksenolitlere ait tüm kaya ana oksit ve iz element analiz sonuçları..... | 39 |
| Tablo 4.2. | Ksenolitlerdeki majör ve minör element ortalamaları ve primitif üst manto (PUM) modellerinin Trakya peridotit ksenolitleri ile karşılaştırılması | 41 |
| Tablo 4.3. | Çalışma alanındaki peridotit ksenolitlerin HSE konsantrasyonları ve bu değerlerin CI-kondiritlerle ve PM ile karşılaştırılması | 56 |
| Tablo 4.4. | KB Türkiye manto ksenolitlerinin Re-Os izotop değerleri | 61 |

SİMGELER

| | |
|--------|--|
| ANTE | : Ağır nadir toprak element |
| Cpx | : Klinopiroksen |
| DAF | : Doğu Anadolu Fayı |
| D-B | : Doğu-Batı |
| GB | : Güneybatı |
| HSE | : Yüksek siderofil element |
| HNTE | : Hafif nadir toprak element |
| ICP-MS | : Inductively coupled plasma emission spectroscopy (Kütle emisyon spektrometresi) |
| I-PGE | : Ir gurubu platin gurubu elementler |
| KAF | : Kuzey Anadolu Fayı |
| KB | : Kuzeybatı |
| KD | : Kuzeydoğu |
| NTE | : Nadir toprak element |
| Olv | : Olivin |
| Opx | : Ortopiroksen |
| ONTE | : Orta nadir toprak element |
| PM | : Primitif manto |
| PGE | : Platin gurubu elementler |
| P-PGE | : Pd gurubu platin gurubu elementler |
| Spn | : Spinel |

KB TÜRKİYE ALKALİ VOLKANİK ALANINDAN MANTO KSENOLİTLERİNİN Os İZOTOP VE YÜKSEKÇE SİDEROFİL ELEMENT (HSE) JEOKİMYASAL KARAKTERİSTİKLERİ

ÖZET

KB Türkiye'nin alkali volkanik alanındaki ultramafik ksenolitler genel olarak, mantonun değişken derecelerde kısmi ergimesinin kalıntı katı ürünleri olduklarını gösteren tüm- kaya ana element kimyasına sahip refrakter spinel-harzburjtit, dünitler ve spinel-lerzolitlerden oluşur. Peridotitlerin MgO konsantrasyonları $< 45\%$, CaO konsantrasyonları $\sim 2.01\%$ ve Al_2O_3 konsantrasyonları $\sim 2.17\%$ dir, CaO ve Al_2O_3 konsantrasyonları lertzolitlerde daha yüksektir. Peridotit ksenolitlerin Mg# sısı çok yüksektir ve 0.90 – 0.92 arasındadır. Mg# tüketiminin bir göstergesidir. Tüketilme derecesi arttıkça Mg# artar. Ksenolitlerin tüm kaya ana ve iz element karakteristikleri, ksenolitlerin değişken derecelerde ($\sim 4-15\%$) kısmi ergimesinin kalıntı katı ürünleri olarak oluştuklarını işaret eder. Peridotitlerin tüm-kaya iz element içerikleri ise, uyumsuz elementlerce zengin ergiyikler tarafından reaksiyon sonucu oluşan HNTE zenginleşmeleri ve olasılıkla ergiyik metasomatizmasına işaret eden ONTE tüketimi ve U- şekilli NTE dağılımı sunarlar. Re, PGE ve $^{187}Os/^{188}Os$ izotop sistemleri peridotitlerin kısmi ergime derecelerini anlamamız ve manto kaynağının gelişimi ve petrojenezi için önemli bilgiler vermektedir. Peridotitlerin, Os/Ir ve Pt/Ir oranları kondiritik orana yakınken, Ru/Ir, Pd/Ir ve Rh/Ir oranları kondiritik orandan fazladır. Örneklerdeki yüksek Pd/Ir oranı, ergime sonrası işlemler sonucunda Pd'nin aşırı zenginleşmesinden kaynaklanmaktadır. Peridotitlerin $^{187}Os/^{188}Os$ oranları 0.1121-0.1301 arasındadır. Peridotitlerin tüm kaya $^{187}Re/^{188}Os$ oranları 0.095-0.577 arasındadır. Değerler Meisel vd. (1996) tarafından belirlenen kondiritik oranın (0.3935) hem altında hem üstünde yer almaktadır. Yüksek $^{187}Re/^{188}Os$ oranına sahip örnekler için metasomatizmadan etkilendikleri söylenebilir: ortama metasomatik ergiyiklerle birlikte sülfid eklenimi olmuştur ve Re artmıştır. Peridotitlerin Re tüketim yaşı 1-2.1 Ga'dır.

Anahtar Kelimeler: Manto ksenolitleri, Re-Os izotopları, Yüksek siderofil elementler (HSE).

OSMIUM ISOTOPE AND HIGHLY SIDEROPHILE ELEMENT (HSE) CHARACTERISTICS OF MANTLE XENOLITHS FROM THE ALKALINE VOLCANIC FIELD OF NW TURKEY

ABSTRACT

The peridotite xenoliths from the alkaline volcanic field of NW Turkey, are generally refractory spinel-harzburgites, dunites and spinel-lherzolites with major element geochemical signatures representative of solid residues of varying degrees of partial melting. MgO, CaO and Al₂O₃ average concentration of peridotites are respectively, 42.5, 2.01, 2.17. Mg# of peridotitic xenoliths are significantly high and between 0.90-0.92. Mg# is also an indicator of depletion. Mg# increases when the degree of depletion increases. Whole rock, major, trace element indicate that the peridotites originated as the solid residues of varying degrees of partial melting (%4-15). Trace element data for whole-rock peridotite xenoliths show LREE enrichment caused by continuous influx of incompatible element enriched melt and U-shaped REE patterns with depletions that probably reflect melt metasomatism. Re, PGE ve ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os isotope systems provides important data for degree of partial melting of peridotites and the progression of mantle source. In peridotites Os/Ir and Pt/Ir ratios are approximate to chondritic ratios, however Ru/Ir, Pd/Ir and Rh/Ir ratios are higher than chondritic ratios. As a consequence of post melting process, the highly enrichment of Pd causes high Pd/Ir ratios in samples. ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os ratios of the peridotites range from 0.1121-0.1301. ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os ratios of whole-rock between 0.095-0.577. ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os ratios of some peridotites are higher than chondritic ratio (0.3935) which is described by Meisel (1996). T_{RD} age of peridotites range from 1-2.1 Ga.

Key words: Mantle xenoliths, Re-Os isotopes, Highly siderophile elements (HSE).

GİRİŞ

Ultramafik ksenolitlerin incelenmesiyle; peridotit ksenolitlerin yapı ve dokusundan, bileşimlerinden ve içerdikleri bazı elementlerin değişimleri arasındaki ilişkiden üst mantonun karakteri ve alkali bazaltik ergiyik hakkında bilgi ediniriz.

Üst mantonun bileşimiyle ilgili önemli bilgiler sağlayan mantodan türemiş ksenolitler, yüzeye bazaltik ergiyikler tarafından taşınır. KB Türkiye’ de ki Geç Miyosen alkali bazaltlar ve bazanitler içerisinde bulunan peridotit ksenolitlerinin Os izotop sistemleri, üst mantodaki siderofil element dağılımının ve ergiyik etkisinin değerlendirilmesiyle elde edilir. (Aldanmaz, 2011).

HSE’ lerin içerisinde yer alan PGE’ ler mantodan kabuğa malzeme geçişi sırasında jeokimyasal olayların belirlenmesi açısından önemli elementlerdir (Naldrett, 1981; Garuti vd., 1997). PGE bollukları, kayaçların tuedikleri manto kaynağının gelişimi ve petrojenezi hakkında bilgi verir.

Re ve Os yüksek siderofil elementlerdir (yüksek siderofil elementler metal veya sülfid fazı tercih ederler). Bu elementler çekirdek oluşumu boyunca çekirdekten mantoya tamamen geçerler. Bu özelliklerinden dolayı Re ve Os diğer radyojenik izotop sistemleri ile karşılaştırıldığında (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Th-Pb) manto ergime işlemlerindeki problemleri anlamada tek yolu sağlarlar. Re-Os izotop sistemi; elementlerin siderofil/kalkofil davranışları ve Os’nin ergime boyunca uyumlu davranışından dolayı magmatik kayaçların izotop jeokimyasını belirlemede önemli bilgiler sağlamıştır.

Tüm bu bilgiler ışığında KB Türkiye’ de yer alan Tekirdağ Bölgesinde ki alkali volkanik alanı içerisindeki manto ksenolitleri incelenmiş ve bu ksenolitlerin Os izotop ve yüksekçe siderofil element (HSE) jeokimyasal karakteristikleri ortaya konarak bölgenin petrolojik evrimi ortaya konmuştur.

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Çalışmanın Amacı

Bu çalışma Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda yüksek lisans tezi olarak hazırlanmıştır. Çalışma kapsamında KB Türkiye' de yer alan Tekirdağ Bölgesinde ki alkali volkanik alanı içerisindeki manto ksenolitleri incelenmiş ve bu ksenolitlerin Os izotop ve yüksekçe siderofil element (HSE) jeokimyasal karakteristikleri ortaya konmuştur.

İnceleme alanından toplam 46 örnek alınmış ve bu örneklerden 13 tanesinden ince kesit hazırlanmıştır. 15 örnek de kimyasal analiz için seçilmiştir. Kimyasal analiz sonuçları jeokimya olarak tek bölümde değerlendirilmiş, bu bölüm de tüm kaya ana oksit, yüksek siderofil element ve iz element jeokimyası olarak çalışılmıştır. Bunlara ek olarak ksenolitlerdeki Re- Os davranışları da incelenmiştir.

1.2. Çalışma Yöntemleri

Tez çalışmasını oluşturan yöntemler; saha çalışmaları, laboratuvar çalışmaları ve büro çalışmaları olarak üç adımda gerçekleştirilmiştir.

1.2.1. Saha çalışmaları

Tez konusunu oluşturan çalışma alanının saha çalışması 2011 yılında yaz aylarında yapılmıştır. Bu çalışma boyunca bölgedeki ksenolit içeren bazaltlardan petrografik ve jeokimyasal incelemeler için 4 lokasyondan örnekleme yapılmıştır. Bu lokasyonların sadece 2 tanesinden taze örnekler alınabilmiştir.

1.2.2. Laboratuvar çalışmaları

Saha çalışmalarında bazaltlar içinde alınan manto ksenolit örnekleri hem petrografik hem de jeokimyasal olarak incelenmek için taş kesici ile kesilerek önce bazaltlardan

ayrılmış sonra da alınan örneklerden 13 tanesi ince kesit hazırlamak için uygun boyutlarda bir daha kesilmiştir.

Jeokimyasal analize gönderilmek için hazırlanan örnekler ise önce küçük parçalara ayrılmış sonra da % 5'lik HCL ile çözülmüştür. Saf su ile yıkanan örnekler 105 °C' de ki etüvde kurutulmuş ve toz haline getirilmek üzere hazır hale gelmiştir. Toz haline getirilen örnekler ise jeokimyasal analiz için Avusturya Leoben Üniversitesi Genel ve Analitik Kimya Laboratuvarına gönderilmiştir.

1.2.3. Büro çalışmaları

Saha çalışmaları ve laboratuvar çalışmaları sonucunda elde edilen tüm veriler düzenlenerek tez haline getirildi.

1.3. Çalışma Alanının Coğrafik Konumu

1.3.1. İnceleme alanı

Çalışma alanı Tekirdağ ilinin batısında yer alan Çorlu İlçesindeki Karatepe bazaltları ile Karatepe bazaltları batısında yer alan Hacıköy mevkiinde yer alan bazaltlardır. Bu lokasyonlara ek olarak Çevrimkaya bölgesi de incelenmiş fakat taze örnek bulunamamıştır (Şekil 1.1).

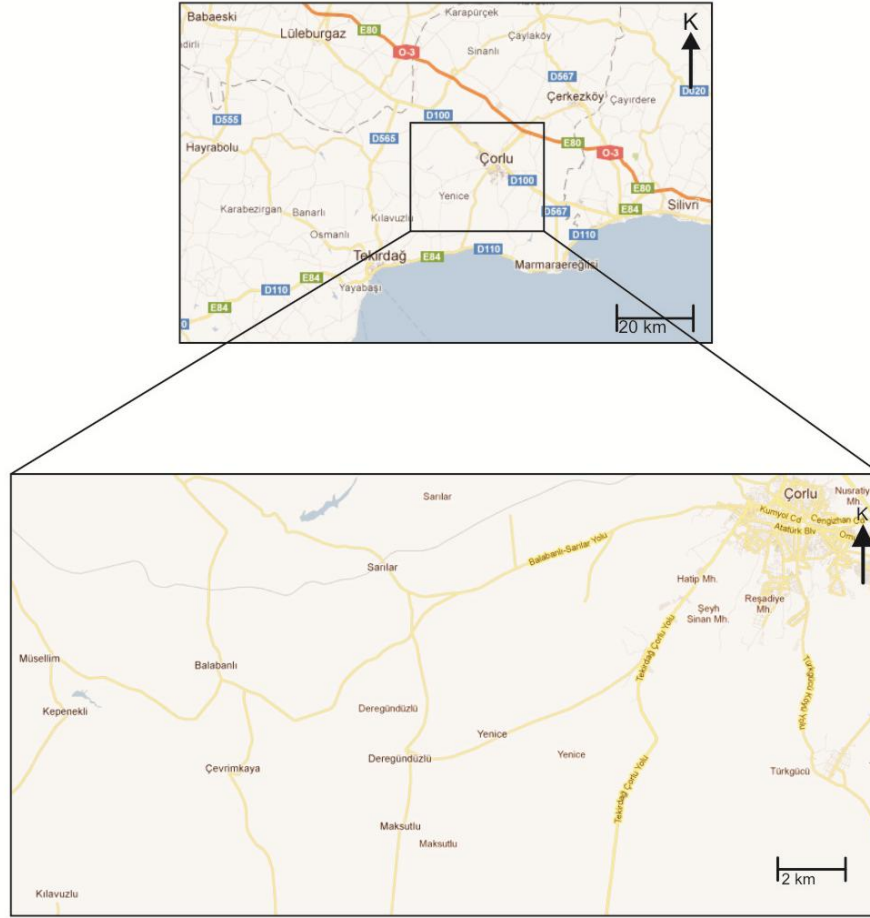
1.3.2. Ulaşım

Çalışma alanına ulaşım karayolu ile yapılmaktadır. Çalışma alanındaki bazaltlarda taş ocağı olarak işletildiğinden, buralara da ana yoldan bağlantı yollar bulunmaktadır.

1.3.3. İklim ve bitki örtüsü

Çalışma alanının iklimini kuzeyden gelen soğuk hava kütleleri ile güneyden, Akdeniz ve Ege' den gelen nemli ılık hava akımları etkiler bu nedenle kış ayları soğuk ve yağışlı, yaz ayları sıcak ve kuraktır.

Çalışma alanında küçük ağaç toplulukları yaygındır. Fakat bölgenin genel görüntüsü step arazisi görünümündedir.



Şekil 1.1.Çalışma alanı yer bulduru haritası

1.4. Önceki Çalışmalar

Tüm Trakya’ da bazaltik volkaniklerin Miyosen – Kuvarterner zaman aralığında gelişmiş, manto köken ağırlıklı, alkali nitelikli bir volkanizmanın ürünü oldukları, petrografik olarak genelde olivinli bazalt ve yanı sıra anglomeralar şeklinde tanımlanabilecek başlıca plajiyoklas, olivin, klinopiroksen ve daha az ortopiroksen içerikli kaya tipi gösterdikleri bilinmektedir (Esenli, 1999).

Çalışma alanında ki bazaltlar kıtasal alan içerisinde oluşmuşlardır. Morgan ve Burke (1985) kıta – kıta çarpışmasından sonra gerilme alanlarının oluştuğunu ve Trakya’ da kıta – kıta çarpışmasından sonra meydana gelmiş gerilme alanlarında mantoya kadar uzanmış derin çatlaklarda alkalin bazaltik volkanizmanın geliştiğini belirtmişlerdir.

Ercan (1992) ise Trakya’ da ki Senozoyik volkanizmasını 3 ana grup volkanizmaya ayırmıştır. Birinci gurup, Üst Eosen – Üst Oligosen arasında yüzlekler veren volkanikler, kalkalkalen ve yüksek potasyumlu kalkalkalen nitelikte olup çoğunlukla kabuksal köken ağırlıklıdır ve bir çarpışma zonunda meydana gelmiştir. İkinci gurup, Üst Miyosen’ de kabuk ve manto karışımı, şoşonitik nitelikli melez bir volkanizma oluşturmuştur. Üçüncü gurup, ise Pliyosen’ de manto köken ağırlıklı ve alkalın nitelikli bazaltik volkanikler meydana getirmiştir. Çalışma alanında incelenen volkanikler bu gruba girmektedir.

Tapırdamaz ve Yaltırak (1997) ise, Trakya Senozoyik volkanizmasını paleomanyetik ve tektonik olarak incelemişler ve bölgeyi tektonik olarak 3 bölüme ayırmışlardır. Birinci grup, çarpışma kökenli Üst Eosen – Üst Oligosen yaşlı kalkalkalen volkanik kayalardır. İkinci grup Üst Miyosen yaşlı kabuk ve manto karışımı şoşonitik nitelikli melez bir volkanizmanın ürünüdür ve sıkışma zonları boyunca yüzeye ulaşmıştır. Üçüncü grup ise Pliyo – Kuvarterner yaşlı alkali nitelikteki bazaltik kayalardır. Çalışma alandaki volkanikler bu guruba dahildir ve bu bazaltların kuzeyde Trakya genç fay zonu (Perinçek, 1987) ve güneyde Ganos fay zonu (Yaltırak,1996) arasındaki alanın sağ yanal makaslanması sonucu oluşan açılma çatlaklarından çıktığını öne sürmüşlerdir.

Yılmaz ve Polat (1988) ise Trakya bölgesindeki Miyosen – Kuvarterner volkaniklerinin astenosferik mantonun kısmi ergimesinden türemiş olduğunu belirtmişlerdir. Bu durumu iz element sistematiğine göre açıklamışlar ve alkalın lavların bir sıkışmayı takip eden kuzey – güney litosferik genişlemenin sonucunda geliştiğini öne sürmüşlerdir.

Ercan vd. (1998) ise Marmara Denizi çevresi Tersiyer volkanizmasını Üst Kretase Volkanikleri, Eosen Volkanikleri, Oligosen Volkanikleri, Alt – Orta Miyosen Volkanikleri ve Üst Miyosen Volkanikleri olarak beş ana farklı guruba ayırmıştır. Çalışma alanındaki volkanikler Üst Miyosen Volkanikleri gurubuna dahildir. Üst Miyosen yaşlı volkanik kayalar Tersiyer çökel kayaçlarını kesip çıkan dağınık küçük tekçe volkan konilerini oluştururlar. Bunlar tamamen Trakya yarımadasında bulunmakta olup, diğer bölgelerde yer almazlar. Bu volkanikler tamamen alkali

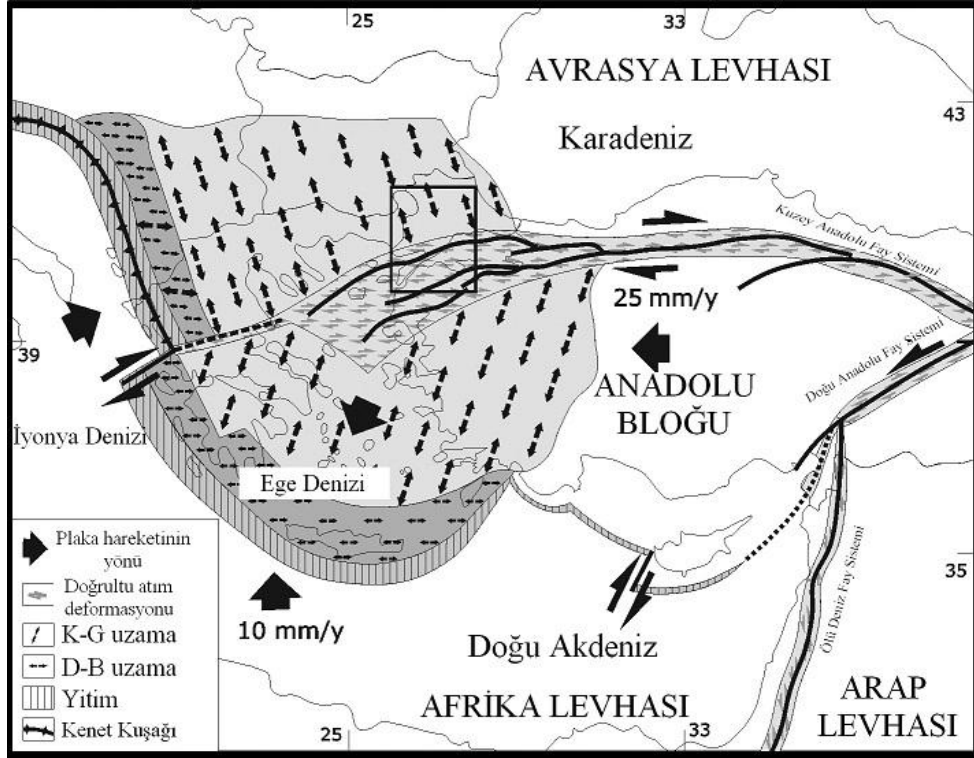
olivine bazalt türde olup, genç açılma çatlakları boyunca yeryüzüne çıkararak yayılmış ve küçük akıntı yüzlekleri ve volkan konileri oluşturmuşlardır.

1.5. Bölgesel Jeoloji

KB Türkiye' nin Neojen- Kvarterner tektonik evrimi, Afrika ve Arap plakalarının Avrasya plakasıyla, batıda İzmir-Ankara ve doğuda Bitlis-Zagros kenet kuşakları boyunca olan çarpışmanın sonucu olarak oluşan doğrultu atımlı fay sistemlerinin gelişiminden önemli ölçüde etkilenir. Anadolu ve Arap plakaları arasında Bitlis-Zagros kenet kuşağı boyunca meydana gelen çarpışma, Doğu Anadolu'da kabuk kısılması ve yükselmesine sebep olurken, diğer taraftan da kama şekilli Anadolu mikro kıtasının, sağ yanal atımlı KAF ve sol yanal atımlı DAF boyunca batıya doğru tektonik kaçışına sebep olmuştur. KAF zonu boyunca oluşan, dekstral, D-B yönelimli doğrultu atım aktivitesinin en temel etkisi, Anadolu mikro kıtasının Pontitlere göre olan hareketinin batıdan güneybatıya değişimi olmuştur (Şekil 1.2). Bu durum, Anadolu Bloğunun saatin tersi yönünde rotasyonuna (Rotstein,1984; Oral vd., 1995; McKlusky vd., 1997; Relinger vd., 2000) ve KB Türkiye' de (Trakya) Geç Miyosen' den itibaren KD-GB doğrultulu bir dizi doğrultu atımlı fay segmentiyle ilişkili küçük çek-ayır havzaların gelişimine yol açmıştır.

Okay ve Yurtsever Trakya'nın iki ana jeolojik kütlede oluştuğunu belirtmişlerdir. Bunlar, kuzeydoğuda Karadeniz'e paralel bir dağ kuşağı oluşturan Istranca masifine ait metamorfik kayalar ve masifin güneybatısındaki Ergene düzlüğünü oluşturan Trakya Tersiyer havzasıdır (Şekil 1.3).

Trakya havzası, üçgen şekilli geniş bir Tersiyer havzası olup birkaç diğer havzanın kesişim noktasında bulunmaktadır. Havzanın kuzeyinde Karadeniz Havzası, doğusunda Marmara Denizi Havzası, güneyinde de Ege Havzası yer almaktadır. Havza, toplam kalınlığı 9 km' den fazla olarak tahmin edilen (Turgut vd., 1991; Perinçek, 1991) Orta Miyosen' den günümüze kadar oluşan sedimenter kayalardan oluşmuştur. Havza kuzey kenarı boyunca Istranca Masifi' nin metamorfik kayaları ile çevrelenmiştir (Şekil 1.3).

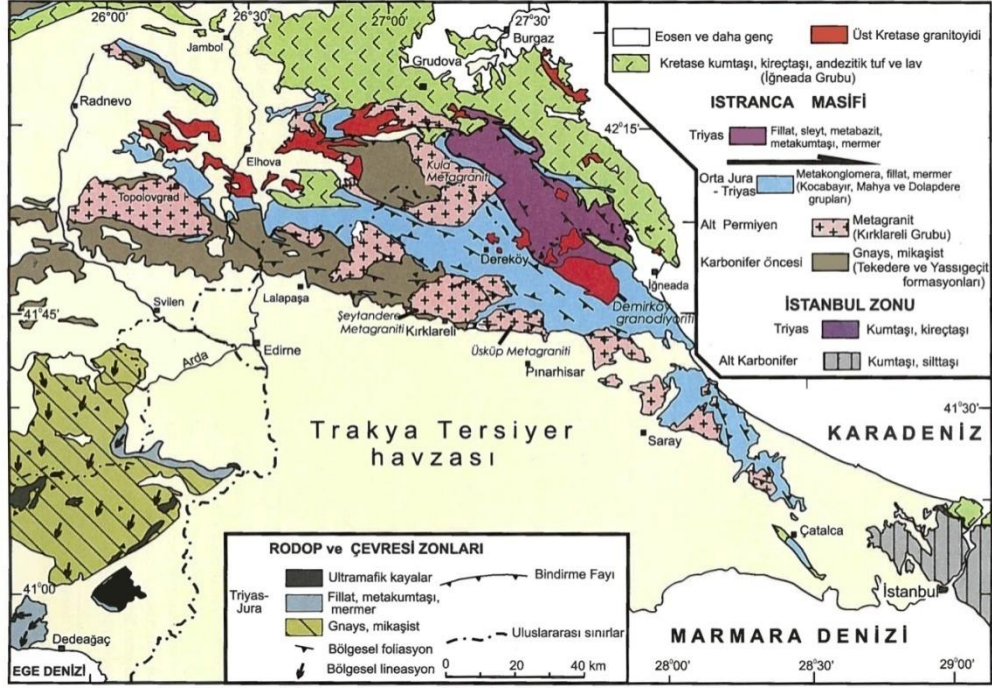


Şekil 1.2. Doğu Akdeniz levha tektoniği haritası (Harita Aldanmaz, 2011'den alınmıştır.)

Trakya havzasının temeli Orta Mesozoyik orojenik kuşağı olarak bilinen Rodop Masifi'nin doğudaki uzantısı olarak kabul edilen Istranca Masifi'nin metasomatik kayaları ile temsil edilmektedir (Dewey vd.,1973).

Yay önu konumundaki Trakya Havzası, Orta Eosen'de Pontid içi okyanusunun kapanması ve kıta – kıta çarpışması (İstanbul ve Istranca zonları ile Sakarya zonu) sonucu üst levha olan Istranca zonunun gerilmeye uğramasıyla gelişmiştir (Görür ve Okay,1996).

Trakya havzasına ait veriler Neojen sedimenter örtü nedeniyle oldukça sınırlıdır. Havza yapısı ile ilgili bilgilerin çoğu sondaj verileri ve sismik çalışmalardan gelmiştir (Turgut vd., 1991; Perinçek, 1991). Havzadaki iki ana dekstral doğrultu atımlı fay zonunun, üçgen şekilli havza geometrisini oluşturduğu belirlenmiştir. Bu zonlardan biri KD-GB doğrultulu olup, havzanın güney kenarını sınırlarken, KB-GD doğrultulu olan diğer zon ise havzanın kuzey kenarını sınırlar ve bu iki zon havzanın doğu ucunda Marmara Denizi' nin altında kesişir (Perinçek, 1991; Turgut vd., 1991; Görür ve Okay, 1996).



Şekil 1.3. Istranca Masifi ve çevresinin jeoloji haritası (Okay vd., 2001)

Trakya volkanik alanında alkalin volkanik aktivite, maksimum kalınlığı 100m olan bir dizi, küçük ve izole lav akıntısını oluşturmuştur. Alkalin volkanik alan, havzanın güney kenarında bir çizgisellik oluşturacak şekilde dağılmıştır (Şekil 1.4). Lavlar, Trakya Tersiyer Havzasının en güney sınırını oluşturan KKB-GGD doğrultulu Trakya ve Ganos doğrultu atımlı faylarıyla sınırlanan alan içinde püskürmüşlerdir. Trakya havzasındaki alkali volkanik kayalar için yayımlanmış yaşlar (11.68-8.53 my arası) Üst Miyosen' i önermektedir (Paton, 1992; Ercan vd., 1995; Kaymakçı vd., 2007). Trakya volkanik kayalarının en önemli özelliği manto kökenli peridotit ksenolit içermeleridir.

Trakya volkanik alanındaki alkalin volkanik magmatizmanın kökeni hakkında çeşitli görüşler vardır. Ancak bu konuda ki genel görüş, Batı Türkiye çarpışma sistemi içerisindeki alkali magmatizma oluşumunun erken dönem bindirme, kıvrılma ve kabuk kalınlaşmasını takip eden ve çarpışma sisteminin sonraki evriminde sıkışan bloklar arasındaki dengeli ve stabilizasyonu sağlayan çarpışma sonrası dönemin doğrultu atımlı ve düşey faylanmalarının bir sonucu olan geç dönem gerilmeyle ilişkili olduğudur (Aldanmaz vd., 2000).

Bölgede yapılan bazı çalışmalarda alkalın magmatizmanın, iki farklı manto kaynağından türeyen ergiyiklerin karışımından oluştuğunu önermişlerdir. McKenzie ve O'Nions (1995) Batı Anadolu alkali volkanik kayalarında NTE içeriklerini kullanarak bölgesel gerilme ile ilişkili oluşan bazik magmatizmanın, astenosferik manto kökenli ergiyiklerle karışmış litosferik mantonun kısmi ergimesi sonucu oluştuğunu önermişlerdir. Buna karşın Aldanmaz vd., (2000) ve Aldanmaz (2002) bölgede yaptığı çalışmalarda, iz element ve Nd-Sr izotop verilerini kullanarak alkalın magmanın oluşumunda litosferik mantodan etkileşim olmadığını ortaya koymuş ve alkali magmatizma için homojen, konvektif manto kökenini önermişlerdir.

2. GENEL JEOLJİ

Çalışma alanındaki bazaltik volkaniklerin çevresinin jeolojik istifi; Alt – Üst Oligosen yaşlı kumtaşı, çakıltaşı, kıltaşı, marn, tuf ardalımalı Danişmen Formasyonu (Linyitli kumtaşı formasyonu), bunu üzerine uyumsuz olarak gelen çakıltaşı, kumtaşı, kıltaşı gevşek çökellerinin oluşturduğu Miyosen yaşlı Ergene Formasyonu ve alüvyonlardan meydana gelmiştir (Lebrüchner, 1974; Umut vd., 1983 ve 1984; Umut, 1988, a ve b). Bu formasyonlar çalışma alanında gözlenmemiştir.

Çalışma alanı içerisinde Danişmen ve Ergene formasyonlarına ait çökeller içerisinde izlenen bazaltlar ise Trakya Senozoyik volkanizmasının son ürünüdürler (Ercan, 1992). Bazaltları ilk defa Umut vd., 1983 Karatepe bazaltları olarak incelemiştirler.

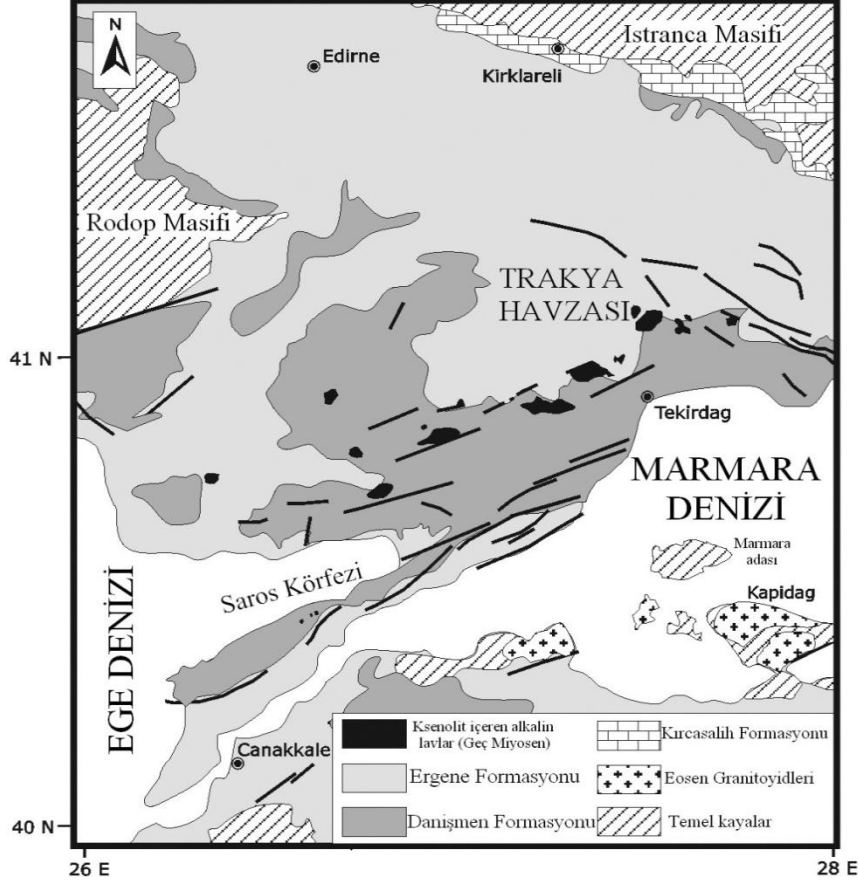
2.1. Danişmen Formasyonu

Danişmen Formasyonu adını ilk defa Boer (1954) ve Beer ve Wright (1960) Osmancık Formasyonu'nu da birime dahil ederek kullanmışlardır. Ünal (1967), Osmancık Formasyonu'nu ayrı tutarak Danişmen şeylini tanımlarken bu ismi kullanmıştır. Kasar vd. (1983), litolojinin homojen olması nedeniyle bunu Danişmen Formasyonu olarak değiştirmişlerdir.

Danişmen Formasyonu altta Osmancık Formasyonu ile dereceli geçişli, üstte ise aşındırılmasından dolayı genç birimler tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir (Şekil 2.1).

Mezardere Formasyonu ile başlayan regresif delta sisteminin en üst birimidir. Göl bataklık, taşkın ovası ve akarsu çökellerinden oluşur. Yer yer varvlı olan şeyller, kıltaşları, kumtaşı, çakıltaşı ve kömürler birimi oluşturan ve havza ortalarında görülen asıl litolojilerdir.

Danişmen Formasyonun yaş aralığı yapılan çalışmalarla Miyosen – Oligosen olarak bulunmuştur. En son yapılan çalışmalar olan Umut vd., 1983 ve 1984 ve Sümengen vd., 1987’ de, linyit düzeylerinde yapılan omurgalı fosil tanımlamalarına göre Oligosen’in orta kesimlerine karşılık gelen yaşlar verilmiştir.



Şekil 2.1. Trakya havzası ve civarının jeoloji haritası (Aldanmaz, 2011’ den alınmıştır.)

2.2. Ergene Formasyonu

Formasyon ilk defa Boer (1954) tarafından adlandırılmıştır. Formasyon içerisinde Çelebi ve Sinanlı üyelerine ayrılmıştır. Formasyon gevşek tutturulmuş litolojileri nedeniyle iyi yüzlek vermez.

Duman vd., 2004; Ergene Formasyonunun altındaki Çantaköy Formasyonu ile geçişli olduğunu belirtir. Formasyon üzerindeki Kircasalih Formasyonu ile uyumsuzdur.

Ergene Formasyonu, akarsu ve göl ortamı ürünü, çapraz tabakalı çakıltaşı ve kumtaşlarıyla, bol bitki ve omurgalı fosil içeren kumtaşı ve kilitaşlarından oluşur (Umut vd.,1983 ve1984; Duman vd.,2004).

Formasyonun yaşını Umut vd. (1983), Çağlayan ve Yurtsever (1988) ve Duman vd. (2004) Orta – Miyosen, Umut (1988) ve İmik (1988) Üst Miyosen olarak verirler.

2.3. Karatepe Bazaltı

Karatepe Bazaltı, formasyon olarak ilk defa Umut vd. (1983) tarafından adlanmıştır. Çorlu ilçesinin güneybatısında yer alır (Şekil 1.3).

Karatepe Bazaltı Çorlu ve Tekirdağ arasında Danişmen formasyonları üzerinde uyumsuzlukla yer alır. Şentürk vd.,1988; Okay vd.,2002'de belirttiği gibi bu formasyon Ergene Formasyonunun tabanına yakın yerlerde ve Ergene Formasyonu klastikleri arasında yer aldığını gösterir.

Karatepe Bazaltları olivinli bazaltlardan oluşmuştur. Bazaltların içinde yaygın olarak irili ufaklı peridotit ksenolitleri bulunur. Özellikle Hacıköy bölgesinde (Şekil 3.2) bulunan ksenolitlerin boyutu yumruk büyüklüğünde olup Karatepe bölgesindekilerden (Şekil 3.15) daha büyüktür. Bıyıklı çevresinde bulunan ksenolitler ise altere olduğu için taze örnek bulunamamıştır (Şekil 2.4).Karatepe Bazaltı Geç Miyosen yaşlıdır (Ercan vd.,1988).



Şekil 2.2. Karatepe bazaltlarını görüldüğü Hacıköy bölgesindeki alkali bazaltlardan bir görünüm (Karayollarına ait eski bir taş ocağı). (N410033,E272124)



Şekil 2.3. Karatepe bazaltlarını görüldüğü Karatepe bölgesindeki alkali bazaltlardan bir görünüm (Kumyol Maden Ocağı). (N410757,E274353)



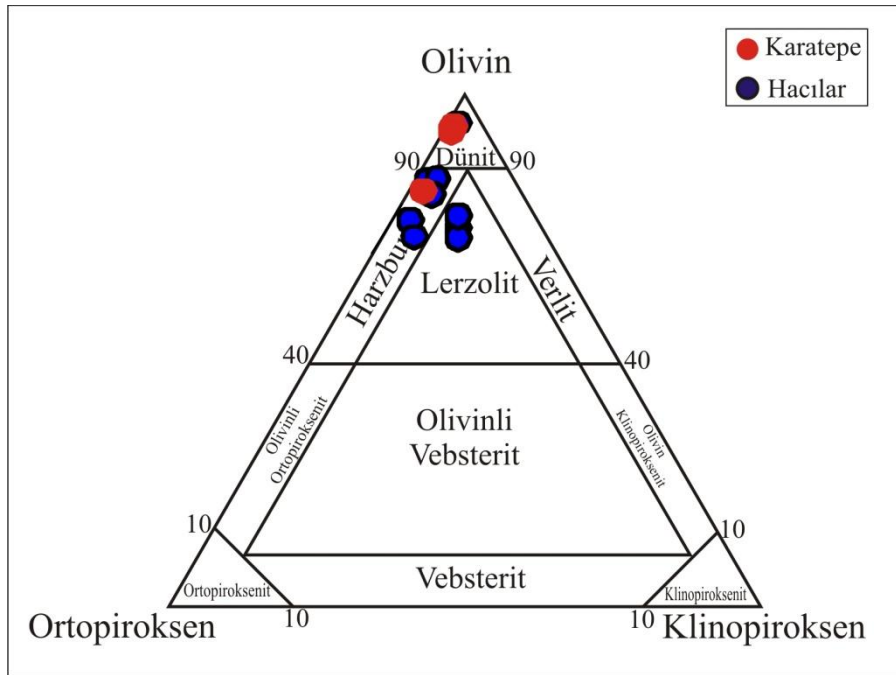
Şekil 2.4: Karatepe bazaltlarının görüldüğü Bıyıklı' deki alkali bazaltlar. Bazaltlar içerisindeki ksenolitler oldukça altere olmuştur. (N410704,E273557)

3. PETROGRAFI VE MİNERAL KİMYASI

3.1. Petrografi

Bu bölümde inceleme alanında bulunan manto ksenolitleri Karatepe ksenolitleri ve Hacıköy ksenolitleri olmak üzere iki grupta incelenmiş ve petrografik özellikleri tanımlanmıştır.

Çalışma alanından alınan 46 örnekten 13 tanesinden ince kesit hazırlanmıştır. Kesitler incelenerek, kayaçların modal mineralojik analizleri yapılmış ve elde edilen sonuçlar kayaç tanımlanmasında kullanılmıştır. Modal mineralojik analizler peridotit ksenolitleri oluşturan; olivin, klinopiroksen ve ortopiroksen minerallerinin yüzde olarak hesaplanmasıyla bulunmuştur. Bu sonuçlara göre örneklerin, %46'sı harzburjit, %31'i dünit ve %23'ü lertzolit bileşimindedir (Şekil 3.1 ve Tablo 3.1).



Şekil 3.1. Çalışma alanındaki peridotit ksenolitlerin mineralojik bileşimine göre sınıflandırılması (olv-opx-cpx üçgeni)

3.1.1. Hacıköy peridotit ksenolitlerinin petrografik özellikleri

Karatepe bazaltları batısında yer alan Hacıköy taş ocaklarından alınan örneklerde, bazaltlar içerisindeki ksenolit boyutlarının Karatepe'ye oranla çok daha büyük ve derin olduğu gözlenmiştir. Ortalama boyutları 3x5 cm olup bazı ksenolit örnekleri yumruk büyüklüğündedir. Bazı örnekler içerisindeki olivin taneleri çıplak gözle görülmektedir (Şekil3.2). Ayrıca Hacıköy bölgesinde peridotit ksenolitlere bazaltlardan ayrılmış olarak da rastlanmıştır (Şekil3.3). Ksenolitlerin renkleri yeşil ve yeşilimsi tonlarda olup alterasyon hemen hemen yok gibidir.



Şekil 3.2. Hacıköy bölgesinde Karayolu'na ait eski bir taş ocağından alınan örnek (N410032,E272125)



Şekil 3.3. Hacıköy bölgesinden alınan peridotit ksenolit örneği

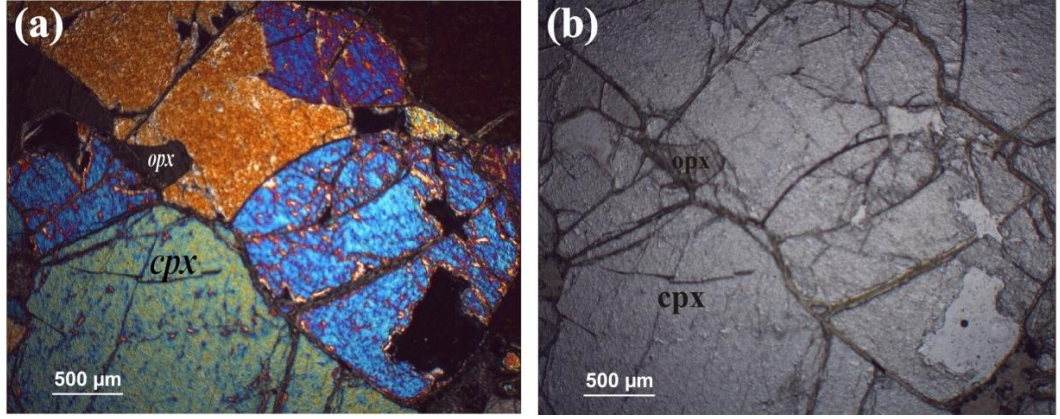
Hacıköy bazaltları içerisindeki manto ksenolit örneklerinin petrografik olarak incelemesi yapılmıştır. Bu incelemeler sonucunda kayaların % 50 oranında harzburjit, %30 oranında lerzolit ve %20 oranında dünitten oluştuğu görülmüştür (Tablo 3.1), (Şekil 3.1).

3.1.1.1. Harzburjit

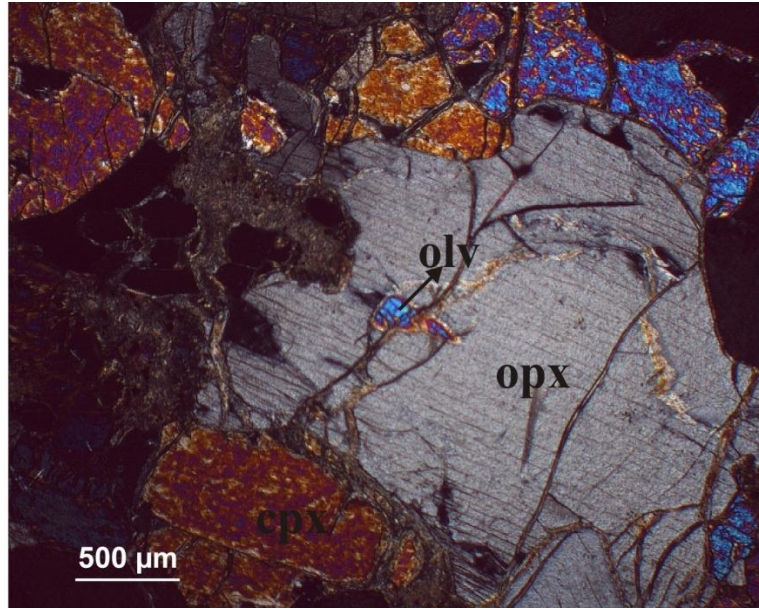
İncelenen örneklerdeki harzburjitin ortalama modal bileşimi %70 – 80 olivin, %10 – 20 ortopiroksen ve % 2 – 5 klinopiroksendir. Ayrıca incelenen örneklerde %2 – 4 oranında spinel tanelerine de rastlanmıştır.

Harzburjitlerdeki genel doku granüler dokudur (Şekil 3.4). Bazı kesitlerde de ortopiroksen mineralinin olivin içermesiyle poiklitik doku gözlenmiştir (Şekil 3.5).

İncelenen kayalarda alterasyon yok denecek kadar azdır. Serpantinleşme yer yer mineral çevrelerinde damarlar halinde olup tüm kesit alanında ortalama %4 civarındadır.



Şekil 3.4. Harzburgitlerde gözlenen granüler doku (opx; ortopiroksen, cpx; klinopiroksen, (a); çift nikol görüntüsü, (b); tek nikol görüntüsü)



Şekil 3.5. Piroksen minerallerinin olivin içermesiyle gelişen poiklitik doku (olv; olivin,opx; ortopiroksen, cpx; klinopiroksen, çift nikol görüntüsüdür.)

a. Olivin

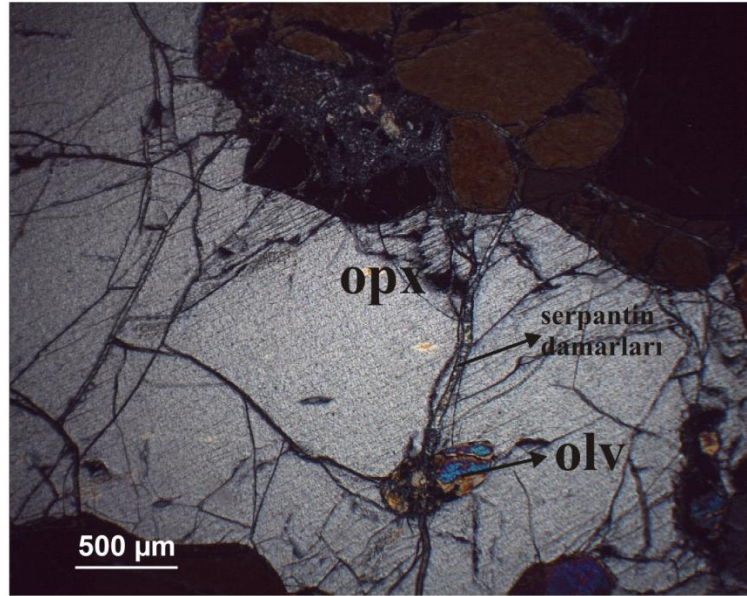
En çok bulunan mineraldir. Tüm kayaç içerisindeki modal bileşimi % 70 – 80 arasındadır. Genel olarak alterasyon çok fazla olmasa da bazı örneklerde mineral çevreleri serpantin damarlarıyla çevrilmiştir. Tane boyları ortalama 1,75 mm civarında olup 3mm' den büyük olivinlerde vardır. Olivinlerin bir kısmı tektonik

deformasyondan dolayı dalgalı sönüm göstermektedir. 2V açıları ölçülmüş ve $>85^{\circ}$ olarak bulunmuştur.

b. Piroksen

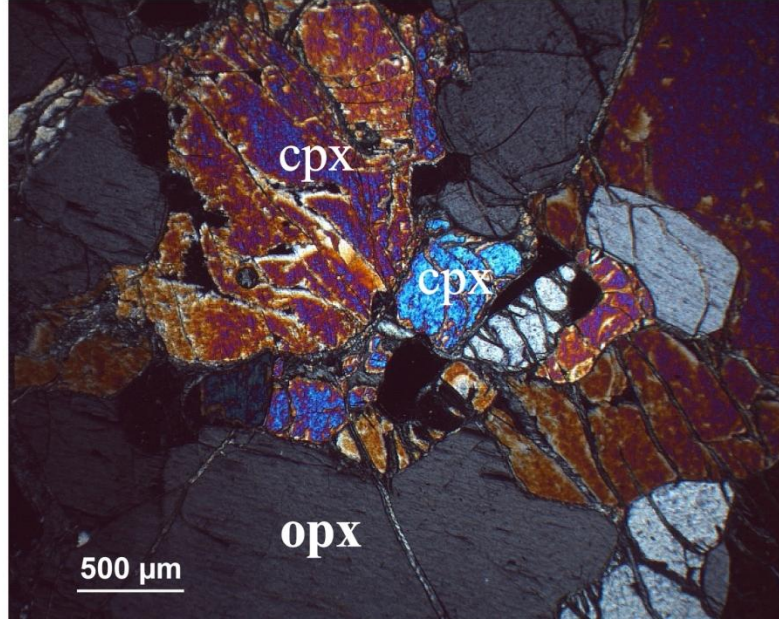
İncelenen örneklerde fazla bulunan piroksen ortopiroksendir. Genellikle ilksel durumlarını korumuşlardır ancak bazı kesitlerde kenarlarından serpantinleşmeye başlamışlardır. Tane boyları ortalama 1,25 mm' dir. Ancak $> 2,5$ mm ortopiroksenler de gözlenmiş olup taneler özşekillidir (Şekil 3.6).

Kayaçlardaki ortopiroksenler uzun eksenlerine paralel sönüm gösterirler.



Şekil 3.6. Harzburjitlede gözlenen ortopiroksen (opx; ortopiroksen, olv: olivin, çift nikol görüntüsüdür.)

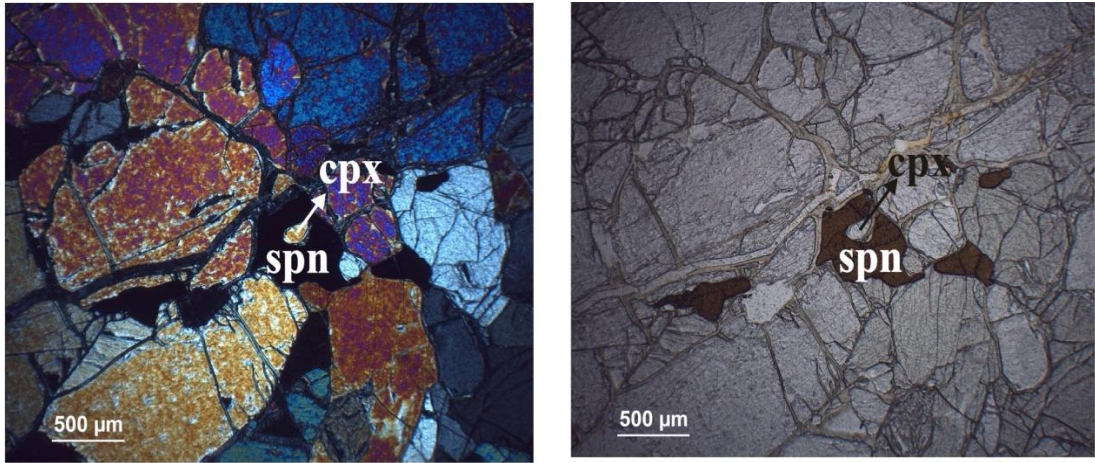
İncelenen kayaçlardaki klinopiroksenlerin modal bileşimi ise, %2- 5 arasındadır. Eğik sönmeleriyle ortopiroksenlerden ayırt edilmektedir. Klinopiroksenlerin sönme açıları ortalama 45° dir. Ortalama tane boyları 1,25 mm' dir (Şekil 3.7).



Şekil 3.7: Harzburgitlerde gözlenen klinopiroksen (cpx; klinopiroksen, opx; ortopiroksen, çift nikol görüntüsüdür.)

c. Spinel

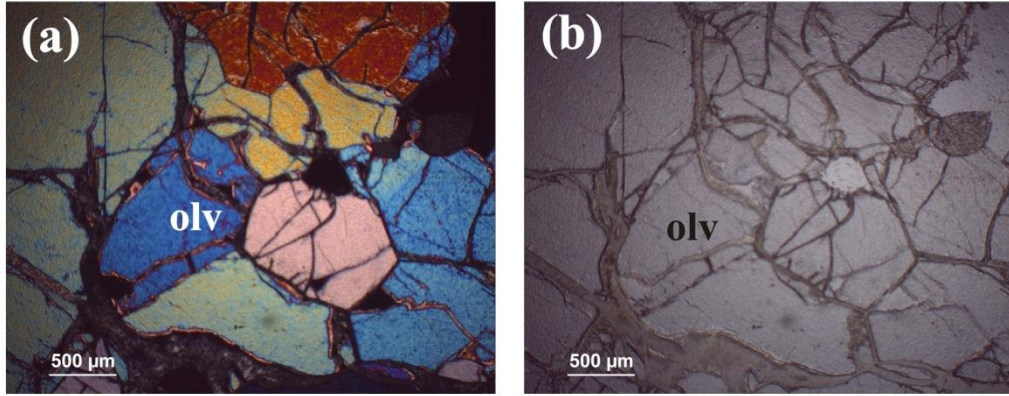
Spinele bütün örneklerde rastlamıştır ve ortalama % 2,5 modal bileşime sahiptir. Tane boyları ortalama 1mm olup öz şekilli ve öz şekilsiz olarak bulunmaktadır. Bazı kayalardaki spineller tamamen manyetitleşmiştir, fakat yaygın olan spinellerin kenarlarından itibaren manyetitleşmeye başlamasıdır (Şekil 3.8).



Şekil 3.8. Harzburgitlerde gözlenen spineller (spn; spinel, cpx; klinopiroksen, çift nikol görüntüsüdür.)

3.1.1.2. Dünit

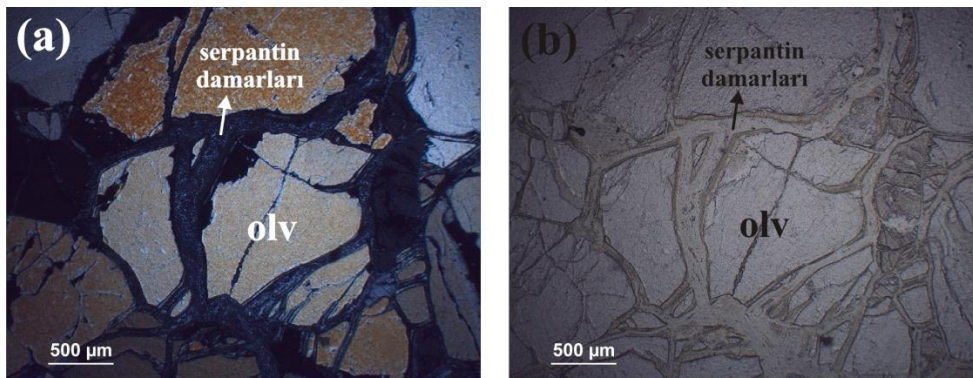
Dünit, büyük çoğunluğu olivin, az miktarda piroksen içeren kayalardır (Şekil 3.3). Kayalarda yaygın olan piroksen ortopiroksendir, klinopiroksene bazı kesitlerde hiç rastlanmamıştır. Genel doku granüler dokudur alterasyon az olduğu için elek dokusu gözlenmemiştir (Şekil 3.9). Kayalarda ortalama % 1 civarında spinel taneleride gözlenmiştir.



Şekil 3.9. Dünitlerde gözlenen granüler doku (opx; ortopiroksen, cpx; klinopiroksen, (a); çift nikol görüntüsü, (b); tek nikol görüntüsü)

a. Olivin

Kayaçta %90' dan fazla bulunan mineraldir. Tane boyları ortalama 2 mm' dir. Serpantinleşme diğer kayalara oranla daha çok yaygındır ve büyük olivin tanelerinin etrafını damarlar halinde sarmıştır (Şekil 3.10).



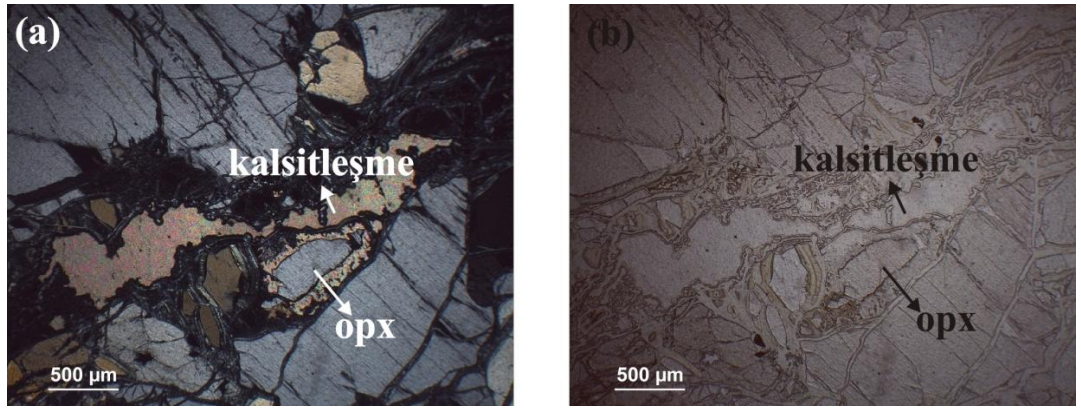
Şekil 3.10. Dünitlerde gözlenen olivinlerde ki serpantinleşme damarları (olv; olivin, (a); çift nikol görüntüsü, (b); tek nikol görüntüsü)

b. Piroksen

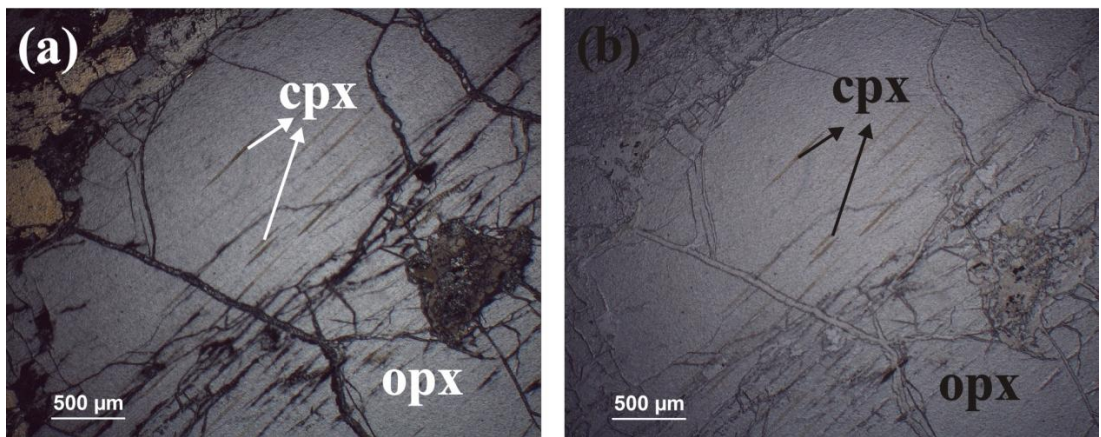
Kayaçalarda ortopiroksen, klinopiroksenden daha fazladır (Tablo 3.1). Ortopiroksenlerin genel tane boyu ortalama 1,5 mm' dir. Klinopiroksen ise bazı kesitlerde hiç yoktur ve ortalama tane boyu 0,75 mm' dir.

Piroksenler çok fazla alterasyona uğramamışlardır ancak bazı piroksenlerin etrafında kalsitleşme görülmüştür (Şekil 3.11).

Ortopiroksenler içerisinde ikincil olarak oluşan klinopiroksenler gelişmiştir (Şekil 3.12).



Şekil 3.11. Dünitlerde gözlenen piroksen tanelerindeki kalsitleşme (opx; ortopiroksen, (a); çift nikol görüntüsü, (b); tek nikol görüntüsü)



Şekil 3.12. Ortopiroksenler içinde gözlenen ikincil klinopiroksenler (opx; ortopiroksen, cpx; klinopiroksen, (a); çift nikol görüntüsü, (b); tek nikol görüntüsü)

c. Spinel

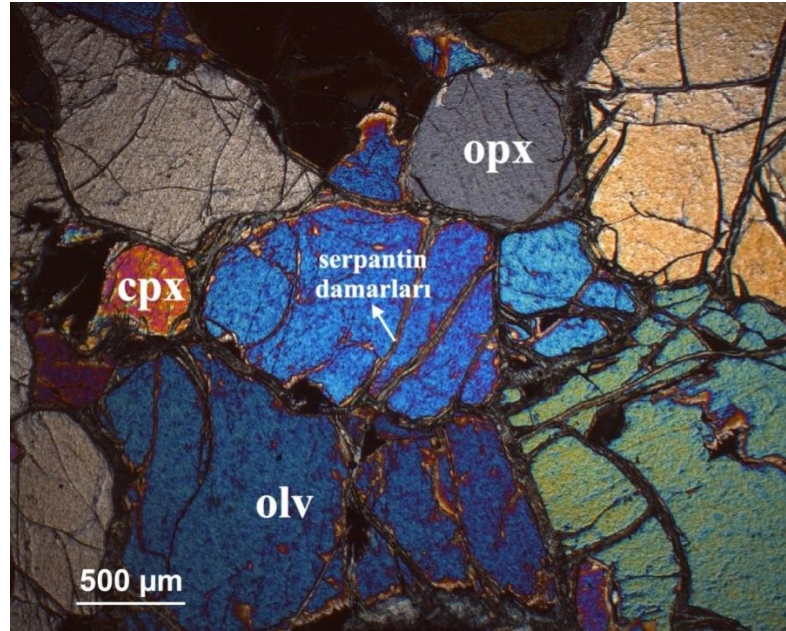
Spineller, diğerk kayaçlarla karşılaştırıldığında genellikle öz şekillidir. Bu spineller, muhtemelen yeni oluşan bazaltik ergiyik ile yan kayacın etkileşimi sonucu kristallenen spineller olmalıdır. Bazıları kenarlarından itibaren altere olmaya başlamış bazıları ise aşırı alterasyondan dolayı tamamen manyetite dönüşmüşlerdir.

3.1.1.3. Lertzolit

İncelenen örneklerde lertzolitin modal bileşimi; %72 – 75 olivin, %12 – 14 ortopiroksen, %10 klinopiroksen ve % 3 spineldir. Kayaçlarda granüler doku yaygın olarak bulunmaktadır.

a. Olivin

Kayaçlardaki ortalama olivin tane boyu 1,75 mm'dir. Tektonik deformasyondan dolayı dalgalı sönüm gösterirler. Alterasyon bazı kayaçlarda yaygındır ve serpantinleşme mineral kenarlarında ve merkezlerinde oluşmuştur (Şekil 3.13).



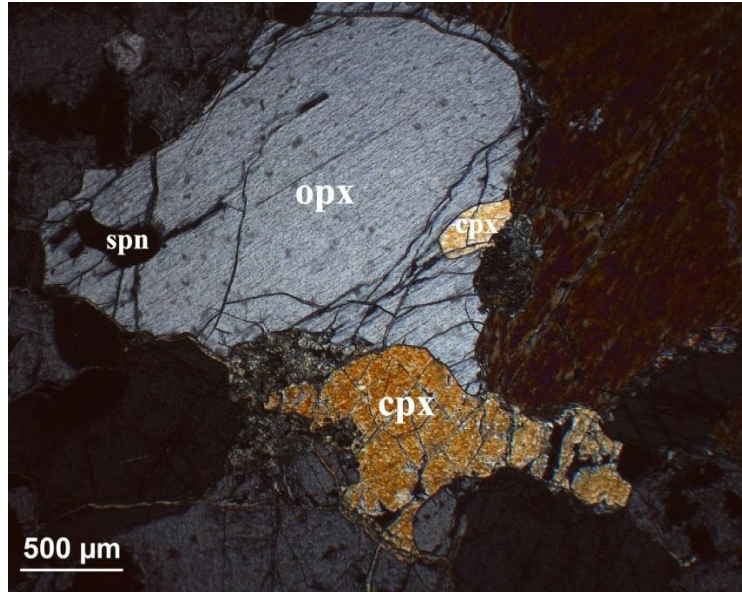
Şekil3.13. Lertzolitlerde gözlenen olivinlerin serpantinleşmesi (olv; olivin, cpx; klinopiroksen, opx; ortopiroksen)

b. Piroksen

Ortopiroksenler klinopiroksenlere göre biraz daha fazla bulunurlar ve tane boyları daha büyüktür. Ortopiroksenlerin ortalama tane boyları 2,25 mm iken klinopiroksenlerin 1 mm civarındır.

Ortopiroksenlerin içerisinde eksolüsyonla gelişmiş ikincil klinopiroksenler bulunmaktadır (Şekil 3.14). Sönüm açıları hemen hemen eşittir ve klinopiroksenlerin ortalama sönüm açıları yaklaşık 47 derecedir.

Alterasyon, mineral kenarlarında serpantinleşme olarak görülür.



Şekil 3.14. Lertzolitlerde gözlenen ortopiroksenlerin içinde gelişen ikincil klinopiroksenler (opx; ortopiroksen, cpx; klinopiroksen, spn; spinel)

c. Spinel

İncelenen kayalardaki ortalama spinel tane boyu 0,75 mm' dir. Tüm kayacın yaklaşık %4' ünü oluştururlar. Genellikle alterasyondan etkilenmemiş taneler kayaçta yaygınken, %1' lik kısımda mineraller kenarlarından manyetitleşmeye başlamışlardır.

3.1.2. Karatepe peridotit ksenolitlerinin petrografik özellikleri

Çorlu, Karatepe bölgesindeki Kumyol Taş ocağından alınan örneklerdeki ksenolitlerin boyları ortalama 0,50 x2 cm boyunda olup, taze örneklerdir ve renkleri yeşil, yeşilimsi sarı olup, öz şekilli veya yarı özşekillidir (Şekil3.15). Peridotit ksenolitlerin Hacılar köyü peridotitlerinde olduğu gibi derinliği yoktur ve boyutları onlarla karşılaştırıldığında çok küçüktür.



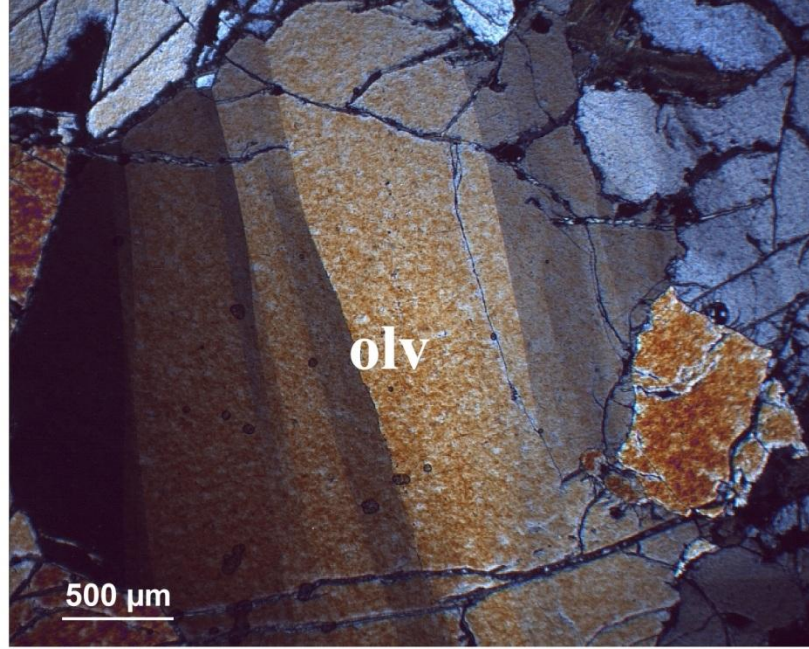
Şekil 3.15. Karatepe bazaltları içerisindeki manto ksenolit örneği (N410758,E274348)

Karatepe bazaltları içerisindeki manto ksenolit örneklerinin petrografik olarak incelemesi yapılmıştır. Bu incelemeler sonucunda kayaçların % 67 oranında dünit, %33 oranında harzburjitten oluştuğu görülmüştür (Tablo 3.1), (Şekil 3.3).

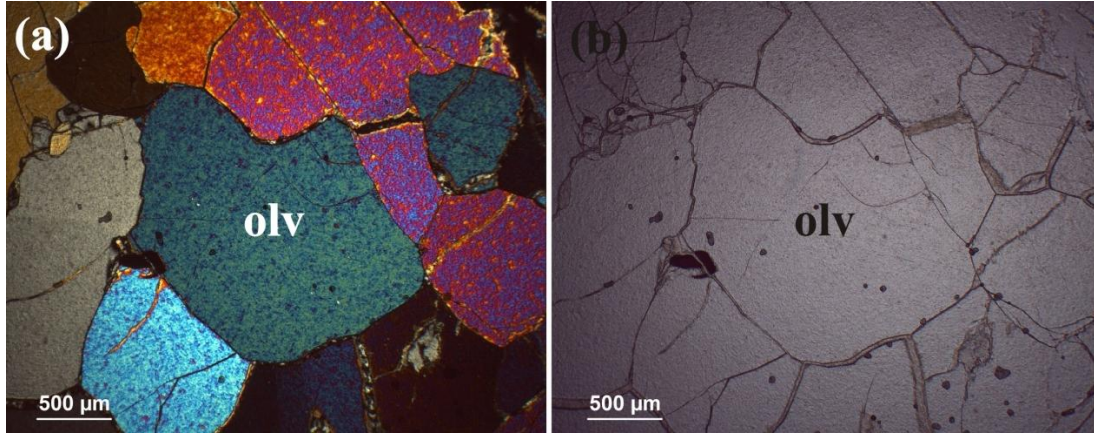
3.1.2.1. Dünit

İncelenen kayaçların ana mineral fazı olivindir. Olivinlerin ortalama tane boyu 2,5 mm civarındadır. Tektonik deformasyondan dolayı bazı olivinler dalgalı sönüm göstermektedir (3.16). Bazı kesitlerde olivinin tane boyları giderek büyüme gösterir. Tane boylarındaki dereceli olarak büyümenin, ksenolit bazalt sınırından alınması ve bazalt ile beraber etkileşime girmesinden dolayı kaynaklandığı

düşünülmektedir. Alterasyon genel olarak mineral kenarlarında yaygın olmakla birlikte tüm kayacda %2 – 3' ü geçmemektedir (Şekil 3.17).



Şekil 3.16. Dalgalı sönüm gösteren olivin (olv; olivin)



Şekil3.17. Karatepe peridotit ksenolitlerine ait dünit örneği (olv; olivin, (a); çift nikol görüntüsü, (b); tek nikol görüntüsü.)

Ortopiroksenlerin ortalama tane boyu 1,5 mm' dir. Ortopiroksenlerin sınırları boyunca küçük ortopiroksen taneleri gelişmiştir. Bunu sebebi; ksenolitlerin sıcak ergiyik içine katılımı sonucu gelişen termal şokun veya ksenolitlerin oluştuıkları yer olan manto içindeki katı hal deformasyonudur (Tracy,1980, Aldanmaz, E. 2004).

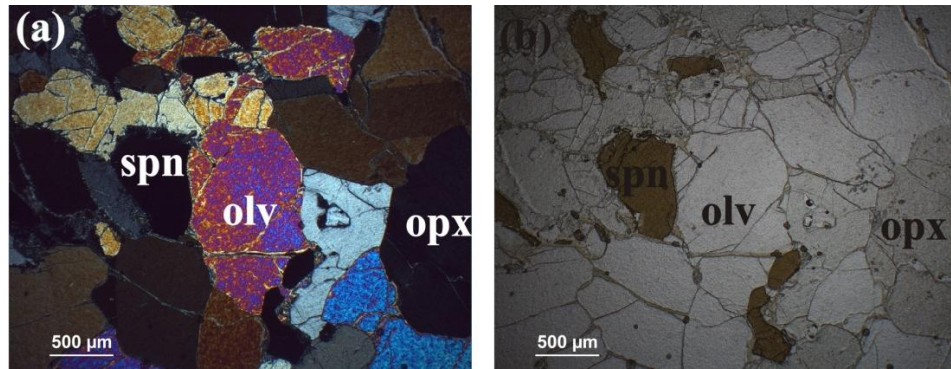
Klinopiroksenler ise kayada yok denecek kadar azdır ve tüm kayacın yaklaşık %1 – 2’ lik kısmını oluşturur. Kayada iki tip klinopiroksen vardır. Birincisi, ortopiroksenle ilişkisi olmayan, kısmi ergime sonrasında kalıntı olarak kalmış birincil

klinopiroksenlerdir. İkincisi ise ortopiroksenlerin içinde gelişen ikincil klinopiroksenlerdir.

İncelenen kayalarda ki spinel kristalleri genellikle deformasyondan etkilendikleri için uzamış olarak bulunur. Ortalama tane boyları 1mm olup tüm kayacın %2’lik kısmını oluşturur. Spineller genellikle alterasyondan etkilenmemişlerdir.

3.1.2.2. Harzburjit

Harzburjit; %80 olivin, %15 ortopiroksen ve %5 klinopiroksen modal bileşimine sahiptir. Olivin ortalama 2,5 mm boyundadır. Serpantinleşme yaygın değildir. Ortopiroksenler ortalama 2 mm boyunda olup, genellikle z Őekillidirler. Klinopiroksenlerin boyu değişkendir ama boyları <2mm’ dir. Spineller düzensiz olarak dağılmışlardır ve genellikle dış kenarlarından itibaren manyetitleşmeye başlamışlardır (Şekil 18).



Şekil 3.18. Karatepe peridotit ksenolitlerine ait harzburjit (opx; ortopiroksen, olv; olivin, spn; spinel, (a); çift nikol görüntüsü, (b); tek nikol görüntüsü)

Tablo3.1. Çalışma alanındaki peridotit ksenolitlerin modal bileşimleri

| Örnek No | Kayaç Adı | % Olivin | % Opx | % Cpx | % Spinel | % Opak |
|----------|------------|----------|-------|-------|----------|--------|
| H1 – a | Lerzolit | 75 | 12 | 10 | 3 | - |
| H2 – a | Harzburjıt | 82 | 13 | 3 | 2 | - |
| H2 – b | Harzburjıt | 80 | 14 | 4 | 2 | - |
| H2 – c | Harzburjıt | 80 | 13 | 2 | 4 | 1 |
| H2 – d | Harzburjıt | 75 | 10 | 3 | 2 | - |
| H2 – e | Lerzolit | 70 | 14 | 12 | 3 | 1 |
| H2 – f | Dünit | 93 | 4 | - | 2 | 1 |
| H2 – g | Harzburjıt | 70 | 20 | 5 | 4 | 1 |
| H2 – h | Lerzolit | 72 | 14 | 10 | 3 | 1 |
| H2 – i | Dünit | 95 | 3 | 1 | 1 | - |
| K1-10 | Harzburjıt | 80 | 15 | 3 | 2 | - |
| K1 – 13 | Dünit | 93 | 4 | 1 | 2 | - |
| K2 - 10 | Dünit | 92 | 4 | 1 | 3 | - |

3.1.3. Hacıköy ve Karatepe peridotit ksenolitlerinin petrografik olarak yorumlanması

Hacıköy ve Karatepe ksenolitlerinin petrografik özellikleri Tablo 3.1’ de özetlenmiştir. Yapılan modal bileşimler sonucunda kayaç tanımlamaları yapılmış ve baskın mineralin olivin (%70-95) olduğu saptanmıştır. Taneler keskin tane sınırlarına sahiptir ve üçlü kesişimler şeklinde gelişmiş eş taneli yapıya sahip granüler dokuya sahiptir. Ortopiroksenler olivinden sonra en fazla bulunan mineral çeşididir (Tablo3.1). Klinopiroksenler ise bazı örneklerde hiç yokken bazı örneklerde %10-12 modal bileşime sahiptir. Spineller ise her kesitte bulunmuş ve %1-4 arasında bileşime sahiptir.

İnceleme alanından alınan ksenolitlerde su içeren fazlara rastlanmamıştır. Bu nedenle de bu durum ksenolitleri yüzeye taşıyan alkali magmanın, mantonun susuz koşullarda ergimesiyle oluşabileceğine veya mevcut sulu fazların ergime ya da reaksiyonlarla tüketildiğini gösterebilir.

Birkaç kesitte olivin ve ortopiroksenlerin sınırları boyunca küçük taneler oluşmuştur. Bu durum, ksenolitlerin sıcak ergiyik içine katılımı sonucu gelişen termal şokun veya ksenolitlerin oluştuğu yer olan manto içindeki katı hal deformasyonunun bir yansıması olarak değerlendirilebilir (Tracy,1980).

Bazı kesitlerde gözlenen kalsitleşme karbonat metasomatizmasından kaynaklanabilir, çünkü bu kesitlerin $CaO/Al_2O_3 > 1$ ' dir ve bu durum da karbonat metasomatizması olduğunu gösterir (Yaxley vd., 1998).

3.2. Mineral Kimyası

Çalışma alanından alınan örneklerde mineral kimyası yapılmamış ancak önceki çalışmalardan yararlanılmıştır. Alkali lavlar içinde bulunan spinel peridotitlerin mineral bileşimleri tipik manto fazlarını yansıtır ve peridotitler arasında belirgin bileşim farklılıkları yoktur. Ultramafik peridotitlere ait kimya analizleri Aldanmaz vd. (2005)' den alınmış ve tablo 3.2, 3.3, 3.4 ve 3.5' de gösterilmiştir.

Tablo 3.2. KB Türkiye peridotit ksenolitlerine ait temsilci olivin bileşimleri (Aldanmaz vd., 2005 ve Aldanmaz vd., 2004 Tübitak proje raporundan alınmıştır.)

| | XE7A | XE2C | XE11 | XE14 | XE13 | XE8 | XE4 | XE1 | XE7 | XE6B |
|------------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|------------|------------|------------|------------|-------------|
| SiO₂ | 40,96 | 40,15 | 40,8 | 40,25 | 40,68 | 40,62 | 40,64 | 40,91 | 40,75 | 40,92 |
| TiO₂ | 0,01 | 0 | 0 | 0,03 | 0,02 | 0 | 0,07 | 0,03 | 0,07 | 0,03 |
| Al₂O₃ | 0 | 0,01 | 0,01 | 0 | 0,03 | 0 | 0,03 | 0 | 0 | 0 |
| Cr₂O₃ | 0,05 | 0 | 0 | 0 | 0,03 | 0 | 0,05 | 0 | 0,01 | 0,03 |
| FeO | 9,98 | 10,07 | 9,47 | 9,4 | 9,12 | 8,65 | 8,87 | 8,57 | 8,78 | 8,67 |
| MnO | 0,16 | 0,18 | 0,16 | 0,14 | 0,11 | 0,11 | 0,17 | 0,13 | 0,13 | 0,13 |
| MgO | 48,13 | 49,78 | 49,36 | 49,9 | 49,54 | 50,66 | 50,36 | 50,83 | 50,77 | 50,97 |
| CaO | 0,047 | 0,068 | 0,056 | 0,081 | 0,14 | 0,031 | 0,016 | 0,029 | 0,024 | 0,092 |
| NiO | 0,33 | 0,31 | 0,35 | 0,27 | 0,24 | 0,32 | 0,33 | 0,31 | 0,32 | 0,35 |
| Toplam | 99,67 | 99,96 | 100,21 | 100,26 | 99,91 | 100,4 | 100,55 | 100,77 | 100,84 | 100,77 |
| Oksy. | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 |
| Si | 1,008 | 0,983 | 0,998 | 0,989 | 0,996 | 0,988 | 0,989 | 0,991 | 0,988 | 0,988 |
| Ti | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,001 | 0 | 0 | 0 |
| Al | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,001 | 0 | 0,001 | 0 | 0 | 0 |
| Cr | 0,001 | 0 | 0 | 0 | 0,001 | 0 | 0,001 | 0 | 0 | 0,001 |
| Fe | 0,205 | 0,206 | 0,194 | 0,192 | 0,187 | 0,176 | 0,18 | 0,174 | 0,178 | 0,175 |
| Mn | 0,003 | 0,004 | 0,003 | 0,003 | 0,002 | 0,002 | 0,004 | 0,003 | 0,003 | 0,003 |
| Mg | 1,766 | 1,817 | 1,799 | 1,819 | 1,808 | 1,838 | 1,826 | 1,835 | 1,834 | 1,835 |
| Ca | 0,001 | 0,002 | 0,001 | 0,002 | 0,004 | 0,001 | 0 | 0,001 | 0,001 | 0,002 |
| Ni | 0,007 | 0,006 | 0,007 | 0,005 | 0,005 | 0,006 | 0,006 | 0,006 | 0,006 | 0,007 |
| Toplam | 2,99 | 3,02 | 3 | 3,01 | 3 | 3,01 | 3,01 | 3,01 | 3,01 | 3,01 |
| Fo | 0,896 | 0,898 | 0,903 | 0,904 | 0,906 | 0,913 | 0,91 | 0,914 | 0,912 | 0,913 |

Tablo 3.3. KB Türkiye peridotit ksenolitlerine ait temsilci ortopiroksen bileşimleri (Aldanmaz vd., 2005 ve Aldanmaz vd., 2004 Tübitak proje raporundan alınmıştır.)

| | XE7A | XE2C | XE11 | XE14 | XE13 | XE8 | XE4 | XE1 | XE7 | XE6B |
|------------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|------------|------------|------------|------------|-------------|
| SiO₂ | 54,26 | 55,05 | 55,13 | 55,13 | 55,04 | 56,13 | 56,64 | 56,23 | 56,79 | 56,02 |
| TiO₂ | 0,11 | 0,1 | 0,1 | 0,08 | 0,08 | 0,05 | 0,04 | 0,02 | 0,03 | 0,04 |
| Al₂O₃ | 4,38 | 3,3 | 4,31 | 4,15 | 4,06 | 2,7 | 2,05 | 2,23 | 1,84 | 3,05 |
| Cr₂O₃ | 0,49 | 0,57 | 0,47 | 0,49 | 0,79 | 0,29 | 0,27 | 0,53 | 0,35 | 0,76 |
| FeO | 6,74 | 6,74 | 6,26 | 6,25 | 5,86 | 5,87 | 5,84 | 5,83 | 6 | 5,49 |
| MnO | 0,13 | 0,21 | 0,11 | 0,17 | 0,13 | 0,12 | 0,15 | 0,1 | 0,13 | 0,14 |
| MgO | 32,78 | 33,65 | 32,93 | 33,55 | 32,09 | 34,56 | 33,54 | 35,09 | 35,22 | 33,15 |
| CaO | 0,75 | 0,59 | 0,71 | 0,69 | 1,14 | 0,38 | 0,4 | 0,48 | 0,35 | 0,97 |
| Na₂O | 0,06 | 0,03 | 0,1 | 0,06 | 0,13 | 0 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,08 |
| Toplam | 99,7 | 100,24 | 100,12 | 100,57 | 99,32 | 100,46 | 100,68 | 100,61 | 100,68 | 99,7 |
| Oksy. | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 |
| Si | 1,887 | 1,905 | 1,903 | 1,896 | 1,914 | 1,931 | 1,967 | 1,929 | 1,944 | 1,936 |
| Ti | 0,003 | 0,003 | 0,003 | 0,002 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 |
| Al | 0,18 | 0,134 | 0,175 | 0,168 | 0,166 | 0,109 | 0,084 | 0,09 | 0,074 | 0,124 |
| Cr | 0,013 | 0,016 | 0,013 | 0,013 | 0,022 | 0,008 | 0,007 | 0,014 | 0,009 | 0,021 |
| Fe | 0,196 | 0,195 | 0,181 | 0,18 | 0,17 | 0,169 | 0,169 | 0,167 | 0,172 | 0,159 |
| Mn | 0,004 | 0,006 | 0,003 | 0,005 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,003 | 0,004 | 0,004 |
| Mg | 1,7 | 1,736 | 1,694 | 1,72 | 1,664 | 1,773 | 1,736 | 1,795 | 1,797 | 1,708 |
| Ca | 0,028 | 0,022 | 0,026 | 0,025 | 0,042 | 0,014 | 0,015 | 0,018 | 0,013 | 0,036 |
| Na | 0,004 | 0,002 | 0,007 | 0,004 | 0,009 | 0 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,005 |
| Toplam | 4,01 | 4,01 | 4 | 4,01 | 3,99 | 4,01 | 3,99 | 4,01 | 4,01 | 3,99 |
| Wo | 1,45 | 1,12 | 1,38 | 1,32 | 2,26 | 0,72 | 0,78 | 0,9 | 0,64 | 1,89 |
| En | 88,36 | 88,9 | 89,12 | 89,34 | 88,65 | 90,64 | 90,39 | 90,65 | 90,69 | 89,77 |
| Fs | 10,19 | 9,98 | 9,5 | 9,34 | 9,08 | 8,64 | 8,82 | 8,46 | 8,66 | 8,34 |

Tablo 3.4. KB Türkiye peridotit ksenolitlerine ait temsilci klinopiroksen bileşimleri (Aldanmaz vd.,2005 ve Aldanmaz vd.,2004 Tübitak proje raporundan alınmıştır.)

| | XE7A | XE2C | XE11 | XE14 | XE13 | XE8 | XE4 | XE1 | XE6B |
|------------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|------------|------------|------------|-------------|
| SiO₂ | 51,82 | 53,54 | 51,85 | 52,13 | 52,38 | 50,08 | 52,38 | 52,5 | 51,74 |
| TiO₂ | 0,36 | 0,04 | 0,43 | 0,4 | 0,24 | 0,52 | 0,06 | 0,02 | 0,02 |
| Al₂O₃ | 5,63 | 2,62 | 6,48 | 5,82 | 5,28 | 6,96 | 2,28 | 3,4 | 2,89 |
| Cr₂O₃ | 0,43 | 0,21 | 0,98 | 0,82 | 1,19 | 1,13 | 1,15 | 1,14 | 1,29 |
| FeO | 3,19 | 3,15 | 2,77 | 2,81 | 2,97 | 2,78 | 2,92 | 2,83 | 2,93 |
| MnO | 0,07 | 0,09 | 0,05 | 0,06 | 0,08 | 0,07 | 0,07 | 0,07 | 0,05 |
| MgO | 16,11 | 17,01 | 15,29 | 16,08 | 16,62 | 16,01 | 16,82 | 16,74 | 17,54 |
| CaO | 20,88 | 22,08 | 20,33 | 20,45 | 19,16 | 20,91 | 22,7 | 22,38 | 23,36 |
| Na₂O | 1 | 0,44 | 1,5 | 1,2 | 1,3 | 1,68 | 0,39 | 0,63 | 0,42 |
| Toplam | 99,49 | 99,18 | 99,68 | 99,77 | 99,22 | 100,14 | 98,76 | 99,71 | 100,24 |
| Oksy. | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 |
| Si | 1,887 | 1,957 | 1,881 | 1,889 | 1,905 | 1,823 | 1,934 | 1,916 | 1,904 |
| Ti | 0,01 | 0,001 | 0,012 | 0,011 | 0,007 | 0,014 | 0,002 | 0,001 | 0,001 |
| Al | 0,242 | 0,113 | 0,277 | 0,249 | 0,226 | 0,299 | 0,099 | 0,146 | 0,123 |
| Cr | 0,012 | 0,006 | 0,028 | 0,023 | 0,034 | 0,033 | 0,034 | 0,033 | 0,037 |
| Fe | 0,097 | 0,096 | 0,084 | 0,085 | 0,09 | 0,085 | 0,09 | 0,086 | 0,088 |
| Mn | 0,002 | 0,003 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,002 |
| Mg | 0,875 | 0,927 | 0,827 | 0,869 | 0,901 | 0,869 | 0,926 | 0,911 | 0,944 |
| Ca | 0,815 | 0,865 | 0,79 | 0,794 | 0,747 | 0,815 | 0,898 | 0,875 | 0,903 |
| Na | 0,071 | 0,031 | 0,106 | 0,084 | 0,092 | 0,119 | 0,028 | 0,045 | 0,029 |
| Toplam | 4,01 | 4 | 4,01 | 4,01 | 4 | 4,01 | 4,01 | 4,01 | 4,01 |
| Wo | 45,6 | 45,8 | 46,45 | 45,43 | 42,96 | 46,1 | 46,92 | 46,74 | 46,67 |
| En | 48,96 | 49,1 | 48,61 | 49,7 | 51,85 | 49,11 | 48,37 | 48,65 | 48,76 |
| Fs | 5,44 | 5,1 | 4,94 | 4,87 | 5,2 | 4,78 | 4,71 | 4,61 | 4,57 |
| Mg-no | 0,9 | 0,906 | 0,908 | 0,911 | 0,909 | 0,911 | 0,911 | 0,913 | 0,914 |

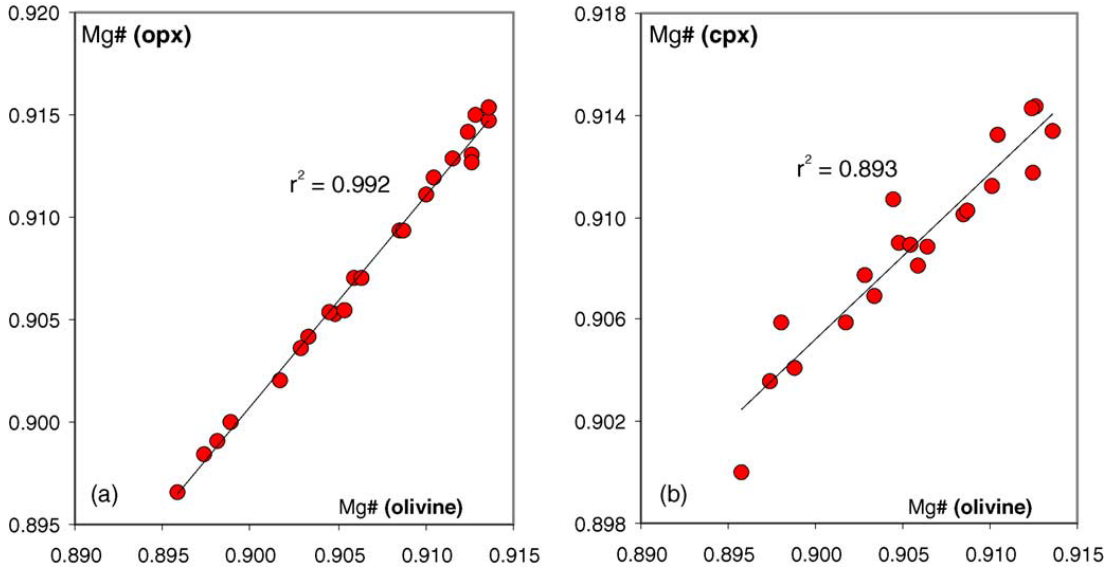
Tablo 3.5. KB Türkiye peridotit ksenolitlerine ait temsilci spinel bileşimleri (Aldanmaz vd., 2005 ve Aldanmaz vd., 2004 Tübitak proje raporundan alınmıştır.)

| | XE7A | XE2C | XE11 | XE14 | XE13 | XE8 | XE4 | XE1 | XE7 | XE6B |
|------------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|------------|------------|------------|------------|-------------|
| SiO₂ | 0,074 | 0,05 | 0,04 | 0,06 | 0,01 | 0,04 | 0,01 | 0,01 | 0,03 | 0,01 |
| TiO₂ | 0,14 | 0,16 | 0,11 | 0,17 | 0,21 | 0,11 | 0,04 | 0,05 | 0,05 | 0,13 |
| Al₂O₃ | 54,26 | 53,81 | 46,77 | 43,19 | 41,09 | 34,56 | 34,51 | 32,9 | 32,36 | 34,06 |
| Cr₂O₃ | 11,66 | 11,95 | 20,51 | 21,65 | 26,56 | 29,19 | 30,37 | 31,64 | 32,05 | 33,74 |
| FeO | 12,64 | 13,31 | 14,9 | 15,7 | 15,53 | 18,59 | 17,51 | 18,31 | 18,64 | 15,97 |
| MnO | 0,13 | 0,07 | 0,12 | 0,21 | 0,06 | 0,1 | 0,16 | 0,23 | 0,18 | 0,07 |
| MgO | 20,51 | 19,4 | 18,35 | 17,6 | 15,33 | 15,07 | 16,2 | 15,29 | 15,32 | 14,33 |
| Toplam | 99,38 | 99,07 | 100,8 | 98,57 | 98,79 | 97,88 | 99,04 | 98,61 | 98,83 | 98,31 |
| Oksy. | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 |
| Si | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0 | 0,001 | 0 | 0 | 0,001 | 0 |
| Ti | 0,003 | 0,003 | 0,002 | 0,004 | 0,005 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,003 |
| Al | 1,691 | 1,694 | 1,498 | 1,434 | 1,38 | 1,215 | 1,196 | 1,157 | 1,139 | 1,187 |
| Cr | 0,244 | 0,252 | 0,441 | 0,482 | 0,598 | 0,689 | 0,706 | 0,746 | 0,757 | 0,789 |
| Fe³ | 0,056 | 0,059 | 0,068 | 0,074 | 0,074 | 0,093 | 0,086 | 0,091 | 0,093 | 0,079 |
| Fe² | 0,224 | 0,238 | 0,271 | 0,296 | 0,296 | 0,371 | 0,345 | 0,365 | 0,372 | 0,316 |
| Mn | 0,003 | 0,001 | 0,003 | 0,005 | 0,001 | 0,003 | 0,004 | 0,006 | 0,005 | 0,002 |
| Mg | 0,808 | 0,773 | 0,744 | 0,739 | 0,651 | 0,67 | 0,71 | 0,68 | 0,682 | 0,632 |
| Toplam | 3,029 | 3,022 | 3,027 | 3,036 | 3,006 | 3,044 | 3,048 | 3,047 | 3,05 | 3,009 |

Olivin'in Mg numarası 0.896 – 0,914, NiO içeriği % 0,24 – 0,42 MnO içeriği ise %0.090 – 0.18 arasında değişmektedir. Bu konsantrasyonlar da dünyanın pek çok bölgesinde rastlanan manto kökenli peridotit ksenolitlerine benzerdir (Frey ve Prinz, 1978; Xu vd., 1996, 1998; Ionov vd., 1998). Aldanmaz vd., 2005' den alınan verilere göre her üç kayaç için (dünit, harzburjıt, lertzolit) olivin oranlarını şu şekilde yorumlayabiliriz: Dünitlerin içinde bulunan olivinler, bu kayaların daha yüksek derecede tüketimiyle uyumlu olarak lertzolitlere göre daha yüksek Mg#' na sahiptir. Olivinin CaO içerikleri harzburjıt ve lertzolitlerde % 0.022 – 0.062 arasında ve dünitlerde 0.024 – 0,092 arasındadır.

Aldanmaz vd., 2005' den aldığımız verilere göre ortopiroksenler, $Wo_{0,5-2,3}En_{88,4-90,9}Fs_{8,3-10,2}$ bileşim aralığına sahip enstatit ile temsil edilirler. Mg# birlikte oluştukları olivine benzer değerler gösterirler ve 0.897 – 0.915 arasındadır. Bu durum iki faz arasındaki Fe-Mg tam bir kimyasal denge halinde geliştiğine işaret eder (Şekil 3.19a) (Aldanmaz vd.,2005). Dünitler içinde bulunan ortopiroksenler lertzolit ve

harzburjitle kiyaslandığında daha yüksek Mg# ve SiO₂ ve daha düşük Al₂O₃, TiO₂ ve Na₂O içeriğine sahiptir.



Şekil 3.19. Peridotitlere ait olivin ve piroksenlerin Mg#' ları arasında gözlenen korelasyon (Grafik Aldanmaz vd., 2005' den alınmıştır.)

Aldanmaz vd., 2005' den aldığımız verilere göre klinopiroksenler, $Wo_{41.3-48.3}En_{47.3-53.3}Fs_{4.4-5.4}$ bileşim aralığına sahip diyopsit ile temsil edilirler. Mg#, birlikte oluştukları olivinle iyi gelişmiş bir korelasyon sunarlar ve 0.900-0.916 arasındadır (Şekil 3.19b). TiO₂ bileşimleri %0.52-0.02 ve Al₂O₃ bileşimleri %6.96-2.28 arasında değişir ve Mg# ile bir ilişki sunmazlar, buna karşın %0.21-1.47 arasında değişen Cr₂O₃ ve %0.25-1.79 arasında değişen Na₂O konsantrasyonları Mg#' sı ile pozitif korelasyon sunarlar.

Yine Aldanmaz vd., 2005' den aldığımız verilere göre spineller, 0.126-0.399 arasında değişen Cr#' na sahiptirler. Spinellerin Mg# 0.636-0.783 arasında değişir ve diğer manto silikat minerallerinden daha düşüktür. Dünitler içerisindeki spineller lertzolit ve harzburjilere göre daha düşük Al₂O₃ ve MgO, daha yüksek Cr₂O₃ ve FeO bileşimine sahiptir (Tablo 3.5).

Peridotit ksenolitlerinin önemli bir kısmı mantonun normal denge basınç ve sıcaklık koşullarını yansıtabilecek şekilde homojen bir mineral kimyasına sahiptir. Ortopyroksen-Ca jeotermometresi ve olivin-Ca jeobarometresinden elde edilen sonuçların

kombinasyonu, ksenolitlerin $\text{CaO-Fe-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-Cr}_2\text{O}_3$ (CFMASCr) sisteminde spinel-lerzolit bileşimi için deneysel olarak belirlenmiş alana düşüklerini işaret eder. Deneysel faz denge ergiyik ürünleri temelinde yapılan hesaplamalar, magnezyumca en zengin olivin (%88.5-91.4 forsterit; Mg_2SiO_4) fenokristallerini kristallendiren magmaların $1290\text{ }^\circ\text{C}$ 'den $1410\text{ }^\circ\text{C}$ ' ye değişen çok daha yüksek ergime derecelerine işaret ettiklerini göstermektedir.

4. JEOKİMYA

4.1. Kullanılan Analitik Yöntemler

Kimyasal analizler iki adımda gerçekleştirilmiştir. Birinci adımda kayalar analiz için Kocaeli Üniversitesi, Mineraloji–Petrografi, Örnek Hazırlama Laboratuvarında toz haline getirilmiştir. Kimyasal analiz için hazırlanan örnekler, ana oksit, iz element, HSE ve Re-Os izotop analizleri için Avusturya Leoben Üniversitesi Genel ve Analitik Kimya Laboratuvarına gönderilmiştir.

4.1.1. Kayaç tozu hazırlama

Ksenolitler öncelikle bazaltlardan ayrılmış daha sonra da küçük parçalara ayrılıp, % 5'lik HCL ile çözülmüştür. Saf su ile yıkanan örnekler 105 °C' de ki etüvde 12 saat süreyle kurutulmuştur. Toz haline gelmek için hazır hale gelen örnekler pulvarizatörde toz haline getirilmiştir. Örneklerde ki kirlenmeyi en aza indirmek için her örnek arasında pulvarizatörün agat havanı yıkanmış ve asetonla temizlenmiştir.

4.1.2. Ana oksit ve iz element analizleri

Örnekler ateşleme ve kurutmadaki kaybı bulmak için 1000 °C' de ısıtılmış ve 110 °C' de kurutulduktan sonra $Li_2B_4O_7$ kullanılarak cam disk hazırlanmıştır. Majör element konsantrasyonları cam diskte dalga boyu dağılan X-Ray flüoresans spektrometre ile bulunmuştur. İz element konsantrasyonları ise asitle yıkandıktan sonra ICP-MS' de bulunmuştur.

4.1.3. HSE analizleri

HSE analizleri izotop seyreltme yapılarak ICP-MS' de yapılmıştır. 2 gr toz örnek 50ml' lik kuvars cam kapsüller içinde tartılmıştır ve HSE izotop kör numuneleri

(¹⁸⁵Re, ¹⁹⁰Os, ¹⁰¹Ru, ¹⁰⁶Pd, ¹⁹¹Ir ve ¹⁹⁸Pt) eklenmiştir. Kaynama noktası altında 5ml konsantre HNO₃ ile 2ml HCL ile karışmıştır. Cam şişeler kuvars kapak ve teflon bant ile kapatılıp yüksek basınç mikrodalgada (HPA-S Anton Paar-Graz) üç saat 125 bar basınç altında ve 300 °C' de ısıtılmıştır. Örnekler katı kalıntıları ortadan kaldırmak için santrifüj edilmiş, daha sonra kalan sıvı kuruya yakın yavaş bir şekilde kurutulmuştur. Kalıntı 1m uzunluğunda ve 13 ml hacimli kimyasal seperasyon kolonunda filtre edildikten sonra 2ml 0.1 mol/l HCL' de çözülmüştür.

4.1.4. Re-Os izotop analizleri

Re-Os analizleri için de HSE ölçmede kullanılan teknikler kullanılmış ancak çözelti 125 bar basınç ve 300 °C' de yüksek basınç mikrodalgada bekletildikten sonra soğuması beklenmiş ve Os doğrudan seyreltilmiş çözülden OsO₄ olarak ICP-MS cihazına püskürtülmüştür. Çözelti çıkışı ile örnek solüsyonundan Os ayrılmış daha sonra da seperasyon kolonları kullanılarak Re ayrılmıştır.

HSE ve Re-Os izotop analizinde Meisel vd., 2003' de verilen yöntemler kullanılmıştır.

4.1.5. Ateşte kaybın hesaplanması

Örneklerdeki uçucu miktarını ve yüzey suyunu hesaplamak için ateşte kayıp hesaplanmıştır. Bunun için öncelikle toz haline getirilen her bir örnek 1 saat boyunca 100 °C' de kurutulmuştur. Daha sonra ateşte kaybı ölçmek için bu örneklerden yaklaşık 2-3 gr örnek tozu 900 °C' de porselen kapsülde tekrar ısıtılmıştır. Örnekleri ısıtmadan önceki ağırlık ile ısıttıktan sonraki ağırlık arasındaki fark da ateşte kaybı vermektedir.

4.2. Jeokimyasal Karakteristikler

Çalışma alanı içerisindeki peridotit ksenolitlerden 15 tanesi için jeokimyasal analiz yapılmıştır. Bu örneklerin tüm kayaç ana oksit, iz element ve nadir toprak element jeokimyasal özellikleri incelenmiştir. Aynı zamanda örneklerin yüksekçe siderofil element analizleri yapılmış ve Re – Os izotop bileşimleri de belirlenmiştir. Trakya ksenolitlerine ait ana oksit ve iz element konsantrasyonları Tablo 4.1' de verilmiştir.

Stosch ve Seck (1980); ultramafik ksenolitleri jeokimyasal olarak 2' ye ayırmışlardır. Birinci tipe ait kayaların HNTE içeriği kondirit C1 ile benzer seviyededir veya CI oranından çok az zenginleşmişlerdir ve amfibol içermezler. İkinci tip ise HNTE' lerce zenginleşmiş ve genellikle az oranda amfibol içermektedir.

McDonough ve Frey (1989); (La)_n geniş çeşitliliğini ve (La/Yb)_n parametresinin spinel peridotit ksenolitlerini oluşumuyla ilgili olduğunu önermişlerdir. Ayrıca susuz ksenolitler; ksenolitlerin amfibol ve/veya flagopit içermediğini göstermektedir. Bunlar genellikle düşük (La)_n <1 içeriğine ve düşük (La/Yb)_n oranına sahiptir.

4.2.1. Ana element karakteristikleri

Ultramafik ksenolitler, üst mantonun kalıntısı olarak nitelendirilir ve genellikle lerzolitler ve nadiren de harzburjitler ve dünitlerle temsil edilirler. Bu kayaların yüksek basınç türleri spinel ve garnet içerir (McDonough ve Sun, 1989). Bazı düşük basınç ultramafik ksenolitleri düşük fazlarda plajiyoklas, amfibol ve mika, nadiren de küçük bazalt inklüzyonları içerir (Varne ve Graham, 1971; Ionov vd., 1994, 1995a).

Manto ksenolitlerinin ana element analizleri tablo 4.2' de gösterildiği gibi ortalama manto bileşimini veya primitif üst mantonun bileşimini hesaplamak için kullanılmaktadır (Kuno ve Aoki, 1970; Maaloe ve Aoki, 1977; Sun 1982; Hart ve Zindler, 1986; McDonough ve Sun, 1995).

Çalışma alanından jeokimyasal analizler için alınan örnekler de alterasyon yok denecek kadar azdır bu durumu örneklerin düşük Na₂O (ortalama % 0,128) ve K₂O (ortalama % 0,03) konsantrasyonlarından da anlayabiliriz. Bu durumda örneklerde ki var olan alterasyonun da, kimyasal özellikleri çok etkilemediği, elde ettiğimiz jeokimyasal verilerin de orijinal özellikleri yansıttığını kabul edebiliriz.

Ultramafik kayaçların MgO içeriği, klinopiroksen ve ortopiroksen miktarlarındaki azalmaya bağlı olarak bir artış göstermektedir yani MgO içeriği lerzolitler, harzburjite ve dünite doğru bir artış göstermektedir. MgO bu özelliğinden dolayı

ergiyik tüketimin bir göstergesi olarak kabul edilir (Parkinson ve Pearce, 1998). Çalışma alanından alınan örneklerin MgO miktarları oldukça yüksektir ve MgO konsantrasyonu % 36 – 45 arasında değişmekte ortalama % 40,47' dir (Tablo 4.1).

Peridotitlerin CaO konsantrasyonları \approx % 2,01, Al₂O₃ konsantrasyonları \approx % 2,17' dir. CaO ve Al₂O₃' ü konsantrasyonlarını karşılaştırdığımızda pozitif korelasyon gösterirler (Şekil 4.2) ve yüksek CaO (ort: %2,94), Al₂O₃ (ort: %3,41) içerikleri de lertzolitlerde görülür. Yüksek CaO ve Al₂O₃ oranının lertzolitlerde bulunmasının sebebi, lertzolitlerin en yüksek modal klinopiroksen yüzdesine sahip olmasıdır (Tablo 3.1, Tablo 4.1). Bu nedenle inceleme alanında ki lertzolit ve harzburjitlerin CaO ve Al₂O₃ içerikleri birbirlerinden farklıdır.

Tüm kaya analizleri, inceleme alanındaki peridotit ksenolitlerin McDonough ve Sun 1995' in primitif manto (PM) bileşimine göre, Ti, Ca, Al ve Na gibi çözünebilir elementler bakımından tüketilmiş olduklarını göstermektedir (Tablo 4.2). Ana oksitlerden Al₂O₃, TiO₂, CaO, Na₂O içerikleri de MgO ile negatif korelasyon göstermektedir (Şekil 4.1). Bu durum ise, ksenolitlerin ergimeyle tüketilmiş kalıntılar olduklarına işaret etmektedir. Ana element değişimleri Şekil 4.1' de gösterilen deneysel olarak hesaplanmış trendlerle, ksenolitlerin spinel – lertzolit bileşimli bir kaynağın kısmi ergimesiyle oluşan kalıntı katılar olduğunu destekler biçimde uyumluluk göstermektedir. Bu durumu destekleyen diğer bir veri ise, alkalın lavlar içindeki peridotit ksenolitlerin refrakter karakterindeki artışın, piroksen modal miktarındaki azalma ve olivin modal miktarı ve tüm kaya Mg#' sındaki artışla eşlik edilmesidir (Aldanmaz vd., 2004 TÜBİTAK proje raporu).

Tablo 4.1. Hacıköy ve Karatepe peridotit ksenolitlerine ait tüm kaya ana oksit ve iz element analiz sonuçları

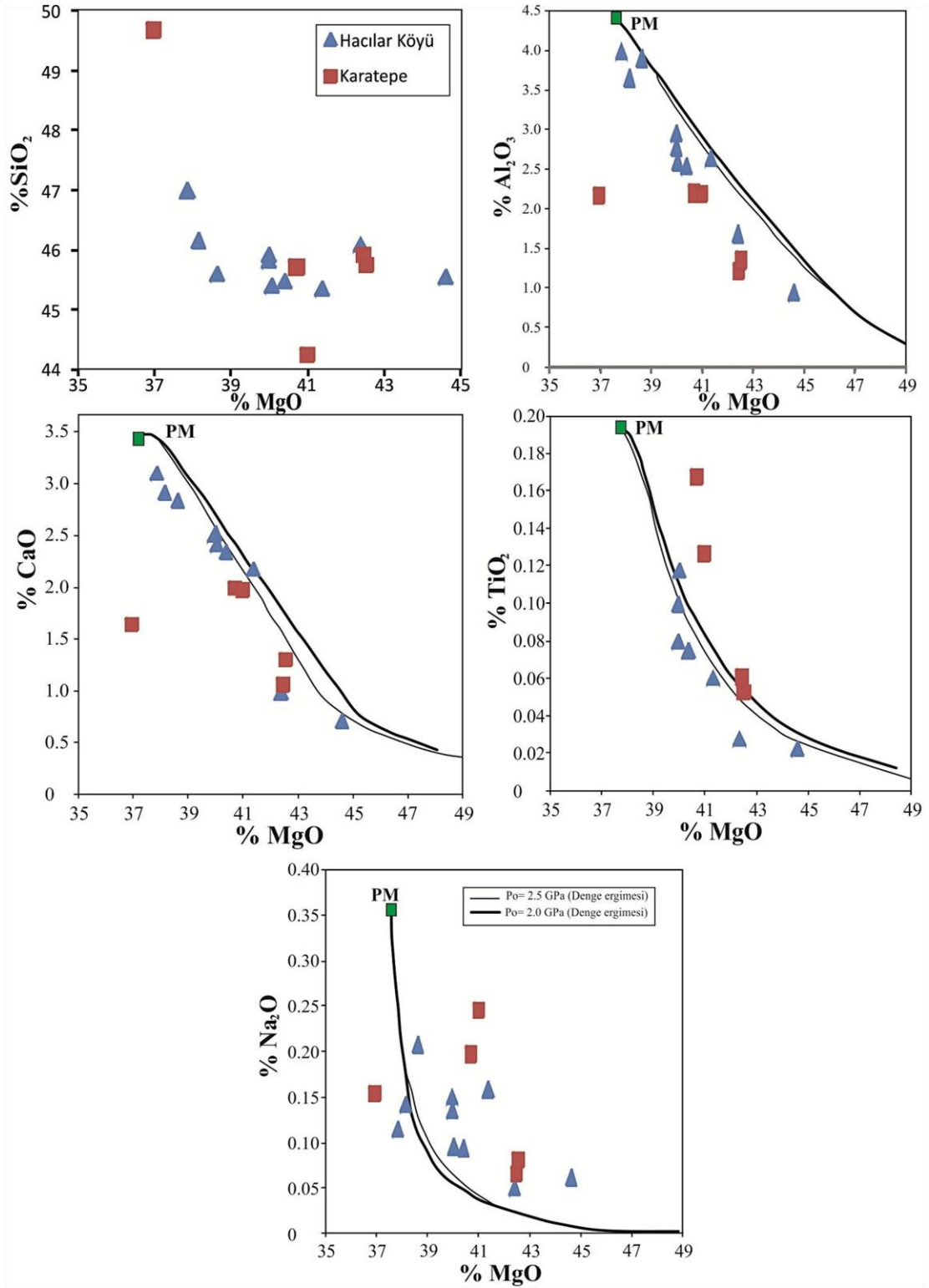
| Örnek No | H1-a | H2-a | H2-b | H2-c | H2-d | H2-e | H2-f | H2-g | H2-h | H2-i | K1-14 | K1-3 | K1-5 | K1-7 | K1-2 |
|------------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|----------|
| % ağı. | | | | | | | | | | | | | | | |
| SiO₂ | 47,00 | 45,83 | 45,36 | 45,40 | 45,93 | 46,15 | 46,10 | 45,48 | 45,60 | 45,56 | 45,71 | 45,93 | 45,76 | 49,69 | 44,24 |
| TiO₂ | 0,12 | 0,10 | 0,06 | 0,12 | 0,08 | 0,12 | 0,03 | 0,07 | 0,13 | 0,02 | 0,17 | 0,06 | 0,05 | 0,10 | 0,13 |
| Al₂O₃ | 3,55 | 2,47 | 2,35 | 2,30 | 2,62 | 3,24 | 1,48 | 2,25 | 3,46 | 0,82 | 1,95 | 1,07 | 1,19 | 1,92 | 1,94 |
| Fe₂O₃ | 7,25 | 8,74 | 8,38 | 8,83 | 8,17 | 8,52 | 7,87 | 8,78 | 8,96 | 8,37 | 8,59 | 8,56 | 8,24 | 8,34 | 9,27 |
| MnO | 0,12 | 0,13 | 0,12 | 0,13 | 0,12 | 0,13 | 0,11 | 0,13 | 0,13 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,11 | 0,13 |
| MgO | 37,86 | 39,99 | 41,38 | 40,05 | 39,98 | 38,15 | 42,40 | 40,40 | 38,63 | 44,61 | 40,71 | 42,47 | 42,55 | 36,97 | 41,00 |
| CaO | 3,10 | 2,51 | 2,16 | 2,40 | 2,49 | 2,90 | 0,97 | 2,33 | 2,82 | 0,69 | 1,98 | 1,05 | 1,29 | 1,63 | 1,96 |
| Na₂O | 0,11 | 0,15 | 0,16 | 0,09 | 0,13 | 0,14 | 0,05 | 0,09 | 0,21 | 0,06 | 0,20 | 0,06 | 0,08 | 0,15 | 0,24 |
| K₂O | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,11 | 0,03 | 0,04 | 0,09 | 0,15 |
| P₂O₅ | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 |
| L.O.I | 0,78 | 0,30 | 0,36 | 0,74 | 0,36 | 0,60 | 1,01 | 0,40 | 5,00 | 0,03 | 6,07 | 3,82 | 8,91 | 6,48 | 6,82 |
| Toplam | 99,13 | 99,95 | 99,98 | 99,34 | 99,54 | 99,37 | 99,02 | 99,55 | 99,96 | 100,25 | 99,56 | 99,36 | 99,34 | 99,00 | 99,0836 |
| ppm (mg/g) | | | | | | | | | | | | | | | |
| Sc | 31,4 | 16,2 | 15,1 | 17,0 | 16,5 | 17,9 | 12,1 | 16,8 | 18,5 | 11,0 | 13,2 | 9,8 | 9,1 | 13,3 | 12,7 |
| Cr | 5681 | 2056 | 2564 | 2452 | 2859 | 2595 | 3472 | 2532 | 2286 | 2318 | 2197 | 2567 | 2533 | 2356 | |
| V | 144,78 | 69,84 | 62,19 | 78,51 | 71,20 | 80,18 | 52,60 | 70,51 | 82,79 | 38,67 | 56,02 | 32,68 | 36,92 | 52,37 | 55,54 |
| Ni | 1697 | 2042 | 2186 | 1979 | 2109 | 1891 | 2351 | 2000 | 1980 | 2445 | 2053 | 2618 | 2280 | 1838 | 2139,801 |
| Co | 88,6 | 108,5 | 112,9 | 107,9 | 108,2 | 101,7 | 114,8 | 107,5 | 107,9 | 120,2 | 108,3 | 128,0 | 113,5 | 96,2 | 112,7 |
| Zn | 50,5 | 41,9 | 43,1 | 47,3 | 44,5 | 52,8 | 47,6 | 46,4 | 44,3 | 45,3 | 45,7 | 45,0 | 42,5 | 42,3 | 50,5 |
| Ga | 4,49 | 4,17 | 2,87 | 2,67 | 2,13 | 4,27 | 10,98 | 2,97 | 6,68 | 2,09 | 5,18 | 2,96 | 4,91 | 4,77 | 4,26 |

Tablo 4.1. Hacıköy ve Karatepe peridotit ksenolitlerine ait tüm kaya ana oksit ve iz element analiz sonuçları (devam)

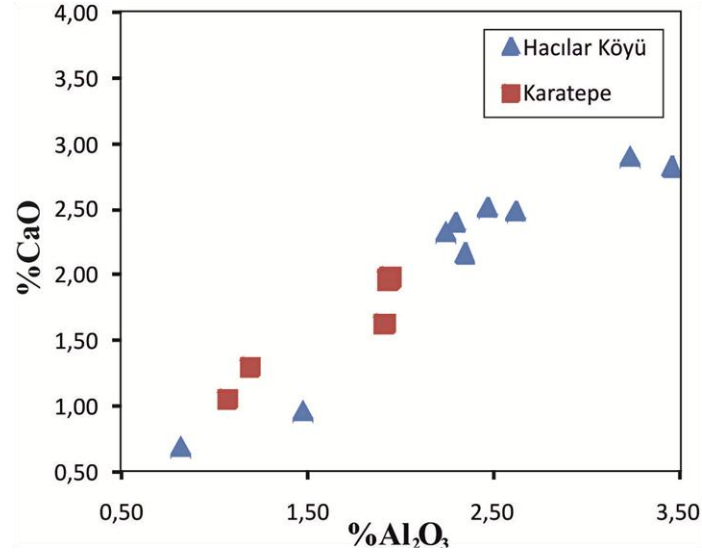
| | | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Rb | 1,23 | 1,45 | 0,80 | 1,39 | 0,82 | 1,09 | 0,72 | 0,41 | 1,02 | 0,30 | 1,78 | 0,91 | 0,86 | 1,54 | 2,46 |
| Sr | 11,15 | 6,57 | 6,12 | 8,91 | 6,51 | 5,34 | 10,22 | 6,61 | 13,28 | 5,01 | 34,44 | 12,23 | 9,89 | 26,48 | 31,12 |
| Y | 3,43 | 2,70 | 1,77 | 2,01 | 2,13 | 2,87 | 0,62 | 1,75 | 3,20 | 0,31 | 2,15 | 0,55 | 0,50 | 1,64 | 1,57 |
| Cs | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,04 | 0,03 | 0,02 | 0,04 | 0,03 |
| Ba | 3,63 | 4,47 | 1,79 | 1,95 | 2,18 | 1,25 | 3,69 | 1,62 | 5,32 | 0,80 | 16,04 | 8,32 | 8,69 | 13,81 | 14,68 |
| La | 0,306 | 0,163 | 0,104 | 0,334 | 0,159 | 0,137 | 0,438 | 0,208 | 0,210 | 0,130 | 1,186 | 0,445 | 0,564 | 0,828 | 0,766 |
| Ce | 1,093 | 0,663 | 0,468 | 0,935 | 0,521 | 0,502 | 0,831 | 0,737 | 0,717 | 0,401 | 2,710 | 1,160 | 1,541 | 1,801 | 1,677 |
| Pr | 0,157 | 0,087 | 0,059 | 0,119 | 0,067 | 0,077 | 0,057 | 0,104 | 0,100 | 0,042 | 0,303 | 0,103 | 0,143 | 0,192 | 0,190 |
| Nd | 0,892 | 0,519 | 0,332 | 0,613 | 0,378 | 0,473 | 0,185 | 0,577 | 0,591 | 0,191 | 1,365 | 0,428 | 0,588 | 0,811 | 0,879 |
| Sm | 0,326 | 0,209 | 0,122 | 0,216 | 0,156 | 0,210 | 0,046 | 0,184 | 0,249 | 0,051 | 0,341 | 0,106 | 0,127 | 0,209 | 0,228 |
| Eu | 0,109 | 0,074 | 0,048 | 0,073 | 0,057 | 0,084 | 0,014 | 0,063 | 0,094 | 0,013 | 0,121 | 0,033 | 0,037 | 0,068 | 0,085 |
| Gd | 0,436 | 0,315 | 0,190 | 0,271 | 0,236 | 0,337 | 0,061 | 0,221 | 0,381 | 0,048 | 0,380 | 0,103 | 0,111 | 0,225 | 0,253 |
| Tb | 0,080 | 0,060 | 0,039 | 0,049 | 0,045 | 0,066 | 0,012 | 0,040 | 0,073 | 0,008 | 0,060 | 0,017 | 0,015 | 0,038 | 0,044 |
| Dy | 0,545 | 0,410 | 0,262 | 0,322 | 0,314 | 0,445 | 0,084 | 0,261 | 0,488 | 0,046 | 0,359 | 0,098 | 0,085 | 0,239 | 0,258 |
| Ho | 0,124 | 0,095 | 0,062 | 0,073 | 0,074 | 0,101 | 0,020 | 0,060 | 0,114 | 0,010 | 0,074 | 0,021 | 0,017 | 0,052 | 0,055 |
| Er | 0,360 | 0,278 | 0,187 | 0,212 | 0,216 | 0,301 | 0,066 | 0,179 | 0,333 | 0,027 | 0,202 | 0,060 | 0,046 | 0,151 | 0,158 |
| Tm | 0,056 | 0,043 | 0,030 | 0,033 | 0,034 | 0,047 | 0,011 | 0,028 | 0,052 | 0,005 | 0,029 | 0,010 | 0,007 | 0,024 | 0,024 |
| Yb | 0,375 | 0,293 | 0,207 | 0,224 | 0,230 | 0,316 | 0,081 | 0,195 | 0,354 | 0,034 | 0,199 | 0,067 | 0,051 | 0,158 | 0,165 |
| Lu | 0,056 | 0,046 | 0,033 | 0,035 | 0,036 | 0,050 | 0,014 | 0,032 | 0,056 | 0,007 | 0,031 | 0,011 | 0,009 | 0,026 | 0,026 |
| Hf | 0,102 | 0,138 | 0,074 | 0,095 | 0,079 | 0,128 | 0,020 | 0,080 | 0,143 | 0,027 | 0,257 | 0,077 | 0,107 | 0,153 | 0,166 |
| Pb | 0,924 | 0,740 | 0,619 | 0,526 | 0,489 | 0,580 | 0,652 | 0,614 | 2,357 | 0,511 | 1,793 | 2,313 | 1,449 | 2,160 | 1,337 |
| Th | 0,048 | 0,043 | 0,011 | 0,053 | 0,021 | 0,061 | 0,187 | 0,032 | 0,046 | 0,023 | 0,214 | 0,095 | 0,136 | 0,164 | 0,130 |
| U | 0,059 | 0,039 | 0,054 | 0,042 | 0,043 | 0,043 | 0,118 | 0,051 | 0,049 | 0,048 | 0,091 | 0,029 | 0,035 | 0,054 | 0,084 |

Tablo 4.2. Ksenolitlerdeki majör ve minör element ortalamaları ve primitif üst manto (PUM) modellerinin Trakya peridotit ksenolitleri ile karşılaştırılması. Referanslar: 1. Hart ve Zindler (1989); 2. Jagoutz vd. (1979); 3. Palme ve Nickel (1985); 4. McDonough (1990); 5. McDonough ve Sun (1995)

| | HZ86 PUM₍₁₎ | J79 PUM₍₂₎ | PN85 PUM₍₃₎ | M90 KSENOLİT ORT.₍₄₎ | M95 PUM₍₅₎ | TRAKYA KSENOLİT ORT. |
|------------------------------------|-------------------------------|------------------------------|-------------------------------|--|------------------------------|-------------------------------------|
| SiO₂ | 45,96 | 45,14 | 46,20 | 44,00 | 44,92 | 45,98 |
| Al₂O₃ | 4,06 | 3,97 | 4,75 | 2,27 | 4,44 | 2,17 |
| FeO | 7,54 | 7,82 | 7,70 | 8,43 | 8,05 | 8,45 |
| MgO | 37,78 | 38,30 | 35,50 | 41,40 | 37,80 | 40,47 |
| CaO | 3,21 | 3,50 | 4,36 | 2,15 | 3,54 | 2,01 |
| Na₂O | 0,33 | 0,33 | 0,40 | 0,24 | 0,36 | 0,13 |
| K₂O | 0,03 | 0,03 | | 0,05 | 0,29 | 0,03 |
| Cr₂O₃ | 0,47 | 0,46 | 0,43 | 0,39 | 0,38 | |
| MnO | 0,13 | 0,14 | 0,13 | 0,14 | 0,14 | 0,12 |
| TiO₂ | 0,18 | 0,217 | 0,230 | 0,090 | 0,201 | 0,09 |
| NiO | 0,28 | 0,27 | 0,23 | 0,28 | 0,25 | |
| CoO | 0,013 | 0,013 | 0,012 | 0,014 | | |
| P₂O₅ | 0,02 | | | 0,06 | 0,02 | 0,01 |
| Mg/Si | 1,06 | 1,09 | 0,99 | 1,21 | 1,09 | 1,21 |
| Al/Si | 0,10 | 0,10 | 0,12 | 0,06 | 0,11 | 0,06 |
| Mg# | 0,90 | 0,90 | 0,89 | 0,90 | 0,89 | 0,91 |
| Sc(ppm) | | 17,00 | 19,00 | 12,00 | 16,00 | 15,38 |
| V(ppm) | | 77,00 | | 56,00 | 82,00 | 65,60 |
| Ga(ppm) | | 3,00 | | 2,00 | 4,00 | 4,36 |

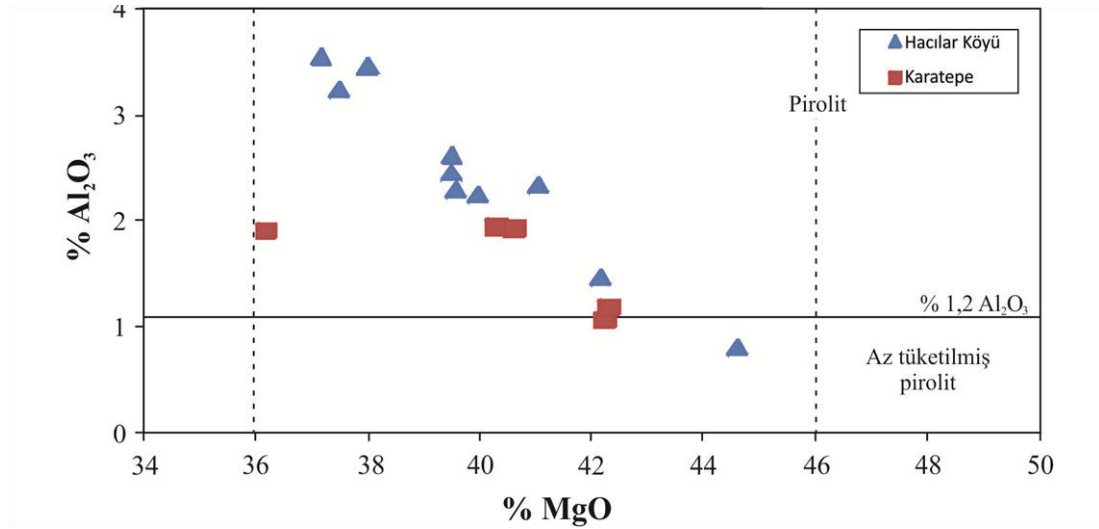


Şekil 4.1. Haciköy ve Karatepe peridotit ksenolitlerinin MgO' e karşı SiO₂, Al₂O₃, CaO, TiO₂ ve Na₂O konsantrasyonlarındaki değişimler (Basınç eğrileri Aldanmaz vd., 2005' den alınmıştır.)



Şekil 4.2. Çalışma alanındaki peridotit ksenolitlerin CaO ve Al₂O₃ oranlarının karşılaştırılması

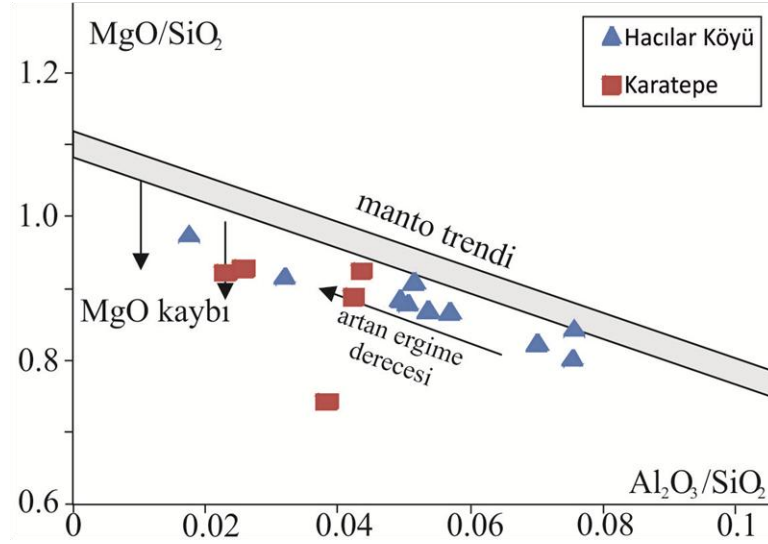
Peridotit ksenolit örneklerinin Al₂O₃ oranlarını MgO ile karşılaştırıp bu verileri Ringwood (1975) Al₂O₃ – MgO grafiğine plot ettiğimizde örneklerin büyük çoğunluğunun pirolit tarafına düştüğünü görürüz (Şekil 4.3).



Şekil 4.3. Al₂O₃ ve MgO oranlarının karşılaştırılması (Diyagram Ringwood 1975' den alınmıştır.)

İnceleme alanındaki peridotit ksenolitlerin MgO/SiO₂ ile Al₂O₃/SiO₂ oranlarını karşılaştırdığımız da peridotitlerin Jagoutz vd., 1979; Hart ve Zindler, 1986' nın önerdiği primitif mantonun sürekli magmatik tüketimini temsil eden "karasal seri" yi

takip ettiğini görürüz (Şekil 4.4). Yüksek Al_2O_3/SiO_2 oranı lertzolitlerde ve klinopiroksen içeren harzburjitlerde görülürken, düşük Al_2O_3/SiO_2 oranı klinopiroksen içermeyen harzburjitlerde ve dünitlerde görülür.



Şekil 4.4. MgO/SiO_2 ve Al_2O_3/SiO_2 oranlarının karşılaştırılması (Diyagram Aldanmaz, 2012'den alınmıştır)

İnceleme alanından alınan peridotit ksenolitlerin Mg#' sı çok yüksektir ve 0,90 – 0,92 arasındadır. Mg# tüketimin bir göstergesidir. Tüketilme derecesi arttıkça Mg# artar. Buna karşın Mg# mantodaki ikincil metasomatik işlemlerden ve serpantinleşmeden yani alterasyondan kolayca etkilenir.

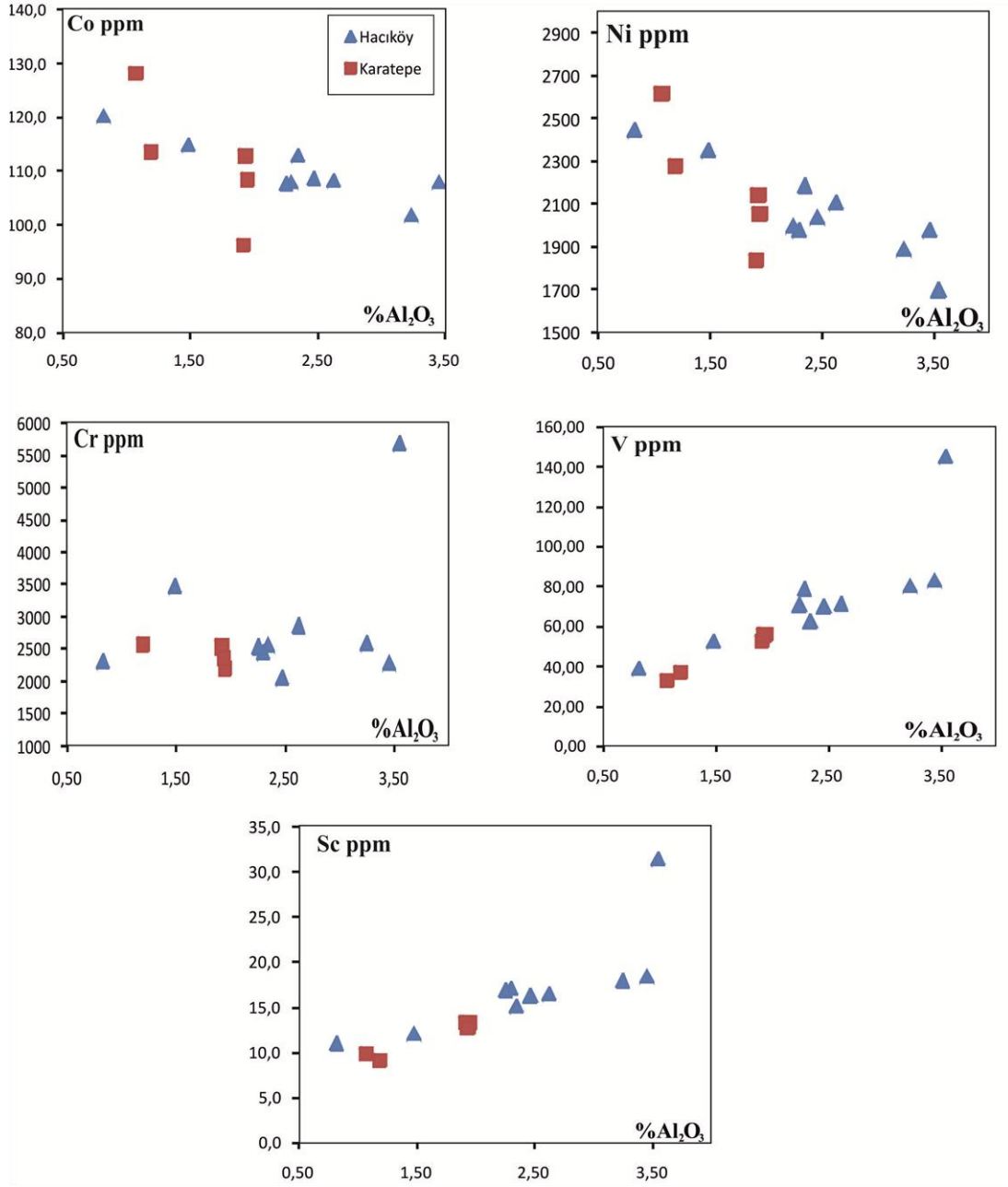
4.2.2. İz Element Karakteristiği

Çalışma alanında ki peridotit ksenolitlerin iz element analiz sonuçları tablo 4.1' de verilmiştir. İz elementler tüketimin bir göstergesi olan Al_2O_3 ' e korele edilmiştir (Şekil 4.5). Buna göre uyumlu elementlerden Ni ve Co' u Al_2O_3 ile karşılaştırdığımızda negatif korelasyon göstermektedir. Peridotitlerdeki Ni/Co oranı sabite yakındır. Bu durum Dünya'nın heterojen birikimi için güçlü bir tartışma konusudur (Jagoutz vd.,1979). Çünkü Ni yüksek siderofildir ama Co çok az siderofildir, kondiritik Ni/Co oranı da mantoya meteor yağmuru sonucu birikmeyle oluşmuştur (O'Neill, 1991). Buna ilaveten Ni, homojen birikim boyunca aşırı sıcaklık ve basınç altında daha az siderofil hale gelmiş olabilir (Chou vd., 1983). Cr

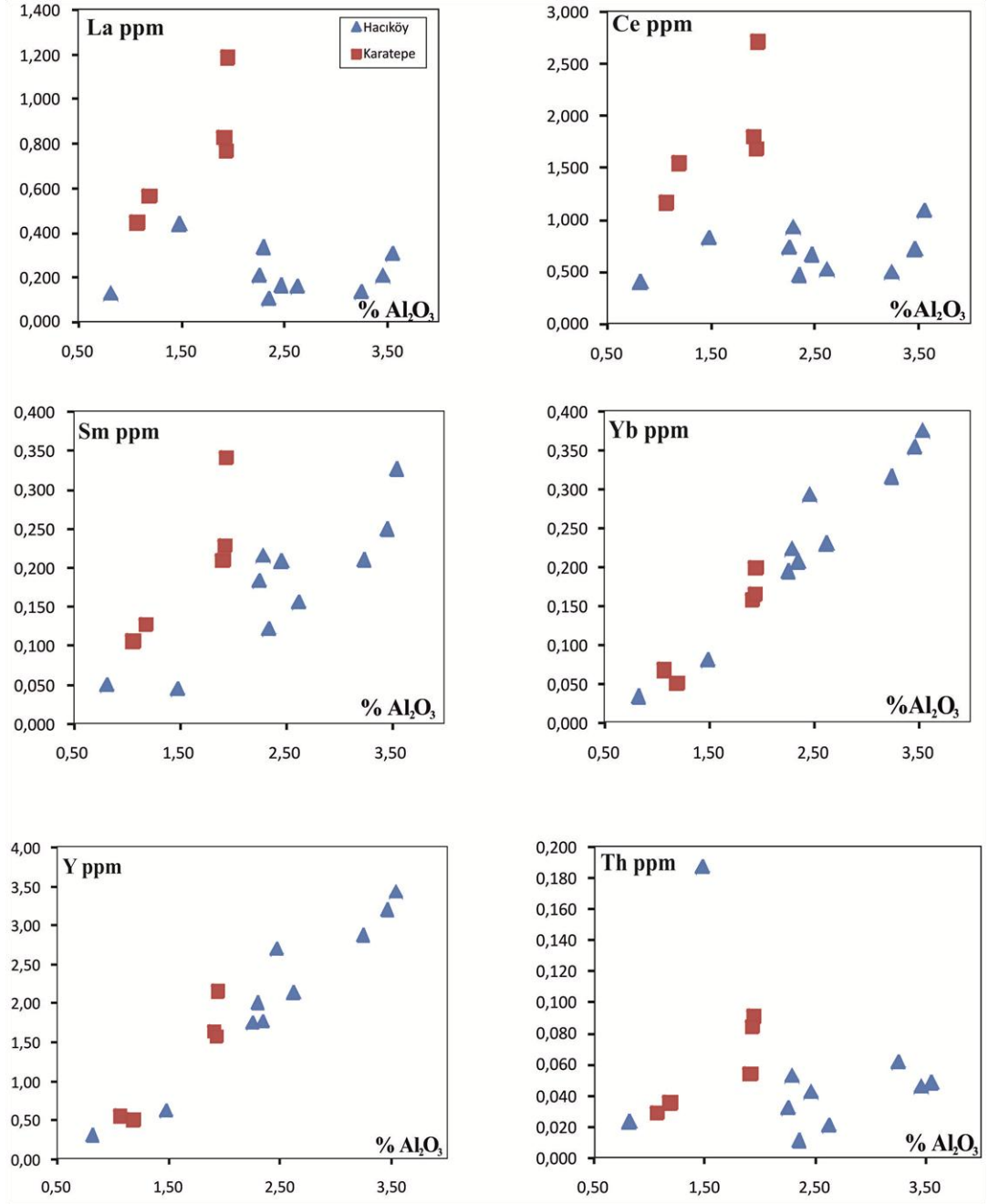
ise Ni ve Co' nun tersine Al_2O_3 ile karşılaştırdığımızda neredeyse sabit bir seviye göstermektedir. Peridotitlerde ki Cr' nin heterojen dağılımı minör fazda içerilen spinelden kaynaklanmaktadır.

Sc ve V gibi elementler uyumsuz oldukları için Al_2O_3 ile pozitif korelasyon sunarlar. Peridotit ksenolitlerdeki V bolluğunun düzgün trendi, bu elementin ergime boyunca olan hassas oksijen fugositesinden kaynaklanmış olabilir (Canil vd., 2000).

Hafif nadir toprak elementlerden (HNTE) La ve Ce; orta nadir toprak elementlerden (ONTE) Sm; ağır toprak elementlerden (ANTE) ise Yb ve iz elementlerden de Y ile Th' yi tüketilme derecesinin bir göstergesi olan Al_2O_3 ile karşılaştırdığımızda La, Ce ve Th hariç diğer tüm elementlerle (Sm, Yb, Y) pozitif korelasyon gözlenmektedir (Şekil 4.6).



Şekil 4.5. Peridotit ksenolitlerde Al₂O₃' e karşı Co, Ni, Cr, V ve Sc iz elementlerin dağılımı



Şekil 4.6. Çalışma alanındaki manto ksenolitlerinin bazı nadir toprak elementler ile bazı iz elementlere karşı Al_2O_3 ile karşılaştırılması

Ultramafiklerde ki jeokimyasal heterojenlik farklı alanlardaki veya aynı alanlardaki lertzolite, harzburjite ve dünit ksenolitlerinin nadir toprak element (NTE) analizlerini karşılaştırdığımızda ortaya çıkmaktadır. İnceleme alanındaki manto ksenolitleri düşük NTE içeriğine sahiptir. Örneklerdeki (La/Yb)_n oranı 0,30 – 7,70 arasındadır. Şekil 4.7' ye baktığımızda NTE' lerin 2 tür şekil sunduklarını görürüz. HNTE lerce

zenginleşmişlerdir. HNTE' lerce zenginleşen örnekler yüksek (La/Yb)_n oranına sahiptir. Şekil 4.7' de ki grafiklere baktığımızda konkav bir şekil sunan dünitler ise HNTE' lerce zenginleşmiş ONTE ve ANTE' lerce tüketilmişlerdir dolayısıyla bu değerleri kondirite göre daha düşüktür. Ultramafik kayalardaki olivin ve ortopiroksenlerin HNTE' lerce aşırı zenginleşmesi minerallerdeki ikincil sıvı inklüzyonlarından olduğu farz edilir (Stosch, 1982; Lesnov vd., 1998; Lesnov, 2000a).

Derin kökenli ultramafik ksenolitlerin önemli bir ayırt edici özelliği; bu ksenolitlerin HNTE içeriklerinin doğrudan CaO içeriği ile korele edilebilmesidir. Aynı zamanda La ve CaO içeriği arasındaki ilişki lerzolit ve harzburjitlerin ayırt edilmesinde kullanılır. La içeriği lerzolit ve harzburjitlerde yüksektir buna karşın, lerzolitlerin CaO içeriği harzburjitlerden fazladır. ANTE' lerden Yb oranı da doğrudan CaO içeriğine bağlıdır (Şekil 4.8). La ile beraber ilişkili Th, U, K₂O gibi iz elementlerde birbirleriyle korele edildiklerinde pozitif korelasyon sunarlar. Bunlara ek olarak Yb içeriği de Ti içeriği arttıkça artar (Şekil 4.8).

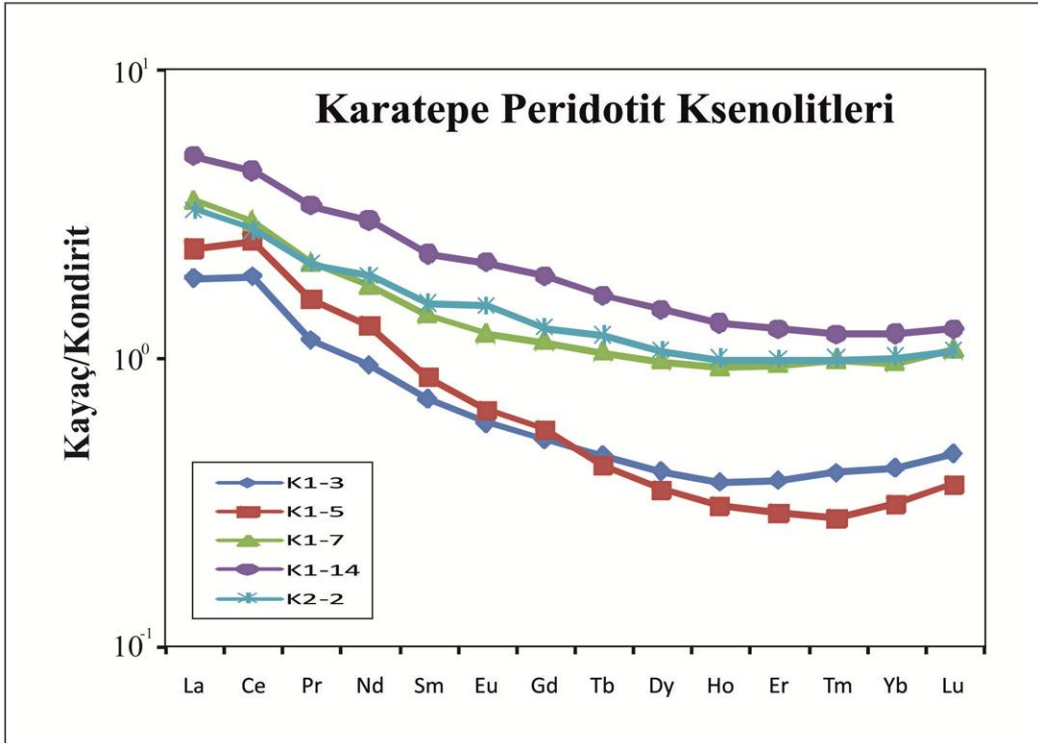
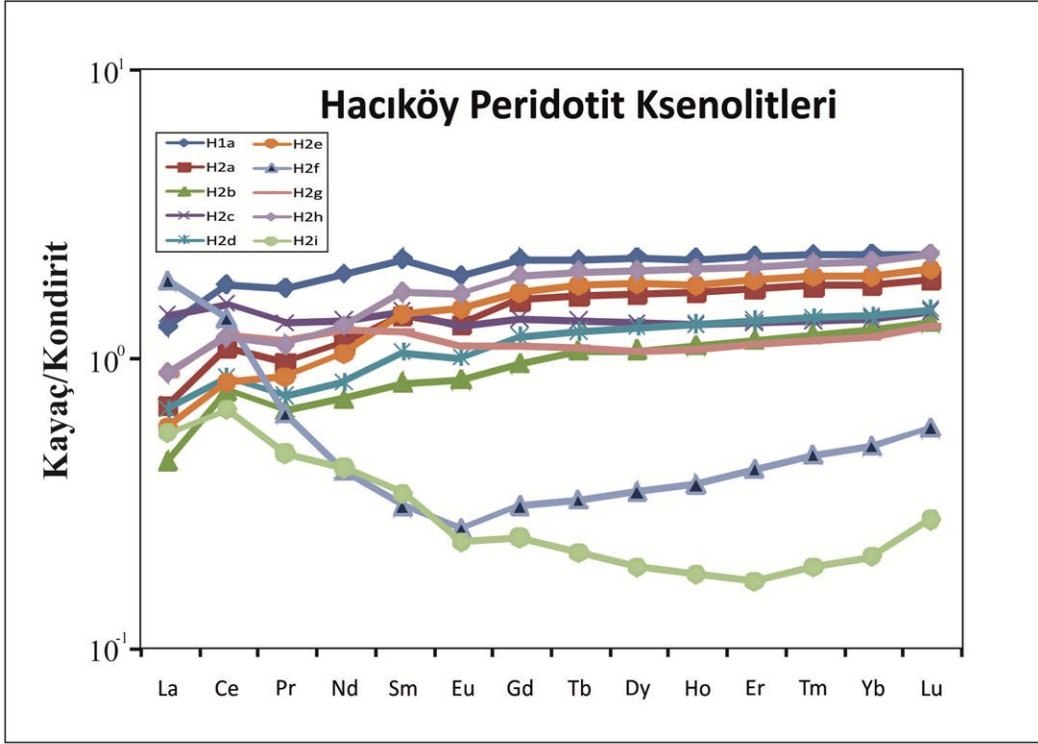
Primitif (ilksel) mantoya (PM) normalize ettiğimiz iz element diyagramına baktığımızda (Şekil 4.9), Rb, U' da pozitif anomali gözlenirken, Hf ve Y' de negatif anomali gözlenmektedir. Ksenolitlerin HNTE ve Rb, U gibi yüksek uyumsuz elementlerce zengin olması manto kalıntısındaki majör element konsantrasyonlarının değişken olmasındandır. Bu durum da ergime sonrası metasomatik işlemlerden ksenolitlerin etkilenmesiyle açıklanabilir. (Aldanmaz, 2011).

Ultramafik derin kökenli ksenolitlerin HNTE ve diğer mobil elementlerce zenginleşmesi manto metasomatizması ile ilişkilidir (Frey ve Prinz, 1978; Roden vd., 1984). Metasomatizmanın açık ve gizli olmak üzere iki türü tanımlanmıştır. Açık manto metasomatizması; ultramafik ksenolitlerin HNTE' lerce zenginleşmesiyle beraber sulu fazların örneğin amfibol ve mika görünmesi anlamına gelir. Gizli manto metasomatizmasında ise ultramafik ksenolitlerin HNTE' lerce zenginleşmesi sulu faz olmada gerçekleşir.

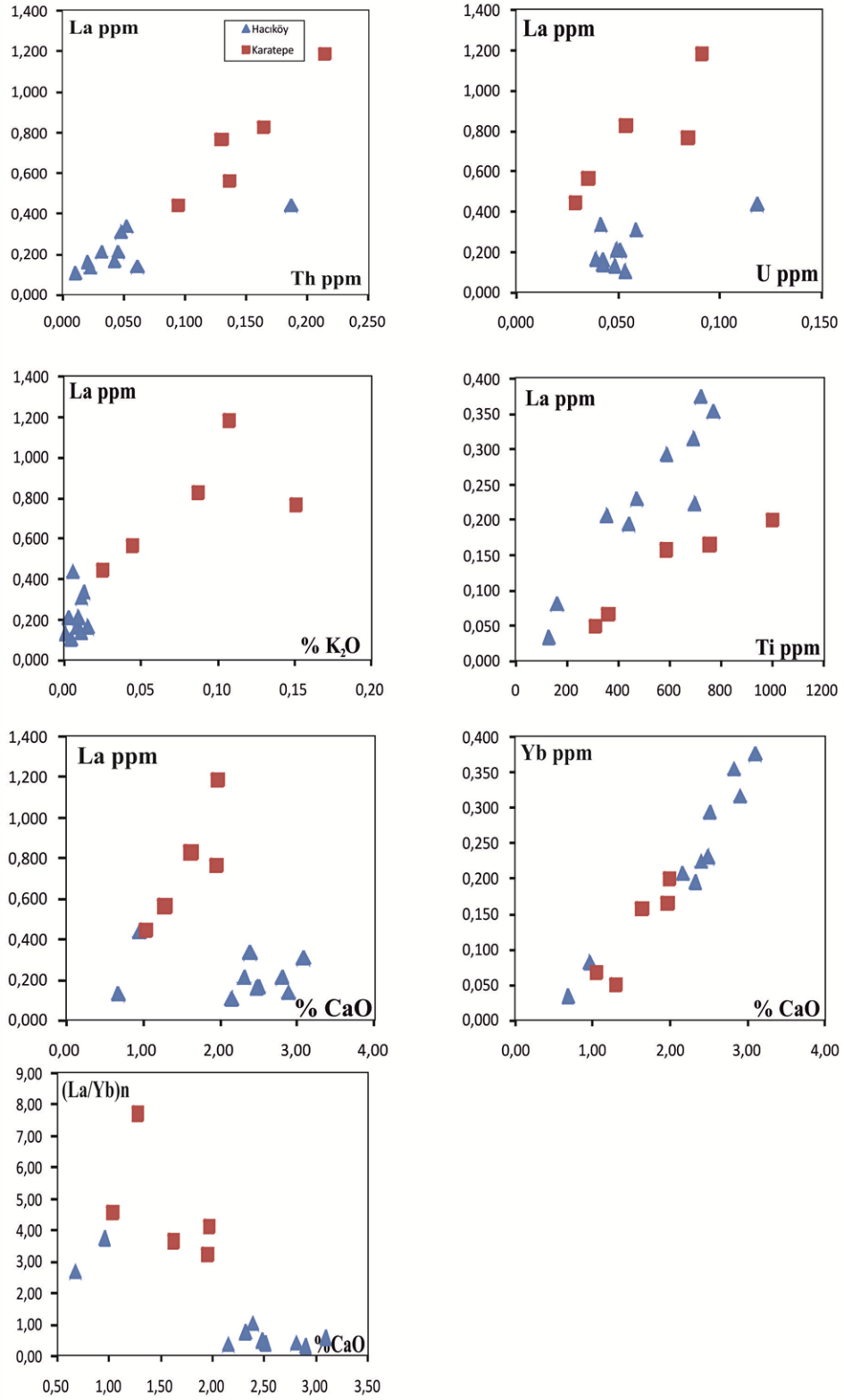
Dupuy vd., 1992; Ionov vd., 1993b' de belirtildiği gibi ksenolitlerdeki HNTE' lerce zenginleşme , HNTE' lerce, CO₂ ve Sr' ca zengin ama Zr, Hf, Nb, Ti' ca fakir manto

sıvısının kayaçlar boyunca sızmasının sonucunda meydana gelir. Bu sıvının kaynağı ultramafik ksenolitlerin, manto metasomatizmasında önerilen karbonitlerin ergimesidir.

Ultramafik ksenolitler içerisindeki mobil elementleri getiren akışkanın kaynağı sadece üst mantonun kendisinden değil, ksenolitleri yüzeye taşıyan alkali magmadan da olabilir. Üst mantoda oluşan ‘ultramafik kalıntı ksenolit – alkalin bazalt ergiyiği’ başlangıçta kimyasal dengede değildir. Uyumsuz element ve uçucularca zengin bazaltik ergiyik, bazaltlar tarafından tutulmuş ksenolitlerin içine enjekte olur. Bazaltlar içindeki ksenolitler yüzeye taşındığında, sistemde basınç ve sıcaklık azalmıştır ve sonrasında mobil elementlerce zenginleşen sıvılar makro ve mikro çatlaklar boyunca ultramafik ksenolitlerin içine ergiyikten süzülür ve kayaç içinde birikir böylece bu peridotitler uyumsuz elementlerce zenginleşir ve HNTE içerir. Yani bazaltlardan sızan bu sıvı HNTE, U, Th ve K gibi uyumsuz elementleri ve diğer elementleri ultramafik ksenolitlere taşır.

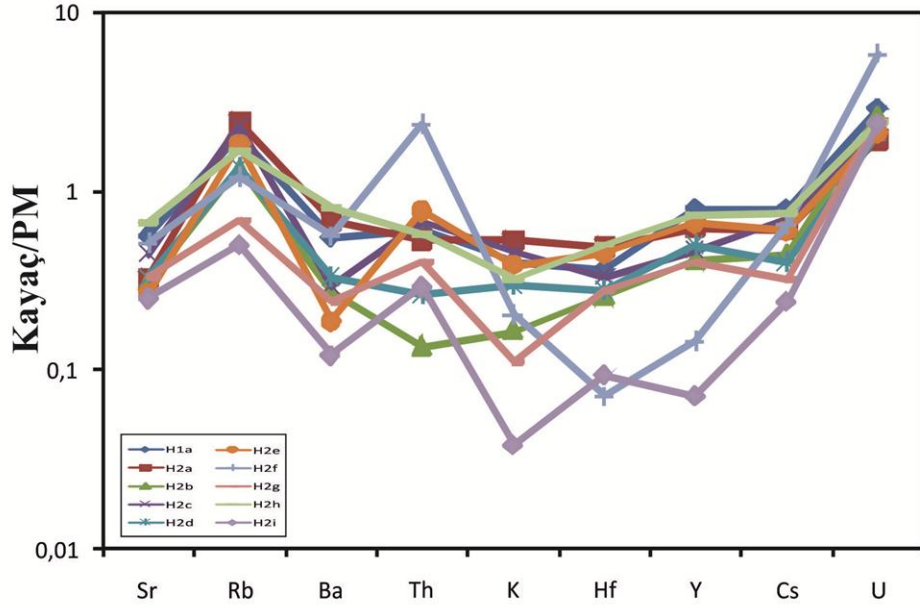


Şekil 4.7. Manto peridotitlerinin kondirite normalize edilmiş NTE değerleri (Kondirit normalize değerleri Anders ve Grevesse, 1989' dan alınmıştır.)

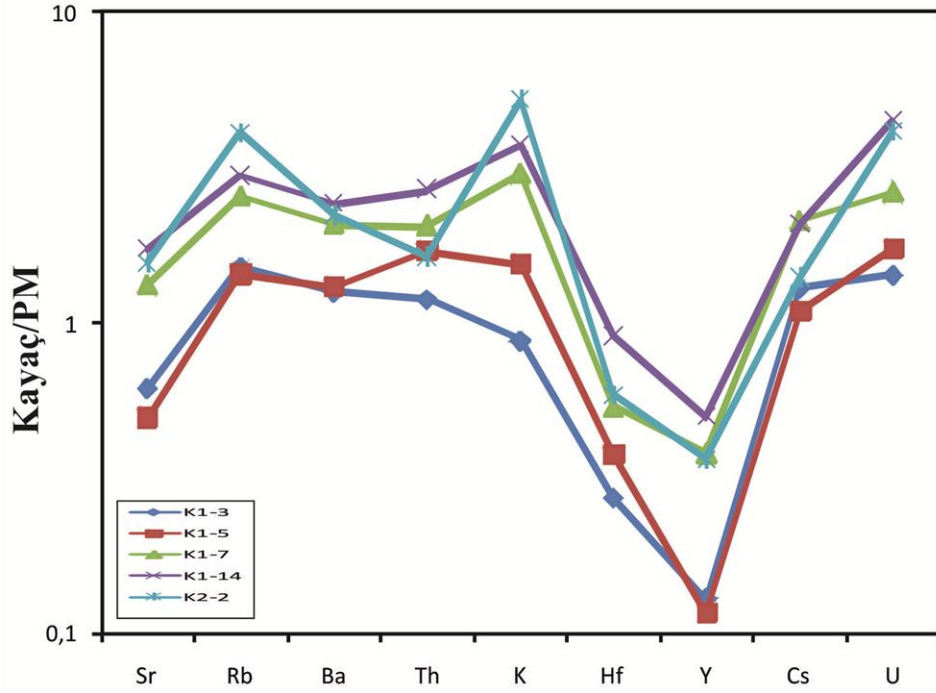


Şekil 4.8. Manto peridotitlerinin La konsantrasyonlarının bazı iz elementlerle (Th-U-K₂O) ve CaO ile karşılaştırılması.

Hacıköy Peridotit Ksenolitleri



Karatepe Peridotit Ksenolitleri



Şekil 4.9. Manto peridotitlerinin kondirite normalize edilmiş iz element değerleri (PM normalize değerleri McDonough ve Sun, 1995' den alınmıştır.)

4.2.3. Yüksekçe siderofil element (HSE) jeokimyası

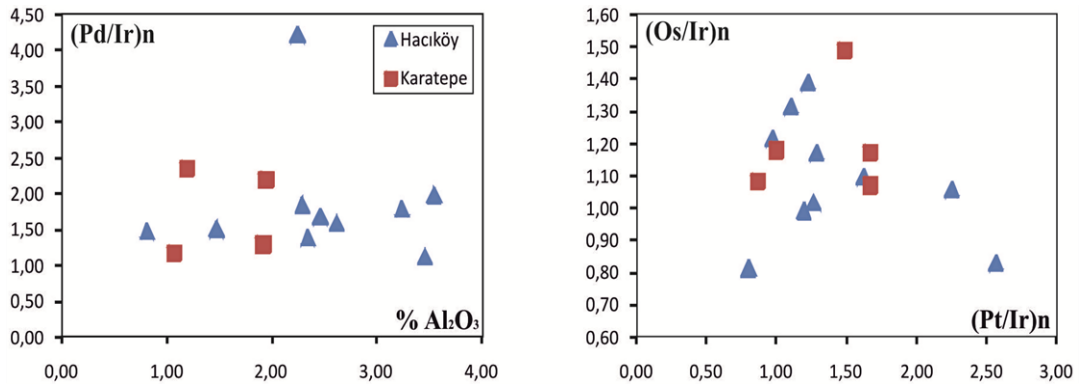
Çekirdekte yoğunluk gösteren, demire karşı duyarlılıkları kükürde karşı duyarlılıklarından daha fazla olan elementlere siderofil elementler denir (Goldschmidt,1954). Siderofil elementler; Au, Co, Fe, Ir, Ni, Os, Pd, Pt, Re, Rh, Ru' dur. Chou (1978) üst mantoda siderofil elementlerin 2 guruba ayrılabilceğini belirtmiştir. Birinci gurup PGE (Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt), Re ve Au' yu içeren yüksek siderofil elementlerdir, ikinci gurup ise Ni-Co-Ge gurubu olarak bilinen ortaç siderofil elementlerdir.

Yapılan çalışmalar sonucunda üst mantodaki siderofil element bolluğunun sebepleri 2 etkene bağlanmıştır: Basınç ve sıcaklık etkisi ve çekirdek oluşumundan sonraki meteor bombardımanı etkisi.

- Basınç ve sıcaklık etkisi: Alt mantoda metal ve silikat fazındaki bazı elementlerin dağılım katsayısı yüksek sıcaklık ve basınç şartları altında değişebilir (Bret,1971; Mao,1974; Ringwood,1977). Bu yüzden alt mantodaki silikat malzeme oldukça çok siderofil element içerebilir. Siderofilce zengin bu malzeme, çekirdek oluşumundan sonraki manto konveksiyonu ile üst mantoya taşınmış olabilir.
- Çekirdek oluşumundan sonraki meteor bombardımanı etkisi: Bu hipotez çarpışma kökenli kayalarda yapılan son çalışmalar tarafından desteklenmiştir. Bozulmamış kabuksal kayalar çok düşük siderofil konsantrasyonu içerir. Meteor akını boyunca devam eden ağır bombardıman etkisi mantodaki yüksek siderofil elementlerin konsantrasyonu arttırırken, ortaç siderofil elementlerde küçük değişikliklere sebep olmuştur. Siderofil element bolluğunu açıklamak için kullanılan meteor bombardımanı etkisi sadece bir hipotezdir, çünkü mantodaki yüksekçe siderofil elementlerin bolluğunu bu denli etkileyecek bir meteor bombardımanı olması pek mümkün görünmemektedir.

HSE'lerin içerisinde yer alan PGE'ler mantodan kabuğa malzeme geçişi sırasında jeokimyasal olayların belirlenmesi açısından önemli elementlerdir (Naldrett, 1981; Garuti vd., 1997). PGE bollukları, kayaçların türedikleri manto kaynağının gelişimi ve petrojenezi hakkında bilgi verir.

Yüksekçe siderofil elementler (HFS) sülfitlerle uyumludurlar. Bu nedenle de ergiyiğin sülfür doygunluğunun ve mantodaki kısmi ergime derecesinin önemli bir göstergesidirler (Arculus ve Delano,1981). PGE'leri P-PGE (Pt, Pd, Rh) ve I-PGE (Os, Ir, Ru) olarak iki grupta incelediğimizde I-PGE'lerin sülfitlerle daha uyumlu olduğunu görürüz. P-PGE'ler ergiyikten ayrılırken, I-PGE'ler kalıntıda kalır. Bunun bir sonucu olarak da P-PGE/I-PGE oranı düşer, örneğin Pd/İr oranının ergiyik boyunca düşmesi, Os/İr oranının 1'e yaklaşması beklenir (Lorand vd., 1999; Handler ve Bennett, 1999; Rehkamper vd., 1999; Pearson vd., 2002, 2004). Kısmi ergime boyunca ilerleyen PGE fraksiyonlaşmasını tüketimin bir göstergesi olan Al_2O_3 'e korele edebiliriz. Çünkü peridotitler çok fazla tüketilmişlerse Pd/İr oranları çok düşük olur dolayısıyla da ana element bileşimleri de tüketilir (Pearson vd.,2005). Şekil 4.10 a' da görülüyor ki Düşük Pd/İr oranına sahip örneklerin Al_2O_3 konsantrasyonu da düşüktür. Şekil 4.10 b' de ise I-PGE olan Os' nin P-PGE olan Pt' ye korelasyonu gösterilmiştir, Çoğu örnekte Os arttıkça Pt düşmektedir.



Şekil 4.10. KB Türkiye manto peridotitlerinin, (a); (Pd/İr)_n değerinin Al_2O_3 ile, (b); (Os/İr)_n değerinin (Pt/İr)_n ile karşılaştırılması (Normalize değerler Anders & Grevesse, 1989' dan alınmıştır.)

Çalışma alanındaki peridotit ksenolitlerin toplam yüksekçe siderofil element içeriği (HSE) 23-32 ppb arasındadır. Ksenolitlerin Os konsantrasyonları; 2,16-3,91 ppb, Ir; 2,41-3,28 ppb, Ru; 5,43-6,83 ppb, Rh; 1,09-1,43 ppb, Pt; 5,38-13,60 ppb, Pd; 4,23-14,24ppb, Re; 0,09-0,3 ppb arasında değişmektedir (Tablo4.3).

Pd, Ru,Rh konsantrasyonları PM değerinden yüksektir. Os, Ir, Pt oranları ise bazı örneklerde PM değerinden düşükken genel olarak PM değerinden daha yüksektir. Re ise birçok peridotitte PM değerinden oldukça düşüktür (Tablo 4.3).

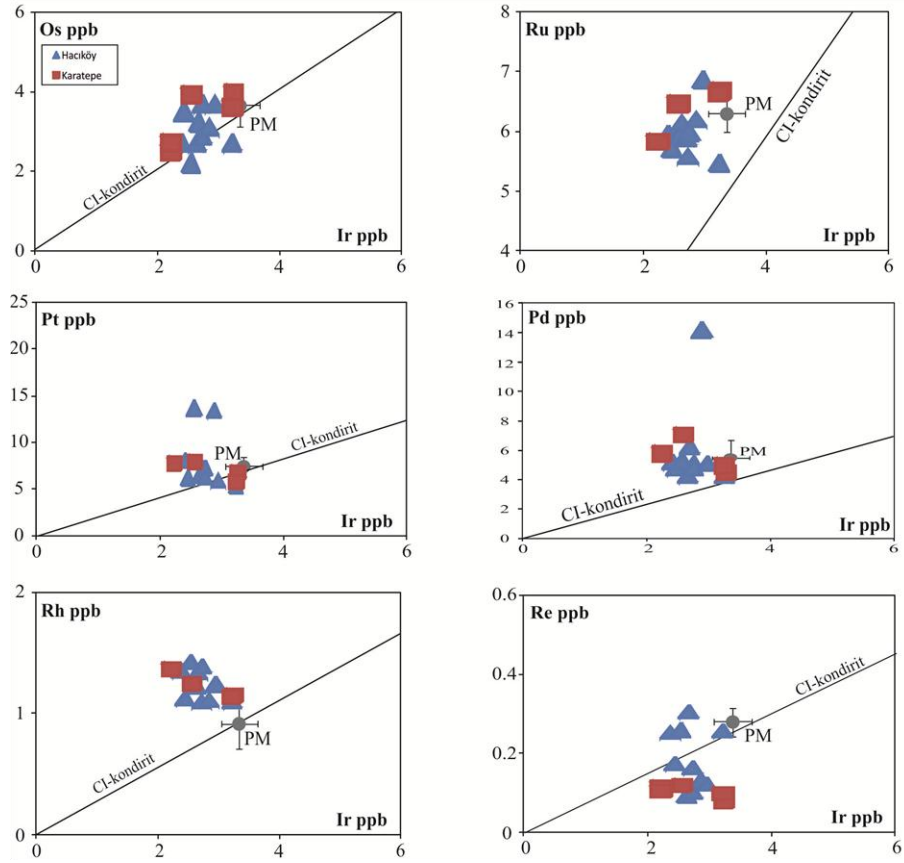
Şekil 4.11' de Os, Ru, Pt, Pd, Rh ve Re' nin Ir' e göre değişimleri gösterilmektedir. Os/Ir ve Pt/Ir oranları kondiritik orana yakınken, Ru/Ir, Pd/Ir, Rh/Ir oranları kondiritik orandan fazladır. Yani Ru, Pd, Rh' de Ir' a göre zenginleşme vardır. Re konsantrasyonları ise birçok örnek de PM ve CI-kondirit değerinin altında kalmıştır. Peridotitlerdeki Re konsantrasyonlarının önemli değişimi, ergiyik tüketiliminden metasomatik zenginleşmeye kadar olan değişken işlemler boyunca, peridotitlerin ergiyiklerle etkileşiminden kaynaklanmış olabilir.

Peridotit ksenolitlerinin Pt, Ru, Pd konsantrasyonları Ir ile pozitif korelasyon sunarlar (Şekil 4.11), bu durum da Pt, Ru ve Pd' nin benzer değişik fazlarda, muhtemelen Cu-Fe-Ni sülfid fazında ayrıldığını önerilebilir. Ayrıca herhangi bir kanıt olmamasına karşın, Pt ve Pd' da ki tüketimle beraber Al₂O₃konsantrasyonu da düşer. Yüksek Pd/Ir oranı, ergime sonrası işlemler sonucunda Pd'nin aşırı zenginleşmesinden kaynaklanmaktadır.

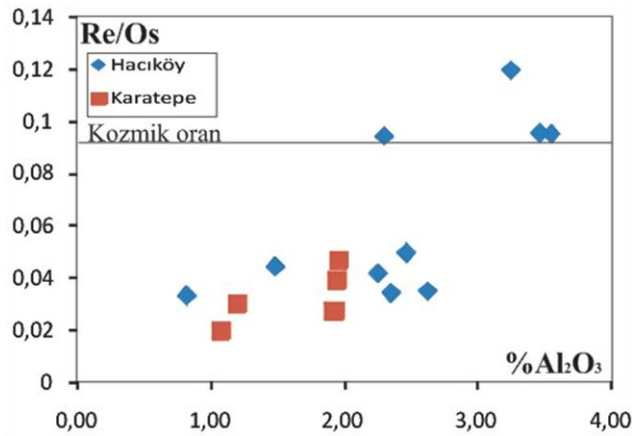
Peridotitlerin Re/Os oranları ile Al₂O₃konsantrasyonlarını karşılaştırdığımızda, örneklerin çoğunun kozmik orandan daha düşük değerlere sahip olduğu gözlenmektedir. Bu durum da örneklerin Re' ca fakir fazlar ile kontamine olduğunun bir işareti olabilir (Şekil 4.12).

Tablo 4.3. Çalışma alanındaki peridotit ksenolitlerin HSE konsantrasyonları ve bu değerlerin CI-kondiritlerle ve PM ile karşılaştırılması.(CI-Kondirit⁽¹⁾; Anders & Grevesse (1989), PM⁽²⁾; McDonough & Sun (1995))

| Örnek No | Os ppb | Ir ppb | Ru ppb | Rh ppb | Pt ppb | Pd ppb | Re ppb |
|---------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| H1-a | 3,2 | 2,705 | 5,866 | 1,341 | 7,158 | 6,193 | 0,305 |
| H2-a | 3,46 | 2,466 | 5,682 | 1,125 | 6,226 | 4,782 | 0,172 |
| H2-b | 2,66 | 2,66 | 6,129 | 1,228 | 6,549 | 4,238 | 0,092 |
| H2-c | 2,68 | 2,418 | 5,924 | 1,354 | 8,086 | 5,161 | 0,253 |
| H2-d | 2,84 | 2,761 | 5,563 | 1,388 | 7,212 | 5,091 | 0,1 |
| H2-e | 2,16 | 2,577 | 5,913 | 1,43 | 13,608 | 5,311 | 0,258 |
| H2-f | 3,673 | 2,767 | 5,95 | 1,098 | 6,289 | 4,81 | 0,164 |
| H2-g | 3,095 | 2,898 | 6,191 | 1,109 | 13,42 | 14,241 | 0,13 |
| H2-h | 2,67 | 3,255 | 5,438 | 1,098 | 5,385 | 4,238 | 0,255 |
| H2-i | 3,664 | 2,986 | 6,839 | 1,239 | 5,985 | 5,06 | 0,122 |
| K1-14 | 2,435 | 2,255 | 5,81 | 1,364 | 7,764 | 5,754 | 0,114 |
| K1-3 | 3,915 | 3,287 | 6,653 | 1,146 | 6,77 | 4,489 | 0,077 |
| K1-5 | 3,893 | 2,59 | 6,438 | 1,243 | 7,939 | 7,068 | 0,117 |
| K1-7 | 3,57 | 3,263 | 6,606 | 1,137 | 5,818 | 4,908 | 0,098 |
| K1-2 | 2,668 | 2,255 | 5,81 | 1,364 | 7,764 | 5,754 | 0,104 |
| CI- Kondirit⁽¹⁾ | 486 | 481 | 712 | 134 | 990 | 560 | 365 |
| PM⁽²⁾ | 3,4 | 3,2 | 5 | 0,9 | 7,1 | 3,9 | 0,28 |



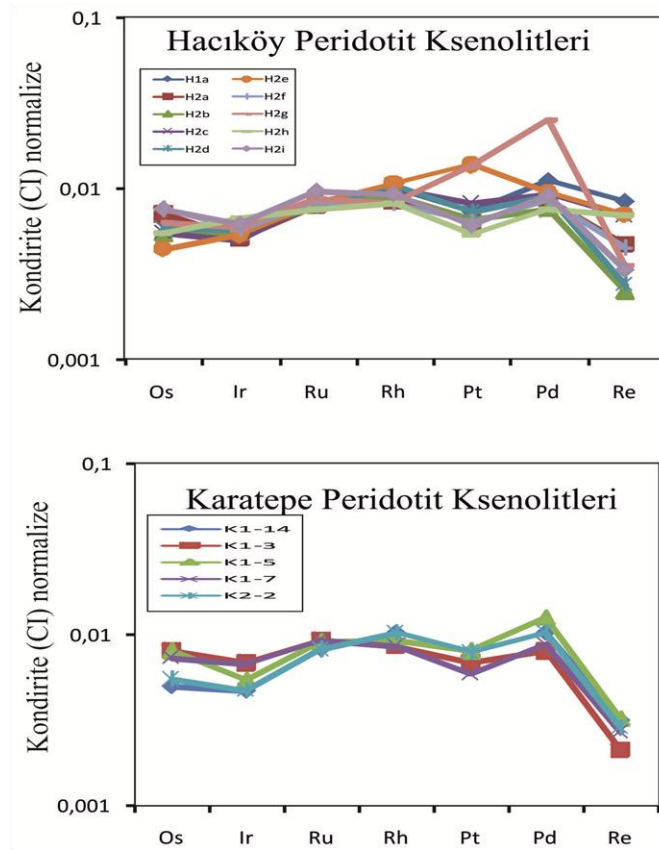
Şekil 4.11. Peridotit ksenolitlerdeki Os, Ru, Pt, Pd ve Re konsantrasyonlarının Ir ile karşılaştırılması. Koyu renkli çizgi CI-kondirit oranlarını göstermektedir (Anders & Grevesse, 1989). PM ortalama bileşimi ise McDonough & Sun,1995’den alınmıştır.



Şekil 4.12. KB Türkiye manto peridotitlerinin Re/Os oranlarının Al₂O₃ ile karşılaştırılması.

KB Türkiye’ de ki manto peridotitlerinin kondirite normalize edilmiş HSE değerleri metallerin azalan ergime noktalarına göre değerlendirilmiş ve şekil 4.13’ de gösterilmiştir. Peridotit ksenolitlerin HSE konsantrasyonları $0,002-0,02 \times CI$ ile karakteristiktir. Örnekler hafif-PGE (L-PGE) olan Ru, Rh ve Pd’ da zenginleşme, ağır-PGE (H-PGE) olan Os, Ir ve Pt’ de tüketim gösterirler.

Normal şartlarda üst mantonun kısmi ergimesi sonucu oluşan ergiyikle beraber ortamdan Pd’ nin uzaklaşması, dolayısıyla da geride kalan ergiyiğin Pd’ ce fakir olması beklenir. KB Türkiye manto peridotitlerine baktığımızda ise bu durumun tama tersini görürüz (Şekil 4.13), örnekler Pd’ ca tüketilmemiş aksine zenginleşmişlerdir. Bu durumu mantonun daha alt kesimlerinden yukarıya doğru hareket eden bazaltik ergiyiklerin kayalarla etkileşimi olarak açıklayabiliriz.



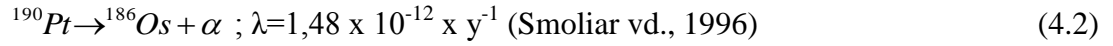
Şekil 4.13. KB Türkiye manto peridotitlerinin CI-kondirite normalize edilmiş HSE değerleri (CI-normalize değerleri Anders&Grevesse, 1989’ dan, PM değerleri Becker vd., 2006’ dan alınmıştır.)

4.2.4. Re-Os izotop jeokimyası

Re ve Os yüksekçe siderofil elementlerdir (yüksekçe siderofil elementler metal veya sülfür fazı tercih ederler.). Bu elementler çekirdek oluşumu boyunca çekirdekten mantoya tamamen geçerler. Bu özelliklerinden dolayı Re ve Os diğer radyojenik izotop sistemleri ile karşılaştırıldığında (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Th-Pb) manto ergime işlemlerindeki problemleri anlamada tek yolu sağlarlar.

Re-Os izotop sistemi, elementlerin siderofil/kalkofil davranışları ve Os'nin ergime boyunca uyumlu davranışından dolayı magmatik kayaların izotop jeokimyasını anlamamızda önemli bilgiler sağlamıştır.

Re iki izotoptan oluşur: ^{185}Re ve ^{187}Re . Doğada bulunan Re'nin %37,40' ı ^{185}Re , %62,60' ı ^{187}Re 'dir. Os'nin ise 7 izotopu vardır: ^{184}Os , ^{186}Os , ^{187}Os , ^{188}Os , ^{189}Os , ^{190}Os ve ^{192}Os 'dir. Bu izotopların doğal bollukları ve atom ağırlıkları çeşitlidir çünkü ^{186}Os ve ^{187}Os radyoaktif bozunma ürünüdürler. ^{186}Os , ^{190}Pt 'nin α bozunması ile ^{187}Os , ^{187}Re 'nin β^- bozunması ile oluşur;



Re-Os izotop sistemini anlamamızda $\gamma_{\text{Os}(t)}$, T_{MA} , T_{RD} gibi tanımlamalar bize yardımcı olur:

- $\gamma_{\text{Os}(t)}$, örneklerin Os izotopik bileşimi ile kondiritik bileşimi arasındaki farkı belirtir ve aşağıdaki denklem ile hesaplanır;

$$\gamma_{\text{Os}(t)} = \left(\frac{(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_{\text{örnek}}}{(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_{\text{kon}}} - 1 \right) \times 100 \quad (4.3)$$

- T_{MA} , mantodan ayrılma yaşını verir ve aşağıdaki denklem ile hesaplanır;

$$T_{(\text{MA})} = (1/\lambda) \times \ln \left[\left(\frac{(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_{\text{kon}} - (^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_{\text{örn}}}{(^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os})_{\text{kon}} - (^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os})_{\text{örn}}} \right) + 1 \right] \quad (4.4)$$

- T_{RD} , Re tüketiliminin yaşıdır ve aşağıdaki denklem ile hesaplanır;

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

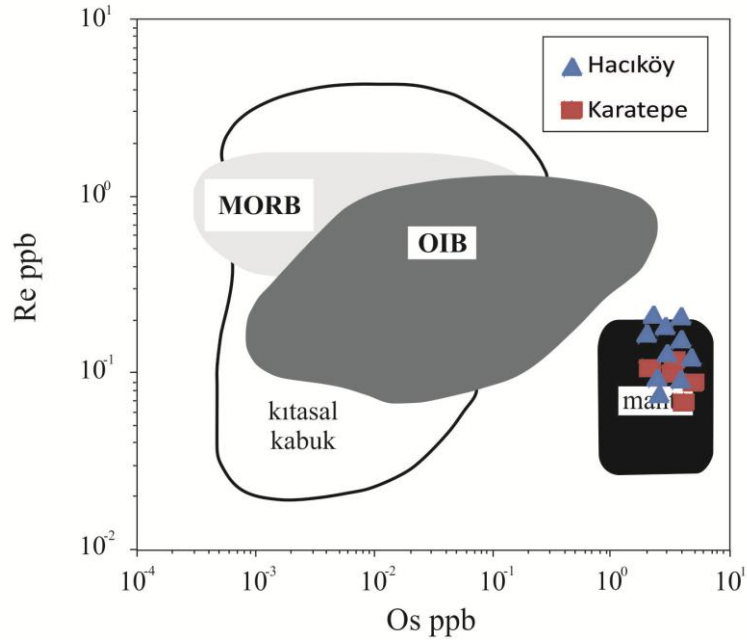
${}^{187}\text{Re}$ ${}^{187}\text{Os}$ ' e dönüşürken yarılanma ömrü 42 milyar yıldır. ${}^{187}\text{Re}$ ' nin yarılanması yığın silikat dünyanın (BSE) ${}^{187}\text{Os}/{}^{188}\text{Os}$ oranının, dünyanın 4,56 milyar yıl önce oluşumundan beri %33 artması anlamına gelir.

Mantodaki kısmi ergime işlemlerini anlamamızda ki en önemli verileri Re-Os izotop sisteminden alırız. Bu nedenle Re-Os izotop sistemlerinin ksenolitlerde çalışılması önemlidir, çünkü ergime boyunca Re ve Os jeokimyasal özelliklerini değiştirmezler ve birbirlerine ters olarak davranırlar (Morgan, 1986).

Re uyumsuz davranırken, Os yüksekçe uyumludur (Shirey ve Walker, 1998). Re- Os izotop sisteminin bu özelliğinden dolayı manto ergime ve tüketiminin zamanlaması hakkındaki tek bilgiyi sağlar. Çünkü bu sistem manto içerisinde sonradan gelişen işlemlerden etkilenmez. Ortamdaki Re uyumsuz element olduğu için kalıntı fazı terk edecek dolayısıyla da radyojenik ${}^{187}\text{Os}$ ' nin gelişmesi engellenecektir (Walker vd., 1989). Bu sistemin tek olumsuz tarafı; Re'nin başka olaylarla sisteme eklenmesi ya da Os' nin farklı izotopik bileşimlerinin sisteme eklenmesi ihtimalidir. Ancak yapılan önceki çalışmalarda bu durumun oldukça nadir olduğu kanıtlanmıştır (Walker vd., 1989; Pearson vd., 1995b).

Çalışma alanındaki peridotitlerin Os konsantrasyonlarını Re konsantrasyonlarını karşılaştırdığımızda örneklerimizin Hauri (2002) tarafından belirlenen grafikte manto bölümüne düştüğünü görürüz (Şekil 4.14).

KB Türkiye' de yer alan örneklenen peridotit ksenolitlerin ${}^{187}\text{Os}/{}^{188}\text{Os}$ oranları; 0,1121-0,1301 arasındadır ve bu değer Luck ve Allegre (1983); Walker ve Morgan (1989) tarafından tanımlanan kondiritik değerden (0,1270) hemen hemen düşüktür, sadece birkaç örnek bu değer üstündedir. Ksenolitlerin ${}^{187}\text{Os}/{}^{188}\text{Os}$ değerleri de Meisel vd. (2001) tarafından belirlenen PUM değerinden de (0,1296) genel olarak düşüktür (Tablo 4.4).

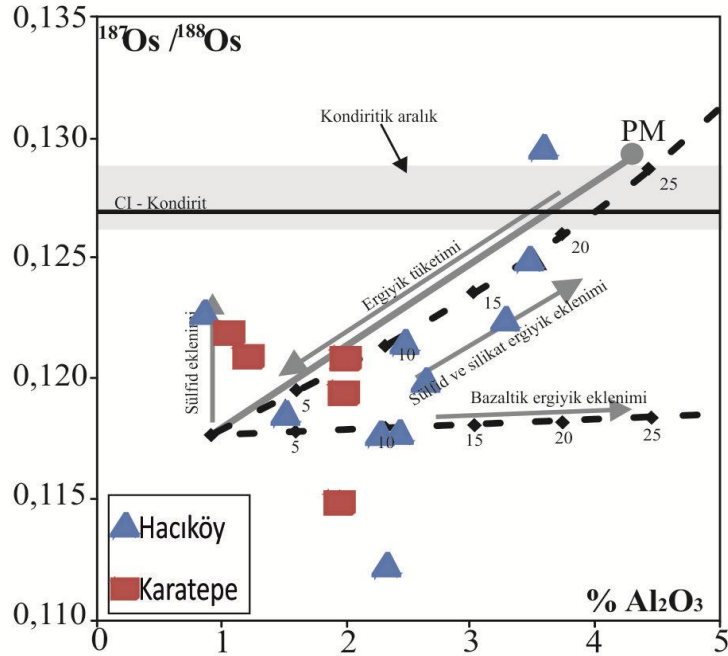


Şekil 4.14. Manto kayaları, MORB ve OIB; okaynusal bazaltlar ve kıtasal kabuk için Re ve Os bollukları (Grafik Hauri, 2002' den alınmıştır.)

Tablo 4.4. KB Türkiye manto ksenolitlerinin Re-Os izotop değerleri

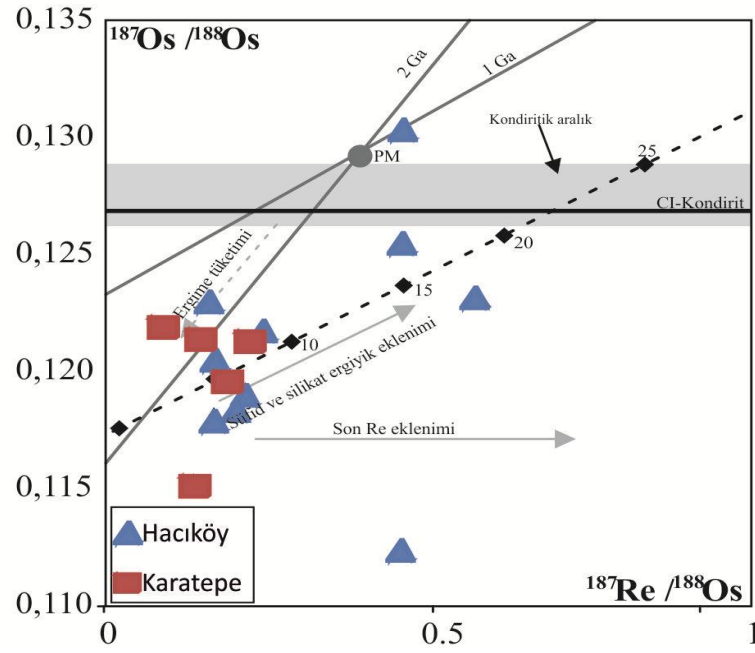
| Örnek No | Os(ppb) | Re(ppb) | $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ | $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ | TRD (Ma) | $\gamma_{\text{Os}}(t=10 \text{ Ma})$ | $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (10 Ma ilksel oran) |
|--------------|---------|---------|-----------------------------------|-----------------------------------|----------|---------------------------------------|---|
| H1-a | 3,200 | 0,305 | 0,1301 | 0,4600 | -453 | 2,38 | 0,13002 |
| H2-a | 3,460 | 0,172 | 0,1213 | 0,2403 | 851 | -4,52 | 0,12126 |
| H2-b | 2,660 | 0,092 | 0,1178 | 0,1665 | 1363 | -7,27 | 0,11777 |
| H2-c | 2,680 | 0,253 | 0,1121 | 0,4557 | 2192 | -11,77 | 0,11205 |
| H2-d | 2,840 | 0,100 | 0,1202 | 0,1700 | 1011 | -5,38 | 0,12017 |
| H2-e | 2,160 | 0,258 | 0,1229 | 0,5774 | 624 | -3,30 | 0,12280 |
| H2-f | 3,673 | 0,164 | 0,1188 | 0,2152 | 1218 | -6,48 | 0,11876 |
| H2-g | 3,095 | 0,130 | 0,1180 | 0,2023 | 1334 | -7,11 | 0,11797 |
| H2-h | 2,670 | 0,255 | 0,1252 | 0,4614 | 280 | -1,48 | 0,12512 |
| H2-i | 3,664 | 0,122 | 0,1230 | 0,1610 | 598 | -3,17 | 0,12297 |
| K1-14 | 2,435 | 0,114 | 0,1209 | 0,2262 | 910 | -4,83 | 0,12086 |
| K1-3 | 3,915 | 0,077 | 0,1218 | 0,0954 | 774 | -4,11 | 0,12178 |
| K1-5 | 3,893 | 0,117 | 0,1213 | 0,1455 | 849 | -4,51 | 0,12128 |
| K1-7 | 3,570 | 0,098 | 0,1149 | 0,1322 | 1784 | -9,54 | 0,11488 |
| K2-2 | 2,668 | 0,104 | 0,1195 | 0,1884 | 1115 | -5,93 | 0,11947 |

Örneklerin γ_{Os} değerleri -11,77 ile 2,38 arasındadır (Tablo 4.4). $^{187}Os/^{188}Os$ oranlarını, tüketimin bir göstergesi olan Al_2O_3 konsantrasyonları ile karşılaştırdığımızda aralarında pozitif yakın bir korelasyon görürüz (Şekil 4.15).



Şekil 4.15. KB Türkiye’deki peridotit ksenolitlerin $^{187}Os/^{188}Os$ oranlarının tüketimin bir göstergesi olan Al_2O_3 ile karşılaştırılması. Gri alan, Meisel vd. (1996) tarafından tanımlanan enstatit, sıradan ve karbon kondiritlerin değer aralığını göstermektedir. CI-Kondirit değerleri, Walker vd. (1989)’den; PM bileşimi, McDonough ve Sun (1995); Meisel vd. (1996,2001)’den alınmıştır. (Grafik Aldanmaz (2011)’den alınmıştır.)

Tüm kaya $^{187}Re/^{188}Os$ oranları 0,095 – 0,577 arasındadır. Bu oran Meisel vd. (1996) tarafından belirlenen kondiritik oranın (0,3935) hem altında hem de üstünde yer alır. $^{187}Re/^{188}Os$ oranlarını $^{187}Os/^{188}Os$ oranları ile karşılaştırdığımızda grafikte iki farklı trend görürüz (Şekil 4.16). Burada düşük $^{187}Re/^{188}Os$ konsantrasyonuna sahip örneklerin kısmi ergime sonucu beklenen oranlara sahiptir. Ancak grafikte gördüğümüz diğer trendi oluşturan daha yüksek $^{187}Re/^{188}Os$ oranına sahip örnekler için mantodaki metasomatizmadan etkilenmiş olduklarını söyleyebiliriz. Bu durumu ise, ortamın metasomatik katkılardan dolayı artan Re’ce zenginleştiği ve bu oranı da arttırdığı şeklinde yorumlayabiliriz.



Şekil 4.16. KB Türkiye’deki peridotit ksenolitlerin $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ oranlarının $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ ile karşılaştırılması. Gri alan, Meisel vd. (1996) tarafından tanımlanan enstatit, sıradan ve karbon kondiritlerin değer aralığını göstermektedir. CI-Kondirit değerleri, Walker vd. (1989)’den; PM bileşimi, McDonough ve Sun (1995); Meisel vd. (1996,2001)’den alınmıştır. (Grafik Aldanmaz (2011)’den alınmıştır.)

5. PETROJENEZ

5.1. Manto Ergimesi Boyunca HSE Davranışı

HSE bolluklarının fraksiyonlaşması, manto peridotitlerinin kısmi ergimesi boyunca meydana gelir. Ir-gurup platin gurubu elementlerden olan (I-PGE) , Os, Ir ve Ru ergime boyunca Pd- gurup platin gurubu elementlerden (P-PGE) daha fazla uyumlu davranır. Bu nedenle de mafik-ultramafik lavların PGE şekilleri, düşük I-PGE ve Ni içeriğine sahiptir. Re ise P-PGE'lerden biraz daha az uyumlu davranır bu nedenle de Pd' nin yanına plot edilir.

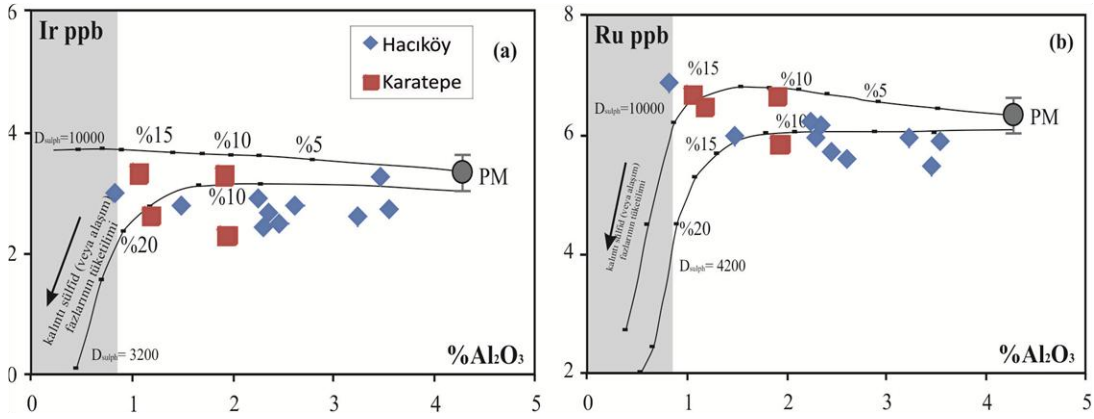
Sülfitlerde mantodaki Re ve Os için önemlidir. Re ve Os' nin ergime boyunca tüketimini anlamada kritiktirler çünkü Re ve Os' nin ayrılanma katsayılarını sülfidler kontrol ederler. Bu yüzden de ayrılma katsayısı büyük olan I-PGE ergime boyunca uyumlu davranırken, ayrılanma katsayısı göreceli olarak düşük olan P-PGE ve Re ergime boyunca uyumsuz davranır (Brenan vd., 2003; Righter vd., 2004).

Üst mantodaki HSE' ler metal sülfidler tarafından kontrol edilmektedir. Çeşitli derecelerde sülfid ayrılması veya katılımı hem ergiyiklerin hem de kalıntı kayaların PGE içeriklerindeki geniş değişimlerin, önemli nedenleri olduğu önerilmiştir (Handler ve Bennett, 1999; Rehkamper vd., 1999; Bockrath vd., 2004).

Şekil 5.1 ve 5.2' de örneklerin HSE konsantrasyonları, ergiyik tüketiminin bir göstergesi olan Al_2O_3 ' e plot edilmiştir. Burada, model hesaplamalarda ergiyik tüketim derecesi ile PGE bolluklarındaki değişimler ve sülfidler ile kontrol edilen PGE'lerde model tahmini ergiyik çıkışı ile karşılaştırılmıştır.

Şekil 5.1' de Ir ve Ru'un Al_2O_3 ile karşılaştırma grafikleri verilmiştir. Grafiklerden de anlaşılacağı üzere aralarında bir korelasyon gözlenmemiştir. Bu durumda bize Ir ve Ru' un uyumlu davranış gösterdiğini kanıtlar. Ayrıca Ir ve Ru PM arasında benzer

bir trend vardır. Trakya havzası alkali kayaları içerisinde yer alan manto peridotitlerinin PGE değerleri Os, Ir, Ru ilişkileriyle belirgin bir uyumluluk gösterir, bu durum da bu elementlerin aynı fazlar tarafından kontrol edildiğinin kanıtıdır. Örneklerdeki Ru/Ir oranı ergiyik çıkışı ile çok az değişmektedir. Dolayısıyla bu elementlerin manto ergimesi esnasında stabil kaldığını söyleyebiliriz.



Şekil 5.1. KB Türkiye’ deki peridotit ksenolitlerinin Ir ve Ru oranlarını Al₂O₃ ile karşılaştırılması (Grafikler Aldanmaz, 2011’ den alınmıştır.)

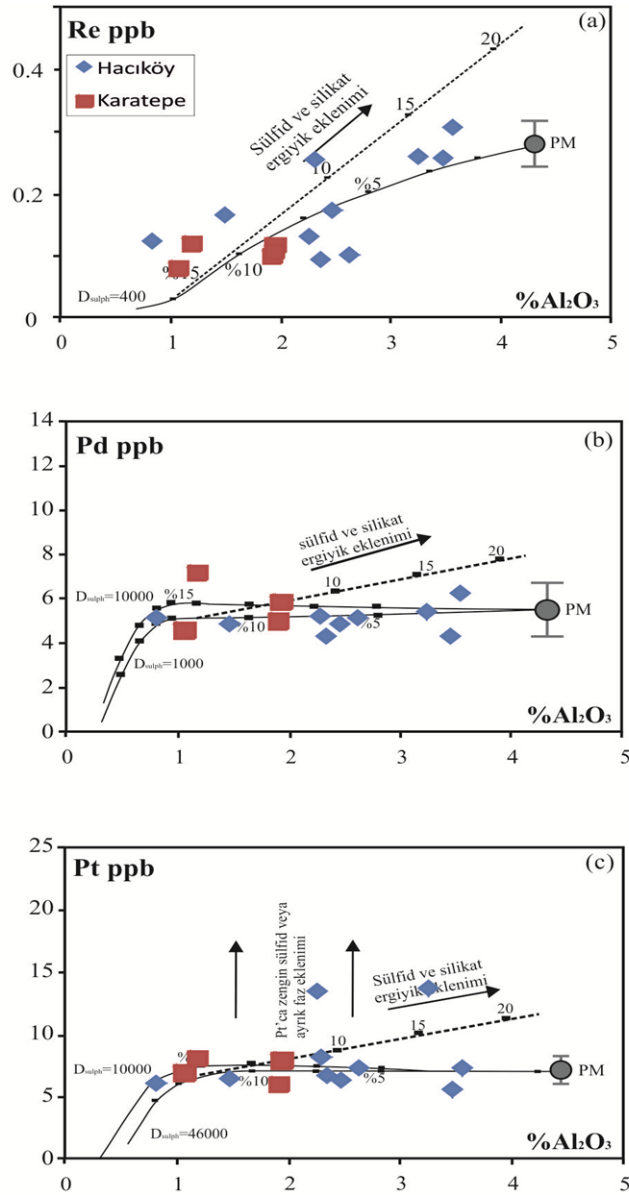
Şekil 5.2’ de ise Re, Pd ve Pt Al₂O₃’ e korele edildiğinde Re hariç diğer iki elementin PM trendiyle yakın olduğunu görürüz. Ancak Re uyumsuz bir element olduğu için Al₂O₃ ile pozitif korelasyon göstermektedir.

5.2. HSE ve Os İzotop Değişimlerinde Metasomatik Zenginleşme

Ergiyik metasomatizmasının olası etkilerini değerlendirdiğimizde, kalıntı peridotitlerin tüm kaya bileşimlerinde, tüm uyumsuz HSE bollukları Os izotopik bileşimiyle değerlendirilmeye ihtiyaç duyar. Çünkü Re, Pd’ den daha fazla tüketilmektedir (Şekil 5.1 ve 5.2). Ayrıca Handler ve Bennett (1999); Pearson vd. (2004)’ nin yaptıkları çalışmalar, peridotitlerin ergiyik metasomatizmasında Pd’ nin konsantrasyonunu arttırmaya yönelik meydana gelebilecek herhangi bir magmatik zenginleşme Ir ile ilgilidir, bu da Re’ nin çok zenginleşmesine Pt’ nin azalmasına sebep olmaktadır.

KB Türkiye’ de peridotit ksenolitlerin kondiritik Re/Ir oranları 0.30-1.48 arasındadır. Örneklerdeki $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ oranlarındaki zenginleşme tüketilimi yansıtır bu oranların artmasıyla $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ’ nin azalması beklenirken (Şekil 4.15) bazı örnekler için arttığını görürüz. Bu durumu ortama Re eklenimiyle açıklayabiliriz.

Diğer HSE’ lere göre daha yüksek olan Ru ve Pt’ nin yüksek konsantrasyonlarda olması sülfid-ergiyik eklenimiyle açıklanabilmektedir.



Şekil 5.2. KB Türkiye’ deki peridotit ksenolitlerinin Re, Pd ve Pt’ nin oranlarını Al₂O₃ ile karşılaştırılması (Grafikler Aldanmaz, 2011’ den alınmıştır.)

5.3. Ergiyik Tüketim Yaşı

Manto kalıntılarındaki MgO ve bazaltik bileşenler (Al, Ca gibi) arasındaki ters korelasyon genellikle ergiyik çıkışının etkileri olarak yorumlanmıştır. Bu nedenle, ergiyik kalıntılarının kimyasal bileşimlerinin ikincil işlemlerden etkilenmediği varsayılır. Tüm kaya $^{187}\text{O}/^{188}\text{Os}$ oranları ve ilksel indikatörler (Al_2O_3 ve Yb gibi) arasındaki korelasyon, ergiyik çıkış zamanından beri ^{187}Os 'nin gelişmesinin engellenmesinin bir sonucu olarak yorumlanabilmektedir (Walker vd., 1989; Shirey ve Walker, 1998; Handler vd., 2005). KB Türkiye' de ki alkali lavlar içerisindeki manto peridotitlerinin $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ oranları, üst mantodaki kısmi ergime sonucunda üretilebilecek olandan daha büyüktür. Bu nedenle, ksenolitlerin kimyasal birleşimlerinin basit bir ergiyik çıkışı ile ilgili olmadığı söylenebilir.

Re tüketim yaşı (T_{RD} ; Walker vd., 1989; Shirey ve Walker vd., 1998), ergiyik tüketim yaşının minimum hesaplanmasını yansıtır. Ancak KB Türkiye' de yer alan bazı manto ksenolitlerinin yüksek HSE konsantrasyonları onların Tersiyer magmatik aktivitesiyle ilgili olduğunu düşündürmektedir (Aldanmaz vd., 2005, 2006). Bunun tersine izotopik değişiklik, izotopik sülfür eklenimi tarafından (radyojenik ^{187}Os 'nin eklenmesi gibi) meydana gelebilir. Son Re/Os fraksiyonu, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 'nin etkilerinden uzaktır ve bu yüzden Re tüketim yaşı, kondiritik kaynakla ilişkili Re/Os kullanılarak hesaplanan Os model yaşını (T_{MA} ; Walker vd., 1989; Shirey ve Walker, 1998) yansıtabilir. Böylece birçok ksenolit için ergime kalıntısının Os izotoplarının, alt kıtasal litosferik mantonun ergiyik tüketimi yaşını tespit etmemizde kullanışlı olduğu kanıtlanmıştır (Ackerman vd.,2009; Rudnick ve Walker; 2009).

KB Türkiye alkali lavlar içerisindeki manto ksenolitleri için Re tüketim yaşı (T_{RD}), iki zaman aralığındadır: 0.2-0.8 Ga ve 1- 2.1 Ga (Tablo 4.4). Bu yaşlarda bize alt kıtasal litosferik manto içindeki ergiyik tüketiminin çoklu adımda gerçekleştiğini yansıtır.

Bulunan yaşlar KB Türkiye' de bulunan Trakya bölgesi kabuksal kayalarına ait hiçbir yaş aralığına uymaz. Trakya bölgesinde yapılan önceki çalışmalarda elde edilen yaşları gruplanırsa; (1) 8-34 My arası gerçekleşen Tersiyer volkanizması, (2) Erken Permiyen (257 My) ve Karbonifer (310-320 My) granitoidlerinin Variscan

kristalin temelini oluşturan gnaysların içine yerleşmeleridir. Bu temel kayada 270-470 My yaşlıdır, (3) 1-84 My arası Kretase yay tipi granitoidlerin yerleşimini veren yaşlardır.

Manto ksenolitlerindeki en yaşlı tüm kaya Re-Os T_{RD} yaşı 1- 2.1 Ga' dır. Elde edilen bu yaş, kabuk – manto segregasyonunun bölgedeki kıtasal kayalardan daha önce olduğunu önermektedir. KB Türkiye altındaki alt kıtasal litosferik mantonun bileşimi temel kayaları oluşturan magmatik olayların kayıtlarından daha yaşlıdır.

6. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Trakya havzası, üçgen şekilli geniş bir Tersiyer havzası olup birkaç diğer havzanın kesişim noktasında bulunmaktadır. Havzanın kuzeyinde Karadeniz Havzası, doğusunda Marmara Denizi Havzası, güneyinde de Ege Havzası yer almaktadır.

Tüm Trakya’ da bazaltik volkaniklerin Miyosen – Kuvaterner zaman aralığında gelişmiş, manto köken ağırlıklı, alkali nitelikli bir volkanizmanın ürünü oldukları, petrografik olarak genelde olivinli bazalt ve yanı sıra anglomeralar şeklinde tanımlanabilecek başlıca plajiyoklas, olivin, klinopiroksen ve daha az ortopiroksen içerikli kaya tipi gösterdikleri bilinmektedir (Esenli, 1999).

Ultramafik ksenolitlerin incelenmesiyle; ksenolitlerin yapı ve dokusundan, bileşimlerinden ve içerdikleri bazı elementlerin değişimleri arasındaki ilişkiden üst mantonun karakteri ve alkali bazaltik ergiyik hakkında bilgi ediniriz.

Çalışma alanındaki bazaltik volkaniklerin çevresinin jeolojik istifi; Alt – Üst Oligosen yaşlı kumtaşı, çakıltaşı, kiltası, marn, tuf ardalanmalı Danişment Formasyonu (Linyitli kumtaşı formasyonu), bunu üzerine uyumsuz olarak gelen çakıltaşı, kumtaşı, kiltası gevşek çökellerinin oluşturduğu Miyosen yaşlı Ergene Formasyonu ve alüvyonlardan meydana gelmiştir (Lebrüchner, 1974; Umut vd., 1983 ve 1984; Umut, 1988, a ve b). Bu formasyonlar çalışma alanında gözlenmemiştir. Çalışma alanı içerisinde Danişment ve Ergene formasyonlarına ait çökeller içerisinde izlenen bazaltlar ise Trakya Senozoyik volkanizmasının son ürünüdürler (Ercan, 1992). Bazaltları ilk defa Umut vd., 1983 Karatepe bazaltları olarak incelemişlerdir.

İnceleme alanında bulunan manto ksenolitleri Karatepe ksenolitleri ve Hacıköy ksenolitleri olmak üzere iki grupta incelenmiş ve petrografik özellikleri tanımlanmıştır. Yapılan modal bileşimler sonucunda kayaç tanımlamaları yapılmış ve baskın mineralin olivin (%70-95) olduğu saptanmıştır. Taneler keskin tane sınırlarına sahiptir ve üçlü kesişimler şeklinde gelişmiş eş taneli yapıya sahip granüler

dokudadır. Ortopiroksenler olivinden sonra en fazla bulunan mineral çeşididir. Klinopiroksenler ise bazı örneklerde hiç kristallenmemişken, bazı örneklerde %10-12 modal bileşime sahiptir. Spineller ise her kesitte bulunmuş ve %1-4 arasında bileşime sahiptir. Örneklerin büyük bir çoğunluğunu harzburjitik kayaçlar oluşturur.

Çalışma alanından alınan örneklerde mineral kimyası yapılmamış ancak önceki çalışmalardan yararlanılmıştır. Alkali lavlar içinde bulunan spinel peridotitlerin mineral bileşimleri tipik manto fazlarını yansıtır ve peridotitler arasında belirgin bileşim farklılıkları yoktur.

Çalışma alanından alınan örneklerin MgO miktarları oldukça yüksektir ve MgO konsantrasyonu % 36 – 45 arasında değişmekte ortalama % 40,47' dir. Peridotitlerin CaO konsantrasyonları \approx % 2,01, Al_2O_3 konsantrasyonları \approx % 2,17' dir. CaO ve Al_2O_3 ' ü konsantrasyonlarını karşılaştırdığımızda pozitif korelasyon gösterirler ve yüksek CaO (ort: %2,94), Al_2O_3 (ort: %3,41) içerikleri de lertzolitlerde görülür. Yüksek CaO ve Al_2O_3 oranının lertzolitlerde bulunmasının sebebi, lertzolitlerin en yüksek modal klinopiroksen yüzdesine sahip olmasıdır Bu nedenle inceleme alanında ki lertzolit ve harzburjitlelerin CaO ve Al_2O_3 içerikleri birbirlerinden farklıdır.

Tüm kaya analizleri, inceleme alanındaki peridotit ksenolitlerin McDonough ve Sun 1995' in primitif manto (PM) bileşimine göre, Ti, Ca, Al ve Na gibi çözünebilir elementler bakımından tüketilmiş olduklarını göstermektedir. Ana oksitlerden Al_2O_3 , TiO_2 , CaO, Na_2O içerikleri de MgO ile negatif korelasyon göstermektedir. Bu durum ise, ksenolitlerin ergimeyle tüketilmiş kalıntılar olduklarına işaret etmektedir. Yüksek Al_2O_3/SiO_2 oranı lertzolitlerde ve klinopiroksen içeren harzburjitlelerde görülürken, düşük Al_2O_3/SiO_2 oranı klinopiroksen içermeyen harzburjitlelerde ve dünitlerde görülür. İnceleme alanından alınan peridotit ksenolitlerin $Mg\#$ ' sı çok yüksektir ve 0,90 – 0,92 arasındadır.

Ultramafiklerde ki jeokimyasal heterojenlik farklı alanlardaki veya aynı alanlardaki lertzolite, harzburjite ve dünit ksenolitlerinin nadir toprak element (NTE) analizlerini karşılaştırdığımızda ortaya çıkmaktadır. İnceleme alanındaki manto ksenolitleri düşük NTE içeriğine sahiptir. Derin kökenli ultramafik ksenolitlerin önemli bir ayırt edici özelliği; bu ksenolitlerin HNTE içeriklerinin doğrudan CaO içeriği ile korele

edilebilmesidir. Aynı zamanda La ve CaO içeriği arasındaki ilişki lertzolit ve harzburjitlerin ayırt edilmesinde kullanılır. La içeriği lertzolit ve harzburjitlerde yüksektir buna karşın, lertzolitlerin CaO içeriği harzburjitlerden fazladır. ANTE'lerden Yb oranı da doğrudan CaO içeriğine bağlıdır. La ile beraber ilişkili Th, U, K₂O gibi iz elementlerde birbirleriyle korele edildiklerinde pozitif korelasyon sunarlar. Bunlara ek olarak Yb içeriği de Ti içeriği arttıkça artar.

Ultramafik ksenolitler içerisindeki mobil elementleri getiren akışkanın kaynağı sadece üst mantonun kendisinden değil, ksenolitleri yüzeye taşıyan alkali magmadan da olabilir. Üst mantoda oluşan 'ultramafik kalıntı ksenolit – alkalin bazalt ergiyiği' başlangıçta kimyasal dengede değildir. Uyumsuz element ve uçucularca zengin bazaltik ergiyik, bazaltlar tarafından tutulmuş ksenolitlerin içine enjekte olur. Bazaltlar içindeki ksenolitler yüzeye taşındığında, sistemde basınç ve sıcaklık azalmıştır ve sonrasında mobil elementlerce zenginleşen sıvılar makro ve mikro çatlaklar boyunca ultramafik ksenolitlerin içine ergiyikten süzülür ve kayaç içinde birikir böylece bu peridotitler uyumsuz elementlerce zenginleşir ve HNTE içerir. Yani bazaltlardan sızan bu sıvı HNTE, U, Th ve K gibi uyumsuz elementleri ve diğer elementleri ultramafik ksenolitlere taşır.

Çalışma alanındaki peridotit ksenolitlerin toplam yüksekçe siderofil element içeriği (HSE) 23-32 ppb arasındadır. Ksenolitlerin Os konsantrasyonları; 2,16-3,91 ppb, Ir; 2,41-3,28 ppb, Ru; 5,43-6,83 ppb, Rh; 1,09-1,43 ppb, Pt; 5,38-13,60 ppb, Pd; 4,23-14,24ppb, Re; 0,09-0,3 ppb arasında değişmektedir. Pd, Ru,Rh konsantrasyonları PM değerinden yüksektir. Os, Ir, Pt oranları ise bazı örneklerde PM değerinden düşükken genel olarak PM değerinden daha yüksektir. Re ise birçok peridotitte PM değerinden oldukça düşüktür.

Peridotit ksenolitlerin HSE konsantrasyonları 0,002-0,02 x CI ile karakteristiktir. Örnekler hafif-PGE (L-PGE) olan Ru, Rh ve Pd' da zenginleşme, ağır-PGE (H-PGE) olan Os, Ir ve Pt' de tüketim gösterirler. Normal şartlarda üst mantonun kısmi ergimesi sonucu oluşan ergiyikle beraber ortamdan Pd' nin uzaklaşması, dolayısıyla da geride kalan ergiyiğin Pd' ce fakir olması beklenir. KB Türkiye manto peridotitlerine baktığımızda ise bu durumun tama tersini görürüz, örnekler Pd' ca

tüketilmemiş aksine zenginleşmişlerdir. Bu durumu mantonun daha alt kesimlerinden yukarıya doğru hareket eden bazaltik ergiyiklerin kayaçlarla etkileşimi olarak açıklayabiliriz.

Çalışma alanındaki peridotitlerin Os konsantrasyonları ile Re konsantrasyonlarını karşılaştırdığımızda örneklerimizin Hauri (2002) tarafından belirlenen grafikte manto bölümüne düştüğünü görürüz. KB Türkiye’ de yer alan örneklenen peridotit ksenolitlerin $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ oranları; 0,1121-0,1301 arasındadır ve bu değer Luck ve Allegre (1983); Walker ve Morgan (1989) tarafından tanımlanan kondiritik değerden (0,1270) hemen hemen düşüktür, sadece birkaç örnek bu değer üstündedir. Ksenolitlerin $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ değerleri de Meisel vd. (2001) tarafından belirlenen PUM değerinden de (0,1296) genel olarak düşüktür. Tüm kaya $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ oranları 0,095 – 0,577 arasındadır. Bu oran Meisel vd. (1996) tarafından belirlenen kondiritik oranın (0,3935) hem altında hem de üstünde yer alır. Bu durumu ise, ortamın metasomatik katkılardan dolayı artan Re’ ce zenginleştiği ve bu oranı da arttırdığı şeklinde yorumlayabiliriz.

Trakya havzası alkali kayaları içerisinde yer alan manto peridotitlerinin PGE değerleri Os, Ir, Ru ilişkileriyle belirgin bir uyumluluk gösterir, bu durum da bu elementlerin aynı fazlar tarafından kontrol edildiğinin kanıtıdır. Örneklerdeki Ru/Ir oranı ergiyik çıkışı ile çok az değişmektedir. Dolayısıyla bu elementlerin manto ergimesi esnasında stabil kaldığını söyleyebiliriz. KB Türkiye’ de peridotit ksenolitlerin kondiritik Re/Ir oranları 0.30-1.48 arasındadır. Örneklerdeki $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ oranlarındaki zenginleşme tüketilimi yansıtır bu oranların artmasıyla $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ’ nin azalması beklenirken bazı örnekler için arttığını görürüz. Bu durumu ortama Re tüketimiyle açıklayabiliriz. KB Türkiye alkali lavlar içerisindeki manto ksenolitleri için Re tüketim yaşı (TRD), iki zaman aralığındadır: 0.2-0.8 Ga ve 1-2.1 Ga. Bu yaşlarda bize alt kıtasal litosferik manto içindeki ergiyik tüketiminin çoklu adımda gerçekleştiğini yansıtır.

KAYNAKLAR

Ackerman L., Walker R.J., Puchtel I.S., Pitcher L., Jelinek E. and Strnad L., Effects of melt percolation on highly siderophile elements and Os isotopes in subcontinental lithospheric mantle: A study of the upper mantle profile beneath Central Europe, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2009, **73**, 2400–2414.

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*, 2011, **54**, 799-815.

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

Aldanmaz E., Gourgaud A. and Kaymakci N., Constraints on the composition and thermal structure of the upper mantle beneath NW Turkey: Evidence from mantle xenoliths and alkali primary melts, *Journal of Geodynamics*, 2005, **39**, 277–316.

Aldanmaz E., and Koprubasi N., Platinum-group element systematics of peridotites from ophiolite complexes of NW Anatolia, Turkey: Implications for mantle metasomatism by melt percolation in a supra-subduction zone environment, *International Geology Review*, 2006, **48**, 420–442.

Aldanmaz E., Koprubasi N., Gurer O.F., Kaymakci N. and Gourgaud A., Geochemical constraints on the Cenozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey: Implications for mantle sources and melting processes, *Lithos*, 2006, **86**, 50–76.

Aldanmaz E., Kaymakçı N., Gurer Ö.F., KB Türkiye’ de doğrultu atımlı fay geometrilerine bağlı üst manto adiyabatik dekompresyon ergime proseslerini denetleyen mekanizmalar, *TÜBİTAK proje raporu* (YDABAG-102Y69), (2004).

Anders E. and Grevesse N., Abundances of the elements: Meteoritic and solar, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1989, **53**, 197–214

Arculus R.J., Delano J.W., Siderophile Element Abundances in The Upper Mantle: Evidence for A Sulfide Signature and Equilibrium With The Core, *Geochim. Cosmochim. Ac.*, 1981, **55**, 1159–1172.

Brenan J.M., McDonough W.F. ve Dalpe C., Experimental Constraints on The Partitioning of Rhenium and Some Platinum-group Elements between Olivine and Silicate melt, *Earth and Planet. Sc. Lett.*, 2003, **212**, 135–150.

Chou C.-L., Fractionation of siderophile elements in the earth's upper mantle, *Proc. Lunar Planet Sci. Conf. 9th*, 1978, 219-230.

Chou C.-L., Shaw D.M., Crocket J.H., Siderophile trace elements in the Earth's Oceanic crust and upper mantle, *Journal of Geophysical Research*, 1983, **88**, A507-A518.

Dewey J.F., Pitman W.C., III Ryan W.B.F., Bonnin J., Plate tectonics and the evolution of the Alpine system, *Bulletin of the Geological Society of America*, 1973, **84**, 3137-3180.

Esenli F., Tekirdağ bölgesi (Trakya) alkali bazaltları içerisindeki peridotit ksenolitler, *MTA Dergisi*, 1999, **121**, 125-139.

Ercan T., Türkecan A., Satır M., Sevin D., Şaroğlu F., Marmara Denizi çevresindeki Tersiyer volkanizmasının özellikleri, *MTA Dergisi*, 1998, **120**, 199-221.

Frey F.A. ve Prinz, M., Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona: petrological and geochemical data bearing on their petrogenesis, *Earth Planet Sci. Lett.*, 1978, **38**, 1023 – 1059.

Garuti G., Fershtater G., Bea F., Montero P., Pushkarev E.V. ve Zaccarini, F., Platinum-Group Elements As Petrological Indicators in Mafic-Ultramafic Complexes of The Central and Southern Urals, Preliminary Results, *Tectonophysics*, 1997, **276**, 181–194.

Görür N., Okay A.I., A fore-arc origin for the Thrace Basin, NW Turkey, *Geologische Rundschau*, 1996, **85**, 662-668.

Handle, M.R., Bennett V.C., Carlson R.W., Nd, Sr and Os isotope systematics in young, fertile spinel peridotite xenoliths from northern Queensland, Australia; A unique view of depleted MORB mantle?, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2005, **69**, 5747-5763.

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

Hart S.R., ve Zindler A., In search of a bulk Earth composition, *Chemical Geology*, 1986, **57**, 247 – 267.

Hauri E.H., Osmium isotopes and mantle convection, *The Royal Society*, 2002, **360**, 2371 – 2382.

Ionov D.A., Dupuy C., O'Reilly S., Kopylova M.G. ve Genshaft, Y.S., Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen: implications for trace element signature of mantle carbonate metasomatism, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1993b, **119**, 283-297.

Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H., Blum K., Cendales M., Dreibus G., Spettel B., Lorenz V., Wanke H., The abundances of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules, 10th *Lunar and Planetary Sci. Conf. Geochim. Cosmochim. Ac.*, 1979, 2031-2050.

Kaymakçı N., Aldanmaz E., Langereis C., Spell T.L., Gurer Ö.F., Zanetti K.A., Late Miocene transcurrent tectonics in NW Turkey; evidence from palaeomagnetism and ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating of alkaline volcanic rocks, *Geological Magazine*, 2007, **144**, 379-392.

Köprübaşı N., Üst Manto Ergime Proseslerinde Platin Grubu Elementlerin Davranışı, Doktora tezi, Kocaeli Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Kocaeli, 2007, 232700.

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

McClusky S., Balassanian S., Barka A.A., Demir C., Ergintav S., Georgiev L., Gürkan O., Hamburger M., Mahmoud S., Mishin A., Nadariya M., Ouzounis A., Paradissis D., Peter Y., Prilepin M., Reilinger R.E., Sanlı I., Seeger H., Tealeb A., Toksöz M.N., Veis G., Global Positioning System constraints on plate kinematics and Dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus, *J. Geophys. Res.*, 1997, **105**, 5695-5720.

McDonough W.F. ve Frey F.A., Rare Earth Elements in Upper Mantle Rocks, in, (Lipin, B.R. ve McKay, G.A. (eds)), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*, *Rev. Mineral. Geochem.*, 1989, **21**, 99-145.

McDonough W.F., Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1990, **101**, 1 - 18.

McDonough W.F. ve Sun S.S., The composition of the Earth, *Chem. Geol.*, 1995, **120**, 223-253.

McKenzie, D.P., O'Nions, K., "The source regions of Ocean Island Basalts", *Journal of Petrology*, 1995, **36**, 133-159.

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

Meisel T., Fellner N., Moser J., A simple procedure for the determination of platinum group elements and rhenium (Ru, Rh, Pd, Re, Os, Ir and Pt) using ID-ICPMS with an inexpensive on-line matrix separation in geological and environmental materials, *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 2003, **18**, 720-726.

Meisel T., Walker R. J., Irving A. J. and Lorand J. P., Osmium isotopic compositions of mantle xenoliths: A global perspective, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2001, **65**, 1311–1323.

Morgan J. W. and Baedekker P. A., Elemental composition of sulfide particles from an ultramafic xenolith and the siderophile element content of the upper mantle, *Lunar Planet. Sci. Conf.*, 1983, **14**, 513–514.

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

Siyako M., Trakya Havzası Tersiyer Kaya Birimleri, Editörler: MTA Stratigrafi Komitesi, "*Trakya Havzası Litostratigrafi Birimleri*", Ankara, 43 – 75, 2006.

Naldrett A.J., Platinum-Group Element Deposits, in, L.J. Cabri (Ed), PGE Mineralogy, Geology, Recovery, *Can. Inst. Min. Metal.*, 1981, **23**, 197–231.

Okay A.I., Satır M., Tüysüz O., Akyüz S., Fukun C., The tectonics of the Stranja masif: Late Variscan and mid-Mesozoic deformation and metamorphism in the Northern Aegean, *International Journal of Earth Sciences*, 2001, **90**, 217-233.

O'Neill H.St.C., The transition between spinel lherzolite and and its use as geobarometer, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1981, **77**, 158-170.

Palme H. ve Nickel K., Ca/Al ratio and composition of the Earth's mantle, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1985, **105**, 13 – 27.

Paton S.M., The relationship between extension and volcanism in western Turkey, the Aegean Sea and central Greece, *Yayınlanmamış doktora tezi*, 1992.

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

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

Pearson D.G., Irvine G.J., Ionov D.A., Boyd F.R. and Dreibus G.E., A 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**, 29–59.

Pearson D.G., Canil D. ve Shirey S.B., Mantle Samples Included in Volcanic Rocks: Xenoliths and Diamonds, Editör: Carlson, R.W., “*The Mantle and Core*”, Elsevier, London, 2005, 171 – 236.

Perinçek D., Possible strand of the North anatolian fault in the Thrace Basin, Turkey, *AAPG Bulletin*, 1991, **75**, 241-257.

Reilinger R.E., McClusky S.C., Oral M.B., King W., Toksöz M.N., Global Positioning system measurements of present-day crustal movements in the Arabian-African-Eurasia plate collision zone, *J. Geophys. Res.*,2000, **102**, 9983-9999.

Rotstein Y., Counterclockwise rotation of the Anatolian block, *Tectonophysics*, 1984, **108**, 71-91.

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

Ringwood A. E., Composition and Petrology of the Earth’s Mantle, *McGraw-Hill*, New York, 1975.

Righter K., Campbell A.J., Humayun M. ve Herwig R.L., Partitioning of Ru, Rh, Pd, Re, Ir and Au between Cr-bearing Spinel, Olivine, Pyroxene and Silicate Melts, *Geochim. Cosmochim. Ac.*, 2004, **68**, 867–880.

Rudnick R.L. and Walker R.J., Interpreting ages from Re–Os isotopes in peridotites, *Lithos*, 2009, **112**, 1083–1095.

Shirey S.B. and Walker R.J., The Re–Os isotope system incosmochemistry and high-temperature geochemistry, *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 1998, **26**, 423–500.

Smoliar M.I., Walker R.J. and Morgan J.W., Re–Os ages of Group IIA, IIIA, IVA, and IVB iron meteorites, *Science*,1996, **271**, 1099–1102.

Stosch H. G. ve Seck H. A., Geochemistry and mineralogy of two spinel peridotite suites from Dreiser-Weither, West Germany, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1980, **44**, 457 – 470.

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

Tapırdamaz C., Yalıtırak C., Trakya’da Senozoyik volakniklerinin Paleomanyetik özellikleri ve bölgenin tektonik evrimi, *MTA Dergisi*, 119, 27-42, (1997).

Turgut S., Türkaslan M., Perinçek D., Evolution of the Thrace sedimentary basin and hydrocarbon prospectivity, in Spencer A.M., ed., Generation, accumulation and production of Europe's hydrocarbon, *Special publication of European Association of Petroleum Geosciences*, 1991, **1**, 415-437.

Tracy R.J., Petrology and genetic significance of an ultramafic xenolith suite from Tahiti, *Earth and Planetary Science Letters*, 1980, **48**, 80-96.

Yaxley G. M., Green D. H. ve Kamenetsky V., Carbonatite metasomatism in the southeastern Australian lithosphere, *Journal of Petrology*, 1998, **39**, 1917 – 1930.

Yılmaz Y., Polat A., Geology and evolution of the Thrace volcanism, Turkey, *Acta Vulcanologica*, 1998, **10**, 293-303.

Walker R.J., Carlson R.W., Shirey S.B. and 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**, 1583–1595.

Uysal İ., Muğla (GB-Türkiye) Üst Manto Peridotitleri ve Ofiyolitik Kromititleri'nin Petrolojileri: Mineral Kimyası, Ana oksit-İz Element-NTE-PGE Jeokimyası, PGE Mineralojisi ve Re-Os İzotop Sistematiği, Doktora tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 2007, 213894.

Yaltrak C., Tectonic history of the Ganos fault system, *Bull. Turk. Assoc. Pet. Geol.*, 1996, **8**, 137-156.

ÖZGEÇMİŞ

1986 yılında İstanbul'da doğdu. 1996- 2000 yılları arasında orta öğrenimini, 2000-2004 yılları arasında lise öğrenimini tamamladı. 2009 yılında Kocaeli Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği bölümünden mezun oldu.