



T.C.

**BATMAN ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**Karaboğaz ve Karababa Formasyonlarının
(Adıyaman) Hidrokarbon Potansiyeli ve İz
Element Dağılımlarının İncelenmesi**

Veysi KOÇ

YÜKSEK LİSANS

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

**Haziran-2019
BATMAN
Her Hakkı Saklıdır**

TEZ KABUL VE ONAYI

Veysi KOÇ tarafından hazırlanan "Karaboğaz ve Karababa Formasyonlarının (Adıyaman) Hidrokarbon Potansiyeli ve İz Element Dağılımlarının İncelenmesi" adlı tez çalışması 13/06/2019 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oy birliği ile Batman Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda YÜKSEK LİSANS TEZİ olarak kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri

İmza

Başkan

Dr. Öğr. Üyesi Berna YAVUZ PEHLİVANLI



Danışman

Dr. Öğr. Üyesi Derya KOCA

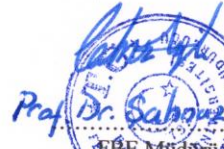


Üye

Dr. Öğr. Üyesi Hacı Alim BARAN



Yukarıdaki sonucu onaylarım.


Prof. Dr. Sabah T. İğrok
EBE Müdürü

TEZ BİLDİRİMİ

Bu tezdeki bütün bilgilerin etik davranış ve akademik kurallar çerçevesinde elde edildiğini ve tez yazım kurallarına uygun olarak hazırlanan bu çalışmada bana ait olmayan her türlü ifade ve bilginin kaynağına eksiksiz atıf yapıldığını bildiririm.

DECLARATION PAGE

I hereby declare that all information in this document has been obtained and presented in accordance with academic rules and ethical conduct. I also declare that, as required by these rules and conduct, I have fully cited and referenced all material and results that are not original to this work.

Veysi KOÇ

Tarih: 13/06/2019

ÖZET

YÜKSEK LİSANS

Karaboğaz ve Karababa Formasyonlarının (Adıyaman) Hidrokarbon Potansiyeli ve İz Element Dağılımlarının İncelenmesi

Veysi KOÇ

**Batman Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı**

Danışman: Dr. Öğr. Üyesi Derya KOCA

2019, 149 Sayfa

Jüri

Dr. Öğr. Üyesi Derya KOCA

Dr. Öğr. Üyesi Berna YAVUZ PEHLİVANLI

Dr. Öğr. Üyesi Hacı Alim BARAN

Bu çalışmanın konusu Adıyaman bölgesinde yer alan Kretase'den Senozoyik'e değişen birimlerden oluşmaktadır. Bölgemizde bulunan en yaşlı birimleri Kretase yaşlı Mardin, Adıyaman ve Şırnak grubu Formasyonları oluşturur. Mardin grubunu Albien yaşlı Areban, Sabunsuyu Formasyonları, Senomaniyen yaşlı Derdere Formasyonu ve Alt Kampaniyen-Üst Koniyaşiyen yaşlı Karababa Formasyonu oluşturmaktadır. Adıyaman grubunu Koniyaşiyen-Kampaniyen yaşlı Sayındere ve Karaboğaz Formasyonları oluşturmaktadır. Şırnak grubunu Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşlı Kastel, Germav, Terbüzek ve Besni Formasyonları oluşturmaktadır. Kretase yaşlı birimlerin üzerine Senozoyik yaşlı Midyat ve Silvan Formasyonları gelmektedir. Midyat grubunu Paleosen-Eosen yaşlı Becirman-Gercüş-Hoya Formasyonları oluşturmaktadır. Silvan grubunu Oligosen-Miyosen yaşlı Fırat ve Şelmo Formasyonları oluşturmaktadır. Karaboğaz ve Karababa Formasyonlarının depolanma ortamları ile ihtiva ettikleri elementler jeokimyasal analiz yöntemleriyle incelenmiştir. Bu çalışmaya yönelik inceleme alanından alınan 30 adet kayaç numunesi üzerinde çeşitli jeokimyasal analizler yapılarak, içerdikleri ana ve iz element konsantrasyonları belirlenmeye çalışılmıştır. Elde edilen bu veriler doğrultusunda Karaboğaz Formasyonunun C_{org} ortalaması %2,72 iken, Karababa-A üyesinin C_{org} ortalaması % 1,98, Karababa-B üyesinin C_{org} ortalaması %0,10 ve Karababa- C üyesinin C_{org} ortalaması %0,21 olduğu belirlenmiştir. Bu durum Karaboğaz Formasyonunun zengin kaynak kaya, Karababa-A üyesinin iyi kaynak kaya, Karababa-B ve C üyelerinin ise zayıf kaynak kaya potansiyeline sahip olduklarını göstermektedir. Kerojen tipleri çoğunlukla Tip II olup birkaç örnek Tip I ve III kerojen tiplerini de göstermektedir. Olgunlaşma dereceleri olgunlaşmamış erken olgun evrede oldukları görülmüştür. XRD-SEM analizleri sonucunda kalsit, dolomit, kuvars, florapatit, illit, smektit ve kaolinit mineralleri belirlenmiştir. Bu mineraller ortamda sığ su karbonatlı tortulların baskın olduğunu göstermektedir. Çalışma alanımızın tektonik ortamının ada yayı-pasif kenar-aktif kıtasal kenar olduğu ve Günlene indeksi parametreleri (CIA, CIW, PIA, WIP ve V) kullanılarak çalışılan örneklerin kaynak kaya kökeninin orta-güçlü günlene etkisinde kaldığı belirlenmiştir. İncelenen örneklerin depolanma ortamının oksik-disoksik redoks koşullarında kaldığı görülmüştür. Örneklerin karbonat içerikli bir litolojiye sahip oldukları ve çalışma alanımızda Si, Fe, Ca, Na, P ve Cr majör oksitler, Ni, Sc, Ba, Co, Rb, Sr, U, V, W, Mo, Cu, Pb, Zn, As, Cd, Sb, Hg ve Se iz elementler zenginleşme göstermişlerdir. Karaboğaz Formasyonunda Dy, Ho, Er, Tm ve Yb Nadir toprak elementleri zenginleşme gösterirken; Karababa Formasyonunda ise Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho Er, Tm ve Yb Nadir toprak elementlerin Formasyonun tavanında zenginleştikleri görülmüştür.

Anahtar Kelimeler: Hidrokarbon, İz element zenginleşmeleri, Karababa Formasyonu, Karaboğaz Formasyonu, NTE, Organik madde, Redoks ortam koşulları

ABSTRACT

Master THESIS

INVESTIGATION OF HYDROCARBON POTENTIAL AND TRACE ELEMENT DISTRIBUTION OF KARABOĞAZ AND KARABABA FORMATIONS (ADIYAMAN)

Veysi KOÇ

**Batman University Graduate School of Natural and Applied Sciences
Department of Geological Engineering**

Advisor: Asst. Professor Derya KOCA

2019, 149

Jury

Asst. Professor Derya KOCA

Asst. Professor Berna YAVUZ PEHLİVANLI

Asst. Professor Hacı Alim BARAN

Subject of this study is consisted of changing units from Cretaceous to Cenozoic situated in Adiyaman region. The oldest units in this region are the Cretaceous aged Mardin, Adiyaman and Şırnak group formations. Mardin group is consisted of Albian aged Areban, Sabunsuyu formations, Senomanian aged Derdere formation and Lower Campanian-Upper Coniacian aged Karababa formation. Adiyaman Group is consisted of Coniacian-Campanian age Sayındere and Karaboğaz formations. The Şırnak group is consisted of the Campanian-Maastrichtian aged Kastel, Germav, Terbüzek and Besni formations. Cenozoic Midyat and Silvan formations are came upon the Cretaceous aged units. Midyat Group is formed of Paleocene-Eocene aged Becirman-Gercüş-Hoya formations and Silvan group is formed by Oligocene-Miocene Fırat and Şelmo formations. The storage environment and contained the elements of Karaboğaz and Karababa formations are examined by geochemical analysis methods. Various geochemical analyzes are conducted on that 30 rock samples taken from this study area to is try determined the major and trace element concentrations. According to obtained these data, it is determined that the C_{org} average of the Karabogaz formation is 2.72%, the C_{org} average of the Karababa-A member is 1.98%, the C_{org} average of the Karababa-B member is 0.10% and the C_{org} average of the Karababa-C member is 0.21%. This situation is showed that Karabogaz formation has rich source rock, Karababa-A member has good source rock and Karababa-B and C members have weak source rock potential. The types of kerogen are demonstrated mostly to Type II, and a few examples also Type I and Type III kerogen types. It is seen that the maturation degrees are in the immature early mature stage. As a result of XRD-SEM analyzes, calcite, dolomite, quartz, fluorapatite, illite, smectite and kaolinite minerals are observed. Shallow water carbonate sediments is demonstrated to dominate in environment these minerals. Workspace of Tectonic environment island arc-passive edge-active which is continental margin and Weathering the index parameters (CIA CIW PIA WIP and V) using working examples, the source rock origin medium-strong Weathering the effect remain firm and oxic the depositional environment of the investigated sample-disoxic redox conditions. In addition, it is determined the samples that have a carbonate-containing lithology and In our study, Si, Fe, Ca, Na, P and Cr major oxides, Ni, Sc, Ba, Co, Rb, Sr, U, V, W, Mo, Cu, Pb, Zn, As, Cd, Sb, Hg and Se trace elements showed enrichment. Dyes, Ho, Er, Tm and Yb Rare earth elements show enrichment in Karabogaz Formation; In Karababa Formation, it is observed that Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho Er, Tm and Yb Rare earth elements are enriched at the ceiling of the Formation.

Keywords: Hydrocarbon, Trace element enrichments, Karababa formation, Karaboğaz formation, REE, Organic matter, Redox conditions

ÖNSÖZ ve TEŞEKKÜR

Yüksek lisans programının başından sonuna kadar desteğini, yardımlarını ve ilgisini esirgemeyen Sayın Hocam Dr. Öğr. Üyesi Derya KOCA'ya çok teşekkür ederim.

Bu tez çalışma süresince her zaman beni destekleyen başta anne, babam ve eşim olmak üzere tüm aileme, arazi çalışması sırasında bana yardımcı olan Sayın Barış KOÇ'a ve Sayın Muhammet Fatih AYYILDIZ'a, bu süreci daha kolay geçirmemi sağlayan ve bana yardımcı olan Sayın Dr. Öğr. Üyesi Savaş KOÇ'a çok teşekkür ederim.

Veysi KOÇ
BATMAN-2019

İÇİNDEKİLER

ÖZET	iv
ABSTRACT.....	v
ÖNSÖZ	vi
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	ix
ÇİZELGE DİZİNİ	xiii
SİMGELER VE KISALTMALAR	xiv
1. GİRİŞ.....	1
1.1. İnceleme Alanının Coğrafi konumu.....	2
1.2. Amaç ve kapsam	3
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR.....	4
3. MATERYAL VE YÖNTEM.....	8
3.1. Arazi Çalışması	8
3.2. Laboratuvar Çalışmaları.....	8
3.2.1. Piroлиз analizi	8
3.2.2. ICP analizi.....	9
3.2.3. XRD analizi (X-ray difrasyonu)	10
4. GENEL JEOLojİ	11
4.1. Allokton Birimler	12
4.1.1. Koçali karmaşığı	12
4.1.2. Karadut karmaşığı.....	15
4.2. Mardin Grubu.....	16
4.2.1. Areban formasyonu.....	16
4.2.2. Sabunsuyu formasyonu.....	16
4.2.3. Derdere formasyonu	16
4.2.4. Karababa formasyonu	16
4.3. Adıyaman Grubu	19
4.3.1. Karaboğaz formasyonu	19
4.3.2. Sayındere formasyonu	20
4.4. Şırnak Grubu	21
4.4.1. Kastel formasyonu	21
4.4.2. Terbüzek formasyonu	22
4.4.3. Besni formasyonu	23
4.4.4. Germav formasyonu	24
4.4.5. Becirman formasyonu.....	25
4.5. Midyat Grubu	25
4.5.1. Gercüş formasyonu	25
4.5.2. Hoya formasyonu.....	26
4.6. Silvan Gurubu	26

4.6.1. Fırat formasyonu.....	26
4.6.2. Şelmo formasyonu.....	26
5.ORGANİK JEOKİMYA.....	28
5.1.Organik Madde.....	28
5.2.İncelenen Örneklerin Organik Jeokimyasal Değerlendirmesi	28
5.2.1.Toplam organik karbon miktarı (TOC)	28
5.2.2.Organik madde tipi	31
5.2.3.Organik maddenin olgunluğu	33
6. MİNERALojİ	36
6.1.Çalışma Alanından Seçilen Örneklerin XRD Tüm Kaya ve Kil Analizi Sonuçları	36
7. İNCELEME ALANININ TEKTONİK KOŞULLARI VE KAYNAK ALANI ..	39
7.1. İnceleme Alanının Tektonik Koşulları.....	39
7.2. İnceleme Alanının Kaynak Alanı ve Aşınma Etkileri.....	48
7.2.1 Kimyasal alterasyon indeksi (CIA)	49
7.2.2. Kimyasal günlenme indeksi (CIW)	51
7.2.3. Plajiyoklaz alterasyon indeksi (PIA)	52
7.2.4. Parker günlenme indeksi (WIP).....	53
7.2.5. Vogt rezidüel indeksi (V)	54
8. İNORGANİK JEOKİMYA	56
8.1. Ortamın Redoks Koşulları Parametreleri.....	56
8.2. Element Zenginleşmeleri	65
8.2.1. Majör elementler.....	66
8.2.2. İz elementler	91
8.2.3. Çalışma Alanımızdaki Element Zenginleşmelerinin Çeşitli Depolanma Ortamındaki Organik Maddece Zengin Kayaç örnekleri ile Karşılaştırılması.....	97
8.3. Nadir Toprak Elementler (REE)	103
8.3.1. Çalışma alanından alınan örneklerin nadir toprak elementlerinin Ce/Ce*-Eu/Eu* anomalileri	110
9. SONUÇLAR	113
KAYNAKÇA.....	116
EK-1. Karaboğaz Formasyonuna ait örneklerin Element Korelasyonları	133
EK-2. Karababa Formasyonuna ait örneklerin Element Korelasyonları.....	134
ÖZGEÇMİŞ	135

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. Adıyaman ilinin yer burduru haritası	2
Şekil 3.1. Çalışma Alanımızdan Alınan örnek sayısı ve örnekler üzerinde yapılan analizler.....	8
Şekil 3.2. Rock-Eval VI cihazı.....	9
Şekil 3.3. ICP-MS cihazı	10
Şekil 3.4. X-ışını difraktometresi (MP-XRD)	10
Şekil 4.1. Adıyaman bölgesinin jeoloji haritası	13
Şekil 4.2. Çalışma alanımızın jeolojik kesiti	13
Şekil 4.3. Adıyaman bölgesinin stratigrafi.....	14
Şekil 4.4. Adıyaman bölgesi Koçali Karmaşığının görünümü	15
Şekil 4.5. Adıyaman bölgesi Karadut Karmaşığının görünümü	15
Şekil 4.6. Adıyaman bölgesi Karababa ve Derdere Formasyonları	17
Şekil 4.7. Adıyaman bölgesi Karababa Formasyonu ve üyeleri	18
Şekil 4.8. Adıyaman bölgesi a: Karababa Formasyonu B üyesi, b: Karababa Formasyonu C üyesi	18
Şekil 4.9. Adıyaman bölgesi Karaboğaz ve Sayındere Formasyonu	19
Şekil 4.10. Adıyaman bölgesi Sayındere Formasyonu	20
Şekil 4.11. Adıyaman bölgesi Kastel ve Sayındere Formasyonu	21
Şekil 4.12. Adıyaman bölgesi Terbüzek Formasyonu.....	22
Şekil 4.13. Adıyaman bölgesi Besni Formasyonu	23
Şekil 4.14. Adıyaman bölgesi Germav Formasyonu	24
Şekil 4.15. Adıyaman bölgesi Gercüş ve Hoya Formasyonları	25
Şekil 4.16. Adıyaman bölgesi Şelmo ve Hoya Formasyonu	27
Şekil 5.1. Çalışma alanındaki örneklerin C_{org} frekans dağılımları, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu	30
Şekil 5.2. Çalışma alanındaki örneklerin C_{org} zenginleşmeleri.....	30
Şekil 5.3. T_{max} -HI grafiği	32

Şekil 6.1. XRD analiz sonuçlarının pasta diyagramında gösterimi.....	37
Şekil 7.1. Tektonik düzeni belirlemek amacıyla ana ve iz element diyagramları ..	40
Şekil 7.2. Tektonik düzeni belirlemek amacıyla ana ve iz element diyagramları...	40
Şekil 7.3. Major element kompozisyonları ile tektonik koşulları ayıran diyagram	41
Şekil 7.4. Major element kompozisyonları ile tektonik koşulları ayıran diyagram	41
Şekil 7.5. Rb'a karşılık K ₂ O diyagramı	42
Şekil 7.6. Tektonik düzeni belirlemek amacıyla ana ve iz element diyagramları ..	42
Şekil 7.7. İz elementler yardımıyla tektonik koşulları belirleyen üçgen diyagram, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu.....	43
Şekil 7.8. TiO ₂ Al ₂ O ₃ 'e karşılık diyagramı	44
Şekil 7.9. Sc'e karşılık Th diyagramı	44
Şekil 7.10. Kaynak kompozisyonunun Th/Sc ve Zr/Sc'a göre belirlenmesi	45
Şekil 7.11. Cr'a karşılık Ni diyagramı ve Cr ve Ni elementlerinin ortalama Karbonata göre zenginleşmeleri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu.....	46
Şekil 7.12. Günlendirme indeksi grafiği; a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu	49
Şekil 7.13. Karaboğaz ve Karababa Formasyonlarından alınan örneklerin Kimyasal Alterasyon İndeksi, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu	50
Şekil 7.14. Kimyasal Alterasyon İndeksi (CIA) ile Al ₂ O ₃ –(Na ₂ O+CaO*)–K ₂ O üçgen diyagramı, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu	51
Şekil 7.15. Karaboğaz ve Karababa Formasyonlarından alınan örneklerin CIW değerleri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu	52
Şekil 7.16. Karaboğaz ve Karababa Formasyonlarından alınan örneklerin PIA değerleri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu	53
Şekil 7.17. Karaboğaz ve Karababa Formasyonlarından alınan örneklerin WIP değerleri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu	54
Şekil 7.18. Karaboğaz ve Karababa Formasyonlarından alınan örneklerin Vogt rezidüel indeksi (V) değerleri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu.....	55
Şekil 8.1. İncelenen örnekleri C _{org} -S-Fe ilişkileri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu.....	57

Şekil 8.2. İncelenen örneklerin S-C _{org} , S-Fe, Fe ₂ O ₃ -C _{org} değerleri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu	58
Şekil 8.3. Genel C _{org} -S-Fe ilişkisi	60
Şekil 8.4. İncelenen örneklerin Fe-C _{org} -S üçgen diyagramları; a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu	60
Şekil 8.5. İncelenen örneklerin Ni/C _{org} oranlarına göre redoks koşulları, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu.....	61
Şekil 8.6. incelenen örneklerin V/Cr oranına göre redoks koşulları, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu	62
Şekil 8.7. incelenen örneklerin V/(V+Ni) oranına göre redoks koşulları, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu.....	63
Şekil 8.8. İncelenen örneklerin U/Th oranına göre redoks koşulları, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu	63
Şekil 8.9. İncelenen örneklerin V/Sc oranına göre redoks koşulları, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu	64
Şekil 8.10. İncelenen örneklerin Si ₂ O/Al ₂ O ₃ 'e karşılık Fe ₂ O ₃ /K ₂ O diyagram, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu	67
Şekil 8.11. İncelenen örneklerin SiO ₂ -Al ₂ O ₃ -CaO.2 üçgen diyagramı, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu	68
Şekil 8.12. İncelenen örneklerin P/Al ve Ca/Al ile Mg/Al karşılaştırmaları, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu	69
Şekil 8.13. İncelenen örneklerin K ₂ O/Na ₂ O oranları, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu	71
Şekil 8.14. İncelenen örneklerdeki Major oksitlerin Al ₂ O ₃ ile diyagramla, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu	72
Şekil 8.15. İncelenen örneklerin PAAS, NASC, UCC ve Şeyl ortalamasına göre örneklerin zenginleşmeleri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu	79
Şekil 8.16. İncelenen örneklerin tabandan tavana Al ile normalleştirilmiş majör oksit elementleri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu.....	81
Şekil 8.17. İncelenen örneklerin K ₂ O, TiO ₂ ve Fe ₂ O ₃ ile Al ₂ O ₃ ve Na/Al ile K/Al karşılaştırmaları, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu	82
Şekil 8.18. İncelenen örneklerin. K/Al'e karşılık Mg/Al grafikleri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu	85

Şekil 8.19. Majör oksitlerin Karbonat ve Al ile normalize edilmiş Karbonata göre zenginleşmeleri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu.....	86
Şekil 8.20. İncelenen örneklerin Rb (ppm) ile K (%) karşılaştırması, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu	88
Şekil 8.21. Karaboğaz Formasyonuna ait örneklerin Rb/Al ve Cs/Al ile K/Al diyagramları, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu.....	89
Şekil 8.22. Karababa Formasyonuna ait örneklerin Rb/Al ve Cs/Al ile K/Al diyagramları, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu	90
Şekil 8.23. Karaboğaz Formasyonuna ait örneklerin iz Elementlerin Karbonat ve Al ile normalize edilmiş Karbonata göre zenginleşmeleri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu	93
Şekil 8.24. Karababa Formasyonuna ait örneklerin iz Elementlerin Karbonat ve Al ile normalize edilmiş Karbonata göre zenginleşmeleri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu	94
Şekil 8.25. Karaboğaz Formasyonuna ait örneklerin iz Elementlerin Karbonat ve Al ile normalize edilmiş Karbonata göre zenginleşmeler.....	95
Şekil 8.26. Karababa Formasyonuna ait örneklerin iz Elementlerin Karbonat ve Al ile normalize edilmiş Karbonata göre zenginleşmeleri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu	96
Şekil 8.27. İz Elementlerin Karbonat ve Al ile normalize edilmiş Karbonata göre zenginleşmele, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu	97
Şekil 8.28. Corg ile Ni, U, V ve Mo arasındaki korelasyonlar, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu	101
Şekil 8.29. İnceleme alanındaki örneklerin diğer indirgen ortamlara göre zenginleşme aralıkları.....	101
Şekil 8.30. İncelenen örneklerin Şeyl ortalama, PAAS, NASC, UCC ve Kondrite göre NTE zenginleşmeleri ve anomalileri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu	105

ÇİZELGE DİZİNİ

Çizelge 5.1. İncelenen örneklerin Rock-Eval analiz sonuçları.....	29
Çizelge 5.2. Çeşitli araştırmacılara göre kaynak kaya potansiyeline dair parametreler	30
Çizelge 5.3. Hidrojen İndeksi (HI) parametresine göre Kerojen Tipi	31
Çizelge 5.4. İncelenen örneklerin Hidrojen İndeksine göre Kerojen Tipi	31
Çizelge 5.5. Çeşitli araştırmacılara göre olgunlaşma dereceleri	33
Çizelge 5.6. İncelenen örneklerin olgunlaşma dereceleri	34
Çizelge 6.1. İncelenen örnekleri XRD analiz sonuçları	37
Çizelge 8.1. Karaboğaz formasyonu ÖSK'nın majör oksit (%) ve korelasyon sonuçları.....	77
Çizelge 8.2. Karababa formasyonu ÖSK'nın majör oksit (%) ve korelasyon sonuçları.....	78
Çizelge 8.3. Karaboğaz formasyonuna ait iz element değerleri	91
Çizelge 8.4. Karababa formasyonuna ait iz element değerleri	92
Çizelge 8.5. Kaboğaz ve Karababa formasyonlarına ait örneklerin Peru Kıyısı, Namibya Çamurları, Karadeniz ve Akdeniz Sapropelleri, C/T Demerara Rise ve Gubbio organik maddece zengin kayaçların ana element zenginleşmeleri.....	98
Çizelge 8.6. Kaboğaz ve Karababa formasyonlarına ait örneklerin Peru Kıyısı, Namibya Çamurları, Karadeniz ve Akdeniz Sapropelleri, C/T Demerara Rise ve Gubbio organik maddece zengin kayaçların ana element zenginleşmeleri.....	99
Çizelge 8.7. İnceleme alanındaki örneklerin Nadir Toprak Element değerleri....	103
Çizelge 8.8. İncelenen örneklerin Şeyl, PAAS, NASC, UCC ve Kondrite göre Ce/Ce*, Eu/Eu* anomalileri	110

SİMGELER VE KISALTMALAR

- C_{org}: Organik Karbon
KZ: Karaboğaz Formasyonu
KBB: Karababa Formasyonu
CIA: Kıtasal ada yayı (continental island arc)
CIW: Kimyasal günlenme indeksi
HI: Hidrojen İndeksi
ICP-MS: İndüktif olarak eşleştirilmiş plazma-kütle spektrometresi (Inductively coupled plasma-mass spectrometry)
LOI: Yanmadaki kayıp (Loss on ignition)
NASC: Kuzey Amerikan Şeyl Kompozitleri (North American Shale Composite)
OI: Oksijen İndeksi
OIA: Okyanusal ada yayı (oceanic island arc)
PAAS: Arkean sonrası Avustralya Şeylleri (Post-Archean Australian shales)
PC: Piroliz edilmiş Karbon
PI: Üretim İndeksi
PIA: Plajjoklaz Alterasyon İndeksi
S₁: Kayaç içerisindeki serbest haldeki hidrokarbonlar
S₂: Kerojenin parçalanmasıyla açığa çıkan hidrokarbonlar
S₃: Düşük piroliz sıcaklığında ölçülen CO₂
SEM-EDX: Taramalı Elektron Mikroskobu & Enerji dağılımlı X-ışını analizörü
T_{max}: Maksimum sıcaklık
TC: Toplam Karbon (Total Carbon)
TOC: Toplam Organik Karbon (Total Organic Carbon)
TPAO: Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı
UCC: Üst kıtasal kabuk
V: Vogt Rezidüel İndeksi
XRD: X-ray difrasyonu
WIP: Parker günlenme İndeksi

1. GİRİŞ

Organik madde bakımından zengin kayaçlar fosil yakıt olarak nitelendirilen petrol ve doğal gaz üretilmelerinin yanında, ekonomik olarak ihtiyaç duyulan bazı mineral ve elementleri bünyesinde tutabilmesi ve kayaç içerisinde biriktirmesi açısından çok önemlidirler.

Organik madde ve elementlerin kayaçlarda birikme ve korunma koşulları çeşitli olup bu koşullar; organik maddenin tipi, organik maddenin miktarı, sedimantasyon hızı, depolanma ortamındaki su kolonunun oksijen içeriği, oksijen su kolonundaki biyolojik üretkenlik, depolanma ortamının Eh ve Ph koşulları, ve su kolonundaki çözünmüş elementlerdir (Demasion ve Moore 1980, Calverts 1987, Pedersen ve Calverts 1990, Arthur ve Sageman 1994, Murphy vd. 2000b, Wei vd. 2012, Lash ve Blood 2014, Yan vd. 2015, Koç vd. 2016, Sarı vd. 2014, 2015a, 2016).

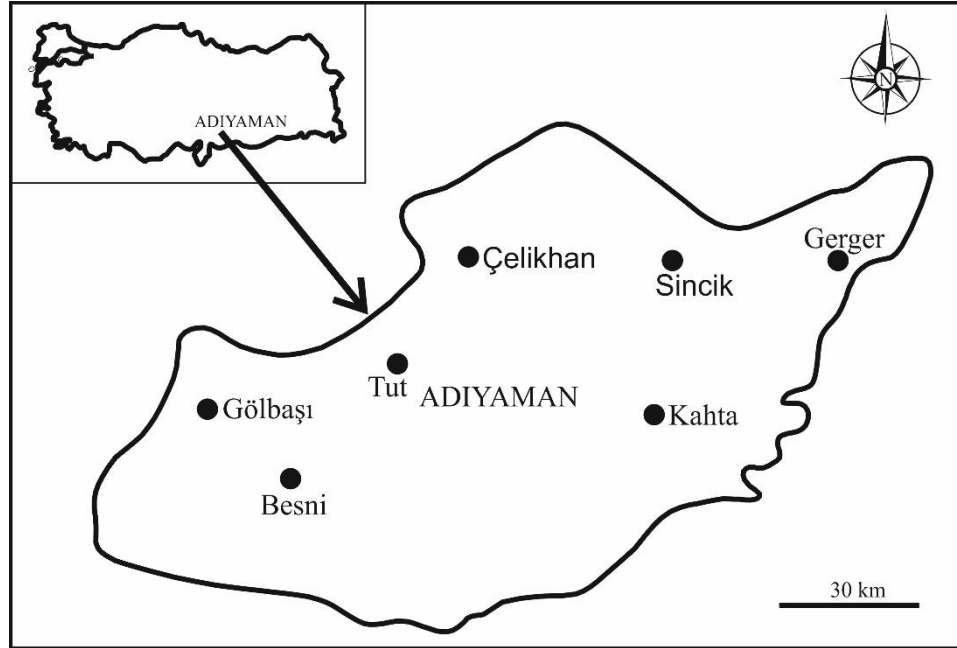
Organizmalar depolandıkları ortamlarda genellikle nadir elementleri bünyelerinde biriktirme özelliğine sahip oldukları görülmüştür. Organik madde depolanmasına uygun kayaçlarda, organik karbon içerikleri yükseldikçe iz element miktarında da artış olduğu görülmüştür. (Vine ve Tourtelot 1970, Warning ve Brumsack 2000). Organik maddece zengin kayaçlar organik madde ile birlikte Silisyum (S), Vanadyum (V), Fosfor(F), Molibden (Mo), Kobalt (Co), Nikel (Ni), Krom (K), Çinko (Ç), Uranyum (U), Bakır (Cu), Lantan (La), Kurşun (Pb), Renyum (Re), Altın (Au), Arsenik (As), Gümüş (Ag), İttriyum (Y) Seryum (Ce), Samaryum (Sm), Neodimyum (Nd) ve Praseodim (Pr) gibi elementleri biriktirirler ve maden yatağı oluşturabilirler (Aliyev ve Sarı 2011, Koralay ve Sarı 2013, Çimen vd. 2013, Pehlivanlı vd. 2014). Ekonomik potansiyele sahip bu maden yatakları dünya üzerinde organik maddece zengin kayaçlarda zenginleşerek günümüzde işletilmekte olan önemli maden yataklarını oluşturmaktadırlar. Bu madenlerden bazıları; Paleozoyik yaşlı planktonik organik maddeye bağlı olarak gelişen Uranyum yatakları (Afrika), Erken ve Orta Rifey'in (Avustralya) sınırını kapsayan uranyum ve fosforit yatakları (Moğolistan, Sekva ve Tiva), Permian ve Mesozoyik yaşlı uranyum yatakları (Amerika), Triyas yaşlı fosforit ve uranyum yatakları (Afrika) sayılabilir.

Organik maddece zengin kayaçlardan kıymetli metal zenginleştirmeleri bazı ülkelerde yapılmaktadır. Bunlardan Norveç bitümlü şeyllerinden Uranyum (U), Gümüş (Ag), Molibden (Mo), Nikel (Ni), Çinko (Zn), Venezüella'da Molibden (Mo), Demir (Fe) ve Vanadyum (V), Meksika bitümlü şeyllerinde Molibden (Mo), Uranyum (U), Vanadyum

(V), Amerika Birleşik Devletleri'nde Molibden (Mo), Nikel (Ni), Çinko (Zn), Kurşun (Pb), Uranyum (U), Vanadyum (V), Kanada bitümlü şeyllerinde ise Uranyum (U), Altın (Au), Nikel (Ni), Vanadyum (V) zenginleştirmeleri bunlara örnek olarak gösterilebilir (Desborough vd. 1976, Leventhal ve Hosterman 1982, Mossman vd. 1993, Alberdi-Genolet ve Tocco 1999, Nameroff vd. 2002, Lipinski vd. 2003, Cruse ve Lyons 2004). Organik maddece zengin kayalardan metalleri direk üretmek ekonomik olmaz. Fakat petrol ve gaz üretiminden sonra geriye kalan artık küllerden metallerin üretilmesi oldukça ekonomiktir. Bu sebeple, bu çalışmada Adıyaman bölgesindeki Karaboğaz ve Karababa formasyonlardaki ana ve iz element zenginleşmelerinin belirlenmesi ve Türkiye'de gelişmekte olan yüksek teknolojilerin ihtiyaç duyacağı elementler için olası bir maden yatağı olabilmeleri yönüyle incelenmeleri amaçlanmıştır.

1.1. İnceleme Alanının Coğrafi konumu

İnceleme alanı Türkiye'nin Güneydoğu Anadolu bölgesinde yer alan Adıyaman ilidir (Şekil 1.1). Çalışılan Karaboğaz ve Karababa Formasyonlarından alınan kayaç örnekleri Adıyaman'ın 30 km kuzeybatısında İnışdere lokalitesinden alınmıştır. İnışdere lokalitesinde mostra veren Karaboğaz Formasyonunun koordinatı K 37 46 92-D 37 58 52 iken Karababa Formasyonunun koordinatı K 37 47 12-D 37 58 42'dir.



Şekil 1.1. Adıyaman ilinin yer burduru haritası

1.2. Amaç ve kapsam

Adıyaman bölgesi petrol üretimi açısından Güneydoğu Anadolu bölgesinde ikinci sırada yer almaktadır. Bu bölgede bulunan Karaboğaz ve Karababa Formasyonları bölgedeki petrolerin kaynağını oluşturan organik madde bakımından zengin kaynak kayalardır. Kaynak kayaçlar önemli petrol ve gaz kaynağı olmalarının yanında, organik madde miktarlarıyla doğru orantılı olarak ekonomik bakımdan ihtiyaç duyulan nadir ve iz elementleri biriktirme özelliğine sahiptirler.

Bu tez çalışmasının amacı Adıyaman bölgesinde yer alan organik maddece zengin Karaboğaz ve Karababa Formasyonlarının organik potansiyellerini belirlemek, inorganik jeokimyasal özellikleri, provenans, depolanma ortamının redoks koşulları, tektonik koşulları, ana ve iz element zenginleşmelerini inceleyerek, depolanma ortamlarındaki jeokimyasal koşulların element zenginleşmelerindeki öneminin ortaya konulmasıdır. Yapılan bu çalışma kapsamında, inceleme alanından alınan örneklerin organik jeokimyasal ve inorganik jeokimyasal analiz sonuçları, çalışmanın amacına ulaşılabilmek için birlikte değerlendirilmiştir.

2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Çalışma bölgesinde çok sayıda jeolojik çalışma yapılmış olup çalışma alanı Orta Sakarya bölgesinde granitoid, ofiyolit ve metamorfik kayaların bulunduğu alanda yer almaktadır. Bu bölgede çoğunlukla genel jeoloji amaçlı araştırmalar yapılmıştır.

Görür ve diğ., (1982), Gaziantep, Adıyaman, Çermik arasındaki bölgede bulunan Mardin grubu'nun sedimantolojik özellikleri incdeleyerek, Mardin Grubu'nun fasiyes analizi, diyajenezi, hazne kaya niteliği ve petrol potansiyeli hakkında bilgiler vermiştir.

Pasin ve diğ., (1983), Adıyaman-Çemberlitaş-Bölükyayla Sahaları ile yakın dolaylarının hidrokarbon olanakları inceleyerek, bölgede yer alan bu üretim sahalarının hedef formasyonlarının kaynak kaya ile rezervuar kaya ilişkisini hakkında bilgi vermiştir.

Lisenbee (1985), "Tektonic Analıysis Of The Adıyaman To Hazro Region, Southeast Anotolia" adlı çalışmasında Adıyaman Hazro arasında kalan bölgenin tektoniğini incelemiştir.

Wagner ve Pehlivan (1987), Adıyaman bölgesinde Derder, Karababa, Karaboğaz ve Sayındere Formasyonlarının çökel koşulları ile paleocoğrafyalarını araştırıp jeolojik evrimlerini açıklayarak Karababa A üyesi ile Karaboğaz formasyonunun kaynak kaya, Karababa C üyesi ile derdere formasyonunun ise rezervuar kaya özelliğinde olduğunu belirtmişlerdir.

Çemen and Ediger (1990), Türkiye'nin güney doğusundaki Bozova Doğrultu Atımlı Fayı'nı incelemiş, Anadolu ve Arap plakalarıyla ilgili kıta hareketleri yönünden araştırmalarda bulunmuştur.

Çelikdemir ve diğ., (1990), Güneydoğu Anadolu'da Mardin grubu karbonatlarının stratigrafisi, sedimantolojisi ve rezervuar özelliklerini inceleyerek, Mardin Grubu karbonatlarının bölgesel yayılımını, stratigrafisini ve sedimantolojik özellikleri hakkında bilgiler vermiştir.

Soylu (1991), Adıyaman bölgesindeki petrol kaynak kayaları adlı çalışmasında Karababa A üyesi ve Karaboğaz Formasyonlarını inceleyerek mükemmel kaynak kaya olarak nitelendirmiştir.

Coşkun (1992), Adıyaman-Çemberlitaş-Bölükyayla dolaylarında Mardin grubunun petrol potansiyelini incelemiş olup, Mardin grubunun hazne kaya özelliği ve geçirdiği jeolojik evrim bakımından petrol kapanlanmasına en uygun koşulları oluşturduğunu açıklamışlardır.

Ediger ve diğ., (1994), Bozova fayı ve civarının jeolojik tarihçesi ve hidrokarbon potansiyeli inceleyerek, Bozova fayının Kretase döneminde güney kesiminin yüksek, kuzey kesiminin düşük olduğunu, miyosen döneminden sonra ise güney kesiminin düşük, kuzey kesiminin yüksek olduğuna dair bilgiler vermişlerdir. Ek olarak bölgenin jeolojisi ve petrol potansiyeli hakkında bilgiler vermiştir.

Duran ve diğ., (1996), Adıyaman bölgesindeki XI ve XII. Petrol Bölgelerinde Üst Kretase Karbonatlarının Stratiğrafisi, Sedimentolojisi, Rezervuar Özellikleri, Jeokimyasal Değerlendirmesi ve Hidrokarbon Potansiyeli inceleyerek, inceleme alanındaki, rezervuar, kaynak ve örtü kayalarının stratiğrafik, petroğrafik ve sedimentolojik özelliklerini tanımlayıp, Sabunsuyu, Derdere, Karababa, Karaboğaz ve Sayındere Formasyonlarının fasiyes dağılımları, kalınlıkları ile paleocoğrafik yayılımlarını açıklamıştır.

Duran ve diğ., (1997), Güneydoğu Anadolu'da adlanmış olan otokton ve allokon niteliğindeki litostratigrafik birimlerini inceleyerek, bu birimlerin stratigrafi sözlüğü hazırlamışlardır.

Kavak (1997), Çalışmasında Adıyaman bölgesinde bulunan Karaboğaz Formasyonunun kaynak kaya potansiyelini inceleyerek bu Formasyonun TOC değerinin %6-7 kadar çıktığını, organik madde tipinin TİP II denizel organik madde olduğunu ve bu Formasyonun orta-iyi kaynak kaya potansiyeline sahip olduğunu açıklamıştır.

Sarı ve Bahtiyar (1998), Adıyaman kahta-beşikli sahasında yaptığı jeokimyasal analizler sonucunda Karaboğaz ve Karababa A Formasyonlarının petrol üretme potansiyeline sahip olduklarını ve Tip II kerojen içerdiklerini açıklamıştır.

Soylu (2000), Adıyaman bölgesindeki karbonatlı kaynak kayalardan petrol oluşumu ve atılması ile ilgili çalışmasında bölgede önemli kaynak kayalar olan Karaboğaz Formasyonu ve Karababa A üyesinin bölgedeki petrol birikimine katkılarının farklı olduğunu; Karababa A üyesinin petrol birikimine katkısının neden düşük olduğunu araştırmıştır.

Sonel vd. (2002), Tokaris sahası Mardin-Adıyaman grubu birimlerinin (Adıyaman-Kahta) petrol hazne kaya özelliklerinin Elan Plus yazılımıyla değerlendirilmesi adlı çalışmasında, bölgede bulunan Karaboğaz formasyonu, Sabunsuyu Formasyonu, Derdere formasyonu ve Karababa formasyonunu hazne kaya olarak belirtmiştir.

Yurdagül ve Saraç (2002), Adıyaman bölgesindeki rezervuar kaya özelliği gösteren Karababa C Formasyonunun rezervuar özellikleri, gözeneklilik ve hidrokarbon potansiyelini jeostatistiksel simülasyon yöntemi ile incelenmiş olup Karaboğaz

Formasyonunun anakaya ve rezervuar, Karababa C üyesi ile derdere formasyonlarının rezervuar kaya özelliğine sahip olduğu açıklanmıştır.

Karadoğan (2005), Adıyaman havzasında genel ve uygulamalı jeomorfoloji üzerine bir çalışma yapmıştır. Çalışmasına göre havza tabanıyla belirgin bir eğim kırıklığı ile ayrılan Güneydoğu Torosların Fırat Nehrine kavuşan akarsular tarafından yoğun olarak yarılmıştır olduklarını ve havzada aktif tektonizmanın devam ettiğini belirtmiştir.

Yazar (2009), Çalışmasında Adıyaman-Kahta güneyi mardin grubu karbonatlarının yeraltı jeolojisini ve petrol imkanlarını inceleyerek, bölgede rezervuar kaya (Karaboğaz, Karababa C, Derdere ve Bedinan Formasyonları), kaynak kaya (Karaboğaz, Karababa A) ve örtü kayaların (gri-yeşilimsi renkli, çok killi sayındere kireçtaşları) bulunduğunu ve petrol oluşum, göç ve kapanlanma şartlarının mevcut olduğunu açıklamıştır.

Uyar (2011), Sayındere, Karaboğaz ve Karababa Formasyonlarında stabilite problemlerini önlemek amacıyla çalışmıştır. Bu çalışmanın sonucunda analiz yöntemi ile jeomekanik kuyu stabilitesi değerlendirilmiş ve ele alınan Formasyonlar için minimum-maksimum çamur ağırlığı aralığını vermiştir.

Koca (2011), Nallıhan (Ankara) civarı bitümlü şeyllerinde organik madde ve iz element zenginleşmeleri üzerine çalışmıştır. Yapılan çeşitli analizler sonucunda çalışılan örneklerin organik madde bakımından zengin oldukları, kerojen tiplerinin Tip I ve II olduğu ve örneklerin olgunlaşmamış-erken olgun evrede oldukları tespit edilmiştir. Ayrıca çalışma alanının tektonik koşulların yay-aktif kıtasal yay kenarını gösterdiği, disoksik redoks koşullarının gösterdiği ve Mg, Ca, Mn, bunun yanında iz elementlerden Ni, Sc, Co, Cs, Hf, Sr, U, V, W, Cu, Pb, As, Ag, Se elementlerinin zenginleşme gösterdikleri tespit edilmiştir.

Bolat (2012), Adıyaman ili kuzeyinin jeolojisi ve petrol potansiyelini inceleyerek, bölgenin kaynak kayacın Karaboğaz Formasyonu ve Karababa A üyesi olduğunu, rezervuar kayacın ise Derdere formasyonu ve Karababa C üyesi olduğunu açıklamıştır.

Yıldırım (2013), Adıyaman ilinin maden potansiyelini inceleyerek, bu bölgenin maden ve enerji kaynakları bakımından oldukça zengin olduğunu belirterek burada metalik madenlerden bakır, krom, kurşun-çinko, demir, manganezin bulunduğunu, ayrıca fosfat, muskovit, torf, çimento hammaddeleri, tuğla kiremit ve mermer rezervleri ile enerji kaynağı olarak ham petrol, doğal gaz ve linyit üretiminin yapıldığını açıklamıştır.

Sunkar ve Karataş (2014), Kahta çayı aşağı havzasının (Adıyaman) jeomorfolojisini araştırarak, Kahta çayı havzasının şekillenmesinde Pliyosen ve Kuvaterner dönemi genç tektonik hareketlerin etkili olduğunu açıklamıştır.

Mülayim vd. (2015), Adıyaman bölgesindeki Çembellitaş petrol sahasında Derdere ve Karababa Formasyonlarını mikrofasiyes analizleri, çökelme ortamları ve dizi stratigrafisi yönünden incelemiştir.

3. MATERYAL VE YÖNTEM

Yapılan bu tez çalışmasında Adıyaman bölgesinde mostra veren Karaboğaz ve Karababa Formasyonlarının organik madde miktarı, iz element içerikleri ve bunların organik karbonla olan ilişkilerini değerlendirmek amaçlanmıştır. Bu doğrultuda arazi ve laboratuvar çalışmaları yapılmıştır (Şekil 3.1).

Arazi Çalışması		Laboratuvar Çalışması	
Formasyon Adı	Numune Sayısı	Yapılan Analizler	Analizi Yapılan Numune Sayısı
❖ Karaboğaz Formasyonu	13	❖ Piroliz Analizi	30
❖ Karababa Formasyonu	17	❖ ICP Analizi	30
		❖ XRD Analizi	6
Toplam	30		

Şekil 3.1. Çalışma alanımızdan alınan örnek sayısı ve örnekler üzerinde yapılan analizler

3.1. Arazi Çalışması

Arazi çalışmaları Adıyaman bölgesinde bulunan İnişdere mevkiinde 2018 Ekim ayında yapılmıştır. İnişdere mevkiinde mostra veren Karaboğaz ve Karababa Formasyonlarından sistematik örnek alımları ile fotoğraflamalar yapılmıştır. Bununla birlikte büro çalışması ile literatür araştırması, arazi ve laboratuvar çalışmalarında elde edilen veriler değerlendirilip yorumlanması, jeolojik harita çizimleri ve elde edilen verilerin şekillere ve çizelgelere aktarılıp yorumlamalarının yapılması gibi çalışmalar yapılmıştır.

3.2. Laboratuvar Çalışmaları

Karaboğaz ve Karababa Formasyonlarından alınan örnekler üzerinde organik madde miktarının belirlenmesi için piroliz analizi, element ve mineral tayinleri için ICP-MS ve XRD analizleri yapılmıştır.

3.2.1. Piroliz analizi

Bu tez çalışmasında organik maddece zengin olan Karaboğaz ve Karababa Formasyonlarından alınan toplam 30 adet örneğin TPAO Araştırma Grubu Organik Jeokimya Laboratuvarlarında Rock-Eval VI cihazı (Foto 3.1.) kullanılıp piroliz analizi yapılarak organik madde tipleri ve miktarları belirlenmiştir. Piroliz analiz sonucu Toplam Organik Karbon (TOC), Maksimum sıcaklık (T_{max}), S_1 , S_2 , S_3 , Hidrojen İndeks (HI), Oksijen İndeks (OI), Piroliz Edilebilen Karbon (PC), Rezidüel Karbon (RC), değerleri elde edilmiştir.

Rock-Eval VI cihazında öğütülmüş 100 mg kayaç örneği 3 dakika içerisinde 300°C helyum atmosferi altında belirli bir sıcaklık programı uygulanarak 600°C kadar ısıtılır. Organik madde içerisinde bulunan serbest hidrokarbonlar, petrol ve gaz 300°C’de buharlaşır. 3 dakikalık aralıklarla bu termo-buharlaşma S_1 piki verir. 300°C ile 600°C arasında S_2 piki ile kerojenin parçalanmasından ortaya çıkan hidrokarbonlar ile resin ve asfalten gibi ağır ekstrakt edilebilen bileşikler açığa çıkar. T_{max} S_2 pikinin maksimum olduğu nokta (maksimum sıcaklık) olarak ifade edilir. 300°C ile 390°C arasında S_3 piki ile oksijen bileşikleri ayrışır. S_2 piki ölçüldükten sonra kalan organik karbon 600°C hava atmosferi altında oksidasyona uğrayarak S_4 piki olarak adlandırılan CO_2 elde edilir. Kayaçta S_1 ve S_2 mg HC/g kaya şeklinde ifade edilirken, S_3 ve S_4 mg CO_2 /g olarak ifade edilir. Toplam organik karbon S_1 , S_2 ve S_4 ’den otomatik olarak hesaplanmaktadır.



Şekil 3.2. Rock-Eval VI cihazı

3.2.2. ICP analizi

Karaboğaz ve Karababa formasyonlarından alınan toplanan 30 adet örneğin ana ve iz element analizleri ACME Analytical Laboratories Ltd.’da ICP-ES ve ICP-MS teknikleri ile yapılmıştır (Foto 3.2). İz elementler ICP-MS tekniği, toplam majör oksitler ise ICP-ES tekniği ile lityum metaborat/tetraborat füzyon ve nitrik parçalama seyreltilmesi şeklinde analiz edilmiştir. 1000°C’de yakılma sonrası ağırlık farkı olarak LOI (Loss on ignition) kaydedilir. Yapılan bu analizler sonucunda elde edilen ana oksit, iz element ve majör element değerlerinin yanı sıra TOT/C ile TOT/S değerleri de elde edilmektedir.



Şekil 3.3. ICP-MS cihazı

3.2.3. XRD analizi (X-ray difrasyonu)

X-Işını Kırınım yöntemi (XRD), her bir kristalin fazın kendine özgü atomik dizilimlerine bağlı olarak, X-ışınlarını karakteristik bir düzen içerisinde kırması esasına dayanır. Kayaçların mineralojik analizleri X-ray analizi ile kolayca yapılmaktadır (Foto 3.3). X-Işını Kırınım analiz metodu, analiz sırasında numuneyi tahrip etmez ve çok az miktardaki numunelerin dahi analizlerinin yapılmasını sağlar. Arazi çalışmasında toplanan örneklerin XRD tüm kaya ve kil analizleri TPAO'nun Araştırma Laboratuvarlarında yapılmıştır. Çalışma alanından alınan 30 adet örnek içerisinde seçilen 6 adet örneğin hem tüm kaya hem kil mineralojisi analizleri yapılmıştır.



Şekil 3.4. X-ışını difraktometresi (MP-XRD)

4. GENEL JEOLJİ

Hakkari'den Kahramanmaraş civarına kadar devam ederek burada DAF (Doğu Anadolu Fayı) ile kesilen Güneydoğu Anadolu bindirme kuşağı DAF tarafından kesilme yerinde 25 km'lik bir atımı vardır. Güneydoğu Anadolu bindirme kuşağı aynı zamanda Avrasya ve Gondwana arasındaki Tetis'in kapanmasıyla meydana gelmiş bir kenet kuşağıdır (Perinçek ve diğ. 1991). Güneydoğu Anadolu bölgesi, kuzeyden güneye bindiren orojenik silsilenin etkisiyle ön ülke kayaçları üzerindeki kayaçların sıkışmasıyla meydana gelen kıvrımlar bakımından oldukça yoğun bir şekilde olması bakımından önemlidir. Oluşan bu kıvrımların eksenleri genellikle D-B uzanımlıdır. Orta Miyosen sonunda meydana gelen Güneydoğu Anadolu bindirmesi Türkiye'de oluşan ilk tektonik yapı özelliğini gösterir (Perinçek ve diğ. 1991). Oluşan bu bindirmeden sonra Güneydoğu Anadolu kıvrımları oluşmaya başlamıştır.

Toros Orojenik Kuşağının kuzeyinde bulunan Adıyaman bölgesinde farklı dönemlerde meydana gelmiş jeolojik birimler mevcuttur (Şekil 4.1). Bu jeolojik birimleri, alttan üste doğru sıraladığımızda, Mardin grubu (Areban, Sabunsuyu, Derdere ve Karababa Formasyonları), Adıyaman grubu (Karaboğaz ile Sayındere Formasyonları), Şırnak grubu (Kastel, Terbüzek, Besni, Germav Formasyonları ve Koçali ile Karadut karmaşıkları), Midyat grubu (Gercüş ile Hoya Formasyonları) ve Fırat ile Şelmo formasyonları oluşturmaktadır (Şekil 4.2-4.3). Adıyaman bölgesinde petrol içeren Formasyonlar Üst Kretase yaşlı Karaboğaz, Karababa-C kireçtaşları ve Derdere dolomitleridir. Adıyaman bölgesi petrol kaynak kayası bakımından da zengindir. Bunlar killi ve çörtlü kireçtaşları bulunduran Karaboğaz ve Karababa-A Formasyonları ile organik maddece zengin Derdere Formasyonudur.

Adıyaman bölgesi jeolojik yapı olarak güneyde Güneydoğu Anadolu platosu üzerinde bulunan kırıntılı kayaçlar (çakıltaşı, kumtaşı, miltaşı) ve bunun altına gelen Miyosen kireçtaşı ile kuzeyinde Paleozoyik metamorfik kütleler arasında bulunmaktadır.

Adıyaman ve çevresi tektonik bakımdan üç farklı kuşağa ayrılmaktadır. Bu üç kuşak Adıyaman ilinin güney kısmını oluşturan Arap Platformu, bunun üzerine gelen ekay zonu ve ekay zonunun kuzeyinde bulunan nap alanı olarak adlandırılır.

Adıyaman ilinin güneyinde bulunan Arap Platformunu Prekambriyen'den Kuvaterner'e kadarki zamanda değişik fasiyeslerde gelişmiş kalın çökel istifleri oluşturmaktadır. Arap Platformunu Paleozoyik dönemde yer yer karbonat çökeli ile sığ denizel ve gelgit ortam ürünü kırıntılı birimler temsil etmektedir. Bölgede Triyas'tan itibaren riftleşme ile başlayan havza açılması sığ denizel karbonat birimlerinin çökmesine yol

açarak yeni bir çökelme dönemi başlatmıştır. Bölge karbonat platformu halini Mesozoyik dönemde almıştır. Bu karbonat platformu üzerine Maestrihtiyen döneminde ilk ofiyolit naplar yerleşmiştir. Arap Platformu tektonik yönden sakindir (Perinçek ve diğ. 1991). Üst Kretase-Miyosen zaman aralığı döneminde Arap kıtasının kuzeyindeki çeşitli tektonik birlikler birleşerek nap paketi haline gelerek Eosen döneminin sonunda aradaki okyanusun kapanmasıyla Arap platformu ile çarpışır. Daha sonraki dönemlerde naplar ilerleyerek şiddetli deformasyonların oluşmasına neden olmuştur. Bu deformasyonlar sonucunda doğu batı gidişli ters faylar ve şaryaj dilimlerinden meydana gelen ekay zonu oluşmuştur. Ekay zonu allokton birimlerin yaşlıdan gence doğru birbiri üzerine itilerek sıkıştırıldığı ve paketlenerek topluca otokton üzerine ilerlediği bir zon özelliğindedir. Ekay zonunun kuzeyinde bulunan Nap Alanı içerisinde ofiyolitik topluluklar ve metamorfik birlikler yer almaktadır. Ayrıca Koçali-Sincik civarı da bu kuşakta yer almaktadır.

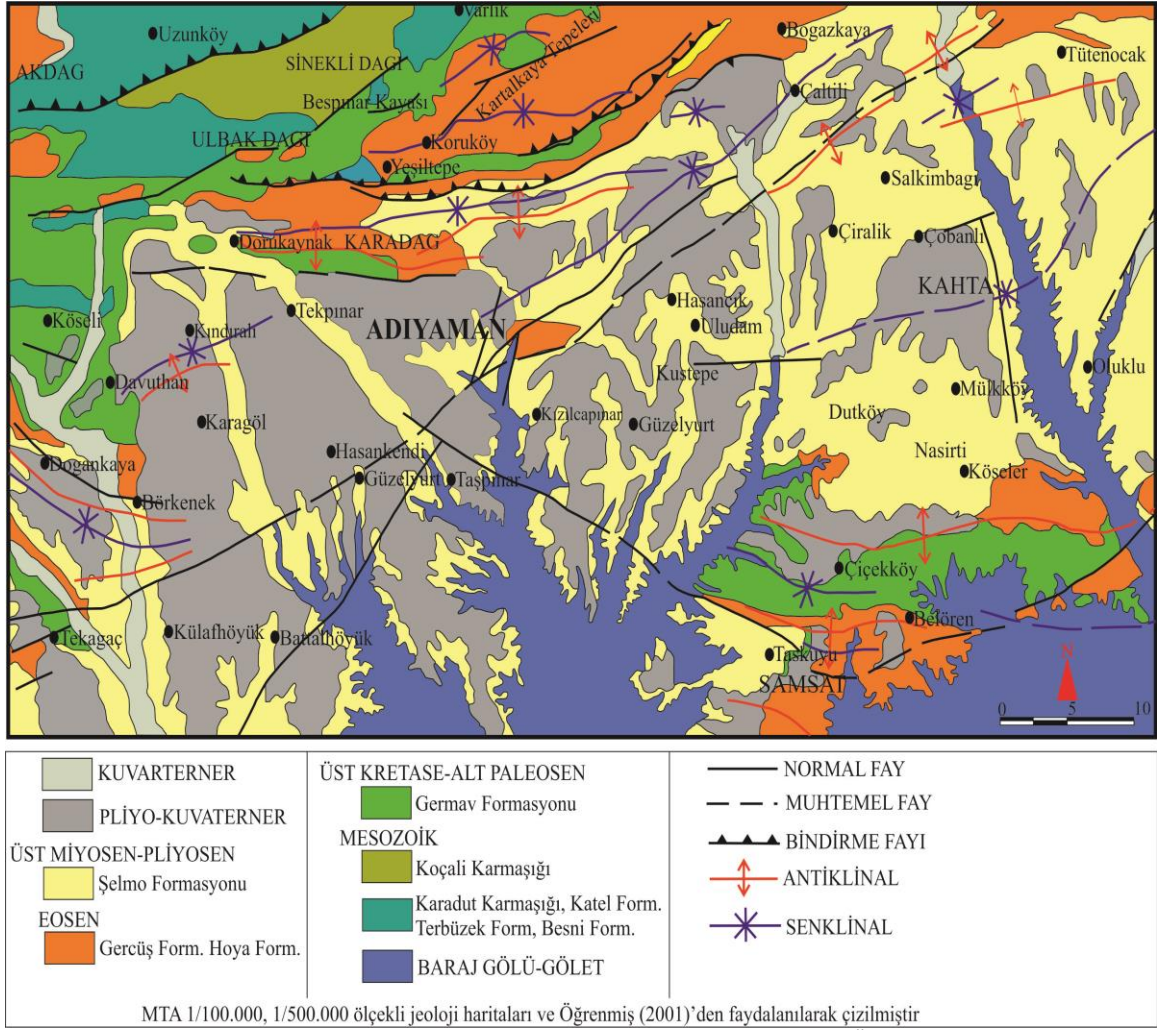
Paleozoyik dönemde epirojenik hareketler etkin bir şekilde görülmektedir. Bu döneme sığ denizel-gelgit ortam ürünü olan ince-orta taneli klastikler hakimdir. Birçok transgresif regresif istif deniz seviyelerindeki göreceli değişimler sonucu çökelmiştir (Perinçek ve diğ. 1991). Arap Platformunun batı kısmı Ordovisiyen döneminden itibaren yükselmeye başlayarak bu bölgelerde geniş çaplı aşınmalara neden olmuştur. Bölgemiz Permien dönemi sonunda oluşan Hersiniyen orojenik fazı ile yükselerek kara halini almıştır.

4.1. Allokton Birimler

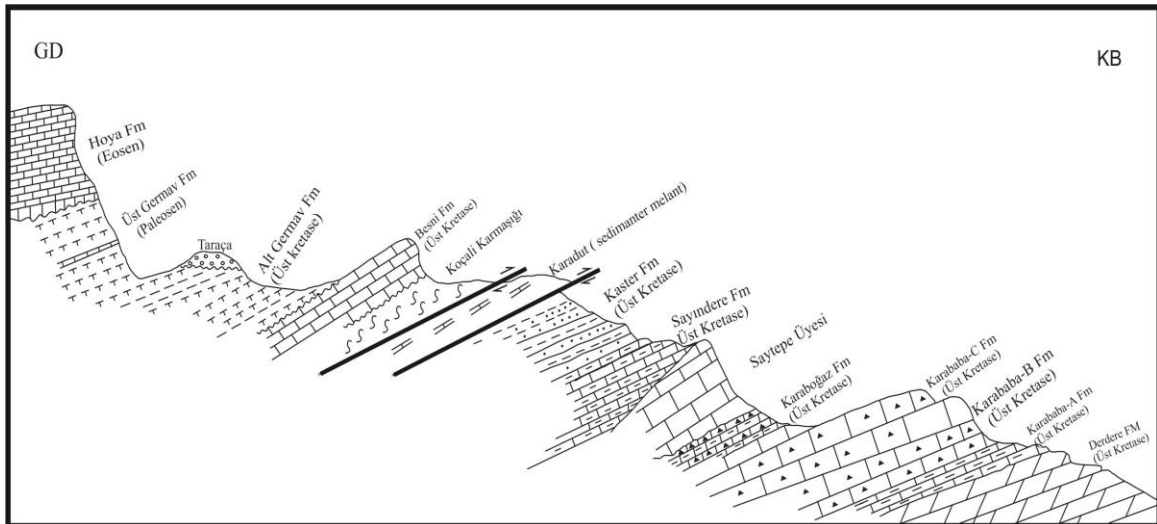
4.1.1. Koçali karmaşığı

Koçali karmaşığı tipik olarak Adıyaman ilinin 18 km kuzeyindeki koçali nahiyesinin 1,5 km güneybatısında bulunan Pamuk Dere mevkiinde görülmektedir (Şekil 4.4). Birim ilk kez koçali birliği olarak Sungurlu (1973) tarafından adlandırılmıştır. Yaşı üst Jura-alt Kretasedir (Sungurlu 1973, Perinçek 1989 ve 1990).

Koçali karmaşığı serpantinleşmiş ultrabazikler, silisli kireçtaşları silisleşmiş seyl, radyolaritler ve volkanitlerden oluşmaktadır. (Sungurlu 1973 ve 1974, Perinçek 1979). Ultrabazikler en üst birimi oluşturur ve serpantinleşmiş peridotit ile serpanlinleşmiş lertzolitlerden oluşmaktadır. Volkanitler koyu gri-kahve, yeşil, boz renkli aglomera ve yastıklı lav karmaşığından oluşmaktadır. Masif olarak görüldüğü gibi tortularla ardalanmalı olarak da görülmektedir. Kireçtaşları volkanitlerle ardalanmakta, aşırı deforme, çok kıvrımlıdır. Şeyller kırmızı-bordo renkli, radyolaritlerle ardalanmalı, silisli ve serttir. Koçali karmaşığının çöktüğü ortam derin denizdir (Perinçek. 1978).



Şekil 4.1. Adıyaman bölgesinin jeoloji haritası (Karadoğan 2005 ve Öğrenmiş 2001)



Şekil 4.2. Çalışma alanımızın jeolojik kesiti

YAŞ			GRUP	FORMASYON	LİTOLOJİ	ORTAM	PETROL JEOLJİSİ			AÇIKLAMA	
							Rez.	Kaynak	Örtü		
SENOZOYİK	PALAJOEN	NEOJEN	SİLVAN	ADİYAMAN (ŞELMO)		KARASAL				İri taneli konglomera-kumtaşı kil-kiltaşı	
		OLİGOSEN		FIRAT		KARBONAT PLATFORMU				Beyaz-krem renkli, yer yer resifal, çatlaklı kireçtaşı	
		EEOSEN		MİDYAT (HOYA GRUBU)					Kırmızı alacalı kumtaşı-şeyl		
				GERCÜŞ					Kırmızımsı, beyaz yer yer mavimsi renkli,tebeşirli iri kristalli kireçtaşı		
				BECİRMAN					Gri-yeşilimsi şeyl, kumtaşı ar dalanması		
	PALEOSEN	ÜST GERMAV		DERİN DENİZ YAMAÇ				Krem renkli, yer yer resifal kireçtaşı			
		BESNİ						İri elemanlı konglomera-kumtaşı			
		TERBUZEK						Gri-yeşil, yer yer koyu gri renkli şeyl, killi kireçtaşı ar dalanması			
		ALT GERMAV						Yeşil renkli, yumuşak-sert serpantin ve silisli kireçtaşı			
		KASTEL						Beyaz-krem renkli, çok killi kireçtaşı, marn			
KRETASE	ÜST	KONYAŞİYEN-KAMPANİYEN	ŞIRNAK		SAYINDERE		DERİN DENİZ				Gri-siyah renkli yer yer ince çatlaklı, çok killi, çörtlü kireçtaşı
					KARABOĞAZ					Gri renkli, bol fosilli, çörtlü, poroziteli kireçtaşı	
					KARABABA	Kbb-C					Beyaz renkli, çörtlü, saçılmış dolomit kristalli kireçtaşı
						Kbb-B					Siyah renkli, çok killi kireçtaşı
						Kbb-A					Gri-beyaz renkli dolomit
	ALT	SENOMANİYEN	DERDERE		ŞELF LAGÜN ŞELF İÇİ				Calcispher'li, killi kireçtaşı		
			SABUNSUYU		GEL-GİT DÜZLÜĞÜ LAGÜN				Renklistarize, yer yer kesif dolomit		
			AREBAN		PLAJ-KIYI				Gri renkli kumtaşı-şeyl-silltaşı ar dalanmalı		

R: Rezervuar
K: Kaynak
Ö: Örtü

(ölçeksiz)

Şekil 4.3. Adıyaman bölgesinin stratigrafisi (Kavak, 1997; Yazar, 2009; değiştirilerek çizilmiştir)



Şekil 4.4. Adıyaman bölgesi Koçali karmaşığının görünümü (Bolat, 2012)

4.1.2. Karadut karmaşığı

Karadut karmaşığı Adıyaman ili kuzeydoğusundaki Narince nahiyesinin 4.5 km kuzeyindeki Karadut köyünün kuzey yamaçlarında görülmektedir (Şekil 4.5). Birimin yaşı Senomoniyen-Alt Turoniyen arasındadır (Sungurlu 1973 ve 1974).

Karadut karmaşığı silisleşmiş kireçtaşı marn, miltaşı, ince-orta-kalın tabakalı, mavimsi-yeşil renkli, killi, mikritik ve bol çörtlüdür. Miltaşı ve şeyller ince tabakalı, sarı-pembe renk geçişli ve yumuşaktırlar silisli şeyller, kırmızı renkli, lominallı, sert ve ince tabakalıdırlar. Karadut karmaşığının çökeldiğı ortam yamaç-derin denizdir (Perinçek 1978).



Şekil 4.5. Adıyaman bölgesi Karadut karmaşığının görünümü (Bolat, 2012).

4.2. Mardin Grubu

4.2.1. Areban Formasyonu

Mardin grubunun taban kırıntılarını oluşturan bu Formasyon Mardin şehri yakınındaki arebon köyü civarında bulunmaktadır. Formasyon ilk kez Schmidt (1961) tarafından adlandırılmıştır. Formasyonun yaşı albiyendir (Tuna 1974).

Areban Formasyonu, sarı-kahverengi, kuvars taneli, yer yer mg-fe kalıntılı, oldukça sert, yer yer fosilsiz kireçtaşı bulunan kumtaşı, silttaşı ve kireçtaşlarından oluşur.

Areban Formasyonu çalışma alanında Pleozoyik yaşlı kayalar üzerine açısal uyumsuzlukla gelir, üste doğru tedrici olarak sabunsuyu Formasyonunun dolomitlerine geçer.

4.2.2. Sabunsuyu Formasyonu

Sabun suyu Formasyonunu ilk defa H.H.Wilson tarafından 1959 yılında tanımlanmıştır. Bu Formasyon Kilis yakınındaki Sabunsuyu deresi mevkiinde bulunmaktadır. Formasyonun yaşı Senomaniyen'dir (Köylüoğlu 1986).

Sabunsuyu Formasyonu açık gri renkli, sert, üste doğru laminalı, yer yer kalın tabakalı, yer yer çörtlü ve şeylli, kireçtaşı ve dolomitlerden oluşmaktadır.

Sabunsuyu Formasyonu Areban Formasyonu üzerine geçişli olarak gelirken üst dokanağında paralel bir uyumsuzluk vardır. Sabunsuyu Formasyonu gelgit düzlüğü-lagün ortamında çökelmiştir (Çelikdemir ve diğ. 1987).

4.2.3. Derdere Formasyonu

Tip kesit yeri Fırat nehrinin dik vadisindeki Çüngüş kazasının Derdere köyü civarındadır (Şekil 4.6).

Kireçtaşı ve dolomitlerden oluşan Derdere Formasyonunun içerisindeki dolomitler genellikle grimsi bej, gri, beyaz, siyahımsı, krem renkli, ince-orta-kalın tabakalı, sert sıkı, ince kalsit çatlaklı, fosilli, hidrokarbon kokulu, zayıf-orta poroziteli, köşeli kırıklı, yer yer killi bir yapıya sahiptir.

Derdere Formasyonunun içerisinde praealveolina, rudist ve ekinid kavkı parçaları, coelenteratlar, foraminiferle ve ostracod fosilleri değişen bolluklarda bulunmaktadır. Bu fosillere göre Derdere Formasyonunun yaşı senomaniyen olarak belirtirmiştir (Tuna, 1973). Formasyonun çökeldiği ortam Şelf lagün-şelf içi (Perinçek ve diğ. 1991).

4.2.4. Karababa Formasyonu

Mardin grubunun dördüncü ve en üst Formasyonu olan Karababa Formasyonunun tip kesit yeri Adıyaman ilinin 32 km güneyindeki Karababa dağıdır (Tuna, 1973) (Şekil 4.7). Karababa Formasyonu alttan üste doğru Karababa formasyonu A üyesi, Karababa

Formasyonu B üyesi ve Karababa formasyonu C üyesi şeklinde gayri resmi olarak üç ayrı üyeye ayrılmıştır (Tuna, 1973; Sungurlu, 1973 ve 1974; Aksu, 1980; Pasin ve diğ., 1982; Güven ve diğ., 1988 ve 1991). Bu üyelerden Karababa Formasyonu A üyesi organik madde bakımından en zengin üyedir.



Şekil 4.6. Adıyaman bölgesi Karababa ve Derdere Formasyonları

Karababa Formasyonu A üyesi koyu bej, kahve, koyu gri, siyahımsı, gri renkli, mollus kavkı parçalı, killi, yaprağımsı, hidrokarbonlu, petrol kukulu, ince kalsit çatlaklı, çatlakları petrol dolgulu (asfalt), fosfatlı, glokonili, yer yer siyah renkli marn dönüşümlü kireçtaşlarından oluşur.

Karababa Formasyonu B üyesi içerdiği % 35-40 oranındaki nodüler, mercekse, balmumu renginde ve ara bantlar şeklindeki çörtlerle en belirgin üye olup, gri-bej, kahvems gri, kahve renkli, ince kalsit ve silis çatlaklı, ince-orta-kalın ve düzensiz tabakalanmalı, makro ve mikro fosilli, yer yer killi ve breşik görünümlü kireçtaşlarından oluşur (Şekil 4.8).

Karababa Formasyonu C üyesi gri-koyu gri, bej, açık krem, beyaz renkli, sert, zayıf-düşük çatlaklı, orta-çok kalın tabakalı, ince kalsit çatlaklı, makro kavkılı, yer yer siyah renğinde çört yumrulu kireçtaşlarından oluşur (Şekil 4.8).

Karababa Formasyonu altta Derdere Formasyonu üstte Karaboğaz Formasyonu ile uyumsuzdur (Tuna, 1973; Aksu, 1980; Pasin ve diğ., 1982; Güven ve diğ., 1988).

Karababa Formasyonunun yaşı Üst Konyasiyen-Alt Kampaniyendir (Erenler, 1989; Çoruh, 1981 ve 1991). Karababa Formasyonunun çökeldiği ortam sığ denizel lagün (Şengündüz ve Aras, 1986; Çelikdemir ve Dülger, 1990; Duran, 1991; Araç ve Yılmaz 1991).



Şekil 4.7. Adıyaman bölgesi Karababa Formasyonu ve üyeleri



Şekil 4.8. Adıyaman bölgesi a: Karababa Formasyonu B üyesi, b: Karababa Formasyonu C üyesi

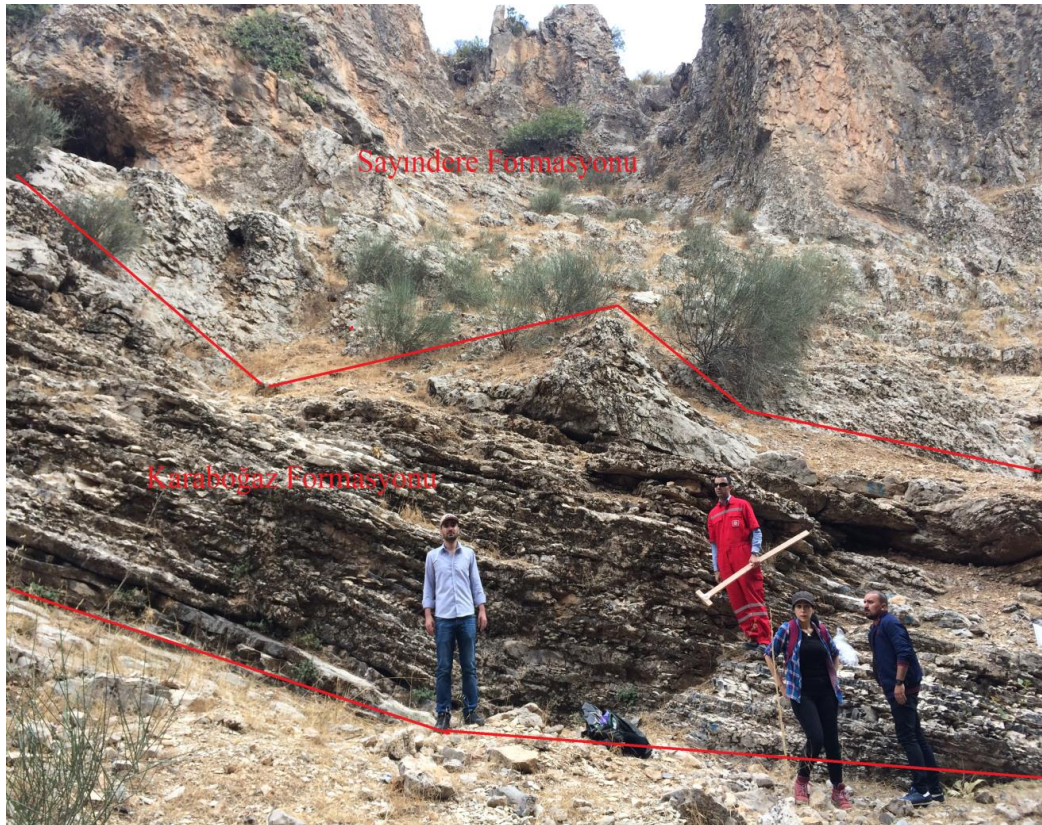
4.3. Adıyaman Grubu

4.3.1. Karaboğaz Formasyonu

Formasyonun tip lokalitesi Adıyaman ilinin 32 km güneyindeki Karababa dağının Fırat nehrine bakan güney yamacıdır. (Şekil 4.9).

Karaboğaz Formasyonu gri, koyu bej, siyahımsı gri, siyah renkli, bol killi, organik madde bakımından zengin, çörtlü, mercek ve yumrulu, sert, ince dokulu, fosfatlı, bol sferoidal fosil ve planktik foramlı, ince-orta- kalın tabakalı kireçtaşlarından oluşmuştur (Tuna, 1973; Sungurlu, 1973; Soytürk ve Erdoğan, 1974; Erdoğan, 1975; Günay, 1984; Dellaloğlu ve Pasin, 1984; Güven ve diğ., 1988 ve 1991).

Karaboğaz formasyonu altta Karababa Formasyonu ile uyumsuz, üstte sayındere Formasyonu ile uyumludur (Güven ve diğ., 1991). Karaboğaz Formasyonunda şu fosillere rastlanmıştır; Planktonik foraminiferler (G.bulloides, Globotruncanita, Heterohelix), Bentonik foraminiferler (Bolivina, Orbitoides, Textularia). Formasyonun yaşı Orta Kampaniyen olarak belirlenmiştir (Güven ve diğ.,1991). Karaboğaz formasyonu derin deniz-sığ karbonat platform kenarı ortamında çökelmiştir (Şengündüz ve Aras, 1986; Wagner ve Tuna, 1988; Uygur ve Aydemir, 1988; Duran, 1991; Güven ve diğ., 1991; Sayılı ve Duran 1994).



Şekil 4.9. Adıyaman bölgesi Karaboğaz ve Sayındere Formasyonu

4.3.2. Sayındere Formasyonu

Formasyonun tip lokalitesi Adıyaman-Gölbaşı karayolu üzerinde, Gölbaşı ilçesine 10 km mesafedeki sayınderenin batı yakasıdır. Sayındere Formasyonu ilk defa Gossage (1959) tarafından “sayındere platy limestone formation” olarak adlanmış ve tarif edilmiştir (Şekil 4.10).

Sayındere Formasyonu açık gri renkli, çok killi, yer yer çört yumrulu, tabakalanmalı, sert, yer yer marnlı kireçtaşlarından oluşmuştur (Gossage, 1959; Ketin, 1964).

Sayındere Formasyonu içerisinde Globotruncana stuarti, Globotruncana elevata, Globotruncana concavata gibi fosillere rastlanmıştır. Bu fosillere göre formasyonun yaşı üst Kampaniyendir (Güven ve diğ., 1991; Çoruh, 1991).

Sayındere Formasyonu altındaki Karaboğaz Formasyonu ve üzerine gelen Kastel Formasyonu ile uyumlu ve geçişlidir (Tuna, 1973). Formasyonu çökeldiği ortam derin deniz ortamıdır (Güven ve diğ., 1991).



Şekil 4.10. Adıyaman bölgesi Sayındere Formasyonu

4.4. Şırnak Grubu

4.4.1. Kastel Formasyonu

Şırnak grubunun birimi olan Kastel Formasyonunun tip lokalitesi Diyarbakır ilinde bulunan Kastel sahası kuyularıdır (Şekil 4.11). Şırnak grubunun en yaşlı Formasyonudur. Kastel Formasyonunu ilk kez Esso (1959) tarafından kastel-1 kuyusunda isimlendirildiği Tuna (1973) tarafından belirtirmiştir. Ancak Esso petrol şirketi tarafından hazırlanana Kastel-1 kuyusu kuyu kompozit logunda Kastel Formasyonu tanımına rastlanmamıştır. Tuna (1973) bu durumu şöyle açıklamıştır; Kastel-1 kuyusunun 1940-2240 metreleri arasında bulunan birimin Kastel Formasyonu olduğu belirtirmiş ancak kuyu kompozit logunda bu seviye Germav Formasyonu olarak belirtirmiştir.



Şekil 4.11. Adıyaman bölgesi Kastel ve Sayındere Formasyonu

Kastel Formasyonu tabanda marnlar ile başlamakta üste doğru kumtaşı ile şeyl ardalanması şeklinde devam etmekte ve üst seviyede yeşil, yeşilimsi, gri renkli pelajik şeyl ve marn ardalanması ile sonlanmaktadır (Ketin, 1964; Sungurlu, 1973 ve 1974;

Tuna, 1973; Erdoğan, 1975; Yalçın, 1978; Günay, 1984; Thomas ve diğ., 1986; Yoldemir, 1987; Güven ve diğ., 1988 ve 1991; Perinçek, 1989 ve 1990; Günay, 1990). Kastel Formasyonu tabanda sayındere Formasyonu ile uyumlu ve geçişlidir. Üst dokanagında bulunan allokton birimlerle tektonik, terbüzek Formasyonu ile geçişlidir. Kastel Formasyonunun yaşı Üst Kampaniyen-Orta Mestrihtiyen olup Formasyon içerisinde Globotruncana, Fornicata, Globotruncana rozzeta, globotruncana marginata fosillerine rastlanmaktadır. Formasyonun çökeldiği ortam ise derin denizer yamacı/yamaç öneyidir (Güven ve diğ., 1991).

4.4.2. Terbüzek Formasyonu

Formasyonun tip lokalitesi Gölbaşı-Adıyaman karayolunun 26`ncı kilometresinde ve yolun güneyinde bulunan Terbüzek köyüdür (Şekil 4.12). Formasyonu ilk defa Gossage (1959) adlandırmıştır (Tuna, 1973).

Terbüzek Formasyonu kırmızı, gri, sarı renkli, kötü derecelenmeli, orta, kötü boylanmalı, yarı yuvarlak veya yarı köşeli, killi, kalın, çok kalın tabakalı çakıltaşlarından oluşur.

Terbüzek Formasyonu tabanında bulunan allokton birimlerin üzerine uyumsuz olarak, Kastel Formasyonu üzerine ise uyumlu ve geçişli olarak örter (Güven ve diğ., 1991). Kastel Formasyonun yaşı alt-orta maestrihtiyen olup çökelme ortamı derin denizer yamaç`tır (Güven ve diğ., 1991).



Şekil 4.12. Adıyaman bölgesi Terbüzek Formasyonu

4.4.3. Besni Formasyonu

Formasyonun tip lokalitesi Adıyaman ili besni ilçesinin yakın civarındır (Şekil 4.13).

Besni Formasyonun litolojisi altta birkaç metre kalınlığında sarı renkli, yumuşak altere olmuş kumtaşı ile açık bej renkli, ofiyolit kumlu kireçtaşı ile başlar (Bolgi, 1964; ilkel, 1972; Sungurlu, 1973; Meriç, 1978; Çoruh, 1991; Sarıdaş, 1991). İstif yukarı doğru sarımsı, beyaz, yer yer pembe, kırmızı renkli, mikro fosilli, serpantin kum çakılları içeren asfalt lekeli kireçtaşlarına dönüşmektedir.

Besni Formasyonu üstte Germav Formasyonu ve tabanda Terbüzek Formasyonu ile uyumsuzdur (Saltık ve Saka, 1971c; Tuna, 1973). Besni Formasyonunun yaşı orta-üst maestrihtiyen olup Formasyonda Sulcoperculina, Orbitodides, medius, Luftusia gibi fosiller bulunmaktadır (Bryant, 1960; Saltık ve Saka, 1971c; Tuna, 1973; Güven ve diğ.,1988). Formasyonun çökeldiği ortam ise yüksek enerjili sığ denizel bir ortamdır (Güven, 1991; Bryant, 1960).



Şekil 4.13. Adıyaman bölgesi Besni Formasyonu

4.4.4. Germav Formasyonu

Germav Formasyonunun tip lokalitesi batman ili gerçüş ilçesinin 40 km kadar doğusundaki germav köyüdür (Şekil 4.14). Germav Formasyonu gayri resmi olarak Alt Germav Formasyonu ve Üst Germav Formasyonu olarak isimlendirilmiştir. İlk kez Maxson (1936) tarafından isimlendirilmiştir.

Besni kireçtaşlarının kaybolduğu yerlerde yerini alt germav olarak belirtilen marnlı birimlere bırakmaktadır. Ancak çoğunluğu kumtaşı, marn, şeyl, kireçtaşı ve çakıltası aralanmasından oluşan üst germav Formasyonu göstermektedir. Formasyondaki şeyl ve marnlar gri, koyu gri renkte ve yumuşak; kumtaşları gri, koyu gri renkli ince orta taneli, kireç çimentolu ve kireçtaşları ise çok fosilli ve biyoklastiktir.

Germav Formasyonu üst Becirman ve Gerçüş Formasyonları ile geçişli ve uyumludur.



Şekil 4.14. Adıyaman bölgesi Germav (alt) Formasyonu (orijinal 2018)

Germav Formasyonun yaşı orta maestrihtiyen -orta paleosen olup Formasyonda Bolivina İnerassata, Gümbelina, Globatruncana gibi fosiller bulunur. Formasyonun çökeldiği ortam derin deniz/denizaltı yamacı veya yamaç öneyidir (Güven ve dig., 1991).

4.4.5. Becirman Formasyonu

Becirman Formasyonun tip lokalitesi batman ili Gerçüş ilçesinin 20 km kadar kuzey doğusundaki Becirman köyüdür. Formasyonu ilk kez Maxson 1936 adlandırmıştır. Daha önce gerçüş Formasyonun bir üyesi olarak kabul edilmiştir (Tuna 1973). Ancak yeni araştırmalarla farklı bir formasyon olduğu belirtirmiştir (Çelikdemir vd., 1987).

Yapılan çalışmalarla Becirman Formasyonunun litolojisi kırmızımsı, beyaz yer yer açık mavi renkli, tebeşirli iri kristalli, sert kalın tabakalı kireçtaşlarıdır (Önem, 1968; Akarsu, 1968; Sungurlu, 1973 ve 1974; Güven 1988).

Becirman Formasyonu tabanındaki germav ve üzerindeki gercüş Formasyonlarıyla uyumludur (Maxson 1936). Becirman Formasyonu üst paleosen yaşında olup çökeldiği ortam derin denizel yamaç'tır (Güven 1991).

4.5. Midyat grubu

4.5.1. Gercüş Formasyonu

Gercüş Formasyonunun tip lokalitesi batman ili Gercüş ilçesi yakınındaki hermis basenidir (Şekil 4.15). Midyat grubunun en alt Formasyonunu oluşturur. Formasyon ilk kez Maxson 1936 tarafından adlandırılmıştır.

Gercüş Formasyonun litolojisi kırmızı renkli çamurtaşı, ince dolomit bantları, şeyl, marn, çakıllı kumtaşı, killi kireçtaşı ve kireçtaşlarıdır (Güven diğ., 1988 ve 1991; Duran ve diğ., 1988; Pasin 1989; Sarıdaş, 1991).

Gercüş Formasyonu tabanda bercirman Formasyonu ile ilişkisi geçişliyen üzerine gelen hoya Formasyonu ile uyumsuzdur,

Gercüş Formasyonu paleosen yaşında olup içerisinde Nummulites, Parvurus ve Nummulites bolconsis gibi fosiller bulunur (Duran ve diğ., 1988). Gercüş Formasyonu derin denizel yamaç- kıyı ovası ortamlarında çökelmiştir.



Şekil 4.15. Adıyaman bölgesi Gercüş ve Hoya Formasyonları (Bolat 2012)

4.5.2. Hoya Formasyonu

Hoya Formasyonun tip lokalitesi Diyarbakır ili Çüngüş ilçesinin 2 km güneybatısındaki Hoya köyüdür (Şekil 4.15). Formasyonu ilk kez Perinçek (1978) adlandırılmıştır.

Hoya Formasyonunun litolojisi krem renkli, orta kalın tabakalı, dik yerler oluşturan, sert ve iri bentonik foraminiferli kireçtaşları ve dolomitler olup ve zayıf, iyi hazne kaya özelliği gösterir (Bolgi, 1961; Tuna, 1973; Görür ve Akkök, 1982 ve 1984; Yoldemir, 1987; Açıkbaş ve Baştuğ; 1975).

Hoya Formasyonu tabanda Gercüş Formasyonu ile uyumlu ancak üzerine gelen Fırat Formasyonu ile uyumsuzdur. Hoya Formasyonunun yaşı alt Eosen ve alt Oligosen (Duran ve diğ., 1988 ve 1989) olup içerisinde *Assilina spira*, *Gypsina glapulus* ve *Flosculina* gibi fosiller bulunur. Hoya Formasyonu karbonat platformu ortamında çökelmiştir (Duran ve diğ., 1988 ve 1989).

4.6. Silvan gurubu

4.6.1. Fırat Formasyonu

Fırat Formasyonunun tip lokalitesi Diyarbakır ili Hazro-silvan ilçeleri dolayısıdır. Silvan gurubunun ikinci Formasyonudur. Formasyonu ilk kez Peksü 1969 adlandırılmıştır, Fırat Formasyonunun litolojisi krem, bej renkli, bol-orta-çok kaba kırmızısı alg, bryozoa ve mercanlı, ekinid ve mollusk kavrıklı, kötü poroziteli, çatlaklı, yer yer dolomit kristalli kireçtaşlarından oluşur.

Fırat Formasyonu Hoya Formasyonu üzerinde diskardon olarak yer alırken üzerinde yer alan Şelmo Formasyonu ile açık uyumsuzdur.

Fırat Formasyonun yaşı Akitoniye-Burdigaliye (alt miyosen)'dir (Duran ve diğ., 1988 ve 1989).

4.6.2. Şelmo Formasyonu

Şelmo Formasyonun tip lokalitesi Batman ili Sason ilçesinin güneybatısındaki Şelmo köyüdür. Formasyonu ilk kez Bolgi (1961) tarafından isimlendirilmiştir (Şekil 16).

Şelmo Formasyonun litolojisi killi sarı, pembe, kahve renkli, iri taneli, polijenik elemanlı, köseli, çakıllı zayıf-orta çimentolu. Kötü boyanmalı çakıltısı; açık gri, beyaz, kirli sarı, kahve renkli, ince-orta-iri taneli, yumuşak, sert, çapraz tabakalı, laminalı, kötü boyanmalı kumtaşı, kirli sarı bordo renkli silttaşı açık gri beyaz renkli şeyl ve sarımsı, gri, kahve renkli marn aralanmasından oluşmaktadır (Kıratlıoğlu ve Bolgi, 1961; Saltık, 1970; İlker, 1972; Perinçek, 1979; Savcı ve Dülger, 1980; Açıkbaş ve Diğ., 1981; Yılmaz 1982; Pasin 1989).

Şelmo Formasyonu alt dokanağı olan Fırat Formasyonu ile uyumludur. Şelmo Formasyonun yaşı üst miyosen-alt pliyosendir (Çemen ve diğ., 1990). Şelmo Formasyonu plaj kumları- geçiş-gel-git düzlüğü-karasal ortamında çökelmiştir (Çemen ve diğ., 1990).



Şekil 4.16. Adıyaman bölgesi Şelmo ve Hoya Formasyonu (Bolat 2012)

5.ORGANİK JEOKİMYA

5.1.Organik madde

Biyosferin temel bileşeni olan organik maddenin parçalanması sonucunda oluşan organik karbon bileşikleri göllerde, sedimanter kayalarda ve okyanusların bir parçası olarak biyokimyasal süreçlere doğrudan veya dolaylı katkıda bulunmaktadır (Summons 1993). Lipidler, lignin, proteinler ve karbonhidratlar organizmaların ölümünden sonra çeşitli sedimantasyon ortamına bağlı olarak farklı derecelerde ayrışarak bazı bileşenlerin başka organizmalarca enerji kaynağı olarak kullanılmak için tekrar geri dönüşümü sağlanmaktadır.

Organik maddenin korunması, organik maddenin üretkenliği ve sedimantasyon oranı sedimanter kayalardaki organik karbonun depolanması için önem teşkil etmektedir (Leventhal 1993). Çünkü organik maddenin kayalarda depolanması için depolanma, taşınma ve korunma süreçleri büyük önem taşınmaktadır. Organik madde oksijen ve bakteri etkinliğinin en az olduğu, güçlü upwelling etkilerine sahip ortamlarda ve uygun litolojiye sahip (ince taneli kayalar) kayalarda depolanıp birikmektedir. Kil, şeyl ve mikritik kireçtaşları gibi sedimanter kayalar organik maddenin depolanarak bozulmadan birikmesi için uygun ortamlar sağlarlar.

5.2.İncelenen örneklerin organik jeokimyasal değerlendirmesi

Karaboğaz Formasyonundan alınan 13 örnek ile Karababa Formasyonundan alınan 17 örnek üzerinden Rock-Eval Analizi yapılmış (Çizelge 5.1) ve TOC (toplam organik karbon %) değerleri elde edilmiştir.

5.2.1.Toplam organik karbon miktarı (TOC)

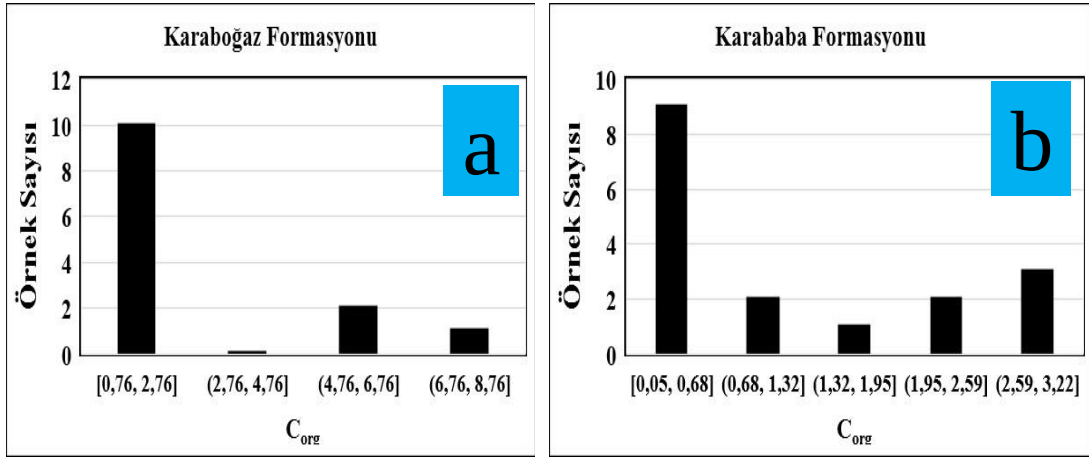
Kayalar içerisinde biriken organik madde miktarını saptamak amacıyla toplam organik karbon (TOC) kullanılmaktadır. Organik madde miktarı kayaç içerisinde yüzde (%) ağırlık olarak hesaplanmaktadır. Toplam organik karbon içeriği incelenen Karaboğaz Formasyonu ÖSK'i için ortalama % 2,72 (1,04-7,09); Karababa-A üyesinden alınan 9 örnek için ortalama %1,98 (0,63-3,22); Karababa-B üyesinden alınan 5 örnek için ortalama %0,10 ve Karababa-C üyesinden alınan 3 örnek için ortalama % 0,21 olarak belirlenmiştir (Şekil 5.1; Çizelge 5.1). İncelenen örnekler çeşitli araştırmacıların belirttiği kaynak kaya potansiyeline dair parametrelerine göre Karaboğaz Formasyonu örneklerinin iyiden zengine kadar değişen kaynak kaya potansiyeline, Karababa-A üyesinin ortadan iyiye kadar değişen kaynak kaya potansiyeline sahip olduğu,

Karababa-B ve C üyelerinin ise zayıf kaynak kaya potansiyeline sahip oldukları tespit edilmiştir (Çizelge 5.2). Karaboğaz Formasyonu ve Karababa Formasyonu A üyesi örneklerinin zenginleşme faktörleri değerlendirildiğinde zengin oldukları görülmüştür (Şekil 5.2).

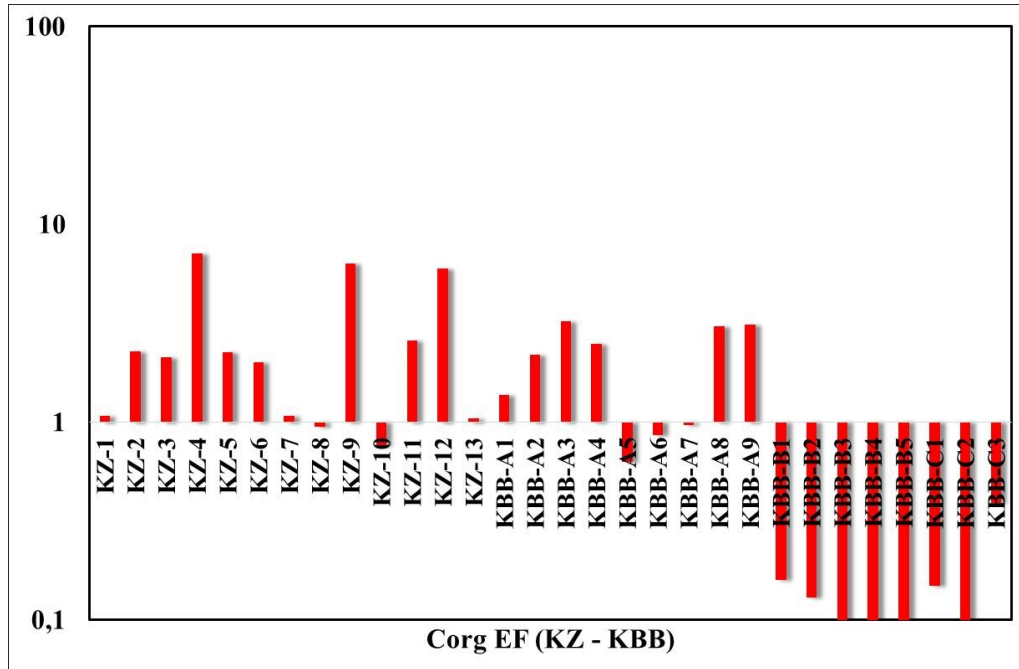
Çizelge 5.1. İncelenen örneklerin Rock-Eval analiz sonuçları

Örnek	TOC %	S ₁	S ₂	S ₃	T _{max}	HI	OI	PI
KZ-1	1,07	0,97	5,4	0,38	435	505	36	0,15
KZ-2	2,27	0,5	11,38	1,19	432	501	52	0,04
KZ-3	2,12	0,2	10,27	1,15	432	484	54	0,02
KZ-4	7,09	1,37	41,48	1,41	432	585	20	0,03
KZ-5	2,24	0,24	10,95	1,46	430	489	65	0,02
KZ-6	2	0,11	9,13	1,21	431	456	60	0,01
KZ-7	1,07	0,26	4,75	0,43	429	444	40	0,05
KZ-8	0,95	0,2	4,63	0,57	432	487	60	0,04
KZ-9	6,27	1,16	38,59	1,46	431	615	23	0,03
KZ-10	0,76	0,15	3,86	0,54	432	508	71	0,04
KZ-11	2,56	0,29	15,86	0,68	432	620	27	0,02
KZ-12	5,94	0,82	33,81	1,63	432	569	27	0,02
KZ-13	1,04	0,46	5,43	0,28	433	522	27	0,08

Örnek	TOC %	S ₁	S ₂	S ₃	T _{max}	HI	OI	PI
KBB-A1	1,37	0,09	7,02	0,35	430	512	26	0,01
KBB-A2	2,17	0,23	13,31	0,35	432	613	16	0,02
KBB-A3	3,22	0,23	20,48	0,39	432	636	12	0,01
KBB-A4	2,46	0,13	15,16	0,37	429	616	15	0,01
KBB-A5	0,63	0,08	3,15	0,3	432	500	48	0,03
KBB-A6	0,86	0,36	4,8	0,33	427	558	38	0,07
KBB-A7	0,97	0,83	5,9	0,21	429	608	22	0,12
KBB-A8	3,04	0,28	19,5	0,47	433	641	15	0,01
KBB-A9	3,09	0,31	19,71	0,48	432	638	16	0,02
KBB-B1	0,16	0,11	0,81	0,11	432	506	69	0,12
KBB-B2	0,13	0,04	0,52	0,16	435	400	123	0,07
KBB-B3	0,09	0,01	0,33	0,11	433	367	122	0,04
KBB-B4	0,08	0,04	0,36	0,08	432	450	100	0,1
KBB-B5	0,05	0,01	0,16	0,07	434	320	140	0,08
KBB-C1	0,15	0,02	0,37	0,23	433	247	153	0,05
KBB-C2	0,09	0,01	0,06	0,1	436	67	111	0,14
KBB-C3	0,39	0,13	1,72	0,13	432	441	33	0,07



Şekil 5.1. Çalışma alanındaki örneklerin C_{org} frekans dağılımları, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu



Şekil 5.2. Çalışma alanındaki örneklerin C_{org} zenginleşmeleri

Çizelge 5.2. Çeşitli araştırmacılara göre kaynak kaya potansiyeline dair parametreler

Jarvie (1991)		Tissot ve Welte (1984)		Peters ve Cassa (1994)	
C_{org} (%)	Kaynak kaya Kalitesi	C_{org} (%)	Kaynak kaya kalitesi	C_{org} (%)	Petrol Potansiyeli
0 - 0,5	Yetersiz	0,1 - 0,5	Zayıf	0 - 0,5	Zayıf
0,5 - 1	Orta	0,5 - 1	Orta	0,5 - 1	Orta
>1	Yeterli	1 - 2	İyi	1 - 2	İyi
		2 - 10	Zengin	2 - 4	Çok iyi
				>4	Mükemmel

5.2.2.Organik madde tipi

Rock-Eval VI cihazı ile gerçekleştirmiş piroliz analizi ile elde edilmiş S_1 , S_2 , S_3 ve T_{max} verileri ile hesaplanan Hidrojen indeksi (HI) ve Oksijen indeksi (OI), T_{max} parametreleri ile kerojen tipi belirlenmektedir. Kerojen organik çözücülerde çözünmeyen, kaynak kayalar içerisinde bulunan organik materyal olarak tanımlanır. Kerojen Tip I, Tip II ve Tip III kerojen olarak gruplara ayrılmaktadır (Tissot ve Welte 1984, Bordenave 1993). Bu kerojen tipleri kaynak kayaçların petrol veya gaz fosil yakıtlarından hangisini üretebildiğini göstermektedir. Algal kökenli organik maddeden oluşan Tip I kerojen lignin ve selüloz içermez. Tip I kerojenin hidrojen zengindir. Bunun nedeni yüksek oranlarda alkanlar ve yağ asitlerini içermeleridir. Tip II kerojen hidrojen bakımından zengindir ve çoğunlukla bakteri topluluklarından oluşan sporlardan, polen tanelerinin parafinli dış kabuklarından ve lipitlerden oluşmaktadır. Tip I ve Tip II kerojen petrol üretirler. Tip III kerojen oksijen zengin olan selüloz ve ligninden oluşur. Tip III kerojen gaz üretir.

HI İndeksi verilerine göre, Karaboğaz ve Karababa ÖSK'dan alınan örneklerin çoğunluğunun Tip II kerojeni yansıttığı belirlenmiştir.

Çizelge 5.3. Hidrojen İndeksi (HI) parametresine göre Kerojen Tipi

Peters ve Cassa (1994)	
HI (mg HC/g C_{org})	Kerojen Tipi
>600	Tip I
600-300	Tip II
300-200	Tip II-Tip III
200-50	Tip III
<50	Tip IV

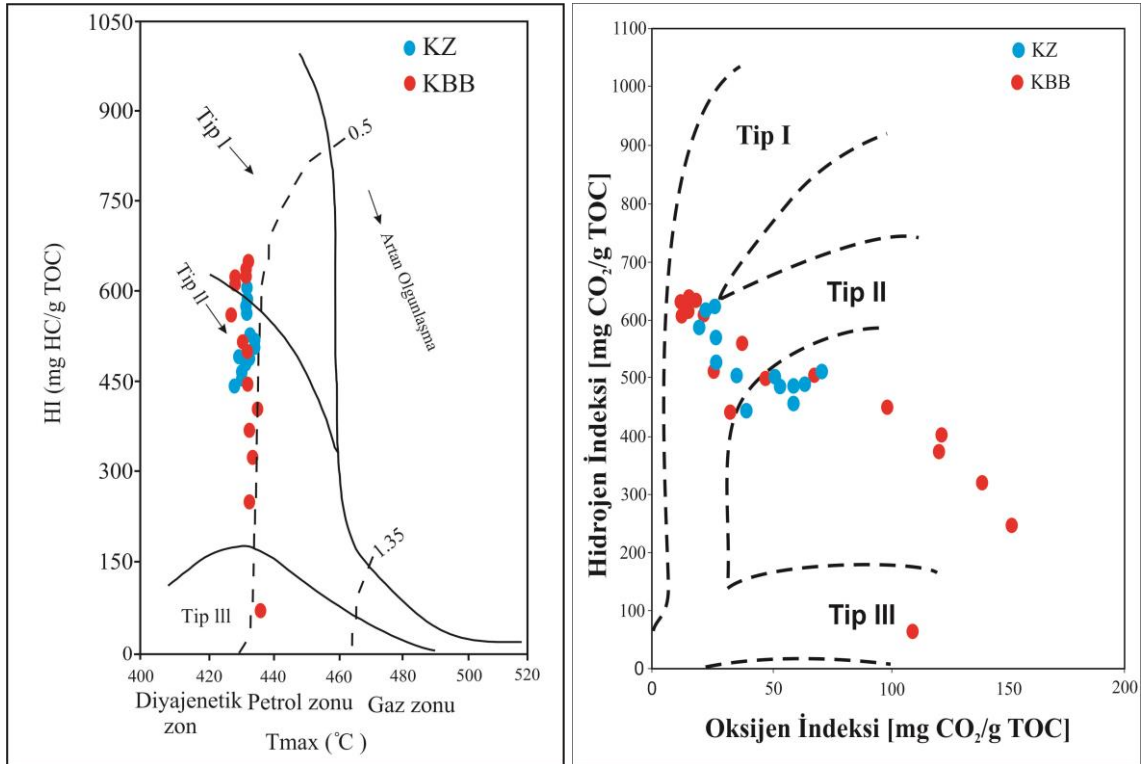
Çizelge 5.4. İncelenen örneklerin Hidrojen İndeksine göre Kerojen Tipi

Örnek	HI	Peters ve Cassa (1994)
KZ-1	505	Tip II
KZ-2	501	Tip II
KZ-3	484	Tip II
KZ-4	585	Tip II
KZ-5	489	Tip II
KZ-6	456	Tip II
KZ-7	444	Tip II
KZ-8	487	Tip II
KZ-9	615	Tip I
KZ-10	508	Tip II
KZ-11	620	Tip I
KZ-12	569	Tip II
KZ-13	522	Tip II

Çizelge 5.4. İncelenen örneklerin Hidrojen İndeksine göre Kerojen Tipi (devam)

Örnek	HI	Peters ve Cassa (1994)
KBB-A1	512	Tip II
KBB-A2	613	Tip I
KBB-A3	636	Tip I
KBB-A4	616	Tip I
KBB-A5	500	Tip II
KBB-A6	558	Tip II
KBB-A7	608	Tip I
KBB-A8	641	Tip I
KBB-A9	638	Tip I
KBB-B1	506	Tip II
KBB-B2	400	Tip II
KBB-B3	367	Tip II
KBB-B4	450	Tip II
KBB-B5	320	Tip II
KBB-C1	247	Tip II
KBB-C2	67	Tip III
KBB-C3	441	Tip II

Piroliz analizi sonucunda elde edilen Hidrojen indeksi, T_{max} ve Oksijen indeksi verileri ile yapılan diyagramlar kullanılarak kerojen tipleri ve organik madde tipi hakkında yorum yapılabilir. Her iki diyagramda benzer sonuçlar göstererek, Tip I ve Tip II kerojen tiplerini işaret etmektedir (Şekil 5.3).

Şekil 5.3. T_{max} -HI grafiği (Espitalie vd. 1977)

5.2.3. Organik maddenin olgunluğu

Organik maddeler sedimanlarla birlikte çökeldiğinde basınç, sıcaklık ve zaman koşulları altında çeşitli değişim süreçlerinden (diyajenez ve katajenez) geçerek kimyasal ve fiziksel yapısı değişir. S₂ pikinin (piroliz analizi sonucunda elde edilir) maksimum anındaki sıcaklık değeri olan T_{max} değeri kaynak kayanın olgunlaşma seviyesini belirlemektedir. Buna ek olarak Production İndeksi (PI, S₁/S₁+S₂) değerleriyle kaynak kayaların olgunlaşması hakkında yorumlamalar yapılabilmektedir (Çizelge 5.5).

Çizelge 5.5. Çeşitli araştırmacılara göre olgunlaşma dereceleri

Espitalie vd. (1985)		Peters ve Cassa (1994)	
T _{max} (°C)	Olgunluk Derecesi	T _{max} (°C)	Olgunluk Derecesi
<430-435	Olgunlaşmamış	<435	Olgunlaşmamış
435-460	Petrol penceresi	435-445	Erken olgun
>455-460	Gaz penceresi	445-450	Orta olgun-İleri olgun
		>450	İleri olgun

Espitalie vd. (1985) T _{max} 'a göre			
Tip I	Tip II	Tip III	Olgunlaşma Derecesi
	<425 °C	<435 °C	Olgunlaşmamış-Erken Olgun
440-448 °C	425-450 °C	435-465 °C	Petrol penceresi
	>450 °C	>465 °C	Gaz penceresi

Peter ve Cassa (1994)	
PI (S ₁ /S ₁ +S ₂) (mg HC/g Kaya)	Olgunlaşma Derecesi
<0.10	Olgun değil
0.10-0.15 (?)	Erken Olgun
0.25-0.40	Olgun
>0.40	İleri Olgun

Yukarıda belirtilen dört olgunluk standartına göre çalışma alanımızdaki Karaboğaz ve Karababa Formasyonlarından alınan örneklerin olgunlaşmamış-erken olgun seviyede oldukları görülmüştür (Çizelge 5.6).

Çizelge 5.6. İncelenen örneklerin olgunlaşma dereceleri

Örnek	T _{max}	PI	Espitalie vd. (1985)	Peter ve Cassa (1994)	Espitalie vd. (1985) T _{max} 'a göre	Peter ve Cassa (1994) PI'a göre olgunlaşma
KZ-1	435	0,15	Petrol penceresi	Erken olgun	Petrol penceresi	Erken olgun
KZ-2	432	0,04	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış- Erken Olgun	Olgun değil
KZ-3	432	0,02	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış- Erken Olgun	Olgun değil
KZ-4	432	0,03	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış- Erken Olgun	Olgun değil
KZ-5	430	0,02	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış- Erken Olgun	Olgun değil
KZ-6	431	0,01	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış- Erken Olgun	Olgun değil
KZ-7	429	0,05	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış- Erken Olgun	Olgun değil
KZ-8	432	0,04	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış- Erken Olgun	Olgun değil
KZ-9	431	0,03	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış- Erken Olgun	Olgun değil
KZ-10	432	0,04	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış- Erken Olgun	Olgun değil
KZ-11	432	0,02	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış- Erken Olgun	Olgun değil
KZ-12	432	0,02	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış- Erken Olgun	Olgun değil
KZ-13	433	0,08	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış- Erken Olgun	Olgun değil

Çizelge 5.6. İncelenen örneklerin olgunlaşma dereceleri (devam)

Örnek	T _{max}	Pl	Espitalie vd. (1985)	Peter ve Cassa (1994)	Espitalie vd. (1985) T _{max} 'a göre	Peter ve Cassa (1994) Pl'a göre olgunlaşma
KBB-A1	430	0,01	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış- Erken Olgun	Olgun değil
KBB-A2	432	0,02	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış- Erken Olgun	Olgun değil
KBB-A3	432	0,01	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış- Erken Olgun	Olgun değil
KBB-A4	429	0,01	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış- Erken Olgun	Olgun değil
KBB-A5	432	0,03	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış- Erken Olgun	Olgun değil
KBB-A6	427	0,07	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış- Erken Olgun	Olgun değil
KBB-A7	429	0,12	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış- Erken Olgun	Olgun değil
KBB-A8	433	0,01	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış- Erken Olgun	Olgun değil
KBB-A9	432	0,02	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış- Erken Olgun	Olgun değil
KBB-B1	432	0,12	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış- Erken Olgun	Olgun değil
KBB-B2	435	0,07	Petrol penceresi	Erken olgun	Petrol penceresi	Erken olgun
KBB-B3	433	0,04	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış- Erken Olgun	Olgun değil
KBB-B4	432	0, 1	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış- Erken Olgun	Olgun değil
KBB-B5	434	0,08	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış- Erken Olgun	Olgun değil
KBB-C1	433	0,05	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış- Erken Olgun	Olgun değil
KBB-C2	436	0,14	Petrol penceresi	Erken olgun	Petrol penceresi	Erken olgun
KBB-C3	432	0,07	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış	Olgunlaşmamış- Erken Olgun	Olgun değil

6. MİNERALOGİ

Belli bir kimyasal formüle sahip, doğal olarak oluşmuş, genellikle inorganik, kristalli ve katı özelliklerine sahip mineraller, kayaların temel yapı taşlarını oluşturmaktadırlar. Mekanik olarak farklı bileşiklere ayrılamayan mineraller homojen bir yapıya sahiptirler. Kil mineralleri esas olarak, Kaolinit, İllit, Klorit, Smektit veya bunların karışımından oluşmakta ve kayaç içerisinde dissemine veya tabakalı halde bulanabilmektedir. Kil minerallerini x ışınları, diferansiyel termik analiz veya elektron mikroskopu yardımıyla tanımlamak mümkün olmaktadır. Kireçtaşları dolomit, aragonit ve kalsit gibi karbonat minerallerinden meydana gelmektedir. Karbonatlı kayaların yaşı arttıkça dolomit içeriği artar ve çok yaşlı karbonatlı kayalar çok az ilksel artık kalsit bulundurmaktadır. Şeyllerde en bol bulunan kil mineralleri ince taneli mikalar, kuvars ve feldispatlardır (Chamley, 1989).

6.1.Çalışma Alanından Seçilen Örneklerin XRD Tüm Kaya ve Kil Analizi Sonuçları

X-Işınları difraksiyonu mineral tanımlaması için kullanılmaktadır. Tüm kayaç içerisindeki mineralleri tanımlamada çok yararlı bir yöntemdir. Özellikle kil minerallerinin analizinde kesin ve güvenilir sonuçlar vermesinden dolayı önemli bir analiz çeşididir. Bu analiz sonuçları grafiksel olarak verilir. Bu grafik üzerinden tüm kayaç kimyası yarı kantitatif olarak hesaplanabilir.

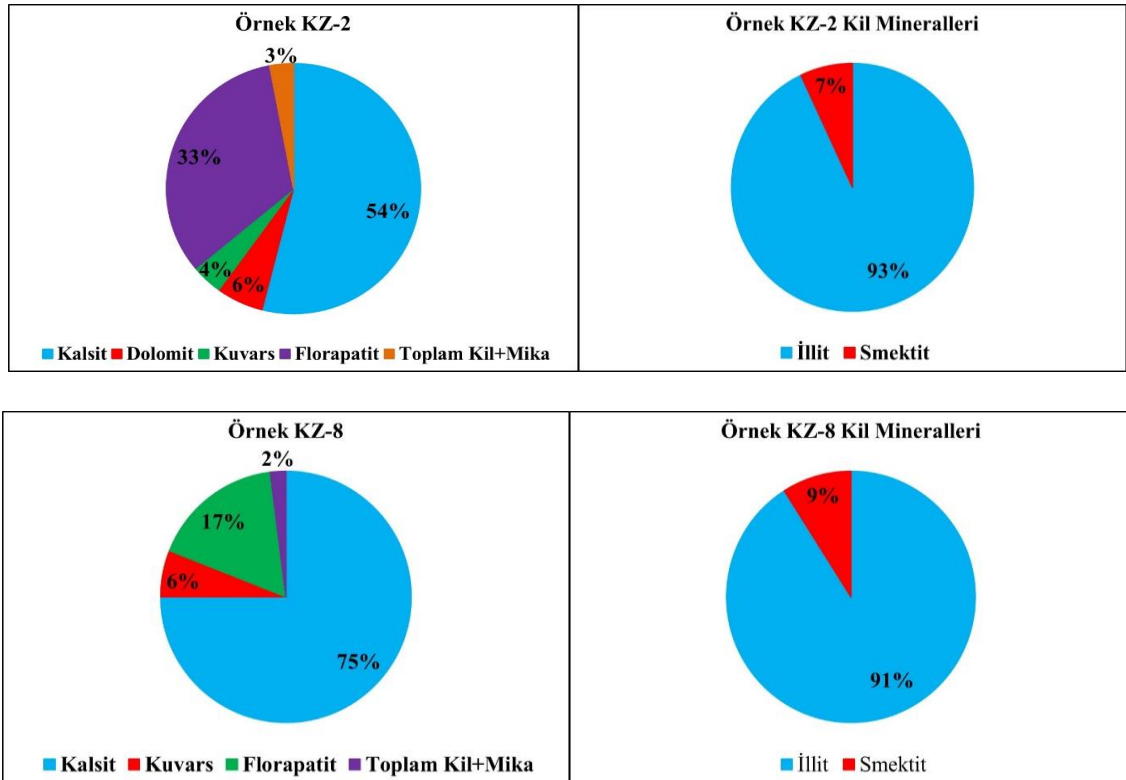
İnceleme alanımızdaki örneklerin XRD tüm kaya ve kil analizleri TPAO Araştırma Laboratuvarlarında yapılmıştır. Karaboğaz Formasyonundan 3, Karababa Formasyonundan 3 adet örnek üzerinde hem tüm kaya hem kil mineralojisi analizi yapılmıştır.

Çalışma alanımızdaki örnekler üzerinde yapılan XRD analizi sonucunda kalsit, dolomit, kuvars, florapatit, illit, smektit ve kaolinit mineralleri belirlenmiştir (Çizelge 6.1, Şekil 6.1). Tortullarda karbonat ağırlıklı minerallerin varlığı ortamda sığ su karbonatlı tortulların baskın olduğunu göstermektedir (Morse, 2005). Genel olarak, kil mineral bileşimlerindeki farklılıklar, esas olarak iklim koşulları (yağış, sıcaklık) ve jeolojik ortamlar (litoloji ve morfoloji) tarafından belirlenen hava yoğunluğu ile ilişkilidir (Chamley, 1989; Garzanti et al., 2014; Li et al., 2012; Liu et al., 2007b, 2012b; Wang et al., 2011; Yang, 1988). Topraklardaki kil mineralleri esas olarak ana kayaların ayrışma ürünlerinden kaynaklanmaktadır (Wilson, 1999). Hem fiziksel hem de kimyasal ayrışma

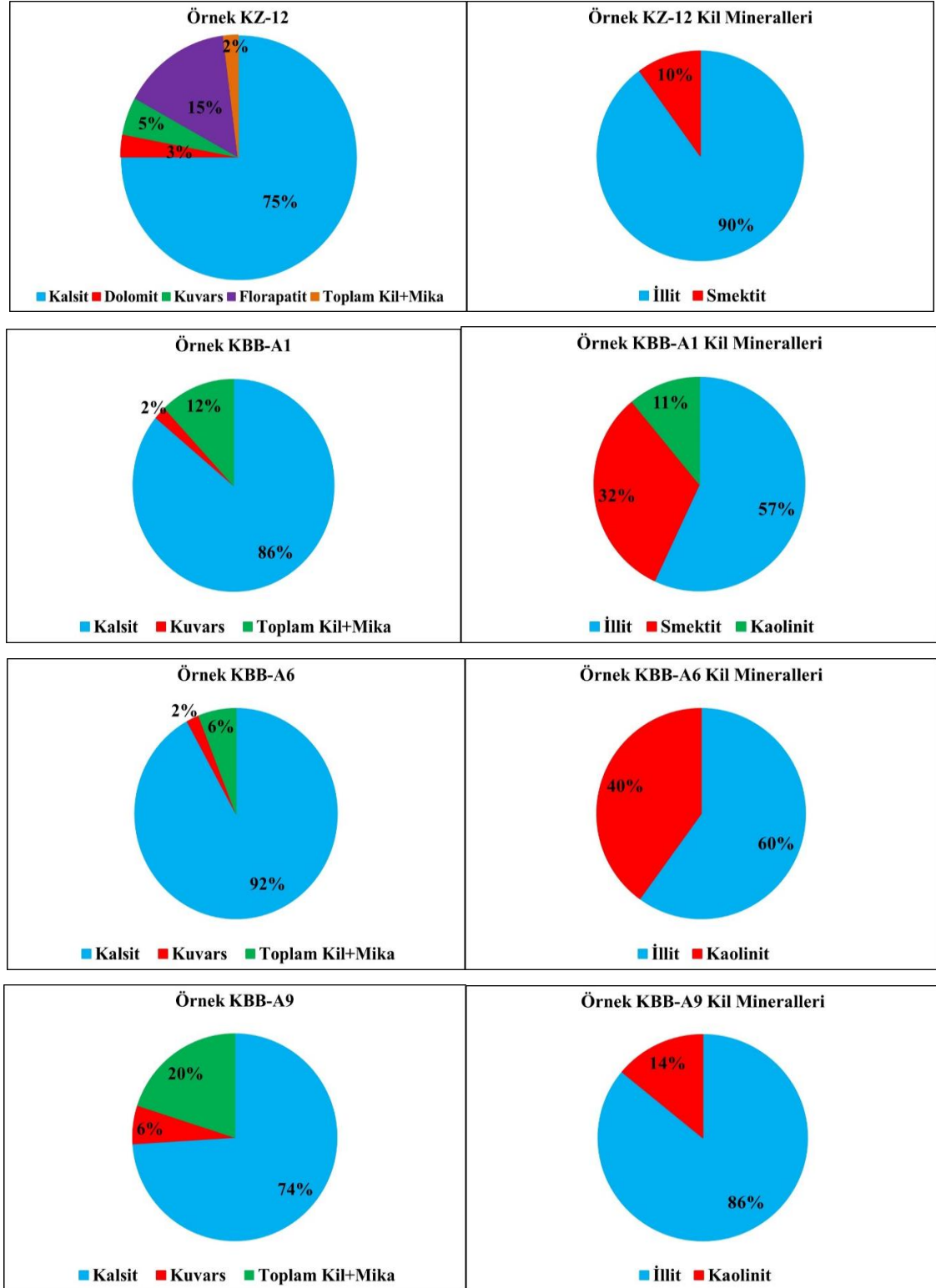
süreçleri kil minerallerinin oluşumunda önemli rol oynar: fiziksel ayrışma kaya parçalanmasına yol açar, kimyasal ayrışma ise yeni mineraller üreten iyonların oluşumunu sağlar. Kaolinit genellikle sıcak ve nemli iklim koşullarında yoğun hidrolizi temsil eden monosialitik topraklarda bulunur (Galan ve Ferrell, 2013). İllit ve klorit birincil minerallerdir ve nispeten kuru iklim koşulları altında zayıf hidroliz ve/veya ana kayanın güçlü fiziksel erozyonu ile oluştuğu şeklinde yorumlanır (Galan ve Ferrell, 2013). Smektit toprakta ikincil bir mineraldir ve toprakta smektit oluşumu, zayıf drenaja sahip ılık ve ıslak iklim koşulları gösterir.

Çizelge 6.1. İncelenen örnekleri XRD analiz sonuçları

Örnek	Kalsit	Dolomit	Kuvars	Florapatit	Toplam Kil+Mika	Toplam	Killer		
	%	%	%	%	%	%	İllit	Smektit	Kaolinit
KZ-2	54	6	4	33	3	100	93 (3)	7 (eser)	0
KZ-8	75	0	6	17	2	100	91 (2)	9 (eser)	0
KZ-12	75	3	5	15	2	100	90 (2)	10 (eser)	0
KBB-A1	86	0	2	0	12	100	57 (7)	32 (4)	11(1)
KBB-A6	92	0	2	0	6	100	60 (4)	0	40 (2)
KBB-A9	74	0	6	0	20	100	86 (17)	0	14 (3)



Şekil 6.1. XRD analiz sonuçlarının pasta diyagramında gösterimi



Şekil 6.1. XRD analiz sonuçlarının pasta diyagramında gösterimi (devam)

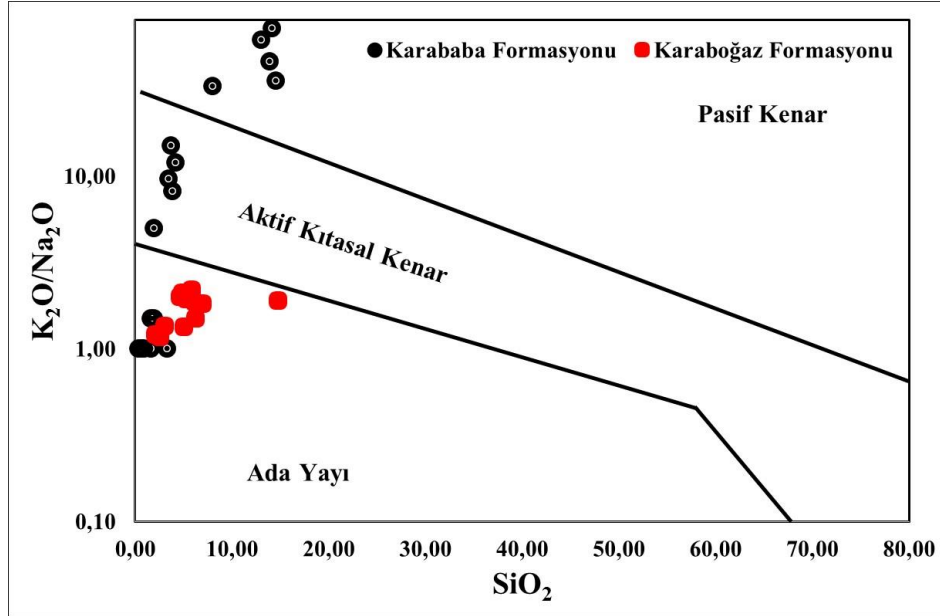
7. İNCELEME ALANININ TEKTONİK KOŞULLARI VE KAYNAK ALANI

7.1. İnceleme alanının tektonik koşulları

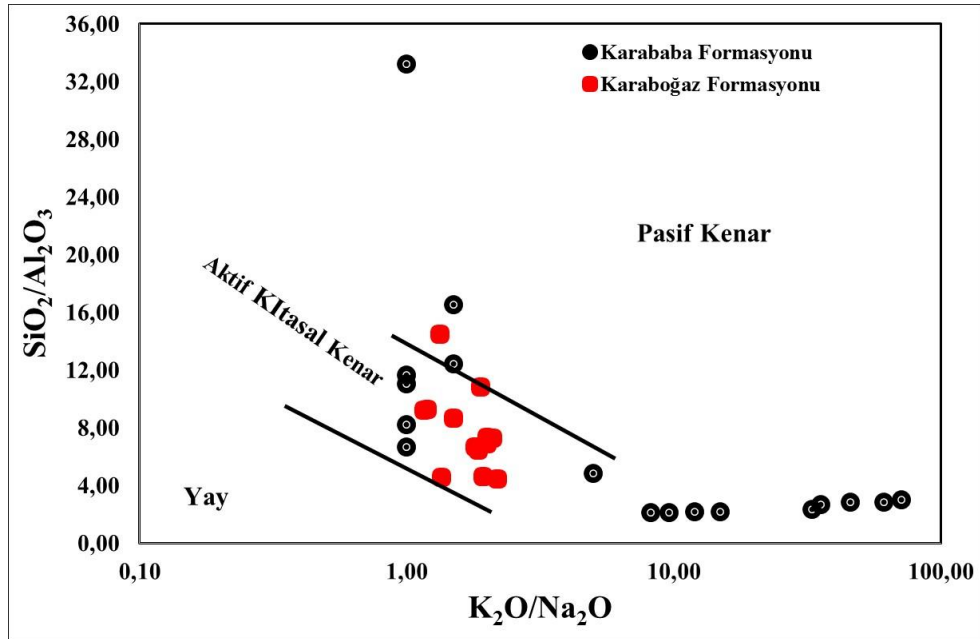
Sedimanların ana ve iz element bileşimleri, eski sedimanter havzaların plaka tektonik düzenini ortaya çıkarmak için yaygın olarak kullanılmaktadır (Bhatia, 1983; Taylor and McLennan, 1985; Bhatia and Crook, 1986; Mader and Neubauer, 2004; Yan et al., 2006a,b, 2007, 2009, 2010). Bu nedenle, birçok jeolog, ana ve iz element jeokimyasalarını kullanarak sediman oluşumu sırasında yaygın olan tektonik evrimleri ayırt etmeye ve eski tortul havzaların kodunu çözmeye yardımcı olacak diyagramları veya kriterleri oluşturmaya çalışmıştır (Bhatia, 1983; McLennan et al., 1993; Roser et al., 1996). Ayrıca bu diyagramların, Prekambriyen çökeltilerin depolanması sırasında tektonik çevreyi ayırt etmek için yararlı olduğu da görülmüştür (Barovich and Hand, 2008; Wang et al., 2011). La, Th, Zr ve Sc gibi okyanus suyunda nispeten düşük hareket kabiliyetine ve düşük kalış süresine sahip olan iz elementler, birincil ayrışma ve taşınma sırasında niceliksel olarak klastik sedimanlara aktarılır ve bu nedenle plaka tektonik ayarlarının kimyasal olarak ayrılması için faydalıdır (Bhatia and Crook, 1986).

Literatürde sediman birikmesinin tektonik düzenini tanımlamak için oluşturulan çeşitli jeokimyasal ayırıcılar ve diyagramlar vardır. Farklı tektonik geçmişe sahip klastik sedimanlar K_2O/Na_2O oranı ve SiO_2 içeriği temelinde tanımlanabilir (Roser et al., 1996). SiO_2 'e karşılık K_2O/Na_2O diyagramı klastik sedimanlarda tektonik koşulları ayırt etmek için kullanılan en yaygın diyagramdır (Roser ve Korsh 1986). Sedimanlar toplu jeokimyasal karşıtlıklar temelinde üç veya dört kategoriye ayrılırlar. Bunlar; okyanus adası yayı, kıta adası yayı, aktif kıta kenar boşluğu, pasif kenar boşluğudur.

İki adet ölçülü stratigrafik kesitten alınmış olan örneklerin K_2O/Na_2O 'e karşılık SiO_2 grafiğine göre Karaboğaz Formasyonu örnekleri Ada yayı bölgelerinde depolanırken, Karababa Formasyonu örnekleri Ada yayı-Aktif kıtasal kenar ve Pasif kenar bölgelerinde depolandıkları görülmektedir (Şekil 7.1). SiO_2/Al_2O_3 'e karşılık K_2O/Na_2O grafiğinde Karaboğaz Formasyonu örnekleri çoğunluğu aktif kıtasal kenar alanlarını, Karababa Formasyonu örnekleri çoğunluğu Pasif kenar alanlarını işaret etmektedir (Şekil 7.2).

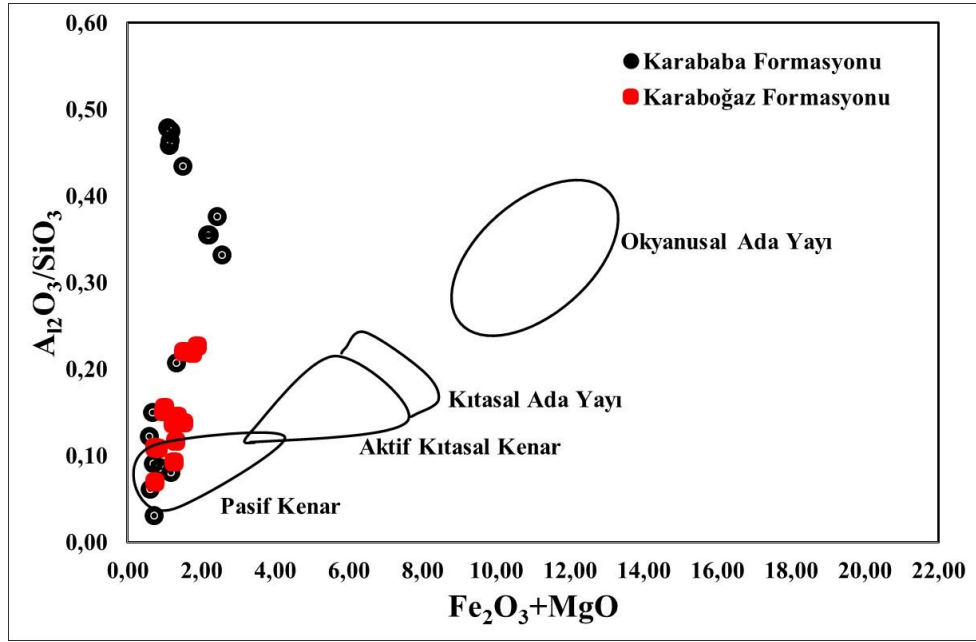


Şekil 7.1. Tektonik düzeni belirlemek amacıyla ana ve iz element diyagramları (Roser ve Korsch, 1986)

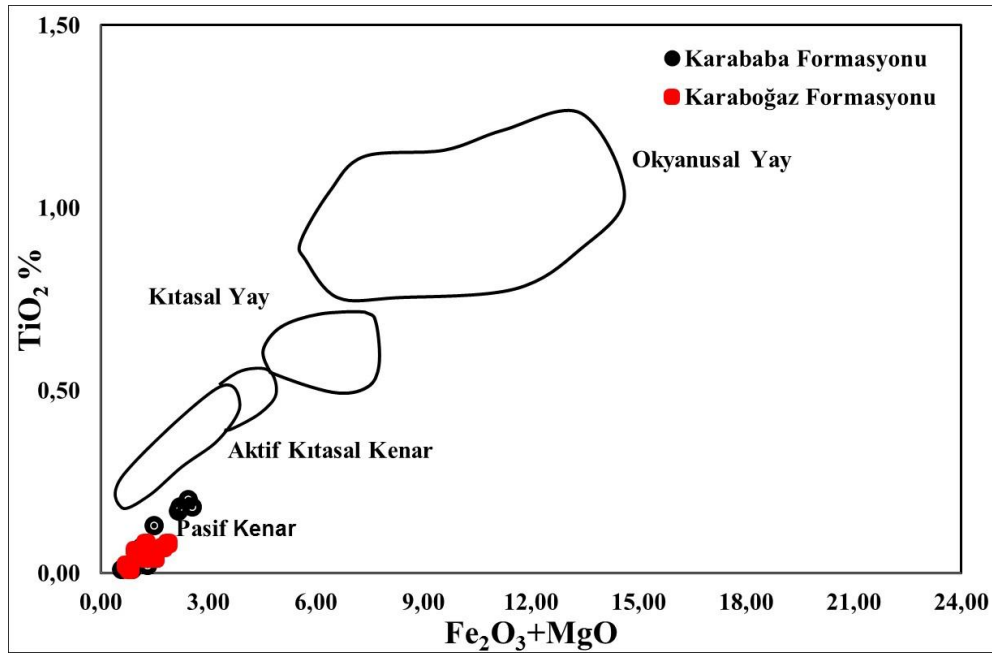


Şekil 7.2. Tektonik düzeni belirlemek amacıyla ana ve iz element diyagramları (Roser ve Korsch 1986)

Çeşitli tektonik koşullarının ayırt edilmesinde $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$ 'ya karşılık TiO_2 ve $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ grafikleri kullanılmaktadır (Bhatia, 1983). Bu diyagramlardan $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$ 'ya karşılık $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ diyagramına göre Karaboğaz Formasyonu ÖSK yoğun olarak aktif kıtasal kenar-pasif kenar alanlarına dağıldığı görülürken; Karababa Formasyonu ÖSK ise yoğun olarak pasif kenar-okyanusal ada yayı alanlarına dağıldığı görülmektedir (Şekil 7.3). $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$ 'ya karşılık TiO_2 diyagramına göre hem Karaboğaz Formasyonu hem de Karababa Formasyonu pasif kenar bölgesini gösterdikleri görülmüştür (Şekil 7.4).

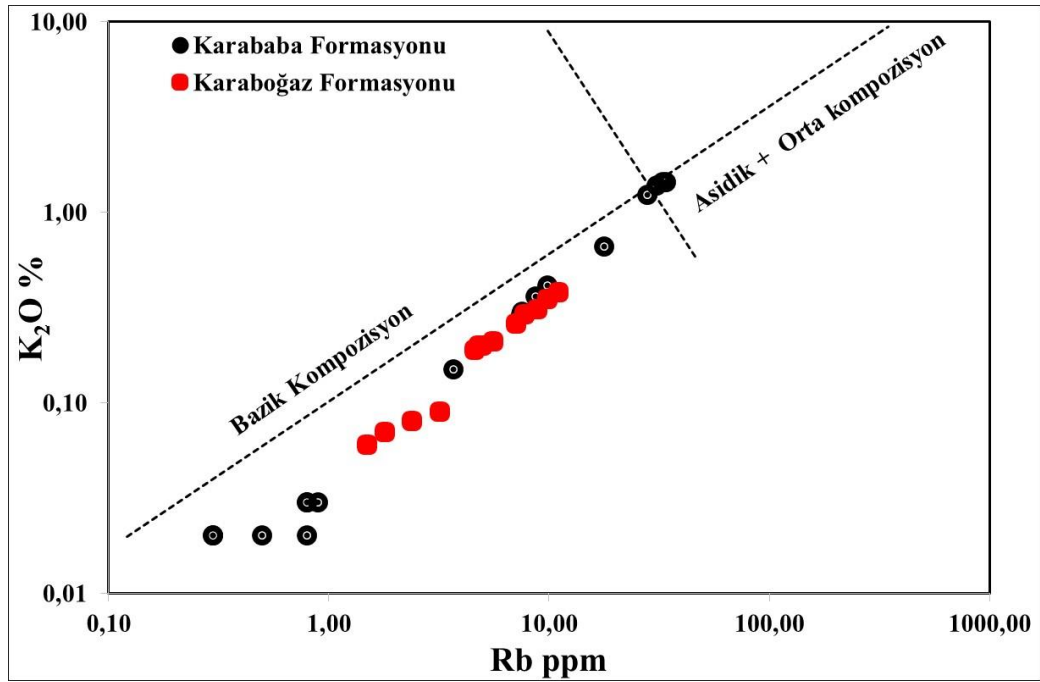


Şekil 7.3. Major element kompozisyonları ile tektonik koşulları ayıran diyagram (Bathia 1983)

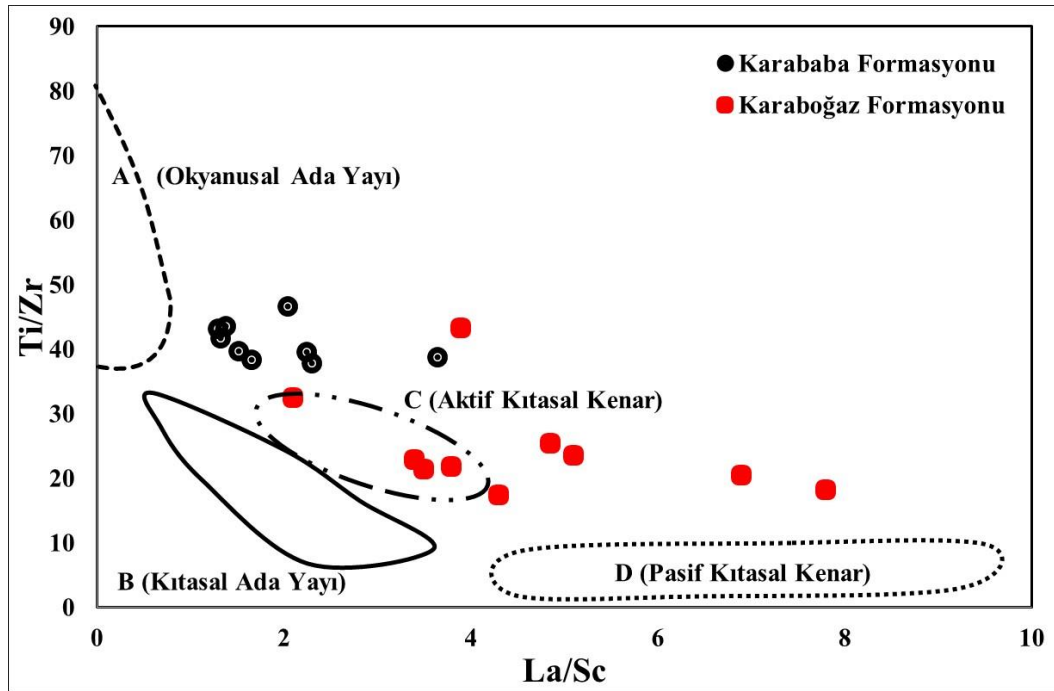


Şekil 7.4. Major element kompozisyonları ile tektonik koşulları ayıran diyagram (Bathia 1983)

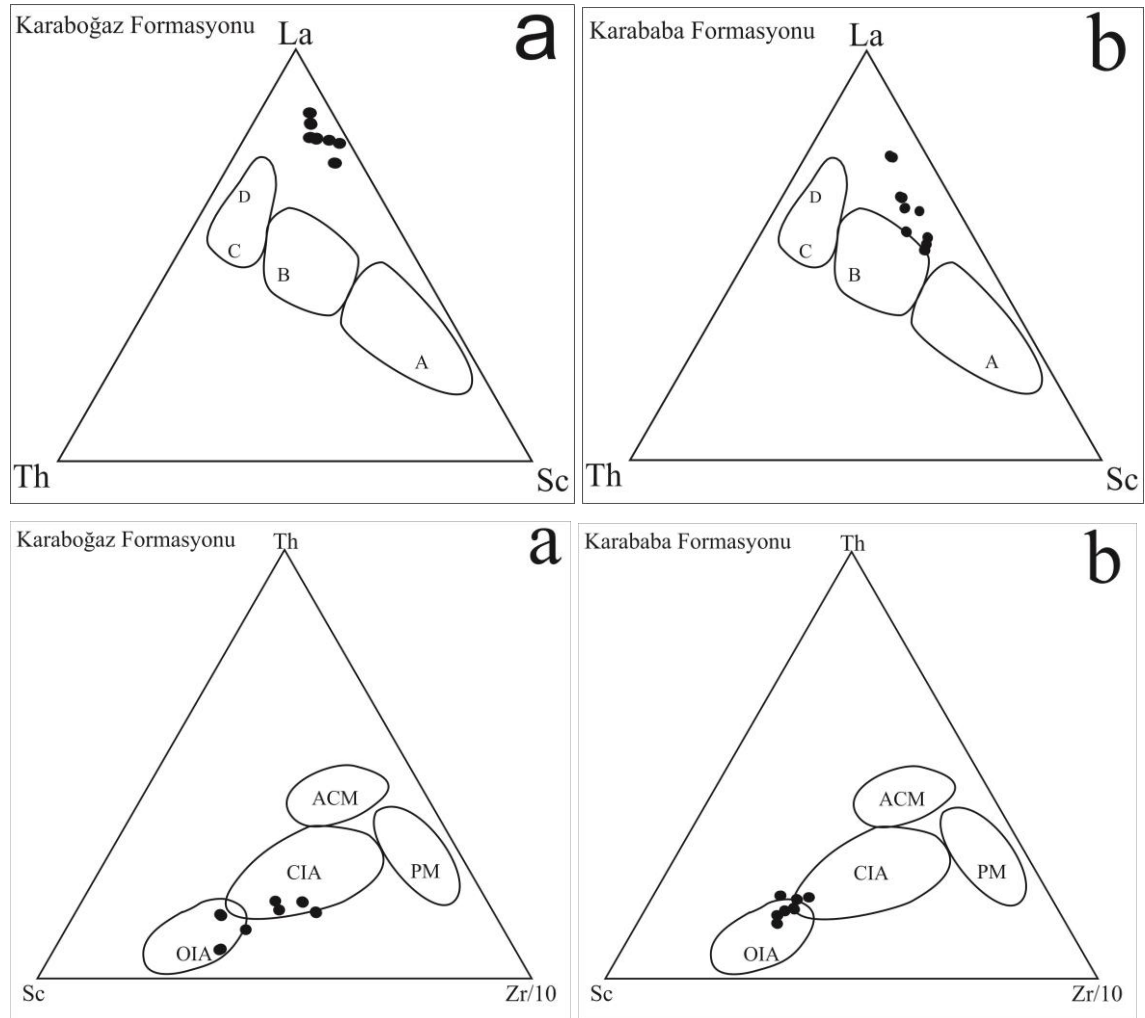
Metamorfizma sırasında oldukça mobil olan K ile Rb elementleri buna rağmen bulundukları ortamların asidik-orta kompozisyonundaki magmatik kayalardan oluştuğunu göstermektedir. Asitik ve ortadan bazik kayaç kompozisyonlarının geldiği sedimanları ayırt etmek için K_2O 'ya karşılık Rb grafiği kullanılmaktadır (Floyd ve Leveridge, 1987). Karaboğaz Formasyonu örnekleri bazik kompozisyon, Karababa Formasyonu örnekleri bazik veya asidik kompozisyon sergilemektedir (Şekil 7.5).



Tektonik koşulları belirlemek için Ti/Zr'e karşılık La/Sc diyağramı kullanılmaktadır. Karaboğaz Formasyonu Aktif kıtasal kenar bölgesini, Karababa Formasyonu Aktif kıtasal kenar bölgelerini göstermektedir (Şekil 7.6).



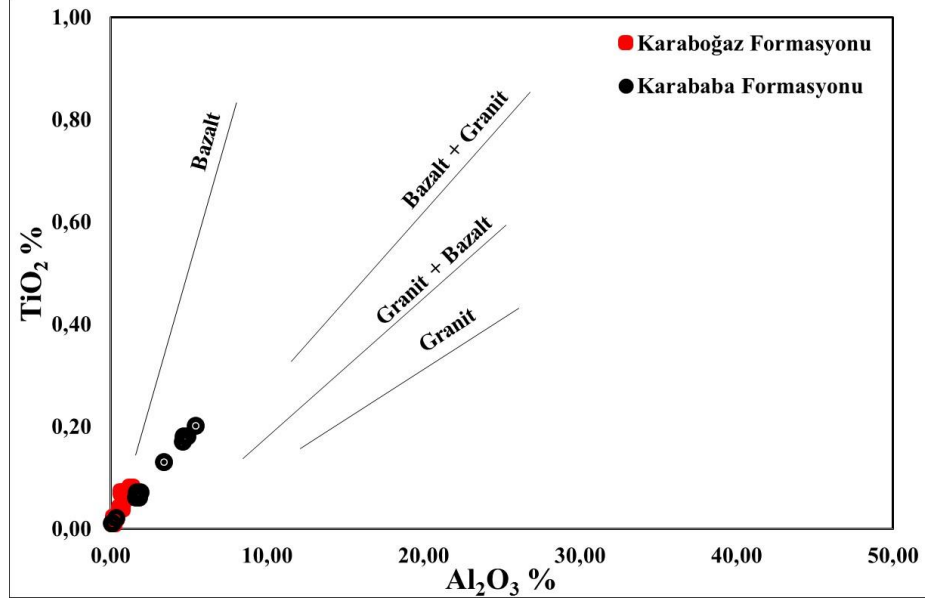
İz elementler kullanılarak yapılan La-Th-Sc ve Th-Sc-Zr/10 üçgen diyagramları Bhatia ve Crook (1986) tarafından ortamın tektonik koşullarını belirlemede kullanılmıştır. Bu üçgen diyagramlarda tektonik düzen okyanusal ada yayı, kıtasal ada yayı, aktif kıtasal kenar, pasif kenar şeklinde ayrılabilir. Karaboğaz Formasyonu ve Karababa Formasyonundan alınan örnekler bu diyagramlara göre incelendiğinde tektonik düzenlerinin okyanusal ada yayı (A, OIA) ile kıtasal ada yayı (B, CIA) bölgelerini gösterdikleri görülmüştür (Şekil 7.7). Riyolitlerde lantanyum ile toryum yüksek değerlerde iken bazik magmatik kayalarda skandiyum yüksek değerde bulunur. Bu durum okyanusal ada yayı bölgesine düşen örneklerin daha bazik, kıtasal ada yayı bölgesine düşen örneklerin ise daha silisik olduğunu göstermektedir.



Şekil 7.7. İz elementler yardımıyla tektonik koşulları belirleyen üçgen diyagram (Bhatia ve Crook 1986),
a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu. A/OIA: okyanusal ada yayı, B/CIA: kıtasal ada yayı, C/ACM: aktif kıtasal kenar, D/PM: pasif kıtasal kenar

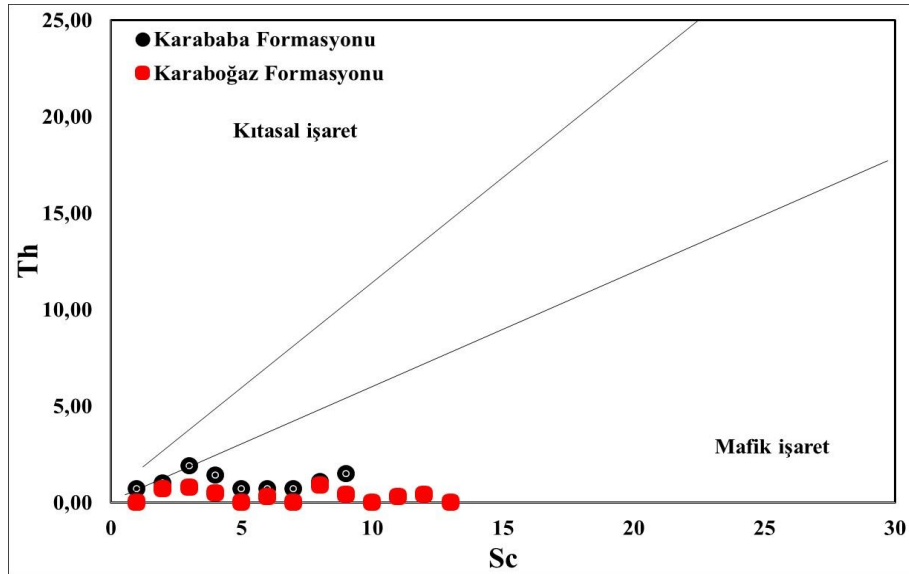
Çoğu klastik kayacın Al_2O_3 'e karşılık oranları kaynak kayacın kompozisyonunu belirlemek için kullanılmaktadır. TiO_2 'e karşılık Al_2O_3 diyagramı kaynak kayaları

granitik ve bazaltik olarak ayırmak amacıyla kullanılmaktadır (Amajor, 1987). Karaboğaz Formasyonu bazalt, Karababa Formasyonu granitik bazaltik karışık kayaçları arasında değişmektedir (Şekil 7.8).



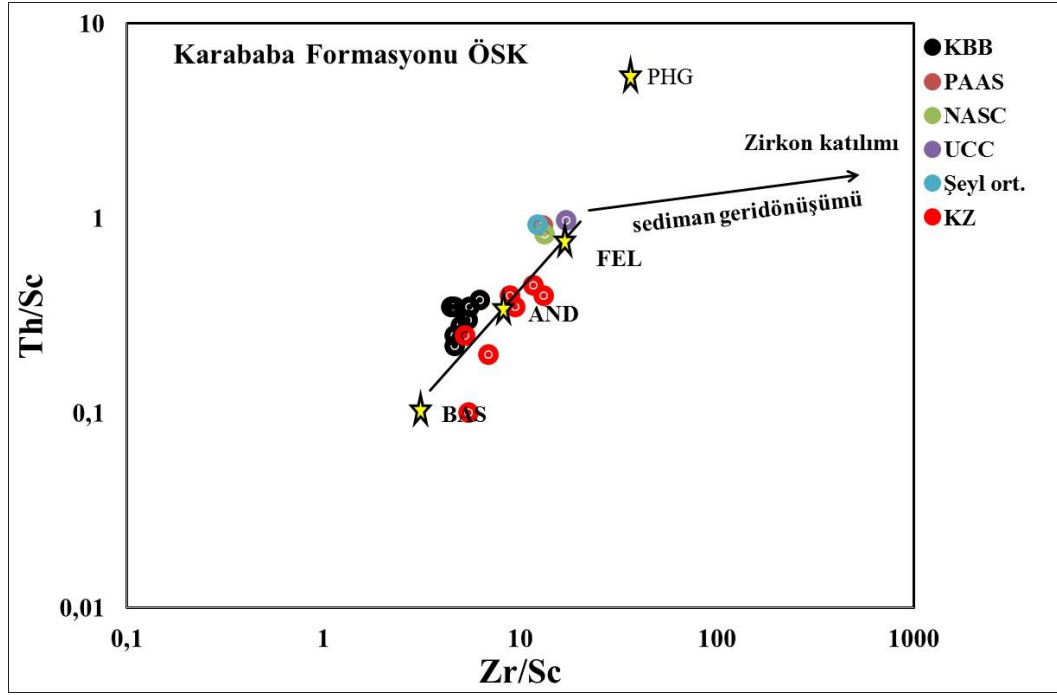
Şekil 7.8. Al₂O₃'e karşılık TiO₂ diyagramı (Amajor, 1987)

Nadir toprak elementler grubunda olan Th, Sc ve Y elementleri taneli sedimanter kayaçlara oldukları gibi transfer oldukları için iyi birer kaynak kaya tayini işaretçileridir (Taylor ve McLennan 1985). Th/Sc oranları sedimanter kayaçların kaynak kayası hakkında bilgiler vermektedir (McLennan vd. 1990, 1993). Karaboğaz Formasyonu mafik köken, Karababa Formasyonu mafik köken göstermektedir (Şekil 7.9).



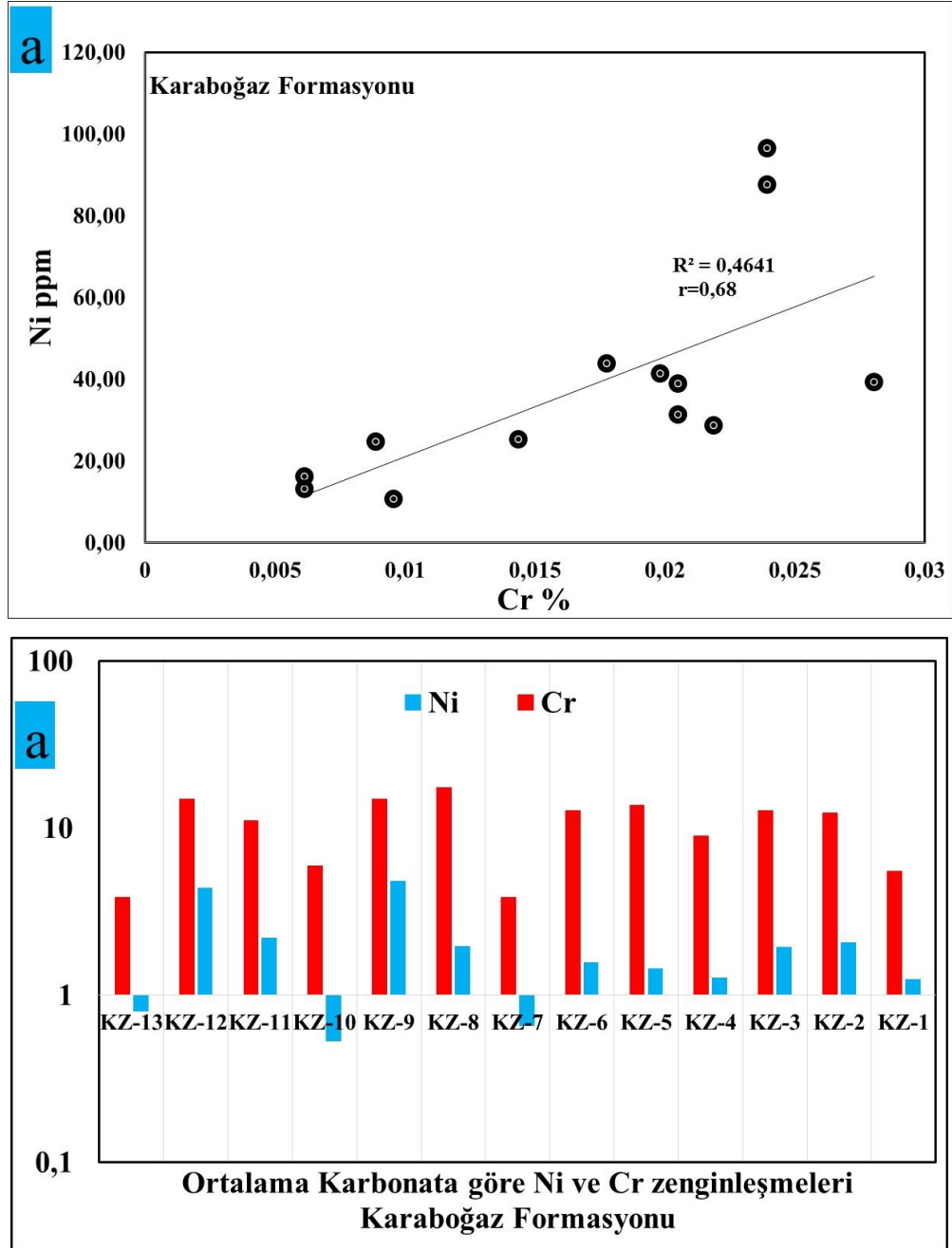
Şekil 7.9. Sc'e karşılık Th diyagramı

Zirkon zenginleşmelerinde yararlı olan Zr/Sc oranları aynı zamanda kaynak belirlemede de kullanılan iyi bir indikatördür. Magmatik kayaçların kimyasal yapısının belirlenmesinde Th/Sc oranları büyük önemi taşımaktadır (McLennan vd. 1993). Th/Sc'a karşılık Zr/Sc diyagramı incelendiğinde hem Karaboğaz Formasyonu hem de Karababa Formasyonundan alınan örneklerin andezite yakın değerler gösterdikleri görülmektedir. Andezit volkanik kayaçları ve dalma-batma zonlarını göstermektedir (Şekil 7.10).

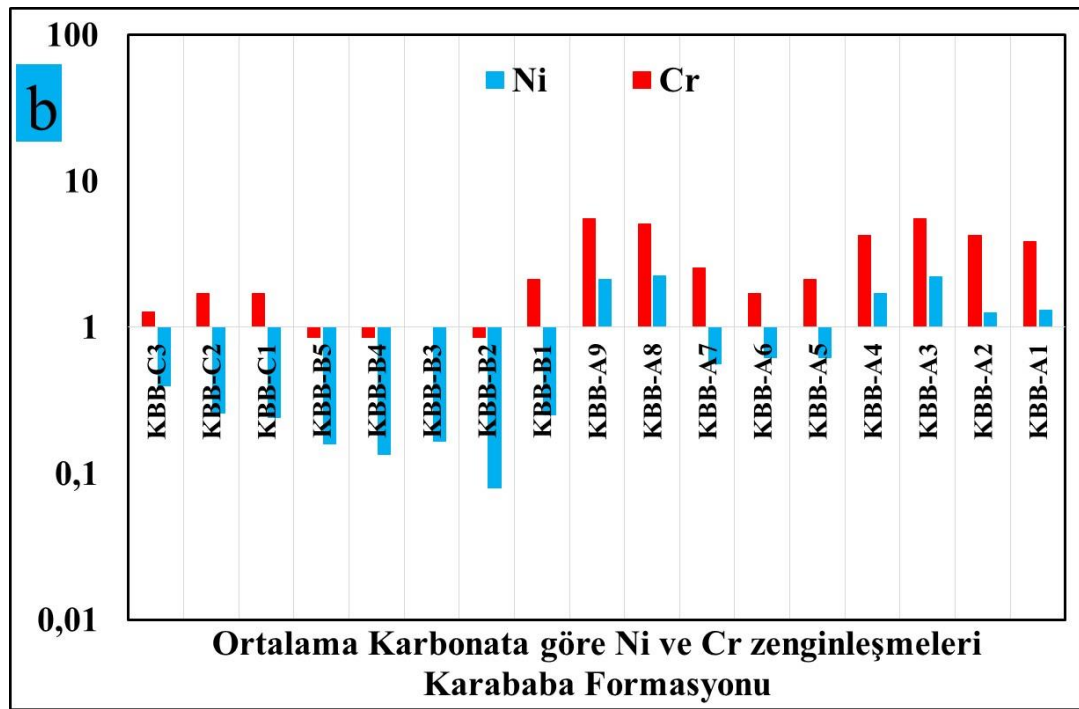
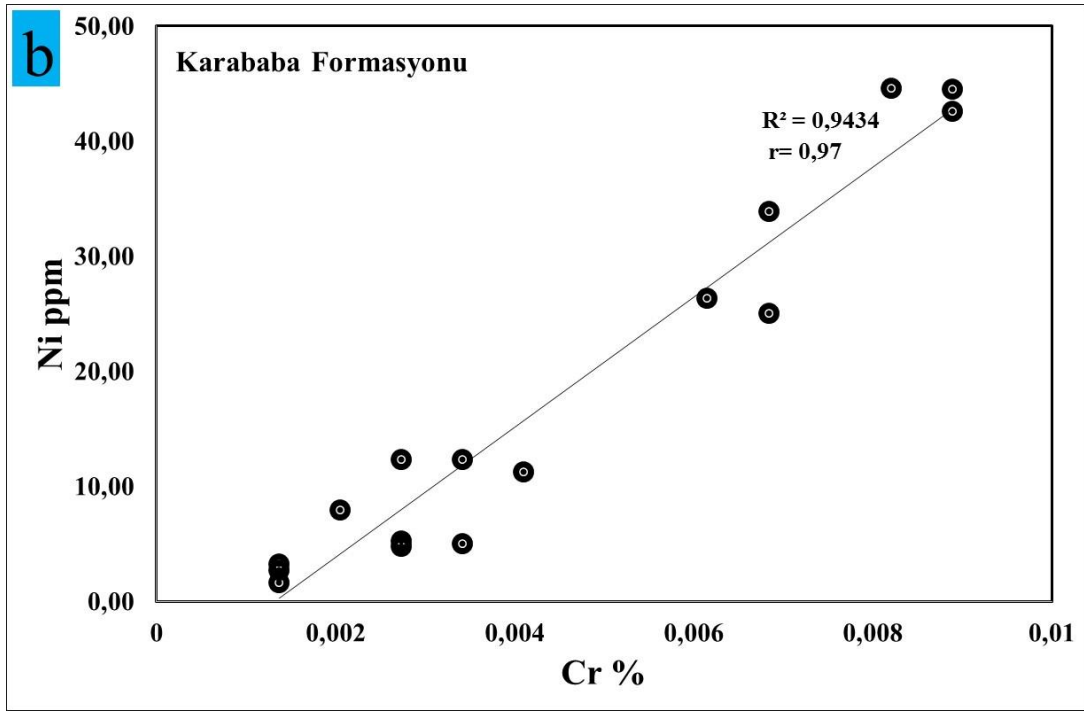


Şekil 7.10. Kaynak kompozisyonunun Th/Sc ve Zr/Sc'a göre belirlenmesi (McLennan vd. 1993, Roser 2000). PHG: Fanozoyik granit, FEL: Felsik volkanik kayaç, AND: Andezit, BAS: Bazalt (Condie 1993), PAAS: Post-Archean Australian shales, NASC: North American Shale Composite, UCC: Üst kıtasal kabuk

Sedimanter kayaçların mafikten ultramafığe olan kaynağının belirlenmesinde Cr ve Ni arasındaki güçlü korelasyon ve yüksek konsantrasyon kullanılmaktadır (Hiscott 1984, Garver vd. 1994, 1996). Karaboğaz ve Karababa Formasyonlarından alınan örneklerde Cr ve Ni arasında kuvvetli pozitif korelasyon olduğu görülmektedir. (Şekil 7.11). Çalışma alanımızdaki örneklerdeki yüksek Cr içeriği büyük olasılıkla bazik/ultrabazik özellikteki detritik materyalin yansıması olduğunu göstermektedir (Floryd ve Leveridge 1987).



Şekil 7.11. Cr'a karşılık Ni diyagramı ve Cr ve Ni elementlerinin ortalama şeyle göre zenginleşmeleri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu



Şekil 7.11. Cr'a karşılık Ni diyagramı ve ortalama şeyle göre zenginleşmeleri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu (devam)

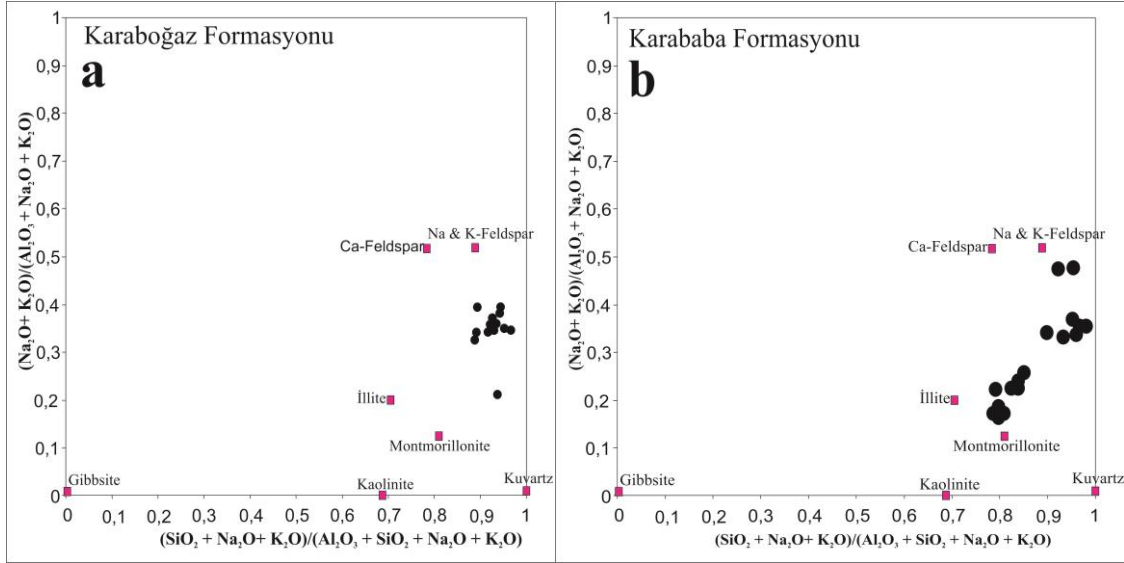
7.2. İnceleme alanının kaynak alanı ve aşınma etkileri

Minerallerin yüzeye yakın koşullara uyum sağlamak amacıyla altere olması sonucu kayalarda kimyasal günlenme gerçekleşmektedir. Goldich (1938) bu koşullara uyum sağlama derecesi minerallerin Formasyon koşullarından bağımsız olduğunu belirtmiştir. Üst kabukta feldispat ve volkan camları baskın olarak bulunmaktadır (Nesbitt ve Young 1982, 1984). Kimyasal günlenme sırasında feldispat mineralleri kil minerallerine dönüşür. Günlenme kayıtları sedimanlar tarafından tutulur ve orijinal bileşim ile günlenme şartları hakkında yararlı bilgiler sağlanmaktadır (Roy vd. 2008). Duraylı olmayan mineraller çok soğuk ve çok kurak iklim şartları altındaki günlenme indekslerinde korunamazken, sıcak ve nemli iklim koşulları altında şiddetli günlenme olmaması detritik minerallerin iklim koşulları hakkında bazı ipuçları verdiklerini göstermektedir. Yüksek sıcaklıklarda kristalleşen piroksen, olivin, amfibol ve Ca-plajiyoklaz mineralleri daha düşük sıcaklıklarda kristalleşen muskovit, Na-plajiyoklaz, kuvars ve K-feldispat minerallerinden kimyasal günlenme koşullarında daha az duraylı oldukları görülmüştür.

Kimyasal alterasyon indeksi (CIA), kimyasal günlenme indeksi (CIW), plajiyoklaz alterasyon indeksi (PIA), parker günlenme indeksi (WIP) ve vogt rezidüel indeksi (V) güncel ve eski sedimanların günlenme geçmişini yorumlamak amacıyla kullanılmaktadırlar. Günlenme indeksi, sedimanların depolanması ve sedimanların oluşumundan önceki günlenme derecesini ölçmek için aşağıdaki formüller ile kullanılmaktadır.

- Y eksenine; $[(CaO+Na_2O+K_2O)/(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)]$
- X ekseninde $[(SiO_2+CaO+Na_2O+K_2O)/(Al_2O_3+SiO_2+CaO+Na_2O+K_2O)]$
(Kronberg ve Nesbitt 1981)

X eksenli günlenme indeksi boyunca gibsit, kaolinit, kuvars gibi Si ile Al oksitlerinin zenginleşme derecelerini belirtirken, Y eksenli feldispatların bozulması ile smektit, illit ve kaolinite (ikincil kil mineralleri) doğru bir değişimi göstermektedir. Bu hesaplamalara göre Karaboğaz Formasyonundan alınan örneklerinin Na-K feldispat ile illit arasında bulunan alan içerisinde kaldıkları, Karababa Formasyonundan alınan örneklerin bir grubu illit ile montmorillonit arasındaki bölgede, diğer bir grubun ise Na-K feldispat ile illit arasında bulunan alan içerisinde kaldıkları görülmektedir (Şekil 7.12).



Şekil 7.12. Günlenme indeks grafiği; a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu

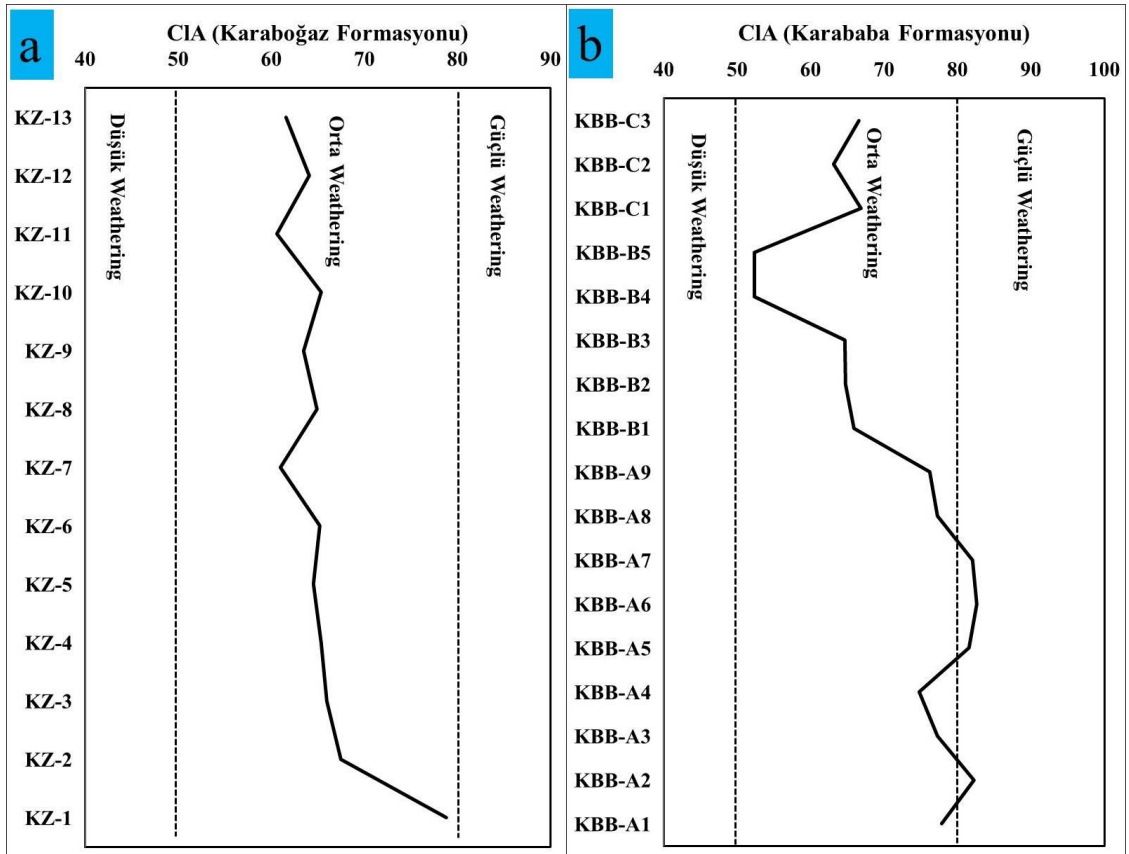
7.2.1. Kimyasal alterasyon indeksi (CIA)

Silikatlı sedimanların ana element jeokimyasal yapısını ve minerolojisini yüksek kimyasal günlenme etkilemektedir (Nesbitt ve Young 1982; Johnsson vd. 1988, McLennan 1993). CIA kimyasal günlenmenin derecesini hesaplamak için kullanılmaktadır (Nesbitt ve Young 1982). Yüksek değerlerdeki kimyasal alterasyon indeksi (CIA) Al^{+} , Ti^{+} gibi iyonların stabil kaldığını, Ca^{+2} , K^{+} ve Na^{+} gibi kararsız katyonların taşınmasını göstermektedir (Nesbitt ve Young 1982). Düşük kimyasal alterasyon indeksi (CIA) değerleri kimyasal alterasyonun çok çok düşük olduğunu ve serin ve kurak veya kurak ortamları belirtmektedir. Kimyasal alterasyon indeksi (CIA), plajiyoklas ve K-feldispatların kil mineraline doğru ilerleyen alterasyon seviyesini belirtmektedir.

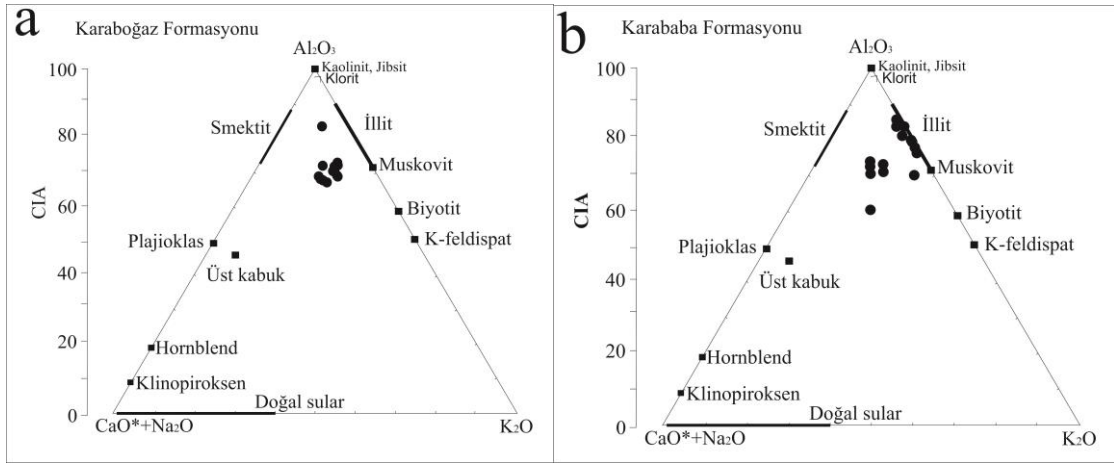
CIA = 100 x $[Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^{*} + Na_2O + K_2O)]$ formülü ile hesaplanmaktadır (Nesbitt ve Young 1982). Bu formülde bulunan CaO sadece silikat fraksiyonundaki CaO miktarıdır.

Kaynak bölgelerinin aşınma derecesini gösteren kimyasal alterasyon indeksi (CIA), 80 ile 100 değerleri arasında çıkması aşırı şiddetli alterasyonu, 50 ile 80 değerleri arasında çıkması şiddetli alterasyonu ve <50 ya da daha az değerde çıkması alterasyonun şiddetli olmadığını belirtmektedir. Günlenme süresince killeri oluşturan alüminyum ve silis olurken feldispatın kalsiyum, potasyum ve sodyumu solüsyona girmektedir. Kalsiyum, sodyum ve potasyum miktarları kimyasal alterasyon indeksi (CIA) değerinin yükselmesi sonucunda düşer. Şeyller için CIA değerinin aralığı 70 ile 75 arasındadır ve

CIA değerinin bu aralıkta olması geniş kil mineral oran katkısını göstermektedir (Taylor ve McLennan 1985). Magmatik kayaların (aşınmaya uğramamış) CIA değeri 50'ye yakın, jips ve kaolinit minerallerini içeren kayaların ise 100'e yakın bir değer göstermektedir. Bu da kayaların çok şiddetli bir alterasyona maruz kaldığını göstermektedir. Karaboğaz Formasyonu ve Karababa Formasyonlarından alınan örnekleri değerlendirdiğimizde Karaboğaz Formasyonundan alınan örneklerin hepsinin CIA değeri orta kimyasal günlenme aralığına düştüğünü, Karababa Formasyonundan alınan örneklerin çoğunluğu orta az bir miktarının (KBB-A2, KBB-A5, KBB-A6, KBB-A7) ise yüksek kimyasal günlenme aralığına düştüğü görülmektedir. Her iki Formasyonlardaki CIA aralıkları kaynak bölgesinin soğuk-kuru iklime tabi olduğunu göstermektedir (Şekil 7.13). $Al_2O_3-(Na_2O + CaO^*)-K_2O$ üçgen diyagramındaki CIA değerlerinin de aynı şekilde 60-80 aralığında değiştiğini ve kaynak olarak kil mineralleri olan simektit, illit ve muskovit alanını işaret etmektedir (Şekil 7.14).



Şekil 7.13. Karaboğaz ve Karababa Formasyonlarından alınan örneklerin Kimyasal Alterasyon İndeksi (CIA: Chemical index of alteration), a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu



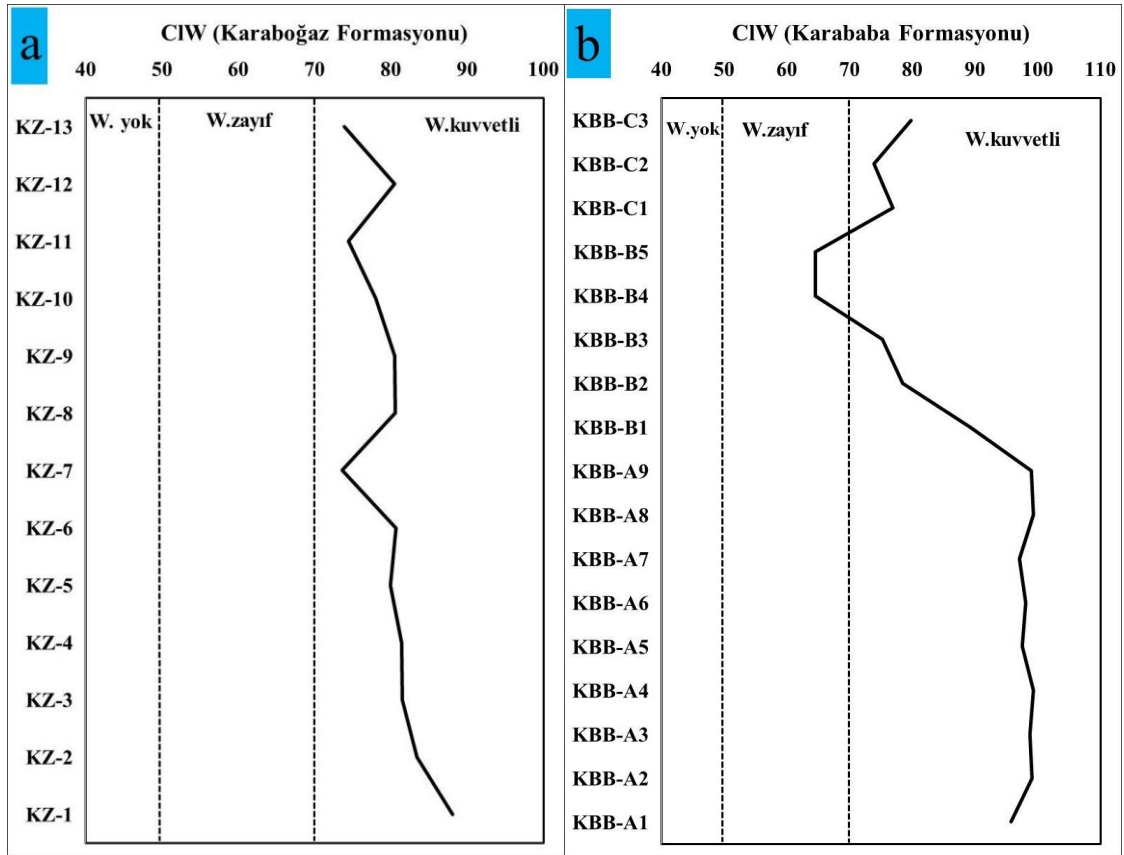
Şekil 7.14. Kimyasal Alterasyon İndeksi (CIA) ile $Al_2O_3-(Na_2O+CaO^*)-K_2O$ üçgen diyagramı, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu (McLennan vd. 2003)

7.2.2. Kimyasal günlenme indeksi (CIW)

Feldispatların killere dönüşüm büyüklüğünün ölçüsü olan CIW, Harnois (1988) tarafından geliştirilmiştir (Nesbitt ve Young 1984, 1989, Fedo vd. 1995, Maynard vd. 1995). CIA'a benzer olan CIW, CIA denkleminden K_2O 'nun çıkarılmasıyla tekrar formülize edilmiş yeni bir günlenme indeksidir.

$CIW = 100 \times [Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO^*+Na_2O)]$ formülü ile hesaplanmaktadır. Bu formülde bulunan CaO sadece silikat fraksiyonundaki CaO miktarıdır.

Günlenmeye uğramış olan potasik granit ve smektit 80 CIW değerine sahip iken, taze K-feldispat, kaolinit, illit ve gipsit 100 CIW değerine sahiptir (Fedo vd. 1995). Kimyasal günlenme indeksi (CIW) <50 değerinde olması günlenmenin olmadığını, 50-70 arasında olması zayıf günlenmeyi gösterirken, CIW değerinin 100'e doğru yaklaşması kuvvetli kimyasal günlenmenin olduğuna işaret etmektedir. Karaboğaz Formasyonundan alınan örneklerin hepsi ve Karababa Formasyonunda alınan örneklerin iki tanesi (KBB-B5, KBB-B4) dışındaki bütün örneklerin CIW değerleri 70-100 aralığında olmaları kuvvetli günlenmeye maruz kaldığını göstererek, feldispatların killere dönüşümünün yoğun olduğunu işaret etmektedir (Şekil 7.15).



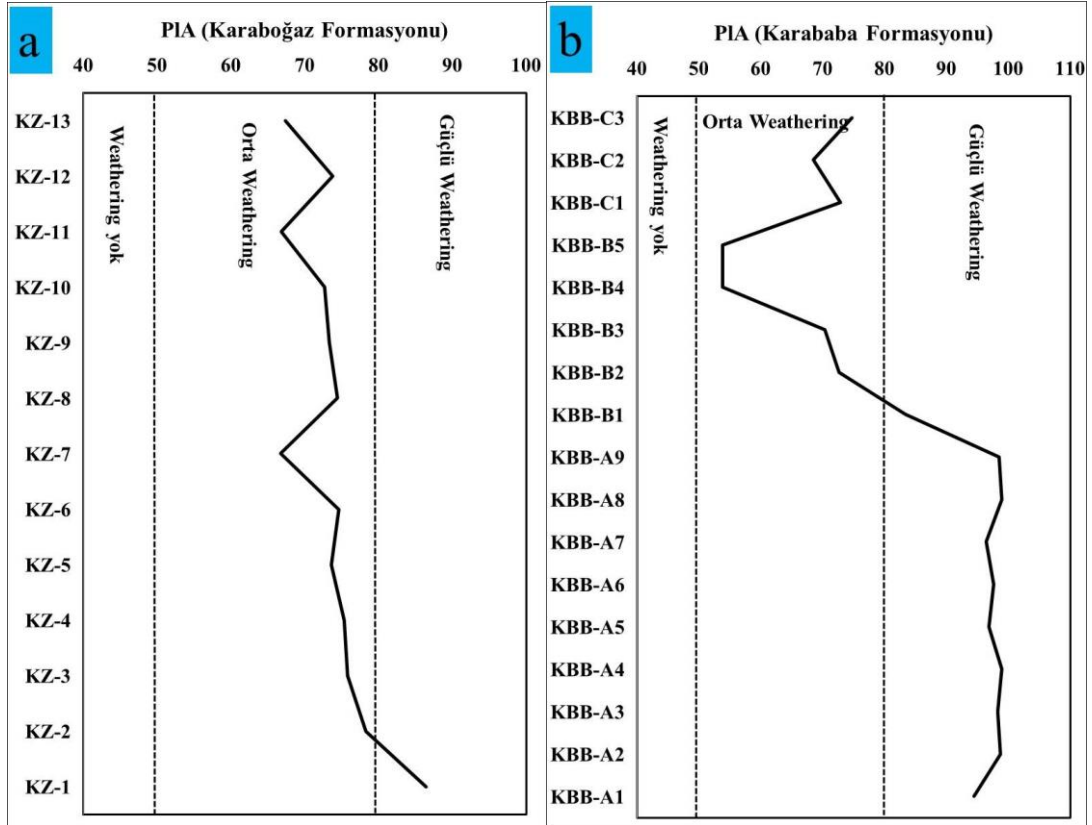
Şekil 7.15. Karaboğaz ve Karababa Formasyonlarından alınan örneklerin CIW değerleri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu

7.2.3 Plajiyoklaz alterasyon indeksi (PIA)

Yalnız plajiyoklazların günlenmesi sırasında kullanılan Plajiyoklaz alterasyon indeksi (PIA) denklemi Fedo vd. (1995) tarafından CIW'ne alternatif olarak geliştirmiştir. Bunun sebebi ise plajiyoklazların silikat kayaçlarında yaygın olarak bulunup düzenli bir şekilde çözünmesidir. Fedo vd. (1995) PIA değerinin taze kayaçlarda 50 çıktığını, kaolinit, gipsit ve illit gibi kil minerallerinin PIA değerinin ise 100'e yaklaştığını belirtmiştir.

$$PIA = 100 \times [(Al_2O_3 - K_2O)/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O - K_2O)]$$
 formülü ile hesaplanmaktadır.

Plajiyoklaz alterasyon indeksi (PIA) değerinin <50 çıkması bozulmamış kayaçları, 100'e doğru artması ise günlenme etkisinin arttığını gösterir. Karaboğaz Formasyonundan alınana örneklerin PIA değerinin 60-90 aralığında değişim gösterirken, Karababa Formasyonundan alınan örneklerin PIA değeri ise 50-100 aralığında bir değer gösterdiği görülmüştür. Bu PIA değerleri incelenen örneklerin orta-kuvvetli günlenme gösterdiğini göstermektedir (Şekil 7.16).



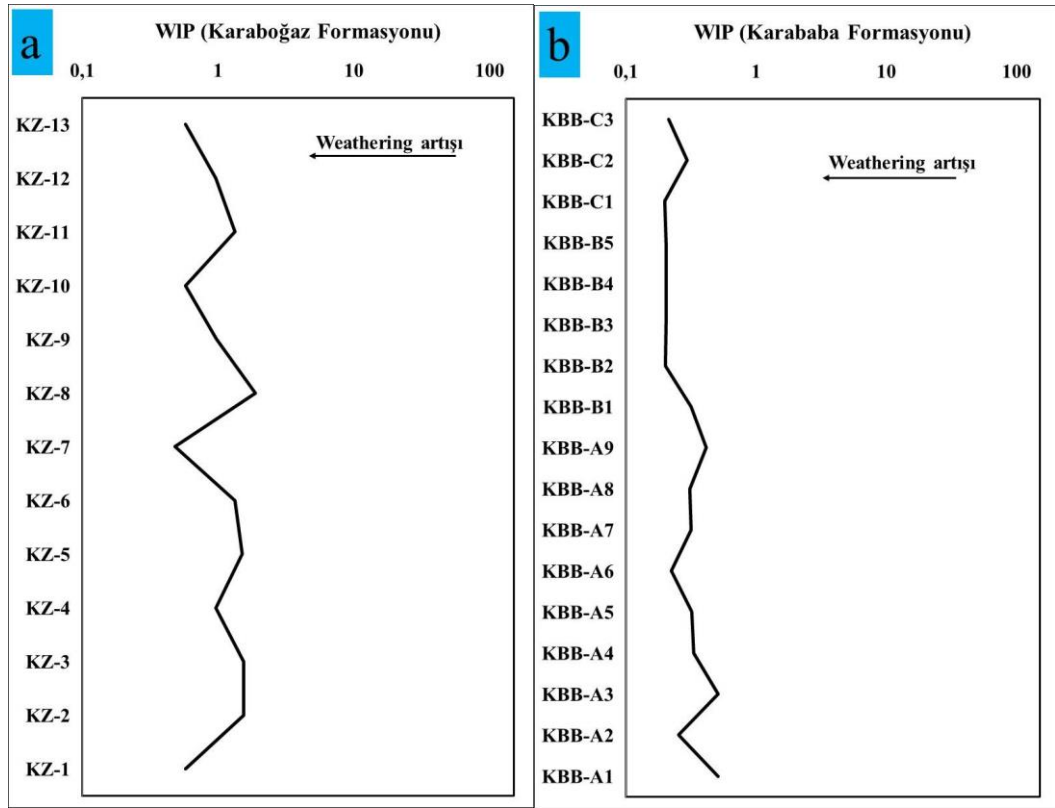
Şekil 7.16. Karaboğaz ve Karababa Formasyonlarından alınan örneklerin PIA değerleri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu

7.2.4. Parker günlenme indeksi (WIP)

Silikatlı kayalar için kullanılan Parker günlenme indeksi (WIP) alüminyumun mobilize olmasına izim vermesi ve denkleminde sadece alkali ve alkalın toprak metallerin (kalsiyum, sodyum, magnezyum, potasyum) bulunması esasına dayanır.

WIP = $100 \times [(2\text{Na}_2\text{O}/0,35) + (\text{MgO}/0,9) + (2\text{K}_2\text{O}/0,25) + (\text{CaO}/0,7)]$ formülü ile hesaplanmaktadır.

Parker günlenme indeksi (WIP) değerinin >100 olması günlenmenin olmadığını gösterirken, WIP değerinin sıfıra doğru azalması günlenmenin arttığını göstermektedir. Hem Karaboğaz Formasyonundan hem de Karababa Formasyonundan alınan örneklerin WIP değerlerinin 0-2 aralığında olması şiddetli günlenmeyi göstermektedir (Şekil 7.17).



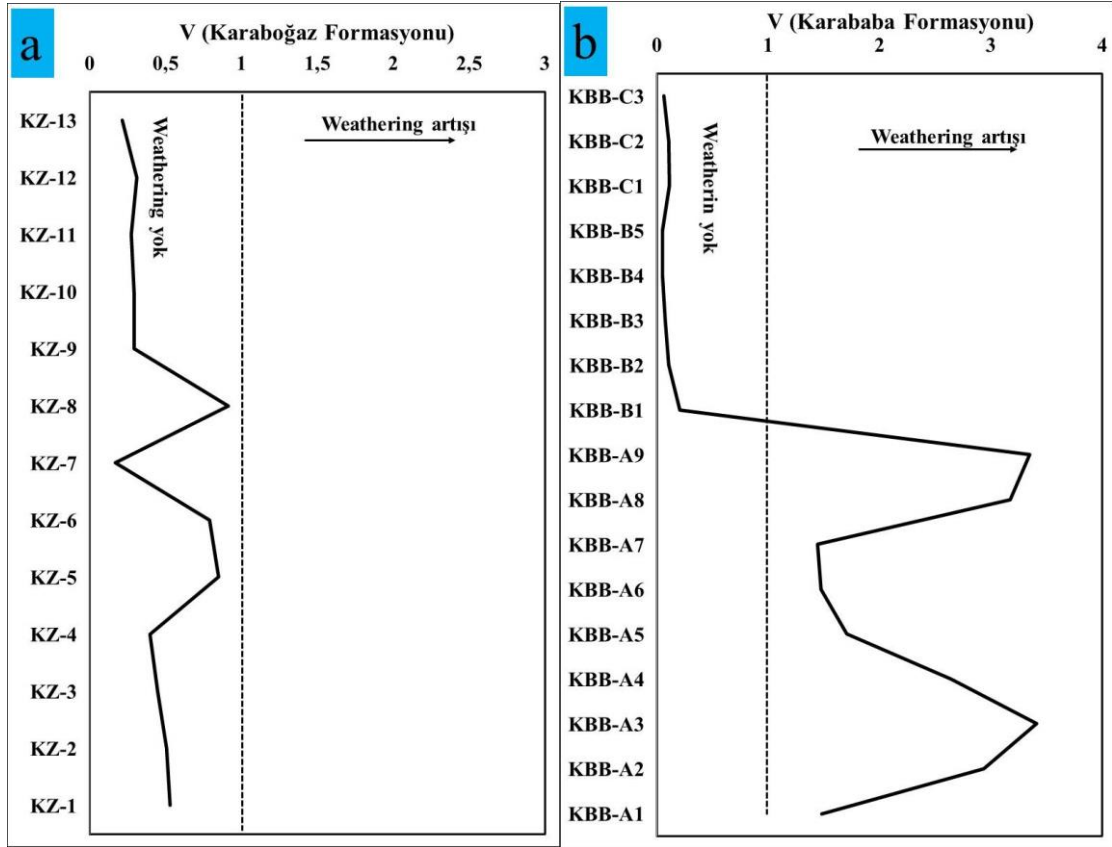
Şekil 7.17. Karaboğaz ve Karababa Formasyonlarından alınan örneklerin WIP değerleri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu

7.2.5. Vogt rezidüel indeksi (V)

Vogt rezidüel indeksi (V) rezidüel sediman olgunlaşmasını değerlendirmek için kullanılan bir jeokimyasal metottur (Vogt 1927). Norveç Numedal Bölge Kuaterner depolarında killerin günlenme durumunu belirlemek için Roaldset (1972) tarafından Vogt rezidüel indeksi (V) kullanılmıştır.

$V = (Al_2O_3 + K_2O) / (MgO + CaO + Na_2O)$ formülü ile hesaplanmaktadır.

Vogt rezidüel indeksi (V) <1 değerinde olması günlenmenin olmadığını, >1'den sonsuza kadarki aralık ise günlenme artışını göstermektedir. Karaboğaz Formasyonundan alınan örnekler zayıf günlenme gösterirken, Karababa Formasyonundan alınan örnekler tabandan tavana doğru güçlüden zayıfa varan günlenme göstermektedir (Şekil 7.18).



Şekil 7.18. Karaboğaz ve Karababa Formasyonlarından alınan örneklerin Vogt rezidüel indeksi (V) değerleri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu

8. İNORGANİK JEOKİMYA

8.1. Ortamın Redoks Koşulları Parametreleri

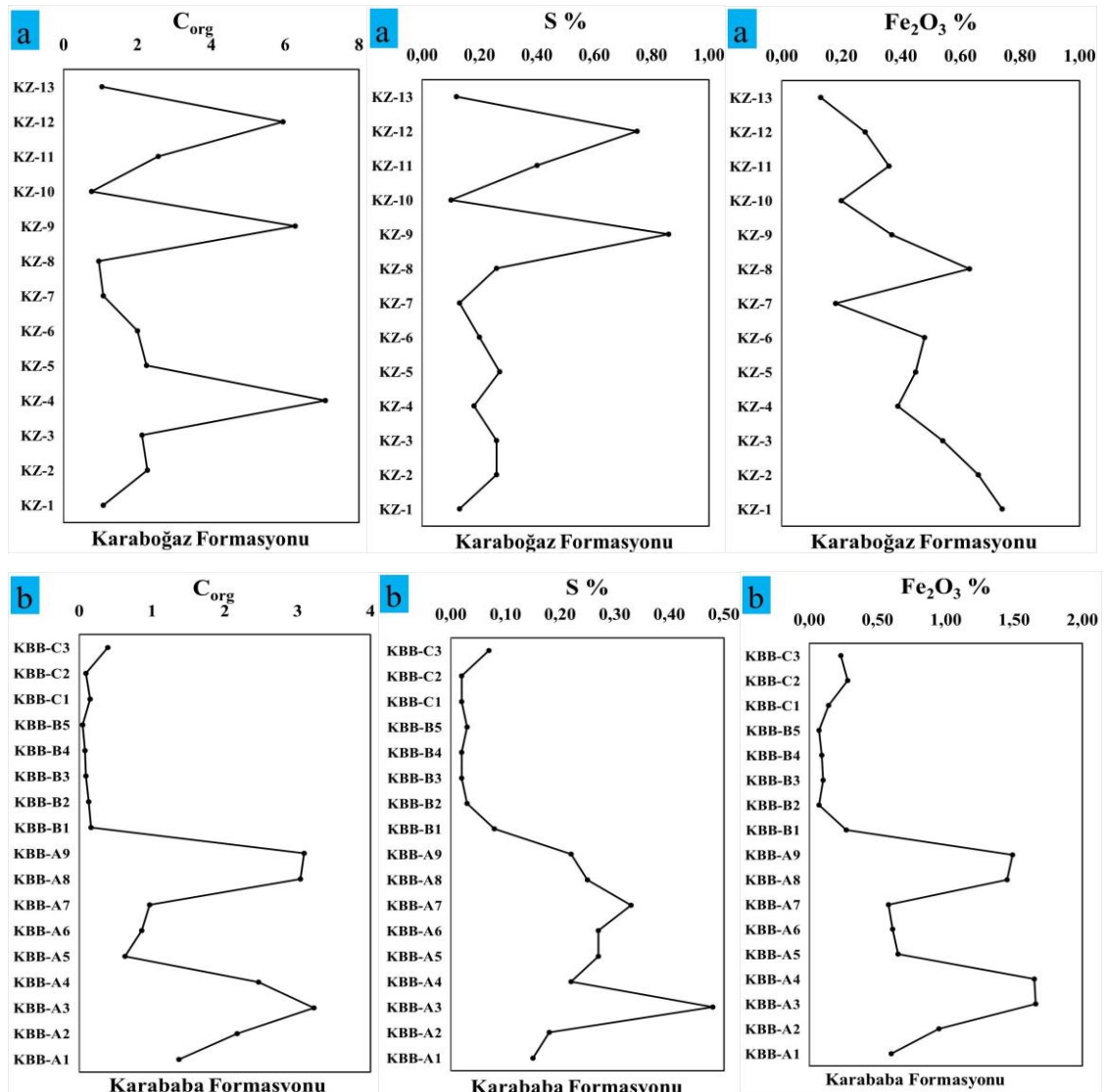
Redoksa duyarlı elementler, deniz ortamlarındaki paleoredoks koşullarının izleyicisidir (Calvert and Pedersen, 1993; Ruebsam et al., 2017; Tribovillard et al., 2006). Redoksa duyarlı element konsantrasyonları, elementlerin oranları ve dağılımları, paleoredoks koşullarını tanımlamak, kaynaklarını, taşınımalarını ve gömülmelerini göstermek için yaygın olarak kullanılmıştır (Calvert and Pedersen, 1993; Crusius et al., 1999; Morford et al., 2001; Nameroff et al., 2004, 2002; Sarkar et al., 1993; Schenau et al., 2002). Redoksa duyarlı elementlerin kaynakları esas olarak deniz suyundan, hidrotermal akışkanlardan, fluvial girdi ve metallerin karasal odunsu malzemelerinin adsorpsiyonundan kaynaklanmaktadır (Nijenhuis et al., 1998; Ripley et al., 1990). Bazı iz elementlerin çözünürlük ve çözelti/katı faz bölümlenmesi, yerel redoks koşullarındaki değişikliklere duyarlıdır. Bunlar redoks koşulların belirlemede kullanılan iz elementler olarak bilinir ve bunlarla sınırlı olmamak üzere şunları içerir: V, Cr, Mn, Cu, Zn, Mo, Ni, Cd, P, Re, U (Tribovillard et al., 2006; Morford et al., 2009). Bunların arasında Mo, U, V ve Zn genellikle O₂ tüketilen koşullar altında zenginleşir. Bu nedenle, minimum bölgesel etkileri nedeniyle, redoks koşullarına karşı en hassas unsurlar olarak kabul edilir (Jones and Manning, 1994; Caplan and Bustin, 1998). Mn, Fe ve P gibi diğer elementler de redoks ortam belirleyicisi olarak kullanılabilir ve redoks ortamları hakkında tamamlayıcı bilgiler sağlayabilir. Bu elementlerin zenginleştirme faktörleri, olası farklılıkları değerlendirmek ve daha sonra redoks fasiyeslerini yorumlamak için TOC ile karşılaştırıldı (Algeo and Maynard, 2004).

Son araştırmalar, redoks koşullarının değişebileceğini ve redoksa duyarlı elementlerin ve deniz çökeltileri tarafından alımlarını anlamalarının etkilerinin oldukça karmaşık olduğunu göstermiştir (Algeo and Ingall, 2007). Aynı zamanda farklı redoks tepkilerine sahiptirler, bu nedenle birçok redoks duyarlı elementlerin kullanımı paleoredoks koşullarının araştırılmasına yardımcı olur.

C–S–Fe sistemi, deniz sistemlerinde paleoredoks koşullarını değerlendirmek için yaygın olarak kullanılmıştır. Berner ve Raiswell (1983) tarafından $S/C < 0.4$ oksik koşullar, $S/C > 0.4$ öksinik koşullarını temsil ettiği belirtirmiştir. Bir pirit derecesi (DOP), (yani bir örnekteki sülfid ile barındırılan Fe'nin toplam reaktif Fe'ye oranı) organik olarak zengin fasiyelerde redoks koşullarının TOC/S oranlarından daha güvenilir bir göstergesi olarak önerilmiştir (Raiswell vd., 1988); <0.45 , $0.45-0.75$ ve $>$

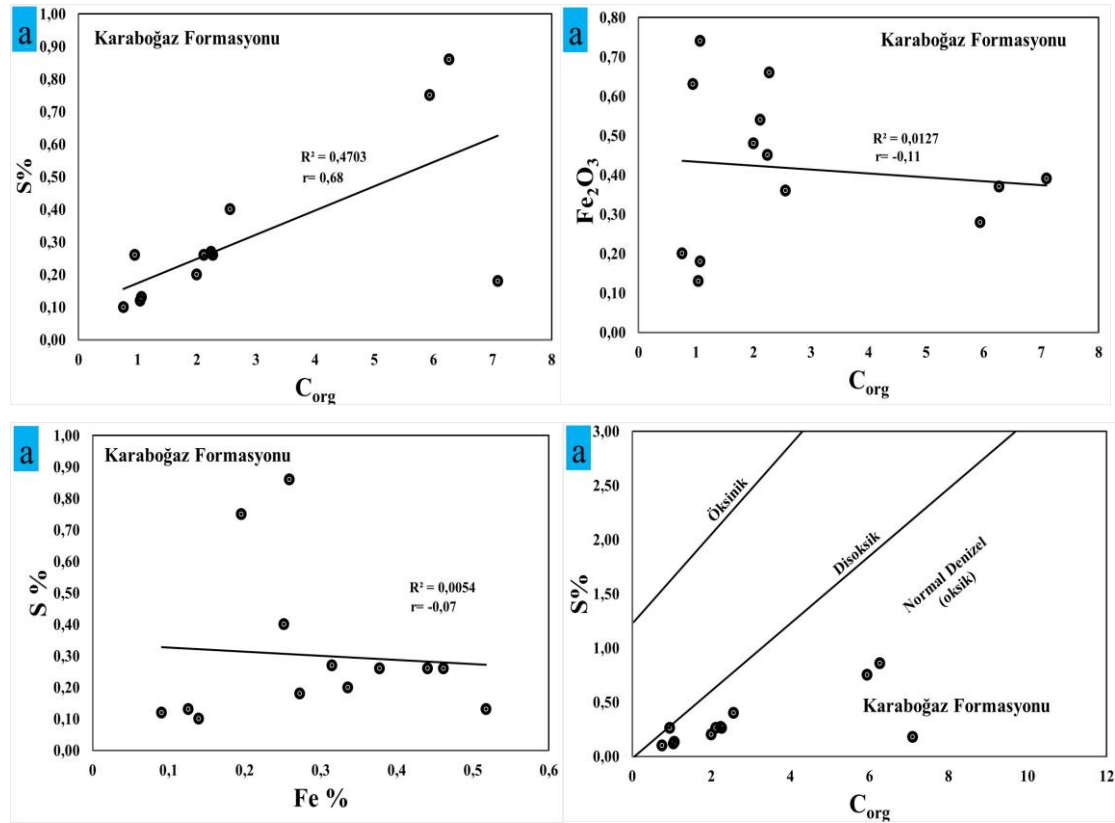
0.75 DOP değerleri sırasıyla yaklaşık olarak oksik, dysoksik ve anoksik ortamlara karşılık gelir.

Karaboğaz ve Karababa Formasyonlarından alınan örneklerin Corg-S-Fe arasındaki ilişki araştırılmıştır. Çalışılan Formasyonlar incelendiğinde Corg-S-Fe ilişkilerinin genellikle birbirleriyle uyumlu oldukları görülmüştür (Şekil 8.1). Karaboğaz Formasyonunda bulunan örneklerin Corg-S-Fe diyagramları incelendiğinde iki nokta dışında genelde her üç parametrenin uyumlu olduğu görülmüştür. Bu da depolanma ortamında piritleşmeye bağlı organik maddenin korunduğunu ve ortamın sülfidik olduğunu belirtmektedir. Karababa Formasyonunda bulunan örneklerin Corg-S-Fe diyagramları incelendiğinde her üç parametrenin birbiri ile uyumlu olduğu görülmüştür. Bu da Karaboğaz Formasyonunda olduğu gibi depolanma ortamında piritleşmeye bağlı organik maddenin korunduğunu ve ortamın sülfidik olduğunu belirtmektedir.

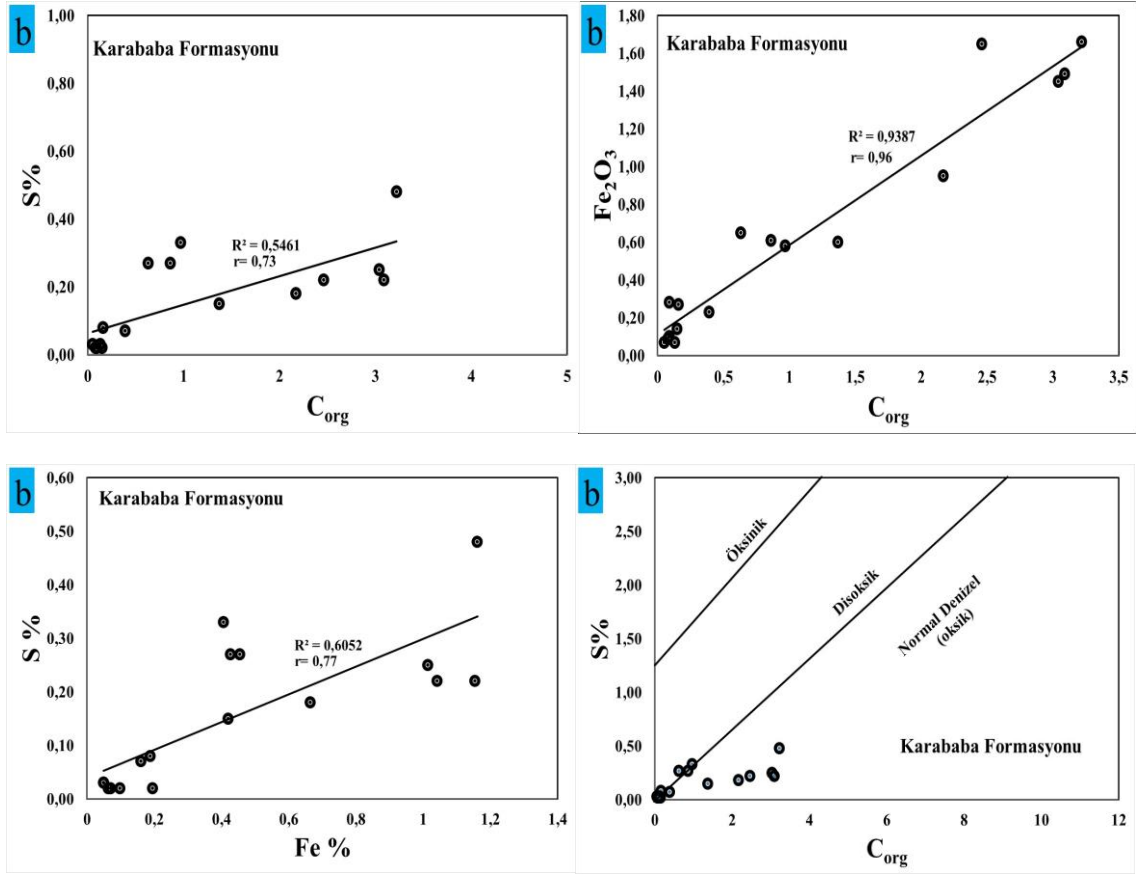


Şekil 8.1. İncelenen örnekleri C_{org}-S-Fe ilişkileri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu

Çalışma alanımızdaki Formasyonlardan alınan OM bakımından zengin örneklerin Fe_2O_3 -C_{org}, S-C_{org} ve S-Fe diyagramları incelendiğinde; Karaboğaz Formasyonunda S-C_{org} arasında orta derecede pozitif bir ilişki olduğu, Fe_2O_3 -C_{org} arasında zayıf derecede negatif bir ilişkinin olduğu ve S-Fe arasında zayıf derecede negatif bir ilişkinin olduğu görülmüştür. Bu durum Karaboğaz Formasyonunun depolanma ortamının genellikle oksik olduğunu gösterir. Karababa Formasyonunda ise S-C_{org} arasında orta derecede pozitif bir ilişki olduğu, Fe_2O_3 -C_{org} arasında orta pozitif bir ilişki olduğu ve S-Fe arasında zayıf derecede pozitif bir ilişki olduğu görülmüştür. Bu durum Karababa Formasyonunu depolanma ortamının genellikle oksik ve suboksik/disoksik olduğunu gösterir (Şekil 8.2). Karaboğaz ve Karababa Formasyonlarının depolanma ortamlarının oksik ve suboksik/disoksik olduğu örneklerin mineralojik özellikleri ile desteklenmektedir. Çünkü her iki Formasyonunda karbonatlı bir mineralojik yapıya sahip olmaları depolanma ortamlarının oksik ve disoksik olduğunu gösterir.



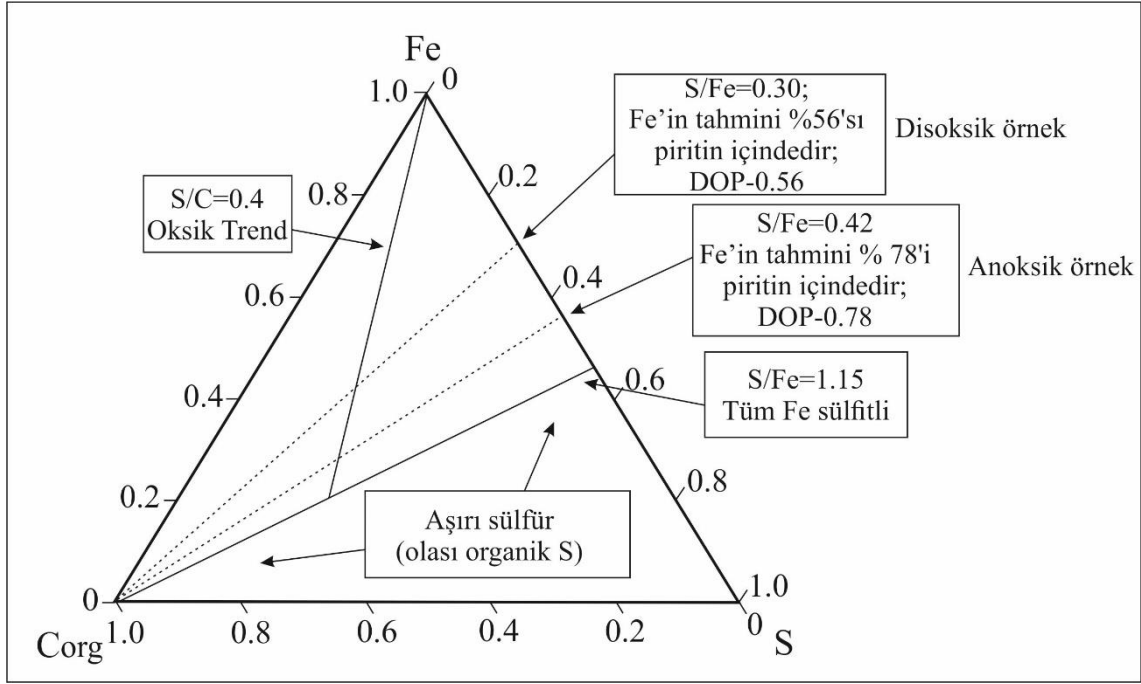
Şekil 8.2. İncelenen örneklerin S-C_{org}, S-Fe, Fe_2O_3 -C_{org} değerleri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu



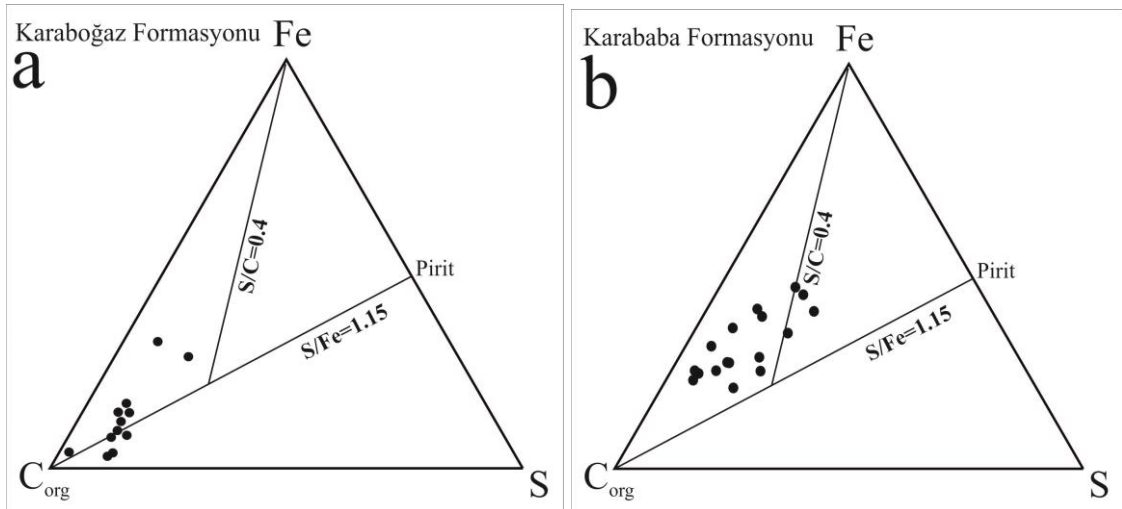
Şekil 8.2. İncelenen örneklerin S-Corg, S-Fe, Fe₂O₃-C_{org} değerleri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu (devam)

Fe-S-C üçgen diyagramında S/Fe ile S/C değerleri kullanılarak depolanma ortamı hakkında bilgi sahibi olunabileceği görülmüştür (Dean ve Arthur (1989), Arthur ve Sageman (1994)). Fe-S-C üçgen diyagramında S/Fe değerinin artması depolanma ortamının indirgenliğini de doğru orantılı olarak artırır. Bu üçgen diyagramda S/C=0,4 eşdeğer çizgisinin sol tarafı oksik ortamı gösterirken, S/Fe=1,15 eşdeğer çizgisinin alt bölgesinin aşırı sülfürlü olduğu göstermektedir (Şekil 8.3).

Çalışma alanımızdaki Formasyonlardan alınan örnekler incelendiğinde Karaboğaz Formasyonu içerisinde bulunan örneklerinin disoksik, anoksik ve aşırı sülfürlü bölgelerde yer aldığı görülmüştür. Bu durum Karaboğaz Formasyonunun depolanma ortamının aşırı sülfidik olduğunu gösterir. Karababa Formasyonu içerisinde bulunan örneklerin oksik ve disoksik bölgede yer aldığı görülmüştür. Bu durum Karababa Formasyonunun depolanma ortamının aşırı sülfidik olmadığı daha çok oksik-disoksik geçitli bir depolanma ortamına sahip olduğunu gösterir (Şekil 8.4).



Şekil 8.3. Genel Corg-S-Fe ilişkisi (Dean ve Arthur 1989, Arthur ve Sageman 1994)

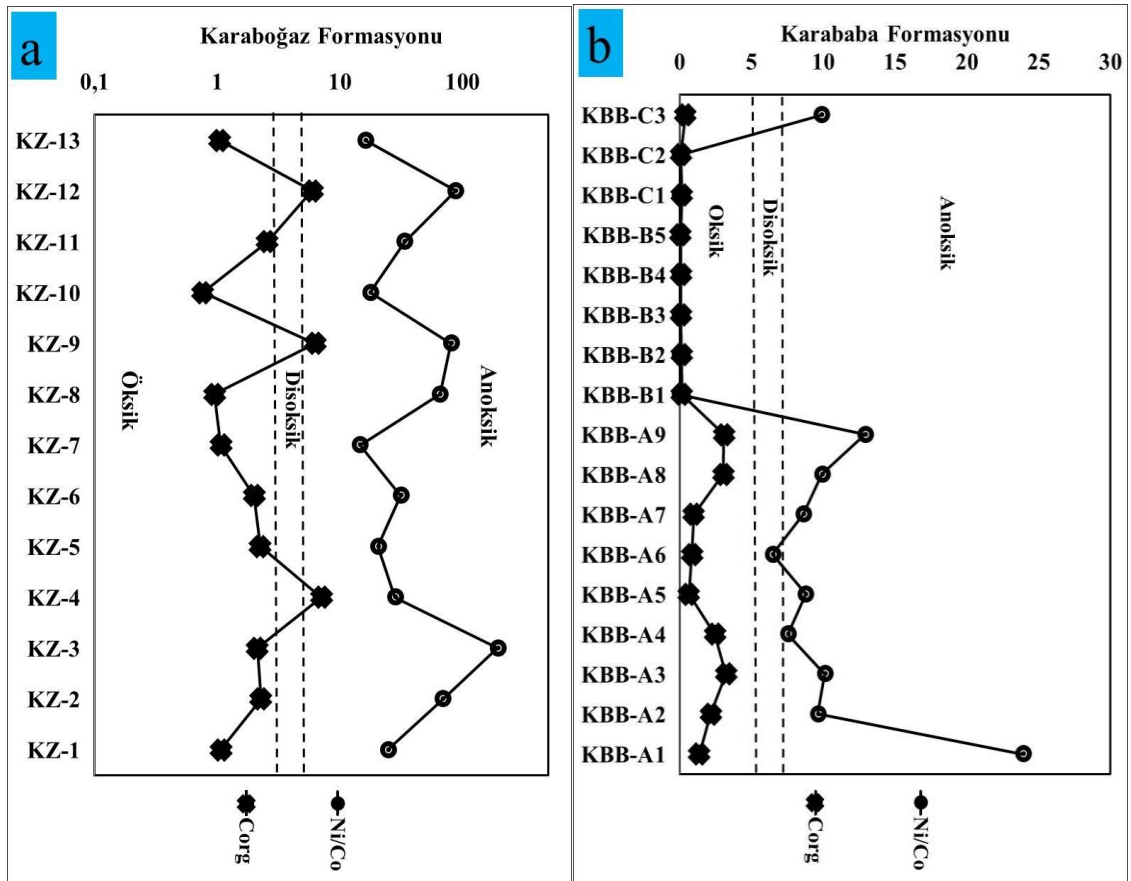


Şekil 8.4. İncelenen örneklerin Fe-Corg-S üçgen diyagramları; a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu

Redoks koşullarına bağlı olarak, deniz suyu oksik (>2.0 ml/l O_2), dysoksik veya suboksik ($0.2-2.0$ ml/l O_2), anoksik-nonsülfidik (0.2 ml/l O_2 , 0 ml/l H_2S) ve anoksik-sülfidik veya euxinik (0 ml/l O_2 , > 0 ml/l H_2S) olarak sınıflandırılabilir (Tyson and Pearson, 1991). Mo/Al, Ni/Co, U/Th, Mo/Mn, V/Cr ve V/(V+Ni) element oranları sediman birikimi süresince redoks koşullarını belirlemek için kullanılmıştır. Bu element oranları belli değer aralıklarında belli ortam koşullarını göstermektedirler. Ni/Co oranı <5 değerinde oksik, $5-7$ değerinde disoksik ve >7 değerinde anoksik ortamları göstermektedir (Dill vd. 1988; Jones and Manning, 1994). V/Cr oranı <2 değerinde oksik, $2-4.5$ değerinde disoksik ve >4.5 değerinde anoksik ortamları göstermektedir

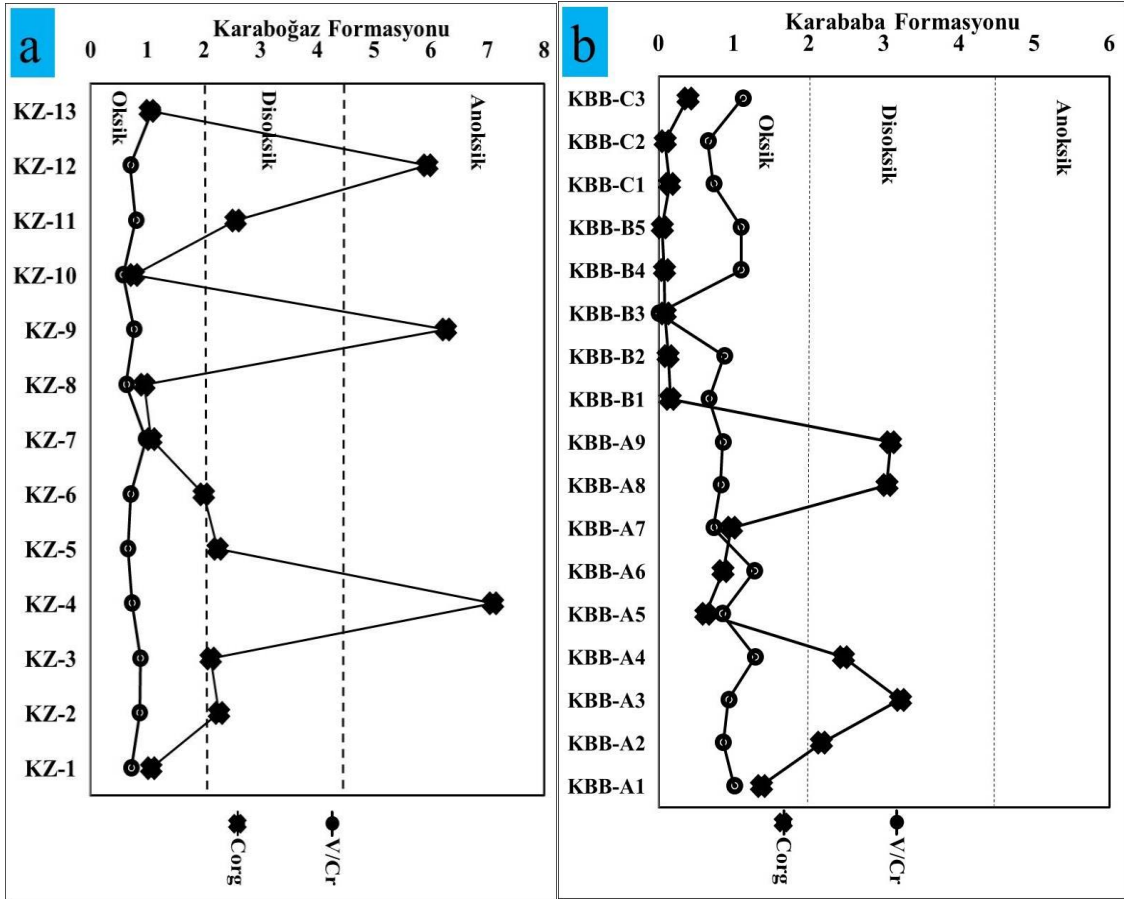
(Dill vd. 1988). $V/(V+Ni)$ oranı <0.46 değerinde oksik, $0.46-0.60$ değerinde disoksik, $0.54-0.82$ değerinde anoksik ve >0.84 değerinde öksinik ortamları göstermektedir (Hatch ve Leventhal, 1992). U/Th oranı <0.75 değerinde oksik, $0.75-1.25$ değerinde disoksik ve >1.25 değerinde anoksik ortamları göstermektedir (Jones ve Manning, 1994). Th/U oranı >5 değerinde oksik, $3-5$ değerinde disoksik ve <2 değerinde anoksik ortamları göstermektedir (Kimura ve Watanabe, 2001).

Karaboğaz Formasyonu ve Karababa Formasyonundan alınana örneklerin Ni/Co diyagramlarına göre KBB-A6 örneği disoksik ortama düşerken diğer bütün örnekler anoksik ortama düşmektedir (Şekil 8.5). Bu Ni/Co oranları ortamımızın oldukça sülfidik olduğunu göstermektedir.



Şekil 8.5. İncelenen örneklerin Ni/Co oranlarına göre redoks koşulları, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu

Karaboğaz Formasyonu ve Karababa Formasyonundan alınan örneklerin V/Cr diyagramlarına göre örneklerin oksik zonda yer aldığı görülmektedir. Her iki Formasyonda da V/Cr oranları $0-2$ aralığında yer aldığı ve organik madde miktarı ile bir ilişkisinin olmadığı görülmektedir (Şekil 8.6).

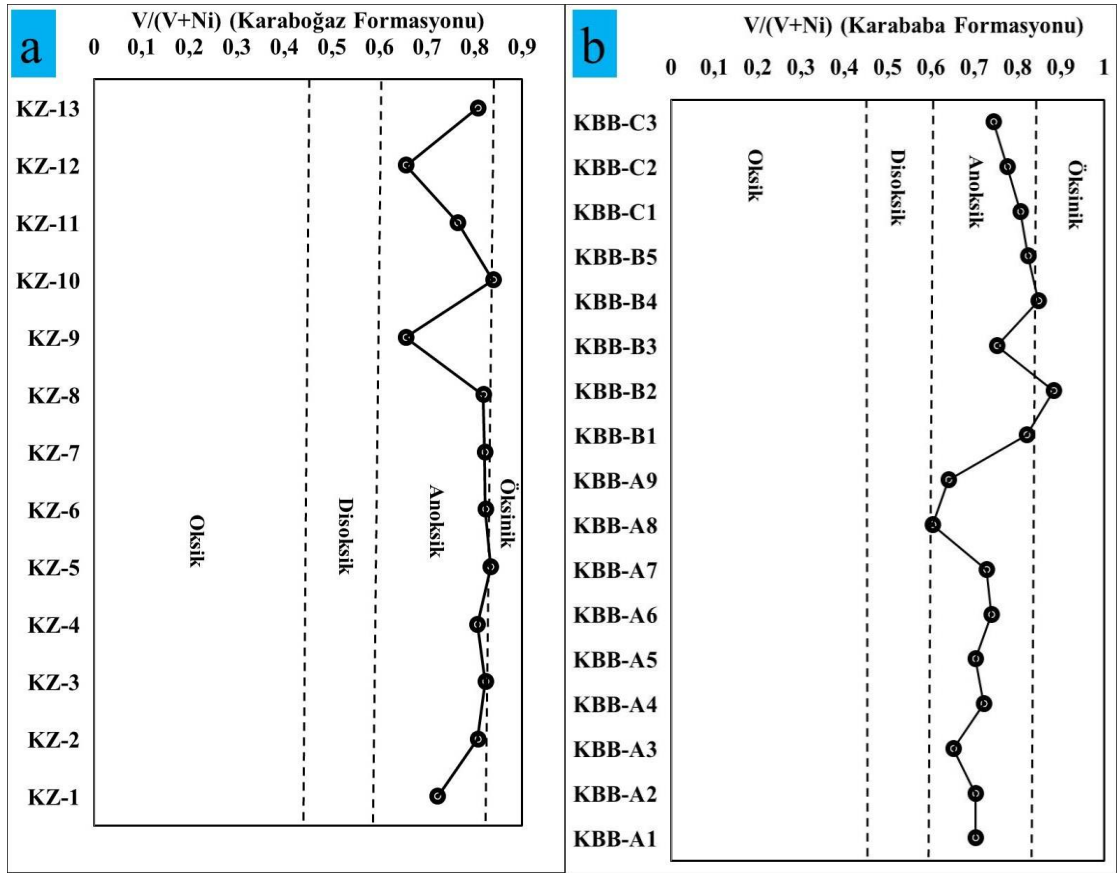


Şekil 8.6. incelenen örneklerin V/Cr oranına göre redoks koşulları, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu

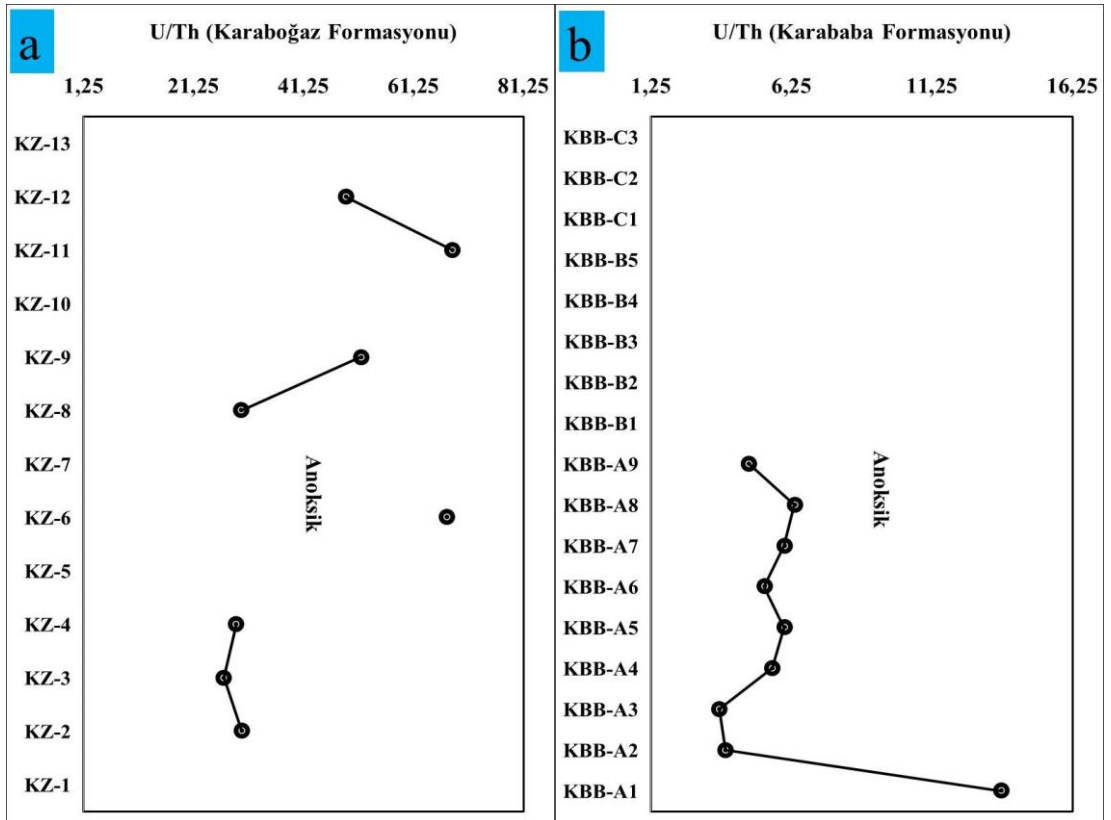
Karaboğaz Formasyonu ve Karababa Formasyonundan alınan örneklerin V(V+Ni) diyagramlarına göre örneklerin anoksik zonda yer aldıkları görülmektedir. Bu durum depolanma ortamımızın homojen olduğunu ve rejim değişikliğine çok uğramadığını göstermektedir (Şekil 8.7).

Karaboğaz Formasyonu ve Karababa Formasyonundan alınan örneklerin U/Th diyagramlarına göre örneklerin anoksik zonda yer aldıkları görülmektedir. Bu durum depolanma ortamının çok fazla sülfidik olduğunu ve genelde oksijensiz bir yapıda olduğunu göstermektedir (Şekil 8.8).

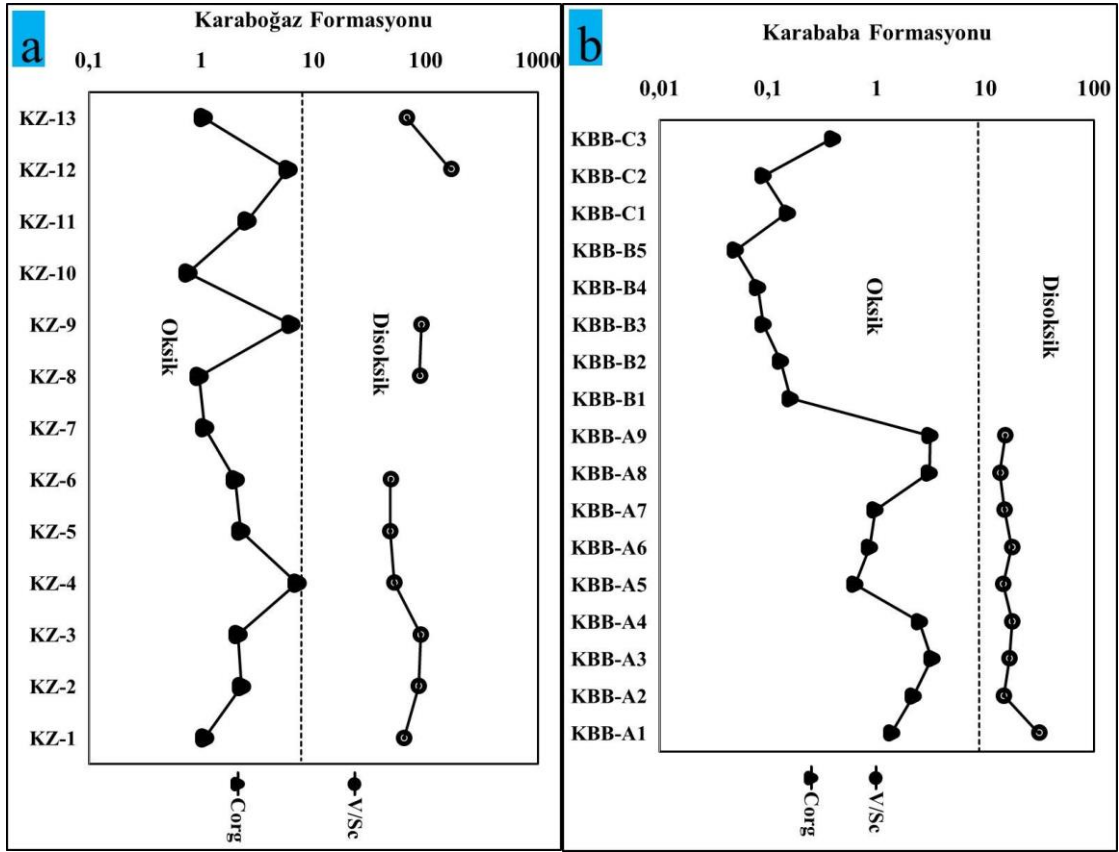
Karaboğaz Formasyonu ve Karababa Formasyonundan alınan örneklerin V/Sc değerlerinin bazı seviyelerde organik madde ile paralellik gösterdikleri görülmektedir. Bu seviyelerde incelenen örneklerin disoksik zonda yer aldığı görülmektedir. Bu durum organik maddenin arttığı kısımlarda depolanma ortamının genelde sülfidik bir redoks koşulunu göstermesi tezini destekleyip çalışma alanımızın depolanma ortamının sülfidik olduğunu göstermektedir (Şekil 8.9).



Şekil 8.7. İncelenen örneklerin V/(V+Ni) oranına göre redoks koşulları, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu



Şekil 8.8. İncelenen örneklerin U/Th oranına göre redoks koşulları, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu



Şekil 8.9. İncelenen örneklerin V/Sc oranına göre redoks koşulları, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu

8.2. Element zenginleşmeleri

Organik madde depolanmasına uygun ince taneli killi kimyasal kayaçlar (şeyller, kiltaşları ve kireçtaşları) hidrokarbon üretilmelerinin yanında organik madde ile ilişkili ana ve iz element yönünden de zengindirler. Organik maddelerin elementlerle olan ilişkisi (1) kaynak kayalarda ekonomik olarak işletilen maden yatakları gibi zengin element birikimlerinin oluşması, (2) kaynak kayalardan dışarı atılan petrol içerisindeki zengin element birikimleri şeklinde görülmektedir. Sedimanter kayaçlara yüksek miktarda organik madde girmesi sonucunda taban suyunun anoksik olduğu zamanlarda önemli miktarlarda metal sülfidler şeklinde (FeS_2 , PbS , CuS , CoS , ZnS , MoS) metal zenginleşmeleri oluşmaktadır (Mao vd., 2002). V, Mo, Ni, Cu, Zn, Cr, Cd, Ba, P gibi elementler organik madde bakımından zengin kayaçlardaki zenginleşmeleri ortalama şeyllerdeki zenginleşme miktarlarından daha fazla miktarda zenginleştiği araştırmalarla belirlenmiştir (Brumsack, 1980., Jacobs vd., 1985, 1987., Brumsack, 1989., Breit ve Want, 1991., Hatch ve Leventhal, 1992., Calvert ve Pedersen, 1993., Piper 1994., Nijenhuis vd., 1998).

Zenginleşme faktörleri (EF) iz element konsantrasyonlarının Al ile normalize edilip daha sonra bu oranların normal şeylle karşılaştırılmasıyla belirlenmektedir (Brumsack 2006, Ross ve Bustin 2009).

$$EF_{\text{element}} = (\text{Element}/\text{Al})_{\text{örnek}} / (\text{Element}/\text{Al})_{\text{şeyl}}$$

Majör elementlerin (Si, Al, Fe, K, Ca, Mg, Na, Ti, Mn ve P) çoğunluğu biyolojik süreçler ile diyajenezden etkilenmektedir. Silika kil mineralleri, feldispat veya kuvarsın yapısal özellikleri içerisinde bulunmakla birlikte, ayrıca amorf opal gibi plankton kalıntılarının bileşeninde de önemli bir rol oynamaktadır. Demir anoksik ortamlarda iyi bir duyarlılık göstererek sedimanlar içerisinde demir sülfid olarak katılabilir. Demir mineral yüzeylerinde yapısal bileşen ve oksik yada hidroksit tabaka biçiminde de bulunmaktadır (Canfield vd., 1992). Kalsiyum ve magnezyum (az miktarda) karbonat bileşiklerinde bulunmaktadır. Manganez demir gibi oksijen miktarının minimum olduğu su zonunun yüksek manganez değerlerinde indirgeyicidir (Bender vd., 1977; Lewis ve Luther, 2000).

İndirgeyici koşulların yüksek olduğu ortamlarda organik madde iyi korunmaktadır. İz elementlerin (Cu, Ni, Ba, Cd, Cr, Co, U, Mo, Zn, V) maksimum orandaki

zenginleşmeleri yüksek TOC değerleriyle uygun bir korelasyon göstermektedir. TOC değerlerinin düşük olması iz metallerinde düşük değerlerde olmasına neden olur.

8.2.1. Majör elementler

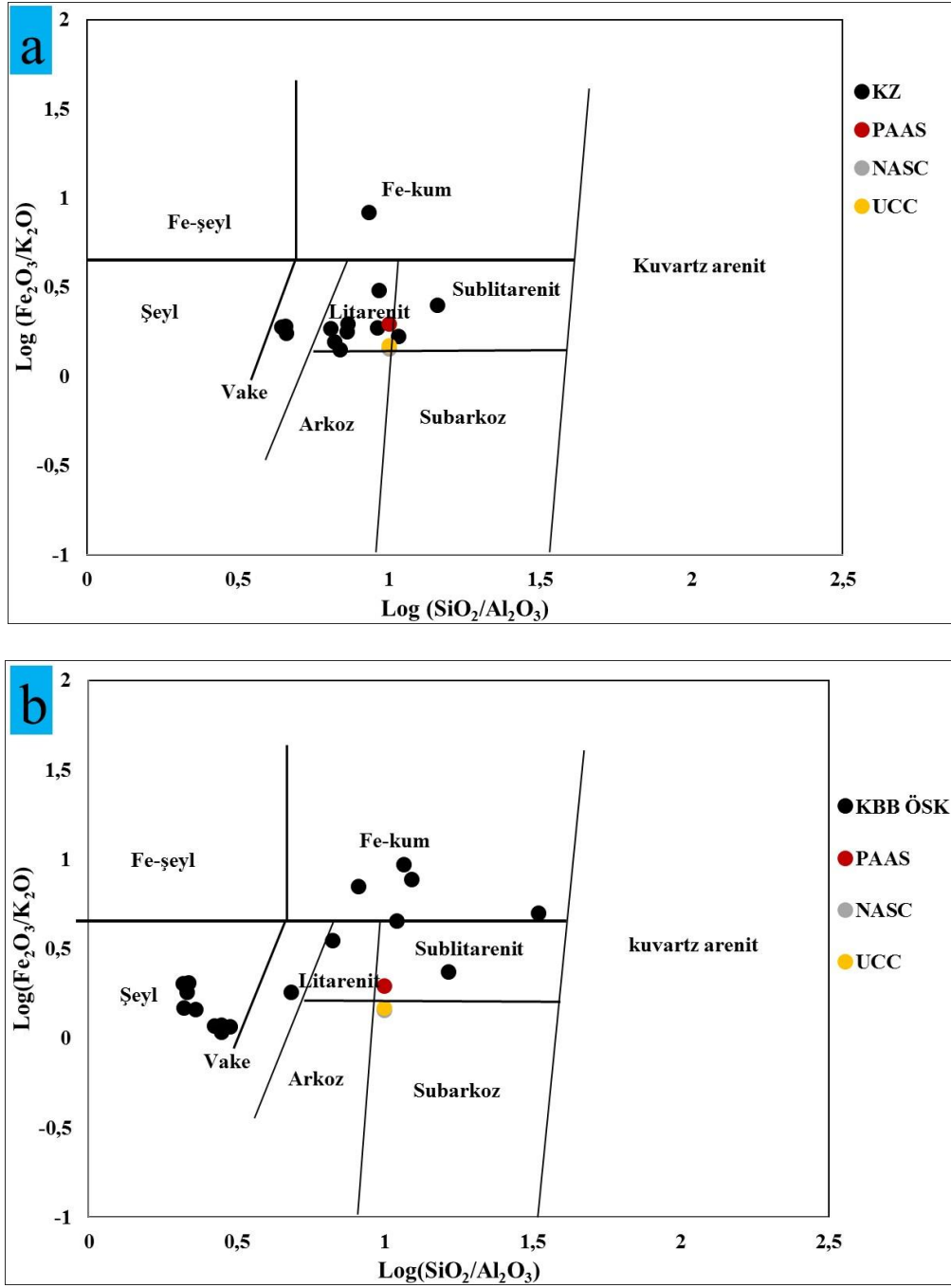
Ana elementler yaygın olarak tortul kayaçların kimyasal sınıflamasında ve olgun ve olgunlaşmamış tortular arasında ayrım yapmak için kullanılır (Pettijohn ve Potter, 1972; Herron, 1988). $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ oranı kuvars bolluğu ile kil ve feldispat içeriğini yansıtır (Potter, 1978). $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ oranı kimyasal olgunluğun bir endeksidir (Pettijohn ve Potter, 1972), ancak $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ oranı ortamların daha iyi bir şekilde sınıflandırılmasını sağlar ve aynı zamanda mineral stabilitesinin bir ölçüsüdür (Herron, 1988). Majör oksitlerin Al_2O_3 ile yapılan korelasyonlarında Al_2O_3 'in SiO_2 , Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O ile yüksek pozitif korelasyon göstermesi bu elementlerin kökenlerinin bir olduğunu ve aynı zamanda detritik kökenli olduklarını gösterir (Çizelge 8.1). Ancak Majör oksitlerin Al_2O_3 ile yapılan korelasyonlarında Al_2O_3 'in CaO ile yüksek negatif korelasyonu ise bu elementlerin farklı kökenlerden geldiklerini ve CaO elementlerinin karbonat kökenli olduğunu belirtir (Çizelge 8.1-2).

Si/Al oranının artması detritik kuvars miktarının artışı gösterirken, Si/Al oranının azalması kil miktarının artışı gösterir. K/Al oranının artması mikalı kil girdisini veya ince taneli K-feldispat artışı gösterebilir.

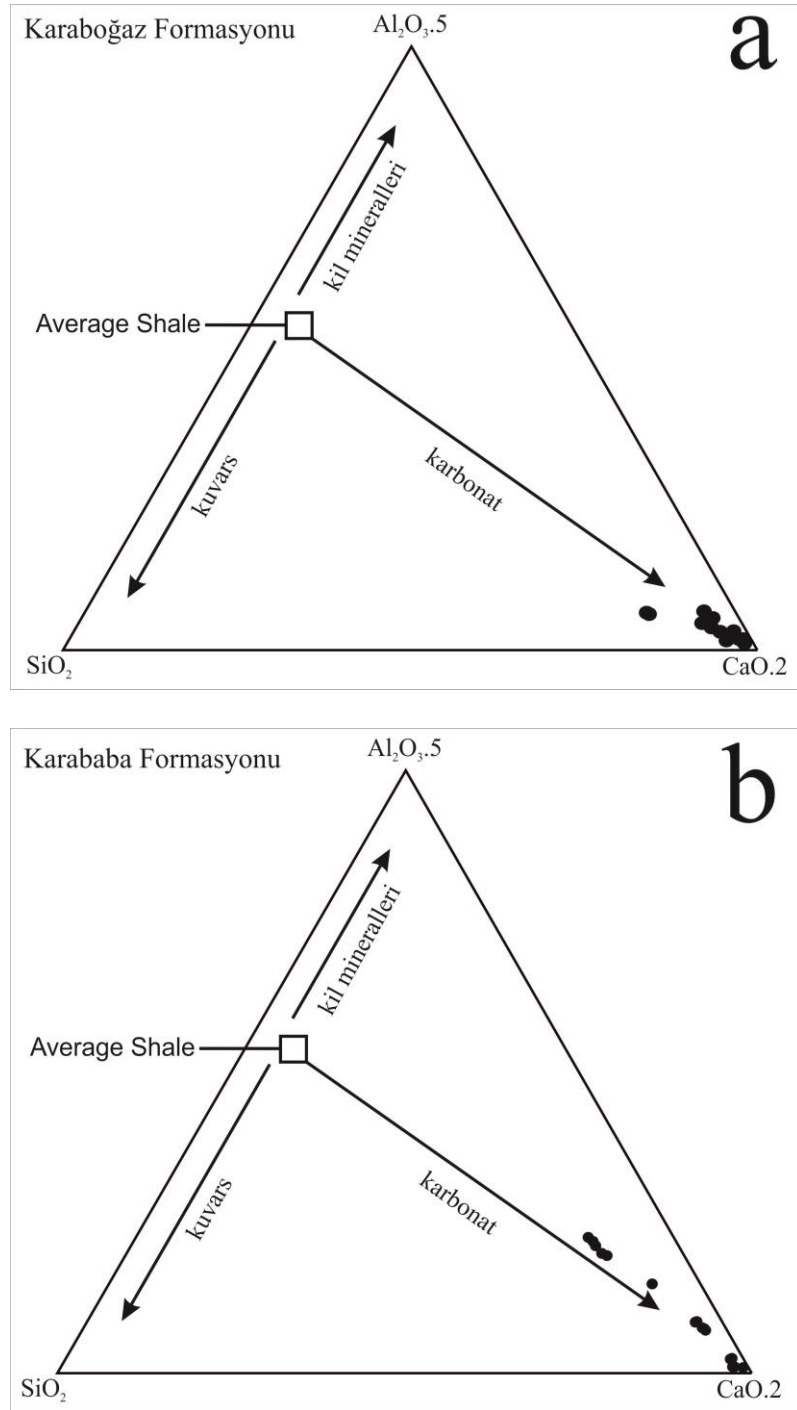
Ana oksitler ile yapılan korelasyonlar tortul kayaçların kimyasal sınıflandırılması için kullanılmaktadır. Kil ve feldispat içeriğini gösteren $\text{Si}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ oranı aynı zamanda kuvars bolluğunu da göstermektedir. Pettijohn vd. (1987) diyagramına göre çalışma alanımızdaki Karaboğaz Formasyonundan alınan 13 örneğin çoğunluğu litarenit litolojisini, üç örnek vake litolojisini ve bir örneğimiz Fe-kum litolojisini gösterirken, Karababa Formasyonundan alınan 17 örneğin çoğunluğu şeyl litolojisini, dört örnek Fe-kum litolojisini, iki örnek sublitarenit litolojisini ve bir örnek vake litolojisini göstermektedir (Şekil 8.10).

$\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{x5-CaOx2}$ üçgen diyagramı kullanılarak örneklerin litolojisi hakkında yorum yapılmaktadır (Brumsack 1989). Bunun nedeni Al_2O_3 (kil içeriği), SiO_2 (detritik kuvars veya biyojenik silika) ve CaO (karbonat) oksitlerinin kayaç türlerini ve depolanma ortamlarını belirtmeleridir. Hem Karaboğaz Formasyonu ÖSK hem de Karababa Formasyonu ÖSK örneklerimizin karbonat içeriğine sahip örnekler oldukları

görülmektedir. Bu nedenle çalışma alanımızdaki Formasyonlardan alınan örneklerin marn litolojisine sahip oldukları söylenebilir (Şekil 8.11).



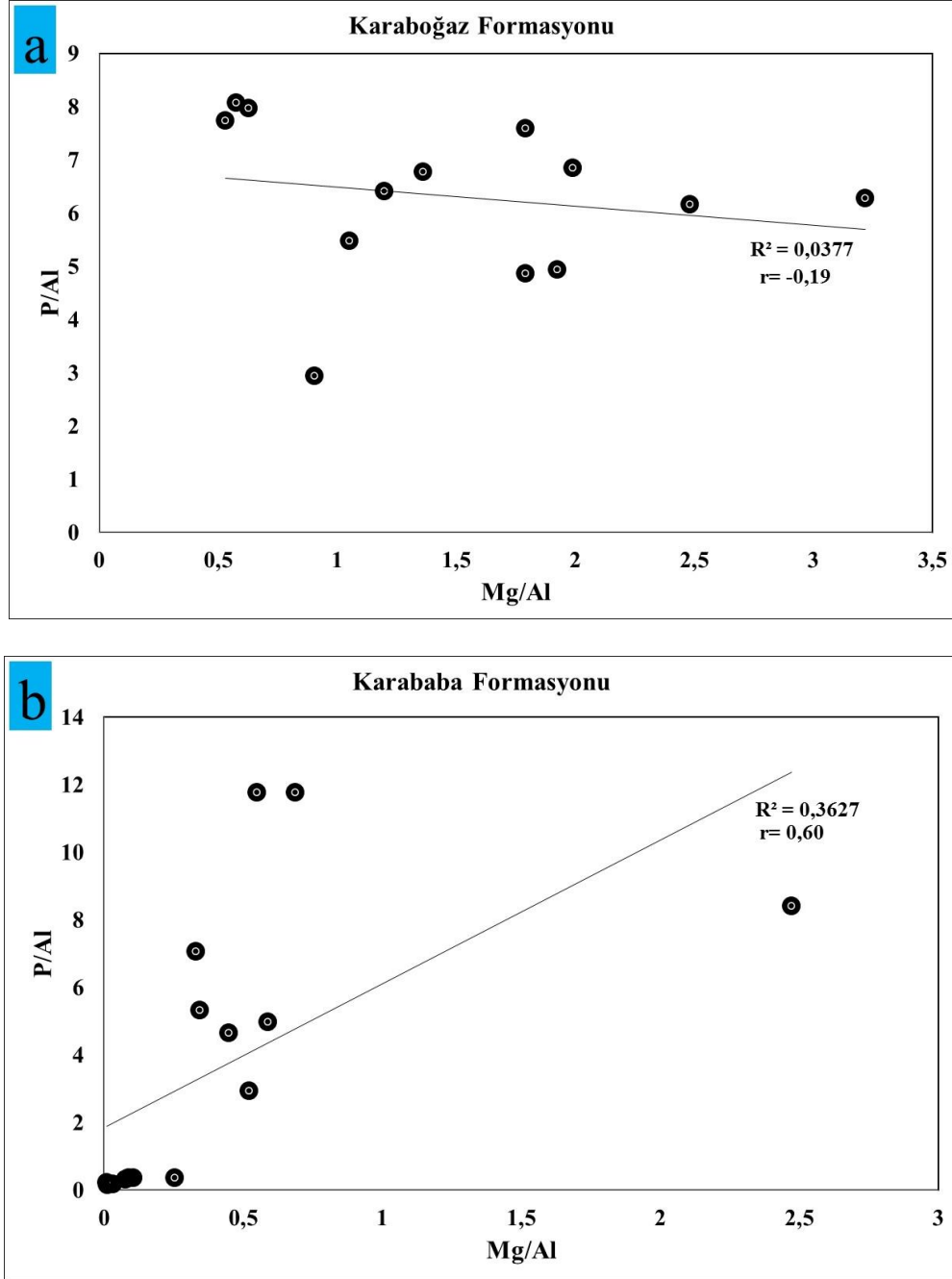
Şekil 8.10. İncelenen örneklerin $\text{Si}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 'e karşılık $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ diyagramı, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu (Pettijohn vd. 1987)



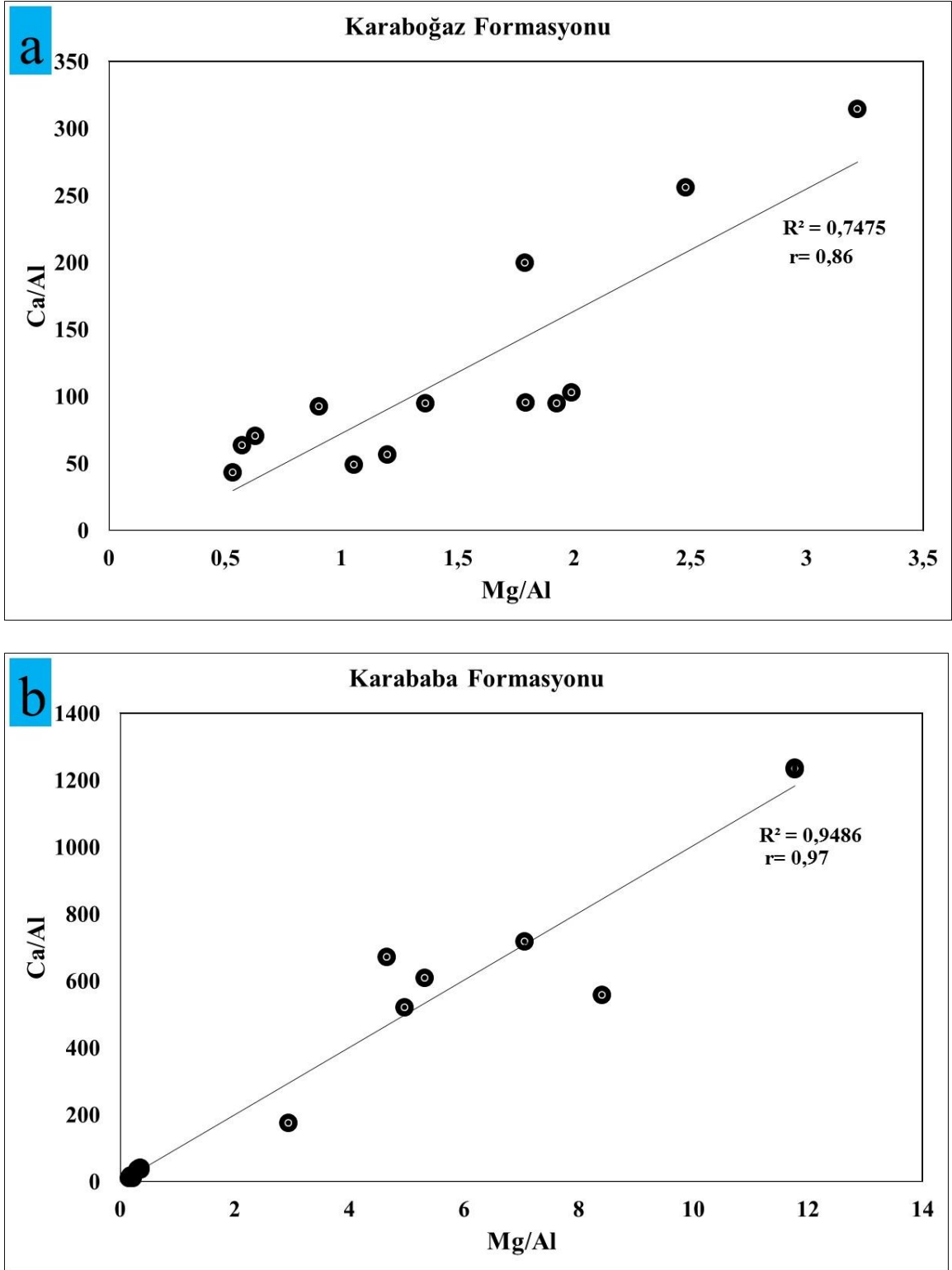
Şekil 8.11. İncelenen örneklerin SiO_2 - Al_2O_3 - $\text{CaO} \cdot 2$ üçgen diyagramı, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu (Brumsack 1989)

Önemli ölçülerdeki P_2O_5 konsantrasyonları düşük ve orta sedimantasyon hızlarını, su kolonundaki besince zenginliği ve suboksik ortamı göstermektedir. İncelenen Karaboğaz Formasyonundan alınan örneklerin P_2O_5 en yüksek %12,85 en düşük %2,09 ve ortalama %6,11 olarak tespit edilmiştir. İncelenen Karababa Formasyonundan alınan örneklerin P_2O_5 en yüksek %0,57 en düşük %0,04 ve ortalama %0,15 olarak tespit edilmiştir. Formasyonlardaki örneklerden elde edilen P ile Mg arasındaki iyi korelasyon

P ile Mg arasında kökensel bir ilişki olduğunu gösterir. Karaboğaz ve Karababa Formasyonlarındaki örneklerden elde edilen Ca/Al ile Mg/Al arasındaki yüksek pozitif korelasyon Ca ve Mg'un karbonat ve dolomit mineralleri ile ilişkili olduklarını ve Ca ile Mg elementlerinin aynı kökenden geldiklerini gösterir (Şekil 8.12).



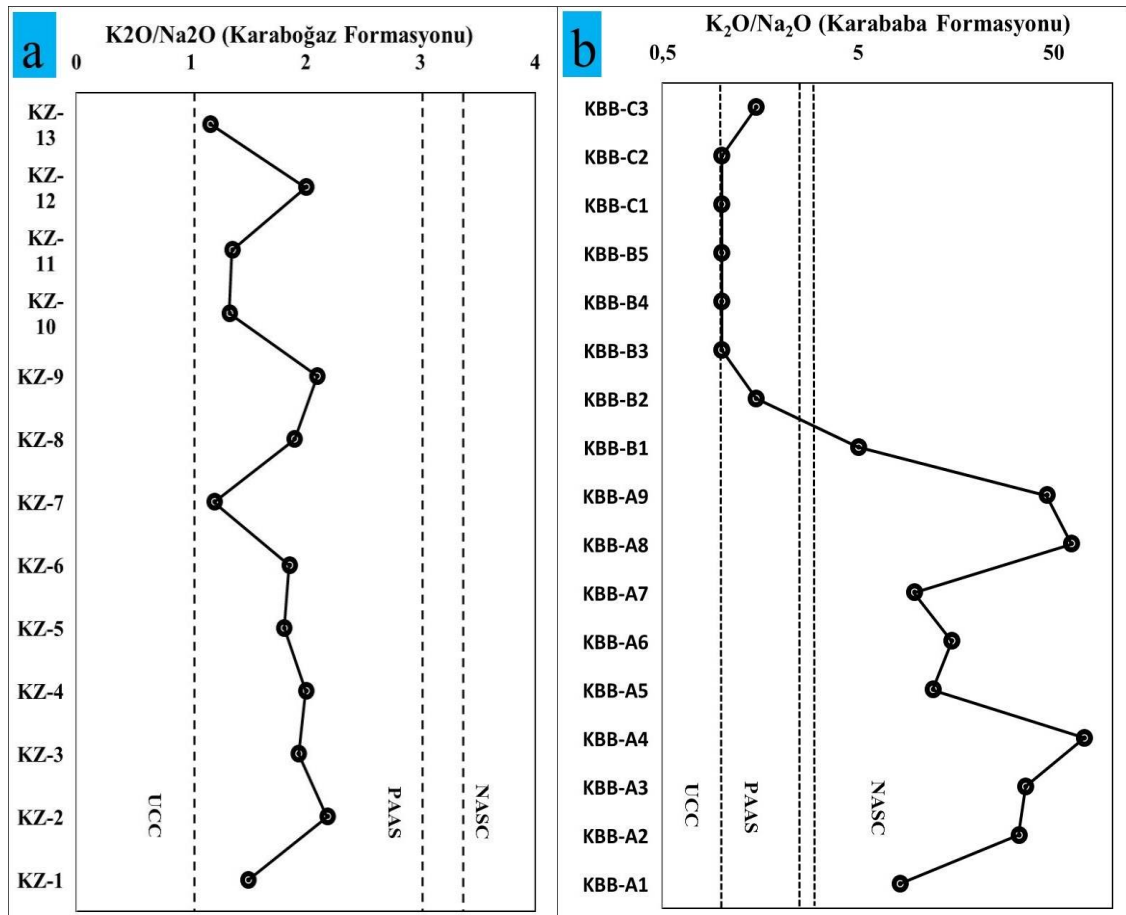
Şekil 8.12. İncelenen örneklerin P/Al ve Ca/Al ile Mg/Al karşılaştırmaları, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu



Şekil 8.12. İncelenen örneklerin P/Al ve Ca/Al ile Mg/Al karşılaştırmaları, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu (devam)

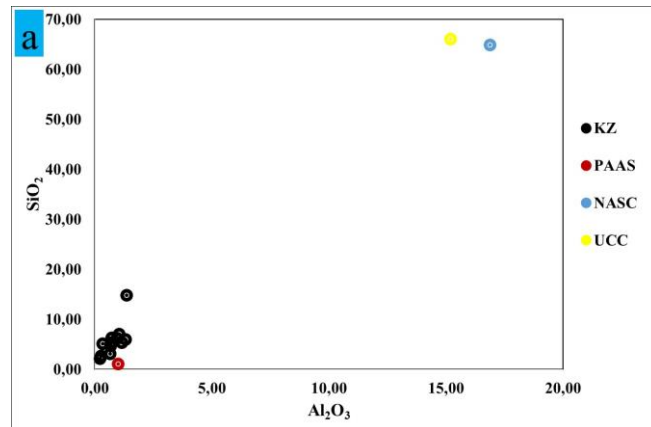
Arkozların daha iyi sınıflanmasına izin veren K_2O/Na_2O oranı aynı zamanda günlenme süresince en az olan duraylı mineraller arasında olma eğilimi gösteren ferromagnezyen gibi mineral stabilitesi ölçüsüdür. Detritik bir element olan K elementi denizel veya gölsel tortullarda oksijenli ve yükseltgen bir ortamı gösterirken, Na elementi ise anoksik

ve indirgen bir ortamı gösterir. Karaboğaz Formasyonundan alınan tüm kayaç örneklerinin K_2O/Na_2O ortalamaları PAAS (Post Archean Average Shale - Geç Arkean Ortalama Şeyli) ve NAASC'dan (North American Shale Composite - Kuzey Amerika Şeyl Kompoziti) daha düşük, UCC'den (Upper Continental Crust - Üst Kıtasal Kabuk) daha yüksek değerlerdedir. Karababa Formasyonundan alınan tüm kayaç örneklerinde K_2O/Na_2O ortalamaları PAAS, NASC ve UCC'den daha yüksek değerlerdedir. Bu her iki ÖSK'da potasyum feldispatların sodyum plajiyoklaslara oranla daha fazla olduğunu gösterir. Karaboğaz Formasyonunun tavanındaki (KBB-B2-KBB-C3) örneklerin ise UCC ile benzer değerlerde oldukları görülmüştür (Şekil 8.13). Bu durum bu örneklerde otojenik sodyum plajiyoklasların baskın olduğunu gösterir.

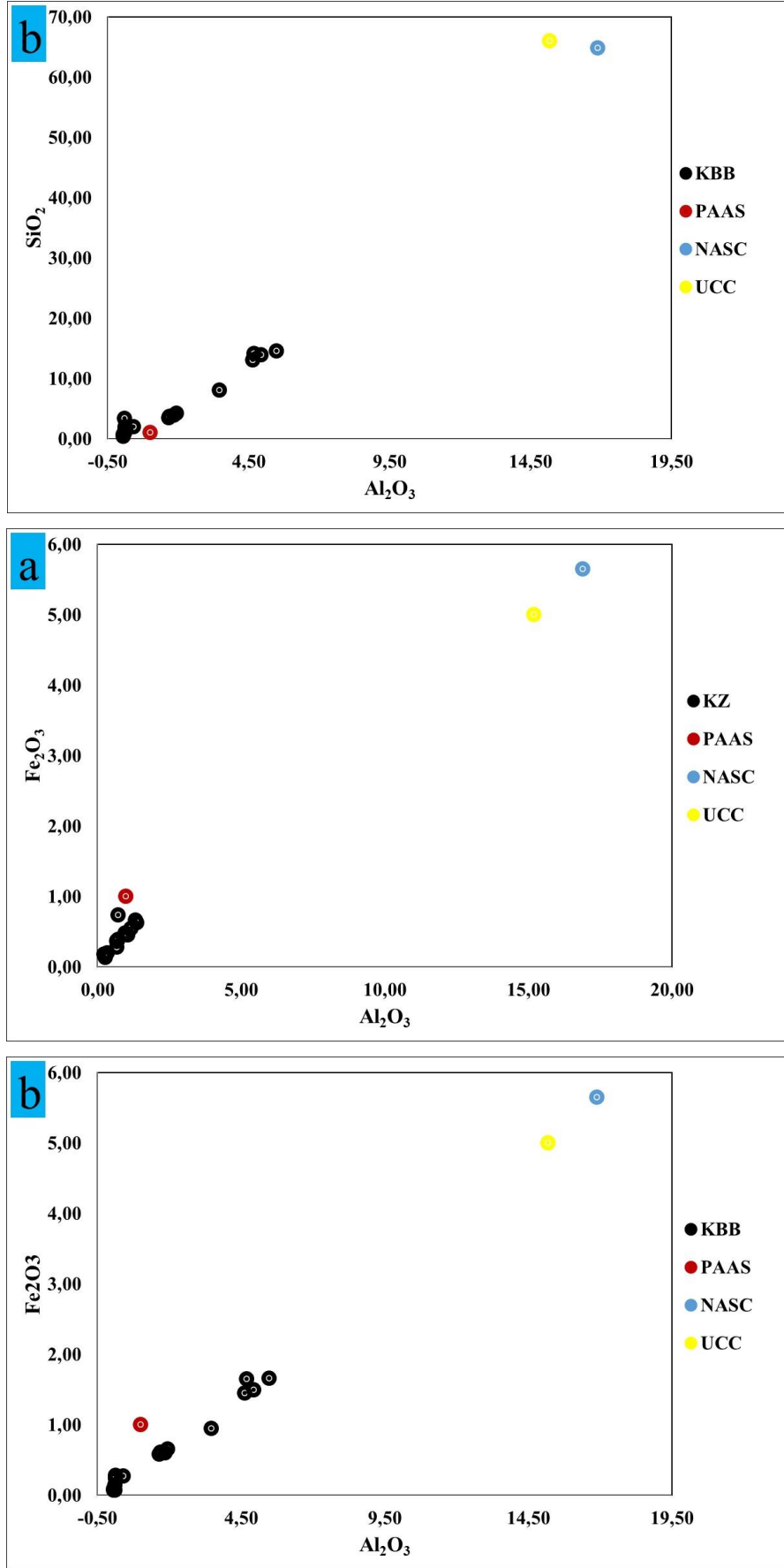


Şekil 8.13. İncelenen örneklerin K_2O/Na_2O oranları, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu. $SiO_2-Al_2O_3$ grafiklerine bakıldığında Karaboğaz ve Karababa Formasyonların da yer alan tüm kayaç örneklerinin yüksek pozitif korelasyon gösterdikleri ve aynı zamanda PAAS, NASC ve UCC ile uyumlu oldukları daha düşük değerlere sahiptirler. Felix (1977)'e göre SiO_2/Al_2O_3 oranının saf montmorillonit mineralinde 2,8-3,31 değerleri arasında, kaolinit mineralinde ise 1.18 değerindedir. Çalışma alanından alınan 30

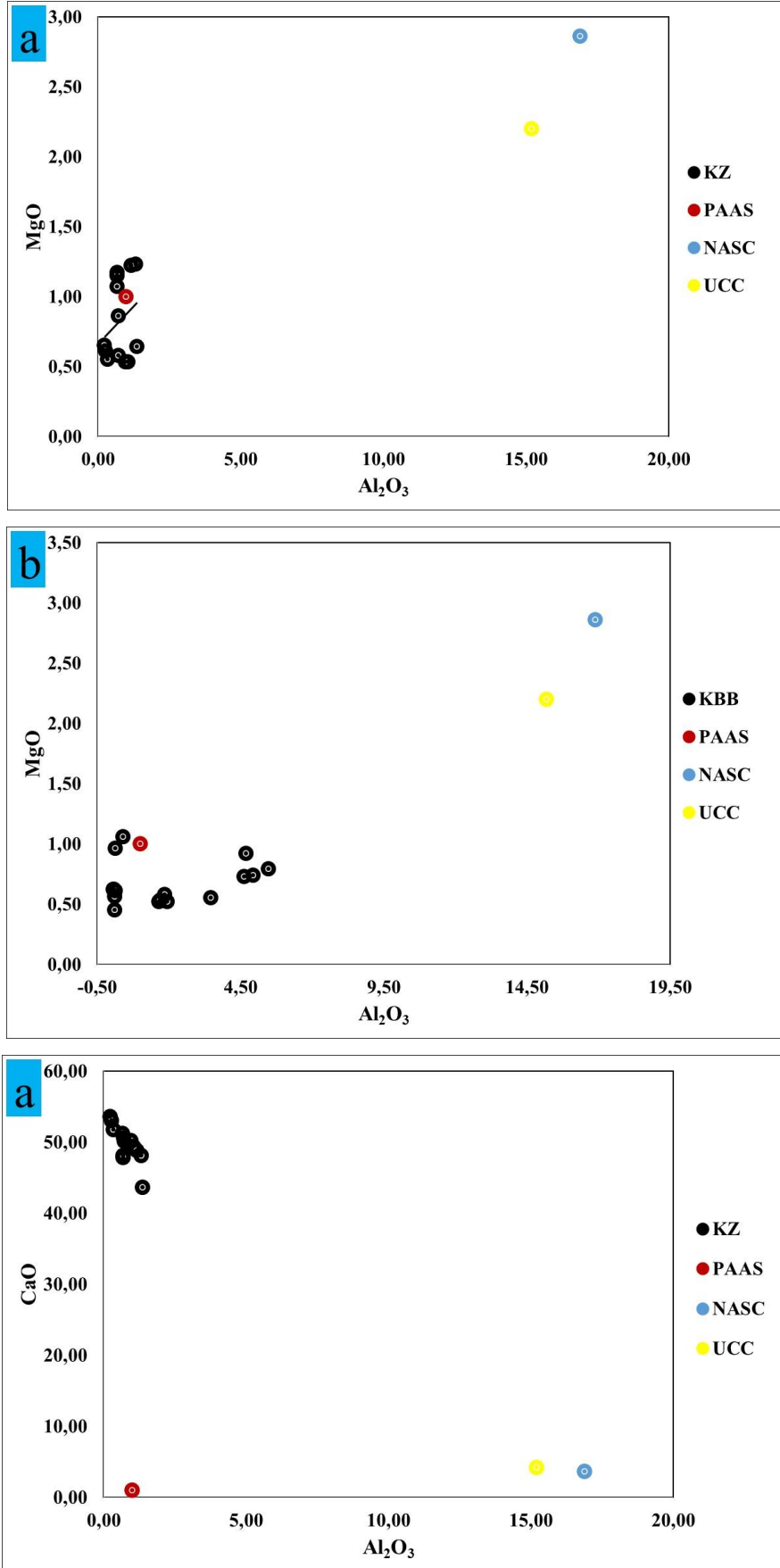
örnekte ortalama $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ oranı 7,56 olmakla beraber en yüksek 33,20 en düşük ise 2,09 değerinde olduğu tespit edilmiştir. Bu değerler incelenen örneklerin simektit minerali içerdiğini gösterebilir. Yüksek pozitif korelasyon gösteren SiO_2 ve Al_2O_3 diyagramları, SiO_2 kaynağının biyojenik silikatlardan ziyade baskın olarak detritik silikatlar olduğunu göstermektedir. $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3$ diyagramlarına bakıldığında Karaboğaz ve Karababa Formasyonlarında yer alan tüm kayaç örneklerinin yüksek pozitif korelasyon gösterdiği görülmüştür. Bu nedenle kayaçların siliklastik ilişkilerinden konuşulur. Fe_2O_3 ve TiO_2 'nin Al_2O_3 ile yapılan diyagramlarında çıkan yüksek pozitif korelasyon bu oksitlerin killeri ile ilişkisini göstermektedir. CaO hem Karaboğaz hem de Karababa Formasyonlarında yüksek değerlere sahiptir. CaO değerleri PAAS, NASC ve UCC ortalamasına göre yüksek değerler göstermesi CaO 'ın kayaçtaki karbanot/dolomit minerallerinden geldiğini açıklar. $\text{Na}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3$ diyagramlarına bakıldığında Karaboğaz formasyonundan alınan örneklerin pozitif yüksek korelasyon gösterdikleri ve Karababa formasyonundan alınan örneklerin ise korelasyon göstermedikleri görülmüştür. $\text{K}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3$ diyagramlarına bakıldığında Karaboğaz ve Karababa Formasyonlarında yer alan tüm kayaç örneklerinin yüksek pozitif korelasyon gösterdikleri ve aynı zamanda PAAS, NASC ve UCC ile uyumlu oldukları fakat daha düşük değerler gösterdikleri görülmüştür. Bu pozitif korelasyon K ve Al elementinin aynı kökenden geldiği söylenebilir. $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3$ diyagramlarına bakıldığında Karaboğaz ve Karababa Formasyonlarında yer alan tüm kayaç örneklerinin yüksek pozitif korelasyon gösterdikleri ve aynı zamanda PAAS, NASC ve UCC ile uyumlu oldukları fakat daha düşük değerler gösterdikleri görülmüştür. Bu pozitif korelasyon Mg ve Al elementinin aynı detritik kökenden geldiği söylenebilir (Şekil 8.14, Çizelge 8.1-8.2).



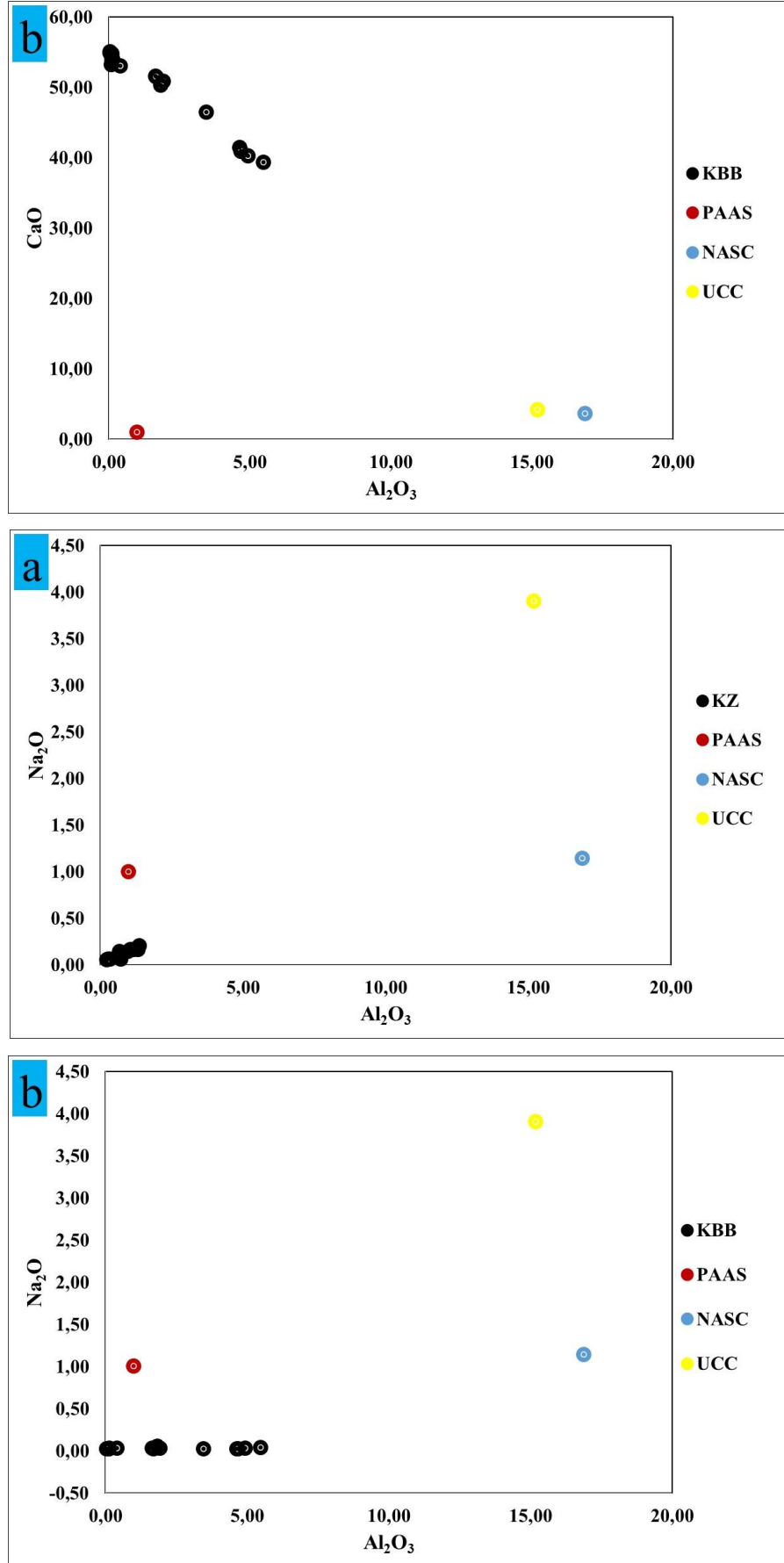
Şekil 8.14. İncelenen örneklerdeki Major oksitlerin Al_2O_3 ile diyagramları, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu



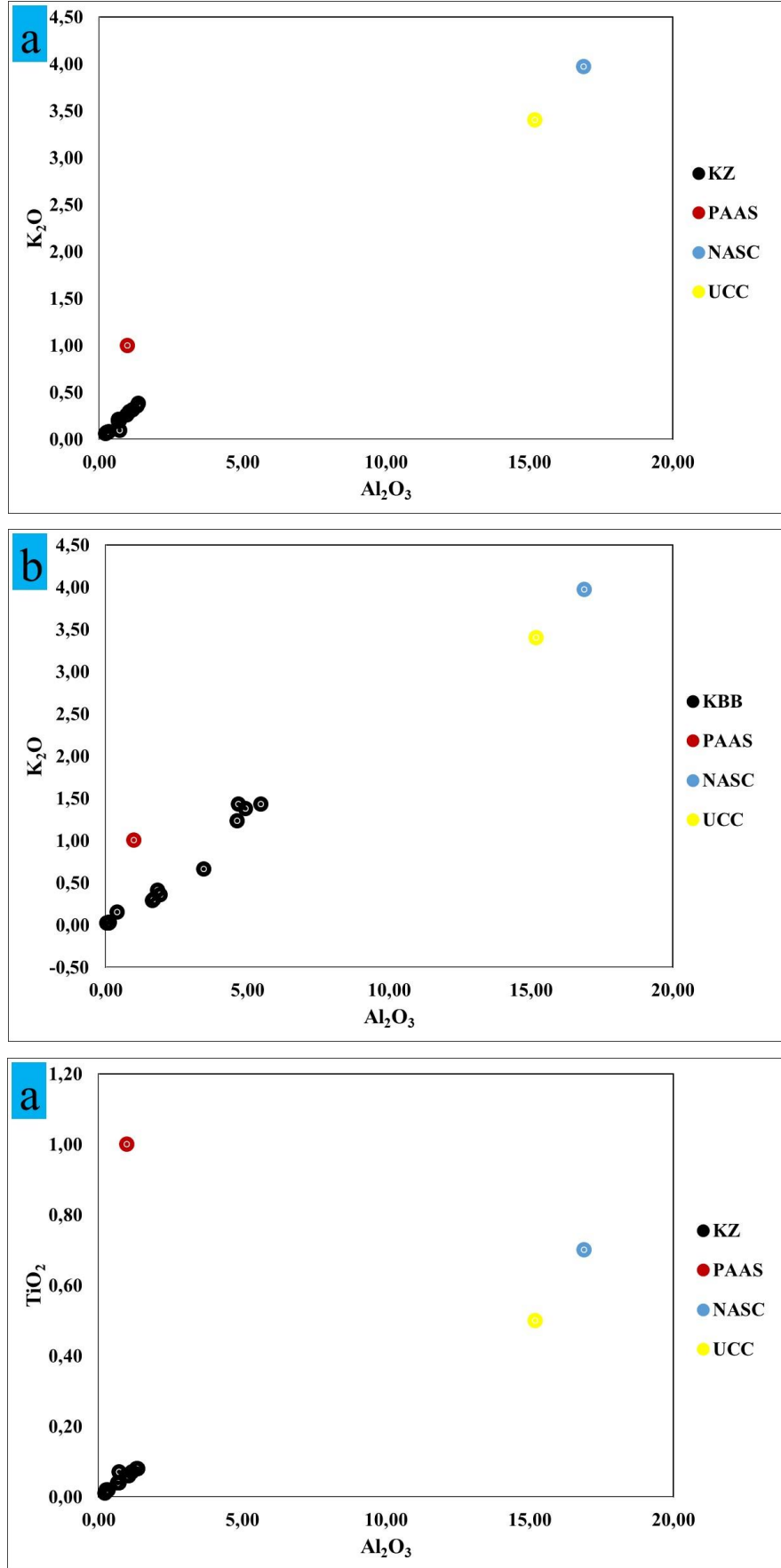
Şekil 8.14. İncelenen örneklerdeki Major oksitlerin Al_2O_3 ile diyagramları, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu (devam)



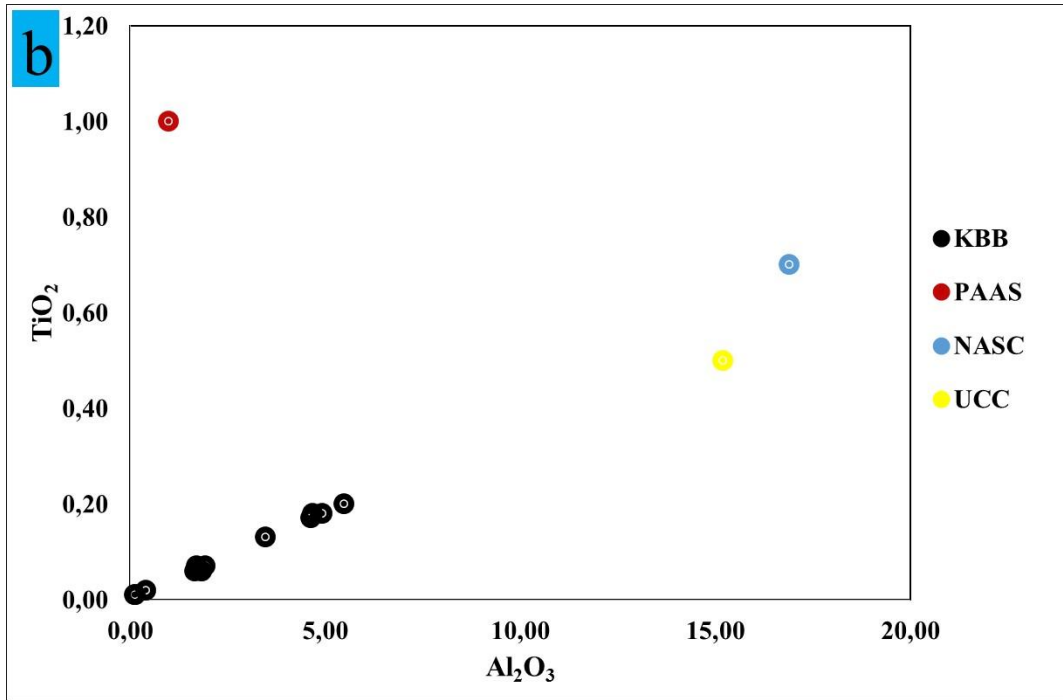
Şekil 8.14. İncelenen örneklerdeki Major oksitlerin Al_2O_3 ile diyagramları, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu (devam)



Şekil 8.14. İncelenen örneklerdeki Major oksitlerin Al_2O_3 ile diyagramları, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu (devam)



Şekil 8.14. İncelenen örneklerdeki Major oksitlerin Al_2O_3 ile diyagramları, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu (devam)



Şekil 8.14. İncelenen örneklerdeki Major oksitlerin Al_2O_3 ile diyagramları, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu (devam)

Çizelge 8.1. Karaboğaz Formasyonunun majör oksit (%) ve korelasyon sonuçları

Örnek	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	Cr_2O_3
KZ-1	6,29	0,73	0,74	0,58	50,13	0,06	0,09	0,07	2,6	0,013
KZ-2	5,87	1,33	0,66	1,23	48,08	0,16	0,35	0,08	8,83	0,029
KZ-3	5,33	1,16	0,54	1,22	48,77	0,16	0,31	0,07	9,01	0,03
KZ-4	5,28	0,72	0,39	0,86	50,55	0,1	0,2	0,04	5,92	0,021
KZ-5	6,96	1,05	0,45	0,53	49,37	0,16	0,29	0,06	10,27	0,032
KZ-6	6,17	0,96	0,48	0,53	50,20	0,14	0,26	0,06	9,28	0,03
KZ-7	2,13	0,23	0,18	0,65	53,52	0,05	0,06	0,01	1,75	0,009
KZ-8	14,77	1,37	0,63	0,64	43,62	0,2	0,38	0,08	12,85	0,041
KZ-9	4,95	0,68	0,37	1,15	47,81	0,1	0,21	0,04	4,07	0,035
KZ-10	5,07	0,35	0,2	0,55	51,71	0,06	0,08	0,02	3,22	0,014
KZ-11	3,05	0,67	0,36	1,17	51,14	0,14	0,19	0,04	5,56	0,026
KZ-12	4,68	0,68	0,28	1,07	48,12	0,1	0,2	0,04	4,01	0,035
KZ-13	2,57	0,28	0,13	0,61	53,02	0,06	0,07	0,02	2,09	0,009
PAAS	62,8	18,9	7,22	2,2	1,3	1,2	3,7	1	0,16	0,016
NASC	64,8	16,9	5,65	2,86	3,63	1,14	3,97	0,7	0,13	0,018
UCC	66	15,2	5	2,2	4,2	3,9	3,4	0,5		0,005
Şeyl Ort.	15,61	15,11	6,75	2,49	2,49	1,29	0,2	0,77	0,16	0,013

Çizelge 8.1. Karaboğaz Formasyonunun majör oksit (%) ve korelasyon sonuçları (devam)

KZ-ÖSK	Corg	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃
Corg	1,00	-0,15	0,00	-0,11	0,50	-0,19	-0,01	0,13	-0,09	-0,09	0,37
SiO ₂		1,00	0,76	0,62	-0,22	-0,85	0,66	0,67	0,69	0,75	0,61
Al ₂ O ₃			1,00	0,82	0,28	-0,81	0,91	0,95	0,94	0,91	0,77
Fe ₂ O ₃				1,00	0,14	-0,63	0,58	0,63	0,95	0,60	0,43
MgO					1,00	-0,27	0,30	0,36	0,19	0,06	0,41
CaO						1,00	-0,75	-0,81	-0,75	-0,72	-0,87
Na ₂ O							1,00	0,96	0,77	0,96	0,83
K ₂ O								1,00	0,81	0,94	0,87
TiO ₂									1,00	0,77	0,62
P ₂ O ₅										1,00	0,75
Cr ₂ O ₃											1,00

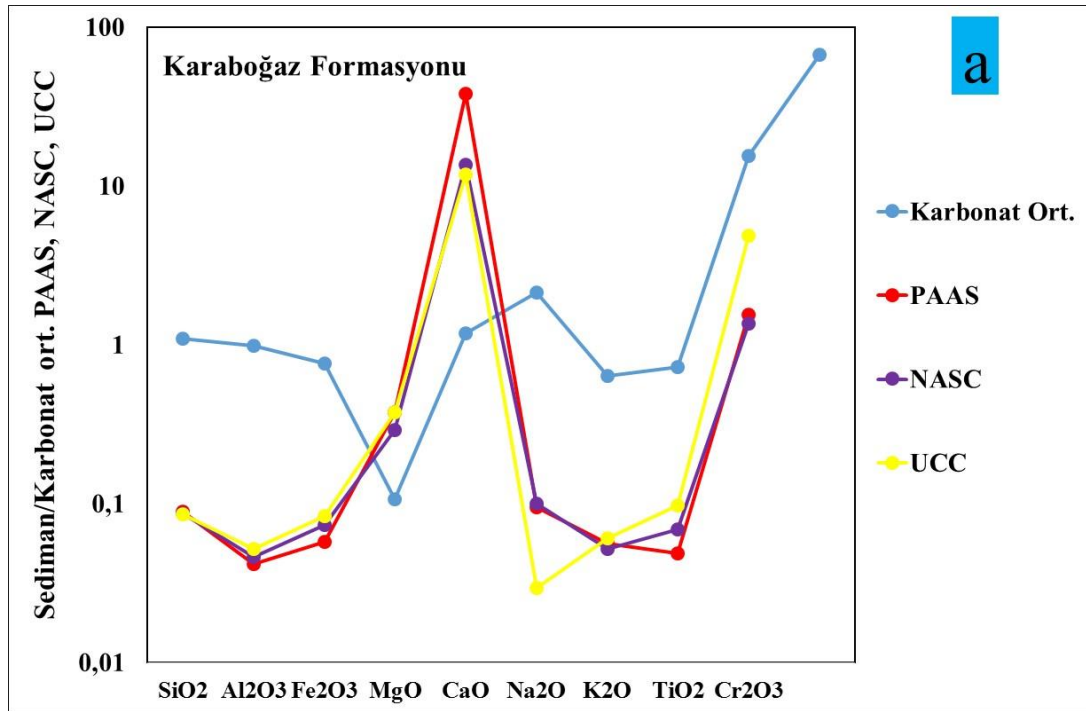
Çizelge 8.2. Karababa Formasyonunun majör oksit (%) ve korelasyon sonuçları

Örnek	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃
KBB-A1	3,9	1,85	0,6	0,58	50,24	0,05	0,41	0,06	0,57	0,009
KBB-A2	8	3,47	0,95	0,55	46,43	0,02	0,66	0,13	0,14	0,01
KBB-A3	14,59	5,49	1,66	0,79	39,35	0,04	1,43	0,2	0,09	0,013
KBB-A4	14,14	4,69	1,65	0,92	40,84	0,02	1,43	0,18	0,06	0,01
KBB-A5	4,18	1,94	0,65	0,52	50,81	0,03	0,36	0,07	0,18	0,005
KBB-A6	3,71	1,7	0,61	0,53	51,5	0,02	0,3	0,07	0,22	0,004
KBB-A7	3,47	1,66	0,58	0,52	51,54	0,03	0,29	0,06	0,18	0,006
KBB-A8	13,07	4,64	1,45	0,73	41,45	0,02	1,23	0,17	0,07	0,012
KBB-A9	13,93	4,94	1,49	0,74	40,21	0,03	1,38	0,18	0,07	0,013
KBB-B1	1,98	0,41	0,27	1,06	53	0,03	0,15	0,02	0,26	0,005
KBB-B2	1,98	0,12	0,07	0,56	54,03	0,02	0,03	<0,01	0,05	0,002
KBB-B3	3,32	0,1	0,1	0,62	53,16	0,02	0,02	<0,01	0,04	<0,002
KBB-B4	0,66	0,06	0,09	0,62	54,8	0,02	0,02	<0,01	0,05	0,002
KBB-B5	0,4	0,06	0,07	0,62	55,02	0,02	0,02	<0,01	0,04	0,002
KBB-C1	0,9	0,11	0,14	0,45	54,75	0,02	0,02	0,01	0,06	0,004
KBB-C2	1,63	0,14	0,28	0,61	54,05	0,03	0,03	0,01	0,1	0,004
KBB-C3	1,61	0,13	0,23	0,96	53,72	0,02	0,03	<0,01	0,39	0,003
PAAS	62,8	18,9	7,22	2,2	1,3	1,2	3,7	1	0,16	0,016
NASC	64,8	16,9	5,65	2,86	3,63	1,14	3,97	0,7	0,13	0,018
UCC	66	15,2	5	2,2	4,2	3,9	3,4	0,5		0,005
Şeyl Ort.	15,61	15,11	6,75	2,49	3,09	1,29	0,2	0,77	0,16	0,013

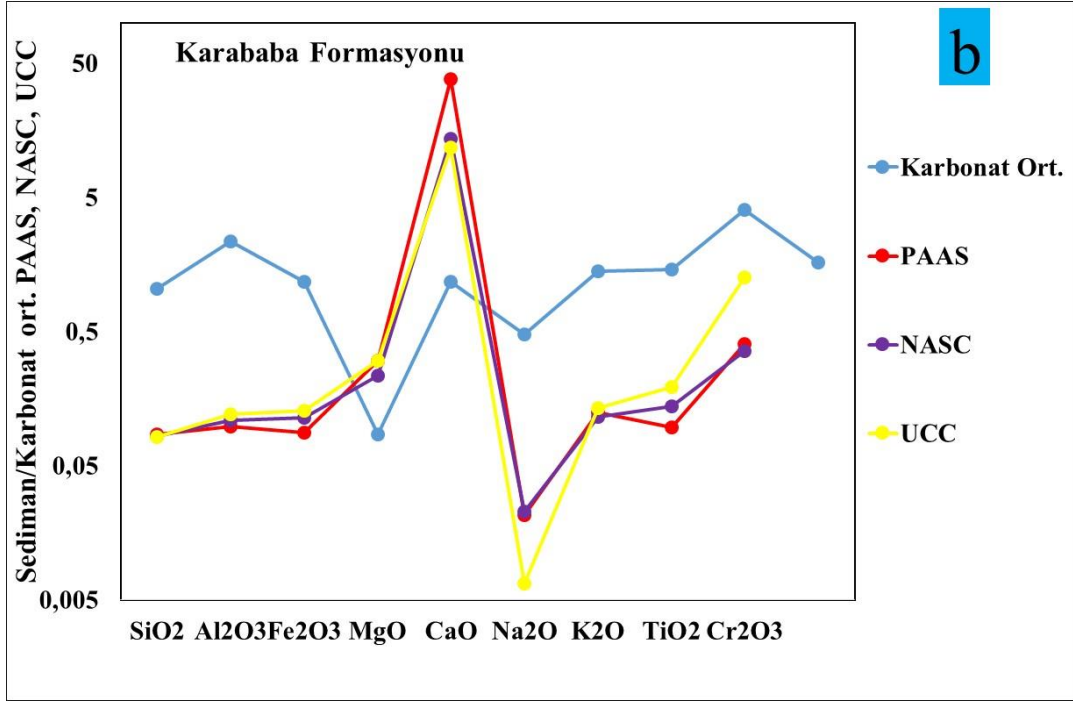
Çizelge 8.2. Karababa Formasyonunun majör oksit (%) ve korelasyon sonuçları (devam)

KBB-ÖSK	C _{org}	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃
C _{org}	1,00	0,96	0,98	0,97	0,23	-0,98	0,26	0,97	0,97	-0,08	0,97
SiO ₂		1,00	0,98	0,98	0,32	-1,00	0,17	0,99	0,99	-0,22	0,93
Al ₂ O ₃			1,00	0,99	0,22	-0,99	0,25	0,98	1,00	-0,12	0,95
Fe ₂ O ₃				1,00	0,29	-0,99	0,24	0,99	0,99	-0,11	0,93
MgO					1,00	-0,32	0,03	0,33	0,35	0,17	0,23
CaO						1,00	-0,23	-0,99	-0,99	0,16	-0,95
Na ₂ O							1,00	0,22	-0,06	0,58	0,39
K ₂ O								1,00	0,98	-0,17	0,93
TiO ₂									1,00	-0,37	0,91
P ₂ O ₅										1,00	-0,02
Cr ₂ O ₃											1,00

Majör oksitler PAAS, NASC, Karbonat ve UCC ortalamaları ile normalize edildiğinde PAAS, NASC ve UCC ortalama normalizasyonlar birbirlerine benzer değerler sergilerken Karbonat ortalaması farklı değerler sergilemektedir (Şekil 8.15).



Şekil 8.15. İncelenen örneklerin PAAS, NASC, UCC ve Karbonat ortalamasına göre örneklerin zenginleşmeleri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu



Şekil 8.15. İncelenen örneklerin PAAS, NASC, UCC ve Karbonat ortalamasına göre örneklerin zenginleşmeleri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu (devam)

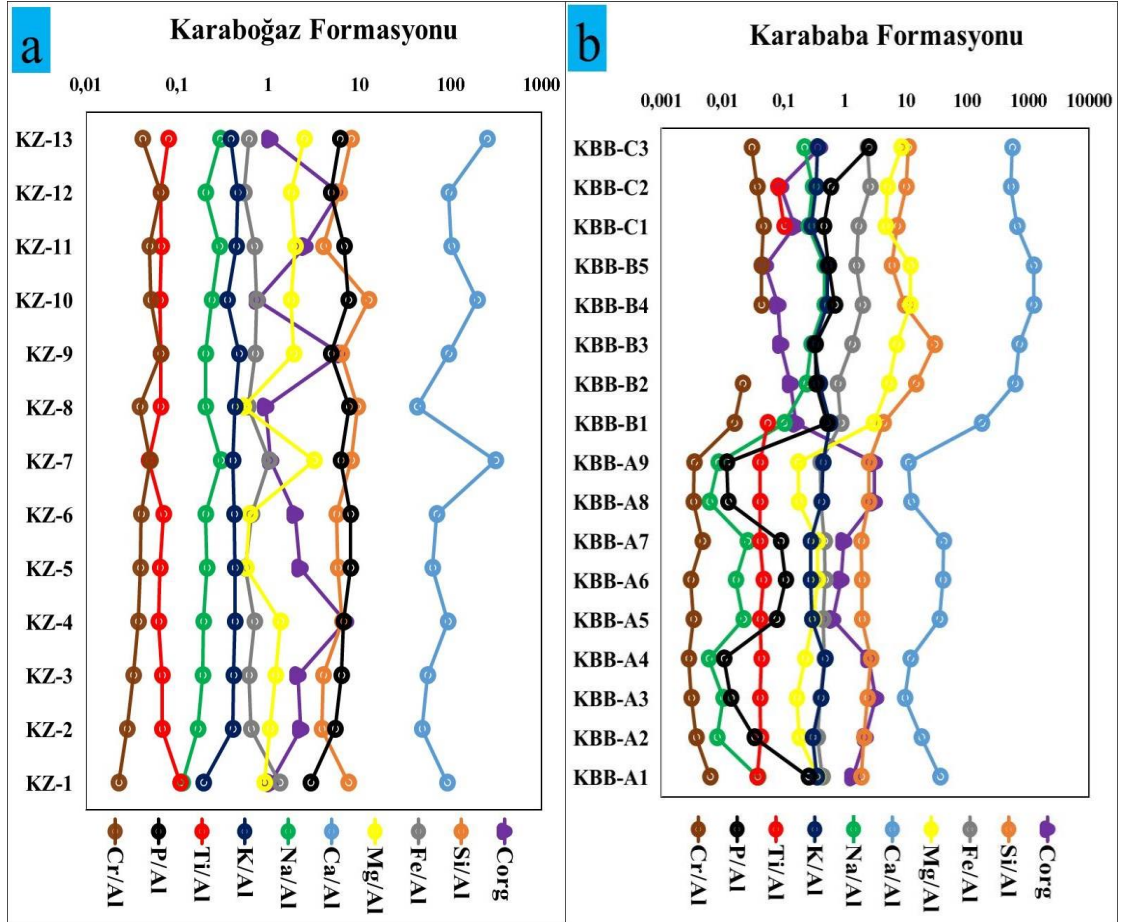
Karaboğaz Formasyonu ve Karababa Formasyonundan alınan örneklerin her bir kesitte tabandan tavana C_{org} ve majör oksit elementlerin Al ile normalize edilmiş trendleri karşılaştırılmıştır (Şekil 8.16). Bu karşılaştırmada görüldüğü üzere C_{org} miktarı baz alındığında diğer elementlerle her bir örnek karşılaştığında farklı eğilimler sergilemektedir. Bu farklılığın nedeni depolanma ortamı, depolanma ortamının redoks koşulları, organik madde birikimi ve diğer faktörlerin etkileri ile oluşan değişimlerin bir sonucu olarak görülmektedir (Şekil 8.16).

Karaboğaz Formasyonu ÖSK'sına ait örneklerin majör oksit ilişkilerine bakıldığında Ca, Mg ve Fe elementlerinin benzer trendler sergilemeleri ve Ca, Si, Mg ve P elementlerinin diğer elementlere nazaran daha fazla zenginleşmeleri depolanma ortamının karbonatlı olduğunu göstermektedir. Cr, Ti, Na ve K elementlerinin düşük bollukta olması, kayaç bileşimine giren killerin göstergesi olarak yorumlanabilir (Şekil 8.16).

Karababa Formasyonuna ait örneklerin majör oksit ilişkilerine bakıldığında Ca, Mg ve P elementlerinin çok net bir şekilde benzer trendler sergiledikleri görülmüştür. Bu durum Karababa Formasyonu depolanma ortamının karbonatlı olduğunu göstermektedir. Ayrıca Ca, Si ve Mg elementlerinin diğer elementlere nazaran daha fazla zenginleşmeleri de ortamın karbonatlı olduğunu göstermektedir. Cr, Ti, Na ve K

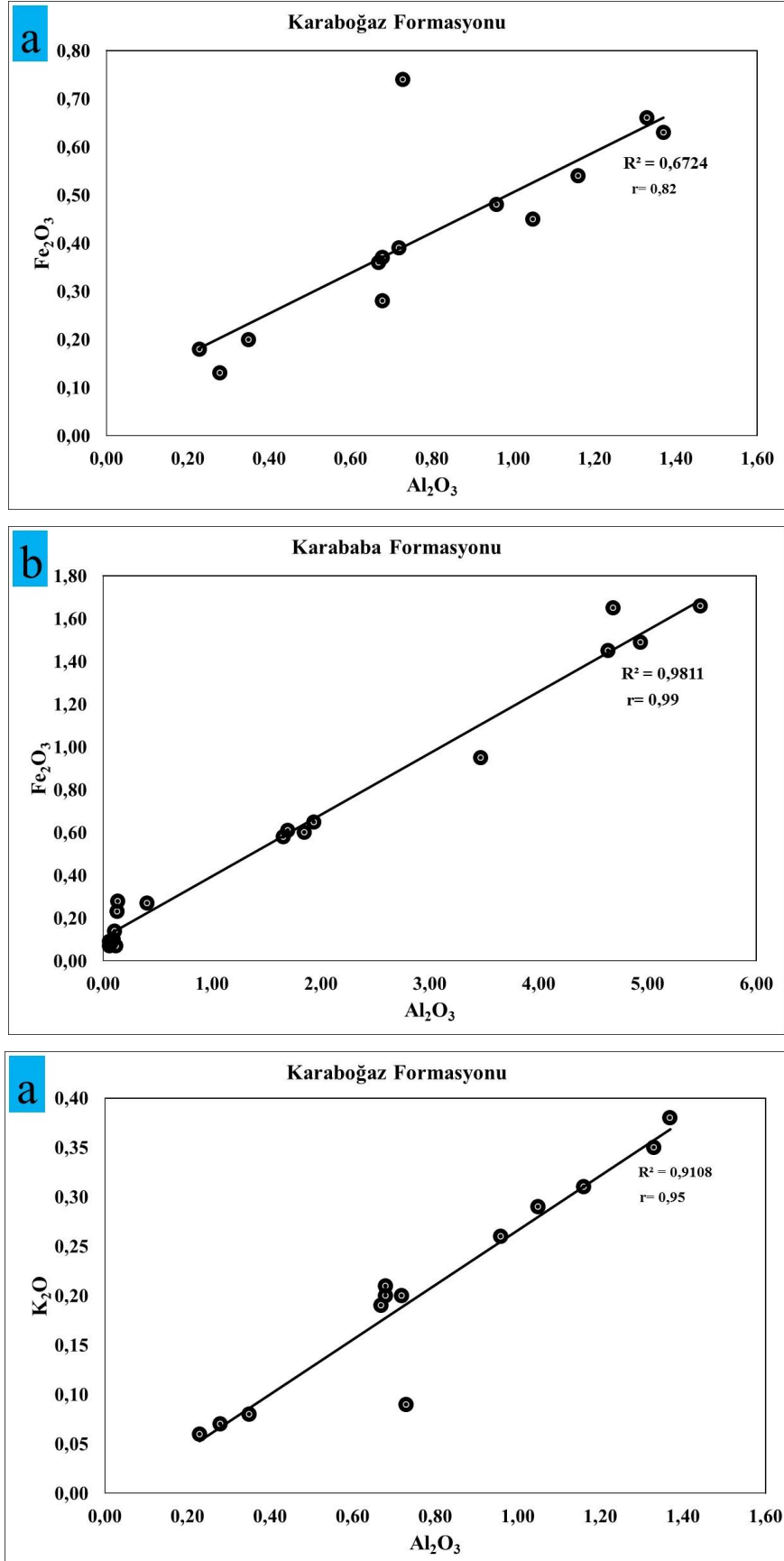
elementlerinin düşük bollukta olması, kayaç bileşimine giren killerin göstergesi olarak yorumlanabilir (Şekil 8.16).

Her iki Formasyona ait örnekler C_{org} bakımından incelendiklerinde birçoğunun C_{org} ile ilişkisinin gözlenmemesi, örnekler içerisindeki ana element kaynaklarının organik madde tarafından kontrol edilmediğini göstermektedir.

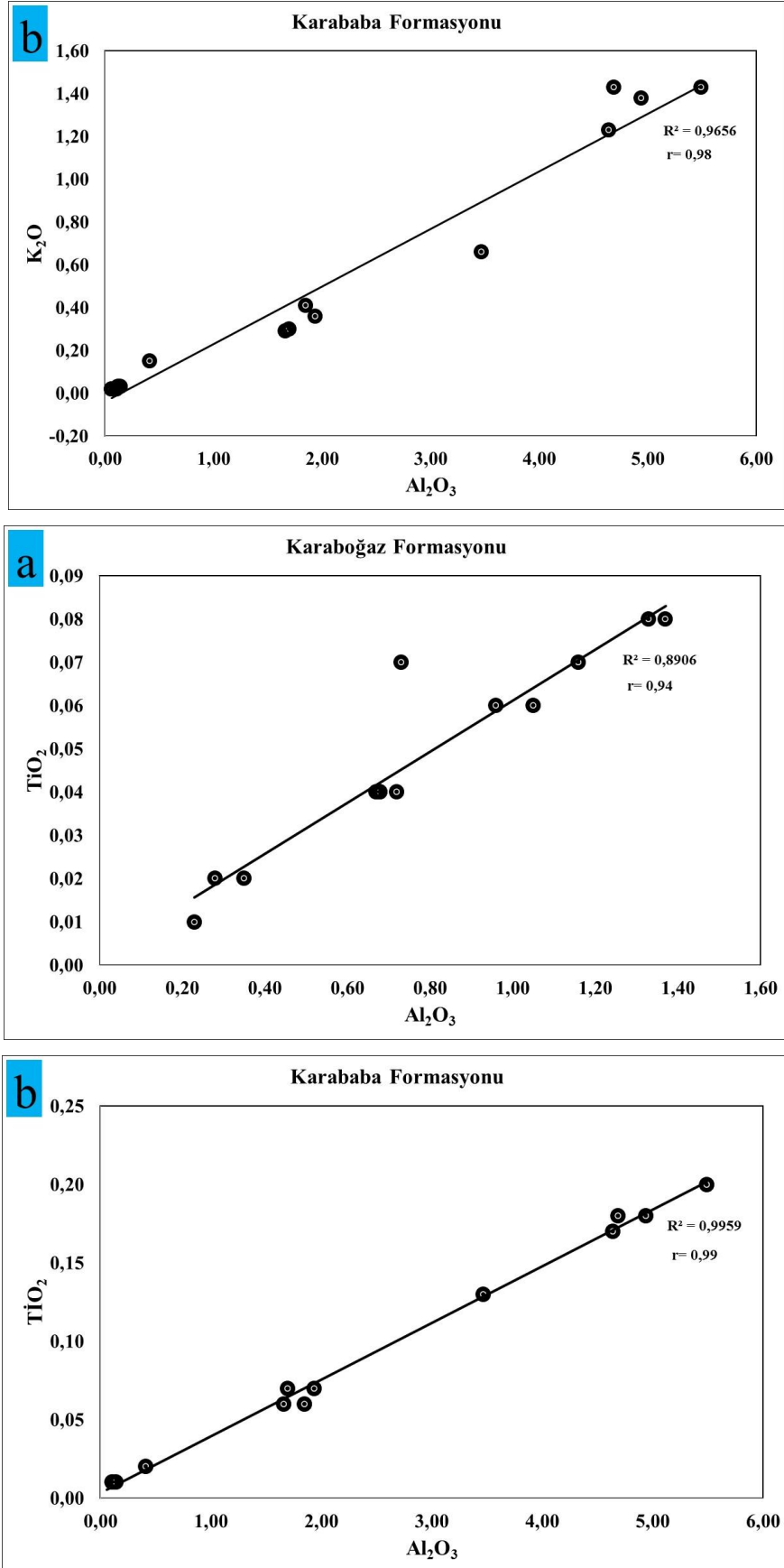


Şekil 8.16. İncelenen örneklerin tabandan tavana Al ile normalize edilmiş majör oksit elementleri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu

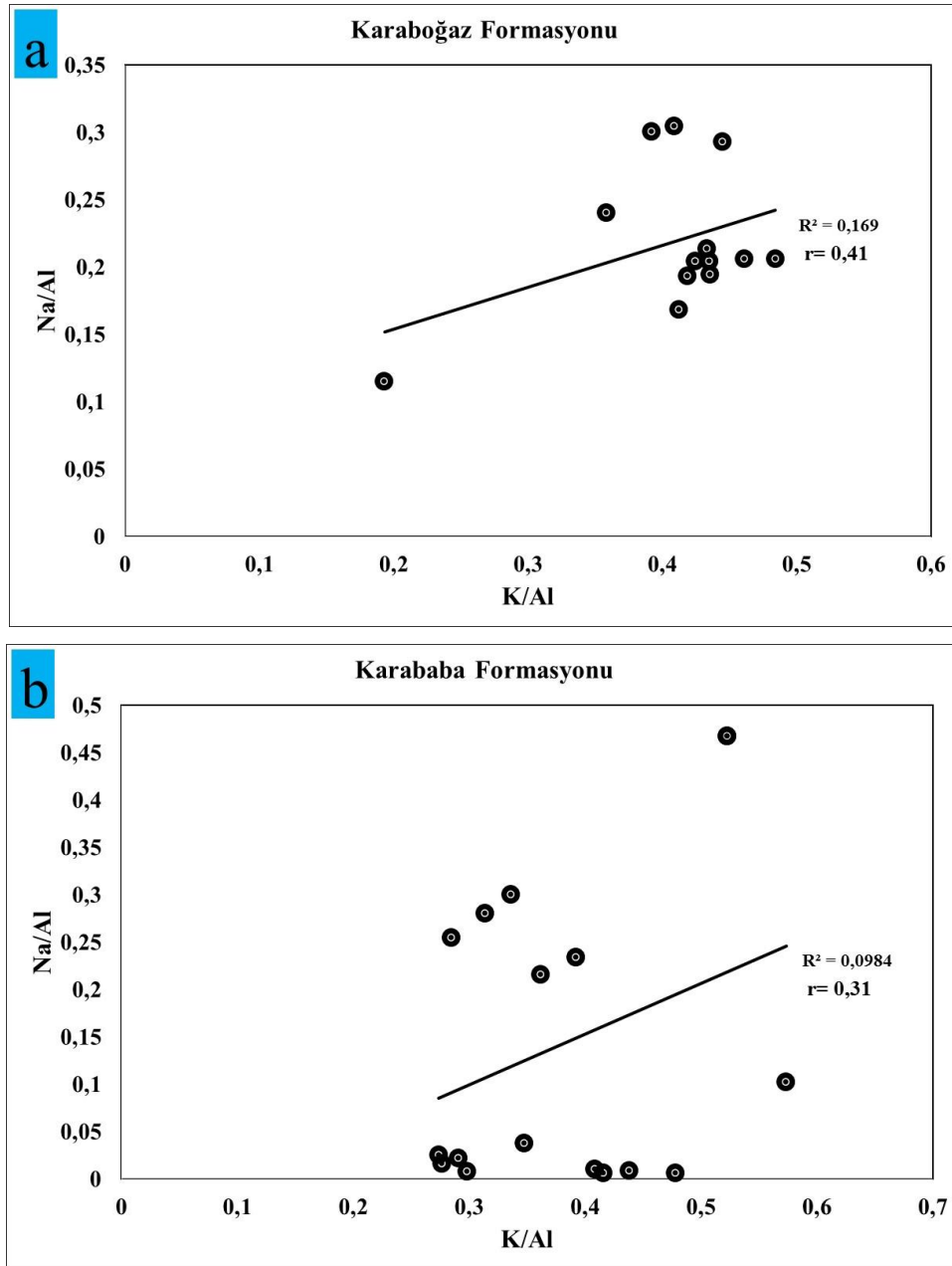
Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , K_2O arasındaki korelasyonlar alüminosilikat fraksiyonunun bileşimsel kombinasyonuna bağlıdır. Karaboğaz Formasyonunda yer alan tüm kayaç örnekleri için Al_2O_3 ile Fe_2O_3 , K_2O , TiO_3 arasında görülen yüksek pozitif korelasyon bu elementlerin kaynağının detritik kökenli olduğunu göstermektedir. Karababa Formasyonunda yer alan tüm kayaç örnekleri için Al_2O_3 ile Fe_2O_3 , K_2O , TiO_3 arasında görülen yüksek pozitif korelasyon bu elementlerin kaynağının detritik kökenli olduğunu göstermektedir. Her iki Formasyonda da görülen Na ile K arasındaki pozitif korelasyonlar bu iki elementin aynı kaynaklardan geldiğini göstermektedir (Şekil 8.17).



Şekil 8.17. İncelenen örneklerin K₂O, TiO₂ ve Fe₂O₃ ile Al₂O₃ ve Na/Al ile K/Al karşılaştırmaları, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu



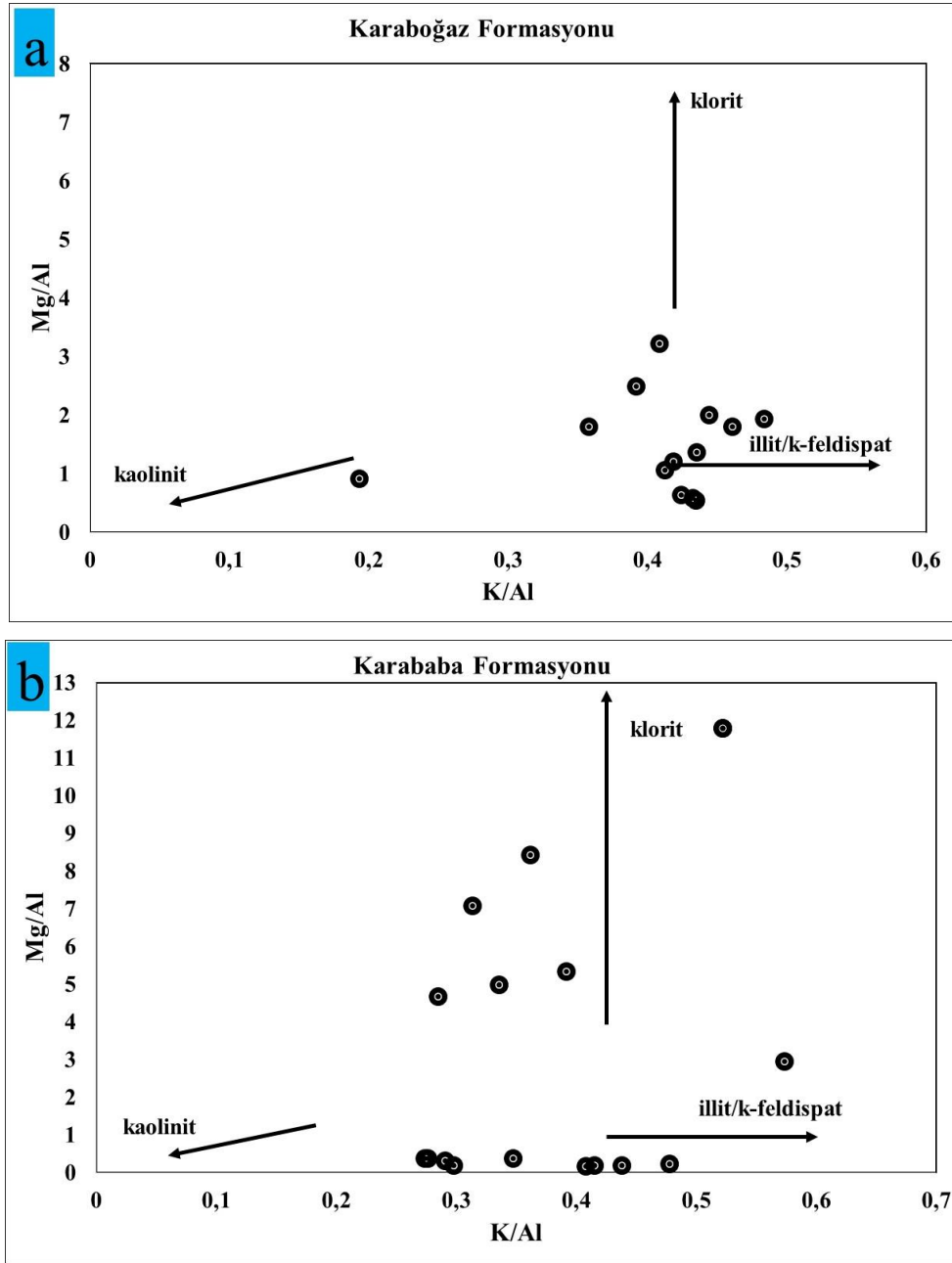
Şekil 8.17. İncelenen örneklerin K_2O , TiO_2 ve Fe_2O_3 ile Al_2O_3 ve Na/Al ile K/Al karşılaştırmaları, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu (devam)



Şekil 8.17. İncelenen örneklerin K_2O , TiO_2 ve Fe_2O_3 ile Al_2O_3 ve Na/Al ile K/Al karşılaştırmaları, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu (devam)

Kaolinit, klorit ve illit/K-Feldispat dağılımını Mg/Al 'a karşılık K/Al grafiği göstermektedir. İllit K elementinin ilk kaynağı olarak değerlendirilir ve ayrıca K/Al oranlarını gösteren yatay çizgi boyunca illit/K-Feldispat dağılımını gösterir (Yarincik vd. 2000a, Turgeon ve Brumsack 2006). Çalışma alanımızdan alınan örneklerimiz incelendiğinde örneklerimizin klorit ve illit/K-feldispat alanlarına doğru bir eğilim gösterdikleri görülmüştür. İllit K'nın birincil kaynağı olarak düşünülür ve çizilen diyağramlardaki örneklerin dağılımlarının K/Al yatay çizgisi boyunca olması K-feldispatı göstermektedir (Yarincik vd. 2000). Bazı örneklerin Klorit çizgisine

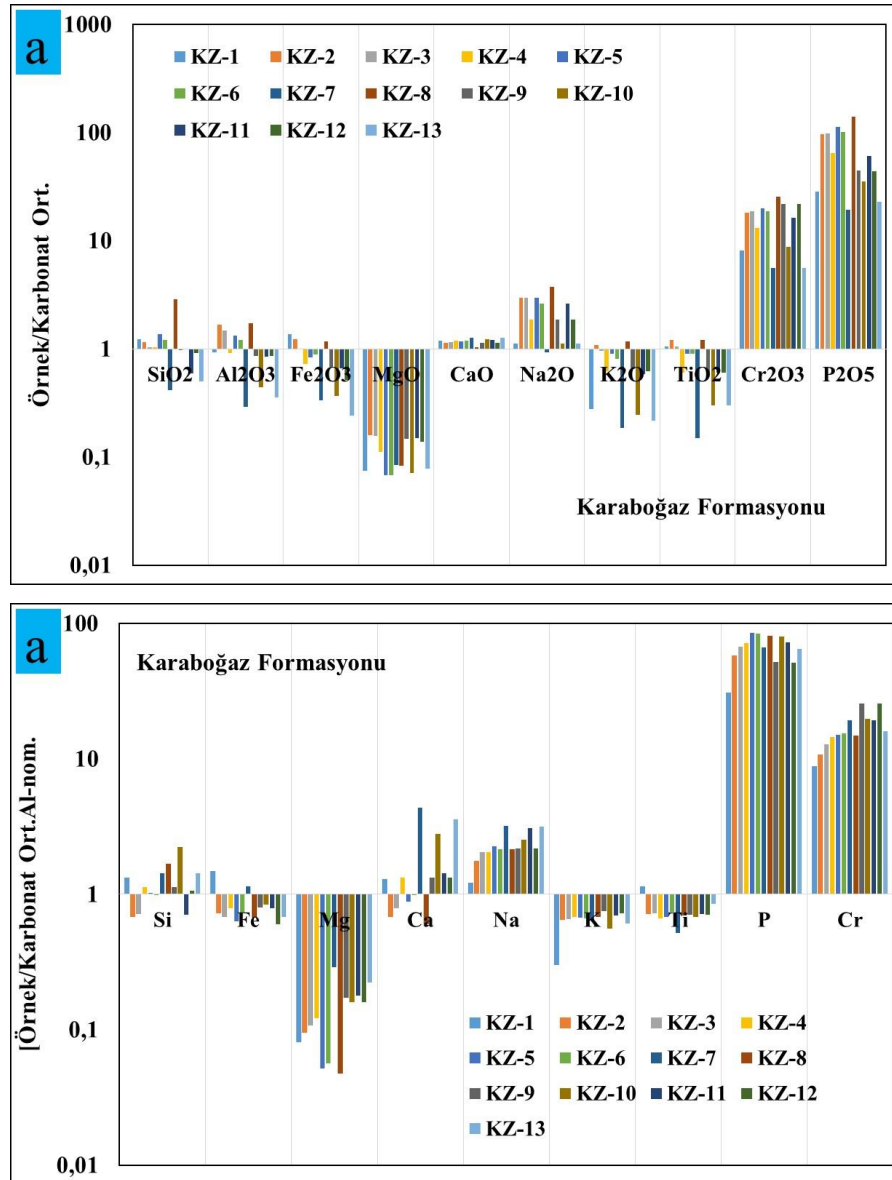
yaklaşmaları depolanma ortamındaki dolomitleşmenin etkisiyle olduğu yorumu yapılabilir (Şekil 8.18).



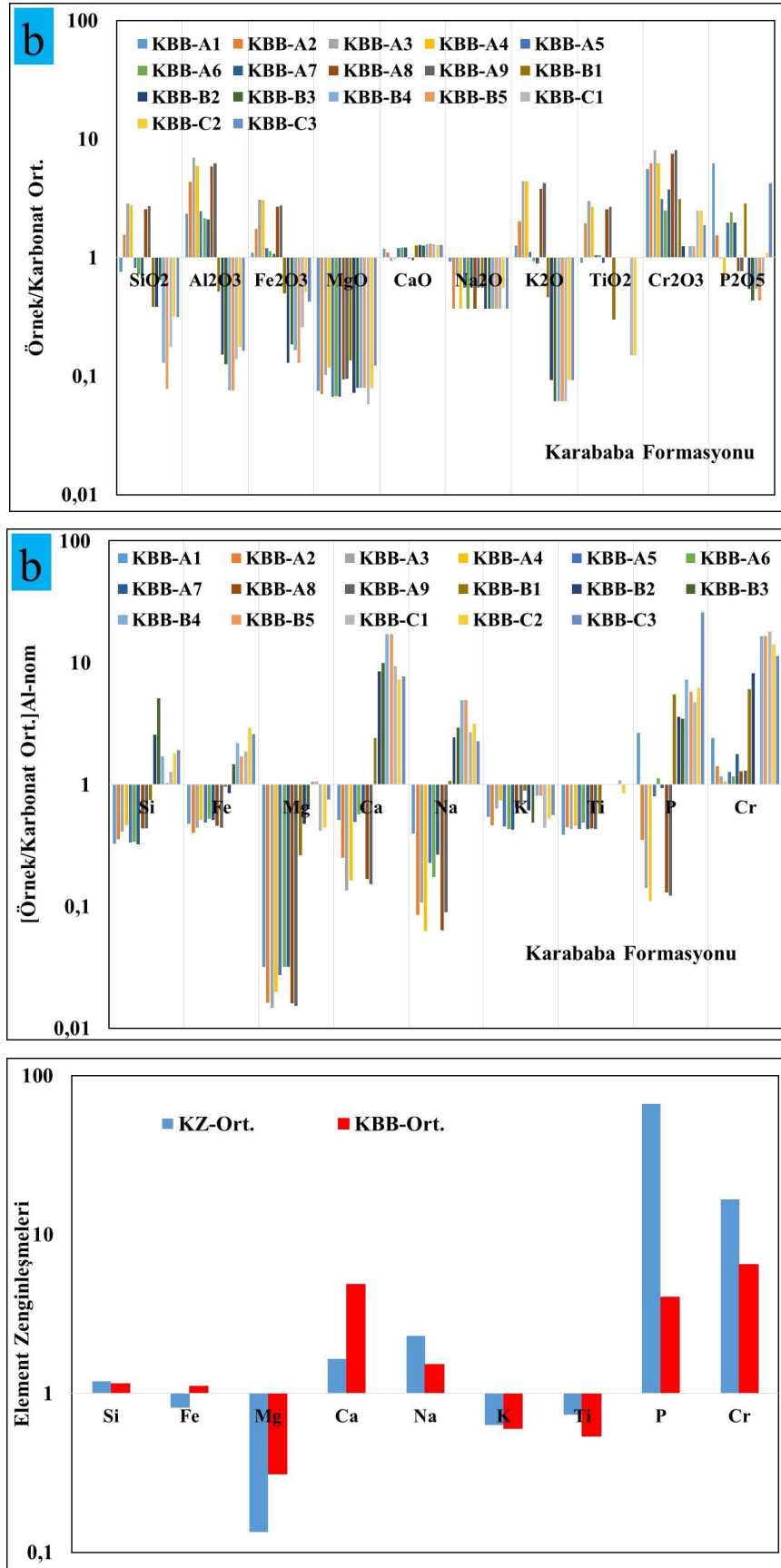
Şekil 8.18. İncelenen örneklerin. K/Al'e karşılık Mg/Al grafikleri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu

Çalışılan örneklerin Karbonatlar ve Al ile normalize edilmiş Karbonata göre zenginleşmeleri diyagramlar ile belirlenmiştir. Bu diyagramlara göre Karaboğaz Formasyonunda Si, Ca, Na, P ve Cr elementlerinde zenginleşmeler görülürken; Fe, Mg, K ve Ti elementlerinde ise tüketilmelerin olduğu belirlenmiştir. Ayrıca P ile Cr elementlerinin 10 kattan fazla zenginleştikleri görülmüştür. Karababa Formasyonunda

ise Si, Fe, Ca, Na, P ve Cr elementlerinde zenginleşmeler görülürken; Mg, K ve Ti elementlerinde ise tüketilmelerin olduğu belirlenmiştir. Karababa Formasyonundaki zenginleşmelerin Formasyonun tavan seviyelerinde olduğu gözlemlenmiştir. Her iki Formasyonda da Ca ve yüksek P zenginleşmeleri karbonat minerallerinden kaynaklanmaktadır (Şekil 8.19). Formasyonlardaki K elementinde tüketilmeler gözlenmesi örneklerde illit türü kilin çok fazla bulunmadığını göstermektedir. Sonuç olarak her iki Formasyonda da Ca ve P elementlerinin Si, Fe ve Ti elementlerine göre yüksek zenginleşmeleri çalışma ortamındaki kayaçların depolanma sırasında paleoortamın, karbonat minerallerinin çökmesine elverişli şartlarda olduğunu göstermektedir.

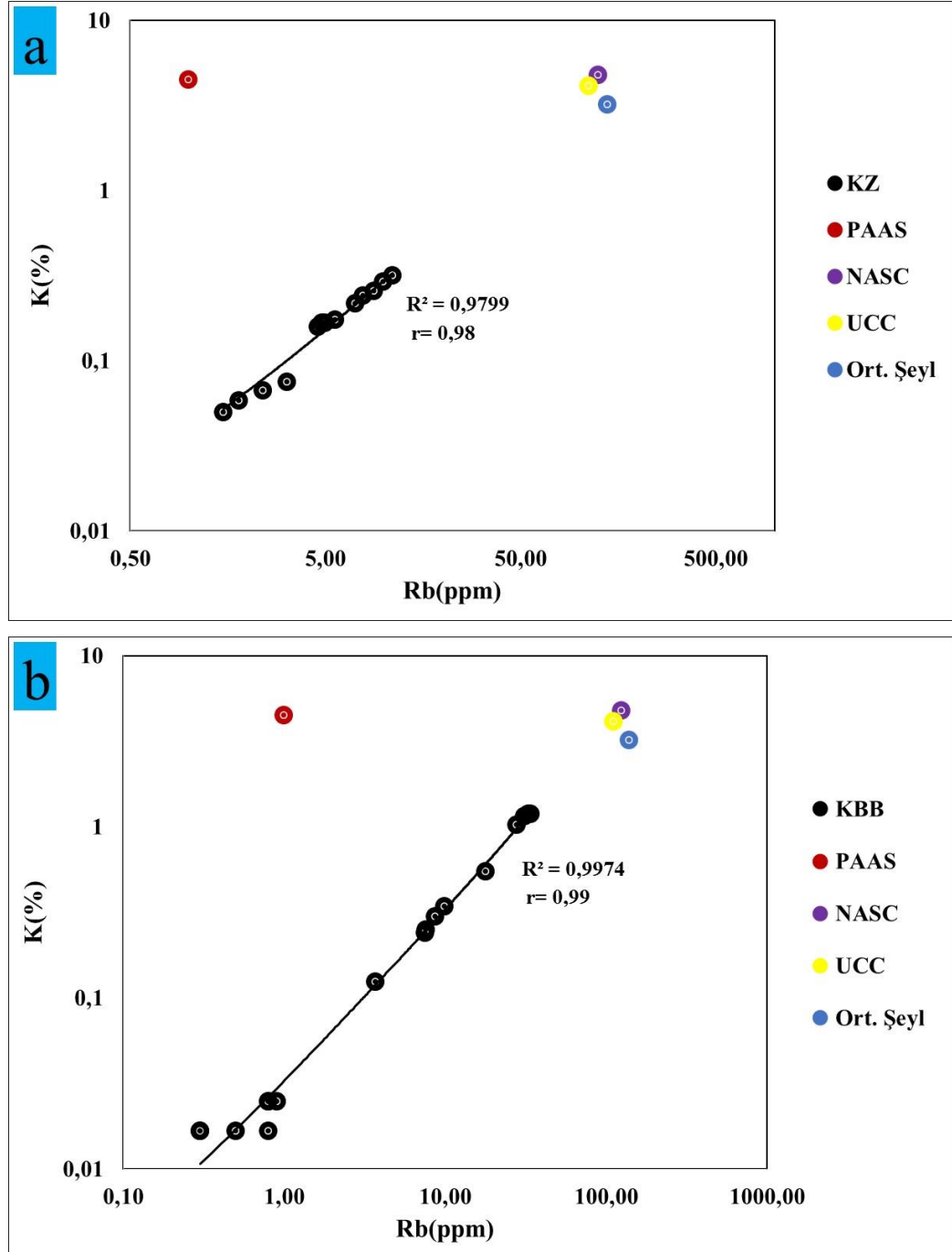


Şekil 8.19. Majör oksitlerin Karbonat ve Al ile normalize edilmiş şekle göre zenginleşmeleri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu



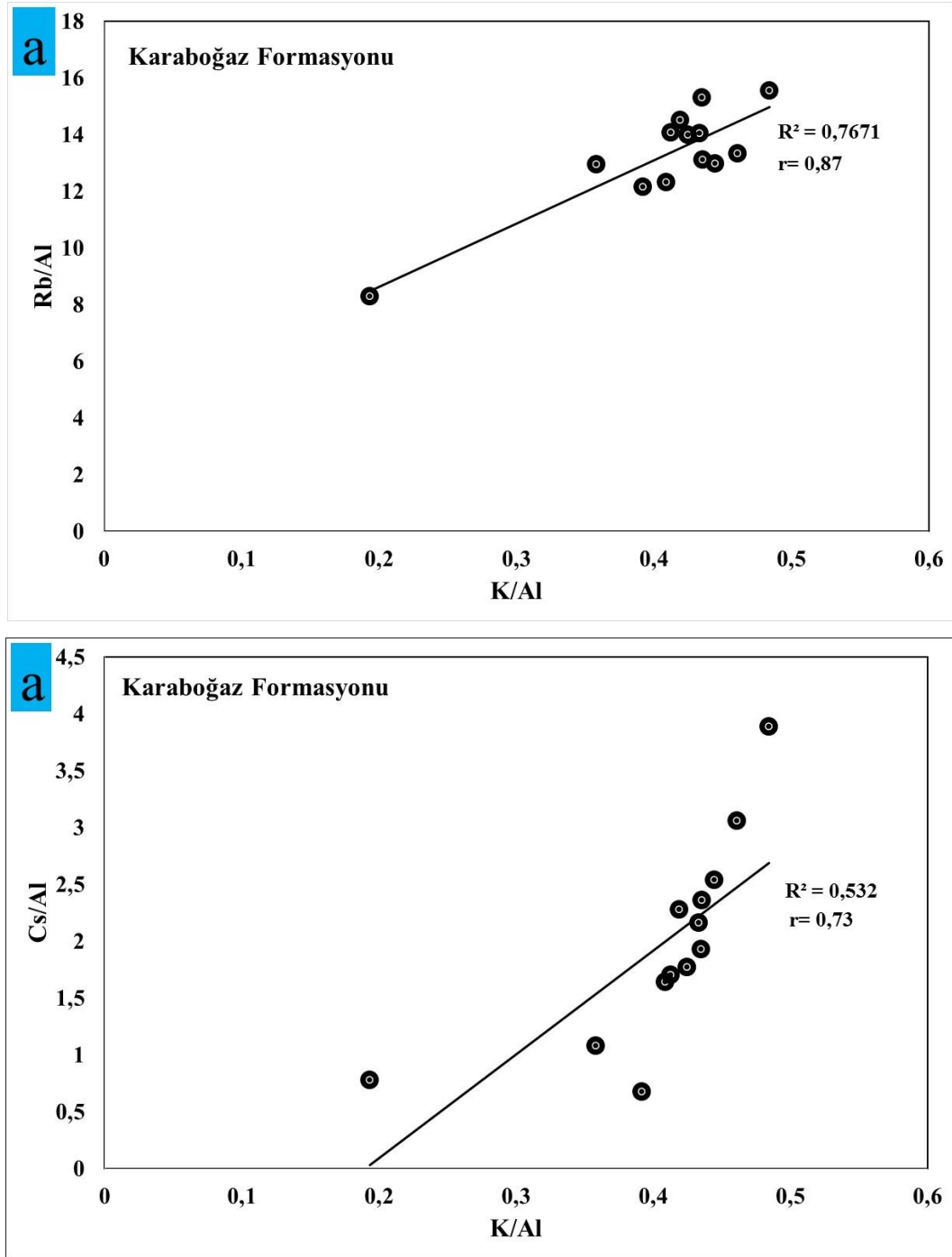
Şekil 8.19 Majör oksitlerin Karbonat ve Al ile normalize edilmiş şekilde zenginleşmeleri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu (devam)

KZ-ÖSK ve KBB-ÖSK'dan alınan örnekler için K ve Rb değerleri diyagramları üzerinde karşılaştırmıştır. Hem KZ-ÖSK hem de KBB-ÖSK'da K ve Rb elementleri birbirleri ile pozitif korelasyon göstermesi K ve Rb elementlerinin aynı kaynaktan geldiğini göstermektedir. Yalnız her iki ÖSK'da K ve Rb değerleri PAAS, NASC, UCC ve Şeyl ortalamalarının altına düşmesi K-feldispat fakirliğini gösteren K ve Rb tüketilmesini göstermektedir (Şekil 8.20).

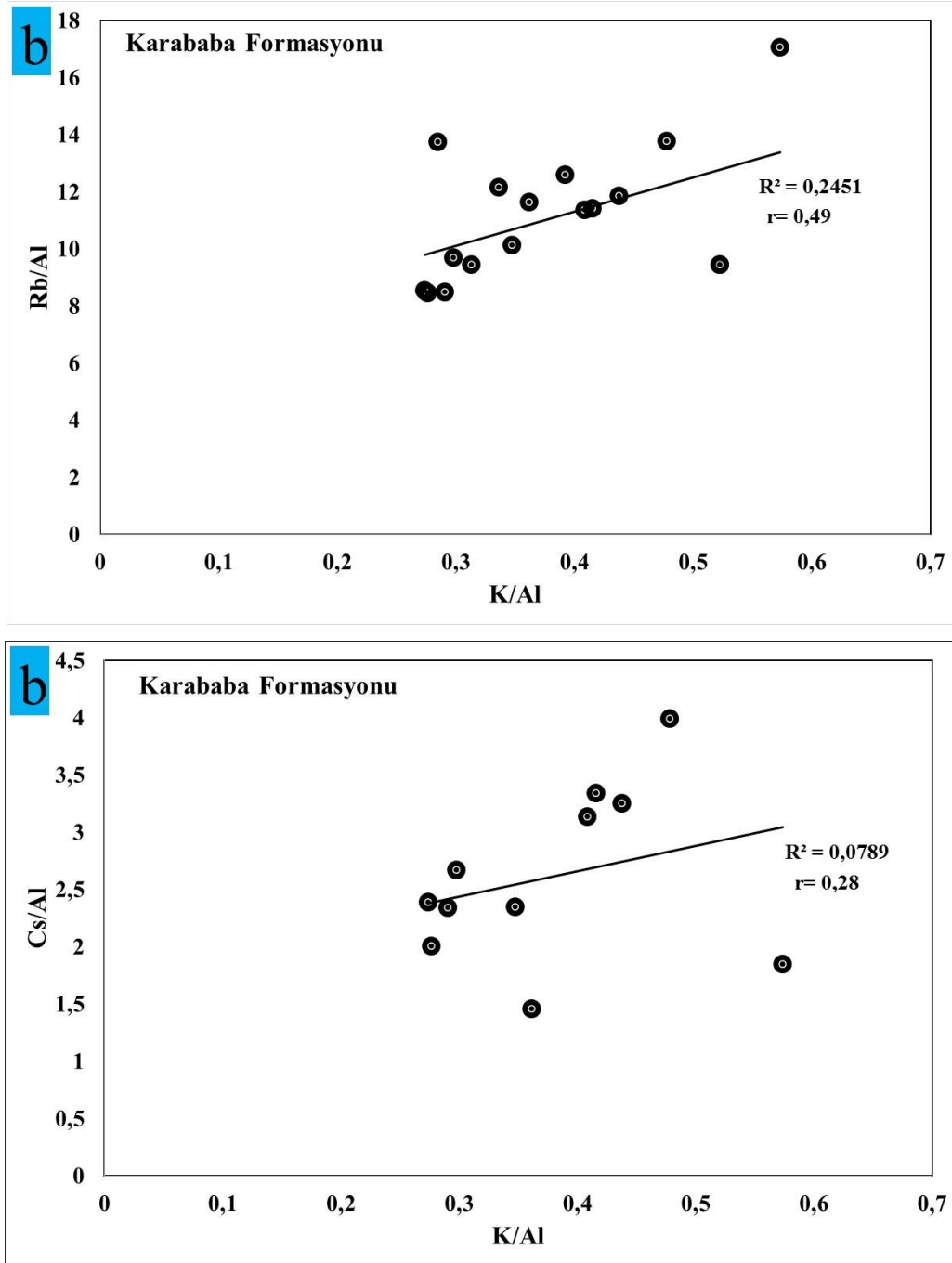


Şekil 8.20. İncelenen örneklerin Rb (ppm) ile K (%) karşılaştırması, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu

KZ-ÖSK ve KBB-ÖSK kayaç örneklerinde Rb ve K ile Cs ve K arasında pozitif korelasyonlar görülmektedir. Rb ve Cs elementleri denizel tortullarda detritik faza bağlanır ve hem detritik ve biyojenik hem de dilüsyonun değişiminin fonksiyonu olarak değişir (Plank ve Langmuir 1998). Bu ÖSK'lardaki pozitif korelasyonlar bu elementlerin detritik kökenli olduklarını göstermektedir (Şekil 8.21-8.22).



Şekil 8.21. Karaboğaz Formasyonu ÖSK'na ait örneklerin Rb/Al ve Cs/Al ile K/Al diyagramları, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu



Şekil 8.22. Karababa Formasyonu ÖSK'na ait örneklerin Rb/Al ve Cs/Al ile K/Al diyagramları, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu

8.2.2. İz elementler

İz element konsantrasyonları çökelmenin ortamsal koşullarıyla kuvvetli bir şekilde kontrol edilir. İz elementlerin fizikokimyasal şartları için hassas konsantrasyonları paleoortamsal çalışmalara uygulanabilirliklerini göstermektedir. C_{org} 'nin düşük konsantrasyonları iz elementlerinde düşük değerlerde olmasına neden olur. C_{org} değerinin yüksek olması iz elementlerin (Cu, Ni, Ba, Cd, Cr, Co, U, Mo, Zn, V) maksimum oranda zenginleşmelerine neden olur (Çizelge 8.3 ve 8.4).

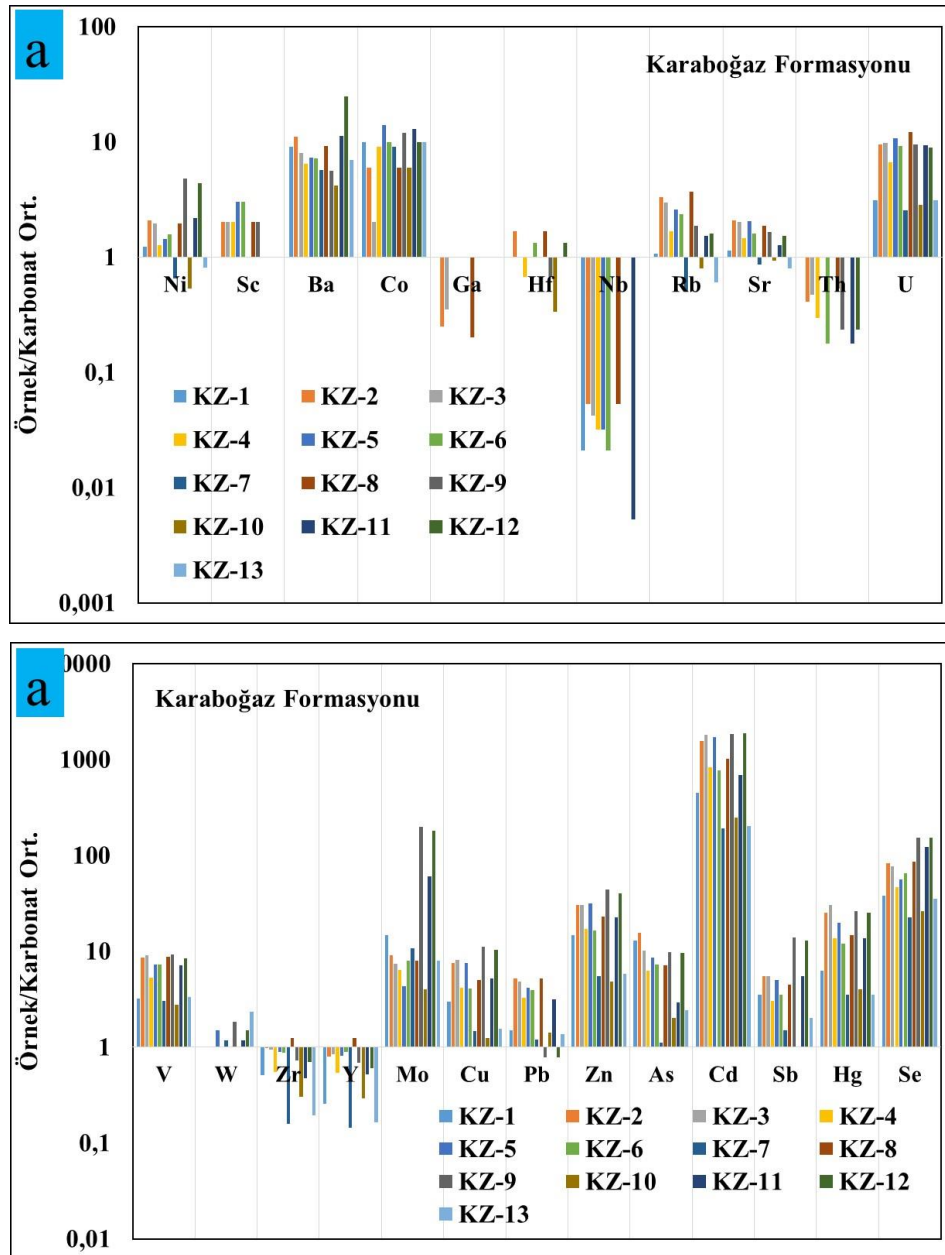
Çizelge 8.3. Karaboğaz Formasyonuna ait İz element değerleri

Örnek	KZ-1	KZ-2	KZ-3	KZ-4	KZ-5	KZ-6	KZ-7	KZ-8	KZ-9	KZ-10	KZ-11	KZ-12	KZ-13
Ni	32	47	42	34	49	39	<20.00	53	132	<20.00	77	116	26
Sc	1	2	2	2	3	3	<1.00	2	2	<1.00	<1.00	1	1
Ba	90	110	80	64	73	72	57	92	56	42	112	246	70
Co	1	0.6	0.2	0.9	1.4	1	0.9	0.6	1.2	0.6	1.3	1	1
Cs	0.3	1.2	1.4	0.9	1.2	0.9	0.2	1.4	1.4	0.2	0.9	1.1	0.1
Ga	<0.5	1	1.4	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.8	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Hf	0.3	0.5	0.3	0.2	0.3	0.4	<0.1	0.5	0.2	0.1	0.3	0.4	<0.1
Nb	0.4	1	0.8	0.6	0.6	0.4	<0.1	1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1
Rb	3.2	9.9	8.9	5	7.8	7.1	1.5	11.1	5.6	2.4	4.6	4.8	1.8
Sr	692.5	1271.8	1225.8	890.5	1244.5	967.7	521.4	1132.6	1004.6	565.8	777.6	925.7	486
Ta	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1
Th	<0.2	0.7	0.8	0.5	<0.2	0.3	<0.2	0.9	0.4	<0.2	0.3	0.4	<0.2
U	6.8	21	21.4	14.5	23.7	20.2	5.6	26.9	20.7	6.2	20.5	19.6	6.8
V	64	172	180	105	144	145	60	176	183	55	142	167	67
W	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.9	<0.5	0.7	<0.5	1.1	<0.5	0.7	0.9	1.4
Zr	9.7	18.9	17.9	10.5	16.8	16.5	3	23.5	13.8	5.7	9	13.2	3.7
Y	7.7	23.9	25.4	16.1	24.5	26.6	4.3	36.9	20.5	8.8	15.5	18.1	4.9
Mo	4.4	2.7	2.2	1.9	1.3	2.4	3.2	2.4	58.9	1.2	18.1	53.6	2.4
Cu	11.8	30.1	32.4	16.7	29.8	16.3	5.9	19.9	44.7	5	20.6	41.4	6.2
Pb	13.4	46.3	43.1	29.3	37.4	35.6	10.8	46.5	7	12.6	28.3	7	12.3
Zn	291	602	604	339	625	326	109	455	878	97	450	794	115
As	12.8	15.6	10.1	6.3	8.6	7.3	1.1	7.1	9.7	2	2.9	9.6	2.4
Cd	15.6	54.7	63.4	28.8	60.2	26.9	6.7	35.5	63.8	8.7	24.2	65.3	7.1
Sb	0.7	1.1	1.1	0.6	1	0.7	0.3	0.9	2.8	0.2	1.1	2.6	0.4
Ag	0.3	0.9	0.9	0.6	0.9	0.8	0.1	1	1.2	0.2	0.6	1.1	0.2
Hg	0.25	1	1.21	0.54	0.79	0.48	0.14	0.59	1.04	0.16	0.54	1.01	0.14
Tl	0.1	0.3	0.2	0.2	0.2	<0.1	0.1	0.2	0.6	<0.1	0.2	0.5	0.1
Se	3	6.6	6.1	3.7	4.5	5.2	1.8	6.8	12.2	2.1	9.8	12.1	2.8

Çizelge 8.4. Karababa Formasyonuna ait iz element değerleri

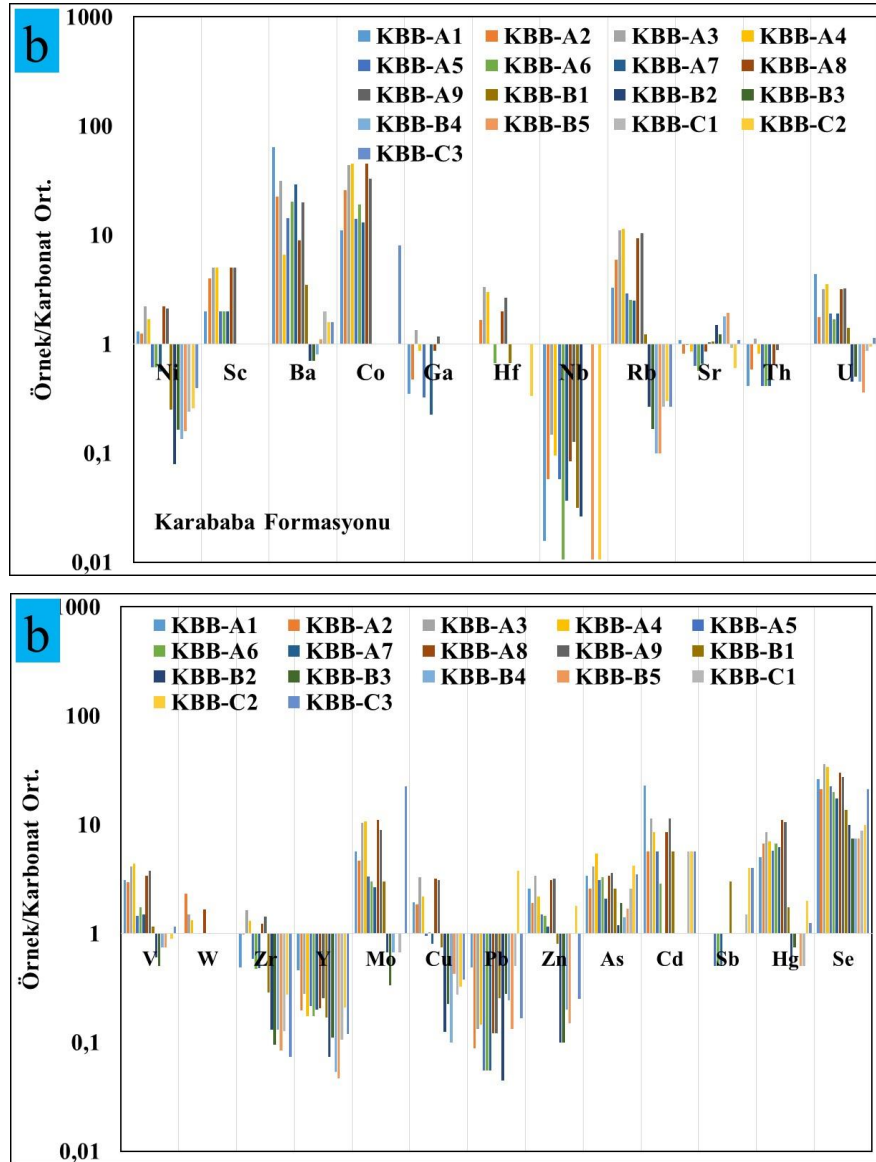
Örne	KBB-A1	KBB-A2	KBB-A3	KBB-A4	KBB-A5	KBB-A6	KBB-A7	KBB-A8	KBB-A9	KBB-B1	KBB-B2	KBB-B3	KBB-B4	KBB-B5	KBB-C1	KBB-C2	KBB-C3
Ni	36	51	61	69	<20.0	32	<20.0	69	52	<20.0	<20.0	<20.0	<20.0	<20.0	<20.0	<20.0	21
Sc	2	4	5	5	2	2	2	5	5	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ba	639	225	312	66	143	204	290	89	198	35	7	7	8	11	20	16	16
Co	1.1	2.6	4.4	4.5	1.4	1.9	1.3	4.5	3.3	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	0.8
Cs	2.3	4.9	9.1	9.9	2.4	1.8	2.1	8.2	8.5	0.4	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1
Ga	1.4	1.9	5.4	3.5	1.3	<0.5	0.9	3.5	4.7	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Hf	0.3	0.5	1	0.9	0.3	0.2	0.3	0.6	0.8	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1
Nb	0.3	1.1	2.8	1.8	1.1	0.2	0.7	1.6	2.4	0.6	0.5	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	0.2	<0.1
Rb	9.9	17.8	33	34.2	8.7	7.6	7.5	28	31	3.7	0.8	0.5	0.3	0.3	0.8	0.9	0.8
Sr	666.6	497.1	603.2	523	382.7	347.1	403.9	520.6	631.5	648.7	910.7	753	1095.	1175.	558.7	369.5	662.1
Ta	<0.1	0.2	0.2	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Th	0.7	1	1.9	1.4	0.7	0.7	0.7	1.1	1.5	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
U	9.6	3.9	7	7.8	4.2	3.7	4.2	7	7.1	3.1	1	1.1	1	0.8	1.9	2.1	2.5
V	62	59	83	88	29	35	30	68	76	23	12	10	15	15	20	18	23
W	<0.5	1.4	0.9	0.8	0.6	<0.5	<0.5	1	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Zr	9.3	18.7	31.3	25	11.1	9	9.1	23.4	27.2	5.5	2.5	1.8	2.5	1.6	2.4	5.2	1.4
Y	13.8	5.9	8.4	5.2	6.5	5.2	6	6.2	7.7	5.1	2.2	3.3	1.6	1.4	3.2	6.3	3.6
Mo	1.7	1.4	3.1	3.2	1	0.9	0.8	3.3	2.7	0.9	0.2	0.1	0.2	0.3	0.2	0.3	6.8
Cu	7.7	7.4	13.1	8.8	3.8	4.1	3.2	12.7	12.4	3	0.5	0.9	0.4	1.7	1.1	1.3	1.5
Pb	4.4	0.8	1.2	1.3	0.5	0.5	0.5	1.1	1.1	2.3	0.4	2.5	2.2	1.2	4.5	33.9	1.5
Zn	52	38	68	44	30	29	23	62	64	16	2	2	4	3	20	36	5
As	3.4	2.6	4.1	5.4	3.1	3.3	2.1	3.4	3.6	2.6	1.2	1.9	1.4	1.7	2.6	4.2	3.5
Cd	0.8	0.2	0.4	0.3	0.2	0.1	<0.1	0.3	0.4	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	0.2	0.2
Sb	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.6	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.8	0.8
Hg	0.2	0.27	0.34	0.28	0.23	0.27	0.25	0.44	0.42	0.07	0.02	0.03	<0.01	0.02	0.02	0.08	0.05
Tl	<0.1	<0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2
Se	2.1	1.7	2.9	2.7	1.8	1.6	1.4	2.4	2.2	1.1	0.8	0.6	0.6	0.6	0.7	0.8	1.7

Örnek/Ortalama Karbonat değerleri incelendiğinde Karaboğaz Formasyonu örneklerinde Ni, Sc, Ba, Co, Rb, Sr, U, V, W, Mo, Cu, Pb, Zn, As, Cd, Sb, Hg ve Se elementleri ortalama Karbonata göre daha fazla zenginleşmiştir. Bu elementlerden Ni, Co, U, V ve Cu elementlerinin C_{org} ile yüksek korelasyon göstermesi, bu zenginleşmenin C_{org} varlığına bağlanabilir (EK 1). Sr ve As elementinin ortamda zenginleşmesi depolanma ortamının karbonatlı bir yapıda olduğunu göstermektedir. Mo elementinin Karaboğaz Formasyonunda zengin olması ortamın anoksik paleoortam koşullarını göstermektedir (Şekil 8.23).



Şekil 8.23. Karaboğaz Formasyonuna ait örneklerin iz Elementlerin Karbonat ve Al ile normalize edilmiş Karbonata göre zenginleşmeleri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu

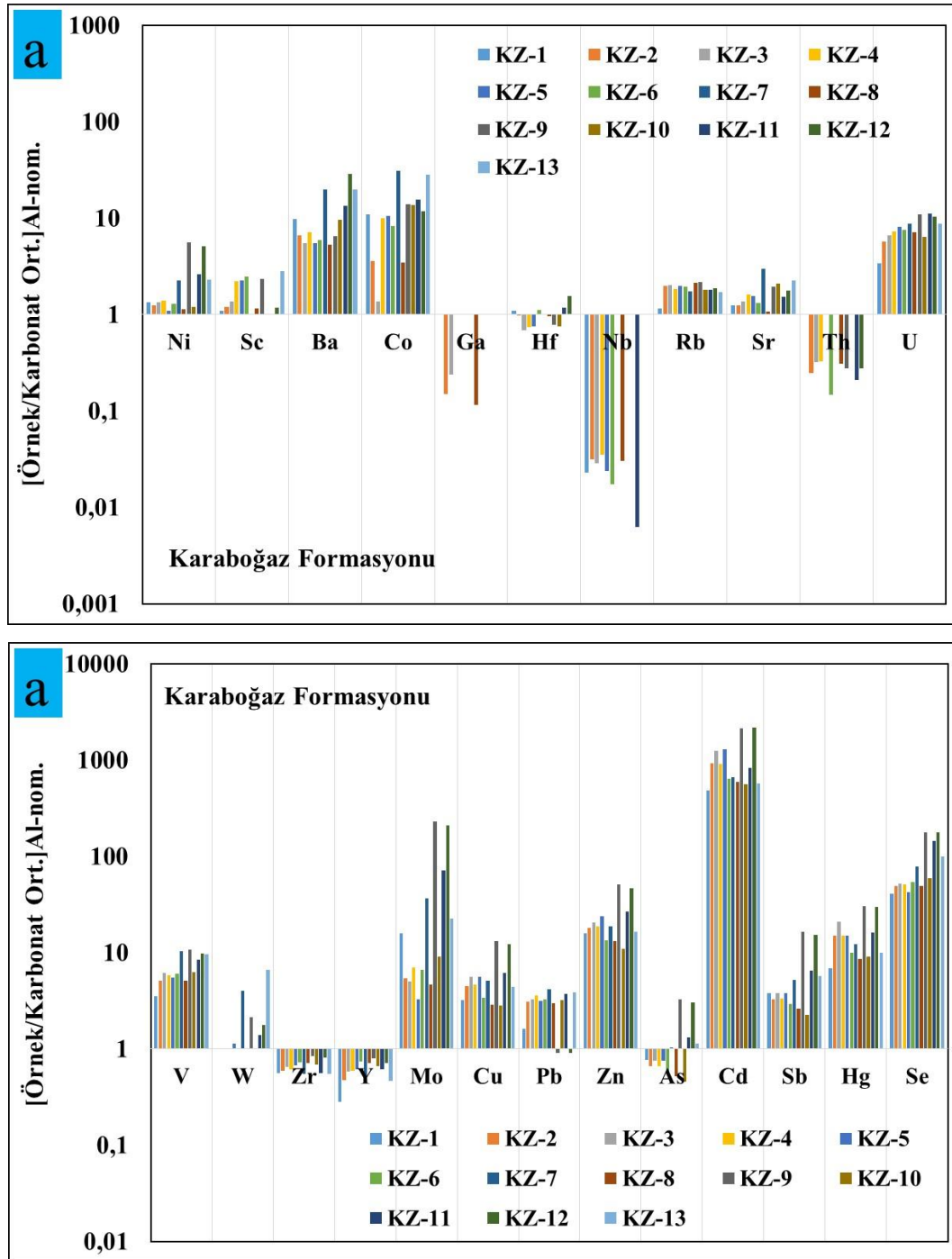
Örnek/Ortalama Karbonat değerleri incelendiğinde Karababa Formasyonu örneklerinde Ni, Sc, Ba, Co, Hf, Rb, Sr, U, V, W, Mo, Cu, As, Cd, Hg ve Se elementleri ortalama Karbonata göre daha fazla zenginleşmiştir. İncelenen örneklerdeki Sr ve As elementlerinin zenginleşmeleri ortamda karbonat minerallerinin fazla olduğunu gösterir. Mo elementinin zenginleşmesi ortamda anoksik paleoortam koşullarını göstermektedir (Şekil 8.24).



Şekil 8.24. Karababa Formasyonuna ait örneklerin iz Elementlerin Karbonat ve Al ile normalize edilmiş Karbonata göre zenginleşmeleri, a: Karaboğaz Formasyonu, b, Karababa Formasyonu

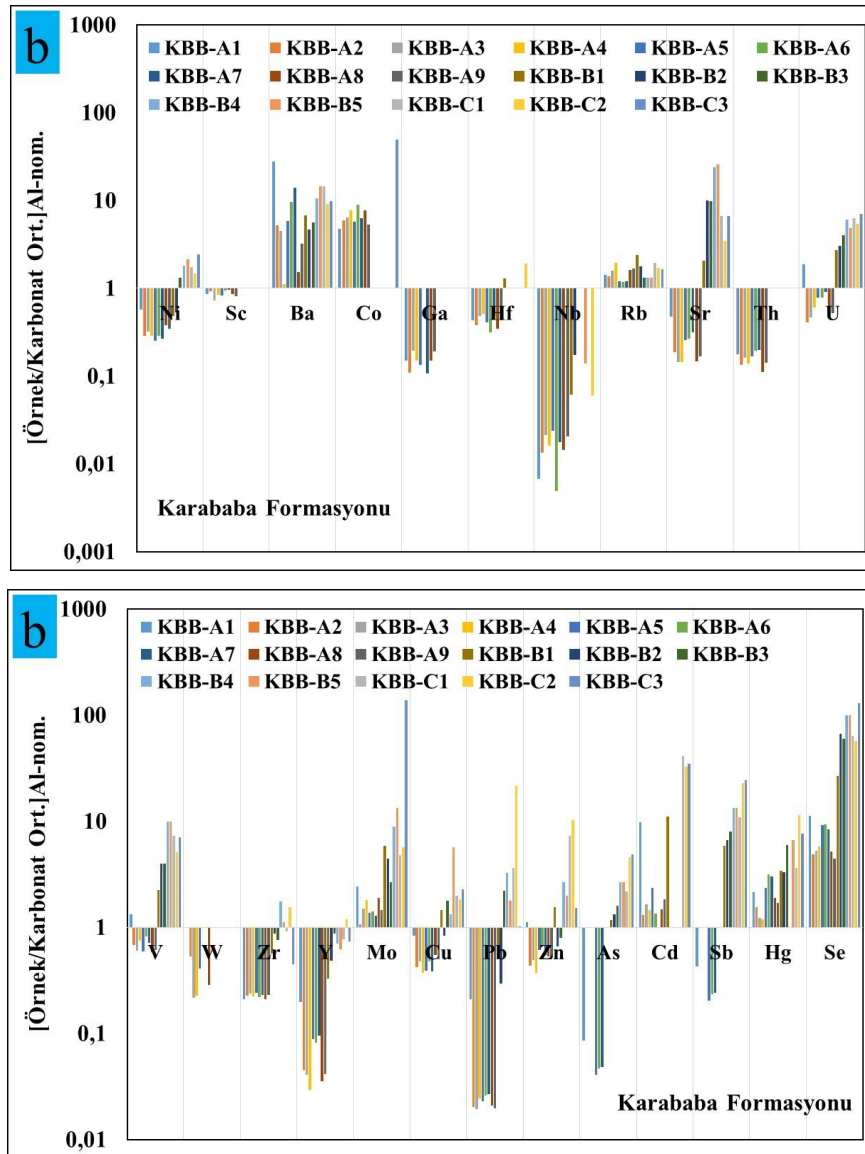
Karaboğaz Formasyonuna ait örneklerin Al ile normalize edilmiş iz elementlerinin ortalama Karbonata göre zenginleşmeleri incelenmiştir (Şekil 8.25). Zenginleşme faktörü değerleri incelendiğinde Karaboğaz Formasyonu örneklerinde Ni, Sc, Ba, Co, Rb, Sr, U, V, W, Mo, Cu, Pb, Zn, As, Cd, Sb, Hg ve Se elementlerinin ortalama

Karbonata göre zenginleşme göstermektedir (Şekil 8.25). Bu elementlerden Ni, Co, U, V ve Cu elementlerinin C_{org} ile yüksek korelasyon göstermesi, bu zenginleşmenin C_{org} varlığına bağlanabilir (EK 1). Ortamdaki Ba, U, Mo elementlerinin zenginliği depolanma ortamının anoksik paleoortam koşullarını yansıttığı söylenebilir. Çalışılan örneklerde karbonat mineralinin fazla olması Sr zenginleşmesine neden olmaktadır.



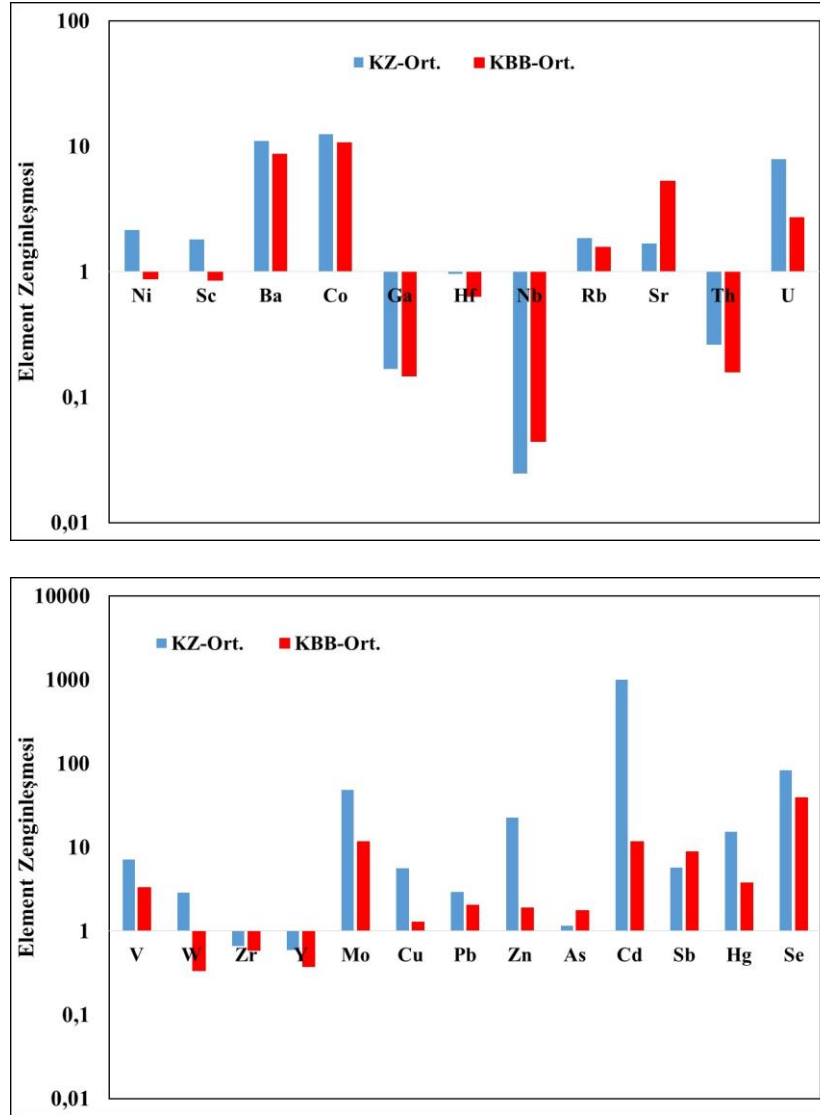
Şekil 8.25. Karaboğaz Formasyonuna ait örneklerin iz Elementlerin Karbonat ve Al ile normalize edilmiş Karbonata göre zenginleşmeleri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu

Karababa Formasyonuna ait örneklerin Al ile normalize edilmiş iz elementlerinin ortalama Karbonata göre zenginleşmeleri incelenmiştir (Şekil 8.26). Zenginleşme faktörü değerleri incelendiğinde Karababa Formasyonu örneklerinde Ni, Ba, Co, Rb, Sr, U, V, Mo, Cu, Pb, Zn, As, Cd, Sb, Ag, Hg, Ti ve Se elementlerinin ortalama Karbonata göre zenginleştiği ve Formasyonun tavan bölümünde zenginleşmenin gerçekleştiği görülmüştür (Şekil 8.26). Zenginleşme gösteren bu elementlerden Ni, Co, V ve Cu elementlerinin yüksek korelasyonlar göstermesi bu zenginleşmenin olası C_{org} varlığına bağlanabilir.



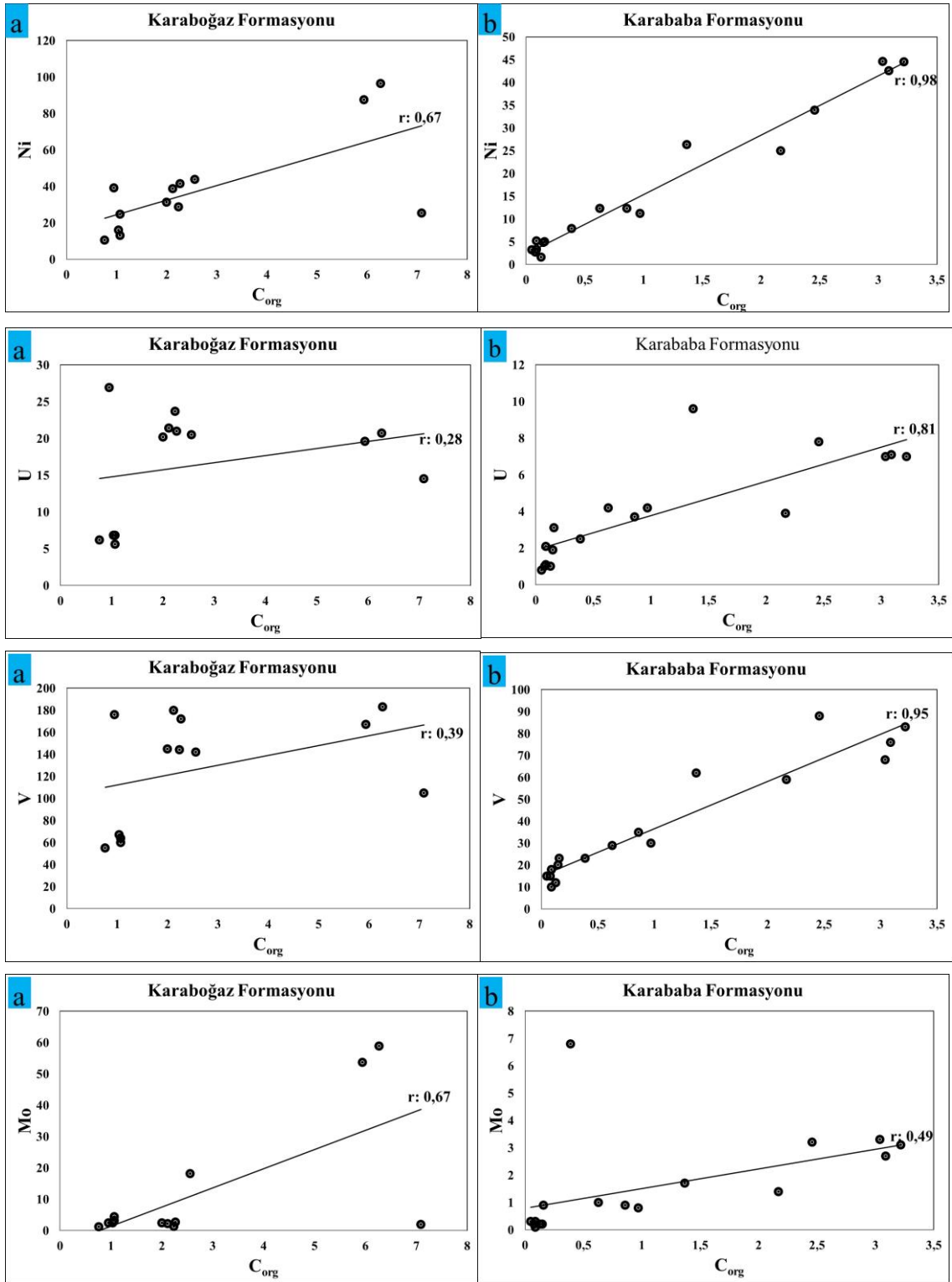
Şekil 8.26. Karababa Formasyonuna ait örneklerin iz Elementlerin Karbonat ve Al ile normalize edilmiş Karbonata göre zenginleşmeleri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu

Her iki Formasyonun ortalama iz element zenginleşmeleri karşılaştırıldığında Karaboğaz Formasyonundaki iz element zenginleşmelerinin Karababa Formasyonuna göre daha yüksek olduğu görülmüştür (Şekil 8.27).



Şekil 8.27. İz Elementlerin Karbonat ve Al ile normalize edilmiş Karbonata göre zenginleşmeleri

Karaboğaz ve Karababa Formasyonlarına ait örneklerde Ni, U, V ve Mo elementlerinin ortalama Karbonata göre zenginleşme gösterdikleri belirlenmiştir (Şekil 8.25-8.26). Bu elementler ile Organik karbon arasındaki ilişkiye bakıldığında ise, yapılan korelasyon diyağramları sonucunda hem Karaboğaz hemde Karababa Formasyonlarında C_{org} ile Ni, U, V, Mo arasında pozitif orta-iyi kuvvette korelasyon olduğu belirlenmiştir (Şekil 8.28). Bu durum organik madde ile elementlerin birlikte hareket ettiğini göstermektedir.



Şekil 8.28. C_{org} ile Ni, U, V ve Mo arasındaki korelasyonlar, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu

8.2.3. Çalışma Alanımızdaki Element Zenginleşmelerinin Çeşitli Depolanma Ortamındaki Organik Maddece Zengin Kayaç örnekleri ile Karşılaştırılması

Çalışma alanımızdaki Karaboğaz ve Karababa Formasyonlarından alınan örneklerin ana ve iz elementlerinin zenginleşme değerleri anoksik-öksinik koşullarda depolanmış olan

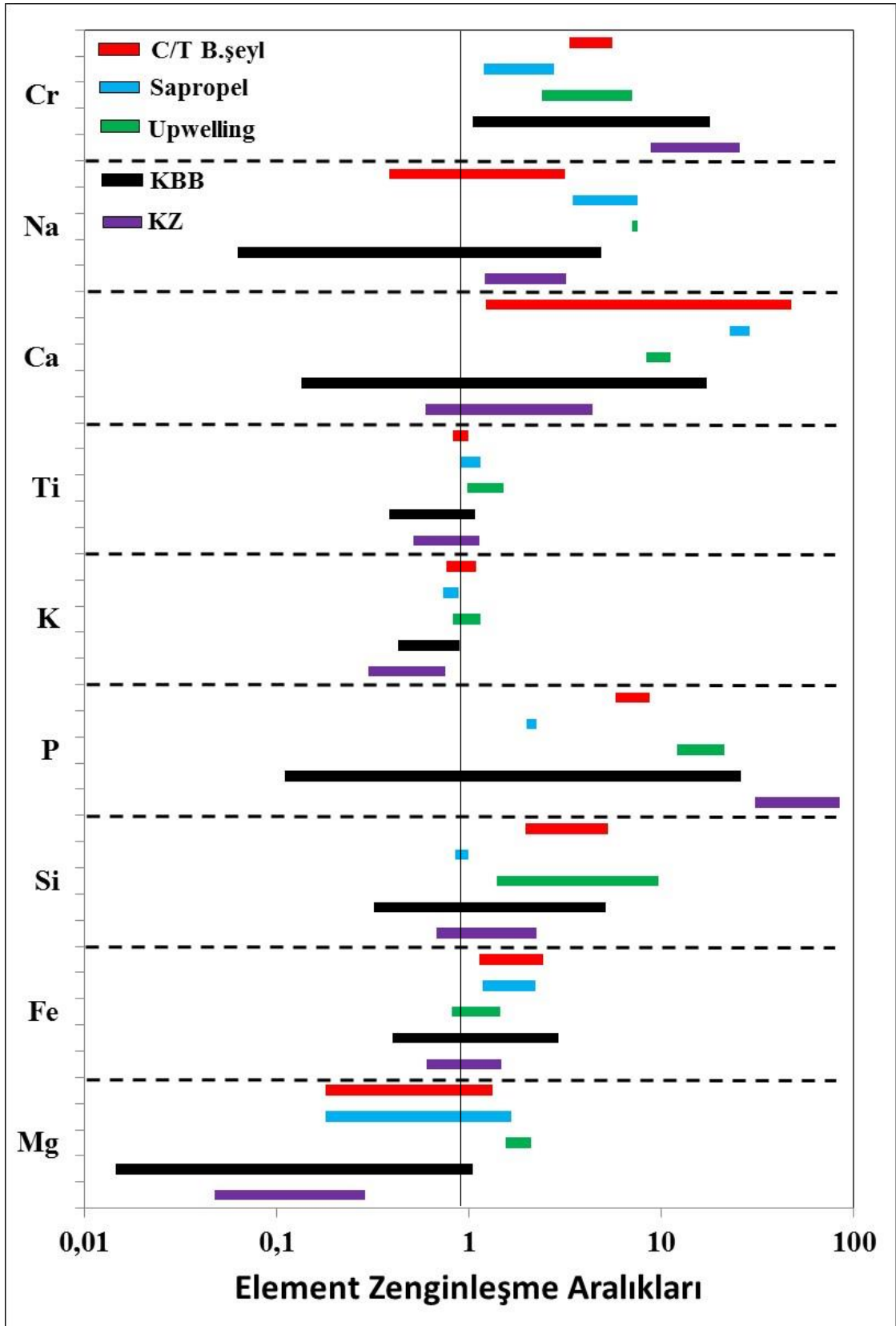
Namibya (Afrika) Kıyusal Şelfi Sedimanları, Peru Şelfi Sedimanları, Akdeniz ve Karadeniz Sapropelleri, Senomaniyen/Turoniyen Gubbio Anoksik Sedimanları ve Senomaniyen/Turoniyen Demerara Yükselimi Anoksik Sedimanlarına ait ana ve iz element ortalama zenginleşmeleri ile karşılaştırılmıştır. Çalışma alanımızdaki örneklerin ortalama zenginleşmeleri ile element zenginleşme aralıkları (Şekil 8.28) incelendiğinde; anoksik/öksinik ortamlarda depolanmış organik maddece zengin bölgelerin farklı element birikimleri görülmektedir. Karaboğaz Formasyonu ile Karababa Formasyonundan alınan örneklerin elementlerin zenginleşme aralıklarının diğer indirgen ortamlarinkine göre geniş bir aralıkta yer alması depolanma ortamımızın heterojen bir yapıya sahip olduğunu ve sık değişen bir rejime sahip olduğunu göstermektedir. Ayrıca Cr, P, Fe, Co, Sb, Zn, V, Cu, Ba, Pb ve Zr elementleri diğer ortamlara göre daha fazla zenginleşme göstermektedirler (Şekil 8.28 ve Çizelge 8.5-8.6).

Çizelge 8.5. Kaboğaz ve Karababa Formasyonlarına ait örneklerin Peru Kıyısı, Namibya Çamurları, Karadeniz ve Akdeniz Sapropelleri, C/T Demerara Rise ve Gubbio organik maddece zengin kayaçların ana element zenginleşmeleri (Brumsack 2006)

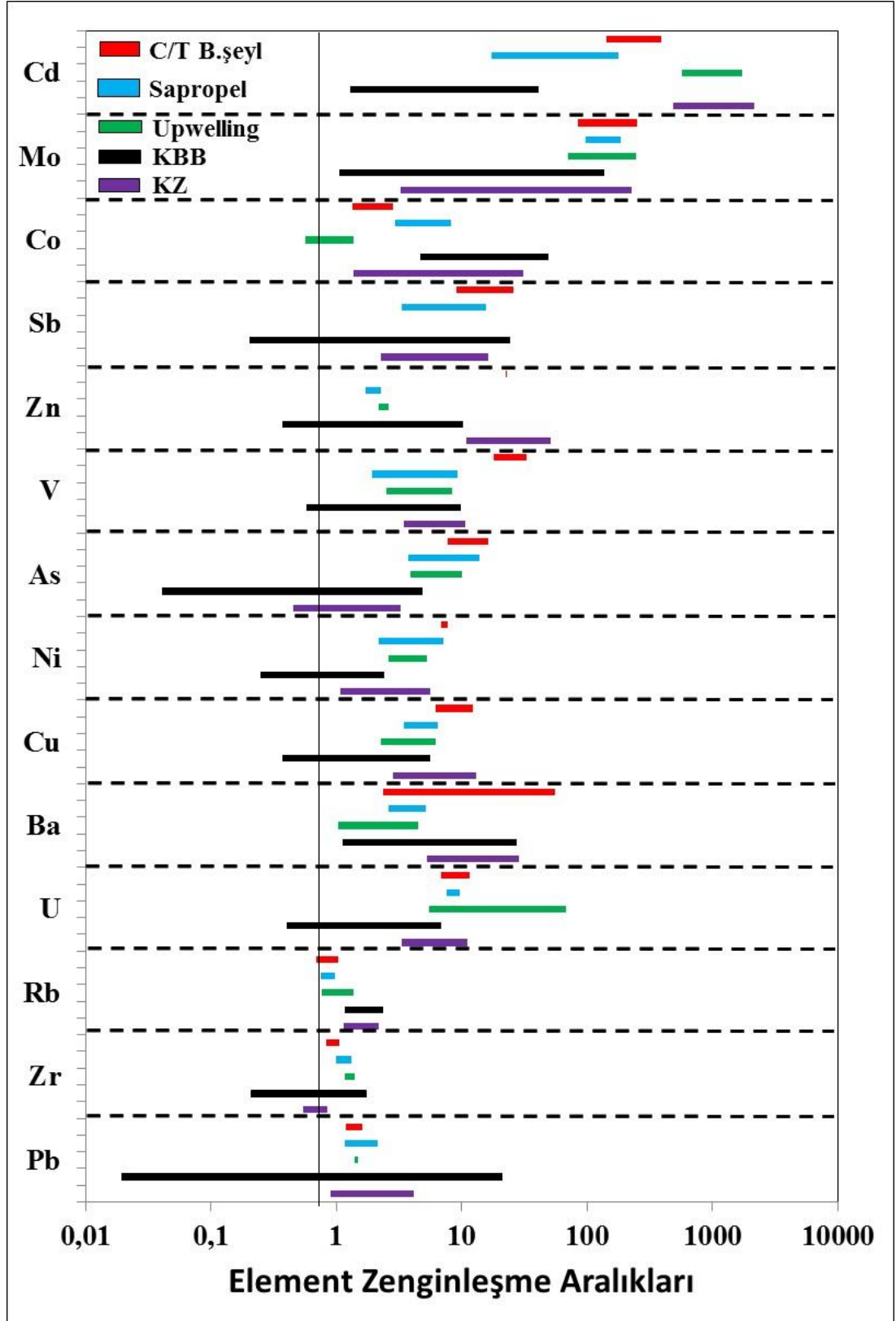
Ana Elem.	KZ	KBB	Peru Kıyısı	Namibya Çamurları	Akdeniz Sapropelleri	Karadeniz Sapropelleri	C/T Demerara Rise	C/T Gubbio
C _{org}	2,72	1,11	76,96	185,22	73,91	63,91	175,22	147,39
Si	1,19	1,15	4,75	33,10	2,90	3,38	6,72	17,97
Ti	0,73	0,54	0,98	1,51	1,15	0,91	1	0,83
Fe	0,81	1,10	0,76	1,36	2,07	1,10	1,05	2,25
Mg	0,13	0,31	1,49	2,03	2,08	1,6	1,28	1,23
Ca	1,64	4,85	5,43	7,24	14,73	18,64	31,02	0,80
Na	2,30	1,52	8,17	7,58	3,75	8,17	3,42	0,42
K	0,63	0,60	9,84	1,17	0,75	0,90	0,78	1,11
P	66,2 5	4,05	10,97	19,43	1,83	2,06	8	5,26
Cr	16,6 8	6,46	2,17	6,4	2,52	1,08	5,07	3,01

Çizelge 8.6. Kaboğaz ve Karababa Formasyonlarına ait örneklerin Peru Kıyısı, Namibya Çamurları, Karadeniz ve Akdeniz Sapropelleri, C/T Demerara Rise ve Gubbio organik maddece zengin kayaların iz element zenginleşmeleri (Brunswick 2006)

İz Element	KZ-ÖSK	KBB-ÖSK	Peru Kıyısı	Namibya Çamurları	Akdeniz Sapropelleri	Karadeniz Sapropelleri	C/T Demerara Rise	C/T Gubbio
As	1,15	1,76	2,65	6,77	9,48	2,55	5,29	11,08
Ba	11,02	8,87	0,95	4,11	4,70	2,4	2,14	50,18
Cd	1000,66	11,72	113,33	346,67	36	3,47	77,47	28,53
Co	12,47	10,73	0,51	1,22	7,33	2,61	1,18	2,48
Cu	5,63	1,26	2,06	5,69	5,88	3,13	5,67	11,2
Mo	48,11	11,64	7,71	26,91	20,29	10,69	27,42	9,31
Ni	2,14	0,87	2,38	4,82	6,42	1,96	7,06	6,16
Rb	1,86	1,56	0,70	1,26	0,69	0,89	0,64	0,95
Sb	5,74	8,82	2,67	n.d.	14,24	3,04	23,36	8,32
Sr	1,68	5,28	2,29	4,83	5,33	7,23	8,48	3,25
U	7,86	2,70	4,97	61,84	8,86	6,92	10,53	6,27
V	7,08	3,29	2,34	7,75	8,55	1,78	30,22	16,68
Zn	22,59	1,87	2,02	2,44	2,11	1,6	20,72	20,97
Zr	0,65	0,59	1,05	1,26	1,2	0,9	0,75	0,95



Şekil 8.29. İnceleme alanındaki örneklerin diğer indirgen ortamlara göre zenginleşme aralıkları



Şekil 8.29. İnceleme alanındaki örneklerin diğer indirgen ortamlara göre zenginleşme aralıkları (devam)

8.3. Nadir toprak elementler (REE)

Nadir toprak element (REE) jeokimyası, genel olarak tutarlı ve öngörülebilir davranışlarından dolayı jeolojik sistemlerdeki kimyasal varyasyonları aydınlatmaya yarayan kullanışlı bir tamamlayıcı araçtır. Sedimanter kayaçlarda nadir toprak elementler (REE) kaynak kaya karakterizasyonu için en uygun olanıdır. Nadir toprak elementler (REE) genellikle erozyon, flüvyal taşınma ve günlenme süresince uyumlu davranışlar sergiler. Nadir toprak elementler (REE) kimyasal taşınmaya yüksek direnç gösterirler. Sulu sistemlerdeki REE, çözelti ve yüzey komplekslerinin oluşumu, katyon değişim reaksiyonları, adsorpsiyon ve desorpsiyon reaksiyonları ve koloidler ile taşıma gibi bir dizi işlem ile parçalanır. Nadir toprak elementler (REE) denizel sedimanlardaki içerikleri, mineralojik karakter, provenans ve az derecede kimyasal günlenme şiddetinin etkileriyle kontrol edilmektedirler (McLennan 1989). Nadir toprak elementlerin (REE) yukarda belirtilen özelliklerinden dolayı sediman kaynağını belirlemede çok kullanılmaktadırlar (Taylor ve McLennan 1985, Leybourne vd. 2000, Podkovyrov vd. 2002, Munksgaard vd. 2003, Lin vd. 2008).

Nadir toprak elementler 17 adet element grubundan oluşur. Bu elementler lantan (atom numarası 57) ile lütesyuma (atom numarası 71) kadar 15 tane element ile skandiyum (atom numarası 21) ve yitriyum (atom numarası 39) adlı iki elementten oluşur. Nadir toprak elementler iki gruba ayrılırlar. Bu gruplar Hafif nadir toprak element/seryum grubu (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu) ve Ağır nadir toprak elementler/yitriyum grubu (Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) olarak adlandırılırlar. Hafif nadir toprak elementler (HREE) daha büyük iyon yarıçapına sahip oldukları için çok uyumsuzdurlar ve bu sebeple Ağır nadir toprak elementlerden (AREE) daha güçlü bir şekilde kıtasal kabuk içinde yoğunlaştıkları görülmektedir. Nadir toprak element yataklarının %80-90'lık kısmını La, Ce, Pr ve Nd (ilk dört element) elementleri oluşturduğundan az bulunan Ağır nadir toprak elementleri daha değerlidir (özellikle Eu elementi).

Nadir toprak elementlerin özellikle Hafif nadir toprak elementler (HREE) zenginleşmesi genellikle kil minerallerine bağlıdır. Ağır minerallerin kontrolüyle nadir toprak elementler kaynak kayada tutulur ve taşınır (Condie 1991). Hafif nadir toprak elementlerin (HREE) yüksek oranlar sergilemesi La elementini Lu elementine göre daha zengin olmasından kaynaklanmaktadır.

Çalışma alanımızdaki örnekler incelendiğinde hem Karaboğaz Formasyonunda hemde Karababa Formasyonunda Hafif nadir toprak elementlerin (HREE) bollukları, Ağır nadir toprak elementlere (AREE) göre daha fazladır (Çizelge 8.7).

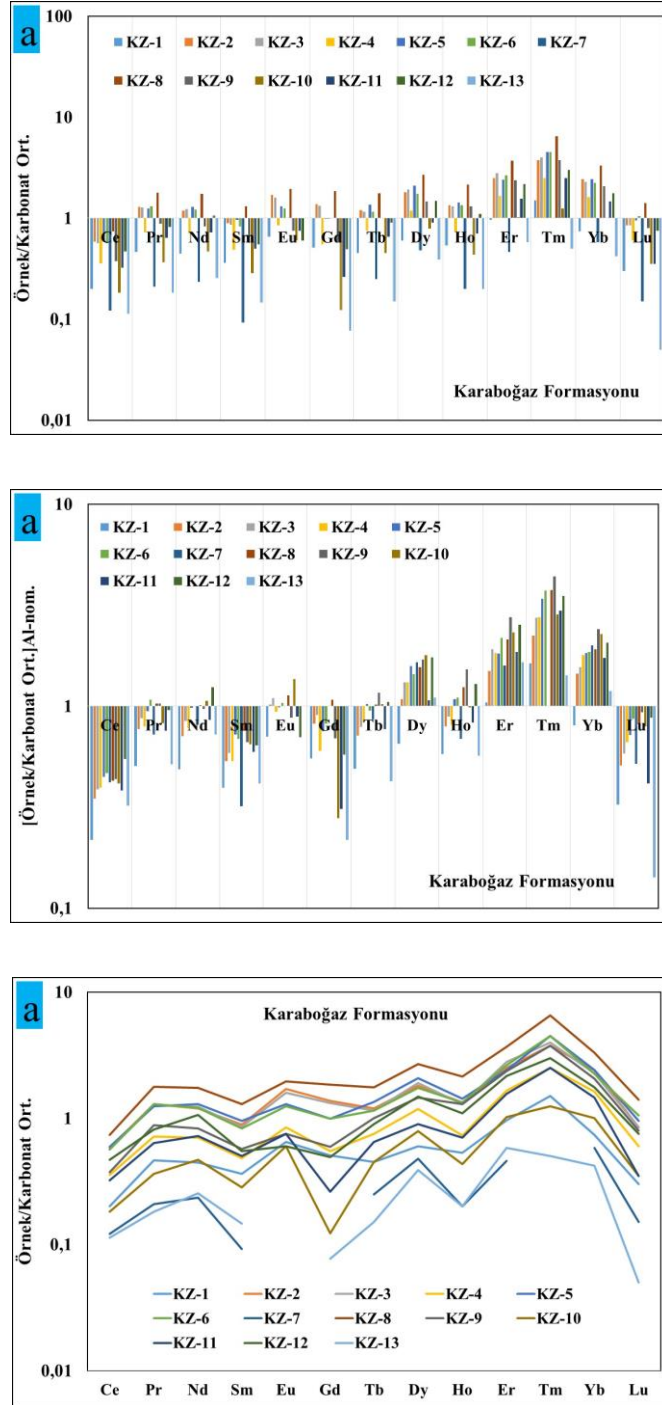
Çizelge 8.7. İnceleme alanındaki örneklerin Nadir Toprak Element değerleri

Örnek	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	La/Lu
KZ-1	3,90	2,30	0,51	2,10	0,47	0,13	0,66	0,09	0,54	0,16	0,48	0,06	0,37	0,06	65,00
KZ-2	9,70	6,70	1,42	5,60	1,16	0,34	1,78	0,24	1,63	0,40	1,25	0,15	1,21	0,17	57,06
KZ-3	10,20	6,50	1,40	5,80	1,11	0,32	1,72	0,23	1,72	0,39	1,40	0,16	1,14	0,17	60,00
KZ-4	6,80	4,10	0,79	3,30	0,63	0,17	0,71	0,15	1,07	0,22	0,83	0,10	0,81	0,12	56,67
KZ-5	10,50	6,80	1,37	6,10	1,24	0,26	1,29	0,27	1,88	0,43	1,20	0,18	1,21	0,19	55,26
KZ-6	11,40	6,50	1,43	5,70	1,08	0,25	1,29	0,23	1,57	0,40	1,32	0,18	1,12	0,21	54,29
KZ-7	3,30	1,40	0,23	1,10	0,12	<0,02	<0,05	0,05	0,43	0,06	0,23	<0,01	0,29	0,03	110,00
KZ-8	13,80	8,50	1,96	8,20	1,69	0,39	2,41	0,35	2,42	0,64	1,84	0,26	1,65	0,28	49,29
KZ-9	8,60	4,30	0,97	3,90	0,74	0,15	0,77	0,20	1,31	0,39	1,18	0,15	1,03	0,16	53,75
KZ-10	3,30	2,10	0,40	2,20	0,37	0,12	0,16	0,09	0,71	0,13	0,51	0,05	0,50	0,07	47,14
KZ-11	6,90	3,70	0,70	3,40	0,65	0,15	0,34	0,13	0,81	0,21	0,78	0,10	0,73	0,07	98,57
KZ-12	7,80	5,40	0,90	5,00	0,71	0,12	0,64	0,18	1,34	0,33	1,08	0,12	0,88	0,15	52,00
KZ-13	2,10	1,30	0,20	1,20	0,19	<0,02	0,10	0,03	0,35	0,06	0,29	0,02	0,21	0,01	210,00

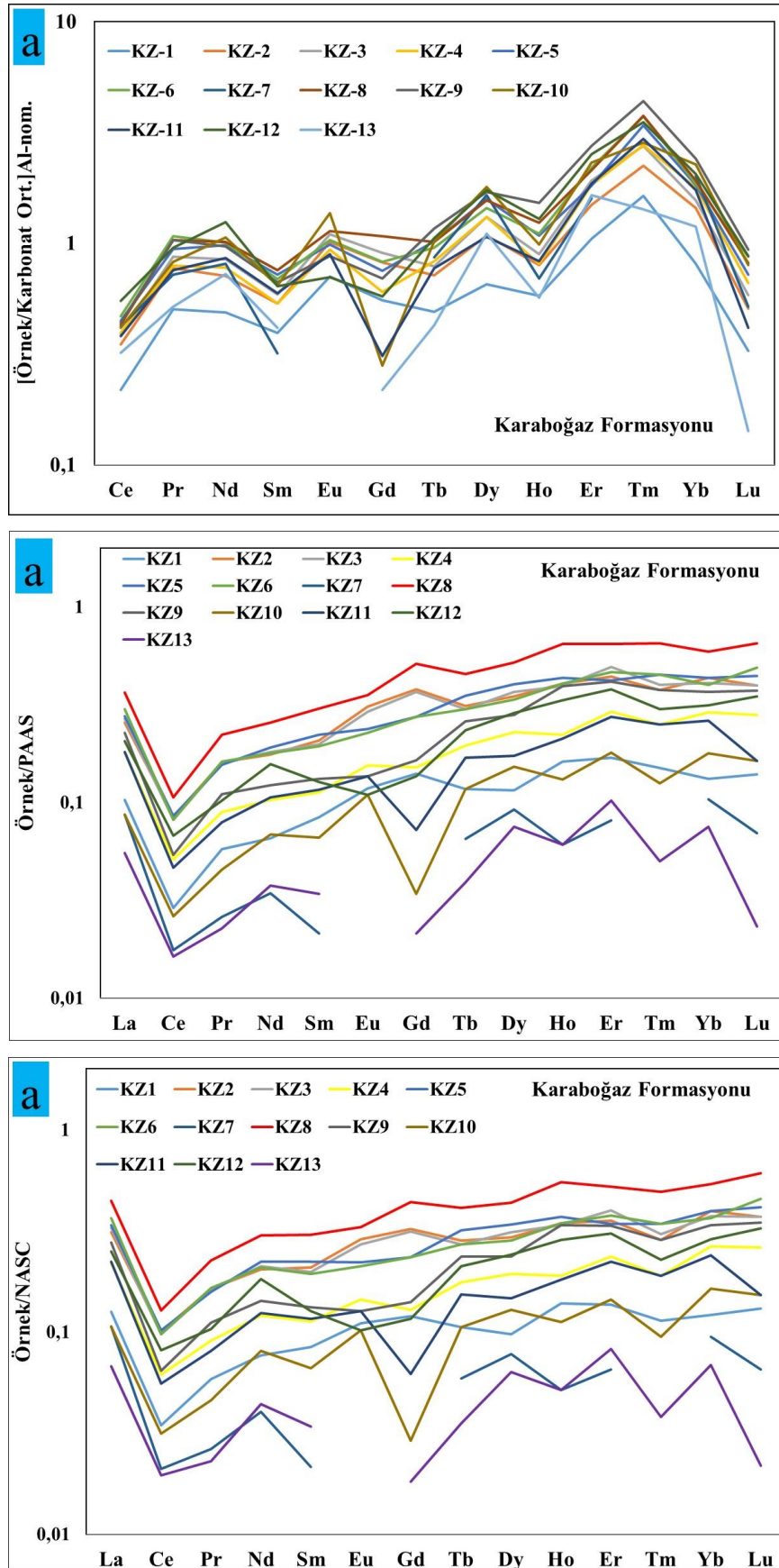
Örnek	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	La/Lu
KBB-A1	7,30	7,60	1,34	5,90	1,12	0,28	1,45	0,19	1,32	0,29	0,78	0,10	0,63	0,10	73,00
KBB-A2	5,30	7,90	0,97	4,20	0,13	0,24	0,67	0,12	0,63	0,13	0,42	0,06	0,45	0,06	88,33
KBB-A3	8,30	12,30	1,67	6,40	1,22	0,29	1,21	0,20	1,10	0,26	0,68	0,11	0,66	0,12	69,17
KBB-A4	6,50	10,70	1,21	4,90	0,81	0,18	0,83	0,16	0,83	0,16	0,62	0,07	0,59	0,07	92,86
KBB-A5	4,60	5,40	0,80	3,40	0,66	0,13	0,74	0,11	0,77	0,16	0,49	0,07	0,44	0,07	65,71
KBB-A6	4,10	5,10	0,68	3,80	0,51	0,12	0,44	0,10	0,40	0,13	0,42	0,07	0,28	0,04	102,50
KBB-A7	4,50	5,30	0,80	3,50	0,61	0,14	0,69	0,10	0,61	0,15	0,42	0,06	0,37	0,06	75,00
KBB-A8	6,90	10,50	1,28	5,30	0,91	0,26	0,72	0,15	0,99	0,20	0,75	0,08	0,46	0,09	76,67
KBB-A9	7,60	11,20	1,50	6,00	1,10	0,27	1,12	0,16	0,95	0,23	0,64	0,09	0,57	0,10	76,00
KBB-B1	4,20	3,60	0,67	3,10	0,54	0,15	0,61	0,09	0,56	0,13	0,29	0,03	0,29	0,05	84,00
KBB-B2	2,50	2,00	0,32	1,30	0,24	0,06	0,34	0,04	0,24	0,05	0,15	0,02	0,10	0,02	125,00
KBB-B3	1,80	1,70	0,29	1,30	0,33	0,14	0,46	0,06	0,37	0,08	0,16	0,02	0,13	0,01	180,00
KBB-B4	2,30	1,70	0,25	1,10	0,17	0,06	0,24	0,03	0,16	0,04	0,11	0,01	0,10	0,01	230,00
KBB-B5	1,90	1,60	0,24	1,20	0,14	0,04	0,15	0,03	0,22	0,03	0,11	0,01	0,09	<0,01	
KBB-C1	3,20	2,80	0,45	2,30	0,41	0,09	0,49	0,06	0,38	0,07	0,21	0,03	0,16	0,03	106,67
KBB-C2	3,00	2,90	0,50	2,60	0,80	0,26	1,09	0,15	0,73	0,14	0,38	0,04	0,28	0,03	100,00
KBB-C3	2,20	1,30	0,24	1,50	0,20	0,05	0,16	0,05	0,41	0,05	0,20	0,03	0,19	0,01	220,00

Nadir toprak elementlerin (REE) Karbonat ortlamasına göre ve Al ile normalize edilmiş diyağramları incelendiğinde, Karaboğaz Formasyonunda Dy, Ho, Er, Tm ve Yb Nadir toprak elementlerin (REE) zenginleştikleri görülmüştür. Karababa Formasyonunda ise Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm ve Yb Nadir toprak elementlerin

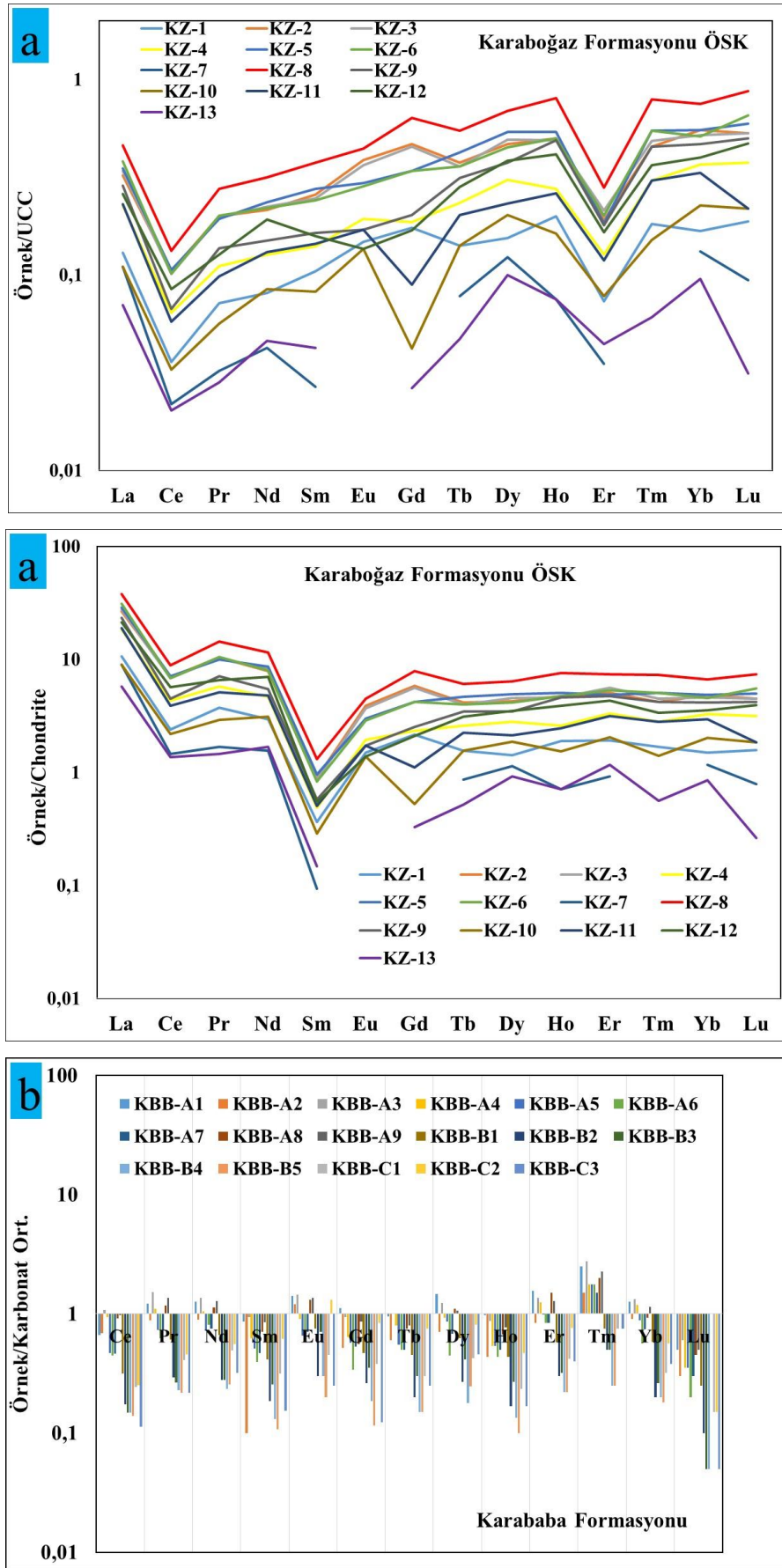
Formasyonun tabanında tüketildiği, tavan bölümünde zenginleşme gösterdiği görülmüştür. Ayrıca Nadir toprak elementlerin (REE) PAAS, NASC ve UCC oranlarına göre genellikle tüketilme gösterirken; Chondroit oranına göre zenginleştikleri görülmüştür. Ayrıca Ce elementinin her iki Formasyonda da PAAS, NASC ve UCC oranlarına göre tüketildiği, Sm elementinin ise Chondroit oranına göre tüketildiği görülmüştür.



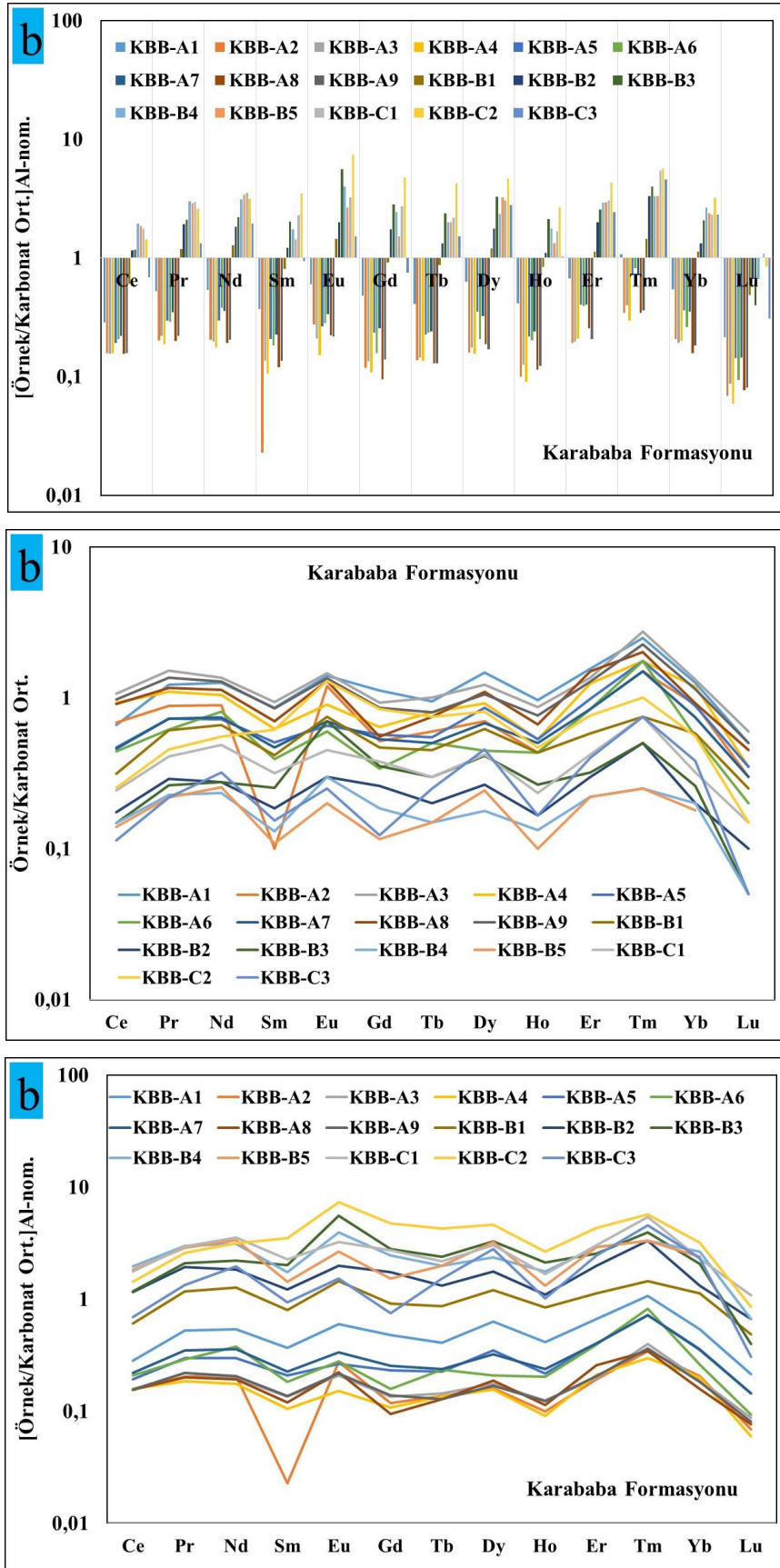
Şekil 8.30. İncelenen örneklerin Karbonat ortalama, PAAS, NASC, UCC ve Kondrite göre NTE zenginleşmeleri ve anomalileri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu



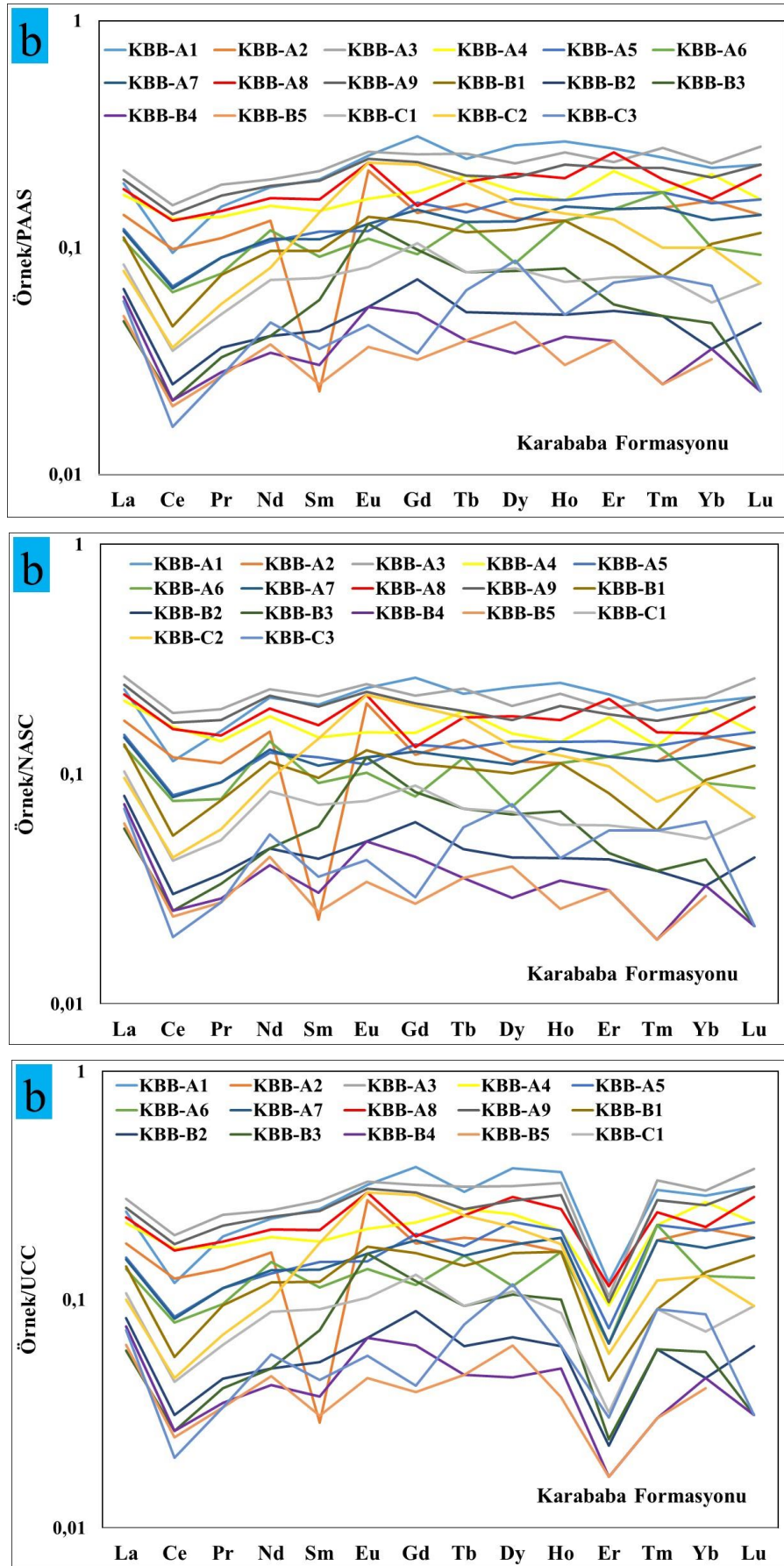
Şekil 8.30. İncelenen örneklerin Karbonat ortalama, PAAS, NASC, UCC ve Kondrite göre NTE zenginleşmeleri ve anomalileri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu (devam)



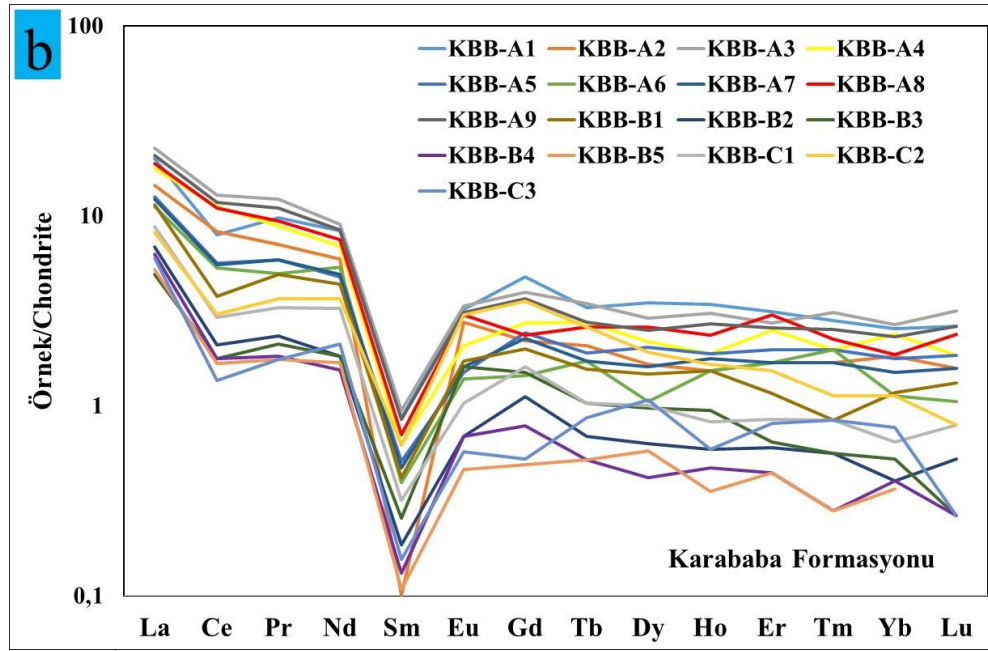
Şekil 8.30. İncelenen örneklerin Karbonat ortalama, PAAS, NASC, UCC ve Kondrite göre NTE zenginleşmeleri ve anomalileri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu (devam)



Şekil 8.30. İncelenen örneklerin Karbonat ortalama, PAAS, NASC, UCC ve Kondrite göre NTE zenginleşmeleri ve anomalileri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu (devam)



Şekil 8.30. İncelenen örneklerin Karbonat ortalama, PAAS, NASC, UCC ve Kondrite göre NTE zenginleşmeleri ve anomalileri, a: Karaboğaz Formasyonu, b: Karababa Formasyonu (devam)



Şekil 8.30. İncelenen örneklerin Karbonat ortalama, PAAS, NASC, UCC ve Kondrite göre NTE zenginleşmeleri ve anomalileri (devam)

8.3.1. Çalışma alanından alınan örneklerin nadir toprak elementlerinin Ce/Ce*-Eu/Eu* anomalileri

Karaboğaz Formasyonu ÖSK ve Karababa Formasyonu ÖSK'dan alınan örneklerin nadir toprak element içerikleri PAAS, NASC, UCC, Şeyl ve Kondrit'e göre ayrı ayrı normalize edilmiştir. Yapılan bu işlem sonrasında her iki ÖSK'da da negatif Ce anomalileri ve pozitif Eu anomalileri görülmüştür (Çizelge 8.4).

Karaboğaz Formasyonu ÖSK'dan alınan örneklerin PAAS'a göre incelendiğinde Ce/Ce* oranı 0,25-0,37 değişim aralığı ve 0,32 ortalamasına, Eu/Eu* oranı 0,83-2,30 değişim aralığı ile 1,17 ortalamasına sahiptir. Şeyl'e göre Ce/Ce* 0,55-0,75 değişim aralığı ile 0,63 ortalamasına, Eu/Eu* 1,14-3,16 değişim aralığına ve 1,60 ortalamasına sahiptir. NASC'göre Ce/Ce* 0,32-0,43 değişim aralığı ile 0,39 ortalamasına, Eu/Eu* 0,84-2,32 değişim aralığı ile 1,18 ortalamasına sahiptir. UCC'e göre Ce/Ce* 0,31-0,44 değişim aralığı ile 0,37 ortalamasına, Eu/Eu* 0,91-2,32 değişim aralığı ile 1,18 ortalamasına sahiptir. Kondrit'e göre Ce/Ce* 0,27-0,41 değişim aralığı ile 0,35 ortalamasına, Eu/Eu* 0,54-1,51 değişim aralığı ile 0,77 ortalamasına sahiptir (Çizelge).

Karababa Formasyonu ÖSK'dan alınan örneklerin PAAS'a göre incelendiğinde Ce/Ce* 0,30-0,81 değişim aralığı ile 0,55 ortalamasına, Eu/Eu* 0,94-3,79 değişim aralığı ile 1,22 ortalamasına sahiptir. Şeyl'e göre Ce/Ce* 0,66-1,27 değişim aralığı ile 0,93 ortalamasına, Eu/Eu* 1,19-5,20 değişim aralığı ile 1,83 ortalamasına sahiptir.

NASC'göre Ce/Ce* 0,40-0,85 değişim aralığı ile 0,73 ortalamasına, Eu/Eu* 0,87-3,82 değişim aralığı ile 1,19 ortalamasına sahiptir. UCC'göre Ce/Ce* 0,38-0,86 değişim aralığı ile 0,61 ortalamasına, Eu/Eu* 0,84-3,82 değişim aralığı ile 1,35 ortalamasına sahiptir. Kondrit'e göre Ce/Ce* 0,35-0,84 değişim aralığı ile 0,59 ortalamasına, Eu/Eu* 0,64-2,49 değişim aralığı ile 0,88 ortalamasına sahiptir.

Ce/Ce* anomalisi 1'in altında bir değerde ve Eu/Eu* anomalisi 1'in üstünde bir değerde olması depolanma ortamının indirgen koşullara doğru gittiğini göstermektedir (Kato ve Isozaki 2009, Luo vd. 2003). Ayrıca Ce/Ce* anomalisinin negatif değerde olması depolanma ortamının indirgen olduğunu gösterir. Her iki ÖSK'da görüldüğü gibi örneklerin anomali değerlerinin negatif Ce anomalisi ve pozitif Eu anomalisi olması depolanma ortamımızın disoksik koşullara sahip olduğunu göstermektedir.

Çizelge 8.8. İncelenen örneklerin Şeyl, PAAS, NASC, UCC ve Kondrite göre Ce/Ce*, Eu/Eu* anomalileri

Örnek	PAAS		Şeyl		NASC		UCC		Kondrit	
	Ce/Ce*	Eu/Eu*	Ce/Ce*	Eu/Eu*	Ce/Ce*	Eu/Eu*	Ce/Ce*	Eu/Eu*	Ce/Ce*	Eu/Eu*
KZ-1	0,32	1,09	0,58	1,49	0,37	1,10	0,36	1,10	0,33	0,71
KZ-2	0,37	1,10	0,63	1,51	0,42	1,11	0,40	1,11	0,38	0,72
KZ-3	0,34	1,08	0,61	1,48	0,40	1,09	0,38	1,09	0,36	0,71
KZ-4	0,33	1,19	0,65	1,63	0,40	1,19	0,38	1,19	0,35	0,78
KZ-5	0,34	0,96	0,64	1,32	0,41	0,97	0,39	0,97	0,37	0,63
KZ-6	0,31	0,99	0,58	1,36	0,37	1,00	0,35	1,00	0,33	0,65
KZ-7	0,25		0,62		0,32		0,31		0,27	
KZ-8	0,32	0,90	0,58	1,24	0,38	0,91	0,36	0,91	0,34	0,59
KZ-9	0,28	0,93	0,55	1,27	0,33	0,93	0,32	0,93	0,29	0,61
KZ-10	0,32	2,30	0,66	3,16	0,41	2,32	0,39	2,32	0,37	1,51
KZ-11	0,30	1,49	0,63	2,04	0,37	1,50	0,35	1,50	0,32	0,98
KZ-12	0,36	0,83	0,75	1,14	0,46	0,84	0,44	0,84	0,41	0,54
KZ-13	0,33		0,75		0,43		0,41		0,38	
Ortalama	0,32	1,17	0,63	1,60	0,39	1,18	0,37	1,18	0,35	0,77

Çizelge 8.8. İncelenen örneklerin Şeyl, PAAS, NASC, UCC ve Kondrite göre Ce/Ce*, Eu/Eu* anomalileri (devam)

Örnek	PAAS		Şeyl		NASC		UCC		Kondrit	
	Ce/Ce*	Eu/Eu*	Ce/Ce*	Eu/Eu*	Ce/Ce*	Eu/Eu*	Ce/Ce*	Eu/Eu*	Ce/Ce*	Eu/Eu*
KBB-A1	0,50	1,02	0,81	1,41	0,59	1,03	0,55	1,03	0,54	0,67
KBB-A2	0,72	3,79	1,16	5,20	0,84	3,82	0,79	3,82	0,77	2,49
KBB-A3	0,72	1,11	1,07	1,53	0,80	1,12	0,75	1,12	0,74	0,73
KBB-A4	0,81	1,02	1,27	1,40	0,92	1,03	0,86	1,03	0,84	0,67
KBB-A5	0,58	0,87	0,95	1,19	0,68	0,87	0,63	0,87	0,61	0,57
KBB-A6	0,57	1,18	1,04	1,62	0,73	1,19	0,69	1,19	0,66	0,77
KBB-A7	0,57	1,01	0,94	1,38	0,67	1,01	0,63	1,01	0,61	0,66
KBB-A8	0,74	1,50	1,17	2,06	0,85	1,51	0,80	1,51	0,78	0,98
KBB-A9	0,71	1,13	1,08	1,56	0,81	1,14	0,75	1,14	0,74	0,74
KBB-B1	0,42	1,22	0,74	1,67	0,51	1,23	0,48	1,23	0,46	0,80
KBB-B2	0,44	0,98	0,80	1,34	0,51	0,99	0,49	0,99	0,46	0,64
KBB-B3	0,47	1,68	0,81	2,30	0,56	1,69	0,53	1,69	0,51	1,10
KBB-B4	0,41	1,39	0,83	1,90	0,50	1,40	0,47	1,40	0,44	0,91
KBB-B5	0,44	1,29	0,85	1,77	0,54	1,30	0,51	1,30	0,48	0,84
KBB-C1	0,44	0,94	0,82	1,29	0,54	0,94	0,51	0,94	0,49	0,61
KBB-C2	0,45	1,30	0,81	1,78	0,56	1,31	0,53	1,31	0,51	0,85
KBB-C3	0,30	1,30	0,66	1,79	0,40	1,31	0,38	1,31	0,35	0,85
Ortalama	0,55	1,34	0,93	1,83	0,65	1,35	0,61	1,35	0,59	0,88

9. SONUÇLAR

Adıyaman bölgesinde bulunan Karaboğaz ve Karababa Formasyonlarından alınan örneklerin organik madde içeriği ve tipi, element konsantrasyonları ve zenginlikleri incelenerek aşağıda verilen sonuçlara ulaşılmıştır:

Karaboğaz Formasyonu ÖSK ve Karababa Formasyonu ÖSK'dan alınan örnekler üzerinde yapılan Piroliz analizi sonucunda örneklerin %C_{org} değerleri Karaboğaz Formasyonu ÖSK için ortalama % 2,72 (1,04-7,09); Karababa-A üyesinden alınan 9 örnek için ortalama %1,98 (3,22-0,63); Karababa-B üyesinden alınan 5 örnek için ortalama %0,10 ve Karababa-C üyesinden alınan 3 örnek için ortalama %0,21 olarak hesaplanmıştır. Bu ortalamalara göre Karaboğaz Formasyonunun zengin kaynak kaya potansiyeline sahip olduğu, Karababa-A üyesinin iyi kaynak kaya potansiyeline sahip olduğu, Karababa-B ve C üyelerinin ise zayıf kaynak kaya potansiyeline sahip olduğu tespit edilmiştir.

Rock-Eval VI cihazı ile gerçekleştirmiş Piroliz analizi ile elde edilmiş Hidrojen indeksi (HI) ve Oksijen indeksi (OI), Tmax değerleri sonucunda Karaboğaz ve Karababa ÖSK'dan alınan örneklerin kerojen tipinin Tip II olduğunu görmüştür. Bu veriler incelenen organik madde bakımından zengin kayaçların hidrojen bakımından zengin ve çoğunlukla bakteri topluluklarından oluşan sporlar, polen tanelerinin parafinli dış kabuklarına sahip olduklarını göstermektedir. Tmax ve PI veri ortalamaları sırasıyla Karaboğaz Formasyonu ÖSK 431,76-0,04 mg HC/g Kaya, Karababa Formasyonu ÖSK 431,94-0,05 mg HC/g Kaya şeklindedir. Bu değerler sonucunda Karaboğaz ve Karababa Formasyonlarından alınan örneklerin olgunlaşmamış seviyede oldukları görülmektedir.

Çalışma alanındaki örneklerin XRD analizleri sonucunda örneklerde kalsit minerali, dolomit, kuvars, florapatit, kil mineralleri ve mika grubu mineralleri tespit edilmiştir. Kil minerallerinden genelde illit, smektit ve kaolinit varlığı tespit edilmiştir. Tortullarda karbonat ağırlıklı minerallerin varlığı ortamda sığ su karbonatlı tortulların baskın olduğunu göstermektedir.

Çalışma alanındaki örneklerin incelenen günlenme dereceleri çalışmıştır. Her iki Formasyon CIA'a göre orta günlenme (50-80), CIW 'a göre kuvvetli günlenme (70-100), PIA'a göre orta-güçlü günlenme (60-100), WIP'a göre günlenme artışına. Vogt'a göre zayıfta güçlüye doğru günlenmeye sahip oldukları görülmektedir. Ayrıca kaolinit mineralinin CIA ve CIW değerlerinin, illit mineralinin PIA ve CIW değerlerinin 100'e yakın değerde olmaları çalışma alanımızdaki günlenme derecesini desteklemektedir.

Çalışma alanımızdaki tektonik koşulları belirlemek için incelenen örneklerdeki çeşitli element parametreleri kullanılarak kaynak kökeni hakkında bilgi edinilmiştir. Bu doğrultuda K_2O/Na_2O 'ye karşılık SiO_2 , SiO_2/Al_2O_3 'e karşılık K_2O/Na_2O , Fe_2O_3+MgO 'ya karşılık TiO_2 ve Al_2O_3/SiO_2 , Ti/Zr 'e karşılık La/Sc , $La-Th-Sc$ diyagramı, $Sc-Th-Zr$ diyagramları çizilip incelendiğinde örneklerimizin ada yayı-pasif kenar-aktif kıtasal kenar tektonik ortamlarını yansıttıkları görülmüştür. İncelenen örneklerin kaynak kaya kökeni hakkında TiO_2 , Al_2O_3 , Th , Sc , Zr gibi elementler kullanılarak çeşitli diyagramlar çizilmiştir. Kullanılan bu diyagramlara göre kayaçların granit-bazaltik karışık kayaçları, mafik ve andezit karışık kaynak kaya kökenine sahip oldukları görülmüştür. Ada yayı ortamlarının andezit bileşimli olması ve Aktif kıtasal kener ortamlarının da andezit-volkanik yapılara sahip olmaları örneklerimizin andezit karışık kaynak kaya kökenine sahip oldukları desteklemektedir. Ayrıca çalışma alanımızda Sr ile Cr elementlerinin zenginleşmeleri mafik kayaçlarının bulunduğunu, bazik element olan Cr , Fe , Ni , Ca , Sr Zn elementlerinin zenginleşmeleri ortamımızın bazik-ultra bazik özellikte olduğunu desteklemektedir.

Çalışma ortamımızın redoks koşullarının belirlenmesi amacıyla $C-S-Fe$, Ni/Co , V/Cr ve $V/(V+Ni)$, U/Th , V/Sc , Th/Sc , oranları kullanılarak diyagramlar çizilmiştir. $C-S-Fe$ diyagramı incelendiğinde incelenen örneklerin sülfür konsantrasyonlarına sahip oldukları, oksinik-disoksik depolanma ortamlarını temsil ettikleri görülmüştür.

Sedimenter kayaçların kimyasal sınıflamasının yapılması amacıyla majör oksitler kullanılmıştır. $Al_2O_3-SiO_2-CaO$ diyagramları kullanılarak çalışma alanından derlenen örneklerin litarenit, Fe-kum, Şeyl ve vake litolojisine sahip oldukları görülmüştür. Ayrıca SiO_2 (detritik kuvars ve/veya biyojenik silika), Al_2O_3 (kil fraksiyonu) ve CaO (karbonat içerik) oksitlerin yardımıyla çizilen üçgen diyagram incelendiğinde örneklerin baskın karbonat içerikli bir litolojiye sahip oldukları görülmüştür.

Çalışma alanındaki Formasyonlardan alınan örneklerin majör element zenginleşmelerine bakıldığında Karaboğaz Formasyonunda Si , Ca , Na , P , Cr majör oksitlerin ve Ni , Sc , Ba , Co , Rb , Sr , U , V , W , Mo , Cu , Pb , Zn , As , Cd , Sb , Hg ve Se iz elementlerinin zenginleşme gösterdiği; Karababa Formasyonunda ise Si , Fe , Ca , Na , P , Cr majör oksitlerin ve Ni , Sc , Ba , Co , Hf , Rb , Sr , U , V , W , Mo , Cu , As , Cd , Hg ve Se iz elementlerinin zenginleşme gösterdiği görülmüştür. Ayrıca Corg ile Ni , U , V ve Mo elementleri arasındaki orta-yüksek korelasyon, bu elementlerin organik karbon (Corg) ile birlikte hareket ettiğini göstermektedir.

Nadir toprak elementlerin (REE) Karbonat ortlamasına göre ve Al ile normalize edilmiş diyağramları incelendiğinde, Karaboğaz Formasyonunda Dy, Ho, Er, Tm ve Yb Nadir toprak elementlerin (REE) zenginleştikleri görülmüştür. Karababa Formasyonunda ise Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm ve Yb Nadir toprak elementlerin Formasyonun tabanında tüketildiği, tavan bölümünde zenginleşme gösterdiği görülmüştür. Ayrıca Nadir toprak elementlerin (REE) PAAS, NASC ve UCC oranlarına göre genellikle tüketilme gösterirken; Chondrodit oranına göre zenginleştikleri görülmüştür. Her iki formasyona ait örneklerin anomali değerlerinin negatif Ce anomalisi ve pozitif Eu anomalisi olması depolanma ortamımızın disoksik koşullara sahip olduğunu göstermektedir.

Majör, İz ve Nadir toprak elementleri jeokimyasal iz sürücüler olarak kullanılmalarının yanında, kimyasal yapıları nedeniyle günümüzde ileri teknolojinin tedarikleri olmaları elementleri çok önemli bir konuma getirmektedir. Bu elementlerin aranması ve zenginleştirilmesi ile ilgili çalışmalar dünyada hızla devam etmektedir. Bu sebeble Türkiye’de bu element gruplarıyla ilgili çalışmalar hız kazanmalı ve desteklenmelidir. Bu doğrultuda çalışma alanımızın rezerv ve tenör çalışmaları yapılması durumunda elementlerden ekonomik olarak faydalanabileceği düşünürmelidir.

KAYNAKLAR

- Arthur, M.A. and Sageman, B.B., 1994, Marine black shales: depositional mechanisms and environments of ancient deposits, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 22, 499-551.
- Algeo, T.J. and Maynard, J.B. 2004, Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-Type Cyclothems. *Chemical Geology*, Vol. 206, 289-318.
- Algeo, T.J., Ingall, E., 2007, Sedimentary Corg: P ratios, paleocean ventilation, and Phanerozoic atmospheric pO₂, *Palaeogeogr, Palaeoclimatol. Palaeoecol*, 256, 130-155.
- Aliyev, S. and Sarı A., 2011, Biogeochemical Properties of Bituminous Deposits in the Miocene Himmetoglu Basin (Turkey), *Geochemistry International*, 49 (2),170-180.
- Açıkbaş, D. ve Baştuğ. C., 1975, Bölge Cacas-Hani yöresi kuzey sahalarının jeoloji raporu ve petrol olanakları, TPAO Arama Grubu, Rapor no: 917, 45.
- Açıkbaş, D., Akgül, A. ve Erdoğan, L.T., 1981, Güneydoğu Anadolunun hidrokarbon olanakları ve Baykan-Şirvan-Pervari yöresinin jeolojisi, TPAO Arama Grubu, Rapor no:1543, 387.
- Akarsu, İ., 1968, V. Bölge Cizre-Şırnak-İdil-Midyat ve Nusaybin çevresinin petrol imkanları, TPAO Arama Grubu, Rapor no: 426, 24.
- Aksu, R., 1980, Hakkari-Çukurca, Harbol, Derik-Bedinan, Hazro bölgelerinin jeolojisi, TPAO Arama Grubu, Rapor no: 1460, 58.
- Amajor, L.C., 1987, Major and trace elements geochemistry of Albin and Turonian shales from the Southern Benue trough, Nigeria, *Journal of African Earth Science*, Vol. 6, 633-461.
- Araç, M. ve Yılmaz, E., 1991, XI ve XII. Bölge güneyindeki kuyularda kesilen Cudi ve Mardin Gruplarının sedimantolojisi ile fasiyes, diyajenez ve rezervuar özellikleri, TPAO Araştırma Merkezi, Rapor no: 1715, 154.
- Barovich, K., Hand, M., 2008, Tectonic setting and provenance of the Paleoproterozoic Willyama Supergroup, Curnamona Province, Australia, geochemical and Nd isotopic constraints on contrasting source terrain components, *Precambrian Res.* 166, 318-337.
- Bender, M.L., Klinkhammer, G.P., Spencer, D.W., 1977, Manganese in seawater and marine manganese balance, *Deep-Sea Res.* 24, 799-812.
- Berner, R.A. and Raiswell, R., 1983, Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over Phanerozoic times: a new theory. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 47, 855-862.

- Bhatia, M.R., 1983, Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, Vol. 91, 611-627.
- Bhatia, M.R. and Crook, K.A.W., 1986, Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 92, 191-193.
- Bolat, A., 2012, Adiyaman ili kuzeyinin jeolojisi ve petrol potansiyeli, *Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi*
- Bolgi, T., 1961, V. Petrol Bölgesi seksiyon ölçmeleri AR/TPO/261 nolu saha ile Reşan-Dodan arası batısındaki sahasının strüktürel etüdları, TPAO Arama Grubu, Rapor no: 162, 52.
- Bolgi, T., 1964, Adiyaman sahalarının jeolojik etüdü, TPAO Arama Grubu, Rapor no: 325, 19 s., Ankara.
- Bozdoğan, N. ve Erten, T., 1990, Mardin yükseliminin yaşı ve etkileri, G.D. Türkiye, Türkiye 8. Petrol Kongresi, jeoloji Bildirileri, 207-227.
- Brumsack, H.J. 1980, Geochemistry of Cretaceous black shales from the Atlantic Ocean (DSDP Legs 11, 14, 36 and 41), *Chemical Geology*, Vol. 31, 1-25 s.
- Brumsack, H.J., 1989, Geochemistry of recent TOC-rich sediments from the Gulf of California and the Black Sea. *Geologische Rundschau*, Vol. 78, 851-882.
- Brumsack, H.J. 2006, The trace metal content of recent organic carbon-rich sediments: Implications for Cretaceous black shale formation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 232, 344-361.
- Bush, G.L., 1957, Geology of Gemlik and Karababa anticlines, Petroleum District VI, Southeast Turkey, petrol İşleri Genel Müdürlüğü Teknik Arşivi, Kutu no: 321, Rapor no: 3, 9.
- Breit, G.N. and Wanty, R.B., 1991, Vanadium accumulation in carbonaceous rocks: a review of geochemical controls during deposition and diagenesis, *Chemical Geology*, Vol. 91, 83-97.
- Bryant, G.F., 1960, Stratigraphic report of the Penbeğli-Tutköy area, Petroleum District VI, Southeast Turkey (American Overseas Petroleum (AMOSEAS) Report), Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Teknik Arşivi, Kutu no: 323, Rapor no: 12 (TPAO Arama Grubu, Rapor no. 647) 27 s., Ankara.
- Calvert, S.E., 1987, Oceanographic controls on the accumulation of organic matter in marine sediments. Brooks, J., Fleet, A.J. Eds., *Marine Petroleum Source Rocks*, Blackwell, 137-151.
- Calvert, S.E. and Pedersen, T.F., 1993, Geochemistry of Recent oxic and anoxic marine sediments: implications for the geological record. *Marine Geology*, Vol. 113, 67-88 pp.

- Canfield, D.E., Raiswell, R., Bottrell, S., 1992, The reactivity of sedimentary iron minerals toward sulfide, *Am. J.Sci.* 292, 659-683.
- Canfield, D.E., 1994, Factors influencing organic carbon preservation in marine sediments. *Chem. Geol.*, 114, 315-329.
- Caplan, M.L. and Bustin, R.M., 1998, Paleooceanographic controls on geochemical characteristics of organic-rich Exshaw mudrocks: role of enhanced primary productivity. *Organic Geochemistry*, Vol. 30, 161-188 pp.
- Chamley, H., 1989, *Clay Sedimentology*, Heidelberg, Springer-Verlag, 623 p.
- Cruse, A.M. and Lyons, T.W., 2004, Trace metal records of regional paleoenvironmental variability in Pennsylvanian (Upper Carboniferous) black shales, *Chemical Geology*, 206, 319-345.
- Crusius, J., Pedersen, T.F., Calvert, S.E., Cowie, G.L. and Oba, T., 1999, A 36 kyr geochemical record from the Sea of Japan of organic matter flux variations and changes in intermediate water oxygen concentrations, *Paleoceanography*, Vol. 14, 248-259.
- Crusius, J. And Thomson, J., 2003, Mobility of authigenic rhenium, silver, and selenium during postdepositional oxidation in marine sediments, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 67, 265-273.
- Condie, K.C., 1991, Another look at rare earth elements in shales. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 55, 2527-2531.
- Coşkun, B., 1992b, Oil Possibilities of the Mardin Group in the Adıyaman-Çemberlitaş-Bölükayla Area, SE Turkey, *Ank. Univ. Geol. Eng. Dept.* PhD Thesis, 162.
- Çelikdemir, E., Görür, N. ve Dülger, S., 1987, Güneydoğu Anadolu X, XI ve XII. Petrol bölgelerinde Mardin grubu karbonatlarının sedimentolojisi, yayılımı, fasiyes çökme ortamı ve paleocoğrafyası, TPAO Arama Grubu, Rapor no: 2321, 173.
- Çelikdemir, E. Ve Dülger, S., 1990, Güneydoğu Anadolu da Mardin Grubu karbonatlarının stratigrafisi, sedimentolojisi ve rezervuar özellikleri, TPAO Arama Grubu, SE Turkey, Special publication of EAPG, no: 1, 439-454.
- Çemen, I. and Ediger, S. V., 1990, The Bozova Strike-Slip Fault of SE Turkey, An Example of a Reactivated Thrust Fault, *Proceedings of 8th Turkish Petroleum Congress*, 169-179.
- Çemen, İ., Perinçek, D., Ediger, V.Ş. ve Akça, L., 1990, Güneydoğu Anadoludaki Bozova doğrultu atımlı fayı üzerindeki ilk hareket ters faylanma olan faylara bir örnek, Türkiye 8. Petrol Kongresi, Jeoloji Bildirileri, 169-179.
- Çimen, O., Koç, Ş. and Sarı, A., 2013, Rare element (REE) Geochemistry and genesis of oil shales Rare element (REE) Geochemistry and genesis of oil shales around Dağhacılar Village, Göynük-Bolu, TURKEY.around Dağhacılar Village, Göynük-Bolu, TURKEY. *Oil Shale*, 30(3), 419-440.

- Çoruh, T., 1981, Mardin Grubu karbonatlarının X. Bölge Bölükkonak-2/A, Alıçlı-2, Dodan-6M, Tavan-1, Kavikadağ-1 kuyularıyla, IX. Bölge Körkandil, Ballıkaya ve Mehmet Yusuf ölçülmüş stratigrafik kesitlerindeki mikropaleontolojik incelemesi, TPAOA araştırma Merkezi, Rapor no: 403/A, 12.
- Çoruh, T., 1991, Adıyaman civarında (XI. Bölge kuzeybatısı ve XII. Bölge) yüzeyleyen Kampaniyen-Tanesiyen istifinin biyostratigrafisi ve peleocoğrafik evrimi, TPAO Araştırma Merkezi, Rapor no: 1656, 101.
- Dean, W.E. and Arthur, M.A., 1989, Iron-sulfur-carbon relationships in organic carbon rich sequences: I. Cretaceous Western Interior Seaway, American Journal of Science, 289, 708– 743.
- Dellaloğlu, A.A. ve Pasin, C., 1984, Yalangoz ve Keldağ (Hatay) yörelerinin jeolojisi ve petrol olanakları, TPAO Arama Grubu, Rapor no: 2011, 27.
- Demaison, G.J. and Moore, G.T., 1980, Anoxic environments and oil source bed genesis. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 64, 1179–1209.
- Desborough, G.A., Pitman, J.K. and Huffman, Jr.C., 1976, Concentration and mineralogical residence of elements in rich oil shales of the Green River Formation, Piceance Creek basin, Colorado, and the Uinta Basin, Utah–A preliminary report. Chemical Geology, 17, 13-26.
- Dill, H., Teschner, M. and Wehner, H., 1988, Petrography, inorganic and organic geochemistry of Lower Permian Carbonaceous Fan sequences (“Brandschiefer Series”)-Federal Republic of Germany: Contrints to their paleogeography and assessment of their source rock potential, Chemical Geology 67, 307-325.
- Duran, O. ve Yılmaz, E., 1997, Güneydoğu Anadolu Bölgesi Otokton ve Allokon Birimler Stratigrafi Adlana Sözlüğü, TPAO Araştırma Grubu, Ankara, Eğitim Yayınları No, 31, 460.
- Duran, O., Şemşir, D., Sezgin, İ. ve Perinçek, D., 1988, Güneydoğu Anadolu da Midyat ve Silvan Gruplarının stratigrafisi, sedimantolojisi ve petrol potansiyeli, TPJD Bülteni, cilt 1/2, 99-126.
- Duran, O., Şemşir, D., Sezgin, İ. ve Perinçek, D., 1989, Güneydoğu Anadolu da Midyat ve Silvan Gruplarının stratigrafisi, sedimantolojisi ve paleocoğrafyası, paleontolojisi, jeoloji tarihi, rezervuar ve diyajenez özellikleri ve olası petrol potansiyeli, TPAO Arama Grubu, Rapor no: 2563, 78.
- Duran, O., 1991, Beşikli, Tokaris ve Bakacak sahalarının stratigrafisi, sedimantolojisi ve rezervuar özellikleri, TPAO Araştırma Merkezi, Rapor no: 1586, 43.
- Duran, O., Şengündüz, N., Sayılı, A., Soylu, C. Ve Aras, M., 1996, XI ve XII Bölgelerde (GDA) Üst Kretase karbonatlarının stratigrafisi, sedimantolojisi, rezervuar özellikleri, jeokimyasal değerlendirmesi ve hidrokarbon potansiyeli, TPAO Araştırma Merkezi, Rapor no: 2165, 76.
- Ediger, V.Ş. ve Şengündüz, N., 1994, Bozova fayı ve civarının jeolojik tarihçesi ve hidrokarbon potansiyeli, TPAO Araştırma Merkezi, Rapor no: 1964, 24.

- Erenler, M., 1989, XI-XII. Bölge güney alanlarındaki kuyularda Mesozoyik çökel istifinin mikropaleontolojik incelemeleri, TPAO Arama Merkezi, Rapor no: 1364, 44.
- Erdoğan, T., 1975, Gölbaşı civarının jeolojisi, TPAO Arama Grubu, Rapor no: 929, 17.
- Esso, 1959, Kasteln no: 1 composite well log: TPAO Arama Grubu, Arşiv no: 64.
- Espitalié, J., Deroo, G. and Marquis, F., 1985, La pyrolyse Rock-Eval et ses applications, Premiere Partie. Rev. Inst. Fr. Pet., Vol. 40, 563-579.
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1995, Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, Vol. 23, 921-924.
- Felix, N.S., 1977, Physico-chemical studies on bentonites with special reference to Fayoum Deposits, *Doktora tezi, Fen Bilimleri Fakültesi, Cairo Üniversitesi, Mısır*.
- Floyd, P.A. and Leveridge, B.E., 1987, Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbidite sandstones. *Journal of the Geological Society London*, Vol. 144, 531-542.
- Fu, X.G., Tan, F.W., Feng, X.L., Wang, D., Chen, W.B., Song, C.Y. and Zeng, S.Q., 2014, Early Jurassic anoxic conditions and organic accumulation in the eastern Tethys, *Int. Geol. Rev.* 56 (12), 1450-1465.
- Galán, E., Ferrell, R.E., 2013, Genesis of clay minerals. In: Faïza, B., Gerhard, L. (Eds.), *Developments in Clay Science*. Elsevier, pp. 83-126 (Chapter 3).
- Garver, J.I., Royce, P.R. and Scott, T.J., 1994, The presence of ophiolites in tectonic highlands as determined by chromium and nickel anomalies in synorogenic shales, two examples from North America. *Russian Geol. Geophys.*, Vol. 35, 1-8.
- Garver, J.I., Royce, P.R. and Smick, T.A., 1996, Chromium and nickel in shale of the Taconic Foreland: A case study for the provenience of fine-grained sediments with an ultramafic source. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 66, 100-106.
- Garzanti, E., Padoan, M., Setti, M., López-Galindo, A., Villa, I.M., 2014, Provenance versus weathering control on the composition of tropical river mud (southern Africa). *Chem. Geol.* 366, 61-74.
- Goldich, S.S., 1938, A study in rock-weathering, *The Journal of Geology*, Vol.46, 1, 17-58.
- Gossage, D.W., 1959, Stratigraphic observation in the Tut area of District VI, Southeast Turkey. N.V. Turkse Shell, Report no: GRT. 18, 48.
- Görür, N., Akkök, R., 1982, Adıyaman bölgesinde Mardin formasyonunun fasiyes analizi, hazne kaya niteliği ve diyajenez: TPAO Arama Grubu, Rapor no: 1633, 83 s., Ankara.

- Günay, Y., 1984, Amanos dağlarının jeolojisi ve Karasu-Hatay grabeninin petrol olanakları, TPAO Arama Grubu, Rapor no: 1954, 98.
- Günay, Y., 1990, Güneydoğu Anadolunun jeolojisi (yayınlanmamış), TPAO Arama Grubu.
- Güven, A., Dinçer, A., Tuna, M.E., Tezcan, Ü.Ş. ve Çoruh, T., 1988, Güneydoğu Anadolu'da Mardin ve Midyat Grupları arasında yer alan birimlerin stratigrafisi (ön rapor), TPAO Arama Grubu, Rapor no: 2414, 154.
- Güven, A., Dinçer, A., Tuna, M.E. ve Çoruh, T., 1991, Güneydoğu Anadolu Kampaniyen-Paleosen otokton istifinin stratigrafisi, TPAO Arama Grubu, Rapor no: 2828, 133.
- Harnois, L., 1988, The CIW index: a new Chemical Index of Weathering. *Sedimentary Geology*, Vol. 55, 319-322.
- Hatch, J.R. and Leventhal, J.S., 1992, Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, U.S.A. *Chemical Geology*, 99, 65-82.
- Herron, M.M., 1988, Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data, *Journal of Sedimentary Research*, 58, 820-829.
- Hiscott, R.N., 1984, Ophiolitic source rocks for Taconic-age flysch: Trace element evidence, *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 95, 1261-1267.
- İlker, S., 1972, VI. Bölge Adıyaman kuzey ve kuzeydoğusundaki sahalar hakkında jeolojik rapor, Rapor no: 981, 27 s., Ankara.
- Jacobs, L., Emerson, S. and Skei, J., 1985, Partitioning and transport of metals across the O₂/H₂S interface in a permanently anoxic basin: Framvaren Fjord, Norway, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 49, 1433-1444.
- Jacobs, L., Emerson, S. and Huested, S.S., 1987, Trace metal geochemistry in the Cariaco Trench, *Deep-Sea Research*, Vol. 34, 965-981.
- Jaminski, J., Algeo, T.J., Maynard, J.B. and Hower, J.C., 1998, Climatic origin of dmscale compositional cyclicity in the Cleveland Member of the Ohio Shale (Upper Devonian), Central Appalachian Basin, USA. In: Schieber, J., Zimmerle, W., Sethi, P.S. (Eds.), *Shales and Mudstones*, Vol. 1. Schweizerbart'sche, Stuttgart, 217-242.
- Johnsson, M. J., Stallard, R. F. and Meade, R. H., 1988, First-cycle quartz arenites in the Orinoco River basin, Venezuela and Colombia: *Journal of Geology*, v. 96, 263-277.
- Jones, B. and Manning, D.A.C., 1994, Comparison of geological indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones, *Chemical Geology*, Vol. 111, 111-129.

- Jung, W. and Knitschke, G., 1976, Kupferschiefer in the German Democratic Republic (GDR) with special reference to the Kupferschiefer deposits in the Southeastern Harz Foreland. Handbook of Stata-bound and Stratiform Ore Deposits, 6, 353-406.
- Karadoğan, S., 2005, Adıyaman Havzasının Genel ve Uygulamalı Jeomorfolojisi, *Fırat Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, Doktora Tezi*.
- Kavak, O., 1997, Adıyaman karaboğaz formasyonunun kaynak kaya potansiyeli, *İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi*.
- Kato, Y. and Isozaki, Y., 2009, Comment on "Evaluation of palaeo-oxygenation of the ocean bottom cross the Permian-Triassic boundary" by Kakuwa (2008): Was the Late Permian deep-superocean really oxid? Global and Planetary Change, v. 69, 79-81.
- Ketin, İ., 1964, Güneydoğu Anadolu paleozoyik teşekküllerinin jeolojik etüdü hakkında rapor, (I. Kısım: Derik-Bedinan, Penbeği-Tut ve Hazro Bölgesi), TPAO Arama Grubu, Rapor no: 287, 36.
- Kholodov, V.N. and Nedumov, R.I., 1991, Geochemical Criteria of the Hydrogen Sulfide Contamination in Waters of Ancient Basins. International Geology Review, Vol. 33, 1136-1144.
- Kimura, H. and Watanabe, Y., 2001, Oceanic anoxia at the Precambrian-Cambrian boundary, Geology, 21, 995-998.
- Kıratlıoğlu, E. ve Bolgi, T., 1961, AR/TPO/609 nolu Kastel sahası ve civarının jeolojik etüdü, TPAO Arama Grubu, Rapor no: 220, 36.
- Koca, D., Sarı, A., Koç, Ş., Koralay, D.B., 2010, Denizel kaynak kayalarda ana ve iz element zenginleşmelerine Türkiye’den bir örnek: Akkuyu Formasyonu (Orta Toroslar). *Gazi Ünv. Müh. Mim. Fak. Der.* 25 (2), 243-256, 246., Ankara.
- Koca, D., 2011, Nallıhan (Ankara, Türkiye) civarı bitümlü şeyllerinde organik madde ve iz element zenginleşmeleri, *Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi*, 46.
- Koç Ş., Sari, A. and Cimen, O., 2016, Major and rare earth element contents in sedimentary rocks of the Haymana formation, Ankara, Turkey. Energy Sources, Part A: Recovery, Utilization, and Environmental Effects. VOL. 38, NO. 13, 1918–1928
- Koralay, D.B. and Sarı, A. 2013, Redox Conditions and Metal-Organic Carbon Relations of Eocene Bituminous Shales (Veliler/Mengen-Bolu/Turkey). Energy Sources, Part A, Volume: 35(17), 1597-1607.
- Köylüoğlu, M., 1986, Güneydoğu Anadolu Otokton birimlerinin kronostratigrafisi, mikrofasiyes ve mikrofosilleri, TPAO Arş Merkezi eğitim yay no: 9, 53.

- Lash, G.G. and Blood, D.R., 2014, Organic matter accumulation, redox, and diagenetic history of the Marcellus Formation, southwestern Pennsylvania, Appalachian basin. *Mar. Pet. Geol.*, 57, 244-263.
- Leventhal, J.S. and Hosterman, J.W., 1982, Chemical and mineralogical analysis of devonian black-shale samples from Martin County, Kentucky; Carroll and Washington counties, Ohio; Wise County, Virginia; and Overton County, Tennessee, U.S.A. *Chemical Geology*, 37, 239-264.
- Leventhal, J., 1993, Metals in black shales, *Organic Geochemistry, Principles and Applications*, 581-592.
- Lewis, B.L., Luther, G.W., 2000, Processes controlling the distribution and cycling of manganese in the oxygen minimum zone of the Arabian Sea. *Deep-Sea Res.*, Part II. 47, 1541– 1561.
- Leybourne, M.I., Goodfellow, W.D., Boyle, D.R. and Hall, G.M. 2000, Rapid development of negative Ce anomalies in surface waters and contrasting REE patterns in groundwaters associated with Zn-Pb massive sulphide deposits, *Applied Geochemistry*, Vol. 15, 695-723.
- Lin, C., He, M., Li, Y., Yang, L., Liu, R. and Yang, Z., 2008, Rare earth element content in the SPM of Daliao river system and its comparison with that in the sediments, loess and soils in China. *Journal of Rare Earths*, Vol. 26, 414-420.
- Lisenbee, A.L., 1985, Tectonic analysis of the Adiyaman to Hazro region, Southeast Anatolia (Final report): TPAO Arama Grubu, Rapor no: 2129, 47.
- Lipinski, M., Warning, B. and Brumsack, H.J., 2003, Trace metal signatures of Jurassic/Cretaceous black shales from Norwegian shelf and the Barents Sea. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleobiology*, 190, 459-475.
- Li, C.S., Shi, X.F., Kao, S.J., Chen, M.T., Liu, Y.G., Fang, X.S., Lv, H.H., Zou, J.J., Liu, S.F., Qiao, S.Q., 2012. Clay mineral composition and their sources for the fluvial sediments of Taiwanese rivers, *Chinese Sci. Bull.* 57 (6), 673-681.
- Liu, J.P., Xu, K.H., Li, A.C., Milliman, J.D., Velozzi, D.M., Xiao, S.B., Yang, Z.S., 2007b, Flux and fate of Yangtze River sediment delivered to the East China Sea, *Geomorphology* 85, 208-224.
- Liu, Z., Wang, H., Hantoro, W.S., Sathiamurthy, E., Colin, C., Zhao, Y., Li, J., 2012b, Climatic and tectonic controls on chemical weathering in tropical Southeast Asia (Malay Peninsula, Borneo, and Sumatra), *Chem. Geol.* 291, 1-12.
- Luo, Y., Gao, S., Yuan, H., Liu, X., Deltlef, G., Jin, Z. and Sun, M., 2003, Ce anomaly in minerals of eclogite and garnet pyroxenite from Dabie-Sulu ultrahigh pressure metamorphic belt: Tacking subducted sediment formed under oxidizing conditions, *Science in China Series D: Earth Sciences*, v. 47 (10), 920-930.
- Mader, D. and Neubauer, F., 2004, Provenance of Palaeozoic sandstones from the Carnic Alps (Austria), petrographic and geochemical indicators, *International Journal of Earth Sciences*, Vol. 93, 262-281.

- Mao, J., Lehmann, B., Du, A., Zhang, G., Ma, D., Wang, Y., Zeng, M., Kerrich, R., 2002, Re-Os dating of polymetallic Ni-Mo-PGE-Au mineralization in Lower Cambrian black shales of South China and its geological significance: *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists* 97, 1051-1061.
- Maynard, J.B., Sutton, S.J., Robb, L.J., Ferraz, M.F. and Meyer, F.M. 1995, A paleosol developed on hydrothermally altered granite from the hinterland of the Witwatersrand basin: characteristics of a source of basin fill. *Journal of Geology*, Vol. 103, 357-377.
- Maxso, J.H., 1936, Geology and petroleum possibilities of the Hermis dome, MTA Derleme no: 255, 25.
- Meriç, E., 1978, Güneydoğu Türkiye'de Sinan Formasyonu alt üyesi ve Besni Formasyonunun fauna özellikleri, *TJK Bull.*, c. 21, sayı 2, 95-96.
- McKay, J.L. and Pedersen, T.F., 2002, Accumulation of redox-sensitive trace metals in continental margin sediments and their paleoapplications, *Eos Trans. AGU*, 83, Ocean Sciences Meet. Suppl. Abstract OS32B-124.
- McLennan, S.M., 1989, Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes, In: Lipin BR, McKay GA (eds) *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements, Reviews in Mineralogy*, vol 21, Mineralogy Society of America, Washington, DC, 169-200.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T. and Maynard, J.B., 1990, Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 54, 2015-2050.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K. and Hanson, G.N., 1993, Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics, In: Johnsson, M.J., Basu, A. (Eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*, Geological Society of America Special Paper, Vol. 284, 21-40.
- Morford, J.L., Russell, A.D. and Emerson, S., 2001, Trace metal evidence for changes in the redox environment associated with the transition from terrigenous clay to diatomaceous sediment, Saanich Inlet, B.C. *Marine Geology*, Vol. 174, 355-369.
- Morford, J.L., Martin, W.R., François, R. and Carney, C.M., 2009, A model for uranium, rhenium, and molybdenum diagenesis in marine sediments based on results from coastal locations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 73, 2938-2960.
- Morse, J.W., 2005, Formation and diagenesis of carbonate sediments. In: eds. Mackenzie, F.T., *Sediments, diagenesis and Sedimentary rocks (Treatise on geochemistry, Volume 7; eds. Holland, H.D., Turekian, K.K.)*. Elsevier-Pergamon, Oxford, 67-85.
- Mossman, D.J., Nagy, B.J. and Davis, D.W., 1993, Hydrothermal alteration of organic matter in uranium ores, Elliot Lake, Canada: Implications for selected organic-rich deposits Original Research Article, *Geochimica et Cosmochimica*, 57, 3251-3259.

- Munksgaard, N.C., Lim, K. and Parry, D.L., 2003, Rare earth elements as provenance indicators in North Australian estuarine and coastal marine sediments, *Estuarine Coastal Shelf Science*, Vol. 57, 399-409.
- Murphy, A.E., Sageman, B.B., Hollander, D.J., Lyons, T.L. and Brett, C.E., 2000b, Black shale deposition and faunal overturn in the Devonian Appalachian Basin: clastic starvation, seasonal watercolumn mixing, and efficient biolimiting nutrient recycling. *Paleoceanography*, 15, 280-291.
- Mülayim, O., Mancini, E., Çemen, İ., Yılmaz, Ö.İ., 2015, Upper Cenomanian-Lower Campanian Derdere and Karababa formations in the Çemberlitaş oil field, southeastern Turkey: their microfacies analyses, depositional environments, and sequence stratigraphy, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 46-63,
- Nameroff, T.J., Balistrieri, L.S. and Murray, J.W., 2002, Suboxic trace metal geochemistry in the Eastern Tropical North, *Geochimica et Cosmochimica*, 66, 1139-1158.
- Nameroff T. J., Calvert S. E. and Murray J. W., 2004, Glacial-interglacial variability in the eastern tropical north pacific oxygen minimum zone recorded by redoxsensitive trace metals, *Paleoceanography* 19(1), Article Number: PA1010.
- Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1982, Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, Vol. 229, 715-717.
- Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1984, Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 48, 1523-1534.
- Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1989, Formation and diagenesis of weathering profiles. *Journal of Geology*, Vol. 97, 129-147.
- Ndung'u, K., Thomas, M.A. and Flegal, A.R., 2001, Silver in western equatorial and South Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res. Part II*, Vol. 48, 2933-2945.
- Nijenhuis, I.A., Brumsack, H.J. and de Lange, G.J., 1998, The trace element budget of the eastern Mediterranean during Pliocene sapropel formation. In: Robertson, A.H.F., Emeis, K.-C., Richter, C., Camerlenghi, A. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, Vol. 160. Ocean Drilling Program, College Station, TX, 199-206.
- Oszczepalski, S., 1989, Kupferschiefer in Southwestern Poland: Sedimentary environments, metal zoning, and ore controls: Sediment-Hosted Stratiform Copper Deposits. *Geol. Assoc. Canada Special paper* 36, 571-600.
- Öğrenmiş, İ.Y., 2001, Adıyaman ve Kahta Dolaylarının Jeolojisi ve Petrol Potansiyeli, *Fırat Üniv. Sos. Bil. Enst. Elazığ*.
- Önem, Y., 1968, Derik-Mardin ve Gercüş-Germav sahalarına ait jeoloji raporu, TPAO Arama Grubu, Rapor no: 423, 30.

- Pasin, C., Akgül, A. ve Dülger, S., 1982, Güneydoğu Anadolu'da Mardin Grubu, TPAO Arama Grubu, Rapor no: 1635, 81.
- Pasin, C., Çelikdemir, E. ve Şemşir, D., 1983, Adıyaman-Çemberlitaş-Bölükayla sahaları ile yakın dolaylarının hidrokarbon olanakları: TPAO Arama Grubu, Rapor no: 1770, 131.
- Pasin, C., 1989, Siirt-Eruh ve Şırnak arasındaki bölgenin jeolojisi, TPAO Arama Grubu, Rapor no:2632, 24.
- Pedersen, T.F. and Calvert, S.E., 1990, Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 74, 454-466.
- Peksü. M., 1969, Proposed rock unit nomenclature, Petroleum District V. and VI, SE Turkey, TPAO Arama Grubu, Arşiv no: 5158.
- Perinçek, D., 1978, Çelikhan-Sincik-Koçali (Adıyaman İli) alanının jeolojik incelenmesi ve petrol olanaklarının araştırılması (İÜFF Tatbiki Jeoloji Kürsüsü, Doktora tezi), TPAO Arama Grubu, Rapor no: 1250, 212 s., Ankara.
- Perinçek, D., 1989, Hakkari ili ve dolayının stratigrafisi, yapısal özellikleri, petrol imkanları, TPAO Arama Grubu, Rapor no: 2545, 127.
- Perinçek, D., 1990, Hakkari ili ve dolayının stratigrafisi, GDA Türkiye, TPJD Bülteni, cilt: 2/1, 21-68.
- Perinçek, D., Duran, O., Bozdoğan, N. ve Çoruh, T., 1991, Stratigraphy and paleogeographical evolution of the autochthonous sedimentary rocks in the SE Turkey (Güneydoğu Türkiye de otokton sedimanter kayaların stratigrafisi ve paleocoğrafik evrimi), Ozan sungurlu Symposium proceedings, 274-305.
- Pehlivanlı, B.Y., Koç Ş., Sarı A. and Engin H., 2014, Factors Controlling Low Uranium and Thorium Concentrations in the Çayırhan Bituminous Shales (ÇBS) in the Beypazarı (Ankara) area, Turkey. ACTA GEOLOGICA SINICA (English Edition), 88(1), 248-259.
- Perinçek, D., 1979a, Geological investigation of the Çelikhan-Sincik-Koçali area (Adıyaman province), İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası, B-44, 127-147 s., İstanbul.
- Perinçek, D., 1979b, Çelikhan-Sincik-Koçali (Adıyaman ili) alanının jeolojik incelemesi: TPAO Arama Grubu, Rapor no: 1394, 30 s., Ankara.
- Perinçek, D., 1979c, Hazro, Korudağ-Çüngüş, Maden, Hazar, Elazığ, Malatya dolayının jeolojisi. TPAO Arama Grubu Rapor no: 1395, 62 s., Ankara.
- Peters, K.E. and Cassa, M.R., 1994, Applied source rock geochemistry, in L.B. Magoon and W.G. Dow, eds., The petroleum system from source to trap: AAPG Memoir 60, 93-120.

- Pettijohn, F.J., Potter P.E and Siever R., 1972, Sand and Sandstone, New York, Springer, 618.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.R. and Siever, R., 1987, Sand and sandstones, Springer, New York, 2nd edition. 553.
- Piper, D.Z., 1994, Seawater as the source of minor elements in black shales, phosphorites and other sedimentary rocks, *Chemical Geology*, Vol. 114, 95-114.
- Plank, T. and Langmuir, C.H. 1998, The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust mantle, *Chemical Geology*, Vol. 145, pp. 325-394.
- Podkovyrov, V.N., Kovach, V.P. and Kotova, L.N. 2002, Mudrocks from the Siberian Hypostratotype of the Riphean and Vendian: Chemistry, Sm-Nd Isotope Systematic of Sources, and Formation Stages. *Lithology and Mineral Resources*, Vol. 37, 334-363.
- Podkovyrov, V.N., Kovach, V.P. and Kotova, L.N., 2002, Mudrocks from the Siberian Hypostratotype of the Riphean and Vendian: Chemistry, Sm-Nd Isotope Systematic of Sources, and Formation Stages. *Lithology and Mineral Resources*, Vol. 37, 334-363.
- Raiswell, R., Buckley, F., Berner, R.A., Anderson, T.F., 1988, Degree of pyritization of iron as a paleoenvironmental indicator of bottom-water oxygenation. *J. Sediment. Petrol.* 58, 812-819.
- Roldset, E., 1972, Mineralogy and geochemistry of Quaternary clays in the Numedal Area, southern Norway. *Norsk Geolisk Tidsskrift*, Vol. 52, 335-369.
- Roser, B.P. and Korsch, R.J., 1986, Determination of tectonic setting of sandstone mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio, *Journal of Geology*, 94, 635-650.
- Roser, B.P., 2000, Whole-rock geochemical studies of clastic sedimentary suites, *Memoirs of the Geological Society of Japan*, Vol. 57, 73-89.
- Ross, D.J.K. and Bustin, R.M., 2009, Investigating the use of sedimentary geochemical proxies for paleoenvironment interpretation of thermally mature organic-rich strata: Examples from the Devonian-Mississippian shales, Western Canadian Sedimentary Basin, *Chemical Geology*, Vol. 260, 1-19.
- Roy, P. D., Cabellero, M., Lozano, R. and Smykatz-Kloss, W., 2008, Geochemistry of late quaternary sediments from Tecocomulco lake, central Mexico: Implication to chemical weathering and provenance. *Chemie der Erde Geochemistry*, Vol.68, 383-393.
- Rimmer, S.M., 2004, Geochemical paleoredox indicators in the Devonian Mississippian black shales, Central Appalachian Basin (USA), *Chemical Geology*, 206, 373-391.

- Ripley, E.M., Shaffer, N.R. and Gilstrap, M.S., 1990, Distribution and geochemical characteristics of metal enrichment in the New Albany Shale (Devonian-Mississippian), Indiana. *Economic Geology*, Vol. 85, 1790-1807.
- Ruebsam, W., Dickson, A.J., Hoyer, E.M., Schwark, L., 2017, Multiproxy reconstruction of oceanographic conditions in the southern epeiric Kupferschiefer Sea (Late Permian) based on redox-sensitive trace elements, molybdenum isotopes and biomarkers, *Gondwana Res.* 44, 205-218.
- Saltık, O., 1970, Cizre-Silopi-Rubai sahasına ait rekonesans jeoloji raporu, TPAO Arama Grubu, Rapor no: 488, 9.
- Saltık, O. ve Saka, K., 1971c, Besni tip stratigrafi kesiti, TPAO Arama Grubu, Arşiv no: 4312.
- Sarkar, A., Bhattacharya, S.K., Sarin, M.M., 1993, Geochemical evidence for anoxic deep water in the Arabian Sea during the last glaciation. *Geochem. Cosmochim. Acta* 57, 1009-1016.
- Sarı, A., Bahtiyar, I., 1999, Geochemical Evaluation of The Beşikli Oil Field, Kahta Adıyaman, Turkey, *Marine And Petroleum Geology*, Volume 16, Issue 2, 15 March 1999, Pages 151-164.
- Sarı, A., Koca, D., Koç, Ş., Yavuz, B. ve Koralay, D.B., 2008, Üst Jura denizel fasiyeslerinde iz element birikimlerinde organik madde içeriğinin rolü (Orta Toroslar, Türkiye), *Selçuk Üniversitesi Mühendislik - Mimarlık Fakültesi Dergisi*, Cilt 23, 43-56.
- Sarı, A., Kulaksız, Y. ve Kara, A.K., 2014, Miyosen Hançili Formasyonu (Dodurga/Çorum) Bitümlü Kayaçlarındaki Element Zenginleşmeleri. *TPJD Bülteni*, Cilt 26(2), 69-85.
- Sarı, A., Moradi, A.V., Kulaksız, Y. and Yurtoğlu, A. 2015a, Evaluation of the hydrocarbon potential mineral matrix effect and gas-oil ratio potential of oil shale from the Kabalar Formation, Göynük Turkey, *Oil Shale*, 32(1), 25-41.
- Sarı, A., Döner, Z., Koca, D. and Aliyev, S.A., 2016, Source rock characteristics of Eocene bituminous shales and the effect of redox conditions on source rock potential, Nallıhan (Ankara) Central Anatolian Basin. *Energy Sources, Part A: Recovery, Utilization, and Environmental Effects*. Volume 38(2), 227-235.
- Sarıdaş, B., 1991, Cendere sahası ve Nemrut dağı dolayının jeolojisi (rezervuar çalışması), TPAO Arama Grubu, Rapor no: 2826, 29.
- Savcı, H. ve Dülger, S., 1980, Cacas-Sason-Kozluk dolayının jeoloji incelemesi ve petrol olanaklarının araştırılması, TPAO Arama Grubu, Rapor no: 1442, 41.
- Sayılı, A. ve Duran, O. 1994, XI. Bölge batısı ve XII. Bölge doğu alanlarında (GDA) Sabunsuyu, Derdere, Karababa, Karaboğaz ve Sayındere Formasyonlarının fasiyes dağılımları ve rezervuar özellikleri, TPAO Araştırma Merkezi, Rapor no: 1985, 41 s.

- Schenau, S.J., Reichart, G.-J., De Lange, G.J., 2002, Oxygen minimum zone controlled Mn redistribution in Arabian Sea sediments during the late Quaternary, *Paleoceanography* 17, 1058-1070.
- Schmidt, G.C., 1961, Stratigraphy and petroleum possibilities of central District VI, Turkey, *Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Teknik Arşivi*, Kutu no: 332, Rapor no: 4, 43.
- Sonel, N., Eker, N., Sarı, A. ve Bağcı, S., 2002, Tokaris Sahası Mardin-Adıyaman Grubu Birimlerinin (Adıyaman-Kahta) Petrol Hazne Kaya Özelliklerinin Elan Plus Yazılımıyla Değerlendirilmesi (Güneydoğu-Türkiye), *Türkiye Jeoloji Bülteni*, Cilt 45.
- Soylu, C., 1991, Oil source rocks in the Adıyaman area, southeast Turkey, *J. Southeast Asian Earth Sci.*, C. 5, 429-434.
- Soylu, C., 2000, Karbonatlı kaynak kayalarda petrol oluşumu ve atılması: Karaboğaz ve Karababa formasyonları, Adıyaman bölgesi, *İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü*, Doktora Tezi,
- Soytürk, N. ve Erdoğan, T., 1974, Bakük-Ceylanpınar-Derik-Mazıdağı dolaylarının jeolojisi ve hidrokarbon olanakları, TPAO Arama Grubu, Rapor no: 865, 14.
- Soua, M., 2010, Productivity and bottom water redox conditions at the Cenomanian-Turonien oceanic anoxic event in the southern Tethyan margin, Tunisia, *Revue Méditerranéenne de l'Environnement*, Vol.4, 653-664.
- Summons, R. E., 1993, Biogeochemical Cycles: A review of fundamental aspects of organic matter formation preservation and composition, *Organic Geochemistry, Principles and Applications*, New York, 3-21.
- Sungurlu, O., 1973, VI. Bölge Gölbaşı-Gerger arasındaki sahanın jeolojisi, TPAO Arama Grubu, Rapor no: 802, 30.
- Sungurlu, O., 1974a, VI. Bölge kuzey sahalarının jeolojisi, TPAO Arama Grubu, Rapor no: 871, 32.
- Sungurlu, O., 1974b, VI. Bölge kuzey sahalarının jeolojisi, Türkiye İkinci Petrol Kongresi Tebliğleri, 85-107.
- Sunkar, M. ve Karataş. Z., 2014, Kahta Çayı Aşağı Havzası'nın (Adıyaman) jeomorfolojik özellikleri, *Türk Coğrafya Dergisi*, Sayı 63, 23-42.
- Şengündüz, N. ve Aras, M., 1986, XI ve XII. Bölgelerde Mardin Grubu karbonatlarının ve Karaboğaz Formasyonunun fasiyes dağılımı, diagenetik özellikleri ve çökeltme modeli, TPAO Araştırma Merkezi, Rapor no: 1005, 75.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985, The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford. 312.

- Thomas, E., Aytuna, S. and Özcan, O., 1986, Geological field report, Southeast Turkey, Akpınar license: ARCO International Oil and Gas Company Report, TPAO Arama Grubu, Rapor no: 2247, 62.
- Tribovillard, N., Algeo, T.J., Lyons, T. and Riboulleau, A., 2006, Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update. *Chemical Geology*, Vol. 232, 12-32.
- Tuna, D., 1973, VI. Bölge litostratigrafi birimleri adlanmasının açıklayıcı raporu, TPAO Arama Grubu, Rapor no: 813, 131.
- Tuna, D., 1974, VI. Bölge litostratigrafi birimleri adlanmasının açıklayıcı raporu, Türkiye İkinci Petrol Kongresi Tebliğleri, 183-192.
- Turgeon, S. and Brumsack, H.J., 2006, Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian–Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria-Marche Basin of central Italy. *Chemical Geology*, Vol. 234, 321-339.
- Uyar, T.T., 2011. Geomechanical wellbore stability assesment for sayindere, Karaboğaz, Karababa formations in x field, *Yüksek Lisans Tez*
- Uygur, K. ve Aydemir, V., 1988, Bölükayla-Çukurtaş sahalarında (XII. Bölge) Derdere, Karababa, Karaboğaz ve Sayindere Formasyonlarının yer altı jeolojisi, TPAO Arama Grubu, Rapor no: 2454, 268.
- Vine, J.D. and Tourtelot, E.B., 1970, Geochemistry of black shale depositions-A summary report. *Econ. Geol.*, 65, 253-272.
- Vogt, T., 1927, Sulitjelmafeltets geologi og petrografi, Norges Geologiske Undersokelse, Vol. 121, 560. (in Norwegian, with English abstract).
- Wagner, C., Pehlivan, M., 1987, Geological control in the distribution of source rocks and reservoirs in upper cretaceous carbonates of southeast Turkey, *Journal of Petroleum Science and Engineering*, Volume 1, Issue 2, December 1987, Pages 105-114.
- Wagner, C. ve Tuna, E., 1988, Campanien cycle IV carbonates in Southeast Turkey depositional environments and paleogeography, TPAO Arama Grubu, Rapor no: 2528, 11.
- Wang, D., Aller, R.C., Sañudo-Wilhelmy, S.A., 2011, Redox speciation and early diagenetic behavior of dissolved molybdenum in sulfidic muds, *Mar Chem*, 125, 101-107.
- Wang, H., Liu, Z.F., Sathiamurthy, E., Colin, C., Li, J.R., Zhao, Y.L., 2011, Chemical weathering in Malay Peninsula and North Borneo: clay mineralogy and element geochemistry of river surface sediments, *Sci. China Ser. D: Earth Sci.* 54, 272-282.
- Warning, B. and Brumsack, H.J., 2000, Trace metal signatures of Mediterranean sapropels. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 158, 293-309.

- Wedepohl, K.H., 1971, Environmental influences on the chemical composition of shales and clays. In: Ahrens, L.H., Press, F., Runcorn, S.K., Urey, H.C. (Eds.), *Physics and Chemistry of the Earth*, Vol. 8. Pergamon, Oxford, 305-333.
- Wedepohl, K.H., 1991, The composition of the upper earth's crust and the natural cycles of selected metals. *Metals in natural raw materials. Natural Resources*. In: Merian, E. (Ed.), *Metals and Their Compounds in the Environment*. VCH, Weinheim, 3-17.
- Wei, H.Y., Chen, D.Z., Wang, J.G., Yu, H. and Tucker, M.E., 2012, Organic accumulation in the lower Chihsa Formation (Middle Permian) of South China: Constraints from pyrite morphology and multiple geochemical proxies. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 353, 73-86.
- Wignall, P.B., 1994, *Black shales* Oxford University Press, New York.
- Wilson, H.H. and Krummenacher, R., 1959, Geology and oil prospects of the Gaziantep Region, Southeast Turkey (N.V. Turkse Shell Report), *Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Teknik Arşivi*, Kutu no: 351, Rapor no: 2, 53.
- Wilson, M., 1999, The origin and formation of clay minerals in soils: past, present and future perspectives. *Clay Miner.* 34, 7, 7-7.
- Yalçın, N., 1977, Geology of the Narince-Gerger area (Adıyaman province) and its petroleum possibilities: *İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecm.* Seri B, cilt 41, 57-82 s., İstanbul.
- Yalçın, N., 1978, Kahramanmaraş-Gaziantep arasındaki allokton birimlerin ayırtlanması ve ilişkileri, TPAO Arama Grubu, Rapor no: 1249, 68.
- Yan, D.T., Wang, H., Fu, Q.L., Chen, Z.H., He, J. and Zhan, G., 2015, Organic matter accumulation of Late Ordovician sediments in North Guizhou province, China: sulfur isotope and trace element evidences. *Mar. Pet. Geol.* 59. 348-358.
- Yang, Z., 1988, Clay mineral assemblages and chemical characters in Changjiang, Huanghe and Zhujiang sediments, and its relation with the climate environment in the source areas. *Oceanologia et Limnologia Sinica* 19, 336-346 (in Chinese).
- Yan, Z., Wang, Z.Q., Wang, T., Yan, Q.R., Xiao, W.J., Li, J.L., 2006a, Provenance and tectonic setting of clastic deposits in the Devonian Xicheng Basin, Qinling Orogen, central China, *Journal of Sedimentary Research* 76, 557-574.
- Yan, Z., Wang, Z.Q., Yan, Q.R., Wang, T., Xiao, W.J., Li, J.L., Han, F., Chen, J., Yang, Y., 2006b, Devonian sedimentary environments and provenance of the Qinling Orogen, constraints on Late Paleozoic southward accretionary tectonics of the North China craton. *International Geology Review* 48, 585-618.
- Yan, Z., Xiao, W.J., Wang, Z.Q., Li, J.L., 2007, Integrated analyses constraining the provenance of sandstones, mudstones and conglomerates, a case study: the Laojunshan Conglomerate, Qilian orogen, NW China. *Canadian Journal of Earth Sciences* 44, 961-986.

- Yan, Z., Wang, Z., Chen, J., Yan, Q., Wang, T., Zhang, Y., 2009, Geochemistry and SHRIMP zircon U-Pb dating of amphibolites from the Dengfeng Group in the Wuguan area, North Qinling terrane and their tectonic significance. *Acta Geologica Sinica* 84, 1633-1646.
- Yan, Z., Wang, Z., Chen, J., Yan, Q., Wang, T., 2010, Detrital record of Neoproterozoic arc-magmatism along the NW margin of the Yangtze Block, China, U-Pb geochronology and petrography of sandstones. *Journal of Asian Earth Sciences* 37, 322-334.
- Yarincik, K.M., Murray, R.W., Lyons, T.W., Peterson, L.C. and Haug, G.H., 2000a, Oxygenation history of bottom waters in the Cariaco Basin, Venezuela, over the past 578,000 years: results from redox-sensitive metals (Mo, V, Mn, and Fe). *Paleoceanography* Vol. 15, 593-604.
- Yazar, B. B., 2009, Adıyaman-kahta güneyi (çalğan-karaköprü-alıdağ) Mardin grubu karbonatlarının yeraltı jeolojisi ve petrol imkanlarının incelenmesi, *Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi*
- Yıldırım, N., 2013, Adıyaman İlinin Maden Potansiyeli, *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Orta Anadolu IV. Bölge Müdürlüğü*
- Yılmaz, E., 1982, Hazro (Diyarbakır) güneybatı yöresinin jeolojisi (Diploma çalışması), *İstanbul Teknik Üniversitesi, Jeoloji Kürsüsü*, 53.
- Yılmaz, Y. ve Yiğitbaş, E., 1990, SE Anadolunun farklı ofiyolitik-metamorfik birlikleri ve bunların jeolojik evrimdeki rolü, Türkiye 8. Petrol Kongresi, Jeoloji Bildirileri, 128-140.
- Yoldemir, O., 1987, Gölbaşı (Adıyaman) güneyindeki alanda izlenen Haydarlı Formasyonunun (Üst Kretase) sedimantolojisi ve ortamsal yorumu, Türkiye 7. Petrol Kongresi, Jeoloji Bildirileri, 192-202.
- Yuldağül, A. G. ve Saraç, C., 2002, Adıyaman Yöresi Rezervuar Kayaçlarının Porozite ve Hidrokarbon Doygunluğu Değerlerinin Jeostatistiksel Simülasyonu, Türkiye Jeoloji Bülteni, Cilt 45, Sayı 2, Ankara.

EK-1

EK-1. Karaboğaz Formasyonuna ait örneklerin element Korelasyonları

Se	Tl	Hg	Au	Ag	Sb	Cd	As	Ni	Zn	Pb	Cu	Mo	La	Yb	Im	Er	Ho	Dy	Tb	Gd	Eu	Sm	Nd	Pr	Ce	La	Y	Zr	V	U	Th	Sr	Rb	Hf	Cs	Co	Ba	OC		
0.95	0.96	0.88	0.47	0.98	0.95	0.91	0.67	0.67	0.95	-0.88	0.95	0.67	1.00	1.00	0.99	0.97	0.95	0.98	1.00	-0.50	-0.80	0.88	0.90	0.91	0.95	0.99	0.99	0.95	0.39	0.28	-0.02	0.97	0.66	-0.33	0.99	0.88	0.22	1.00	OC	
0.12	0.25	-0.24	0.69	0.15	0.10	-0.13	0.23	0.14	0.07	-0.06	0.02	0.14	0.23	0.28	0.08	-0.01	0.02	0.03	0.16	-0.09	-0.75	-0.24	-0.23	-0.20	0.06	0.15	0.07	-0.02	0.04	0.17	-0.22	0.34	-0.41	0.34	0.09	0.65	1.00	0.22	Ba	
0.78	0.85	0.56	0.74	0.82	0.77	0.63	0.59	0.79	0.76	-0.68	0.73	0.79	0.89	0.91	0.80	0.75	0.73	0.78	0.84	-0.84	-0.98	0.55	0.59	0.60	0.79	0.85	0.81	0.72	0.76	0.86	-0.06	0.93	0.29	-0.15	0.81	1.00	0.65	0.88	Co	
0.95	0.95	0.93	0.40	0.98	0.95	0.94	0.64	0.96	0.96	-0.89	0.96	0.95	0.99	0.98	1.00	0.99	0.96	0.99	0.99	-0.40	-0.72	0.93	0.95	0.95	0.96	0.99	1.00	0.97	0.98	1.00	0.02	0.95	0.73	-0.39	1.00	0.81	0.09	0.99	Cs	
-0.12	-0.08	-0.32	-0.44	-0.21	-0.12	-0.24	0.44	-0.12	-0.15	-0.03	-0.18	-0.10	-0.35	-0.31	-0.35	-0.43	-0.18	-0.50	-0.29	0.11	-0.04	-0.34	-0.54	-0.37	-0.61	-0.45	-0.46	-0.24	-0.26	-0.33	-0.91	-0.42	-0.05	1.00	-0.39	-0.15	0.34	-0.33	Hf	
0.83	0.74	0.92	-0.34	0.78	0.84	0.91	0.76	0.81	0.84	-0.89	0.86	0.82	0.64	0.63	0.76	0.77	0.86	0.69	0.73	0.28	-0.23	0.92	0.81	0.89	0.58	0.64	0.69	0.86	0.83	0.70	-0.37	0.48	1.00	-0.05	0.73	0.29	-0.41	0.66	Rb	
0.87	0.90	0.77	0.65	0.92	0.86	0.80	0.53	0.88	0.86	-0.76	0.85	0.86	0.98	0.98	0.94	0.92	0.85	0.95	0.95	-0.65	-0.85	0.77	0.83	0.81	0.96	0.98	0.96	0.86	0.89	0.96	0.13	1.00	0.48	-0.42	0.95	0.93	0.34	0.97	Sr	
-0.28	-0.29	-0.11	0.48	-0.18	-0.28	-0.18	-0.76	-0.27	0.25	0.43	-0.23	-0.29	0.00	-0.03	-0.04	0.04	-0.23	0.13	-0.08	-0.14	0.21	-0.09	0.14	-0.05	0.28	0.09	0.09	0.17	-0.14	-0.04	1.00	0.13	-0.37	-0.91	0.02	-0.06	-0.22	-0.02	Th	
0.96	0.97	0.90	0.43	0.99	0.96	0.93	0.68	0.97	0.97	-0.90	0.96	0.96	1.00	0.99	1.00	0.98	0.96	0.98	1.00	-0.46	-0.78	0.90	0.92	0.93	0.95	0.99	0.99	0.97	0.98	1.00	-0.04	0.96	0.70	-0.33	1.00	0.86	0.17	0.28	U	
0.99	0.97	0.96	0.24	0.99	0.99	0.98	0.75	0.99	0.99	-0.95	1.00	0.99	0.96	0.96	0.99	0.98	1.00	0.96	0.99	-0.29	-0.68	0.96	0.94	0.97	0.90	0.96	0.97	1.00	1.00	0.98	-0.14	0.89	0.83	-0.26	0.98	0.76	0.04	0.97	V	
0.99	0.96	0.98	0.18	0.99	0.99	0.99	0.76	0.99	0.99	-0.96	1.00	0.98	0.94	0.94	0.98	0.98	1.00	0.95	0.98	-0.22	-0.64	0.97	0.94	0.98	0.88	0.94	0.95	1.00	1.00	0.97	-0.17	0.86	0.86	-0.24	0.97	0.72	-0.02	0.95	Zr	
0.93	0.92	0.91	0.43	0.96	0.93	0.93	0.58	0.93	0.94	-0.85	0.94	0.92	0.99	0.98	0.99	0.99	0.94	1.00	0.98	-0.41	-0.70	0.92	0.95	0.94	0.98	1.00	1.00	0.95	0.97	0.99	0.09	0.96	0.69	-0.46	1.00	0.81	0.07	0.99	Y	
0.92	0.92	0.88	0.50	0.96	0.92	0.90	0.58	0.93	0.93	-0.84	0.93	0.92	0.99	0.99	0.99	0.98	0.93	0.99	0.98	-0.48	-0.75	0.88	0.93	0.91	0.98	1.00	1.00	0.94	0.96	0.99	0.09	0.98	0.64	-0.45	0.99	0.85	0.15	0.99	La	
0.84	0.84	0.85	0.53	0.90	0.84	0.85	0.42	0.85	0.86	-0.74	0.86	0.84	0.96	0.94	0.95	0.96	0.86	0.99	0.93	-0.45	-0.66	0.86	0.94	0.89	1.00	0.98	0.98	0.88	0.88	0.90	0.95	0.28	0.96	0.58	-0.61	0.96	0.79	0.06	0.95	Ce
0.94	0.89	1.00	0.10	0.94	0.94	0.99	0.66	0.93	0.95	-0.91	0.97	0.93	0.90	0.88	0.96	0.97	0.97	0.95	0.94	-0.09	-0.50	1.00	0.98	1.00	0.89	0.91	0.94	0.98	0.97	0.93	-0.05	0.81	0.89	-0.37	0.95	0.60	-0.20	0.91	Pr	
0.88	0.83	0.97	0.20	0.90	0.88	0.95	0.51	0.88	0.90	-0.82	0.92	0.87	0.89	0.87	0.95	0.98	0.92	0.96	0.92	-0.12	-0.46	0.97	1.00	0.98	0.94	0.93	0.93	0.94	0.94	0.92	0.14	0.83	0.81	-0.54	0.95	0.59	-0.23	0.90	Nd	
0.93	0.87	0.80	0.40	0.92	0.93	0.99	0.67	0.92	0.95	-0.91	0.96	0.92	0.92	0.85	0.94	0.95	0.96	0.92	0.91	-0.03	-0.45	1.00	0.97	1.00	0.86	0.88	0.92	0.97	0.96	0.90	-0.09	0.77	0.92	-0.34	0.93	0.55	-0.24	0.88	Sm	
-0.73	-0.82	0.46	-0.70	-0.76	-0.72	-0.55	-0.63	-0.74	-0.70	0.65	-0.67	-0.74	-0.81	-0.84	-0.72	0.65	-0.67	-0.67	-0.73	0.85	1.00	-0.45	-0.46	-0.50	-0.66	-0.75	-0.70	0.64	-0.68	-0.78	0.21	-0.85	-0.23	-0.04	-0.72	-0.98	-0.75	-0.80	Eu	
-0.31	-0.43	-0.03	-0.93	-0.38	-0.29	-0.11	-0.15	-0.33	-0.28	0.18	-0.24	-0.32	-0.52	-0.55	-0.37	-0.31	-0.24	-0.38	-0.43	1.00	0.85	-0.03	-0.12	-0.09	-0.45	-0.48	-0.41	-0.22	-0.29	-0.46	-0.14	-0.65	0.28	0.11	-0.40	-0.84	-0.89	-0.50	Gd	
0.98	0.98	0.92	0.38	0.99	0.97	0.94	0.71	0.98	0.98	-0.92	0.97	0.97	0.99	0.99	1.00	0.98	0.96	0.97	1.00	-0.43	-0.77	0.91	0.92	0.94	0.93	0.98	0.98	0.98	0.98	1.00	-0.08	0.95	0.73	-0.29	0.99	0.84	0.16	1.00	Tb	
0.91	0.90	0.92	0.42	0.95	0.91	0.92	0.55	0.92	0.93	-0.83	0.93	0.91	0.98	0.96	0.99	0.99	0.93	1.00	0.97	-0.38	-0.67	0.92	0.96	0.95	0.99	0.99	1.00	0.95	0.96	0.98	0.13	0.95	0.69	-0.50	0.99	0.78	0.03	0.98	Dy	
0.99	0.97	0.97	0.17	0.99	1.00	0.99	0.80	0.99	1.00	-0.98	1.00	0.99	0.94	0.93	0.98	0.96	1.00	0.93	0.97	-0.24	-0.67	0.96	0.92	0.97	0.86	0.93	0.94	1.00	1.00	0.96	-0.23	0.85	0.86	-0.18	0.96	0.73	0.02	0.95	Ho	
0.95	0.92	0.95	0.33	0.97	0.95	0.96	0.62	0.95	0.96	-0.89	0.96	0.94	0.97	0.96	0.99	1.00	0.96	0.99	0.98	-0.31	-0.65	0.96	0.98	0.97	0.96	0.98	0.99	0.98	0.98	0.98	0.04	0.92	0.77	-0.43	0.99	0.75	-0.01	0.97	Er	
0.97	0.96	0.94	0.35	0.99	0.97	0.96	0.68	0.97	0.98	-0.91	0.98	0.97	0.99	0.98	1.00	0.99	0.98	0.99	1.00	-0.37	-0.72	0.94	0.95	0.96	0.95	0.99	0.99	0.98	0.99	1.00	-0.04	0.94	0.76	-0.35	1.00	0.80	0.08	0.99	Tm	
0.95	0.96	0.85	0.51	0.98	0.94	0.89	0.67	0.99	0.95	-0.87	0.93	0.95	1.00	1.00	0.98	0.96	0.93	0.96	0.99	-0.55	-0.84	0.85	0.87	0.88	0.94	0.99	0.98	0.94	0.96	0.99	-0.03	0.98	0.63	-0.31	0.98	0.91	0.28	1.00	Yb	
0.94	0.96	0.87	0.50	0.98	0.94	0.90	0.65	0.95	0.94	-0.87	0.94	0.94	1.00	1.00	0.99	0.97	0.94	0.98	0.99	-0.52	-0.81	0.87	0.89	0.90	0.96	0.99	0.99	0.94	0.96	1.00	0.00	0.98	0.64	-0.35	0.99	0.89	0.23	1.00	Lu	
1.00	0.99	0.93	0.21	0.99	1.00	0.96	0.85	1.00	1.00	-0.98	0.99	1.00	0.94	0.95	0.97	0.94	0.99	0.91	0.97	-0.32	-0.74	0.92	0.87	0.93	0.84	0.92	0.92	0.98	0.99	0.96	-0.29	0.86	0.82	-0.10	0.95	0.79	0.14	0.95	Mo	
1.00	0.97	0.96	0.17	0.99	1.00	0.99	0.81	0.99	1.00	-0.98	1.00	0.99	0.94	0.93	0.98	0.96	1.00	0.93	0.97	-0.24	-0.67	0.96	0.92	0.97	0.86	0.93	0.94	1.00	1.00	0.96	-0.23	0.85	0.86	-0.18	0.96	0.73	0.02	0.95	Cu	
-0.98	-0.96	-0.92	-0.04	-0.95	-0.98	-0.96	-0.91	-0.98	-0.98	1.00	-0.98	-0.98	-0.87	-0.87	-0.91	-0.89	-0.98	-0.93	-0.92	0.18	0.65	-0.91	-0.82	-0.91	-0.74	-0.84	-0.85	-0.96	-0.95	-0.90	0.43	-0.76	-0.89	-0.03	-0.89	-0.68	-0.06	-0.88	Pb	
1.00	0.98	0.95	0.19	0.99	1.00	0.98	0.82	1.00	1.00	-0.98	1.00	1.00	0.94	0.94	0.98	0.96	1.00	0.93	0.98	-0.28	-0.70	0.95	0.90	0.95	0.86	0.93	0.94	0.99	0.99	0.97	-0.25	0.86	0.84	-0.15	0.96	0.76	0.07	0.95	Zn	
1.00	0.99	0.93	0.23	1.00	1.00	0.96	0.83	1.00	1.00	-0.98	0.99	1.00	0.95	0.95	0.97	0.95	0.99	0.92	0.98	-0.33	-0.74	0.92	0.88	0.93	0.85	0.93	0.93	0.99	0.99	0.97	-0.27	0.88	0.81	-0.12	0.96	0.79	0.14	0.67	Ni	
0.84	0.84	0.69	-0.11	0.78	0.84	0.76	1.00	0.83	0.82	-0.91	0.81	0.85	0.65	0.67	0.68	0.62	0.80	0.55	0.71	-0.15	-0.63	0.67	0.51	0.66	0.42	0.58	0.58	0.76	0.75	0.68	-0.76	0.53	0.76	0.44	0.58	0.23	0.67	As		
0.97	0.93	0.99	0.07	0.96	0.97	1.00	0.76	0.96	0.98	-0.96	0.99	0.96	0.90	0.89	0.96	0.96	0.99	0.92	0.94	-0.11	0.55	0.99	0.95	0.99	0.85	0.90	0.93	0.99	0.98	0.93	-0.18	0.80	0.91	-0.24	0.94	0.63	-0.13	0.91	Gd	
1.00	0.99	0.94	0.19	0.99	1.0																																			

EK-2

EK-2. Karababa Formasyonuna ait örneklerin element Korelasyonları

Se	Hg	Sb	Cd	As	Ni	Zn	Pb	Cu	Mo	Lu	Yb	Tm	Er	Ho	Dy	Tb	Gd	Eu	Sm	Nd	Pr	Ce	La	Y	Zr	V	U	Sr	Rb	Nb	Hf	Cs	Co	Ba	OC	
-0.96	0.82	-0.94	-0.99	0.02	0.98	-0.94	-0.97	-0.91	0.49	-0.98	-0.99	-0.87	-0.98	-0.98	-1.00	-0.96	-1.00	-0.96	-0.99	-0.84	-0.98	-0.92	-0.97	-0.98	0.62	0.95	0.81	-0.96	-0.97	0.19	-0.80	-0.71	0.84	0.69	1.00	OC
-0.45	0.98	-0.39	-0.59	0.73	-0.41	-0.40	-0.49	-0.32	-0.47	-0.81	-0.77	-0.24	-0.52	-0.56	-0.76	-0.46	-0.68	-0.47	-0.60	-0.19	-0.53	-0.36	-0.48	-0.55	-0.13	-0.22	-0.50	-0.47	-0.51	-0.58	-0.99	-1.00	0.97	1.00	0.69	Ba
-0.65	1.00	-0.60	-0.76	0.55	-0.61	-0.60	-0.68	-0.53	-0.67	-0.92	-0.90	-0.46	-0.71	-0.74	-0.89	-0.66	-0.83	-0.66	-0.77	-0.41	-0.71	-0.57	-0.67	-0.73	0.10	-0.44	-0.69	-0.66	-0.70	-0.37	-1.00	-0.98	1.00	0.97	0.84	Co
0.48	-0.99	0.42	0.61	-0.71	0.43	0.42	0.51	0.35	0.50	0.83	0.79	0.27	0.55	0.58	0.78	0.49	0.70	0.49	0.62	0.21	0.55	0.39	0.51	0.57	0.10	0.25	0.52	0.49	0.54	0.55	0.99	1.00	-0.98	-1.00	-0.71	Cs
0.58	-1.00	0.53	0.71	-0.62	0.55	0.54	0.62	0.47	0.61	0.89	0.86	0.39	0.65	0.68	0.85	0.60	0.79	0.60	0.72	0.34	0.66	0.50	0.61	0.68	-0.03	0.37	0.63	0.60	0.64	0.44	1.00	0.99	-1.00	-0.99	-0.80	Hf
-0.47	-0.41	-0.52	-0.32	-0.98	-0.51	-0.52	-0.43	-0.59	-0.45	-0.01	-0.08	-0.65	-0.39	-0.36	-0.09	-0.46	-0.21	-0.45	-0.31	-0.70	-0.39	-0.55	-0.44	-0.37	0.89	-0.67	-0.42	-0.45	-0.41	1.00	0.44	0.55	-0.37	-0.58	0.19	Nb
1.00	-0.67	0.99	1.00	0.21	0.99	0.99	1.00	0.98	1.00	0.92	0.94	0.96	1.00	1.00	0.95	1.00	0.98	1.00	0.99	0.94	1.00	0.99	1.00	1.00	-0.78	0.95	1.00	1.00	1.00	-0.41	0.64	0.54	-0.70	-0.51	-0.97	Rb
1.00	-0.63	1.00	0.99	0.26	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	0.90	0.92	0.97	1.00	0.99	0.93	1.00	0.97	1.00	0.99	0.96	1.00	0.99	1.00	1.00	-0.81	0.97	1.00	1.00	1.00	-0.45	0.60	0.49	-0.66	-0.47	-0.96	Sr
1.00	-0.66	0.99	0.99	0.23	0.99	0.99	1.00	0.98	1.00	0.91	0.94	0.96	1.00	1.00	0.94	1.00	0.97	1.00	0.99	0.95	1.00	0.99	1.00	1.00	-0.79	0.96	1.00	1.00	1.00	-0.42	0.63	0.52	-0.69	-0.50	0.81	U
0.97	-0.41	0.98	0.92	0.50	0.98	0.98	0.96	0.99	0.96	0.75	0.79	1.00	0.95	0.93	0.80	0.97	0.86	0.97	0.91	1.00	0.94	0.99	0.96	0.94	-0.94	1.00	0.96	0.97	0.95	-0.67	0.37	0.25	-0.44	-0.22	0.95	V
-0.83	0.06	-0.86	-0.72	-0.77	-0.85	-0.86	-0.80	-0.90	-0.81	-0.47	-0.53	-0.93	-0.78	-0.75	-0.54	-0.82	-0.64	-0.81	-0.71	-0.95	-0.77	-0.88	-0.81	-0.75	1.00	-0.94	-0.79	-0.81	-0.78	0.89	-0.03	0.10	0.10	-0.13	0.62	Zr
0.99	-0.70	0.98	1.00	0.17	0.99	0.98	1.00	0.97	1.00	0.94	0.96	0.94	1.00	1.00	0.96	0.99	0.99	1.00	1.00	0.92	1.00	0.98	1.00	1.00	-0.75	0.94	1.00	1.00	1.00	-0.37	0.68	0.57	-0.73	-0.55	-0.98	Y
1.00	-0.64	1.00	0.99	0.25	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	0.90	0.93	0.97	1.00	1.00	0.94	1.00	0.97	1.00	0.99	0.95	1.00	0.99	1.00	1.00	-0.81	0.96	1.00	1.00	1.00	-0.44	0.61	0.51	-0.67	-0.48	-0.97	La
1.00	-0.54	1.00	0.97	0.37	1.00	1.00	0.99	1.00	0.99	0.84	0.87	0.99	0.98	0.98	0.88	0.99	0.93	0.99	0.96	0.98	1.00	0.99	0.98	-0.88	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	-0.55	0.50	0.39	-0.57	-0.36	-0.92	Ce
1.00	-0.68	0.99	1.00	0.19	0.99	0.99	1.00	0.97	1.00	0.93	0.95	0.95	1.00	1.00	0.95	1.00	0.98	1.00	1.00	0.93	1.00	0.98	1.00	1.00	-0.77	0.94	1.00	1.00	1.00	-0.39	0.66	0.55	-0.71	-0.53	-0.98	Pr
0.96	-0.37	0.98	0.90	0.53	0.97	0.98	0.95	0.99	0.95	0.73	0.77	1.00	0.93	0.92	0.78	0.96	0.85	0.96	0.90	1.00	0.93	0.98	0.95	0.92	-0.95	1.00	0.95	0.96	0.94	-0.70	0.34	0.21	-0.41	-0.19	-0.84	Nd
0.98	-0.75	0.97	1.00	0.10	0.97	0.97	0.99	0.95	0.99	0.96	0.97	0.92	1.00	1.00	0.98	0.99	0.99	0.99	1.00	0.90	1.00	0.96	0.99	1.00	-0.71	0.91	0.99	0.99	0.99	-0.31	0.72	0.62	-0.77	-0.60	-0.99	Sm
1.00	-0.63	1.00	0.99	0.26	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	0.90	0.92	0.97	1.00	0.99	0.93	1.00	0.97	1.00	0.99	0.96	1.00	0.99	1.00	1.00	-0.81	0.97	1.00	1.00	1.00	-0.45	0.60	0.49	-0.66	-0.47	-0.96	Eu
0.96	-0.81	0.94	0.99	0.00	0.95	0.94	0.97	0.91	0.97	0.98	0.99	0.88	0.98	0.99	0.99	0.96	1.00	0.97	0.99	0.85	0.98	0.93	0.97	0.99	-0.64	0.86	0.97	0.97	0.98	-0.21	0.79	0.70	-0.83	-0.68	-1.00	Gd
1.00	-0.63	1.00	0.99	0.26	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	0.90	0.92	0.97	1.00	0.99	0.93	1.00	0.96	1.00	0.99	0.96	1.00	0.99	1.00	1.00	-0.82	0.97	1.00	1.00	1.00	-0.46	0.60	0.49	-0.66	-0.46	-0.96	Tb
0.92	-0.87	0.90	0.97	-0.11	0.90	0.90	0.94	0.86	0.93	1.00	1.00	0.82	0.95	0.96	1.00	0.93	0.99	0.93	0.98	0.78	0.95	0.88	0.94	0.96	-0.54	0.80	0.94	0.93	0.95	-0.09	0.85	0.78	-0.89	-0.76	-1.00	Dy
0.99	-0.71	0.98	1.00	0.16	0.99	0.98	1.00	0.97	1.00	0.94	0.96	0.94	1.00	1.00	0.96	0.99	0.99	0.99	1.00	0.92	1.00	0.98	1.00	1.00	-0.75	0.93	1.00	0.99	1.00	-0.36	0.68	0.58	-0.74	-0.56	-0.98	Ho
1.00	-0.68	0.99	1.00	0.20	0.99	0.99	1.00	0.98	1.00	0.92	0.95	0.95	1.00	1.00	0.95	1.00	0.98	1.00	1.00	0.93	1.00	0.98	1.00	1.00	-0.78	0.95	1.00	1.00	1.00	-0.39	0.65	0.55	-0.71	-0.52	-0.98	Er
0.98	-0.43	0.99	0.93	0.48	0.98	0.99	0.97	1.00	0.97	0.76	0.81	1.00	0.95	0.94	0.82	0.97	0.88	0.97	0.92	1.00	0.95	0.99	0.97	0.94	-0.93	1.00	0.96	0.97	0.96	-0.65	0.39	0.27	-0.46	-0.24	-0.87	Tm
0.92	-0.88	0.89	0.97	-0.13	0.90	0.89	0.93	0.85	0.93	1.00	1.00	0.81	0.95	0.96	1.00	0.92	0.99	0.92	0.97	0.77	0.95	0.87	0.93	0.96	-0.53	0.79	0.94	0.92	0.94	-0.08	0.86	0.79	-0.90	-0.77	-0.99	Yb
0.89	-0.91	0.96	0.95	-0.19	0.87	0.86	0.91	0.82	0.90	1.00	1.00	0.76	0.92	0.94	1.00	0.90	0.98	0.90	0.96	0.73	0.93	0.84	0.90	0.94	-0.47	0.75	0.91	0.90	0.92	-0.01	0.89	0.83	-0.92	-0.81	-0.98	Lu
1.00	-0.64	1.00	0.99	0.25	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	0.90	0.93	0.97	1.00	1.00	0.93	1.00	0.97	1.00	0.99	0.95	1.00	0.99	1.00	1.00	-0.81	0.96	1.00	1.00	1.00	-0.45	0.61	0.50	-0.67	-0.47	0.49	Mo
0.99	-0.50	1.00	0.95	0.41	1.00	1.00	0.98	1.00	0.99	0.82	0.85	1.00	0.98	0.97	0.86	0.99	0.91	0.99	0.95	0.99	0.97	1.00	0.99	0.97	-0.90	0.99	0.98	0.99	0.98	-0.59	0.47	0.35	-0.53	-0.32	-0.91	Cu
1.00	-0.65	0.99	0.99	0.24	1.00	0.99	1.00	0.98	1.00	0.91	0.93	0.97	1.00	1.00	0.94	1.00	0.97	1.00	0.99	0.95	1.00	0.99	1.00	1.00	-0.80	0.96	1.00	1.00	1.00	-0.43	0.62	0.51	-0.68	-0.49	-0.97	Pb
1.00	-0.57	1.00	0.97	0.34	1.00	1.00	0.99	1.00	0.86	0.89	0.89	0.99	0.99	0.98	0.90	1.00	0.94	1.00	0.97	0.98	1.00	1.00	1.00	0.98	-0.86	0.98	0.99	1.00	0.99	-0.52	0.54	0.42	-0.60	-0.40	-0.94	Zn
1.00	-0.58	1.00	0.98	0.32	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.87	0.90	0.98	0.99	0.99	0.90	1.00	0.95	1.00	0.97	0.97	0.99	1.00	1.00	0.99	-0.85	0.98	0.99	1.00	0.99	-0.51	0.55	0.43	-0.61	-0.41	0.98	Ni
0.28	0.59	0.34	0.12	1.00	0.32	0.34	0.24	0.41	0.25	-0.19	-0.13	0.48	0.20	0.16	-0.11	0.26	0.00	0.26	0.10	0.53	0.19	0.37	0.25	0.17	-0.77	0.50	0.23	0.26	0.21	-0.98	-0.62	-0.71	0.55	0.73	0.02	As
0.99	-0.74	0.97	1.00	0.12	0.98	0.97	0.99	0.95	0.99	0.95	0.97	0.93	1.00	1.00	0.97	0.99	0.99	0.99	1.00	0.90	1.00	0.97	0.99	1.00	-0.72	0.92	0.99	0.99	1.00	-0.32	0.71	0.61	-0.76	-0.59	-0.99	Cd
1.00	-0.57	1.00	0.97	0.34	1.00	1.00	0.99	1.00	1.00	0.86	0.89	0.99	0.99	0.98	0.90	1.00	0.94	1.00	0.97	0.98	1.00	1.00	1.00	0.98	-0.86	0.98	0.99	1.00	0.99	-0.52	0.53	0.42	-0.60	-0.39	-0.94	Sb
-0.62	1.00	-0.57	-0.74	0.59	-0.58	-0.57	-0.65	-0.50	-0.64	-0.91	-0.88	-0.43	-0.68	-0.71	-0.87	-0.63	-0.81	-0.63	-0.75	-0.37	-0.68	-0.54	-0.64	-0.70	0.06	-0.41	-0.66	-0.63	-0.67	-0.41	-1.00	-0.99	-1.00	0.98	0.82	Hg
1.00	-0.62	1.00	0.99	0.28	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	0.89	0.92	0.98	1.00	0.99	0.92	1.00	0.96	1.00	0.98	0.96	1.00	1.00	1.00	0.99	-0.83	0.97	1.00	1.00	1.00	-0.47	0.58					

ÖZGEÇMİŞ

KİŞİSEL BİLGİLER

Adı Soyadı : Veysi KOÇ
Uyruğu : T.C.
Doğum Yeri ve Tarihi : 17.08.1991
Telefon : 538 770 80 29
e-mail : veysikoc5@gmail.com

EĞİTİM

Derece	Adı, İlçe, İl	Bitirme Yılı
Lise	: Batman Fatih Lisesi	2010
Üniversite	: Batman Üniversitesi	2015