

**T.C.
FIRAT ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**MADEN KARMAŞIĞI'NIN (DOĞU TOROSLAR-TÜRKİYE) PETROLOJİK
ÖZELLİKLERİ**



**DOKTORA TEZİ
Yük. Müh. Mehmet Ali ERTÜRK
112116202
Anabilim Dalı: Jeoloji Mühendisliği**

**Programı: Mineraloji-Petrografi
Danışman: Doç. Dr. Melahat BEYARSLAN
EKİM-2016**

**T.C.
FIRAT ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**MADEN KARMAŞIĞI'NIN (DOĞU TOROSLAR-TÜRKİYE) PETROLOJİK
ÖZELLİKLERİ**

DOKTORA TEZİ

Yük. Müh. Mehmet Ali ERTÜRK

112116202

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih: 05/09/2016
Tezin Savunulduğu Tarih: 17/10/2016**

Danışman : Doç. Dr. Melahat BEYARSLAN

Diğer Jüri Üyeleri : Prof. Dr. Ahmet Feyzi BİNGÖL

Prof. Dr. Hüseyin KURT

Doç. Dr. Kürşad ASAN

Doç. Dr. Sevcan KÜRÜM

EKİM-2016

ÖNSÖZ

“Maden Karmaşığı’nın (Doğu Toroslar-Türkiye) Petrolojik Özellikleri” başlıklı bu tez çalışması Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında Doktora Tezi olarak hazırlanmıştır.

Öncelikle çalışmalarım boyunca çok değerli katkı ve önerileri ile beni yönlendiren danışman hocam Sayın Doç.Dr. Melahat BEYARSLAN’a sonsuz teşekkür ederim.

Tez çalışmasının her aşamasında mesleki tecrübeleri, bilgi birikimi, bilimsel katkı ve eleştirileri ile beni yönlendiren Sayın Prof.Dr. Ahmet Feyzi BİNGÖL’e teşekkür ederim.

Jeokimyasal analizlerin gerçekleştirilmesinde laboratuvar imkânlarını bana sunan ve değerli önerileriyle tezin gelişimine katkı sağlayan National Taiwan Üniversitesi öğretim üyesi Sayın Prof.Dr. Sun-Lin CHUNG’a teşekkür ederim. Laboratuvar çalışmalarım sırasında bana her konuda yardımcı olan Arş.Gör. Yu-Chin LIN ve Arş.Gör. Jia-Huei CHEN’e teşekkür ederim. Arazi çalışmaları sırasında bana eşlik eden Arş.Gör. Abdullah SAR’a teşekkür ederim.

Bu tez çalışması Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK) 2214-A nolu Yurt Dışı Doktora Sırası Araştırma Burs Programı ve Fırat Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri (FÜBAP) MF-14.02 nolu projelerle desteklenmiştir. Desteklerinden ötürü TÜBİTAK ve FÜBAP koordinatörlüğüne teşekkür ederim.

Mehmet Ali ERTÜRK

ELAZIĞ-2016

ÖZET

Çalışma alanı, Maden Karmaşığının en yaygın olduğu bölge olan Elazığ-Maden ilçesi ile Malatya-Kale-Pütürge arasındaki bölgeyi kapsamaktadır. Maden Karmaşığı doğuda Guleman Ofiyoliti üzerine uyumsuz olarak gelirken batıda ise Pütürge Metamorfitlelerine göre iki farklı pozisyonda bulunmaktadır. Ergani-Maden bölgesinde Maden Karmaşığı, birbirleriyle düşey geçişli alt volkano-sedimanter birim ve üst volkanik birim olmak üzere ikiye ayrılmaktadır. Alt volkano-sedimanter birim, taban konglomerasının üzerine kireçtaşı blokları içeren mafik volkanitler, çamurtaşları, pelajik kireçtaşlarından oluşmaktadır. Üst volkanik birim ise, bazalt, bazaltik andezit, andezit, dasit, diyabaz ve piroklastik kayalardan oluşmaktadır. Kale-Pütürge Bölgesinde ise Maden Karmaşığı, güneyde Koçali Ofiyolitleri üzerine uyumsuz olarak gelirken, Pütürge Metamorfitleri tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir. Pütürge Metamorfitlerinin kuzeyinde ise bu karmaşık Pütürge Metamorfitlerini uyumsuz olarak üzerlemektedir. Maden Karmaşığı bu bölgede alttan üste doğru Ceffan, Arbo, Melefan ve Karadere olmak üzere dört formasyona ayrılmıştır. Ceffan Formasyonu, Pütürge Metamorfitleri üzerine uyumsuz olarak gelirken, Arbo Formasyonu tarafından uyumlu olarak örtülür. Birim Kireçtaşı, şeyl, kumtaşı ve konglomeralardan oluşmaktadır. Arbo Formasyonu, Ceffan Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelirken, Melefan Formasyonu tarafından uyumlu olarak üzerlenmektedir. Birim *Nummulites* sp. ve foraminifer fosilleri içeren Lütésiyeen yaşlı kireçtaşlarından oluşmaktadır. Melefan Formasyonu, Arbo Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelirken, Karadere Formasyonu tarafından uyumlu olarak üzerlenmektedir. Birim çamurtaşı, marn, spilitik bazalt ve pelajik kireçtaşlarından meydana gelmektedir. Karadere Formasyonu, Melefan Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelirken, İspendere Ofiyolitleri ve Elazığ Magmatitleri tarafından tektonik olarak üzerlenmiştir. Karadere Formasyonu bazalt, diyabaz ve piroklastik kayalardan oluşmaktadır.

Jeokimyasal incelemeler sonucunda, karmaşığa ait magmatik kayalarda N-MORB'a göre normalize edilmiş diyagramlarda Büyük İyon Yarıçaplı Litofil Elementlerce (LILE) zenginleşme, Yüksek Alan Enerjili Elementlerce (HFSE) tüketilme ve aşırı pozitif Pb anomalisi farklı kayac türleri için benzer desen karakteristikleri sunmaktadır. Kayaların kondrit'e göre normalize edilmiş Nadir Toprak Element (NTE) desenleri incelendiğinde, Hafif Nadir Toprak Elementlerce (HNTE) zenginleşme, Ağır Nadir Toprak

Elementlerce (ANTE) değerleri yatay ve yataya yakın dağılımlara sahip oldukları görülmektedir.

İncelenen volkanik kayaçların $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ oranları 0.70352-0.70748 arasında, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ oranları ise 0.51207-0.51292 arasında değişmektedir. Ayrıca, kayaçların $\epsilon(\text{Nd})_{(T)}$ değerleri -10.0 ile 6.7 arasındadır.

İncelenen volkanik ve sub-volkanik kayaçların iz element, nadir toprak element ve Sr-Nd izotopik sonuçları, Orta Eosen yaşlı Maden Karmaşığı'nı oluşturan magmanın daha önceki yitim bileşenlerince zenginleşmiş E-MORB ve N-MORB benzeri bir kaynaktan türemiş olduğunu göstermektedir. Ayrıca, bu durum kayaçların gelişiminde etkin olan mekanizmanın fraksiyonel kristalleşmesinin yanında kabuksal kirlenme süreçlerinin de etkin bir rol oynadığını göstermektedir.

Bölgede meydana gelen Geç Kretase sonrası çarpışması ile ofiyolitler Arap Levhası zerine, Pütürge-Bitlis Metamorfik Masifleri ise ofiyolitler üzerine bindirmiş ve önemli bir kabuk kalınlaşması meydana gelmiştir. Geç Kretase yitim zonunun ve Bitlis-Pütürge Metamorfitlerinin taban kısmı ile alttaki ofiyolitlerin astenosfer içerisine doğru sürüklenmesi sonucu oluşan boşluk astenosfer tarafından doldurulmuştur. Adiyabatik olarak yükselen astenosferin, çöken kısımdan ağa çıkan uçucuların etkisiyle kısmi ergimesi ile oluşan magma yükselerek bazı bölgelerde Pütürge Metamorfitleri üzerinde, bazı bölgelerde de ofiyolitler zerinde Maden Karmaşığını oluşturmuştur.

Anahtar Kelimeler: Maden Karmaşığı, Doğu Toroslar, Magmatizma, E-MORB ve N-MORB, Fraksiyonel Kristalleşme, Kabuk Kirlenmesi.

SUMMARY

Petrological Characteristics of the Maden Complex (Eastern Taurus-Turkey)

The study area covers the region between Maden (Elazığ) and Kale-Pütürge (Malatya) district where the Maden Complex is seen most in common. In the east, the Maden Complex unconformably overlies the Guleman Ophiolite, while in the west the Maden Complex is seen in two different positions with reference to the Pütürge Metamorphic Massif. The Maden Complex in the Ergani (Diyarbakır)-Maden (Elazığ) is divided into the lower volcano-sedimentary unit and upper volcanic unit. Each of these units displays vertical transitional contacts. The lower volcano-sedimentary unit consists of mafic volcanic including limestone blocks, mudstones and pelagic limestones are above basal conglomerate. Upper volcanic unit; on the other hand, consists of basalt, basaltic andesite, andesite, dacite, diabase and pyroclastic rocks. In the Pütürge-Kale area, the Maden Complex unconformably overlies the Koçali Ophiolites while is tectonically overlain by the Pütürge Metamorphic Massif. In the north of the Pütürge Metamorphic Massif, this complex unconformably overlies the Pütürge Metamorphic Massif. The Maden Complex in this area is subdivided into four formations, from bottom to top; these are Ceftan, Arbo, Melefan and Karadere formations. The Ceftan formation forms the basis of the Maden Complex, unconformably overlies the Pütürge Metamorphics while is conformably overlain by the Arbo Formation consisting of limestone, shale, sandstone and conglomerates. The Arbo Formation conformably overlies the Ceftan Formation, while it is conformably overlain by the Melefan Formation. The Arbo Formation consists of Lutetian limestone including Nummulites sp. and foraminifera fossils. The Melafan formation conformably overlies the Arbo Formation while is conformably overlain by the Karadere Formation. The unit consists of mudstones, marl, spilitic basalt and pelagic limestones. The Karadere formation conformably overlies the Melafan formation while it is tectonically overlain by the Ispendere Ophiolites and the Elazığ Magmatics. The unit consists of basalt, diabase and pyroclastic rocks.

The result of geochemical studies, according to N-MORB normalized diagrams present for different rock types share similar patterns characterized by enrichment of large ion lithophile elements (LILE), depletion of high field strength elements (HFSE) and a

positive Pb spike. The rocks display enrichments in LREE, and are characterized by relatively flat HREE patterns.

Sr-Nd isotopic ratios of the volcanic rocks vary between 0.70352-0.70748, and 0.51207-0.51292, relatively. Besides $\epsilon(\text{Nd})_{(T)}$ values of the rocks vary between -10.0 and 6.7.

Based on trace element, REE and Sr-Nd isotopic compositions of the examined volcanic and sub-volcanic rocks, the Middle Eocene aged Maden Complex magma derived from E-MORB and N-MORB-like source enriched by of previous subduction components. Both fractional crystallization and crustal contamination played an active role as the mechanism in the evolution of the studied rocks.

In the study area, Late Cretaceous post-collision caused the ophiolites overthrust the Arabian Platform along with the Bitlis-Pütürge Metamorphic Massifs thrust on the ophiolites and resulting significantly thickening of the crust. A gap, was caused by dragging into asthenosphere of the base of the Bitlis-Pütürge Metamorphic and Upper Cretaceous subduction zone with lower ophiolites, was filled by asthenosphere. The magma was formed by adiabatic upwelling causing partial melting of the collapsed parts release of the volatile, created Maden Complex above of the either Pütürge Metamorphic or ophiolites in some part of the area by upwelling.

Key Words: Maden Complex, Eastern Taurus, Magmatism, E-MORB and N-MORB, Fractional Crystallization, Crustal Contamination.

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ	iii
ÖZET	iv
SUMMARY	vi
İÇİNDEKİLER.....	viii
ŞEKİLLER LİSTESİ	x
TABLolar LİSTESİ	xiv
KISALTMALAR LİSTESİ	xv
1. GİRİŞ.....	1
1.1. Çalışma Alanı	1
1.2. Çalışmanın Amacı.....	1
2. MATERYAL VE METOT	3
2.1. Arazi Çalışmaları	3
2.2. Laboratuar Çalışmaları	3
2.3. Analitik Yöntem	3
2.4. Büro Çalışmaları	4
3. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR.....	5
4. BÖLGESEL JEOLojİ VE STRATİGRAFİ	15
Arap Platformu	16
Karadut Karmaşığı	18
Koçali Ofiyolitleri.....	19
Pütürge Metamorfitleri	20
4.1. Maden-Ergani Bölgesi Stratigrafisi	22
4.1.1. Çüngüş Formasyonu.....	22
4.1.2. Guleman Ofiyoliti	25
4.1.3. Hazar Grubu	26

4.1.4. Maden Karmaşığı	28
4.2. Pütürge-Kale Bölgesi Stratigrafisi	37
4.2.1. Maden Karmaşığı	37
4.2.2. İspendere Ofiyolitleri	45
4.2.3. Elazığ Magmatitleri	46
5. PETROGRAFİ.....	48
5.1. Bazalt	48
5.2. Andezit.....	54
5.3. Dasit	56
5.4. Diyabaz	57
5.5. Piroklastik Kayaçlar.....	60
6. JEOKİMYA	62
6.1. Volkanik Kayaçların Kimyasal Adlama ve Sınıflaması	62
6.2. Ana Oksit ve İz Element Değişimleri	70
6.3. Uyumsuz Elementler.....	71
6.4. Nadir Toprak Elementler	75
7. Sr-Nd İZOTOP SİSTEMATİĞİ	79
8. PETROJENEZ.....	83
8.1. Fraksiyonel Kristalleşme ve Kabuksal Kirlenme	83
8.2. Ana Magma Kaynağı	87
8.3. Maden Karmaşığı'nı Veren Magmanın Oluşum Modeli	89
9. SONUÇLAR.....	97
10. KAYNAKLAR.....	99
ÖZGEÇMİŞ	115

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa No

Şekil 1.1. İnceleme alanı yer bulduru haritası a: Türkiye'nin tektonik birliklerini gösterir harita (Kuşçu vd. 2013'ten değiştirilerek), b: KGM otoyollar haritası 2016'dan değiştirilerek.	2
Şekil 4.1. Bitlis-Zagros suture zonu üzerinde Maden Karmaşığı'nın dağılım haritası (MTA, 2002'den değiştirilerek).	16
Şekil 4.2. Güneydoğu Anadolu'nun ana tektonik birliklerini ve bunların birbirleriyle ilişkilerini gösterir genelleştirilmiş jeolojik enine kesit (Yiğitbaş vd. 1992; Yılmaz, 1993'dan değiştirilerek).	16
Şekil 4.3. Maden-Ergani Bölgesi jeoloji haritası (MTA, 2011'den değiştirilerek).	23
Şekil 4.4. Maden-Ergani Bölgesi genelleştirilmiş tektono-stratigrafik dikme kesiti (ölçeksiz).	24
Şekil 4.5. Maden Karmaşığına ait bol fosil içeren kumlu kireçtaşları (Maden ilçesi-Ağadibek köyü güneyi-37 S 558184D, 4244147K).	31
Şekil 4.6. Maden Karmaşığına ait kırmızı renki bazaltlarla kırmızımsı renkli çamurtaşı ve yeşilimsi renkli diyabaz daykının yanal-düşey geçiş ilişkisi (Maden ilçesi girişi geniş yol yarması-37 S 558876D, 4249837K).	31
Şekil 4.7. Maden Karmaşığı içerisinde havza dışı yabancı bloklar halinde kireçtaşı olistolitleri (Maden ilçesi-Dutpınar köyü kuzeybatısı-37 S 551706D, 4252787K).	32
Şekil 4.8. Maden Karmaşığına ait elipsoidal şekilli yastık yapılı bazaltlar (Ergani ilçesi-Kortaş mahallesi kuzeyi-37 S 555895D, 4241733K).	32
Şekil 4.9. Maden Karmaşığına ait yastık yapılı bazaltlarda pedonkül yapısı (Maden ilçesi-Kayalar köyü güneybatısı-37 S 555971D, 4257917K).	33
Şekil 4.10. Maden Karmaşığına ait volkanitler içerisinde gözlenen epidot damarı (Elazığ-Diyarbakır karayolu, Ergani ilçesi-Değirmendere köyü batısı-37 S 560495D, 4244597K).	33
Şekil 4.11. Maden Karmaşığına ait volkanitler ile ara katkılı kırmızı renkli çamurtaşları (Elazığ-Diyarbakır karayolu, Ergani ilçesi-Değirmendere köyü batısı-37 S 560495D, 4244597K).	34

Şekil 4.12. Maden Karmaşığına ait bazaltları kesen yeşilimsi renkli diyabaz daykısı (Maden ilçesi-Kayalar köyü kuzeybatısı-37 S 556086D, 4258294K).	35
Şekil 4.13. Maden Karmaşığına ait çok iri boyutlu aglomeraların görünümü (Maden ilçesi kuzey doğusu-37 S 555058D, 4256050K).	35
Şekil 4. 14. Pütürge-Kale Bölgesi jeoloji haritası (MTA, 1986'dan değiştirilerek).40	
Şekil 4.15. Pütürge-Kale Bölgesi genelleştirilmiş tektono-stratigrafik dikme kesiti (ölçeksiz).	41
Şekil 4.16. Maden Karmaşığına ait koyu renklerde gözlenen bazaltlar (Malatya-Pütürge karayolu Çayköy köyü batısı-37 S 473009D, 4232908K).	43
Şekil 4.17. Maden Karmaşığına ait bazaltları kesen diyabaz daykısı (Malatya-Pütürge karayolu-37 S 466976D, 4234771K).	44
Şekil 4.18. Maden Karmaşığına ait orta-iri boyutlu aglomeraların görüntüsü (Malatya-Pütürge karayolu Ormaniçi köyü batısı-37 S 478057D, 4231079K).	44
Şekil 4.19. Maden Karmaşığına ait orta-iri boyutlu aglomeraların görüntüsü (Kale ilçesi batısı-37 S 480709D, 4249770K).	45
Şekil 5.1. Maden Karmaşığına ait bazaltlarda gözlenen birincil ve ikincil mineraller (plj: plajiyoklas, kpr: klinopiroksen, zeo: zeolit, kal: kalsit).	49
Şekil 5.2. Maden Karmaşığına ait bazaltlarda gözlenen albit-karlsbad ikizlenmesi gösteren plajiyoklas, (plj: plajiyoklas).	49
Şekil 5.3. Maden Karmaşığına ait bazaltlarda gözlenen porfirik doku (kpr: klinopiroksen).	51
Şekil 5.4. Maden Karmaşığına ait bazaltlarda gözlenen intersertal doku (plj: plajiyoklas, kpr: klinopiroksen, klo: klorit).	51
Şekil 5.5. Maden Karmaşığına ait bazaltlarda gözlenen ofitik doku (plj: plajiyoklas, kpr: klinopiroksen).	52
Şekil 5.6. Maden Karmaşığına ait bazaltlarda gözlenen pilotaksitik doku (plj: plajiyoklas).	52
Şekil 5.7. Maden Karmaşığına ait bazaltlarda gözlenen variolitik doku.	53
Şekil 5.8. Maden Karmaşığına ait bazaltlarda gözlenen amigdaloidal doku (kal: kalsit).	53
Şekil 5.9. Maden Karmaşığına ait andezitlerdeki plajiyoklaslarda gözlenen zonlanma (plj: plajiyoklas).	55

Şekil 5.10. Maden Karmaşığında ait andezitlerdeki plajiyoklaslarda gözlenen elek yapısı (plj: plajiyoklas).	55
Şekil 5.11. Maden Karmaşığında ait andezitlerdeki hornblendlerde gözlenen opasitleşme (plj: plajiyoklas, amf: amfibol).	56
Şekil 5.12. Maden Karmaşığında ait dasitlerde gözlenen porfirik doku (plj: plajiyoklas, kuv: kuvars).	57
Şekil 5.13. Maden Karmaşığında ait diyabazlardaki olivin ve klinopiroksenler (olv: olivin, kpr: klinopiroksen).	58
Şekil 5.14. Maden Karmaşığında ait diyabazlarda gözlenen glomeroporfirik doku (plj: plajiyoklas).	59
Şekil 5.15. Maden Karmaşığında ait diyabazlarda gözlenen ofitik doku (plj: plajiyoklas, kpr: klinopiroksen).	59
Şekil 5.16. Maden Karmaşığında ait tüflerdeki kayaç parçaları (kp: kayaç parçası).	61
Şekil 6.1. İncelenen kayaçların $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ diyagramındaki konumları (Peccherillo ve Taylor, 1976). DKT: Düşük-K toleyit, DKBA: Düşük-K bazaltik andezit, BA: bazaltik andezit.	63
Şekil 6.2. İncelenen kayaçların Nb/Y-Zr/Ti diyagramındaki konumları (Pearce, 1996). Semboller Şekil 6.1 ile aynıdır.	63
Şekil 6.3. İncelenen kayaçların seçilmiş olan ana oksit ve iz elementlerinin MgO 'a karşı çizilmiş değişim diyagramları. a. TiO_2 . b. Al_2O_3 . c. Ni. d. La. Vektör yönleri olivin (ol), klinopiroksen (cpx), plajiyoklas (pl), Kr-spinel (spn) and Ti-manyetit (mt) fraksiyonlaşmalarını belirtir. Vektörlerin hesaplanabilmesi için Ni ve La ayrımlanma katsayısı değerleri McKenzie ve O'Nions (1991, 1995)'dan alınmıştır. Semboller Şekil 6.1 ile aynıdır.	70
Şekil 6.4. Maden Karmaşığı'na ait olan kayaç örneklerinin NMORB'a göre normalize edilmiş iz element diyagramları (Sun ve McDonough, 1989). a. Bazalt, b. Bazaltik Andezit, c. Andezit & Dasit, d. Diyabaz	74
Şekil 6.5. Maden Karmaşığı'na ait olan kayaç örneklerinin Kondrit'e göre normalize edilmiş NTE değişim diyagramları (Sun ve McDonough, 1989) a. Bazalt, b. Bazaltik Andezit, c. Andezit & Dasit, d. Diyabaz	77

Şekil 6.6. İncelenen kayaçların değişken Eu/Eu*-SiO ₂ anomalileri. $Eu/Eu^* = Eu_{(N)} / \sqrt{(Sm_{(N)} \cdot Gd_{(N)})}$ (Taylor ve McLennan, 1985).	78
Şekil 7.1. İncelenen örneklerin (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i - (¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i izotop korelasyon diyagramları. Manto rezervuarları Zindler ve Hart (1986)'dan alınmıştır. BSE: Toplam Yerküre (Bulk Silicate Earth), DM: Tüketilmiş Manto (Depleted Mantle), EMI: Zenginleşmiş Manto (Enriched Mantle I), EMII: Zenginleşmiş Manto (Enriched mantle II), HIMU: Yüksek μ Manto (High μ Mantle), PREMA: Yaygın Manto (Prevalent Mantle). Sınır bölgesi referansları Şekil 8.4 ile aynıdır.	82
Şekil 7.2. İncelenen örneklerin SiO ₂ -(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i diyagramı. AFC: Asimilasyon-Fraksiyonel Kristalleşme, FC: Fraksiyonel Kristalleşme, MM: Manto Metasomatizması. Sınır bölgesi referansları Şekil 8.4 ile aynıdır.	82
Şekil 8.1. İncelenen kayaçların Y-CaO diyagramı (Lambert ve Holland, 1974). Vektörler yaygın silikatların fraksiyonlaşma yönlerini göstermektedir.	85
Şekil 8.2. İncelenen kayaçların Ta/Yb-Th/Yb diyagramı (Pearce, 1983).	86
Şekil 8.3. İncelenen kayaçların fraksiyonel kristallenme eğilimlerini gösteren La-La/Yb diyagramı (Huang vd. 2012).	86
Şekil 8.4. İncelenen örneklerin uyumsuz element oranlarına göre manto kaynağı özelliklerini gösteren diyagram. a. Ta/Yb-Nb/Yb, b. Ta/Yb-Zr/Yb. N-MORB (Normal-Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı), E-MORB (Zenginleşmiş-Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı), OIB (Okyanus Adası Bazaltı), değerleri Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır. Urumieh-Dokhtar bölgesi, İran güneybatısı (Ahmadian vd. 2009; Omrani vd. 2008; Verdel vd. 2011) Alborz bölgesi, İran kuzeyi (Aghazadeh vd. 2010, 2011; Asiabanha vd. 2012; Asiabanha ve Foden, 2012) Lut-Sistan Bölgesi (Pang vd. 2013) Talysh bölgesi, Azerbaycan (Vincent vd. 2005) ve Türkiye kuzeyi (Keskin vd. 2008).	88
Şekil 8.5. Çalışma alanının jeodinamik ve tektonik olarak modellenmesi.	96

TABLÖLAR LİSTESİ

Sayfa No

Tablo 6.1. Maden Karmaşığı'na ait kayaçların ana element (%) analizleri ve CIPW normları.....	64
Tablo 6.2. Maden Karmaşığı'na ait kayaçların iz (ppm) ve nadir toprak (ppm) element analizleri.....	67
Tablo 7.1. Maden Karmaşığı'na ait kayaçların Sr-Nd izotop oranları	81



KISALTMALAR LİSTESİ

My	: Milyon Yıl
MORB	: Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı (Mid-Ocean Ridge Basalt)
E-MORB	: Zenginleşmiş Okyanus Ortası Sırtı Bazalt (Enriched Mid-Ocean Ridge Basalt)
N-MORB	: Normal Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı (Normal Mid-Ocean Ridge Basalt)
OIB	: Okyanus Adası Bazaltı (Ocean Island Basalt)
A.K.	: Ateşte Kayıp/ Toplam Uçucu İçeriği
XRF	: X-ışınları Floresans Spektrometresi
LA-ICP-MS	: Lazer Ablasyon İndüktif Olarak Eşleştirilmiş Plazma-Kütle Spektrometresi
MC-ICP-MS	: Çoklu Toplayıcı İndüktif Olarak Eşleştirilmiş Plazma-Kütle Spektrometresi
CIPW	: Cross, Iddings, Pearce, Washington
ppm	: Milyonda Bir
NTE	: Nadir Toprak Elementler
LILE	: Büyük İyon Yarıçaplı Litofil Elementler
HFSE	: Yüksek Alan Enerjili Elementler
ANTE	: Ağır Nadir Toprak Elementler
HNTE	: Hafif Nadir Toprak Elementler
BSE	: Toplam Yerküre (Bulk Silicate Earth)
DM	: Tüketilmiş Manto (Depleted Mantle)
EMI	: Zenginleşmiş Manto I (Enriched mantle I)
EMII	: Zenginleşmiş Manto II (Enriched mantle II)
HIMU	: Yüksek μ Manto (High μ Mantle)
PREMA	: Yaygın Manto (Prevalent Mantle)
CHUR	: Kondritik Uniform Rezervuar Değerleri
AFC	: Asimilasyon-Fraksiyonel Kristalleşme
Mg#	: Magnezyum Numarası

1. GİRİŞ

1.1. Çalışma Alanı

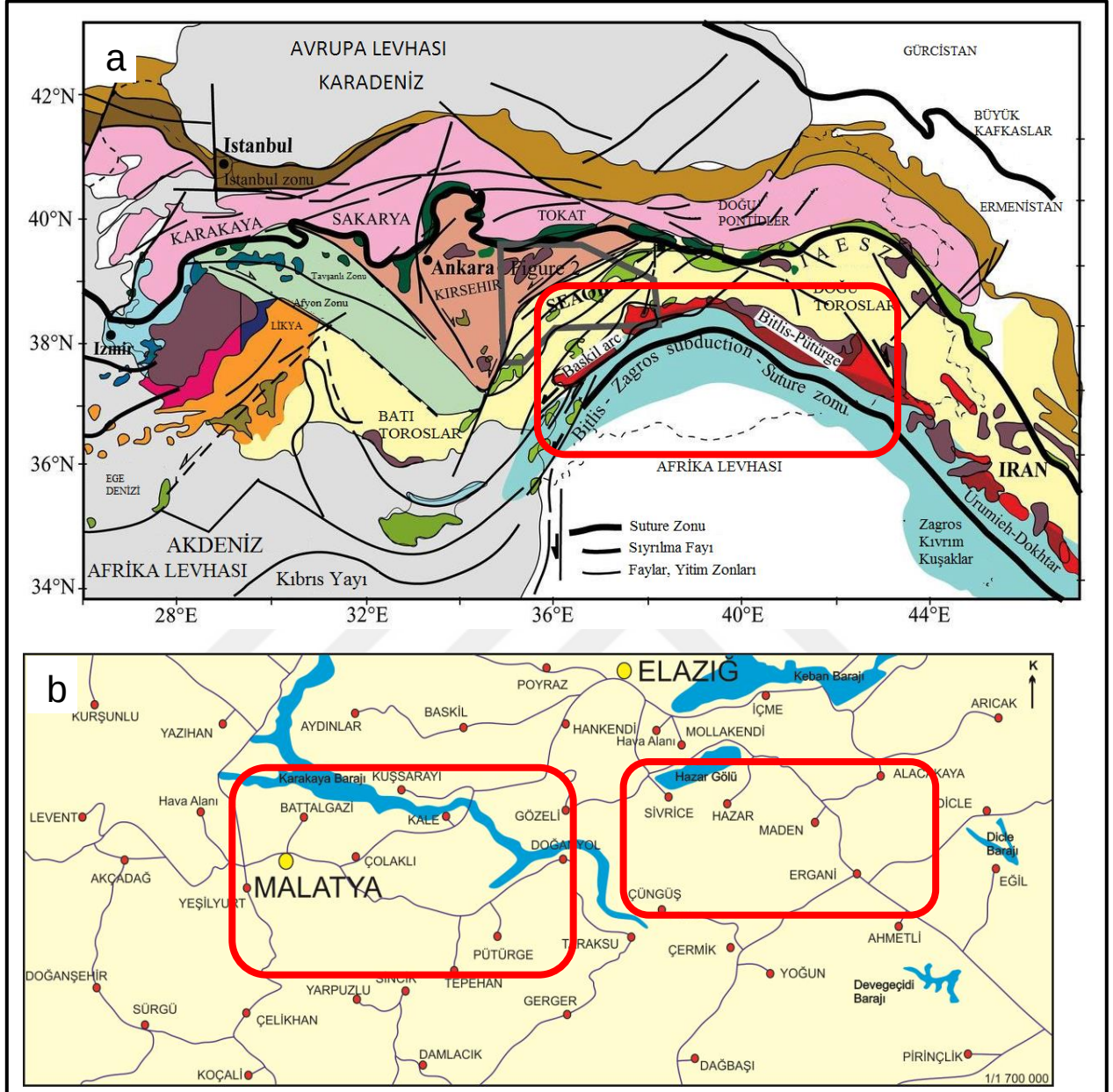
Çalışma alanı, Maden Karmaşığının en yaygın olduğu yer olan, doğuda Elazığ Maden ilçesi, Diyarbakır Ergani ilçesi, batıda ise Malatya Pütürge-Kale ilçeleri arasında kalan bölgede 1/100000 ölçekli L41, L42 ve L43 paftalarını kapsayan alan içerisinde bulunmaktadır. Bu paftalar içerisinde, Orta Eosen yaşlı Maden karmaşığına ait birimlerin yüzeylemiş olduğu alanlarda incelemeler yapılmıştır. Bölge, Ergani-Maden ve Pütürge-Kale olmak üzere iki kısımda incelenmiştir (Şekil 1.1).

Çalışma alanının ilk bölümü olan Ergani-Maden bölgesi, Hazar Gölü güneydoğusundan başlamakta olup, Elazığ-Diyarbakır karayolu boyunca batı ve doğu kısımlarını kapsamaktadır. Bu bölgedeki belli başlı yerleşim yerleri Maden ilçesine bağlı Kayalar, Karatop, Arslantaşı, Yenibahçe, Hanevleri, Dutpınar, Çayırköy, Ağadibek köyleri ve Ergani ilçesine bağlı Değirmendere, Kortaş, Yapraklı köyleridir. Çalışma alanının ikinci bölümü olan Pütürge-Kale bölgesi Elazığ-Malatya karayolunun güney kısımlarını kapsamaktadır. Bu bölgedeki belli başlı yerleşim yerleri Kale ilçesine bağlı Kayabağları, Üçdeğirmen, İkizpınar, Pelitli, Tanışık köyleri ve Pütürge ilçesine bağlı Yaygın, Gülümuşığı, Söğütlü, Kavaklıdere, Çayköy, Pazarcık, Ormaniçi köyleridir.

1.2. Çalışmanın Amacı

Türkiyenin en önemli tektonik kuşaklarından biri olan Toros Orojenik Kuşağı'nın doğu kesiminde yüzeyleyen Orta Eosen yaşlı Maden Karmaşığı, bölgenin jeodinamik gelişiminin anlaşılmasında önemli bir yer tutmaktadır. Bölge, önemli tektonik olayların etkisinde kalmış olması nedeniyle, Maden Karmaşığının oluşumuyla ilgili çok değişik modeller önerilmiştir. Önceki çalışmalara göre bölgenin tektoniğı konusunda yapılan yorumların çoğı arazi gözlemlerine dayandırılmıştır. Özellikle volkanitler üzerinde yapılan jeokimyasal çalışmalar yok denecek kadar azdır. Bu nedenle, Maden Karmaşığının oluşumu ile ilgili modellerin eksik veya hatalı olmuş olabileceğı düşünülmektedir. Çalışma alanında yüzeyleyen Maden Karmaşığına ait kayaçların petrografik incelemeleri ve jeokimyasal analizleri (ana element-iz element-nadir toprak element konsantrasyonları ve izotopik analizler) yapılarak bu kayaçların kökeninin ve oluşum ortamlarının belirlenmesi amaçlanmıştır. Elde edilen petrojenetik sonuçlara ve arazi gözlemlerine dayanılarak

bölgenin evrimini (özellikle Eosen dönemi) açıklamak amacıyla, yeni bir jeotektonik model oluşturulacaktır.



Şekil 1.1. İnceleme alanı yer bulduru haritası a: Türkiye'nin tektonik birliklerini gösterir harita (Kuşçu vd. 2013'ten değiştirilerek), b: KGM otoyollar haritası 2016'dan değiştirilerek.

2. MATERYAL VE METOT

2.1. Arazi Çalışmaları

Arazi çalışmaları kapsamında MTA Genel Müdürlüğü'nün 1/500.000 ve 1/100.000'lik jeoloji haritaları kullanılmıştır. Arazi çalışmaları sırasında petrografi, jeokimyasal ve izotop çalışmaları yapılması amacıyla, tüm bölgeyi temsil edecek şekilde sistematik olarak volkanik, sub-volkanik ve piroklastik kayalardan 200 adet örnek alımı yapılmıştır. Alterasyon, bölgede çok yaygın olduğu için örnek alımı sırasında alterasyonun en az olduğu lokasyonlar seçilmeye çalışılmıştır.

2.2. Laboratuvar Çalışmaları

Alınan örneklerden ince kesitler yaptırılmıştır. Bu ince kesitler polarizan mikroskop altında incelenerek, kayaların mineral içerikleri, dokusu ve diğer petrografik özellikleri ortaya konulmuştur. Ayrıca, önemli mineralojik ve petrografik özelliklerini vurgulamak için mikrofotograflar çekilmiştir.

Jeokimyasal çalışmalar National Taiwan Üniversitesi Department of Geoscience Laboratuvarlarında yapılmıştır.

2.3. Analitik Yöntem

İlk olarak kayalar üzerinde bulunan atmosfer yüzeyleri ve ikincil mineral damarlarının temizlenmesi amacıyla, taş kesme makinesi yardımıyla bu yüzeyler kesilmiştir. Her bir örnekte, ultrasonik temizleyici (ultrasonic cleaner) makinesi ile çamur ve diğer kirlenmelerden arındırılmak amacıyla, yirmişer dakikalık seanslar halinde bu işlem uygulanmıştır. Örnekler, Retsch markalı çeneli kırıcı yardımıyla birkaç mm'lik tanelere ayrılmıştır. Elde edilen bu tanelere penset yardımıyla ikincil mineral ayıklama işlemi uygulanmıştır.

Bu işlemlerden sonra örnekler Fritsch Pulverisette markalı bilyeli değirmen kullanılarak, yaklaşık 150-200 mesh'lik tozlar haline getirilmiştir. Toz haline getirilmiş örnekler, jeokimyasal analizlere başlamadan önce Ateşte Kayıp miktarları belirlenmiştir. Bu amaçla 950° C'ye kadar ısıtılan fırında onarlı örnekler halinde bu değerler ölçülmüştür. Bu işlemin sonunda Ateşte Kayıp miktarı (> % 5.5) fazla olan örnekler çok altere olarak değerlendirilip, bu örneklerle daha sonraki jeokimyasal analizler uygulanmamıştır.

Toz haline getirilmiş olan her bir örnek yaklaşık eşit oranda (Flux: 5.0000 ± 5 g ; Örnek 0.5000 ± 1 g) lityum metaborat (Flux: $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) ile karıştırılarak saf platin kaplarda füzyon edilmesiyle cam diskler hazırlanmıştır. Örneklerin ana oksit (%) konsantrasyonlarının ölçümü bu hazırlanan cam diskler kullanılarak X-ışınları Floresans (XRF) spektrometresi yöntemiyle Rigaku® RIX 2000 marka alet ile yapılmıştır.

İncelenen kayaçların iz element (ppm) ve Nadir Toprak Element (ppm) konsantrasyonlarının belirlenmesi amacıyla hazırlanmış olan cam diskler (glass beads) kullanılmıştır. Bu cam disklerden 35.00~45.00 mg miktarında parçalar kırılmıştır. Bu parçalar, HF (hidroflorik asit) ve HNO_3 (nitrik asit) gibi kuvvetli asitler kullanılarak, teflon kaplarda ısı yardımıyla çözdürülmüştür. Bir takım eritme ve seyreltme işlemlerinden sonra örnekler LA-ICP-MS (Lazer Ablasyon İndüktif Olarak Eşleştirilmiş Plazma-Kütle Spektrometresi) yöntemiyle Agilent 7500cs Quadrupole ICP-MS markalı ölçüm aleti kullanılarak örneklerin iz element (ppm) ve Nadir Toprak Element (ppm) konsantrasyon ölçümleri yapılmıştır.

Tüm kayaç analizlerinin (ana oksit, iz element ve Nadir Toprak Element) yorumlanmasından sonra Sr-Nd izotopik oranları ölçülmek üzere 12 adet örnek seçilmiştir. Toz haline getirilmiş olan örneklerden 80 mg ölçülmüştür. Bu parçalar vida kapaklı Savillex® teflon kaplara alınmış, HF (hidroflorik asit) ve HNO_3 (nitrik asit) gibi kuvvetli asitler kullanılarak ısı yardımıyla çözdürülmüştür. Örnekler üzerinde bir dizi seyreltme, damıtma ve elüsyon (elution) işlemleri uygulanmıştır. Bu işlemlerin sonunda MC-ICP-MS (Çoklu Toplayıcı İndüktif Olarak Eşleştirilmiş Plazma-Kütle Spektrometresi) yöntemiyle Finnigan-Thermo Neptune® markalı ölçüm aleti kullanılarak örneklerin Sr-Nd izotopik ölçümleri yapılmıştır.

2.4. Büro Çalışmaları

Bu aşamada arazi çalışmaları ve jeokimya analizlerinden elde edilen bilgiler değerlendirilerek, tez yazım işlemi gerçekleştirilmiştir. Jeoloji haritası ve dikme kesitler Corel Draw X5 çizim programı yardımıyla çizilmiştir. Jeokimya analiz verileri Grapher 9 programı yardımıyla grafiksel ortama aktarılmış ve yorumlanmıştır.

3. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Rigo de Righi ve Cortesini (1964) Ergani-Maden bölgesinde Maden Karmaşığını Maden birimi olarak adlandırmışlar ve Paleosen-Eosen yaşlı olduğunu belirterek, birimin orojenle eşyaşı derin bir havzada oluştuğunu belirtmişlerdir. Ayrıca, bu birim ile aynı jeolojik ortamda çökeldiğini belirttikleri Paleosen-Alt Eosen yaşlı sedimanter çökelleri de ilk defa Hazar birimi olarak tanımlamışlardır.

Özkaya (1974) Sason ve Baykan yöresinin stratigrafisini, 1) allokton metamorfik blok, 2) otokton şelf sedimanları ve 3) allokton jeosenklinal sedimanlar olarak üç ayrı kısımda incelemiştir. Allokton jeosenklinal sedimanlar olarak ayrılan kısmı da kendi içerisinde Lice grubu ve Maden Karmaşığına karşılık gelen Sason-Baykan grubu olarak ikiye ayırmıştır. Lice grubu genellikle yeşil renkli, 1000-1500 m kalınlığında altta marn, şeyl, üstte şeyl ara tabakalı grovaplardan meydana gelmektedir. Sason-Baykan grubu marn, fliş, konglomera, serpantin ve spilitik bazaltlardan oluşmaktadır; altta Lice grubu, üstte metamorfik blok arasında bir tektonik dilim halinde bulunmaktadır. Spilitik bazaltlardan alınan örnekler üzerinde yaptırdığı yaş tayinlerinden volkanitlerin yaşının 33.2-35.6 My. (Üst Eosen) olduğunu belirtmiştir.

İleri vd. (1976) ultramafitlerin üzerine gelen tortullar ve volkanitleri “alt fliş ve üst fliş” olmak üzere iki grupta toplamaktadırlar. Alt fliş, Ketin (1966) tarafından tanımlanan tektonik birimlerden Toridler içinde yer almaktadır. Ketin (1948) volkanitleri de içine alan bu seriyi, "Maden Serisi" olarak tanımlamaktadır.

Özkaya (1978) Ergani-Maden bölgesindeki çalışmasında Baykan grubunun bölgedeki en yaygın üyesi olarak tanımladığı Maden formasyonunu olistostrom özelliği ile üst bindirme bloğunun belirgin formasyonu olduğundan bahsetmiştir. Bu formasyonun karışık görünümünü sedimantasyon sırasında basen içerisine kayan kireçtaşı blokları, volkanizma ve Miyosen sonunda meydana gelen bindirmeye bağlamıştır. Çalışma alanının özellikle güneyinde, altta bindirme düzlemi ile sınırlandığı yerlerde, formasyonun alt ve üst sınırlarını saptamak olasılığı bulunamamıştır. Birimi alttan başlayarak 3 üyeye ayırmıştır 1) Kalınlığı 10 ile 200 metre arasında değişen gri şeyl, kumtaşı ve kırmızı marnlar. 2) 10-50 metre kalınlığında gri, pembe biyomikrit. 3) 100-1000 metre kalınlığında volkanik kayalar ara katmanlı, kireçtaşı bloklu kırmızı şeyl ve marn. Araştırmacı, Maden formasyonunun orta kireçtaşı üyesinin her ikisinin de Eosen yaşlı olması ve arazi verilerinin aynı olması sebebiyle, Gehroz kireçtaşları ile deneştirmiştir. Maden formasyonu olarak ayrılan birimlerin en alt düzeylerinde görülen gri kumtaşları ve şeyller de her iki birimde de özdeş

makrofosil parçaları bulunması sebebiyle, Hazar formasyonuna eşdeğer olabileceğini belirtmiştir. Maden formasyonunun üst kırmızı şeyl ve marn üyesi yukarı doğru giderek daha çok volkanitli bir birime geçmektedir. Bu volkanik kayaçların üstteki Davudan volkanitleriyle deneştirilebilir olduğunu ancak, Davudan volkanitleri Gehroz ve Simaki batısında Hazar, Gehroz ve Maden formasyonlarını açısız bir uyumsuzlukla örttüğünü söylemiştir.

Perinçek (1978) Çelikhan-Sincik-Koçalı bölgesindeki çalışma alanının, Güneydoğu Anadolu kenar kıvrım kuşağı ile Toros orojenik Kuşağı sınırında yer aldığını belirtmiştir. Bölgede Kretase ile Miyosen sonunda oluşan ve bölgeye allokon birimlerin yerleşmesini sağlayan baskın tektonizma, regresyona ve çanakların kapanmasının nedeni olarak görülmüştür. Maden Karmaşığı için her ne kadar karmaşık görünüm egemense de bölgede litoloji homojenliği sunan kaya kütleleri ayrı olarak haritalanmış ve yaygın bulunanları adlandırılmıştır. Bunlar, spilit ve bazalt ile temsil edilen Karadere Formasyonu, ince kesitlerde çoğu diyabaz olarak tanımlanan Hurmer Formasyonu, kireçtaşı ile temsil edilen Çelikhan Formasyonudur. Maden Karmaşığının derin denizde çökelmiş, daha sonraki yoğun tektonizma etkisiyle karmaşık halini almış, sürüklenim örtüleri halinde güneye ilerleyerek bugünkü konumunu almış olduğu açıklanmıştır.

Perinçek (1979) allokon olarak tanımlayıp, alt ve üst gruba ayırdığı Maden lavlarının alkalenden toleyite değişim gösterdiğini, alt lavların levha içi bazalt tipi karakterde olduğunu ve kıtasal rift ortamından okyanuslaşmaya başlayan bir ortamı temsil ettiğini; üst lav topluluğunun ise, okyanus ortası sırt bazaltı tipi karakter gösterdiğini belirtmiştir. Yüksekova ve Helete lavlarının ise, jeokimyasal verilere dayanarak ada yayı tektonik ortamını yansıttığını belirterek, Yüksekova ve Maden birimlerini birlikte Killan Ekay birimi kapsamında değerlendirmiştir.

Şengör ve Yılmaz (1981) Türkiye’de Tetis’in Evrimini inceledikleri çalışmalarında Türkiye orojenik kuşağının Mesozoyik-Senozoyik tektonik evrimini gözden geçirmektedirler. Anatolid-Torid platformunun hemen her kesimi ile Arap platformunun kuzeyi, Geç Kretase’de çarpışma öncesi yaygın bir ofiyolit yerleşme dönemi olarak belirtilmiştir. Önceleri bu ofiyolit yerleşmelerinin aynı süreçte geliştikleri düşünülmüştür. Ancak, ofiyolit yerleşmesinin Arap platformuna, Anatolid-Torid platformundan daha önce geldiğini belirlemişlerdir. Anatolid-Torid platformunun ana gövdesinin iç dilimlenmeye uğramış olduğu, Anatolidlerin ise, gömülme ile metamorfizma etkileri kazanmaya başladığı sırada Güneydoğu Anadolu’da Maden ve Çüngüş havzalarının gerilmeli rejimle

gelişmelerinin maksimum dönemine erişmelerinden bahsedilmiştir. Her iki havzada da derin deniz sedimanları (pelajik kireçtaşları ile radyolaryalı çörtler) çökelmiş, pelajik çökeller ve türbiditler ve yastık lavlı mafik bir volkanizmayla birlikte gerçekleştiği söylenmiştir

Perinçek ve Özkaya (1981) Arabistan levhası otokton şelf birimleri ile kuzeydeki Toros kuşağı allohton birimlerinin stratigrafik ve yapısal ilişkilerinin bir okyanusal havzanın gelişimiyle ve kapanmasıyla açıklanamayacağını, mikro levhalar arasında dar okyanusal havzaların gelişip kapanmasının etkin olduğunu savunmuşlardır. Araştırmacılar, Doğu ve Güneydoğu Anadolu'da bölgeyi etkileyen deformasyon ve transgresyon fazlarını Alt Kretase sonu, Turoniyen sonu, Alt Maastrichtiyen sonu, Alt Paleosen sonu, Orta Eosen sonu, Alt Miyosen sonu ve genç fazlar olarak ayırmışlardır.

Yazgan (1981) Malatya-Elazığ arasında Toros kuşağında kuzeyden güneye doğru biri Üst Kretase'de, diğeri Orta Eosen'de olmak üzere iki ayrı sistem içerisinde etkin bir kıta kenarında oluşan denizaltı volkanik, derinlik ve yarı derinlik kayaçlarını incelemiştir. Kuzeyden güneye doğru biri Üst Kretase (Yüksekova), diğeri Orta Eosen (Maden) yaşlı volkanik ve derinlik kayaçlarının majör ve minör elementleri, iz elementler ve stronsiyum ilksel izotopları incelenerek tanımlanmışlardır. Orta Maastrichtiyen ile Orta Eosen arasında volkanik etkinliği olmayan bir arayı da kapsayan Üst Kretase'den Üst Eosen'e kadar Anadolu ve Arap levhaları arasında, genç ve kalın olmayan bir kıta kabuğu üzerine yerleşen kıta kenarı ürünleri olduklarını ifade etmiştir.

Özkan (1982) Guleman ofiyoliti üzerine yaptığı çalışmada inceleme alanının Güneydoğu Anadolu sürüklenim kuşağında ofiyolitik birimlerin en yaygın yüzeyletiği bir kesimde yer aldığını belirtmiştir. İnceleme alanını üç farklı birime ayırarak incelemiştir. Bunlar otokton birimler (Lice Formasyonu), allohton birimler (Bitlis Metamorfikleri, Guleman Grubu, Caferi Volkanitleri, Hazar Karmaşığı ve Maden Karmaşığı), neo-otokton birimlerdir (Nacaran Kireçtaşları, alüvyon vd.). Maden Karmaşığı volkanit mercikleri, kireçtaşı olistolitleri, kumtaşı, şeyl, killi kireçtaşı ve kireçtaşlarının düzensiz ardalanmasıyla temsil olunduğunu, ayrıca, farklı düzeylerde birkaç dm. ya da m. kalınlıklarda ve fazla gözlenmeyen olistostromal çakıltaşı mercikleri de içerdiğini belirtmiştir. Araştırmacı, daha önceki bütün çalışmacıların fosil bulgularına dayanarak, birimin yaşını Orta Eosen olarak kabul etmiş olup, Hazar Karmaşığı üzerine uyumlu olarak geldiğini ifade etmiştir.

Erdoğan (1982) Ergani-Maden bölgesindeki çalışmasında Güneydoğu Anadolu ofiyolit kuşağının jeolojisini ve volkanik kayaları incelemiştir. Maden Grubu olarak tanımladığı birim yanal ve düşey yönde girik bazaltik ve andezitik volkanitler, volkanik kırıntılı kayalar, tüfler, çamurtaşları ve kireçtaşlarından oluşmuştur. Bu grup içinde birbiriyle düşey geçişli alt volkanik sediment birimi ve üst volkanik birim ayırtlanmıştır. Her iki grup volkanitleri arasında petrografik olarak bir fark olmadığını ve volkaniklerin baskın olarak bazaltlardan çok ender olarak da bazaltik andezitlerden meydana geldiğini ifade etmektedir. Hazar Gölü çevresinde yüzeyleyen gri çamurtaşları ve kumtaşları aralanması Rigo de Righi ve Cortesini (1964) tarafından ayrı birim olarak ayırtlanmış ve Hazar birimi adı altında tanımlanmış birimi, bu incelemedeki Maden grubunun alt volkanik sediment birimi diye adlandırılan birimin yanal karşısı olduğunu ileri sürmüştür. Araştırmacıya göre, Maden Grubu prehnit-pumpellyit fasiyes koşulları altında metamorfizmaya uğramış olup, grubun volkanik kayalarının kimyasal bileşiminin tabanında okyanus kabuğunun bulunduğu ada yaylarında oluşmuş toleyitlerin bileşimine benzediğini ortaya koymuştur.

Perinçek ve Kozlu (1984) Afşin-Elbistan-Doğanşehir bölgesinde Berit metaofiyolitini, Doğanşehir granitoidini, Pütürge ve Malatya-Keban metamorfiklerini haritalayarak birimlerin dokanak ilişkilerini ortaya koymuş oldukları çalışmada, Pütürge metamorfikleri ile başlayan allokton birimlerin Orta Eosen yaşlı Maden Karmaşığı sedimanterleri tarafından üzerlenmiş olduklarını ifade etmişlerdir. Maden Karmaşığı'nın ise, İç Toros Sütur Zonu olarak bilinen kuşağa dahil olan ofiyolitik kayalar ve onlarla birlikte oluşan Yüksekova Karmaşığının ada yayı ürünleri tarafından örtüldüklerini belirtmişlerdir.

Yazgan (1984) Doğu Toroslarda ki çalışmasında petrografik ve yapısal özelliklerine göre, levha tektoniği kavramı içerisinde bölgeyi 7 büyük tektonik birliğe ayırmıştır. Arap platformu ve Munzur napları arasında yerleşen birimlerden oluşan bu tektonik birlikleri, Kıvrımlı Arap platformu, Pütürge bindirme kuşağı, Pütürge Metamorfikleri ve volkanosedimanter örtü kayaları (Maden Karmaşığı), İspendere-Kömürhan metaofiyolitleri, Baskil magmatik kayaları ve onların sedimanter örtü birimleri, Keban ve Malatya napları ve Munzur napları şeklinde gruplandırmıştır. Bu birimler, Doğu Toroslar'ın ve bir bütün olarak Doğu Akdeniz'in jeodinamik evrimini belgelemek için kullanılmıştır. Bunlardan Kömürhan ve İspendere ofiyolitlerinin kuzeyde Baskil yay magmatitleri ve güneyde Maden Kompleksinin yer aldığı Hazar Gölü'ne doğru D-KD

uzanımlı, kuzeye dalımlı tektonik bir dilim olarak yer aldığını; İspendere ve Kömürhan ofiyolitlerinin farklı tektonik ortamları ve Baskil yayına ait kayaçlarla kesilmesi ve kısmi ergime göstermeleriyle Guleman Ofiyoliti'nden farklı olduklarını belirtmiştir. Maden volkanizmasının Arap Platformu ile Pütürge Metamorfikleri arasında devam eden bindirmeyle ilişkili olarak Orta Eosen'de kıta içi bir yitim ile ilgili olarak geliştiğini söylemiştir. Maden Karmaşığı'nın yaşını Gülümuşağı bölgesine ait kuvarsdiyoritler üzerinde yaptıkları çalışmalarda K-Ar radyometrik yaş tayini yöntemi ile 48 My. olarak belirlemiştir.

Aktaş ve Robertson (1984), Aktaş (1985) Türkiye'nin güneydoğusunda yer alan Tetis Sütur Zonu'nun kritik bir segmenti üzerinde yaygın olan büyük nap istiflerini yapısal olarak üstten alta doğru tanımlamış ve yorumlamışlardır. Araştırmacılar, inceleme bölgesinin batı tarafında bulunan çalışma alanını 5 birime ayırmışlardır. İlk olarak *Elazığ-Palu napı* (Baskil birimi), Mesozoyik yaşlı Tetis Okyanusunun (Neotetis) güney kolunun yitimi ile ilişkin Geç Kretase volkanik yay karmaşığı ve örtü birimleri ile temsil edilmiştir. Bu yay kayaçlarının bölgesel olarak çalışma alanında izlenmeyen *Bitlis-Pütürge napı* tarafından üzerlenmiş olduğundan bahsedilmiştir. Daha alttaki birimin ise, ofiyolit topluluğu dilimlerinden oluşan Üst Kretase yaşlı *Hazar-Guleman napı*, nispeten deforme olmamış Paleosen yaşlı redbedlerden (kırmızı seri) oluşan seri (Ceffer Formasyonu), fliş (Simaki Formasyonu) ve tamamı pelajik ve yeniden çökelmiş olan neritik kireçtaşları (Gehroz Formasyonu) tarafından uyumsuz olarak üzerlenmiş olduğundan bahsedilmiştir. Daha altta çoğunlukla bindirme yönünde tektonik melanj içeren *Killan Ekay birimi*, bindirmeli olarak gelen Üst Kretase yaşlı ofiyolitik ve mafik yüzey kayaçlarından (Killan Grubu) ve uyumsuz olarak üzerlenen çoğunlukla sedimanter kayaç içeren daha az volkanik kayalardan oluşan Paleosen ve Eosen yaşlı (Maden Grubu) birimlerinden oluştuğu söylenmiştir. Daha altta ise, Geç Kretase yaşlı ofiyolitik olistostromları içeren Geç Kretase yaşlı Koçali Ofiyolitleri'ni içeren allokton ve paraotokton özellikli *Arap önkıtasının* yer aldığından bahsedilmiştir. Çalışma alanının doğu kesiminde ise, Maden Karmaşığı'nın mafik yüzey kayaçları ve sedimanter kayaçlardan oluşan Karadere Formasyonu olarak isimlendirilen birimden bahsedilmiştir. Çalışmada, Karadere Formasyonu, Bitlis Metamorfik napı ve Üst Kretase yaşlı ofiyolitik birimler (Guleman Grubu) tarafından tektonik olarak üzerlenmiştir. Karadere Formasyonu tektonik olarak paraotokton Arap önkıtası tarafından tektonik olarak üzerlenmiştir. Formasyon içindeki pelajik kireçtaşlarındaki fosil içeriğine göre Orta Eosen yaşlı olduğunu belirtmişlerdir.

Sungurlu vd. (1985) Elazığ-Hazar-Palu dolaylarında ki çalışmalarında litolojileri allokton, otokton, paraotokton ve neo-otokton birimler şeklinde gruplandırmışlardır. Bu grupların büyük bir kısmını güneyde Arap levhası üzerine taşınan allokton birimler oluşturmuştur. İnceleme alanı ve yakın çevresinde tektonik hareketlerin üç ayrı dönemde gerçekleşmiş fazlar halinde olduğunu belirtmişlerdir. Birinci fazın Üst Kretase sonunda Kretase öncesinde oluşan birimlerin Kretase yaşlı birimler üzerine itilmelerini sağladığını ve buna delil olarak da Malatya Metamorfitleri'nin altında Harami Formasyonu'nun; Pütürge Metamorfitleri'nin altında da Hazar Formasyonu'nun bulunmasını göstermişlerdir. İkinci fazın Orta Eosen sonunda geliştiğini ve Paleozoyik'ten bu döneme kadar çökelen tüm birimlerin Orta Eosen birimleri üzerine itildiklerini ifade etmişlerdir. Üçüncü fazın ise, Alt Miyosen sonrasında geliştiğini ve bu fazın bölgenin bugünkü çatısını oluşturduğunu ifade etmişlerdir. Araştırmacılar, Maden Karmaşığı adını kullandıkları birimi, Ceffan, Arbo, Melefan ve Karadere olmak üzere 4 ayrı formasyona ayırarak incelemişlerdir. Ayrıca, araştırmacılar, Gehroz Formasyonu'nu aralarında bazı yerlerde görülen uyumsuzluktan dolayı, Hazar Grubu'nun bir formasyonu olarak kabul etmemiş ve bu iki birimi birbirlerinden ayrı olarak incelemişlerdir.

Hempton (1985) Bitlis suture zone üzerinde, Hazar gölü civarında detaylı harita çalışmaları yapmış ve bölgenin kuzeye dalan bindirme dilimleri boyunca yüzeyleyen üç tektonostratigrafik birimden oluştuğunu, bunların güneyden kuzeye doğru Pütürge Metamorfik Kompleksi, Maden Melanjı ve Elazığ Magmatik Kompleksi olduğunu ifade etmiştir. Maden Melanjı'nın Orta Eosen yay ardı sedimentleri ve yeşilist fasiyesinde metamorfize olmuş volkanitlerden oluştuğunu ve bunların üçlü kuşak yapıları tarafından 1) kuzeye dalımlı klivaj, 2) kink bantları ve 3) düşük atımlı faylar ile deformasyona uğradığını belirtmiştir. Elazığ yayı okyanusal litosferin güneye dalmasıyla deforme olmuş kenar üzerinde gelişmiş olduğu ve bu yayın kuzeye doğru göç etmesiyle, erken Eosen'de yay ardı havzanın açılmış olduğunu ve Maden Melanjı'nın volkanoklastiklerinin bu havzayı doldurduğundan bahsedilmiştir.

Özçelik (1985) Malatya güneydoğusundaki Poluşağı sahasında Maden Karmaşığına ait kayaçların Pütürge Masifi üzerinde tektonik dokanakla yer aldıklarını ve Orta Eosen yaşlı Maden Karmaşığının alttan üste doğru kireçtaşı, kalkışist, kırmızı-ışist, aglomera ve volkanik kayaçlarla bunları kesen yarı derinlik kayaçlarından oluştuğundan bahsetmiştir. Araştırmacı, jeokimyasal ve jeolojik verilere dayanarak, Poluşağı kayaç dizisinin Orta Eosende, olasılıkla Pütürge Masifi kuzeyinde yer alan, Maden Marjinal Baseni'nin

okyanusal kabuğu üzerinde gelişen ve henüz ilk aşamalarında olan erginleşmemiş ensimatik bir ada yayı volkanizmasının ürünü olduğunu ortaya koymuştur.

Bingöl (1988) Maden Karmaşığı'na ait volkanitlerin petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin, bu kayaçların bir aktif kıta kenarı ürünü olduğunu ifade etmiştir.

Aktaş ve Robertson (1990) Maden Karmaşığı içinde birbirine tezatlık teşkil eden Geç Kretase ve Orta Eosen yaşlı volkanik kayaçların yer aldığını, Güneydoğu Anadolu nap dizgesinin tavandan tabana doğru, Gondwana'nın kuzeyinde Tetis okyanusal baseninin kuzey sınırının metamorfik kalıntıları olan Bitlis-Keban-Malatya ve Pütürge napları, okyanusal basenin kuzey kıtasal sınırında oluşan Geç Kretase-Eosen volkanik yay kompleksleri ve örtü birimlerinden oluşan Elazığ-Palu napları, Geç Mesozoyik ofiyolitik kayaçları, Tersiyer sedimanları, tektonik melanj ve mafik volkaniklerinden oluşan Maden Karmaşığı ile Arap kıtasının otokton, paraotokton pasif kenar ve yay ilerisi basenlerinden meydana gelen bir istiftten ibaret olduğunu ifade etmişlerdir. Yazarlar, inceleme alanının dışında hemen güneyde yüzleklerine rastlanan Maden Karmaşığı'nın yer yer 20 kilometreyi aşan kalınlıklara ulaştığını ve Geç Kretase ofiyolitik kayaçları ile Geç Kretase-Erken Tersiyer sedimanter kayaçlarından meydana geldiğini belirtmişlerdir. Geç Kretase ofiyolitik kayaçların serpantinize peridotit, gabro, dolerit, bazik yastık lavlar ve pelajik sedimentlerden meydana geldiğini belirten çalışmacılar, inceleme alanındaki lavları ise, kendi içinde üç alt gruba ayırmışlardır.

Yazgan ve Chessex (1991) Kızıldağ ofiyoliti üzerinde yapılan çalışmalar dışında bölgedeki ilk jeokronoloji çalışmalarını yapmışlardır. Baskil (Elazığ) bölgesindeki granitoidler üzerinde yaptıkları çalışmalarda K-Ar yöntemi ile 76 ± 2.45 ile 78 ± 2.5 My. arasında yaşlar bildirmişlerdir. Ofiyolitlerin tabanında ince bir dilim halinde gözlenen ve amfibolitlerle temsil edilen metamorfik dilimde bulunan amfibolitlerde K-Ar yöntemiyle 127 ± 14 , 95 ± 9 ve 89.5 ± 5 My. yaşlarını elde etmişlerdir. Malatya bölgesinde Güneydoğu Toridlerin jeolojisi ve tektonik evrimi ile ilgili çalışmalarında doğu Toros tektoniğinin Keban ve Arap mikrolevhaları arasında Geç Kampaniyen-Erken Maastrichtiyen arasında meydana gelen yay-kıta çarpışması ile ilgili olduğunu belirtmişlerdir. Araştırmacılar, yapmış oldukları geniş arazi gözlemlerine dayanarak, Toros kuşağını Arap platformu, Pütürge ve Bitlis metamorfik masifleri, Kömürhan sütur zonu, Baskil batoliti ve Keban platformu olmak üzere beş birliğe ayırmışlardır. Baskil batolitinin Neotetis'in güney kolunun Keban platformunun altına kuzeye doğru dalımı ile oluşan Koniasiyen-Santoniyen yaşlı bir magmatik yayı temsil eden kalkalkalen karakterde magmatik kayaçlardan

oluştüğünü belirten çalışmacılar radyometrik, jeokimyasal ve stratigrafik çalışmalar sonucunda ofiyolit yerleşimini 2 ana evreli evrim modeli ile açıklamışlardır. Birinci evrede ofiyolit naplarının yay-kıta çarpışması öncesi pasif kıta kenarı üzerine tektonizma ve metamorfizma eşliğinde sıcak olarak bindirdiklerini, ikinci evrede ise, metamorfizmaya uğrayan pasif kıta kenarının ofiyolitik örtüsü ile birlikte eski listrik açılma fayları boyunca yükselmeye başladığını, bindirme ve yatık kıvrımların ofiyolitik örtünün soğuk çekim kaymalarıyla Arap kıtası ön çukur çökel havzası içerisinde en güney konumuna taşınmalarını sağladıklarını belirtmişlerdir.

Yılmaz (1993), Yılmaz vd. (1993) Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağının Toros ve Arap platformları arasında kıtasal çarpışmanın sonucu olarak doğu-batı uzanımlı ve güneyden kuzeye doğru Arap platformu, yığışım prizması zonu ve nap zonu olmak üzere kabaca üç zona ayrılabilceğini belirtmişlerdir. Bu zonlardan Arap platformu'nun Erken Kambriyen-Orta Miyosen aralığında çökelmiş, çoğu denizel sedimanlardan oluştuğunu, yığışım prizması zonunun nap zonu ile Arap platformu arasında sıkışmış dar bir kuşaktan oluştuğunu, nap zonunun ise, en yüksek yapısal seviyeleri temsil ettiğini belirtmişlerdir. Nap zonunu da alt nap ve üst nap olmak üzere iki gruba ayırmışlardır. Alt napın çok fazla metamorfik ofiyolitik kayalarla ve Maden grubu ile üst napın ise, Bitlis ve Pütürge metamorfikleri ile temsil edildiğini belirtmişlerdir.

Karaman (1993) Malatya doğu ve güneydoğusu'nda yaptığı çalışmada paraotokton konumlu Malatya Karmaşığını litolojik ve stratigrafik özelliklerine göre 7 üyeye ayırmıştır. Maden Karmaşığı'nın derinlik ve yüzey kayaları ile volkanosedimanter ve sedimanter kayalardan oluştuğunu, lav akıntılarında prehnit-pumpellyit fasiyesinde metamorfizmaya uğradığını, ekay zonları boyunca oluşan kataklastiklerinde yeşilist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış olduğundan bahsetmiştir. Orta Eosende güneyde Pütürge mikro kıtası içindeki kuzeye doğru oluşan yitim sonucunda gelişen Maden volkanizmasının K'ca fakir, yüksek alüminyumlu, toleyitik eğilimli, kalkalen özellikli bir volkanizma olduğunu ifade etmiştir.

Yiğitbaş vd. (1993) Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı'nı güneyden kuzeye doğru Arap Platformu, Ekay Zonu ve Nap alanı olmak üzere üç ana bölüme ayırmışlardır. Araştırmacılar, gerçek anlamdaki Maden Karmaşığı'nın nap alanı içerisinde ve bindirme dilimleri altında bulunduğunu belirtmektedirler.

Yılmaz ve Yıldırım (1996) Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağında az çok doğu-batı gidişli 3 tektonik zon tanınmakta olduğunu ifade etmişlerdir. Bunlar güneyden kuzeye

doğru Arap otoktonu, ekay zonu ve nap zonu olarak belirtilmiştir. Bu kuşağın önemli jeolojik unsurlarının başında gelen naplar, bu çalışmanın ağırlıklı konusunu oluşturmuştur. Üstte metamorfik masiflerin, onun altında ise ofiyolitik toplulukların yer aldığı bir nap paketi halinde olduğundan bahsedilmektedir.

Yiğitbaş ve Yılmaz (1996) Maden Grubu volkanosedimanter fasiyeslerinin Orta Eosen’de çöken, D-B gidişli ekstansiyonel bir basene işaret etmekte olduğunu, başlangıçta denizel transgresyon ile lokal olarak türemiş olduğunu, bunu sıg denizel karbonat depolanmasının izlemiş olduğundan bahsetmişlerdir. Bunların ardından, bazik-nötr ve silisik volkanizmanın gelmiş olduğunu, silisli tüflerin varlığıyla da volkanizmanın en azından başlangıçta sıg suda ya da karada gerçekleştiğini gösterirken, ekstansiyonel çökme ve derinleşmeyle olistostromal kireçtaşı bloklarının daha derin su ortamına kaymasını sağlamış, basen derinleştikçe olistostromal çakıl cepleri, matriks destekli breş ve konglomeralar ve volkanojenik çamurtaşlarıyla doldurulmuş olduğundan bahsetmişlerdir. Araştırmacılar, bu pelajik çökelime de proto-okyanus gelişimi evresindeki okyanus ortası sırtı bazalt ve geçiş tipi bazaltların eşlik ettiğini ve Maden grubu içinde bazalt lavlarının dışında ofiyolitik kayaç topluluklarına rastlanmamış olması, Maden havzasının bir embriyonik okyanus haline geldiğini ancak ofiyolitik bir dizi geliştirmediğini belirtmişlerdir. Bundan dolayı, Maden baseninin, Helete volkanik yayına göre bir yay gerisi basen olarak kabul edilebilir olduğunu ifade etmişlerdir.

Beyarslan ve Bingöl (2000) çalışmalarında Kömürhan Ofiyolitleri’nin Üst Triyas’ta açılmaya başlayan Tetis’in güney kolunun Üst Kretase’de kuzeye doğru dalan yitim zonunun üzerindeki supra-subduction zonda geliştiklerini kabul etmektedirler. Araştırmacılara göre, Maden karmaşığı Kömürhan ofiyolitlerinin güneyinde ve tektonik olarak bu ofiyolitlerin altında bulunmaktadır.

Kaya (2004) Elazığ ilinin yaklaşık 30 km güneydoğusundaki Hazar Gölü’nün doğu kesimlerinde yaptığı çalışmasında, sedimanter kayaçlarla volkanitlerin ve kireçtaşı olistolitlerinin karışmasıyla düzensiz bir stratigrafi sunan birimi, “Maden Karmaşığı” olarak ele almıştır. Araştırmacı, tektonizmanın yoğun olduğu çalışma sahasında karmaşığa ait birimlerin diğer birimlerle olan ilişkisinin genellikle tektonik olduğundan bahsetmektedir.

Erdem vd. (2005) Doğu Toroslar da geniş yayılım sunan Maden Karmaşığının, farklı litolojik özellikler göstermekte olduğunu ve farklı birimlerle birincil veya tektonik ilişkiler sunduğundan bahsetmektedir. Araştırmacılar, birimin bazaltik lavlar, diyabazlar,

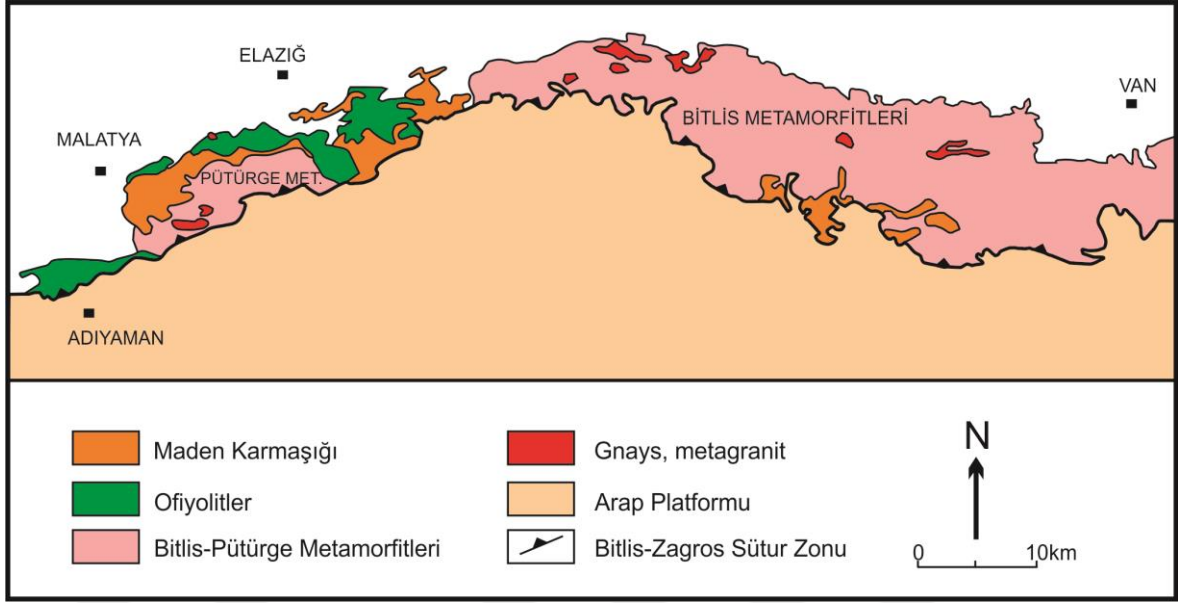
tüf, lapillitaşı, aglomeralar ve kırmızı renkli çamurtaşı ve kireçtaşı bloklarından oluşmuş olduğunu ifade etmişlerdir. Araştırmacılar, Üst Kretase'den itibaren kuzeye doğru başlayan yitimin Orta Eosen'de de devam ettiğini ve Üst Kretase sonunda güneye doğru bindirmeye başlayan metamorfik masifler ve ofiyolitler üzerinde gelişen havzada bir tarafta Maden Karmaşığı sedimanları oluşurken, diğer taraftanda dalan levhanın üzerindeki kısmi ergimeye bağlı olarak türeyen magmanın bu havzada Maden volkanitlerini oluşturduğundan bahsetmişlerdir.

Pang vd. (2013) Güneydoğu Anadolu'da Bitlis-Zagros Sutür Zonu olarak bilinen zonun İran'daki devamı olarak tahmin edilen Sistan sutür zonunda ve batısındaki Lut bloğuna ait volkanik ve sub-volkanik kayalar üzerinde yapmış oldukları çalışmada, Sr-Nd izotop ve Ar-Ar yaş analizleri yapmışlardır. Elde ettikleri verilere dayanarak volkanizmanın Orta Eosen'den (~46 My.) Geç Oligosen'e kadar devam ettiğini belirtmişlerdir. Kayaların kalk-alkali'den yüksek K-kalkalkali'ye değişen hatta bazen de şosonitik karakterli olduğunu ifade etmişlerdir. Yüksek alan enerjili elementlerin ve ağır nadir toprak element oranlarının E-MORB benzeri oranlara sahip olduğunu, MORB'a göre normalize edilmiş değişim diyagramlarında büyük iyon yarıçapına sahip litofil elementlerce zenginleşmenin olduğunu, Th-Nb-Ta-Ti-P elementlerince ani düşme ve Pb elementinde ani yükselme şeklinde değişimler olduğunu belirtilmişlerdir. Araştırmacılara göre, Lut-Sistan çarpışmasından sonra magmatizmanın başlaması direk olarak yitim ile ilişkilendirilmemiş olup, orojenik etkiler, sedimanların kısmi ergimesiyle bileşimi değiştirilmiş manto kaynağı ve Geç Kretase Sistan yitimi boyunca dalan dilimden gelen akışkanlara bağlı olduğu düşünülmüştür.

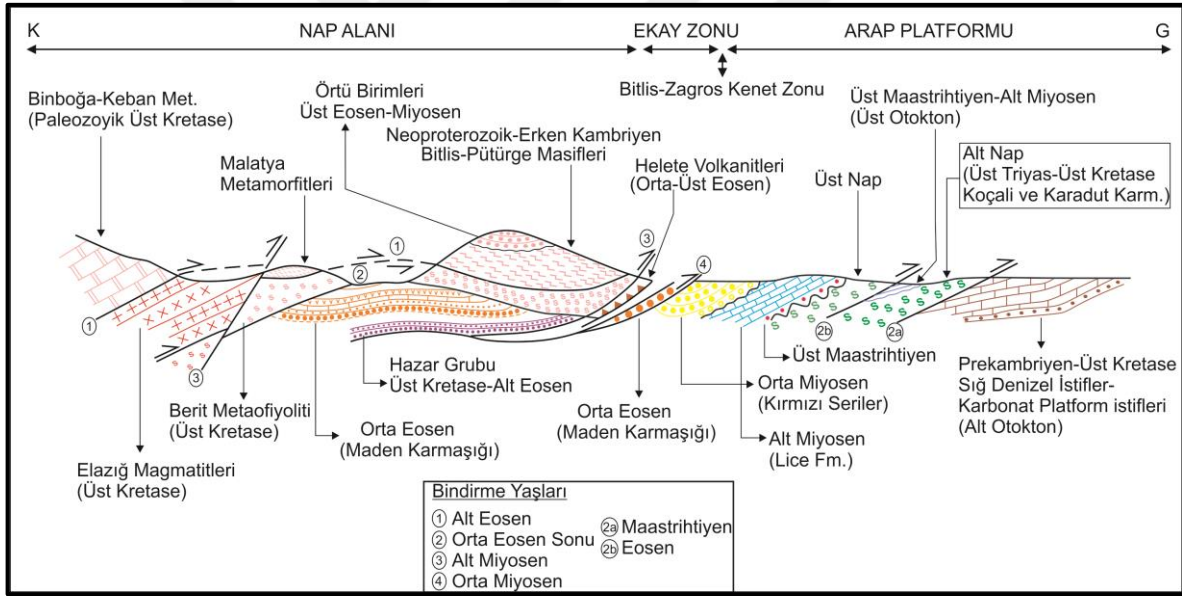
4. BÖLGESEL JEOLJİ VE STRATİGRAFİ

İnceleme alanı, Bitlis-Zagros suture zone üzerinde yer almaktadır (Şekil 4.1) Güneydoğu Anadolu orogenic belt'i pek çok araştırmacı (Yılmaz vd. 1987; Yiğitbaş, 1989; Yılmaz, 1990; Yıldırım ve Yılmaz, 1991; Yılmaz ve Yiğitbaş, 1991; Yiğitbaş vd. 1993; Turan vd. 1995; Yiğitbaş ve Yılmaz, 1996) tarafından güneyden kuzeye doğru üç kuşak halinde incelenmiştir. Bunlar: 1) Prekambriyen'den Erken Miyosen'e kadar olan dönemde, en tabanda volkanik kayalar (Derik volkanitleri, Gürsu vd. 2015) olmakla, birlikte çoğunlukla denizel ortamda gelişmiş kalın otokton sedimanter istiften oluşan "Arap Platformu" 2) Arap Platformu'nun kuzeyinde, yaklaşık 5-10 km genişliğinde Geç Kretase-Erken Miyosen aralığında gelişmiş ters fay dilimlerinden meydana gelen "Ekay (Yığılma) Zonu" 3) Maden Karmaşığı'nın da içinde bulunduğu en üst ana tektonik birlik "Nap Zonu"dur. Bu zonlar birbirlerinden bindirme faylarıyla ayrılmaktadır (Şekil 4.2).

Çalışma alanı, Maden Karmaşığının en yaygın olduğu iki bölgeyi kapsamaktadır; (1) Maden-Ergani bölgesi ve (2) Pütürge-Kale bölgesi. Her iki bölgede de Arap Platformu ve yığılma karmaşığı yüzeylenmektedir. Maden Karmaşığı'nın yayılım gösterdiği bu inceleme alanlarında nap zonuna ait Pütürge Metamorfikleri, farklı ofiyolitler ve Elazığ Magmatikleri yer almaktadır. Maden Karmaşığını oluşturan birimlerin özellikleri her iki bölgede ayrı ayrı açıklanacaktır. Ancak, her iki bölgede de yayılım gösteren Maden Karmaşığı dışındaki birimlerin özellikleri, bu bölümde kısaca açıklanacaktır. Bu birimler, güneyden kuzeye doğru Arap Platformu, Karadut Karmaşığı, Koçali Ofiyolitleri, Pütürge Metamorfikleridir. Pütürge-Kale bölgesine ait olan jeoloji haritasında Arap Platformu, Karadut Karmaşığı ve Koçali Ofiyolitleri görülmemesine rağmen, inceleme alanı güneyinde bu birimler yüzeyleme sunduklarından, bölge stratigrafisinin daha iyi anlaşılabilmesi açısından hazırlanmış olan genelleştirilmiş tektono-stratigrafik kesitte bu birimlere de yer verilmiş ve her iki bölge için ortak olarak anlatılmıştır.



Şekil 4.1. Bitlis-Zagros suture zone üzerinde Maden Karmaşığı'nın dağılım haritası (MTA, 2002'den değiştirilerek).



Şekil 4.2. Güneydoğu Anadolu'nun ana tektonik birliklerini ve bunların birbirleriyle ilişkilerini gösterir genelleştirilmiş jeolojik enine kesit (Yığılbaş vd. 1992; Yılmaz, 1993'dan değiştirilerek).

Arap Platformu

Arap kıvrımlı otoktonu olarak bilinen bu kuşak, Ketin (1959) tarafından Türkiye kenar kıvrım kuşağı olarak tanımlanmıştır. Güneydoğu Anadolu, Arap plakasının kuzey kenarında yer almaktadır. Arap kıtası otokton çökelleri paleontolojik olarak çok iyi tanımlanmış metamorfizma geçirmemiş kayalardan oluşmuştur (Rigo de Righi ve Cortesini, 1964; Yazgan, 1981). Çeşitli araştırmacılar tarafından bu bölgede Prekambriyen'den Alt Miyosen'e kadar çeşitli havzalarda çökelmiş olan sedimanter

kayalar ayırtlanmıştır. Otokton istif, çökelmedeki birçok kesiklik ve uyumsuzluklar ile fasiyes değişimlerine neden olan tektonik olaylardan oldukça etkilenmiştir (Perinçek vd. 2003).

Arap kıtası üzerinde yapısal nitelikleri farklı iki bölge ayırt edilmektedir. Bunlar, kuzeyde, orojenik kuşağa bitişik olan ön ülke kıvrım bindirme kuşağı ve güneye doğru gidildikçe kıvrım ve bindirme etkilerinin giderek azaldığı kesimlerdir. Aralarındaki sınır, dereceli geçişlidir. Arap Platformunun doğu kesimlerindeki istif, Alt Paleozoyik-Alt Miyosen yaşlı, genellikle denizel ortamda gelişen ve çoğunlukla süreklilik gösteren bir çökel dizi ile temsil edilir. Otokton nitelikli bu çökel dizi üzerine değişik dönemlerde allohton birimler yerleşmiştir. Yiğitbaş vd.(1992) Arap platformunun batı kesimlerinde, Arap platformuna ait istifi, “Alt Otokton İstif” ve “Üst Otokton İstif” olmak üzere ikiye ayırmışlardır. Alt otokton istif, Güneydoğu Anadolu otokton istifinin Prekambriyen’den Üst Kampaniyen’e kadar olan kesimini içermektedir. Bu birliğin Paleozoyik yaşlı alt kesimi, Güneydoğu Anadolu otokton istifinde Sadan, Zabuk, Koruk, Sosink, Seydişehir, Köprülü ve Yığınlı Formasyonları olarak bilinen birimlerle temsil edilmektedir (Dean ve Krummenacher, 1961; Ishmawi, 1972; Janetzko, 1972; Ketin, 1966; Yalçın, 1979; Yılmaz, 1984; Yiğitbaş vd.1992). Bu istifin Üst Kampaniyen yaşlı çökel birimleri (Sayındere Fm, Kastel Fm) üzerine tektonik olarak ofiyolit ve ofiyolitik topluluklar yerleşmiştir (Sungurlu, 1974; Yılmaz ve Yiğitbaş, 1991; Yılmaz vd. 1992; Yiğitbaş vd. 1992). Bu birimler altta Karadut Karmaşığı ve Koçali Ofiyolitleri, üstte ise Kızıldağ Ofiyolitleri ve eşdeğeri düzenli ofiyolitik dilimlerden oluşmaktadır (Alt Nap). Arap kıtası üzerine ilk ilerleyen bu ofiyolitik topluluklar, bölgeye Alt Maastrichtiyen’de yerleşmişlerdir. Zira bu otokton kütleleri ve alt otokton birliği ortak örten ilk çökel istif, Üst Maastrichtiyen’den itibaren çökelimine başlamıştır (Yiğitbaş, 1983; Yılmaz, 1984; Yiğitbaş vd.1992). Üst otokton istif ise, Üst Kretase ofiyolit naplarını ve bunların Arap otoktonu üzerinde geliştirmiş olduğu Üst Kretase deformasyonlarını örten ve Üst Maastrichtiyen’den itibaren çökelimine başlayan çoğunlukla sık denizel karbonat ve kırıntılarla temsil edilen istiftir. Bu istif, Güneydoğu Anadolu’da Üst Maastrichtiyen-Miyosen döneminde gelişmiş Eşmişek, Terbüzek, Besni, Germav, Gercüş, Midyat ve Lice vb. Formasyonları ile temsil olmaktadır. Yiğitbaş vd. (1992)’ne göre, Arap kıtası batı kesimlerinde kıta üzerine Üst Kretase sonunda bilinen ofiyolit yerleşmelerinin dışında, bundan daha genç ofiyolit yerleşmesinin de geliştiğini ortaya koymuşlardır. Bu ikinci nap dilimi, kendi üzerinde gelişmiş ve Üst Kretase’den Orta Eosen’e kadar kesiksiz devam eden bir pelajik istifle birlikte bölgeye

yerleşmiştir (Üst Nap). Güneydoğu Anadolu'nun doğu kesimlerinde ise, Arap Platformu üzerine sadece Geç Kretase döneminde nap yerleşimi gözlenmektedir.

Kuzeyde yer alan ve başlıca ofiyolitik ve metamorfik naplardan oluşan nap alanı ile güneyde yer alan Arap platformu arasındaki yaklaşmanın progresif olarak devam etmesi, bu iki bölge arasında yer alan birimlerin sıkıştırılıp dilimlenmesine neden olmuş ve giderek ekay zonu şekillenmeye başlamıştır. Alt Miyosen döneminde ise, naplar ve bunun güney cephesini oluşturan ekay zonu, bir bütün halinde güneye doğru ilerleyerek, Arap platformu üzerine bindirmişlerdir.

Karadut Karmaşığı

Birim ilk kez, Turkish Gulf Oil jeologları tarafından (1962) “Karadut Formasyonu” olarak adlandırılmıştır. Rigo de Righi ve Cortesini (1964) “Perdeso Birimi”, Sungurlu (1974) “Karadut Birimi”, Yalçın (1976) “Karadut Birimi”, Perinçek (1978, 1979), Yılmaz (1993) “Karadut Karmaşığı” adlarını kullanmışlardır.

Karadut Karmaşığının tipik mostrası, Adıyaman'ın Kâhta ilçesine bağlı Narince bucağının 4-5 km kuzeyindeki Karadut köyü civarındadır. Ayrıca, Adıyaman ilinin kuzeyinde Karadut-Perdeso-Gerger köyleri arasında da mostra vermektedir. Çalışma alanında ise, Ergani Barajı çevresinde ve Ergani ilçesi kuzeybatısında yer alan Abdülaziz dağı güneybatısında yüzeylemektedir (Şekil 4.3). Karadut Karmaşığı, Üst Kretase yaşlı allokton birimlerin kontak hattına yakın yerlerde 100-500 m kalınlığında görülürken, bu hattın biraz kuzeyinde bir yığılma kuşağı oluşturmaktadır ve 1000-2000 m kalınlığa ulaşmaktadır (Günay, 1998). Arap Platformu'nun üzerine uyumsuz olarak Karadut Karmaşığı gelmektedir. Karadut Karmaşığı üzerine tektonik dilimler halinde Koçali Ofiyolitleri gelmektedir (Şekil 4.4).

Karadut Karmaşığı yoğun şekilde makaslanmaya sahip, ofiyolitlere ait magmatik kayalar içeren çoğunlukla kaotik bir sedimanter kayaç topluluğundan oluşmaktadır. Fourcade vd. (1991)'ne göre, bu kaotik karışım içerisinde iyi korunmuş istiflerin görüldüğü yerlerde Karadut dizisi, Üst Triyas'dan Üst Kretase'ye kadar olan dönemde iyi gelişmiş litoloji bölümlerinden oluşmaktadır. Karmaşık bir yapı sunan birim, silisifiye kireçtaşı, radyolarit, silisli şeyl, çörtlü kireçtaşı, killi kireçtaşı, tabakalı çörtler, kumtaşı ve volkanitlerle bunların içinde farklı yaşlarda kireçtaşı ve serpantin bloklarından oluşan birim, tipik fliş özelliğine sahiptir (Tuna, 1973; Sungurlu, 1974; Erdoğan, 1977; Perinçek, 1979).

Karadut Karmaşığı'nın yaşı, çeşitli araştırmacılar tarafından Senomaniyen-Alt Turoniyen (Üst Kretase) olarak belirtilmiştir (Sungurlu, 1974; Yoldemir, 1987; Perinçek, 1978, 1979). Yalçın (1976) çalışmasında *Stomioshaera sphaerika*, *Pithonella ovalis*, *Calcisphaerula innominata*, *Oligostegina*, *Haterohelix globulosa*, *Prealveolina* sp., *Orbitolina conoidea* fosillerini bularak Senomaniyen-Alt Turoniyen (Üst Kretase) yaşını saptamıştır. Fourcade vd. (1991); Yılmaz (1993) birimin yaşını daha geniş tutarak Üst Triyas-Üst Kretase olarak vermişlerdir. Bu çalışmada birimin yaşı, Üst Kretase olarak kabul edilmiştir.

Karadut Karmaşığı, Üst Kretase'de çökelpmenin devamında giderek derinleşen volkanizmayla kontrol edilen Kastel havzasına çekim kaymalarına bağlı olarak yerleşmiştir.

Koçali Ofiyolitleri

Koçali Ofiyolitleri, ilk kez Sungurlu (1974) tarafından Adıyaman'ın kuzeyinde Koçali Köyü dolayında Koçali Birliği adıyla tanımlanmış ve adlandırılmıştır. Erdoğan (1975), Yalçın (1976), Perinçek (1978,1979), Bingöl (1994), Yılmaz (1993), Yıldırım (2010) “Koçali Karmaşığı” adını kullanmışlardır. Beyarslan ve Bingöl (2010) “Koçali Ofiyolitleri” adlamasını kullanmışlardır.

Birim Ergani ilçesi kuzeybatısında yer alan Abdülaziz dağı güneybatısı ve kuzeydoğusunda yüzeylemektedir (Şekil 4.3). Karadut Karmaşığı üzerine tektonik dilimler halinde Koçali Ofiyolitleri gelmektedir. Birim, Maden-Ergani bölgesinde Arap Platformu tarafından uyumsuzlukla üzerlenmiştir (Şekil 4.4). Pütürge-Kale bölgesinde, Orta Eosen yaşlı Maden Karmaşığı tarafından uyumsuzlukla üzerlenmiştir (Şekil 4.15).

Birim, Sungurlu (1974) tarafından litolojik dağılımlarının oldukça düzenli olması sebebiyle “volkanikler, sedimanter birimler ve ultrabazikler” olarak üç birime ayrılmıştır. Perinçek (1978, 1979) Adıyaman bölgesinde bu birimleri “Tarasa, Konak ve Kale Formasyonları” olmak üzere üç formasyon şeklinde haritalamış ve adlamıştır. Perinçek (1978, 1979)'e göre Sungurlu (1974)'nın “volkanik birim” olarak tanımladığı Tarasa Formasyonu, kalınlığı 400-1000 metre arasında değişen bazalt, spilitik bazalt, diyabaz ve aglomera birimlerinden oluşmaktadır. Sungurlu (1974)'nın “sedimanter birimler” olarak tanımladığı Konak Formasyonu kalınlığı 1800 metreye kadar ulaşabilen kireçtaşı, radyolarit, volkanikler ve silisleşmiş şeyl birimlerinden meydana gelmektedir. Perinçek (1978, 1979) tarafından en üstteki tektonik birim olarak tanımlanan Kale Formasyonu ise,

Sungurlu (1974)'nın "ultrabazikler" olarak tanımladığı birime karşılık gelmekte olup, serpentinit, diyorit, diyabaz ve gabrodan oluşmaktadır ve bu birim Beyarslan (sözlü görüşme) tarafından Koçali Ofiyolitleri olarak adlandırılmaktadır.

Sungurlu (1974) tarafından Gölbası-Gerger arasında yapılan çalışmada *Tintinnidac*, *Calpionella alpina* Lorenz, *Nautiloculina oolitica* Mohler fosilleri ayırtlanmış ve birim, Üst Jura-Alt Kretase olarak yaşlandırılmıştır. Yazgan ve Chessex (1991) Konak Formasyonu'nun yaşının önceki çalışmaları temel alarak Tithoniyen-Kampaniyen (Üst Jura-Üst Kretase) aralığında olduğunu belirtmişlerdir. Uzunçimen vd. (2011) çalışmalarında, Tarasa ve Konak birimlerine ait ölçülen kesitlerin radyolaryaya içerikleri incelendiğinde, bu volkano-sedimanter istiflerin çökme yaşının Geç Triyas (Orta Karniyen-Resiyen) olduğunu tespit etmişlerdir. Pişkin ve Delaloye (1981) Koçali Karmaşığı'nın en üst birimi olan Kale Formasyonuna ait diyabaz örneklerinden K-Ar radyometrik yöntemiyle yapılan ölçümlerde 115.5 ± 35.7 , 123.5 ± 13.2 ve 183.4 ± 18.7 My. yaşlarını elde etmiştir. Beyarslan (sözlü görüşme) Koçali Ofiyoliti'nin Üst Kretase yaşlı olduğunu ve Üst Triyas yaşlı Tarasa volkanitleri ile gerek yaş, gerekse jeokimyasal olarak aynı olmadıklarını belirtmektedir.

Yazgan (1983), ofiyolitlerin Geç Kretase'de Arap Platformu'nun kuzeyinde bulunan Pütürge ve Bitlis Masifleri'nin üzerine geldiğini ve daha sonra Kastel flişi olarak adlandırılan ön çukurluk alanına kütle çekim akımlarının etkisi ile yerleştiklerini ifade etmektedir. Koçali Ofiyolitleri'nin güney Neotetis'in açılımı sırasında oluştuğu, Koçali Ofiyoliti'nin ise, okyanusal basenin kapanması sırasında kuzeye dalımlı okyanus içi yitim zonu üzerinde oluştuğu şeklinde yorumlanmaktadır. Kuzeye doğru yitim Geç Kretase'de başlamış ve ofiyolitler kuzeye dalımlı yitim zonu üzerinde oluşmuştur. Yitim hendeği, Arap kıtası ile Geç Kretase'de çarpışmış ve Koçali Ofiyolitleri'nin bu dönemin sonlarında güneye doğru Arap platformu üzerine yerleşmesini sağlamıştır (Yıldırım vd. 2012).

Pütürge Metamorfikleri

Birim, birçok araştırmacı tarafından Pütürge Metamorfikleri/Pütürge Masifi olarak adlandırılmıştır (Rigo de Righi ve Cortesini, 1964; Perinçek 1978,1979; Erdoğan 1982; Perinçek ve Kozlu, 1984; Aktaş ve Robertson, 1984; Yazgan ve Chessex, 1991; Erdem, 1994).

Çalışma alanında birim, doğuda Hazar Gölü Güneydoğusudan batıda Çelikhan-Adıyaman'a kadar uzamaktadır (Şekil 4.3 ve Şekil 4.14). Ergani-Maden bölgesinde birim,

Arap üst otokton istif üzerine tektonik olarak gelirken, Guleman Ofiyolitleri tarafından tektonik olarak üzerlenmiştir (Şekil 4.4). Pütürge-Kale bölgesinde Orta Eosen yaşlı Maden Karmaşığı üzerine tektonik olarak gelirken, üstte yine Maden Karmaşığı tarafından uyumsuzlukla üzerlenmiştir (Şekil 4.15).

Pütürge Masifi Bitlis Masifi ile birlikte Güneydoğu Anadolu'nun en önemli metamorfik masiflerinden birisi olup, çoğunlukla Bitlis-Pütürge Masifleri birlikte düşünülmektedir. Bu masifler başlangıçta tek bir masif olup, sonradan tektonik hareketlerle parçalanmış oldukları şeklinde yorumlanmaktadır (Yılmaz ve Yiğitbaş, 1991). Pütürge Masifi, Bitlis Masifi gibi çekirdek-örtü (Çağlayan vd. 1984, Şengün, 1993) veya Alt-Üst Birlik/Topluluk olarak ayrımlanmıştır (Boray, 1975; Helvacı, 1983; Göncüoğlu ve Turhan, 1984; Genç, 1990; Erdem, 1994). Erdem (1994)'e göre birim, alttan üste doğru gözlü gnays, biyotitşist, granatlı mikaşist ve tüm bu birimleri kesen amfibolit-prasinitle ve granitik gnaysların oluşturduğu alt birlik, bunların üzerine uyumsuz olarak gelen muskovit şist, granatlı stavrolit mikaşist, granatlı muskovit şist, kalkışist ve mermerlerin oluşturduğu üst birlik ile bu iki birlik arasında yer alan ve arazide sürekli yayılım göstermeyen bir makaslama zonunda yer alan beyaz renkli profillitli fillit birimlerinden oluşmaktadır. Erdem (1994), Pütürge Metamorfik kayaçlarının amfibolit fasiyesinin disten-almandin-muskovit ve stavrolit-almandin alt fasiyeslerinde ilerleyen türden (prograde) bir metamorfizma ile yeşilşist fasiyesinde gerileyen türden (retrograde) olmak üzere en az iki metamorfizma geçirdiklerini belirlemiştir. Bu metamorfikler konumları itibarıyla daha doğuda, yaklaşık D-B uzanımlı ve geniş yüzeylemeleri bulunan Bitlis metamorfiklerinin batı uzantısı niteliğindedir. Bingöl vd. (2015), Beyarslan vd. (2016) yapmış oldukları $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaşlandırmasına göre, Pütürge Masifi'nin taban kesimini oluşturan gözlü gnaysların 544-551 My. olup Neoproterozoik-Erken Kambriyen yaşlı olduklarını belirtmektedirler. Alt birlik, Neoproterozoik-Erken Kambriyen yaşlı iken, Üst Birlik Devoniyen-Permiyen yaşlıdır (Erdem ve Bingöl, 1995). Yazgan (1984) Pütürge Metamorfikleri'nin muskovit-mikaşist örneklerinden muskovitler üzerinde yaptığı K-Ar radyometrik yaş tayinine göre 70-74 My, amfibolit örneklerinden aldığı amfiboller üzerinde aynı yöntemle yaptığı yaş tayinine göre ise, 70-85 My. yaşlarını tespit etmiştir.

Alt Birlik kayaçları Gondwana süperkıtasının kuzeyindeki güneye doğru Neoproterozoik yitimine bağlı olarak veya Gondwana'nın kuzeyindeki Neoproterozoik bölgelerin son defa biraraya gelmelerinin sonucu olarak yüksek dereceli bir metamorfizma geçirmişlerdir (Collins and Pisarevsky, 2005). Alt Birlik, içerisinde Orta Devoniyen

fosilleri ve kuvarsit lenslerine sahip disten mineralleri içeren muskovit şistler, granat stavrolit mika şistler ve Permian yaşlı rekristalize kireçtaşları tarafından üzerlenmiştir.

4.1. Maden-Ergani Bölgesi Stratigrafisi

Yukarıdaki açıklanan birimlerin dışında bu bölgede Çüngüş Formasyonu, Guleman Ofiyolitleri, Hazar Grubu ve Maden Karmaşığı yayılım sunmaktadır. Bu nedenle, bu bölümde sadece bu dört birimin özelliklerinden bahsedilecektir.

4.1.1. Çüngüş Formasyonu

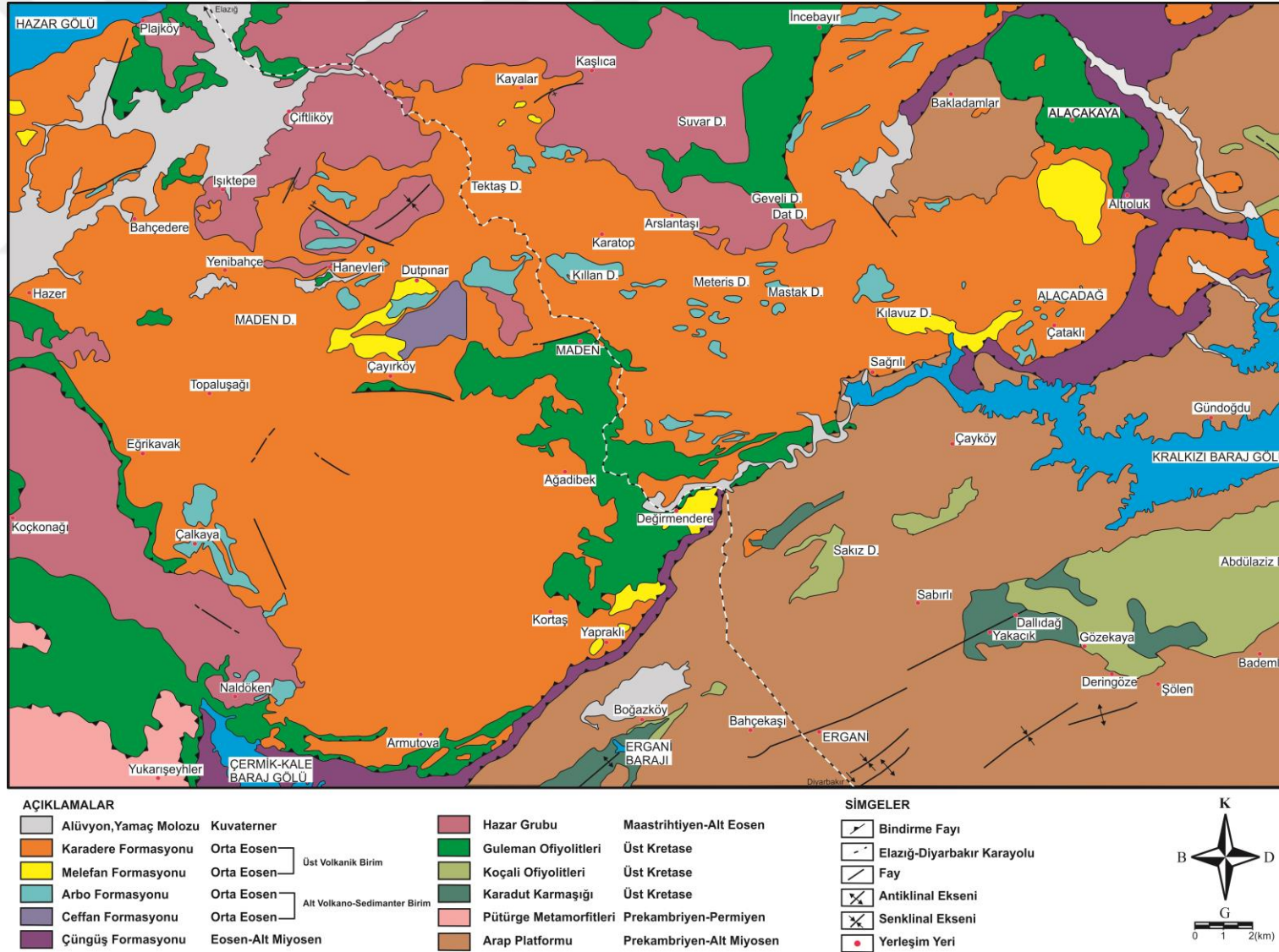
Çüngüş Formasyonu, ilk kez Sungurlu (1974) tarafından Çüngüş ilçesi çevresinde tanımlanmıştır.

Birim, Çermik-Kale Baraj Gölü çevresinde, Maden ilçesi güneyinde ve Alacakaya ilçesi çevresinde tektonik bir hat boyunca yüzeylenmektedir (Şekil 4.3). Çüngüş Formasyonu altındaki ve üzerindeki birimlerden sürüklenme düzlemleri ile ayrılmıştır (Perinçek, 1978). Birim, üst otokton istif içerisinde bulunan birimleri tektonik olarak örterken, Maden Karmaşığı, Guleman Ofiyolitleri ve Pütürge Metamorfikleri tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir (Şekil 4.4).

Birim, Perinçek (1978)'e göre şeyl, marn ve kumtaşı aralanmasından oluşmaktadır. Birim, tektonik hareketlerden dolayı oldukça makaslanmış olup, bu nedenle kumtaşı tabakaları koparak ve parçalanarak şeyl hamuruna gömülmüştür.

Çüngüş Formasyonu'nun yaşı için, daha önce yapılan çalışmalara göre (Açıkbaş vd. 1981; Sungurlu vd. 1985) yaş verebilecek karakteristik formlar elde edilememiştir. Ancak, birimin konumuna göre Eosen-Alt Miyosen yaşlı olduğu kabul edilmiştir.

Birim, sedimantolojisi ve mikrofasiyes özellikleri göz önüne alındığında çökeltme ortamının, derin denizel olduğu kabul edilmektedir (Perinçek, 1978).



Yaş	Birim		Litoloji	Açıklamalar
Orta Eosen	MADEN KARMAŞIĞI	Üst Volkanik Birim		Bazalt, Bazaltik Andezit Andezit, Dasit Piroklastik Kayaçlar Diyabaz
		Alt Volcano-Sedimanter Birim		Çamurtaşı, Pelajik Kireçtaşı
				Kireçtaşı blokları içeren çoğunlukla mafik volkanitler
				Konglomera
Maast. Alt Eosen	HAZAR GRUBU			Kireçtaşı Marn Çamurtaşı
Üst Kretase	GULEMAN OFİYOLİTİ			Gabro, levha daykları ve bazaltlar Dünit bantları ve mercekleri Harzburgit
Pre-Kambriyen Permien	PÜTÜRGE METAMORFİTLERİ			TEKTONİK Mermer Şist Orto Gnays Amfibolit
Eosen Alt Miyosen	ARAP PLATFORMU	Çüngüş Formasyonu		TEKTONİK
Üst Maast. Alt Miyosen	ARAP PLATFORMU	Üst Otokton İstif		Şeyl-Marn-Kireçtaşı Kumtaşı-Kiltaşı Marn-Kireçtaşı Çörtlü Kireçtaşı
Üst Kretase	KOÇALI OFİYOLİTLERİ			Levha Dayklar- Bazalt Gabro Harzburgit-Dünit
Üst Kretase	KARADUT KARMAŞIĞI			TEKTONİK
Pre-Kambriyen Üst Kretase	ARAP PLATFORMU	Alt Otokton İstif		Şeyl-Kireçtaşı-Çört TEKTONİK Kireçtaşı-Marn Kumtaşı

Şekil 4.4. Maden-Ergani Bölgesi genişletilmiş tektono-stratigrafik dikme kesiti (ölçeksiz).

4.1.2. Guleman Ofiyoliti

Birim için, Soytürk ve Baştuğ (1973) Kozluk-Baykan yöresinde “Şimşin Formasyonu”, Sungurlu (1974) Çüngüş-Maden-Hazar civarında “Guleman Ultramafikleri”, Açıkbaş ve Baştuğ (1975) Cacas-Hani yöresindeki serpantinitler için “Şimşin Karmaşığı”, Özkaya (1975) Maden-Ergani-Guleman-Dicle çevresinde “Bahro ultrabazikleri ve serpantinitleri”, Perinçek (1978) “Guleman Serpantinit”, Perinçek (1979, 1980a), Erdoğan (1982), Aktaş ve Robertson (1984) “Guleman Grubu”, Engin vd. (1982) “Guleman Peridotit Birimi”, Bingöl (1984, 1986a,b), Rizeli (2014) “Guleman Ofiyoliti” adlarını kullanmışlardır.

Guleman Ofiyoliti yaygın olarak Hazar Gölü doğusu ve güneydoğusunda yüzeylemekte olup, en tipik yüzeylemelerini ise, Alacakaya-Maden ilçeleri çevrelerinde sunmaktadır (Şekil 4.3). Birim Pütürge Metamorfikleri üzerine tektonik olarak gelirken, Maastrichtiyen-Alt Eosen yaşlı Hazar Grubu ve Orta Eosen yaşlı Maden Karmaşığı tarafından uyumsuzlukla üzerlenmektedir (Şekil 4.4).

Özkan (1982) Guleman Ofiyoliti’nin tektonitler ve kümülatlardan oluşmuş eksik bir ofiyolit istif olduğunu ifade etmiştir. Özkan ve Öztunalı (1984) okyanus kabuğu kalıntıları olarak kabul edilen levha dayk karmaşığının olmayışını, yerleşme sonrası aşınmaya bağlamışlardır. Beyarslan ve Bingöl (2014) Guleman Ofiyoliti’nin tabanında manto peridotitlerinin bulunduğunu, mafik kısmın da bantlı gabro, izotropik gabro ve levha dayk karmaşığından oluştuğunu ifade etmişlerdir. Ana seriden tektonik olarak ayrılan Caferi/Yolüstü köyü çevresinde yüzeyleyen masif diyabazlar ve onların üzerindeki yastık yapıli bazaltlardan oluşan birim, Özkan (1982) tarafından “Caferi Volkaniti” olarak adlandırılmıştır. Bu birim, Maden Karmaşığı üzerine sürüklenimlidir. Özkan (1983), Erdoğan (1982), Aktaş ve Robertson (1984) bu volkanitlerin jeokimyasal olarak Guleman Ofiyolitleri ile ilişkili olabileceğini savunurken, Perinçek (1979), Yazgan (1981), Bingöl (1986a,b) bu volkanitleri Yüksekova Karmaşığı’nın bir parçası olarak yorumlamışlardır. Beyarslan ve Bingöl (2014)’e göre ise, bu volkanitler Elazığ Magmatitlerine aittir.

Soytürk ve Baştuğ (1973) birimin yaşını “Üst Kretase”, Açıkbaş ve Baştuğ (1975) “Jura”, Özkaya (1978) “Kretase” olarak belirtmişlerdir. Erdoğan (1977) yastık yapıli bazaltlar içinde katkılar oluşturan kırmızı kireçtaşından Kampaniyen-Alt Maastrichtiyen yaşlarını almıştır. Sungurlu (1979) Guleman Grubu’nun volkanitleriyle girik olarak gözlenen kırmızı renkli kireçtaşlarındaki örneklerde *Globotruncana* sp. *Globotruncana stuarti*, *Globotruncana lapparenti*, *Globotruncana arca* ve *Heterohelix* sp. fosillerini tespit

ederek birime, Kampaniyen-Alt Maastrichtiyen yaşıını önermiştir. Göncüoğlu ve Turhan (1984) mikritik ara düzeylerden alınan örneklerdeki *Hedbergella* sp. *Ticinella* sp. ve *Globotruncana* sp. fosillere Senoniyen (Kampaniyen) yaşıını vermektedir. Bu çalışmada birimin yaşı Üst Kretase olarak kabul edilmiştir.

Guleman Ofiyolitleri'nin oluşumu ile ilgili olarak birçok araştırmacı (Michard vd. 1984; Bingöl, 1986a,b; Yazgan ve Chessex, 1991; Beyarslan ve Bingöl, 1991; Turan vd. 1995) Guleman Ofiyolitleri'nin Pütürge Metamorfikleri ile Keban-Malatya masifleri arasındaki Üst Triyas'tan itibaren açılmaya başlayan Neotetis okyanus kabuğuna ait ürünler olduğunu ve bu okyanusun Geç Kretase'de kapanması ile güneye doğru kıtasal kabuk üzerine yerleştiklerini kabul etmektedirler. Yılmaz (1993) Doğu Toroslardaki tüm ofiyolitik kütlelerin Bitlis-Pütürge Masifinin güneyinde bulunan ve Erken Miyosene kadar varlığını sürdüren okyanus litosferine ait parçalar olduğunu ve metamorfik masiflerin bunlar üzerinde tektonik olarak bulunduklarını belirtmektedir. Beyarslan (1996) bu ofiyolitleri, Neotetis'in güney kolunun Geç Kretase'den itibaren kuzeye doğru dalmaya başlamasıyla, bu okyanus kabuğu üzerindeki okyanusal kabukta "supra-subduction" zonu şeklinde gelişen yeni okyanusal kabuğa ait ürünler olarak yorumlayarak, Geç Kretase sonuna doğru üst levhadaki ofiyolitler ile Keban Metamorfikleri ve ada yayı ürünleri olan Elazığ Magmatitleri'nin birlikte güneye doğru itildiğini vurgulamıştır. Rizeli (2014), Rizeli vd. (2016) Guleman Ofiyoliti'nin manto peridotitleri üzerine yapmış oldukları çalışmalarda, Guleman Ofiyoliti'nin Neo-Tetis'in güney kolunun kuzeye doğru dalım başlangıcında yay-önü havzada oluştuklarını kabul etmektedirler.

4.1.3. Hazar Grubu

Birim, ilk kez Rigo de Righi ve Cortesini (1964) tarafından Hazar Gölü ve çevresinde yüzeylemelere sahip olmasından dolayı "Hazar Birimi" olarak adlandırılmıştır. Sungurlu (1974) birimi grup düzeyinde inceleyerek, alttan üste doğru Simaki Formasyonu, onun yanal devamı olarak Şebgen Formasyonu ve en üstte de Gehroz formasyonları olmak üzere, üç ayrı formasyona ayırmıştır. Özkaya (1978) bölgede Simaki antiklinali çekirdeğinde ve Gehroz senklinali kuzey kanadında Guleman Ofiyoliti üzerinde yüzeyleyen gri renkli, volkanit katkılardan yoksun fliş özelliğinde kumtaşı, şeyl ve marn aralanmasından oluşan istif, Hazar gölü yöresinde yaygın oluşu nedeni ile "Hazar Formasyonu" olarak adlandırıp, "Baykan Grubu"na dahil etmiştir. Perinçek (1979), Tuna (1979) birimi "Hazar Karmaşığı" olarak adlandırmışlardır. Aktaş ve Robertson (1984)

birimi “Hazar Grubu” olarak adlandırmış ve grubu, alttan üste doğru Ceffan, Simaki ve Gehroz formasyonları olmak üzere üç formasyona ayırmışlardır. Çelik (2003) ise birimi, Sarıkamış, Simaki ve Gehroz formasyonları olmak üzere üç ayrı formasyon halinde incelemiştir. Araştırmacı, daha önceki çalışmalarda Hazar Grubuna dâhil edilen ve ilk kez Sungurlu vd. (1985) tarafından tanımlanan “Ceffan Formasyonu” adlamasının Maden Karmaşığı’nın taban konglomerası için tanımlanmış olduğunu, dolayısıyla hem yaş, hem de litolojik bakımdan birbirlerinden farklı özelliklere sahip olan Hazar Grubu’nun tabanını oluşturan birimler için “Sarıkamış Formasyonu” adlamasını kullanmıştır.

Hazar Grubu’nun en iyi görüldüğü yerler, Hazar Gölü doğusunda Gezin beldesi civarı ve daha güneyinde yer alan Koçkonağı köyü civarıdır (Şekil 4.3). Birim, Üst Kretase yaşlı Guleman Ofiyolitleri üzerine uyumsuz olarak gelirken, Orta Eosen yaşlı Maden Karmaşığı tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir (Şekil 4.4).

Birimin litolojisi, Kaya (2004)’ya göre, en altta kırmızı-kahve renkli taban konglomerası, üste doğru gri, yeşil ve açık kahve renkli kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı, şeyl, marn ve kireçtaşlarından oluşmaktadır.

Hazar grubunun yaşı için, Özkaya (1978) Simaki ve Gehroz Formasyonlarında bulduğu *Discocyclus* sp., *Assilina* sp., *Operculina* sp., *Orbitoides* sp.; *Suleopereulina* sp.; *Siderolites* sp., *Lepid orbitoides* sp., *Diseoeyelina* sp., *Opereulina* sp.; *Mastopora* sp., ve *Nummulites* sp., fosillerine göre, Üst Kretase-Alt Eosen yaşlarını vermiştir. Perinçek (1979) Simaki Formasyonu içerisindeki *Siderolites calcitropodites*, *Orbitoides* sp., *Sulcoperculina* sp., ve *Lepidorbitoides* sp., fosillerine dayanarak formasyona, Maastrichtiyen-Paleosen yaşını, Gehroz formasyonundan derlediği *Distichoplax biserialis*, *Nummulites aturicus*, *Assilina* sp., *Operculina* sp., *Discocyclus* sp., fosillerine dayanarak da formasyona, Alt Eosen yaşını vermiştir. Sungurlu vd. (1985) Simaki Formasyonundan elde ettiği fosil içeriklerine göre birime, Maastrichtiyen-Üst Paleosen yaşını vermişlerdir. Gehroz Formasyonuna ait karbonatlardan elde ettikleri fosil içeriklerine göre ise, birime Üst Paleosen-Alt Eosen yaşını vermişlerdir. Aktaş ve Robertson (1984) yaptıkları çalışmada, Hazar Grubuna dahil ettikleri Ceffan Formasyonu içerisinde fosile rastlanılmadığını, Simaki ve Gehroz Formasyonlarında ise, *Globorotolia* sp., *Discocyclus* sp., *Distichoplax biserialis* fosillerini bularak, Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlarını vermişlerdir. Çelik (2003) çalışmasında tanımlamış olduğu Sarıkamış Formasyonuna, elde ettiği fosil içeriğine göre, Üst Maastrichtiyen yaşını, Simaki Formasyonundan elde ettiği fosil içeriğine göre, Üst Maastrichtiyen yaşını, Gehroz Formasyonundan elde ettiği fosil

içeriğine göre ise, birime Üst Maastrichtiyen-Orta Eosen yaşlarını vermiştir. Hazar Grubu'nun yaşı, daha önceki çalışmalar dikkate alınarak Maastrichtiyen-Alt Eosen olarak benimsenmiştir.

Birimin oluşumu için Özkan (1982), Perinçek ve Özkaya (1981), Aktaş ve Robertson (1984) gibi araştırmacılar, ortamın başlangıçta karasal şartlar sunduğunu ve Hazar Grubu'nun tabanında bulunan birimlerin, bu karasal ortamı temsil ettiğini, bu birimin Simaki Formasyonu ile yanal geçiş göstermesinin ise, çökeltme havzasının blok faylarla giderek derinleştiğini ve formasyonun deniz koşullarında çökeldiğini, en üstteki Gehroz Formasyonunun ise, şelf ortamında çökelmiş pelajik kireçtaşları olduklarını belirtmişlerdir.

4.1.4. Maden Karmaşığı

Birim, Ketin (1948) tarafından Ergani-Eğil dolaylarında "Maden serisi", Rigo de Righi ve Cortesini (1964) "Maden Birimi", Sungurlu (1974), Açıkbaş ve Baştuğ (1975) "Baykan Karmaşığı", Aktaş (1985) "Davudan Volkanitleri", Özkaya (1978, 1982), Çağlayan vd. (1984), Michard vd. (1984) "Maden Formasyonu", Açıkbaş ve Baştuğ (1975), Aktaş ve Robertson (1984) "Karadere Formasyonu", Hempton (1984, 1985) "Maden Melanji", Yazgan ve Chessex (1991) "Maden Volkanosedimanter Birimi", Erdoğan (1977, 1982), Aktaş ve Robertson (1990), Yılmaz (1993), Yılmaz ve Yıldırım (1996), Yiğitbaş ve Yılmaz (1996), Beyarslan ve Bingöl (2000), Çelik (2003), Rızaoğlu vd. (2006), Robertson vd. (2007), Parlak vd. (2009), Ural (2012) "Maden Grubu", Özçelik (1982), Yazgan (1981, 1983, 1984), Perinçek (1978, 1979, 1980a,b), Sungurlu (1979), Naz (1979), Perinçek ve Özkaya (1981), Özkan (1982), Sungurlu vd. (1985), Bingöl (1986a b, 1988), Turan vd. (1995), Yiğitbaş vd. (1993), Yiğitbaş ve Yılmaz (1996), Kaya (2004), Erdem vd. (2005), Yıldırım (2010), Şaşmaz vd. (2014) "Maden Kompleksi/Karmaşığı" adlamalarını kullanmışlardır. Bu çalışmada, birimin ilksel ilişkilerini korumuş olması, görünümünün karmaşığı andırması ve ekaylanmaların varlığından dolayı, "Maden Karmaşığı" adlaması kullanılmıştır.

Maden Karmaşığı, Doğu Toroslarda çok geniş alanlarda yayılım sunmaktadır (Şekil 4.3). Birim, Güneydoğu Anadolu'nun batısından itibaren Malatya iline bağlı Yeşilyurt ilçesi, Yaygın mahallesi, Beydağı, Pütürge ve Kale ilçeleri dolaylarında, Adıyaman iline bağlı Çelikhhan-Sincik ve Koçali ilçeleri dolaylarında, Elazığ iline bağlı, Sivrice, Maden, Alacakaya, Palu ve Arıcak ilçeleri dolaylarında, Diyarbakır Çüngüş-Çermik karayolunda

ve Ergani ilçesi dolaylarında, daha doğuda ise Siirt iline bağlı Şirvan-Pervari-Madenköy ilçeleri dolaylarında ve Baykan ilçesinin güneybatısındaki Ceffan mahallesi dolaylarında, kuzeydoğusundaki Arbo köyü dolaylarında, Narlıdere bucağı dolaylarında, Bingöl ili Genç ilçesi Karadere köyü dolaylarında, Batman ili Sason ve Kozluk ilçesi doğusundaki Melefan köyü dolaylarında, Hakkâri ili ve Beytüşşebap ilçesi dolaylarında ve Van ili Narlı bucağı dolaylarında geniş yüzlekler vermektedir. Literatür çalışmaları ışığında, Güneydoğu Anadolu'da Bitlis-Zagros Sütur Zonu olarak bilinen zonun İran'da devamı olarak tahmin edilen Sistan sutür zonunda ve batısındaki Lut bloğuna ait volkanik ve sub-volkanik kayaçların da Maden Karmaşığı'nın daha doğudaki eşleniği olduğu düşünülebilir. Maden Karmaşığının petrografik ve petrolojik incelemeleri açısından, en iyi sonuç verebilecek yüzeylemeleri olarak düşünülen, ayrıca, karmaşığı oluşturan bütün kayaç litolojisinin bu bölgelerde yer alması bakımından Maden-Ergani bölgeleri ve Pütürge-Kale bölgeleri çalışma alanı olarak seçilmiştir.

Çalışmanın bu bölümünde, Maden Karmaşığı'nın Maden-Ergani bölgesindeki özelliklerine yer verilecektir. Maden-Ergani bölgesinde, Üst Kretase yaşlı Guleman Ofiyolitleri ve Maastrihtiyen-Alt Eosen yaşlı Hazar Grubu üzerine uyumsuz olarak Orta Eosen yaşlı Maden Karmaşığı gelmektedir (Şekil 4.4). Birimin kalınlığı için araştırmacılar farklı bölgelerde farklı kalınlıklar vermişlerdir. Adıyaman ili Çelikhan-Sincik-Koçali dolaylarında 100-750 m (Perinçek, 1978) Çelikhan ilçesi dolaylarında 500-1500 m (Perinçek ve Özkaya, 1981) Diyarbakır ili Çüngüş ilçesi Derdere köyü güneyinde 550 m (Baştuğ, 1980) Elazığ ili Maden-Alacakaya ilçeleri dolaylarında 750-1000 m, Batman ili Sason ilçesi ve Siirt ili Baykan ilçesi dolaylarında 2000 m (Açıkbaş ve Baştuğ, 1975) Batman ili Kozluk ilçesi doğusunda 1700 m (Soytürk ve Baştürk, 1973) Siirt ili Körkandil-Pervari dolaylarında 250 m (Perinçek, 1980a) Pervari ilçesi ve Van ili Narlı bucağı dolaylarında 100-600 m kalınlıkları verilmiştir (Perinçek, 1989, 1990).

Erdoğan (1982) Ergani-Maden bölgesindeki çalışmasında, Maden Karmaşığını birbirleriyle düşey geçişli alt volkano-sedimanter birim ve üst volkanik birim olarak ikiye ayırmaktadır. Alt birim, yanal ve düşey girik mafik volkanitler, çamurtaşları, pelajik kireçtaşları ve masif kireçtaşı bloklarından oluşmaktadır. Üst birimi ise, mafik volkanitler, aglomeralar ve tüflerden oluşmaktadır. Bu çalışmada Maden-Ergani bölgesi için, Erdoğan (1982)'nin sınıflaması kullanılmıştır. Araştırmacı, Hazar Gölü çevresinde yüzeyleyen gri çamurtaşları ve kumtaşları ardalanmasından oluşan Rigo de Righi ve Cortesini (1964) tarafından ayrı olarak ayırtlanmış ve "Hazar Birimi" adı altında tanımlanmış olan birimi,

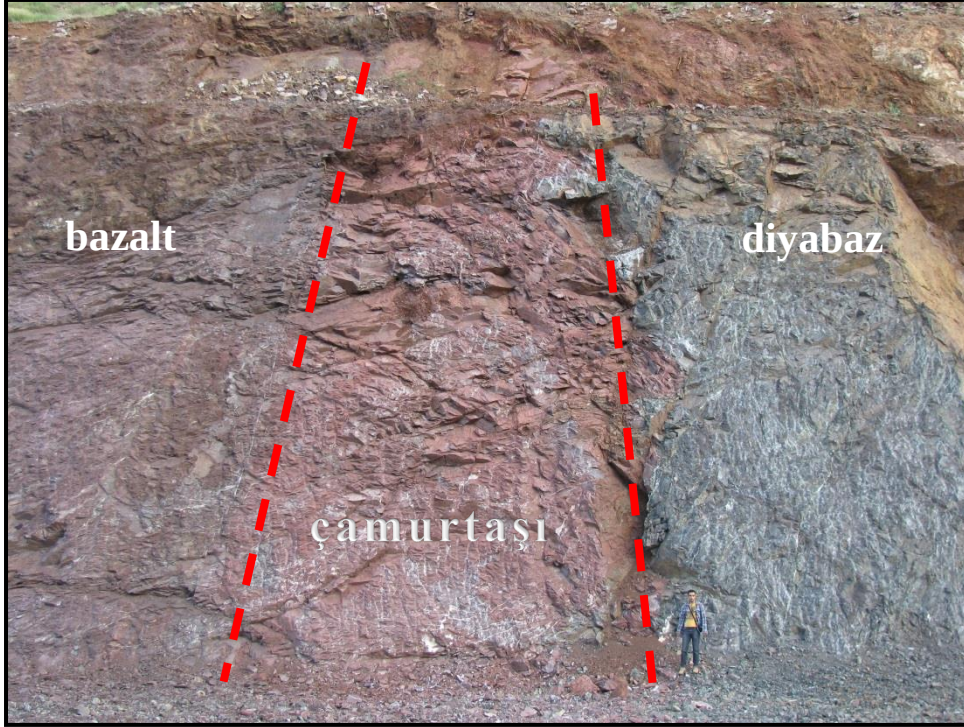
bu çalışmadaki Maden Karmaşığı'nın alt volkano-sedimanter birimi diye adlandırılan birimin yanal karşıtı olduğunu ileri sürmüştür.

Birim, tabanda Guleman Ofiyoliti'nden türemiş olan taban konglomerası ile başlamakta, üste doğru yeşil renkli kumtaşı tabakaları, yer yer silisleşmiş kırmızı renkli çört, kırmızı renkli çamurtaşları ardalanmasına geçmektedir. Masif kireçtaşı blokları ve kırmızı renkli pelajik kireçtaşları ile son bulmaktadır (Şekil 4.5). Birim, ayrıca tüm bu sedimanter istiflerle yanal-düşey geçişli, ara katkılı olarak gözlenen ve çalışmanın asıl konusunu oluşturan bazalt, bazaltik andezit, andezit, dasit, diyabaz ve piroklastik kayaçlarla temsil olmaktadır (Şekil 4.6). Birim içerisinde değişik renklerde, daha yaşlı olduğu düşünülen havza dışı yabancı bloklar halinde kireçtaşı olistolitleri de gözlenmektedir (Şekil 4.7). Kaya (2004)'ya göre, birim içerisinde havza içi kökenli kireçtaşı olistolitleri de tespit edilmiştir. Bu olistostromal istife volkanizmanın da eşlik etmesi Maden çökeltme havzasının genel özelliğidir. Birim de tektonizmaya bağlı olarak breşleşmeler yaygındır. Ayrıca, bölgede bindirmeler ve ekaylanmalara bağlı olarak yoğun alterasyonlar görülmektedir. Volkano-sedimanter istifin ara seviyelerinde mangan ve demir cevherleşmeleride gözlenmektedir (Dutpınar köyü batısı).

Çalışma alanında bazaltlar, geniş alanlarda yüzeyleme sunmaktadırlar. Kayaçlar, genel olarak yeşilimsi, kahverengimsi ve bordomsu renklerde, masif yapılı, elipsoidal şekilli yastık lavlar ve kırıklı yastık yapılı bazaltlar şeklindedirler (Şekil 4.8). Yastıkların uzun ve kısa eksen boyutları birkaç cm'den m'ye kadar değişen ebatlarda gözlenmektedir. Yastık yapılı bazaltların merkezi kısımları daha iri taneli bir dokuya sahipken, dış kısımları daha ince taneli camsı bir dokuya sahiptirler. Ayrıca, pedonkül yapısı gösteren yastık yapılı bazaltlarda akış yönünü tayin etmekte mümkün olmaktadır (Şekil 4.9). Bazaltlar, yer yer boyutları 5-20 mm arasında değişen gaz boşluklarına sahip olup, bu veziküller kalsit, kuvars ve epidot gibi ikincil minerallerle dolarak, amigdaler bir doku göstermektedirler. Bazaltlar arasında uzunluğu mm'den m'ye kadar ulaşan boyutlarda kalsit, kuvars ve epidot damarlarına da rastlanmaktadır (Şekil 4.10).



Şekil 4.5. Maden Karmaşığında ait bol fosil içeren kumlu kireçtaşları (Maden ilçesi-Ağadibek köyü güneyi-37 S 558184D, 4244147K).



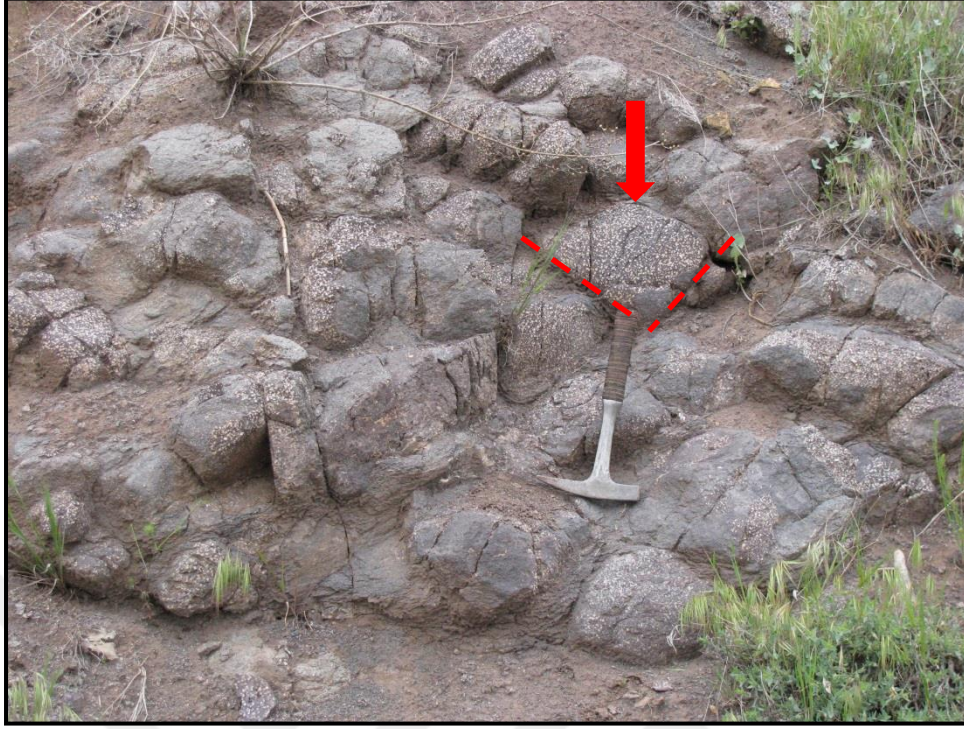
Şekil 4.6. Maden Karmaşığında ait kırmızı renki bazaltlarla kırmızımsı renkli çamurtaşı ve yeşilimsi renkli diyabaz daykının yanal-düşey geçiş ilişkisi (Maden ilçesi girişi geniş yol yarması-37 S 558876D, 4249837K).



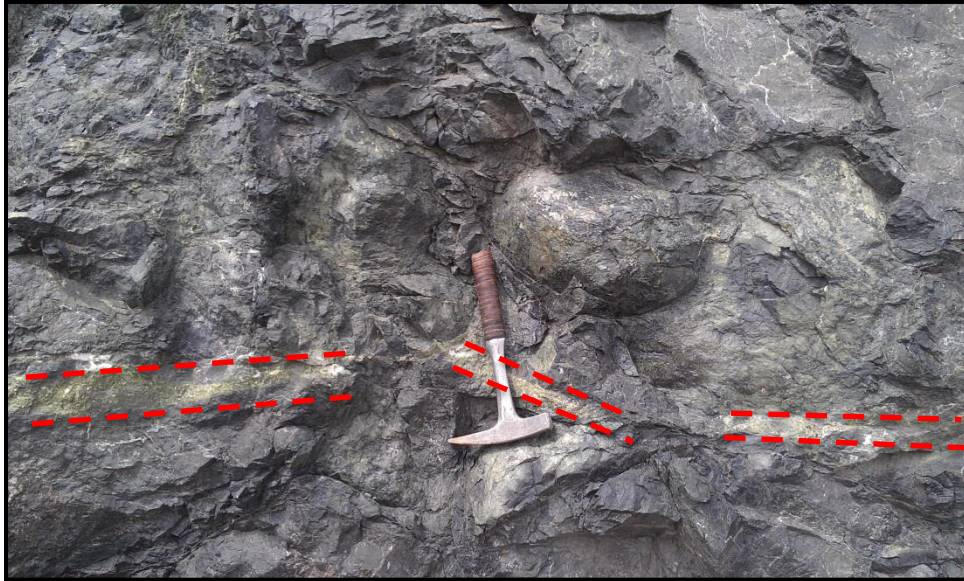
Şekil 4.7. Maden Karmaşığı içerisinde havza dışı yabancı bloklar halinde kireçtaşı olistolitleri (Maden ilçesi-Dutpınar köyü kuzeybatısı-37 S 551706D, 4252787K).



Şekil 4.8. Maden Karmaşığına ait elipsoidal şekilli yastık yapılı bazaltlar (Ergani ilçesi-Kortaş mahallesi kuzeyi-37 S 555895D, 4241733K).



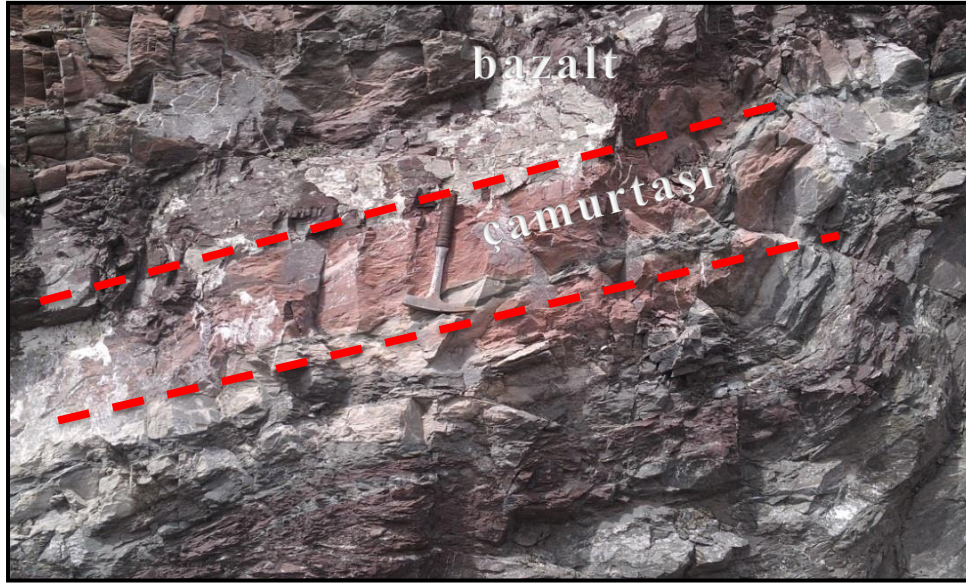
Şekil 4.9. Maden Karmaşığında ait yastık yapılı bazaltlarda pedonkül yapısı (Maden ilçesi-Kayalar köyü güneybatısı-37 S 555971D, 4257917K).



Şekil 4.10. Maden Karmaşığında ait volkanitler içerisinde gözlenen epidot damarı (Elazığ-Diyarbakır karayolu, Ergani ilçesi-Değirmendere köyü batısı-37 S 560495D, 4244597K).

Bazaltlar, çoğunlukla kırmızı renkli çörtler ve kırmızı renkli çamurtaşlarıyla ara katkılı olarak bulunmaktadır (Şekil 4.11). Bazaltik andezitler ve andezitler, bazaltlara göre grimsi renklere olup, makroskobik olarak bazaltlardan ayırt edilmesi oldukça zordur. Ancak, petrografik ve jeokimyasal sonuçlara göre bu ayrımı yapmak mümkün olmaktadır. Dasitler, makroskobik olarak mafik volkanitlere oranla daha açık renkli, grimsi, beyazımsı ve boz renklere olup, ince taneli volkanik kayalardır. Bölgede yer yer diyabazlarda

rastlanmaktadır. Diyabazlar, çoğunlukla bazaltları keser konumdadır. Yeşilimsi tonların hâkim olduğu diyabazlar, orta taneli olup kalınlıkları değişkendir (Şekil 4.12). Çalışma alanında piroklastik kayaçlar aglomera, lapilliston ve tüflerle temsil olmaktadır. Aglomeralar tane boyu 64 mm'den fazla olan bombalardan oluşmuş olup, volkanik parçalar bir çimento malzemesi tarafından tutturulmuştur (Şekil 4.13). İncelenen piroklastiklerden lapillistonlar bazik ve andezitik bir bileşime sahiptirler. Tüfler ince tanelidir.



Şekil 4.11. Maden Karmaşığında ait volkanitler ile ara katkılı kırmızı renkli çamurtaşları (Elazığ-Diyarbakır karayolu, Ergani ilçesi-Değirmendere köyü batısı-37 S 560495D, 4244597K).



Şekil 4.12. Maden Karmaşığında ait bazaltları kesen yeşilimsi renkli diyabaz daykı (Maden ilçesi-Kayalar köyü kuzeybatısı-37 S 556086D, 4258294K).



Şekil 4.13. Maden Karmaşığında ait çok iri boyutlu aglomeraların görünümü (Maden ilçesi kuzey doğusu-37 S 555058D, 4256050K).

Maden Karmaşığı'nın yaşını Rigo de Righi ve Cortesini (1964) Paleosen-Eosen, İleri vd. (1976) radyolarya fosillerine dayanarak, Üst Kretase-Alt Eosen, Göncüoğlu ve Turhan (1984) Paleosen-Orta Eosen, Özkaya (1978, 1982), Perinçek ve Özkaya (1981),

Özçelik (1985), Perinçek (1979, 1980a,b), Özkan (1982), Yazgan (1981), Perinçek ve Kozlu (1984), Sungurlu vd. (1985), Hempton (1984, 1985), Aktaş ve Robertson (1990), Yılmaz (1993), Yılmaz vd. (1993), Yiğitbaş vd. (1993), Yiğitbaş ve Yılmaz (1996), Yılmaz ve Yıldırım (1996), Erdem vd. (2005), Robertson vd. (2007) Orta Eosen olarak ifade etmişlerdir.

Özkaya (1974) spilitik bazaltların örnekleri üzerinde yaptırdığı yaş tayinlerinden volkanitlerin 33.2-35.6 My. (Üst Eosen) olduğunu belirtmiştir. Erdoğan (1977, 1982) alt volkano-sedimanter birimin yaşının, içindeki mercekssel pelajik kireçtaşları ve kalkerli şeyllerde bulunan *Nummulites* sp. fosillerine dayanarak, Üst Maastrihtiyen'den Orta Eosen'e kadar uzandığını ifade etmiştir. Araştırmacı üst volkanik birim içindeki tuf ara katkılarında fosil bulunamadığını belirtip, alttaki birimle geçişli ilişkisi nedeniyle, yaşının Orta-Üst Eosen olabileceğini düşünmüştür. Perinçek (1978) *Globorotalia bullbrooki*, *Truncorotaloidestopilensis*, *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp., *Nummulites* sp., *Nummulites millecaput*, *Nummulites* cf. *aturicus*, *Discocyclina* sp., *Sphaerogypsina* sp., *Assilina* sp. fosillerine dayanarak, birime Orta Eosen yaşını vermiştir. Pişkin ve Delaloye (1981) yastık yapılı bazaltlar ve diyabaz örneklerine uygulamış oldukları K-Ar radyometrik yaş analizi sonuçlarına göre 45 ± 5.7 - 52 ± 10.3 My. olduğunu ifade etmişlerdir. Yazgan (1983) kireçtaşlarından *Nummulites* sp. *Assilina* sp. *Actinocyclina* sp. *Amphistegina* sp. fosillerini ayırtlamış olup, birime Alt-Orta Eosen yaşını vermiştir. Aktaş ve Robertson (1984) Maden Karmaşığı'nı iki farklı bölgede incelemişlerdir. Hazar-Palu-Maden bölgesinde birimi, Maden grubu olarak ele almış ve Paleosen-Eosen olarak yaşlandırmıştır. Araştırmacılar, Karadere-Mizik bölgesinde ise birimi, Karadere Formasyonu olarak adlandırmış ve K-Ar radyometrik yaşlandırmasına göre 43.2 ± 1.9 - 46.1 - 54.6 My. (Orta Eosen) yaşlarını elde etmişlerdir. Çelik (2003) kireçtaşı olistolitlerinden alınan kayaç örneklerinde *Nummulites* sp. (perforatus grubu) *Nummulites* cf. *Perforatus*, *Nummulites* cf., *Perforatus* (Montfort) fosillerine dayanarak birime, Orta Eosen yaşını vermiştir. Kaya (2004) gri renkli mikritik kireçtaşlarından alınan numunelerin determinasyonu ile *Nummulites* sp., *Discocyclina* sp., *Operculina* sp. gibi Orta Eosen yaşlı fosiller bulmuştur.

Maden Karmaşığı'na ait volkanitler daha önceki çalışmalara ve birimlerin kendi arasındaki stratigrafik konumlarına dayanılarak, birimin Orta Eosen yaşlı olabileceği düşünülmektedir.

Maden Karmaşığı'nın oluşum ortamı için önceki araştırmacılar tarafından tam bir fikir birliğine varılamamış olup, çok fazla model önerilmiştir. Birimin oluşumu için, Rigo

de Righi ve Cortesini (1964) “geri derin havza çökelleri (back-deep deposits)”, Özkaya (1974) “öjeosenklinal havza”, İleri vd. (1976) “okyanus ortası sırtı ortamı”, Erdoğan (1977, 1982); Perinçek ve Özkaya (1981), Özçelik (1982) ” marjinal havza üzerinde gelişmiş ensimatik-olgunlaşmamış ada yayı”, Perinçek (1979) “kıta içi havza”, Şengör ve Yılmaz (1981), Hempton (1984, 1985), Turan vd. (1995), Roberston vd. (2007) “yay ardı havza”, Yazgan (1981, 1983, 1984), Michard vd. (1982, 1984), Bingöl (1988) “kıta içi yitim”, Aktaş ve Robertson (1984) “yay önü havza (Maden Grubu) kısa ömürlü çek-ayır (pull-apart) havza (Karadere Formasyonu)”, Özçelik (1985) “erginleşmemiş ada yayı volkanizması”, Yılmaz vd. (1987), Yiğitbaş vd. (1993), Yılmaz ve Yıldırım (1996), Çelik (2003) “embriyonik kısa ömürlü yay gerisi havza” gibi tektonik ortamlar önerilmiştir.

4.2. Pütürge-Kale Bölgesi Stratigrafisi

Bölgesel jeoloji ve stratigrafi bölümünde açıklanan birimlerin dışında, bu bölgede Maden Karmaşığı, İspendere Ofiyolitleri ve Elazığ Magmatitleri yüzeylemektedir. Bu nedenle, burada sadece bu birimlerin özelliklerinden bahsedilecektir.

4.2.1. Maden Karmaşığı

Pütürge-Kale Bölgesi Maden Karmaşığı doğudaki yüzeylemelere göre, daha az sayıda araştırmacı tarafından çalışılmıştır. Perinçek (1978) Çelikhan-Sincik-Koçali bölgesindeki çalışmasında birim için “Maden Karmaşığı” adlamasını kullanmıştır. Yazgan vd. (1987) Malatya güneydoğusundaki çalışmasında birimi, Maden Otokton Çökelleri, Olistostromal Maden Oluşumu ve Volkanik Maden Oluşumu olmak üzere üç üyeye ayırmıştır. Aynı ayrımı Yıldırım (2010) Çelikhan-Sincik (Adıyaman) bölgesindeki çalışması için benimsemiştir. Açıkbaş ve Baştuğ (1975) Maden Karmaşığını alttan üste doğru Ceffan, Arbo, Melefan ve Karadere olmak üzere dört formasyona ayırmıştır. Yazgan vd. (1987) çalışmalarındaki Maden Otokton Çökellerinin Ceffan ve Arbo Formasyonlarına, Olistostromal Maden oluşumunun Melefan Formasyonuna, Volkanik Maden oluşumunun ise Karadere Formasyonuna karşılık geldiğini belirtmektedirler. Önal (1995) Polat-Beğre (Doğanşehir) bölgesindeki çalışmasında, birim için “Maden Karmaşığı” adlamasını kullanmıştır.

Maden Karmaşığı, Doğu Toroslarda çok geniş alanlarda yayılım sunmaktadır. Birim, Güneydoğu Anadolu’nun batısından itibaren Malatya iline bağlı Yeşilyurt ilçesi, Yaygın mahallesi, Beydağı, Pütürge ve Kale ilçeleri dolaylarında, Adıyaman iline bağlı

Çelikhhan-Sincik ve Koçali ilçeleri dolaylarında yüzeylemektedir (Şekil 4.14). Pütürge-Kale Bölgesinde Koçali Ofiyolitleri, Orta Eosen yaşlı Maden Karmaşığı tarafından uyumsuzlukla üzerlenmektedir. Maden Karmaşığı üzerine tektonik olarak, Alt Kambriyen-Permien yaşlı Pütürge Metamorfikleri gelmektedir. Pütürge Metamorfikleri uyumsuz olarak yine Orta Eosen yaşlı Maden Karmaşığı tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir. Maden Karmaşığının üzerine tektonik olarak, Üst Kretase yaşlı İspendere Ofiyolitleri gelmektedir (Şekil 4.15). Bu çalışmada Pütürge-Kale bölgesi için, Açıkbaş ve Baştuğ (1975)'un formasyon ayırtlaması esas alınmıştır. Birimin litolojisi bu dört formasyon ayırımına göre anlatılacaktır.

Maden Karmaşığı'nın yaşını Perinçek (1978) *Globorotalia bullbrooki*, *Truncorotaloidestopilensis*, *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp., *Nummulites* sp., *Nummulites millecaput*, *Nummulites* cf. *aturicus*, *Discocyclina* sp., *Sphaerogypsina* sp., *Assilina* sp. fosillerine dayanarak, Orta Eosen olarak belirlemiştir. Yazgan (1984) birimin yaşını Gülümüşağı bölgesine ait kuvarsdiyoritler üzerinde yaptığı çalışmada, K-Ar radyometrik yöntemi ile 48 My. olarak bildirmiştir. Daha önceki çalışmalara ve birimlerin kendi arasındaki stratigrafik konumlarına dayanılarak, birimin Orta Eosen yaşlı olabileceği düşünülmektedir.

Yazgan (1987) Maden Karmaşığı'nın çarpışma sonrası sıkışma tektoniğine bağlı olarak, üst mantonun bölümsel ergimesiyle oluşan levha içi kıtasal yitime bağlı volkanizma olduğunu söylemiştir. Perinçek (1978) Maden Karmaşığı derin denizde çökelmiş, yoğun tektonizma etkisiyle karmaşık olduğunu ve sürüklenim örtüleri halinde güneye ilerleyerek, bugünkü konumunu kazandığını belirtmiştir.

4.2.1.1. Ceffan Formasyonu

Ceffan Formasyonu, tipik olarak Siirt ili Baykan ilçesi güneyinde yüzeylemektedir ve ilk kez Perinçek (1977, 1979) tarafından tanımlanmıştır. Birim, Pütürge Metamorfikleri üzerine uyumsuz olarak gelirken, Arbo Formasyonu tarafından uyumlu olarak üzerlenmektedir (Şekil 4.15). Birim, alttan üste doğru konglomera, kumtaşı ve şeyl litolojilerinden oluşmaktadır. Birim yeşil renkli taban konglomerasıyla başlamaktadır. Bu konglomeraya ait olan yarı yuvarlak-yuvarlak olan kayaç parçaları ve çakıllar Pütürge Metamorfiklerinden türemiştir (Erdoğan, 1982; Yazgan vd. 1987). İstif, ince ve orta tabakalı kumtaşı dizisi ile devam etmektedir. Kumtaşları yeşil renkli olup, tane boyu üst

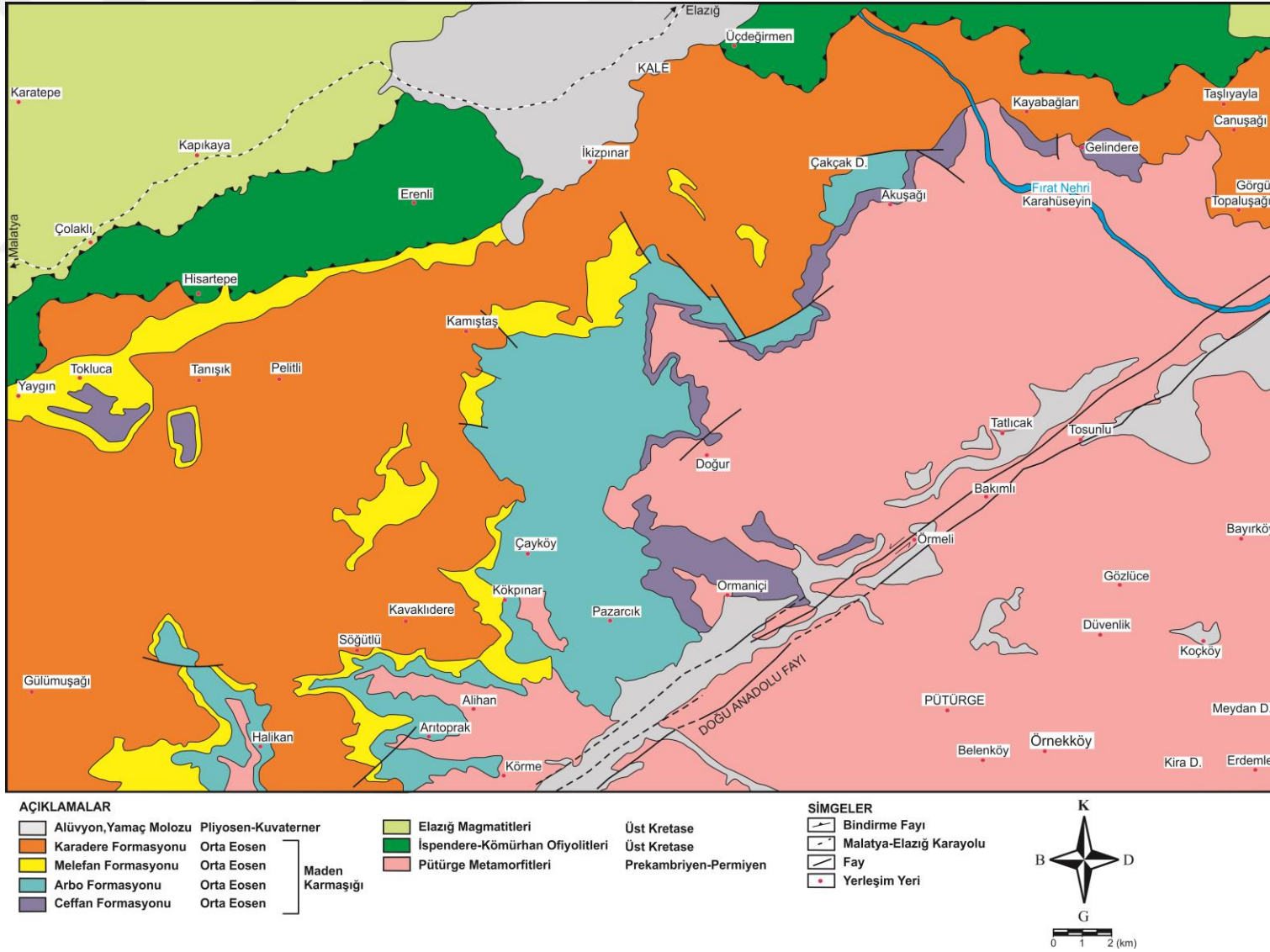
seviyelere doğru azalmaktadır. Birim, daha üst kısımlarında ise, kumlu kireçtaşı ve arakatkılı olarak şeyllerle temsil edilmektedir.

4.2.1.2. Arbo Formasyonu

İlk kez Siirt ili Baykan ilçesinin kuzeydoğusundaki Arbo köyü civarında Soytürk ve Baştuğ (1973) tarafından adlanmıştır. Arbo Formasyonu, Ceffan Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelirken, Melefan Formasyonu tarafından uyumlu olarak üzerlenmektedir (Şekil 4.15). Arbo Formasyonu *Nummulites* sp. ve foraminfer fosilleri içeren Lütésiyen yaşlı kireçtaşlarından ve üste doğru akış bantlı riylitler ve silisli tüfler ile temsil olmaktadır (Robertson vd. 2007; Şaşmaz vd. 2014). Neritik kireçtaşları formasyonun en üst seviyesini oluşturmaktadır.

4.2.1.3. Melefan Formasyonu

İlk kez Açıkbaz ve Baştuğ (1975) Siirt ili Kozluk ilçesi doğusundaki Melefan köyü çevresinde bu formasyonu adlandırmışlardır. Melefan Formasyonu, Arbo Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelirken, Karadere Formasyonu tarafından uyumlu olarak üzerlenmektedir (Şekil 4.15). Bozkaya vd. (2006)'ne göre birimin en yaygın litolojisini yeşil renkli metakumtaşı arakatkıları içeren bordo kahverengi sleyt/fillit ve metaçamurtaşı oluşturmaktadır. Değişik seviyelerde kalınlıkları 3 m'ye ve uzunlukları 10 m'ye ulaşan grimsi-yeşil renkli kristalize kireçtaşı blokları ve/veya olistolitleri bu birim için karakteristiktir. Ayrıca, kalınlığı 30 m'ye uzunluğu 200 m'ye ulaşan büyük mercekler veya arakatkıları biçiminde gözlenen lav seviyeleri de yer almaktadır. Formasyonda gözlenen diğer bir kayaç türü silisli sedimanter kayaçlar olup, radyolarit ve liditlerle (ince kristalli kuvars içeren siyah renkli çört) temsil olunmaktadır (Bozkaya vd. 2006).



Şekil 4. 14. Pütürge-Kale Bölgesi jeoloji haritası (MTA, 1986'dan değiştirilerek).

Yaş	Birim	Litoloji	Açıklamalar
Üst Kretase	Elazığ Magmatitleri		Andezit-Riyolit Granit-Tonalit
	İspendere Ofiyolitleri		TEKTONİK Dünit-Gabro-Levha Dayklar Yastık Yapılı Bazaltlar
Orta Eosen	Maden Karmaşığı		TEKTONİK Bazalt Piroklastik Kayaçlar Diyabaz
			Çamurtaşı-Marn ve Spilitik Bazalt Pelajik Kireçtaşı
			Kireçtaşı
			Kireçtaşı-Şeyl Kumtaşı Konglomera
Pre-kambriyen Permiyen	Pütürge Metamorfittleri		Mermer Şist Orto Gnays Amfibolit
Orta Eosen	Maden Karmaşığı		
Üst Triyas	Tarasa ve Konak Fm.		TEKTONİK Volkano-Sedimanter Birimler
Üst Kretase	Koçali Ofiyoliti		Vulkanitler ve Sedimanter Kayaçlar
Üst Kretase	Karadut Karmaşığı		TEKTONİK Levha Dayklar- Bazalt Gabro
Prekambriyen Üst Kretase	Arap Platformu		TEKTONİK Harzburgit-Dünit
			TEKTONİK Şeyl-Kireçtaşı-Çört
			Kireçtaşı-Marn Kumtaşı

Şekil 4.15. Pütürge-Kale Bölgesi genelleştirilmiş tektono-stratigrafik dikme kesiti (ölçeksiz).

4.2.1.4. Karadere Formasyonu

İlk kez Açıkbaş ve Baştuğ (1975) tarafından, Bingöl ili Genç ilçesine bağlı Karadere köyü dolaylarında tanımlanmıştır. Karadere Formasyonu, tabanda Melefan Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelirken, tavanda İspendere Ofiyolitleri ve Elazığ

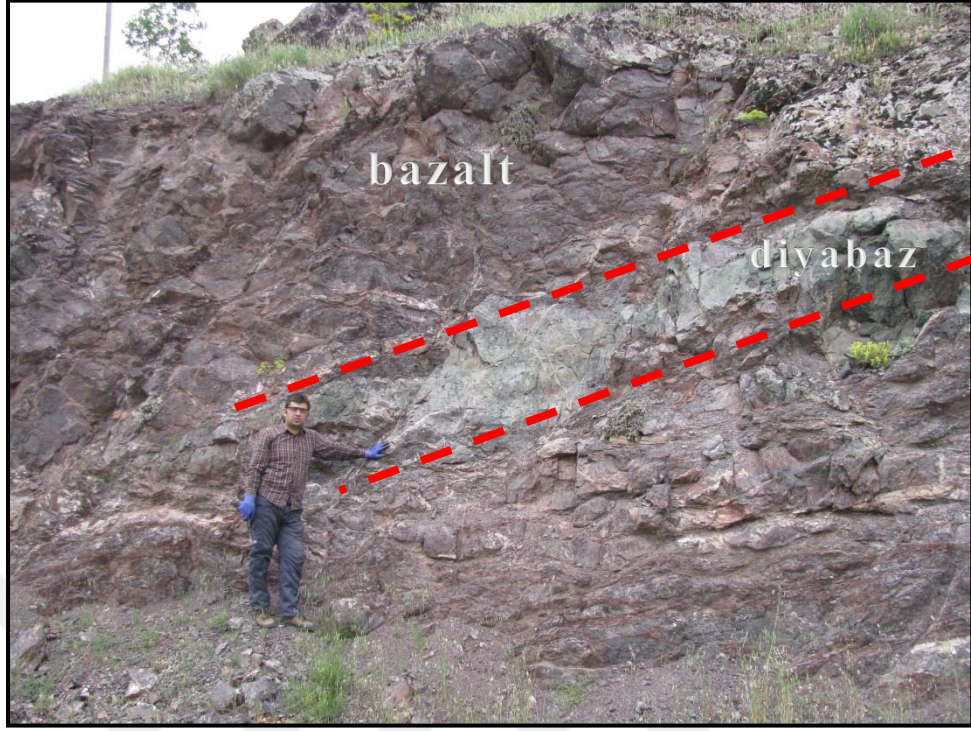
Magmatitleri tarafından tektonik olarak üzerlenmiştir. Birim, Adıyaman ili bölgesinde Şifrin ve Köseuşağı köyü, Göv mahallesi, Şerefhan Köyü çevresinde, Bistikan Mahallesi doğusunda ve Hopan Çayı güneyinde (Gürük Mezrası çevresinde), Malatya ili bölgesinde ise Yaygın, Tanışık ve Söğütlü mahallesi, Kale ilçesi, Kayabağları ve Canuşağı köyleri civarlarında geniş alanlarda yüzeylemektedir (Şekil 4.14). Karadere Formasyonu, Melefan Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelirken, İspendere Ofiyolitleri tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir (Şekil 4.15).

Yazgan vd. (1987)'ne göre birim, bazalt, andezit, sub-vulkanitler ve piroklastik kayaçlarından oluşmaktadır. Yıldırım (2010) çalışmasında, birimin andezit, andezit porfir, bazalt ve diyabazlarla temsil olduğunu ifade etmiştir. İnceleme alanında Karadere Formasyonuna ait hâkim litoloji bazalt, diyabaz ve piroklastik kayaçlardır. Bazaltlar arasında yer yer onlarla arakatkılı olarak kırmızı renkli çamurtaşı ve çörtlere rastlanmaktadır. Bu çökellerin gözlenmesi volkanizmanın sakin ve aralıklı olarak gerçekleştiğinin göstergesi olabilir. Yazgan (1981) Maden Karmaşığında ait volkanik kayaçların geçirmiş olduğu metamorfizma sonucu piroksen, amfibol gibi minerallerin ornatılarak prehnit, pumpellyit, epidot, yeşil hornblend, klorit ve albit gibi yeni minerallerin gelişmiş olduğunu ifade etmiştir. Araştırmacıya göre, bu mineral topluluğu volkanik kayaçlarda başlangıçta izlenen yüksek jeotermal gradyan ve düşük basınç koşullarından başlayarak, magmasal etkinliğin son evrelerine doğru termal ve hidrotermal metamorfizmanın etkisinden uzaklaştıkça ısını yitirerek, soğumanın sürdüğü koşullarda oluşmuştur. Bazaltların üst seviyelerinde akıntı şeklinde breşleşmeler gözlenmektedir. Çalışma alanında bazaltlar, geniş alanlarda yüzeyleme sunmaktadırlar. Kayaçlar, genel olarak siyahımsı, kırmızımsı ve morumsu renklerde, masif yapılı, elipsoidal şekilli ve kırıklı yastık yapılı bazaltlar şeklindedirler (Şekil 4.16). Yastık yapılı bazaltlarda yer yer spillitleşmeler gözlenmektedir. Yastıkların uzun ve kısa eksen boyutları birkaç cm'den m'ye kadar değişen ebatlarda gözlenmektedir. Yastık yapılı bazaltlarda kenarlardan içe doğru gelişmiş radyal soğuma çatlakları gözlenmektedir. Pedonkül yapısı gösteren yastık yapılı bazaltlara da rastlanmaktadır. Yastık yapılı bazaltların merkezi kısımları daha iri taneli bir dokuya sahipken, dış kısımları daha ince taneli camsı bir dokuya sahiptir. Bazaltlar, yer yer boyutları 5-20 mm arasında değişen veziküllere sahip olup, bu veziküller kalsit, kuvars ve epidot gibi ikincil minerallerle doldurularak amigdaler bir doku göstermektedirler. Bazaltlar arasında uzunluğu mm'den m'ye kadar ulaşan boyutlarda kalsit, kuvars ve epidot damarlarına da rastlanmaktadır. Çalışma alanındaki bazaltlar

cm'den m'ye değişen boyutlardaki diyabaz daykları tarafından kesilmektedir (Şekil 4.17). Diyabazlar koyu yeşil renklerde gözlenmektedir. Piroklastik kayaçlar, birbirleriyle yanal ve düşey geçişleri olan tane boylarına göre aglomera, lapilliston ve tüflerden oluşmaktadır (Şekil 4.18). Aglomeralar oldukça geniş alanlarda yüzeylemektedir. Değişik boyutlara sahip bazik volkanik bombalar, lapilli ve tuf özellikli bir matriks tarafından tutturulmuştur (Şekil 4.19).



Şekil 4.16. Maden Karmaşığına ait koyu renklerde gözlenen bazaltlar (Malatya-Pütürge karayolu Çayköy köyü batısı-37 S 473009D, 4232908K).



Şekil 4.17. Maden Karmaşığında ait bazaltları kesen diyabaz daykısı (Malatya-Pütürge karayolu-37 S 466976D, 4234771K).



Şekil 4.18. Maden Karmaşığında ait orta-iri boyutlu aglomeraların görüntüsü (Malatya-Pütürge karayolu Ormaniçi köyü batısı-37 S 478057D, 4231079K).



Şekil 4.19. Maden Karmaşığına ait orta-iri boyutlu aglomeraların görüntüsü (Kale ilçesi batısı-37 S 480709D, 4249770K).

4.2.2. İspendere Ofiyolitleri

Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağı boyunca yaklaşık KD-GB uzanımlı “İspendere Ofiyolitleri” olarak adlandırılan istif, birçok araştırmacı tarafından çalışılmıştır (Beyarslan, 1991; Beyarslan ve Bingöl, 1991, 2010, 2014; Nurlu, 2009; Nurlu ve Parlak, 2010; Parlak vd. 2010).

İspendere Ofiyolitleri, çalışma sahasının kuzeybatısında yer alan Çolaklı bucağı güneyinde, Tanışık köyü kuzeyinde ve Erenli köyü civarında yüzeylemektedir (Şekil 4.14). Üst Kretase yaşlı İspendere Ofiyolitleri, tabanda Orta Eosen yaşlı Maden Karmaşığı üzerine tektonik olarak gelirken, tavan ilişkisi olarak yine Üst Kretase yaşlı Elazığ Magmatitleri tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir (Şekil 4.15).

Beyarslan (1991)’a göre İspendere ofiyolitleri, alttan üste doğru dunit, gabrolar ve bunlar içerisinde verlitik intrüzyonlar, levha dayk karmaşığı ve bunlar içerisindeki plajiyogranitler, izotrop gabrolar, volkanik kayalarla tüm bunları kesen tekil diyabaz dayklarından oluşmaktadır. Nurlu (2009)’ya göre İspendere ofiyoliti, tam bir okyanusal litosfer kesiti sunmakta olup, tabandan tavana doğru; tektonitler, ultramafik- mafik kümülatlar, izotrop gabro, izole diyabaz daykları, levha dayk karmaşığı, plajiyogranit ve volkanitlerden oluşmaktadır. Manto kayaları harzburjitik özellikte olup, ultramafik-mafik kümülat kayaları dunit, verlit, lerzolit, troktolit, olivinli gabro, gabrolar, levha daykları ve volkanitlerle temsil edilmektedir. Parlak vd. (2012)’ne göre kümülatlar, levha dayklar ve

volkanitler Geç Kretase yaşlı yay ile ilişkilendirilen Baskil Granitoidleri tarafından kesilmektedir.

İspendere Ofiyoliti'nin yaşı için, birimin volkanik seviyeleri içerisinde yer alan volkanoklastiklerden Geç Kampaniyen–Erken Maastrihtiyen yaşı elde edilmiştir (Yazgan ve Chessex, 1991). İstifin yaşı daha önce yapılan çalışmalara dayanılarak (Nurlu ve Parlak, 2010; Parlak vd. 2012; Beyarslan ve Bingöl, 2010, 2014) Üst Kretase olarak kabul edilmiştir.

İspendere Ofiyolitine ait volkanik kayalar içerisinde andezit, dasit, levha dayklarında mikrodiorit, kuvars mikrodiorit, izotrop gabrolarda diyorit, kuvars diyorit, kümülat gabrolarda amfibollü gabro gibi oldukça iyi evrimleşmiş kayaların varlığı ve mafik kümülat kayalarda yüksek kalsiyumlu plajiyoklasların bulunması dalma-batma ile ilişkili sulu bir ortamın varlığına işaret etmektedir (Parlak vd. 2009). İspendere Ofiyolitleri Neotetis'in güney kolu içerisinde kuzeye doğru dalımlı bir yitim zonu (supra-subduction zonu) üzerinde gelişmiştir (Beyarslan ve Bingöl, 2010, 2014).

4.2.3. Elazığ Magmatitleri

İlk defa Perinçek (1979) tarafından Hakkâri civarındaki okyanus içi yay birimleri için “Yüksekova Karmaşığı” adıyla tanımlanmıştır. Turan vd. (1995) ise, birimin Hakkari civarında tanımlanan birimden farklı olarak Elazığ'daki birimlerin tabandan tavana doğru düzenli bir iç yapıya sahip olduklarını, bu nedenle bir karmaşıklık özelliği göstermediğini vurgulayarak, birime “Elazığ Magmatitleri” adını vermişlerdir. Naz (1979), Perinçek ve Özkaya (1981), Perinçek ve Kozlu (1984), Turan (1984), Sungurlu vd. (1985), Akgül (1987, 1993), Turan ve Bingöl (1991), Ural (2012), Ural vd. (2014, 2015) “Yüksekova Karmaşığı”, Yazgan (1981, 1983, 1984), Asutay (1985), Akgül (1987, 1991), Rızaoğlu vd. (2006, 2009) “Baskil Magmatik Kayaları/Baskil Granitoidleri”, Hempton ve Savcı (1982), Hempton (1984, 1985) “Elazığ Volkanik Karmaşığı”, Aktaş ve Robertson (1984) “Volkanik Yay Kompleksi”, Robertson vd. (2007) ise “Elazığ Birimi” adlamalarını kullanmışlardır.

Birim, çalışma alanının kuzeybatısında Çolaklı ve Kapıkaya köyleri civarında sınırlı bir alanda yüzeyleme sunmaktadır (Şekil 4.14). Üst Kretase yaşlı Elazığ Magmatitleri, İspendere Ofiyolitleri üzerine tektonik olarak gelmektedir (Şekil 4.15). Turan vd. (1995)'ne göre iki seviyeden oluşan birimin alt seviyesini gabro, diyabaz, diyorit, monzonit ve monzodiorit gibi çoğunlukla nötr bileşimli derinlik kayaları

oluşturmaktadır. Üst seviyeyi ise, yastık yapılı bazalt, bazaltik lav akıntıları, andezit ve andezitik proklastikler ile bunlarla ara tabakalı volkano-sedimanterler oluşturmaktadır. Tonalit, granodiyorit, granit ve dasitler, belirtilen tüm bu kayaçları kesmektedirler (Bingöl, 1984, 1988; Akgül, 1993). Granit ve granodiyoritler bolca amfibol içeren mafik mikrogranüler anklav (MMA) içermektedirler. Granitler lamprofir ve aplitik dayklarca kesilmişlerdir (Beyarslan ve Bingöl, 2014).

Birimin yaşı, Yazgan (1984) tarafından K-Ar radyometrik yaş verilerine göre, magmatik kayaçlar için 82-86 My. (Koniasiyen-Santoniyen), volkanik kayaçlar için ise 74-80 My. (Kampaniyen) yaşları belirlenmiştir. Yazgan ve Chessex (1991) granitoidlerden 76 ± 2.45 ve 78 ± 2.5 My K-Ar yaşı tespit etmişlerdir. Rızaoğlu vd. (2009) granitoid birimlerine ait biyotit ve hornblendlerden Ar-Ar radyometrik yaş verilerine göre 82-84 My. yaşlarını elde etmişlerdir. Ural (2012) yaptığı çalışmada birimlerden alınan örneklerden radyolarya ve planktik foraminifer fosil yaşlandırmasına dayanarak birimin yaşını Senomaniyen-Maastrichtiyen (Üst Kretase) olarak vermiştir. Lin vd. (2015) Elazığ magmatitlerine ait birimlerden U-Pb zirkon yaşlandırmasına göre 3 ayrı ortam/yaş gruplandırması yapmışlardır; Bunlar, 1) 84-81 My. yaş aralığında bazalt andezit gibi yüzey kayaçları ve gabro diyorit gibi derinlik kayaçları içeren toleyitik seri 2) 80-79 My. yaş aralığında monzonit, granodiyorit ve granit gibi derinlik kayaçlarını içeren kalk-alkali seri 3) 74-72 My. yaş aralığında Çelikhan-Sincik arasında yüzeyleyen gabro, monzodiyorit ve monzonit gibi kayaçları içeren kalk-alkali seridir.

Herece vd. (1992) Baskil magmatik kayaçlarının (Elazığ Magmatitleri'nin) alkalen eğilimli kalk-alkalen karaktere sahip olduklarını ve and tipi ada yayı veya ince kıtasal kabuk ve kısmen okyanusal kabukta gelişen bir ada yayı ürünü olduklarını tespit etmişlerdir. Rızaoğlu (2006), Rızaoğlu vd. (2009) Baskil granitoidine ait kayaçların jeokimyasal bulgulara dayanarak, bu kayaçların volkanik yay tektonik ortamında oluştuğunu belirtmişlerdir. Asutay (1985), Akgül (1993), Bingöl ve Beyarslan (1996) birime ait magmatik kayaçların toleyitik ve kalk-alkali karakterli ada yayı magmatizmasına bağlı olarak geliştiklerini ifade etmektedirler. Akgül vd. (2010) birimin yitim (supra-subduction) ile ilişkili yay ürünleri olduğunu, birimin kısmen okyanusal, kısmen de kıtasal kabuk üzerinde geliştiğini belirtmişlerdir.

5. PETROGRAFI

Bu bölümde, inceleme alanında yüzeyleyen diğer birimlerin petrografik özelliklerine yer verilmemiş, sadece çalışmanın asıl konusunu oluşturan Maden Karmaşığı'na ait volkanik ve sub-volkanik kayaçların petrografik özellikleri açıklanmıştır. Çalışma alanında yüzeyleyen volkanik kayaçların mineralojik ve petrografik özelliklerini belirlemek amacıyla, araziden alınan volkanik ve sub-volkanik kayaç örneklerinden yapılan ince kesitler, F.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde alttan aydınlatmalı polarizan mikroskop ile ayrıntılı olarak incelenmiştir. Bu yöntemle kayaçları oluşturan mineraller ve bu minerallerin birbirleriyle olan ilişkileri belirlenerek, dokusal özellikleri ortaya konulmuştur. Maden karmaşığına ait kayaçlar petrografik incelemelere bağlı olarak bazalt, andezit, dasit, diyabaz ve piroklastik kayaçlar şeklinde ayrılmıştır. Mineral tane boyları için, Wilcox (1954) tarafından belirlenen boyutlar esas alınmıştır (fenokristal > 0.3-5 mm, mikrofeno-kristal = 0.03-0.3 mm, mikrolit < 0.03 mm).

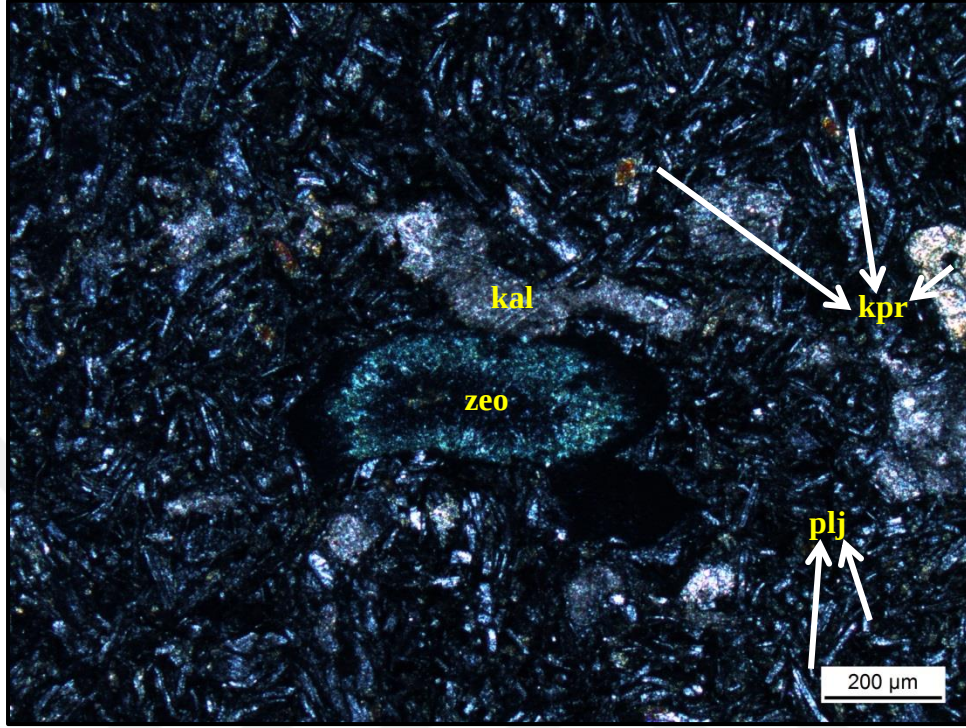
5.1. Bazalt

Çalışma alanında bazaltlar, Maden ve Pütürge bölgelerinde çok geniş alanlarda yayılım sunmaktadır. İnceleme alanındaki bazaltlar, esas olarak % 65-75 plajiyoklas (labrador), % 20-25 klinopiroksen (ojit) ve bazı kesitlerde %5-10 oranında olivin minerallerinden oluşmaktadır. Ayrıca, kayaç içerisinde ikincil olarak oluşan kalsit, zeolit ve epidot minerallerine de rastlanmaktadır (Şekil 5.1). Hamur malzemesini camsı malzeme, plajiyoklas ve klinopiroksen mikrolitleri ve iskeletsel opak faz oluşturmaktadır.

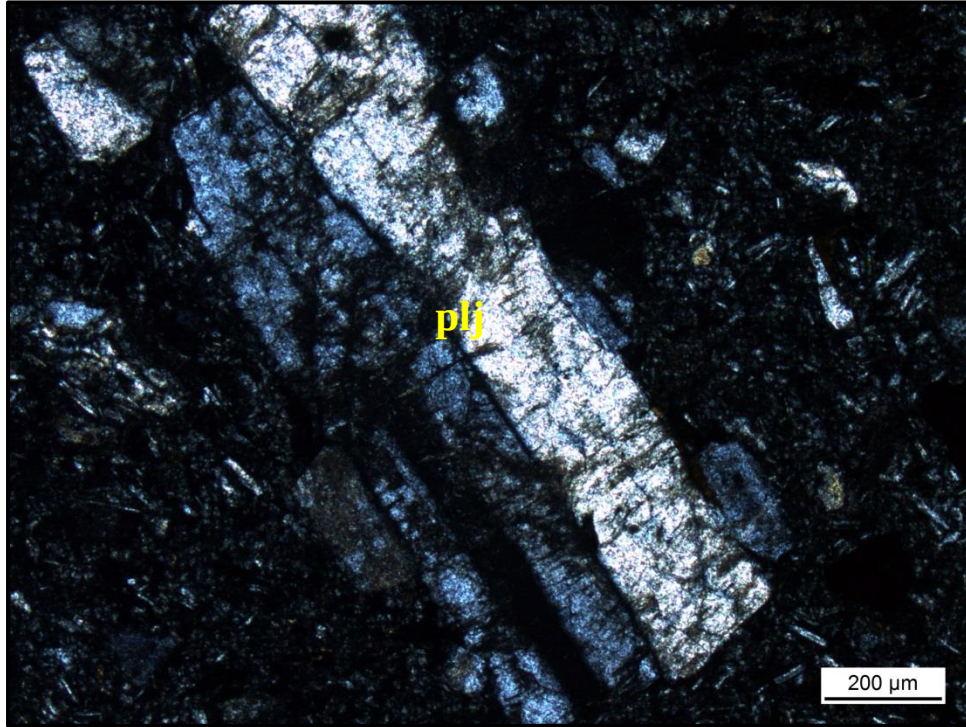
Plajiyoklaslar, kayaç içerisinde fenokristal ve mikrolitler şeklinde olup, öz veya yarı öz şekilli kristallerden oluşmaktadırlar. Plajiyoklaslarda, albit-karlsbad ve albit polisentetik ikizlenmeleri görülmektedir (Şekil 5.2). Plajiyoklaslarda albit ikizine göre yapılan sönme açısı ölçümlerinde sönme açıları yaklaşık 34° olup, plajiyoklasların türü labrardordur. Bazı örneklerde plajiyoklas lataları arasında camdan itibaren gelişmiş devitrifiye yamalar da bulunmaktadır. Çoğunlukla merkezi kısımları opaklaşmış, kenar kısımları ise serisitleşmiş ve killeşmiş olarak görünürler.

Klinopiroksen fenokristalleri nadiren öz şekilli veya yarı özşekilli kristaller halinde olup, canlı veya soluk girişim renkleri gösteren, tek yönde kötü dilinime sahip fenokristaller halinde, bazen kalıntı veya içyapısı tamamen bozunmuş, kloritleşmiş, karbonatlaşmış, opaklaşmış olarak bulunmaktadır. Klinopiroksenlerde yapılan sönme

açısı tayinlerinde sönme açıları 44° olarak ölçülmüş ve piroksenlerin türü ojit olarak belirlenmiştir.



Şekil 5.1. Maden Karmaşığında ait bazaltlarda gözlenen birincil ve ikincil mineraller (plj: plajiyoklas, kpr: klinopiroksen, zeo: zeolit, kal: kalsit).

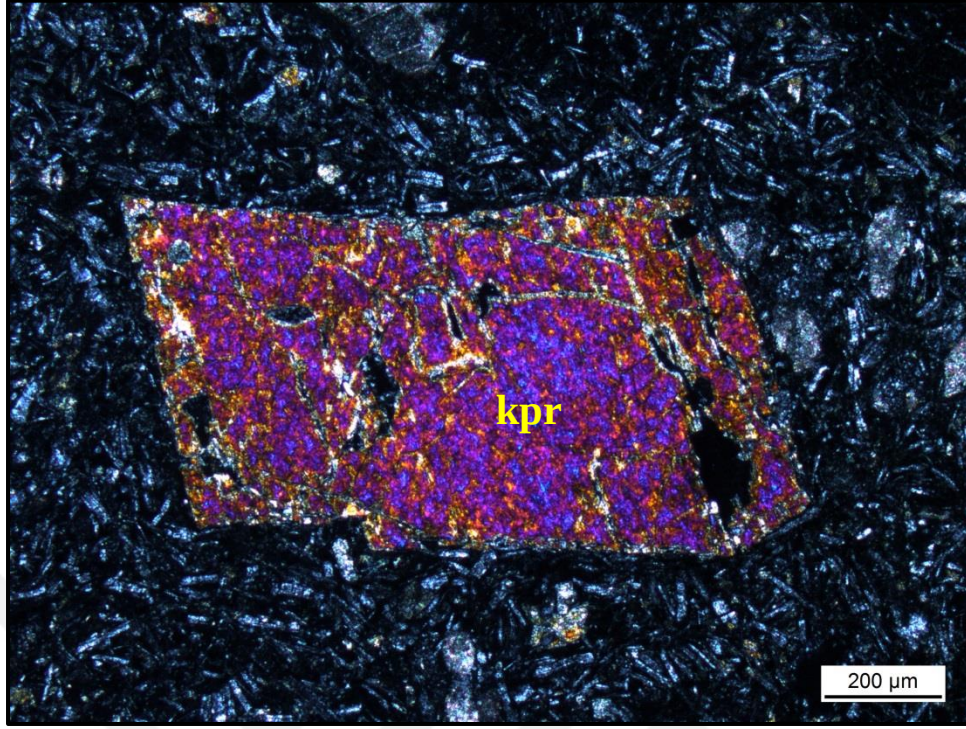


Şekil 5.2. Maden Karmaşığında ait bazaltlarda gözlenen albit-karlsbad ikizlenmesi gösteren plajiyoklas, (plj: plajiyoklas).

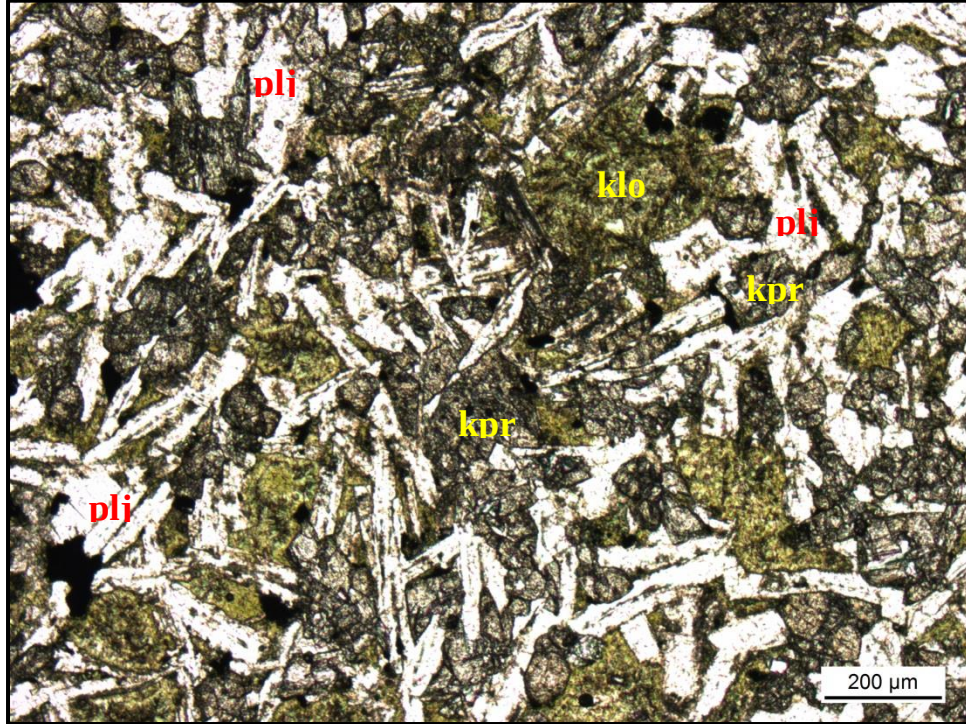
Opak oksit mineralleri, yer yer fenokristaller içerisinde, yer yerde yuvarlaklaşmış şekilde hamur malzemesi içerisinde bulunmaktadır.

İncelenen petrografik kesitlerde yoğun olarak alterasyondan bahsetmek mümkündür. Bunlar karbonatlaşma, opaklaşma, epidotlaşma, kloritleşme, serisitleşme, silisleşme, zeolitleşme, sosuritleşme şeklindedir.

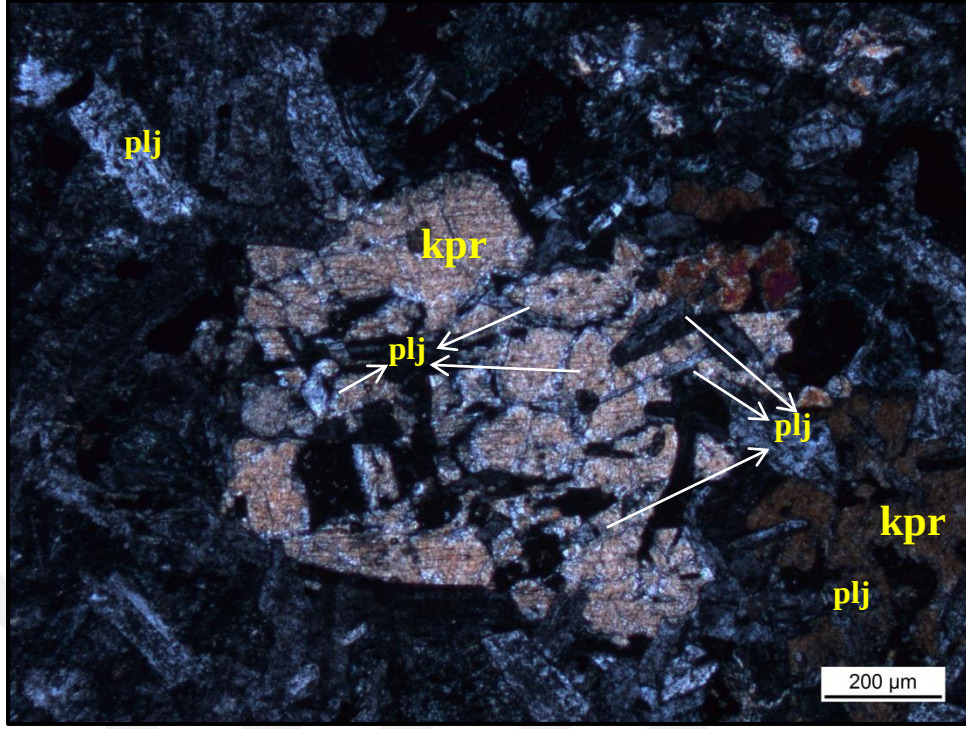
Kayaçlarda genel olarak, ince taneli hamur malzemesinin içerisinde fenokristaller halinde plajiyoklas ve klinopiroksenlerin varlığı porfirik dokuyu oluşturmaktadır (Şekil 5.3). Aradaki camsı malzemenin oranına göre bazen hyalopilitik bazen de intersertal doku da gözlenmektedir (Şekil 5.4). Klinopiroksen fenokristalleri içerisinde plajiyoklas latalarının tamamının veya bir kısmının kristalin içerisinde bulunmasına göre, ofitik ve subofitik dokular da görülmektedir (Şekil 5.5). Bu iki dokunun varlığı, ilk olarak plajiyoklasın daha sonrasında ise, klinopiroksenin kristalleştiğini göstermektedir. Plajiyoklas mikrolitleri ve fenokristallerinin hamur içerisinde gelişigüzel dağılması sonucu pilotaksitik doku görülmektedir (Şekil 5.6). Bazı örneklerde hamur fazının devitrifikasyonu ile plajiyoklaslarda sferülitleşmeye bağlı olarak variolitik dokuda görülmektedir (Şekil 5.7). Veziküler dokunun gözlendiği kayaçlarda gaz boşlukları, bazı örneklerde karbonat mineralleri ile bazı örneklerde ise kısmen silis ile doldurulmuş olması sonucu amigdaloidal doku izlenmektedir (Şekil 5.8). Ayrıca, incelenen kesitlerde yer yer birbirini kesen damar şeklinde ikincil olarak oluşmuş karbonat damarlarına da rastlamak mümkündür.



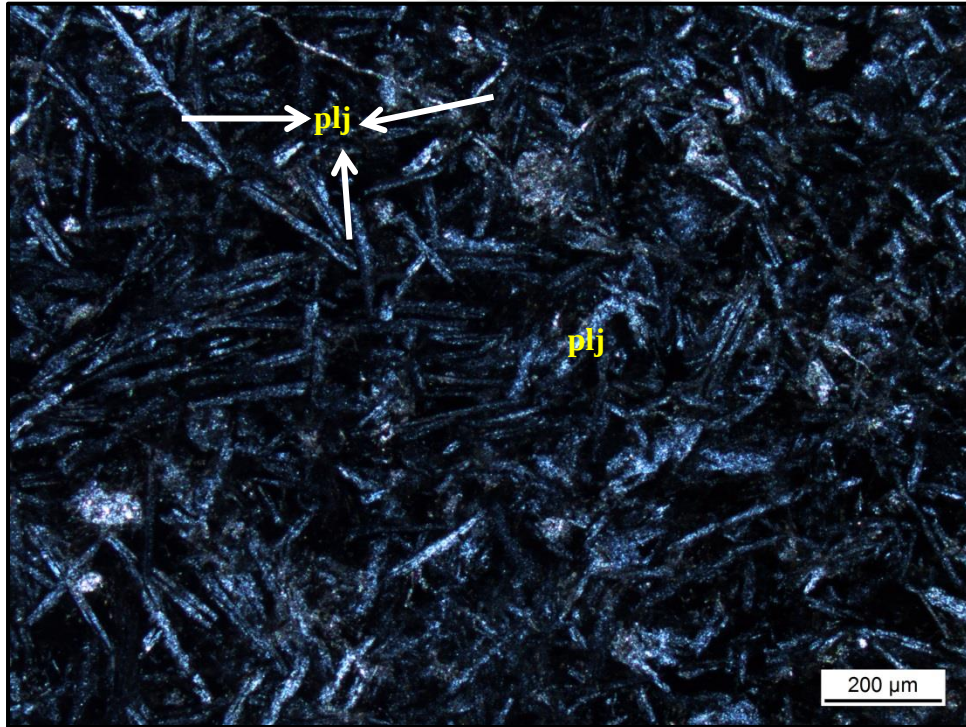
Şekil 5.3. Maden Karmaşığına ait bazaltlarda gözlenen porfirik doku (kpr: klinopiroksen).



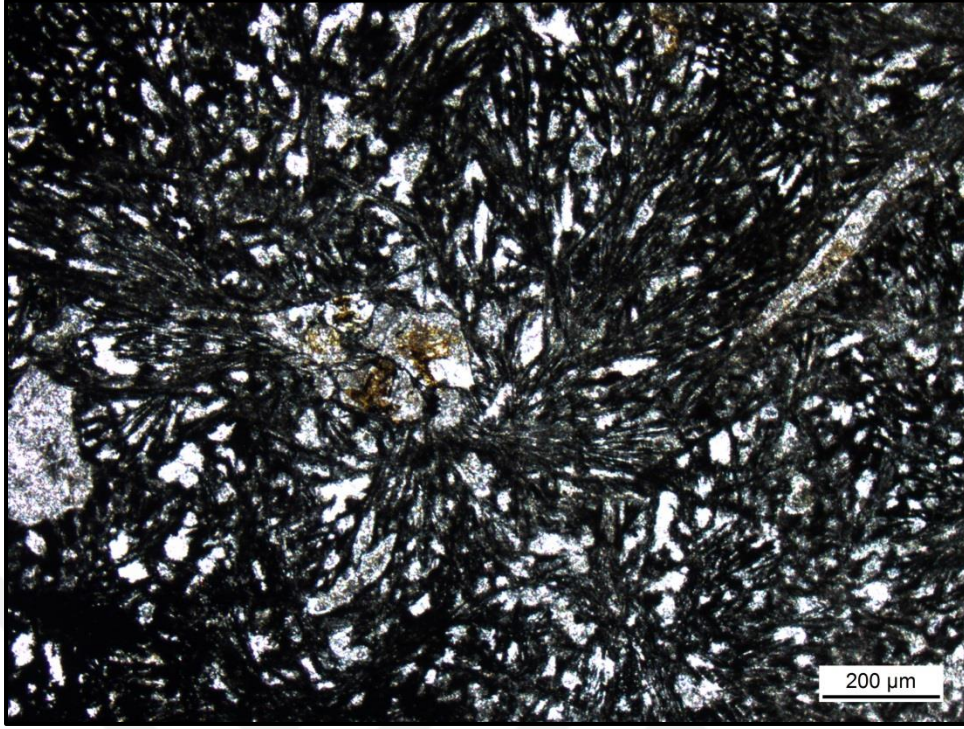
Şekil 5.4. Maden Karmaşığına ait bazaltlarda gözlenen intersertal doku (plj: plajiyoklas, kpr: klinopiroksen, klo: klorit).



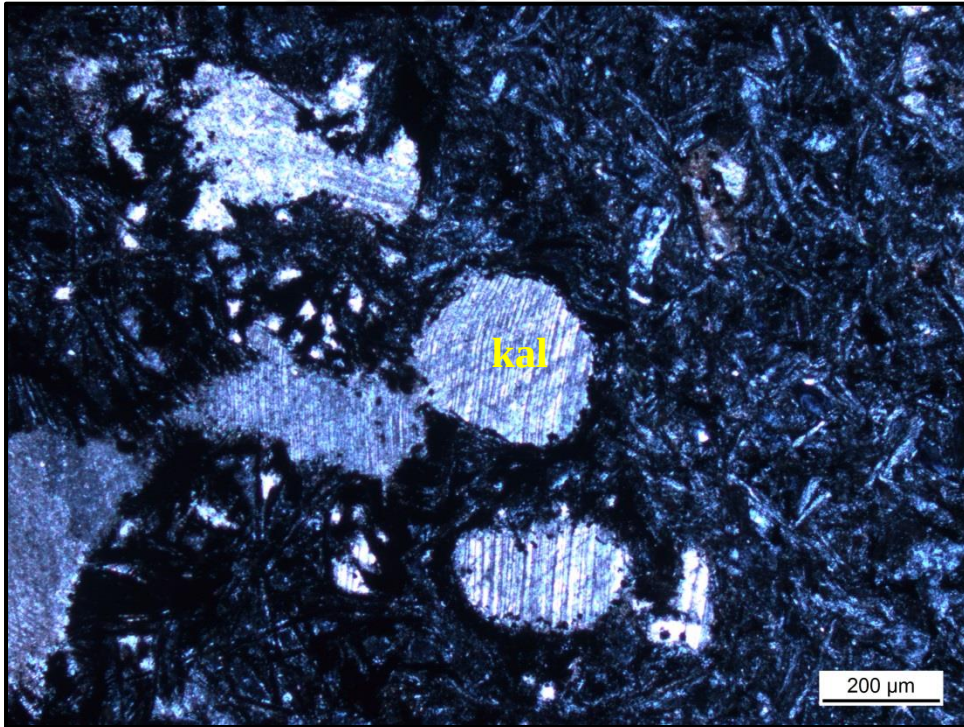
Şekil 5.5. Maden Karmaşığında ait bazaltlarda gözlenen ofitik doku (plj: plajiyoklas, kpr: klinopiroksen).



Şekil 5.6. Maden Karmaşığında ait bazaltlarda gözlenen pilotaksitik doku (plj: plajiyoklas).



Şekil 5.7. Maden Karmaşığında ait bazaltlarda gözlenen variolitik doku.



Şekil 5.8. Maden Karmaşığında ait bazaltlarda gözlenen amigdaloidal doku (kal: kalsit).

5.2. Andezit

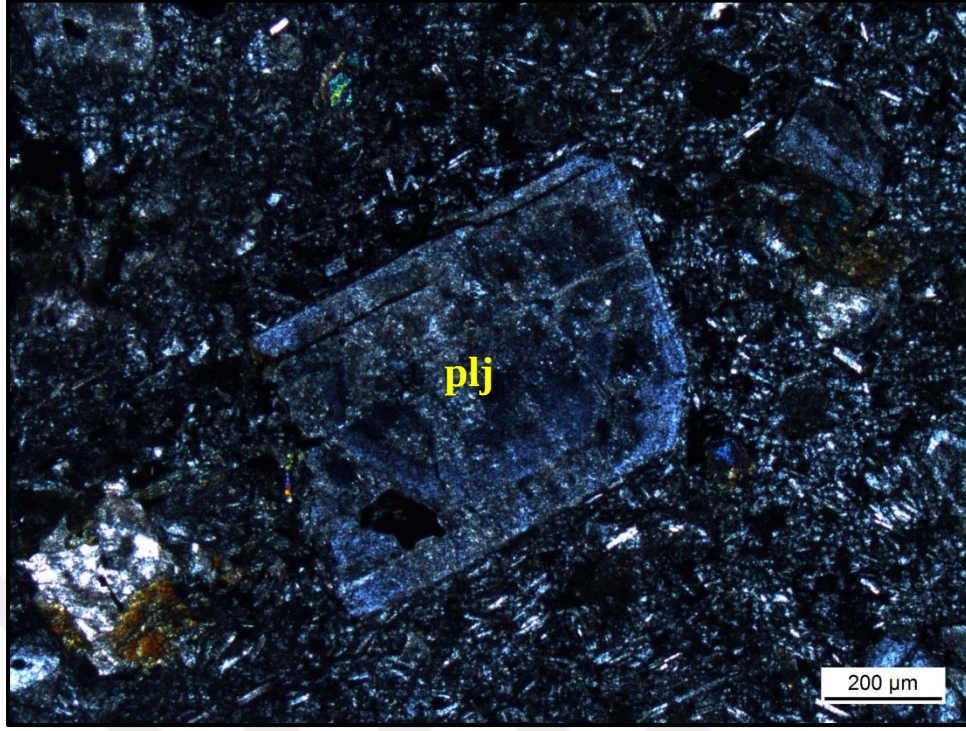
Çalışma alanında andezitler Maden ilçesi, Kayalar (Davudan) köyü çevresinde, Karatop (Kıllan) köyü batısında ve Çayırköy köyü batısında yüzeylemektedirler. Andezitler, esas olarak % 60-70 plajiyoklas (andezin), %25-30 hornblend, ve daha az oranlarda biyotit kristallerinden oluşmaktadır. Hamur malzemesini camsı malzeme, plajiyoklas, biyotit ve hornblend mikrolitleri oluşturmaktadır.

Plajiyoklaslar, kısmen özşekilli bazen de yarı öz şekilli kristaller halinde olup, polisentetik ikizlenmeleri karakteristiktir. Bazı plajiyoklas kristallerinde zonlanma ve elek yapısına da rastlanmaktadır (Şekil 5.9 ve 5.10). Albit ikizlenmesi gösteren plajiyoklaslarda yapılan sönme açısı tayinlerinde anortit oranları yaklaşık % 30-40 olarak ölçülmüş ve plajiyoklas türü olarak andezin bulunmuştur. Bazı andezit örneklerinin ince kesitlerinde, plajiyoklasların merkezi kısımlarından itibaren kısmen karbonatlaştıkları da gözlenmektedir. Plajiyoklas minerallerinde gelişmiş olan bu tip bir bozunma, mineralin merkezinin anortit içeriğinin yüksek olduğunu ve kenarlara doğru gittikçe albitçe zenginleştiğini (normal zonlanma), dolayısıyla fraksiyonel kristalleşmenin göstergesi olarak düşünülebilir.

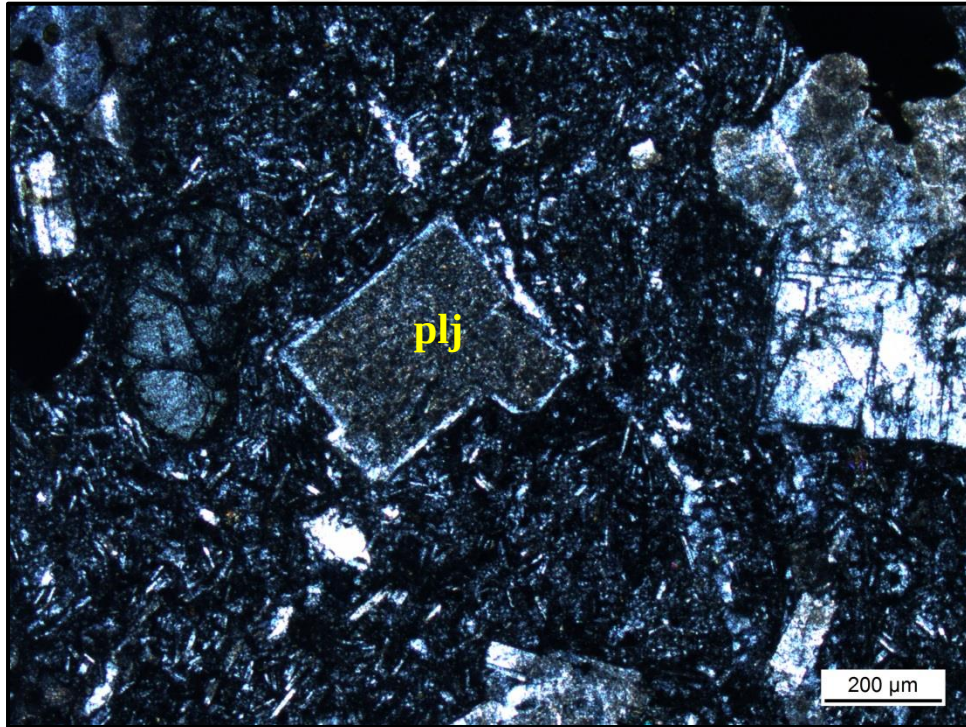
Hornblendler, çoğunlukla özşekilli, yarı özşekilli kristaller halinde, genelde tek yönde, bazı özşekilli kristallerinde çift yönde birbiri ile yaklaşık 120°'lik açı oluşturan iki dilinime sahiptirler. Kristallerde yeşil tonlarda değişen bir pleokroizmaya da rastlanmaktadır. Kayaç örneklerinin bazılarında gözlenen hornblend mineralleri kısmen veya tamamen altere olmuşlardır. Bazı örneklerde yer yer kloritleşme veya kenarlarından itibaren hızlı soğumaya bağlı olarak opasitleşmelerde gözlenmektedir (Şekil 5.11).

Biyotitler, öz veya yarı özşekilli kristaller halinde olup, kayaç içerisinde daha az oranlarda bulunmaktadır. Biyotitlerde kahverengi tonlarda değişen bir pleokroizmada izlenmektedir.

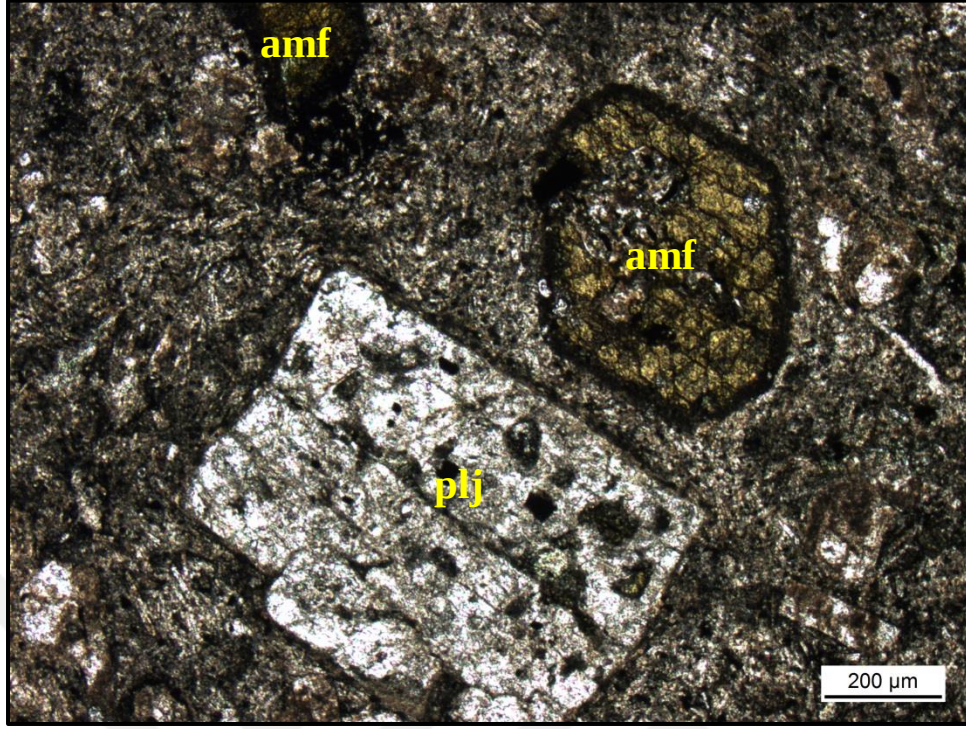
Kayaçlar içerisinde hornblend, biyotit ve camsı malzemenin oksitlenmesine sıkça rastlanmaktadır. Kayaçlarda genel olarak porfirik doku gözlenmektedir. Amigdaloidal dokulu andezitler de görülmektedir. Bu kayaçlarda boşluklar daha çok kalsitle dolmuştur.



Şekil 5.9. Maden Karmaşığına ait andezitlerdeki plajiyoklaslarda gözlenen zonlanma (plj: plajiyoklas).



Şekil 5.10. Maden Karmaşığına ait andezitlerdeki plajiyoklaslarda gözlenen elek yapısı (plj: plajiyoklas).



Şekil 5.11. Maden Karmaşığına ait andezitlerdeki hornblendlerde gözlenen opasitleşme (plj: plajiyoklas, amf: amfibol).

5.3. Dasit

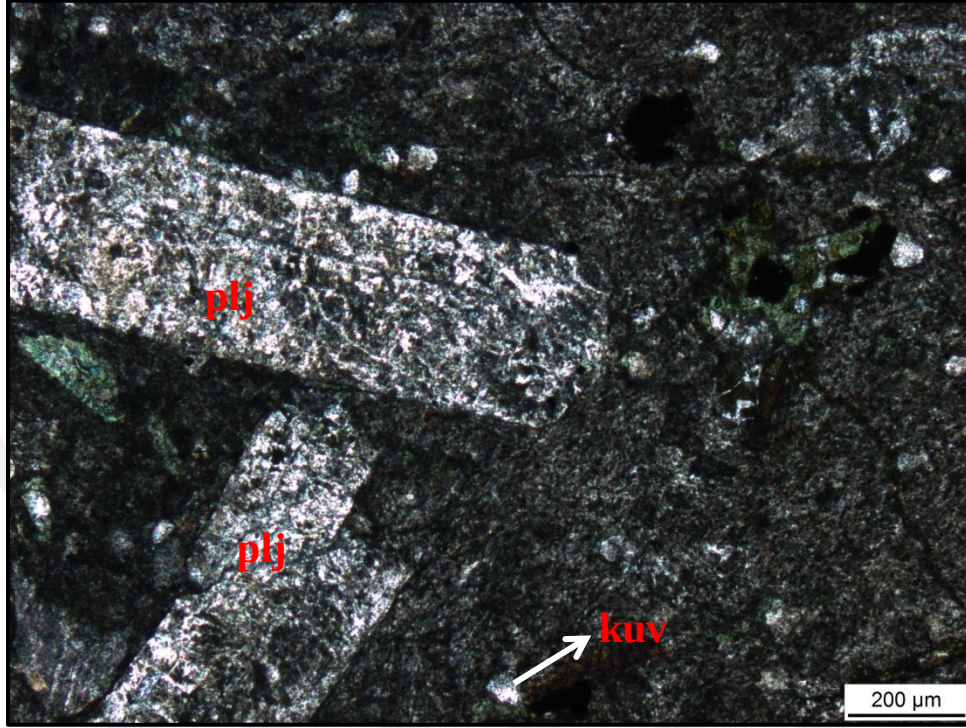
Maden Karmaşığı'na ait kayalardan dasitler, çalışma alanında Maden bölgesinde Hanevleri köyü doğusunda görülmektedirler. Polarizan mikroskopta petrografik olarak incelenen dasitler, esas olarak % 60-65 arasında plajiyoklas (oligoklas-andezin), % 25-30 kuvars, %5-10 alkali feldspat, %10-15 biyotit, hornblend minerallerinden oluşmaktadır. Hamur malzemesini kuvars, plajiyoklas, klinopiroksen mikrolitleri ve camsı malzeme oluşturmaktadır.

Plajiyoklaslar, öz ve yarı öz şekilli kristaller halinde olup, mikrolit ve fenokristaller şeklinde albit ve albit-karlsbad ikizlenmesi göstermektedirler. Plajiyoklas kristallerinin çoğunlukla altere olmuş ve sosuritleşmiş olmaları, plajiyoklas türlerini belirlemeyi engellemektedir. Altere olmamış plajiyoklas kristallerinde yapılan sönme açısı tayinlerinde plajiyoklas türünün oligoklas-andezin bileşimine sahip oldukları görülmektedir.

Kuvarslar, çoğunlukla fenokristaller halinde ve yer yer daha küçük tanelerden oluşan özşekilsiz, düşük bir rölyefe sahip olup, deformasyon geçiren kuvarslar dalgali sönme göstermektedirler (Şekil 5.12).

İncelenen kesitlerde diğer kayaç türlerinde olduğu gibi yoğun olarak alterasyondan bahsetmek mümkündür. Bunlar karbonatlaşma, opaklaşma, kloritleşme, serisitleşme,

silisleşme şeklindedir. Kayaçalarda genel olarak porfirik ve intersertal dokular gözlenmektedir.



Şekil 5.12. Maden Karmaşığında ait dasitlerde gözlenen porfirik doku (plj: plajiyoklas, kuv: kuvars).

5.4. Diyabaz

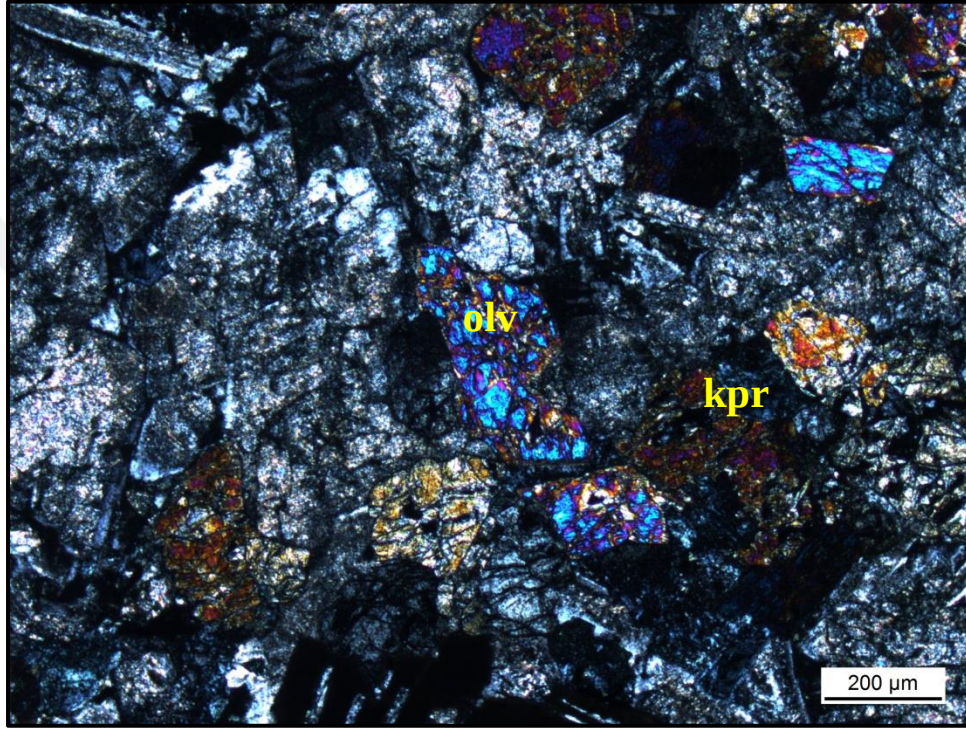
Maden Karmaşığı'na ait olan diyabazlar ise, çalışma alanında Maden ve Pütürge bölgesinde geniş bir yayılıma sahiptirler. Diyabazlar, bazaltlara oranla daha iri tanelidirler. Polarizan mikroskop altında petrografik incelemesi yapılan diyabazlar esas olarak, % 65-75 plajiyoklas (labrador), % 15-20 klinopiroksen ve % 5-10 gibi daha az oranlarda olivin kristallerinden oluşmaktadırlar (Şekil 5.13). Hamur malzemesi, camsı malzeme, plajiyoklas ve klinopiroksen mikrolitlerinden oluşmaktadır.

Plajiyoklaslar özşekli, yarıözşekli kristaller halinde olup, albit ve albit-karlsbad ikizlenmesi göstermektedirler. Plajiyoklaslarda yapılan sönme açısı tayinlerinde plajiyoklas türlerinin labrador olduğu belirlenmiştir. Plajiyoklaslar, çoğunlukla serisitleşmiş ve sosuritleşmiş olarak görülmektedirler.

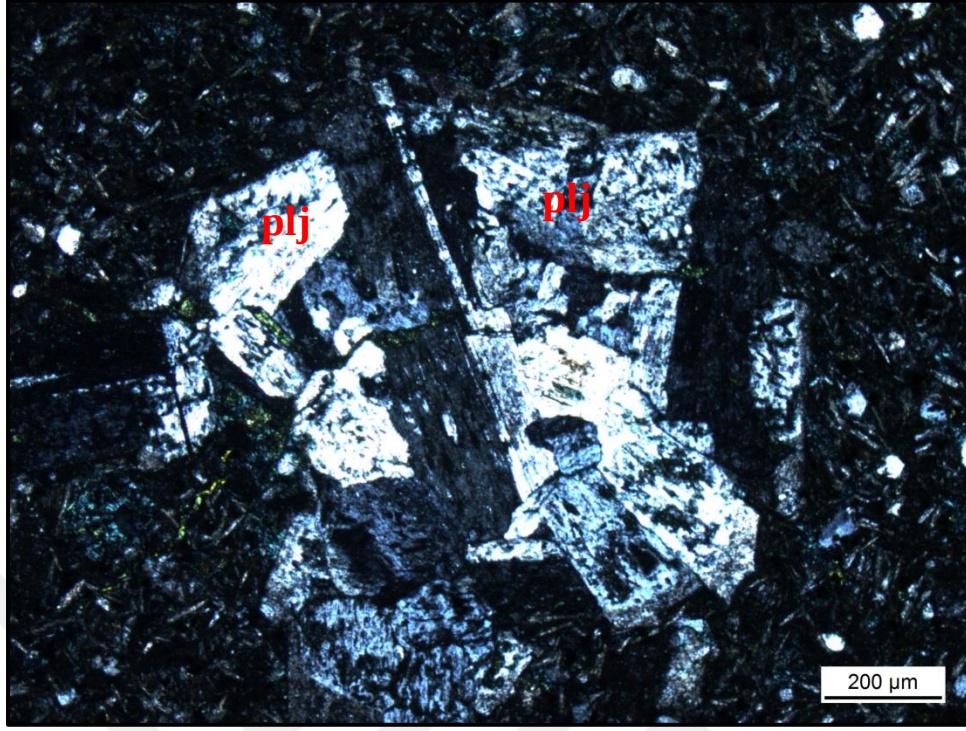
Klinopiroksen fenokristalleri nadiren öz şekilli, canlı veya soluk girişim renkleri gösteren, tek yönde kötü dilinime sahip fenokristaller halinde ve merkezi kısımlarından itibaren kenar kısımlarına doğru kemirilme yapıları gözlenmektedir.

Olivin fenokristalleri genelde özşekilli ve yarı öz şekilli kristaller halinde olup, bol çatlaklıdırlar.

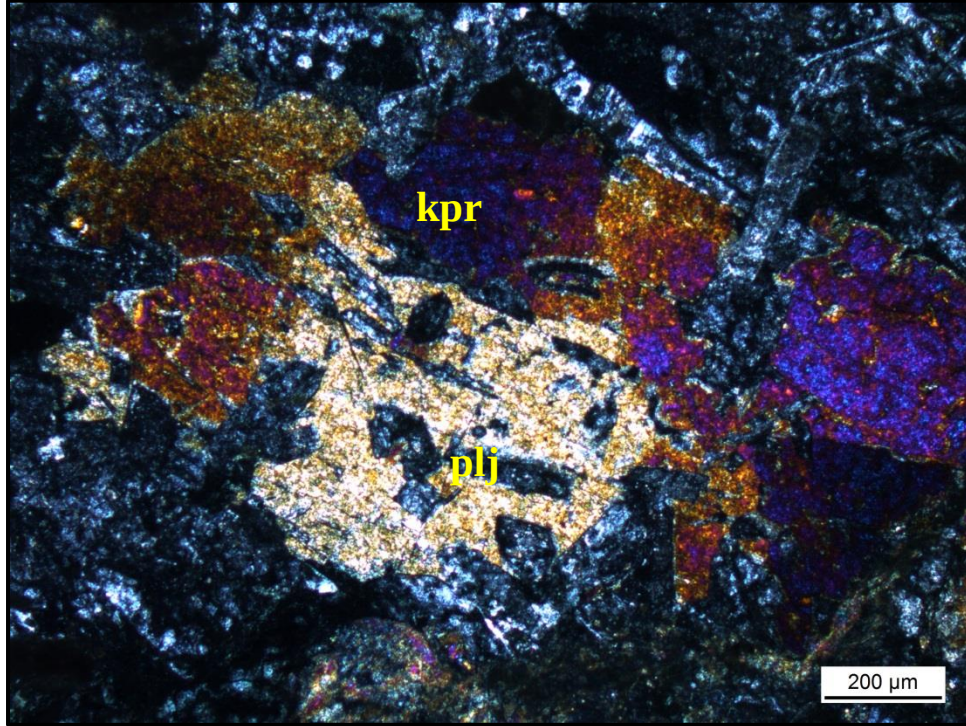
Kayaçlarda plajiyoklas latalarının birbiriyle açı oluşturduğu intersertal, intergranüler dokular, plajiyoklas kristallerinin bir araya gelmesiyle oluşan glomeroporfirik doku ve plajiyoklas kristallerinin klinopiroksen kristalleri içerisinde yer aldığı ofitik dokulara rastlanmaktadır (Şekil 5.14 ve 5.15).



Şekil 5.13. Maden Karmaşığına ait diyabazlardaki olivin ve klinopiroksenler (olv: olivin, kpr: klinopiroksen).



Şekil 5.14. Maden Karmaşığına ait diyabazlarda gözlenen glomeroporfirik doku (plj: plajiyoklas).



Şekil 5.15. Maden Karmaşığına ait diyabazlarda gözlenen ofitik doku (plj: plajiyoklas, kpr: klinopiroksen).

5.5. Piroklastik Kayaçlar

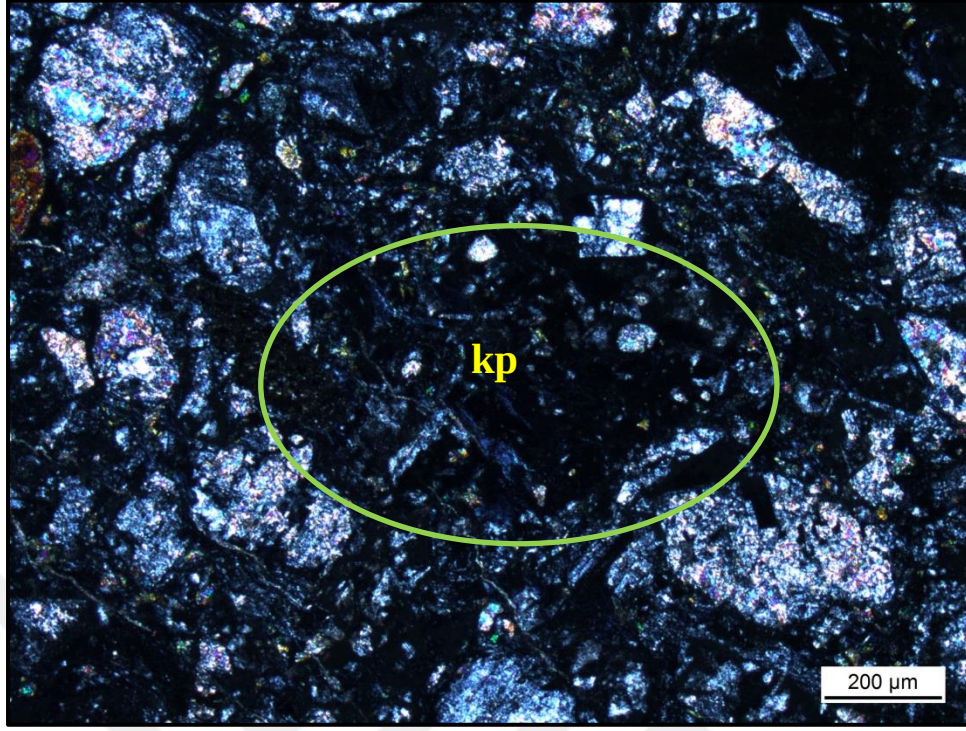
İnceleme alanında bulunan piroklastik kayaçlar, tane boyuna göre incelendiğinde tüf, lapilliston ve aglomeralardan oluştukları görülmektedir. Çalışma alanında aglomeralar, tüf ve lapillistonlar Maden ve Pütürge bölgelerinde yüzeyleme sunmaktadırlar. Aglomeralar, tane boyu 64 mm'den fazla olan bombaların bir çimento malzemesi ile tutturulmasından meydana gelmişlerdir. İncelenen piroklastik kayaçlardan lapillistonların tane boyu 64-2 mm arasında olup, bazik ve andezitik bir bileşime sahiptirler. Tüflerin tane boyları 2 mm'den küçük olup, mikroskop altında incelendiklerinde kristal, litik ve camsı tüflere rastlanmaktadır. Tüf ve lapillistonlarda kayaç içerisindeki parçaların andezit ve bazalt bileşiminde olduğu görülmektedir. Polarizan mikroskopta incelenen tüf örnekleri esas olarak, plajiyoklas, klinopiroksen, hornblend ve biyotit kristallerinden oluşmaktadır. Ayrıca, kayaç içerisinde volkanik kayaç parçaları da gözlenmektedir (Şekil 5.16). Volkanik kayaç parçası içerisinde plajiyoklas mikrolitleri camsı malzeme içerisinde bulunmakta olup andezitik veya bazik bir bileşime sahiptirler.

Plajiyoklaslar öz ve yarı öz şekilli kristaller halinde olup, polisentetik ikizlenme göstermektedirler. Albit ikizlenmesi gösteren kristallerde yapılan sönme açısı tayinlerinde bazik tüfler için anortit oranı yaklaşık % 55 olup, plajiyoklas türü labrador olarak bulunmuştur. Andezitik tüflerdeki plajiyoklasların anortit oranları ise, yaklaşık % 40 olarak tayin edilmiştir.

Klinopiroksenler, bazik tüfler içerisinde % 20-30 civarında izlenmektedir. Klinopiroksen kristalleri genelde yarı öz şekilli, canlı girişim renkleri gösteren, bol kapanım içeren kristaller şeklinde bulunmaktadır. Bazı örneklerde görülen klinopiroksen mineralleri kısmen veya tamamen altere olmuşlardır.

Andezitik tüflerde % 25-30 oranında hornblend ve biyotit kristallerine de rastlanmaktadır.

Dokusal olarak, ikincil kalsitlerle dolmuş amigdaloidal dokulu kayaçlara sıkça rastlanmaktadır. Polarizan mikroskop altında incelenen tüf örneklerinde, kesitin bir bölgesinde plajiyoklaslar birbiri ile açı yapacak şekilde birleşip, aralarındaki boşluklar genellikle klinopiroksen ve demir oksitlerle dolmuş olup, intergranüler bir doku oluştururken, diğer tarafında ise, porfirik bir doku görülebilmektedir.



Şekil 5.16. Maden Karmaşığında ait tüflerdeki kayaç parçaları (kp: kayaç parçası).

6. JEOKİMYA

Jeokimya çalışmaları kapsamında elde edilen sonuçlar, Tablo 6.1 ve 6.2’de verilmiştir.

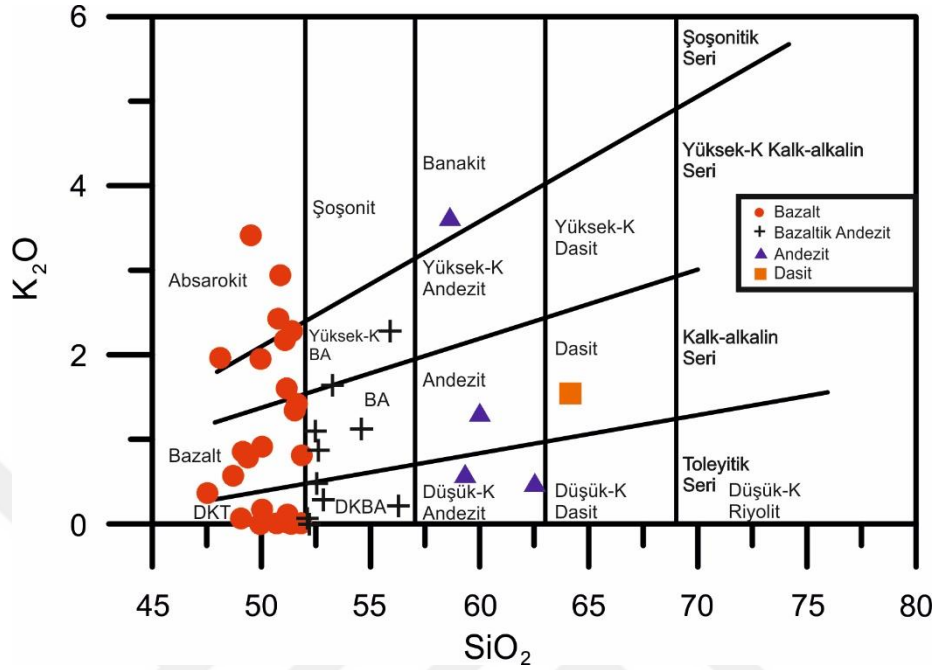
CIPW norm hesaplamalarına göre, incelenen örneklerin hemen hepsi normatif albit, anortit, ortoklaz içermektedir. Bunların yanında büyük çoğunluğu normatif diyopsit, daha az olarak da normatif hipersten ve olivin içermektedir (Tablo 6.1). Kayaçalarda yer alan normatif kuvars, nefelin varlığı silisleşme, albitleşme, karbonatlaşma gibi alterasyonların varlığına bağlanabilir. Ayrıca bazı örneklerde az oranlarda magnetit, ilmenit, apatit ve korund içermektedir.

6.1. Volkanik Kayaçların Kimyasal Adlama ve Sınıflaması

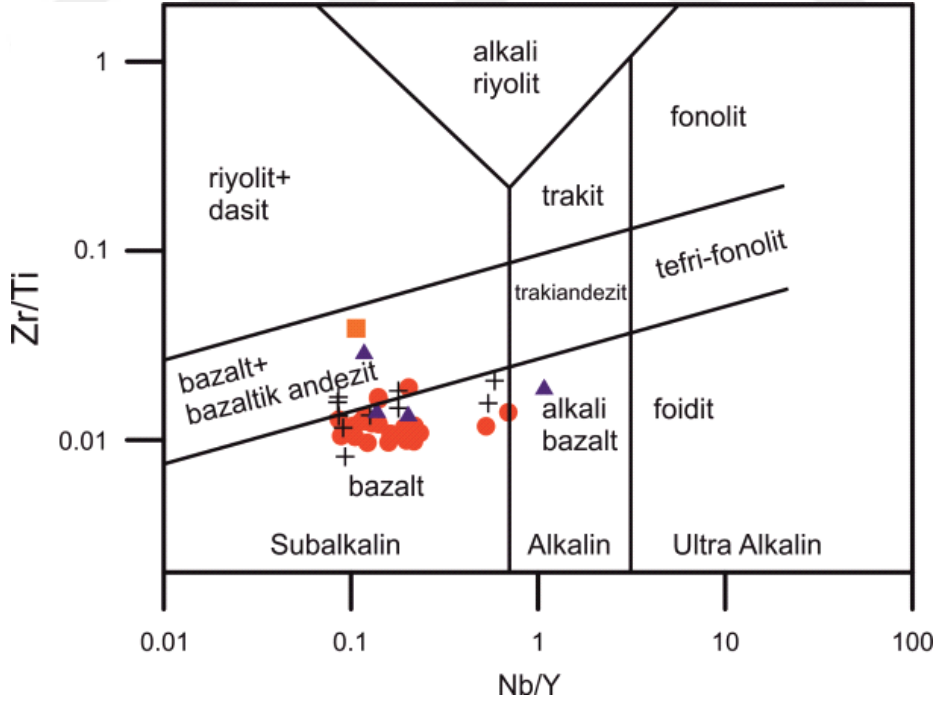
Peccerillo ve Taylor (1976) tarafından hazırlanmış olan $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ değişim diyagramında örneklerin dağılımları incelendiğinde, kayaçların bazalt, bazaltik andezit, andezit ve dasit alanlarına düştükleri gözlenmektedir (Şekil 6.1). $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ diyagramına göre, bazaltik bileşime sahip olan kayaçlar, toleyitik seriden şoşonitik seriye kadar değişkenlik gösterirken, andezitik ve dasitik bileşime sahip kayaçlar ise toleyitik ve kalkalkali seri alanında yoğunlaşmıştır. Bu çoklu değişkenlik Maden Karmaşığı’na ait kayaçların çok geniş bir alanda yayılım göstermesinin veya alterasyonun bir sonucu olabilir. Bu diyagramda, seri ayrımları K_2O içeriğine göre düzenlenmiştir. Kayaç sınıflaması ise, SiO_2 içeriğine göre, dolayısıyla ayrımlanma (diferansiyasyon) derecesi esas alınarak düzenlenmiştir. Kimyasal analizle elde edilen Ateşte Kayıp değeri alterasyonun bir göstergesi olarak kullanılabilir. Genel olarak Ateşte Kayıp değerinin % 2.5’den düşük olması durumunda kayaç taze olarak değerlendirilmektedir. Ateşte Kayıp değerine bakıldığında, % 2.21 ile 5.66 değerleri arasında değiştiği görülmektedir. Ateşte Kayıp değerlerinin volkanik kayaçalarda yüksek olması ve petrografik determinasyonlarında kalsit, klorit ve epidot gibi minerallerin ortaya çıkmasından da anlaşılabacağı üzere değişik mineral fazlarında düşük dereceli ikincil alterasyonun varlığı kesinlik kazanmaktadır. Bu nedenle bazı diyagramlar kullanılmadan önce, analiz sonuçları susuz bazda % 100’e tamamlanıp, yeniden hesaplanmıştır. İncelenen diyabaz örneklerinin jeokimyasal verilerine göre bazaltik bileşimde oldukları saptanmıştır.

Altere volkanik kayaçların sınıflandırılması için, Pearce (1996) tarafından önerilen hareketsiz iz elementler kullanılarak oluşturulan diyagramda incelenen kayaçlar çoğunlukla bazalt ve bazalt/bazaltik andezit alanlarına düşmekte olup, subalkalin

karakterlidir (Şekil 6.2). Sadece bir örnek diğerlerinden farklı olarak alkali bazalt alanına düşmüş olup, alkalin karakterlidir.



Şekil 6.1. İncelenen kayaçların SiO_2 - K_2O diyagramındaki konumları (Peccherillo ve Taylor, 1976). DKT: Düşük-K toleyit, DKBA: Düşük-K bazaltik andezit, BA: bazaltik andezit.



Şekil 6.2. İncelenen kayaçların Nb/Y-Zr/Ti diyagramındaki konumları (Pearce, 1996). Semboller Şekil 6.1 ile aynıdır.

Tablo 6.1. Maden Karmaşığı'na ait kayaçların ana element (% ağırlık) analizleri ve CIPW normları.

Kayaç Türü	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt
Örnek	26MA	39MA	65MA	80MA	95MA	97MA	98MA	102MA	114MA	115MA	04PTR	26PTR	27PTR
Enlem (°K)	38.4489	38.4601	38.4150	38.3884	38.4597	38.4521	38.4341	38.3507	38.3220	38.3088	38.2567	38.2498	38.2616
Boylam (°B)	39.6263	39.6411	39.6097	39.5522	39.6188	39.6246	39.6399	39.6633	39.6394	39.6535	38.6279	38.6558	38.5604
Ana oksitler (%)													
SiO ₂	49.54	48.77	45.52	48.34	49.14	49.91	48.11	48.78	46.53	49.17	50.19	48.10	48.37
TiO ₂	1.06	1.91	0.78	1.62	1.05	1.07	1.43	1.30	2.03	0.79	1.70	1.25	0.86
Al ₂ O ₃	18.52	18.01	18.37	14.74	18.12	15.40	18.71	19.64	15.60	16.63	17.56	18.58	16.26
Fe ₂ O ₃ ^a	6.64	12.40	11.34	11.61	8.15	12.35	11.32	11.72	12.64	8.41	10.76	9.10	8.74
MnO	0.15	0.41	0.14	0.26	0.13	0.15	0.18	0.13	0.20	0.15	0.18	0.13	0.31
MgO	8.84	5.64	5.53	8.06	5.86	7.38	4.78	5.00	6.51	6.71	2.11	2.58	8.53
CaO	5.80	3.14	11.48	6.69	7.86	4.92	7.70	2.85	7.22	7.79	6.54	9.25	8.65
Na ₂ O	4.10	5.90	2.12	4.94	5.56	6.07	4.18	3.37	3.75	4.39	6.31	5.03	3.51
K ₂ O	1.29	0.89	0.35	0.17	0.02	0.11	0.77	2.82	1.90	2.10	1.38	1.88	0.01
P ₂ O ₅	0.20	0.40	0.15	0.19	0.21	0.14	0.25	0.29	0.34	0.14	0.49	0.37	0.16
A.K.	4.43	3.77	4.64	4.33	4.42	3.39	3.42	4.72	3.50	4.52	3.80	5.17	5.66
Toplam	100.6	101.3	100.4	100.9	100.5	100.9	100.8	100.6	100.2	100.8	101.0	101.4	101.1
CIPW Normları													
Kuvars	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Korund	0.31	2.58	-	-	-	-	-	6.56	-	-	-	-	-
Ortoklaz	7.64	5.28	2.08	0.99	0.14	0.66	4.53	16.68	11.24	12.38	8.17	11.12	0.05
Albit	34.73	43.39	17.93	34.70	35.58	40.74	31.73	28.52	21.59	22.55	35.78	21.02	29.70
Anortit	27.44	12.97	39.58	17.54	24.42	14.46	30.03	12.25	20.11	19.49	15.53	22.57	28.58
Nefelin	-	3.55	-	3.86	6.21	5.75	1.97	-	5.50	7.90	9.52	11.67	-
Diyopsit	-	-	13.73	11.90	10.85	7.45	5.50	-	11.23	14.99	11.75	17.74	10.83
Hipersten	0.30	-	4.61	-	-	-	-	20.58	-	-	-	-	6.53
Olivin	22.65	24.15	15.11	23.17	15.73	25.07	19.43	7.22	21.40	16.44	11.20	8.18	16.96
Magnetit	0.62	1.09	1.01	1.03	0.75	1.09	1.01	1.04	1.12	0.78	0.97	0.84	0.80
İlmenit	2.02	3.62	1.47	3.07	1.98	2.03	2.72	2.46	3.86	1.49	3.22	2.37	1.64
Apatit	0.47	0.93	0.34	0.43	0.50	0.33	0.58	0.67	0.78	0.32	1.14	0.85	0.37
Katılaşma İndeksi ^b	32.44	14.02	45.25	28.50	36.31	20.90	32.05	13.67	28.20	34.26	26.11	36.51	41.26
Dif İndeksi ^c	42.37	52.22	20.01	39.55	41.93	47.14	38.23	45.20	38.33	42.82	53.48	43.80	29.75
Renk İndeksi ^d	25.59	28.86	35.93	39.17	29.32	35.64	28.66	31.30	37.60	33.70	27.14	29.13	36.76
Mg ^{#e}	71.28	45.79	47.52	56.34	57.26	52.63	43.97	44.20	48.92	59.81	26.68	34.55	64.52

^aFe₂O₃ cinsinden toplam demir. Fe₂O₃ ve FeO ayrımı Sack vd. (1980)'ne göre hesaplanmıştır. Fe₂O₃/FeO oranı Le Maitre vd. (1989)'ne göre alınmıştır.

^bKİ = 100 MgO/(MgO+FeO+Fe₂O₃+Na₂O+K₂O) (Kuno, 1959)

^cDİ = normatif Kuvars+Ortoklaz+Albit+Nefelin+Kaliyofilit+Lösit (Thornton ve Tuttle, 1960)

^dRİ= Diyopsit+Hipersten+Olivin+Magnetit+İlmenit+Akmit

^eMg# = [molar 100 × Mg/(Mg + Fe⁺²)]

A.K.= Ateşte kayıp

Tablo 6.1. (devamı)

Kayaç Türü	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt	B. Andezit	B. Andezit	B. Andezit	B. Andezit	B. Andezit	B. Andezit	Andezit
Örnek	31PTR	32PTR	39PTR	41PTR	01ISP	04ISP	36MA	38MA	47MA	72MA	112MA	02SN	31MA
Enlem (°K)	38.2205	38.1950	38.2589	38.2658	38.3970	38.3959	38.4650	38.4608	38.4731	38.4153	38.3327	38.0502	38.4533
Boylam (°B)	38.5580	38.5844	38.6213	38.5654	38.7735	38.7791	39.6586	39.6512	39.6060	39.5747	39.6338	38.3312	39.6361
Ana oksitler (%)													
SiO ₂	47.95	50.20	47.29	47.55	49.20	46.83	50.32	51.63	50.56	52.99	50.59	51.77	54.74
TiO ₂	2.11	2.40	1.88	0.97	0.97	0.58	1.10	1.48	0.74	1.00	1.14	1.17	0.91
Al ₂ O ₃	14.83	15.17	15.47	17.29	21.48	18.85	18.87	17.38	14.46	17.16	18.36	17.21	13.44
Fe ₂ O ₃ ^a	13.59	12.32	13.06	9.02	9.24	6.59	7.49	10.20	10.79	7.99	9.64	9.92	7.69
MnO	0.17	0.28	0.18	0.13	0.18	0.12	0.17	0.15	0.14	0.14	0.15	0.17	0.08
MgO	7.18	6.48	5.21	9.17	4.34	8.01	5.57	3.99	7.06	3.75	6.29	5.98	6.00
CaO	6.62	4.99	7.31	6.38	6.85	11.88	5.83	6.60	9.04	9.86	5.54	5.91	3.78
Na ₂ O	3.34	5.59	5.67	2.06	2.19	2.66	6.74	5.75	2.88	2.92	3.46	3.29	3.14
K ₂ O	0	0.003	0.07	3.28	1.54	0.55	0	0.28	0.46	1.09	1.06	1.60	3.40
P ₂ O ₅	0.22	0.31	0.24	0.17	0.18	0.08	0.32	0.26	0.11	0.18	0.18	0.19	0.17
A.K.	4.87	3.17	4.79	4.87	4.57	4.00	4.59	3.25	4.71	3.18	4.09	3.18	5.53
Toplam	100.87	100.91	101.16	100.90	100.75	100.15	100.98	100.96	100.94	100.26	100.50	100.38	98.87
CIPW Normları													
Kuvars	-	-	-	-	3.41	-	-	-	-	3.86	5.66	-	2.74
Korund	-	-	-	-	4.17	-	-	-	-	-	1.87	-	-
Ortoklaz	-	0.02	0.38	19.39	9.12	3.25	-	1.66	2.74	6.47	6.27	9.43	20.08
Albit	28.25	46.80	32.16	17.46	18.53	17.98	42.75	45.24	24.33	24.70	29.27	27.80	26.60
Anortit	25.47	16.30	16.55	28.22	32.82	37.87	21.26	20.80	25.19	30.50	26.32	27.50	12.52
Nefelin	-	0.26	8.58	-	-	2.45	7.71	1.84	-	-	-	-	-
Diyopsit	4.94	5.37	15.22	1.92	-	16.67	4.60	8.59	15.68	14.42	-	0.45	4.21
Hipersten	21.97	-	-	0.21	25.08	-	-	-	22.22	14.17	15.67	25.10	24.41
Olivin	9.76	22.72	18.30	25.83	-	16.08	16.62	15.31	3.54	-	-	3.43	-
Magnetit	1.19	1.09	1.15	0.83	0.84	0.62	0.70	0.93	0.97	0.74	-	0.90	0.71
İlmenit	4.01	4.56	3.56	1.84	1.85	1.10	2.08	2.80	1.40	1.89	0.52	2.22	1.72
Apatit	0.50	0.71	0.56	0.39	0.41	0.19	0.73	0.61	0.25	0.41	0.42	0.45	0.39
Katılaşma İndeksi ^b	28.00	21.72	27.91	30.68	34.45	54.70	28.99	28.83	38.90	44.99	51.50	28.45	20.94
Diferansiyasyon İnd. ^c	28.25	47.08	41.13	36.85	31.06	23.68	50.46	48.75	27.06	35.02	41.20	37.23	49.42
Renk İndeksi ^d	41.87	33.74	38.22	30.63	27.76	34.48	23.99	27.63	43.81	31.22	16.80	32.08	31.05
Mg ^{#e}	49.51	49.46	42.59	65.42	46.65	69.40	58.07	42.11	54.90	46.66	98.01	52.88	59.25

^aFe₂O₃ cinsinden toplam demir. Fe₂O₃ ve FeO ayrımı Sack vd. (1980)'ne göre hesaplanmıştır. Fe₂O₃/FeO oranı Le Maitre vd. (1989)'ne göre alınmıştır.

^bKİ = 100 MgO/(MgO+FeO+Fe₂O₃+Na₂O+K₂O) (Kuno, 1959)

^cDİ = normatif Kuvars+Ortoklaz+Albit+Nefelin+Kaliyofilit+Lösit (Thornton ve Tuttle, 1960)

^dRİ= Diyopsit+Hipersten+Olivin+Magnetit+İlmenit+Akmıt

^eMg# = [molar 100 × Mg/(Mg + Fe⁺²)]

A.K.= Ateşte kayıp

Tablo 6.1. (devamı)

Kayaç Türü	Andezit	Andezit	Andezit	Dasit	Diyabaz	Diyabaz	Diyabaz	Diyabaz	Diyabaz	Diyabaz	Diyabaz	Diyabaz	Diyabaz
Örnek	54MA	87MA	13TK21	73MA	32MA	44MA	45MA	51MA	85MA	109MA	116MA	37PTR	38PTR
Enlem (°K)	38.4283	38.3820	38.4304	38.4152	38.4526	38.4712	38.4736	38.4252	38.3825	38.3471	38.3088	38.2591	38.2604
Boylam (°B)	39.6442	39.5834	39.6299	39.5747	39.6368	39.6429	39.6448	39.6479	39.5634	39.6515	39.6535	38.5734	38.6225
Ana oksitler (%)													
SiO ₂	57.58	60.92	57.44	62.96	49.83	54.77	54.47	49.37	49.87	49.89	51.32	49.21	47.34
TiO ₂	1.11	0.80	0.98	0.94	0.99	1.31	1.38	1.06	1.17	0.73	0.88	1.14	1.09
Al ₂ O ₃	14.58	16.17	16.86	15.93	18.85	17.07	17.40	17.79	16.29	15.94	19.38	17.02	16.04
Fe ₂ O ₃ ^a	10.33	5.64	7.66	5.76	7.37	8.86	9.04	9.62	8.99	7.84	8.60	7.92	10.34
MnO	0.17	0.17	0.07	0.09	0.19	0.11	0.11	0.22	0.12	0.13	0.22	0.13	0.16
MgO	6.65	3.38	4.87	1.48	9.00	3.97	3.09	8.43	7.92	5.80	4.39	7.21	6.20
CaO	1.95	4.69	4.88	4.17	3.29	5.23	4.59	3.80	6.09	11.93	5.72	8.95	10.06
Na ₂ O	2.16	4.95	3.26	5.02	5.84	5.57	4.89	3.42	4.77	3.89	6.06	2.84	4.01
K ₂ O	1.27	0.481	0.58	1.52	0.06	0.21	2.225	2.19	0.78	0.01	0.85	2.36	0.83
P ₂ O ₅	0.15	0.21	0.20	0.27	0.22	0.24	0.26	0.16	0.16	0.12	0.13	0.14	0.27
A.K.	4.89	2.64	3.45	2.21	5.13	3.56	2.82	5.13	3.82	4.63	3.16	3.15	4.34
Toplam	100.83	100.06	100.25	100.34	100.76	100.89	100.26	101.18	99.98	100.89	100.71	100.07	100.66
CIPW Normları													
Kuvars	19.24	12.26	13.93	14.36	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Korund	6.45	-	2.47	-	3.73	-	-	3.27	-	-	-	-	-
Ortoklaz	7.51	2.84	3.43	8.96	0.38	1.24	13.15	12.96	4.63	0.05	5.03	13.92	4.88
Albit	18.29	41.86	27.59	42.46	49.36	47.13	41.35	28.91	37.03	29.43	40.56	21.11	21.97
Anortit	8.74	20.50	22.90	16.46	14.87	20.95	18.96	17.80	20.72	26.00	23.20	26.73	23.33
Nefelin	-	-	-	-	0.01	-	-	-	1.81	1.88	5.79	1.60	6.47
Diyopsit	-	1.15	-	2.09	-	2.86	1.74	-	6.93	26.68	3.60	13.72	20.54
Hipersten	32.42	16.30	23.49	10.87	-	21.30	13.32	13.95	-	-	-	-	-
Olivin	-	-	-	-	24.25	0.05	4.93	15.96	21.69	9.91	16.68	16.70	15.59
Magnetit	0.93	0.54	0.71	0.55	0.70	0.81	0.83	0.87	0.83	0.72	0.80	0.74	0.93
İlmenit	2.11	1.53	1.86	1.79	1.88	2.48	2.61	2.02	2.22	1.38	1.66	2.16	2.06
Apatit	0.34	0.49	0.46	0.63	0.51	0.55	0.61	0.37	0.37	0.28	0.31	0.32	0.63
Katılaşma İndeksi ^b	12.38	29.68	29.70	25.26	19.79	26.25	22.05	19.92	29.44	50.30	26.88	40.47	39.76
Diferansiyasyon İnd. ^c	45.03	56.97	44.94	65.79	49.75	48.37	54.50	41.87	43.47	31.37	51.37	36.63	33.32
Renk İndeksi ^d	35.45	19.51	26.07	15.30	26.83	27.51	23.43	32.79	31.67	38.70	22.74	33.31	39.12
Mg ^{#e}	54.49	52.79	54.22	32.35	69.48	45.49	38.84	62.01	62.11	57.95	48.71	62.91	52.73

^aFe₂O₃ cinsinden toplam demir. Fe₂O₃ ve FeO ayrımı Sack vd. (1980)'ne göre hesaplanmıştır. Fe₂O₃/FeO oranı Le Maitre vd. (1989)'ne göre alınmıştır.

^bKİ = 100 MgO/(MgO+FeO+Fe₂O₃+Na₂O+K₂O) (Kuno, 1959)

^cDİ = normatif Kuvars+Ortoklaz+Albit+Nefelin+Kaliyofilit+Lösit (Thornton ve Tuttle, 1960)

^dRİ= Diyopsit+Hipersten+Olivin+Magnetit+İlmenit+Akmıt

^eMg# = [molar 100 × Mg/(Mg + Fe⁺²)]

A.K.= Ateşte kayıp

Tablo 6.2. Maden Karmaşığı'na ait kayaçların iz (ppm) ve nadir toprak (ppm) element analizleri.

Kayaç Türü	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt
Örnek	26MA	39MA	65MA	80MA	95MA	97MA	98MA	102MA	114MA	115MA	04PTR	26PTR	27PTR
P	861	1624	578	763	864	528	1014	1258	1316	582	1921	1503	664
Sc	26.2	30.8	32.8	27.8	34.4	41.6	49	31.7	44.4	22.6	29.8	28.3	23
Ti	6084	10100	4648	8501	5981	5770	7982	7240	11070	4524	9111	7206	4825
V	244.4	144.6	285.5	266.8	265.2	247.3	370.3	178.7	291.1	253.2	267.7	237.9	225.8
Cr	177	309	294	111	170	199	57	42	66	416	160	61	410
Mn	1090	2880	1073	1761	983	1004	1294	937	1451	1144	1215	1021	2137
Co	33.2	59.2	36.7	33.6	23.4	31.6	32.3	38.3	37.4	31.3	30.3	21.9	33.8
Ni	86.82	153.6	127.1	51.95	75.63	95.82	44.63	49.4	41.73	185.5	109.2	47.68	168.9
Cu	92.16	256.1	53.63	121.3	34.62	29.08	82.79	17.7	24.22	78.08	24.63	25.02	16.87
Zn	162.9	207.8	73.6	72.8	6.5	72.6	73.3	108	102.7	104.2	95.4	54.2	77
Ga	18.1	16.9	15.8	15.3	18.1	13.8	20.4	17	19.1	15.6	20.1	18.7	13.7
Rb	18.67	18.82	7.54	2.72	1.08	1.52	14.22	48.22	38.47	30.19	43.2	32.42	0.75
Sr	454	172	416	157	133	114	758	276	215	405	173	514	300
Y	24.3	42.7	15.8	29.1	25	22	32.1	32.5	39.4	19.4	34.7	27.5	18.6
Zr	101	123	49	93	101	56	106	91	132	57	108	137	61
Nb	3.4	6	1.4	6.8	3.5	2.7	3.8	3.7	8.6	2.3	18.3	5.6	2.4
Cs	0.25	0.40	0.46	0.82	0.09	0.04	0.41	1.67	0.90	0.59	2.14	0.57	0.08
Ba	114	78	93	47	38	24	167	103	165	214	171	298	18
Hf	2.46	3.2	1.34	2.48	2.41	1.56	2.77	2.36	3.48	1.54	2.74	2.97	1.59
Ta	0.2243	0.3861	0.0775	0.4319	0.2144	0.1526	0.235	0.2456	0.5364	0.1335	0.7314	0.3773	0.1344
W	0	0.161	0	0.04848	0	0.1088	0.09675	0	0.08583	0.0423	0.6429	0.0217	0.01601
Tl	0.18	0.904	0.039	0.089	0	0.02	0.53	0.782	0.518	0.569	0.573	0.604	0.015
Pb	2.09	2.09	1.37	2.19	0.97	1.45	2.42	2.4	2.47	2.61	2.75	0.95	2.23
Th	1.06	0.6	0.96	0.68	1.02	0.52	1.82	1.27	1	0.89	5.1	1.47	1.06
U	0.43	0.46	0.17	0.2	0.35	0.17	0.59	0.42	0.41	0.19	0.83	0.44	0.36
Nadir Toprak Elementler													
La	9.3	12.7	7.3	7.3	9.6	4.2	12.3	10.6	9.2	6.9	36	14.1	7.8
Ce	22.4	20.1	16.5	17.3	22.5	9.9	29.3	22.6	23.2	14.9	65.9	31.6	17.2
Pr	3.109	3.61	2.324	2.435	3.124	1.451	4.037	3.307	3.359	2.026	7.58	4.273	2.379
Nd	14.15	17.56	10.74	11.87	14.29	7.311	18.44	15.61	16.68	9.249	29.36	18.92	10.83
Sm	3.48	4.7	2.64	3.47	3.57	2.34	4.64	4.28	5.1	2.41	5.88	4.49	2.72
Eu	1.20	1.65	0.89	1.23	1.17	0.78	1.51	1.48	1.65	0.85	1.84	1.48	0.87
Gd	3.86	6.19	2.7	4.54	3.83	3.22	5.15	5.05	6.32	2.86	5.89	4.73	2.96
Tb	0.653	1.004	0.442	0.782	0.645	0.565	0.852	0.846	1.071	0.481	0.945	0.753	0.489
Dy	4.11	6.55	2.79	4.98	4.09	3.67	5.47	5.3	6.88	3.13	5.81	4.68	3.14
Ho	0.871	1.383	0.577	1.029	0.868	0.786	1.146	1.117	1.416	0.67	1.186	0.958	0.645
Er	2.5	4.07	1.63	3.05	2.52	2.32	3.39	3.3	4.09	2.04	3.48	2.82	1.92
Tm	0.377	0.601	0.248	0.443	0.388	0.356	0.514	0.505	0.608	0.314	0.521	0.423	0.293
Yb	2.46	3.71	1.6	2.82	2.51	2.29	3.33	3.13	3.75	2.01	3.21	2.73	1.87
Lu	0.375	0.567	0.239	0.42	0.391	0.346	0.493	0.468	0.546	0.314	0.497	0.419	0.286
(La/Yb) _N	2.71	2.46	3.27	1.86	2.74	1.32	2.65	2.43	1.76	2.46	8.04	3.70	2.99
(Gd/Yb) _N	1.30	1.38	1.40	1.33	1.26	1.16	1.28	1.33	1.39	1.18	1.52	1.43	1.31
Eu/Eu*	1.00	0.93	1.02	0.95	0.96	0.87	0.94	0.98	0.89	0.99	0.95	0.98	0.94

Kondrit normalize değerleri, Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır.

Eu/Eu* = $Eu_{(N)} / \sqrt{(Sm_{(N)})}$ (Taylor ve McLennan, 1985).

Tablo 6.2. (devamı)

Kayaç Türü	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt	B. Andezit	B. Andezit	B. Andezit	B. Andezit	B. Andezit	B. Andezit	Andezit
Örnek	31PTR	32PTR	39PTR	41PTR	01ISP	04ISP	36MA	38MA	47MA	72MA	112MA	02SN	31MA
P	861	1263	1009	668	746	371	1334	1070	439	760	707	834	666
Sc	38.2	32.9	26.5	42.8	30.2	46.7	16.7	37.2	25.8	30.2	32.3	58.4	21.1
Ti	11420	12910	10240	5529	5515	3359	6204	8186	4026	5970	6230	6784	4752
V	367.6	281.5	377.2	250.5	230.6	147.6	161.3	371.7	259.7	211.4	260.6	289.8	108.3
Cr	77	28	41	309	40	333	117	186	288	50	55	103	186
Mn	1235	2055	1323	983	1290	875	1243	1076	936	1105	1086	1299	548
Co	38.7	30.4	36.1	34.2	26.8	26	26.1	23.9	35	23.1	26.4	26.5	19.5
Ni	50.44	20.5	36.9	139.2	49.6	126.9	64.92	119	128.5	43.49	41.36	63.79	108.8
Cu	55.45	5.75	58.21	9.57	34.09	40.56	112.7	134.1	28.24	57.15	66.65	35.32	7.64
Zn	170.4	55.1	82.8	60.6	68.9	37.2	34.1	93.1	53	53.8	53.3	64.5	45.2
Ga	20	19.2	22.8	15.9	18.8	14.1	23.2	22.2	13	17.6	16.8	18.8	10.3
Rb	0.32	0.43	1.51	54.44	39.95	11.57	0.27	4.69	6.05	15.73	17.91	29.03	20.19
Sr	132	89	92	156	484	622	121	513	147	428	257	430	207
Y	36.9	46.7	38.3	20.1	25.5	13.3	23.9	30.8	16.1	28	24.7	27.5	15.8
Zr	114	140	120	68	71	35	128	111	33	101	99	79	66
Nb	7.3	7.6	7.4	2.6	2.2	1.4	14	3.9	1.5	2.4	2.1	2.5	3.2
Cs	0.16	0.07	0.38	0.78	0.89	0.44	0.03	0.23	0.55	0.28	0.40	0.68	0.34
Ba	20	30	89	220	100	54	23	144	37	239	135	242	167
Hf	3.08	3.68	3.23	1.71	1.86	0.94	2.99	2.86	1.01	2.58	2.37	2.1	1.72
Ta	0.4412	0.4747	0.3869	0.161	0.1389	0.0876	0.91	0.24	0.08	0.16	0.15	0.15	0.20
W	0.1474	0.433	0.2228	0	0	0	0	0.05	0.02	0	0	0.01	0.09
Tl	0	0	0.419	0.587	0.542	0	0.01	0.20	0.17	0.18	0.38	0.54	0.38
Pb	3.18	0.65	1.79	1.41	2.52	0.5	2.84	3.28	1.17	5.51	5.59	1.52	2.59
Th	1.05	0.96	2.27	1.17	1.51	0.4	2.16	1.86	0.39	1.73	1.06	1.24	0.72
U	0.27	0.3	0.6	0.39	0.29	0.13	0.7	0.73	0.12	0.66	0.7	0.39	0.42
Nadir Toprak Elementler													
La	8.1	8.9	14.5	9	10.8	3.6	17.5	13.2	3.7	12.5	8.5	9.1	6.2
Ce	19.9	22.9	30.4	20.3	21.5	8.2	37.9	30.1	8.3	27.5	20.8	21.7	13.4
Pr	2.855	3.395	3.982	2.75	3.086	1.183	4.74	4.217	1.117	3.757	2.883	3.054	1.941
Nd	14.04	17.3	18.19	12.42	14.03	5.739	19.88	19.17	5.446	16.86	13.41	14.35	8.955
Sm	4.36	5.49	5.05	3.01	3.49	1.65	4.29	4.65	1.67	4.01	3.51	3.71	2.32
Eu	1.61	1.49	1.72	0.99	1.19	0.61	1.357	1.516	0.64	1.318	1.143	1.259	0.795
Gd	5.68	7.09	6.23	3.3	3.93	2.03	4.33	5	2.32	4.34	3.95	4.3	2.69
Tb	0.98	1.219	1.036	0.538	0.66	0.347	0.682	0.836	0.411	0.722	0.647	0.707	0.438
Dy	6.37	7.95	6.55	3.43	4.15	2.24	4.07	5.27	2.73	4.52	4.15	4.56	2.78
Ho	1.328	1.655	1.354	0.705	0.879	0.469	0.843	1.109	0.564	0.961	0.856	0.962	0.575
Er	3.91	4.9	3.93	2.09	2.59	1.38	2.41	3.19	1.66	2.81	2.54	2.82	1.68
Tm	0.586	0.727	0.582	0.309	0.395	0.202	0.36	0.48	0.25	0.44	0.38	0.43	0.25
Yb	3.7	4.58	3.66	1.99	2.54	1.32	2.37	3.02	1.56	2.81	2.47	2.76	1.65
Lu	0.554	0.678	0.541	0.304	0.384	0.196	0.37	0.45	0.232	0.428	0.372	0.424	0.247
(La/Yb)N	1.57	1.39	2.84	3.24	3.05	1.96	5.30	3.14	1.70	3.19	2.47	2.37	2.70
(Gd/Yb)N	1.27	1.28	1.41	1.37	1.28	1.27	1.51	1.37	1.23	1.28	1.32	1.29	1.35
Eu/Eu*	0.99	0.73	0.94	0.96	0.98	1.02	0.96	0.96	0.99	0.97	0.94	0.96	0.97

Kondrit normalize değerleri, Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır.

Eu/Eu* = $Eu_{(N)} / \sqrt{(Sm_{(N)})}$ (Taylor ve McLennan, 1985).

Tablo 6.2. (devamı)

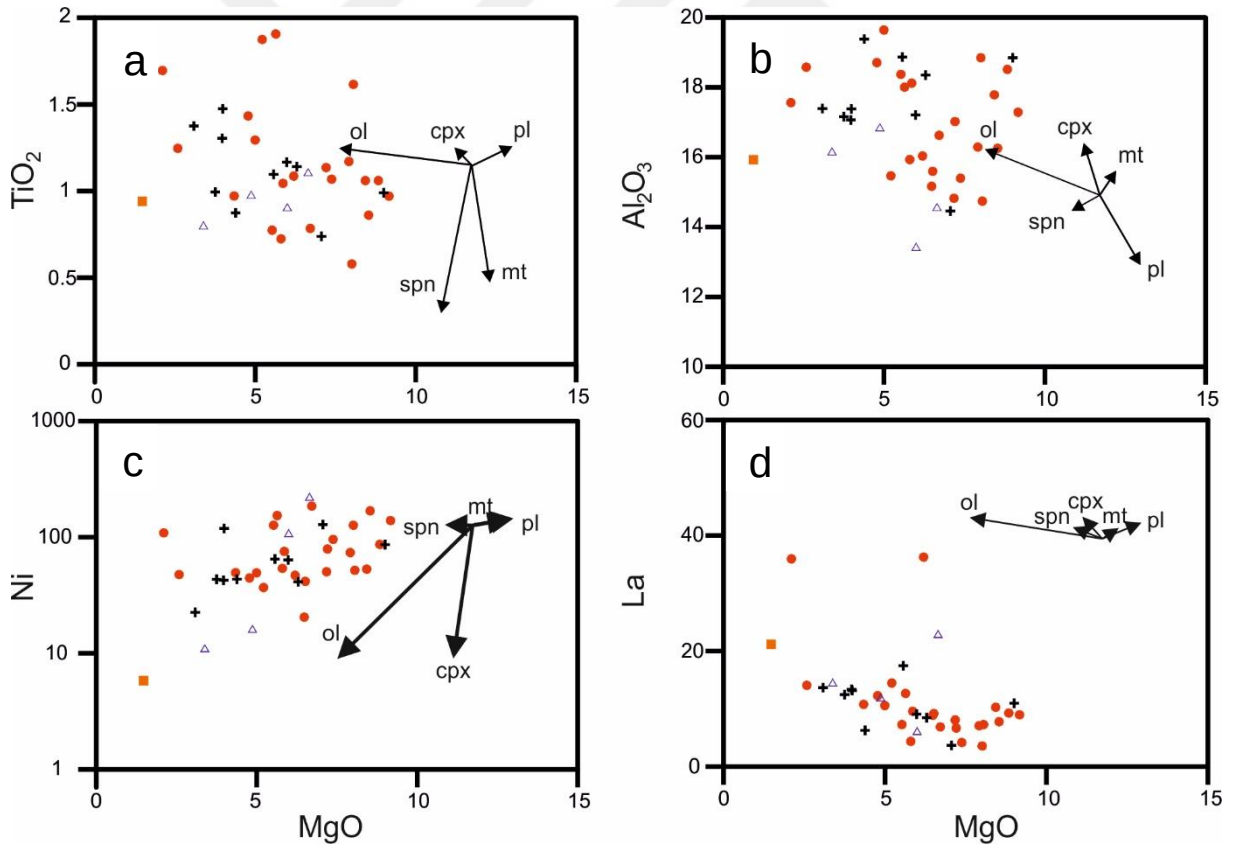
Kayaç Türü	Andezit	Andezit	Andezit	Dasit	Diyabaz	Diyabaz	Diyabaz	Diyabaz	Diyabaz	Diyabaz	Diyabaz	Diyabaz	Diyabaz
Örnek	54MA	87MA	13TK21	73MA	32MA	44MA	45MA	51MA	85MA	109MA	116MA	37PTR	38PTR
P	593	846	798	1140	934	1008	1071	644	643	483	524	532	1134
Sc	32.8	28.9	37	22.3	27.5	34.4	23	26.5	37.7	31.6	45.6	65.5	29
Ti	6343	4455	5665	5356	5609	7369	7609	5461	6680	4109	5053	6666	6330
V	152.6	63.92	261.9	48.49	165.6	295.4	283.1	226.9	277.7	226.7	269	327.7	263.5
Cr	298	18	17	6	127	65	17	76	190	111	41	222	77
Mn	1239	1226	571	703	1343	803	784	1428	894	897	1596	1021	1233
Co	41.3	7.2	14.3	7.4	31	20.1	17.8	23.5	32.2	25.6	23.6	26.3	35.5
Ni	223.5	11.09	16.3	5.83	86.44	42.61	22.58	53.11	73.79	53.94	43.59	79.21	47.07
Cu	72.43	27.94	42.66	13.37	93.97	81.69	43.46	50.87	97.39	27.78	56.72	65.8	90.02
Zn	98.6	72.3	319.4	81	83	67.6	26.9	61.6	67.7	46	79.2	45.6	65.7
Ga	17.6	17.9	14.2	19	18.8	20.2	19.1	16.2	17	15.2	17.4	15.7	18.2
Rb	47.98	7.91	10.27	15.06	1.44	2.28	21.04	15.23	12.19	1.23	9.41	36.74	9.27
Sr	181	463	366	286	450	264	537	272	232	207	254	299	274
Y	21.6	35.7	23.2	42.2	19.4	27.3	32.9	20.6	22.1	17.5	23.2	20.8	25.4
Zr	122	132	82	209	88	109	139	90	66	49	68	65	89
Nb	23.3	4.2	3.2	4.5	10.5	4.9	5.9	2.9	4.8	1.8	2	3.3	17.6
Cs	2.19	0.31	0.48	0.16	0.05	0.06	0.53	0.28	0.28	0.03	0.07	0.66	0.37
Ba	80	118	158	398	33	68	428	220	45	14	135	399	370
Hf	3	3.46	2.04	5.15	2.11	2.75	3.47	2.16	1.83	1.36	1.82	1.69	2.09
Ta	1.42	0.26	0.20	0.31	0.68	0.30	0.37	0.18	0.27	0.11	0.13	0.20	0.69
W	0.31	0	0.17	0	0	0	0	0.02	0	0.09	0.20	0.01	0.13
Tl	0.76	0.11	0.06	0.41	0.00	0.07	0.40	0.36	0.03	0.08	0.23	0.52	0.20
Pb	6.41	2.83	1.93	3.64	0.89	1.55	0.84	2.65	0.72	1.52	2.76	1.18	2.3
Th	4.18	1.73	2.03	3.39	1.52	1.57	1.94	1.45	0.97	0.55	0.79	0.79	4.9
U	0.95	0.42	0.66	1.12	0.52	0.53	0.66	0.4	0.28	0.21	0.28	0.28	1.32
Nadir Toprak Elementler (ppm)													
La	23	14.6	12	21.2	11	13.4	13.7	10.3	7.1	4.4	6.3	6.7	36.3
Ce	48.6	32.8	25.4	46.6	23.9	29.4	31.4	23.3	15.7	10.1	14.8	15.5	65.2
Pr	5.338	4.504	3.511	6.261	3.035	3.92	4.263	3.208	2.125	1.432	2.079	2.122	6.874
Nd	20.8	20.74	15.01	27.4	13.19	17.5	19.09	14.24	9.826	6.862	9.729	9.959	25.62
Sm	4.24	5.38	3.62	6.34	3.02	4.15	4.64	3.39	2.76	1.99	2.72	2.71	4.75
Eu	1.161	1.689	1.085	1.838	0.952	1.345	1.493	1.116	0.968	0.706	0.965	0.956	1.479
Gd	4.16	5.89	3.84	6.69	3.25	4.34	5.01	3.5	3.31	2.51	3.37	3.23	4.5
Tb	0.642	0.99	0.606	1.096	0.522	0.731	0.843	0.55	0.59	0.432	0.572	0.544	0.72
Dy	3.83	6.33	3.85	6.87	3.26	4.61	5.42	3.38	3.81	2.87	3.72	3.47	4.32
Ho	0.785	1.33	0.865	1.483	0.68	0.975	1.16	0.695	0.806	0.615	0.809	0.727	0.885
Er	2.23	3.84	2.51	4.31	1.98	2.83	3.39	2.04	2.32	1.87	2.44	2.19	2.56
Tm	0.34	0.58	0.39	0.67	0.30	0.43	0.52	0.31	0.35	0.29	0.38	0.32	0.37
Yb	2.13	3.77	2.63	4.41	1.95	2.81	3.43	1.96	2.21	1.85	2.4	2.05	2.4
Lu	0.32	0.568	0.403	0.667	0.298	0.429	0.514	0.305	0.327	0.288	0.376	0.313	0.355
(La/Yb)N	7.75	2.78	3.27	3.45	4.05	3.42	2.87	3.77	2.30	1.71	1.88	2.34	10.85
(Gd/Yb)N	1.62	1.29	1.21	1.25	1.38	1.28	1.21	1.48	1.24	1.12	1.16	1.30	1.55
Eu/Eu*	0.85	0.92	0.89	0.86	0.93	0.97	0.95	0.99	0.98	0.97	0.97	0.99	0.98

Kondrit normalize değerleri, Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır.

Eu/Eu* = $Eu_{(N)} / \sqrt{(Sm_{(N)})}$ (Taylor ve McLennan, 1985).

6.2. Ana Oksit ve İz Element Değişimleri

İncelenen örneklerin ana oksit ve iz element değerleri, Tablo 6.1 ve 6.2’de verilmiştir. İncelenen kayalar SiO_2 (% 45.52-62.96), TiO_2 (% 0.58-2.40 wt.), Al_2O_3 (% 13.44-21.48), Fe_2O_3 (% 5.64-13.59), MgO (% 1.48-9.17), CaO (% 1.95-11.93), Na_2O (% 2.06-6.74), K_2O (% 0.01-3.40), MnO (% 0.07-0.41), P_2O_5 (% 0.08-0.49), Ti (3359-12910 ppm), Ni (5.83-223.50 ppm), Rb (0.27-54.44 ppm), Sr (89-758 ppm) arasında değişen ana oksit ve iz element içeriğine sahiptirler. Bazaltların MgO ortalaması ~ % 6.4 iken, bazaltik andezit, andezit ve dasit örneklerinin ~ % 5’dir. Bazaltik örneklerin diğer kayaç türlerine göre genel olarak TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Ni ve Cr oranları yüksek, Al_2O_3 oranları ise düşüktür. Şekil 6.3’de MgO ’e karşı bazı ana oksit ve iz elementlerin değişim diyagramlarında görüldüğü gibi incelenen kayaların fraksiyonel kristalleşme evresinde olivin, klinopiroksen ve plajiyoklas mineralleri önemli rol oynamıştır.

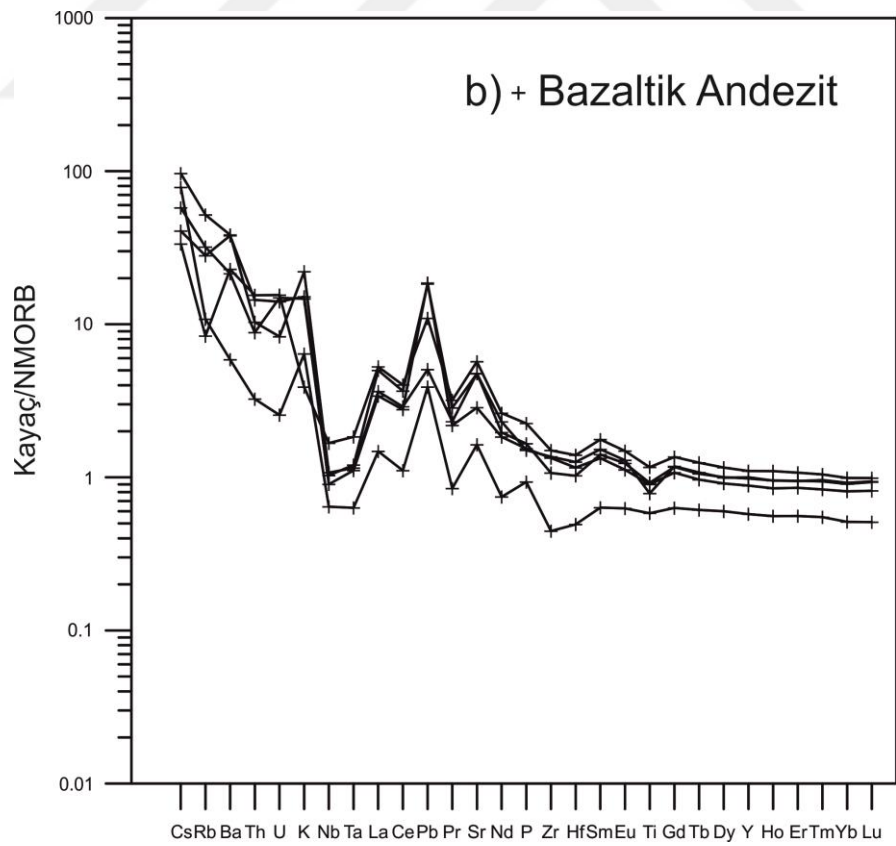
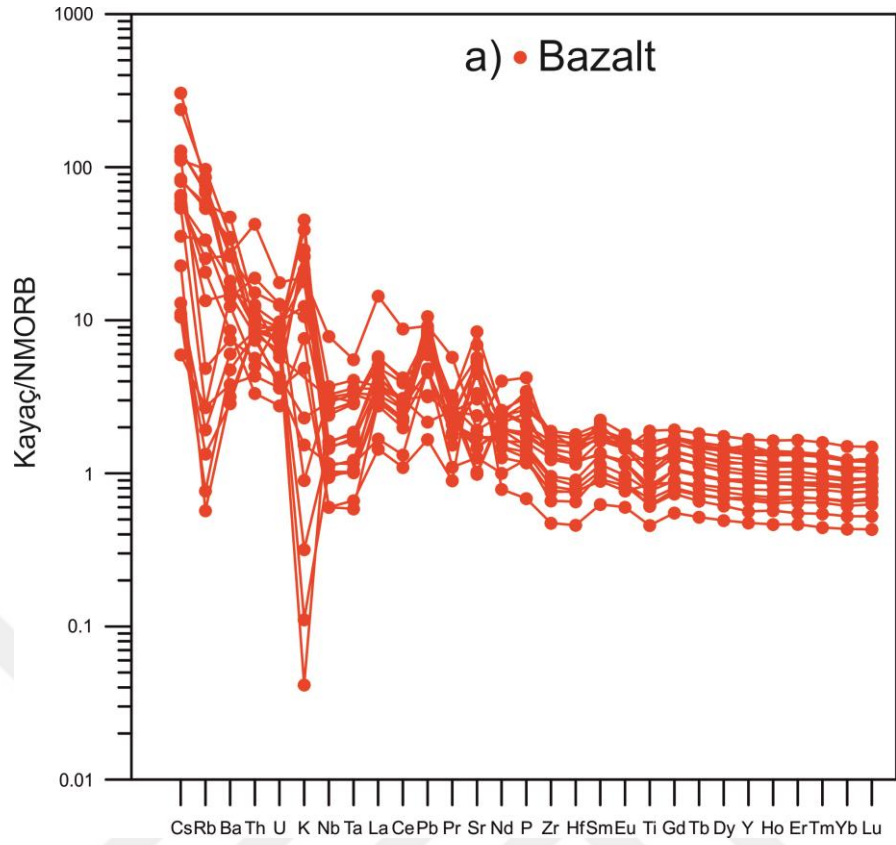


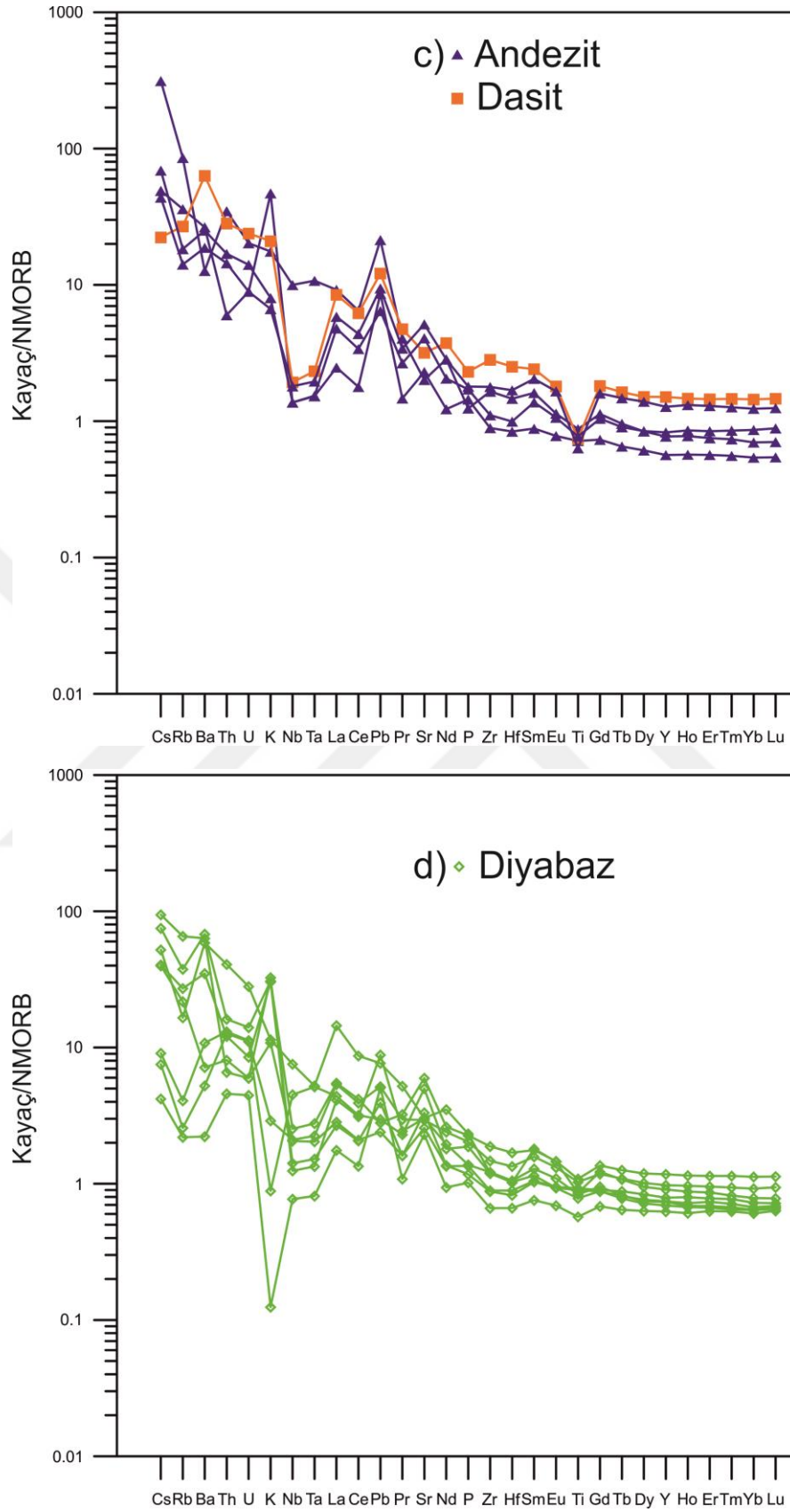
Şekil 6.3. İncelenen kayaların seçilmiş olan ana oksit ve iz elementlerinin MgO ’a karşı çizilmiş değişim diyagramları. a. TiO_2 . b. Al_2O_3 . c. Ni. d. La. Vektör yönleri olivin (ol), klinopiroksen (cpx), plajiyoklas (pl), Kr-spinel (spn) and Ti-magnetit (mt) fraksiyonlaşmalarını belirtir. Vektörlerin hesaplanabilmesi için Ni ve La ayırılma katsayısı değerleri McKenzie ve O’Nions (1991, 1995)’dan alınmıştır. Semboller Şekil 6.1 ile aynıdır.

6.3. Uyumsuz Elementler

Maden Karmaşığı'na ait olan volkanik ve sub-volkanik kayaçlarının N-MORB'a göre normalize edilmiş iz element diyagramları Şekil 6.4'de görülmektedir. Bu diyagramlarda bir magma serisinin kendi içindeki elementlerin zenginleşmesi ve tüketilmesi incelenemediği gibi, tipik iz element desenleri olan farklı nitelikteki manto kaynaklarından türeyen kayaçlar ve farklı tektonik ortamları temsil eden magmatik kayaçlar ile karşılaştırabilmek de mümkündür. Bu tür karşılaştırmalarla, incelenen örnekleri oluşturan magmanın hangi kaynak bileşenine benzerlik gösterdiğini ve hangi tektonik ortamda oluştuğu konusunda bazı yaklaşımlarda bulunmak mümkündür. N-MORB'a göre normalize edilmiş diyagramlar mafik bileşimdeki kayaçlar için tasarlanmış olmalarına rağmen orta ve felsik bileşimdeki kayaçlarda da kaynak alanın doğasına ilişkin doğru yaklaşımlar yapılmasına olanak vermektedir. Bu nedenle, kimyasal analizleri yaptırılmış olan tüm örnekler ait oldukları lav serilerine göre ayrı diyagramlarda gösterilmiştir. Diyagramlar incelendiğinde, Büyük İyon Yarıçaplı Litofil elementlerce (LILE; Ba, Th, U) zenginleşme, Yüksek Alan Enerjili Elementlerce (HFSE; Ta, Nb, Ti, Zr, Hf, Y) tüketilme ve aşırı pozitif Pb anomalisi farklı kayaç türleri için benzer desen karakteristikleri sunmaktadır. Bu tür bir orojenik jeokimyasal geçmiş yaygın olarak üst kabuk kayaçlarında (Rudnick ve Gao, 2003) ve yitimle ilişkili magmalarda gözlenmektedir (Gill, 1981; Pearce ve Peate, 1995; Tatsumi, 1989; Thorpe, 1982). Farklı kayaç türlerinin hemen hemen benzer dağılımlara sahip olması, bu kayaçların aynı magmatik olaylar ürünü olduğunu belirtmektedir. LILE konsantrasyonları, sulu akışkan faz tarafından kontrol edilirken, HFSE'ler kaynak kayacın kimyası ve kayacın evrimleşmesi boyunca gerçekleşen kristal/eriyik prosesleri tarafından kontrol edilirler. HFSE'e kıyasla daha hareketli olan LILE konsantrasyonları sulu akışkanlar tarafından kontrol edilmesine rağmen, kıtasal kabukta daha fazla oranda bulunmaktadır. Bu da LILE'lerce zenginleşmenin, magmanın kabuk kirlenmesinin bir göstergesi olduğunu belirtmektedir (Rollinson, 1993). LILE'deki zenginleşme, dalan levhadan kaynaklanan akışkanlar veya eriyiklerin yukarı (dalan levhanın üstündeki manto kamasına doğru) taşınması ve manto kamasını metasomatize etmesinin bir sonucu olduğu da belirtilmektedir (Pearce, 1982; McCulloch ve Gamble, 1991; McDonough, 1991; Thirlwall vd. 1994; Pearce ve Peate, 1995). HFSE'deki fakirleşme ise, bu elementlerin dalan levhadaki mineral fazlarında tutulması ile gerçekleşmektedir (McDonough, 1991). İncelenen kayaçların tümünde görülen negatif Nb ve Ta anomalisi ada yayı volkanitlerinin ve kıtasal kabuk kayaçlarının karakteristik

özelliğidir (Zou vd. 2000). Andezitik ve dasitik örneklerde daha belirgin olarak gözlenen negatif Ti anomalisi, Fe-Ti oksitlerin fraksiyonlaşmasını göstermektedir (Wilson, 1989). Normal koşullarda, kısmi ergimenin gerçekleşmesiyle, kuvvetli uyumsuz elementler (LILE) eriyik ve sıvı akışkanları tercih edecek, HFSE ise, kısmi erime sonrası kaynak kayda kalan rutil, titanit, perovskit, apatit, ilmenit ve manyetit gibi duraylı fazlarda tutulacaklardır (Ringwood, 1990; McCulloch ve Gamble, 1991). Dolayısıyla Nb, Ta, Ti elementlerinde gözlenen negatif anomaliler, artık minerallerdeki tutulmalar sonucu ortaya çıkabildiği gibi, bu tür negatif anomaliler kabuksal kirlenmeden de kaynaklanabilir. Yitim olayını izleyen kıtasal çarpışma sırasında veya sonrasında gelişen ve kıta kabuğu ile kirlenmiş manto kaynaklı magmalarda da aynı özellikler gözlenmektedir (Pearce, 1982; Cox ve Hawkesworth, 1984; Pearce vd. 1990). Aldanmaz vd. (2000) dalma batmaya işaret eden iz element özelliklerinin daha önceki yitim işlemleri ile ilişkili olarak gelişmiş olabileceğini belirtmektedir. Maden Karmaşığında ait volkanitlerin geliştiği Orta Eosen döneminde, hem literatür incelemesi, hem de arazi gözlemleri dikkate alınarak, bu dönemde gelişmiş yeni bir yitim verisi olarak değerlendirilebilecek jeolojik kayıtların olmaması, bu görüşü desteklemektedir. İncelenen örneklerin, N-MORB'a göre normalleştirilmiş diyagramlarındaki dağılımları göz önüne alındığında, kaynak alanının bileşimi değiştirilmiş yitim bileşenince zenginleşmiş olduğu düşüncesi desteklenmektedir.

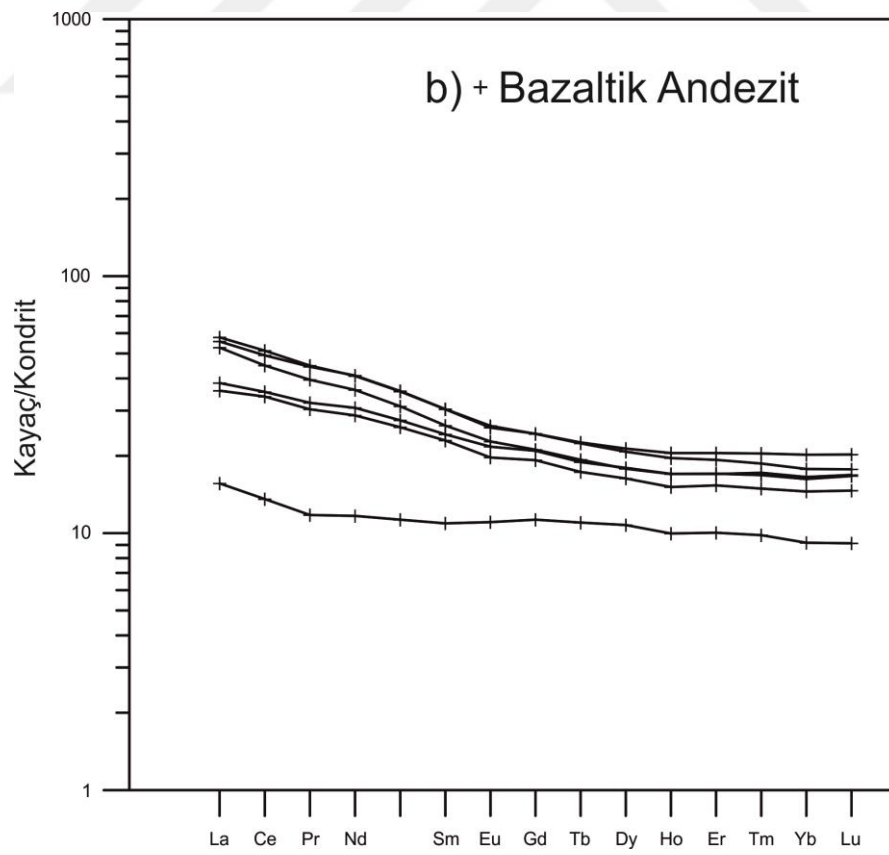
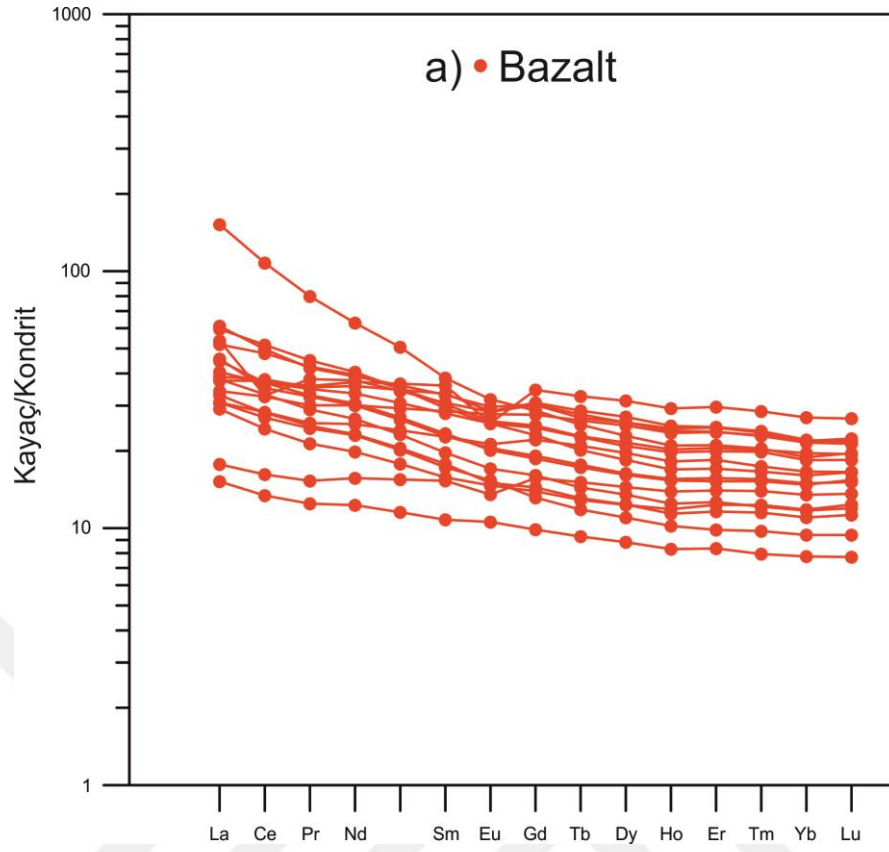


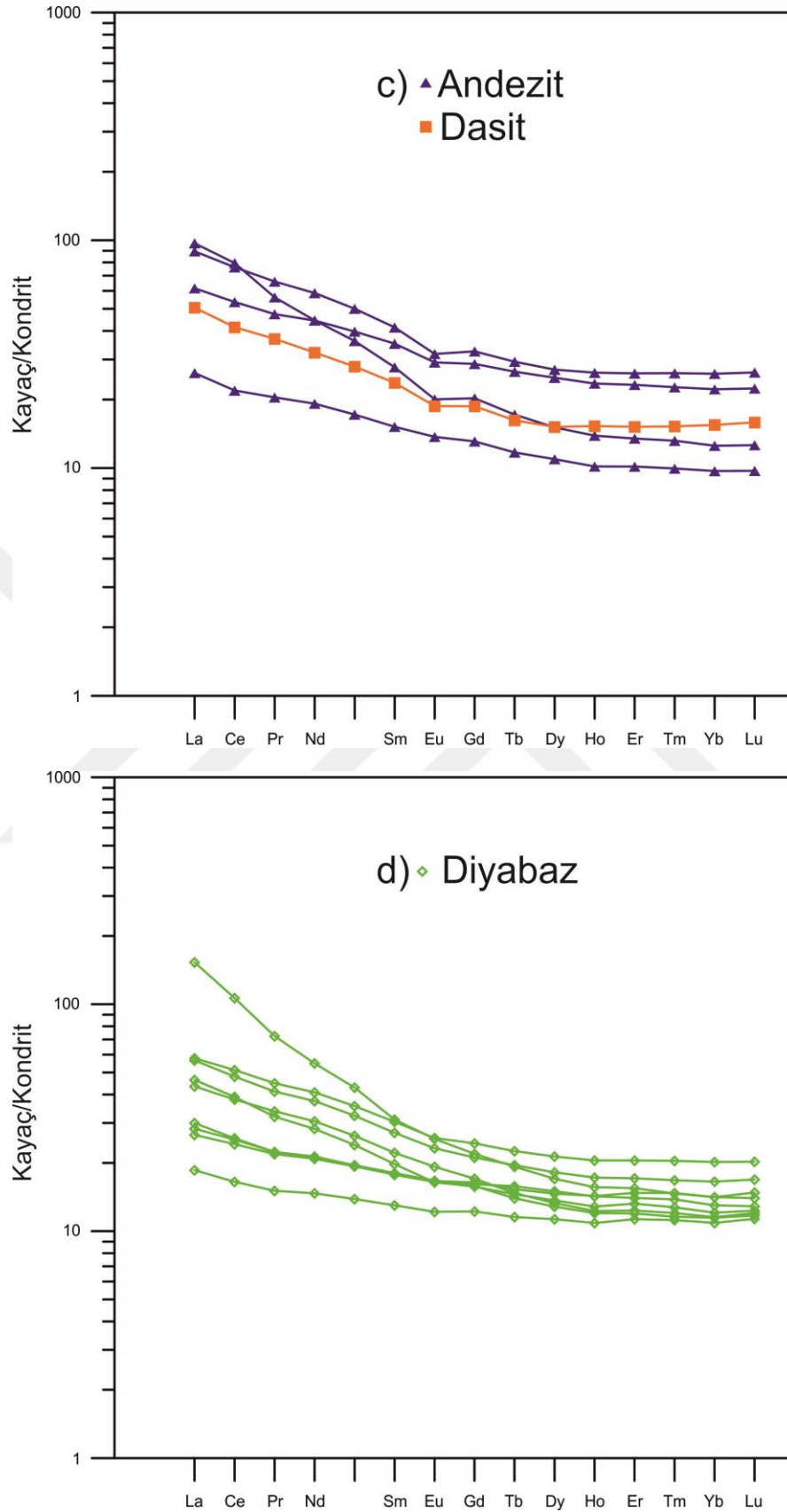


Şekil 6.4. Maden Karmaşığı'na ait olan kayaç örneklerinin NMORB'a göre normalize edilmiş iz element diyagramları (Sun ve McDonough, 1989). a. Bazalt, b. Bazaltik Andezit, c. Andezit & Dasit, d. Diyabaz

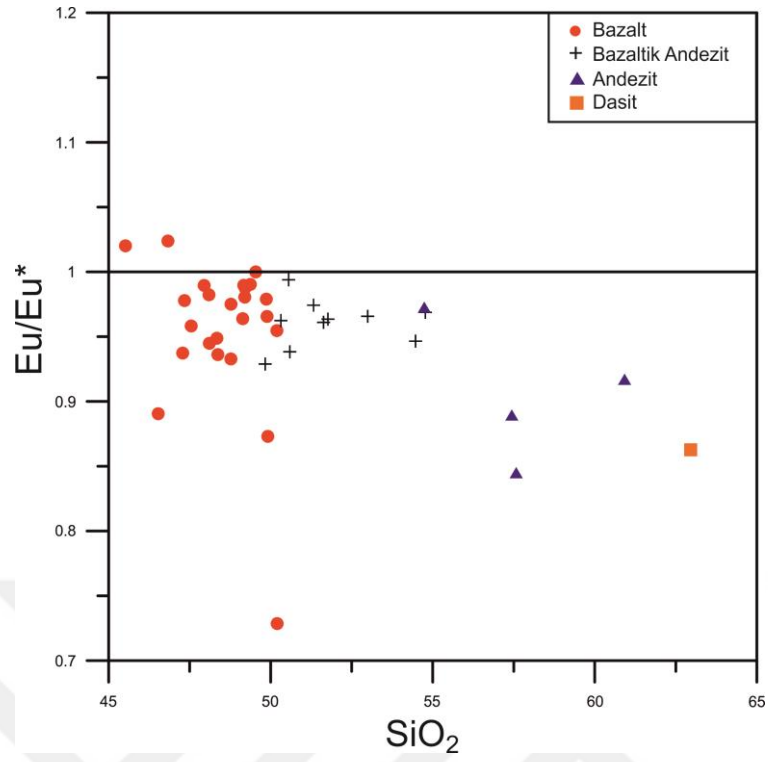
6.4. Nadir Toprak Elementler

Maden Karmaşığı'na ait olan volkanik ve sub-volkanik kayaçlarının Kondrit'e göre normalize edilmiş Nadir Toprak Element (NTE) değişim diyagramları Şekil 6.5'de gösterilmiştir. NTE'de soldan sağa gidildikçe uyumsuzluk derecesi ve hareketlilik azalmaktadır. Diyagramlar incelendiğinde, Hafif Nadir Toprak Elementlerce (HNTE; La, Ce, Pr, Nd) zenginleşme, Ağır Nadir Toprak Elementlerce (ANTE; Er, Tm, Yb, Lu) değerleri yatay ve yataya yakın dağılımlara sahip oldukları görülmektedir. İncelenen örnekler HNTE $La_N/Yb_N = 1.32-10.85$ oranları, geniş bir alanda değişim gösterirken, ANTE $Gd_N/Yb_N = 1.1-1.6$ oranları nispeten sabit bir değişim göstermektedir. Buna göre, magmatik farklılaşma süreçleri veya kısmi ergime sırasında HNTE'lerin sıvı fazı tercih ettikleri söylenebilir. HNTE bakımından zenginleşme, yitim sonucu dalan levhanın kaynağa olan katkısı ile veya kabuksal bileşenlerin etkisiyle de gerçekleşebilir. Farklı kayaç türlerinin uyumsuz element diyagramlarında da olduğu gibi hemen hemen benzer dağılıma sahip olması, bu kayaçların aynı magmatik olaylar ürünü olduğunu belirtmektedir. Eu/Eu^* oranları 0.73-1.02 arasında değişmekte olup, bu oranın genel olarak 1'den az olması durumunda negatif Eu anomalisinden bahsedilebilir. Şekil 6.6'da Eu/Eu^* oranlarının SiO_2 'ye karşı değişimi izlenebilmektedir. Bazı örneklerde gözlenen negatif Eu anomalisi feldispat fraksiyonlanmasının veya kayacın kısmi ergimesi sırasında feldispat mineralinin kaynakta alıkonmasının bir sonucu olabilir (Rollinson, 1993).





Şekil 6.5. Maden Karmaşığı'na ait olan kayaç örneklerinin Kondrit'e göre normalize edilmiş NTE değişim diyagramları (Sun ve McDonough, 1989) a. Bazalt, b. Bazaltik Andezit, c. Andezit & Dasit, d. Diyabaz



Şekil 6.6. İncelenen kayaçların değişken Eu/Eu^* - SiO_2 anomalileri. $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_{(N)} / \sqrt{(\text{Sm}_{(N)} \cdot \text{Gd}_{(N)})}$ (Taylor ve McLennan, 1985).

7. Sr-Nd İZOTOP SİSTEMATİĞİ

Ana magma özelliklerini belirlemede kullanılan radyojenik izotop miktarları radyoaktif bozunmaya uğramayan duraylı bir izotopa (referans izotop) oranlanarak elde edilir (Faure, 2001). İzotop oranları ayrılaşmayla değişmediğinden her bir kaynak ilişkili olduğu magma kaynağını yansıtan izotopik oranlara sahiptir (Faure ve Mensing, 2005). İncelenen volkanik kayaç örneklerinin ölçülen izotop oranları, güncel izotop oranlarını yansıttığı için kayaçların oluşum zamanındaki izotop oranlarını (ilksel oran) belirlemek için ölçülen değerler üzerinde yaş düzeltmesi yapılmıştır. Bu amaçla Yazgan (1984) tarafından K-Ar radyometrik yöntemi ile elde edilen 48 My. ilksel izotop oran hesaplamaları için referans olarak kabul edilmiştir. İncelenen volkanik kayaçların $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ oranları 0.70352-0.70748 arasında, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ oranları ise 0.51207-0.51292 arasında değişmektedir. Ayrıca kayaçların $\epsilon(\text{Nd})_{(T)}$ değerleri, iki örnek (31MA ve 54MA) hariç tüm örneklerde pozitif değerlere sahiptir. 31MA'nın $\epsilon(\text{Nd})_{(T)}$ değeri -10.0, 54MA örneğinin değeri ise -1.6'dır. Diğer örnekler ise $\epsilon(\text{Nd})_{(T)}$ değerleri +5.5 ile +6.7 arasındadır (Tablo 7.1). Genel olarak volkanik kayaçların düşük ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$) oranları ve pozitif (+) $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$ değerleri tüketilmiş bir manto kaynağına, yüksek ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$) oranları ve negatif (-) $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$ değerleri ise, yiten kabuk malzemesinin karışmasıyla zenginleşmiş bir manto kaynağına ya da manto kaynağındaki kabuk bileşimi katkısını ifade etmektedir (Faure ve Mensing, 2005). Bu izotopik rezervuarlar Sr-Nd korelasyon diyagramına aktararak, incelenen kayaçların türediği manto kaynağı hakkında bilgi edinilebilir. Yerkürenin rezervuarlarına ayrışmadan önceki ilksel bileşime karşılık gelen BSE, Sr-Nd diyagramını dört farklı alana ayırmaktadır. Diyagramın sol üst bölgesi tüketilmiş kaynak bileşimini, sağ alt bölge ise kökenlerinde kıtasal kabuk bileşeni içeren zenginleşmiş bileşimi temsil etmektedir.

İncelenen kayaçların, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i-(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ izotop korelasyon diyagramında iki farklı trend dağılımı gözlenmektedir (Şekil 7.1). Örneklerin büyük çoğunluğu sol üst bölgede kalan ve ilk gruba dâhil edilen bu örnekler düşük ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$) oranları ve pozitif $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$ değerlerine sahiptirler. Bu örneklerin MORB ve OIB gibi manto kökenli kayaçların üzerinde dizilim sunduğu, manto dizisi hattı boyunca uzanmış olması bu kayaçların izotopik olarak tüketilmiş manto kaynağından türediklerine işaret eder ve bu kayaçların oluşumunda kıtasal kabuk bileşenlerinin etkili olmadığı görülmektedir. İkinci gruba ait örneklerin ise yüksek ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$) oranları ve negatif $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$ değerlerine sahip olmaları,

yiten kabuk malzemesinin karışmasıyla zenginleşmiş bir manto kaynağına (EMI ve EMII alanları) ya da manto kaynağındaki kabuk bileşimi katkısını ifade etmektedir.

Asimilasyon-Fraksiyonel Kristalleşme (AFC) bir tür kontaminasyon sürecidir. AFC magmada fraksiyonel kristalleşme devam ederken, magmanın aynı zamanda kabuk kayaçlarını asimile ederek bileşimini değiştirmesidir (Taylor, 1980; De Paolo, 1981). AFC prosesinin magma bileşimine etkisini incelemek amacıyla SiO_2 -($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)i diyagramı hazırlanmıştır (Şekil 7.2). Magmadaki asıl magmatik olay fraksiyonel kristalleşme (FC) ise ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)i oranları ilerleyen diferansiyasyonla değişmez ve SiO_2 -($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)i diyagramında yatay bir trend gözlenir. Aksine AFC'nin etkili olduğu durumlarda ise, ilerleyen diferansiyasyonla ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)i oranlarında önemli bir artma gözlenir. İncelenen örneklerde SiO_2 (diferansiyasyon indeksi) artmasına karşılık ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)i (kontaminasyon indeksi) oranlarının da arttığı gözlenmektedir.

Tablo 7.1. Maden Karmaşığı'na ait kayaçların Sr-Nd izotop oranları

Örnek	Kayaç Türü	Rb ^a (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	±2σ	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i ^b	eSr(T)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	±2σ	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i ^b	eNd(T) ^c	T _{DM} (Ga) ^d
31MA	Andezit	20.19	207	0.282	0.705890	0.000004	0.70575	18.4	2.32	8.955	0.1566	0.512115	0.000003	0.51207	-10.0	2.7
45MA	Diyabaz	21.04	537	0.113	0.707531	0.000005	0.70748	42.8	4.64	19.09	0.1469	0.512929	0.000001	0.51288	6.0	0.5
54MA	Andezit	47.98	181	0.768	0.707531	0.000004	0.70716	38.4	4.24	20.8	0.1232	0.512533	0.000002	0.51249	-1.6	1.0
73MA	Dasit	15.06	286	0.152	0.703589	0.000004	0.70352	-13.4	6.34	27.4	0.1399	0.512926	0.000002	0.51288	6.0	0.5
87MA	Andezit	7.91	463	0.049	0.704240	0.000004	0.70422	-3.5	5.38	20.74	0.1568	0.512923	0.000002	0.51287	5.8	0.6
95MA	Bazalt	1.08	133	0.024	0.704441	0.000005	0.70443	-0.4	3.57	14.29	0.1510	0.512946	0.000002	0.51290	6.3	0.5
98MA	Bazalt	14.22	758	0.054	0.703967	0.000003	0.70394	-7.4	4.64	18.44	0.1521	0.512907	0.000002	0.51286	5.5	0.6
102MA	Bazalt	48.22	276	0.506	0.705450	0.000006	0.70521	10.6	4.28	15.61	0.1658	0.512936	0.000002	0.51288	6.0	0.7
114MA	Bazalt	38.47	215	0.518	0.704717	0.000003	0.70447	0.1	5.1	16.68	0.1848	0.512941	0.000002	0.51288	6.0	1.1
26PTR	Bazalt	32.42	514	0.183	0.703646	0.000003	0.70356	-12.8	4.49	18.92	0.1435	0.512917	0.000001	0.51287	5.8	0.5
32PTR	Bazalt	0.43	89	0.014	0.705173	0.000006	0.70517	10.0	5.49	17.3	0.1919	0.512981	0.000002	0.51292	6.7	1.2
01ISP	Bazalt	39.95	484	0.239	0.704068	0.000003	0.70395	-7.2	3.49	14.03	0.1504	0.512923	0.000002	0.51288	5.8	0.5

^a Tablo 6.2'deki verilerle aynıdır. ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd değerleri sırasıyla Rb/Sr*2.8956 ve Sm/Nd * 0.60456 ilişkileri kullanılarak hesaplanmıştır.

^b İlksel izotop oranları (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i = (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) - (⁸⁷Rb/⁸⁶Sr) * (e^{λt}-1), (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_i = (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd) - (¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd) * (e^{λt}-1)] formülleri ile hesaplanmıştır (Faure ve Mensing 2005).

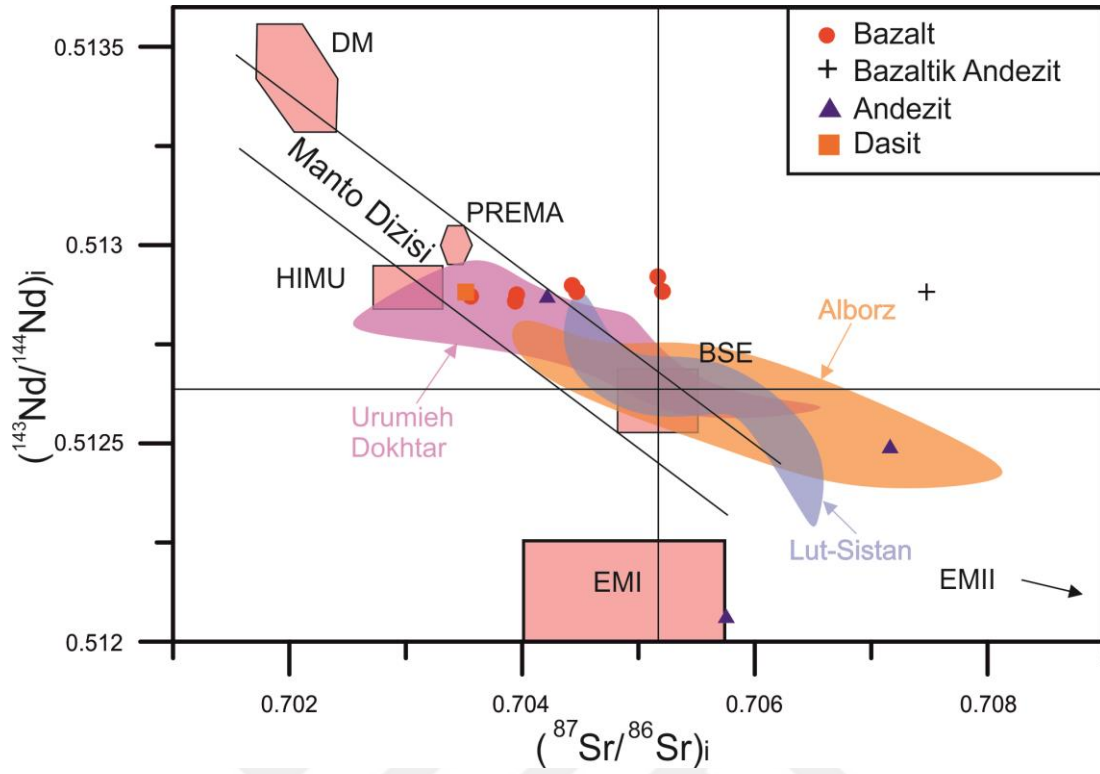
İlksel izotop oranları hesaplanması için bozunma sabiti Rb için λ(⁸⁷Rb = 1.42 × 10⁻¹¹ y⁻¹ (Steiger and Jäger, 1977), Sm için λ(¹⁴⁷Sm = 6.54 × 10⁻¹² y⁻¹ (Lugmair and Marti, 1978)

Günümüzdeki CHUR (chondritic uniform reservoir) kondritik uniform rezervuar değerleri : ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr = 0.0827, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.7045, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1967, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512638

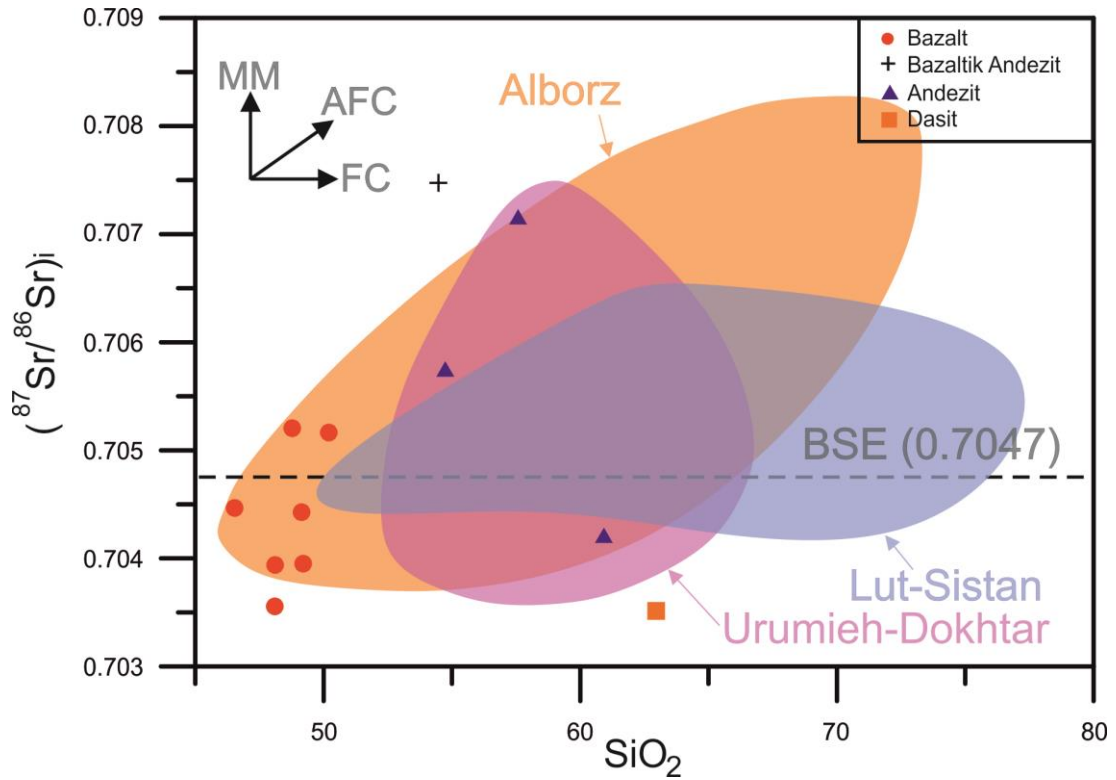
DM: Tüketilmiş Manto.

^c εNd(T) = [(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{örnek} (T)/(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{CHUR}(T)-1]*10⁴

^d T_{DM1}(Ga) = 1/λ_{Sm-Nd} dx ln{1 + [(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{örnek} -0.51315]/[(¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd)_{örnek} -0.2137]}]. f_{Sm/Nd} = (¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd/0.1967)-1 f_{Sm/Nd} : örneklerin değeridir.



Şekil 7.1. İncelenen örneklerin $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ - $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ izotop korelasyon diyagramları. Manto rezervuarları Zindler ve Hart (1986)'dan alınmıştır. BSE: Toplam Yerküre (Bulk Silicate Earth), DM: Tüketilmiş Manto (Depleted Mantle), EMI: Zenginleşmiş Manto (Enriched Mantle I), EMII: Zenginleşmiş Manto (Enriched mantle II), HIMU: Yüksek μ Manto (High μ Mantle), PREMA: Yaygın Manto (Prevalent Mantle). Sınır bölgesi referansları Şekil 8.4 ile aynıdır.



Şekil 7.2. İncelenen örneklerin SiO_2 - $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ diyagramı. AFC: Asimilasyon-Fraksiyonel Kristalleşme, FC: Fraksiyonel Kristalleşme, MM: Manto Metasomatizması. Sınır bölgesi referansları Şekil 8.4 ile aynıdır.

8. PETROJENEZ

Bu bölümde ana element-iz element-NTE ve izotop verileri birlikte kullanılarak incelenen kayaçların petrojenezi açıklanmaya çalışılacak ve kayaçların oluşum modeli oluşturulacaktır. Magmaları oluşturan ve birincil magma bileşimlerini etkileyen petrojenetik süreçlerin belirlenmesi oldukça önemlidir. Maden Karmaşığı'na ait volkanik ve sub-volkanik kayaçların ana-iz element-NTE ve izotop verilerine ait petrojenetik süreçler, (örneğin; kaynak bölgesinin özellikleri ve asimilasyon- fraksiyonel kristalleşme) yapısal olarak Anadolu'nun devamı olan İran'daki Eosen-Oligosen volkanitlerine benzerlik göstermektedir. Maden volkanik kayaçlarının petrojenezi üç ayrı kısımda incelenecektir.

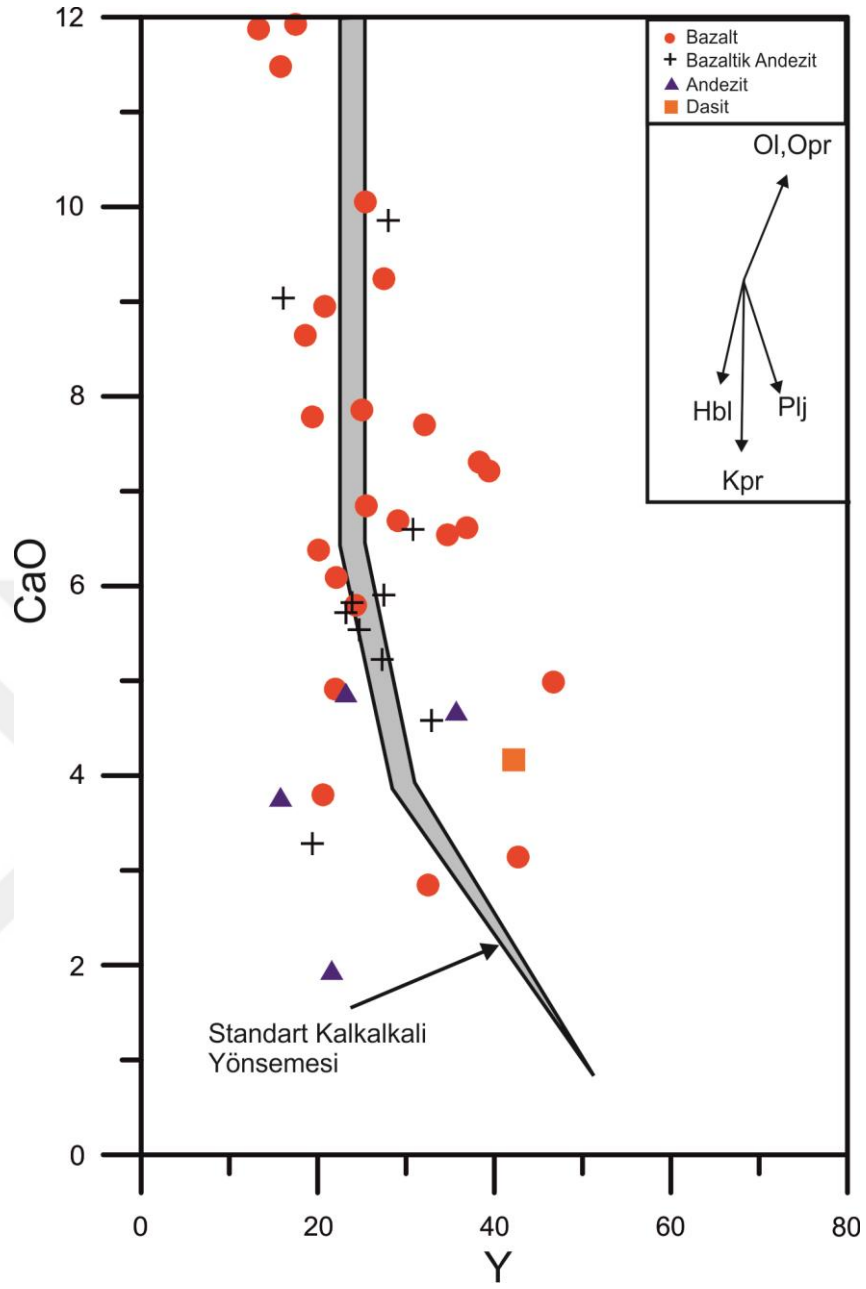
8.1. Fraksiyonel Kristalleşme ve Kabuksal Kirlenme

İncelenen kayaçların gelişiminde fraksiyonel kristallenmenin katkısı jeokimyasal veriler dikkate alınarak incelenmiştir. Lambert ve Holland (1974), kalkalkali kayaç gruplarında standart kalkalkali yönsemesine göre, Y içeriğindeki zenginleşmeyi ve fakirleşmeyi esas alarak, L ve J tipi yönsemeler tanımlamıştır (Şekil 8.1). Buna göre L-tipi yönsemeler, plajiyoklas+klinopiroksen kontrollü fraksiyonel kristalleşmeyi, J-tipi yönsemeler ise, hornblend+klinopiroksen denetimli fraksiyonel kristalleşmeyi yansıtmaktadır. İncelenen kayaçlar bu diyagramda plajiyoklas ve klinopiroksen kontrollü fraksiyonlaşma eğilimi izlemektedir. Andezitik bazı örneklerde ise hornblend ve klinopiroksen kontrollü fraksiyonlaşma eğilimi izlenmektedir. Bu veriler, yapılan petrografik incelemeler ile uyumluluk göstermektedir.

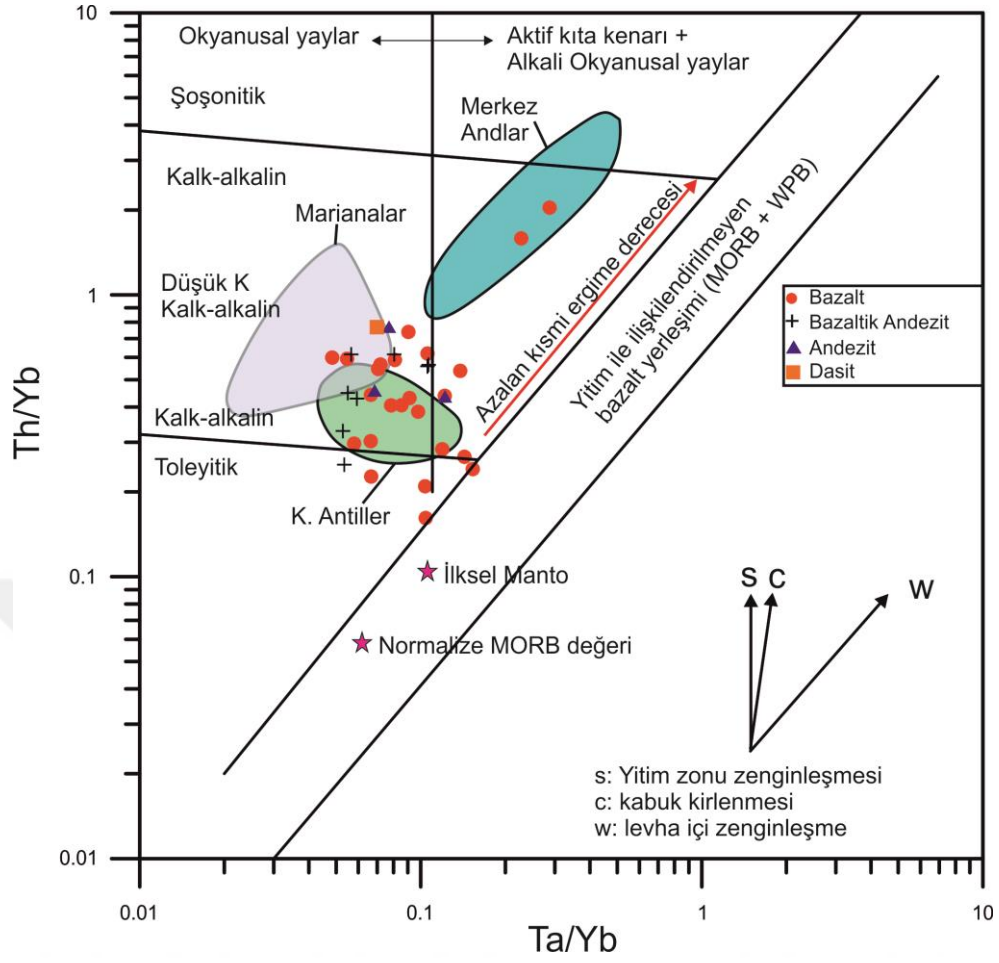
Fraksiyonel kristalleşme modellemesi için, Th ve Yb çok yüksek uyumsuz element olmaları nedeniyle fraksiyonlaşma indeksi olarak kullanılırlar. Pearce (1983) tarafından hazırlanan Ta/Yb'a karşı Th/Yb değişim diyagramı, kaynak bileşimi ve kabuksal kirlenmenin belirlenmesinde etkin bir şekilde kullanılmaktadır (Şekil 8.2). Kaynak bölgesinin yitim prosesleri ile metasomatizmaya uğratılması sonucu, Th oranı, Ta içeriğine göre daha fazla zenginleşme göstermektedir. Dolayısıyla, genel olarak yitim bileşenleri Ta ve Yb'a göre, daha fazla Th taşıdıkları için, Th/Yb oranları Ta/Yb oranlarına göre daha yüksek bir orana sahiptir. Kıtasal kabuğun Ta'a göre daha fazla Th içermesinden dolayı, kabuk kirlenmesinin etkisini gösteren kayaçlarda Ta/Yb oranlarına kıyasla Th/Yb oranları daha yüksektir. Şekil 8.2'de görüldüğü gibi incelenen kayaçlarda yitim zonu zenginleşmesi ve kabuk kirlenmesi etkileri görülmektedir. Ayrıca kayaçlar bu diyagrama göre kalkalkalin ve toleyitik karakterlidir. Daha önce uyumsuz elementler kısmında da açıklandığı

gibi bölgede yitime işaret eden bu iz element özellikleri, Kretase dönemindeki yitim ile ilişkilendirilebilir. İncelenen kayaçların kaynak alanının bileşimi değiştirilmiş yitim bileşenince zenginleşmiş olduğu düşüncesi desteklenmektedir.

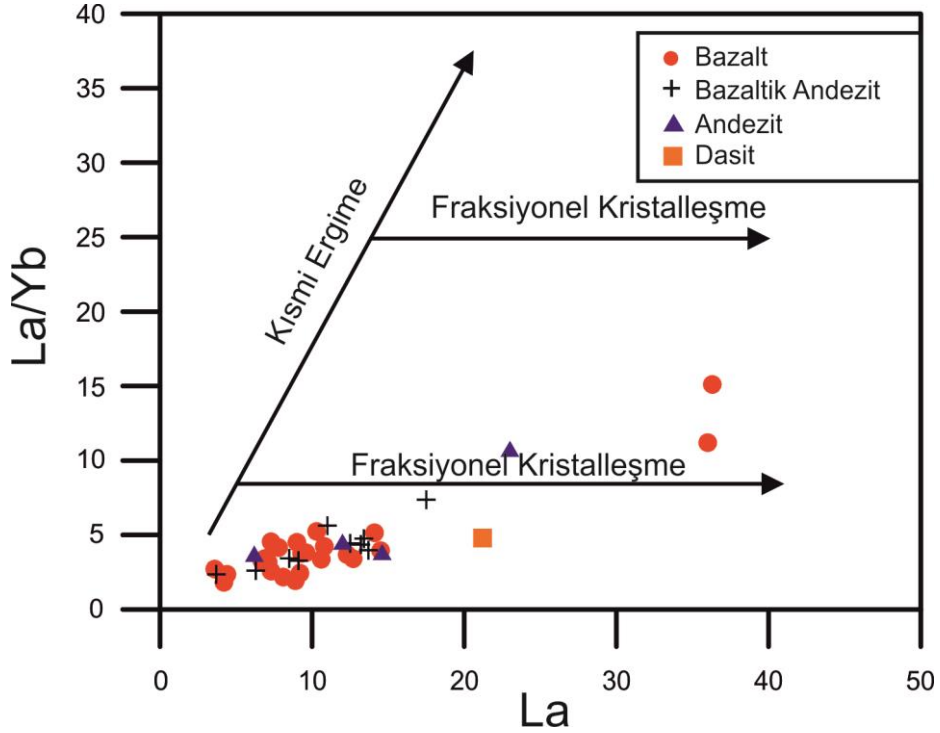
La/Yb oranı, kısmi ergime derecesinin hassas olarak belirlenmesinde önemli bir göstergedir (Huang vd. 2012). La/Yb oranlarının genel olarak sınırlı bir alanda değişim göstermesi, örneklerin fraksiyonel kristalleşme eğiliminde olduklarını göstermektedir (Şekil 8.3). Buna göre elementlerde gözlenen değişimler, ana magmanın gelişiminden sonra meydana gelen fraksiyonel kristalleşmeyi yansıtmaları muhtemeldir. La/Yb oranları yüksek olan örnek lokasyonları incelendiğinde, bu örneklerin Pütürge-Kale bölgesinden alınmış olduğu görülmekte olup, bu da bize kıtasal kabul karakterinde olan Pütürge Metamorfikleri'nin, incelenen volkanik kayaçların fraksiyonel kristalleşmesinin yanında kabuksal kirlenmesi yönünde de etkin bir rol oynadığını göstermektedir.



Şekil 8.1. İncelenen kayaçların Y-CaO diyagramı (Lambert ve Holland, 1974). Vektörler yaygın silikatların fraksiyonlaşma yönlerini göstermektedir.



Şekil 8.2. İncelenen kayaların Ta/Yb-Th/Yb diyagramı (Pearce, 1983).

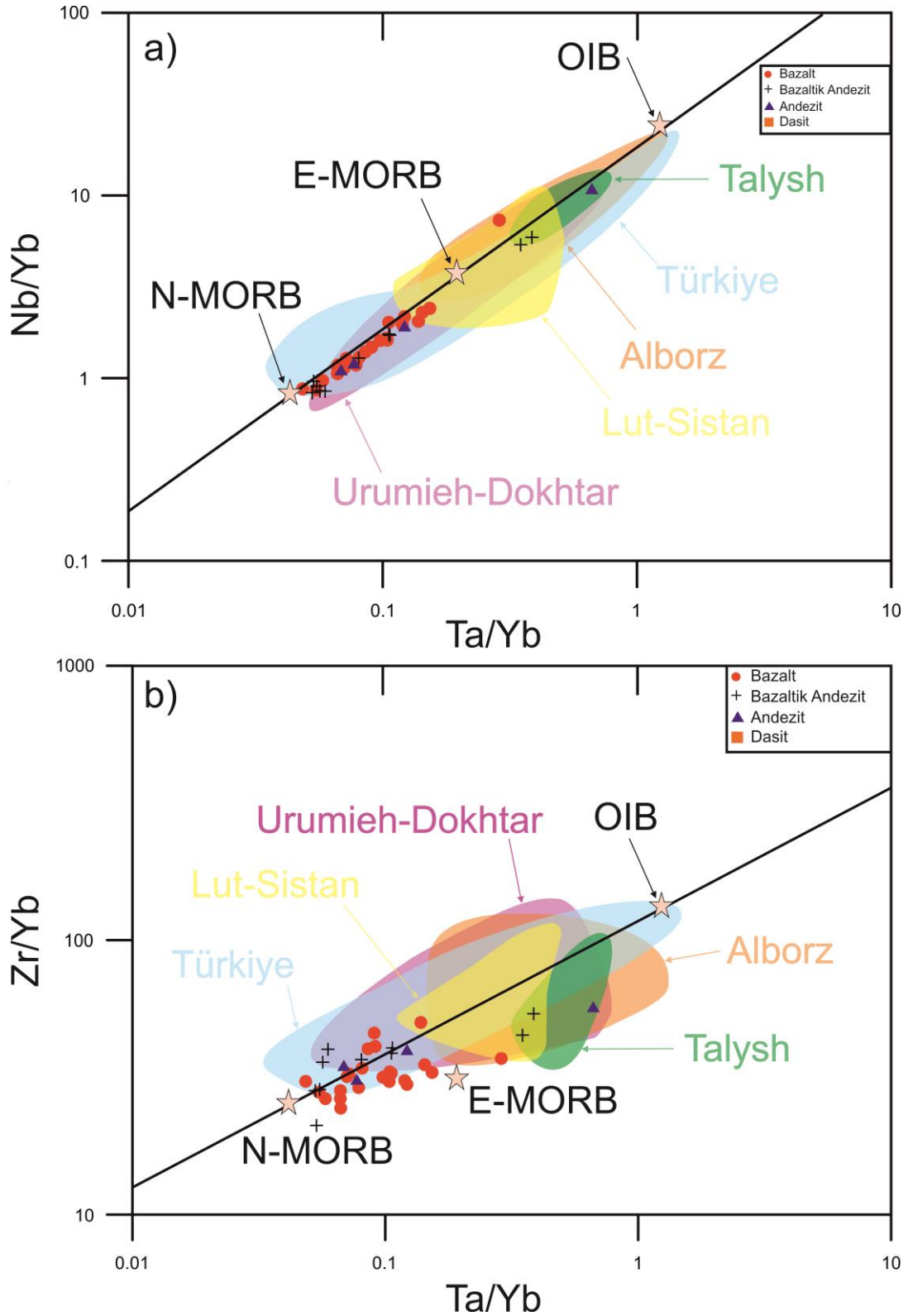


Şekil 8.3. İncelenen kayaların fraksiyonel kristallenme eğilimlerini gösteren La-La/Yb diyagramı (Huang vd. 2012).

8.2. Ana Magma Kaynağı

Magma kaynağının özelliklerinin irdelenebilmesi için, olası kabuk kirlenmesi ve fraksiyonel kristalleşme etkisini olabildiğince azaltmak için, bazaltik ve nispeten ilksel andezitik (% MgO = >3) örnekler seçilmiştir. HFSE ve ANTE için, nispeten düşük sıvı hareketliliği manto kaynağında erimeyle ilgili olarak zenginleşme ve tüketilmenin anlaşılması için önemlidir. Örneğin Pearce ve Norry (1979) okyanusal bazaltları Zr/Nb oranına göre; OIB (>10), E-MORB (~10) ve N-MORB (~40) olarak sınıflamıştır. Bu çalışmada seçilen örneklerle göre Zr/Nb oranlarının 8.38-47.14 arasında değişmesi, incelenen kayaçların E-MORB ve N-MORB benzeri bir kaynaktan türediğini göstermektedir. Şekil 8.4'de Ta/Yb oranına karşı çizilmiş Nb/Yb ve Zr/Yb diyagramlarında incelenen örneklerin E-MORB ve N-MORB benzeri bir kaynaktan türediği görülmektedir. Bu da yaygın olarak jeokimyasal orojenez geçmişini gösteren rutil ve titanit gibi kalıntı Ti içeren fazların magmanın kökeninde önemli bir rol oynadığını göstermektedir (Foley ve Wheller, 1990; Pearce ve Peate, 1995). Bu fazlar, magma kaynağında Nb ve Ta'ın bir kısmını muhafaza edebilir.

Orta Eosen yaşlı Maden Karmaşığını oluşturan magma, E-MORB ve N-MORB benzeri bir kaynaktan türemiş olup daha önceki yitim bileşenlerince zenginleşmiştir.



Şekil 8.4. İncelenen örneklerin uyumsuz element oranlarına göre manto kaynağı özelliklerini gösteren diyagram. a. Ta/Yb-Nb/Yb, b. Ta/Yb-Zr/Yb. N-MORB (Normal-Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı), E-MORB (Zenginleşmiş-Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı), OIB (Okyanus Adası Bazaltı), değerleri Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır. Urumieh-Dokhtar bölgesi, İran güneybatısı (Ahmadian vd. 2009; Omrani vd. 2008; Verdel vd. 2011) Alborz bölgesi, İran kuzeyi (Aghazadeh vd. 2010, 2011; Asiabanha vd. 2012; Asiabanha ve Foden, 2012) Lut-Sistan Bölgesi (Pang vd. 2013) Talysh bölgesi, Azerbaycan (Vincent vd. 2005) ve Türkiye kuzeyi (Keskin vd. 2008).

8.3. Maden Karmaşığı'nı Veren Magmanın Oluşum Modeli

Maden Karmaşığı Türkiye'nin en önemli tektonik kuşaklarından birisi olan Bitlis Pütürge/Bitlis-Zagros Kenet Kuşağı içerisinde ve kuzeyinde yer almaktadır. Bölgenin önemli tektonik olayların etkisinde kalmış olması nedeniyle Maden karmaşığının oluşumuyla ilgili değişik modeller önerilmiştir. Bitlis-Pütürge masiflerinin tabanın da yeralan gözlü gnays ve metagranitler Türkiye'nin en yaşlı birimleri olup, Neoproterozoik yaşlıdır (Ustaömer vd. 2009, 2012; Beyarslan vd. 2016). Gerek Türkiye'de gerekse Avrupa ve İran'da yapılan çalışmalarda (Nance and Murphy, 1996; Fernández-Suárez vd. 2000, 2002; Stampfli, 2000; Nance vd. 2002; Linnemann vd. 2007; Nance vd. 2008; Ustaömer vd. 2009, 2012; Stampfli vd. 2013; Gürsu vd. 2015; Moghadam vd. 2015; Avigad vd. 2016; Beyarslan vd. 2016) Alpin-Himalaya Kuşağı içerisinde bu birimlerin Gondwana'nın kuzeyinde güneye doğru dalımlı bir yitimin sonucu oluşan birimler olduğunu kabul etmektedirler. Üst Triyastan itibarende Neotetisin güney kolunun açılması ve Üst Kretase'deki yitim ve yitim zonu üzerinde gelişen açılmaya bağlı olarak ofiyolitlerin oluştuğu ve Üst Kretase sonunda bu ofiyolitlerin Arap platformu üzerine bindirdiği kabul edilmektedir (Perinçek, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Bingöl, 1984; 1986a,b; Beyarslan ve Bingöl, 2000; Robertson, 2002; Rizeli vd. 2016). Bölgenin Üst Kretase sonuna kadar geçirmiş olduğu jeotektonik evrim konusunda hemen hemen tüm araştırmacılar hem fikirdir. Ancak, Orta Eosen yaşlı Maden Karmaşığını veren magmanın kökeni ve jeotektonik ortamıyla ilgili çeşitli görüşler ileri sürülmüştür.

Jeokimyasal ve izotop çalışmalarının çok kısıtlı olduğu zamanlarda yapılan çalışmalarda, daha çok arazi verileri ve tektonik ilişkiler üzerine dayanılarak Maden Karmaşığı için oluşum modelleri oluşturulmaya çalışılmıştır. Maden Karmaşığı çok geniş alanlarda ve çok değişik birimlerle birincil veya tektonik ilişkilidir. Bu nedenle de Maden Karmaşığının bölgede yüzeyleyen farklı birimlerle olan ilişkilerinin tamamını ortaya koymadan, dar alanlarda yapılan ortam yorumları da eksikler veya hatalar içermektedir.

Rigo de Righi ve Cortesini (1964) birimin orojenle eşyaşlı derin bir havzada oluştuğunu belirtmişlerdir. Bu araştırmacıların yorumları tamamen arazi verilerine dayanmaktadır. Aynı şekilde birimler arasındaki tektonik ilişkiler, farklı birimlerin, özellikle sedimanter birimlerin litolojik ve oluşum ortamları üzerine dayanarak Özkaya (1974) birimin oluşum ortamı için kenarları faylı ve hızla derinleşen öjeosenklinal havza koşullarında çökeldiğini, magmasal etkinliğin ise kıta içi bir olay olabileceğinden bahsetmiştir. Bazı araştırmacılar (İleri vd. 1976; Erdoğan 1977, 1982; Perinçek ve Özkaya

1981; Özçelik 1982, 1985) Maden Karmaşığının Guleman ofiyolitlerinin üzerinde yer alması nedeniyle, bu karmaşığın okyanus ortası sırtları ve bu sırtlara yakın bölgelerde veya marjinal havza üzerinde gelişmiş ensimatik-olgunlaşmamış ada yayı volkanizmasının ürünleri olduğundan bahsetmişlerdir. Benzer şekilde Perinçek (1978) bölgede yapmış olduğu arazi çalışmaları sonucu karmaşık içerisindeki sedimanter kayaçların özelliklerine ve bölgenin tektonik yapısına bakarak Maden Karmaşığının derin denizde çökelmiş, daha sonraki yoğun tektonizma etkisiyle karışık olmuş, sürüklenim örtüleri halinde güneye ilerleyerek bugünkü konumunu aldığını kabul etmiştir. Perinçek (1979), alt ve üst gruba ayırdığı Maden lavlarının alkalenden toleyite değişim gösterdiğini, alt lavların levha içi bazalt tipi karakterde olduğunu ve kıtasal rift ortamından okyanuslaşmaya başlayan bir ortamı temsil ettiğini; üst lav topluluğunun ise okyanus ortası sırt bazaltı tipi karakter gösterdiğini belirtmiştir. Şengör ve Yılmaz (1981), Hempton (1984), Yılmaz vd. (1987), Yiğitbaş vd. (1993), Turan vd. (1995), Yılmaz ve Yıldırım (1996), Çelik (2003) çalışmalarında Maden Karmaşığının yay ardı bir havzada geliştiğini ileri sürmüşlerdir. Yazgan (1981, 1983, 1984), Michard vd. (1982, 1984), Bingöl (1988) birimi kıta içi yitim ile ilişkilendirmişlerdir. Aktaş ve Robertson (1984) ise birimi iki bölge şeklinde incelemiş olup, oluşum ortamları için yay önü havza ve kısa ömürlü çek-ayır havza modelini önermişlerdir.

Perinçek (1980b)'e göre Toros orojenez kuşağında Orta Eosen yaşlı Maden Karmaşığının önemli bir yeri olduğundan bahsetmiştir. Birimin özelliklerini değiştirmeden batıda Berit Dağı-Doğanşehir dolayından doğuda Hakkâri yakınlarına kadar uzandığı görülmektedir. Çökelme çanağı tektonizmanın denetimindedir. Birim karmaşıklık karakterini sedimantasyon sırasında kazanmıştır. Orta Eosen sonrasında sürüklenim kuşağı önemli bir tektonik etkinlik dönemine girmiştir. Böylece Orta Eosen çanağı kapanmış, bu çanağın sedimanları temel ile birlikte ekaylanarak sürüklenim örtüleri altında kalmıştır. Çanağın temelini oluşturan metamorfitle ve Guleman Ofiyolitleri yer yer sürüklenim örtüleri oluşturarak Maden Karmaşığını örtmüşlerdir. Orta Eosen hareketlerinin güney şelf alanındaki izleri oldukça belirgindir. Elazığ-Bitlis sürüklenim hattının yakın güneyinde kalan alanlarda Alt Eosen transgresyonu ile başlayan kırıntılı çökelişi, yerini karbonata bırakmış, karbonat çökelişi Orta Eosen ve çoğu yerde Üst Eosen sonuna kadar sürmüştür. Bundan sonra kuzeydeki tektonik hareketlerin etkisiyle bu alanlar kısmen yükselmiş ve Orta Eosen'i takip eden dönemde başlayan regresyon, Üst Eosen sonrasında belirginleşmiştir. Ergani-Guleman dolayında karbonat çökelişi Orta Eosen zamanında

kesilmiştir. Miyosen’de Güneydoğu Anadolu’nun kuzeybatı ve kuzeyinde dar ve geniş bir iç havza gelişmiştir. Bu iç havzada molas fasiyesinde Arap Platformuna ait Alt Miyosen yaşlı kumtaşı-şeyl aralanmasından oluşan yer yer olistostromal çakıltası katkıları ile temsil olunan Lice Formasyonu çökelmiştir. Kretase’de bölgeye yerleşen allohton kütlelerin oluşturduğu paleoyükselim, Alt Miyosen yaşlı birimin çökme çanağını yaklaşık güneyden sınırlamıştır. Miyosen, tektonizmanın oldukça yoğun geçtiği bir peryottur. Tektonik hareketlerin Orta Miyosen’de etkinlik kazanmaya başlamasıyla Alt Miyosen çanağı kapanmıştır. Böylece Güneydoğu Anadolu’da günümüzdeki tektonik konumunu belirleyen sürüklenimler gelişmeye başlamıştır.

Yazgan (1981) Doğu Toroslarda yapmış olduğu çalışmada kuzeyden güneye doğru biri Üst Kretase (Yüksekova), diğeri Orta Eosen (Maden) yaşlı volkanik ve derinlik kayalarının ana oksit, iz elementler ve stronsiyum ilksel izotoplarını inceleyerek kayaları tanımlamıştır. Orta Maastrihtiyen ile Orta Eosen arasında volkanik etkinliği olmayan bir arayı da kapsayan Üst Kretase’den Üst Eosen’e kadar Anadolu ve Arap levhaları arasında, genç ve kalın olmayan bir kıta kabuğu üzerine yerleşen kıta kenarı ürünleri olduklarını ifade etmiştir. Araştırmacı ayrıca Pütürge Masifi’nin Maden Karmaşığının temelini oluşturduğunu kabul edip, buna karşılık Keban Metamorfitleri’nin de Yüksekova Karmaşığının temeli olabileceğini varsaymıştır.

Yazgan (1984)’e göre Üst Triyas boyunca okyanusun yayılması, Keban platformunun güneyinde ve Pütürge Metamorfitleri kuzeyinde konumlanmıştır. Bölgede sıkışma hareketleri ilk kez Senomaniyen-Turoniyen’de başlamıştır. Araştırmacı Maden volkanizmasının Arap Platformu ile Pütürge Metamorfitleri arasında devam eden bindirmeyle ilişkili olarak Orta Eosen’de kıta içi bir yitim ile ilgili olarak geliştiğinden bahsetmiştir.

Güneydoğu orojenik kuşağında güneyden kuzeye üç yapısal kuşak ayırt edilmektedir. Bunlar; a- Arap platformu, b- Bitlis-Pütürge-Engizek şaryaj cephesi (Ekay zonu) ve c-Nap alanıdır (Yılmaz vd. 1987; Yiğitbaş 1989; Yılmaz 1990; Yılmaz ve Yiğitbaş 1991). Yiğitbaş vd. (1992)’ne göre Arap platformu; Alt Paleozoyik’ten Orta Miyosen’e kadarki dönemde, çoğunlukla denizel ortamda gelişmiş kalın bir istifile temsil edilmektedir. Ekay zonu, Arap platformunun kuzeyinde yer alır. Yaklaşık 5-10 km genişliğinde, Arap platformu ile nap bölgesi arasında sıkıştırılmış bir şerit biçimindedir. Ekay zonu, Geç Kretase-Erken Miyosen aralığında gelişmiş, aslında birbirlerinin doğal devamı olan birimlerin birbirleri üzerine itilmelerinden oluşmuş ters fay dilimlerinden

meydana gelir. Ekay zonunda yer alan bu kalın ve kendi içinde sürekliliği olan dizinin fasiyes ve yaş ilişkileri dikkate alındığında bunların gerçekte Arap platform istifinin açık deniz tarafındaki eşdeğerleri olduğu anlaşılmaktadır (Yılmaz vd. 1987; Yiğitbaş vd. 1993). Ekay zonunun da kuzeyinde yer alan nap alanı Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağının en üst ana tektonik birliğini oluşturur ve bunlar, üstte metamorfik, onun altında ise ofiyolitik toplulukların yer aldığı bir nap paketi halindedir. Yılmaz ve Yıldırım (1996)'ya göre metamorfik masifler tabanda ileri derecede metamorfik kayalarla onun üzerinde örtü nitelikli zayıf dereceli metamorfik kayalardan oluşmaktadır. Örtüde karbonat kayaları hâkimdir. Masifler, metamorfizmaya Geç Kretase'de uğramış olup Toroslar'a ait bir tektonik birliği temsil etmektedir. Bu birlik metamorfizmasının ardından güney yönünde allohton topluluk olarak ilerlemeye başlamıştır. Bu ilerleme sonunda ofiyolitik toplulukların üzerine itilmiş, onlarla bir nap paketi oluşturmuştur. Bu nap paketi, Erken Eosen-Erken Miyosen dönemindeki ilerlemesi sırasında kendi içinde dilimlenmiş, parçalanmış ve orta örtü birimleriyle örtülmüştür. Napların ilerlemesi, önce okyanusal bir ortamın Orta Eosen'de, daha sonra kalıntı denizinin Erken Miyosen'de yok olmasına kadar sürmüştür. En sonda naplar topluca Erken Miyosen'de Arap Platformu üzerine yerleşmiştir. Maden Karmaşığı bu nap alanı içerisinde şaryaj dilimleri arasında yer almaktadır (Yiğitbaş vd.1993).

Güneydoğu Anadolu orojeninin gelişiminde etkili olmuş tektonik deformasyon fazları başlıca Üst Kretase ve Miyosen dönemlerinde gelişmiştir. Üst Kretase döneminde Arap platformu üzerine ilk ofiyolit napları ilerlemiştir. Miyosen döneminde ise içinde farklı ofiyolitik (Güney Kuşak Ofiyolitleri) ve metamorfik dilimlerin (Malatya-Keban ve Bitlis-Pütürge Metamorfikleri) yer aldığı nap paketi bölgeye yerleşmiştir. Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağı, bu nap paketinin üzerlemesiyle başlayan jeolojik evrimin sonucunda bugünkü konumunu kazanmıştır. Güneydoğu Anadolu'da yaklaşık doğu-batı gidişli Miyosen napları, orojenik kuşağın orta kesimlerinde, Üst Kretase naplarını aşmış olduğundan, Arap platformunun Üst Kretase-Miyosen dönemine ait istifini ve bu dönemde gelişmiş yapıları gizlemiştir. Miyosen naplarının ulaşamadığı güneybatı ve güneydoğu alanlarda Miyosen öncesi otokton birimler ve yapılar tanınabilmektedir (Yiğitbaş vd. 1992).

Yiğitbaş vd. (1993) Maden Karmaşığını oluşturan istifin gelişimini şu şekilde özetlemektedir. Maden Karmaşığı transgresif başlayıp hızla derinleşen bir ortamı göstermektedir. Orta Eosen başında bir transgresyon gelişerek kumtaşı ve çakıltaşlarının

oluşumunu sağlamıştır. Bu kayalar moloz akıntısı halinde ve muhtemelen fay denetiminde gelişmiş bir şev önü niteliğindedir. Bazaltik volkanizmanın da eşlik ettiği bu kırıntılı istif, bir riftleşmeye bağlı olarak gelişmiştir. Bunu izleyen evrede, kırıntılı çökeliyi yerini giderek sığ denizel karbonat çökeline bırakmıştır. Daha sonra bölge hızla çökmüş ve pelajik kireçtaşları gelişmiştir. Karbonat duraylılık sınırının altına inen kesimlerde ise radyolarit-çört gibi silisli sedimentler oluşmuştur. Bu dönemde, derin denizel sedimantasyona MORB tipi toleyitik bazaltik volkanizma eşlik etmiştir. Burada da görüldüğü gibi Maden Karmaşığı içerisindeki volkanik kayalar birbirlerine göre farklı iki düzeyde yer almaktadır. Bunlardan ilki, birimin taban düzeylerinde ve sığ denizel çökellerle iç içedir. Genellikle bazaltlar ile temsil edilen bu lavlardan az sayıda da olsa yapılan jeokimyasal analizler, bunların alkalen nitelikli olduklarını göstermiştir (Yiğitbaş, 1989). Diğer grup lavlar ise istifte daha üst kesimlerde görülür ve pelajik çökellerle birlikte (Özçelik 1982, 1985). Aktaş ve Robertson (1990) Güneydoğu Anadolu'da Karadere Formasyonuna ait birbirlerinden farklı, ancak birbirleriyle kısmen üzerlenen farklı volkanik kayaç türlerinin varlığından bahsetmiştir. Araştırmacılara göre bunlar alkali olivin bazalt bileşimli bir magmadan ayrılarak gelişmişlerdir. Bu çalışmada da elde edilmiş olan bu farklılık volkanitlerin bir kısmının N-MORB; diğer kısmı ise E-MORB karakterindedir (Şekil 6.10).

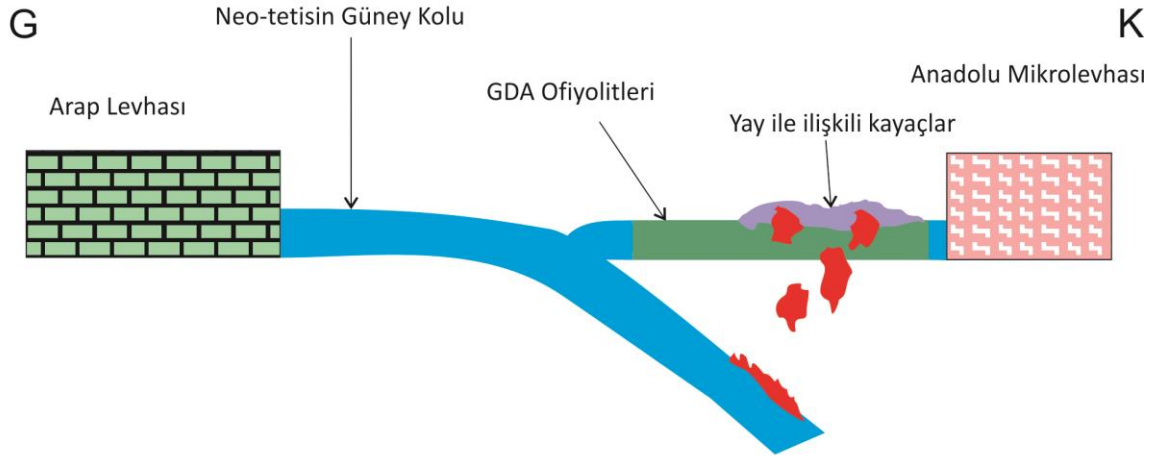
Ekay zonuna dahil edilen andezit, dasit, riyolit ve ilişkili piroklastik kayalarla temsil edilen ve ofiyolitik kayalarla tabanlanan (Yılmaz ve Yiğitbaş, 1991) Orta-Üst Eosen yaşlı Helete volkanitleri de bölge tektoniğinin anlaşılması bakımından önemli kayaç topluluğudur. Birim, ensimatik ada yayı karakterli olup (Yılmaz vd. 1987; Yiğitbaş, 1989) bu volkanik kuşak doğuda Bitlis-Pütürge-Engizek şaryaj cephesi boyunca (Erdoğan, 1977) batıda Misis-Andırın dağları boyunca güneydoğuya devam eder ve muhtemelen Kıbrıs'ta Beşparmak dağlarına kadar ulaşır (Yılmaz vd. 1987). Yiğitbaş vd. (1993) bu iki topluluk arasında belirgin farklılıklar olduğuna değinmişlerdir. Bunları kısaca özetleyecek olursak, Helete volkanitlerinin Maden havzasının gelişimi ile kısmen eş zamanlı bir volkano-sedimanter topluluk olduğundan bahsetmişlerdir. Maden Karmaşığına ait bazaltik kayaların bir kısmı, altta sığ denizel-karasal çökellerle birlikte bulunup alkalen nitelikte; diğer kısmı ise üstte pelajik çökellerle birlikte bulunup toleyitik karakterlidir. Maden istifi topluca bir havza gelişimini temsil etmektedir. İstifteki alt lavlar havzanın riftleşme evresinde; üst lavlar ise bir proto-okyanus gelişimi evresinde gelişmişlerdir. Buna karşılık Helete volkaniti kalkalen nitelikte andezitik-riyolitik volkanik kayalar ve bunların

piroklastiklerinden oluşur. Helete volkanitinde sedimanter kayaçlar oldukça azdır ve genellikle volkanojenik kırıntılarla temsil edilir. Maden Karmaşığını oluşturan transgresif istiftten de anlaşıldığı gibi, Maden havzası giderek çöken ve derinleşen bir ortamı temsil etmesine karşın, Helete Grubu ilerleyen volkanik aktivitenin de etkisiyle zaman içerisinde deniz düzeyine kadar çıkabilmiş, yani sığ ortamına ulaşmıştır. Helete volkanitlerinin üst seviyeleri arasında bulunan resifal kireçtaşları (Seske Fm. Yılmaz vd. 1987) bu görüşü desteklemektedir. Bölgede nap alanında yer alan Maden havzasının, kuzeyde yer alan metamorfik birlik ile güneyde yer alan bir andezitik kuşak (Helete Volkaniti) arasında açıldığı anlaşılmaktadır. Böylece Maden havzasının, geliştiği dönemde Arap platformuyla hiçbir şekilde doğrudan ilişkisi olmamıştır. Çünkü ekay zonunda bugün gördüğümüz Orta Eosen ve daha genç birimlerin içinde çökeldiği denizel havza ve okyanusal bir taban üzerinde gelişmiş olan andezitik volkanik kuşak tarafından Arap platformuyla ilişkisi kesilmiştir. Yiğitbaş vd. (1993)'ne göre bulunduğu tektonik konumu dikkate alındığında Maden Karmaşığı, Helete volkanik yayına nazaran bir yay ardı havza olarak değerlendirilmiştir.

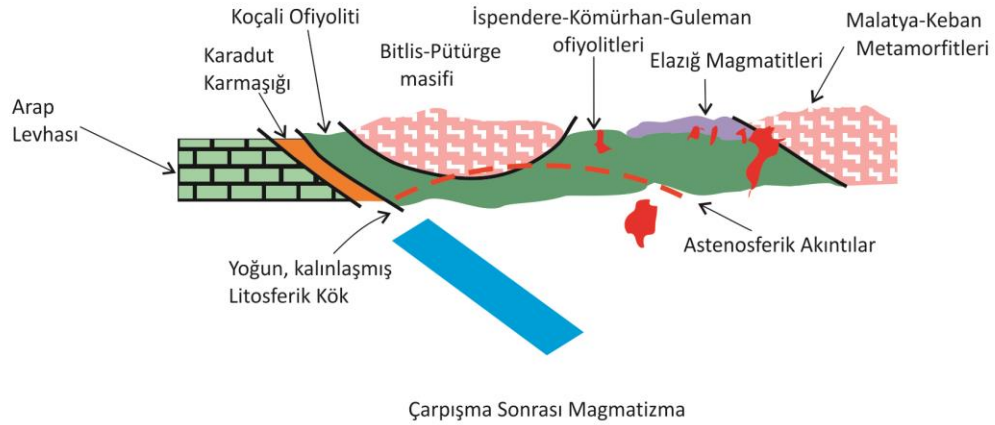
Yukarıdaki modellerin hiçbirisi Maden Karmaşığı'nın oluşumunu açıklamak için yeterli değildir. Çünkü Maden Karmaşığı çok farklı yaş ve özellikteki birimlerle birincil veya tektonik ilişkilidir. Maden Karmaşığını veren magmatizmanın yaşının bölgede gerçekleşen Üst Kretase çarpışmasından sonra olması ve magma kaynağının üst mantoda bulunması ve yitimle değişime uğramış olası nedeniyle yukarıdaki modellerle bu durumları açıklamak mümkün değildir. Batı Anadoludaki Geç Senozoik çarpışma volkanizması üzerine araştırmalar yapan Aldanmaz (1998) ve Aldanmaz vd. (2000) bu volkanizmanın oluşmasında alternatif bir model olarak yitim ve çarpışma sonrası bir kopmanın olabileceğini ve kopan kısmın astenosfer içerisine gömülmesi ile oluşacak boşluğa astenosferin girmesi ve adiyabatik yükselmeye bağlı olarak kısmi ergimenin oluşturduğu magmanın yükselirken fraksiyonel kristalleşme ve kirlenmeye maruz kaldığını önermektedir. Maden Karmaşığının eşleniği olarak İrandaki Eosen volkanizması için bir oluşum modeli öneren Pang vd. (2013) Lut-Afgan bloklarının çarpışmasının Orta Eosen'de gerçekleştiğini ve Doğu İran'daki Eosen-Oligosen volkanizmasının çarpışma ile eş yaşlı veya çarpışma sonucu oluştuğunu kabul etmektedirler. Bu araştırmacıların önerdiği modele göre; (1) Erken-Orta Kretase'de Afgan Bloğu ile Lut Bloğu arasında Sistan okyanusunun olduğu ve bunun Lut bloğunun altına dalması ile de yay magmatitlerinin oluşması, (2) Geç Kretase-Paleosen'de bu iki kıtasal bloğun çarpışması sonucu kabuğun kalınlaşması, (3)

kabuktaki kalınlaşmasının sonucu olarak bu kabuğun tabanında bir kopmanın meydana gelmesi ve kopan parçanın astenosfer içerisine sürüklenmesi, (4) kopan ve astenosfer içerisine sürüklenen parçanın bıraktığı boşluğa adiyabatik olarak astenosferin yükselmesi ve kısmi erimeye uğraması, (5) kısmi ergime ile oluşan magmanın incelen kabuktan geçerek Eosen-Oligosen volkanizmasını oluşturması. Magma kabuk içerisinde yükselirken fraksiyonel kristalleşme gösterecek ve kabuk malzemesi ile kirlenecektir. Orta Eosen yaşlı Maden volkanizmasının gelişimi İran'daki bu birime benzerliği nedeniyle, Pang vd. (2013) tarafından önerilen yukarıdaki model esas alınarak açıklanabilir. Buna göre: 1- Neotetis okyanusunun güney kolu Arap levhası ile Anadolu mikro-levhası arasında Üst Triyas'da açılmıştır (Perinçek 1979; Şengör ve Yılmaz 1981; Beyarslan ve Bingöl 2000). Bu okyanus Geç Triyas-Erken Kretase dönemi boyunca iyi gelişmiş bir okyanus ortası sırtı boyunca MORB oluşumuyla yayılmasına devam etmiştir. Geç Kretase'de okyanus içi yitim başlamış ve bu yitim zonu üzerindeki zonda ofiyolitler ve yay magmatitleri oluşmuştur. Arap levhası üzerine ofiyolitlerin ve Pütürge Masifi'nin yerleşimi Geç Maastrichtiyen dönemidir. Bu çarpışma Geç Kretase'de meydana gelmiştir. Bu verilen çarpışma zamanının kanıtı olarak Çelikhan-Sincik arasında yüzeyleyen 74-72 My. yaşlı monzodiyorit, monzonit ve gabro plütonlarının yerleşimi gösterilebilir (Lin vd. 2015). 2- Orta Eosen'de kıta-kıta çarpışmasına bağlı olarak kalınlaşmış, yoğun ve kütle çekimsel olarak kararsız hale gelmiş olan litosferik kök, konveksiyon akımlarının neden olduğu incelmeye bağlı olarak kalıntı litosferden ayrılmıştır. Yitime bağlı olarak bileşimi değişmiş olan mantoda ve ayrılan litosferde astenosferik adiyabatik yükselimele ilgili olarak ısı artışı ve kısmi ergimeler meydana gelmiştir (Şekil 8.5). Bu yükselimlerin sonucu olarak bölgede geniş ölçekli bölgesel bir gerilme ve topografik olarak kabuksal yükselimler meydana gelmiştir. Bu gelişen mekanizmada manto ve kabuk bileşenlerine sahip melez nitelikli magmalar ya da bimodal magmatizma gelişebilmektedir (Bird, 1979; England ve Houseman, 1989; Molnar vd. 1993; Aldanmaz vd. 2000; Keskin, 2003; Şengör vd. 2003; Altunkaynak vd. 2010). Çalışmanın elde edilen sonuçlarından olan N-MORB ve E-MORB benzeri iki farklı magma kaynağı bunun bir sonucu olarak gelişmiş olduğu söylenebilir. 3- Astenosferik yükselimlerin kısmi ergimesiyle oluşan magma, kabuk bileşenlerince kirlenmiş olan kabuk malzemeleri (Pütürge Masifi) ve ofiyolitlerin içerisine yükselir. Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağında, Eosen magmatizması Pütürge Metamorfikleri ve Geç Kretase yaşlı ofiyolitler üzerinde meydana gelmiştir.

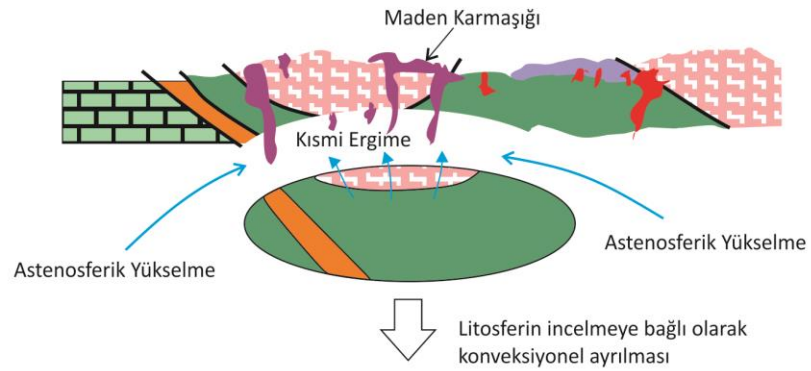
a) Üst Kretase



b) Üst Kretase-Oligosen



c) Orta Eosen



d) Üst Miyosen



Şekil 8.5. Çalışma alanının jeodinamik ve tektonik olarak modellenmesi

9. SONUÇLAR

1- Doğu Toroslarda Bitlis-Zagros suture zonu boyunca yüzeyleyen Maden Karmaşığı tez çalışması kapsamında petrografik ve petrolojik incelemeleri açısından, en iyi sonuç verebilecek yüzeylemeleri olarak düşünülen, ayrıca, karmaşığı oluşturan bütün kayaç litolojisinin bu bölgelerde yer alması bakımından Maden-Ergani bölgeleri ve Pütürge-Kale bölgeleri çalışma alanı olarak seçilmiştir. Birim taban konglomerası ile başlamakta, üste doğru yeşil renkli kumtaşı tabakaları, yer yer silisleşmiş kırmızı renkli çört, kırmızı renkli çamurtaşları ardalanmasına geçmektedir. Masif kireçtaşı blokları ve kırmızı renkli pelajik kireçtaşları ile son bulmaktadır. Birim, ayrıca tüm bu sedimanter istiflerle yanal-düşey geçişli ve ara katkılı olarak gözlenen çalışmanın asıl konusunu oluşturan bazalt, bazaltik andezit, andezit, dasit, diyabaz ve piroklastik kayaçlarla temsil olmaktadır.

2- 30 volkanik ve 9 sub-volkanik kayaç olmak üzere toplam 39 örnek üzerinde ana element (%), iz element (ppm), nadir toprak element (ppm) konsantrasyonları ölçümleri ve 12 örnek üzerinde ise Sr-Nd izotop çalışmaları National Taiwan Üniversitesi Laboratuvarları'nda yapılmıştır.

3- Maden Karmaşığı'na ait olan volkanik ve sub-volkanik kayaçlarının N-MORB'a göre normalize edilmiş diyagramlar incelendiğinde, Büyük İyon Yarıçaplı Litofil elementlerce (LILE; Ba, Th, U) zenginleşme, Yüksek Alan Enerjili Elementlerce (HFSE; Ta, Nb, Ti, Zr, Hf, Y) tüketilme ve aşırı pozitif Pb anomalisi farklı kayaç türleri için benzer desen karakteristikleri sunmaktadır.

4- Maden Karmaşığı'na ait olan volkanik ve sub-volkanik kayaçlarının Kondrit'e göre normalize edilmiş Nadir Toprak Element (NTE) değişim diyagramlar incelendiğinde, Hafif Nadir Toprak Elementlerce (HNTE; La, Ce, Pr, Nd) zenginleşme, Ağır Nadir Toprak Elementlerce (ANTE; Er, Tm, Yb, Lu) değerleri yatay ve yataya yakın dağılımlara sahip oldukları görülmektedir.

5- İncelenen kayaçlarda Ta/Yb'a karşı Th/Yb değişim diyagramına göre yitim zonu zenginleşmesi ve kabuk kirlenmesi etkileri görülmektedir. Ayrıca kayaçlar bu diyagrama göre kalk-alkalin ve toleyitik karakterlidir.

6- La/Yb oranı, kısmi ergime derecesinin hassas olarak belirlenmesinde önemli bir göstergedir. La/Yb oranlarının genel olarak sınırlı bir alanda değişim göstermesi, örneklerin fraksiyonel kristalleşme eğiliminde olduklarını göstermektedir. Buna göre

elementlerde gözlenen değişimler, ana magmanın gelişiminden sonra meydana gelen fraksiyonel kristalleşmeyi yansıtması muhtemeldir.

7- Ta/Yb oranına karşı çizilmiş Nb/Yb ve Zr/Yb diyagramlarında Maden Karmaşığını oluşturan magmatizmanın E-MORB ve N-MORB benzeri bir kaynaktan türediği görülmektedir.

8- İncelenen kayaçların, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ izotop korelasyon diyagramında iki farklı trend dağılımı gözlenmektedir. Örneklerin büyük çoğunluğu sol üst bölgede kalan ve ilk gruba dâhil edilen bu örnekler düşük $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ oranları ve pozitif $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$ değerlerine sahiptirler. Bu örneklerin MORB ve OIB gibi manto kökenli kayaçların üzerinde dizilim sunduğu, manto dizisi hattı boyunca uzanmış olması bu kayaçların izotopik olarak tüketilmiş manto kaynağından türediklerine işaretler ve bu kayaçların oluşumunda kıtasal kabuk bileşenlerinin etkili olmadığı görülmektedir. İkinci gruba ait örneklerin ise yüksek $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ oranları ve negatif $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$ değerlerine sahip olmaları, yiten kabuk malzemesinin karışmasıyla zenginleşmiş bir manto kaynağına (EMI ve EMII alanları) ya da manto kaynağındaki kabuk bileşimi katkısını ifade etmektedir.

9- Bölgede geniş bir şekilde yüzeyleyen Orta Eosen yaşlı Maden Karmaşığı'nın gelişimine ve bölgenin jeodinamik evrimine katkı sağlaması açısından yeni bir model geliştirilmiştir. Bu modele göre; 1- Neotetis okyanusunun güney kolu Arap levhası ile Anadolu mikro-levhası arasında Üst Triyas'da açılmıştır. Bu okyanus Geç Triyas-Erken Kretase dönemi boyunca iyi gelişmiş bir okyanus ortası sırtı boyunca MORB oluşumuyla yayılmasına devam etmiştir. Geç Kretase'de okyanus içi yitim başlamış ve bu yitim zonu üzerindeki zonda ofiyolitler ve yay magmatitleri oluşmuştur. Arap levhası üzerine ofiyolitlerin ve Pütürge Masifi'nin yerleşimi Geç Maastrichtiyen dönemidir. Bu çarpışma Geç Kretase'de meydana gelmiştir. 2- Orta Eosen'de kıta-kıta çarpışmasına bağlı olarak kalınlaşmış, yoğun ve kütle çekimsel olarak kararsız hale gelmiş olan litosferik kök, konveksiyon akımlarının neden olduğu incelmeye bağlı olarak kalıntı litosferden ayrılmıştır. Yitime bağlı olarak bileşimi değişmiş olan mantoda ve ayrılan litosferde astenosferik adiyabatik yükselime bağlı olarak ısı artışı ve kısmi ergimeler meydana gelmiştir. 3- Astenosferik yükselimlerin kısmi ergimesiyle oluşan magma, kabuk bileşenlerince kirletilmiş olan kabuk malzemeleri (Pütürge Masifi) ve ofiyolitlerin içerisine yükselir. Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağında, Eosen magmatizması Pütürge Metamorfikleri ve Geç Kretase yaşlı ofiyolitler üzerinde meydana gelmiştir.

10. KAYNAKLAR

- Açıkbaş, D., Baştuğ, C., 1975.** V. Bölge Cacas-Hani yöresi kuzey sahalarının jeoloji raporu ve petrol olanakları: TPAO, Rapor no: 917.
- Açıkbaş, D., Akgül, A., Erdoğan, L.T., 1981.** Güneydoğu Anadolu'nun hidrokarbon olanakları ve Baykan, Şirvan-Pervari yöresinin jeolojisi. TPAO Arama Grubu, Rapor No: 1543, 387s.
- Aghazadeh, M., Castro, A., Omran, N.R., Emami, M.H., Moinvaziri, H., Badrzadeh, Z., 2010.** The gabbro-(shoshonitic)-monzonite-granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz Mountains, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 38, 199–219.
- Aghazadeh, M., Castro, A., Badrzadeh, Z., Vogt, K., 2011.** Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland: the Shaivar Dagh plutonic complex, Alborz belt, Iran. *Geological Magazine* 148, 980–1008.
- Ahmadian, J., Haschke, M., McDonald, I., Regelous, M., RezaGhorbani, M., Emami, M.H., Murata, M., 2009.** High magmatic flux during Alpine–Himalayan collision: constraints from the Kal-e-Kafi complex, central Iran. *Geological Society of America Bulletin* 121, 857–868.
- Akgül, B., 1987.** Keban Yöresi Metamorfik Kayaçların Petrografik İncelenmesi, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Elazığ, 125s.
- Akgül, M., 1987.** Baskil (Elazığ) granitoidinin petrografik ve petrolojik incelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 60s.
- Akgül, M., 1991.** Baskil (Elazığ) granitoidinin petrografik ve petrolojik özellikleri, *Geosound*, 18, 67-78.
- Akgül, B., 1993.** Piran köyü (Keban) çevresindeki magmatik kayaçların petrografik ve petrolojik özellikleri, Doktora Tezi, Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ, 125s.
- Akgül, B., Akgül, M., Kalender, L., Satır, M., Sağiroğlu, A., 2010.** Geochronology and isotope geochemistry of the Upper Cretaceous Elazig Magmatites (East Anatolian, Turkey): origin of magmatites and tectonic evolution. In: Karadeniz Technical University, 45th Annual Symposium, pp. 21-22 (Trabzon, Turkey).
- Aktaş, G., Robertson, H.F., 1984.** The Maden Complex, SE Turkey: evolution of a Neotethyan active margin. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. The Geological Society by Blackwell Scientific Publication, Oxford, London, Edinburgh, Boston, Palo Alto, Melbourne, pp. 375–401.

- Aktaş, G.,** 1985. The Maden Complex, SE Turkey: Sedimentation and volcanism along a Neotethyan active continental margin, PhD Thesis, Phil. Edinburgh Univ, 350s.
- Aktaş, G., Robertson, A.H.F.,** 1990. Tectonic evolution of the tethys suture zone in SE, Turkey: Evidence from the petrology and geochemistry of late cretaceous and Middle Eocene extrusives. In. Symp. On ophiolite genesis and evolution of oceanic lithosphere, Geological Society of London, Special Publications, 311-328.
- Aldanmaz, E.,** 1998. Petrogenesis of late cenozoic collision volcanism in western Anatolia, Turkey, Durham theses, Durham University, 307p.
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., Mitchell, J.G.,** 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102, 67–95.
- Altunkaynak, Ş., Rogers, N.W., Kelley, S.P.,** 2010. Causes and effects of geochemical variations in late Cenozoic volcanism of the Foça volcanic centre, NW Anatolia, Turkey. *International Geology Review* 52, 579-607.
- Asiabanha, A., Bardintzeff, J.M., Kananian, A., Rahimi, G.,** 2012. Post-Eocene volcanics of the Abazar district, Qazvin, Iran: mineralogical and geochemical evidence for a complex magmatic evolution. *Journal of Asian Earth Sciences* 45, 79–94.
- Asiabanha, A., Foden, J.,** 2012. Post-collisional transition from an extensional volcanosedimentary basin to a continental arc in the Alborz Ranges, N-Iran. *Lithos* 148, 98–111.
- Asutay, H.J.,** 1985. Baskil (Elazığ) çevresinin jeolojik ve petrografik incelenmesi: A.Ü. Fen Bilimleri Enst. Doktora Tezi, (yayımlanmamış), 156, Ankara.
- Avigad, D., Abbo, A., Gerdes, A.,** 2016. Origin of the Eastern Mediterranean: Neotethys rifting along a cryptic Cadomian suture with Afro-Arabia. *Geol. Soc. Am. Bull.* <http://dx.doi.org/10.1130/B31370.1>
- Baştuğ, M.C.,** 1980. Sedimentation, deformation, and melange emplacement in Lice basin, Dicle-Karabegan area, Southeast Turkey: The Department of Geological Engineering of the Middle East Technical University these of Doctor of Philosophy, 282 s.
- Beyarslan, M.,** 1991. İspendere (Kale-Malatya) ofiyolitlerinin petrografik özellikleri, Yüksek Lisans Tezi, Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ, 56s.
- Beyarslan, M.,** 1996. Kömürhan ofiyolit biriminin petrografik ve petrolojik incelenmesi, Doktora Tezi, Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ, 90s.
- Beyarslan, M., Bingöl, A.F.,** 1991. Petrographical Features of the Ispendere Ophiolite Kale-Malatya, Türkiye, *Yerbilimleri*, 19, 59-68.

- Beyarslan, M., Bingöl, A.F.,** 1996. Kömürhan Ofiyolit biriminin petrografik ve petrolojik incelenmesi, Fırat Üniversitesi Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi, 8/2, 1-15.
- Beyarslan, M., Bingöl, A.F.,** 2000. Petrology of a supra-subduction zone ophiolite (Kömürhan-Elazığ-Turkey), Canadian Journal of Earth Sciences, 37, 1411-1424.
- Beyarslan, M., Bingöl, A.F.,** 2010. Kömürhan ve İspendere Ofiyolitleri (GD Anadolu Kuşağı, Türkiye) kümülatları içerisindeki ultramafik ve mafik kütleler, Turkish Journal of Science and Technology, 5/1, 19-36.
- Beyarslan, M., Bingöl A.F.,** 2014. Petrology of the Ispendere, Kömürhan and Guleman Ophiolites (Southeast Turkey): Subduction Initiation Rule (SIR) Ophiolites and Arc Related Magmatics. 3rd Annual International Conference on Geological and Earth Sciences (GEOS 2014). 50-60, Singapore.
- Beyarslan, M., Lin, Y.-C., Bingöl. A.F., Chung, S.-L.,** 2016. Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the origin and tectonic implication of Cadomian (Ediacaran-Early Cambrian) magmatism in SE Turkey. Journal of Asian Earth Sciences. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.08.006>.
- Bingöl, A.F.,** 1984. Geology of the Elazığ area in the Eastern Taurus region, in International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, Proceedings, Eds. Tekeli, O., and Göncüoğlu, M. C., 26-29 September, MTA, Ankara, s. 209-216.
- Bingöl, A.F.,** 1986a. New findings on the structural setting on the chromitites in the Guleman massive (Eastern Taurus). Journal of Fırat University Science and Technology, 1, 37-46.
- Bingöl, A.F.,** 1986b. Petrographic and petrologic characteristics of the Guleman Ophiolite (Eastern Taurus-Turkey), Geosound, 13/14, 41-57.
- Bingöl, A.F.,** 1988. Petrographical and petrological features of intrusive rocks of Yüksekova Complex in the Elazığ region (Eastern Taurus, Turkey), The Journal of Fırat University Science and Technology, 3/2, 1-17.
- Bingöl, A.F.,** 1994. Çermik Yöresinde (Diyarbakır) Koçali Karmaşığına ait Magma Kayalarının Jeokimyası ve Petrolojisi. Tübitak Yerbilimleri Dergisi, 3, 55-61.
- Bingöl, A.F., Beyarslan, M.,** 1996. Elazığ Magmatitleri'nin jeokimyası ve petrolojisi, 30. Yıl Sempozyumu Bildirileri, Ed. Korkmaz, S. ve Akçay, M., Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon, 208-227.
- Bingöl. A.F., Chung, S.L., Beyarslan, M., Lin, Y.C.,** 2015. Tectonic setting and geochronology of the Cadomian (Ediacaran) magmatism in SE Turkey. Conference: IAGR Annual Convention & 12th International Conference on Gondwana to Asia, At 21-23 October 2015, Tsukuba, Japan, V: IAGR Conference Series No:21, pp. 11-12.

- Bird, P.**, 1979. Continental delamination and the Colorado Plateau. *J. Geophys. Res.* 84:7561–7571.
- Boray, A.**, 1975. Bitlis dolayının yapısı ve metamorfizması. *TJK Bülteni*, 18, 81-84.
- Bozkaya, Ö., Yalçın H., Dünder, M.K.**, 2006. Maden Grubu (Malatya-Pütürge) kayaçlarında diyajenez/metamorfizma ve jeotektonik konum arasındaki ilişkiler, *Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi, Seri A-Yerbilimleri*, 23 (1-2): 1-24.
- Collins, A.S., Pisarevsky, S.A.**, 2005. Amalgamating eastern Gondwana: the evolution of the Circum-Indian Orogens. *Earth-Sci. Rev.* 71, 229–270.
- Cox, K.G., Hawkesworth, C.J.**, 1984. Relative contribution of crust and mantle to flood basalt magmatism, Mahabaleshwar area, Deccan Traps. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A* 310, 627–641.
- Çağlayan, M.A., İnal, R.N., Şengün, M., Yurtsever, A.**, 1984. Structural setting of the Bitlis massive, in the *Geology of Taurus Belt Proceedings, International Symposium, MTA, Ankara, Turkey*, 245-254.
- Çelik, H.**, 2003. Mastar Dağı (Elazığ güneydoğusu) çevresinin stratigrafik ve tektonik özellikleri, *Doktora Tezi, Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ*, 95s.
- Dean, W. T., Krummenacher, R.**, 1961. Cambrian trilobites from the Amanos Mountains, Turkey, *Palaeontology*, 4, 1, 71–81
- De Paolo, D.J.**, 1981. Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization, *Earth Planet Science Letters*, 53, pp.189-202.
- De Paolo, D.J., Daley, E.E.**, 2000. Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension, *Chemical Geology*, 169, pp.157-185.
- Engin, T., Balcı, M., Sümer, Y., Özkan Y.Z.**, 1982. Guleman (Elazığ) krom yatakları ve peridotit biriminin genel jeolojik konumu ve yapısal özellikleri, *Maden Tetkik Arama Dergisi*, 95/96, 77-99.
- England, P., Houseman, G.**, 1989. Extension during continental convergence, with application to the Tibetan Plateau, *J. Geophys. Res.*, 94, 17,561-17,579, doi:10.1029/JB094iB12p17561.
- Erdem, E.**, 1994. Pütürge (Malatya) Metamorfitleri'nin petrografik ve petrolojik özellikleri, *Doktora Tezi, Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ*, 94s.
- Erdem, E., Bingöl, A.F.**, 1995. Pütürge (Malatya) Metamorfitlerinin Petrografik Özellikleri, *F.Ü. Fen ve Müh. Bilimleri Dergisi* 7 (1), 73–85 (in Turkish).

- Erdem, E., Beyarslan, M., ve Kılıç, D.,** 2005. Maden Karmaşığı'na ait volkanitlerin Petrografik ve Petrolojik Özellikleri, *Geosound/Yerbilimleri Dergisi*, 46, 107-123.
- Erdogan, B.,** 1977. Geology geochemistry and genesis of the sulphide deposits of the Ergani-Maden region SE Turkey, PhD Thesis, University of New Brunswick.
- Erdoğan, B.,** 1982. Ergani-Maden Yöresindeki Güneydoğu Anadolu Ofiyolit kuşağının jeolojisi ve volkanik kayalar, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 25, 49-50.
- Erdoğan, T.,** 1975, VI. Bölge Gölbaşı Dolayının Jeolojisi. TPAO Rapor No: 929, Ankara (yayınlanmamış).
- Faure, G.,** 2001. *Origin of Igneous Rocks: The Isotopic Evidence*, Springer-Verlag, Heidelberg, Germany, 496p.
- Faure, G., Mensing, T. M.,** 2005. *Isotopes: Principles and Applications*, 3rd ed. John Wiley and Sons, USA, 897p.
- Fernandez-Suarez, J., Guitierrez-Alonso, G., Jenner, G.A., Tubrett, M.N.,** 2000. New ideas on the Proterozoic–early Palaeozoic evolution of NW Iberia; insights from U-Pb detrital zircon ages. *Precamb. Res.* 102, 185–206.
- Fernandez-Suarez, J., Gutierrez-Alonso, G., Jeffries, T.E.,** 2002. The importance of along margin terrane transport in northern Gondwana: insights from detrital zircon parentage in Neoproterozoic rocks from Iberia and Brittany. *Earth Planet. Sci. Lett.* 204, 75–88.
- Foley, S.F., Wheller, G.E.,** 1990. Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanates. *Chemical Geology* 85, 1–18.
- Fourcade, E., Dercourt, J., Giinay, Y., Azéma, J., Kozlu, H., Bellier, J. P., Cordey, F., Cros, P., De Wever, P., Enay, R., Hernandez, J., Lauer, J. P., Vrielynck, B.,** 1991. Stratigraphie et paléogéographie de la marge septentrionale de la plate-forme arabe au Mésozoïque (Turquie du Sud-Est): *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 162/1, p. 27-41.
- Genç, S.,** 1990. Bitlis Masifi Lice-Kulp (Diyarbakır) ve Çökekyazı-Gökay (Hizan, Bitlis) Yöreleri Gnays ve Amfibolitlerinin Köken Sorununun İrdelenmesi, *Jeoloji Mühendisliği*, 23, 31-38, Ankara.
- Gill, J.B.,** 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 390 pp.
- Göncüoğlu, M.C., Turhan, N.,** 1984. Geology of the Bitlis Metamorphic Belt., in *Int. Symp. on the Geology of the Taurus Belt*, 237-244, Eds. Tekeli, O., and Göncüoğlu, M.C., *Proceedings, Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA)*, Ankara.

- Günay, Y.,** 1998. Güneydoğu Anadolu'nun Jeolojisi-Stratigrafisi: TPAO Arama Grubu Başkanlığı: Rapor no. 3939, 37 s., Ankara.
- Gürsu, S., Möller, A., Göncüoğlu, M.C., Köksal, S., Demircan, H., Toksoy Köksal, F. Kozlu, H., Sunal, G.,** 2015. Neoproterozoic continental arc volcanism at the northern edge of the Arabian Plate, SE Turkey. *Precamb. Res.* 258, 208–233.
- Helvacı, C.,** 1983. Bitlis masifi Avnik (Bingöl) bölgesi metamorfik kayalarının petrojenezi, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 26, 177-182.
- Hempton, M.,** 1984. Results of detailed mapping near lake Hazar Eastern Taurus mountains, in the *Geology of the Taurus Belt*, Proceedings of International Symposium, Eds. Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C., Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA), Ankara, 223-228.
- Hempton, M.,** 1985. Structure and deformation history of the Bitlis suture near Lake Hazar, SE Turkey, *Geological Society of America Bulletin*, 96, 223-243.
- Hempton, M., Savcı, G.,** 1982. Elazığ Volkanik Karmaşığı'nın petrolojik ve yapısal özellikleri, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 25, 143-150.
- Herece, E., Akay, E., Küçümen, Ö., Sariaslan, M.,** 1992. Elazığ-Sivrice-Palu Dolayının Jeolojisi. M.T.A. Raporu, Ankara, No: 9634.
- Huang, H., Zhang, Z., Kusky, T., Santosh, M., Zhang, S., Zhang, D., Liu, J., Zhao, Z.,** 2012. Continental vertical growth in the transitional zone between South Tianshan and Tarim, western Xinjiang, NW China: insight from the Permian Halajun A1-type granitic magmatism. *Lithos* 155, 49–66.
- İleri, S., Salancı, B., Bitem, M. ve Doğan, R.,** 1976. Ergani (Maden) bakır yatağı ve plaka tektoniği, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 19, 133-142.
- Ishmawi, R.,** 1972. Geologie des nördlichen Mittelmeils des Amonasgebirges zwischen Islahiye und Bahçe (S Türkei); *Geotekt. Forschungen*, Heft 42.
- Janetzko, P.,** 1972. Geologische Untersuchungen an der Ostflanke des südlichen Amanos (SE Türkei); *Geotekt. Forschungen*, Heft 42.
- Karaman, T.,** 1993. Malatya D ve GD'sunun jeolojisi ve petrografisi, Doktora Tezi, Selçuk Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya, 198s.
- Kaya, A.,** 2004. Gezin (Maden-Elazığ) Çevresinin Jeolojisi, Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi, 10, 1, 41-50.
- 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, *Geophysical Research Letters* 30 (24), 8046, doi:10.1029/ 2003GL018019.

- Keskin, M., Genç, Ş.C., Tüysüz, O.,** 2008. Petrology and geochemistry of post-collisional Middle Eocene volcanic units in North-Central Turkey: evidence for magma generation by slab breakoff following the closure of the Northern Neotethys Ocean. *Lithos*, 104, 267–305.
- Ketin, İ.,** 1948. Ergani Eğil bölgesinin jeolojik etüdü hakkında memuar: M.T.A. Rapor no. 2015, yayımlanmamış.
- Ketin, İ.,** 1959. Türkiye'nin orojenik gelişmesi. *M.T.A. Derg.*, No: 53, Ankara.
- Ketin, İ.,** 1966. Tectonic units of Anatolia: Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, v. 66, p. 23-34.
- K.G.M.,** 2016. Türkiye Otoyollar Haritası.
- Kuno, H.,** 1959. Japan and Surrounding Areas, Bulletin, Volcanology, Origin of Cenozoic Petrographic Provinces of 20, 37-76.
- Kuşçu, İ., Tosdal, R.M., Gencalioğlu-Kuşçu, G., Friedman, R., Ullrich, T.D.,** 2013. Late Cretaceous to Middle Eocene Magmatism and Metallogeny of a Portion of the Southeastern Anatolian Orogenic Belt, East-Central Turkey, *Economic Geology*, v. 108, pp. 641–666.
- Lambert, R.S.J., Holland, J.G.,** 1974. Yttrium geochemistry applied to petrogenesis utilizing calcium-yttrium relationships in minerals and rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 1393–1414.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller J., Lameyre, J., Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schimd,R., Sorensen, H., Strckeisen, A., Woolley, A. R., & Zanettin, B.,** 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms: Blackwell Scientific Publications: Recommendations of the international union of geological sciences submission on the systematics of igneous rocks, Oxford, U.K.
- Lin Y.-C., Chung S.-L., Bingöl A.F., Beyarslan M., Lee H.-Y., Yang J.-H.,** 2015. Petrogenesis of late Cretaceous Elazığ magmatic rocks from SE Turkey: New age and geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints, *Goldschmidt, Abstracts*.
- Linnemann, U., Nance, D.R., Kraft, P., Zulauf, G.,** 2007. The Evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian Active Margin to Alleghenian-Variscan Collision, *Geological Society of America Special Publication*, 423, 620 pp.
- Lugmair, G.W., Marti, K.,** 1978. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 39, 349–357.
- McCulloch, M.T., Gamble, J.A.,** 1991. Geochemical and geodynamic constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102, pp.358-374.
- McDonough, W.F.,** 1991. Chemical and isotopic systematics of continental lithospheric mantle. In: *Kimberlites, Related Rocks and Mantle Xenoliths*. Meyer, H.O.A. and

Leonardos, O.H. (Editors), Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Rio de Janeiro. 1: 478-485.

McKenzie, D., O'Nions, R.K., 1991. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology* 32, 1021–1091.

McKenzie, D., O'Nions, R.K., 1995. The source regions of ocean island basalts. *Journal of Petrology* 36, 133–159.

Michard, A., Yazidi, A., Benziene, F., Hollard, H., Willefert, S., 1982. Foreland thrusts and olistostromes on the pre-Sahara margin of the Variscan orogen, Morocco. *Geology*, 10, 253–256.

Michard, A., Whitechurch, H., Ricou, L.E., Montigny, R., Yazgan, E., 1984. Tauric subduction (Malatya-Elazığ Provinces) and its bearing on tectonics of the Tethyan realm in Turkey, in *The Geological Evolution of The Eastern Mediterranean*, Geological Society of London, Special Publication, Eds. Dixon, J. E., Robertson, A. H. F., 17, 361-374.

Moghadam, H.S., Khademi, M., Hu, Z., Stern, Robert J., Santos, R.J., Wu, Y., 2015. Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the ChahJam–Biarjmand metamorphic complex (Iran): magmatism along the northern active margin of Gondwana. *Gondwana Res.* 27, 439–452.

Molnar, P., England P., Martinod, J., 1993. Mantle dynamics, the uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian monsoon, *Rev. Geophys.*, 31, 357–396, doi:10.1029/93RG02030.

M.T.A., 1986. 1/100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.

M.T.A., 2002. 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.

M.T.A., 2011. 1/100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.

Nance, R.D., Murphy, J.B., 1996. Basement isotopic signatures and Neoproterozoic paleogeography of Avalonian-Cadomian and related terranes in the Circum-North Atlantic. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 304, 333–346.

Nance, R.D., Murphy, J.B., Keppie, J.D., O'Brien, S.J., 2002. A Cordilleran model for the evolution of Avalonia. *Tectonophysics* 352, 11–31.

Nance, R.D., Murphy, J.B., Strachan, R.A., Keppie, J.D., Gutiérrez-Alonzo, G., Fernández- Suárez, J., Quésada, C., Linnemann, U., D'Lemos, R., Pisarevsky, S.A., 2008. Neoproterozoic–Early Palaeozoic Tectonostratigraphy and Palaeogeography of the Peri-Gondwanan Terranes: Amazonian V. West African Connections, *Special Publications* 297, Geological Society of London, 345–383.

- Naz, H.**, 1979. Elazığ-Palu dolayının jeolojisi. TPAO Rap No. 1360.
- Nurlu, N.**, 2009. İspendere (Malatya) Ofiyoliti'nin Kökensel İncelemesi, Yüksek Lisans Tezi, Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Adana, Türkiye, 105s.
- Nurlu, N., Parlak, O.**, 2010. İspendere (Malatya) ofiyoliti'nin petrografisi. Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Cilt: 22-1.
- Omranı, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G., Jolivet, L.**, 2008. Arcmagmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos*, 106, 380–398.
- Önal, A.**, 1995. Polat-Begre (Doğanşehir, Malatya) Yöresinde Yüzeyleyen Magmatik Kayaçların Petrografik ve Petrolojik Özellikleri, Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, (Yayınlanmamış), 159s.
- Özçelik, M.**, 1982, The petrology and geochemistry of volcanic rocks and associated sulphide deposits of the S.E. Anatolian ophiolite belt, near Malatya, Turkey, Ph.D. thesis: University of Durham, Durham, England, 454p.
- Özçelik, M.**, 1985. Malatya güneydoğusundaki Maden magmatik kayaçlarının jeolojisi ve tektonik ortamına jeokimyasal bir yaklaşım, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 28, 19-36.
- Özkan, Y.Z.**, 1982. Guleman (Elazığ) Ofiyoliti'nin jeolojisi ve petrolojisi, *Yerbilimleri*, İstanbul, 3(1/2), 295-311.
- Özkan, Y.Z.**, 1983. Caferi volkanitinin kökeni sorununa jeokimyasal bir yaklaşım, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, Ankara, 4, 53-58.
- Özkan, Y.Z., Öztunalı, Ö.**, 1984. Petrology of the magmatic rocks of Guleman Ophiolite, in the Geology of the Taurus Belt, Proceedings of International Symposium, Eds. Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C., Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA), Ankara, 285-294.
- Özkaya, İ.**, 1974. Güneydoğu Anadolu Sason ve Baykan yöresi stratigrafisi: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, v. 17, 51-72.
- Özkaya, İ.**, 1975. Sason yöresinin yapısal jeolojisi, Cumhuriyetin 50.yılı yer bilimlari kongresi, Tebliğler, 21-30.
- Özkaya, İ.**, 1978. Ergani-Maden yöresinin stratigrafisi, Türkiye Jeoloji Bülteni, 21/2, 129/139.
- Özkaya, İ.**, 1982. Upper Cretaceous plate rupture and development of leaky transcurrent fault ophiolites in Southeast Turkey, *Tectonophysics*, 88, 102–116.

- Pang, K.-N., Chung, S.-L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.-Y., Chu, C.-H., Lee, H.-Y., Lo, C.-H., 2013.** Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: magma genesis and tectonic implications. *Lithos*, 180–181, 234–251.
- Parlak, O., Rızaoğlu, T., Bağcı, U., Karaoğlu, F., Höck, V., 2009.** Tectonic significance of the geochemistry and petrology of ophiolites in southeast Anatolia, Turkey, *Tectonophysics*, 473, 173–187.
- Parlak, O., Nurlu, N., Rızaoğlu, T., Karaoğlu, F., Bağcı, U., Önal, A., Kürüm, S., 2010.** Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağında yer alan İspendere (Malatya) Ofiyoliti'nin Tektonik Ortamı ve Önemi. IV. Ulusal Jeokimya Sempozyumu, Bildiriler ve Özetler, s45-46, Fırat Üniversitesi, 26-28 Mayıs 2010, Elazığ.
- Parlak O., Karaoğlu, F., Rızaoğlu, T., Nurlu N., Bağcı, U., Höck, V., Öztüfekçi-Önal, A. Kürüm S., Topak. Y., 2012.** Petrology of the Ispendere (Malatya) ophiolite from the Southeast Anatolia: implications for the Late Mesozoic evolution of the southern Neotethyan Ocean, Geological Society, London, Special Publications, 372.
- Pearce, J.A., 1982.** Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, in *Orogenic Andesites*, Ed. Thorpe, R.S., Wiley, Chichester, U.K., 525–547.
- Pearce, J.A., 1983.** Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active margins, in *Continental basalts and mantle xenoliths*, Eds. Hawkesworth, C. J., and Norry, M. J., Nantwich, UK, Shiva Publishers, 230-249.
- Pearce, J.A., 1996.** A users's guide to basalt discrimination diagrams, in *Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulphide exploration*, Ed. Wyman, D.A., Geological association of Canada, Short Course Notes, 12, 79-113.
- Pearce, J.A., Bender, J.F., De Long S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Güner, Y., Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., Moor bath, S., Mitchell, J.G., 1990.** Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, pp.189-229.
- Pearce, J.A., Norry, M.J., 1979.** Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks, *Contributions to Mineral and Petrology*, 69, 33-47.
- Pearce, J.A., Peate, D.W., 1995.** Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 23, 251–285
- 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., 1977.** Çelikhan-Sincik-Koçali (Adıyaman İli) alanının jeolojik incelenmesi: TPAO Arama Grubu, Rapor no. 1394, 30 s., Ankara.

- Perinçek, D.,** 1978. Çelikhan-Sincik-Koçali (Adımayan ili) alanının jeoloji incelemesi ve petrol olanaklarının araştırılması, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, İstanbul, 212s.
- Perinçek, D.,** 1979. Palu-Karabegan-Elazığ-Sivrice-Malatya alanının jeolojisi ve petrol imkanları, T.P.A.O., Ankara, Rap. No. 1361.
- Perinçek, D.,** 1980a. Arabistan kıtası kuzeyindeki tektonik evrimin kıta üzerinde çökelen istifteki etkileri, Türkiye 5. Petrol kongresi tebliğleri, Ankara, 77-93.
- Perinçek, D.,** 1980b. Bitlis metamorfitlelerinde volkanitli Triyas, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 23, 201-211.
- Perinçek, D.,** 1989. Hakkari ili ve dolayının stratigrafisi, yapısal özellikleri, petrol imkanları: TPAO Arama Grubu, Rapor no. 2545, 127 s., Ankara.
- Perinçek, D.,** 1990. Hakkari ili dolayının stratigrafisi, GDA Türkiye: TPJD Bülteni, cilt. 2/1, 21-68. s., Ankara.
- Perinçek, D., Özkaya, İ.,** 1981. Arabistan levhası kuzey kenarının tektonik evrimi, Yerbilimleri, 8, 91-101.
- Perinçek, D., Kozlu, H.,** 1984. Stratigraphy and structural relations of the units in the Afşin–Elbistan–Doğanşehir region (Eastern Taurus), in the Geology of Taurus Belt, Proceedings International Symposium, MTA, Ankara, Turkey, 181–198.
- Perinçek, D., Bozdoğan, N., Duran, O., Çoruh, T.,** 2003. Kuzey Arap Plakasının Paleocoğrafik Gelişimi. 56. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, Ankara, s. 1-2.
- Pişkin, Ö., Delaloye, M.,** 1981. Pétrologie et géochronologie des ophiolites de Çelikhan (Taurus oriental, Turquie). Schweiz Mineral. Petrogt. Mitt, 61, 133-145.
- Rızaoğlu, T., Parlak, O., Höck, V., İşler, F.,** 2006. Nature and significance of Late Cretaceous ophiolitic rocks and its relation to the Baskil granitoid in Elazığ region, SE Turkey, Special Publications, vol. 260, pp. 327–350, Geological Society, London.
- Rızaoğlu, T., Parlak, O., Höck, V., Koller, F., Hames, W.E., Billor, Z.,** 2009. Andean type active margin formation in the Eastern Taurides: Geochemical and geochronological evidence from the Baskil Granitoid, SE Turkey, Tectonophysics, 473, 188–207.
- Rigo de Righi, M., Cortesini, A.,** 1964. Gravity tectonics in foothills structure belt of southeast Turkey, Am. Petr. Geol. Bull., 48 (12), 1911–1937.
- Ringwood, A.E.,** 1990. Slab-Mantle interactions: Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle, Chemical Geology, volume 82, pp.187-207.

- Rizeli, M.E.,** 2014. Guleman (Elazığ) Ofiyoliti Manto Peridotitlerinin Kökeni, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Elazığ, .
- Rizeli, M.E., Beyarslan, M., Wang, K.-L., Bingöl, A.F.,** 2016. Mineral chemistry and petrology of mantle peridotites from the Guleman ophiolite (SE Anatolia, Turkey): Evidence of a forearc setting, *Journal of African Earth Sciences*, doi: 10.1016/j.jafrearsci.2016.08.013.
- 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., Parlak, O., Rızaoğlu, T., Ünlügenç, U.C., Inan, N., Tash, K., Ustaömer, T.,** 2007. Tectonic evolution of the South Tethyan ocean: evidence from the Eastern Taurus mountains (Elazığ region, SE Turkey), in *Deformation of the Continental Crust: The Legacy of Mike Coward*, Eds. Ries, A.C., Butler, R.W.H., Graham, R.H., Geological Society of London, Special Publications, 272, 233-272.
- Rollinson, H.,** 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*, New York, John Wiley & Sons, 352 pp.
- Rudnick, R.L., Gao, S.,** 2003. Composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.), *The Crust, Treatise in Geochemistry*, volume 3. Elsevier-Pergamon, Oxford, pp. 1-64.
- Sack, R.O., Carmichael, I.S., Rivers, M., Ghiorso, M.S.,** 1980. Ferric-ferrous equilibration in natural silicate liquids at one bar. *Contrib. Mineral. Petrol.* 75, 369-377.
- Soytürk, N., Baştuğ, C.,** 1973. Kozluk-Baykan yöresi jeoloji raporu: T.P.A.O. Rap. no. 795, yayınlanmamış.
- Stampfli, G.M.,** 2000. Tethyan oceans. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D. (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area*, Geological Society, London, Special Publications 173, pp. 1-23.
- Stampfli, G.M., Hochard, C., Vérard, C., Wilhem, C., VonRaumer, J.,** 2013. The formation of Pangea. *Tectonophysics* 593, 1-19.
- Sun, S.S., McDonough, W.F.,** 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, in *Magmatism in the Ocean Basins*, Eds. Saunders, A. D. and Norry, M.J., Geological Society of London, Special Publications, 42, 313-347.
- Sungurlu, O.,** 1974. VI. Bölge kuzey sahalarının jeolojisi: Türkiye İkinci Petrol Kongresi Bildirileri, Ankara, 85-107.
- Sungurlu, O.,** 1979. Güneydoğu Sürüklenim Kuşağı Tersiyer sürüklenimleri, 33. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri, 121-122.

- Sungurlu, O., Perinçek, D., Kurt, G., Tuna, E., Dölger, S., Çelikdemir, E., Naz, H.,** 1985. Elazığ-Hazar-Palu Alanının Jeolojisi, Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Rap.No. 29, 83-190.
- Şaşmaz, A., Türkyilmaz, B., Öztürk, N., Yavuz, F., Kumral, M.,** 2014. Geology and geochemistry of Middle Eocene Maden complex ferromanganese deposits from the Elazığ–Malatya region, eastern Turkey, *Ore Geology Reviews*, 56, 352-372,
- 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 mantle-supported, N-S shortened domal structure: *Geophysical Research Letters*, v. 30, no. 24, p. 8045, doi: 10.1029/2003GL017858.
- Şengün, M.,** 1993. Bitlis Masifinin Metamorfizması ve Örtü Çekirdek İlişkisi, *MTA Dergisi* 115, 1-13.
- Tatsumi, Y.,** 1989. Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *Journal of Geophysical Research* 94, 4697–4707.
- Taylor, H.P.,** 1980. The effect of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 47, 243-254.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M.,** 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*, Blackwell Scientific Publications, 312p.
- Thirwall, M.F., Smith, T.E., Graham, A.M., Theodorou, N., Hollings, P., Davidson, J.P., Arculus, R.J.,** 1994. High field strength element anomalies in arc lavas: Source or Process?, *Jour. Petrol.*, 35, 3, 819-838.
- Thornton, C.P., Tuttle A.F.,** 1960. Chemistry of igneous rocks. 1. Differentiation index. *Am. Jour. Sci.* 258, 664-684
- Thorpe, R.S.,** 1982. *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. Wiley, New York (724 pp).
- Tuna, D.,** 1973. VI. Bölge litostratigrafî adlamasının açıklayıcı raporu: Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Rapor No. 813, 131 p.
- Tuna, M.E.,** 1979. Elazığ-Palu-Pertek dolayının jeoloji İncelenmesi, Rapor No:1362.
- Turan, M.,** 1984. Baskil-Aydınlar (Elazığ) yöresinin stratigrafisi ve tektoniği, Doktora Tezi, Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ, 185s.
- Turan, M., Aksoy, E., Bingöl, A.F.,** 1995. Doğu Torosların Jeodinamik Evriminin Elazığ Civarındaki Özellikleri., *Fırat Üniversitesi, Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 7/2, 177-200.

- Turan, M., Bingöl, A.F.,** 1991. Kovancılar-Baskil (Elazığ) arası bölgenin tektono-stratigrafik özellikleri., ed. Yetiş, C., Ahmet Acar Jeoloji Sempozyumu, Bildiriler, Adana, 211-226.
- Turkish Gulf Oil Company.,** 1962, The Koruda anticline, an interesting structure, Petroleum Administration, Bulletin, no. 7, 37-39.
- Ural M.,** 2012. Elazığ Ve Malatya Çevresindeki Yüksekova Karmaşığı Bazik Volkanitlerinin Petrokimyası, Petrolojisi Ve Yaşı, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Elazığ, 174s.
- Ural, M., Göncüoğlu M.C., Arslan M., Tekin U.K, Kürüm S.,** 2014. Petrological and paleontological evidence for generation of a arc-back arc system within the closing southern branch of Neotethys during the Late Cretaceous. In: A. Begiraj et al. (Eds.), Proceed. 20th CBGA Congr., Bull. Shk. Gjeol. Spec. Issue, 2/2014: 51-54.
- Ural M., Arslan M., Göncüoğlu M.C., Tekin U.K, Kürüm S.,** 2015. Late cretaceous arc and back-arc formation within the southern neotethys: whole-rock, trace element and Sr-Nd-Pb isotopic data from basaltic rocks of the yüksekova complex (Malatya- Elazığ, SE Turkey), Ofioliti, 40 (1), 57-72.
- Ustaömer, P.A., Ustaömer, T., Collins, A.S., Robertson, A.H.F.,** 2009. Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the Bitlis Massif, SE Turkey: magmatism along the developing northern margin of Gondwana. Tectonophysics 473, 99–112.
- Ustaömer, P.A., Ustaömer, T., Gerdes, A., Robertson, A.H.F., Collins, A.S.,** 2012. Evidence of Precambrian sedimentation/magmatism and Cambrian metamorphism in the Bitlis Massif, SE Turkey utilising whole-rock geochemistry and U-Pb LA-ICP-MS zircon dating. Gondwana Res. 21, 1001–1018.
- Uzunçimen, S., Tekin, U.K., Bedi, Y., Perinçek, D., Varol, E., Soycan, H.,** 2011. Discovery of the Late Triassic (Middle Carnian–Rhaetian) radiolarians in the volcano-sedimentary sequences of the Kocali Complex, SE Turkey: Correlation with the other Tauride units, Journal of Asian Earth Sciences 40 (2011) 180–200.
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J., Guest, B.,** 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. Tectonics 30. <http://dx.doi.org/10.1029/2010TC002809> TC3008.
- Vincent, S.J., Allen, M.B., Ismail-Zadeh, A.D., Flecker, R., Foland, K.A., Simmons, M.D.,** 2005. Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region. Geological Society of America Bulletin 117, 1513–1533.
- Wilcox, C.A.,** 1954. Petrology of Paricutin volcano, Mexico. U.S. Geological Survey, 965-C, 281-353.
- Wilson, M.,** 1989. Igneous Petrogenesis, in a Global Tectonic Approach, Ed.Chapman and Hall, London, 1–466.

- Yalçın, N.,** 1976. Geology of the Narince-Gerger area (Adıyaman province) and its petroleum possibilities: Revue de la Faculté des Sciences de L'Université d'Istanbul, seri B, v. 41 (1-4), p. 57-82.
- Yalçın, N.,** 1979. Doğu Anadolu Yarılmının Türkoğlu Karaağaç (Kahramanmaraş) Arasındaki Kesiminin Özellikleri ve Bölgedeki Yerleşim Alanlar. E. Altınlı Jeoloji Sempozyumu, İstanbul Üniversitesi. TJK Özel sayı, s. 49-55.
- Yazgan, E.,** 1981. Doğu Toros'larda Etkin Bir Paleo Kıta Kenarı Etüdü (Üst Kretase- Orta Eosen), Malatya-Elazığ, Doğu Anadolu, Yerbilimleri, 7, 83-104.
- Yazgan, E.,** 1983. A geotraverse Between the Arabian Platform and the Munzur Nappes. Geology of the Taurus Belt, Int. Symp. Guide Book for Excursion V., 17, MTA Ankara.
- Yazgan, E.,** 1984. Geodynamic Evolution of the Eastern Taurus Region (Malatya-Elazığ area, Turkey), in International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, Eds. Tekeli, O., and Göncüoğlu, M. C., Proceedings, 26-29 September, MTA, Ankara, 199-208.
- Yazgan, E., Asutay, J., Gültekin, M.C., Poyraz, N., Sirel, E., Yıldırım, H.,** 1987. Malatya güneydoğusunun jeolojisi ve Doğu Toroslar'ın jeodinamik evrimi, MTA arşiv raporu, Ankara, Rap.No. 2268.
- Yazgan, E., Chessex, R.,** 1991. Geology and tectonic evolution of the Southeastern Taurides in the region of Malatya, TPJD Bulletin, 3, 11-42.
- Yıldırım, E.,** 2010. Çelikhan-Sincik (Adıyaman) arasındaki magmatik kayaların petrolojisi, Doktora Tezi, Fırat Üniveritesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ, s.247.
- Yıldırım, M., Yılmaz, Y.,** 1991. Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağının ekaylı zonu. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni (TPJD) 3, 57-73.
- Yıldırım, N., Parlak, O., Robertson, A.,** 2012. Koçali Ofiyoliti ve Koçali Melanjının Jeokimyası ve Tektonik Önemi, Adıyaman Bölgesi, Gd Türkiye, 65.Türkiye Jeoloji Kurultayı, 82-83.
- Yılmaz, Y.,** 1984. Amanos Dağlarının Jeolojisi. TPAO Arama Grubu, Rapor no: 1920, 591 s.
- Yılmaz, Y.,** 1990. Allochthonous terranes in the Tethyan Middle East: Anatolia and surrounding regions, Philos Trans. R. Soc. London, Ser. A, 611-624.
- Yılmaz, Y.,** 1993. New evidence and model evolution of the southeast anatolian orogen, Geological Society of America Bulletin, 105, 251-271.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M.,** 1987. Güneydoğu Anadolu'da Triyas sonu tektonizması ve bunun jeolojik anlamı, Türkiye 7. Petrol Kongresi, Bildiriler, 65-77.

- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E.,** 1991. The different ophiolitic–metamorphic assemblages of SE Anatolia and their significance in the geological evolution of the region. Proceedings of 8th Petroleum Congress of Turkey, Turkish Association of Petroleum Geologist, Ankara, Turkey, 128–140.
- Yılmaz Y, Yiğitbaş, E., Yıldırım, M. ve Genç, S.C.,** 1992. Güneydoğu Anadolu Metamorfik masiflerinin kökeni. Türkiye 9.Petrol Kongresi, Ankara, 296–307.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., Genç, Ş. C.,** 1993. Ophiolitic and metamorphic assemblages of southeast Anatolia and their significance in the geological evolution of the orogenic belt, Tectonics, 12, 1280-1297.
- Yılmaz, Y., Yıldırım, M.,** 1996. Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağında Nap Alanının (Metamorfik Masiflerin) Jeolojisi ve Evrimi, Turkish Journal of Earth Sciences, 5, 21-38.
- Yiğitbaş, E.,** 1983. Amanos dağlarında ofiyolit topluluğu kayaların jeolojisi Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, 89s.
- Yiğitbaş, E.,** 1989. Engizek Dağı (K.Maraş) Dolayındaki Tektonik Birliklerin Petrolojik İncelenmesi. İstanbul Üniversitesi, Doktora Tezi, 347 s., İstanbul.
- Yiğitbaş, E., Yılmaz, Y., Genç, S.C.,** 1992. Güneydoğu Anadolu Orojenik kuşağında Eosen nap yerleşmesi, Türkiye 9. Petrol Kongresi, Ankara, 307–318.
- Yiğitbaş, E., Genç, S.C., Yılmaz, Y.,** 1993. Güneydoğu Anadolu Orojenik kuşağında Maden Grubu'nun tektonik konumu ve jeolojik önemi, A.Suat Erk Jeoloji Sempozyumu, 2-5 eylül, Ankara Üniv, Fen Fakültesi, Ankara, 251-264.
- Yiğitbaş, E., Yılmaz, Y.,** 1996. New evidence and solution to the Maden complex controversy of the southeast Anatolian orogenic belt (Turkey), Geologische Rundschau, 85, 250-263.
- Yoldemir, O.,** 1987. Suvarlı-Haydarlı-Narlı Gaziantep arasında kalan alanın jeolojisi, yapısal durumu ve petrol olaraları: TPAO Rap. no. 2257, 60s. Ankara (yayınlanmamış).
- Zindler, A., Hart, S.,** 1986. Chemical Geodynamics, Annual Review of Earth and Planetary Sciences 14, 493–571.
- Zou, H. B., Zindler, A., Xu, X. S., Qi Q.,** 2000. Major, trace element and Nd-Sr and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China Mantle sources, regional variations and tectonic significance Chem. Geol., 171, pp. 33–47.

ÖZGEÇMİŞ

KİŞİSEL BİLGİLER

Adı Soyadı : Mehmet Ali ERTÜRK
Uyruğu : T.C.
Doğum Yeri ve Tarihi : Konya-08/11/1984
Telefon : 04242370000-5958
e-mail : maerturk@firat.edu.tr, erturkmae@gmail.com

EĞİTİM

Derece	Adı, İl	Bitirme Yılı
Üniversite	: Selçuk Üniversitesi, Konya	2009
Yüksek Lisans:	Selçuk Üniversitesi, Konya	2011

İŞ DENEYİMLERİ

Yıl	Kurum	Görevi
2010-Devam	F.Ü. Müh. Fak. Jeoloji Müh. Böl.	Araştırma Görevlisi

UZMANLIK ALANI

Mineraloji-Petrografi-Petroloji

YABANCI DİLLER

İngilizce