T.C.
YÜZÜNCÜ YIL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

VAN-ÖZALP ÇEVRESİNDEKİ OFİYOLİTLERİN JEOLOJİSİ, PETROLOJİSİ VE KROM CEVHERLEŞMELERİ

DOKTORA TEZİ

HAZIRLAYAN: Kurtuluş GÜNAY
DANIŞMAN: Yrd. Doç. Dr. Ali Rıza ÇOLAKOĞLU

VAN-2011

T.C.
YÜZÜNCÜ YIL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

VAN-ÖZALP ÇEVRESİNDEKİ OFİYOLİTLERİN JEOLOJİSİ, PETROLOJİSİ VE KROM CEVHERLEŞMELERİ

DOKTORA TEZİ

HAZIRLAYAN: Kurtuluş GÜNAY

VAN-2011

KABUL ve ONAY SAYFASI

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Yrd. Doç. Dr. Ali Rıza ÇOLAKOĞLU danışmanlığında, Kurtuluş GÜNAY tarafından sunulan "***Van – Özalp Çevresindeki Ofiyolitlerin Jeolojisi, Petrolojisi ve Krom Cevherleşmeleri***" isimli bu çalışma "Lisansüstü Eğitim ve Öğretim Yönetmeliği" ve "Fen Bilimleri Enstitüsü Yönergesi"nin ilgili hükümleri gereğince 08/06/2011 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oy birliği / ~~oy çokluğu~~ ile başarılı bulunmuş ve doktora tezi olarak kabul edilmiştir.

Başkan: Prof. Dr. Sefer ÖRÇEN İmza:

Üye: Prof. Dr. M. Cemal GÖNCÜOĞLU İmza:

Üye: Doç. Dr. Üner ÇAKIR İmza:

Üye: Yrd. Doç. Dr. Ali Rıza ÇOLAKOĞLU İmza:

Üye: Yrd. Doç. Dr. Mustafa AÇLAN İmza:

Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulu'nun 13/06/2011 tarih ve 2011/17-I sayılı kararı ile onaylanmıştır.

İmza

Doç. Dr. M. Fatih ÇELEN
Enstitü Müdürü V.

ÖZET

VAN-ÖZALP ÇEVRESİNDEKİ OFİYOLİTLERİN JEOLOJİSİ, PETROLOJİSİ VE KROM CEVHERLEŞMELERİ

GÜNAY, Kurtuluş
Doktora Tezi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı
Tez Danışmanı: Yrd. Doç. Dr. Ali Rıza ÇOLAKOĞLU
Haziran 2011, 250 sayfa

Bu tez çalışması, Van Gölü'nün doğusu ile İran sınırı arasında yer alan dört ayrı ofiyolit dilimine ait sahada krom ve platin grubu element içeriklerinin belirlenmesi ve jeolojik özelliklerinin araştırılması amacıyla gerçekleştirilmiştir. Çalışma alanları Van ve Özalp bölgesinde bulunan Alabayır, Mehmetalan, Mollatopuz ve Yukarıbalçıklı köylerinin yakınlarında Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı içinde yer alır.

Çalışılan sahalarda ayrıntılı jeoloji haritaları yapılmış, ultramafik tektonitlerde gözlenen kromit cevherleri üzerinde ana oksit, iz ve platin grubu element analizleri gerçekleştirilmiştir. Bu analizler sonucunda inceleme alanlarımızdaki kromit cevherlerinin Metalurji sanayinde kullanılabilecek ana özelliklere sahip olduğu belirlenmiştir. Kromitit örneklerinin (n=42) toplam PGE içerikleri 31-627 ppb arasında değişmekte olup ortalama ~175 ppb dir.

Mafik dayklar (diyabaz) üzerinde yapılan jeokimyasal analizler sonucunda üç farklı magmatik kaynağın varlığı (OIB, IAT, E-MORB) saptanmıştır. Rodenjitleşmeye maruz kalmış daykların Cr, Ni ve Co metallerince zenginleştiği, Th, Ti, Y, Yb, Nb, Ta, La, Ce ve Lu gibi elementlerin ise göreli olarak etkilenmedikleri belirlenmiştir. Mafik dayklar üzerinde gerçekleştirilen jeokronolojik ($^{40}Ar/^{39}Ar$) analizler sonucunda bölgede Neotetis okyanusunun kapanma sürecinin en az iki ensimatik ada yayı gerektirdiği ve en genç yitimin ise Geç-Paleosende gerçekleştiği tespit edilmiştir.

Anahtar kelimeler: Van, Kromit, PGE, Ofiyolit, Mafik dayk, Rodenjit, Jeokronoloji.

ABSTRACT

GEOLOGY, PETROLOGY AND CHROME ORES OF VAN-ÖZALP AREA OPHIOLITES (EAST-TURKEY)

GÜNAY, Kurtuluş

PhD Thesis, Geological Engineering

Supervisor: Asst. Prof. Dr. Ali Rıza ÇOLAKOĞLU

June 2011, 250 pages

In this study, chromite and platinum group element contents and detail of geology on four different ophiolite slice, located between east of Lake Van and the Iranian border was carried out. The study area is located in the Eastern Anatolia Accretionary Complex between Van and Özalp region near Alabayır, Mehmetalan, Mollatopuz and Yukarıbalıkçı villages.

Detailed geological mapping was carried out and in addition, major oxide, trace and platinum group elements of chromite ore were analysed in host ultramafic tectonits. The analyse results indicate that the chromitites in Van area can be classified as metalurgical ore. The total PGE contents of the chromite ore (n=42) is between 31-627 ppb with an average ~175 ppb. The geochemical analysis results indicate that three different type magmatic source (OIB, IAT, E-MORB) was resposible for the formation of mafic dykes.

Rodingitized diabase dykes show enrichment in Cr, Ni and Co elements and the elements such as Th, Ti, Y, Yb, Nb, Ta, La, Ce ve Lu that are often used for petrogenetic evolution of the mafic rocks were not relatively effected during this processes. Geochronological studies ($^{40}Ar/^{39}Ar$) obtained from mafic dykes indicate that in this region, at least two ensimatic island arcs were evolved during closure of the Neotethys Ocean and the youngest subduction event has occured in Late Paleocene.

Key words: Van, Chromite, PGE, Ophiolite, Mafic dykes, Rodingite, Geochronology.

ÖN SÖZ

Van Gölü'nün doğusunda yer alan ofiyolit dilimleri, bu ofiyolit birimleri ile ilişkili krom cevherleşmeleri ve platin grubu element içeriklerini konu alan bu tez, kapsam açısından bölgede yapılan ilk çalışmayı oluşturur. Bu çalışmanın gerçekleştirilebilmesi için gerekli maddi olanaklar, Yüzüncü Yıl Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Başkanlığı tarafından 2010-FBE-D052 nolu doktora tez projesi ve TÜBİTAK 108Y209 nolu proje ile desteklenmiş olup teşekkürlerimizi bir borç biliriz.

Yüksek lisans danışmanlığı ve bu tez çalışması süresince de danışmanlığımı yapan, hocam Yrd. Doç. Dr. Ali Rıza ÇOLAKOĞLU'na jeoloji öğrenimime sağladığı katkılarından dolayı şükranlarımı sunarım. Tübitak proje danışmanlığımızı yapan Doç. Dr. Üner ÇAKIR'a saha ve petrografi çalışmalarındaki yönlendirmeleri için ayrıca tez savunma sınavı juri üyelerinden Prof. Dr. Sefer ÖRÇEN, Prof. Dr. M. Cemal GÖNCÜOĞLU ve Yrd. Doç. Dr. Mustafa AÇLAN'a bilimsel katkılarından dolayı teşekkür ederim. Tez süresince bilimsel ve manevi desteklerini esirgemeyen çalışma arkadaşlarımdan başta Araştırma Görevlisi Dr. Vural OYAN olmak üzere, Yüzüncü Yıl Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümündeki diğer Araştırma Görevlilerinden, Dr. Serkan ÜNER'e, Dr. Güldem KAPLAN'a, A. Feray MEYDAN ve Esin ÜNAL'a teşekkür ederim. Ayrıca eşim Utku Bibinoğlu GÜNAY ve tüm aileme manevi katkı ve desteklerinden dolayı şükranlarımı sunarım.

Kurtuluş GÜNAY

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
ÖZET	i
ABSTRACT	iii
ÖN SÖZ	v
İÇİNDEKİLER	vii
ŞEKİLLER DİZİNİ	xi
ÇİZELGELER DİZİNİ	xxvii
EKLER DİZİNİ	xxix
1. GİRİŞ	1
2. KAYNAK BİLDİRİŞLERİ	2
3. MATERYAL ve YÖNTEM	11
4. ÇALIŞMA ALANLARININ TANITILMASI	13
5. BÖLGESEL JEOLOJİ	17
6. BULGULAR VE TARTIŞMA	23
6.1. İnceleme Alanlarının Jeolojik Özellikleri	23
6.1.1. Alabayır Sahası	23
6.1.1.1. Alüvyon (Kuvaterner)	25
6.1.1.2. Van formasyonu (Üst Oligosen – Alt Miyosen)	25
6.1.1.3. Tekmal formasyonu (Alt-Orta Eosen)	27
6.1.1.4. Toprakkale formasyonu (Üst Paleosen – Eosen?)	29
6.1.1.5. Ultramafik ve mafik kayaçlar (Üst Kretase – Alt Miyosen?)	30
6.1.1.6. Mineralojik – petrografik özellikler	35
6.1.2. Mehmetalan ve Mollatopuz Sahaları	40
6.1.2.1. Şehittepe formasyonu (Maastrihtiyen-Lütesiyen)	43
6.1.2.2. Saray formasyonu ve Mehmetalan çakıltaşları (Pliyosen – Pleyistosen)	45
6.1.2.3. Ultramafik ve mafik kayaçlar (Geç Üst Kretase)	47
6.1.2.4. Mineralojik – petrografik özellikler	53

6.1.3. Yukarıbalçıklı Sahası 59
6.1.3.1. Alüvyon (Kuvaterner) 61
6.1.3.2. Saray formasyonu (Pliyosen – Pleyistosen) 61
6.1.3.3. Volkanik birimler (Trakit-Pleyistosen?) 62
6.1.3.4. Şehittepe formasyonu (Maastrihtiyen - Lütesiyen) 64
6.1.3.5. Ultramafik ve mafik kayaçlar (Geç-Üst Kretase) 65
6.1.3.6. Mineralojik – petrografik özellikler 69
6.2. Cevherleşme 75
6.2.1. Alabayır Sahası 80
6.2.2. Mehmetalan Sahası 85
6.2.3. Mollatopuz Sahası 90
6.2.4. Yukarıbalçıklı Sahası 97
6.3. Jeokimya 104
6.3.1. Cr - PGE tüm kayaç jeokimyası 104
6.3.2. Tüm Kayaç Jeokimyası 123
6.3.2.1. Mafik daykların jeokimyası 123
6.3.2.1.1. Alterasyon etkisi ve element hareketliliği 128
6.3.2.1.2. Mafik dayklarının jeokimyasal karakteristikleri 130
6.3.3.1.3. Mafik daykların sınıflandırılması 134
6.3.3.1.4. Mafik daykların tektonik ortamı 135
6.3.3.1.5. Mafik daykların kaynak özellikleri 137
6.3.2.2. Gabroyik kayaçların jeokimyası 149
6.3.2.3. Ultramafik kayaçların jeokimyası 162
6.3.2.4. Volkanik kayaçların jeokimyası 171
6.4. Rodenjitleşmenin Jeokimyasal Evrimi 175
6.5. Jeokronoloji 195
7. SONUÇLAR 217
KAYNAKLAR 221
EKLER 242
ÖZGEÇMİŞ 246

ŞEKİLLER DİZİNİ

		Sayfa
Şekil 4.1.	Alabayır ofiyolitinin yer bulduru haritası.	14
Şekil 4.2.	a. Mehmetalan ve b. Mollatopuz ofiyolitilerinin yer bulduru haritaları.	15
Şekil 4.3.	Yukarıbalçıklı ofiyolitinin yer bulduru haritası.	16
Şekil 5.1.	Neotetis Okyanusu'nun Anadolu'daki evrimi (Şengör ve Yılmaz, 1981'den değiştirilerek).	17
Şekil 5.2.	Anadolu'daki Tektonik Birlikler (Okay ve Tüysüz, 1999).	18
Şekil 5.3.	Anadolu'daki Tektonik Birlikler (Dilek ve ark., 2008; Dilek ve Furnes, 2009).	18
Şekil 5.4.	Anadolu'da tek bir Neotetis modeli (Çakır, 2009; 1- Ofiyolit, 2- Karakaya formasyonu, 3- Paleozoyik ve Mesozoyik esnasında Lavrasya kıtası ile ilişkili metamorfik ve sedimanter temel, 4- Mesozoyik esnasında Lavrasya kıtasıyla, Paleozoyik esnasında Gondwana kıtası ile ilişkili metamorfik temel, 5- Paleozoyik ve Mesozoyik esnasında Gondwana kıtası ile ilişkili metamorfik temel, 6- Paleotetis süturu, 7- Vardar-Küre süturu, 8- Neotetis süturu, 9- Bindirme fayları, 10- Yitim zonu, 11- Doğrultu atımlı ve normal faylar).	19
Şekil 5.5.	Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı (Şengör, 2003; Keskin, 2005; Şengör ve ark., 2008'den değiştirilerek).	20
Şekil 5.6.	Van Gölü Doğusu'nun genelleştirilmiş jeoloji haritası (MTA. 2007'den değiştirilerek).	21
Şekil 5.7.	Türkiye'deki ofiyolitlerin dağılımı (Tektonik birliklerin sınırı Okay ve Tüysüz, 1999; Ofiyolitlerin dağılımı, Uçurum ve ark., (2006), DAYK sınırı Keskin, (2005) ten alınmıştır).	22
Şekil 6.1.	Alabayır sahası jeoloji haritası.	23
Şekil 6.2.	Alabayır sahası jeoloji haritası.	24
Şekil 6.3.	Alabayır sahası genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti.	24

Şekil 6.4.	Alüvyonun genel görünümü. Bakış yönü KB.	25
Şekil 6.5.	Şeyl arakatkılı kumtaşlarından genel görünüm. Bakış yönü: KD	26
Şekil 6.6.	Van Formasyonu içinde gözlenen kıvrımlanmalar. Bakış yönü: GD	27
Şekil 6.7.	Tekmal Formasyonundan genel görünümler. a. Bakış yönü KD, b. Bakış yönü GD.	28
Şekil 6.8.	Toprakkale Formasyonundan genel görünümler. a. Breşik yapı, b. Masif kırıklı yapı.	29
Şekil 6.9.	Gabro merceğini kesen diyabaz daykı.	31
Şekil 6.10.	Gabro kayalarında mineral yönlenmeleri.	31
Şekil 6.11.	Altere dünitlerde gözlenen saçınımlı-bantlı kromitler.	32
Şekil 6.12.	Serpantinleşmiş harzburjitlerin genel görünümü. Bakış yönü: KB	32
Şekil 6.13.	Dunitik zarf ile sarılmış (sarı) kromit mercekleri (siyah).	33
Şekil 6.14.	Budinleşmiş ezik zonların görünümü. Bakış yönü: KB	33
Şekil 6.15.	Diyabaz dayklarının genel görünümü. Bakış yönü: KB	34
Şekil 6.16.	Diyabaz dayklarının el örneği görünümü.	34
Şekil 6.17.	Altere diyabaz dayklarının görünümü.	35
Şekil 6.18.	Van Formasyonu a. Kumtaşı (Kırmızı Alg, Rotaliidae, *Archaias*?) ve b. Kuvars-kumtaşı incekesit çift nikol görüntüleri.	36
Şekil 6.19.	a. Tekmal Formasyonu mikritik kireçtaşı (*Morozovella* sp., *Globigerina*), b. Toprakkale Formasyonu neritik kireçtaşı incekesit çift nikol görüntüleri.	36
Şekil 6.20.	Ofiyolitik melanj içinde mercekler halinde bulunan resifal kireçtaşlarının incekesit çift nikol görüntüleri (*Eponides* sp., Textulariidae, Rotaliidae, Miliolidae).	37
Şekil 6.21.	Mafik kayaçların incekesit görüntüleri. a-b. Olivin gabro, c-d. Altere gabro, e-f. Troktolit (Plj-plajiyoklaz, Klp-klinopiroksen, Ol-olivin, Srz-serizit).	38

Şekil 6.22.	Ultramafik kayaçların incekesit görüntüleri. a. Dünit (serpantinleşmiş), b. Serpantinleşmiş harzburjit (Cr-kromit, Ser-serpantin, Klp-klinopiroksen, Op-ortopiroksen, Ol-olivin).	39
Şekil 6.23.	Mafik daykların incekesit görüntüleri. a-b. Tek nikol, c-d. Çift nikol (Plj-plajiyoklaz, Hrb-hornblend, Klp-klinopiroksen, Kl-klorit, Ep- epidot, Bi-biyotit, Apt-apatit, Zr-zirkon).	39
Şekil 6.24.	Mollatopuz ofiyolitinin jeoloji haritası.	41
Şekil 6.25.	Mehmetalan ofiyolitinin jeoloji haritası.	42
Şekil 6.26.	Mehmetalan, Mollatopuz ve Yukarıbalçıklı ofiyolit birimleri için genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesit.	43
Şekil 6.27.	Şehittepe Formasyonunda kumtaşı-kiltaşı ardalanımı.	44
Şekil 6.28.	Şehittepe Formasyonunun üst zonlarında görülen mikritik kireçtaşı blokları ve Şehittepe Formasyonu ile Mehmetalan peridotitleri arasındaki ilişki.	44
Şekil 6.29.	Saray Formasyonu ve Mehmetalan çakıltaşları arasındaki açısal uyumsuzluğun genel görünümleri. Bakış yönleri: sırasıyla D ve K.	47
Şekil 6.30.	a. Saray Formasyonu polijenetik çakıltaşları, b. Mehmetalan çakıltaşları (Çakıltaşı, çamurtaşı ardalanımı, Bakış yönü: KD).	47
Şekil 6.31.	a. Mollatopuz sahasında dünitler içindeki kromit bantları, b. Mehmetalan sahasındaki ultramafik kümülatlarda piroksenit – dünit ardalanımı.	48
Şekil 6.32.	a. Harzburjitleri kesen bir piroksenit filonunun görünümü, b. Piroksenit filonunun ara kesiti ve gelişen elek dokusunun görünümü.	49
Şekil 6.33.	a, b, c. Kümülat dokulu gabroların genel görünümleri, d. Makaslama zonunda altere peridotit içinde budinleşmiş gabro bloğu.	49
Şekil 6.34.	a. Gabro-peridotit bindirme zonundan, b. Gabro-peridotit bindirme zonunda peridotitlerde gelişen milonitik zonlardan bir görünüm.	50

Şekil 6.35.	a. Pegmatitik gabro blokları ve b. Budinleşmiş pegmatitik gabroların görünümü. Bakış yönü: K	51
Şekil 6.36.	a-d. İzole dolerit dayklarından genel görünümler. a-b. Mehmetalan sahası, c-d. Mollatopuz sahası.	52
Şekil 6.37.	Peridotit birimler ile birlikte kıvrımlanan rodenjitleşmiş diyabaz daykının a. uzaktan, b. yakından görünümü.	53
Şekil 6.38.	Şehittepe Formasyonundaki karbonat kayaçlarının incekesit görüntüleri. a-b.c. Biyosparit, d. Mikritik kireçtaşı, e-f. Rekristalize kireçtaşları. (Ca-kalsit)	54
Şekil 6.39.	Saray Formasyonu çakıltaşlarının incekesit görüntüsü. (Kl-Ep-klorit-epidot, Ser-serpantin, Ca-kalsit, Op-opak mineraller, Plj-plajiyoklaz, Kpl-klinopiroksen).	55
Şekil 6.40.	Serpantinleşmiş harzburjitlerin incekesit görüntüleri. a-b-c-serpantinleşmiş harzburjit, d-e-f. ortopiroksenlerde görülen kink bantlanmaları. (Ol-olivin, Opx-ortopiroksen, Cpx-klinopiroksen, Ser-serpantin).	56
Şekil 6.41.	Piroksenit-dünit ardalanmasından alınan örneklerin incekesit görüntüleri. a. Çift nikol b. Tek nikol- olivinli vebsterit, c-serpantinleşmiş dünit (Cpx-klinopiroksen, Ol-olivin, Hp-hipersten, Ser-serpantin).	57
Şekil 6.42.	Olivin gabronun incekesit görüntüsü.	58
Şekil 6.43.	Rodenjitleşmiş diyabaz dayklarının incekesit görüntüsü. (a. Çift nikol, b. Teknikol Hp-hibşit, Cpx-klinopiroksen, Kl-Ep-klorit epidot).	58
Şekil 6.44.	a. Doleritin mikroskobik görünümü b. Rodenjitleşmiş dolerit daykı. (Plj-plajiyoklaz, Cpx-klinopiroksen, Ep-epidot, Hrb-hornblend, Hp-hipşit).	59
Şekil 6.45.	Yukarıbalçıklı sahasının jeoloji haritası.	60
Şekil 6.46.	Yukarıbalçıklı Köyü ve akarsu çökellerinin görünümü. Bakış yönü: KB	61
Şekil 6.47.	Saray formasyonu gölsel kireçtaşlarının görünümü. a.	62

İnceleme alanının KB'sında geniş bir mostra veren gölsel kireçtaşları. b. Ultramafik kayaçların üzerinde görülen kalıntı gölsel kireçtaşı blokları. Bakış yönü: KB

Şekil 6.48. Bantlı yapı gösteren trakitler. Bakış yönü: K 63

Şekil 6.49. Yapraklanmalı yapı gösteren trakitler. Bakış yönü: KD 63

Şekil 6.50. Şehittepe Formasyonu çört üyesi (a-b) genel görünümleri. 64

Şekil 6.51. a. Şehittepe Formasyonu kireçtaşı blokları. b. Şehittepe Formasyonunun kırıntılı kayaçları. Bakış yönü: D 65

Şekil 6.52. Tabakalı olivin gabroların genel görünümleri. Bakış yönü: KD 66

Şekil 6.53. Piroksenitlerin genel görünümleri. 66

Şekil 6.54. Budin yapısı kazanmış serpantinleşmiş harzburjitlerin genel görüntüsü. 67

Şekil 6.55. a. Koyu sarı renkli altere dünit, b-c. Ezik zonların görünümü, d. Ezik zonlar boyunca budinleşmiş kromit parçaları. 68

Şekil 6.56. Serpantinleşmiş harzburjitlerde gelişen ekay sistemlerinin görünümü. 68

Şekil 6.57. Saray Formasyonu kireçtaşlarının incekesit görüntüleri. a. Öz şekilsiz kalsit kristalleri. b. Kalsit hamuru içinde silis damarı. (Çift Nikol, Cc-kalsit, Qz-kuvars) 69

Şekil 6.58. Çört zonundan alınan örneklerin incekesit görüntüleri. a. Silis hamur içinde daha iri kuvars kristallerinin dağılımı. b. Kalsit kristallerinin silisli bir kuşak ile sarılması (a ve b Çift Nikol). 70

Şekil 6.59. Trakitlerin incekesit görüntüleri. a. Trakitik doku, b. Sanidin kristali içinde kapanım halinde bulunan plajiyoklaz, c. granat ve biyotit, d. Karbonatlaşma (c. Tek Nikol, a-b-d. Tek Nikol, Sn-sanidin, Plj-plajiyoklaz, Gr-granat, Bi-biyotit, Cc- kalsit). 71

Şekil 6.60. Olivin gabroların incekesit görüntüleri. a-c. Çift Nikol, d. Tek Nikol ve olivinlerdeki iddingsitleşmelerin görünümü. 72

Şekil 6.61. a-b. Verlit, c. Olivinli klinopiroksenit, d. Klinopiroksenit incekesit görüntüleri. 73

Şekil 6.62. Altere ultramafik tektonit kayalarının incekesit görüntüleri. a. 74

Altere harzburjit, b-c. Altere dünit, d. Serpantinit (Opx- ortopiroksen, Ser- serpantin, Cr- kromit).

Şekil 6.63. Podiform kromit yataklarının oluşumunun tektonik ortamları (Zhou ve Robinson, 1997). 77

Şekil 6.64. Dört sahaya ait kromitlerin parlak kesit görüntüleri (a,b ve c) elektron mikroskop, (d) mikroskop tek nikol görüntüleri. a. Alabayır sahası kümülüs dokulu özşekilli kromit kristalleri, b. Mehmetalan sahası yüksek kromit içerikli bol kırıklanmalı kataklastik dokulu cevher, c. Mollatopuz sahası deformasyon çatlakları gösteren yarı özşekilli bantlı cevher d. Yukarıbalçıklı sahası kataklastik ve yer yer gelişmiş kırık zonlar boyunca milonitik düzlemler. 80

Şekil 6.65. a. Alabayır sahasında kromit için işletilen yarmalar. b. Altere dünit blokları içinde genç faylar ile kesilmiş saçınımlı bantlı kromit. c. Serpantinleşmiş harzburjitik yankayaç içinde görülen masif kromit merceği. 81

Şekil 6.66. a. Alabayır sahası krom zuhurlarının jeoloji haritası. b. Dünit içinde parçalanmış kromit mercekleri c. Diyabaz - kromit kontağı (H-harzburjit, D-dünit, X-diyabaz, Cr-kromit). 82

Şekil 6.67. Alabayır sahası krom örneklerinin incekesit görüntüleri. a, b. Kromit kristallerinde kapanım halinde görülen silikatlar. c. Klinopiroksen ve sınır ilişkili kromit kristalleri, d. Ortopiroksen ve kümülüs dokulu yarı özşekilli kromit kristalleri, e, f. Serpantin matriks ve kromit kristallerinde zincir dokusu (b.Teknikol, a, c, d, e, f. Çift nikol görüntüleridir). 83

Şekil 6.68. Alabayır sahası kromit örneklerinin a-c. Parlak kesit d. Elektron mikroskop görüntüleri. a. Kümülüs doku, b. Kataklastik zonda kromit kristallerinde görülen bükülmeler c.kataklastik zonda görülen millerit d. Kromit içinde birincil sülfit mineral kapanımları. 84

Şekil 6.69.	a**.** Mehmetalan sahası büyük ocak haritası. b-c. Budinleşmiş ve dikleşmiş harzburjit ve dünitler. d. Nodüler kromitler.	86
Şekil 6.70.	Dünitik ezik zonlardan genel bir görünüm.	87
Şekil 6.71.	a.b. Makaslama düzlemleri ve yakın çevresinde görülen kromit zuhurları.	87
Şekil 6.72.	Cevher bloğunda görülen nodüler ve masif kromitin sınır ilişkisi.	88
Şekil 6.73.	Mehmetalan sahası kromitlerinin incekesit görüntüleri. a.Tek nikol, b,c,d. Çift nikol görüntüleridir (Cr-kromit, Ser-Serpantin).	89
Şekil 6.74.	Mehmetalan sahası kromit parlak kesitlerinden görüntüler. a. Yüksek kataklazmaya maruz kalmış masif kromitler, b.yüksek kromit içerikli bol kırıklı cevher c. Fay zonuna doğru artan kataklazma etkisi ile nodüllerin parçalanması d. silikat zonlar içinde görülen pendlandit (Cr-kromit, Ser-serpantin, Pnt-pentlandit).	90
Şekil 6.75.	Mollatopuz sahasında gözlenen saçınımlı bantlı krom cevherleşmesi (a. Kuzey zon) ve masif cevherleşme (b. Güney zon). Cr- kromit, Dn- Dünit.	91
Şekil 6.76.	Mollatopuz sahasının kuzey kesiminde Şehittepe Formasyonu içinde gözlenen cevherleşme alanının jeoloji haritası.	93
Şekil 6.77.	a-b. Dünitik zon içerisinde gözlenen bantlı krom cevherleşmeleri.	94
Şekil 6.78.	a-b. Dünitik zon içinde görülen fay zonu ve genç kırıklanmalar.	95
Şekil 6.79.	a-b. Mollatopuz sahası güney zonda masif cevherin c-d. Kuzey zon saçınımlı-bantlı kromitlerin incekesit görünümleri (Cr-kromit, Ser-serpantin, Dl-dolomit).	95
Şekil 6.80.	Parlak kesit görüntüleri a. Kataklastik dokulu kromitler, b. Saçınımlı-bantlı yarı özşekilli kromit taneleri.	96
Şekil 6.81.	a. Öz şekilli kromit kristalleri içindeki silikat kapanımları, b.	97

Kromit kristallerinin kenarları boyunca yoğunlaşan ve tane çapları küçülen silikat kapanımları (Cr-kromit, Sl-silikat).

Şekil 6.82. Mollatopuz sahasından bazı parlak kesit görüntüleri a. Krom spinellerde gözlenen manyetitleşmeler, b. Silikat içinde görülen millerit (Cr- kromit, My- manyetit, Ml- millerit, Sl-silikat). 97

Şekil 6.83. a-c. Yukarıbalçıklı sahası a. Sol, b. Orta ve c. Sağ ocak haritaları. Cevher pod ve mercekleri abartılarak çizilmiştir. 99

Şekil 6.84. a-b. KD doğrultulu ezik zonlarda görülen makaslama ve budinleşmelerden genel görüntüler. 100

Şekil 6.85. a. Ana bindirme zonuna paralel bir ekay zonu, b. Bir makaslama zonunda dünit içinde görülen parçalanmış masif kromit. c. Makaslama zonunda dünit içinde kıvrımlanmış saçınımlı-bantlı kromit, d. Bindirme doğrultusunda saçınımlı bantlı kromit içeren dünitik budin. e. Makaslama zonundan çıkarılmış budinleşmiş kromit parçası, f. Fay zonu içinde uzamış budin şekilli masif kromit merceği. 101

Şekil 6.86. a. Dünit içinde saçınımlı-bantlı kromit, b. Masif kromit bloğu. 102

Şekil 6.87. İncekesitte masif kromit cevher a. Çift nikol b. Kataklastik dokunun görülebilmesi için yüksek ışık altında çekilmiştir (Tek nikol görüntüsü) Cr-kromit, Ser-serpantin. 102

Şekil 6.88. a,b,c. Parlak kesitlerde gözlenen kromitlerde kataklastik ve milonitik dokular, b-c. Milonitik zonlar. d. Kromit kristalleri köşe ve kırıklar boyunca görülen ayrışma ürünü manyetitler (Cr-kromit, My-manyetit). 103

Şekil 6.89. V, Co, Ni, V, Zn iz elementlerinin % Cr_2O_3'e karşı korelasyonları. Sol sütun sahalara göre dağılım, sağ sütun tüm örnekleri karakterize etmektedir. 108

Şekil 6.90. Bazı majör oksitlerin artan Cr_2O_3'e karşı korelasyon diyagramları. Sol sütun sahalara göre dağılım, sağ sütun tüm örnekleri karakterize etmektedir. 112

Şekil 6.91. Al_2O_3, Fe_2O_3 ve Cr_2O_3 üçgen sınıflama diyagramı (Stevens, 1944). 113

Şekil 6.92. Ülkemizdeki bazı kromit yataklarının % Cr_2O_3 tenörünün sütun dağılım diyagramı (Bu çalışmadaki Mehmetalan, Yukarıbalçıklı, Alabayır, Mollatopuz % Cr_2O_3 tenörü değerleri dışındaki bütün ocaklara ait % Cr_2O_3 tenörü değerleri 2001 yılında yayınlanan DPT VIII. Beş Yıllık Kalkınma Planı Krom Çalışma Grubu Özel İhtisas Raporu'ndan alınmıştır). 114

Şekil 6.93. Çalışılan sahalardaki örneklerin PGE sütun diyagramı (YB-Yukarıbalçıklı, ME-Mehmetalan, C-Alabayır ve MO-Mollatopuz sahalarının örneklerini temsil etmektedir). 117

Şekil 6.94. Ülkemizdeki bazı ofiyolitik alanlardaki Σ PGE içeriği sütun dağılım diyagramı (n: örnek sayılarını ifade etmektedir, Van dışındaki veriler Page, 1984; Yaman ve Ohnenstetter, 1991; Başpınar, 2006; Uçurum ve ark., 2006; Uysal ve ark., 2007a,b; 2009a-c ve Akbulut ve ark., 2010'dan alınmıştır). 118

Şekil 6.95. Ir grubu elementlerin korelasyon diyagramları. Sol sütun sahalara göre dağılım, sağ sütun tüm örnekleri temsil etmektedir. 119

Şekil 6.96. Ir'a karşı Rh ve Au elementlerinin korelasyon diyagramları. Sol sütun sahalara göre dağılım, sağ sütun tüm örnekleri temsil etmektedir. 120

Şekil 6.97. İlksel üst mantoya göre normalize edilmiş PGE'lerin örümcek diyagramı (İlksel üst manto normalize değerleri Brugman ve ark., 1987'den alınmıştır. Au-1, Pd-4, Ru-4.3, Os-3.3, Ir-3.6). 121

Şekil 6.98. Kondirit'e normalize PGE'lerin örümcek diyagramları (Kondirit normalize değerleri Naldrett ve Duke, 1980; ofiyolitik trend ve Kahramanmaraş, Muğla, Eskişehir ve Kop Dağı PGE değerleri, Economou-Eliopoulos, 1996; Gauthier ve ark, 1990; Kojonen ve ark, 2003; McElduff and Stumpfl, 122

1990; Melcher ve ark., 1999; Zaccarini ve ark., 2005; Uysal ve ark., 2005; 2009a,b'den alınmıştır).

Şekil 6.99. Mafik daykların belirli iz ve majör oksit değerlerinin istatistiksel dağılımı. 127

Şekil 6.100. Bazı majör oksitlerin SiO_2'ye karşı korelasyonları (Kullanılan tüm diyagramlarda yuvarlak semboller Mehmetalan, üçgen semboller Mollatopuz, artı işareti Alabayır ofiyolitinin mafik dayklarını temsil etmektedir). 129

Şekil 6.101. Bazı iz elementlerin Zr'a karşı korelasyonları. 129

Şekil 6.102. Alabayır ofiyolit diliminin N-MORB, OIB ve Kondrit'e normalize edilmiş dağılım desenleri. (N-MORB ve OIB normalize değerleri Sun ve McDonough, 1989; Kondrit normalize değerleri Nakamura, 1974'ten alınmıştır.) 131

Şekil 6.103. Mafik daykların N-MORB'a normalize edilmiş iz element dağılımları. (N-MORB normalize değerleri Sun ve McDonough, 1989) 132

Şekil 6.104. Mafik daykların kondirit'e normalize edilmiş NTE dağılımları. (Kondrit normalize değerleri Nakamura, 1974) 133

Şekil 6.105. Zr/TiO_2 ye karşı Nb/Y diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977). 134

Şekil 6.106. P_2O_5 / Zr diyagramı (Winchester ve Floyd, 1976). 135

Şekil 6.107. Wood, 1980 jeotektonik diyagramları. (E-MORB: Zenginleşmiş MORB, N-MORB: Normal MORB, WPT: Plaka İçi Toleyit, WPA: Plaka İçi Alkali, IAT: Ada Yayı Toleyitik, CAB: Kalkalkali Bazalt). 135

Şekil 6.108. Jeotektonik diyagramlar (Meschede, 1986; Mullen, 1983; Pearce ve Norry, 1979; Shervais, 1982). (AI-AII : Plaka İçi Alkali, AII-C : Plaka İçi Toleyit, D : N-MORB, C-D : Volkanik Yay Bazaltları, B : P-MORB, BAB: Yay Gerisi Havza Bazaltları, OIT : Okyanus Adası Toleyit, OIA : Okyanus Adası Alkali, MORB : Okyanus Ortası Sırt 136

Bazaltları, IAT : Ada Yayı Toleyit, CAB : Kalk-alkalin Bazalt).

Şekil 6.109. Cr-Y diyagramı (Pearce, 1982). (MORB: Okyanus Ortası Sırt Bazaltları, IAB: Ada Yayı Bazaltları, WPB: Plaka İçi Bazaltları). 137

Şekil 6.110. Th/Yb'a karşı Nb/Yb diyagramı (Pearce ve Peate, 1995). 138

Şekil 6.111. a. Th/Yb'a karşı Ta/Yb (Pearce,1982), b. Ta/Nd'ye karşı Th/Nb diyagramı (Aldanmaz ve ark, 2008). 139

Şekil 6.112. TiO_2 'ye karşı Yb kaynak kayaç diyagramı. (Diyagram Pearce ve Stern, 2006; Mariyana yay gerisi bazaltları alanı Gribble ve ark, 1998'den alınmıştır. ME-Mehmetalan, MO-Mollatopuz, C- Alabayır dayklarını temsil etmektedir) 140

Şekil 6.113. Cr-Y yığın denge ergime modeli (Göncüoğlu ve ark., 2010; ME-Mehmetalan, MO-Mollatopuz mafik dayklarını temsil etmektedir). 141

Şekil 6.114. A. Nb/Th'a karşı Y (Jenner ve ark., 1991), B. TiO_2 / Zr diyagramı (Capedri ve ark., 1980). 144

Şekil 6.115. A. Ce/Nb'a karşı Th/Nb (Saunders ve Tarney,1984), B. Nb/Yb karşın Th/Yb (Pearce, 2007; Dilek ve ark., 2008) ve C. La-Nb (Saunders ve ark., 1980) diyagramları. 145

Şekil 6.116. Kondrit'e normalize edilmiş NTE dağılım desenlerinin yay gerisi havza bazaltları ile karşılaştırılması. a. Alabayır, b. Mollatopuz, c. Mehmetalan (Kondirit normalize değerleri Sun ve McDonough, 1989) 148

Şekil 6.117. Majör oksitlerin istatistiksel dağılımı. 151

Şekil 6.118. İz elementlerin istatistiksel dağılımı. 152

Şekil 6.119. Gabroyik kayaçların iz ve majör oksit değerlerinin SiO_2'ye karşı korelasyonları. (artı işareti-Alabayır sahası, üçgen işareti- Mollatopuz sahası, çarpı işareti-Yukarıbalçıklı sahası, yuvarlak daireler ise Mehmetalan sahası gabroyik kayaçlarını temsil etmektedir) 153

Şekil 6.120.	Gabroyik kayaçların iz ppm ve majör oksit % değerlerinin % MgO'e korelasyonları.	154
Şekil 6.121.	Gabroyik kayaçların toplam alkali – silis diyagramı (Middlemost, 1985).	156
Şekil 6.122.	Gabroyik kayaçların Q-P diyagramı (Debon Le Fort, 1983)	156
Şekil 6.123.	Toplam alkali silis diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971).	157
Şekil 6.124.	AFM diyagramı (Beard, 1986).	157
Şekil 6.125.	V-Ti diyagramı (Shervais, 1982).	158
Şekil 6.126.	Gabroyik kayaçların çoklu element örümcek diyagramları (alt kabuk normalizasyon değerleri Weaver ve Tarney, 1984; MORB normalizasyon değerleri Sun ve McDonuogh, 1989 ve ilksel manto normalizasyon değerleri Nakamura, 1974'ten alınmıştır).	159
Şekil 6.127.	Kondrite normalize edilmiş NTE'in çoklu element örümcek diyagramı. (Kondirit normalize değerleri Nakamura, 1974'ten alınmıştır)	160
Şekil 6.128.	Gabroyik kayaçların R1-R2 diyagram dağılımı. (Batchelor ve Bowden, 1985).	161
Şekil 6.129.	Gabroyik kayaçlarda gözlenebilen belirli fraksiyonlanma trendleri (Boztuğ ve ark., 1998).	161
Şekil 6.130.	Gabroyik kayaların A-B diyagramında dağılımı (Debon ve Le Fort, 1983).	162
Şekil 6.131.	Ultramafik kayaçlarda belirli majör oksit ve iz elementlerin istatistiksel dağılımı.	166
Şekil 6.132.	Ultramafik kayaçların % SiO_2 ve % MgO'e karşı çizilen majör oksit harker diyagramları.	167
Şekil 6.133.	Ultramafik kayaçların % SiO_2 ve % MgO'e karşı çizilen iz element (ppm) harker diyagramları.	168
Şekil 6.134.	Ultramafik kayaçların R1 - R2 diyagramı (Batchelor ve Bowden, 1985).	169
Şekil 6.135.	Ultramafik kayaçların a. % Al_2O_3 - % TiO_2 (Winter, 2001) ve	169

b. % Al_2O_3-% MgO (Barnes ve Roeder, 2001) diagramları.
Şekil 6.136. Ultramafik kayaçların çoklu element örümcek diyagramları (N-MORB ve ilksel manto normalizasyon değerleri Sun ve McDounough, 1989; kondrit normalize değerleri Nakamura, 1974'ten alınmıştır). 170
Şekil 6.137. Trakitlerin TAS diyagramı (Le Bas ve ark, 1986) 173
Şekil 6.138. Trakitlerin K_2O – SiO_2 diyagramı (Peccerillo ve Taylor, 1976). 173
Şekil 6.139. N-MORB'a normalize edilmiş çoklu elemenet örümcek diyagramı (N-MORB normalize değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır.) 174
Şekil 6.140. Kondirit'e normalize edilmiş NTE örümcek diyagramı (Kondirit normalize değerleri Nakamura, 1974'ten alınmıştır). 174
Şekil 6.141. a. Diyabaz dayklarının temiz kırık yüzeylerinin görünümü, b. Kıvrımlı yapı içinde gözlenen diyabaz daykı c. Budin yapısı kazanmış diyabaz dayklarının görünümü, d. Rodenjitleşmiş doğrusal diyabaz daykının görünümü. 176
Şekil 6.142. Diyabaz dayklarının incekesit görüntüleri. (a,c. Çift nikol, b,d.Tek nikol, a-b. Rodenjitleşmiş diyabaz daykları, örnek no: ME-23, c-d. Dolerit daykı Örnek no: MO-8, Plj-plajiyoklaz, Kp-klinopiroksen, Ep-epidot, Hp-hibşit, Kl-Ep-klorit epidot). 177
Şekil 6.143. a. Zr/TiO_2 ye karşı Nb/Y sınıflama diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977), b. P_2O_5 / Zr sınıflama diyagramı (Winchester ve Floyd, 1976). 179
Şekil 6.144. İzole daykların katyonik sınıflama diyagramı (TH- Toleyitik alan, CA- kalk-alkali alan, Jensen, 1976) 180
Şekil 6.145. Rodenjitleşme alanlarının gösterildiği majör oksitlerin üçgen diyagramı (Rodenjitleşme alanları Frost ve Beard, 2007, Othrys dolerit ve rodenjit örnekleri Koutsovisit ve ark., 2008 – Tsikouras ve ark., 2009, Çelikhan rodenjit örnekleri Pişkin, 1975, Mihaliçik rodenjit örnekleri Çoğulu ve Cuagnot, 1965, 181

Gökçesu rodenjit örneklerinin verileri ise Bassaget ve ark., 1967'den alınmıştır).

Şekil 6.146. Rodenjitleşmiş MO-1 nolu örneğin sadeleştirilmiş XRD analiz tablosu. 182

Şekil 6.147. İzole diyabaz dayklarının CaO-SiO_2 Harker diyagramı (İDRD-ileri derecede rodenjitleşmiş dayklar, KRD-kısmen rodenjitleşmiş dayklar ve DD-rodenjitleşme etkilerinin gözlenmediği diyabaz dayklarını temsil etmektedir). 183

Şekil 6.148. İzole daykların N-MORB'a normalize edilmiş çoklu element örümcek diyagramları. (N-MORB normalize değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır) 185

Şekil 6.149. İzole daykların Kondirit'e normalize NTE diyagramları (NTE normalizasyon değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır). 187

Şekil 6.150. Zr'a karşı hazırlanan iz element Harker diyagramları. 189

Şekil 6.151. Majör oksit elementlerin sütun korelasyonu diyagramı (OD-1, OD-2, OR-2, OR-3 örneklerinin değerleri Tsiokuras ve ark., 2009, OMD-1, OR-1, OR-4 örneklerinin değerleri Koutsovisit ve ark, 2008, ÇR-1, ÇR-2, ÇR-3 örneklerinin değerleri Pişkin, 1975, GR-1 örneği değeri Bassaget ve ark., 1967 ve MR-1 nolu örneğin değeri Çoğulu ve Cuagnot, 1965'ten alınmıştır). 190

Şekil 6.152. Cr-Ni-Co elementlerinin taze örnekten (OD-1) rodenjitleşmiş örneklere (OR-2) sütun korelasyon diyagramı. 191

Şekil 6.153. C-4 nolu örneğin plato yaş ve izokron diyagramları. 197

Şekil 6.154. ME-30 nolu örneğin plato yaş ve izokron diyagramları. 198

Şekil 6.155. MO-8 nolu örneğin plato yaş ve izokron diyagramları. 199

Şekil 6.156. MO-12 nolu örneğin plato yaş ve izokron diyagramları. 200

Şekil 6.157. Dayk örneklerinin Zr/TiO_2 ye karşı Nb/Y ve P_2O_5'e karşı Zr diyagramları. 201

Şekil 6.158. Dayk örneklerinin çoklu element örümcek diyagramları (N-MORB ve OIB normalize değerleri Sun ve McDonough, 203

1989'dan alınmıştır).
Şekil 6.159. Dayk örneklerinin Kondirit'e normalize edilmiş element dağılım diyagramları (Kondirit normalize değerleri ve N-MORB/OIB değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır). 204
Şekil 6.160. Dayk örneklerinin Th/Yb'a karşı Nb/Yb diyagramı (Diyagram Pearce ve Peate, 1995; diyagramda kullanılan alanlar Parlak ve Robertson, 2004; Parlak ve ark., 2004; Parlak ve ark., 2009; Aldanmaz ve ark., 2008; Sayit ve Göncüoğlu, 2009'dan alınmıştır). 205
Şekil 6.161. Dayk örneklerinin V/Ti diyagramı (Shervais, 1982). 205
Şekil 6.162. Dayk örneklerinin V/Ti'a karşı Zr diyagramı (Woodhead ve ark., 1993). 205
Şekil 6.163. Anadolu'da Neotetis okyanusunun açılması. 207
Şekil 6.164. Bitlis – Pötürge Masifi'nin olası paleotektonik konumu. 209
Şekil 6.165. Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığının tektonik modelleri. 211
Şekil 6.166. Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığının tektonik modeli (Dilek ve ark, 2010). 212
Şekil 6.167. Albiyen-Tanesiyen aralığında Neotetis Okyanusu tektonik modelleri. (ALM-Arap Litosferik Mantosu, ELM-Avrasya Litosferik Mantosu, SSZO- Yitim Zonu Üstü Ofiyoliitleri, BAB- Yay Gerisi Havza, BABB- Yay Gerisi Havza Bazaltları). 214
Şekil 6.168. Yaş analizi yapılan örneklerin TiO_2/Yb diyagramı. 215
Şekil 6.169. Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı ve ilişkili birimler. 216

ÇİZELGELER DİZİNİ

		Sayfa
Çizelge 6.1.	Kromit örneklerinin sahalara göre dokusal özellikleri ve yankayaçları.	79
Çizelge 6.2.	Kromitlerin XRF analiz sonuçları.	106
Çizelge 6.3.	Kromitlerin PGE analiz sonuçları.	107
Çizelge 6.4.	Mafik daykların jeokimyasal analiz sonuçları.	124
Çizelge 6.5.	Gabroyik kayaçların jeokimyasal analiz sonuçları.	149
Çizelge 6.6.	Ultramafik kayaçların jeokimyasal analiz sonuçları.	164
Çizelge 6.7.	Trakitlerin ana oksit (%) ve İz element (ppm) analiz sonuçları.	172
Çizelge 6.8.	Mehmetalan ve Mollatopuz izole dayklarının jeokimyasal analiz sonuçları (İDRD- İleri derecede rodenjitleşmiş diyabaz daykları, KRD- Kısmen rodenjitleşmiş diyabaz daykları, DD- Rodenjitleşmenin görülmediği diyabaz daykları. Majör elementler %, iz elementler ppm değerliklidir.).	178
Çizelge 6.9.	Orijinal kayaçlara göre rodenjitlerin % ve ppm olarak kazanç (+), kayıp (-) hesaplamaları.	192
Çizelge 6.10.	$^{40}Ar/^{39}Ar$ yaş analizi özetlenmiş sonuçları.	195

1. GİRİŞ

Türkiye'de ofiyolit ve ofiyolitik melanjdan oluşan kayaç toplulukları geniş alanlar oluşturur. Bu alanların içinde önemli krom cevherleşmeleri yer almaktadır (Guleman, Kop Dağı gibi). Bu yataklardaki krom cevherleşmeleri üzerinde ayrıntılı çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Ancak bu tezin kapsadığı alanlarda Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü'nün (MTA) yaptığı ön jeolojik etütlerin dışında, ofiyolitlerin petrojenez ve krom cevherleşmelerinin metalojenezi konusunda yapılmış herhangi bir çalışma bulunmamaktadır. Ofiyolitler üzerinde yapılacak çalışmalar petrojenez açısından önem taşıdığı kadar, kromititlerin metalojenezlerinin anlaşılması bakımından da büyük önem taşımaktadır.

Bu tez ile Van Gölü'nün doğusundan İran sınırına kadar gözlenen bir alandaki (Doğu-Türkiye) krom cevherleşmelerinin jeolojik ve jeokimyasal özellikleri ile bu cevherleşmelerin platin grubu element içeriklerinin (PGE) belirlenmesi amaçlanmıştır. Tez üç yaz dönemini kapsayacak arazi çalışmaları ve bu çalışmalara paralel yürütülen laboratuvar çalışmalarını içermektedir. Tez kapsamında yürütülen saha çalışmaları Van Gölü'nün doğusu ile İran sınırı arasında, Başkale K51-K52 ve Van K50 paftalarının içinde bulunan 12 krom cevherleşmesi üzerinde, jeolojik özelliklerin en iyi gözlendiği dört farklı alanda gerçekleştirilmiştir. Bu sahalarda 1/25.000 ölçekli genel jeoloji haritalarının yanı sıra 1/5.000 ölçekli detay jeoloji haritaları yapılmış ve ofiyolit biriminin kendi içindeki farklı litolojileri, yapısal unsurları ile cevherleşmelerin yan kayaçla olan ilişkileri ortaya konulmuştur. Tez kapsamında yapılmış olan ayrıntılı arazi, mineraloji-petrografi, jeokimya (XRF, ICP, NTE, jeokronoloji) çalışmalarıyla, ekonomik açıdan son derece önemli olan krom ve Platin Grubu Element (PGE) içeriklerinin belirlenmesi dışında, cevherleşmenin metalojenezi ve ofiyolitlerin petrojenezi konularına açıklık getirilmeye çalışılmıştır.

2. KAYNAK BİLDİRİŞLERİ

Literatür taramasının sunumunda, ilk önce ofiyolit tanımı ve bölgesel ölçekte veriler taşıyan ofiyolit yerleşim sorunları, sonrasında kıtasal kabuğun oluşumunun modellenmesindeki güçlükleri ortaya koyan literatür özetlenmeye çalışılacaktır. Daha sonra ise petrojenetik ve metalojenetik karakteristiklerinin önemi ile bölgesel ölçekte yapılmış ve çalışma alanlarımızla deneştirilebilinecek jeoloji çalışmaları tanımlanacaktır.

Ofiyolitler, Steinmann (1905) tarafından ultramafik ve mafik kayaçlar birliği olarak tanımlanır ve radyolaritler ile diğer derin deniz çökelleriyle birlikte bulunurlar. Diğer yandan ofiyolitler okyanusal yayılma sırtı altındaki kabuk ve manto ile ilişkili görülmektedirler (Moores ve Vine, 1971). Bazı araştırmacılar ise ofiyolitlerin eski yay ardı havzalarda oluştuğunu ileri sürmüştür (Miyashiro, 1975). 1972'de Amerika Jeoloji Topluluğu (Geology Society of America - GSA) tarafından düzenlenen ve Penrose'de yapılan ofiyolit konferansında, ofiyolit kavramına yeni bir tanımlama getirilmiştir. Buna göre ofiyolit; bir kayaç ismi değil ultramafik ve mafik kayaçlardan oluşan bir kayaç grubu olarak tanımlanmış ve harita alımında bir litoloji birimi olarak kabul edilmemesi kararlaştırılmıştır. Penrose Ofiyolit Konferansında kabul edilen eksiksiz bir ofiyolit dizisi alttan üstte doğru başlıca şu kayaçlardan oluşur: Harzburjit, lerzolit ve dunitlerden oluşan, plastik deformasyon izleri taşıyan az yada çok serpantinleşmiş ultramafik kayaçlara tektonitler denilmektedir. Kümülat özelliğindeki gabro zonu, genellikle ultramafik komplekslere göre daha az deforme olmuştur. Mafik damar kompleksi izole ve gruplar halinde bulunan diyabaz, dolerit, trondjemit ve kuvars porfir gibi dayklardan oluşur. Yastık yapılı bazalt ve spilit karmaşığının üzerinde ise derin deniz sedimanları bulunmaktadır. Bunlar radyolarit, ince şeyl ara tabakaları ve az miktarda kireçtaşından oluşmaktadır. Ofiyolitler yapısal ve kimyasal özellikleri bakımından incelendiğinde ideal ofiyolit istifini oluşturan (tektonitler, kümülatlar, dayk kompleksleri, bazaltik yastık lavlar, derin deniz sedimanları) birimler her zaman bir arada bulunmayabilir. Eğer bir ofiyolitte tüm bu kayaçların hepsi bir arada bulunmuyorsa kısmi, parçalanmış veya eksik ofiyolitten söz edilir. Büyük ölçüde tektonik olarak karışık halde olan bu

şekildeki birimler ‘Karışık’ (Gntenly, 1913; Hsu, 1968) veya ‘Ofiyolitli Karışık’ (Gansser, 1974) olarak isimlendirilmişlerdir.

Alp-Akdeniz kuşağında yer alan ülkemizde bulunan ofiyolitlerin yaşı çalışmalarda Jura-Kretase olarak belirtilmekte, bununla birlikte ofiyolit yerleşim ve oluşum dinamiği birçok alanda tartışmalı, Doğu Anadolu bölgesinde ise veriler yetersiz kalmaktadır. (Smith, 1973; Göncüoğlu ve ark, 1997; Yalınız ve Göncüoğlu, 1999**;** Hoeck ve ark., 2002**;** Robertson, 2002, 2004**;** Parlak ve ark., 2002, 2004, 2008**;** Dilek ve ark., 2008**;** Şengör ve ark., 2008**;** Çakır Ü, 2009). Türkiye’de Paleo ve Neotektonik dönemler saygın araştımacılar tarafından anlaşılmaya ve açıklanmaya çalışılmıştır (Şengör ve Kidd, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Tüysüz, 1999; Bozkurt, 2001; Okay, 2008**).** Türkiye ve çevresindeki komşu alanlarda, Permiyen’den günümüze kadar olan jeodinamik evrim Paleo-Tetis’in kapanışı ve Neo-Tetis’in açılma ve kapanışının eşlik ettiği olayların tümünü kapsar (Şengör ve Yılmaz, 1981). Doğu Anadolu’da Miyosen’e kadar olan dönemde kıtacıkların birbirine kenetlenmeleri yaygın ofiyolit kuşakları yaratmıştır. Bir yığışım karmaşığı olarak yorumlanan (Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı) bu bölgenin önemli bir özelliği de kıtasal boşluk olmasıdır **(**Şengör ve ark, 2003, 2008; Keskin, 2003; Keskin, 2007) Bu boşluk kenar geometrileri birbirine uymayan dört kıtasal parçanın çarpışması (Anatolid/Torid Platformu, Pontidler, Küçük Kafkaslar, İran/Arap Platformu) nedeniyle ortaya çıkmış ve en az bir okyanusal ada yayı ile melanj karmaşıkları tarafından doldurulmuş, kenetlenen bu kıtacıklar son çarpışmaları sırasında daha fazla iç deformasyon geçirmişler ve magmatik sokulumlar ile de birbirlerine pekiştirilmişlerdir (Şengör ve Kidd, 1979). Elde edilen birçok veriye karşın Doğu Anadolu’daki ada yayı ve ofiyolitik birimlerin Ergani kompleksi, Bitlis-Pötürge Masifi ve birbirleri ile olan ilişkileri tam anlamıyla çözümlenebilmiş değildir. Van Gölü’nün doğusu ile İran sınırı arasında büyük alanlar kaplayan ve ‘Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı’ olarak isimlendirilen bölgede bulunan onlarca ofiyolitik napın şu ana kadar ayrıntılı jeolojik çalışmaları yapılamamıştır. Ancak iç Toros kenet kuşağının bu gün bulunduğu kesimin okyanus kökenli Yüksekova biriminin ilksel yerleri olduğu düşünülmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Doğu Anadolu’nun temelini, Geç Kretase veya daha yaşlı ofiyolitik gereçler oluşturmakta ve Geç Kretase’den daha yaşlı okyanusal kayaların varlığı da bilinmektedir. Doğu Anadolu okyanusal alanının olasılıkla Jura’da (veya daha önce) oluştuğu belirtilmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Geç Jura – Erken Kretase dönemi Anadolu'da varlıklarını bu gün tanımakta olduğumuz Neo-Tetis okyanus mostralarının çoğunun üretildiği bir süreç olarak bilinir. Geç Kretase'de hemen bütün levhalarda bir yakınlaşma rejiminin başlaması, devasa ofiyolit napların yerleşmeleriyle karakterize olmuştur. Doğu Anadolu'da Miyosen'den günümüze volkanikliğin andezitik-riyolitik birimlerden, alkali olivin bazaltlara kadar değişen zengin bir jeokimyaya sahip olması, astenosferin yukarıya hareketine, adiyabatik ergimeye ve üstteki kabuğu da ısıtmasına bağlanmış ve kuzeye dalan dilim (slab) üzerinde (Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığının temellendiği yapı) birçok model ileri sürülmüş (McKenzie, 1972**;** Rotstein ve Kafka, 1982**;** Innocenti ve ark, 1982 a,b; McKenzie ve Bickle,1988; Dewey ve ark, 1986; Pearce ve ark, 1990; Mitchell ve Westeway, 1999; Şengör ve ark, 2003; Keskin, 2003**;** Barazangi ve ark, 2006**;** Şengör ve ark, 2008), dalan dilimin dikleşmesi ve sonucunda kırılması olayları en olasılıklı modeler olarak görülmüştür (Keskin, 2003; Keskin, 2007; Şengör ve ark, 2008). Büyük dalma-batma ve yığışım komplekslerine sahip böyle bölgelerde geniş ölçekte A tipi granit magmatizması ve felsik-orta seviye volkanizma, dalma-batmanın sona ermesinden kısa bir süre sonra önceki yığışım komplekslerini işgal etmektedir. Bu sonradan gelişen magmatizma yığışım pirizmalarının kabuğa dönüştürülmesinde önemli rol oynamaktadır (Şengör ve ark., 2003). Kuzey'e dalan Neotetis okyanusal litosferinin üzerinde oluşan Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı Van Gölü'nün doğusu ile İran sınırı arasında onlarca irili ufaklı ofiyolitik nap ve filişler ile temsil olunur. Bu ofiyolitlere ait peridotitler içerisinde irili ufaklı bir çok krom cevherleşmesi bulunmaktadır. Bu ofiyolitik napların tektonik yapısı ve jeokimyalarının araştırılmasıyla yığışım karmaşığının oluştuğu tektonik ortamın karekteristikleri ortaya konulabilecektir.

Ofiyolitler ve ofiyolitik karmaşıklar tektonik konumları açısından son derece önemlidirler. Son zamanlarda İran'ın KB'sında (Türkiye doğu sınırı) Fransız-İran ortak projeleriyle yapılan çalışmalarda (Hassanipak ve Ghazi, 2000; Khalatbari ve ark., 2003; Juteau, 2004; Khalatbari ve ark., 2004) farklı yaştaki ofiyolitik birimlerin bir arada bulunabildikleri ve bu bağlamda tektonik evrimlerinin ortaya konulmasının, kıta kabuğu evriminin anlaşılmasında ne kadar önemli olduğu gözler önüne serilmiştir. Yapılan bu tür çalışmalarda İran, Türkiye, Oman ve Balucistan (Pakistan'nın güneybatı provensi) da Tetis evriminin bir sonuca bağlanmasının çok zor ve kompleks olduğuna değinilmiş, genel modellemelerin lokal çalışmaların sonuçları olduğu vurgulanarak, özellikle doğu

Türkiye'de varlığı bilinen ofiyolit kompleksleri üzerinde, Tetis evriminin açıklanmasına katkı sağlayabilecek çalışmaların bulunmadığı belirtilmiştir. Ofiyolitik napın kökü levha çarpışmalarının yerini belirleyen bölgeyi temsil etmektedir. Bu bağlamda petrolojik anlamlarıyla beraber kıta kabuğunun evriminin anlaşılmasında kilit öneme sahiptirler. Alp ofiyolitleri üzerindeki bütün araştırmalar Alp-Akdeniz kuşağı üzerindeki jeodinamik evrimin anlaşılması için zorunludur. Paleocoğrafya'nın, günümüz kıta kabuğunun geçirdiği evrimin anlaşılabilmesi için ofiyolitlerin üzerinde jeolojik, jeokronolojik ve jeokimyasal araştırmaların yapılması gerekmektedir. Ofiyolitlerin tabanında pelajik çökeller olarak bulunan radyolaritlerin yaşı ve kökenlerinin ortaya konulması, bununla birlikte varolan diğer pelajik tortulların araştırılması Alp-Akdeniz kuşağındaki eski okyanus havzalarının yaşı, dağılımı ve biçim bozulmasının yorumlanmasına büyük katkıda bulunacaktır.

Ofiyolitler üzerinde yapılacak çalışmalar petrojenez açısından önem taşıdığı kadar, metalojenezleri açısından da büyük önem taşımaktadır. Ofiyolit oluşumuna ait bilgi birikiminin artması ve bazı maden yataklarının ofiyolit grubu kayaçlarla köken ilişkilerinin olduğunun anlaşılması, maden yatakları açısından ofiyolitlere olan ilginin artmasına neden olmuştur. Genel olarak bakıldığında krom, bakır, nikel, altın, krizotil asbest, manyezit, olivin (forsterit), zebercet (krizotil), yeşim (jadeit), talk, ofiyolit grubu kayalarla köken ilişkisi olan ve ekonomik olarak işletilebilen oluşumlardır (Engin, 2001). Ofiyolitlerin ultramafik kesimlerinde var olan krom yatakları, yastık lavlarla (volcanic sequence) ilişkili masif sülfid (bakır) yatakları ve lateritik nikel yataklarının yanı sıra; ofiyolitik karmaşıklar içinde karbonatlaşmış ve çeşitli oranlarda silisleşmiş serpantinit olarak tanımlanan (Buisson ve Leblanc, 1986; Tüysüz ve Erler, 1993) listvenitlerin altın içerikleri, ekonomik olarak işletilmelerini sağlayabilecek boyuta ulaşabildiği için son zamanların altın aramacılığı yönünden de oldukça ilgi çekmektedir. Metalik madenler ve özellikle krom yatakları, ülkemizin yakın geçmişinde stratejik bir öneme sahip olmuştur. Ülkemizde ofiyolitlerin yaygın olduğu birçok bölgede krom madenciliği yapılmıştır. Gerek krom gerekse jenetik birlikteliği bulunan platin gurubu elementler üzerinde bölgemizde bir araştırma mevcut değildir. Ofiyolitler içerisinde yer alan krom yataklarının oluşumlarıyla ilgili birçok görüş vardır. A- Üst mantonun kısmi ergimesi sonucu oluşan bazik magmanın, mantonun üst kısmında meydana gelen magma odasında stratiform intrüzyonlarda olduğu gibi yoğunluk farklılaşması sonucu

bantlar şeklinde oluşur ve kromitit bantlarının oluşumu bazik magmanın farklılaşarak kristallenmesi sırasında, ani basınç düşmesi sonucu eriyiğin Cr bakımından çok doygun hale gelmesiyle açıklanır (Moutte, 1982). Farklılaşarak oluşan bu birimlerin kabuk içine sıcak lapa halinde sokuldukları düşünülmektedir (Thayer, 1969). B- Alpin tip krom yatakları kuramsal olarak tektonit-kümülat sınırı boyunca dünitler içinde magma ayrılma kuşağında kümülatif süreçlerle teşekkül etmiş ve ağırlıkları nedeniyle alta harzburjitler içine batmış olmalarıyla açıklanmıştır (Dickey, 1975). Lago ve ark. (1982) tarafından ileri sürülen görüşe göre okyanus tabanı yayılma merkezleri altında 10-15 km kadar derinde manto malzemesinin kısmi ergimesi sonucu bazaltik magma oluşmaktadır. Bu magma kırık hatları kanallar boyunca yükselerek tüketilmiş manto malzemesinin üst kısmından kabuk içine sokulmakta ve burada oluşan magma haznesini beslemektedir. Bu haznedeki magma stratiform intrüzyonlarda olduğu gibi farklılaşarak kristallenmeye uğramakta ve kümülat gurubu kayalar ile bu kayaların ultrabazik kesimi içinde kromitit kütlelerini meydana getirmektedir. Ofiyolitlerin içyapısı dikkate alındığında podiform kromitlerin oluşum ortamının, MOHO zonu altında tektonitler içersinde olduğu yönündedir (Thayer, 1964; 1969; Dickey, 1975; Cassard ve ark. 1981; Lago ve ark., 1982; Paktunç, 1990; Leblanc ve Nicolas, 1992, Stowe, 1994; Ballhaus, 1998). Buna karşın, Oman Ofiyolitinde, Arai ve ark. (2004) tarafından yapılan çalışmada, levha dayklarının tabanı ile üst gabro zonu arasındaki bölgede podiform kromit kütleleri bulunduğu belirtilmiş ve burada bulunan kromitleri 'Üst Kabuk Podiform Kromitleri' olarak tanımlamışlardır.

Bazik magmanın türediği kaynak ile üst kesimlerde tepkimeye girdiği kısmi ergimeye uğramış manto malzemesinin farklı olduğu durumlarda, bazik magma ile peridotit arasındaki tepkime daha şiddetli olacak ve buna bağlı olarak kromit oluşumu ve birikimi daha fazla olacağı belirtilmektedir (Zhou ve Robinson, 1997). Genel anlamıyla böyle zonlar yitim üzeri kuşaklar olarak adlandırılan (supra-subduction zone) farklı bir ada yayı jeokimyasına ve okyanus kabuğu yapısına sahiptirler. Levha tektoniği kavramından hareketle podiform kromititlerin boninitik bileşimli bazik eriyiklerin tektonit harzburjitlerle tepkimesi sonucu oluştuğu görüşü ağırlık kazanmaktadır. Cevher ve yankayaçlardaki ana oksit - iz - nadir toprak elementlerdeki farklılıklar ve yapı-doku karakteristikleri krom cevherleşmesinin ve dolayısıyla ofiyolit birimin oluştuğu tektonik ortamı gün ışığına çıkarabilmektedir (Zhou ve Robinson 1997). Alpin ofiyolitlerinde

bulunan krom yataklarının petrojenezine ve son zamanlarda yapılan platin gurubu element araştırmalarına yönelik çalışmalar ilgi çekicidir. (Ucurum ve ark., 2000; Uysal ve ark., 2005; Aldanmaz ve Köprübaşı, 2006; Uçurum ve ark, 2006; Uysal ve ark., 2007a,b; Uçurum ve ark., 2007; Tsoupas ve Economou-Eliopoulos, 2008; Zaccarini, ve ark., 2007, Uysal, 2008). Bu çalışmalarda podiform kromitlerde platin gurubu elementlerden Os-Ir-Ru elementleri ve alaşımlarının Rh-Pt-Pd element ve alaşımlarından daha fazla zenginleştiği ortaya konulmuş ve bu kromititlerin tektonik ortamının yitim zonu üstü bir kuşak (supra subduction zone) olduğu belirtilmiştir. Çalışma alanında bulunan krom yataklarındaki PGE içeriklerinin araştırılması, hem ekonomik açıdan değerinin anlaşılmasını hem de kökensel yorumlara ulaşmada veriler sağlayacaktır. Krom yataklarının tektonik ortamlarının ortaya konulması, yankayaç ilişkilerinin çözümlenmesi, jeokimyasal karakteristiklerinin ve platin grubu element kapanımlarının yanısıra, sulu silikat kapanımlarının varlığının araştırılması ve mineral kimyası çalışmalarının yapılmasıyla ofiyolit istifin kökenine yaklaşımda bulunulabilinecektir. Aşağıda inceleme alanlarımız ile deneştirilebilinecek çalışmalar tarih sırası ile sunulmuştur.

Boyalı, (1972), 'Yukarıbalçıklı Köyü (Van-Özalp) Krom Zuhurlarının 1:25.000 lik Jeolojik Etütdü' isimli çalışmada, ülkemiz ve İran sınırında yer alan Yukarıbalçıklı Köyü civarında gözlenen krom mostralarının ön jeolojik etüdü gerçekleştirilmiş ve bu zuhurlarda gerek yarmalar gerekse jeofizik etütlerle cevherleşmenin ayrıntılı incelenmesi önerilmiştir. Daha sonraki yıllarda özel şirketler tarafından krom cevheri çıkarıldığı bilinmektedir. Yapılan ön çalışmalarda krom zuhurlarının saçınımlı bir şekilde devam etmekte olduğu görülmüştür. Krom zuhurlarının mercekler şeklinde oluştuğu düşünüldüğünde, bu zonlarda yapılacak ayrıntılı jeolojik çalışmalarla krom zuhurlarının ekonomikliliğinin ortaya konulabileceği düşünülmektedir.

Boyalı ve ark., (1974), 'Van – Özalp Civarındaki Peridotitlerdeki Krom Cevheri Prospeksiyonu' isimli çalışmalarında, 22 adet 1: 25.000 ölçekli paftada prospeksiyon çalışması yapılmıştır. Bu paftalardan 12 tanesinde cevher mostralarına rastlanmış ve bunlar üzerinde kısa da olsa çalışmalarda bulunulmuştur. Yapılan kimyasal analizlerde ortalama tenörün %45 Cr_2O_3 olduğu belirtilmiştir. Ayrıntılı jeolojik etüt'ü önerilen bu 12 paftada daha sonraları herhangi bir çalışma yapılmamıştır.

Ketin, (1977), ‘Van Gölü ile İran Sınırı Arasındaki Bölgede Yapılan Jeoloji Gözlemlerinin Sonuçları Hakkında Kısa Bir Açıklama’ İsimli çalışmasında, geniş alanlar kaplıyan ofiyolitik karmaşığın, aslında pek "karmaşık" olmayıp oldukça düzenli-tabakalı-bir yapı gösterdiği bildirilmektedir. Esas itibariyle serpantinit radyolarit, denizaltı lav ve tüfleri ile kırmızı kalker ve marnlardan ve alacalı şeyllerden oluşan bu karmaşık seri (melanj) içinde yer yer metamorfik kayaç kütlelerinden ve Permiyen kalkerlerinden oluşan değişik hacimlerde bloklar da, yer almaktadır. Başka bir deyimle, metamorfik kayaç kütleleri ile Permiyen kalkerleri de karmaşık seriye ait unsurlardır; bunların hepsinin aynı bir yitim zonunda (subduction zon) gelişmiş bir "yitim melanjı" meydana getirdikleri belirtilmiştir. Bu çalışmada yapılan jeolojik incelemeler bizim çalışmamız için ayrıntıyı algılamada oldukça değerli verilerdir.

Hall (1979), “Güney Doğu Türkiye’de Ofiyolit Yerleşmesi ve Toros Sütür Zonunun Evrimi” adlı çalışmasında, Bitlis Masifi’nde bulunan ofiyolit melanjın as olarak bölümlendirilebileceğini ve bir iç yapının tanımlanabileceğini belirtmiştir. Bu melanj içindeki Geç Kretase yaşta birimlerden bazılarının metamorfik oluşu Alpin metamorfizmanın varlığını kanıtladığını savunmuştur. Bitlis Masifi’nin, kuzeyde Permiyen öncesi metamorfik kayalarından, güneyde Alpin kayalardan oluşan, yüksek basınç-düşük sıcaklık metamorfizması geçirmiş yapısal bir bütün olduğunu ileri sürmüştür. Bitlis Masifi’nin güneye doğru Arap ön ülkesinin çökel kayaları üzerine itilmiş olan ofiyolit-filiş karmaşığının üzerine itildiğini belirtmiştir. Ofiyolit-filiş karmaşığını üç kuşağa ayırmış ve bunlardan birinin güney Doğu Toroslar’da görülen ofiyolitli gravite kaymalarıyla deneştirilebilen ofiyolitli vahşi filiş kuşağı olduğunu söylemiştir. Güney Toroslar’ın bir kesiminin evrimi için sunduğu levha tektoniği modelinde ofiyolitli vahşi filişin yitilmeden, fakat yitilmenin son safhasıyla (Üst Kretase) ilgili yükselme nedeniyle hendek bölgesinden itilen hendek melanjlarını temsil ettiği düşünülmüş, metamorfik ofiyolitik melanjının, kıta çarpışmasının son safhası (Miyosen) sırasında yerleşen yitilmiş melanjın temsilcisi olduğunu ileri sürmüştür.

Şenel ve ark. (1984), ‘Özalp (VAN) – İran Sınırı Arasındaki Alanın Jeolojisi’ isimli çalışmalarında, Başkale K52 paftasının tamamının jeolojik, mineralojik-petrografik araştırılması yapılmış ve alanın 1/25.000, 1/50.000 ve 1/ 100.000 ölçekli jeoloji haritaları hazırlanmıştır. Başkale K52 paftasında yeralan krom zuhurlarının ayrıntılı jeolojik araştırmasının yapılması için iyi bir ön çalışma niteliğinde olan bir

rapordur.

Yılmaz (1981), yapılan çalışmada, Gevaş (VAN)'ta dört tektonik birim ayırt edilmiştir. Bunlar, bir ofiyolit topluluğu, Bitlis Masifi'nin dış zonunu oluşturan metamorfik kayaçlar, ofiyolit ile metamorfik kayaçlar arasında yer alan geçiş zonu ve öncekileri örten çökel kayalar olarak belirtilmiştir. Günümüz sıralanımlarında bu birliklerden ofiyolit topluluğu kayalarının en altta yer aldığı belirtilmiştir. Ofiyolit topluluğunun, tektonik bir geçiş zonundan başlayarak mermerler tarafından örtüldüğünü belirten araştırmacı, bu tektonik birimleri diskordan olarak Eosen çökellerinin örttüğünü vurgulamıştır. Eosen çökeliminden sonra tektonik birimlerin asıl konumlarının büyük ölçüde bozulmuş ve alttaki birimler itilerek genç Eosen çökellerinin üzerine ilerlemiş ve bu itilmelerin geçiş zonunun birincil konumunu da bozduğu belirtilmiştir. Eosen'de sığ denizel kırıntılı kayaların, geçiş zonu da dahil olmak üzere önceki tüm birimlerin üzerine çökeldiğini, Eosen'den sonra kuzey yönünde itilmeler geliştiğini, bu itilmelerle tektonik birimlerin ilk konumlarının bozulduğunu savunan araştırmacı, bunun sonucu olarak geçiş zonu kayalarının kamalanmış ve içlerine yer yer Eosen çökel birimlerinin de karıştığını, sonuç olarak ofiyolitin en altta mermerlerin ise üstte durduğu bugünkü dizilmenin meydana geldiğini belirtmiştir. Bu çalışma çok küçük bir bölgede, lokal ölçekte olsa dahi ofiyolit yerleşiminin mekaniğinin yorumlanmasında önemli ipuçları taşımaktadır.

Pehlivanoğlu ve Tüfekçi (1982), MTA bünyesinde "Doğu Anadolu (Van – Bitlis civarı) Yapılan Cu-Pb-Zn Prospeksiyon Raporu"nda Van – Özalp civarının ofiyolitik karmaşığı, esas itibariyle serpantinit, radyolarit, deniz altı lav ve tüflerle beraber kırmızı kireçtaşları, marnlar ve alacalı şeyllerden oluştuğu belirtilmiş, bu kayaçlarla arakatkılı olarak Permiyen kireçtaşlarının bulunduğu alanda, bronzit-hipersten-piroksenit, gabrolar ve serpantinit içinde yüzeysel ayrışmalar görülmüştür.

Aksoy (1988), 'Van İli Doğu-Kuzeydoğu Yöresinin Stratigrafisi ve Tektoniği' başlıklı doktora tez çalışmasında, bölgenin jeotektonik evrimini oluşturan olaylar dizisinin Üst Triyas'da oluşan okyanusal alanların, Üst Kretase başlarından itibaren kapanmaya başlamasıyla ilişkili olduğunu vurgulamaktadır.

Erkanol ve Avşar (1989), 'Özalp (VAN) – İran Hududu Arasının Genel Jeokimya ve Ağır Mineral Çalışmaları Raporu' adlı çalışmalarında, sahadan alınan 885 adet dere sedimanı, 235 adet kayaç numunesi analiz edilip, cevherleşme alanlarının

jeokimyasal prospeksiyonları ortaya konulmaya çalışılmıştır. Cevherleşme açısından önemli görülen bölgelerde ayrıntılı jeolojik etütler önerilmiştir. Yayınlanmamış olan bu MTA raporu, inceleme alanlarımızda cevherleşmelerin izini sürebileceğimiz önemli veriler sunmaktadır.

Acarlar ve ark., (1991), "Van Gölü Doğu ve Kuzeyinin Jeolojisi" adlı çalışmalarında birbirinden ayrı beş tektonik birim saptamışlardır. Bu tektonik birimler, Tepedam birimi, olası Paleozoyik yaşlı şistler ile kristalize kireçtaşlarını, Hasandağ birimi, Permiyen – Triyas – Jura - Kretase yaşlı neritik çökeller ile bunlarla ilksel ilişkili volkanitlerden oluşur. Şehittepe birimi Üst Kretase yaşlı volkanitlerle ardalanmalı yarı pelajik – pelajik çökelleri ve ofiyolitleri içerir. Dereüstü birimi, Üst Paleosen yaşlı neritik kireçtaşları, Alabayır birimi Paleosen yaşlı çökelleri ile ofiyolitli bir tektonik karışığını kapsadığını belirtmişlerdir. Bu Allokton birimlerin Otokton – Paraotokton örtü birimi ve Neo-otokton örtü birimleriyle örtülü olduğunu vurgulamışlardır. Otokton – Paraotokton örtü birimini Üst Oligosen – Alt Miyosen yaşlı kırıntılı kayaları kapsayan Van Formasyonunun oluşturduğunu Neo-otokton örtü birimlerinin ise Alt Miyosen'den günümüze dek değişik evrelerde biribirlerinin ve en son olarak da Van Formasyonunun üzerine itildiğini, Pliyosen ile birlikte alanın gerilme tektoniğinin etkisi altına girdiğini ve alanda uzun kırık hatlarının oluştuğunu, Pliyosen – Kuvaterner volkanizmasının bu kırık hatları boyunca geliştiğini ve Pliyosen – Kuvaterner süresince, bölgede, akarsularla beslenen ve kıyı çizgisi oynak bir göl ortamının egemen olduğunu savunmaktadırlar. Lokal bir alanda yapılan bu genel jeoloji çalışması, araştırmalarımız kapsamında ayrıntılı jeolojik haritalamalarda ön açıcı niteliktedir.

3. MATERYAL ve YÖNTEM

Tez çalışmaları sekiz aşamada gerçekleştirilmiştir.

i) Literatür Derlemesi: Doğu Anadolu'daki krom cevherleşmeleriyle ilgili bütün çalışmalar ve özellikle, Van Gölü doğusu ile İran sınırını kapsayan alanda ve çevresinde yapılmış jeolojik araştırmaların verilerinin bulunup incelenmesini, diğer bölgelerdeki ofiyolit, krom ve platin gurubu element çalışmalarının araştırılmasını kapsamaktadır.

ii) Ön Saha Çalışmaları: Ön saha çalışmalarında varlığı bilinen 12 krom cevherleşmesi ve muhtemel alanlarda gerçekleştirilmiş saha araştırmalarıyla esas çalışılacak dört as alan belirlenmiştir.

iii) Jeolojik Haritalama ve Örnek Alımı: Yapılan arazi çalışmalarında varlığı bilinen krom sahalarından cevherleşmenin en iyi gözlendiği alanların GPS yardımıyla, 1/25.000 ve 1/5.000 ölçekli jeoloji haritaları yapılmıştır. Tüm litolojik birimlerden örnekler alınıp mineralojik-petrografik çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Daha sonraki jeolojik haritalama çalışmalarına petrografik tayinler göz önünde bulundurularak devam edilmiş ve sistematik örnek alımları yapılmıştır. Örnek alma çalışmaları haritalama işlemleri ile beraber yürütülmüş, tüm birimlerde mineraloji-petrografi ve jeokimyasal analizler için, cevherlerde ise cevher mikroskopisi için gerekli örnek alımları gerçekleştirilmiştir. Örneklerin sahalara göre dağılımı ve koordinatları EK - 1-4'te sunulmuştur.

iv) Örnek Hazırlama Çalışmaları: Toplanan örneklerin incekesitlerinin yapılması için kesme işlemleri ve örneklerin diğer analizler için hazırlanması işlemlerini (kırma, eleme vb) kapsamaktadır.

v) Mineraloji-Petrografi ve Cevher Mikroskopisi Çalışmaları: Tüm litolojik birimlerden alınan örneklerden hazırlanmış incekesitler üzerinde mineralojik-petrografik çalışmalar gerçekleştirilmiş, petrografik tayinler ile dokusal özellikler tespit edilmiştir. Bu çalışmalar ofiyolit tektoniğinin tanımlanmasında birimlerin stratigrafik ilişkilerinin anlaşılmasında oldukça önemlidir. Alınan cevher örneklerinden hazırlanan parlak kesitler incelenip, cevherleşmelerin dokusal karakteristikleri, platin grubu minerallerin varlığına yönelik mikroskobik çalışmalar yapılmıştır.

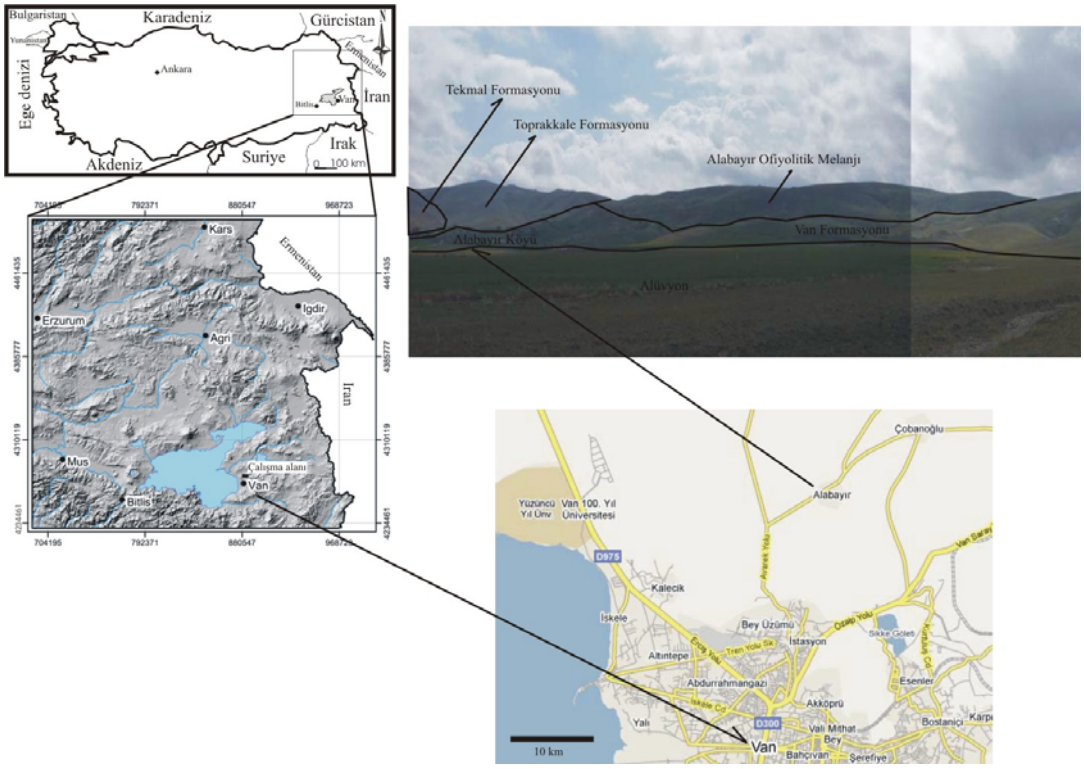
vi) Jeokimyasal Analizler: Jeokimyasal incelemeler için alınan örnekler tezin amacına uygun olarak krom ve PGE karakteristiklerinin ortaya konulmasını destekleyecek nitelikte analizlere tabi tutulmuştur. İnceleme alanında bulunan kayaç gurupları ve özellikleri göz önünde bulundurularak majör, iz ve nadir toprak element (NTE) içeriklerinin ortaya konulması ile analiz sonuçları yorumlanmış, jenetik hipotezlere jeokimyasal öneriler getirmek, jeokimyasal verilerle uyuşmayan modellerin ayıklanması yoluyla en uygun model önerilmiş, literatürde ofiyolit-krom-PGE ile ilgili kriterler yardımıyla elde edilmiş veriler birbirleri ve Dünya'daki benzerleriyle karşılaştırılmıştır.

vii) Jeokronolojik Araştırmalar: İnceleme alanlarında bulunan gabroyik ve bazaltik kayaçlar üzerinde Ar/Ar yöntemiyle jeotektonik modellemelere sağlayacağı katkı dolayısıyla gerçekleştirilen yaş analizlerini kapsamaktadır.

viii) Veri Değerlendirilmesi: Yapılan tüm çalışmalar sonucunda elde edilen veriler değerlendirilip yorumlanmıştır.

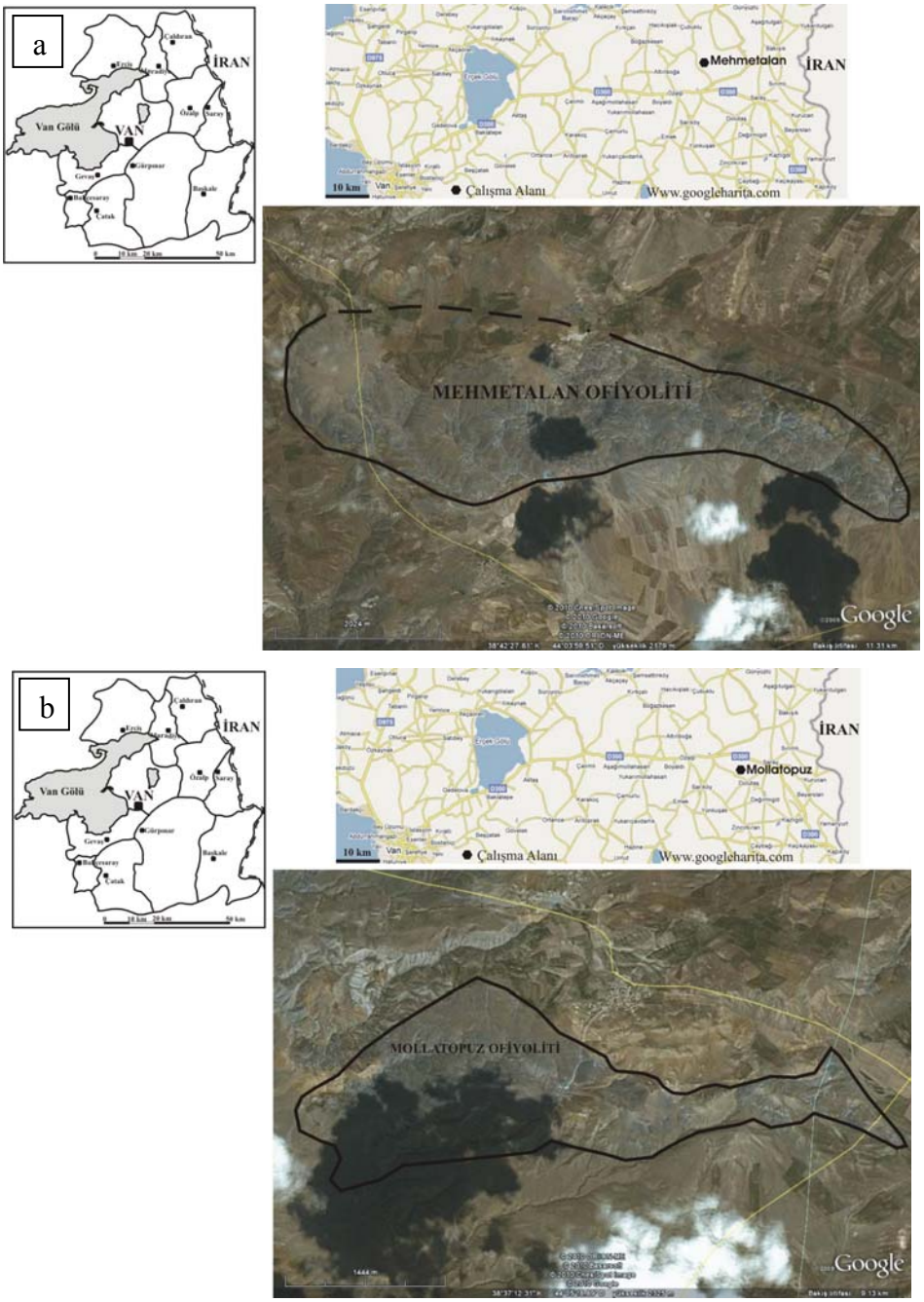
4. ÇALIŞMA ALANLARININ TANITILMASI

Tez kapsamında yapılan ön çalışmalar sonucunda belirlenen dört ayrı saha içinde çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Bu sahalar Alabayır, Mehmetalan, Mollatopuz ve Yukarıbalçıklı köylerinin yakınlarında bulunduğundan köy isimleri, çalışılan ofiyolitlerin ismi olarak alınmıştır. En küçük saha olan Şahbağ sahası, Van Gölü'nün doğusunda, Alabayır köyünü de içine alan 9 km^2 lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 4.1). Bu saha küçük olmasına karşın, tez konu kapsamında ofiyolit petrojenezine ve cevherleşmenin tektonik ortamına yaklaşımda net verilerin elde edilebileceği izole diyabaz dayklarının gözlenmesi, bu sahanın çalışma alanı olarak seçilmesinde önemli rol oynamıştır. Çalışma sahasının çevresindeki en yakın yerleşim alanı olan Alabayır köyünün ismi, ofiyolitik melanjın ismi olarak da kullanılmıştır. Bu gereklilik yapılan önceki çalışmalarda daha büyük bir kompleks olarak tanımlanan ve litolojik birimleri çalışma alanımızla bire bir örtüşmeyen Dirbi karışığından, araştırma sahamızı ayırmak için öngörülmüştür. Nitekim şimdiye kadar yapılan en yakın tarihli jeolojik araştırma, 'Van Gölü Doğu ve Kuzeyinin Jeolojsi' (Acarlar ve ark., 1991) olarak bölgede yapılan jeoloji çalışmasıdır. Harita çalışmalarımız kapsamında bu çalışmadan da oldukça yararlanılmıştır. Bu bağlamda, sahada ayrımlanan birimler, litolojik özellikleri göz önünde bulundurularak bu çalışma ile deneştirilmiş, yaş konakları ve tezde kullanılan formasyon isimleri Dirbi Karmaşığının dışında aynı olarak kullanılmıştır.



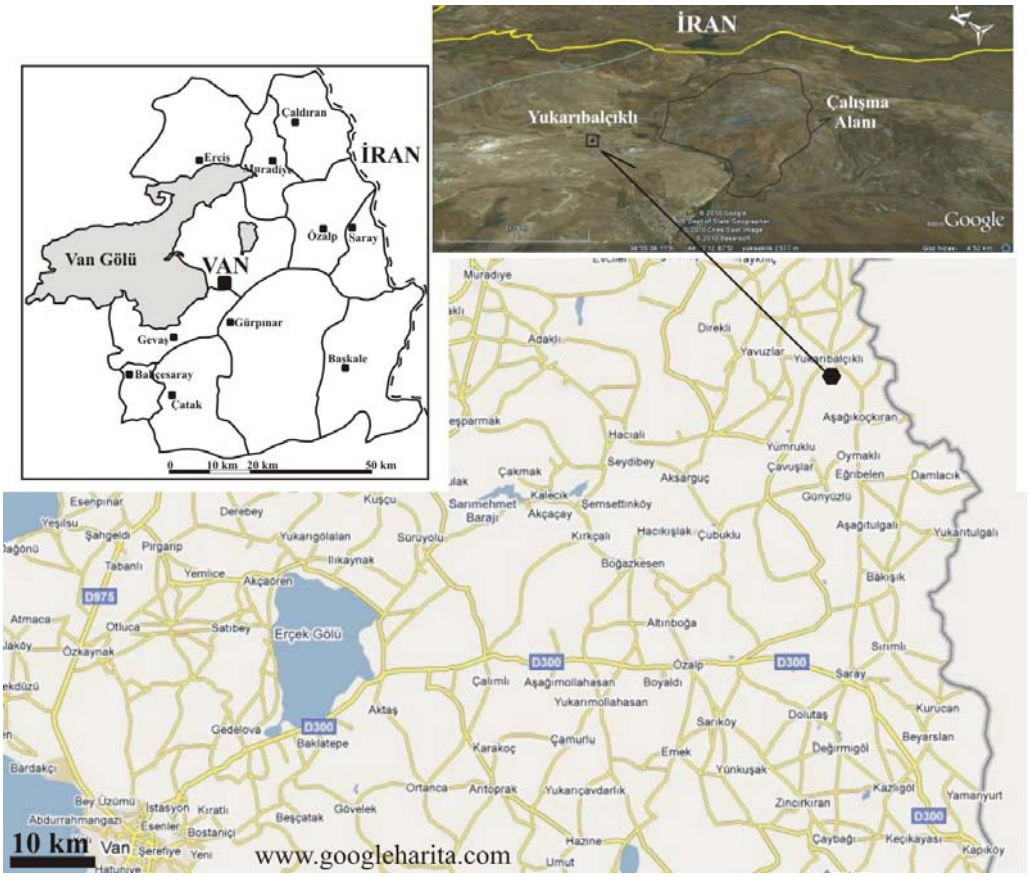
Şekil 4.1. Alabayır ofiyolitinin yer bulduru haritası.

Van ilinin doğusunda Özalp ilçesi Mehmetalan ve Mollatopuz köylerinin yakınlarında gözlenen ofiyolit dilimler, yaklaşık 15 km^2 lik bir alanı kaplar (Şekil 4.2). Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolit birimleri ilk kez bu çalışmada en yakınlarında bulunan yerleşim birimlerinin adlarıyla tanımlanmıştır. Çalışma alanlarında ofiyolitik dilimlerin dışında, kalan diğer litolojik birimlerin isimlendirilmesi ve yaşlandırılmasında önceki çalışmalardan faydalanılmıştır (Şenel ve ark., 1984).



Şekil 4.2. a. Mehmetalan ve b. Mollatopuz ofiyolitlerinin yer bulduru haritaları.

Yukarıbalçıklı ofiyoliti, Van ili Özalp ilçesinin kuzey doğusunda İran sınırında bulunan Yukarıbalçıklı köyü yakınında bulunur (Şekil 4.3). Bu ofiyolit önceki çalışmalarda Mehmetalan peridotitlerine dahil edilerek haritalanmıştır (Şenel ve ark., 1984). Bu çalışmada ofiyolitik birimler Yukarıbalçıklı ofiyolitik melanjı olarak isimlendirilmiş, bu birimlerin dışındaki litolojik unsurlar formasyon bazında önceki çalışmalar ile aynı olarak isimlendirilmiştir.

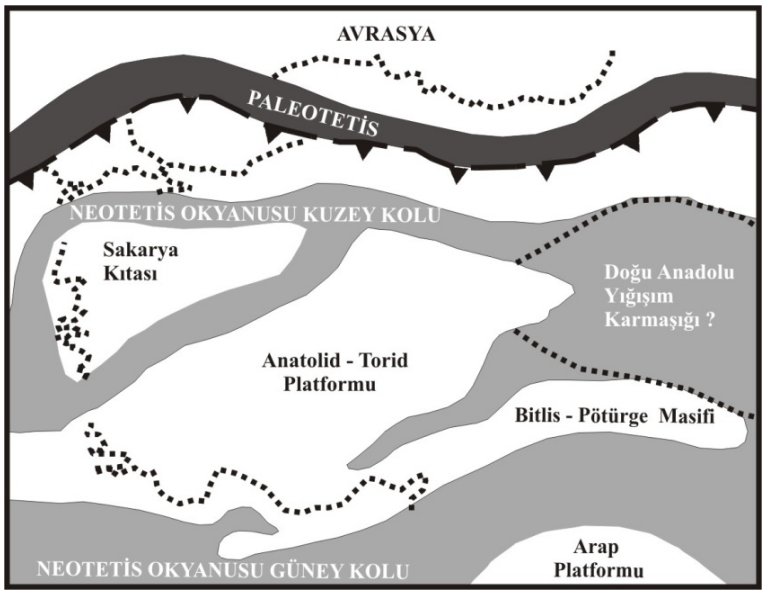


Şekil 4.3. Yukarıbalçıklı ofiyolitinin yer bulduru haritası.

Dört çalışma sahasına da ana karayollarından ayrılan köy yolları ile ulaşmak mümkündür. Bölgede kışların kar yağışlı geçmesi ve bölgenin yüksek oluşu kış aylarında yer yer yolların kapanmasına sebep olmaktadır. Özellikle ilk baharda yüksek debili akarsularda taşmalar sebebiyle çalışma alanlarına ulaşmada sıkıntılar yaşanabilmektedir. Yazları kurak geçen bölgede çalışma alanlarına ulaşmada herhangi bir sıkıntı oluşmamaktadır. Alabayır bölgesinde çalışma koşullarında herhangi bir sıkıntı yok iken İran sınırına yakın olan Mehmetalan, Mollatopuz ve Yukarıbalçıklı bölgelerinde güvenlik kuvvetlerinin bilgisi dahilinde çalışmaların sürdürülmesi daha uygundur.

5. BÖLGESEL JEOLOJİ

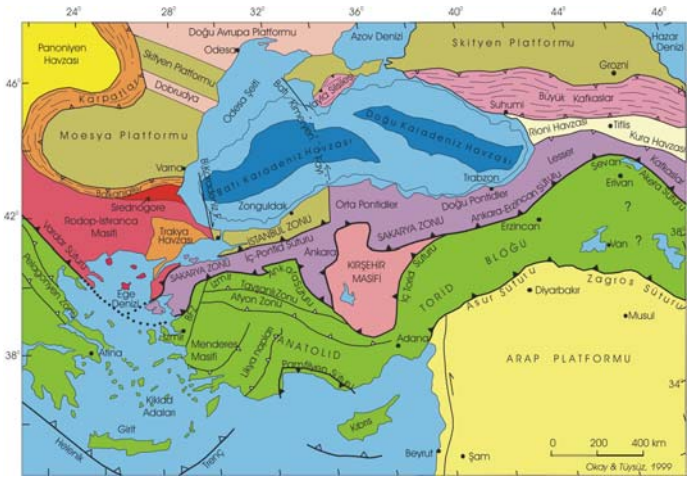
Anadolu'nun değişik yaşlarda sütur zonlarıyla ayrılmış birkaç mikro kıtadan meydana geldiği savunulmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bu sütur zonları ve mikro kıtalar, Paleotetis ve Neotetis okyanuslarının evrimi ile ilişkilidir (Şekil 5.1).



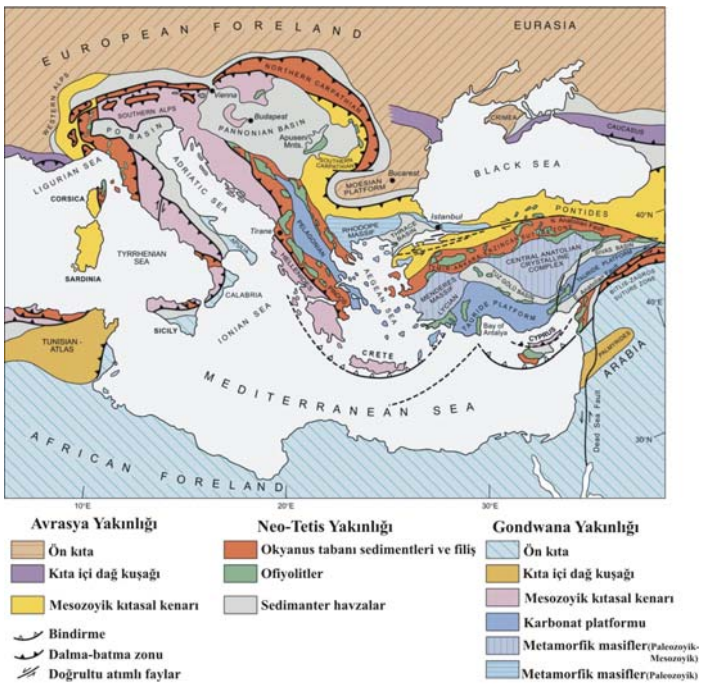
Şekil 5.1. Neotetis Okyanusu'nun Anadolu'daki evrimi (Şengör ve Yılmaz, 1981'den değiştirilerek).

Permiyen – Liyas aralığında Paleotetis olayları Kuzey Anadolu'da etkin iken, Triyas – Miyosen aralığında Neotetis olayları Anadolu boyunca etkinliğini sürdürmüştür (Şengör ve Yılmaz, 1981; Robertson ve Dixon, 1984; Ustaömer ve Robertson, 1997). Anadolu'da kalıntı litosfer parçalarının tanımlandığı Neotetis okyanusunun, kuzey ve güney olmak üzere iki kola ayrıldığı, bu kollardan kuzeydekinin Geç Triyas güneydekinin ise Geç Kretase'de açılmaya başladığı bildirilmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Anadolu Tetis evrimi ile ilişkili olarak doğu-batı gidişli tektonik birliklere bölünmüştür. Bu tektonik birlikler genel olarak Şengör ve Yılmaz, (1981) tarafından Pontidler, Sakarya kıtası, Anatolid-Torid, Güneydoğu Anadolu Kıvrım Kuşağı olarak tanımlanırken, Okay ve Tüysüz, (1999)'e göre Pontidler, Anatolid-Torid ve ikisi arasında bulunan Kırşehir Masifi olarak sınıflandırılmıştır. Doğu

Anadolu'nun hangi tektonik birliğe dahil olduğu önceki çalışmalarda farklılıklar içermektedir. Okay ve Tüysüz, 1999 Doğu Anadolu'yu Van Gölü'nün doğusuna soru işareti koyarak Anatolid Torid bloğuna dahil ederken (Şekil 5.2), Dilek ve ark., 2008; Dilek ve Furnes, 2009 bölgeyi Mesozoyik kıtasal kenarı olarak tanımlamış ve Pontidlere dahil etmiştir (Şekil 5.3).

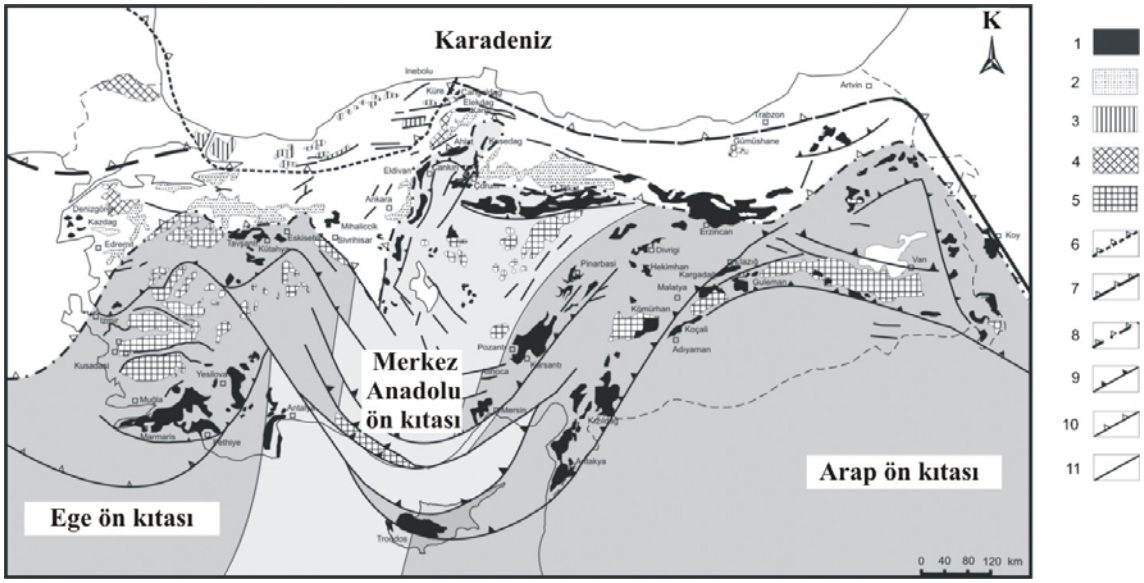


Şekil 5.2. Anadolu'daki Tektonik Birlikler (Okay ve Tüysüz, 1999).



Şekil 5.3. Anadolu'daki Tektonik Birlikler (Dilek ve ark., 2008; Dilek ve Furnes, 2009)

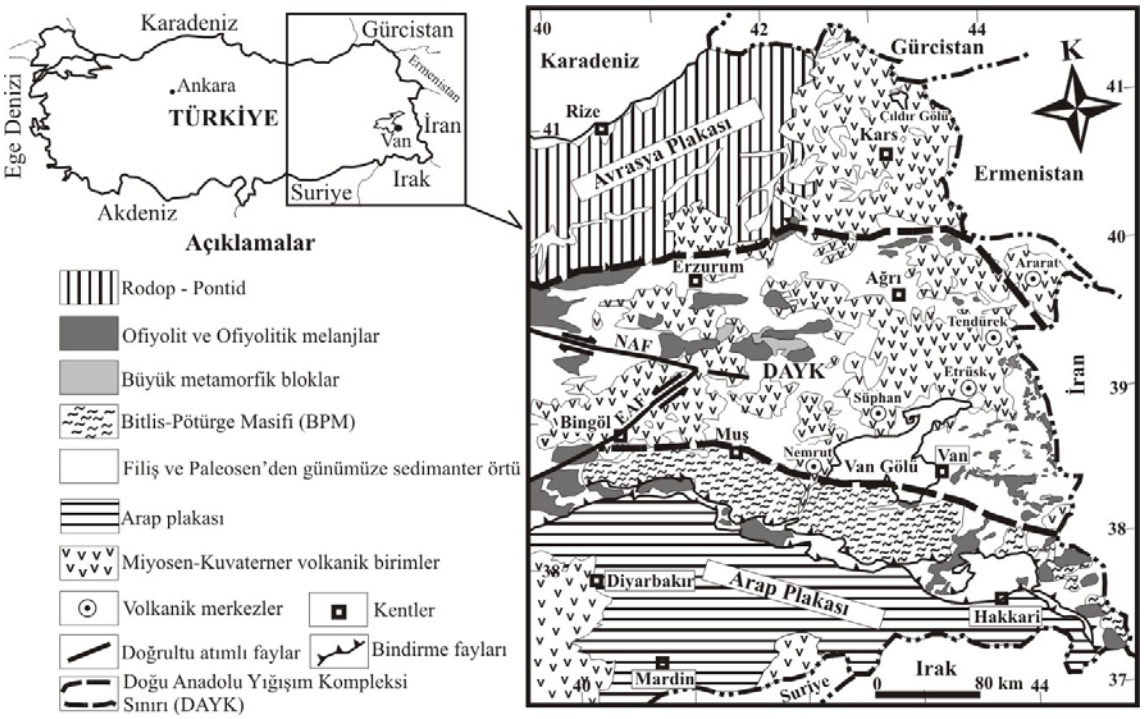
Çakır (2009), Anadolu'da tek bir Tetis okyanusunun varlığından bahsederken, Neotetis suturunu Pontidlerin güney sınırından geçirerek bu sutur zonunun güneyini (bu alan Van Gölü ve Doğusunu da kapsar) Arap ön kıtası olarak yorumlamaktadır (Şekil 5.3).



Şekil 5.4. Anadolu'da tek bir Neotetis modeli (Çakır, 2009; 1- Ofiyolit, 2- Karakaya formasyonu, 3- Paleozoyik ve Mesozoyik esnasında Lavrasya kıtası ile ilişkili metamorfik ve sedimanter temel, 4- Mesozoyik esnasında Lavrasya kıtasıyla, Paleozoyik esnasında Gondwana kıtası ile ilişkili metamorfik temel, 5- Paleozoyik ve Mesozoyik esnasında Gondwana kıtası ile ilişkili metamorfik temel, 6- Paleotetis süturu, 7- Vardar-Küre süturu, 8- Neotetis süturu, 9- Bindirme fayları, 10- Yitim zonu, 11- Doğrultu atımlı ve normal faylar).

Şengör, 2003; Keskin, 2005; Şengör ve ark., 2008 çalışma alanlarımızın da içinde bulunduğu bölgeyi, KB-GD gidişli, 150-180 km genişlikte bir kuşak şeklinde gözlenen ve Üst Kretase – Oligosen döneminde, kuzeye doğru Avrasya kıtası altına dalan Neotetis okyanusal litosferi üzerinde gelişen bir yığışım melanjı 'Doğu Anadolu Yığışım Kompleksi' (DAYK) olarak tanımlamaktadırlar. Arap ve Avrasya plakaları arasında ezilmiş-kısalmış, kıtasal ve okyanusal kabuk parçalarının bileşimini yansıtan DAYK (Elitok ve Dolmaz, 2007) kuzeyde Avrasya plakası güneyde ise Arap plakasının kuzey kenarında bulunan Bitlis Pötürge Masifi ile sınırlandırılmıştır (Şekil 5.4). Arap ile Avrasya plakalarının arasında gelişen kıtasal çarpışma Orta Miyosen'de başlayıp çarpıma süreçleri günümüzde de halen devam etmektedir. (Yılmaz, 1993; Bozkurt,

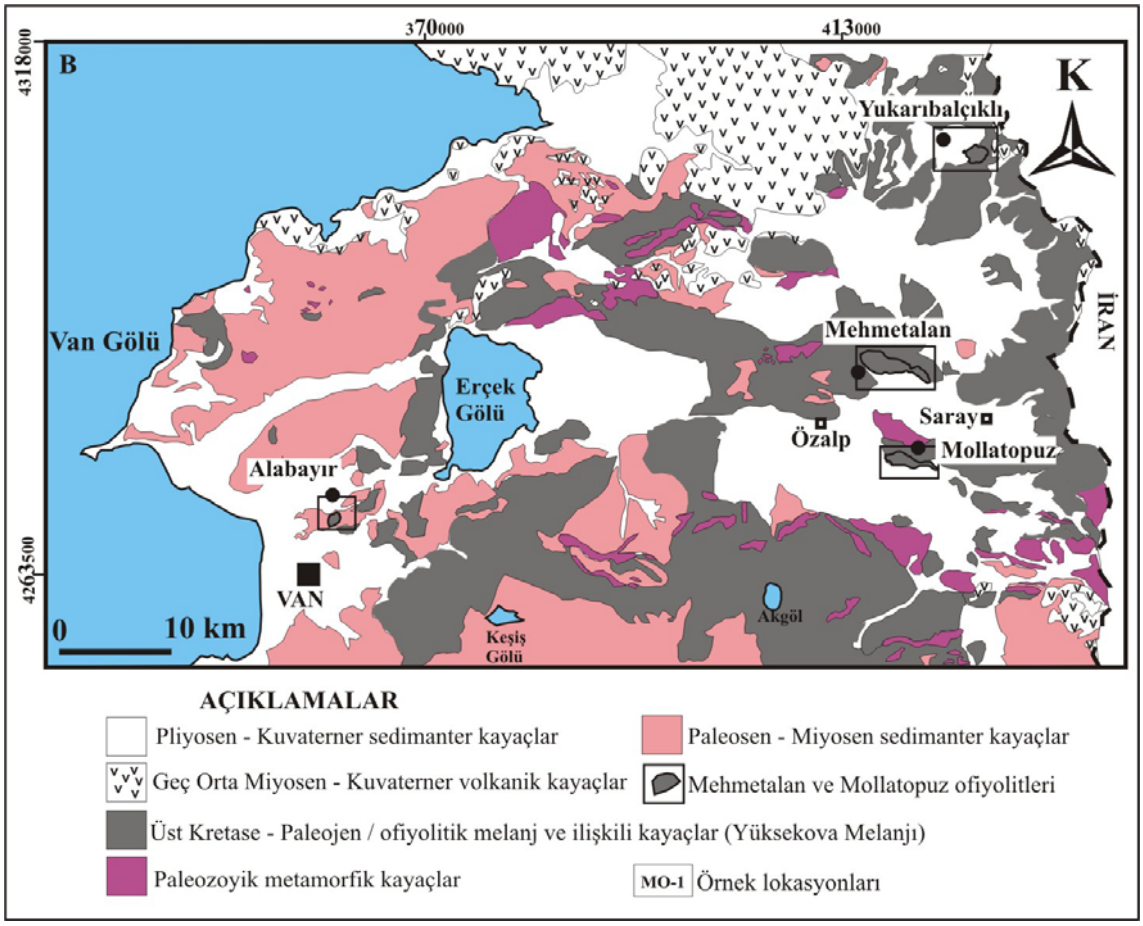
2001; Koçyiğit ve ark., 2001). Bu çarpışma ile Doğu Anadolu'da Neotetis okyanusal litosferinin tamamen yok olduğu ve DAYK'ın domsal bir şekil alarak 2 km yükseldiği bildirilmektedir (Barazangi ve ark., 2006, Şengör ve ark., 2008).



Şekil 5.5. Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı (Şengör ve ark., 2003; Keskin, 2005; Şengör ve ark., 2008'den değiştirilerek).

DAYK'ın güney ve doğusu Üst Kretase (veya daha genç) ofiyolitik birimler, Pliyosen'den Üst Oligosen'e kadar filiş sekansları (Şengör, 2003) ve Oligosen'den başlayarak güncel sedimentler ile örtülüdür. Bu birimler ile birlikte dağınık bir şekilde metamorfik bloklar gözlenir (Şekil 5.5; Şekil 5.6). Bu metamorfik bloklar Anatolid-Torid mikrokıtalarının parçaları olarak değerlendirilmektedir (Göncüoğlu ve ark., 1997; Okay ve Tüysüz, 1999). Yığışım karmaşığının kuzey ve kuzeybatısında ise çoğunlukla genç volkanik birimler görülür. Kompleksin kuzeyinden güneyine doğru gidildikçe filişin gençleştiği, çevresinin de Kretase'den Oligosen'e doğru sığlaştığı ve kuzeyde Oligosen yaşlı birimlerin uyumsuz bir örtü olduğu bildirilmektedir (Tüysüz ve Erler 1995). DAYK içerisinde yer alan ofiyolitik dilimler Triyas – Miyosen aralığında bölgede etkinliğini sürdüren Neotetis okyanusal litosferinin kalıntılarını temsil etmektedir. Bu ofiyolitik birimler yığışım karmaşığı içerisinde yaklaşık doğu – batı

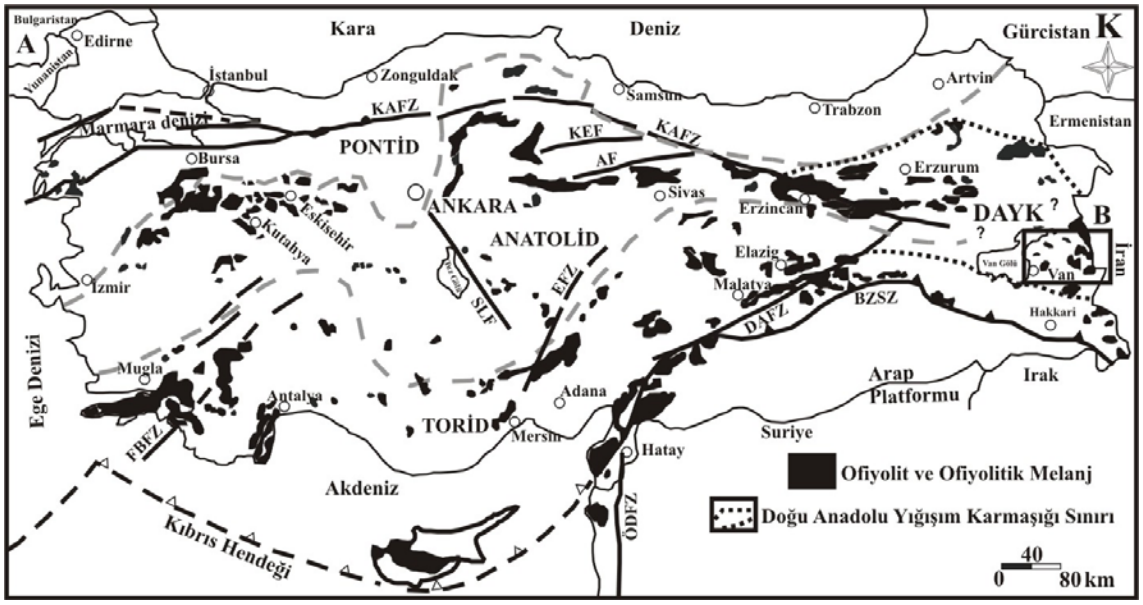
uzanımlı dilimler halinde bulunmaktadır. Bu ofiyolitik dilimler okyanusal litosfer kalıntıların alt kesimlerinin gözlendiği genel olarak peridotit, gabro ve peridotitleri kesen izole, yer yer rodenjitleşmiş dolerit (diyabaz) daykları ile temsil edilmektedir. Yığışım ve sürüklenim etkisini dokanak olarak bulundukları örtü kayaçları (yer yer ofiyolit çakıllı kumtaşları ile arakatkılı marn, şeyl) ile yapısal ilişkilerinde, içerdikleri kireçtaşı blokları ve kendi içlerinde gösterdikleri ekay sistemleri ve kıvrımlanmalarda görmek mümkündür.



Şekil 5.6. Van Gölü Doğusu'nun genelleştirilmiş jeoloji haritası (MTA., 2007'den değiştirilerek).

Anadolu'daki ofiyolitler sütur zonları ile ilişkili olarak ana tektonik zonlarda bulunurlar (Şekil 5.7). Bu tektonik zonlar ile ilişkili ofiyolitler kuzeyden güneye doğru Pontid ofiyolitleri, Anadolu ofiyolit kuşağı, Torid ofiyolit kuşağı, Güneydoğu Anadolu ofiyolit kuşağı ve Arap platformu ofiyolitleri olarak tanımlanmaktadır (Robertson,

2002). Bu tektonik kuşaklardaki ofiyolitler üzerinde bir çok çalışma yapılmıştır (Parlak ve ark., 2002; 2004; 2008; Yalınız ve Göncüoğlu, 1999; Çakır, 1978; 2009; Çakır ve ark., 1978; Çolakoğlu, 2009; Robertson, 2002; 2004; Robertson ve ark., 2006; 2007; Tankut ve ark., 1998; Dilek ve ark., 1999; Dilek ve Thy, 1998; Vergili ve Parlak, 2005; Bağcı ve ark., 2005; Sarıfakıoğlu ve ark., 2009; Aldanmaz ve Köprübaşı, 2006; Aldanmaz ve ark., 2008; Göncüoğlu ve ark., 2010). Buna karşın Van Gölü'nün doğusunda bulunan ofiyolit dilimlerini konu alan bilimsel bir çalışma bulunmamakla birlikte bu tez çalışmasının sonuçları verisel boşluğu doldurmaktadır. Bölgesel ölçekte jeolojik harita alımı ve genel jeoloji kapsamında gerçekleştirilen çalışmalar ise oldukça sınırlıdır (Ketin, 1977; Şenel ve ark., 1984; Aksoy, 1988, Acarlar ve ark., 1991, Elmas, 1992). Bu bağlamda Van Gölü'nün doğusu ile İran sınırı arasında kalan bölgedeki ofiyolit birimleri Doğu Ofiyolitleri olarak tanımlanabilir.



Şekil 5.7. Türkiye'deki ofiyolitlerin dağılımı (Tektonik birliklerin sınırı Okay ve Tüysüz, (1999); Ofiyolitlerin dağılımı, Uçurum ve ark. (2006), DAYK sınırı Keskin, (2005)' ten alınmıştır).

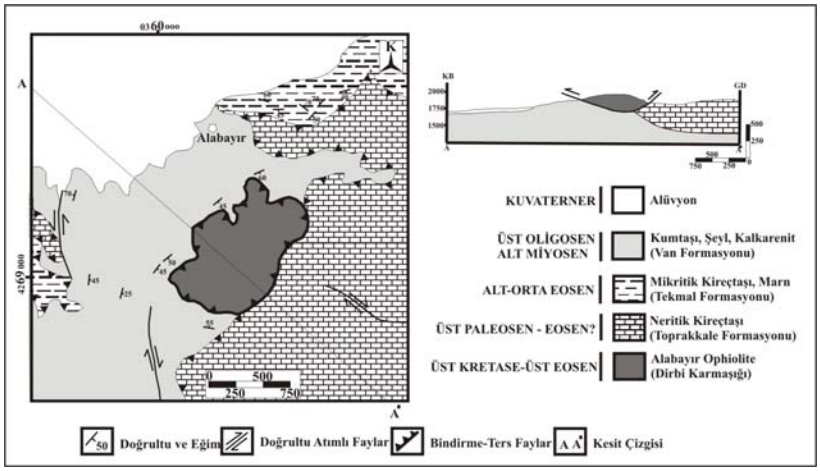
6. BULGULAR ve TARTIŞMA

6.1. İnceleme Alanlarının Jeolojik Özellikleri

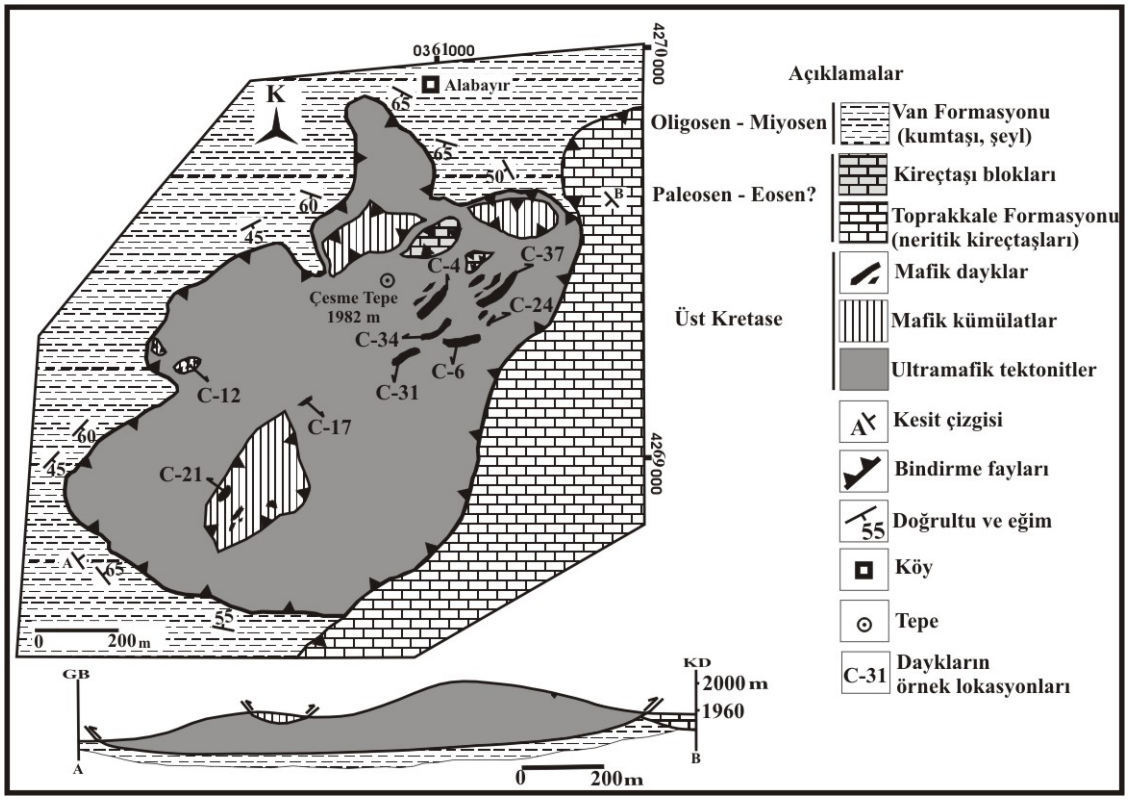
Genel jeoloji çalışmaları kapsamında 1/25.000, 1/5.000 ölçekli ayrıntılı jeolojik harita alımında dokanak izlenmesi yöntemi kullanılmıştır. Tez konu kapsamında ilgili birimlerden yeterli sayı ve nitelikte örnek alınmasına özen gösterilmiştir. Çalışma alanlarında ofiyolitik dilimlerin dışında, kalan diğer litolojik birimlerin adlandırılması ve yaşlandırılmasında önceki çalışmalardan faydalanılmıştır (Şenel ve ark., 1984; Aksoy, 1988; Acarlar ve ark., 1991; Elmas, 1992).

6.1.1. Alabayır sahası

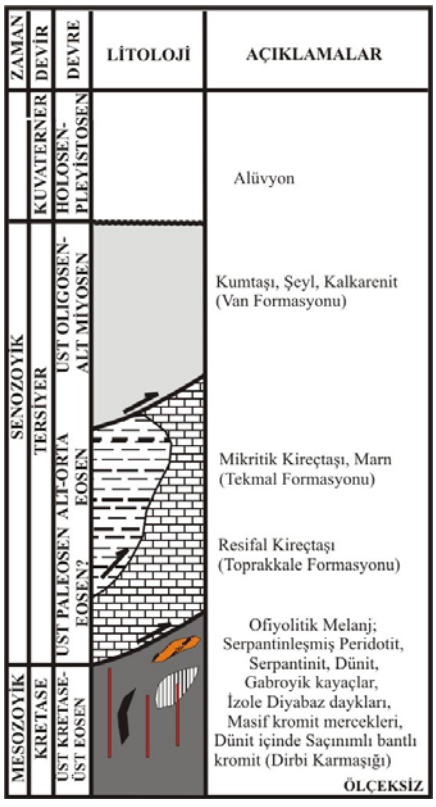
Alabayır sahasında, Üst Kretase – Eosen? yaşlı Alabayır ofiyolitik melanjı (Dirbi Karışığı-MTA), Üst Paleosen – Eosen? yaşlı Toprakkale Formasyonu, Alt-Orta Eosen yaşlı Tekmal Formasyonu, Üst Oligosen – Alt Miyosen yaşlı Van Formasyonu ve Kuvaterner alüvyon olmak üzere beş ayrı litolojik birim tanımlanmış, çalışma alanının 1/25.000 (Şekil 6.1) ve 1/5.000 (Şekil 6.2) ölçekli jeoloji haritaları yapılmış, stratigrafik sütun kesiti hazırlanmıştır (Şekil 6.3).



Şekil 6.1. Alabayır sahası jeoloji haritası (Çolakoğlu ve Günay, 2010).



Şekil 6.2. Alabayır sahası jeoloji haritası (Çolakoğlu ve Günay, 2010).



Şekil 6.3. Alabayır sahası genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti.

6.1.1.1. Alüvyon (Kuvaterner)

İnceleme alanının KB'sı geniş düzlüklerden oluşmaktadır. Göl ve akarsu çökellerinden oluşan bu alüvyon birim kuzey'e doğru akarsu çökelleriyle başlamaktadır. Bunlar yer yer konglomeratik seviyeleri kapsar. Bu seviyeler 5mm çaplı tanelerden 35-50 cm lik çaplarda blok parçalarının gözlendiği tane bileşenlerine sahiptir. Bütün tane ve blok parçaları inceleme alanında bulunan diğer birimlerin gereçlerini içermektedir. Daha kuzey'e gidildikçe ince taneli seviyeler belirginleşir. Bunlar ince taneli kumtaşı ve çamurtaşlarının ardalanmasından oluşan göl çökelleridir. Yol yarmalarından takip edilebilen bu göl çökellerinin dışında kalan alan güncel toprak örtüsü ile kaplı olduğundan çökel seviyelerin devamlılıkları takip edilememektedir (Şekil 6.4).



Şekil 6.4. Alüvyonun genel görünümü. Bakış yönü KB.

6.1.1.2. Van Formasyonu (Üst Oligosen – Alt Miyosen)

Bu formasyon Van merkez ve yakın çevresinde yaygın olarak görülmektedir. Birim alt ve orta seviyelerinde kumtaşı, şeyl, kireçtaşı, kalkarenit, kumlu kireçtaşı, karbonatlı kumtaşı, üst seviyelerinde ise kiltaşı, silttaşı, kumtaşı ardalanımından meydana gelen kırıntılı kayaçlardan oluşmaktadır. İnceleme alanının GB'sına doğru geniş bir yayılım sunan birimin egemen kaya türü kumtaşı-şeyl-kalkarenit ardalanımıdır

(Şekil 6.5). Yer yer ofiyolit gereçli ve karbonat çimentolu olan kumtaşları, sarımtırak, kahverengimsi renk tonlarında, ince-orta yer yer de kalın katmanlı olarak görülmektedir.



Şekil 6.5. Şeyl arakatkılı kumtaşlarından genel görünüm. Bakış yönü: KD

Kalkarenitler, kumtaşlarına nazaran gri-sarımsı gri renk tonlarında ince–orta katmanlıdır. Kalkarenitler, karbonatlı kumtaşı seviyeleriyle geçişlidir. Şeyller bu ardalanımda, üst zonlara doğru gri renk tonlarında, ince katmanlı olarak görülür. İnceleme alanında, tabandan üste doğru, kumtaşı-kalkarenit ardalanmasına üst zonlarda şeyler de katılır. Özellikle tektonik etkilerle kimi şeyl düzeylerinde yapraklanmalar ve küçük ölçekte kıvrımlanmalar görülür. Bu birimlerin üzerinde bulunan ofiyolitik melanj ile tektonik dokanağına yaklaşıldıkça şeylli seviyelerde ve kıvrımlanmalarda artış gözlenmektedir (Şekil 6.6). Alabayır ofiyolitik melanjı Oligosen-Miyosen yaşlı Van Formasyonu üzerine itilmiştir.

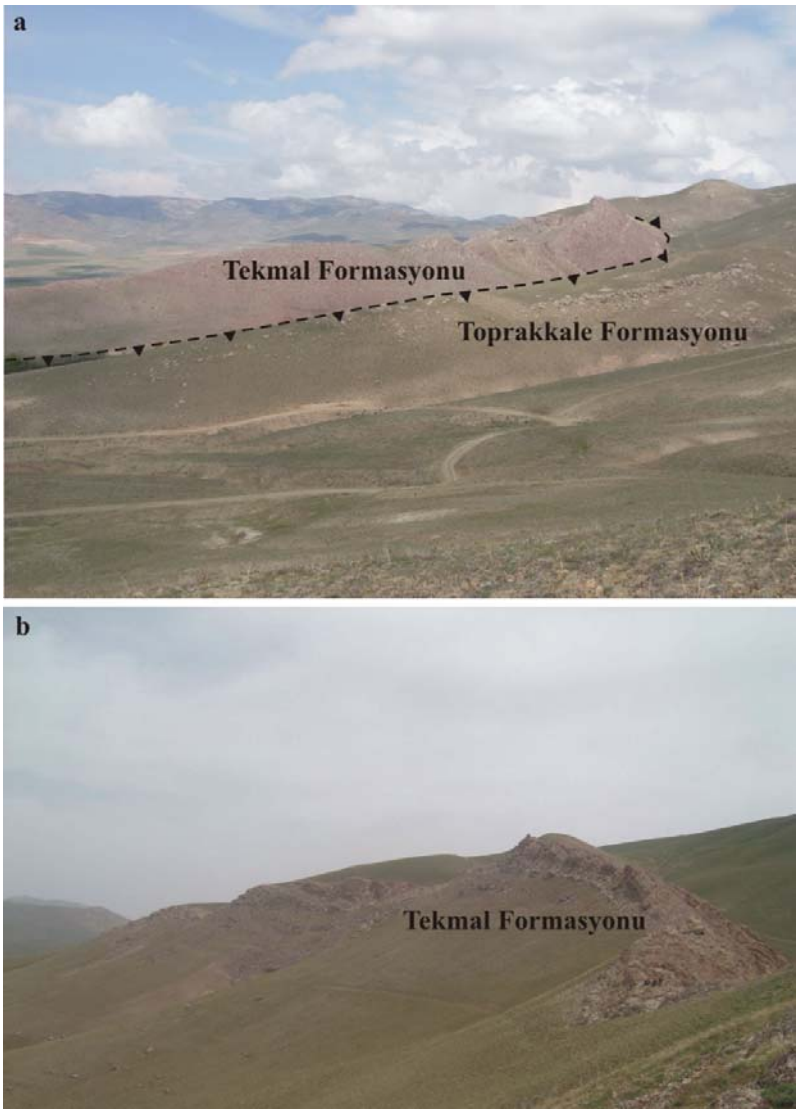
Van formasyonu fosil içeriği ve litolojik özellikleri ile, Şenel ve ark., 1984 tarafından Özalp ve Başkale dolaylarında Mendikdere Formasyonu olarak tanımlanan birimler ile deneştirilebilir. Balkaş ve ark. (1980) tarafından Gürpınar bölgesinde Gürpınar grubu olarak tanımlanan birimlerin üst bölümleri ile benzer özellikler göstermesi nedeniyle deneştirilebilir.



Şekil 6.6. Van Formasyonu içinde gözlenen kıvrımlanmalar. Bakış yönü: GD

6.1.1.3. Tekmal Formasyonu (Alt-Orta Eosen)

İnceleme alanının kuzey-doğusunda geniş yayılım sunan birim, marn-mikritik kireçtaşı ardalanımından meydana gelen pelajik çökellerden oluşmaktadır (Şekil 6.7). Bu kaya türleri 5-20 m lik arakatkılar şeklinde yanal ve düşey geçişli olarak gözlenmektedir. Genellikle KD-GB doğrultulu ince-orta kalınlıklarda tabakalardan oluşan birim üzerindeki deformasyon izleri, yapraklanma düzlemlerinin kıvrımlanması ve bol çatlaklanma ile gelişen ikincil kalsit dolguları ile kendini göstermektedir. Marnlar ince-orta katmanlı şarabi-gri renk tonlarında görülmektedir. Kırılma yüzeyleri grimsi ve kızılımsı renk tonlarına sahiptir. Marnlar az miktarlarda çört yumruları içerir. Mikritik kireçtaşları kızılımsı, sarımsı krem renk tonlarında olup, şarabi renkli marnlara göre daha sert bir yapıya sahiptir. Bolca gelişen çatlak sistemlerinde ikincil kalsit dolguları gözlenmektedir. Tüm birimde yapraklanma düzlemlerinde itilmelerden dolayı küçük kıvrımlanmalar görülmektedir. Şarabi marnlar ve mikritik kireçtaşları olağanüstü kırılgan bir yapıya sahiptir. Birim inceleme alanının batısında Van Formasyonunun üzerine tektonik dokanak ile yer alır. Birimin üzerinde ise yine tektonik dokanak ile Toprakkale Formasyonu bulunmaktadır.



Şekil 6.7. Tekmal Formasyonundan genel görünümler. a. Bakış yönü: KD, b. Bakış yönü: GD.

Tekmal Formasyonu, fosil içeriği ve kaya türü özellikleri bakımından Balkaş ve ark. (1980) tarafından tanımlanan Yedisalkım karmaşığının kimi kesimleri ile deneştirilebilir. Acarlar ve Türkecan, (1986) tarafından tanımlanan Yedisalkım formasyonunun üst kesimleri ile benzer özellikler göstermektedir. Özalp bölgesinde tanımlanan Yücelendere Formasyonu (Şenel ve ark., 1984), Tekmal formasyonu ile deneştirilebilecek kaya türü özelliklerine sahiptir.

6.1.1.4. Toprakkale Formasyonu (Üst Paleosen – Eosen?)

Neritik kireçtaşlarından oluşan birim inceleme alanının GD'sunda geniş yayılım sunar. Birimin Tekmal Formasyonu ve Van Formasyonunu ile ilişkisi bindirmelidir. Birimin üstüne yine tektonik dokanakla Alabayır ofiyolitik malanjı gelmektedir. Neritik kireçtaşlarından oluşan birim, bindirme dokanakları yakınlarında yer yer bireşik bir yapı sergiler. Dış yüzeyleri gri renkli olup, kırılma yüzeyleri çoğunlukla krem-gri renklidir. Genellikle kalın katmanlı ve masif görünümlüdür. Az da olsa sarımtırak renk tonlarında dolomitik seviyeler içerir. Birim oldukça kırıklı olup, üzerinde bir çok eklem sistemi barındırır (Şekil 6.8).



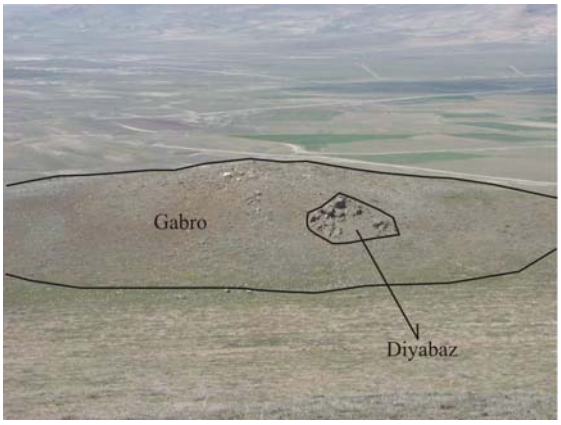
Şekil 6.8. Toprakkale Formasyonundan genel görünümler. a. Breşik yapı, b. Masif kırıklı yapı.

Toprakkale Formasyonu, içerdiği fosil kapsamına göre platform ürünüdür ve çoğunlukla sığ karbonat şelfinde çökeldikleri belirtilmektedir (Acarlar ve ark., 1991). Bu formasyon, Şenel ve ark., (1984) tarafından tanımlanan Özalp dolayında yüzeyleyen Şehittepe Formasyonunun resifal kireçtaşları ile deneştirilebilir. Ayrıca bölgede Balkaş ve ark. (1980) tarafından tanımlanan ve yaygın olarak yüzeylediği belirtilen Seske Formasyonu ile deneştirilebilir.

6.1.1.5. Ultramafik ve Mafik Kayaçlar

Türkiye'nin doğusunda KB-GD trendli ve 150-180 km genişliğinde bir kuşak olan Doğu Anadolu Yığışım Kompleksi; Geç Kretase – Oligosen'de, güneyde Bitlis – Pötürge Mikrokıtası ile kuzeyde Rodop-Pontid arasında, kuzeye doğru dalan okyanusal litosferin üzerinde gelişen büyük bir yığışım kompleksinin kalıntısı olarak tanımlanmaktadır (Şengör ve ark., 2003; Keskin, 2003). Alabayır Ofiyoliti bu büyük yığışım pirizmasının üzerinde Neotetis okyanus kabuğunun kalıntılarından biridir. Ofiyolitlerin bölgesel olarak ilk yerleşimi Üst Kretase olarak bildirilmektedir (Şenel ve ark., 1984). Acarlar ve ark. (1991) Dirbi Karışığı adıyla tanımladıkları birimin oluşum sürecinin ofiyolitlerin bu ilk yerleşimlerine bağlı olarak Üst Kretase ya da hemen sonrasında başladığını ve bu oluşumun Oligosen'e dek sürdüğünü bildirmişlerdir. Ofiyolit birimin bu uzun oluşum sürecinde, Paleosen'de Üst Kretase ve daha yaşlı formasyonlar üzerine, Eosen'de Toprakkale Formasyonu üzerine, Oligosen başlarında Tekmal Formasyonu üzerine itilmiş, Alt Miyosen'deki son yerleşiminde Van Formasyonu üzerine itildiği bildirmiştir (Acarlar ve ark., 1991). Dolayısıyla Üst Kretase'de bindirmeye başlayan birim, Paleosen – Alt Miyosen süresince tektonik birimlerin bölgesel olarak kuzey – güney yönlü sıkışmaya bağlı yatay hareketleri ve bu yatay hareketlere bağlı gelişen ekaylanmalar sonucu yerleşmiş olmalıdır. Alabayır ofiyolitik melanjının taban ilişkisi tektoniktir. Birim çalışma alanının kuzey ve batı kesimlerinde Van Formasyonu, güney ve doğu kesimlerinde Toprakkale Formasyonu üzerinde bindirmelidir. Alabayır ofiyoliti birbirleri ile karışık tektonik ilişkili birçok kaya kütlesini bir arada barındırır. Ultramafik birimler, serpantinleşmiş harzburjit, serpantinit, dünit, masif kromit mercekleri, saçınımlı-bantlı kromitler ile karakterize

olurken, mafik kümülat kayaçlarını, olivin gabro, troktolit ve normal gabro mercekleri oluşturur. Egzotik (dış kökenli) neritik kireçtaşı blokları istifin diğer litolojik unsurlarındandır. Ultramafik ve mafik birimler yer yer izole diyabaz daykları tarafından kesilmektedir. Birim içindeki mafik kümülat kayaları (Gabro) 70-80 metreden 20-30 metreye değişen küçük mercekler halinde bulunduğu gibi, 350-400 metreden 150-200 metreye değişen daha büyük mercekler halinde de bulunmaktadır (Şekil 6.9). Bu kayaçlarda mineral yönlenmeleri oldukça belirgin gözlenmektedir (Şekil 6.10). Alabayır ofiyoliti oldukça karmaşık bir yapıya sahipse de, içindeki ana birimler belirgin yapılar sergiler. Ofiyolit napın GB-KD yaklaşık yönelimi dikkate alındığında, diğer birimlerin de bu yönelime yaklaşık paralel bir gidiş sergilediği görülür. Bu yönüyle ofiyolit içindeki bütün birimlerin aynı tektonik etkiye maruz kaldıkları belirginleşir.

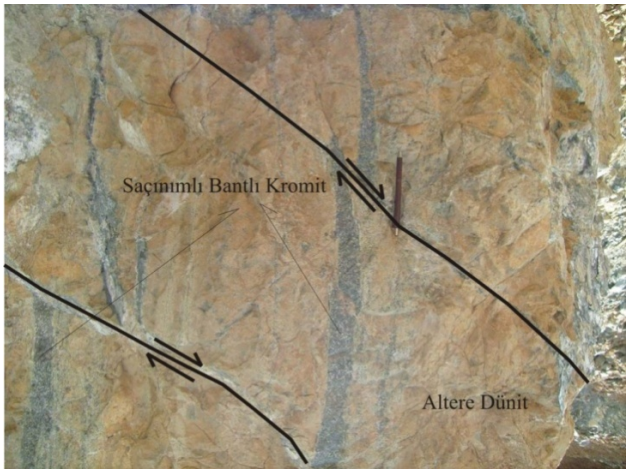


Şekil 6.9. Gabro merceğini kesen diyabaz daykı.



Şekil 6.10. Gabro kayalarında mineral yönlenmeleri.

Alabayır ofiyolitinin ultramafik kümülat kayaları yoğun serpantinizasyon yüzünden belirgin olarak ultramafik tektonitlerden ayrılamamaktadır. Buna karşın gerek renk ve gerekse de doku farklılıklarından dolayı bazı seviyelerde dunit ile saçınımlı-bantlı kromitlerde magmatik bantlaşmanın etkileri görülebilmektedir (Şekil 6.11).



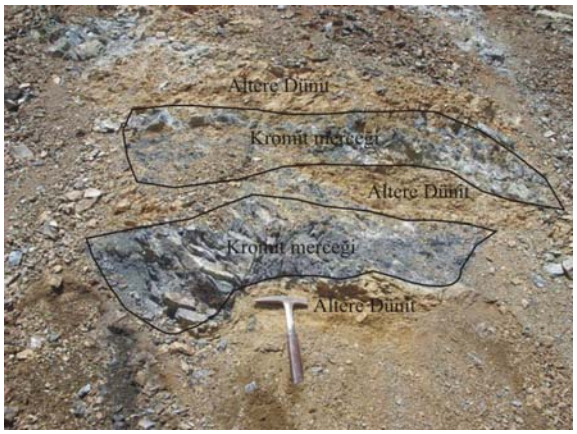
Şekil 6.11. Altere dünitlerde gözlenen saçınımlı-bantlı kromitler.

Dünitler sarımtırak kahverengi alterasyon renkleriyle kendilerini gösterirler. Yoğun tektonizma etkisiyle bu dünitler ilksel konumlarını kaybetmiş ve birçok küçük ölçekli genç fayla kesilmişlerdir. Birimin ultramafik tektonitleri, serpantinleşmiş harzburjit, serpantinit, dünit ve masif kromit mercekleri ile temsil edilir. Topografya ile özdeşleşmiş, oldukça serpantinleşmiş harzburjitler sahanın en yaygın kaya türüdür. Bu harzburjitler yer yer iri bloklar halinde de gözlenmektedir (Şekil 6.12).



Şekil 6.12. Serpantinleşmiş harzburjitlerin genel görünümü. Bakış yönü: KB

Serpantinleşmiş harzburjitler siyahımsı yeşil ve alterasyonun yoğun olduğu yerlerde kahverengimsi günlenme renkleri ile karakteristiktir. Bol kırık ve çatlaklı bir yapıda, yaygın bastitleşmelerin gözlendiği, som bir görünüme sahiptirler. Dünitler ve kromit mercekleri birbirleriyle yapısal ilişkilidir (Şekil 6.13). Kromit mercekleri kısmen dünitik zarflarla çevrelenmiştir. Yoğun tektonizma etkisinde ilksel konumlarının bozulduğu, birçok genç fayla kesilmiş ve parçalanmış olan bu mercekler ayrıntılı incelendiğinde cevher yankayaç dokanaklarında yer yer 20 cm' ye varan oldukça serpantinleşmiş çok açık yeşil ve alterasyonun yoğun olduğu yerlerde sarımtırak dünitik kesimler görülmektedir. Krom aramacılığı için açılan yarmaların üst zonlarında tektonizmanın etkisi açıkça görülmektedir. Özelikle dünitik kesimlerin üst kısımlarını, budinleşmiş ezik zonlar oluşturmaktadır (Şekil 6.14).



Şekil 6.13. Dunitik zarf ile sarılmış (sarı) kromit mercekleri (siyah).



Şekil 6.14. Budinleşmiş ezik zonların görünümü. Bakış yönü: KB

Alabayır ofiyolitinde ultramafik tektonitlerinin içerdiği krom cevherleşmesinin ekonomikliği, birimin küçük olması yüzünden sınırlıda olsa, ultramafik ve mafik kayaları kesen izole diyabaz dayklarının jeokimyasal özelliklerinin ortaya konulması var olan okyanusal kabuğun ve içerdiği krom cevherleşmelerinin jeotektonik ortamının belirlenmesine katkı sağlamaktadır. Alabayır ofiyolitinin ultramafik ve mafik kayalarını kesen izole diyabaz daykları (Şekil 6.15) genelde KD-GB doğrultulu olarak gözlenmektedir. Bu diyabaz daykları el örneklerinin temiz yüzeylerinde siyahımsı, feldispat içeriği yüzünden de beyaz benekli bir görünüme ve porfirik bir dokuya sahiptir (Şekil 6. 16).



Şekil 6.15. Diyabaz dayklarının genel görünümü. Bakış yönü: KB



Şekil 6.16. Diyabaz dayklarının el örneği görünümü.

Diyabaz dayklarına yakın alanlarda ve genellikle dayk özellikleri sunan oldukça altere feldispatça zenginleşmiş kayaçlar altere diyabaz daykları olarak tanımlanmıştır (Şekil 6.17).



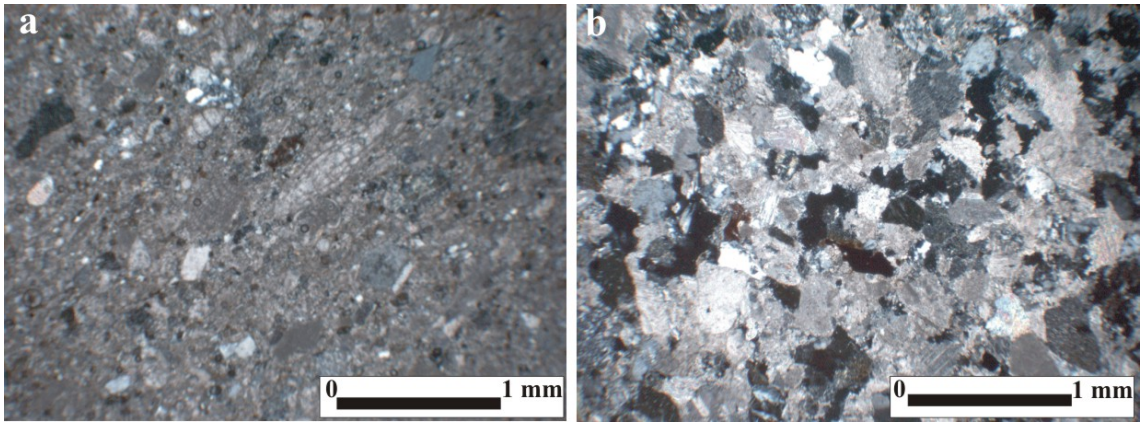
Şekil 6.17. Altere diyabaz dayklarının görünümü.

Acarlar ve ark. (1991) tarafından Dirbi Karmaşığı olarak tanımlanan Ultramafik ve mafik kayaç topluluğu, Başkale ve kuzeybatısında yüzeyleyen Kemertepe karışığı (Acarlar ve Türkecan, 1986) ve Şenel ve ark. (1984) tarafından Özalp doğusunda yüzeyleyen ve Bakışık Formasyonu olarak tanımlanan birimler ile deneştirilebilir.

6.1.1.6. Mineralojik – petrografik özellikler

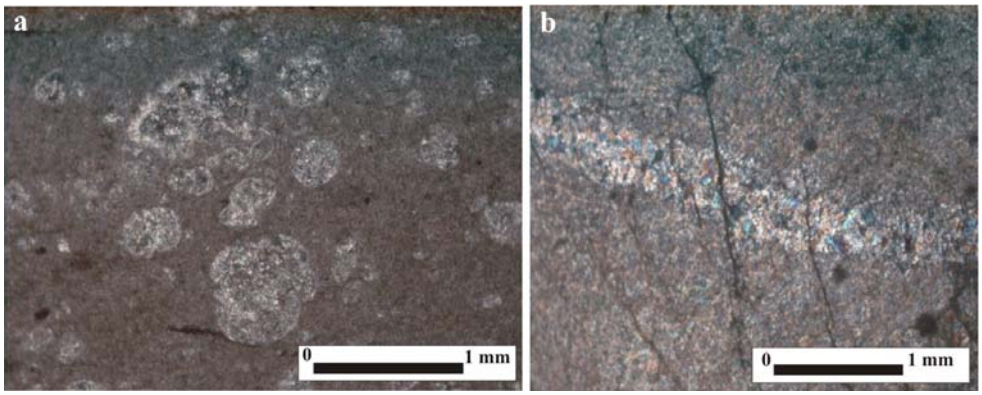
Van Formasyonu kumtaşlarında mineralojik bileşim kalsit, kuvars, plajiyoklaz, serizit, klorit, biyotit ve opak minerallerden oluşmakta ve bu kayaçlar yer yer mikrofosil içermektedir (Şekil 6.18). Bağlayıcı gereç genelde kalsittir. Az miktarda klorit görülür ve kayaç bol miktarda ince kuvars tanesi içerir. Kumtaşlarının incekesitlerin de kalsit ve kuvarslar iri kristalli öbekler halinde veya çok ince taneli küçük kristaller halinde görülürler. Plajiyoklazlarda yer yer serisitleşmeler gözlenirken, iri biyotit kristallerinde kloritleşmeler görülür. İncekesitlerde özşekilsiz ve yarı özşekilli opak mineraller

oldukça yaygındır. Kuvars-kumtaşlarının matriksi içinde az miktarda feldispat, kuvars, kalsit ve biyotit gözlenir.



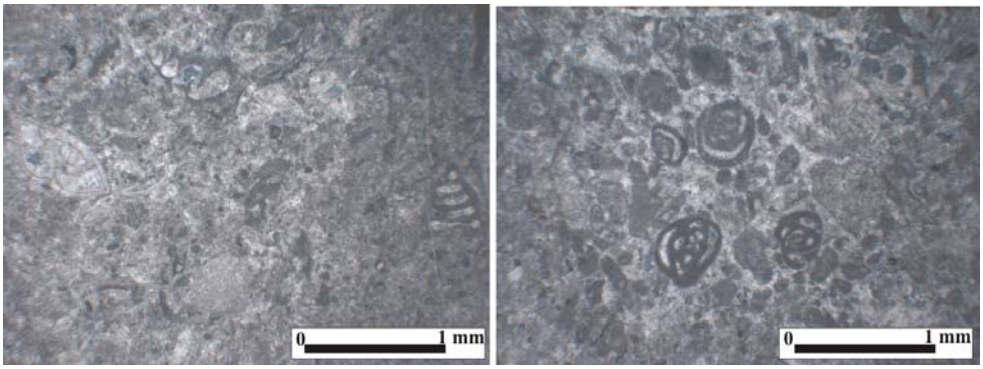
Şekil 6.18. Van Formasyonu a. Kumtaşı (Kırmızı Alg, Rotaliidae, *Archaias*?) ve b. kuvars-kumtaşı ince kesit çift nikol görüntüleri.

Tekmal Formasyonu mikritik kireçtaşları çok ince taneli karbonat çamurundan oluşmaktadır. Bu bağlayıcı gereç yer yer mikrofosiller ihtiva etmektedir. Mikroskobik incelemelerde 0.01 mm'nin altında tane boylarından oluşan bir gerecin gözlenmesi sebebiyle bu kayaçlar mikritik kireçtaşları olarak tanımlanmıştır. Toprakkale Formasyonu neritik kireçtaşları karbonatlardan oluşmaktadır. Sıklıkla ikincil kalsit damarları izlenmektedir. Bu kayaçlardan alınan örneklerin incekesitlerinde fosil içeriğine rastlanmamıştır (Şekil 6.19).



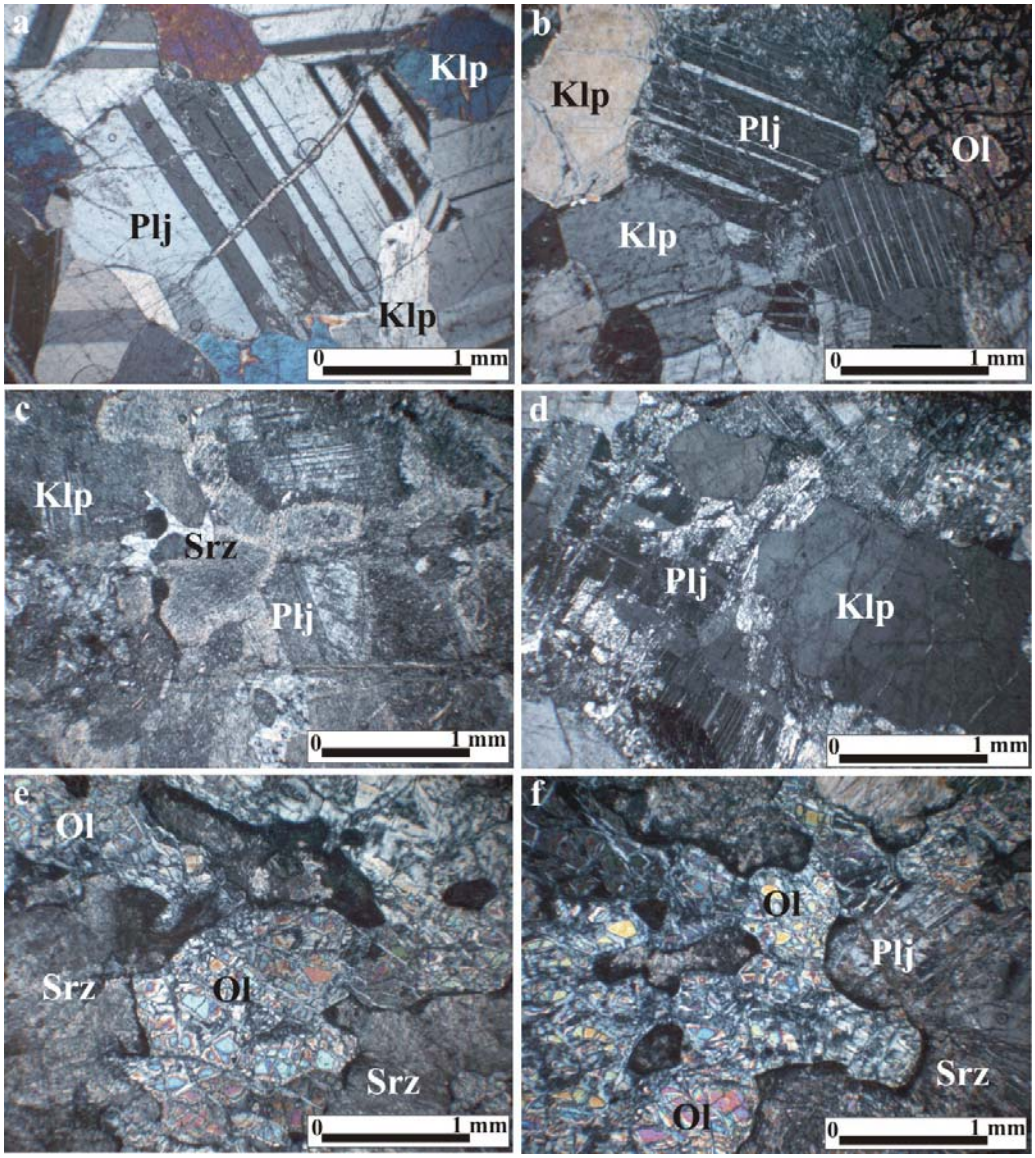
Şekil 6.19. a. Tekmal Formasyonu mikritik kireçtaşı (*Morozovella* sp., *Globigerina*), b. Toprakkale Formasyonu neritik kireçtaşı incekesit çift nikol görüntüleri.

Ofiyolitin içinde mercekler halinde bulunan kireçtaşları ise içerdikleri mikrofosil ve kalsit çimentosu birlikteliği nedeniyle biyosparit olarak tanımlanmıştır (Şekil 6.20).



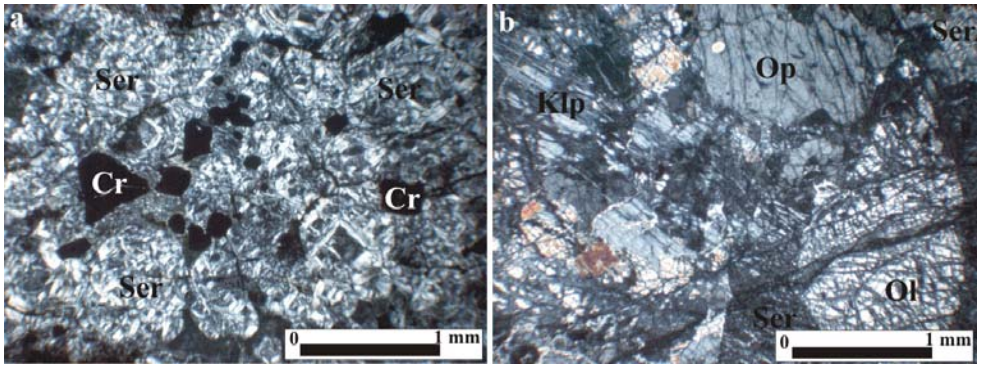
Şekil 6.20. Ofiyolitik melanj içinde mercekler halinde bulunan resifal kireçtaşlarının incekesit çift nikol görüntüleri (*Eponides* sp., Textulariidae, Rotaliidae, Miliolidae).

Alabayır ofiyolitindeki mafik merceklerden alınan örnekler petrografik incelemeler sonucunda olivin gabro, gabro ve troktolit olarak tanımlanmıştır. Olivin gabrolar hipidiyomorf tanesel dokuda, plajiyoklaz, klinopiroksen ve olivin parajenezine sahiptirler. Bu parajenezde sönme açılarına göre ölçülebilen plajiyoklazlar labrador olarak tanımlanmış ve plajiyoklazlarda yer yer sosuritleşme ve serizitleşmeler görülmektedir. Piroksenler yer yer kristal kenarları yuvarlaklaşmış idiyomorf kristaller halinde ve çoğunlukla egirinojit olduğu tespit edilmiştir. Bu kesitlerde özellikle kahverengi portakal pleokroizmasıyla egirinojit tipik olarak görülür. Olivinlerde kenar ve köşelerinden itibaren serpantin minerallerine dönüşüm gözlenir. Olivin kristalleriyle komşu piroksen kristallerinde serpantinizasyon esnasındaki hacim artışından kaynaklanan çatlaklar belirgindir. Gabro olarak tanımlanan kesitler tipik olarak hipidiyomorf tanesel dokuda ve plajiyoklaz - klinopiroksen ana parajenezine sahiptir. Serpantinleşme, serizitleşme ve uralitleşme yaygın alterasyon türleri olarak gözlenir. Troktolit kesitlerinin ana parajenezi hipidiyomorf tanesel bir dokuyla başlıca olivin, klinopiroksen ve plajiyoklazlardan oluşur. Bu kesitlerde plajiyoklazlar serisitleşmiş, olivinler serpantinleşmiştir (Şekil 6.21).



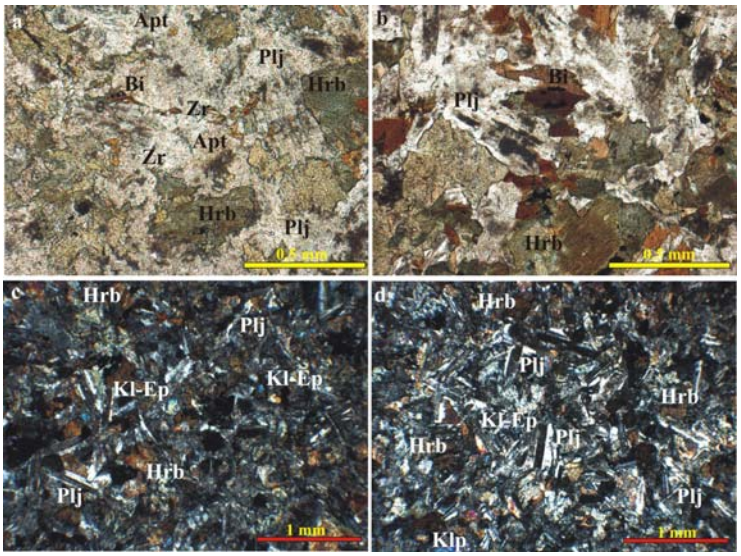
Şekil 6.21. Mafik kayaçların incekesit görüntüleri. a-b. Olivin gabro, c-d. Altere gabro, e-f. Troktolit (Plj-plajiyoklaz, Klp-klinopiroksen, Ol-olivin, Srz-serizit).

Dünitler genellikle serpantinleşmiştir. Serpantin minerallerinin yanında değişen miktarlarda kromit içerirler. Harzburjitler genellikle granoblastik bir dokuya sahiptir. Olivin, ortopiroksenin yanında az miktarda klinopiroksen içerir (Şekil 6.22). Serpantinleşmiş harzburjitlerin içinde açık gri renk tonlarıyla oldukça altere olmuş piroksence zengin ince bantlaşmalar gözlenmektedir. Bu bantların mineral parajenezleri klinopiroksen ve serpantin minerallerinden oluşmaktadır.



Şekil 6.22. Ultramafik kayaçların incekesit görüntüleri. a. Dünit (serpantinleşmiş), b. Serpantinleşmiş harzburjit. (Cr-kromit, Ser-serpantin, Klp-klinopiroksen, Op-ortopiroksen, Ol-olivin).

Diyabaz ofitik, sub-ofitik dokularda gözlenir. Esas olarak plajiyoklaz, hornblend, klinopiroksen içerir. Tali oranda klorit, epidot, kalsit, biyotit, apatit ve zirkon gözlenmektedir (Şekil 6.23). Klorit, epidot ve kalsit ikincil mineraller olarak bulunmaktadır. Yer yer klinopiroksenlerde uralitleşmeler, plajiyoklazlarda killeşmeler, hornblendlerde opasitleşmeler görülmektedir. Hornblend kristallerinin hem yeşil hem de kahverengi formlarının gözlendiği kesitlerde, honblend ve tali biyotitler öz şekilsiz agregatlar halinde plajiyoklaz çubuklarının etrafını sararlar.



Şekil 6.23. Mafik daykların incekesit görüntüleri. a-b. Tek nikol, c-d. Çift nikol. (Plj-plajiyoklaz, Hrb-hornblend, Klp-klinopiroksen, Kl-klorit, Ep-epidot, Bi-biyotit, Apt-apatit, Zr-zirkon).

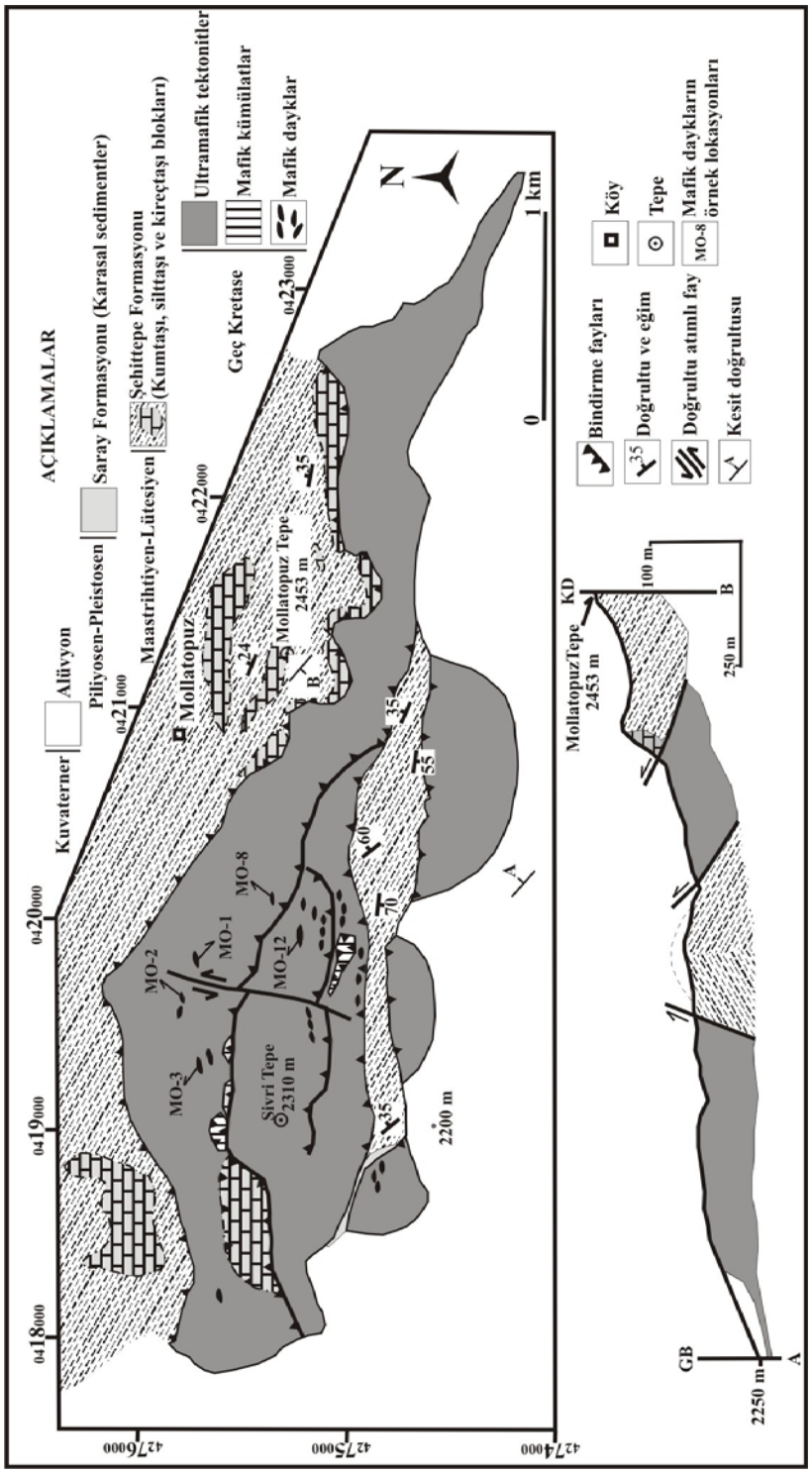
6.1.2. Mehmetalan ve Mollatopuz sahaları

Van ili Özalp ilçesinin doğusunda birbirlerine çok yakın olan Mehmetalan ve Mollatopuz köylerinin yakınlarında gözlenen ofiyolitik dilimler, yaklaşık 17 km^2 lik bir alanı kaplar. Genel jeolojik özellikleri ile birbirine çok benzeyen bu ofiyolit dilimlerinin kayaç jeokimyaları da oldukça benzer özellikler sergiler. Bu iki farklı alanda yapılan harita alma çalışmalarında ofiyolitik birimlerin dışındaki litolojik birimlerin isimlendirilmeleri ve yaş konakları önceki çalışmalarla aynı olarak kullanılmıştır (Şenel ve ark., 1984). Önceki çalışmalarda Saray Formasyonu olarak tanımlanan karasal kırıntılıların bir bölümü, Mehmetalan bölgesinde kendi içlerinde açısal uyumsuzluk sergilediğinden, bu bölgede örtü kayaçları olan Saray Formasyonunun dışında Mehmetalan çakıltaşları adıyla farklı bir litolojik birim tanımlanmıştır.

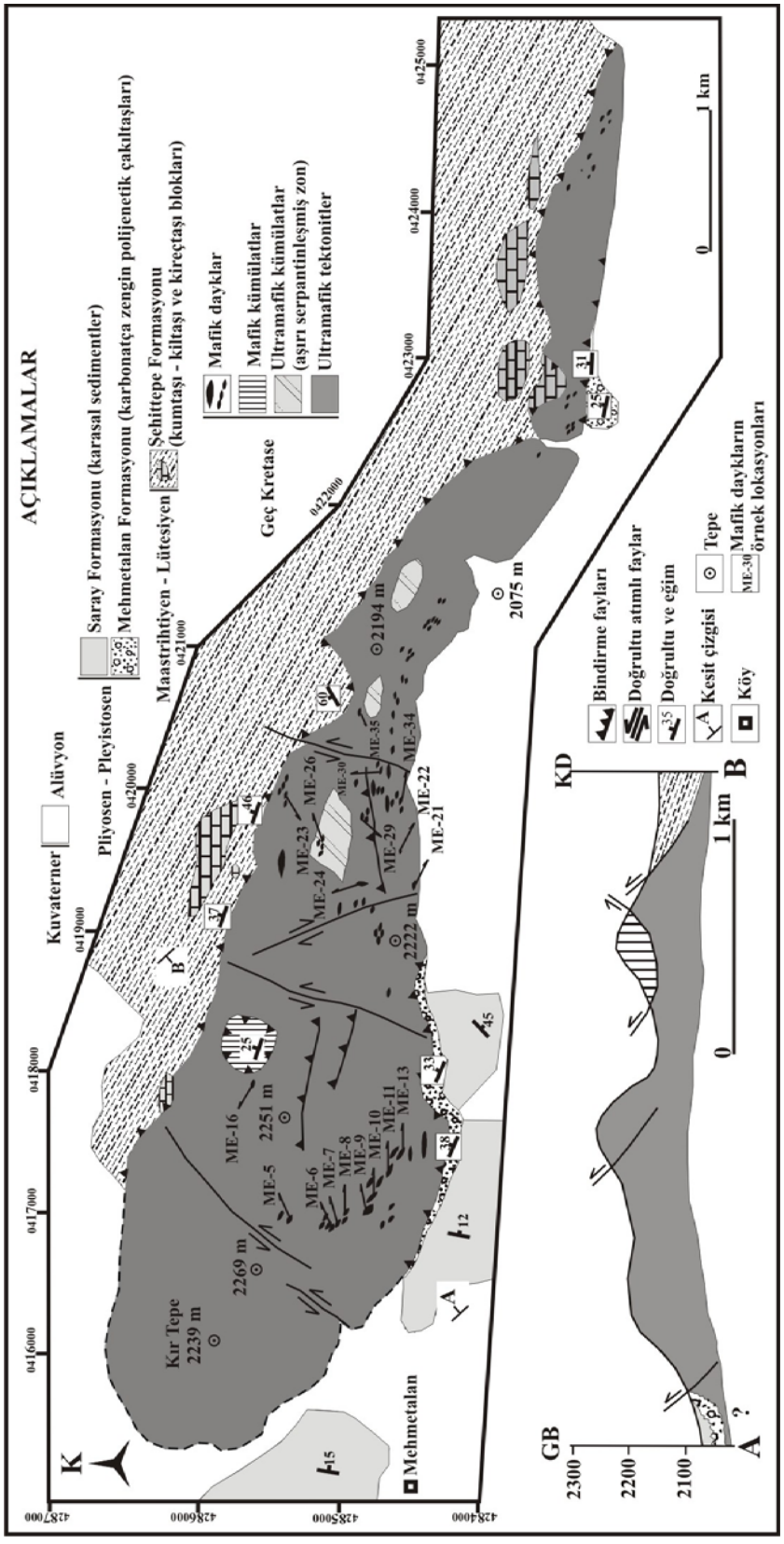
Mollatopuz ofiyolit dilimi, Maastrihtiyen – Lütesiyen yaşlı Şehittepe Formasyonu ile kuzey ve güney sınırlarında bindirmeli dokanak ilişkisine sahiptir. Birimin güney sınırı Pliyosen – Pleyistosen yaşlı Saray Formasyonu tarafından örtülmektedir (Şekil 6.24). İzole diyabaz dayklarının yoğun olarak gözlendiği Mehmetalan ofiyolit dilimi, kuzeyde Şehittepe Formasyonu ile bindirmeli sınır ilişkisine sahip iken güneyde bir bölümde Mehmetalan çakıltaşları ile bindirmeli dokanak ilişkisine sahip olup, diğer bölümlerde Saray Formasyonu ve alüvyonlar ile örtülmektedir (Şekil 6.25). Her iki ofiyolit diliminde de güneydeki geniş düzlükler ve yamaçlar güncel çökellerle kaplıdır. Bunlar genel olarak akarsu çökelleri ve yamaç molozlarını kapsarlar. Dik vadilerden gelişen alüvyal yelpazeler sıklıkla ana birimlerin ilksel ilişkilerini örter.

Mehmetalan, Mollatopuz ve Yukarıbalçıklı ofiyolit birimleri ile bindirmeli dokanak ilişkisine sahip olan Sehittepe Formasyonu bölgesel ölçekte çok geniş yayılım sergiler. Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığının, filiş sekansları ile birlikte köksüz bloklar halinde kireçtaşları ve yer yer küçük ölçekli ofiyolit birimlerini de bünyesinde bulunduran Şehittepe Formasyonu, yığışım karmaşığının oluşum sürecinde, ofiyolit birimler ile birlikte hareket etmiş büyük bir allokton birimdir. Bu bağlamda ofiyolitik birimler, yığışım melanjının mega blokları olarak düşünülebilir. Mehmetalan, Mollatopuz ve Yukarıbalçıklı ofiyolit birimlerinin ilişkili olduğu diğer litolojik

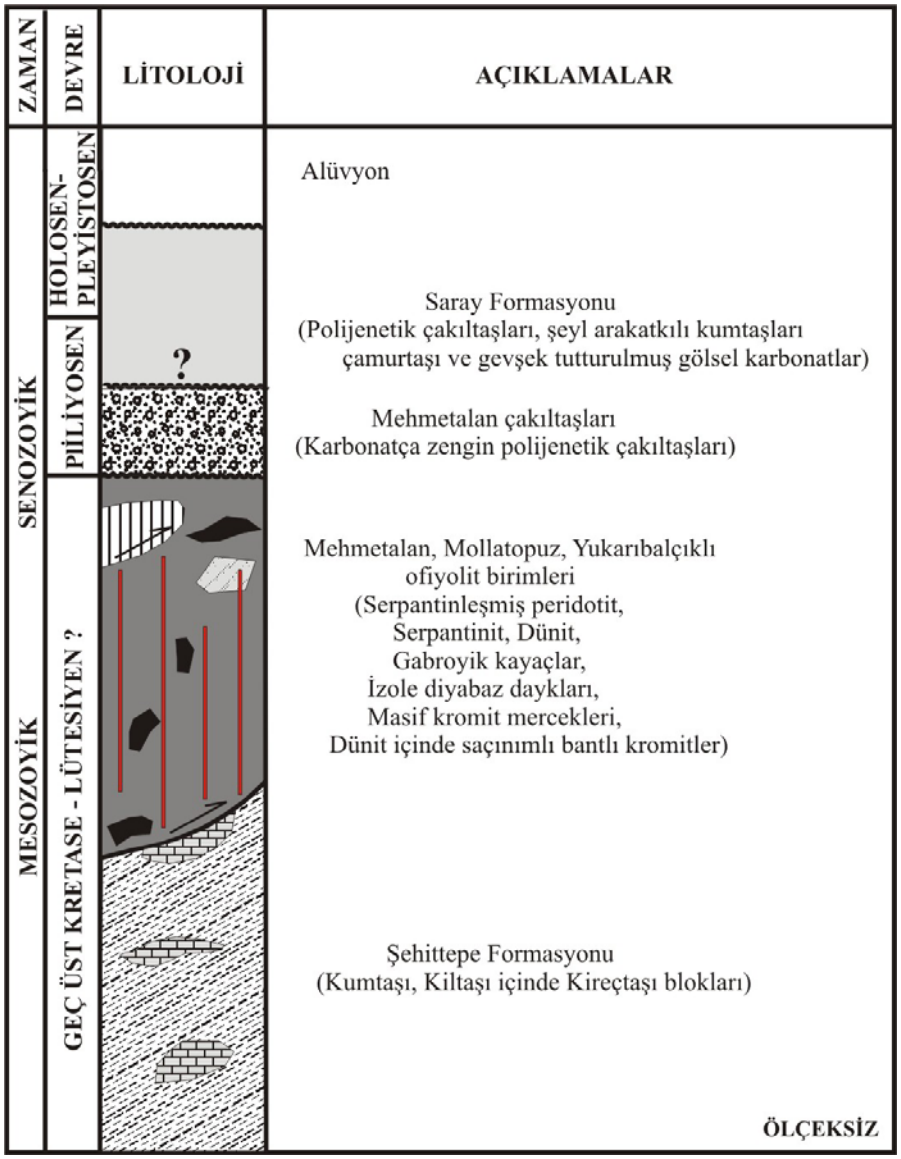
unsurların benzerliği sebebiyle, üç ofiyolit birimi için de aynı genelleştirilmiş stratigrafik istif açıklayıcı olmaktadır (Şekil 6.26).



Şekil 6.24. Mollatopuz ofiyolitinin jeoloji haritası (Çolakoğlu ve Günay, 2010).



Şekil 6.25. Mehmetalan ofiyolitinin jeoloji haritası(Çolakoğlu ve Günay, 2010).



Şekil 6.26. Mehmetalan, Mollatopuz ve Yukarıbalçıklı ofiyolit birimleri için genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesit.

6.1.2.1. Şehittepe Formasyonu (Maastrihtiyen – Lütesiyen)

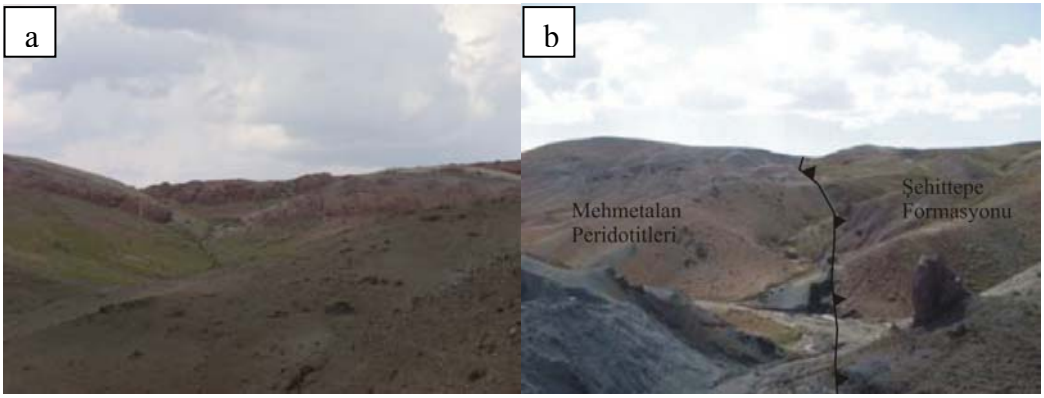
Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolit dilimleri ile tektonik dokanaklı olan Şehittepe Formasyonu bölgesel olarak çok geniş bir yayılım gösterir. Araştırma alanlarında altta kumtaşı-kiltaşı ardalanımı ile başlar ve üst zonlarında platform tipi karbonatları kapsar. İnce-orta katmanlı kırıntılı kayaçlar yanal ve düşey yönde

geçişlidirler. Genel olarak orta katmanlı kumtaşları arasında, ince katmanlı kiltaşı ardalanımı izlenir (Şekil 6.27).



Şekil 6.27. Şehittepe Formasyonunda kumtaşı-kiltaşı ardalanımı.

Kumtaşları gri, krem renk tonlarında görülür. Yer yer ofiyolitik malzeme parçaları kapsayan kumtaşları 5-30 cm tabakalar halinde bulunmaktadır. Kumtaşı tabakaları ile ardalanmalı görülen kiltaşları 1-5 cm kalınlıklarda ince tabakalar halinde yeşil, gri renk tonlarındadır. Üst zonlara doğru yer alan karbonatlar yer yer mikritik dokuda orta kalın katmanlı kırmızı, kızılımsı gri renk tonlarında kireçtaşlarından oluşurken, orta ve kalın katmanlı krem, sarımsı renklerde kireçtaşları istifin en üstünü oluşturur (Şekil 6.28).



Şekil 6.28. Şehittepe Formasyonunun üst zonlarında görülen a. mikritik kireçtaşı blokları ve b. Şehittepe Formasyonu ile Mehmetalan peridotitleri arasındaki ilişki.

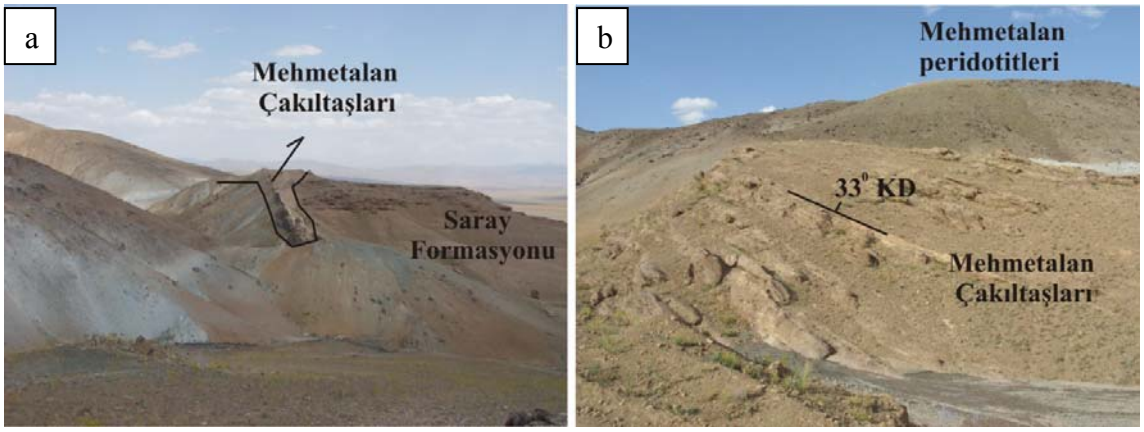
Şehittepe Formasyonunun içindeki farklı litolojik birimlerin dizilimleri bu formasyonun bir yığışım karışığının parçası olduğunu göstermektedir. Birime verilen Maastrihtiyen – Lütesiyen yaş aralığı, içerdiği farklı litolojik birimlerin birbirleri ile ardalanımlı konumlanmasından kaynaklanmaktadır. Bölgesel ölçekte, birim en altta yastık yapılı lavlar ile ardalanımlı kırıntılı kayaçlar, bunların üzerinde radyolarit-şeyl-çört, orta zonlarda kumtaşı-kiltaşı ardalanımı, en üst zonlarda ise irili ufaklı köksüz bloklar şeklinde kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şenel ve ark., 1984). Şehittepe formasyonundaki bu farklı litolojik birimlerin sıralanımı da sıklıkla değişmektedir. Yer yer masif çört-silis ve radyolarit kütleleri istifin en üst zonlarında görülebilmektedir. Şehittepe Formasyonu içinde yer yer gözlenen ultramafik-mafik kaya blokları, küçük dünitik zonlar ve dokanak halinde bulunduğu büyük ofiyolit kütleleri ile sergiledikleri yapısal ilişkiler bölgesel ölçekte gelişen yığışım etkilerini göstermektedir.

Şehittepe Formasyonu belirli litolojik özellikleri ile ilk defa Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) jeologları tarafından Van'ın güneydoğusundaki Kırkgeçit Bucağı civarında yapılan çalışmalarda adlandırılmış (Perinçek, 1979b) olan Kıkgeçit formasyonu ile deneştirilebilir. Van-Hakkari ve Elazığ-Malatya civarında yapılan pek çok çalışmada genel olarak aynı litolojik özellikleri kapsayan birimlerde Kırkgeçit Formasyonu adı kullanılmıştır (Perinçek, 1979a, 1979b; Tuna, 1979; Naz, 1979; Balkaş, ve ark., 1980; Bingöl, 1984; 1987; Aksoy, 1988). Çalışma alanlarımızda Şehittepe Formasyonu olarak tanımladığımız birimin, kumtaşı-kiltaşı ardalanımı ile başlayıp üst zonlarında köksüz bloklar halinde karbonatları kapsaması, yer yer ultramafik-mafik bloklar ve serpantinleşmiş alanlar içermesi, Kırkgeçit Formasyonunun genel özellikleri ile örtüşmektedir. Şenel ve ark. (1984) Şehittepe Formasyonunu Doğu ve Güneydoğu Anadolu'da yüzeyleyen Yüksekova Karmaşığının bazı bölümleri ile deneştirilebileceğini belirtmektedir.

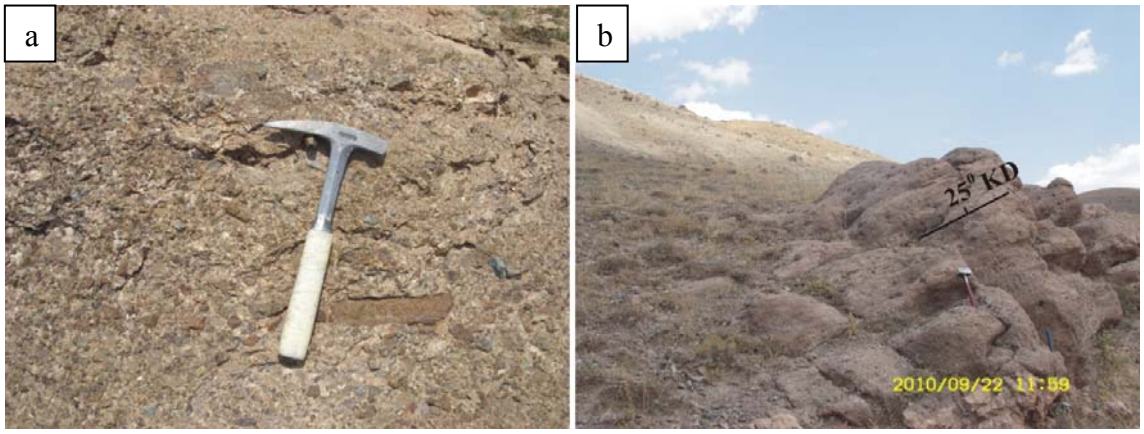
6.1.2.2. Saray Formasyonu ve Mehmetalan Çakıltaşları (Pliyosen – Pleyistosen)

Saray Formasyonu, karasal kırıntılı kayaçlardan oluşur. Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolit dilimlerinin güney kısımlarındaki düz alanlar ve dik sırt başlangıçlarında geniş bir yayılım sergilerler (Şekil 6.29 a-b). Formasyonda egemen

kaya birimleri çakıltaşı ve iri taneli kumtaşları olup, bunlarla ardalanımlı olarak kil-silt-çamur ara seviyeleri bulunmaktadır. Çakıltaşları genellikle ofiyolitik ve volkanik malzemeden oluşmakta ve polijenetik olup gevşek tutturulmuştur. İyi yuvarlaklaşmış 1 - 2 cm çaplarında küçük çakıltaşlarının yanı sıra düzensiz dağılımlı keskin köşeli 15 cm çapında iri bloklar da birim içinde sıklıkla gözlenmektedir. Bu polijenetik çakıltaşlarının üstlerine ince orta katmanlı sarımsı gri renk tonlarında daha ince taneli kumtaşları gelmektedir. Ara seviyeler halindeki kil-silt-çamur yeşilimsi gri renk tonlarında 1-4 cm kalınlıklarda görülür. Saray Formasyonunda kırıntılı kayaçlar üst zonlara doğru ince taneli kayaçlara geçiş gösterir. Bu zonlarda da ince taneli çakıltaşı, kumtaşı, kil-silt-çamur ardalanımı görülmektedir. Yer yer istifin en üst zonlarında bloklar halinde orta kalın katmanlı sarımtırak renk tonlarında ve gevşek tutturulmuş gölsel kireçtaşları bulunmaktadır. Bu gölsel karbonatlar 1mm-1cm tane çaplarında bol ofiyolit gereci içermektedir. Peridotit dilimler ile formasyonun dokanak zonlarında bu karbonatlı gölsel kırıntılıların üzerine yer yer aşındırmalı olarak akarsu çökelleri gelmektedir. Bej-gri renkli akarsu çökelleri çakıltaşı, çamurtaşı ardalanımı şeklinde görülmektedir (Şekil 6.30). Bu çakıltaşları bolca çört, mikritik kireçtaşı, marn, gabro, serpantinit parçacıklarından oluşmaktadır. Saray Formasyonu önceki çalışmalarda Pliyosen – Pleyistosen olarak yaşlandırılmış ve peridotit birimlerin güney dokanakları boyunca örtü kayaçları olarak değerlendirilmiştir (Şenel ve ark., 1984). Bu tez kapsamında yapılan ayrıntılı saha çalışmalarında yukarıda anlatılan kırıntılı kayaçların tamamının Saray Formasyonu olarak isimlendirilmesinin uygun olmadığı görüşüne varılmıştır. Nitekim, aynı formasyon içinde açısal uyumsuzluk gösteren yaklaşık aynı litolojik özelliklere sahip iki birim aynı isim ile adlandırılmamalıdır. Önceki çalışmalarda yapılan tanımlamalar da göz önünde bulundurularak eğim dereceleri yüksek çakıltaşları ilk kez bu çalışmada Mehmetalan çakıltaşları, bunların üzerine açısal uyumsuzluk ile gelen gölsel kireçtaşları ile yatay tabakalı çakıltaşları ise Saray Formasyonu olarak tanımlanmış ve haritalanmıştır. Bu durum yalnızca Mehmetalan ofiyolit diliminin güney dokanaklarında dar bir kuşak halinde gözlenmektedir. Mollatopuz ofiyolit diliminin güney zonlarında ise Saray Formasyonu yatay tabakalı örtü şeklinde görülmektedir.



Şekil 6.29. a. Saray Formasyonu ve b. Mehmetalan çakıltaşları arasındaki açısal uyumsuzluğun genel görünümleri. Bakış yönleri: sırasıyla D ve K.

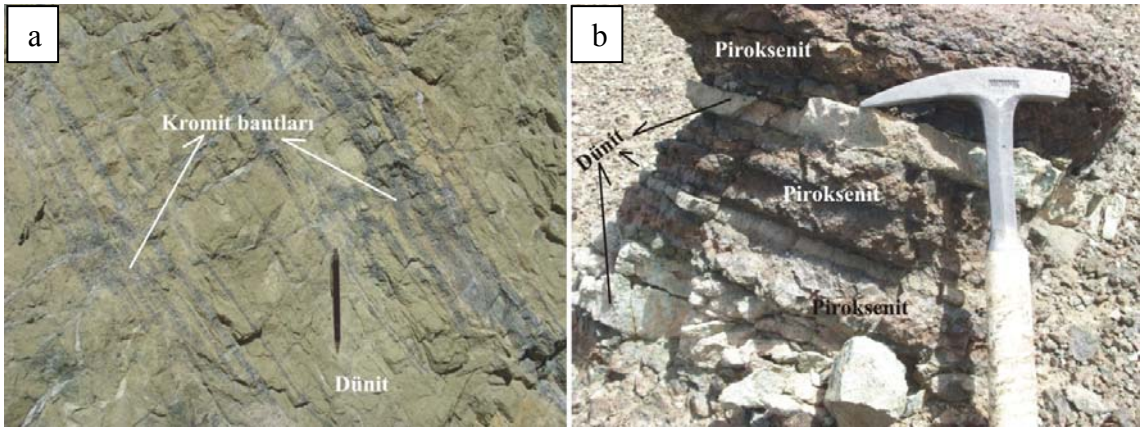


Şekil 6.30. a. Saray Formasyonu polijenetik çakıltaşları, b. Mehmetalan çakıltaşları (Çakıltaşı, çamurtaşı ardalanımı, Bakış yönü: KD).

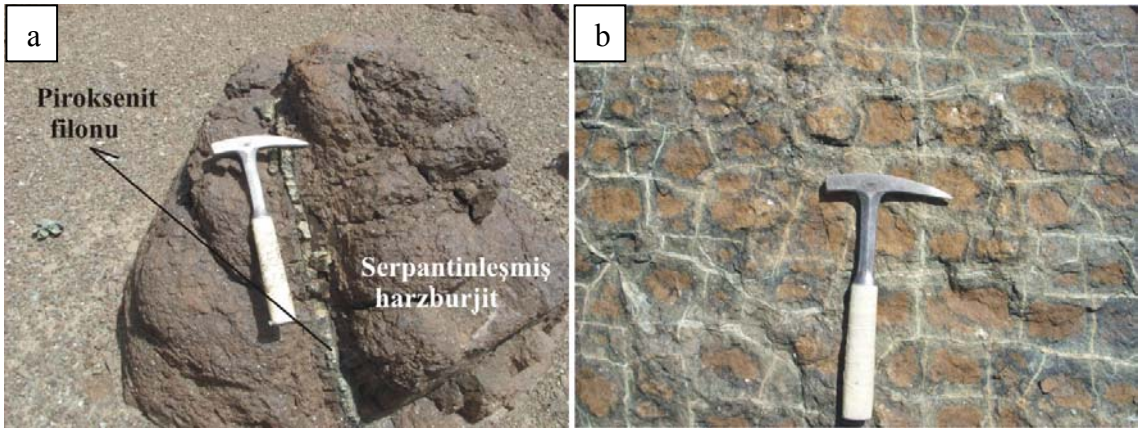
6.1.2.3. Ultramafik ve mafik kayaçlar

Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolit dilimlerinin ultramafik birimleri tektonit dokulu serpantinleşmiş harzburjit, dünit ve piroksenitler ile temsil edilirken, mafik kümülatları normal gabro ve olivin gabrolardan oluşmaktadır. Sıklıkla makaslanmış ve ekaylanmış, oldukça da serpantinleşmiş birimlerde düzensiz yapılar gözlenmektedir. Serpantinleşmiş tektonit harzburjitler çalışma alanlarının egemen kaya birimidir. Bu kayaçlar siyahımsı yeşil, kızıl, koyu kahverengi renk tonlarıyla belirginleşirler. Genellikle günlenmiş yüzeylerinde gözlenen kahverengi kızıl renk tonu, temiz yüzeylerde yeşilimsi siyah olarak görülür. Yer yer harzburjitleri kesen piroksenit

filonları, ana kayaçlardan daha açık yeşil renk tonları ile ayrılır. Dünitler diğer birimlerden çok daha açık yeşil renk tonlarıyla kolaylıkla ayrılırlar. Aşınım etkilerinin en yoğun görüldüğü alanlar genellikle dünitlerden oluşmaktadır. Bu alanlar yamaçlarda yer yer yeşilimsi gri bir toprak örtüsü halinde görülürler. Bu görünümleriyle harzburjitlerin içinde kolaylıkla ayrılırlar. Bu dünitler nodüler, masif ve saçınımlı-bantlı krom cevherleşmeleri içerirler (Şekil 6.31.a). Mehmetalan ofiyolit diliminde harzburjitlerin üzerinde ileri derecede serpantinleşmiş alanlar bulunmaktadır. Bu alanlarda aşınım etkilerine maruz kalmış olsalar da, iri bloklar halinde dünit ve piroksenit bantlarının tekrarlanmasının gözlenmesi, bu alanların ultramafik kümülat alanları olduğunu ortaya koyabilir. Serpantinleşmiş tektonit harzburjitlerden serpantinleşme derecesi ile ayrılan bu alanların tamamının ultramafik kümülatlar olduğunu gösterecek veriler, aşınım etkileri yüzünden sınırlıdır. Buna karşın piroksenitler ile dünitler arasındaki magmatik bantlanma bu aşırı serpantinleşmiş alanlarda kısmen gözlenmektedir (Şekil 6.31.b). Ultramafik birimler içinde bastitleşmelere ve serpantinleşmiş kesimlerde krizotil minerallerine sıklıkla rastlanır. Dünitlerde serpantinleşme, ekay düzlemleri boyunca talklaşma, harzburjitleri kesen piroksenit filonları ve elek dokusunun geliştiği serpantinleşme süreçlerinin izleri yaygın bir şekilde gözlenir (Şekil 6.32.a-b).

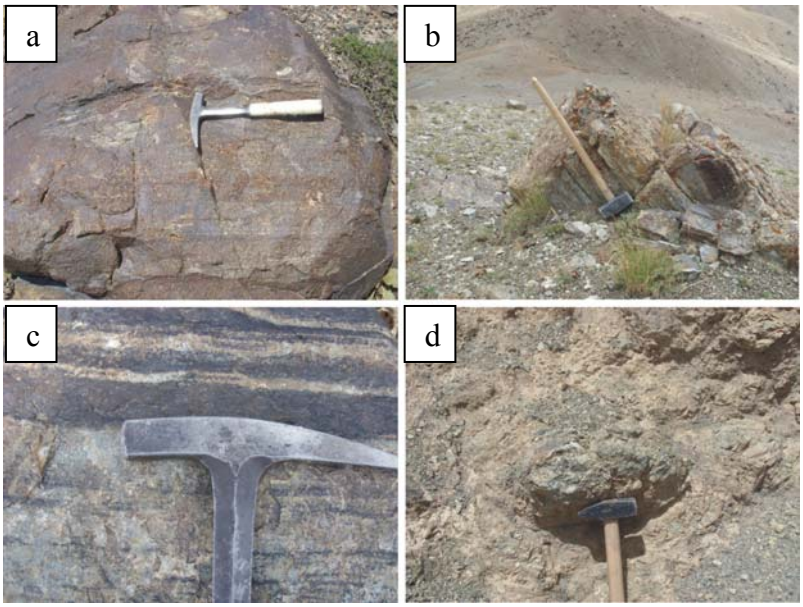


Şekil 6.31. a. Mollatopuz sahasında dünitler içindeki kromit bantları, b. Mehmetalan sahasındaki ultramafik kümülatlarda piroksenit – dünit ardalanımı.



Şekil 6.32. a. Harzburjitleri kesen bir piroksenit filonunun görünümü, b. Piroksenit filonunun ara kesitinin ve gelişen elek dokusunun görünümü.

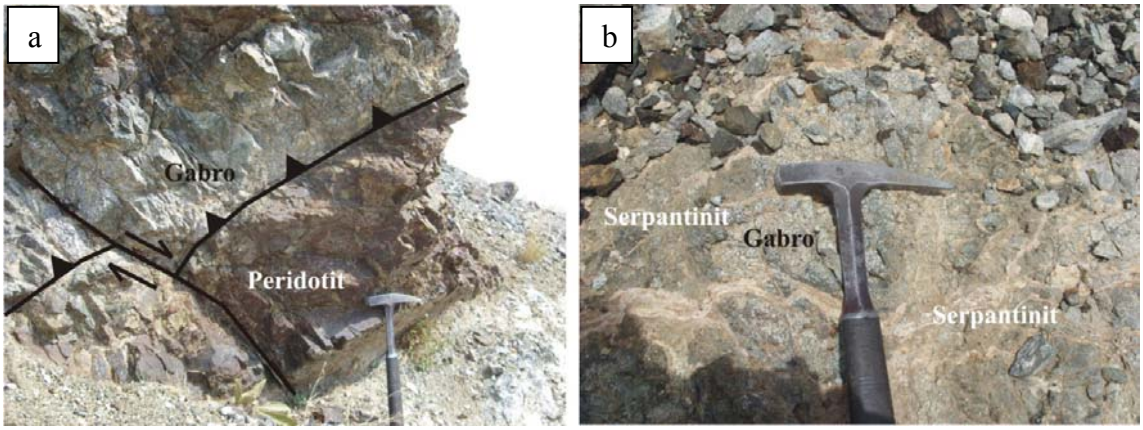
Kümülat dokulu gabrolar küçük cepler halinde serpantinleşmiş harzburjitlerin içinde görülürler. İri kristalli gabrolarda magmatik bantlaşma, koyu ve açık renkli mineral yönlenmeleriyle rahatlıkla gözlenmektedir (Şekil 6.33). Kümülat dokulu gabrolar kahverengi günlenmiş renk tonlarında izlenirler. Temiz kırık yüzeyleri açık renkli feldispat ve koyu renkli mineral içerikleri yüzünden alacalı bir görünüm sergiler.



Şekil 6.33. a, b, c. Kümülat dokulu gabroların genel görünümleri, d. Makaslama zonunda altere peridotit içinde gözlenen budinleşmiş gabro bloğunun görünümü.

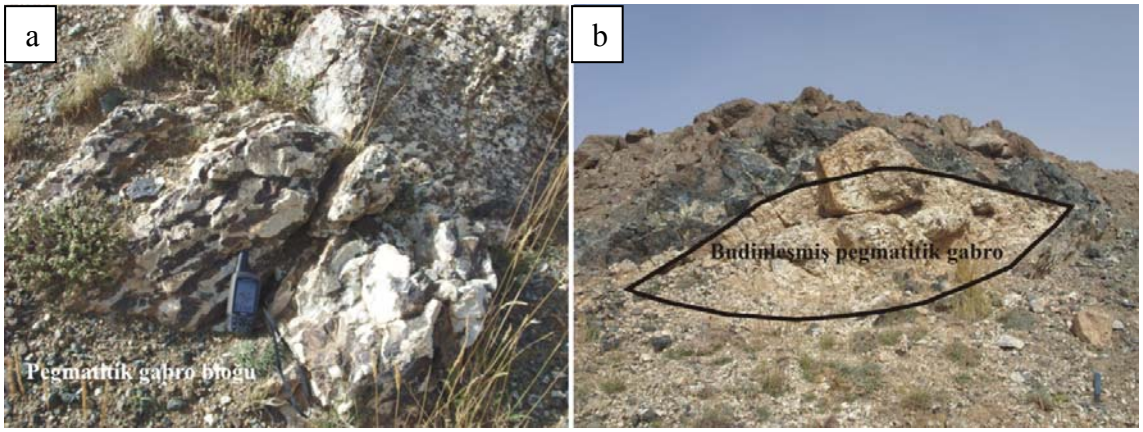
İdeal düzenli bir ofiyolit istifinde ultramafik kümülatların üstünde uyumlu bir yapıda görülen kümülat gabrolar (Gass ve ark., 1975; Coleman, 1977) iki ofiyolit diliminde de

ultramafik tektonitlerin üzerinde bindirmeli dokanak ilişkisi yer yer de uyumlu gözlenir. Özellikle Mehmetalan sahasında bindirmeli dokanak ilişkisi bu gabro merceklerinin güney kesimlerinde harzburjit dokanaklarında izlenmektedir. Bu dokanaklar boyunca harzburjitlerde ezilmeler, milonitik zonlar, gabrolarda ise alterasyon etkilerine sıklıkla rastlanır. Kuzeybatı doğrultulu ve kuzeydoğu'ya eğimli bu dokanaklar 20-25° lik eğim miktarları gösterirler (Şekil 6.34). Buna karşın bu gabro merceklerinin kuzey zonları muhtemelen aşınım etkileri yüzünden harzburjitler ile uyumlu bir yapı sergilemektedir. Bu iki birim arasındaki tektonik ilişkinin uyumlu görüldüğü zonlarda, ofiyolit dilimlerinin bu günkü yerleşimlerini almalarında geçen uzun süreçlerle bindirme düzlemlerinin aşınma ile yok olabileceği düşünülebilir.



Şekil 6.34. a. Gabro-peridotit bindirme zonundan, b. Gabro-peridotit bindirme zonunda peridotitlerde gelişen milonitik zonlardan bir görünüm.

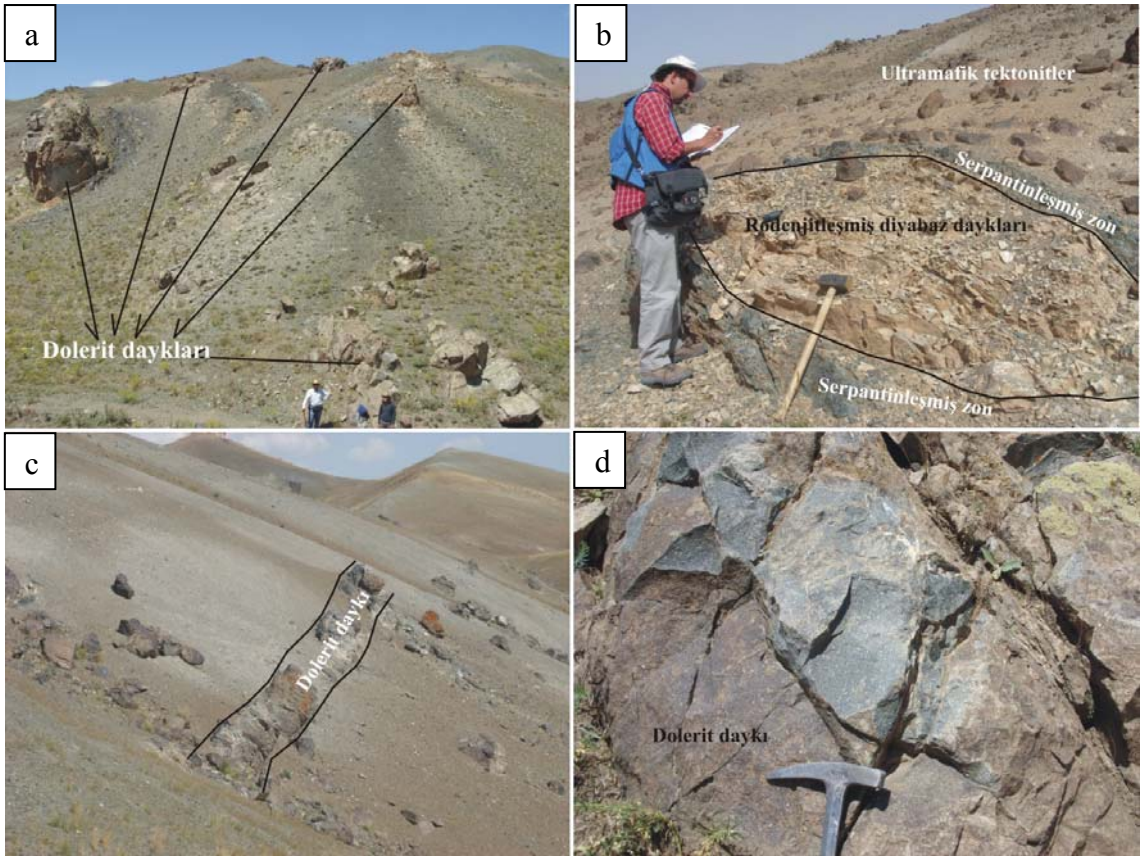
Kümülat gabroların dokanak yakınlarında ve peridotit birimlerin içinde budinleşmiş pegmatitik gabrolar görülür (Şekil 6.35.a-b). Bu pegmatitik gabrolar genellikle 3-5 cm çapında hornblend, plajiyoklaz ve piroksen kristallerinden oluşmaktadır. Pegmatitik gabroların kendi içlerinde, farklı zonlarda kristal boyutlarında farklılıklar gözlenebilmektedir. Kümülat gabrolarda da sıklıkla ince pegmatitik filonlar bulunmaktadır. Pegmatitik gabrolar ile kümülat gabrolar arasındaki ilişkinin açık olmamasına karşın, pegmatitik gabroların, gabroyik magmanın besleme kanalları olduğu düşünülebilir.



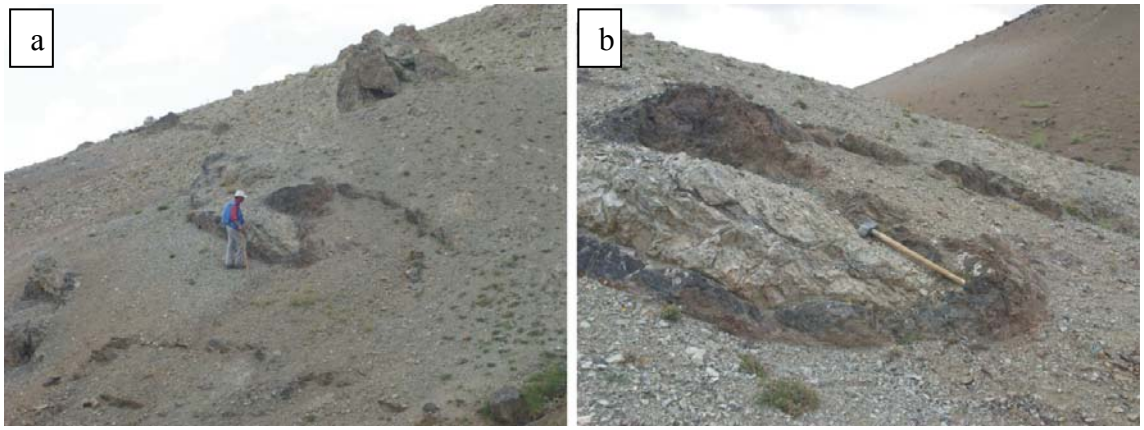
Şekil 6.35. a. Pegmatitik gabro blokları ve b. Budinleşmiş pegmatitik gabroların görünümü. Bakış yönü: K

Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolit dilimlerinde peridotit istif yaklaşık doğu batı uzanımlı izole dolerit daykları ile kesilmektedir. Genellikle bu dolerit daykları tektonizma etkisinde parçalanıp ayrılmış iri bloklar halinde, veya budinleşmiş olarak görülür (Şekil 6.36 a,b). Yaklaşık 1-2 m kalınlığında 30-40 m uzunluğunda parçalanmadan korunmuş dayklar nadir olarak gözlenir (Şekil 6.36 c). İzole dolerit daykları günlenmiş kahverengi, rodenjitleşmiş kesimlerde ise açık sarımtırak dış yüzey renklerine sahiptir. Temiz kırık yüzeylerinde siyahımsı gri renk tonlarında porfirik bir dokuda görülürler (Şekil 6.36 d). Serpantinit çeperli budinleşmiş dayklar oldukça ilgi çekicidir. Peridotitlerden daha dayanımlı olan mafik dayklar, bu dayanımı yüzünden sürüklenim sırasında, içinde bulundukları peridotit ile dokanakları boyunca zayıf zonların oluşumuna sebeb olmuş olabilir. Bu zayıf zonlar boyunca gelişen serpantinleşmeyle yer yer kalınlığı 1 m ye ulaşan breşik serpantinleşmiş bir kuşak ile çevrelenmiş olarak görülürler. Bu serpantinleşmiş kuşaklarda, uzanımı budinlerin uzanımına paralel gelişen yapraklanmalar görülür. Serpantinit kuşaklarında görülen bu yapraklanmalar, daykların budinleşme süreçleri ile aynı tektonik etkinlikte serpantinleşmenin meydana gelmiş olabileceğini gösterir. İzole dolerit dayklarında petrografik olarak tesbit edilen alterasyon bu daykların genelinin diyabaz olarak tanımlanabilineceğini göstermektedir. Özellikle budinleşmiş yapılarıyla gözlenen dayklarda rodenjitleşme yaygındır. Bu dayklar sarımtırak renk tonları ve kendi içlerinde gösterdikleri şistleşmiş yapılarıyla belirginleşirler. Mehmetalan sahasında peridotit birimler ile birlikte kıvrımlanan rodenjitleşmiş diyabaz daykı, genel anlamda daykların

budinleşme mekanizmasını yansıtabilir (Şekil 6.37.a-b). İlk başta varolabilecek kıvrımlanmaların eksenleri boyunca kopmaların meydana gelmesinden sonra, doğrusal sürüklenimler ile peridotitler içinde budin yapısı kazanan daykların oluşumu meydana gelebilir. Peridotit birimleri ile birlikte yer alan rodenjitleşmiş diyabaz dayklarının budin yapısı kazanmasının, yığışım melanjı oluşumundan başlayarak günümüz konumlarını almalarında geçen süreç boyunca içsel makaslama esnasında gerçekleşmiş olduğu düşünülmektedir (Cawood ve ark., 2009). Ofiyolit petrojenezine yaklaşımda önemli veriler taşıyan bu daykların jeokimyasal karakteristikleri, jeokimya bölümünde ayrıntılarıyla sunulacaktır.



Şekil 6.36. a-d. İzole dolerit dayklarından genel görünümler. a-b. Mehmetalan sahası, c-d. Mollatopuz sahası.



Şekil 6.37. Peridotit birimler ile birlikte kıvrımlanan rodenjitleşmiş diyabaz daykının a. uzaktan, b. yakından görünümü.

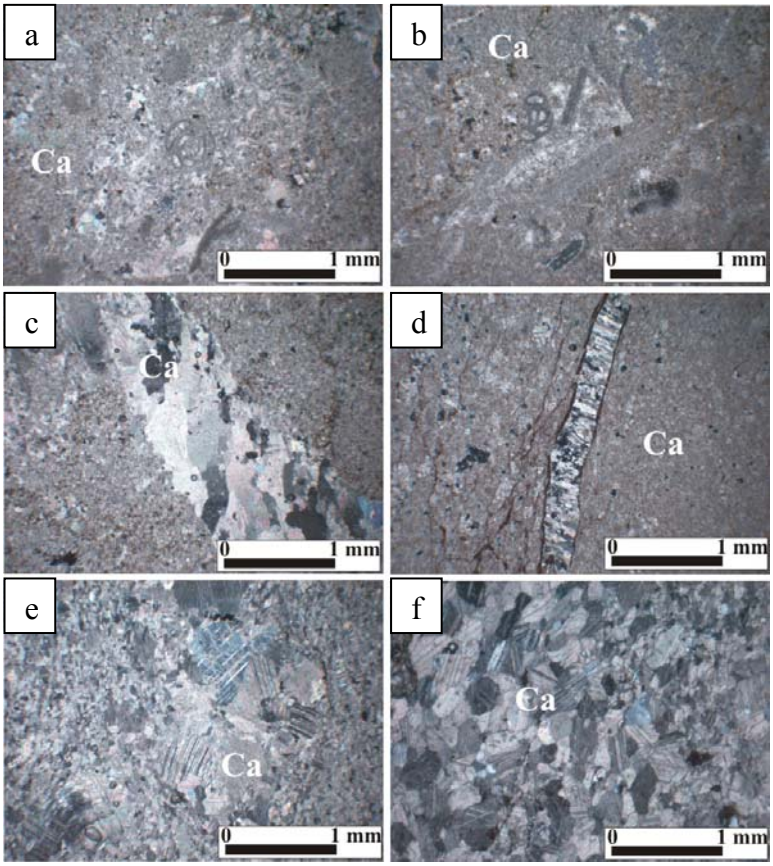
Bölgedeki ultramafik ve mafik kayaçlar, Yüksekova-Çilo bölgesinde (Perinçek, 1980), Maden-Guleman bölgesinde (Perinçek, 1980), Gevaş bölgesinde (Yılmaz, 1981), Bitlis bölgesinde (Şengün, 1984) yüzeyleyen ultramafik-mafik kayaç gruplarıyla deneştirilebilir.

6.1.2.4. Mineralojik – petrografik özellikler

Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolit dilimlerinin genel jeolojik özelliklerindeki benzerlik kayaç guruplarının petrografik özelliklerine de yansımaktadır. Bu bağlamda iki ofiyolit diliminin litolojik birimlerinin petrografik özellikleri de aynı başlık altında irdelenecektir.

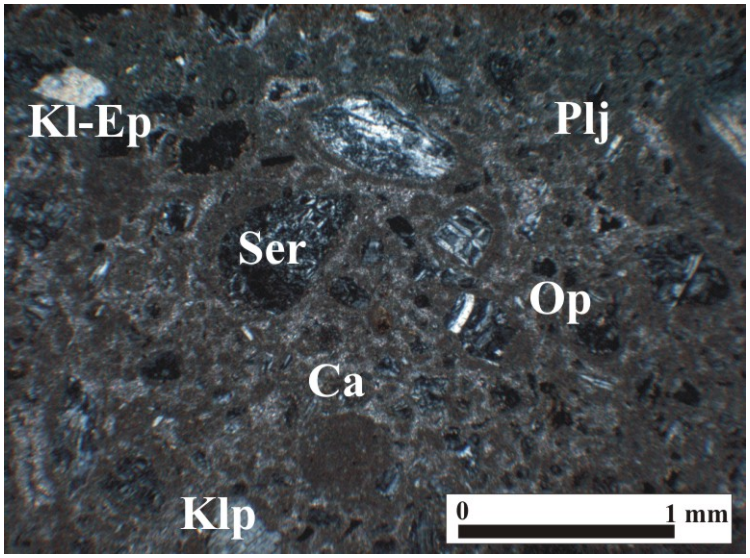
Şehittepe Formasyonu içinde kumtaşı-kiltaşı ardalanımı üzerinde köksüz bloklar halinde görülen karbonat birimler petrografik olarak biyosparit (Şekil 6.38 a-c), mikritik kireçtaşı (Şekil 6.38 d.) ve kristalize kireçtaşları olarak birbirlerinden ayrılabilirler (Şekil 6.38 e-f). Biyosparit olarak tanımlanan kesitlerde karbonat matriksin içinde mikro fosiller görülmektedir. Bu kesitlerde kırık ve çatlaklar boyunca ikincil kalsit damarları gelişmiştir. Makroskobik olarak daha tıkız yapısı ve kızılımsı renk tonları ile de diğer karbonatlardan ayrılan mikritik kireçtaşları çok ince taneli karbonat gerecinden oluşmaktadır. Bu mikritik kireçtaşlarında fosil içeriğine rastlanılmamıştır. Kristalize kireçtaşı blokları diğer karbonatlardan beyazımsı gri renk tonları ve sert yapısı ile

ayrılır. Fosil içeriğine rastlanılmayan ince kesitlerde, karbonat kristalleri diğer karbonat kayaçlarındakine nazaran daha büyük çaplı ve yer yer rekristalizedir.



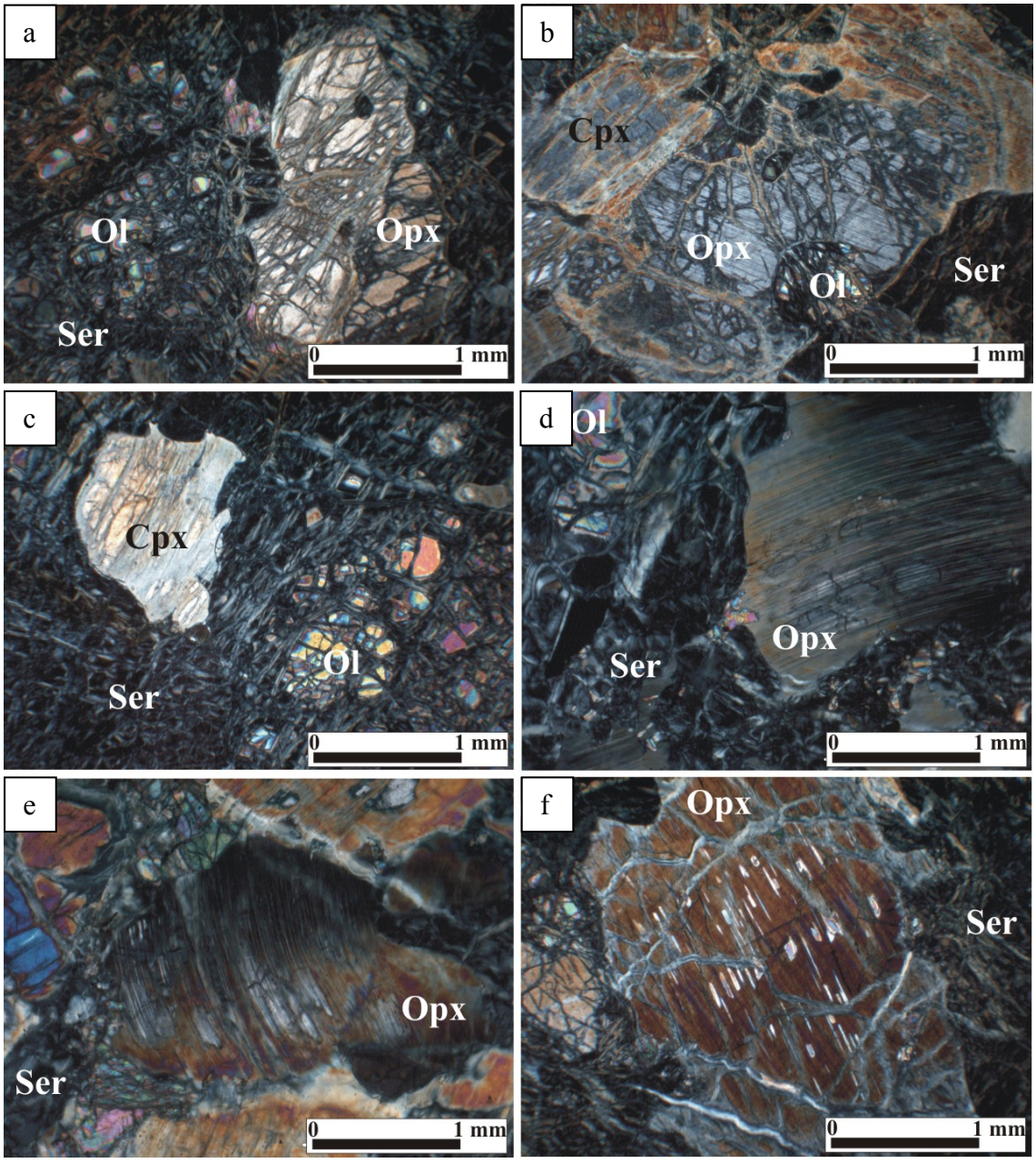
Şekil 6.38. Şehittepe Formasyonundaki karbonat kayaçlarının incekesit görüntüleri. a-b.c. Biyosparit, d. Mikritik kireçtaşı, e-f. Rekristalize kireçtaşları. (Ca-kalsit)

Saray Formasyonuna ait çakıltaşları makroskobik olarak çalışma sahasında bulunan diğer kayaç parçalarını içermektedir. İncekesitlerde bu çakıltaşlarının killi-karbonatlı bir bağlayıcı gerecinin olduğu görülmektedir. Serpantin, piroksen, klorit, plajiyoklaz ve opak mineraller çakıltaşlarının bağlayıcı gerecinin içindeki diğer mineralleri oluşturmaktadır. Bu çakıl taşlarının incekesitlerinde fosil içeriğine rastlanılmamıştır (Şekil 6.39).



Şekil 6.39. Saray Formasyonu çakıltaşlarının incekesit görüntüsü. (Kl-Ep-klorit-epidot, Ser-serpantin, Ca-kalsit, Op-opak mineraller, Plj-plajiyoklaz, Klp-piroksen)

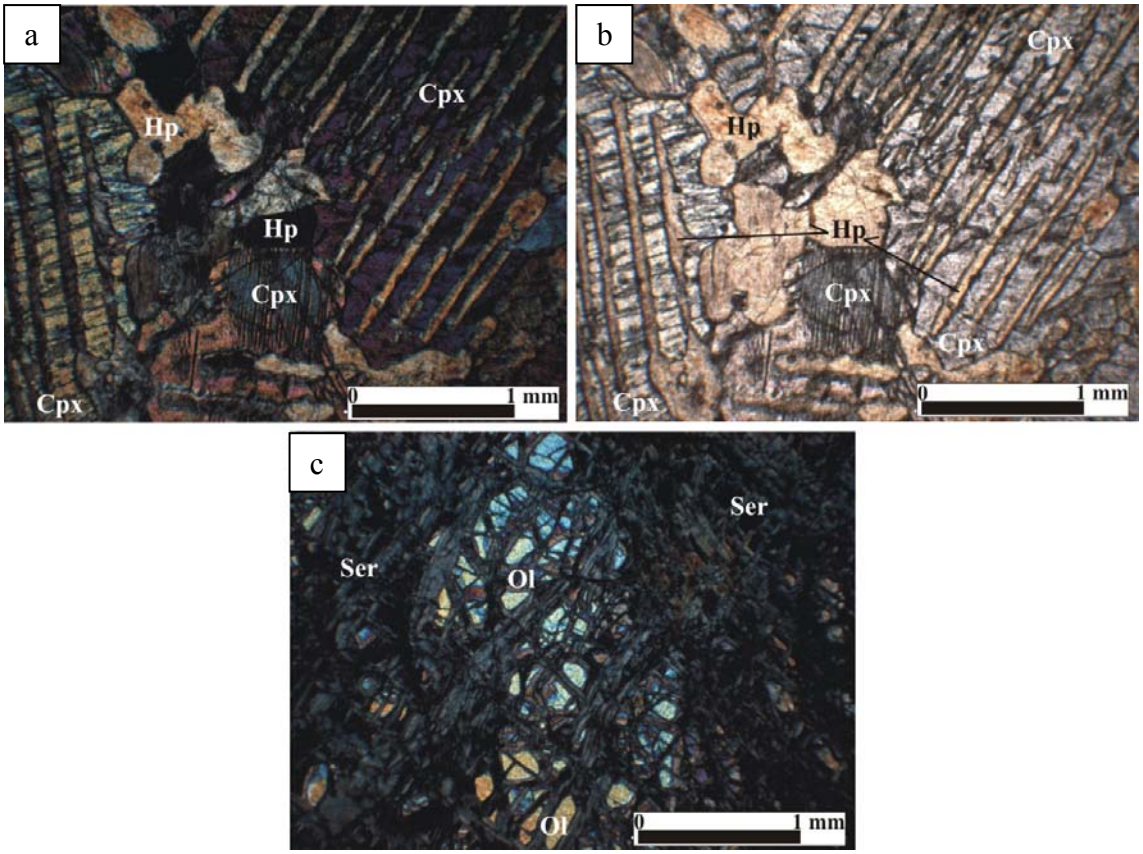
Tektonit dokulu serpantinleşmiş harzbujitler incekesitlerde olivin, ortopiroksen, klinopiroksen, serpantin, hornblend, bastit, talk, kalsit, epidot, opak mineral parajenezine sahiptir (Şekil 6.40 a-c). Granoblastik bir doku sergileyen kesitlerde olivin kapanımları içeren ortopiroksenlerde kink bantlanması gözlenir (Şekil 6.40 e-f). Olivin ve piroksen kristallerinin sınır ilişkileri yer yer dalgalı bir yapı sergiler. Kırık ve çatlaklardan itibaren gelişen serpentinleşme süreçleri oldukça yaygındır. Piroksen kristalleri içinde ana mineral girişim renginden farklı renkte olmalarıyla belirginleşen ayrışma lamelleri gözlenmektedir. Kimi kesitlerde piroksen minerallerinin etrafının hornblend ile kuşatıldığı görülür. Bu kesitlerde hornblend kristalleri ise yer yer epidot ve kalsit agregatlarına dönüşmüştür. Piroksenlerde uralitleşme ve bastitleşme yaygın görülen alterasyon ürünleridir. Kimi kesitlerde gözlenen iddingsitleşmeye karbonatlaşma ve talklaşma da eşlik eder. Bu kesitlerde kalsifikasyon ve talklaşma ondüleli bir yapıda damarımsı gelişmiştir. Genellikle öz şekilli opak mineraller bütün kesitlerde gözlenmektedir.



Şekil 6.40. Serpantinleşmiş harzburjitlerin incekesit görüntüleri. a-b-c. serpantinleşmiş harzburjit, d-e-f. ortopiroksenlerde görülen kink bantlanmaları. (Ol-olivin, Opx-ortopiroksen, Cpx-klinopiroksen, Ser-serpantin).

İki ofiyolit diliminde de ultramafik kümülatlar oldukça serpantinleşmiş kayaçlardan meydana gelmektedir. Piroksenit ve dünit bantlarından alınan örneklerde petrografik olarak kayaç tanımlaması kısmen yapılabilmektedir. Piroksenitler, klinopiroksen, ortopiroksen, olivin ve serpantin parajenezinde, mezokümülat dokulu olarak gözlenirler. Bu kesitler olivinli vebsterit olarak tanımlanmıştır (Şekil 6.41 a-b.).

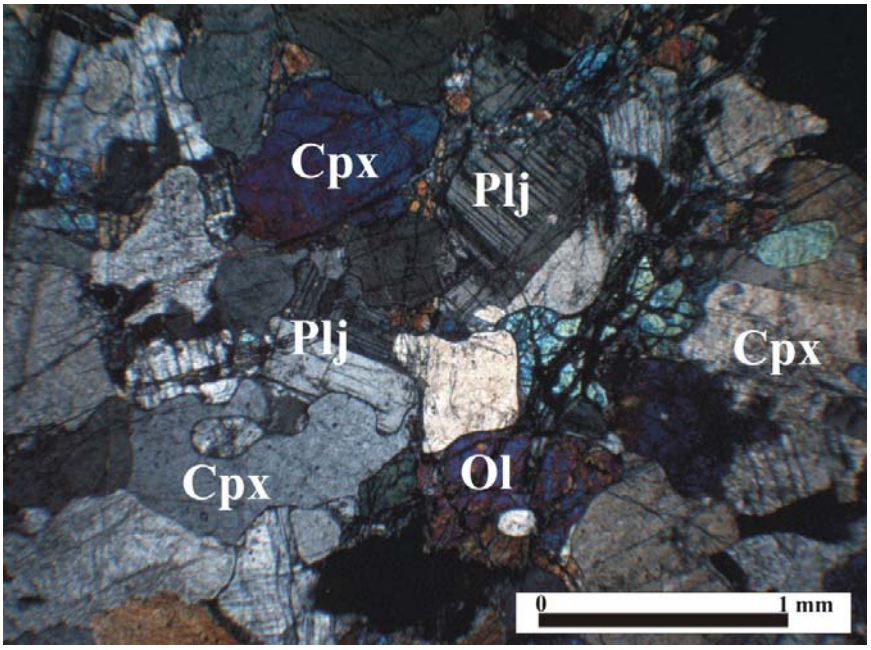
Klinopiroksenlerde ayrışma lamelleri ve bantlı dokular sıklıkla izlenir. Bu ayrışma lamellerinde yer yer hiperstene dönüşümler izlenmektedir. Kloritleşme, bastitleşme, serpantinleşme yaygın alterasyon ürünleridir. Piroksenit bantlarıyla ardalanımlı dünitlerde yoğun alterasyon etkisi ve ileri derecede serpantinleşmenin görülmesi bu kayaçların tanımlanmasını güçleştirmektedir. Buna karşın kimi kesitlerde serpantin matriks içinde olivinlerin varlığının izlenmesi bu kayaçların dünit olduğunu düşündürmektedir.



Şekil 6.41. Piroksenit-dünit ardalanmasından alınan örneklerin ince kesit görüntüleri. a. Çift nikol b. Tek nikol olivinli vebsterit, c. serpantinleşmiş dünit (Cpx-klinopiroksen, Ol-olivin, Hp-hipersten, Ser-serpantin).

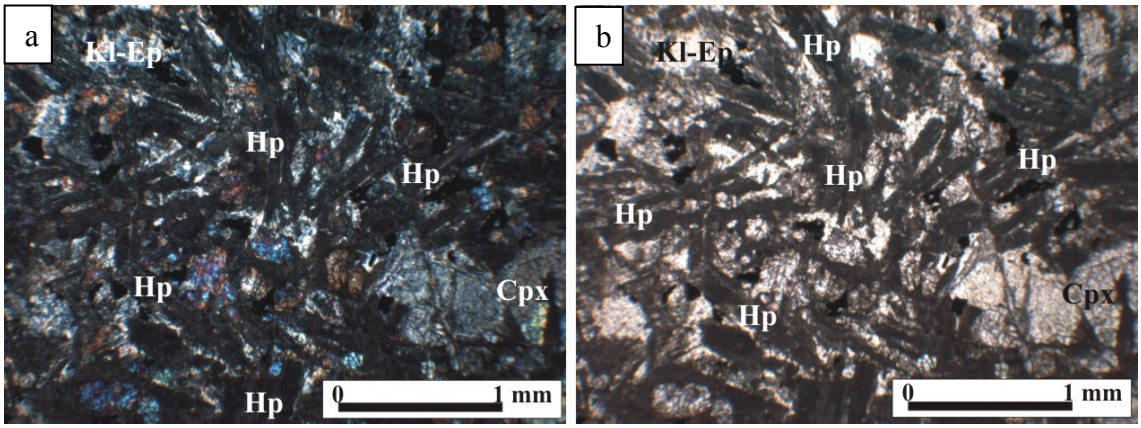
Mafik kümülat kayaları olivin gabrolardan oluşur. Genel olarak mezokümülat dokuda klinopiroksen, plajiyoklaz, olivin ve ortopiroksen parajenezinde görülürler. Piroksenlerde ayrışma lamelleri sıklıkla görülür. Olivinlerin kırık ve çatlaklarından itibaren serpantinleşmeler gelişmiştir. Plajiyoklazlarda serisitleşme ile birlikte

karbonatlaşma ve piroksenlerde uralitleşme yaygın bir şekilde izlenen alterasyon ürünleridir (Şekil 6.42).



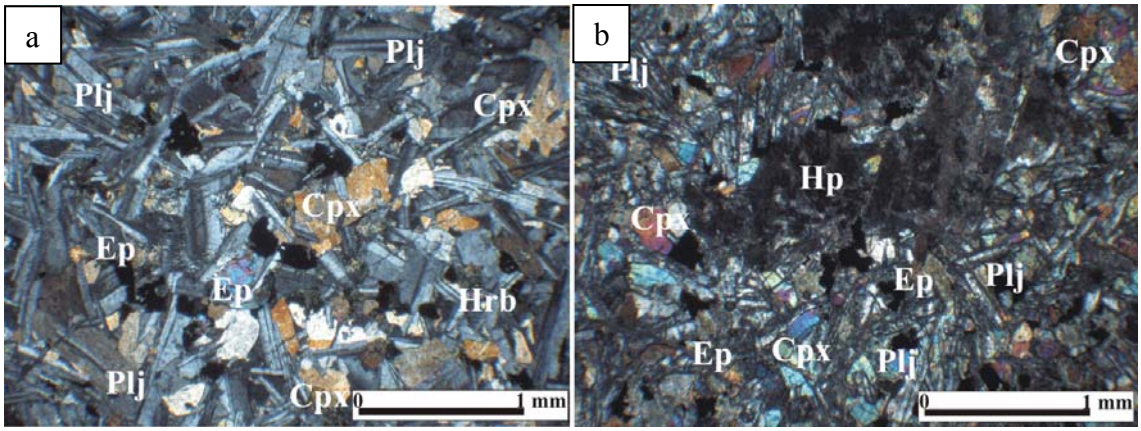
Şekil 6.42. Olivin gabronun incekesit görüntüsü.

Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolit dilimlerinde, ultramafik tektonitler ve ultramafik kümülatları kesen izole dolerit daykları kalsiyum metasomatizması ile kısmen rodenjitleşmiştir (Şekil 6.43 a-b.).



Şekil 6.43. Rodenjitleşmiş diyabaz dayklarının incekesit görüntüsü (a. Çift nikol, b-Tek nikol Hp-hibşit, Cpx-klinopiroksen, Kl-Ep-klorit epidot).

Bu mafik dayklar incekesitlerde tipik olarak ofitik doku sergilerler. Genel mineral parajenezleri ortopiroksen, klinopiroksen, plajiyoklaz, hidrogranat, flogopit, klorit, epidot, apatit, kalsit, ve opak minerallerden oluşur. Daykların birçoğu rodenjitleşmiş olarak görülmesine karşın oldukça temiz kalmış dolerit daykları da bulunmaktadır (Şekil 6.44 a-b.). Pirizmatik plajiyoklaz çubukları arasında öz şekilsiz olarak gözlenen piroksenler, diyopsit ve ojitden oluşur. Piroksen fenokristallerinde sıklıkla uralitleşme ve kloritleşmeler görülür. Plajiyoklazlarda hipşit ve serisitleşme, rodenjitleşmiş dayklarda en sık görülen metasomatizma ve alterasyon minerallerini oluşturur. Aksesuar mineral olarak bulunan apatitlerin dışında yarı öz şekilli opak mineraller tüm kesitlerde gözlenir. Özellikle bazı incekesitlerde gözlenen kalsit, sfen, aktinolit, klorit ve epidot birlikteliği yeşil şist fasiyesi içinde düşük sıcaklık hidrotemal alterasyon belirteci olarak görülmektedir (Elthon, 1979; Spear, 1981).

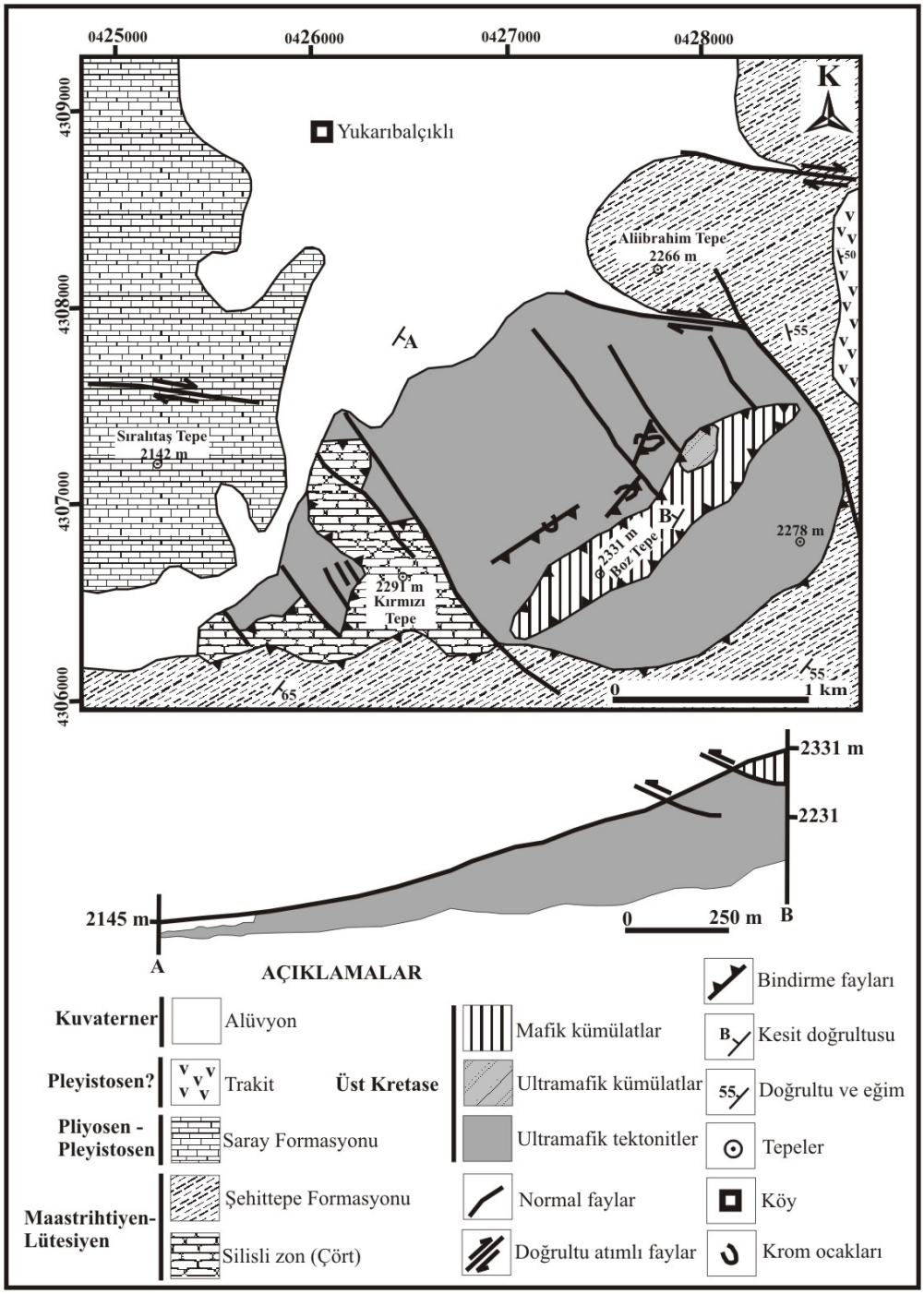


Şekil 6.44. a. Doleritin mikroskobik görünümü b. Rodenjitleşmiş dolerit daykı (Plj-plajiyoklaz, Cpx-klinopiroksen, Ep-epidot, Hrb-hornblend, Hp-hipşit).

6.1.3. Yukarıbalçıklı sahası

Yukarıbalçıklı sahasında litolojik olarak Üst Kretase yaşlı ultramafik ve mafik kayaçlar, Maastrihtiyen - Lütesiyen yaşlı Şehittepe Formasyonu, Pliyosen – Pleyistosen yaşlı Saray Formasyonu, Pleyistosen? yaşlı volkanik kayaçlar ve Kuvaterner alüvyon birimleri tanımlanmıştır. Bu alandaki ultramafik ve mafik kayaçlar Yukarıbalçıklı Köyü'nün GD'sunda yaklaşık 4 km^2 lik bir alanda yer alırlar. Utramafik ve mafik

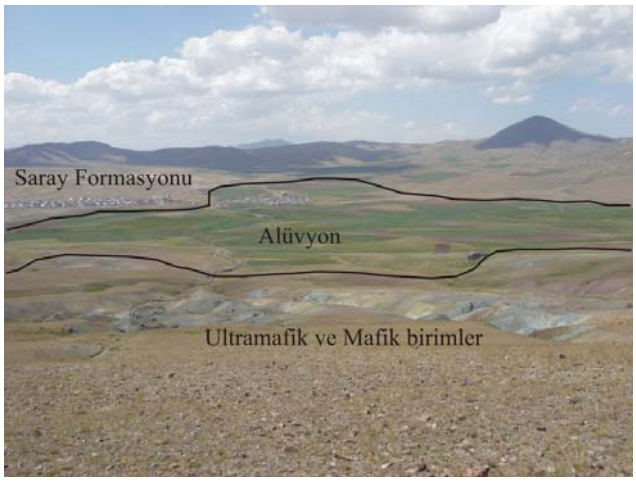
kayaçların KB'sı Kuvaterner alüvyon birimler ile örtülü iken, GD'sunda Şehittepe Formasyonu ile sınır ilişkileri tektonik dokanaklı olarak gözlenmektedir. Çalışma sahasının KD'sunda volkanik birimler, KB'sında ise Saray Formasyonu yer almaktadır. İnceleme alanının jeoloji haritası Şekil 6.45'de sunulmuştur.



Şekil 6.45. Yukarıbalçıklı sahasının jeoloji haritası (Çolakoğlu ve Günay, 2010).

6.1.3.1. Alüvyon (Kuvaterner)

Yukarıbalçıklı Köyü ve yakın çevresinde akarsu çökelleri yer alır (Şekil 6.46). Bu çökeller gevşek tutturulmuş kum ve çakıltaşlarından oluşurken, sıklıkla daha yüksek kotlarda bulunan birimlerin parçalarını da kapsarlar. Dere yataklarında volkanik, ultramafik-mafik ve kireçtaşı kaya parçalarına rastlanır. Yer yer mostra veren gölsel kireçtaşları bu alanda Saray Formasyonunun akarsu çökelleri ile örtüldüğünü düşündürür.

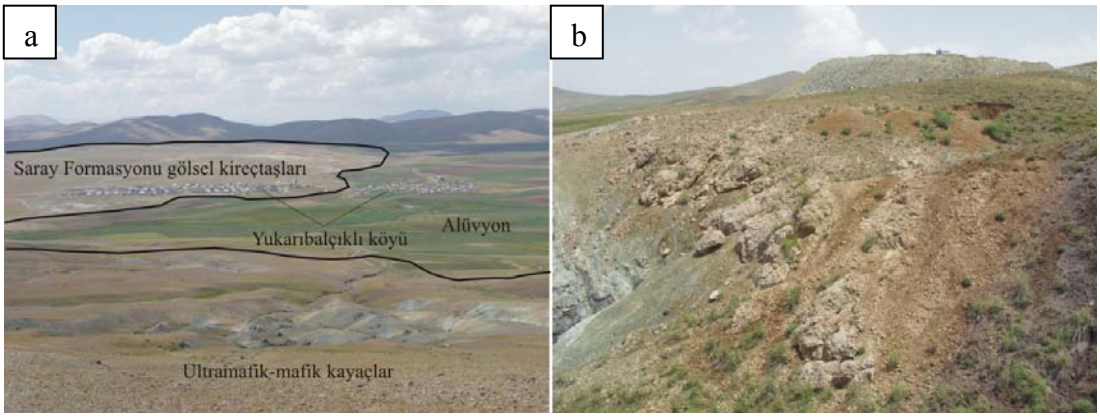


Şekil 6.46. Yukarıbalçıklı Köyü ve akarsu çökellerinin görünümü. Bakış yönü: KB

6.1.3.2. Saray Formasyonu (Pliyosen – Pleyistosen)

Saray formasyonuna ait kayaçlar Yukarıbalçıklı sahasının KB'sında geniş bir mostra verirken yer yer ultramafik kayaların üzerinde kalıntı olarak, küçük öbekler halinde gözlenirler. Mehmetalan ve Mollatopuz sahalarında altta çakıltaşı, kumtaşları, gibi karasal kırıntılılarla temsil edilen bu formasyon, Yukarıbalçıklı sahasında gölsel kireçtaşlarından oluşur (Şekil 6.47 a-b.). Ultramafik kayaçlar üzerinde kalıntı olarak gözlenen formasyona ait kireçtaşlarının varlığı aşınım etkilerine maruz kaldığını ve eski gölsel seviyenin yaklaşık 2200 metrelik bir kot seviyesine ulaştığını gösterir. Çalışma alanının GB'sında bulunan ve gölsel kireçtaşlarından oluşan Sıralıtaş Tepenin 2142 metrelik kotu da eski göl seviyesini belirten yükseltilerdendir. Gölsel kireçtaşları,

bölgesel ölçekte tanımlanan Saray Formasyonunun üst seviyelerini oluşturur (Şenel ve ark., 1984). Bu kireçtaşları gevşek tutturulmuş sarımsı beyazımsı renk tonlarında, orta-kalın katmanlı olarak görülürler. Boşluklu yapı sergileyen kireçtaşları, bolca gastropod ve lamelli kavkı izleri taşır. Birimden alınan örneklerden yapılan incekesitlerde herhangi bir karakteristik fosile rastlanılmamıştır.



Şekil 6.47. Saray Formasyonu gölsel kireçtaşlarının görünümü. a. İnceleme alanının KB'sında geniş bir mostra veren gölsel kireçtaşları. b. Ultramafik kayaçların üzerinde görülen kalıntı gölsel kireçtaşı blokları. Bakış yönü: KB

6.1.3.3. Volkanik birimler

Yukarıbalçıklı Köyünün K ve KD'sunda genç volkanik birimler görülür. Bu birimler çalışma sahasının KD'sunda İran sınırı yakınlarında geniş alanlar kaplarlar. Trakitlere önceki çalışmalarda stratigrafik olarak Pleyistosen yaşı verilmiştir (Şenel ve ark., 1984). Bu volkanik birimler porfirik dokulu olup, bantlı akma yapısı gösterirler (Şekil 6.48).



Şekil 6.48. Bantlı yapı gösteren trakitler. Bakış yönü: K

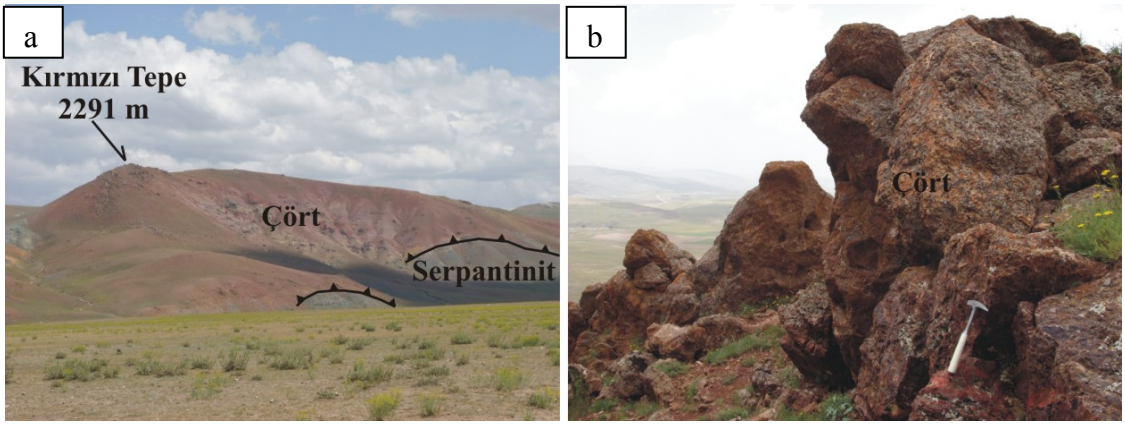
Trakitler dış yüzeylerinde sarımtırak bej, temiz kırık yüzeylerinde ise gri renk tonları sergilerler. Diğer birimler ile dokanakları boyunca tabakalı yapılarının kalınlıkları azalır ve yer yer 1 – 0.5 cm yapraklanmalı bir yapı kazanırlar (Şekil 6.49). Ortaç bir volkanik kayaç olan trakitlerin tabakalı bir yapı sergilemesinin yüksek viskoziteli akma özelliklerinden kaynaklandığı düşünülebilir. Bununla birlikte birimin alt zonlarına doğru tabaka kalınlıklarının yapraklanma derecesinde azalması, olası bir bindirme düzlemini akla getirmektedir. Ancak olası Pleyistosen'de volkanik kayaçlarda bu yönlü etkileri yaratacak büyük ölçekte bir tektonik hareket rapor edilmemiş ve çalışma sahasında da böyle bir ilişki gözlenememiştir. Bu nedenle ince yapraklanmalı yapınında volkanik akış ile ilişkili olduğu düşünülmektedir.



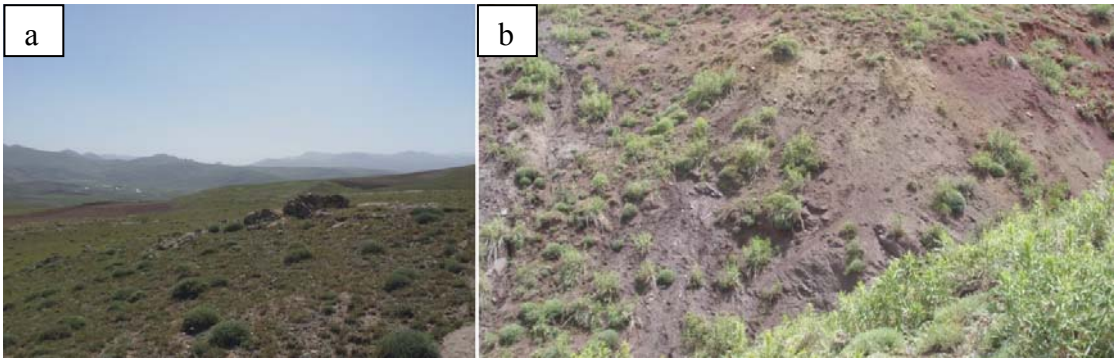
Şekil 6.49. Yapraklanmalı yapı gösteren trakitler. Bakış yönü: KD

6.1.3.4. Şehittepe Formasyonu (Maastrihtiyen - Lütesiyen)

Şehittepe Formasyonu Van Gölü'nün doğusunda geniş yayılım sunan ve bir çok alt üyeye ayrılmış bir formasyondur (Şenel ve ark., 1984). Yukarıbalçıklı sahasının D ve GD'sunda yayılım sunan formasyon çört, kiltaşları-çamurtaşı ardalanımı ve kireçtaşı bloklarından oluşmaktadır. Masif görünümlü çört üyesi yaklaşık 100 metrelik bir kalınlık sunar ve ayrı bir litolojik birim olarak haritalanmıştır. Bol kırık çatlaklı birim kızılımsı, yeşilimsi renk tonlarındadır (Şekil 6.50 a-b). Şehittepe Formasyonunun çört üyesi önceki çalışmalarda trakit-trakiandezit olarak haritalanmıştır (MTA, 2007). Birimin kırık çatlak sistemleri ikincil kalsit yer yer de silis dolguludur. Oldukça sert olan birim keskin kırıklı bir şekilde parçalanır. Açık gri, yeşilimsi gri renk tonlarında kiltaşları ile kızılımsı çamur taşlarından oluşan, ince-orta katmanlı kırıntılı kayaçlar, birbirleriyle ardalanmalı bir şekilde görülürler. Birimin tabanını oluşturan bu kırıntılılar yumuşak yapıları nedeniyle yer yer toprağımsı bir görünüm almış ve genellikle tarım alanları olarak kullanılmaktadırlar. Bu birimlerin üstünde 25-50 metre kalınlık gösteren masif görünümlü, yer yer orta-kalın katmanlı, krem, açık gri renk tonlarında kireçtaşı blokları yer almaktadır (Şekil 6.51 a-b). Mehmetalan ve Mollatopuz sahalarında olduğu gibi köksüz bloklar halinde gözlenen bu kireçtaşları, bol kırık çatlaklı ve parçalı bloklardan oluşmaktadır.



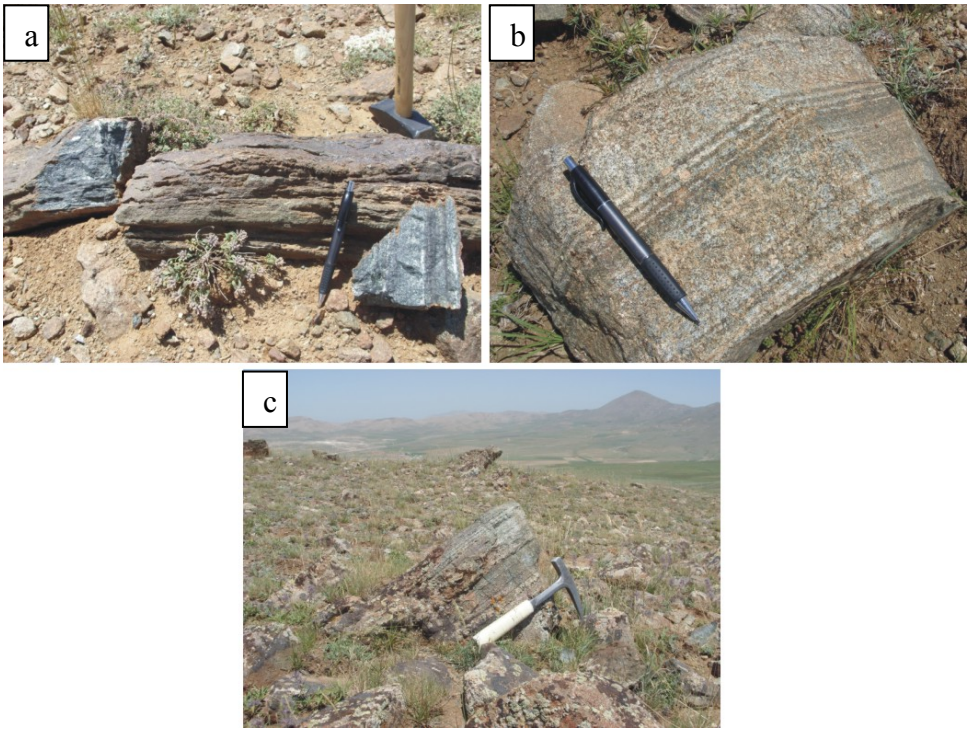
Şekil 6.50. Şehittepe formasyonu çört üyesi (a-b) genel görünümleri.



Şekil 6.51. a. Şehittepe formasyonu kireçtaşı blokları. b. Şehittepe formasyonunun kırıntılı kayaçları. Bakış yönü: D

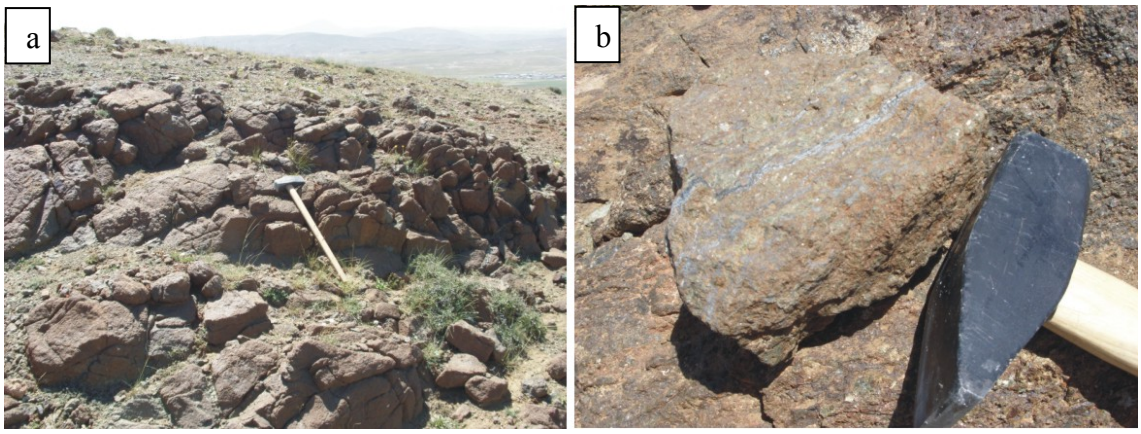
6.1.3.5. Ultramafik ve mafik kayaçlar

Yukarıbalçıklı sahasında gözlenen ultramafik ve mafik kayaçlar tektonik karmaşık olarak birarada bulunurlar. Yığışım karmaşığının oluşum sürecinde meydana gelen bu birliktelikte, birimlerin birbirleri ile olan ilksel ilişkilerinin izleri büyük ölçüde silinmiştir. Buna karşın haritalanabilir ilişkiler jeoloji haritasına işlenmiştir. Çalışma sahasında gözlenen mafik kümülat kayaçlarını olivin gabrolar temsil ederken, ultramafik kümülat kayaçları verlit, olivinli klinopiroksenit ve klinopiroksenit temsil etmektedir. Ultramafik tektonitler ise serpantinleşmiş harzburjitler, serpantinit, dünit ve bu birimlerin içindeki masif kromit merceklerinden oluşmaktadır. Çalışma sahasındaki mafik kümülat kayaçları, GB-KD uzanımlı yaklaşık 1.5 km uzunluğunda ve 250-500 m genişliğinde bir dilim olarak ultramafik kayaçların üzerinde tektonik dokanak ilişkisi ile bulunur. Bu kayaçların bindirme düzlemlerinin doğrultuları K 25° – 45° D ve bazı bloklarda ölçümlenebilen eğim yönleri 30° – 45° KB'dır. Bu bindirme doğrultusu mafik ve ultramafik kayaçların kendi içlerindeki ekay düzlemleriyle paralellikler sergilemektedir. Bu bağlamda genel olarak K-G sıkışmanın etkinliğinin izlendiği diğer çalışma alanlarına göre Yukarıbalçıklı sahasında KB-GD yönlü bir sıkışma rejiminin etkin olduğu söylenebilir. Katmanlı olivin gabrolar dış yüzeylerinde kahverengimsi, alterasyondan kısmen etkilenmemiş kırık yüzeylerinde ise gri renk tonları gösterir. Magmatik bantlanma bütün alanda oldukça iyi gözlenebilmektedir (Şekil 6.52 a-b-c).



Şekil 6.52. a-b-c. Tabakalı olivin gabroların genel görünümleri. Bakış yönü: KD

Ultramafik kümülat olduğu düşünülen ve katmanlı olivin gabroların içinde küçük bir cep halinde bulunan kayaçlar petrografik olarak piroksenit ve verlit olarak tanımlanmıştır. Bu kayaçlar koyu kahverengi tonları ve makro ölçekte içerdikleri piroksen kristalleri ile diğer kayaçlardan rahatlıkla ayrılabilmektedir. Küçük bloklar halinde parçalanmış olarak bulunan bu kayaçlarda sıklıkla piroksenitlerin bantlı yapıları gözlenebilmektedir (Şekil 6.53 a-b).



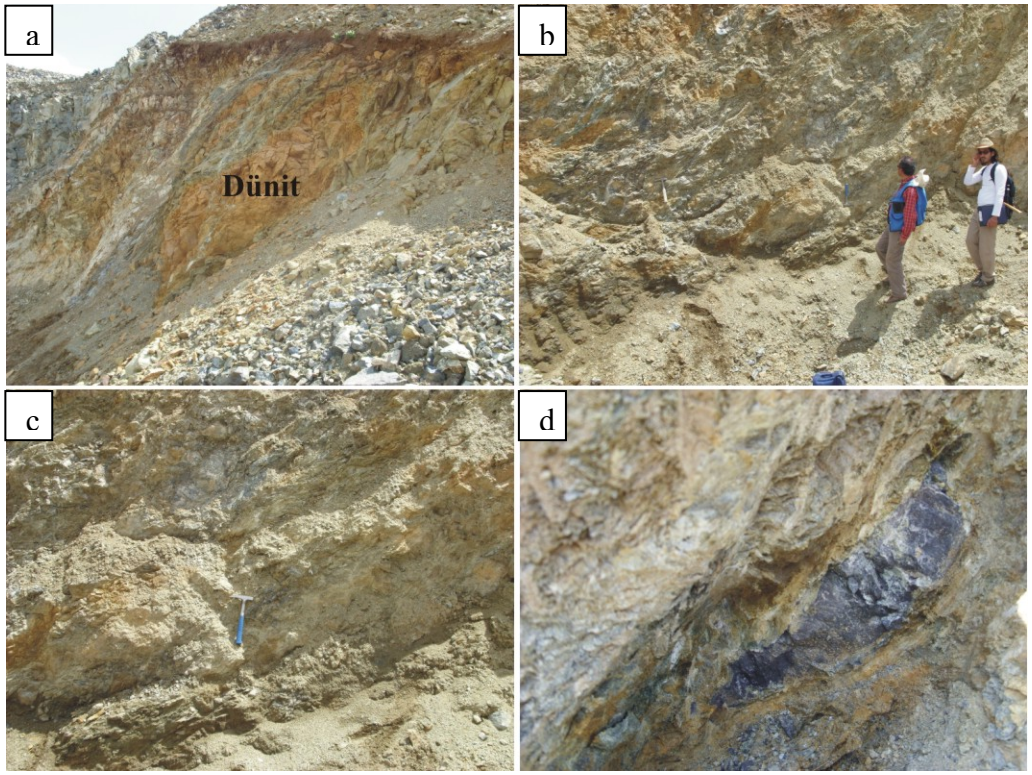
Şekil 6.53. a-b. Piroksenitlerin genel görünümleri.

Çalışma alanındaki ultramafik tektonitler diğer mafik kayaçlara nazaran yeşilimsi renk tonlarıyla belirginleşirler. Serpantinleşme bu kayaçlarda oldukça yoğun olarak gözlenir. Genel olarak K 20° – 40° D doğrultulu ve 35° – 50° GD eğimli ekay sistemlerinin geliştiği birimler budinleşmiş yapılar ve ezik zonlar halinde görülmektedir. İri bloklar halindeki budinlerin etrafını saran ezik zonlardaki serpantinleşmiş harzburjitlerde, ufalanmalar ve budin eksenleri boyunca uzamış yapraklanmalar gelişmiştir (Şekil 6.54).



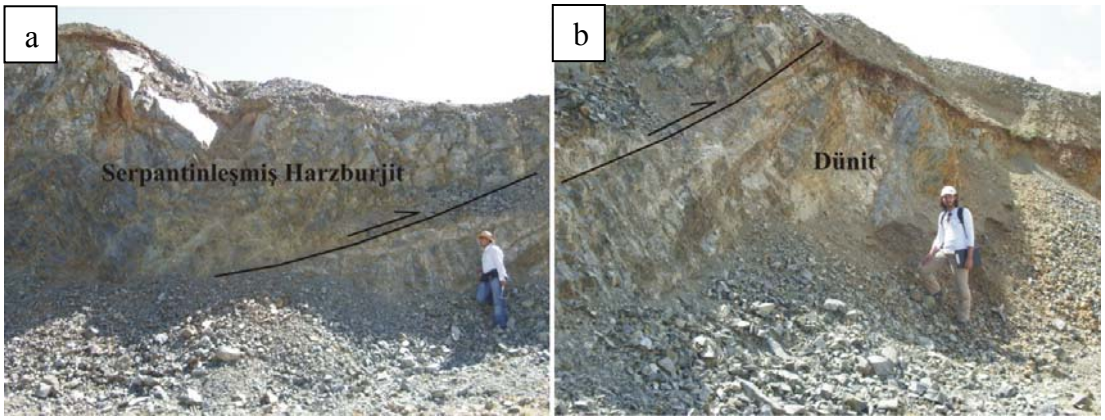
Şekil 6.54. Budin yapısı kazanmış serpantinleşmiş harzburjitlerin genel görüntüsü.

Çalışma sahasında dünitler açık yeşil, sarımtırak alterasyon renkleriyle belirginleşirler. Alterasyonun yoğun olduğu yerlerde koyu sarı renk tonları gösterirler (Şekil 6.55 a). Ezik zonlar boyunca parçalanmış masif kromitler, ezik zonlar içinde budinleşmiş ve uzun eksenleri ana yapıya uyumlu olarak izlenmektedir (Şekil 6.55 b-d).



Şekil 6.55. a. Koyu sarı renkli altere dünit, b-c. Ezik zonların görünümü, d. Ezik zonlar boyunca budinleşmiş kromit parçaları.

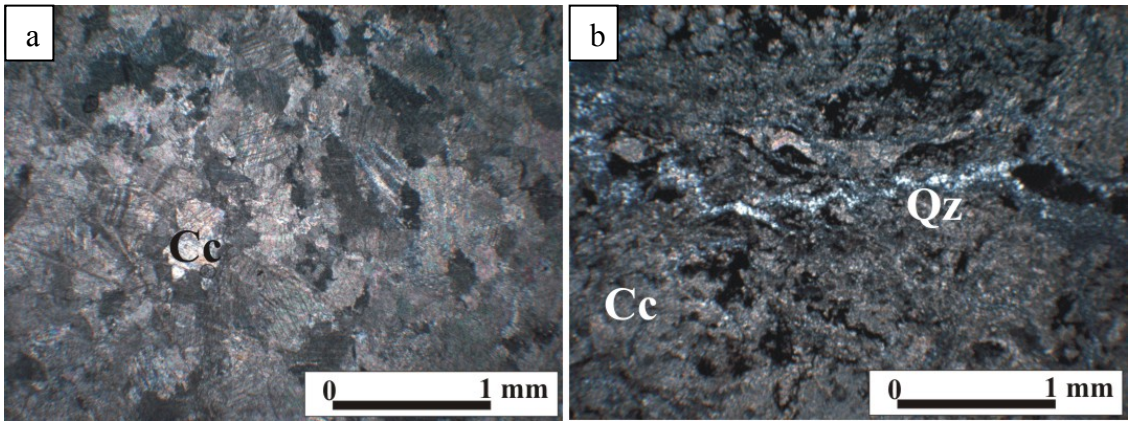
Serpantinleşmiş harzburjitlerde bolca kırık sistemleri gelişmiştir. Kazı yapılmış alanlarda izlenen bu çatlak sistemleri K 60° – 70° B doğrultulu ve 50° – 60° GB'ya eğimli iken, ana bindirme düzlemleri ile uyumlu gelişen ekay sistemleri K 20° – 40° D doğrultulu ve 45° GD'ya eğimli olarak görülmektedir (Şekil 6.56 a-b).



Şekil 6.56. a-b. Serpantinleşmiş harzburjitlerde gelişen ekay sistemlerinin görünümü.

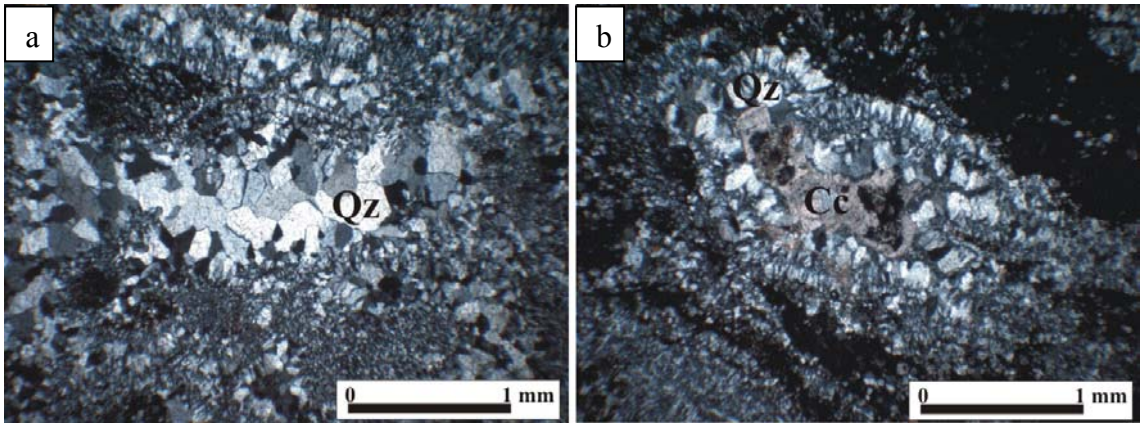
6.1.3.6. Mineralojik – petrografik özellikler

Yukarıbalçıklı sahasında Saray formasyonunun gölsel kireçtaşları incekesitlerde öz şekilsiz kristaller halinde görülmektedir. Bu kesitlerde kuvars minerallerine küçük yuvarlak taneler halinde ikincil olarak gelişen çatlak sistemlerinde rastlanılmaktadır. Kesitlerde kalsit kristalleri genellikle eş boyutlu ve girik ilişkiler sergiler (Şekil 6.57 a-b).



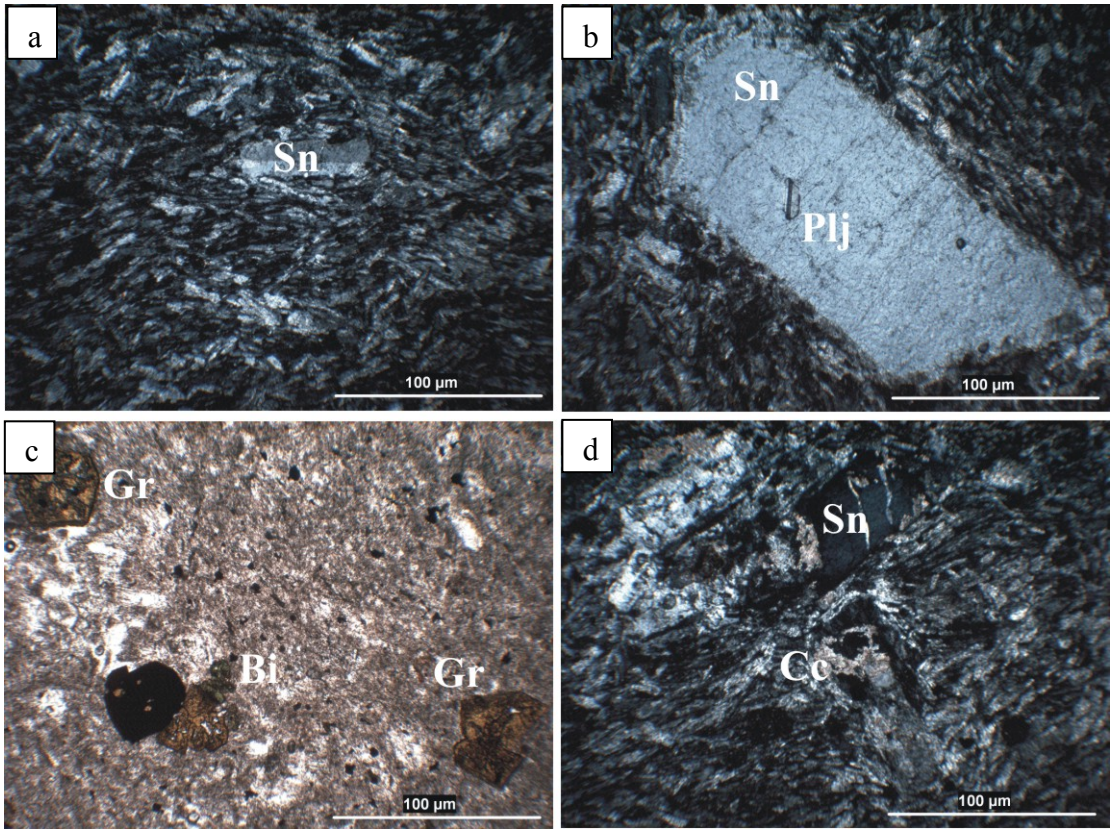
Şekil 6.57. Saray Formasyonu kireçtaşlarının incekesit görüntüleri. a. öz şekilsiz kalsit kristalleri. b. Kalsit hamuru içinde silis damarı. (Çift Nikol, Cc-kalsit, Qz-kuvars)

Çalışma sahasındaki çörtlerden alınan örneklerin incekesitlerinde kuvars ve kalsit kristalleri tanımlanmıştır. Bu kesitlerde kuvarslar küçük öz şekilsiz kristaller halinde görülürler. Yer yer silis bir hamur etrafında daha iri kuvars kristallerinin damarımsı bir yapı sergilediği izlenir. Kalsit kristallerine genellikle ikincil çatlak sistemlerinde rastlanırken, yer yer silisli bir kuşak tarafından çevrelendiği görülür. Önceki çalışmalarda (MTA, 2007) volkanik olarak haritalanan bu birimin incekesitleri tamamen silisli bir zon olduğunu ortaya koymaktadır (Şekil 6.58 a-b).



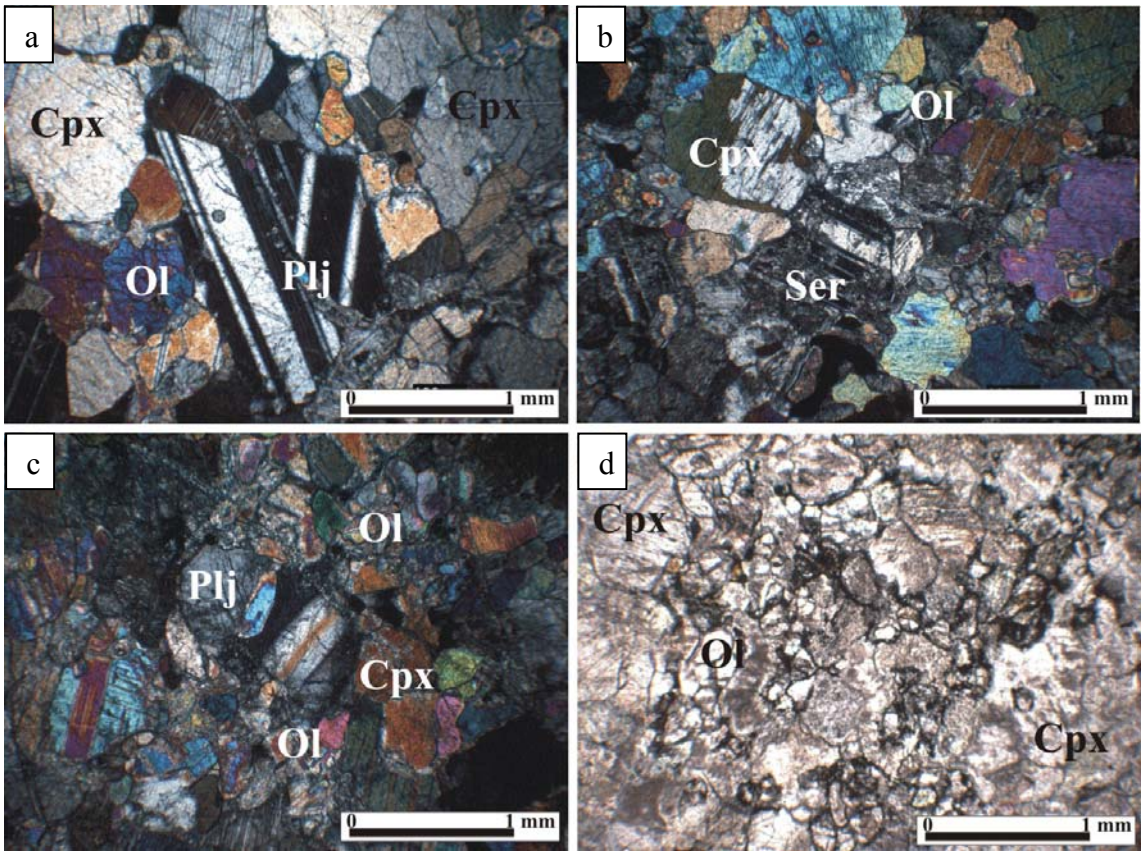
Şekil 6.58. Çört zonundan alınan örneklerin incekesit görüntüleri. a. Silis hamur içinde daha iri kuvars kristallerinin dağılımı. b. Kalsit kristallerinin silisli bir kuşak ile sarılması (a ve b Çift Nikol).

İnceleme alanının KB'sında bulunan volkanik birimlerin incekesitlerininde, bu kayaçlar trakit olarak tanımlanmıştır. Tipik trakitik dokunun görüldüğü incekesitlerdeki mineral parajenezi alkali feldispat (sanidin), plajiyoklaz, granat, biyotit ve opak minerallerden oluşmaktadır. İncekesitlerde feldispat mikrolitlerinin paralel veya yaklaşık paralel dizilimleri sonucu belirgin bir akma dokusu gözlenir. Karlsbad ikizlenmesi gösteren öz şekilli iri sanidin kristallerinde tipik polisentetik ikizlenme gösteren plajiyoklazlar kapanımlar halinde görülür. Bazı kesitlerde bol opak mineraller bulunmaktadır. Kesitlerin tamamında kahverengimsi poligonal taneler halinde yüksek optik engebeli granat mineralleri gözlenir. Kahverengi-yeşil renk tonlarında güçlü pleokroizması ve yarı öz şekilli biyotit kristalleri granatlar ile birlikte bulunur. Bazı kesitlerde karbonatlaşma alterasyon ürünü olarak görülmektedir (Şekil 6.59).



Şekil 6.59. Trakitlerin incekesit görüntüleri. a. Trakitik doku, b. Sanidin kristali içinde kapanım halinde bulunan plajiyoklaz, c.Granat ve biyotit, d. Karbonatlaşma. (c. Tek Nikol, a-b-d. Tek Nikol, Sn-sanidin, Plj-plajiyoklaz, Gr-granat, Bi-biyotit, Cc-kalsit).

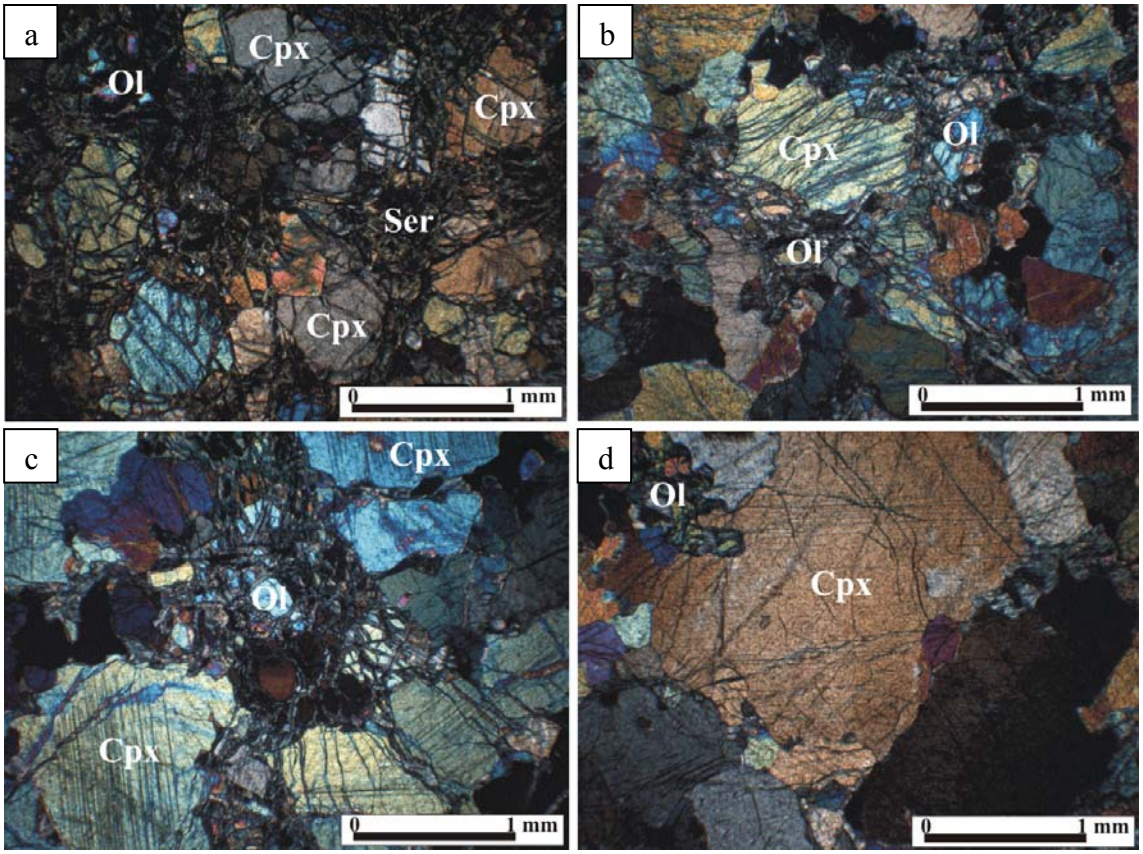
Ultramafik-mafik istifin en üstünde tektonik dokanak ile bulunan gabroyik kayaçlar incekesitlerde olivin gabro olarak tanımlanmıştır. Bu kayaçların incekesitlerinde tipik olarak hipidiyomorf tanesel bir dokuda klinopiroksen, plajiyoklaz, olivin, serisit, ortopiroksen, klorit, hornblend mineral parajenezi görülmektedir. Plajiyoklazlar çoğunlukla serisitleşmiştir. Yer yer olivin-plajiyoklaz kontaklarında reaksiyon kuşaklarının geliştiği görülmektedir. Olivinlerde iddingsitleşme oldukça yaygındır. Klinopiroksenlerden diyallag mükemmel dilinim göstermesi, bronz-kahverengimsi parlaklığı ile tipik olarak görülür. Kimi piroksenlerde 38° – 42° arasındaki sönme açıları bunların diyopsit-ojit bileşimli olduklarını düşündürür. Bazı kesitlerde çok büyük klinopiroksen kristalleri hem klinopiroksen hemde ortopiroksen kapanımları içerir. Piroksenlerde uralitleşme, plajiyoklazlarda serisitleşme, olivinlerde iddingsitleşme yaygın görülen alterasyon ürünleridir. İncekesitlerin birçoğunda opak mineraller gözlenir (Şekil 6.60).



Şekil 6.60. Olivin gabroların incekesit görüntüleri. a-c. Çift Nikol, d. Tek Nikol ve olivinlerdeki iddingsitleşmelerin görünümü.

Gabroyik kayaçlar ile uyumlu sınır ilişkili gözlenen ultramafik kayaçlardan alınan örneklerin incekesitlerinde bu kayaçlar verlit, olivinli klinopiroksenit ve klinopiroksenit olarak tanımlanmıştır (Şekil 6.61 a-d). Bu tanımlamalar saha gözlemlerinde net bir şekilde gözlenememesine karşın, bu ultramafik kayaçlarda verlit-piroksenit ardalanımının olduğunu düşündürmektedir. Verlitler, klinopiroksen, olivin, ortopiroksen, serpantin mineral parajenezinde kümülat dokuda görülürler. İncekesitlerde kümülüs piroksen kristalleri arasında interkümülüs olarak bulunan olivin kristalleri ana parajenezi oluşturmaktadır. Piroksenlerde ölçümlenen 45°-48° arasındaki sönme açılarına göre türleri diyopsit-ojittir. Bazı klinopiroksenlerde görülen kahverengi-portakal pleokroizması bu piroksenlerin egirin olduğunu düşündürmektedir. Olivinli klinopiroksenit ve klinopiroksenit olarak tanımlanan kesitlerdeki mineral parajenezi kümülat bir dokuda klinopiroksen, olivin, serpantin minerallerinden oluşmaktadır. Bu

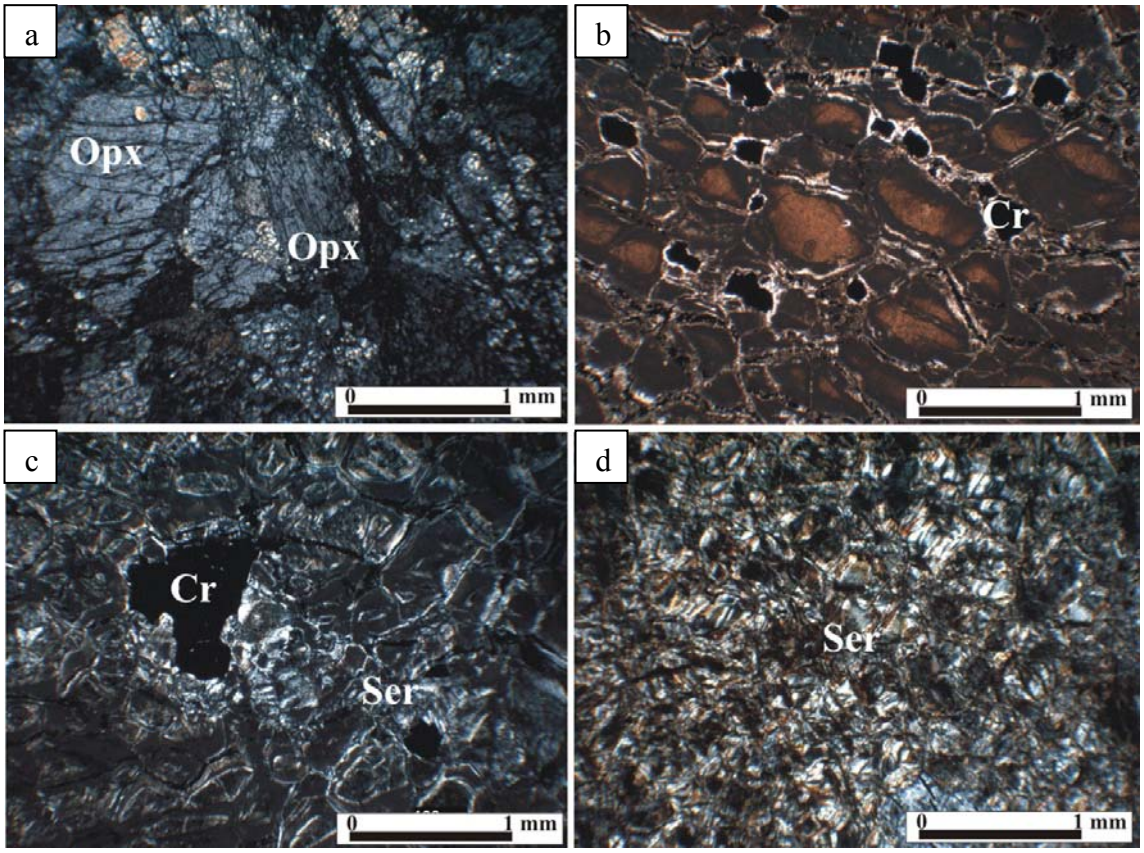
kesitlerde de olivinler interkümülüs olarak bulunmaktadır. Piroksenitlerde klinopiroksenler oldukça büyük kümülüs kristaller halinde bulunmaktadır.



Şekil 6.61. a-b. Verlit, c. Olivinli klinopiroksenit, d. Klinopiroksenit incekesit görüntüleri.

Ezik zonlar halinde harzburjit, dünitlerden oluşan ultramafik tektonit kayaları oldukça serpantinleşmiştir (Şekil 6.62 a-d). Birimden alınan örneklerin büyük bir bölümü alterasyondan yoğun bir şekilde etkilenmiştir. Buna karşın incelenen kesitlerde kayaç isimlendirmesi yapılabilmektedir. Harzburjitlerde tanımlanabilen piroksenlerin büyük bölümü ortopiroksenlerden oluşmaktadır. Az miktarda küçük kristaller halinde klinopiroksenlere rastlanabilmektedir. Bu kayaçlarda olivinler serpantinleşmiş, piroksenler ise bastitleşmiştir. Harzburjit kesitleri ikincil bir çok kırık çatlak içermektedir. Dünitler ağsı serpantinit dokusunun egemen olduğu kesitlerde isimlendirilmiştir. Özellikle bolca opak mineral kapanımı içeren bu kesitler tamamen serpantinleşmiştir. Açık sarı renk tonları ile sahada tanımlanan dünitlerin kimi

incekesitlerinde ağsı minerallerin açık sarı bir bozunma rengi aldığı görülmektedir. Açık yeşil renk tonlarıyla sahada tanımlanan serpantinitlerin ise incekesitlerde ağsı dokuda serpantin minerallerinden oluştukları görülür. Bu incekesitlerde opak minerallerin azlığı, serpantinite dönüşümün harzburjitlerden olduğunu düşündürmektedir.

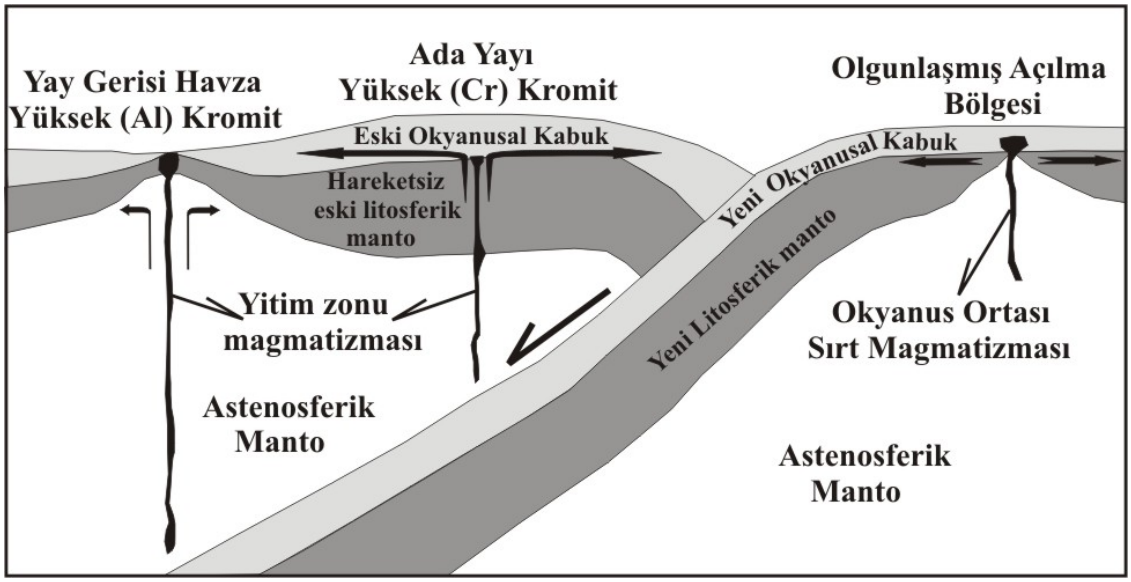


Şekil 6.62. Altere ultramafik tektonit kayalarının incekesit görüntüleri. a. Altere harzburjit, b-c. Altere dünit, d. Serpantinit (Opx-ortopiroksen, Ser-serpantin, Cr-kromit).

6.2. Cevherleşme

Kromit yataklarını iki temel gruba ayırmak mümkündür Bunlar; 1-Duraylı kıtalar içerisinde bazik intrüzyonla ilişikili stratiform kromit yatakları, 2-Alpin Dağ Kuşakları boyunca ultrabazik-bazik (Ofiyolitlere) kayaçlara bağlı Alpin (Podiform) tip kromit yatakları (Thayer, 1960 ve Thayer, 1972). En yaygın iki tipi oluşturan stratiform ve podiform kromit yataklarından stratiform tip kromit yatakları küçük ve öz şekilli kristal boyutlu, kümülat (çökel) dokulu, Fe içeriği yüksek, Cr/Fe oranı düşük, magmatik tabaklanmaya paralel birkaç kilometre yanal devamlılık gösteren bantlara sahip büyük rezervli yataklardır. En tipik örnekleri Bushveld (Güney Afrika) ve Stillwater (ABD) komplekslerindeki kromit yataklarıdır (Engin, 2001). Podiform Kromit Yatakları, ilk kez Thayer (1960, 1964) tarafından ultrabazik komplekslerin içinde küçük kütleler ve cepler halindeki düzensiz dağılmış kromit mercekleri olarak tanımlanmıştır. Alpin tipi ofiyolitler ve ilişkili krom yatakları Türkiye'ninde içinde bulunduğu Alp Orojenez Kuşağı boyunca gözlenen ofiyolitler ve ofiyolitik melanjlar içinde yeralmaktadır (Gökçe, 2009). Lerzolitik bileşimli manto malzemesinin kısmi ergimesi sırasında tüketilmiş artık kayaçlar oldukları düşünülen harzburjit ve dünitler içinde krom yataklarının oluşumu oldukça tartışmalı olup bugüne kadar bu konuda çeşitli görüşler ileri sürülmüştür (örneğin, Thayer, 1964; 1969; Dickey, 1975; Paktunç ve Baysal., 1981;Paktunç, 1990; Moutte, 1982; Lago ve ark., 1982; Stowe, 1987; Leblanc, 1987; Leblanc ve Nicolas, 1992). Podiform kromit kütlelerinin etrafında bulunan dunit kılıfı, boşluğu dolduran bazik magmanın, boşluğun cidarları boyunca kimyasal tepkimeye girmesi ve harzburjitin ortopiroksenlerinin olivine dönüşmesi sonucu gelişmektedir. Dunit kılıfın kalınlığı bazik magmanın ve harzburjitin ortopiroksenlerinin bileşimine ve tepkimenin süresiyle doğru orantılı olarak değişmektedir (Lago ve ark., 1982). Krom spineller Cr# oranına göre üç tipe ayrılmaktadır. Tip I, peridotit ve volkanitlerle ilişkili olan Cr spineller Cr#<0.60, Tip III Cr#>0.60 peridotit ve volkaniklerle ilişkili spineller ve Tip II ise birinci ve üçüncü tip arasındaki geçiş grubunu oluşturmaktadır. Birinci grubu oluşturan kromitler volkanik yay, stratiform kompleksler ve okyanusal bazaltlar içerisinde, üçüncü grubu oluşturan kromitler ise okyanusal kabuğa ait kromitlerdir (Dick ve Bullen, 1984). Tip-I Alpin-tip peridotitler okyanus ortası sırtında oluşmuş

okyanusal litosferde oluşurken, Tip III peridotitler içindeki spinellerin modern benzerleri yay ile ilişkili volkanik-intrüzif kayaçlarla ve okyanus plato bazaltları ortamında bulunur. Bu görüşlerden farklı olarak (Zhou ve ark., 1996; Zhou ve Robinson, 1997; Zhou ve ark., 1998) podiform kromitlerin yeni gelişmekte olan okyanus ortası sırt bölgelerinde oluşmak yerine yitimli yaklaşan plaka sınırlarında üstteki plakanın derin kesimlerinde bulunan eski okyanusal kabuk ve/veya üst manto malzemesinin yiten plaka içinden serbestleşen uçucuların etkisiyle kısmi ergimeye uğradığı yerlerde (ada yayı bölgelerinde) oluştuklarını, kromitlerin kimyasal bileşiminin bu sırada oluşan mafik magmalar ile üst manto malzemesi arasında gelişen reaksyonlarla geliştiği ve yankayaçtaki erime miktarına bağlı olarak da kromca zenginleştiği bildirilmektedir. Bununla birlikte Al'ca zengin kromitlerin ise kısmi ergimenin az olduğu yay gerisi bölgelerde oluştukları savunulmaktadır (Şekil 6.63). Bu görüşün doğruluğu kromit kütlelerini oluşturan kromit taneleri içlerinde sıvı kapanımlarının bolluğu ve su içeren minerallerin fazlalığı ile desteklenmektedir. Bu da ana magmanın su oranının fazla olduğunu ve oluşumların yitim zonunda geliştiğini kanıtlamaktadır. Dolayısıyla podiform kromitlerin, ada yayı ve yeni oluşan yay gerisi yayılım merkezleri gibi başlıca iki tektonik ortamda meydana gedikleri düşünülmektedir. Buna karşın okyanus ortası sırtlar gibi eski yayılma merkezlerinde ekonomik podiform kromitlerin oluşması pek beklenmemektedir. Sonuç olarak ekonomik boyuttaki kromit yatakları Yitim Zonu Üstü Ofiyolitleri ile ilişkili olarak bulunmaktadır (Zhou ve Robinson, 1997). Genelde sıcak ve hareket kabiliyetine sahip kısmi ergimeye uğramış manto malzemesinin tüketilmiş harzburjiti bırakarak daha yukarılara hareket ettikleri ve kısmi ergime derecesi yanı sıra bazik magma ile peridotit arasındaki tepkimenin şiddetine bağlı olarak, üst manto ve kabuk-manto geçiş kuşağında, kromit oluşumunun daha yüksek tenörlü olacağı görüşü ağırlık kazanmaktadır (Zhou ve Robinson, 1997).



Şekil 6.63. Podiform kromit yataklarının oluşumunun tektonik ortamları (Zhou ve Robinson, 1997).

Olgunlaşmış eski yayılma sırtlarında eski litosfer mantosu yoktur. Yükselen eriyikler tüketilmiş peridotitlerle kimyasal denge durumundadır, bu nedenle buralarda kromit oluşumu yoktur. Ada yayları altındaki kalın eski litosfer mantosu ergiyik-yan kayaç tepkimesi sonucu kromitlerin oluşumu için uygun ortamı sağlamaktadır. Okyanus taban yayılması eski litosfer mantosunun incelmesi veya yok olması durumunda yükselen ergiyikler içinde yer aldıkları yan kayaçdan daha refrakter olan yükselen astenosferle kimyasal tepkimeye girerler. Refrakter ergiyikler, yoğun uçucu içerikleri dolayısıyla ileri aşamada kismi ergimeye işaret ederler ve bunlar yüksek oranda kromit oluşumuna imkan sunarlar. Yay arkası havzaları gibi yeni oluşan yayılma merkezlerinde, yayılma nedeniyle eski litosfer mantosu incelmiş ve yok olmuştur. Yükselen eriyikler ada yayı altındakilerden daha az refrakterdir. Bu ortamda eriyik yankayaç arasındaki kimyasal tepkime yayılmanın başlangıç aşamasında kuvvetli olacak az refrakter nitelikli toleyitik bileşimli ergiyikler yüksek Al'lu kromitleri oluşturacaktır (Zhou ve Robinson, 1997).

Nodüler kromitler sadece ofiyolitik kromitlerde gözlenir. Bu dokuda, kristallenen tanelerin gelişen konveksiyon akımı içinde ağırlıklarına bağlı olarak izleyecekleri güzergah farkı nedeniyle birbirleriyle temas eden kromit taneleri, uygun kristal köşe ve kenarından başlayarak büyümekte ve taneler topluluğu veya nodülleri

meydana getirmektedir. Burada biriken kromit taneleri, içinde bulundukları boşluğun şekline uygun olarak kromit kütlesini meydana getirmektedir. Yankayaç-ergiyik tepkimesindeki değişimler, kromit kristallenmesi, magma karışımı ve ergiyik bileşiminde bir çok deşiğimlere sebep olmakta ve bunun sonucunda da bir kromit kütlesinde masif ve saçınımlı kromit bantları meydana gelebilmektedir. Magma ve yankayaç denge durumuna ulaşıp, kayaç-ergiyik reaksiyonun durması sonucunda, kromit ve olivin kotektik olarak kristallenmekte ve saçınımlı kromitler meydana gelmektedir (Zhou ve ark, 1996). Ayrıca Bazaltik magmanın harzburjitin ortopirokseniyle reaksiyonu sonucu, krom spinel kristallenmesinin yoğun şekilde geliştiği ancak piroksenitin ortopiroksenlerinin bazik magmayla tepkimesi sonucunda ise, çok az krom spinel meydana gelmektedir. Alkali bazalt magması aynı olduğuna göre, gözlenen farklılık ortopiroksenlerin bileşiminden kaynaklanmaktadır. Bu durum, harzburjitlerin ortopiroksenlerin Cr içeriğinin fazla Al içeriğinin az, lerzolitlerin ortopiroksenlerin Cr içeriğinin az, Al içeriğinin fazla oluşuyla izah edilmektedir (Arai, 1997). Yüksek Al kromit yatakları, düşük Mg'lu toleyitik eriyiklerden meydana gelirken, yüksek Cr kromit yatakları daha yüksek Mg içeriğine sahip (boninitik eriyiklere benzer şekilde) magmalardan türemişlerdir. Podiform kromitlerin manto içerisindeki kısmi ergime oranının yükselmesi ile Cr#=(Cr/(Cr+Al) oranı da yükselmektedir (Zhou ve ark., 2001).

Thayer, (1964; 1969); Dickey, (1975); Cassard ve ark., (1981); Lago ve ark., (1982); Paktunç, (1990); Leblanc ve Nicolas, (1992), Stowe, (1994) ve Ballhaus, (1998) tarafından ileri sürülen görüşlerde ortak nokta podiform kromit kütlelerinin MOHO zonu altında tektonitler içerisinde oluştuğu yönündedir. Buna karşın, Oman Ofiyolitinde, Arai ve ark., (2004) tarafından yapılan çalışmada, levha dayklarının tabanı ile üst gabro zonu arasındaki bölgede podiform kromit kütleleri bulunduğu belirtilmiş ve araştırmacılar burada bulunan kromitleri 'Üst Kabuk Podiform Kromitleri' olarak tanımlamışlardır.

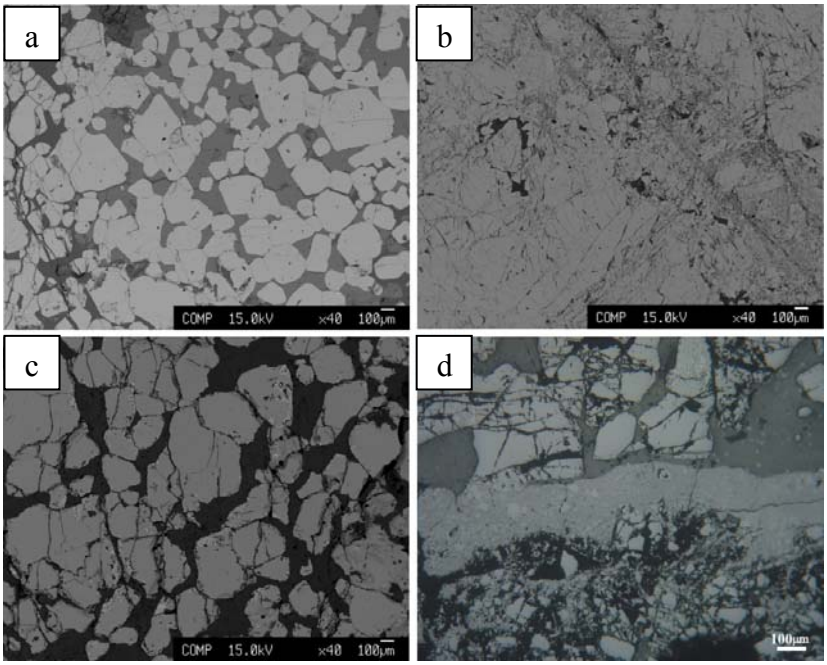
Levha tektoniği göz önünde bulundurulduğunda yukarıdaki bilgilerin ışığında, podiform kromitlerin boninitik bileşimli bazik eriyiklerin tektonit harzburjitlerle tepkimesi sonucu oluştukları görüşü ağırlık kazanmaktadır. Kromit kütleleri, boninitik magmanın yukarı doğru hareketi ve daha önceki okyanus ortası sırtı tipi peridotitlerle

daha sığ derinlerde de meydana gelen tepkimeler sonucunda da oluşumlarını sürdürmektedir (Zhou ve ark., 1997).

Van bölgesi kromititleri, Van gölünün doğusundan İran sınırına kadar olan bölgede genelde doğu-batı uzanımlı peridotit birimler içinde bulunur. Bu sahalarda genellikle özel işletmeler tarafından açılmış küçük-orta çaplı arama yarmaları ve zaman zaman işletilmiş daha büyük ocaklar yer alır. Saha çalışmaları esnasında görülen cevherli mostralardan ve ocak çevresinde mevcut bulunan cevher yığınlarından toplanan, kromit içerikleri en yüksek örnekler jeokimyasal analizler için kullanılmıştır. Bölgede incelenen krom yatakları küçük mercekler ve bantlanmalar şeklinde, masif, saçınımlı, bantlı ve nodüler tiplerde bulunur. Dünit ve harzburjitik bileşimli yankayaçlar içinde kromitlerin devamlılıkları söz konusudur. Ofiyolitlerin kıtaların üzerine bindirmesi sırasında tektonizmanın etkisiyle tamamen karışması ve tüm yapının kısmen veya tamamen bozulması nedeniyle bu bölgede gözlenen ofiyolitler çoğunlukla melanj ve tektonik karmaşıklar şeklinde görülür. Bu nedenle büyük bir krom rezervi beklenmemektedir. Bu ocaklardan alınan krom cevheri en fazla 10.000 ton civarındadır. Cevherleşmelerin Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı içinde bulunması nedeniyle cevherleşme üzerinde diğer bölge kromit cevherlerine göre daha yoğun bir tektonizma ve deformasyon etkisi görülür. Özellikle Yukarıbalçıklı sahasında ve yer yer Mehmetalan sahasında kromitler, milonitik fay zonu içinde bulunmaktadır. Cevherleşmeler yer yer budinleşmiş parçalar şeklinde görülmekte olup parçalanmalar el boyutu büyüklüğünde budin yapıları şeklinde yankayaçlar içinde bulunabilmektedir. Bu sahalarda görülen doku türleri ve içinde bulunduğu kayaçlar Çizelge 6.1' de verilmiştir. Nodüler cevher sadece Mehmetalan sahasında gözlenmiştir. Sahalara göre kromit cevherlerinin göstermiş olduğu en karakteristik doku türleri Şekil 6.64 a-d'de görülmektedir.

Çizelge 6.1. Kromit örneklerinin sahalara göre dokusal özellikleri ve yankayaçları

SAHA	**Doku**	**Yankayaç**	**Örnek sayısı**
ŞAHBAĞ (Alabayır)	Saçınımlı-bantlı-masif	Harzburjit-Dünit	4
MEHMETALAN	Nodüler-masif	Harzburjit-Dünit	11
MOLLATOPUZ	Saçınımlı-bantlı-masif	Harzburjit-Dünit	12
YUKARI BALÇIKLI	Saçınımlı-bantlı-masif	Harzburjit-Dünit	15

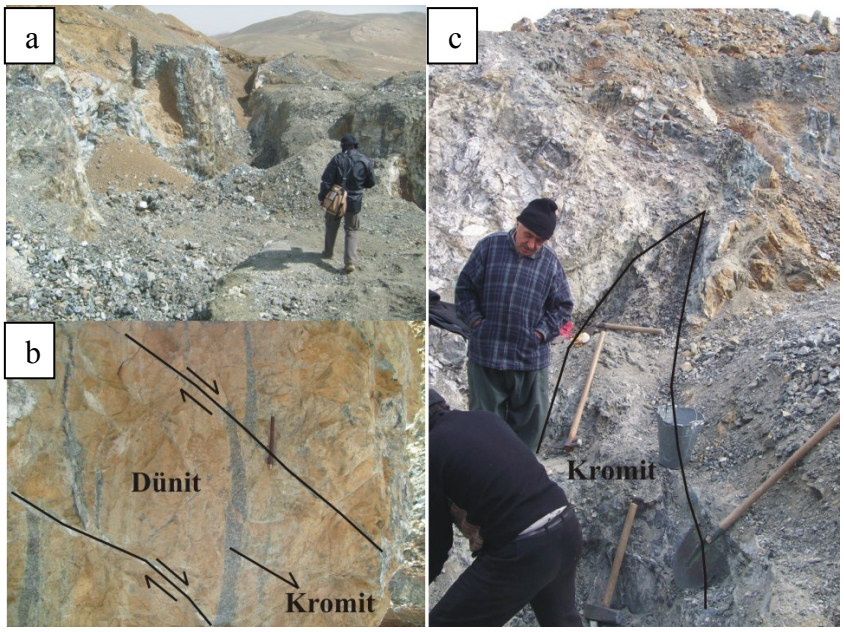


Şekil 6.64. Dört sahaya ait kromitlerin parlak kesit görüntüleri (a, b ve c) elektron mikroskop, (d) mikroskop tek nikol görüntüleri. a. Alabayır sahası kümülüs dokulu özşekilli kromit kristalleri, b. Mehmetalan sahası yüksek kromit içerikli bol kırıklanmalı kataklastik dokulu cevher, c. Mollatopuz sahası deformasyon çatlakları gösteren yarı özşekilli bantlı cevher d. Yukarıbalçıklı sahası kataklastik ve yer yer gelişmiş kırık zonlar boyunca milonitik düzlemler.

6.2.1. Alabayır sahası

Alabayır sahasındaki krom cevherleşmesi saçınımlı-bantlı ve masif mercekler olmak üzere iki tip olarak sınıflandırılabilir. Kümülat süreçlerin etkilerinin gözlendiği saçınımlı bantlı kromitlerin yayılımı çok azdır. Bu tip kromitler dünitler içinde 5 cm den 10 cm'ye değişen kalınlıklarda bantlar şeklinde görülür (Şekil 6.65 a-b). Bu bantların uzunlukları 2-3 m arasında değişmekte olup, yoğun tektonizma etkisinde kırıklı ve parçalı olarak gözlenmektedir. Bu sahada masif, saçınımlı-bantlı kromitler ultramafik tektonitler ile ilişkilidir. Serpantinleşmiş harzburjitik yankayaç içinde, yer yer ince bir dünitik zonla çevrili olan masif kromit mercekleri saçınımlı bantlı kromitlerden daha yüksek tenörlüdür. Ekonomik önem arz etmediğinden saçınımlı bantlı cevherlerden kimyasal analiz yaptırılmamıştır. Masif merceklerden alınan örneklerde (n=4) ortalama tüm cevher Cr_2O_3 tenörü % 36 olarak tespit edilmiştir. Bu masif mercekler 1 metre

uzunluğunda 25-30 cm kalınlığında kopmuş ve parçalanmış bloklardan oluştuğu gibi, 4-5 metre uzunluğunda 1-2 metre genişliğinde mercekler olarak da gözlenir (Şekil 6.65 c). Bu mercekler genellikle K 40°–45° D doğrultulu 50°-60° KB'ya dalımlıdır. Dünitik zarf ile çevrili dış çeper yer yer serpantinleşmiş, kayma düzlemlerinde ise talklaşmalar gelişmiştir.



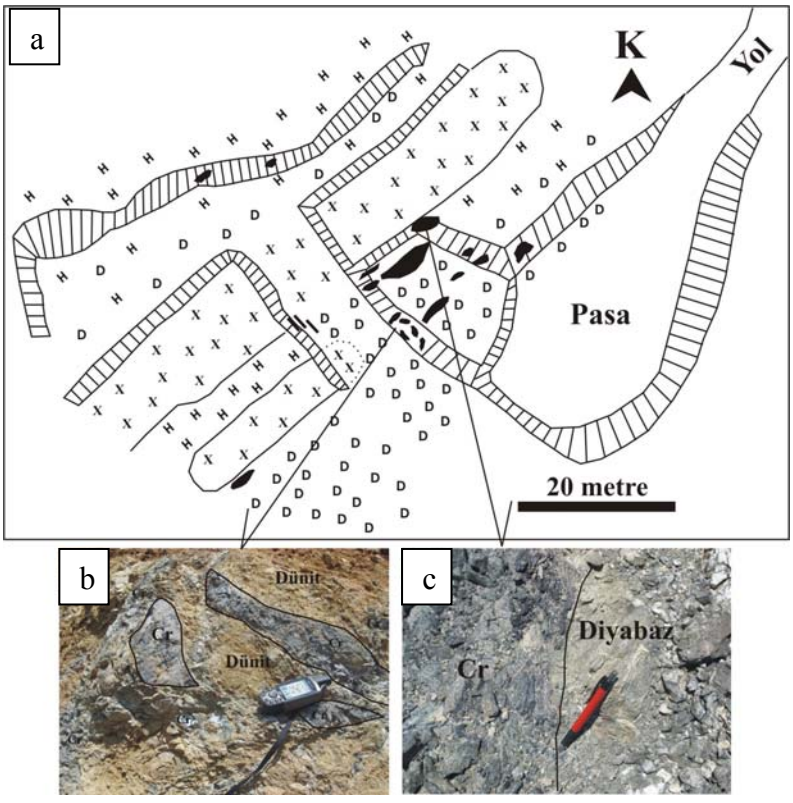
Şekil 6.65. a. Alabayır sahasında kromit için işletilen yarmalar. b. Altere dünit blokları içinde genç faylar ile kesilmiş saçınımlı bantlı kromit. c. Serpantinleşmiş harzburjitik yankayaç içinde görülen masif kromit merceği.

Bu kromit mercekleri ezilmiş ve tektonizmadan yoğun bir şekilde etkilenmiş olsalar da genel olarak serpantinleşmiş harzburjitik yankayaç içinde belirgin bir yönelim sergilerler (Şekil 6.66 a). K 40°–45° D doğrultusunda peridotitik kütlenin genel uzanımına hem cevher hemde harzburjitik yankayacı kesen diyabaz dayklarıparalellik göstermektedir.

Ocak içindeki daykın doğrultusu ile ölçülebilen kromit merceklerinin doğrultusunun paralellik sergilemesi olası kromit zuhurları için yol göstericidir. Alabayır sahası ofiyolitik bir melanj özelliği sergiler. Bu bağlamda gözlemlenen masif kromit mercekleri veya bloklarının uzun devamlılıkları beklenmemektedir. Buna karşın muhtemel cevherleşmeye, ofiyolit napın cevherleşme açısından en önemli kaya grubu olan serpantinleşmiş harzburjitik yan kayasının K 40^0–45^0 D doğrultusunda ilerleyecek

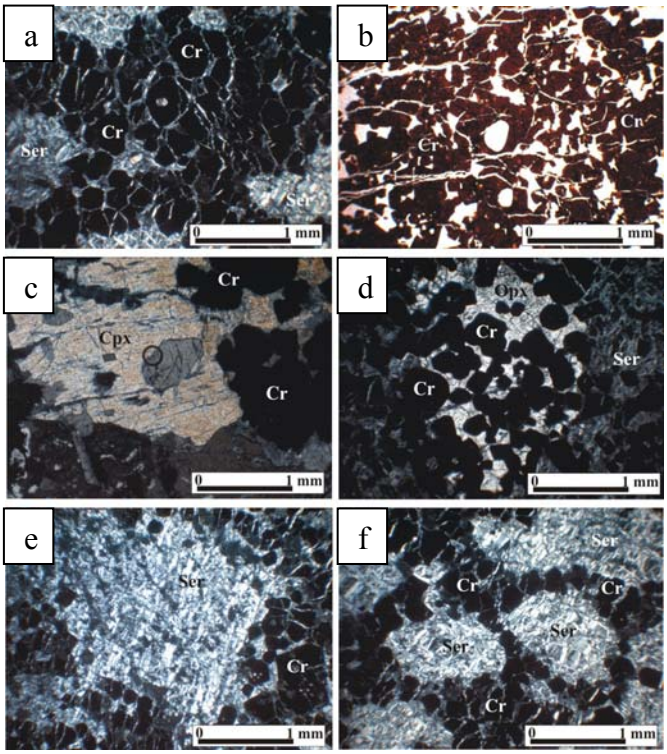
kazılar ile ulaşılabilineceği düşünülmektedir. Alabayır sahasının küçüklüğü, var olabilecek cevher kütlelerinin muhtemelen parçalanmış küçük bloklar veya mercekler halinde oluşu nedeni ile (Şekil 6.66 b) günümüz koşullarında bu sahadaki kromit zuhurlarının aramacılığının ekonomik olmadığı söylenebilir.

Ayrıca açılan ocak içindeki bir noktada bir diyabaz daykı kromit merceği ile kontak ilişkili görülür (Şekil 6.66 c). Bu kontakta meydana gelen etkileşim sonucunda daykın kenar kısımlarında kromit kristalleri makroskobik olarak merkez kesimlerine göre daha zengindir. Dayk'ın soğuma kenarları boyunca 5-10 cm'lik bir zonda kromit kristalleri gözle görülebilecek boyuttadır. Bu diyabaz daykından elde edilen kimyasal analiz sonuçlarında da kromit içeriğinin diğer dayk örneklerine göre yüksek (1740 ppm) olduğu görülür. Bu gözlemler daykın kromit cevherini ve diğer yankayaçları birlikte kestiğini kanıtlamaktadır. Daykla kromitin oluşum ortamlarının belirlenmesi ve yorumlanması bakımından bu ilişki önemlidir.



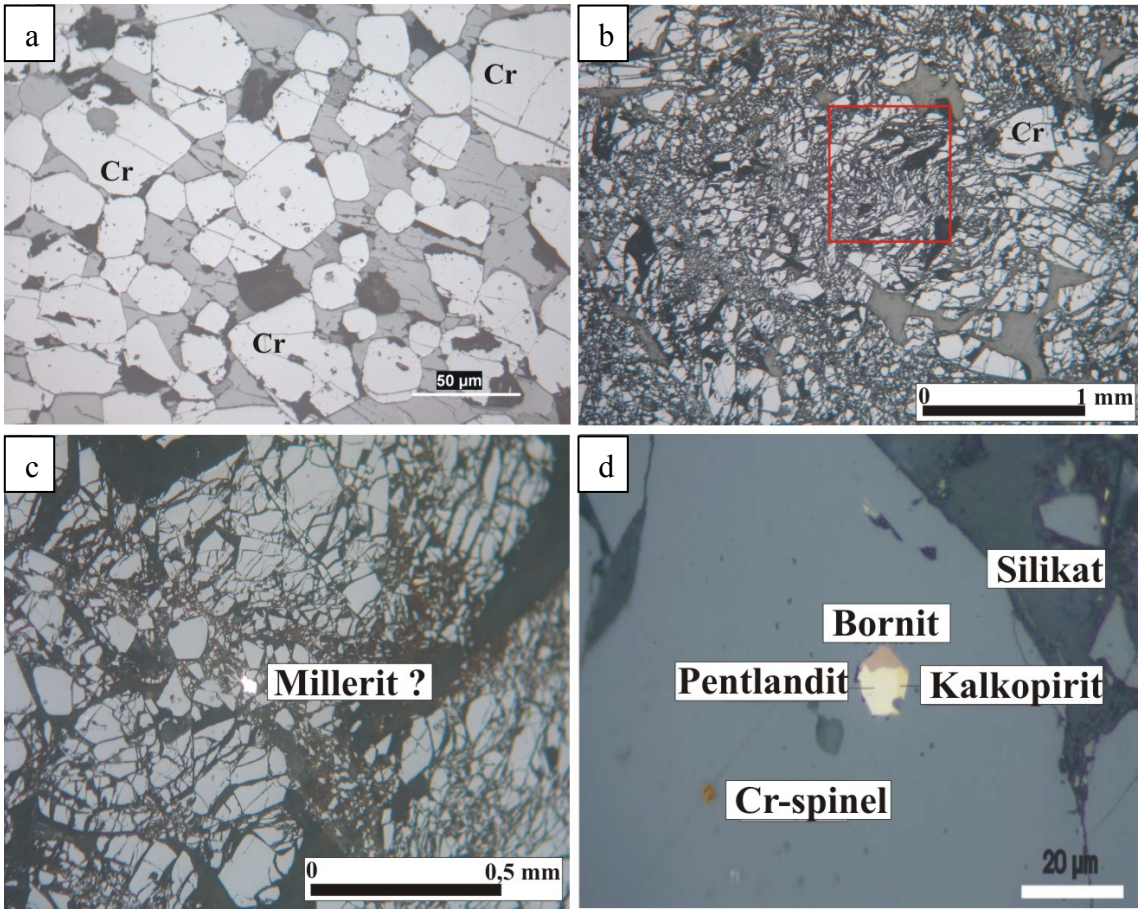
Şekil 6.66. a. Alabayır sahası krom zuhurlarının jeoloji haritası (Çolakoğlu ve Günay, 2010). b. Dünit içinde parçalanmış kromit mercekleri c. Diyabaz - kromit kontağı. H-harzburjit, D-dünit, X-diyabaz, Cr-kromit.

Alabayır sahasındaki hem masif hem de saçınımlı bantlı kromitlerde silikat matriks oldukça fazladır. Bu durum cevherleşmenin düşük tenörlü oluşu ile de desteklenir. Cevher örneklerinden yapılan incekesitlerde silikat matriksin serpantin minerallerinden oluştuğu gözlenmektedir (Şekil 6.67 a, d, e, f). Çift nikolde opak görülen kromit kristalleri öz şekilli, ve yarı öz şekilli formlarda görülür (Şekil 6.67 a-d). Tek nikolde ise kızılımsı, koyu kırmızı renk tonları sergiler (Şekil 6.67 b). Serpantin minerallerinden oluşan silikat matriks içinde yer yer ortopiroksen ve klinopiroksen kristallerine rastlanır (Şekil 6.67 c-d). İncekesitlerde kromit kristallerinin serpantinler içinde yüzer konumda görülmelerine karşın yer yer kromit kristalleri içinde silikat kapanımlarına da rastlanır (Şekil 6.67 a-b). Bu durum eş zamanlı çökelmeye işaret etmektedir. İncekesitlerde serpantin adacıklarının etrafını saran kromit kristalleri yer yer zincir dokuları sergiler (Şekil 6.67 f).



Şekil 6.67. Alabayır sahası krom örneklerinin incekesit görüntüleri. a, b. Kromit kristallerinde kapanım halinde görülen silikatlar. c. Klinopiroksen ve sınır ilişkili kromit kristalleri, d. Ortopiroksen ve kümülüs dokulu yarı özşekilli kromit kristalleri, e, f. Serpantin matriks ve kromit kristallerinde zincir dokusu. (b.Teknikol, a, c, d, e, f. Çift nikol görüntüleridir.)

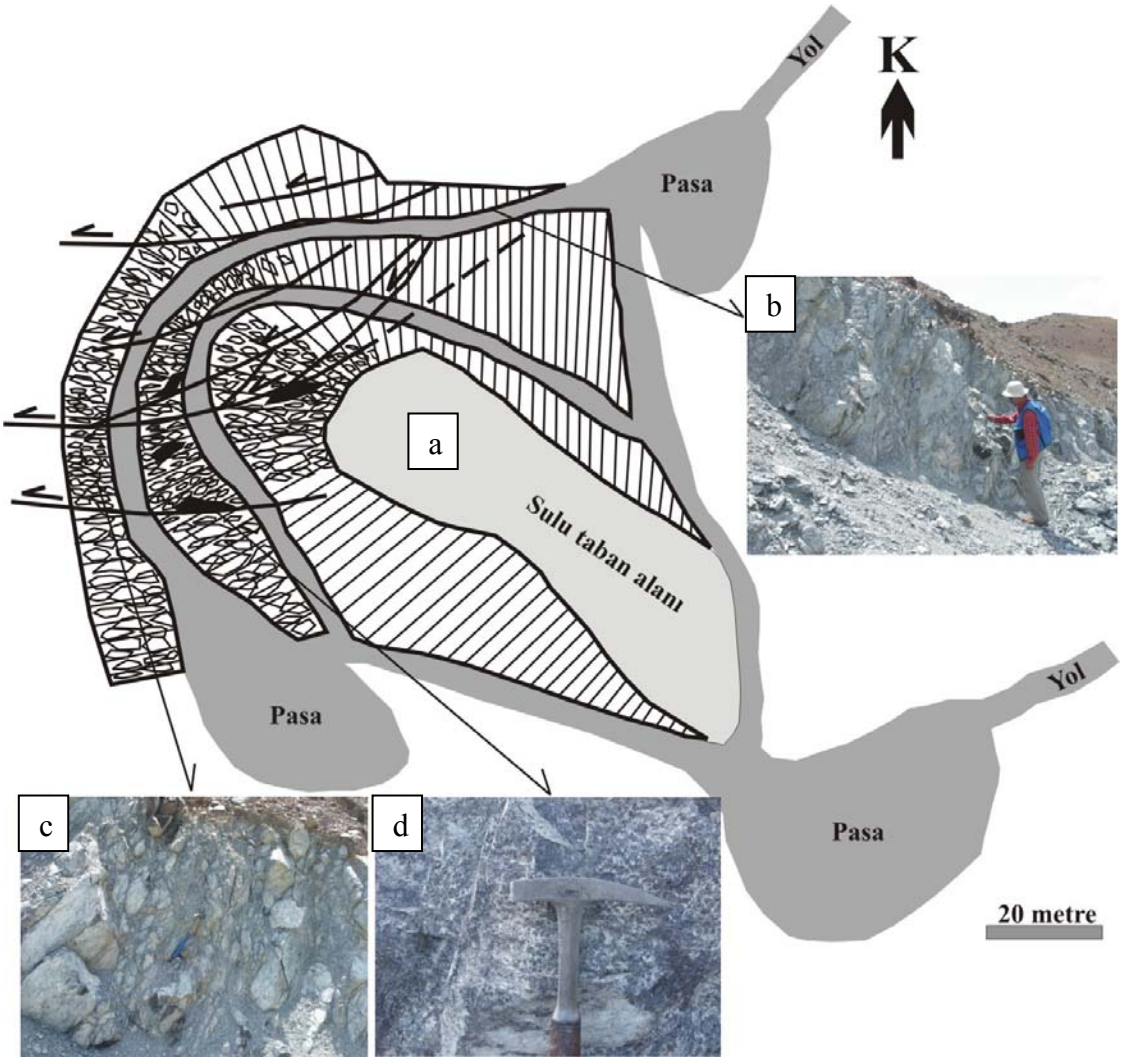
Cevher örneklerinin parlak kesitlerinde kromit kristalleri gri renk tonları, düşük reflektivite, yer yer sergiledikleri kırmızı kahve iç yansımaları ile tanımlanır. Kümülat dokuların görüldüğü kesitlerde kromitler 10 µm – 130 µm kadar değişen tane boylarında, yer yer köşeleri yuvarlaklaşmış oktaedrik kristaller halindedirler (Şekil 6.68 a). Kataklazma derecesine göre özşekilsiz bir görünüm kazanırlar. Kataklastik dokuların gözlendiği süreksizlik düzlemlerinde kristaller 1 µm – 40 µm tane boylarında, parçalanmış ve özşekilsiz agregatlar haline dönüşmüştür. Bazen kataklastik zonlarda kromit kristallerinde çok fazlı deformasyonların etkisi sonucu oluşmuş bükülmeler de görülür (Şekil 6.68 b). Örneklerde hem silikat zonlarda hem de kromit kristallerinde kapanım olarak azda olsa sülfit mineralleri görülür (Şekil 6.68 c-d).



Şekil 6.68. Alabayır sahası kromit örneklerinin a-c. Parlak kesit, d. Elektron mikroskop görüntüleri. a. Kümülat doku, b. Kataklastik zonda kromit kristallerinde görülen bükülmeler c. Kataklastik zonda görülen millerit d. Kromit içinde birincil sülfit mineral kapanımları.

6.2.2. Mehmetalan sahası

Mehmetalan sahası, dört çalışma alanı içinde peridotit birimlerin en büyük olduğu ofiyolit dilimdir. Bu peridotit dilimlerin devamlılıkları, krom cevherinin ana kayası olması nedeniyle, Mehmetalan sahasını varolabilecek krom cevheri açısından ön plana çıkarmaktadır. Bu sahada bulunan peridotit birimlerde on'un üzerinde farklı alanda krom aramacılığı için yarmalar açılmış ve yer yer işletilmiştir. Bu çalışmalar sırasında bölgede çalışan Mehmetalan köylüleri ile yapılan sözlü görüşmelere göre kazı alanlarından yaklaşık 4000-5000 ton cevher çıkarıldığı bildirilmiştir. Sahada farklı zuhurlardan alınan cevher örneklerinden elde edilen (n=11) ortalama tenör % 45 Cr_2O_3 olarak bulunmuştur. Mehmetalan sahasında en çok kromitit cevherinin alındığı büyük ocak (Şekil 6.69 a) peridotit birimlerin güney zonunda bulunur. Bu zonda masif ve nodüler olmak üzere ikiye ayrılan cevherleşmede masif cevherler nodüler cevherlerden daha yüksek tenöre sahiptir. Podiform kromititlerin en karakteristik dokusunu sunan nodüler cevherleşme, çalışma alanları içinde yalnızca Mehmetalan sahasında gözlenmektedir (Şekil 6.69 d). Yaklaşık doğu-batı uzanımlı peridotit birimlerin ana yönlenmesine uygun bir şekilde geliştirilmiş ocak kazısının güney zonu karasal kırıntılılar tarafından örtülmüştür. Kuzey, doğu ve batı zonlarında ise peridotit dilimlerinin devamlılıkları görülmektedir. Var olan en büyük ocak kazısı cevherin kaybolmasıyla terkedilmiştir. Mehmetalan peridotitinin K-G sıkışma rejiminin etkisinde kalarak doğu batı uzanımlı yönlendiği anlaşılmaktadır. Bu bağlamda ana tektonik sıkışma rejimi ile uyumlu olan yaklaşık doğu – batı uzanımlı bindirmeler peridotit kütleleri üzerinde yoğun bir etkiye sahiptir. Ayrıca KB-GD ve KD-GB yönlü doğrultu atımlı faylar ve yaklaşık K-G yönlü normal fayların cevher podları üzerinde etkin olabileceği düşünülmektedir. Ocak duvarları içinde budinleşmiş ve dikleşmiş harzburjit ve dünitlerin yoğun bir tektonizmaya maruz kaldığı yer yer milonitik zonlar oluşturduğu görülür (Şekil 6.69 b-c). Ocağın kuzey aynasından güneye doğru kataklazma derecesi azalmaktadır (Bkz, Şekil 6.69 a). Sonuçta tüm tektonik aktivite eşliğinde cevher zonlarında ezilmeler, parçalanmalar görülmektedir.



Şekil 6.69. a**.** Mehmetalan sahası büyük ocak haritası. b-c. Budinleşmiş ve dikleşmiş harzburjit ve dünitler, d. Nodüler kromitler.

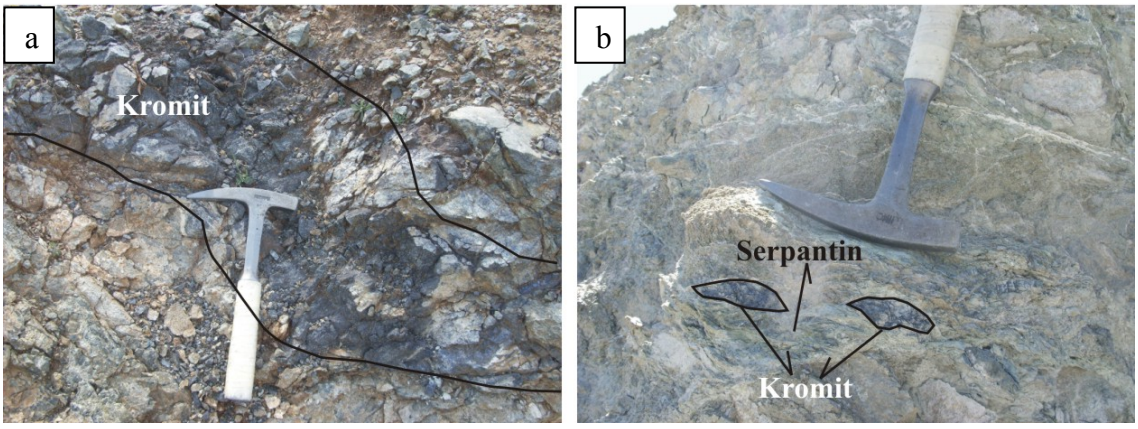
Açılan yarmaların duvarlarında görülen budinleşmenin varlığı peridotit dilimlerin yerleşimi ve günümüze kadar varolan tektonik etkilerin sonucudur. Bu budinleşmelerde budinlerin uzun eksenlerinin yönleri ise ana yapının dikleştiğini belirtir. Birçok genç fayla da kesilen birimlerde cevherler kırıklı parçalı dağınık bir görünüm sergiler. Bu tektonik koşullar altında kromitit mercekleri parçalanmış ve ötelenmiştir. Bununla birlikte Mehmetalan sahası 7-8 km uzunluğundaki peridotit birimlere sahip olmasıyla, bölgesel ölçekte krom aramacılığının ve işletmeciliğinin yapılabileceği önemli alanların başında gelmektedir. Bu sahada krom aramacılığında izlenebilecek yöntemler sınırlıdır. Krom zuhurlarının litolojik takibi yanı sıra, dere içi örneklerin derlenmesi ve ilişkili zonların ayrıntılı incelenmesi ile kazı yapılabilecek

birçok yeni alan belirlenebilmektedir. Sahada koyu kahverengi günlenmiş renk tonları harzburjitleri belirtirken, bu birimler ile ilişkili gri renkli ezik zonlarda açık yeşil renk tonları ile dünitik seviyeler ayrımlanabilmektedir. Harzburjitlerdeki piroksenlerde gelişen bastitleşmeler bu kayaçları kolayca tanınır kılmaktadır. Bu ezik zonlar ve dünitik seviyeler arama amaçlı yarmaların geliştirilmesi gereken ana zonlardır (Şekil 6.70).



Şekil 6.70. Dünitik ezik zonlardan genel bir görünüm.

Saha çalışmalarında makaslanmış bazı düzlemlerde, parçalanmış küçük masif kromit zuhurlarına da rastlanılmıştır (Şekil 6.71 a-b). Bu düzlemlerde geliştirilecek yarmalar, cevherleşmenin boyutunu daha iyi ortaya koyabilir.



Şekil 6.71. a.b. Makaslama düzlemleri ve yakın çevresinde görülen kromit zuhurları.

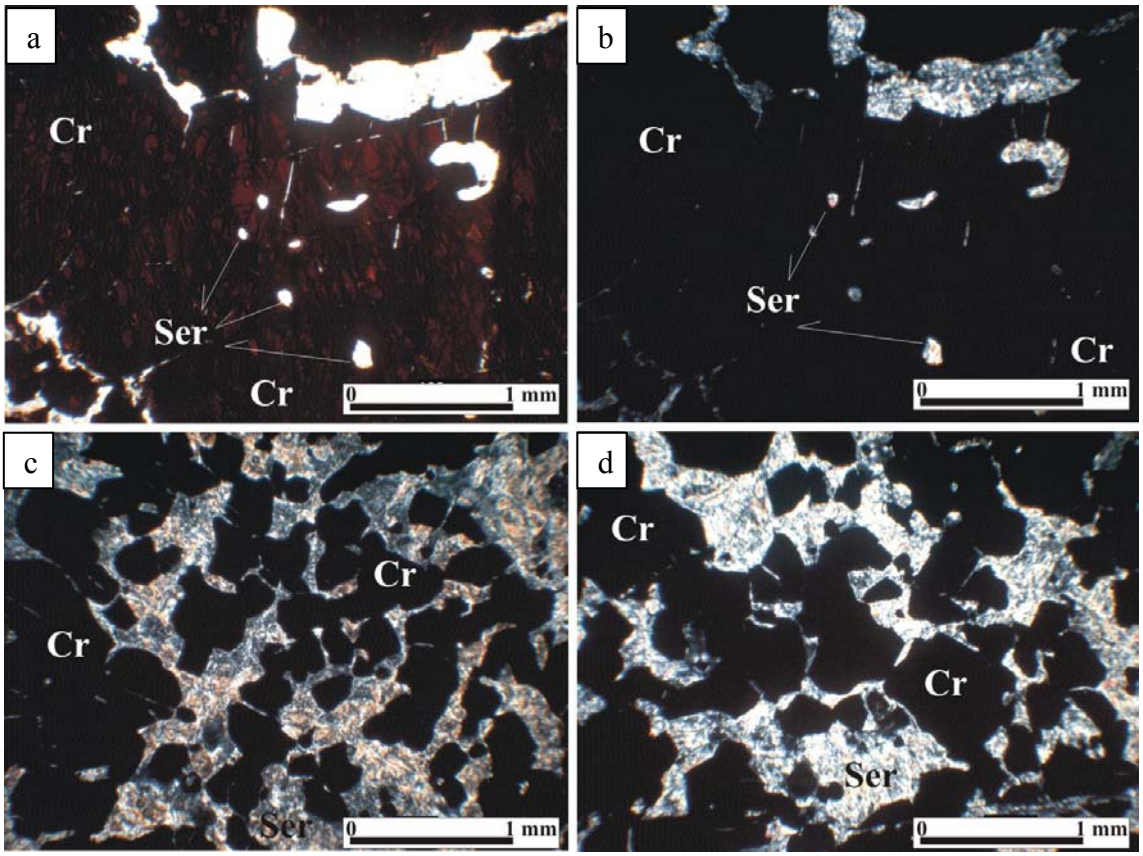
Mehmetalan sahasında gözlenen bir cevher kütlesinde nodüler ve masif kromitler arasında sınır ilişkisi bulunmaktadır. Genel olarak nodüler kromitlerde nodüllerin çapları 0.5 – 1.5 cm arasında değişmekte ve nodüller arası hamur olivin ve serpantinleşmiş silikatlar olarak görülmektedir. Masif kesimler de ise kahverengimsi siyah bir renk tonunda ince taneli kromitler bulunur (Şekil 6.72). Bu kesimde makroskobik olarak masif görünümlü kromitlerin kataklazma etkisiyle fiziksel parçalanmaya uğrayarak fay zonu boyunca ikincil olarak oluştuğu düşünülmektedir. Bu kromit bloğunda mostra gözleminin yapılamamış olması nedeniyle olası fay düzlemi tespit edilememiştir. Böylesi kataklastik dokuların görüldüğü fay zonlarında ikincil sülfit mineralleri ve platin grubu element (PGE) zenginleşmelerinde artış görülebilmektedir (Tsoupas ve Economou, 2008). Bu zondan alınan ve incelenen örneklerde mikroskopik olarak olası platin grubu mineraller ve sülfit mineralleri görülmüştür.



Şekil 6.72. Cevher bloğunda görülen nodüler ve masif kromitin sınır ilişkisi.

Mehmetalan sahasındaki kromitlerin dokusal özellikleri Alabayır sahasında gözlenen kromitlerden farklıdır. Bu farklar nodüler cevherleşmenin varlığı, daha yüksek kataklazma etkisi ve daha masif kromitlerin bulunması ile belirginleşir. Nitekim yapılan XRF analiz sonuçlarında en yüksek Cr_2O_3 içeriği (%53.6) bu örneklerden elde

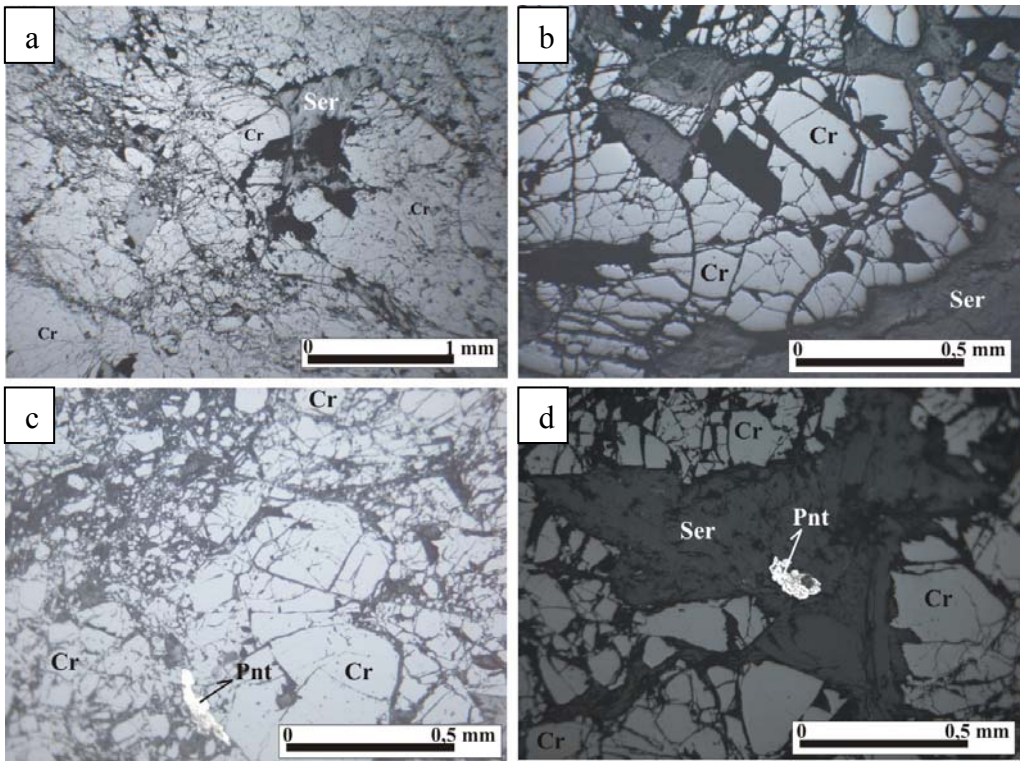
edilmiştir (Örnek No: ME-C12). Yapılan cevher incekesitlerinde masif (Şekil 6.73 a-b) ve yer yer daha az masif olan örneklerdeki silikatlar çoğunlukla serpantin minerallerinden oluşmaktadır (Şekil 6.73 c-d).



Şekil 6.73. a-d. Mehmetalan sahası kromitlerinin incekesit görüntüleri. a.Tek nikol, b,c,d. Çift nikol görüntüleridir (Cr- kromit, Ser- Serpantin).

Parlak kesit incelemelerinde kromit nodülleri, kataklazma nedeniyle kırıklı ve parçalı bir şekilde görülürler. Kataklazma etkilerinin artması sonucu belirli süreksizlik düzlemlerinde, kromit kristallerindeki parçalanma artmakta ve tane boyu oldukça küçülmektedir. Özellikle nodüler ve masif kromitin sınır ilişkisinin gözlendiği zondan yapılan parlak kesit incelemelerinde, nodüler cevherleşmenin olduğu kesimden masif cevhere geçildikçe kataklastik etkilerin arttığı ve kromit kristallerinin öz şekilsiz formlara sahip olduğu görülmektedir (Şekil 6.74 a-c). Bu zonda cevherin masif kesimlerinin kataklazmaya uğramış nodüllerin süreksizlik düzlemleri boyunca ikincil süreçlere maruz kalarak fiziksel parçalanma sonucu oluştuğuna işaret etmektedir. Parlak

kesitlerde sülfit mineralleri kromit kristalleri içinde nadir bulunurken silikatlı zonlarda daha yaygın görülmektedir. Bu kesitlerde açık beyaz renkli anizotrop olan sülfit mineralleri pentlandit olarak tanımlanmıştır (Şekil 6.74 d).



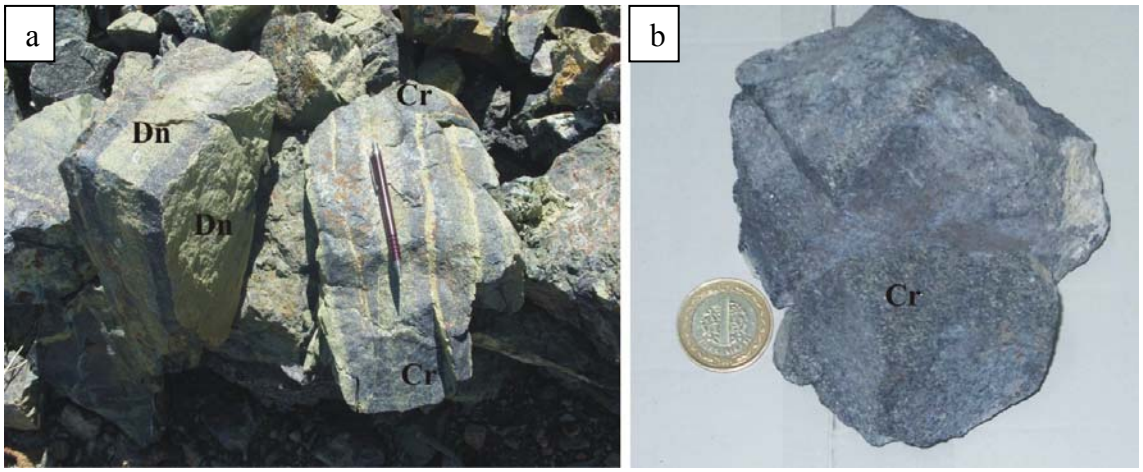
Şekil 6.74. Mehmetalan sahası kromit parlak kesitlerinden görüntüler. a. Yüksek kataklazmaya maruz kalmış masif kromitler, b. Yüksek kromit içerikli bol kırıklı cevher c. Fay zonuna doğru artan kataklazma etkisi ile nodüllerin parçalanması d. Silikat zonlar içinde görülen pendlandit (Cr-kromit, Ser-serpantin, Pnt- pentlandit).

6.2.3. Mollatopuz sahası

Mehmetalan sahası gibi D-B uzanımlı peridotit birimlerinin gözlendiği bir diğer alan Mollatopuz sahasıdır. Bu alan Mehmetalan sahasından daha küçük olmakla beraber, jeolojik özellikleri açısından oldukça benzer özellikler sergilemektedir. Bu durum cevherleşme karakteristikleri açısından söz konusu değildir. Mollatopuz sahasının kuzey ve güneyinde iki farklı kromit oluşumu tespit edilmiştir (Şekil 6.75 a-b). Bu zonlardan, özel işletmeciler tarafından açılan güney zondaki cevher küçük bir

masif mercek şeklinde olup cevherin tamamı alınarak işletilmiştir. Kuzey zonda ise saçınımlı bantlı cevherin devamlılığının 50 metrenin üzerinde takip edilebilmesine karşın, ekonomikliğinin düşük oluşu nedeniyle üretim yapılmamıştır. Bu ocaklardan 1500-2000 ton kromit cevherinin alındığı tahmin edilmektedir. Bu iki zonda yapılan kazılar, mostrada görülen cevherleşmeler üzerine geliştirilmiştir. Peridotit dilimlerin içerisinde kahverengimsi siyah harzburjitlerden koyu-açık yeşil renk tonları ile ayrılan dünitik zonlarda geliştirilecek yarmalar ile krom zuhurlarına ulaşılabilineceği düşünülmektedir. Nitekim bu zonlarda dünitler içerisinde kromit kristalleri yer yer gözle görülebilecek boyutlara ulaşmaktadır. Bununla birlikte Mehmetalan sahasındaki tektonik olaylar bütününün etkileri Mollatopuz sahasında da gözlenmektedir. Bu anlamda var olabilecek cevherleşmelerin işletmeye yönelik keşfi günün ekonomik koşulları altında değerlendirilmelidir. Düşük krom fiyatları, arama ve işletme faliyetlerinin yüksek maliyeti yanı sıra, var olan cevherleşmelerin devamlılıklarının olmayışı ya da düzensiz mercekler-podlar halinde bulunuşu, arama ve işletmeye dönük faliyetleri olumsuz etkilemektedir.

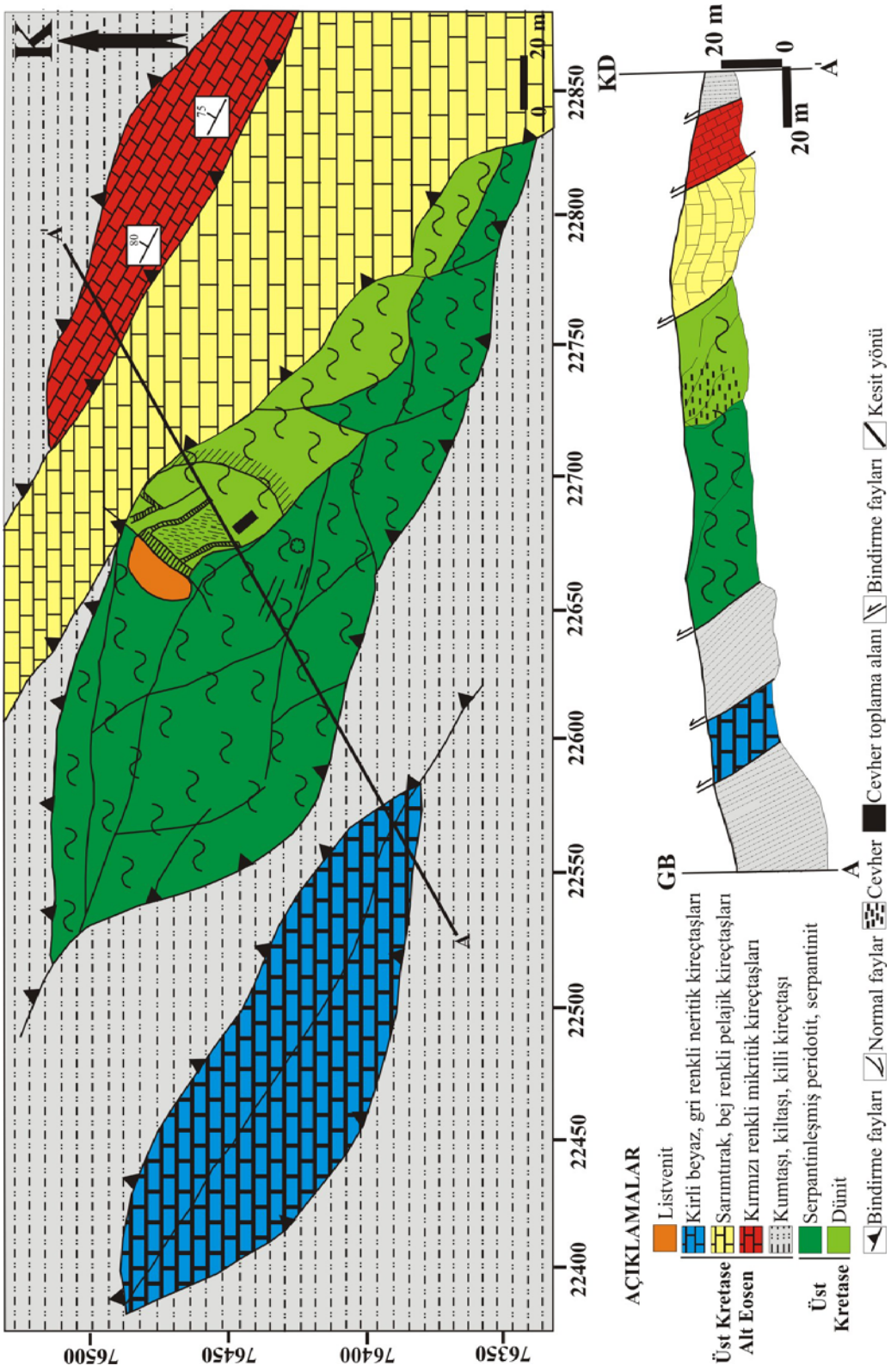
Mollatopuz sahasında iki ayrı cevher zonundan alınan örneklerin (n=15) ortalama tenörü % 31 Cr_2O_3 olarak bulunmuştur. Ortalama tenörün diğer çalışma alanlarına göre düşük çıkması, Mollatopuz sahasının kuzeyinde gözlenen saçınımlı bantlı krom cevherleşmesinin tenörünün düşük olmasından kaynaklanmaktadır. Buna karşın masif cevherleşmelerde Cr_2O_3 tenörü % 35-40 arasında değişmektedir.



Şekil 6.75. Mollatopuz sahasında gözlenen a. Saçınımlı bantlı krom cevherleşmesi (kuzey zon) ve b. Masif cevherleşme (güney zon). Cr- kromit, Dn- Dünit.

Mollatopuz sahasının güney kısmında bulunan masif cevherleşme dünitik bir zonda harzburjitlerin içinde bulunur. Bu masif cevher ince taneli ve yer yer serpantin matriksli olarak görülür. Sahanın kuzey kısmında gözlenen saçınımlı bantlı cevher zonu ise peridotit birimlerinin devamlılıklarının gözlendiği alanların dışında, jeolojik haritalama çalışmalarında Şehittepe ismi ile tanımlanan formasyon içinde dünitik bir zonda bulunur. Bu alanın 1/2.000 ölçekli jeoloji haritası yapılmıştır (Şekil 6.76).

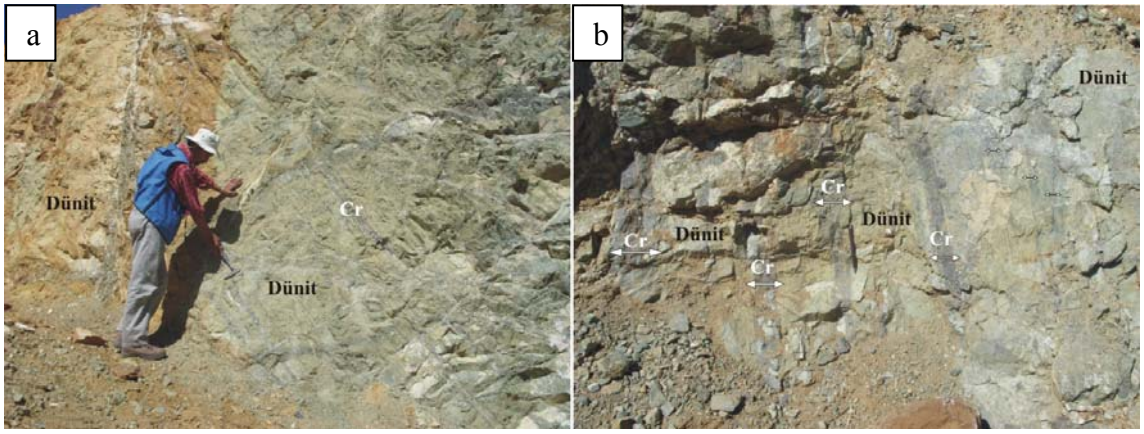
Bu alandaki saçınımlı bantlı krom cevherleşmeleri alanın küçük ve cevher tenörünün düşüklüğü nedeniyle yeterli ekonomik önem arz etmemektedir. Buna karşın bölgesel ölçekte cevherleşme karakteristiklerini açıklama ve krom spineller üzerinde yapılan mineral kimyası çalışmaları ile petrojenez konularına sunduğu katkı açısından önemlidir. Bu zonda cevherleşmelerde bant kalınlıkları 1–10 cm arasında değişmektedir.



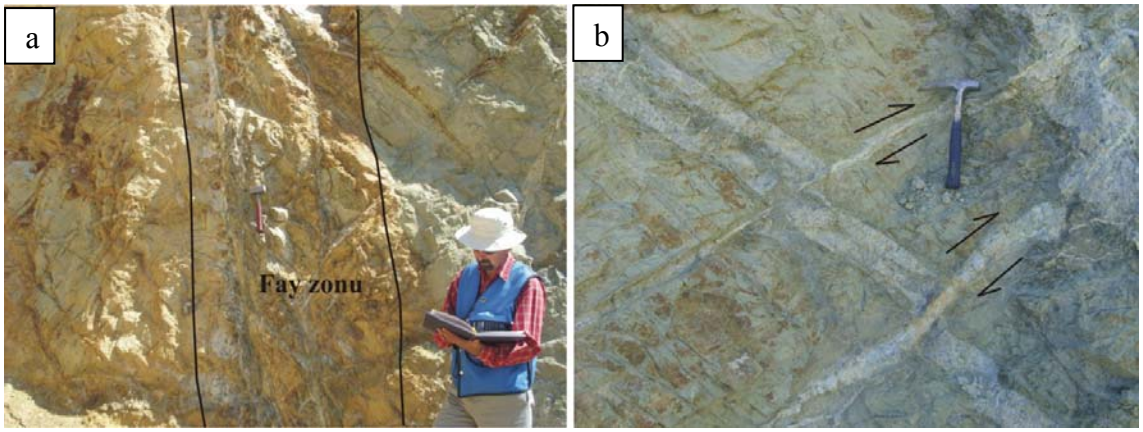
Şekil 6.76. Mollatopuz sahasının kuzey kesiminde Şehittepe Formasyonu içinde gözlenen cevherleşme alanının jeoloji haritası (Çolakoğlu ve Günay, 2010).

Şehittepe formasyonunun litolojik özellikleri önceden açıklanmıştı. Burada bu formasyonun kuzeyden güneye hareket eden büyük bir yığışım melanjının, tabanda fliş ve ofiyolitik birimlerinin bir arada bulunduğu, en üst zonlarında ise köksüz bloklar halinde kireçtaşlarından oluştuğunu belirtmek gerekir. Burada sunduğumuz cevherleşme zonu, yığışım melanjının içinde gözlenen, etrafındaki birimler ile budinleşmiş yapı sergileyen bir peridotit birimi içindedir. Bu peridotit birimi serpantinleşmiş harzburjit ve dünitlerden oluşur. Koyu yeşil-kahverengi serpantinleşmiş harzburjitler ile açık yeşil dünitik zon birbirinden kolaylıkla ayrılabilmektedir. Açık yeşil renk tonunda görülen dünitik seviye saçınımlı bantlı krom cevherleşmesine eşlik eder (Şekil 6.77 a).

Dünitik zonun üst kesimleri ince cevher bantlarından oluşurken alt kesimlerine doğru cevher bant kalınlıkları artmaktadır (Şekil 6.77 b). Bu cevher bantları açık yeşil dünitler ile ardalanımlı olarak K 40° B doğrultuludur. Magmatik bantlaşmanın bu kadar net gözlendiği bir diğer çalışma alanı bulunmamaktadır. Açılan yarma içinde yaklaşık K 15°-20° D doğrultulu bir çok genç kırıklanmalar gözlemlenmiştir (Şekil 6.78 a-b). Bu fayların cevherleşme üzerinde önemli bir etkisi yoktur. Cevher bantlarında küçük atımlar meydana getirmesine karşın, Mehmetalan sahasında görülen kataklastik etkileri yaratmamıştır.

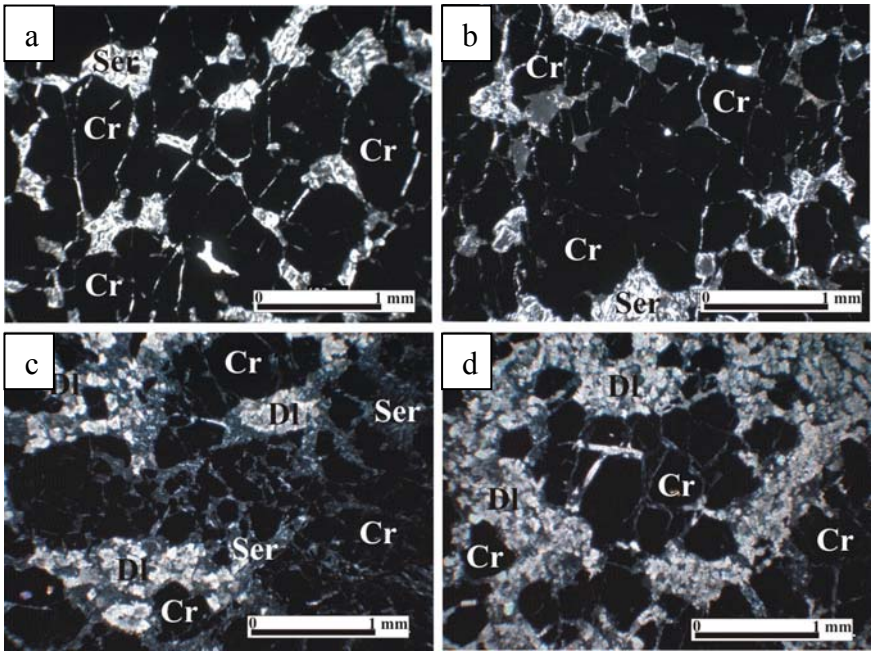


Şekil 6.77. a-b. Dünitik zon içerisinde gözlenen bantlı krom cevherleşmeleri.



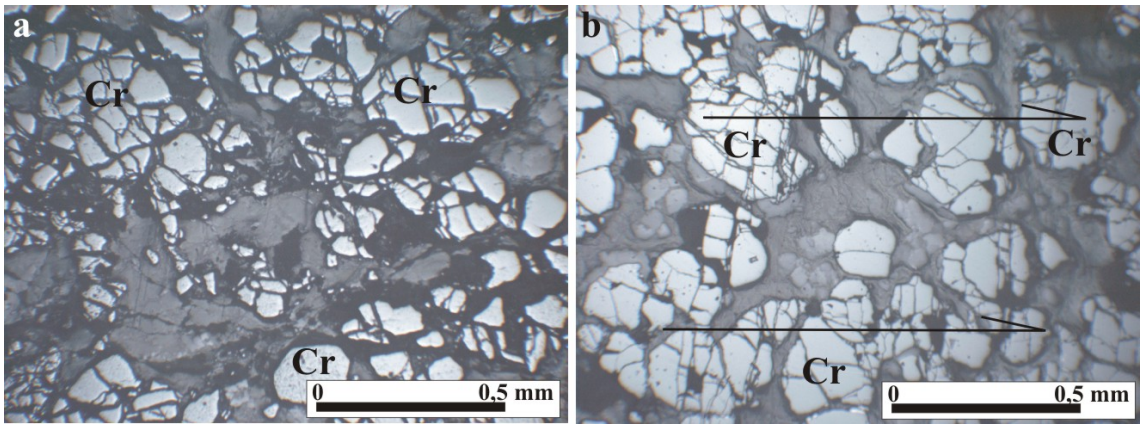
Şekil 6.78. a-b. Dünitik zon içinde görülen fay zonu ve genç kırıklanmalar.

İncelenen cevher incekesitlerinde, güney zondaki masif cevherden alınan örneklerde serpantin matriks içinde yarı özşekilli kromit kristalleri gözlenmektedir. Kuzey zondaki dünitler içindeki saçınımlı bantlı cevherlerde, yarı özşekilli kromit kristallerinin etrafını saran serpantin matriksin ikincil dolomit ve az oranda kalsit mineralleri tarafından doldurulduğu görülür (Şekil 6.79 a-d).



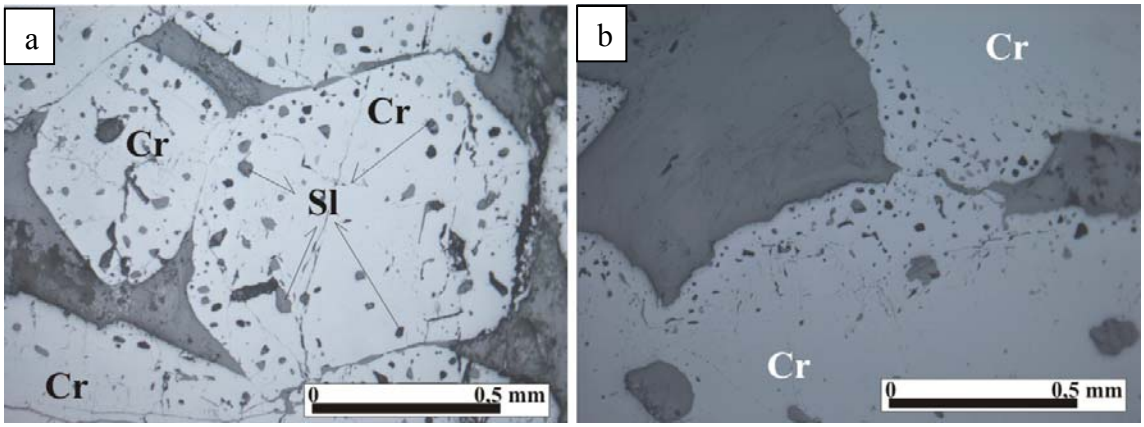
Şekil 6.79. a-b. Mollatopuz sahası güney zonda masif cevherin c-d. Kuzey zon saçınımlı-bantlı kromitlerin incekesit görünümleri (Cr-kromit, Ser-serpantin, Dl-dolomit).

Mollatopuz alanında hem güney zondaki masif cevherleşme hemde kuzey zondaki saçınımlı bantlı cevherleşme örneklerinin cevher mikroskobundaki incelemelerinde yarı öz şekilli yer yer kristal kenarları yuvarlaklaşmış kromit kristallerinin kataklastik bir doku sergiledikleri görülür (Şekil 6.80 a). Saçınımlı bantlı cevherlerde kromit kristalleri ok yönünde bantlaşma sergiler (Şekil 6.80 b).



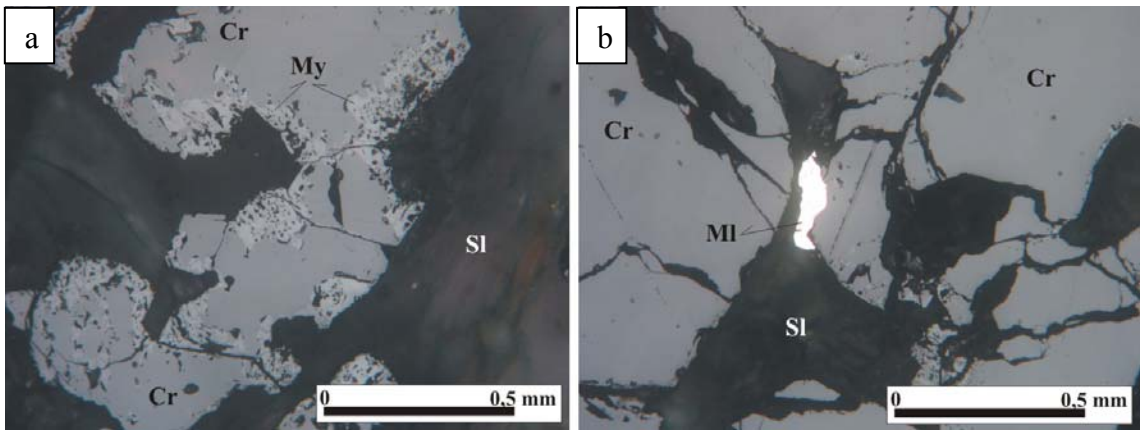
Şekil 6.80. Parlak kesit görüntüleri a. Kataklastik dokulu kromitler, b. Saçınımlı-bantlı yarı özşekilli kromit taneleri.

Mollatopuz alanında yapılan saha çalışmalarında serpantinleşmiş peridotit birimler içinde yer yer küçük masif kromit kütlelerine rastlanılmıştır. Kazılarak alınan küçük bloklar halindeki kromitit örnekleri makroskobik olarak kümülat dokuludur. Benzer dokulu kromit örneklerine Mehmetalan sahasında da rastlanmıştır. Parlak kesitleri incelendiğinde, hem oldukça iri özşekilli kromit kristallerinden oluştukları hem de bolca silikat kapanımı içerdikleri görülmektedir (Şekil 6.81 a-b). Özellikle kristal kenarlarında yoğunlaşan ve boyutu küçülen bu silikat kapanımları üzerinde yapılacak mineral kimyası çalışmaları, silikatların türünü ortaya koyabilecek bu da ofiyolit petrojenezi konusuna önemli veriler sunabilecektir.



Şekil 6.81. a. Özşekilli kromit kristalleri içindeki silikat kapanımları, b. Kromit kristallerinin kenarları boyunca yoğunlaşan ve tane çapları küçülen silikat kapanımları (Cr-kromit, Sl-silikat).

Parlak kesitlerde krom spinellerin ayrışım ürünü olarak, kristal kenarlarından veya süreksizlik düzlemleri boyunca gelişen kırıklarda manyetitleşmeler gelişmiştir (Şekil 6.82 a). Ayrıca hem krom spinellerde kapanım halinde hem de silikat zonlarda yer yer sülfit (Millerit) mineralleri gözlenmektedir (Şekil 6.82 b).

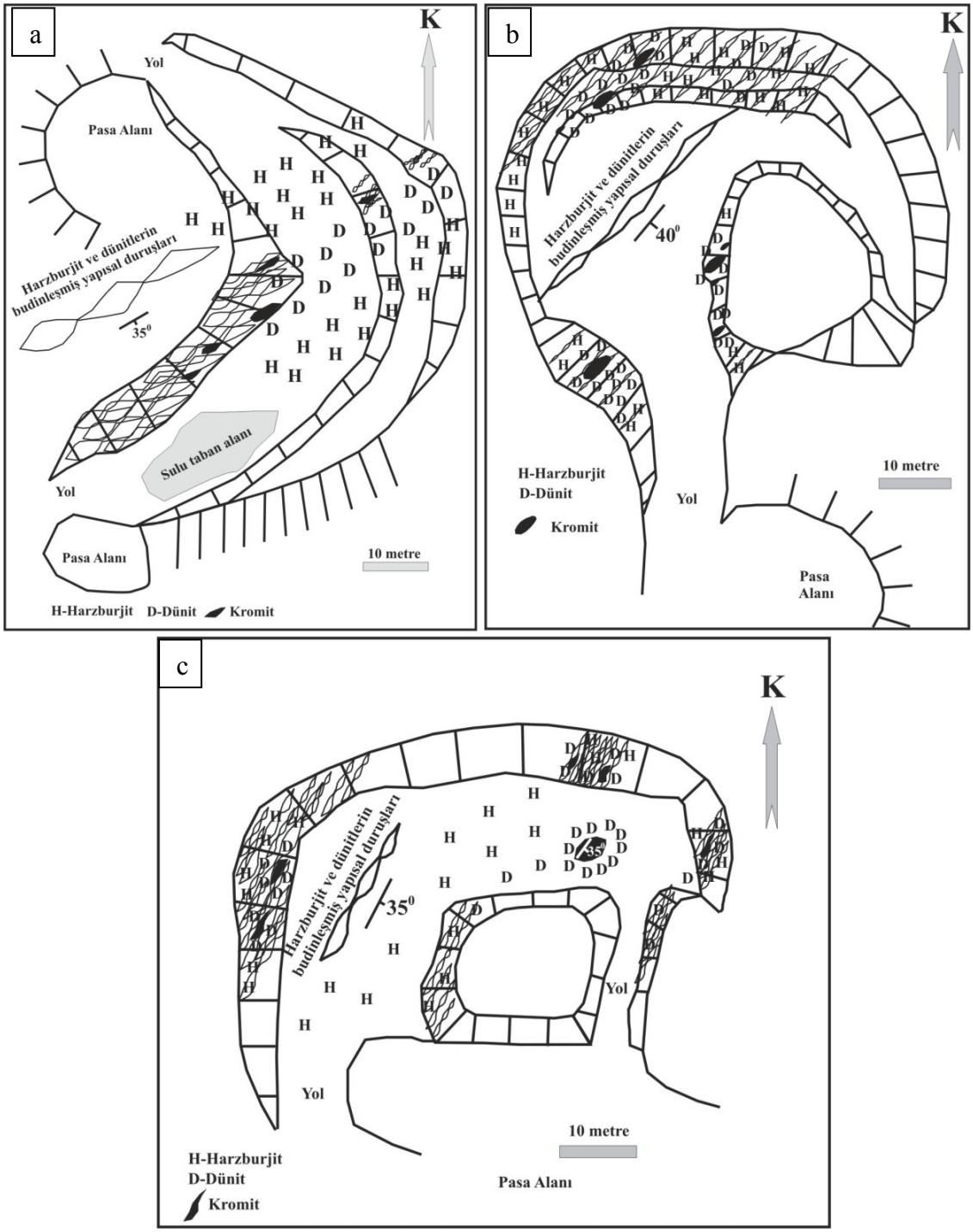


Şekil 6.82. Mollatopuz sahasından bazı parlak kesit görüntüleri a. Krom spinellerde gözlenen manyetitleşmeler, b. Silikat içinde görülen millerit (Cr- kromit, My- manyetit, Ml- Millerit, Sl- silikat).

6.2.4. Yukarıbalçıklı Sahası

Yukarıbalçıklı sahası diğer çalışma alanlarına, göre makaslama düzlemlerinin en belirgin ve yoğun gözlendiği alandır. Bununla birlikte, ana tektonik rejimin diğer

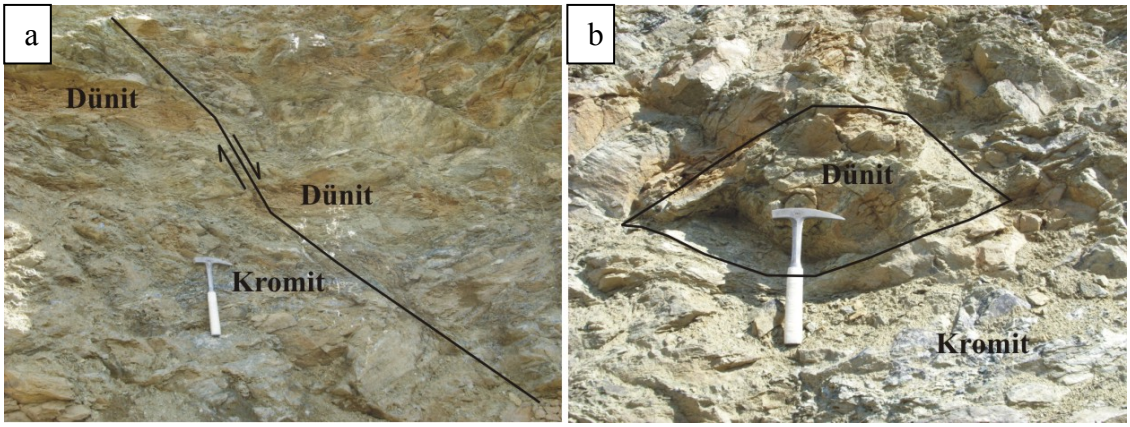
alanlara göre değişim gösterdiği görülmektedir. Diğer çalışma alanlarında K-G sıkışmanın etkilerinin gözlemlenmesine karşın Yukarıbalçıklı sahasında KB-GD sıkışma rejiminin etkili olduğu görülmektedir. Bu sahalarda cevher yankayaç ilişkileri ve cevher konumlarını gösteren ocak haritaları yapılmıştır (Şekil 6.83 a-c). Sahada, altta bulunan ultramafik tektonitlerin üzerine tektonik dokanak ile verlitler, piroksenitler ve kümülat gabro dan oluşan mafik kümülatlar gelmektedir. Bu tektonik zon K 20° – 30° D doğrultulu ve 30° – 40° GD eğimlidir. Kümülat kayalarının bu doğrultu ve eğim derecelerine uygun olarak, ultramafik tektonitlerde yaklaşık aynı doğrultu ve eğim derecelerinde bindirme etkilerinin izleri olarak ekaylanmalar görülmektedir. Sahada gözlenen cevherleşmelere, mafik kümülatlar ile harzburjit ve daha az oranda dünitlerden oluşan ultramafik tektonitlerin arasındaki bindirme düzleminin KB'sında, ultramafik tektonitler içindeki makaslama düzlemleri boyunca kırıklı-parçalı olarak rastlanılmaktadır. Bu alanda birbirine yakın üç ayrı ocak içinde yaklaşık 2000 ton cevher alınmıştır (Yukarıbalçıklı Köyü muhtarı ile yapılan sözlü görüşme). Sahada harzburjitler koyu yeşilimsi siyah renk tonları ile dünitler ise açık yeşil, alterasyonun yoğun olduğu kesimlerde sarımtırak renk tonları ile belirginleşir.



Şekil 6.83. a-c. Yukarıbalçıklı sahası a. Sol, b. Orta ve c. Sağ ocak haritaları. Cevher pod ve mercekleri abartılarak çizilmiştir (Çolakoğlu ve Günay, 2010).

Yukarıbalçıklı sahasının çalışma alanlarından biri olarak seçilmesinde en önemli etken makaslama zonlarında görülen krom cevherleşmelerinin varlığıdır. Bu durum ikincil PGM'lerin zenginleşme göstereceği bir ortamı yansıtmaktadır. Nitekim cevher

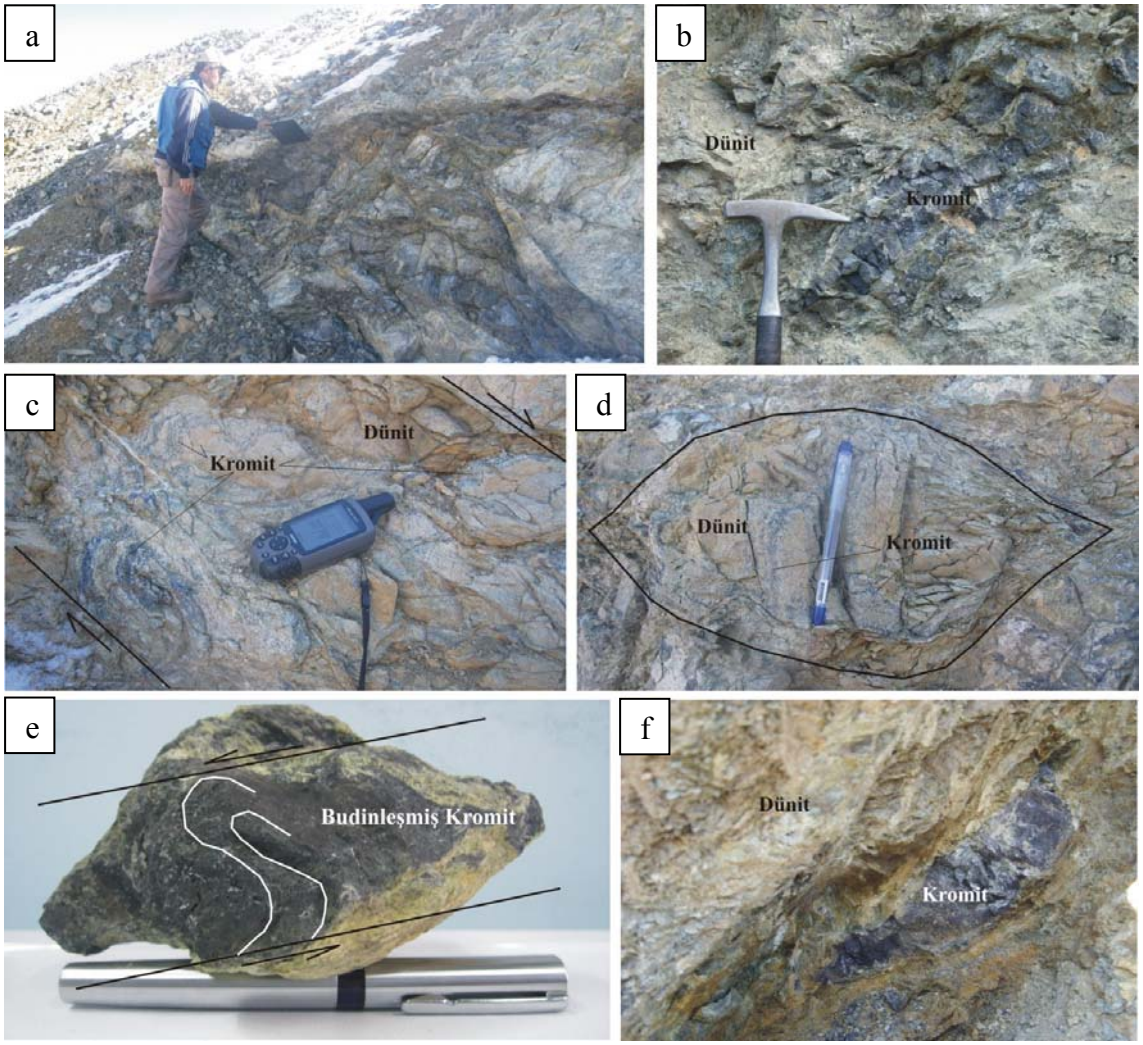
örnekleri üzerinde yapılan PGE analizi sonucunda toplam olarak en yüksek değerler bu sahanın kromitlerinden elde edilmiştir. Alandaki masif cevherlerde ortalama tenör (n=12) % 43 Cr_2O_3 olarak tespit edilmiştir. Bindirme hatları boyunca gelişen ezik zonların içinde uzun eksenlerinin doğrultuları bindirme doğrultusuyla uyumlu gelişen budinleşmeler ve bu budinler etrafında gelişen kataklastik zonlarda 0.1-1 cm kalınlığında yapraklanmalar görülmektedir (Şekil 6.84 a-b).



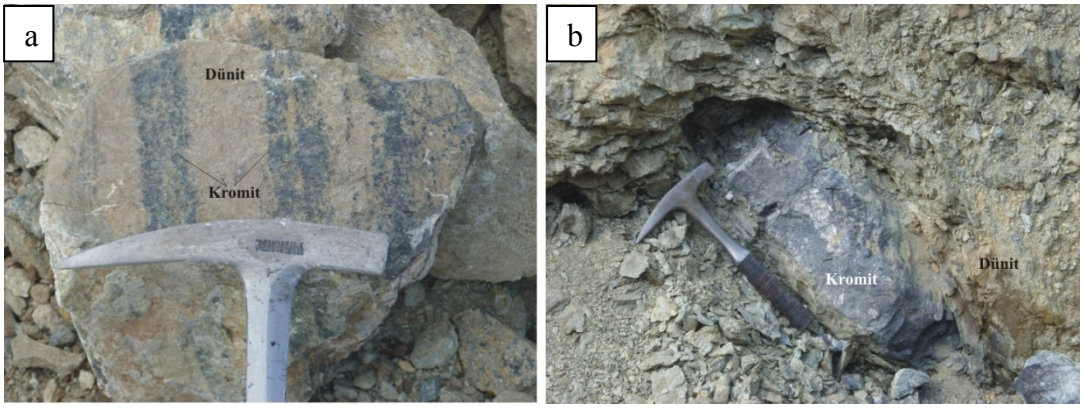
Şekil 6.84. a-b. KD doğrultulu ezik zonlarda görülen makaslama ve budinleşmelerden genel görüntüler.

Yukarıbalçıklı sahasındaki mostrada gözlenebilen krom cevherleşmeleri, bindirme düzlemleri boyunca gelişen ezik zonlar içinde 1-2 metre devamlılıkta ve 50-60 cm kalınlığındaki mercekler ve daha küçük boyutlardaki makaslama zonlarında görülen yer yer budinleşmiş ve parçalanmış yer yerde makaslama doğrultularında kıvrımlanma gösteren saçınımlı bantlı dünitik budin ve masif kromit parçalarından oluşur (Şekil 6.85 a-f). Yukarıbalçıklı sahasında görülen düzensiz dağılımlı saçınımlı bantlı cevhere, yapılan kazılar sonucunda küçük dünit blokları içinde rastlanılmıştır (Şekil 6.86 a). Bu oluşumlar ekonomik önem arz etmemektedir. Alandan elde edilen en önemli cevher masif cevherlerdir (Şekil 6.86 b). Bu cevherlerin ana yapı ile uyumlu KD doğrultuları krom aramacılığı açısından geliştirilecek yarmaların yönünü vermesine karşın, küçük boyutlu ve parçalı oluşları arama kazı maliyetlerini yükseltmektedir. Özel şirketlerin yaptıkları kazılar mostrada görülen cevherler üzerinde geliştirilmiştir. Cevherleşmenin bir fay zonu içinde bulunması ve süreklilik arzetmemesi nedeniyle krom işletmesi farklı dönemlerde yapılan çalışmalarla devam etmektedir. Ayrıca işletmecilik çalışmaları hem

iklimsel şartlar hemde cevherin büyük kütleler oluşturmaması nedenleriyle kısa sürmektedir.

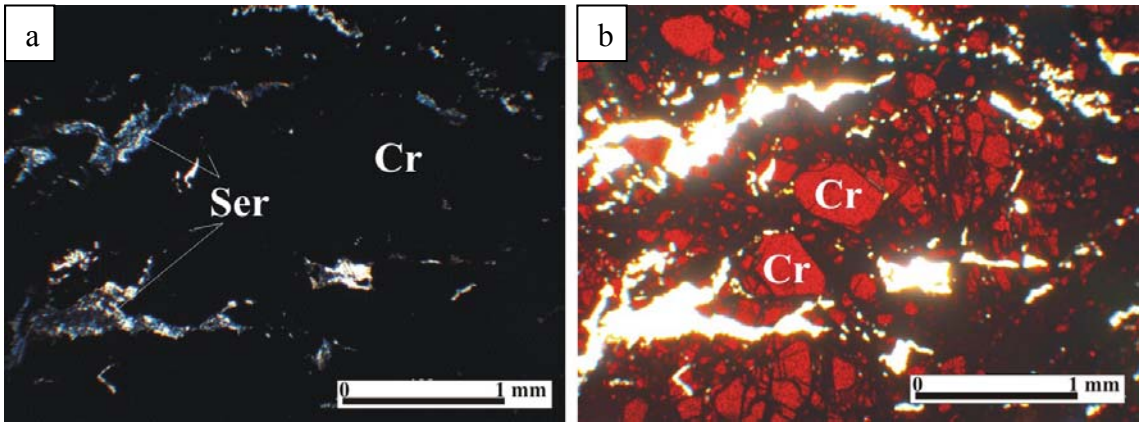


Şekil 6.85. a. Ana bindirme zonuna paralel bir ekay zonu, b. Bir makaslama zonunda dünit içinde görülen parçalanmış masif kromit. c. Makaslama zonunda dünit içinde kıvrımlanmış saçınımlı-bantlı kromit, d. Bindirme doğrultusunda saçınımlı bantlı kromit içeren dünitik budin. e. Makaslama zonundan çıkarılmış budinleşmiş kromit parçası, f. Fay zonu içinde uzamış budin şekilli masif kromit merceği.



Şekil 6.86. a. Dünit içinde saçınımlı-bantlı kromit, b. Masif kromit bloğu.

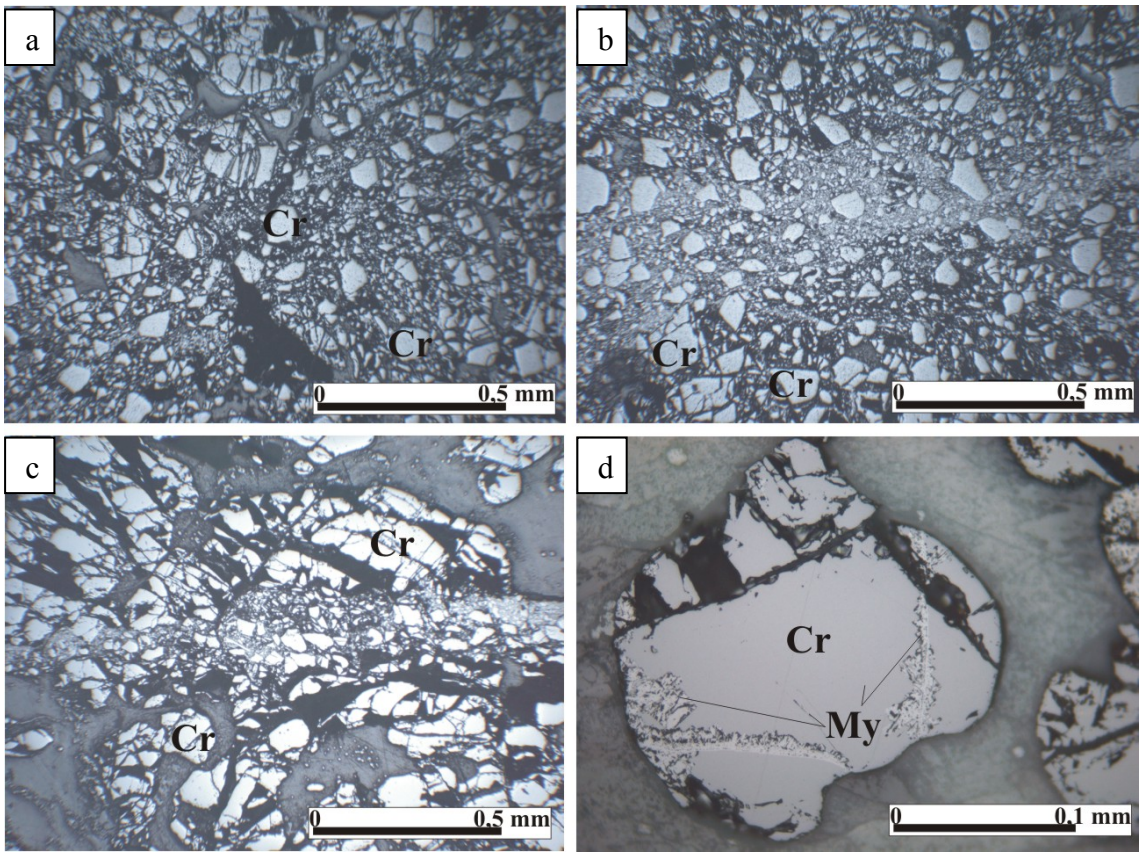
Cevher örneklerinin ince kesitlerinde serpantin matriks içinde kataklastik dokular görülmektedir (Şekil 6.87). Bu kesitlerde kromitler öz şekilsiz küçük kristaller halinde gözlenir.



Şekil 6.87. İncekesitte masif kromit cevher a. Çift nikol b. Kataklastik dokunun görülebilmesi için yüksek ışık altında çekilmiştir (Tek nikol görüntüsü) Cr-kromit, Ser-serpantin.

Yukarıbalçıklı cevher örneklerinden yapılan parlak kesitlerde kataklastik bir dokunun egemen olduğu görülmektedir. Cevher örnekleri diğer çalışma alanları ile karşılaştırıldığında, kataklazma derecesinin Yukarıbalçıklı sahasında çok daha yoğun olduğu görülür. Cevher örneklerinin bir çoğunda milonitik olarak tanımlanabilecek zonlar ana yapıları keser konumda izlenmektedir. Bu milonitik zonlarda, küçük boyutta kromit kristalleri ve silikat matriksi içinde bir çok sülfit minerali görülmektedir. Parlak kesitlerde iri kristaller ise kenarları boyunca parçalanmış öz şekilsiz taneler halinde

bulunmaktadır (Şekil 6.88 a-c). Kromitlerde ayrışma ürünü olarak görülen manyetitleşmeler, kristal kenarlarında ve kırık düzlemleri boyunca gelişmiştir (Şekil 6.88 d). Kromit kristallerinde ve silikat zonlarda bulunan bir çok birincil kapanımın çok küçük olması nedeniyle, mikroskobik olarak tanımlanmaları oldukça güçtür. Sülfit ve PGM kapanımlarını içermesi beklenen parlak kesitlerde sülfit mineralleri ile PGM'ler arasındaki en belirgin fark sülfit minerallerinin büyük çoğunluğunun sarı renk tonlarında genellikle öz şekilsiz formlarda, PGM'lerin ise genelde öz şekilli-yarı öz şekilli formlarda, yüksek reflektiviteye sahip beyaz renk tonlarında izlenmesidir. Buna karşın küçük kristal boyutları (10 mikrondan küçük) büyük ölçüde doğru tanımlamaların önüne geçmektedir.



Şekil 6.88. a-b-c. Parlak kesitlerde gözlenen kromitlerde kataklastik ve milonitik dokular, b-c. Milonitik zonlar. d. Kromit kristalleri köşe ve kırıklar boyunca görülen ayrışma ürünü manyetitler (Cr-kromit, My-manyetit).

6.3. Jeokimya

6.3.1. Cevher (Kromitit) jeokimyası

Çalışma sahalarından toplanan 100 adet kromit cevher örneğinden toplam 42 kromit cevheri hem ana oksit - iz içerikleri hemde PGE içeriklerinin belirlenmesi amacıyla analize gönderilmiştir. Bu örneklerin sahalara göre dağılımı Alabayır sahası (n=4), Memetalan sahası (n=11), Mollatopuz sahası (n=15) ve Yukarıbalçıklı sahası (n=12) dır. Ana oksit içerkleri ALS-Chemex (Kanada) laboratuvarında XRF yöntemi ile belirlenmiştir (Çizelge 6.2). Ana oksitlerle birlikte Çizelge 6.2' de verilen Co, Ni, Zn ve V iz elementleri ICP-MS ile ölçülmüştür. Bu analizler sonucunda % ~53 Cr_2O_3 içeriği ile en yüksek krom tenörü Mehmetalan sahasındaki cevherleşmelerden elde edilmiştir (Örnek No: ME-C12). Krom cevherinin sahalara göre ortalama tenörü Mehmetelen sahası % ~45 Cr_2O_3, Yukarıbalçıklı sahası % ~43 Cr_2O_3, Alabayır sahası % ~36 Cr_2O_3 ve Mollatopuz sahasında % ~31 Cr_2O_3 olarak tespit edilmiştir. Kromit örneklerinin PGE analizleri ALS Chemex (Kanada) laboratuvarında analiz ettirilmiştir (Çizelge 6.3). ALS-Chemex (Kanada) Laboratuvarına gönderilen örneklerin PGE içerikleri nikel sülfitli fire-assay tekniği ve nötron aktivasyon yöntemleri kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Bu analizlerde en yüksek toplam PGE=627 ppb ile Yukarıbalçıklı sahasından (Örnek No: YB-CO2) elde edilmiştir. Elde edilen diğer sonuçlarda da Yukarıbalçıklı sahasındaki kromit örneklerinin PGE içeriklerinin diğer sahalara göre daha yüksek olduğu görülmektedir. Ortalama PGE içeriklerinin sahalara göre dağılımları Yukarıbalçıklı sahası 287 ppb, Mehmetalan sahası 194 ppb, Alabayır sahası 122 ppb ve Mollatopuz sahası 86 ppb olarak tespit edilmiştir.

Kromitit örneklerinden XRF analizleri, özellikle cevherleşmenin tenörünün, tüm kayadaki Si, Al, Fe içeriklerinin ve krom cevherinin kullanılacağı teknolojik alanların belirlenmesi için yapılmaktadır. Bu analizlerle birlikte ICP-MS ile elde edilen Zn, V, Ti ve Co gibi iz elementlerin % Cr_2O_3'e göre korelasyonları, bu elementlerin magmatik ayrımlaşma süreçlerinde sergiledikleri özellikleri yansıtabilmektedir. Ni elementi bir magmatik ergiyik içinde Ni minerallerini oluşturmasının yanı sıra, Fe ve Mg elementlerinin yerini alarak, özellikle olivin ve kromit daha az oranda piroksen ve

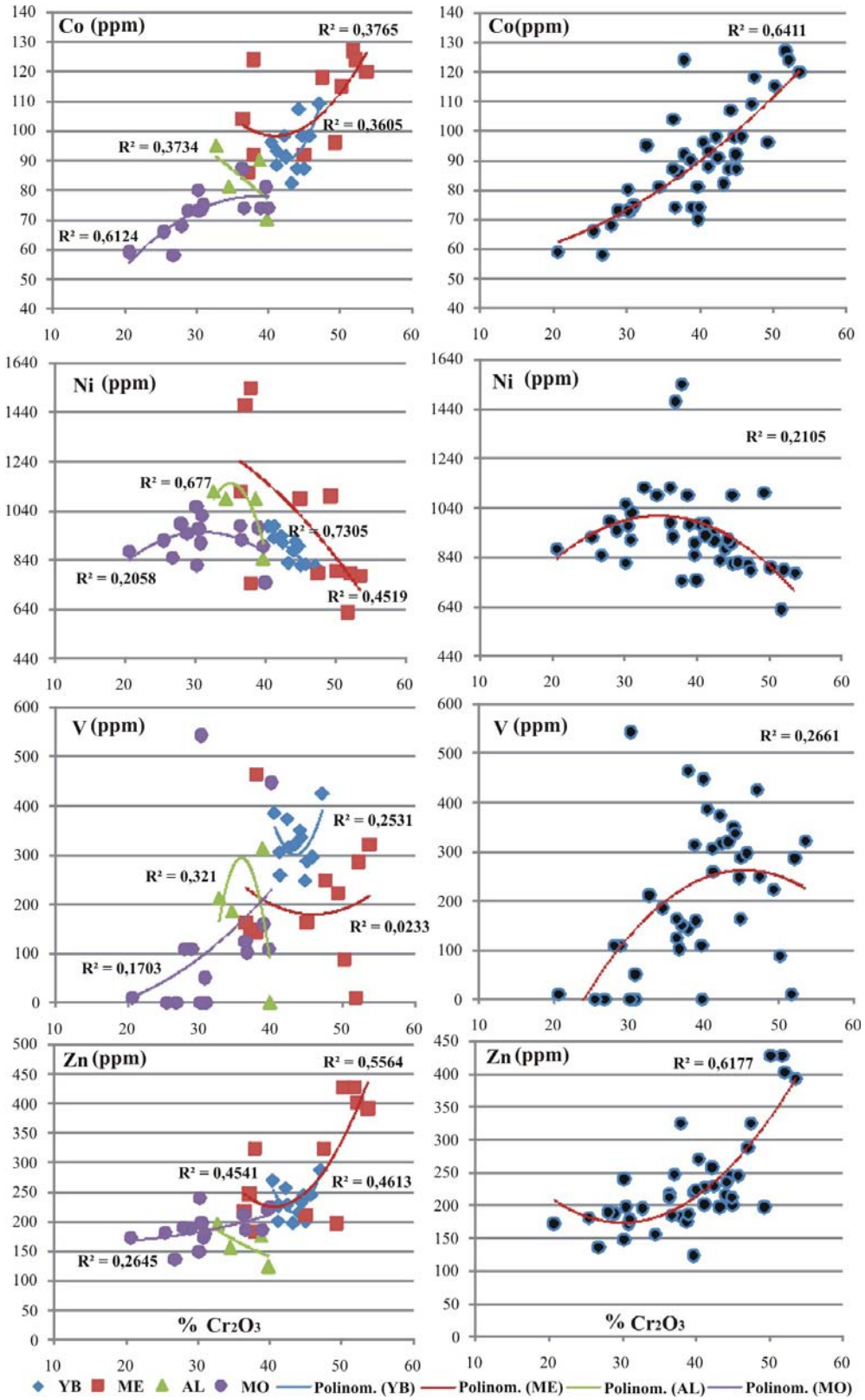
manyetitin yapısına girebilmektedir. Co elementi ise iyonik özelliklerinin Ni elementine çok benzemesi nedeniyle Ni'in yer aldığı tüm minerallerin yapılarına girebilmektedir (Faure, 1994). Magmatik ayrımlaşmada V ve Zn elementleri ise kromitle uyumlu iken, olivinle uyumsuz bir element davranışı sergilemektedir. Kromitin mineralojik özelliğinden kaynaklanan bu durum, V ve Zn elementinin Cr_2O_3'e göre pozitif bir korelasyon sergilemesini gerektirir (Zhou ve ark., 1998). Analiz sonuçlarında kromititlerden elde edilen Ni, Co, V, Zn element değerlerine karşı % Cr_2O_3 değerlerinin logaritmik eğilim çizgilerine bakıldığında, genel olarak Ni elementinde negatif bir korelasyon, Co, Zn ve V elementlerinde ise pozitif korelasyonlar görülmektedir (Şekil 6.89).

Çizelge 6.2. Kromitlerin XRF analiz sonuçları

	XRF												ICP-MS			
ÖRNEK	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3	TiO_2	MnO	LOI	Total	Co	Ni	Zn	V
No	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm
YB-CO1	8.62	15.23	13.05	1.15	18.11	0.02	0.02	40.45	0.29	0.13	1.9	98.99	96	974	270	385
YB-CO2	7.04	15.65	13.14	1.05	18.16	0.02	0.02	42.24	0.37	0.14	1.69	99.53	98	936	257	373
YB-CO3	8.14	13.59	13.24	1.32	18.79	0.02	0.01	41.27	0.18	0.12	2.46	99.16	93	977	227	259
YB-CO4	8.17	14.36	12.75	1.4	18.12	0.02	0.02	42.48	0.25	0.12	1.85	99.56	91	907	229	316
YB-CL1	8.1	13.69	11.81	1.19	18.5	0.02	0.02	44.01	0.15	0.1	1.99	99.6	87	874	215	350
YB-CL2	8.4	13.81	12.22	1.25	18.25	0.02	0.02	43.28	0.15	0.1	1.99	99.51	82	826	197	320
YB-CL3	8.05	14.03	13.99	0.24	19.37	0.02	0.02	41.21	0.14	0.1	1.95	99.13	88	927	201	306
YB-CL4	6.41	14.52	12.2	0.78	18.5	0.02	0.01	45.02	0.15	0.11	1.79	99.52	87	813	200	288
YB-CR1	7.37	13.98	12.56	1.09	17.68	0.04	0.02	44.75	0.18	0.12	1.56	99.37	98	893	245	247
YB-CR2	6.2	14.1	13.05	0.82	17.8	0.02	0.02	45.76	0.12	0.12	1.39	99.42	98	818	245	296
YB-CR3	7.1	13.56	13.34	0.82	18.72	0.02	0.02	44.27	0.14	0.12	1.42	99.55	107	912	235	336
YB-CR4	7.25	13.56	14.25	0.54	16.19	0.02	0.02	47.1	0.13	0.13	0.4	99.6	109	811	287	425
ME-C1	9.65	14.35	15.01	0.35	18.04	0.02	0.02	37.94	0.14	0.15	3.9	99.59	124	745	324	464
ME-C2	9.2	11.01	11.51	0.02	20.09	0.02	0.01	44.95	0.1	0.1	2.56	99.58	92	1090	212	162
ME-C4	12.22	9.12	11.32	0.07	23.86	0.02	0.02	37.94	0.1	0.1	4.84	99.61	92	1540	183	143
ME-C5	13.01	9.34	12.18	0.02	23.53	0.01	0.01	37.1	0.1	0.12	4.3	99.73	86	1470	247	149
ME-C6	5.85	11.98	12.11	0.02	18.59	0.02	0.01	49.33	0.12	0.1	1.28	99.43	96	1100	197	222
ME-C7	5.7	12.31	13.89	1.62	17.1	0.02	0.02	47.48	0.1	0.13	1.22	99.61	118	785	324	248
ME-C9	6.55	15.08	15.22	0.03	23.98	0.04	0.01	36.43	0.12	0.12	1.45	99.05	104	1120	218	163
ME-C12	5.55	6.43	15.52	0.04	16.44	0.02	0.02	53.63	0.03	0.13	1.51	99.34	120	776	392	321
ME-C13	4.75	6.85	16.85	0.02	17.14	0.02	0.02	51.76	0.04	0.15	1.12	98.74	127	628	427	9
ME-C14	6.27	7.39	15.28	0.02	18.58	0.06	0.01	50.22	0.11	0.13	1.74	99.82	115	798	428	88
ME-C15	5.75	6.21	15.52	0.06	17.81	0.03	0.02	52.13	0.03	0.14	1.62	99.33	124	788	402	286
C-C1	15.62	13.11	12.04	1.83	20.08	0.08	0.02	32.75	0.26	0.13	3.63	99.57	95	1120	195	211
C-C3	10.03	14.03	12.85	0.04	20.61	0.02	0.01	38.75	0.2	0.13	2.86	99.55	90	1090	175	313
C-C4	13.5	12.45	12.52	0.2	22.12	0.02	0.01	34.52	0.2	0.13	4.02	99.71	81	1090	155	185
C-C5	8.41	16.52	13.04	1.75	18.94	0.02	0.01	39.76	0.25	0.11	0.75	99.57	70	846	123	<5
MOCG 1	6.43	19.16	18.21	0.03	24.28	0.04	0.02	28.95	0.33	0.13	2.15	99.74	73	948	187	108
MOCG 2	6.49	15	18.1	0.02	21.06	0.05	0.02	36.43	0.27	0.15	2.26	99.85	87	979	211	124
MOCG 3	6.34	14.78	17.77	0.02	21.4	0.05	0.02	36.7	0.28	0.15	2.15	99.68	74	922	185	102
MOCG 4	5.62	13.54	18.51	0.02	19.51	0.05	0.01	39.7	0.25	0.17	2.12	99.52	81	896	220	108
MOCG 5	5.7	14.7	18.08	0.02	19.44	0.04	0.02	39.01	0.23	0.14	2.08	99.47	74	971	186	159
MOCK 1	9.86	7.84	11.27	7.1	22.66	0.02	0.01	26.79	0.12	0.21	13.85	99.74	58	847	136	<5
MOCK 2	10.09	10.52	13	2.83	24	0.04	0.01	30.87	0.19	0.12	7.68	99.37	74	908	172	50
MOCK 3	11.24	9.23	12.34	3.46	23.73	0.03	0.01	30.55	0.17	0.17	8.94	99.88	73	966	197	<5
MOCK 4	12.44	8.27	12.95	2.98	22.83	0.02	0.02	31	0.14	0.18	8.16	99	75	1020	179	<5
MOCK 5	2.54	23.23	14.95	0.23	18.1	0.06	0.02	40.02	0.11	0.11	0.1	99.49	74	747	223	447
MOCK 6	3.22	26.78	15.71	0.25	23.06	0.05	0.02	30.25	0.11	0.13	0.16	99.75	80	816	240	543
MOCK 7	10.99	7.18	10.37	7.11	23.53	0.03	0.01	25.51	0.12	0.2	14.55	99.64	66	918	181	<5
MOCK 8	10.89	5.58	9.1	10.34	23.19	0.02	0.01	20.68	0.08	0.25	18.55	98.73	59	873	172	10
MOCK 9	13.37	9.11	13.07	2.2	23.63	0.02	0.01	30.22	0.16	0.17	7.36	99.34	73	1055	148	<5
MOCK 10	11.29	7.85	10.76	6.08	23	0.03	0.01	28.02	0.16	0.17	12.8	100.2	68	986	189	109

Çizelge 6.3. Kromitlerin PGE analiz sonuçları

	NAA-ppm						
Örnek No	**Pt**	**Pd**	**Au**	**Os**	**Ru**	**Ir**	**Rh**
YB-CO1	0.06	<0.02	0.001	0.06	0.12	0.061	0.01
YB-CO2	0.06	<0.02	0.001	0.17	0.28	0.105	0.012
YB-CO3	<0.02	<0.02	0.002	0.03	0.06	0.033	0.008
YB-CO4	<0.02	<0.02	0.002	0.06	0.12	0.058	0.01
YB-CL1	<0.02	<0.02	0.001	0.04	0.09	0.042	0.007
YB-CL2	<0.02	<0.02	0.001	0.05	0.12	0.044	0.005
YB-CL3	0.04	<0.02	0.001	0.05	0.1	0.044	0.007
YB-CL4	<0.02	<0.02	0.001	0.1	0.15	0.066	0.009
YB-CR1	0.03	<0.02	<0.001	0.06	0.12	0.058	0.009
YB-CR2	<0.02	<0.02	<0.001	0.06	0.12	0.059	0.008
YB-CR3	0.05	<0.02	<0.001	0.07	0.16	0.061	0.009
YB-CR4	0.02	<0.02	<0.001	0.07	0.14	0.054	0.011
ME-C1	0.09	0.04	0.002	0.04	0.1	0.048	0.022
ME-C2	0.03	<0.02	0.001	0.04	0.06	0.04	0.006
ME-C4	<0.02	<0.02	0.001	0.03	<0.05	0.025	0.007
ME-C5	<0.02	<0.02	0.002	0.04	0.05	0.029	0.006
ME-C6	<0.02	<0.02	0.001	0.07	0.12	0.056	0.007
ME-C7	<0.02	<0.02	0.004	0.08	0.14	0.065	0.008
ME-C9	<0.02	<0.02	0.003	0.07	0.12	0.054	0.007
ME-C12	<0.02	<0.02	0.004	0.03	0.06	0.03	<0.005
ME-C13	<0.02	<0.02	0.003	0.05	0.05	0.05	<0.005
ME-C14	<0.02	<0.02	0.003	0.07	0.08	0.066	0.006
ME-C15	<0.02	<0.02	0.002	0.04	0.07	0.033	<0.005
C-C1	<0.02	<0.02	0.002	0.02	0.06	0.022	<0.005
C-C3	<0.02	<0.02	<0.001	0.03	0.08	0.033	0.007
C-C4	<0.02	<0.02	0.002	0.02	0.06	0.027	0.006
C-C5	<0.02	<0.02	<0.001	0.03	0.06	0.028	0.007
MOCG 1	<0.02	<0.02	0.002	0.02	<0.05	0.017	0.007
MOCG 2	<0.02	<0.02	0.002	0.02	<0.05	0.017	0.006
MOCG 3	<0.02	<0.02	0.002	0.02	<0.05	0.019	0.007
MOCG 4	<0.02	<0.02	<0.001	0.03	<0.05	0.02	0.009
MOCG 5	<0.02	<0.02	0.002	0.02	0.05	0.02	0.006
MOCK 1	<0.02	<0.02	0.002	0.02	<0.05	0.013	<0.005
MOCK 2	<0.02	<0.02	0.179	0.02	<0.05	0.015	<0.005
MOCK 3	<0.02	<0.02	0.002	0.02	<0.05	0.015	<0.005
MOCK 4	<0.02	<0.02	0.002	0.02	<0.05	0.013	<0.005
MOCK 5	<0.02	<0.02	0.002	0.12	0.18	0.076	0.008
MOCK 6	<0.02	<0.02	0.001	0.11	0.14	0.079	0.009
MOCK 7	<0.02	0.02	0.003	0.02	<0.05	0.013	<0.005
MOCK 8	<0.02	<0.02	<0.001	0.02	<0.05	0.011	<0.005
MOCK 9	<0.02	<0.02	<0.001	0.02	<0.05	0.013	<0.005
MOCK 10	<0.02	<0.02	0.001	0.02	<0.05	0.012	<0.005



Şekil 6.89. Co, Ni, V, Zn iz elementlerinin % Cr_2O_3'e karşı korelasyonları. Sol sütun sahalara göre dağılım, sağ sütun tüm örnekleri karakterize etmektedir.

Kromit cevherlerinde iz element korelasyonlarının genel dağılımlarının yanı sıra ayrı sahalardaki dağılımlarıda Şekil 6.89'da gösterilmiştir. Kobalt elementi Mollatopuz sahası cevher örneklerinde (R^2=0.6), Yukarıbalçıklı ve Mehmetalan sahalarındaki cevher örneklerinde (R^2=0.3) artan Cr_2O_3 değerlerine karşın pozitif korelasyon sergilerken, Alabayır sahasındaki cevher örneklerinde (R^2=0.3) negatif korelasyon göstermektedir. Nikel elementi ise cevher örneklerinin sahalara göre dağılımlarında artan Cr_2O_3 değerlerine karşın negatif korelasyon göstermektedir. Sahalara göre Ni elementinin gösterdiği determinasyon katsayıları, Mollatopuz örnekleri için R^2=0.2 ve Mehmetalan örnekleri için R^2=0.4 değerleri ile düşük iken, Yukarıbalçıklı örnekleri için R^2=0.7 ve Alabayır örnekleri için R^2=0.6 değerleri ile yüksek determinasyon katsayıları görülmektedir. Vanadyum elementi cevher örneklerinin genelinde R^2=0.2 determinasyon katsayısı değeri ile zayıf bir pozitif eğilim sergiler. Bu durum cevher örneklerinin V içeriklerinin sahalara göre dağılımlarında da görülür. Mollatopuz cevher örnekleri R^2=0.1 Yukarıbalçıklı cevher örnekleri R^2=0.2 gibi zayıf pozitif korelasyon gösterirken, Mehmetalan cevher örneklerinde ise çok zayıf R^2=0.02 değeriyle düzensiz bir dağılım izlenir. Alabayır cevher örneklerinde ise R^2=0.3 değeriyle zayıf negatif korelasyon görülmektedir. Çinko elementinin tüm cevher örneklerindeki R^2=0.6 değeriyle sergilediği pozitif korelasyon, ayrı ayrı sahaların cevher örnekleri üzerinde daha düşük değerlerde izlenir. Mehmetalan sahasının cevher örnekleri R^2=0,5 determinasyon değeri ile en yüksek pozitif dağılımı gösterir. Bu durum Yukarıbalçıklı sahası için R^2=0.4 Mollatopuz sahası cevher örnekleri için R^2=0.2 determinasyon katsayısı değerleri ile pozitif dağılımları tekrarlar. Çinko elementi için tek negatif trend R^2=0.4 determinasyon katsayısı ile Alabayır sahasının cevher örneklerinde görülmektedir. Bunun yanı sıra Alabayır sahasında analiz edilen cevher örneklerinin tamamında Co, Ni, V ve Zn elementlerinde diğer üç sahaya nazaran negatif olarak görülen korelasyonlar, geçiş metallerinin ikincil süreçlerdeki yüksek hareketliliği sebebiylede meydana gelebilir. Kromit cevherleri için Cr, Al, Fe^{+3}, Fe^{+2} ve Mg, kromit mineralinden kaynaklanan; Si, Mg, Ni ve Ca ise silikat minerallerinden kaynaklanan elementler olarak bilinmektedir. Artan Cr_2O_3 değerine karşılık, cevher örneklerinin tamamında görülen güçlü negatif Ni anomalisi, azalan gang içeriği ile doğru orantılıdır. Negatif Ni anomalisine karşın güçlü pozitif Co anomalisi kromitin kafes yapısında Co

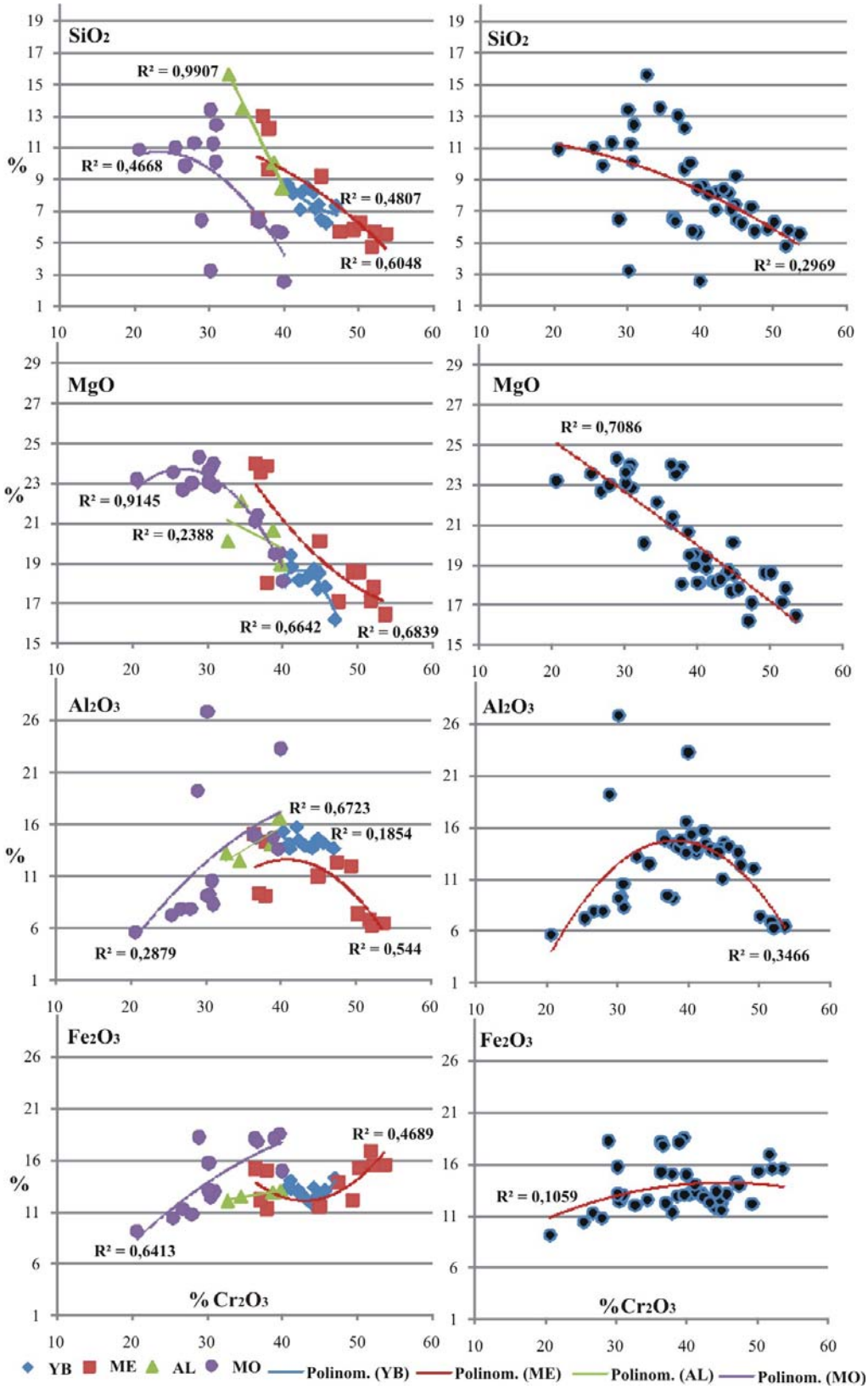
elementinin Ni elementinin yerini almasından kaynaklanabilir. Vanadyum elementindeki zayıf pozitif anomaliye rağmen Zn elementindeki güçlü pozitif anomali bu elementlerin magmatik ayrımlanmada olivinin kristal yapısına girmektense kromit kristal kafeslerinde yer aldıklarını gösterebilir.

Krom cevherinin kimyasal bileşimi incelenirken, özellikle krom cevherinin kullanım alanlarını belirleyen Cr_2O_3, Al_2O_3, Fe_2O_{3T}, MgO, ve SiO_2 gibi elementlerin değerlerinin dikkate alınması gerekir. Krom cevherinin kullanım alanlarını belirleyen bu ana oksit değerleri, günün teknolojik gelişim koşullarına bağlı olarak değerlendirilsede krom cevherinin kullanım alanları için gerekli görülen DPT, (2000) Krom raporundan alınan ortalama değerler aşağıdaki şekilde özetlenebilir:

Refrakter sanayiinde kullanılan krom cevherinin Cr_2O_3 tenörünün % 30-40 arasında, Al_2O_3 içeriğinin % 25-32, Cr_2O_3 ve Al_2O_3 içerikleri toplamının (Cr_2O_3+Al_2O_3) % 60, SiO_2 oranının ise % 10'un altında olması gerekir. Kromitin yalnız başına refrakter malzeme olarak kullanılması durumunda SiO_2 oranının % 3'ün altında olması gerekir. Metalurji sanayinde kullanılan krom cevheri için Cr_2O_3 % 34 – 48, SiO_2 % 8 – 12, Al_2O_3 % 8 – 15, MgO değerinin ise % 16 – 22 aralığında olması gerekir. Kimya sanayiinde kullanılan krom konsantresinde aranan özellikler ise Cr_2O_3 % 48 (baz), SiO_2 % 6-7 (tipik), Cr/Fe - 3/1 (tipik) olarak belirtilmektedir. Krom cevheri kalite açısında üç farklı grupta değerlendirilmektedir. Bu değerlendirme pazar koşulları açısından Cr_20_3 içeriği % 40'dan az olanlar 3. kalite, Cr_2O_3 içeriği % 40-46 arasında olanlar 2. kalite, Cr_2O_3 içeriği % 46'dan fazla olanlar 1. kalite olarak kabul edilmektedir.

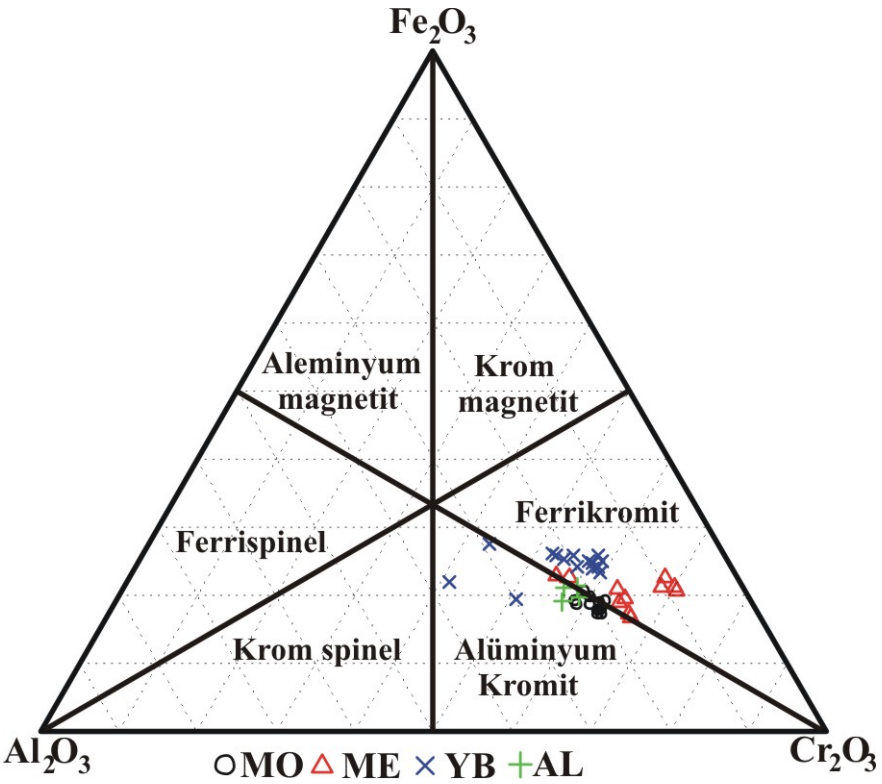
Yukarıdaki sınıflamalar baz alındığında Yukarıbalçıklı (n=12 Ort, % 43 Cr_2O_3) ve Mehmetalan (n=11 Ort, % 45 Cr_2O_3) sahalarındaki kromit cevherleri 2. kalite, Alabayır (n=4 Ort, % 36 Cr_2O_3) ve Mollatopuz (n=15 Ort, % 31 Cr_2O_3) içerikleriyle 3. kalite kromit cevherlerinden oluşur. Bu durum özellikle kromit cevherinin rezerv koşullarına bağlı olarak değişiklikler sergileyebilir. Nitekim yüksek rezervli alanlarda kurulan zenginleştirme tesislerinde presleme ve tuğlalama gibi metodlar ile kromit cevheri Cr_2O_3 açısından nisbeten yüksek tenör seviyelerine ulaştırabilmektedir. Çalışma alanlarımızdaki krom cevherleşmelerinin n=42 örnekteki ortalama SiO_2 içeriği % 8, MgO içeriği % 20, Al_2O_3 içeriği % 12 ve toplam demir olarak Fe_2O_3 içeriği %13 olarak tesbit edilmiştir. Bu değer aralıklarında, inceleme alanlarımızdaki kromit cevherlerinin Metalurji sanayinde kullanılabilecek ana özelliklere sahip olduğu anlaşılmaktadır.

Ana oksit değerlerinin artan Cr_2O_3 değerine karşı hazırlanan korelasyon diyagramları Şekil 6.90'da sunulmuştur. Bu diyagramlarda artan Cr_2O_3 değerine karşı cevherlerde gang minerallerinde yoğunlaşan SiO_2 ve MgO değerlerinde güçlü negatif anomaliler görülmektedir. Tüm cevher örnekleri üzerindeki SiO_2 determinasyon katsayısı değerinin R^2=0.2 gibi düşük bir aralıkta olmasına karşın sahalar ayrı ayrı değerlendirildiğinde, Alabayır R^2=0.9; Mehmetalan R^2=0.6; Mollatopuz ve Yukarıbalçıklı sahalarında ise R^2=0.4 değerleri ile yüksek negatif korelasyonların sergilendiği görülmektedir. Tüm cevher örnekleri üzerindeki MgO değeri ise artan Cr_2O_3 değerine karşın R^2=0.7 gibi yüksek bir aralıkta negatif korelasyon sergiler. Bu durum nisbeten sahalardaki cevher örneklerinin MgO açısından ayrı ayrı değerlendirilmesinde de görülmektedir. Mollatopuz örneklerinde R^2=0.9 Mehmetalan ve Yukarıbalçıklı örneklerinde R^2=0.6 ve Alabayır örneklerinde R^2=0.2 negatif determinasyon değer aralıkları görülür. Cevherlerde artan krom tenörüne karşılık gang minerallerinin miktarındaki düşüş görülen negatif anomalilerin ana sebeblerinden biri olabilir. Bir diğer sebeb ise yüzeysel koşullar altında çok hareketli olan Ni ve Mg elementlerinin çeşitli alterasyonlar etkisi ile ortamdan uzaklaşabilme eğilimleri olarak düşünülmektedir. Kromit cevherlerinin Al_2O_3 ve Fe_2O_3 değerlerinde belirgin korelasyonlar izlenememektedir. Sahaların ayrı ayrı değerlendirilmesi sonucunda Al_2O_3 için Alabayır sahasında R^2=0.6 pozitif ve Mehmetalan sahasında R^2=0.5 negatif korelasyonun dışında Yukarıbalçıklı sahası R^2=0.1 ve Mollatopuz sahası R^2=0.2 değer aralıklarında zayıf korelasyonlar gösterir. Fe_2O_3 içerikleri açısından örneklerin tümünde çok zayıf R^2=0.1 pozitif korelasyon görülürken sadece Mollatopuz R^2=0.6 ve Mehmetalan R^2=0.4 değer aralıklarında pozitif korelasyon gösterirler.



Şekil 6.90. Bazı majör oksitlerin artan Cr_2O_3'e karşı korelasyon diyagramları. Sol sütun sahalara göre dağılım, sağ sütun tüm örnekleri karakterize etmektedir.

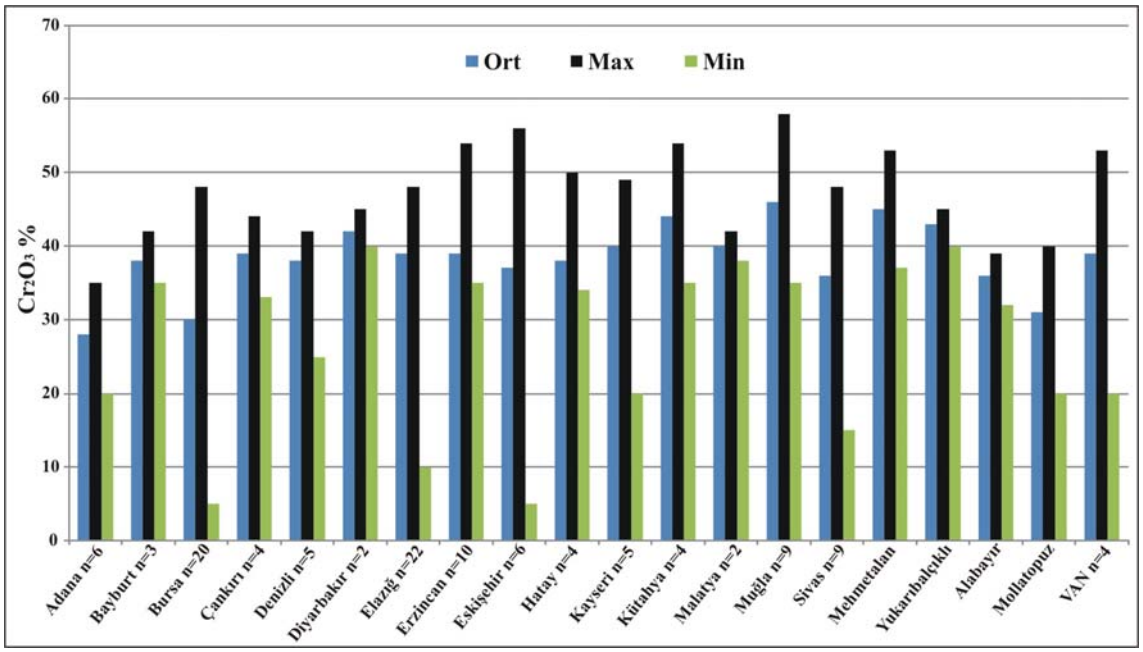
Kromit cevherlerinin Cr_2O_3, MgO, Al_2O_3 ve TiO_2 içerikleri ile ilgili bir çok sınıflama diyagramı geliştirilmiştir (Örneğin, Dick ve Mullen, 1983; Zhou ve Bai, 1992; Arai, 1992; Ishii ve ark., 1992; Kamanetsky ve ark., 2001; Bonavia ve ark., 1993; Arai ve ark., 2004; Mondal ve ark., 2006). Bu diyagramların tamamı çoğunlukla kromit mineral kimyası sonuçları üzerinden değerlendirilerek kullanılmaktadır. İncelenen kromitlerin Al_2O_3, Fe_2O_3 ve Cr_2O_3 içeriklerine göre hazırlanan üçgen sınıflama diyagramında tüm kayaç üzerinde yapılan analiz sonuçları kullandığımız bu diyagramda cevher örneklerinin ferrikromit ve alüminyum kromit sınır bölgelerinde yer aldıkları görülmektedir (Şekil 6.91).



Şekil 6.91. Al_2O_3, Fe_2O_3 ve Cr_2O_3 üçgen sınıflama diyagramı (Stevens, 1944).

Ülkemizde ofiyolitlerle ilişkili krom cevherleşmelerinin gözlendiği 111 ayrı kromit ocağından elde edilen ortalama % Cr_2O_3 tenörü, bu ocaklardaki cevherleşmelerin maksimum ve minimum değerleri ayrı ayrı çalışma alanlarımız ve çalışma alanlarımızı kapsayan toplam Van değerleri ile Şekil 6.92'de karşılaştırılmıştır. Bu diyagramda en yüksek % Cr_2O_3 tenörünün % 58 ile Muğla bölgesinde olduğu

görülmektedir. Ortalama % Cr_2O_3 tenörünün % ~ 28 – 45 aralığında olan Türkiye krom cevherleşmeleri içinde Van bölgesi krom cevherleri ortalama % 38 Cr_2O_3 tenörüne sahiptir.



Şekil 6.92. Ülkemizdeki bazı kromit yataklarının % Cr_2O_3 tenörünün sütun dağılım diyagramı (Bu çalışmadaki Mehmetalan, Yukarıbalçıklı, Alabayır, Mollatopuz ve bunları içeren Van % Cr_2O_3 tenörü değerleri dışındaki bütün ocaklara ait % Cr_2O_3 tenörü değerleri 2001 yılında yayınlanan DPT VIII. Beş Yıllık Kalkınma Planı Krom Çalışma Grubu Özel İhtisas Raporu'ndan alınmıştır).

Son yıllarda yapılan bir çok çalışmada ülkemizdeki Neotetis ofiyolitlerinin yitim zonları ile ilişkili olduğu vurgulanmaktadır (Yalınız ve Göncüoğlu, 1999; Parlak ve ark., 2002; 2004; 2008; Robertson, 2002; Robertson ve ark., 2004; 2006; 2007, Sarıfakıoğlu ve ark., 2009, Göncüoğlu ve ark., 2010). Bu durum Türkiye'deki kromit cevherleşmelerinin yitim zonu ile ilişkili bir ortamda oluştuğunu yansıtabilir. Kromit cevherleri üzerinde gerçekleştirilen genel jeolojik araştırmalar ve mineral kimyası çalışmalarından elde edilen bulgular doğrultusunda (Uçurum ve ark., 2006; Uysal ve ark., 2007a,b; Uysal, 2008) ofiyolitler ve ilişkili kromit cevherleşmelerinin de jenetik olarak yitim zonu ile ilişkili bir ortamda oluştukları ve kromit cevherleşmesinin adayayı veya yay önünden (boninitik magma) yay gerisi bir ortama doğru oluşum sergiledikleri

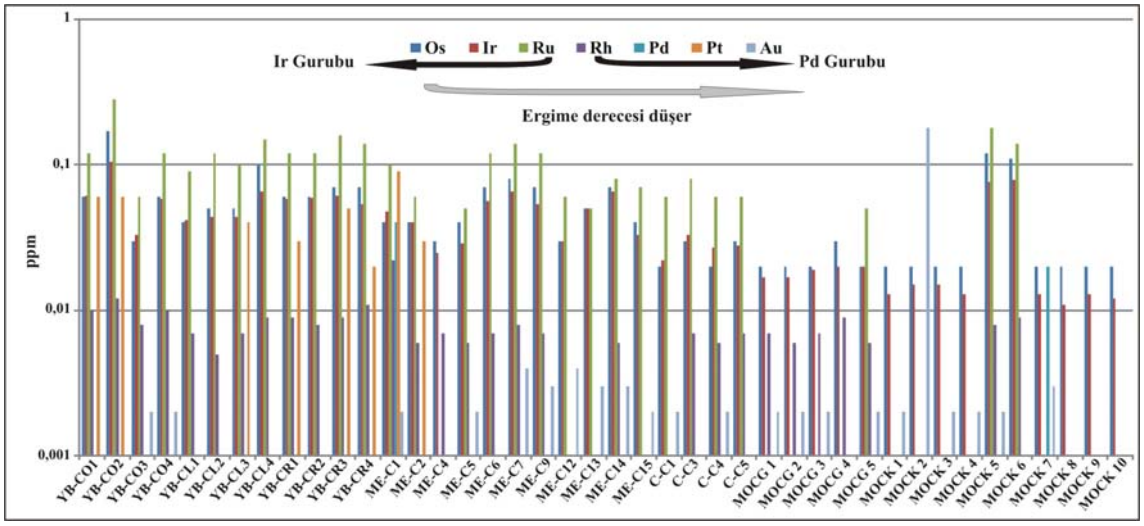
anlaşılmaktadır. Özellikle kromit mineral kimyası çalışmaları doğrultusunda elde edilen ana sonuçlardan biri, yitim zonları ile ilişkili oluşan krom cevherlerinin yüksek Cr#>0.60 numarasına sahip olduğudur (Zhou ve ark., 1996, 1998). Van bölgesi krom cevherlerinden elde edilen en yüksek % Cr_2O_3 tenörü tüm kayaç kimyası çalışmalarında % 53 Cr_2O_3 olarak tespit edilmiştir. Tüm kayaç kimyası sonuçlarına göre bu derece yüksek bir değer üzerinde yapılacak mineral kimyası çalışmlarında Cr# değerinin 0.60'dan çok daha yüksek çıkacaktır. Bu doğrultuda Van bölgesine ait krom cevherlerininde yitim zonu ile ilişkili ortamlarda oluştuğu söylenebilir.

Birbirine benzer fiziksel ve kimyasal özellikler gösteren, PGE'ler Ru, Rh, Pd, Os, Ir ve Pt den oluşmaktadır. Rutenyum (44 Ru), rodyum (45 Rh), palladyum (46 Pd), osmiyum (76 Os), iridyum (77 Ir) ve platin (78 Pt) periyodik cetvelde VIII A grubunda yer alır. PGE'ler madencilik çalışmalarında çok değerli olduklarından geçmişten günümüze oldukça önemlidir. Teknolojik gelişmeler ve hızla artan bilgi birikimi bu elementlerin ultramafik kayaçların petrolojik evrimi için ayrı bir önem kazanmasına neden olmuş ve bu konuda birçok çalışma yapılmıştır (Örneğin, Naldrett ve Cabri, 1976; Naldrett, 1981; Leblanc, 1991; Garuti ve ark., 1997; Melcher, 2000). PGE'ler birlikteliklerine göre iki alt gruba ayrılmıştır. Bunlardan; İridyum Grubu- IPGE (Osmiyum, İridyum, Rutenyum) ve Palladyum Grubu- PPGE (Platin, Palladyum, Rodyum) elementlerinden oluşur (Rollinson, 1993). PGE'lerden İridyum grubu elementler (IPGE) Palladyum grubundan (PPGE) oldukça farklı davranış sergilerler. Palladyum Grubu düşük ergime derecesine, İridyum Grubu elementler ise daha yüksek ergime derecesine sahiptir. PGE'ler bazik ve ultrabazik kayaçlar içinde ppb seviyesinde bulunur. Aynı zamanda bu kayaçlarla birlikte bulunan kromit ve sülfitler içerisinde yoğunlaşabilir (Rollinson, 1993). IPGE'ler genellikle kromit içinde alaşımlar halinde veya dünitler içinde sülfit bileşikleri halinde bulunur. PPGE'ler ise altınla birlikte norit, gabro ve dünitler içerisinde bulunan demir, nikel ve bakır sülfitlerle ilişkilidirler (Barnes ve ark., 1985).

Bu çalışma kapsamında 4 sahayı karakterize eden 42 adet kromit örneği ALS CHEMEX Analitik Laboratuarlarına (Kanada) PGE içerikleri için analiz ettirilmiştir. Pd ve Ir astenosferde aynı seviyede konsantrasyona sahip olduğundan farklılaşmamış malzemenin Pd/Ir oranı 1 civarında olaması beklenir (Garuti ve ark., 1997). PGE'lerin petrolojik süreçlerde özgün jeokimyasal davranışları fraksiyonlaşma indeksi olarak

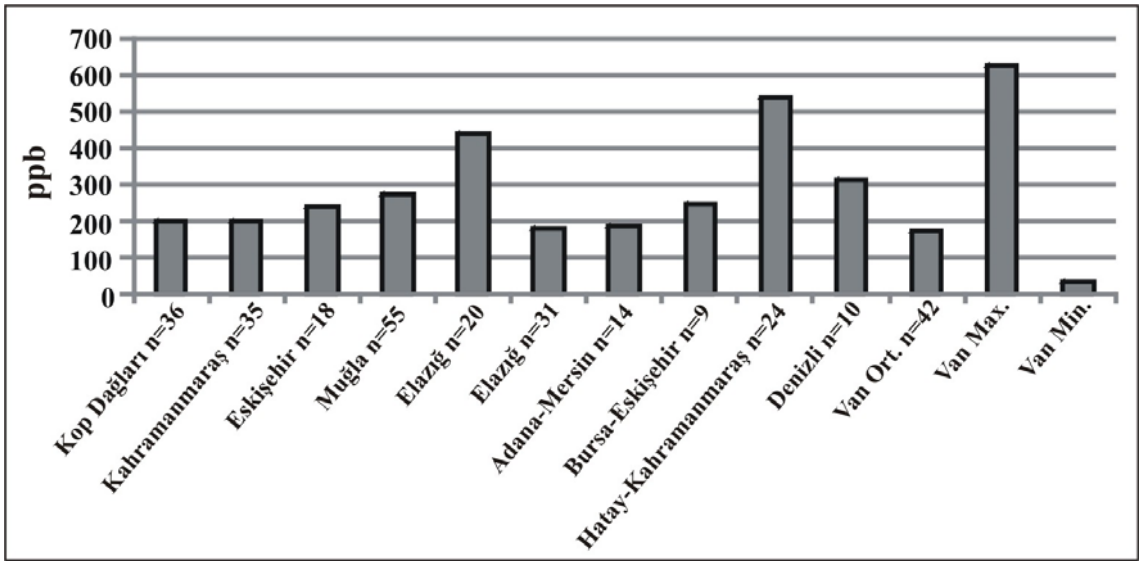
bilinen Pd/Ir oranı ile belirtilir (Garuti ve ark., 1997). Pd/Ir oranı magma fraksiyonlaşmasında farklılaşma ile birlikte artış gösterir. Yani Pd/Ir oranı arttıkça magma fraksiyonlaşması ilerlemektedir (Garuti ve ark., 1997). Bu çalışmadaki ALS Chemex de analizi yapılan örneklerin Pd içeriğinin 20 ppb den düşük değerlerde, Ir ise en yüksek değer olarak 105 ppb olduğundan Pd/Ir oranı 1 den daha düşüktür. Bu durum artan kısmi ergime derecesinin varlığını işaret etmektedir.

Kromitit örneklerinin (n=42) toplam ∑ PGE içerikleri en yüksek 627 ppb olup (Örnek No: YBCO2) ortalama ~175 ppb dir. Bu hesaplamaların tamamında dedeksiyon limiti altında ölçülen değerler hesaba katılmamıştır. Pt, Pd ve Rh elementlerine karşılık Os, Ir ve Ru elementlerinde göreceli bir zenginleşme görülür. Bu zenginleşme Türkiye'de diğer bölgelerde yapılan çalışmalarda elde edilen PGE sonuçları ile uyumludur (Page, ve ark., 1984; Yaman ve Ohnenstetter, 1991; Uçurum ve ark., 2006; Başpınar, 2006; Uysal ve ark., 2007, 2009; Akbulut ve ark., 2010). En yüksek PGE değerleri makaslamaya uğramış fay zonlarında yer alan Yukarıbalçıklı sahasından elde edilmiştir. Yukarıbalçıklı sahasından alınan n=12 örnek için bu ortalama PGE 287 ppb dir. Bu sahadaki PGE' inden Ru 60-280 ppb, Ir 33-105 ppb ve Os 30-170 ppb arasında değişim göstermektedir. Tüm sahalardan elde edilen en yüksek Pt değeri 90 ppb iken (Örnek No: ME-C1) Pd içerikleri <20 ppb den düşüktür. Rh değerleri ise 5-12 ppb arasında değişim göstermektedir. Mehmetalan sahasının örneklerinde (n=11) Σ PGE içeriği ~194 ppb dir. Tüm PGE elementlerinin değer aralıklarının gözlendiği tek örnek, bu sahadan alınan ME-C1 nolu örnektir. Bu örneğin Pd/Ir oranı 0.8 dir. IPGE'lerin PPGE'lere göre zenginleştiği, bu örnekte değerler bazında açıkça görülür. Alabayır sahası örneklerinde (n=4) Σ PGE içeriği ~ 122 ppb iken Mollatopuz sahası örneklerinde (n=15) bu değer ~86 ppb dir. Ortalama krom tenörlerinin de düşük olduğu bu iki sahaya göre Mehmetalan ve Yukarıbalçıklı sahaları hem krom hemde PGE açısından daha fazla potansiyele sahiptir (Şekil 6.93). Ancak Mollatopuz sahasından alınan iki örnekte Σ PGE içeriği MOCK5 – 384 ppb, MOCK6 – 338 ppb ile Yukarıbalçıklı ve Mehmetalan sahalarının örneklerine yakın değerler sunar.



Şekil 6.93. Çalışılan sahalardaki örneklerin PGE sütun diyagramı (YB-Yukarıbakçıklı, ME-Mehmetalan, C-Alabayır ve MO-Mollatopuz sahalarının örneklerini temsil etmektedir).

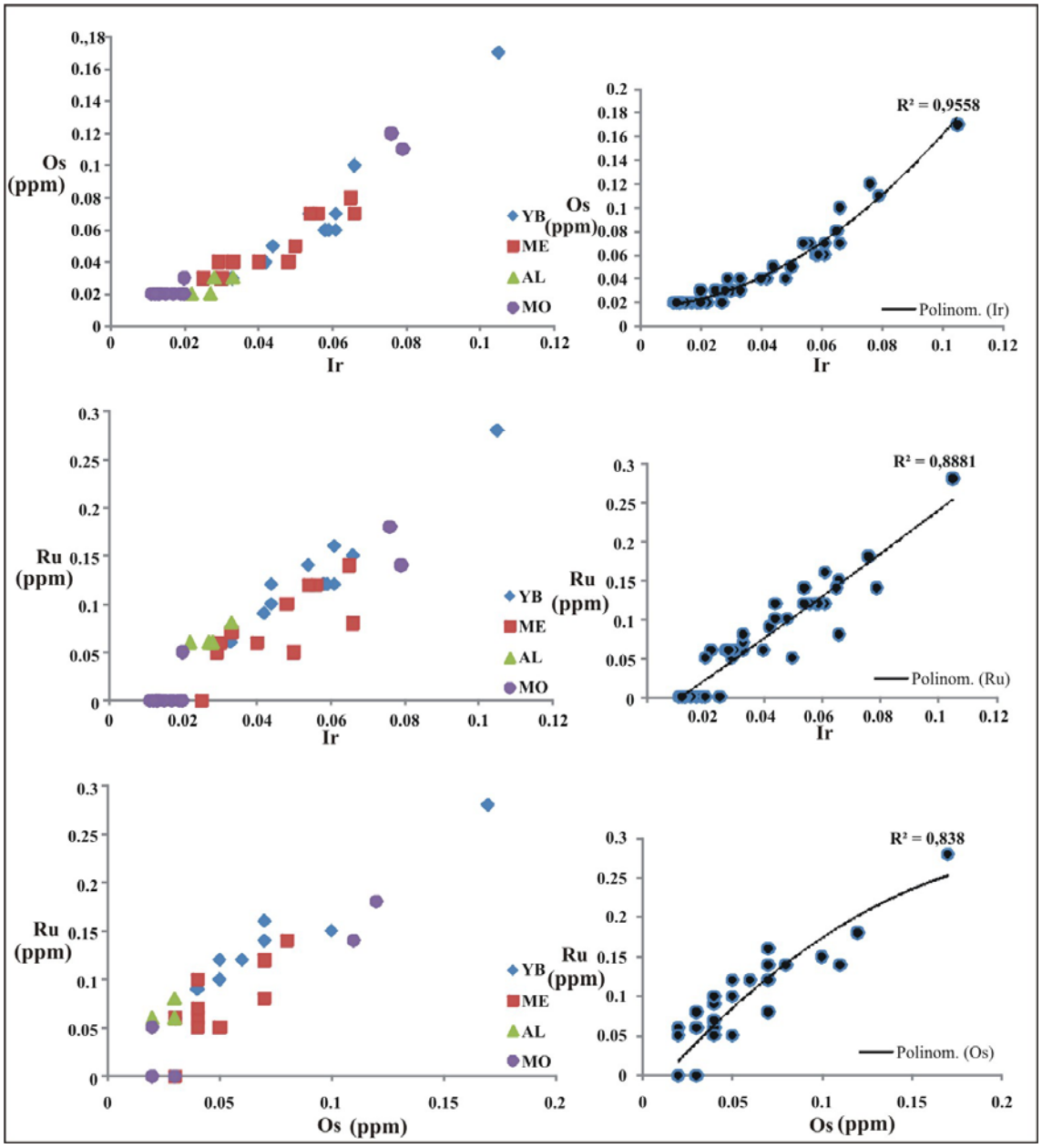
Ülkemizdeki farklı alanlardaki kromit cevherleri üzerinde yapılan toplam PGE analizlerinin sonuçları ile tez konu kapsamındaki çalışma alanlarındaki kromit cevherleri üzerinde yapılan PGE analiz sonuçları, uç iki örneğin dışında (Muğla alanı Harmancık cevherleşmesinde tek örnekde 4115 ppb Pt değeri Uçurum ve ark., 2000; Hatay-Kahramanmaraş alanı Berit cevherleşmesi tek örnekte 1155 ppb Pt değeri, Erdal, 2007) yaklaşık değer aralıklarında görülür. Çalışılan birçok sahada ortalama toplam PGE içeriği Uysal ve ark., (2005, 2007), Uysal, 2008) tarafından Kop dağları (n=36) 198 ppb, Muğla (n=55) 271 ppb, Kahramanmaraş (n=35) 202 ppb, Eskişehir (n=18) 240 ppb, Uçurum ve ark., (2000, 2006) tarafından Bursa – Eskişehir alanında (n=9) 244 ppb, Mugla Sarıkaya alanında (n=2) 271 ppb, Muğla Sazlı alanında (n=2) 243 ppb, Page ve ark., (1984) tarafından Os hariç (dedeksiyon limitlerinin altında) Elazığ Batı Kef bölgesi (n=27) 134 ppb, Elazığ Doğu Kef bölgesi (n=4) 99 ppb, Adana Pozantı bölgesi (n=2) 98 ppb, Adana Karsantı bölgesi (n=8) 125 ppb, Yaman ve Ohnenstetter (1991) tarafından Adana Akarca bölgesi (n=11) 260 ppb, Adana Musali bölgesi (n=2) 230 ppb, Adana Yapraklı bölgesi (n=1) 181 ppb, değerleri bildirilmiştir (Şekil 6.94).



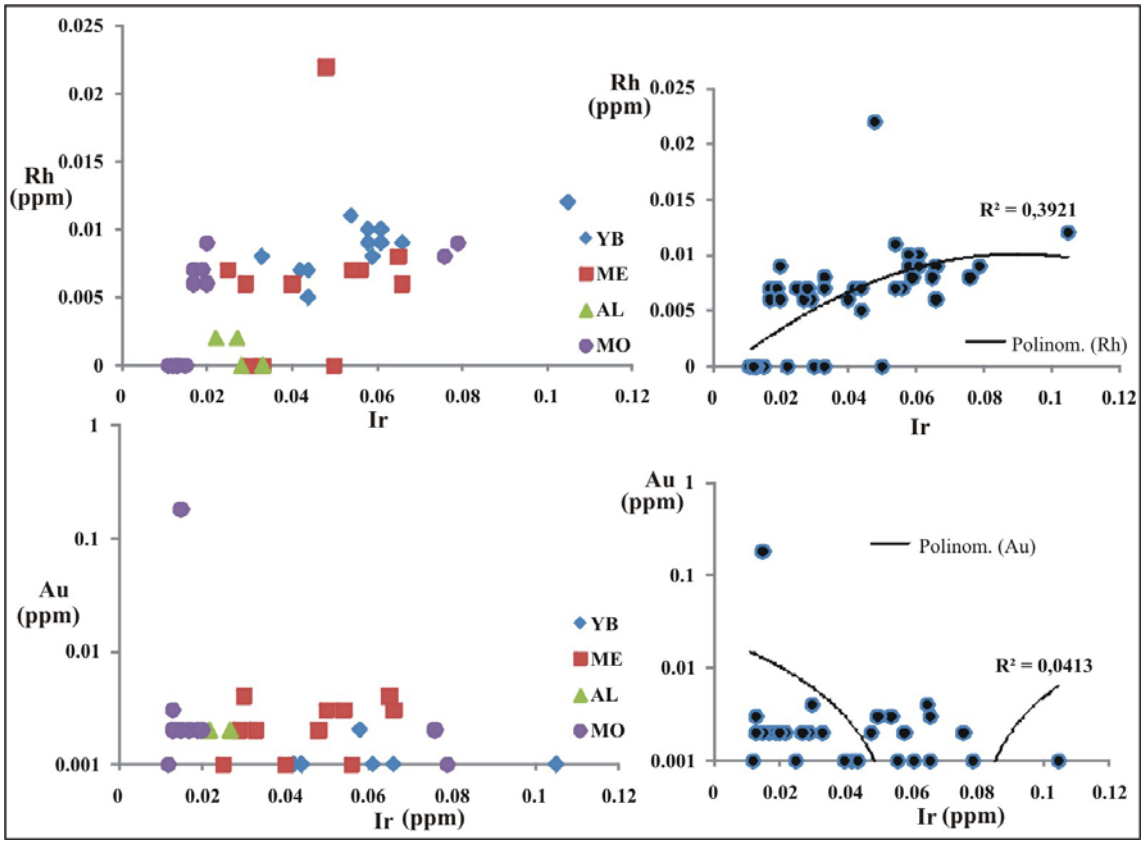
Şekil 6.94. Ülkemizdeki bazı ofiyolitik alanlardaki Σ PGE içeriği sütun dağılım diyagramı (n, örnek sayılarını ifade etmektedir, Van dışındaki veriler Page, ve ark., 1984; Yaman ve Ohnenstetter, 1991; Başpınar, 2006; Uçurum ve ark., 2006; Uysal ve ark., 2007, 2009 ve Akbulut ve ark., 2010'dan alınmıştır).

İncelenen örneklerin PGE dağılımlarında IPGE'lerin kendi içlerinde yüksek derecede pozitif korelasyonlara sahip olduğu görülmektedir (Şekil 6.95). Ir'a karşı Os'un polinom determinasyon katsayısı R^2=0.9 ve Ir'a karşı Ru'un polinom determinasyon katsayısı R^2=0.8 değer aralıklarında pozitiftir. Aynı durum Os'a karşı Ru'un R^2=0.8 değer aralığındaki polinom determinasyon katsayısıda güçlü pozitif eğilim gösterir. Bunla birlikte Ir'un Rh'a karşı determinasyon katsayısının çok daha düşük olduğu görülmektedir (Şekil 6.96). Ayrı ayrı sahalardaki Ir-Rh ilişkisi değerlendirildiğinde, yaklaşık bütün sahalarda düzensiz bir dağılım görülmesine karşın tüm sahaları kapsayan örneklerin genelinde R^2=0.3 gibi zayıf bir pozitif korelasyon görülür. PPGE'ler ile birlikte hareket eden Au'nın Ir'a göre dağılımında ise herhangi bir korelasyondan söz etmek mümkün değildir. Ir'a karşı Au'nın determinasyon katsayı değer aralığı R^2=0.04 olarak belirlenmiştir. IPGE'ler arasındaki yüksek pozitif korelasyonlar bu elementlerin grupsal birlikteliklerini doğrular niteliktedir. Bununla birlikte ergime noktası yanı sıra manto ergiyiklerinde uyumsuzluk derecesi Ir grubuna en yakın olan Rh elementinin (Barnes ve ark., 1985) zayıf pozitif korelasyon sergilemesi beklenilen bir sonuç olmalıdır. Genellikle Pd grubu ile birlikte

değerlendirilen Au'nın ise Ir grubu ile herhangi bir ilişkisi görülememiştir. Nitekim Au'elementinin ergime derecesi Ir grubu elementlere göre oldukça düşüktür.



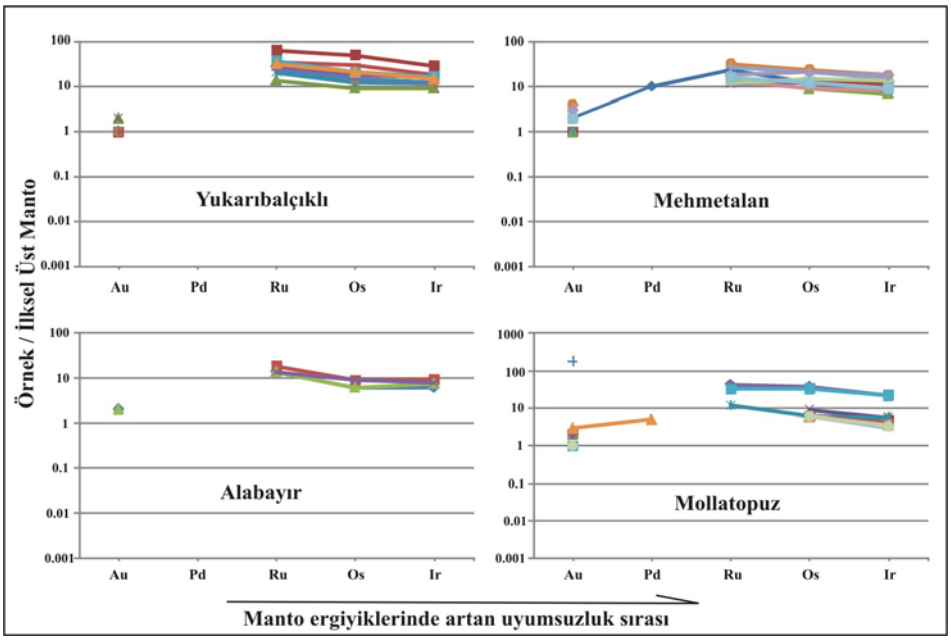
Şekil 6.95. Ir grubu elementlerin korelasyon diyagramları. Sol sütun sahalara göre dağılım, sağ sütun tüm örnekleri temsil etmektedir.



Şekil 6.96. Ir'a karşı Rh ve Au elementlerinin korelasyon diyagramları. Sol sütun sahalara göre dağılım, sağ sütun tüm örnekleri temsil etmektedir.

Platin grubu elementler için ilksel manto değerlerinin ppb olarak Os - 3.40, Ir – 3.40, Ru – 5, Rh – 0.95, Pt – 7, Pd – 3.97 (Taylor ve McClennan, 1985; Brugman ve ark., 1987; Barnes ve ark., 1985) olduğu düşünüldüğünde kısmi ergime süreçlerinde PGE'lerin kromititler içinde zenginleştiği görülmektedir. Çalışılan sahalardan alınan örneklerin PGE içeriklerinin ilksel üst mantoya göre normalize edilerek hazırlanan çoklu element örümcek diyagramlarında Ir grubu elementlerin yaklaşık 10 kat oranında ilksel üst mantoya göre zenginleştikleri görülmektedir (Şekil 6.97). PGE'lerin fiziksel ve kimyasal özellikleri göz önünde bulundurulduğunda bu zenginleşmenin, PPGE'lerden IPGE'lere doğru artma eğilimi sergilediği görülmektedir. Mehmetalan sahasındaki ME-C1 nolu örnekte bu eğilim açıkça izlenebilmektedir. Sülfit/silikat ergiyiklerinde PGE'lerin ayrımlanma katsayısı (Kd) değerleri Os>Ir>Ru>Rh>Pt>Pd olarak sıralanmaktadır (Barnes ve ark., 1985). Bir elementin ayrımlanma katsayısı değerinin 1'in üzerinde olması o elementin bir ergiyik içinde cereyan eden kristal fazlarına uyumluluğunu ifade etmektedir. Buna karşın 1'in üzerindeki Kd

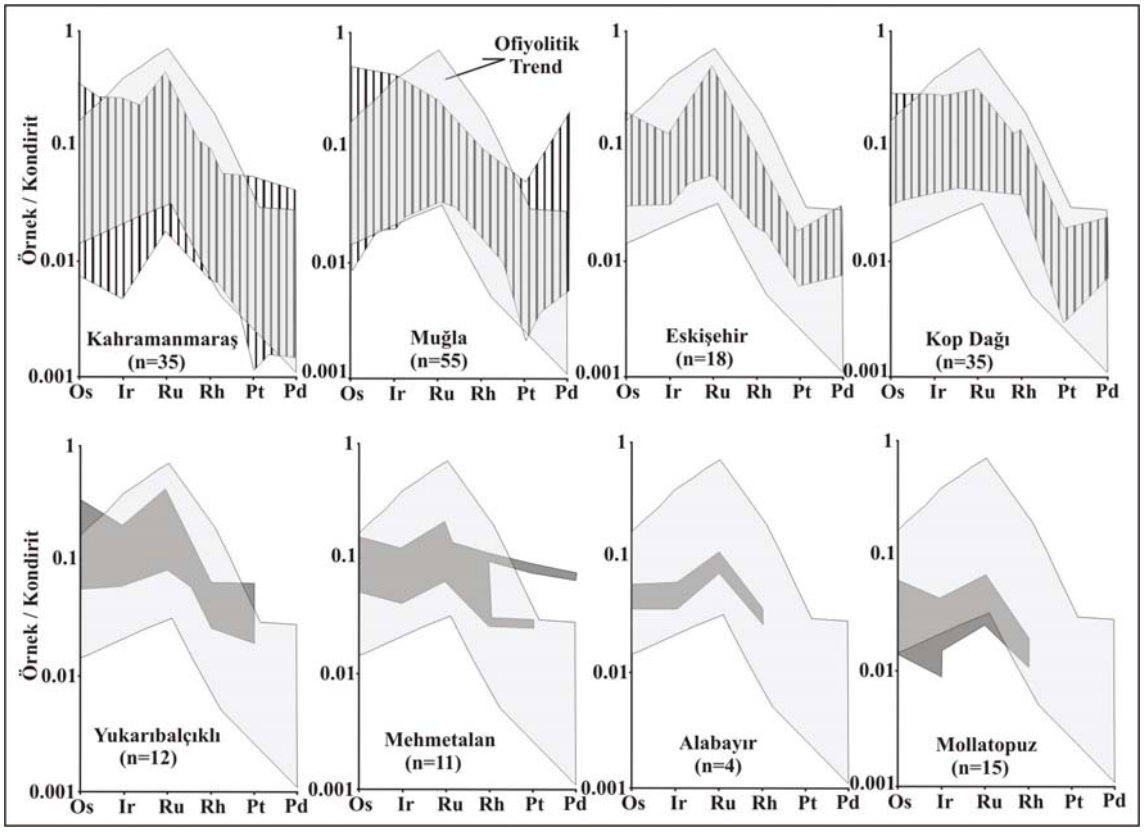
değerlerindeki sıralanım ise o element grubu için kristal fazlarda daha çok uyumluluk ve zenginleşme eğilimini gösterebilir. Bu koşullar altında Ir grubu elementlerin Pd grubu elementlere nazaran ilk kristal fazlarda daha çok yer alacağı söylenebilir.



Şekil 6.97. İlksel üst mantoya göre normalize edilmiş PGE'lerin örümcek diyagramı (İlksel üst manto normalize değerleri Brugman ve ark., 1987'den alınmıştır. Au-1, Pd-4, Ru-4.3, Os-3.3, Ir-3.6 ppb).

PGE'lerin kondirit'e normalize edilmiş örümcek diyagramlarında bu elementlerin azalan ergime dereceleri göz önünde bulundurularak sıralanmaktadır. Bu dizilim sırasıyla Os (3045 °C), Ir (2410 °C), Ru (2310 °C), Rh (1966 °C), Pt (1722 °C), Pd (1552 °C), olarak kullanılmaktadır (Naldrett ve ark., 1979). Çalışma alanlarımızdan aldığımız örneklerin PGE değerlerinin Kondirit'e normalize edilmiş çoklu element örümcek diyagramı Şekil 6.98'de sunulmuştur. PGE'lerin Kondirit normalize değerleri Naldrett ve Duke (1980) tarafından sırasıyla Os (514), Ir (540), Ru (690), Rh (200), Pt (1020), Pd (545) ppb olarak verilmektedir. Çalışma alanlarımızı ayrı ayrı sahalar olarak değerlendirdiğimiz bu diyagramlarda örneklerimizi dağılımının genel anlamda PGE açısından klasik ofiyolitik trend içinde kaldığı görülmektedir. Bu diyagramlarda PGE'lerin birbirlerine göre sergiledikleri ilişki genel olarak Os'dan Ir' a negatif anomali, Ir ile Ru arasında pozitif anomali, Ru'dan Rh'a negatif anomali olarak görülmektedir. Bu anomaliler genel ofiyolitik trendin yanı sıra ülkemizdeki farklı

alanların (Kahramanmaraş, Muğla, Eskişehir, Kop Dağı) örnekleriyle de uyumlu görülmektedir. Kondirit normalize diyağramlarında izlenen anomalilerin varlığını sadece magmatik süreçlere ya da element özelliklerine bağlamak güçtür. Özellikle Pt ve Au'nın alterasyonlar sonucunda hareketli olabileceği bilinmektedir (Barnes ve ark., 1985). Bununla birlikte ultramafik ve bazaltik kayaçlarda kondirit'e normalize PGE sıralanımında pozitif Pd anomalisine karşın negatif Pt ve Au anomalisi sıklıkla görülmektedir (Barnes ve ark., 1985).



Şekil 6.98. Kondirit'e normalize PGE'lerin örümcek diyagramları (Kondirit normalize değerleri Naldrett ve Duke, 1980; ofiyolitik trend ve Kahramanmaraş, Muğla, Eskişehir ve Kop Dağı PGE değerleri, Economou-Eliopoulos, 1996; Gauthier ve ark., 1990; Kojonen ve ark., 2003; McElduff and Stumpfl, 1990; Melcher ve ark., 1999; Zaccarini ve ark., 2005; Uysal ve ark., 2005, 2009'dan alınmıştır).

Elde edilen PGE içerikleri mantoya göre zenginleşmiş olmakla birlikte günümüz koşullarında ekonomik değildir. Bununla birlikte elde edilen sonuçlardan fay zonlarında daha küçük podlarda bulunan yoğun deformasyona uğramış cevher kütlelerinde daha

yüksek PGE içeriklerinin olması, ikincil PGE zenginleşmelerine işaret etmektedir. Tsoupas ve Economou, (2008) tarafından kromitler için en önemli PGM lokasyonlarının, ofiyolit kompleksler içindeki özellikle makaslamaya uğramış fay zonlarında bulunduğu vurgulanmaktadır. Bu çalışmada da PGE zenginleşmesinin daha yoğun benzer ortamlarda zenginleştiği görülmektedir. Nitekim Ir-grubu (IPGE) daki bu göreceli zenginleşme kromititlerin post-magmatik süreçlerden başlayarak gelişen plastik ve kırılgan deformasyon evreleriyle birlikte serpantinleşme süreçleriyle ilişkili olmalıdır (Tsoupas ve Economou, 2008).

6.3.2. Kayaç jeokimyası

Tüm kayaç jeokimyası çalışmaları için sahalardan toplanan 80 adet kayaç örneği üzerinde kimyasal analizler gerçekleştirilmiştir. Bu örneklerin sahalara göre dağılımı Alabayır sahası (n=22), Mehmetalan sahası (n=26), Mollatopuz sahası (n=16) ve Yukarıbalçıklı sahası (n=16) dır. Kayaçların majör, iz ve nadir toprak element içerikleri ALS-Chemex (Kanada) laboratuarında ICP-AES ve ICP-MS ile analiz edilmiştir.

6.3.2.1. Mafik daykların jeokimyası

Mehmetalan, Mollatopuz ve Alabayır ofiyolit diliminden alınan mafik dayk örneklerinin jeokimyasal analiz sonuçlarına göre, Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolit dilimlerinin mafik dayklarıbirbirlerine benzer karakteristikler taşır (Çizelge 6.4, ME-Mehmetalan; MO-Mollatopuz; C-Alabayır ofiyolit dilimlerinin mafik dayklarını temsil etmektedir). Mehmetalan, Mollatopuz ve Alabayır ofiyolit dilimlerinde bulunan mafik dayklarınmajör ve iz element paternlerinde okyanus tabanı metamorfizması ve metasomatik olayların etkileri, alterasyon etkisi ve element hareketliliği bölümünde irdelenecektir. Ateşte zaiyat değerleri (AZ: 1.9-6.95 wt. %) örneklerde düşük derece hidrotermal alterasyon etkisini gösterir. Petrografik çalışmalarla da tesbit edilen alterasyon etkisi dolayısıyla, jeokimyasal analiz sonuçları göreli olarak alterasyondan

etkilenmedikleri düşünülen elementler üzerinde değerlendirilmiştir. Mafik daykların iz ve majör oksit element içeriklerinin istatistiksel dağılımı Şekil 6.99'de sunulmuştur.

Çizelge 6.4. Mafik daykların jeokimyasal analiz sonuçları (%)

Örnek	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3	TiO_2	MnO	P_2O_5	SrO	BaO
ME-5	42.7	14.15	10.4	10.05	7.14	6.76	0.65	0.04	1.18	0.18	0.12	0.01	<0.01
ME-6	43.8	14.95	9.96	10.75	7.01	6.04	0.56	0.03	1.11	0.17	0.1	0.03	0.01
ME-7	42.1	13.75	10.8	13.65	6.58	5.38	0.21	0.03	1.26	0.18	0.13	0.11	0.02
ME-8	43.7	14.85	10.05	11.35	6.74	5.3	0.47	0.03	1.1	0.17	0.09	0.03	0.02
ME-9	44.6	14.6	10.55	10.8	6.61	4.9	0.74	0.03	1.2	0.18	0.11	0.04	0.01
ME-10	43.1	15.15	10.05	10.5	6.7	6.06	0.44	0.03	1.13	0.17	0.11	0.02	0.01
ME-11	44.8	14.8	10.7	10.95	6.65	5.32	0.61	0.03	1.22	0.18	0.13	0.03	0.03
ME-13	38.2	12.75	9.01	19.3	9.03	3.1	0.01	0.06	0.87	0.15	0.07	0.02	<0.01
ME-16	43.1	14.55	9.43	10.4	7.59	5.75	1.95	0.05	0.99	0.16	0.1	0.01	0.01
ME-21	43.1	14.7	10.95	9.68	6.9	6.06	0.84	0.04	1.28	0.19	0.12	0.04	0.02
ME-22	41.5	14.85	10.1	10.65	5.86	7.75	0.56	0.04	1.29	0.17	0.11	0.02	<0.01
ME-23	39	14.75	9.18	20.2	8.5	1.89	0.02	0.05	0.91	0.16	0.09	0.02	<0.01
ME-24	42.4	14.65	10.1	10.75	5.79	7.06	1.18	0.03	1.24	0.17	0.12	0.01	<0.01
ME-26	42.5	17.65	8.09	15.05	8.36	2.56	0.18	0.05	0.75	0.14	0.07	0.07	0.08
ME-29	47.1	15.05	11.8	10.2	6.98	3.78	0.45	0.03	1.41	0.2	0.14	0.05	0.08
ME-34	38.1	11.45	11.3	25.7	4.93	2.02	0.03	0.01	1.57	0.19	0.19	0.01	<0.01
ME-35	43.1	15.25	9.25	14.55	9.13	2.63	0.29	0.06	0.9	0.16	0.09	0.06	0.12
ME-30	47.1	15.55	11.05	11.35	7.21	2.86	0.86	0.03	1.24	0.19	0.13	0.08	0.04
MO-1	37.9	13.7	8.95	24.8	6.19	1.62	0.02	0.03	1.03	0.15	0.09	0.02	<0.01
MO-2	39.1	13.1	9.53	23.2	6.43	1.74	0.04	0.03	1.12	0.16	0.11	0.08	<0.01
MO-3	41.8	13.25	9.7	20.4	6.2	2.04	0.1	0.03	1.16	0.17	0.1	0.34	0.01
MO-8	49.6	14.55	10.8	11.6	5.34	2.85	0.93	0.01	0.59	0.16	0.04	0.03	0.01
MO-12	46.9	14.95	11.9	12.4	6.82	2.51	0.31	0.03	1.7	0.2	0.2	0.03	0.01
C-4	50.7	14.9	10.75	8.54	4.75	4.78	0.78	0.39	1.76	0.17	0.5	0.04	0.02
C-6	51	16.6	8.26	9.28	4.04	3.76	1.52	0.11	1.28	0.14	0.45	0.06	0.08
C-12	52.4	17.35	8.25	8.18	4.06	4.19	1.63	0.03	1.28	0.15	0.44	0.09	0.08
C-17	47.5	14.65	10.35	14.45	3.45	3.19	1.72	0.02	1.76	0.17	0.54	0.07	0.24
C-21	52.7	15.65	9.81	7.4	4.2	4.57	1.65	0.02	1.73	0.17	0.46	0.07	0.16
C-24	47	16.35	7.74	16.8	4.23	2.26	0.9	0.02	1.24	0.14	0.32	0.03	0.04
C-31	43.3	14.95	9.07	19.05	5.53	0.91	0.92	0.03	1.53	0.16	0.41	0.01	0.02
C-34	52.2	15	8.78	9.32	4.68	4.3	0.87	0.02	1.42	0.15	0.36	0.03	0.07
C-37	42.8	15.35	8.84	18.65	6.11	0.36	0.23	0.04	1.49	0.15	0.39	0.01	<0.01

Çizelge 6.4. Mafik daykların jeokimyasal analiz sonuçları ppm (devam ediyor)

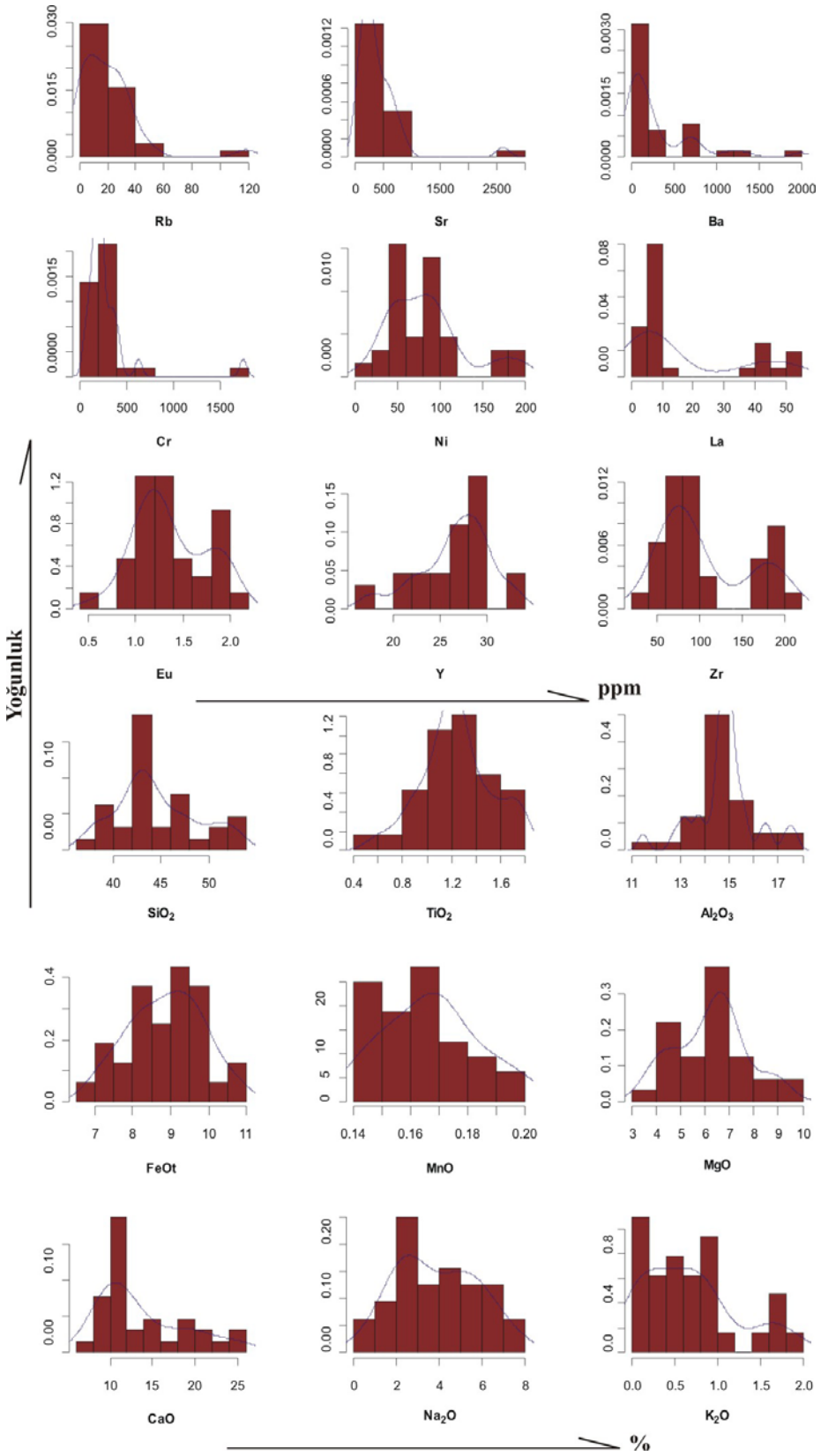
Örnek	Ba	Ce	Co	Cr	Cs	Cu	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Hf	Ho
ME-5	14	14.7	43.6	240	28	95	4.58	3.13	1.2	12.6	3.71	2.2	1.02
ME-6	70.8	13	44.5	230	17.5	98	4.27	2.89	1.12	15.1	3.4	2.1	0.94
ME-7	216	16	43.3	180	17.95	112	4.97	3.45	1.27	13.1	4.22	2.4	1.1
ME-8	139	13.5	43.4	210	60.3	95	4.31	2.92	1.19	15.6	3.5	2.2	0.96
ME-9	102	15.3	43	210	32.5	99	4.88	3.2	1.27	16.1	3.88	2.3	1.07
ME-10	52	14.1	43.9	230	15.7	99	4.48	2.97	1.21	12.4	3.53	2.1	1
ME-11	231	15.7	44.1	220	32.6	98	4.8	3.3	1.29	17	4.03	2.5	1.06
ME-13	20.8	10.4	46.6	420	4.67	92	3.46	2.28	0.95	9.5	2.85	1.6	0.77
ME-16	53.7	12.7	41.7	330	224	93	3.75	2.58	1.01	13.4	3.14	1.8	0.84
ME-21	174	14	43	280	38.1	101	4.96	3.38	1.27	13.2	3.95	2.4	1.1
ME-22	17.5	13.1	39.3	310	18.6	85	4.71	3.16	1.23	12.4	3.74	2.3	1.05
ME-23	27.6	10.8	44.7	370	4.21	93	3.64	2.43	0.95	11.9	2.92	1.7	0.83
ME-24	14	13.7	39.4	210	28.8	81	4.93	3.33	1.27	13.8	3.93	2.4	1.07
ME-26	747	10.4	43.5	350	4.65	104	3.01	2.01	0.85	14	2.56	1.4	0.65
ME-29	689	18.4	45.6	190	8.09	106	5.46	3.71	1.47	17.9	4.51	2.7	1.23
ME-34	13.6	28.1	39.1	60	2.17	98	5.57	3.71	1.63	14.3	4.99	3.2	1.2
ME-35	1135	11	47.5	400	6.78	99	3.63	2.42	1.01	13.8	3	1.7	0.82
ME-30	325	15.1	44.6	190	5.7	99	4.85	3.29	1.3	16.9	3.99	2.4	1.07
MO-1	16.7	11.7	36.4	210	0.46	74	3.95	2.7	1.09	10.3	3.17	1.9	0.88
MO-2	31.4	12.6	38.6	220	1.1	82	4.12	2.8	1.07	9.4	3.37	2	0.94
MO-3	66.1	13.3	37.7	200	1.91	82	4.41	3	1.15	11.5	3.59	2.2	0.98
MO-8	70	5.7	37.5	70	0.18	119	2.73	2.01	0.56	14.3	1.87	1	0.63
MO-12	66.2	23.1	44	210	1.09	98	4.99	3.2	1.54	18	4.63	3.2	1.05
C-4	192.5	79.8	34	1740	0.07	37	5.48	3.11	2.04	16.8	6.65	3.7	1.1
C-6	760	94.1	28.2	630	0.36	80	4.97	2.91	1.93	16.8	6.61	3.5	1
C-12	655	91.2	27.8	170	0.19	76	4.84	2.87	1.87	18	6.43	3.4	0.97
C-17	2000	90.5	29.1	110	1.23	22	5.77	3.52	1.95	17.1	6.94	3.7	1.17
C-21	1325	86.4	28.1	150	0.18	37	5.37	3.13	1.97	19.3	6.64	4.2	1.07
C-24	311	67	27.2	150	0.28	73	4.21	2.53	1.53	15	5.11	3.2	0.86
C-31	158.5	75.8	30	150	0.29	75	4.91	2.9	1.81	15.6	6.2	3.6	1
C-34	641	79.7	30.1	110	0.35	85	5.14	3.18	1.84	16.2	6.29	3.7	1.05
C-37	42.1	75	30.8	220	0.06	73	4.83	2.9	1.77	15.4	6.03	3.7	1

Çizelge 6.4. Mafik daykların jeokimyasal analiz sonuçları ppm (devam ediyor)

Örnek	La	Lu	Nb	Nd	Ni	Pr	Rb	Sm	Sr	Ta	Tb	Th	Tm
ME-5	6.2	0.44	3.8	10.1	113	2.06	38	3.12	112	0.2	0.71	0.63	0.44
ME-6	5.3	0.41	3.4	9	112	1.84	28.9	3	240	0.2	0.65	0.53	0.42
ME-7	6.7	0.48	4.2	11	80	2.28	14.8	3.37	842	0.2	0.77	0.74	0.48
ME-8	5.4	0.42	3.4	9.2	100	1.87	25	2.93	253	0.2	0.66	0.56	0.4
ME-9	6.7	0.46	3.9	10.2	81	2.09	29	3.13	334	0.2	0.74	0.69	0.46
ME-10	5.9	0.43	3.6	9.8	96	1.95	18.7	3.08	194.5	0.2	0.66	0.6	0.42
ME-11	6.7	0.48	4.1	10.7	83	2.2	31.6	3.24	292	0.2	0.74	0.69	0.47
ME-13	4.3	0.33	2.6	7.2	196	1.46	1.2	2.33	204	0.1	0.52	0.4	0.34
ME-16	5.3	0.37	4	8.6	116	1.77	118	2.61	65.9	0.2	0.57	0.53	0.37
ME-21	5.6	0.5	3.6	10.1	79	2.04	42.3	3.24	353	0.2	0.76	0.52	0.49
ME-22	5.3	0.45	3.6	9.5	58	1.88	31.1	3.03	154	0.2	0.72	0.5	0.46
ME-23	4.4	0.36	2.7	7.6	165	1.51	1.5	2.42	181	0.2	0.54	0.43	0.37
ME-24	5.5	0.46	3.6	9.8	58	1.96	50.5	3.13	112.5	0.2	0.73	0.55	0.49
ME-26	4.5	0.29	2.2	7	169	1.37	3.6	2.08	579	0.1	0.47	0.39	0.29
ME-29	7.7	0.54	4.8	12.5	80	2.56	9.4	3.78	424	0.3	0.85	0.88	0.55
ME-34	12.9	0.52	11.8	16.1	46	3.65	1.4	4.41	71	0.7	0.87	1.53	0.53
ME-35	4.6	0.36	2.7	7.8	192	1.53	6.9	2.39	520	0.1	0.55	0.43	0.35
ME-30	6.2	0.47	3.7	10.6	96	2.1	18	3.32	628	0.2	0.72	0.65	0.47
MO-1	4.8	0.37	3.2	8.2	90	1.63	0.5	2.73	142.5	0.2	0.6	0.47	0.37
MO-2	5.2	0.42	3.5	8.7	94	1.74	1.6	2.75	614	0.2	0.62	0.5	0.42
MO-3	5.4	0.44	3.7	9.3	81	1.84	2.7	2.96	2610	0.2	0.67	0.54	0.42
MO-8	2.6	0.31	1.9	4	42	0.75	11.6	1.33	270	0.1	0.39	0.32	0.31
MO-12	9.7	0.44	9.9	14.4	83	3.11	7.5	4.05	248	0.6	0.81	0.89	0.44
C-4	42.1	0.4	47.8	33.9	31	9.32	10.9	6.3	275	2.9	0.95	4.33	0.49
C-6	52.5	0.37	55.8	36.5	46	10.4	28.4	6.79	487	3	0.89	6.32	0.4
C-12	51.2	0.37	53.6	35.5	48	9.87	28.7	6.41	810	2.9	0.85	6.13	0.42
C-17	50.7	0.45	48.3	35.5	12	9.92	31.2	6.84	607	2.5	0.97	6.17	0.5
C-21	48.7	0.41	53	34	42	9.45	24.6	6.56	651	3.1	0.89	6.81	0.45
C-24	36.9	0.35	46.1	26.9	47	7.43	16.7	5.01	269	2.5	0.74	4.56	0.36
C-31	41.5	0.39	45.2	31.1	47	8.36	17.7	5.96	131.5	2.5	0.85	5.58	0.41
C-34	44.5	0.41	50.6	31.6	34	8.85	14.5	6.15	303	2.7	0.87	5.42	0.44
C-37	41.7	0.38	46.2	30.8	59	8.39	2.2	5.93	76.8	2.6	0.83	5.6	0.41

Çizelge 6.4. Mafik daykların jeokimyasal analiz sonuçları ppm (devam ediyor)

Örnek	U	V	Y	Yb	Zn	Zr	A.Z	Toplam
ME-5	0.13	248	27.2	2.84	83	78	6.41	99.8
ME-6	0.1	244	25.8	2.73	83	73	5.46	100
ME-7	0.15	267	29.5	3.09	90	87	5.56	99.8
ME-8	0.11	240	26	2.69	84	75	4.95	98.9
ME-9	0.14	259	28.8	2.93	89	82	3.87	98.2
ME-10	0.12	245	26.9	2.73	87	77	5.2	98.7
ME-11	0.14	267	29.8	3.04	90	92	4.23	99.7
ME-13	0.08	205	20.9	2.22	72	57	6.34	98.9
ME-16	0.1	226	23	2.39	75	65	5.41	99.5
ME-21	0.11	275	30	3.12	92	86	5.07	99
ME-22	0.11	268	28.2	2.98	87	81	6.95	99.9
ME-23	0.09	210	21.8	2.28	74	59	5.51	100.5
ME-24	0.12	261	29.4	3.04	86	84	6.73	100
ME-26	0.07	176	17.9	1.86	61	48	4.25	99.8
ME-29	0.18	306	32.8	3.55	98	97	2.5	99.8
ME-34	0.36	295	32.4	3.34	103	116	4.63	100
ME-35	0.08	213	21.9	2.33	73	59	4.66	100.5
ME-30	0.13	269	29.1	2.98	37	83	2.48	100
MO-1	0.1	229	23.7	2.51	72	65	5.52	100
MO-2	0.1	245	25.3	2.66	79	71	5.53	100
MO-3	0.11	252	26.8	2.79	81	74	4.86	100
MO-8	0.09	312	17.6	2.09	76	29	3.46	100.5
MO-12	0.21	264	28.8	2.88	104	119	1.9	99.9
C-4	1.16	199	28.6	2.67	103	183	1.18	99.3
C-6	1.61	170	26.9	2.55	96	178	2.08	98.7
C-12	1.62	174	26.3	2.51	93	169	1.57	99.7
C-17	1.65	210	32.3	2.99	106	189	2.25	100.5
C-21	1.69	203	28.9	2.8	105	206	1.28	99.9
C-24	1.19	143	23.6	2.26	81	164	2.17	99.2
C-31	1.4	175	26.4	2.55	92	182	4.33	100
C-34	1.39	165	28.5	2.65	95	183	2.58	99.8
C-37	1.41	174	26.7	2.51	94	190	4.83	99.3

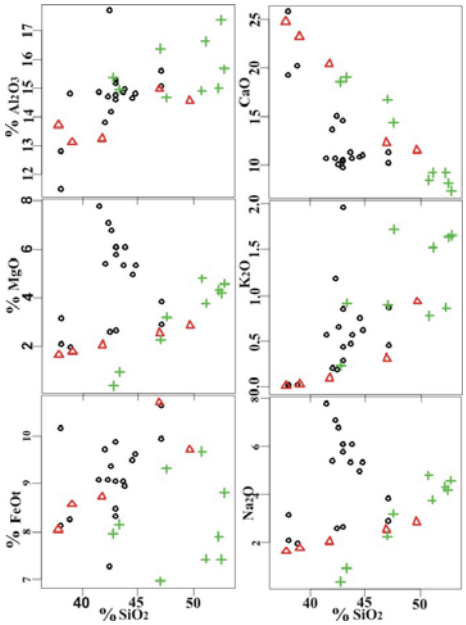


Şekil 6.99. Mafik daykların belirli iz element ve majör oksit değerlerinin istatistiksel dağılımı.

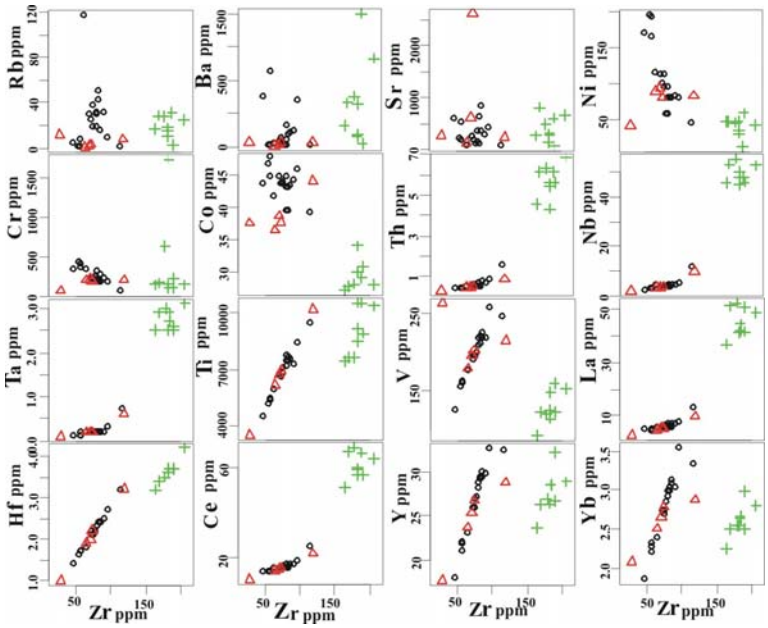
6.3.2.1.1. Alterasyon etkisi ve element hareketliliği

Alterasyona bağlı olarak alkali elementlerin mobiliteleri çok yüksektir. İnce kesitlerde alterasyonun petrografik olarak tanımlanmasından dolayı, uyumsuz oldukları düşünülen bazı iz elementlerin tektonik ortamın petrolojik afinitesini karakterize etmede kullanılabilinirliği düşünülmüştür. Ana oksit elementler bozunmaya karşı duraysız oldukları için, bozunmadan dolayı bazen fakirleşme bazen de zenginleşme gösterebilirler. Düşük derecede alterasyon ve metamorfizma esnasında elementlerin davranışları üzerine yapılan çalışmalar, kimi elementlerin duraylı kalırken bazılarının fakirleştiği ya da zenginleştiğini ortaya koymaktadır (Cann, 1970; Coish, 1977; Humpris ve Thompson, 1978). Özellikle alkali elementlerin SiO_2'ye korelasyonlarında görülen dağınık patern alterasyon etkisini yansıtmaktadır (Şekil 6.100). Th elementi hariç Sr, K, Ba, Rb gibi elementler düşük metamorfizma koşullarında hareketli bir hale geçerek ortamdan uzaklaşma veya zenginleşme eğilimi gösterebilirler (Pearce ve Cann, 1971, 1973; Pearce, 1975, 1982; Saunders ve ark., 1980a,b). Deniz tabanı metamorfizması etkisindeki ofiyolitik kayaçların petrojenetik yorumlarında bu elementlerin değerlendirilmesi yanıltıcı olabilmektedir. Th elementinin yüksek iyonik potansiyelli olması nedeniyle alterasyonlar, deniz tabanı metamorfizması ve yeşil şist metamorfizması koşullarında dahi duraylı olduğu bildirilmektedir (Pearce, 1975, 1983; Wood, 1980). Dolayısıyla ofiyolitik kayaçların petrojenetik yorumlarında K, Rb, Sr, Ba elementlerinden daha çok Th elementi dikkate alınmalıdır. Ofiyolitik mafik dayklarda gözlenen Zr, Y, Ti, Nb gibi elementlerin pozitif korelasyonları olivin-klinopiroksen-plajiyoklaz kristallenmesiyle uyumludur (Pearce ve Norry, 1979; Pearce, 1982). Bu elementler ile birlikte özellikle NTE alterasyon süreçleri esnasında çok az hareketlilik gösterirler (Thompson, 1973; Humpris ve Thompson, 1978) bu nedenle tektonik ortamın petrojenetik yorumlarında kullanılabilirler (Pearce ve Norry, 1979; Pearce ve Cann, 1973; Floyd ve Winchester, 1975). Olivin, klinopiroksen, plajiyoklaz fraksiyonlanmasında, uyumsuz bir elment olan Zr'a karşı çizilen iz element konsantrasyonlarının dağınık bir anomali sergilemesi alterasyon etkisini yansıtırken, elementler arasındaki doğrusal korelasyonlar, bu elementlerin tektonik ortamın

petrolojik afinitesini karakterize etmede güvenilir belirteçler olduğunu gösterebilir (Şekil 6.101).



Şekil 6.100. Bazı majör oksitlerin SiO_2'ye karşı korelasyonları (Kullanılan tüm diyagramlarda yuvarlak semboller Mehmetalan, üçgen semboller Mollatopuz, artı işaretinin kullanıldığı semboller ise Alabayır ofiyolitinin mafik dayklarını temsil etmektedir).



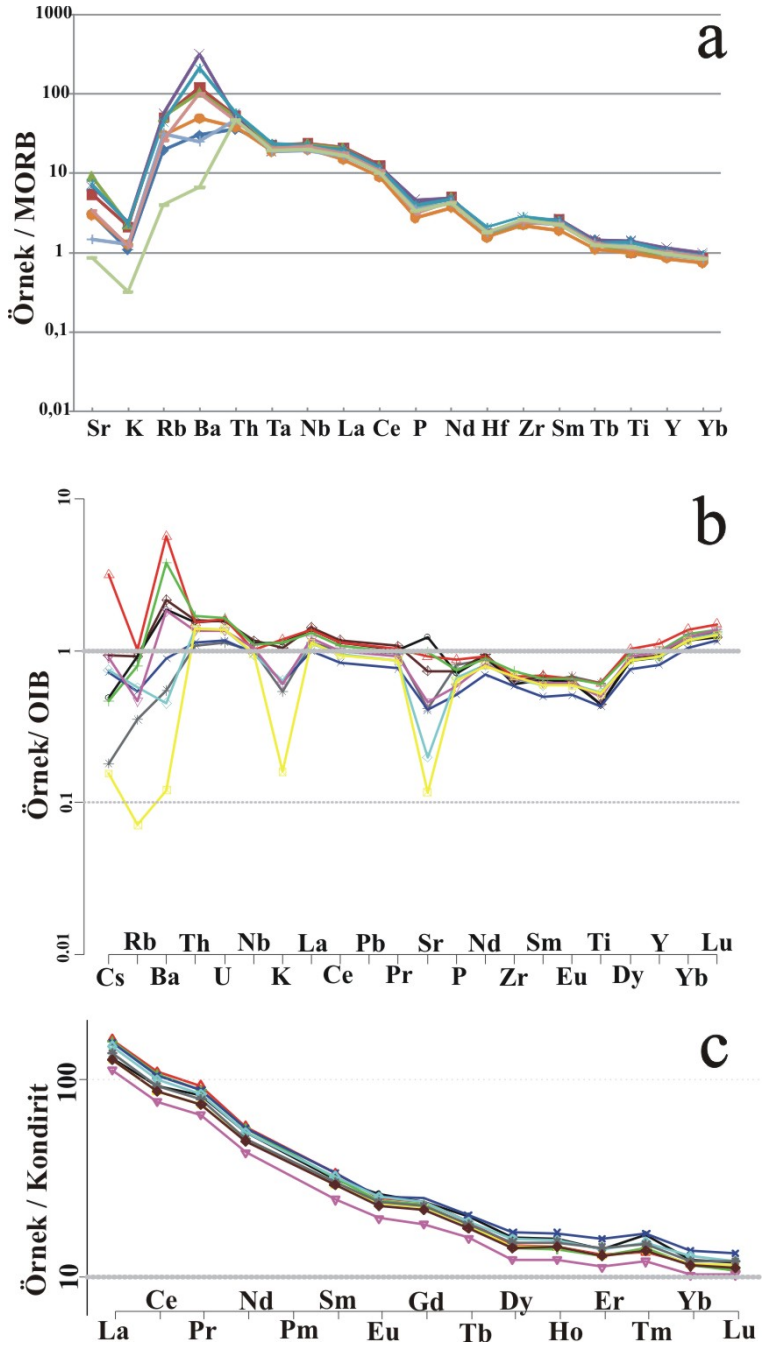
Şekil 6.101. Bazı iz elementlerin Zr'a karşı korelasyonları.

Cr, Ni gibi geçiş metalleri, NTE, kalıcılığı yüksek elementler (HFSE-high-field-strength elements) yanı sıra Th ve Ti' un düşük dereceli alterasyonlar esnasında göreli olarak immobile oldukları yaygın olarak düşünülmektedir (Staudigel ve ark., 1996). Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolit dilimlerini kesen mafik daykların petrografik incelemelerinde diyopsit ile birlikte klorit ve hibşit minerallerinin bulunması bu mafik daykların rodenjitleşmesinin başlangıcını işaret edebilir (Tisikouras ve ark., 2009). Rodenjitler, peridotitlerin serpantinleşmesinden kaynaklanan akışkanlarla etkilenmiş düşük sıcaklıklardaki metasomatik olaylarla biçimlenirler (Coleman, 1967; Dubinska,1995, 1997; Normand ve Williams-Jones, 2007). Rodenjitleşme esnasında, serpantinleşen klinopiroksenlerin bozulmasıyla, rodenjitleşme kaynağına Ca katkısının sağlandığı bilinmektedir (Coleman, 1967; Austrheim ve Prestvik, 2008). Bununla birlikte serpantinizasyondan türeyen sıvıların silika aktivitesi düşüktür (Frost ve Beard, 2007; Li ve ark., 2008; Bach ve Klein, 2009). Dolayısıyla mafik dayklarda Ca metasomatizması ile gerçekleşen rodenjitleşme olayı, kimyasal analiz sonuçlarında CaO zenginleşmesiyle karşılanırken, SiO_2 tüketilmişliğinin sebebini ortaya koymaktadır.

6.3.2.1.2. Mafik dayklarının jeokimyasal karakteristikleri

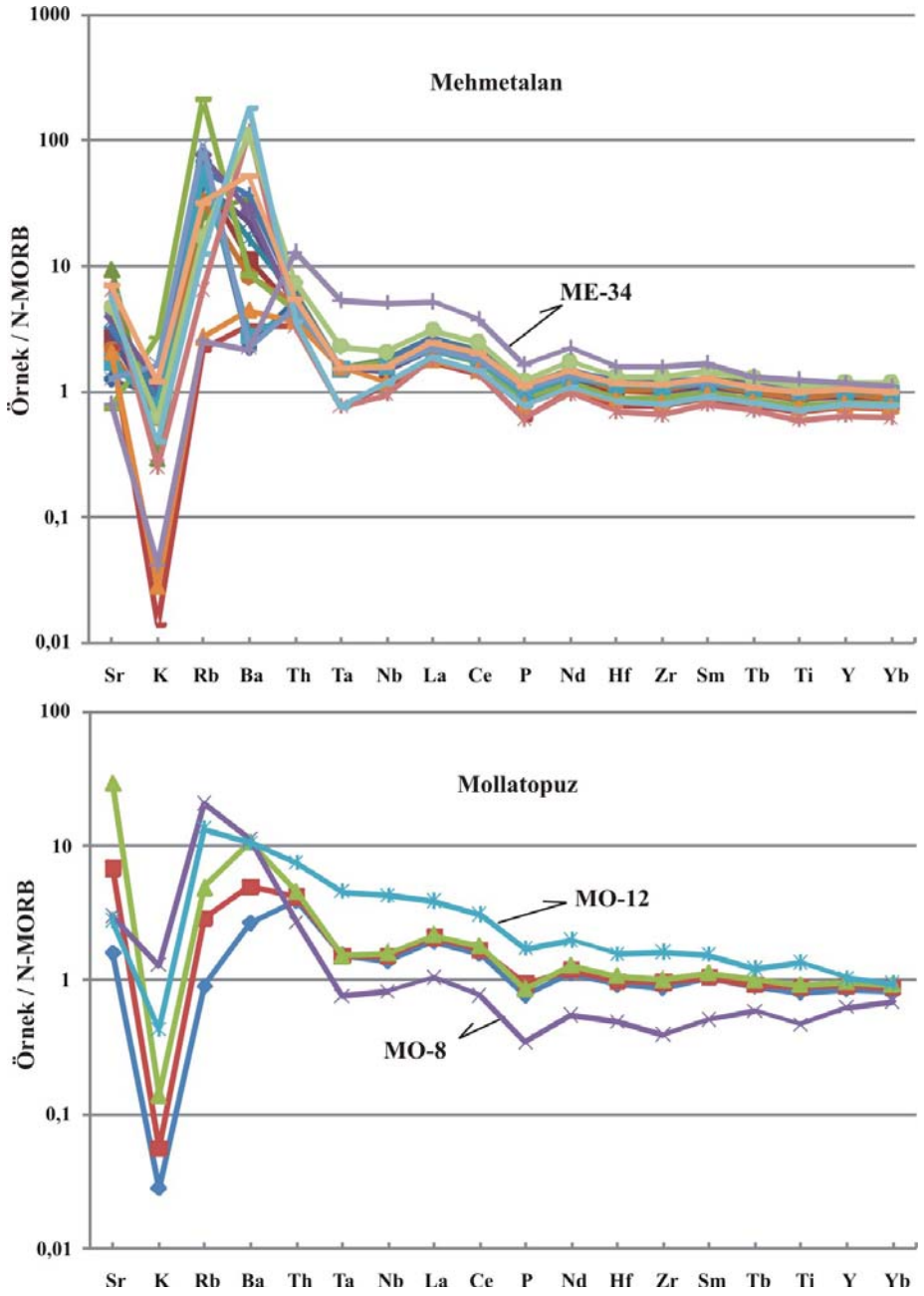
Alabayır ofiyolit diliminin mafik dayklarının iz element içerikleri N-MORB'a göre normalize edilerek hazırlanan çoklu element örümcek diyagramlarında, iri katyonlu litofil (LIL- Cs, Rb, K, Ba, Sr) elementlerce, Okyanus Ortası Sırt Bazaltları (MORB) ve Okyanus Adası Toleyitlerine (OIT) göre daha fazla zenginleşmiş oldukları görülür. Çoklu element örümcek diyagramında, Okyanus Adası Bazaltları'na (OIB) benzer bir dağılım izlenir. OIB'ye normalize edilerek hazırlanan spider diyagramlarında genelde paralel bir dağılım görülmesine karşın, LILE elementlerde dağınık bir patern gözlenirken Th, elementindeki zenginleşmeye karşın, Ti elementinde tüketilme trendleri izlenir (Şekil 6.102 a, b). Örneklerin Kondirit'e göre normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) dağılım desenlerinde, ağır nadir toprak elementlere (HNTE) göre (Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) hafif nadir toprak elementlerce (LNTE) (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm) belirgin bir zenginleşme görülmektedir (Şekil 6.102 c). Bu mafik dayklar, NTE dağılım desenlerindeki özellikleriyle MORB'dan kolaylıkla ayrılırlar. Okyanus

Adası Toleyitlerine göre benzer NTE dağılımı sergilemelerine karşın, Alabayır ofiyolit diliminin mafik dayk örneklerin LNTE'lerce daha zenginleşmiş olduğu görülür.



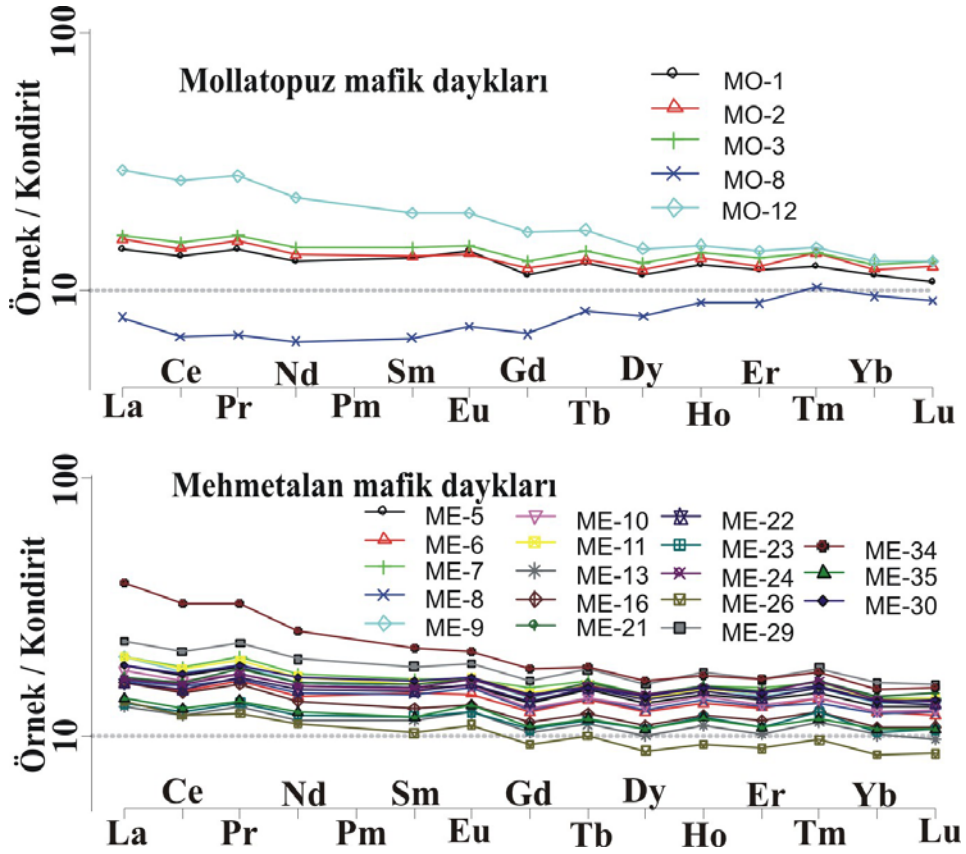
Şekil 6.102. Alabayır ofiyolit diliminin N-MORB, OIB ve Kondrit'e normalize edilmiş dağılım desenleri. (N-MORB ve OIB normalize değerleri Sun ve McDonough, 1989; Kondrit normalize değerleri Nakamura, 1974'ten alınmıştır.)

Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolit dilimlerinin mafik dayklarının jeokimyasal analiz değerleri birbirlerine göre paralellik sergiler. N-MORB'a göre normalize edilerek hazırlanan çoklu element örümcek diyagramlarında altı dayk'da K'ca tüketilmenin dışında, LIL elementlerde belirgin bir zenginleşme görülür (Şekil 6.103).



Şekil 6.103. Mafik daykların N-MORB'a normalize edilmiş iz element dağılımları. (N-MORB normalize değerleri Sun ve McDonough, 1989)

Mafik dayk örneklerinin kimyasal analiz sonuçlarının tamamında Th elementinde zenginleşme, göreli olarak Nb'da tüketilme trendleri izlenir. Genel anlamda P elementindeki göreli tüketilmişliğin dışında diğer iz element desenleri MORB normalize çizgisine paralellik sergiler. Anlatılan genel desenlerinin dışında Mollatopuz ofiyolit diliminin mafik dayk örneklerinden izole dolerit daykı olan MO-12 nolu örnek Y ve Yb elementleri dışında normalize MORB değerlerine göre zenginleşme sergilerken, MO-8 nolu örnek LILE ve Th elementi dışında MORB normalize değerlerine göre tüketilme trendi gösterir. Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolit dilimlerinin mafik dayklarında NTE paternleri oldukça benzerlik sergiler (Şekil 6.104).

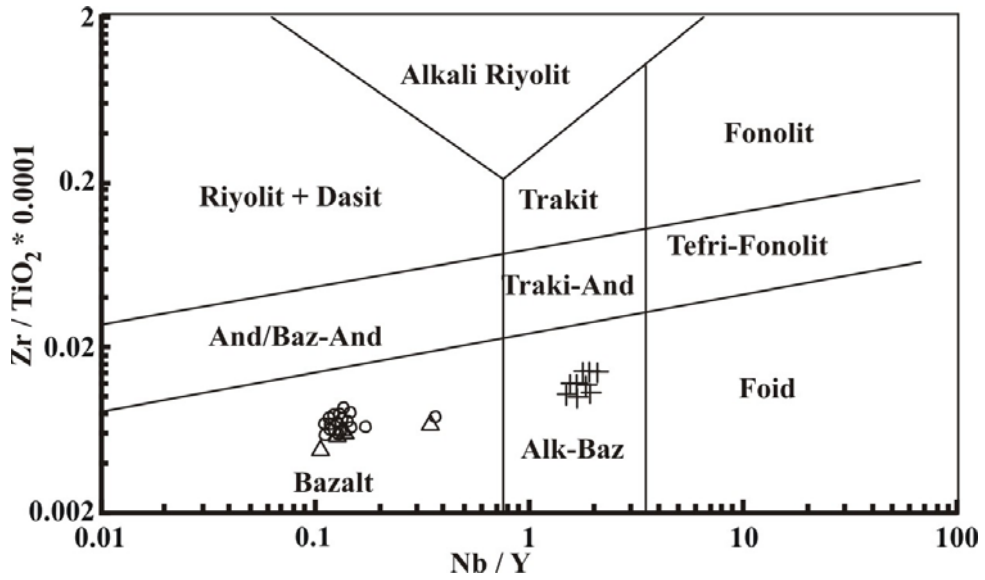


Şekil 6.104. Mafik daykların kondirit'e normalize edilmiş NTE dağılımları. (Kondrit normalize değerleri Nakamura, 1974)

Genel olarak NTE dağılım desenlerinde HNTE'lere göre LNTE'lerde hafif bir zenginleşme görülür. Bu mafik dayklar kondrit'e normalize edilmiş NTE dağılım desenlerinde, LNTE'lerce zenginleşmesiyle MORB'dan ayrılır.

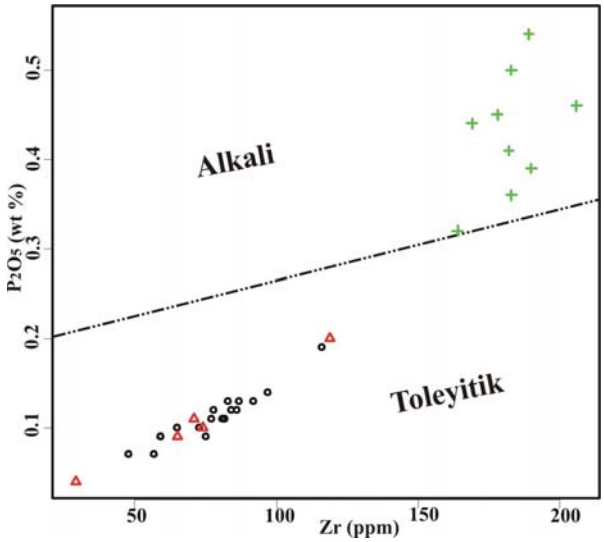
6.3.3.1.3. Mafik daykların sınıflandırılması

Alterasyon etkisi gösteren bazaltik kayaçların sınıflandırılmasında güvenilir bir şekilde kullanılan Zr/TiO_2 ye karşı Nb/Y diyagramında (Winchester ve Floyd, 1977), Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolit dilimlerinin mafik dayklarının subalkali bazalt buna karşın Alabayır ofiyolit diliminin mafik dayklarının alkali bazaltlar sınıfında yer aldığı görülmektedir (Şekil 6.105).



Şekil 6.105. Zr/TiO_2 ye karşı Nb/Y diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977).

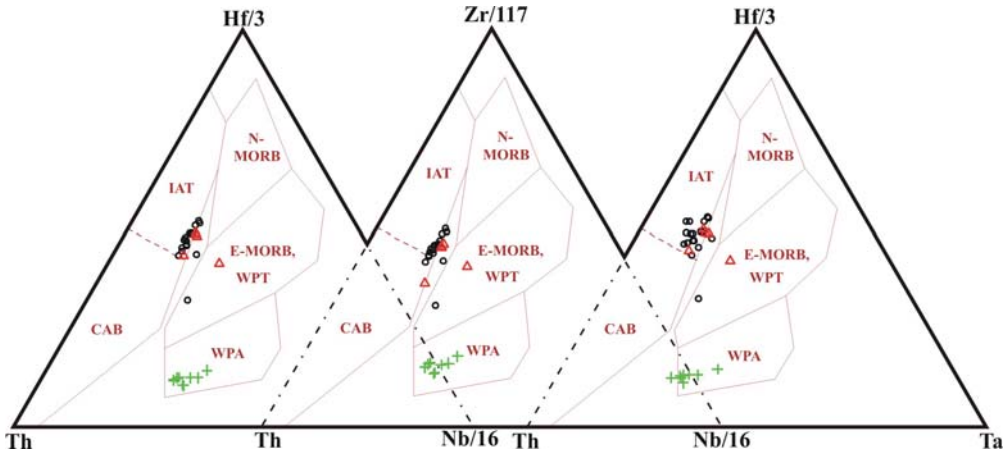
Alkali bazaltlar, Toleyitik bazaltlardan daha yüksek P_2O_5 içeriğine sahip olmalarıyla ayrılırlar (Winchester ve Floyd, 1976). Bu özellikleriyle Zr içeriğine göre alkalen ve toleyitik bazaltlar iki ayrı alana ayrılabilmektedir. P_2O_5 / Zr diyagramında Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolit dilimlerinin mafik dayklarının toleyitik alanda yer aldığı görülürken, Alabayır ofiyolit diliminin mafik dayklarının alkali alanda yer aldıkları görülür (Şekil 6.106). Bu durum Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolit dilimlerindeki mafik dayklarının toleyitik karakterini ortaya koymaktadır.



Şekil 6.106. P_2O_5 / Zr diyagramı (Winchester ve Floyd, 1976).

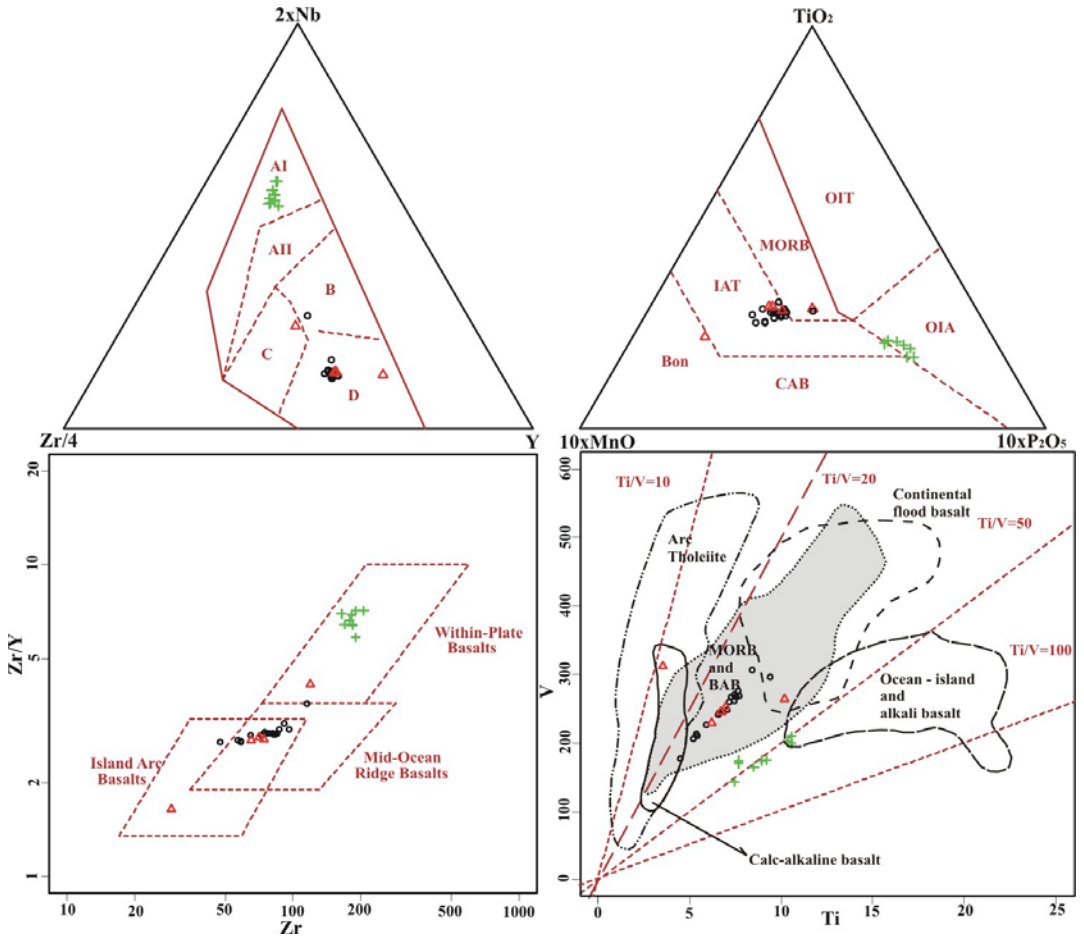
6.3.3.1.4. Mafik daykların tektonik ortamı

Th, Hf, Ta, Nb, Zr gibi elementler kullanılarak hazırlanan jeotektonik diyagramlarda (Wood, 1980) Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolit dilimlerinin mafik daykları adayayı toleyitik ve sınır alanlarda yer alırken Alabayır ofiyolit diliminin mafik dayklarıplaka içi alkali alanları işaret eder (Şekil 6.107).



Şekil 6.107. Wood,1980 jeotektonik diyagramları. (E-MORB: Zenginleşmiş MORB, N-MORB: Normal MORB, WPT: Plaka İçi Toleyit, WPA: Plaka İçi Alkali, IAT: Ada Yayı Toleyitik, CAB: Kalkalkali Bazalt).

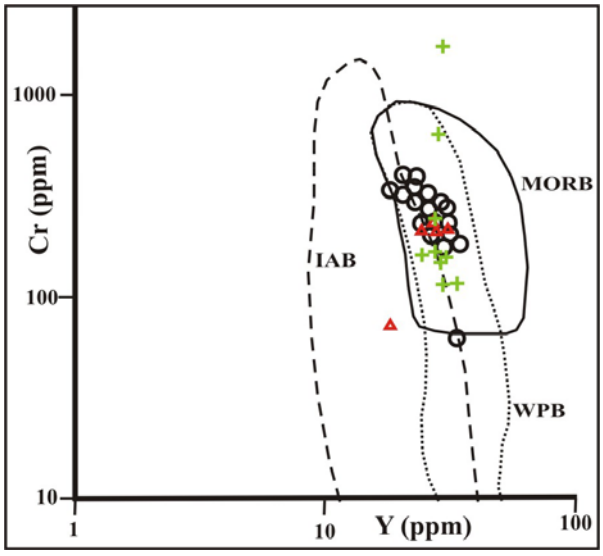
Ofiyolit dilimlerindeki mafik daykların bu karakteristikleri Nb, Zr, Y, Ti, V gibi hareketsiz iz elementler ve TiO_2, MnO ve P_2O_5 gibi majör oksitlerin yer aldığı diğer jeotektonik diyagramlarda (Meschede, 1986; Mullen, 1983; Pearce ve Norry, 1979; Shervais, 1982) sınanmış ve kullanılan diyagramların ofiyolit dilimlerini kesen mafik dayklarının jeokimyasal karakteristikleri üzerinde tutarlılıkları görülmüştür (Şekil 6.108).



Şekil 6.108. Jeotektonik diyagramlar (Meschede, 1986; Mullen, 1983; Pearce ve Norry, 1979; Shervais, 1982). (AI-AII : Plaka İçi Alkali, AII-C : Plaka İçi Toleyit, D : N-MORB, C-D : Volkanik Yay Bazaltları, B : P-MORB, BAB: Yay Gerisi Havza Bazaltları, OIT : Okyanus Adası Toleyit, OIA : Okyanus Adası Alkali, MORB : Okyanus Ortası Sırt Bazaltları, IAT : Ada Yayı Toleyit, CAB : Kalk-alkalin Bazalt).

Levha içi magmatizması ile meydana geldiği anlaşılan Alabayır ofiyolit dilimini kesen mafik dayklar, toleyitik karakterli Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolit dilimlerini kesen mafik dayklara nazaran duraysız elementler açısından daha fazla zenginleşmişlerdir. Cr elementi bazaltik bir ergiyikte spineller, ortopiroksen,

klinopiroksen, olivin minerallerine duraylı iken, Y ada yayı bazaltlarında tüketilmiştir. Bu durum yay bazaltlarını karakterize etmeye yardımcı olacak bir çok diyagramda kullanılmıştır (Pearce ve Gale, 1977; Garcia,1978; Bloxhom ve Lewis, 1972). Pearce, (1982) tarafından önerilen Cr-Y diyagramında Alabayır ofiyolit diliminin mafik dayklarından bir örnek dışında tüm örnekler plaka içi bazalt alanında yer alırken, Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolit diliminin mafik daykları okyanus ortası sırt bazaltları ile adayayı bazaltları geçiş sınırında yoğunlaşmaktadırlar. Bu diyagramda Alabayır ofiyolit diliminin bir örneğinin yüksek krom içeriği yüzünden plot edilen alanların dışına düştüğü görülmektedir. Buna karşın diğer örnekler ile Y içeriği açısından doğrusal bir düzlemdedir. Mollatopuz ofiyolit diliminin mafik dayklarından bir örnek ise belirgin bir şekilde ada yayı bazaltları alanında yer almaktadır (Şekil 6.109).

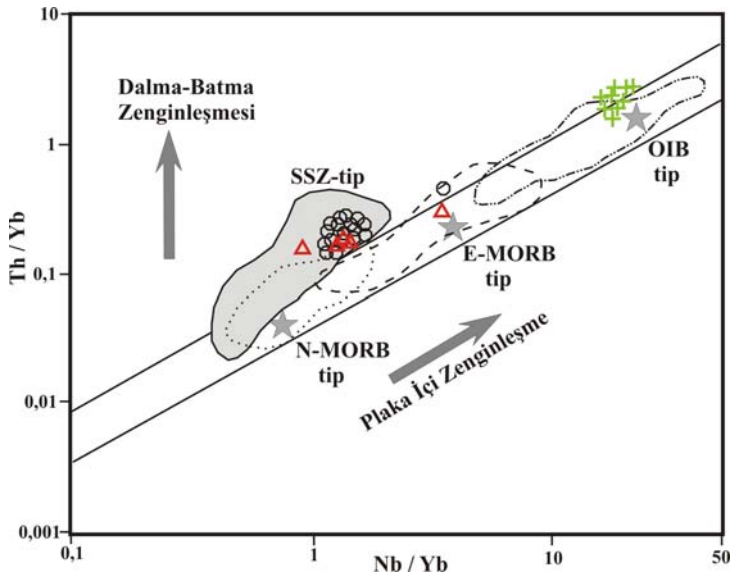


Şekil 6.109. Cr-Y diyagramı (Pearce, 1982). (MORB: Okyanus Ortası Sırt Bazaltları, IAB: Ada Yayı Bazaltları, WPB: Plaka İçi Bazaltları).

6.3.3.1.5. Mafik daykların kaynak özellikleri

Mafik daykların kaynak özellikleri belirli elementlerin birbirleri ile oranı ve sergiledikleri davranışlar ile ortaya konulabilmektedir. İterbiyum (Yb) kristal birikimi ve fraksiyonel kristalizasyonun etkisini minimize etmede bir normalizasyon faktörü

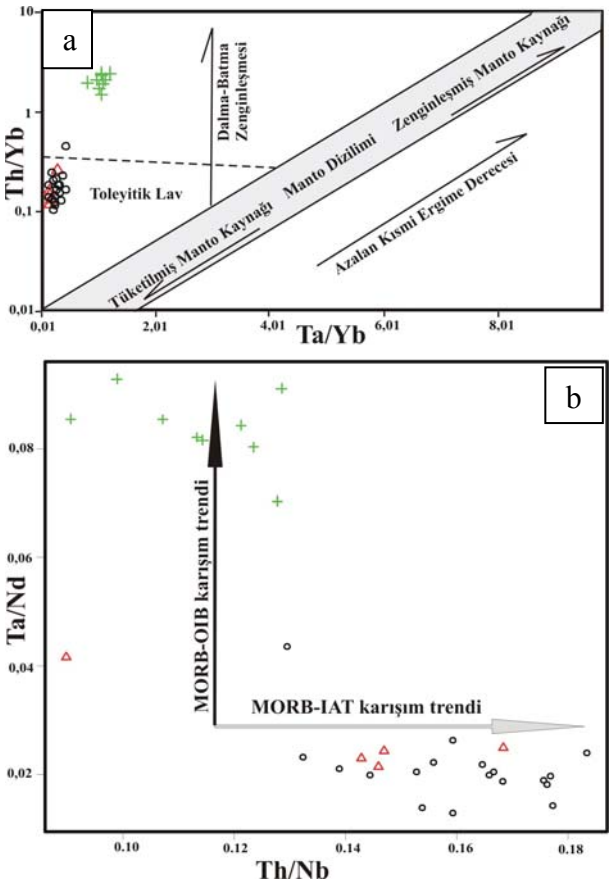
olarak kullanılmaktadır (Pearce, 2005). Dalma batma zonu etkisi taşıyan Th ve Nb elementsel oranları için Yb normalizasyon değerleri kullanılarak hazırlanan Th/Yb'a karşı Nb/Yb diyagramında mafik dayklarda dalma-batma ve plaka içi zenginleşme trendleri görülebilmektedir (Şekil 6.110). Bu diyagram özellikle dalma-batma ile ilişkili prosesleri ve kaynak karakteristiklerini tanımlamak için oldukça kullanışlıdır. Bu diyagramda Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolit dilimlerinin mafik dayklarının açık bir şekilde dalma-batma zonu üstü etkisi sergilerken, Alabayır ofiyolit diliminin mafik dayklarının ise Th ve Nb içerikleriyle Okyanus Adası Bazaltlarına göre kısmen dalma-batma zonu etkisi göstermektedir. Bu diyagramda ME-34 ve MO-12 nolu örnekler ise EMORB karakteri gösterirler.



Şekil 6.110. Th/Yb'a karşı Nb/Yb diyagramı (Pearce ve Peate, 1995).

Aynı şekilde Th/Yb'a karşı Ta/Yb diyagramında mafik dayklarının magmatik kaynağının dalma-batma etkisi taşıdığı açıkça görülmektedir (Şekil 6.111 a). Ta/Nd'ye karşı Th/Nb diyagramı manto kaynağına slab katkısının olup olmadığını ortaya koyabilir (Aldanmaz ve ark., 2008). İki trendin gözlendiği bu diyagramda dikey trend artan Ta/Nd oranıyla MORB-OIB kompozisyonunu yansıtır. Buna karşın yatay MORB-IAT kompozisyonu, artan Th/Nb oranı ile karakteristiktir. Özellikle MORB-IAT yatay dağılım trendi, yay gerisi havzalardaki bazaltik kayaçlarda tipik ayırtman özelliklerdendir (Aldanmaz ve ark., 2008). Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolit

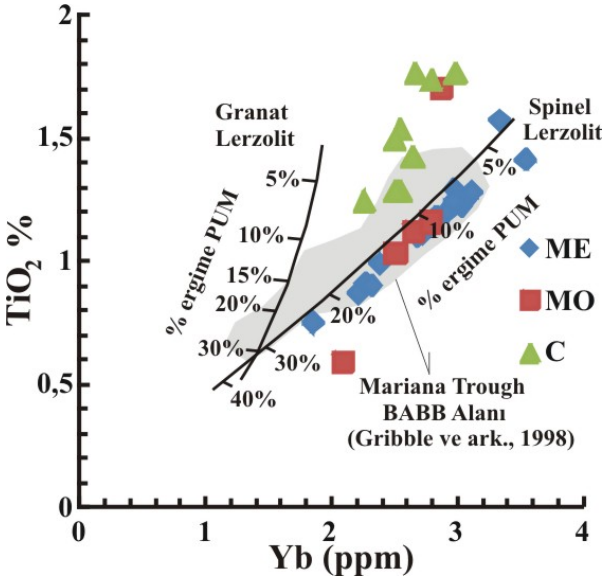
dilimlerini kesen mafik daykların Th/Nb oranındaki yatay artış trendi, bu daykları oluşturan magmalar için, yay-tipi magma oluşturan bir manto kaması ve dalan bir okyanusal litosfer etkileşimini işaret edebilir (Şekil 6.111 b). Bu diyagramda Alabayır ofiyolit diliminin mafik dayklarının Ta/Nd oranlarıyla okyanus adası bazaltlarına uygun, dikey bir trend sergilemesi beklenirken, yüksek Ta/Nd oranına karşılık yatay Th/Nb oranındaki artışla yatay bir trend göstermektedir. Bu durum Alabayır ofiyolit diliminin mafik dayklarının dalma-batma zonu bileşeni etkisi taşıdığını yansıtabilir.



Şekil 6.111. a. Th/Yb'a karşı Ta/Yb (Pearce,1982), b. Ta/Nd'ye karşı Th/Nb diyagramı (Aldanmaz ve ark., 2008).

Bir manto sorgucundan türeyen ergiyikler genellikle düşük La/Ta (8-15) oranına sahiptirler (Zi ve ark., 2008). Yüksek La/Ta (16.1 - 46) oranı Mehmetalan ve Mollatopuz mafik dayklarının sorguç olmayan bir kaynaktan türediklerini destekler. Alabayır ofiyolitik diliminin mafik dayklarında ise nisbeten düşük La/Ta (14.5 – 20.2) oranı bir manto sorgucu etkisini yansıtmaktadır. Buna karşın bu mafik dayklarının

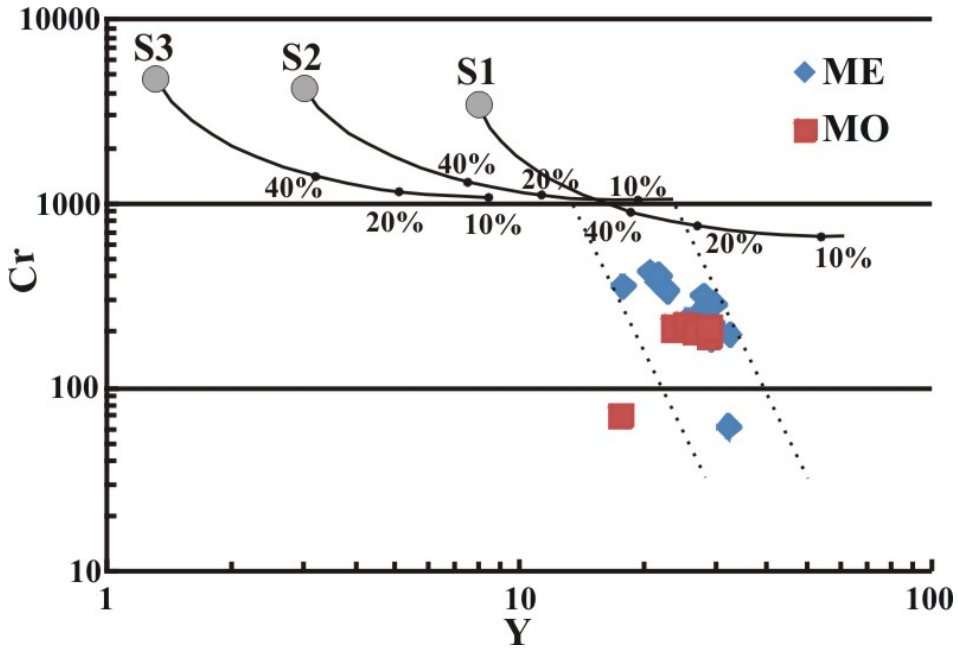
doğrudan bir manto sorgucundan kaynaklandığını söylemek güçtür. Herhangi bir metasomatik etki olmaksızın doğrudan bir manto sorgucundan kaynaklanan ve plaka içi karakteristikleri sergileyen bazaltik kayaların granat lerzolitik bir kaynağının kısmi ergimesi sonucu oluşabileceği bilinmektedir. Litosferik mantonun kaynak kayacını oluşturduğu düşünülen spinel lerzolitin ergiyik proseslerinde Ti ve Yb benzer ayrımlanma katsayısına sahiptir (Gribble ve ark., 1998). Bu iki element kullanılarak hazırlanan kaynak kayaç modellemelerinde ergiyik proseslerinde kısmi ergime derecelerinin yanı sıra kalıntı fazlarda granatın olup olmadığı gösterilebilmektedir (Pearce ve Stern, 2006). TiO_2 'ye karşı Yb'un kullanıldığı kaynak kayaç yığın ergime modellemesinde (Pearce ve Stern, 2006), Alabayır mafik dayklarının granat lerzolitik bir kaynak ile spinel lerzolitik bir kaynağın etkileşimi sonucunda ortaya çıkan bir kaynağın kısmi ergimesinden kaynaklandığı görülmektedir (Şekil 6.112).



Şekil 6.112. TiO_2 'ye karşı Yb kaynak kayaç diyagramı. (Diyagram Pearce ve Stern, 2006; Mariyana yay gerisi bazaltları alanı Gribble ve ark., 1998'den alınmıştır. ME-Mehmetalan, MO-Mollatopuz, C-Alabayır dayklarını temsil etmektedir)

Bu sebeble Alabayır ofiyolit dilimini kesen mafik daykların kaynağı, levha içi izleri taşıyan litosferik manto ile etkilenmiş bir metasomatize manto kaynağı şeklinde yorumlanabilir. Mehmetalan ve Mollatopuz sahalarındaki mafik dayklar ise % 5 ile % 20 arasında kısmi ergimeye uğramış spinel lerzolitik bir kaynağı işaret etmektedir. Bu

durum yitim zonları ile ilişkili olduğu düşünülen bu mafik daykların MORB kaynağını da ortaya koymaktadır. Bu MORB kaynağının kısmi ergime dereceleri, üst manto lerzolitinin Cr-Y yığın ergime modelinde görülebilmektedir (Göncüoğlu ve ark., 2010). Bu yığın ergime modelinde MORB'un iki farklı kısmi ergime derecesindeki eğrileri görülmektedir (Şekil 6.113). Bu diyagramda S1 MORB kaynağını, S2 bu MORB kaynağının % 20, S3 ise S2 kaynağının % 12 kısmi ergime fazlarını göstermektedir. Bu modellemede yitim zonları ile ilişkili magmaların oluşumunun % 40'ın üzerinde bir kısmi ergime derecesi sergilemesi jeolojik olarak beklenmemektedir (Göncüoğlu ve ark., 2010). Bu sebeble Mehmetalan ve Mollatopuz mafik dayklarının S2 ana kaynağının % 7-8 ile % 17-18 kısmi ergimesi ile oluştuğu düşünülmektedir.



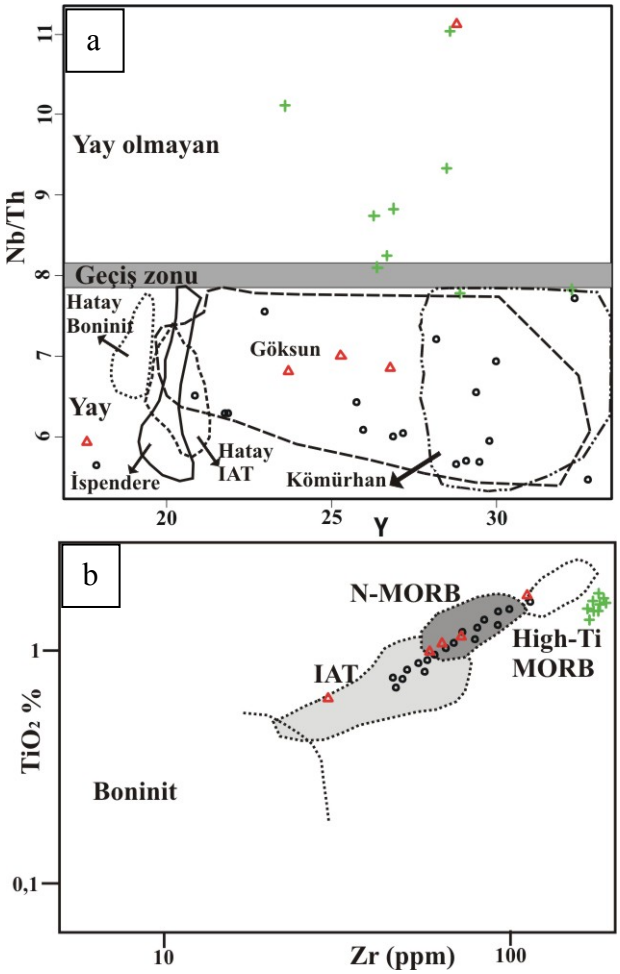
Şekil 6.113. Cr-Y yığın denge ergime modeli (Göncüoğlu ve ark., 2010; ME-Mehmetalan, MO-Mollatopuz mafik dayklarını temsil etmektedir).

Anadolu'daki Geç Kretase ofiyolitlerinin dalma-batma zonu üstü bileşeni taşıdığı bir çok yazar tarafından bildirilmektedir (Yalınız ve ark.,1996; Yalınız ve Göncüoğlu, 1999; Robertson, 2002; Robertson ve ark., 2006, 2007; Parlak ve ark., 2000, 2002, 2004, 2009; Bağcı ve ark., 2005; 2006). Anadolu ofiyolitleri üzerinde yapılan petrolojik çalışmalar, bu ofiyolitlerin dalma-batma zonu bileşeni taşıyan üç farklı jeotektonik ortamda meydana geldiğini ortaya koymaktadır. Bu jeotektonik

ortamlar Yalınız ve ark. (1996); Parlak ve ark. (2004); Robertson ve ark. (2006, 2007) tarafından ada yayı (arc), Yalınız ve ark. (2000); Bağcı ve ark. (2008); Sarıfakıoğlu ve ark. (2009) tarafından yay önü (fore-arc) ve Floyd ve ark. (2000; 2003); Ustaömer ve Robertson (1994, 1997); Göncüoğlu ve ark., (2010) tarafından yapılan çalışmalarda yay gerisi (back-arc) olarak sınıflandırılmıştır. Bu kapsamda, Anadolu'daki Geç Kretase ofiyolitlerinin tüketilmiş okyanusal litosferin kısmi ergimesinin sonucunda oluştuğu söylenebilir. Dalma-batma ile ilişkili bu üç farklı jeotektonik ortam, belli karakteristik özelikleri ile birbirlerinden ayrılabilir. Adayayı ve yay gerisi havzalarından farklı olarak, yay önü havzalarında oluşmuş ofiyolitlerin en belirgin özelliklerinden biri boninitik seri volkaniklerini içerirken volkano sedimanter birimler ile örtülmeleridir. Bu durum incelenen iki ofiyolit diliminde de bulunmamaktadır. Bununla birlikte adayayı toleyitleri boninitik seri volkaniklerini içerirken, yay gerisi havzalarda oluşan ofiyolitlerin bazaltik kayaçları MORB ve IAT (adayayı toleyitleri) arasında geçişli bir jeokimyasal özellik sergilerler (Beccaluva ve ark., 1984, 2005; Dilek ve Flower, 2003; Dilek ve ark., 2008; Pearce ve Stern, 2006; Taylor ve Martinez, 2003; Pearce, 2007). Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolit dilimlerini kesen mafik dayklarda da gözlenen MORB-IAT geçiş trendleri, bu iki ofiyolit diliminin yay gerisi havza jeotektonik ortamında biçimlendiği düşüncesini desteklemektedir.

Nb (Ta) dalma-batma zonu bileşeni taşıyan bazaltlarda, dalan okyanusal kabuğun kısmi ergimesi esnasında Ti içeren minerallerce tutulmakta ve N-MORB'a normalize edilmiş spider diyagramlarında fakirleşme sergilemektedir (McCulloch ve Gamble, 1991). Böylece dalma-batma zonu etkisindeki bazaltlarda Th/Nb oranının yüksekliği en önemli unsurlardan birini oluşturmaktadır. N-MORB'a göre dalan levha etkisini yansıtan Th elementinin zenginleşmesi ve Nb elementinin ise fakirleşmesi, dalma-batma zonu bileşeni taşıyan bazaltik kayaçlarda en belirgin özellik olarak kabul edilmektedir (Pearce, 1982; Yodogzinski ve ark., 1993; Wallin ve Metcalf, 1998). Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolit dilimlerinin mafik dayklarının N-MORB'a normalize edilen çoklu element örümcek diyagramlarında Th elementinin zenginleşmesine karşın göreli olarak Nb elementinin oranlarında fakirleşme trendleri izlenmektedir. N-MORB'a göre normalize edilen örümcek diyagramlarında da bu adayayı toleyitik karakter, özellikle MO-8 nolu örnekte, LIL elementler ve Th elementinin zenginleşmesine karşın HFS elementlerin tüketilmişliği açıkça

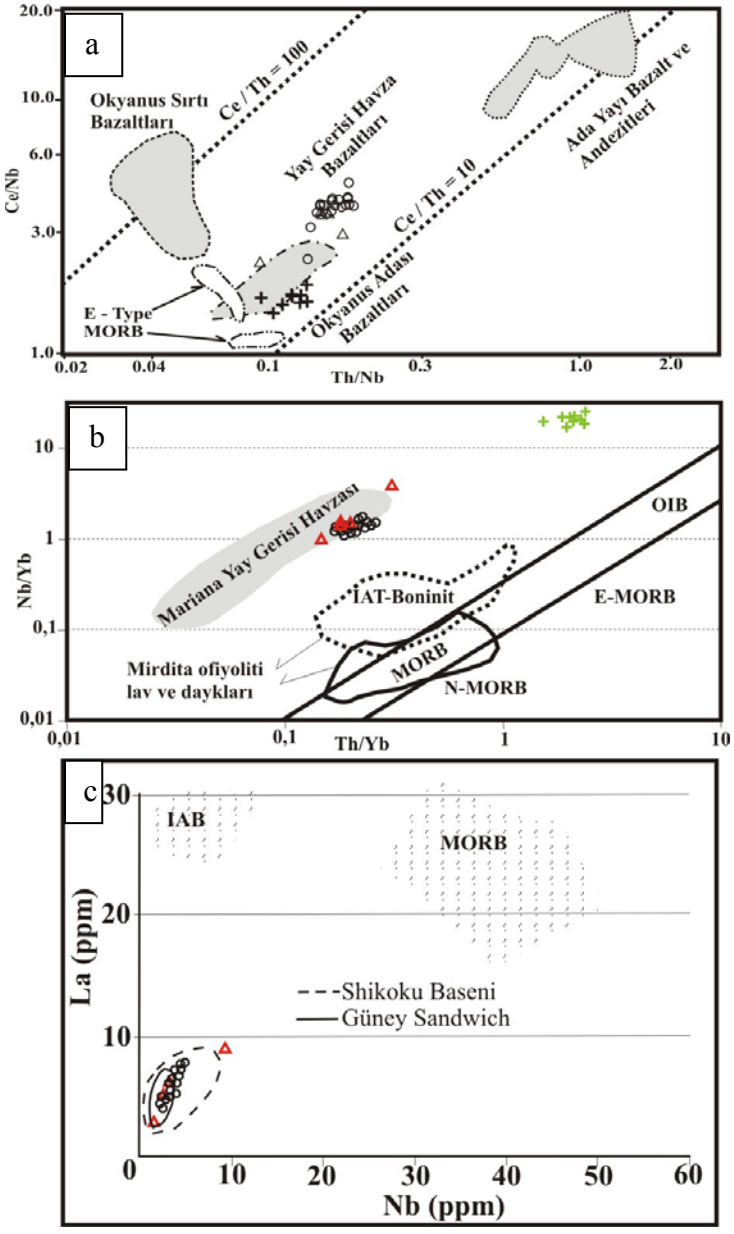
görülmektedir. Buna karşın MO -12 nolu örnek ise düşük de olsa E-MORB (Enrichment - MORB) karakteristiği sergileyen bir dolerit daykıdır. Üç ofiyolit diliminde bulunan mafik daykların yay ile ilişkisi Nb/Th oranlarıyla denetlenebilmektedir. Özellikle dalma-batma zonu ile ilişkili zenginleşmiş magmalarda göreli olarak Nb/Th oranı düşük olmalıdır. Bu özellik kullanılarak Jenner ve ark., 1991 tarafından hazırlanan Nb/Th'a karşı Y diyagramı mafik daykların yay ile ilişkisini ortaya koymada kullanılabilir. Bu diyagramda Mehmetalan ofiyolit diliminin tüm mafik daykları ile Mollatopuz ofiyolit diliminin bir örneği dışında bütünüyle yay ile ilişkili ortamda bulunduğu görülmektedir (Şekil 6.114 a). Alabayır ofiyolit diliminin mafik daykları, Nb/Th'a karşı Y diyagramında geçiş zonundan başlayarak yay ile ilişkisi olmayan bir ortama doğru dağılım sergiler. Dalma-batma zonlarında kısmi ergimenin fraksiyonlanması sebebiyle özellikle HFS elementlerden Ti'un tüketilmiş olması gerekir (Pearce, 1982; Pearce ve Norry,1979; Shervais, 1982; Wood, 1980). Bu durum dalma-batma zonundan uzaklaştıkça Ti elementinin de göreli olarak artmasını, düşük Ti oranlarının adayayı toleyitik ve boninitik magmaların karakteristiği olduğu sonucunu çıkarabilir. TiO_2'nin Zr'a olan korelasyonu N-MORB, IAT ve boninitik magmaların ayrımında güvenilir bir ayırtmandır (Capedri ve ark., 1980). TiO_2 / Zr diyagramında Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolit dilimlerinin mafik dayklarının IAT ve N-MORB arasında geçişli bir dağılım sergilediği görülür (Şekil 6.114 b). Alabayır ofiyolit dilimi mafik dayklarının ise yüksek Ti'lu MORB alanına yakın yerlerde bulunduğu görülmektedir. Okyanus adası bazaltlarına (OIB) normalize edilen Alabayır ofiyolit diliminin mafik dayklarının çoklu element örümcek diyagramında LIL elementlerde dağınık paternler görülmesinin alterasyon etkisine bağlı olabileceği düşünülürken, göreli olarak Th elementindeki zenginleşmeye karşın, Ti elementindeki fakirleşme trendi bu daykların dalma-batma zonu bileşeni etkisi taşıyabileceğini düşündürmektedir.



Şekil 6.114. a. Nb/Th'a karşı Y (Jenner ve ark., 1991), b. TiO_2 / Zr diyagramı (Capedri ve ark., 1980).

MORB'da oldukça benzerlik gösteren Ce ve Sr elementleri, adayaylarında belirgin farklılıklar içerir. Adayayı mafik kayaçlarında Sr değeri Ce'a karşı artmaktadır. Bu durum adayayı toleyitlerinde zenginleşecek olan Th elementi ile tüketilmiş Nb (Ta) korelasyonlarında ayırtman diyagramların oluşturulabilmesine sebeb olmuştur (Saunders ve Tarney, 1984). Ce/Nb'a karşı Th/Nb diyagramında Th/Nb oranının en yüksek ada yayı bazalt ve andezitlerinde, sonrasında yay gerisi bazaltlarda ve nihayetinde en düşük değerlerin okyanus sırtı bazaltlarında olması beklenebilir. Ce/Nb'a karşı Th/Nb diyagramında, Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolit dilimlerinin dayklarının yay gerisi havzaları alanında bulundukları görülür (Şekil 6.115 a). Pearce (2007), oldukça iyi bilinen Mariana yay havzasında, Nb/Yb oranına karşın Th/Yb oranını ayırtman bir diyagram olarak kullanmıştır. Bu diyagrama düşürülen Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolit dilimlerinin mafik dayk örnekleri Mariana yay

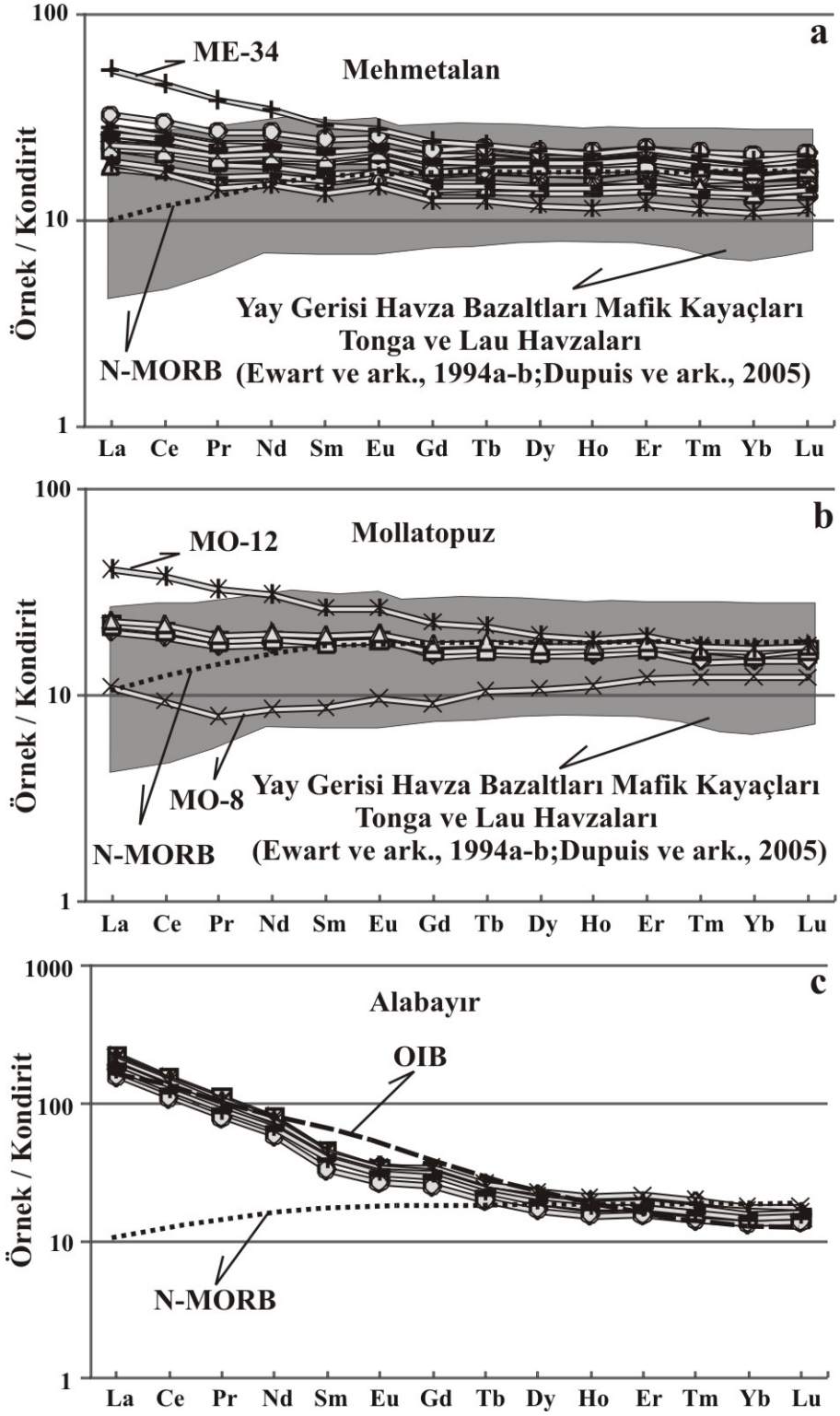
havzası bazaltlarıyla benzer bir patern sergilemektedirler (Şekil 6.115 b). Bununla birlikte Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolit dilimlerinin mafik daykları La ve Nb içerikleriyle, (Şekil 6.115 c) Shikoku ve Güney Sandwich yay gerisi havzalarının bazaltik kayaçlarına benzer özellik göstermektedirler (Saunders ve ark., 1980a,b).



Şekil 6.115. a. Ce/Nb'a karşı Th/Nb (Saunders ve Tarney,1984), b. Nb/Yb karşın Th/Yb (Pearce, 2007; Dilek ve ark., 2008) ve c. La-Nb (Saunders ve ark., 1980a,b) diyagramları.

Nadir toprak elementler ergiyen ürünün içerisinde yoğunlaşmakta ve bu yoğunlaşma ergime oranının azalmasıyla artmaktadır. İyi bilindiği gibi granat, ortopiroksen, klinopiroksen ve olivin daha çok ağır nadir toprak elementleri, feldispatlar ve apatit ise hafif nadir toprak elementleri yapılarına alırlar. Orta nadir toprak elementlerin ağır nadir toprak elementlere göre zenginleşme göstermesi, esas olarak hornblend tarafından kontrol edilebilir. Alabayır ofiyolit diliminin mafik dayklarının NTE paternlerinde ağır nadir toprak elementlere göre orta ve hafif nadir toprak elementlerde zenginleşme görülmektedir. Bu durum, Alabayır ofiyolit diliminin mafik dayklarında, ince kesitlerde sıklıkla görülen hornblend mineralleri, orta nadir toprak elementlerin hafif zenginleşme dağılımını açıklayabilir. Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolit dilimlerinde ki mafik dayklarda ağır nadir toprak elementlere göre hafif nadir toprak elementler çok belirgin olmayan bir zenginleşme trendi gösterir. Üç ofiyolit diliminin mafik daykları zenginleşmiş hafif nadir toprak element paternleriyle N-MORB'dan kolaylıkla ayrılmaktadırlar. Özellikle Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolit dilimlerindeki mafik daykların NTE dağılım desenlerinin yay gerisi havzalardaki bazaltik kayaçlarla uyumlu oldukları görülmektedir (Şekil 6.116). Üç ofiyolit dilimin içinde tüm istifi kesen izole mafik daykların iz element jeokimyasal karakteristikleri, Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolit diliminde IAT ve N-MORB arasında geçişli bir karakteristik sergilerken, Alabayır ofiyolit diliminde bulunan mafik dayklar plaka içi ortamları karakterize etmektedir. Bazaltik kayaçların IAT ve N-MORB arasında geçişli bir karakteristik sergilemesi yay gerisi havza bazaltlarının en karakteristik özellikleri olarak bilinmektedir. NTE desenleri ile de desteklenen bu durum, Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolit dilimlerini kesen mafik daykların yay gerisi havzada biçimlendiği görüşünü desteklemektedir. Alabayır ofiyolit diliminde bulunan mafik dayklar plaka içi ortamları karakterize etmeleriyle farklı magmatik kaynağa işaret ederler. N-MORB'a normalize edilerek hazırlanan spider diyagramındaki iz element paternleri dikkate alındığında, bu mafik daykların MORB kaynağından daha zengin bir kaynaktan türedikleri açıktır. Bu zenginleşmenin levha içi ürünlerden kaynaklandığı düşünülebilir. Bu açıdan astenosfer kaynaklı magmaların, kabuk kirlenmesi sebebiyle toleyitik MORB çizgisine göre LIL ve HFS elementler açısından oldukça zenginleşmiş bir element dağılımı sergilemeleri beklenebilir. Buna karşın özellikle düşük La/Ta (<22) oranı bazaltik kayaçların minimal kabuk kirliliğine sahip olduklarını belirtir (Hart ve ark.,

1989; Saunders ve ark., 1992). Mollatopuz ofiyolit dilimini kesen mafik daykların La/Ta oranlarının <20.2 olması kabuk kirliliği etkisinin çok küçük olduğunu yansıtabilir. Levha içi alkalen magmatizmanın büyük bölümünün yükselen manto sorguçlarının oluşturduğu (Wilson, 1989) sıcak noktalar ile ilişkili olduğu düşünülmektedir. Buna karşın farklı toleyitik ve alkalen magma guruplarının heterojen bir manto kaynağından oluştuğu bildirilmektedir (Walker, 1993). Bu bağlamda Alabayır ofiyolit diliminin mafik dayklarının magmatik kökeninin, iz element paternleri dikkate alındığında derin bir manto sorgucu bileşeni yanı sıra, tüketilmiş bir kabuksal litosfer bileşeni (dalan okyanusal levha bileşeni) etkileşimiyle meydana geldiği düşünülebilir. Böylelikle, bir yay gerisi ortamda bu şekilde zenginleşmiş bir manto kaynağının bulunma olasılığının daha güçlü olduğu söylenebilir. Özellikle Alabayır ofiyolit diliminin mafik dayklarının NTE dağılım desenlerinin LNTE hafif zenginleşmenin dışında, yay gerisi bazaltları ile uyumlu bir dağılım sergilemeleri, OIB'ye normalize edilen çoklu element diyagramlarında Th zenginleşmesine karşın, Ti'un tüketilmişliği bu daykların yay gerisi ortamda metasomatize bir manto kaynağından türedikleri görüşünü desteklemektedir.



Şekil 6.116. Kondrit'e normalize edilmiş NTE dağılım desenlerinin yay gerisi havza bazaltları ile karşılaştırılması. a. Mehmetalan, b. Mollatopuz, c. Alabayır (Kondirit normalize değerleri Sun ve McDonough, 1989).

6.3.2.2. Gabroyik kayaçların jeokimyası

Çalışma alanlarında bulunan gabroyik kayaçlardan toplanan örneklerden 21 tanesi üzerinde majör elementler, iz elementler ve nadir toprak elementlerin analizleri gerçekleştirilmiştir. Bu analizler Kanada ALS Chemex laboratuarında yaptırılmıştır. Analizi yaptırılan örneklerin sahalara göre dağılımları, Alabayır sahası n =8, Mehmetalan sahası n =3, Mollatopuz sahası n= 4 ve Yukarıbalçıklı sahası n= 6 dır. Analiz sonuçları Çizelge 6.5'de, kayaçlardaki iz ve majör elementlerin istatistiksel dağılımları Şekil 6.117 ve Şekil 6.118'de sunulmuştur.

Çizelge 6.5. Gabroyik kayaçların jeokimyasal analiz sonuçları

Element	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3	TiO_2	MnO	P_2O_5	SrO	BaO	Ba	Ce
Örnek No	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm
C-5	40.2	21.7	4.06	10.25	11.2	0.73	1.54	0.14	0.04	0.06	0.02	0.08	0.04	360	1
C-7	44.9	21.8	2.86	15.65	8.33	1.15	0.17	0.27	0.08	0.05	0.01	0.03	<0.01	20.4	1.1
C-9	44.6	18.9	7.78	14.05	7.77	0.98	0.48	0.09	0.08	0.13	0.01	0.05	0.02	263	1.1
C-10	41.3	23	2.6	13.5	9.51	1.13	0.81	0.15	0.04	0.24	0.01	0.07	0.02	124.5	<0.5
C-11	44.2	26	1.46	15.3	2.95	1.26	1.71	0.05	0.04	0.05	0.03	0.08	0.03	252	<0.5
C-13	45.4	24.4	2.68	10.85	6.38	2.63	1.74	0.14	0.08	0.07	0.09	0.07	0.02	213	2.5
C-18	38.9	18.8	3.57	14.25	14.95	0.08	0.03	0.03	0.03	0.05	<0.01	<0.01	<0.01	27	0.6
C-22	44.5	23.4	2.66	15.5	7.31	1.16	0.61	0.17	0.06	0.05	<0.01	0.04	0.01	55.7	0.6
ME-15	46.9	11.85	5.27	17.9	15.2	0.41	0.05	0.21	0.14	0.11	<0.01	0.01	<0.01	<0.5	<0.5
ME-19	46	10.75	6.86	17.25	16.35	0.38	0.09	0.2	0.16	0.13	<0.01	0.01	<0.01	7.8	<0.5
ME-31	47.3	15.95	6.84	11.65	9.6	1.8	2.19	0.01	0.2	0.13	0.02	0.04	0.07	665	1.9
MO-6	44.2	16.2	4.29	16.4	14.55	0.4	0.03	0.28	0.04	0.09	<0.01	0.01	<0.01	5.1	<0.5
MO-14	45.1	16.3	6.3	15.85	10.8	1.24	0.22	0.04	0.19	0.12	<0.01	0.03	<0.01	30.7	0.9
MO-15	47.8	15.7	6.4	16.35	11.35	0.71	0.03	0.04	0.18	0.14	<0.01	0.01	<0.01	5.1	0.6
MO-17	44.4	19	11.3	14.45	4.17	2.08	0.43	0.01	0.3	0.19	<0.01	0.03	0.01	110	2
YB-6	44	25.6	2.62	17.55	6.59	0.77	0.04	0.04	0.05	0.05	0.02	0.01	<0.01	5	0.5
YB-10	46.6	14.95	4.67	16.9	13	0.39	0.65	0.14	0.08	0.1	<0.01	0.01	<0.01	14.5	<0.5
YB-12	46.1	13.35	6.49	15.85	15.05	0.42	0.02	0.09	0.08	0.14	<0.01	0.01	<0.01	2.1	<0.5
YB-13	44.4	19.15	4.62	16.6	10.95	0.68	0.04	0.06	0.07	0.09	<0.01	0.02	<0.01	3.7	<0.5
YB-14	45.2	12.65	5.67	16.5	16.3	0.39	0.03	0.19	0.06	0.12	<0.01	<0.01	<0.01	3.1	<0.5
YB-15	44.6	19.05	4	18.7	9.94	0.68	0.03	0.04	0.08	0.09	0.01	0.01	<0.01	6.7	<0.5

Çizelge 6.5. Gabroyik kayaçların jeokimyasal analiz sonuçları (devam ediyor)

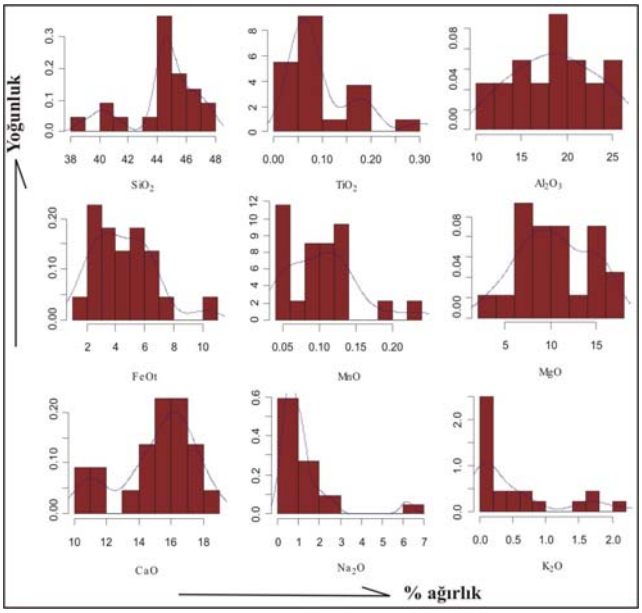
Element	Co	Cr	Cs	Cu	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Hf	Ho	La	Lu	Mo	Nb
Örnek No	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
C-5	47.4	880	0.63	48	0.08	0.04	0.1	10.1	0.1	<0.2	0.02	0.5	0.01	<2	0.4
C-7	26	1890	0.1	110	0.35	0.19	0.15	11.5	0.25	<0.2	0.07	0.6	0.03	<2	0.4
C-9	46.8	540	1.01	115	0.33	0.26	0.08	13	0.19	<0.2	0.08	0.6	0.04	<2	0.4
C-10	30.5	1060	0.42	50	0.15	0.11	0.07	10.3	0.13	<0.2	0.04	<0.5	0.01	<2	<0.2
C-11	10.5	370	0.54	25	0.16	0.1	0.14	13.9	0.11	<0.2	0.04	<0.5	0.01	<2	<0.2
C-13	21.2	960	9.72	5	0.35	0.21	0.17	11.1	0.28	<0.2	0.07	1.3	0.03	<2	0.6
C-18	45.5	200	0.11	17	0.08	0.04	0.06	7.3	0.07	<0.2	0.01	<0.5	0.01	<2	0.3
C-22	25.2	1140	0.51	108	0.22	0.15	0.12	11.2	0.18	<0.2	0.05	<0.5	0.02	<2	0.3
ME-15	44.3	1370	0.99	102	0.71	0.45	0.09	6.8	0.4	<0.2	0.14	<0.5	0.06	<2	<0.2
ME-19	54.7	1300	3.54	94	0.77	0.51	0.12	6.9	0.48	<0.2	0.16	<0.5	0.07	<2	<0.2
ME-31	37.8	80	228	37	1.62	1.14	0.29	10.3	1.04	0.2	0.36	0.7	0.19	<2	<0.2
MO-6	40.1	1800	0.05	35	0.17	0.14	<0.03	7.9	0.07	<0.2	0.03	<0.5	0.02	<2	<0.2
MO-14	42.9	240	0.75	166	0.96	0.65	0.2	10.3	0.63	0.2	0.21	<0.5	0.09	<2	<0.2
MO-15	39	230	0.07	78	0.91	0.6	0.2	10	0.56	0.2	0.21	<0.5	0.09	<2	<0.2
MO-17	37.6	30	1.13	41	1.01	0.84	0.2	17.2	0.56	0.3	0.25	1.4	0.16	<2	1
YB-6	21	310	0.2	<5	0.24	0.15	0.09	12.7	0.18	<0.2	0.05	0.5	0.02	<2	0.2
YB-10	36.7	940	0.26	<5	0.48	0.31	0.11	7.9	0.32	<0.2	0.11	<0.5	0.05	<2	<0.2
YB-12	53	620	0.04	<5	0.49	0.32	0.1	7.5	0.27	<0.2	0.11	<0.5	0.04	<2	<0.2
YB-13	37.1	410	0.08	26	0.36	0.24	0.1	9.7	0.21	<0.2	0.09	<0.5	0.03	<2	<0.2
YB-14	50.5	1270	0.04	32	0.38	0.26	0.06	6.4	0.16	<0.2	0.09	<0.5	0.04	<2	<0.2
YB-15	28.5	290	0.05	<5	0.5	0.3	0.13	9.7	0.29	<0.2	0.11	<0.5	0.05	<2	<0.2

Çizelge 6.5. Gabroyik kayaçların jeokimyasal analiz sonuçları (devam ediyor)

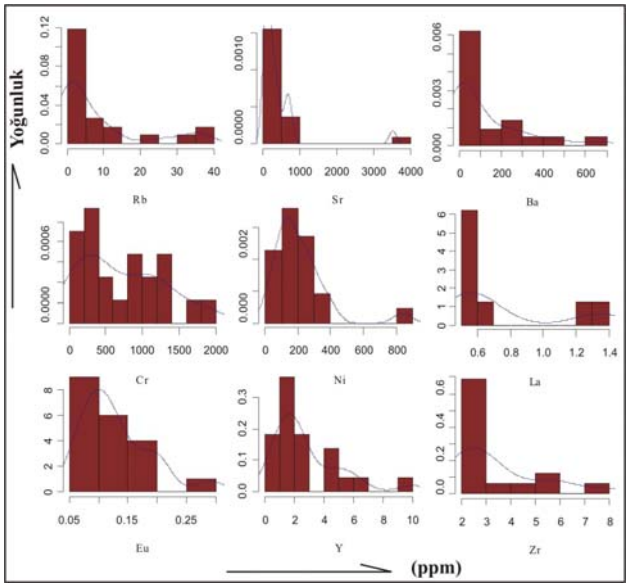
Element	Nd	Ni	Pb	Pr	Rb	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Th	Tl	Tm	U	V	W	Y
Örnek No	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
C-5	0.5	383	<5	0.11	24.1	0.09	<1	676	<0.1	0.01	<0.05	<0.5	0.02	<0.05	<5	1	0.5
C-7	0.5	263	<5	0.12	2.1	0.16	<1	186	<0.1	0.04	<0.05	<0.5	0.04	<0.05	10	1	1.8
C-9	0.5	153	<5	0.13	12.3	0.14	<1	366	<0.1	0.04	0.06	<0.5	0.05	<0.05	244	1	1.9
C-10	0.2	286	<5	0.03	11.8	0.06	<1	633	<0.1	0.02	<0.05	<0.5	0.02	<0.05	14	1	0.9
C-11	0.3	56	<5	0.05	36.4	0.1	<1	732	<0.1	0.02	<0.05	<0.5	0.01	<0.05	26	1	1
C-13	1.2	165	<5	0.28	31.1	0.24	<1	655	<0.1	0.06	0.27	<0.5	0.03	0.09	18	2	2
C-18	0.3	840	<5	0.08	0.3	0.05	<1	89.7	<0.1	0.01	<0.05	<0.5	0.02	<0.05	5	1	0.5
C-22	0.4	224	<5	0.09	8.7	0.12	<1	390	<0.1	0.03	<0.05	<0.5	0.03	<0.05	24	1	1.4
ME-15	0.4	241	6	<0.03	0.8	0.24	<1	70.2	<0.1	0.09	<0.05	<0.5	0.08	<0.05	122	<1	4.3
ME-19	0.4	270	<5	<0.03	1.7	0.3	<1	121.5	<0.1	0.1	<0.05	<0.5	0.08	<0.05	134	<1	4.6
ME-31	2	92	<5	0.26	36.6	0.75	<1	338	<0.1	0.21	<0.05	<0.5	0.18	<0.05	167	<1	10
MO-6	0.1	385	<5	<0.03	0.3	<0.03	<1	111	<0.1	0.01	<0.05	<0.5	0.03	<0.05	28	<1	1.5
MO-14	0.8	143	<5	0.09	2.2	0.42	<1	303	<0.1	0.13	<0.05	<0.5	0.09	<0.05	158	<1	5.9
MO-15	0.7	105	<5	0.11	0.4	0.35	<1	102.5	<0.1	0.13	<0.05	<0.5	0.1	<0.05	167	1	4.9
MO-17	0.9	19	<5	0.23	4	0.33	<1	264	0.1	0.12	0.3	<0.5	0.15	0.12	127	4	6.2
YB-6	0.3	81	<5	0.08	0.7	0.11	<1	131.5	<0.1	0.04	0.07	<0.5	0.03	<0.05	45	1	1.2
YB-10	0.3	154	<5	0.05	6.5	0.2	<1	94.4	<0.1	0.06	<0.05	<0.5	0.06	<0.05	101	1	2.7
YB-12	0.2	185	<5	0.04	0.2	0.16	<1	67	<0.1	0.06	<0.05	<0.5	0.04	<0.05	110	1	2.6
YB-13	0.2	140	<5	0.04	0.6	0.14	<1	133.5	<0.1	0.05	<0.05	<0.5	0.03	<0.05	77	1	1.9
YB-14	0.2	294	<5	0.03	0.3	0.07	<1	39.3	<0.1	0.05	<0.05	<0.5	0.04	<0.05	113	1	2.2
YB-15	0.3	68	<5	0.05	0.5	0.12	<1	107.5	<0.1	0.06	<0.05	<0.5	0.04	<0.05	131	1	2.5

Çizelge 6.5. Gabroyik kayaçların jeokimyasal analiz sonuçları (devam ediyor)

Element Örnek No	Yb ppm	Zn ppm	Zr ppm	A.Z %	Toplam %
C-5	0.04	23	3	7.98	98
C-7	0.18	13	3	3.57	98.9
C-9	0.29	49	3	3.5	98.4
C-10	0.08	11	<2	7.75	100
C-11	0.09	7	<2	5.8	99
C-13	0.21	14	6	5.2	99.8
C-18	0.06	16	2	9.54	100
C-22	0.12	12	2	4.3	99.8
ME-15	0.41	21	2	2.01	100
ME-19	0.43	29	2	1.96	100
ME-31	1.13	33	6	4.55	100.5
MO-6	0.13	18	<2	3.43	99.9
MO-14	0.63	27	4	3.66	99.9
MO-15	0.56	27	3	1.47	100
MO-17	0.92	54	8	3.66	100
YB-6	0.14	11	3	2.78	100
YB-10	0.31	22	2	2.5	100
YB-12	0.32	30	<2	2.47	100
YB-13	0.19	18	<2	3.25	99.9
YB-14	0.3	26	2	2.86	100
YB-15	0.28	14	<2	2.59	99.8

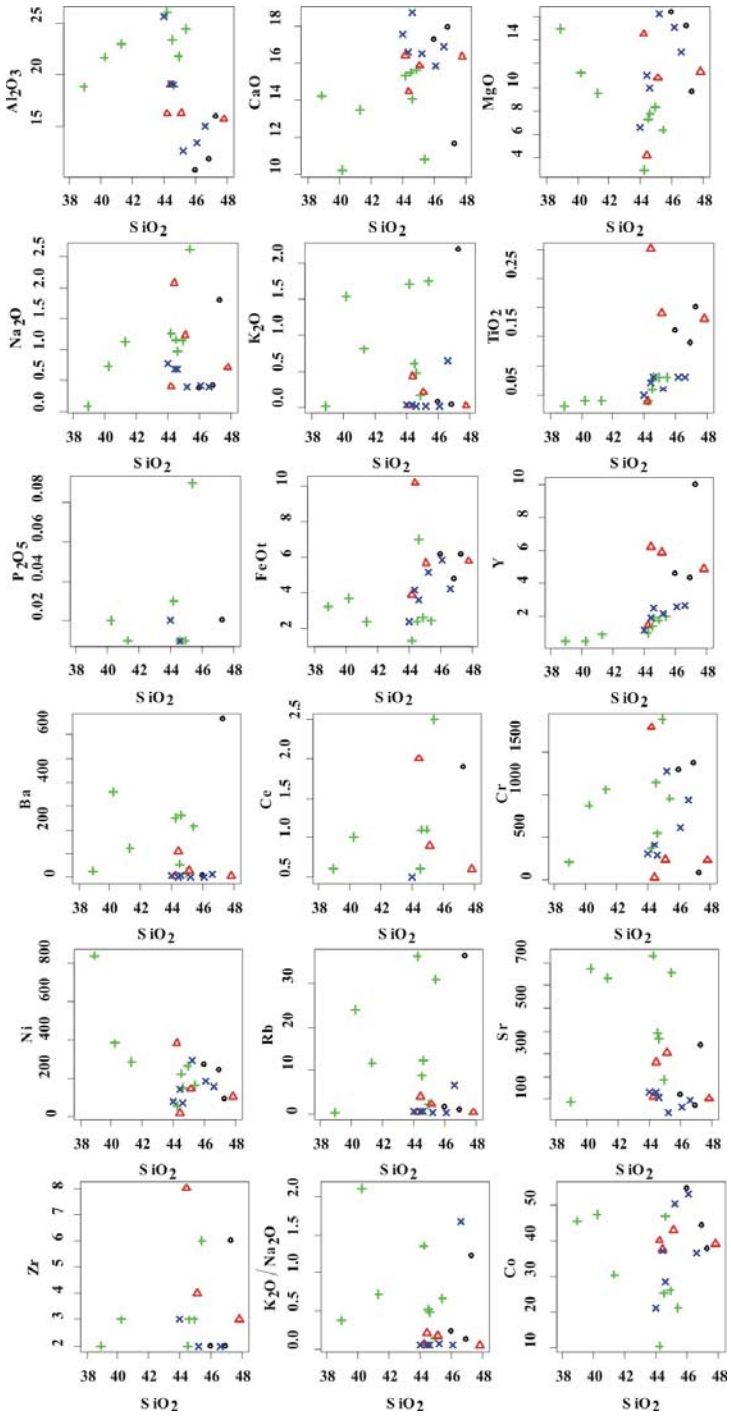


Şekil 6.117. Majör oksitlerin istatistiksel dağılımı.

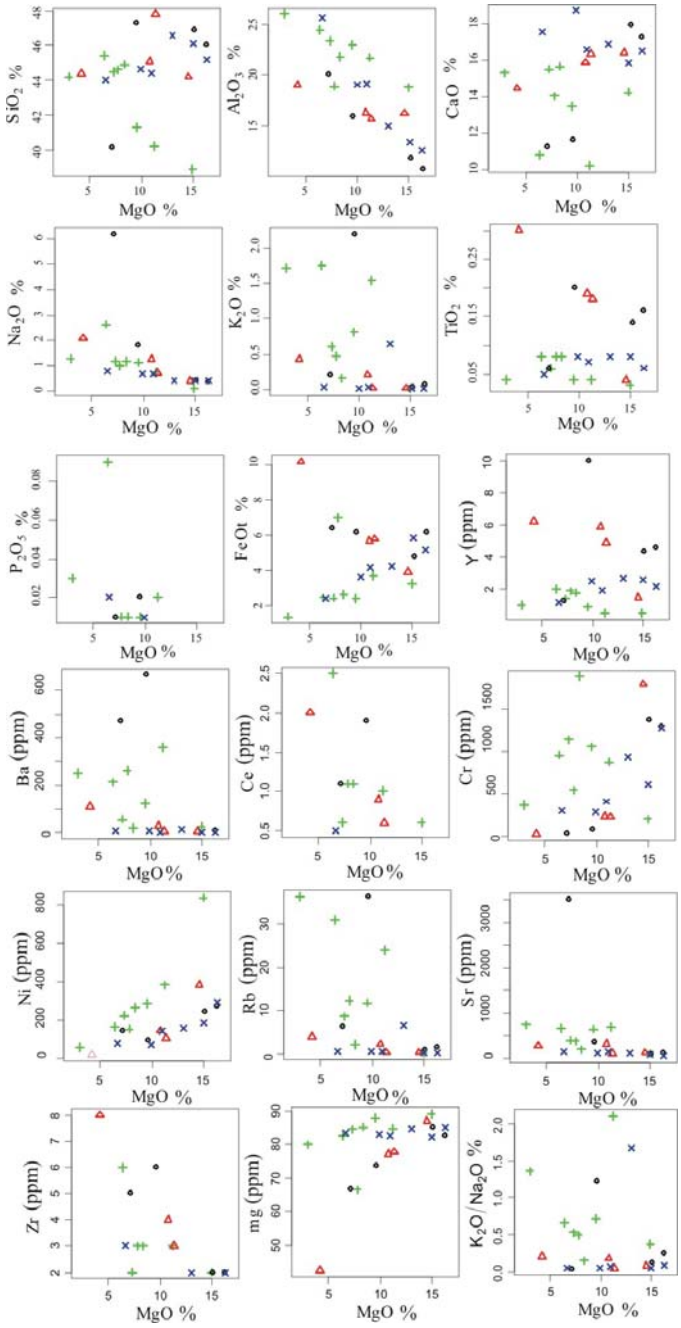


Şekil 6.118. İz elementlerin istatistiksel dağılımı.

Gabroyik kayaçların ateşte kayıp değerlerinin 1.47 ile 9.54 arasında bulunması, bu kayaçların düşük derecede alterasyona maruz kaldıklarını belirtmektedir. Bu açıdan özellikle majör oksitlerin jeokimyasal analiz sonuçlarının değerlendirilmesinde bu durumun yanıltıcılığı dikkate alınmıştır. Nitekim SiO_2 ve MgO değerlerine karşılık diğer majör oksitlerin sergilediği tutarsız dağılımın alterasyon etkilerini yansıttığı düşünülmektedir (Şekil 6.119, Şekil 6.120).



Şekil 6.119. Gabroyik kayaçların iz ppm ve majör oksit % değerlerinin % SiO_2'ye karşı korelasyonları. (Gabroyik kayaçların tüm jeokimyasal diyagramlarında, artı işareti-Alabayır sahası, üçgen işareti- Mollatopuz sahası, çarpı işareti-Yukarıbalçıklı sahası, yuvarlak daireler ise Mehmetalan sahası gabroyik kayaçlarını temsil etmektedir)

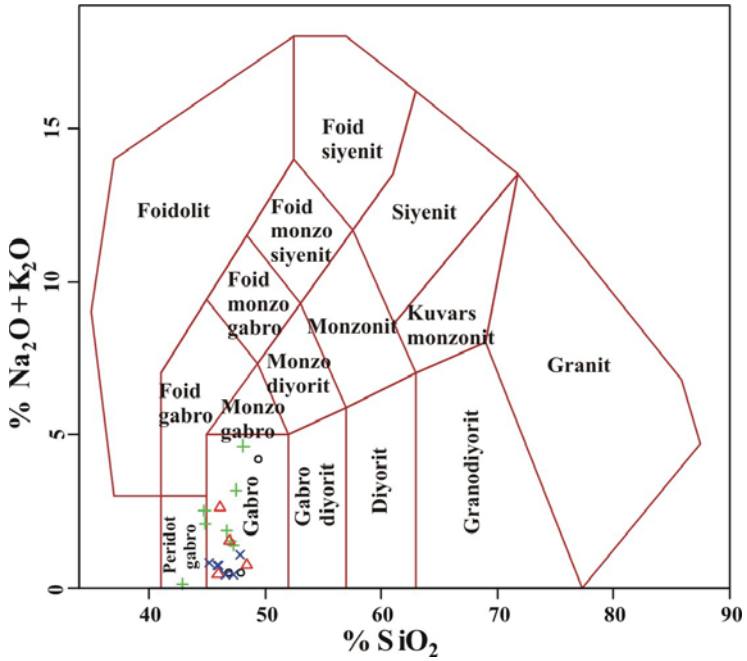


Şekil 6.120. Gabroyik kayaçların iz ppm ve majör oksit % değerlerinin % MgO'e korelasyonları.

Gabroyik kayaçların iz ve ana oksit değerlerinin, SiO_2 ve MgO'e korelasyonlarında belirgin bir şekilde fraksiyonel kristallenme trendleri gözlenememektedir. Bu durumun ana kayaçta SiO_2 ve MgO'in değer aralığının düşük oluşu yanı sıra alterasyon etkisinden de kaynaklanabileceği düşünülmektedir. Ana oksitlerin SiO_2'ye korelasyonlarında dört sahadaki örneklerin birbirinden farklı

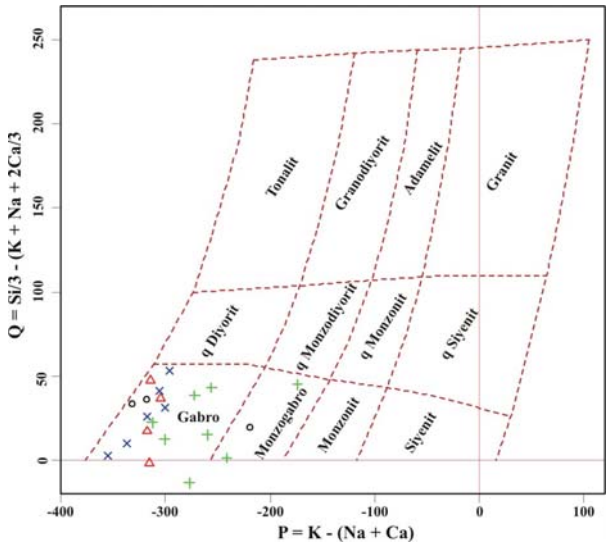
korelasyonlar sergilediği görülmektedir. Mehmetalan, Mollatopuz ve Yukarıbalçıklı sahalarının örneklerinde dağınık paternler gözlenirken, bir tek Alabayır sahası gabroyik kayaçları artan SiO_2 değerine karşılık MgO, FeO_t değerlerinde negatif, Na_2O, TiO_2 değerlerinde ise pozitif korelasyon sergilemeleri ile kısmende olsa fraksiyonel kristallenme trendleri göstermektedir. Majör oksit değerlerinin MgO'e değerine korelasyonlarında SiO_2'ye korelasyonlarda olduğundan daha tutarlı dağılımlar görülür. Artan MgO değerine karşılık azalan Al_2O_3, Na_2O değerleri bütün sahalardaki örnekler için aynı korelasyon dağılımları sergilemektedir. Artan MgO değerine karşılık FeO_t değerindeki artış trendi Alabayır ve Yukarıbalçıklı sahasındaki gabroyik kayaçlar için bilindik fraksiyonlanma trendleri sergiler. Majör oksitlerdeki bu trendler ana kayaç içindeki mineral fazlarının fraksiyonlanmasını değil, tüm kayacın fraksiyonlanması ile ilişkilidir. Mineral fazlarındaki fraksiyonlanma için bir trend belirtmek, alterasyon koşulları ve patern dağılımının dağınıklığında hatalı yorumlar doğuracaktır. Gabroyik örneklerin iz elementlerinin SiO_2 ve MgO'e korelasyonları izole mafik dayklardaki gibi düzenli dağılımlar göstermemektedir. Burada Y gibi uyumsuz elementlerin SiO_2'ye karşın pozitif, Ni'in ise kısmen negatif bir trend sergilemesi ana kayacın fraksiyonlanması ile uyumludur. MgO'e olan korelasyonlarda ise Y'daki negatif trende karşılık Ni'deki pozitif dağılım gabroyik kayaçlarda beklenen trendlerdir. Diğer iz elementlerdeki SiO_2 ve MgO'e karşı dağılımlar belirleyici bir özellik taşımamaktadır.

Gabroyik kayaçlar toplam alkali silika diyagramında gabro alanında yer almaktadır (Middlemost, 1985). Alabayır sahasının iki örneği peridotgabro-gabro sınırında yer alırken bir örnek düşük silis içeriği ile peridotgabro alanında yeralır (Şekil 6.121).



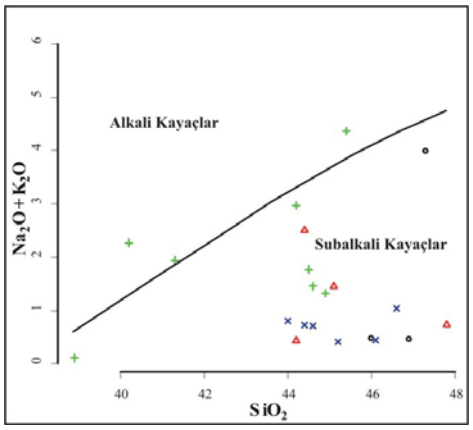
Şekil 6.121. Gabroyik kayaçların toplam alkali – silis diyagramı (Middlemost, 1985).

Majör oksitlerden katyonların çekilerek hazırlandığı Q-P diyagramında örneklerin çoğunluğu gabro alanında yer almaktadır (Debon Le Fort, 1983). Bu diyagramda Alabayır sahasından iki ve Mehmetalan sahasından bir örnek monzogabro alanında yer alırken Alabayır sahasından bir örneğin ise alanların dışına düştüğü görülmektedir (Şekil 6.122).



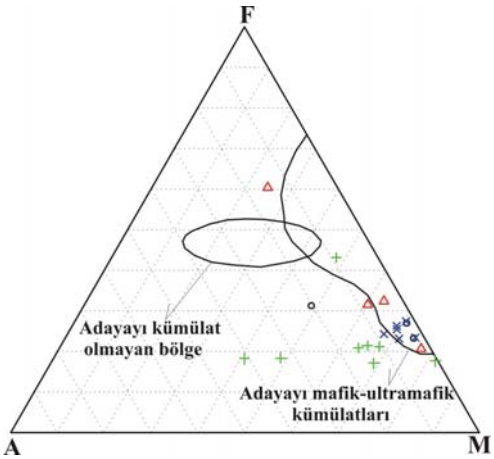
Şekil 6.122. Gabroyik kayaçların Q-P diyagramı. (Debon Le Fort, 1983)

Mehmetalan, Mollatopuz ve Yukarıbalçıklı sahasındaki gabroyik kayaçlar toplam alkali silis içeriklerine göre subalkali kayaçlar sınıfında yeralmaktadırlar (Şekil 6.123). Alabayır sahasındaki gabroyik kayaç örneklerinden üç tanesi alkali alanda yer alırken beş örneğin subalkalin alanda yeraldığı görülmektedir. Alterasyon prosesleri esnasında alkali elementlerin kolaylıkla zenginleşip fakirleşebileceği nedeniyle böyle bir durumun kaynaklandığı düşünülmektedir.



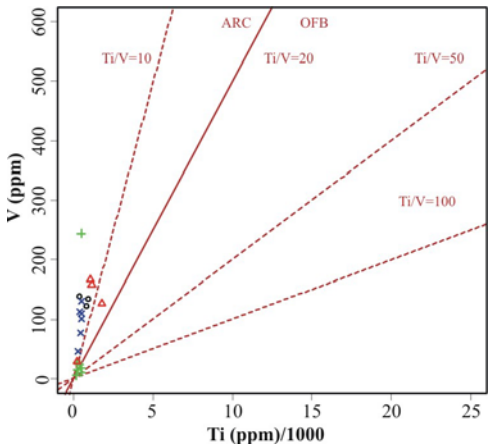
Şekil 6.123. Toplam alkali silis diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971).

Mehmetalan, Mollatopuz ve Yukarıbalçıklı sahasındaki gabroyik kayaçlar AFM diyagramında adayayı mafik-ultramafik kümülatları alanına ait sınırlar içinde görülürken, Alabayır sahasındaki gabroyik kayaçlar yüksek alkali içeriği ile bir örnek hariç olarak bu alanların kısmen yakın ama dışında yer almaktadır (Şekil 6.124).



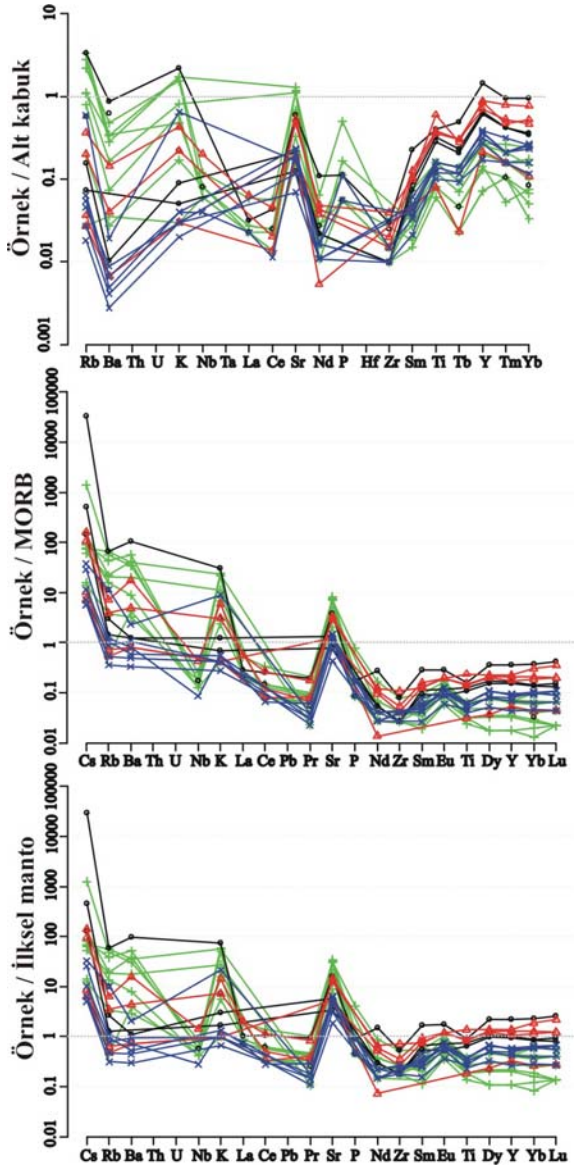
Şekil 6.124. AFM diyagramı A: Na_2O+K_2O, F: FeO_T, M: MgO (Beard, 1986).

Örneklerin V-Ti oranları kullanılarak hazırlanan diyagramda düşük Ti içerikleri ile adayayı ile ilişkili bir ortamda yer aldıkları görülmektedir (Şekil 6.125). Ancak kümülat gabrolarda magmatik kristalizasyonda uyumsuz bir element davranışı sergileyen Ti'un tüketilmişliği olağandır. Bu noktadan hareketle bütün kümülat gabroların düşük Ti içerikleri ile adayayı ile ilişkili bir ortamda yer alacakları açıktır.



Şekil 6.125. V-Ti diyagramı (Shervais, 1982).

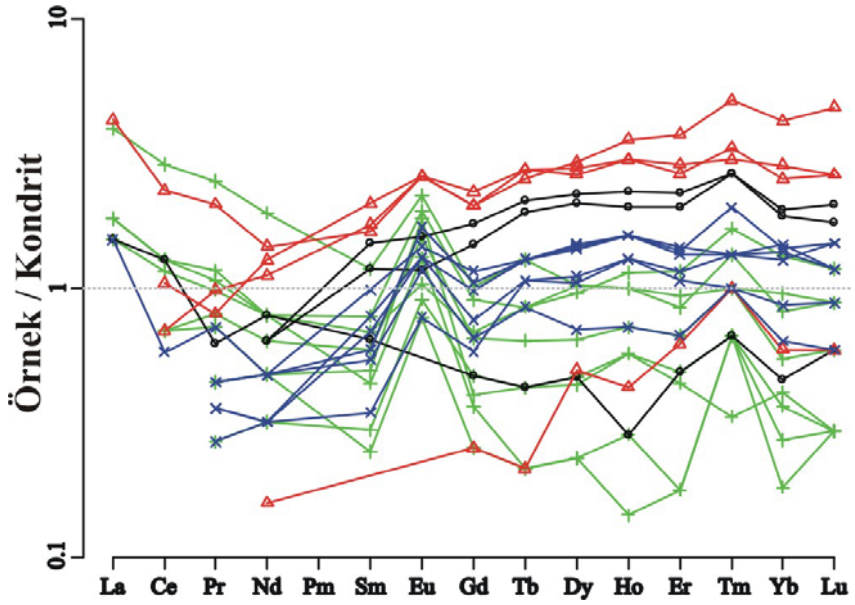
Gabroyik kayaçların çoklu element örümcek diyagramları Şekil 6.126'de sunulmuştur.



Şekil 6.126. Gabroyik kayaçların çoklu element örümcek diyagramları (alt kabuk normalizasyon değerleri Weaver ve Tarney, 1984; MORB normalizasyon değerleri Sun ve McDonuogh, 1989 ve ilksel manto normalizasyon değerleri Nakamura, 1974'ten alınmıştır).

Alt kabuk, MORB ve ilksel mantoya göre normalize edilen çoklu element örümcek diyagramlarında gözlenen Sr anomalileri plajiyoklaz fraksiyonlanmasının etkisi olarak düşünülmektedir. LIL elementlerdeki zenginleşme ve/yada dağınıklık alterasyonun etkilerini yansıtabilir. HFS elementlerdeki genel tüketilmişlik trendleri ise kümülat gabrolarda magmatik ayrımlaşmanın doğal bir sonucudur. Örneklerin kondrite normalize edilmiş NTE dağılım desenlerinde hafif nadir toprak elementler ile ağır nadir toprak elementler, orta nadir toprak elementlere göre zenginleşme sergilerler. (Şekil

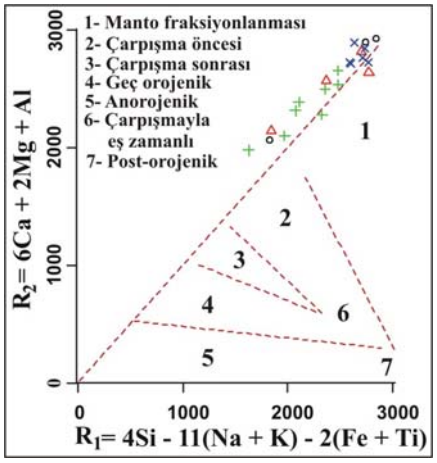
6.127). Özellikle Sm ve Gd'deki negatif trendler amfibol ve/veya granatın fraksiyonlanması yada kaynakta tutulmalarını işaret edebilir. Sm ve Gd'ye göre Eu'daki pozitif anomali kalsik plajiyoklazlardan sodik plajiyoklazlara doğru bir fraksiyonlanmasının olmadığına işaret edebilir. Hafif nadir toprak elementler ile ağır nadir toprak elementler arasında ise birbirlerine göre belirgin bir zenginleşme yada fakirleşme ilişkisi yoktur.



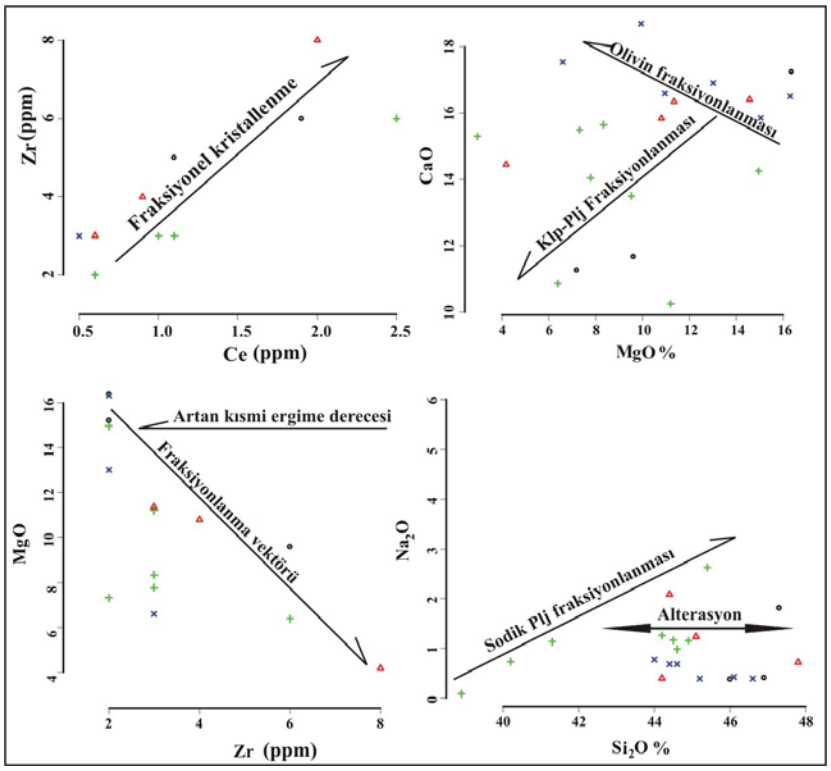
Şekil 6.127. Kondrite normalize edilmiş NTE'in çoklu element örümcek diyagramı. (kondrit normalize değerleri Nakamura, 1974'ten alınmıştır)

Magmatik kayaçların kökenini belirlemek amacı ile hazırlanan çoklu katyonik diyagramda gabroyik örneklerin bir numaralı alan yakınlarına düştüğü görülmektedir. Bu alan mantonun fraksiyonlaşması ile oluşan kayaçları belirtirken petrolojik olarak yapılan tanımlamada toleyitik guruba tekabül eder (Lamayre ve Bowden, 1982) (Şekil 6.128). Gabroyik kayaçlarda gözlenebilen fraksiyonel kristallenme trendleri Şekil 6.129'de sunulmuştur. Magmatik ayrımlaşmada uyumsuz elementlerden Zr ve Ce arasındaki pozitif korelasyonun yanı sıra MgO ve Zr arasındaki negatif korelasyon fraksiyonel kristalizasyonun varlığını göstermektedir. CaO ile MgO arasındaki pozitif korelasyon kilinopiroksen ile plajiyoklaz fraksiyonlanmasının tipik göstergelerindendir. Na_2O'nun SiO_2'ye göre pozitif korelasyonu sodik plajiyoklazların fraksiyonlanmasını

işaret edebilir. Buna karşın bu diyagramdaki yatay trend alterasyon etkisinin belirteçlerindendir.

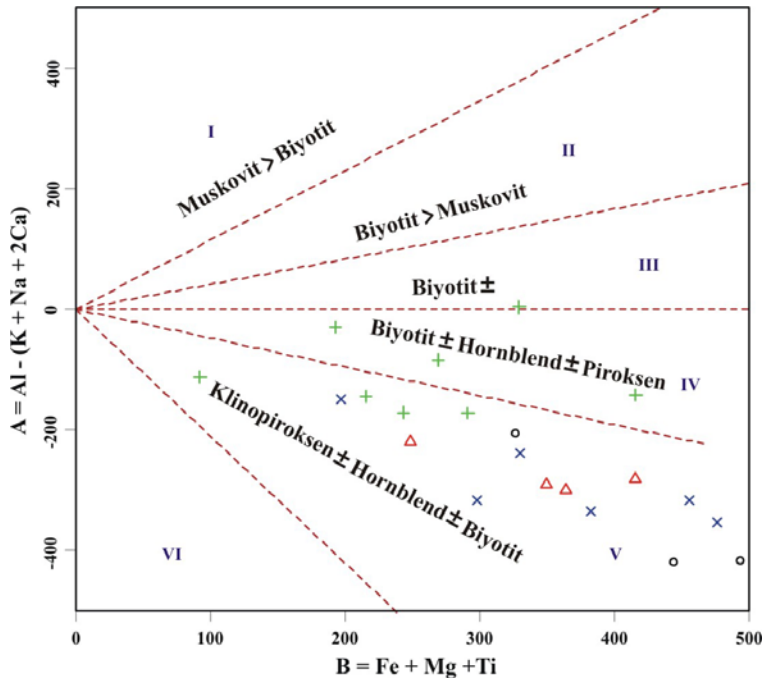


Şekil 6.128. Gabroyik kayaçların R1-R2 diyagram dağılımı. (Batchelor ve Bowden, 1985).



Şekil 6.129. Gabroyik kayaçlarda gözlenebilen belirli fraksiyonlanma trendleri (Boztuğ ve ark., 1998).

Magmatik kayaçların mineral fazlarının ayrımlanmasında kullanılan çoklu katyonik diyagramda incelenen gabroyik kayaçlarda piroksen, hornblend ve biyotit mineral fazlarının bolluk dereceleri görülmektedir (Şekil 6.130). IV nolu alanda piroksen'e oranla baskın mineral olan hornblend, petrografik çalışmalarda, Alabayır sahasının gabroyik kayaçlarında diğer sahaların gabroyik kayaçlarına nazaran daha baskın olarak gözlenmiştir. Nitekim Alabayır sahasının gabroyik kayaçlarında alterasyon etkisi diğer sahalara nazaran daha yüksektir. Mehmetalan, Mollatopuz ve Yukarıbalçıklı sahalarındaki gabroyik kayaçlarda ise baskın mineral fazlarını klinopiroksen ve hornblend oluşturmaktadır.



Şekil 6.130. Gabroyik kayaların A-B diyagramında dağılımı (Debon ve Le Fort, 1983).

6.3.2.3. Ultramafik kayaçların jeokimyası

Çalışma alanlarında bulunan ultramafik kayaçlardan toplanan örneklerden 13 tanesi üzerinde majör elementler, iz elementler ve nadir toprak elementlerin analizleri gerçekleştirilmiştir. Bu analizler Kanada ALS Chemex laboratuarında yaptırılmıştır. Analizi yaptırılan örneklerin sahalara göre dağılımları, Alabayır sahası n=4,

Mehmetalan sahası n= 4, Mollatopuz sahası n= 3 ve Yukarıbalçıklı sahası n= 2 dir. Analiz sonuçları Çizelge 6.6'da, kayaçlardaki iz ve majör elementlerin istatistiksel dağılımları Şekil 6.131'da sunulmuştur. Analize gönderilen ultramafik kayaçlar Yukarıbalçıklı sahası hariç genellikle krom cevherleşmelerinin yan kayaçlarından seçilmiştir. Bu örnekler oldukça serpantinleşmiş bir şekilde bulunmaktadır. Kimyasal analiz sonuçlarında örneklerin ateşte kayıp değerlerinin 10'un üzerinde olması alterasyon etkisini yansıtmaktadır. Yukarıbalçıklı sahasından alınan iki örnek petrografik incelemelerde verlit ve olivinli klinopiroksenit olarak tanımlanmıştır. Sadece bu iki örneğin ateşte kayıp değerleri 10'un altındadır. Bu örneklerde 3.9 ve 7.88 olan ateşte kayıp değerleri diğer sahalardan alınan örneklere nazaran bu örneklerin daha az alterasyondan etkilendiklerini göstermektedir. Yukarıbalçıklı sahasında krom cevherleri bindirme hattı boyunca ezik zonların içinde bulunduğundan bu alandan alınan aşırı altere örnekler analize gönderilmemiştir. Kimyasal analiz sonuçlarında ultramafik örnekler düşük SiO_2 içeriği ve yüksek MgO değerleri sergilemeleri ile karakteristiktirler. Örneklerin SiO_2 değerleri % 36 ile % 41.1 aralığında MgO değerleri ise % 35.3 ile % 41.1 aralığında değişmektedir. Yukarıbalçıklı sahasından alınan iki örnekte ise silis değerleri diğer örneklerden daha yüksek iken MgO değerleri ise daha düşüktür. Bu iki örneğin SiO_2 değerleri % 44.1 ile % 48.3 iken MgO değerleri % 28 ile % 22.7 dir. Tüm örneklerde toplam demir (Fe_2O_3) içeriği % 5.59 ile % 9.53 arasındadır. Yukarıbalçıklı sahasının dışındaki örnekler tipik ultramafik kayaç kimyasına sahip iken, yukarıbalçıklı sahasındaki iki örneğin nisbeten yüksek SiO_2 ve düşük MgO değerleri sergilemeleri ultramafik kümülatlar ile ilişkili olmalarından kaynaklandığı düşünülmektedir. Nitekim bu verlit ve piroksenitler kümülat gabrolar ile ilişkili görülmektedirler. Bu durum kümülat gabroların içinde bu kayaçların intrüzif olduklarını düşündürür. Bu durumda ultramafik kümülatlardan farklılaşarak kümülat gabroların içinde kristallenen bu zonların SiO_2 değerlerinin yüksek, MgO değerlerinin ise diğer ultramafik kayaçlara nazaran düşük olması beklenilebilinecek bir sonuçtur.

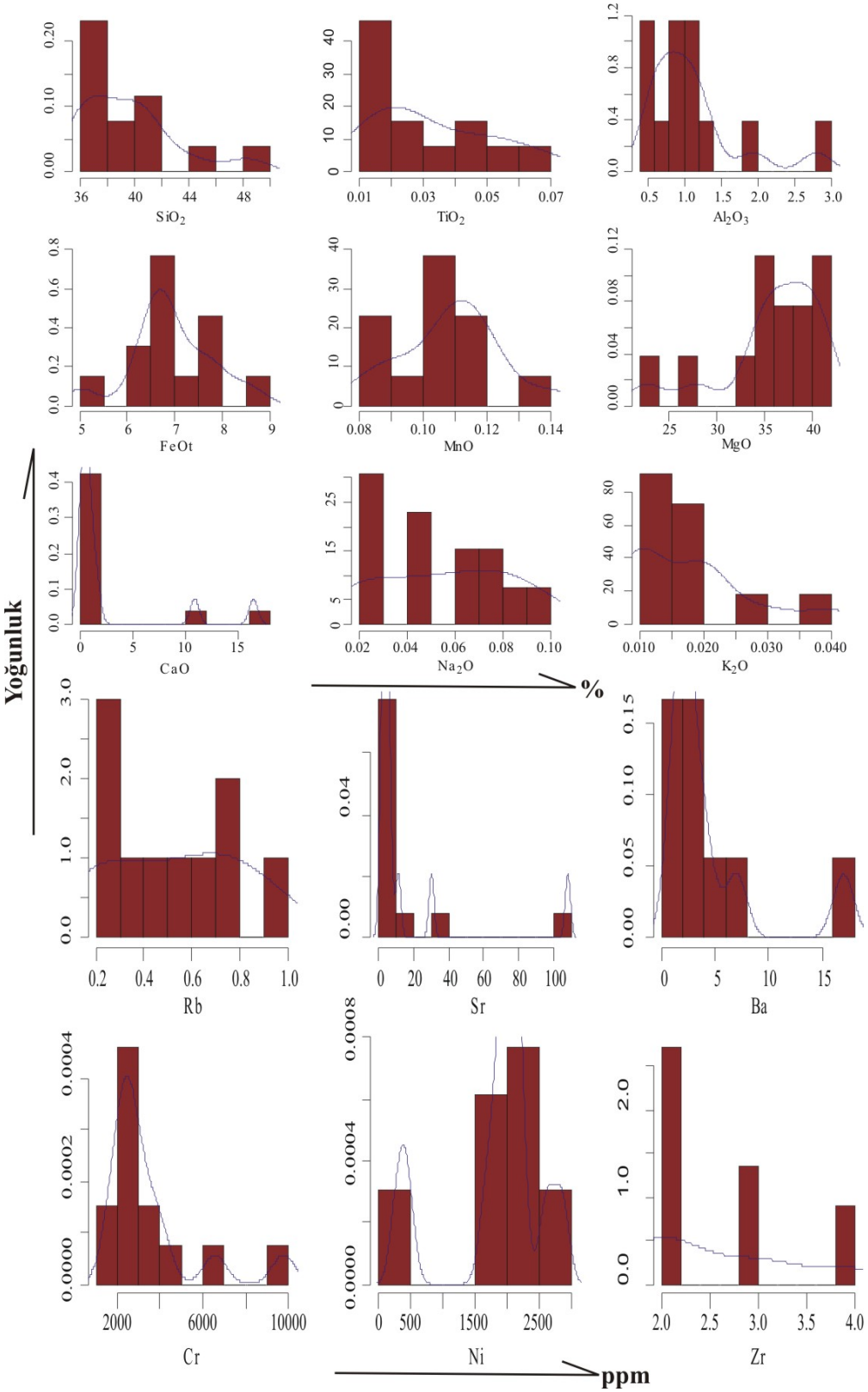
Çizelge 6.6. Ultramafik kayaçların jeokimyasal analiz sonuçları (Ana oksit %, İz elementler ppm)

Örnek No	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3	TiO_2	MnO	P_2O_5
C-20	39.7	0.59	7.85	0.29	35.3	0.05	0.03	0.4	0.02	0.08	<0.01
C-32	40.9	1.17	8.46	0.55	36	0.07	0.04	0.58	0.05	0.1	0.06
C-35	39.6	1.95	8.86	0.13	33.9	0.05	0.01	1.52	0.04	0.09	0.04
C-38	40.8	0.94	9.53	0.21	34.9	0.02	0.02	0.55	0.03	0.09	<0.01
ME-4	37.8	0.6	7.44	0.76	37	0.03	0.01	0.36	0.02	0.11	0.02
ME-12	36	0.59	7.37	0.61	41.1	0.07	0.01	0.42	0.02	0.11	0.01
ME-25	36	0.84	7.48	0.78	41.1	0.08	0.01	0.36	0.02	0.11	<0.01
ME-32	37.8	0.68	7.19	0.73	40.3	0.02	0.02	0.5	0.01	0.11	0.02
MO-4	36.1	0.92	7.51	1.35	39.6	0.05	<0.01	0.37	0.03	0.12	0.01
MO-5	41.1	1.2	6.9	1.59	38	0.09	0.01	0.37	0.05	0.12	<0.01
MO-16	37.1	1.05	8.35	0.23	38.6	0.02	<0.01	0.98	0.01	0.11	0.01
YB-22	48.3	2.81	5.59	16.4	22.7	0.1	0.02	0.27	0.07	0.12	<0.01
YB-24	44.1	1.3	7.46	10.85	28	0.08	0.02	0.27	0.06	0.14	<0.01
	SrO	**BaO**	**Ba**	**Ce**	**Co**	**Cr**	**Cs**	**Cu**	**Dy**	**Er**	**Eu**
C-20	<0.01	<0.01	17	1	107.5	2630	0.11	26	0.07	0.05	<0.03
C-32	<0.01	<0.01	7	0.9	110	3740	<0.01	9	0.06	0.05	<0.03
C-35	<0.01	<0.01	4.2	0.5	113.5	9770	<0.01	41	0.09	0.07	<0.03
C-38	<0.01	<0.01	1.7	<0.5	120	4070	<0.01	7	<0.05	0.04	<0.03
ME-4	<0.01	<0.01	1.2	0.8	102.5	2510	0.28	6	0.05	0.04	<0.03
ME-12	<0.01	<0.01	<0.5	<0.5	106	2790	0.48	<5	<0.05	<0.03	<0.03
ME-25	<0.01	<0.01	<0.5	<0.5	107	2340	0.49	5	<0.05	<0.03	<0.03
ME-32	<0.01	<0.01	3.1	<0.5	103	3290	3.1	6	<0.05	<0.03	<0.03
MO-4	<0.01	<0.01	<0.5	<0.5	100	2400	0.07	15	0.06	0.03	<0.03
MO-5	0.01	<0.01	2.2	0.6	89.7	2420	0.41	10	0.16	0.08	<0.03
MO-16	<0.01	<0.01	1.9	<0.5	112	6570	0.04	6	<0.05	<0.03	<0.03
YB-22	<0.01	<0.01	<0.5	<0.5	58.3	1810	0.25	8	0.32	0.19	0.05
YB-24	<0.01	<0.01	2.2	<0.5	84.4	1800	0.24	15	0.3	0.17	0.04
	Ga	**Gd**	**Hf**	**Ho**	**La**	**Lu**	**Mo**	**Nb**	**Nd**	**Ni**	**Pb**
C-20	0.7	0.06	<0.2	0.01	0.5	0.01	<2	0.5	0.4	2140	<5
C-32	1.8	0.07	<0.2	0.02	0.5	0.01	<2	0.5	0.3	1675	<5
C-35	2.8	0.06	<0.2	0.02	<0.5	0.02	<2	0.2	0.2	2620	<5
C-38	1.9	0.05	<0.2	0.01	<0.5	0.01	<2	0.2	0.2	1885	<5
ME-4	0.7	0.06	<0.2	0.01	<0.5	0.01	<2	0.4	0.3	2070	<5
ME-12	0.6	<0.05	<0.2	<0.01	<0.5	<0.01	<2	<0.2	<0.1	2130	<5
ME-25	0.8	<0.05	<0.2	<0.01	<0.5	0.01	<2	<0.2	0.2	2180	7
ME-32	0.7	<0.05	<0.2	<0.01	0.5	<0.01	<2	<0.2	0.1	2040	<5
MO-4	0.8	<0.05	<0.2	<0.01	<0.5	0.01	<2	<0.2	0.2	2000	<5
MO-5	1.1	0.1	<0.2	0.01	<0.5	0.02	<2	0.2	0.3	1860	<5
MO-16	2.1	<0.05	<0.2	0.01	<0.5	0.01	<2	<0.2	0.1	2850	<5
YB-22	2.2	0.21	<0.2	0.07	<0.5	0.03	<2	<0.2	0.3	305	<5
YB-24	1.5	0.15	<0.2	0.06	<0.5	0.03	<2	<0.2	0.2	444	<5

Çizelge 6.6. Ultramafik kayaçların jeokimyasal analiz sonuçları (devam ediyor)

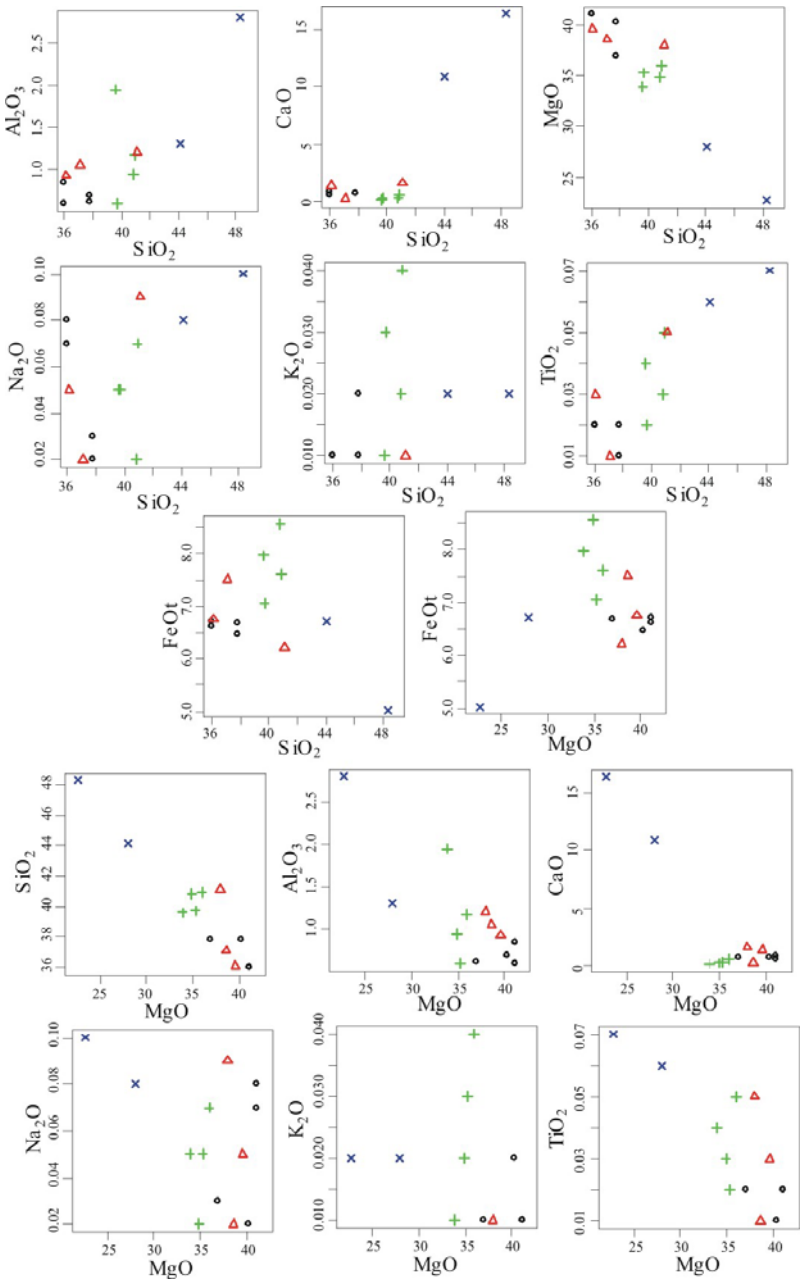
Örnek No	Pr	Rb	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Th	Tl	Tm	U	V	W
C-20	0.13	0.4	0.08	<1	11.2	<0.1	0.01	0.06	<0.5	0.01	<0.05	<5	1
C-32	0.09	0.2	0.07	<1	4.6	<0.1	0.01	<0.05	<0.5	0.02	0.38	<5	1
C-35	0.05	<0.2	0.06	<1	3	<0.1	0.01	<0.05	<0.5	0.02	<0.05	<5	1
C-38	0.04	<0.2	0.04	<1	1.7	<0.1	0.01	<0.05	<0.5	0.01	<0.05	<5	1
ME-4	0.08	0.2	0.05	<1	1.7	<0.1	0.01	<0.05	<0.5	0.01	<0.05	<5	1
ME-12	<0.03	0.5	<0.03	<1	2.9	<0.1	<0.01	<0.05	<0.5	0.01	<0.05	<5	<1
ME-25	<0.03	0.6	<0.03	<1	4	<0.1	<0.01	<0.05	<0.5	0.01	<0.05	<5	<1
ME-32	<0.03	0.7	<0.03	<1	4.8	<0.1	<0.01	<0.05	<0.5	<0.01	<0.05	<5	1
MO-4	<0.03	<0.2	<0.03	<1	30.1	<0.1	<0.01	<0.05	<0.5	0.01	<0.05	<5	<1
MO-5	<0.03	0.8	0.06	<1	108	<0.1	0.01	<0.05	<0.5	0.03	<0.05	<5	<1
MO-16	<0.03	0.2	<0.03	<1	3.8	<0.1	0.01	<0.05	<0.5	<0.01	<0.05	<5	1
YB-22	0.05	0.8	0.13	<1	6.7	<0.1	0.04	0.21	<0.5	0.04	0.05	76	1
YB-24	0.05	1	0.13	<1	4.9	<0.1	0.04	0.2	<0.5	0.03	0.08	58	1

	Y	Yb	Zn	Zr	A.Z	Toplam
C-20	<0.5	0.05	38	2	14.1	98.4
C-32	<0.5	0.06	49	2	12.55	100.5
C-35	0.6	0.09	60	4	12.3	98.5
C-38	<0.5	0.05	57	2	12.65	99.7
ME-4	<0.5	0.04	45	3	14.1	98.3
ME-12	<0.5	<0.03	43	2	13.55	99.9
ME-25	0.6	<0.03	43	2	13	99.8
ME-32	<0.5	<0.03	41	<2	13.35	100.5
MO-4	0.7	0.04	40	2	13.8	99.9
MO-5	1.2	0.09	40	4	10.35	99.8
MO-16	<0.5	0.03	56	<2	13.5	100
YB-22	1.7	0.18	23	3	3.9	100.5
YB-24	1.5	0.16	31	3	7.88	100

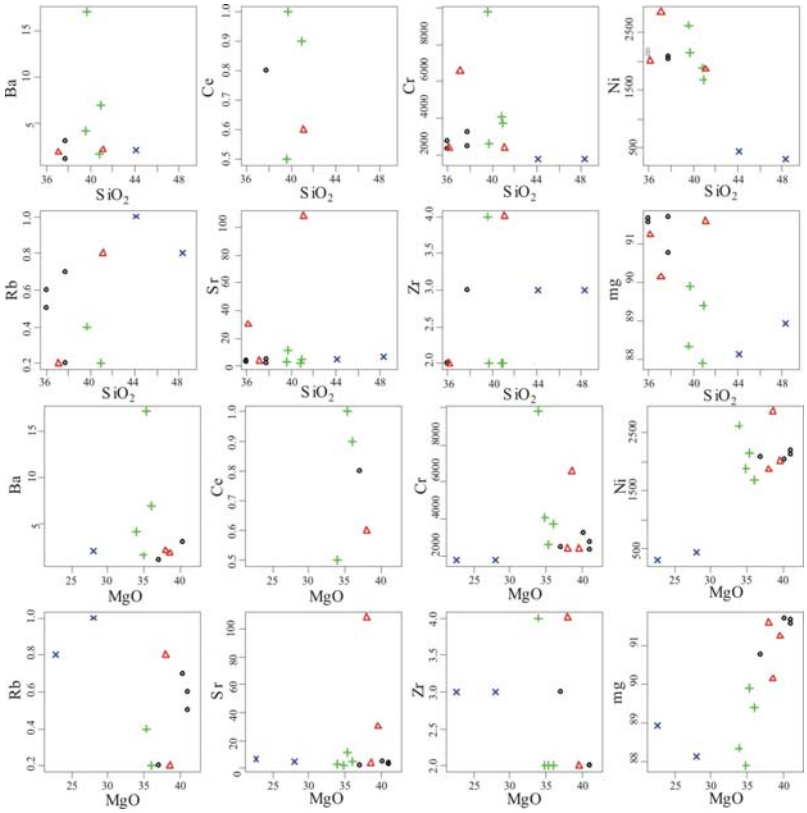


Şekil 6.131. Ultramafik kayaçlarda belirli majör oksit ve iz elementlerin istatistiksel dağılımı.

Ultramafik kayaçlarda ana ve iz element değerlerinde fraksiyonlanma trendlerini görebilmek, düşük SiO_2 içerikleri nedeniyle güçtür. Altere örneklerde hem düşük SiO_2 hemde MgO'e göre çizilen ana ve iz element harker diyagramlarında belirgin bir magmatik fraksiyonlanma trendi gözlenememektedir (Şekil 6.132, Şekil 6.133).



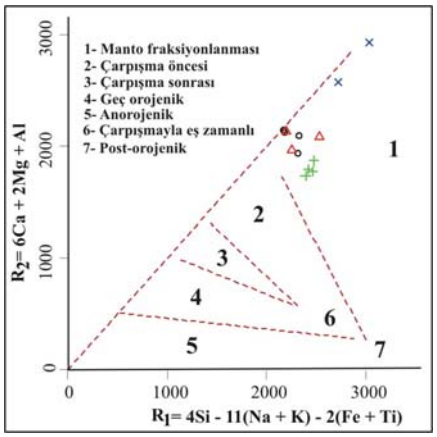
Şekil 6.132. Ultramafik kayaçların % SiO_2 ve % MgO'e karşı çizilen majör oksit harker diyagramları.



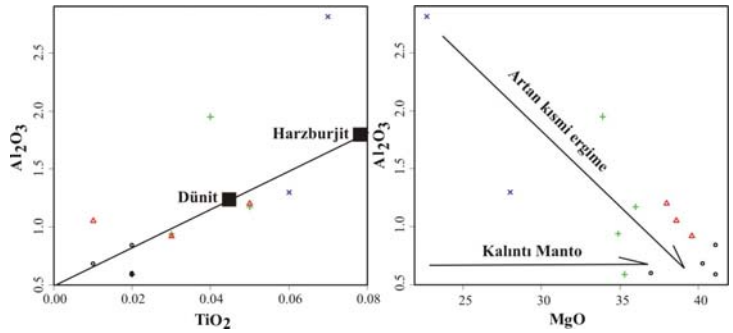
Şekil 6.133. Ultramafik kayaçların % SiO_2 ve % MgO'e karşı çizilen iz element (ppm) harker diyagramları.

Harker diyagramlarında artan SiO_2 değerlerine göre negatif bir korelasyon gösteren MgO ve pozitif bir korelasyon sergileyen TiO_2 değerleri, bu diyagramlarda ultramafik kayaçlar için magmatik farklılaşmanın en belirgin özelliklerini sunar. Bu durum artan MgO değerine karşın SiO_2 ve TiO_2' nin negatif korelasyonlarıylada belirginleşir. İz elementler için SiO_2 ve MgO'e göre çizilen Harker diyagramlarındaki dağınık paternlerin örneklerdeki alterasyon sonucu meydana geldiği düşünülebilir. Altersayon etkisine rağmen ultramafik kayaçların çoklu katyonik R1-R2 diyagramında manto fraksiyonlanması alanında yer aldığı görülmektedir (Şekil 6.134). Artan MgO değerine karşılık negatif bir korelasyon sergileyen Al_2O_3 değeri ilksel mantoda artan kısmi ergime derecesinin belirteci olarak kullanılabilinmektedir (Barnes ve Roeder, 2001). Doğal olarak MOHO süreksizlik zonunun alt kesimini oluşturan kalıntı mantoda, ilksel mantoya oranla artan kısmi ergime derecesi ile piroksen fraksiyonlanması nedeniyle MgO değerinde artış gözlenirken, Al_2O_3 değerinde azalma meydana gelecektir. Magmatik ayrımlanma süreçlerinde elementlerin sergiledikleri davranışlar

minerallerin kristal kafeslerinde yer alıp almamaları ile doğrudan ilişkilidir. Bu durum artan TiO_2 ve Al_2O_3 değerlerinin sırasıyla dünit, harzburjit ve en fazla olarakta lerzolitte yoğunlaşmasını gerektirir (Winter, 2001). İnceleme alanlarından toplanan serpantinleşmiş ultramafik kayaçların Al_2O_3'e karşı TiO_2 diyagramında, örneklerin genellikle dünitik kesimlerde yer aldığı görülmektedir (Şekil 6.135 a). Krom cevherleşmelerinin yakın zonlarından alınan bu örneklerin dünitik karakter sergilemesi, krom cevheri ile dünitik zonlar arasındaki bilinen ilişkiyi bir kez daha ortaya koymaktadır. İlksel mantoda artan kısmi ergime derecesi ile Al_2O_3 değerlerinde düşüş görülürken, MgO değerlerinde artış izlenmektedir (Barnes ve Roeder, 2001). Bu durum artık manto kayaçlarını temsil eden ultramafik örneklerimizde de görülmektedir (Şekil 6.135 b).

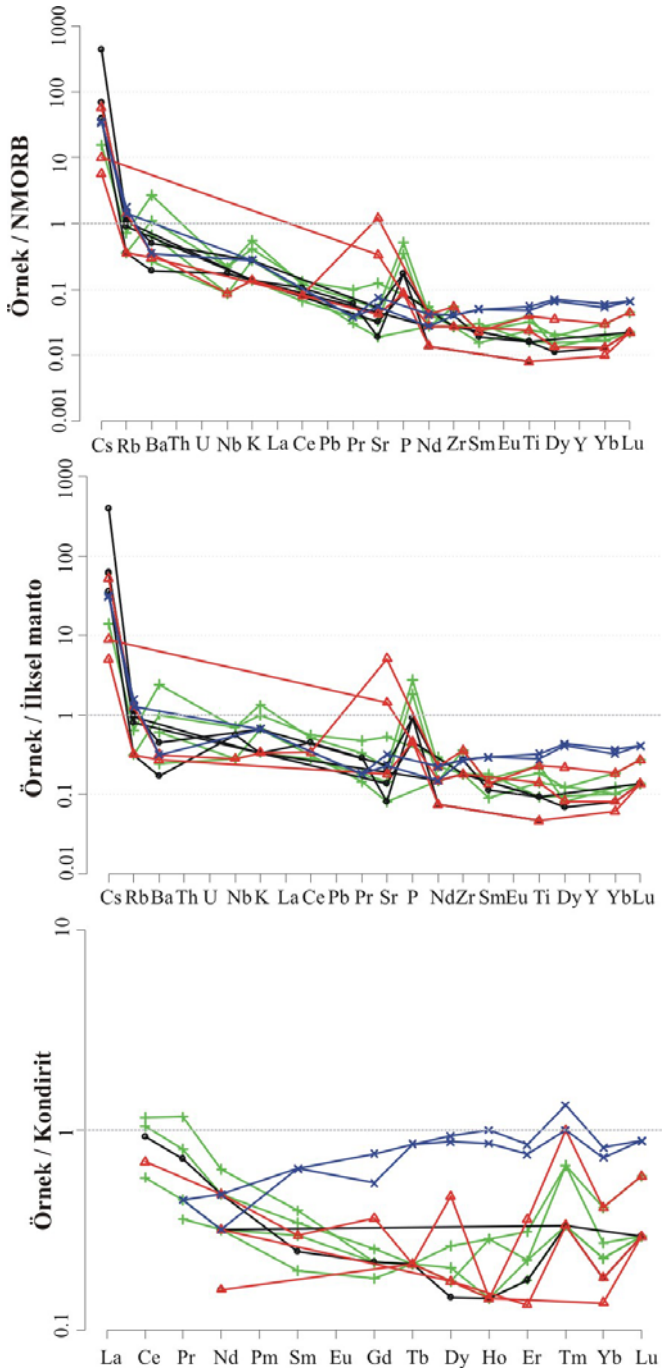


Şekil 6.134. Ultramafik kayaçların R1 - R2 diyagramı (Batchelor ve Bowden, 1985).



Şekil 6.135. Ultramafik kayaçların a. % Al_2O_3 - % TiO_2 (Winter, 2001) ve b. % Al_2O_3- % MgO (Barnes ve Roeder, 2001) diagramları.

Ultramafik kayaçların NMORB, ilksel manto ve kondrit'e normalize edilmiş çoklu element örümcek diyagramları Şekil 6.136'de sunulmuştur.



Şekil 6.136. Ultramafik kayaçların çoklu element örümcek diyagramları (N-MORB ve ilksel manto normalizasyon değerleri Sun ve McDounough, 1989; kondrit normalize değerleri Nakamura, 1974'ten alınmıştır).

Çoklu element örümcek diyagramlarında LIL elementlerden Rb'a göre Cs elementindeki pozitif trend ergiyik proseslerinde piroksen fraksiyonlanmasının belirteci olabilir (Winter, 2001). Bunun yanı sıra LIL elementlerdeki değişken dağılımın altersayon etkisi sebebiylede gelişebileceği bilinmektedir. Örneklerin ilksel mantoya göre normalize değerlerinin, normalizasyon cizgisine paralel gidişi ultramafik kayaların kaynağının tüketilmemiş manto olduğunun göstergelerindendir. Magmatik ayrımlaşma proseslerinde N-MORB kaynagını oluşturan tüketilmiş manto malzemesinin N-MORB'a normalize değerlerinde uyumsuz elementlerce fakirleşmesi beklenen bir sonuçtur. Bu durum ultramafik kayaçların N-MORB'a normalize değerlerinin çoklu element örümcek diyagramında tüketilmişliğinin sebeblerini ortaya koymaktadır. Kondrit'e normalize edilen NTE dağılımlarında Yukarıbalçıklı örneklerinin dışında diğer örneklerin ultramafik kayalar için karakteristik olan 'U yapısı' sergiledikleri görülmektedir. Bunun sebebinin ortopiroksenlerde LNTE'e göre HNTE'in daha fazla uyumlu olmasından kaynaklandığı düşünülmektedir (Winter, 2001). Yukarıbalçıklı örneklerinin NTE dağılım desenlerinde La ve Ce gibi LNTE elementlerin dedeksiyon limitlerinin altında kalmasına karşın, ana trendleri kümülat sekansların özelliklerini sergilerler. Bu örneklerin NTE dağılım desenlerinde MNTE elementlerden HNTE elementlere doğru bir zenginleşme izlenir.

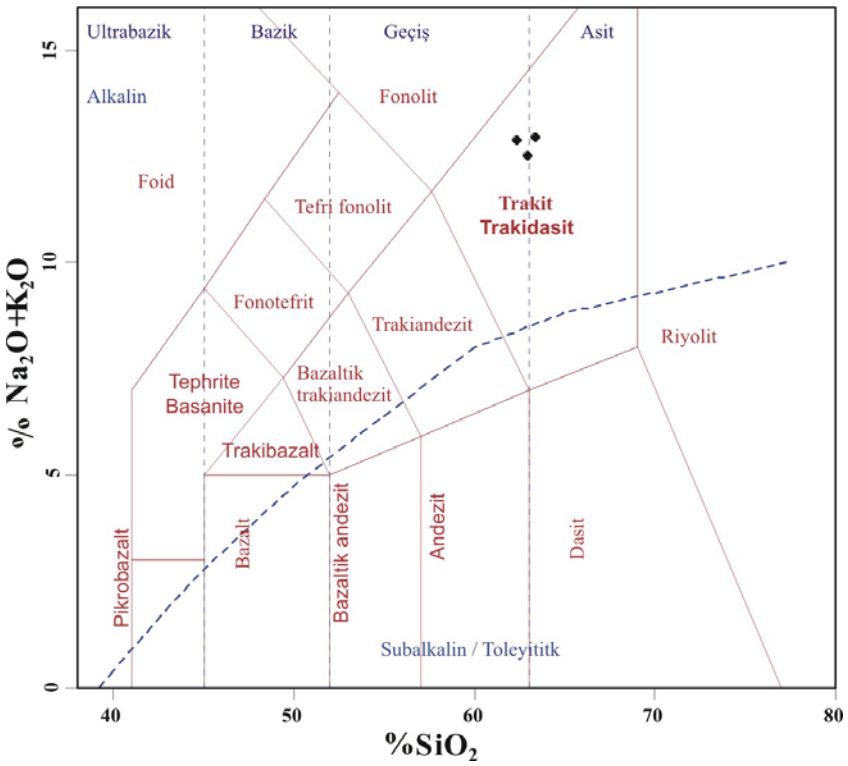
6.3.2.4. Volkanik kayaçların jeokimyası

Çalışma alanlarında sadece Yukarıbalçıklı sahasında gözlenen ve petrografik incelemelerde trakit olarak adlandırılan volkanik kayaçlardan üç adet örneğin kimyasal analizi yapılmıştır. Bu analizler de Kanada ALS Chemex laboratuarında yaptırılmıştır. Trakitlerin analiz sonuçları Çizelge 6.7'de sunulmuştur. Örneklerde ateşte kayıp değerleri 2.79 ile 3.54 arasındadır. Bu durum örneklerde düşük derecede alterasyon varlığının belirtecidir. Toplam alkali silika diyagramında örnekler Trakit – Trakidasit alanında yer almaktadır. Bu diyagramda örneklerin SiO_2 değerlerinin geçiş ortamı ile asidik kayaç sınırında bulunduğu görülmektedir (Şekil 6.137). Nitekim bu durum trakitlerin sahadaki tabakalı yapısal duruşlarını açıklar niteliktedir. Magmatik ayrımlaşma süreçlerinde asidik kayaçlara doğru magmanın viskozitesi artmakta ve bu

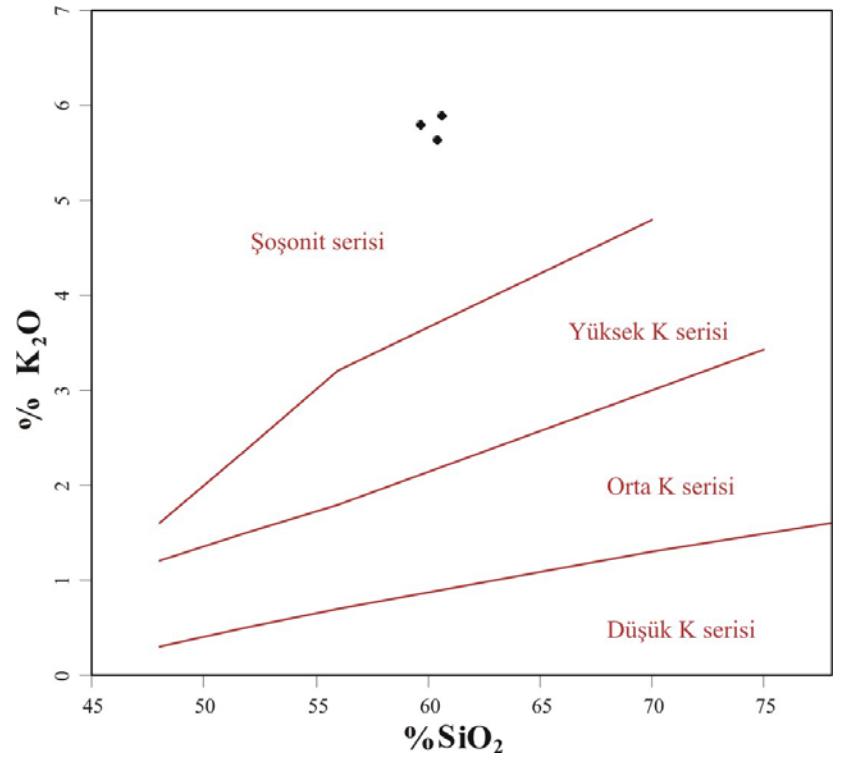
durum tabakalı akış yapılarının kazanılmasına sebeb olmaktadır. Trakitlerin K_2O – SiO_2 diyagramında çok yüksek potasyum içerikleri ile şoşonitik serilere dahil olduğu görülür (Şekil 6.138). Bu yüksek potasik alkalen kayaçların N-MORB'a normalize edilmiş çoklu element örümcek diyagramları tipik olarak plaka içi ortamları yansıtan bir trend sergiler (Şekil 6.139). Örneklerin çoklu element örümcek diyagramındaki dağılımlarında LIL elementlerdeki zenginleşme karşın HFS elementlerde tüketilmişlik trendleri izlenir. Bu diyagramlarda LIL elementlerdeki zenginleşme alterasyon etkisi ile olabileceği gibi plaka içi zenginleşmesinin de en önemli belirtilerindendir. Th elementinden Nb elementine keskin düşüş trendi de alterasyon etkisi ile olabileceği gibi bir yitim zonunun varlığını gösteren belirteçlerdendir. Pb'de görülen yükselme trendi magma kaynağında meydana gelen kabuk kirliliğin göstergesi olarak yorumlanabilir. P elementindeki tüketilme trendinin ise apatitin fraksiyonlanması ile ilişkili olabileceği düşünülmektedir.

Çizelge 6.7. Trakitlerin ana oksit (%) ve İz element (ppm) analiz sonuçları

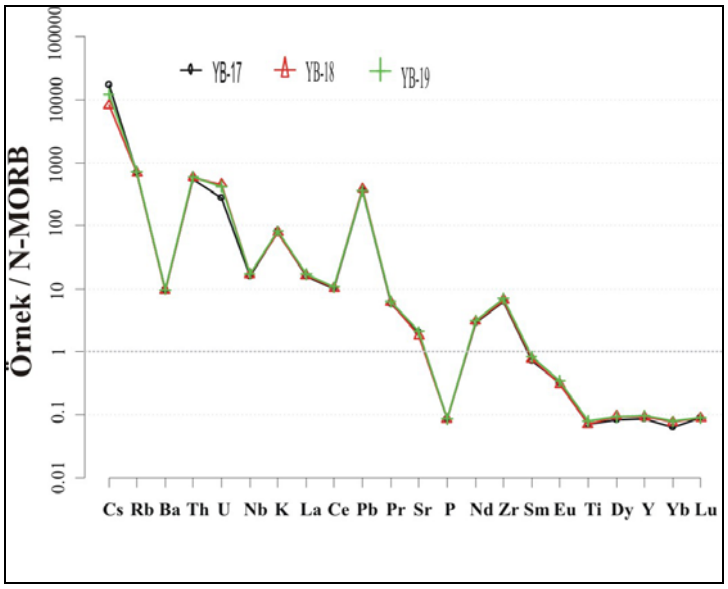
Örnek	**SiO_2**	**Al_2O_3**	**Fe_2O_3**	**CaO**	**MgO**	**Na_2O**	**K_2O**	**Cr_2O_3**	**TiO_2**	**MnO**	**P_2O_5**	**SrO**	**BaO**
YB-17	59.7	18.75	1.72	2.44	0.21	6.08	5.79	<0.01	0.09	0.1	0.01	0.02	0.01
YB-18	60.4	19.05	1.84	2.5	0.4	6.86	5.64	<0.01	0.09	0.11	0.01	0.02	0.01
YB-19	60.6	19.05	1.78	1.49	0.13	6.51	5.89	<0.01	0.1	0.09	0.01	0.02	0.01
Örnek	**Ba**	**Ce**	**Co**	**Cr**	**Cs**	**Cu**	**Dy**	**Er**	**Eu**	**Ga**	**Gd**	**Hf**	**Ho**
YB-17	59.7	73.5	1	10	118	<5	0.37	0.22	0.32	26.2	1.65	9.6	0.07
YB-18	58.6	77.1	1.7	20	57.2	<5	0.43	0.24	0.31	26.8	1.77	9.8	0.07
YB-19	61.1	79.4	0.7	10	85.9	<5	0.42	0.28	0.35	27.4	1.89	10.3	0.07
Örnek	**La**	**Lu**	**Mo**	**Nb**	**Nd**	**Ni**	**Pb**	**Pr**	**Rb**	**Sm**	**Sn**	**Sr**	**Ta**
YB-17	38.8	0.04	<2	37.4	20.8	<5	106	7.59	383	1.89	1	182	1.4
YB-18	40.8	0.04	<2	39.6	22	9	115	7.98	388	2.03	1	164	1.5
YB-19	42.6	0.04	3	40.2	23.1	<5	109	8.29	402	2.22	1	187.5	1.5
Örnek	**Tb**	**Th**	**Tl**	**Tm**	**U**	**V**	**W**	**Y**	**Yb**	**Zn**	**Zr**	**LOI**	**Toplam**
YB-17	0.13	66.9	1.9	0.02	12.85	13	10	2.4	0.19	128	467	3.28	98.2
YB-18	0.13	69.8	2.1	0.03	21.5	11	8	2.6	0.23	130	487	3.54	100.5
YB-19	0.14	72	1.5	0.03	19.7	12	16	2.7	0.24	130	521	2.79	98.5



Şekil 6.137. Trakitlerin TAS diyagramı (Le Bas ve ark., 1986)

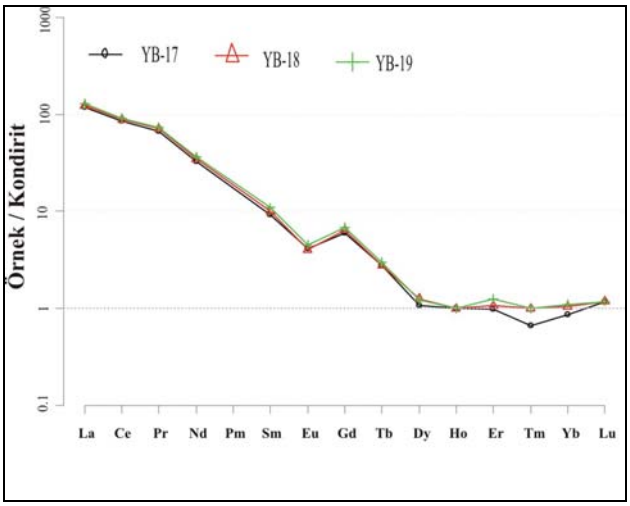


Şekil 6.138. Trakitlerin K_2O – SiO_2 diyagramı (Peccerillo ve Taylor, 1976).



Şekil 6.139. N-MORB'a normalize edilmiş çoklu elemenet örümcek diyagramı (N-MORB normalize değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır.

Trakit örneklerinin NTE içeriklerinin kondirit'e normalize edilmiş çoklu element örümcek diyagramlarında LNTE'in HNTE'e göre aşırı zenginleştiği görülür (Şekil 6.140). Bu durum kaynakta granatın fraksiyonlanması ile açıklanabilir. Nitekim magmatik ayrımlanmada HNTE'i granatın bünyesinde bulunmaktadırlar. Bu diyagramda hafif negatif Eu anomalisi ise plajiyoklaz fraksiyonlanmasını işaret edebilir.



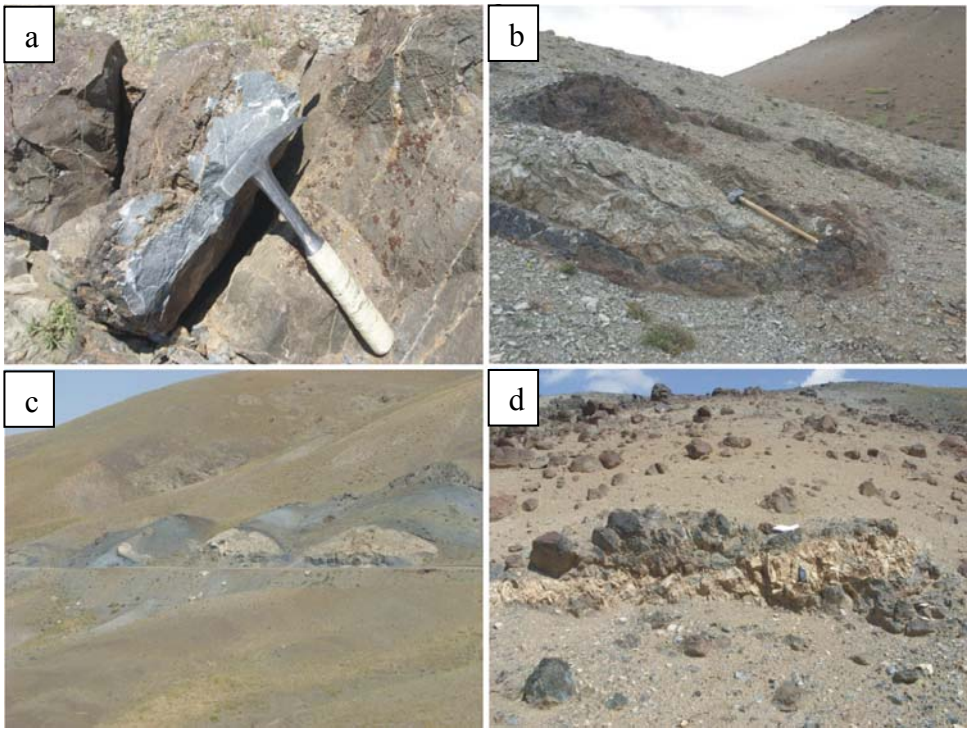
Şekil 6.140. Kondirit'e normalize edilmiş NTE örümcek diyagramı (Kondirit normalize değerleri Nakamura, 1974'ten alınmıştır).

6.4. Rodenjitleşme ve Jeokimyasal Evrimi

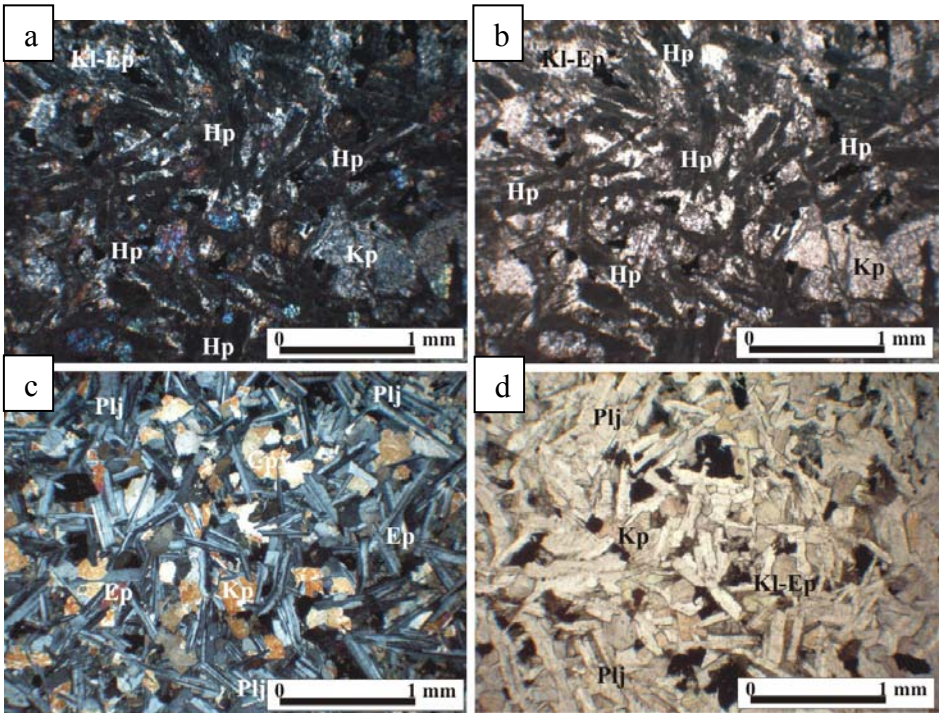
Okyanusal kabuğa ait ultramafik ve mafik kayaçların jeokimyasal analiz sonuçları, bu kayaçların oluştuğu jeodinamik ortamları yorumlamada önemli katkılar sağlamaktadır (Pearce ve ark., 1981; Shervais, 2001; Pearce ve Stern, 2006). Ancak, ofiyolitlerin okyanus içi ekaylanma ve bindirme süreçlerini takiben kıta üzerinde ilerlemeleri ve günümüz konumlarını almaları sürecinde geçirdikleri başkalaşım, bu kayaçların jeokimyasal bileşimleri üzerinde yoğun etkiler göstermektedir (Coleman, 1977; Puga ve ark., 1999; Frost ve Beard, 2007; Koutsovitis ve ark., 2008; Austrheim ve Prestvik, 2008; Bach ve Klein, 2009; Putnis ve Austrheim, 2010). Metasomatik olaylar ve farklı alterasyon süreçlerinin etkileri ana, iz ve nadir toprak element (NTE) davranışlarının irdelenmesiyle kısmen ortaya konulabilmektedir. Bununla birlikte sağlıklı petrolojik yorumların yapılabilmesi ancak tüm bu süreçlerden göreli olarak etkilenmeyen elementler üzerinde durulması ile sağlanabilmektedir (Floyd ve Winchester, 1975; Pearce ve Norry, 1979; Wood, 1980; Pearce, 1982).

Rodenjitleşmenin jeokimyasal özelliklerinin ortaya konulabilmesi için Mehmetalan ve Mollatopuz izole dayklarından seçilen örnekler (n=9) Othrys, Çelikhan, Gökçesu ve Mihalliçik örnekleri ile karşılaştırılmıştır. Petrografik çalışmalarda tanımlanan bazı mineral birlikteliğinin doğrulanması amacıyla MO-1 ve ME-23 nolu örnekler üzerinde MTA'da XRD analizleri ile mineral tayinleri gerçekleştirilmiştir. İzole diyabaz dayklarının genel jeolojik özellikleri önceki bölümlerde açıklanmıştır. Bu bölümde özellikle budinleşmiş yapılarıyla gözlenen diyabaz dayklarında rodenjitleşme etkilerinin daha yoğun olduğunu belirtmek gerekir (Şekil 6.141 a-b). Bu dayklar sarımtırak renk tonları ve kendi içlerinde de yer yer makaslama sonucu şistik yapı kazanmışlardır. Peridotit birimleri ile birlikte yer alan rodenjitleşmiş diyabaz dayklarının budin yapısı kazanmasının, yığışım melanjı oluşumundan başlayarak günümüz konumlarını almalarında geçen süreç boyunca içsel makaslama esnasında gerçekleşmiş olduğu düşünülmektedir (Cawood ve ark., 2009). Rodenjitleşmiş bu mafik dayklar incekesitlerde tipik olarak ofitik doku sergiler. Kayaç esas olarak uralitleşmiş klinopiroksen (diyopsit), plajiyoklaz, granat (hidrogranat), flogopit, klorit, epidot, apatit, kalsit, ve opak minerallerden oluşur. İncekesitlerde dayklarının çoğunluğunun

rodenjitleşmiş olarak görülmesine karşın kısmen taze dolerit daykları da bulunmaktadır (Şekil 6.142 a-d). Prizmatik plajiyoklaz çubukları arasında yeralan piroksenler, diyopsit ile temsil edilirler. Piroksen fenokristallerinde sıklıkla uralitleşme ve kloritleşmeler görülür. Plajiyoklazlardan itibaren oluşan hidrogranat ve serisit, rodenjitleşmiş dayklarda en sık görülen metazomatizma ve alterasyon minerallerini oluşturur. Aksesuar mineral olarak bulunan apatitlerin dışında yarı öz şekilli opak mineraller tüm kesitlerde gözlenir.



Şekil 6.141. a. Diyabaz dayklarının temiz kırık yüzeylerinin görünümü, b. Kıvrımlı yapı içinde gözlenen diyabaz daykı c. Budin yapısı kazanmış diyabaz dayklarının görünümü, d. Rodenjitleşmiş doğrusal diyabaz daykının görünümü.



Şekil 6.142. Diyabaz dayklarının incekesit görüntüleri (a,c. Çift nikol, b,d. Tek-nikol, a-b. Rodenjitleşmiş diyabaz daykları, Örnek no: ME-23, c-d. Dolerit daykı, Örnek no: MO-8, Plj-plajiyoklaz, Kp-klinopiroksen, Ep-epidot, Hp-hibşit, Kl-Ep-klorit epidot).

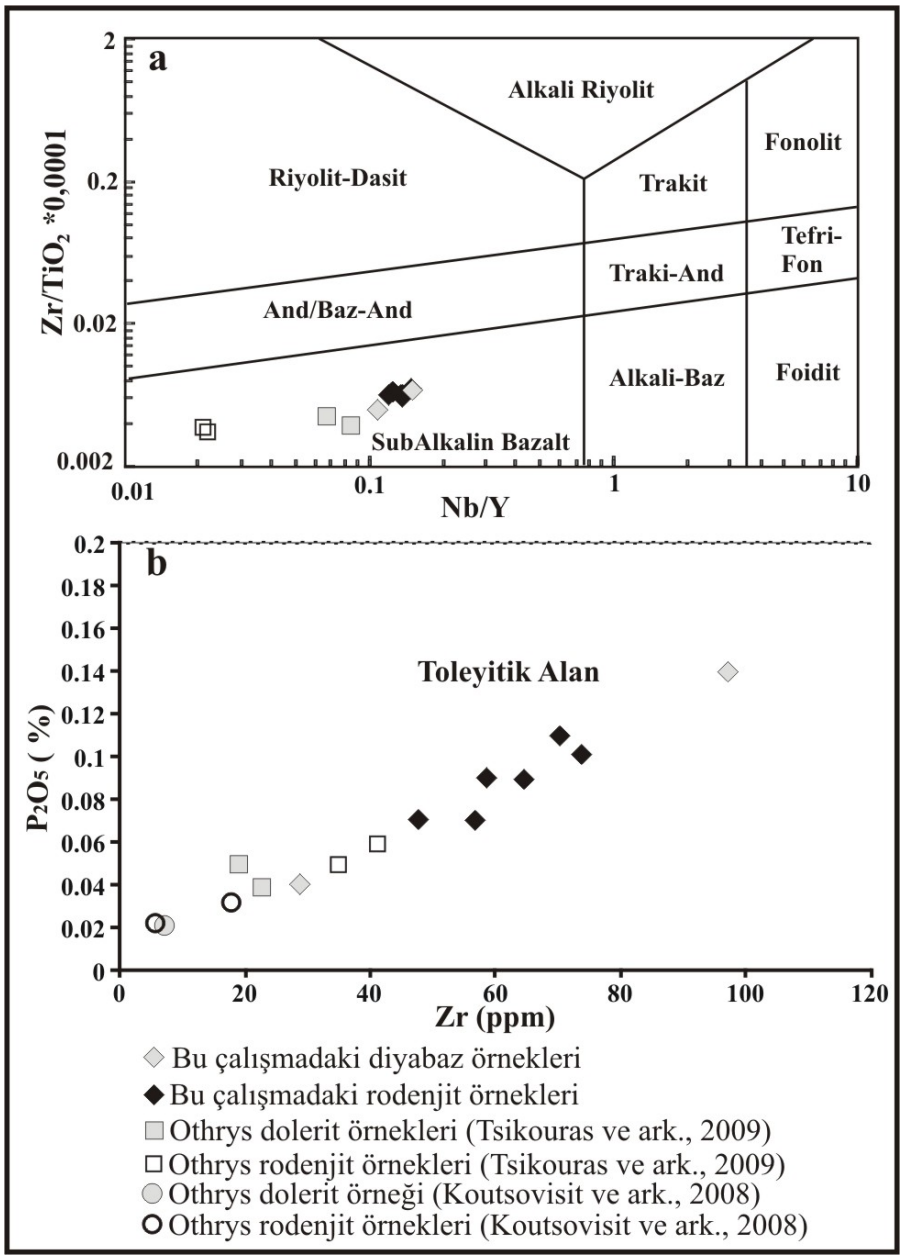
Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolitlerinden alınan rodenjitleşmiş izole dayk örneklerinin ve Othrys dolerit ve rodenjitlerinin ana oksit, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları Çizelge 6.8'de sunulmuştur. Alterasyon etkisinin yoğun gözlendiği örneklerin yanı sıra Mehmetalan sahasından ME-29, Mollatopuz sahasından ise MO-8 nolu örnekler diğerlerine nazaran daha düşük derecede alterasyon etkisi gösterirler. Bu örneklerin ateşte kayıp değerleri ME-29 için 2.5 iken MO-8 için 3.46 dır. Diğer örneklerin ateşte kayıp değerleri 4.25 ile 6.34 aralığında değişmektedir. Genel olarak bu ateşte kayıp değerleri örneklerde düşük derecede hidrotermal alterasyonun varlığının belirtecidir.

Çizelge 6.8. Mehmetalan ve Mollatopuz izole dayklarının jeokimyasal analiz sonuçları (İDRD- İleri derecede rodenjitleşmiş diyabaz daykları, KRD- Kısmen rodenjitleşmiş diyabaz daykları, DD- Rodenjitleşmenin görülmediği diyabaz daykları. Ana elementler %, iz elementler ppm değerliklidir.)

	Bu Çalışmadaki diyabaz ve rodenjit örnekleri									Othrys ofiyoliti dolerit ve rodenjit örnekleri						
	İDRD					KRD		DD		Dolerit			Rodenjit			
	ME-13	ME-23	MO-1	MO-2	MO-3	ME-26	ME-35	MO-8	ME-29	OD-1	OD-2	OMD-1	OR-1	OR-2	OR-3	OR-4
SiO_2	38.2	39	37.9	39.1	41.8	42.5	43.1	49.6	47.1	59.17	58.78	53.91	41.49	39.59	38.94	38.89
Al_2O_3	12.75	14.75	13.7	13.1	13.25	17.65	15.25	14.55	15.05	14.81	14.68	15.41	10.68	10.89	12.81	17.27
Fe_2O_3	9.01	9.18	8.95	9.53	9.7	8.09	9.25	10.8	11.8	10.47	9.3	8.32	7.41	10.73	9	9.62
CaO	19.3	20.2	24.8	23.2	20.4	15.05	14.55	11.6	10.2	8.46	8.01	5.74	19.53	17.21	21.93	16.38
MgO	9.03	8.5	6.19	6.43	6.2	8.36	9.13	5.34	6.98	3.35	3.73	8.13	16.22	14.73	11.19	11.52
Na_2O	3.1	1.89	1.62	1.74	2.04	2.56	2.63	2.85	3.78	1.54	2.14	5.23	0.01	0.11	0.09	0.03
K_2O	0.01	0.02	0.02	0.04	0.1	0.18	0.29	0.93	0.45	0.1	0.2	0.05	0.04	0.04		
TiO_2	0.87	0.91	1.03	1.12	1.16	0.75	0.9	0.59	1.41	0.48	0.46	0.26	0.23	1.16	0.92	0.46
MnO	0.15	0.16	0.15	0.16	0.17	0.14	0.16	0.16	0.2	0.13	0.14	0.17	0.17	0.31	0.27	0.23
P_2O_5	0.07	0.09	0.09	0.11	0.1	0.07	0.09	0.04	0.14	0.05	0.04	0.02	0.02	0.06	0.05	0.03
LOI	6.34	5.51	5.52	5.53	4.86	4.25	4.66	3.46	2.5	0.79	2.48	2.8	5.1	5.13	4.72	5.8
Toplam	98.9	100.5	100	100	100	99.8	100.5	100.5	99.8	99.35	99.96	100.04	100.9	100	99.92	100.2
Co	46.6	44.7	36.4	38.6	37.7	43.5	47.5	37.5	45.6	30	27			53	39	
Cr	420	370	210	220	200	350	400	70	190	30	20	84	1528	600	420	312
Ni	196	165	90	94	81	169	192	42	80	20	30	47	459	220	150	84
Ba	20.8	27.6	16.7	31.4	66.1	747	1135	70	689	9	16	4.5	15.1			6
Rb	1.2	1.5	0.5	1.6	2.7	3.6	6.9	11.6	9.4		4					
Sr	204	181	142.5	614	2610	579	520	270	424	78	139	157.2	3.4			20.5
Th	0.4	0.43	0.47	0.5	0.54	0.39	0.43	0.32	0.88	0.36	0.39	0.3		0.08	0.06	
Ta	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.3	0.06	0.05	0.1		0.04		0.1
Nb	2.6	2.7	3.2	3.5	3.7	2.2	2.7	1.9	4.8	1	0.9			0.6	0.5	1
Hf	1.6	1.7	1.9	2	2.2	1.4	1.7	1	2.7	0.8	0.8			1.7	1.4	0.7
Y	20.9	21.8	23.7	25.3	26.8	17.9	21.9	17.6	32.8	12	13.5	5.8	8.3	28.3	24.1	11
Zr	57	59	65	71	74	48	59	29	97	19	22	6.9	6.1	41	35	18.1
La	4.3	4.4	4.8	5.2	5.4	4.5	4.6	2.6	7.7	1.41	1.53	0.7	0.6	1.18	1.05	0.8
Ce	10.4	10.8	11.7	12.6	13.3	10.4	11	5.7	18.4	3.52	3.84	1.8	0.7	4.23	3.75	2
Pr	1.46	1.51	1.63	1.74	1.84	1.37	1.53	0.75	2.56	0.47	0.51	0.2	0.12	0.85	0.75	0.32
Nd	7.2	7.6	8.2	8.7	9.3	7	7.8	4	12.5	2.52	2.73	1.1	0.6	5.79	5.1	2
Sm	2.33	2.42	2.73	2.75	2.96	2.08	2.39	1.33	3.78	0.81	0.92	0.2	0.3	2.41	2.13	0.8
Eu	0.95	0.95	1.09	1.07	1.15	0.85	1.01	0.56	1.47	0.371	0.402	0.15	0.1	2.19	3.45	0.26
Gd	2.85	2.92	3.17	3.37	3.59	2.56	3	1.87	4.51	1.24	1.37	0.6	0.75	3.55	3.08	1.22
Tb	0.52	0.54	0.6	0.62	0.67	0.47	0.55	0.39	0.85	0.27	0.3	0.12	0.18	0.75	0.63	0.27
Dy	3.46	3.64	3.95	4.12	4.41	3.01	3.63	2.73	5.46	1.92	2.23	0.92	1.21	4.92	4.1	1.74
Ho	0.77	0.83	0.88	0.94	0.98	0.65	0.82	0.63	1.23	0.43	0.47	0.19	0.28	0.99	0.84	0.39
Er	2.28	2.43	2.7	2.8	3	2.01	2.42	2.01	3.71	1.4	1.51	0.64	0.94	2.94	2.48	1.21
Tm	0.34	0.37	0.37	0.42	0.42	0.29	0.35	0.31	0.55	0.226	0.239	0.09	0.17	0.433	0.365	0.19
Yb	2.22	2.28	2.51	2.66	2.79	1.86	2.33	2.09	3.55	1.57	1.63	0.77	1.14	2.72	2.33	1.36
Lu	0.33	0.36	0.37	0.42	0.44	0.29	0.36	0.31	0.54	0.262	0.265	0.13	0.16	0.411	0.354	0.22

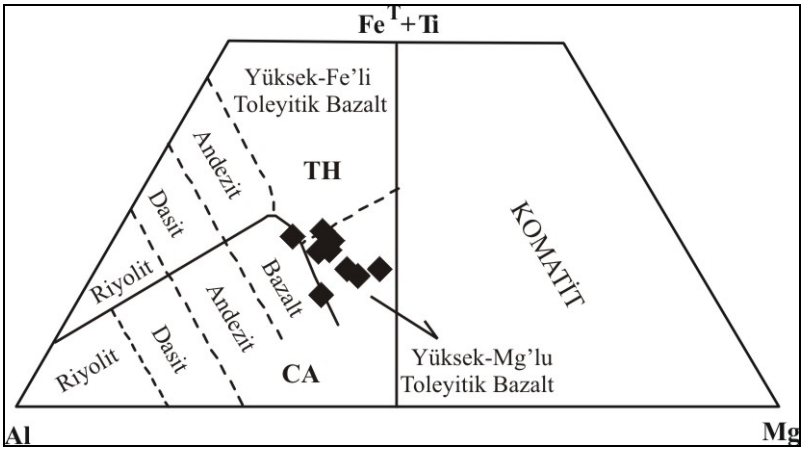
Petrografik çalışmalarda da tespit edilen alterasyon etkisi nedeniyle bu izole daykların sınıflandırma diyagramlarında göreli olarak alterasyondan etkilenmediği

düşünülen elementler kullanılmıştır. Diyagramlarda yer alan Othrys ofiyolitinin dolerit ve rodenjit örnekleri, bu çalışmadaki örnekler ile ana jeokimyasal karakteristiklerin benzerliğinin vurgulanması amacıyla kullanılmıştır. Alterasyondan etkilenen bazaltik kayaçların sınıflandırılmasında güvenilir bir şekilde kullanılan Zr/TiO_2*0.0001'e karşı Nb/Y diyagramında (Winchester ve Floyd, 1977), izole dayklar subalkalin bazalt alanında yer almaktadırlar (Şekil 6.143).



Şekil 6.143. a. Zr/TiO_2 ye karşı Nb/Y sınıflama diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977), b. P_2O_5 / Zr sınıflama diyagramı (Winchester ve Floyd, 1976).

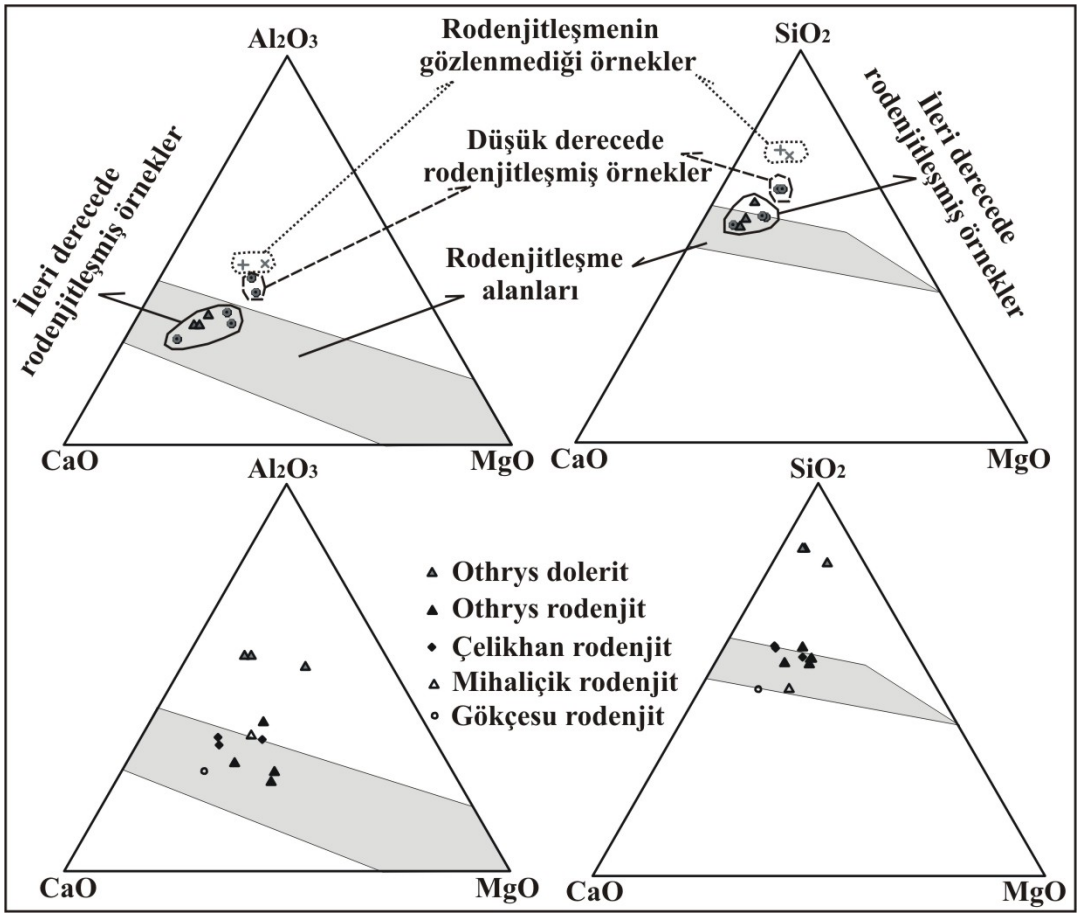
Toleyitik bazaltlar alkali bazaltlardan daha düşük P_2O_5 içeriğine sahip olmalarıyla ayrılırlar (Winchester ve Floyd, 1977). Bu özellikleriyle magmatik ayrımlaşmada uyumsuz bir element davranışı sergileyen Zr'a göre toleyitik ve alkali bazaltlar iki ayrı alana ayrılabilmektedir. P_2O_5 / Zr diyagramında Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolit dilimlerinin izole diyabaz dayklarının düşük P_2O_5 (0.04-0.14) içerikleri ile toleyitik alanda yer aldığı görülür. Bu diyagramlarda Othrys ofiyolitinin dolerit ve rodenjit örneklerinin toleyitik karakterli olduğu görülmektedir. Alterasyon etkisini minimize etmek amacıyla oksitlerden çekilen katyonların kullanıldığı diyagramda (Jensen, 1976), bu çalışmadaki örnekler yüksek Mg'lu toleyitik bazalt alanlanında yer almaktadır (Şekil 6.144).



Şekil 6.144. İzole daykların katyonik sınıflama diyagramı (TH- Toleyitik alan, CA-kalk-alkali alan, Jensen, 1976).

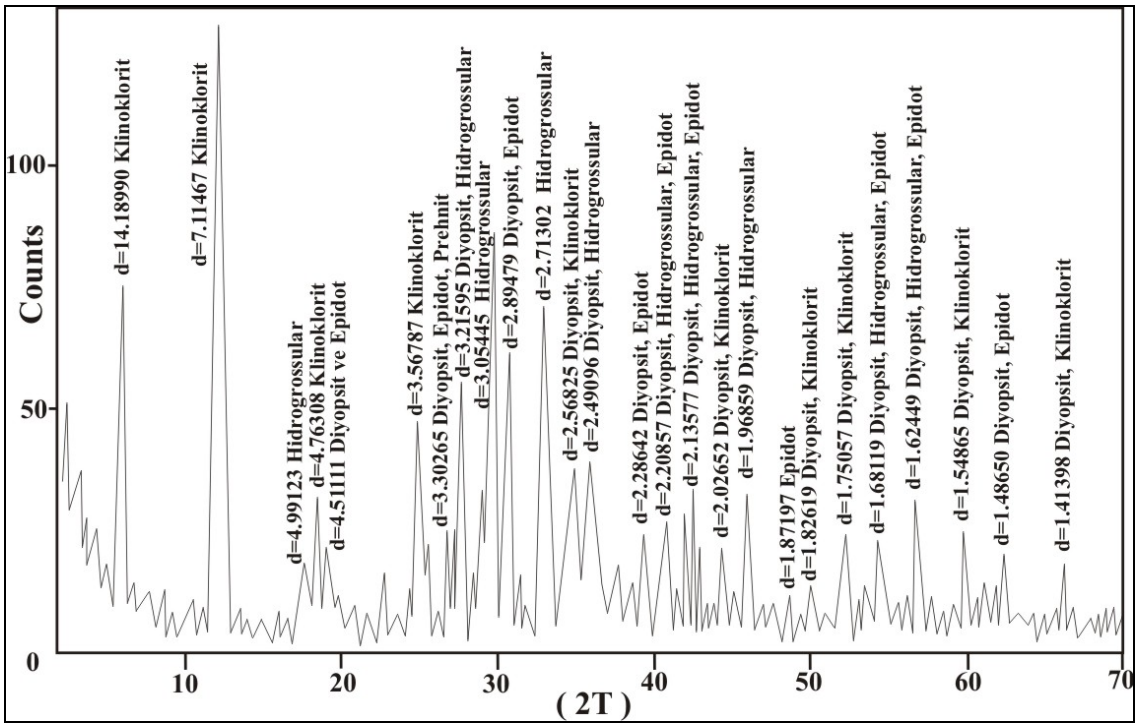
Çalışma konusunu oluşturan izole dayklar toleyitik karakterli olup, jeokimyasal analiz sonuçlarına göre üç farklı guruba ayrılmıştır. Birinci gurup ileri derecede rodenjitleşmiş diyabaz dayklarından oluşurken, bu dayklar 41.8 – 37.9 aralığında % SiO_2 değerlerine karşın 19.3 – 25.7 % CaO değerlerine sahiptir. İkinci gurubu oluşturan diyabaz dayklarında rodenjitleşme derecesi düşük olup 42.5 – 43.1 aralığında % SiO_2 değerlerine karşın 14.55 – 15.05 % CaO değerlerine sahiptir. Üçüncü gurubu oluşturan diyabaz dayklarında ise hem petrografik hem de jeokimyasal analiz değerleri açısından rodenjitleşme etkilerine rastlanılmamıştır. Bu gurubu oluşturan diyabaz daykları 47.1 – 49.6 aralığında % SiO_2 değerlerine karşın 10.2 – 11.6 % CaO değerlerine sahiptir. Rodenjitleşme süreçleri ile ana oksit elementler üzerindeki değişimlerin

korelasyonlarıyla hazırlanan üçgen diyagramında ileri derecede rodenjitleşmiş örneklerin rodenjit alanları içinde yer aldığı görülmektedir (Şekil 6.145). Rodenjitleşmenin görülmediği örnekler rodenjitleşme alanlarına, kısmen rodenjitleşme gösteren örneklerden daha uzakta yer almaktadırlar.



Şekil 6.145. Rodenjitleşme alanlarının gösterildiği ana oksitlerin üçgen diyagramı (rodenjitleşme alanları Frost ve Beard, 2007, Othrys dolerit ve rodenjit örnekleri Koutsovisit ve ark., 2008 – Tsikouras ve ark., 2009, Çelikhan rodenjit örnekleri Pişkin, (1975) Mihaliçik rodenjit örnekleri Çoğulu ve Cuagnot, 1965, Gökçesu rodenjit örneklerinin verileri ise Bassaget ve ark., 1967'den alınmıştır).

Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolitlerindeki izole dayklarda petrografik olarak tanımlanan diyopsit, klorit ve hibşit (hidrogrossular) minerallerinin birlikteliği bu dayklarda rodenjitleşmenin petrografik verilerini işaret eder (Tisikouras ve ark., 2009). Petrografik çalışmalarda tespit edilen bu mineral birlikteliğinin varlığı XRD analizleri ile doğrulanmıştır (Şekil 6.146).

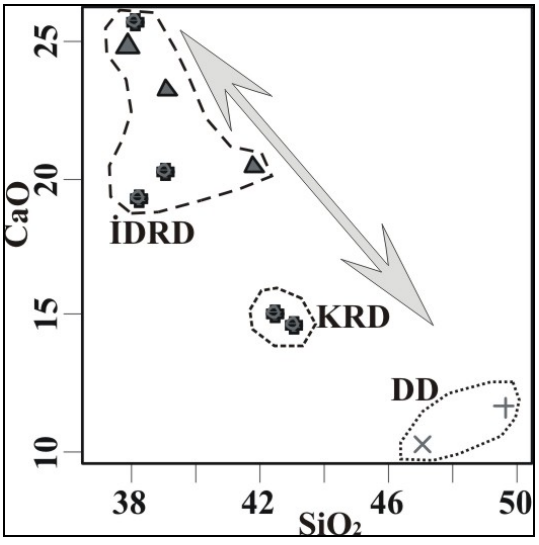


Şekil 6.146. Rodenjitleşmiş MO-1 nolu örneğin sadeleştirilmiş XRD analiz tablosu.

Rodenjitler, peridotitlerin serpantinleşmesinden kaynaklanan akışkanlarla etkilenmiş, düşük sıcaklıklardaki metasomatik olayların varlığını belirtmektedir (Coleman, 1967; Dubinska, 1995, 1997; Normand ve Williams-Jones, 2007). Bu metasomatik olayların etkileri izole daykların tüm kayaç jeokimyalarında % CaO (~ 25.7) zenginleşmesine karşın % SiO_2 (~ 37.9) değerlerinde tüketilme ile belirginleşir. Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolitlerindeki izole dayklarda CaO oranının artışı, rodenjitleşme kaynağına Ca katkısının sağlanmasını gerektirir. Serpantinizasyon ile sonuçlanan düşük sıcaklıklardaki akışkanlar, alkalin (genelde pH > 10) ve Ca'ca zengin olmasıyla karakteristiktir (Palandri ve Reed, 2004). Metazomatik kaynağa Ca katkısının, kalsik piroksenlerin serpantinizasyonu ile olabileceği düşünülmektedir. Diyopsit [$CaMg(Si_2O_6)$] 25.90 % CaO – 18.61 % MgO ve 55.49 % SiO_2 toplam oksit oranıyla (http://webmineral.com/data/Diopside.shtml) rodenjitleşme kaynağına Ca katkısını sağlayabilecek en önemli minerallerden biridir (Coleman, 1967; Austrheim ve Prestvik, 2008). Diyopsitin serpantinizasyon süreci Frost ve Beard (2007) tarafından bildirilen aşağıdaki reaksiyon ile gerçekleşebilir.

$$3CaMgSi_2O_6 + 6H^+ = Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + 3Ca^{+2} + H_2O + 4SiO_2(aq)$$

Diyopsit'in akışkanlardaki H^+ ile tepkimesi sonucunda gelişen bu denge reaksiyonunda serpantinleşme ve kaynağa Ca^+ katkısı belirgin bir şekilde görülmektedir. Bunun yanı sıra tüm reaksiyon boyunca akışkanlardaki alkalinite artarken silika aktivitesi hızla düşecektir. Akışkanlardaki silika aktivitesini düşüren önemli reaksiyonlardan biride bu ortamlarda Mg silikatların serpantinleşme ve talklaşma süreçleridir (Frost ve Beard, 2007). Rodenjitleşmeyi sağlayan metasomatik kaynakta Ca'un artışı kalsik piroksenlerin serpantinleşme esnasındaki bozunmalarıyla gerçekleşirken, rodenjitleşme etkilerinin gözlenmediği diyabaz dayklarının % SiO_2 değerleri kısmen ve ileri derecede rodenjitleşmiş izole dayklara nazaran çok daha yüksektir. Bu durum rodenjitleşme kaynağında SiO_2 tüketilmişliğinin göstergesidir. Kalsik piroksenlerin serpantinizasyonundan türeyen sıvıların silika aktivitelerinin düşüklüğü rodenjitleşme kaynağındaki SiO_2 tüketilmişliğinin sebebi olarak yorumlanmaktadır (Frost ve Beard, 2007; Li ve ark., 2008; Bach ve Klein, 2009). Dolayısıyla Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolitlerindeki izole dayklarda Ca metasomatizması ile gerçekleşen rodenjitleşme olayı, tüm kayaç jeokimyası sonuçlarında CaO zenginleşmesi ile karşılanırken, izole dayklardaki SiO_2 tüketilmişliğinin sebebini ortaya koymaktadır (Şekil 6.147).



Şekil 6.147. İzole diyabaz dayklarının % CaO- % SiO_2 Harker diyagramı (İDRD-ileri derecede rodenjitleşmiş dayklar, KRD-kısmen rodenjitleşmiş dayklar ve DD-rodenjitleşme etkilerinin gözlenmediği diyabaz dayklarını temsil etmektedir).

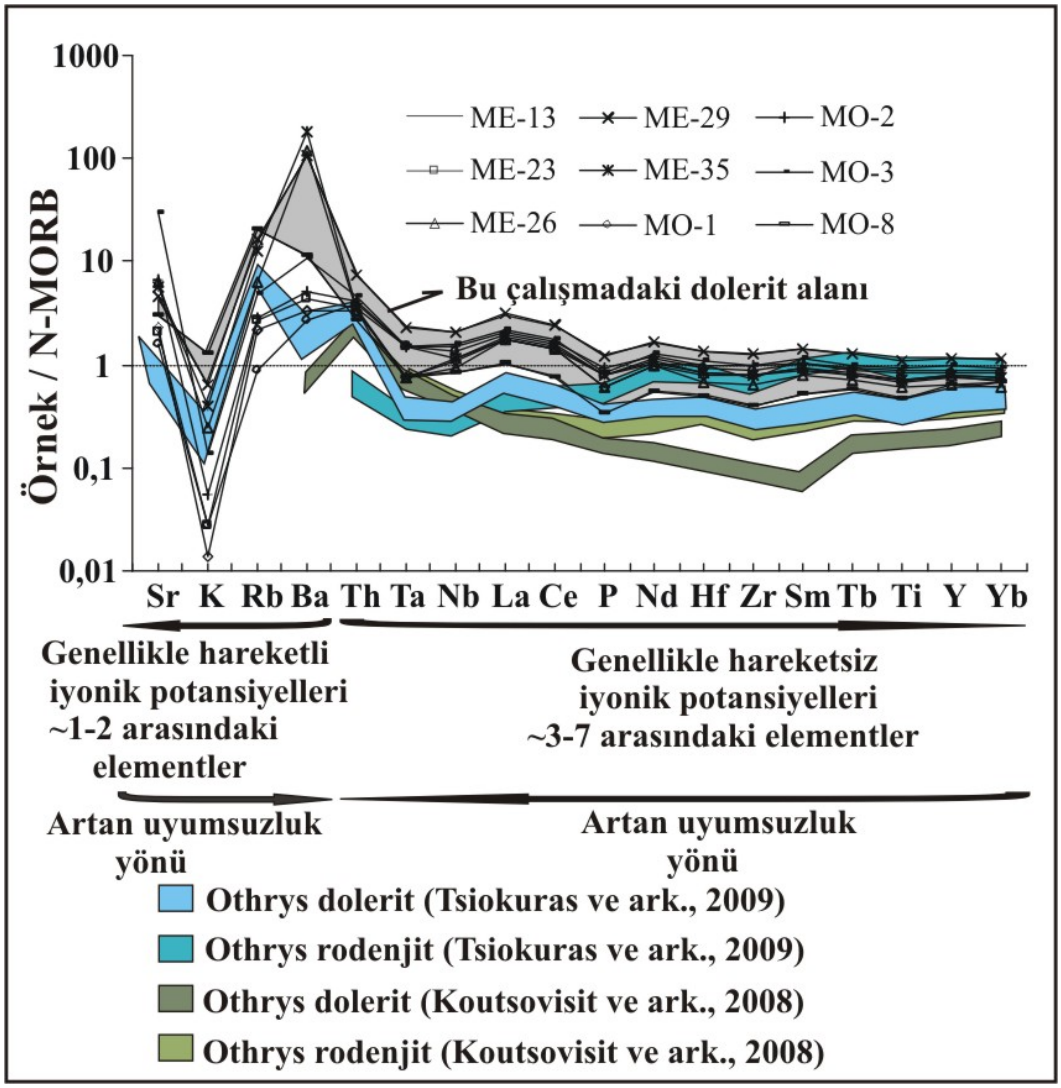
Rodenjitleşme kaynağında akışkanların etkinliğinde gelişen reaksiyon süreçlerinde Ca-Mg'lu silikatların kalsik plajiyoklazlarla tepkimesi sonucu rodenjitlerin karakteristik mineralleri olan grossular (hidrogrossular) ve klorit ikincil ürünler olarak oluşmaktadır. Bu süreçlerin tipik reaksiyonları Frost ve Beard, (2007) tarafından aşağıdaki şekilde açıklanmıştır.

$$5CaMgSi_2O_6 + 4CaAl_2Si_2O_8 + 8H_2O = 3Ca_3Al_2Si_3O_{12} + Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 6SiO_2(aq)$$

$$Ca_3Al_2Si_3O_{12} + 2xH_2O = Ca_3Al_2Si_2O_8(SiO_4)_{(1-x)}(OH)_{4x} + xSiO_2(aq)$$

Örneklerin jeokimyasal analiz sonuçları ve rodenjitleşme sonucu gelişen minerallerin varlığında sunulan bütün reaksiyon çiftlerinin Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolitlerinin izole dayklarında gerçekleşmiş olması olası görülmektedir.

İzole daykların N-MORB normalize edilmiş çoklu element örümcek diyagramları Şekil 6.148'de sunulmuştur. Dayklarının iz element içeriklerinin, N-MORB'a göre normalize edilerek hazırlanan çoklu element örümcek diyagramlarında, iri katyonlu litofil (LIL- Cs, Rb, K, Ba, Sr) elementlerce, Okyanus Ortası Sırt Bazaltları (MORB)'na göre daha fazla zenginleşmiş oldukları görülür. Genelde LIL elementlerde farklı dağılımlar gözlenirken Th, elementindeki zenginleşmeye karşın, Nb elementinde tüketilme yönelimi izlenir. Bu diyagramda kalıcılığı yüksek elementlerde (HFS- Zr, Sm, Ti, Y, Yb gibi) ise N-MORB normalize çizgisine paralel ama kısmen tüketilmiş bir dağılım görülür. Mehmetalan ve Mollatopuz izole diyabaz ve rodenjit daykları değer aralıklarının LIL elementler dışında tutarlı bir dağılım sergilediği görülür. Othrys dolerit ve rodenjit örnekleri arasında ise belirgin farklılıklar görülmektedir. Otyrys rodenjitlerinde (Tisiokuras ve ark., 2009) doleritlere göre Th elementinde tüketilmeye karşın Ta, Nb, La, Ce elementlerinde belirgin bir farklılık görülmezken, P'tan başlayarak diğer tüm HFS elementlerde belirgin bir zenginleşme görülmektedir. Bu durum Othrys ofiyolitinin farklı alanlarından alınan (Koutsovisit ve ark., 2008) diğer örneklerinde de geçerlidir.

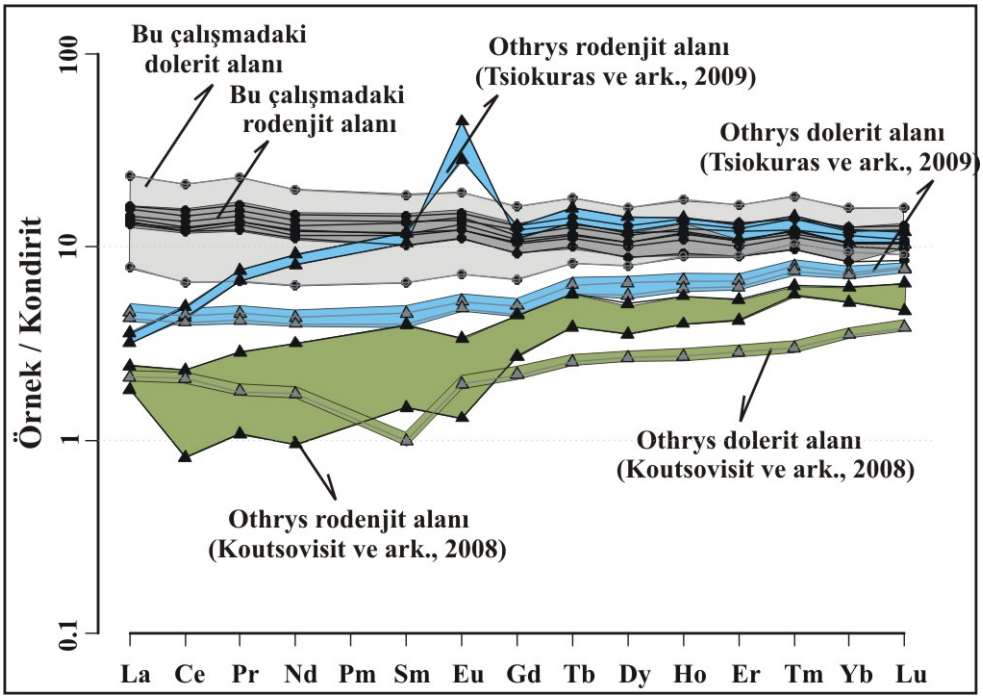


Şekil 6.148. İzole daykların N-MORB'a normalize edilmiş çoklu element örümcek diyagramları. (N-MORB normalize değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).

Element hareketliliği altersayonlar esnasında gerçekleşen minerolojik değişimler ile kontrol edilir. Altersayon süreçlerine bağlı olarak alkali elementlerin yüksek hareketliliğe sahip olduğu bilinmektedir. Düşük derecede alterasyon ve metamorfizma esnasında elementlerin davranışları üzerine yapılan çalışmalar, kimi elementlerin duraylı kalırken bazılarının fakirleştiği ya da zenginleştiğini ortaya koymaktadır (Cann, 1970; Coish, 1977; Humpris ve Thompson, 1978). İzole daykların N-MORB'a normalize edilmiş çoklu element örümcek diyagramında Ba, Sr, Rb ve K elementlerindeki düzensiz dağılım alterasyon ve/veya metazomatik olayların etkisini yansıtabilir. Bu elementler düşük iyonik potansiyelleri sebebiyle (< 3) metamorfizma

koşullarında oldukça hareketli oldukları bilinmektedir (Pearce ve Cann, 1971, 1973; Pearce, 1975, 1982, 1983; Saunders ve ark., 1980). Th elementinin yüksek iyonik potansiyelli (3<) olması nedeniyle alterasyonlar, deniz tabanı metamorfizması ve yeşil şist metamorfizması koşullarında dahi duraylı olduğu ileri sürülmektedir (Pearce, 1975, 1983; Wood, 1980; Joran ve Treuil, 1979). İzole dolerit dayklarında N-MORB normalize çizgisinin üzerinde zenginleşme gösteren Th elementinden Nb elementine düşüş trendi yanı sıra HFS elementlerde göreli olarak N-MORB normalize çizgisinin altında bulunan değerler bir yitim zonu bileşeni etkisini yansıtabilir (Pearce ve Stern, 2006). Örümcek diyagramında yer alan Ta ve Nb iyonik potansiyelleri en yüksek olan (7) elementlerdir. Nitekim Ta ve Nb element değer aralıklarının dolerit ve rodenjit örneklerinde önemli bir değişikliğe uğramadığı görülmektedir. Sadece Othrys rodenjitlerinde doleritlere nazaran, yüksek iyonik potansiyale (3<) sahip olmalarına karşın Ce elementinden Yb elementine önemli oranda zenginleşme görülür. Bu durumun sadece metazomatik kaynakta alkali akışkanların etkisiyle geliştiğini söylemek, bu çalışmadaki rodenjit örneklerinde böyle bir durumun görülmemesi sebebiyle güçtür. Bu sebeple Othrys rodenjitlerinin metazomatik kaynağının alkali kayaçlarla etkileşmiş akışkanlarca zenginleştirilmiş olması muhtemel görünmektedir.

İzole daykların Kondirit'e normalize edilmiş NTE örümcek diyagramında rodenjitleşmenin gözlenmediği dayklarının NTE desenleri ile rodenjitleşmiş diyabaz dayk örneklerinin NTE dağılım desenleri benzerlik sergiler (Şekil 6.149). Özellikle ağır nadir toprak elementlere (HNTE- Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) göre hafif nadir toprak elementlerdeki (LNTE-La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm) göreli olarak hafif bir zenginleşme, bu çalışmadaki izole dayklarının magmatik kaynağının MORB'dan farklılığını sergileyen önemli verilerdendir. Buna karşın Othrys dolerit örneklerinin ağır nadir toprak elementlere göre hafif nadir toprak elementlerce zenginleştiği görülmektedir. Ağır nadir toprak elementlere göre hafif nadir toprak elementlerin fraksiyonlanması, olivin, ortopiroksen ve klinopiroksen minerallerinin varlığında bu minerallerde La'dan Lu'a artan ayrımlanma katsayısı sebebiyle olabileceği gibi, Othrys doleritlerinin magmatik kaynağında garnet'in bulunmasını da işaret edebilir.

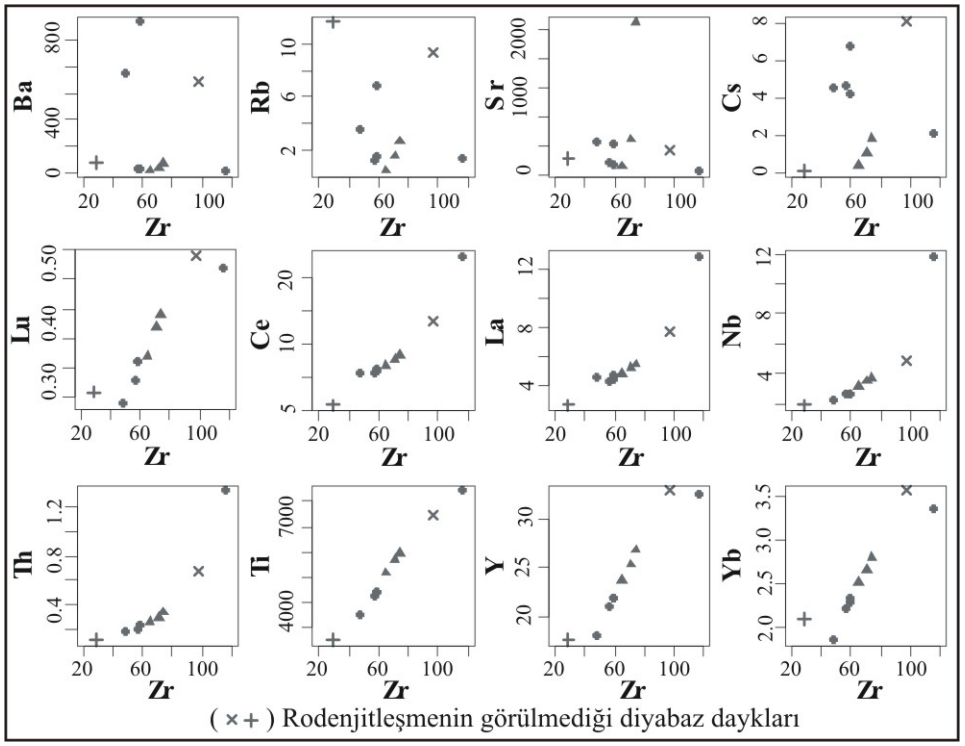


Şekil 6.149. İzole dayklarının Kondirit'e normalize NTE diyagramları (NTE normalizasyon değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).

Bu çalışmadaki izole dayklarının NTE içeriklerinde rodenjitleşmiş örnekler, MO-8 ve ME-29 nolu rodenjitleşme etkisinin görülmediği örneklerin değer aralıkları içinde yer almaktadır. Buna karşın Othrys ofiyolitinin farklı alanlarından alınan dolerit ve rodenjit örneklerinin NTE dağılımlarında, dolerit örneklerine nazaran rodenjit örneklerinin NTE içerikleri La ve Ce elementlerinin dışında belirgin bir zenginleşme eğilimi göstermektedir (Koutsuvisit ve ark., 2008; Tsikouras ve ark., 2009). NTE'lerin düşük dereceli metamorfizma koşullarında akışkanlar/kayaç oranı çok yüksek olmadıkça iz elementlere nazaran hareketsiz oldukları kabul edilmektedir (Michard, 1989). Bununla beraber oldukça altere ve yüksek derecede metamorfizmaya uğramış kayaçlarda tamamen hareketsiz değillerdir (Humphries, 1984). Othrys rodenjit örneklerinde (Tisikouras ve ark., 2009) pozitif Eu anomalisi, erken ayrışım akışkanlarının varlığında Eu'ca zengin feldispat minerallerinin bozunmasını işaret etmektedir (Hopf, 1993). Jeokimyasal analiz değerlerine göre Othrys doleritlerinin % ~59 SiO_2 - % ~8 CaO - % ~3 MgO - % ~14 Al_2O_3 (Tsiokuras ve ark., 2009), % ~54 SiO_2 - % ~5 CaO - % ~8 MgO - % ~15 Al_2O_3 (Koutsovisit ve ark., 2008) değerleri, bu çalışmadaki örneklerin majör oksit değerlerine göre özellikle SiO_2 açısından farklılık

gösterir (MO-8, % 49 SiO_2, ME-29, % 47 SiO_2). Bu jeokimyasal değer aralığında rodenjitleşme kaynağında tüm kayaç kimyasındaki farklılıkların, rodenjitleşme sonrası NTE dağılımlarında etkili olduğu düşünülebilir. Ancak incelenen izole dayklarda rodenjitleşme derecesi genel olarak rodenjitlerin içerdiği SiO_2 ve CaO oranlarına göre düşünüldüğünde, tüm rodenjit örneklerinde yaklaşık derecelerde NTE zenginleşmesi beklenebilir. Oysa bu çalışmada irdelenen rodenjit örneklerinin NTE içerikleri, orijinal kayaçların değer aralıklarında bulunmaktadır. Bu durum iz element farklılaşmalarında olduğu gibi, Othrys rodenjitlerinin metazomatik kaynağının, NTE'lerce zengin alkali kayaçlarla etkileşmiş akışkanlarca zenginleştirilmiş olduğunu düşündürmektedir.

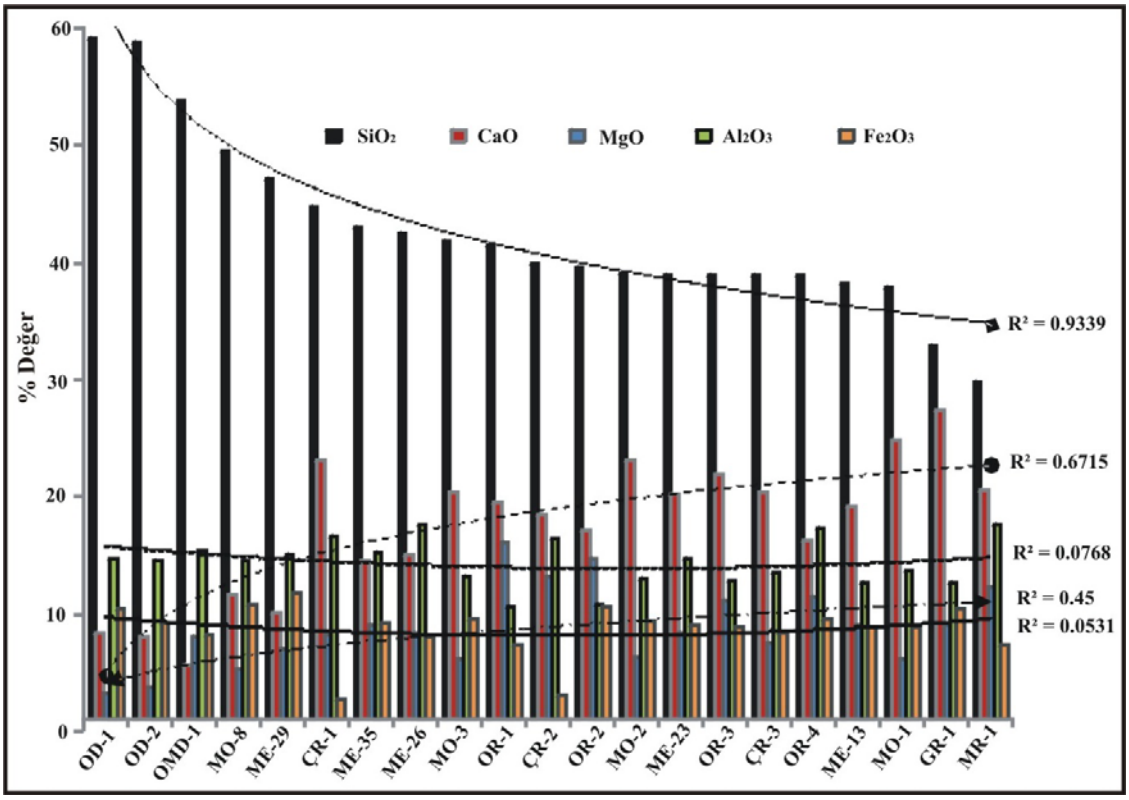
Ofiyolitik mafik kayaçlarda gözlenen Zr, Y, Ti, Nb gibi elementlerin pozitif korelasyonları olivin-klinopiroksen-plajiyoklaz fraksiyonlanması ile uyumludur (Pearce ve Norry, 1979; Pearce, 1982). Zr elementi magmatik fraksiyonlanmada yüksek ayrımlanma katsayısı sebebiyle uyumsuz bir element davranışı sergileyerek magmatik fraksiyonlanmanın son evrelerinde oluşan aksesuar minerallerin bünyelerinde yer alır. Bu durum Zr elementinin bir fraksiyonlanma indeksi olarak kullanılmasını sağlamaktadır. İzole dayklarının Zr'a karşı hazırlanan iz element Harker diyagramlarında dağınık trendler göstermesi fraksiyonlanmadan bağımsız alterasyon etkisini yansıtırken, doğrusal trend sergileyen iz elementlerin ise alterasyon ve metasomatik olaylardan etkilenmedikleri söylenebilir (Şekil 6.150). Nitekim bu diyagramlarda Ca metasomatizmasından etkilenmeyen dayklar ile rodenjitleşmiş dayklardaki iz element dağılımları aynı korelasyonları sergiler.



Şekil 6.150. Zr'a karşı hazırlanan iz element Harker diyagramları (ppm).

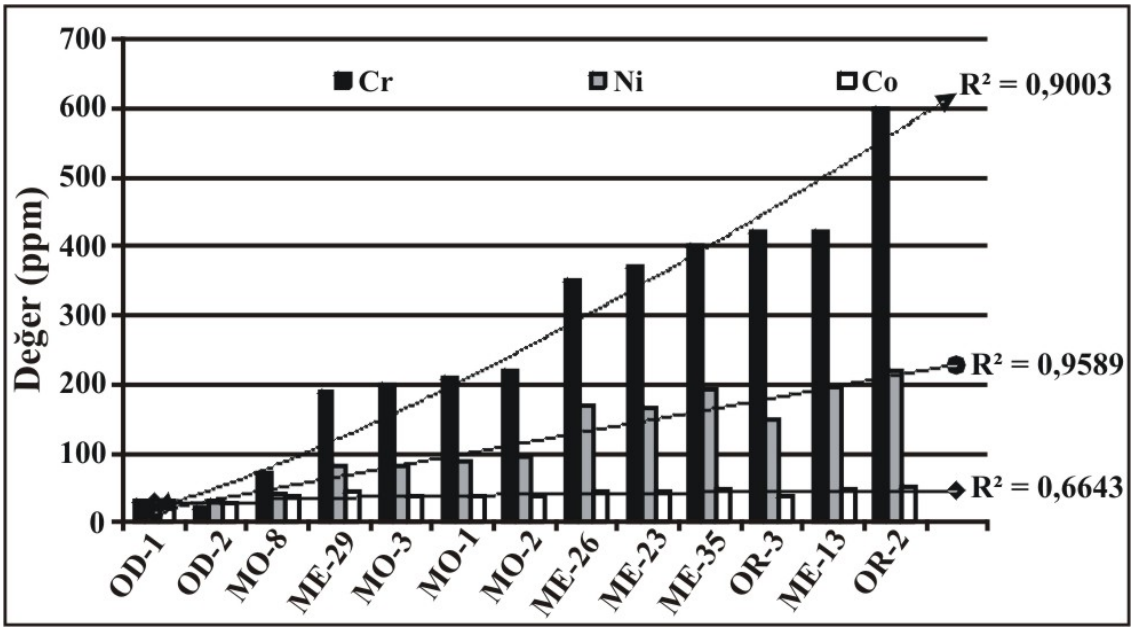
Bu durum, özellikle ofiyolitik mafik kayaçların petrojenetik yorumlarda sıklıkla kullanılan Th, Ti, Y, Yb, Nb, La, Ce ve Lu gibi elementler (Pearce ve Cann,1971, 1973; Winchester ve Floyd, 1976; Pearce ve Norry, 1979; Wood, 1980; Pearce, 1982), Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolitlerindeki dayk kayaçlarında metazomatik süreçlerin etkilerinin varlığında dahi güvenilir bir şekilde kullanılabileceğinin göstergesi olabilir.

Ca metazomatizmasının belirli ana oksit elementler üzerindeki etkisi Şekil 6.151'de hazırlanan sütun grafikte irdelenmiştir. Bu grafikte rodenjitleşmeden etkilenmeyen örneklerden başlanarak, azalan SiO_2 değerlerine göre sıralanan örneklerin korelasyonları görülmektedir. Grafikte SiO_2 için R^2=~0.9 CaO için R^2=~0.6 MgO için R^2=~0.4 değerleri rodenjitleşme süreci için pozitif korelasyonlar gösterirken, Al_2O_3 için R^2=~0.05 ve Fe_2O_{3T} için R^2=~0.07 değerleri oldukça zayıf korelasyonlar göstermektedir. Bu durum Al_2O_3 ve Fe_2O_{3T} oksitlerinin rodenjitleşme süreçlerinden göreli olarak etkilenmediklerini işaret edebilir.



Şekil 6.151. Majör oksit elementlerin sütun korelasyonu diyagramı (OD-1,OD-2, OR-2, OR-3 örneklerinin değerleri Tsiokuras ve ark., 2009, OMD-1, OR-1, OR-4 örneklerinin değerleri Koutsovisit ve ark., 2008, ÇR-1, ÇR-2, ÇR-3 örneklerinin değerleri Pişkin, 1975, GR-1 örneği değeri Bassaget ve ark., 1967 ve MR-1 nolu örneğin değeri Çoğulu ve Cuagnot, 1965'ten alınmıştır).

Serpantin ve olivin gibi silikat minerallerinin yapısına girebilen Cr, Ni gibi geçiş metallerinin düşük dereceli alterasyonlar esnasında göreli olarak hareketsiz oldukları kabul edilmektedir (Staudigel ve ark., 1996). Cr ve Ni elementleri ile birlikte geçiş metallerinden biri olan Co elementi için metasomatik kaynaktaki davranışlarını değerlendirmek amacıyla hazırlanan sütun korelasyon diyagramında, bu elementlerin metasomatik kaynakta oldukça hareketli oldukları görülmektedir (Şekil 6.152).



Şekil 6.152. Cr-Ni-Co elementlerinin taze örnekten (OD-1) rodenjitleşmiş örneklere (OR-2) sütun korelasyon diyagramı.

Bu diyagramda rodenjitleşmenin görülmediği örneklerden rodenjitlere doğru, Cr için R^2=~0.9 Ni için R^2=~0.9 ve Co elementi için R^2=~0.6 yüksek pozitif korelasyon değerleri, bu geçiş metallerinin metasomatik kaynakta zenginleştiklerini göstermektedir.

Orijinal kayalarına göre altere kayaçlardaki element hareketliliği, İzokon (Isocon) analizi ile irdelenebilmektedir. Element hareketliliğinin efektif bir şekilde gösterilebildiği bu metot ayrıntıları ile Grant, (1986) tarafından açıklanmıştır. Altere kayaçlardaki elementlerin orijinal kayaça göre zenginleşme ya da fakirleşmesinin en küçük nicel değerlerde dahi ortaya konulabildiği İzokon metodu temel alınarak hazırlanan, rodenjitleşmiş daykların kazanç ve kayıp hesaplamaları Çizelge 6.9'da sunulmuştur. Bu çizelgede negatif (-) değerler orijinal kayaca göre tüketilmeyi, pozitif değerler ise zenginleşmeyi göstermektedir. Çizelgede Van-Özalp sahası orijinal kayaç için MO-8 ve ME-29 nolu örneklerin, Othyrs için OD-1 ve OD-2 nolu örneklerin ortalama değerleri ile OMD-1 nolu örnek kullanılmıştır.

Çizelge 6.9. Orijinal kayaçlara göre rodenjitlerin % ve ppm olarak kazanç (+), kayıp (-) hesaplamaları

	Van-Özalp Sahası Ofiyolitlerindeki Rodenjitleşmiş İzole Dayklar							Tsiokuras ve Diğ, 2009		Koutsovisit ve Diğ, 2008	
	ME-26	**ME-35**	**ME-13**	**ME-23**	**MO-1**	**MO-2**	**MO-3**	**OR-2**	**OR-3**	**OR-1**	**OR-4**
SiO_2	-5.85	-5.25	-10.15	-9.35	-10.45	-9.25	-6.55	-19.39	-20.04	-12.42	-15.02
Al_2O_3	2.85	0.45	-2.05	-0.05	-1.10	-1.70	-1.55	-3.86	-1.94	-4.73	1.86
Fe_2O_3	-3.21	-2.05	-2.29	-2.12	-2.35	-1.77	-1.60	0.84	-0.89	-0.91	1.30
CaO	4.15	3.65	8.40	9.30	13.90	12.30	9.50	8.98	13.70	13.79	10.64
MgO	2.20	2.97	2.87	2.34	0.03	0.27	0.04	11.19	7.65	8.09	3.39
Na_2O	-0.76	-0.69	-0.22	-1.43	-1.70	-1.58	-1.28	-1.73	-1.75	-5.22	-5.20
K_2O	-0.51	-0.40	-0.68	-0.67	-0.67	-0.65	-0.59	-0.11		-0.01	-0.05
TiO_2	-0.25	-0.10	-0.13	-0.09	0.03	0.12	0.16	0.69	0.45	-0.03	0.20
MnO	-0.04	-0.02	-0.03	-0.02	-0.03	-0.02	-0.01	0.18	0.14	0.00	0.06
P_2O_5	-0.02	0.00	-0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01
Co	1.95	5.95	5.05	3.15	-5.15	-2.95	-3.85	24.50	10.50		0.00
Cr	220.0	270.0	290.0	240.0	80.0	90.0	70.0	575.0	395.0	1444.0	228.0
Ni	108.0	131.0	135.0	104.0	29.0	33.0	20.0	195.0	125.0	412.0	37.0
Th	-0.21	-0.17	-0.20	-0.17	-0.13	-0.10	-0.06	-0.30	-0.32		-0.30
Ta	-0.10	-0.10	-0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.02			0.00
Nb	-1.15	-0.65	-0.75	-0.65	-0.15	0.15	0.35	-0.35	-0.45		1.00
Hf	-0.45	-0.15	-0.25	-0.15	0.05	0.15	0.35	0.90	0.60		0.70
Y	-7.30	-3.30	-4.30	-3.40	-1.50	0.10	1.60	15.55	11.35	2.50	5.20
Zr	-15.00	-4.00	-6.00	-4.00	2.00	8.00	11.00	20.50	14.50	-0.80	11.20
La	-0.65	-0.55	-0.85	-0.75	-0.35	0.05	0.25	-0.29	-0.42	-0.10	0.10
Ce	-1.65	-1.05	-1.65	-1.25	-0.35	0.55	1.25	0.55	0.07	-1.10	0.20
Pr	-0.29	-0.13	-0.20	-0.15	-0.03	0.09	0.19	0.36	0.26	-0.08	0.12
Nd	-1.25	-0.45	-1.05	-0.65	-0.05	0.45	1.05	3.17	2.48	-0.50	0.90
Sm	-0.48	-0.17	-0.23	-0.14	0.18	0.20	0.41	1.55	1.27	0.10	0.60
Eu	-0.17	-0.01	-0.07	-0.07	0.08	0.05	0.14	1.80	3.06	-0.05	0.11
Gd	-0.63	-0.19	-0.34	-0.27	-0.02	0.18	0.40	2.25	1.78	0.15	0.62
Tb	-0.15	-0.07	-0.10	-0.08	-0.02	0.00	0.05	0.47	0.35	0.06	0.15
Dy	-1.09	-0.47	-0.64	-0.46	-0.15	0.03	0.32	2.85	2.03	0.29	0.82
Ho	-0.28	-0.11	-0.16	-0.10	-0.05	0.01	0.05	0.54	0.39	0.09	0.20
Er	-0.85	-0.44	-0.58	-0.43	-0.16	-0.06	0.14	1.49	1.03	0.30	0.57
Tm	-0.14	-0.08	-0.09	-0.06	-0.06	-0.01	-0.01	0.20	0.13	0.08	0.10
Yb	-0.96	-0.49	-0.60	-0.54	-0.31	-0.16	-0.03	1.12	0.73	0.37	0.59
Lu	-0.14	-0.07	-0.10	-0.07	-0.06	-0.01	0.02	0.15	0.09	0.03	0.09

İzokon analiz sonuçlarına göre tüm rodenjit örneklerinde, negatif (-) katsayı değerleri sunan SiO_2, Na_2O, K_2O ana oksitlerinin rodenjitleşme sonucunda orijinal kayaçlardan tüketildikleri buna karşın pozitif (+) katsayı değerleri sunan CaO, MgO ana oksitlerinin ise rodenjitleşme sonucunda zenginleştikleri görülmektedir. Cr ve Ni gibi geçiş metalleri ise pozitif katsayı değerleri ile rodenjitlerde zenginleşirler. Çizelge 9'da hem pozitif hem de negatif katsayı değerleri sunan örneklerin değerlendirilmesi negatif ve pozitif katsayılar arasındaki orantı farkına bakılarak yapılabilir. Örneğin geçiş metallerinden Co elementi rodenjit örneklerinde orijinal kayaca göre ağırlıklı pozitif katsayı değerlerine sahiptir. Bu durum Co elementinin rodenjitlerde zenginleştiğinin göstergesidir. İzokon analiz çizelgesinde sıfıra en çok yaklaşan değerlerin metazomatizmadan göreli olarak en az etkilendikleri söylenebilir. Bu durum özellikle

incelenen rodenjitlerin iz ve NTE element değerlerinde ortaya çıkmaktadır. İyonik potansiyeli ~7 olan Ta elementinin beş rodenjit örneğinde 0 değeri ile tüm elementler içinde metazomatik süreçlerde en hareketsiz element olduğu anlaşılmaktadır. Matematiksel orantılamanın kullanıldığı İzokon analizlerinde hareketsizlik belirteci olan 0 tam sayı değerlerine ulaşmak istenilse de bu durum oldukça güçtür. Van-Özalp sahası ofiyolitlerindeki rodenjitleşmiş izole daykların diğer iz ve NTE elementleri İzokon analiz sonuçlarına göre az da olsa çeşitli derecelerde zenginleşmiş veya fakirleşmiştir. Bu durumun analiz sonuçlarında negatif ve pozitif katsayılar arasındaki orantılamaya göre büyük oranda nötürlendiği görülmektedir. Bunun yanı sıra ister negatif ister pozitif olsun katsayı değerleri Othrys rodenjitlerine nazaran daha düşük değer aralıklarındadır. Özellikle NTE elementlerin Van-Özalp sahası rodenjitlerinde genel anlamda MO-2 ve MO-3 nolu örneklerde hafif nadir toprak elementlerdeki zenginleşmenin dışında diğer tüm NTE elementlerde azda olsa tüketilme gösterirler. Buna karşın Othrys rodenjitlerinin NTE içeriklerinde genel anlamda pozitif katsayı değerleriyle belirgin zenginleşmeler görülür. Bu durum İzokon analiz sonuçlarında Othrys rodenjitleri ile Van-Özalp rodenjitleri arasındaki en belirgin farklılıklardan biridir. Böylelikle Othrys rodenjitlerini meydana getiren metazomatik kaynağın Van-Özalp rodenjitlerini meydana getiren metazomatik kaynağa göre özellikle NTE'lerce daha fazla zenginleşmiş olması gerekir. Metazomatik süreçlerde gelişen denge reaksiyonlarının şiddeti ve sonucuna bağlı olarak akışkanların alkalinitesinin yükseldiği bilinmektedir. Yüksek derecede alkali akışkanların ise izole daykların yan kayaçlarını oluşturan peridotitlerle reaksiyonları sonucu NTE elementlerince zenginleşmesi olağan görülmektedir. Bu durum rodenjitleşmenin son evrelerinde rodenjit kayaçlarında NTE zenginleşmesine sebeb olmuş olabilir. Ancak Othrys ofiyoliti peridotitlerinin hafif nadir toprak elementlerince tüketilmiş olduğu belirtilmektedir (Bizimis ve ark., 2000; Barth ve ark., 2003; Tsiokuras ve ark., 2009). Bu durumda peridotitik piroksenlerin metazomatik kaynağa hafif nadir toprak element katkısının az oranda olduğu düşünülebilir.

İrdelediğimiz ofiyolitik mafik kayaçların analitik verileri ışığında, Ca metazomatizmasının denge reaksiyonları, bu kayaçlarda CaO değerlerindeki zenginleşmeye karşın SiO_2 değerlerinde tüketilme ile karşılanmıştır. Ca-Mg'lu silikatların kalsik plajiyoklazlarla tepkimesi sonucu, rodenjitlerin karakteristik mineralleri olan grossular (hidrogrossular) ve kloritin ikincil ürünler olarak oluşması

sebebiyle rodenjitlerde MgO değerlerinde belirgin bir artış söz konusu iken, Al_2O_3 ve Fe_2O_{3t} değerlerinde önemli bir değişiklik gözlenmemiştir. Mehmetalan ve Mollatopuz ofiyolitlerinden alınan izole diyabaz dayk örnekleri ile Othrys ofiyolitine ait dolerit ve rodenjitlerin jeokimyasal analiz değerlerinin korelasyonları sonucunda, Ca metazomatizmasının gerçekleştiği kaynak alanında bulunan kayaç kimyasındaki farklılıkların, rodenjitleşme sürecinde element hareketliliği üzerinde önemli etkilere sahip olduğu anlaşılmaktadır. Ofiyolitik mafik kayaçların petrojenetik yorumlarında güvenilir belirteçler olarak kullanılan Th, Ta, Nb, Hf, Ti, ve NTE elementleri, Özalp bölgesi mafik kayaçlarında gözlenen rodonjitleşme derecelerinde, Ca metazomatizmasından göreli olarak etkilenmedikleri tespit edilmiştir. Othrys doleritlerinde ise rodenjitleşme sonucunda Ta elementin dışında diğer iz elementlerin yanı sıra NTE' lerinde de göreli olarak bir hareketlilik söz konusudur. Çalışma alanımızdaki rodenjitleşmiş dayklarda bahsedilen iz elementlerde ve NTE içeriklerinde belirgin bir hareketliliğin görülmemiş olması, buna karşın Othrys rodenjitleşmiş dayklarındaki genel element zenginleşmelerinin varlığı, ancak Othrys rodenjitlerini meydana getiren metasomatik kaynağın, bölgede yerel jeolojik faktörlere bağlı olarak, bahsedilen element içerikleri bakımından daha zengin kayaçlarla etkileşmiş akışkanlarca zenginleştirilmiş olabileceği düşünülmektedir. Ayrıca bu değişimler yerel jeolojiye, ortamın tektonik yapısına ve buna bağlı gelişecek olan akışkanların sıcaklık, oksijen kısmi basıncı ve kimyasal bileşimi gibi faktörlere bağlı olmalıdır.

6.5. Jeokronoloji

Çalışma alanlarından alınan üç gabro ve dört diyabaz daykı örneği jeokronolojik çalışmaların yapılabilmesi için 'Kanada Actlabs' laboratuvarında Ar/Ar yaş analizlerine tabi tutulmuştur. Yaş analizi için laboratuara gönderilen gabro örneklerinin sahalara göre dağılımı ve örnek numaraları Yukarıbalçıklı sahası YB-15, Mehmetalan sahası ME-15, Alabayır sahası ise C-7 nolu örneklerden oluşmaktadır. Diyabaz daykı örneklerinin ise sahalara göre dağılımı Alabayır sahası C-4, Mehmetalan sahası ME-30, Mollatopuz sahası ise MO-8 ve MO-12 nolu örnekleridir. Analize gönderilen örneklerin $^{40}Ar/^{39}Ar$ özetlenmiş sonuçları Çizelge 6.10'da sunulmuştur.

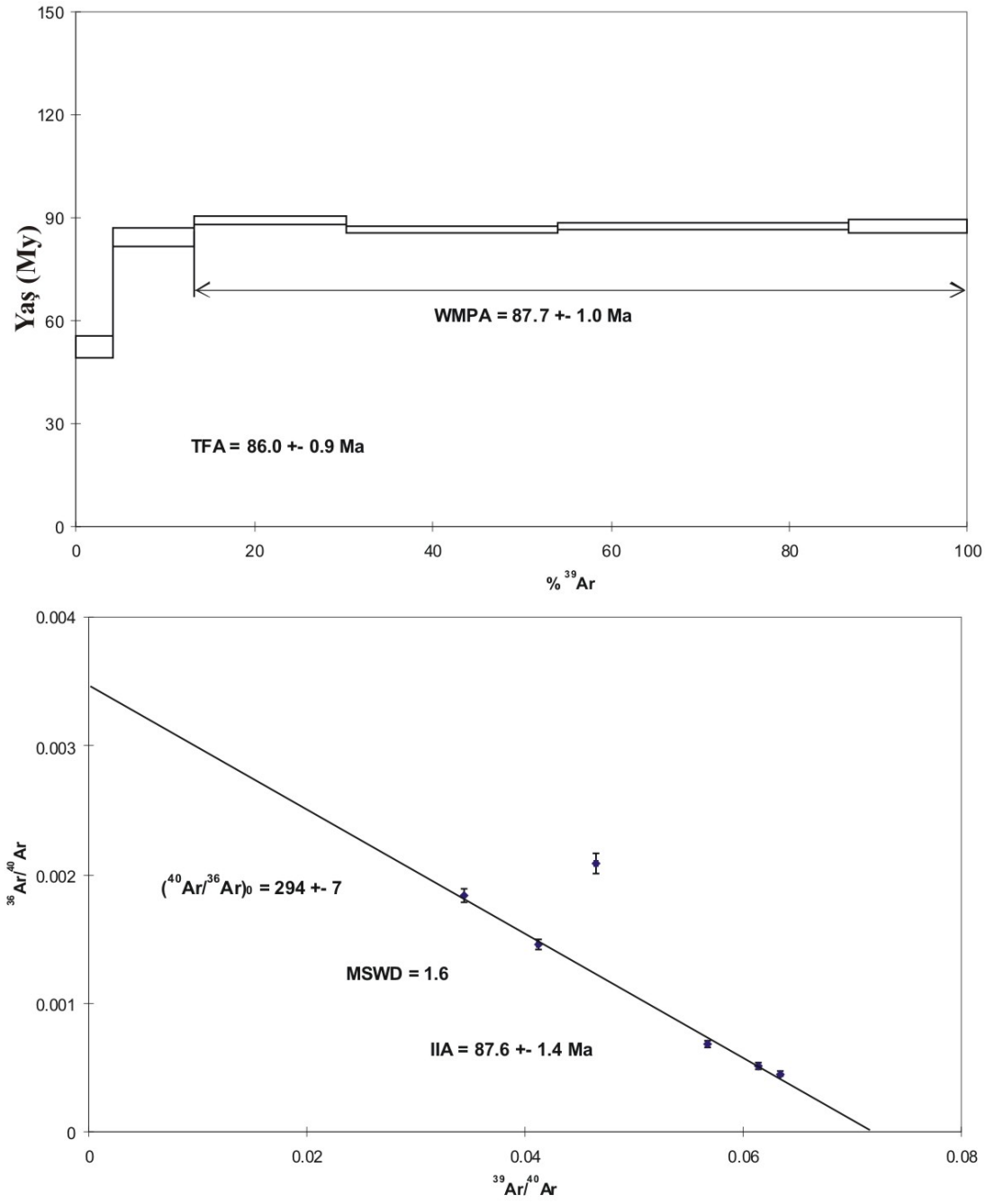
Çizelge 6.10. $^{40}Ar/^{39}Ar$ yaş analizi özetlenmiş sonuçları

Örnek	IIA(Ma) ±1б	TFA ±1 б	WMPA (Ma)±1 б	Ca/K	Yorumlar
YB-15-Gabro	—	126±20	—	215-835	Uyumsuz plato yaş dağılımı
C7-Gabro	33.5±3.2 102.6±11.9	37.1±1.3	**30.0±1.5**	13.1-98.2	Uyumsuz izokron yaşı
ME-15-Gabro	**61.3±10.1**	110.5±7.6	_	34.0-490.7	Üç adım plato yaşı, dağınık izokron
ME-30 Diyabaz-BABB	90.4±1.2	90.0±0.9	**92.0±0.9**	4.3-15.7	Beş adım plato yaşı
MO-12 Diyabaz-EMORB	100.2±2.5	104.1±1.7	**105.4±1.1**	8.0-54.5	Üç adım yüksek sıcaklık plato yaşı
MO-8 Diyabaz-IAT	**58.1±1.4**	63.5±0.9	—	3.2-22.0	İzokron üzerinde doğrusal trend yaşı
C-4 Diyabaz-OIB	87.6±1.4	86.0±0.9	**87.7±1.0**	8.0-54.5	Dört adım plato yaşı

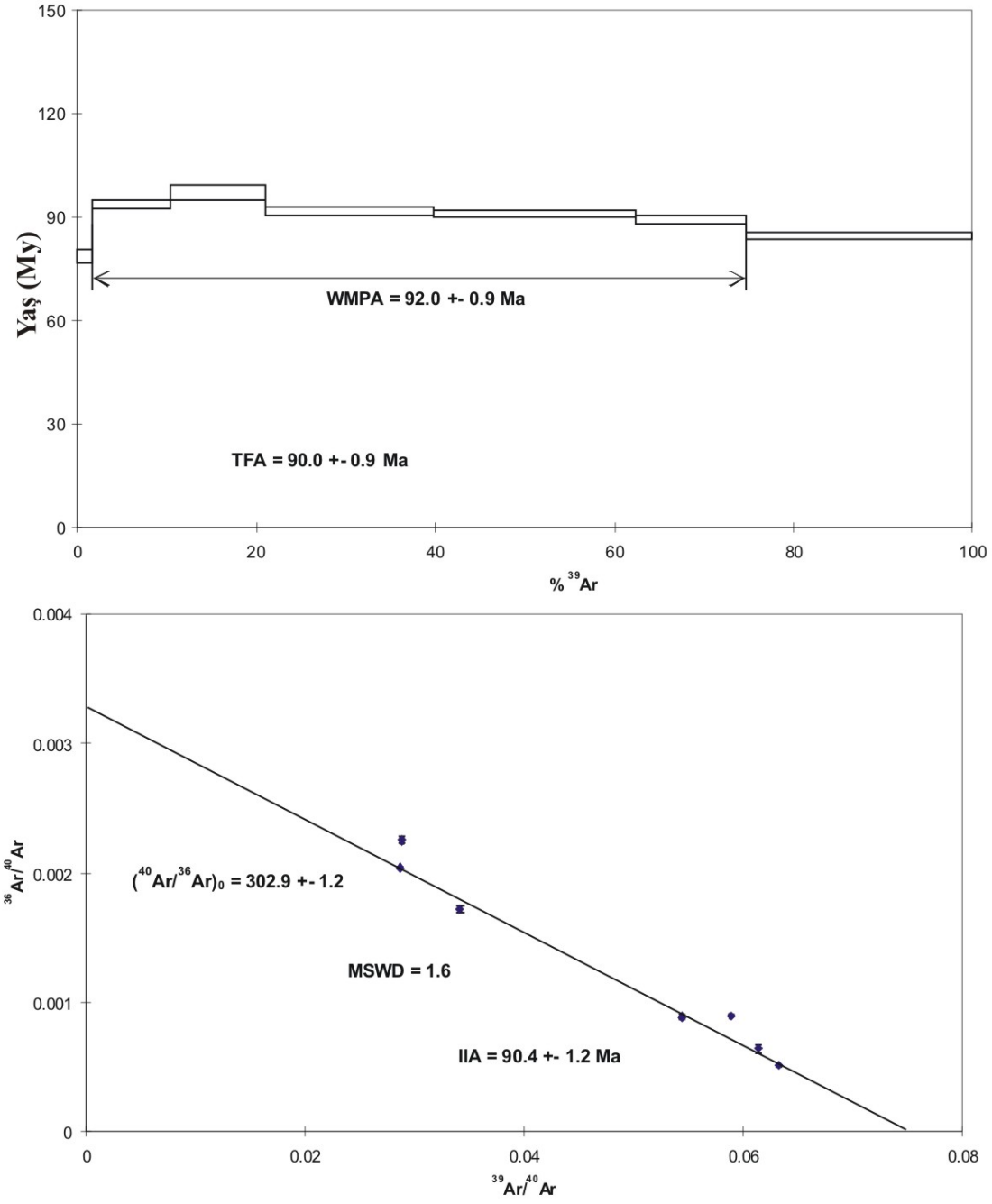
(±1б = tahmin edilen belirsizlik, TFA = Toplam füzyon yaşı, IIA = Ters izokron yaşı, WMPA = Ağırlıklı plato yaşı)

Elde edilen analiz sonuçlarına göre YB-15 nolu gabro örneğinde uyumsuz yaş dağılımı, ME-15 nolu gabro örneğinde ise kötü plato yaşına karşılık ters izokron yaşı arasındaki yüksek fark, C-7 nolu gabro örneğinde ise uyumsuz izokron yaşları sebebiyle bu örnekler değerlendirmeye tabi tutulmamıştır. Bu üç örnek dışındaki dört dayk örneğinden elde edilen yaş analizi sonuçları tutarlı görülmektedir. Üç gabro örneğinin

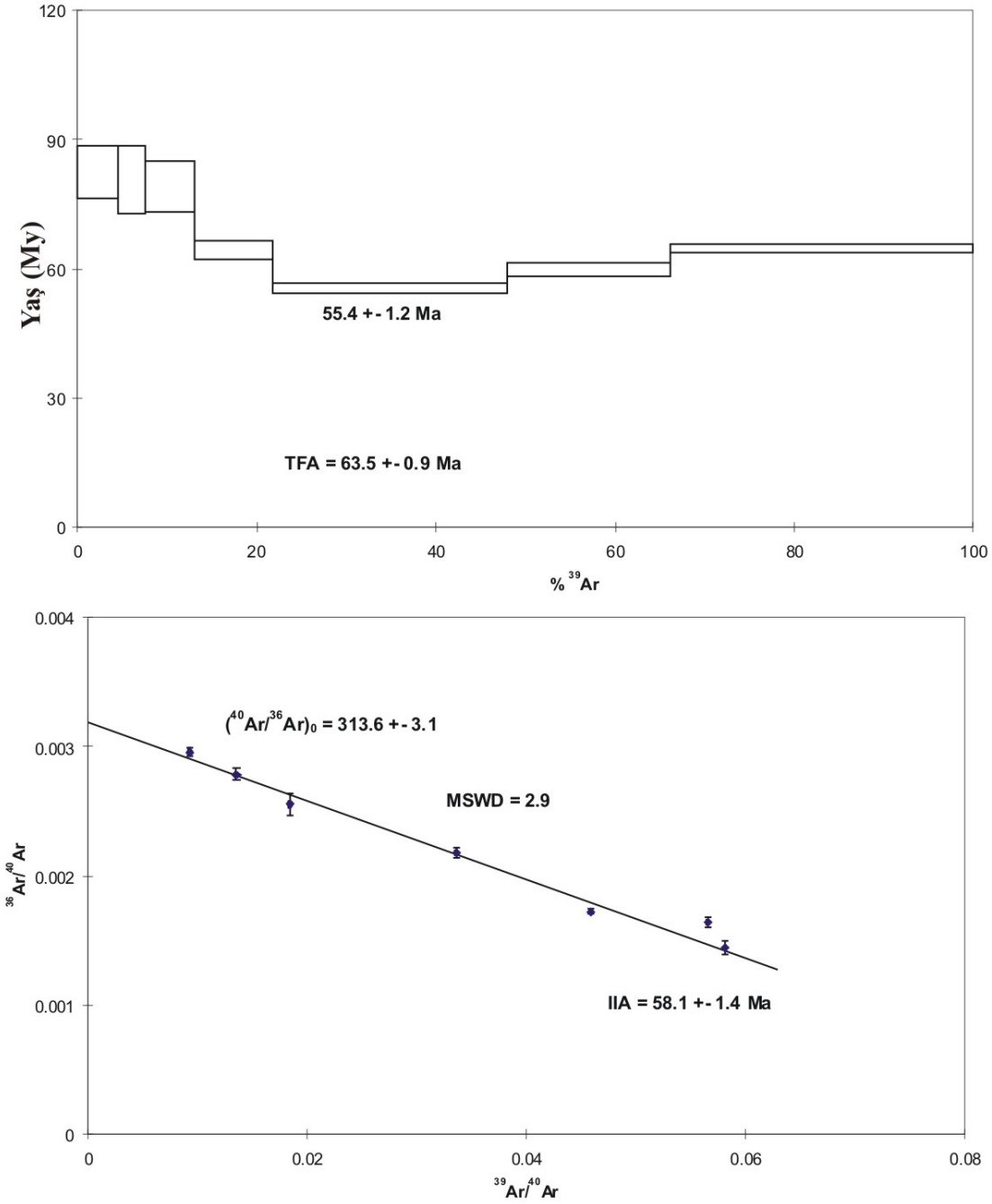
çok düşük radyojenetik argon vermesi sebebiyle, yaş analiz sonucuları alınamadığı düşünülmektedir. Sonuçları tutarlı görülen örneklerin plato yaş (Yaş Spektrumu) ve izokron diyagramları Şekil 6.153 - 156'da sunulmaktadır.



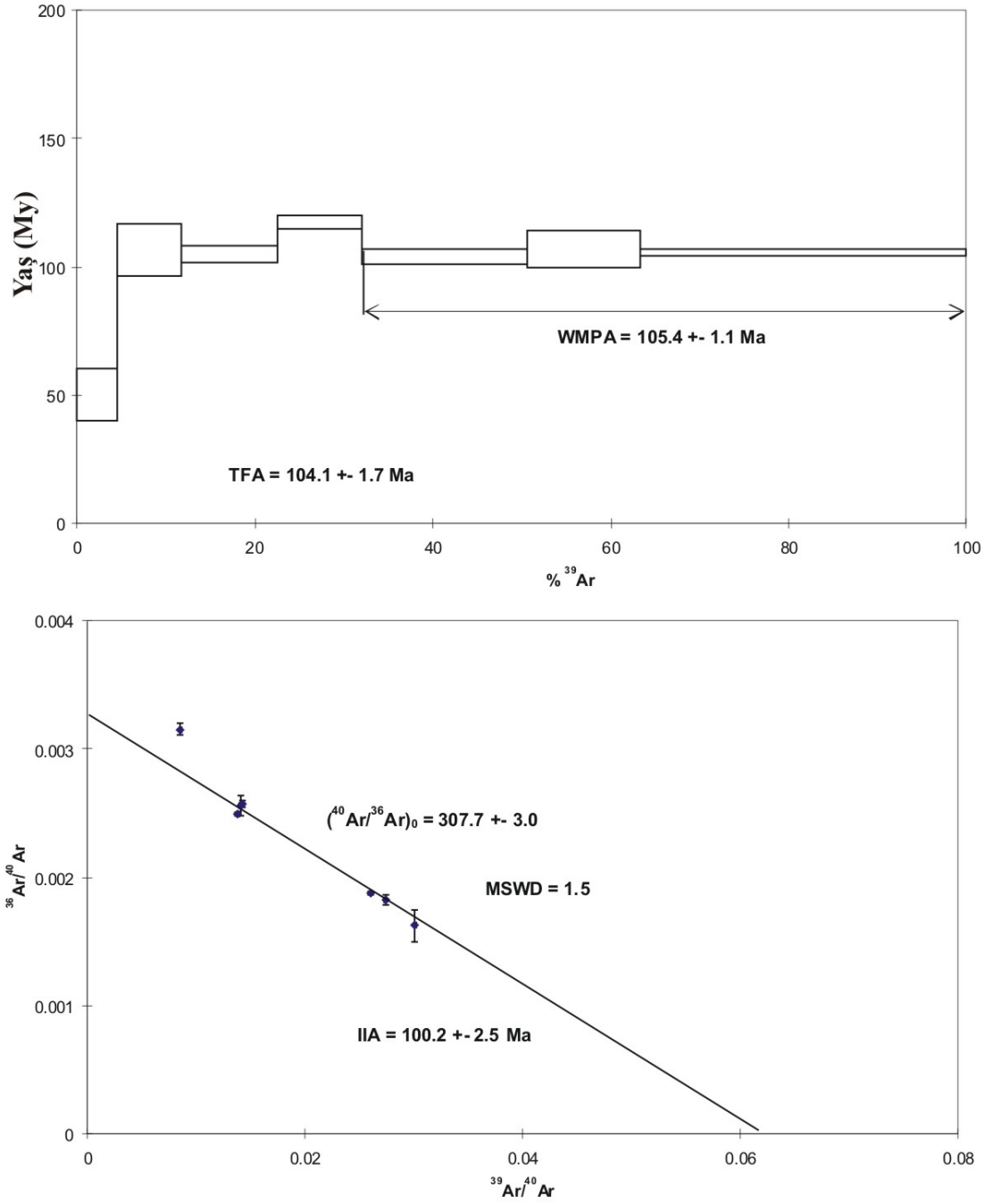
Şekil 6.153. C-4 nolu örneğin plato yaş ve izokron diyagramları.



Şekil 6.154. ME-30 nolu örneğin plato yaş ve izokron diyagramları.



Şekil 6.155. MO-8 nolu örneğin plato yaş ve izokron diyagramları.

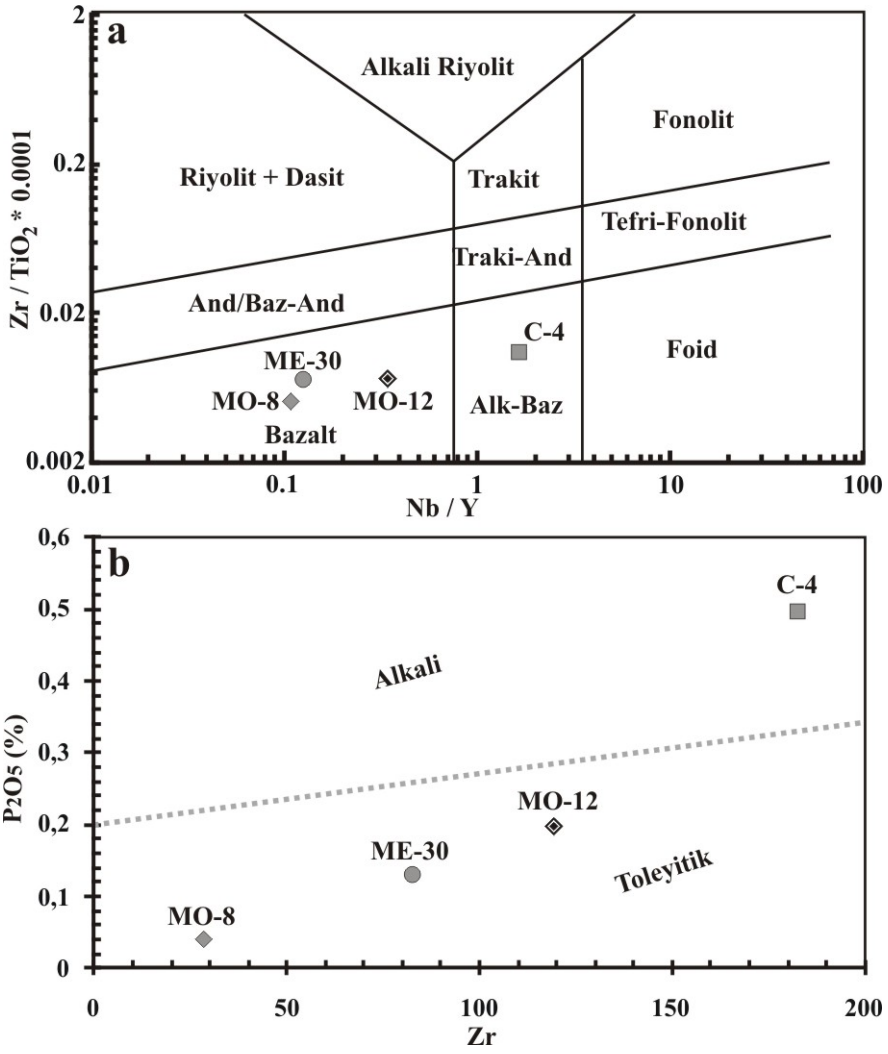


Şekil 6.156. MO-12 nolu örneğin plato yaş ve izokron diyagramları.

Elde edilen yaş verileri ME-30 nolu örnek için 92.0 ± 0.9 My (Geç Kretase-Turoniyen), MO-12 nolu örnek için 105.4 ± 1.1 My (Erken Kretase-Albiyen), MO-8 nolu örnek için 58.1 ± 1.4 My (Thanesiyen), C-4 nolu örnek için 87.7 ± 1.0 My (Geç Kretase-Koniyasiyen) olarak bulunmuştur. Yaş analiz verileri kullanılarak çizilen

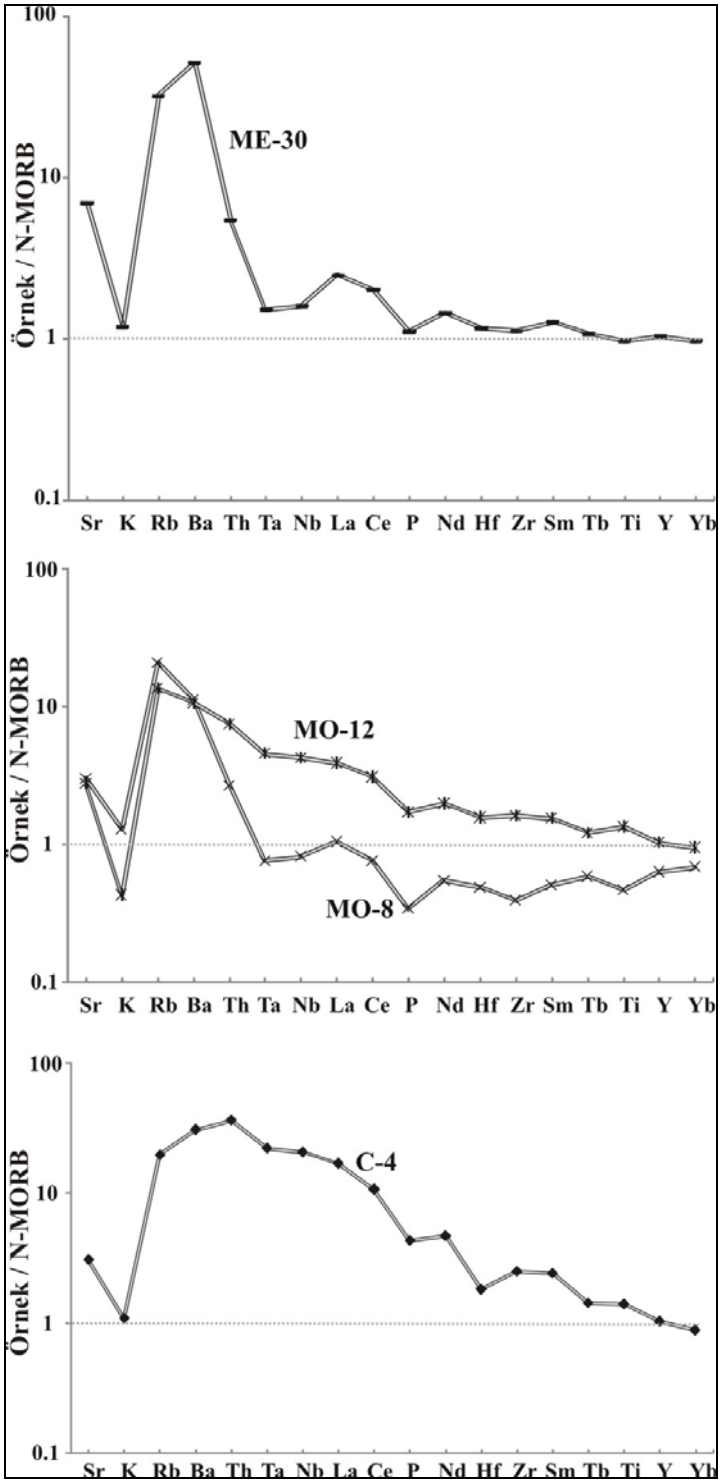
modellemelere geçmeden önce analizi yapılan örneklerin jeokimyasal karakteristiklerine kısaca değinilecektir.

Jeokimyasal ve petrografik incelemeler sonucunda yaş analizleri için seçilen dayk örnekleri birbirlerinden farklı jeotektonik ortam karakteristikleri taşır. Alterasyon etkisi gösteren bazaltik kayaçların sınıflandırılmasında kullanılan Zr/TiO_2 ye karşı Nb/Y diyagramında (Winchester ve Floyd, 1977) ME-30, MO-8 ve MO-12 nolu örnekler subalkalin bazalt alanında yer alırken C-4 nolu örnek alkalibazalt alanında yer almaktadır (Şekil 6.157 a). P_2O_5'e karşı Zr diyagramında (Winchester ve Floyd, 1976) ise C-4 nolu örnek alkalin alanda yer alırken, diğer örneklerin toleyitik karakterli olduğu görülmektedir (Şekil 6.157 b).

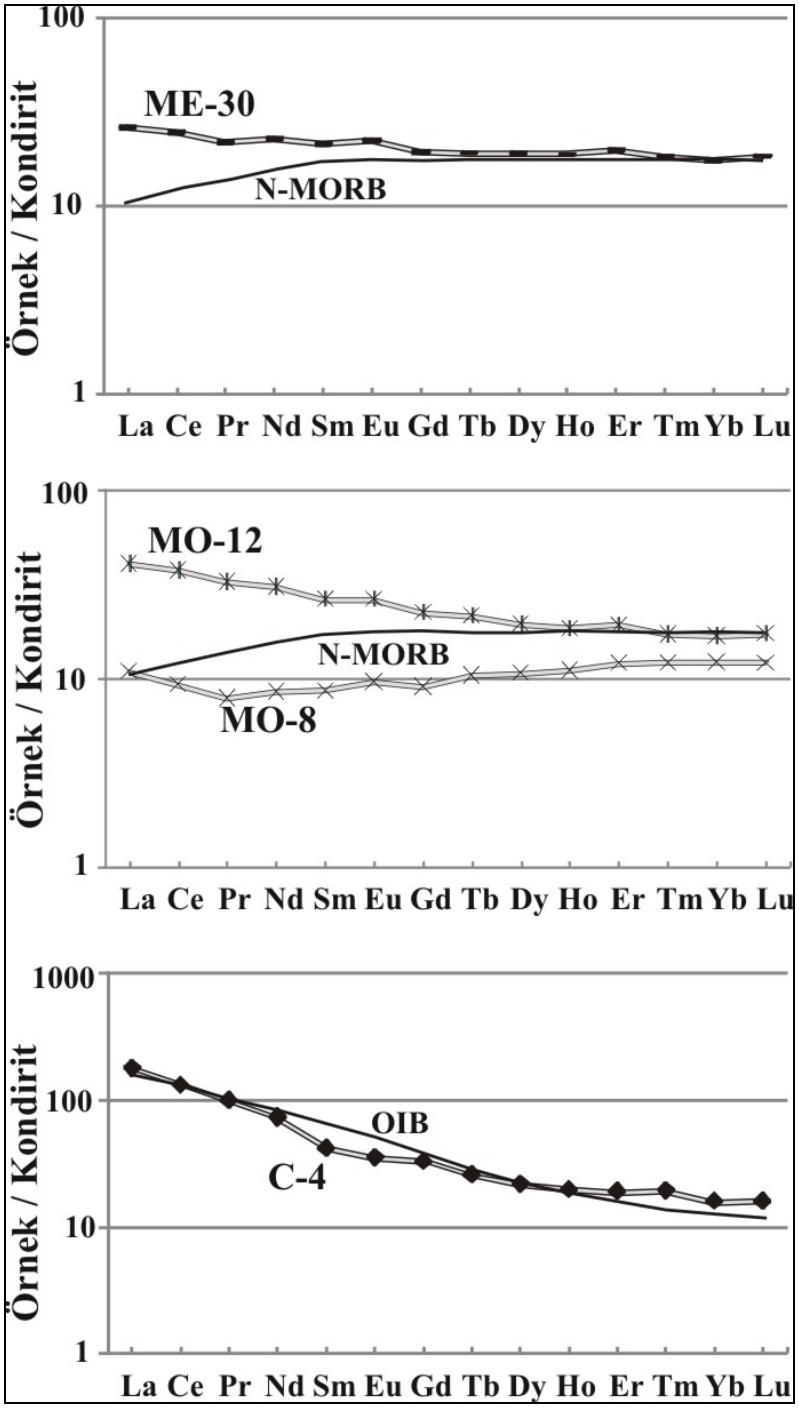


Şekil 6.157. a. Dayk örneklerinin Zr/TiO_2 ye karşı b. Nb/Y ve P_2O_5'e karşı Zr diyagramları.

Dayk örneklerinin çoklu element örümcek diyagramları Şekil 6.158'de sunulmuştur. ME-30 nolu örnekte K değerinde N-MORB normalize çizgisine yakın bir değer görülürken Sr, Rb, Ba gibi LIL elementlerde N-MORB normalize çizgisinin üzerinde bir zenginleşme görülmektedir. Bu durum nisbeten MO-12 ve MO-8 nolu örneklerde de görülür. LIL elementlerdeki bu zenginleşme muhtemelen alterasyonlar veya yitim zonu bileşeni etkisi sonucu meydana gelmiştir. ME-30 nolu örneğin Th değerinin N-MORB normalize cizgisinin üzerinde zenginleşme göstermesi buna karşın Nb elementine keskin bir düşüş izlenmesi örneğin bir yitim zonu bileşeni etkisi taşıdığının göstergesi olarak düşünülmektedir. Bu durum MO-8 nolu örnekte Nb elementi ile birlikte diğer HFS elementlerininde N-MORB normalize çizgisinin altında değerler sergilemesi ile çok daha belirgindir. MO-12 ve C-4 nolu örnekler ise bu diyağramlarda plaka içi zenginleşme trendleri sergiler. MO-12 nolu örnek N-MORB ve OIB arasında tipik jeokimyasal özelliklere sahip E-MORB karakterli toleyitik bazaltlarındandır. C-4 nolu örnek ise tipik olarak OIB karakteri sergileyen plaka içi alkalen bazaltlarının üyesidir. Örneklerin NTE desenlerinin Kondirit'e normalize edilmiş element dağılım diyagramlarında MO-30 nolu örneğin hafif nadir toprak elementlerince N-MORB'a göre zenginleştiği görülmektedir (Şekil 6.159). Aynı durum MO-12 nolu örnekte de görülür. Bu yönleri ile N-MORB'dan ayrılırlar. MO-8 nolu örnek ise La dışında N-MORB'a göre tüketilmiş değerler gösterir. Bu örnekte orta nadir toprak elementlerden ağır nadir toprak elementlere doğru hafif bir zenginleşme görülür. C-4 nolu örnek hafif ve orta nadir toprak elementlerince ağır nadir toprak elementlere göre zenginleşme gösterir. Örneğin NTE değerleri tipik olarak OIB'nin değer aralıkları ile benzerlik sergiler.

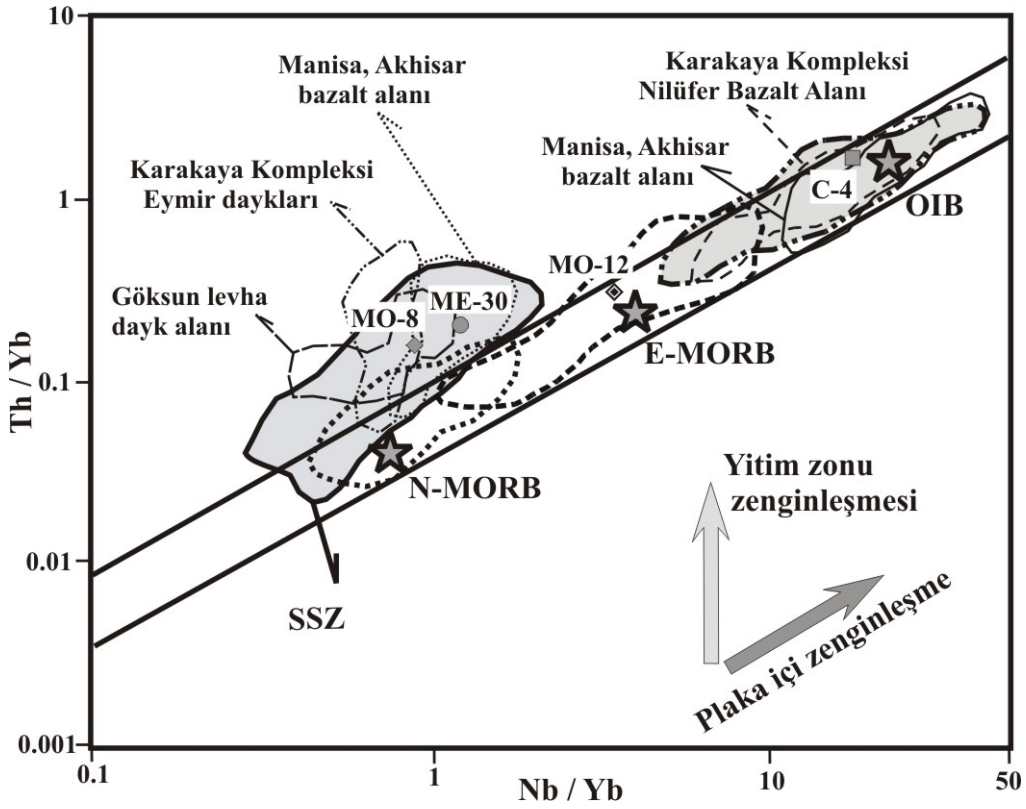


Şekil 6.158. Dayk örneklerinin çoklu element örümcek diyagramları (N-MORB ve OIB normalize değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).



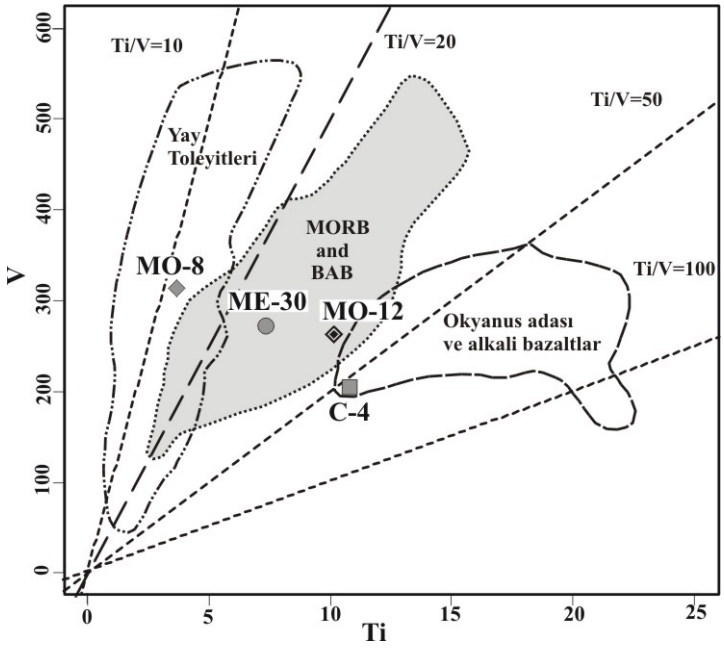
Şekil 6.159. Dayk örneklerinin Kondirit'e normalize edilmiş element dağılım diyagramları (Kondirit normalize değerleri ve N-MORB/OIB değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).

Dayk örneklerinin Th/Yb'a karşı Nb/Yb diyagramında MO-8 ve ME-30 nolu örneklerin bir dalma-batma zenginleşmesi içerdiği, MO-12 ve C-4 nolu örneklerin ise sırasıyla E-MORB ve OIB alanlarında yer aldıkları görülmektedir (Şekil 6.160).



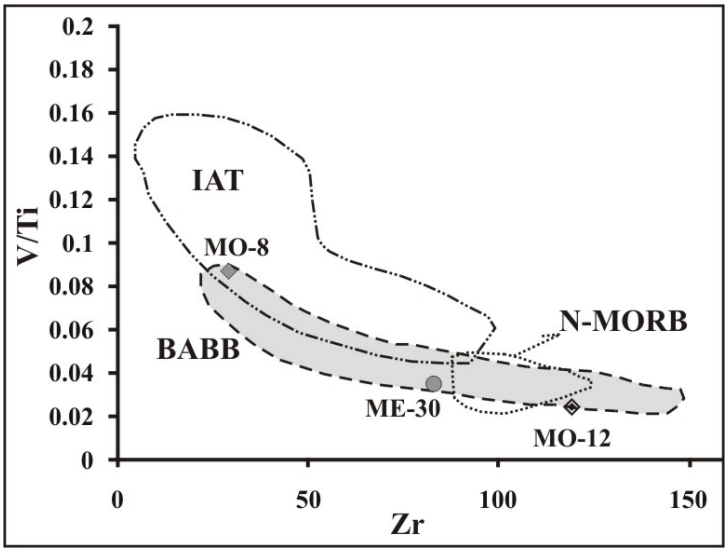
Şekil 6.160. Dayk örneklerinin Th/Yb'a karşı Nb/Yb diyagramı (Diyagram Pearce ve Peate, 1995; diyagramda kullanılan alanlar Parlak ve ark., 2004; Parlak ve ark., 2009; Aldanmaz ve ark., 2008; Sayit ve Göncüoğlu, 2009'dan alınmıştır).

Yay toleyitlerinin düşük Ti içerikleri ile karakteristik oldukları bilinmektedir. MO-8 nolu örnek V'a karşı Ti diyagramında diğer örneklere nazaran düşük Ti ve yüksek V içeriği ile yay toleyitleri alanında yer almaktadır (Şekil 6.161). Bu alan yitim zonu üstünde oluşan bazaltik kayaçlar için ayırtmandır. Bir ada yayından sırasıyla yay gerisi havza ve giderek okyanus ortası sırtlara yaklaşıldıkça bazaltik kayaçlarda Ti oranlarının yükselmesi beklenen bir sonuçtur. İz ve NTE element paternleri dikkate alındığında ME-30 nolu örneğin yitim bileşeni etkisi taşıdığı açıkça görülürken, yay önü toleyitlerine göre içerdiği yüksek Ti oranı ve HFS elementlerdeki N-MORB çizgisine fakirleşme göstermeden izlenen paralellik bu örneğin bir yay gerisi havza ortamında biçimlendiğini göstermektedir. Nitekim bu örnek V/Ti diyagramında MORB ve BAB alanında yer almaktadır. C-4 nolu örnek ise okyanus adası alkalibazalt alanında yeralır.



Şekil 6.161. Dayk örneklerinin V/Ti diyagramı (Shervais, 1982).

V/Ti'a karşı Zr diyagramında da MO-8 ve ME-30 nolu örneklerin sırasıyla ada yayı toleyit ve yay gerisi havza bazaltları alanında yer alması, örneklerin jeotektonik ortamını doğrular niteliktedir (Şekil 6.162).



Şekil 6.162. Dayk örneklerinin V/Ti'a karşı Zr diyagramı (Woodhead ve ark., 1993).

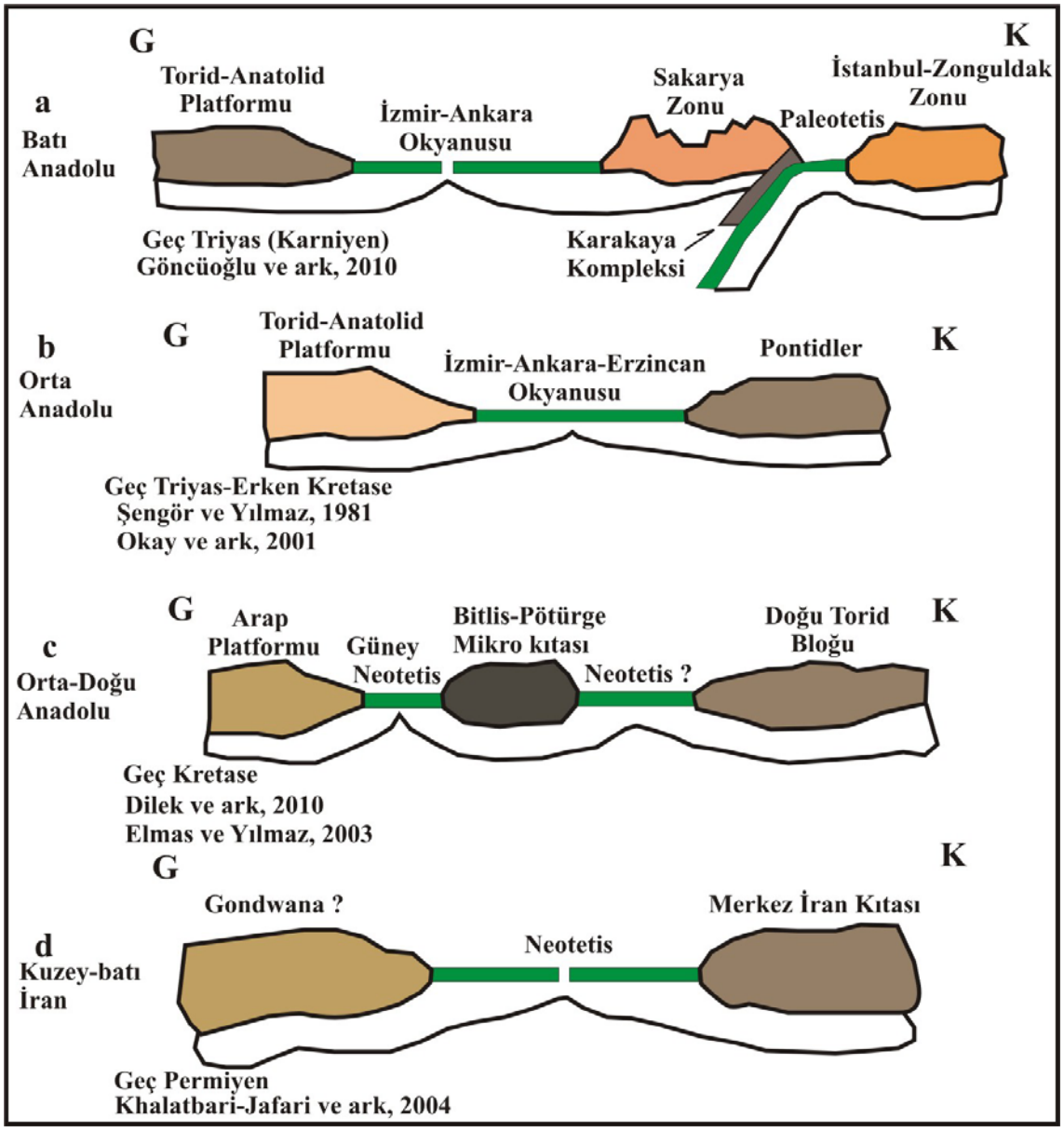
6.5.1. Neotetis okyanusunun evrimi ve tektonik modeller

Anadolu birliğini oluşturan çok sayıdaki kabuk parçalarının ana karalarından riftleşmesi, okyanusal levhalar ile birlikte sürüklenmeleri, diğer kıtasal ve okyanusal levhalarla çarpışmları ve birçok yitim zonu ile ilişkilenmeleri, ülkemiz ve çevresindeki alanlarda son derece karmaşık bir yapı kazanılmasına sebeb olmuştur (Göncüoğlu, 2010). Alpin dönemin tektonik birlikleri ve sütur kompleksleri konusunda birçok çalışma bulunmakla birlikte (Göncüoğlu ve Turhan, 1984; Yılmaz,1993; Parlak ve ark., 2004; Robertson, 2002; Dilek ve ark., 2010 vb), ayrıntıda yine birçok bilinmeyenin varlığı, tektonik modellemelerin sağlıklı yapılması, bu modellerin yorumsallıktan kurtarılması açısından sıkıntılar yaratmaktadır. Özellikle çalışma alanlarımızın içinde bulunduğu bölgede genel jeolojik araştırmalara dayanan bulgular, tektonik modellemelerin yapılabilmesi açısından yetersizdir. Bu çalışmada elde ettiğimiz jeokronolojik veriler, bölgede elde edilen ilk nicel bulguları temsil eder.

Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı'nın (DAYK) güneydoğu kısmını temsil eden çalışma alanlarımız kuzeye dalımlı Neotetis okyanusal litosferi üzerinde gelişen yığışım kopleksinin bir bölümünü oluşturur. Bu büyük yığışım kompleksinin Neotetis okyanusunun hangi koluna dahil olduğu, hangi tektonik birlikler arasında geliştiği ve bu okyanusun açılma yaşı ile ilgili tartışmalar devam etmektedir. Bir diğer sorunsal ise kapanan bu okyanusal kol üzerinde kapanma dinamiklerinin nasıl geliştiği yönündendir. Bu sorunlara kısaca değinmek, hazırladığımız modelde baz aldığımız kriterlerin anlaşılmasına katkıda bulunacaktır.

Anadolu boyunca Neotetis okyanusunun açılma yaşları farklılıklar içermektedir. Batı Anadolu'da İzmir-Ankara okyanusunun açılma yaşı Karniyen olarak belirtilirken (Göncüoğlu ve ark., 2010), en doğuda, Kuzeybatı İran'da (Khoy bölgesi) Neotetis'in açılma yaşının Geç Permiyen olduğu ileri sürülmektedir (Khalatbari-Jafari ve ark., 2004. Şekil 6.163). Anadolu'nun batısı ile doğusu arasındaki bildirilen bu iki açılma yaşı dışında yapılan birçok çalışmada Neotetis okyanusunun açılmasının varlığı Geç Triyas – Geç Kretase aralığında kabul edilmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Tüysüz, 1993; Okay ve ark., 2001; Elmas ve Yılmaz, 2003; Dilek ve ark., 2010 vb). Neotetis okyanusunun Güneydoğu Anadolu'daki kolu ve bu kolun devamı konusunda fikir ayrılıkları bulunmaktadır. Özellikle Bitlis-Pötürge Metamorfik Masifi (BPM) ile ilğili

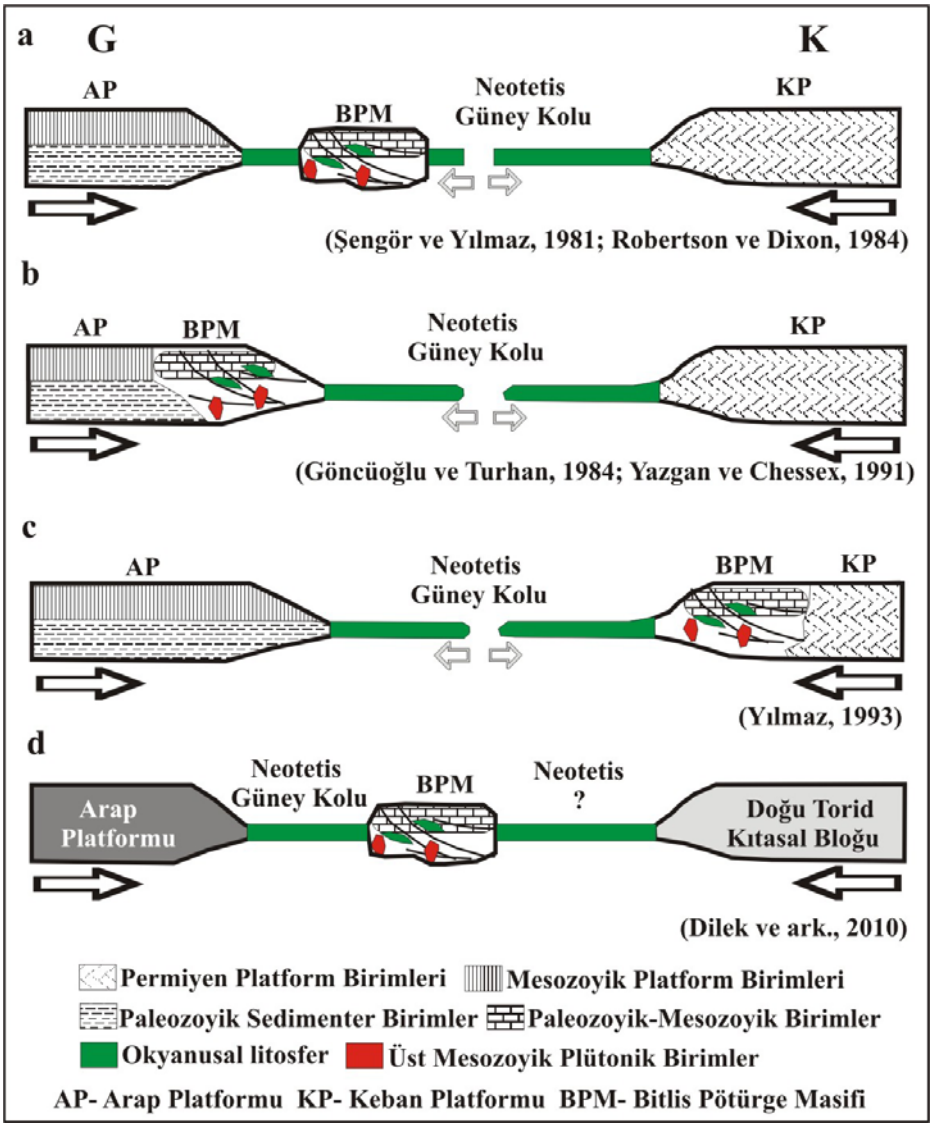
görüş farklılıkları GD Anadolu'da tartışmalı bir Neotetis kolunun varlığını ortaya koymaktadır.



Şekil 6.163. Anadolu'da Neotetis okyanusunun açılması.

Bitlis-Pötürge Masifi'nin Neotetis okyanusunun güney kolunda konumlandığı görüşü ortak nokta olsada bu masifin bir mikrokıta mı yoksa Arap platformu veya Keban platformunun bir parçasımı olduğu noktalarında görüş ayrılıkları bulunmaktadır. Bu görüş ayrılıkları Bitlis-Pötürge Metamorfik kompleksinin hem altında hemde üstünde okyanusal birimlerin bulunmasından kaynaklanır (Göncüoğlu, 2010). BPM'nin

Neotetis'in güney kolu üzerinde ana karasından riftleşerek ayrılmış bir mikro kıta olarak varolduğunu ve Neotetis okyanusunun kapanmasıyla birlikte Arap otoktonunun üzerine yerleştiği Şengör ve Yılmaz, 1981; Robertson ve Dixon, 1984; Robertson ve ark., 2007 ve Dilek ve ark., 2010 yayınlarında ileri sürülen görüşlerdir (Şekil 6.164). Buna karşın BPM'nin Arap Otoktonunun gömülerek metamorfize olmuş pasif kıta kenarını temsil ettiğini ileri süren görüşler bulunmaktadır (Göncüoğlu ve Turhan, 1984; Yazgan ve Chessex, 1991; Göncüoğlu, 2010). Yılmaz (1993) ise BPM'ni kuzeye dalımlı Neotetis okyanusal litosferinin Keban Platformunun altına dalarken, Keban Platformunun güney ucunun metamorfizmaya uğramış kenarı olarak yorumlamaktadır. Bir diğer görüşe göre Neotetis okyanusunun güney kolunun Bitlis-Pötürge Masifi ile GD Anadolu otoktonunun arasında bulunduğu ileri sürülmektedir (Robertson, 2002).

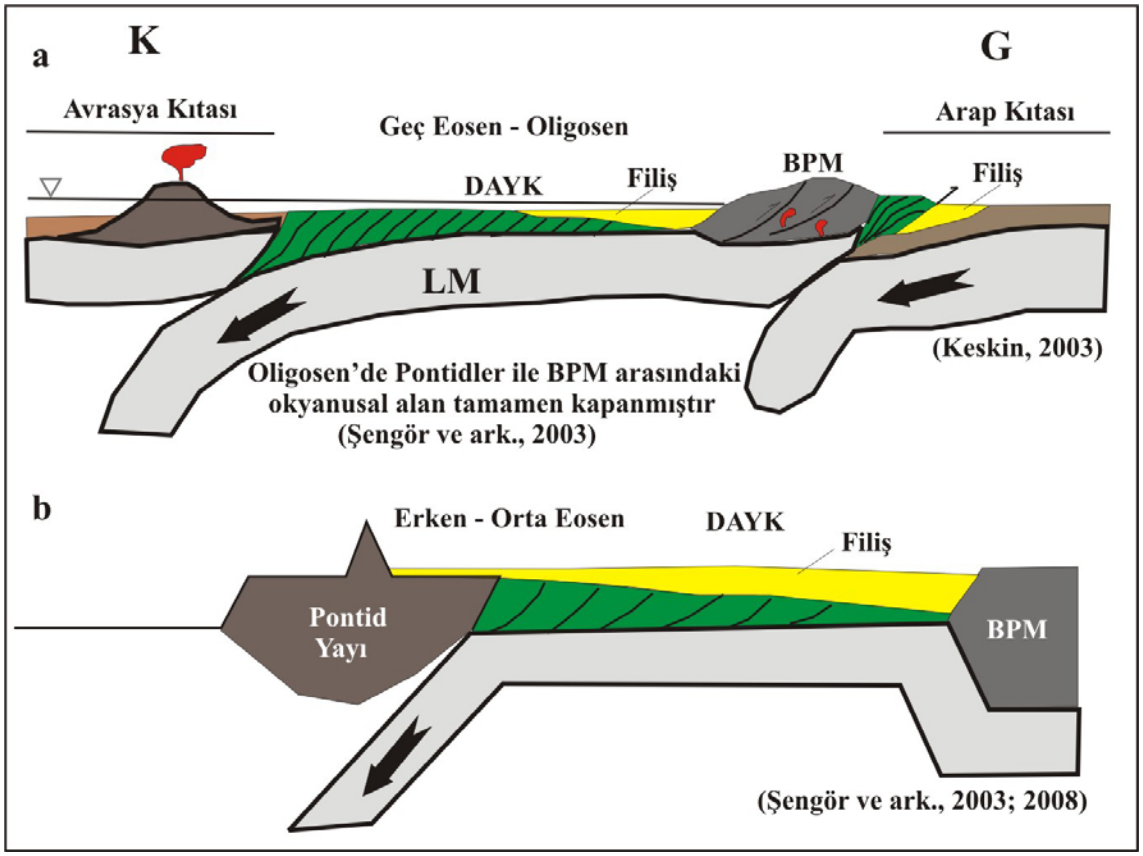


Şekil 6.164. Bitlis – Pötürge Masifi'nin olası paleotektonik konumları.

BPM'nin batı ucundan doğuya doğru gidildikçe Van bölgesinde, kuzey kenarı yığışım melanjı ile tektonik dokanaklı iken yığışım melanjının kuzey kenarı ise genç volkanik birimler ile örtülüdür. Bu alanda masifin kuzeyinde Keban Platformuna ait birimlerin bulunmaması ve masifin yığışım melanjı ile dokanaklı olarak bir dilim şeklinde Zagroslara doğru uzanması, masifin Keban Platformunun güney kenarının metamorfize olmuş bir parçası olarak yorumlanmasını güçleştirir. Elazığ bölgesinde Keban Platformunun BPM'nin üzerinde bir tektonik dilim olarak bulunması daha olası görülmektedir. Göncüoğlu (2010)'a göre Arap Otoktonunun gömülerek metamorfize olmuş pasif kenarını temsil eden BPM'nin kuzeyinde yeralan Neotetis okyanusunun

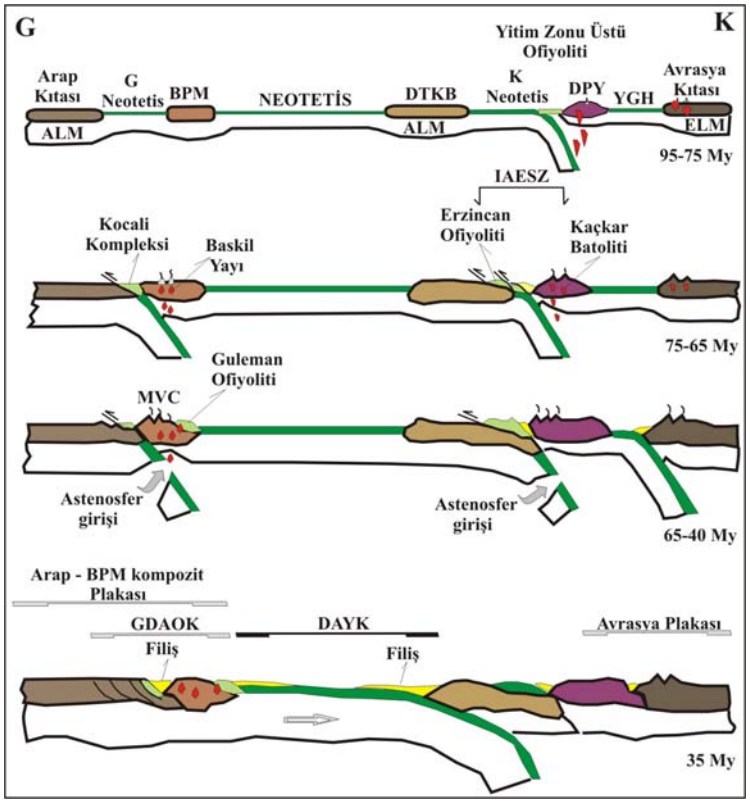
güney kolu Üst Kretase'de kuzeye, Torid-Anatolid levhası altına dalmıştır (Göncüoğlu ve Turhan, 1984). Özellikle Torid-Anatolid platfomunun doğu ucunu temsil eden Munzur dağlarının (Şengör ve Yılmaz, 1981) daha da doğuya uzanımı bilinmemektedir. Ancak yığışım melanjının içinde görülen metamorfik blokların varlığı Anatolid-Torit bloğunun parçaları olarak yorumlanmaktadır (Göncüoğlu ve ark., 1997; Yılmaz ve ark., 2010). Van'ın doğusunda Özalp bölgesinde görülen metamorfiklerin, epidot-tremolit-kuvars şist; klorit-albit-kuvars şist; kuvars-serisit şist gibi kayaçlardan oluştuğunu bildiren Saydemer (1976), Miyosen yaşlı klastik kayaçların açısal diskordans ile metamorfitlerin üzerine geldiğini, Başkale bölgesinde ise metamorfitlerin fillatlar ile temsil edildiğini bunların üzerinde Permiyen yaşlı kireçtaşları ile Eosen yaşlı filiş çökellerinin diskordan olarak geldiğini, dolayısıyla metamorfitlerin yaşının Permiyen öncesi olarak kabul edilmesi gerektiğini bildirmektedir. Özalp bölgesi Tepedam Metamorfikleri olarak tanımlanan birimlerin alt zonlarında bulunan metakumtaşı ve metasilttaşı içeriğinin Bitlis Masifi ile deneştirilmesinin uygun olmadığı bildirilmektedir (Şenel ve ark., 1984). Saydamer (1976) ve Şenel ve ark. (1984) tarafında tanımlanan Yamanyurt Formasyonu Mizzia'lı kireç taşlarında Permiyen yaşını veren birçok fosil tespit edilmiştir. Platformda çökelen bu kireçtaşlarının ülkemizde çok yaygın olarak çökeldiği bildirilmekte ve Anatolid-Torid bloğunun parçaları ile deneştirilebileceği ileri sürülmektedir. Acarlar ve ark. (1991)'de Yamanyurt Formasyonuna ait kireçtaşlarının fosil kapsamına göre Üst Permiyen yaşlı olduğu belirtilirken, bu kireçtaşları Elmas (1992) tarafından Anatolid-Torid bloğunun parçaları olarak yorumlanmaktadır. Bu bağlamda Van gölünün K ve KD'sunda yaygın olarak yüzeyleyen genç volkanik birimlerin Anatolid-Torid Bloğu kıtasal dilimlerini maskelemesi beklenilebilecek bir sonuç olarak görülebilir. Kuzeyde gözlenen bu volkanik birimler üzerinde yapılan çalışmalarda (Nemrut, Etrüsk, Tendürek, Erzurum-Kars Platosu), sığ mağma odalarında üst kabuktaki ergimelerle kirlenmenin varlığı belirtilmektedir (Pearce ve ark., 1990; Özdemir ve ark., 2006; Çolakoğlu ve Arehart, 2010; Oyan ve ark., 2011). Bu üst kabuk malzemesi karbonat, düşük dereceli meta sedimentler veya buzul çökelleri olarak yorumlanmaktadır (Taylor ve McLennan, 1985; Rudnick ve Gao, 2003). Orta Anadolu'dan doğuya doğru gidildikçe DAYK'ın kuzey sınırında genç volkanik birimler, güney sınırında ise BPM bulunmaktadır. Diğer bir görüşe göre ise Doğu Anadolu'da DAYK'ın modellenmesinde güney sınır zonu BPM olarak

değerlendirilirken (Keskin, 2003; Şengör ve ark., 2003, 2008; Dilek ve ark., 2010) kuzey zon Avrasya kıtası volkanik birimleri (Keskin, 2003), Pontid yayı (Şengör ve ark., 2003, 2008) ve Doğu Torid Kıtasal Bloğu (Dilek ve ark., 2010) olarak belirtilmiştir (Şekil 6.165, Şekil 6.166).



Şekil 6.165. Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı tektonik modelleri.

Yukarıda belirttiğimiz farklı görüşlerin bulunması ve çalışma alanlarının içinde bulunduğu bölgede yaygın olarak gözlenen metamorfik blokların yeralması nedeniyle, Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığının Van gölü'nün doğusu ile İran sınırı arasındaki bölgede güney sınırının Bitlis-Pötürge Metamorfik Masifi, Kuzey sınırının ise Doğu Torid Kıtasal Bloğu olarak alınması tektonik modelimiz için uygun görülmüştür.



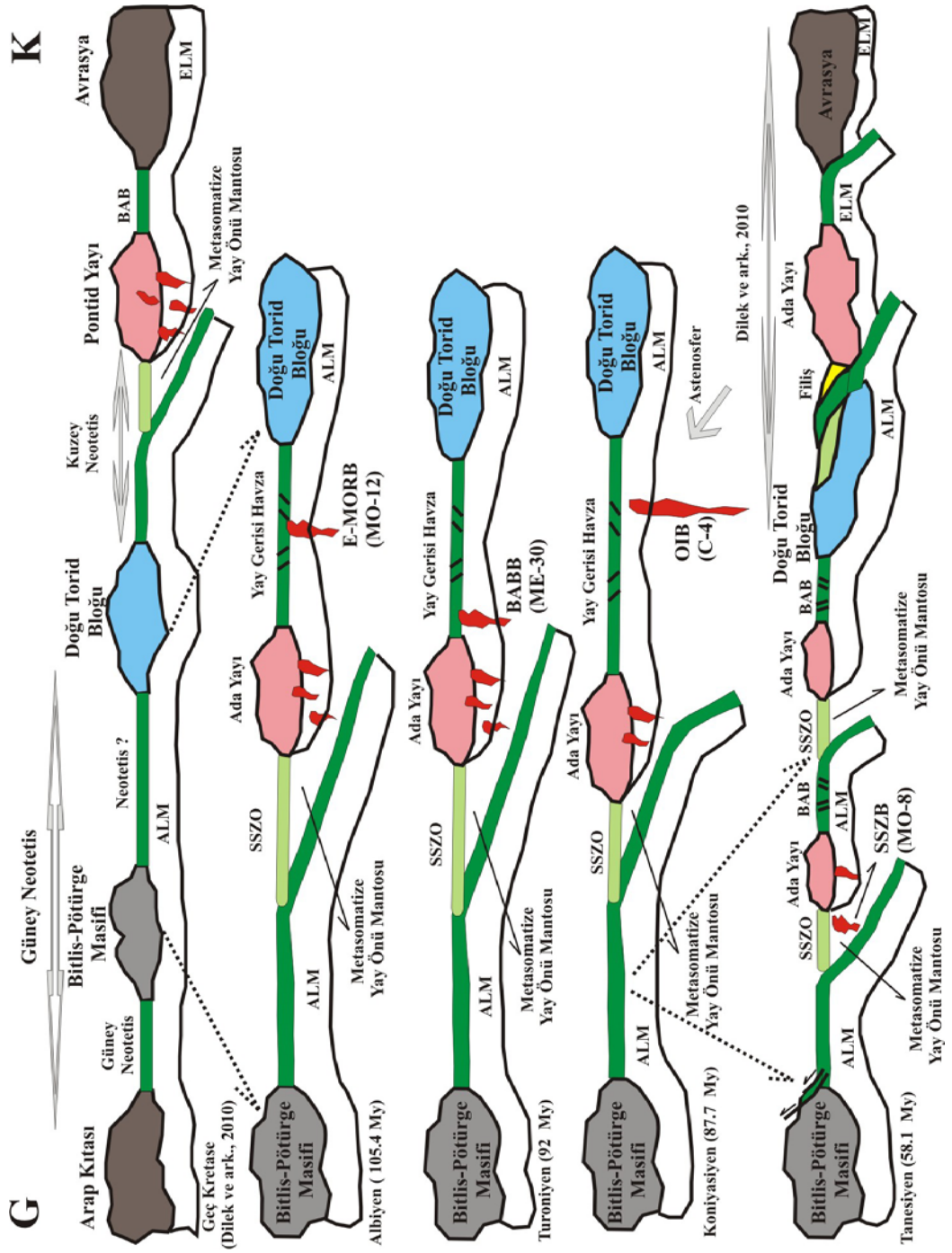
Şekil 6.166. Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığının tektonik modeli (Dilek ve ark, 2010). (ALM-Arap Litosferik Mantosu, BPM- Bitlis Pötürge Masifi, DTKB-Doğu Torid Kıtasal Bloğu, DPY-Doğu Pontid Yayı, YGH-Yay Gerisi Havza, IAESZ- İzmir Ankara Erzincan Sütur Zonu, MVC- Maden Volkanik Kompleksi, GDAOK- Güney Doğu Anadolu Orojenik Kuşağı)

Güney Neotetis üzerinde kapanma dinamiklerinin Göncüoğlu, (2010) tarafından iki ayrı yitim zonunda meydana geldiği bildirilmektedir. Araştırmacı bunlardan ilkinin okyanus içi yitim bileşenleri taşıdığını, diğerinin ise Torosların altına dalarak kıtasal yayları meydana getirdiğini bildirmektedir. Van Gölü'nün doğusunda Erek Dağı Ofiyoliti olarak tanımlanan (Acarlar ve ark., 1991) birimlerin kuzeydoğusunda yer alan ada yayı volkanikleri üzerinde ayrıntılı çalışmalar bulunmamaktadır. Bu alanda MTA çalışanları tarafından yapılan jeolojik harita alma çalışmaları dışında, Aksoy (1988) ve Elmas (1992) doktora tezlerinde değinilmiştir. Toleyitik bazalt, andezit, riyolit ve riyodasitlerden oluşan bu kayaçlar Yüksekova grubunun volkanik üyeleri olarak düşünülmektedir. Bu volkanik kayaçlar Elmas, (1992) tarafından Ermanis Volkanikleri, Elmas ve Yılmaz (2003) tarafından ise Gövelek Volkanikleri olarak tanımlanmış ve bu birimlerin Üst Lütesiyen – Üst Oligosen yaşlı bir ada yayı ürünü olduğu stratigrafik

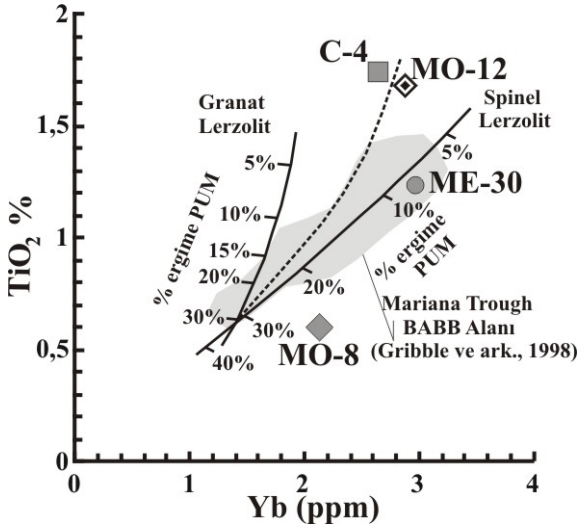
konumu sebebiyle bildirilmektedir. Aksoy (1988) tarafından Yüksekova karmaşığının volkanik üyeleri olarak değerlendirilen bu birimlerin yaşının ise Kampaniyen – Alt Maastrihtiyen olduğu ileri sürülmektedir. Jeokronolojik verileri bulunmayan bu görüşlerin yanı sıra Şenel ve ark. (1984) tarafından Geç Kretase yaşlı Yüksekova karmaşığının içinde ada yayı volkanik ürünlerinin varlığından bahsedilir. Bu görüşler çerçevesinde bölgede DAYK'ın oluşum dinamiği ve Neotetis okyanusunun kapanmasının jeolojik evrimi sürecinde en az iki ensimatik ada yayı ve bir kıtasal yay zonunun etkin olduğu söylenebilir.

Bu çalışma kapsamında elde ettiğimiz jeokronolojik bulgular Neotetis okyanusunun kapanma dinamiklerinin jeolojik evrimi sürecinde en az iki ensimatik ada yayının varlığını doğrular niteliktedir (Şekil 6.167). Hazırladığımız modelde ME-30 nolu örnek kilit bir öneme sahiptir. Jeokimyasal karakteristikleri ile bir yay gerisi havza ortamını işaret eden ME-30 nolu örnekten elde edilen yaş analizi sonucu Geç Kretase (Turonian) olduğundan, örnek Neotetis okyanus litosferi üzerinde Turonian öncesi var olması gereken bir yitim zonunun belirteci olarak görülmektedir. Bu durum olasılıkla Erken Kretase'ye tekabul eden bir yitim zonunun başlangıcına işaret etmektedir. Böylelikle DAYK içinde varolabilecek en yaşlı ada yayı volkanik birimlerinin (Yüksekova karmaşığı içindekiler) yaşının Erken Kretase olabileceği düşünülmektedir. Bununla birlikte okyanus içi yitim zonlarının varlığı okyanusların kapanması için gerekli ilk sıkışma rejimininde başlangıcını temsil edebilir. Bu nedenle bölgede Neotetis okyanusunun Erken Kretase döneminde kapanmaya başladığı söylenebilir. MO-12 nolu örneğin ise N-MORB ile OIB arasında bir jeokimyasal karakter sergileyen E-MORB kaynağından türediği anlaşılmaktadır. Bu örneğin yaş analizi sonucunun Erken Kretase (Albian) oluşu ve belirttiğimiz gibi bu dönemde varolması gereken bir yitim zonu ortamında, zenginleşmiş MORB kaynağının yay önü ortamından ziyade yay gerisi havza açılma ortamında varolabileceği düşünülmektedir. Nitekim zenginleşmiş MORB kaynağının oluşabilmesi için var olan MORB kaynağının daha derinlerden gelen pirimitif magmalarca zenginleştirilmesi gerekir. Spinel lerzolitik bir kaynak ile granat lerzolitik bir kaynağın kısmi ergime derecelerinin gösterildiği Ti/Yb diyagramında MO-12 nolu örneğin, baskın faz olarak bu iki ana kaynağın karışımından türeyen bir magmatik kaynaktan meydana geldiği anlaşılmaktadır (Pearce ve Stern, 2006). Aynı

durum C-4 nolu örnek içinde geçerli iken ME-30 nolu örneğin açıkça Mariana Trough yay gerisi havza bazaltları alanında yer aldığı görülmektedir (Şekil 6.168).



Şekil 6.167. Albiyen-Tanesiyen aralığında Neotetis Okyanusu tektonik modelleri. (ALM-Arap Litosferik Mantosu, ELM-Avrasya Litosferik Mantosu, SSZO- Yitim Zonu Üstü Ofiyoliitleri, BAB- Yay Gerisi Havza, BABB- Yay Gerisi Havza Bazaltları)



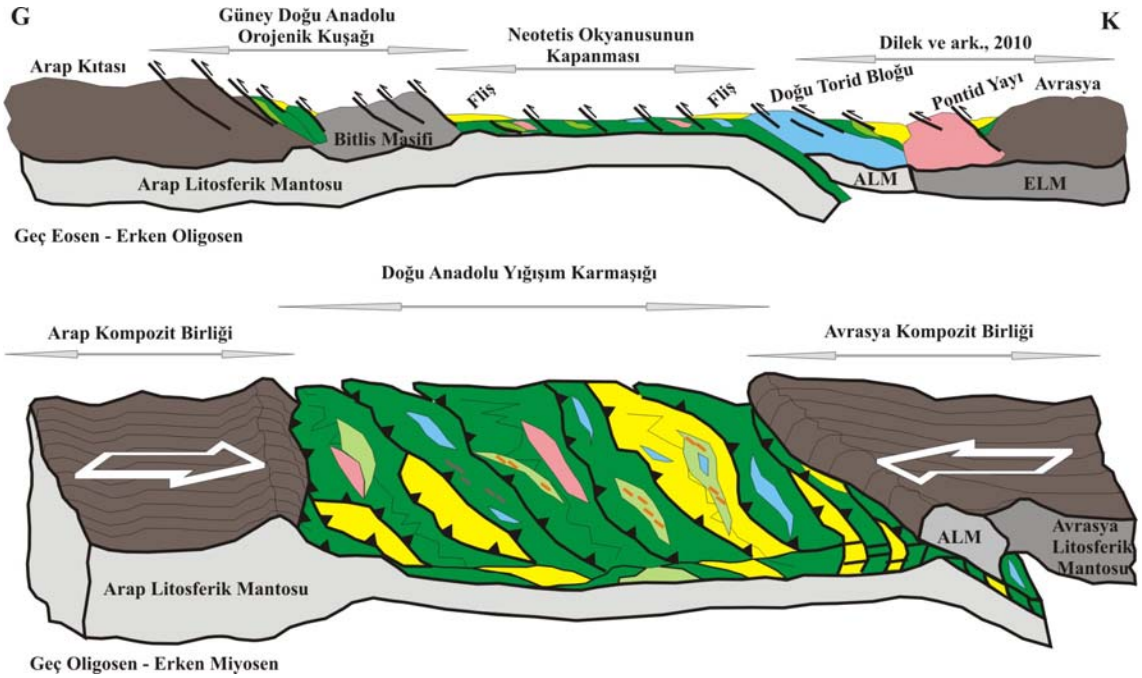
Şekil 6.168. Yaş analizi yapılan örneklerin TiO_2/Yb diyagramı.

C-4 nolu örnek tipik OIB jeokimyasal karakteristiği sunar. Bu örnekten elde edilen yaş bulgusu Geç Kretase (Koniyasiyen) olarak tespit edilmiştir. MO-12 ve ME-30 nolu örnekler ile varlığını belirttiğimiz Erken Kretase yaşlı ensimatik ada yayının olgunlaşma evresinde, C-4 nolu örneğin, giderek açılan yay gerisi havza ortamında oluştuğu düşünülmektedir. MO-8 nolu örnek yaş analizi yapılan örneklerin içinde kritik öneme sahip ikinci örnektir. Bu örnekten elde edilen yaş bulgusu Geç Paleosen (Thanesiyen) dir. Tipik olarak okyanus içi yitim zonu üstü ofiyolitlerinin yay önü magmatizmasının jeokimyasal karakteristiklerini taşıyan bu örnek, Neotetis okyanusal litosferinde Geç Paleosen döneminde var olan ikinci bir yitim zonunun varlığını ortaya koymaktadır. Bu genç yitim zonu, bölgede varlığı bildirilen Gövelek volkanik birimlerinin Üst Lütesiyen – Üst Oligosen yaşlı bir ada yayı ürünü olduğunu (Elmas ve Yılmaz, 2003) temellendirmektedir.

Jeokronolojik verilerimiz ışığında oluşturduğumuz modellemeler ile DAYK'nın üzerinde geliştiği okyanusal litosferin kapanma sürecindeki evriminde en az iki ensimatik adayayı bileşeninin varlığı yanı sıra, bu okyanusal litosferin kuzeye Avrasya kıtasının altına dalarak kıta kenarı yaylarını oluşturup (Pontid yayı) tüketildiği, dolayısıyla DAYK'ın üç ana yitim kuşağının etkisinde geliştiği önerilmektedir.

Geç Oligosen – Erken Miyosen aralığında tamamen kapandığı bildirilen (Şengör ve ark., 2008; Dilek ve ark., 2010) Neotetis okyanusal litosferinin üzerinde gelişen yığışım karmaşığı, K'den G'e doğru ilerleyen birçok tektonik nap ile

karakteristiktir. Bu naplar yiten okyanusal kabuk bileşenleri ve ilişkili izole daykları, ada yayı volkaniklerini, filiş sekanslarını ve metamorfik bloklar – düşük dereceli metamorfizma geçirmiş sedimanter kayaçları içermektedir (Şekil 6.169).



Şekil 6.169. Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı ve ilişkili birimler.

Yığışım karmaşığının güney sınırında yer alan birbirleri ile tektonik ilişkili ve farklı jeolojik kökenleri olan ofiyolitik birimler ile BPM ve Arap Kıtası bir bütün olarak Arap Kompozit Birliği, kuzey sınırında yer alan ve yine birbirleri ile tektonik ilişkili ve farklı jeolojik kökenleri olan Doğu Torid Bloğu, Ofiyolitik birimler ve Avrasya Kıtası bir bütün olarak Avrasya Kompozit Birliği olarak değerlendirilebilir**.**

7. SONUÇLAR

1- Alabayır, Mehmetalan, Mollatopuz ve Yukarıbalçıklı köylerinin yakınlarında bulunan çalışma alanlarının 1/25.000, 1/5.000 ölçekli jeoloji haritaları yapılmıştır. Bu kapsamda bütün alanlarda kaya birimlerinin makroskobik ve mikroskobik tanımlamaları yapılmış ve tezde sunulmuştur. Litolojik birimlerin birbirleri ile olan ilişkileri incelenmiş ve jeoloji haritalarına işlenmiştir. Cevherli zonlarda yan kayaç – cevher ilişkisi irdelenmiş ve bu alanlarda cevher-yankayaç ilişkileri detay haritalarla da açıklanmaya çalışılmıştır.

2- Çalışma sahalarında incelenen krom yatakları küçük mercekler ve bantlanmalar şeklinde masif, saçınımlı, bantlı ve nodüler tiplerde bulunur. Tektonizmanın etkisiyle tüm yapının kısmen veya tamamen bozulması nedeniyle bu bölgede gözlenen ofiyolitler çoğunlukla melanj ve tektonik karmaşıklar şeklinde görülür. Bu sebeble ofiyolitler ile ilişkili büyük rezervli bir krom cevherleşmesi beklenmemektedir. Bölgesel ölçekte tektonizmanın etkileri sebebiyle cevher aramacılığı için yapılacak sondaj çalışmaları, cevher zonlarının parçalanmış küçük podlardan oluşması ve birçok fay sistemi etkisinde kalmış olmasından dolayı efektif değildir. Çalışma alanlarında koyu kahverengi günlenmiş renk tonları harzburjitleri belirtirken, bu birimler ile ilişkili gri renkli ezik zonlarda açık yeşil renk tonları ile dünitik seviyeler ayrımlanabilmektedir. Bu ezik zonlar ve dünitik seviyelerde arama amaçlı yarmalar geliştirilebilir.

3- Diğer çalışma alanlarına nazaran Yukarıbalçıklı sahası makaslama düzlemlerinin en belirgin ve yoğun gözlendiği alandır. Bu sahada gözlenen cevherleşmelere makaslama düzlemleri boyunca kırıklı-parçalı olarak rastlanılmaktadır. İkincil PGM'lerin zenginleşme gösterdiği bu alanda, jeokimyasal analiz sonuçlarına göre en yüksek PGE değerleri elde edilmiştir.

4- Cevher örnekleri üzerinde yapılan jeokimyasal analiz sonuçlarına göre en yüksek krom tenörü % ~53 Cr_2O_3 ile Mehmetalan sahasından elde edilmiştir. Krom cevherinin sahalara göre ortalama tenörü Mehmetelen sahası % ~45 Cr_2O_3, Yukarıbalçıklı sahası % ~43 Cr_2O_3, Alabayır sahası % ~36 Cr_2O_3 ve Mollatopuz sahasında % ~31 Cr_2O_3 olarak tespit edilmiştir. Yukarıbalçıklı (n=12 Ort, % 43 Cr_2O_3) ve Mehmetalan (n=11 Ort, % 45 Cr_2O_3) sahalarındaki kromit cevherleri 2. kalite, Alabayır

(n=4 Ort, % 36 Cr_2O_3) ve Mollatopuz (n=15 Ort, % 31 Cr_2O_3) içerikleriyle 3. kalite kromit cevherlerinden oluşur. Çalışma alanlarımızdaki krom cevherleşmelerinin n=42 örnekteki ortalama SiO_2 içeriği % 8, MgO içeriği % 20, Al_2O_3 içeriği % 12 ve toplam demir olarak Fe_2O_3 içeriği %13 olarak tesbit edilmiştir. Bu değer aralıklarında, inceleme alanlarımızdaki kromit cevherleri Metalurji sanayinde kullanılabilecek ana özelliklere sahiptir.

5- Jeokimyasal analizlerde en yüksek toplam ΣPGE=627 ppb ile Yukarıbalçıklı sahasından elde edilmiştir. Ortalama PGE içeriklerinin sahalara göre dağılımları Yukarıbalçıklı sahası 287 ppb, Mehmetalan sahası 194 ppb, Alabayır sahası 122 ppb ve Mollatopuz sahası 86 ppb olarak tespit edilmiştir. Analizi yapılan cevher örneklerin Pd içeriğinin 20 ppb den düşük değerlerde, Ir ise en yüksek değer olarak 105 ppb olduğundan Pd/Ir oranı 1 den daha düşüktür. Bu durum kromit cevherleşmesinde artan kısmi ergime derecesinin varlığını işaret etmektedir. Cevher örneklerinin analiz sonuçlarına göre PGE'lerden Pt, Pd ve Rh (Pd Grubu) elementlerine karşılık Os, Ir ve Ru (Ir Grubu) elementlerinde göreceli bir zenginleşme görülür. Bu durum ofiyolitik kromitlerin PGE içerikleri ile uyumludur. Bu çalışmadan elde edilen PGE içerikleri mantoya göre zenginleşmiş olmakla birlikte günümüz koşullarında ekonomik değildir. Bununla birlikte elde edilen sonuçlardan fay zonlarında daha küçük podlarda bulunan yoğun deformasyona uğramış cevher kütlelerinde daha yüksek PGE içeriklerinin olması, ikincil PGE zenginleşmelerine işaret etmektedir.

6- Mafik dayklarda elde edilen tüm kayaç jeokimyasal analiz sonuçlarına göre bu kayaçların üç farklı kaynaktan türedikleri anlaşılmıştır. Alabayır sahasındaki mafik dayklar alkali karakterli OIB'nı oluşturan bir magmatik kaynaktan türemişken, Mehmetalan ve Mollatopuz sahasındaki mafik dayklar ise toleyitik karakterli IAT'ni oluşturan yitim zonu ile ilişkili bir magmatik kaynak ile E-MORB (ME-34, MO-12) kaynağından meydana gelmiştir.

7- İnceleme alanlarında makroskobik-mikroskobik olarak tanımlanan gabroyik kayaçlar jeokimyasal analiz sonuçları doğrultusunda hazırlanan toplam alkali-silis ve Q-P diyagramlarında gabro alanlarında yer almakta ve subalkalin karakter sergilemektedir. Mehmetalan, Mollatopuz ve Yukarıbalçıklı sahasındaki gabroyik kayaçlar adayayı mafik kümülatları olarak görülürken, Alabayır sahasındaki gabroyik kayaçlar yüksek alkali içeriği nedeniyle adayayı mafik kümülat özellikleri sergilemez. Bu durum

Alabayır sahasındaki gabroyik kayaçların (LOI: 3.5-9.54) ikincil süreçlerde alkalilerce zenginleşmiş olduğunu yansıtabilir. Manto fraksiyonlanmasıyla meydana gelen bu gabroyik kayaçların çoklu element örümcek diyagramlarında LIL elementler dışında ilksel manto normalize değerlerine yaklaşık paralel bir dağılım sergiledikleri görülmüştür.

8- Krom cevherleşmelerinin yan kayaçlarından seçilerek analize gönderilen ultramafik kayaçlar oldukça serpantinleşmiştir. Yüksek ateşte kayıp değerleri (A.Z > 10) bu kayaçların alterasyondan oldukça etkilendiklerini belirtir. Bu ultramafik kayaçlarda artan SiO_2 değerlerine göre negatif bir korelasyon gösteren MgO ve pozitif bir korelasyon sergileyen TiO_2 değerleri magmatik farklılaşmanın en belirgin özelliklerini oluşturur. Manto fraksiyonlanması ile oluşan bu ultramafik kayaçlar düşük Al_2O_3-TiO_2 içerikleri ile genel olarak dünitik karakter sergiler. Bu ultramafik kayaçlarda düşük Al_2O_3 ve yüksek MgO içeriği ilksel mantoda artan kısmi ergime derecesinin varlığını belirtir.

9- Yukarıbalçıklı sahasında gözlenen ve petrografik incelemelerde trakit olarak adlandırılan volkanik kayaçlar jeokimyasal analiz sonuçları doğrultusunda trakit-trakidasit olarak tanımlanmıştır. Şoşonit serisine dahil olan bu volkanik kayaçların SiO_2 değerleri geçiş ortamı ile asidik kayaç sınırında bulunmaktadır. Asidik kayaçlara doğru magmanın artan vizkozitesi sebebiyle bu volkanik kayaçlarda tabakalı akış yapıları gelişmiştir.

10- Mineralojik-petrografik çalışmalar ve jeokimyasal analizler sonucunda, Mehmetalan ve Mollatopuz sahalarında peridotitleri kesen izole diyabaz dayklarının, Ca metazomatizmasına bağlı olarak çeşitli derecelerde rodenjitleşme gösterdikleri tespit edilmiştir. Bu metazomatizmanın etkileri izole dayklarının tüm kayaç jeokimyalarında CaO zenginleşmesine, SiO_2 değerlerindeki tüketilmeye ve Ca-Al-Mg'lu silikatların oluşumu ile belirginleşir. Özellikle rodenjitleşme için karakteristik minerallerden olan diyopsit, hidrogrossüler ve klorit XRD analizleri ile de tespit edilmiştir. Jeokimyasal analiz sonuçlarına göre (n=10) toleyitik karakterli olan izole dayklar, rodenjitleşme derecelerine göre üç farklı alt guruba ayrılmıştır. Birinci gurup ileri derecede rodenjitleşmiş diyabaz dayklarından oluşur (~% 42–38 SiO_2 ;~%19–26 CaO). İkinci gurubu oluşturan diyabaz dayklarında rodenjitleşme derecesi daha düşüktür (~% 42.5–43 SiO_2; %14.5–15 CaO). Üçüncü gurubu oluşturan diyabaz dayklarında ise hem

petrografik hem de jeokimyasal analiz sonuçlarına göre rodenjitleşme etkilerine rastlanılmamıştır (~%47–50 SiO_2 ; %10–12 CaO). Bu üç farklı gurup arasındaki element korelasyonlarının irdelenmesi sonucunda, ofiyolitik mafik kayaçların petrojenetik yorumlarında sıklıkla kullanılan Th, Ti, Y, Yb, Nb, Ta, La, Ce ve Lu gibi elementlerin gözlenen rodonjitleşme derecelerinde Ca metazomatizmasından göreli olarak etkilenmedikleri buna karşın Cr, Ni, Co gibi geçiş metallerinin rodenjitlerde zenginleştikleri tesbit edilmiştir. İzokon analizi sonuçlarına göre Ta'nın bu süreçlerde en hareketsiz element olduğu anlaşılmıştır.

11- Jeokronolojik çalışmalar sonucu elde edilen Ar/Ar yaş verileri ME-30 nolu örnek için 92.0 ± 0.9 Ma (Geç Kretase-Turoniyen), MO-12 nolu örnek için 105.4 ± 1.1 Ma (Erken Kretase-Albiyen), MO-8 nolu örnek için 58.1 ± 1.4 Ma (Thanesiyen), C-4 nolu örnek için 87.7 ± 1.0 Ma (Geç Kretase-Koniyasiyen) olarak bulunmuştur.

12- Jeokronolojik verilerimiz ışığında oluşturduğumuz modellemeler ile DAYK'nın üzerinde geliştiği okyanusal litosferin kapanma sürecindeki evriminde en az iki ensimatik adayayı bileşeninin varlığı yanı sıra, bu okyanusal litosferin kuzeye Avrasya kıtasının altına dalarak kıta kenarı yaylarını oluşturup (Pontid yayı) tüketildiği, dolayısıyla DAYK'ın üç ana yitim kuşağının etkisinde geliştiği önerilmektedir.

KAYNAKLAR

Acarlar, M., Bilgin, A., Erkal, T., Güner, E., Şen, A., Umut, M., Elibol, E., Gedik, İ., Hakyemez, Y., Uğuz, F., 1991. ***Van Gölü ve Kuzeyinin Jeolojisi***. M.T.A Raporu, Rapor no: 9469 (Yayımlanmamış). Van.

Acarlar, M., Türkecan, A., 1986. Başkale (Van) Batı ve Kuzeybatısının Jeolojisi. MTA Raporu, Rapor no: 7913 (Yayımlanmamış). Van.

Akbulut, M., Pişkin, Ö., Arai, S., Özgenç, İ., Minareci, F., 2010. ***Base Metal (BM) and Platinum-Group Elements (PGE) Mineralogy and Geochemistry of the Elmaslar Chromite Deposit (Denizli, SW Turkey): Implicatıons for a Local BM and PGE Enrichment***. Ofioliti, 35 (1): 1-20.

Aksoy, E., 1988. ***Van İli Doğu-Kuzeydoğu Yöresinin Stratigrafisi ve Tektoniği***. F.Ü. Müh. Fak. Jeoloji Bölümü, Doktora tezi (Yayımlanmamış). Elazığ, 171.

Aldanmaz, E., Köprübaşı, N., 2006. ***Platinum-Group-Element Systematics of Peridotites from Ophiolite Complexes of Northwest Anatolia, Turkey: Implications for Mantle Metasomatism by Melt Percolation in a Supra-subduction Zone Environment***. International Geology Review, 48 (23): 420-442.

Aldanmaz, E., Yalınız, M., K., Güçtekin, A., Göncüoğlu, M., C., 2008. ***Geochemical characteristics of mafic lavas from the Neotethyan ophiolites in western Turkey: implications for heterogeneous source contribution during variable stages of ocean crust generation***. Geol. Mag. 145 (1): 37–54.

Arai, S., 1992. ***Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry.*** Mineral. Mag. 56: 173–184.

Arai, S., 1997. ***Control of wall-rock composition on the formation of podiform chromitites as a result of magma/peridotite interaction***. Resour. Geol. 47: 177–187.

Arai, S., Uesugi J., Ahmed, H. A., 2004. ***Upper Crustal Podiform Chromitite From The Northern Ophiolite As The Stratigraphically Shallowest Chromite In Ophiolite And Its Implication For Cr Concentration***. Contrib Mineral Petrol. (47): 145-154.

Austrheim, H., Prestvik, T., 2008. ***Rodingitization and hydration of the oceanic lithosphere as developed in the Leka ophiolite, north-central Norway***. Lithos 104: 177–198.

Bach, W., Klein, F., 2009. ***The petrology of seafloor rodingites: insights from geochemical reaction path modelling***. Lithos 112: 103–117.

Bağcı, U., Parlak, O., Höck, V., 2005. ***Whole rock and mineral chemistry of cumulates from the Kızıldağ (Hatay) ophiolite (Turkey): clues for multiple magma generation during crustal accretion in the sourhern Neotethyan ocean***. Mineralogical Magazine, 69: 53-76.

Bağcı, U., Parlak, O., Höck, V., 2006. ***Geochemical character and tectonic environment of ultramafic to mafic cumulates from the Tekirova (Antalya) ophiolite (southern Turkey).*** Geological Journal, 41: 193-219.

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

Ballhaus, C., 1998. ***Origin Of Podiform Chromite Deposits By Magma Mingling***. Earth Planet Sci Lett 156: 185–193.

Balkaş, Ö., Serdar, H.S., Erakman, B., Üngör, A., Pasin, C., Aksu, R., İşbilir, M., 1980. ***Başkale-Gürpınar-Çatak-Van Alanının Jeolojisi ve Petrol Olanakları***. TPAO, Rapor no: 1455, 124.

Barazangi, M., Sandvol, E., Seber, D., 2006. ***Structure and tectonic evolution of the Anatolian plateau in eastern Turkey***, in Dilek, Y., and Pavlides, S., eds., Postcollisional tectonics and magmatism in the Mediterranean region and Asia: GSA Special Paper 409: 463–474.

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

Barnes, S. J. Naldrett, A.J., Gorton, M.P., 1985. ***The Origin of Platinum Group Elements in Terrestrial magmas.*** Chem. Geol., 53: 303-323.

Barth, M.G., Mason, P.R.D., Davies, G.R., Dijkstra, A.H., Drury, M.R., 2003. ***Geochemistry of the Othris ophiolite, GNTEce: evidence for refertilization?*** Journal of Petrology 44: 1759–1785.

Bassaget, J., P., Michel, R., Richard, F., 1967. ***Les rodingites et les ophisherites du massif ultrabasique de la province de Muğla (Taurus occidental, Turquie). Comparaison avee les analyses ehimiques re"eentes de rodingites des Alpes***. Trav. Lab. Geol. Grenoble, 43: 23-39.

Başpınar, G., 2006. ***Guleman (Elazığ) Bölgesi Krom Yataklarının Platin Grubu Element İçerikleri ve Jeokimyası***. Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Mühendislik Tezi, 138 s (yayımlanmamış), Elazığ.

Batchelor, R. A., Bowden, P., 1985. ***Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters***. Chemical Geology 48**,** 43–55.

Beccaluva, L., Ohnenstetter, D., Ohnenstetter M., Paupy, A., 1984. ***Two magmatic series with island arc affinities within the Vourinos ophiolite***. Contributions to Mineralogy and Petrology 85: 253–271.

Beccaluva, L., Coltorti, M., Saccani E., Siena, F., 2005. ***Magma generation and crustal accretion as evidenced by supra-subduction ophiolites of the Albanide–Hellenide Subpelagonian zone***. The Island Arc 14: 551–563.

Beard, J.S., 1986. ***Characteristic mineralogy of arc-related cumulate gabbros: implications for the tectonic setting of gabbroic plutons and for andesite genesis.*** Geology 14, 848– 851.

Bingöl, A., F., 1984. ***Geology of the Elazığ Area in the Eastern Taurus Region***. Ed: Tekel C., Göncüoğlu M.C., Geology of the Taurus Belt, MTA, Ankara, 209-216.

Bingöl, A., F., 1987. ***Petrographical and metamorphical facies of intrusive rocks of Yüksekova Complex in the Elazığ region (Eastern Taurus-Turkey).*** The Journal of Fırat Univ., Science and Tecnology, 3. Elazığ.

Bizimis, M., Salters, V.J.M., Bonatti, E., 2000. ***Trace and NTE content of clinopyroxenes from supra-subduction zone peridotites. Implications for melting and enrichment processes in island arcs***. Chemical Geology 165: 67–85.

Bloxham, W., Lewis, A., D., 1972. ***Ti, Zr, and Cr in some British pillow lavas and their petrogenetic affinities***. Nature (Phys. Sci.) 237: 134–136.

Bonavia, F.F., Diella V., Ferrario A., 1993. ***Precambrian podiform chromitites from Kenticha Hill, southern Ethiopia.*** Econ Geol 88: 198–202.

Bozkurt, E., 2001. ***Neotectonics of Turkey - a synthesis***. Geodinamica Acta 14: 3-30.

Boztuğ, D., Yağmur, M., Otlu, N., Tatar, S., Yeliltal, A., 1998. ***Petrology of the post-collisional, within-plate Yıldızdağ Gabbroic pluton, Yıldızeli-Sivas region***. Turkish Journal of Earth Sciences, 7, 37-51.

Boyalı, İ. 1972. ***Yukarıbalçıklı Köyü (Van-Özalp) Krom Zuhurlarının 1:25.000 lik Jeolojik Etütdü***. (yayınlanmamış), Van.

Boyalı, İ., Sayın, A., Ş., İçin, B., Özkan, Z., M, 1974. ***Van – Özalp Civarındaki Peridotitlerdeki Krom Cevheri Prospeksiyonu***. M.T.A. Raporu (Yayımlanmamış) Van.

Brugmann, G. E., Arndt, N. T., Hoffmann, A. W., Tobschall, H.J., 1987. ***Nobel Metal Abundances in komatiite Suit from Alexo, Ontario and Gorgona Island, Colombia***. Geochim. Cosmochim. Acta, 51: 2159-2169.

Buisson, G., Leblanc, M., 1986. ***Gold Bearing Listwanites From Ophiolite Complexes***. In Gallagher, J.M., Ischer, R.A., Neary, C.R., and Prichard, H.M., eds., Metallogeny of Ultrabasic Rocks: British IMM.

Cann, J., R., 1970. ***Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks***. Earth and Planetary Science Letters 10: 7–11.

Capedri, S., Venturelli, G., Bocchi, G., Dostal, J., Garuti, G., Rossi, A., 1980. ***The geochemistry and petrogenesis of on ophiolitic sequence from Pindos, GNTEce***. Contributions to Mineralogy and Petrology 74: 189–200.

Cassard, D., Nicolas A., Rabinow C., Z., M., Moutte M., Leblanc M., Prinzhofer A., 1981. ***Structural Classification Of Chromite Pods in Southern New Caledonia***. Econ. Geol. 76: 805–831.

Cawood, A., P., Kröner A., Collins J.,W., Kusy M., T., Mooney D., W., Windley F., B., 2009. ***Accretionary orogens through Earth history***. Geological Society, London, Special Publications, 318: 1-36.

Coish, R., A., 1977. ***Ocean floor metamorphism in the Betts Cove Ophiolite, Newfoundland***. Contributions to Mineralogy and Petrology 60: 277–302.

Coleman, R., G., 1967. ***Low-temperature reaction zones and alpine ultramafic rocks of California, Oregon, and Washington***. U.S. Geological Survey Bulletin 1247: 1–49.

Coleman, R., G., 1977. ***Ophiolites***. Springer-Verlag, Berlin, 229.

Çakır, Ü., 1978. ***Pe´trologie du Massif Ophiolitique de Pozantı-Karsantı (Taurus CilicienTurquie): Etude de la Partie Centrale***. [Ph.D. thesis]: France, University of LouisPasteur.251p.Strasbourg.

Çakır, Ü., Juteau, T., Whitechurche, H., 1978. ***Nouvelle preuve de l'e´caillage intraoce anique pre´coce des ophiolites te´thysiennes: les roches me´tamorphiques infrape´ridotitiques du massif de Pozantı-Karsantı(Turquie)***. Bulletin de la Socie´te´ Ge´ologique de France, 7(20):61–70.

Çakır, Ü., 2009. ***Structural and geochronological relationships of metamorphic soles of eastern Mediterrranean ophiolites to surrounding units: indicators of intra-oceanic subduction and emplacement*** International Geology Review, 51: 189 – 215.

Çoğulu, E., Cuagnot, M., 1965. ***Sur l'existence de rogingites dans les serpentinites des environs de Mihaliççik (Vilayet d'Eskişehir, Turquie)***. Bull, Suisse Mineral. 45: 17-20.

Çolakoğlu, A.R., 2009. ***Geology and geochemical characteristics of Gevaş listwaenites (Van-Turkey).*** An Earth Science of Journal, 30 (1): 59-81.

Çolakoğlu, A.R., Arehart, G., 2010. ***The petrogenesis of Sarıçimen (Çaldıran-Van) quartz monzodiorite: Implication for initiation of magmatism (Late medial Miocene) in the east Anatolian collision zone, Turkey***, Lithos 119: 607-620.

Çolakoğlu ve Günay., 2010. Tübitak 108Y209 nolu proje 2010 Aralık ara raporu.

Debon, F., Le Fort, P., 1983. ***A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations***. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences 73, 135–149.

Dewey, J., F., Hempton, M. R., Kidd, W., S., F., Şaroğlu, F., Şengör, A.M.C., 1986. ***Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia - a young collision zone, in Collision Tectonics***. Geological Society special publication, edited by M.P. Coward and A.C. Ries, 19: 3-36.

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

Dickey, J.S., 1975. ***An Hypothesis of Origine for Podiform Chromite Deposits***. Geochim.et Cosmochim Acta, 39: 1061-1074.

Dilek, Y., Thy, P., 1998. ***Structure, petrology and seafloor spreading tectonics of the Kizildag Ophiolite***. Turkey Geological Society, London, Special Publications, 148: 43-69.

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

Dilek, Y., Flower, M. F. J., 2003. ***Arc-Trench Rollback and Forearc Accretion: 2. A Model Template for Ophiolites in Albania, Cyprus, and Oman***. Special Publications, Geological Society, London, 218: 43–68.

Dilek, Y., Furnes, H., Shallo, M., 2008. ***Geochemistry of the Jurassic Mirdita Ophiolite (Albania) and the MORB to SSZ evolution of a marginal basin oceanic crust***. Lithos, 100: 174–209.

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

Dilek, Y., Imamverdiyev, N., Altunkaynak, Ş., 2010. ***Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle Dynamics and its magmatic fingerprint.*** International Geology Review, 52: 536-578.

Dubińska, E., 1995. ***Rodingites of the eastern part of Jordanów–Gogołów serpentinite massif, Lower Silesia, Poland***. Canadian Mineralogist 33: 3585–3608.

Dubińska, E., 1997. ***Rodingites and amphibolites from the serpentinites surrounding Göry Sowie block (Lower Silesia, Poland): record of supra-subduction zone magmatism and serpentinization***. Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen 171: 239–279.

DPT, 2000. ***T.C. Başbakanlık, Devlet Planlama Teşkilatı, Sekizinci Beş Yıllık Kalkınma Planı (2001-2005)***, Madencilik Özel İhtisas Komisyonu, Krom Çalışma Grubu Raporu, 1-52.

Dupuis, C., He´bert, R., Dubois-Coˆte, V., Wang, C.S., Li, Y.L., Li. Z.J., 2005. ***Petrology and geochemistry of mafic rocks from me´lange and flysch units adjacent to the Yarlung Zangbo Suture Zone, southern Tibet.*** Chemical Geology 214: 287– 308.

Economou-Eliopoulos, M., 1996. ***Platinum-group elements distribution in chromite ores from ophiolite complexes: implications for their exploration***. Ore Geology Review, 11: 363-381.

Elitok, Ö., Dolmaz, M.N., 2008. ***Mantle flow-induced crustal thinning in the area between the easternmost part of the Anatolian plate and the Arabian Foreland (E Turkey) deduced from the geological and geophysical data***. Gondwana Research 13 (3): 302-318.

Elmas, A., 1992. ***Erçek Gölü (Van) Dolayının Jeoloji İncelemesi***. İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora tezi, İstanbul, 1-360.

Elmas, A., Yılmaz, Y., 2003. ***Development of an Oblique Subduction Zone Tectonic Evolution of the Tethys Suture Zone in Southeast Turkey***. International Geology Review, 45: 827-840.

Elthon, D., 1979. ***High magnesia liquids as the parental magma for ocean floor basalts***. Nature. 278: 514-518.

Engin, T., 2001. ***Magmatik Petrojenez***. TÜBİTAK Lisans Üstü Yaz Okulu, (ed, Boztuğ, D. Ve Otlu, N.) 7-12 Haziran, Akçakoca-Düzce, 445-473.

Ercan, A., 1988. ***Van İli Doğu-Kuzeydoğu Yöresinin Stratigrafisi ve Tektoniği***. Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü. Doktora tezi, Elazığ, 1-161.

Erdal, H.K., 2007. ***Rutil İçeren Kahramanmaraş Berit Metaofiyoliti Kromititleri İçerisinde Belirlenen Polifazlı Pd-Pt-Te Mineralizasyonları Konusunda Kısa Not***. MTA Dergisi, 134: 59-64.

Erkanol, D., Avşar, M., 1989. ***Özalp (VAN) – İran Hududu Arasının Genel Jeokimya ve Ağır Mineral Çalışmaları Raporu***. M.T.A. Raporu (Yayımlanmamış) Van.

Ewart, A., Bryan, W.B., Chappel, B.W., Rudnick, R.L., 1994a. ***Regional geochemistry of the Lau-Tonga arc and backarc systems***. In: Hawkins, J.W., Parson, L.M., Allan, J.F., et al. (Eds.), Proc. Ocean Drill. Prog., Sci. Results, 135: 385– 425.

Ewart, A., Hergt, J.M., Hawkins, J.W., 1994b. ***Major element, trace element, and isotope (Pb, Sr, and Nd) geochemistry of site 839 basalts and basaltic andesites: Implications for arc volcanism.*** In: Hawkins, J.W., Parson, L.M., Allan, J.F., et al.Proc. Ocean Drill. Prog., Sci. Results, 135: 519– 531.

Faure, G., 1994. ***Principles and Applications of Geochemistry***. Cambridge University Press. New York, TN 269 S52415. 1-589.

Floyd, P. A., Winchester, J. A., 1975. ***Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements.*** Earth and Planetary Science Letters 27: 211–18.

Floyd, P. A., Göncüoğlu, M. C., Winchester J. A., Yalınız, M. K., 2000. ***Geochemical Character and Tectonic Environment of Neotethyan Ophiolitic Fragments and Metabasites in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey***. Special Publications, Geological Society, London, 173: 183–202.

Floyd, P. A., Özgül, L., Göncüoğlu, M. C., Yalınız M. K., Winchester, J., A., 2003. ***Metabasite blocks from the Koçyaka HP-LT metamorphic rocks, Konya, Central Anatolia: geochemical evidence for an arc–backarc pair?*** Turkish Journal of Earth Sciences 12: 157–174.

Frost, R. B., Beard, A. S., 2007. ***On silica activity and serpentinization***. Journal of Petrology 48:1351–1368.

Gansser, A., 1974. ***The Ophilitic Melange, A World Wide Problem on Tethyan Examples***. Clogae geol., Helvetiae, 67 (1): 479-507.

Garcia, M. O., 1978. ***Criteria of the ancient volcanic ares***. Earth Sei., Rev., 14: 147-185.

Garuti, G., Fershtater, G., Bea, F., Montero, P.G., Pushkarev, E.V., Zaccarini, F., 1997. ***Platinum-group element distribution in mafic- ultramafic complexes of central and southern Urals: Preliminary results***. Tectonophysics, 276: 181-194.

Gass, G.I., Smith, G.A., Vine, J.F., 1975. ***Origin and emplacement of ophiolites: Geodynamics Today***. The British Natiinal Comittee for Geodynamics.

Gauthier, M., Corrivaux, L., Trottier, L.J., Cabri, L.J., Laflamme, J.H.G., Bergeron, M., 1990. ***Chromitites Platini feres de l'Estrie-Beauce, Appalaches du sud de Quebec***. Mineralium Deposita, 25: 169-178.

Gökçe, A., 2009. ***Maden Yatakları***. Cumhuriyet Üniversitesi Yayınları, 100: 1-323.

Göncüoğlu, M., Turhan, N. 1984. ***Geology of the Bitlis metamorphic belt***. *In*: Tekeli, O. & Göncüoğlu, M. C. (eds) *Geology of the Taurus Belt, Proceedings of International Symposium.* Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA), Ankara, 237–244.

Göncüoglu, M.C., Dirik, K., Kozlu, H., 1997. ***Pre-Alpine and Alpine Terranes in Turkey: explanatory notes to the terrane map of Turkey***. Annales Geologique de Pays Hellenique 37: 515–536.

Göncüoğlu, M.C., Sayit, K., Tekin, U.K., 2010. ***Oceanization of the northern Neotethys: Geochemical evidence from ophiolitic melange basalts within the İzmir–Ankara suture belt, NW Turkey***. Lithos 116: 175–187.

Göncüoğlu, M.C., 2010. ***Türkiye jeolojisine Giriş: Alpin ve Alpin Öncesi Tektonik Birliklerin Jeodinamik Evrimi.*** MTA., Monografi serisi No: 5, Ankara, 1-56.

Gntenly, E., 1913. ***The Geology of Anglesey***. Mem. Geol., Srurv. G. B. 980.

Grant, J.A., 1986. ***The Isocon diagram — a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration.*** Economic Geology 81: 1976–1982.

Gribble, R. F., Stern, R. J. Newman, S., Bloomer, S.H., O'Hearn, T, 1998. ***Chemical and isotopic composition of lavas from the Northern Mariana Trough: implications for magmagenesis in back-arc basins***, *J. Petrol*., *39*: 125–154

Hall, R., 1979. ***Güneydoğu Türkiye'de Ofiyolit Yerleşmesi ve Toros Sütür Zonunun Evrimi.*** Yeryuvarı ve İnsan, Mayıs, 18-28.

Hart, W. K., Wolde Gabriel G., Walter, R. C., Mertzman, S. A., 1989. ***Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interactions***. Journal of Geophysical Research, 94: 7731–7748.

Hassanipak, A., Ghazi, M., 2000. ***Petrology, Geochemistry and Tectonic Setting of the Khoy Ophiolite, Northwest Iran: implications for Tethyan Tectonics***. J.Asian Earth Sci., 18: 109-121.

Hoeck, V., Tomek, C., Robertson, A., Koller, F., 2002. ***Europrobe–Pancardi Symposium ''Eastern Mediterranean Ophiolites: Magmatic Processes and Geodynamic Implications.*** Lithos 65: 1-17.

Hopf, S., 1993. ***Behaviour of rare earth elements in geothermal systems of New Zealand.*** Journal of Geochemical Exploration 47: 333–357.

Hsu, K., J., 1968. ***Principles of Melange and Their Bearing of the Franciscan-Knoxville Paradox.*** Bull. Geol. Soc. Am. 79: 1063-1074.

Humphris, S., E., Thompson, G., 1978. ***Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts.*** Geochimica et Cosmochimica Acta 42: 127–136.

Humphries, S.E., 1984. ***The mobility of the rare earth elements in the crust***. In: Henderson P. (ed.), Rare earth element geochemistry. Elsevier, Amsterdam, 315-341.

Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Villari, L., 1982a. ***Anatolia and northwestern Iran, in Andesites***, Ed, R.S. Thorpe, John Wiley & Sons.

Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati di Brozolo, F., Villari, L., 1982b. ***Tertiary and Quaternary volcanism of the Erzurum-Kars area (Eastern Turkey)***. Geochronological data and geodynamic evolution, J. Volc. Geotherm. Res., 112 (1-4): 189-220.

Irvine, T. N., Baragar, W. R. A., 1971. ***A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.*** Canadian Journal of Earth Sciences 8**,** 523–548.

Ishii, T., Robinson, P.T., Maekawa, H., Fiske, R., 1992. ***Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125***. In Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B., et al., Proc. ODP, Sci. Results, 125: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 445–485.

Jenner, G.,A., Dunning, G., R., Malpas, J., Brown M., Brace, T., 1991. ***Bay of Islands and Little Port complexes, revisited: age, geochemical and isotopic evidence confirm suprasubduction-zone origin***. Canadian Journal of Earth Sciences 28: 1635–1652.

Jensen, L.S., 1976. ***A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks***. Ontario Div. Mines. Misc. Pap. 66.

Juteau, T., 2004. ***The Ophiolites of Khoy (NW Iran): their significance in the Tethyan ophiolite belts of the Middle-East.*** C. R. Geoscience 336: 105-108.

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

Keskin, M., 2003. ***Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey***. Geophys. Res. Lett., 30(24), 8046.

Keskin, M., 2005. Domal uplift and volcanism in a collision zone without a mantle plume: Evidence from Eastern Anatolia, ***http://www.mantleplumes.org/Anatolia.html*** Erişim tarihi: 16.01.2011

Keskin, M., 2007. ***Eastern Anatolia: a hot spot in a collision zone without a mantle plume***. In: Foulhrt, G.R,. Jurdy D. (Eds), Plates, Plumes, and Planetary Processes. Geological Society of America Special Paper 430: 693–722.

Ketin, İ., 1977. ***Van Gölü ile Iran sınırı arasındaki bölgede yapılan jeoloji gözlemlerinin sonuçları hakkında kısa bir açıklama.*** Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni 20: 79–85.

Khalatbari-Jafari, M., Juteau, T., Bellon, H., Emami, H., 2003. ***Discovery of two ophiolite complexes of different ages in the Khoy area (NW Iran).*** C. R. Geoscience 335: 917-929.

Khalatbari-Jafari, M., Juteau, T., Bellon, H., Whitechurch, H., Cotten, J., and Emami, H., 2004. ***New Geological, Geochronological and Geochemical Investigations on the Khoy Ophiolites and Related Formations, NW Iran.*** J. Asian Earth Sci., 23: 507-535.

Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S., Kuloshvili, S., 2001. Neotectonics of East Anatolian Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: implication for transition from thrusting to strike-slip faulting Geodinamica Acta 14 (2001) 177–195.

Kojonen, K., Zaccarini, F., Garuti, G., 2003. ***Platinum-Group Elements and Gold Geochemistry and Mineralogy in the Ray-Iz Ophiolitic Chromitites, Polar Urals***. In: Eliopoulos, D.G. et al. (eds.). Mineral Exploration and Sustainable Development, Millpress Rotterdam Netherlands, 599-602.

Koutsovitis, P., Magganas A., Pomonis P., 2008. ***Rodingites within scattered ophiolitic occurrences from the northern and eastern Othris area, GNTEce***. RMS DPI 2008-1-52-1 ***http://www.minsoc.ru/2008-1-52-1.*** Erişim tarihi: 20.01.2011

Lago, B.L., Rabinow C.Z.M., Nicolas, A., 1982. ***Podiform Chromite Ore Bodies: A Genetic Model.*** J Petrol 23: 103–125.

Lameyre, J., Bowden P., 1982. ***Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks***. J Volcanol Geotherm Res 14: 169-186.

LeBas, M.J., LeMaitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. ***A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram***. Journ. Petrol., 27: 745-750.

Leblanc, M., 1987. ***Chromite in oceanic arc environment: New Caledonia, in Stowe, C. W., ed, Evolution of Chromium Ore Fields***. New York, Van Nostrand-Reinhold, 265-296.

Leblanc, M., 1991. ***Platinum-group Elements and Gold in Ophiolitic Complexes, Distribution and Fractionation from Mantle to Oceanic Floor***. In: Peters, T. et

al. (eds.). Ophiolite Genesis and Evolution of The Oceanic Lithosphere, Oman, Kluwer. Dordrecht, 231-260.

Leblanc, M., Nicolas, A., 1992. ***Ophiolitic Chromitites***. Int. Geology Rev. 34: 653-686.

Li, X.-P., Rahn, M., Bucher, K., 2008. ***Eclogite facies metarodingites — phase relations in the system SiO2–Al2O3–Fe2O3–FeO–MgO–CaO–CO2–H2O: an example from the Zermatt–Saas ophiolite.*** Journal of Metamorphic Geology 26: 347–364.

McElduff, B., Stumpfl, E.F., 1990. ***The chromite deposits of the Troodos complex, Cyprus - Evidence for the role of a fluid phase accompanying chromite formation***. Mineralium Deposita, 26: 307-318.

McKenzie, D. P., 1972. ***Active tectonics of the Mediterranean***. Geophys. J. R. Astr. Soc., 30 (2): 109-185.

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

McKenzie, D. P., Bickle, M.J., 1988. ***The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere***. J. Pet., 29: 625-679.

Melcher, F., 2000. ***Base Metal- platinum-group element sulfides from the Urals and the Eastern Alps: characterization and significance for mineral systematic***. Mineralogy and Petrology, 68: 177-211.

Melcher, F., Grum, W., Thalhammer, T.V., Thalhammer, O.A.R., 1999. ***The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: constraints from trace element (PGE, NTE) and isotope data.*** Mineralium Deposita, 34: 250-272.

Meschede, M., 1986. ***A method of discriminating between different types of mid-oceanic ridge basalts and continental tholeiites with Nb-Zr-Y diagram***. Chem., Geol., 56: 207-218.

Michard, A., 1989. ***Rare earth element systematics in hydrothermal fluids***. Geochim. Cosmochim. Acta, 53: 745-750.

Middlemost, E.A.K., 1985. ***Naming materials in the magma/igneous rock system***. *Earth-Sciences Reviews* 37**,** 215–224.

Miyashiro, A., 1975. ***The Troodos Ophiolite was Probably Formed as an Island Arc***. Earth and Planetary Sci. Letters, 19: 318-224

Mitchell, J., Westeway, R., 1999. ***Chronology of Neogene and Quaternary uplift and magmatism in the Cacasus: constraints from K – Ar dating of Volcanism in Armenia***. Tectonophysics, 304: 157-186.

Moores, E. M., Vine, F.J., 1971. ***The Troodos Massif, Cyprus and Other Ophiolites as Oceanic Crust: Evalution and İmplications***. Phil. Trans. R. Soc., A 468: 443-466.

Moutte, J., 1982. ***Chromite Deposits of The Tiebaghi Ultramafic Massif, New Caledonia***. Econ. Geo., 77: 576-591.

Mondal, S.K., Ripley E.M., Li, C., Frei, R., 2006. ***The genesis of Archean chromitites from the Nuasahi and Sukinda massifs in the Singhbhum Craton, India***. Precamb. Res., 148: 45-66.

MTA., 2007. 1/100000 Jeoloji Haritası. ***http://www.mta.gov.tr/mta_web/haritalar.asp*** Erişim tarihi: 16.01.2011

Mullen, E.D., 1983. ***MnO/TiO2/P2O5: A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis***. Earth and Planetary Science Letters, 62: 53–62.

Nakamura, N., 1974. ***Determination of NTE, Ba, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites.*** Geochim. et Cosmo. Acta, 38: 757-775.

Naldrett, A.J., 1981. ***Platinum-group element deposits***. In: L.J. Cabri (Ed.), PGE Mineralogy, Geology, Recovery. Can. Inst. Min. Metal., Spec., 23: 197-231.

Naldrett, A.J., Cabri, L.J., 1976. ***Ultramafic and related rocks: their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfides and platinum-group elements***. Economic Geology, 71: 1131-1158.

Naldrett, A.J., Hoffman, E.L., Gntenly, A.H., Chou, C-L., Naldrett, S.R., Alcock, R.A., 1979. ***The Composition of Ni-Sulfide Ores With Particular Reference to Their Content of PGE and Au***. Canad. Mineral., 17: 403-415.

Naldrett, A.J., Duke, J.M., 1980. ***Platinum Metals in Magmatic Sulfide Ores***. Science, 208: 1417-1424.

Naz, H., 1979. ***Elazığ-Palu dolayının Jeolojisi***. TPAO Arşiv no: 1360 (Yayımlanmamış).

Normand, C., Williams-Jones, A. E., 2007. ***Physicochemical conditions andtiming of rodingite formation: evidence from rodingite-hosted fluid inclusions in the JM Asbestos mine, Asbestos.*** Québec. Geochemical Transactions 8, 11.

Okay, I.A., 2008. ***Geology of Turkey: A Synopsis***. Anschnitt, 21: 19-42.

Okay, I.A., Tansel, I., Tüysüz, O., 2001. ***Obduction, subduction and collision as reflected in the Upper Cretaceous – Lower Eocene sedimentary record of western Turkey.*** Geological Magazine, 138: 117-142.

Okay, I.A., Tüysüz, O., 1999. ***Tethyan sutures of northern Turkey***. Geological Society, London, Special Publication, 156: 475-515.

Oyan, V., Keskin, M., Lebedev, A.L., Sharkov, E., Chuagev, A., 2011. ***Pliyosen Yaşlı Etrüsk strato-volkaninin magmatik evriminde kabuksal kirlenme-ayirimlaşma (AFC) ve magma karışımı işlemlerinin önemi, Van Gölü kuzeydoğusu.*** 64. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 24-29 Nisan 2011, Ankara, 162-164.

Özdemir, Y., Karaoğlu, Ö., Tolluoğlu, A.Ü., Güleç, N., 2006. ***Volcanostratigraphy and petrogenesis of the Nemrut stratovolcano (East Anatolia High Plateau): The most recent post-collisional volcanism in Turkey.*** Chemical Geology**.** (226): 189-211.

Page, N. J., Engin, T., Singer, D. A., Haffty, J., 1984. ***Distribution of platinum-group elements in the Bati Kef chromite deposit, Güleman-Elaziğ area, Eastern Turkey***. Economic Geology, 79: 177–184.

Paktunç, A.D., Baysal, O., 1981. ***Mineralogy of Çatalocak-Suluocak chromites***. Yerbilimleri, Bull. Inst. Earth Sci. Hacettepe Univ., Turkey, 8: 31-40.

Paktunç, A.D., 1990. ***Origin Of Podiform Chromite Deposits By Multistage Melting, Melt Segregation And Magma Mixing In The Upper Mantle.*** Ore Geol Rev 5: 211-222.

Parlak, O., Höck, V., Delaloye, M., 2000. ***Suprasubduction zone origin of the Pozantı–Karsantı ophiolite (southernTurkey) deduced from whole-rock andmineral chemistry of the gabbroic cumulates***. In Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area (eds E. Bozkurt, Winchester and J. D. A. Piper), pp. 219–34. Geological Society of London, Special Publication, 173.

Parlak, O., Höck, V., Delaloye, M., 2002. ***The suprasubduction Pozantı–Karsantı ophiolite, southern Turkey: evidence for high-pressure crystal fractionation of ultramafic cumulates***. Lithos 65: 205–224.

Parlak, O., Höck, V., Kozlu, H., Delaloye, M., 2004***. Oceanic crust generation in an island arc tectonic setting, SE Anatolian orogenic belt (Turkey).*** Geol. Mag. 141 (5): 583–603.

Parlak, O., Rızaoğlu, T., Bağcı, U., Karaoğlan, F., Höck, V., 2008. ***Tectonic significance of the geochemistry and petrology of ophiolites in southeast Anatolia, Turkey***. Tectonophysics (473): 173-187.

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

Palandri, J. L., Reed, M. H., 2004. ***Geochemical models of metasomatism in ultramafic systems: Serpentinization, rodingitization, and sea floor carbonate chimney precipitation***. Geochimica et Cosmochimica Acta 68: 1115-1133.

Pearce, J.A., 1982. ***Trace element characteristics from destructive plate boundaries. In: R.S. Thorpe (Ed.), Andesites: Orogenic andesites and related rocks***. John Wiley, Chichester, 525-548.

Pearce, J.A., 1983. ***The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins.*** In: C.J. Hawkesworth, and M.J. Norry (eds), Continental Basalts and Mantle Xenoliths, 230-249.

Pearce, J.A., 2005. ***Mantle preconditioning by melt extraction during flow: theory and petrogenetic implications***. Journal of Petrology 46: 973–97.

Pearce, J.A., 2007. ***Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust***. Lithos 100: 14–48.

Pearce, J.A., Cann, J. R., 1971. ***Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr, and Y.*** Earth and Planetary Science Letters. 12: 339-349.

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

Pearce, J. A., 1975. ***Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus***. Tectonophysics, 25: 41-67.

Pearce, J.A., Gale, G. H., 1977. ***Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks***. Geological Society Special Publication, 7: 14-24.

Pearce, J.A., Norry, M. J., 1979. ***Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks.*** Contributions to Mineralogy and Petrology 69: 33–47.

Pearce, J.A., Alabaster, T., Shelton, A.W., Searle, M.P., 1981. ***The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: evidence and implications***. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 300: 299-317.

Pearce, J.A., Bender, J.F., De Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Güner, Y., Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., Moorbath, S., Mitchell, J.G., 1990. ***Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey***. J. Volcanol. Geotherm. Res., 44: 189-229.

Pearce, J.A., Peate, D.W., 1995. ***Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas.*** Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 23: 251-286.

Pearce, J.A., Stern, R. J., 2006. ***Back-Arc Spreading Systems***. Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions Geophysical Monograph Series 166 Published in 2006 by the American Geophysical Union10.1029/166GM06.

Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. ***Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey***. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58**:** 63–81.

Perinçek, D., 1979a. ***Palu-Karabegan-Elazığ-Sivrice-Malatya alanının jeolojisi ve petrol imkanları***. TPAO Arşiv no:1361 (Yayımlanmamış).

Perinçek, D., 1979b. ***The Geology of Hazro-Korudağ-Çüngüş-Maden-Ergani-Hazar-Elazığ-Malatya Area***. Guide book, Tür. Jeol. Kurumu yayını, 33.

Perinçek, D., 1980. ***Bitlis Metamorfitlerinde Volkanitli Triyas***. Tür. Jeol. Kur. Bült, 23:201-211.

Pehlivanoğlu, H., Tüfekçi, Ş.M., 1982. ***Doğuanadolu'da Yapılan Cu-Pb-Zn Prospeksiyon Raporu.*** M.T.A Raporu (Yayımlanmamış). Van.

Pişkin Ö., 1975. ***Çelikhan Çevresi Ultrabazikleri içindeki Rodenjitler ve Kimyasal Analizleri***. Türkiye Jeoloji Bülteni, 18: 17-21.

Puga, E., Nieto, J. M., Diaz de Federico, A., Bodinier, J. L., Morten, L., 1999. ***Petrology and metamorphic evolution of ultramafic rocks and dolerite dykes of the Betic***

ophiolitic association (Mulhacen Complex, SE Spain): evidence of eo-Alpine subduction following an ocean-floor metasomatic process. Lithos 49: 23-56.

Putnis, A., Austrheim, H., 2010. ***Fuluid-induced processes: metasomatism and metamorphism.*** Geofluids 10: 254-269.

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

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

Robertson, A.H.F., Dixon, J.E., 1984. ***Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean.*** In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geological Society, London, 17: 1–74.

Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., Pickett, E. A., Collins, A. S., Andrew, T., Dixon, J. E. 2004. ***Testing models of Late Palaeozoic–Early Mesozoic orogeny in Western Turkey: support for an evolving open-Tethys model.*** Journal of the Geological Society, London, 161: 501–511.

Robertson, A. H. F., Ustaömer, T., Ünlügenç, Ü. C., Parlak, O., Taşli, K., Inan, N. 2006. ***The Berit transect of the Tauride thrust belt, S Turkey: Late Cretaceous–Early Tertiary accretionary and collisional processes related to the South-Neotethys.*** Journal of Asian Earth Sciences, 27: 108–145.

Robertson, A.H.F., Parlak, O., Ustaömer, T., Ünlügenç, U., 2007. ***Role of Late Mesozoic subduction and Palaeogene collision in melange genesis and ophiolite emplacement in the 9 Anatolides of western and central Turkey.*** European Geosciences Union General Assembly, Vienna-Austria, 15 – 20 April 2007. Geophysical Research Abstract, 9: 01429.

Rollinson, H.R., 1993. ***Using geochemical data : Evaluation, Presentation , Interpreatation***. Longman Scientific & Technical, 353, New York.

Rotstein, Y., Kafka, A.L., 1982. ***Seismotectonics of the southern boundary of Anatolia, eastern Mediterranean region, subduction, collision and arc jumping***. J. Geophys. Res., 87: 7694-7706.

Rudnick, R.L., Gao, S., 2003. Composition of the continental crust, Bölüm 3. ***Treatise on Geochemistry*** (Editör: H.D. Holland ve K.K. Turekian). Elsevier, Pergamon. 203s.

Sarıfakıoğlu, E., Özen, H., Winchester, J.A., 2009. ***Petrogenesis of the Refahiye Ophiolite and its Tectonic Significance for Neotethyan Ophiolites Along the İzmir-Ankara-Erzincan Suture Zone***. Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.), 18: 187–207.

Saunders, R.S., Roth, L. E., Downs, G.S., Schubert, G., 1980a. ***Early volcanic–tectonic province: Coprates region of Mars.*** In: Reports of Planetary Geology Program. NASA Tech. Memo. 81(776): 74–75.

Saunders, A.O., Tarney, J., Marsh, N.G., Wood, O.A., 1980b. ***Ophiolites as ocean crust or marginal basin crust: A geochemical approach.*** Panayiotou, A., ed., Ophiolites da., Proc.Int.sph.Symp., Cyprus, 702: 13.

Saunders, A.D., Tarney, J., 1984. ***Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basin***. In: Kokelaar, B., P. and Howells, M., F. (eds), Marginal Basin Geology. Geological Society, London, Special Publication 16: 59–76.

Saunders, A.D., Storey, M., Kent R.W., Norry, M.J., 1992. ***Magma Generation and Break-Up Processes Consequences of plume-lithosphere interactions***. Geological Society, London, Special Publications, 68: 41-60.

Sayit, K., Göncüoglu, M.C., 2009. ***Geochemical characteristics of the basic volcanic rocks within the Karakaya Complex: a review***. Yerbilimleri 30, 181–191.

Saydemer, M., 1976. ***İran sınırı boyunca yapılan jeolojik çalışmanın nihai raporu***. MTA rapor no: 5622.

Shervais, J.W., 1982. ***Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas***. Earth and Planetary Science Letters 59: 101-118.

Shervais, J.W., 2001. ***Birth, death, and resurrection: The life cycle of supra subduction zone ophiolites.*** Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2:[paper number 2000GC000080].

Smith, A.G., 1973. ***Alpine Deformation and the Oceanic Areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic***. Geol. Coc. Am. Bull., 82: 203-270.

Spear, F.S., 1981. ***An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite***. American Journal of Science, 281: 697–734.

Staudigel, H.T., Plank, W., White, H. U., Schmincke., 1996. ***Geochemical fluxes during seafloor alteration of the basaltic upper oceanic crust: DSDP Sites 417–418 (Overview).*** in Subduction Top to Bottom. G.E. Bebout, D.W. Scholl, S.H. Kirby, and J.P. Platt, eds, American Geophysical Union Monograph Series, Washington, DC. 96: 19–38.

Steinmann, G., 1905. ***Die Geologisohen Bedeutung der Tiefseeabsaetze und der Ophiolit hisohen Massengesteinen.*** Berichte naturf. Gesell. Freiburg. 16: 44-65.

Stevens, R.E., 1944. ***Composition of Some Chromites of the Western Hemisfere Amer***. Min. 29: 1-34.

Stowe, C.W., 1994. ***Compositions and Tectonic Settings Of Chromite Deposits Through Time.*** Econ. Geol. 89: 528-546.

Stowe, C.W., 1987. ***Evolution of Chromium Ore Fields***. New York: Van Nostrand–Reinhold, 340.

Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. ***Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes***. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in Ocean Basins. Geological Society of London Special Publiçcations, 42: 313–345.

Şenel, M., Acarlar, M., Çakmakoğlu, A., Erkanol, D., Taşkıran, M.A., Ulu, Ü., Ünal, M.F., Örçen, S., Yıldırım, H., Dağer, Z., 1984. ***Özalp (VAN) İran sınırı Arasındaki Alanın Jeolojisi.*** M.T.A Genel Müdürlüğü Jeoloji Dairesi. (Yayımlanmamış) Rapor No 663, Ankara.

Şengör, A.M.C., Kidd, W.S.F., 1979. ***The post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and a comparison with Tibet.*** Tectonophysics, 55: 361-376.

Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981. ***Tethyan Evolution of Turkey: a plate tectonic approach***. Tectonophysics, 75: 181-241.

Şengör, A.M.C., Özeren, S., Zor, E., Genç, T., 2003. ***East Anatolian high plateau as a mantlesupported, N-S shortened domal structure.*** Geophys. Res. Lett., 30(24): 45-80.

Şengör, A.M.C., Özeren, M., S., Keskin, M., Sakınç, M., Özbakır, A., D., Kayan, İ., 2008. ***Eastern Turkish high plateau as a small Turkic-type orogen: Implications for post-collisional crust-forming processes in Turkic-type orogens***. Earth-Science Reviews 90: 1–48.

Şengün, M., 1984. ***Bitlis Masifi Tatvan Güneyinin Jeolojik/Petrografik İncelenmesi***. Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi. Ankara, 155.

Tankut, A., Dilek Y., Önen P., 1998. ***Petrology and geochemistry of the Neo-Tethyan volcanism as revealed in the Ankara mélange, Turkey***. Journal of Volcanology and Geothermal Research 85: 65–84.

Taylor, S. R., McClennan, S. M., 1985, ***The continental crust; its composition and evolution.*** Oxford, UK, Blackwell Scientific, 312.

Taylor, B., Martinez, F., 2003***. Back-arc basin basalt systematic***. Earth Planet. Sci. Lett., 210: 481-497.

Tuna, E., 1979. ***Elazığ-Palu-Pertek Bölgesinin Jeolojisi***. TPAO Arşiv no: 1363 (Yayımlanmamış)

Thayer, T.P., 1960. ***Some critical differences between alpine-type and stratiform peridotite-gabbro complexes***. Internat.Geol.Cong.,2 1st, Copenhagen, Proc., 15: 247-259.

Thayer, T.P., 1964. ***Principal Features and Origin Of Podiform Chromite Deposits and Some Observations On The Guleman-Sorida Turkey.*** Econ. Geol., 59. 1497-1524.

Thayer, T.P., 1969. ***Gravity Differentiation and Magmatic Replacement Of Podiform Chromite Deposits.***

Thayer, T.P., 1972. ***Gabbro and epidiorite versus granulite and arnphibolite: a problem of the ophiolite assemblage***. VI Cod. Geol. des. Carib., Margarita, Venezuela Memoria, 315-320.

Thmpson, G., 1973. ***A geochemical study of the low temperature interaction of seawater and oceanic igneous rocks***. Transactions of American Geophysical Union 54: 15–19.

Tsikouras, B., Karipi, S., Rigopoulos, I., Perraki, M., Pomonis, P., Hatzipanagiotou, K., 2009. ***Geochemical processes and petrogenetic evolution of rodingite dykes in the ophiolite complex of Othrys (Central GNTEce).*** Lithos 113: 540–554.

Tsoupas, G., Economou-Eliopoulos, M., 2008. ***High PGE contents and extremely abundant PGE-minerals hosted in chromitites from the Veria ophiolite complex, northern Greece.*** Ore Geol. Rev. 33: 3–19.

Tüysüz, N., Erler, A., 1993. ***Geochemistry and Evolution of Listwaenites in the Kağızman Region (Kars, NE-Turkey).*** Chem. Erde 53: 319.

Tüysüz, N., Erler, A., 1995. ***Geology and geotectonic implications of Kazıkkaya area, Kagızman- Kars (Turkey)***. Proceedings of the International symposium on the Geology of the Black sea Region(Erler, A., Ercan, T., Bingöl, E. and Örçen, S., eds.), September 7-11, Ankara, Turkey, General Directorate of Mineral Research and Exploration and Chamber of Geological Engineers, Ankara, 76-81.

Uçurum, A., Lechler, P.J., Larson, L.T., 2000. ***Platinum-Group Element Distribution In Chromite Ores From 0phiolite Complexes, Western Turkey***. Trans. Instn. Min. Metall. Sect. B- Appl. earth. sci., 109: 112-120.

Uçurum, A., Koptagel, O., Lechler, J.P., 2006. ***Main-Component Geochemistry and Platinum-Group-Element Potential of Turkish Chromite Deposits, with Emphasis on the Mugla Area***. International Geology Review, 48: 241–254.

Uçurum, A., Lechler, P.J., Arehart, G.B., Molnar, F., 2007. ***Platinum-Group Element, Stable Isotope, and Fluid Inclusion Investigation of the Ultramafic Rock–Hosted Gunes-Sogucak Ni-Cu-Sulfide Mineralization in the Gunes Ophiolite, East-Central Turkey***. International Geology Review, 49: 169–192.

Ustaömer, T., Robertson, A.H.F., 1994. ***Late Paleozoic marginal basins and subduction-accretion: evidence from the Palaeotethyan Kure Complex, Central Pontides, N. Turkey***. Journal Geological Society London 151: 291–305.

Ustaömer, T., Robertson, A.H.F., 1997. ***Tectonic-sedimentary evolution of the north Tethyan margin in the Central Pontides of northern Turkey. In: Robinson, A.G. (Ed.), Regional and Petroleum geology of the Black Sea and Surrounding Region***. Memoir-American Association of Petroleum Geologists, 68: 255–290.

Uysal, M., Sadiklar, B., Tarkian, M., Karsli, O., Aydin, F., 2005. ***Mineralogy and composition of the chromitites and their platinum-group minerals from Ortaca (Muğla-SW Turkey): evidence for ophiolitic chromitite genesis.*** Mineralogy and Petrology. 83: 219–242.

Uysal, İ., Tarkian, M., Sadiklar, M.B., Şen, C., 2007a. ***Platinum-Group-Element Geochemistry And Mineralogy Of Ophiolitic Chromitites From Kop Mountain, Northeastern Turkey***. The Canadian Mineralogist, 45: 355-377.

Uysal, İ., Zaccarini, F., Garuti, G., Meisel, T., Tarkian, M., Heinz Jürgen Bernhardt, J.H., Sadiklar, M.B., 2007b. ***Ophiolitic Chromitites From The Kahramanmaraş Area Southeastern Turkey: Their Platinum-Group Elements (PGE) Geochemıstry Mineralogy And Os-Isotope Signature***. Ofioliti, 32 (2): 151-161.

Uysal, İ., 2008. ***Platinum-Group Minerals (PGM) and Other Solid Inclusions in the Elbistan-Kahramanmaraş Mantle-hosted Ophiolitic Chromitites, South-eastern Turkey: Their Petrogenetic Significance***. Turkish Journal of Earth Sciences, 17: 729–740.

Uysal, I., Zaccarini, F., Sadıklar, B., Bernhardt, H.J., Bigi, S., Garuti, G., 2009a. ***Occurrence of rare Ru-Fe-Os-Ir-oxide and associated Platinum-group minerals (PGM) in the chromitite of Muğla ophiolite, SW-Turkey***. N. Jb. Miner. Abh. 185: 323–333.

Uysal, I., Tarkian, M., Sadıklar, B., Zaccarini, F., Meisel, T., Garuti, G., Heidrich, S., 2009b. ***Petrology of Al- and Cr-rich ophiolitic chromitites from the Muğla, SW Turkey: implications from composition of chromite, solid inclusions of platinum-group mineral, silicate, and base-metal mineral, and Os-isotope geochemistry***. Contrib Mineral Petrol., DOI 10.1007/s00410-009-0402-9.

Uysal, I., Zaccarini, F., Sadıklar, B., Tarkian, M., Thalhammer, O.A.R., Garuti, G., 2009c. ***The podiform chromitites in the Dağküplü and Kavak mines Eskişehir ophiolite (NW-Turkey): Genetic implications of mineralogical and geochemical data.*** Geologica Acta, 7: 351-362.

Vergili, Ö., Parlak, O., 2005. ***Geochemistry and tectonic setting of metamorphic sole rocks and mafic dikes from the Pınarbaşı (Kayseri) ophiolite, Central Anatolia.*** Ofioliti, 30: 37-52.

Walker, G.P.L., 1993. ***Basaltic volcano systems. In: Magmatic processes and plate tectonics*** (Prichard, H.M et. al. Eds.). Geol.Soc.London, Spec. Publ., 76: 3-38.

Wallin E.T., Metcalf, R.V., 1998. ***Supra-subduction zone ophiolites formed in an extensional forearc: Trinity Terrane, Klamath Mountains, California***. Journal of Geology 106: 591–608.

Weaver, B.L., Tarney, J. 1984. ***Empirical approach to estimating the composition of the continental crust***. Nature 310: 575-577.

Wilson, M., 1989. ***Igneous petrogenesis; a global tectonic approach***. Unwin Hyman, London.

Winchester J.A., Floyd, P.A., 1976 . ***Geochemical magma type discrimination; aplication to altered and metamorphosed basic igneous rocks***. Earth Planet. Sci. Lett., 28: 459-469.

Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. ***Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements***. Chemical Geology 20: 325-343.

Winter, J., 2001. ***An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology***. Prentice Hall, New Jersey.

Wood, D. A., 1980. ***The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagnetic classification and to establish the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic provence***. Earth and Planetary Science Letters, 50: 11-30.

Woodhead, J., Eggins, S., Gamble, J., 1993. ***High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: Evidence for multiphase melt extraction and a depleted mantle wedge***. Earth and Planetary Science Letters, 114: 491–504.

Yalınız, M.K., Göncüoğlu M. C., 1999. ***Clinopyroxene Compositions of the Isotropic Gabbros From the Sarıkaraman Ophiolite: New Evidence on Supra-Subduction Zone Type Magma Genesis in Central Anatolia.*** Turk J Earth Sci., 8: 103-111.

Yalınız, M.K., Floyd, P.A., Göncüoğlu, M. C. 1996. ***Subrasubduction zone ophiolites of Central Anatolia: geochemical evidence from the Sarıkaraman ophiolite, Aksaray, Turkey***. Mineralogical Magazine, 60: 697–710.

Yalınız, M.K., Göncüoglu, M.C., Özkan-Altıner, S., 2000. ***Formation and emplacement ages of the SSZ-type Neotethyan ophiolites in Central Anatolia, Turkey: paleotectonic implications.*** Geological Journal 35: 53–68.

Yaman, S., Ohnenstetter, M., 1991. ***Distribution of platinum-group elements of chromite deposits within ultramafic zone of Mersin ophiolite (south Turkey).*** Bulletin of the Geological Congress of Turkey, 6: 253–261.

Yazgan, E., Chessex, R., 1991. ***Geology and tectonic evolution of Southeastern Taurus in the region of Malatya***. *Turkish Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 3: 1–42.

Yılmaz, Y., 1981. ***Gevaş (Van) Ofiyolitinin jeolojisi ve Sinkinematik Bir Makaslama Zonu***. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Şubat C. (24): 37-44.

Yılmaz, Y., 1993. ***New evidence and model on the evolution of the Southeast Anatolia Orogen***. Geol. Soc. America Bull., 105: 251– 271.

Yılmaz, A., Yılmaz, H., Kaya, C., Boztuğ, D., 2010. ***The nature of the crustal structure of the Eastern Anatolian Pleteau, Turkey***. Geodynamica Acta, 23-4:167-183.

Yogodzinski, G.M., Volynets, O.N., Koloskov, A.V., Seliverstov N.I., Matvenkov, V. V., 1993. ***Magnesian andesites and the subduction component in strongly calc-alkaline series at Piip volcano, far western Aleutians***. Journal of Petrology 35: 163–204.

Zaccarini, F., Proenza, J.A., Ortega-Gutierrez, F., Garuti, G., 2005. ***Platinum Group Minerals in ophiolitic chromitites from Tehuitzingo (Acatlan Complex, Southern Mexico): implications for postmagmatic modifi cation.*** Mineral. Petrol. 84: 147–168.

Zaccarini, F., Pushkarev, E., Garuti, G., 2007. ***Platinum-group element mineralogy and geochemistry of chromitite of the Kluchevskoy ophiolite complex, central Urals (Russia)***. Ore Geology Reviews, 00632: 11.

Zhou, M.F., Bai W.J., 1992. ***Chromite deposits in China and their origin***. Mineral. Deposita 27: 192–199.

Zhou, M.F., Robinson, P. T., Malpas, J., LIZ, 1996. ***Podiform Chromitites in The Lobusa Ophiolite (Southern Tibet). Implications For Melt-Rock Interactıon and Chromite Segration in The Upper Mantle***. Journal of Petrografi, 37: 3-21.

Zhou, M.F., Robinson, P.T., 1997. ***Origin and Tectonic Environment of Podiform Chromite Deposits***. Econ. Geol., 92: 259-262.

Zhou, M.F., Sun, M., Keays, R. R., Kerrich,W., 1998. ***Controls On Platinum-Group Elemental Distributions of Podiform Chromites: A Case Study Of High-Cr-And High Al Chromitites from Chinese Orogenic Belts.*** Geochimica et Cosmochimica Acta, 4:677-688.

Zhou, M.F., Robinson, P.T., Malpas, J., Aitchison, J., Sun, M., Bai, W.J., Hu, X.F., Yang, J.S., 2001. Melt/mantle interaction and melt evolution in the Sartohay high-Al chromite deposits of the Dalabute ophiolite (NW China) Journal of Asian Earth Sciences 19, 517-534.

Zi, J., Fan, W., Wang, Y., Peng, T., Guo, F., 2008. ***Geochemistry and petrogenesis of the Permian mafic dikes in the Panxi region, SW China***. Gondwana Research, 14 (3): 368–382.

EKLER

EK-1 Mollatopuz sahası örnek-lokasyon çizelgesi

Örnek No	Kayaç tanımı	Çalışılan Saha	Koordinat
MO-1	Diyabaz	Mollatopuz	0419801/4275726
MO-2	Diyabaz	Mollatopuz	19783/75725
MO-3	Diyabaz	Mollatopuz	19346/75659
MO-4	Harzburjit	Mollatopuz	19350/75670
MO-5	Harzburjit	Mollatopuz	19326/75749
MO-6	Gabro	Mollatopuz	18945/75585
MO-7	Kireçtaşı	Mollatopuz	18863/75528
MO-8	Diyabaz	Mollatopuz	20050/75287
MO-9	Mikritik kireçtaşı	Mollatopuz	18643/75462
MO-10	Gabro	Mollatopuz	19584/75825
MO-11	Harzburjit	Mollatopuz	20032/75225
MO-12	Dolerit	Mollatopuz	19997/75211
MO-13	Harzburjit	Mollatopuz	19967/75228
MO-14	Gabro	Mollatopuz	19856/75191
MO-15	Gabro	Mollatopuz	19818/75166
MO-16	Serpantinit	Mollatopuz	20038/75110
MO-17	Pegmatitik Gabro	Mollatopuz	20120/75167
MO-18	Kromit (Kuzey Ocak)	Mollatopuz	22685/76475
MO-19	Kromit (Kuzey Ocak)	Mollatopuz	22685/76475
MO-20	Kromit (Kuzey Ocak)	Mollatopuz	22685/76475
MO-21	Serpantinit	Mollatopuz	22550/76500
MO-22	Serpantinleşmiş Dünit	Mollatopuz	22700/76450
MO-23	Kireçtaşı	Mollatopuz	18903/77803
MO-24	Kireçtaşı	Mollatopuz	18690/77999
MO-25	Kromit (Güney Ocak)	Mollatopuz	20357/75138
MO-26	Kromit (Güney Ocak)	Mollatopuz	20357/75138
MO-27	Kromit (Güney Ocak)	Mollatopuz	20357/75138
MO-28	Kromit (Güney Ocak)	Mollatopuz	20357/75138
MO-29	Serpantinit	Mollatopuz	20341/75213

EK-2 Yukarıbalçıklı sahası örnek-lokasyon çizelgesi

Örnek No	Kayaç tanımı	Çalışılan Saha	Koordinat
YB-1	Serpantinit	Yukarıbalçıklı	**0427255/4306872**
YB-2	Serpantinit	Yukarıbalçıklı	27327/06727
YB-3	Dolomitik Mermer	Yukarıbalçıklı	26978/07554
YB-4	Çört	Yukarıbalçıklı	26431/06784
YB-5	Çört	Yukarıbalçıklı	26109/07341
YB-6	Olivin Gabro	Yukarıbalçıklı	27807/07187
YB-7	Olivin Gabro	Yukarıbalçıklı	27955/07334
YB-8	Çört	Yukarıbalçıklı	27751/08058
YB-9	Dolomitik kireçtaşı	Yukarıbalçıklı	26972/06105
YB-10	Olivin Gabro	Yukarıbalçıklı	27139/06302
YB-11	Olivin Gabro	Yukarıbalçıklı	27235/06439
YB-12	Olivin Gabro	Yukarıbalçıklı	27395/06659
YB-13	Olivin Gabro	Yukarıbalçıklı	27557/06762
YB-14	Olivin Gabro	Yukarıbalçıklı	27712/06851
YB-15	Gabro	Yukarıbalçıklı	28113/07163
YB-16	Olivin Gabro	Yukarıbalçıklı	28462/07506
YB-17	Trakit	Yukarıbalçıklı	28813/07738
YB-18	Trakit	Yukarıbalçıklı	28925/07711
YB-19	Trakit	Yukarıbalçıklı	28961/07648
YB-20	Trakit	Yukarıbalçıklı	28939/07594
YB-21	Listvenit	Yukarıbalçıklı	28514/07554
YB-22	Verlit	Yukarıbalçıklı	28445/07453
YB-23	Gabro	Yukarıbalçıklı	27828/07174
YB-24	Olivinli Klinopiroksenit	Yukarıbalçıklı	27827/07273
YB-25	Klinopiroksenit	Yukarıbalçıklı	27748/07122
YB-26	Kromit (Orta Ocak)	Yukarıbalçıklı	27611/07069
YB-27	Kromit (Sağ Ocak)	Yukarıbalçıklı	27217/06914
YB-28	Kromit (Sol Ocak)	Yukarıbalçıklı	27702/07328
YB-29	Kromit (Orta Ocak)	Yukarıbalçıklı	27611/07069
YB-30	Kromit (Sağ Ocak)	Yukarıbalçıklı	27217/06914
YB-31	Kromit (Sol Ocak)	Yukarıbalçıklı	27702/07328
YB-32	Harzburjit	Yukarıbalçıklı	27735/07280

EK-3 Mehmetalan sahası örnek-lokasyon çizelgesi

Örnek No	Kayaç tanımı	Çalışılan Saha	Koordinat
ME-1	Kromit	Mehmetalan	**04**19**161/42**85**325**
ME-2	Kromit	Mehmetalan	19352/85568
ME-3	Kromit	Mehmetalan	17085/85447
ME-4	Harzburjit	Mehmetalan	17001/85403
ME-5	Diyabaz	Mehmetalan	16950/85332
ME-6	Diyabaz	Mehmetalan	16921/85087
ME-7	Diyabaz	Mehmetalan	16910/85011
ME-8	Diyabaz	Mehmetalan	16989/84952
ME-9	Diyabaz	Mehmetalan	17003/84870
ME-10	Diyabaz	Mehmetalan	17090/84762
ME-11	Diyabaz	Mehmetalan	17186/84761
ME-12	Harzburjit	Mehmetalan	17285/84629
ME-13	Diyabaz	Mehmetalan	17378/84573
ME-14	Diyabaz	Mehmetalan	17464/84405
ME-15	Olivin Gabro	Mehmetalan	17836/85390
ME-16	Diyabaz	Mehmetalan	17914/85594
ME-17	Kireçtaşı	Mehmetalan	17802/86179
ME-18	Kromit	Mehmetalan	18042/85709
ME-19	Olivin Gabro	Mehmetalan	18216/85424
ME-20	Gabro	Mehmetalan	18146/85422
ME-21	Diyabaz	Mehmetalan	19313/84422
ME-22	Diyabaz	Mehmetalan	19587/84602
ME-23	Diyabaz	Mehmetalan	19554/84693
ME-24	Diyabaz	Mehmetalan	19357/84858
ME-25	Harzburjit	Mehmetalan	19286/84967
ME-26	Diyabaz	Mehmetalan	19644/85073
ME-27	Gabro	Mehmetalan	19545/85285
ME-28	Diyabaz	Mehmetalan	19380/85312
ME-29	Diyabaz	Mehmetalan	19778/84809
ME-30	Diyabaz	Mehmetalan	20100/84709
ME-31	Gabro	Mehmetalan	19877/85302
ME-32	Harzburjit	Mehmetalan	19953/85253
ME-33	Diyabaz	Mehmetalan	19899/85344
ME-34	Diyabaz	Mehmetalan	19988/85373
ME-35	Diyabaz	Mehmetalan	20552/84800
ME-36	Pegmatitik Gabro	Mehmetalan	20452/84640
ME-37	Harzburjit	Mehmetalan	21141/84418
ME-38	Harzburjit	Mehmetalan	21223/84258
ME-39	Klinopiroksenit	Mehmetalan	21478/84476
ME-40	Klinopiroksenit	Mehmetalan	21404/84503
ME-41	Polijenetik Çakıltaşı	Mehmetalan	18101/84050
ME-42	Polijenetik Çakıltaşı	Mehmetalan	17075/84020

EK-4 Alabayır sahası örnek-lokasyon çizelgesi

Örnek No	Kayaç tanımı	Çalışılan Saha	Koordinat
Ç-1	Kumtaşı	Alabayır	**0360966/4269799**
Ç-2	Kireçtaşı	Alabayır	61063/69490
Ç-3	Altere Gabro	Alabayır	61046/69428
Ç-4	Diyabaz	Alabayır	61074/69446
Ç-5	Altere Olivin Gabro	Alabayır	61137/69582
Ç-6	Diyabaz	Alabayır	61099/69405
Ç-7	Olivin Gabro	Alabayır	69595/61100
Ç-8	Altere Gabro	Alabayır	60506/68897
Ç-9	Gabro	Alabayır	60503/69117
Ç-10	Olivin Gabro	Alabayır	60301/69332
Ç-11	Altere Gabro	Alabayır	60518/69026
Ç-12	Diyabaz	Alabayır	60380/69239
Ç-13	Altere Gabro	Alabayır	60564/69065
Ç-14	Kumtaşı	Alabayır	60022/69132
Ç-15	Kalkarenit	Alabayır	60411/69931
Ç-16	Gabro	Alabayır	60527/68862
Ç-17	Diyabaz	Alabayır	60513/69104
Ç-18	Altere Olivin Gabro	Alabayır	60970/69460
Ç-19	Kireçtaşı	Alabayır	60942/69543
Ç-20	Harzburjit	Alabayır	60773/69553
Ç-21	Diyabaz	Alabayır	60465/68891
Ç-22	Gabro	Alabayır	60869/69571
Ç-23	Kromit (Ocak)	Alabayır	61009/69335
Ç-24	Diyabaz	Alabayır	61077/69312
Ç-25	Kromit (Ocak)	Alabayır	61009/69335
Ç-26	Kromit (Ocak)	Alabayır	61009/69335
Ç-27	Kromit (Ocak)	Alabayır	61009/69335
Ç-28	Kireçtaşı	Alabayır	61206/69049
Ç-29	Altere Gabro	Alabayır	61087/69359
Ç-30	Kromit (Ocak)	Alabayır	60980/69277
Ç-31	Diyabaz	Alabayır	60997/69353
Ç-32	Serpantinit	Alabayır	60959/69358
Ç-33	Kromit (Ocak)	Alabayır	60985/69280
Ç-34	Diyabaz	Alabayır	60990/69366
Ç-35	Serpantinleşmiş Dünit	Alabayır	61066/69339
Ç-36	Piroksenit	Alabayır	61008/69345
Ç-37	Diyabaz	Alabayır	61105/69345
Ç-38	Serpantinit	Alabayır	60742/69318
Ç-39	Kromit (Ocak)	Alabayır	60990/69300
Ç-40	Troktolit	Alabayır	61090/69365

ÖZGEÇMİŞ

Kurtuluş GÜNAY, 20/03/1977 yılında Diyarbakır ili Çermik ilçesinde doğdu. İlk, orta, lise öğrenimini Van'da tamamladıktan sonra 1996 yılı Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde öğrenime başladı. 2001 yılında jeoloji mühendisi ünvanı ile mezun oldu. 2001-2002 yılları arasında askerlik görevini Hakkari ili Şemdinli ilçesinde yerine getirdi. 2002-2005 yılları arasında Sanovel ilaç firmasında Tıbbi Tanıtım Temsilcisi olarak çalıştı. 2003-Şubat dönemi Yüzüncü Yıl Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Bölümü Anabilim dalında yüksek lisans öğrenimine başladı. 07/08/2005 tarihinde Yüzüncü Yıl Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Bölümü Anabilim dalında yüksek lisans öğrenimini YYÜ-BAPB desteği ile ***''Hasbey-Göründü Çevresinin (Gevaş Batısı-VAN) Jeolojik Özellikleri ve Maden Yatakları Açısından Değerlendirilmesi''*** isimli tez ile tamamladı. 2005 yılında Yüzüncü Yıl Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Maden Yatakları – Jeokimya Anabilim dalında Araştırma Görevlisi ünvanıyla çalışmaya başladı. Halen bu görevini devam ettirmektedir. 2007 Şubat dönemi Yüzüncü Yıl Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Bölümü Anabilim dalında doktora eğitimine başladı.