

T.C.
BALIKESİR ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI



**BEYPAZARI (ANKARA) KUZEYBATISINDAKİ ORTA–GEÇ
MİYOSEN SEDİMANTER İSTİFİNİN SEDİMANTOLOJİSİ,
JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ, TRONA OLUŞUMU VE ÇÖZELTİ
MADENCİLİĞİ UYGULAMALARI**

HASAN ESER KAYHAN

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jüri Üyeleri : **Dr. Öğr. Üyesi Cüneyt BİRCAN (Tez Danışmanı)**
 Doç. Dr. Mustafa Selman AYDOĞAN (Eş Danışman)
 Prof. Dr. Zafer ASLAN
 Prof. Dr. Mine Sezgül KAYSERİ ÖZER

BALIKESİR, TEMMUZ – 2026

ETİK BEYAN

Balıkesir Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Tez Yazım Kurallarına uygun olarak tarafımda hazırlanan “**Beypazarı (Ankara) Kuzeybatısındaki Orta-Geç Miyosen Sedimanter İstifinin Sedimentolojisi, Jeokimyasal Özellikleri, Trona Oluşumu ve Çözelti Madenciliği Uygulamaları**” başlıklı tezde;

- Tüm bilgi ve belgeleri akademik kurallar çerçevesinde elde ettiğimi,
- Kullanılan veriler ve sonuçlarda herhangi bir değişiklik yapmadığımı,
- Tüm bilgi ve sonuçları bilimsel araştırma ve etik ilkelere uygun şekilde sunduğumu,
- Yararlandığım eserlere atıfta bulunarak kaynak gösterdiğimi,

beyan eder, aksinin ortaya çıkması durumunda her türlü yasal sonucu kabul ederim.

Hasan Eser KAYHAN

ÖZET

**BEYPAZARI (ANKARA) KUZEYBATISINDAKİ ORTA-GEÇ MİYOSEN
SEDİMANTER İSTİFİNİN SEDİMANTOLOJİSİ, JEOKİMYASAL
ÖZELLİKLERİ, TRONA OLUŞUMU VE ÇÖZELTİ MADENCİLİĞİ
UYGULAMALARI
YÜKSEK LİSANS TEZİ
HASAN ESER KAYHAN
BALIKESİR ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
(TEZ DANIŞMANI: DR. ÖĞR. ÜYESİ CÜNEYT BİRCAN)
(EŞ DANIŞMAN: DOÇ. DR. MUSTAFA SELMAN AYDOĞAN)
BALIKESİR, TEMMUZ - 2026**

Beypazarı (Ankara) Havzası, dünya ölçeğinde ekonomik öneme sahip trona yatakları nedeniyle Türkiye'nin önemli Neojen gölsel havzalarındandır. Bu çalışmada, havzanın kuzeybatısında yüzeyleyen ve sondajlarla izlenen Orta Miyosen–Pliyosen yaşlı istifin stratigrafik, sedimantolojik, palinolojik ve jeokimyasal özellikleri incelenmiştir. Çökeltme ortamları ve havza evrimi değerlendirilmiştir. Ayrıntılı litostratigrafik birimler tanımlanmış, petrografik incelemeler yapılmıştır. Organik maddece zengin seviyelerde palinolojik, sondaj karotlarında ise tüm kaya analizleri gerçekleştirilmiştir.

Sedimantolojik veriler; alüviyal yelpaze, akarsu, bataklık, kıyısal göl, açık göl, derin göl ve evaporitik göl ortamlarını temsil eden litofasiyes ve fasiyes topluluklarını ortaya koymuştur. Palinolojik bulgular, havza çevresinde zengin karasal bitki örtüsünün bulunduğunu ve gölsel–bataklık sistemlerin çökeltim boyunca sürdüğünü göstermektedir. Eu/Eu*, Sc/Nb, Th/Sc, Th/U ve Zr/Sc oranları, sedimanların ağırlıklı olarak felsik-ortaç kaynaklardan beslendiğini göstermiştir. IGV değerleri (>0.84) sedimanların olgunlaşmamış olduğunu, ortalama 13.75 olan düşük CIA değerleri ise kaynak alanlarda düşük-orta dereceli kimyasal ayrışmayı belirtmektedir. Sr/Ba, V/(V+Ni) ve Ceanom. göstergeleri, Hırka Formasyonu'nda yüksek tuzluluk ile anoksik ve kısmen öksinik koşulların geliştiğini göstermektedir. Düşük Nd içerikleri tronanın hızlı çökeltimini, orta Nd içerikleri ise havza kayaçlarında orta şiddette sedimantasyonu işaret etmektedir. Örnekler Mg bakımından zengin kloritik alterasyon göstermektedir. Bulgular, çökeltme sırasında alkali göl koşullarının egemen olduğunu ve organik madde korunumu için uygun paleoçevresel şartların geliştiğini ayrıca desteklemektedir.

Beypazarı Havzası, Neojen boyunca tektonik kontrollü intramontan bir havza olarak gelişmiştir. Erken evrelerde karasal kırıntılı sistemler, ardından derin alkali göl, son aşamada evaporitik ortamlar egemen olmuştur. Trona oluşumu; evaporasyon, tektonik kontrol, göl seviyesi değişimleri, volkanik katkılar ve göl suyunun jeokimyasal evriminin ortak etkisiyle gerçekleşmiştir. Bu süreçler, havzanın çok evreli çökeltme geçmişini ve ekonomik potansiyelini birlikte açıklamaktadır.

ANAHTAR KELİMELE: Beypazarı Havzası, havza evrimi, jeokimya, palinoloji, sedimantoloji, Trona.

ABSTRACT

**SEDIMENTOLOGY, GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS, TRONA
FORMATION AND SOLUTION-MINING APPLICATIONS OF THE MIDDLE-
LATE MIOCENE SEDIMENTARY SUCCESSION NORTHWEST OF
BEYPAZARI (ANKARA)
MSC THESIS
HASAN ESER KAYHAN
BALIKESIR UNIVERSITY INSTITUTE OF SCIENCE
GEOLOGICAL ENGINEERING
(SUPERVISOR: ASSIST. PROF. DR. CÜNEYT BİRCAN)
(CO SUPERVISOR: ASSOC. PROF. MUSTAFA SELMAN AYDOĞAN)
BALIKESİR, JULY - 2026**

The Beypazarı (Ankara) Basin is one of Türkiye's important Neogene lacustrine basins because it hosts trona deposits of global economic significance. This study investigates the stratigraphic, sedimentological, palynological, and geochemical characteristics of the Middle Miocene–Pliocene succession exposed and intersected by boreholes in the northwestern part of the basin. The depositional environments and basin evolution were also evaluated. Detailed lithostratigraphic units were defined, and petrographic investigations were conducted. Palynological analyses were performed on samples from organic matter-rich intervals, whereas whole-rock analyses were carried out on drill-core samples.

Sedimentological data revealed lithofacies and facies associations representing alluvial fan, fluvial, swamp, marginal-lacustrine, open-lacustrine, deep-lacustrine, and evaporitic-lacustrine environments. Palynological findings indicate the presence of rich terrestrial vegetation around the basin and the persistence of lacustrine–swamp systems throughout deposition. Eu/Eu*, Sc/Nb, Th/Sc, Th/U, and Zr/Sc ratios indicate that the sediments were predominantly derived from felsic to intermediate source rocks. ICV values (>0.84) suggest sedimentary immaturity, whereas the low CIA values, averaging 13.75, indicate low to moderate chemical weathering in the source areas. Sr/Ba, V/(V+Ni), and Ce anomaly proxies indicate the development of highly saline, anoxic, and locally euxinic conditions within the Hirka Formation. Low Nd concentrations suggest rapid trona precipitation, whereas moderate Nd concentrations indicate moderate sedimentation intensity in the basin-fill rocks. The samples also exhibit Mg-rich chloritic alteration. These findings further support the predominance of alkaline lake conditions during deposition and the development of suitable paleoenvironmental conditions for organic matter preservation.

The Beypazarı Basin developed as a tectonically controlled intramontane basin throughout the Neogene. Continental clastic systems dominated the early stages, followed by deep alkaline lake conditions and, finally, evaporitic environments. Trona formation resulted from the combined effects of evaporation, tectonic control, lake-level fluctuations, volcanic contributions, and the geochemical evolution of lake water. These processes collectively explain the multistage depositional history and economic potential of the basin.

KEYWORDS: Beypazarı Basin, basin evolution, geochemistry, palynology, sedimentology, Trona.

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖZET	i
ABSTRACT	ii
İÇİNDEKİLER	iii
ŞEKİL LİSTESİ	iv
TABLO LİSTESİ	viii
SEMBOL LİSTESİ	ix
ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR	x
1. GİRİŞ	1
1.1 Amaç ve Kapsam	1
1.2 Çalışma Alanının Yeri	2
1.3 Morfoloji, İklim ve Bitki Örtüsü	2
1.4 Yerleşim Merkezleri ve Ulaşım	2
1.5 Ekonomik Durum	2
1.6 Önceki Çalışmalar	4
2. MATERYAL VE YÖNTEM	15
2.1 Saha Çalışmaları	15
2.2 Laboratuvar Çalışmaları	15
2.3 Büro Çalışmaları	16
3. BÖLGESEL JEOLojİ	17
4. STRATİGRAfİ	22
4.1 Neojen Öncesi Temel Kayaçlar	25
4.1.1 Söğüt Metamorfizmaları (Karbonifer Öncesi)	25
4.1.2 Soğukçam Kireçtaşı	27
4.1.3 Nardin Formasyonu	29
4.1.4 Ofiyolitik Kayaçlar	30
4.1.5 Beypazarı Granitoidi	31
4.1.6 Kızılçay Formasyonu	33
4.1.7 Teke Volkanitleri	35
4.2 Neojen Havza Kayaçları	36
4.2.1 Çoraklar Formasyonu	36
4.2.2 Hırka Formasyonu	37
4.2.3 Akpınar Formasyonu	44
4.2.3.1 Çakıloba Üyesi	46
4.2.4 Çayırhan Formasyonu	48
4.2.4.1 Zaviye Üyesi	49
4.2.5 Bozbelen Formasyonu	51
4.2.6 Kırmir Formasyonu	53
4.2.7 Kuvaterner Alüvyonları	55
5. YAPISAL JEOLojİ	57
6. PALİNOLOJİ	64
6.1 Hırka Formasyonu'nun Palinoflorası	64
6.1 Hırka Formasyonu'nun Paleoiklim-Paleovejetasyonu	66
7. SEDİMANTOLOJİ	69
7.1 Litofasiyesler ve Fasiyes Toplulukları	69
7.1.1 Litofasiyesler	69

İÇİNDEKİLER (devam)

Sayfa

7.1.2 Fasiyes Toplulukları	78
7.2 Trona Oluşum Mekanizması ve Kimyasal Evrim.....	81
7.3 Sedimanter Model ve Havza Evrimi.....	84
8. JEOKİMYA	89
8.1 Ana Elementler	89
8.2 İz Elementler.....	95
8.3 Nadir Toprak Elementleri	95
8.4 Jeokimyasal Sınıflama	97
8.5 Element Korelasyonları	99
8.6 Göl Ortamı Sedimentasyon Özellikleri.....	103
8.7 Paleo-Ayrışma.....	107
8.8 Paleotuzluluk.....	113
8.9 Paleoiklim	113
8.10 Kaynak Alan	116
8.11 Bitümlü Şeyde Gaz Potansiyeli	116
8.12 Ortamsal Yorum.....	120
9. TRONA VE ÇÖZELTİ MADENCİLİĞİ ÜRETİM YÖNTEMLERİ	123
9.1 Trona Minerali ve Endüstriyel Önemi	123
9.2 Dünya ve Türkiye'de Trona Yatakları.....	124
9.3 Beypazarı Trona Yatağı ve Eti Soda A.Ş.....	125
9.4 Çözelti Madenciliğinin Temel Prensipleri	128
9.5 Eti Soda'da Uygulanan Çözelti Madenciliği Sistemi	129
9.6 Kavarna Gelişimi ve Üretim Kontrolü.....	131
9.7 Kuyu Başı Ekipmanları ve Yüzey Tesisleri.....	133
9.8 Monohidrat Prosesi ile Soda Külü Üretimi.....	136
10. SONUÇLAR.....	137
11. KAYNAKLAR.....	139
ÖZGEÇMİŞ	155

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1 : Çalışma alanının yer bulduru haritası	3
Şekil 3.1 : Türkiye'nin tektonik unsurlarını gösteren şematik harita	17
Şekil 3.2 : Beypazarı (Ankara) güneybatısı ve yakın çevresinin bölgesel kolon kesiti.	19
Şekil 4.1 : Beypazarı (Ankara) ve civarının kolon kesiti.	23
Şekil 4.2 : Beypazarı (Ankara) ve civarının jeoloji haritası ve enine kesiti.....	24
Şekil 4.3 : Söğüt Metamorfitleri'ne ait kuvars-serizit şistlerin görünümü	25
Şekil 4.4 : Söğüt Metamorfitleri'ni oluşturan şistlerin karbonatlı klip ile Kızılçay Formasyonu üzerine itildiği bindirmeli kontağı gösteren enine kesit.	27
Şekil 4.5 : Söğüt Metamorfitleri'ni oluşturan şistlerin karbonatlı (kireçtaşı) klip ile Kızılçay Formasyonu üzerine itildiği bindirmeli kontağı.....	27
Şekil 4.6 : Beypazarı Havzası Neojen istifli ile ofiyolitik kayalar arasında gözlenen ayrımlı kaya uyumsuzluğu.....	30
Şekil 4.7 : Beypazarı Granitoyidi'nin mostra görünümü.	32
Şekil 4.8 : Beypazarı Granitoyidi ile gölsel sedimanter kayalar arasındaki nonkonformitenin eğim atımlı normal fay tarafından kesilmesi.	32
Şekil 4.9 : Beypazarı Granitoyidi ile üzerine uyumsuz olarak gelen Miyosen yaşlı gölsel sedimanter kayalar arasındaki nonkonformite.	33
Şekil 4.10: Beypazarı Granitoyidi ile üzerine uyumsuzlukla gelen Miyosen havza kayaları arasındaki dokanak ilişkisi.....	33
Şekil 4.11: Kızılçay Formasyonu'nun mostra görünümü.	34
Şekil 4.12: Kızılçay Fm. ile Çoraklar Fm. arasındaki açısal uyumsuzluk.	37
Şekil 4.13: Hırka Formasyonu mostra görünümü.	39
Şekil 4.14: Hırka Formasyonu içerisinde gözlenen trona seviyelerinin alt ve üst birimler ile ilişkisi.....	42
Şekil 4.15: Beypazarı işletme alanı içerisinde gerçekleştirilen sondajlardan alınan Hırka Formasyonu'na ait karot örnekleri. a) Laminallı kilitaşı-bitümlü şeyl-tüf aralanması, b) Kilitaşı ve bitümlü şeyl aralanması, c) Kristalli trona, d) Masif Trona, e) Tüf, laminallı kilitaşı aralanması, f) Soda kristalli bitümlü şeyl.....	43
Şekil 4.16: Akpınar Formasyonu mostra görünümü.	45
Şekil 4.17: Akpınar Formasyonu mostra görünümü.	45
Şekil 4.18: Çakıloba Üyesi'nin mostra görünümü.	47
Şekil 4.19: Zaviye Üyesi'nin mostra görünümü.	50
Şekil 4.20: Beypazarı Trona Havzası'nda GB-KD doğrultusunda gerçekleştirilen sondajların korelasyonu; temel kayalar ile Neojen birimler arasındaki stratigrafik ilişkiler ve Hırka Formasyonu içerisinde gelişen trona seviyelerinin yanall sürekliliği.	56
Şekil 5.1: Kuzey Anadolu Fay Zonu ile Beypazarı havzası arasındaki tektonik özellikleri gösteren yapısal harita.....	58
Şekil 5.2: Bölgedeki Neojen havza kayalarında gözlenen kıvrımlar	59
Şekil 5.3: Trona cevher sınırı içinde gözlenen faylar	60
Şekil 5.4: Akpınar Fm. ile Hırka Fm. arasında gelişen Zaviye ters fayı.....	61
Şekil 5.5: Elmabeli ve Arıseki sektörlerini birbirinden ayıran Kanlıceviz Fayı'nı gösteren blok diyagram.	63
Şekil 6.1: Beypazarı Sahası örneklerine ait seçilmiş bazı palinomorfların fotoğrafları	68

ŞEKİL LİSTESİ (devam)

Sayfa

Şekil 7.1: LF-1 bitümlü şeyl litofasiyesine ait sondaj karot görüntüleri.....	70
Şekil 7.2: LF-2 lamine kilitaşı-çamurtaşı litofasiyesine ait sondaj karot görüntüleri	71
Şekil 7.3: LF-3 trona litofasiyesine ait sondaj karot görüntüleri	73
Şekil 7.4: LF-4 dolomitik çamurtaşı litofasiyesine ait sondaj karot görüntüleri.....	74
Şekil 7.5: LF-5 karbonatlı çamurtaşı litofasiyesine ait sondaj karot görüntüleri.....	75
Şekil 7.6: LF-6 silttaşı litofasiyesine ait sondaj karot görüntüleri	76
Şekil 7.7: LF-7 kömür ve organik maddece zengin düzeylerin sondaj karot görüntüleri...	77
Şekil 7.8: LF-8 tuf ve tüfit litofasiyesine ait sondaj karot görüntüleri.....	78
Şekil 7.9: Beypazarı Havzası'nda mevcut karotlu sondajlar sonucunda tanımlanan litofasiyeslerin (LF-1–LF-8) ve fasiyes topluluklarının (FT-1–FT-4) GB–KD doğrultusundaki görelî (ölçeksiz) sedimantolojik korelasyonu	83
Şekil 7.10: Beypazarı Havzası'nın sedimanter evriminin ilk iki aşamasını gösteren kavramsal model	86
Şekil 7.11: Beypazarı Havzası'nın sedimanter evriminin son iki aşamasını gösteren kavramsal model	88
Şekil 8.1: a) Kondrit değerlerine göre normalize edilmiş NTE diyagramı, b) Üst Kabuk değerlerine göre normalize edilmiş multi element diyagramı	96
Şekil 8.2: (Sm/Yb) _{PAAS} – (Sm/Pr) _{PAAS} diyagramı	97
Şekil 8.3: Beypazarı havza kayaçlarının jeokimyasal sınıflaması. a) Fe ₂ O ₃ /K ₂ O-SiO ₂ /Al ₂ O ₃ diyagramı, b) Na ₂ O/K ₂ O-SiO ₂ /Al ₂ O ₃	98
Şekil 8.4: Beypazarı havzası sedimanter kayaçların analizlerinin cluster diyagramı	101
Şekil 8.5: Beypazarı havza kayaçlarının Fe ₂ O ₃ , CaO, MnO, K ₂ O, TiO ₂ , MgO, Rb, Ba ile Al ₂ O ₃ arasındaki korelasyonlar	102
Şekil 8.6: Y anomalisi ile a) (La/Sm) _{PAAS} ve b) La/Nd karşılaştırılması.....	104
Şekil 8.7: Beypazarı havza kayaçlarının redoks göstergeleri a) Ce _{anom.} -Nd, b) V/(V+Ni)- Sr/Ba diyagramları	106
Şekil 8.8: Beypazarı havza kayaçlarının ayrışma indisleri. a) A-CN-K diyagramı b) W- Mafic-Felsic diyagramı	109
Şekil 8.9: CIA-ICV içeriklerine göre sedimentlerin olgunlaşma seviyesi ve ayrışma şiddetini gösteren diyagram	110
Şekil 8.10: Beypazarı Trona havzasındaki formasyon örneklerinin alterasyon mineral indisi (AMI)	110
Şekil 8.11: a) Th/U-Th, b) Th/Sc-Zr/Sc diyagramı.....	112
Şekil 8.12: Tuzluluğu gösteren Sr/Ba-100*MgO/Al ₂ O ₃ diyagramı.....	114
Şekil 8.13: Beypazarı havza kayaçlarının paleoiklim özellikleri. a) C değeri-CIA, b) Rb/Sr-Sr/Cu, c) CIA-Sr/Cu, d) Ga/Rb-Sr/Cu diyagramı	114
Şekil 8.14: Beypazarı havza kayaçlarının ve trona yataklarının a) illitik (soğuk, kuru) ve b) kurak iklimi gösteren diyagramlar.....	115
Şekil 8.15: Beypazarı trona havza kayaçlarının kaynak alan diyagramları. a) TiO ₂ -Al ₂ O ₃ diyagramı, b) Sm/Nd-Eu/Eu* diyagramı, c) Al ₂ O ₃ -TiO ₂ diyagramı, d) TiO ₂ /Al ₂ O ₃ -Eu/Eu* diyagramı	117
Şekil 8.16: Beypazarı havza kayaçlarının ve trona yataklarının çoğunlukla ortaç ve kısmen mafik ve asidik karakterini gösteren Zr/Zn, Rb/V, Sc/Nb üçgen diyagramı ..	118
Şekil 8.17: Beypazarı trona havzasında trona ile ardalanmalı olarak gözlenen bitümlü şeyl karot fotoğrafları.....	119

ŞEKİL LİSTESİ (devam)

Sayfa

Şekil 8.18: Denizel ve gölsel ortamların sıg ve derin ortamlarını yansıtan a) $P_2O_5-Al_2O_3$ ve b) $V-Al_2O_3$ diyagramı	121
Şekil 9.1: Trona mineralinin makroskopik görünümü	124
Şekil 9.2: Dünya üzerindeki başlıca trona yataklarının konumları ve Beypazarı trona yatağının genel görünümü.....	126
Şekil 9.3: Beypazarı ETİSODA A.Ş. Trona işletmesinin Google Earth görünümü	127
Şekil 9.4: Kapalı göl ortamlarında trona oluşumunu ve çökelimini kontrol eden hidrolojik ve jeokimyasal süreçlerin şematik gösterimi	129
Şekil 9.5: Trona yataklarında uygulanan çözelti madenciliği yönteminin genel çalışma prensibini gösteren şematik kesit ve tek dik kuyulu kaverna dizaynı.....	130
Şekil 9.6: Trona yataklarında kullanılan dik enjeksiyon–yatay üretim kuyulu çözelti madenciliği sisteminin şematik görünümü	130
Şekil 9.7: Çözelti madenciliği sırasında gelişen tipik kaverna evreleri: (a) başlangıç çözünmesi ve ilk boşluk oluşumu, (b) yatay genişleme evresi, (c) düşey büyüme ve hacim artışı evresi, (d) olgun ve kararlı kaverna geometrisi	132
Şekil 9.8: Çözelti madenciliğinde kullanılan tipik kuyu başı ekipmanlarının şematik görünümü. Sistem; enjeksiyon ve üretim hatları, kontrol vanaları, basınç ölçüm ekipmanları, bağlantı manifoldları ve akış kontrol elemanları	134
Şekil 9.9: Eti Soda tesislerinde uygulanan monohidrat prosesi akım şeması. Süreç; ham çözeltinin arıtılması, evaporasyon, kristalizasyon, santrifüjleme, kurutma ve soda külü üretimi aşamaları.....	135

TABLO LİSTESİ

Sayfa

Tablo 8.1: Beypazarı trona havzasında DH01 numaralı sondaj karotlarından derlenen örneklerin ana, iz ve nadir toprak element analizleri.....	90
Tablo 8.2: Beypazarı trona havzasında E171 numaralı sondaj karotlarından derlenen örneklerin ana, iz ve nadir toprak element analizleri.....	91
Tablo 8.3: Beypazarı trona havzasında E162 numaralı sondaj karotlarından derlenen örneklerin ana, iz ve nadir toprak element analizleri.....	92
Tablo 8.4: Beypazarı trona havzasında AR066 numaralı sondaj karotlarından derlenen örneklerin ana, iz ve nadir toprak element analizleri.....	93
Tablo 8.5: Beypazarı trona havzasında AR82 numaralı sondaj karotlarından derlenen örneklerin ana, iz ve nadir toprak element analizleri.....	94

SEMBOL LİSTESİ

AMI	:Alterasyon Mineral İndisi
CIA	:Kimyasal Ayrışma İndisi
CIW	:Kimyasal Ayrışma İndisi
FT	:Fasiyes Topluluğu
HREE	:Ağır Nadir Toprak Elementleri
ICP-MS	:İndüktif Eşleşmiş Plazma–Kütle Spektrometresi
ICV	:Bileşimsel Değişkenlik İndisi
LF	:Litofasiyes
LOI	:Ateş Kaybı
LREE	:Hafif Nadir Toprak Elementleri
Ma	:Milyon Yıl Önce
MFW	:Mafik–Felsik–Ayrışma İndisi
MREE	:Orta Nadir Toprak Elementleri
MTA	:Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü
NTE	:Nadir Toprak Elementleri
PAAS	:Post-Arkeen Avustralya Şeyli
PIA	:Plajiyoklaz Ayrışma İndisi
ppm	:Milyonda Bir Kısım
SEM	:Taramalı Elektron Mikroskobu
TOC	:Toplam Organik Karbon
XRD	:X-Işını Difraktometresi
XRF	:X-Işını Floresans Spektrometresi
µm	:Mikrometre
°C	:Santigrat Derece
km	:Kilometre
km²	:Kilometrekare
m	:Metre
m²	:Metrekare
mg/kg	:Miligram/Kilogram
wt.%	:Ağırlıkça Yüzde (Weight Percent)

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

2024–2026 yılları arasında yürütülen bu çalışma, Balıkesir Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında yüksek lisans tezi olarak hazırlanmıştır.

Tez çalışmasının konusunun belirlenmesinden tamamlanmasına kadar geçen süreçte danışmanlığımı üstlenen; bilgi, deneyim ve değerli görüşleriyle çalışmalarına yön veren danışmanım Sayın Dr. Öğr. Üyesi Cüneyt BİRCAN’a; öğrencilik hayatımdan bu yana akademik çalışmalarımın her aşamasında desteğini gördüğüm, bu çalışmanın yürütülmesi ve tamamlanması sürecinde bilgi, deneyim ve değerli yorumlarıyla önemli katkılar sunan Sayın Doç. Dr. M. Selman AYDOĞAN’a; çalışmanın gerçekleştirilmesi sürecinde desteklerini esirgemeyen Eti Soda A.Ş. yetkilileri Dr. Tanzer ERGÜL, Nazif AKAY ve Tuğçe BEŞİR’e; ince kesit ve parlak kesitlerin hazırlanmasındaki katkılarından dolayı Sayın Mehmet Ali ORAL’a ve çalışmalarım boyunca sabır, anlayış ve manevi destekleriyle her zaman yanımda olan aileme en içten teşekkürlerimi sunarım.

Balıkesir, 2026

Hasan Eser KAYHAN

1. GİRİŞ

1.1 Amaç ve Kapsam

Beypazarı Havzası, Orta Anadolu'nun en önemli Neojen yaşlı gölsel havzalarından biri olup, dünya ölçeğinde ekonomik öneme sahip trona yataklarını barındırması nedeniyle uzun yıllardır jeolojik araştırmalara konu olmaktadır. Havza içerisinde yayılım sunan sedimanter birimler; kömür, bitümlü şeyl, trona ve çeşitli evaporit mineralleri gibi ekonomik açıdan önemli oluşukları içermekte olup, bu birimlerin çökelme ortamlarının ve havza evriminin ayrıntılı olarak ortaya konulması bölgenin jeolojik gelişiminin anlaşılması açısından büyük önem taşımaktadır. Bununla birlikte, havzadaki trona oluşumuna neden olan paleoçevresel ve jeokimyasal süreçler ile sedimanter istifin fasiyes özellikleri halen araştırılmaya devam edilmektedir.

Bu çalışmanın temel amacı, Beypazarı Havzası'nın kuzeybatı kesiminde yüzeyleyen ve sondajlarla izlenen Orta Miyosen–Pliyosen yaşlı istifin stratigrafik, sedimantolojik, mineralojik ve jeokimyasal özelliklerini ortaya koyarak çökelme ortamlarını ve havza evrimini değerlendirmektir. Bu kapsamda çalışma alanında ayrıntılı arazi incelemeleri gerçekleştirilmiş, litostratigrafik birimler tanımlanmış, jeoloji haritası ve jeolojik kesitler hazırlanmıştır. Sedimanter istif içerisinde gözlenen litofasiyes özellikleri belirlenmiş ve fasiyes toplulukları yardımıyla çökelme ortamları yorumlanmıştır.

Çalışmada ayrıca organik maddece zengin seviyelerden alınan örnekler üzerinde palinolojik incelemeler gerçekleştirilerek havzanın paleoiklimsel ve paleovejetasyonel özelliklerinin ortaya konulması amaçlanmıştır. Sondajlardan derlenen örnekler üzerinde gerçekleştirilen ana, iz ve nadir toprak element analizleri kullanılarak sedimanter birimlerin jeokimyasal özellikleri değerlendirilmiş, ayrışma derecesi, kaynak kaya karakteri, paleoiklim koşulları ve çökelme ortamına ilişkin yorumlar yapılmıştır. Elde edilen tüm jeolojik, sedimentolojik, palinolojik ve jeokimyasal veriler birlikte değerlendirilerek Beypazarı Havzası'nın Neojen dönemindeki gelişimi ile trona oluşumuna zemin hazırlayan paleoçevresel koşulların ortaya konulması hedeflenmiştir.

1.2 Çalışma Alanının Yeri

Çalışma alanı, Beypazarı ilçesine yaklaşık 7 km, Nallıhan'a 55 km, Ayaş ilçesine 40 km uzaklıkta yer almaktadır ve 1/25 000 ölçekli Bolu paftasının H27b₃, H27b₄, H27c₁, H27c₂, H27c₃, H27c₄, H28d₁, H28d₄, H28a₄ topoğrafik paftaları içerisinde bulunmaktadır. İnceleme alanı yaklaşık olarak 500 km²'lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 1.1).

1.3 Morfoloji, İklim ve Bitki Örtüsü

Çalışma alanı kuzey kesiminde yaklaşık 2000 m yükseltili Kel Dağı ve Teke Dağı çevresinde engebeli ve dağlık topoğrafya gelişmiştir. Beypazarı ve çevresi ile çalışma sahası, daha yumuşak topoğrafik özellikler sergileyen penneplen karakterli bir morfolojiye sahiptir. Bölgede İç Anadolu Bölgesi'ne özgü karasal iklim hâkimdir. Yazlar sıcak ve kurak, kışlar soğuk ve yağışlı geçmektedir. En sıcak ay ortalaması 21 °C civarındadır. Yağışlar yağmur ve kar şeklindedir. En yüksek sıcakların hissedildiği ay Temmuz (ortalama yüksek sıcaklık 30 °C, ortalama düşük sıcaklık 16 °C); soğukların en çok hissedildiği ay Ocak (ortalama düşük sıcaklık -3 °C, ortalama yüksek sıcaklık 4 °C)'tır. Bölgede bugüne kadar görülen en yüksek sıcaklık 36,7 °C, en düşük sıcaklık -29 °C'dir. Yıllık ortalama sıcaklıklar 10 °C'nin üzerindedir. Çalışma alanında 1000 m yüksekliğe kadar olan bölgelerde genellikle yeşil makiler, 1000 m'den 2000 m yüksekliğe kadar olan kesimlerde ise çam ağaçları yaygın olup, bu yükseklik üstünde pek ağaçlık alan gözlenmemektedir.

1.4 Yerleşim Merkezleri ve Ulaşım

Çalışma alanı ve çevresinde Bağözü, Kozalan, Boyalı, Çakıloba, Kuyucak, Çantırlı, Kaplan, Hırkatepe, Doğanıyurt, Köst, Sekli yerel yönetim alanları bulunmaktadır ve nüfusu 50-500 arasında değişmektedir. İnceleme alanına ulaşım Ankara-Nallıhan karayolu ile sağlanmaktadır. Beypazarı ilçesinden asfalt yol başlayarak, çalışma alanı civarındaki birçok yerleşim yerine yer yer asfalt, yer yer ise stabilize yollarla ulaşım sağlanmaktadır.

1.5 Ekonomik Durum

Çalışma alanı ve civarında önemli sanayi kuruluşları yer almaktadır. Bunlar Beypazarı ilçesinde Eti Soda A.Ş., Çayırhan ilçesinde Çayırhan Termik Santrali ve Alkim A.Ş. gibi büyük sanayi kuruluşları bölge ekonomisine önemli ölçüde istihdam sağlamaktadır. Çalışma alanında yumuşak morfolojinin olduğu kesimlerde ziraat önemli gelir kaynağıdır.

Buna ek olarak, yöre halkı şeker pancarı, buğday, yulaf, nohut, ayçiçeği, marul, turp ve arpa gibi çeşitli toprak mahsulleri yetiştirmektedir. Tarımın yanı sıra küçükbaş ve büyükbaş hayvan yetiştiriciliği bölgedeki diğer bir geçim kaynağıdır. Söz konusu hayvanların dışkıları tarıma elverişli alanlarda toprağı verimli hale getirmek amacıyla gübre olarak kullanım alanı bulmaktadır.



Şekil 1.1: Çalışma alanının yer bulduru haritası

1.6 Önceki Çalışmalar

Erol (1955), Beypazarı–Ayaş arasındaki Neojen havzasında gerçekleştirdiği kapsamlı jeolojik çalışmada, gölssel çökellerin litofasiyes özelliklerini ayrıntılı olarak incelemiş ve bu çökeller içerisinde belirgin yanal ve düşey fasiyes geçişlerinin bulunduğunu ortaya koymuştur. Ayrıca volkanik kökenli malzemelerin sedimanter istif ile geçişli ilişkiler sunduğunu belirterek havzanın oluşumunda volkanizmanın önemli bir rol oynadığını vurgulamıştır.

Göktunalı (1963), Beypazarı havzasında yaptığı ayrıntılı jeolojik haritalama çalışmaları sonucunda Neojen istifi dört ana formasyon altında sınıflandırmış ve özellikle kömürlü seviyelerin kalınlık, yayılım ve stratigrafik konumlarını ortaya koymuştur. Bu çalışma, havzadaki kömür potansiyelinin belirlenmesine yönelik ilk sistematik değerlendirmelerden biri olmuştur.

Kalafatçioğlu ve Uysallı (1964), Beypazarı–Nallıhan–Seben çevresinde geniş alanlı jeolojik incelemeler gerçekleştirerek Paleozoyik’ten Kuvaterner’e kadar uzanan stratigrafik istifi tanımlamış ve bölgenin paleocoğrafik gelişimi ile tektonik evrimine ilişkin önemli değerlendirmelerde bulunmuştur.

Ataman (1976), Beypazarı–Çayırhan arasında yaptığı mineralojik çalışmada analsim, sepiyolit, smektit ve diğer otijenik minerallerin varlığını ortaya koyarak havzanın diyajenez süreçlerine ışık tutmuştur. Bu çalışma, özellikle evaporitik ve alkali göl ortamlarının mineralojik karakterinin anlaşılmasına katkı sağlamıştır.

Aziz (1976), Beypazarı bitümlü şeyllerinin jeolojisini ve ekonomik potansiyelini inceleyerek Paleozoyik temel ile Neojen örtü arasındaki stratigrafik ilişkileri ortaya koymuş ve Hırka Formasyonu içerisinde yer alan volkanik katkılı seviyelerin önemine dikkat çekmiştir.

Siyako (1982), Koyunağılı linyit sahasında gerçekleştirdiği çalışmada Neojen istif içerisinde yer alan kömür seviyelerinin stratigrafik konumunu belirlemiş ve yaklaşık 86 milyon tonluk rezerv hesaplaması yaparak havzanın ekonomik potansiyelini ortaya koymuştur.

Ataman ve Gündoğdu (1981), Neojen yaşlı sedimanter birimlerde analsim mineralinin yaygınlığını inceleyerek bu mineralin özellikle alkali göl ortamlarında gelişen kimyasal çökelim süreçleri ile ilişkili olduğunu ortaya koymuştur.

Siyako (1983), Beypazarı kömür havzasını üç ana sektöre ayırarak (Koyunağılı, Çayırhan ve Beypazarı kuzeybatısı) havzanın stratigrafik ve yapısal özelliklerini detaylı biçimde incelemiş ve kömürlerin limnik ortamda, otokton karakterde oluştuğunu belirlemiştir. Ayrıca havzanın temelini Paleozoyik ve Mesozoyik birimlerin oluşturduğunu ve Neojen çökellerin bu birimler üzerine aşılal uyumsuzlukla geldiğini ortaya koymuştur.

Yağmurlu vd. (1988), Beypazarı–Nallıhan Neojen havzasının tektonik özelliklerini inceleyerek havzanın normal faylarla kontrol edilen bir çöküntü havzası olduğunu ve sedimantasyonun tektonik denetim altında geliştiğini ortaya koymuştur.

Gündoğdu vd. (1985), Beypazarı yöresindeki kil mineralojisini inceleyerek istif içerisinde kaolinit, smektit ve illit gibi kil minerallerinin düşey dağılımını ortaya koymuş ve bu dağılımın çökeltme ortamı ile diyajenez süreçleri açısından önemli ipuçları sunduğunu belirtmiştir.

Önal vd. (1988), Ankara'nın kuzeybatı kesiminde yüzlek veren Soğukçam Kireçtaşı, Nardin Formasyonu ve Kızılçay Grubu olarak adlandırılan formasyonların stratigrafik özelliklerini, yaşını, fasiyes özelliklerini ve depolanma ortamlarını içeren bir çalışma gerçekleştirmişlerdir. Yazarlar bu çalışmada, Geç Jura-Erken Kretase yaşlı Soğukçam Kireçtaşının tabandan tavana doğru 1) çörtlü mikritik kireçtaşı, 2) tüfit arakatmanlı kumtaşı-şeyl aralanması, 3) masif kireçtaşı şeklinde farklı litofasiyese ayrıldığını ortaya koyarak, birimin Berriasiyen-Albiyen yaşlı olduğunu vurgulamışlardır. Yazarlar, Nardin Formasyonu'nun birbiriyle yanal ve düşey geçişli olarak 1) olistrostromal Yeşilyurt çakıltaşı üyesi, 2) resifal Çeğiköy üyesi, 3) türbiditik kumtaşı-çamurtaşı aralanmasından meydana gelen 3 farklı litofasiyes altında incelendiğini ortaya koymuşlar ve birimin yaşının Geç Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı olduğunu ve Nardin Formasyonu'nun sığ ortamdan derin ortama kadar değişen ortamlarda depolandığını belirtmişlerdir. Kızılçay Grubu kayalarından killi kireçtaşlarının Daniyen-Monsiyen yaşlı olduklarını ve tabanda sığ denizel üste doğru karasal ortamda meydana geldiklerini saptamışlardır.

Öner (1988), yapmış olduğu tez çalışmasında Beypazarı (Ankara) trona yataklarının mineralojik ve jeokimyasal özelliklerini ortaya koymuştur. Yazar, çalışmasında Orta-Üst Miyosen yaşlı Boyalı, Hırka, Karadoruk, Sariağıl, Çakıloba ve Zaviye formasyonlarını temsil eden örnekler üzerinde petrografik, SEM, XRD çalışmaları ve kil oluşumlarından elementsel analizler gerçekleştirmiştir. Bu temsili örneklerde manyezit, dolomit, kalsit, nakolit, trona, pirsonit, K-feldspat, plajiyoklas, analsim, klinoptilolit, eriyonit, smektit, illit, kaolinit, sepiyolit, kuvars, opal-CT, hornblend ve biyotit minerallerinden meydana geldiğı saptanmıştır. Çalışma sonucunda, soda oluşum ortamının oksijen bakımından zengin ve fakir kısımlardan meydana gelen bir göl yapısında olduğunu ortaya koymuştur. Ayrıca, bölgedeki soda oluşumlarının bölgenin kuzey kesimindeki volkanizma ile yakından ilişkili olduğı kanısına varılmıştır.

İnci vd. (1988), “Stratigraphy of Beypazarı Neogene Basin, Central Anatolia, Turkey” başlıklı çalışmasında Sarıyar Barajı ve Beypazarı arasındaki Orta Geç Miyosen yaşlı havzasının alanının yaklaşık olarak 1500 km² olduğunu ve yaklaşık 1000 m kalınlıkta bir istife sahip olduğunu ve yedi sedimanter formasyondan meydana geldiğini belirtmişlerdir. Bölgedeki sedimanter kayaçların alüviyal, flüviyal ve playa-tip göl ortamında depolandığını ifade etmişlerdir.

Helvacı vd. (1988), Beypazarı yöresindeki trona içeren volkano-sedimanter birimlerin kil mineralojisini inceleyerek trona içeren ve içermeyen seviyelerdeki mineralojik farklılıkları ortaya koymuş ve bu minerallerin alkali göl ortamında volkanik malzemenin alterasyonu sonucu oluştuğunu belirtmiştir.

Helvacı vd. (1989), Beypazarı Trona yatakları üzerine yapmış oldukları çalışmada trona yatağının içerisinde bulunduğı istifin jeolojik özelliklerini ortaya koymuşlardır.

Göker (1990), Karasay-Beypazarı (Ankara) bölgesinde yayılım sunan volkanik kayaçların jeolojisi, petrografik özellikleri ve jeokimyasal içeriklerini çalışmıştır. Yazar çalışmada, bölgede Miyosen yaşlı lav akıntıları ve piroklastik kayaçlardan meydana gelen beş ayrı birimi çalışmıştır. Çalışmada, bölgedeki volkanik kayaçların kalk-alkalen karakterli olduğı ve bölgedeki volkanik kayaçların ortak bir magmadan türediklerini ortaya koymuştur.

İnci (1991), Beypazarı havzasındaki alüviyal fan ve playa göl çökellerini inceleyerek linyit ve trona oluşumunun tektonik kontrollü olduğunu belirtmiş ve sedimanter istifli farklı litofasiyeslere ayırarak çökelme ortamlarını detaylandırmıştır.

Özpeker vd. (1991), Hırka Formasyonu'na ait tronalı seriyi mineralojik açıdan inceleyerek trona ile birlikte pirsonit, nakolit, dolomit, analsim ve çeşitli kil minerallerinin birlikteliğini ortaya koymuş ve bu serinin mineralojik bileşimini detaylandırmıştır.

Kavuşan (1993), Beypazarı-Çayırhan linyit yataklarında hümik asitlerin IR-Spektrofotometrik incelemesi üzerine yapmış oldukları çalışmada, iki farklı kömür horizonunda gömülme derinliklerine bağlı olarak alt horizonun daha ileriki bir evrede kömürleşmeye uğradıklarını, gömülme derinliği ile damarların ortalama O/C-H/C arasında pozitif ilişki olduğunu belirtmiştir. Ayrıca yazar bölgede gözlenen Davutoğlu bindirme fayına yakın olan örneklerde karbon miktarında artış gözlendiğini ifade etmişlerdir.

Yohannes (1993), Bölgenin güney kesiminde yayılım sunan Beypazarı olarak isimlendirilen Beypazarı granitlerinin petrolojisi ve jeolojisi ile ilgili çalışma yapmıştır. Yazar bu çalışmada, Girmir metamorfik kompleks, Softa formasyonu ve Beypazarı granitoidlerini tanımlamıştır. Çalışmada, petrografik ve kimyasal veriler ile bölgedeki hornblend granitoid için kristalizasyonun 760 °C sıcaklık ve yüksek basınç altında meydana geldiği sonucuna ulaşılmıştır.

Helvacı ve Bozkurt (1994), yapmış oldukları çalışmada Beypazarı granitinin jeolojik ve petrolojik özelliklerini irdelemişlerdir. Çalışmada yazarlar, granitin mineralojik içeriklerini ve tüm kaya analizleri ile kimyasal bileşimini saptayarak, granitlerin I tipi Plüton olduğunu ortaya koymuşlardır. Ayrıca, Sr izotop analizlerine göre Beypazarı granitinin yaşlı bir kabuğun ergimesi sonucu meydana geldiğini ve kıtasal kabuk içerisine Üst Kretase zamanında yüzeye yakın olarak yerleşmiş olduğunu belirtmişlerdir.

Karadenizli (1995), Beypazarı (Ankara) havzasında yapmış olduğu çalışmada, Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Kirmir Formasyonu'nun jipsleri inceleme alanında alttan üste doğru Yeşil killerle ardalanmalı kalın tabakalı-bireysel jipsler, organik maddece zengin kilaşları içerisindeki serbest büyümlü jipsler ve bassanitler, ince kil ara seviyeli masif jips şeklinde üç farklı fasiyeden meydana geldiğini tespit etmiştir. Çalışmada, üç farklı jips oluşumunun

Pliyo-Miyosen göl sisteminde açık göl, göl kıyısı bataklığı ve kapalı göl-gölsel sabkha olmak üzere üç farklı çökeltme ortamını temsil ettiğı belirtilmiştir.

Kadir ve Baş (1996), Beypazarı-Çayırhan havzasındaki volkano-sedimanter birimlerde neoformasyon minerallerinin dağılımını inceleyerek farklı mineral parajenezlerinin çökeltme ortamındaki kimyasal değışimlere bağı olarak geliştiğini ortaya koymuştur.

Ünal (1997), Dümrek-Yalnızçam bölgesinde yayılım sunan Beypazarı Granitoidinin mineralojik ve jeokimyasal incelemesini gerçekleştirmiştir. Çalışmada, bölgede çalışmaya konu olan intrüziflerin granodiyorit, kuvars-monzodiyorit ve diyorit bileşimli olduklarını, volkanik yay ortamında oluştuklarını ve I-tipi plütonlara ait olduklarını ortaya koymuştur.

Querol et al. (1997), Beypazarı kömürlerinde gerçekleştirdikleri jeokimyasal analizlerde kömürlerin yüksek oranda zeolit içerdiğini ve iz element zenginleşmelerinin büyük ölçüde volkanik katkı ile ilişkili olduğunu ortaya koymuştur.

Ürün (1999), Beypazarı güneydoğu kesiminde gözlenen Kırmir Formasyonu'nun sedimanter fasiyes özelliklerini incelemiştir. Çalışmada, Kırmir Formasyonu'nun dolomitli çamurtaşı ve en üst seviyede yer alan jipsit çökellerinden meydana geldiğı belirlenmiştir. Ayrıca, Kırmir Formasyonu'nun dolomitli çamurtaşlarının iki alt fasiyese ayrıldığı ortaya konmuştur. Alt fasiyes A, yaygın kuruma çatlakları ve jipsli seviyelerin bulunmaması ile karakterize edilmekte olup, çökeltme ortamının çamur düzlüklerini temsil ettiğı belirtilmiştir. Alt fasiyes B ise kovucu (displacive) jips kristali büyümeleri ve karbonat kabuk oluşumları ile karakterize edilmektedir. Yazar, bu özelliklerin çökeltme ortamındaki farklı hidrolojik ve jeokimyasal koşulları yansıttığını ifade etmiştir.

Demirci (2000), Beypazarı, Ayaş, Kazan ve Peçenek (KB Ankara) bölgelerinde yapısal analiz çalışması gerçekleştirmiştir. Yazar çalışmasında, bölgede yayılım sunan Neojen istif içerisinde gözlenen yapıların yapısal analizi gerçekleştirilmiş ve değerlendirilmiştir. Çalışmanın sonucunda, birimlerden ölçümler alınmış, kıvrım eksenlerinin egemen olarak KD-GB yönünde olduğunu ve çok sayıda monoklinal yapının saptanarak tanımlandığını belirtmiştir. Alınan ölçümler ile bölgede Neojen periyodunun üç farklı tektonik fazda geliştiğini belirlemiştir.

Akın (2000), Uruş (Beypazarı, Ankara) bölgesinde bulunan baraj yerinde gözlenen volkanik kayaçların jeoteknik özelliklerinin belirlenmesi üzerine çalışma gerçekleştirmiştir. Yazar çalışmada, baraj bölgesindeki volkanik kayaçlar üzerinde tek eksenli basınç dayanımını saptayarak, bölgedeki kayaçların dayanımlı kaya sınıfına girdiğini belirlemiştir. Sonuç olarak elde edilen veriler ışığında bölgedeki volkanik kayaçların taşıma kapasitelerinin yüksek olduğu sonucuna ulaşılmıştır.

Zoroğlu (2001), bölgenin güney kesiminde geniş yüzlekler veren Beypazarı Granitoyidi'nin petrolojik özellikleri ve içerisinde gözlenen mikrogranüler anklavların kökenini ortaya koymuştur. Çalışmada, granitin kondrit ile normalize edilmesi ile hafif nadir toprak elementlerinde zenginleşme, ağır nadir toprak elementlerinde fakirleşme gözlenmiştir. Bölgedeki granitlerin dalan levha sınırlarında meydana gelen bir magma ile oluştuğunu ve fraksiyonel kristallenme ile granitin alt birimlerini oluşturduğunu belirtmişlerdir.

Suner vd. (2003), Miyosen yaşlı gölssel Beypazarı havzasından “natron” mineralinin oluşumu ve özellikleri üzerine yapmış oldukları çalışmada, natron mineralinin kendine özgü fizikokimyasal koşullar altında çökelmiş nadir bir evaporit minerali olduğunu belirterek, bu mineralin Beypazarı volkanosedimanter istifin 260-285 m derinliklerde alt trona seviyesinin üst kısımlarında gözlemlendiğini belirtmişlerdir.

Uğur (2004), Tahir (Beypazarı) bölgesi genelinde yayılım sunan magmatik kayaçların jeolojik özelliklerini ve petrografik içeriklerini belirlemiştir. Çalışmada, Tahir ve Tacettin granitlerinin petrolojik sonuçlarını ortaya koymuşlardır.

Billur (2004), Yassıkaya (Beypazarı, Ankara) bölgesinde yayılım sunan granitik kayaçların jeolojik ve petrolojik özelliklerini ortaya koymuştur. Yazar çalışmasında, bölgedeki granitik kayaçların kalk-alkalen karakterli I-tipi Plüton olduğunu saptamıştır.

Apaydın (2004), Beypazarı ilçesi batı kesiminde Çakıloba-Karadoruk bölgesinin akifer sisteminin beslenme şartlarını çalışmıştır. Bu çalışmada, bölgenin akifer sisteminin 1986-2000 yılları arası verileri baz alınarak yıllık bazda hesaplanmış ve 15 yıllık beslenmenin $4,9 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yıl}$ olduğunu saptamıştır.

Helvacı (2010), Beypazarı Trona yatakları üzerine yaptığı çalışmada, Beypazarı Miyosen Havzası'nın sedimanter istifinin alt kesiminde trona, linyit ve bitümlü şeyl, üst kesiminde ise Na-sülfat ve jips bulunduğunu; Miyosen istifinin açısız uyumsuzlukla Paleozoyik-Eosen yaşlı metamorfik, ofiyolitik, karbonatlı ve kırıntılı temel kayalar üzerinde yer aldığını belirtmiştir. Tortul birimleri tabandan tavana doğru Çoraklar, Hırka, Akpınar, Çayırhan, Bozbelen ve Kırmir formasyonları ile Sarıyar Kireçtaşı olarak sıralamıştır. Zaviye köyünün kuzeyindeki trona yatağının, Hırka Formasyonu'nun alt kesimindeki bitümlü şeyl ve kilitaşlarıyla ardalanmalı şeyllerle ilişkili olduğunu vurgulamıştır. Trona yataklarının, şeyl biriminin alt kesimindeki 70–100 m kalınlığındaki bir zon içerisinde iki mercekli gövde hâlinde çökeldiğini; alt mercekte 16, üst mercekte 17 olmak üzere toplam 33 trona seviyesi bulunduğunu belirtmiştir. Alt trona merceğinin toplam kalınlığı 40–60 m, üst merceğin yaklaşık 40 m, iki mercek arasındaki mesafe ise 30–35 m'dir. Trona yatağının orta kesimleri kenarlara göre daha kalın olup havza kenarlarına doğru dolomitik çamurtaşı ve kilitaşlarına derecelenmektedir. İki mercekteki trona seviyelerinin toplam kalınlığı cevher kütlesinin orta kesimlerinde 21–34 m, kenarlarında 2,5–12 m; bireysel seviyelerin kalınlığı ise 0,4–2 m arasında değişmektedir. Her iki trona merceğine ait izopak konturları Zaviye Fayı tarafından sınırlandırılmıştır. Mineralojik olarak trona egemen olup kenar kesimlerde az miktarda nahkolit, yer yer eser miktarda pirsonit ve termonatrit bulunmaktadır. Trona ve dolomit yatak boyunca baskınken, ilişkili kayaçlarda kalsit, zeolit, feldispat ve kil mineralleri yaygındır. Genellikle beyaz, safsızlıklar nedeniyle yer yer grimsi olan trona kristalleri, kilitaşı ve şeyller içerisinde masif veya dağınık kristaller hâlinde gözlenmektedir. İlişkili kayaçlarda zeolitlenme, dolomitlenme ve kloritlenme yaygındır. Yazara göre Beypazarı Havzası Orta–Geç Miyosen'de genişlemeli, Geç Miyosen–Erken Pliyosen'de ise tek yönlü sıkışmalı tektonik rejimin etkisinde kalmıştır. Havza, kırıntılı malzemeler ile kuzeydoğuda yoğunlaşan volkanik faaliyetin ürünleriyle doldurulmuştur. Bölgedeki trona ve diğer sodyum karbonat tuzlarının başlıca sodyum kaynağının termal sular, çökel istif içerisindeki tüfler ve havzanın kuzeydoğusundaki Neojen yaşlı volkanik kayaçlar olduğu ileri sürülmüştür.

Tarvirdi (2013), Çayırhan-Beypazarı yörelerinde Üst Miyosen yaşlı Çoraklar Formasyonu içerisinde işletilen iki farklı (alt ve üst damar) kömür damarında mineralojik, petrografik ve element içeriklerindeki değişimleri incelemiştir. Yazar çalışmasında, üst kömür damarında tavan ve taban olarak ayrılan iki seviyede özellikle mineralojik ve eser element içeriklerindeki değişimleri değerlendirmiştir. Kömür örneklerinin laboratuvara ulaştıkları

andaki özelliklerinin ortalama %28 nem, havada kuru bazda %11 nem, %32 uçucu madde, %27 kül, 3742 kcal/kg alt ısı değeri, %5,78 toplam S, %41,25 C, %3,60 H, %1,45 N ve %20,97 O içerdiği belirlenmiştir. Ayrıca çalışılan kömürlerin yüksek kül ve çok yüksek toplam kükürt içeriklerine sahip olduğu ortaya konmuştur. XRD (TK) ve SEM-EDX analizleri kullanılarak kayaç ve kömür örneklerindeki mineraller tanımlanmıştır. Kuru kömür bazında en yüksek ortalama Ba ve Sr değerleri yalnızca klinoptilolit içeren kömür damarlarında; en yüksek ortalama Cr, Cu, Zn, Co ve Ga değerleri ise analsim ve analsim+klinoptilolit içeren örneklerde belirlenmiştir. Petrografik olarak kömür numunelerinde hüminit egemen maseral grubunu oluşturmaktadır. Tavan ve taban kömür damarlarından alınan 12 örnekte rastgele hüminit yansımaları ölçülmüş ve her iki damar için ortalama %R_r değeri 0,41 olarak belirlenmiştir. Bu değer, her iki damarda kömürleşme derecesinin benzer olduğunu ve kömürlerin “Alt Bitümlü Kömür-C” veya “Mat Kahverengi Kömür” aşamasında bulunduğunu göstermektedir.

García-Veigas et al. (2013), Beypazarı Miyosen yaşlı trona yataklarını inceleyerek bu oluşumun dünya ölçeğinde önemli bir evaporit sistemi olduğunu ve yaklaşık 250 milyon ton soda külü rezervine sahip bulunduğunu belirtmiştir. Ayrıca trona oluşumunun volkanik katkılı alkali göl ortamında geliştiğini ortaya koymuştur. Beypazarı trona yatağının çökelim ve erken diyajenez evrimini ayrıntılı biçimde değerlendirerek Na-karbonat minerallerinin oluşumuna yönelik genetik bir model önermiştir. Araştırmacılar, trona, pirsonit ve nahkolitin çökelim–diyajenez ilişkilerini ortaya koymuş; dolomitli çamurtaşlarının daha derin göl sel evreleri, gaylussit/pirsonit içeren bitümlü şeyllerin tabakalaşmış su sütunu koşullarını ve trona çökeliminin ise sıg–kuruyan tuzlu göl/playa evrelerini yansıttığını belirtmiştir. Ayrıca evaporit mineralleri ile bitümlü şeyl, diyajenez ürünü silikat mineralleri ve piroklastik katkılar arasındaki yakın ilişkiyi vurgulayarak Beypazarı Havzası’nda trona oluşumunun yalnızca basit evaporasyonla değil, göl seviyesi dalgalanmaları, yeraltı suyu katkısı ve volkanoklastik malzemeye etkileşim üzerinden açıklanması gerektiğini göstermiştir.

Bechtel et al. (2014), Çayırhan kömür sahasında orta Miyosen yaşlı kömürlerin organik petrografisi ve jeokimyası üzerinden kömür fasiyeslerini, bitki topluluklarındaki zamansal-mekânsal değişimleri ve çökeltme ortamını incelemiştir. Bu çalışma, Tv ve Tb damarlarının yalnızca litolojik açıdan değil, makeral ve moleküler bileşim bakımından da farklılık gösterdiğini; havzadaki turbalanma süreçlerinin ve organik madde birikiminin sabit değil, zaman içinde değişen hidrolojik ve ekolojik koşullar altında geliştiğini ortaya koymuştur.

Böylece Beypazarı Havzası'ndaki kömür oluşumunun paleovejetasyon, su seviyesi ve ortam kimyasındaki değişimlerle birlikte değerlendirilmesi gerektiği kuvvetle desteklenmiştir.

Yavuz-Pehlivanlı vd. (2014), orta Miyosen yaşlı Çayırhan petrol şeylleri üzerine yaptıkları çalışmada Hırka Formasyonu'nun konglomera, aglomera, kumtaşı, silttaşı, kiltası, kömür, petrollü şeyl, kireçtaşı ve tuf birimlerinden meydana geldiğini belirterek, şeyllerin batı Anadolu'daki Neojen linyit serilerinin bir kısmını oluşturduğunu, fluviyal ve evaporasyon yatakları şeklinde 2 ana sedimanter fasiyes tarafından etkilendiğini belirtmişlerdir. Karbon izotop sonuçlarının güçlü bilgiler sunduğunu, şeyllerin organik madde bakımından zenginleştiğini (TOC %2,08–48,48) ortaya koymuşlardır.

Uyanık-Sönmez (2016), Çayırhan-Beypazarı (Ankara) bölgelerinde yayılım sunan sedimanter litolojilerin mineralojik ve jeokimyasal özellikleri üzerine yapmış olduğu detay çalışmada bölgedeki birimlerin Çoraklar, Hırka, Karadoruk, Bozçayır, Kırmızıtepe ve Softa Formasyonları'ndan oluştuğunu, bu birimlerin mineralojik verilere göre kil mineralleri, analsim, klinoptilolit, feldispat, kuvars, opal-CT, kalsit, dolomit, manyezit, jips ve mika minerallerinden meydana geldiğini, zeolit minerallerinin (analsim ve klinoptilolit), piroklastik malzemenin tuzlu ve alkali göl ortamında bozunması sonucu oluştuğunu ortaya koymuşlardır. Ayrıca, bölgedeki formasyon birimlerinden alınan örnekler üzerinde gerçekleştirilen jeokimyasal analiz sonuçlarına göre bölgedeki havza kayaçlarının homojen bir kaynaktan türemediklerini; felsik magmatik, kısmen de ortaç kökene işaret ettiğini; Th-Sc-Zr/10 tektonik ortam ayırtman diyagramına göre örneklerin önemli bir kısmının kıtasal ada-yayı bölgesini işaret ettiğini belirterek, bölgedeki Miyosen sonrası tektonik ortam koşulları ile uyumlu olduğunu belirtmişlerdir. Buna ek olarak, U/Th ve Ni/Co element oranları, bölgedeki sedimanter birimlerin oksik paleo-ortam koşullarında çökdiklerini ve Çoraklar ve Hırka Formasyonları'nın çökeliminde, anoksik ve suboksik paleo-ortam koşulları egemen olduğunu ortaya koyarak, Çoraklar ve Hırka Formasyonlar'ı için indirgen paleo-ortam koşullarının varlığı ile Çoraklar Formasyonu'ndaki linyit oluşumlarının, Hırka Formasyonu'nda ise bitümlü şeyl seviyelerinin varlığı bunu desteklediğini belirtmiştir.

Seyitoğlu et al. (2017), Beypazarı Kör Bindirme Zonu'nu kuzeybatı Orta Anadolu'nun başlıca neotektonik yapılarından biri olarak tanımlamış ve bu zonun ilişkili fay-ilerleme kıvrımlarıyla birlikte Anadolu levhası iç deformasyonunun önemli bir bölümünü karşıladığını ileri sürmüştür. Çalışma, Beypazarı Havzası'nın yalnızca Miyosen genişleme

rejimiyle açıklanamayacağını; daha genç sıkışmalı deformasyonun da havzanın güncel yapısal mimarisinin anlaşılmasında belirleyici olduğunu göstermesi bakımından önem taşımaktadır. Bu yönüyle söz konusu araştırma, havzadaki kıvrım ve bindirme geometrisinin değerlendirilmesinde yeni bir neotektonik çerçeve sunmuştur.

Ardahanlıoğlu vd. (2020), Çayırhan çevresinde Beypazarı Kör Bindirme Zonu'nun iç yapısını ayrıntılı biçimde inceleyerek zonun kuzeyden güneye doğru Karaköy, Sekli, Nalçabayırı ve Uzunbayır kör bindirmeleri ile Davutoğlu geri bindirmesi ve Beypazarı Kör Bindirmesi I-II bileşenlerinden oluştuğunu ortaya koymuştur. Araştırmacılar, bölgede ekonomik açıdan önemli linyit ve trona içeren Neojen istifin bu yapılar tarafından etkilendiğini vurgulamış ve havzadaki deformasyonun fay-ilerleme kıvrımlarıyla birlikte okunması gerektiğini göstermiştir. Bu çalışma, özellikle Çayırhan ve yakın çevresinde havza dolgusu ile neotektonik yapı arasındaki doğrudan ilişkiyi daha ayrıntılı hale getirmiştir.

Karayığit vd. (2022), Çayırhan kömür sahasının farklı işletme sektörlerinden alınan örneklerle üst damardaki yüksek kükürtlü kömürlerde zeolit ve ilişkili minerallerin yanal ve düşey dağılımını incelemiştir. Çalışma, daha eski araştırmalarda ağırlıklı A sektörüne dayalı olarak tanımlanan zeolit oluşumlarının havza içinde lateral değişkenlik gösterdiğini; Tv ve Tb ayrımlarının yalnızca klasik Ca-zeolit/Na-zeolit ikiliğinden ibaret olmadığını, farklı redoks koşulları, gözenek suyu kimyası ve volkanoklastik girişlerin bu mineralleşmeyi sektörler arasında değiştirdiğini göstermiştir. Böylece Beypazarı-Çayırhan kömürlerinin mineralojik ve jeokimyasal heterojenliği daha ayrıntılı biçimde ortaya konmuş, eşzamanlı volkanik katkının ve ortam kimyasının kömür mineralleşmesi üzerindeki rolü yeniden değerlendirilmiştir.

Alpay (2023), Beypazarı kuzey kesiminde mostra veren volkanik kayaçların petrolojik özelliklerini incelediği çalışmada, volkanizmanın kökeni ve oluşumunda etkili olan süreçlerin ortaya konulması amaçlanmıştır. Çalışmada, çalışmanın ana konusu oluşturan volkanik kayaçların Erken Miyosen (18,3-16,9 Ma) döneminde oluştuğu tespit edilmiştir. Çalışma alanındaki volkanik kayaçların yaşlıdan gence, andezitik, dasitik, bazaltik-trakiandezit bileşimde oldukları, asidik ve ortaç volkanik kayaçların adakitik özellik gösterdikleri saptanmıştır. İnceleme alanındaki volkanik kayaçların, tüm kaya analiz ve izotop verilerine göre, dalma-batma sürecinin de etkili olduğu koşullarda zenginleşmiş litosferik kökenli spinel-peridotit kaynaktan düşük dereceli kısmi ergime (%4-8) ile

oluştugu, oluşumlarında asimilasyon ve fraksiyonel kristalleşme sũreçlerinin etkili olduğu ortaya konmuştur.

Bũyũkbař ve Yavuz (2024), Çayırhan B linyit sahasında UMREK koduna gũre kaynak ve rezerv kestirimi gerçekleştirerek, sahadaki kũmũr potansiyelinin ağdaş rezerv sınıflama ilkeleri doğrultusunda değerlendirilmesini sağlamıştır. Çalışmada, hacim ve tonaj hesaplarının yanı sıra jeolojik, yapısal, mineralojik ve jeokimyasal verilerin rezerv belirlemede birlikte ele alınması gerektiği vurgulanmış; bũylece Beypazarı–Çayırhan kũmũrlũ sahalarının ekonomik jeoloji bakımından gũncel standartlarla değerlendirilmesine katkı sunulmuştur.

2. MATERİYAL VE YÖNTEM

2.1. Saha Çalışmaları

Çalışma alanı ve çevresine ait 1/25 000 ölçekli topoğrafik haritalar esas alınarak, jeolojik haritalama çalışmaları 2024 yılında başlatılmıştır. 2024-2025 yılları arasında gerçekleştirilen yaz dönemi arazi çalışmalarında havza çevresinde yüzeyleyen litolojiler tanımlanmış ve bu litolojileri temsil eden kayaç örnekleri derlenmiştir. Çeşitli lokasyonlarda gözlenen jeolojik özellikler (foliyasyon, lineasyon, kıvrımlı yapılar, fay ve çatlaklar, tabakalanmalar) arazi gözlemleri ile değerlendirilmiş, elde edilen gözlemsel sonuçlar saha defterine ayrıntılı olarak not edilmiş, alınan her kayaç örneği makroskobik olarak tanımlanmış ve numaralandırılmıştır. Ayrıca, yöreye ilişkin jeolojik araştırmalar ile trona yataklarına yönelik önceki çalışmalar gözden geçirilmiş ve bu çalışmalardan yararlanılarak arazi incelemeleri gerçekleştirilmiştir. Bununla birlikte, mevcut trona yataklarının bulunduğu bölgelerin ayrıntılı jeolojik özellikleri belirlenmiştir. Bu amaçla, Beypazarı Havzası ve çevresinin 1/25 000 ölçekli (Ek-1) jeoloji haritası ve havzayı temsil eden enine jeolojik kesitler hazırlanmıştır.

2.2. Laboratuvar Çalışmaları

Arazi çalışmaları sırasında derlenen yaklaşık 35 örnekten ince kesitler hazırlanmış ve bu kesitler üzerinde mineralojik ve dokusal incelemeler gerçekleştirilmiştir. Petrografik incelemeler Balıkesir Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü laboratuvarlarında bulunan Meiji MJ9930 model mikroskop kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Derlenen örneklerden hazırlanan ince kesitlerin petrografik incelemeleri ile elde edilen sonuçlar bölgedeki litolojilerin belirlenmesinde kullanılmıştır. İnce kesitler, mineral parajenezi, mineral ilişkileri ve dokusal özelliklerin belirlenmesi amacıyla üstten aydınlatmalı ve polarizan mikroskopta incelenmiştir.

Palinolojik analizler kapsamında, organik maddece zengin kilitaşı, çamurtaşı ve bitümlü şeyl seviyelerinden Hırka Formasyonu'na ait 26 örnek alınmıştır. Örnekler, standart palinolojik hazırlama yöntemleri kullanılarak laboratuvar ortamında analizlere hazırlanmıştır. Bu amaçla örnekler öncelikle öğütülmüş, karbonatların giderilmesi amacıyla HCl, silikat minerallerinin uzaklaştırılması amacıyla ise HF uygulanmıştır. Organik madde ve palinomorfaların mineral bileşenlerden ayrılması amacıyla çinko klorür ($ZnCl_2$) ağır sıvı yöntemi kullanılmıştır.

Gerekli görülen örneklerde nitrik asit (HNO_3) ile oksidasyon işlemi gerçekleştirilmiştir. Elde edilen organik kalıntılardan preparatlar hazırlanmış ve her örnek için iki adet inceleme lamı oluşturulmuştur. Palinolojik incelemeler ışık mikroskobu altında gerçekleştirilmiş, spor ve polenlerin tanımlanmasında referans koleksiyonlardan yararlanılmıştır. Elde edilen palinolojik veriler, çalışma alanındaki tortulların paleoiklimsel ve paleovejetasyonel özelliklerinin değerlendirilmesinde kullanılmıştır.

Çalışma alanı içerisinde Beypazarı Havzası'nı temsil eden toplam 5 sondaj kuyusundan yaklaşık 40 numune derlenmiş ve bu numunelerin tamamında majör oksit, iz element ve nadir toprak element analizleri gerçekleştirilmiştir. Analizler ALS Global tarafından yapılmıştır. Numuneler kimyasal analizler için 75 μm 'dan daha ince öğütülmüştür. Numuneler, seyreltik nitrik asit sindirimini takiben lityum metaborat/tetraborat füzyonu sonrasında İndüktif Eşleşmiş Plazma-Atomik Emisyon Spektrometrisi (ICP-AES) ile ana oksitler (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , MnO , MgO , CaO , K_2O , Na_2O , P_2O_5) ve Ateşte Zayıt (AZ) için analiz edilmiştir.

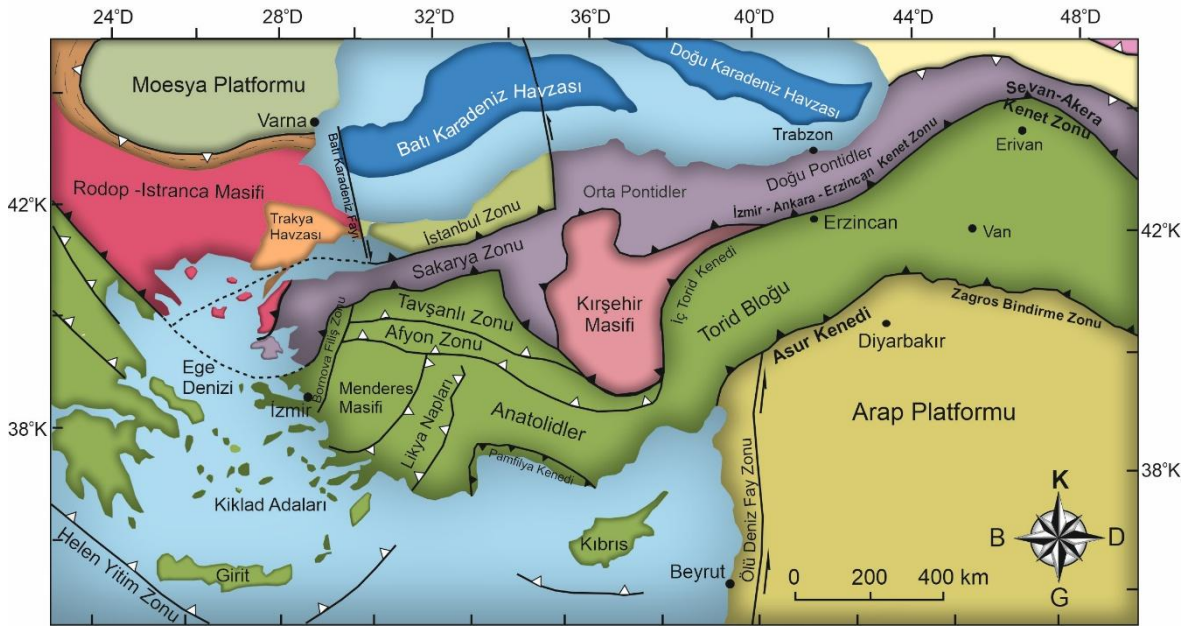
İz elementler (Rb, Sr, Ba, Zr, Hf, Ta, Th, U, Nb, Y, Cu, Zn, Pb, Cs, Ga, V, Ni, Co, Sc), eşleşmiş plazma-kütle spektrometresi (ICP-MS) ile analiz edilmiş, nadir toprak elementleri (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) LiBO_2 füzyonu sonrasında ICP-MS yöntemiyle analiz edilmiştir. Ateşte Zayıt (AZ) ölçmek için her numune 1050 $^\circ\text{C}$ 'ye kadar ısıtılmıştır. Tespit limitleri genellikle iz elementler için 0,1–100 ppm, ana elementler için ağırlıkça %0,01–0,1 ve NTE'ler için 0,1–1000 ppm'dir. Analitik doğruluğun ve hassasiyetin kontrolü amacıyla ALS Global tarafından kullanılan uluslararası sertifikalı referans materyaller (CRM) ve kör örnekler analiz edilmiştir.

2.3. Büro Çalışmaları

Büro çalışmaları kapsamında arazi ve laboratuvar çalışmalarından elde edilen veriler sayısal ortama aktarılmış, jeoloji haritaları ve jeolojik kesitler oluşturulmuş, palinolojik ve jeokimyasal veriler değerlendirilmiş, grafik ve diyagramlar hazırlanmıştır. Elde edilen tüm veriler yorumlanarak Balıkesir Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü tez yazım kurallarına uygun biçimde tez metni hazırlanmıştır.

3. BÖLGESEL JEOLJİ

Beyşehir (Ankara) Havzası'nın da içerisinde bulunduğu Sakarya Zonu, İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Zonu boyunca kuzeye yönelimli dalma-batma süreçleri ile ilişkili olarak Geç Paleozoyik-Mesozoyik sonuna kadar Lavrasya'nın güney kenarında gelişen aktif kıtasal kenar sisteminin bir parçası olarak yorumlanmaktadır (Okay, 2000). Anadolu'nun güncel jeolojik mimarisi, Geç Mesozoyik'ten itibaren kuzeyde Avrasya Levhası ile güneyde Afrika-Arap levhaları arasında gelişen yakınsama rejimi, buna bağlı okyanusal litosfer tüketimi, kıtasal çarpışma, ofiyolit bindirmesi ve sonrasında gelişen post-orojenik deformasyon süreçlerinin bileşik etkileri altında şekillenmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Robertson and Dixon, 1984; Okay ve Tüysüz, 1999). Bu uzun süreli jeodinamik süreç sonucunda Anadolu, farklı kökensel karaktere sahip kıtasal bloklar, kenet zonları, ofiyolit kuşakları ve tektonik birliklerden oluşan mozaik karakterli kompleks bir kabuksal mimariye ulaşmıştır. Çalışma alanı bu çerçevede, kuzey Anadolu tektonik birlikleri içerisinde değerlendirilen Sakarya Zonu'nun orta kesimlerinde ve İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Zonu'nun kuzey kesiminde yer almaktadır (Okay ve Tüysüz, 1999) (Şekil 3.1).



Şekil 3.1: Türkiye'nin tektonik unsurlarını gösteren şematik harita (Okay ve Tüysüz, 1999)

Beyşehir ve çevresi tektonostratigrafik olarak Sakarya Kıtası'nın Orta Sakarya segmenti içerisinde yer almakta olup, bu birlik Tetis evrimi boyunca Avrasya'nın güney kenarında gelişmiş kıtasal fragmanlardan biri olarak yorumlanmaktadır (Okay, 2000; Ustaömer et al., 2012).

Bölgedeki temel kayaç toplulukları, bölgesel ölçekte Söğüt Metamorfikleri ile deneştirilen metamorfik birimler tarafından temsil edilmektedir. Bu metamorfik temel, gnays, amfibolit, mikaşist, kuvarsit ve çeşitli meta-mafik kayaçlardan oluşmakta olup yeşilşist ile amfibolit fasiyesleri arasında değişen metamorfik dereceler sergilemektedir. Metamorfik temel daha sonra Karbonifer yaşlı granitoid intrüzyonları tarafından kesilmiş olup, bu durum bölgenin Paleozoyik dönemde önemli magmatik ve termal olaylara maruz kaldığını göstermektedir (Ustaömer et al., 2012). Temel birimler üzerine Üst Triyas yaşlı Karakaya Kompleksi gelmekte olup, bu kompleks yoğun deformasyonlu volkano-sedimanter ve kırıntılı kayaç toplulukları ile temsil edilmektedir (Okay ve Göncüoğlu, 2004; Topuz vd., 2020). Bu birimler içerisindeki amfibolit merceklerinden elde edilen jeokronolojik veriler, metamorfik olayların erken Paleozoik tektonometamorfik süreçlerle ilişkili olabileceğini göstermektedir (Topuz vd., 2020). Karakaya Kompleksi, Sakarya kıtasal kenarının Geç Triyas boyunca aktif tektonizma, havzalaşma ve sedimanter yeniden işlenme süreçlerine maruz kaldığını göstermesi bakımından önem taşımaktadır (Okay ve Göncüoğlu, 2004). Bunu izleyen Mesozoyik boyunca bölgede göreceli tektonik duraylılık koşulları hâkim olmuş ve karbonat platform sedimentasyonu ile karakterize geniş ölçekli şelf ortamları gelişmiştir. Beypazarı ve yakın çevresinde Mesozoyik örtü istifinin başlıca temsilcisi Soğukçam Kireçtaşı olup, bu birim Jura–Erken Kretase yaşlı platform tipi karbonat istifini temsil etmektedir. Soğukçam Kireçtaşı başlıca mikritik, biyomikritik ve yer yer çörtlü karbonat litolojilerinden oluşmakta ve geniş, düşük eğimli sığ denizel karbonat platform koşullarında çökelmiş bulunmaktadır (Altınlı, 1977; Karadenizli, 1995). Soğukçam Kireçtaşı üzerine gelen Nardin Formasyonu, başlıca kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı ardalanmalarından oluşmaktadır. Yer yer karbonat seviyeleri içeren birim, bölgede Geç Kretase yaşlı denizel çökel istifinin önemli üyelerinden birini oluşturmaktadır (Karadenizli, 1995; Önal vd., 1988). Nardin Formasyonu, Beypazarı ve çevresinde Soğukçam Kireçtaşı ile Mesozoyik örtü birimlerinin başlıca temsilcileri arasında yer almaktadır. Beypazarı ve yakın çevresine ait bölgesel stratigrafik istif ve birimler arasındaki ilişkiler Şekil 3.2’de verilmiştir.

Geç Kretase döneminde Neotetis Okyanusu’nun kuzey kolunun kapanımına bağlı olarak bölgede önemli tektonomagmatik olaylar gelişmiştir. Bu süreçte İzmir–Ankara–Erzincan Okyanusu’nun kapanmasına bağlı ofiyolitik nap yerleşimleri, bindirme sistemleri ve bölgesel kabuksal kalınlaşma gelişmiştir (Okay ve Tüysüz, 1999).

YAŞ				LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
S E N O Z O Y İ K	Kuvaterner Pliyosen				Alüvyon Pekişmemiş Konglomeralar
	T E R E S İ Y E R N	ORTA MİYOSEN GEÇ MİYOSEN			
			Karabayır Jipsi	Jips-Globerit-Tenardit	
			Sarıyar Kçt.	Jipsli Kilitaşı	
			Kirmir Fm.	Kırmızımsı az pekişmiş konglomera	
			Bozbelen Fm.	Kalın tabakalı kilitaşı	
			Çayırhan Fm.	Çörtlü kilitaşı ve tabakalı çört arakatıkları	
			Akpınar Fm.	Bitümlü şeyl, dolomitik kilitaşı, tuf, çamurtaşı ve trona	
			Trona	Aglomera, tuf ve bazalt	
			Hırka Fm.	Konglomera, kumtaşı, çamurtaşı ve linyit	
MESOZOYİK	GEÇ KRETASE	GEÇ JURA	Üst Linyit	Uyumsuzluk	
			Çoraklar Fm.	Kırmızımsı kumtaşı ve kilitaşı	
			Alt Linyit	Uyumsuzluk	
			Kızılçay Grubu	Kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı ardalanması	
PALEOZOYİK	GEÇ JURA	GEÇ JURA	Nardin Fm.	Granit, granodiyorit	
			Soğukçam Fm.	İnce tabakalı çörtlü kireçtaşı	
			Ofiyolit	Uyumsuzluk	
			Metamorfik Kompleks	Serpantinleşmiş peridotitler	
				Mikaşist, kloritşist ve amfibolit	
				Ölçeksiz	

Şekil 3.2: Beypazarı (Ankara) güneybatısı ve yakın çevresinin bölgesel kolon kesiti (Helvacı, 2010)

Beypazarı çevresinde gözlenen ofiyolitik kayaç toplulukları bu kapanım sürecinin bölgesel kalıntıları niteliğinde olup Neotetis okyanusal litosferine ait parçaları temsil etmektedir. Aynı dönemde gelişen yaygın kalk-alkalen magmatizmanın bölgedeki önemli temsilcilerinden biri Beypazarı Granitoyidi'dir. Yaklaşık 74–75 Ma yaşlı bu intrüzif kütle, yüksek-K kalk-alkalen ve I-tipi jeokimyasal karakteri ile subdüksiyon etkili kıtasal yay magmatizması ile ilişkili olarak değerlendirilmektedir (Billur, 2004).

Beypazarı Granitoyidi metamorfik temel ve Mesozoyik örtü birimlerini intrüzif olarak kesmekte olup çalışma alanı çevresindeki magmatik ve termal evrimin başlıca göstergelerinden birini oluşturmaktadır. Paleosen–Eosen döneminde bölge önemli ölçüde yükselim ve aşınımına maruz kalmış, buna bağlı olarak denizel koşullar büyük ölçüde sonlanmış ve karasal sedimanter sistemler egemen hale gelmiştir. Bu evrede gelişen Kızılçay Grubu; kırmızı renkli konglomera, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı ardalanmalarından oluşmakta olup post-orojenik molas karakterli bir istif temsil etmektedir (Önal vd., 1988; Siyako, 1983). Bu birim, Neotetis kapanımını izleyen orojenik yükselim sonrası gelişen aşınım ve havza dolgusu süreçlerinin doğrudan kaydı niteliğindedir.

Neojen dönem ise Beypazarı Havzası'nın esas tektonosedimanter gelişim evresini temsil etmektedir. Orta Anadolu'da yaygın olarak gözlenen post-orojenik genişleme rejimine bağlı olarak Miyosen boyunca gelişen intramontan havzalar, bölgedeki temel morfotektonik ve sedimanter yapının şekillenmesinde belirleyici rol oynamıştır (Koçyiğit vd., 1995; Görür vd., 1998). Beypazarı–Çayırhan Havzası bu dönemde gelişen tektonik kontrollü çökelim havzalarından biri olup, havza gelişiminin büyüme fayları, eğim atımlı normal fay sistemleri ve asimetrik subsidans zonları ile kontrol edildiği düşünülmektedir (Yağmurlu vd., 1988). Bu yapısal çerçeve içerisinde gelişen Neojen havza dolgusu, tabandan tavana doğru Çoraklar, Hırka, Akpınar ve Çayırhan formasyonları ile temsil edilmektedir (İnci vd., 1988). Çoraklar Formasyonu, havzanın erken subsidans evresinde depolanan flüvyal–bataklık karakterli ilk dolgu istifini oluşturmakta olup konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı ve linyitli seviyeler ile temsil edilmektedir (İnci vd., 1988; İnci, 1991). Çoraklar Formasyonu üzerine gelen ve ekonomik öneme sahip trona seviyelerini içeren Hırka Formasyonu, havzanın en gelişmiş gölsel evresini ve yoğun kimyasal çökelim dönemini temsil etmektedir.

Formasyon başlıca bitümlü şeyl, marn, dolomit, tüfit ve evaporitik seviyelerden oluşmaktadır. Bu formasyon içerisinde gelişen trona seviyeleri Beypazarı'nı Türkiye'nin ve dünyanın önemli doğal soda rezervlerinden birini barındıran alanlardan biri hâline getirmiştir (Helvacı ve İnci, 1989; Helvacı, 1998).

Litolojik ve sedimentolojik özellikleri, Hırka Formasyonu'nun kapalı havza koşullarında gelişen gölsel ve evaporitik ortamları yansıttığını göstermektedir (García-Veigas et al., 2013). Bu birimi izleyen Akpınar Formasyonu karbonat baskın sığ laküstrin platform çökelişini, Çayırhan Formasyonu ise terminal evaporitik ve sığ gölsel kapanım fazını temsil etmektedir (İnci vd., 1988; Orti et al., 2002). Neojen havza gelişimi yalnızca sedimentasyon ile sınırlı kalmamış, aynı zamanda muhtemelen Galatya Volkanik Provansı ile ilişkili volkanik aktivite de havza evriminde önemli rol oynamıştır. Özellikle Miyosen yaşlı volkanik ürünler havza dolgusu içerisinde yaygın tüfit/tüf katkıları ile hem sedimanter fasiyes gelişimini hem de göl suyu jeokimyasını belirgin biçimde etkilemiştir (Keller et al., 1992).

Bölgenin güncel yapısal karakteri Neojen sonrası yeniden etkinleşen sıkışmalı deformasyon süreçleri ile şekillenmiştir. Özellikle Geç Miyosen–Pliyosen sonrasında etkili olan sıkışmalı rejim, Beypazarı çevresinde kıvrım sistemleri, bindirme zonları ve kör bindirme yapılarının gelişimine neden olmuştur (Esat vd., 2017). Bunun yanında Davutoğlu Fayı ve benzeri yüksek atımlı fay sistemleri havza içi deformasyonun ve blok hareketlerinin güncel morfotektonik kontrolünü sağlamaktadır (Kalafatçıoğlu ve Uysallı 1964; Yağmurlu vd., 1988).

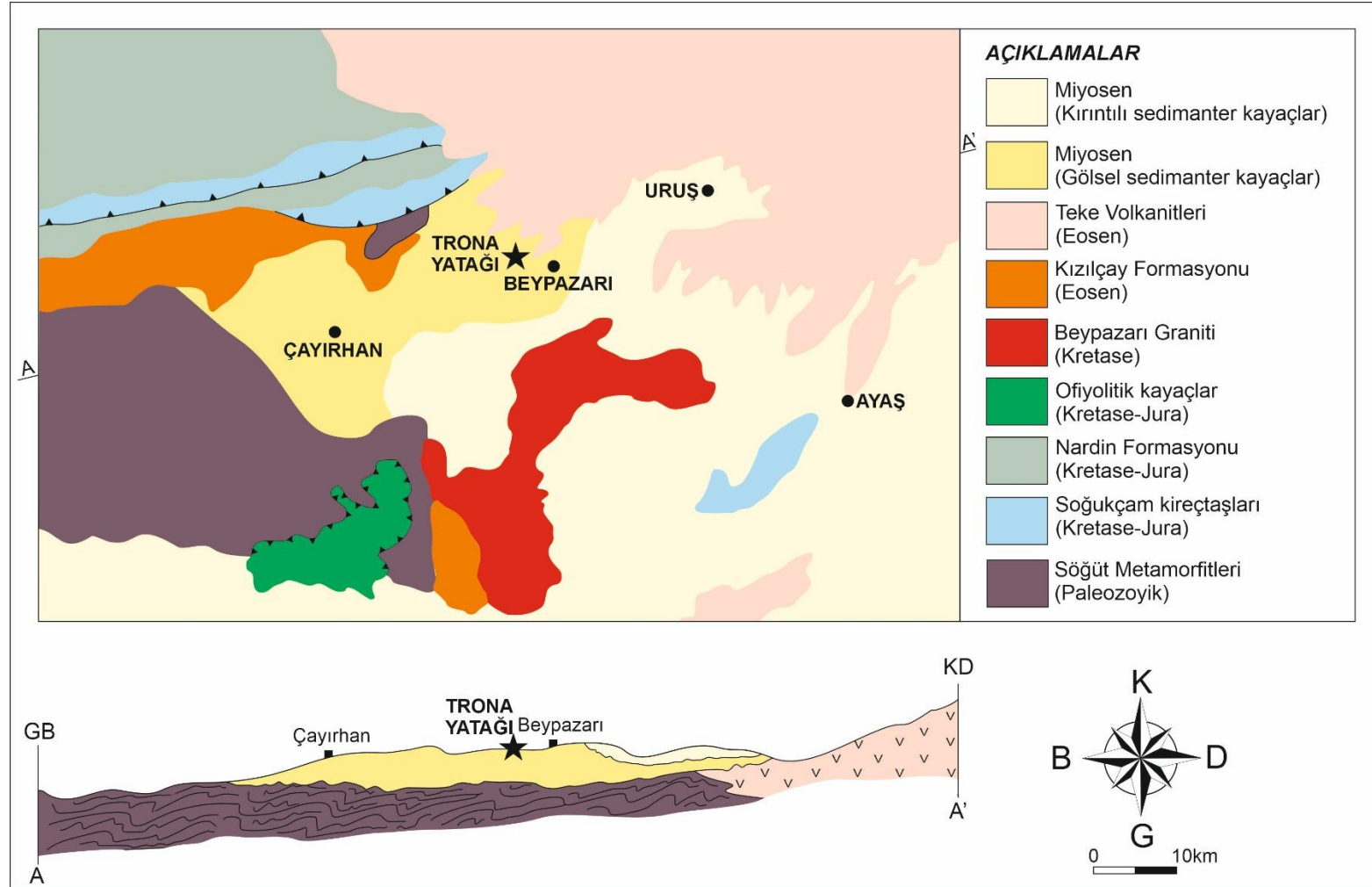
Sonuç olarak Beypazarı ve yakın çevresi, Paleozoyik yaşlı metamorfik temel kayaların gelişiminden başlayarak Mesozoyik karbonat platform sedimentasyonu, Geç Kretase yaşlı Neotetis kapanımı ve buna bağlı magmatik faaliyetler ile Paleojen karasal molas çökelişini içeren çok evreli bir jeodinamik evrim sergilemektedir. Neojen döneminde gelişen tektonik kontrollü havzalaşma süreçleri sonucunda Beypazarı Havzası oluşmuş ve günümüzde ekonomik açıdan büyük önem taşıyan trona içeren gölsel istifler çökelmiştir. Neojen sonrasında etkili olan deformasyon süreçleri ise bölgenin güncel yapısal mimarisinin şekillenmesinde önemli rol oynamıştır. Bu yönüyle Beypazarı Havzası, Orta Anadolu'daki çarpışma sonrası havza gelişiminin, Neojen tektonosedimanter süreçlerin ve evaporitik sistemlerin anlaşılması açısından önemli bir doğal laboratuvar niteliğindedir.

4. STRATİGRAFİ

Beypazarı (Ankara) ve çevresinde temel kayaçlar, bölgesel ölçekte Karbonifer öncesi yaşlı paragnays, ortognays, amfibolit, metagabro, metagranit ve çeşitli şistlerden oluşan metamorfik bir temel ile temsil edilmektedir. Bu temel kayaçlar D-B gidişli Söğüt, İnhisar, Sarıcakaya, Beypazarı kuzeyinde doğu-batı yönünde yayılım sunmaktadır. Temel kayaçlar, Jura-Kretase yaşlı kireçtaşlarından meydana gelen platform tip Soğukçam Kireçtaşı tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Soğukçam Kireçtaşı, üzerine uyumlu olarak gelen ve killi kireçtaşı, şeyl ile kumtaşı aralanmalarından oluşan Kretase yaşlı Nardin Formasyonu tarafından örtülmektedir. Kretase yaşlı Beypazarı Graniti çalışma sahasının güney kesiminde Oymaağaç-Dikmen köyleri civarında mostra vermektedir. Mostra verdiği lokasyonlarda taze iri feldspat kristalleri içermektedir. Kırmızı renkli kötü boyanmalı, bazı bölgelerde devrik kalın tabakalı Eosen (Paleosen?) yaşlı konglomeralar Sarıcakaya-Nallıhan civarında güçlü yüzlekler vermektedir. İnceleme alanının kuzey kesiminde yayılım sunan Söğüt Metamorfikleri, Soğukçam Kireçtaşı ve Nardin Formasyonu güneye doğru Kızılçay Formasyonu üzerine Gümele-Tuzaklı bindirme hattı boyunca itilmektedir. Bölgenin kuzeydoğusunda geniş yüzlekler veren piroklastik ve bazaltik lavlardan meydana gelen Eosen yaşlı Teke Volkanitleri daha yaşlı birimleri kesmekte, piroklastik seviyeleri ise bu birimleri yer yer uyumsuz olarak örtmektedir. Beypazarı Havzası'nın Neojen istif tabandan tavana doğru Çoraklar Formasyonu, Hırka Formasyonu, Akpınar Formasyonu ve Çayırhan Formasyonu'ndan oluşmaktadır. Çoraklar Formasyonu havza dolgusunun tabanını oluşturmakta olup konglomera, kumtaşı, silttaşı, kiltası, karbonlu şeyl ve linyit seviyeleri içermektedir. Bunun üzerine uyumlu ve geçişli olarak gelen Hırka Formasyonu, bitümlü şeyl, kiltası, tuf, tüfit ve ekonomik öneme sahip trona (soda) seviyeleri ile karakterizedir. Hırka Formasyonu'nun çökelişi sırasında bölgede etkin olan Teke Volkanitleri, havza dolgusu ile yanal ve düşey geçişli ilişkiler sunmakta ve formasyon içerisinde yaygın olarak gözlenen tuf ve tüfit seviyelerinin kaynağını oluşturmaktadır. Hırka Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen Akpınar Formasyonu karbonat baskın gölsel çökellerden meydana gelmekte olup, birim içerisinde Çakıloba Üyesi ayırtlanmaktadır. İstifin en üst kesiminde yer alan Çayırhan Formasyonu ise başlıca kiltası, marn, silttaşı ve ince kumtaşlarından oluşmakta olup Zaviye Üyesi ile temsil edilmektedir. Bölgede ekonomik olarak işletilen linyit yatakları Çoraklar Formasyonu içerisinde, trona (soda) yatakları ise Hırka Formasyonu içerisinde yer almaktadır (Şekil 4.1). İnceleme alanının jeoloji haritası ve başlıca stratigrafik ilişkileri Şekil 4.2'de sunulmuştur.

YAŞ				LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
S E N O Z O Y İ K	T E R S İ Y E R	N E O J E N	KUWATERNER		Alüvyon Uyumsuzluk
			PLİYOSEN		Kirmir Formasyonu Kiltası, çamur taşı, jips
			GEÇ MİYOSEN		Bozbelen Formasyonu Konglomera, kum taşı, silt taşı ve çamur taşı
			ERKEN - ORTA MİYOSEN		Zaviye Üyesi Killi kireç taşı
MESOZOYİK	GEÇ KRETASE	GEÇ JURA			Çayırhan Formasyonu İnce tabakalı kiltası, killi kireç taşı
					Çakıloba Üyesi Kireç taşı, çörtlü kireç taşı
					Akpınar Formasyonu Killi kireç taşı, kireç taşı, dolomit
					Hırka Formasyonu Kiltası, silt taşı, tüf, bitümlü şeyl
PALEOZOYİK	Paleosen Eosen				Bitümlü şeyl
					Trona
					Bitümlü şeyl
					Masif kiltası
MESOZOYİK	GEÇ KRETASE	GEÇ JURA			Silt taşı
					Laminallı kiltası
					Teke Volkanitleri Tüfit, lapilli piroklastik
					Boyalı Formasyonu ile yanall geçişli volkanik kaya grubu
MESOZOYİK	GEÇ KRETASE	GEÇ JURA			Çoraklar Formasyonu Linyit içeren kiltası, silt taşı
					Kızılçay Formasyonu Kırmızı-bordo renkli, heterojen düzensiz boyanmalı çakıltası
					Nardin Formasyonu Kum taşı, silt taşı, çamur taşı
					Soğukçam Kireç taşı Üst kısımlarda marnlı kireç taşı, alt kesimlerde kalın tabakalı platform kireç taşı
PALEOZOYİK					Beypazarı Granitoidi Granit, granodiyorit porfir
					Söğüt metamorfileri Mikaşist, kuvars serizit şist, filit, kuvars damarı içeren grafit şist

Şekil 4.1: Beypazarı (Ankara) ve civarının kolon kesiti



Şekil 4.2: Beypazari (Ankara) ve civarının jeoloji haritası ve enine kesiti

4.1 Neojen Öncesi Temel Kayaçlar

4.1.1 Söğüt Metamorfikleri (Karbonifer Öncesi)

Orta Sakarya Kıtası, Sakarya Zonu'nun önemli tektonostratigrafik birliklerinden biridir. Bu birlik, Paleozoyik yaşlı Söğüt Metamorfikleri ile bunların üzerinde yer alan Permo–Triyas yaşlı Karakaya Kompleksi tarafından temsil edilmektedir (Okay, 2000; Okay ve Göncüoğlu, 2004; Ustaömer et al., 2012).

Tanım ve Yayılım: Birim ilk kez Altınlı (1976) tarafından en iyi gözlendiği lokasyon olan Bilecik ili Söğüt ilçesinde adlandırılmıştır. Birim, Sakarya Kıtası içerisinde Söğüt ile Beypazarı arasında uzanan geniş bir alanda yüzeylemektedir. Altınlı (1976), metamorfik kayaçlar, metamorfikleri kesen intrüzif kütle ve Jura sedimanter istifleri litolojik özelliklerini ortaya koymuştur. Bölgede yaklaşık doğu-batı uzanımlı metamorfik temel kayaları ve bunları kesen intrüzif kayaçlar Yılmaz (1977, 1979), Ayaroğlu (1978) ve Şentürk ve Karaköse (1979) tarafından ayrıntılı olarak incelenmiştir. Önceki çalışmalarda bölgedeki tüm metamorfik kayaçlar tek bir birim olarak ele alınmıştır.

Litoloji: Söğüt Metamorfikleri migmatit, amfibolit, paragnays, ortognays, farklı türde şistler ve yer yer kuvarsit ve mermer mercikleri içermektedir. Beypazarı çevresinde metamorfik temel başlıca fillit, şist, metasilttaş, kuvarşist ve yer yer mermer ara seviyelerinden oluşmaktadır (Göncüoğlu vd., 1996; Ustaömer and Robertson, 1997). Bu litolojiler çoğunlukla ince–orta derecede yapraklanmalı, belirgin foliasyonlu ve yer yer kıvrımlı deformasyon yapıları sergilemektedir (Ustaömer and Robertson, 1997).

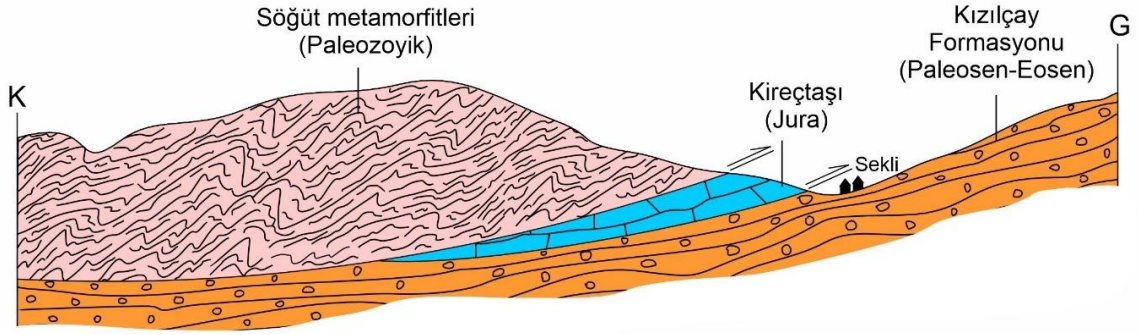
Bölgesel ölçekte daha yüksek dereceli metamorfik fasiyesleri temsil eden gnaysik ve amfibolitik seviyeler Sakarya Zonu'nun diğer bölümlerinde gözlenmekle birlikte, Beypazarı çevresindeki yüzleklerde düşük–orta dereceli metamorfizma ürünleri baskındır (Göncüoğlu vd., 1996). Granitoid intrüzyonlarına yakın kesimlerde bu kayaçlar üzerinde kontakt metamorfizmaya bağlı hornfelsleşme, yeniden kristallenme ve lokal termal alterasyon etkileri de gelişmiştir (Zoroğlu, 2001). Beypazarı bölgesinin batı kesiminde Sekli köyü yolu üzerinde grafit şist ve serizit şistler mostra vermektedir (Şekil 4.3).



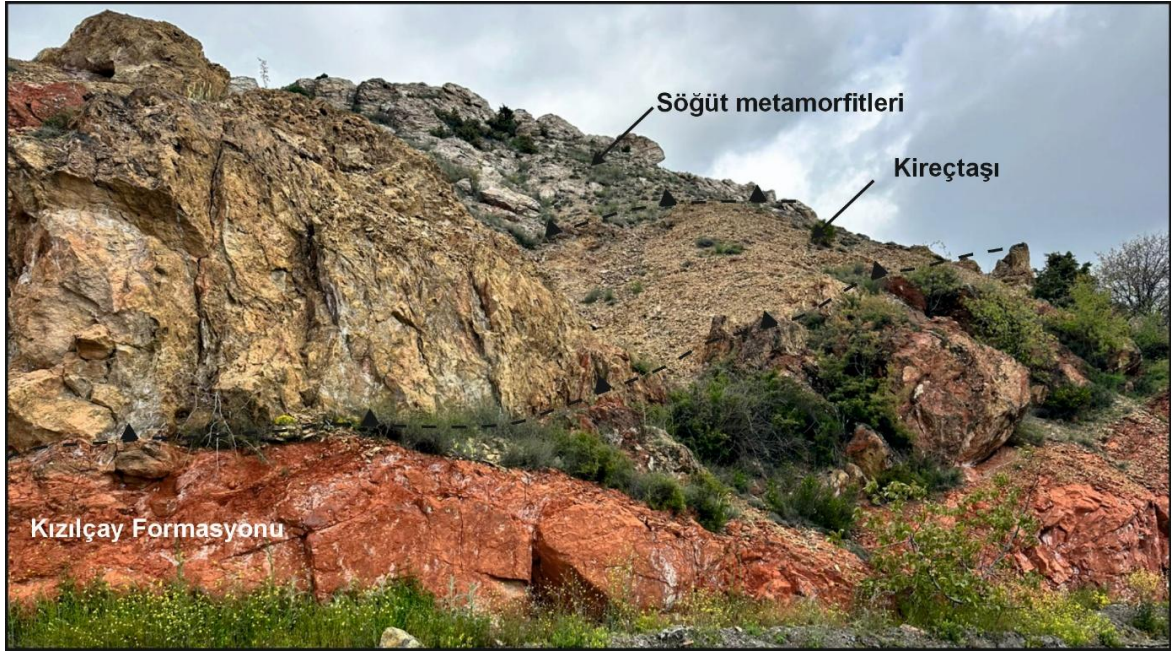
Şekil 4.3: Söğüt Metamorfikleri'ne ait kuvars-serizit şistlerin görünümü
(UTM: 36N 390578,48 / 4450290,44)

Dokanak İlişkisi: Söğüt Metamorfikleri'ni oluşturan şistler Beypazarı batı kesimindeki lokalitelerde karbonatlı kliplerle birlikte Kızılçay Formasyonu üzerine bindirmeli dokanakla yerleşmektedir (Şekil 4.4 ve 4.5). Bazı lokasyonlarda metamorfik kayalar Beypazarı havzasını oluşturan Miyosen yaşlı gölsel sedimanter kayalar tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Metamorfik temel kayalar çalışma alanında Geç Kretase yaşlı Beypazarı Granitoidi tarafından intrüzif olarak kesilmektedir (Zoroğlu, 2001; Helvacı et al., 2014). Bunun yanı sıra daha genç Mesozoyik karbonatlı örtü kayaları ile Paleojen–Neojen yaşlı sedimanter istifler tarafından açıl uyumsuzlukla üzerlenmektedir (Helvacı ve Bozkurt, 1994; Zoroğlu, 2001). Bu dokanak ilişkileri, bölgenin Mesozoyik–Senozoyik boyunca çok evreli tektonik, magmatik ve sedimanter süreçlerden etkilendiğini göstermesi bakımından önem taşımaktadır (Okay ve Tüysüz, 1999).

Yaş ve Metamorfizma: Metamorfik kayaların bölgesel tektonostratigrafik ilişkiler temelinde Sakarya Zonu'nun Paleozoyik yaşlı metamorfik temelinin bir parçası oldukları kabul edilmektedir (Okay, 2000; Göncüoğlu, 2010). Mineral parajenezleri ve petrografik özellikler, bu birimlerin düşük–orta dereceli bölgesel metamorfizma geçirdiğini ve sonrasında çok evreli deformasyon süreçlerinden etkilendiğini göstermektedir (Ustaömer and Robertson, 1997; Göncüoğlu, 2010).



Şekil 4.4: Söğüt Metamorfitleleri’ni oluşturan şistlerin karbonatlı klip ile Kızılçay Formasyonu üzerine itildiği bindirmeli kontağı gösteren enine kesit (Sekli Köyü yolu)



Şekil 4.5: Söğüt Metamorfitleleri’ni oluşturan şistlerin karbonatlı (kireçtaşı) klip ile Kızılçay Formasyonu üzerine itildiği bindirmeli kontağı (Sekli Köyü yolu)
(UTM: 36N 390578,48 / 4450290,44)

Bölgede metamorfik kayalar içerisinde yer yer amfibolit mercikleri ve/veya seviyeleri bulunmaktadır. Topuz vd. (2020) tarafından amfibolitler yaşlandırılmış ve 419–430 Ma yaş saptanmıştır.

4.1.2 Soğukçam Kireçtaşı

Tanım ve Yayılım: Soğukçam Kireçtaşı, Beypazarı ve yakın çevresinde Neojen öncesi örtü istifinin başlıca karbonatlı birimlerinden birini oluşturmakta olup, özellikle havzanın kuzey, kuzeybatı ve batı kesimlerinde yaygın yüzeylemeler sunmaktadır (Altınlı, 1973; Varol ve Kazancı, 1981; Önal vd., 1988).

Birim ilk kez Altınlı (1973) tarafından Bolu–Soğukçam yöresinde tanımlanmış, daha sonraki çalışmalarda Beypazarı–Çayırhan–Nallıhan hattında izlenerek bölgesel korelasyonlarda kullanılmıştır (Altınlı, 1973; Önal vd., 1988). Çalışma alanında topoğrafik olarak dirençli litolojik karakteri nedeniyle belirgin sırt ve yükselimler oluşturmaktadır. Bölgesel ölçekte Sakarya Platformu’nun Mesozoyik karbonat platform gelişiminin önemli temsilcilerinden biri olarak kabul edilmektedir (Önal vd., 1988; Okay ve Tüysüz, 1999).

Litoloji: Soğukçam Kireçtaşı başlıca açık gri, beyazımsı ve krem renkli, orta–kalın tabakalı, yer yer masif yapılı mikritik ve biyomikritik kireçtaşlarından oluşmaktadır (Altınlı, 1973; Önal vd., 1988). Birim içerisinde yer yer çört bantları, silis nodülleri ve sekonder silisleşme zonları gözlenmekte olup bu özellikler karbonat diyajenezinin ileri evrelerini işaret etmektedir (Varol ve Kazancı, 1981; Önal vd., 1988). Alt seviyelerde yer yer kırıntılı karbonat katkısının arttığı kalkarenitik zonlar bulunurken, üst seviyelerde daha saf ve homojen karbonat litolojileri baskın hâle gelmektedir (Altınlı, 1973; Önal vd., 1988).

Dokanak İlişkisi: Soğukçam Kireçtaşı çalışma alanında metamorfik temel, granitoid ve yer yer ofiyolitik birimler üzerine bölgesel ölçekte uyumsuz olarak gelmektedir (Önal vd., 1988; Okay ve Tüysüz, 1999). Birim üzerine ise daha genç kırıntılı denizel istifler geçişli ve uyumlu olarak gelmektedir (Önal vd., 1988). Beypazarı Havzasının kuzeybatısında, Soğukçam Kireçtaşı Nardin Formasyonu ile tektonik dokanaklı olarak gözlenmektedir.

Çökelme Ortamı: Sedimentolojik ve paleontolojik özellikler Soğukçam Kireçtaşı’nın sığ denizel karbonat platform ortamında çökelmiş olduğunu göstermektedir (Varol ve Kazancı, 1981; Önal vd., 1988). Mikritik karbonat matriksi ve biyoklastik katkılar geniş platform/şelf çökelimini işaret ederken, kalkarenitik ve biyoklastik seviyeler göreceli olarak daha yüksek enerjili sığ karbonat platform fasiyeslerine karşılık gelmektedir (Varol ve Kazancı, 1981; Önal vd., 1988). Yer yer gözlenen mikritik düzeyler ise daha sakin lagüner veya iç platform koşulları ile ilişkilendirilmektedir (Altınlı, 1973; Varol ve Kazancı, 1981).

Yaş: Birim içerisinde tanımlanan bentik foraminiferler, alg kalıntıları, rudist parçaları ve çeşitli biyoklastik fosil toplulukları Soğukçam Kireçtaşı’na Jura–Erken Kretase yaş aralığı verilmesini sağlamıştır (Altınlı, 1973; Varol ve Kazancı, 1981). Bölgesel korelasyonlar ve stratigrafik ilişkiler bu yaşlandırmayı desteklemekte olup, birimin Sakarya Platformu

üzerinde gelişen Mesozoyik karbonat platform istifinin önemli bir bölümünü oluşturduğunu göstermektedir (Okay ve Tüysüz, 1999; Önal vd., 1988).

4.1.3 Nardin Formasyonu

Tanım ve Yayılım: Nardin Formasyonu, Beypazarı–Çayırhan çevresinde Soğukçam Kireçtaşı üzerinde yer alan ve başlıca kırıntılı denizel kayalardan oluşan birim olarak tanımlanmaktadır (Altınlı, 1977; Önal vd., 1988). Birim ilk kez Altınlı (1977) tarafından Nallıhan–Çayırhan çevresinde tanımlanmış olup, daha sonraki çalışmalarda Beypazarı çevresindeki stratigrafik incelemelerde de kullanılmıştır (Altınlı, 1977; Önal vd., 1988). Formasyon özellikle çalışma alanının kuzey ve kuzeybatı kesimlerinde yaygın yüzeylemeler sunmaktadır (Önal vd., 1988).

Litoloji: Nardin Formasyonu başlıca gri, koyu gri ve yeşilimsi gri renkli kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı ve şeyl ardalanmalarından oluşmaktadır (Altınlı, 1977; Önal vd., 1988). Kumtaşları çoğunlukla ince–orta taneli, derecelenmeli ve paralel laminasyonlu yapı göstermekte; pelitik seviyeler ise ince laminasyonlu veya masif şeyl/çamurtaşı karakteri sunmaktadır (Önal vd., 1988). Birim içerisinde yer yer ince karbonatlı bantlar ve kalkarenitik ara seviyeler de gözlenmektedir (Altınlı, 1977; Önal vd., 1988).

Dokanak İlişkisi: Nardin Formasyonu altta Soğukçam Kireçtaşı üzerine uyumlu ve yer yer geçişli olarak gelmektedir (Önal vd., 1988). Üstte ise Paleojen yaşlı karasal kırmızı kırıntılı birimler tarafından aşıl uyumsuzlukla örtülmektedir (Siyako, 1983; Önal vd., 1988).

Çökeltme Ortamı: Formasyon, sedimantolojik özellikleri bakımından türbiditik karakterli derin denizel kırıntılı çökelimler olarak yorumlanmaktadır (Altınlı, 1977; Önal vd., 1988). Derecelenmeli kumtaşları, ritmik kumtaşı–pelit ardalanmaları ve taban yapıları denizaltı yelpaze ve eğim önü türbidit sistemlerini işaret etmektedir (Önal vd., 1988).

Yaş: Nardin Formasyonu’nda belirlenen planktonik foraminifer toplulukları ve mikrofosil verileri birime Senomaniyen–Maastrichtiyen aralığında Üst Kretase yaşı verilmesini sağlamıştır (Altınlı, 1977; Önal vd., 1988). Bölgesel stratigrafik ilişkiler de bu yaşlandırmayı desteklemektedir (Önal vd., 1988; Okay ve Tüysüz, 1999).

4.1.4 Ofiyolitik Kayaçlar

Tanım ve Yayılım: Beypazarı Havzası çevresindeki Neojen öncesi temel istifin önemli bileşenlerinden bir diğerini, İzmir–Ankara–Erzincan Kenet Kuşağı ile ilişkili ofiyolitik kayaç toplulukları oluşturmaktadır. Bu birimler özellikle Beypazarı’nın kuzey, kuzeydoğu ve doğu kesimlerinde yüzeylenmekte olup, bölgede Neotetis Okyanusu'nun kuzey koluna ait okyanusal kabuk kalıntılarını temsil etmektedir (Akyürek vd., 1982; Okay ve Tüysüz, 1999). Ofiyolitik kayaçlar çoğunlukla tektonik dilimler hâlinde izlenmekte ve bölgesel naplı tektonik yapının önemli bileşenlerinden birini oluşturmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Litoloji: Ofiyolitik topluluk başlıca serpantinleşmiş peridotit, harzburjit, dunit, gabro, diyabaz ve bazaltik volkanitlerden oluşmaktadır (Akyürek vd., 1982; Okay ve Tüysüz, 1999). Bu mafik–ultramafik litolojilere yer yer radyolarit, pelajik kireçtaşı, çört ve bloklu melanaj seviyeleri eşlik etmektedir (Akyürek vd., 1982). Serpantinitler çoğunlukla koyu yeşil–siyah renkli, yoğun çatlaklı ve ileri derecede altere olmuş durumdadır. Bununla beraber gabroik ve diyabazik seviyeler yer yer ofitik ve subofitik dokular sunmaktadır (Akyürek vd., 1982).



Şekil 4.6: Beypazarı Havzası Neojen istifi ile ofiyolitik kayaçlar arasında gözlenen ayrımlı kaya uyumsuzluğu (nonkonformite). (UTM: 36N 39148,19 / 4451014,85)

Dokanak İlişkisi: Ofiyolitik birimler çalışma alanında metamorfik temel ile tektonik dokanaklı olup bindirme zonları boyunca izlenmektedir (Helvacı ve İnci, 1989; İpekgil, 2001). Üzerlerine gelen Neojen yaşlı havza kayaçları ofiyolitik birimler üzerinde nonkonformite (ayrılmış kaya uyumsuzluğu) ile yer almaktadır (Helvacı ve İnci, 1989; İpekgil, 2001) (Şekil 4.6).

Yaş ve Köken: Bölgesel tektonostratigrafik değerlendirmeler, bu ofiyolitik kayaçların Geç Kretase yaşlı olduğunu ve Neotetis Okyanusu'nun kuzey koluna ait okyanusal kabuk parçalarını temsil ettiğini göstermektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Tüysüz, 1999). Birimler günümüzde Sakarya Kıtası ile ilişkili tektonik dilimler hâlinde izlenmektedir.

4.1.5 Beypazarı Granitoyidi

Tanım ve Yayılım: Beypazarı Granitoyidi, çalışma alanı çevresinde geniş yayılım sunan başlıca magmatik intrüzif kütlelerden biridir. Ayaş–Beypazarı hattı boyunca geniş alanlarda yüzeylenmektedir (Hakyemez vd., 1986; Zoroğlu, 2001). Özellikle Dutlu, Dikmenköy, Belpınar ve çevresinde yaygın yüzlekler vermekte ve metamorfik temel ile ofiyolitik birimleri kesmektedir (Zoroğlu, 2001; Kadioğlu and Zoroğlu , 2008) (Şekil 4.7).

Litoloji: Beypazarı Granitoyidi başlıca granodiyorit, granit, kuvars monzodiyorit ve yer yer monzonitik bileşimli kayaçlardan oluşmaktadır (Helvacı ve Bozkurt, 1994; Kadioğlu and Zoroğlu , 2008). Kayaçlar genellikle orta–iri kristalli, holokristalin ve hipidiyomorf-granüler dokular sunmaktadır (Helvacı ve Bozkurt, 1994). Ana mineralojik bileşenlerini kuvars, plajiyoklaz, K-feldspat, biyotit ve hornblend oluştururken; apatit, zirkon, titanit ve opak mineraller aksesuar fazlar olarak gözlenmektedir (Helvacı ve Bozkurt, 1994; Kadioğlu and Zoroğlu , 2008).

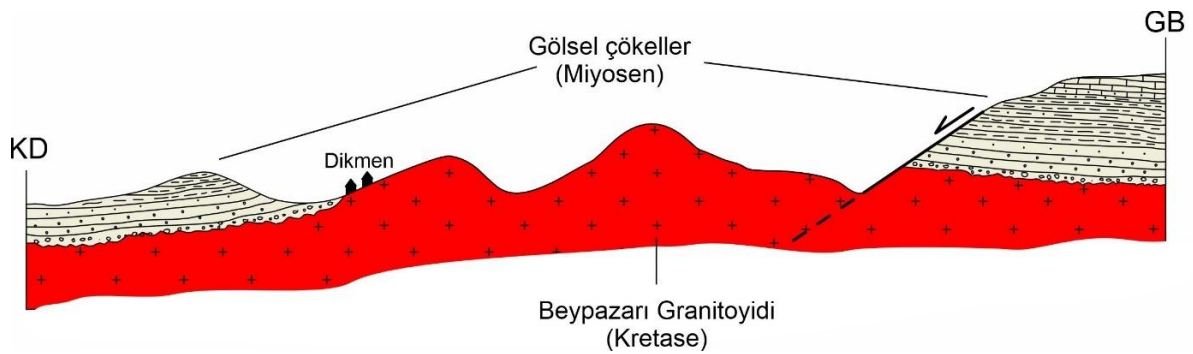
Dokanak İlişkisi: Beypazarı Granitoyidi metamorfik temel ve ofiyolitik kayaçları intrüzif olarak kesmekte olup, kontak zonlarında hornfelsleşme ve kontakt metamorfizma etkileri geliştirmektedir (Zoroğlu, 2001; Kadioğlu and Zoroğlu , 2008). Havzanın güneydoğu kesiminde geniş yüzlekler veren birim üzerinde, Miyosen yaşlı gölsel sedimanter kayaçlar ile ayrılmış kaya uyumsuzluğu gözlenmektedir (Şekil 4.8).

Beypazarı Granitoyidi ile Miyosen yaşı gölsel sedimanter istif arasındaki dokanak, ayrıışmış granitik malzemeden türemiş kırmızımsı renkli kumlu–çakıllı bir taban seviyesi ile temsil edilmektedir. Bu dokanak ilişkisi saha ölçeğinde Şekil 4.9 ve Şekil 4.10'da gösterilmektedir.

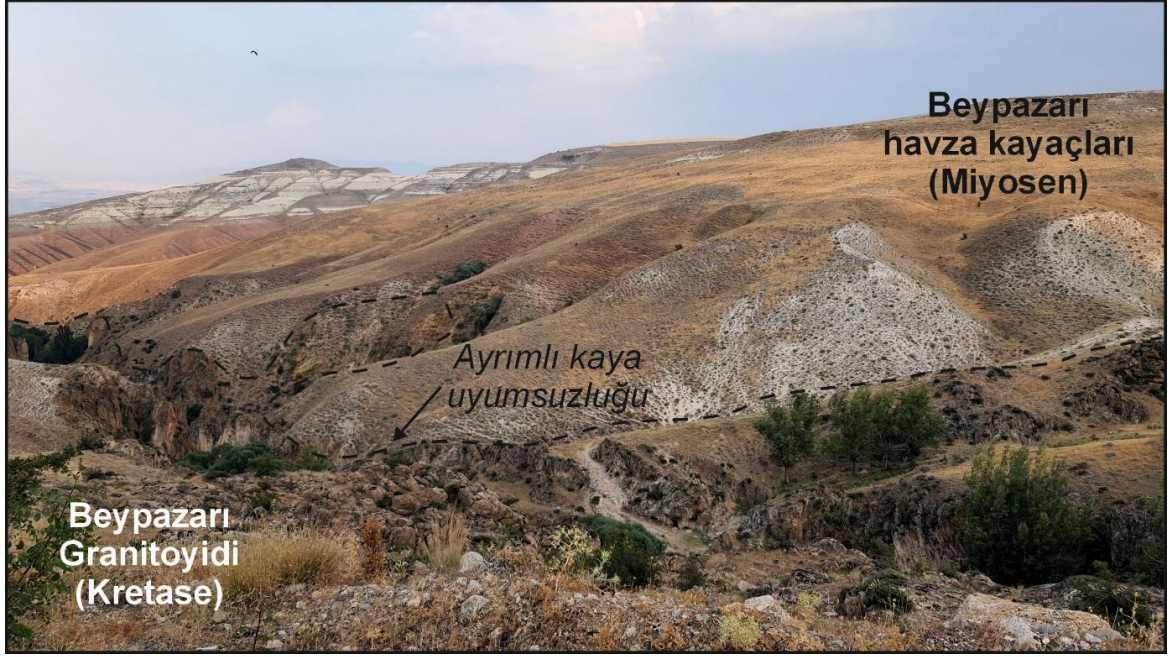


Şekil 4.7: Beypazarı Granitoyidi'nin mostra görünümü (Dikmen köyü)
(UTM: 36N 416508,41 / 4437437,25)

Yaş: Beypazarı Granitoyidi için gerçekleştirilen jeokronolojik çalışmalar, birimin Geç Kretase yaşı olduğunu göstermektedir. U–Pb zirkon yaşlandırmalarından elde edilen veriler yaklaşık 74–75 Ma aralığında yaşlar vermekte olup, granitoidin Geç Kretase magmatik faaliyetleri ile ilişkili olarak yerleştiğini ortaya koymaktadır (Helvacı et al., 2014; Kadioğlu and Zoroğlu , 2008).



Şekil 4.8: Beypazarı Granitoyidi ile gölsel sedimanter kayaçlar arasındaki nonkonformitenin eğim atımlı normal fay tarafından kesilmesi



Şekil 4.9: Beypazarı Granitoyidi ile üzerine uyumsuz olarak gelen Miyosen yaşlı gölsel sedimanter kayaçlar arasındaki nonkonformite (Dikmen Köyü)
(UTM: 36N 416244,30 / 4437221,54)



Şekil 4.10: Beypazarı Granitoyidi ile üzerine uyumsuzlukla gelen Miyosen havza kayaçları arasındaki dokanak ilişkisi (Dikmen-Beyşehir Yolu)
(UTM: 36N 416272,33 / 4437405,91)

4.1.6 Kızılçay Formasyonu

Tanım ve Yayılım: Beypazarı Havzası çevresinde Mesozoyik ve daha yaşlı temel kayaçlar üzerine açılmal uyumsuzlukla gelen Paleojen yaşlı karasal çökel istifini temsil etmektedir (Göktunalı, 1963; Önal vd., 1988). Birim ilk olarak Göktunalı (1963) tarafından

tanımlanmış, daha sonra Önal vd. (1988) tarafından detaylandırılmıştır (Göktunalı, 1963; Önal vd., 1988). Kızılçay Formasyonu özellikle Sakarya Nehri boyunca, Beypazarı güneyinde ve havza kenar zonlarında yaygın yüzlekler vermektedir (Siyako, 1983; Önal vd., 1988).

Litoloji: Kızılçay Formasyonu başlıca kırmızı, bordo ve kahverengimsi tonlarda konglomera, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı ardalanmalarından oluşmaktadır (Önal vd., 1988; Siyako, 1983) (Şekil 4.11). Konglomeralar çoğunlukla kötü boylanmalı ve polijenik karakterli olup metamorfik temel, granitoyid, karbonatlı örtü ve ofiyolitik kayalardan türemiş çakıllar içermektedir (Önal vd., 1988; Siyako, 1983). Kumtaşları yer yer çapraz tabakalı ve kanal dolgulu karakter gösterirken, ince taneli seviyelerde yer yer paleosol gelişimleri ve oksidasyon zonları gözlenmektedir (Önal vd., 1988).



Şekil 4.11: Kızılçay Formasyonu'nun mostra görünümü
(UTM: 36N 389182,15 / 4449962,92)

Dokanak İlişkisi: Kızılçay Formasyonu çalışma alanında alttaki tüm yaşlı birimleri açısal uyumsuzlukla örtmektedir (Helvacı ve İnci, 1989; Siyako, 1983). Üzerine gelen Neojen havza dolguları da yine belirgin uyumsuzlukla yerleşmektedir (Helvacı ve İnci, 1989; Siyako, 1983).

Çökeltme Ortamı: Sedimentolojik özellikler Kızılçay Formasyonu'nun ağırlıklı olarak alüvyal yelpaze, örgülü akarsu ve taşkın düzlüğü ortamlarında çökelmiş, karasal kırıntılı çökel istifli özelliği göstermektedir (Siyako, 1983; Önal vd., 1988). Kötü boyplanmalı konglomeratik seviyeler proximal fan sistemlerini temsil ederken, kanal dolgulu kumtaşları akarsu sistemlerini; ince taneli seviyeler ise taşkın düzlüğü ve overbank çökelişini işaret etmektedir (Siyako, 1983; Önal vd., 1988).

Yaş: Kızılçay Formasyonu genel olarak Paleosen yaşlı kabul edilmekle birlikte bazı çalışmalarda yaş aralığı Alt–Orta Eosen'e kadar genişletilmektedir (Siyako, 1983; Önal vd., 1988). Bu nedenle birim için en güvenli yaşlandırma Paleosen–erken Eosen aralığı olarak değerlendirilmektedir (Önal vd., 1988).

4.1.7 Teke Volkanitleri

Tanım ve Yayılım: Teke Volkanitleri, Orta Anadolu'da geniş alan kaplayan Galatya Volkanik Provensi'nin önemli bir bileşenini oluşturmakta olup Beypazarı Havzası'nın özellikle kuzeydoğu kesimlerinde ve Kızılcahamam çevresinde yaygın yüzeylemeler sunmaktadır (Akyürek vd., 1982; Keller et al., 1992). Bu volkanik birim, Beypazarı Neojen Havzası'nın gelişimi sırasında etkin olan volkanizmanın ürünlerini temsil etmektedir (Helvacı ve İnci, 1989).

Litoloji: Teke Volkanitleri başlıca andezit, bazaltik andezit, dasit, trakiandezit ve bunlara eşlik eden tüf, tüfit ve aglomeralardan oluşmaktadır (Akyürek vd., 1982; Keller et al., 1992). Piroklastik ürünler ince taneli tüfler hâlinde yaygın olarak gözlenirken, lav akıntıları çoğunlukla porfirik dokulu ve gri–koyu gri renkli karakter sunmaktadır (Akyürek vd., 1982; Keller et al., 1992).

Dokanak İlişkisi: Teke Volkanitleri Beypazarı Havzası Neojen istifli ile yanal ve düşey geçişli ilişkiler göstermekte olup özellikle Hırka ve Akpınar formasyonları ile eş zamanlı gelişmiştir (Helvacı ve İnci, 1989; İnci vd., 1988). Tüfit katkıları birçok Neojen sedimanter birim içerisinde gözlenmekte olup çökeltim sırasında aktif volkanizmanın sürdüğünü göstermektedir (Helvacı ve İnci, 1989; Floyd et al., 1998).

Yaş: Galatya Volkanik Provensi'ne ait radyometrik yaşlar genel olarak 25–16 Ma aralığını vermekte olup, Beypazarı çevresindeki volkanik aktivitenin esas olarak Erken–Orta

Miyosen döneminde geliştiği kabul edilmektedir (Keller et al., 1992; Wilson et al., 1997). Daha ayrıntılı jeokronolojik çalışmalar, Beypazarı'nın kuzeyinde yüzeyleyen volkanik kayaların yaklaşık 18–17 Ma yaş aralığında oluştuğunu göstermektedir (Keller et al., 1992)

4.2 Neojen Havza Kayaçları

4.2.1 Çoraklar Formasyonu

Tanım ve Yayılım: Çoraklar Formasyonu, Beypazarı–Çayırhan Neojen Havzası içerisinde havzanın oluşumunu izleyen ilk Neojen kırıntılı çökel istifini temsil eden ve havza dolgusunun tabanında yer alan başlıca litostratigrafik birim olarak tanımlanmaktadır (Yağmurlu vd., 1988; İnci vd., 1988). Birim ilk olarak Yağmurlu vd. (1988) tarafından Beypazarı–Çayırhan Neojen stratigrafisi içerisinde tanımlanmış olup özellikle Çayırhan, Koyunağılı, Sekli Köyü güneyi, Sarıyar Barajı çevresi ve havzanın kuzeybatı kesimlerinde yaygın yüzeylemeler sunmaktadır (Yağmurlu vd., 1988; İnci vd., 1988). Bazı araştırmacılar kömürlü seviyeleri içeren istifi Boyalı Formasyonu olarak adlandırmış ve bu birimi Çoraklar Formasyonu ile eşdeğer kabul etmiştir (Şahinci, 1970; Karayığit vd., 2000). Bu nedenle çalışma kapsamında Çoraklar Formasyonu, literatürde yer yer Boyalı Formasyonu ile denştirilen taban Neojen kırıntılı ve kömürlü istif olarak ele alınmıştır (Karayığit vd., 2000; İnci, 1991).

Litoloji ve Sedimentolojik Özellikler: Çoraklar Formasyonu başlıca konglomera, çakıltası, kumtaşı, silttaşı, kiltası, karbonlu şeyl ve linyitli seviyelerden oluşmaktadır (Yağmurlu vd., 1988; İnci vd., 1988). Birimin alt kesimleri çoğunlukla kaba taneli, kötü boylanmalı ve polijenik karakterli konglomeratik seviyeler ile temsil edilmekte olup bu seviyelerde metamorfik temel, granitoid, ofiyolitik kayaçlar ve Mesozoyik karbonatlı örtü kayaçlarından türemiş çakıllar gözlenmektedir (Yağmurlu vd., 1988; İnci vd., 1988). Bu kaba kırıntılı seviyeler yukarı doğru tane boyu küçülmesi göstererek yerini kumtaşı, silttaşı ve kiltası ardalanmalarına bırakmaktadır (İnci, 1991). Kumtaşı seviyelerinde yer yer çapraz tabakalanma, düzlemsel laminasyon, kanal dolgusu geometrileri ve derecelenme yapıları gelişmiştir (İnci, 1991).

Formasyonun özellikle orta ve üst seviyelerinde organik maddece zengin koyu gri–siyah renkli karbonlu kiltası, bitümlü şeyl ve linyit damarları yaygın biçimde gelişmektedir (Querol et al., 1999; Karayığit vd., 2000). Bu kömür seviyeleri özellikle Çayırhan yöresinde işletilen önemli linyit damarlarını içermektedir (Karayığit vd., 2000; Querol et al., 1999).



Şekil 4.12: Kızılçay Formasyonu ile Çoraklar Formasyonu arasındaki açısal uyumsuzluk (UTM: 36N 390672,67 / 4449592,42)

Dokanak İlişkisi: Çoraklar Formasyonu çalışma alanında metamorfik temel, ofiyolitik birimler, Beypazarı Granitoyidi ve Kızılçay Formasyonu dahil tüm yaşlı birimler üzerine belirgin açısal uyumsuzlukla gelmektedir (Helvacı ve İnci, 1989; Yağmurlu vd., 1988) (Şekil 4.12). Üstte ise Hırka Formasyonu ile uyumlu ve geçişli dokanak ilişkisi göstermektedir (Helvacı ve İnci, 1989; İnci vd., 1988).

Yaş ve Stratigrafik Konum: Çoraklar Formasyonu'na ait doğrudan radyometrik yaş verileri bulunmamaktadır. Bununla birlikte, formasyon üzerinde uyumlu olarak yer alan Hırka Formasyonu içerisindeki tüfit seviyelerinden elde edilen 21.5 ± 0.9 Ma K–Ar yaşları (Helvacı, 1998) ve mevcut stratigrafik ilişkiler dikkate alındığında, Çoraklar Formasyonu'nun Erken Miyosen yaşlı olduğu düşünülmektedir (Helvacı, 1998; İnci vd., 1988). Palinolojik ve biyostratigrafik çalışmalar da bu değerlendirmeyi desteklemekte ve birimin havza gelişiminin erken Miyosen evresinde çökelmiş olduğunu göstermektedir (Akyol, 1969; Helvacı, 1998). Stratigrafik konumu itibarıyla Çoraklar Formasyonu, Beypazarı Havzası'nın ilk Neojen dolgu safhasını temsil etmektedir (Koral, 2019; İnci, 1991).

4.2.2 Hırka Formasyonu

Tanım ve Yayılım: Hırka Formasyonu, Beypazarı–Çayırhan Neojen Havzası içerisinde Çoraklar Formasyonu üzerinde yer alan ve havzanın maksimum gölsel gelişim ile kimyasal çökelim evresini temsil eden başlıca litostratigrafik birimdir (Aziz, 1976; İnci vd., 1988).

Birim ilk olarak Aziz (1976) tarafından tanımlanmış, daha sonra İnci vd. (1988) tarafından ayrıntılı biçimde yeniden değerlendirilerek Beypazarı Neojen istifi içerisindeki stratigrafik konumu netleştirilmiştir (Aziz, 1976; İnci vd., 1988). Hırka Formasyonu başta Çayırhan, Hırka Köyü, Çeltikçi, Peçenek, Kabalar ve Beypazarı kuzeydoğusunda geniş alanlarda yüzeylenmekte olup havzanın özellikle merkezi kesimlerinde daha kalın gelişim göstermektedir (Helvacı ve İnci, 1989; İnci vd., 1988). Birim, Beypazarı doğal soda (trona) yataklarını içermesi nedeniyle ekonomik jeoloji açısından da bölgenin en önemli Neojen birimlerinden biri olarak kabul edilmektedir (Helvacı vd., 1989; Helvacı, 1998).

Litoloji ve Sedimentolojik Özellikler: Geçmiş çalışmalarda Hırka Formasyonu'nun bitümlü şeyl, karbonlu kıltaşı, çamurtaşı, marn, dolomitik kireçtaşı, tuf, tüfit ve evaporitik/kimyasal çökel seviyelerinden oluştuğu belirtilmiştir (Helvacı vd., 1989; Helvacı, 1998). Ancak bu tez kapsamında incelenen trona işletme sahasına ait sondaj verileri ve karot gözlemlerinde, cevherleşmenin geliştiği kesimlerde marn ve dolomitik kireçtaşı seviyeleri belirlenememiştir. Bu nedenle çalışma alanında Hırka Formasyonu'nun litolojik bileşiminin önceki çalışmalarda tanımlanan genel istiften kısmen farklılık gösterebildiği düşünülmektedir. Formasyonun en karakteristik litolojik bileşeni, ince laminalı ve yüksek organik madde içerikli koyu gri-siyah renkli bitümlü şeyllerdir (Helvacı vd., 1989). Bununla birlikte trona zonları arasında masif tuf bant ve mercikleri havzanın genelinde gözlenmektedir. Formasyon içerisinde yaygın olarak gözlenen tuf ve tüfit düzeyleri, çökelim sırasında havza çevresinde volkanik etkinliğin sürdüğüne işaret etmektedir. Formasyon içindeki ince taneli seviyeler çoğu zaman milimetrik laminalanma göstermekte olup biyotürbasyonun son derece sınırlı olması çökelim sırasında taban suyunda düşük oksijenli veya çevresel stres koşullarının gelişmiş olabileceğini düşündürmektedir (Helvacı vd., 1989; Floyd et al., 1998). Formasyon içerisinde santimetre ile metre ölçeğinde değişen kalınlıklarda trona, nahkolit ve evaporitik bantlar gözlenmektedir (Helvacı, 1998; Helvacı vd., 1989).

Önceki çalışmalarda Hırka Formasyonu evaporitik koşullar altında gelişmiş bir göl sistemi olarak değerlendirilmiştir. Ancak bu tez kapsamında trona cevherleşmesinin bulunduğu seviyelerin alt ve üst kesimlerinden alınan bitümlü şeyl örnekleri üzerinde gerçekleştirilen jeokimyasal analizler, çökelme ortamında anoksik koşulların etkili olmuş olabileceğine işaret etmektedir. Ayrıca incelenen sondaj verileri ve karot gözlemlerinde, trona cevherleşmesinin geliştiği gölün merkezi kesimlerinde evaporitik mineral birlikteliklerine

rastlanmamış, buna karşın söz konusu minerallerin daha çok göl sisteminin kenar kesimlerinde yer aldığı belirlenmiştir. Bu bulgular, trona cevherleşmesinin olduğu alanlarda göl kimyasının ve çökelme koşullarının havzanın diğer kesimlerinden farklılık gösterebildiğine işaret etmektedir. Ayrıca tüf ve tüfit düzeyleri havza boyunca yaygın olarak izlenmekte olup çoğunlukla beyazımsı–krem renkli, ince tabakalı ve yeniden işlenmiş volkanoklastik karakter göstermektedir (İnci vd., 1988; Floyd et al., 1998; Şekil 4.13).



Şekil 4.13: Hırka Formasyonu mostra görünümü (UTM: 36N 393835,82 / 4449865,88)

Dokanak İlişkisi: Hırka Formasyonu altta Çoraklar Formasyonu üzerine geçişli ve uyumlu olarak gelmektedir (Helvacı ve İnci, 1989; İnci vd., 1988). Bu geçiş, karasal kıvrıntılı ve bataklık ortamlarından gölsel–kimyasal çökel ortamlarına paleocoğrafik dönüşümü temsil etmektedir (Helvacı ve İnci, 1989). Üstte ise Akpınar Formasyonu tarafından uyumlu olarak örtülmekte olup bu geçiş derin/kimyasal gölsel sistemden daha sık karbonatlı gölsel sisteme evrimi yansıtmaktadır (Kadir ve Baş, 1996; İnci vd., 1988).

Yaş ve Stratigrafik Konum: Hırka Formasyonu’nun yaşı, formasyon içerisindeki tüfit seviyelerinden elde edilen radyometrik veriler ile güvenilir biçimde sınırlandırılmıştır (Helvacı, 1998; İnci vd., 1988). Helvacı (1998) tarafından gerçekleştirilen çalışmalarda tüfit seviyelerinden elde edilen K–Ar yaşları 21.5 ± 0.9 Ma olarak belirlenmiş olup bu veriler Hırka Formasyonu’nun Erken Miyosen yaşlı olduğunu göstermektedir (Helvacı, 1998).

Palinolojik ve biyostratigrafik değerlendirmeler de bu yaşlandırmayı desteklemekte ve Hırka Formasyonu'nun Beypazarı Havzası'nın erken Miyosen gölsel evresini temsil ettiğini ortaya koymaktadır (Akyol, 1969; Helvacı, 1998). Stratigrafik olarak formasyon, Çoraklar Formasyonu üzerinde yer almakta ve havzanın kırıntılı başlangıç evresinden kimyasal gölsel sisteme geçişi temsil etmektedir (Helvacı ve İnci, 1989; İnci vd., 1988).

Fasiyes Özellikleri ve Düşey/Yanal Değişim: Hırka Formasyonu içerisinde hem düşey hem de yanal yönde belirgin fasiyes değişimleri gözlenmektedir (Helvacı vd., 1989; İnci vd., 1988). Havza merkezine yakın alanlarda bitümlü şeyl, ince laminalı kıltaşı ve trona düzeyleri baskın hâle gelirken, havza kenarlarına doğru karbonatlı marn, dolomitik karbonatlar ve daha kırıntılı seviyeler artış göstermektedir (Helvacı vd., 1989; İnci vd., 1988). Bu durum, göl sisteminin merkezden kenara doğru derinlik, su kimyası ve sedimantolojik özellikler bakımından farklılaşan çökelme zonlarının gelişmiş olabileceğini düşündürmektedir (Helvacı, 1998; Floyd et al., 1998). Düşey istifte ise tekrar eden organik şeyl–karbonat–kimyasal çökel aralanmaları gözlenmekte olup, bu ritmik yapı göl seviyesi dalgalanmaları ile su kimyasındaki değişimlerin döngüsel olarak tekrarlandığını düşündürmektedir (Helvacı, 1998; Floyd et al., 1998).

Bu tez kapsamında gerçekleştirilen sondaj karotlarının ayrıntılı litolojik loglamaları ve jeokimyasal incelemeler, önceki çalışmalarda evaporitik seviyeler olarak tanımlanan bazı aralanmaların büyük ölçüde trona kristallenmeleri ile ilişkili olabileceğine işaret etmektedir. Ayrıca trona cevherleşmesinin geliştiği havza merkezine yakın kesimlerde evaporitik mineral birlikteliklerinin sınırlı olması, buna karşın söz konusu minerallerin daha çok havzanın kenar zonlarında gözlenmesi, çökelme ortamındaki kimyasal koşulların havza genelinde homojen olmadığını ve yanal değişimler gösterebildiğini düşündürmektedir. Trona mineralinin yüzeyde yaygın olarak gözlenmemesi ise yüksek çözünürlüğü nedeniyle yüzey koşullarında çözünerek ortamdan uzaklaşmasına bağlanmaktadır. Trona seviyelerinin düşey dağılımı ve alt–üst litolojik ilişkileri şekil 4.14'te gösterilmiştir. Beypazarı Havzası'nda gerçekleştirilen sondajların GB–KD doğrultusundaki korelasyonu, formasyonlar arasındaki stratigrafik ilişkiler ve Hırka Formasyonu içerisindeki trona seviyelerinin havza boyunca dağılımı ise şekil 4.20'de sunulmuştur.

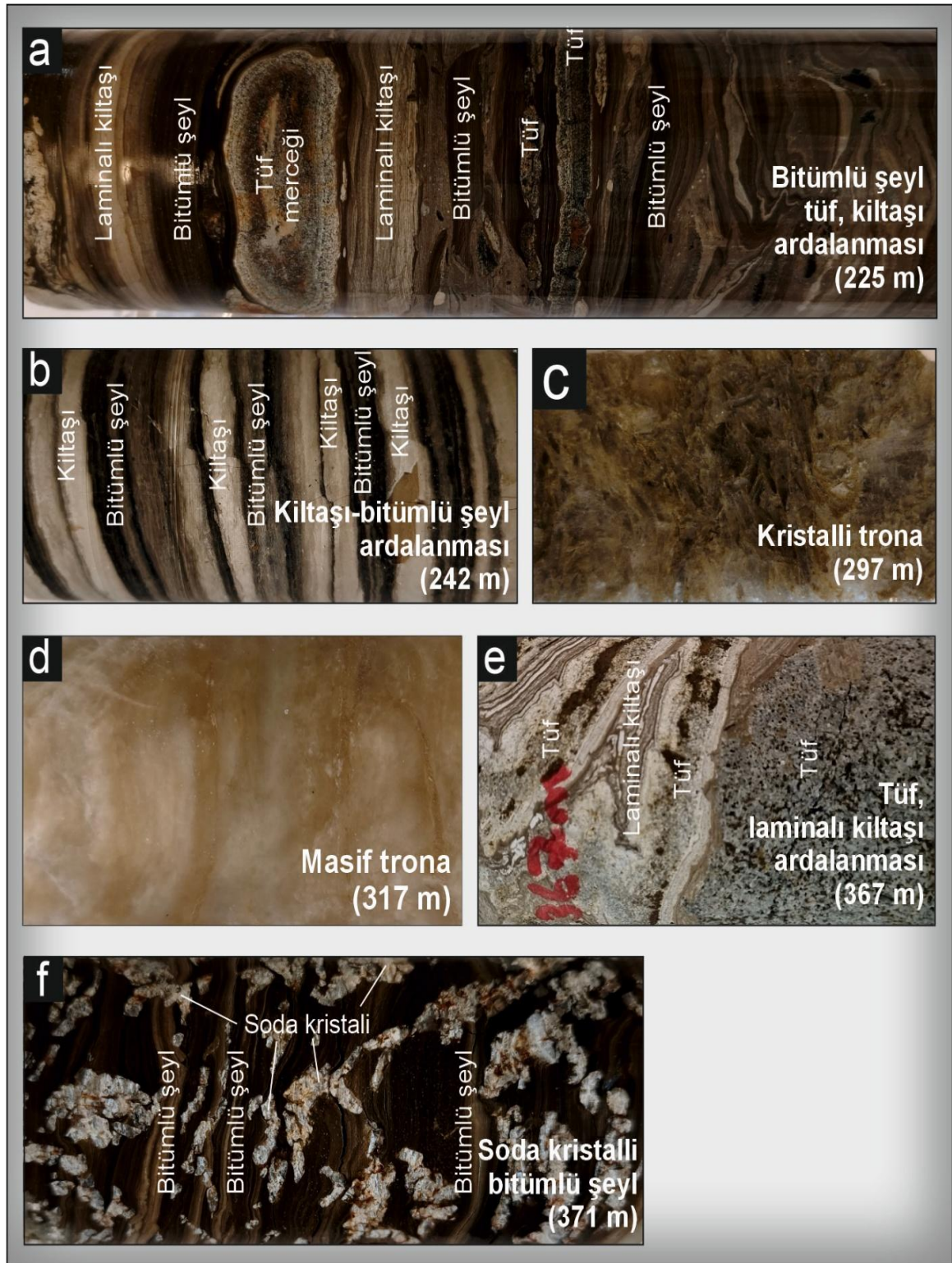
Paleoortamsal ve Sedimentolojik Yorum: Hırka Formasyonu'nun sedimentolojik ve mineralojik özellikleri, birimin kapalı drenajlı ve yüksek alkaliniteye sahip bir göl sistemi içerisinde çökelmiş olabileceğine işaret etmektedir (Helvacı, 1998; Helvacı vd., 1989). İnce lamine bitümlü şeyller, düşük enerjili ve göreceli olarak derin/merkezi gölsel çökeltim koşullarını temsil etmektedir (Helvacı vd., 1989; Floyd et al., 1998). Organik madde korunumu ve biyotürbasyon eksikliği, göl tabanında durağan ve sınırlı sirkülasyonlu su koşullarının gelişmiş olabileceğini düşündürmektedir (Floyd et al., 1998; Helvacı vd., 1989). Trona ve ilişkili sodyum karbonat minerallerinin varlığı ise göl suyunda yüksek alkalinite koşullarının geliştiğine ve çökelmenin sınırlı dış drenaja sahip kapalı havza koşullarıyla ilişkili olabileceğine işaret etmektedir (Helvacı, 1998; Helvacı vd., 1989). Bu nedenle Hırka Formasyonu'nun çökeltim ortamı yarı kurak-kurak iklim koşulları altında gelişmiş kapalı havza karakterli alkalin soda gölü sistemi olarak yorumlanmaktadır (Helvacı, 1998; Orti et al., 2002).

Havza Evrimindeki Önemi: Hırka Formasyonu, Beypazarı Havzası'nın gelişimi sırasında maksimum gölsel derinleşme ve kimyasal çökeltim evresini temsil etmektedir (Helvacı ve İnci, 1989; Helvacı, 1998). Çoraklar Formasyonu ile temsil edilen kırıntılı-bataklık sistemlerden sonra Hırka Formasyonu'nun gelişimi, havza içerisindeki su derinliğinin arttığını, havzanın dış drenaj bağlantısının giderek sınırlandığını ve kapalı göl koşullarının gelişmiş olabileceğini düşündürmektedir (Helvacı ve İnci, 1989; İnci, 1991). Aynı zamanda trona ve diğer sodyum karbonat minerallerinin çökmesi, Beypazarı Havzası'nda bu dönemde kimyasal sedimentasyonun önemli ölçüde etkili olduğu özel jeokimyasal koşulların geliştiğine işaret etmektedir (Helvacı, 1998; Helvacı vd., 1989).

Volkanik Katkı ve Göl Kimyasına Etkisi: Hırka Formasyonu içerisinde yaygın olarak gözlenen tüfit ve tüf seviyeleri, havza gelişimi sırasında çevrede aktif volkanik faaliyetlerin devam ettiğini göstermektedir (İnci vd., 1988; Floyd et al., 1998). Bu volkanik katkılarının göl sistemine önemli miktarda alkali ve silis girdisi sağlayarak soda gölü kimyasının gelişiminde etkili olduğu düşünülmektedir (Helvacı, 1998; Floyd et al., 1998). Özellikle volkanik cam ve feldispat alterasyonu sonucu açığa çıkan Na bakımından zengin çözeltilerin göl suyunun kimyasal bileşimini etkileyerek trona oluşumu için uygun koşulların gelişimine katkıda bulunmuş olabileceği ileri sürülmektedir (Helvacı vd., 1989; Floyd et al., 1998). Hırka Formasyonu'na ait tipik karot örnekleri ve trona seviyeleri Şekil 4.15'te gösterilmiştir.

Kalınlık	HIRKA FORMASYONU (TRONA SEVİYESİ)	AÇIKLAMA
240-290		Bitümlü şeyl Kristalli trona Trona U2 (1.5-2.10 m) Laminalı kiltası Trona U3 (1.2-1.60 m) Trona kristalli Bitümlü şeyl Trona UX (2.2-2.90 m) Trona kristalli Bitümlü şeyl Trona U4 (4.10-8.0 m)
330-400		Bitümlü ve kil laminalı şeyl Trona U5 (3.5-4.0 m) Bitümlü şeyl, tuf mercekli Trona U6 (3-3.20 m) Volkanoklastik Masif kiltası Laminalı kiltası, bitümlü şeyl

Şekil 4.14: Hırka Formasyonu içerisinde gözlenen trona seviyelerinin alt ve üst birimler ile ilişkisi



Şekil 4.15: Beypazarı işletme alanı içerisinde gerçekleştirilen sondajlardan alınan Hırka Formasyonu'na ait karot örnekleri. a) Laminallı kıltaşı-bitümlü şeyl-tüf ardalanması, b) Kıltaşı ve bitümlü şeyl ardalanması, c) Kristalli trona, d) Masif Trona, e) Tüf, laminallı kıltaşı ardalanması, f) Soda kristalli bitümlü şeyl

4.2.3 Akpınar Formasyonu

Tanım ve Yayılım: Akpınar Formasyonu, Beypazarı–Çayırhan Neojen Havzası içerisinde Hırka Formasyonu üzerinde yer alan ve havzanın yoğun kimyasal/evaporitik gölsel evresini izleyen karbonat baskın gölsel çökelim safhasını temsil eden önemli bir litostratigrafik birimdir (Yağmurlu vd., 1988; İnci vd., 1988). Birim ilk kez Yağmurlu vd. (1988) tarafından tanımlanmış olup özellikle Beypazarı–Çayırhan hattı boyunca havzanın doğu, kuzeydoğu ve merkezi kesimlerinde geniş yüzeylemeler sunmaktadır (Yağmurlu vd., 1988; İnci vd., 1988). Akpınar Formasyonu, Beypazarı Havzası'nın Neojen evrimi içerisinde Hırka Formasyonu ile temsil edilen kimyasal gölsel sistemin ardından gelişen karbonat baskın gölsel çökelimleri temsil etmektedir (Helvacı ve İnci, 1989; Kadir ve Baş, 1996).

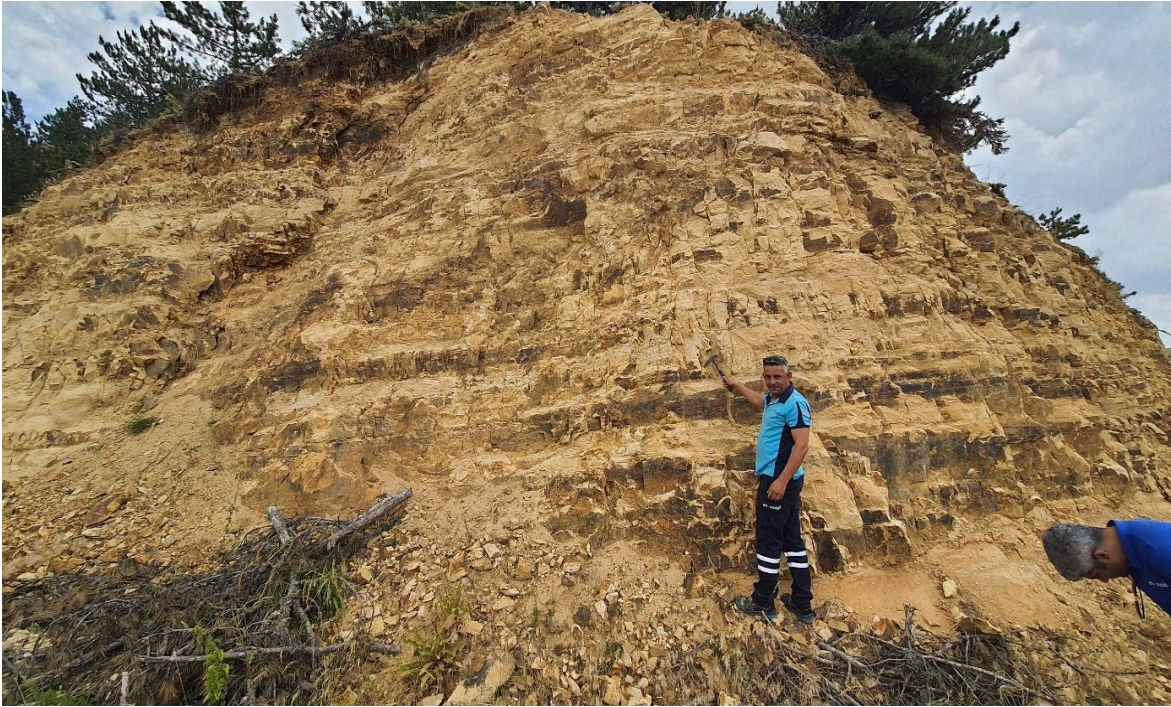
Litoloji ve Sedimentolojik Özellikler: Akpınar Formasyonu başlıca kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı, silisleşmiş karbonatlar, çörtlü karbonatlar, marn, kiltası ve tüfit ara seviyelerinden oluşmaktadır (Kadir ve Baş, 1996; İnci vd., 1988). Birim genel olarak açık gri, krem, bej ve sarımsı gri renkli karbonat litolojileri ile karakterizedir (Kadir ve Baş, 1996). Kireçtaşları çoğunlukla orta–kalın tabakalı, mikritik–mikrospartik dokulu ve yer yer masif yapı göstermektedir (Kadir ve Baş, 1996). Birim içerisinde yaygın olarak gözlenen silisleşme zonları, çört bantları ve silis nodülleri karbonat çökelişi sonrasında gelişen diagenetik süreçleri işaret etmektedir (Kadir ve Baş, 1996; Helvacı ve İnci, 1989).

Yer yer stromatolitik yapılar, algal laminasyonlar ve biyofilm kökenli ince laminalı karbonatlar gözlenmekte olup bu durum biyokimyasal karbonat çökelişinin etkin olduğunu göstermektedir (Kadir ve Baş, 1996). Formasyon içerisinde ayrıca ince tüfit bantları ve volkanoklastik katkılı seviyeler bulunmakta, bu durum çökelim sırasında bölgesel volkanik etkinliğin sürdüğünü göstermektedir (İnci vd., 1988; Floyd et al., 1998). Akpınar Formasyonu'na ait tipik mostra görünüşleri Şekil 4.16 ve Şekil 4.17'de sunulmuştur."

Dokanak İlişkisi: Akpınar Formasyonu altta Hırka Formasyonu üzerine uyumlu ve geçişli olarak gelmektedir (Helvacı ve İnci, 1989; İnci vd., 1988). Üstte ise Çayırhan Formasyonu tarafından örtülmekte olup bazı çalışmalarda bu sınır uyumlu, bazı çalışmalarda ise çökelimsel süreksizlik içeren bir geçiş olarak değerlendirilmiştir (İnci vd., 1988; Koral, 2019).



Şekil 4.16: Akpınar Formasyonu mostra görünümü (UTM: 36N 402591,65 / 4457130,24)



Şekil 4.17: Akpınar Formasyonu mostra görünümü (Köstköy yolu üzeri)
(UTM: 36N 402459,30 / 4457437,25)

Yaş ve Stratigrafik Konum: Akpınar Formasyonu'nun yaşı doğrudan radyometrik verilerle sınırlandırılmamış olmakla birlikte stratigrafik konumu ve biyostratigrafik değerlendirmeler dikkate alındığında genel olarak Erken–Orta Miyosen yaşlı kabul edilmektedir (İnci, 1991; Koral, 2019). Hırka Formasyonu üzerinde uyumlu biçimde yer alması ve üstte Çayırhan Formasyonu ile örtülmesi, birimin Beypazarı Havzası'nın orta evre gölsel gelişim safhasına karşılık geldiğini göstermektedir (Helvacı ve İnci, 1989; Kadir ve Baş, 1996).

Paleoortamsal Yorum: Sedimentolojik ve petrografik özellikler Akpınar Formasyonu'nun geniş, sığ ve düşük enerjili bir göl sistemi içerisinde çökelmiş olabileceğine işaret etmektedir (Kadir ve Baş, 1996; Helvacı ve İnci, 1989). Yaygın mikritik karbonatlar, stromatolitik yapılar ve ince laminasyonlu biyokimyasal karbonat seviyeleri, karbonat üretiminin baskın olduğu sakin gölsel ortam koşullarını yansıtmaktadır (Kadir ve Baş, 1996). Dolomitleşme ve silisleşmenin yaygın olması, göl suyunun halen iyonca zengin ve kimyasal açıdan aktif olduğunu, ancak Hırka Formasyonu dönemindeki yoğun evaporitik/alkalin karaktere göre daha dengeli bir kimyasal sistem geliştiğini düşündürmektedir (Helvacı ve İnci, 1989; Kadir ve Baş, 1996).

Havza Evrimindeki Önemi: Akpınar Formasyonu, Beypazarı Havzası'nın Hırka Formasyonu ile temsil edilen maksimum kimyasal çökelim evresinden sonra başlayan gölsel sıkışma ve karbonat üretiminin baskınlaştığı dönemin stratigrafik kaydını oluşturmaktadır (Helvacı ve İnci, 1989; Kadir ve Baş, 1996). Bu değişim, havza içerisindeki gölsel koşulların zamanla sıkışarak karbonat çökeliminin daha baskın hâle geldiği bir evreye geçildiğini düşündürmektedir (İnci, 1991; Kadir ve Baş, 1996).

4.2.3.1 Çakıloba üyesi

Tanım ve Yayılım: Çakıloba Üyesi, Akpınar Formasyonu içerisinde yer alan ve silisli karbonat seviyeleriyle karakterize edilen bir alt litostratigrafik birimdir (Kadir ve Baş, 1996; İnci, 1991). Çakıloba Üyesi, Akpınar Formasyonu'nun genel gölsel karbonat çökelişi içerisinde gelişen lokal/yanal fasiyes farklılaşmalarını temsil etmesi bakımından önem taşımaktadır (Helvacı ve İnci, 1989; İnci, 1991). Birim, Akpınar Formasyonu içerisinde yanal süreklilik gösteren silisli karbonat seviyeleri şeklinde izlenmekte olup formasyon içerisinde belirli bir stratigrafik seviyeye bağlı olmaksızın yerel fasiyes gelişimleri şeklinde gözlenmektedir (İnci, 1991; Kadir ve Baş, 1996).

Litoloji ve Sedimentolojik Özellikler: Çakıloba Üyesi başlıca silisleşmiş kireçtaşı, çörtlü karbonat, silis bantlı mikritik karbonatlar ve yer yer çört karakterli silisli seviyelerden oluşmaktadır (Kadir ve Baş, 1996). Bu seviyeler çoğunlukla açık gri, beyazımsı ve krem tonlarda olup yoğun silisleşme nedeniyle oldukça sert ve dirençli morfoloji sunmaktadır (Kadir ve Baş, 1996). Birim içerisinde mikritik karbonat matriksi içerisinde düzensiz silis nodülleri, bantsal çört seviyeleri ve yer yer masif silisleşmiş zonlar gözlenmektedir (Kadir ve Baş, 1996). İnce kesit çalışmalarında bazı seviyelerde biyojenik kökenli silisli yapıların korunmuş olduğu bildirilmiş ve bu durum çökelim sırasında biyokimyasal süreçlerin etkili olmuş olabileceğine işaret etmektedir (Kadir ve Baş, 1996). Çakıloba Üyesi'ne ait tipik saha görünümü Şekil 4.18'de verilmiştir.

Paleoortamsal ve Jeokimyasal Yorum: Çakıloba Üyesi'nin gelişiminin, Akpınar Formasyonu çökelişi sırasında göl suyu kimyasındaki yerel değişimler ve silis girdisindeki dönemsel artışlarla ilişkili olabileceği düşünülmektedir (Kadir ve Baş, 1996; Helvacı ve İnci, 1989). Yaygın silisleşme ve çörtleşme, göl suyunda çözünmüş silis miktarının artmış olabileceğine işaret etmektedir (Floyd et al., 1998; Kadir ve Baş, 1996). Ayrıca biyokimyasal silis çökelişi, göl içerisinde lokal biyolojik üretkenlik artışları ile de ilişkili olabilir (Kadir ve Baş, 1996).



Şekil 4.18: Çakıloba Üyesi'nin mostra görünümü (UTM: 36N 402887,83 / 4451117,94)

Bu özellikler birlikte değerlendirildiğinde Çakıloba Üyesi'nin, Akpınar Formasyonu çökelimi sırasında gelişen yerel fasiyes farklılaşmalarını yansıttığı düşünülmektedir (Helvacı ve İnci, 1989; İnci, 1991).

Stratigrafik Önemi: Çakıloba Üyesi, Akpınar Formasyonu içerisindeki karbonat çökeliminin havza genelinde tekdüze olmadığını ve yerel kimyasal ile sedimantolojik farklılaşmaların gelişmiş olabileceğini göstermektedir (İnci, 1991; Kadir ve Baş, 1996). Bu yönüyle birim, Beypazarı Havzası'nın orta Miyosen gölsel evriminde mikroçevresel değişimlerin ve lateral fasiyes farklılaşmalarının stratigrafik kaydı niteliğindedir (Helvacı ve İnci, 1989).

4.2.4 Çayırhan Formasyonu

Tanım ve Yayılım: Çayırhan Formasyonu, Beypazarı–Çayırhan Neojen Havzası'nda Akpınar Formasyonu üzerinde yer alan ve havzanın geç gölsel dolgu evresini temsil eden ince taneli gölsel–karbonatlı istifi oluşturmaktadır (Yağmurlu vd., 1988; Koral, 2019). Birim ilk olarak Yağmurlu vd. (1988) tarafından tanımlanmış olup özellikle Çayırhan çevresi, Sarıyar Barajı güneyi ve Beypazarı kuzeyinde geniş yüzeylemeler sunmaktadır (Yağmurlu vd., 1988; Koral, 2019). Çayırhan Formasyonu, Beypazarı Havzası'nın üst gölsel dolgu fazının en belirgin temsilcilerinden biri olarak değerlendirilmektedir (Helvacı ve İnci, 1989; Koral, 2019).

Litoloji ve Sedimantolojik Özellikler: Çayırhan Formasyonu başlıca ince tabakalı kilttaş, silttaş, marn, karbonatlı çamurtaş ve ince tabakalı kireçtaş ardalanmalarından oluşmaktadır (Yağmurlu vd., 1988; Koral, 2019). Birim genel olarak açık gri, bej, sarımsı gri ve açık kahverengi renklerde olup ince taneli ve iyi tabakalanmalı karakter sunmaktadır (Koral, 2019). Yer yer laminalı karbonatlı seviyeler, ince evaporitik bantlar ve karbonat nodülleri gözlenmektedir (Helvacı ve İnci, 1989). Ayrıca bazı seviyelerde tüfit katkıları ve volkanoklastik malzeme içeren ince tabakalar bulunmaktadır (Floyd et al., 1998; Koral, 2019).

Dokanak İlişkisi: Çayırhan Formasyonu altta Akpınar Formasyonu üzerine çoğunlukla uyumlu ve geçişli olarak gelmektedir (İnci vd., 1988; Koral, 2019). Ancak bazı lokal kesitlerde sınırın hafif aşırımlı veya süreksizlik içerebileceği belirtilmiştir (Koral, 2019).

Üstte ise Bozbelen Formasyonu ile geçişli/uyumsuz sınır göstermektedir (Helvacı ve İnci, 1989).

Yaş ve Stratigrafik Konum: Çayırhan Formasyonu stratigrafik ilişkiler ve biyostratigrafik veriler ışığında genel olarak Orta–Geç Miyosen yaşlı kabul edilmektedir (Koral, 2019; İnci, 1991). Formasyon, Akpınar Formasyonu üzerinde yer almakta ve Beypazarı Havzası’nın gölsel sisteminin geç evresine karşılık gelmektedir (Helvacı ve İnci, 1989; Koral, 2019).

Paleoortamsal ve Sedimentolojik Yorum: Sedimentolojik özellikler Çayırhan Formasyonu’nun düşük enerjili, sığ–orta derinlikte bir gölsel ortamda çökelmiş olabileceğine işaret etmektedir (Koral, 2019; Helvacı ve İnci, 1989). İnce taneli laminalı çökeller, sakin hidrokinamik koşulları ve düşük enerjili çökeliyi yansıtırken; karbonatlı seviyeler gölsel karbonat çökeliyinin devam ettiğini göstermektedir (Koral, 2019). Yer yer evaporitik bantların bulunması, göl sisteminin dönemsel olarak su seviyesi düşüşleri ve yüksek buharlaşma etkisine maruz kaldığını düşündürmektedir (Helvacı ve İnci, 1989). Bu özellikler, havzanın giderek sığlaştığını ve tortul dolgunun artmasına bağlı olarak gölsel sistemin daha sınırlı ve dönemsel karakter kazanmış olabileceğini düşündürmektedir. (İnci, 1991; Koral, 2019).

Havza Evrimindeki Önemi: Çayırhan Formasyonu, Beypazarı Havzası’nın ileri dolgu ve gölsel sistemin olgunlaşma/sığlaşma evresini temsil etmektedir (Helvacı ve İnci, 1989; Koral, 2019). Hırka ve Akpınar formasyonlarına göre daha ince taneli ve sığ gölsel karakter göstermesi, havza içi rölyef farklarının göreceli olarak azaldığını ve havza tabanının büyük ölçüde sedimanter dolgu ile dengelendiğini düşündürmektedir (İnci, 1991; Koral, 2019). Bu durum, Beypazarı Havzası’nın aktif sübsidansın etkili olduğu erken gelişim evresinden daha durağan bir geç dolgu evresine geçmiş olabileceğini düşündürmektedir. (Helvacı ve İnci, 1989).

4.2.4.1 Zaviye üyesi

Tanım ve Yayılım: Zaviye Üyesi, Çayırhan Formasyonu içerisinde ayırt edilebilen litolojik ve fasiyes özellikleriyle karakterize edilen bir alt birim olarak tanımlanmaktadır (Helvacı ve İnci, 1989; İnci, 1991). Birim özellikle Zaviye Tepe ve yakın çevresinde tipik gelişim göstermekte olup Çayırhan Formasyonu’nun üst seviyelerinde lateral süreklilik gösteren farklılaşmış kırıntılı–karbonatlı zonlar hâlinde izlenmektedir (İnci, 1991).

Litoloji ve Sedimentolojik Özellikler: Zaviye Üyesi başlıca karbonatlı silttaşı, ince tabakalı kumtaşı, marn, kiltası ve yer yer karbonat nodüllü ince taneli kırıntılı seviyelerden oluşmaktadır (Helvacı ve İnci, 1989; İnci, 1991). Bu litolojiler genel olarak Çayırhan Formasyonu'nun tipik ince gölsel fasiyeslerine göre daha fazla kırıntılı katkı içermekte ve daha heterojen karakter sunmaktadır (İnci, 1991; Helvacı ve İnci, 1989). Zaviye Üyesi'nin tipik mostra görünümü Şekil 4.19'da sunulmuştur.



Şekil 4.19: Zaviye Üyesi'nin mostra görünümü (UTM: 36N 403552,12 / 4449663,14)

Paleoortamsal Yorum: Sedimentolojik özellikler Zaviye Üyesi'nin, Çayırhan Formasyonu'nun sakin gölsel ortamından daha değişken ve kırıntılı girdinin arttığı geçişsel gölsel-marjinal gölsel ortamları temsil ettiğini göstermektedir (Helvacı ve İnci, 1989; İnci, 1991). Artan kırıntılı katkı, havza kenarlarından gelen sediman girdisinin yeniden arttığını ve gölsel sistemin daha sık/kararsız hâle geldiğini düşündürmektedir (Helvacı ve İnci, 1989). İnce kanal dolguları ve heterolitik istifler ise dönemsel akarsu ve taşkın süreçlerinin göl kenarı ortamlarını etkilediğini düşündürmektedir (İnci, 1991).

Havza Evrimindeki Önemi: Zaviye Üyesi, Beypazarı Havzası'nda gölsel baskın çökelim koşullarından daha kırıntılı ve karasal etkilerin arttığı çevresel koşullara geçişi yansıtmaktadır (Helvacı ve İnci, 1989; İnci, 1991). Bu yönüyle birim, Çayırhan ve Bozbelen formasyonları arasında gelişen paleoortamsal değişimin önemli bir stratigrafik göstergesi olarak değerlendirilmektedir.

Stratigrafik Önemi: Zaviye Üyesi, Beypazarı Havzası stratigrafisinde yalnızca litolojik bir fasiyes farklılaşmasını değil, aynı zamanda havza evriminin geç safhasındaki paleocoğrafik dönüşümün kaydını temsil etmektedir (Helvacı ve İnci, 1989; İnci, 1991). Bu yönüyle Zaviye Üyesi, Beypazarı Neojen Havzası'nda gölsel koşullardan daha karasal karakterli çökelim ortamlarına geçişin izlenebildiği önemli bir stratigrafik belirteç niteliğindedir. (Helvacı ve İnci, 1989).

4.2.5 Bozbelen Formasyonu

Tanım ve Yayılım: Bozbelen Formasyonu, Beypazarı-Çayırhan Neojen Havzası'nda Çayırhan Formasyonu üzerinde yer alan ve havzanın geç dönem karasal dolgu evresini temsil eden üst Neojen yaşlı kırıntılı istifini oluşturmaktadır (Yağmurlu vd., 1988; İnci vd., 1988). Birim ilk olarak Yağmurlu vd. (1988) tarafından tanımlanmış olup özellikle Bozbelen Tepe, Karaköy batısı, Nalçabayır, Çayırhan çevresi ve havzanın kuzeybatı kesimlerinde yaygın yüzeylemeler sunmaktadır (Yağmurlu vd., 1988; İnci vd., 1988). Daha sonraki çalışmalarda Bozbelen Formasyonu, Beypazarı Havzası'nın gölsel baskın çökelimden yeniden karasal kırıntılı çöketime geçtiği terminal havza evresinin başlıca göstergesi olarak değerlendirilmiştir (Helvacı ve İnci, 1989; Koral, 2019).

Litoloji ve Sedimentolojik Özellikler: Bozbelen Formasyonu başlıca kırmızımsı kahverengi, bordo ve yer yer sarımsı tonlarda konglomera, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı aralanmalarından oluşmaktadır (İnci vd., 1988; Koral, 2019). Formasyonun alt seviyelerinde kaba taneli konglomeratik ve kumtaşı baskın düzeyler yaygın olarak gözlenmekte olup bu seviyeler yukarı doğru daha ince taneli silttaşı ve çamurtaşı aralanmalarına geçmektedir (Helvacı ve İnci, 1989; Koral, 2019). Konglomeratik seviyeler çoğunlukla kötü-orta boylanmalı, polijenik karakterli ve yarı yuvarlak-yarı köşeli çakıllardan oluşmaktadır (Helvacı ve İnci, 1989). Bu çakıllar başlıca havza çevresinde yüzeylenen metamorfik, granitoid, ofiyolitik ve karbonatlı temel kayalardan türemiştir (Helvacı ve İnci, 1989; İnci vd., 1988). Kumtaşı seviyelerinde yer yer çapraz tabakalanma, kanal dolgusu geometrileri, düzlemsel laminasyon ve derecelenmeli yapılar gelişmiştir (Koral, 2019). İnce taneli seviyelerde ise paleosol gelişimleri, karbonat nodülleri ve oksidasyon zonları gözlenmekte olup bu durum subaerial maruziyet ve periyodik sedimanter duraklamalara işaret etmektedir (Helvacı ve İnci, 1989; Koral, 2019).

Dokanak İlişkisi: Bozbelen Formasyonu altta Çayırhan Formasyonu üzerine çoğunlukla geçişli, yer yer ise hafif aşınımlı sınır ile gelmektedir (Helvacı ve İnci, 1989; Koral, 2019). Bu geçiş, gölsel ince taneli çökelimden karasal kırıntılı çökelime tedrici paleocoğrafik dönüşümü yansıtmaktadır (Helvacı ve İnci, 1989). Formasyonun üst kesimleri ise güncel aşınım nedeniyle çoğu yerde korunmamış olup Kuvaterner alüvyonları tarafından örtülmektedir (Koral, 2019).

Yaş ve Stratigrafik Konum: Bozbelen Formasyonu'nun doğrudan radyometrik yaş verileri bulunmamakla birlikte stratigrafik konumu, üstte yer aldığı Çayırhan Formasyonu'nun Orta–Geç Miyosen yaşı ve bölgesel korelasyonlar dikkate alındığında Geç Miyosen–muhtemelen Erken Pliyosen yaş aralığında geliştiği kabul edilmektedir (Helvacı ve İnci, 1989; Koral, 2019). Formasyon, Beypazarı Havzası'nın Neojen dolgusunun en genç ana litostratigrafik bileşenlerinden biri olarak değerlendirilmektedir (İnci, 1991; Koral, 2019).

Fasiyes Özellikleri ve Düşey/Yanal Değişim: Bozbelen Formasyonu içerisinde belirgin düşey ve yanal fasiyes değişimleri izlenmektedir (Helvacı ve İnci, 1989; Koral, 2019). Alt seviyelerde baskın olan kaba konglomeratik ve kanal dolgulu kumtaşı fasiyesleri havza kenarlarına yakın alanlarda daha kalın ve yaygın gelişirken, havza merkezine doğru daha ince taneli silttaşı–çamurtaşı fasiyeslerine geçmektedir (İnci, 1991; Koral, 2019). Düşey istifte yer yer tekrar eden kaba–ince tane döngüleri gözlenmekte olup bu durum çökelim sırasında sediman girdisi ve enerji koşullarında dönemsel değişimlerin meydana gelmiş olabileceğini düşündürmektedir (Helvacı ve İnci, 1989). Ayrıca bazı kesitlerde üst seviyelerde karbonatlı ve evaporitik ara bantların geliştiği bildirilmiş olup bu durum havza içerisinde lokal göllenme veya geçici su birikim alanlarının gelişmiş olabileceğini düşündürmektedir (Helvacı ve İnci, 1989).

Paleoortamsal ve Sedimentolojik Yorum: Sedimentolojik özellikler Bozbelen Formasyonu'nun ağırlıklı olarak alüvyal yelpaze, örgülü akarsu ve taşkın düzlüğü ortamlarında çökelmiş olabileceğine işaret etmektedir (Helvacı ve İnci, 1989; Koral, 2019). Kaba konglomeratik seviyeler aktif havza kenar zonlarından taşınan proximal yelpaze ve kanal dolgulu sistemleri temsil ederken, kumtaşı baskın seviyeler örgülü–düşük sinüoziteli akarsu sistemlerini işaret etmektedir (İnci, 1991; Koral, 2019). İnce taneli silttaşı ve çamurtaşı seviyeleri ise taşkın düzlüğü, overbank ve geçici göllenme ortamları ile ilişkilendirilmektedir (Helvacı ve İnci, 1989). Bu özellikler Bozbelen Formasyonu'nun

Beypazarı Havzası'nda gölsel koşulların büyük ölçüde sona erdiği ve karasal kırıntılı süreçlerin baskın hâle geldiği bir dönemi temsil ettiğini düşündürmektedir (Helvacı ve İnci, 1989; İnci, 1991).

Havza Evrimindeki Önemi: Bozbelen Formasyonu, Beypazarı Havzası'nın terminal dolgu safhasını temsil etmekte olup gölsel sedimantasyonun büyük ölçüde sona erdiğini ve havzanın yeniden karasal kırıntılı süreçlerin baskın olduğu bir depolanma sistemine dönüştüğünü göstermektedir (Helvacı ve İnci, 1989; Koral, 2019). Bu değişim, havza içerisindeki su kütlesinin büyük ölçüde ortadan kalktığını, havzanın sedimanter dolgu ile sığlaştığını ve topoğrafik rölyefin yeniden artmaya başladığını düşündürmektedir (İnci, 1991; Helvacı ve İnci, 1989). Aynı zamanda kaba kırıntılı girdinin yeniden artması, havza kenarlarında tektonik rejuvenasyon veya sediman kaynak alanlarının yeniden aktifleşmesi ile ilişkili olabilir (Koral, 2019; İnci, 1991).

4.2.6 Kirmir Formasyonu

Tanım ve Yayılım: Kirmir Formasyonu, Beypazarı Havzası'nın en üst Neojen birimini oluşturmakta olup üst Miyosen–Pliyosen yaşlı evaporitik ve ince taneli terminal havza dolgusunu temsil etmektedir (Yağmurlu vd., 1988; Orti et al., 2002). Birim ilk olarak Yağmurlu vd. (1988) tarafından tanımlanmış olup özellikle Ayaş, Acısuköy, Beypazarı, Kösebüke, Kuyucak ve Çayırhan kuzeyi çevresinde geniş yüzeylemeler sunmaktadır (Yağmurlu vd., 1988; İnci vd., 1988). Kirmir Formasyonu, Beypazarı Havzası'nın son evaporitik kapanım evresini temsil eden temel litostratigrafik birim olarak kabul edilmektedir (Helvacı ve İnci, 1989; Orti et al., 2002).

Litoloji ve Sedimentolojik Özellikler: Kirmir Formasyonu başlıca kiltası, çamurtaşı, jips, anhidrit ve tabakalı/masif evaporit seviyelerinden oluşmaktadır (Orti et al., 2002; Helvacı ve İnci, 1989). Birimin alt ve orta kesimlerinde yeşilimsi–grimsi lamine kiltaları ile ardalanmalı jips düzeyleri yaygın olarak gözlenirken, üst seviyelere doğru kalın masif jips paketleri baskın hâle gelmektedir (Orti et al., 2002). Yer yer evaporitik nodüller, serbest büyümlü jips kristalleri, bassanit oluşumları ve sekonder sülfatlaşma zonları gelişmiştir (Orti et al., 2002). Formasyonun evaporitik litolojileri çoğunlukla beyaz, açık gri ve açık krem renklerde olup yüksek derecede kırılğan ve masif karakter göstermektedir (Orti et al., 2002). İnce taneli pelitik seviyeler ise evaporit paketleri arasında ritmik ardalanmalar hâlinde bulunmakta ve dönemsel kırıntılı girişleri temsil etmektedir (Helvacı ve İnci, 1989).

Dokanak İlişkisi: Kirmir Formasyonu Bozbelen Formasyonu ve yer yer Sarıyar Kireçtaşları üzerine uyumlu veya geçişli olarak oturmaktadır (Yağmurlu vd., 1988; Orti et al., 2002). Bu geçiş, karasal kırıntılı terminal dolgu ortamlarından evaporitik kapanım havzası sistemine paleocoğrafik dönüşümü temsil etmektedir (Helvacı ve İnci, 1989). Üzeri ise Kuvaterner yaşlı alüvyon, kolüvyon ve yamaç döküntüleri tarafından uyumsuz biçimde örtülmektedir (Yağmurlu vd., 1988; Orti et al., 2002).

Yaş ve Stratigrafik Konum: Kirmir Formasyonu'nun yaşı, stratigrafik konumu ve ilişkili tüfit düzeylerinden elde edilen veriler temel alınarak genel olarak Üst Miyosen–Pliyosen aralığında değerlendirilmektedir (Helvacı ve İnci, 1989; Orti et al., 2002). Bozbelen'in kuzeydoğudaki eşdeğeri kabul edilen Kirmir ilişkili tüf seviyelerinden yaklaşık 7.7 Ma yaş elde edildiği bildirilmiş olup bu veri Kirmir çökeliiminin Geç Miyosen'de aktif olduğunu göstermektedir (Orti et al., 2002). Bu yaşlandırma, Kirmir Formasyonu'nun Beypazarı Havzası'nın en genç Neojen sedimanter istiflerinden biri olduğunu desteklemektedir (Helvacı ve İnci, 1989).

Fasiyes Özellikleri ve Düşey/Yanal Değişim: Kirmir Formasyonu alt seviyelerde kiltası–ince evaporit aralanmaları ile başlamakta, yukarı doğru daha kalın ve masif jips seviyelerine geçmektedir (Orti et al., 2002). Bu düşey değişim, havza içerisinde evaporatif etkinliğin giderek arttığını ve su kütlesinin küçülerek daha yoğun evaporitik koşullara ulaştığını düşündürmektedir (Orti et al., 2002).

Kiltasları içerisinde serbest büyümeli jips kristalleri, bassanit oluşumları ve evaporitik nodüllerin yaygınlığı, çökelim sırasında güçlü evaporasyon etkisinin ve sediman–pore su etkileşiminin etkin olduğunu göstermektedir (Orti et al., 2002). Yanal olarak havza merkezine doğru evaporit kalınlıklarının arttığı, kenar kesimlerde ise ince taneli kırıntılı katkının nispeten çoğaldığı bildirilmektedir (Helvacı ve İnci, 1989).

Paleoortamsal ve Sedimentolojik Yorum: Sedimentolojik ve mineralojik veriler, Kirmir Formasyonu'nun playa-göl karakterli evaporitik bir kapanım havzasında çökelmiş olabileceğine işaret etmektedir. (Orti et al., 2002). Aralanmalı kiltası–jips paketleri dönemsel su girişleri ile buharlaşma evrelerinin tekrarlandığını; masif jips seviyeleri ise gölün ciddi ölçüde küçüldüğü ve yoğun buharlaşma koşullarının geliştiği dönemleri temsil etmektedir (Orti et al., 2002).

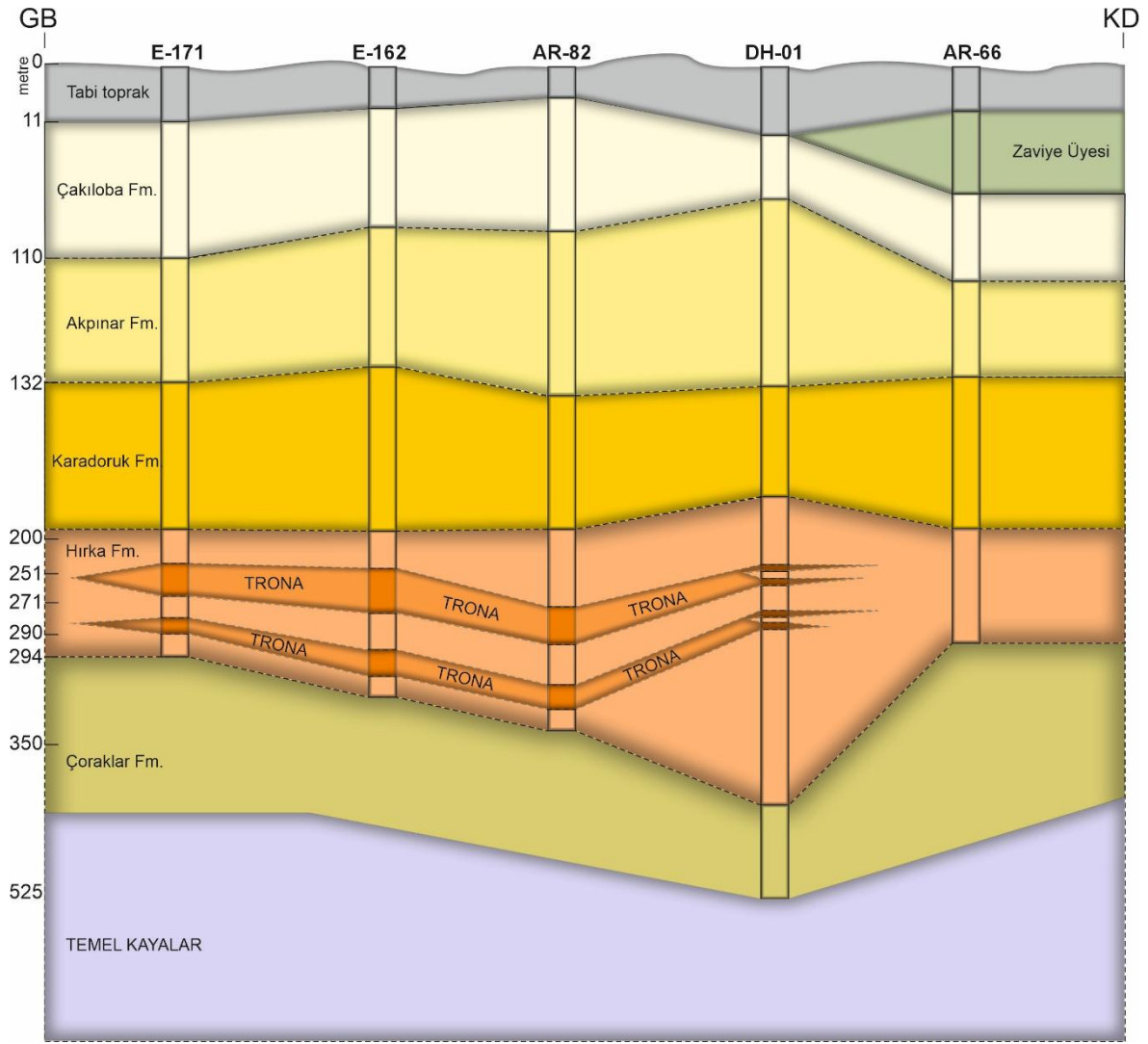
Evaporitik mineral parajenezi, göl sisteminin artık sürekli su kütlesi barındıran klasik laküstrin ortamdan ziyade dönemsel kuruma yaşayan sığ ve yüksek tuzluluklu kapanım havzası karakterine dönüştüğünü göstermektedir (Orti et al., 2002; Helvacı ve İnci, 1989). Bu nedenle Kirmir Formasyonu'nun, Beypazarı Havzası'nın son kuruma ve evaporitik kapanım evresini temsil ettiği düşünülmektedir (Helvacı ve İnci, 1989).

Havza Evrimindeki Önemi: Kirmir Formasyonu, Beypazarı Havzası'nın nihai kapanım safhasını temsil etmektedir (Helvacı ve İnci, 1989; Orti et al., 2002). Bu birim ile birlikte havza içerisindeki açık/yarı açık gölsel sistem büyük ölçüde ortadan kalkmış, yerini sığ ve yüksek buharlaşmalı evaporitik düzlüklere bırakmıştır (Orti et al., 2002). Bu nedenle Kirmir Formasyonu, Beypazarı Neojen Havzası'nın sedimanter evrimindeki son büyük çökelim aşamasını temsil etmektedir (Helvacı ve İnci, 1989). Aynı zamanda evaporit kalınlığındaki artış, havzanın dış drenaj bağlantısının büyük ölçüde sınırlandığını ve ileri düzeyde hidrokimyasal kapanım koşullarının gelişmiş olabileceğini düşündürmektedir (Orti et al., 2002).

4.2.7 Kuvaterner Alüvyonları

Kuvaterner alüvyonları, Beypazarı Havzası'nın en genç çökellerini oluşturmakta olup başta Kirmir Çayı ve ona bağlı yan dere sistemleri boyunca yaygın olarak gözlenmektedir (Akyürek vd., 1982; Yağmurlu vd., 1988).

Birim, çakıl, kum, silt ve kil boyutundaki tutturulmamış veya zayıf tutturulmuş malzemelerden oluşmakta ve çalışma alanındaki tüm yaşlı birimler üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Alüvyonları oluşturan malzemeler, havza çevresinde yüzeylenen metamorfik kayalar, granitoidler, ofiyolitik kayalar, karbonatlı birimler ve Neojen yaşlı havza çökellerinin aşınmasıyla türemiştir. Günümüzde de çökelişi devam eden bu birimler, akarsu yatakları, taşkın düzlükleri ve yerel alüvyal yelpazeler boyunca gelişmekte olup Beypazarı Havzası'nın güncel jeomorfolojik evrimini ve aktif yüzey süreçlerini yansıtmaktadır (Helvacı ve İnci, 1989; Koral, 2019).



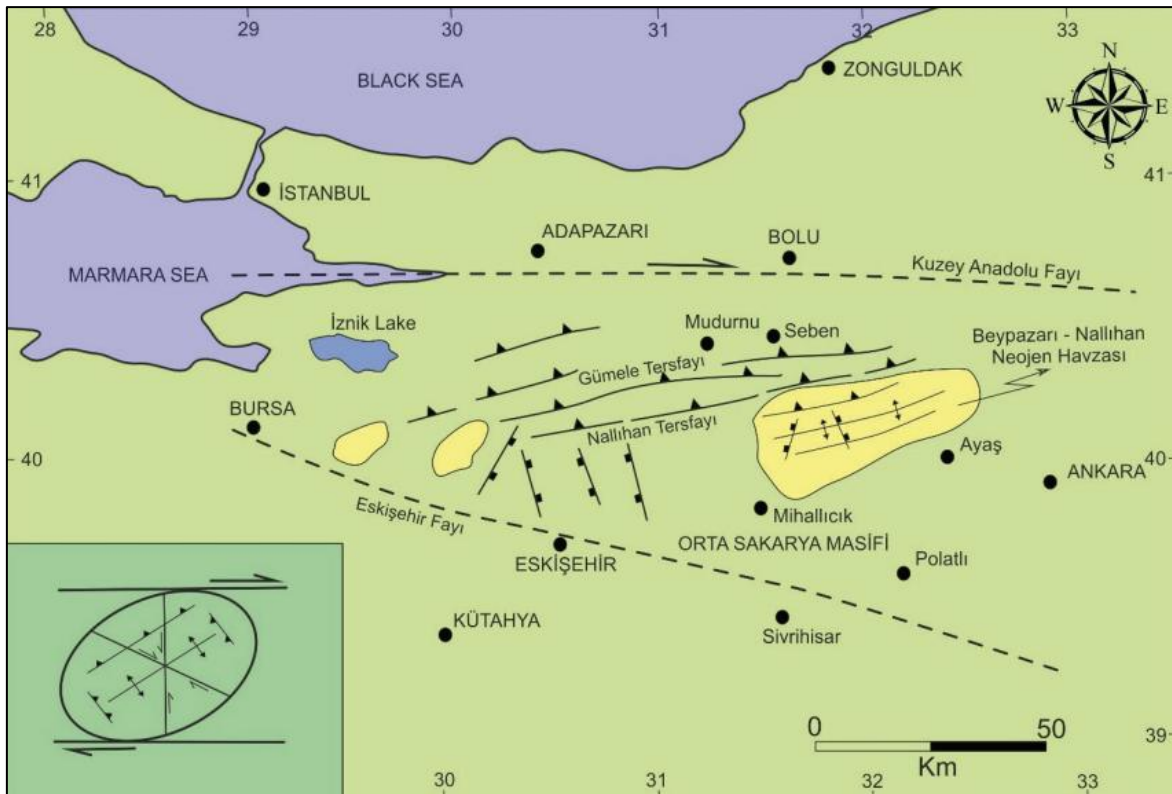
Şekil 4.20: Beypazarı Trona Havzası'nda GB–KD doğrultusunda gerçekleştirilen sondajların korelasyonu; temel kayalar ile Neojen birimler arasındaki stratigrafik ilişkiler ve Hırka Formasyonu içerisinde gelişen trona seviyelerinin yanal sürekliliği

5. YAPISAL JEOLojİ

Beyşehir Havzası ve yakın çevresi, kuzeybatı Orta Anadolu'da Sakarya Zonu ile İzmir–Ankara–Erzincan kenet kuşağının mekânsal ve genetik etkileşim alanında konumlanmakta olup, çok evreli bir orojenik ve neotektonik evrimin ürünüdür. Bölge, Alp–Himalaya orojenik kuşağının bir parçası olarak Geç Mesozoyik–Erken Senozoyik boyunca Neo-Tetis'in kapanmasına bağlı yakınsama süreçlerinden etkilenmiş; bu süreçler sonucunda Sakarya Zonu'nun Triyas öncesi metamorfik temeli, Karakaya Kompleksi ve üzerleyen Jura–Senozoyik örtü istifisiyle birlikte karmaşık bir tektono-stratigrafik mimari gelişmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Tüysüz, 1999; Göncüoğlu, 2010). Bu temel mimari, Neojen havza gelişiminin kalıtsal yapısal zeminini oluşturmuş ve Beyşehir Havzası'nın geometrisi ile deformasyon tarzını belirleyen başlıca denetleyici unsur olmuştur.

Beyşehir Havzası, Neojen boyunca Sakarya Zonu içerisinde gelişmiş çöküntü havzası olup, metamorfik, ofiyolitik ve granitoid bileşenlerden oluşan heterojen bir temel üzerine uyumsuz olarak yerleşmiştir. Özellikle Geç Kretase yaşlı Beyşehir granitoidi ve ilişkili derinlik kayalar, havza tabanının mekanik davranışını belirleyen rijit bloklar olarak değerlendirilmekte; bu blokların önceden var olan kırık sistemleri Neojen tektoniği sırasında yeniden aktive edilerek havza kenarı faylarının gelişiminde önemli rol oynamaktadır (Helvacı et al, 2014; Gülyüz vd., 2020). Bu bağlamda Beyşehir Havzası'nın yalnızca Neojen gerilme rejiminin ürünü olmadığı, aksine daha yaşlı orojenik yapılar üzerine yerleşmiş kalıtsal kontrollü bir tektono-sedimanter sistem olduğu açıktır.

Beyşehir Havzası'nın gelişimi, Erken Miyosen'de başlayan ve Miyosen boyunca devam eden ekstansiyonel tektonik rejimin kontrolünde gerçekleşmiştir. Bu evrede havza, kuzey ve güney sınırları boyunca gelişen büyüme fayları ile sınırlanan asimmetrik bir yarı-graben karakteri kazanmıştır. Tortul dolgu kalınlığındaki belirgin yanal değişimler, fasiyes dağılımlarının fay kontrollü olması ve alüvyon yelpazesi–akarsu–gölsel sistemlerin birlikte bulunması, çökelmenin sinsedimanter faylanma ile eş zamanlı olarak gerçekleştiğini göstermektedir (İnci vd., 1988; Yağmurlu vd., 1988; Helvacı ve İnci, 1989). Bu süreçte özellikle kuzey kenar faylarının daha etkin olması, havzanın asimmetrik subsidans karakterini belirlemiş ve sedimanter dolgunun kuzey kesimlerde kalınlaşmasına neden olmuştur. Bölgesel tektonik çerçeve ve Beyşehir Havzası'nın Kuzey Anadolu Fay Zonu ile ilişkisi Şekil 5.1'de sunulmuştur.



Beyşehir fleksürü (monoklinali), bu deformasyonun en belirgin morfostrüktürel ifadesi olup, yaklaşık doğu-batı uzanımlı eksen ve güney kanadın yüksek eğimli, kuzey kanadın ise daha düşük eğimli olması, yönelmiş bir sıkışma rejimini yansıtmaktadır (Siyako, 1983; Helvacı, 2010). Bu yapı, havzanın klasik anlamda yalnızca bir çöküntü alanı değil, aynı zamanda kısmen terslenmiş (inverted) bir Neojen havzası olduğunu göstermektedir.

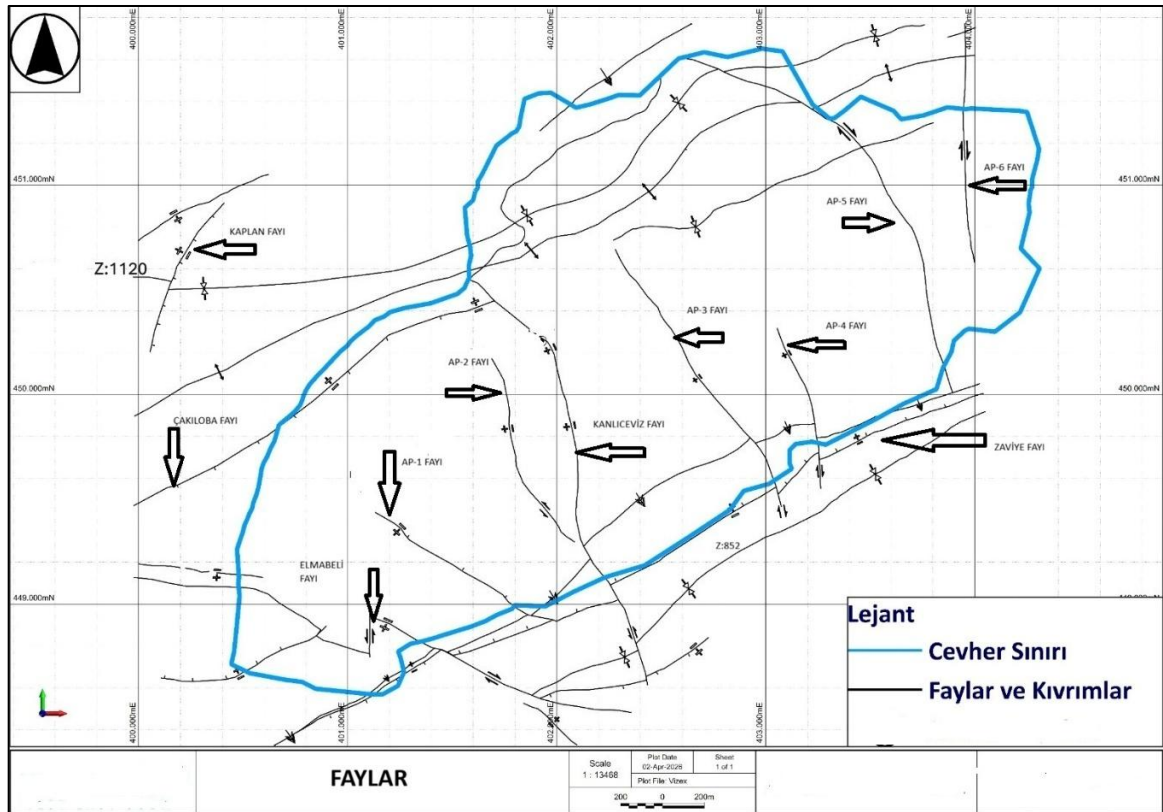
Sıkışma rejiminin yönelimi ve kinematiği üzerine yapılan güncel çalışmalar, Beyşehir Havzası'nın bölgesel ölçekte aktif bir kontraksiyon alanı içerisinde yer alabileceğini göstermektedir. Özellikle Beyşehir kör bindirme kuşağı olarak tanımlanan yapı, fay yayılım kıvrımları ve kör bindirmelerden oluşan bir deformasyon zonu olup, Kuzey Anadolu Fayı (KAF), Eskişehir Fay Zonu ve Kırıkkale–Erbaa Fay Zonu arasında gelişen Kuzeybatı Orta Anadolu kontraksiyonel alanının önemli bir bileşenidir (Seyitoğlu et al., 2017; Esat et al., 2021).

Bu durum, havzada gözlenen Pliyosen sonrası deformasyonun yalnızca pasif bir sıkışma evresi değil, günümüzde de etkisini sürdüren aktif bir neotektonik sürecin sonucu olduğunu göstermektedir. Bölgedeki Neojen yaşlı havza kayaçlarında gelişen kıvrımlar Şekil 5.2'de sunulmuştur.



Şekil 5.2: Bölgedeki Neojen havza kayaçlarında gözlenen kıvrımlar
(UTM: 36N 402990,83 / 4451570,86)

Sonuç olarak Beypazarı Havzası'nın tektonik evrimi, Erken Miyosen'de başlayan fay kontrollü ekstansiyonel havza gelişimi ile bunu izleyen Geç Miyosen–Pliyosen kontraksiyonel deformasyon evresinin üst üste binmesiyle açıklanabilir. İlk evrede sinsedimanter faylanma ile kontrol edilen asimetrik subsidans, gölsel–karasal istiflerin ve ekonomik öneme sahip trona yataklarının oluşumuna zemin hazırlamış; ikinci evrede ise bu havza yapısı terslenerek kıvrım ve bindirmelerle yeniden şekillenmiştir. Bu çok evreli tektonik gelişim, Beypazarı Havzası'nı basit bir Neojen çöküntü alanından ziyade, kalıtsal yapılarla denetlenen ve neotektonik süreçlerle yeniden şekillenen kompleks bir tektonosedimanter sistem olarak tanımlamayı gerektirmektedir (İnci vd., 1988; Helvacı vd., 1989; Yağmurlu vd., 1988; Seyitoğlu et al., 2017). Çalışma alanında gözlenen yapısal unsurlar başlıca kıvrımlar, ters faylar ve oblik atımlı faylardan oluşmaktadır. Bu yapılar havza geometrisinin gelişiminde ve trona mineralizasyonunun dağılımında önemli rol oynamıştır. Çalışma alanında belirlenen başlıca fay sistemleri aşağıda ayrıntılı olarak açıklanmıştır.



Şekil 5.3: Trona cevher sınırı içinde gözlenen faylar (Eti Soda A.Ş., 2024)

Beyazır trona sahasında cevherleşmenin dağılımını ve havza geometrisini denetleyen çok sayıda fay sistemi bulunmaktadır. Bu yapılar arasında Zaviye, Kanlıceviz, Elmabeli ve Çakılloba fayları başlıca tektonik unsurlar olarak öne çıkmaktadır (Şekil 5.3).

Zaviye Fayı: Trona mineralizasyonunun gelişiminde önemli rol oynayan başlıca yapısal unsurlardan biri olup, trona yatağının güney sınırını oluşturmaktadır. Fay, genel olarak KD–GB doğrultusunda uzanmakta ve yüksek eğimli (80–85°) bir fay düzlemine sahiptir. Mevcut yapısal veriler, Zaviye Fayı'nın ters bileşenli oblik atımlı bir fay karakteri gösterdiğine işaret etmektedir. Fay boyunca gözlenen yer değiştirme miktarı yaklaşık 40–50 m'ye ulaşmakta olup, fay zonu içerisinde ana yapıya paralel gelişmiş ikincil kırıklar ve küçük ölçekli faylar da yaygın olarak izlenmektedir. Arazide gözlenen mevcut kinematik göstergeler, kuzey bloğun göreceli olarak yükseldiğini, güney bloğun ise aşağıya hareket ettiğini göstermektedir (Şekil 5.4). Fayın Elmabeli Fayı ile kesişiminden sonra devamlılığı boyunca kinematik karakterinde değişimler gözlenmektedir. Ayrıca Zaviye Fayı'nın Pliyosen yaşlı birimleri de kesmesi, fay aktivitesinin Pliyosen sonrasında da devam ettiğini ve dolayısıyla yapının Pliyosen'den daha genç olduğunu göstermektedir.

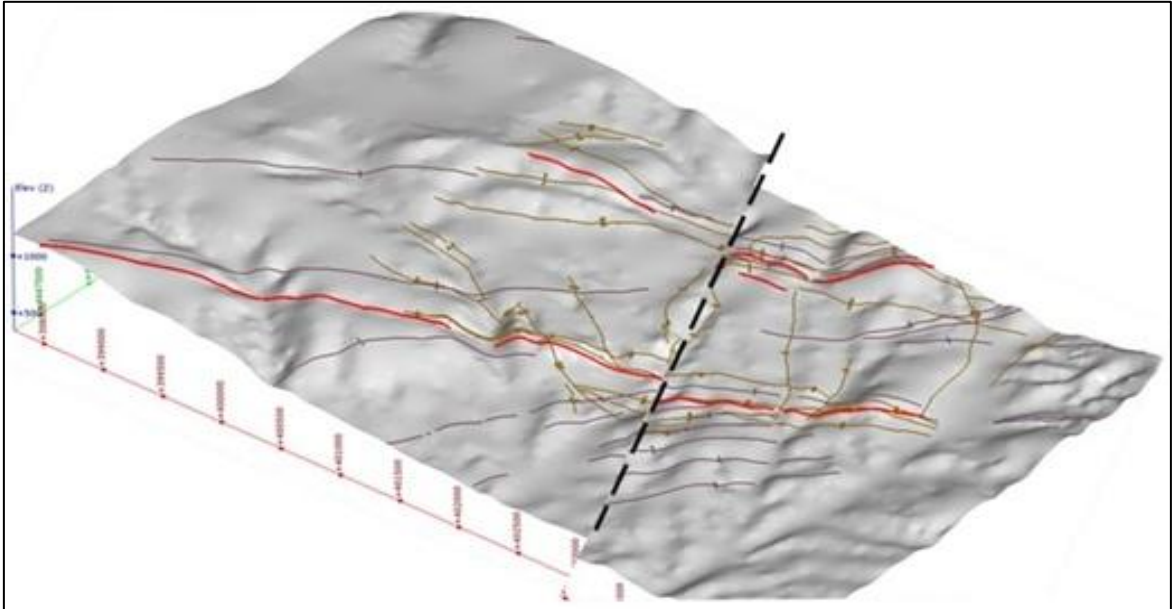


Şekil 5.4: Akpınar Formasyonu ile Hırka Formasyonu arasında gelişen Zaviye ters fayı (UTM: 36N 402748,95 / 4449182,50)

Kanlıceviz Fayı: Kayakıran ve Çelik (1986) tarafından ters bileşenli yırtılma fayı olarak tanımlanmış olup, trona üretim sahasını doğu ve batı olmak üzere iki ana yapısal sektöre ayıran önemli bir tektonik unsurdur. Fayın doğusunda yer alan bölüm “Arıseki”, batısında yer alan bölüm ise “Elmabeli” sektörü olarak adlandırılmaktadır. Yapısal veriler, fay boyunca doğu bloğun göreceli olarak aşağıya hareket ettiğini, batı bloğun ise yükseldiğini göstermektedir.

Yaklaşık 2 km uzunluğa sahip olan Kanlıceviz Fayı, Zaviye Fayı ile kesişim noktasında Zaviye Fayı üzerinde yaklaşık 100 m’lik kuzey–güney yönlü bir ötelenmeye neden olmuştur. Fayın düşey atımı yaklaşık 80–90 m olup, fay düzlemi 60–70° eğimlidir (Şekil 5.5).

Kanlıceviz Fayı’nın Zaviye Fayı’nı kesmesi ve onun üzerinde belirgin bir yer değiştirmeye neden olması, bu fayın Zaviye Fayı’ndan daha genç olduğunu göstermektedir. Ayrıca, yapısal ilişkiler fay aktivitesinin Pliyosen sonrasında da devam ettiğine işaret etmekte olup, fayın yaşının Pliyosen’den daha genç olduğu değerlendirilmektedir (Kayakıran ve Çelik, 1986).



Şekil 5.5: Elmabeli ve Arıseki sektörlerini birbirinden ayıran Kanlıceviz Fayı’nı gösteren blok diyagram (Eti Soda A.Ş., 2024)

Elmabeli Fayı: Elmabeli Deresi boyunca izlenebilen ve Zaviye Fayı'nı kesen ikincil bir tektonik yapı olarak tanımlanmaktadır. Fay düzlemine ait morfolojik ve yapısal göstergeler özellikle güney kesimlerde belirgin olarak gözlenirken, trona yatağı içerisinde fayın devamlılığı net bir şekilde izlenememektedir. Mevcut verilere göre fayın atımının yaklaşık 5–10 m olduğu tahmin edilmektedir. Yapısal ilişkiler, Elmabeli Fayı'nın Zaviye Fayı'nı yaklaşık 60–70 m doğrultu boyunca ötelediğini göstermektedir. Bununla birlikte, fayın derinlere devamlılığı ve trona seviyeleri ile olan ilişkisi mevcut jeolojik ve sondaj verileri ışığında kesin olarak ortaya konulamamıştır.

Çakıloba Fayı: Çakıloba Köyü'nün güneyinde gözlenen senklinal ve antiklinal eksenleri ile yapısal olarak ilişkili bir fay sistemidir. Bölgedeki senklinal ve antiklinal eksenleri kuzeydeki fay sistemine paralel olarak KD–GB doğrultusunda uzanırken, Zaviye Köyü'nün kuzeyinde gözlenen antiklinal eksenini de Zaviye Fayı'na paralel bir yönelim sunmaktadır. Trona mineralizasyonu, bu yapısal unsurlar tarafından denetlenen ve faylarla sınırlandırılmış iki antiklinal yapı arasında gelişmiştir. Çakıloba Fayı, Çakıloba Köyü'nün kuzeybatısında kıvrımlı bir deformasyon kuşağı boyunca izlenmekte olup, önceki çalışmalarda bindirme fayı olarak tanımlanmıştır (Kayakıran ve Çelik, 1986). Fayın yaklaşık 15–20 m atıma sahip olduğu belirlenmiş olup, fay düzlemi arazide yalnızca sınırlı bir alanda gözlenebilmektedir (Şekil 5.6). Bu nedenle fayın geometrisi ve sürekliliği hakkında ayrıntılı gözlemsel veriler sınırlıdır (Kayakıran ve Çelik, 1986).



Şekil 5.6: Çakıloba Fayı (UTM: 36N 400789,93 / 4450298,09)

6. PALİNOLOJİ

6.1. Hırka Formasyonu'nun Palinoflorası

Beypazarı Havzası'nda Hırka Formasyonu üzerine gerçekleştirilen en kapsamlı palinolojik çalışma Kayseri-Özer (2024) tarafından gerçekleştirilmiştir. Bu çalışma kapsamında organik maddece zengin kilitaşı, çamurtaşı ve bitümlü şeyl seviyelerinden elde edilen palinolojik veriler kullanılarak formasyonun biyostratigrafik özellikleri, paleovejetasyon yapısı ve paleoiklimsel koşulları değerlendirilmiştir. Bölgede palinolojik verilere dayalı ayrıntılı biyostratigrafik çalışmaların sınırlı olması nedeniyle, Hırka Formasyonu'na ilişkin yaşlandırma ve paleoçevresel yorumlar büyük ölçüde bu çalışmanın sonuçlarına dayanmaktadır. Kayseri-Özer (2024) tarafından tanımlanan palinoflora, sporlar, gymnosperm ve angiosperm polenlerinden oluşan oldukça zengin ve çeşitli bir topluluk ile temsil edilmektedir. Spor toplulukları içerisinde özellikle Polypodiaceae, Davalliaceae, Osmundaceae, Sphagnaceae ve Selaginellaceae üyelerine ait taksonlar yaygın olarak belirlenmiştir.

Bu sporların özellikle istifin orta ve üst seviyelerinde artış göstermesi, çökelme sürecinin belirli evrelerinde nemli ortam koşullarının geliştiğini göstermektedir. Buna karşılık trona oluşumunun gözlemlendiği seviyelerde bataklık ve nemli ortamları temsil eden sporların belirgin şekilde azalması veya ortadan kalkması, çökelme ortamında kuraklaşma ve artan evaporasyon süreçlerinin etkili olduğunu düşündürmektedir. Gymnosperm polenleri tüm istif boyunca yüksek oranlarda temsil edilmektedir. Özellikle *Abies*, *Picea*, *Pinus*, *Cedrus*, *Cathaya*, *Cupressaceae* ve *Sequoia* gibi taksonların varlığı, havza çevresinde orta ve yüksek yükseltili alanlarda gelişen geniş iğne yapraklı ormanların bulunduğunu göstermektedir. Mikrotermik ve mezo-mikrotermik karakterli bu taksonlar, Miyosen boyunca havza çevresinde topoğrafik farklılaşmanın bulunduğuna ve yükseltiye bağlı vejetasyon kuşaklarının geliştiğine işaret etmektedir. Özellikle *Cathaya*'nın göreceli olarak yüksek temsil oranları, Neojen boyunca Anadolu'da yaygın olarak görülen sıcak-ılıman orman elemanlarının Beypazarı Havzası'nda da önemli bir bileşen olduğunu göstermektedir. Palinolojik topluluklar içerisinde akarsu ve göl kenarı ortamlarını temsil eden riparyan elementler önemli bir yer tutmaktadır. *Ulmus*, *Zelkova*, *Alnus*, *Carya*, *Myrica*, *Salix* ve *Acer* gibi taksonların istif boyunca sürekli olarak gözlenmesi, çökelme alanının çevresinde gelişmiş akarsu sistemlerinin ve kıyasal orman topluluklarının bulunduğunu ortaya koymaktadır.

Bu toplulukların bazı seviyelerde artış göstermesi, göl seviyesindeki değişimler ve dönemsel yağış artışları ile ilişkili olarak değerlendirilmiştir. Hırka Formasyonu'nun en dikkat çekici palinofloral özelliği, zengin angiosperm polen toplulukları içermesidir. Kayseri-Özer (2024) tarafından tanımlanan palinoflora içerisinde *Engelhardia*, *Platycarya*, *Symplocaceae*, *Elaeagnaceae*, *Reevesia*, *Mastixiaceae*, *Sapotaceae* ve çeşitli *Fagaceae* üyeleri gibi günümüzde çoğunlukla sıcak-ılıman ve nemli iklim kuşaklarında yaşayan taksonlar yer almaktadır. Bu taksonlar aynı zamanda Anadolu'nun Erken ve Orta Miyosen florasının karakteristik elemanları arasında kabul edilmektedir.

Özellikle *Engelhardia* (*Momipites punctatus*), *Platycarya* ve *Symplocaceae* temsilcileri hem biyostratigrafik hem de paleoiklimsel açıdan önemli göstergeler olarak değerlendirilmektedir. Geniş yapraklı yaprak döken ve herdem yeşil orman elemanları da palinoflora içerisinde önemli bir yer tutmaktadır. *Quercus*, *Fagus*, *Castanea*, *Liquidambar*, *Tilia*, *Betula*, *Carpinus*, *Corylus*, *Ilex* ve *Pterocarya* gibi taksonlar havza çevresinde gelişen karma orman topluluklarının varlığını göstermektedir. Bu toplulukların bileşimi, günümüz Akdeniz ikliminden daha nemli ve daha düşük mevsimselliğe sahip sıcak-ılıman iklim koşullarını işaret etmektedir.

Palinolojik topluluğun genel bileşimi değerlendirildiğinde, Hırka Formasyonu'nun depolandığı dönemde Beypazarı Havzası'nın iğne yapraklı dağ ormanları, geniş yapraklı karma ormanlar, akarsu kenarı vejetasyonu, bataklık toplulukları ve açık alan bitkilerinden oluşan mozaik karakterli bir peyzaja sahip olduğu anlaşılmaktadır. Gymnosperm ve nemcil angiosperm taksonlarının yüksek çeşitliliği sıcak-ılıman ve nispeten nemli iklim koşullarını desteklerken, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*-*Amaranthaceae* ve diğer otsu elementlerin varlığı dönemsel kuraklaşma evrelerinin de yaşandığını göstermektedir.

Biyostratigrafik açıdan değerlendirildiğinde, Hırka Formasyonu içerisinde tanımlanan *Engelhardia*, *Platycarya*, *Symplocaceae*, *Mastixiaceae*, *Sapotaceae* ve diğer Neojen karakterli taksonlar formasyonun Orta-Geç Miyosen yaşını desteklemektedir. Bu palinolojik topluluk, Anadolu'nun Langiyen-Serravalliyen yaşlı diğer florası ile büyük benzerlik göstermekte olup Beypazarı Havzası'nın Neojen gelişiminin bölgesel ölçekteki paleoiklimsel ve paleovejetasyonel değişimlerle uyumlu olduğunu ortaya koymaktadır (Kayseri-Özer, 2024).

Sonuç olarak Kayseri-Özer (2024) tarafından ortaya konulan palinolojik veriler, Hırka Formasyonu'nun yaşlandırılması yanında Beypazarı Havzası'nda trona oluşumuna eşlik eden paleoçevresel koşulların anlaşılmasında temel veri kaynağını oluşturmaktadır.

Elde edilen sonuçlar, Miyosen boyunca bölgede sıcak-ılıman iklim koşullarının hâkim olduğunu, ancak göl seviyesindeki değişimlere bağlı olarak dönemsel kuraklaşma ve evaporasyon süreçlerinin de etkili olduğunu göstermektedir. Hırka Formasyonu'ndan tanımlanan seçilmiş palinomorflara ait mikrofotograflar Şekil 6.1'de sunulmuştur.

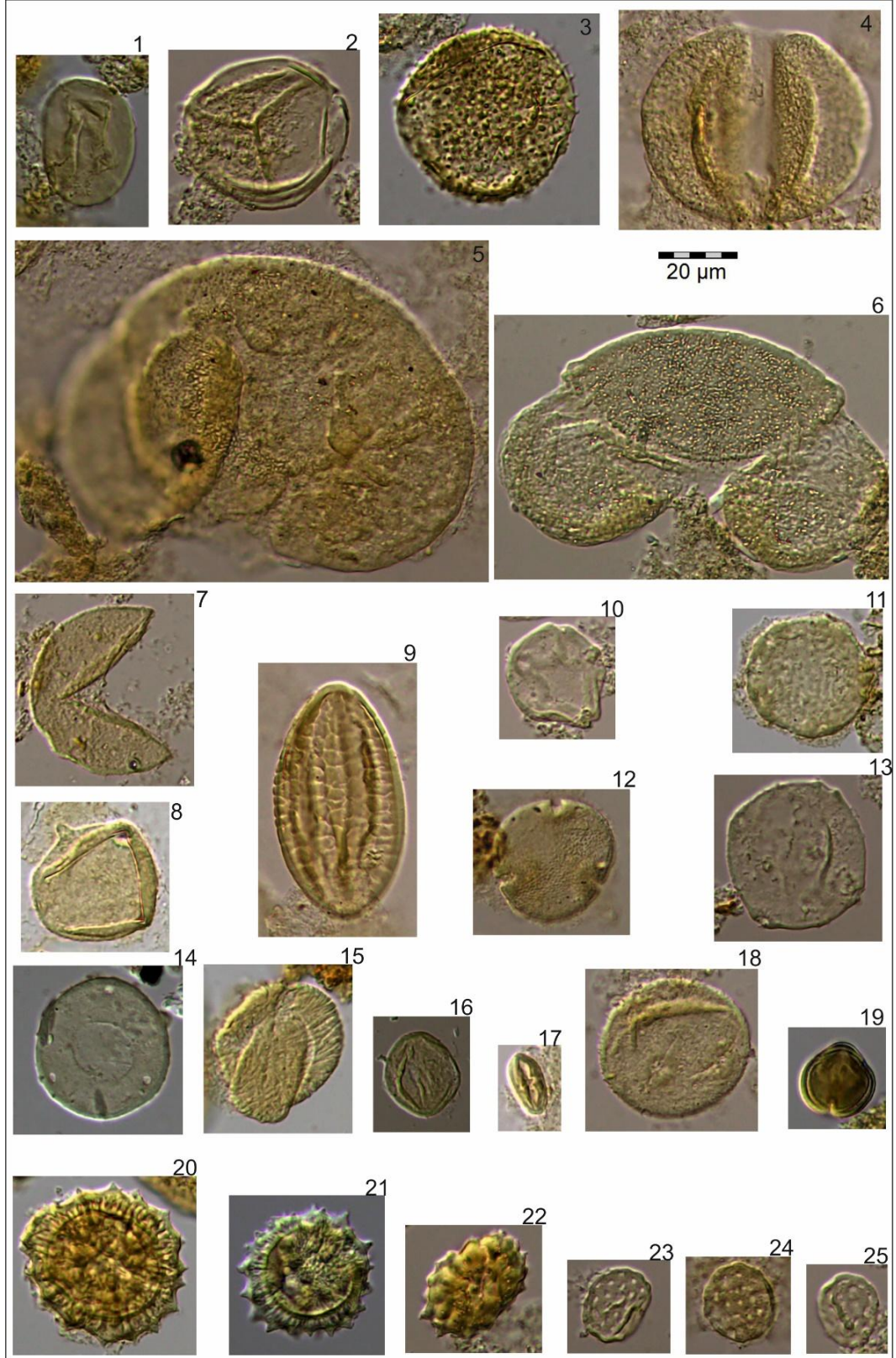
6.2. Hırka Formasyonu'nun Paleoiklim - Paleovejetasyonu

Beypazarı Havzası'nda Hırka Formasyonu'nun paleoiklimsel ve paleovejetasyonel özellikleri Kayseri-Özer (2024) tarafından palinolojik veriler ve Coexistence Approach yöntemi kullanılarak değerlendirilmiştir. Elde edilen sonuçlar, havzanın Orta Miyosen boyunca sıcak-ılıman iklim koşulları altında gelişen karma bir vejetasyon yapısına sahip olduğunu göstermektedir.

Palinolojik topluluklar; iğne yapraklı ormanlar, geniş yapraklı yaprak döken ormanlar, akarsu kenarı vejetasyonu, bataklık bitkileri ve açık alan-step elemanlarından oluşan mozaik karakterli bir peyzaja işaret etmektedir. *Abies*, *Picea*, *Pinus*, *Cedrus*, *Cathaya* ve Cupressaceae gibi gymnosperm taksonlarının yaygınlığı, havza çevresinde orta ve yüksek topoğrafyalı alanların bulunduğunu ve bu alanlarda serin koşulları tercih eden iğne yapraklı ormanların geliştiğini göstermektedir. Buna karşılık *Engelhardia*, *Platycarya*, Symplocaceae, Sapotaceae, *Reevesia* ve çeşitli Fagaceae üyeleri gibi sıcak-ılıman koşulları tercih eden angiosperm taksonları, bölgenin genel olarak ılıman ve nemli bir iklim etkisi altında bulunduğunu ortaya koymaktadır.

Sayısal iklim analizleri, Hırka Formasyonu'nun depolanması sırasında ortalama yıllık sıcaklığın (MAT) yaklaşık 16.5 °C, en soğuk ay sıcaklığının (CMT) 6.9 °C, en sıcak ay sıcaklığının (WMT) 25.9 °C ve yıllık yağış miktarının (MAP) yaklaşık 1082 mm olduğunu göstermektedir. Bu değerler, Beypazarı Havzası'nda Hırka Formasyonu öncesinde çökelmiş olan Çoraklar Formasyonu için hesaplanan iklimsel değerlerle karşılaştırıldığında, Langiyen döneminde daha serin ve daha kurak koşulların geliştiğini ortaya koymaktadır. Kayseri-Özer (2024), bu değişimi Burdigaliyen sonlarından itibaren Anadolu genelinde gözlenen iklimsel dönüşümün bir parçası olarak değerlendirmiştir.

Palinolojik veriler ve sayısal iklim sonuçları birlikte değerlendirildiğinde, Hırka Formasyonu'nun çökelimi sırasında sıcak-ılıman iklim koşullarının egemen olduğu anlaşılmaktadır. Bununla birlikte *Artemisia*, *Chenopodiaceae*-*Amaranthaceae* ve diğer otsu-step elemanlarının varlığı, iklimin tamamen nemli olmadığını ve mevsimselliğe bağlı kurak dönemlerin yaşandığını göstermektedir. Özellikle trona seviyelerinde step elemanlarının belirgin artışı, iklimdeki kuraklaşmanın maksimum seviyeye ulaştığını ortaya koymaktadır. Trona oluşumunun gerçekleştiği seviyelerde hesaplanan iklim parametreleri, ortalama yıllık sıcaklığın yaklaşık 15.9 °C'ye, yıllık yağış miktarının ise yaklaşık 944 mm'ye düştüğünü göstermektedir. Sıcaklık değerlerinde önemli bir değişim gözlenmezken yağış miktarındaki belirgin azalma, trona oluşumunu kontrol eden temel çevresel faktörlerden biri olarak değerlendirilmiştir. Aynı seviyelerde gözlenen jips gülleri, pirit nodülleri ve *Botryococcus* varlığı da yüksek buharlaşma oranları ile ilişkili evaporitik koşulları desteklemektedir. Bataklık ve sulak alanları temsil eden spor ve polen toplulukları, çökelme alanında sürekli bir su varlığına işaret etmekle birlikte, *Sparganium* gibi yüksek su seviyelerini tercih eden bitkilerin düşük oranlarda temsil edilmesi, göl ve bataklık sistemlerinin sığ karakterli olduğunu göstermektedir. Buna karşın *Alnus*, *Salix*, *Ulmus*, *Zelkova* ve *Acer* gibi akarsu kenarı elementlerin varlığı, yağışlı dönemlerde havzanın akarsular tarafından beslendiğini ve göl seviyesinin zaman zaman yükseldiğini ortaya koymaktadır. Bu durum, Beypazarı Havzası'nda iklimsel dalgalanmalara bağlı olarak değişen göl-bataklık sistemlerinin varlığını göstermektedir. Kayseri-Özer (2024), Hırka Formasyonu'nun üst seviyelerine doğru yağış miktarında kademeli bir azalma yaşandığını ve bu eğilimin Serravalliye'nin yaşlı Karadoruk Formasyonu boyunca da devam ettiğini belirtmiştir. Karadoruk Formasyonu için hesaplanan yaklaşık 922 mm'lik yıllık yağış değeri, Orta Miyosen boyunca bölgesel kuraklaşmanın giderek arttığını göstermektedir. Buna rağmen sıcaklık değerlerinin büyük ölçüde korunması, Beypazarı Havzası'nda iklimsel değişimin esas olarak nemlilikteki azalma ile karakterize olduğunu ortaya koymaktadır. Sonuç olarak Kayseri-Özer (2024)'ün palinolojik ve sayısal iklim verileri, Beypazarı Havzası'nda Erken Langiyen'den Serravalliye'ye kadar geçen süreçte sıcak-ılıman iklim koşullarının sürdüğünü, ancak yağış miktarının giderek azaldığını göstermektedir. Bu süreç boyunca havza çevresinde iğne yapraklı dağ ormanları, geniş yapraklı karma ormanlar, akarsu kenarı toplulukları ve açık step alanlarından oluşan mozaik bir vejetasyon gelişmiş; kuraklaşmanın maksimum seviyeye ulaştığı evrelerde ise evaporitik koşulların etkisiyle trona oluşumu gerçekleşmiştir.



Şekil 6.1: Beypazarı Trona Sahası örneklerine ait seçilmiş bazı palinomorfların fotoğrafları (1. *Laevigatosporites haardti*; 2. *Stereisporites* spp.; 3. *Baculatisporites* spp.; 4. *Cathaya*; 5. *Abies*; 6. Pinaceae-*Pinus silvestris* tip; 7. Cupressaceae; 8. *Sequoia*; 9. Ephedraceae; 10. *Alnus*; 11. *Ulmus*; 12. *Tilia*; 13. *Carpinus*; 14. *Carya*; 15. *Acer*; 16. *Quercus* evergreen tip. (*Tricolpopollenites densus*); 17. *Castanea*; 18. *Fagus*; 19. *Artemisia*; 20-22. Asteraceae-Asteroideae tip; 23-25. Chenopodiaceae/Amaranthacea)

7. SEDİMANTOLOJİ

7.1 Litofasiyesler ve Fasiyes Toplulukları

Hırka Formasyonu içerisinde gerçekleştirilen sedimantolojik incelemeler ile E-171R, E-162, AR-82, DH-01 ve AR-66 sondaj loglarının değerlendirilmesi sonucunda sekiz temel litofasiyes ve bu litofasiyeslerin temsil ettiği dört fasiyes topluluğu ayırt edilmiştir. Litofasiyeslerin tanımlanmasında litoloji, renk, tane boyu, tabakalanma özellikleri, laminasyonların korunma durumu, organik madde içeriği, karbonat–evaporit mineral birliktelikleri ve volkanoklastik ara seviyeler dikkate alınmıştır.

Bu litofasiyesler, Hırka Formasyonu’nun kapalı havza karakterine sahip, kimyasal olarak gelişmiş, yüksek alkaliniteli ve zaman zaman meromiktik özellik kazanan bir göl sistemi içerisinde çökelediğini göstermektedir. Beypazarı trona yatağı için önceki çalışmalarda trona seviyelerinin Hırka Formasyonu’nun alt kesimlerinde bitümlü şeyl, kiltası ve dolomitik çamurtaşı ile ardalanmalı olduğu; trona düzeylerinin merceksel geometri sunduğu ve çok sayıda trona paketi içerdiği belirtilmiştir (Helvacı ve İnci, 1989; Helvacı, 2025).

7.1.1 Litofasiyesler

LF-1. Bitümlü Şeyl Litofasiyesi

Bu litofasiyes koyu gri, siyahımsı gri ve yer yer kahverengimsi siyah renkli, ince lamine ve organik maddece zengin şeyllerden oluşmaktadır. Litofasiyes içerisinde laminasyonların belirgin şekilde korunmuş olması, çökelim sırasında biyotürbasyonun son derece sınırlı olduğunu göstermektedir. Laminasyonların bozulmadan korunması, bentik organizma faaliyetinin düşük olduğu ve dip sularında oksijen seviyesinin önemli ölçüde azaldığı koşullara işaret etmektedir. Bu özellikler düşük enerjili gölsel ortamlarda çökelmiş organik maddece zengin sedimanların tipik karakteristikleri olarak kabul edilmektedir (Talbot and Kelts, 1990; Carroll and Bohacs, 1999). Bitümlü şeyl düzeyleri çoğunlukla trona ve lamine kiltası–çamurtaşı litofasiyesleri ile ardalanmalı olarak bulunmaktadır. Bu durum göl sisteminde hidrokimyasal koşulların zaman içerisinde değiştiğini ve organik madde birikimi ile kimyasal çökelimin birbirini izleyen süreçler şeklinde geliştiğini göstermektedir. Organik maddece zengin gölsel çökeller genellikle yüksek biyolojik üretkenlik, düşük dip suyu oksijenasyonu ve sınırlı su dolaşımının birlikte etkili olduğu ortamlarda gelişmektedir (Dean and Fouch, 1983; Cohen, 2003).

Bitümlü şeyllerin yaygınlığı, Hırka Formasyonu çökelişi sırasında gölün önemli dönemlerde derin ve stratifiye bir karakter kazandığını göstermektedir. Özellikle uzun süreli su kolonu tabakalaşmasının geliştiği meromiktik göllerde, yüzey ve dip suları arasında yoğunluk farkına bağlı olarak kalıcı bir ayrım oluşmakta ve dip sularında anoksik koşullar gelişmektedir. Bu durum organik maddenin korunmasını kolaylaştırmakta ve bitümlü şeyl oluşumunu desteklemektedir (Talbot and Kelts, 1990; Bohacs et al., 2000).

Bu nedenle LF-1 litofasiyesi, Hırka Formasyonu içerisinde derin, düşük enerjili, oksijence fakir ve meromiktik özellik gösteren göl tabanı çökelimlerini temsil etmektedir. Bitümlü şeyller aynı zamanda trona oluşumundan önce ve sonra gelişen göl evrelerinin önemli kayıtlarını oluşturmaktadır (Şekil 7.1).



Şekil 7.1: LF-1 bitümlü şeyl litofasiyesine ait sondaj karot görüntüleri

LF-2. Laminalı Kıltaşı – Çamurtaşı Litofasiyesi

Bu litofasiyes açık gri, yeşilimsi gri, sarımsı gri ve kahverengimsi gri renklerde ince taneli kıltaşı ve çamurtaşlarından oluşmaktadır. Litofasiyes boyunca ince ve düzenli laminasyonların yaygın olarak korunmuş olması, çökelişin düşük enerjili gölsel koşullar altında gerçekleştiğini göstermektedir. Laminasyonların sürekliliği, çökeliş sırasında taban akıntılarının ve biyotürbasyonun oldukça sınırlı olduğunu düşündürmektedir.

İnce taneli kırıntılı malzemenin askıda taşınarak çökmesi sonucu oluşan bu tür sedimanlar, genellikle derin veya orta derinlikteki gölsel sistemlerde yaygın olarak gelişmektedir (Talbot and Kelts, 1990; Cohen, 2003). Bazı seviyelerde organik madde miktarının artması ve bitümlü şeyl litofasiyesine dereceli geçişlerin gözlenmesi, göl tabanındaki oksijenlenme koşullarının zaman içerisinde değiştiğini göstermektedir. Organik maddece zenginleşen seviyeler, su kolonu stratifikasyonunun güçlendiği ve dip sularında oksijen seviyelerinin azaldığı dönemleri yansıtmaktadır. Buna karşılık daha açık renkli ve organik madde bakımından fakir seviyeler, göl suyunda daha etkin dolaşımın gerçekleştiği dönemlerle ilişkilendirilebilir (Bohacs et al., 2000).

Laminalı kıltaşı–çamurtaşı seviyelerinin trona ve bitümlü şeyl litofasiyesleriyle ardalanmalı olarak bulunması, Hırka Formasyonu boyunca göl seviyesinde ve göl suyunun kimyasal bileşiminde önemli dalgalanmalar yaşandığını göstermektedir. Bu nedenle LF-2 litofasiyesi, göl sisteminin derinleşme ve kimyasal yoğunlaşma evreleri arasında gelişen geçiş koşullarını temsil etmektedir (Şekil 7.2).



Şekil 7.2: LF-2 laminalı kıltaşı – çamurtaşı litofasiyesine ait sondaj karot görüntüleri

LF-3. Trona Litofasiyesi

Trona litofasiyesi Hırka Formasyonu'nun ekonomik açıdan en önemli ve en karakteristik litofasiyesidir. Litofasiyes masif, tabakalı, merceksel veya kıltaşı–çamurtaşı seviyeleriyle ardalanmalı olarak gözlenmektedir. Sondaj loglarında çok sayıda trona paketi tanımlanmış olup bazı seviyelerin havza boyunca korele edilebildiği görülmektedir. Buna karşın bazı

trona seviyelerinin yanal yönde incelmesi ve mercekşelleşmesi, çökelimin havza genelinde homojen olmadığını göstermektedir (Helvacı ve İnci, 1989).

Trona ($\text{Na}_2\text{H}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), yüksek alkaliniteye sahip kapalı havza göllerinde gelişen kimyasal çökelimlerin tipik ürünlerinden biridir. Klasik evaporit modellerinde trona oluşumu genellikle göl suyunun yoğun buharlaşmaya maruz kalması sonucu çözünmüş Na^+ ve karbonat/bikarbonat iyonlarının derişmesinin bir sonucu olarak açıklanmaktadır (Eugster and Hardie, 1978).

Ancak Beypazarı Havzası'nda gözlenen çok kalın trona seviyeleri, bitümlü şeyller ile olan yakın ilişkileri ve eş zamanlı volkanik faaliyet kayıtları, yalnızca evaporasyon mekanizmasının bu çökelimleri açıklamak için yeterli olmayabileceğini düşündürmektedir.

Hırka Formasyonu içerisinde yaygın olarak gözlenen tüfit düzeyleri ve bölgesel volkanik aktivite, havza suyunun kimyasal evriminde önemli rol oynamış olabilir. Volkanik kül ve alterasyon ürünlerinin göl suyuna Na, alkalinite ve çeşitli çözünmüş iyonlar sağlaması, trona oluşumunu destekleyen temel süreçlerden biri olarak değerlendirilmektedir. Benzer süreçler modern alkali göl sistemlerinde ve Eosen yaşlı Green River Formasyonu'nda da tanımlanmıştır (Eugster and Surdam, 1973; Surdam and Stanley, 1980).

Bitümlü şeyl ve trona seviyelerinin aralanmalı olarak bulunması, göl sisteminin zaman zaman derin ve meromiktik özellikler kazandığını, zaman zaman ise kimyasal yoğunlaşmanın baskın hâle geldiğini göstermektedir. Bu nedenle trona çökeliyi yalnızca göl seviyesinin düşmesiyle açıklanamamalı; tektonik kontrollü subsidans, kimyasal stratifikasyon, volkanik katkılar ve havzaya dışarıdan sağlanan Na bakımından zengin akışkanların birlikte değerlendirilmesi gerekmektedir.

LF-3 litofasiyesi, Hırka Formasyonu içerisinde yüksek alkaliniteli, kapalı drenajlı ve kimyasal çökelimin baskın olduğu göl merkezi ortamlarını temsil etmektedir (Şekil 7.3).



Şekil 7.3: LF-3 trona litofasiyesine ait sondaj karot görüntüleri

LF-4. Dolomitik Çamurtaşı – Dolomikrit Litofasiyesi

Bu litofasiyes açık gri, krem ve bej renkli dolomitik çamurtaşı ve dolomikritlerden oluşmaktadır. Litofasiyes çoğunlukla masif veya ince tabakalı yapı sunmakta olup bazı seviyelerde karbonat miktarı belirgin şekilde artmaktadır. İnce taneli karbonat çamurlarının baskın olması, çökelimin düşük enerjili ve sakin gölssel koşullarda gerçekleştiğini göstermektedir.

Dolomitik çamurtaşları genellikle alkalın ve karbonatça zengin göl sistemlerinde gelişmektedir. Göl suyunun Mg/Ca oranındaki artış, buharlaşma ve göl suyunun kimyasal evrimi dolomit oluşumunu teşvik eden başlıca faktörlerdir (Last, 1990). Özellikle sığ gölssel alanlarda ve karbonat çamur düzlüklerinde dolomitik çökelimler yaygın olarak gelişmektedir.

Hırka Formasyonu içerisindeki dolomitik seviyeler, göl suyunun kimyasal bileşiminin karbonat çökelimine uygun olduğu dönemleri yansıtmakta olup trona çökeliminden önceki veya sonraki kimyasal evrelerle ilişkili görünmektedir. Bu nedenle LF-4 litofasiyesi sığ gölssel karbonat platformları ve karbonat çamur düzlüklerini temsil etmektedir (Şekil 7.4).



Şekil 7.4: LF-4 dolomitik çamurtaşı – dolomikrit litofasiyesine ait sondaj karot görüntüleri

LF-5. Karbonatlı Çamurtaşı Litofasiyesi

Bu litofasiyes kil mineralleri ile karbonat minerallerinin birlikte bulunduğu ince taneli karbonatlı çamurtaşlarından oluşmaktadır. Litolojik geçişler çoğunlukla dereceli olup dolomitik çamurtaşı ve laminalı kiltası litofasiyesleri arasında geçiş özelliği göstermektedir.

Karbonatlı çamurtaşları göl sistemlerinde karbonat üretimi ile kırıntılı sediman girişinin birlikte etkili olduğu dönemleri temsil etmektedir. Bu tür çökelimler genellikle göl seviyesindeki dalgalanmaların arttığı ve göl sisteminin zaman zaman sığlaşmaya başladığı evrelerde gelişmektedir (Talbot and Kelts, 1990). Karbonat ve kil minerallerinin birlikte bulunması, hem kimyasal hem de kırıntılı sedimanasyonun eş zamanlı olarak etkili olduğunu göstermektedir.

Bu litofasiyes, Hırka Formasyonu içerisinde derin gölssel ve sığ gölssel ortamlar arasında gelişen geçiş kuşağını temsil etmekte olup göl seviyesindeki değişimlerin önemli göstergelerinden biridir (Şekil 7.5).



Şekil 7.5: LF-5 karbonatlı çamurtaşı litofasiyesine ait sondaj karot görüntüleri

LF-6. Silttaşı Litofasiyesi

Bu litofasiyes açık gri, sarımsı gri ve yer yer yeşilimsi gri renkli ince taneli silttaşlarından oluşmaktadır. Litofasiyes içerisinde bazı seviyelerde paralel laminasyonlar korunmuş olup, bazı kesimlerde ise masif yapı gözlenmektedir. İnce taneli kırıntılı malzemenin baskın olması, çökelimin düşük ila orta enerjili ortamlarda gerçekleştiğini göstermektedir.

Silttaşı seviyeleri, göl havzasına çevredeki yükselim alanlarından taşınan ince taneli detritik malzemenin çökmesi sonucunda oluşmuştur. Bu tür kırıntılı girişler genellikle artan yüzey akışı, mevsimsel yağış değişimleri, havza kenarlarındaki erozyon süreçleri veya tektonik hareketliliklerle ilişkilendirilmektedir (Carroll and Bohacs, 1999; Bohacs et al., 2000). Özellikle göl seviyesindeki dalgalanmalar sırasında kıyı kuşağının göl merkezine doğru ilerlemesi, ince taneli kırıntılı sedimanların göl içerisine taşınmasını kolaylaştırmaktadır.

Hırka Formasyonu içerisinde silttaşı seviyelerinin karbonatlı çamurtaşı ve organik maddece zengin seviyeler ile birlikte bulunması, göl sisteminin zaman zaman kırıntılı sediman girişine maruz kaldığını göstermektedir. Bu durum, havzanın tamamen kimyasal çökelimin baskın olduğu bir sistemden ziyade, dönemsel olarak detritik beslenmenin de etkili olduğu karma bir gölsel sistem olduğunu ortaya koymaktadır. LF-6 litofasiyesi, göl seviyesinin nispeten düşük olduğu, kıyı kuşağının genişlediği ve havza kenarlarından gelen kırıntılı malzemenin arttığı dönemleri temsil etmektedir (Şekil 7.6).



Şekil 7.6: LF-6 silttaşı litofasiyesine ait sondaj karot görüntüleri

LF-7. Kömür ve Organik Maddece Zengin Düzeyler

Bu litofasiyes ince kömür bantları, organik maddece zengin çamurtaşları ve yer yer karbonlu şeyllerden oluşmaktadır. Sondaj loglarında sınırlı kalınlıklarda gözlenmekle birlikte, göl sisteminin evrimi açısından önemli paleoortamsal bilgiler sunmaktadır.

Kömür oluşumu, yüksek biyolojik üretim ile organik maddenin ayrışmadan korunabildiği bataklık ve sazlık ortamlarının geliştiğini göstermektedir. Bu tür ortamlar genellikle göl seviyesindeki düşüşler sırasında ortaya çıkan marjinal göl düzlükleri, taşkın alanları ve sık bataklık sistemleri ile ilişkilidir (Diessel, 1992). Organik madde birikiminin süreklilik kazanabilmesi için suya doymuş koşulların korunması ve oksijen seviyelerinin düşük olması gerekmektedir.

Hırka Formasyonu içerisindeki kömür ve organik zengin düzeyler, göl sisteminin belirli dönemlerde sığlaştığını ve kıyasal bataklık alanlarının geliştiğini göstermektedir. Bu seviyeler aynı zamanda göl seviyesi değişimlerinin ve iklim kontrollü hidrolojik dalgalanmaların önemli göstergeleri olarak değerlendirilebilir (Cohen, 2003; Şekil 7.7).

LF-7 litofasiyesi, göl kenarı bataklıkları, sazlık alanlar ve organik madde üretiminin yüksek olduğu gölsel ortamları temsil etmektedir.

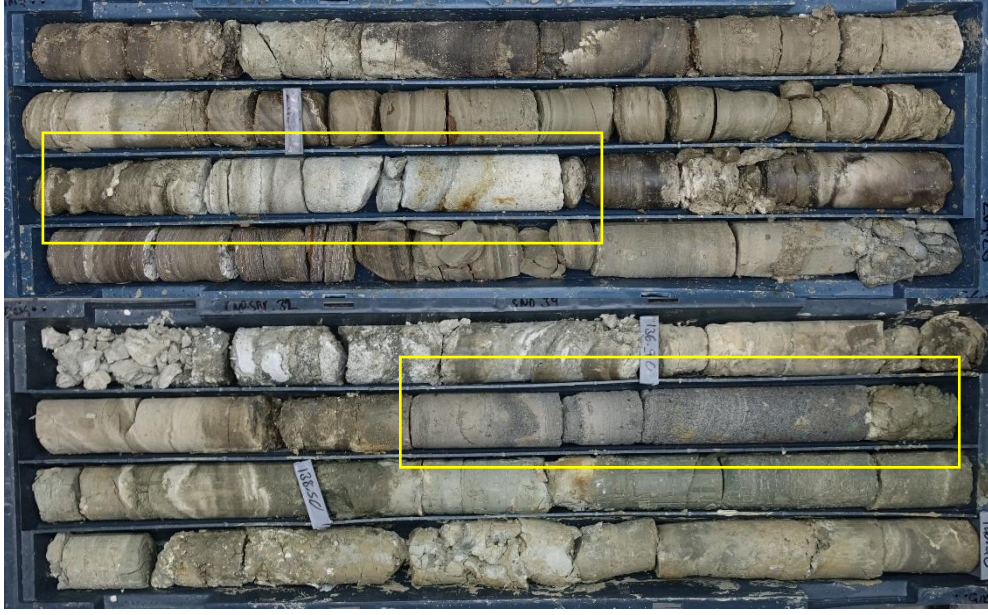


Şekil 7.7: LF-7 kömür ve organik maddece zengin düzeylere ait sondaj karot görüntüleri

LF-8. Tüf ve Tüfit Litofasiyesi

Bu litofasiyes açık gri, beyazımsı gri ve krem renkli tüf ve tüfit seviyelerinden oluşmaktadır. Sondaj loglarında farklı stratigrafik seviyelerde gözlenmeleri ve yüksek korelasyon potansiyeline sahip olmaları nedeniyle önemli marker seviyeler oluşturmaktadır. Tüf ve tüfit düzeyleri, Hırka Formasyonu çökelişi sırasında havza çevresinde aktif volkanizmanın varlığına işaret etmektedir. Volkanik külün doğrudan göl yüzeyine düşmesi veya yeniden taşınarak çökmesi sonucu oluşan bu seviyeler, gölsel sedimentasyon ile volkanik süreçlerin eş zamanlı olarak geliştiğini göstermektedir (Fisher and Schmincke, 1984). Volkanik kül katkıları yalnızca stratigrafik korelasyon açısından değil, aynı zamanda göl suyunun kimyasal evrimi açısından da önemlidir. Volkanik camların alterasyonu sonucunda Na, K, Si ve çeşitli eser elementler göl suyuna kazandırılabilir. Alkalın göl sistemlerinde bu tür volkanik katkıların göl suyunun alkalinitesini artırdığı ve kimyasal çökeltim süreçlerini etkileyebildiği bilinmektedir (Eugster and Surdam, 1973; Hay and Sheppard, 2001).

Hırka Formasyonu içerisinde trona seviyelerinin tüfit düzeyleri ile yakın ilişkisi, volkanik faaliyetlerin yalnızca sedimanter kayıt bırakmakla kalmayıp aynı zamanda göl suyunun jeokimyasal gelişiminde de etkili olmuş olabileceğini düşündürmektedir. Bu nedenle tüfit seviyeleri, havzanın kimyasal evrim modelinin önemli bileşenlerinden biri olarak değerlendirilmektedir (Şekil 7.8). LF-8 litofasiyesi, havza çevresindeki volkanik faaliyetlerin gölsel çökeltim kaydını temsil etmektedir.



Şekil 7.8: LF-8 tuf ve tüfit litofasiyesine ait sondaj karot görüntüleri. Sarı kutular ile gösterilen tüfit seviyeleri, Hırka Formasyonu çökelimi sırasında gerçekleşen volkanik faaliyetlerin ürünleri olup, stratigrafik korelasyon için önemli kılavuz seviyeler oluşturmaktadır

Tanımlanan sekiz litofasiyes, çökelim ortamları ve birliktelikleri dikkate alınarak dört temel fasiyes topluluğu altında değerlendirilmiştir.

7.1.2 Fasiyes Toplulukları

Litofasiyeslerin düşey ve yanal ilişkileri değerlendirildiğinde, Hırka Formasyonu içerisinde dört temel fasiyes topluluğu ayırt edilmektedir. Bu fasiyes toplulukları, göl sisteminin farklı hidrodinamik, kimyasal ve paleocoğrafik koşullarını temsil etmekte olup havzanın sedimanter evriminin anlaşılmasında önemli bilgiler sunmaktadır.

FT-1. Derin Meromiktik Göl Fasiyesi

Bu fasiyes topluluğu esas olarak LF-1 Bitümlü Şeyl ve LF-2 Laminallı Kıltaşı–Çamurtaşı litofasiyeslerinden oluşmaktadır. Organik maddece zengin seviyelerin yaygınlığı, ince laminasyonların korunmuş olması ve biyotürbasyonun yok denecek kadar az olması, göl tabanında uzun süreli oksijence fakir koşulların geliştiğini göstermektedir. Meromiktik göllerde su kolonu yoğunluk farklılıkları nedeniyle kalıcı olarak tabakalaşmaktadır. Üst su kütlesi (mixolimnion) dönemsel olarak karışabilirken, dip suyu (monimolimnion) uzun süre boyunca kararlı kalmakta ve oksijen bakımından fakirleşmektedir (Talbot and Kelts, 1990). Bu durum organik maddenin korunmasını kolaylaştırmakta ve bitümlü şeyl oluşumunu

desteklemektedir. Hırka Formasyonu'nda yaygın olarak gözlenen bitümlü şeyl seviyeleri, gölün önemli dönemlerde derinleştiğini ve stratifiye hâle geldiğini göstermektedir. Bu nedenle FT-1, havzanın en derin merkezlerinde gelişen düşük enerjili ve anoksik göl tabanı ortamlarını temsil etmektedir (Bohacs et al., 2000).

FT-2. Alkalın Göl Merkezi ve Trona Çökelim Fasiyesi

Bu fasiyes topluluğu ağırlıklı olarak LF-3 Trona litofasiyesi tarafından temsil edilmekte olup yer yer LF-1 ve LF-2 ile ardalanmalıdır. Fasiyes topluluğu havzanın en derin ve kimyasal olarak en gelişmiş bölümlerini temsil etmektedir.

Klasik evaporitik göl modellerinde trona çökelimi, göl suyunun buharlaşma yoluyla yoğunlaşması sonucu gelişmektedir (Eugster and Hardie, 1978). Bununla birlikte Beypazarı Havzası'nda gözlenen çok kalın trona istifleri, tekrarlayan trona paketleri ve bunların bitümlü şeyllerle yakın ilişkisi, yalnızca evaporasyon kontrollü bir modelin yetersiz kalabileceğini düşündürmektedir. Hırka Formasyonu boyunca gözlenen tüfit seviyeleri ve eş zamanlı volkanik faaliyetler dikkate alındığında, havza suyuna Na ve alkalinite sağlayan volkanik ve muhtemelen hidrotermal katkıların da önemli rol oynadığı düşünülmektedir. Bu nedenle trona çökelimi, yalnızca su kaybına bağlı konsantrasyon süreçlerinin değil, aynı zamanda göl suyunun kimyasal olarak zenginleşmesinin bir sonucu olarak değerlendirilmelidir (Helvacı ve İnci, 1989; Hay and Sheppard, 2001). Bu fasiyes topluluğu, Şekil 7.11'te sunulan havza evrim modelindeki "Kimyasal Zenginleşme ve Trona Oluşumu Evresi"ni temsil etmektedir ve Hırka Formasyonu'nun ekonomik açıdan en önemli çökelim ortamını oluşturmaktadır.

FT-3. Sığ Göl ve Karbonatlı Çamur Düzlüğü Fasiyesi

Bu fasiyes topluluğu LF-4 Dolomitik Çamurtaşı–Dolomikrit, LF-5 Karbonatlı Çamurtaşı ve kısmen LF-6 Silttaşı litofasiyeslerinden oluşmaktadır. Fasiyes topluluğu, göl seviyesinin nispeten düşük olduğu ve karbonat çökeliminin baskın hâle geldiği dönemleri temsil etmektedir. Karbonatlı göl sistemlerinde göl seviyesindeki düşüşler, kıyısal alanların genişlemesine ve karbonat çamur düzlüklerinin gelişmesine neden olmaktadır. Bu alanlarda düşük enerjili koşullar altında karbonat çamurları çökelirken, dönemsel olarak havza kenarlarından gelen ince taneli kırıntılı sedimanlar sisteme katılabilmektedir (Talbot and Kelts, 1990; Last, 1990).

Hırka Formasyonu içerisindeki dolomitik çamurtaşları ve karbonatlı çamurtaşları, göl suyunun alkalinitesinin yüksek olduğu ancak henüz yoğun trona çökeliminin başlamadığı veya trona çökelimi sonrasında yeniden karbonat çökeliminin baskın hâle geldiği dönemleri temsil etmektedir.

Dolomitik seviyelerin yaygınlığı, göl suyunda Mg/Ca oranının arttığını ve karbonat kimyasının önemli ölçüde değiştiğini göstermektedir. Kapalı havza göllerinde bu tür dolomitik çökelimler genellikle buharlaşmanın arttığı ancak henüz evaporit çökeliminin baskın hâle gelmediği geçiş evrelerinde gelişmektedir (Last, 1990; Warren, 2016).

Silttaşı seviyelerinin bu fasiyes topluluğu içerisinde yer alması, dönemsel kırıntılı sediman girişlerini göstermektedir. Bu durum göl seviyesindeki dalgalanmalar, iklimsel değişimler veya havza kenarındaki tektonik hareketliliklerle ilişkili olabilir (Carroll and Bohacs, 1999).

FT-3 fasiyesi genel olarak sığ gölsel karbonat platformları, karbonat çamur düzlükleri ve kıyasal geçiş zonlarını temsil etmektedir. Hırka Formasyonu istifinde özellikle alt ve üst kesimlerde yaygın olarak gözlenmesi, göl sisteminin erken ve geç evrelerinde sığlaşma eğiliminde olduğunu göstermektedir.

FT-4. Marjinal Göl – Playa Geçiş Fasiyesi

Bu fasiyes topluluğu LF-6 Silttaşı, LF-7 Kömür ve Organik Zengin Düzeyler ile yer yer LF-8 Tüf ve Tüfit litofasiyeslerinden oluşmaktadır. Fasiyes topluluğu göl kenarına yakın alanlarda gelişmiş olup göl seviyesi değişimlerine en duyarlı çökelim ortamlarını temsil etmektedir.

Marjinal göl sistemlerinde göl seviyesinin düşmesiyle birlikte kıyı kuşağı genişlemekte ve sığ su koşulları hâkim olmaktadır. Bu süreç sırasında ince taneli kırıntılı sedimanlar, organik maddece zengin bataklık çökelleri ve dönemsel olarak kuruma yüzeyleri gelişebilmektedir (Cohen, 2003). Hırka Formasyonu'nda gözlenen kömür ve organik maddece zengin seviyeler, bu tür bataklık ve sazlık ortamlarının varlığını göstermektedir. Bu fasiyes topluluğu aynı zamanda havza kenarlarından gelen detritik malzemenin en yoğun olarak sisteme girdiği alanları temsil etmektedir. Silttaşı seviyelerinin artışı, kıyı kuşağının göl merkezine doğru ilerlediğini ve göl hacminin azaldığını göstermektedir. Buna ek olarak tüfit seviyelerinin bulunması, göl sisteminin gelişimi sırasında çevredeki volkanik faaliyetlerin

devam ettiğini ortaya koymaktadır. Playa sistemleri genellikle kurak ve yarı kurak iklim koşullarında gelişmekte olup göl seviyesindeki kısa süreli dalgalanmalara oldukça duyarlıdır (Smoot and Lowenstein, 1991). Hırka Formasyonu içerisindeki marjinal göl–playa fasiyesi de gölün son evrelerinde veya göl seviyesinin belirgin şekilde düştüğü dönemlerde gelişmiş geçiş ortamlarını temsil etmektedir.

FT-4, göl sistemi ile karasal ortamlar arasındaki geçiş zonunu temsil etmekte olup havza evriminin sıkışma evresine karşılık gelmektedir.

7.2 Trona Oluşum Mekanizması ve Kimyasal Evrim

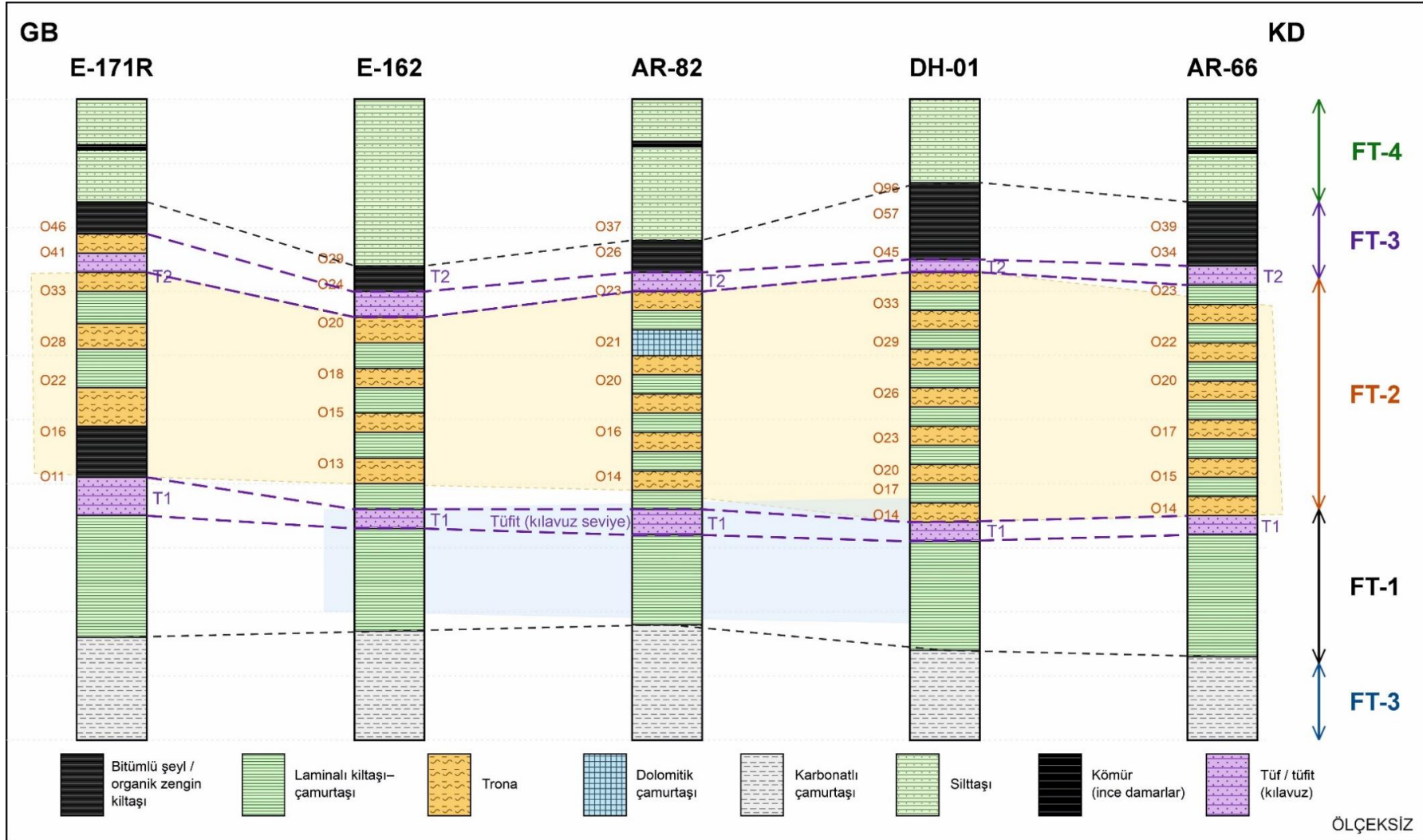
Hırka Formasyonu içerisinde gözlenen trona seviyeleri, havzanın sedimanter ve jeokimyasal evriminin en dikkat çekici kayıtlarını oluşturmaktadır. Klasik evaporit modellerinde trona oluşumu genellikle göl suyunun yoğun buharlaşmaya maruz kalması sonucu çözünmüş sodyum ve karbonat/bikarbonat türlerinin derişmesinin bir sonucu olarak açıklanmaktadır (Eugster and Hardie, 1978). Bununla birlikte Beypazarı Havzası'nda gözlenen onlarca metre kalınlığa ulaşan trona seviyeleri, çok sayıda tekrarlayan trona paketi, bitümlü şeyllerle olan yakın ilişkileri ve eş zamanlı volkanik faaliyet kayıtları, yalnızca evaporasyon kontrollü bir modelin yetersiz kalabileceğini göstermektedir. Trona oluşumunun gerçekleşebilmesi için havza sistemine sürekli olarak yüksek miktarda sodyum ve karbonat alkalinitesi sağlanması gerekmektedir. Kapalı drenajlı göl sistemlerinde bu iyonlar genellikle havza kenarlarından gelen yüzey ve yeraltı suları aracılığıyla taşınmaktadır. Ancak Beypazarı Havzası'ndaki olağanüstü kalınlıktaki trona istifleri, yalnızca normal detritik ayrışma süreçleri ile açıklanamayacak ölçüde yüksek kimyasal zenginleşmeye işaret etmektedir (Helvacı ve İnci, 1989). Hırka Formasyonu boyunca yaygın olarak gözlenen tuf ve tüfit seviyeleri, havza gelişimi sırasında aktif volkanizmanın varlığını göstermektedir. Volkanik camların göl ortamında alterasyona uğraması sonucunda Na, K ve çeşitli alkaline elementlerin göl suyuna kazandırıldığı bilinmektedir. Benzer süreçler Green River Formasyonu gibi dünyadaki önemli alkali göl sistemlerinde de tanımlanmıştır (Eugster and Surdam, 1973; Surdam and Stanley, 1980). Bu nedenle Beypazarı Havzası'nda volkanik kökenli kimyasal girdilerin trona oluşumunda önemli rol oynadığı düşünülmektedir. Bitümlü şeyl ve trona seviyelerinin sık ardalanması, trona oluşumunun tamamen kuruyan playa koşullarında değil, belirli dönemlerde derin ve stratifiye karakterini koruyan göl sistemleri içerisinde gerçekleştiğini göstermektedir.

Organik maddece zengin seviyelerin yaygınlığı, göl tabanında uzun süreli anoksik koşulların geliştiğini ve su kolonunun meromiktik özellik kazandığını ortaya koymaktadır. Bu durum göl suyunun alt ve üst kesimleri arasında kimyasal farklılaşmaların gelişmesine ve çözünmüş iyonların belirli zonlarda yoğunlaşmasına olanak sağlamış olabilir (Talbot and Kelts, 1990; Bohacs et al., 2000).

Trona çökelimini kontrol eden bir diğer önemli unsur havza içerisindeki tektonik subsidanstır. Tektonik çökme, göl sisteminin uzun süreli olarak korunmasını sağlamış, derin depomerkezlerin gelişmesine olanak vermiş ve kimyasal çökelimlerin tekrar tekrar gerçekleşebileceği uygun ortamları oluşturmuştur. Trona seviyelerinin bazı sondajlarda belirgin şekilde kalınlaşması ve diğerlerinde merceksel geometri sunması, çökelimin havza genelinde homojen olmadığını ve yerel depomerkezler tarafından kontrol edildiğini göstermektedir.

Sonuç olarak Beypazarı Havzası'nda trona oluşumu; tektonik subsidans, kapalı havza koşulları, meromiktik göl gelişimi, volkanik kaynaklı kimyasal girdiler ve dönemsel kimyasal yoğunlaşma süreçlerinin birlikte etkili olduğu çok bileşenli bir model ile açıklanmaktadır. Bu model, Hırka Formasyonu boyunca gözlenen bitümlü şeyl–trona birlikteliğini, tüfit düzeylerini ve trona seviyelerinin yanal değişimlerini açıklamada klasik evaporasyon modellerine göre daha kapsamlı bir yaklaşım sunmaktadır (Şekil 7.9).

Şekil 7.9'da sunulan korelasyon, Hırka Formasyonu içerisinde tanımlanan litofasiyeslerin ve fasiyes topluluklarının havza içerisindeki yanal ve düşey dağılımlarını göstermektedir. Korelasyon sonuçları, trona seviyelerinin havzanın merkezi kesimlerinde belirgin şekilde kalınlaştığını ve bazı seviyelerde süreklilik gösterirken bazı seviyelerde merceksel geometri sunduğunu ortaya koymaktadır. Bu durum, kimyasal çökelimin havza boyunca homojen olmadığını ve çökelimin tektonik olarak kontrol edilen merkezlerde yoğunlaştığını göstermektedir.



Şekil 7.9: Beypazarı Havzası'nda mevcut karotlu sondajlar sonucunda tanımlanan litofasiyeslerin (LF-1–LF-8) ve fasiyes topluluklarının (FT-1–FT-4) GB–KD doğrultusundaki görelî (ölçeksiz) sedimantolojik korelasyonu

Bitümlü şeyl ve laminalı kilitaşı-çamurtaşı fasiyeslerinin trona seviyeleri ile yakın ilişkisi, trona çökeliminin derin ve stratifiye göl koşulları ile yakından ilişkili olduğunu ortaya koymaktadır. Buna karşılık karbonatlı çamurtaşı, dolomitik çamurtaşı ve silttaşı seviyeleri daha sık göl sel koşulları temsil etmekte olup göl seviyesindeki dalgalanmaları yansıtmaktadır.

Korelasyon panelinde izlenen T1 ve T2 tüfit düzeyleri, çökelim sırasında aktif volkanizmanın devam ettiğini göstermekte ve aynı zamanda güvenilir stratigrafik marker seviyeler olarak kullanılmaktadır. Trona paketlerinin bu seviyelerle olan ilişkisi, volkanik faaliyetlerin havza suyunun kimyasal evriminde rol oynadığını göstermektedir.

Genel olarak korelasyon paneli, Hırka Formasyonu'nun derin meromiktik göl koşulları ile kimyasal çökelim evrelerinin ardalanmalı olarak geliştiğini ve havza evriminin tektonik subsidans tarafından kontrol edilen merkezlerde gerçekleştiğini göstermektedir.

7.3 Sedimanter Model ve Havza Evrimi

Hırka Formasyonu'nda tanımlanan litofasiyesler ve fasiyes toplulukları, Beypazarı Havzası'nın Neojen boyunca tektonik olarak denetlenen, hidrokimyasal özellikleri zaman içerisinde önemli değişimler gösteren kapalı bir göl sistemi şeklinde evrimleştiğini ortaya koymaktadır. Litofasiyeslerin düşey ve yanal ilişkileri değerlendirildiğinde, havza gelişiminin birbirini izleyen dört temel evrede gerçekleştiği anlaşılmaktadır (Şekil 7.10-7.11).

Evre I: Karbonatlı Gölün Gelişimi

Havza evriminin ilk aşaması, karbonatlı çamurtaşı ve dolomitik çamurtaşı çökelimlerinin baskın olduğu sık göl sel sistemlerle temsil edilmektedir. Bu evrede tektonik subsidansın başlamasıyla birlikte kapalı drenajlı bir göl sistemi gelişmiş ve göl tabanında düşük enerjili karbonat çamurları birikmiştir. Dolomitik seviyelerin varlığı, göl suyunun erken evrelerden itibaren alkaline özellik kazanmaya başladığını göstermektedir (Last, 1990). Bu dönemde karbonat çökelimi baskın olmakla birlikte, göl suyunun kimyasal bileşimi henüz trona çökelimine olanak sağlayacak düzeyde gelişmemiştir.

Evre II: Derinleşme ve Meromiktik Göl Gelişimi

Tektonik subsidansın devam etmesiyle birlikte göl derinleşmiş ve havza içerisinde belirgin depomerkezler oluşmuştur. Bu süreçte su kolonu kalıcı olarak tabakalaşmış ve meromiktik koşullar gelişmiştir. Bitümlü şeyl ve lamine çamurtaşlı litofasiyeslerinin yaygınlığı, dip sularında uzun süreli anoksik koşulların hâkim olduğunu göstermektedir.

Organik maddece zengin seviyelerin korunmuş olması, göl tabanında biyolojik faaliyetlerin son derece sınırlı olduğunu ve dip sularının etkin biçimde karışmadığını ortaya koymaktadır (Talbot and Kelts, 1990; Bohacs et al., 2000).

Bu evre boyunca göl sistemi yalnızca derinleşmekle kalmamış, aynı zamanda çözünmüş iyonların göl içerisinde birikmeye başladığı bir kimyasal hazırlık sürecine girmiştir. Kapalı havza karakteri nedeniyle göle taşınan iyonlar sistemden uzaklaştırılamamış ve zamanla göl suyunun alkalinitesi artmıştır.

Evre III: Kimyasal Zenginleşme ve Trona Oluşumu

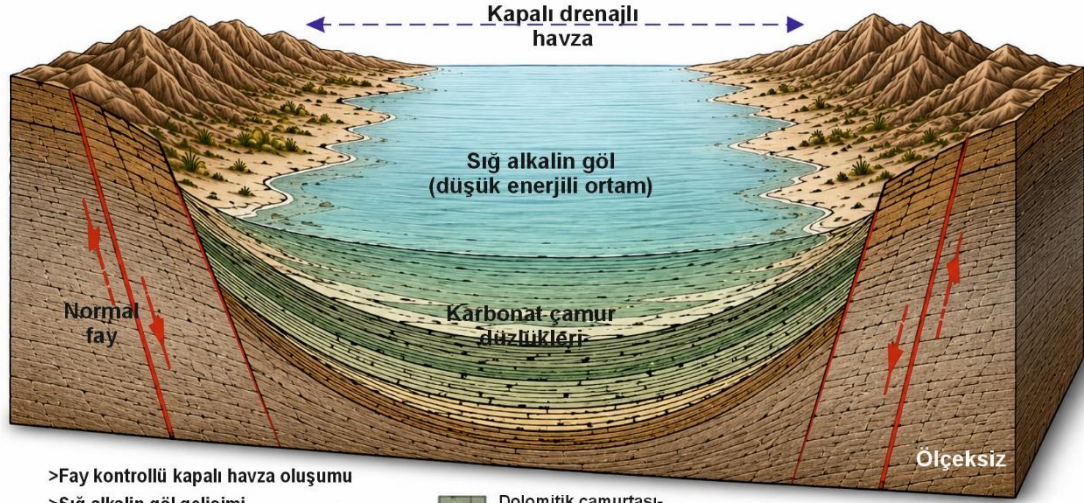
Havza evriminin en önemli aşamasını oluşturan bu evrede göl suyunda çözünmüş sodyum ve karbonat alkalinitesi önemli ölçüde artmıştır. Bu durum trona çökeliminin başlamasına ve çok sayıda trona paketinin oluşmasına neden olmuştur. Ancak Hırka Formasyonu boyunca gözlenen sedimantolojik ilişkiler, bu sürecin yalnızca evaporasyon ile açıklanamayacağını göstermektedir.

Bitümlü şeyl–trona ardalanmaları, göl sisteminin tamamen kuruyan bir playa ortamına dönüşmediğini; aksine belirli kesimlerde derin ve stratifiye karakterini koruduğunu göstermektedir. Bu nedenle trona çökelimi sırasında göl sisteminde hem anoksik dip suyu koşulları hem de yoğun kimyasal çökelim süreçleri birlikte etkili olmuştur.

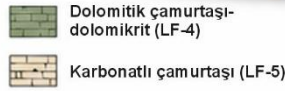
Bu evrede volkanik faaliyetlerin önemi dikkat çekicidir. Hırka Formasyonu boyunca izlenen tüfit düzeyleri, göl sisteminin aktif volkanizma ile eş zamanlı olarak geliştiğini göstermektedir. Volkanik kül alterasyonu sonucunda açığa çıkan Na ve diğer alkaline elementler göl suyunun kimyasal evrimini hızlandırmış olabilir. Böylece trona çökelimi, evaporasyonla gelişen iyon derişiminin yanı sıra volkanik ve/veya hidrotermal katkılarla desteklenen kimyasal zenginleşmenin de ürünü olarak değerlendirilmektedir (Eugster and Surdam, 1973; Hay and Sheppard, 2001).

EVRE I - KARBONATLI GÖL GELİŞİMİ (Sığ Alkalin Göl)

a

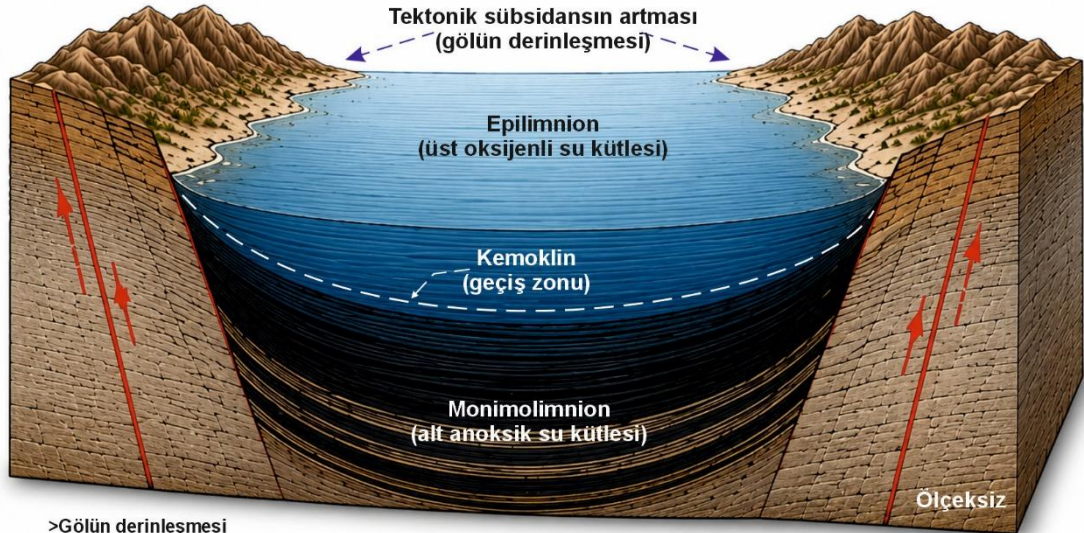


- >Fay kontrollü kapalı havza oluşumu
- >Sığ alkalin göl gelişimi
- >Karbonat çamurlarının çökelişi
- >Düşük kırıntılı sediman girişi
- >Yer yer dolomitleşme

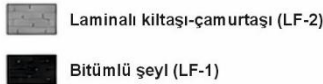


EVRE II - DERİN MEROMİKTİK GÖL EVRESİ (Derinleşme ve Meromiksi)

b



- >Gölün derinleşmesi
- >Kalıcı su kolonu tabakalaşması
- >Kemoklin gelişimi
- >Anoksik dip suyu koşulları
- >Organik madde korunumu
- >Bitümlü şeyl çökelişi



Şekil 7.10: Beypazarı Havzası'nın sedimanter evriminin ilk iki aşamasını gösteren kavramsal model. (a) Karbonatlı göl gelişimi evresinde sığ alkalin göl koşulları altında karbonatlı ve dolomitik çamurtaşı çökelişi gerçekleşmektedir. (b) Tektonik subsidansın artmasıyla göl derinleşmekte, meromiktik koşullar gelişmekte ve organik maddece zengin bitümlü şeyl ile laminalı çamurtaşı çökelişi baskın hâle gelmektedir

Trona seviyelerinin bazı depomerkezlerde kalınlaşması ve bazı alanlarda merceksel geometri sunması, çökelimin havza boyunca eşit dağılmadığını göstermektedir. Bu durum, tektonik olarak kontrol edilen lokal depomerkezlerin varlığına işaret etmektedir.

Evre IV: Sığlaşma ve Marjinal Göl – Playa Ortamlarının Gelişimi

Havza evriminin son aşamasında göl seviyesinde düşüşler meydana gelmiş ve kıyısız alanlar genişlemiştir. Silttaş, karbonatlı çamurtaş ve organik maddece zengin seviyelerin artışı, marjinal göl ortamlarının yaygınlaştığını göstermektedir. Yer yer gözlenen kömür seviyeleri ise göl kenarı bataklıklarının ve sazlık alanların geliştiğine işaret etmektedir (Diessel, 1992).

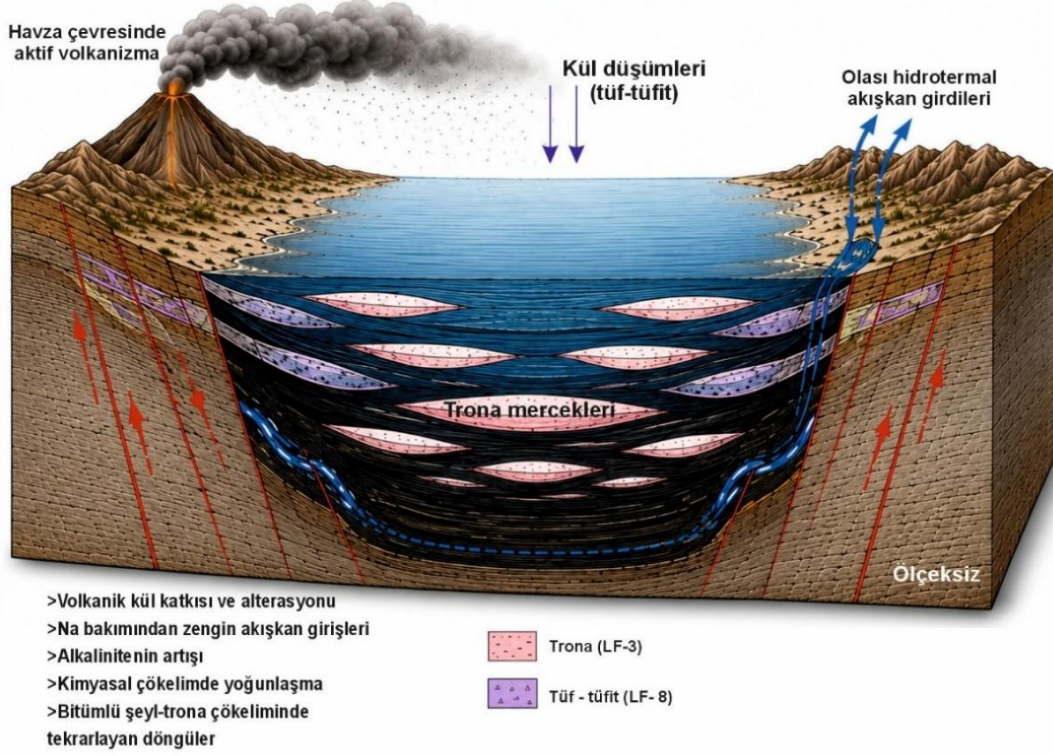
Bu evrede sistem tamamen kurumuş bir playa ortamına dönüşmemiş, ancak göl hacmi önemli ölçüde azalmış ve kimyasal çökelim süreçleri zayıflamıştır. Böylece havza, derin meromiktik göl koşullarından daha sığ ve marjinal gölsel ortamlara doğru evrilmiştir.

Sonuç olarak Beypazarı Havzası'nın sedimanter evrimi; tektonik subsidans, göl seviyesi değişimleri, meromiksi, volkanik katkılar ve kimyasal zenginleşme süreçlerinin birlikte kontrol ettiği çok aşamalı bir sistem olarak değerlendirilmektedir. Hırka Formasyonu boyunca gözlenen bitümlü şeyl, trona, dolomitik çamurtaş, tüfit ve organik zengin seviyeler bu evrimin farklı aşamalarını temsil etmektedir.

Önerilen model, trona oluşumunu yalnızca evaporasyon ile açıklayan geleneksel yaklaşımlardan farklı olarak, göl kimyasının tektonik ve volkanik süreçlerle birlikte evrimleştiği bütüncül bir havza modeli ortaya koymaktadır.

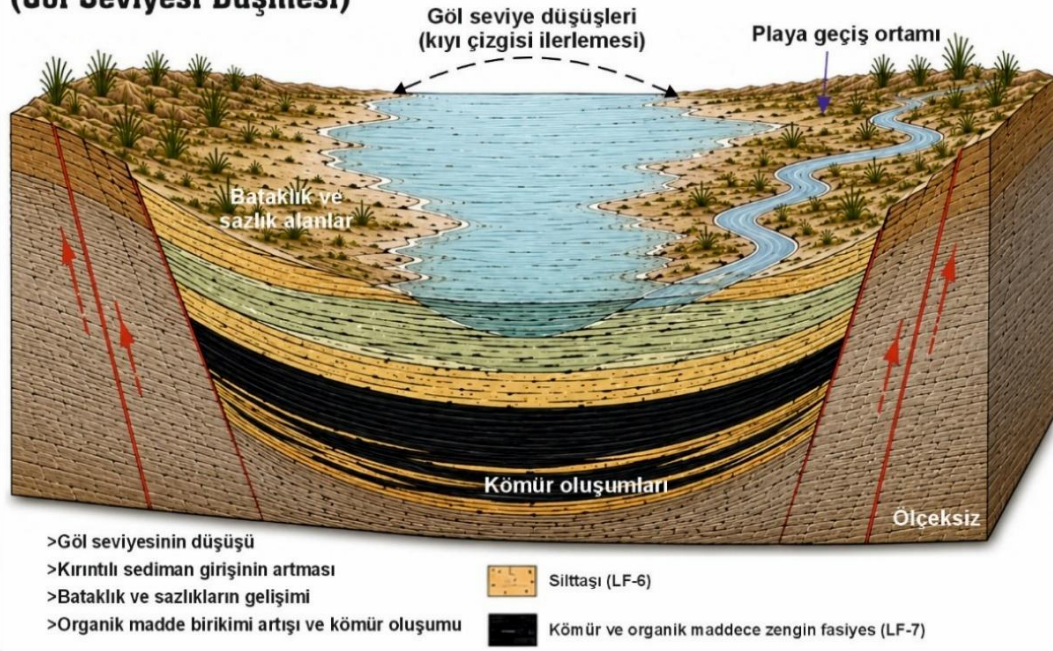
EVRE III - KİMYASAL ZENGİNLEŞME ve TRONA OLUŞUMU (Volkanik / Hidrotermal Katkılı Kimyasal Yoğunlaşma)

a



EVRE IV - SİĞLAŞMA ve MARJİNAL GÖL - PLAYA EVRESİ (Göl Seviyesi Düşmesi)

b



Şekil 7.11: Beypazarı Havzası'nın sedimanter evriminin son iki aşamasını gösteren kavramsal model. (a) Kimyasal zenginleşme evresinde volkanik ve olası hidrotermal katkılarla göl suyunda sodyum ve karbonat alkalinitesi artmakta, depolanma merkezlerinde trona çökelimi gelişmektedir. (b) Son evrede göl seviyesi düşmekte, kıyısız alanlar genişlemekte ve marjinal göl-playa koşulları altında silttaşı, organik maddece zengin seviyeler ve yer yer kömür oluşumları gelişmektedir

8. JEOKİMYA

Beyşehir (Ankara) havzasına ait GB-KD doğrultuda gözlenen 5 ayrı sondaj çalışmasından elde edilen gölsel sedimanter kayalar ve içerisinde bulunan trona seviyelerinden toplam 40 adet numunenin jeokimyasal analiz sonuçları Tablo 8.1-8.5’de verilmiştir.

8.1. Ana Elementler

Beyşehir (Ankara) gölsel sedimanter istifinden alınan numunelerde başlıca oksitlerin dağılımı şu şekildedir: SiO₂ %0.51–88.30 (ort. %24.44), Al₂O₃ %0.06–15.20 (ort. %4.35), Fe₂O₃ %0.03–5.58 (ort. %1.70), CaO %0.11–30.10 (ort. %10.15), MgO %0.27–23.70 (ort. %9.81), Na₂O %0.17–45.90 (ort. %11.62) ve K₂O %0.01–10.45 (ort. %2.28) arasında değişmektedir. Diğer ana elementler ise oldukça düşük konsantrasyonlarda gözlenmektedir. Ayrıca, bir örnekte P₂O₅ içeriği dikkat çekici derecede yüksek olup %6.29 olarak belirlenmiştir. Havza kayalarının SiO₂ içerikleri (ortalama: 24.44) ve Al₂O₃ içerikleri (ortalama: 4.35) üst kabuk (SiO₂, %66.6; Al₂O₃, %15.4) ve PAAS (SiO₂, %62; Al₂O₃, %18.90) değerlerinden daha düşüktür.

Trona haricinde tronanın alt ve üst seviyelerinde bulunan sedimanter örneklerde gözlenen yüksek SiO₂/Al₂O₃ oranı (ortalama: 6.88) feldspat mineraline ek olarak, kuvars bakımından oldukça zengin olduğunu göstermektedir. Feldspat mineralinin zengin olmasına ek olarak, yüksek K₂O/Al₂O₃ oranı diyajenetik potasyum zenginleşmesinden kaynaklanmaktadır, ancak düşük K₂O/Al₂O₃ oranı (<0.3) birincil mineralojide kil minerallerinin bolluğuna işaret etmektedir (Cox et al., 1995). Beyşehir Trona Havzası’nda K₂O/Al₂O₃ oranlarının 0.05 ile 0.87 arasında değişmesi ve ortalama 0.49 değerine ulaşması, sedimanların diyajenetik evrimleri sırasında potasyumca zenginleştiğine işaret etmektedir. Bu zenginleşme, üst kabuk normalize edilmiş multi-element diyagramında da gözlenmektedir (Şekil 8.1b).

Al₂O₃ ve TiO₂ hidrotermal, diyajenez ve ayrışma işlemleri süresince hareketsiz olan elementlerdir ve her iki element arasındaki pozitif korelasyon havzaya kırıntılı girdisini işaret etmektedir. Beyşehir trona havzasında, analizleri yapılan örnekler Al ve Ti arasında pozitif bir korelasyon ($r^2 = 0.64$) havzaya ince taneli kırıntılı malzeme girişini desteklemektedir.

Tablo 8.1: Beypazarı trona havzasında DH01 numaralı sondaj karotlarından derlenen örneklerin ana, iz ve nadir toprak element analizleri

Örnek	11	40	46	51	57	71	78	83	94
		Dol		Trona	Trona	Trona			
SiO ₂	40.50	3.61	28.00	0.66	2.06	0.51	23.60	26.10	88.30
Al ₂ O ₃	11.40	0.75	5.04	0.06	0.37	0.07	5.91	3.46	2.69
Fe ₂ O ₃	5.58	2.91	2.76	0.03	0.20	0.03	2.26	1.27	1.80
CaO	14.95	30.10	13.60	0.11	0.49	0.36	14.90	6.99	0.63
MgO	1.95	18.75	13.20	0.29	0.99	0.47	10.55	23.70	1.66
Na ₂ O	0.85	0.22	3.14	39.40	38.00	40.10	1.82	4.87	0.34
K ₂ O	1.66	0.08	0.55	0.01	0.09	0.01	5.03	0.16	2.09
Cr ₂ O ₃	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.64	0.09	0.30	0.01	0.02	0.01	0.25	0.20	0.10
MnO	0.12	0.09	0.06	0.01	0.01	0.01	0.04	0.04	0.01
P ₂ O ₅	0.77	0.01	0.07	0.01	0.01	0.01	0.05	1.34	0.03
SrO	0.02	0.08	0.04	0.01	0.01	0.01	0.06	0.07	0.01
BaO	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.03	0.01
LOI	20.30	45.00	32.10	58.30	56.50	58.00	33.50	29.90	3.09
Total	98.79	101.71	98.88	98.85	98.73	99.55	98.01	98.13	100.76
Sc	18.5	11.8	6.3	0.5	0.5	0.5	3.9	6	2.3
Cr	193	17	60	5	5	5	32	19	20
Ni	146	1	56	1	3	1	26	11	6
Co	18	1	7	1	1	1	6	2	1
Ba	207	140	110.5	24.8	10.5	5	309	251	115
Rb	71.7	3.5	35.5	0.7	3.7	0.7	62.4	13.6	27.8
Sr	194	726	378	4.5	25.8	19.4	517	575	110
Ga	15	1.5	7.1	0.1	0.6	0.1	7	4.6	3.4
Nb	13.45	1.74	5.37	0.11	0.39	0.09	6.68	4.29	2.31
Y	32.5	8.8	7.4	2.5	0.2	0.1	18.8	7.6	3.2
V	117	95	70	5	5	5	63	58	17
Ta	0.7	0.1	0.4	0.1	0.1	0.1	0.5	0.3	0.3
Zr	116	18	32	1	2	1	58	55	89
Hf	2.86	0.37	0.72	0.05	0.06	0.05	1.25	0.82	1.34
Th	21.5	0.79	1.71	0.23	0.16	0.08	2.69	9.85	1.81
U	4.16	0.69	0.8	0.58	0.05	0.05	3.3	5.08	0.66
La	28.1	9.8	10.8	0.1	0.8	0.3	18	8.7	10.8
Ce	64.2	19.9	19.8	1.4	1.8	0.7	32.5	17.3	17.3
Pr	8.75	2.12	2.43	0.06	0.18	0.09	3.77	2.11	1.87
Nd	36.9	6.8	9.8	0.6	0.6	0.3	15.2	8.8	6.2
Sm	7.58	0.98	1.71	0.37	0.07	0.03	4.23	1.82	0.82
Eu	2.05	0.2	0.47	0.11	0.02	0.02	1.2	0.48	0.15
Gd	8.17	1.07	1.96	0.62	0.06	0.05	5.03	1.72	0.74
Tb	1.16	0.16	0.26	0.12	0.01	0.01	0.74	0.24	0.1
Dy	6.23	1.12	1.48	0.53	0.05	0.05	3.93	1.38	0.54
Ho	1.14	0.24	0.25	0.1	0.01	0.01	0.67	0.26	0.13
Er	3.3	0.91	0.79	0.21	0.03	0.03	1.79	0.87	0.28
Tm	0.46	0.16	0.11	0.02	0.01	0.01	0.17	0.15	0.04
Yb	2.66	1.16	0.63	0.06	0.03	0.03	0.89	1.04	0.21
Lu	0.44	0.23	0.09	0.01	0.01	0.01	0.09	0.22	0.03

Tablo 8.2: Beypazarı trona havzasında E171 numaralı sondaj karotlarından derlenen örneklerin ana, iz ve nadir toprak element analizleri

Örnek	9	20	26	31	45	48	55	74	85
				Trona	Trona				
SiO ₂	27.50	16.80	40.00	1.68	0.81	54.70	26.60	29.20	56.30
Al ₂ O ₃	5.25	3.15	10.85	0.28	0.18	3.61	5.20	6.20	14.35
Fe ₂ O ₃	2.42	1.42	3.56	0.14	0.07	1.54	1.24	1.48	3.88
CaO	13.40	16.75	8.52	0.74	0.18	5.63	14.25	11.55	1.03
MgO	12.25	15.25	7.48	0.97	0.27	11.80	17.20	17.10	3.98
Na ₂ O	2.58	1.54	2.23	38.50	39.90	1.12	1.64	3.83	0.24
K ₂ O	3.40	1.92	8.65	0.13	0.11	2.38	3.00	1.86	4.74
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
TiO ₂	0.25	0.17	0.34	0.01	0.01	0.15	0.21	0.30	0.46
MnO	0.05	0.03	0.08	0.01	0.01	0.02	0.07	0.04	0.02
P ₂ O ₅	0.04	0.03	0.07	0.01	0.01	0.01	0.05	0.04	0.02
SrO	0.04	0.06	0.04	0.01	0.01	0.04	0.08	0.06	0.02
BaO	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.04
LOI	27.20	42.30	15.75	57.00	57.90	18.15	30.00	28.90	14.60
Total	94.41	99.44	97.60	99.45	99.43	99.17	99.56	100.58	99.69
Sc	4.2	3.5	4.4	0.5	0.5	2.1	5	4.6	7.1
Cr	54	28	50	5	5	16	39	39	45
Ni	53	30	55	3	1	10	21	36	26
Co	7	4	12	1	1	2	5	7	6
Ba	170.5	152	158	10	4.1	148	172.5	158.5	337
Rb	57.8	44.9	104	3.2	1.6	48.7	66.8	54.9	170
Sr	382	478	359	29.6	9.1	295	703	513	191.5
Ga	6.2	3.9	12	0.4	0.2	4.4	6.9	7.4	17.4
Nb	6.01	3.41	9.52	0.31	0.2	3.16	4.65	7.67	13.25
Y	4.9	3.7	4.8	0.1	0.1	3.5	5.7	6.5	7.2
V	54	52	56	5	5	79	68	59	342
Ta	0.4	0.2	0.8	0.1	0.1	0.2	0.4	0.6	0.9
Zr	77	36	100	3	2	39	43	38	99
Hf	1.86	1.1	2.98	0.06	0.05	0.87	1.38	1.34	2.95
Th	1.63	1.16	1.24	0.16	0.05	3.93	2.31	1.6	7.47
U	1.4	0.94	1.08	0.05	0.05	1.62	1	1.16	1.12
La	7.5	5.1	11	0.7	0.2	6	19.6	14.8	43.1
Ce	16	9.6	20.6	1.3	0.5	9.3	36.8	24.5	69.2
Pr	1.62	1.04	2.16	0.19	0.05	0.97	4.38	2.98	5.59
Nd	6.2	4.2	7.4	0.6	0.1	3.9	14.8	10.8	17.2
Sm	1.2	0.75	1.3	0.11	0.03	0.84	1.92	1.56	2.91
Eu	0.26	0.19	0.36	0.02	0.02	0.2	0.42	0.44	0.66
Gd	1.14	0.68	1.22	0.05	0.05	0.68	1.36	1.48	2.45
Tb	0.15	0.1	0.16	0.01	0.01	0.1	0.18	0.23	0.3
Dy	0.89	0.65	0.87	0.05	0.05	0.6	1.05	1.16	1.56
Ho	0.16	0.12	0.15	0.01	0.01	0.1	0.18	0.23	0.26
Er	0.55	0.4	0.5	0.03	0.03	0.38	0.62	0.59	0.68
Tm	0.07	0.06	0.07	0.01	0.01	0.06	0.08	0.08	0.09
Yb	0.43	0.33	0.44	0.03	0.03	0.42	0.5	0.56	0.6
Lu	0.07	0.05	0.08	0.01	0.01	0.06	0.06	0.07	0.1

Tablo 8.3: Beypazarı trona havzasında E162 numaralı sondaj karotlarından derlenen örneklerin ana, iz ve nadir toprak element analizleri

Örnek	6	10	18	23	25	30	39	51
			Trona					
SiO ₂	28.10	1.58	2.19	49.40	21.50	31.10	33.50	35.90
Al ₂ O ₃	3.54	0.40	0.27	12.00	3.73	2.36	2.94	10.45
Fe ₂ O ₃	2.36	0.27	0.12	1.24	1.45	1.20	1.22	3.71
CaO	12.20	20.50	0.85	7.13	16.45	15.30	12.30	11.55
MgO	10.15	10.95	1.46	7.09	16.80	14.95	20.00	9.85
Na ₂ O	6.91	15.70	40.20	1.42	1.46	3.28	1.52	0.27
K ₂ O	2.58	0.23	0.11	10.45	2.48	1.51	1.50	3.53
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.13	0.02	0.02	0.11	0.14	0.10	0.13	0.38
MnO	0.05	0.02	0.01	0.06	0.03	0.03	0.03	0.11
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.01	0.08	0.04	0.02	0.03	0.02
SrO	0.06	0.07	0.01	0.03	0.07	0.09	0.10	0.09
BaO	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
LOI	26.70	43.30	54.30	11.05	35.00	28.30	27.40	24.60
Total	92.83	93.07	99.53	100.09	99.17	98.26	100.69	100.48
Sc	3.2	2.8	0.5	7.2	3.9	3.9	2.2	6.9
Cr	25	5	5	171	21	18	13	34
Ni	20	2	2	146	22	8	11	16
Co	4	1	1	33	4	2	1	5
Ba	167	72.1	11.5	76.3	138.5	144.5	211	197.5
Rb	40.2	4.3	3.6	76.2	52.5	35.1	39.7	124.5
Sr	481	575	38.6	240	624	800	874	758
Ga	4.8	0.4	0.4	10.8	4.2	3	4	12.8
Nb	3.09	0.45	0.47	5.33	3.27	2.13	3.15	10.6
Y	4.5	4.7	0.3	4.6	6.1	4	3.3	22.8
V	39	30	6	34	46	55	81	39
Ta	0.3	0.1	0.1	0.7	0.2	0.2	0.3	0.8
Zr	40	6	1	152	74	63	25	89
Hf	0.87	0.17	0.05	3.16	1.38	0.79	0.57	2.41
Th	2.04	1.34	0.07	1.28	1.17	1.06	1	8.66
U	1.82	1.5	0.05	0.71	1.12	1.24	0.67	0.68
La	6.9	5	0.3	7.6	5.9	5.3	6.4	31.7
Ce	13.2	10.2	0.9	14.4	11.9	10.7	13	85.2
Pr	1.46	1.24	0.1	1.58	1.42	1.16	1.2	8.39
Nd	5.5	5.1	0.4	6.1	5	4.6	4.6	30.5
Sm	1.1	1.08	0.11	1.16	1.39	0.89	0.83	5.4
Eu	0.23	0.29	0.02	0.31	0.31	0.18	0.2	1.24
Gd	0.97	1.07	0.05	1.24	1.1	0.81	0.76	4.75
Tb	0.12	0.14	0.01	0.19	0.16	0.11	0.13	0.73
Dy	0.73	0.85	0.06	0.92	1	0.73	0.74	4.12
Ho	0.16	0.16	0.01	0.17	0.19	0.13	0.11	0.73
Er	0.45	0.44	0.05	0.49	0.64	0.39	0.33	2.61
Tm	0.09	0.07	0.01	0.05	0.08	0.07	0.04	0.35
Yb	0.42	0.49	0.03	0.36	0.5	0.41	0.32	1.84
Lu	0.07	0.08	0.01	0.05	0.08	0.05	0.04	0.32

Tablo 8.4: Beypazarı trona havzasında AR066 numaralı sondaj karotlarından derlenen örneklerin ana, iz ve nadir toprak element analizleri

Örnek	7	17	24	27	33	37	41
	Trona						
SiO ₂	17.75	0.78	28.80	25.10	33.70	54.50	28.10
Al ₂ O ₃	3.58	0.15	4.36	4.63	3.47	15.20	6.87
Fe ₂ O ₃	1.60	0.14	1.40	1.52	1.56	4.12	3.34
CaO	16.80	0.36	5.17	14.25	11.55	4.14	17.35
MgO	7.23	0.44	19.25	15.95	16.90	3.80	11.95
Na ₂ O	11.45	45.90	11.20	2.22	1.65	1.54	0.37
K ₂ O	2.30	0.04	1.04	3.01	1.16	10.05	2.41
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.20	0.01	0.28	0.18	0.17	0.23	0.23
MnO	0.04	0.01	0.04	0.06	0.04	0.02	0.10
P ₂ O ₅	0.02	0.01	6.29	0.08	0.05	0.15	0.04
SrO	0.05	0.01	0.04	0.09	0.05	0.04	0.02
BaO	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02
LOI	38.30	53.60	23.00	32.40	28.70	5.57	29.80
Total	99.34	101.42	100.88	99.52	99.01	99.38	100.60
Sc	2.7	0.5	38.6	4.3	3.8	4.8	7.2
Cr	30	5	23	34	20	19	23
Ni	21	1	17	27	15	40	17
Co	5	1	4	5	3	9	4
Ba	136	4.8	126	220	75.8	159.5	230
Rb	41.3	1.6	37.3	63.6	42.7	118.5	97.9
Sr	443	15.7	305	743	409	424	183
Ga	4.7	0.2	4.9	6.1	3.9	14.3	8
Nb	4.93	0.18	4.81	4.42	3.88	4.24	6.7
Y	3.7	0.2	22.2	4.7	3.7	8.2	11.6
V	47	5	82	58	53	35	38
Ta	0.3	0.1	0.4	0.4	0.3	0.8	0.5
Zr	38	2	117	76	36	120	105
Hf	0.83	0.05	1.44	1.62	0.77	2.54	1.59
Th	1.34	0.13	49.7	1.54	0.72	3.51	7.07
U	1.18	0.05	24.7	0.83	0.81	0.87	0.65
La	5.4	0.3	5	9.4	1.6	23.1	17.4
Ce	10	0.8	11.8	17.6	3.5	42.1	43.2
Pr	1.17	0.08	1.62	1.86	0.38	4.11	2.96
Nd	4.1	0.3	8.5	6.4	1.6	14.1	10.6
Sm	0.82	0.07	3.01	1.24	0.44	2.11	1.85
Eu	0.19	0.02	0.79	0.3	0.15	0.67	0.48
Gd	0.93	0.05	3.39	0.97	0.56	1.98	1.45
Tb	0.11	0.01	0.55	0.15	0.08	0.29	0.26
Dy	0.64	0.05	3.35	0.88	0.62	1.53	1.49
Ho	0.13	0.01	0.7	0.16	0.12	0.32	0.36
Er	0.38	0.04	2.75	0.5	0.31	0.86	1.1
Tm	0.05	0.01	0.54	0.05	0.05	0.12	0.19
Yb	0.35	0.04	4.37	0.4	0.55	0.63	1.56
Lu	0.06	0.01	0.97	0.05	0.06	0.11	0.28

Tablo 8.5: Beypazarı trona havzasında AR82 numaralı sondaj karotlarından derlenen örneklerin ana, iz ve nadir toprak element analizleri

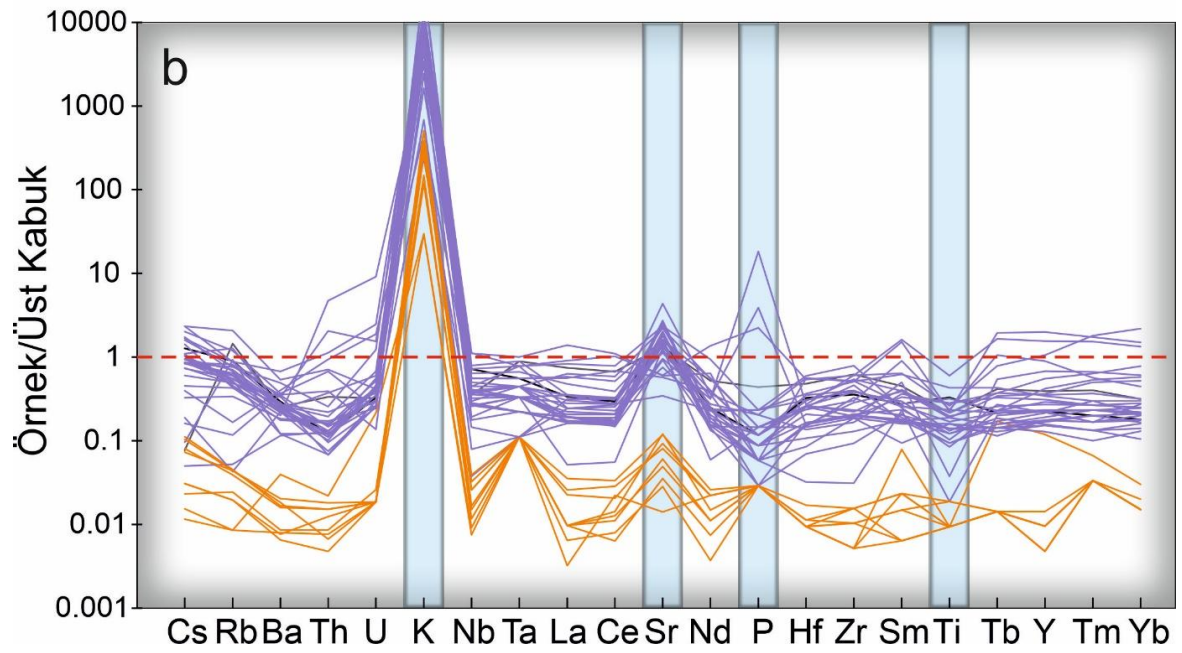
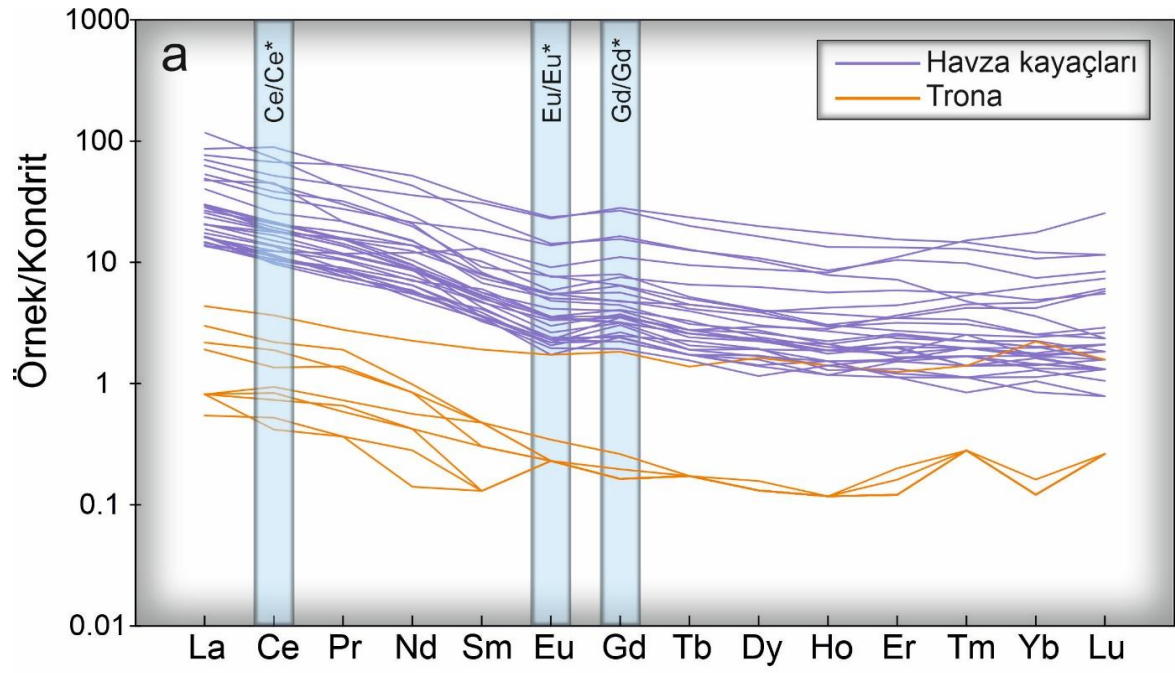
Örnek	4	6	16	20	29	31	47
			Trona	Trona			Dol
SiO ₂	28.20	23.10	1.71	0.95	28.40	30.60	5.53
Al ₂ O ₃	6.16	3.48	0.33	0.11	3.63	6.21	1.36
Fe ₂ O ₃	2.87	1.36	0.31	0.04	1.10	2.82	1.76
CaO	11.55	15.00	0.76	0.24	11.55	18.40	28.40
MgO	10.45	10.75	0.93	0.43	16.95	9.04	19.35
Na ₂ O	1.43	3.57	44.40	44.40	2.80	2.59	0.17
K ₂ O	4.26	2.51	0.17	0.05	2.20	3.08	0.82
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.35	0.15	0.01	0.01	0.15	0.24	0.04
MnO	0.07	0.04	0.01	0.01	0.05	0.04	0.06
P ₂ O ₅	0.04	0.02	0.01	0.01	0.05	0.08	0.02
SrO	0.05	0.06	0.01	0.01	0.08	0.08	0.16
BaO	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.05	0.02
LOI	33.80	35.80	51.60	53.80	23.30	21.90	43.30
Total	99.26	95.86	100.22	100.04	90.28	95.13	100.99
Sc	5.4	3.3	0.5	0.5	2.9	3.2	5.9
Cr	60	31	5	5	19	22	6
Ni	49	25	2	1	36	14	6
Co	9	4	1	1	4	4	1
Ba	184.5	170.5	12.8	5.4	179.5	422	222
Rb	74	49.7	3.6	2	45.6	72.2	9.6
Sr	472	510	37.9	11.3	650	749	1395
Ga	7.8	4.6	0.4	0.2	4.8	8.4	1.7
Nb	8.61	4.53	0.31	0.14	3.57	8.66	0.95
Y	4.7	3.2	0.2	0.2	2.7	41.8	14.2
V	73	54	5	5	60	53	13
Ta	0.5	0.3	0.1	0.1	0.4	0.7	0.1
Zr	69	40	3	3	45	98	36
Hf	1.72	0.83	0.09	0.05	1.38	1.93	0.45
Th	1.25	1.38	0.19	0.09	0.71	11.8	4.12
U	0.88	0.94	0.05	0.07	0.7	6.62	0.37
La	10.4	5.9	1.1	0.3	6	25.8	7.5
Ce	18.5	10.6	2.1	0.4	11	49.5	17
Pr	1.95	1.12	0.26	0.05	1.06	5.89	2.17
Nd	6.7	3.6	0.7	0.2	4	25.4	9.8
Sm	1.3	0.78	0.11	0.03	0.95	7.11	2.35
Eu	0.31	0.17	0.03	0.02	0.21	1.99	0.51
Gd	0.98	0.59	0.08	0.05	0.73	8.6	2.31
Tb	0.15	0.09	0.01	0.01	0.1	1.36	0.38
Dy	0.86	0.44	0.05	0.05	0.53	7.57	2.38
Ho	0.18	0.12	0.01	0.01	0.1	1.48	0.48
Er	0.41	0.3	0.03	0.03	0.28	3.84	1.46
Tm	0.06	0.04	0.01	0.01	0.03	0.52	0.2
Yb	0.36	0.28	0.03	0.03	0.26	3	1.21
Lu	0.05	0.05	0.01	0.01	0.03	0.44	0.21

8.2. İz Elementler

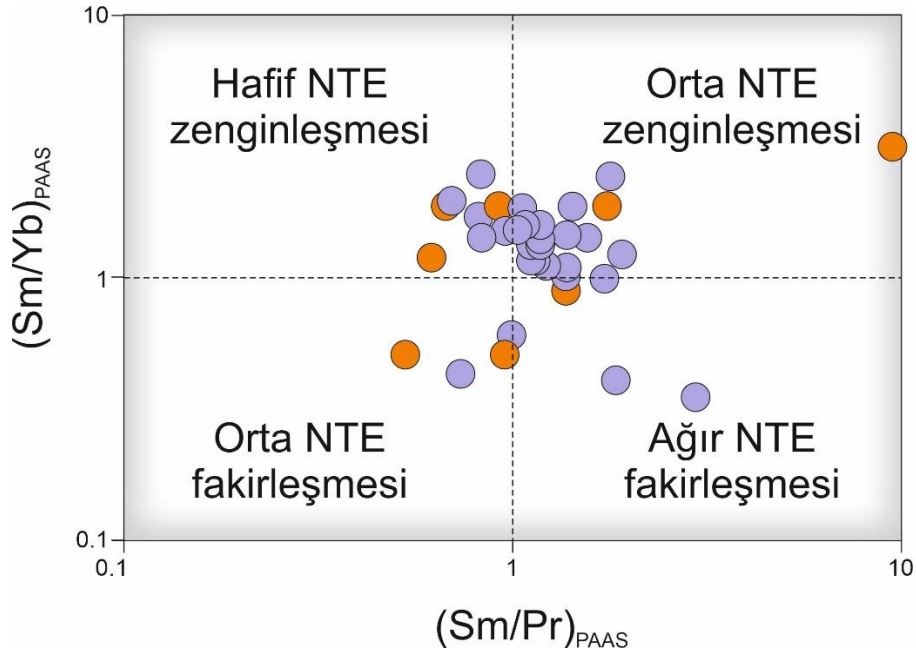
Beypazarı (Ankara) gölsel sedimanter istifinden alınan numunelerin iz element içerikleri Tablo 8.1-8.5’de verilmiştir. Ferromagnezyen karakterli iz elementler (Sc, Ni, Co) magmatik prosesler süresince benzer davranışları göstermektedir. Ni ve Co elementleri, havza jeokimyası açısından havza kayaçlarının oluşumu ve çökelimi sırasında havzaya ultramafik bir katkının olup olmadığını göstermesi açısından önemlidir. Trona havzasından alınan numunelerin ortalama Ni ve Co içerikleri sırasıyla 24.60 ve 4.73 ppm’dir. Ayrıca, hareketsiz elementlerden Sc mafik getirimini göstergesi olarak kabul edilmektedir. Havzadaki kayaçların Sc içerikleri ortalama 4.91 ppm’dir. Bu element içerikleri Beypazarı Trona havzasına ultramafik bir katkının çok sınırlı olduğunu göstermektedir. Sc ve V arasındaki pozitif ilişki fillosilikat minerallerini işaret etmektedir. Trona havzasında her iki element arasında herhangi bir negatif ya da pozitif ilişki gözlenmemektedir (Mendes et al., 2021). $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$ oranı, çökel kayaçların yüksek oranda ayrışmaya uğrayıp uğramadığını göstermesi açısından önemlidir (Falkum and Grundvig, 2006). Trona havzasında bu oran ortalama 0.67’dir ve bu oran, Beypazarı trona havzasındaki kayaçların ayrışma göstermediğini işaret etmektedir. Örneklerde Sr zenginleşmesi, kayaçların ayrışmaya uğramadığını ve ilksel Sr içeriklerinin korunduğunu göstermektedir.

8.3. Nadir Toprak Elementleri

Beypazarı örneklerinin toplam nadir toprak element (NTE) değerleri 1.10 ile 177.88 (ort: 45.27) arasında değişmektedir. Kondrite göre normalize edildiğinde, hafif negatif anomalisi, pozitif Gd anomalisi (0.71-1.39), pozitif Pr anomalisi (0.39-1.26) ve nötr ve pozitif Ce anomalisi gözlenmektedir. Havza kayaçları örnekleri kondrit değerlerine göre zenginleşmiş olmasına rağmen, trona örnekleri fakirleşme göstermektedir (Şekil 8.1a). Örnekler üst kabuk değerlerine göre normalize edildiğinde, Beypazarı havza kayaçlarında ve trona örneklerinde K, Sr, Rb da pozitif anomali gözlenirken, Ti, Nb, Ba elementlerinde fakirleşme gözlenmektedir (Şekil 8.1b). Multi element diyagramında titanyumun, üst kabuk verilerine göre az olması ve negatif olması köken alanında rutil ya da ilmenit gibi titanyum bakımından zengin minerallerin olmadığını işaret etmektedir. (Sm/Yb)PAAS–(Sm/Pr)PAAS diyagramında örneklerin büyük çoğunluğu LREE ve MREE zenginleşme alanlarında yer almaktadır (Şekil 8.2). LREE ve MREE bakımından gözlenen zenginleşme, çökel malzemenin büyük ölçüde kıtasal kırıntılı kaynaklardan türediğini göstermektedir. Buna karşılık HREE’lerde gözlenen göreceli fakirleşme, bu elementlerin kaynak alanda dirençli mineraller tarafından tutulmasıyla açıklanabilmektedir.



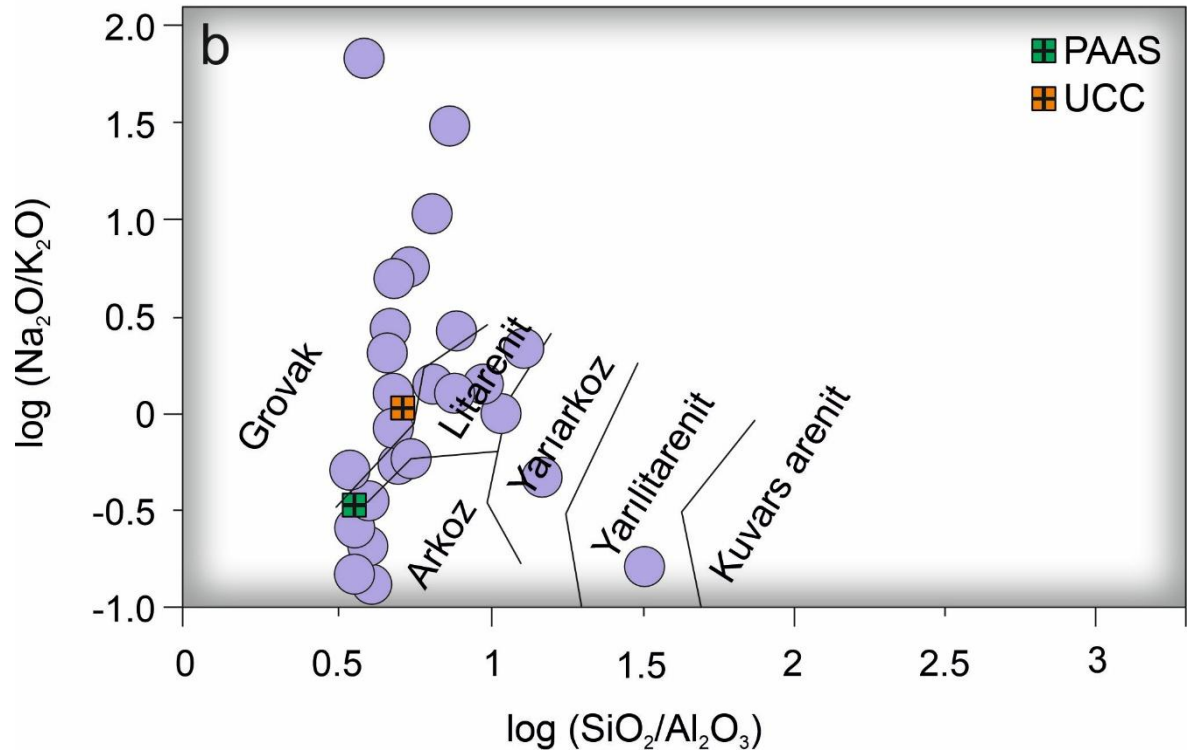
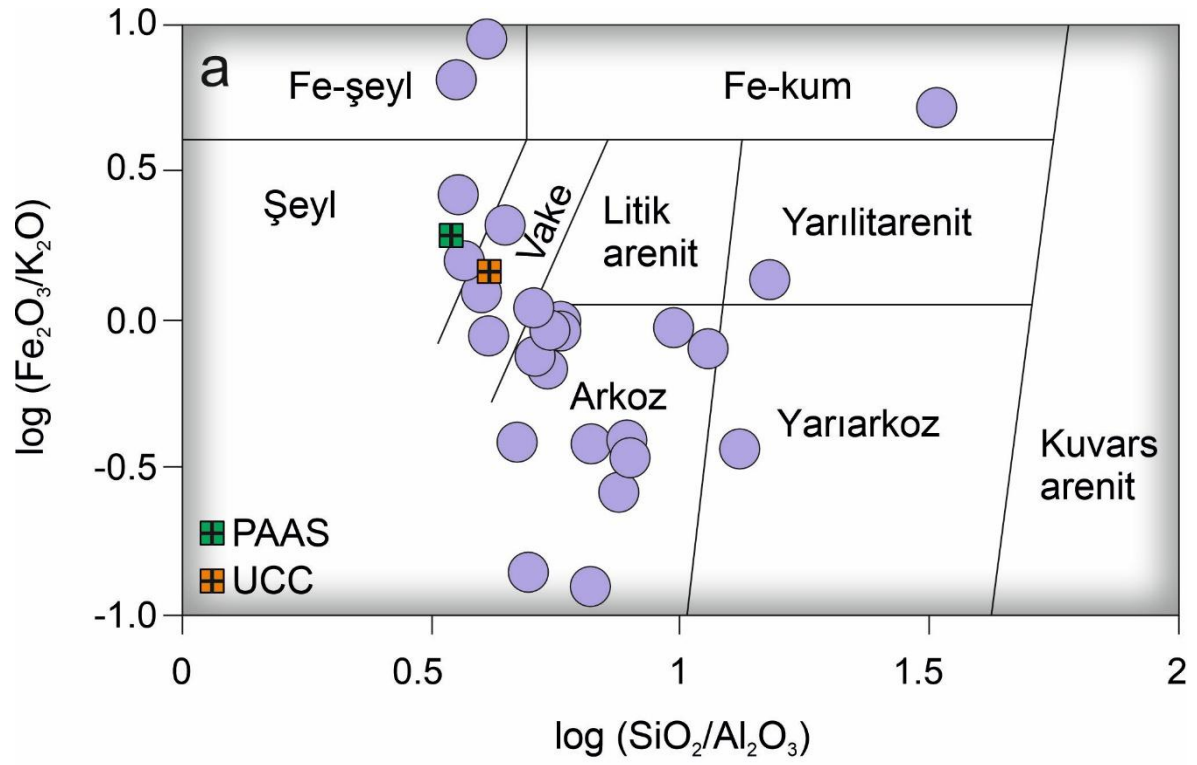
Şekil 8.1: a) Kondrit değerlerine göre normalize edilmiş NTE diyagramı (Sun and McDonough 1989), b) Üst Kabuk değerlerine göre normalize edilmiş multi element diyagramı (Rudnick and Gao, 2014)



Şekil 8.2: $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{PAAS}} - (\text{Sm}/\text{Pr})_{\text{PAAS}}$ diyagramı

8.4. Jeokimyasal Sınıflama

$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ log oranlarına karşı $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ log oranları (Pettijonh et al., 1972) ile $\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O}$ log oranlarına karşı $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ log oranları (Herron, 1988), Beypazarı havza kayaçlarının jeokimyasal sınıflandırmasını belirlemek amacıyla kullanılmıştır. SiO_2 ve $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ oranları, olgun ve olgunlaşmamış sedimanların ayırt edilmesinde en yaygın kullanılan jeokimyasal parametrelerdir (Potter, 1978) ve aynı zamanda kuvars, feldispat ve kil minerallerinin bolluklarını yansıtmaktadır. Herron (1988), Pettijonh et al. (1972) tarafından önerilen diyagramı, y-ekseninde log $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ yerine log $\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O}$ oranını kullanarak modifiye etmiştir. $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ oranı kimyasal olgunluk indeksini karakterize ederken, $\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O}$ oranı arkozların daha sağlıklı sınıflandırılmasına olanak sağlamaktadır (Herron, 1988). Buna göre; kuvars arenitler $\log (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) \geq 1.5$, grovaklar $\log (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) < 1$ ve $\log (\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}) < 0$, arkozlar (subarkozlar dahil) $\log (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) < 1.5$, $\log (\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}) \geq 0$ ve $\log [(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})] < 0$ değerleri ile tanımlanmaktadır. Litik arenitler ise $\log (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) < 1.5$ ve $\log (\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}) < 0$ veya $\log [(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})] \geq 0$ koşullarını sağlamaktadır. Ancak $\log (\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}) < 0$ olması durumunda litik arenitler grovaklarla karışabilmektedir. Beypazarı havzasına ait örnekler, jeokimyasal sınıflandırma diyagramlarında $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ diyagramında Fe-şeyl, şeyl, grovak, arkoz alanlarına düşmektedir (Şekil 8.3a). $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ diyagramında ise baskında olarak grovak, litarenit ve arkoz alanlarına düşmektedir (Şekil 8.3b)



Şekil 8.3: Beypazarı havza kayaçlarının jeokimyasal sınıflaması. a) $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ diyagramı (Herron, 1988), b) $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Pettijonh et al., 1972)

8.5. Element Korelasyonları

Bu çalışmada, jeokimyasal verilerin yorumlanmasını desteklemek ve birbiriyle ilişkili değişken gruplarını belirlemek amacıyla, ele alınan tüm değişkenler üzerinde kümeleme analizi gerçekleştirmek için istatistiksel bir yaklaşım kullanılmıştır (Reimann et al., 2008). Kümeleme analizi, farklı veri türlerinin analizinde yaygın olarak kullanılan bir yöntemdir. Bu yöntemin temel amacı, değişkenleri veya gözlemleri anlamlı çok değişkenli homojen gruplar halinde sınıflandırmak ve her bir grubun üyelerini diğer grupların üyelerinden ayırt edilebilir hale getirmektir (Zhou et al., 2018).

Beypazarı havza kayaçlarında, 5 ana kümelenme gözlenmektedir. Bunların detayları aşağıda verilmiştir:

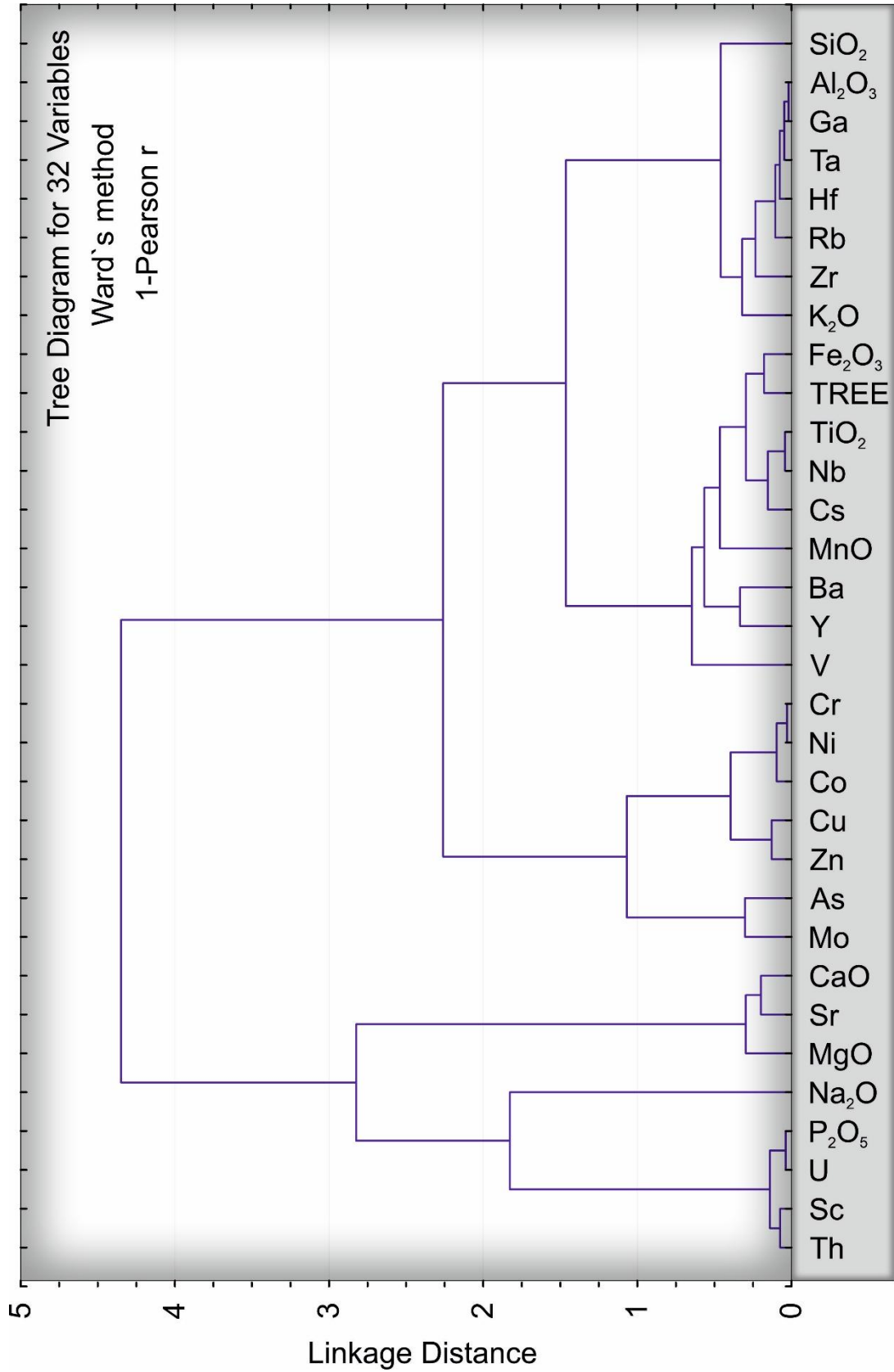
Kümelenme 1: 2 alt grup şeklinde toplanmaktadır. Birinci grup Sc ve Th elementleridir. Sc ve Th arasında gözlenen güçlü pozitif ilişki ($r^2= 0.86$), havza kayaçlarında kimyasal alterasyon ve hidrolik ayrışmanın herhangi bir etkisinin olmadığını ya da çok sınırlı bir rol oynadığını göstermektedir. İkinci grup P_2O_5 ve U arasında gerçekleşmiştir. Her iki element arasındaki pozitif korelasyon, uranyumun fosfat mineralleriyle birlikte benzer davranış gösterdiğine ve özellikle apatit mineralinin U için önemli bir taşıyıcı faz olabileceğine işaret etmektedir. Analiz tablosuna bakıldığında AR66-024 numaralı örnekte P_2O_5 %6.29 ile bu kayaç içerisinde apatit mineralinin varlığına işaret etmektedir. İkinci grupta elementlerin Na_2O 'in tümüyle ilişkisi olması, benzer köken kayaçtan apatit mineralinin sodyum bakımından zengin bir kaynaktan geldiğini göstermektedir. Sc ve Th immobile element olduğundan, her iki elementin içerikleri köken kayacın içeriğini yansıtması açısından önemlidir. Dolayısıyla, 024 numaralı örnekte fosforla birlikte Sc (38.6 ppm) ve U (24.7 ppm) ile oldukça yüksek çıkmıştır. Bu piroksen ve apatit bakımından zengin bir kaynaktan, Na ile birlikte bir getirmenin olduğunu göstermektedir.

Kümelenme 2: Mg, Sr ve Ca arasındaki orta derecede pozitif korelasyon genellikle mafik ve plajiyoklas mineralinin ve Ca taşıyan ferromagnezyen fazların ortak mineralojik kontrolünü yansıtmaktadır. Magnezyumun yüksek olması, havza kayaçlarında ve trona seviyelerinde klorit mineralinin baskın olduğunu işaret etmektedir.

Kümelenme 3: 3 alt grup şeklinde toplanmaktadır. As ve Mo arasında hemen hemen çok sık korelasyon, gölsel havza kayaçlarında As ve Mo arasındaki ilişki çoğunlukla redoks koşulları ve/veya organik madde birikimi ile ilişkili olabilmektedir. Cu ve Zn iki metalik elementin ilişkisi organik madde tutulumu veya ince taneli sediman birikimiyle ilişkili olabilmektedir. Üçüncü alt grup olan Cr, Ni ve Co arasındaki ilişki havza kayaçlarının çökelimi sırasında ultramafik bir kökenden bu elementlerin taşınımını göstermektedir. Beypazarı havzası çevresinde ofiyolitik kayaçların bulunması olası bir ultramafik kaynak katkısını desteklemektedir.

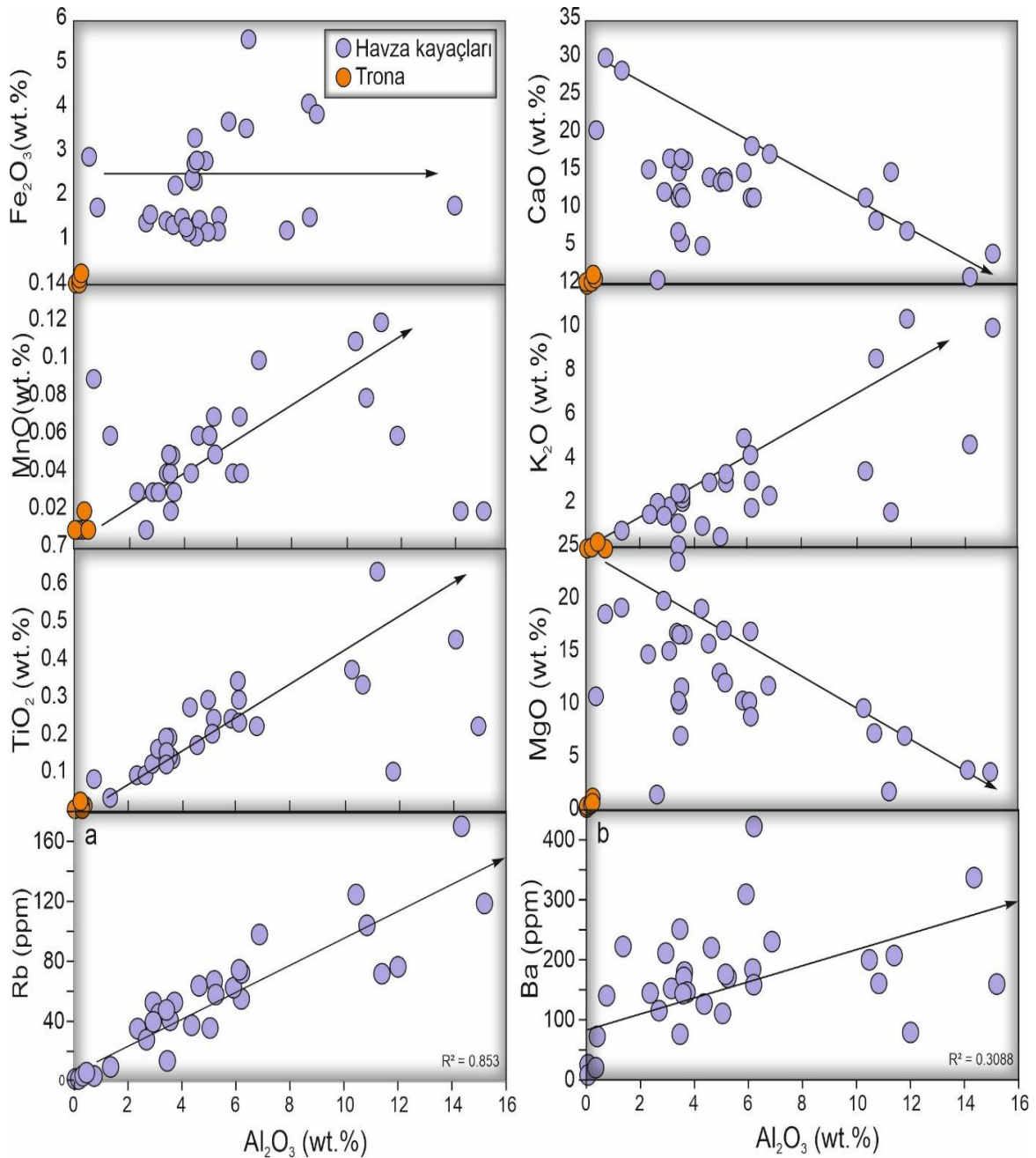
Kümelenme 4: Y ve Ba arasındaki düşük korelasyon ince taneli sediman girdisiyle açıklanabilmektedir. Nb ve TiO_2 , ikisi de immobile element olmakla birlikte ağır mineraller ile ilişkilidir. Fe ve ΣNTE arasındaki, düşük derecede pozitif ilişki kil mineralleri, ağır mineraller veya redoks koşulları ile ilişkili olabilmektedir.

Kümelenme 5: Bu grupta, SiO_2 , bu gruptaki tüm elementler ile ilişkili gözlenmektedir. Daha önce de belirtildiği gibi Si/Al oranı, havza kayaçlarının feldspat mineralleri ile birlikte kuvars bakımından oldukça zengin olduğunu göstermektedir. Feldspat mineralinin zengin olmasına ek olarak, yüksek K/Al oranı ile bölgede diyajenetik koşulların etkin olduğu ve potasyum zenginleşmesi ile açıklanmaktadır. Beypazarı kayaçlarında Rb ile Al_2O_3 arasındaki güçlü pozitif korelasyon ($r^2=0.85$), potasyum bakımından zengin killerin (illit) baskın olduğunu göstermektedir (Şekil 8.4; Singh and Chakraborty, 2023). Bu havza kayaçlarının ana element olarak silisyum bakımından doymuş bir kayaçtan, feldspat bakımından zengin bir kayaç ile bu mineralin kil minerallerine dönüşümü ile açıklanabilmektedir.



Şekil 8.4: Beypazarı Trona havzası sedimanter kayaçların analizlerinin cluster diyagramı

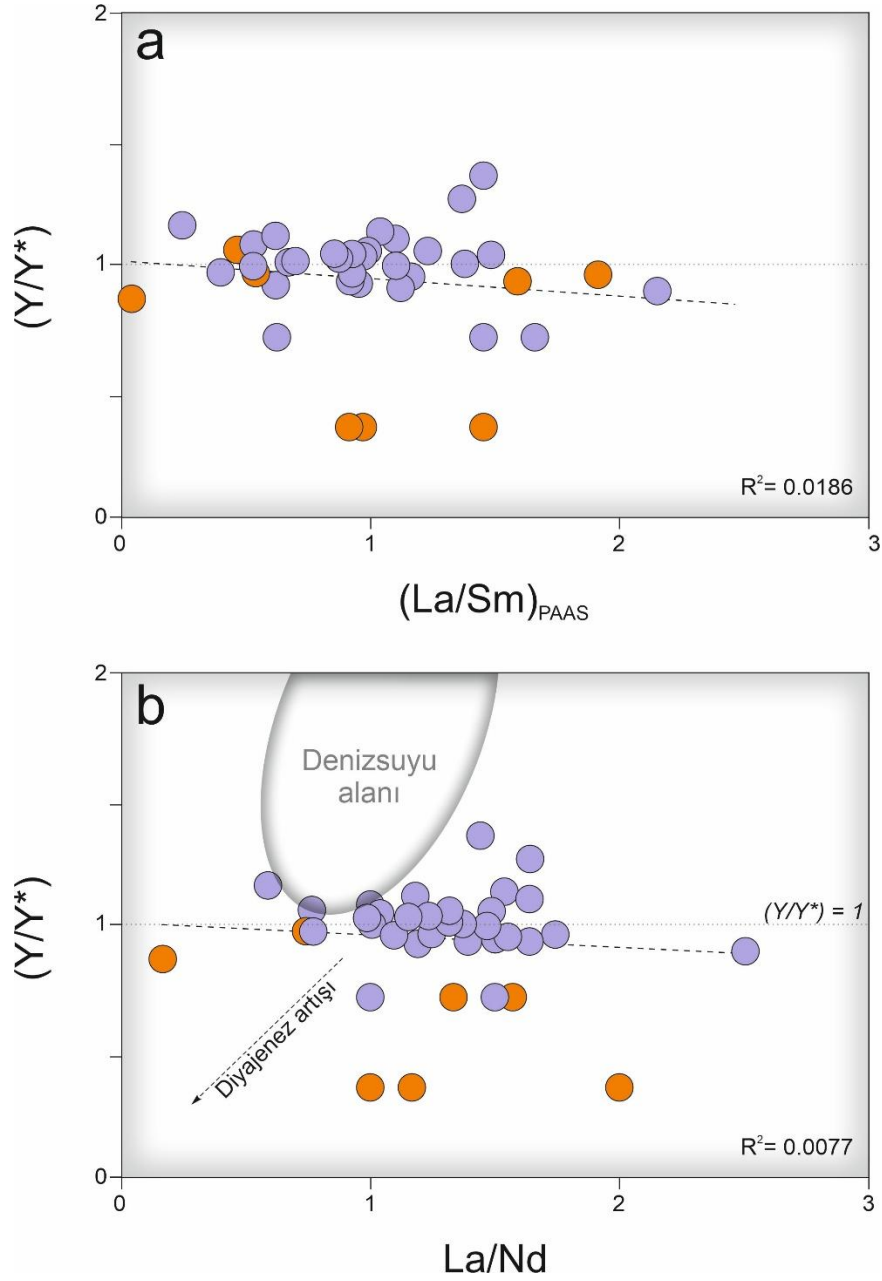
Beyşehir havza kayaları ve içerisinde bulunan trona seviyelerinden alınan 40 numunenin analizleri tabanında, Fe_2O_3 , CaO , MnO , K_2O , TiO_2 , MgO ile Al_2O_3 karşılaştırılmıştır. Analizi yapılan örnekler Fe_2O_3 ile herhangi bir korelasyon vermezken, CaO ile ve MgO ile negatif, MnO , TiO_2 ve K_2O ile pozitif trend vermektedir (Şekil 8.5). Bu durum, göl havza ortamına kırıntılı girişi ve özellikle bu girişle birlikte diyajenezin etkisi ile potasyum zenginleşmesini göstermektedir.



Şekil 8.5: Beyşehir havza kayalarının Fe_2O_3 , CaO , MnO , K_2O , TiO_2 , MgO , Rb, Ba ile Al_2O_3 arasındaki korelasyonlar

8.6. Göl Ortamı Sedimentasyon Özellikleri

Y/Y* anomalisinde tronalı seviyelerde gözlenen güçlü negatif anomali göl suyunun oluşan malzemeye etkisinin olmadığını göstermektedir. Beypazarı göl ortamında devam eden sedimentasyon süresinde diğer çökelim yapan gölsel sedimanter kayaçlara ise göl suyunun etkisi bariz şekilde gözlenmektedir. Bu durum, trona oluşumu ve/veya çökeliiminin doğrudan göl suyunun etkisiyle ilişkili olmadığını, aksine göl havzasına farklı bir kaynaktan önemli miktarda sodyum girdisinin gerçekleştiğini ortaya koymaktadır. Beypazarı havza kayaçlarının element oranları deniz suyu alanının dışındadır ve artan diyajenez ile ters ilişki göstermektedir (Şekil 8.6a, b). Gölsel havzalarda kimyasal çökeltilerde gözlenen Y/Ho oranı, söz konusu malzemenin kökenine dair önemli jeokimyasal kısıtlamalar sunabilmektedir. Magmatik ve epiklastik kayaçlarda, Y/Ho oranı 52 ile kondritik değere benzerdir (McDonough and Sun 1995), ve bu oran yüksek sıcaklıklı hidrotermal solüsyonlar ve karasal materyallerde süperkondritik değer (25-29) değer sunmaktadır (Bau and Dulski, 1999; Douville et al. 1999; Bolhar et al. 2004), çünkü Y, yüzey komplekslerinin kararlılıklarındaki farklılıklar nedeniyle Ho gibi göl ortamındaki sudan uzaklaştırılmaz (Bau and Dulski 1999). Modern deniz suyu 43-80 arasında değişen Y/Ho oranı vermektedir (Nozaki et al., 2000; Lawrence et al. 2006), kırıntılı çökelimlerde bu oran yaklaşık 28 civarındadır (Nagaraja et al. 2011). Açık okyanus deniz suyunun ve okyanus kenarı deniz suyunun Y/Ho oranları yüksek olup sırasıyla 108 ve 94 değerleri arasında değişmektedir (Nozaki et al., 1997; Johannesson et al., 2005). Bunun yanı sıra, orta okyanus sırtlarına ait yüksek sıcaklıklı hidrotermal akışkanların Y/Ho oranı 28–30 arasında değişmektedir (Bau and Dulski, 1999; Bolhar et al., 2004). Bu nedenle, hidrotermal baca akışkanları ile deniz suyunun karışmasıyla Y/Ho oranları artmaktadır (Bao and Zhao., 2008). Beypazarı havzasından, belirli doğrultuda yapılan 5 farklı sondajdan alınan numunelerde Y/Ho oranı 10 ile 36.67 (ortalama: 27.06) arasında değişmektedir. Bu durum Beypazarı havzasında kırıntılı çökeliimin baskın olduğunu ve göl ortamına herhangi bir hidrotermal akışkanın girmedikini ya da oldukça sınırlı olduğunu göstermektedir. Benzer şekilde, numunelerin Nd oranları da Beypazarı havzasındaki sediman çökeliiminin hızının ortaç düzeyde olduğunu ve $C_{e_{anom}}$ hesaplamalarıyla da çökelen kayaçların yüksek oranda anoksik bir ortamda çökeldiğini göstermektedir. Beypazarı havzası kayaçların Y/Ho değerleri normal tuzlu deniz suyundan daha düşük olmasına rağmen, bazı örneklerde gözlenen yüksek Y/Ho oranları bazı kırıntılı materyallerin havza içine girişiyle de açıklanabilmektedir (Zarasvandi et al., 2013).



Şekil 8.6: Y anomalisi ile a) $(La/Sm)_{PAAS}$ ve b) La/Nd karşılaştırılması

Co/Ni oranının 1'den küçük olduğu çökelimler sıcak su ortamlarında çökelmiş sedimanlar için karakteristik bir özellik sunarken, $Co/Ni > 1$ değerleri derin denizel ortam koşullarına işaret etmektedir (Fernández and Moro, 1998). Beypazarı havzası kayaçların Co/Ni oranları 1'den küçük olduğu için, havzada çökelim yapan sedimanlar sıcak bir göl suyunda sedimantasyon geçirdiğini göstermektedir. Denizel tortularla karşılaştırıldığında, denizel olmayan gölsel ortamlardaki ince taneli sedimanlar genellikle kaynak alana daha yakın konumlarda çökelmektedir. Denizel olmayan ince taneli sedimanlar, durgun sularda veya düşük enerjili koşullarda süspansiyon yoluyla ya da yüksek türbülanslı akıntılar tarafından çökeltilmektedir (Wang et al., 2020).

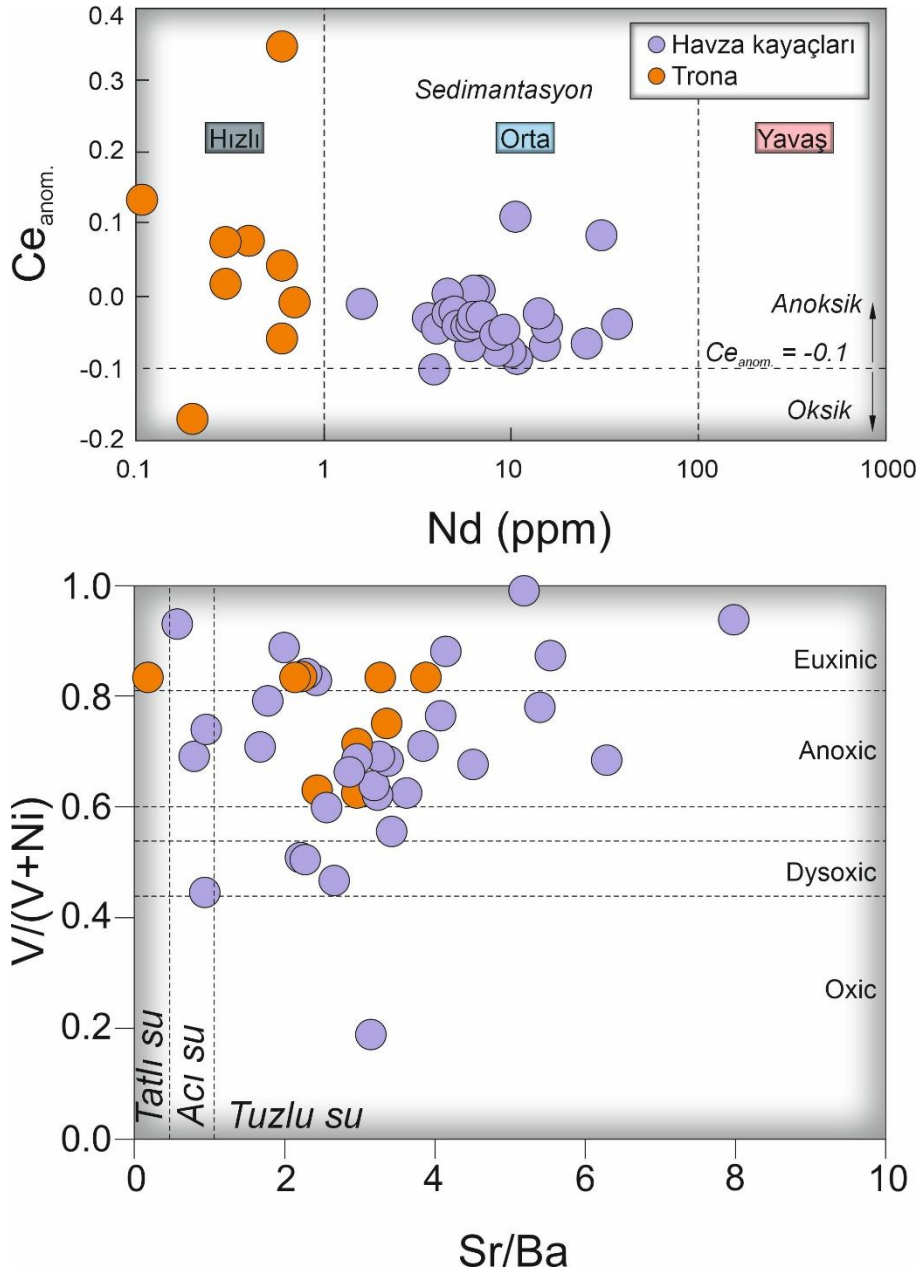
Beyşehir havzasında kilitaşı, çamurtaşı, ince taneli kumtaşı birimleri özellikle Hırka Formasyonunda oldukça yaygın olarak gözlenmektedir. Çamurtaşları (çamurtaşı baskın litofasiyes), delta düzlüğü, delta önü, göl kıyısı, sığ göl ve yarı derin göl gibi birçok ortamda korunmaktadır. Çamurtaşlarında ince taneli sedimanlarda yatay laminalı seviyelerin gözlenmesi zayıf hidrodinamik koşulları ve çökeltmenin esas olarak süspansiyon yoluyla gerçekleştiğini göstermektedir (Wang et al., 2020). İnce taneli çökeltiller, tane boyutu kil ve silt boyutundaki (62.5 µm'den küçük) sedimanlardan oluşur ve başlıca silisiklastik ve karbonat mineralleri ile organik maddeleri içermektedir (Aplin and Macquaker, 2011; Jiang et al., 2013). Son zamanlarda yapılan çalışmalarda dünya genelinde ince taneli özellikle bitümlü şeyl içeren gölsel havzalar, petrol ve gaz açısından dikkatli bir şekilde incelenmektedir (Dyni, 2006; Jarvie et al., 2007; Ross and Bustin, 2008; Aplin and Macquaker, 2011; Abouelresh and Slatt, 2012; Ramos et al., 2015; Jia, 2017).

Denizel ve gölsel havzalarda, depolanma ortamının oksijenli olup olmadığını ortaya koyan çeşitli parametreler bulunmaktadır. Bunlardan, Ce anomalisi ($Ce_{anom.}$), çökeltim ortamındaki deniz suyunun oksik ya da anoksik karakterini belirlemede kullanılan önemli bir göstergedir (Wright et al., 1987). Kuzey Amerika Şeyl Kompoziti'ne (NASC; Gromet et al., 1984) göre normalize edilmiş Ce anomalisi şu şekilde tanımlanır (denklem 8.1):

$$Ce_{anom.} = [\text{Log} (3 \times Ce_{örnek} / Ce_{şeyl} (2 \times La_{örnek} / La_{şeyl}) + (Nd_{örnek} / Nd_{şeyl}))] \quad (8.1)$$

$Ce_{anom.} < -0.1$ değerleri çökeltim sırasında oksitleyici koşulları, buna karşın $Ce_{anom.} > -0.1$ değerleri anoksik ortam koşullarını işaret etmektedir. Ayrıca, Wright et al. (1987)'e göre Nd konsantrasyonları sedimantasyon hızlarının bir göstergesi olarak kullanılabilir. Beyşehir havza kayaçlarının $Ce_{anom.}$ değerleri -0.17 ile 0.347 arasında değişmekte olup, ortalama -0.008'dir. Dolayısıyla, bu değerlere bakıldığında örneklerden 1 trona örneği hariç, tümü anoksik (oksijensiz) alana düşmektedir ve Nd içeriklerine göre sedimantasyon orta hızda olup, trona örneklerinde hızlı sedimantasyonu işaret etmektedir.

Elde edilen verilere göre, Beyşehir göl havzası orta ve hızlı sedimantasyon özelliklerine sahip hareketli bir havza olup, sedimantasyon geçiren kayaçlar oksijensiz ortamda çökelmiştir. Bu durum trona alt ve üzerinde ardalanmalı olarak bitümlü şeyl seviyelerinin gözlenmesi ile de uyumludur (Şekil 8.7a, b).



Şekil 8.7: Beypazarı havza kayaçlarının redoks göstergeleri
a) $Ce_{anom.}$ -Nd, b) $V/(V+Ni)$ -Sr/Ba diyagramları

Daha önceden yapılan çalışmalarda, Beypazarı trona yataklarının evaporasyon ile oluştuğu fikri ortaya atılsa da bu havzadaki kayaçların anoksik karakter göstermesi, Hırka formasyonu içerisinde gözlenen trona seviyelerinde herhangi bir kalın jips çökelişinin gözlenmemesi, sedimentasyon hızının belirli seviyede olması ve göl suyunun sıcak olması ile ortama gelen Na iyonlarının ani soğuma ile dibe kristallenerek çökmesi şeklinde yorumlanabilmektedir. Dahası, Beypazarı havzasını oluşturan göl ortamında evaporasyon daha çok daha üst birimleri oluşturan formasyonlarda özellikle Çayırhan civarında kalın jips seviyelerinin gözlemlendiği gölün daha sığ kesimlerinde gözlenmektedir.

8.7. Paleo-Ayrışma

Çalışmalar, paleoklimadaki değişimlerin havza çevresindeki karasal ekosistemlerde sıklıkla bir dizi bozulmaya yol açtığını ortaya koymaktadır. Örneğin, sıcak ve nemli iklim koşulları, kayaç ve toprakların kimyasal ayrışmasını (weathering) artırarak karasal organizmaların yaşam ortamlarında değişimlere neden olabilir. Ayrışma süreci sırasında alkali bileşenlerin kaybı nispeten kolay ölçülebildiğinden, ana elementlere dayalı parametreler, kaynak alanın ayrışma şiddetini ve paleoklimatik koşullarını nicel olarak değerlendirmek amacıyla yaygın biçimde kullanılmaktadır. Bu parametreler arasında kimyasal alterasyon indeksi (CIA), kimyasal ayrışma indeksi (CIW) ve plajiyoklaz ayrışma indeksi (PIA) yer almaktadır (Nesbitt and Young, 1982; Harnois, 1988; Fedo et al., 1995).

$$CIA = Al_2O_3 / (Al_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO^*) \times 100 \quad (8.2)$$

$$CaO^* = \min(CaO - 10/3 \times P_2O_5, Na_2O)$$

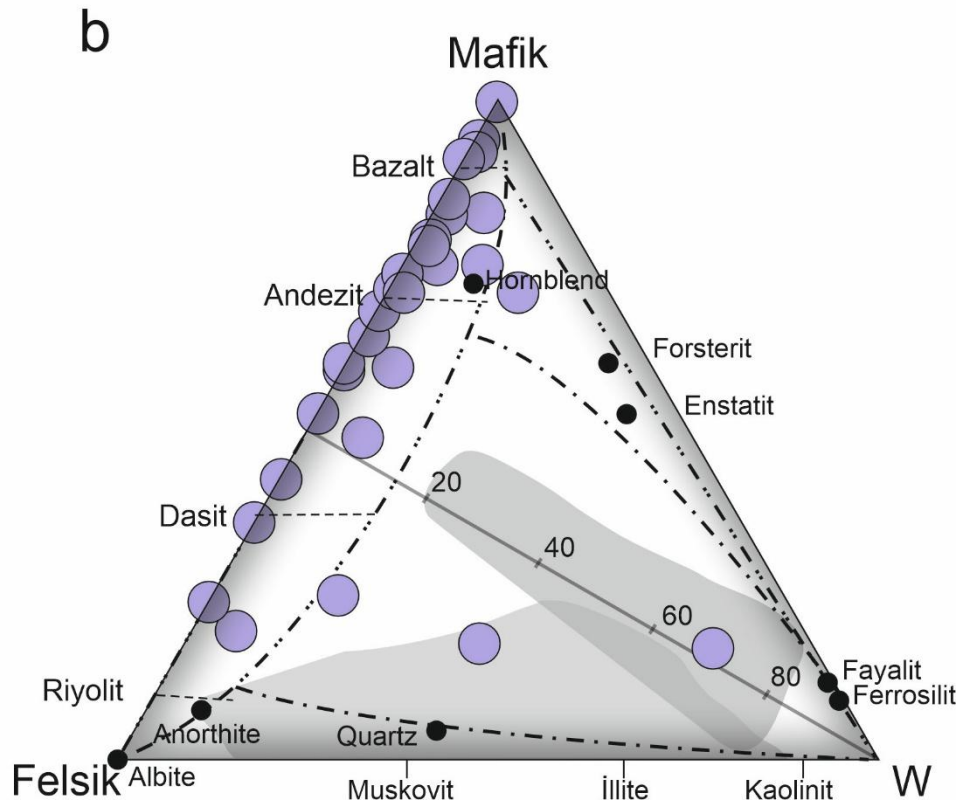
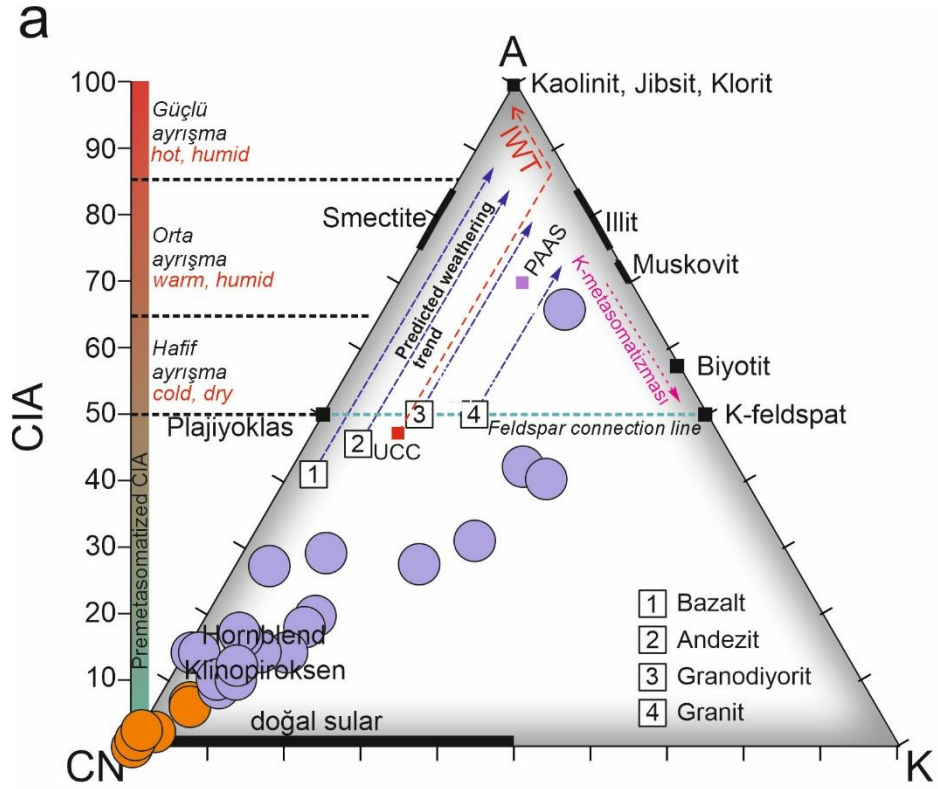
$$ICV = (Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + MnO + TiO_2) / Al_2O_3 \quad (8.3)$$

Ayrışma ile doğrudan ilişkili olmayan karbonat ve fosfat mineralleri bünyesindeki CaO'nun etkisini dışlamak amacıyla, bu çalışmada yalnızca silikat minerallerde bulunan CaO, CaO* olarak dikkate alınmıştır. Daha sonra, CIA değerlerinin hesaplanmasında Nesbitt and Young (1982) tarafından önerilen denklem (8.2) kullanılmıştır. Bunun yanı sıra, CIA değerleri kullanılarak kaynak alandaki ayrışma şiddeti yorumlanırken sedimanter farklılaşma ve yeniden taşınma (recycling) etkilerinin de göz önünde bulundurulması gerekmektedir. Bu çalışmada, yeniden taşınmanın CIA üzerindeki etkisini ortadan kaldırmak amacıyla, denklem (8.3) ile hesaplanan bileşimsel değişkenlik indeksi (ICV) kullanılmıştır.

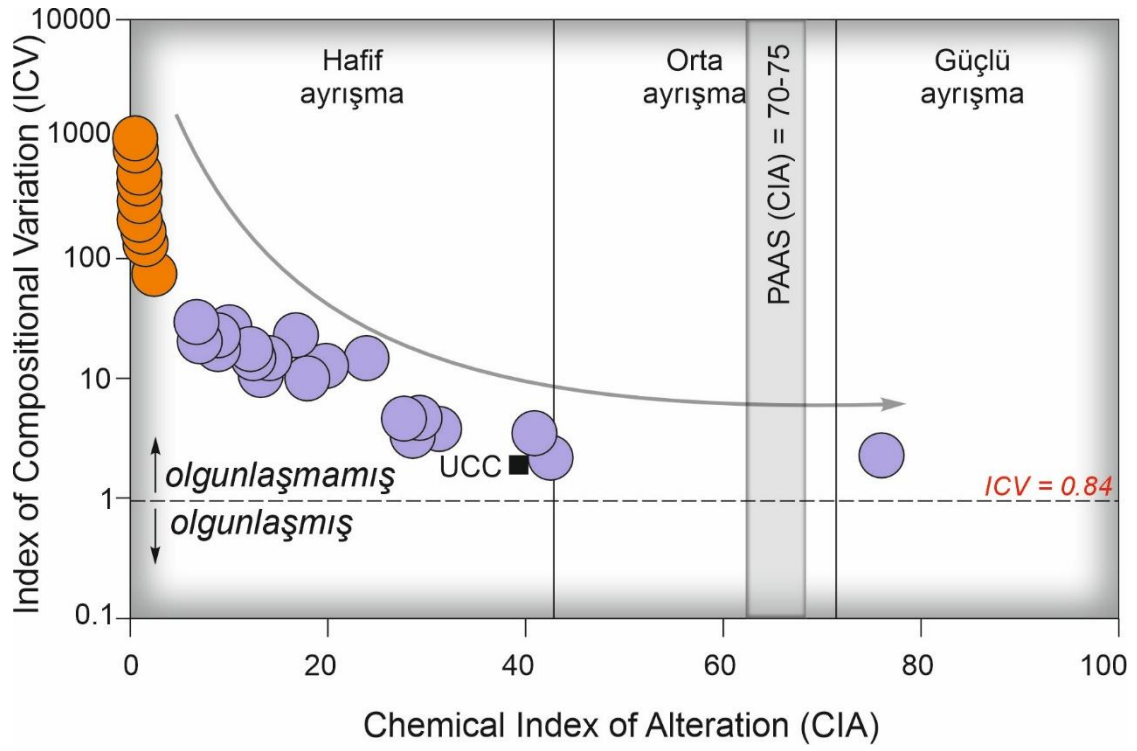
ICV değeri 1'den büyük olan örnekler, kil dışı silikat mineraller bakımından zengin, olgunlaşmamış (immature) killi kayaçları temsil eder. Bu tür örnekler, tektonik aktivite altında oluşmuş ilk çökelimler olup, yeniden taşınmanın etkisini elimine edebilme özelliğine sahiptir (Cox et al. 1995). Kayaçların jeokimyasal bileşimi ve majör element kimyası, kimyasal ayrışmadan güçlü bir şekilde etkilenmektedir (Nesbitt and Young, 1982; McLennan, 1993). Kaynak alandan çökelme ortamına kadar gerçekleşen ayrışma miktarı, farklı ayrışma indisleri kullanılarak değerlendirilebilir.

Kaynak alan malzemelerinin kimyasal ayrışma derecesi Alterasyonun Kimyasal İndeksi (CIA) kullanılarak değerlendirilmektedir. Bu indise göre, paleoklimatik değişimlere bağlı ayrışma şiddetinin ve “derin zaman” büyük iklimsel olaylarının incelenmesinde yaygın olarak kullanılan bir göstergedir (Nesbitt and Young, 1982). CIA (Chemical Index of Alteration), feldispatların kil minerallerine dönüşümünü ifade eden bir ayrışma indisi (Nesbitt and Young, 1982).

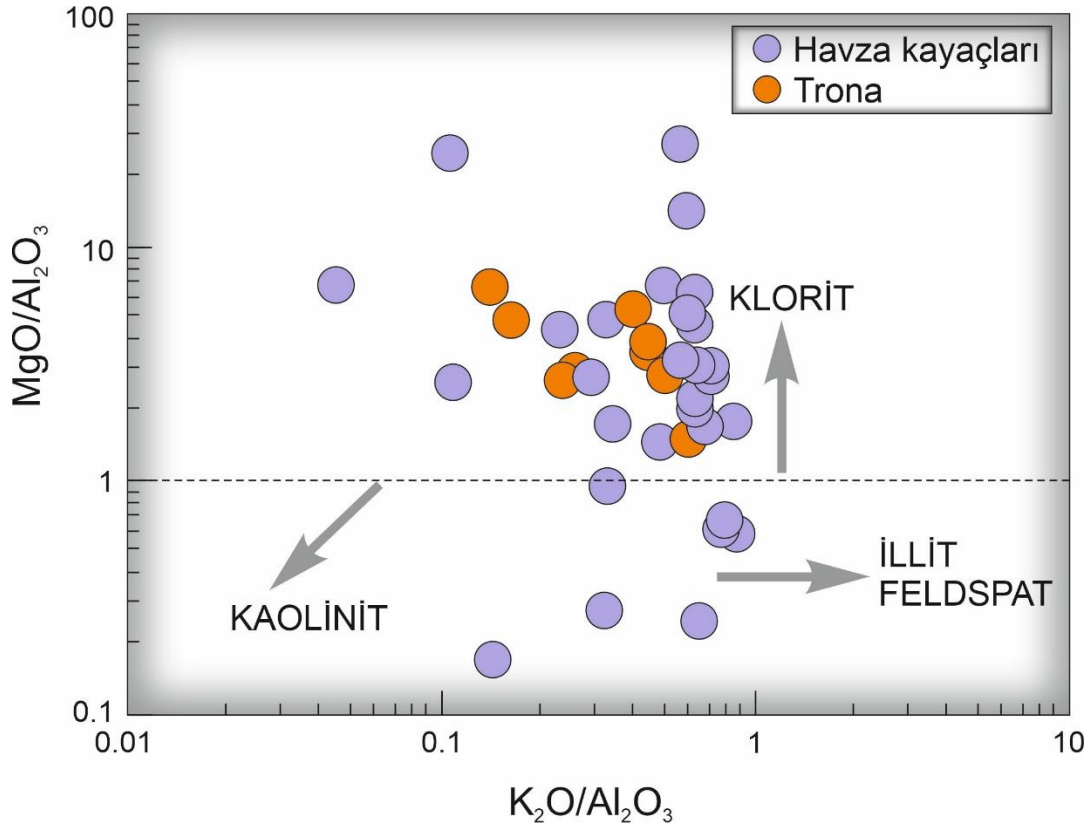
Farklı ana kayaç türleri farklı başlangıç CIA değerlerine sahiptir. Örneğin bazaltlar CIA <45 değerleriyle karakterize edilirken (örn. Sheldon, 2003), felsik kayaçlar 55–60 ve şeyller ise 70–75 aralığında CIA değerleri göstermektedir (Maynard, 1992; Young and Nesbitt, 1998). Beypazarı havza kayaçlarının CIA değerleri 27.46 ile 75.25 arasında değişmektedir. Yüksek CIA değerleri, uzun mesafeli taşınım, düşük sedimantasyon hızları ve nemli tropikal iklim koşulları altında gelişen yoğun kimyasal ayrışma süreçlerine işaret etmektedir (Nesbitt and Young, 1982). Beypazarı havza kayaçlarının CIA değerleri 0.09-66.13 arasında değişmektedir ve ortalama 13.75’tir. Buna göre bir örnek dışında CIA değerleri 50’nin altındadır ve ayrışma gözlenmemektedir (Şekil 8.8a). Buna ek olarak, diğer bir ayrışma indisi son zamanlarda Mafik-Felsic-Weathering üçgen diyagramı temelinde Ohta and Arai (2007) tarafından önerilmiştir. Bu diyagram, altı majör elementin (TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , Na_2O ve K_2O) bir araya getirilmesiyle oluşturulmuştur. Yalnızca dört oksitle karakterize edilen CIA diyagramına kıyasla kimyasal ayrışma süreçlerini daha etkin bir şekilde tanımlamaktadır. MFW diyagramında W köşesi ana kaynak kayaçların ayrışma derecesini temsil ederken, M ve F köşeleri sırasıyla mafik ve felsik kaynak kayaçları yansıtmaktadır. M köşesinden F köşesine çizilen doğru, taze magmatik kayaçların (mafik, ortaç ve felsik) eğilimini göstermektedir. Felsik magmatik kayaçların ayrışma eğilimleri F–W doğrusu yakınındaki bir eğriyi takip ederken, mafik kayaçların ayrışma eğilimleri M–W doğrusu yakınındaki bir eğri boyunca gelişmektedir. Ortaç magmatik kayaçların ayrışma eğilimleri ise bu iki doğru arasındaki alanda, diyagramın orta kesimine doğru dağılım göstermektedir. Şekil 8.8b’de görüldüğü üzere, ayrışma şiddeti W köşesine doğru arttıkça yığın yoğunluğu (bulk density) azalmaktadır (Ohta and Arai, 2007). Beypazarı örnekleri birkaç örnek dışında, Felsik-Mafik magmatik kayaç hattı ve alanı içerisinde toplanmaktadır. MFW diyagramında örneklerin büyük çoğunluğu felsik–mafik magmatik kayaç eğilimi boyunca ve düşük ayrışma alanında yer almaktadır. Bu dağılım, CIA sonuçlarıyla uyumlu olarak kaynak alanda sınırlı kimyasal ayrışmanın gerçekleştiğini göstermektedir.



Şekil 8.8: Beypazarı havza kayaçlarının ayrışma indisleri. a) A-CN-K diyagramı (Nesbitt ve Young, 1982), b) W-Mafic-Felsic diyagramı (Ohta and Arai, 2007)



Şekil 8.9: CIA-ICV içeriklerine göre sedimentlerin olgunlaşma seviyesi ve ayrışma şiddetini gösteren diyagram



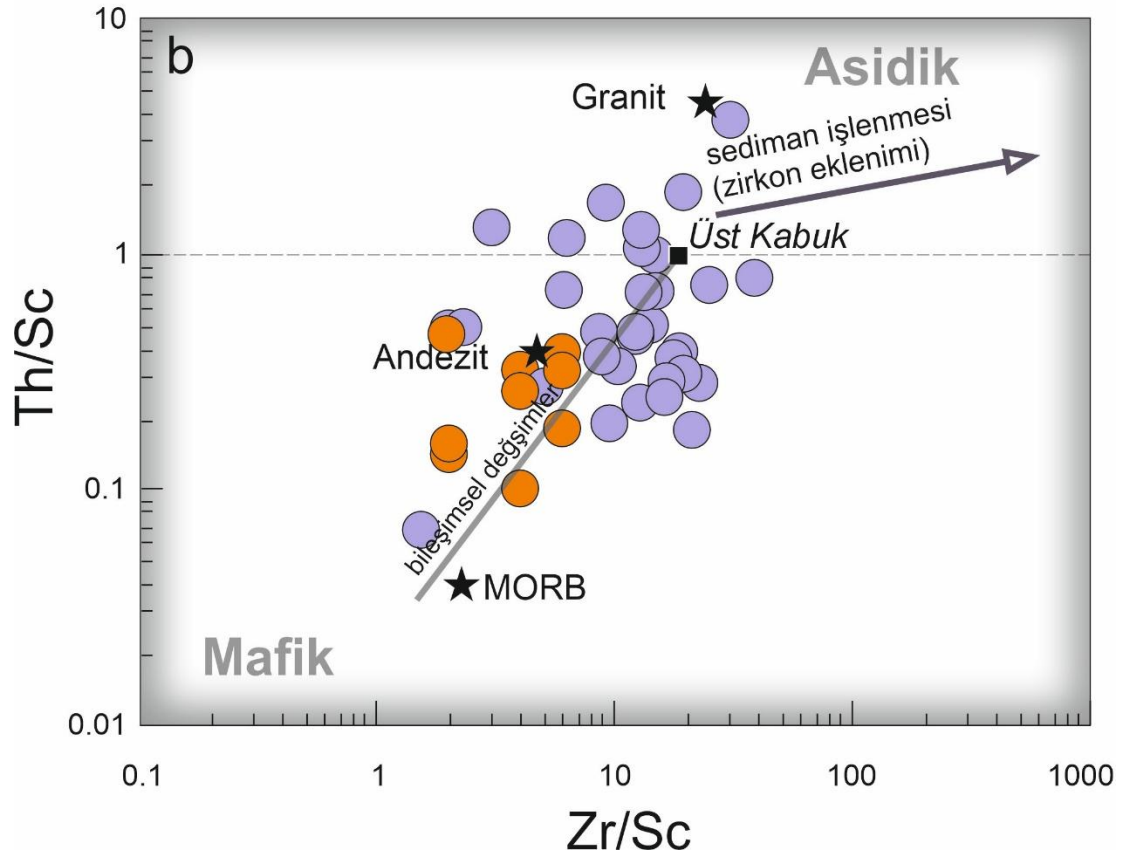
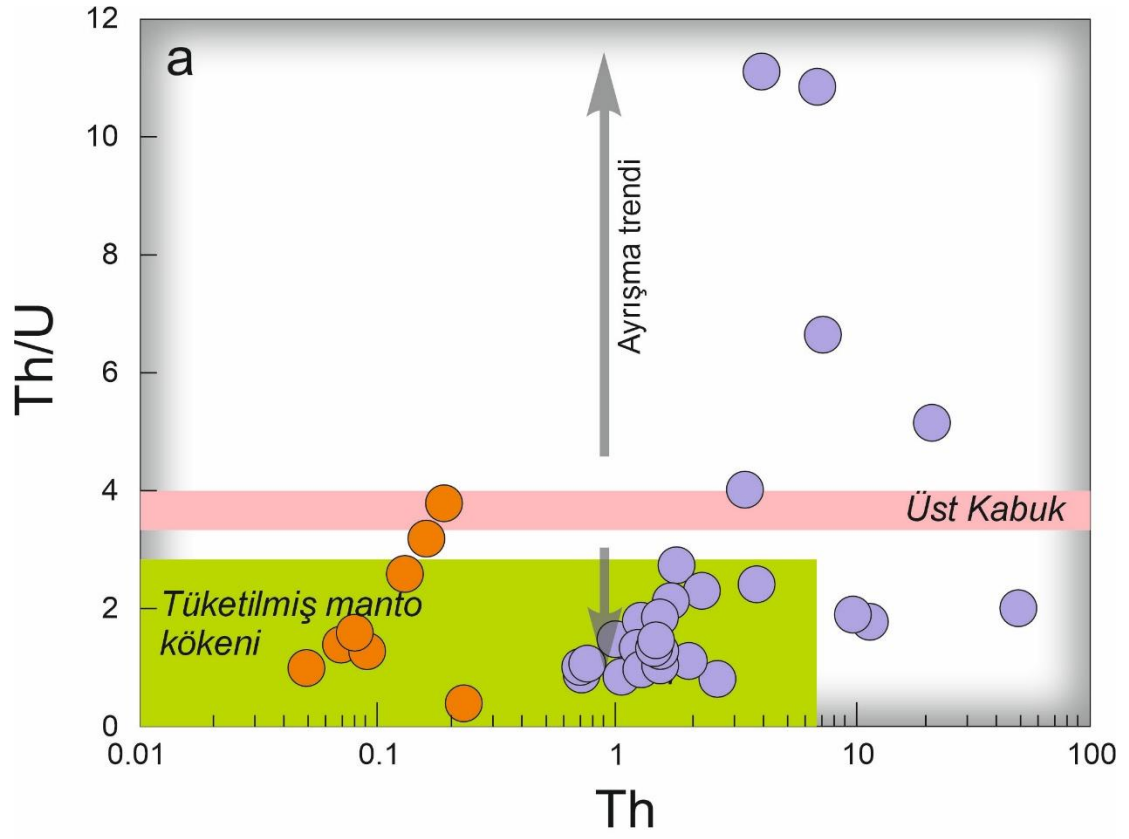
Şekil 8.10: Beypazarı Trona havzasındaki formasyon örneklerinin alterasyon mineral indisi (AMI)

Beypazarı havzası kayaçların jeokimyasal analizlerinde yukarıda verilen parametrelerden ICV değerleri verilerine göre havza kayaçlarının tümü olgunlaşmamış (immature) ve aynı zamanda örneklerin hemen hemen tümü hafif derecede ayrışmaya uğradığı görülmektedir (Şekil 8.9). Kayaçların ayrışmasında Mg bakımından zengin ayrışmalar klorit mineralini gösterirken, K₂O bakımından zengin ayrışmalar genellikle illit ve feldspat minerallerini işaret etmektedir. Beypazarı trona havzasından alınan örneklerin kimyasal analiz verilerine göre, birçok örnek klorit bakımından zengin bir alterasyon göstermektedir (Şekil 8.10).

Th/U oranı da ayrışma ve sedimanter geri dönüşümün etkisini anlamada önemli bir gösterge olarak kabul edilmektedir (McLennan, 1993). İndirgen koşullarda U ve Th benzer jeokimyasal davranışlar sergiler. Ancak oksitleyici koşullar altında U kolaylıkla ayrışarak ortamdan uzaklaştırılabilmektedir ($U^{4+} \rightarrow U^{6+}$ oksidasyonu), buna karşın Th göreceli olarak kararlı kalmaktadır. Üst kıtasal kabuğu temsil eden kayaçlarda Th/U oranı genellikle 3.5–4.0 arasında değişmektedir (McLennan, 1993). Beypazarı havza kayaçları ve trona örneklerinin Th/U oranları 0.40-12.74 arasında değişmekte olup, ortalama 12.66'dır ve üst kıtasal kabuk değerlerinden daha düşüktür, ayrışma trendi oldukça limitlidir ve birçok örnek tüketilmiş manto köken alanında toplanmaktadır (Şekil 8.11a). Bu durum, sedimanların oksitleyici koşullar altında sedimanter geri dönüşüme uğramadığını ve köken olarak tüketilmiş mafik karakterli bir manto kökenli bir kaynaktan beslendiğini göstermektedir.

Buna ek olarak, sedimanların boylanması (sorting) ve geri dönüşümü (recycling), Th/Sc ve Zr/Sc oranları kullanılarak belirlenebilir. McLennan (1993)'göre, sediman boylanması ve geri dönüşüm süreçleri, özellikle zirkon başta olmak üzere ağır minerallerin fraksiyonlaşması ve zenginleşmesi ile ilişkilidir.

Zirkon, fiziksel ve kimyasal olarak oldukça dayanıklı bir mineral olup, bu durum sediman geri dönüşümünün etkisini göstermektedir (McLennan, 1993). Sc, mafik kayaçlarda zenginleşen hareketsiz (immobile) bir elementtir. Zr ise büyük ölçüde zirkon minerali içerisinde yoğunlaşmasına rağmen, Sc genellikle NTE'lere benzer şekilde provenans karakterini korur. Bu nedenle, Th/Sc'ye karşı Zr/Sc diyagramı sedimanların boylanma ve geri dönüşüm derecesini yansıtabilir (McLennan, 1993).



Şekil 8.11: a) Th/U-Th, b) Th/Sc-Zr/Sc diyagramı (McLenan, 1993)

Zr/Sc oranı, sediman geri dönüşümüne bağlı zirkon zenginleşmesinin değerlendirilmesinde önemli bir göstergedir. Th/Sc oranı ise provenansa bağlı bileşimsel değişimlere oldukça duyarlı olduğundan, kaynak kaya bileşimindeki farklılıkların belirlenmesinde güvenilir bir indikatör olarak kullanılmaktadır (McLennan, 1993). Th/Sc ve Zr/Sc diyagramında örneklerin birçoğu üst kabuktan daha düşük değerler göstermekle birlikte birçok örnek MORB ve andezit alanında toplanmaktadır (Şekil 8.11b). Bu durum havzada trona oluşumuna neden olan kaynak kayaçların çoğunlukla bol Na bakımından zengin tüketilmiş mafik karakterli bir manto kökenli magmatik kayaçtan türediğini göstermektedir.

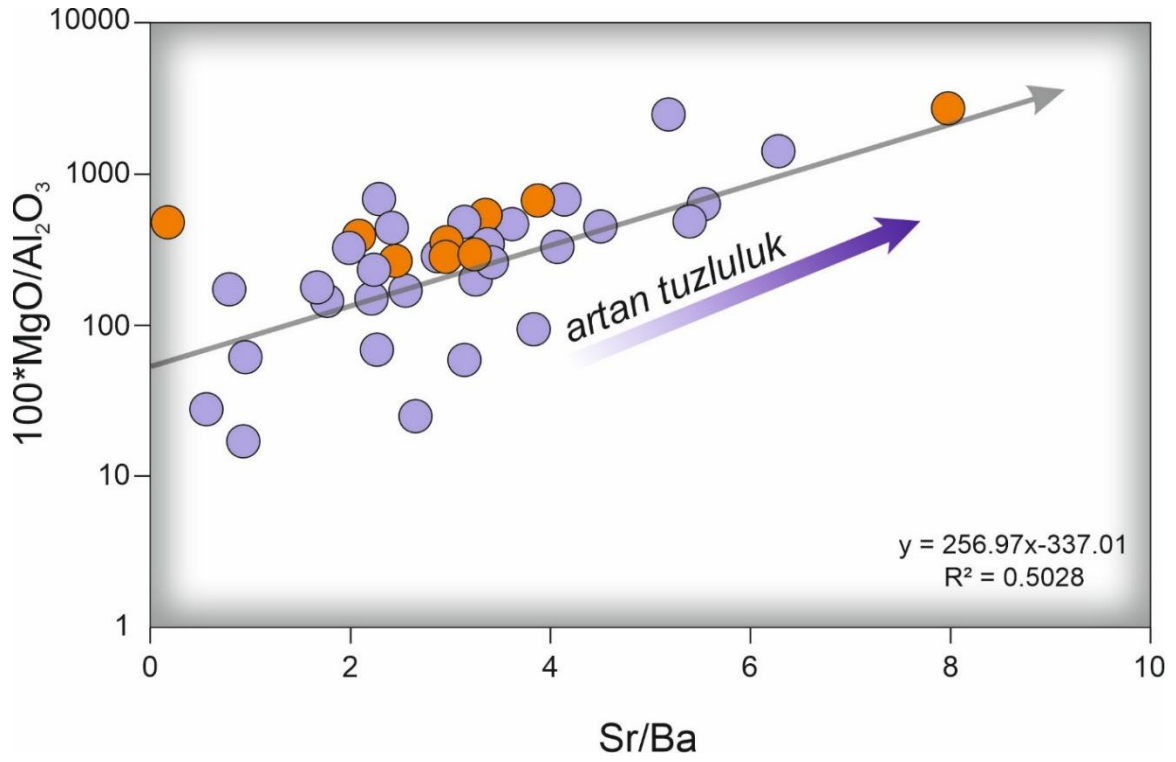
8.8. Paleotuzluluk

Tuzluluk arttıkça MgO içeriği artmakta, buna karşılık Al_2O_3 içeriği azalmaktadır. Bu nedenle, MgO/ Al_2O_3 oranındaki artış, göl suyunun daha tuzlu hale geldiğini göstermektedir (Tian et al., 2014). $100 \times MgO/Al_2O_3$ değeri, paleotuzluluğun değerlendirilmesinde yaygın olarak kullanılan bir gösterge parametresidir. Beypazarı havzasında $100 \times MgO/Al_2O_3$ ve Sr/Ba oranı yüksek olmakla birlikte pozitif şekilde yükselmektedir (Şekil 8.12). Bu durum, Beypazarı havza gölünün yüksek tuzluluk içerdiğini ve tuzlu bir göl olduğunu ortaya koymaktadır.

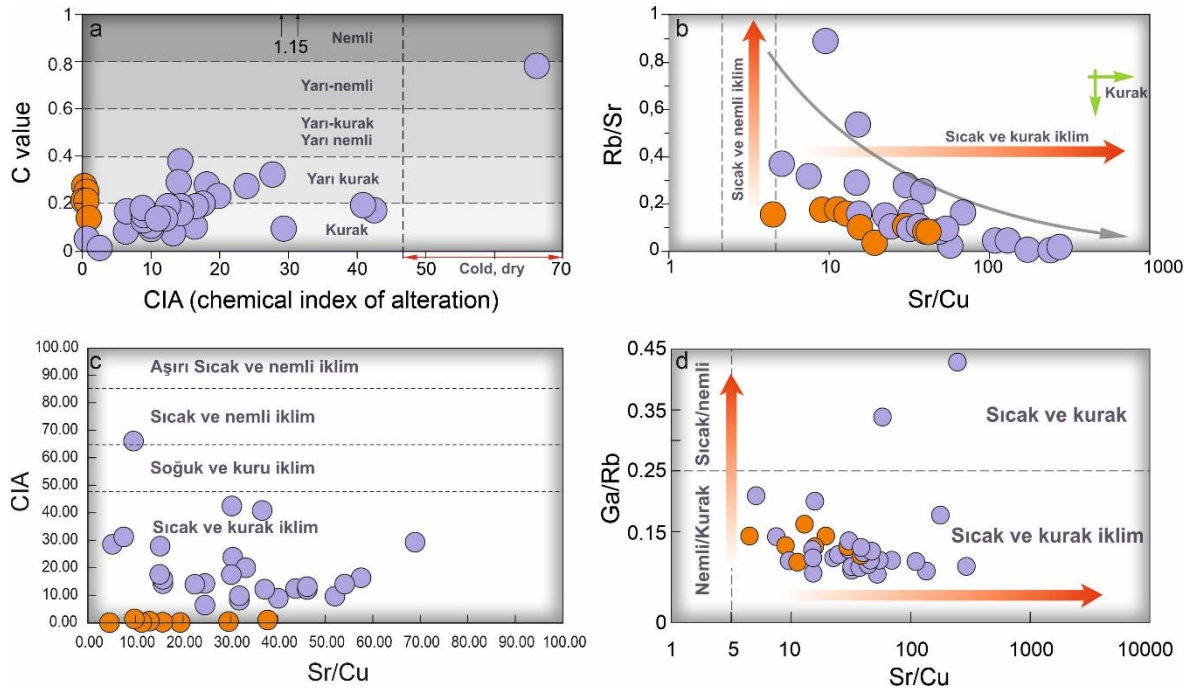
8.9. Paleoiklim

Mn genellikle gölsel ortamlarda Mn^{2+} formunda stabil halde bulunur. Mn^{2+} konsantrasyonunun, göl suyunun buharlaşması sonucunda doygunluğa ulaşması halinde, önemli miktarda çökelim gerçekleşir. Bu nedenle, kayaçlardaki yüksek Mn içeriği sıcak ve kurak iklim koşullarının bir göstergesi olarak değerlendirilir (Wang and Huang, 1997). Stabil Mn içerikleri, nispeten sabit sıcak, nemli veya yarı kurak iklim koşullarına işaret etmektedir. Fe, nemli iklim koşullarında $Fe(OH)_3$ kolloidi şeklinde kolaylıkla çökelmektedir; bu nedenle sedimanlardaki yüksek Fe/Mn oranı sıcak ve nemli iklim koşullarını, düşük Fe/Mn oranı ise sıcak ve kurak iklim koşullarını yansıtmaktadır (Song, 2005; Shi et al., 2018). Beypazarı trona yataklarından ve bölgedeki çökel kayaçlardan alınan numunelerin ortalama Fe/Mn oranları sıcak ve kurak iklim koşullarıyla uyumludur.

Buna ek olarak, çeşitli paleoklimatik göstergelerden elde edilen veriler de Beypazarı Havzası'nın çökelişi sırasında sıcak ve kurak iklim koşullarının hâkim olduğunu desteklemektedir. (Şekil 8.13a-d).



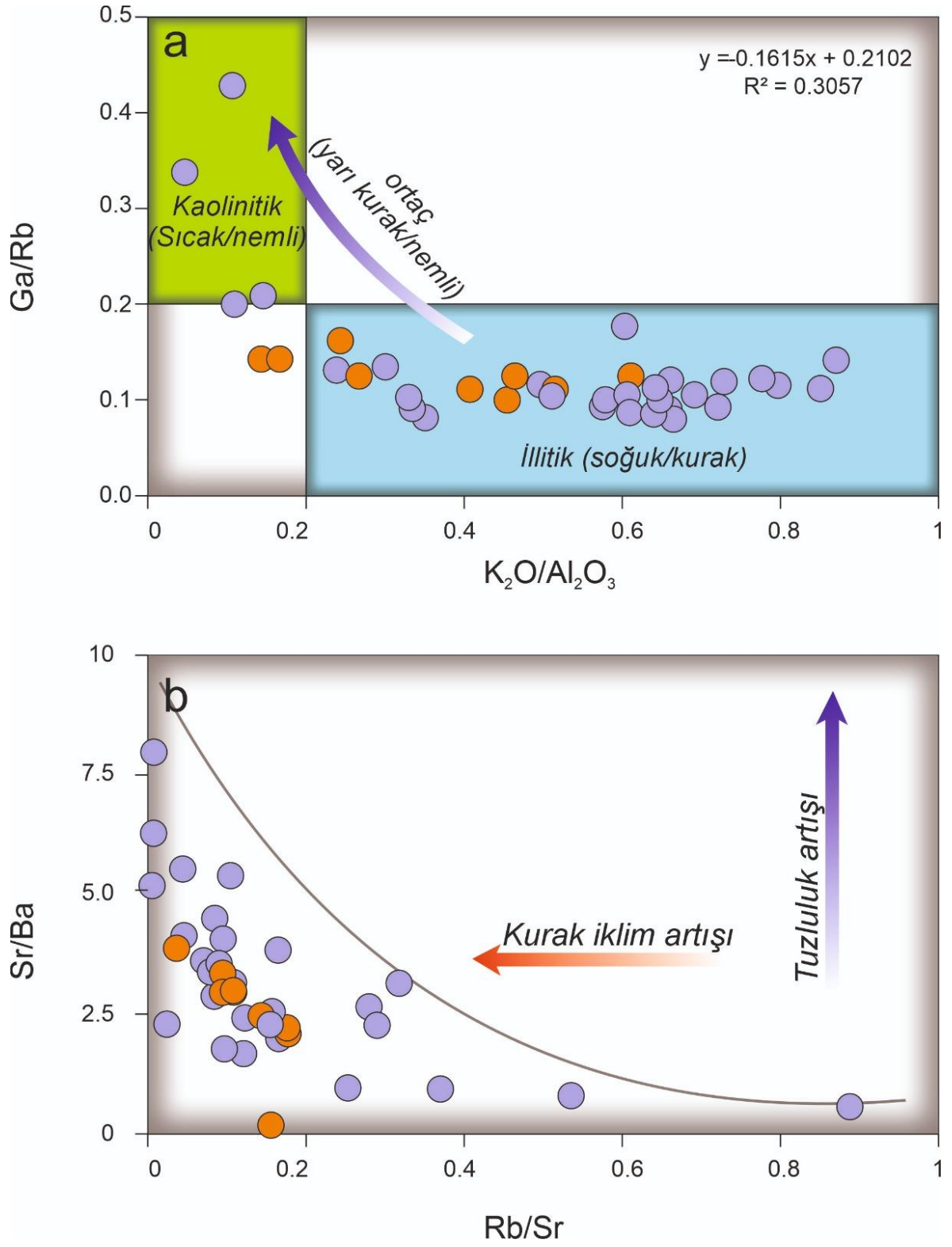
Şekil 8.12: Tuzluluğu gösteren Sr/Ba-100*MgO/Al₂O₃ diyagramı



Şekil 8.13: Beypazarı havza kayaçlarının paleoiklim özellikleri.

a) C değeri-CIA, b) Rb/Sr-Sr/Cu, c) CIA-Sr/Cu, d) Ga/Rb-Sr/Cu diyagramı

Ga/Rb-K₂O/Al₂O₃ ve Sr/Ba-Rb/Sr diyagramları da Beypazarı havzasında kurak ve soğuk-kurak iklim koşullarını desteklemektedir (Şekil 8.14a,b).



Şekil 8.14: Beypazarı havza kayaçlarının ve trona yataklarının a) illitik (soğuk, kuru) ve b) kurak iklimi gösteren diyagramlar

8.10. Kaynak Alan

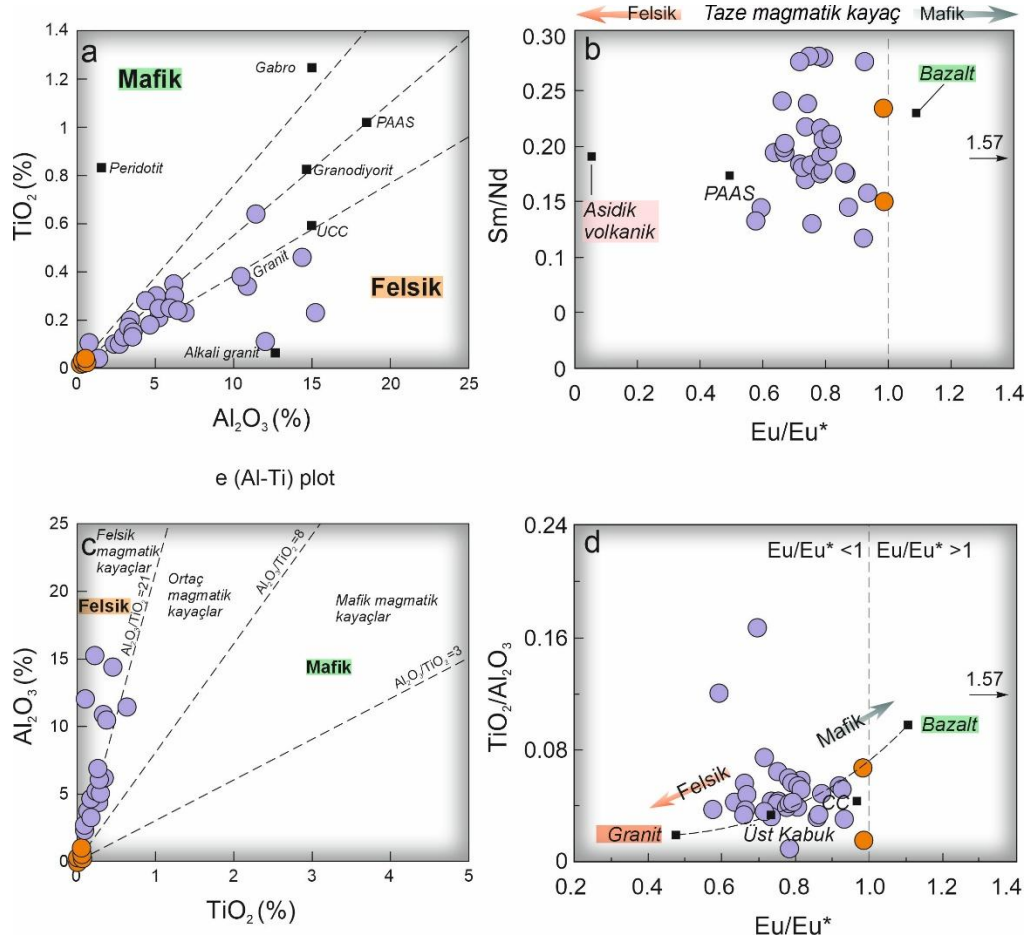
Hayashi et al. (1997), Al_2O_3/TiO_2 oranını kaynak alanı açısından önemli bir gösterge olarak önermiş ve bu oranın mafik kayalar için 3–8, ortaç kayalar için 8–21 ve felsik kayalar için 21–70 arasında değiştiğini belirtmiştir. Beypazarı havza kayalarının Al_2O_3/TiO_2 oranları 6 ile 109 arasında değişmekte olup ortalama değer 24.75'tir. $TiO_2-Al_2O_3$ diyagramı (Schieber, 1992), Beypazarı örneklerinin granit ve granodiyorit alanı arasında, özellikle “granodiyorit çizgisi” çevresinde dağıldığını göstermektedir (Şekil 8.15a). Sm/Nd-Eu anomali diyagramında analizi yapılan örnekler bazalt ile PAAS arasında toplanmış olup, bazı trona örnekleri bazalt alanı kısmına düşmektedir (Şekil 8.15b). $Al_2O_3-TiO_2$ diyagramında felsik-ortaç arasında daha baskın olarak felsik alanına doğru trend sunmaktadır (Şekil 8.15c). TiO_2/Al_2O_3 -Eu anomali diyagramında da havza kayaları üst kabuk üzerine düşmekte olup, bazı trona örnekleri yüksek Eu anomalisi göstererek bazalt alanına düşmektedir (Şekil 8.15d). Bu durum, söz konusu kayaların ağırlıklı olarak felsik karakterli kaynak kayalardan türediğine işaret etmektedir. Buna ek olarak, Zr/Zn-Rb/V-Sc/Nb üçgen diyagramında örneklerin büyük çoğunluğu ortaç bileşimli kaynak alanlarda toplanırken, bazı örnekler mafik ve felsik uç üyelere doğru sapma göstermektedir (Şekil 8.16). Bu dağılım, Beypazarı havza kayalarının tek bir kaynak yerine ağırlıklı olarak ortaç karakterli, yer yer mafik ve felsik katkılar içeren karma bir provenanstan beslendiğini göstermektedir.

8.11. Bitümlü Şeyde Gaz Potansiyeli

Organik madde zenginleşmesi, Dünya tarihi boyunca çoğu zaman küresel ısınma dönemleriyle ilişkilendirilmiştir (Berner, 2003). Erken Senozoyik dönemi, yüksek küresel sıcaklıklar ile karakterize edilmiştir (Zachos et al., 2008; Westerhold et al., 2018). Küresel ısınmanın neden olduğu artan besin girdileri ve okyanusal anoksi, üretkenliği artırmakla birlikte korunma koşullarını da iyileştirerek denizel sedimanlarda organik karbon gömülümünü artırmaktadır (Jenkyns, 2010; Raven et al., 2018).

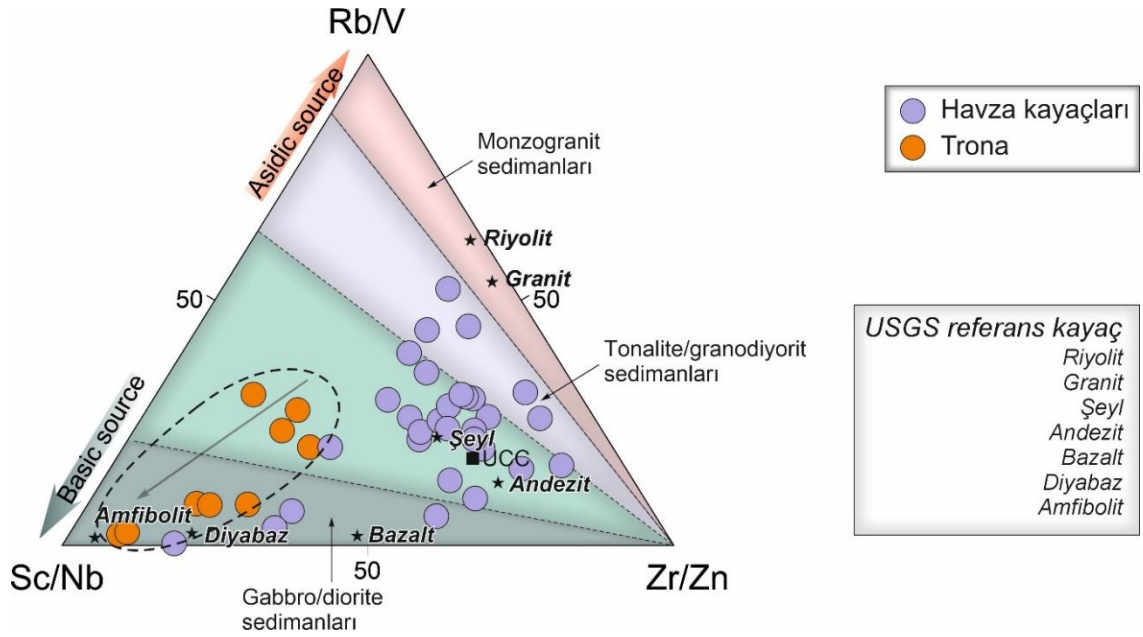
Denizel havzalarla karşılaştırıldığında, gölsel havzalar sınırlı coğrafi yayılımları nedeniyle genellikle daha karmaşık çökelme istifleri sergilemektedir (Feng et al., 2013; Zhu et al., 2023). Beypazarı havzası temel kayalar ile sınırlandırılan seviyeden birçok formasyon ve bunların üyeleri ile tavana kadar yaklaşık olarak 600 metrelik kalın bir gölsel sediman istifine sahiptir.

Son çalışmalar, gölssel havzalarda istiflerin ve çökeltme sistemlerinin oluşumu üzerinde tektonik ve iklimsel faktörlerin güçlü bir etkisi olduğunu ortaya koymuştur (Cavinato et al., 2002; Magbagbeola and Willis, 2007; Boulton et al., 2019; Xia et al., 2022).



Şekil 8.15: Beypazarı trona havza kayaçlarının kaynak alan diyagramları. a) TiO_2 - Al_2O_3 diyagramı, b) Sm/Nd - Eu/Eu^* diyagramı, c) Al_2O_3 - TiO_2 diyagramı, d) $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ - Eu/Eu^* diyagramı

Tektonik, çökeltme alanını kontrol etmede temel bir rol oynar ve bölgesel iklim düzenleri üzerinde önemli bir etkiye sahiptir (Lin et al., 2001). İklim koşulları ise havzanın hidrolojik rejimini düzenleyebilir; göl seviyesi dalgalanmalarına neden olarak sedimanter süreçleri etkileyebilir (Jiang et al., 2007; Doebbert et al., 2010; Hao et al., 2011; Ma et al., 2016; Wang et al., 2021). Bununla birlikte, iklim değişimleri gölssel bir havzada çökeltme süreçleri ve organik madde zenginleşmesi üzerindeki kesin etkileri hâlâ belirsizliğini korumaktadır. Denizel ya da gölssel bir havzadaki sedimantasyonun değişkenliği, üretken rezervuarların oluşumu ve dağılımını denetlemektedir. Bu nedenle, çökeltim ortamlarının ayrıntılı biçimde karakterize edilmesi, gaz ve petrol aramacılığı açısından büyük önem taşımaktadır (Wang et al., 2020).



Şekil 8.16: Beypazarı havza kayaçlarının ve trona yataklarının çoğunlukla orta ve kısmen mafik ve asidik karakterini gösteren Zr/Zn, Rb/V, Sc/Nb üçgen diyagramı (Sawant et al., 2017)

İnce taneli kayaçlara yönelik son araştırmalar büyük ölçüde denizel istifler üzerinde yoğunlaşmasına rağmen, gölsel havzalara ilişkin fasiyeslerde analiz ve çalışmalar hâlâ sınırlıdır. Bu da ülkemizde birçok bölgede gözlenen özellikle Orta Batı Anadolu'daki gölsel havza kayaçlarının dikkatli bir şekilde incelenmesi ve taban istifte bitümlü şeyl zonlarının irdelenmesini ön görmektedir. Çelteç (Sorgun-Yozgat, Türkiye) bölgesinde palosedimanter şeyl ünitelerinde petrol ve gaz üretkenliği olup olmadığı araştırılmıştır (Yavuz-Pehlivanlı, 2019).

Çalışmada şeyllerin TOC içerikleri 1.97-16.17 arasında değişmekte olup, sahanın üretken bir saha olduğu ortaya konmuştur. Diğer bir çalışmada Himmetoğlu (Bolu) bölgesindeki bitümlü şeyllerde jeokimyasal incelemeler gerçekleştirilmiştir (Sarı and Aliyev., 2005). En kapsamlı çalışmalardan birisi de KB Anadolu'da Beypazarı, Seyitömer, Himmetoğlu, Hatıldağ, Gölpazarı ve Bahçecik bölgelerinde Tersiyer yaşlı şeyl ünitelerinin jeokimyasal özellikleri ve çökeltme ortamları incelenmiştir (Karagölbay ve Korkmaz, 2005).

Petrol fiyatlarının oldukça hızlı bir şekilde yükseldiği ülkemizde, Pliyo-Miyosen yaşlı linyit yataklarından sonra en büyük fosil yakıt kaynağı bitümlü şeyller olarak gösterilmektedir. Petroldeki artış hızına bağlı olarak bu havzalardaki bitümlü şeyller üzerine de birçok bilimsel çalışmalar gerçekleştirilmektedir.

Beypazarı havzası kalın gölsel sedimanter çökelimlerle birlikte masif şekilde 3,5-4,5 arasında değişmekle birlikte (~ 1-7 m) trona ile ardalanmalı olarak gözlenen bitümlü şeyl depolanmalarına sahiptir. Bitümlü şeyl tabakaları Bölgede trona üretim amaçlı yapılan sondaj çalışmalarında, çoğunlukla basınçlı gaz çıkışlarına rastlanmaktadır. Trona üst ve alt seviyelerinde gözlenen bitümlü şeyllerden elde edilen Toplam Organik Karbon (TOC) değerleri 70-80 arasında değişmekte olup, gaz analizleri 98.8 metan çıkmıştır. Bu havzadaki bitümlü şeyllerin gaz üretiminde kullanılabilecek düzeyde olduğunu işaret etmektedir. Bu yönü ile bitümlü şeyl seviyelerinin gaz açısından üretken olup olmadığının araştırılması da ideal bir çalışmanın yapılmasını gerektirmektedir. Trona ile ardalanmalı olarak gözlenen bitümlü şeyl seviyeleri ve bunların karot görünimleri Şekil 8.17'de verilmiştir.



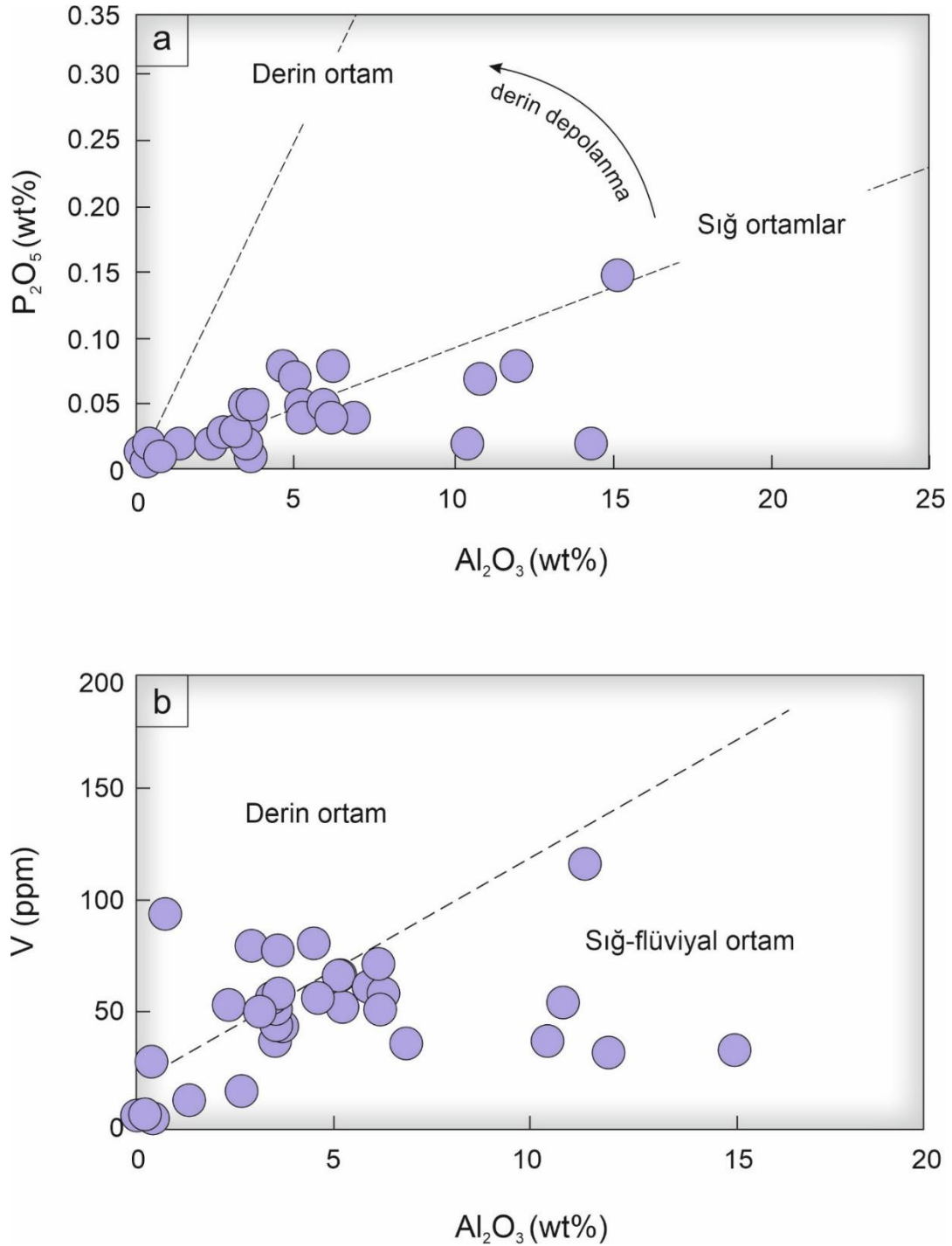
Şekil 8.17: Beypazarı trona havzasında trona ile ardalanmalı olarak gözlenen bitümlü şeyl karot fotoğrafları

8.12. Ortamsal Yorum

Beyşehir havzasında gözlenen litolojilerin ve/veya formasyonların depolanma ortamını ortaya koymak için P_2O_3 ile Al_2O_3 diyagramı kullanılmıştır (Şekil 8.18a; Dhannoun and Al-Dlemi, 2013). Bu diyagram, havzadaki kayaçların Miyosen periyodu boyunca düşük biyolojik aktiviteden dolayı fosfor içeriklerinin düşük değerlerini işaret eden bazılarının derin göl ortamını yansıtmamasının haricinde genelde sığ ortamı yansıttığı gözlenmektedir. Aynı zamanda, benzer sonuçlar V ile Al_2O_3 diyagramında da gözlenmektedir (Şekil 8.18b). Burada belirtmek gerekir ki bu çalışmada yararlanılan bazı diyagramlar denizel ortamlar için oluşturulmuştur ve bu çalışmada da bir yaklaşım sağlamak amacıyla bu diyagramlar kullanılmıştır. Herhangi bir göl ortamında göl suyunun derin ya da sığ olması göreceli olabilir. Derin göl ortamında genellikle kil içerikleri yoğun şeyl ve/veya bitümlü şeyl çökelleri gözlenmesi beklenmektedir. Beyşehir trona havzasında, Hırka formasyonu içerisinde gözlenen trona ile ardalanmalı olarak gözlenen bitümlü şeyl litolojileri gölün derin ve oksijensiz kısımlarını ifade etmektedir. Dolayısıyla, özellikle jeokimyasal ayırtman diyagramlarda topoğrafik yüzeyden 270-350 m kadar bir derinlikte gözlenen Hırka formasyonunu oluşturan birimlerin ve tronanın anoksik hatta euxinic çıkması gölün derin kısımlarını yansıtmaktadır. Önceden yapılan çalışmalarda Beyşehir trona yataklarının evaporasyon yolu ile oluştuğu, trona seviyesinin gölün sığ kesiminde çökelediği gibi yorumlar yaygındır.

Beyşehir havzasını oluşturan gölün sığ kesiminde trona horizonlarının oluştuğu farz edilir ise bu seviyenin evaporasyon ile sığ kesimde oluşup, tektonizmayla eş yaşlı olarak ani çökme ile gölün sığ kesiminin derine dönmesi, tekrar sığ kesime yükselmesi ile birden fazla tektonik faaliyetin olması beklenmektedir. Ancak, trona seviyelerinde herhangi bir evaporasyon ile oluşan öz şekilsiz sülfatlı jips, anhidrit ve/veya globerit minerallerinden meydana gelen herhangi bir seviye gözlenmemiştir. Bu çalışmada elde edilen verilere göre, sedimanter birimlerden elde edilen verilerden Miyosen döneminde gölün var olduğu periyotta topoğrafik yüzey -5 ile -12 arasında değişmektedir ve soğuktur. Evaporasyon prosesinin olması için göl suyunun buharlaşabilmesi ortamın bir hayli sıcak olması beklenmektedir. Örneğin, Acıgöl (Denizli) soda yatağında, 6 aylık periyotlar ile güncel olarak gölden alınan sular yapay havuzlarda yazın en sıcak günlerinde doğal buharlaştırma yöntemi ile soda üretimi yapılmaktadır.

Dolayısıyla, jeokimyasal veriler ışığında gölün derin olması, trona alt ve üst birimlerinin anoksik ve/veya euxinic ortamda çökelim yapması, havza kayaçlarının orta tronanın ise hızlı bir şekilde çökelim yapması ve Miyosen süresince iklimin soğuk olması TRONA yataklarının evaporasyon ile oluştuğu görüşünü ortadan kaldırmaktadır.



Şekil 8.18: Denizel ve gölsel ortamların sığ ve derin ortamlarını yansıtan a) P_2O_5 - Al_2O_3 ve b) V- Al_2O_3 diyagramı

Bu çalışmada elde edilen veriler göstermektedir ki bölgedeki Trona yatakları ortama havza dışından ve/veya göl ortamında yer alan derin faylar ile sodyuma doygun bir kaynaktan göl ortamına gelen sodyumun ani bir şekilde gölün derin kısmına doğru dibe çökmesi ve kristallenmesi şeklindedir. Sondajlarda trona seviyelerinin tek bir horizontan değil farklı seviyelerde bitümlü şeyl ile ardalanmalı olarak gözlenmesi; ara ara Miyosen periyodunda faaliyet gösteren Na bakımından zengin bir kaynağın belirli periyotlar ile aktivite sağlayarak göl ortamına birden fazla Na kaynağı vermiştir. Beypazarı civarında ya da bölgede yapılan sondajlarda bu kaynak tespit edilememiştir. Bununla birlikte, göl ile eş yaşı gömülü bir kaynağın derin faylar ile göle Na ulaştırabileceği ve/veya göl ortamına yakın bir Na-zengin magmatik kaynağın göl ortamına Na iyonlarını drenaj ağları vasıtası ile taşıyabileceği öngörülmektedir.

9. TRONA VE ÇÖZELTİ MADENCİLİĞİ ÜRETİM YÖNTEMLERİ

9.1 Trona Minerali ve Endüstriyel Önemi

Trona, kimyasal bileşimi ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) olan doğal bir sodyum minerali olmakla birlikte kısaca seskikarbonat olarak isimlendirilir. Günümüzde tespit edilmiş 40'a yakın trona türevi olan mineral bulunmaktadır (Nahkolit, natron, termonatrit, wegsederit vb., Şekil 9.1). Her ne kadar önceki araştırmalarda Beypazarı Havzası'ndaki trona oluşumu evaporitik süreçlerle açıklanmış olsa da bu çalışma kapsamında gerçekleştirilen ayrıntılı sedimentolojik, mineralojik ve jeokimyasal incelemelerde trona içeren seviyelerle ilişkili tipik evaporit minerallerine rastlanmamıştır. Bu durum, trona çökeliminin yalnızca evaporasyon kontrollü süreçlerle açıklanamayabileceğine işaret etmektedir. Trona dünya soda külü üretiminin başlıca hammaddesini oluşturmakta olup özellikle cam, deterjan, kimya, metalurji, kâğıt ve su arıtma endüstrilerinde yaygın olarak kullanılmaktadır. Trona monoklinik kristal sisteminde kristallenir ve genellikle renksiz, beyaz, açık sarı veya açık kahverengi tonlarında gözlenir. Mohs sertliği 2,5–3 arasında değişmekte olup yoğunluğu yaklaşık 1,7-1,8 g/cm³'tür. Suda kolaylıkla çözünmesi nedeniyle yüzey koşullarında uzun süre korunamaz ve bu nedenle çoğunlukla genç çökel havzalarının derin seviyelerinde bulunur. Isıtıldığında bünyesindeki suyu ve karbondioksiti kaybederek soda külüne (Na_2CO_3) dönüşmektedir.

Trona yatakları, önceki çalışmalarda yüksek alkaliniteye sahip kapalı göl sistemlerinde gelişen evaporitik süreçlerin ürünü olarak değerlendirilmiştir. Bununla birlikte, ekonomik ölçekte trona oluşumu yalnızca buharlaşma süreçleri ile açıklanamayacak kadar karmaşık olup, tektonik, volkanik, hidrojeokimyasal ve iklimsel süreçlerin birlikte etkili olduğu çok bileşenli bir havza evriminin sonucunda gelişmektedir. Trona çökelimini kontrol eden başlıca faktörler arasında havzaya sodyum bakımından zengin akışkan girdilerinin sağlanması, volkanik kül ve tüfit katkıları, kapalı drenaj koşullarının korunması, kurak veya yarı kurak iklim şartlarının hâkim olması, göl suyunun kimyasal olarak evrimleşmesi ve havza gelişimini denetleyen tektonik yapıların sürekliliği yer almaktadır. Bu süreçlerin etkileşimi sonucunda göl suyunda çözünmüş sodyum ve karbonat alkalinitesinin artması, yüksek pH koşullarının gelişmesi ve karbonat–bikarbonat sisteminin trona çökeline uygun jeokimyasal dengeye ulaşması mümkün olmaktadır. Dolayısıyla trona oluşumu, tek bir çökelim mekanizmasından ziyade, havza ölçeğinde gerçekleşen çok sayıda jeolojik ve jeokimyasal sürecin ortak ürünü olarak değerlendirilmektedir. Doğal soda üretiminde trona

cevheri, sentetik yöntemlerle üretilen soda külüne kıyasla daha düşük enerji tüketimi ve daha düşük karbon ayak izi sağlamaktadır. Bu nedenle son yıllarda çevresel sürdürülebilirlik açısından doğal trona yataklarından üretilen soda külüne olan talep giderek artmaktadır. Günümüzde dünya soda külü tüketiminin önemli bir bölümü cam sanayisinde kullanılmakta olup bunu kimya, deterjan ve su arıtma sektörleri takip etmektedir.



Şekil 9.1: Trona mineralinin makroskopik görünümü

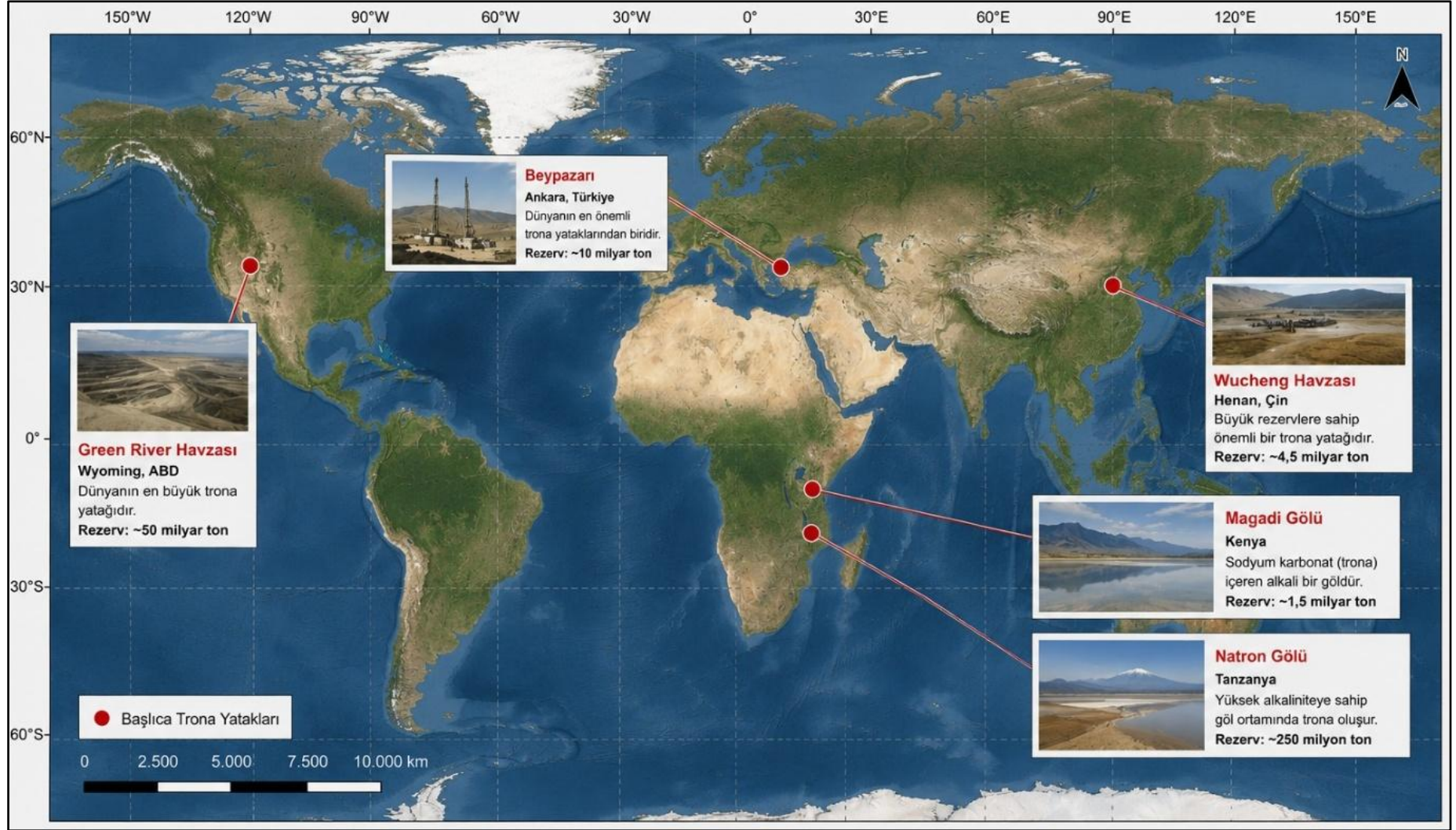
9.2 Dünya ve Türkiye'de Trona Yatakları

Dünya üzerindeki ekonomik öneme sahip trona yatakları sınırlı sayıdaki kapalı gölssel havzalarda bulunmaktadır. Bilinen en büyük trona rezervleri Amerika Birleşik Devletleri'nin Wyoming eyaletinde yer alan Green River Havzası'nda bulunmaktadır. Eosen yaşlı Green River Formasyonu içerisinde gözlenen bu yataklar, dünya doğal soda üretiminin büyük bölümünü karşılamakta olup yaklaşık 50 milyar tonun üzerinde rezerv içerdiği bildirilmektedir. Green River Havzası, rezerv büyüklüğü ve cevher kalitesi (wagsederit) açısından dünyanın en önemli trona üretim merkezidir. Amerika Birleşik Devletleri dışında ekonomik öneme sahip günümüze kadar tespit edilmiş diğer trona yatakları Çin'in Henan Eyaleti'nde bulunan Wucheng Havzası, Kenya'daki Magadi Gölü, Tanzanya'daki Natron Gölü ile Kaliforniya'daki Owens ve Searles göllerinde yer almaktadır . Bu yatakların büyük bölümü alkali göl sistemlerinde gelişmiş evaporitik süreçlerin ürünleri olup farklı kalınlık ve rezerv özellikleri göstermektedir (Şekil 9.2). Türkiye'de doğal trona ilk kez 1979 yılında Ankara'nın Beypazarı ilçesi yakınlarında Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü tarafından gerçekleştirilen linyit arama sondajları sırasında keşfedilmiştir.

Daha sonra yürütülen ayrıntılı sondaj çalışmaları sonucunda Beypazarı Havzası'nda dünya ölçeğinde önemli rezervlere sahip bir trona yatağı ortaya konulmuştur. Helvacı (1995) tarafından Beypazarı trona yatağının Hırka Formasyonu içerisinde bitümlü şeyl, kıltaşı ve evaporitik seviyelerle ilişkili olarak bulunduğu belirtilmiştir. Ancak bu tez kapsamında gerçekleştirilen ayrıntılı sedimantolojik incelemeler, karot loglamaları, sondaj verilerinin değerlendirilmesi ve jeokimyasal analizler sonucunda, trona içeren istif içerisinde halit, jips ve anhidrit gibi evaporitik ortamları karakterize eden minerallere rastlanmamıştır. Buna ek olarak, istif boyunca gözlenen bitümlü şeyl–trona ardalanmaları, yaygın tüfit seviyeleri ve meromiktik göl göstergeleri, Beypazarı Havzası'nda klasik evaporitik koşulların baskın olmadığını ve trona oluşumunun farklı jeolojik ve jeokimyasal süreçler tarafından kontrol edildiğini göstermektedir. Beypazarı trona yatağı, Wyoming'den sonra dünyanın en önemli doğal trona oluşumlarından biri olarak kabul edilmektedir. Yatak yaklaşık 270–450 m derinlikler arasında yer almakta olup toplam 33 trona damarı içermektedir. Bunların 12 tanesi ekonomik olarak işletilebilir kalınlık ve tenöre sahiptir. Trona seviyeleri genellikle bitümlü şeyllerle çevrili olup havzanın gelişimi sırasında oluşan kıltaşı, şeyl kapalı ve yüksek alkaliniteli ultraalkalin göl ortamlarını temsil etmektedir. Beypazarı sahasında belirlenen yüksek rezerv miktarı, Türkiye'nin dünya doğal soda üretiminde stratejik bir konuma ulaşmasını sağlamıştır. Günümüzde Eti Soda A.Ş.(245 milyon ton) ve Kazan Soda (880 milyon ton) tarafından işletilen bu rezervler, Türkiye'yi dünyanın önde gelen doğal soda külü üreticileri arasına taşımıştır (Şekil 9.2).

9.3 Beypazarı Trona Yatağı ve Eti Soda A.Ş.

Türkiye'de ekonomik öneme sahip ilk trona yatağı, 1979 yılında Ankara'nın Beypazarı ilçesi yakınlarında Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) tarafından gerçekleştirilen linyit arama sondajları sırasında keşfedilmiştir. Keşfi izleyen yıllarda yürütülen ayrıntılı jeolojik ve sondaj çalışmaları sonucunda, Beypazarı Havzası'nda dünya ölçeğinde önemli doğal soda rezervlerinin bulunduğu ortaya konulmuştur. Yatağın jeolojik özellikleri, oluşum mekanizması ve stratigrafik konumu önceki bölümlerde ayrıntılı olarak açıklanmıştır. Beypazarı trona yatağı, rezerv büyüklüğü ve cevher kalitesi bakımından dünyanın önemli doğal soda kaynaklarından biri olarak kabul edilmektedir. Yapılan rezerv belirleme çalışmaları sonucunda sahada ekonomik olarak işletilebilir büyük bir miktarda trona rezervi ortaya konulmuş ve bu durum Türkiye'nin doğal soda üretiminde uluslararası ölçekte önemli bir konuma yükselmesini sağlamıştır.



Şekil 9.2: Dünya üzerindeki başlıca trona yataklarının konumları ve Beypazarı trona yatağının genel görünümü (USGS, 2024; Helvacı, 1995; Jones et al., 2018'den derlenerek)

Beypazarı ve Kazan bölgelerinde bulunan doğal soda rezervleri sayesinde Türkiye günümüzde dünyanın önde gelen doğal soda külü üreticileri arasında yer almaktadır. Beypazarı trona yatağının ekonomik olarak değerlendirilmesi amacıyla Eti Soda Sanayi ve Ticaret A.Ş. 1998 yılında kurulmuştur. Üretim tesislerinin ve yardımcı ünitelerin inşasına 2007 yılında başlanmış, tesis 2009 yılında ticari üretime geçmiştir. Daha sonraki yıllarda gerçekleştirilen kapasite artırımı yatırımları ile işletmenin üretim kapasitesi önemli ölçüde yükseltilmiştir. Günümüzde Eti Soda, doğal trona cevherinden çözelti madenciliği yöntemi ile soda külü (Na_2CO_3) ve sodyum bikarbonat (NaHCO_3) üreten dünyanın en büyük entegre doğal soda tesislerinden biri konumundadır.



Şekil 9.3: Beypazarı Eti Soda A.Ş. Trona işletmesinin Google Earth görünümü

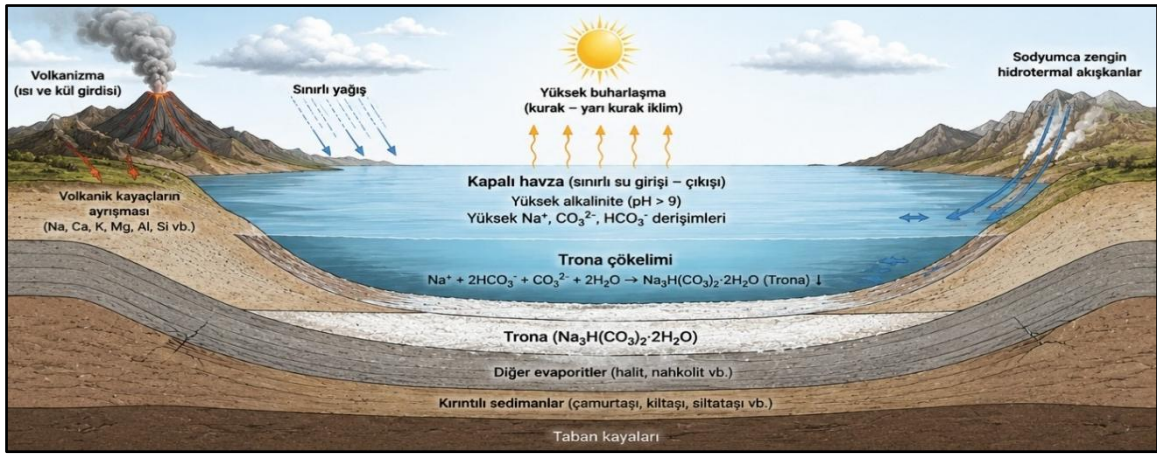
Eti Soda işletmesi, Beypazarı ilçesinin kuzeydoğusunda yer almakta olup üretim faaliyetleri yeraltındaki trona damarlarının çözelti madenciliği yöntemiyle çözündürülmesine dayanmaktadır. İşletme sahasında cevher üretim kuyuları, çözelti toplama sistemleri, boru hatları, proses tesisleri, depolama alanları ve yardımcı işletme birimleri bulunmaktadır. Beypazarı Trona İşletmesi'nin genel yerleşim planı ve tesis alanının uydu görüntüsü Şekil 9.3'te sunulmuştur.

Doğal trona yataklarının derin seviyelerde bulunması, cevherin yüksek çözünürlüğe sahip olması ve klasik yeraltı madenciliği yöntemlerinin ekonomik açıdan daha yüksek maliyet oluşturması ayrıca tüm ekonomik damarların çıkarılmasına uygun olmaması nedeniyle sahada çözelti madenciliği yöntemi tercih edilmiştir. Bu yöntem sayesinde cevher yeraltında çözündürülerek yüzeye taşınmakta ve daha sonra proses tesislerinde işlenerek ticari ürünlere dönüştürülmektedir. Çözelti madenciliği uygulaması hem iş güvenliği hem de üretim verimliliği açısından geleneksel madencilik yöntemlerine göre önemli avantajlar sağlamaktadır.

9.4 Çözelti Madenciliğinin Temel Prensipleri

Çözelti madenciliği (solution mining), yeraltında bulunan çözünür mineral ve cevherlerin uygun çözücüler yardımıyla yerinde çözündürülerek yüzeye alınması esasına dayanan bir üretim yöntemidir. Bu yöntem özellikle kaya tuzu, potas, trona, nahkollit, uranyum ve bazı oksitli bakır yataklarının işletilmesinde yaygın olarak kullanılmaktadır. Geleneksel yeraltı madenciliği yöntemlerine kıyasla daha düşük işletme maliyetleri, daha yüksek iş güvenliği ve daha düşük çevresel etki sağlaması ve tam rezerv kazanımına elverişli olması nedeniyle son yıllarda yaygın olarak tercih edilmektedir. Çözelti madenciliğinde temel amaç, cevher seviyesine ulaşan sondaj üretim kuyuları aracılığıyla yeraltına uygun özellikte bir çözücü göndererek cevherin kontrollü şekilde çözünmesini sağlamaktır. Cevher bünyesinde çözünen mineral bileşenleri, doygun veya yarı doygun çözelti halinde üretim kuyuları vasıtasıyla ya da ara kuyu olarak isimlendirilen filtreli dik sondaj kuyuları ve ESP sistemleri yardımıyla yüzeye alınmakta daha sonra proses tesislerinde işlenerek ekonomik ürünlere dönüştürülmektedir. Trona yataklarında kullanılan çözelti madenciliği sistemlerinde çözücü olarak genellikle sıcak su kullanılmaktadır. Çözündürme işlemi için tasarlanmış tek kuyulu tasarım ya da çok kuyulu tasarım ve cevher içerisinde zamanla genişleyen boşluklar oluşması nedeniyle “kaverna” olarak adlandırılmaktadır. Kaverna gelişimi, enjeksiyon debisi, çözücü sıcaklığı, basınç koşulları, cevher kalınlığı ve mineralojik özellikler ve kaverna dizaynı tarafından kontrol edilmektedir. Trona oluşumu için gerekli jeokimyasal koşulların başında yüksek alkaliniteye sahip kapalı göl sistemleri gelmektedir. Bu tür ortamlarda trona çökelişi geleneksel olarak sodyum ve karbonatça zengin göl sularının yoğun buharlaşması sonucunda gerçekleşen bir süreç olarak açıklanmakta ve ekonomik öneme sahip evaporitik yatakların bu şekilde oluştuğu ileri sürülmektedir (Helvacı, 1995; Helvacı ve Alonso, 2000).

Ancak Beypazarı Havzası'nda gerçekleştirilen sedimentolojik, mineralojik ve jeokimyasal incelemeler, ileri derecede evaporasyonu temsil eden halit, jips ve anhidrit gibi tipik evaporit minerallerinin istif içerisinde bulunmadığını ortaya koymaktadır. Bu durum, trona oluşumunun yalnızca buharlaşma kontrollü süreçlerle açıklanamayacağını göstermektedir. Buna karşılık, havzaya sağlanan sodyumca zengin çözeltilerin sıcaklık değişimlerine bağlı olarak aşırı doygunluğa ulaşması ve hızlı kristallenme süreçleri sonucunda trona minerallerinin göl tabanında çökelmiş olabileceği değerlendirilmektedir. Trona oluşumunda etkili olduğu düşünülen başlıca faktörler ve önerilen çökeltim modeli Şekil 9.4'te sunulmuştur.



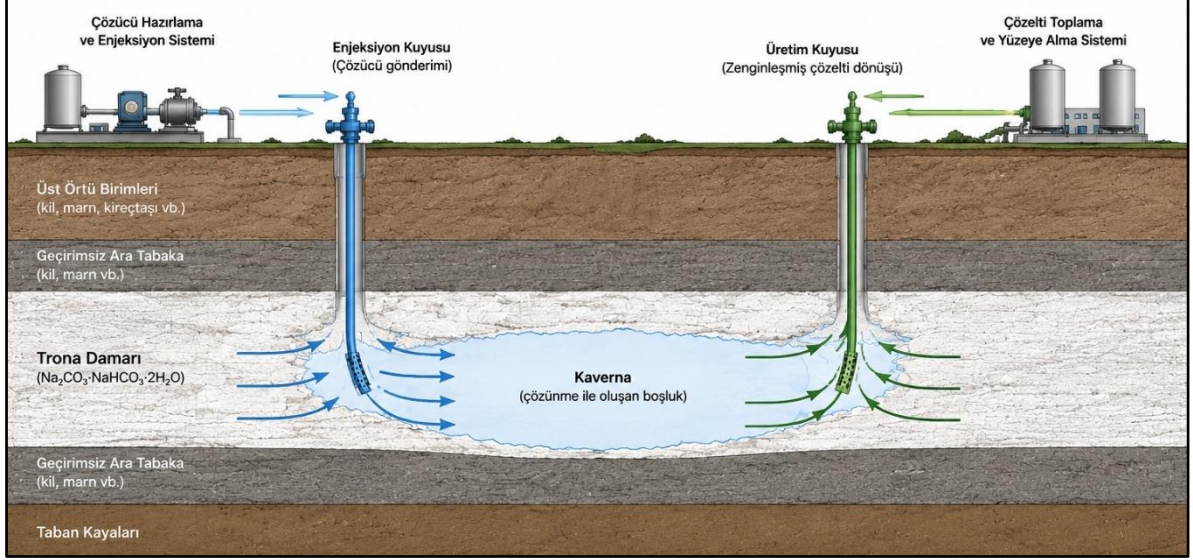
Şekil 9.4: Kapalı göl ortamlarında trona oluşumunu ve çökeltimini kontrol eden hidrolojik ve jeokimyasal süreçlerin şematik gösterimi (Helvacı, 1995; Helvacı ve Alonso, 2000'den değiştirilerek)

Yerinde çözündürme yöntemiyle gerçekleştirilen üretimde çözücü, enjeksiyon kuyuları aracılığıyla cevher seviyesine gönderilmekte, cevher içerisinde çözünerek zenginleşen çözeltiler ise üretim kuyularından yüzeye alınmaktadır. Sistemin genel çalışma prensibi Şekil 9.5'te sunulmuştur.

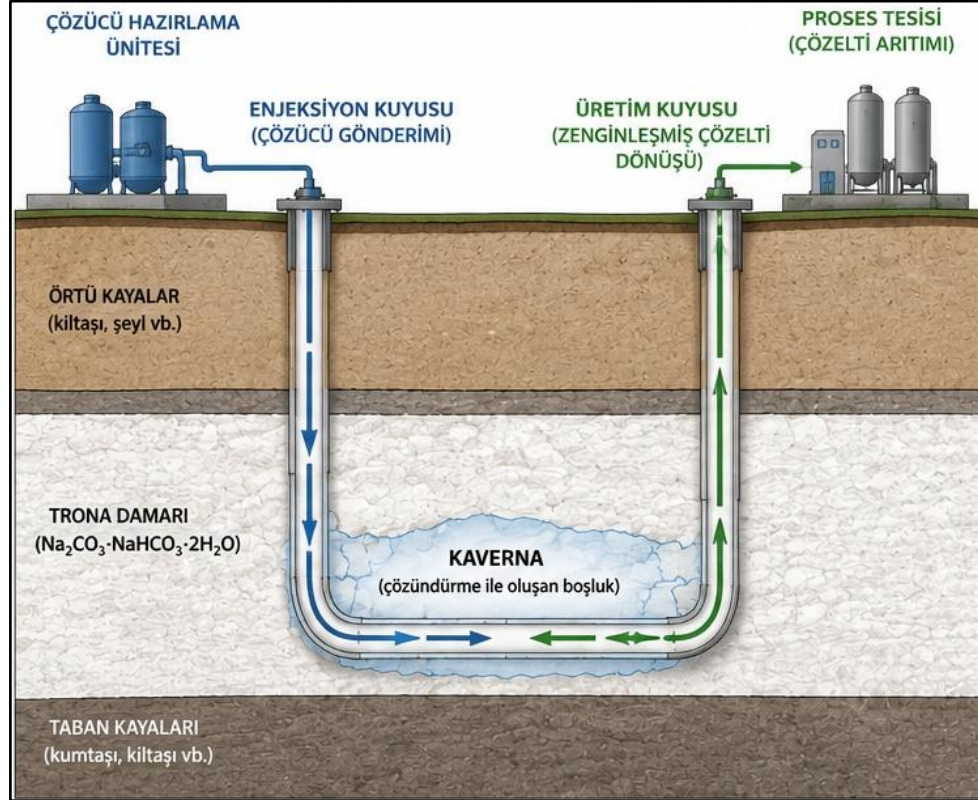
9.5 Eti Soda'da Uygulanan Çözeltili Madencilik Sistemi

Beypazarı trona yatağında üretim faaliyetleri çözeltili madencilik yöntemi kullanılarak gerçekleştirilmektedir. Bu yöntemde cevher, yeraltında çözündürülmekte ve oluşan zengin çözeltiler üretim kuyuları aracılığıyla yüzeye alınmaktadır. Sahada uygulanan üretim sistemi, cevher kalınlığı, damar geometrisi ve hidrojeolojik koşullar dikkate alınarak tasarlanmıştır. Eti Soda işletmesinde üretim, yeraltındaki trona seviyelerine ulaşan dik ve yatay kuyular aracılığıyla gerçekleştirilmektedir.

Üretim sisteminin temel amacı, çözücünün trona cevheri ile maksimum temasını sağlayarak çözünme verimini artırmak ve kontrollü kaverna gelişimini sağlamaktır. Bu amaçla sahada farklı kuyu konfigürasyonları kullanılmaktadır (Şekil. 9.6).

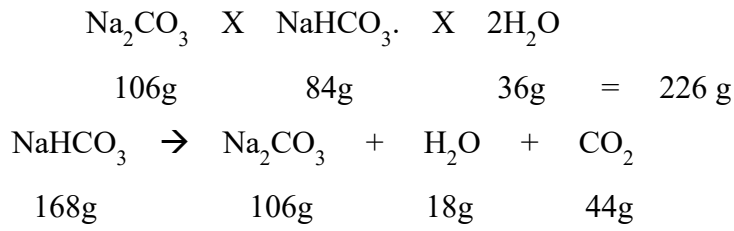


Şekil 9.5: Trona yataklarında uygulanan çözelti madenciliği yönteminin genel çalışma prensibini gösteren şematik kesit ve tek dik kuyulu kaverna dizaynı



Şekil 9.6: Trona yataklarında kullanılan dik enjeksiyon–yatay üretim kuyulu çözelti madenciliği sisteminin şematik görünümü

Trona Kimyasal Formülü:



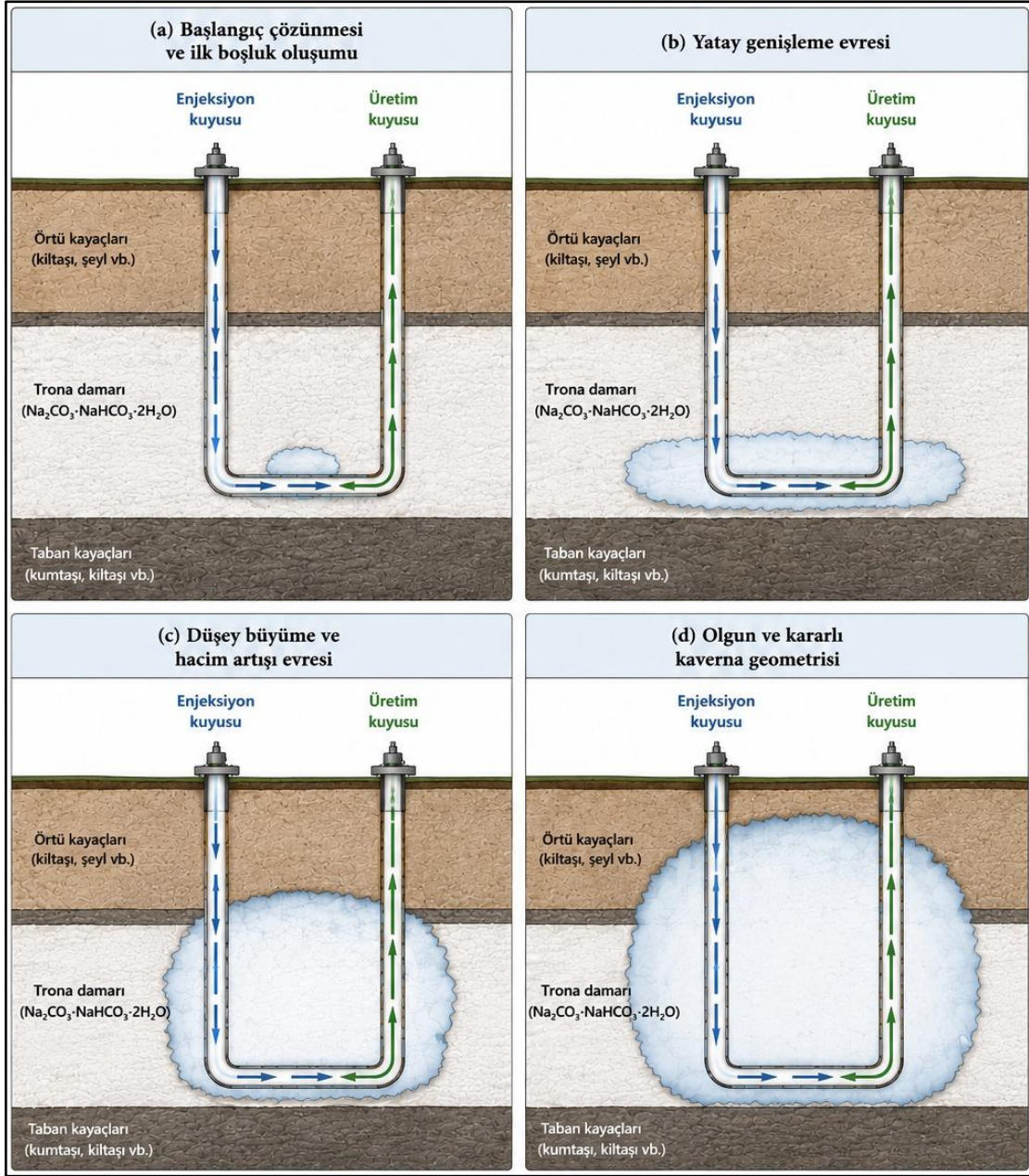
168 gram bikarbonattan 106 gram sodyum karbonat (soda külü) elde edilebilir. Yani %63.1'i eşdeğer sodyum karbonattır. $(106+84 \times 0,631) = 159$ gram eşdeğer soda külü mevcuttur. Dolayısıyla 226 gram saf Trona mineralinin toplam alkalitesi

$$(TA) = (159 / 226) \times 100 = \%70,4$$

Çözündürme işlemi sırasında cevher içerisinde zamanla genişleyen boşluklar oluşmaktadır. Kontrollü kaverna gelişimi hem üretim verimliliği hem de işletme güvenliği açısından büyük önem taşımaktadır. Eti Soda sahasında uygulanan çözelti madenciliği yöntemi, yeraltı işçiliğini en aza indirerek güvenli üretim imkânı sağlamakta, yüksek üretim kapasitesine olanak vermekte ve geleneksel yeraltı madenciliğine göre daha düşük işletme maliyetleri sunmaktadır.

9.6 Kaverna Gelişimi ve Üretim Kontrolü

Çözelti madenciliği uygulamalarında üretimin temelini, cevherin yerinde çözündürülmesi sonucu oluşan boşluklar oluşturmaktadır. Bu boşluklar madencilik terminolojisinde "kaverna" olarak adlandırılmaktadır. Kaverna oluşumu, çözücünün trona cevheri ile teması sonucunda başlamakta ve üretim süresince kontrollü olarak gelişmektedir. Trona yataklarında çözücü olarak genellikle sıcak su kullanılmaktadır. Çözücü, enjeksiyon kuyularından cevher seviyesine gönderildikten sonra trona minerallerini çözmekte ve sodyum karbonat ile sodyum bikarbonat bakımından zenginleşmiş çözelti oluşturmaktadır. Çözünmenin devam etmesiyle birlikte cevher içerisinde boşluk hacmi giderek büyümekte ve zamanla geniş kavernalar meydana gelmektedir. Kaverna geometrisi; çözücü sıcaklığı, enjeksiyon debisi, üretim debisi, basınç koşulları, cevher kalınlığı damarın kimyasal özellikleri ve litolojik özellikler tarafından kontrol edilmektedir. Üretim süresince kaverna gelişiminin düzenli olarak izlenmesi hem üretim verimliliği hem de işletme güvenliği açısından büyük önem taşımaktadır. Kontrolsüz büyüyen kavernalar tavan stabilitesini olumsuz etkileyebilmekte ve üretim performansında düşüslere neden olabilmektedir.



Şekil 9.7: Çözelti madenciliği sırasında gelişen tipik kaverna evreleri:
 (a) başlangıç çözünmesi ve ilk boşluk oluşumu, (b) yatay genişleme evresi,
 (c) düşey büyüme ve hacim artışı evresi, (d) olgun ve kararlı kaverna geometrisi
 (Warren, 2016'dan yararlanılarak hazırlanmıştır)

Eti Soda işletmesinde kavernaların gelişimi çeşitli mühendislik yöntemleri kullanılarak sürekli takip edilmektedir. Üretim süresince kaverna boyutları, çözücü sirkülasyonu ve çözünme verimi düzenli olarak değerlendirilmekte, gerekli durumlarda enjeksiyon ve üretim parametrelerinde değişiklikler yapılmaktadır. Böylece hem optimum cevher kazanımı sağlanmakta hem de işletme güvenliği korunmaktadır. Çözelti madenciliği sırasında gelişebilen farklı kaverna geometrileri ve üretim aşamalarına bağlı kaverna gelişim modelleri Şekil 9.7'de verilmiştir.

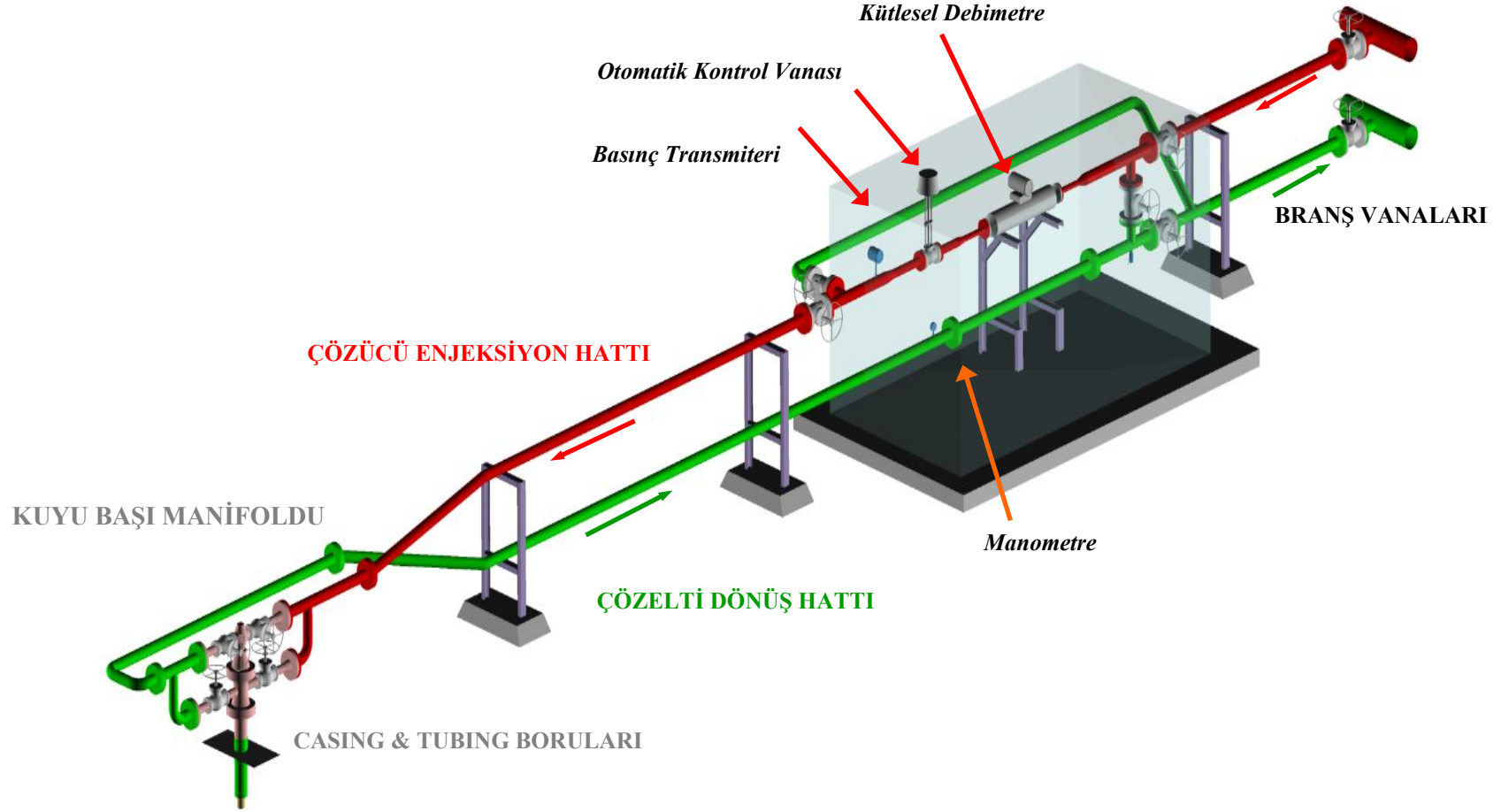
9.7 Kuyu Başı Ekipmanları ve Yüzey Tesisleri

Çözelti madenciliği uygulamalarında üretim sürecinin güvenli ve verimli bir şekilde yürütülebilmesi için kuyu başı ekipmanları ve yüzey tesisleri kritik öneme sahiptir. Yeraltındaki trona damarlarına çözücü gönderilmesi, oluşan çözeltinin yüzeye alınması ve proses tesislerine taşınması bu sistemler aracılığıyla gerçekleştirilmektedir.

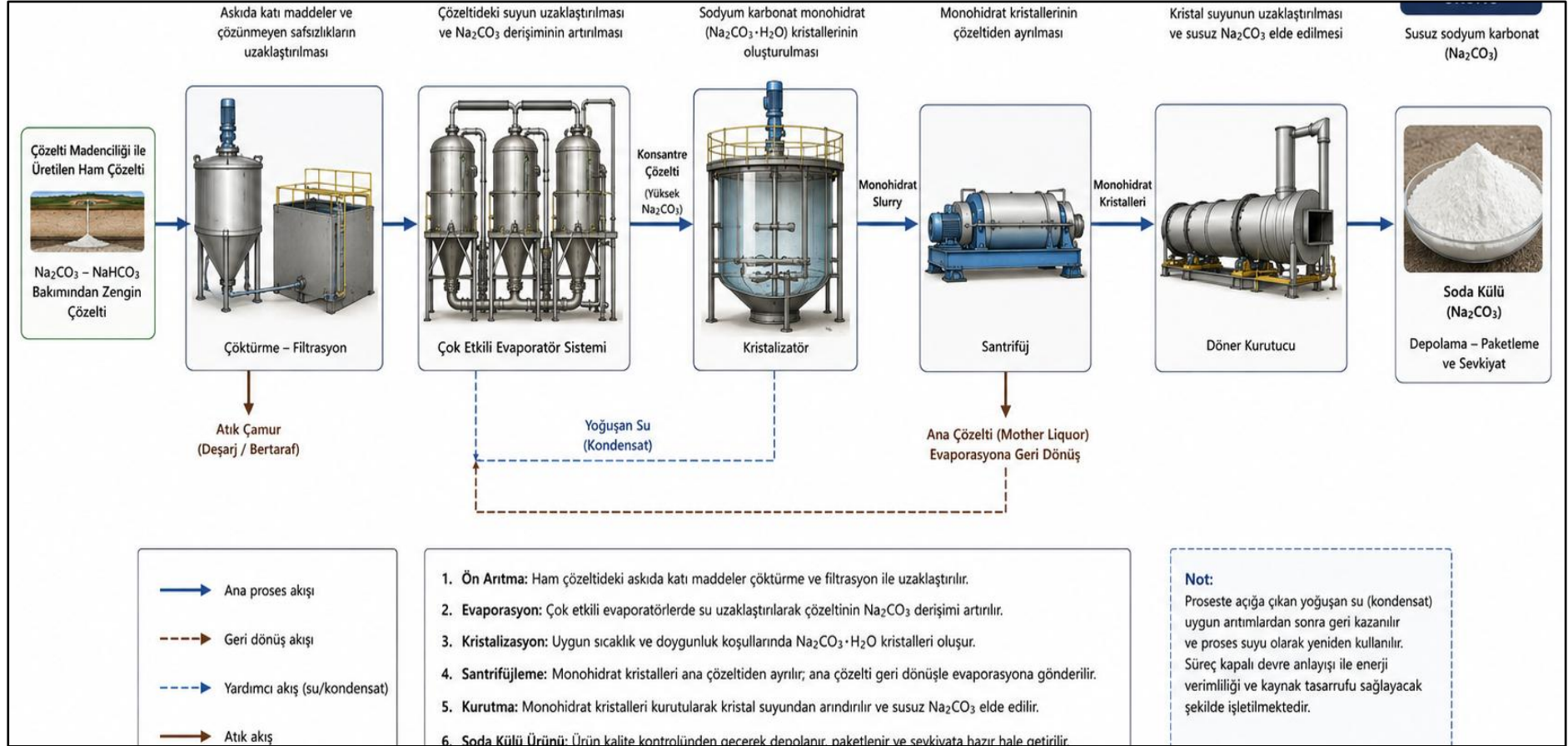
Kuyu başı ekipmanları; üretim ve enjeksiyon kuyularının kontrol edilmesini sağlayan vanalar, basınç kontrol üniteleri, akış ölçüm sistemleri, bağlantı hatları ve güvenlik ekipmanlarından oluşmaktadır. Bu ekipmanlar sayesinde çözücü akışı, üretim debisi ve kuyu basınçları sürekli olarak izlenebilmekte ve gerekli durumlarda müdahale edilebilmektedir.

Çözelti madenciliği sisteminde kullanılan pompalar, çözücünün yeraltındaki üretim seviyelerine gönderilmesini ve zenginleşmiş çözeltinin yüzeye alınmasını sağlamaktadır. Enjeksiyon pompaları çözücüü belirlenen basınç altında cevher seviyesine gönderirken, üretim pompaları ise çözünmüş trona içeren çözeltinin yüzeye taşınmasında görev yapmaktadır. Üretim sisteminin sürekliliği açısından pompaların çalışma performansları düzenli olarak kontrol edilmektedir.

Yeraltından üretilen çözeltinin proses tesislerine taşınması amacıyla geniş bir boru hattı ağı kullanılmaktadır. Bu hatlar çözücü transferi, üretim çözeltisinin taşınması ve proses sonrası geri dönüş akımlarının yönetilmesi gibi farklı amaçlara hizmet etmektedir. Boru sistemleri, yüksek alkaliniteye sahip çözeltilere dayanıklı malzemelerden üretilmekte ve işletme süresince düzenli olarak denetlenmektedir. Modern çözelti madenciliği uygulamalarında kuyu sahaları merkezi kontrol sistemleri ile yönetilmektedir. Basınç, sıcaklık, debi ve çözelti kimyası gibi parametreler sürekli olarak izlenmekte ve elde edilen veriler doğrultusunda üretim optimizasyonu gerçekleştirilmektedir. Böylece üretim verimliliği artırılırken işletme güvenliği de sağlanmaktadır. Eti Soda işletmesinde kullanılan tipik kuyu başı ekipmanları ve yüzey bağlantı sistemleri Şekil 9.8'da verilmiştir.



Şekil 9.8: Çözelti madenciliğinde kullanılan tipik kuyu başı ekipmanlarının şematik görünümü. Sistem; enjeksiyon ve üretim hatları, kontrol vanaları, basınç ölçüm ekipmanları, bağlantı manifoldları ve akış kontrol elemanlarından oluşmaktadır (Eti Soda A.Ş., 2024)



Şekil 9.9: Eti Soda tesislerinde uygulanan monohidrat prosesi akım şeması. Süreç; ham çözeltinin arıtılması, evaporasyon, kristalizasyon, santrifüjleme, kurutma ve soda külü üretimi aşamalarından oluşmaktadır

9.8 Monohidrat Prosesi ile Soda Külü Üretimi

Beypazarı trona yatağından çözelti madenciliği yöntemiyle üretilen sodyum karbonatça zengin çözelti, yüzey tesislerine taşındıktan sonra çeşitli fiziksel ve kimyasal işlemlerden geçirilerek soda külüne (Na_2CO_3) dönüştürülmektedir. Eti Soda tesislerinde bu amaçla monohidrat prosesi uygulanmaktadır. Bu yöntem günümüzde doğal soda üretiminde yaygın olarak kullanılan yüksek verimli üretim teknolojilerinden biridir. Yeraltından üretilen ham çözelti öncelikle ön arıtma ünitelerine alınmaktadır. Bu aşamada çözeltide bulunan askıda katı maddeler ve çözünmeyen safsızlıklar uzaklaştırılarak proses için uygun besleme çözeltisi elde edilmektedir. Arıtılan çözelti daha sonra evaporasyon ünitelerine gönderilmektedir. Evaporasyon aşamasında çözeltideki suyun bir bölümü kontrollü olarak uzaklaştırılmakta ve sodyum karbonat derişimi artırılmaktadır. Konsantrasyonu artan çözelti belirli sıcaklık ve basınç koşullarında sodyum karbonat monohidrat ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) kristallerinin oluşumuna olanak sağlamaktadır. Kristalleşme işlemi sonucunda oluşan monohidrat kristalleri çözeltiden ayrılarak kurutma ünitelerine gönderilmektedir.

Kurutma aşamasında monohidrat kristalleri bünyelerindeki kristal suyunu kaybederek susuz sodyum karbonata dönüşmektedir. Böylece ticari değere sahip soda külü elde edilmektedir. Elde edilen ürün tane boyutu, saflık ve kimyasal özellikler açısından kalite kontrol testlerinden geçirilerek depolama ve sevkiyat aşamalarına gönderilmektedir.

Monohidrat prosesi, yüksek ürün saflığı sağlaması, enerji verimliliği ve büyük ölçekli üretime uygunluğu nedeniyle doğal soda üretiminde yaygın olarak tercih edilmektedir. Eti Soda tesislerinde uygulanan bu proses sayesinde Beypazarı trona yatağından elde edilen doğal soda, ulusal ve uluslararası pazarlara sunulmaktadır. Monohidrat prosesinin temel aşamaları ve ürün akış şeması Şekil 9.9'da verilmiştir.

Beypazarı trona yatağı, sahip olduğu yüksek rezerv potansiyeli ve uygun jeolojik özellikleri sayesinde çözelti madenciliği yöntemi ile ekonomik olarak işletilebilmektedir. Yeraltında çözündürülerek üretilen trona cevheri, modern yüzey tesislerinde uygulanan monohidrat prosesi ile yüksek saflıkta soda külüne dönüştürülmekte ve Türkiye'nin doğal soda üretimindeki stratejik konumuna önemli katkı sağlamaktadır.

10. SONUÇLAR

Beypazarı Havzası ve çevresinde temel kayalar Karbonifer öncesi yaşlı metamorfik birimler, bunları uyumsuz olarak örten Jura–Kretase yaşlı Soğukçam Kireçtaşı ve üzerine uyumlu olarak gelen Nardin Formasyonu ile temsil edilmektedir. Bu birimler Geç Kretase yaşlı Beypazarı Granitoidi ve bölgesel ölçekte izlenen ofiyolitik kayalarla birlikte havzanın Neojen öncesi temelini oluşturmaktadır. Neojen istifi tüm yaşlı birimler üzerine aşıl uyumsuzlukla gelmekte olup tabandan tavana doğru Çoraklar, Hırka, Akpınar, Çayırhan ve Kırmir formasyonlarından meydana gelmektedir. Stratigrafik ilişkiler, Beypazarı Havzası'nın Neojen boyunca karasal kıvrımlı sistemlerden göl ve evaporitik sistemlere doğru evren tektonik kontrollü bir çökme geçmişine sahip olduğunu göstermektedir.

Yapısal veriler, havzanın gelişiminin başlangıçta genişlemeli tektonik rejim tarafından kontrol edildiğini, daha sonraki dönemlerde ise sıkışmalı neotektonik süreçlerden etkilendiğini ortaya koymaktadır. Sinsedimanter normal faylar havza içi subsidansı ve sedimanter dolgunun dağılımını denetlerken, özellikle Zaviye Fayı havza morfolojisinin gelişiminde ve ekonomik trona seviyelerinin oluşumunda önemli rol oynamıştır. Geç Miyosen–Pliosen döneminde gelişen ters faylar, kör bindirmeler ve Beypazarı fleksürü, havzanın kısmen terslenmiş bir neotektonik havza karakteri kazandığını göstermektedir.

Sedimentolojik incelemeler, Beypazarı Havzası'nın alüvyal yelpaze, akarsu, bataklık, kıyıl göl, açık göl, derin göl ve evaporitik göl ortamlarını içeren çok evrel bir çökme sistemine sahip olduğunu ortaya koymuştur. Çoraklar Formasyonu karasal ve kömür oluşturan bataklık ortamlarını temsil ederken, Hırka Formasyonu havzanın maksimum göl gelişim evresini yansıtmaktadır. Bu birim içerisinde tanımlanan bitümlü şeyl, laminall çamurtaşı, dolomitik çamurtaşı, trona ve volkanoklastik seviyeler, derin meromiktik göl koşullarından sıg karbonat platformlarına kadar değişen çökme ortamlarının geliştiğini göstermektedir. Kırmir Formasyonu ise havzanın son evresinde etkili olan evaporitik ve playa-göl koşullarını temsil etmektedir.

Palinolojik veriler, çökelim süresince havza çevresinde zengin bir karasal bitki örtüsünün bulunduğunu ve göl–bataklık sistemlerin uzun süreli olarak varlığını koruduğunu göstermektedir. Tanımlanan palinomorf toplulukları, organik madde üretiminin yüksek olduğu dönemleri yansıtmakta olup, bitümlü şeyl ve kömür oluşumunu destekleyen paleoçevresel koşulların geliştiğini ortaya koymaktadır.

Jeokimyasal veriler, sedimanter birimlerin ağırlıklı olarak felsik–ortaç karakterli kaynak alanlardan beslendiğini ve kaynak bölgelerde kimyasal ayrışmanın genel olarak zayıf düzeyde gerçekleştiğini göstermektedir. CIA, IGV ve MFW indisleri düşük ayrışma derecelerine işaret ederken, paleotuzluluk göstergeleri çökelim sırasında yüksek tuzluluğa sahip alkali göl koşullarının hâkim olduğunu ortaya koymaktadır. Redoks göstergeleri ve nadir toprak element verileri, özellikle Hırka Formasyonu boyunca anoksik koşulların geliştiğini ve organik madde korunumu için uygun ortamların bulunduğunu göstermektedir. Ayrıca trona ile ardalanmalı bitümlü şeyl seviyelerinin yüksek organik karbon içerikleri ve metan varlığı, bu seviyelerin potansiyel bir gaz kaynağı olabileceğine işaret etmektedir.

Tüm veriler birlikte değerlendirildiğinde, Beypazarı Havzası'nın Neojen boyunca tektonizma, iklim ve göl suyu kimyasının birlikte kontrol ettiği intramontan bir havza olarak geliştiği sonucuna ulaşılmıştır. Havzanın erken evrelerinde karasal kırıntılı sistemler egemenken, ilerleyen dönemlerde derin ve alkali bir göl sistemi gelişmiş, bu süreç içerisinde bitümlü şeyl ve ekonomik öneme sahip trona seviyeleri çökelmiştir. Son evrede ise göl seviyesinin düşmesi ve buharlaşmanın artmasıyla evaporitik koşullar yaygınlaşmıştır. Bu nedenle Beypazarı Havzası, Neojen yaşlı evaporitik göl sistemlerinin gelişimi, trona oluşumu ve havza evrimi arasındaki ilişkilerin anlaşılması açısından Anadolu'nun en önemli örneklerinden birini oluşturmaktadır.

11. KAYNAKLAR

- Abouelresh, M. O. and Slatt, R.** (2012). Lithofacies and sequence stratigraphy of the Barnett Shale in the east-central Fort Worth Basin, Texas, USA. *AAPG Bulletin*, 96(1), 1–22.
- Akın, M.** (2000). *Uruş Baraj Yeri volkanik kayaçlarının jeoteknik değerlendirilmesi (Beypazarı–Ankara)*. Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Ankara.
- Akyol, E.** (1969). *Ankara–Kızılcahamam, Çeltikçi civarında bulunan kömür zuhurlarının 1/25.000 ölçekli detay jeolojik etüdü hakkında rapor*. MTA Derleme No: 4405, Ankara (yayımlanmamış).
- Akyürek, B., Bilginer, E., Akbaş, N., Pehlivan, Ş., Sunu, O., Soysal, Y., Dağ, Z., Çatal, E., Sözer, İ. B., Yıldırım, H. ve Hakyemez, Y.** (1982). *Ankara–Elmadağ–Kalecik dolayının jeolojisi*. MTA Rapor No: 7298, Ankara (yayımlanmamış).
- Alpay, A.** (2023). *Beypazarı (Ankara) kuzeyindeki volkanik kayaçların petrolojisi ve jeokimyası*. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Ankara.
- Altınlı, İ. E.** (1973). Orta Sakarya'nın jeolojisi. *Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Bildirileri*, 159–191.
- Altınlı, İ. E.** (1976). Geology of the northern portion of the Middle Sakarya River. *İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası, Seri B*, 41(1–4), 35–36.
- Altınlı, İ. E.** (1977). Geology of the eastern territory of Nallıhan (Ankara Province). *İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası, Seri B*, 42(1–2), 29–44.
- Apaydın, A.** (2004). *Çakıloba–Karadoruk akifer sisteminin (Beypazarı batısı–Ankara) beslenme koşullarının araştırılması*. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Ankara.
- Aplin, A. C. and Macquaker, J. H. S.** (2011). Mudstone diversity: Origin and implications for source, seal, and reservoir properties in petroleum systems. *AAPG Bulletin*, 95, 2031–2059.
- Ardahanlıoğlu, A., Seyitoğlu, G. and Esat, K.** (2020). The internal structure of Beypazarı Blind Thrust Zone around Çayırhan. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 163, 77–97.
- Ataman, G.** (1976). Occurrence of authigenic analcime in Turkey and probable relationship between genesis of zeolite series and plate tectonics. *Yerbilimleri*, 1, 9–23.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Ataman, G. ve Gündoğdu, N.** (1981). Anadolu Tersiyerinde analsimli zonlar ve bunların jeolojik konumu. *Yerbilimleri*, 7, 9–14.
- Ayaroğlu, H.** (1978). *Bozüyük–Söğüt bölgesinin jeolojisi ve petroğrafisi*. Ankara Üniversitesi, Doktora Tezi, Ankara (yayımlanmamış).
- Aziz, A.** (1976). *Beypazarı Yeni Çayırhan ve Karaköy arasındaki sahanın jeolojisi ve bitümlü şist olanakları*. MTA Rapor No: 5732, Ankara.
- Bao, Z. and Zhao, Z.** (2008). Geochemistry of mineralization with exchangeable REY in the weathering crusts of granitic rocks in South China. *Ore Geology Reviews*, 33, 519–535.
- Bau, M. and Dulski, P.** (1999). Comparing yttrium and rare earth elements in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: Implications for Y and REE behaviour during near-vent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater. *Chemical Geology*, 155(1–2), 77–90.
- Bechtel, A., Karayığit, A. İ., Sachsenhofer, R. F., İnaner, H., Christanis, K. and Gratzner, R.** (2014). Spatial and temporal variability in vegetation and coal facies as reflected by organic petrological and geochemical data in the Middle Miocene Çayırhan coal field (Turkey). *International Journal of Coal Geology*, 134–135, 46–60.
- Berner, R. A.** (2003). The long-term carbon cycle, fossil fuels and atmospheric composition. *Nature*, 426(6964), 323–326.
- Billur, B.** (2004). *Geology and petrology of the Beypazarı granitoids: Yassıkaya sector*. Middle East Technical University, M.Sc. Thesis, Ankara.
- Bohacs, K. M., Carroll, A. R., Neal, J. E. and Mankiewicz, P. J.** (2000). Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character: An integrated sequence stratigraphic–geochemical framework. *AAPG Memoir*, 73, 3–34.
- Bolhar, R., Kamber, B. S., Moorbath, S., Fedo, C. M. and Whitehouse, M. J.** (2004). Characterisation of Early Archaean chemical sediments by trace element signatures. *Earth and Planetary Science Letters*, 222, 43–60.
- Boulton, S. J., VanDeVelde, J. H. and Grimes, S. T.** (2019). Palaeoenvironmental and tectonic significance of Miocene lacustrine and palustrine carbonates (Aït Kandoula Formation) in the Ouarzazate foreland basin, Morocco. *Sedimentary Geology*, 383, 195–215.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Büyükbaş, F. ve Yavuz, M.** (2024). Umrek koduna göre Çayırhan B linyit sahasının rezerv kestirimi. *Eskişehir Osmangazi Üniversitesi Mühendislik ve Mimarlık Fakültesi Dergisi*, 32(1), 1230–1242.
- Carroll, A. R. and Bohacs, K. M.** (1999). Stratigraphic classification of ancient lakes: Balancing tectonic and climatic controls. *Geology*, 27(2), 99–102.
- Cavinato, G. P., Carusi, C., Dall'Asta, M., Miccadei, E. and Piacentini, T.** (2002). Sedimentary and tectonic evolution of Plio–Pleistocene alluvial and lacustrine deposits of the Fucino Basin (Central Italy). *Sedimentary Geology*, 148, 29–59.
- Cohen, A. S.** (2003). *Paleolimnology: The History and Evolution of Lake Systems*. Oxford University Press.
- Cox, R., Lowe, D. R. and Cullers, R. L.** (1995). The influence of sediment recycling and source composition on evolution of mudrock chemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 2919–2940.
- Dean, W. E. and Fouch, T. D.** (1983). Lacustrine environment. In **P. A. Scholle, D. G. Bebout and C. H. Moore** (Eds.), *Carbonate Depositional Environments* (pp. 96–130). American Association of Petroleum Geologists.
- Demirci, C. Y.** (2000). *Structural analysis in Beypazarı–Ayaş–Kazan–Peçenek area, NW of Ankara (Turkey)*. Middle East Technical University, Ph.D. Thesis, Ankara (unpublished).
- Dhannoun, H. Y. and Al-Dilemi, A. M. S.** (2013). The relation between Li, V, P₂O₅ and Al₂O₃ contents in marls and mudstones as indicators of environment of deposition. *Arabian Journal of Geosciences*, 6, 817–823.
- Diessel, C. F. K.** (1992). *Coal-Bearing Depositional Systems*. Springer-Verlag.
- Doebbert, A. C., Carroll, A. R., Mulch, A., Chetel, L. M. and Chamberlain, C. P.** (2010). Geomorphic controls on lacustrine isotopic compositions: Evidence from the Laney Member, Green River Formation, Wyoming. *Geological Society of America Bulletin*, 122(1–2), 236–252.
- Douville, E., Bienvenu, P., Charlou, J. L., Donval, J. P., Fouquet, Y., Appriou, P. and Gamo, T.** (1999). Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(3–4), 627–643.
- Dyni, J. R.** (2006). *Geology and Resources of Some World Oil-Shale Deposits*. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2005–5294.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Erol, O.** (1955). *Köroğlu-Işık Dağları volkanik kütlelerinin orta bölümleri ile Beypazarı–Ayaş arasındaki Neojen havzasının jeolojisi hakkında rapor*. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Derleme No: 2274, Ankara.
- Esat, K., Seyitoğlu, G., Aktuğ, B., Kaypak, B. and Ecevitoglu, B.** (2021). The Northwest Central Anatolian contractional area: A neotectonic deformation zone bounded by major strike-slip fault zones in the Anatolian Plate. *Tectonophysics*, 805, 228776.
- Esat, K., Seyitoğlu, G., Ecevitoglu, B. ve Kaypak, B.** (2017). Abdüsselam kısıtlanmış tektonik kaması: KB Orta Anadolu’da daralma rejimiyle ilişkili bir Geç Senozoyik yapısı. *Yerbilimleri*, 38(1), 33–56.
- Eti Soda A.Ş.** (2024). *Kurumsal bilgiler ve üretim teknolojileri*. Ankara. <https://www.etisoda.com.tr>
- Eugster, H. P. and Hardie, L. A.** (1978). Saline lakes. In **A. Lerman** (Ed.), *Lakes: Chemistry, Geology, Physics* (pp. 237–293). Springer.
- Eugster, H. P. and Surdam, R. C.** (1973). Depositional environment of the Green River Formation of Wyoming: A preliminary report. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 1115–1120.
- Falkum, T. and Grundvig, S.** (2006). Geochemical evidence in support of sedimentary precursors to Proterozoic sillimanite-bearing rocks. *NGU Bulletin*, 446, 19–43.
- 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*, 23, 921–924.
- Feng, Y., Li, S. and Lu, Y.** (2013). Sequence stratigraphy and architectural variability in Late Eocene lacustrine strata of the Dongying Depression, Bohai Bay Basin, eastern China. *Sedimentary Geology*, 295, 1–26.
- Fernandez, A. and Moro, M. C.** (1998). Origin and depositional environment of Ordovician stratiform iron mineralization from Zamora (NW Iberian Peninsula). *Mineralium Deposita*, 33, 606–619.
- Fisher, R. V. and Schmincke, H. U.** (1984). *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin.
- Floyd, P. A., Yalınız, M. K. and Göncüoğlu, M. C.** (1998). Geochemistry and petrogenesis of intrusive and extrusive ophiolite plagiogranites, Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. *Lithos*, 42, 225–241.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- García-Veigas, J., Gündoğan, İ., Helvacı, C. and Prats, E.** (2013). A genetic model for Na-carbonate mineral precipitation in the Miocene Beypazarı trona deposit, Ankara Province, Turkey. *Sedimentary Geology*, 294, 315–327.
- Göker, T.** (1990). *Geology, petrography and geochemistry of volcanic rocks from Karaşar District–Beypazarı, Ankara*. Middle East Technical University, M.Sc. Thesis, Ankara.
- Göktunalı, K.** (1963). *Beypazarı linyitlerinin jeolojik etüdları hakkında rapor*. MTA Rapor No: 3391, Ankara (yayımlanmamış).
- Göncüoğlu, M. C., Dirik, K., Erler, A., Yalınız, K., Özgül, L. ve Çemen, İ.** (1996). *Tuz Gölü Havzası batı kısmının temel jeolojik sorunları*. TPAO Rapor No: 3753 (basılmamış).
- Göncüoğlu, M. C.** (2010). *Introduction to the Geology of Turkey: Geodynamic Evolution of the Pre-Alpine and Alpine Terranes*. MTA Yayınları, Ankara.
- Görür, N., Tüysüz, O. and Şengör, A. M. C.** (1998). Tectonic evolution of the Central Anatolian Basins. *International Geology Review*, 40, 831–850.
- Gromet, L. P., Dymek, R. F., Haskin, L. A. and Korotev, R. L.** (1984). The North American Shale Composite: Its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 2469–2482.
- Gülyüz, E., Durak, H. and Özkaptan, M.** (2020). Paleomagnetic constraints on the Early Miocene closure of the southern Neo-Tethys (Van region, East Anatolia): Inferences for the timing of Eurasia–Arabia collision. *Global and Planetary Change*, 185, 103089.
- Gündoğdu, M. N., Tenekeci, Ö., Öner, F., Dünder, A. ve Kayakıran, S.** (1985). Beypazarı trona yatağının kil minerolojisi: Ön çalışma sonuçları. *Ulusal Kil Sempozyumu Bildirileri*, 141–153.
- Hakyemez, Y., Barkurt, M. Y., Bilginer, E., Pehlivan, Ş. ve Can, B.** (1986). *Yapraklı–İlgaz–Çankırı–Çandır dolayının jeolojisi*. MTA Rapor No: 7966, Ankara.
- Hao, F., Zhou, X., Zhu, Y. and Yang, Y.** (2011). Lacustrine source rock deposition in response to co-evolution of environments and organisms controlled by tectonic subsidence and climate, Bohai Bay Basin, China. *Organic Geochemistry*, 42, 323–339.
- Harnois, L.** (1988). The CIW index: A new chemical index of weathering. *Sedimentary Geology*, 55, 319–322.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Hay, R. and Sheppard, R. A.** (2001). Occurrence of zeolites in sedimentary rocks: An overview. In **D. L. Bish** and **D. W. Ming** (Eds.), *Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Applications* (pp. 217–234). Mineralogical Society of America.
- Hayashi, K., Fujisawa, H., Holland, H. D. and Ohmoto, H.** (1997). Geochemistry of 1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 4115–4137.
- Helvacı, C. ve İnci, U.** (1989). *Beypazarı trona yatağının jeolojisi, mineralojisi, jeokimyası ve yörenin trona potansiyeli* (Proje No: TBAG-685). TÜBİTAK Temel Bilimler Araştırma Grubu Yayını.
- Helvacı, C.** (1995). Mineralogy, chemistry and genesis of the Beypazarı trona deposits, Ankara, Turkey. *Journal of Sedimentary Research*, 65(1A), 117–125.
- Helvacı, C.** (1998). The Beypazarı trona deposit, Ankara Province, Turkey. In **J. R. Dyni** and **R. W. Jones** (Eds.), *Proceedings of the First International Soda Ash Conference* (Vol. II, pp. 67–103). Wyoming State Geological Survey Public Information Circular 40.
- Helvacı, C.** (2010). *Geology of the Beypazarı trona field, Ankara, Turkey*. Mid-Congress Field Excursion Guidebook, Tectonic Crossroads: Evolving Orogens of Eurasia–Africa–Arabia, Ankara.
- Helvacı, C.** (2025). Geology, mineralogy and depositional setting of the Beypazarı trona (natural soda) deposit (Ankara, Türkiye). *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 68(4), 69–84.
- Helvacı, C. and Alonso, R. N.** (2000). Borate deposits of Turkey and Argentina: A summary and geological comparison. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 9, 1–27.
- Helvacı, C. ve Bozkurt, S.** (1994). Beypazarı (Ankara) granitinin jeolojisi, mineralojisi ve petrojenezi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 37, 31–42.
- Helvacı, C., İnci, U., Yılmaz, H. and Yağmurlu, F.** (1989). Geology and Neogene trona deposit of the Beypazarı region, Turkey. *Turkish Journal of Engineering and Environmental Sciences*, 13(2), 245–256.
- Helvacı, C. and Ortí, F.** (1998). Sedimentology and diagenesis of Miocene colemanite–ulexite deposits (Western Anatolia, Turkey). *Journal of Sedimentary Research*, 68, 1021–1033.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Helvacı, C., Öztürk, Y. Y., Satır, M. and Shang, K. C.** (2014). U–Pb zircon and K–Ar geochronology reveal the emplacement and cooling history of the Late Cretaceous Beypazarı granitoid, central Anatolia, Turkey. *International Geology Review*, 56(9), 1138–1155.
- Helvacı, C., Yılmaz, H. ve İnci, U.** (1988). Beypazarı (Ankara) yöresi Neojen tortullarının kil mineralleri ve bunların dikey ve yanal dağılımı. *Jeoloji Mühendisliği*, 12(1), 33–42.
- Herron, M. M.** (1988). Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58, 820–829.
- İnci, U.** (1991). Miocene alluvial fan–alkaline playa lignite–trona bearing deposits from an inverted basin in Anatolia: Sedimentology and tectonic controls on deposition. *Sedimentary Geology*, 71, 73–97.
- İnci, U., Helvacı, C. and Yağmurlu, F.** (1988). Stratigraphy of Beypazarı Neogene Basin, Central Anatolia, Turkey. *Newsletters on Stratigraphy*, 18(3), 165–182.
- İpekgil, C.** (2005). *Geology and petrology of Beypazarı–Oymaağaç granitoids*. Middle East Technical University, M.Sc. Thesis, Ankara.
- Jarvie, D. M., Hill, R. J., Ruble, T. E. and Pollastro, R. M.** (2007). Unconventional shale-gas systems: The Mississippian Barnett Shale of north-central Texas as one model for thermogenic shale-gas assessment. *AAPG Bulletin*, 91(4), 475–499.
- Jenkyns, H. C.** (2010). Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3).
- Jia, C.** (2017). Breakthrough and significance of unconventional oil and gas to classical petroleum geological theory. *Petroleum Exploration and Development*, 44(1), 1–11.
- Jiang, Z., Chen, D., Qiu, L., Liang, H. and Ma, J.** (2007). Source-controlled carbonates in a small Eocene half-graben lake basin (Shulu Sag) in central Hebei Province, North China. *Sedimentology*, 54, 265–292.
- Jiang, Z., Liang, C., Wu, J., Zhang, J., Zhang, W., Wang, Y. and Chen, X.** (2013). Several issues in sedimentological studies on hydrocarbon-bearing fine-grained sedimentary rocks. *Acta Petrologica Sinica*, 34(6), 1031–1039.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Johannesson, K. H., Cortés, A., Ramos Leal, J. A., Ramírez, A. G. and Durazo, J.** (2005). Geochemistry of rare earth elements in groundwaters from a rhyolite aquifer, central México. In **K. H. Johannesson** (Ed.), *Rare Earth Elements in Groundwater Flow Systems* (Water Science and Technology Library, Vol. 51, pp. 187–222). Springer.
- Jones, B. F., Eugster, H. P. and Rettig, S. L.** (2018). Hydrochemistry of closed-basin alkaline lakes. İçinde **A. Goudie ve H. Viles** (Ed.), *Geomorphological sediments and processes*. Elsevier.
- Kadıoğlu, Y. K. and Zoroğlu, O.** (2008). Nature of Beypazarı granitoid: Geology and geochemistry, Northwest Anatolia, Turkey. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 2(1), 012014.
- Kadir, S. and Baş, H.** (1996). Distribution and genesis of neoformed minerals in Koyunağılı (Mihalıççık–Eskişehir) area. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 118, 51–66.
- Kalafatcioğlu, A. and Uysallı, H.** (1964). Geology of the Beypazarı–Nallıhan–Seben area. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, 62, 1–12.
- Karadenizli, L.** (1995). Beypazarı havzası (Ankara batısı) Üst Miyosen–Pliyosen jipsli serilerinin sedimantolojisi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 38(1), 63–74.
- Karagölbay, R. ve Korkmaz, S.** (2005). Kuzeybatı Anadolu'daki bitümlü şeyllerin organik jeokimyasal özellikleri ve çökelme ortamları. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 48(2), 21–41.
- Karayiğit, A. İ., Azeri, N., Oskay, R. G. and Hower, J. C.** (2022). Zeolite and associated mineral occurrences in high-sulphur coals from the Middle Miocene upper coal seam from underground mines in the Çayırhan coalfield (Beypazarı, Central Turkey). *International Journal of Coal Geology*, 256, 104010.
- Karayiğit, A. İ., Gayer, R. A., Querol, X. and Onacak, T.** (2000). Contents of major and trace elements in feed coals from Turkish coal-fired power plants. *International Journal of Coal Geology*, 44, 169–184.
- Kavuşan, G.** (1993). Beypazarı–Çayırhan kömür havzası linyitlerinin yataklanmasında tektonizmanın önemi. *Doğa Türk Yerbilimleri Dergisi*, 2, 135–145.
- Kayakıran, S. ve Çelik, E.** (1986). *Beypazarı trona (doğal soda) yatağı maden jeolojisi raporu*. MTA Derleme No: 8079, Ankara.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Kayseri-Özer, M.S.** (2024). *Ankara–Beypazarı Eti Soda A.Ş. maden ruhsat sahasında trona cevherleşmesi sırasındaki paleoekolojik koşullar*. Proje Raporu (yayımlanmamış).
- Keller, J., Jung, D., Eckhardt, F. J. and Kreuzer, H.** (1992). Radiometric ages and chemical characterization of the Galatean Andesite Massif, Pontus, Turkey. *Acta Vulcanologica*, 2, 267–276.
- Koçyiğit, A., Türkmenoğlu, A., Beyhan, A., Kaymakçı, N. and Akyol, E.** (1995). Post-collisional tectonics of Eskişehir–Ankara–Çankırı segment of the İzmir–Ankara–Erzincan Suture Zone (IAESZ): Ankara Orogenic Phase. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 6, 69–86.
- Koral, H.** (2019). Çayırhan (Ankara) Neojen Havzasının stratigrafisi ve neotektonik özellikleri. *İstanbul Yerbilimleri Dergisi*, 29(2).
- Last, W. M.** (1990). Lacustrine dolomite: An overview of modern, Holocene and Pleistocene occurrences. *Earth-Science Reviews*, 27, 221–263.
- Lawrence, M. G., Greig, A., Collerson, K. D. and Kamber, B. S.** (2006). Rare earth element and yttrium variability in South East Queensland waterways. *Aquatic Geochemistry*, 12, 39–72.
- Lin, A. M., Yang, Z. Y., Sun, Z. M. and Yang, T. S.** (2001). How and when did the Yellow River develop its square bend? *Geology*, 29(10), 951–954.
- Ma, Y., Fan, M., Lu, Y., Liu, H., Hao, Y., Xie, Z., Liu, Z., Peng, L., Du, X. and Hu, H.** (2016). Climate-driven paleolimnological change controls lacustrine mudstone depositional process and organic matter accumulation: Constraints from lithofacies and geochemical studies in the Zhanhua Depression, eastern China. *International Journal of Coal Geology*, 167, 103–118.
- Magbagbeola, O. A. and Willis, B. J.** (2007). Sequence stratigraphy and syndepositional deformation of the Agbada Formation, Robertkiri Field, Niger Delta, Nigeria. *AAPG Bulletin*, 91, 945–958.
- Maynard, J. B.** (1992). Chemistry of modern soils as a guide to interpreting Precambrian paleosols. *Journal of Geology*, 100, 279–289.
- McDonough, W. F. and Sun, S. S.** (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223–253.
- McLennan, S. M.** (1993). Weathering and global denudation. *Journal of Geology*, 101(2), 295–303.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Mendes, L. C., dos Santos, T. J. S. and Gomes, N. B.** (2021). Geochemistry and provenance of the metasedimentary rocks surrounding the Santa Quitéria magmatic arc, NE Brazil: Tectonic and paleogeographic implications for the assembly of West Gondwana. *Precambrian Research*, 356, 106063.
- Nagarajan, R., Madhavaraju, J., Armstrong-Altrin, J. S. and Nagendra, R.** (2011). Geochemistry of Neoproterozoic limestones of the Shahabad Formation, Bhima Basin, Karnataka, southern India. *Geosciences Journal*, 15(1), 9–25.
- Nesbitt, H. W. and Young, G. M.** (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299, 715–717.
- Nozaki, Y., Lerche, D., Alibo, D. S. and Tsutsumi, M.** (2000). Dissolved indium and rare earth elements in three Japanese rivers and Tokyo Bay: Evidence for anthropogenic Gd and In. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(23), 3975–3982.
- Nozaki, Y., Zhang, J. and Amakawa, H.** (1997). The fractionation between Y and Ho in the marine environment. *Earth and Planetary Science Letters*, 148(1–2), 329–340.
- Ohta, T. and Arai, H.** (2007). Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: A new tool for evaluating the degree of weathering. *Chemical Geology*, 240, 280–297.
- Okay, A. I.** (2000). Was the Late Triassic orogeny in Turkey caused by the collision of an oceanic plateau? In **E. Bozkurt, J. A. Winchester and J. D. A. Piper** (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area* (Geological Society Special Publication No. 173, pp. 25–41). Geological Society, London.
- Okay, A. I. and Göncüoğlu, M. C.** (2004). The Karakaya Complex: A review of data and concepts. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13, 77–95.
- Okay, A. I. and Tüysüz, O.** (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. In **B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth and M. Séranne** (Eds.), *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension Within the Alpine Orogen* (Geological Society Special Publication No. 156, pp. 475–515). Geological Society, London.
- Ortí, F., Gündoğan, İ. and Helvacı, C.** (2002). Sodium sulphate deposits of Neogene age: The Kirmir Formation, Beypazarı Basin, Turkey. *Sedimentary Geology*, 146, 305–333.
- Önal, M., Helvacı, C., İnci, U., Yağmurlu, F., Meriç, E. and Tansel, İ.** (1988). Çayırhan kuzeybatısındaki Soğukçam Kireçtaşı, Nardin Formasyonu ve Kızılçay Grubu'nun stratigrafisi, yaşı, fasiyesi ve depolanma ortamları. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 1(2), 152–163.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Öner, F.** (1988). *Beypazarı doğal soda (trona) yatağının mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi ve neoformasyon minerallerinin dağılımı*. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Ankara.
- Özpeker, I., Çoban, F., Esenli, F. ve Eren, R. H.** (1991). Miyosen yaşlı Hırka Formasyonu'ndaki (Beypazarı–Ankara) dolomitlerin mineralojik özellikleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 34, 23–26.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. and Siever, R.** (1972). *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, New York.
- Potter, P. E.** (1978). Petrology and chemistry of modern big river sands. *Journal of Geology*, 86, 423–449.
- Querol, X., Atastuey, A., Plana, F., Lopez-Soler, A., Tuncalı, E., Toprak, S., Ocakoğlu, F. and Köker, A.** (1999). Coal geology and coal quality of the Miocene Muğla Basin, southwestern Anatolia, Turkey. *International Journal of Coal Geology*, 41, 311–332.
- Querol, X., Whateley, M. K. G., Fernandez-Turiel, J. L. and Tuncalı, E.** (1997). Geochemical controls on the mineralogy and geochemistry of the Beypazarı lignite, central Anatolia, Turkey. *International Journal of Coal Geology*, 33(3), 255–271.
- Ramos, A. D., Rodrigues, L. F., De Araujo, G. E., Pozocco, C. T. M., Ketzer, J. M. M., Heemann, R. and Lourega, R. V.** (2015). Geochemical characterization of Irati and Palermo formations (Paraná Basin, Southern Brazil) for shale oil/gas exploration. *Energy Technology*, 3(5), 481–487.
- Raven, M. R., Fike, D. A., Gomes, M. L., Webb, S. M., Bradley, A. S. and McClelland, H. L. O.** (2018). Organic carbon burial during OAE2 driven by changes in the locus of organic matter sulfurization. *Nature Communications*, 9, 3409.
- Reimann, C., Filzmoser, P., Garrett, R. G. and Dutter, R.** (2008). *Statistical Data Analysis Explained: Applied Environmental Statistics with R*. John Wiley & Sons.
- Robertson, A. H. F. and Dixon, J. E.** (1984). Introduction: Aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In **J. E. Dixon and A. H. F. Robertson** (Eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean* (Geological Society Special Publication No. 17, pp. 1–74). Geological Society, London.
- Ross, D. J. K. and Bustin, R. M.** (2008). Characterizing the shale gas resource potential of Devonian–Mississippian strata in the Western Canada Sedimentary Basin: Application of an integrated formation evaluation. *AAPG Bulletin*, 92(1), 87–125.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Rudnick, R. L. and Gao, S. (2014).** Composition of the continental crust. In **Holland, H. D. and Turekian, K. K. (Eds.),** *Treatise on Geochemistry* (2nd ed., Vol. 4, pp. 1–51). Elsevier.
- Sarı, A. and Aliyev, S. A. (2005).** Source rock evaluation of the lacustrine oil shale-bearing deposits, Göynük/Bolu, Turkey. *Energy Sources*, 27, 271–279.
- Sawant, S. S., Kumar, K. V., Balaram, V., Subba Rao, D. V., Rao, K. S. and Tiwari, R. P. (2017).** Geochemistry and Genesis of Craton-derived Sediments from Active Continental Margins: Insights from the Mizoram Foreland Basin, NE India. *Chemical Geology*, 470: 13-32.
- Schieber, J. (1992).** A combined petrographical-geochemical provenance study of the Newland Formation, Mid-Proterozoic of Montana. *Geological Magazine*, 129(2), 223–237.
- Seyitoğlu, G., Esat, K. and Kaypak, B. (2017).** One of the main neotectonic structures in the NW Central Anatolia: Beypazarı Blind Thrust Zone and related fault-propagation folds. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 154, 1–14.
- Sheldon, N. D. (2003).** Pedogenesis and geochemical alteration of the Picture Gorge Subgroup, Columbia River Basalt, Oregon. *Geological Society of America Bulletin*, 115, 1377–1387.
- Shi, J., Huang, W., Lv, C. and Cui, X. (2018).** Geochemical characteristics and geological significance of the Upper Paleozoic mudstones from Linxing Area in Ordos Basin. *Acta Petrologica Sinica*, 39(8), 876–889.
- Singh, A. K. and Chakraborty, P. P. (2023).** Geochemistry and hydrocarbon source rock potential of shales from the Palaeo–Mesoproterozoic Vindhyan Supergroup, central India. *Energy Geoscience*, 4(3), 100073.
- Siyako, F. (1982).** *Eskişehir–Mihalıççık–Koyunağlı linyit kömürü sahasının jeoloji raporu.* MTA Rapor No: 7111, Ankara.
- Siyako, F. (1983).** *Beypazarı (Ankara) linyitli Neojen havzası ve çevresinin jeoloji raporu.* MTA Rapor No: 7431, Ankara (yayımlanmamış).
- Smoot, J. P. and Lowenstein, T. K. (1991).** Depositional environments of non-marine evaporites. In *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources* (pp. 189–347). Elsevier.
- Song, M. (2005).** Sedimentary environment geochemistry in the Shasi section of southern ramp, Dongying Depression. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 25(1), 67–73.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Suner, F., Ece, Ö. İ., Çoban, F. and Esenli, F.** (2003). Occurrence and properties of natron in the Miocene lacustrine Beypazarı Basin, Turkey. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte*, 1, 31–48.
- Surdam, R. C. and Stanley, K. O.** (1980). Effects of changes in drainage basin area on the sedimentology of the Green River Formation, Wyoming. *Geology*, 8, 135–139.
- Şahinci, A.** (1970). *Mudurnu kaplıcası hidrojeoloji etüd raporu*. MTA Rapor No: 4367, Ankara.
- Şengör, A. M. C. and Yılmaz, Y.** (1981). Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181–241.
- Şentürk, K. ve Karaköse, C.** (1979). *Orta Sakarya dolayının temel jeolojisi*. MTA Rapor No: 6642, Ankara.
- Talbot, M. R. and Kelts, K.** (1990). Paleolimnological signatures from carbon and oxygen isotopic ratios in carbonates and organic matter. In **A. Katz** (Ed.), *Lacustrine Basin Exploration: Case Studies and Modern Analogs* (AAPG Memoir 50, pp. 99–112). American Association of Petroleum Geologists.
- Tarvirdi, M.** (2013). *Mineralojik, petrografik ve element içeriklerinin işletilen iki kömür damarı içindeki değişimlerinin incelenmesi, Çayırhan–Beypazarı, Ankara*. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Ankara.
- Tian, Y., Zhao, X., Wang, L., Tu, B., Xie, G. and Zeng, B.** (2014). Geochemical characteristics and paleoenvironmental implications of the Permian Qixia Formation in Shizhu, Chongqing. *Acta Sedimentologica Sinica*, 32(6), 1035–1045.
- Topuz, G., Candan, O., Okay, A. I., von Quadt, A., Othman, M., Zack, T. and Wang, J.** (2020). Silurian anorogenic basic and acidic magmatism in northwest Turkey: Implications for the opening of the Paleo-Tethys. *Lithos*, 356–357, 105302.
- Uğur, M.** (2004). *Tahir (Beypazarı) magmatik kayaçlarının jeolojisi ve petrografisi*. Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Ankara.
- United States Geological Survey (USGS).** (2024). *Soda ash statistics and information*. U.S. Geological Survey.
- Ustaömer, P. A., Ustaömer, T. and Robertson, A. H. F.** (2012). Ion probe U–Pb dating of the Central Sakarya Basement: A peri-Gondwana terrane intruded by Late Lower Carboniferous subduction/collision-related granitic rocks. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21(6), 905–932.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Ustaömer, T. and Robertson, A. H. F.** (1997). Tectonic–sedimentary evolution of the North Tethyan margin in the Central Pontides of northern Turkey. In **A. G. Robinson** (Ed.), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region* (AAPG Memoir 68, pp. 255–290). American Association of Petroleum Geologists.
- Uyanık-Sönmez, Ö.** (2016). *Beyazarı–Çayırhan yöresindeki sedimanter birimlerin mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi*. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Ankara.
- Ünal, Ü.** (1997). *Beyazarı Granitoidinin (Dümrek–Yalnızçam) mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi*. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Mühendislik Tezi, Ankara.
- Ürün, G.** (1999). *Sedimentary facies of Kirmir Formation, SE Beyazarı Miocene Basin*. Middle East Technical University, M.Sc. Thesis, Ankara.
- Varol, B. and Kazancı, N.** (1981). The litho- and biofacies properties of the Upper Jurassic–Lower Cretaceous carbonate sequence in the Nallıhan–Seben region. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 24, 31–38.
- Wang, G., Wang, Y., Wei, Z., He, W., Zhang, T. and Ma, X.** (2020). Geochemical records of Qionghai Lake sediments in southwestern China linked to Late Quaternary climate changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 560, 109902.
- Wang, S. and Huang, X.** (1997). Evolutional characteristics and their paleoclimate significance of trace elements in the Hetaoyuan Formation, Biyang Depression. *Acta Sedimentologica Sinica*, 15(1), 65–70.
- Wang, Y., Xu, S., Hao, F., Poulton, S. W., Zhang, Y., Guo, T., Lu, Y. and Bai, N.** (2021). Arid climate disturbance and the development of salinized lacustrine oil shale in the Middle Jurassic Dameigou Formation, Qaidam Basin, northwestern China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 577, 110533.
- Warren, J. K.** (2016). *Evaporites: A Geological Compendium* (2nd ed.). Springer.
- Westerhold, T., Röhl, U., Donner, B. and Zachos, J. C.** (2018). Global extent of early Eocene hyperthermal events: A new Pacific benthic foraminiferal isotope record from Shatsky Rise (ODP Site 1209). *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 33, 626–642.
- Wilson, M., Tankut, A. and Güleç, N.** (1997). Tertiary volcanism of the Galatia Province, northwestern Central Anatolia, Turkey. *Lithos*, 42(1–2), 105–121.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Wright, J., Schrader, H. and Holser, W. T.** (1987). Paleoredox variations in ancient oceans recorded by rare earth elements in fossil apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51, 631–644.
- Xia, S., Lin, C., Wu, W. and Du, X.** (2022). Sequence architecture, depositional evolution and responses to tectonic subsidence and lacustrine fluctuation in a lacustrine rift basin: A case study from Cenozoic Liaodong Bay, Bohai Bay Basin. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 208, 109494.
- Yağmurlu, F., Helvacı, C., İnci, U. and Önal, M.** (1988). Tectonic characteristics and structural evolution of the Beypazarı–Nallıhan Neogene Basin, Central Anatolia. *Journal of Pure and Applied Sciences, Series A: Geosciences*, 1, 127–143.
- Yavuz-Pehlivanlı, B.** (2019). Factors controlling the paleo-sedimentary conditions of Çeltektek oil shale, Sorgun–Yozgat, Turkey. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 158, 215–263.
- Yavuz-Pehlivanlı, B., Koç, Ş. and Sarı, A.** (2014). Carbon isotope ($\delta^{13}\text{C}$) characteristics of Middle Miocene Çayırhan oil shales (Beypazarı, Ankara, Turkey): Implications for paleoenvironment and paleoclimate. *Fuel*, 135, 427–434.
- Yılmaz, Y.** (1977). *Bilecik–Söğüt dolayındaki Eski Temel Karmaşığı'nın petrojenetik evrimi*. Doçentlik Tezi, İstanbul Üniversitesi, İstanbul (yayımlanmamış).
- Yılmaz, Y.** (1979). Söğüt–Bilecik bölgesinde polimetamorfizma ve bunların jeoteknik anlamı. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 22, 85–100.
- Yohannes, E.** (1993). *Geology and petrology of the Beypazarı granitoids*. Middle East Technical University, M.Sc. Thesis, Ankara.
- Young, G. M. and Nesbitt, H. W.** (1998). Processes controlling the distribution of Ti and Al in weathering profiles, siliciclastic sediments and sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Research*, 68, 448–455.
- Zachos, J. C., Dickens, G. R. and Zeebe, R. E.** (2008). An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, 451, 279–283.
- Zarasvandi, A., Charchi, A., Carranza, E. J. M., Alizadeh, B. and Karimi, N.** (2013). Geochemistry of rare earth elements and yttrium in the Upper Cretaceous carbonate rocks of the Zagros Basin, southwest Iran: Implications for depositional environment and diagenetic evolution. *Chemie der Erde*, 73(1), 53–64.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Zhou, X., Wang, Y., Liu, H., Zhang, M. and Li, J.** (2018). Application of hierarchical cluster analysis and geochemical methods in environmental studies: A review. *Environmental Science and Pollution Research*, 25(12), 11505–11516.
- Zhu, X. M., Wang, H., Zhu, H. T., Shao, L. Y. and Ji, Y. L.** (2023). Research progress and development focuses of continental sequence stratigraphy. *Acta Petrologica Sinica*, 44, 1382–1398.
- Zoroğlu, O.** (2001). *Beypazarı Granitoidinin petrolojisi ve anklavlarının kökeni*. Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Ankara.