T.C.
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ-CERRAHPAŞA
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ

DOKTORA TEZİ

ULUKIŞLA HAVZASININ GEÇ KRETASE-SENOZOYİK TEKTONO-SEDİMENTER GELİŞİMİ: ORTA ANADOLU GÜNEYİ BAĞLAMINDA JEODİNAMİK ÇIKARIMLAR

Mach houdou ALIOU MAHAMIDOU

DANIŞMAN
Prof. Dr. Hayrettin KORAL

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeoloji Mühendisliği Programı

Eylül, 2022

TEZ KABUL VE ONAYI

Mach houdou ALIOU MAHAMIDOU tarafından, **Prof. Dr. Hayrettin Koral** danışmanlığında hazırlanan " ULUKIŞLA HAVZASININ GEÇ KRETASE-SENOZOYİK TEKTONO-SEDİMENTER GELİŞİMİ: ORTA ANADOLU GÜNEYİ BAĞLAMINDA JEODİNAMİK ÇIKARIMLAR " başlıklı bu çalışma, jürimiz tarafından **29/09/2022** tarihinde yapılan sınav sonucunda **oy birliği** ile başarılı bulunarak **Doktora Tezi** olarak kabul edilmiştir.

Tez Jürisi

		İmza	**Sonuç**
DANIŞMAN	Prof. Dr. Hayrettin KORAL İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı		☒ Kabul ☐ Ret
ÜYE	Prof. Dr. M. Ali ELMAS İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı		☒ Kabul ☐ Ret
ÜYE	Prof. Dr. Hüseyin ÖZTÜRK İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı		☒ Kabul ☐ Ret
ÜYE	Prof. Dr. Ö. Feyzi GÜRER Kocaeli Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı		☒ Kabul ☐ Ret
ÜYE	Prof. Dr. Zekiye KARACIK İstanbul Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı		☒ Kabul ☐ Ret

Rahmetli Babam'a, Canım Annem'e ve Kardeşlerim'e ithaf ediyorum…

BÜTÇE DESTEKLERİ

ULUKIŞLA HAVZASININ GEÇ KRETASE-SENOZOYİK TEKTONO-SEDİMENTER GELİŞİMİ: ORTA ANADOLU GÜNEYİ BAĞLAMINDA JEODİNAMİK ÇIKARIMLAR

Bu doktora çalışması Yurtdışı Türkler ve Akraba Toplulukları Başkanlığı (YTB)'ye Türkiye Bursu kapsamında yürütülmüştür. Bu çalışma harcamalarının bir kısmı İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi tarafından desteklenmiştir. Proje numarası: FDK-2019-33850. Tez saha çalışmasının diğer bazı kısmi giderleri Merhume Emekli Öğretmen kardeşler Seniha Safiye KORAL ve Vasfiye HATİPOĞLU (Trabzon eşrafından-Mirzadeler) anısına tez danışmanı tarafınca karşılanmıştır.

TEŞEKKÜR

Doktora çalışma sırasında bana her konuda yardımcı olan, arazide yanımda olan ve desteklerini hiç esirgemeyen değerli danışman hocam Sayın Prof. Dr. Hayrettin KORAL'a içtenlikle minnettarım.

Tez İzleme Komitesi üyeleri değerli hocalarım Sayın Prof. Dr. Mustafa ALİ ELMAS'a ve Kocaeli Üniversitesinden Sayın Prof. Dr. Ömer Feyzi GÜRER'e tezimle ilişkili her türlü katkıları ve yönlendirmeleri için teşekkürlerimi sunuyorum.

Türkiye de Doktora eğitim ve burs imkânı sağlayan Yurtdışı Türkler ve Akraba Toplulukları Başkanlığı (YTB)'ye Türkiye Bursları kapsamında teşekkürler ederim. Kısmi olarak Bilimsel Araştırma Projeleri Biriminden destek alan bu tez çalışması için İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa'ya teşekkürü borç bilmekteyim.

Tez çalışmamla ilişkili ince kesitlerde, ayrıntılı fosil tanımlamasının çoğunluğunu yapan Atatürk Üniversitesi'nden Doç. Dr. Meral KAYA SARI'ya ve tezin başlangıç döneminde fosil tanımlamalarıyla bu çalışmama destek veren İstanbul Üniversitesi'nden emekli Öğretim Üyesi Prof. Dr. İzver ÖZKAR ÖNGEN'e katkılarından dolayı teşekkürlerimi sunmayı bir borç bilirim.

Provenans çalışmalarında yararlandığım nokta sayma cihazı kullanımını öğrettiği, odasındaki kameralı optik mikroskobunu kullanma imkânı sağladığı ve yürütmüş olduğu kamp stajı çalışmasına katılmama imkân verdiği için değerli hocam Prof. Dr. Timur USTAÖMER'e teşekkürler ederim.

Magmatik kayaçların petrografik inceleme çalışmaları sırasında tecrübesi paylaşan ve yardımcı olan değerli hocam Dr. Öğretim Üyesi Hasan EMRE'ye müteşekkirim.

Magmatik kayaçların jeokimyasal verilerin yorumlaması esnasında değerli katkılar veren Jeoloji Yüksek Mühendisi Dr. Olgun DURU'ya teşekkür ederim.

Tüm kaya jeokimya analizleri için örnek hazırlama (kırma ve öğütme) laboratuvarını ve kameralı optik mikroskobunu kullanmam için odasını bana açan değerli hocam Prof. Dr. Nurullah HANILÇI 'ya ve jeokimya analizleri katkı bulunan Sayın Prof. Dr. Namık Aysal'a teşekkür ederim.

Tez çalışmalarını ilgi gösteren ve dersi kapsamındaki saha çalışmalarına katılmama da imkân sağlayan değerli hocam Dr. Öğretim Üyesi İsak YILMAZ' a teşekkür ederim.

Fosilli ince kesitlerinin ön incelenmesinde katkı sağlayan Araştırma Görevlisi Dr. Serdar AKGÜNDÜZ'e teşekkür ederim.

Saha çalışmasının ilk senesinde Madenköy şantiyesinde konaklama imkanları ve kolaylık sağlayan değerli Gümüştaş Madencilik ve Tic. A.Ş. Patronlarına, yöneticilerinden Maden

Yüksek Mühendisi Ercan Çetin ile Jeoloji Yüksek Mühendisi Şener Çerkez'e ve Bolkar Maden işletmesi çalışanlarına göstermiş oldukları yakın dostlukları için teşekkürlerimi sunarım.

Arazi çalışmaları sırasında konaklamada bize kolaylık sağlayan Ulukışla Öğretmenevinin Müdürü Sayın Bekir Samet Zorlu'ya ve çalışanlarından özellikle Sayın Ali YÜKSEL 'e teşekkür ederim.

Bilimsel Araştırma Projesinin evrakları ve bürokratik ile ilgili işlemler yardımcı olan Jeoloji Yüksek Mühendisi Duygu İŞBİL'e teşekür ederim.

Birinci yıl saha çalışması döneminde Jeoloji Mühendisleri Berkay ALPARSLAN'a ve Barış TUNÇER'e arazi çalışması sırasında yanımda oldukları için ve yardımlarından dolayı teşekkür ederim. İkinci yıl saha çalışması döneminde hem sahada yanımda olan hem de petrografik örnek hazırlama sırasında yardımcı olan Jeoloji Yüksek Mühendisi Isa ESHBAYEV'e teşekkür ederim.

Tezin son aşamasında sakin ve huzurlu çalışma ortamı imkân sağlayan ve ilgi gösteren değerli Özel Büyükçekmece Yükseköğrenim Erkek Öğrenci Yurt Müdürü Erhan YILMAZ'a teşekkür ederim.

Beni sürekli motive eden, başarılı ve iyi durumda olmam için dua eden, ilgi gösteren ve her türlü maddi ve manevi desteklerini veren, bütün hayatım boyunca benden desteklerini hiç esirgemeyen Değerli Aileme gönülden teşekkürlerimi sunuyorum.

Eylül 2022 Mach houdou ALIOU MAHAMIDOU

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

İÇİNDEKİLER ..... **viii**
ŞEKİL LİSTESİ ..... **xi**
TABLO LİSTESİ ..... **xxi**
SİMGE VE KISALTMA LİSTESİ ..... **xxii**
ÖZET ..... **xxiv**
ABSTRACT ..... **xxvi**
1. GİRİŞ **1**
2. KAVRAMSAL ÇERÇEVE **4**
2.1. ÇALIŞMA ALANININ COĞRAFİ GENEL BAKIŞI 4
2.2. BÖLGESEL JEOLOJİ 5
2.2.1. Torid Bloğu 7
2.2.2. Niğde-Kırşehir Masifi veya Orta Anadolu Kristalin Kompleksi 8
2.2.3. Niğde Masifi 10
2.2.4. Ecemiş Fay Zonu 11
2.3. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR 12
3. YÖNTEM **20**
3.1. SAHA ÇALIŞMALARI 21
3.2. LABORATUVAR ÇALIŞMALARI 22
3.2.1. Petrografi 22
3.2.2. Jeokimya 22
3.3. OFİS ÇALIŞMASI 22
4. BULGULAR **24**
4.1. STRATİGRAFİ 24
4.1.1. Bolkar Karbonat Platformu: Temel kayaları 26
4.1.2. Alihoca ofiyolitik melanj 29
4.1.3. Çiftehan formasyonu 35
4.1.4. Aktaştepe formasyonu 40
4.1.5. Halkapınar formasyonu 52

4.1.6. Ulukışla formasyonu 58
4.1.7. Hasangazi formasyonu 63
4.1.8. Bozbeltepe formasyonu 74
4.1.9. Kabaktepe formasyonu 79
4.1.10. Kurtulmuştepe formasyonu 83
4.1.11. Kızılöz formasyonu 88
4.1.12. İnsuyu formasyonu 92
4.2. SEDİMENTOLOJİ: GEÇ PALEOSEN ERKEN EOSEN YAŞLI KIRINTILI ÇÖKELLERİN FASİYES ANALİZİ 95
4.2.1. Halkapınar formasyonu (Fasiyes analizi) 95
4.2.2. Halkapınar formasyonu'nun çökelim modeli 109
4.2.3. Ulukışla formasyonunun Volkanoklastik Birimi 112
4.2.4. Sentez ve çökelme modelleri 123
4.3. KIRINTILI ÇÖKELLERİN (HALKAPINAR VE BOZBELTEPE FORMASYONLARININ) PETROGRAFİSİ VE JEOKİMYASI: PROVENANS VE TEKTONİK ORTAM ÇIKARIMLARI 124
4.3.1. Halkapınar formasyonu 124
4.3.2. Bozbeltepe formasyonu 130
4.3.3. Petrografik QFL üçgen diyagramlara dayalı tektonik ortamı 132
4.3.4. Jeokimya 133
4.4. ULUKIŞLA HAVZASININ MAGMATİK KAYAÇLARININ PETROGRAFİSİ 144
4.4.1. Halkapınar lavları 144
4.4.2. Ulukışla formasyonu 146
4.5. ULUKIŞLA HAVZASINDAKİ MAGMATİK KAYAÇLARIN JEOKİMYASI 152
4.5.1. Sınıflandırma 152
4.5.2. Tektonik Ortamlar 155
4.5.3. MORB normalize edilmiş Örümcek diyagramı 159
4.5.4. Kondrit normalize edilmiş REE paternleri 162
4.5.5. Magma kaynağının doğası 165
4.5.6. Plütonik kayaçlar 166
4.6. ULUKIŞLA HAVZASININ YAPISAL ANALİZİ 170
4.6.1. Çiftehan formasyonu 172
4.6.2. Kalkankaya Üyesi 174
4.6.3. Güneydağı Üyesi 174
4.6.4. Halkapınar formasyonu 177

4.6.5. Ulukışla formasyonu 182
4.6.6. Bozbeltepe formasyonu 186
4.6.7. Kurtulmuştepe formasyonu 189
4.6.8. Kızılöz formasyonu 191
4.6.9. İnsuyu formasyonu 195
5. TARTIŞMA 198
5.1. ULUKIŞLA HAVZASININ SEDİMANTER GELİŞİM EVRELERİ 198
5.2. KUMTAŞLARININ KÖKENİ VE TEKTONİK ORTAMI 200
5.2.1. Kaynakla ilişikli varılan sonuçlar 200
5.2.2. Tektonik ortam için çıkarımlar 201
5.3. MAGMA KAYNAĞI VE MAGMATİK KAYAÇLARIN TEKTONİK ORTAMININ YORUMLANMASI 201
5.4. YAPISAL GELİŞİM EVRELERİ 204
5.5. ÖNCEKİ JEODİNAMİK MODELLERİN TARTIŞMASI 205
5.5.1. Yay ile ilgili havza modeli 205
5.5.2. Paleosen çarpışma modeli 206
5.5.3. Sıyrılma-üstü (Supra-detachment) havzası modeli 208
5.5.4. Çarpışma sonrası genişleme-rift modeli 210
5.6. ULUKIŞLA HAVZASININ OLUŞUMU VE JEODİNAMİK EVRİMİ 211
5.6.1. Havza başlangıcı Geç Kretase 212
5.6.2. Geç Kretase-geç Eosen 212
5.6.3. Orta-geç Miyosen 214
6. SONUÇ VE ÖNERİLER 217
KAYNAKLAR 220
EKLER 246
İNTİHAL RAPORU İLK SAYFASI 259
ETİK KURUL İZİN YAZISI ..... Erreur ! Signet non défini.
KURUM İZNİ YAZILARI ..... Erreur ! Signet non défini.
ÖZGEÇMİŞ ..... Erreur ! Signet non défini.

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa No

Şekil 2.1: Çalışma alanının konum haritaları. a) Türkiye'nin jeomorfolojik bölgeleri. Kuzucuoğlu (2019)'den değiştirilmiştir; b) Ulukışla havzasının uydu görüntüsü (Google Earth görüntüsü). 5

Şekil 2.2: Türkiye'nin ana kıta bloklarını ve bazı Geç Kretase Senozoyik tortul havzalarını gösteren tektonik haritası (Gürer,2017'den değiştirilerek alınmıştır). HH: Haymana Havzası; NM: Niğde Masifi; TFZ: Tuzgölü Fay Zonu; TH: Tuzgölü havzası. 6

Şekil 2.3: Ulukışla havzasının ve yakınındaki başlıca bölgesel birliklerin yerini gösteren Güney Orta Anadolu'nun jeolojik haritası. Umhoefer vd. (2020, 2021)'den değiştirilerek alınmıştır. OAKK: Orta Anadolu Kristalen Kompleksi; OAFZ: Orta Anadolu Fay Zonu; 7

Şekil 2.4: Niğde Kırşehir Masifi'nin sayısal yükseklik modelinden elde edilen kabartma üzerine aktarılmış basitleştirilmiş jeolojik haritası (Lefebvre, 2011'den değiştirilerek alınmıştır). 9

Şekil 3.1: Kullanılan yöntemleri gösteren 3 boyutlu blok (Nichols, 2009 'den değiştirilerek alınmıştır). 20

Şekil 4.1: Bazı önceki çalışmalarından ileri sürülmüş Ulukışla Havzasının stratigrafik kesitleri. 25

Şekil 4.2: Ulukışla havzasının genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti. 26

Şekil 4.3: Ulukışla havzasının güneydoğu kesiminde Bolkar karbonat platformunun görünümü (Beyaz çizgi Bolkar platformu ve Alihoca ofiyolit melanjı ayırmaktadır). 27

Şekil 4.4: Maden Köyü'nün güneybatısındaki Bolkar karbonat platformunun rekristalize kireçtaşı. 28

Şekil 4.5: Bolkar Dağları'nın kuzeybatı kesimindeki Kızıltepe Ofiyolitinin ve Alihoca Ofiyolitinin jeolojik haritası (Dilek ve Whitney, 1997'den alınarak yeniden çizilmiştir ve değiştirilmiştir). 30

Şekil 4.6: Alihoca ofiyolitik melanjının arazi fotoğrafları: a) Kayasaray köyünde Alihoca ofiyolitik melanjı; b ve c) Ulukışla havzasının güney orta kenarında ofiyolitik melanj içindeki büyük kireçtaşı bloğu. Bakış yönü G-K; d) İnce tabakalı deforme çört tabakaları; e) Şistoz yapılı metamorfik kayaçlar; f) Olistolit içinde kıvrımlanmış mikritik kireçtaşı tabakaları. 34

Şekil 4.7 : Çiftehan formasyonu'nun tip yeri'nden görünümü. Bakış yönü K-G'dir. 36

Şekil 4.8 : Çiftehan formasyonu'nun iri-çakıllı kırmızı kumtaşları. 37

Şekil 4.9: Yaygın klivaj gösteren kırmızı laminalı marnlar. Bakış yönü B-D'dur. 38

Şekil 4.10: Çiftehan formasyonu ile Alihoca ofiyolitik melanjı arasındaki dokanak. 39

Şekil 4.11: Madenköy'ün 3.5km doğusundaki Kalkankaya formasyonunun tip yeri'ndeki görünümü. Bakış yönü D'ya doğrudur. 41

Şekil 4.12: Güneydağı Üyesi'nin görünümü; a) Tip mevkiinde Güneydağı tepesi; b) Kayasaray köyündeki Güneydağı Üyesi. Bakış yönü K'ye doğrudur. 44

Şekil 4.13: Dedeli köyü KD'daki Güneydağı üyesinin küçük sürükleme kıvrımları sunan yüksek oranda makaslanmış ofiyolitik melanj ile dokanağı. 45

Şekil 4.14: Ömerli üyesi'nde intruzif volkanik kayaçların varlığını gösteren temsili skeç. 47

Şekil 4.15: Ömerli üyesi'nin Ardıçlı yolu üzerindeki sedimantolojik kesit. 48

Şekil 4.16 : Ömerli üyesinin Ardıçlı yolu üzerindeki görünümleri: a) Tip lokalitesinde marn ara katkılı gri kalkerli kumtaşları; b) Kumtaşı tabakaları arasındaki volkanik sill; c) Çamurtaşı tabakaları arasındaki volkanik sill ; d) Pirit agregası; e) Bouma'nın Tb ve Tc bölümleri. 50

Şekil 4.17 : Ömerli üyesi ile Ulukışla formasyonunun volkanik kayaçları arasındaki dokanağın genel görünümü. 51

Şekil 4.18: Osmanköseli-Deli Mahmutlu yolu üzerinde Halkapınar formasyonu'na ait volkanik kayaçlar; a) Sütunsu lav; b) Yastık lav; c) Masif lav. 54

Şekil 4.19: Halkapınar formasyonu'nun Gümüş kesitinin genel görünümü. 54

Şekil 4.20 : Halkapınar formasyonunun üst kısmından alınan foraminifer toplulukları; a) Nummulites globulus Leymerie; b) Asterosiklin sp.; c) Lepidosiklin sp ; d) Lockhartia alveolata Silvestri; e) Nemkovella sp ; f) Orbitoclypeus douvilléi (Schlumberger);g) Globigerina sp.; h) Miliolid formu 56

Şekil 4.21: Halkapınar formasyonunun orta kısmındaki foraminifer toplulukları a) Ranikothalia nuttalli (Davies); b) Alveolina sp; c) Assilina yvettae Schaub; d) Nummulites silvanus Schaub; e) Sphaerogypsina sp.; f) Planulina sp.; g) Pseudolacazina oeztemueri; h) Asterosiklin türü; i) Alveolina bkz. mussoulensis Hottinger; j) Laffitteina mengaudi (Astre); k) Nummulites sp.; l) Discocyclina archiaci (Schlumberger) staroseliensis-bakhchisaraiensis Daha az; m) Nemkovella sp. 57

Şekil 4.22: Yassıkaya köyünün doğusundaki Halkapınar formasyonunun orta kesiminde foraminifer toplulukları; (a) Nummulites silvanus Schaub; b) Asterosiklin türü; (c) Discocyclina furoni Samanta; d) Discocyclina furoni Samanta; e) Ranikothalia sp. 58

Şekil 4.23: Hasangazi köyünün kuzeyindeki Ulukışla formasyonu'nun genel görünümü. Bakış yönü K'ye doğrudur. 60

Şekil 4.24: Ulukışla Volkanitlerinin temsilci görünümü; a) Çaykavak boşluğunda yastık lav; b) Handere Köyü güneyinde volkanik breş; c) Hacıbekirli köyünün doğusunda sütunlu

eklemli trakitik lav; d) Hacıbekirli köyü'nün doğusunda, traki-andezitik lav içerisine sokulmuş bazaltik dayklar; e) Porsuk köyünün doğusunda volkanik aglomeralar. 61

Şekil 4.25: Çiftehan ilçesinin batısında, Ulukışla'nın Halkapınar formasyonu ile dokanağı. ..62

Şekil 4.26: Başmakçı kireçtaşı üyesinin tip lokalitesindeki genel görünümü. 63

Şekil 4.27: Başmakçı kireçtaşı üyesinin taban kısmındaki breşik kireçtaşı düzeyi. 64

Şekil 4.28: Ulukışla formasyonu üzerinde yer alan Başmakçı kireçtaşı üyesi. 65

Şekil 4.29: Handere köyünün kuzeyinden temsilci jeolojik kesit. 65

Şekil 4.30: Başmakçı kireçtaşı üyesi'ne ait fosil toplulukları; A) a) Asterosiklin sp.; b) Asterocyclina stella taramellii; c) Operculina sp; d) Discocyclina sp.; e) Nummulites heberti (Munier-Chalmas); g) Discocyclina sp.; h) Idalina sinjarica Grimsdale; i) Lockhartia sp.; B) Id: Idalina , Dist: Distichoplax biserialis (Dietrich); C) Alg : Yosun , Brz : Bryozoa , Lpd: Lepidocyclina sp. 67

Şekil 4.31: Gümüş Köyü girişindeki Gümüş kireçtaşı üyesinin genel görünümü. Bakış Yönü K'yedir. 68

Şekil 4.32: Gümüş Kireçtaşı üyesi'nin temsilci saha fotoğrafları; a) Tekneçukur köyü girişinde koyu gri mavimsi mikritik kireçtaşı; b) Köşköy köyü çevresinde bol fosilli kireçtaşı; c) Gümüş köyü batısında sarı renkli alterasyona sahip kaotik kireçtaşı; d) Tekneçukur köyünün güneyinde izole kireçtaşı tepesi (Gümüş L Mr : Gümüş Kireçtaşı Üyesi). 69

Şekil 4.33: Tekneçukur köyü girişinde Halkapınar formasyonunu uyumsuz olarak örten Gümüş kireçtaşı üyesi. 70

Şekil 4.34: Gümüş Kireçtaşı Üyesine ait foramineral topluluğu; a) Nummulites atacicus Leymerie; b) Nummulites silvanus Schaub; c) Nummulites burdigalensis (de la Harpe); d) Pseudocuvillierina sireli İnan; e) Idalina sinjarica Grimsdale; f) Nummulites sp. ; g) Nummulites partchi de la Harpe; h)Asterigerina cayraziensis Sirel ve Deveciler; i) Tanımlanamayan miliolid Cinsi; j) Sherbornina sp ; k) Planorbulina sp. ; l) Lockhartia sp; m) Orduella sphaerica Sirel 72

Şekil 4.35: a) Miscellenea medrina (Carter); b) Nummulites praelucasi Douvillé ; c) Nummulites silvanus Schaub; d) Discocyclina sp ;e) Nummulites sp ; f) Dictyoconus sp ; g) Orduella sphaerica Sirel ; h) Asterosiklin sp ; i) Ranikothalia nuttalli (Davies). 73

Şekil 4.36: Bozbeltepe formasyonunun tip lokalitesinden genel görünümü. 74

Şekil 4.37: Bozbeltepe formasyonu'nun temsilci saha fotoğrafları; a) Tip lokalitesinde sarı ince taneli türbiditik kumtaşı; b) Güney köyü güneyinde koyu gri-siyah siltli çamurtaşı ara katkılı türbiditik kumtaşı; c) Toraman köyü çevresinde iyi tabakalı çamurtaşı; d) Adana Niğde yolu üzerinde tüflü türbiditik kumtaşları; e) Çat köyü doğusunda Bozbeltepe formasyonu'nun tabanındaki kırmızı çamurtaşı tabakaları. 76

Şekil 4.38: Bozbeltepe formasyonuna ait foraminifer toplulukları; a) Ranikothalia Cousensis (D'Archiac); b)Nummulites uzak Deshayes ; c) Lockhartia diversa Smout; d) Alveolina bkz.

levantina Hottinger ; e) Nummulitler bkz. kaufmanni Mayer-Eymar ; f)Asterogerina cayraziensis Sirel ve Deveciler; g) Nummulites leupoldi Schaub; h) Nummulites burdigalensis (de la Harpe); i) Nummulitler bkz. partchi de la Harpe (İkiz fert); j) Granorotalia sublobata Benedetti, Di Carlo&Pignatti; k) Nummulites nemkovi Schaub; l) Nummulites globulus Leymerie; m) Nummulitler bkz. cantabricus Schaub ; n) Sphaerogypsina globulus (Reuss); o) Idalina causae Sirel; p) Asterigerina sp ; q) Alveolina sp. 78

Şekil 4.39: Kabaktepe formasyonu'nun tip lokalitesinden genel görünümü. 80

Şekil 4.40: Kabaktepe formasyonu'nun temsilci saha fotoğrafları; a) Formasyonun alt kısmında iyi tabakalı jips; b) Formasyonun orta kısmında masif jips; c) Üst (iyi tabakalı) kısımda porfiroblastik dokulu alçıtaşı. 82

Şekil 4.41: Kurtulmuştepe formasyonunun tip yerinden genel görünümü. 84

Şekil 4.42: Kurtulmuştepe formasyonu, istifte üste doğru kalınlaşması; a) Alt kısımda ince tabakalı kireçtaşı; b) Üst kesimde kalın tabakalı kireçtaşı. 85

Şekil 4.43: Kurtulmuştepe formasyonu'nun yukarıya doğru genel kalınlaşması; a) Alt kesimde kırmızı çamurtaşı silttaşı seviyeleri; b) Marnlarla ilişkili kireçli kireçtaşı tabakaları; c) Ulukışla Kılan yolu boyunca Kurtulmuştepe formasyonu'nun bir bölümünün sedimanter kesiti. 86

Şekil 4.44: Kurtulmuştepe formasyonunun gastropod ve ostrakod parçalı mikritik kireçtaşını gösteren fotomikrografları. 87

Şekil 4.45: Kızılöz formasyonu'nun temsilci görünümü; a) Tip lokalitesinde Kızılöz formasyonu ; b) Olası bir kanal dolgu tortusunu temsil eden gri ila yeşil kalın kumtaşı yatağı; d) Kılan köyünün güneyindeki kırmızı kumtaşı ufuklarında dalgalanma izleri; e) Kırmızı kumtaşı horizonlarında su kaçış yapısı; f) Kılan köyünün güneyinde ince tabakalı kumtaşları; g) Kılan köyünün güneyinde kırmızı kumtaşı ufuklarında Liesegang halkaları; h) Kızılöz formasyonunun bir kesitinin tortul kütüğü, köyün güneyinde farklı ufukları gösteren bir fotoğraf. 91

Şekil 4.46: İnsuyu formasyonu'nun temsilci fotoğrafları: a) Çayhan köyünün güneyindeki İnsuyu formasyonu'nun görünümü; b) Çayhan köyünün doğusunda marn ara katkılı iyi tabakalı kireçtaşları; c) Çayhan köyünün güney batısında çakıllı düzeyler; d) Güney köyü GB'ta yüzeyleyen kırmızı kumtaşları seviyeler. Bakış yönü K'ye doğrudur. 94

Şekil 4.47: Büyükdoğan köyünün batısındaki Halkapınar formasyonunun litifasyeslerin gösteren temsili sedimenter sütün kesiti: a) Litofasiyes a, türbiditik kumtaşı; b) Litofasiyes b, matriks destekli çakıltaşı; c) litofasiyes c, Tane destekli konglomera; d) Litofasiyes d, kaba kumtaşı; e) Litofasiyes e, masif çamurtaşı. 97

Şekil 4.48: Karayusuflu ve Kösere arasındaki Halkapınar formasyonunun arazi fotoğrafı ve temsilci sütün kesiti. 98

Şekil 4.49: Levhamsı ince tabakalı türbiditler: a) Sarı siltli türbiditler; b) Gri renkli killi türbiditik kumtaşları. 100

Şekil 4.50: a) Fosilli kireçtaşlarının temsilci saha görünümü; b ve c) Büyük bentik foraminiferler içeren bu kireçtaşının yakından görünümü. 101

Şekil 4.51: a) Delimahmutlu köyü KD ‘da Halkapınar formasyonu'nun ayrıntılı tortul sütün kesiti; b) sütün kesitle ilişkili farklı litofasiyesleri gösteren arazi fotoğrafı. 103

Şekil 4.52: Delimahmutlu ve Yassıkaya arasında, Halkapınar formasyonu'nun farklı litofasiyesleri gösteren arazi fotoğrafı ile temsilci sütün kesiti. 103

Şekil 4.53: Yassıkaya köyü doğusunda Halkapınar formasyonu'nun volkaniklastik türbiditik fasiyesinin görünümü. Bakış yönü GD’ya doğrudur. 104

Şekil 4.54: a) Klivaj içeren mavimsi marnlar b) Kireçtaşı olistolitleri içeren mavimsi marnları. 105

Şekil 4.55: Darboğaz Köyü GB'sından Halkapınar formasyonu’nun saha görünümü; a) İri türbiditik kumtaşları; b) Türbiditlerle ilişkili çakıllı kireçtaşı. Bakış yönü Kuzeye doğrudur. 107

Şekil 4.56: a) Tekneçukur köyünün güneybatısındaki Halkapınar formasyonu'nun sütün kesiti; b) İlişkili litofasiyeslerin saha fotoğrafı 109

Şekil 4.57: a) Normark, 1978 tarafından önerilen denizaltı yelpazesi modeli; b) Denizaltı yelpazesinin için çökelme ortamı modeli (Reading ve Richards, 1994’dan alınmıştır). Slope Apron: Yamaç Önü; Depositional lobe: Çökelme lobu; Canyon: Kanyon; Fan: Yelpaze; Continental Slope: Kıta Yamacı; Shelf: Kıta sahanlığı. 111

Şekil 4.58: Yamaç önü çökelme (Base of slope apron) modelleri (Mullins ve Cook, 1986'dan alınmıştır): a) Yamaç önü; b) Yamaç önü tabanı. 112

Şekil 4.59: Ulukışla volkanoklastik istifinin ölçülmüş sedimantolojik kesiti. 113

Şekil 4.60: Çakıllı kumtaşlarını temsil eden litofasiyes FA. 114

Şekil 4.61: Kötü boylanmalı, tane destekli konglomeraları gösteren litofasiyes Fc. 115

Şekil 4.62: Kötü boylanmış, matriks destekli çakıltaşlarını temsil eden litofasiyes FD. 116

Şekil 4.63: Ulukışla volkanoklastik istifinin ölçülü sedimantolojik (log-2) ve fasiyes birlikleri (Facies associations). 118

Şekil 4.64: Ulukışla formasyonu'ndaki volkanoklastik litofasiyeslerin temsili görünümü: a) Gmm litofasiyesleri; b) Sp litofasiyesleri; c) Sm litofasiyesleri; d) FI litofasiyesleri; e) Sh litofasiyes. 123

Şekil 4.65: Ulukışla formasyonu'nun volkanoklastik biriminin çökelme modeli. Schneider (2000)'den değiştirilerek alınmıştır. 123

Şekil 4.66: Çat köyünün kuzeyindeki Ulukışla volkaniklastik birimi örten pelajik kireçtaşının planktik foraminiferlerini gösteren fotomikrografı. 124

Şekil 4.67: Halkapınar ve Bozbeltepe Formasyonlarının ana bileşenlerine dayalı kumtaşı sınıflandırma diyagramları; a) Garzanti sınıflanması (2019): Q=kuvars (qQ=saf kuvartoz); F=feldspatik; L=litik; FQ=feldispato-kuvartoz (fFQ=feldispatça zengin; qFQ=kuvarsça zengin); QF=kuvartzo-feldispatik; lF=lito-feldispatik; FL=feldispatolitik; QL=kuvartzolitik; LQ=lito-kuvartoz; lFQ=lito-feldspatho-kuvartoz; lQF=lito-kuvartzo-feldispatik; qLF=kuvartzo-litofeldispatik; qFL=kuvartzo-feldispato-litik; fQL=feldspato-kuvartzo-litik; fLQ=feldspato-lito-kuvartoz. b) McBride sınıflaması (1963). quartzarenite: kuvars arenit; .125

Şekil 4.68: Halkapınar formasyonuna ait temsili kumtaşlarının fotomikrografları. Ca : Kalsit, Qm : monokristalen kuvars, Qp : polikristalen kuvars, Lm : metamorfik litikler, Lv : volkanik litikler, Spt : Sperpentinit parçaları. 126

Şekil 4.69: Halkapınar formasyonu'nun Gümüş köyü batısındaki kesitteki zamansal bileşim değişimi. C: Kalsit, Oph: Ofiyolit , Qm: monokristal kuvars, Qp: polikristal kuvars, P: Plajiyoklas, Lv: volkanik litik , Ls: tortul litik , Lm : metamorfik litikler , F : fosiller , Ox veya R: opak mineraller. S3_19, S3_17 ve E.85 numune adlamasını temsil etmektedir. S3_19 Lütesiyen yaşındadır (bu çalışmada belirlenen fosile göre). E.85, İpresiyen yaşındadır (korelasyona dayalı olarak), çünkü aynı lokasyon çevresinden toplanan bir örnek 53.4±2.4 My U-Pb zirkon yaşı vermiştir (Engin,2013). 128

Şekil 4.70: Halkapınar formasyonuna ait temsili kumtaşlarının modal bileşimi. (Yanal bileşim varyasyonu gösteriliyor). C: Kalsit, Oph: Ofiyolit, Qm: monokristal kuvars, Qp: polikristal kuvars, P: Plajiyoklaz, Lv: volkanik litik , Ls: tortul litik , Lm: metamorfik litik , F: Fosil , Ox ve R opak mineraller.....129

Şekil 4.71: Bozbeltepe formasyonunu temsil eden kumtaşlarının modal bileşimi. 130

Şekil 4.72: Bozbeltepe formasyonuna ait temsili kumtaşlarının fotomikrografları. Ca: Kalsit, P: Plajiyoklas, Qm: monokristal kuvars, Qp: polikristal kuvars, Lv: volkanik litikler, Spt: Serpentinit parçaları. a);b);c); ve d) Volkanoklastik kumtaşı; e) Başlıca kalsit minerallerinden oluşan kumtaşı; f) Plajiyoklaz tanelerinin hâkim olduğu kumtaşı. 131

Şekil 4.73: Halkapınar ve Bozbeltepe formasyonu için SiO_2 ve ana oksitlerin korelasyon diyagramı. 134

Şekil 4.74: Bozbeltepe (a) ve Halkapınar (b) kumtaşları için üst kıta kabuğu ortalamasına normalize edilmiş ana oksit örümcek diyagramı (ÜKK normalizasyon değerleri Rudnick ve Gao, 2003'ten alınmıştır). 135

Şekil 4.75: Halkapınar ve Bozbeltepe kumtaşları için Th/Sc ve Zr/Sc diyagramları (McLennan vd., 1993'ten uyarlanmıştır) (Compositional variation: bileşimsel değişim; Sediment recycling: tortul yeniden çökelimi).....136

Şekil 4.76: Moleküler oranlara dayalı Al_2O_3-(CaO*+Na_2O)-K_2O (A-CN-K) Üçlü diyagram (Nesbitt ve Young, 1984'ten alınmıştır). Turuncu ok, genel ayrışma (weathering) trendini göstermektedir (McLennan vd., 1993). Amber renkli ok, diyajenetik K-metasomatizmasını (simektit-illit dönüşümünü) göstermektedir (Fedo vd., 1995; Chen ve Robertson, 2020). Kırmızı kesikli çizgiler tortuların ayrışma trendini göstermektedir. Beyaz kutular, farklı kaya türlerinin (Bazalt, Andezit ve Granodiyorit) bileşimlerini temsil etmektedir (McLennan vd., 1993). 138

Şekil 4.77: Halkapınar ve Bozbeltepe kumtaşları için kondrit normalize edilmiş NTE paternleri; a) Bozbeltepe kumtaşları; b) Halkapınar kumtaşları. (Normalizasyon değerleri Anders ve Grevesse, 1989'dan alınmıştır). 139

Şekil 4.78: Halkapınar ve Bozbeltepe Formasyonları V-Ni-10*Th üçgen diyagramı (Bracciali vd., 2007'den alınmıştır). 140

Şekil 4.79: Halkapınar ve Bozbeltepe kumtaşılar için Th / Sc diyagramı. Totten vd. (2000)'den uyarlanmıştır. 141

Şekil 4.80: Halkapınar ve Bozbeltepe kumtaşları için tektonik ortam ayrım diyagramları. a) Th–Co–Zr/10. b) Th–Sc–Zr/10. c) La /Th. A: okyanus ada yayı (OIA: Oceanic Island Arc); B: kıtasal ada yayı (CIA: Continental Island Arc); C, aktif kıta kenarı (ACM: Active Continental Margin); D, pasif kenar (PM: Passive margin) (Bhatia ve Crook 1986). d) Düşük silika kırıntılı çökeltiler için ve e) Yüksek silika için (DF formülleri Ek-8) (Verma ve Armstrong-Altrin,2013). 144

Şekil 4.81: Halkapınar lavından alınan örneklerin fotomikrografları (XPL: polarize ışık). a) ve b) Mikrolitik dokulu bazalt; c) Kalsit içeren mikrolitik bazalt; d) ve f) Olivin ve plajiyoklazın mikrofenokristallerini içeren vitrofik bazalt. Kısaltmalar: Ol: Olivin; Pl: Plajiyoklaz; Z-Pl: Zonlu plajiyoklaz; Prx: Piroksen; Ca: Kalsit. 146

Şekil 4.82: Ulukışla bazaltik lavlarından alınan örneklerin fotomikrografları (XPL: Çapraz polarize ışık). a) Fe bakımından zengin yarı özşekilli olivin; c) Mikrolitik bir hamur içinde prizmatik piroksen; c) Antigorit; d) Lizardit; e) Klorit içeren bazalt; f) Kalsit içeren bazalt . Kısaltmalar: Ol: Olivin; Pl: Plajiyoklaz; Prx: Piroksen; Ca: Kalsit; Chl: Klorit. 147

Şekil 4.83: Trakidasitten örneklerin fotomikrografları: a,b ve c). (XPL: Çapraz polarize ışık). Kısaltmalar: Pl: Plajiyoklaz; Hip: Hipersten; Diop: Diopsit; Ox: Oksitler. 148

Şekil 4.84 : Siyenit'ten alınan örneklerin fotomikrografları. a ve b) plajiyoklaz minerali; c ve d) Yarı özşekilli (Subhedral) epidot; e ve f) Plajiyoklazda apatit kapanımı; g ve h) Taneler arası kuvars. Kısaltmalar: Ap: Apatit; Bio: Biyotit; Ep: Epidot; Fls: Feldspat Pl: Plajiyoklaz; Ox: Oksitler. (a,c,e ve g) XPL'de (Çapraz polarize ışık); ve (b,d,f ve h) PPL'de (Düzlem polarize ışık) 150

Şekil 4.85: Ulukışla formasyonundan bir latit örneğin fotomikrografları (XPL olarak). a) Polisentetik ikizlenme gösteren yarı yuvarlak plajiyoklaz; d) Yarı özşekilli olivin ve piroksen. Kısaltmalar: Pl: Plajiyoklaz; Ol: Olivin; Ox: Oksitler. 150

Şekil 4.86: Trakidasit örneklerinden fotomikrografları. a) Alkali feldispat fenokristali; b) Belirsiz polisentetik ikizlenme gösteren plajiyoklaz fenokristali; c) Fe bakımından zengin amfibol; d) Epidot; e) Mirmekit; f) Serpantinleşmiş olivin. Bio: Biyotit; Ep: Epidot; Fe Amp: Fe açısından zengin Amfibol; K-Fls: Potasyum Feldspat; Myr: Myrmekite; Pl: Plajiyoklaz; Qtz: kuvars; Ol: Olivin; Oks: XPL'de oksitler.(a,b,e ve f); ve (c ve d) PPL'de. 152

Şekil 4.87: a) Halkapınar ve Ulukışla formasyonundan alınan temsilci magmatik kayaç örneklerinin ve başkaca yayınlarda kullanılan örneklerin toplam Alkali Silika (TAS) diyagramı (Le Bas vd. 1986). Kısaltmalar: B: bazalt, BA: bazaltik andezit, A: andezit, D: Dasit, R: Riyolit, TB: Traki-bazalt, BTA: Bazaltik traki-bazalt, TA: Trakiandezit, T: Trakit,

Te: tefrit, Ba: bazanit, PhTe: Fono-tefrit, TePh: Tefri-Fonolit, Ph: fonolit, F: Foidit. b) K_2O ve SiO_2 diyagramı (Peccerillo ve Taylor, 1976). 154

Şekil 4.88: Halkapınar ve Ulukışla Formasyonlarından temsilci örnekler ve başkaca yayınlarda kullanılan örnekler için tektonik ayrım diyagramları: a) Zr/Y'ye karşı Zr diyagramı (Pearce ve Norry 1979); b) Meschede'nin (1986) Zr/4-2Nb-Y üçgen grafiği. WPA:Within Plate Alkali Basalt (Levha içi alkali basalt) , WPT: Within Plate Tholeiites (Levha içi toleyitler), VAB: Volcanic Arc Basalt (Volkanik Yay Bazaltı). 156

Şekil 4.89: Halkapınar ve Ulukışla Formasyonlarından alınan temsilci örnekler ve başkaca yayınlarda kullanılan örnekler için ayrım fonksiyonlarına dayalı tektonik ayrım diyagramları (Agrawal vd., 2008). 157

Şekil 4.90: Halkapınar ve Ulukışla kayaçlarından alınan temsilci örnekler ve başkaca yayınlarda kullanılan örnekler için Nb/La-La/Yb ve Th/Nb-La/Yb tektonik ayrım diyagramları (Hollocher vd. 2012). 158

Şekil 4.91: Halkapınar ve Ulukışla kayalarından ortaç felsik kompozisyonun temsilci örnekler ve başkaca yayınlarda kullanılan örneklerin için tektonik ayrım diyagramları (Schandl ve Gordon, 2002). 159

Şekil 4.92: Halkapınar lavları için N-MORB-normalize iz element örümcek diyagramları (Pearce 1983'ten MORB normalleştirme değerleri); Okyanus ada bazaltları (OIB) verileri Sun ve McDonough 1989'dan ve ada yayı (Mariana) verileri Elliott vd., (1997)'den alınmıştır. .160

Şekil 4.93: Ulukışla lavları için N-MORB-normalize iz element örümcek diyagramları (Pearce 1983'ten MORB normalleştirme değerleri); Okyanus ada bazaltları (OIB) verileri Sun ve McDonough 1989'dan ve Ada Yayı (Islands Arc: Mariana) verileri Elliott vd.,1997'den alınmıştır. Gölgeli alanlar, eski çalışmalardan Ulukışla lav örnekleri için N-MORB'a normalize edilmiş iz elementlerin paternleri temsil etmektedir (Bknz. Clark,2002; Alpaslan vd.,2004 ve 2006; Sarıfakıoğlu vd.,2013). Bu alanlar karşılaştırma amacıyla çizilmiştir. 161

Şekil 4.94: Bu çalışmayla analiz edilen temsilci kaya örneklerinin ve başkaca yayınlarda kullanılan kaya örneklerinin kondrit-normalize NTE desenleri: a) Halkapınar lavları; b) SiO_2<%60 wt olan Ulukışla formasyonu; c) SiO_2>%60 wt olan Ulukışla (normalize edilmiş değerleri Anders ve Grevesse 1989'dan alınmıştır). 164

Şekil 4.95: Halkapınar ve Ulukışla formasyonunun temsilci bazaltik lavları ve başkaca yayınlarda kullanılan örnekler için Th/Yb - Nb/Yb diyagramı (Pearce, 2008'den alınmıştır). NMORB: Normal Orta Okyanus Sırtı Bazalt; EMORB: Zenginleşmiş Orta Okyanus Sırtı Bazalt; OIB: Okyanus Adası Bazaltı; UC: Üst Kabuk (Rudnick ve Gao, 2003'ten alınan veriler); GLOSS: Global Subducting Sediment (Plank ve Langmuir 1998'den alınan veriler). 166

Şekil 4.96: Bu çalışmayla analiz edilen kaya örnekleri ve başkaca yayınlarda kullanılan örneklerin Toplam Alkali – Silika sınıflama diyagramı (Middlemost,1994). 168

Şekil 4.97: Bu çalışmayla analiz edilen kaya örnekleri ve başkaca yayınlarda kullanılan Ulukışla ve Horoz Granitoyidi örnekleri için tektonik ayrım diyagramları: 169

Şekil 4.98: Ulukışla havzasının yapısal evrimi üzerine daha önce yapılmış bazı çalışmaların özeti. 172

Şekil 4.99: a) Doğrultu atımlı makaslamayla oluşan sinistral kademeli (en echelon) kalsit damarlarının saha fotoğrafı; b) Ölçümüş olan klivajların dağılımını gösteren gül diyagramı (n=33). 173

Şekil 4.100: Kalkankaya antiklinalin güney kanadında hareket yönü güney olan bindirme fayı. 174

Şekil 4.101: A) Havzanın güneybatı kesiminde fleksürel kaymalı atımlı normal fayı gösteren uydu görüntüsü; 1) Kayasaray mevkiindeki fayın saha fotoğrafı; 2) Delimahmutlu mevkiindeki fayın saha fotoğrafı. B) Havzanın güney-orta kesiminde tabaka arası (fleksürel) kaymalı normal fayı gösteren uydu görüntüsü; 1) Darboğaz köyünü güneyindeki mevkide fayın arazi fotoğrafı; 2) Gümüş köyü güneyindeki bir lokalitedeki fayın arazi fotoğrafı. C) Dedeli köyü girişinde ofiyolitik melanj ile Güneydağı kireçtaşı arasındaki sol yönlü doğrultu atımla oluşmuş sürüme (drag) kıvrımları. 177

Şekil 4.102: Halkapınar formasyonun tabakalanma düzlemlerinin eşit alan stereoneti, alt yarımküre. Dağılımını gösteren gül diyagramı: b) tabakaların eğim yönü; c) tabakaların eğim değerleri; d) tabaka düzlemlerinin doğrultuları (azimut). e) tabaka düzlemi diklerinin (pole) yoğunluk kontur diyagramı. 178

Şekil 4.103: a) Yassıkaya köyünün doğusunda, türbiditik kumtaşı içindeki çökelmeyle eşyaşlı normal faylar; b) Delimahmutlu köyünden Yassıkaya yolu üzerinde belirgin sol yönlü doğrultu atım bileşenli normal fay; c) Karayusuflu köyünün batısında, masif bir volkanik lavı etkileyen normal fay; d) Büyükdoğan köyünün batısındaki mevkide deforme olmamış iki tabaka arasında sınırlanmış sinistral doğrultu atımlı fay. 181

Şekil 4.104: a) Ardıçlı yolu üzerinde bazaltik sil ve kademeli (en echelon) kalsit damarları; b) Ardıçlı yolu üzerinde volkanik aglomerayı kesen bazaltik dayk; c) ve d) Hacıbekirli köyünün doğusundaki trakiandezitik kayaları kesen bazaltik dayk. 184

Şekil 4.105: a) Ulukışla bindirme fayının genel görünümü; b) Koçak köyündeki Ulukışla bindirmesinin yakından görünümü. 185

Şekil 4.106: Bozbeltepe formasyonun tabakalanma düzlemlerinin eşit alan stereoneti, alt yarımküre a). Dağılımını gösteren gül diyagramı: b) tabakaların eğim yönü; c) tabakaların eğim değerleri; d) tabaka düzlemlerinin doğrultuları (azimut). e) tabaka diklerinin (pole) yoğunluk kontur diyagramı. 187

Şekil 4.107: Ters fayı temsil eden kıvrımlanmış (antiklinal şekilli) türbiditik kumtaşı. Pembe renkli boyalı kısım ters fayı temsil etmektedir. 188

Şekil 4.108: Karagöl bölgesindeki kıvrımlı kama biçimli türbiditik kumtaşları. 188

Şekil 4.109: Kurtulmuştepe formasyonu'nun tabakalanma düzlemlerinin eşit alan stereonet grafiği, alt yarıküre. b) tabakaların eğim yönü, c) tabakaların eğim değerleri ve d) tabaka düzlemlerinin doğrultu (azimut) dağılımlarını gösteren gül diyagramları. e) Kıvrım eksen düzlemini gösteren tabaka kutuplarının yoğunluk kontur diyagramı. 190

Şekil 4.110: Aktoprak senklinalinin sarı renkli çizgi ile güneye doğru olan konkavlığını gösteren kıvrım kanadı. 191

Şekil 4.111: Kızılöz formasyonundaki tabaka düzlemlerinin eşit alan stereonet grafiği, alt yarımküre. b) tabakaların eğim yönü, c) tabakaların dip değerleri ve d) tabaka düzlemlerinin doğrultu (azimut) dağılımlarını gösteren gül diyagramları. e) Kıvrım eksen düzlemini gösteren tabaka kutuplarının yoğunluk kontur diyagramı. 193

Şekil 4.112: Kızılöz Formasyonu'nun en kuzey kesiminde bir antiklinal ve Çat köyünün güneyinde İnsuyu formasyonu ile olan dokanağını gösteren arazi fotoğrafı; b) Çat köyünün güneyinde Kızılöz formasyonu ile İnsuyu formasyonu arasındaki dokanağı gösteren kroki. 194

Şekil 4.113: Seyidfakılı köyü kuzeyindeki vadide Kızılöz formasyonunu etkileyen kıvrım ve faylar. 195

Şekil 4.114: a) İnsuyu formasyonu'nun tabakalanma düzlemlerinin eşit alan stereonet grafiği, alt yarıküre. b) tabakaların eğim yönü, c) tabakaların eğim değerleri ve d) tabaka düzlemlerinin doğrultu (azimut) dağılımlarını gösteren gül diyagramları. e) Tabaka kutuplarının yoğunluk kontur diyagramı. 197

Şekil 5.1: Ulukışla'nın tektono tortul havza gelişiminin erken evrelerini güney kenarına vurgu yaparak gösteren diyagramlar. a) Alihoca Ofiyolitinin üzerlenmesi (Obdüksiyonu); b) Havzanın genişlemesi ve hızlıca çökmesi; c) derin deniz karbonatının çökelmesi. 213

Şekil 5.2: Ulukışla havzasının jeodinamik modeli. AHO: Alihoca Ofiyolitik Melanjı; Bk: Bolkar; OAKK: Orta Anadolu Kristalen Kompleksi; HG: Horoz Granitoyidi; LM: Litosferik Manto; UB: Ulukışla havzası; ÜG: Üçkapılı Graniti; 215

TABLO LİSTESİ

Sayfa No

Tablo 1 : Log 2 için bu çalışmada kullanılan Litofasiyes kodları. 119

Tablo 2 : Ana oksitlerin Pearson korelasyon matrisi..... 135

Tablo 3 : Halkapınar ve Bozbeltepe Formasyonlarından gelen kumtaşlarının silisik ve mafik kaynaklardan gelen sedimanlarla karşılaştırıldığında elementsel oranları aralığı. ([a] Cullers 2000'den alınmıştır)..... 141

SİMGE VE KISALTMA LİSTESİ

Simgeler	Açıklama
σ1	: Maksimum ana sıkıştırma gerilimi (stresi)
σ2	: Ortaç ana sıkıştırma gerilimi (stresi)
σ3	: Minimum ana sıkıştırma (genişleme) gerilimi (stresi)
r	: Korelasyon katsayısı
vd.	: ve diğerleri

Kısaltmalar	Açıklama
DF	: Diskriminant Fonksiyonu
F	: Feldispat (Feldspar)
HFSE	: Yüksek Alan Şiddetli Elementler (High Field Strengh Elements)
HREE	: Heavy Rare Earth Elements; Ağır Nadir Toprak Elementler: ANTE
IAESZ	: İzmir-Ankara-Erzincan Suture Zone; İAEKK: İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı
İAEO	: İzmir-Ankara-Erzincan Okyanusu
İTO	: İç Toros Okyanusu
KDİ	: Kimyasal Değişim İndeksi
L	: Kaya parçaları (Lithics)
LILE	: Büyük İyon Yarıçaplı Litofil Elementler (Large Ion Lithophile Elements)
LOI	: Ateşte Kayıp (Loss On Ignition)
LREE	: Light Rare Earth Elements; Hafif Nadir Toprak Elementler: HNTE
MORB	: Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı (Mid-Ocean-Ridge Basalt)
OAFZ	: Orta Anadolu Fay Zonu
OAKK	: Orta Anadolu Kristalen Kompleksi
OIB	: Okyanus Adası Bazaltı (Ocean Island Basalt)
Q	: Kuvars (Quartz)
REE	: Nadır Toprak Elementler: NTE (Rare Earth Elements)
YB-DS	**:** Yüksek Basınç-Düşük Sıcaklık (High Pressure-Low Temperature:HP-LT)

OIA **:**Oceanic İsland Arc; Okyanus Ada Yayı : OAY

CIA **:** Continental İsland Arc; Kıtasal Ada Yayı:KAY

ACM **:**Active Continental Margin; Aktif Kıta Kenarı: AKK

PM **:** Passive Margin; Pasif Kıta Kenarı: PK

WPT **:**Within Plate Theoleiite; Levha İçi Toleyitleri:LİT

WPA **:**Within Plate Alkali Basalt; Levha İçi Alkali Bazalt: LİAB

VAB **:**Volcanic Arc Basalt; Volkanik Yay Bazaltı:VYB

İAB **:**Island Arc Basalt; Ada Yay Bazaltı: AYB

CRB **:**Continental Rift Basalt; Kıtasal Rift Bazaltı: KRB

GLOSS **:**lobal Subducting Sediments, Yerkürede Yitilen Sedimentler

ÖZET

DOKTORA TEZİ

ULUKIŞLA HAVZASININ GEÇ KRETASE-SENOZOYİK TEKTONO-SEDİMENTER GELİŞİMİ: ORTA ANADOLU GÜNEYİ BAĞLAMINDA JEODİNAMİK ÇIKARIMLAR

Mach houdou ALIOU MAHAMIDOU

İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa

Lisansüstü Eğitim Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeoloji Mühendisliği Programı

Danışman: Prof. Dr. Hayrettin KORAL

Orojenik kuşakla ilişkili bir bölgenin tektonik evrimini yeniden oluşturmak yanılsamalı ve zor olabilir. Güney-Orta Anadolu, Doğu Akdeniz bölgesinin en karmaşık jeolojik geçmişlerinden birine sahiptir. Bölgede tartışmalı kökene sahip ofiyolitik dilimlerin yaygın olarak bulunması, bölgenin Geç Kretase-Senozoyik jeodinamik evrimini zor ve oldukça tartışmalı hale dönüştürmüştür. İç Anadolu Kristalin Kompleksi ile Toros Dağ Kuşağı arasındaki geçişte çok önemli bir konuma sahip olan Ulukışla havzası ise, bu bölgenin tektonik gelişimini ve buna bağlı jeodinamik süreçleri çözebilmek için güçlü bir anahtar oluşturmaktadır.

Bu tez, Güney-Orta Anadolu bölgesinin jeodinamik tarihçesi ile onunla doğrudan ilişkisi olan havzanın tektono-sedimanter evrimini aydınlatacak bir tektonik model oluşturmak için Ulukışla havzasından elde edilen bir dizi kanıtı kullanmaktadır. Bu amaçla, stratigrafi, jeolojik haritalama, sedimantoloji, provenans analizi, petrografi, jeokimya ve yapısal jeolojiyi birleştiren bütünleştirici bir yaklaşım benimsenmiştir.

Ulukışla havzasının gelişimi, Alihoca Ofiyolitinin Torid platformu üzerine yerleşmesini takiben Geç Kretase'de başlamıştır. Bu dönemle başlayan havza evrimi sırasında önemli paleo-ortamsal değişiklikler meydana gelmiştir. Sedimantasyonun başlangıcı, Geç Kampaniyen-Maastrihtiyen sırasında derin deniz pelajik karbonat çökelimi (Çiftehan formasyonu), ardından Geç Maastrihtiyen-geç Paleosen yaşlı şelf tipi karbonat platformunun (Aktaştepe formasyonu) oluşumu ile karakterize olmaktadır. Geç Paleosen boyunca, havzada yaygın volkanizma ve plütonizma (Ulukışla formasyonu) ile eş zamanlı, derin deniz yamaç önü tipi türbiditlerinin (Halkapınar formasyonu) birikmesiyle belirlenen genel bir derinleşme yaşanmıştır. Eosen'e doğru, sığ su volkaniklastik türbiditleri (Bozbeltepe formasyonu) ile birlikte resif arkası ve kıyı karbonat (Hasangazi formasyonu) çökellerinin de gösterdiği gibi havza sığlaşmıştır. Geç

Eosen-erken Oligosen sırasında kalın bir evaporitik istifin (Kabaktepe formasyonu) birikmesiyle sonuçlanan büyük ölçekli bir denizel çekilmenin (regresyonun) meydana geldiği düşünülmektedir. Geç Oligosen'den itibaren denizelden karasal ortama doğru (Kurtulmuştepe formasyonu, Kızılöz formasyonu, İnsuyu formasyonu) paleo-ortamsal geçiş meydana gelmiştir.

Halkapınar ve Bozbeltepe formasyonlarından türbiditik kumtaşlarının kaynak analizleri, geç Paleosen öncesinde ana tortul kaynağını oluşturan Bolkar karbonatları ve Alihoca ofiyolitik melanjının bu dönem öncesinde su düzeyi üzerine yükselmiş olduğunu, deniz seviyesinden yüksekte erozyona maruz kaldığını ortaya koymuştur. Bütünleşik olarak sedimantolojik, ortamsal ve yapısal veriler, Bolkar platformunun yükselmesinde önemli bir rol oynamış olması gereken, havzanın güney kenarına doğru yüksek açılı normal bir fayın varlığına işaret etmektedir. Jeokimyasal olarak, Ulukışla havzasının geç Paleosen-orta Eosen yaşlı magmatik kayaçları, belirgin bir yitim bileşenli metasomatize kıta-altı litosferik mantonun kısmi ergimesinden türediği yorumlanan, levha içi karakteri göstermektedir. Yitim bileşeni, eşzamanlı yitimin temsilcisi olmaktan ziyade, önceki jeolojik süreçten miras kalmış olmalıdır.

Yapısal veriler farklı deformasyon evrelerini belgelemektedir: i) Havzanın kuzeyinde Niğde çekirdek kompleksinin ve güneyde Bolkar karbonat platformunun yükselmesi ve yüzeylenmesiyle eşzamanlı bir Geç Kretase-geç Eosen K-G yönlü genişleme. Yapısal saha kanıtları, bu genişleme olayı ile havzayı karakterize eden büyük hacimli volkanizma arasında güçlü bir bağlantı olduğunu ortaya koymuştur. Torosların altındaki Afrika levhasının güneye doğru geri çekilmesinin, Güney-Orta Anadolu'da bölgesel genişlemenin itici gücü olduğuna inanılmaktadır. ii) Havzanın orta ve güney kesimlerinde büyük ölçekli D-B gidişli kıvrımlar ve bindirme faylarının oluşumuna neden olan orta-geç Miyosen sonrası K-G sıkışma daha sonra meydana gelmiştir. iii) Doğrultu atımlı faylanma ile karakterize edilen deformasyon aşaması bu son dönemle ilişkili olabilir. Arap ve Avrasya levhası arasındaki çarpışmanın bu sıkışma evrelerine neden olduğu düşünülmektedir.

Paleojen döneminde Güney Orta Anadolu'da dalma-batma zonu veya çarpışmanın varlığını varsayan önceki modellerin çoğunun aksine, önerilen jeodinamik model Ulukışla havzasını plaka-içi bir tektonik ortamda, hem rift hem de sıyrılma üstü havza karakteri gösteren genişlemeli bir çökelme ortamı olarak değerlendirmektedir.

Eylül 2022 , 289 sayfa.

Anahtar kelimeler: Güney İç Anadolu, Ulukışla havzası, tektono-sedimanter, jeodinamik, levha geri çekilmesi

ABSTRACT

Ph.D. THESIS

LATEST CRETACEOUS- CENOZOIC TECTONO-SEDIMENTARY EVOLUTION OF THE ULUKIŞLA BASIN: GEODYNAMIC IMPLICATIONS FOR THE SOUTH CENTRAL ANATOLIA

Mach houdou ALIOU MAHAMIDOU

İstanbul University-Cerrahpaşa

Institute of Graduate Studies

Department of Geological Engineering

Geological Engineering

Supervisor : Prof. Dr. Hayrettin KORAL

Reconstructing the tectonic evolution of a region associated with orogenic belt can be challenging and difficult. The South-Central Anatolia has one of the most complex geological history of the Eastern Mediterranean region. The widespread occurrence of ophiolitic fragments of controversial origin has made the Late Cretaceous-Cenozoic geodynamic evolution of the region elusive and matter of intense debates. The Ulukışla basin which occupies a crucial position at the transition between the Central Anatolian Crystalline Complex and the Tauride constitutes a powerful key to unravel the tectonic development of the region and the associated geodynamic processes.

This thesis uses a range of evidence obtained from the Ulukışla basin to elucidate the tectono sedimentary evolution of the basin and to provide a tectonic model for the basin development, which have a direct bearing on the geodynamic history of the South-Central Anatolian region. For this purpose, an integrative approach combining stratigraphy, geological mapping, sedimentology, provenance analysis, petrography, geochemistry, and structural geology was adopted.

The development of the Ulukışla basin initiated during Late Cretaceous following the emplacement of the Alihoca ophiolite onto the Taurid platform. Major paleoenvironmental changes occurred during the basin evolution. The onset of sedimentation is characterized by deep sea pelagic carbonate deposition during Late Campanian-Maastrichtian (Çiftehan formation), followed by the buildup of shelf type carbonate platform of Late Maastrichtian-late Paleocene age (Aktaştepe formation). Over the late Paleocene, the basin experienced an overall

deepening marked by the deposition of deep marine slope apron type turbidites (Halkapınar formation) contemporaneous with extensive volcanism and plutonism (Ulukışla formation). Toward the Eocene, the basin become shallower as attested by the back-reef and bank carbonate deposition (Hasangazi formation), along with shallow water volcaniclastic turbidites (Bozbeltepe formation). A major marine regression is thought to have occurred during the late Eocene-early Oligocene resulting in the accumulation of a thick evaporitic sequence (Kabaktepe formation). From the late Oligocene onward a paleoenvironmental changeover, from marine to terrestrial setting, occurred (Kurtulmuştepe formation, Kızılöz formation, İnsuyu formation). Provenance analyses of turbiditic sandstones from the Halkapınar and Bozbeltepe formations revealed that the Bolkar carbonate and the Alihoca ophiolitic mélange which constituted the main sediment sources, were already uplifted, exposed above the sea level and subject to erosion prior to the late Paleocene time. Altogether, the integrated sedimentological, provenance and structural data allow the existence of a high angle normal fault to the southern margin of the basin, which must have played a significant role in the uplift of the Bolkar platform, to be inferred. Geochemically, the late Paleocene-middle Eocene magmatic rocks of the Ulukışla basin display within plate character with a clear subduction signature, interpreted to derived from the partial melting of metasomatized subcontinental lithospheric mantle. The subduction signature might have been inherited rather than representative of contemporaneous subduction.

Structural data document distinct deformational phases: i) A Late Cretaceous-late Eocene N-S extension synchronous with the uplift and exhumation of the Niğde core complex to the North of the basin, and the Bolkar carbonate platform to the south. Structural field evidence suggests a strong link between this extensional event with the voluminous volcanism that characterizes the basin. The southward slab rollback of the African plate beneath the Taurids is believed to have been the driving force of this regional extension throughout the South-Central Anatolia. ii) A post-middle to late Miocene N-S compression instigating large scale E-W trending folds and thrust faults in the central and southern part the basin occurred subsequently; iii) Strike slip faulting have been linked to this last deformational stage. The collision between the Arabian and the Eurasian plate is thought to have caused these compressional phases

Contrary to most of the previous models assuming the existence of subduction zone or collision in South Central Anatolia during Paleogene, our proposed geodynamic model considers the Ulukışla basin as an extensional basin displaying both rift and supradetachment basin character in a within-plate tectonic setting.

September 2022, 289 pages.

Keywords: South Central Anatolia, Ulukışla basin, tectono sedimentary, geodynamic, slab roll back

1. GİRİŞ

Türk Anadolu levhası, Batı Avrupa'dan Doğu Asya'ya uzanan Alp Himalaya orojenik kuşağının Doğu Akdeniz parçası olarak kenet zonları ve ilişkili mikro kıta bloklarının tektonik mozaiğinin bir parçasını oluşturmaktadır. Karmaşık mimarisi ve jeolojik tarihi, onu tektonik süreçlerin incelenmesi bakımından dünyanın en büyüleyici yerlerinden biri yapmaktadır.

Kuzeyden güneye doğru, farklı kökensel ilişkilere sahip bu mikro kıta parçaları, Avrasya levhası kökenli Pontidler ile Gondvana afinitesinden türetilen Orta Anadolu Kristalen kompleksi, Anatolidler ve Toridlerdir. Bu kıta parçaları Geç Paleozoyik'ten Senozoyik'e kadar var olan Neotetis olarak bilinen eski bir okyanus alanının kalıntısını temsil eden kenet zonları ile ayrılırlar (Şengör ve Yılmaz 1981; Şengör vd., 1984; Robertson ve Dixon 1984). Bu okyanus iki farklı okyanus koluna bölünmüştür: Kuzey Neotetis ve kalan kısmı günümüzdeki Akdeniz ve Bitlis Kenet zonu ile temsil edilmekte olan Güney Neotetis'dir. Bu okyanusal alanın açılması, Geç Triyas sırasında Toros mikro kıtasının kuzeye doğru sürüklenmesiyle sonuçlanan Gondwana'nın kuzey kenarının riftleşmesi ile ilişkili olarak gelişmiştir (Robertson vd., 2012). Diğer okyanusal alan olan Kuzey Neotetis ise iki kola ayrılmaktadır. Kuzey kol, Pontid ve Anatolid-Torid mikrokıtasal bloklarını ayıran İzmir Ankara Erzincan Okyanusu (IAEO) ile temsil edilmektedir; İç Toros Okyanusu tarafından temsil edilen güney kol ise Orta Anadolu Kristalen Kompleks'i (OAKK) ile Torid arasında yeralmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Görür vd., 1984; Robertson ve Dixon, 1984). İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı (İAESZ) boyunca Neotetis'in kuzey kolunun varlığına dair kanıtlar, yitim ile ilgili magmatik kayaçlarla birlikte ofiyolitik kompleksin oluşumuna dayanarak iyi kurulmuş olsa da, güneydeki kol olan ITO'nun (İç Toros Okyanusu) varlığı tartışmalıdır. Bu okyanusal kolun varlığını savunan yazarlar, çoğunlukla Orta Anadolu'nun güneyinde ve Toros platformunda parçalanmış ofiyolitik kaya topluluğunun varlığını, bir kenet kuşağının göstergesi olarak düşündüklerini aktarmaktadır (Görür vd., 1984; Robertson ve Dixon, 1984, Dilek vd., 1999; Okay ve Tüysüz, 1999; Pourteau vd., 2010; Parlak vd., 2013; Çinku vd., 2016; Menant vd., 2016; Legeay, 2017). Öte yandan, bu ofiyolitlerin, Kretase ile Eosen arasında Neotetis'in kuzey kolunun kapanmasını takiben, üzerlenmiş IZAEO'nun güneydeki devamını temsil ettiği yorumlanmaktadır (Yaliniz vd., 1996; Göncüoğlu vd., 1997; Bozkurt ve Mittwede, 2001; Gürer ve Adlanmaz, 2002;

Hässig, 2014; Van Hinsbergen vd., 2016; Maffione vd.,2017). Böyle bir okyanusun (ITO) varlığı, ikinci araştırmacı grubu tarafından reddedilmektedir.

Güney-Orta Anadolu'nun karmaşık jeolojik tarihinden kaynaklanan bu tartışma, bölge için çeşitli zıt tektonik modellerin geliştirilmesine yol açmıştır. Bölgenin önceki jeolojik tarihçelerinin çoğu, karmaşık ve anlaşılması zorluklar içeren ofiyolit parçalarının incelenmesine dayanmaktadır. Bu ofiyolitlerin kökenini yeniden değerlendirmek ve İç Toros Okyanusu'nun varlığını test etmek bu tezin kapsamı dışındadır. Bununla birlikte, çalışma alanının konumu nedeniyle bu tez Anadolu'nun genel tektonik yapısı içindeki yeri itibariyle bölgenin jeodinamiğini daha iyi anlamaya katkıda bulunabilir, dolayısıyla bölgedeki doğal kaynakların oluşum dinamiği hakkında yeni bilgilerin edinilmesinde yardımcı olabilir.

Neotetis Okyanusu kollarının kapanmasından sonra onların yeraldığı bölgede Orta Anadolu Havzası olarak bilinen bir dizi Geç Kretase-Erken Senozoyik tortul havza gelişmiştir ve bunlar arasında Ulukışla havzası en güneyde yer almaktadır (Görür vd., 1998). Tartışmalı İç Toros Kenet kuşağının üzerinde yer alan konumu, Ulukışla havzasını güney-orta Anadolu'nun karmaşık tektoniğinin incelenmesi için ideal kılmaktadır. Bu nedenle, söz konusu havzanın tortul kaydının incelenmesi Ulukışla ve çevresindeki bölgeyi etkileyen başlıca tektonik ve jeolojik süreçleri ortaya çıkarabilme potansiyelini taşımaktadır.

Ulukışla havzası üzerine onlarca yıllık araştırmalara rağmen, çeşitli çelişkili jeodinamik modeller öneren önceki çalışanlar arasında bir fikir birliğine varılmış görünmemektedir: bunlar, ada yayı ile ilgili havza (Oktay, 1984; Baş ve diğerleri, 1986; İşler, 1988), yay önü/yay içi havzası (Görür vd.,1984 & 1998; Gürer vd., 2016), ön ülke havzası (Çevikbaş,1991; Kadıoğlu ve Dilek, 2010), rift ile ilgili havza (Alpaslan vd.,2004 & 2006; Clark ve Robertson, 2005), transtansiyonel havza (Clark ve Robertson, 2002), yay ardı havza (Keskin,2011) ve sıyrılma üstü (supra detachment) havzasıdır (Seyitoğlu vd., 2017; Gürer vd.,2018; Gürbüz vd.,2020). Bu çalışmalardan Ulukışla havzasının gelişimiyle ilişkili tektonik süreçlerin zamanlaması ve öneminin hala tam olarak anlaşılamadığı sonucuna varılmaktadır. Bu nedenle, çalışma konusu havzanın kökenini ve tektonik evrimini anlamak, bölgenin jeodinamik evrimi üzerinde bu farklı yorumlamalar hakkında sınırlandırma yapmayı sağlayabilecektir. Dolayısıyla, bu tezin amacı, Ulukışla havzasının tektono-tortul gelişimini inceleyerek En Geç Kretase-Senozoyik sırasında Güney-Orta Anadolu'nun kapsamlı bir jeodinamik evrim modelini sunmaktır.

Bu araştırmanın özel amaçları şunlardır:

- Havza gelişimi ile ilgili zamanlamayı, tektonik ortamı ve jeolojik süreçleri belirlemek;
- Paleojen kırıntılı çökellerinin kökenini araştırarak komşu ana paleocoğrafik birimlerin havza dolgusuna katkısını değerlendirmek;
- Havza gelişimi ile ilgili önceki jeodinamik modelleri test etmek/değerlendirmek;
- Ulukışla havzasının doğasını belirlemek;
- Havza dolgusunun paleo-ortamsal evrimini yeniden oluşturmak;
- Havzanın deformasyon tarihini karakterize etmek.

Tezin Yapısal Çatısı

Bu tez altı farklı bölüm halinde düzenlenmiştir:

Giriş

Kavramsal çerçeve: Çalışma alanının jeolojik arka planını sağlar, bölgenin coğrafyasını tanımlar ve önceki çalışmaları özetlemektedir.

Yöntemler: Çalışmada kullanılan ana yöntemlere genel bir bakış vermektedir.

Bulgular: Stratigrafik, paleontolojik, sedimantolojik, kaynak, petrografik, jeokimyasal ve yapısal analizlerin başlıca verilerinin ayrıntılı sunumundan oluşmaktadır.

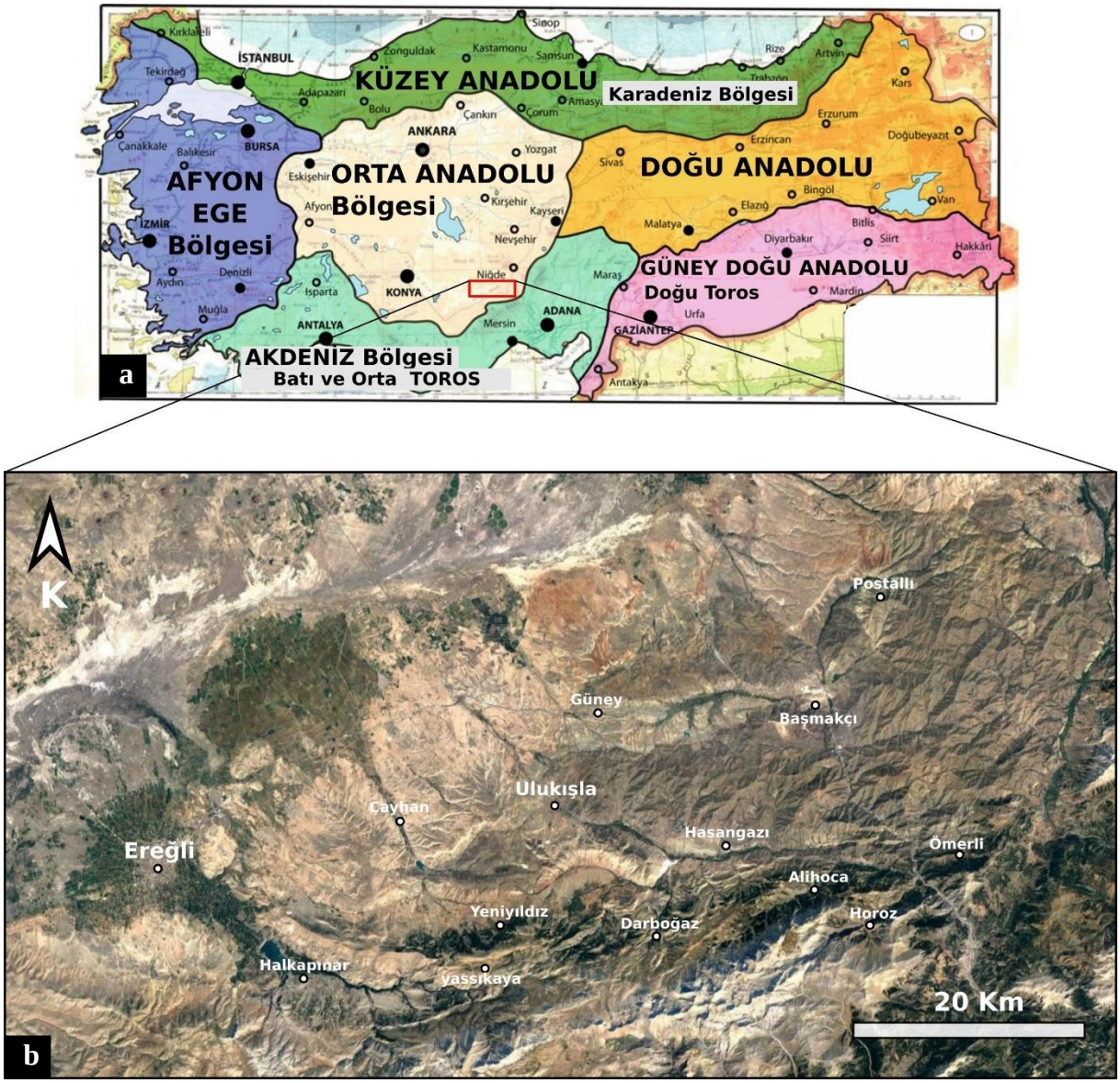
Tartışma: Bulguların yorumunu, yeni bulguların önemini ve sonuçlarını sunmaktadır; önceki çalışmaları yeni veriler ışığında tartışmaktadır, havza gelişimi için tektonik bir model önermektedir.

Sonuçlar: Başlıca bulguların bir sentezini sunmakta ve ileride yapılması gereken çalışmaların ana hatlarını önermektedir.

2. KAVRAMSAL ÇERÇEVE

2.1. ÇALIŞMA ALANININ COĞRAFİ GENEL BAKIŞI

Coğrafi olarak çalışma alanı (Ulukışla havzası), İç Anadolu bölgesinin güney kesiminde Niğde masifi ile Toros dağları arasında Tuz Gölü'nün güneydoğusunda yer almaktadır (Şekil 2.1). Bu havzanın adı, Niğde şehrinin yaklaşık 49 km güneyinde yer alan Ulukışla kasabasından gelmektedir. Havzayı çevreleyen büyük şehirler veya kasabalar: Kuzeyde Niğde, Kuzeydoğuda Çamardı ve güneybatıda Ereğli'dir. Çalışma alanı yaklaşık 3000 km2'dir. Deniz seviyesinden 1000-3492 m arasında değişen yükseklikllerle zıt yüksek topografya ile karakterizedir. Çalışma alanının güney kısmı, sınırlı erişim yolları ile birlikte yerel olarak yoğun bitki örtüsü içeren yüksek eğimli ve engebeli yeryüzü şekilleri göstermektedir. Kuzeye doğru ise havza, nispeten daha yumuşak topografya ve bol erişim yolları ile zayıf bitki örtüsü sunmaktadır. Havza bir bütün olarak iyi kalitede mostralar sergilemektedir. İklim bakımından, bu bölge bol kar yağışlı, soğuk kışlarıyla tanınmaktadır. Öte yandan, yazlar kuru ve çoğunlukla ılıman geçmektedir ki, bu nedenle yayla karakteriyle ön plana çıkmaktadır.

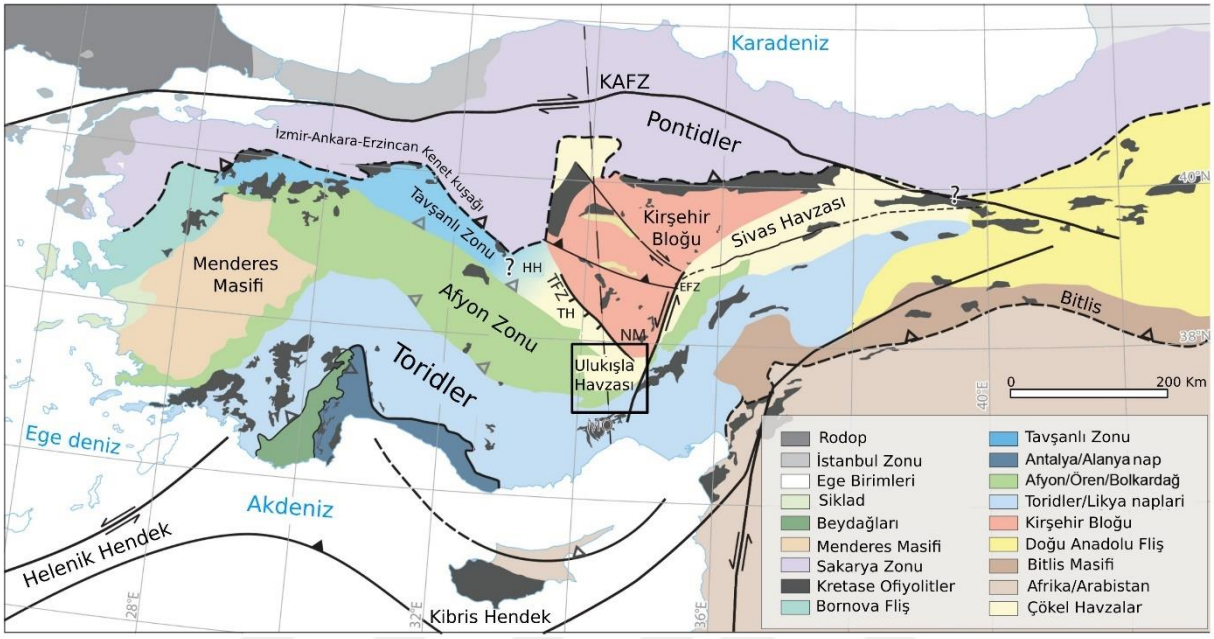


Şekil 2.1: Çalışma alanının konum haritaları. a) Türkiye'nin jeomorfolojik bölgeleri. Kuzucuoğlu (2019)'den değiştirilmiştir; b) Ulukışla havzasının uydu görüntüsü (Google Earth görüntüsü).

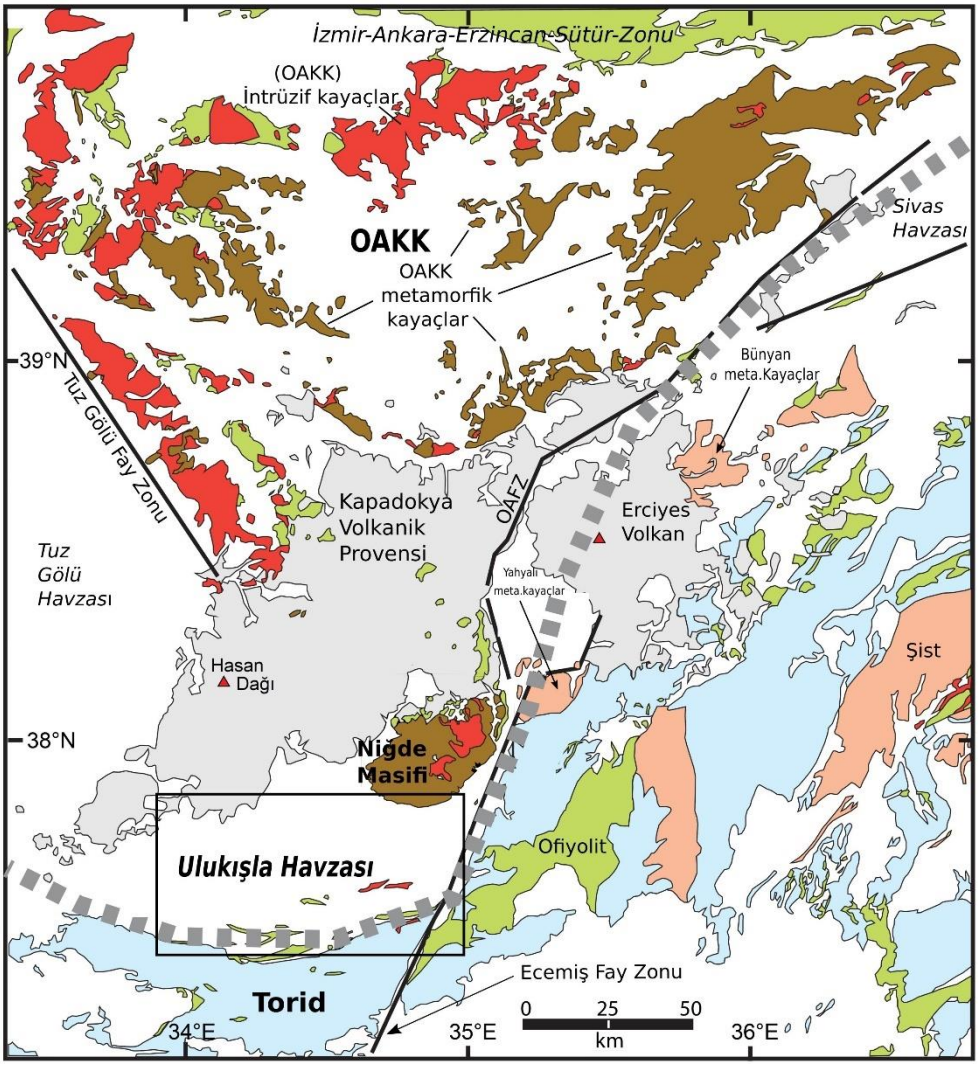
2.2. BÖLGESEL JEOLOJİ

Kuzeyde Niğde masifi, güneyde Bolkar karbonat platformu ve doğuda Ecemiş sol yönlü (sinistral) fay zonu ile sınırlanan Ulukışla havzası, ağırlıklı olarak Geç Kretase-Kuvaterner yaşlı volkanik ve tortul kayaçlardan oluşmaktadır (Şekil 2.2 ve Şekil 2.3). İki büyük kıta bloğunun, OAKK ve Torid'in, birleştiği yerdeki konumu, Ulukışla havzasını bölgesel tektonik yeniden yapılanma için birincil öneme haiz kılar. Ancak bu kıta kütlelerinin birbirinden ayrı bağımsız birimler mi oluşturduğu yoksa tek bir bloğu mu temsil ettiği konusunda tartışmalar mevcuttur.

Havza tarihini ve bölgesel tektonik üzerindeki etkilerini anlamak için gerekli olan kapsamlı bir jeolojik çerçeve sağlamak amacıyla, ilgili başlıca tektonik birimlere ait genel bilgiler verilmiştir.



Şekil 2.2: Türkiye'nin ana kıta bloklarını ve bazı Geç Kretase Senozoyik tortul havzalarını gösteren tektonik haritası (Gürer,2017'den değiştirilerek alınmıştır). HH: Haymana Havzası; NM: Niğde Masifi; TFZ: Tuzgölü Fay Zonu; TH: Tuzgölü havzası.



Şekil 2.3: Ulukışla havzasının ve yakınındaki başlıca bölgesel birliklerin yerini gösteren Güney Orta Anadolu'nun jeolojik haritası. Umhoefer vd. (2020, 2021)'den değiştirilerek alınmıştır. OAKK: Orta Anadolu Kristalen Kompleksi; OAFZ: Orta Anadolu Fay Zonu;

2.2.1. Torid Bloğu

Toros bloğu, Türkiye'nin güney parçasını oluşturan Anatolid-Torid mikro kıtasının güney bölümünü temsil eder (Şekil 2.2 ve Şekil 2.3). Yaklaşık 1400 km boyunca uzanan, metamorfizması olmayan yada düşük dereceli metamorfize olmuş karbonat platform dizisinden oluşan bir D-B gidişli kuşaktır. Toros kuşağı, Triyas'ta Gondwana süper kıtasının kuzey kenarından kopan ve Güney Neotetis okyanusunun açılmasıyla sonuçlanan kıtasal blok olarak yorumlanır (Şengör ve Yılmaz 1981; Dilek vd., 1999; Robertson vd., 2012). Silisiklastik kayaçların ara katkılı olduğu Paleozoik-Geç Kretase yaşlı karbonat kayaçları bu platformu karakterize etmektedir (Özgül, 1976; Demirtaşlı vd., 1984; Kadıoğlu vd., 2006).

Bu kıta bloğu üç farklı bölüme ayrılabilir: batı, orta ve doğu (Booth, 2012). Ulukışla havzası, Bolkar ve Aladağ Karbonat platformunun temsil ettiği orta bölümün kuzey ucunda yer alır. Bu birimler sol yönlü Ecemiş Fay zonu ile ayrılmaktadır. Geç Kretase'de ofiyolit yerleşiminin sonucu oluştuğu yorumlanan bir dizi nap ve bindirmelerden oluşmaktadır (Tekeli vd., 1984; Okay ve Tüysüz, 1999; Kadıoğlu ve Dilek, 2010).

2.2.2. Niğde-Kırşehir Masifi veya Orta Anadolu Kristalin Kompleksi

İzmir Ankara Erzincan Kenet Kuşağının (IAEKK) güneyinde yer alan Niğde-Kırşehir Masifi (Şengör ve Yılmaz, 1981) veya Kırşehir Bloğu (Görür vd., 1984) olarak da adlandırılan Orta Anadolu Kristalen Kompleksi (Göncüoğlu vd., 1991), Türkiye'nin orta kısmını kaplayan üçgen şekilli bir kıta bloğudur (Şekiller 2.2, 2.3 ve 2.4). Batıda sağ yanal atımlı Tuz Gölü Fayı ve doğuda sol yanal atımlı Orta Anadolu Fay Zonu (OAFZ) ile sınırlanmış yüksek dereceli bir metamorfik alanı temsil eder. OAKK üç farklı alt bölgeden oluşur: kuzeydoğuda Akdağ Masifi, Kırşehir Masifi kuzeybatıda ve Niğde Masifi güneydedir (Lefevbre, 2011).

Petrografik olarak, bu mikrokıta, IAESZ'dan türetilen Orta Anadolu Ofiyoliti olarak adlandırılan ofiyolitik istif tarafından tektonik olarak üzerlenen Paleozoyik ila Mesozoyik arası metasedimanter kayaçlardan oluşmaktadır (Kadıoğlu vd., 2006; Lefevbre, 2011; Van Hinsbergen vd., 2016). Çoğunlukla Geç Kretase yaşlı felsik plütonik sokulumlar yaygındır ve hem temel hem de ofiyolitik istifi keser (Aydın vd., 1998; Whitney vd., 2003; Köksal vd., 2004; Kadıoğlu vd., 2006; Boztuğ vd., 2009).

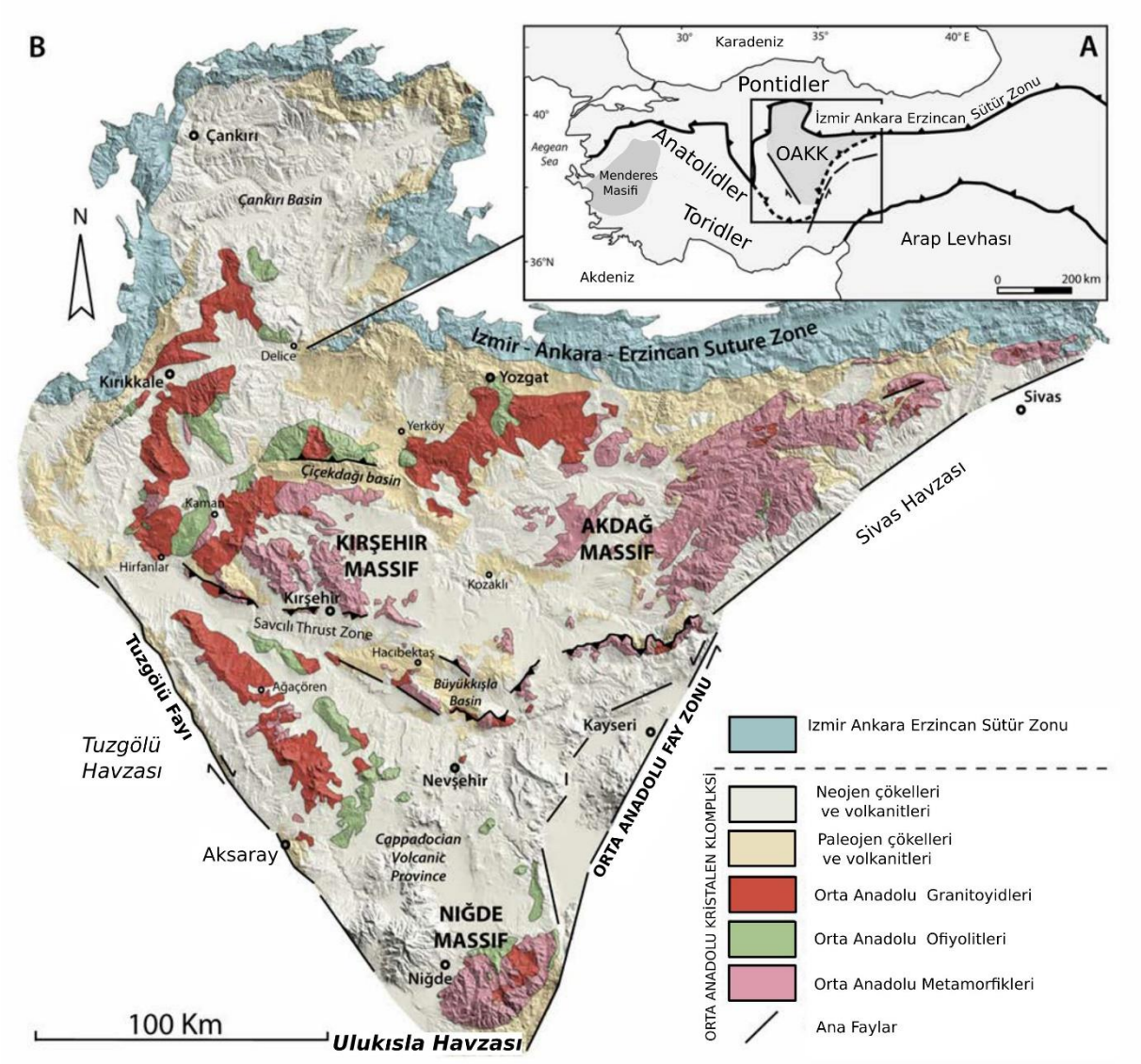
OAKK, bölgesel Barroviyen tipi metamorfizma (YS-OB) koşulları altında ve yeşil şistten üst amfibolit/granülit fasiyesine kadar metaorfizmaya uğramış kayalarla karakterize edilmektedir (Lefevbre, 2011). Bu metamorfizmanın kökeni, Geç Kretase'de kuzey Neotetis ofiyolitinin (IAEO) güneye üzerlemesiyle ilişkilendirilmiştir (Seymen, 1984; Whitney ve Dilek, 1998). Metamorfik tepe koşulları, 700-800°C sıcaklık, ve 6-8 kbar basınç aralığı ile karakterize edilmektedir (Whitney ve Dilek 1998). Monazitin U–Pb SHRIMP analizleri kullanılarak belirlenen tepe metamorfizma yaşı 84,1 ± 0,8 My'dir (Whitney ve Hamilton 2004).

OAKK'nin kökeni veya tektonik ortamı tartışmalıdır. Kökeni açıklamak için üç farklı tektonik rekonstrüksiyon önerilmiştir. Buna göre, OAKK şu şekilde kabul edilir:

- Toros-Antolid Platformunun ön kısmı (Göncüoğlu vd., 1997; Floyd vd., 2000; Gürer ve Adlanmaz, 2002; Göncüoğlu vd., 2006).

- Gondwana kökenli riftleşmiş bir mikro kıta bloğu (Görür vd., 1984; Robertson vd., 2009 ve 2012; Çinku vd., 2016).

- Avrasya kökenli bir mikro kıtası (Kazmin ve Tikhonova, 2006).



Şekil 2.4: Niğde Kırşehir Masifi'nin sayısal yükseklik modelinden elde edilen kabartma üzerine aktarılmış basitleştirilmiş jeolojik haritası (Lefebvre, 2011'den değiştirilerek alınmıştır).

2.2.3. Niğde Masifi

Niğde masifi, OAKK'nin güney kenarını temsil eden metamorfik bir çekirdek kompleksidir (Whitney ve Dilek,1997&1998) (Şekil 2.3 ve Şekil 2.4). Oldukça düzgün topografik profile sahip kubbe şekli (Gautier vd., 2002) ile dikkat çekmektedir.

Masifin çekirdeği, migmatitik metapelitik kayaçlar, kalk-silikat, mermer, amfibolit ve ortognaystan oluşan üst amfibolit fasiyesine ait yüksek dereceli metasedimanter kayaçlardan oluşmaktadır (Umhoefer vd., 2007). Migmatitlerdeki mineral topluluklarından tahmin edilen 5-6 kbar'lık ve >700°C maksimum sıcaklık koşullarına sahip Barroviyen tipi metamorfizma Niğde masifinin protolitlerini etkilemiştir (Whitney ve Dilek 1998). Yaşı 91-85 My olarak sınırlanan bu metamorfik olay, Üçkapılı peralüminli granit ve ilişkili daykların masif'e sokulum yapmasıyla ilişkilendirilmiştir (Göncüoğlu, 1986; Whitney ve Dilek, 1998; Whitney vd., 2003; Kurt vd.,2013). Daha önce Üçkapılı granitinin yaşı U-Pb monazit'e dayalı olarak 13,7–20 My olarak belirlenmiştir (Dilek ve Whitney,1997). Ancak bu yaşların hatalı olduğu kabul edilmiştir (Gautier vd., 2002). Daha sonra, granit üzerinde yapılan kapsamlı çalışmalar, 92 ila 70 My arasında değişen daha sağlam bir yaş çerçevesi sağlayan önemli jeokronolojik verilerin elde edilmesine yol açmıştır (Whitney vd., 2003; Umhoefer vd., 2007; Whitney vd., 2007; Gautier vd., 2008; Idleman vd., 2014; Engin, 2013). Masifi etkileyen metamorfik olayın kökeni Neotetis deniz yolunun kapanmasıyla ilişkilendirilmiştir (Whitney ve Dilek 2000).

Niğde masifinin oluşumu, genişlemeli olarak orta kabuk kayaçlarının açılmasıyla ilişkilendirilmiştir (Whitney ve Dilek 2000; Gautier vd., 2002). Öte yandan, bazı yazarlar, OAKK ve Torid platformu arasındaki eğik yakınsama ile ilgili doğrultu atımlı bileşenin çekirdek kompleksin yüzeylenmesinde önemli bir rol oynamış olabileceğini öne sürmüşlerdir (Fayon vd., 2001; Whitney vd., 2001; Umhoefer vd., 2007; Whitney vd., 2007; Idleman vd., 2014).

Niğde masifinin güney kenarı, üzerinde Ulukışla havzasının tortul kayaçlarının uyumsuz olarak uzandığı güneye eğimli bir sıyrılma fayı ile karakterize edilmektedir (Gautier vd.,2002; Umhoefer vd., 2007). Bu nedenle masif, Ulukışla havzasının kuzey tabanını temsil eder. Bu fay boyunca hareketin, havza gelişimini kontrol etmiş olabileceği, Eosen öncesi çekirdek kompleksin yüzeylenmesi ve örtüsünün açılmasından sorumlu olduğu düşünülmektedir (Gautier vd.,2002; Whitney vd.,2003).

2.2.4. Ecemiş Fay Zonu

Ecemiş Fay Zonu, hem Orta hem de Güney Anadolu'yu etkileyen, KD-GB uzanımlı, bölgesel öneme sahip büyük bir sol yönlü doğrultu atımlı faydır (Yetiş,1978; Çinku vd.,2016). 150 km uzunluğa ve 2-8 km genişliğe sahip olan fay zonu, Ulukışla havzasının ve Niğde Masifinin doğu sınırını oluşturmaktadır (Şekil 2.3 ve 2.4). Orta Anadolu Fay Zonu (OAFZ) olarak bilinen kıta içi aktif bir yanal atımlı tektonik yapının, kaynaklanmış olduğu paleotektonik dönemdeki önemli bir yapıyı temsil ettiği düşünülmektedir (Koçyiğit ve Beyhan, 1998). OAFZ güneybatıda Mersin'den kuzeydoğuda Sivas Refahiye'ye kadar yaklaşık 730 km uzanır (Dirik ve Göncüoğlu 1996; Koçyiğit ve Beyhan,1998; Westaway,1999). OAFZ'nun gelişimi esas olarak Neotektonik döneme tekabül eden Pliyo-Kuvaterner evresinde meydana gelmiştir (Dirik ve Göncüoğlu, 1996; Koçyiğit ve Beyhan,1998; Higgins vd.,2015).

OAFZ'nun güney segmentini temsil eden Ecemis Fay Zonu, belirgin doğrultu atımlı özelliklere sahip bir dizi KD-GB doğrultulu yarı paralel faylar ile karakterize edilmektedir (Dirik ve Göncüoğlu, 1996). Bu fay zonu boyunca maksimum yanal yer değiştirmenin tahminleri, 60 km (Jaffey ve Robertson, 2001) ile 80 km (Koçyiğit ve Beyhan, 1998) arasında bir toplam ötelemeye işaret etmektedir.

Fayın kökeni tam olarak bilinmemektedir. Sol yönlü bu fayın gelişimi ile ilişkili bölgesel deformasyonu açıklamak üzere iki yorum önerilmiştir. Birinci yorumda, Ecemiş Fayının, Afrika Avrasya yakınlaşmasının sonucu olarak farklı gerilme (stress) rejimlerine (Batı Anadolu'da genişlemeli ve doğuda sıkışmalı) uyum sağlamak için Eosen sırasında oluşan bir hendek-hendek dönüşüm fayını temsil ettiği düşünülmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981). İkinci yorumda Ecemiş Fayı, Geç Kretase'den Oligosen öncesine kadar uzanan dönemde kuzey Neotetis ofiyolitinin Toros platformu üzerine güneye bindirilmesiyle ilişkili bir yırtılma fayıdır (Koçyiğit ve Beyhan,1998).

Ecemiş Fayı'nın başlangıcı için önceki yazarlar tarafından farklı yaşlar önerilmiştir: Lütesiyen öncesi (Yetiş,1978); Eosen (Şengör ve Yılmaz, 1981). Jaffey ve Robertson'a göre Ecemiş Fayı boyunca doğrultu atımlı yer değiştirmenin büyük kısmı orta Miyosen veya biraz daha önce meydana gelmiş olabilir. Bu yaş aralığından yola çıkarak, Ulukışla havzasının erken gelişim evrelerinde Ecemiş Fayının, nihai tarihini etkilemiş olabileceği halde, az bir öneme sahip olması gerektiği öne sürülmüştür (Clark, 2002).

2.3. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Ulukışla havzası bölgesi ve çevresi başta olmak üzere Güney Orta Anadolu'nun jeolojisi ile ilgili çok sayıda çalışma mevcuttur (Blumenthal, 1956; Yetiş, 1978; Şişman vd., 1981; Özgül, 1984; Dellaloglu ve Aksu, 1986; Atabey vd., 1990; Kuşcu vd., 1993; Whitney ve Dilek, 1997; Dilek vd.,1999; Dhont vd., 1999; Robertson vd., 2009; Ulu, 2009; Idleman vd., 2014; Radwany vd., 2017; Umhoefer vd., 2020). Bu bölüm, çalışma alanıyla ilgili önceki çalışmaların özet haldeki bir sentezini sunmaktadır.

Demirtaşlı vd. (1973 ve 1984), Bu, paleontolojik tarihleme ve jeolojik haritalamaya dayalı olarak Bolkar dağları ve komşu Ulukışla havzasının kapsamlı ayrıntılı stratigrafik çerçevesini sağlayan ilk çalışmadır. Yazarlar, Bolkar platformunu Ulukışla havzasının Geç Kretase-Paleosen çökelleri üzerine yerleştiren kuzeye bakan bindirme fayının varlığını bildirmişlerdir. Çalışma, havzanın bir ofiyolitik melanjın tepesinde geliştiğini ve esas olarak Geç Kretase'den Geç Eosen'e kadar denizel sedimantasyon ile karakterize olduğuna işaret etmektedir. Geç Eosen'den itibaren sedimantasyon karasal hale gelmiştir.

Oktay (1982), stratigrafik çalışmaya dayanarak, Ulukışla havzasının gelişiminin Geç Kretase'deki başlangıcından yoğun deformasyonlarla etkilenmiş Geç Eosen zamanına kadar evrimsel bir tektonik model önermiştir. Bu yazara göre, bu havza, okyanusun kapanmasının bir sonucu olarak kıta ve ada yayı kompleksi arasındaki bir çarpışma bölgesinde gelişmiştir.

Baş vd. (1986), Ulukışla Çamardı havzasındaki volkanik kayaçların ilk jeokimyasal ve petrolojik çalışmalarından biridir. Yazarlar, kayaların yay ile ilgili jeokimyasal izlerine dayanarak, bu kayaların kökenini Geç Kretase'den Orta Eosene kadar Toros ve Niğde-Kırşehir bloğu arasında kuzeye doğru bir yitim ile ilişkilendirmiştir.

Nazik vd. (1989), Bu çalışmayla, paleontolojik ve sedimantolojik incelemeye dayalı olarak Ulukışla havzasının kronostratigrafik çerçevesini iyileştirmeyi amaçlamışlardır. Oktay'ın (1982) isimlendirmesini takiben, yazarlar havzanın Paleosen'den Pliyosen'e kadar değişen jeolojik oluşumlarının geliştirilmiş yeni bir yaş çözümlemesini sağlamışlardır.

Çevikbaş (1991), Ulukışla havzasındaki magmatik kayaçların kökenini kıtasal çarpışma ile ilişkilendirmiş ve Senomaniyen'den Lütesiyen'e havza gelişimi için evrimsel bir tektonik model önermiştir.

Görür vd. (1998), Orta Anadolu havzalarının kapsamlı bir evrimsel tektonik modelini sağlamıştır. Bu yazarlara göre Ulukışla havzası yay içi ilişkili bir havzayı temsil edebilir.

Jaffey (2001), Doktora tezinde, sol yanal atımlı (sinistral) Ecemiş Fay Zonu'nun kinematik tarihine ışık tutmak için yapısal analiz, sedimantoloji, jeomorfoloji ve çökme tarihini birleştiren uygulamalı bir multidisipliner yaklaşım kullanmıştır. Yazar, EFZ'nin Orta Eosen'den beri aktif olabileceğini ve yer değiştirmenin çoğunun Anadolu kaçma tektoniğinin (ekstrüzyonunun) başlamasıyla eş zamanlı geç Miyosen'den erken Pliyosen'e uzanan dönemde meydana geldiğini iddia etmektedir. Yeni referans noktalarına bağlı olarak Fay zonu boyunca 60±5 km'lik bir kayma belgelenmiştir.

Fayon vd. (2001), Apatit fisyon izi termokronolojisine dayalı olarak Orta Anadolu Kristalen Kompleksi' nin (OAKK) yüzeylenme tarihçesini araştırmıştır. Niğde metamorfik çekirdek kompleksinin oluşumunu, Torid ve Orta Anadolu Kristalen Kompleksi arasındaki oblik çarpışmanın bir sonucu olarak renç'in (wrench) egemen olduğu sistemde meydana geldiği şeklinde yorumlamışlardır. Saha gözlemleri Niğde domunun yüzeylenmesinin, renç (wrench) sistemi gelişmeden önce, düşük açılı sıyrılma fayları boyunca başladığını göstermiştir.

Gautier vd. (2002), yüzeylenme zamanlamasını ve Niğde metamorfik çekirdek kompleksinin evrimini yeniden değerlendirmek ve sınırlamak için tortul kayıtları kullanmıştır. Yazarlar Niğde domuna ait metamorfik kayaçların ve granitoyidlerin yüzeye çıkma zamanının daha önceki birçok yazarın önerdiği gibi Oligosen-Miyosen değil, daha çok Eosen öncesi olduğunu arazi kanıtlarına dayandırmışlardır. Ayrıca, Niğde domunun renç (wrench) bağlantılı bir çekirdek kompleksine bağlayan yorumların geçerliliğini net bir kanıt bulunamadığı için sorgulamışlardır.

Clark (2002), Geç Kretase Senozoyik Ulukışla havzasının tektonik ve tortul evrimini sedimantoloji, biyostratigrafi, jeokimya ve çökme (subsidans) analizini birleştiren entegre bir yaklaşım kullanarak araştırmıştır. Planktik ve bentik foraminiferlerden elde edilen yeni biyostratigrafik bulgulara dayanarak, Demirtaşlı'nın (1984)'in yaygın olarak kullanılan stratigrafisini revize etmiştir. Yazara göre havzanın stratigrafisi, kalın bir bazaltik ila andezitik denizaltı yastık lavları, lav akıntıları, volkanoklastikler ve ardışıklı kireçtaşları (Ulukışla formasyonu) ile karakterize edilmektedir. Bu volkanik kayaçlardan elde edilen jeokimyasal veriler, bir yitimden etkilenmiş plaka içi jeodinamik ortamı göstermektedir. Havzanın çökme (subsidans) eğrileri, yükselme ile sona eren bir genişlemeli (veya transtansiyonel) havza kökeni

göstermektedir. Daha sonra Robertson ile ortaklaşa bir makalesinde (Clark ve Robertson, 2005) yazar, havza istifinin provenansı, paleo-akım verileri ve fasiyes yorumuyla desteklenmiş önceki sonuçlara dayanarak havza evriminin dinamik bir rekonstrüksiyonunu önermiş ve havzanın kökeni muhtemelen rift ile ilişkili olabilir demiştir.

Sonel vd. (2004), Gaz kromatografisi ile birleştirilmiş organik jeokimyasal analizlere dayalı olarak, Ereğli Ulukışla havzasındaki Çiftehan, Halkapınar ve Hasangazi formasyonunun petrol potansiyelini değerlendirmiştir. Ancak incelenen birimler arasında ne kaliteli kaynak kayalara, ne de iyi kalitede rezervuar kayalara rastlanmamıştır.

Alpaslan vd. (2004 & 2006), Ulukışla Çamardı havzasındaki Geç Kretase-Erken Tersiyer volkanik kayaçların doğasını ve kökenini, tüm kayaç ve izotopik verilerden oluşan jeokimyasal yaklaşımla sorgulamıştır. Bu kayaçların tektonik yerleşim açısından jeokimyasal yorumu, bir yitim zonu ilişkili (affiniteli) levha içi köken önermektedir. İz elementlerden ve izotopik verilerden elde edilen kanıtlar, çarpışma sonrası genişleme ile ilgili jeodinamik ortam ve kıta altı litosferik mantodan gelen kaynakla tutarlıdır. Bu, yazarları Ulukışla Çamardı havzası için rift ile ilişkili veya çarpışma sonrası tektonik bir köken atfetmeye yöneltmiştir.

Umhoefer vd. (2007), Niğde çekirdek kompleksi evriminin kapsamlı bir tektonik modelini ortaya koymak için komşu Ulukışla havzasının tortul kayıtlarını, Ecemiş fay zonundan alınan kinematik verileri ve termokronolojik verileri kullanmıştır. Niğde domunun Geç Kretase'den orta Miyosen'e kadar gömülme ve yüzeylenmenin (burial, exhumation) iki döngülü mekanizmasını açıklamak için bir Yo-Yo tektonik modeli önermişlerdir. Bu nedenle, bu döngüler, Orta Anadolu Fay Zonu olarak adlandırılan kıta içi doğrultu atımlı bir fay zonu boyunca transpresyon ve transtansiyonla ilişkili düşey hareketlerle ilişkilendirilmiştir.

Gürel (2008), Kil mineralleri taşıyan ve kalkerli çökellerin mineralojik ve jeokimyasal bileşimini analiz ederek Aktoprak havzasının Geç Miyosen'deki paleoortamsal ve paleo-iklimsel koşullarını yeniden değerlendirmiştir. Kızılbayır formasyonunun kökensel (provenans) analizi, daha çok Güney formasyonundan kaynak göstermiştir. Yazar, tortullardaki mevcut kil minerallerine dayanarak Aktoprak havzasını geç Miyosen'de hidrolojik olarak kapalı sığ bir paleo göl olarak yorumlamıştır.

Kurt vd. (2008), Havzanın jeolojik evrimine ışık tutmak için Ulukışla volkanik kayaçlarını kesen bir dizi diyoritik, monzogabroik ve trakitik dayklarının jeokimyasal incelemesi yapılmıştır.

Bu çalışmanın sonuçları, bu dayklarının esasen orta-yüksek K'lu kalk-alkali ve metasomatize bir mantodan kaynaklanan şoşonitik olduğunu göstermiştir. Onların oluşumu, havzanın kapanmasıyla ilgili sıkıştırma tektoniği ile bağlantılı bulunmuştur.

Sınacı vd. (2009), Güney formasyonunun (Ulukışla havzasının kuzey orta kısmı) yaşını ve çökelme koşullarını belirlemek için kapsamlı bir nanoplankton biyostratigrafik incelemesi yapılmıştır. Formasyondan 50'den fazla kaya örneği toplanmış ve nanoplankton flora analizinin sonucu, deniz suyunda bir miktar sıcaklık değişimini gösteren bir Selandiyen-İpresiyen çökelme yaşı ortaya çıkmıştır. Güney formasyonu çökelme ortamı açısından, derin deniz türbiditleri olarak yorumlanmıştır.

Kadıoğlu ve Dilek (2010), bu makaleyle Geç Kretase'den Miyosen'e kadar Güney-Orta Anadolu bölgesinin tutarlı bir evrimsel jeodinamik modelini detaylandırmak için Horoz Granitoyid plütonunun jeolojik ve jeokimyasal özelliklerini incelemeyi amaçlamıştır. Horoz Granitoyidi'nin iki kıta bloğu olan Toros ve Orta Anadolu Kristalen Kompleksi' nin (OAKK) bloğu arasındaki kritik konumu, onu jeokimyasal araştırmalar için mükemmel bir aday haline getirmektedir. Bolkar dağlarına DKD-BGB yönelimli sokulum olarak gelişmiştir ve esas olarak yüksek-K'lu kalk-alkali ila yüksek-K'lu şoşonitik tüm kayaç bileşimine sahiptir. Granitoyide ait jeokimyasal veriler, bir yitimle metasomatize edilmiş mantodan türetilen eriyik bileşenlerinden oldukça etkilenen bir kökene işaret eden adakitik ve çarpışma sonrası bir plüton köken göstermektedir. Plütonun U–Pb zirkon tarihlemesi, kristalleşme yaşının 56,1 My olduğunu gösterirken, apatit fisyon izi 23 My'lık bir yüzeylenme yaşı göstermektedir.

Keskin vd. (2011), Çamardı formasyonunun jeokimyasal bileşimi, kaynak kayanın doğasını, kökenini, kaynak alan ayrışmasını ve tektonik ortamı ortaya çıkarmak için değerlendirmiştir. Çamardı formasyonu başlıca Ulukışla havzasının kuzey kesiminde yüzeylenmektedir ve Geç Kretase-Eosen'e ait türbiditik çökellerden oluşmaktadır. Çamardı formasyonu'nun ana ve iz elementlerine dayanan ayrım diyagramları, aktif bir kıta kenarı ve kıtasal ada yayı ortam ile karakterize olan, orta derecede ayrışmış, mafik, felsik ve ortaç bir kaynak kaya kökenine işaret etmektedir.

Zorlu vd. (2011), Bu çalışma, Geç Kretase-Eosen yaşlı Ulukışla havzasının gelişimini etkileyen başlıca tektonik olayların sedimantolojik çalışmalarla belirlenmesi amacıyla gerçekleştirilmiştir. Havza dolgusunun fasiyes dağılımı ve çökellerin mimarisi, Geç Kretase-

Geç Paleosen'de genişleme evresi ve geç Paleosen-Eosen'de sıkışma evresi olmak üzere iki ana tektonik evreyi göstermektedir.

Parlak vd. (2013), Anatolid-Torid ve Orta Anadolu Kristalen Kompleksi' nin arasındaki çarpışma zamanlamasını sınırlamak için İç Toros kenet zonunun bazı ofiyolit ve granitoyidlerini tarihlendirmiştir. Yazarlar, U–Pb ve 40Ar–39Ar tarihlemesinden elde edilen jeokronolojik verileri kullanarak, kıtasal çarpışmanın Eosen döneminde yaklaşık 50-49 My önce gerçekleştiğini öne sürmüşlerdir.

Engin (2013), Bu çalışmasıyla Geç Kretase'den Miyosen'e kadar olan Ulukışla havzasının gelişimini oluşturmayı denemiştir. Havzayı, stratigrafik kanıtlara dayanarak Neotetis kenet kuşağının üzerinde gelişmiş bir sonraki havza olarak yorumlamıştır. Havza dolgusunun erken evresi, Oligo-Miyosen sırasında denizel çökelme durumundan karasal duruma geçiş ile karakterize olmaktadır. Sedimentlerin kaynak analizi, genelde Toros bloğu ve Alihoca Ofiyolitinden gelen kırıntılı malzeme kaynak alanlarını göstermiştir. U-Pb kırıntılı zirkon jeokronolojisinden kaynaklanan yaş sınırlamaları, esas olarak erken ve orta Eosen sırasında bir magmatik aktivitenin göstergesidir. Havzanın erken ve orta Eosen sırasındaki tektonik evrimi, dalan levhanın kırılmasının (slab-breakoff) neden olduğu magmatizmayla bağlantılı olarak KD-GB genişlemeyle ilişkilidir. Yazar, derin deniz koşullarından karasal koşullara paleo-ortamsal değişiminin, Torid bloğu ve Orta Anadolu Kristalen Kompleksi' nin arasındaki oblik çarpışmanın sonucu olarak Oligosen'deki daralma deformasyonu olaylarıyla ilişkili olabileceğini öne sürmüştür.

Sarıfakıoğlu vd. (2013), Alihoca Ofiyoliti ve Ulukışla formasyonunun volkanik kayaçları için petrografik ve jeokimyasal çalışmalara dayanarak yeni bir evrimsel tektonik model önermiştir. Jeokimyasal veriler ve ilk kez belgelenen Boninitik kayaçların varlığı, Alihoca ofiyoliti'nin bir yay önü tektonik ortamından kaynaklanmış olabileceğini, Ulukışla volkanik kayalarının ise güçlü bir yitim izleri taşıyan levha içi köken ile ilişkili jeokimyasal bileşim sergilediğini göstermektedir. Bu nedenle Ulukışla volkanik kayaçlarının oluşumu, aktif yitim ile ilişkili yay magmatizmasından ziyade, çarpışma sonrası, dalan levha kırılması magmatizmasının bir sonucu olarak yorumlanmıştır.

Gürbüz (2016), Doktora tezinde Ulukışla havzasının geç Senozoik tektono-sedimenter gelişimi ile ilgili çalışmaların eksikliğini vurgulamıştır. Konuya yeni bakış açıları getirmek için, bu dönem boyunca en önemli deformasyon rejimini ve bunların bölgesel etkilerini tartışmış ve

belgelemiştir. Havzadan alınan sedimantolojik ve paleontolojik verilere dayalı paleo-ortamsal modelleme, orta Eosen sırasında sığ deniz ortamdan geç Neojen sonrası karasal ortama bir evrim sergilemiştir. Arazi gözlemlerinden elde edilen kanıtlar, Bolkar Dağlarının kuzey kenarı boyunca, Geç Kretase'den orta Eosen'e kadar havza gelişimini etkilemiş olabilecek kuzeye eğimli düşük açılı normal fayın varlığına işaret etmiştir. Uzaktan algılama ve saha gözlemlerini birleştiren yapısal analiz, bölgesel yapısal yönelimle uyumlu olarak yorumlanan fayların ve çizgiselliklerin KD-GB, KKD-GBG ve DKD-BKB gidişatını göstermiştir.

Karaoğlan (2016), Bolkar Dağlarının yükselme tarihini sınırlamak için Horoz Granitoyid'inden Apatit Füzyon izini kullanmıştır. Sonuçlar, Bolkar'daki en önemli yükselmenin Horoz Granitoyidi'nin yüzeylenmesinin geç Miyosen'de meydana geldiğini göstermiştir.

Keskin vd. (2016), Bu çalışmayla Ulukışla evaporitlerinin çökelme tarihini minör ve eser element bolluklarının analizi yoluyla paleocoğrafik ve ortamsal koşullar açısından deşifre etmeye ve belgelemeye odaklanmıştır. Kabaktepe formasyonunu oluşturan bu evaporitlerin, esas olarak selenit ve alabastrine jips ile anhidritten oluştuğu bildirilmiştir. Jeokimyasal verilerin yorumlanması, bu evaporitlerin denizel (aşırı tuzluluk) kökenli olduğunu ve ara sıra kıtasal su girişleri olduğunu ve geç Eosen'de Orta Anadolu'nun kurak iklim koşulları altındayken çökeldiğini göstermiştir.

Meijers vd. (2016), Gölsel Aktoprak formasyonunun (Ulukışla havzası içindeki) çökelme tarihinin bir paleoortamsal rekonstrüksiyonu ve karakterizasyonunu gerçekleştirmiştir. Bu amaçla paleomanyetizma ve kaya manyetizması, karbon ve oksijen kararlı izotop jeokimyası ve taramalı elektron mikroskobu (Manyetik minerallerin karakterizasyonu için) kullanılmıştır. Aktoprak formasyonunu Kurtulmuş Tepe (karbonat) ve Kızılöz (kumtaşı) olmak üzere iki üyeden oluştuğunu yorumlamışlardır. Kurtulmuş Tepe'den alınan karbon ve oksijen izotop verileri, açık bir tatlı su gölü koşullarını önerirken, biyostratigrafik yaşla ilişkili paleomanyetik veriler, Aktoprak formasyonuna bir Şattiyen yaşının atfedilmesine yol açmıştır. Bölgesel olarak, Aktoprak havzasından alınan paleoiklim verileri Orta Anadolu'da geç Oligosen'de önemli bir orografik engel olmaksızın subtropikal bir iklime işaret etmektedir.

Van Hinsbergen vd. (2016), Kırşehir bloğu ve ilgili ofiyolitlerin tektonik evrimini sınırlamak için yapısal, metamorfik ve jeokronolojik verileri kullanmıştır. Kırşehir bloğu içinde meydana gelen metamorfizmayı, Geç Kretase'de Neotetis okyanusunun kuzey kolunun bükülmüş bir yitimle kapanmasına bağlı olarak kuzeyden yitim üstü ofiyolitlerinin üzerleyerek bindirmesi

sonucu oluştuğunu yorumlamışlardır. Paleocoğrafik restorasyonlar, Kırşehir Bloku ile Afyon zonu arasındaki İç Toros okyanusunun olası varlığını, varlığına dair herhangi bir jeolojik kanıt bulunmamasına rağmen reddetmemektedir. Dolayısıyla Kırşehir bloğu ile Afyon arasındaki metamorfizma derecesi farkı oblik yitim ile ilişkilendirilmiştir.

Gürer (2017), Bu tez (doktora) de Neotetis bölgesindeki Anadolu çift yitim kompleksinin tektonik tarihini anlatmaktadır. Saha, kinematik, stratigrafik, jeokronolojik, paleomanyetik ve tomografik verileri birleştiren çok disiplinli bir yaklaşım, okyanusal Anadolu levhasının evrimini incelemek ve yeniden yapılandırmak ve bunun bölgesel sonuçlarına ışık tutmak için kullanılmıştır. Ulukışla havzasının jeolojik haritası ile birlikte yeni tektono stratigrafik şema, yeni kinematik ve jeokronolojik verilerle desteklenen önceki çalışmalara dayandırılarak oluşturulmuştur.

Seyitoğlu vd. (2017), Ulukışla havzasının Bolkar metamorfik grubunu ve ofiyolitini ayıran İvriz genişlemeli sıyrılma fayını tanımlayan ve belgeleyen ilk çalışmadır. Yazarlar, İvriz Sıyrılma Fayının gelişimini ve bunun Orta Anadolu Kristalin Kompleksi'nin yüzeylenmesindeki etkisini sunmuşlardır. Fay zonu, milonitik mermerler ve breşlerle ilişkili gevrek deformasyonla karakterize edilerek yorumlanmıştır. Ivriz Fayının yaşı henüz tam olarak belirlenememiştir, ancak stratigrafik verilerden elde edilen veriler en Geç Kretase-Eosen zamanlarında bir aktiviteye işaret etmektedir. Fay zonu içindeki kinematik göstergeler, üzerleyen blokta K-KD'ye kadar doğru kayma yönünü düşündürmektedir. Kökeni İvriz Fayına bağlı olduğu için Ulukışla havzası bir sıyrılma üstü havza olarak yorumlanmıştır.

Gürer vd. (2018), Bolkar dağ silsilesinin kuzey kenarı boyunca, yaklaşık 120 km uzunluğunda, İvriz Sıyrılma Fayı olarak adlandırılan, kuzeye eğimli bir genişlemeli sıyrılma fayınının kinematiğini incelemiştir. Yazarlar, YB/DS metamorfik Afyon Zonu'nun yüzeylenme tarihçesinde İvriz sıyrılma fayının rolünü ve bunun Ulukışla havzasının gelişimi üzerindeki etkisini vurgulamışlardır. Ivriz makaslama zonunda yer alan kayaçların ince kesit petrografik incelemeleri, U-Pb ve Ar/Ar yaşlar ile birleştirilmiş kinematik veri analizleri Orta Anadolu bölgesinin Ege genişleme bölgesine benzer, ancak yaş ve yön olarak farklı özellikler gösteren genişlemeli tektonik rejim altında olduğunu göstermiştir. Bu nedenle yazarlar, Ulukışla havzasının kökeninin Geç Kretase'den Paleosen'e kadar Niğde masifinin yüzeylenmesiyle ilgili genişlemeli sıyrılma ile bağlantılı olan İvriz Sıyrılma fayının aktivitesiyle bağlantılı olabileceğini öne sürmüşlerdir.

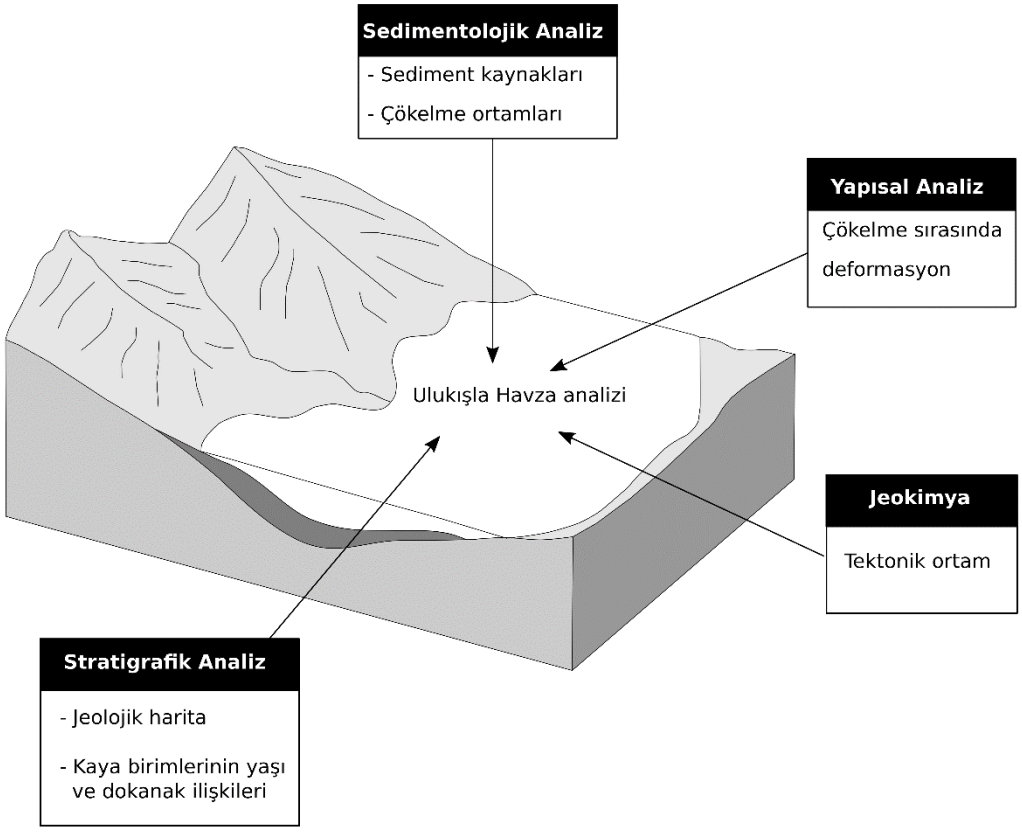
Gürbüz vd. (2020), Ulukışla havzasının geç Senozoyik istiflerinin fasiyes analizine vurgu yaparak tektono-sedimenter bir evrim modeli önermiştir.

Akgün vd. (2020), Neojen döneminde Ulukışla havzasının yeni bir paleo-ortamal modellemesini önermek için palinoflora ve memeli faunasından oluşan paleontolojik verileri ve stronsiyum izotop verilerini kullanmıştır. Yazarlara göre, önemli paleo-iklimsel dalgalanmalardan etkilenen akarsu göl ortamı bu dönemde egemen olmuştur.

Esirtgen ve Işık (2021), Ulukışla havzasının güney sınırının Bolkar karbonat platformuyla dokanağı temsil eden yapısal analizine dayanarak, çalışma alanının Turoniyen'den Geç İpresiyen-Bartoniyen'e kadar altı farklı deformasyon evresi belirlemiştir.

3. YÖNTEM

Sedimanter havzanın gelişimini ve zaman içindeki evrimini kontrol eden ana süreçleri anlamak, bütüncül bir yaklaşım gerektirmektedir (Miall,1999). Ulukışla havzası jeolojik haritalama, stratigrafi, sedimantoloji, jeokimya, petrografik ve yapısal analizleri birleştiren bütünleştirici bir yaklaşım kullanılarak incelenmiştir (Şekil 3.1). Kullanılan yöntemler, Ulukışla havzasının jeolojik tarihinin yeniden oluşturulması bakımından önem taşımaktadır. Bazı yöntemlerin kısa bir özeti aşağıda verilmiştir:



Şekil 3.1: Kullanılan yöntemleri gösteren 3 boyutlu blok (Nichols, 2009 ’den değiştirilerek alınmıştır).

Stratigrafik analiz

Bir tortul havzanın geliştiği zaman çerçevesini ve ilgili süreçleri oluşturmak, yalnızca bu çökel istifinin tarihlendirilmesinin doğruluğu ve kesinliğine bağlıdır (Nikishin vd., 1996). Stratigrafik analiz, bir bölgenin mimarisini ve çökelme tarihini deşifre etmek için güçlü bir araç oluşturmaktadır.

Sedimentolojik analiz

Paleocoğrafik ve paleoortamsal evrimin zaman içindeki gelişimi havzanın jeodinamik konumuna ışık tutmaya yardımcı olmaktadır.

Yapısal Analiz

Sedimanter dizilerdeki deformasyon yapıları, havza evrimi sırasında hüküm süren gerilme (stress) rejimleri hakkında çok önemli bilgiler sağlayabilir (Nichols, 2009). Belirgin bir tektonik ortam, belirli bir tektonik rejimle karakterize edildiğinden, gerilme (stress) rejiminin zaman içindeki evrimini ortaya koymak tortul havzaların levha tektoniği ile ilişkili olarak tipine ve özelliklerine ışık tutmaya katkıda bulunacaktır.

Bu araştırma çalışmasının gerçekleştirilmesi üç farklı aşamada gerçekleştirilmiştir:

3.1. SAHA ÇALIŞMALARI

Arazi çalışmaları iki sezon boyunca yürütülmüştür. Ağustos/Eylül 2019'daki ilk sezon, önceki literatürü gözden geçirme/değerlendirme, tüm havzanın ana istifini tanıma ve yaşlıdan gence doğru dizilimine genel bir bakış elde etmeyi amaçlayan bir keşif aşaması olmuştur. 2020 yılı Ağustos/Eylül aylarında gerçekleşen ve havzanın detaylı incelemesini içeren ikinci sezonda önemli miktarda veri toplanmıştır. Arazi çalışmaları, değişik litofasiyeslerin, farklı jeolojik yapıların ve aralarındaki ilişkilerin tanımlanmasını kapsamıştır. Petrografik, jeokimyasal ve paleontolojik analizler için havzadaki farklı yerlerden temsili kaya örnekleri toplanmıştır. Stratigrafik birimler arasındaki sınır özellikleri incelenmiştir. Tabakalanma düzlemlerinin doğrultu ve eğimi, faylar, kıvrım eksenleri, dayklar ve kesme kriterleri gibi yapısal özelliklerin ölçümleri sistematik olarak alınmıştır. Jeolojik haritalama için kritik önemdeki bazı alanlar incelenmiştir. Eski çökelme ortamını belirlemek için önemi olan uygun yerlerde tortul kütükler çizilmiştir.

3.2. LABORATUVAR ÇALIŞMALARI

3.2.1. Petrografi

Ulukışla havzasının magmatik ve çökel kayaçlarından temsili örnekler seçilerek Pamukkale Üniversitesi ve İstanbul Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ince kesit hazırlama laboratuvarlarına gönderilmiştir. Toplam 108 adet ince kesit yapılmıştır.

İnce kesitler Leica kamera ile donatılmış polarize mikroskop altında incelenmiştir. Kumtaşı modal analizi için, James Swift otomatik nokta sayacı ile mekanik tabla kullanılarak temsilci kaya örnekleri (n=23) üzerinde nokta sayımı gerçekleştirilmiştir. 200 noktanın incelendiği biri hariç, her slayttan en az 300 nokta sayılmıştır.

Kumtaşları yüksek karbonat içeriği ile karakterize edildiğinden, Mazdin vd., (2019) izlenerek modifiye edilmiş bir Dickinson ve Suzzek (1979) nokta sayma yöntemi uyarlanmıştır. Bu nedenle karbonat parçaları litik olarak kabul edilmiştir.

Havza dolgusunun tarihlenmesi esas olarak paleontolojik çalışmalara dayanmaktadır. Detaylı fosil tanımlaması çoğunlukla Atatürk Üniversitesi'nden Doç. Dr. Meral KAYA SARI ve daha az ölçüde İstanbul Üniversitesi'nden emekli öğretim üyesi Prof. İzver ÖZKAR ÖNGEN tarafından yapılmıştır.

3.2.2. Jeokimya

Yaklaşık 31 temsili taze kaya numunesi seçilmiş ve tüm kaya analizi için hazırlanmıştır. İncelenecek örnekler İstanbul Üniversitesi Çerrahpaşa Jeoloji Mühendisliği Bölümü Jeokronoloji ve Jeokimya Laboratuvarına gönderilmeden önce ufalanıp ince toz haline getirilmiştir. Numuneler arasında kontaminasyonu önlemek için, cihaz her numunenin hazırlanmasından sonra aseton ile titizlikle temizlenmiştir. Ana elementin belirlenmesi, LiBO2 füzyonu kullanılarak ICP-OES tarafından yapılmıştır. İz elementler ve NTE, LA-ICP-MS ile analiz edilmiştir.

3.3. OFİS ÇALIŞMASI

Büro çalışması, toplanan verilerin detaylı analizinin ve yorumlanmasının gerçekleştirildiği tez projesinin en önemli aşamalarından birini temsil etmiştir. Bu aşamada bir dizi önemli görev gerçekleştirilmiştir ve bunlardan dikkat çekicileri şunlardır:

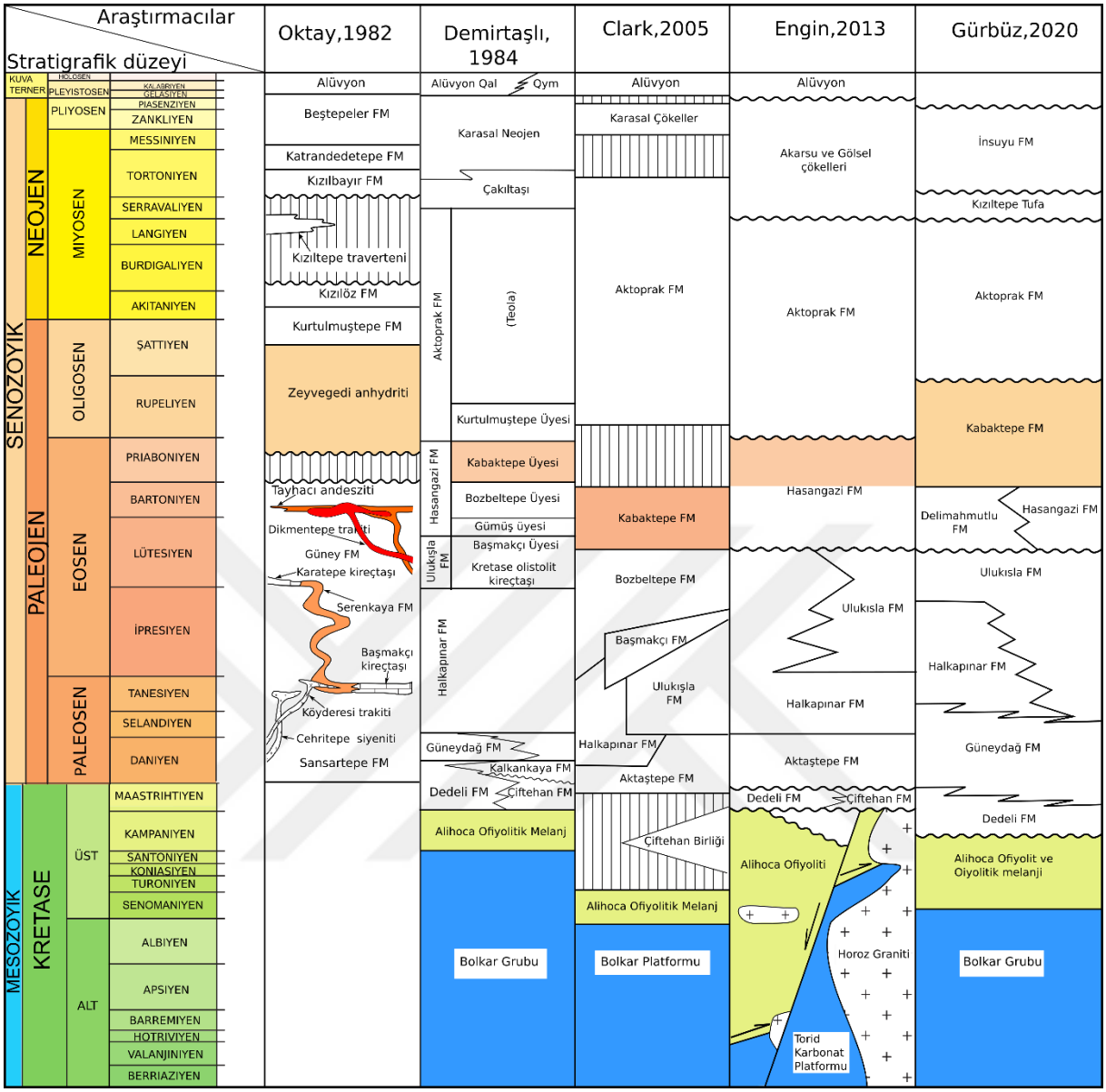
- Kapsamlı literatür taraması;
- Önemli lokasyonların saha gözlemleriyle desteklenen uydu görüntülerine dayalı olarak Ulukışla havzasının jeolojik haritasının oluşturulması; (Uydu verilerinin alınması ve işlenmesi için Qgis programı kullanılmıştır. Jeolojik harita, tortul log ve çizgiler Inkscape programı kullanılarak çizilmiştir.)
- InnStereo programı kullanılarak stereonet, gül diyagramı ve kontur diyagramı dahil yapısal diyagramların oluşturulması;
- Excel programını kullanarak petrografik bileşimsel veri işlemesi;
- GCDkit ve Tecsand programı kullanılarak jeokimyasal diyagramın oluşturulması;
- Genel sentez ve tez taslağının tamamlanması.

4. BULGULAR

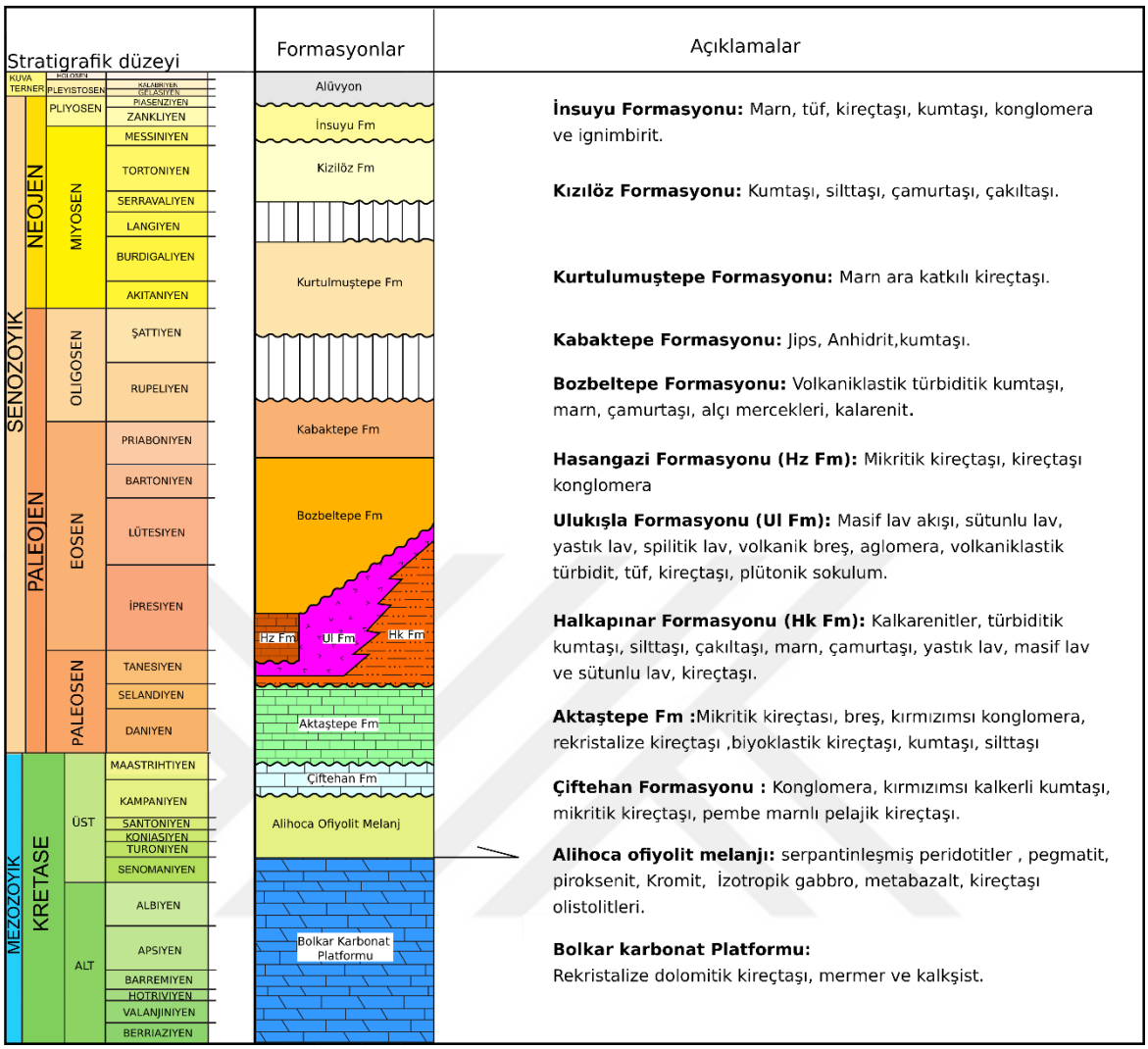
4.1. STRATİGRAFİ

Geç Kretase-Senozoyik yaşlı Ulukışla havzasının stratigrafisi, daha çok paleontoloji ve jeolojik haritalara dayalı olarak geniş çapta araştırılmıştır. Havzanın stratigrafik kaydı, esas olarak felsik plütonlarca sokulumlar içeren geniş yayılımlı volkanik lavlar ile denizel ve karasal tortul kayalardan oluşur.

Sedimanter istiflerin yaşı ve dokanak ilişkileri farklı şekillerde yorumlanmıştır (Oktay, 1982; Demirtaşlı vd., 1984; Çevikbaş, 1991; Clark, 2002; Ulu, 2006; Gürer vd., 2016; Engin, 2013; Gürbüz, 2016). Bunun sonucu olarak, havza için farklı stratigrafi kesitleri önerilmiştir (Şekil 4.1). Bu çalışmada, yeni elde edilen paleontolojik verilere ve jeolojik birimler arasındaki dokanak ilişkisine dayalı olarak Ulukışla havzasının revize edilerek yenilenmiş bir litostratigrafik sütunu ve jeolojik harita sunulmaktadır (Şekil 4.2; Ek-1). Formasyonların tümü için yazar, tip lokalitesi, yayılımı, litolojik özellikleri, yaşı, dokanak ilişkileri ve çökelmenin paleoortamı dahil olmak üzere ayrıntılı açıklamalar verilmiştir. Birimlerin tanımı, en yaşlıdan en gence doğru kronolojik sırada bulunmaktadır.



Şekil 4.1: Bazı önceki çalışmalarından ileri sürülmüş Ulukışla Havzasının stratigrafik kesitleri.



Şekil 4.2: Ulukışla havzasının genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti.

4.1.1. Bolkar Karbonat Platformu: Temel kayaları

4.1.1.1. Yayılım

Ulukışla havzasının temeli olarak kabul edilen Bolkar karbonat platformu, Orta Anadolu platosunun güneyinde, Orta Toros kuşağının kuzey kenarını oluşturur ve yaklaşık olarak doğu-batı yönünde uzanır; 110 km uzunluğundadır ve yaklaşık 3400 m yüksekliktedir (Şekil 4.3). Havzanın güney kenarını temsil etmektedir.



Şekil 4.3: Ulukışla havzasının güneydoğu kesiminde Bolkar karbonat platformunun görünümü (Beyaz çizgi Bolkar platformu ve Alihoca ofiyolit melanjı ayırmaktadır).

4.1.1.2. Litoloji

Bu birim başlıca, Permiyen-Geç Kretase (Demirtaşlı vd.,1984), Devoniyen-Geç Kretase (Özgül 1984), Geç Permiyen (Çevikbaş, 992) yaşlı sığ denizel karbonat platformu kayalarını içerir (Şekil 4.4). Yeşil-şist fasiyesi altında metamorfizmaya uğramış, genellikle açık pembe, sarımsı-koyu gri, masif, kalın tabakalı yeniden kristalleşmiş dolomitik kireçtaşı, mermer ve kalkşistten oluşmuştur (Çevikbaş, 1992; Robertson vd., 2009). Bolkar birimi içinde çok sayıda asidik ve bazik sokulumlar belgelenmiştir (Demirtaşlı vd., 1984).



Şekil 4.4: Maden Köyü'nün güneybatısındaki Bolkar karbonat platformunun rekristalize kireçtaşı.

4.1.1.3. Dokanak

Bolkar platformu kuzeyde Üst Kretese yaşlı Alihoca ofiyolitik melanjı tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir (Demirtaşlı vd. 1984; Jaffey ve Robertson 2001/2004; Sarıfakıoğlu vd., 2013). Ancak saha çalışmamız sırasında bu dokanak net olarak gözlemlenmemiştir.

4.1.1.4. Yaş ve Fosil içeriği

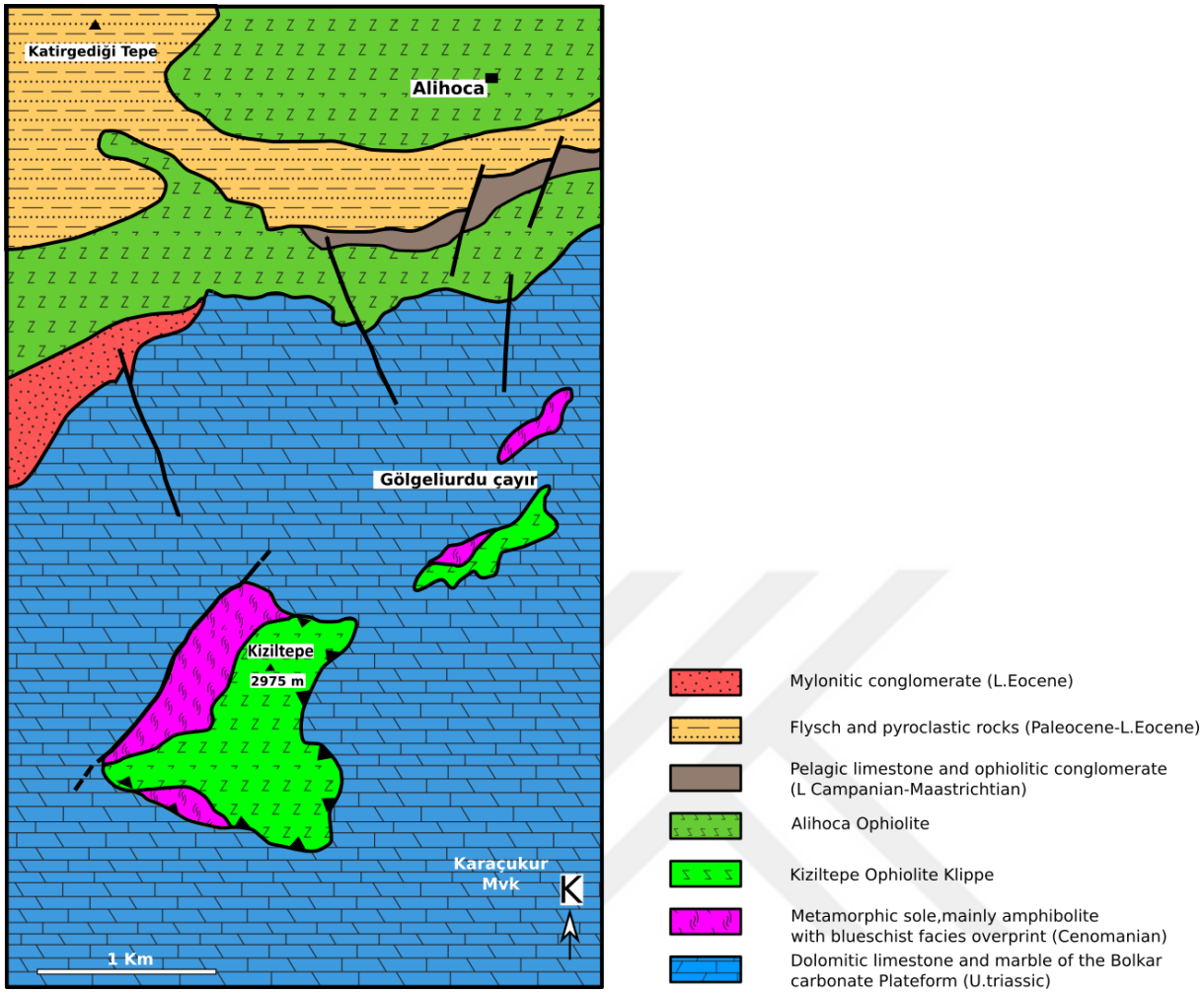
Bolkar platformunda Spirifer sp., Cyrtospirifer sp. gibi fosil topluluğu Orta – Üst Devoniyen (yak. 391-354 My), Eostafella sp. ve Archaediscus sp. (Visean, 342-327 Ma), Endothyra sp. ve Globivalvulina sp. Üst Karbonifer yaşlı (311-303 My), Parafusulina sp. Alt Permiyen (yak. 290-256 My) Yabeina globosa ve Neoschwagerina, Üst Permain (yak. 256-248 My), Paradunbarula sp. ve Nankinella sp., Alt Triyas (yak. 248-242 My), Glomospira sinensis ve Glomospirella vulgaris. Orta Triyas (Ladiniyen, yaklaşık 234-227 My), Cayeuxia sp., Reophax sp. Pseudoeggerella sp. ve Trocholina sp. Liyastan Titoniyene (yak. 206-144 My), Favusella washitensis ve Marginotruncana sp. Üst Kretase (Senomaniyen – Turoniyen, yaklaşık 99-89 My) tespit edilmiş ve tanımlanmıştır (Özgül,1997). Çevikbaş, A. (1992) ise Nankinella sp., Staffelidae, Mizzia sp ve Gymnocodiacea sp.'yi Geç Permiyen yaşlı olarak tanımlamıştır

4.1.2. Alihoca ofiyolitik melanj

4.1.2.1. Yayılım (Adlama, yayılım, tip kesit yeri)

Ulukışla havzasının ofiyolitik melanjını belirtmek için literatürde çeşitli yazarlar tarafından, Şimşim formasyonu (Ketin ve Akarsu, 1965), Alihoca Ofiyoliti (Tekeli vd., 1987; Dilek vd., 1999), Madenköy ofiyolitik melanjı (Çevikbaş,1991) ve Alihoca ofiyolitik melanjı (Clark, 2002) gibi farklı isimler kullanılmıştır.

Alihoca ofiyolitik melanj, Bolkar karbonat platformuna paralel ve onun bitişiğinde kendi adını taşıyan köyünün girişinde ortaya çıkar ve batıya Kayasaray köyü'ne doğru yaklaşık olarak 40 km uzanır. Temeli ve onun tortul örtüsünü ayıran Doğu Batı yönünde uzanan parçalanmış, uzunlamasına bir ofiyolitik dilimden oluşmaktadır. Ofiyolitik melanjın küçük bir kütlesi Dedeli köyü'nün doğusunda yüzeye çıkmaktadır ve batıda Karayusuflu köyü çevresinde devam etmektedir. Alihoca Ofiyolitine ait yaklaşık 20 km uzunluğundaki başka bir ofiyolitik kütle Kılan köyü'nün güneyinden Yeşilyurt köyü'nün yaklaşık 4 km güneybatısında süreksiz olarak yüzeylenmektedir (Yeniyıldız köyü'nün batısında küçük bir ofiyolitik dilim de yüzeylenmektedir). "Kızıltepe Ofiyoliti" olarak bilinen Bolkar platformunu tektonik olarak örten izole ofiyolitik dilimlerin oluşumları Dilek ve Whitney (1997) tarafından ayrıntılı olarak belgelenmiş ve incelenmiştir (Şekil 4.5) (Alihoca köyü'nün yaklaşık 4 km güneyinde).



Şekil 4.5: Bolkar Dağları'nın kuzeybatı kesimindeki Kızıltepe Ofiyolitinin ve Alihoca Ofiyolitinin jeolojik haritası (Dilek ve Whitney, 1997'den alınarak yeniden çizilmiştir ve değiştirilmiştir).

Bu ofiyolitik melanj, daha önceki bir yitim zonunun bir kenet zonunu temsil ettiği şeklinde yorumlanmıştır (Dilek ve Whitney, 1997).

4.1.2.2. Litoloji ve saha gözlemleri

Tip yerinde, Alihoca köyü civarında, bu ofiyolit kütlesi serpantinleşmiş peridotitler (dünit tabakaları ve ince doleritik ve mikrograbroik dayk kümeleri tarafından kesilen Harzburjit mercekleri dahil), pegmatit, küçük kromit mercekli piroksenit ve gabro içerir (Dilek ve Whitney, 1997; Dilek vd., 1999; Sarıfakioğlu vd., 2013).

Alihoca köyünün güneyinde, Kızıltepe Ofiyoliti (Şekil 4.5), metamorfik bir taban olarak yorumlanan mavişist fasiyesi altında metamorfize edilmiş ince bir yapraklanmış amfibolit

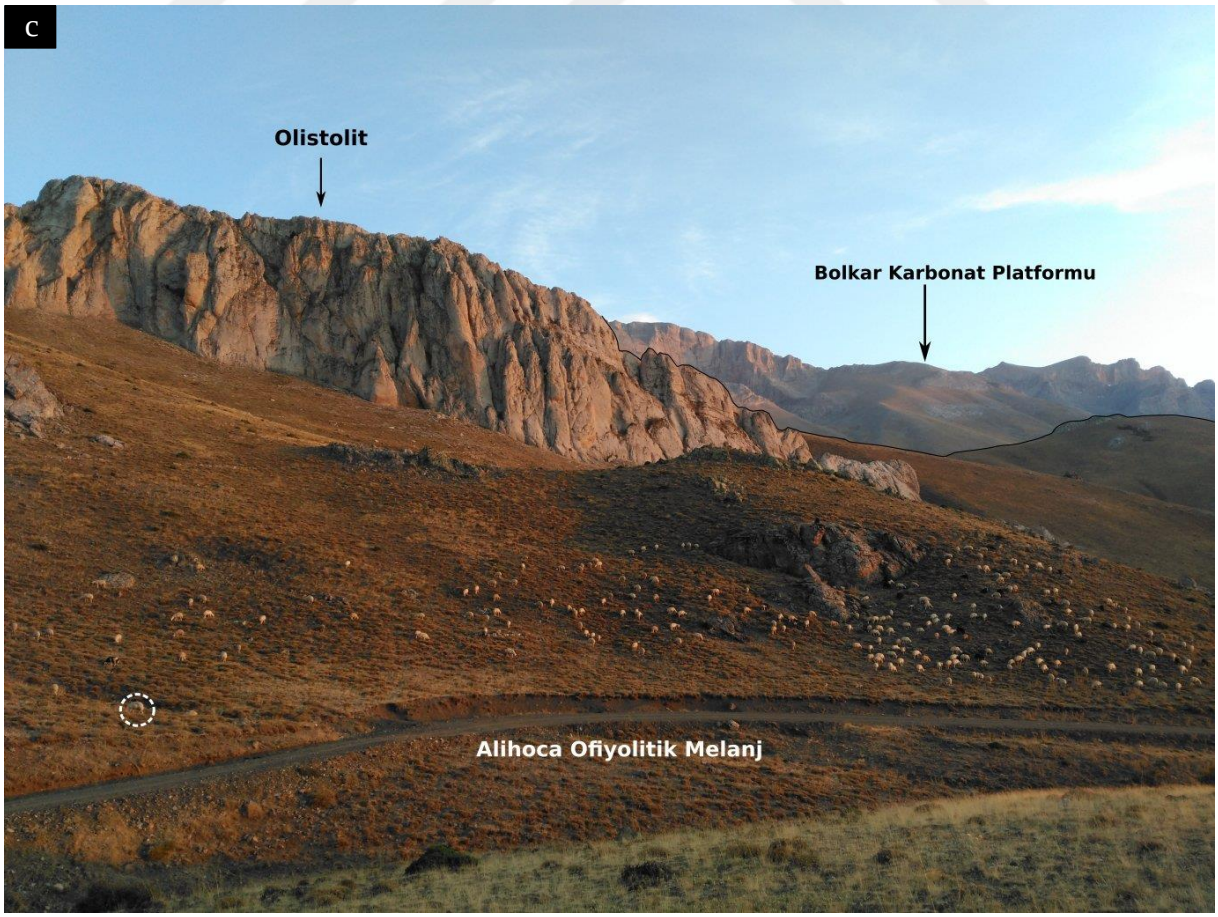
diliminin üzerine gelen 300 m kalınlığında metabazalt ve serpantinleşmiş peridotitlerden oluşur (Dilek ve Whitney, 1997).

Batıya doğru, Alihoca köyünden Kayasaray'a (Şekil 4.6a) doğru uzanan ve Maden köyünden geçen ofiyolitik kompleks, radyolarit, mermer, metagabro blokları, şist (Şekil 4.6e) ve makaslanmış veya milonitleşmiş serpantinitli koyu yeşil çamurtaşı, yastık lav ile pelajik kireçtaşının yüzlerce metre ila kilometre ölçeğindeki egzotik bloklarının kaotik olarak deforme olmuş bir karışımına dönüşür (Şekil 4.6 b ve c). Değişken büyüklükteki peridotit blokları yaygındır ve sıklıkla kırmızımsı ayrışmış polimiktik konglomeralar ve kıvrımlı kireçtaşı tabakları ile ilişkilidir (Şekil 4.6 f). Melanj yerel olarak önemli bir litolojik değişim göstererek 5 metreye kadar yapraklanmış metagabro blokları, spilit lav, volkanojenik bir matriks içinde yer alan kireçtaşı breşli olistostromal kalkarenit gösterir. Maden köyü girişinde deforme olmuş ince tabakalı meta çört ve koyu gri kırıklı metapelitler iyi yüzeylemektedir (Şekil 4.6d). Karagöl yolu üzerinde, ofiyolitik melanjdan gri-mavi, ince-orta tabakalı kalkarenit, iri taneli, kaotik çakıllı kumtaşına dönüşür, 30 cm ile 2 m arası kalınlıkta tabakalı, çapı 1 m'den büyük mermer bloklar içerir. Robertson vd. (2009) tarafından moloz akıntısı olarak yorumlanmıştır.

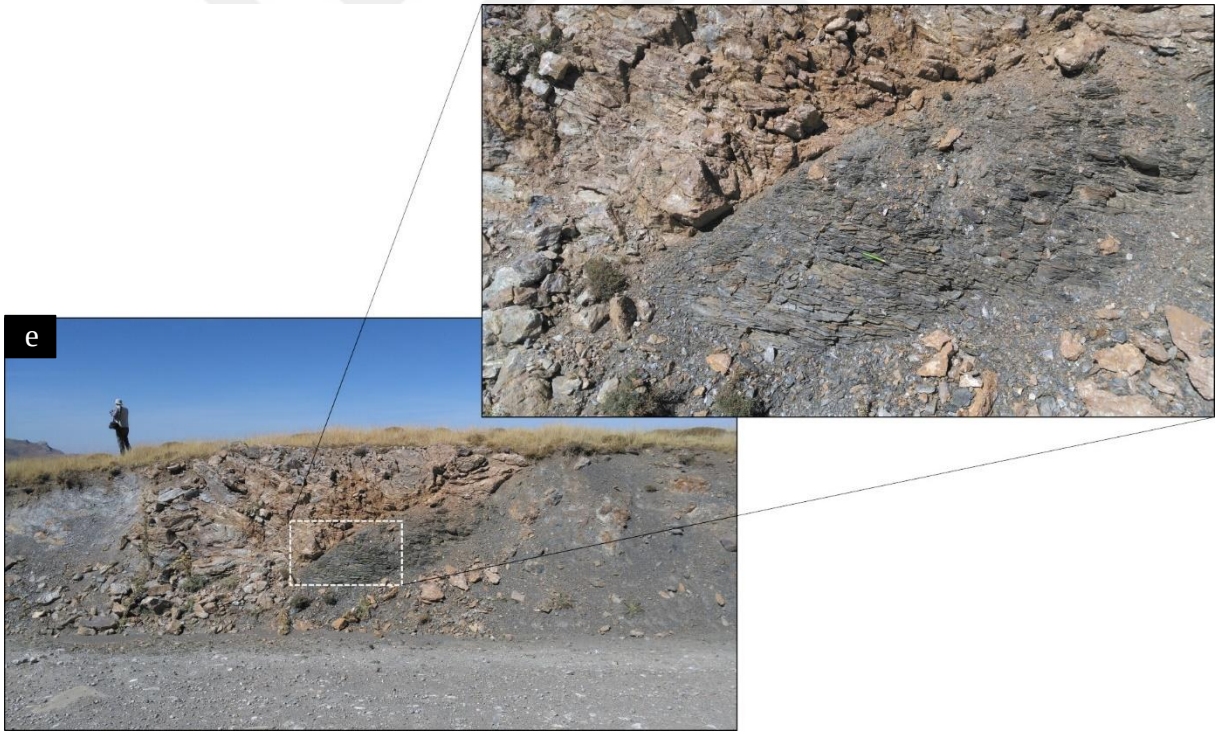
Kompleksin batı kısmı, Kayasaray köyünün doğusu, esas olarak, nadir tortul bloklara sahip, deforme olmuş ve değişmiş peridotitlerden oluşmaktadır (Şekil 4.6 a).

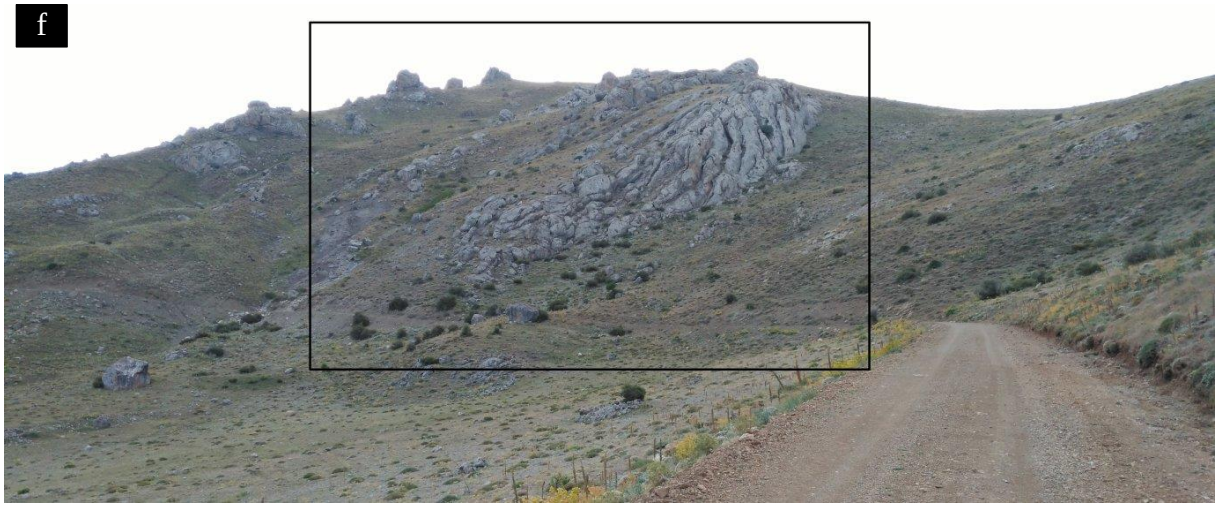



b
Olistolit
Bolkar Karbonat Platformu
Alihoca Ofiyolitik melanj


c
Olistolit
Bolkar Karbonat Platformu
Alihoca Ofiyolitik Melanj


d


e



Şekil 4.6: Alihoca ofiyolitik melanjının arazi fotoğrafları: a) Kayasaray köyünde Alihoca ofiyolitik melanjı; b ve c) Ulukışla havzasının güney orta kenarında ofiyolitik melanj içindeki büyük kireçtaşı bloğu. Bakış yönü G-K; d) İnce tabakalı deforme çört tabakaları; e) Şistoz yapılı metamorfik kayaçlar; f) Olistolit içinde kıvrımlanmış mikritik kireçtaşı tabakaları.

4.1.2.3. Yaşlar

Çeşitli yazarlar tarafından ofiyolitik melanjı oluşturan karbonat bloklarının yaşlarına ve stratigrafik kısıtlamaya (alttaki ve üstteki birimin yaşları) dayalı olarak melanja Kampaniyen öncesi bir yaş atfedilmiştir (Demirtaşlı vd., 1975; Şişman vd., 1981; Çevikbaş, 1991). Alihoca Ofiyolitinden doleritik dayklarının $^{40}Ar/^{39}Ar$ hornblend yaşlandırması 90.8±0.8 My soğuma yaşı verirken, Kızıltepe Ofiyolitinin metamorfik tabanından elde edilen yaş 90.6±0.9 My'dır (Dilek vd., 1999). Alihoca Ofiyoliti içindeki pegmatitik gabrodan elde edilen zirkon taneleri üzerinde daha sonraki jeokronolojik U-Pb tarihlemesi, 92.38 ± 0.48Ma kristalizasyon yaşı vermiştir (Gürer vd., 2016).

4.1.2.4. Üst ve alt dokanağı

Alihoca Ofiyoliti Bolkar platformunu tektonik olarak örter (Özgül, 1976; Demirtaşlı vd., 1984; Dilek ve Whitney, 1997; Robertson vd., 2009) ve Ulukışla havzasının güneydoğu kesiminde Çiftehan formasyonu tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir (Şişman ve Şenocak, 1981; Demirtaşlı vd., 1984; Çevikbaş, 1991). Ofiyolit, Güneydağı Üyesi tarafından uyumsuz olarak örtülür. Halkapınar formasyonunun ofiyolitik melanjın üzerine geldiği yerdeki uyumsuz dokanak Darboğaz Köyü'nün yaklaşık 3 km güneybatısında görülebilmektedir.

4.1.2.5. Kalınlık

Melanjın yanal kalınlığı 1500 m – 2500 m civarındadır (Clark,2002; Sarifakioğlu vd.,2013).

4.1.2.6. Jeodinamik ortamı

Alihoca ofiyolit melanjından elde edilen mafik kayaçların jeokimyasal incelemeleri, bir yitim üstü zonu (supra-subduction) tektonik ortamda oluşuma işaret etmektedir (Pearce vd. 1984; Dilek ve Whitney, 1997; Dilek vd., 1999; Parlak,2000; Bağcı ve Parlak 2006; Sarıfakioğlu vd., 2013; Parlak,2016).

4.1.3. Çiftehan formasyonu

4.1.3.1. Yayılım (Adlama, yayılım, tip kesit yeri)

Ulukışla havzasının en alt ve en eski tortul çökeltisini temsil eden Çiftehan formasyonu, ilk olarak Demirtaşlı vd. (1975; 1984) tarafından isimlendirilmiş ve tanımlanmıştır. Ancak bu formasyon aynı zamanda "Çiftehan Kireçtaşı Üyesi" veya "Çiftehan Birimi" olarak da adlandırılmış ve bağımsız bir formasyon olarak değil, Alihoca ofiyolitik melanjına ait tortul bir birim olarak kabul edilmiştir (sırasıyla Çevikbaş,1991; Clark ve Robertson,2002; 2005). Tip yeri Çiftehan kasabasının yaklaşık 500 m güneyinde ve Alihoca köyü'nün 2.5 km KD'sundadır (Şekil 4.7). Bu formasyon, ofiyolitik melanjın kuzey kenarı ile yan yanadır ve coğrafi olarak kuzey Katrancı'dan Tabakalı köyün güneyine doğru yaklaşık 10.9 km uzanmaktadır.



Şekil 4.7 : Çiftehan formasyonu'nun tip yeri'nden görünümü. Bakış yönü K-G'dir.

4.1.3.2. Litoloji

Bu formasyon, yukarıya doğru ayrışmış, iri taneli, kötü tabakalı, kırmızımsı kalkerli kumtaşı veya masif kalın mikritik kireçtaşına geçen ofiyolitik kırıntıdan oluşan bir taban çakıltaşı ile karakterize edilir (Şekil 4.8) (Demirtaşlı vd., 1984). İstifin üst kısmında, pembeden yer, yer griye değişen, laminalı, marnlı pelajik kireçtaşı istifi hakimdir (Şekil 4.9). Tabakaların kalınlığı desimetreden birkaç metreye kadar değişim gösterir.



Şekil 4.8 : Çiftehan formasyonu'nun iri-çakıllı kırmızı kumtaşları.



Şekil 4.9: Yaygın klivaj gösteren kırmızı laminalı marnlar. Bakış yönü B-D'dur.

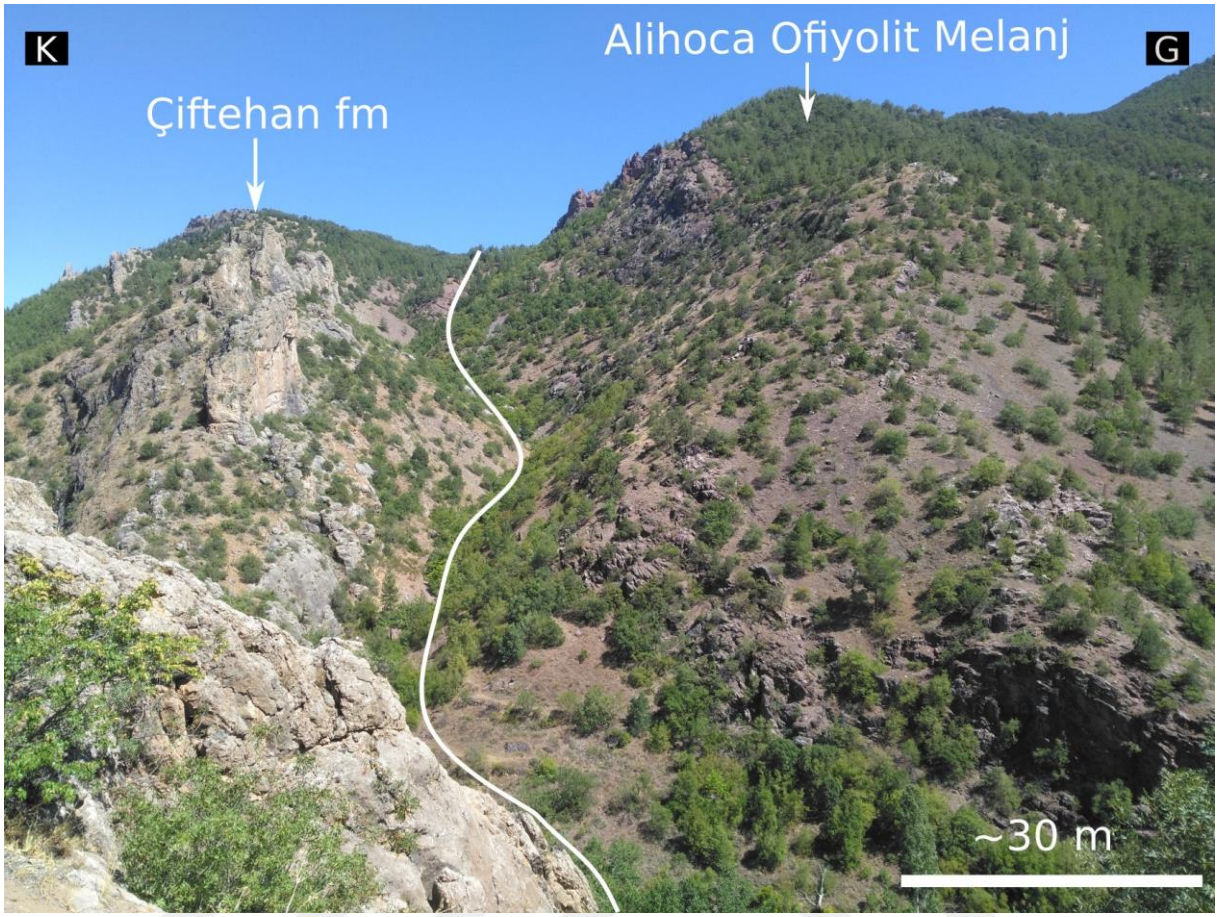
4.1.3.3. Kalınlık

Çiftehan formasyonu'nun kalınlığı değişken olup 100 m ile 250 m arasında değişmektedir.

4.1.3.4. Dokanak

Çiftehan formasyonu Alihoca Ofiyolitik Melanjı üzerinde uyumsuzlukla yer alır. Alihoca köyüne giden yolda dokanağı net bir şekilde görülmektedir (Şekil 4.10). Clark (2002) bu dokanağı analiz etmiş ve gözlemlerine dayanarak oldukça faylı olduğu sonucuna varmıştır.

Çiftehan kasabasının güneyinde, üzerleyen Halkapınar formasyonu ile üst dokanak gözlenmezken, istifin sonlandığı tabaklı güneyindeki dokanak tipik olarak tektoniktir. Demirtaşlı vd. (1984)'ne göre Kalkankaya formasyonu ile uyumsuz bir dokanak ilişkisi önerilmektedir.



Şekil 4.10: Çiftehan formasyonu ile Alihoca ofiyolitik melanjı arasındaki dokanak.

4.1.3.5. Yaş ve Fosil içeriği

Globotruncana cf calcerata, Globotruncana arca, Globotruncana ventricosa, Globotruncana tricarinata, Heterohelix sp. (Demirtaşlı vd., 1984); Globotruncana Lapparenti, Globotruncana cf. marjinate, Globotruncana fornicata, Globotruncana tricarinata, Heterhelix sp. (Atabey vd., 1990) gibi mikrofosil topluluğuna dayalı Çiftehan formasyonuna Üst Kampaniyen Maastrihtiyen çökelme yaşı verilmiştir. Clark, (2002) ise Üst Mestrihtiyen yaşı önermiştir. Çiftehan formasyonunun çökelimi muhtemelen ofiyolitik melanjın yerleşmesinden sonra meydana gelmiştir (Demirtaşlı vd., 1984).

4.1.3.6. Çökelme ortamı

Çiftehan formasyonu, sedimantolojik özellikleri ve fauna topluluğu açısından derin denizel çökel olarak yorumlanmıştır (Demirtaşlı vd., 1984). Clark (2002), Çiftehan formasyonunun çökeliminin, pelajik faunanın varlığı ve bentik foraminiferlerin yokluğu nedeniyle 200 m'nin altında batiyal bir ortamda gerçekleştiğini öne sürmüştür. Bu oluşumu ayırt eden çamurtaşı

marn kireçtaşı birliğinin bolluğu, kıta kenarlarından uzakta düşük enerjili bir ortamda çökelmenin göstergesi olabilir.

Taban çakıltaşından ince marnlı pelajik kireçtaşına litolojik değişimle kanıtlanan sığdan derin suya, açık denize geçiş, bir deniz transgresyonuna işaret edebilir.

İstifin tipik kırmızı rengi, kırmızı pelajik killer gibi oksitleyici koşullar altında ofiyolitik malzemelerin alterasyonundan kaynaklanan demir oksitlerin varlığı ile ilgili olabilir (Reading., 1996).

4.1.4. Aktaştepe formasyonu

Bu isim ilk olarak Clark (2002) tarafından Ulukışla havzasının güney kesiminde yüzeyleyen farklı Geç Maestrihtiyen-orta Paleosen karbonat birimlerini gruplamak için verilmiştir. Clark (2002), daha önce Demirtaşlı (1984) tarafından formasyon olarak tanımlanan Aktaştepe formasyonunu 3 ayrı üyeye ayırmıştır: Kalkankaya üyesi, Ömerli üyesi ve Güneydağı üyesi.

4.1.4.1. Kalkankaya Üyesi

Yayılım (Adlama, yayılım, tip kesit yeri)

Kalkankaya üyesi ilk olarak Blumenthal (1956) tarafından (Formasyon olarak) yaklaşık olarak Alihoca köyünün 6 km GB ve Madenköy ‘ün 3.5 km KD’unda aynı adı taşıyan ve tek yüzeylenmeyi temsil eden tepeden dolayı isimlendirilmiştir (Demirtaşlı ,1984; Çevikbaş,1991). 1,07 km uzunluğunda KD-GB gidişli, izole, blok benzeri, dikey karbonat birimi; yüksek açılı, sınırlı bir genişleme kalıntısı olarak korunmuş, erozyonla kaldırılmış daha geniş bir çökel kayanın kalıntısıdır (Şekil 4.11).



Şekil 4.11: Madenköy'ün 3.5km doğusundaki Kalkankaya formasyonunun tip yeri'ndeki görünümü. Bakış yönü D'ya doğrudur.

Litoloji

Kalkankaya üyesi gri-kahverengi iyi tabakalı, tali olarak breşli, mikritik kireçtaşından oluşur. Tabakaların kalınlıkları desimetre ile metre arasında değişmektedir. Yüzeyde kahverengiden sarıya değişen renk değişimi ve kırıklar yaygın olarak görülmektedir. Birimin taban kısmı yuvarlak ofiyolit, rekristalize kireçtaşı, mermer ve az miktarda çört kırıntıları içeren kırmızımsı konglomeralardan oluşur (Demirtaşlı vd., 1984; Çevikbaş, 1991; Clark, 2002). Kireçtaşı, çift

kabuklu kabukların (bivalve shells) ve biyoklastların birikimi ile karakterize edilen alt kırıntılı ağırlıklı kısım ve nadir fosiller içeren üst mikritik ağırlıklı kısım olmak üzere alt bölümlere ayrılmıştır (Clark,2002).

Kalınlık

Kalkankaya üyesinin kalınlığı 290 m civarındadır.

Dokanak

Kalkankaya kalkeri Alihoca ofiyolitik melanjını uyumsuz olarak örtmektedir. Üst sınırı Halkapınar formasyonu ile dereceli geçişli olarak tanımlanmıştır (Demirtaşlı vd., 1984). Ancak Çevikbaş (1991) ve Clark, (2002) bu sınırı Alihoca ofiyolitik melanjı ile daha çok tektonik bir dokanak olarak değerlendirmiştir.

Yaş ve Fosil içeriği

Ompalocyclus macoporus, Loftusia minor, Orbitoides topluluğu gibi Kalkankaya üyesinin alt ve orta kısmından elde edilen mikrofosiller Geç Maestrihtiyen yaşı; Üst kesimde Globigerinaceae, Midiolidae, Mikrocodium, Miscellenea miscella ve Missisipina sp.'den oluşan topluluk ise erken Paleosen yaşını önermektedir. Buna göre Kalkankaya kireçtaşına Geç Mestrihtiyen-Erken Paleosen yaşı atfedilmiştir (Demirtaşlı vd., 1984; Çevikbaş,1991).

Çökelme ortamı

Çevikbaş (1991), Kalkankaya Üyesinin sığ bir şelf resifal ortamında çökelmiş olabileceğini öne sürmüştür. Bununla birlikte, bu tortul istifte resifin karakteristik fosillerinin yokluğu ile birlikte yüksek oranda mikrit varlığı bu görüşü sorgulamaktadır. Bu nedenle, Kalkankaya üyesinin çökelme ortamını daha iyi anlamak için bu yorumun yeniden değerlendirilmesi esastır.

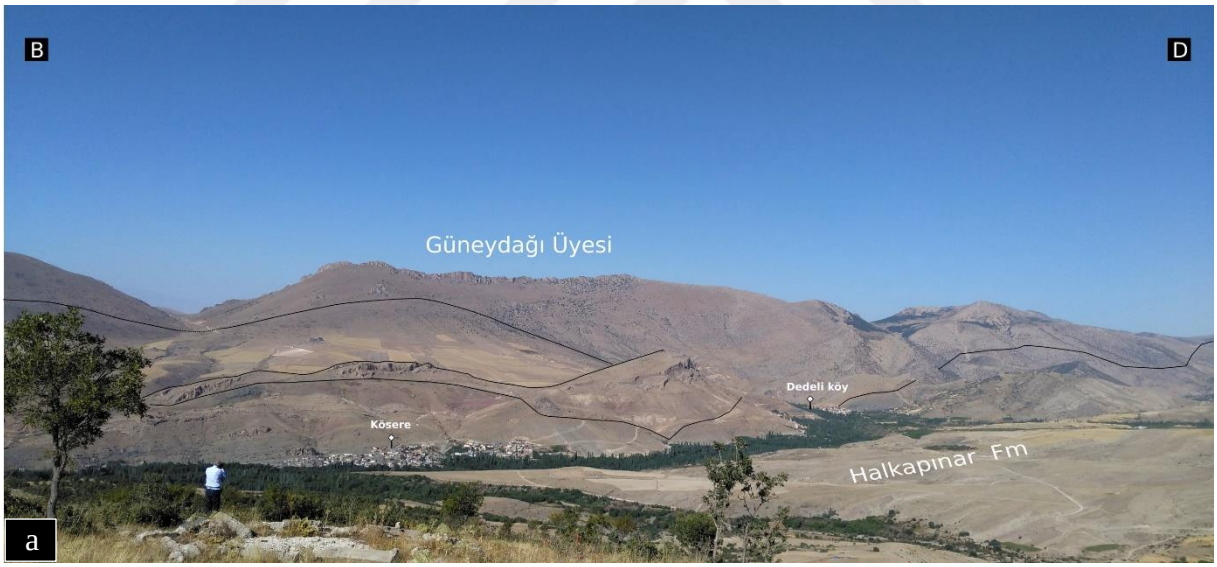
Kalkankaya kireçtaşının mikritik doğası ve iyi tabakalı yapısı, genellikle sakin su koşullarında çökelmeyi karakterize ettiği yorumlanan mikritik kalker örneğine benzer şekilde, ince çamuru etkileyebilecek çalkalanmalardan uzak, düşük enerjili bir ortamda çökelmenin göstergesi olabilir (Boggs, 1996). Orta ve iç şelf tipik olarak düşük enerjili su ve yüksek mikrit içeriğine sahip sediman ile karakterize edilir (Boggs,1996). Bu nedenle Kalkankaya kireçtaşının fasiyes açısından litolojik uygunluğuna dayanarak, çökeliminin orta ila iç kıta şelfi ortamını temsil ettiği sonucuna ulaşılabilir. Bununla birlikte, Kalkankaya üyesinin taban kısmında yüksek enerji ortamında bir çökelmeyi önerebilir. Bu, yüksek enerji koşullarını izleyen düşük enerji durumudur.

Clark (2002) tarafından Kalkankaya üyesinin sedimantolojik çalışması, deniz ortamında istifin genel olarak yukarı'ya doğru derinleştiğini gösteren 3 ana fasiyes olduğunu kanıtlamıştır. Alt kısım kanal kenarı katkıyı, kireçtaşından oluşan orta kısım orta şelfin bir iç bölgesini temsil ederken, çamur zengini üst kısım fırtına altı taban ortamının göstergesi olabilir (Clark, 2002).

4.1.4.2. Güneydağı Üyesi

Yayılım (Adlama, yayılım, tip kesit yeri)

Güneydağı Üyesi, Halkapınar kasabasının yaklaşık 2,9 km kuzeyinde yer alan Güneydağı tepesinde yüzeylenen geniş kireçtaşına atıfta bulunmak için ilk olarak Demirtaşlı (1975) tarafından adlandırılmıştır. Güneydağı Üyesi, Halkapınar kasabasının 3,8 km KD'sundan Kılan köyünün 4,3 km GD'sine kadar geniş ölçüde yüzeylenmektedir (Şekil 4.12a). Clark (2002), litolojik benzerliklerden yola çıkarak bu terimi daha önce Demirtaşlı (1984) tarafından "Kalesaray Olistostrom" olarak tanımlanan Kayasaray köyünün girişinde açığa çıkan kireçtaşlarını kapsayacak şekilde genişletmiştir (Şekil 4.12b). Alihoca ofiyolit melanjının kuzey kenarı boyunca, Gümüş Köyü'nün güneyinden Darboğaz Köyü'nün güneyine doğru yüzeylenir.





Şekil 4.12: Güneydağı Üyesi'nin görünümü; a) Tip mevkiinde Güneydağı tepesi; b) Kayasaray köyündeki Güneydağı Üyesi. Bakış yönü K'ye doğrudur.

Litoloji

Açık gri, pembe-kahverengi, bazen mavimsi kalın masif, rekristalize kireçtaşından oluşur. Havza genelinde lokaliteye bağlı olarak bazı litolojik varyasyonlar göstermektedir.

Güneydağı tepenin kuzeyindeki tip lokalitede, birimin taban kısmı kireçtaşı çakıltaşından oluşur ve iyi tabakalı kalkarenitlere dönüşen yeniden işlenmiş yuvarlak kırıntılar içerir (Demirtaşlı vd.,1984; Clark,2002). Kuzeyde Kösere köyü yakınlarındaki mostra, boyutları 1 ila 15 cm arasında değişen rekristalize kireçtaşından oluşan, kırmızımsı bir matriks içinde yer alan küçük ofiyolitik ve radyolarit kırıntılı, yarı yuvarlaktan yarı köşeliye, esas olarak açık gri ila krem renkli rekristalize kalker parçalı, konglomera baskın klast destekli, kırmızımsı bir matriksten oluşmaktadır. Dedeli köyünde Güneydağı üyesi, orta-kalın tabakalı masif açık kahverengi kireçtaşı ile doğuya doğru derecelenen pembe-sarımsı kalın kristalize kireçtaşı ile başlar ve belirgin bir tabakalanma düzlemi göstermez. Darboğaz köyünün güneyinde, birimin taban kısmı yukarıya doğru kalın gri masif kireçtaşına geçen kalker breşleri içerir ve biyoklastik malzemeye ait hiçbir iz yoktur. Gümüş köyünün güneyinde, Güneydağı Üyesi açık gri, kahverengi ila pembe yer yer mavimsi renkte, pelesipodlar, mercan parçaları, bryozoan ve bentik foraminiferler içeren biyoklastik kireçtaşından oluşur (Clark,2002). Kalsit damarları,

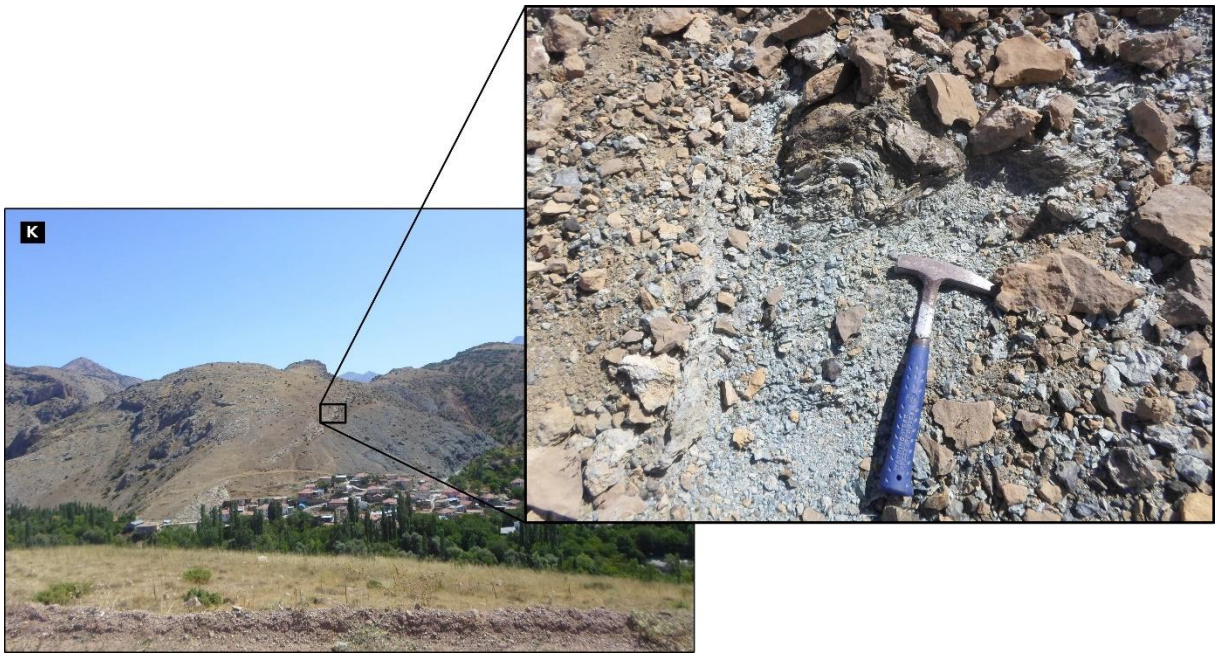
belirgin bir tabakalanma planı göstermeyen yüksek oranda kristalize kireçtaşlarında yaygındır. Eklemlerin ve kırıkların çokluğu nedeniyle tabakalama düzlemlerinin belirlenmesi zordur.

Kalınlık

Güneydağı kireçtaşının kalınlığı, değişkenliğine rağmen yaklaşık olarak 300 m tahmin edilmektedir (Demirtaşlı vd., 1984; Clark, 2002).

Dokanak

Güneydağı Üyesi, tip lokalitesinde Alihoca ofiyolitik melanjının üzerine uyumsuz olarak gelir. Ancak, bu sınır ilişkisi bölgeye bağlı olarak oldukça değişkendir. Kayasaray köyünden Delimahmutlu köyüne kadar ofiyolitik melanjın kuzey sınırında doğuya doğru uzanan ve Darboğaz köyünün güneyinden Gümüş köyünün güneyine doğru süreksiz karakterli bir tektonik sınır izlenmektedir. Darboğaz köyünün güneyinde, ofiyolitik melanj ile Güneydağı Üyesi arasındaki arayüzde radyolarit kırıntıları içeren kireçtaşı breş yüzeylenmektedir ve bu dokanağın faylı karakterini ortaya koymaktadır. Dedeli köyünün doğu tarafında, Güneydağı kireçtaşı, alttaki ofiyolit ile tektonik bir kökene işaret eden keskin bir dokanak (Clark, 2002) sergilemektedir. Ofiyolit yüksek oranda makaslanmıştır ve kireçtaşı ile kontağa doğru artan gerilim ile kırıklar ortaya çıkmaktadır. Bu nedenle, bu sınırın doğası faylı olarak yorumlanabilir (Şekil 4.13).



Şekil 4.13: Dedeli köyü KD'daki Güneydağı üyesinin küçük sürükleme kıvrımları sunan yüksek oranda makaslanmış ofiyolitik melanj ile dokanağı.

Güneydağı Üyesi, Ulukışla havzasında hemen hemen tüm lokalitelerde Halkapınar formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir.

Yaş ve Fosil içeriği

Ulukışla havzasının batı kesiminde, Discolcyclina,sp., Alveolina, sp., Planorbulina,sp., Fabiana,sp. ve Laffitenia'yı birleştiren fosil topluluğu, Güneydağ Formasyonu'nda Paleosen-erken Eosen yaşını işaret etmektedir (Demirtaşlı vd., 1975). Daha sonra, Demirtaşlı vd., (1984) Missisioina sp. mikrofosilini Güneydağı üyesinin taban kısmında ve Miscellanea miscella, Bolkarina aksarayi, Lacazina öztemüri, Fabularia donae mikrofosillerini istifin üst kısımda belirleyerek, sırasıyla erken-orta Paleosen (Thanetiyen) yaşını vermiştir.

Dedeli köyünün doğu tarafında, ofiyolitik melanj ile dokanağın yakınında bulunan Güneydağı Üyesinin alt bölümünü temsil eden kireçtaşındaki, Morozovella sp., Globogerina, Globorotalia, Bolivina, Trilicoides sp., Lenticulina Paleosen yaşını vermektedir. Güneydağı Üyesinin üst kısmından tespit edilen mikrofosiller ise Karayusuflu köyünün kuzeyinde Dictyoconus sp., Sistanites iranica Raraghi, Pseudocuvillierina aff. sireli İnan, Elazığ? Altıneri Sirel, Nodosariid, Lockhartia sp. ve Lockhartia diversa Smout Tanesiyen yaşını göstermektedir.

Bu nedenle Güneydağı Üyesine erken-geç Paleosen yaşı verilebilir.

Çökelme ortamı

Kireçtaşı üyesinde planktonik foraminifer birlikteliğinin varlığı, bir dış platformun özelliği olan derin deniz ortamının göstergesidir. Clark (2002), Güneydağı üyesini 100 m'den fazla derinliğe sahip eğimli karbonat fasiyesi olarak yorumlarken, Demirtaşlı vd. (1984) sığ su ortamında bir formasyon önermiştir. Buna göre Güneydağ üyesinin çökelimi açık deniz ortamında gerçekleşmiş olabilir.

4.1.4.3. Ömerli Üyesi

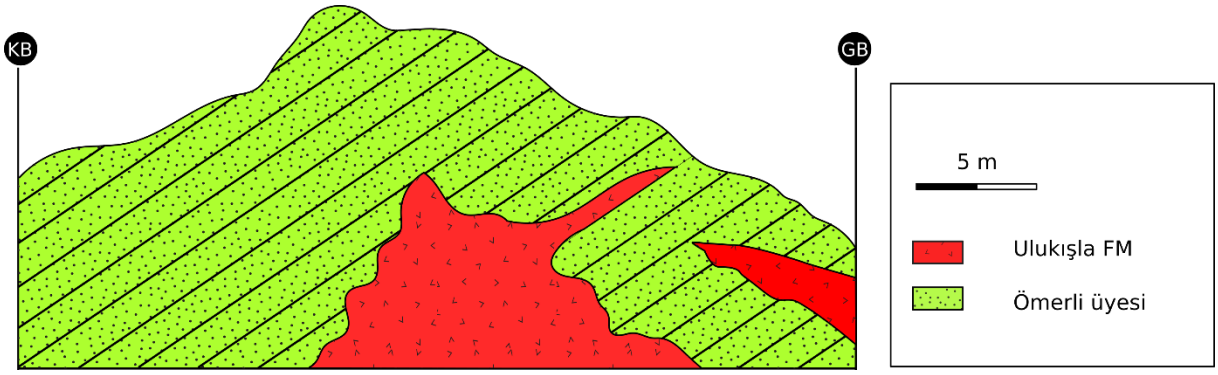
Yayılım (Adlama, yayılım, tip kesit yeri)

Ulukışla formasyonu içinde daha önce Olistolit olarak değerlendirilen (Demirtaşlı vd., 1975;1984), Ömerli formasyonu ilk olarak Çevikbaş (1991) tarafından tanımlanmış ve adını Ömerli köyünden almıştır. Ancak bu formasyon Atabey vd., (1990) ve Gürer vd., (2016) tarafından haritalanmış ve Çiftehan formasyonunun bir parçası olarak kabul edilmiştir. Ancak Clark ve Robertson (2002;2005) bu formasyonu üye olarak yeniden tanımlayarak Aktaştepe

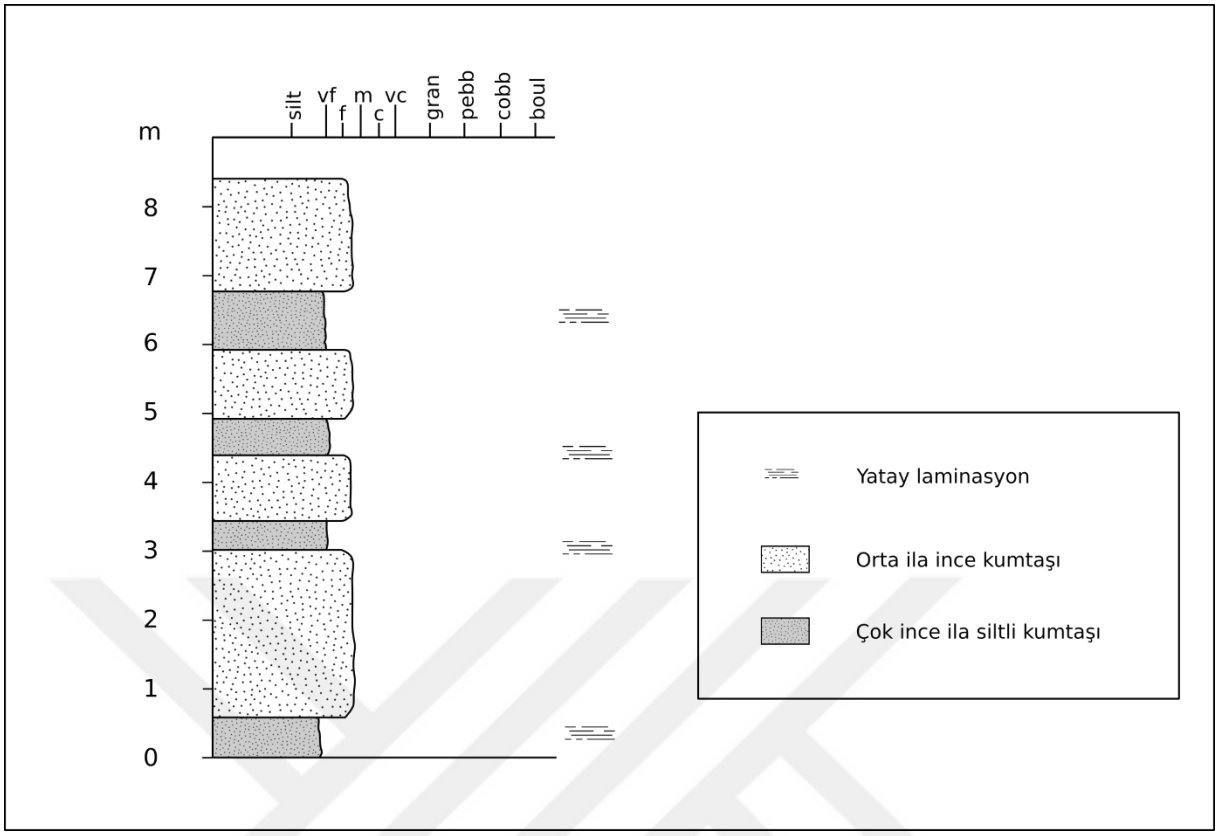
formasyonu'na bağlamışlardır. Ömerli üyesi, Ömerli Köyü'nün 1 km kuzeyinde, Ardıçlı yolu üzerinde, doğu-batı yönünde uzanan yaklaşık 6.5 km uzunluğunda ve 1 km genişliğindedir.

Litoloji

Ömerli birimi, koyu yeşil gri renkli, orta-ince taneli, karbonatça zengin türbiditik kumtaşı ile ince şeylli silttaşı arakatkılıdır (Şekil 4.16a). Tabakaların kalınlıkları desimetreden metreye kadar değişkenlik göstermektedir (Şekil 4.15). Birim, yatay düzlemsel laminasyonlarla, siltten iyi tabakalı karbonatlı griden mavi çamurtaşına değişen, yukarı doğru incelen dokusal yapı göstermektedir. Yukarıya doğru Karbonatça zenginleşir ve açık sarıdan kahverengiye değişen renk verir. Bouma dizisinin Tb ve Tc bölünmesinin ayırt edici laminasyonları, tortul birim içinde lokal olarak mevcuttur ve yoğunluk akıntısı akışı ile tortulaşmanın göstergesidir (Şekil 4.16e). Bazı tabakalar bol kalsit damarları ve ikincil pirit taneleri agregaları içerir (Şekil 4.16d). Ömerli istifi içinde dayklarla ilişkili, kalınlığı 1.5 ile 2 m arasında değişen bazaltik-andezitik sil yaygındır (Şekil 4.14, Şekil 4.16 b ve c). Volkanik lavın yerleşmesi sırasında oluşan kontakt metamorfik haleyi temsil eden 5 cm kalınlığında rekristalize karbonat kumtaşı zonu, alttaki tabakalarla sillerin ara yüzeyinde oluşur. Ömerli üyesinin üst kısmı oldukça deforme olmuş ve ayırt edilemeyen katmanlarla birlikte kahverengiden kırmızıya dönüşüm rengi göstermektedir.

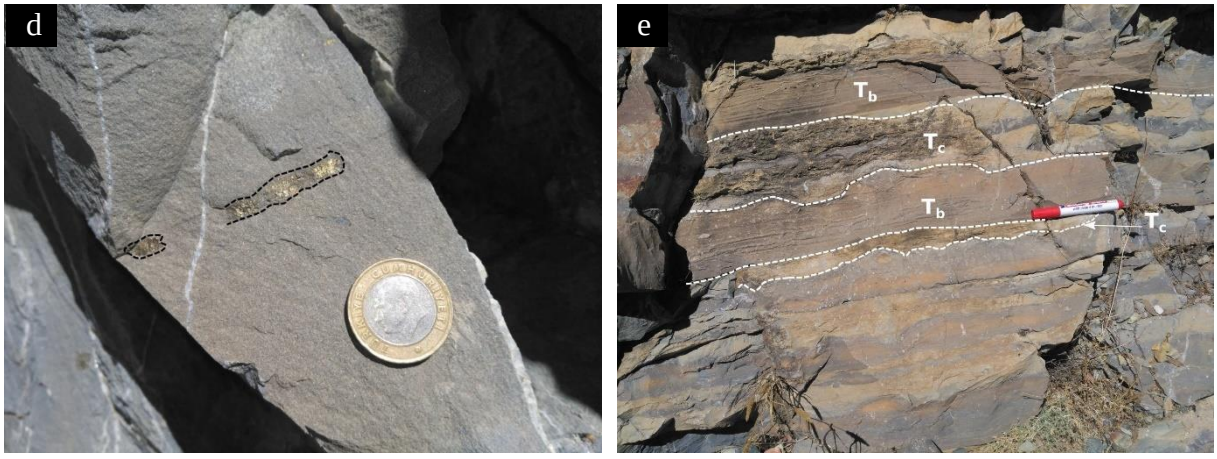


Şekil 4.14: Ömerli üyesi'nde intruzif volkanik kayaçların varlığını gösteren temsili skeç.



Şekil 4.15: Ömerli üyesi'nin Ardıçlı yolu üzerindeki sedimantolojik kesit.


a
b
c



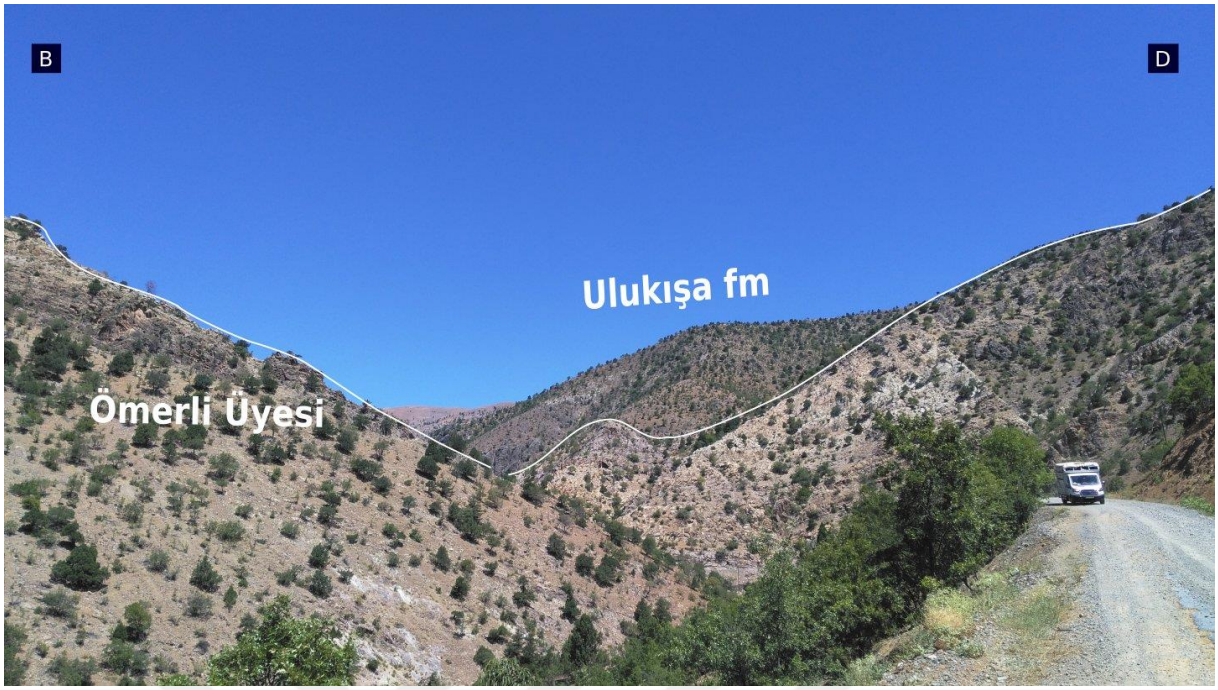
Şekil 4.16 : Ömerli üyesinin Ardıçlı yolu üzerindeki görünümleri: a) Tip lokalitesinde marn ara katkılı gri kalkerli kumtaşları; b) Kumtaşı tabakaları arasındaki volkanik sill; c) Çamurtaşı tabakaları arasındaki volkanik sill ; d) Pirit agregası; e) Bouma'nın Tb ve Tc bölümleri.

Kalınlık

Ömerli üyesinin kalınlığı 230 m (Çevikbaş, 1991), ve 370 m (Clark, 2002) olarak tahmin edilmiştir.

Dokanak

Ardıçlı yoluna bitişik bir derede, tip mevkide Ömerli biriminin altında Ulukışla Formasyonuna ait sütunlu lavlar yüzeylenmektedir. Ancak sınır net olarak gözlemlenmemektedir. Ömerli üyesinin üst dokanağın Ulukışla formasyonunun volkanik kayaçları (Yastık lav ve aglomera) ile keskin sınırlı olduğu görülmektedir (Şekil 4.17).



Şekil 4.17 : Ömerli üyesi ile Ulukışla formasyonunun volkanik kayaçları arasındaki dokanağın genel görünümü.

Kuzeye doğru bazı yerlerde bu dokanağı, kaotik volkanik aglomeralara dönüşen Ömerli biriminin deformasyonları ve alterasyonları nedeniyle belirlemek zordur. Clark (2002) Ömerli üyesinin üst sınırını, Ulukışla Formasyonu ile uyumlu olarak tanımlamıştır.

Bazı çalışmacılar, Ömerli üyesinin tabanında kuzeye eğimli bindirme fayı ile işaretlenmiş Ulukışla formasyonu ile tektonik bir dokanak bildirilmiştir (Çevikbaş,1991; Clark,2002; Gürer vd.,2016).

Ulukışla formasyonu içindeki konumu, Ömerli'nin olistolit (olasılıkla olistolit) olarak yorumlanmasını desteklemektedir (Demirtaşlı 1984).

Yaş ve Fosil içeriği

Ömerli, Ulukışla formasyonunun volkaniği tarafından yüksek oranda kesilmiştir, bu nedenle stratigrafik olarak bu formasyondan önce gelir.

Globotruncanidae, Globigerinacea, Rositafornicata (PLUMMER), Ganserina sp., Globotruncana bulloides (VOGLER) gibi Ömerli Biriminin alt kısmından ve Rosita gibi üst kısımdan tespit edilen mikrofosiller cf. consuta (CUSHMAN), Globotruncanita bkz. Stuarti (de'

Lapporent), Globomruncanella sp., Globotruncana sp., Rugoglobigerina sp., Hetorohelix sp. Maastrihtiyen yaşı vermektedir (Çevikbaş 1991).

Globotruncanita stuartformis DALBIEZ G.stuarti (DE LAPPARENT) Contusotruncana contusa (CUSHMAN) Globotruncana arca (CUSMAN) Pseudotextularia sp. Planomalinidae mikrofosilleri Geç Maastrihtiyen yaşına işaret etmektedir (Clark,2002).

Çökelme ortamı

Ağırlıklı olarak planktik foraminiferlerden oluşan Ömerli birimine ait fosil topluluğu, derin denizel ortamda çökelmeyi düşündürmektedir. Bouma istifinin Tb ve Tc bölümünü taşıyan ince taneli kumtaşı silttaşının mevcudiyeti, çoğunlukla, distal deniz taban (distal basin floor) ayarında düşük yoğunluklu bulantı akıntısıyla çökelmenin göstergesidir (Pickering, Stow vd., 1986; Walker, 1978'den sonra Reading vd., 1996 tarafından modifiye edilmiştir). Pirit oluşumu daha çok derin sulardaki anoksik koşullarla ilgilidir. Derin bir açık şelf yerleşimi önerilmesine rağmen (Çevikbaş 1991), Ömerli birimi Clark ve Robertson, 2002'nin yamaç tabanı ortamı ile uyumlu bir havza tabanı ortamında çökelmiş olabilir.

4.1.5. Halkapınar formasyonu

4.1.5.1. Yayılım (Adlama, yayılım, tip kesit yeri)

Bu formasyon adını Ereğli'nin 15 km güneydoğusundaki Halkapınar kasabasından almıştır (Demirtaşlı vd.., 1984). Bu isim birçok yazar tarafından geniş çapta kabul görmüş ve kullanılmıştır (Atabey vd., 1990; Dilek ve Whitney 1997; Clark ve Robertson, 2002; Alan, 2007; Engin, 2013; Gürer vd., 2016; Seyitoğlu vd., 2017, Gürbüz vd.,2020). Ancak formasyon, Çevikbaş ve Öztunalı (1992) tarafından Tabaklı formasyonu olarak da adlandırılmıştır.

Bu birimi Ulukışla havzasının güney kesiminde yaklaşık olarak 50 km uzunluğunda geniş bir alanda yüzeylenen bir türbiditik çökel oluşturmaktadır. Halkapınar beldesinden Alihoca köyünün 3.2 km KD'suna kadar sürekli olarak yüzeylenmektedir. Tip kesiti esas olarak havzanın batı kesiminde, Halkapınar'dan Eskihisar köyüne kadar yer almaktadır (Demirtaşlı vd., 1984). Benzer bir başka kesit yeri de Gümüş köyü çevresinde iyi bir şekilde yüzeylenmiştir.

4.1.5.2. Litoloji

Formasyon temel olarak çeşitli derin su fasiyeslerine sahip kalkarenitlerden oluşmaktadır. formasyonun tip lokalitesinde taban kısmı, marn ara katkılı türbiditik kumtaşlarına dönüşen

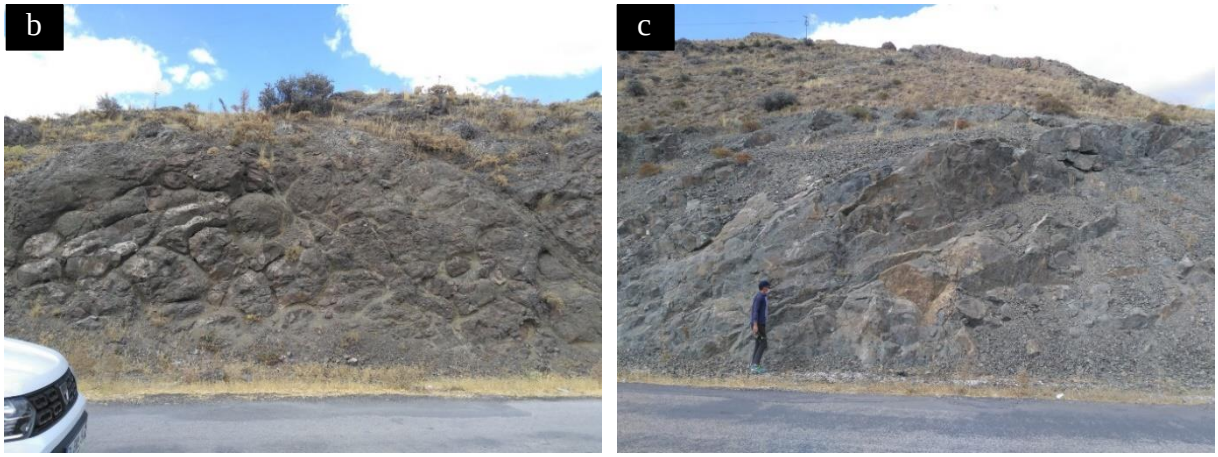
çakıllı kumtaşları ile münavebeli yuvarlak klastlı polimiktik çakıltaşlarından oluşur. Birimi oluşturan tabakalar arasındaki sınır keskinden geçişliye kadar değişkendir.

Bu formasyon, lokaliteye bağlı olarak önemli fasiyes değişkenliği göstermektedir.

Havzanın batı kesiminde, kaba ve orta taneli türbiditik kumtaşları en yaygın olanıdır ve tabaka boyutu desimetreden metreye kadar değişir, dereceli olarak yukarı doğru şeylli ince taneli kumtaşı gibi ince tabakalı tabakaya geçer. Orta-kalın çakıltaşı tabakaları, kayadan bloğa değişen rekristalize kireçtaşı ve ofiyolit kırıntıları kapsamaktadır. Bu formasyon kuzeyde Büyükdoğan köyü civarında, ammonit fosillerinin varlığı (havzanın en batı kısmı) ile doğrulanan Mesozoyik kireçtaşı olistolitlerini içerir. Bu blokların çoğu, esas olarak faylanma yoluyla taşındığını kanıtlayan kaygan kenarlara sahiptir.

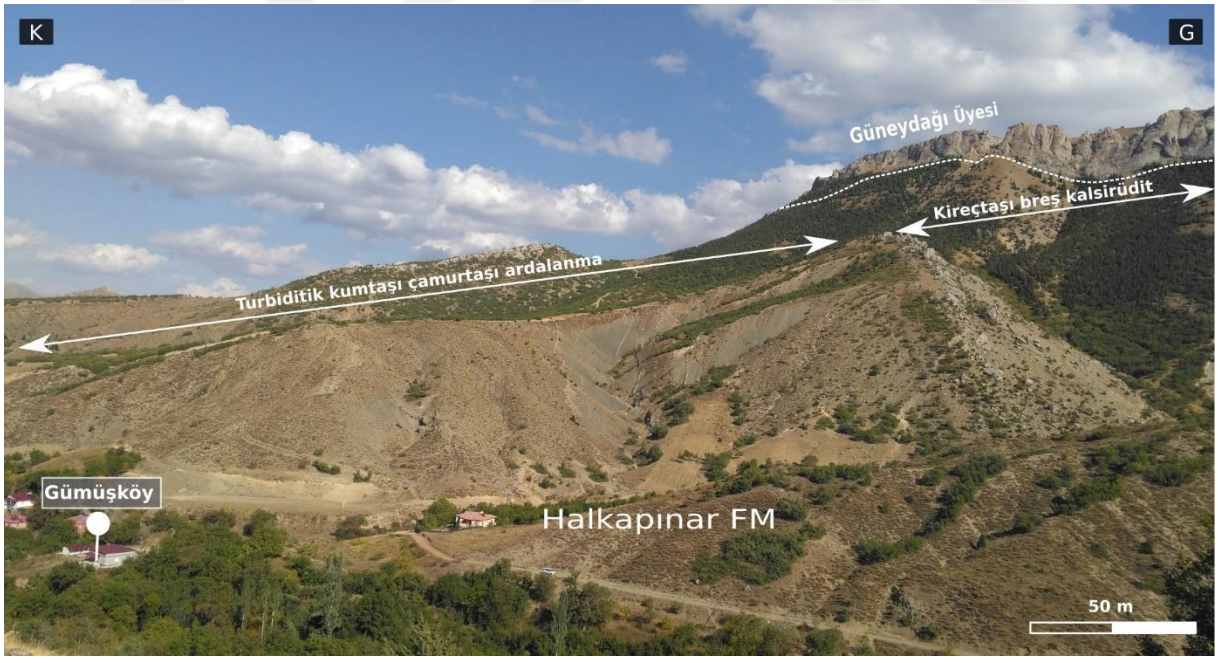
Sütunsu lavlar, yaygın olarak aglomeralarla ilişkili spilit yastık lavlar ve masif akma yapıları yaygındır (Şekil 4.18). Yassıkaya köyünün doğusunda, Halkapınar formasyonu esas olarak iyi tabakalı bir yapı sergileyen tüflü şeyl ara katkılı volkanojenik türbiditlerden oluşur.





Şekil 4.18: Osmanköseli-Deli Mahmutlu yolu üzerinde Halkapınar formasyonu'na ait volkanik kayaçlar; a) Sütunsu lav; b) Yastık lav; c) Masif lav.

Havzanın doğu kesiminde, Gümüş köyü civarında iyi yüzeylenmiş bir kesimde, istif nadir kireçtaşı konglomera tabakaları içeren tabanda silttaşlarına dönüşen ve yaygın klivajlara sahip mavimsi gri marnların yeraldığı egemen ince tabakalı kalkerli türbiditik kumtaşlarından oluşur (Şekil 4.19). İstifin en üst kısmı volkanoklastik ince türbiditlere geçiş gösterir.



Şekil 4.19: Halkapınar formasyonu'nun Gümüş kesitinin genel görünümü.

4.1.5.3. Kalınlık

Halkapınar formasyonunun kalınlık tahmini 1000-1400 m (Demirtaşlı vd,1984; Atabey vd.,1990), 1800 m (Clark,2002), 1500 m (Engin,2013) civarındadır.

4.1.5.4. Dokanak

Halkapınar formasyonu Güneydağı Üyesi ile Alihoca ofiyolitik melanjını uyumsuz olarak örtmektedir. Çiftehan formasyonu ile dokanak gözlenmemiştir, ancak belirgin yaş farkına (çökelmezlik evresi) bağlı olarak diskordan olduğu anlaşılmaktadır. Dokanak, doğu Tabaklı köyünden Çiftehan kasabasının batısında Havza'nın doğu kesiminde Ulukışla formasyonu ile uyumlu geçişlidir. Geçiş karakteri, Halkapınar formasyonunda Ulukışla formasyonu'na doğru artan volkanojenik materyal tarafından doğrulanmaktadır. Darboğaz köyünün kuzeydoğusunda, onu örten Gümüş kireçtaşı Üyesi ile çoğunlukla açısal uyumsuz bir dokanak oluşur ve doğuya doğru, Tabaklı köyünün batısında, Tekneçukur'un doğusuna kadar uzanır. Darboğaz köyünün kuzeyinde Kabaktepe formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülür. Halkapınar ilçesinin kuzeyinde Aktoprak formasyonu (Kızılöz formasyonu) ile uyumsuz bir dokanak Demirtaşlı vd., (1984) tarafından rapor edilmiştir.

4.1.5.5. Yaş ve Fosil içeriği

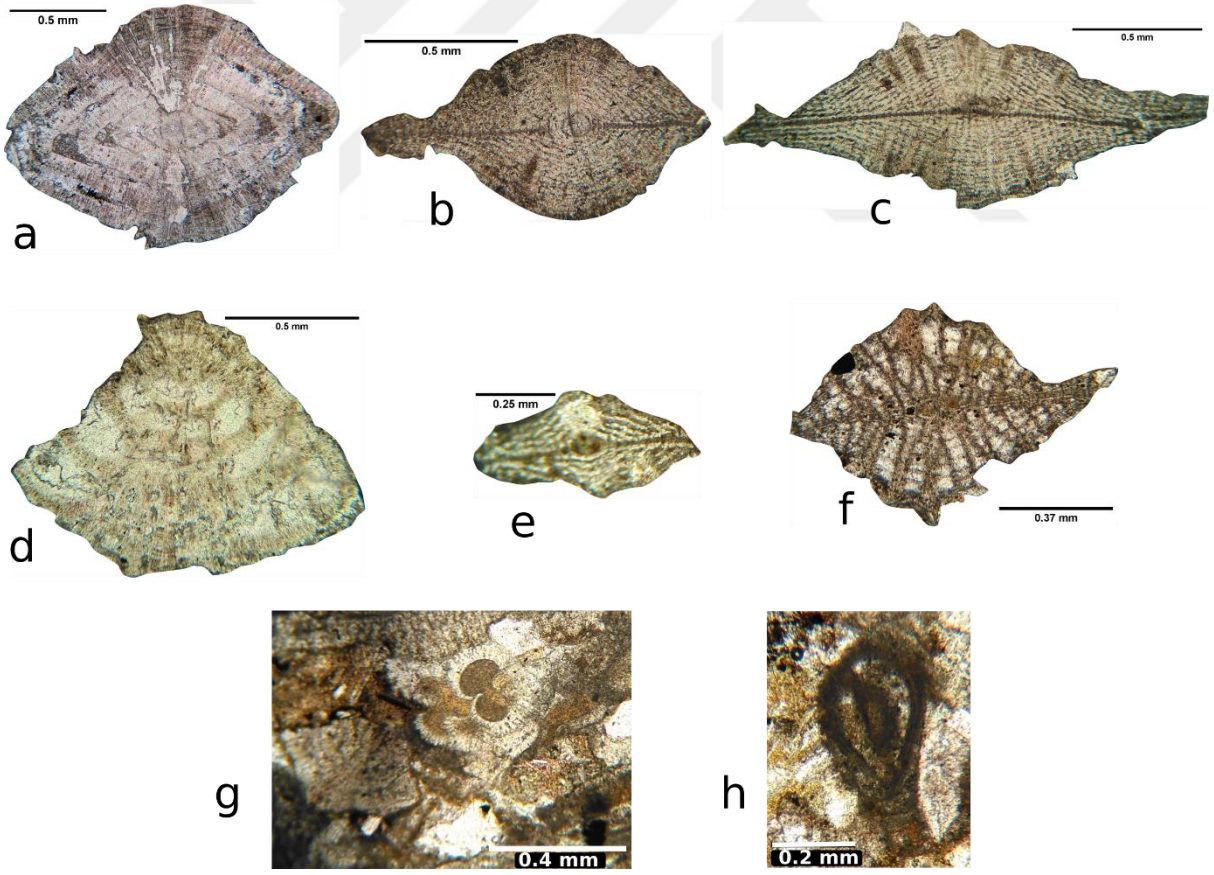
Gümüş köyünün batısındaki Halkapınar formasyonunun üst kısmı (Darboğaz'ın kuzeydoğusu) esasen bentik foraminifer topluluğundan oluşan mikrofosiller içerir. Buna Lütesiyen (orta Eosen) yaşını veren Nummulites globulus Leymerie, Asterocyclina sp., Lepidocyclina sp., Lockhartia alveolata Silvestri, Miliolid form, Globigerina sp., Nemkovella sp., Eodictyoconus cubensis (Cushman & Bermúdez), Cibicides sp., Luvichberglypeus Orbitoclypeus *douvilléi* (Schlumberger) dahildir (Şekil 4.20).

Formasyonun aynı alanda, ancak nispeten batısında (Darboğaz Girişi) üst kısmından alınan bir örnekten kırıntılı zirkon taneleri üzerindeki U-Pb yaşlandırması, yaklaşık olarak en genç uyumlu zirkon yaşına karşılık gelen 50 My yaşını vermiştir (Engin, 2013).

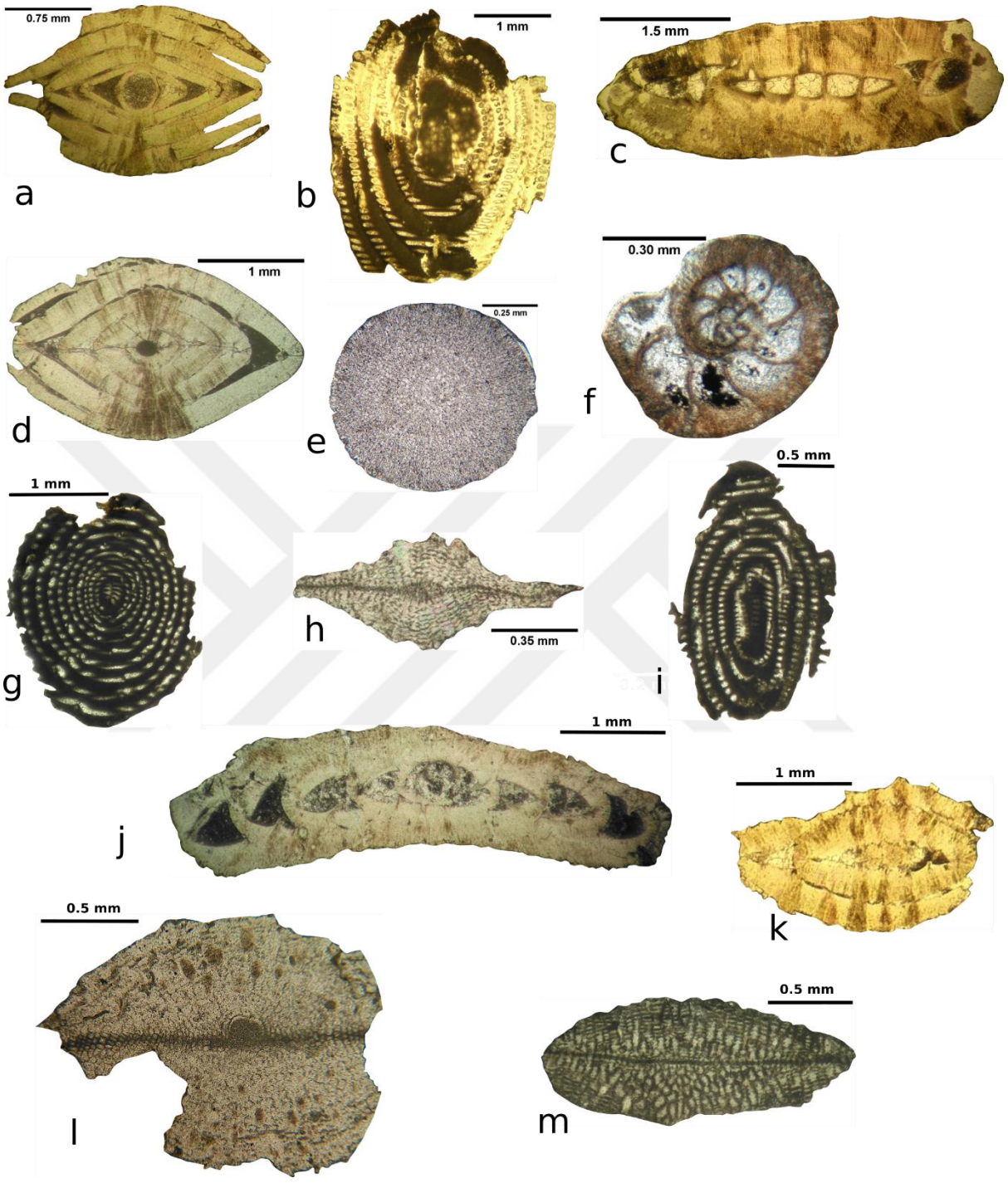
Havzanın orta kesiminde, Yassıkaya köyünün yaklaşık 4 km doğusunda, Halkapınar formasyonunun orta kısmına karşılık gelen iri taneli kalkerli kumtaşlarında, Ranikothalia polatliensis Sirel, Nummulites silvanus Schaub, Ranikothalia sp., Asterocycylina sp. ve Discocycylina furoni Samanta (Şekil 4.22) gibi mikrofosillerin varlığına dayalı olarak bir İlerdiyen yaşı (Erken İpresiyen/erken Eosen) ortaya konmuştur.

Havzanın batı kesiminde, Çakıllar köyünün doğusunda Halkapınar formasyonunun orta kesiminden Ranikothalia nuttalli (Davies), Discocyclina sp., Ranikothalia sp., Alveolina sp., Assilina yvettae Schaub, Sphaerogypsina'dan oluşan mikrofosil toplulukları sp., Planulina sp.., Nummulites silvanus Schaub Ilerdian, Discocyclina archiaci (Schlumberger) staroseliensis-bakhchisaraiensis Less, Nemkovella sp., Laffitteina mengaudi (Astre), Nummulites sp., Discocyclina aff., Discocyclina archiaci (Schlumberger) staroseliensis Less, Asterocyclina sp., Assilina sp., Pseudolacazina oeztemueri (Sirel) ve Alveolina cf. moussoulensis Hottinger (Şekil 4.21) İlerdiyen (Erken Ypresiyen) yaşı vermiştir.

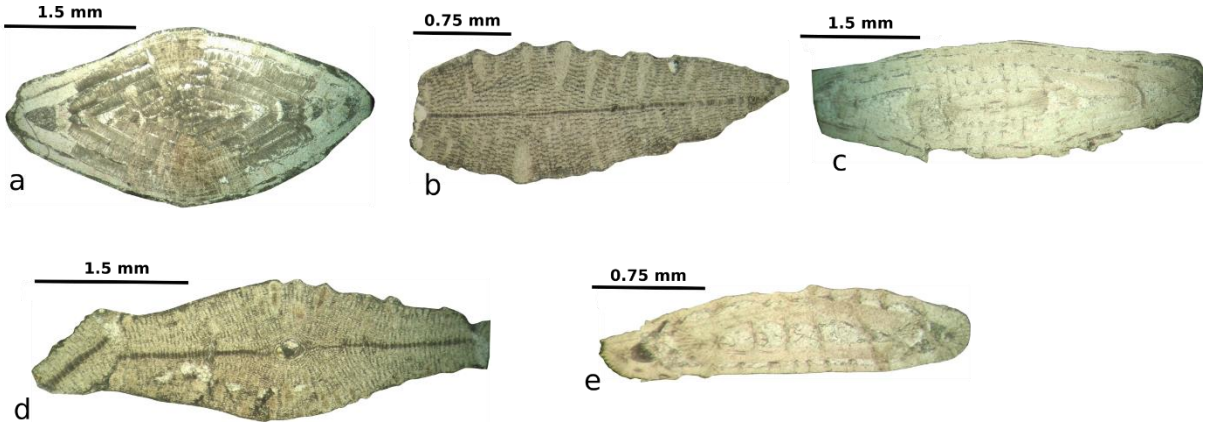
Halkapınar formasyonunun taban kısmından alınan örneklerde fosil olmadığı için herhangi bir yaş verilememiştir. Ancak formasyonun alt sınırı, Güneydağ formasyonunun en üst kısmı olan Tanesiyen'in yaşı ile sınırlanabilir. Bu nedenle Halkapınar formasyonunun yaşı için Tanesiyen-Lütesiyen yani geç Paleosen-orta Eosen yaşı verilebilir.



Şekil 4.20 : Halkapınar formasyonunun üst kısmından alınan foraminifer toplulukları; a) Nummulites globulus Leymerie; b) Asterosiklin sp.; c) Lepidosiklin sp ; d) Lockhartia alveolata Silvestri; e) Nemkovella sp ; f) Orbitoclypeus douvilléi (Schlumberger);g) Globigerina sp.; h) Miliolid formu .



Şekil 4.21: Halkapınar formasyonunun orta kısmındaki foraminifer toplulukları a) Ranikothalia nuttalli (Davies); b) Alveolina sp; c) Assilina yvettae Schaub; d) Nummulites silvanus Schaub; e) Sphaerogypsina sp.; f) Planulina sp.; g) Pseudolacazina oeztemueri; h) Asterosiklin türü; i) Alveolina bkz. mussoulensis Hottinger; j) Laffitteina mengaudi (Astre); k) Nummulites sp.; l) Discocyclina archiaci (Schlumberger) staroseliensis-bakhchisaraiensis Daha az; m) Nemkovella sp.



Şekil 4.22: Yassıkaya köyünün doğusundaki Halkapınar formasyonunun orta kesiminde foraminifer toplulukları; (a) Nummulites silvanus Schaub; b) Asterosiklin türü; (c) Discocyclina furoni Samanta; d) Discocyclina furoni Samanta; e) Ranikothalia sp.

4.1.5.6. Çökelme ortamı

Bentik ve planktonik faunadan oluşan foraminifer topluluğu, iç platform ile dış platform arasında bir geçiş zonunda çökelmeyi düşündürmektedir. Denizel ortam koşulları, farklı fasiyeslerin mevcudiyeti ile kanıtlandığı gibi değişken, yüksek ve düşük enerjilidir.

4.1.6. Ulukışla formasyonu

4.1.6.1. Yayılım (Adlama, yayılım, tip yeri)

İlk kez Demirtaşlı vd. (1975) tarafından adlandırılan bu formasyon, çeşitli isimler almıştır: Ulukışla formasyonu (Demirtaşlı vd., 1975), Ulukışla Grubu (Oktay, 1982), Ulukışla Çamardi volkanitleri (Baş vd., 1986), Ulukışla formasyonu (Atabey vd., 1990; Kuşcu vd., 1993; Clark , 2002; Alpaslan vd., 2004; Ulu, 2006 ; Sarıfakıoğlu vd., 2013; Gürer vd., 2016; Gürbüz vd., 2020; Umhoefer vd.2020), Ulukışla Magmatikleri (Parlar vd., 2006) ve Lengerhane Volkanikleri (Akgün vd., 2021).

Havzanın kuzey kesiminde yer alan Ulukışla formasyonu, yaklaşık olarak Ulukışla kasabasından Ecemis Fay Zonuna doğru 43 km uzanan doğu-batı yönlü bir volkanik kuşak oluşturur; Havzanın en hacimli kayalarını temsil etmektedir.

4.1.6.2. Litoloji

Bu formasyon, bazaltik ila andezitik yastık lav, masif lav akıntıları, volkanik breşler, aglomeralar, tüfler ve volkano-sedimanter kayalardan oluşur (Şekil 4.23 ve Şekil 4.24e). Uçurumtepe ve Elmalı başta olmak üzere monzonitik ve siyenitik sokulumlar olmak üzere

asidik kayaçlardan oluşan geniş bir sokulum kompleksi ile karakterize edilmektedir (Atabey vd. 1991; Alpaslan vd., 2004; Gürer, 2017).

Formasyon, lokaliteye bağlı olarak bazalttan trakiandezite kadar litolojik bir değişkenlik göstermektedir.

Niğde Adana Yolu üzerinde Çaykavak geçiti çevresinde, konsantrik zonlanmalı bazaltik-andezitik yastık lavlar yüzeylenmektedir. Bireysel yastık lavların boyutu 40 cm'den 1 m'ye kadar değişmektedir (Şekil 4.24a).

Volkanik birimin orta kesiminde (İlhanköy yolu) aglomeralarla koyu yeşil renkli andezitik lavlar yaygındır (Şekil 4.24b). Volkanik breşler de mevcuttur ve ince bir volkaniklastik matriks içinde iri çakıldan bloğa değişen köşeli bazaltik ila andezitik kırıntılardan oluşur. Yer, yer breşleri kesen bazaltik dayklar mevcuttur. Ardıçlı köyü çevresinde, genellikle formasyonun doğu kesiminde, genellikle sütunlu eklemli bazaltik lavların üzerini örten aglomeralardan oluşan piroklastik çökel yer alır.

Formasyonun orta kesiminde (İlhanköy'den Handere'ye giden yol üzerinde) andezitik lav içeren koyu yeşil orta ila ince taneli volkanojenik türbiditik kumtaşlarının ardalanması, volkanizmanın denizaltı karakterinin önemli bir göstergesidir.Bu türbiditik kumtaşları, düşük yoğunluklu bulantı akıntısı ve süspansiyon'dan çökelmeyi temsil edebilir (Pickering vd., 1989).

Handere köyü yakınlarında mikritik bir kireçtaşı içinde boyutları 3 cm ile 30 cm arasında değişen köşeli bazaltik kırıntıların bulunması sınırlı bir taşınım bileşenini ve dolayısıyla kireçtaşı çökelimiyle eş zamanlı bir volkanik aktiviteyi düşündürmektedir.

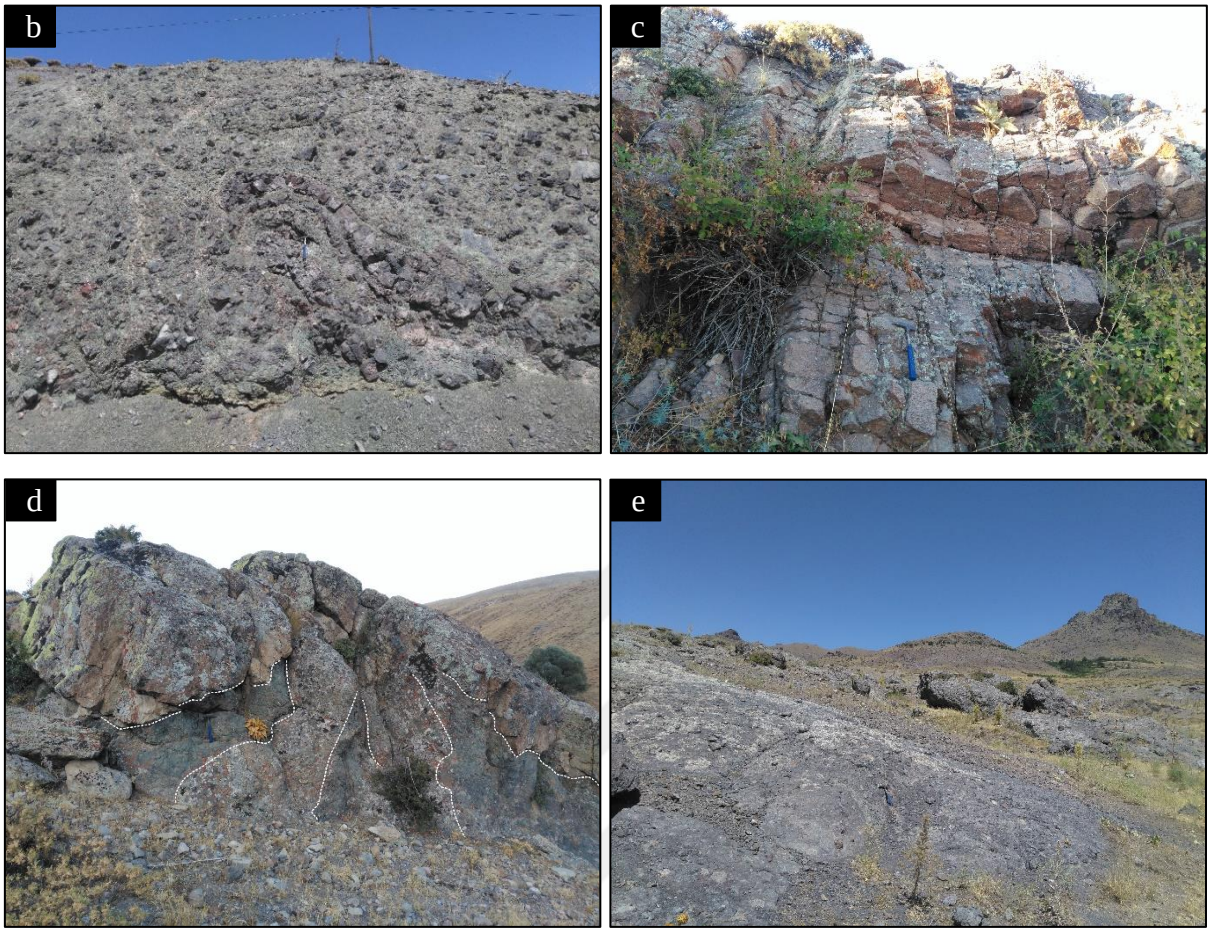
Ulukışla kasabasının güneybatısında, Çat ve Hacıbekirli köyü çevresinde, bu formasyon esas olarak andezitik ila trakiandezitik masif lav akışından, plajiyoklaz fenokristalleri içeren, volkanik aglomeralar ve hacimli volkanojenik döküntü akıntısı çökellerinden oluşmaktadır. Traki-andezitik lavların bazıları yüksek oranda kırıklıdır ve bazaltik dayklar tarafından kesilmiştir (Şekil 4.24 c ve d). Lavların üzerinde yer yer ince mikritik kalker tabakaları mevcuttur. Bazı yerlerde, açık yeşilden kahverengiye değişen renk gösteren yoğun şekilde ayrışmış lav oluşumları yaygındır.

Ulukışla formasyonunun litolojik özellikleri olarak yastık lavlar, lav ve türbiditik kumtaşlarının ardalanması denizaltı ortamında bir volkanizma olduğunu düşündürmektedir.



Şekil 4.23: Hasangazi köyünün kuzeyindeki Ulukışla formasyonu'nun genel görünümü. Bakış yönü K'ye doğrudur.





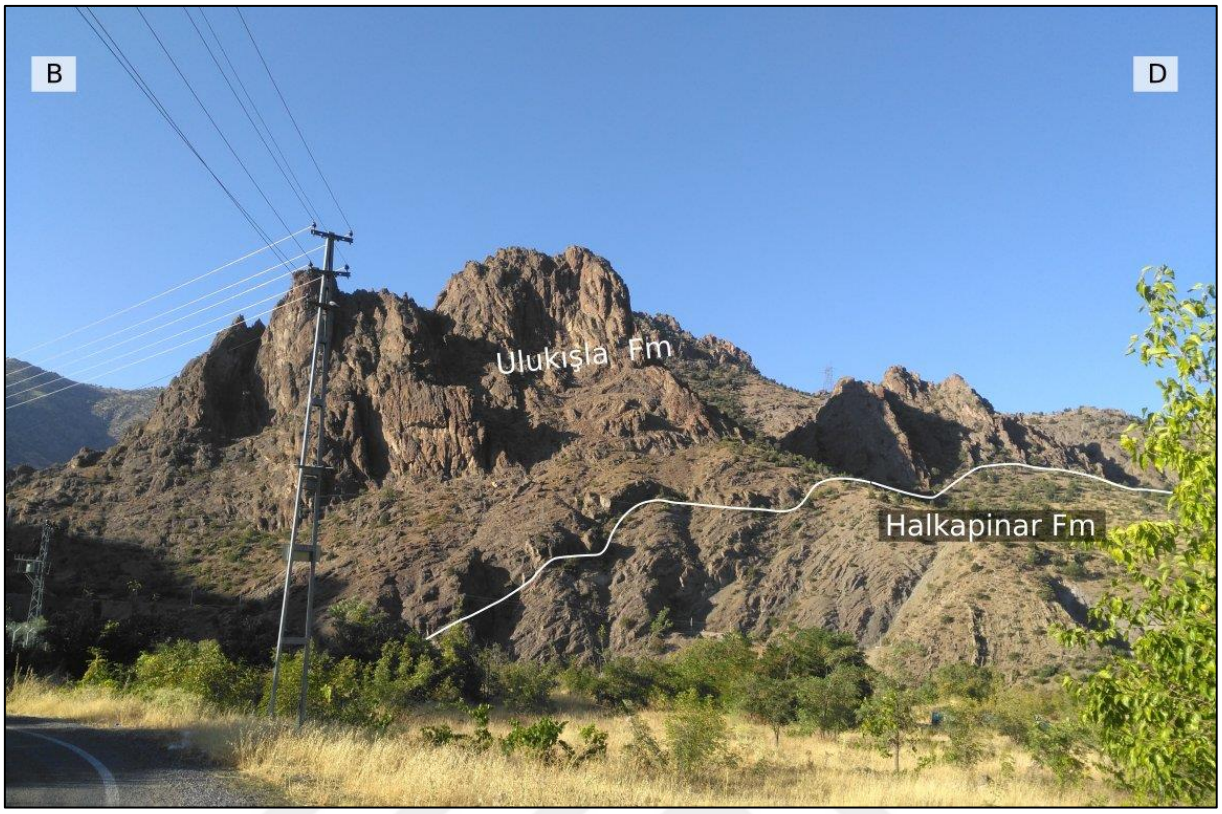
Şekil 4.24: Ulukışla Volkanitlerinin temsilci görünümü; a) Çaykavak boşluğunda yastık lav; b) Handere Köyü güneyinde volkanik breş; c) Hacıbekirli köyünün doğusunda sütunlu eklemli trakitik lav; d) Hacıbekirli köyü'nün doğusunda, traki-andezitik lav içerisine sokulmuş bazaltik dayklar; e) Porsuk köyünün doğusunda volkanik aglomeralar.

4.1.6.3. Kalınlık

Ulukışla volkanitinin Hasangazi ile Handere köyü arasındaki yanal uzantısı yaklaşık 7.78 km'dir.

4.1.6.4. Dokanak

Ulukışla formasyonu, Halkapınar formasyonu üzerine uyumlu olarak gelir (Şekil 4.25) ve Gümüş ve Basmakçı köyü girişindeki her iki lokasyonda Hasangazi formasyonu karbonatları tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Üzerindeki Bozbeltepe ve Kabaktepe formasyonu ile olan dokanağı çoğu durumda uyumsuzdur, ancak havzanın doğu kesiminde Koçak köyünden Çiftehan kasabasının güneyine doğru, Ulukışla formasyonunun volkanik kayaçlarının Bozbeltepe formasyonu üzerine bindirdiği tektonik bir dokanak bulunmaktadır.



Şekil 4.25: Çiftehan ilçesinin batısında, Ulukışla'nın Halkapınar formasyonu ile dokanağı.

4.1.6.5. Yaş ve Fosil içeriği

Ulukışla formasyonunun yaşı büyük ölçüde stratigrafik ve paleontolojik olarak, Lütesiyen (erken orta Eosen) (Demirtaşlı vd., 1984; Atabey vd., 1991); Kretase Geç Paleosen (Dellaloğlu ve Aksu ,1986); geç Paleosen'den erken Eosene (Clark,2002); orta geç Paleosen (Gül vd., 1986; Parlar vd., 2006) olarak sınırlandırılmıştır. Çat köyünün batısında volkanik formasyonun üzerinde yer alan bir kireçtaşından alınan numunenin mikrofosil topluluğu, Küviziyen yaşına (Erken Eosen) işaret etmektedir. Bu topluluk Asterigerina sp., Asterigerina cayraziensis Sirel ve Deveciler, Ornarotalia cf. spinosa Benedetti vd., Textularia? sp. ve Bigenerina sp.'den oluşmaktadır.

Ancak, Ulukışla volkanik kayaçlarının yakın tarihli jeokronolojik yaşlandırılması, U-Pb zirkon yaşları 59.6 ve 59.7 My (Gürer,2016) ve $^{40}Ar/^{39}Ar$ biyotit yaşı 58.8 (Umhoefer vd., 2020) olarak geç Paleosen yaşını vermektedir.

4.1.7. Hasangazi formasyonu

Demirtaşlı vd., (1975) tarafından adlandırılan Hasangazi formasyonu, orijinal olarak dört farklı üyeye bölünmüştür (Demirtaslı vd., 1975; ve 1984). Clark (2002), bu birimi volkanizma sonrası kireçtaşı çökellerini temsil eden iki üye, Başmakçı Üyesi ve Gümüş Üyesi, olarak sınırlayarak yeniden tanımlamıştır. Bu çalışmada çalışma sahasında gözlenen birim, eski formasyon tanımlaması yerine, yeniden elden geçirilmiş bir formasyon olarak ele alınmıştır.

4.1.7.1. Başmakçı kireçtaşı üyesi

Yayılım (Adlama, yayılım, tip kesit yeri)

Birim ilk kez Blumenthal (1956) tarafından Başmakçı kireçtaşı olarak tanımlanmış ve isimlendirilmiştir (Oktay, 1982; Nazik ve Gökçen, 1989; Çevikbaş ve Öztunalı, 1992). Bu birime atfen farklı isimler de kullanılmıştır, Başmakçı kireçtaşı üyesi, (Demirtaşlı vd., 1975 & 1984; Atabey vd., 1990), ve Başmakçı üyesi, Clark (2002).

Bu kireçtaşı birimi için Demirtaşlı vd. (1984) terminolojisi benimsenmiştir.

Tip lokalitesi Başmakçı köyünün güneyinde yer almaktadır (Şekil 4.26). Bu kireçtaşı üyesi Başmakçı köyünden, Handere köyünün kuzey doğusuna doğru yaklaşık 9 km boyunca yüzeylenmektedir.



Şekil 4.26: Başmakçı kireçtaşı üyesinin tip lokalitesindeki genel görünümü.

Litoloji

Açık gri-pembe, kalın tabakalı, yoğun mikritik kireçtaşlarından oluşur. Tabakalarının kalınlığı 1 – 5 m aralığındadır. Birimin taban kısmı, Ulukışla formasyonundan türemiş volkanik parçalar içeren kireçtaşı breşleri içerir (Şekil 4.27). Kalsit damarları yaygındır. Kireçtaşının üst kısmı bol biyoklastlarla neritik hale gelmektedir.



Şekil 4.27: Başmakçı kireçtaşı üyesinin taban kısmındaki breşik kireçtaşı düzeyi.

Petrografik olarak, bol algler (mercan/koralin), gastropodlar, bryozoa ve bentik foraminiferler ile yerel olarak sparitik olan biyomiritik bir kireçtaşıdır.

Kalınlık

Kireçtaşının kalınlığı yöreye bağlı olarak oldukça değişkendir. Birimin en kalın kısmı genellikle 100 m (Clark,2002) ile 250 m (Nazik ve Gökçen 1989; Çevikbaş, 1991) arasında ulaşabildiği Basmakçı köyünün güneyinde yer alır. Ancak birim, batıya doğru bir incelme eğilimi gösterir ve kalınlığı sonlanmadan önce, köyün (Handere) kuzeydoğusuna doğru 10 m'ye kadar azalır. Başmakçı köyünün kuzeyinde kalınlık genellikle 3 ila 6 m arasındadır (Oktay, 1982; Çevikbaş, 1991; Clark, 2002).

Dokanak

Başmakçı Kireçtaşı Üyesi, Ulukışla formasyonunu çoğu yerde uyumsuz olarak örter ve üzerine uyumlu olarak Bozbeltepe formasyonu gelir (Şekil 4.28 ve Şekil 4.29).



Şekil 4.28: Ulukışla formasyonu üzerinde yer alan Başmakçı kireçtaşı üyesi.

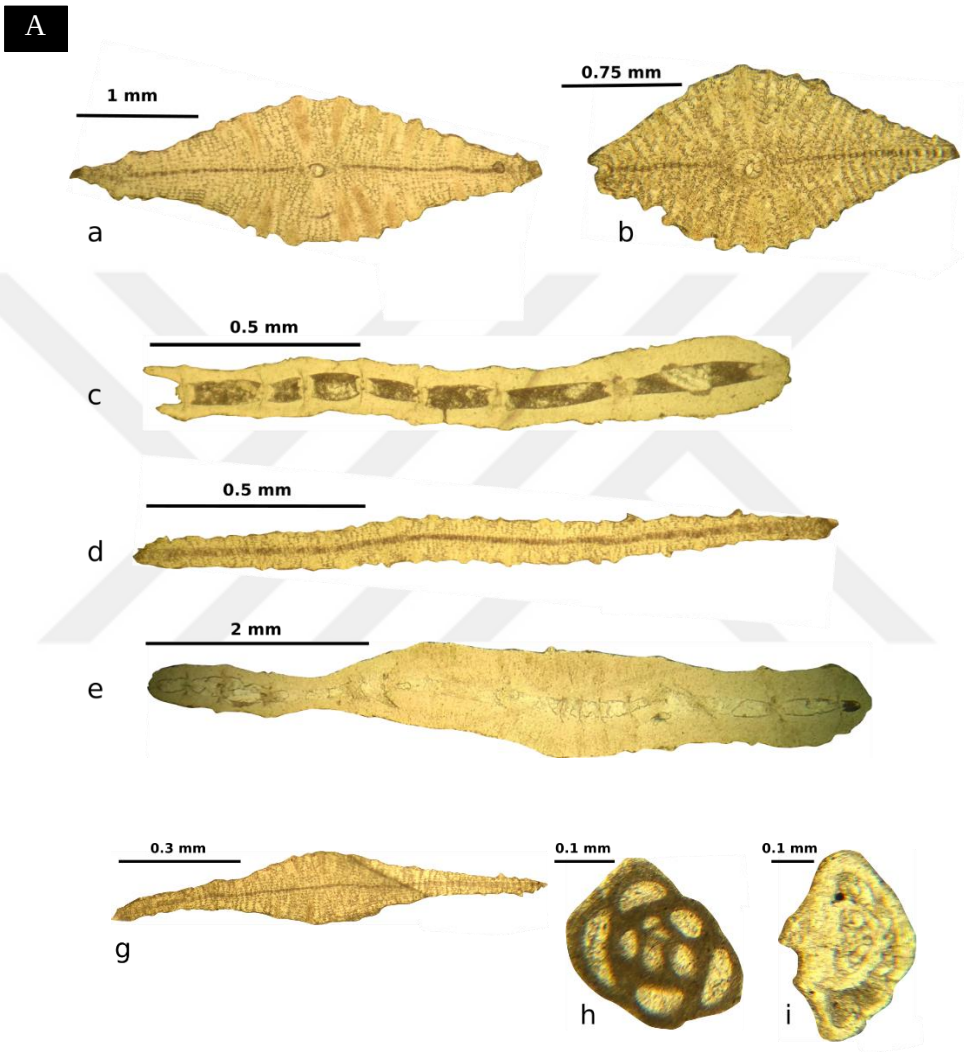


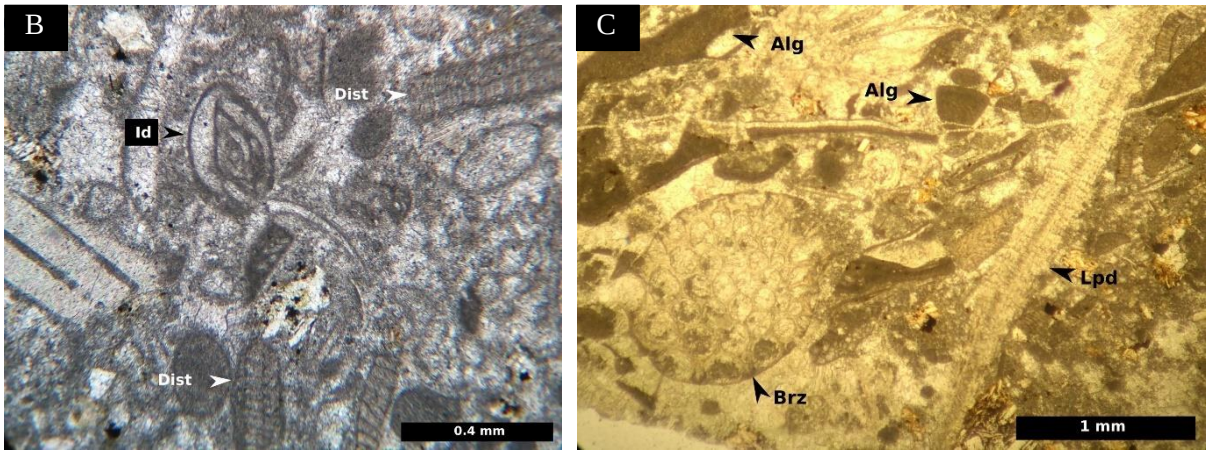
Şekil 4.29: Handere köyünün kuzeyinden temsilci jeolojik kesit.

Yaş ve Fosil içeriği

Lepidocyclina sp., Distichoplax biserialis (Dietrich), Idalina sinjarica Grimsdale, Discocyclina sp. ve Lockhartia sp. gibi Başmakçı kireçtaşının kuzey kesiminden elde edilen mikrofosiller Tanesiyen yaşını gösterir. Asterocyclina sp., Asterocyclina stella taramellii (Munier-Chalmas),

Operculina sp., Discocyclina sp., Distichoplax biserialis (Dietrich) ve Nummulites heberti (Munier-Chalmas)'dan oluşan doğu kesiminde bulunanlar ise İlerdiyen (Erken İpresiyen) yaşını vermiştir (Şekil 4.30). Bu nedenle Basmakçı kireçtaşı biriminin yaşı Tanesiyen-Erken İpresiyen olarak yorumlanmaktadır.





Şekil 4.30: Başmakçı kireçtaşı üyesi'ne ait fosil toplulukları; A) a) Asterosiklin sp.; b) Asterocyclina stella taramellii; c) Operculina sp; d) Discocyclina sp.; e) Nummulites heberti (Munier-Chalmas); g) Discocyclina sp.; h) Idalina sinjarica Grimsdale; i) Lockhartia sp.; B) Id: Idalina , Dist: Distichoplax biserialis (Dietrich); C) Alg : Yosun , Brz : Bryozoa , Lpd: Lepidocyclina sp.

Çökelme ortamı

Bol mercan (koralin) algleri, Distichoplax biserialis (Dietrich), Bryozoa ve tali bentik foraminiferler ile karakterize olan Başmakçı Kireçtaşı Üyesine ait mikrofosiller topluluğu, sığ su yüksek enerjili resif ortamında çökelmeyi göstermektedir.

Bryozoanlar ve mercan algleri genellikle Senozoik resiflerinde ve ilgili ortamlarda baskın faunayı oluşturmaktadır (Adams vd., 1984; Tucker, 2001). Kırmızı mercan algleri genellikle resif sürüsüyle bağlantılı yüksek enerjili çok sığ su ortamında oluşurlar (Wray, 1978; Adams vd., 1984; Adams ve MacKenzie, 1998, Janbu, 2004'te). Distichoplax biserialis'in (Dietrich) varlığı, yüksek enerji ortamının özelliğidir (Bagherpour ve Vaziri, 2012). Distichoplax biserialis (Dietrich) bolluğu açısından Başmakçı kireçtaşı ile karşılaştırılabilir fasiyes, Umman'da Paleosen resif arkası çökellerinde belgelenmiştir (Racz 1979, Bagherpour ve Vaziri, 2012).

4.1.7.2. Gümüş kireçtaşı üyesi

Yayılım (Adlama, yayılım, tip kesit yeri)

Kireçtaşı birimi ilk olarak Karatepe kireçtaşı Oktay (1982) olarak adlandırılmıştır. Daha sonra birim çeşitli yazarlar tarafından Gümüş kireçtaşı üyesi (Demirtaşlı vd. 1984); Karatepe Kireçtaşı üyesi (Atabey vd. 1990); ve Gümüş üyesi (Clark, 2002) olarak tanımlanmıştır.

Gümüş kireçtaşı üyesi, Batı Tabaklı köyünden Darboğaz köyünün yaklaşık 7 km kuzeydoğusunda uzanan doğu-batı yönlü bir tepenin olduğu Gümüş köyünün kuzeyinde

yüzeylenmektedir (Şekil 4.31). Gümüş kireçtaşı üyesinin diğer bir temsilci kesiti bu sedimanter birimin bir dizi süreksiz tepe oluşturduğu Tekneçukur köyünün yaklaşık olarak 2.3 km güneyinde bulunmaktadır.



Şekil 4.31: Gümüş Köyü girişindeki Gümüş kireçtaşı üyesinin genel görünümü. Bakış Yönü K'yedir.

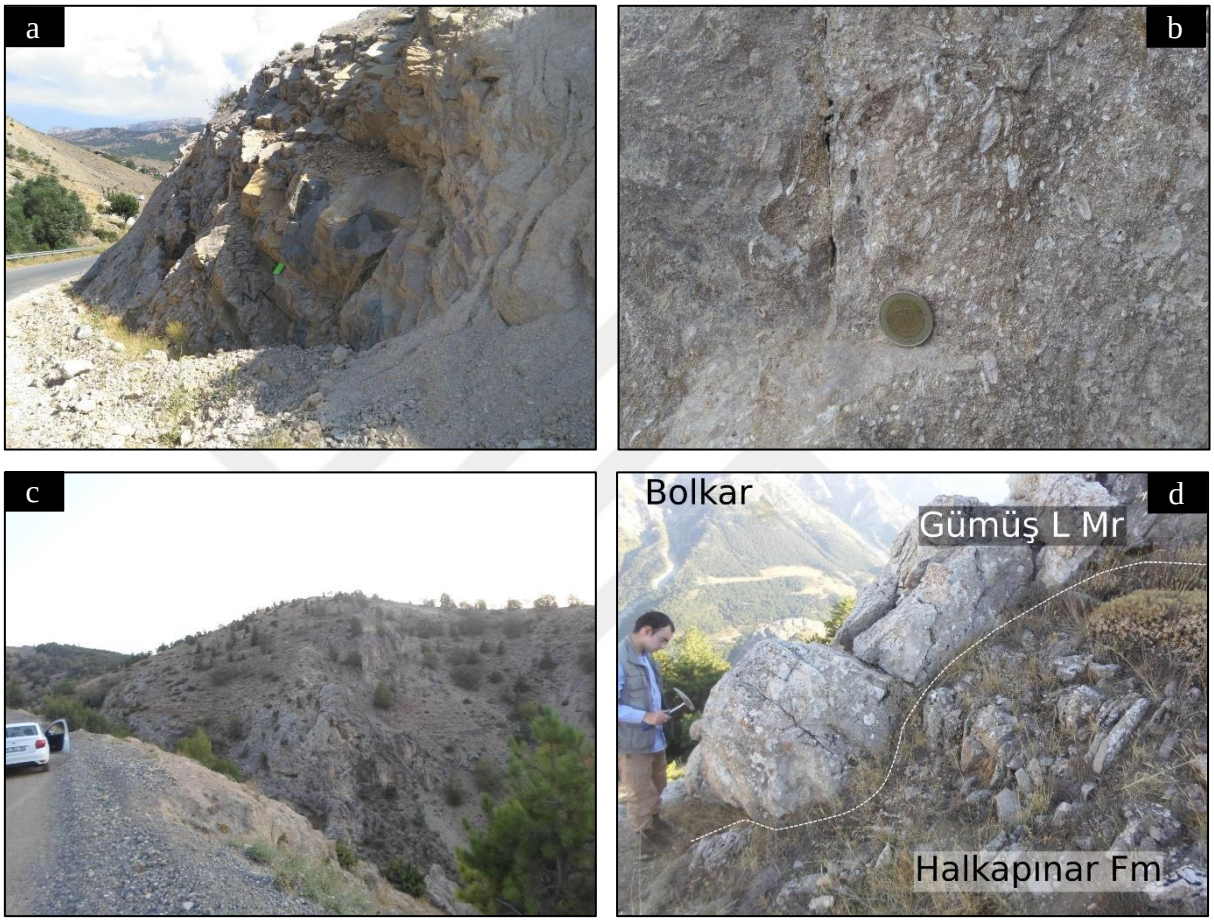
Litoloji

Bu birim, Tekneçukur köyünün girişinde yukarıya doğru mavimsi gri masif, iyi tabakalı mikritik kireçtaşı kalınlaşmasıyla başlar (Şekil 4.32a). Tabakaların kalınlıkları desimetre ile metre arasında değişmektedir. Köşköy köyü yakınlarında iyi yüzeylenen kireçtaşı biriminin üst kısmı oldukça fosillidir ve esas olarak Nummulitler'den iri bentik foraminiferlerden oluşur. Bazı fosillerin boyutları 3 cm'yi bulabilmektedir (Şekil 4.32 b).

Bu birim doğrultu boyunca batıya doğru artan alterasyona bağlı olarak önemli yanal fasiyes değişimi gösterir. Darboğaz köyünün kuzeydoğusunda daralan bu birim, sarımsı kötü

boylanmalı, yuvarlak kırıntılı (andezit ve karbonatlı) kireçtaşı konglomerasına geçen neritik kireçtaşı, ekinoidler ve kavkı parçalarından oluşur (Şekil 4.32c).

Petrografik olarak Gümüş kireçtaşı, önemli biyoklastlar ve volkanik parçalar (cam) içeren nummulitik istif taşıdır (Şekil 4.32d).



Şekil 4.32: Gümüş Kireçtaşı üyesi'nin temsilci saha fotoğrafları; a) Tekneçukur köyü girişinde koyu gri mavimsi mikritik kireçtaşı; b) Köşköy köyü çevresinde bol fosilli kireçtaşı; c) Gümüş köyü batısında sarı renkli alterasyona sahip kaotik kireçtaşı; d) Tekneçukur köyünün güneyinde izole kireçtaşı tepesi (Gümüş L Mr : Gümüş Kireçtaşı Üyesi).

Kalınlık

Gümüş kireçtaşı üyesi'nin kalınlığının 20-50 m arasında olduğu tahmin edilmektedir (Demirtaşlı vd., 1984; Nazik ve Gökçen, 1989; Atabey vd., 1990; Clark,2002) ve yer yer 70 m'ye ulaşabilmektedir.

Dokanak

Gümüş kireçtaşı üyesi ile stratigrafik olarak altında yeralan Ulukışla formasyonunun volkanik kayaçları arasındaki dokanağın doğası hakkında literatürde bazı belirsizlikler vardır; bu dokanak uyumsuz olarak (Demirtaslı vd., 1984) ve uyumlu olarak (Çevikbaş ve Öztunalı 1992; Clark, 2002) tanımlanmıştır.

Ancak dokanağın uyumsuz yapısı Gümüş köyü girişinde görülmektedir. Tekneçukur köyünün girişinde ve Darboğaz köyünün kuzeydoğusunda doğrultu boyunca iyi yüzeylenen Halkapınar formasyonu'nun derin su marnları ve volkanojenik kayaçları ile olan dokanağı açısal bir uyumsuzlukla tanımlanmıştır (Şekil 4.33). Halkapınar formasyonunun ortalama eğimi nispeten daha yüksektir.



Şekil 4.33: Tekneçukur köyü girişinde Halkapınar formasyonunu uyumsuz olarak örten Gümüş kireçtaşı üyesi.

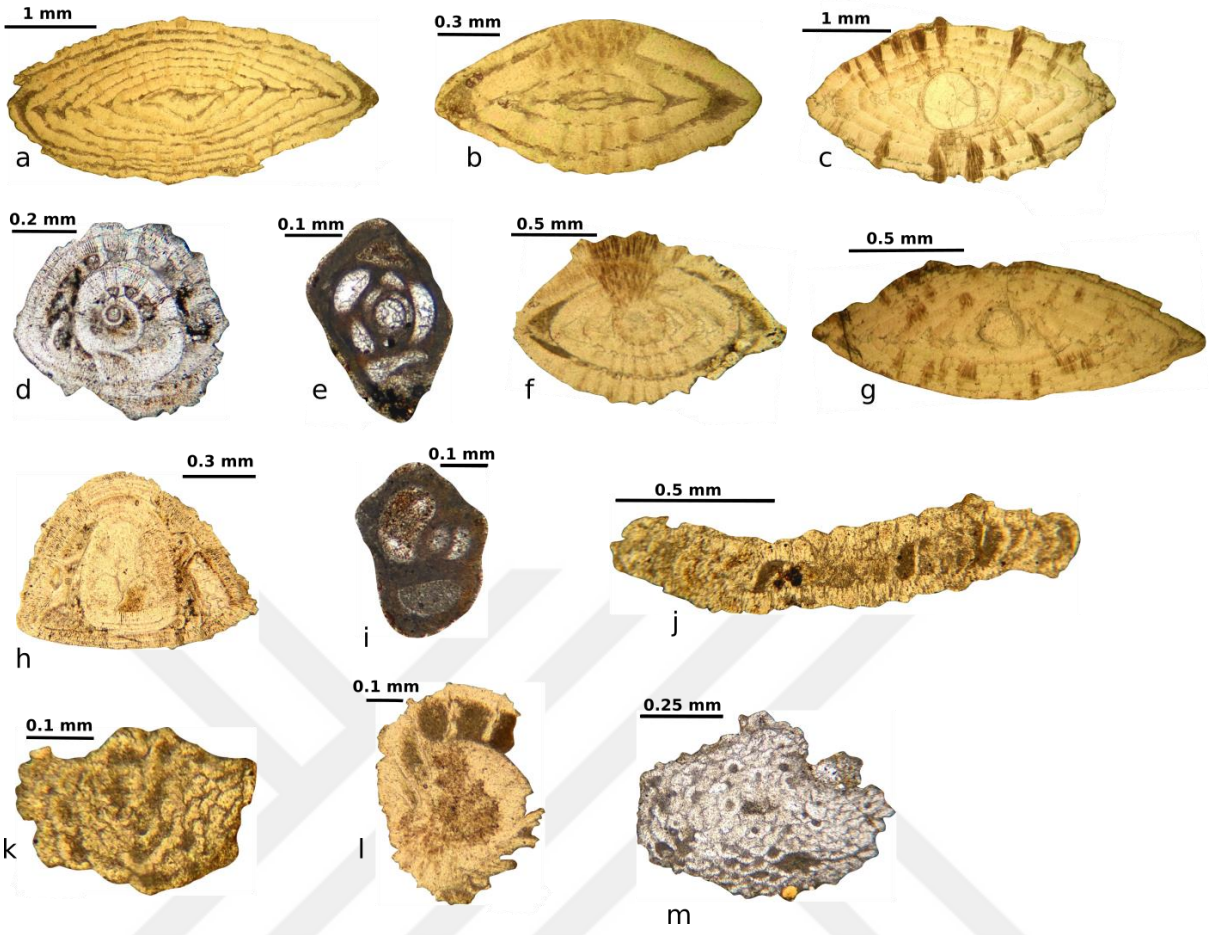
Üzerleyen Bozbeltepe formasyonu'nun volkanoklastik türbiditleri ile dokanağı gözlenmemiş, ancak uyumlu olduğu Demirtaşlı vd., 1984 tarafından rapor edilmiştir. Ayrıca Kabaktepe formasyonu tarafından uyumlu olarak örtülmektedir.

Yaş ve Fosil içeriği

Lütesiyen yaşına ait farklı fosil toplulukları, önceki yazarlar tarafından bu kireçtaşı üyesi için bildirilmiştir.

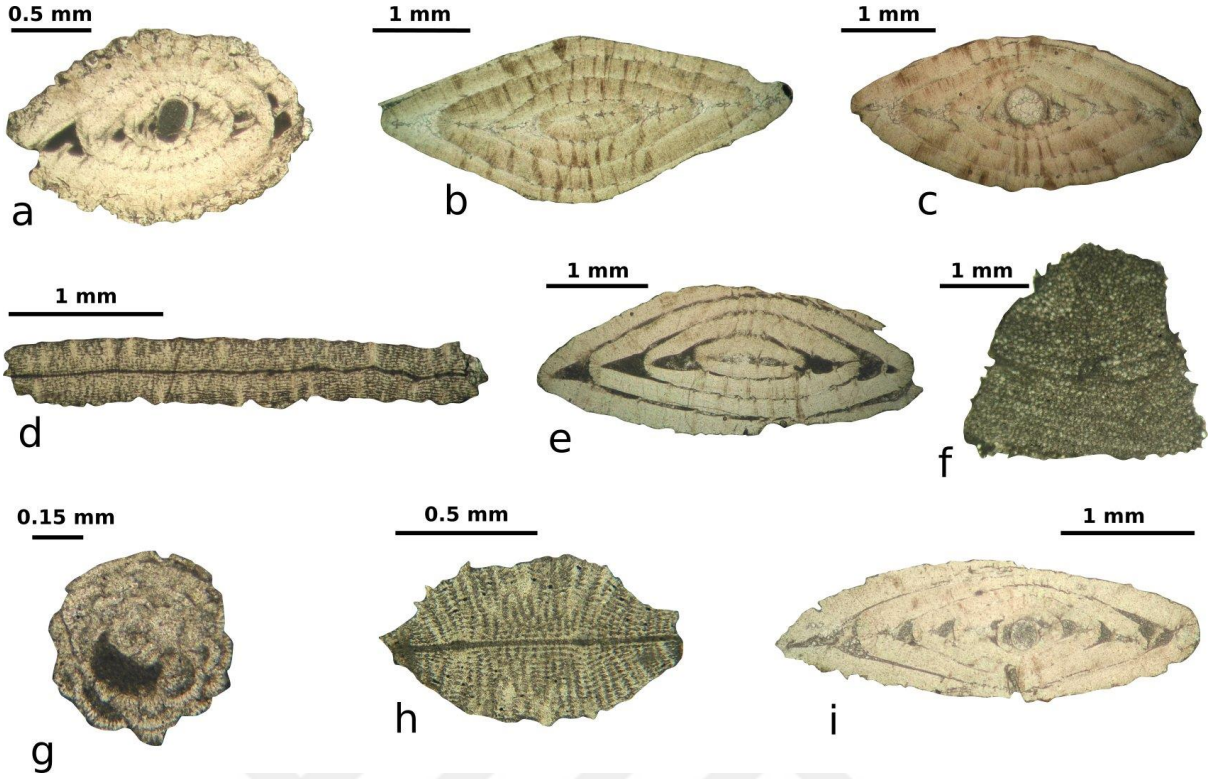
Demirtaşlı vd. (1984) Nummulites aturicus, Discocyclina Scalaris, Gypsina sp. fosillerine dayanarak Kireçtaşı Üyesine geç Lütesiyen yaşı vermiştir. Nazik ve Gökçen, (1989) Nummulites gizehensis Forskal, Nummulites atacicus Leymerie, Discocyclina sella (d'Archiac), Rotalia cf. trockhidioformis Lamarck, Alveolina sp., Operculina sp., Orbitolites sp., Gypsina sp., Lockhartia sp. fosillerini erken Lütesiyen yaşının göstergesi olarak yorumlamıştır. Atabey vd. (1990) Assilina *cf. exponens* (SOWERBY), Globorotalia c.f. rex martin G. cf., Discocyclina sp., Alveolina sp., Sphaerogypsina sp., Lepidorbitoides sp. 'nin varlığına dayanarak Lütesiyen yaşı önermiştir.

Gümüş kireçtaşı üyesi'nden saha çalışması sırasında alınan örneklerde çoğunlukla nummulitlerden oluşan bir fosil topluluğu ortaya çıkmıştır. Nummulites silvanus Schaub, Nummulites atacicus Leymerie, Nummulites burdigalensis (de la Harpe), Pseudocuvillierina sireli İnan, Idalina sinjarica Grimsdale, Nummulites sp., Nummulites partchi de la Harpe, Asborniler, Lockhartia sp., Planorbulina sp. ve Orduella sphaerica Sirel (Şekil 4.34) İpresiyen (Erken Eosen) yaşını ortaya çıkarmıştır.



Şekil 4.34: Gümüş Kireçtaşı Üyesine ait foramineral topluluğu; a) Nummulites atacicus Leymerie; b) Nummulites silvanus Schaub; c) Nummulites burdigalensis (de la Harpe); d) Pseudocuvillierina sireli İnan; e) Idalina sinjarica Grimsdale; f) Nummulites sp. ; g) Nummulites partchi de la Harpe; h)Asterigerina cayraziensis Sirel ve Deveciler; i) Tanımlanamayan miliolid Cinsi; j) Sherbornina sp ; k) Planorbulina sp. ; l) Lockhartia sp; m) Orduella sphaerica Sirel .

Tekneçukur köyünün güneyinde yer alan Gümüş kireçtaşı üyesinin en güneydeki karşılığına ait başka bir örnekte İllerdyen yaşı (Erken İpresiyen) saptanmıştır. Fosil topluluğu Ranikothalia nuttalli (Davies), Asterocyclina sp, Discocyclina sp., Nummulites silvanus Schaub, Nummulites sp., Orduella sphaerica Sirel, Planorbulina cretacea, Miscellenea meandrina (Carter), Genus, Nemkovella sp., Asteri, Ranikothalia polatliensis Sirel, ve Nummulites praelucasi Douvillé'den oluşmaktadır (Şekil 4.35).



Şekil 4.35: a) Miscellenea medrina (Carter); b) Nummulites praelucasi Douvillé ; c) Nummulites silvanus Schaub; d) Discocyclina sp ;e) Nummulites sp ; f) Dictyoconus sp ; g) Orduella sphaerica Sirel ; h) Asterosiklin sp ; i) Ranikothalia nuttalli (Davies).

Bu nedenle, söz konusu fosil birlikteliğine dayanarak Gümüş Kireçtaşı Üyesi'ne İpresiyen-Erken Lütesiyen yaşı verilmiştir.

Çökelme ortamı

Gümüş kireçtaşı üyesi için çok sığ denizel ortam (Demirtaşlı et al.,1984), şelfli sığ denizel (Clark, 2002), resif ön kıyısı veya ön resif kıyısı (sırasıyla Oktay, 1982; Atabey vd., 1990) arasında değişen çeşitli çökelme ortamları önerilmiştir.

Nummulites'in egemen olduğu fosiller topluluğu, büyük oranda bank ilişkili çökelimi önermektedir.

Akdeniz bölgesinde, Nummulites birikimleri veya "banklar" genellikle platform veya kıta şelf kenarı ve orta ila dış ramp ortamlarında gelişmiştir (Racey,2001).

Sherbomina'nın varlığı, ılık su koşulları altında iç şelf ortamının göstergesidir (Hayward, 1980). Idalina sinjarica Grimsdale (miliolidler) oluşumu yarı sınırlı bir sirkülasyona işaret ederken (Wilson, 1975), lagün gibi çok sığ su ortamını karakterize etmektedir (Geel, 2000). Bu nedenle

Gümüş kireçtaşı üyesinin çökeliminin sığ denizel orta şelf ortamında meydana geldiği yorumlanmaktadır.

4.1.8. Bozbeltepe formasyonu

4.1.8.1. Yayılım (Adlama, yayılım, tip kesit yeri)

Bozbeltepe formasyonu, ilk olarak Dellaloğlu ve Aksu (1965) tarafından Koçak köyü çevresinde tip lokaliteli türbiditlerden oluşan bu birim için Koçak formasyonu adıyla tanımlanmıştır. Oktay (1982), Ulukışla'nın 7 km kuzeyindeki Güney köyü yakınlarında yer alan bu birimin batıdaki karşılığı için Güney formasyonu terimini kullanmıştır. Demirtaşlı vd. (1984), Bozbeltepe Üyesi'ni havzanın orta ve kuzey kesimlerinde meydana gelen volkanizma sonrası türbiditleri kapsayacak şekilde tanımlamıştır. Adını Ulukışla kasabası'nın 10 km doğusundaki Bozbeltepe tepesinden almıştır. Dellaloğlu ve Aksu (1986), Güney köyünün yaklaşık 7.5 km doğusunda Ovacık köyü çevresinde yüzeyleyen tortul istifler için Ovacık formasyonu terimini kullanmışlardır. Daha sonra Atabey vd., 1990 ve Clark, 2002, Demirtaşlı'nın Bozbeltepe Üyesini Formasyon olarak yeniden tanımlamışlardır. Bu çalışma sırasında bu tortul birim için daha sonraki adlandırma kullanılmıştır. Bozbeltepe formasyonu, Ulukışla formasyonu çevresinde yaygın olarak yüzeylenmektedir (Şekil 4.36).



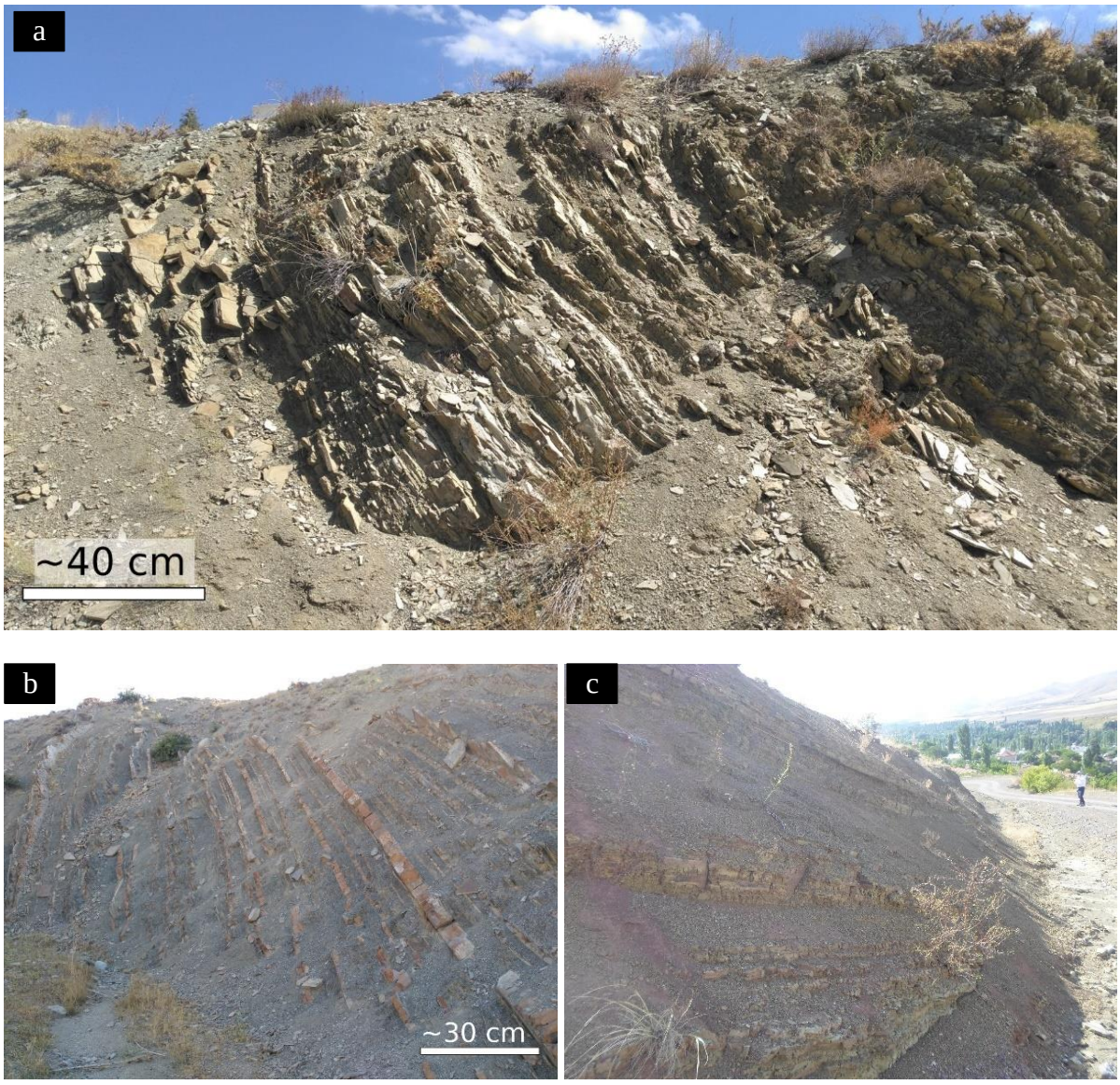
Şekil 4.36: Bozbeltepe formasyonunun tip lokalitesinden genel görünümü.

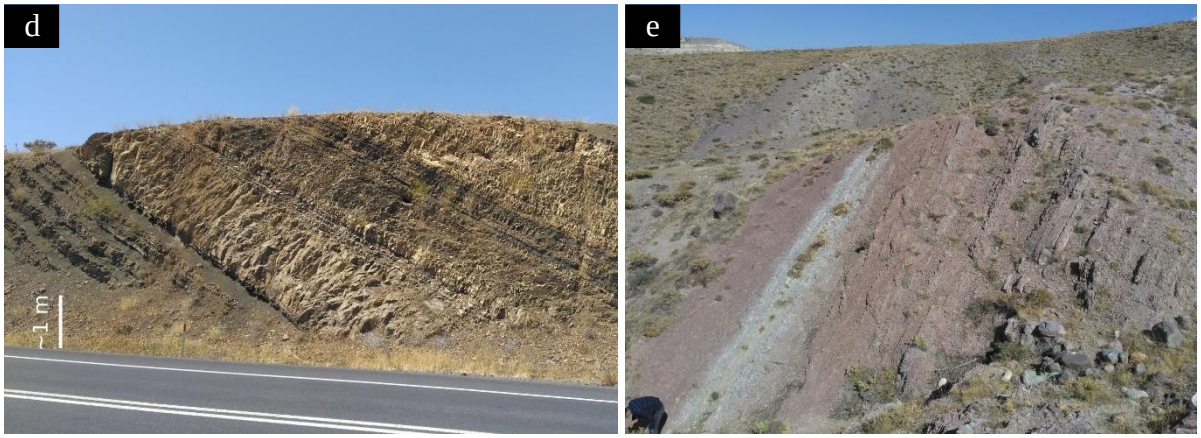
4.1.8.2. Litoloji

Tip lokalitesinde Bozbeltepe formasyonu, marn ara katkılı sarımsı kalkerli volkanoklastik türbiditik kumtaşlarından oluşur (Şekil 4.37 a). Ulukışla formasyonunun volkanik kayaçlarını doğrudan örten istiflerin taban kısmı, yukarıya doğru kalın volkaniklastik kumtaşlarına geçen kırmızı laminalı çamurtaşından oluşur. Tabakalarının kalınlığı 1 ila 2 m arasında değişmektedir.

İstif, tabandan dereceli olarak ince taneli ve ince tabakalı kumtaşı silttaşı istifine geçen iri masif kumtaşı tabakaları ile genel olarak bir incelme eğilimi sergilemektedir. Bouma'nın Tb kısmı, istifin orta kısmında yaygındır. Alçıtaşı merceklerinin oluştuğu formasyonun üst kısmında marnlarla ilişkili ince tabakalı laminalı silttaşları hakimdir.

Lokalite'ye bağlı olarak formasyon tüflü türbiditlerden kalkerli türbiditlere, çakıllı kumtaşlarına, silttaşlarına ve marnlara kadar önemli litolojik değişkenlik göstermektedir (Şekil 4.37).





Şekil 4.37: Bozbeltepe formasyonu'nun temsilci saha fotoğrafları; a) Tip lokalitesinde sarı ince taneli türbiditik kumtaşı; b) Güney köyü güneyinde koyu gri-siyah siltli çamurtaşı ara katkılı türbiditik kumtaşı; c) Toraman köyü çevresinde iyi tabakalı çamurtaşı; d) Adana Niğde yolu üzerinde tüflü türbiditik kumtaşları; e) Çat köyü doğusunda Bozbeltepe formasyonu'nun tabanındaki kırmızı çamurtaşı tabakaları.

4.1.8.3. Kalınlık

Bozbeltepe formasyonu için farklı lokalitelerden çeşitli kalınlık tahminleri önerilmiştir. Güney köyü civarındaki mevkide 1004 m (Oktay ,1982) ve 815 m (Nazik ve Gökçen 1989) kalınlıkları ölçülmüştür. Bozbeltepe Tepesi civarındaki tip lokalitesinde değerlendirilirken kalınlık 400-600 m aralığındadır (Demirtaşlı vd., 1984; Clark ,2002; Atabey vd. 1990).

4.1.8.4. Dokanak

Bozbeltepe formasyonu, Hasangazi formasyonu üzerine uyumlu olarak gelir. Ulukışla formasyonu ile dokanağı uyumsuzdur. İstif, Kabaktepe formasyonuna ait evaporitik kayaçlar tarafından uyumlu olarak örtülür. Ulukışla'nın batısında daha genç olan karasal çökeller ile uyumsuz bir dokanak vardır.

4.1.8.5. Yaş ve Fosil içeriği

Bozbeltepe formasyonu geç Lütesiyen (Demirtaşlı vd. 1984), İpresiyen-Bartoniyen (Nazik ve Gökçen 1989), geç Lütesiyen - geç Eosen (Atabey vd., 1990), erken-geç Eosen (Clark, 2002), Selandiyen-Ypresyen (Sınacı ve Toker 2009) ve erken-orta Eosen yaşlı (Gürer, 2016) olarak farklı yaşlarda bulunmuştur.

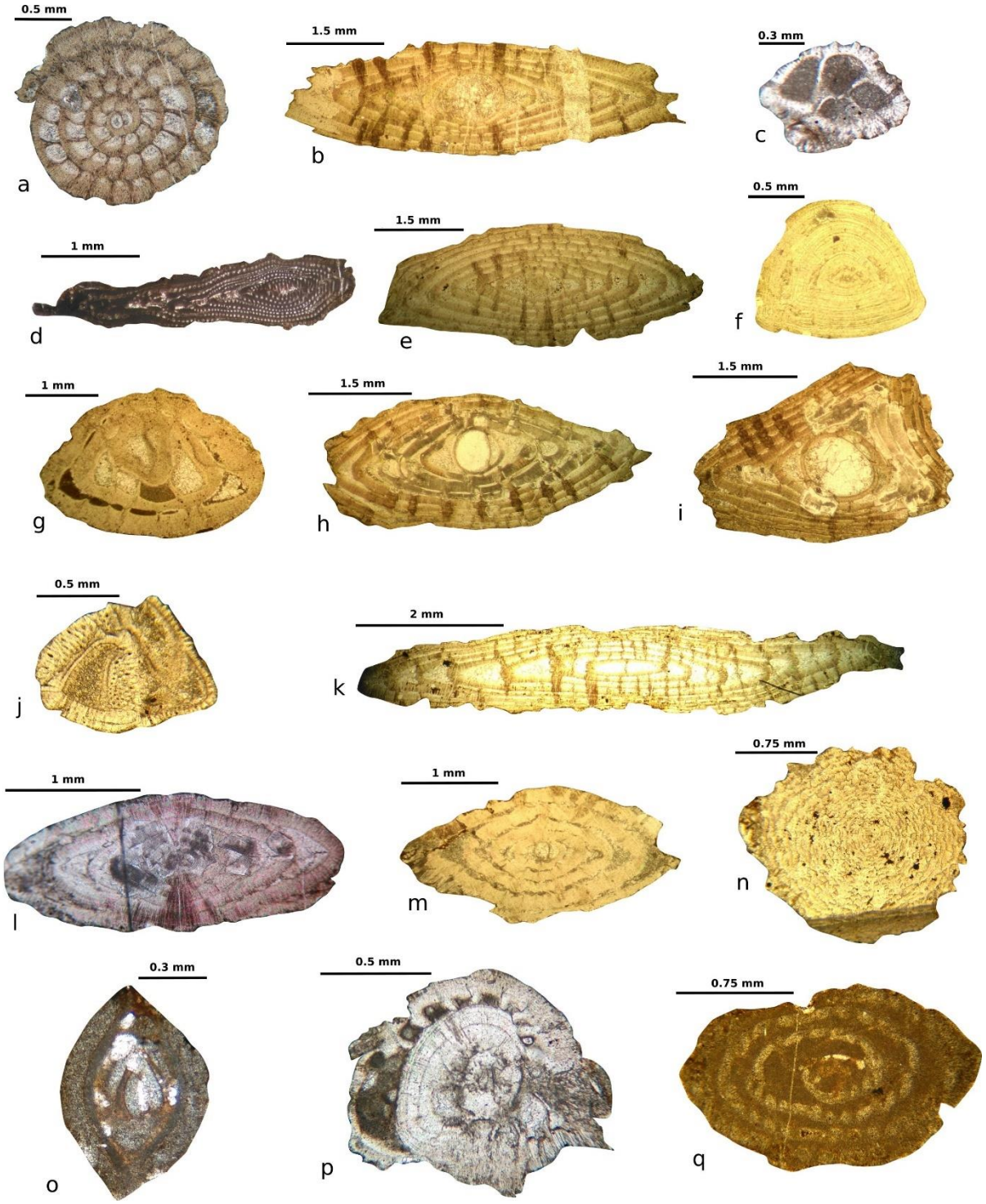
Bu çalışma sırasında Bozbeltepe formasyonu'ndan farklı lokasyonlardaki örnekler fosil içeriklerine göre yaşlandırılmıştır.

Nummulites distans Deshayes, Ranikothalia Cousensis (D'Archiac), Alveolina cf. levantina Hottinger, Nummulites sp., Alveolina sp., Lockhartia diversa Smout, Miliolid, Asterogerina

sp., Assilina sp., Asterogerina cayraziensis Sirel ve Deveciler, Nummulites cf. kaufmanni Mayer-Eymar, Idalina causae Sirel, Nummulites leupoldi Schaub, Nummulites cf. burdigalensis (de la Harpe) Asterocyclina türü, Planorbulina türü, Sphaerogypsina türü, Globigerina türü, Idalina sinjarica Grimsdale, Nummulites nemkovi Schaub, Nummulites partchi de la Harpe, Nummulites cf. globulus Leymerie, , Nummulites cf. cantabricus Schaub, Sphaerogypsina globulus (Reuss), Alveolina sp., Nummulites cf. partchi de la Harpe (İkiz fert), Discocyclina sp., Granorotalia sublobata Benedetti ve Di Carlo&Pignatti ve Idalina causae Sirel Ypresiyen yaşı vermektedir (Şekil 4.38).

Çiftehan kasabasının kuzeyinde Nummulites sp., Discocyclina sp., Assilina sp., Linderina sp.,Nummulites praeaturicus Schaub, Asterocyclina sp., Linderina sp., ve Discocyclina skalaris Schlumberger 'ın varlığına bağlı olarak formasyonun üst kısmında orta Eosen yaşı elde edilmiştir.

Aynı formasyondan bir öncekine göre yaklaşık 850 m batısında toplanan diğer bir örnek ise geç Paleosen yaşını işaret etmektedir. Bu örnekteki fosiller arasında Discocyclina sp., Nummulites sp., Assilina sp., Asterocyclina sp., Heterostegina sp., Orbitoclypeus schopeni (Checchia-Rispoli), Nummulites cf. Partchi de la Harpe Orbitosyphon sp., Assilina yvettae Schaub, Orbitoclypeus multiplicatus (Gümbel) ve Nummulites globulus Leymerie bulunmaktadır.



Şekil 4.38: Bozbeltepe formasyonuna ait foraminifer toplulukları; a) Ranikothalia Cousensis (D'Archiac); b)Nummulites uzak Deshayes ; c) Lockhartia diversa Smout; d) Alveolina bkz. levantina Hottinger ; e) Nummulitler bkz. kaufmanni Mayer-Eymar ; f)Asterogerina cayraziensis Sirel ve Deveciler; g) Nummulites leupoldi Schaub; h) Nummulites burdigalensis (de la Harpe); i) Nummulitler bkz. partchi de la Harpe (İkiz fert); j) Granorotalia sublobata Benedetti, Di Carlo&Pignatti; k) Nummulites nemkovi Schaub; l) Nummulites globulus Leymerie; m) Nummulitler bkz. cantabricus Schaub ; n) Sphaerogypsina globulus (Reuss); o) Idalina causae Sirel; p) Asterigerina sp ; q) Alveolina sp.

Hacıbekirli köyü GB'ından toplanan bir örnekten alınan fosil topluluğu, Küviziyen yaşını (Erken Eosen) göstermiştir. Bu topluluk Nummulites beaumonti d'Archiac ve Haime, Valvulineria aff. palalaensis Haque, Asterocyclina sp., Discocyclina sp.,Granorotalia sublobata Benedetti vd., Ornarotalia cf. spinosa Benedetti vd., ve Heterostegina sp.'den oluşmaktadır.

Maden köyünün güneybatısında, Karagöl yakınlarındaki bir mevkide foraminifer topluluğu, Pyrgo sp., Lingulina sp., Austotrillina howchini (Schlumberger) ve Alveolina cf. boscii (Defrance) Priaboniyen (Geç Eosen) yaşı vermiştir.

Çiftehan kasabasının batısında bu formasyonun üst kısmından elde edilen geç Paleosen yaşı, daha eski formasyonlardan elde edilen yeniden aşınma ve yeniden çökelme yaşları ile daha uyumlu bulunmuştur, bu nedenle bu yaş dikkate alınmamıştır.

Hasangazi köyü ve Çiftehan ilçesi arasındaki Bozbeltepe kumtaşılarndan zirkon taneleri üzerinde U-Pb jeokronolojik yaşlandırması 49.75±0.14 yaş vermiştir, zirkon tanelerinin %95'i bu aralıkta yeralmaktadır (Engin 2013). Bu nedenlerle eldeki verilere dayalı olarak Bozbeltepe formasyonu'nun yaşı İpresiyen-Priaboniyen olduğunu söylenebilir.

4.1.8.6. Çökelme ortamı

Alveolin, miliolid ve bazı kalkerli alg parçalarının varlığı sığ denizel ortamın, çökelmenin iç şelf ortamının göstergesidir.

4.1.9. Kabaktepe formasyonu

4.1.9.1. Yayılım (Adlama, yayılım, tip kesit yeri)

Havzanın evaporitik kayaçlarını temsil eden bu formasyon, Oligosen Gypsiferous Serisi (Blumenthal, 1956), Kabaktepe Üyesi (Demirtaşlı vd. 1975 ve 1984), Zeyvegediği Anhidrit (Oktay, 1982), Kabaktepe evaporite (Atabey vd. 1990), Kabaktepe formasyonu (Clark, 2002), Zeyvegediği formasyonu (Görücü, 2011) ve Ulukışla Evaporitleri (Keskin vd. 2016) gibi farklı isimler altında çeşitli adlarda incelenmiştir. Bu çalışmada Clark, (2002) terminolojisi kullanılmıştır. Adını, Porsuk köyünün yaklaşık 4 km güneyindeki Kabaktepe'den almıştır (Demirtaşlı vd., 1984). Bu birim Ulukışla'nın güneyinde batıya doğru 14,8 km uzanmaktadır (Şekil 4.39). Diğer bir kesit yeri Emirler girişinden Darboğaz köyünün yaklaşık 1,2 km kuzeyine kadar yüzeylenmektedir.



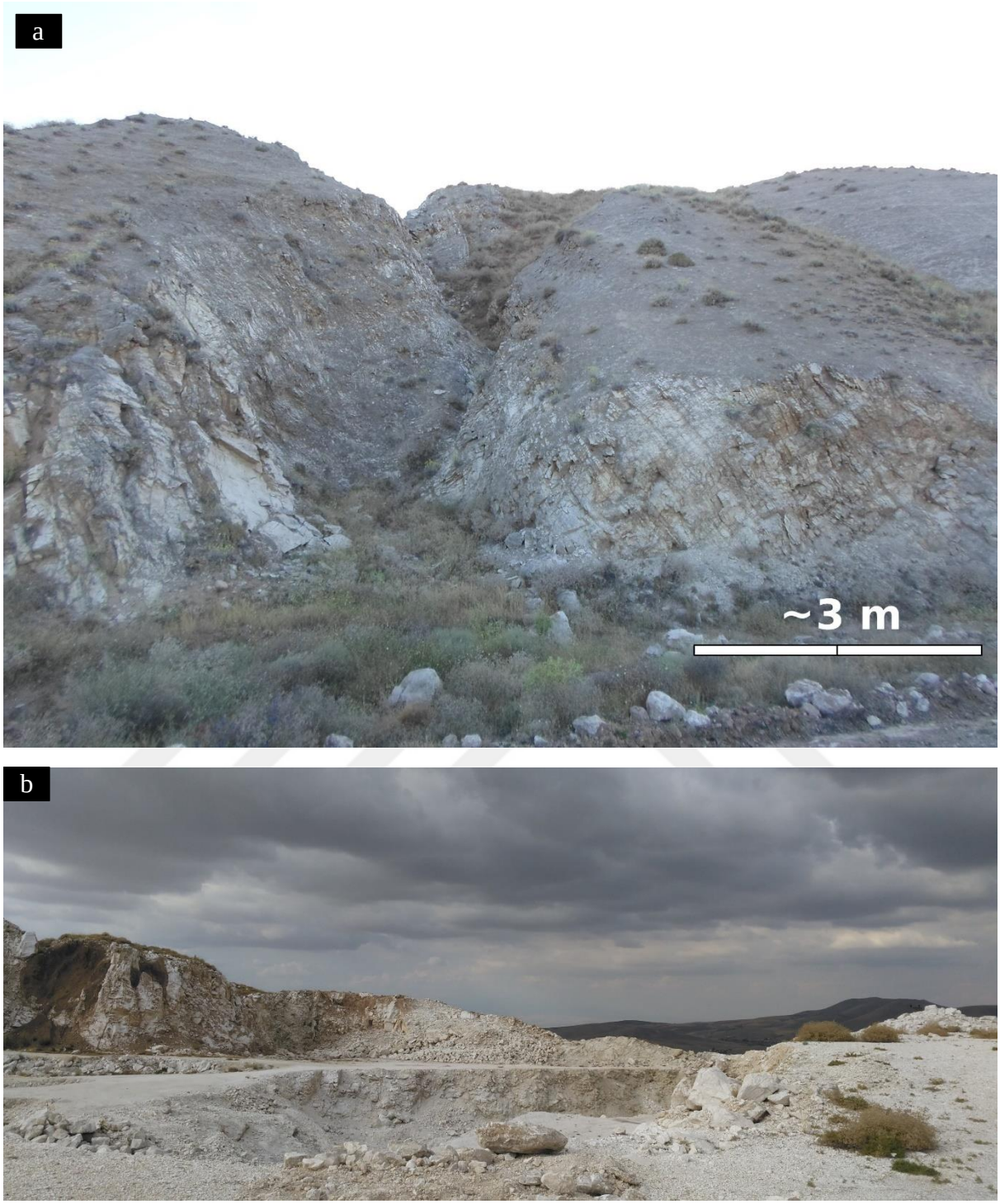
Şekil 4.39: Kabaktepe formasyonu'nun tip lokalitesinden genel görünümü.

4.1.9.2. Litoloji

Kabaktepe formasyonu'nun alt kısmı, kumtaşı ara katkılı kumlu kaotik açık gri jips ve yukarıya doğru iyi tabakalı hale gelen ince çamurtaşından oluşur (Şekil 4.40 a ve b). Laminasyonlar yaygındır ve yaygın bölünmeler ve çökmelerle ilişkilidir. Tabakaların boyutu değişkendir, tipik olarak 5 cm ila 50 cm aralığındadır ve yukarı doğru incelir. Bu formasyonun orta kısmını, kalın, masiften yerel olarak iyi lamine edilmiş beyaz renkli alabastrin alçıtaşı temsil eder.

Bu düzeyin üzerinde selenitik jips oluşumu rapor edilmiştir (Clark, 2002). Anhidrit de mevcuttur ve genellikle masif alçıtaşı ile birlikte bulunur. Formasyonun çoğunlukla yumrulu alçıdan oluşan üst kısmı tavuk teli veya mozaik yapı gösterir (Clark,2002). Klivajlar iyi gelişmiştir. Porfiroblastik dokulu alçıtaşı lokal olarak iyi tabakalı ince evaporitik tabakalarla oluşur (Şekil 4.40 c).

Farklı lokasyonlarda Kabaktepe evaporitinden toplanan numunelerin XRD ile petrografik analizi jips mineralinin baskın olduğunu göstermiştir (Clark, 2002).


a
~3 m
b



Şekil 4.40: Kabaktepe formasyonu'nun temsilci saha fotoğrafları; a) Formasyonun alt kısmında iyi tabakalı jips; b) Formasyonun orta kısmında masif jips; c) Üst (iyi tabakalı) kısımda porfiroblastik dokulu alçıtaşı.

4.1.9.3. Kalınlık

Kabaktepe formasyonunun kalınlığı yöreye bağlı olarak değişken olup 200-300 m (Clark, 2002), 400-600 m (Demirtaşlı vd., 1984; Atabey vd., 1990) ve 750 m arasında değişmektedir (Oktay, 1982; Çevikbaş ve Öztunalı, 1992).

4.1.9.4. Dokanak

Kabaktepe formasyonu Bozbeltepe formasyonu ve Gümüş Üyesi'nin üzerine uyumlu olarak gelir (Demirtaşlı vd. 1984). Bozbeltepe formasyonu ile yer yer geçişlidir.

Ulukışla Kasabası güneyinde, Ulukışla formasyonu ile uyumsuz bir dokanak vardır. Üzerini örten Kurtulmuştepe formasyonu ile dokanağı düşük açısal uyumsuzlukla karakterizedir (Demirtaşlı vd. 1984; Clark ve Robertson, 2002; Jaffey ve Robertson, 2005; Gürer vd. 2016; Gürbüz vd. 2020; bu çalışma). Kabaktepe formasyonu, Yeniyıldız köyünün kuzeyinde Kızılöz formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülür.

4.1.9.5. Yaş ve Fosil içeriği

Kabaktepe formasyonu'nun yaşı, alt ve üstteki formasyonların yaşı kullanılarak çoğunlukla stratigrafik olarak sınırlandırılmıştır. Buna göre geç Eosen-Oligosen (Oktay, 1982), geç Lütesiyen yaşı (Demirtaşlı vd. 1984), geç Eosen-erken Oligosen (Atabey vd. 1990), geç Eosen yaşı (Clark, 2002) olmak üzere farklı yaşlar önerilmiştir. Neocyprideis williamsoniana (Bosquet), Cladarocythere apostolescui (Margerie), C.hantonensis Keen, Hammatocythere sp., Cypria sp., Paracypris sp., Kollmanella sp., Kollmanella sp. Chara Oligosen yaşı vermiştir (Nazik ve Gökçen 1989).

Ayrıca, Kabaktepe formasyonu'ndan elde edilen farklı bitki sporları türleri, gymnosperm poleni, anjiyosperm poleni, dinoflagellatlar ve foraminiferleri içeren palinomorf birliktelikleri, geç Eosen-erken Oligosen çökelme yaşı önermektedir (Akgün vd., 2021).

Sedimanter birimden yakın zamanda elde edilen Sr izotop verileri, evaporitik çökelmenin esas olarak 37.25 ile 38.52 My arasında (Keskin,2016) ve Geç Eosen-Erken Oligosen sırasında (Akgün vd., 2021) meydana geldiğini göstermiştir.

Bu nedenle Kabaktepe formasyonu'nun yaşı Geç Eosen-Erken Oligosen olarak kabul edilmektedir.

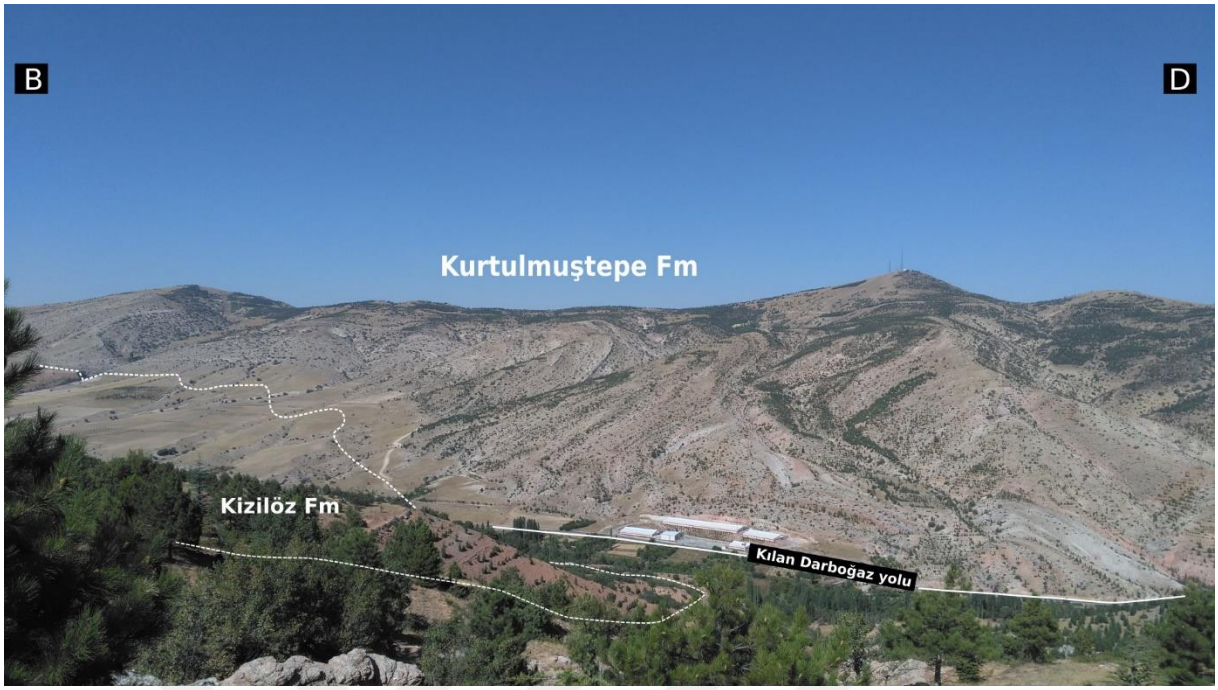
4.1.9.6. Çökelme ortamı

Kabaktepe Formasyonunda selenit ve tavuk teli yapılarının varlığı, sınırlı lagün ile ilişkili sabkha, marjinal sığ su ortamında çökelmeyi düşündürür (Clark, 2002). Jeokimyasal veriler, epizodik tatlı su girdisinden etkilenen deniz suyundan hipersalin koşullar altında çökelmeye işaret etmiştir (Keskin, 2016).

4.1.10. Kurtulmuştepe formasyonu

4.1.10.1. Yayılım (Adlama, yayılım, tip kesit yeri)

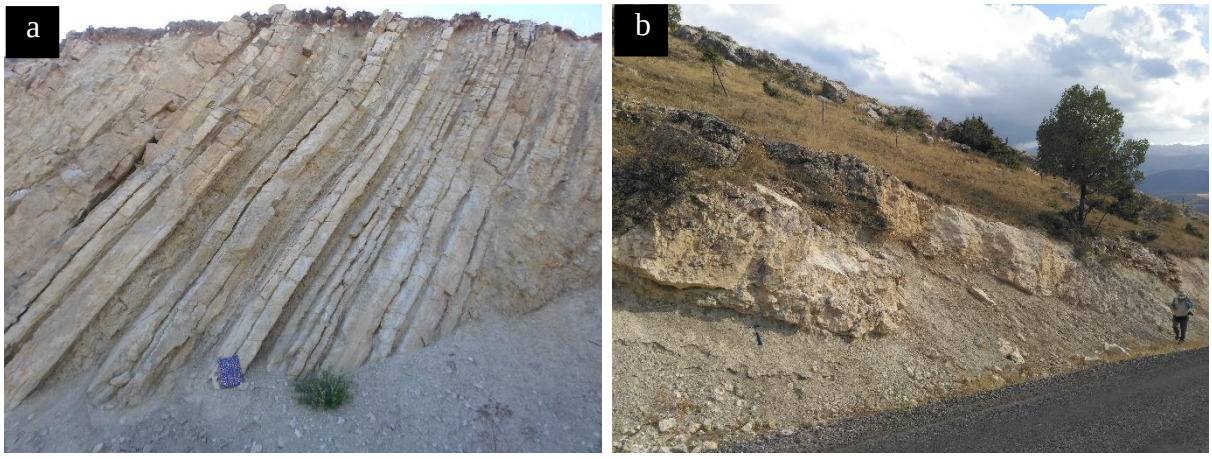
Bu birim daha önce Aktoprak formasyonu'nun Kurtulmuştepe Üyesi olarak tanımlanmıştır (Demirtaşlı vd. 1975). Ancak daha sonra Oktay (1982) tarafından bu birimin formasyon olarak yeniden tanımlanması yapılmıştır. İstif, havzadaki evaporitik olaylardan sonraki ilk büyük çökelmeyi temsil eden Evaporitik sonrası kireçtaşı çökelleri olarak tanımlanabilir. Formasyonun adı, tip kesitinin yüzeylediği Kilan köyünün yaklaşık 5 km kuzeyindeki Kurtulmuştepe tepesinden alınmıştır (Şekil 4.41).



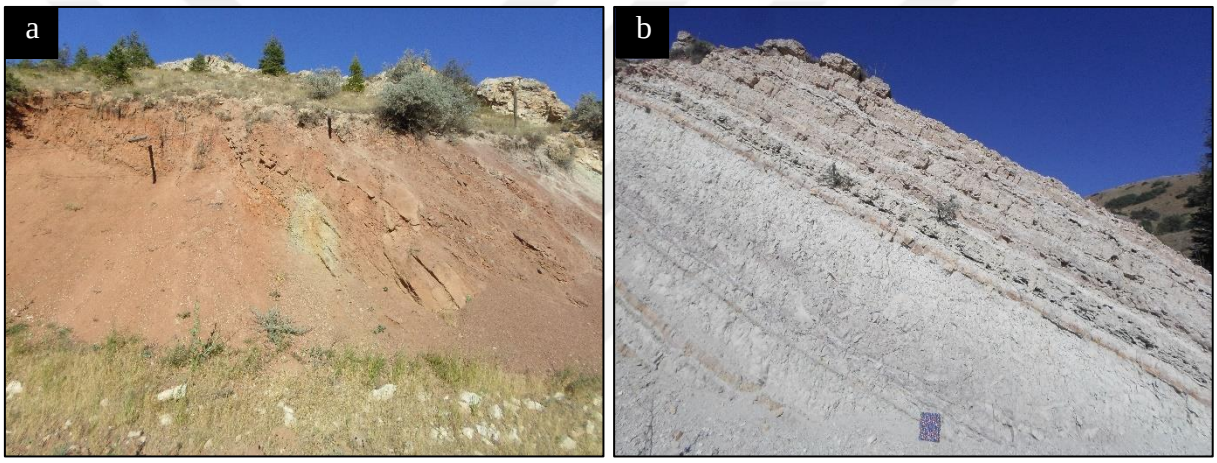
Şekil 4.41: Kurtulmuştepe formasyonunun tip yerinden genel görünümü.

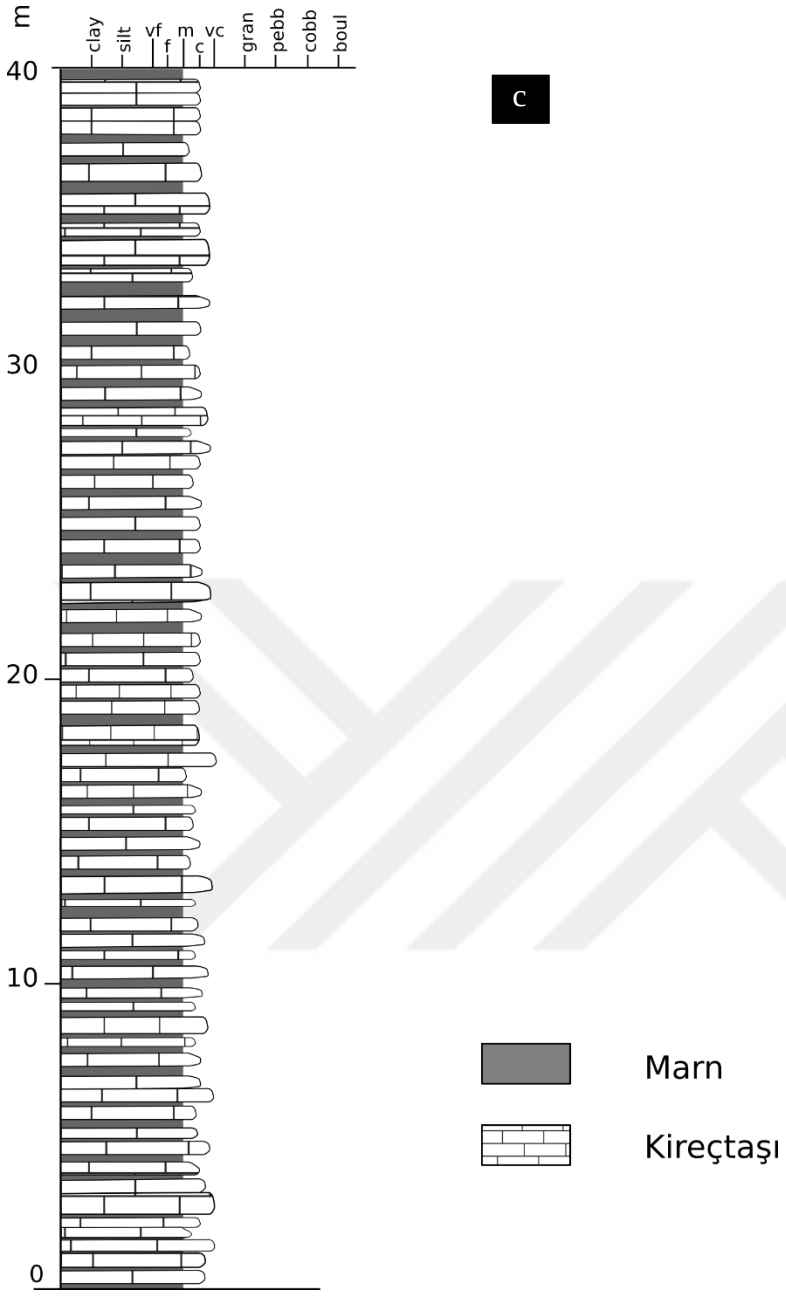
4.1.10.2. Litoloji

Formasyon, açık gri-pembe arası, iyi tabakalı, marn ara katkılı kireçtaşı ve küçük kumtaşlarından oluşur (Şekil 4.42 a). Ardışık, desimetre ile metre arasında değişen bireysel tabaka kalınlığı ile yukarı doğru kalınlaşma eğilimi gösterir (Şekil 4.42b). Akma (slump) yapıları yaygındır. Kireçtaşı tabakaları yer yer kireçlidir ve yumrulu çört içerir. Yer yer dolomitleşmiş kireçtaşı da bulunur. Bazı horizonlar, esas olarak alterasyon nedeniyle kaotik dokulu sarımtıraktır. Birimin alt kesimlerinde yer yer silttaşı, kumtaşı ile ilişkili kırmızı çamurtaşı yatakları yüzeylenir. Kırmızı renk, demir oksitlerin varlığına bağlanabilir. (Şekil 4.43).



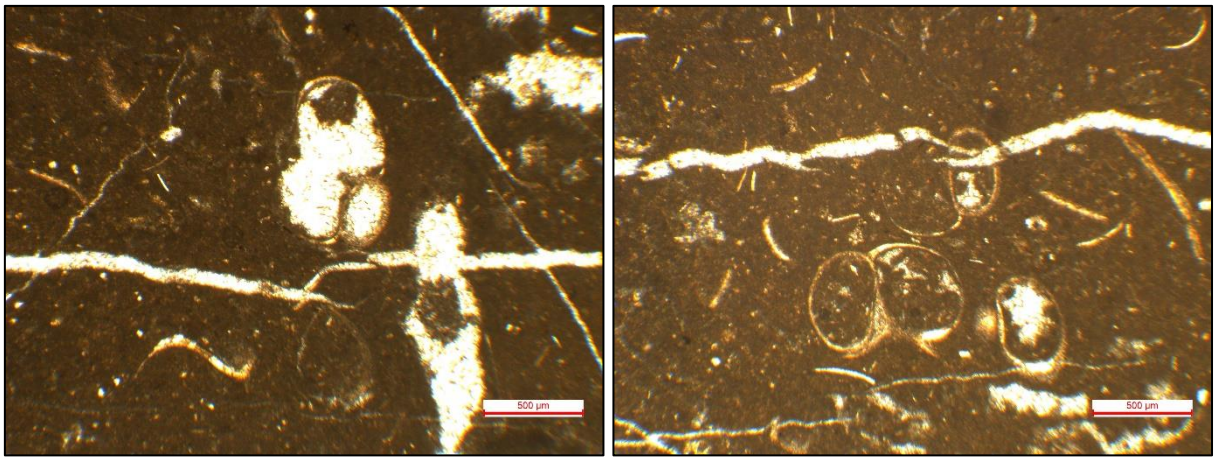
Şekil 4.42: Kurtulmuştepe formasyonu, istifte üste doğru kalınlaşması; a) Alt kısımda ince tabakalı kireçtaşı; b) Üst kesimde kalın tabakalı kireçtaşı.





Şekil 4.43: Kurtulmuştepe formasyonu'nun yukarıya doğru genel kalınlaşması; a) Alt kesimde kırmızı çamurtaşı silttaşı seviyeleri; b) Marnlarla ilişkili kireçli kireçtaşı tabakaları; c) Ulukışla Kılan yolu boyunca Kurtulmuştepe formasyonu'nun bir bölümünün sedimanter kesiti.

Petrografik olarak Kurtulmuştepe formasyonu, çoğunlukla gastropodlar ve ostrakodlardan oluşan biyoklastlara sahip bir vaketaşı'dır.



Şekil 4.44: Kurtulmuştepe formasyonunun gastropod ve ostrakod parçalı mikritik kireçtaşını gösteren fotomikrografları.

4.1.10.3. Kalınlık

Kurtulmuştepe formasyonunun kalınlığı 450-500 m arasında değişmektedir (Demirtaşlı vd. 1984; Atabey vd., 1990), ancak 1015 m (Oktay ,1982) ve 1260 m (Nazik ve Gökçen 1989) kalınlıkları da bildirilmiştir.

4.1.10.4. Dokanak

Kurtulmuştepe formasyonu'nun alt dokanağı Kabaktepe formasyonu ile açısal uyumsuzluktur. Kızılöz formasyonu ile üst dokanağın doğası değişkendir, Kilan köyünün kuzeyine uyumlu, Emirler köyü civarında güneye uyumsuzdur. Bu uyumsuzluk esasen açısaldır.

4.1.10.5. Yaş ve Fosil içeriği

Aktoprak alt havzasının kuzey kesiminden toplanan örneklerde fosiller nadirdir ve belirli bir yaş göstergesi değildir. Bununla birlikte, güney kesimde (Kilan köyünün güneyinde) bol miktarda bentik foraminifer ve koralin yosunu fragmanlar (toplanan örneklerde) mevcut olup, bu yakınlık ve sığ bir denizel kireçtaşından girdi olduğunu düşündürmektedir.

Blumenthal (1956), Kurtulmuştepe formasyonu'nun Gastropod içeriğine dayanarak, Chatian Aquitaniyen'in çökelme yaşı önermektedir. Bu birim içerisinde tanımlanan mikrofauna, temel olarak Zonocypris sp., Candona (Pseudocandona) fertilis fertilis Triebel, Neocyprideis williamsoniana (Bosquet), Candona sp., Kollmanella sp ve Harrisichara vasiformis gibi ostrakodlardan, H.tuberculata Akitaniyen yaşı vermiştir (Nazik ve Gökçen, 1989). Limnea, Planorbis ve Cyclostoma'dan oluşan bir diğer fosil topluluğu, Geç Oligosen Erken Miyosen yaşı ortaya çıkarmıştır (Atabey vd., 1990).

Formasyon içindeki bir kesitten alınan manyetostratigrafik verilere dayalı yaş kısıtlamaları, 127 m/Ma'lık bir sedimantasyon hızına işaret etmekte olup, birimin genel yaşı Şattiyen (Üst Oligosen) olarak tahmin edilmiştir (Meijers vd. 2016).

Başta bitki sporları, gymnosperm poleni, anjiyosperm poleni ve polen olmayan palinomorflar olmak üzere palinomorf türleri (fosiller) üzerine yapılan son çalışmalar, Kurtulmustepe formasyonundan bir çökelme yaşının geç Oligosen (Chattian)-erken orta Miyosen (Langhien) olduğunu öne sürülmüştür (Akgün vd.,2021).

Bu nedenle, bahsi geçen paleontolojik ve manyetostratigrafik verilere dayanarak formasyona geç Oligosen- erken orta Miyosen yaşı verilmiştir.

4.1.10.6. Çökelme ortamı

Kurtulmuştepe formasyonunun, ostrakod ve gastropod biyoklastlarla ilişkili vaketaşlı mikritik doğası, düşük derinlikli bir göl ortamında çökelmeyi önermektedir (Amezcua vd. 2021).

Silttaşı ve kumtaşı ile ilişkili kırmızı çamurtaşı seviyeleri, nispeten sıcak ve kurak bir iklimde oksitleyici koşullar altında çökelmenin göstergesi olabilir (Pinti, 2011).

Sedimanter birimden elde edilen izotopik veriler, açık bir tatlı su gölünde subtropikal koşullar altında bir çökelime işaret etmiştir (Meijers vd., 2016).

Bu durum, Kurtulmuştepe oluşumunun (nemli ve nispeten kuru) çökelmesi sırasında hüküm süren iklimsel değişkenliğin bir göstergesidir.

4.1.11. Kızılöz formasyonu

4.1.11.1. Yayılım (Adlama, yayılım, tip kesit yeri)

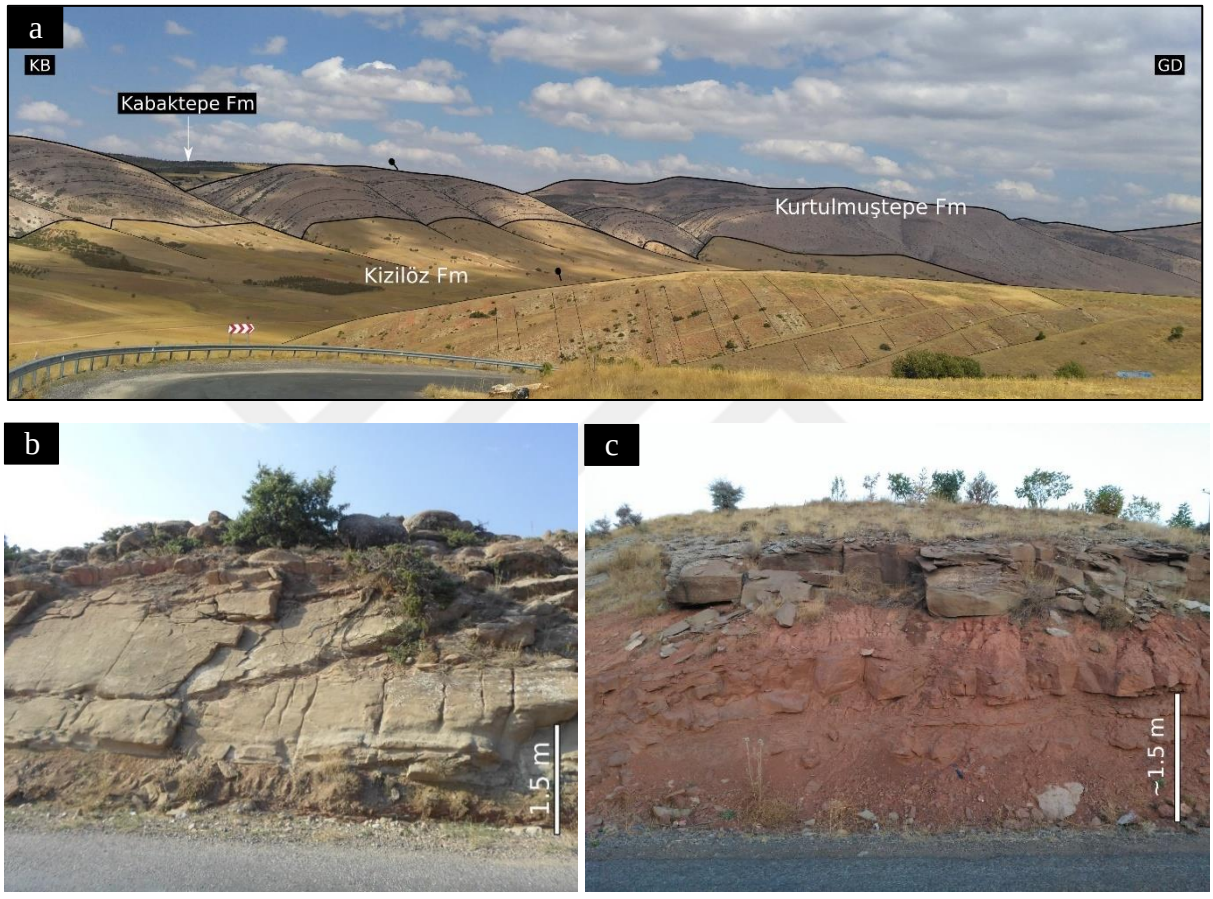
İlk olarak Ketin ve Akarsu (1965), ve Ulu (2009) tarafından isimlendirilen formasyon, esas olarak Aktoprak alt havzasında yüzeyleyen yaygın bir karasal kırıntılı çökelimi temsil eder ve doğudan batıya yaklaşık 29 km uzanır. Tip lokalitesi Kılan köyü civarındadır.

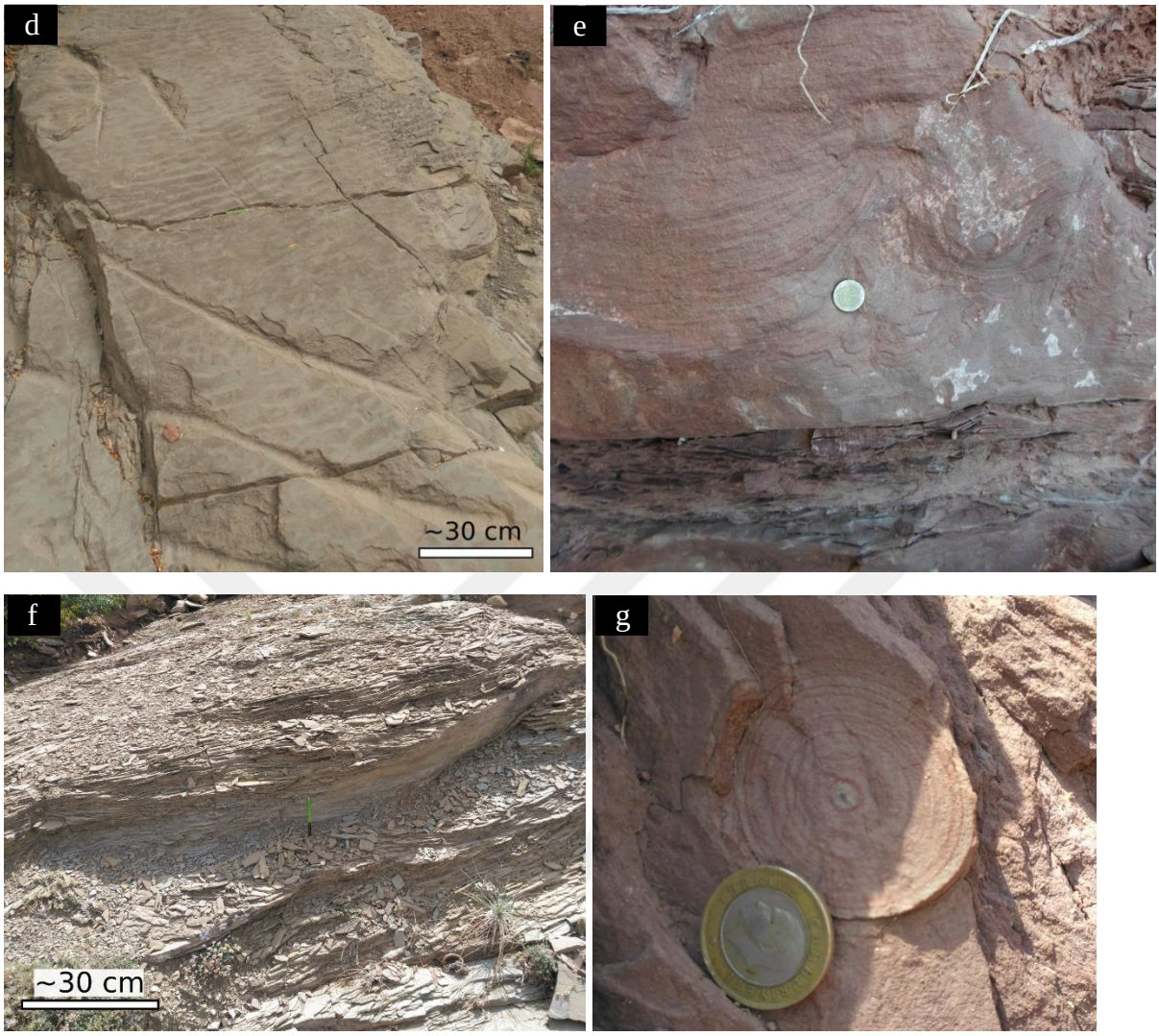
4.1.11.2. Litoloji

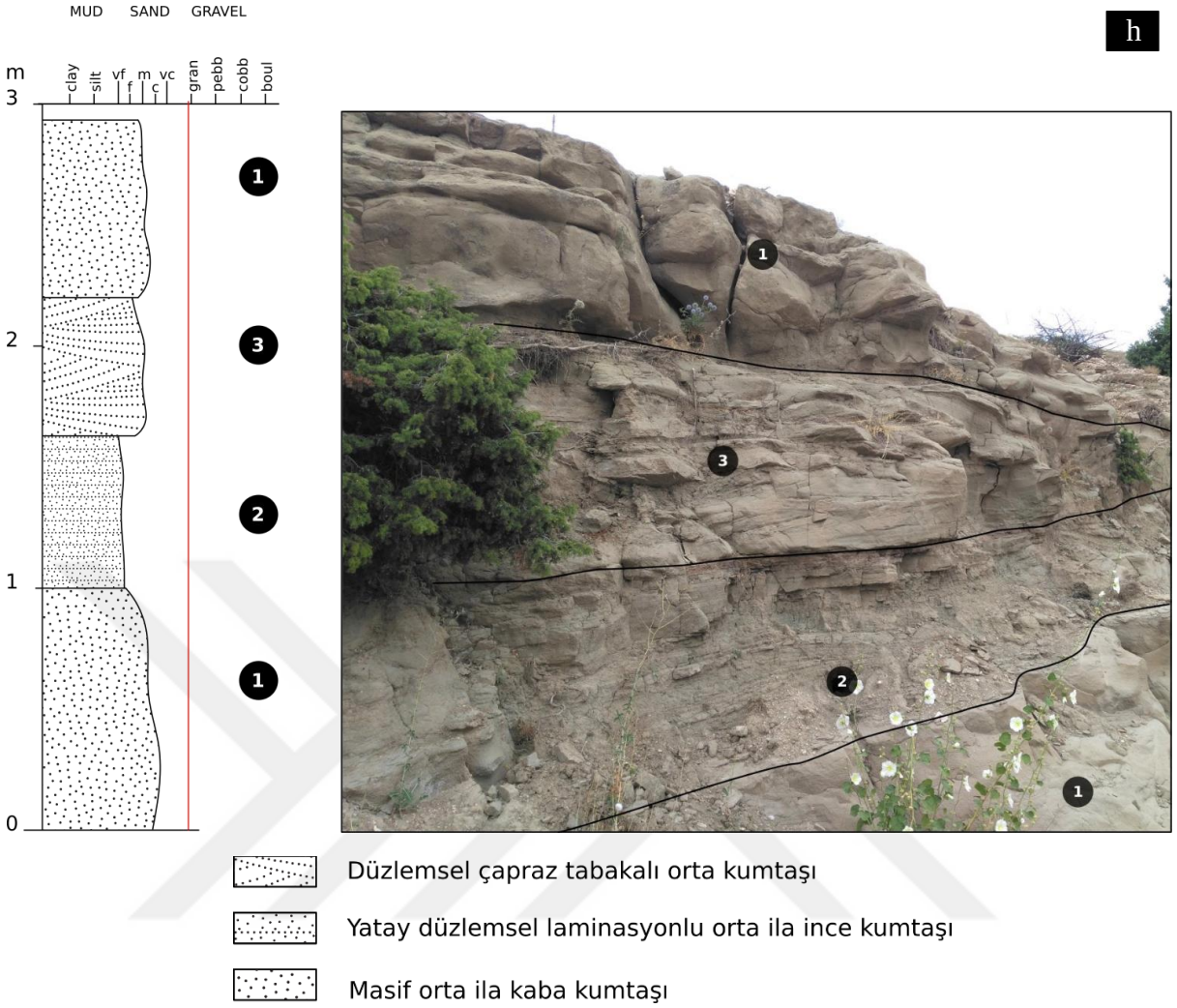
Formasyon, kırmızı, ince ila orta taneli kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı seviyeleri ile ardalanmalı yeşilimsi gri karbonatlı kumtaşlarından oluşur (Şekil 4.45). Tabaka kalınlıkları 20 cm ile 40 cm aralığındadır. Yeşilimsi horizonlar genellikle daha kalın olup, ortalama kalınlık metreye kadar ve yer, yer 4 m'ye ulaşır.

Çat köyünün güneyinde iri taneli, çakıllı gri kumtaşları, jips mercekleri içerir.

Su kaçış yapıları ve Liesegang halkaları tipik olarak kırmızı düzeyleri karakterize eder. Dalga izleri ve çapraz tabakalanmalar tüm formasyon boyunca yaygındır. Formasyonun güney kesiminde yatay düzlemsel laminasyonlar yaygındır.




d
~30 cm
e
f
~30 cm
g



Şekil 4.45: Kızılöz formasyonu'nun temsilci görünümü; a) Tip lokalitesinde Kızılöz formasyonu ; b) Olası bir kanal dolgu tortusunu temsil eden gri ila yeşil kalın kumtaşı yatağı; d) Kılan köyünün güneyindeki kırmızı kumtaşı ufuklarında dalgalanma izleri; e) Kırmızı kumtaşı horizonlarında su kaçış yapısı; f) Kılan köyünün güneyinde ince tabakalı kumtaşları; g) Kılan köyünün güneyinde kırmızı kumtaşı ufuklarında Liesegang halkaları; h) Kızılöz formasyonunun bir kesitinin tortul kütüğü, köyün güneyinde farklı ufukları gösteren bir fotoğraf.

4.1.11.3. Kalınlık

Farklı tahminlere rağmen tip kesitin kalınlığı yaklaşık 1800 m (Oktay,1982; Ulu,2009), 1500m (Nazik ve Gökçen, 1989) ve 1750 m (Çevikbaş ve Öztunalı, 1992)'dir.

4.1.11.4. Dokanak

Kızılöz formasyonu'nun altlayan Kurtulmuştepe formasyonu ile dokanağı Kılan köyünün kuzeyinde uyumlu iken, açısal uyumsuzluğun olduğu güneyde uyumsuzdur. Bu formasyon Kabaktepe formasyonu'nun evaporitik kayaları üzerine uyumsuz olarak gelir.

Ulukışla formasyonu'nun volkanitleri ile dokanağı, net bir mostra gözlemlenmediği için sorunludur. Formasyon Geç Miyosen ve daha genç çökeller tarafından uyumsuz olarak örtülür.

4.1.11.5. Yaş ve Fosil içeriği

Fosil eksikliğinden dolayı Kızılöz formasyonu'nun yaşı stratigrafik olarak sınırlandırılmış ve çökelme zamanı erken orta Miyosen (Oktay, 1982; Çevikbaş ve Öztunali, 1992), erken Miyosen (Nazik ve Gökçen, 1989; Ulu vd., 1994) olarak kabul edilmiştir.

Bitki sporları türlerini, gymnosperm poleni ve anjiyosperm poleni içeren palinomorflara dayanan son çalışmalar, birimin çökelme yaşını geç orta-geç Miyosen olarak ortaya çıkarmıştır (Akgün vd.,2021).

4.1.11.6. Çökelme ortamı

Denizel fosil eksikliği ile birlikte formasyonda bulunan tortul yapılar, büyük oranda akarsu ortamında çökelmeyi düşündürmektedir.

Kızılöz formasyonu'nun çökelme ortamını çeşitli sedimantolojik çalışmalar ele almıştır. Bu tortul birimin çökelmesinin, örgülü nehir sistemine geçişle birlikte bir göl kenarı ortamında meydana geldiği genel olarak kabul edilmektedir (Jaffey ve Robertson, 2005; Gürel, 2008; Gürel ve Kadir, 2010; Gürbüz vd. 2020, Akgün vd., 2021).

4.1.12. İnsuyu formasyonu

4.1.12.1. Yayılım (Adlama, yayılım, tip kesit yeri)

Formasyon ilk olarak İnsuyu kireçtaşı olarak adlandırılmıştır (Uygun vd., 1982) ve Ulukışla havzasının batı kesiminde yüzeyleyen geniş bir tortul istifi temsil eder. Ulu vd., (1994) bu birimi İnsuyu formasyonu olarak yeniden tanımlamış ve kireçtaşı ile ilişkili tüm farklı litolojileri içerecek şekilde genişletilmiştir. Formasyon Çat köyünün batısından Altay ve Badak köylerine kadar yaklaşık 30 km uzanır.

4.1.12.2. Litoloji

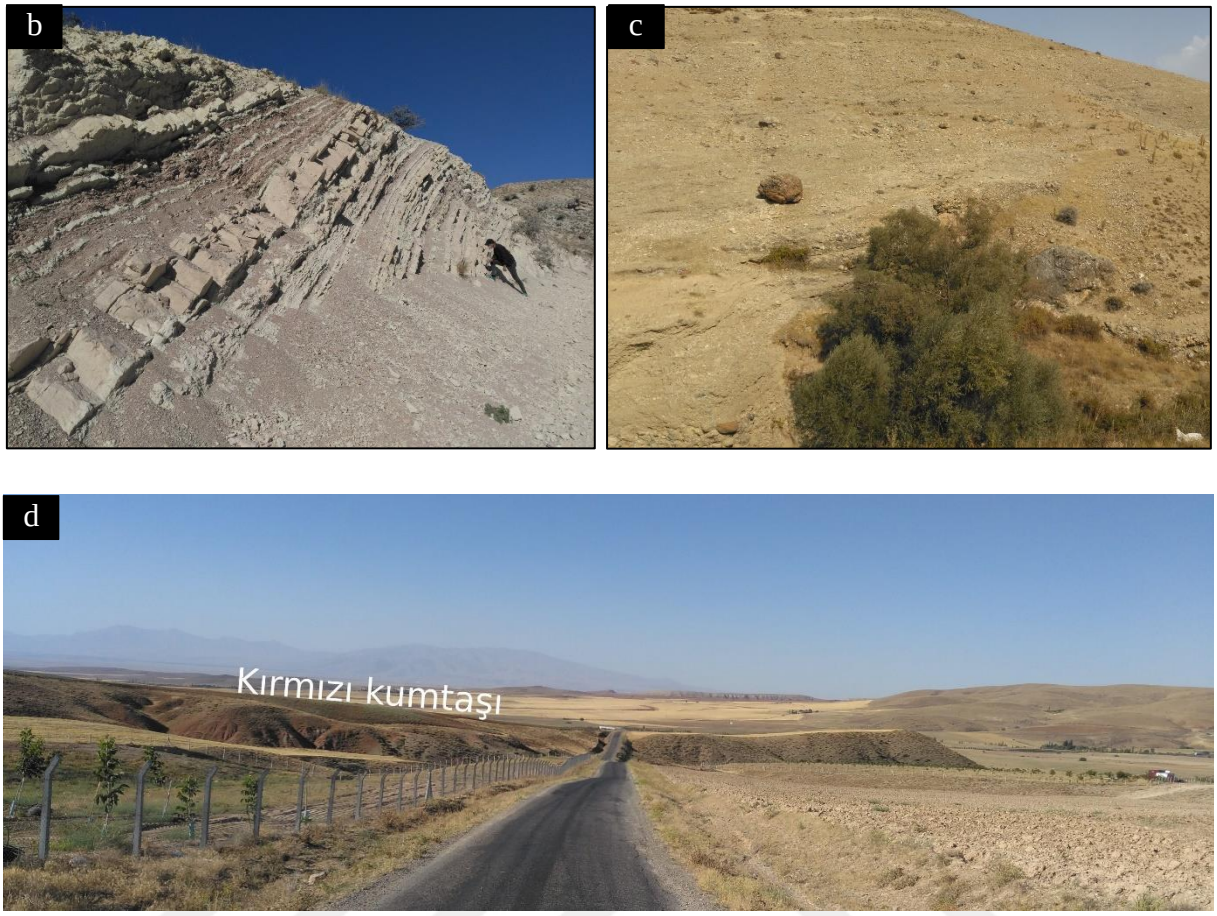
Marn, tüfit, kalker, kumtaşı ve çakıltaşından oluşan formasyonu çeşitli litolojiler karakterize etmektedir (Ulu, 2009) (Şekil 4.46). Daha önce bu formasyon, Oktay, (1982) tarafından Kızılbayır, Katrandedetepe ve Beştepeler üyesi olarak tanımlanan üç farklı üyeye ayrılmıştır (Ulu, 2009).

Bu formasyon, bir bütün olarak lokaliteye bağlı olarak kumtaşı ve marn ara tabakaları ile ilişkili tane destekliden matriks destekli konglomeraları kapsamaktadır (Şekil 4.46c). Taneler genellikle 5 ila 30 cm çapında yarı yuvarlaklaşmış olup, kireçtaşı andezit, traki-andezit karbonatlı kum ve tüflü matriks içerisinde bulunmaktadır. Bu çakıltaşları bazı yerlerde aşındırılmış taban ve kanallaşma yapıları gösterirler. Çayhan köyünün doğusuna doğru, marnlı iyi tabakalı ardalanmalardan (Şekil 4.46b), herhangi bir tortul yapı içermeyen kalın kaotik ayrışmış kireçtaşlarına kadar değişim gösteren kireçtaşı seviyeleri yaygındır. Bu seviyeler yer yer kumtaşları ve çakıl taşı içermektedir.

Çat Köyü'nün batısında açık gri-beyaz miritik kireçtaşları hakimdir. Killi kireçtaşları da jipsarenit ile birlikte yaygındır.

Güney köyünün kuzey batısında, Altay, Badak ve Kolsuz köyleri çevresinde formasyon başlıca kumtaşı ve çakıltaşından oluşan kırmızı kırıntılı karasal çökel ile karakterize olmaktadır.





Şekil 4.46: İnsuyu formasyonu'nun temsilci fotoğrafları: a) Çayhan köyünün güneyindeki İnsuyu formasyonu'nun görünümü; b) Çayhan köyünün doğusunda marn ara katkılı iyi tabakalı kireçtaşları; c) Çayhan köyünün güney batısında çakıllı düzeyler; d) Güney köyü GB'ta yüzeyleyen kırmızı kumtaşları seviyeler. Bakış yönü K'ye doğrudur.

4.1.12.3. Kalınlık

İnsuyu formasyonunun kalınlık tahminleri 535 m (Nazik ve Gökçen 1989), 550 m (Ulu, 2009) aralığındadır.

4.1.12.4. Dokanak

İnsuyu formasyonu, Çat köyü güneyinde Kızılöz formasyonu'nu Ulukışla kasabasının GB'ında ise Bozbeltepe ve Kabaktepe formasyonlarını uyumsuz olarak örtmektedir. Kuvaterner çökeller tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir.

4.1.12.5. Yaş ve Fosil içeriği

Bu formasyon, ostrakodlara göre Orta Geç Miyosen'den Pliyosen'e kadar yaşlandırılmıştır (Nazik ve Gökçen 1989).

Cypris sp., Caspioeypris cf. Candida, Lymnocyihere luculente, Candona dedectoformîs, C. ricca, llyocypris sp. ve Lymnocythere (Lebaptocythere tarafından belirtilen yaş) dahil olmak üzere formasyonun üst kısmının (Katrandedetepe Üyesi) alt kısmından elde edilen mikrofosiller erken Pliyosen yaşını göstermektedir (Oktay, 1982). Aynı birim için Candona (Candona) parallela pannonica Zalanyi, Candona (Candona) ondalık Freels, Candona (Typhlocypris) illustris (Snejder), Candona ihmala Sars, Heterocypris salinus Brady, Uyocypris gibba Ramdohr, Uyocypris bradyi Sars, Darwinula stevensoni Brady ve Robertson, Cheikella sp. ve Limnocythere sp. gibi ostrakodların varlığına dayalı olarak bir Pliyosen yaşı önerilmiştir (Nazik ve Gökçen 1989).

Daha sonra İnsuyu formasyonuna ait palinomorf türleri orta Miyosen'den erken Pliyosen yaşına kadar bir aralığı vermektedir (Akgün vd., 2021).

İnsuyu formasyonun Kızılöz formasyonu'nu uyumsuz olarak örtmesi nedeniyle geç Miyosen-erken Pliyosen yaşlı olduğu düşünülmektedir.

4.1.12.6. Çökelme ortamı

Marn ara tabakalarıyla ilişkili ostrakodlar ve gastropodlarca zengin iyi tabakalı kireçtaşlarının varlığı gölsel çökelme ortamını düşündürmektedir. Kumtaşlı kanal çakıltaşları ve kırmızı düzeyler, akarsu çökellerinin karakteristiğidir.

İnsuyu formasyonu için litofasiyes ve tortul yapılara dayalı olarak gölsel ve akarsu bir çökelme ortamı önerilmiştir (Jaffey ve Robertson 2005; Ulu,2009; Akgün vd.,2021).

4.2. SEDİMENTOLOJİ: GEÇ PALEOSEN ERKEN EOSEN YAŞLI KIRINTILI ÇÖKELLERİN FASİYES ANALİZİ

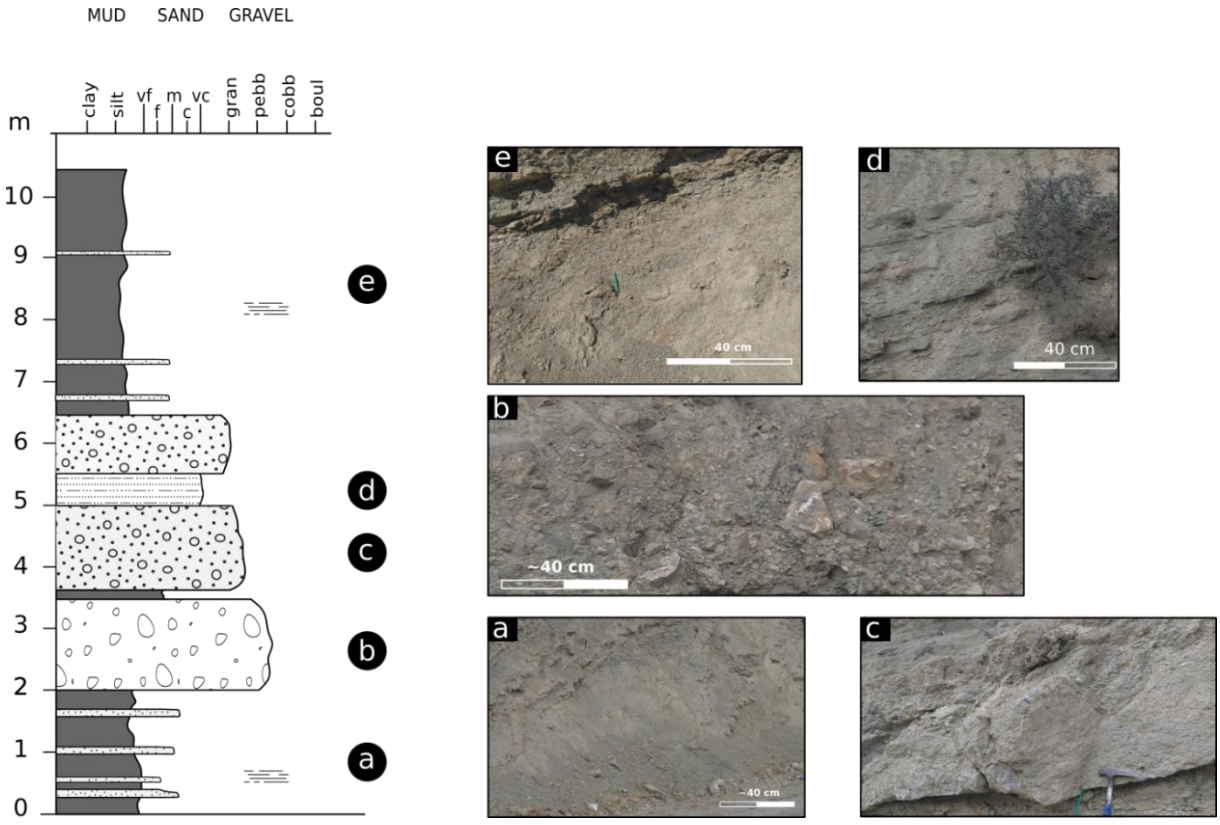
4.2.1. Halkapınar formasyonu (Fasiyes analizi)

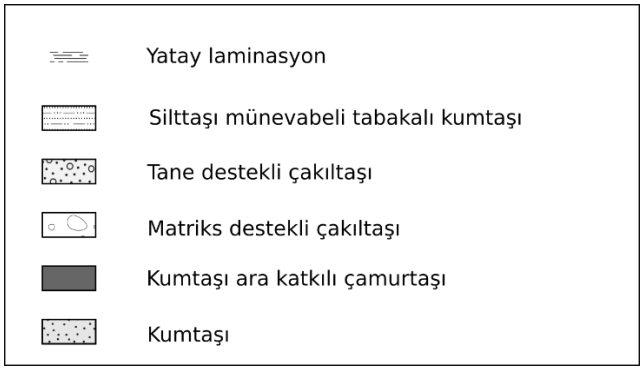
Ulukışla havzasında Halkapınar formasyonun tortul istifinin temsili kesitleri, çökelme süreçleri ve ortamlarına ışık tutmak için fasiyes açısından incelenmiştir. Fasiyes sistematiği için kullanılan ana kriterler tane boyutu, klast morfolojisi, matriks içeriği, yatak kalınlığı, fosiller ve tortul yapılardır. İstif, kalkerenit (kumtaşı), silttaşı, çamurtaşından çakıltaşına kadar çok çeşitli tortul fasiyeslerden oluşur.

4.2.1.1. Batı Büyükdoğan köyü

Tanım

İstif esas olarak türbiditik kumtaşları, çamurtaşları ve çakıltaşlarından oluşur ve iyi tabakalı, orta-ince taneli türbiditik kumtaşı ara katkıları içeren gri çamurtaşı ağırlıklı olarak başlar (a) (Şekil 4.47). Kumtaşları orta boylanmalı, ince tabakalı olup, kalınlıkları 5-15 cm arasında değişmektedir. Çamurtaşları kötü tabakalıdır ve yatay düzlemsel laminasyonlar sunar. Üzerindeki kötü boylanmalı, belirgin bir derecelenmeye sahip olmayan matriks destekli konglomera ile keskin bir dokanak ilişkisi gösterir (b). Parçalar 30 cm'ye ulaşan boyutta yarı yuvarlaktan köşeli ye değişen şekildedir ve gri, çamurca zengin kumlu bir matriks içinde bulunmaktadır. Konglomera tabakasının kalınlığı yaklaşık 1.5 m'dir. Bu birim yukarıya doğru masif tane destekli, iyi boylanmalı ve boyutları 2-5 cm (c) arasında değişen tane destekli çakıltaşına geçer. Bu konglomeranın kalınlığı yanal yönde incelecek şekilde azalır. Ardışıklı olarak orta derecede boylanmalı gri renkli iri kumtaşı (d) yukarıya doğru bu konglomerayı üzerler. İstifin en üst kısmı, nadiren kumtaşı tabakaları içeren masif çamurtaşı ile kaplanmaktadır (e). Bu çakıltaşı (yukarıya doğru) orta boy boylanmalı, tabakalı ardalanmalı gri iri kumtaşı (d) izler. Herhangi bir çökme gözlenmemiştir. İstifin en üst kısmı, nadir kumtaşı yatakları (e) içeren masif çamurtaşı ile kaplıdır.





Şekil 4.47: Büyükdoğan köyünün batısındaki Halkapınar formasyonunun litifasyeslerin gösteren temsili sedimenter sütün kesiti: a) Litofasiyes a, türbiditik kumtaşı; b) Litofasiyes b, matriks destekli çakıltaşı; c) litofasiyes c, Tane destekli konglomera; d) Litofasiyes d, kaba kumtaşı; e) Litofasiyes e, masif çamurtaşı.

Yorum

Türbiditik kumtaşı ara katkılı çamurtaşı, havza tabanındaki düşük yoğunluklu bulantı akıntıları ile oluşan çökelmeyi temsil edebilir. Çamurtaşı kumtaşı ardalanması olasılıkla havzaya gelen sporadik bir sediman gelimine işaret etmektedir (Henriksen vd., 2018). Matriks destekli konglomeranın, yamaç önü (slope apron) olarak isimlendirilen sualtı yamaç tabanındaki döküntü akması çökelini gösterdiği düşünülmektedir (Walker, 1976, Reading ve Richards, 1994.)

Tane destekli çakıltaşları, deniz ortamındaki bir psödoplastik moloz (döküntü) akıntı birikintisi olarak yorumlanmıştır (Miall, 1996). İri kumtaşıları, yüksek yoğunluklu bulantı akıntıları yoluyla oluşan çökelmeyi gösterebilir (Normark ve Piper, 1991; Stow, 1994). Masif çamurtaşı ise, distal bölgede sediment akışı havzaya doğru yavaşladığında özellikle düşük konsantrasyonlu bulantı akıntısı ve çökel süspansiyonu'nun çökelimini düşündürmektedir.

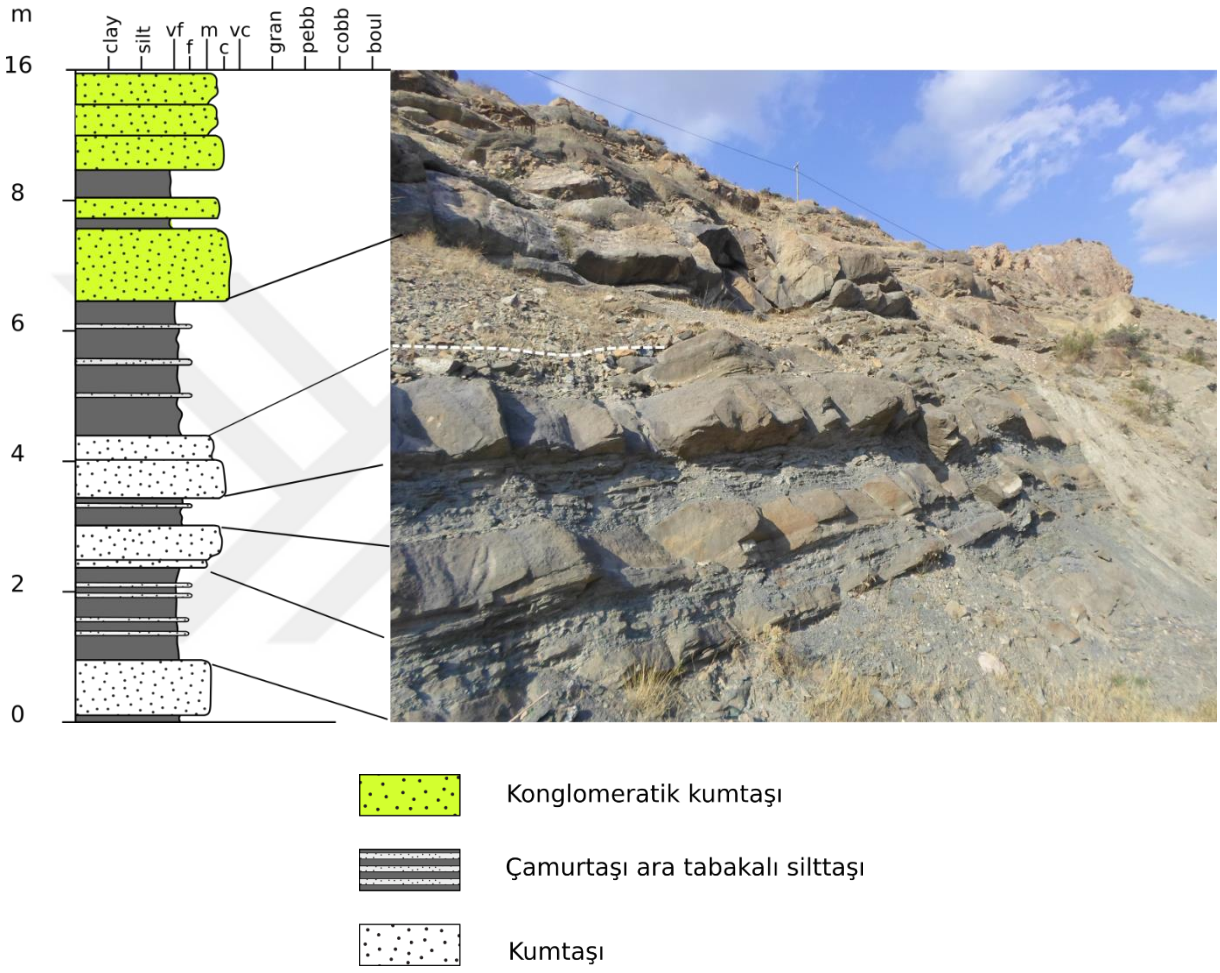
4.2.1.2. Karayusuflu ve Kösere arası

Tanım

Bu birim burada az mikatarda ince silttaşı arakatkısı içeren kalın tabakalı, iri taneli kumtaşlarından oluşan bir istif sergilemektedir (Şekil 4.48). Kumtaşı tabakalarının kalınlıkları 30 cm ile 1,5 m arasında değişmekte olup, yukarıya doğru kalınlaşmaktadır.

Belirgin olmayan derecelenme ve yatay düzlemsel laminasyonalar içeren orta-dereceli boylanmalı kumtaşları yaygındır; Bununla birlikte, masif kumtaşı tabakaları az sayıdadır.

Silttaşı tabakaları yatay laminasyonlar göstermektedir ve yerel olarak çamurtaşı ara katmanları içermektedir. Üste doğru, başlıca ofiyolitik tanelerden ve nadir karbonatlardan oluşan koyu yeşil tane destekli çakıltaşlarına geçen kalın kaotik çakıltaşları gözlenmektedir. Tabaklar arasındaki sınır keskindir ve kanal oluşumu gözlenmemektedir. İstifte herhangi bir biyotürbasyon kanıtı gözlemlenmemiştir.



Şekil 4.48: Karayusuflu ve Kösere arasındaki Halkapınar formasyonunun arazi fotoğrafı ve temsilci sütün kesiti.

Yorum

Kalın tabakalı iri kumtaşları, yakın bir ortamda (proksimal) yüksek yoğunluklu bulantı akıntısıyla gelişen çökelmeyi temsil etmektedir. Silttaşı ara tabakaları, bulantı akıntısından süspansiyon haldeki materyalin dibe birikmesi ve çökelmesinden oluşabilir (Pickering vd., 1989). Çakıllı kumtaşları ve çakıltaşları su altı moloz akış çökelleri olarak yorumlanabilirken konglomeranın yüksek ofiyolit içeriği türbiditik sisteme döküntü sağlayan ofiyolitik bir

kaynağın yakınlığını gösterir. İstifin yukarı ya doğru kabalaşması, havzaya malzeme geliminde ilerlemeyi (Progradasyon) göstermektedir (Martinsen vd. 2003).

4.2.1.3. Körlü ile Çakıllar köyü arası

Tanım

Formasyon, türbiditik kumtaşı gibi ince taneli, gri ila sarı, siltli ila şeyl arası ince tabakalı tabakadan oluşur (Şekil 4.49). Tabakların kalınlığı 0,5 ila 2 cm arasında değişmektedir. Silttaşı iyi boylanmalı olup, belirgin akıntı yapısı ve biyotürbasyon göstermemektedir. Bu fasiyes Halkapınar formasyonu'nun üst kesimindeki hakim litolojiyi oluşturmaktadır.





Şekil 4.49: Levhaması ince tabakalı türbiditler: a) Sarı siltli türbiditler; b) Gri renkli killi türbiditik kumtaşları.

Yorum

Bu fasiyes, olasılıkla derin su ortamında düşük konsantrasyonlu bulantı akıntılarından sürünme ve süspansiyon yoluyla çökelmeyi yansıtır (Walker, 1978; Stow, 1985; Pickering vd., 1989; Mutti, 1992). Bu nedenle, bu dizilim bir havza tabanındaki türbiditik sistemi temsil edebilir. Ardışık türbidit akıntıları arasında geçen süre herhangi bir biyotürbasyon oluşumuna izin vermeyecek kadar kısa olduğundan (Wagreich,2003) ince türbiditik tabakaların tekrarlanması, tekrarlan türbidit evrelerini gösterir (Stow ve Piper, 1984).

4.2.1.4. Çakıllar köyünün 500m doğusu: Bol fosilli kalkarenitler

Tanım

Bu birim başlıca, az mikatarda, az köşeli-az yuvarlatılmış mermer kireçtaşı ve radyolarit kırıntıları içeren farklı boyutlarda nummulitlerden kapsayan gri renkli iri biyoklastik kalkarenitten oluşur (Şekil 4.50). Tabakaların kalınlıkları 20 cm ile 1 m aralığında olup, sınırlı uzanımlıdır. Birim kötü boylanmalı olup herhangi bir derecelenme veya tortul yapı göstermemektedir. Mikrofasiyes açısından bu birimi, büyük bentik foraminiferlerden ve yerel olarak sparitik matriksten oluşan istiftaşı (packstone), biyomikritik bir kireçtaşı temsil emektedir.



Şekil 4.50: a) Fosilli kireçtaşlarının temsilci saha görünümü; b ve c) Büyük bentik foraminiferler içeren bu kireçtaşının yakından görünümü.

Yorum

Esasen büyük Nummulites, Assilina ve Discocyclina birlikteliğinden oluşan fosil topluluğu, olasılıkla sığ şelf ile daha derin ön kıta yamacı arasındaki yüksek enerjili çökelme ortamını düşündürmektedir (Vangorsel, 1988; Geel, 2000).

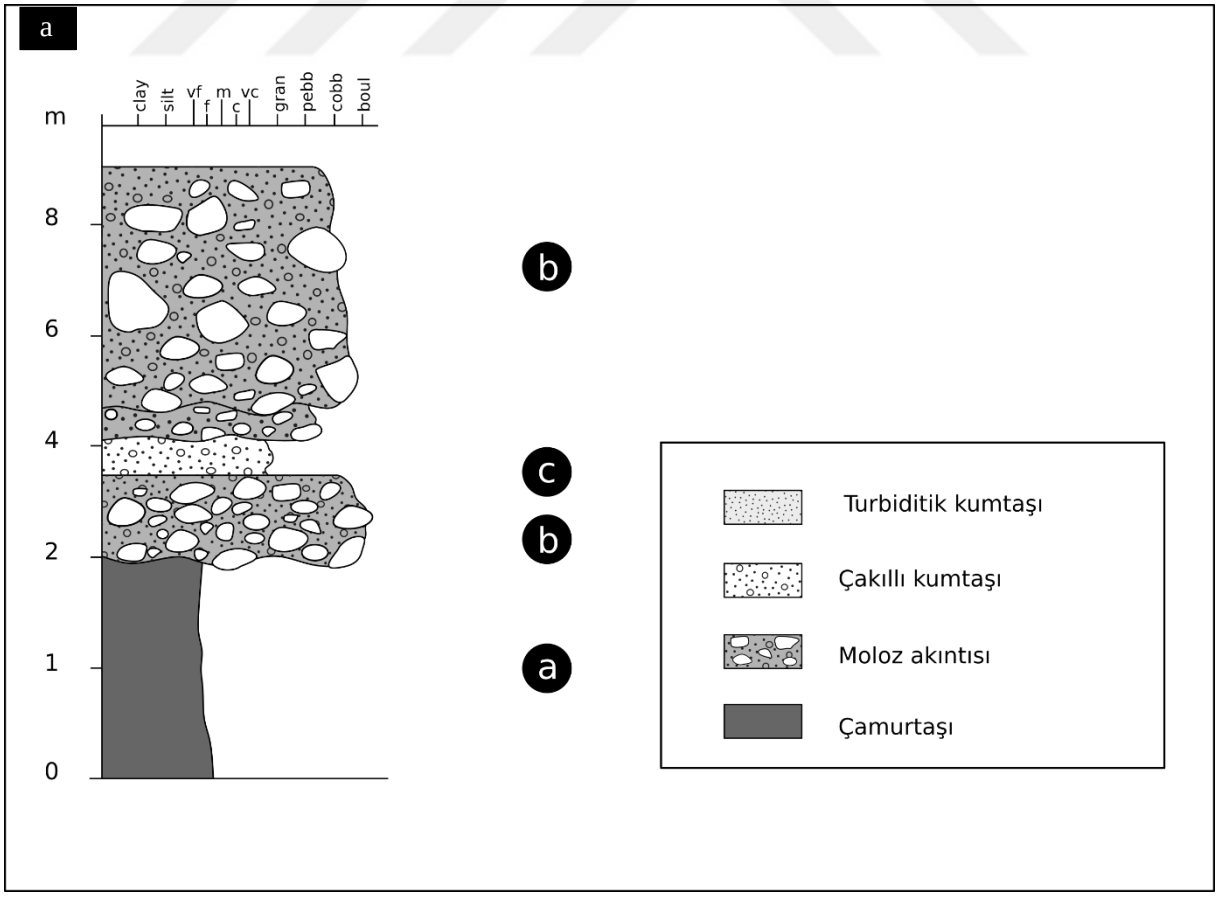
4.2.1.5. Delimahmutlu ile Yassıkaya köyleri arası

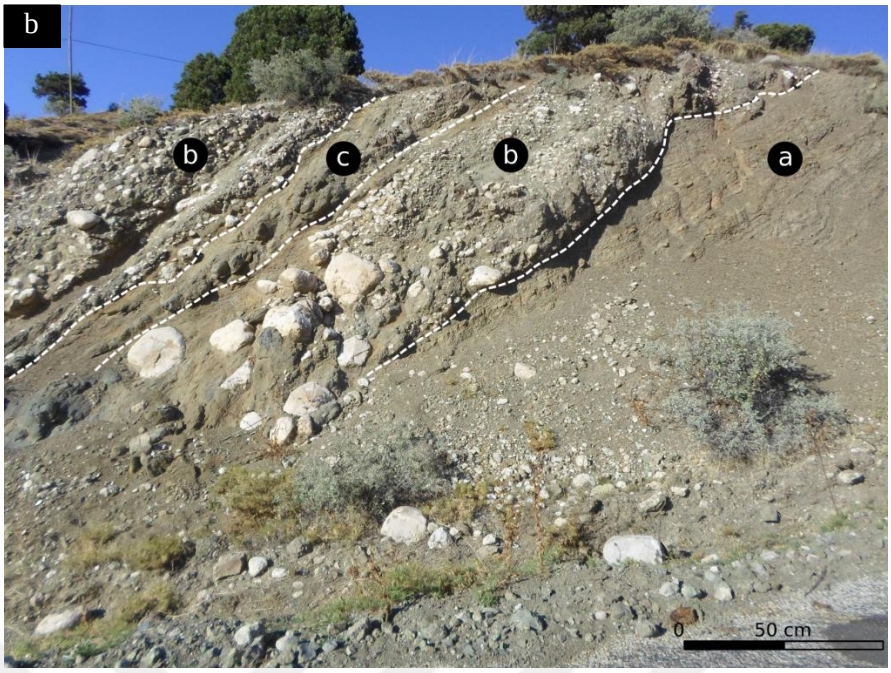
Tanım

Burada formasyon orta-ince taneli çamurlu, ince tabakalı, marn ara katkılı türbiditik kumtaşından oluşur (a). Tabakaların kalınlıkları 10 ila 15 cm arasında değişmektedir. Bu birim üste doğru, iri çakıllı kumtaşından kötü derecelenmeli ve (yerel olarak tane destekli) ve kalınlığı

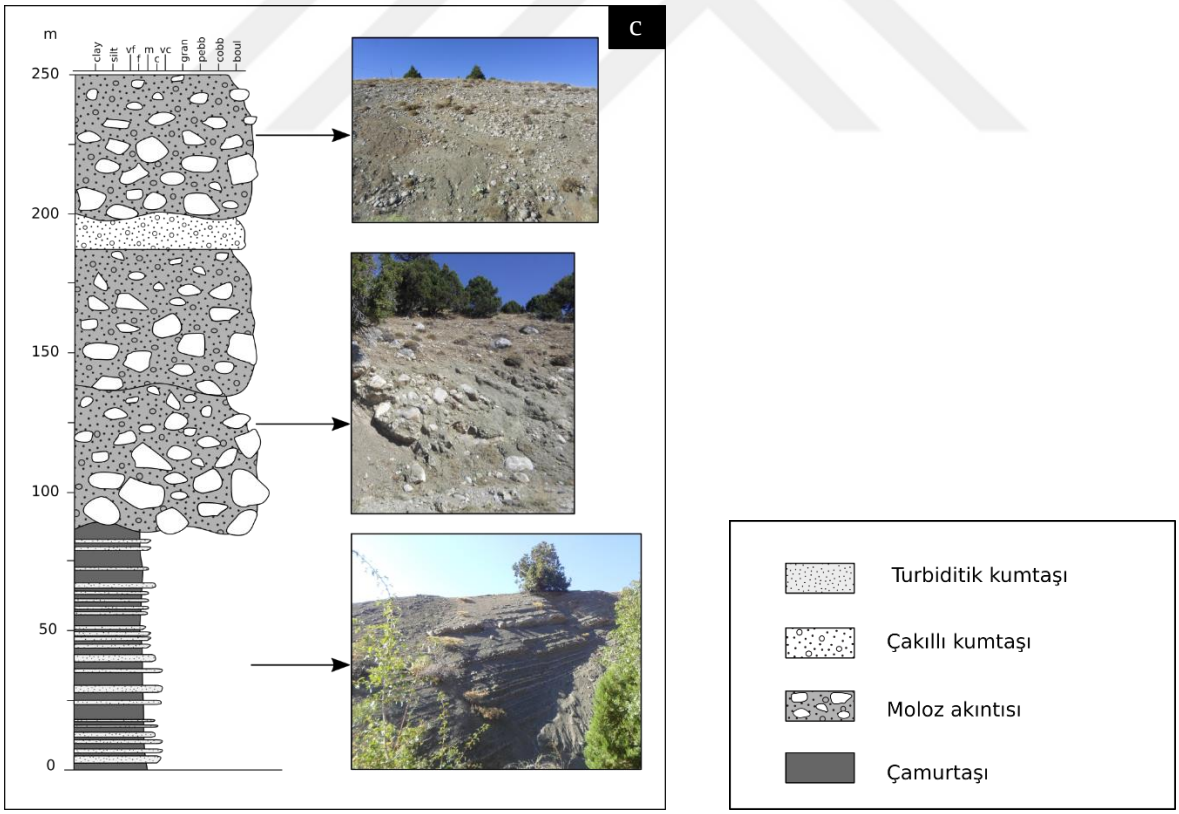
desimetreden metreye kadar değişen zayıf ila orta boylanmalı matriks destekli çakıltaşına (b) değişim gösterir. 2 cm ila 30 cm çapında, yarı köşeliden yarı yuvarlatılmış çakıl taneler, koyu griden yeşile değişen (ofiyolitik parçaların göreceli bolluğundan dolayı yeşil renk) kumtaşı matriks içersinde yer alır. Modal analize dayalı tane bileşimi, mermer, rekristalize kireçtaşı ve ofiyolit parçalarının egemen olduğunu göstermektedir. KD'ya doğru, yatay laminasyonlu ince tabakalı çamurtaşı, marn ile münavebeli kalın tabakalı, mavimsi koyu gri renkli, orta ila iri taneli kumtaşından oluşan turbiditik kumtaşı yaygın olarak yüzeylenmektedir.

Üste doğru, istifin çamurtaşı ağırlıklı kısmı belirgin olmayan akma yapıları gösterir. Bunlar yaygın/kaotik matriks destekli, kötü boylanmalı, yüksek matriks oranlı (Makriks > %60) ve ofiyolitik parçalarca zengin (Bloklar matriks içinde yerel olarak yüzer biçimde). Konglomera ile örtülmüştür. Tanerler, 50 cm'den 1.5 m'ye kadar değişen boyutlarda ve yer yer 3 m'ye ulaşan yarı yuvarlak ila yuvarlaklaşmış karbonat bloğu içerir. Bazı yerlerde öncekine benzeyen şekilde polimiktik konglomeraya geçiş gösteren yüzlerce metre münavebeli çamurtaşı, marn ve türbiditik kumtaşı bu tortul birimi (moloz akıntısı) karakterize eder. Çoğu yerlerde, bu zıt karakterli litoloji arasında sınır keskindir (Şekil 4.52).





Şekil 4.51: a) Delimahmutlu köyü KD ‘da Halkapınar formasyonu'nun ayrıntılı tortul sütün kesiti; b) sütün kesitle ilişkili farklı litofasiyesleri gösteren arazi fotoğrafı**.**



Şekil 4.52: Delimahmutlu ve Yassıkaya arasında, Halkapınar formasyonu'nun farklı litofasiyesleri gösteren arazi fotoğrafı ile temsilci sütün kesiti.

Yorumlama

Çamurtaşı ile ince türbiditik kumtaşı ardalanması, düşük yoğunluklu bulantı akıntısıyla ilişkili çökelmeyi temsil edebilir. Konglomerada kötü boylanma ile birlikte derecelendirmenin olmaması, bir döküntü akıntısıyla meydana gelen taşınmayı düşündürmektedir. Türbiditler ile birlikte moloz akıntı çökelleri, özellikle yamaç ortamının alt kısmında, bir çökelme için tipiktir (Mullins vd., 1984; Stow ve Mayall, 2000). Büyük blokların varlığı denizaltı kaya düşmesi heyelan gibi kita yamacının tabanında sıklıkla meydana gelen katastrofik çökelme ortamı olayları ile ilişkili olabilir (Mutti ve Ricci-Lucchi, 1972; Pickering, 1984; Ineson, 1989). Bu istifin kaotik ve kanal içermeyen yapısı bu görüşü desteklenmektedir (Nelson vd., 1991).

4.2.1.6. Yassıkaya Doğu Sektörü (volkanojenik) : Tüflü Türbiditler

Tanım

Bu istif başlıca normal derecelenmeli, ince ila orta tane büyüklü türbiditik kumtaşları ve beyazımsı tüflü çamurtaşı münavebeli ince tabakalı silttaşlarından oluşur (Şekil 4.53). Kumtaşı, yerel olarak iyi gelişmiş yatay düzlemsel laminasyonlar göstermektedir. 5 ile 40 cm arasında değişen tabaka kalınlıkları yer yer yanal değişim göstermektedir.



Şekil 4.53: Yassıkaya köyü doğusunda Halkapınar formasyonu'nun volkaniklastik türbiditik fasiyesinin görünümü. Bakış yönü GD'ya doğrudur.

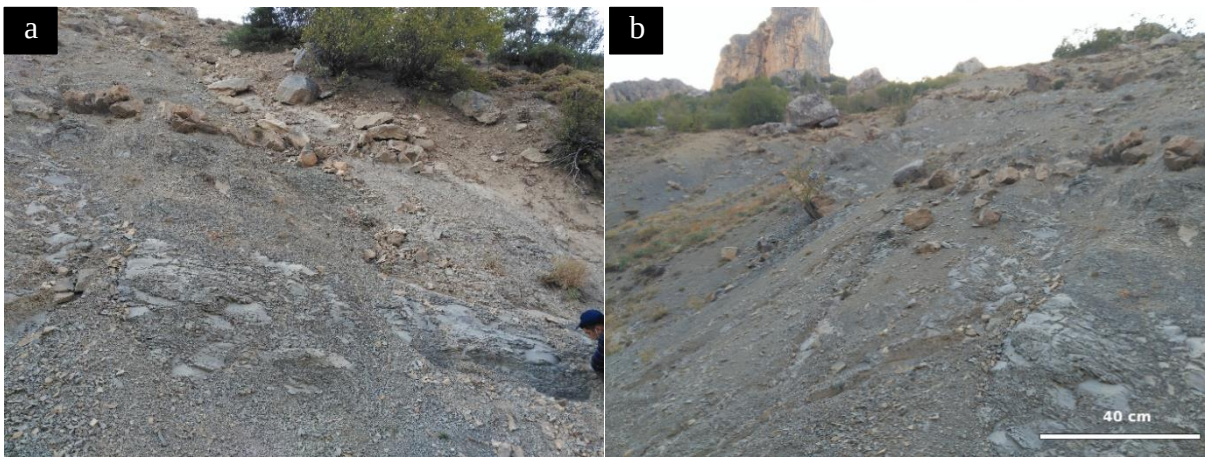
Yorumlama

Yatay düzlemsel laminasyonlu ve normal derecelenme gösteren ince taneli kumtaşı başlıca düşük yoğunluklu bir bulantı akıntısında sürünme ile oluşan hız azalımıyla ilişkili çökelmeyi göstermektedir (Lowe, 1982; Mutti, 1992). Tüflü marnlar, büyük ölçüde volkanik kül ve kırıntı kaynaklı süspansiyonun sakin su koşulları altında çökelimini göstermektedir. Bu fasiyes, Halkapınar formasyonunun çökelmesinden önce ve/veya eş yaşlı havzada aktif bir volkanik kaynağın yakınlığına işaret etmektedir. Bazı tabakalarda gözlenen yanal kalınlık değişimi, çökelimin sin-kinematik özelliğini göstermektedir. Bütün bu bulgular Ulukışla havzasının bu dönemde tektonik olarak aktif olduğunu desteklemektedir.

4.2.1.7. Darboğaz Köyü Güneyi

Tanım

Bu birim masif gri mavimsi marnlar ile klivaj gösteren çamurtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 4.54). Yüzlerce metre kalınlıkta olan istifin en üstüne doğru, nadiren 15-30 cm kalınlığında silttaşı tabakaları ardalanmaları gözlenmektedir. Bu birim bitişiğindeki Güneydağı Üyesi'nin mikritik kireçtaşlarından kopmuş büyük kireçtaşı parçaları içerir.



Şekil 4.54: a) Klivaj içeren mavimsi marnlar b) Kireçtaşı olistolitleri içeren mavimsi marnları.

Yorumlama

Çamurtaşlarının çökelimi, büyük ölçüde süspansiyondan türemiş olup düşük enerjili ortamın göstergesidir. Havza içindeki oğlan (background) sedimentasyonu temsil ettiği şeklinde yorumlanır. Bununla birlikte, kireçtaşı olistolitlerinin mevcudiyeti, bir yamaç ortamının

yakınlığını açıkça ortaya koymaktadır. Havzanın yamaç tabanı bu fasiyesin oluşumu ile ilişkilendirebilir.

4.2.1.8. Darboğaz köyü güneybatısı

Tanım

Bu birim, tabaka kalınlığı yukarıya doğru azalan, normal derecelenme sunan, kalın, masif, konglomeradan iri taneli kumtaşına değişen bir litolojik karakter ile başlar. Kumtaşı mavimsi gri renkli orta boylanmalı olup, tabaka kalınlığı desimetreden metreye kadar değişkenlik gösterir ve lokal olarak 5 cm ye kadar incelir (Şekil 4.55a). Kumtaşı tabakları arasında çamurtaşı ara katkıları nadirdir ve mevcut olduğu yerlerde birkaç cm kalınlığındadır. Üste doğru istif sık marn arakatkılı yaygın sarımsı türbiditik kumtaşlarına geçen kalın izole çakıllı kireçtaşı tabakalarından oluşur. Tabaka kalınlıkları 15-35 cm arasında değişkenlik göstermektedir (Şekil 4.55b).





Şekil 4.55: Darboğaz Köyü GB'sından Halkapınar formasyonu'nun saha görünümü; a) İri türbiditik kumtaşları; b) Türbiditlerle ilişkili çakıllı kireçtaşı. Bakış yönü Kuzeye doğrudur.

Yorumlar

Türbiditleri temsil eden normal derecelenmeli iri taneli kumtaşının, yüksek konsantrasyonlu bulantı akıntılarında sürüklenen ve süspansiyon olarak taşınan yükten tane çökelimi sonucunda oluştukları düşünülmektedir (Pickering vd., 1989). Türbiditlerle ilişkili çakıltaşları genellikle yerçekimi akıntılarıyla ilişkilidir. Bu nedenle, izole edilmiş çakıllı kireçtaşı kesin olarak moloz akıntı çökellerini temsil ederken kumtaşı ise yüksek yoğunluklu bulantı akıntısından tortulaşmayı karakterize etmektedir.

4.2.1.9. Gümüş köyü güneyi

Tanım

Bu istif tabandan kademeli olarak yukarıya doğru iyi tabakalı, çamurca zengin, yaygın türbiditik kumtaşına geçen kireçtaşı breşinden oluşur. Yukarıya doğru incelen tabaka kalınlığı ile birlikte çamurtaşı oranı artar.

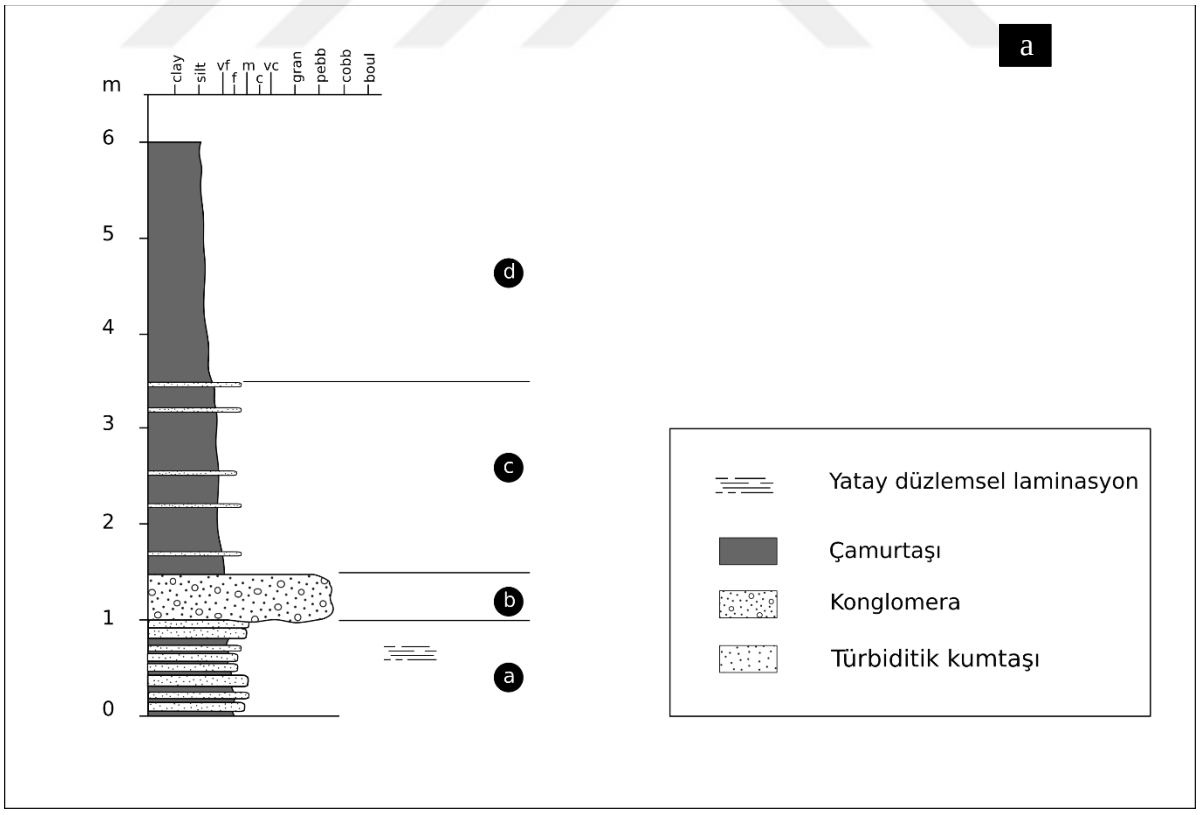
Yorum

Bu istif, bulantı akıntılarıyla oluşan çökelmeyi temsil etmektedir. İstifin yukarıya doğru incelmesi azalan sediment miktarıyla ilişkili olarak daha distal ortama geçişi temsil eder.

4.2.1.10. Tekneçukur Köyü Güney Doğusu

Tanım

Burada istif koyu gri renkli orta boy taneli, orta boylanmalı masif kumtaşlarından oluşur. Silttaşı çamurtaşı ara katkıları istifte yaygın değildir, ancak yatay düzlemsel laminasyonlar sergilerler. Tabakaların kalınlıkları 15 ila 30 cm arasında değişmektedir (a Şekil 4.56). Üzerindeki litoloji ile olan dokanak sınır keskin ve yer, yer aşınmalıdır. Bu seviyenin üzerinde, boyutları 1-10 cm arasında değişen, ofiyolit, rekristalize kireçtaşı ve radyolarit ve çok yuvarlak tanelerden oluşan tane destekli çakıltaşı yer alır (b Şekil 4.56). Kötü boylanmıştır. Tabakanın kalınlığı 40 cm civarında olup, derecelenmesi yoktur. İstifin üst kısımlarına doğru, ince taneli, çamurtaşı arakatkılı, yukarı doğru incelen kumtaşları, az ince silttaşı tabakaları içeren gri renkli çamurtaşı, marn'a geçer (c ve d Şekil 4.56).





Şekil 4.56: a) Tekneçukur köyünün güneybatısındaki Halkapınar formasyonu'nun sütün kesiti; b) İlişkili litofasiyeslerin saha fotoğrafı

Yorumlama

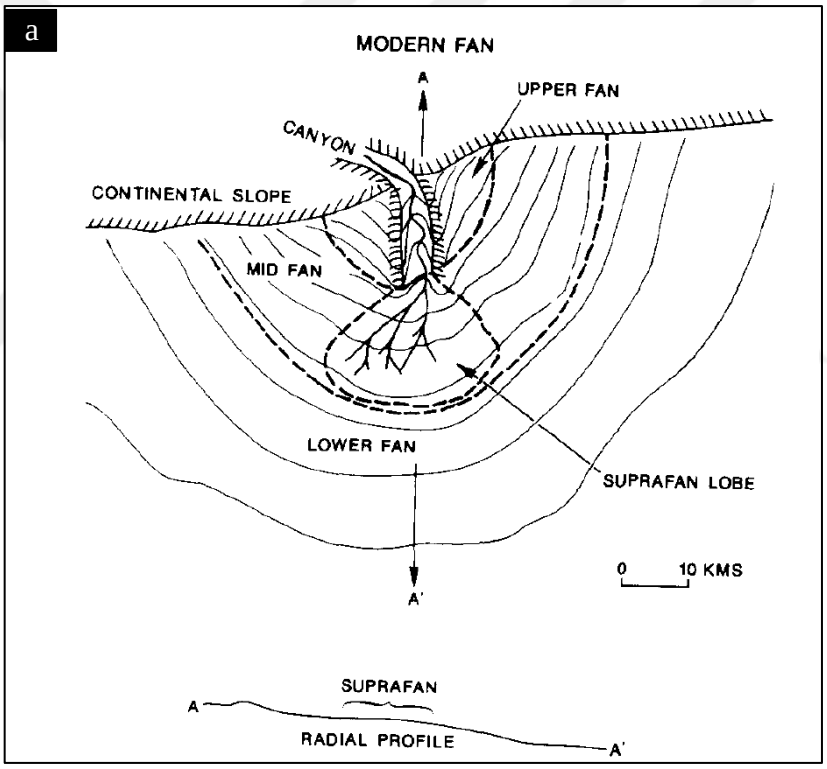
Yerel olarak yatay laminasyonlu tabandaki kumtaşı tabakalarının ardalanımı bulantı akıntıları ile çökelmeyi temsil etmektedir. Konglomera içindeki yuvarlak çakıllar çökelmeden önceki taşınmayı ve önemli derecede havza içi aşınmayı göstermektedir. Derecelenme olmayışı ve kötü boylanmış çakıltaşının aşınmalı tabanı, bu birimi kanal dolgu döküntü akıntısı olarak yorumlamamıza yol açmaktadır. Düşük yoğunluklu bulantı akıntısından çökelen çamurtaşı ardalanımlı ince taneli kumtaşı daha sakin/düşük enerji koşullarına/ortama geçişi gösterebilir.

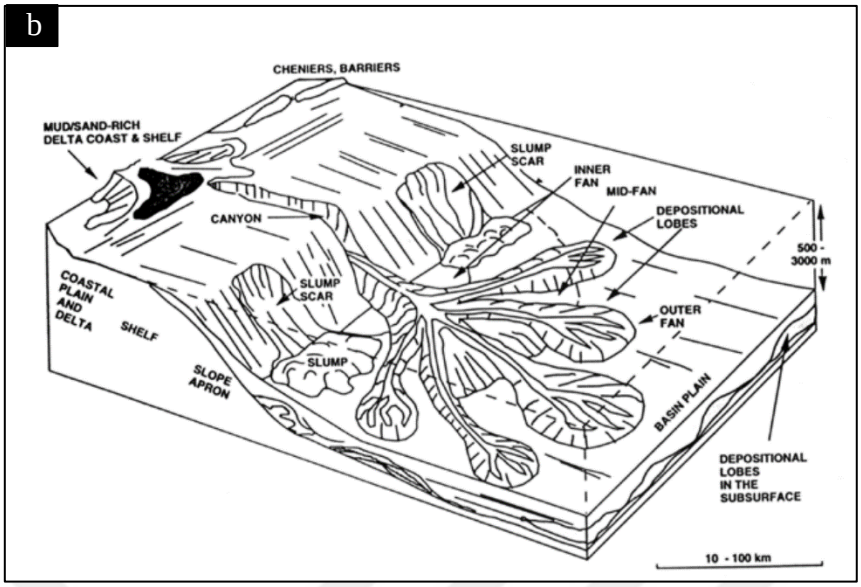
4.2.2. Halkapınar formasyonu'nun çökelim modeli

Bir denizaltı yelpazesi çökellerini karakterize eden ayırt edici bir özellik, kanalların varlığıdır (Shanmugam ve Moiola, 1988). Halkapınar türbiditik sistemi içinde kanalize konglomeratik çökel ve kanal set kompleksinin olmaması, tortul istifin denizaltında olmayan bir yelpazenin ürünü olduğunun önemli bir belirtecidir.

Bu formasyon, önemli miktarda büyük karbonat blokları ve başlıca şev duraysızlığı nedeniyle kayma, kaya düşmesi gibi yerçekimi kütle hareketleriyle yakındaki platformdan taşınarak türetilen moloz akıntı birikintilerini içermektedir. İstif içinde biyoklastik kireçtaşlarına ait bentik foraminifer topluluğunun egemen olduğu fosil topluluğu, yamaca yakın bir çökelme ortamını işaret etmektedir.

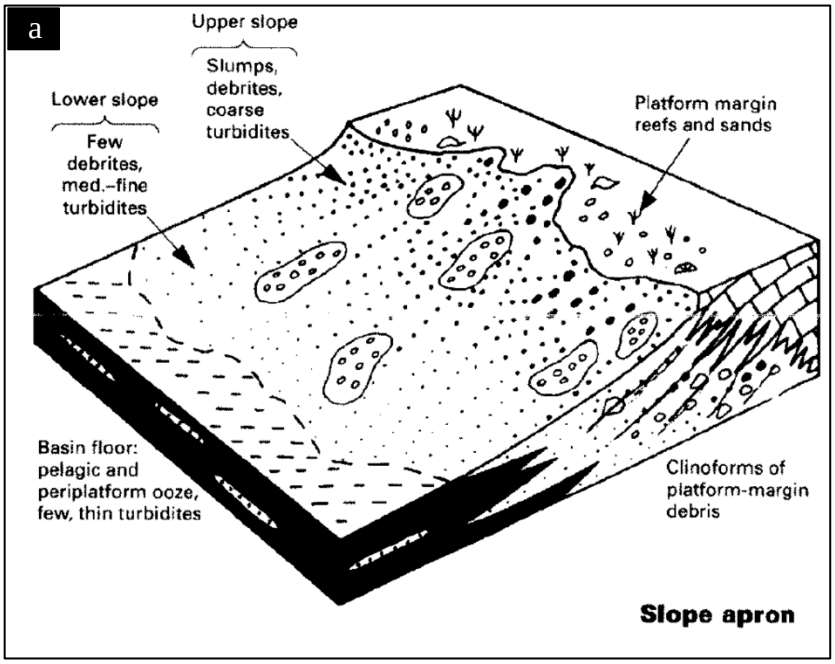
Fasiyes dağılımı açısından yamaç önü (apron) çökellerinin tipik özelliği, genellikle akmalarla ve olistolitlerle ilişkilendirilen, karışık iç yapılı döküntü akmalarının oluşturduğu kanalize olmayan birçok moloz akıntısı birikintileriyle ilişkili çamurtaşı ara katkılı ince tabakalı türbiditik kumtaşlarının baskın olmasıdır (Ineson 1989; Wagreich, 2003). Kalkarenitlerden volkanojenik kumtaşlarına kadar litolojik olarak farklı türdeki türbiditlerin varlığı lineer kaynaklarla beslenen yamaç önü (apron) sistemine benzer çok sayıda kaynağa olasılıkla işaret etmektedir (Şekil 4.58). Morfolojik olarak bir denizaltı fanı (Şekil 4.57), bir nokta kaynak besleyiciyle döngüleri yukarı doğru kalınlaşan ve incelen kanal dolguları ile temsil edilen bir üst fan, bir orta fan ve alt fandan oluşur (Mutti ve Ricci Lucchi, 1975; Walker, 1978, Normark, 1978; Shanmugam ve Moiola, 1988).

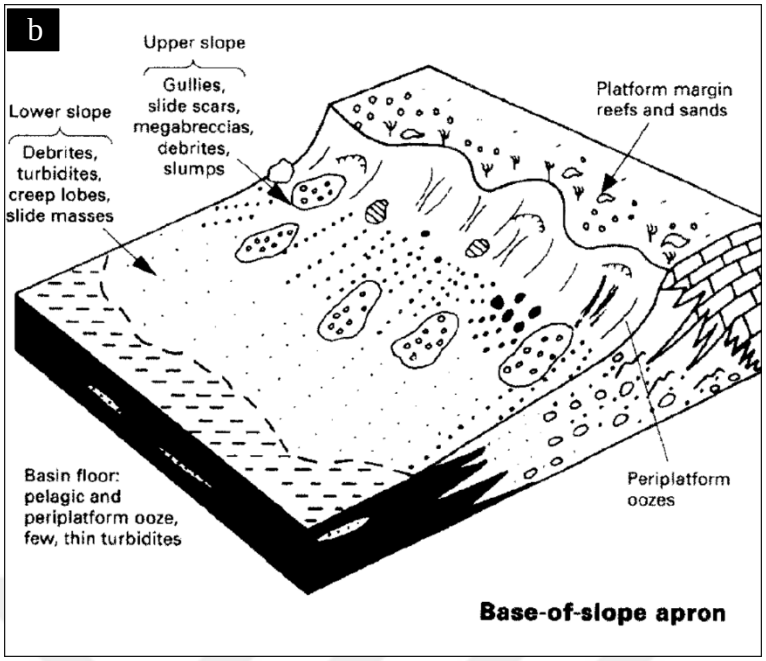




Şekil 4.57: a) Normark, 1978 tarafından önerilen denizaltı yelpazesi modeli; b) Denizaltı yelpazesinin için çökelme ortamı modeli (Reading ve Richards, 1994'dan alınmıştır). Slope Apron: Yamaç Önü; Depositional lobe: Çökelme lobu; Canyon: Kanyon; Fan: Yelpaze; Continental Slope: Kıta Yamacı; Shelf: Kıta sahanlığı.

Ne kalınlaşma ne de yukarı doğru incelme döngüsü göstermeyen Halkapınar türbidit sistemlerinin karmaşık yapısı, bir denizaltı fanı modeline uygun değildir. Bu nedenle Halkapınar türbiditik sistem daha çok yamaç önü modeliyle uyumludur.



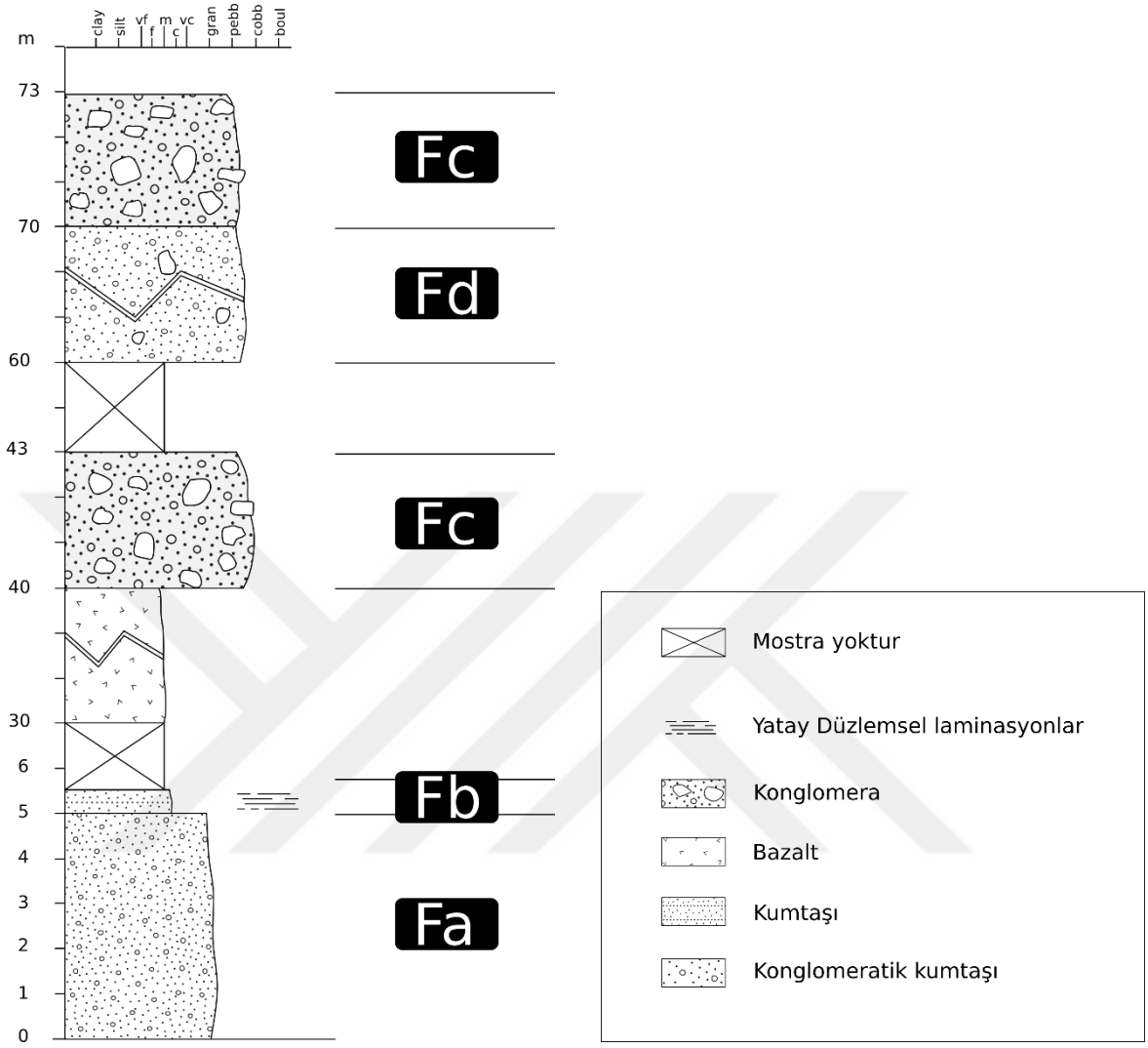


Şekil 4.58: Yamaç önü çökelme (Base of slope apron) modelleri (Mullins ve Cook, 1986'dan alınmıştır): a) Yamaç önü; b) Yamaç önü tabanı.

4.2.3. Ulukışla formasyonunun Volkanoklastik Birimi

Havzanın batısındaki Ulukışla formasyonunun volkanoklastik kayaçları daha önce bazı yazarlar tarafından haritalanmış ve Halkapınar formasyonu isimlendirilmiştir (Ulu,2009: Meijers vd. 2016; Gürbüz vd. 2020; Akgün vd. 2021). Bununla birlikte, çeşitli kanıtlar, bu volkanoklastiklerin Halkapınar formasyonu yerine Ulukışla formasyonu ile ilişkili olduğunu göstermektedir. Bu kayaları oluşturan taneler, yakındaki volkanik kayaçların (Ulukışla Volkanitleri) bozuşması ve alterasyonundan türemiştir. Ayrıca bu volkanoklastik birim Ulukışla içindeki lavları stratigrafik olarak üzerlemektedir. Ulukışla havzasında yapılan çeşitli sedimantolojik çalışmalara olmasına rağmen (Clark, 2002; Görücü, 2011; Gürbüz, 2016), bu volkanoklastikler yeterince belgelenmemiştir. Bu çalışma sırasında, çökelme sürecine ve çökelme ortamına ışık tutmak için Ulukışla formasyonuna ait volkanoklastik kayaçların sedimantolojik analizi yapılmıştır. Bu amaçla Ulukışla kasabasının kuzeyinde iki adet detaylı sedimantolojik kesit oluşturulmuştur.

4.2.3.1. Sedimanter log-1



Şekil 4.59: Ulukışla volkanoklastik istifinin ölçülmüş sedimantolojik kesiti.

Fasiyes A (FA)

Tanım

Bu fasiyes, iri taneliden çoğunlukla andezitik olan, az köşeli parçalar içeren çakıllı çamurlu kumtaşından oluşur. Bu kumtaşı çoğunlukla tüflü, orta boylanmalı, derecelenme göstermeyen masif yapıdadır. Bu düzeyin kalınlığı 5 m'ye kadar ulaşabilir ve yanal olarak devamlılık gösterir (Şekil 4.59 ve Şekil 4.60).



Şekil 4.60: Çakıllı kumtaşlarını temsil eden litofasiyes FA.

Yorumlama

İç yapısının eksikliğiyle dikkat çeken masif çakıllı kumtaşları, yüksek yoğunluklu bulantı akıntılarıyla ilişikli çökelmenin karakteristik özelliğidir (Bouma, 1962; Lowe, 1982; Mutti, 1992). Birimin yapısız özelliği, hızlı birikme nedeniyle olabilir. Kumtaşı içindeki andezitik parçaların varlığı nedeniyle, bu fasiyes kumlu moloz (döküntü) akıntısı çökeline çok benzerdir (Shanmugam, 2000). Bu nedenle, bu birim kumlu moloz akıntısı olarak yorumlanmıştır.

Fasiyes B (FB)

Tanım

Bu fasiyes orta-iri taneli, orta boylanmalı, tüflü kumtaşlarından oluşur. Kumtaşı, normal derecelemede olduğu gibi ince tabakalı olup, yatay düzlemsel laminasyonlar gösterir. Fasiyeslerin kalınlığı 50 cm civarındadır (Şekil 4.59).

Yorum

Yatay düzlemsel laminasyonlar ve kaba taneli doku ile ilişkili normal derecelenmenin varlığı, yüksek yoğunluklu bulantı akıntıları yoluyla çökelmeyi düşündürür (Lowe, 1982; Mutti, 1992).

Fasiyes C (FC)

Tanım

Bu fasiyes az miktarda tüflü kum matriksli, kötü boylanmalı, tane destekli çakıllardan oluşur. Taneler, 10 cm ile 40 cm arasında boyutlarda, az köşeliden-az yuvarlağa değişen şekillerde bazalt ve andezitlerdir (Şekil 4.59 ve Şekil 4.61).

Bu düzey, yaklaşık 3 m kalınlığındadır ve önemli miktarda ayrışma gösterir. Tanelerin üstelenme yapısı (imbrikasyonu) ve derecelenmesi yoktur.



Şekil 4.61: Kötü boylanmalı, tane destekli konglomeraları gösteren litofasiyes Fc.

Yorumlama

Derecelenme eksikliği, tanelerin üstelenme yapısı (imbrikasyonu) ve bu düzeyin düzensiz yapısı, moloz akıntısıyla oluşan çökelimi göstermektedir.

Fasiyes D (FD)

Tanım

Bu birim, 5 cm ile 40 cm arasında değişen boyutlarda, az yuvarlatılmış ila yarı köşeliye değişen şekillerde bazaltik ve andezitik parçalar içeren, kötü boylanmalı, kaotik, derecelenmesiz masif

hamur (matriks) destekli çakıltaşlarıdır. Matriks, iri taneli tüflü kumtaşından oluşur. Çakıl imbrikasyonu yoktur (Şekil 4.59 ve Şekil 4.62).

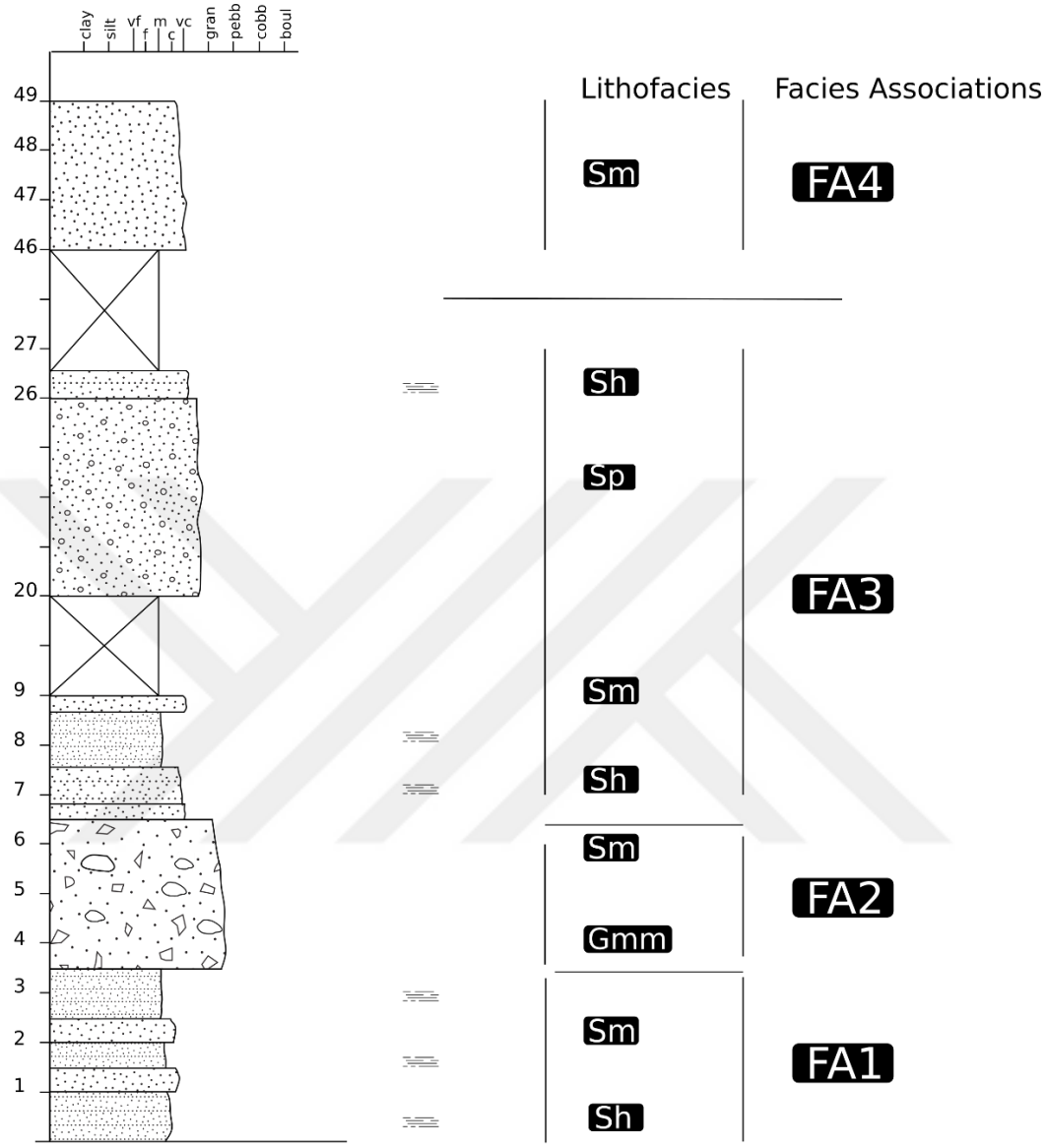


Şekil 4.62: Kötü boylanmış, matriks destekli çakıltaşlarını temsil eden litofasiyes FD.

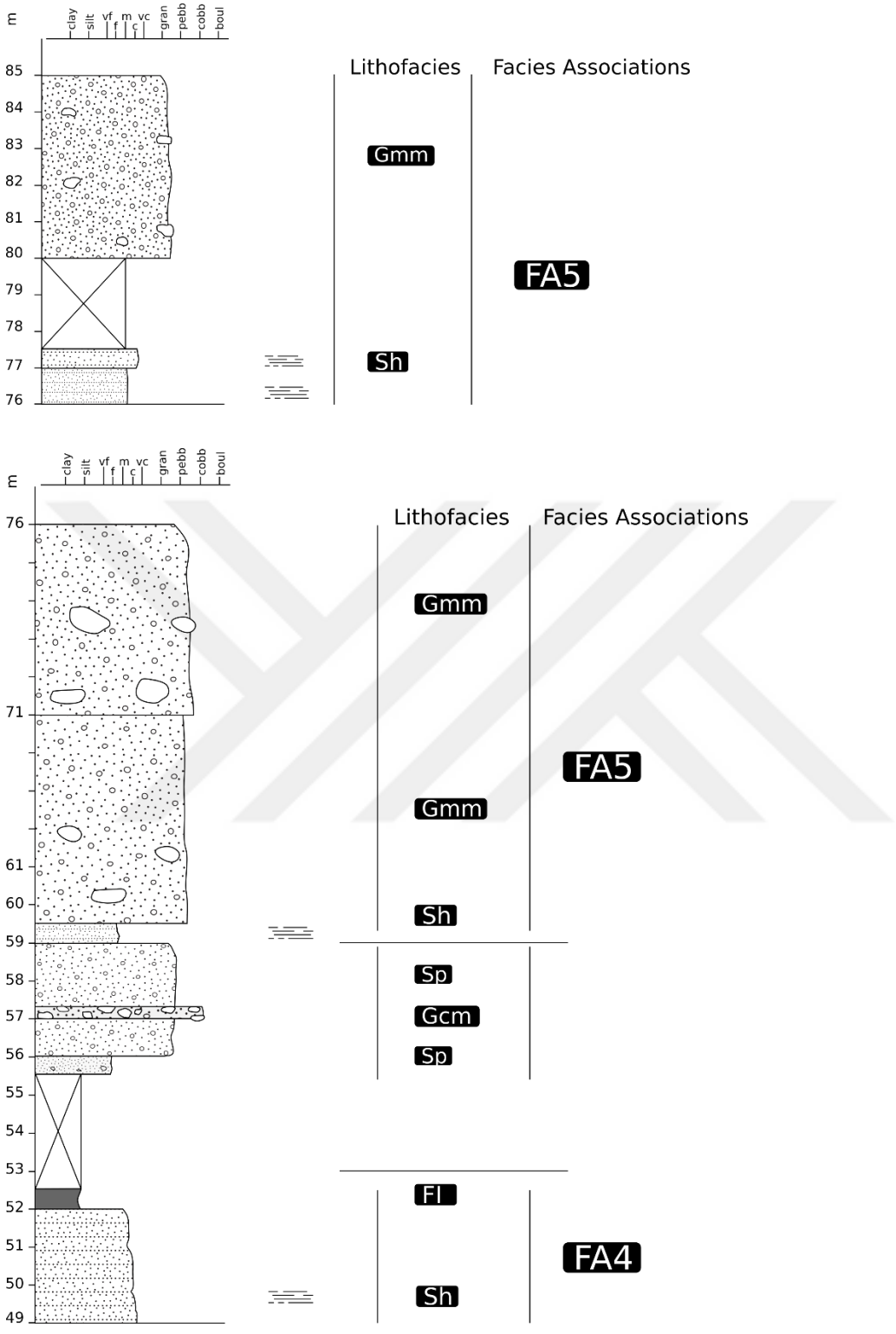
Yorumlama

Düzensiz yapısıyla birlikte kayada iç yapının yokluğu, özellikle su altı moloz akıntısıyla oluşan yer çekime kaynaklı kütle hareketlerine bağlı çökelimi gösterir (Wagreich, 2003).

4.2.3.2. Sedimanter log 2



Log 2 a



Log 2 b

Şekil 4.63: Ulukışla volkanoklastik istifinin ölçülü sedimantolojik (log-2) ve fasiyes birlikleri (Facies associations).

Fasiyes Birlikleri

Tablo 1 : Log 2 için bu çalışmada kullanılan Litofasiyes kodları.

Litofasiyes (kodlar)	Açıklamalar	Sedimanter yapılar	Yorumlama
Gmm	2-50 cm aralığında tane boyutuna sahip, matriksten tane destekliye değişen poligenik konglomera. Köşeliden yarı yuvarlatılmışa değişim gösteren taneler.	Kötü boylanmış, derecelenmesiz, imbrikasyon yapısı mevcut değildir.	Volkaniklastik döküntü akıntısı (Zanchetta vd., 2004).
Gcm	2 ile 30 cm arasında değişen boyuta sahip, yarı köşeli ila az yuvarlak andezitik ila bazaltik parçacıklı, tane destekli çakıltaşı.	Kötü boylanmış (Kaotik), imbrikasyon mevcut değildir.	Moloz akıntısı (Mutti,1992; Miall,1996).
Sp	Az miktarda az yuvarlaklaşmış andezitik granül ve iri çakıltaşları içeren iri taneli ila çakıllı kumtaşı.	Masif	Yüksek yoğunluklu bulantı akıntısı çökelim (Walker,1978; Mutti,1979 ve 1992).
Sm	Kaba, çamurlu, tüflü kumtaşı.	Masif	Yüksek yoğunluklu bulantı akıntısı çökelim
Sh	Orta, ince ila iri taneli tüflü kumtaşı.	Orta dereceli boylanmalı, normal derecelenmeli, yatay düzlemsel laminasyonlar	Yüksek yoğunluklu bulantı akıntısı çökelim
FI	Çamurtaşı.	Zayıf laminasyonlar	Düşük enerji, süspansiyon çökeltisi (Mutti,1992).

Fasiyes Birlikleri 1 (FA1): Sh, Sm : Türbiditler

Tanım

Bu fasiyes birliği yaklaşık 3 m kalınlığında ve esasen tüflüdür. İnce yatay laminasyonlar sergileyen, normal derecelenmeli, ortadan iriye değisen çamurlu kumtaşlarıyla (Sh) iri masif kumtaşlarının (Sm) ardalanmasından oluşur. Tabakaların kalınlığı 0,5 m ila 1 m arasındadır. Biyotürbasyon yoktur (Şekil 4.63).

Yorum

Yatay düzlemsel laminasyonlar, derecelenme ve kaba taneli dokunun varlığı yüksek yoğunluklu bulantı akıntılarıyla oluşan çökelimi göstermektedir (Tablo1) (Normark ve Piper, 1991; Einsele, 1992; Stow, 1994).

Fasies Birlikleri 2 (FA2): Gmm, Sm: moloz akıntısı

Tanım

Bu fasiyes taneleri çoğunlukla andezitik-bazaltik olan kumlu hamur destekli çakıltaşlarından oluşur. Çakıllar az köşeliden az yuvarlağa değişkenlik gösterir ve büyük oranda bozuşmuştur. Boyutları 2-50 cm arasında değişmektedir. Bu konglomera ne derecelenme ne imbrikasyonu göstermez (Gmm) kötü boylanmalıdır. Herhangi bir sedimenter yapı göstermeden çamurlu tüflü masif kaba kumtaşı (Sm) ile ilişkilidir (Şekil 4.63).

Yorumlama

Matriks destekli, düzensiz ve kötü boylanmalı yapıyla karakterize olan bu fasiyes birliği tipik olarak, su altı volkaniklastik döküntü akıntısı çökelidir (Tablo 1).

Fasiyes birliği 3: Sh, Sm, Sp: Türbiditler

Tanım

Bu birlik ortadan-inceye değişen boyutlu, normal derecelenme ve yatay düzlemsel laminasyonlu orta derecede boylanmalı kumtaşından (Sh), iri çamurlu masif kumtaşı (Sm) ve az miktarda yuvarlaklaşmış andezitik granül ve bloklu açık gri ila pembemsi, kötü boylanmalı,

iri veya çakıllı kumtaşından (Sp) oluşur. Çakıllı kumtaşının kalınlığı 6 m'yi bulabilmektedir (Şekil 4.63).

Yorum

Bu birliği, yüksek yoğunluklu bulantı akıntısıyla oluşan çökelmeyi temsil ettiği şeklinde yorumlanır (Lowe, 1982; Mutti, 1992).

Fasiyes birlikteliği 4 (FA4): Sm, Sh, FI: Türbiditler

Tanım

Normal derecelenme ve yatay laminasyonlar gösteren ince taneli orta ila kötü boylanmalı kumtaşı (Sh) ile ardalanan iri masif kumtaşından (Sm) oluşur. Bu fasiyesin üzeri gri çamurtaşı (FI) ile örtülüdür. Bu birlikteliğin kalınlığı 6,5 m civarındadır (Şekil 4.63). Biyotürbasyon yoktur.

Yorumlama

Üstteki çamurtaşı, düşük yoğunluklu bulantı akıntısı ile ilişkili süspansiyondan çökelirken (Lowe, 1982; Mutti, 1992) masif kumtaşı ve yatay laminalı kumtaşı, yüksek yoğunluklu bulantı akıntısından çökelmeyi temsil etmektedir (Lowe, 1982; Mutti, 1992) (Tablo 1).

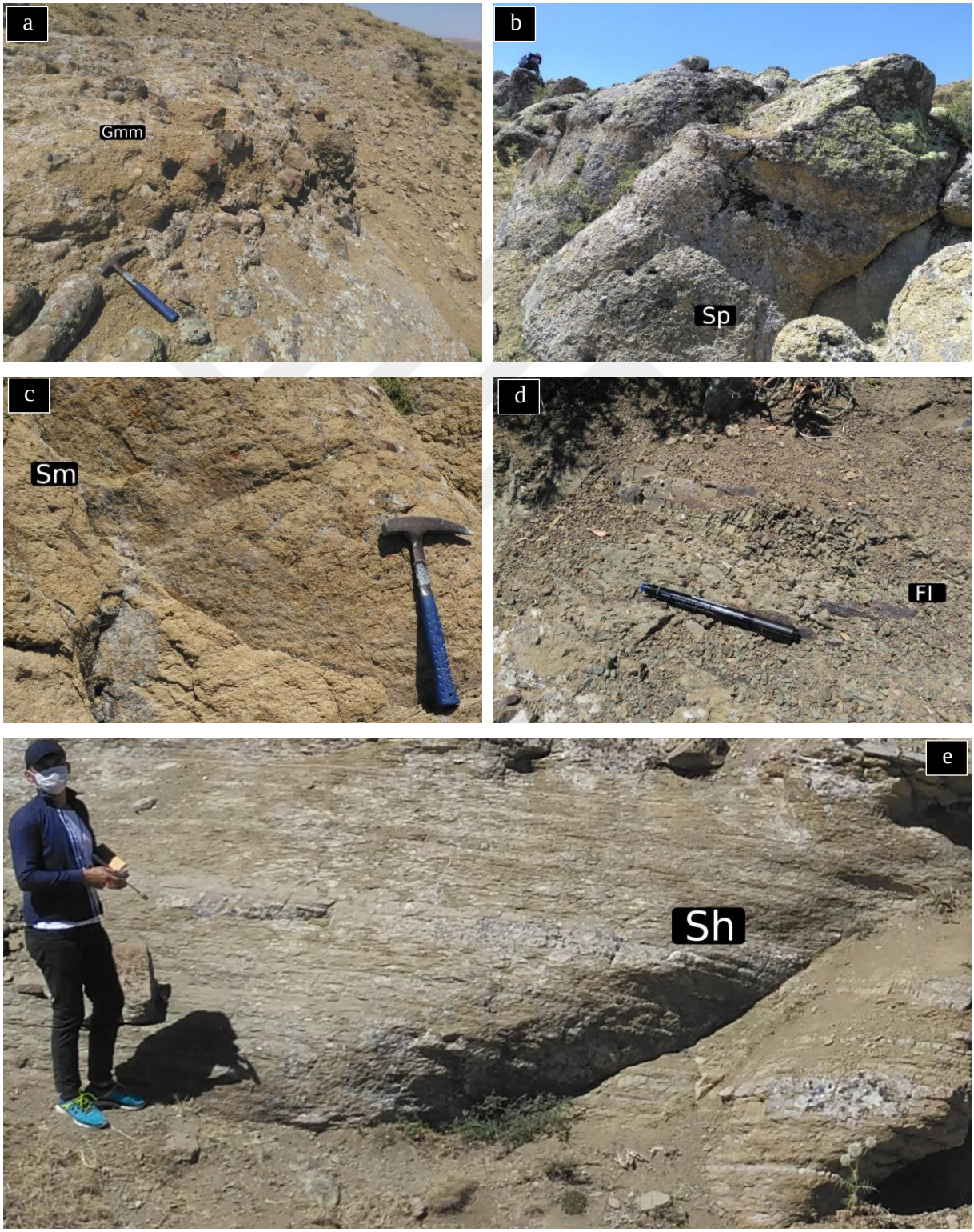
Fasiyes birlikteliği, 5 (FA5): Sp, Gcm,Sh, Gmm : Moloz akıntısı

Tanım

Bu fasiyes birlikteliğinin, kalınlığı 20 m ile 22 m arasında değişir ve yanal olarak devamlıdır (Şekil 4.63). Bu fasiyes birliği, az miktarda az yuvarlaklaşmış andezitik granül ve blok içeren iri taneli ila çakıllı kumtaşı (Sp), boyutları 2 ila 30 cm arasında değişen, yarı köşeli ila az yuvarlak bazaltik parçalı, kötü boylanmalı, tane destekli çakıltaşı (Gcm); normal boylanmalı ve yatay düzlemsel laminasyonlu orta-ince taneli, orta derecede boylanmış kumtaşı (Sh), ve 2-50 cm aralığında tane boyutuna sahip çamurlu kumtaşı matriks ila tane-destekli polijenik konglomera (Gmm) dan oluşur. Bu konglomera, ne derecelenme ne imbrikasyon (Gmm) göstermeden kötü boylanmıştır (Şekil 4.64a).

Yorumlama

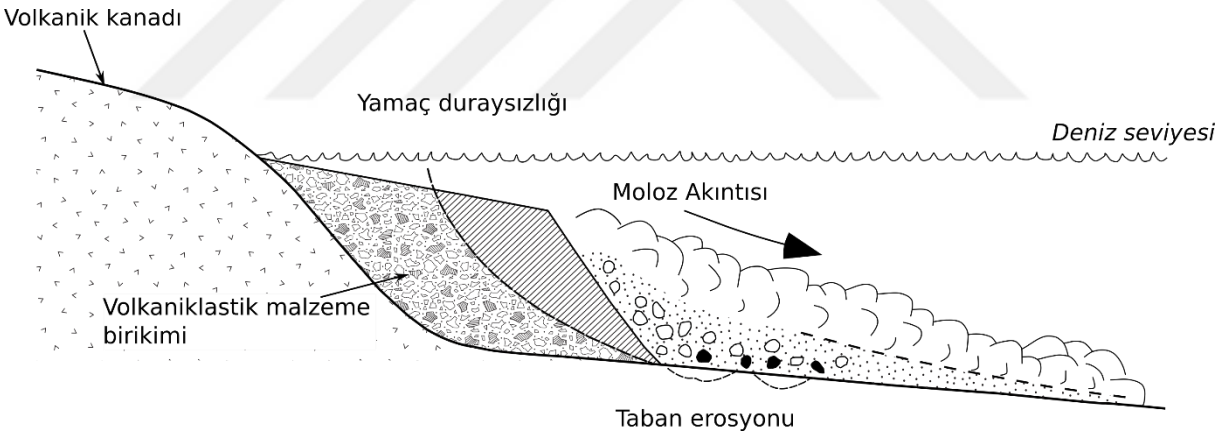
Bu birliktelik tipik olarak bir su altı döküntü akıntısı çökelini karakterize eder (Tablo 1). Parça tanelerin boyutu ve çoğunlukla az köşeli şekli kısa mesafeli taşınmayı ve kaynağın göreceli olarak yakınında çökelmeyi göstermektedir.



Şekil 4.64: Ulukışla formasyonu'ndaki volkanoklastik litofasiyeslerin temsili görünümü: a) Gmm litofasiyesleri; b) Sp litofasiyesleri; c) Sm litofasiyesleri; d) FI litofasiyesleri; e) Sh litofasiyes.

4.2.4. Sentez ve çökelme modelleri

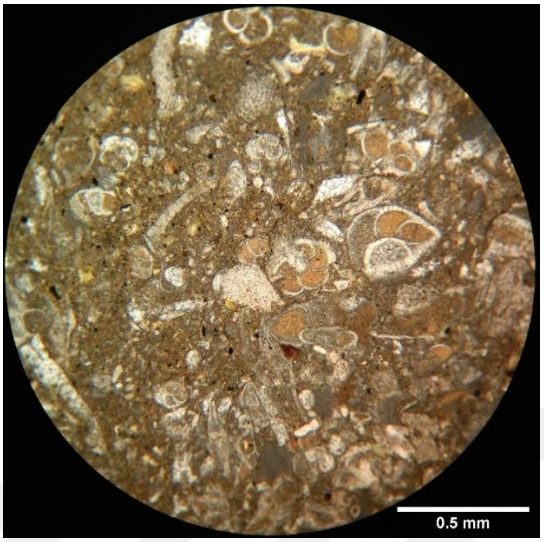
Bu volkanoklastik birim, başlıca, birbirini takip eden moloz akıntısı ve türbidit çökellerinden oluşur. Bazı alanlarda 50 cm'ye ulaşan çoğunlukla büyük, yarı köşeli parçalardan oluşan moloz akıntısı çökeli kısa mesafeli taşınmayı düşündürmektedir. Moloz akıntısı çökelinin büyük bir kısmını oluşturan andezitik ila bazaltik parçalardan ileri derecede bozuşmuştur ve havza içi aşınma (reworking) ile kaynağa bitişik yakın bir ortamda yeniden çökelmeye işaret etmektedir. Konglomeranın matriksi ve ilişkili türbidit çökelleri, çoğunlukla, volkan önü (apron) çökellerinin remobilizasyonu ve yeniden çökelmesini düşündüren volkanik alterasyon ürünlerinden oluşur. Volkan kenarı veya volkan önü çökellerinin yamaç duraysızlığı veya çökmesiyle tetiklenen sediment yerçekimi akıntısı, özellikle moloz akıntısı ve bulantı akıntıları, başlıca taşınma şekillerini oluşturur (Şekil 4.65). Bu da denizaltı ortamındaki volkanik yamaç tabanında volkanoklastik çökelmenin yaygın nedenidir.



Şekil 4.65: Ulukışla formasyonu'nun volkanoklastik biriminin çökelme modeli. Schneider (2000)'den değiştirilerek alınmıştır.

Bu birimin ayrıca volkanoklastik istifin pelajik kireçtaşı tarafından örtüldüğü Çat köyünün kuzeyinde yüzeylenmektedir. Bu kireçtaşı içeresindeki başlıca Globorotalia gracilis Bolli, Subbotina cf. eocaena (Guembel), Globigerina sp., Morozovella sp., Globigerina soldadoensis Brönnimann, Globorotalia sp., Morozovella cf. spinulosa Cushman, Acarinina sp.,Valvulineria aff. patalaensis Haque ve Granorotalia bkz. sublobata Benedetti vd., 2011 gibi planktik foraminferler erken Eosen yaşı vermektedir (Şekil 4.66) . Buna göre volkanoklastik birimin çökelme yaşı, üstteki kireçtaşın yaşına karşılık gelen erken Eosen ile Ulukışla Volkanitlerinin

yaşını temsil eden Tanesiyen aralığı olarak sınırlandırılabilir. Batimetri açısından, planktik foraminiferlerin gösterdiği gibi, çökelme derin deniz, açık deniz ortamında meydana gelmiş olmalıdır.



Şekil 4.66: Çat köyünün kuzeyindeki Ulukışla volkaniklastik birimi örten pelajik kireçtaşının planktik foraminiferlerini gösteren fotomikrografı.

4.3. KIRINTILI ÇÖKELLERİN (HALKAPINAR VE BOZBELTEPE FORMASYONLARININ) PETROGRAFİSİ VE JEOKİMYASI: PROVENANS VE TEKTONİK ORTAM ÇIKARIMLARI

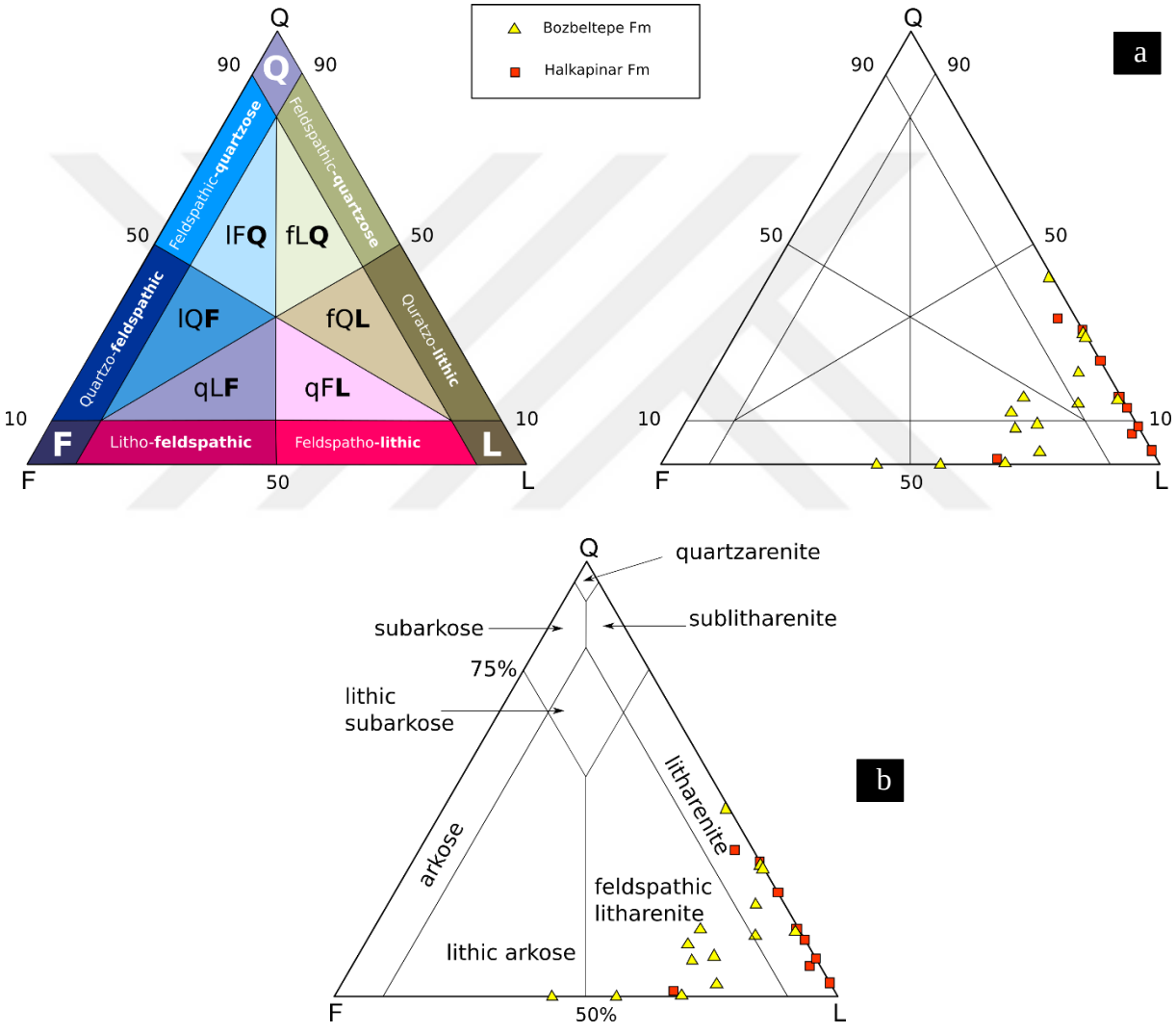
4.3.1. Halkapınar formasyonu

4.3.1.1. Petrografi

Halkapınar formasyonu'nun türbiditik kumtaşları, Garzanti'nin (2019) sınıflandırma şemasına göre esasen kuvarsolitik ile litik veya feldspatolitiktir (Şekil 4.67a). McBride'nin (1963) sınıflandırma şemasında ise ağırlıklı olarak litarenittir ve sadece bir örnek feldspatik litarenit alanına düşmektedir (Şekil 4.67b). Bu kumtaşları zayıf ila orta boylanmalı olup, taneler çoğunlukla köşeli ile yarı köşeli arasıdır. Dokusal ve bileşimsel olgunluk düşüktür ve bu tortuların olgunlaşmamış olarak sınıflandırılmasına izin verir. Olgunlaşmamış sedimanların ortak bir özelliği, kaynağın yakınında kısa mesafeli taşınma ve birikme sonucunda düşük derecede yeniden işlenmesidir (Tucker, 2001).

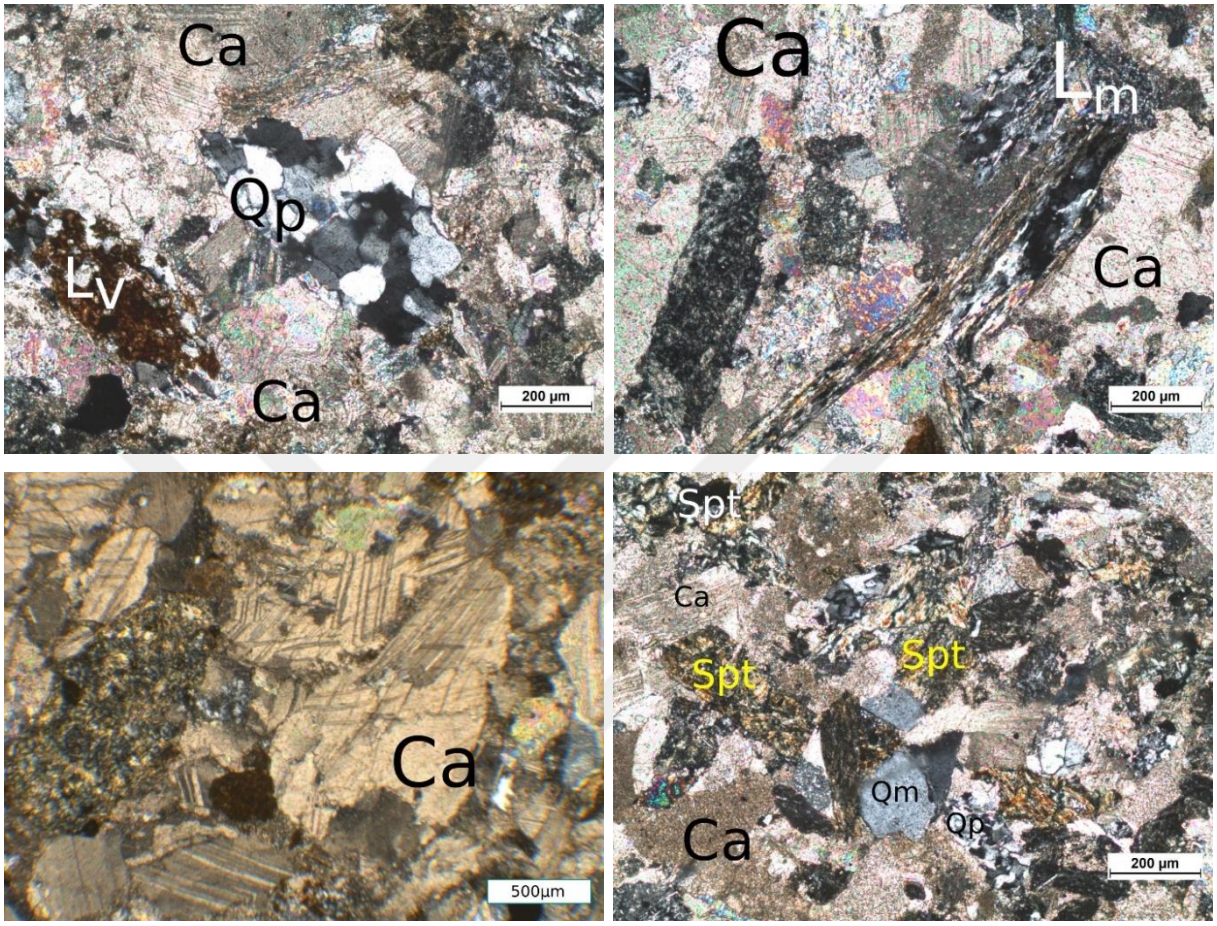
Kalsit minerali, çerçevenin %34 ila 59'unu temsil eden baskın bileşeni oluşturur. İncelenen örneklerde kırıntılı ve otijenik kalsit ayrımı zordur. Buna uygun olarak, bunların nispi oranı kesin olarak belirlenemez. Ağırlıklı olarak serpantinit tanelerinden oluşan ofiyolitik parçalar,

%9 ila 35 arasında değişen ikinci en bol bileşeni temsil eder. Kuvars, monokristal ve polikristal tane türleri arasında değişken oranda, %0,65 ila %33 oranında yaygındır. Sedimanter litikler birçok örnekte %0 ile 18 arasında değişen belirgin oranlarla çört, ve silttaşı tanelerini içerir. Sadece plajiyoklazdan oluşan feldispat, genellikle %2'den az miktarda mevcut olmasına rağmen, nadirdir, istisnai olarak bir örnekte %15'e ulaşabilir. Küçük bileşenler arasında volkanik litikler (%0,32 ile 15), metamorfik litikler (şist) ve ihmal edilebilir miktarda opak mineraller bulunur (Şekil 4.68).



Şekil 4.67: Halkapınar ve Bozbeltepe Formasyonlarının ana bileşenlerine dayalı kumtaşı sınıflandırma diyagramları; a) Garzanti sınıflanması (2019): Q=kuvars (qQ=saf kuvartoz); F=feldspatik; L=litik; FQ=feldispato-kuvartoz (fFQ=feldispatça zengin; qFQ=kuvarsça zengin); QF=kuvartzo-feldispatik; lF=lito-feldispatik; FL=feldispatolitik; QL=kuvartzolitik; LQ=lito-kuvartoz; lFQ=lito-feldspatho-kuvartoz; lQF=lito-kuvartzo-feldispatik; qLF=kuvartzo-litofeldispatik; qFL=kuvartzo-feldispato-litik; fQL=feldspato-kuvartzo-litik; fLQ=feldspato-lito-kuvartoz. b) McBride sınıflaması (1963). quartzarenite: kuvars arenit;

Şekil 4.67 (devam): litharenite: litik arenit; feldspatic litharenite: feldspatik litarenit; litic arkose: litik arkoz; subarkose: subarkoz; arkose:arkoz.



Şekil 4.68: Halkapınar formasyonuna ait temsili kumtaşlarının fotomikrografları. Ca : Kalsit, Qm : monokristalen kuvars, Qp : polikristalen kuvars, Lm : metamorfik litikler, Lv : volkanik litikler, Spt : Sperpentinit parçaları.

4.3.1.2. Provenans

Halkapınar formasyonu'nun yüksek kalsit içeriği, Bolkar karbonat platformunun rekristalize kireçtaşından ve muhtemelen Aktaştepe formasyonu'ndan türediğini düşündürmektedir. Bu durum, Halkapınar formasyonu içinde çakıllı bir tabakta bulunan mermer ve rekristalize kireçtaşı parçalarının varlığı ile desteklenmektedir (Bkz. Ek-2). Şist ve polikristalin kuvars içeren metamorfik litiklerle ilişkili serpantinit parçaları, en olası kaynağı oluşturabilecek olan Alihoca ofiyolitik melanjına bağlıdır. Ayrıca, Halkapınar ve Ulukışla Formasyonları arasındaki dokanağın geçişli olması nedeniyle büyük olasılıkla Ulukışla formasyonu'ndan türemiştir (Halkapınar formasyonu'nun üstü kısmı ağırlıklı olarak volkanik litik'lerden oluşmaktadır).

Niğde masifi, Halkapınar formasyonundan uzak olmasına rağmen, metamorfik kırıntılar sağlayan bir başka potansiyel kaynak teşkil edebilir. Bununla birlikte, çoğu tanelerin köşeli olması nedeniyle, bu hipotez pek olası görünmemektedir. Ayrıca, Üçkapılı Granitinden zirkonlar üzerinde yapılan U-Pb yaş aralığı 92 ile 77 My (Whitney vd., 2003) ve 72.5±1.1 My (Engin, 2013) arasında bulunmuştur. Halkapınar formasyonu, Niğde masifinden herhangi bir katkı almışsa, oldukça uyumlu yaş aralığındaki zirkon popülasyonunu içermesi gerekir. Halkapınar formasyonunun Darboğaz köyü girişinden alınan bir örnekte (638785.85 m E / 4149640.14 m N) ağırlıklı olan 60 My ve 50 My kırıntılı zirkon yaşları, 53.4±2.4 My ile aynı köyün çıkışından (638866.66 m E / 4148507.60 m N) elde edilen diğer bir örnekte 90-100 My (Engin, 2013) yaşları Niğde masifinden beklenen yaşlarla tam olarak örtüşmemektedir. Sonuç olarak, Niğde masifi, Halkapınar formasyonu için olası kaynak dışında olarak tutulmuştur.

4.3.1.3. Bileşimsel trend

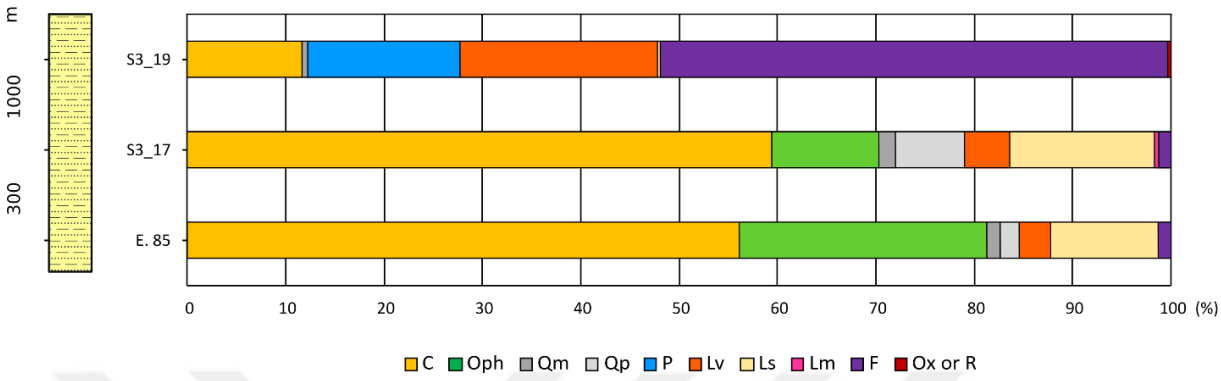
Halkapınar kumtaşlarının mekân ve zaman içindeki bileşimsel değişkenliğini araştırmak için farklı lokasyonlardan temsili örnekler seçilmiş ve analiz edilmiştir (Şekil 4.69). Bu çalışma için, formasyonu Gümüş köyünün batısındaki orta üst seviyelerinde alınan örnekler incelenmiştir. Birimin taban kısmından alınan örnek kayaç %80'den fazla karbonat ve ofiyolitik parçalardan oluşur ve tortul litikler %10 civarındadır. İstifin üst kısımlarına doğru formasyonun kompozisyon eğilimini karakterize eden en önemli noktalar şunlardır:

- Ofiyolitik parçalar %25 oranından ani olarak azalmakta ve üste doğu tamamen yok olmaktadır.
- Karbonat oranında büyük bir azalma %59 den %11'e değişim gözlenmektedir. Kuvars miktar ihmal edilebilir hale gelmekte, yaklaşık %8'den sıfıra doğru değişim gözlenmektedir.
- Plajiyoklas'ın %15'e varan oranda varlığı, istifin taban ve orta kısımları bu mineralden yoksundur.
- Volkanik litiklerin bolluğunda yaklaşık %3'ten %20'ye önemli artış vardır.

İstifin üst kısmı %51'inden fazla fosil içeriğine sahiptir.

Plajiyoklaz ve volkanik litiklerin nispi artışı, volkanik bir kaynaktan türediğini düşündürebilir. Buna göre, istifin üst kısmındaki bileşimsel değişiklik, önemli kökensel bir değişimi, karbonat

ve ofiyolit baskın bir kaynaktan (İpresiyen) mafik volkanik bir kaynağa (Lütesiyen) evrimi, yansıtmaktadır.



Şekil 4.69: Halkapınar formasyonu'nun Gümüş köyü batısındaki kesitteki zamansal bileşim değişimi. C: Kalsit, Oph: Ofiyolit , Qm: monokristal kuvars, Qp: polikristal kuvars, P: Plajiyoklas, Lv: volkanik litik , Ls: tortul litik , Lm : metamorfik litikler , F : fosiller , Ox veya R: opak mineraller. S3_19, S3_17 ve E.85 numune adlamasını temsil etmektedir. S3_19 Lütesiyen yaşındadır (bu çalışmada belirlenen fosile göre). E.85, İpresiyen yaşındadır (korelasyona dayalı olarak), çünkü aynı lokasyon çevresinden toplanan bir örnek 53.4±2.4 My U-Pb zirkon yaşı vermiştir (Engin,2013).

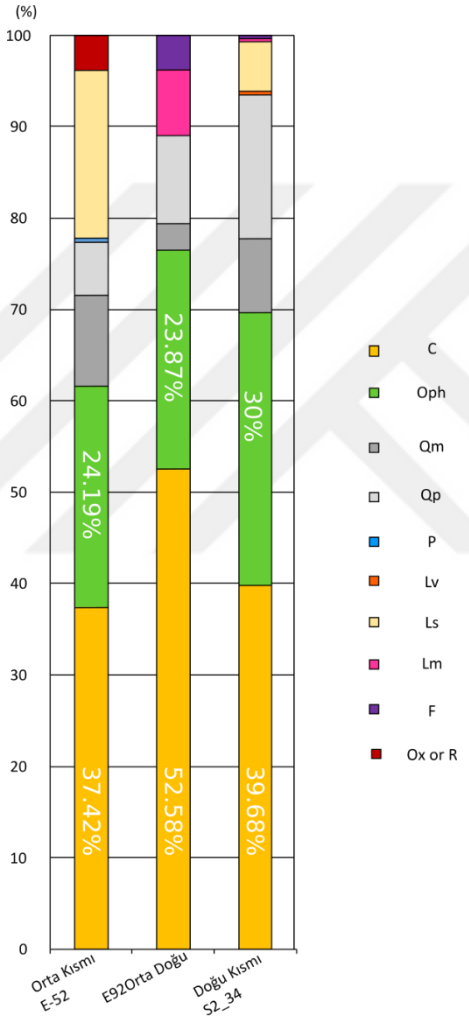
4.3.1.4. Yanal yönde bileşimel değişim

Göreceli yanal bileşim eğilimini tahmin etmek için, Ulukışla havzasının güney kesiminde Halkapınar formasyonunun taban kısmından doğrultu (doğu-batı) boyunca üç farklı konumda temsili örnekler seçilmiştir (Şekil 4.70). En batıdaki örneğin yeri Darboğaz köyünün yaklaşık 3,8 km güneybatısında yer almaktadır. İkinci örnek Tekneçukur köyünün yaklaşık 2,5 km güneydoğusunda ve üçüncü örnek ise ikinci örneğe göre 1,3 km daha doğuda alınmıştır. Bu örnekler ile ilişkili önemli gözlemler aşağıdaki gibidir:

- Karbonat her üç örnekte, yaklaşık %37 ile %52 arasında değişen oranlarda baskın fraksiyonu oluşturmaktadır.
- En doğudaki örnek, kayanın yaklaşık %30'unu oluşturan ofiyolitik parçalar ve kuvars yaklaşık %24'ünü oluşturan kuvars bakımından diğerlerine göre daha zengindir.
- Orta kısımdaki örnek %52'ye varan oranlardan yüksek karbonat içeriği ve yaklaşık %7' oranında metamorfik litik (şistoz) parçalar ile karakterize olur. Diğer örneklerde litik parçalar neredeyse yoktur.

En batıdaki örnek %4 civarında kayda değer miktarda opak mineraller ile %0.32 civarında çok düşük oranda plajiyoklaz içerirken, diğer iki örnek bunlardan tamamen yoksundur. Plajiyoklaz oranı çok düşük olmasına rağmen önemli bir kaynak göstergesi olabilir. Ek olarak, tortul litikler tüm örneklerin en yüksek oranına sahiptir.

En göze çarpan iki eğilim, ofiyolitik parçaların doğuya doğru artması ve kaynağa göreli yakınlıkla açıklanabilecek olan karbonat içeriğinin orta kısma doğru artmasıdır.



Şekil 4.70: Halkapınar formasyonuna ait temsili kumtaşlarının modal bileşimi. (Yanal bileşim varyasyonu gösteriliyor). C: Kalsit, Oph: Ofiyolit, Qm: monokristal kuvars, Qp: polikristal kuvars, P: Plajiyoklaz, Lv: volkanik litik , Ls: tortul litik , Lm: metamorfik litik , F: Fosil , Ox ve R opak mineraller

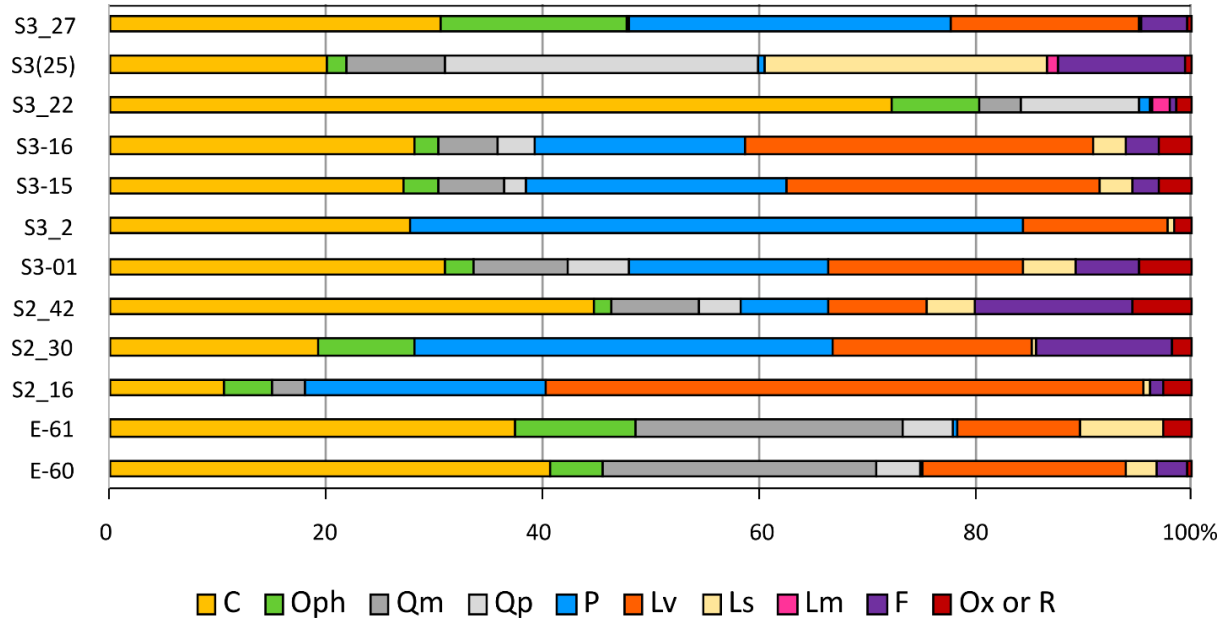
Elde edilen sonuçlara dayalı olarak, Halkapınar formasyonunun çökelimi sırasında Bolkar platformu ve Alihoca Ofiyolitli melanjının erozyon ve ayrışmaya maruz kaldığı önerilebilir.

4.3.2. Bozbeltepe formasyonu

4.3.2.1. Petrografi

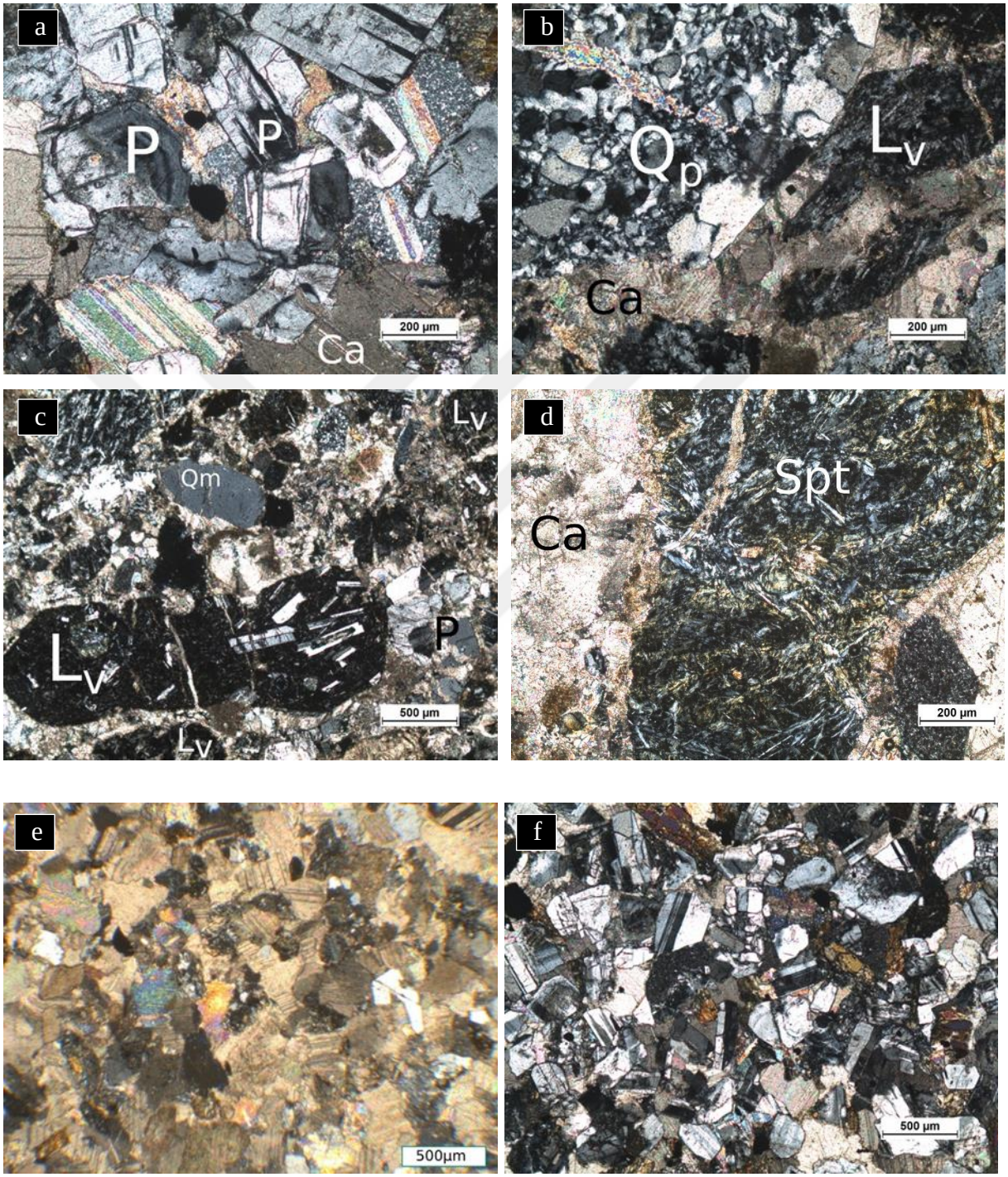
Bileşimsel olarak Bozbeltepe formasyonu'nun kumtaşları litarenitten feldspatik litharenite kadar dağlım göstermekte, ve bir örnek ise McBride (1963) sınıflandırma şemasına göre litik arkoz alanına düşmektedir (Şekil 4.67b). Garzanti'nin (2019) sınıflandırma şemasına göre bu örnekler kuvarsolitik, feldspatolitik ve lito-feldispatiktir (Şekil 4.67a). Orta ile kaba taneli, köşeli şekle sahip olup kötü boylanmalıdır. Karbonat en bol bulunan bileşeni temsil eder ve yaklaşık %10.58 ile %72.26 arasında değişir (Şekil 4.71 ve Şekil 4.72). Plajiyoklazdan oluşan feldispat yaygındır ve kayanın %0.32 ila %56.77'sine oluşturur.

Volkanik litik parçalar bu tortul birimin %55'e varan oranlarda kısmını oluşturmaktadır. Kuvars, kayanın önemli bir bölümünü (%38 e varan oranlarda) oluşturur. Çoğu numunelerde %10'dan fazladır ve değişken oranlarda hem monokristal hem de polikristal taneler içerir (Şekil 4.71 ve Şekil 4.72). Bazı örneklerde kuvars oranı nispeten daha yüksek olup %38'e ulaşmaktadır. Ofiyolitik fragmanlar az miktarda olmasına rağmen önemli olup, örneklerin büyük bir kısmında %6'dan az olmak üzere, %0-17'ye varan oranlardadır. Tortul litik parçalar yüzde olarak %0.36 ile %26.13 arasında değişmektedir. Çoğu örnekte metamorfik litik parçalar yoktur ve mevcut olduğu yerlerde toplam tanelerin %2'sinden daha azıyla sınırlıdır (Şekil 4.71). Opak mineraller yaygın, fakat küçük orandadır. Havza ölçeğinde örnekler, coğrafik bileşimsel heterojenlik göstermektedir (Şekil 4.71).



Şekil 4.71: Bozbeltepe formasyonunu temsil eden kumtaşlarının modal bileşimi.

Şekil 4.71 (devam): Farklı konumlardan örneklerin bileşimi, bileşim değişkenliğini görmek için bir yığın diyagramında yan yana kondurulmuştur. C: Kalsit, Oph: Ofiyolit, Qm: monokristal kuvars, Qp: polikristal kuvars, P: Plajiyoklaz, Lv: volkanik litik, Ls: tortul litik, Lm: metamorfik litik , F: Fosil: Ox veya R Opak mineraller.



Şekil 4.72: Bozbeltepe formasyonuna ait temsili kumtaşlarının fotomikrografları. Ca: Kalsit, P: Plajiyoklas, Qm: monokristal kuvars, Qp: polikristal kuvars, Lv: volkanik litikler, Spt: Serpentinit parçaları. a);b);c); ve d) Volkanoklastik kumtaşı; e) Başlıca kalsit minerallerinden oluşan kumtaşı; f) Plajiyoklaz tanelerinin hâkim olduğu kumtaşı.

4.3.2.2. Provenans

Yüksek karbonat içeriği ile karakterize edilen Bozbeltepe formasyonunu oluşturan kumtaşlarının bileşimi, Aktaştepe formasyonu'nun sığ su karbonatının olası katkısıyla Bolkar platformundan türediğini düşündürmektedir. Ayrıca, ofiyolitik parçaların varlığı Alihoca ofiyolitik melanjından bir kökene işaret etmektedir. İlaveten, volkanik litik parçalarla ilişkili önemli plajiyoklaz bolluğu, bu sedimanter birimin çökelimi sırasında Ulukışla havzasına döküntü sağlayan volkanik bir kaynağı kuvvetle desteklemektedir. Bu görüşü destekleyen bir başka kanıt ise, yayınlanmış verilerden hem Ulukışla hem de Bozbeltepe formasyonundaki zirkon yaşlarından gelmektedir. Ulukışla formasyonunun güneyindeki Bozbeltepe formasyonundan U-Pb kırıntılı zirkon yaşları popülasyonu ağırlıklı olarak 48 ile 58 My aralığındadır (Engin, 2013). Bu çalışmayı takip eden bir başka çalışma, Ulukışla formasyonunda 59.71 ± 0.10 My, 59.58 ± 0.27 My ve 56.87 ± 0.09 My olarak uyumlu yaş aralıkları belgelenmiştir (Gürer, 2016). Ayrıca, benzer yaştaki Horoz Granitoyidleri de Bozbeltepe formasyonu için sediman kaynağı olarak yorumlanmaktadır (Engin, 2013). Ancak, yakın tarihli apatit füzyon izi verileri, granitoyid'in Bozbeltepe tortul biriminin çökelimi sırasında hala gömülü olduğunu ve yükselimi ve yüzeylenmesini geç Miyosen-erken Pleyistosen sırasında gerçekleştiğini göstermiştir (Karaoğlan, 2016). Bu nedenle, Horoz Granitoyidi Bozbeltepe formasyonu için potansiyel bir kaynak olarak düşünülmemektedir.

Havzanın kuzey kesiminde, Kavuklu köyü çevresinde toplanan kumtaşı örneklerinin %29.35'i çoğu köşeli kuvars tanelerinden oluşmaktadır. Kuvarsın büyük bir oranı (yaklaşık %85) polikristalen özellik sergilemektedir. Bu kuvarsın köşeli şekli, nispeten kısa bir taşıma mesafesine işaret etmektedir. Polikristalen kuvars taneleri genellikle metamorfik ve plütonik kaynakları temsil ettiklerinden (Blatt ve Christie, 1963) bu kuvars tanelerinin en olası kaynağı Niğde masifidir. Ayrıca, bu masifin havzanın kuzey kenarını temsil eden konumu ve Bozbeltepe formasyonuna yakınlığı onu en olası kaynak kaya yapmaktadır.

4.3.3. Petrografik QFL üçgen diyagramlara dayalı tektonik ortamı

Önceki bazı yazarlar (örn., Sonel vd., 2009) Halkapınar ve Bozbeltepe formasyonu dahil olmak üzere Ulukışla havzasındaki kırıntılı çökellerin modal bileşimine göre çökelme havzası için az erozyona uğramış volkanik yaydan çarpışma kenetine ve kıvrım bindirme kuşağına kadar çeşitli tektonik ortamlar önermişlerdir. Bununla birlikte, önemli karbonat ve ofiyolitik bileşen içeren Halkapınar ve Bozbeltepe kumtaşlarının karmaşık bileşimi, tektonik ortam tayini için üçgen QFL diyagramının (Dickinson ve Suczek, 1979; Dickinson, 1985) kullanılmasını ve

kesin sonuçların elde edilmesini zorlaştırmaktadır, çünkü bu diyagramlar ofiyolitik ve karbonat parçaları göz ardı edilerek, sadece volkanik, metamorfik ve tortul kökenli kuvars, feldispat ve litik parçaların oranına dayanmaktadır. Ayrıca, kumtaşlarının petrografik bileşiminin tortul süreçlere ve metamorfizmaya duyarlı olduğu düşünüldüğünden (Bathia ve Crook 1986), bu diyagramların çökel kayaların jeodinamik ortamını doğru bir şekilde belirleme kapasitesi tartışmalıdır (Mack, 1984; Bathia ve Crook, 1986; Garzanti vd. 2000; Weltje, 2006; Boggs ve Boggs, 2009; Nairn, 2010; Garzanti, 2019). Dolayısıyla, bu çalışmada bahsi geçen diyagramlar kullanılmamıştır.

4.3.4. Jeokimya

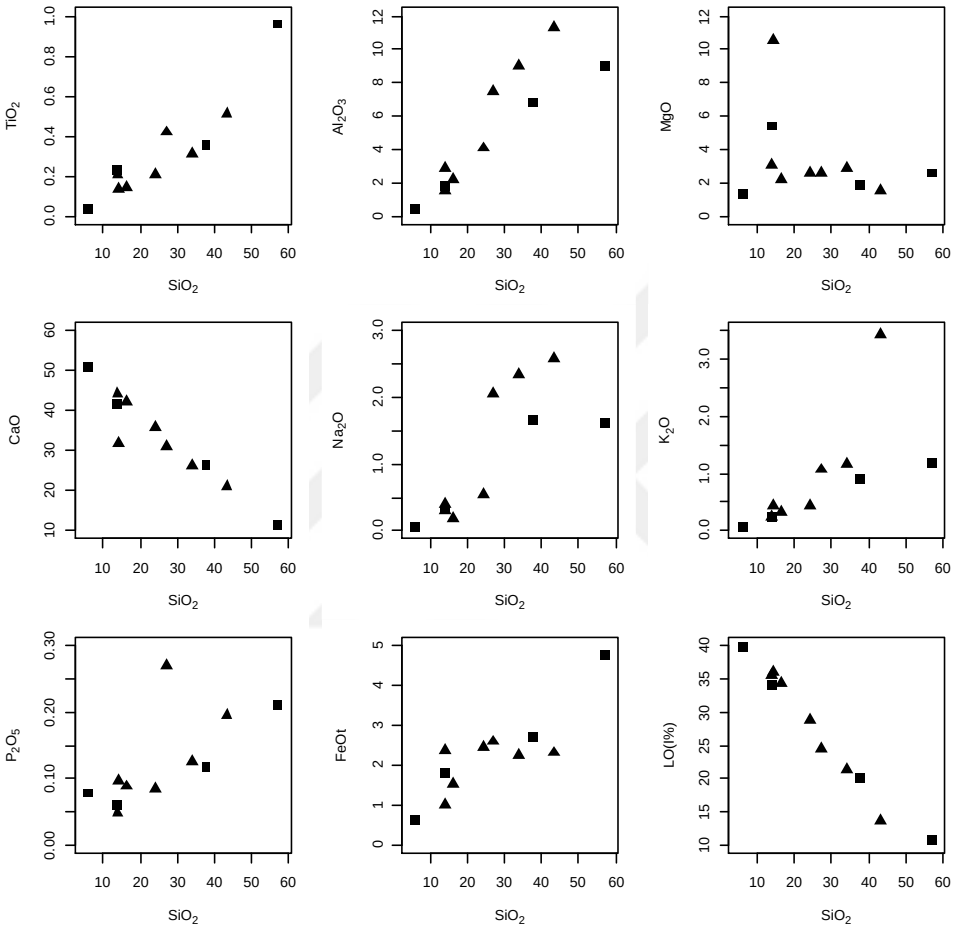
4.3.4.1. Kimyasal bileşim ve korelasyonlar

Halkapınar formasyonu'nun kumtaşları, ağırlıkça %9.85-63.81 aralığında düşük ila orta konsantrasyonda SiO_2 ile karakterize edilmektedir. Örneklerin çoğunluğu ağırlıkça %48'den az SiO_2 kapsar ve düşük alkali içeriği, Na_2O < %2.1 (%0.09-2.09) ve K_2O < ağırlıkça % 1.4 ile ilişkilidir. Al_2O_3 bolluğu ağırlıkça % 0.67-10.07 arasında değişmektedir. TiO_2 içeriği ağırlıkça %1,1'den az ve P_2O_5 içeriği ağırlıkça %0,25'ten azdır. Halkapınar formasyonu gibi Bozbeltepe formasyonu'nun kumtaşları düşük ve değişken SiO_2 içeriği (%21.45-50), Na2O (%0.28-2.97), K_2O (%0.38-3.97), Al_2O_3 (%2.37-13.08), TiO_2 (%0.29-0.59) ve P_2O_5<ağırlıkça %0.4'e sahiptir. CaO her iki formasyondan alınan hemen-hemen tüm örneklerde nispeten yüksek oranlarda, sırasıyla Halkapınar formasyonu için ağırlıkça %12.7-84.9 ve Bozbeltepe formasyonu için ağırlıkça %24.29-68.34 aralığında mevcuttur. Her iki oluşumdan alınan örnekler yüksek LOI değeri (%10.84-39.75) göstermektedir.

SiO_2, Al_2O_3 (r=0.90) ve TiO_2 (r=0.98) ile güçlü pozitif korelasyon gösterirken, LOI (r=-0.99) ve CaO (r=-0.95) ile güçlü negatif korelasyon gösterir (Şekil 4.73 ve Tablo 2). Al_2O_3, Na_2O (r=0.97) ve K_2O (r=0.85) ile anlamlı pozitif korelasyon gösterir. CaO, LOI ile pozitif korelasyon gösterir (r= 0.94) (Şekil 4.73 ve Tablo 2). Buna göre, yüksek LOI değerleri, silisiklastik bileşenlerin seyrelmesine neden olabilecek alterasyondan ziyade CaO içeriğinin bolluğundan kaynaklanıyor olabilir (Mikes vd., 2006, ve bu çalışma).

Halkapınar ve Bozbeltepe Formasyon kumtaşlarından gelen ana oksitlerin üst kıtasal kabuğa (ÜKK) karşı normalizasyon, önemli bileşimsel varyasyon sergiler (Şekil 4.74). Halkapınar kumtaşları ÜKK'ye göre MnO ve CaO açısından oldukça zengindir. Numunelerin çoğu SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 ve alkali Na_2O, K_2O'ce fakirleşmiştir (Şekil 4.74b). Bozbeltepe kumtaşları, ÜKK

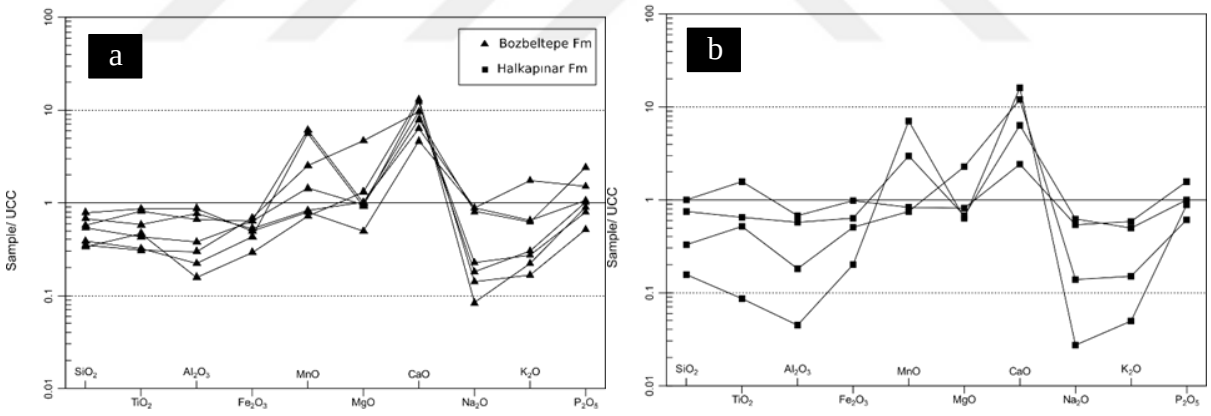
değerlerine yakın MgO konsantrasyonları ile MnO ve CaO'da güçlü bir zenginleşme sergilemektedir (Şekil 4.74b). SiO_2, Al_2O_3 ve Fe_2O_3 konsantrasyonları ÜKK değerlerin bir miktarda altındadır. Numunelerin çoğu, alkali Na_2O ve K_2O'ce belirgin bir şekilde fakirleşmiştir. MgO ve P_2O_5 konsantrasyonları, her iki oluşumda da ÜKK'ninkine oldukça benzerdir (Şekil 4.74b).



Şekil 4.73: Halkapınar ve Bozbeltepe formasyonu için SiO_2 ve ana oksitlerin korelasyon diyagramı.

Tablo 2: Ana oksitlerin Pearson korelasyon matrisi.

	SiO2	*TiO2*	*Al2O3*	*Fe2O3*	*MnO*	*MgO*	*CaO*	*Na2O*	*K2O*	*P2O5*	*LOI (%)*
SiO2	1.00										
TiO2	0.92	1.00									
Al2O3	0.90	0.75	1.00								
Fe2O3	0.86	0.88	0.68	1.00							
MnO	-0.38	-0.49	-0.45	-0.31	1.00						
MgO	-0.32	-0.24	-0.29	0.04	-0.24	1.00					
CaO	-0.95	-0.88	-0.89	-0.91	0.46	0.03	1.00				
Na2O	0.79	0.63	0.97	0.53	-0.50	-0.32	-0.79	1.00			
K2O	0.68	0.54	0.85	0.36	-0.41	-0.28	-0.67	0.82	1.00		
P2O5	0.68	0.71	0.78	0.64	-0.34	-0.24	-0.70	0.77	0.62	1.00	
LOI (%)	-0.99	-0.89	-0.95	-0.80	0.42	0.36	0.94	-0.87	-0.77	-0.72	1.00



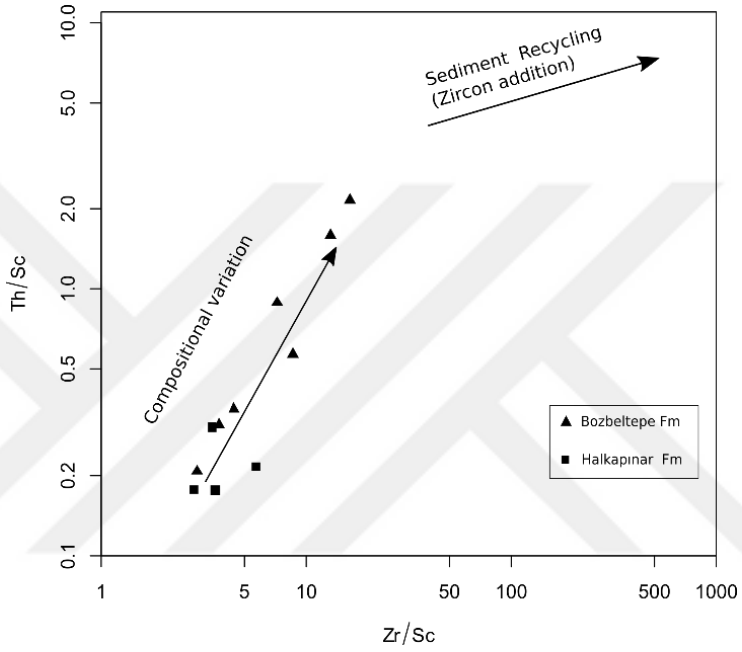
Şekil 4.74: Bozbeltepe (a) ve Halkapınar (b) kumtaşları için üst kıta kabuğu ortalamasına normalize edilmiş ana oksit örümcek diyagramı (ÜKK normalizasyon değerleri Rudnick ve Gao, 2003'ten alınmıştır).

4.3.4.2. Boylanma ve geri dönüşüm etkileri, yeniden çökelim etkileri

Boylama ve yeniden sedimentasyon süreçleri, kırıntılı tortul kayaçların bileşimini etkileyebilir (McLennan, 1993). Th/Sc vs Zr/Sc diyagramı, tortul kayaçlar üzerinde yeniden çökelim ve derecelenme'nin etkisini deşifre etmek için etkili bir araçtır. Yüksek Zr/Sc oranı, tortul derecelenme ve yeniden çökelme ile ilgili zirkon zenginleşmesini karakterize ederken, Th/Sc

oranı kaynak kayaları etkileyen farklılaşma süreçlerini yansıtır (McLennan,1993; Asiedu vd., 2004; Asiedu vd., 2018).

Halkapınar ve Bozbeltepe formasyonu'ndan alınan tüm örnekler, kaynak kayaçların kimyasal farklılaşmasını yansıtan bileşimsel değişim yönelime boyunca kümelenmiştir (Şekil 4.75). Bu veriler, analiz edilen örneklerin tortul ayrıştırma ve yeniden çökelim süreci (recycling) yaşamadığını göstermektedir.



Şekil 4.75: Halkapınar ve Bozbeltepe kumtaşları için Th/Sc ve Zr/Sc diyagramları (McLennan vd., 1993'ten uyarlanmıştır) (Compositional variation: bileşimsel değişim; Sediment recycling: tortul yeniden çökelimi).

4.3.4.3. Bozuşma /Alterasyon

Silisiklastik çökellerin bileşimi, ana kayanın kimyasal bozuşma derecesinden büyük ölçüde etkilenmektedir (Nesbitt ve Young, 1982; Johnsson vd., 1988; McLennan, 1993; Fedo vd., 1995; Hayashi vd., 1997). Sedimentlerin kaynak alanındaki ayrışma derecesini ölçmek için kimyasal değişim indeksi (CIA/KDİ) önerilmiştir (Nesbitt ve Young, 1982). Bazı ana oksitlerin moleküler oranlarına dayandırılan bu indeks aşağıdaki formülle belirlenebilir:

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

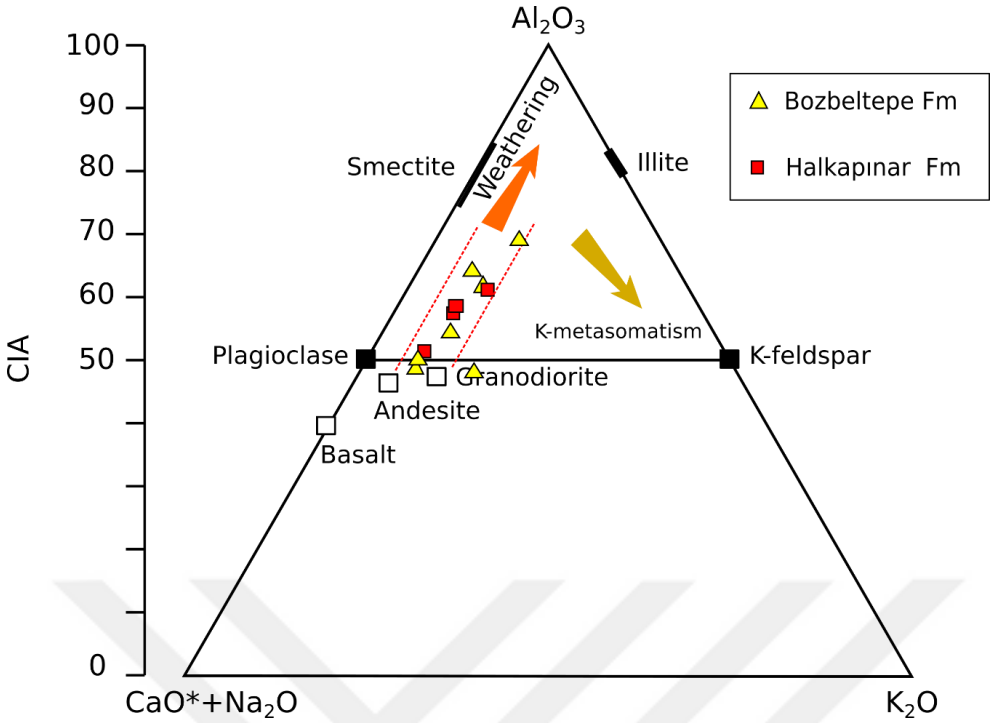
Bu formülde CaO* kayanın sadece silikat fraksiyonunda bulunan CaO'yu temsil eder (Nesbitt ve Young, 1982). CaO* tahmini kolay değildir. Bu nedenle, CaO ve P2O5'in moleküler fraksiyonu kullanılarak bu fraksiyonu hesaplamak için bir yeni bir formül önerilmiştir (McLennan 1993):

$$CaO^* = CaO - (10/3 \times P2O5)$$

Eğer elde edilen sonuç Na_2O'nun mol sayısından daha az ise, bu durum silikata bağlanan CaO'yu temsil eder. Elde edilen değer (kalan mol sayısı) Na_2O'nun molar oranından fazla ise, o zaman CaO*, Na_2O'nun molar oranına eşit kabul edilir (McLennan, 1993).

Bu çalışmada, hem Halkapınar hem de Bozbeltepe numuneleri için kalan CaO* mol sayısı Na_2O'nunkinden daha fazla bulundu. Dolayısıyla McLennan'ı (1993) göre Na_2O'nun molar oranı CaO* olarak kabul edilmiştir. Halkapınar formasyonu için hesaplanan KDİ (CIA) değerleri 51.41 ile 61.21 (ortalama 57.22) arasında değişirken, Bozbeltepe formasyonu için değerler 48.15 ile 69.05 (ortalama 56.63) arasında değişmektedir (Bkz.Ek-9). 45 ila 55 aralığındaki düşük KDİ (CIA) değerleri, bozuşmamış kaynakları karakterize ederken, 60-80 arasındaki değerler orta derecede bozuşmayı, 80'in üzerindeki değerler ise ileri derecede bozuşmayı göstermektedir (McLennan, 1993; Asiedu vd., 2000). Bu nedenle, Halkapınar ve Bozbeltepe formasyonundan elde edilen KDİ (CIA) değer aralığı, bu birimlerin bozuşmamış ila orta derecede bozuşmuş bir kaynaktan türediğini düşündürmektedir.

A-CN-K üçgen diyagramındaki sedimanların bozuşma yönlemin analizi, kaynak alanlardaki kayaların bileşimini çıkarmak ve aynı zamanda bozuşma ürünlerini tahmin etmek amacıyla kullanılabilir (Şekil 4.76) (Nesbitt ve Young, 1984; Fedo vd., 1995). Halkapınar ve Bozbeltepe Formasyonlarına ait örneklerde plajiyoklaz bozuşması nedeniyle Na ve Ca'nın uzaklaştırılmasından etkilenen kayalara benzer şekilde CN-A tarafına yakın ve oldukça paralel bir bozuşma yönelimi görülmektedir. Bozuşma yönelimi A-CN-K diyagramında, Halkapınar ve Bozbeltepe Formasyonlarının kaynak kayaçlarının andezitik ila riyodasitik (granodiyorit) bileşime sahip olduğunu göstermektedir (Şekil 4.76).

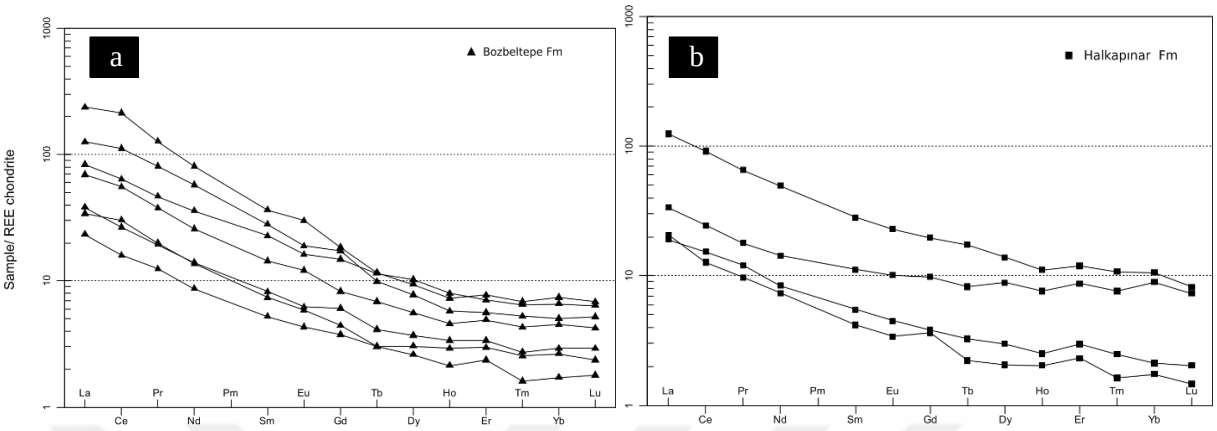


Şekil 4.76: Moleküler oranlara dayalı Al_2O_3-(CaO*+Na_2O)-K_2O (A-CN-K) Üçlü diyagram (Nesbitt ve Young, 1984'ten alınmıştır). Turuncu ok, genel ayrışma (weathering) trendini göstermektedir (McLennan vd., 1993). Amber renkli ok, diyajenetik K-metasomatizmasını (simektit-illit dönüşümünü) göstermektedir (Fedo vd., 1995; Chen ve Robertson, 2020). Kırmızı kesikli çizgiler tortuların ayrışma trendini göstermektedir. Beyaz kutular, farklı kaya türlerinin (Bazalt, Andezit ve Granodiyorit) bileşimlerini temsil etmektedir (McLennan vd., 1993).

4.3.4.4. Provenans

Eu anomalisi (Eu/Eu*) ile ilişkili NTE dağılımı, güçlü bir tortu kaynak kayalar göstergesidir (Taylor ve McLennan 1985; Wronkiewicz ve Condie 1989, Cullers 1994, 2000). Felsik ve bazik kaynak kayalar arasındaki ayrım en yaygın olarak LREE'nin HREE'ye göre oranına dayanmaktadır. Felsik kaynak kayaçlar, güçlü negatif Eu ile yüksek LREE/HREE oranı ile belirginleşirken, mafik kayaçlar ise çok az veya hiç Eu anomalisi olmayan nispeten daha düşük oranlar gösterir (Cullers 1994, 2000). Halkapınar ve Bozbeltepe Formasyonlarından kondrite normalize olan kumtaşları için NTE paternleri nispeten düz bir şekil ile karakterize edilen HREE'ye kıyasla LREE'de hafif ila orta derecede zenginleşme göstermektedir (Şekil 4.77). Örneklerin çoğu küçük negatif Eu anomalileri (Eu/Eu*) sergilerken, bazıları Halkapınar örnekleri için 0.88 ila 0.98 ve Bozbeltepe için 0.86 ila 1.16 aralığında pozitif değerler gösterir. Eu anomalisinin değerleri şu formülle belirlenebilir: Eu/Eu* = (Eu)cn/[(Sm)cn x (Gd)cn]0.5 (McLennan,1989), burada cn kondrit normalize edilmiş değeri temsil eder. Bu çalışmada kullanılan normalizasyon değeri Anders ve Grevesse, (1989)'dan alınmıştır.

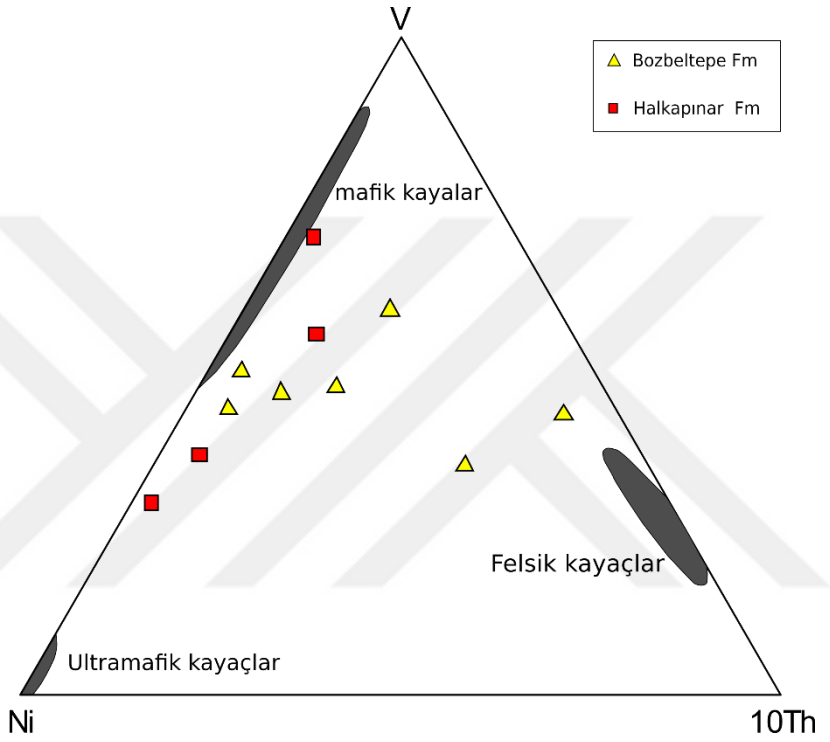
Her iki formasyonda gözlenen ayırt edici özellik, mafik bir provenansla uyumludur. Bu nedenle Halkapınar ve Bozbeltepe kumtaşlarının kaynak kayaçlarının mafic olduğu söylenebilir.



Şekil 4.77: Halkapınar ve Bozbeltepe kumtaşları için kondrit normalize edilmiş NTE paternleri; a) Bozbeltepe kumtaşları; b) Halkapınar kumtaşları. (Normalizasyon değerleri Anders ve Grevesse, 1989'dan alınmıştır).

Sedimentlerdeki belirli iz elementlerin konsantrasyonu, kaynak kayaların doğası ve bileşimi hakkında bilgi verir. Halkapınar kumtaşları için ortalama 126 ppm, ortalama 200.14 ppm ve 21.81-203.27 ppm (Ni) ile 48.78-396,1 ppm (Cr) aralığında nispeten yüksek Ni ve Cr konsantrasyonları sergilemektedir. Bozbeltepe formasyonu için ortalama 140.45 ppm ve 20.55-79.94 ppm (Ni) ile 276.36 ppm (Cr) ortalama 61.41 ppm'dir. Sedimentlerdeki yüksek Cr ve Ni konsantrasyonları, ultramafik kaynağın bir yansıması olarak kabul edilirken (Taylor ve McLennan, 1985; Wronkiewicz ve Condie, 1990; Graver ve Royce, 1993; Armstrong-Altrin vd., 2004), düşük bir Cr bolluğu ise felsik bir kaynak katkısını düşündürmektedir (Wrafter ve Graham 1989). Daha ayrıntılı bakıldığında, 1.2-1.6 aralığında Cr/Ni oranları ile ilişkili yüksek Cr ve Ni içeriği ultramafikçe zengin kaynak bölgelerinden türeyen sedimanları temsil ediyorken, bu aralığın üzerindeki Cr/Ni oranları mafik volkanik kaynaklar girdisini göstermektedir (Garver ve Royce, 1993). Halkapınar formasyonuna ait örneklerde Cr/Ni oranı 0.33 (ortalama 1.96) olan bir örnek dışında 2.1-3.16 aralığındadır. Bozbeltepe formasyonuna ait örneklerde Cr/Ni element oranları birçok örnekte 1.2 (aralık 1.3-3.8) ' nin üzerindedir. Bunun bir istisnası 0.88 ile (ortalama 2.4) olan örnektir. Çoğu durumda 1.2 ve 1.6'dan daha büyük olan bu oranlar, ultramafik ve mafik volkanik kaynak kayaların varlığını düşündürür. İlave olarak, V–Ni–Th*10 üçgen diyagramı (Bracciali vd., 2007) üç farklı kaynak kayanın, yani felsik, mafik ve ultra-mafik kaynak kayaların nispi katkısını değerlendirmek için kullanılmıştır

(Şekil 4.78). Bu diyagramda, felsik kaynağın yakınında düşen Bozbeltepe formasyonundan iki örnek dışında, örneklerin çoğu mafik kaynak ile ultra-mafik kaynak kayaçlar arasında kümelenmiştir. Örneklerin baskın kısmının mafik kayaç alanına yakınlığı bu kaynaktan daha önemli bir katkı olduğunu düşündürmektedir. Bu sonuçlar Halkapınar ve Bozbeltepe kumtaşlarının felsik kaynaklardan çok az girdi ile mafik ve ultramafik kaynaklardan türediğini göstermektedir.



Şekil 4.78: Halkapınar ve Bozbeltepe Formasyonları V-Ni-10*Th üçgen diyagramı (Bracciali vd., 2007'den alınmıştır).

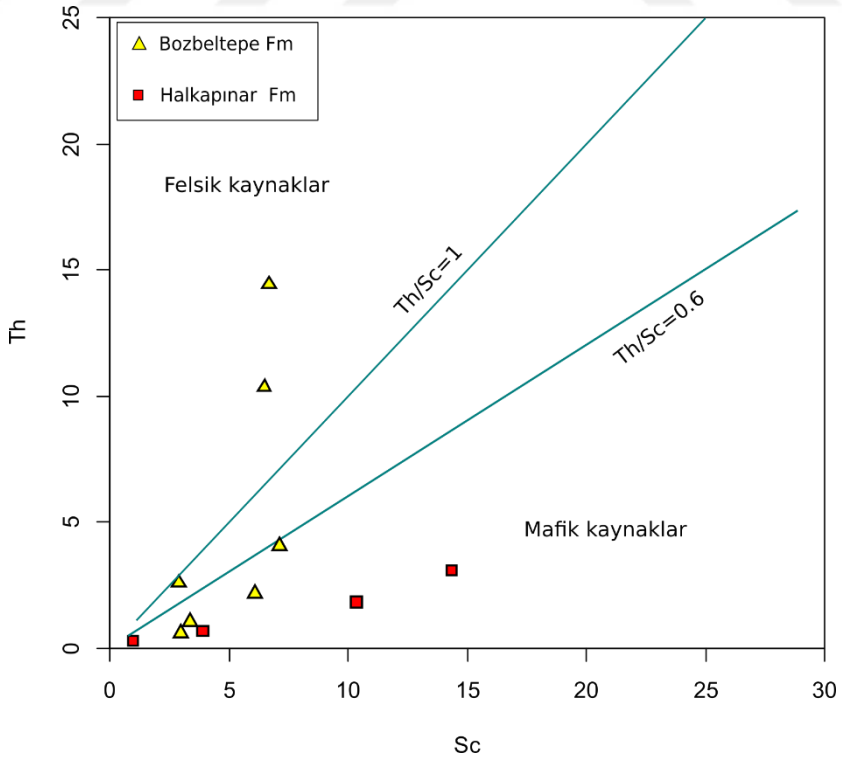
Sc, Cr, Co gibi bazı iz elementler özellikle mafik kayalarda yoğunlaşırken, La, Th ve NT elementleri felsik kayaçlarda daha fazla yoğunlaşmıştır (Taylor ve McLennan 1985; Wronkiewicz ve Condie 1987; McLennan vd., 1990; Cullers ve 1994). Bu nedenle, La/Sc, Th/Sc, La/Co, Th/Co ve Th/Cr gibi elementlerin oranları, bazik kayaçları felsik kaynak kayalardan ayırt etmek için sağlam bir kaynak temel oluşturmaktadır (Bhatia ve Crook, 1986; Cullers 1994). Bu elementerin düşük oransal düşük değerleri mafik kaynak kayayı işaret ederken, yüksek değerleri felsik bir kaynağı göstermektedir (Augustsson ve Bahlburg, 2003). Bu oranlar Halkapınar ve Bozbeltepe kumtaşları için hesaplanmış ve felsik ve mafik kaynak kayaçlardan türetilen tortulların ortalaması ile karşılaştırılmıştır (Tablo 3). Her iki formasyon için elde edilen değer aralıkları, mafik kaynaklardan elde edilen değer aralığı ile uyumludur.

Bu durum mafik kaynaklardan önemli girdiler olduğunu düşündürmektedir. Ancak Bozbeltepe formasyonuna ait bazı örnekler felsik kaynak katkısına işaret eden yüksek element oranlarına sahiptir.

Tablo 3: Halkapınar ve Bozbeltepe Formasyonlarından gelen kumtaşlarının silisik ve mafik kaynaklardan gelen sedimanlarla karşılaştırıldığında elementsel oranları aralığı. ([a] Cullers 2000'den alınmıştır).

			Range of sediments	
	Halkapınar Fm	Bozbeltepe Fm	Silicic sources[a]	Basic sources[a]
La/Sc	0.767-4.95	1.87-8.38	2.5–16.3	0.43–0.86
Th/Sc	0.176-0.303	0.207-2.16	0.84–20.5	0.05–0.22
La/Co	0.374-1.575	0.79-7.03	1.8–13.8	0.14–0.38
Th/Co	0.057-0.213	0.09-1.8	0.67–19.4	0.04–1.4
Th/Cr	0.002-0.027	0.003-0.2	0.13–2.7	0.018–0.046
Eu/Eu*	0.88-0.98	0.86-1.16	0.40–0.94	0.71–0.95

Th - Sc diyagramında (Totten vd., 2000) örneklerin birçoğu mafik kaynak alanında bulunurken, Bozbeltepe formasyonuna ait iki örnek, felsik kaynak alanında ve bir tanesi mafik ve felsik kaynaklar arasındaki geçiş zonunda (mixing zone) yer almaktadır (Şekil 4.79).



Şekil 4.79: Halkapınar ve Bozbeltepe kumtaşılar için Th / Sc diyagramı. Totten vd. (2000)'den uyarlanmıştır.

4.3.4.5. Tektonik ortam

Ulukışla havzasının (Halkapınar ve Bozbeltepe formasyonu) tortul çökellerinin tektonik ortamı ortaya çıkarmak için ana ve iz elementlere dayalı farklı tektonik ayrım diyagramları (Bhatia ve Crook, 1986; Verma ve Armstrong-Altrin, 2013) kullanılmıştır (Şekil 4.80).

Th-Co-Zr üçgen diyagramında (Bhatia ve Crook, 1986), Bozbeltepe formasyonundan iki örnek aktif kıta kenarı alanına izdüşmektedir (Şekil 4.80a). Halkapınar formasyonundan iki örnek Okyanus Ada Yayı, geri kalanlar ise bu alanın dışında veya çevresinde kümelenmektedir (Şekil 4.80a).

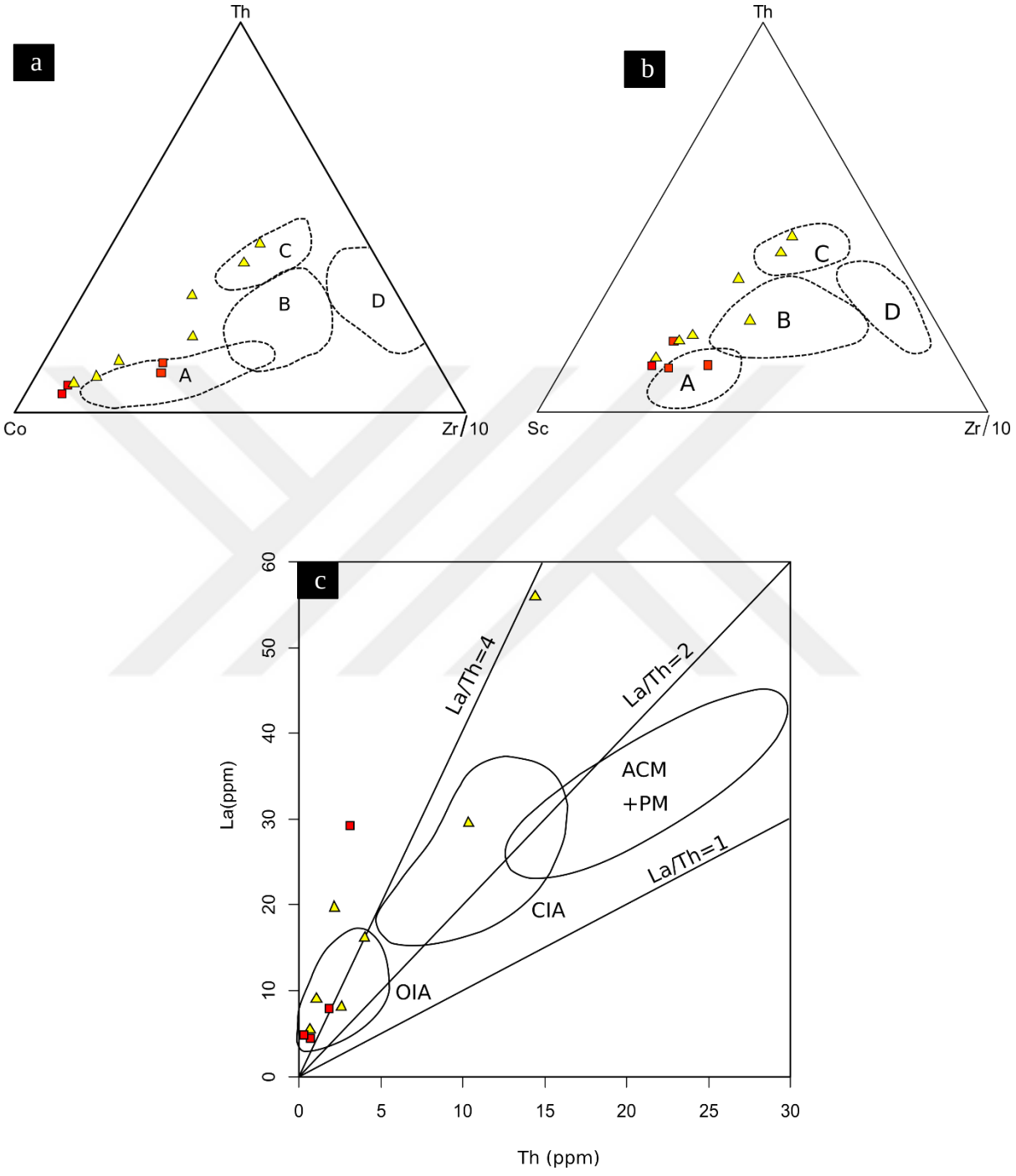
Th-Sc-Zr üçgen diyagramında (Bhatia ve Crook, 1986), Halkapınar Formasyondan tüm örnekler ve Bozbeltepe formasyonundan 3 örnek okyanus ada yayı alanına izdüşmektedir. Bozbeltepe Formasyon'undan iki örnek aktif kıta kenarı alanına izdüşmektedir; Bir örnek ise kıta (ada) yayı alanına izdüşmektedir (Şekil 4.80b).

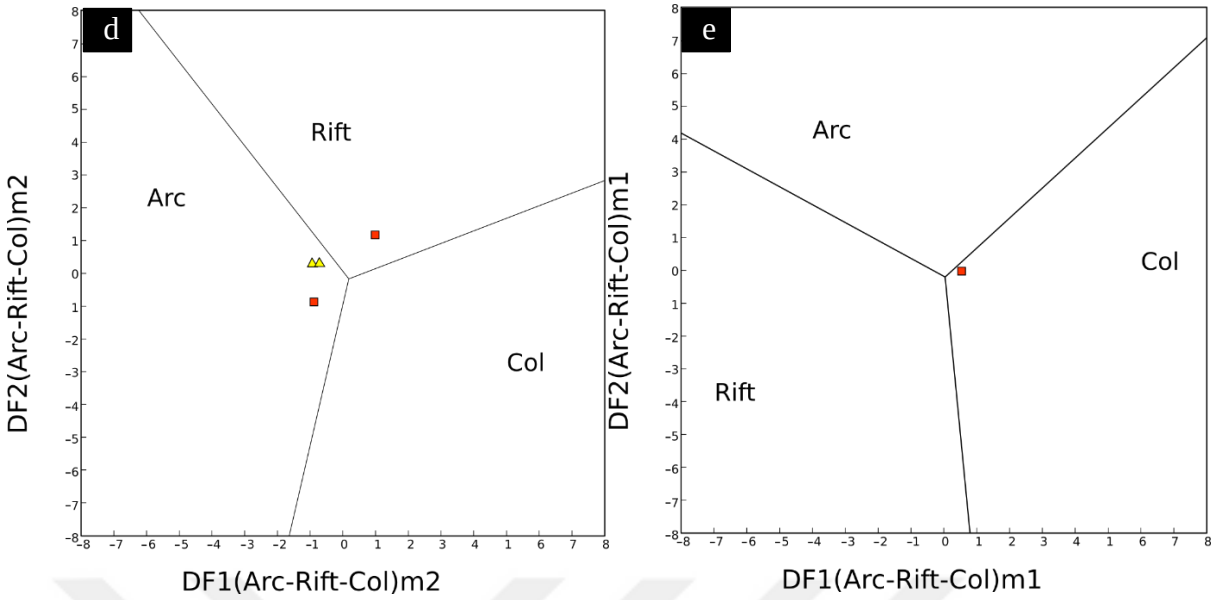
La-Th diyagramında (Bhatia ve Crook, 1986), her iki formasyondan alınan örneklerin çoğunluğu Okyanus Ada yayı alanında, Bozbeltepe formasyonundan bir örnek ise kıta Ada yayı alanında bulunmaktadır (Şekil 4.80c).

Bu çalışmada kullanılan tüm iz elementlere dayalı ayrım diyagramlarından elde edilen sonuçlar, her iki formasyonun tektonik ortamını yakınsayan levha kenarı yayı ile ilişkilendirmektedir.

Ayrıca çökelme havzasının tektonik ortamını belirlemek için; istatistiksel olarak ana elementlerin log-dönüştürülmüş oranlarına (diskriminant fonksiyonlu çok boyutlu diyagrama) dayanan tektonik ayrım diyagramları (Verma ve Armstrong-Altrin, 2013) kullanılmıştır (Şekil 4.80 d ve e). Sonuçlar, biri düşük silika kayaçları (%35 <SiO_2<%63) ve diğeri yüksek silika (%63 <SiO_2<%95) için olmak üzere iki farklı diyagramda gösterilmiştir. Bu aralığın dışında kalan silika içeriğine sahip örnekler gösterilmemiştir. Bozbeltepe formasyonundan (n=2) örnekler düşük silisli kayaçlar için diyagramda, yay alanına izdüşerler. Halkapınar formasyonundan bir örnek rift-ilişkili alana, diğeri ise yay alanına izdüşer. Yüksek silika kayaçlar diyagramında, Halkapınar formasyonundan bir örnek çarpışma alanına izdüşmektedir. Bu üç farklı tektonik ortam, Halkapınar formasyonu için çökelme alanından daha çok kaynak alanına işaret etmektedir. Ayrıca, iz element diyagramlarından elde edilen sonuçlar arasındaki

farklılık, özellikle Halkapınar formasyonu kaynak kayası için, petrolojik olarak karmaşık bir köken önermektedir.





Şekil 4.80: Halkapınar ve Bozbeltepe kumtaşları için tektonik ortam ayrım diyagramları. a) Th–Co–Zr/10. b) Th–Sc–Zr/10. c) La /Th. A: okyanus ada yayı (OIA: Oceanic Island Arc); B: kıtasal ada yayı (CIA: Continental Island Arc); C, aktif kıta kenarı (ACM: Active Continental Margin); D, pasif kenar (PM: Passive margin) (Bhatia ve Crook 1986). d) Düşük silika kırıntılı çökeltiler için ve e) Yüksek silika için (DF formülleri Ek-8) (Verma ve Armstrong-Altrin,2013).

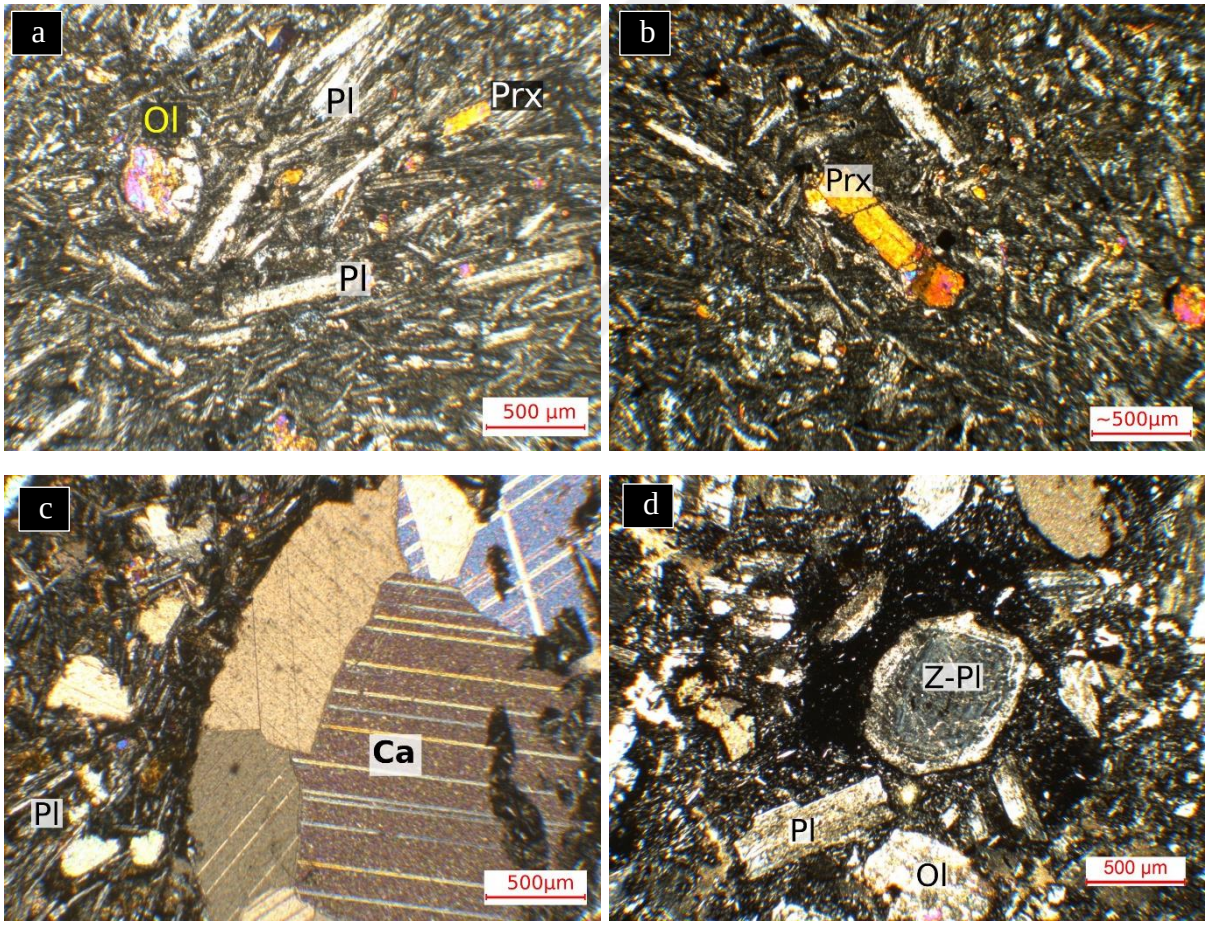
4.4. ULUKIŞLA HAVZASININ MAGMATİK KAYAÇLARININ PETROGRAFİSİ

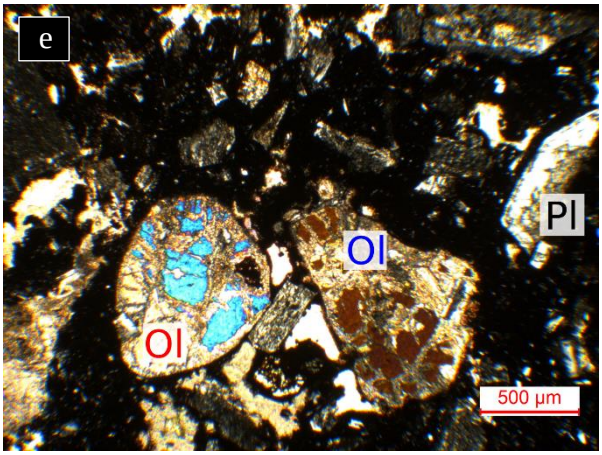
Coğrafik olarak, Ulukışla havzasında iki volkanik birlik veya lav sistemi tespit edilmiştir: bunlar havzanın güneybatı kesiminde yüzeyleyen Halkapınar lavları ve havzanın kuzey kesiminde yaygın olarak yüzeylenen Ulukışla lav topluluğudur. Halkapınar lavları esas olarak masif lav akıntısı, yastık lavlar ve mafik bileşimli sütunlu lavlardan oluşur. Öte yandan, Ulukışla lavları, mafik kayalardan, genellikle granitoid sokulumlarıyla ilişkili daha gelişmiş bileşime sahip kayalara kadar değişim gösteren daha çeşitli litolojiler sergilerler. Bu iki magmatik kaya sistemi arasında zaman içinde net bir ayrım yapılmasını sağlayacak jeokronolojik yaşların olmamasından dolayı, bu kayaların bileşimleri ve oluşumlarıyla ilişkili jeolojik süreçleri ortaya çıkarmak için ayrıntılı petrografik analizler yapılmıştır. Havza genelinde farklı lokasyonlardan temsilci magmatik kayaç (Halkapınar ve Ulukışla) örneklerinin ince kesitlerinin petrografik çalışmasından elde edilen sonuçlar aşağıda sunulmuştur:

4.4.1. Halkapınar lavları

Makroskopik olarak, Halkapınar lavları koyu gri ila siyah renkli, masif, çoğu durumda afanitik dokulu ve esasen bazaltiktir. İnce kesitte, bu lavlar hyalopilitik doku ile karakterize edilir ve baskın olarak olivin, piroksen ve opak minerallerle birlikte mikrolitik plajiyoklazdan oluşur

(Şekil 4.81). Plajiyoklaz mikrolitleri, nispeten iğne şeklindedir ve lav akış yönünüyle uyumlu olabilecek belirgin yönelime sahiptir. Olivin ve piroksen mineralleri, mikrolitik plajiyoklazdan oluşan hamur içinde yer alan küçük taneler şeklindedir (Şekil 4.81 a ve b). Az miktarda olmakla birlikte serpantin mineralleri içeren bu lavlar değişken derecelerde alterasyona uğramıştır. Halkapınar formasyonundan alınan en doğudaki lav örnekleri, feldispat parçaları içeren koyu renkli cam hamur içine gömülü olivin ve plajiyoklaz fenokristalleri ile birlikte vitrofik doku sergiler. Olivin mineralleri yaygındır ve çoğunlukla öz şekilli ila yarı öz şekillidir (Şekil 4.81e). Zonlanma gösteren plajiyoklaz mikro fenokristalleri de mevcuttur (Şekil 4.81e). Bazı lavlar çok sayıda kalsit kristalleri içermektedir (Şekil 4.81c) .



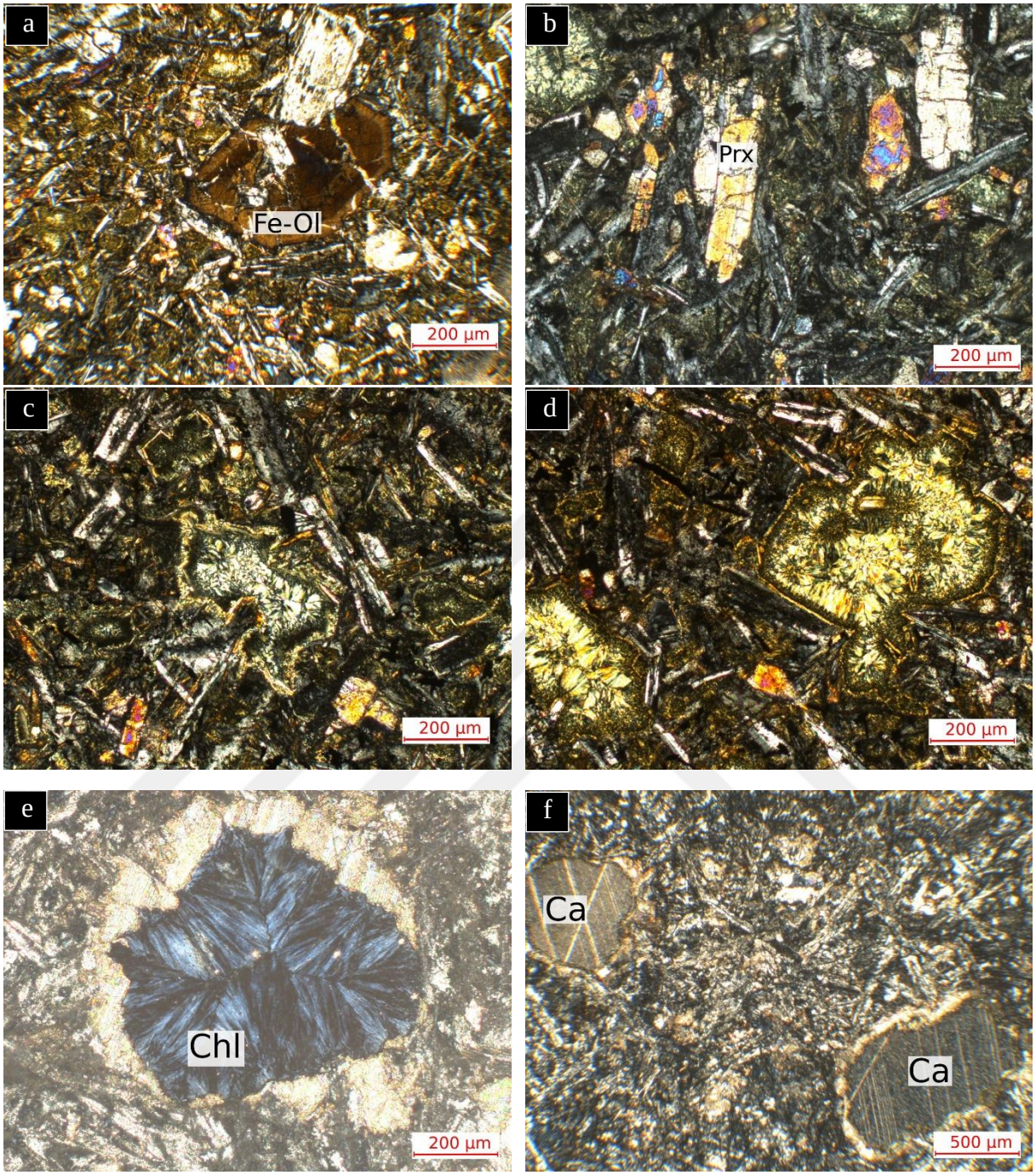


Şekil 4.81: Halkapınar lavından alınan örneklerin fotomikrografları (XPL: polarize ışık). a) ve b) Mikrolitik dokulu bazalt; c) Kalsit içeren mikrolitik bazalt; d) ve f) Olivin ve plajiyoklazın mikrofenokristallerini içeren vitrofik bazalt. Kısaltmalar: Ol: Olivin; Pl: Plajiyoklaz; Z-Pl: Zonlu plajiyoklaz; Prx: Piroksen; Ca: Kalsit.

4.4.2. Ulukışla formasyonu

4.4.2.1. Bazalt

Ulukışla formasyonunun baskın litolojisini temsil eden bazaltik lavlar, intersertal-mikrolitik porfirik doku sergilemektedir ve başlıca plajiyoklaz mikrolitlerinden, daha az miktarda ise olivin ve piroksenden oluşmaktadır. Plajiyoklaz en bol minerali oluşturur. Prizmatik piroksen ile ilişkili yarı özşekilli olivin tipik olarak plajiyoklaz mikrolitlerinden oluşan bir mezostaz içinde gömülüdür (Şekil 4.82a ve b). Çok sayıda Antigorit ve lizardit gibi serpantin minerallerinin varlığı ile kanıtlandığı üzere, kaya orta derecede altere olmuştur; bu mineraller olasılıkla olivin minerallerinin alterasyonundan, özellikle serpantinleşmesinden kaynaklanmaktadır (Şekil 4.82 c ve d). Kalsit minerallerinin oluşumu zaman zaman görülmektedir (Şekil f). Bazı lavlarda klorit gibi ikincil mineralleri boldur (Şekil 4.82e).

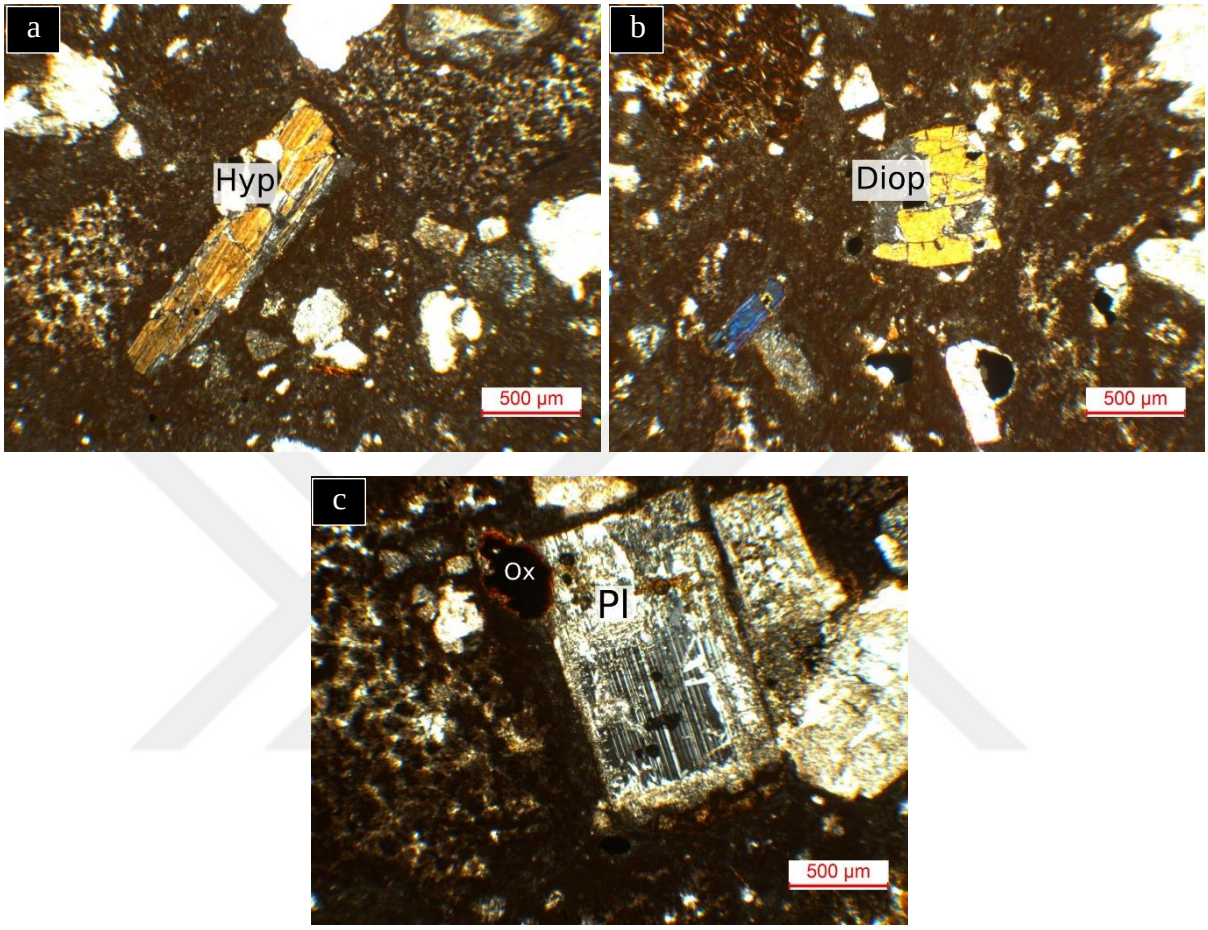


Şekil 4.82: Ulukışla bazaltik lavlarından alınan örneklerin fotomikrografları (XPL: Çapraz polarize ışık). a) Fe bakımından zengin yarı özşekilli olivin; c) Mikrolitik bir hamur içinde prizmatik piroksen; c) Antigorit; d) Lizardit; e) Klorit içeren bazalt; f) Kalsit içeren bazalt . Kısaltmalar: Ol: Olivin; Pl: Plajiyoklaz; Prx: Piroksen; Ca: Kalsit; Chl: Klorit.

4.4.2.2. Dasit

Bu kaya, ağırlıklı olarak plajiyoklaz fenokristalleri, piroksen ve koyu kahverengi camsı bir hamur içinde yer alan ikincil oksit minerallerinden oluşur (Şekil 4.83). Bu kayayı, vitrofik ila holohyalin doku karakterize eder. Plajiyoklaz fenokristallerinin çoğu özşekillidir ve açık

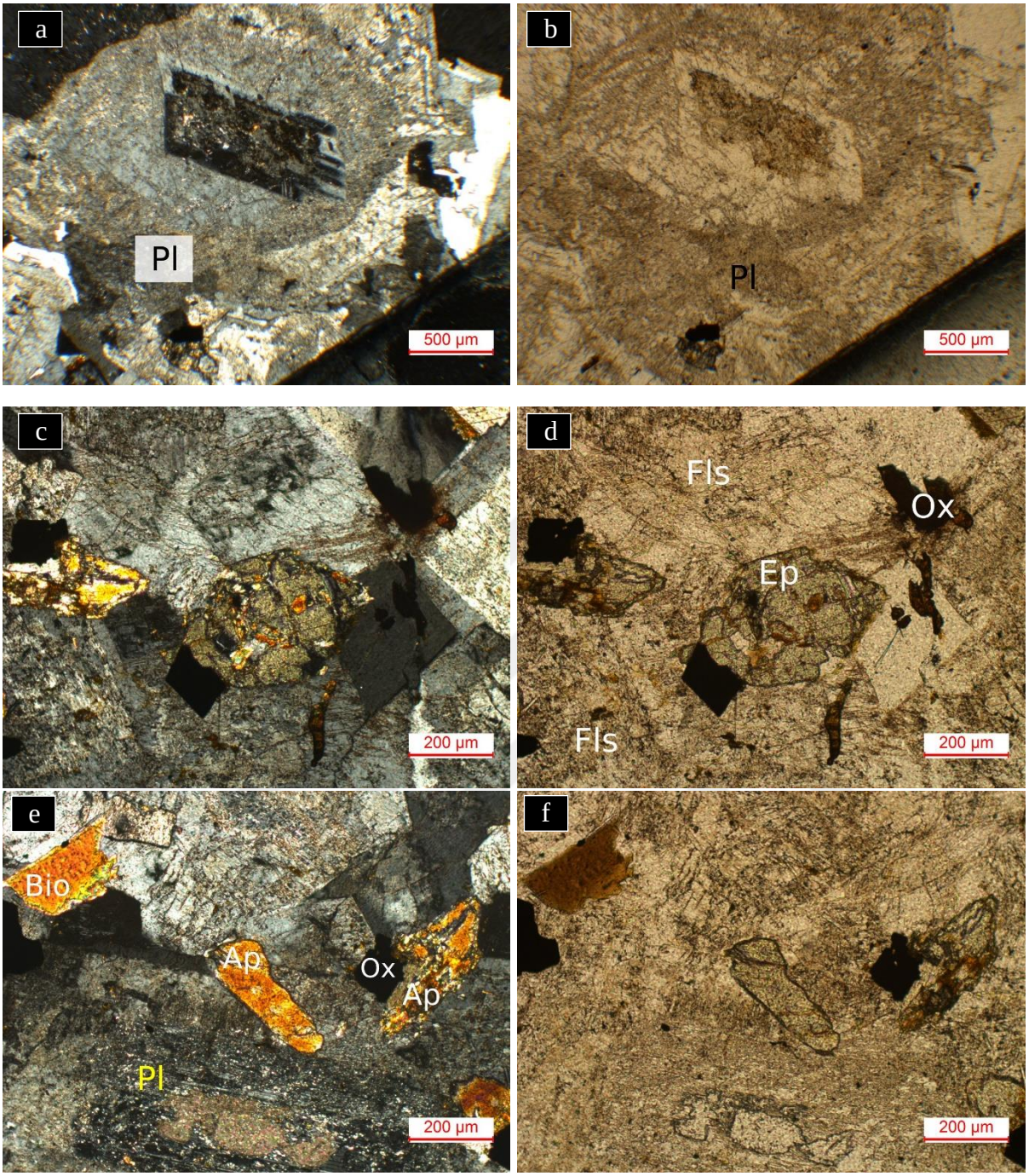
polisentetik ikizlenme gösterir (Şekil 4.83c). Piroksenler başlıca diyopsit ve hiperstendir (Şekil 4.83a ve b). Olivin yoktur. Plajiyoklaz serisitleşmesinden de anlaşılacağı üzere bu kayaçlar hafif ila orta derecede altere olmuşlardır.

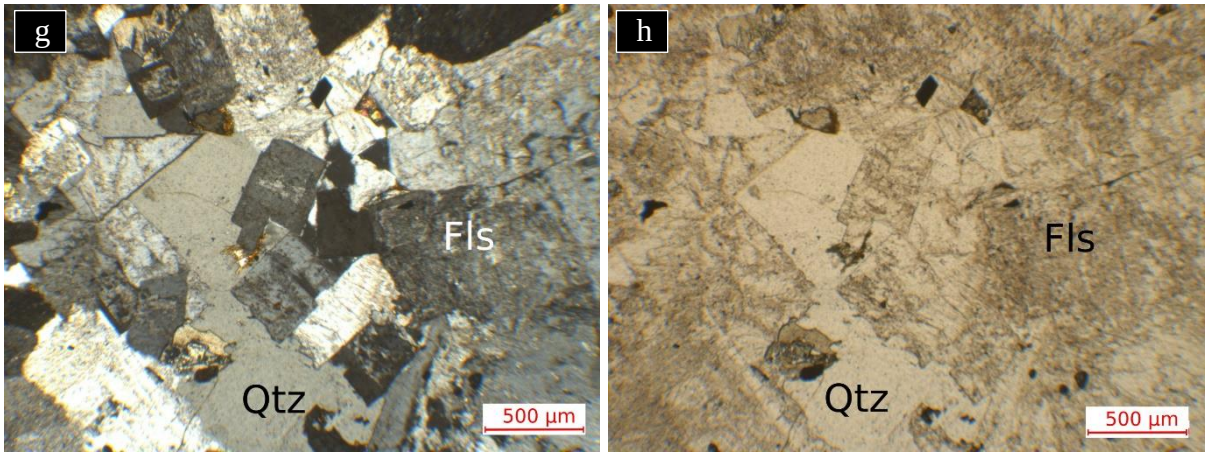


Şekil 4.83: Trakidasitten örneklerin fotomikrografları: a,b ve c). (XPL: Çapraz polarize ışık). Kısaltmalar: Pl: Plajiyoklaz; Hip: Hipersten; Diop: Diopsit; Ox: Oksitler.

4.4.2.3. Siyenit

Bu kaya, Çat köyünün yaklaşık 450 m kuzeyinde yüzeylenmiştir ve kötü mostra vermesi nedeniyle uzantısının takibi mümkün olmamıştır. Bu plütonik intrüzyon, eştaneli ila hipidiyomorfik dokuya sahip, iri taneli pembemsi siyenitten oluşur. İnce kesitte, bu kaya ağırlıklı olarak alkali feldispat, plajiyoklaz ve ikincil kuvars, biyotit ve Fe amfibolden oluşur (Şekil 4.84). Kalsit ve epidot en yaygın ikincil minerallerdir (Şekil 4.84c ve d). Aksesuar mineraller, apatit ve opak mineralleri içerir (Şekil 4.84e ve f). Kuvars bazen mevcuttur ve çoğunlukla apatit kapanımlarıyla birlikte taneler arasında yeralır (Şekil 4.84 g ve h). Bu durum, kuvars oluşumunun magma kristalleşmesinin en son evresinde meydana geldiğini düşündürmektedir.

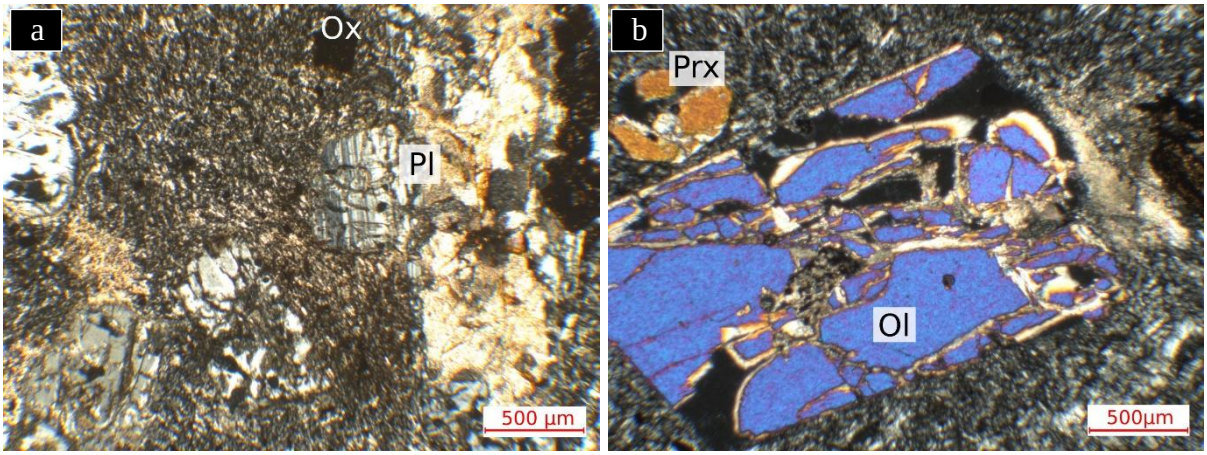

a
Pl
500 µm
b
Pl
500 µm
c
200 µm
d
Fls
Ox
Ep
Fls
200 µm
e
Bio
Ap
Ox
Ap
Pl
200 µm
f
200 µm



Şekil 4.84 : Siyenit'ten alınan örneklerin fotomikrografları. a ve b) plajiyoklaz minerali; c ve d) Yarı özşekilli (Subhedral) epidot; e ve f) Plajiyoklazda apatit kapanımı; g ve h) Taneler arası kuvars. Kısaltmalar: Ap: Apatit; Bio: Biyotit; Ep: Epidot; Fls: Feldspat Pl: Plajiyoklaz; Ox: Oksitler. (a,c,e ve g) XPL'de (Çapraz polarize ışık); ve (b,d,f ve h) PPL'de (Düzlem polarize ışık)

4.4.2.4. Traki andezit: Latit

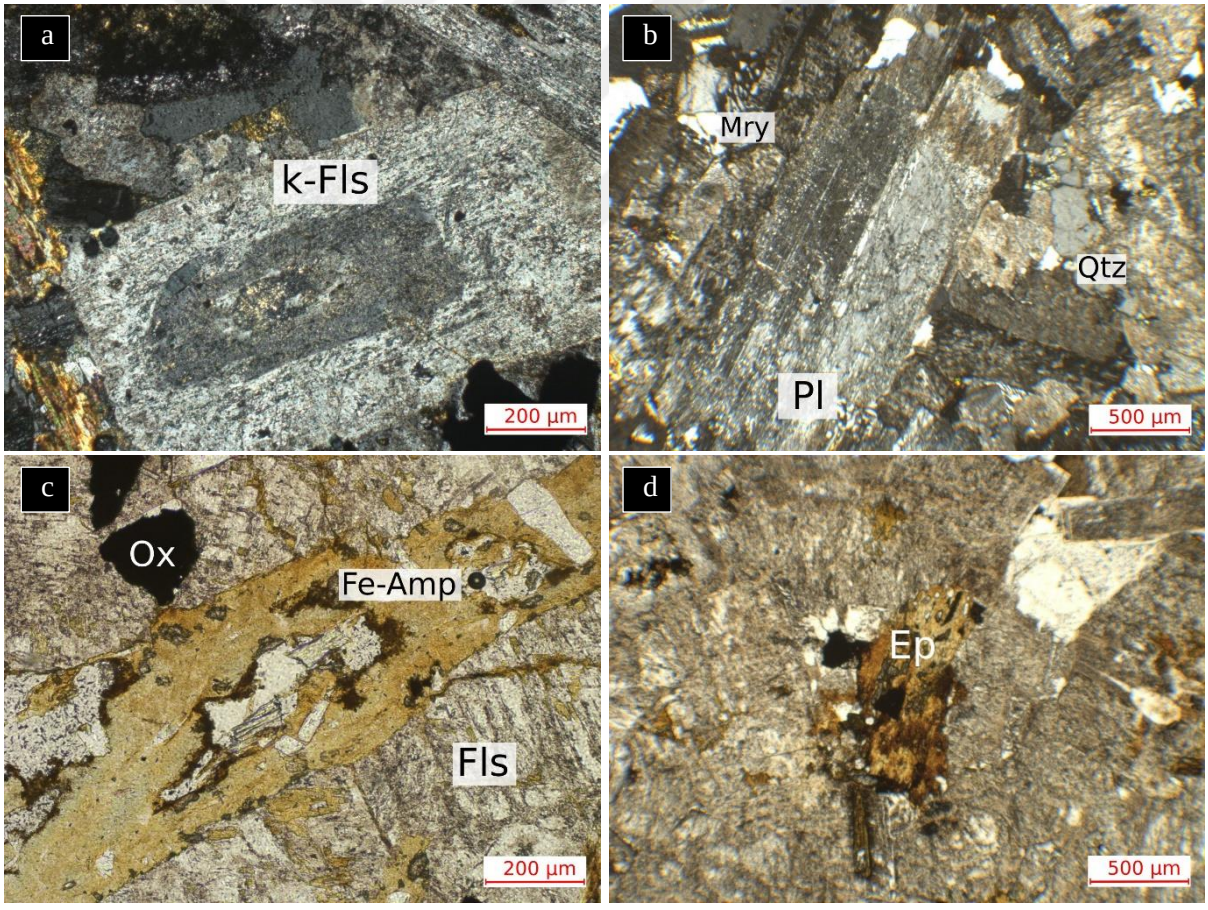
Bu kaya Hacıbekirli köyünün yaklaşık olarak 1.2 km güneybatısında gözlenir, ve 3 cm'ye ulaşan bol pembemsi K-feldispat fenokristalleri içeren kırmızımsı porfiritik latittir. Bileşiminde, camsı hamura gömülü k-feldispat ve plajiyoklaz vardır. Plajiyoklazlar çoğunlukla öz şekilsizdir ve yarı yuvarlaktır, polisentetik ikizlenme sergiler (Şekil 4.85 a). Mafik tali mineraller, başlıca değişken derecelerde alterasyon gösteren yarı özşekilli ila özşekillsiz olivin ve piroksen içerir (Şekil 4.85 b). Kuvars gözlenememiştir. Opak mineraller aksesuar olarak yaygındır.

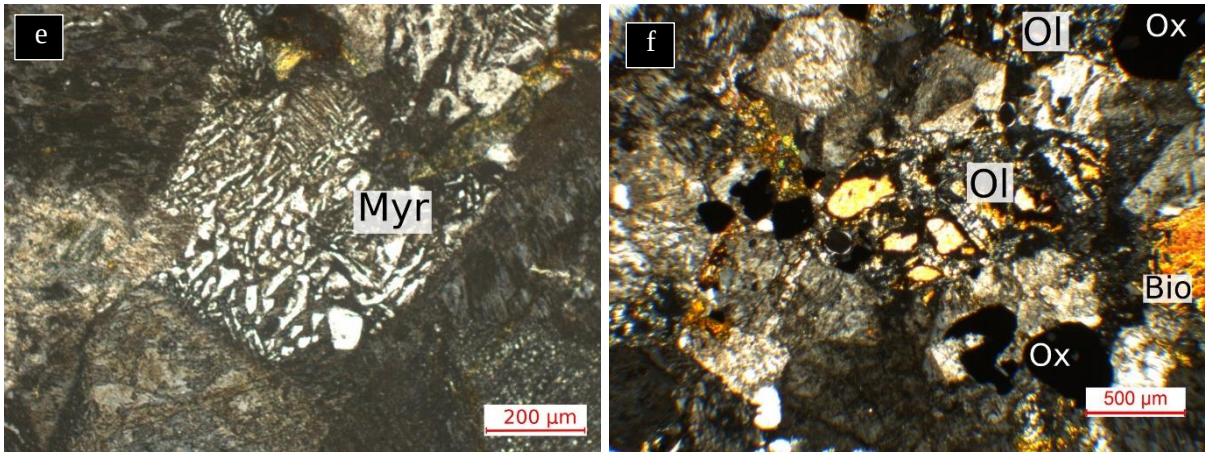


Şekil 4.85: Ulukışla formasyonundan bir latit örneğin fotomikrografları (XPL olarak). a) Polisentetik ikizlenme gösteren yarı yuvarlak plajiyoklaz; d) Yarı özşekilli olivin ve piroksen. Kısaltmalar: Pl: Plajiyoklaz; Ol: Olivin; Ox: Oksitler.

4.4.2.5. Kuvars monzonit

Kırmızımsı-pembemsi iri taneli porfirik kuvars monzonitten oluşan plütonik intrüzyon, Ulukışla kasabasının yaklaşık 5.3 km kuzeyinde yüzeylenmektedir ve 150 m'den fazla yayılım göstermektedir. Bu kayanın ayırt edici bir özelliği, 2 cm uzunluğa kadar büyük alkali feldispat fenokristallerinin varlığıdır. Kaya değişken derecede bozuşmuş olup ve bitişindeki bazaltik kayaçlarla olan sınır net değildir. Mikroskobik olarak bu kaya hipidiyomorfik doku gösterir ve alkali feldispat, daha az miktarda plajiyoklaz, kuvars, biyotit, Fe-amfibol ve serpantinleşmiş olivin içerir (Şekil 4.86a, b, c ve f). Bazı plajiyoklaz mineralleri, alkali feldispat içinde kalıntı veya inklüzyon olarak bulunur. Mirmekitik yapı yaygındır ve genellikle plajiyoklaz ile ilişkilidir (Şekil e). Epidot, mevcut ikincil minerallerin çoğunu oluşturur (Şekil 4.86d). Aksesuar mineralleri esas olarak opak oksitlerden oluşur.





Şekil 4.86: Trakidasit örneklerinden fotomikrografları. a) Alkali feldispat fenokristali; b) Belirsiz polisentetik ikizlenme gösteren plajiyoklaz fenokristali; c) Fe bakımından zengin amfibol; d) Epidot; e) Mirmekit; f) Serpantinleşmiş olivin. Bio: Biyotit; Ep: Epidot; Fe Amp: Fe açısından zengin Amfibol; K-Fls: Potasyum Feldspat; Myr: Myrmekite; Pl: Plajiyoklaz; Qtz: kuvars; Ol: Olivin; Oks: XPL'de oksitler.(a,b,e ve f); ve (c ve d) PPL'de.

4.5. ULUKIŞLA HAVZASINDAKİ MAGMATİK KAYAÇLARIN JEOKİMYASI

4.5.1. Sınıflandırma

Analiz edilen numuneler için ana elementler değerleri, uçucular dikkate alınmadan yeniden hesaplanmıştır.

Halkapınar lavları, ağırlıkça %48.83-54.11 aralığında SiO_2 içerikleri, ağırlıkça %1.68-7.4 Na_2O ve ağırlıkça %0.63-3.16 K_2O içerikleri ile nispeten yüksek alkali içerikleriyle karakterizedirler. MgO içerikleri ağırlıkça %1.43 ila 5.89 ve TiO_2 içerikleri ağırlıkça %0.65 ila 1.17 arasındadır. Kompozisyonları, Total Alkali Silica (TAS) grafiğine göre traki bazalt, bazaltik andezitten bazaltik traki andezit'e kadar değişir (Le Bas vd., 1986). Halkapınar lavlarına ait numunelerin bir tanesi hariç tamamı subalkali alanındadır (Şekil 4.87a).

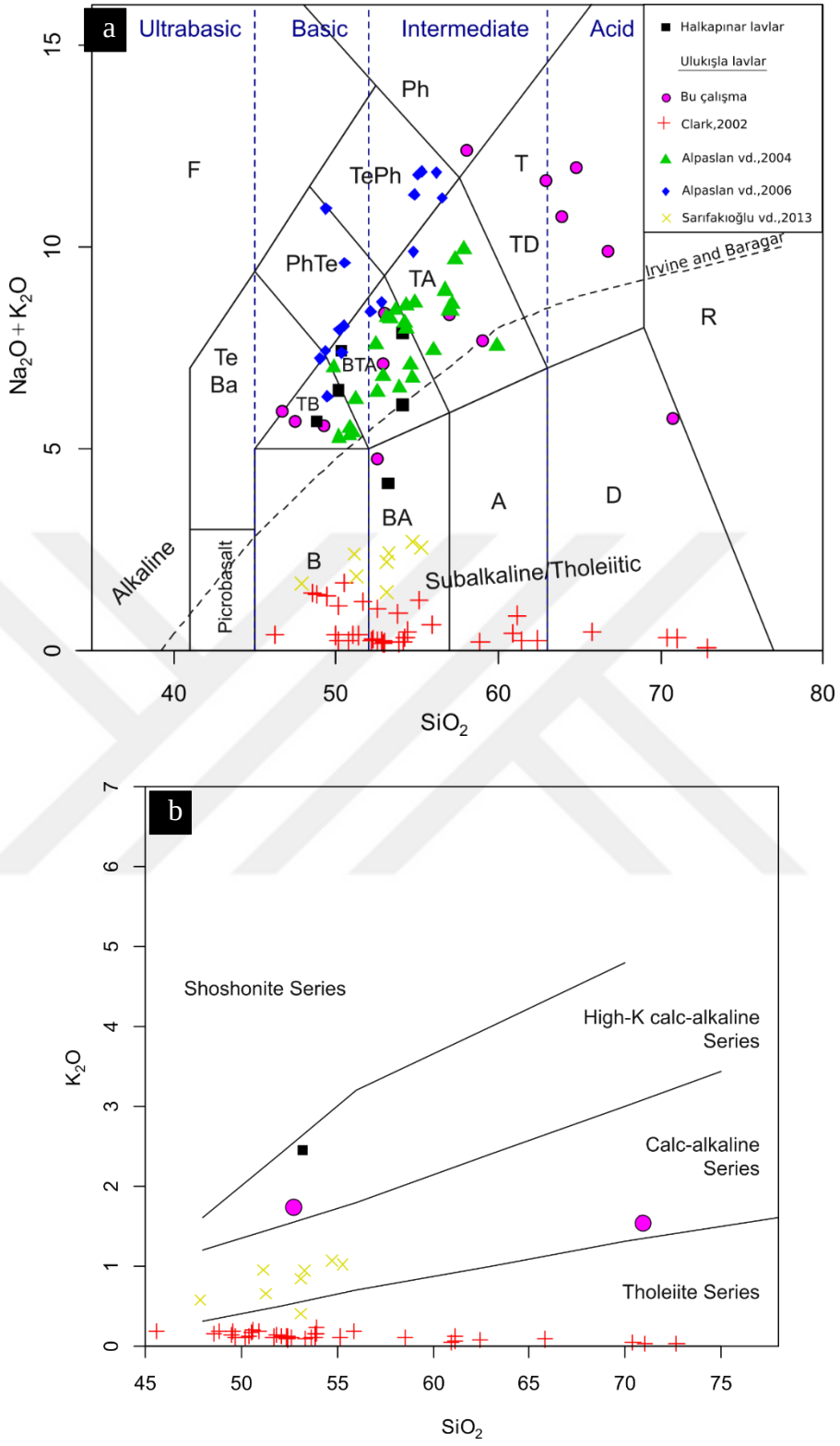
Daha önceki çalışmalardan elde edilen sonuçlar, Ulukışla formasyonunun bazalt, bazalt-andezit, andezit, dasit-trakidasite, trakit, fonolit, tefri-fonolit ve fonotefritten oluşan geniş bir bileşim yelpazesi ile karakterize edildiğini göstermektedir (Clark,2002; Alpaslan vd.,2004 ve 2006; Sarıfakıoğlu vd.,2013).

Alpaslan vd. (2004 & 2006)'dan alınan Ulukışla lav örnekleri TAS diyagramında (Le Bas vd., 1986) alkali alana iz düşerken, Clark (2002) ve Sarıfakıoğlu vd. (2013)'den alınanlar ise sadece subalkali alanına iz düşmektedir. AFM diyagramında (Irvine ve Baragar, 1971), bu subalkali

örneklerin çoğunluğu toleyitik bir karakter gösterirken, geri kalanı kalk-alkali bir afinite göstermektedir. Peccerillo ve Taylor (1976) diyagramında, subalkali örnekler baskın olarak toleyitik seri alanında ve geri kalanı kalkalkali alanında yeraldığını görülmektedir (Şekil 4.87b).

Bu çalışma sırasında elde edilen verilere göre, Ulukışla lavları traki bazalt, bazaltik andezit, traki-andezitten trakidasit, dasit (siyenit) ve fonolite kadar geniş bir bileşim yelpazesi sergiler (Şekil 4.87a). Bazı kaba taneli doku örnekleri Middlemost'un (1994) TAS diyagramına göre kuvars monzonit ve siyenit olarak sınıflandırılmıştır (Şekil 4.96). Ulukışla formasyonu kayalarının SiO_2 içerikleri ağırlıkça %46.69-70.79 arasında değişmektedir, ve ağırlıkça %1.93-6.61 aralığında Na_2O ve ağırlıkça %1.57-6.54 aralığında K_2O olan yüksek alkali içeriğine sahiptir. Bu lavlar, iki subalkali örneği dışında çoğunlukla alkalidir. Her iki formasyondan alınan subalkali numuneler, AFM diyagramında kalkalkali alanı içinde düşmektedir (Irvine ve Baragar 1971) (Bkz. Ek-3). Peccerillo ve Taylor'ın (1976) K_2O-SiO_2 diyagramında Halkapınar lavının subalkali numunesi yüksek K kalk-alkali serisi alanına düşerken, Ulukışla formasyonuna ait olanlar kalkalkali ve yüksek K kalkalkalin serisi içindedir (Şekil 4.87b). Bu lavların Mg değerleri (number), Halkapınar formasyonu için 26.51-63.96, Ulukışla formasyonu için 23.47-69.88 aralığında düşük-orta düzeydedir.

Her iki formasyonun lavları için örneğe bağlı olarak oldukça değişken olan LOI (Ateşte Kaybın) değerleri %0,3- 15,3 arasında değişir, ve örneklerin çoğunluğunun %6'dan az olması hafif, orta ila yüksek dereceli alterasyona işaret eder. Numunelerin alterasyon etkisinin ve buna bağlı yüksek kayıp değerinin üstesinden gelmek için Winchester ve Floyd'un (1977) hareketsiz elementlere dayalı sınıflandırma şeması kullanılmıştır (Bkz. Ek-4), ve (uçucu içermeyen bir temelde yeniden hesaplamadan sonra) Le Bas vd., 1986'nın TAS diyagramı ile kıyaslama için norm olarak oluşturulmuştur. Her iki diyagramdan elde edilen sonuçlar yaklaşık olarak birbiriyle uyumludur.



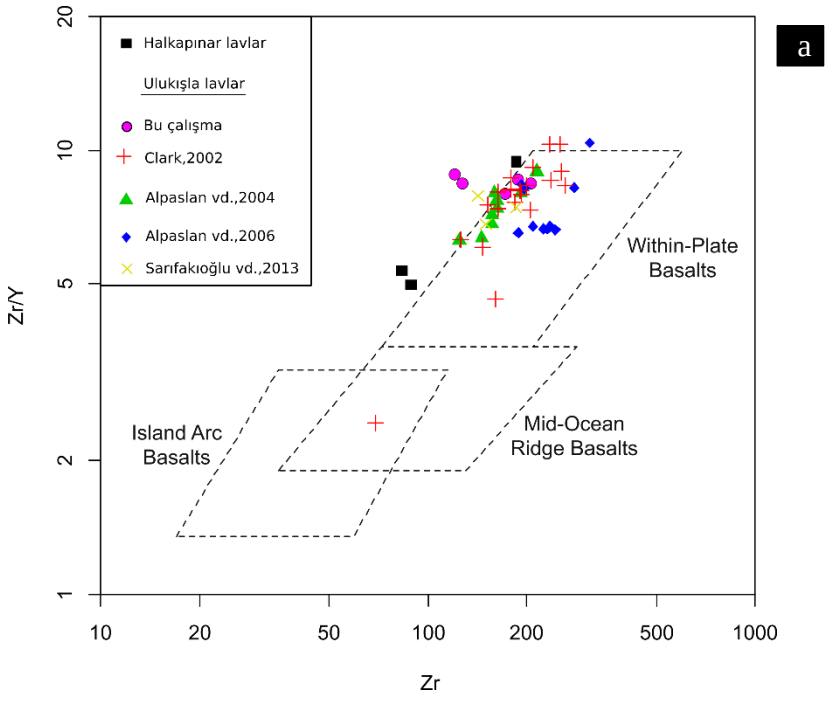
Şekil 4.87: a) Halkapınar ve Ulukışla formasyonundan alınan temsilci magmatik kayaç örneklerinin ve başkaca yayınlarda kullanılan örneklerin toplam Alkali Silika (TAS) diyagramı (Le Bas vd. 1986). Kısaltmalar: B: bazalt, BA: bazaltik andezit, A: andezit, D: Dasit, R: Riyolit, TB: Traki-bazalt, BTA: Bazaltik traki-bazalt, TA: Trakiandezit, T: Trakit, Te: tefrit, Ba: bazanit, PhTe: Fono-tefrit, TePh: Tefri-Fonolit, Ph: fonolit, F: Foidit. b) K_2O ve SiO_2 diyagramı (Peccerillo ve Taylor, 1976).

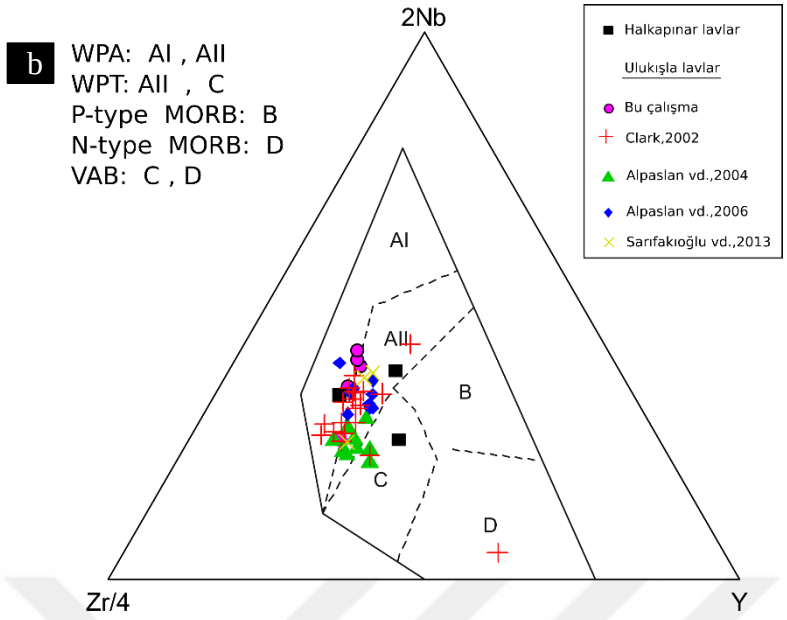
4.5.2. Tektonik Ortamlar

Ulukışla havzasındaki volkanik kayaçların tektonik ortamlarına ışık tutmak için farklı tektonik ayrım diyagramları kullanılmıştır. Bazı diyagramlar mafik volkanik kayaçlara özgüdür (SiO_2<53); Bunlar Pearce ve Norry (1979), Wood (1980), Meschede (1986), Agrawal vd. (2008) ve Hollocher vd. (2012). Diğerleri sadece felsik ila orta bileşimli volkanik kayaçlar için geçerlidir, Schandl ve Gordon (2002).

Bu çalışma sırasında incelenen yirmi kayaçtan altısı (üçü Halkapınar'dan, üçü Ulukışla Formasyonundan) bazik bileşimlidir. Bu nedenle, ilgili ayrım diyagramlarında işaretlenmişlerdir. Ayrıca, Ulukışla Formasyonunun literatürdeki daha önceki verileri de bu diyagramlar üzerine iz düşülmüştür (Clark,2002; Alpaslan vd.,2004 ve 2006; Sarıfakıoğlu vd.,2013).

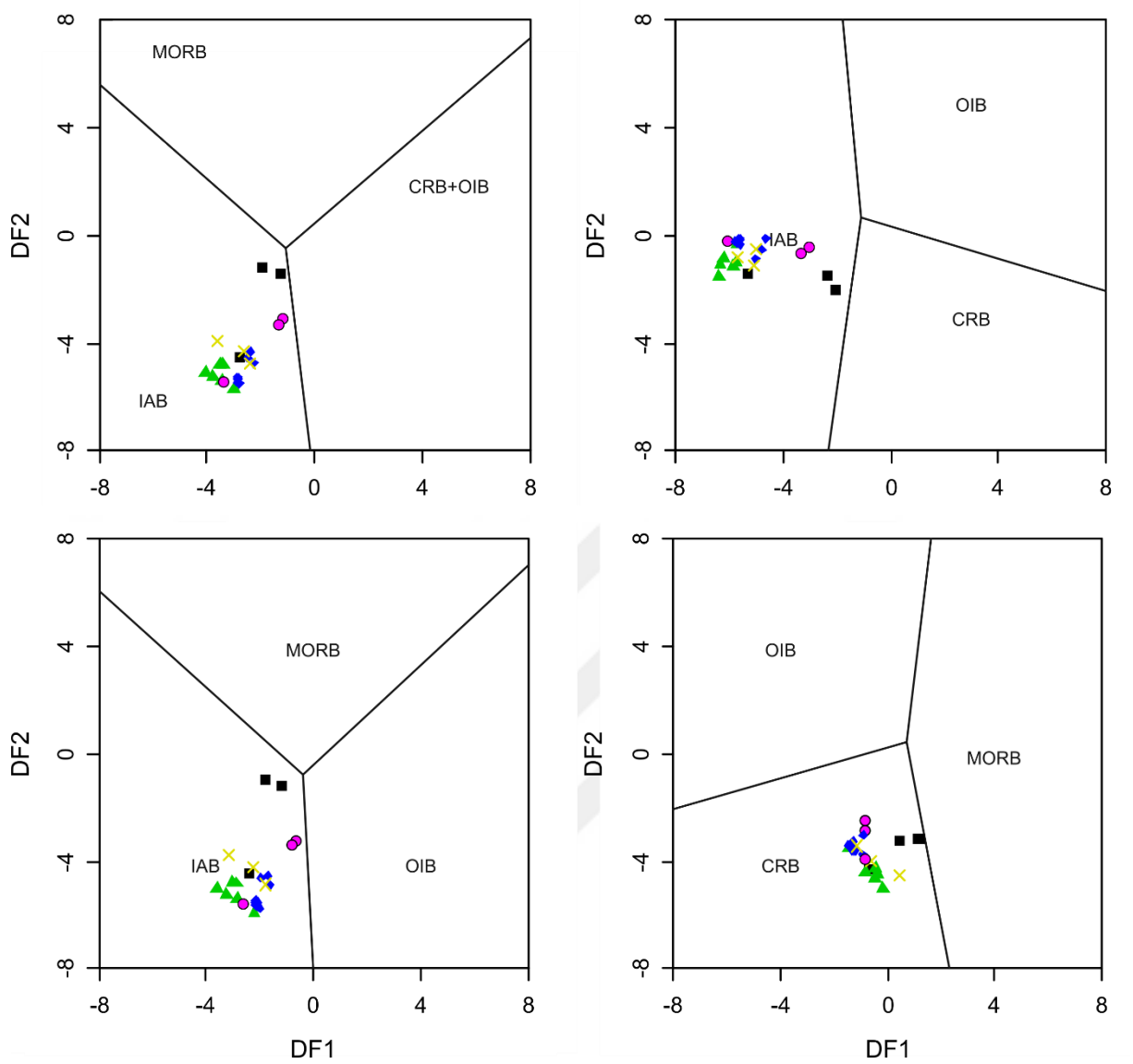
Pearce ve Norry'nin (1979) Zr/Y vs Zr diyagramında, tüm numuneler levha içi bazaltlar alanı içine veya çevresine izdüşer (Şekil 4.88a). Wood'un (1980) üçgen diyagramlarında, tüm örnekler kıtasal yay bazaltları alanını göstermektedir (Bkz. Ek-5). Meschede'nin Zr/4-2Nb-Y üçgen grafiğinde (1986), volkanik yay bazaltları alanında izdüşen beş örnek (dördü Ulukışla lavlarından ve diğerleri Halkapınar formasyonundan) dışında tüm örnekler levha içi alanına girmektedir) (Şekil 4.88b).





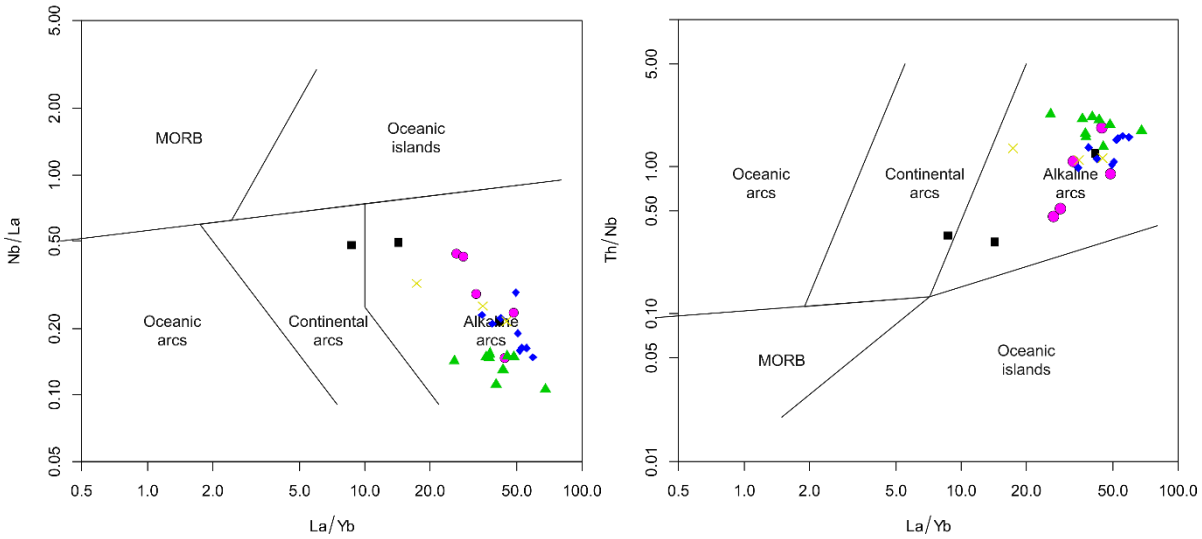
Şekil 4.88: Halkapınar ve Ulukışla Formasyonlarından temsilci örnekler ve başkaca yayınlarda kullanılan örnekler için tektonik ayrım diyagramları: a) Zr/Y'ye karşı Zr diyagramı (Pearce ve Norry 1979); b) Meschede'nin (1986) Zr/4-2Nb-Y üçgen grafiği. WPA:Within Plate Alkali Basalt (Levha içi alkali basalt) , WPT: Within Plate Tholeiites (Levha içi toleyitler), VAB: Volcanic Arc Basalt (Volkanik Yay Bazaltı).

Tüm örnekler, Agrawal vd. (2008)'in ayrım fonksiyon tabanlı diyagramlarında ada yayı bazaltları alanında kümelenmektedir (Şekil 4.89). Bu diyagramların, bazik ve ultrabazik kayaçların tektonik ortamlarını ayırt etmede oldukça etkili olduğu gözlenmiştir. Ayrım fonksiyonları, La, Sm, Yb, Nb ve Th gibi hareketsiz iz elementlerin log dönüşüm oranını temel almaktadır (Agrawal vd., 2008).



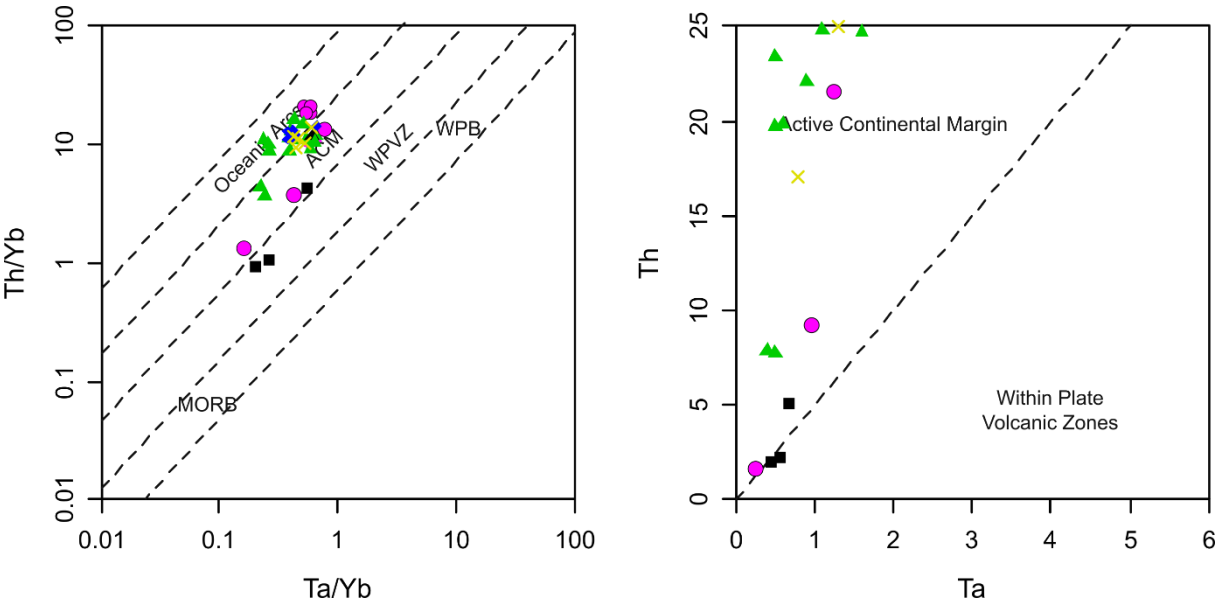
Şekil 4.89: Halkapınar ve Ulukışla Formasyonlarından alınan temsilci örnekler ve başkaca yayınlarda kullanılan örnekler için ayrım fonksiyonlarına dayalı tektonik ayrım diyagramları (Agrawal vd., 2008).

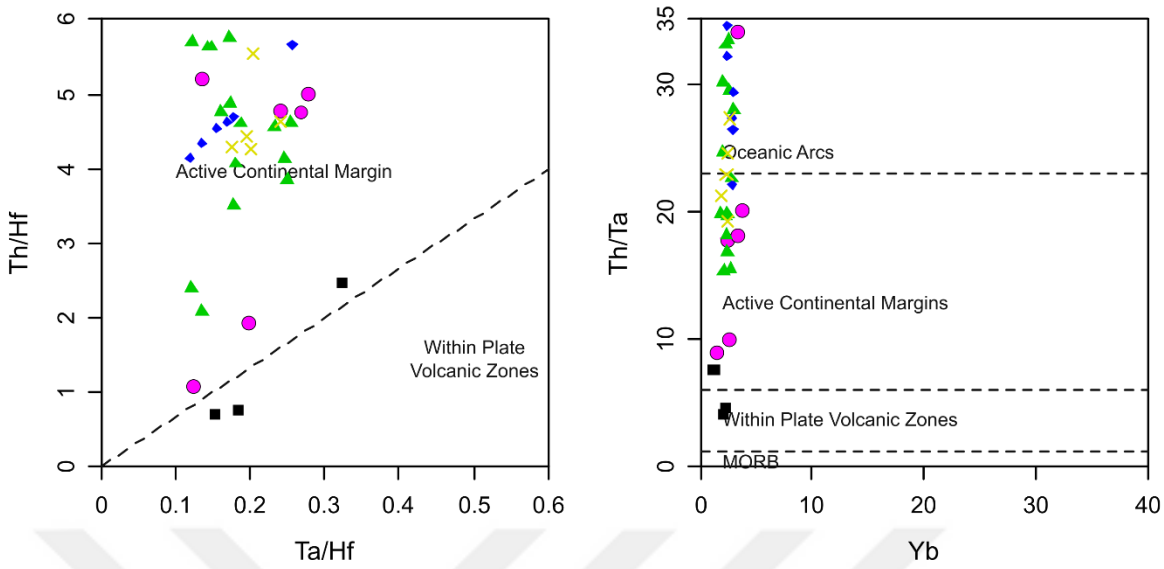
Hollocher vd., (2012) diyagramlarında, Halkapınar formasyonundan kıtasal yay alanına izdüşen bir örnek dışında hemen hemen tüm örnekler alkali yay alanında düşmektedir (Şekil 4.90).



Şekil 4.90: Halkapınar ve Ulukışla kayaçlarından alınan temsilci örnekler ve başkaca yayınlarda kullanılan örnekler için Nb/La-La/Yb ve Th/Nb-La/Yb tektonik ayrım diyagramları (Hollocher vd. 2012).

Felsik ila ara bileşimli kaya örnekleri Schandl ve Gordon'un (2002) diyagramlarına izdüşülmüştür (Şekil 4.91). Bu diyagramlarda Ulukışla formasyonuna ait örneklerin çoğu aktif kıta kenarı alanında, küçük oranlarda ise okyanus yayı alanına izdüşmektedir. Halkapınar formasyonuna ait üç örnekten ikisi sürekli olarak levha içi volkanik zonlar alanına, bir örnek ise aktif kıta kenarı alanında bulunmaktadır.



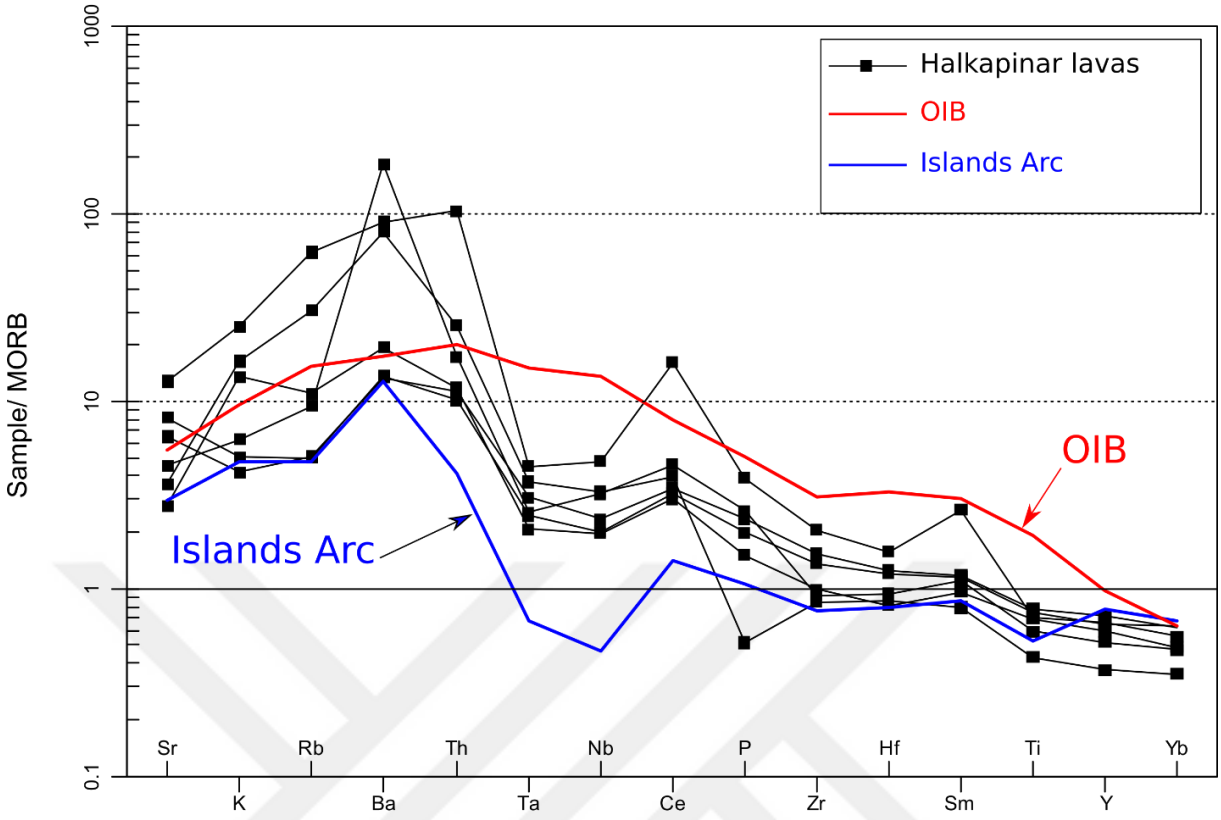


Şekil 4.91: Halkapınar ve Ulukışla kayalarından ortaç felsik kompozisyonun temsilci örnekler ve başkaca yayınlarda kullanılan örneklerin için tektonik ayrım diyagramları (Schandl ve Gordon, 2002).

4.5.3. MORB normalize edilmiş Örümcek diyagramı

Muhtemel asimilasyon ve fraksiyonel kristalleşme (Guo vd., 2006; Keskin, 2008) nedeniyle, N-MORB'a normalize edilmiş paterni üzerinde farklılaşmış bileşime sahip magmanın etkisini azaltmak için sadece SiO_2'si %60'ın altında olan örnekler seçilmiştir. N-MORB'a normalize edilmiş örümcek diyagramında, elementler sağdan sola doğru daha yüksek uyumsuzluğu gösterecek şekilde sıralanmıştır.

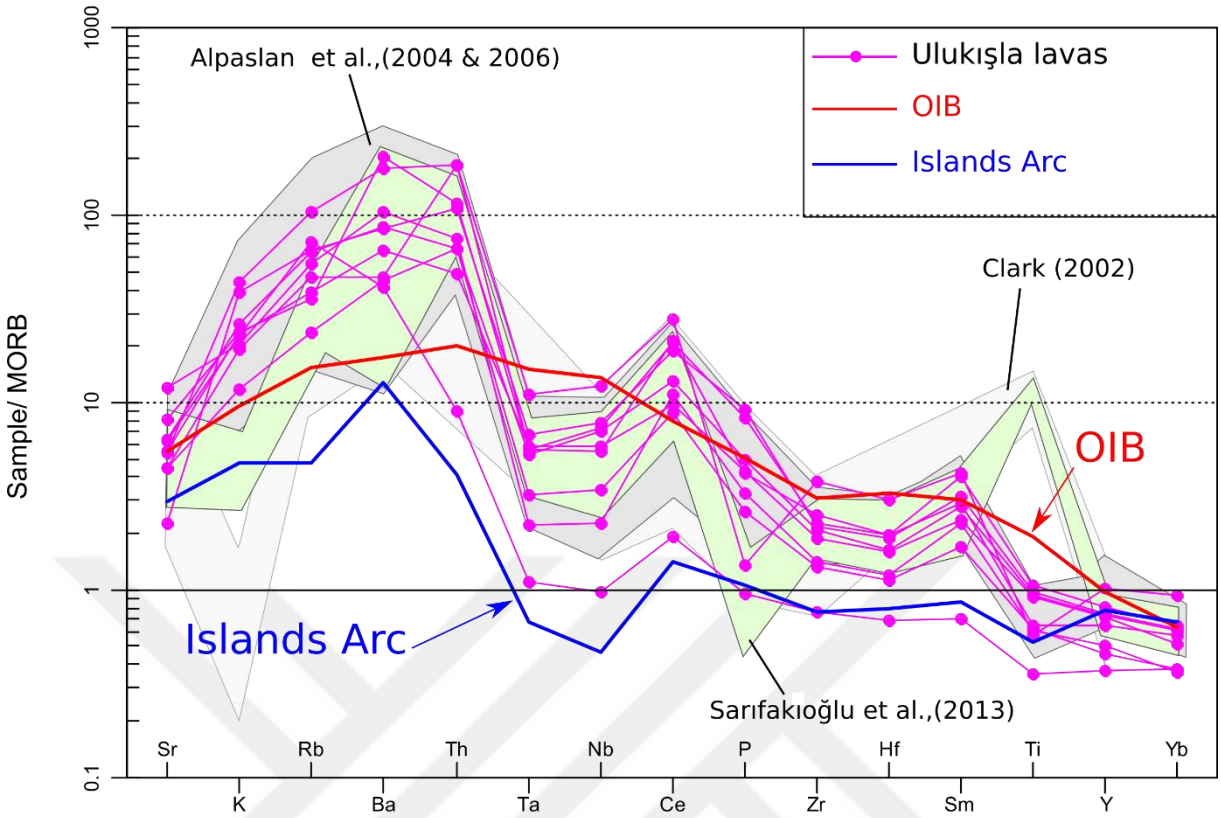
Halkapınar lavları için N-MORB'a normalize iz element paternlerinde, ortalama N-MORB'a kıyaslandığında (LILE'de (Large Ion Lithophile Elements, yani Sr, K, Rb, Ba ve Th) güçlü bir zenginleşme, LREE'de (Light Rare Earth Elements, yani Ce) daha düşük derecede bir zenginleşme sergiler (Şekil 4.92). Bu örneklerdeki HFSE (Yüksek Alan Şiddetli Elementler, yani Hf, Zr, Nb ve Ta) bolluğu, N-MORB ortalaması konsantrasyonlarından daha düşük olan uyumsuz elementler Ti, Y ve Yb dışında, N-MORB'unkinden nispeten daha yüksektir. Th ve Ce ile ilgili olarak net bir negatif Nb-Ta anomalisi mevcuttur (Şekil 4.92).



Şekil 4.92: Halkapınar lavları için N-MORB-normalize iz element örümcek diyagramları (Pearce 1983'ten MORB normalleştirme değerleri); Okyanus ada bazaltları (OIB) verileri Sun ve McDonough 1989'dan ve ada yayı (Mariana) verileri Elliott vd., (1997)'den alınmıştır.

Ulukışla lavlarına gelince ise, Halkapınar volkanitlerine benzer bir patern sergilerler, ancak daha belirgin Nb, Ta negatif anomalileri ve daha yüksek uyumsuz HFSE element bolluğu (Nb, Zr, Ta ve Hf gibi) içerir (Şekil 4.93). Bu örneklerin paterni dikkate değer pozitif Sm anomalisi sergilemektedir. Bir örnek, HFSE (Nb, Ta için) konsantrasyonunun benzer N-MORB'ninkinden biraz daha düşük olduğu, LILE'de zenginleşme ile karakterize olan farklı bir patern gösterir (Şekil 4.93).

Bu çalışmadaki Ulukışla lav örnekleri için N-MORB'a normalize edilmiş iz elementler örümcek diyagramı üzerinde daha önce yapılan çalışmalarda elde edilenlere benzer bir patern sergilemektedir (bknz. Clark,2002; Alpaslan vd.,2004 ve 2006; Sarıfakıoğlu vd.,2013).



Şekil 4.93: Ulukışla lavları için N-MORB-normalize iz element örümcek diyagramları (Pearce 1983'ten MORB normalleştirme değerleri); Okyanus ada bazaltları (OIB) verileri Sun ve McDonough 1989'dan ve Ada Yayı (Islands Arc: Mariana) verileri Elliott vd.,1997'den alınmıştır. Gölgeli alanlar, eski çalışmalardan Ulukışla lav örnekleri için N-MORB'a normalize edilmiş iz elementlerin paternleri temsil etmektedir (Bknz. Clark,2002; Alpaslan vd.,2004 ve 2006; Sarıfakıoğlu vd.,2013). Bu alanlar karşılaştırma amacıyla çizilmiştir.

Bu paternler, petrojenetik süreçte yitim bileşeni ve kıtasal kabuk katılımının göstergesi olarak yorumlanmıştır (Pearce 1983; Hawksworth vd., 1993; Rollinson, 1993; Zanetti vd., 1999; D'Ozario vd. 2004; Grosch vd., .2007; Keskin vd., 2008; Gill 2010).

N-MORB'a normalize edilmiş örümcek diyagramındaki OIB ile karşılaştırma her iki lav örnekleri için Nb-Ta'da azalma ve daha düşük HFSE konsantrasyonu ile birlikte LILE'de seçici bir zenginleşme gösterir. Buna karşılık OIB, tümsek şekilli ve en az uyumsuz HFSE Y ve Yb'ye doğru gelişen negatif eğimle iyi dağılmış uyumsuz eser elementlerin zenginleşmesi ile karakterizedir. Öte yandan, Halkapınar ve Ulukışla lavlarının her ikisinin paternleri birbiriyle uyumludur ve ada yayı'nınkine benzerdir, ancak daha az belirgin Ti negatif anomalileri ile birlikte LILE ve HFSE'de daha yüksek derecede zenginleşme gösterir.

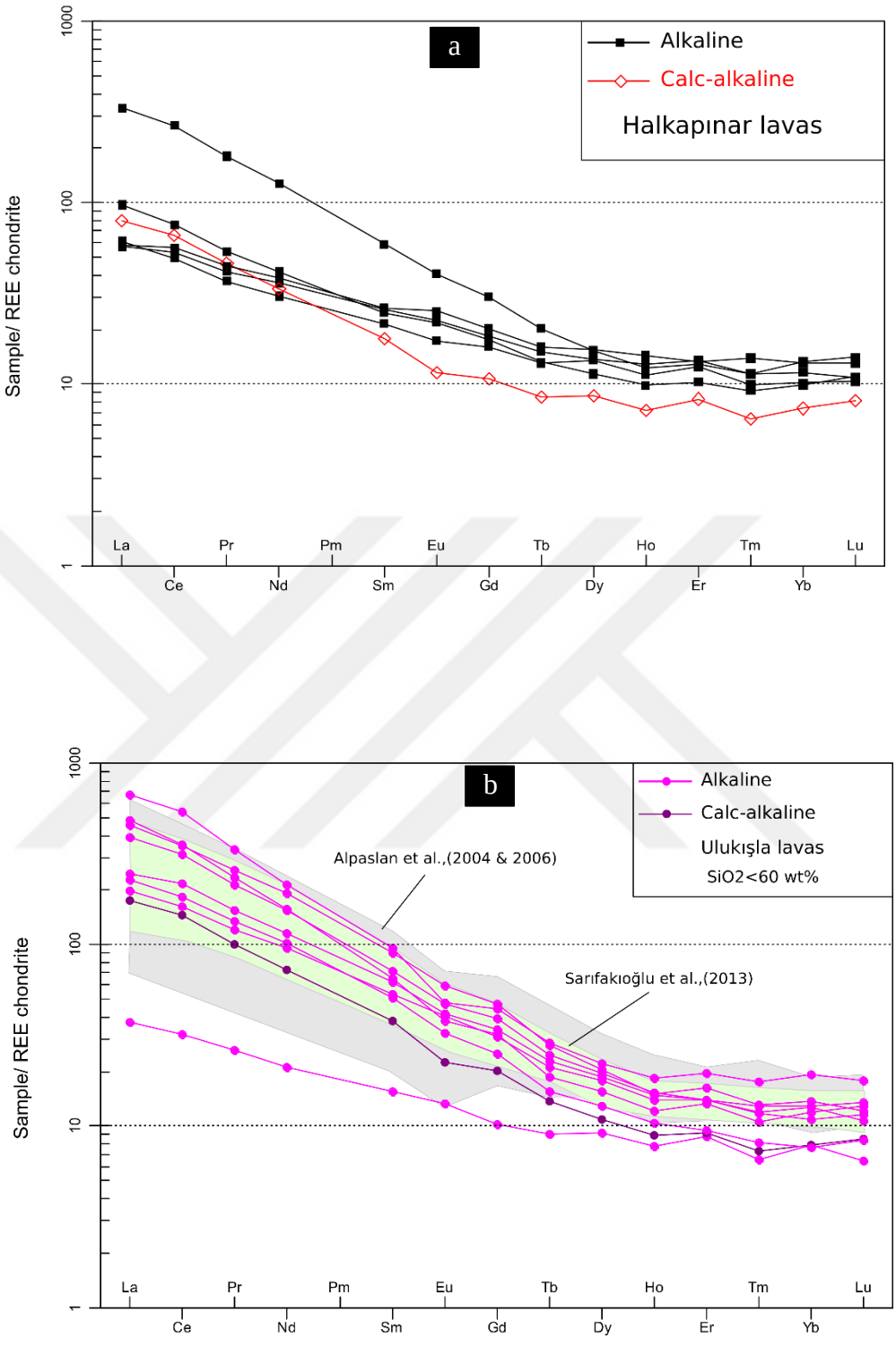
4.5.4. Kondrit normalize edilmiş REE paternleri

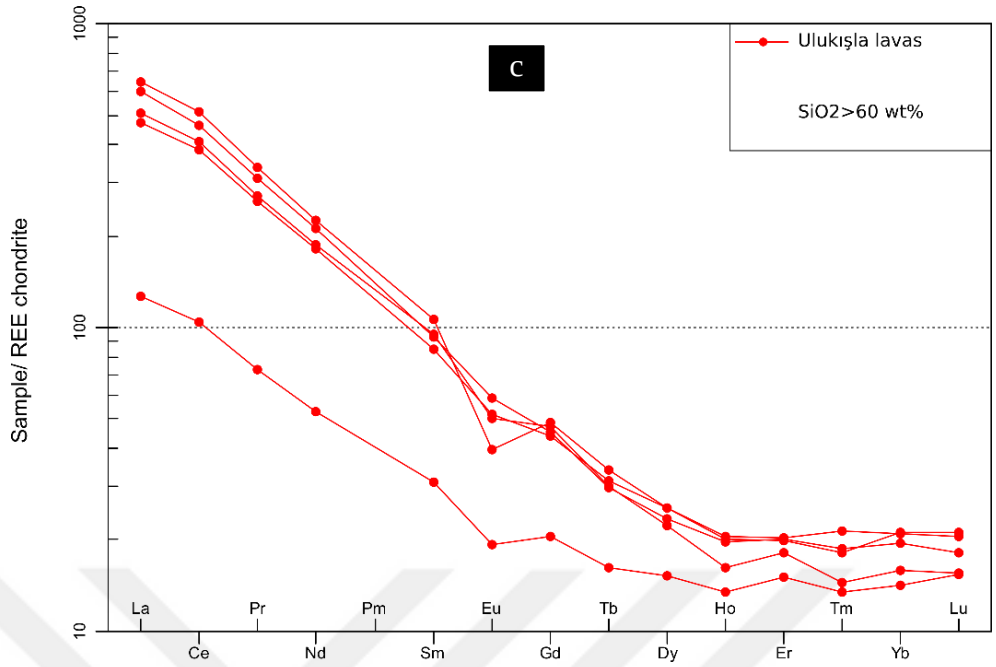
Halkapınar lavları için kondrit'e normalize NTE paterni, düz bir patern ile karakterize edilen HREE'ye göre LREE'de hafif ila orta derecede zenginleşme göstermektedir, $[La/Yb]_N$ oranları 28.68 olan bir örnek dışında çoğunlukla 4.30-10.87 aralığındadır. Bu lavlarda 77.30 ila 340.05 ppm arasında değişen toplam REE konsantrasyonu, kondritinkinden yaklaşık 6 ila 330 kat daha yüksektir. Eu anomalisi çoğu örnekte dikkat çekici değildir (Eu/Eu* = 0.93–1.10), bir örnek 0.83'e sahiptir (Şekil 4.94a).

Ulukışla kayaları SiO_2 içeriğine göre iki gruba (SiO_2<%60 ve SiO_2>%60 wt) ayrılmış ve farklı diyagramlara iz düşülmüştür. SiO_2 içeriği ağırlıkça %60'tan yüksek olan örneklerin bazıları iri tanelidir ve bu nedenle plütonik kaya olarak sınıflandırılmıştır.

Halkapınar lavları ile karşılaştırıldığında ağırlıkça %60'tan daha düşük SiO_2 içeren Ulukışla kayaları, $[La/Yb]_N$ oranları 18.20 ile 40.48 (4.76'ya sahip bir örnek hariç) arasında olarak HREE'ye göre önemli ölçüde daha yüksek LREE (HNTE) zenginleşmesi sergilemektedir. HREE modeli kabaca yataydır (Şekil 4.94b). Toplam NTE bollukları 188.07 ila 652.76 ppm aralığındadır (51.01'li bir örnek dışında), bu da kondritik içeriğin 6.5 ila 670 katı zenginleşmesini gösterir. Bu lavlar hafif ila belirgin negatif ila pozitif Eu anomalileri sunar (Eu/Eu* = 0.73-1.05).

Ulukışla formasyonunun ortaç felsik kayaçları (SiO_2>ağırlıkça %60) için kondrit'e normalize edilmiş NTE örümcek grafiği, 22.36 - 32.38 aralığında $[La/Yb]_N$ oranları (8.96 olan bir örnek hariç) ile karakterize olan LREE'de HREE'ye göre güçlü bir zenginleşme sergilemektedir. NTE'nin toplam konsantrasyonları, kondritik değerlerden 14 ila 642 daha büyük olarak 142.94 ila 635.35 ppm arasında değişir. Bu lavlar HREE yatay paterniyle ilişkili iyi belirgin negatif Eu anomalileri (Eu/Eu* = 0.55-0.91) göstermektedir (Şekil 4.94b).


a
Alkaline
Calc-alkaline
Halkapınar lavas
Sample/ REE chondrite
1000
100
10
1
La
Ce
Pr
Nd
Pm
Sm
Eu
Gd
Tb
Dy
Ho
Er
Tm
Yb
Lu
b
Alkaline
Calc-alkaline
Ulukışla lavas
SiO2<60 wt%
Alpaslan et al.,(2004 & 2006)
Sarıfakıoğlu et al.,(2013)
Sample/ REE chondrite
1000
100
10
1
La
Ce
Pr
Nd
Pm
Sm
Eu
Gd
Tb
Dy
Ho
Er
Tm
Yb
Lu



Şekil 4.94: Bu çalışmayla analiz edilen temsilci kaya örneklerinin ve başkaca yayınlarda kullanılan kaya örneklerinin kondrit-normalize NTE desenleri: a) Halkapınar lavları; b) SiO_2<%60 wt olan Ulukışla formasyonu; c) SiO_2>%60 wt olan Ulukışla (normalize edilmiş değerleri Anders ve Grevesse 1989'dan alınmıştır).

Negatif Eu anomalileri, plajiyoklas'ın fraksiyonel kristalizasyonu ile eriyikten plajiyoklaz eliminasyonunun sonucu veya plajiyoklas'ın ergimediği kayaların kısmi ergimesi yoluyla, böylelikle bu mineralin tüketilmiş olduğu bir magmayı gösterdiği şeklinde yorumlanır (Hearn vd., 1981; Rollinson, 1993). Çünkü, pozitif Eu anomalileri, magma oluşumu sırasında eriyikte plajiyoklaz salımının (release) göstergesi olarak düşünülmektedir (Hearn vd., 1981).

Halkapınar ve Ulukışla Formasyonlarının lavları, önemsiz plajiyoklaz fraksiyonu ile uyumlu çok küçük negatif Eu anomalileri göstermektedir. Bununla birlikte, Ulukışla formasyonunun plütonik ve subvolkanik kayaçları, plajiyoklazın önemli fraksiyonunu yansıtan dikkate değer negatif Eu anomalileri sergilemektedir. Ayrıca, negatif Eu anomalileri ile ilişkili en yüksek toplam NTE konsantrasyonunun iri taneli kayaçlarla ilişkili olduğu bulunmuştur. Yaklaşık olarak benzer NTE paternlerine sahip bu iki tip magmatik kayaç (volkanik ve plütonik), büyük olasılıkla aynı kaynaktan, ancak farklı petrojenetik süreçler yoluyla ortaya çıkmıştır.

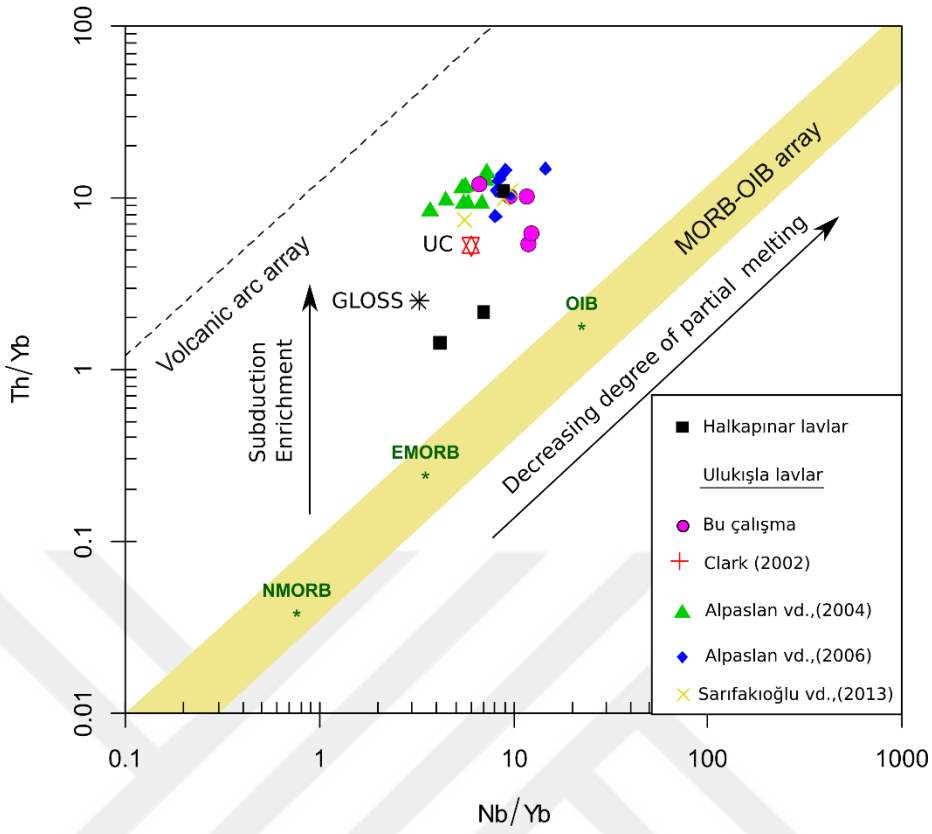
4.5.5. Magma kaynağının doğası

Ulukışla havzasının volkanik kayaçları için, özellikle manto kaynağının doğası ve magmatik kayaçların oluşumuna kabuk katkılarının değerlendirilmesinde etkili olan, Th/Yb vs Nb/Yb diyagramı (Pearce ve Peate, 1995; Pearce, 2008) kullanılmıştır (Şekil 4.95).

Th ve Nb, kıtasal kabuktan kaynaklanan magma kontaminasyonunun belirlenmesinde oldukça hassas indeksleridir (Pearce,1983). Özellikle yitim ile ilişkili olan magma oluşumundaki kabuk katkısı, Nb konsantrasyonunu düşürürken Th konsantrasyonunu artırma eğilimindedir. Normalleştirme faktörü olarak Yb'nin, kısmi erime ve fraksiyonel kristalizasyon tarafından oluşturulan modifikasyonlarının etkilerini ortadan kaldırmada faydalı olduğu kanıtlanmıştır. Bu element magma oluşumu sırasında meydana gelebilecek farklı zenginleştirme süreçlerine karşı da duyarsızdır (Pearce,1983 ve 2008).

Th/Yb - Nb/Yb diyagramında (Şekil 4.95) diyagonal bir bölge oluşturan MORB-OIB dizisi, kıtasal kabuk ile herhangi bir etkileşimden bağımsız bazaltik bileşim aralığını temsil eder. Bu alanda bulunan örnek kayaçlar yalnızca MORB veya OIB ailesine (afinitesine) sahiptir. Buna karşılık, bu MORB OIB dizisinin üzerinde yer alan ve yüksek Th/Yb oranı sunan magmatik kayaçlar, yay volkanizmasının veya kıtasal kabuk kirliliğinden etkilenen levha içi volkanizmasının (bazaltlar) göstergesidir (Pearce ve Peate, 1995; Pearce, 2008).

Bu diyagramda yalnızca ağırlıkça %52'den düşük SiO_2 içeren numuneler çizilmiştir. Tüm örnekler, yitim süreci yoluyla kıtasal kabuk tarafından kirlenme ile tutarlı olarak, yüksek Th/Yb oranı değerlerine doğru genel bir eğilimle EMORB-OIB dizisinin üzerine düşer (Şekil 4.95). Dolayısıyla Halkapınar ve Ulukışla lavları, yitim bileşeninden önemli ölçüde etkilenen OIB tipine yakın, zenginleştirilmiş bir manto kaynağından türemiş olmalıdır.



Şekil 4.95: Halkapınar ve Ulukışla formasyonunun temsilci bazaltik lavları ve başkaca yayınlarda kullanılan örnekler için Th/Yb - Nb/Yb diyagramı (Pearce, 2008'den alınmıştır). NMORB: Normal Orta Okyanus Sırtı Bazalt; EMORB: Zenginleşmiş Orta Okyanus Sırtı Bazalt; OIB: Okyanus Adası Bazaltı; UC: Üst Kabuk (Rudnick ve Gao, 2003'ten alınan veriler); GLOSS: Global Subducting Sediment (Plank ve Langmuir 1998'den alınan veriler).

Bu lavları karakterize eden yitim zenginleşmesinin eş zamanlı mı, yoksa kalıtsal mı olduğu sorusunun cevabı tartışma bölümünde geliştirilecektir. Ancak, magma odası ile ilgili süreçlerin petrolojik modellemesi bu tezin kapsamı dışındadır.

4.5.6. Plütonik kayaçlar

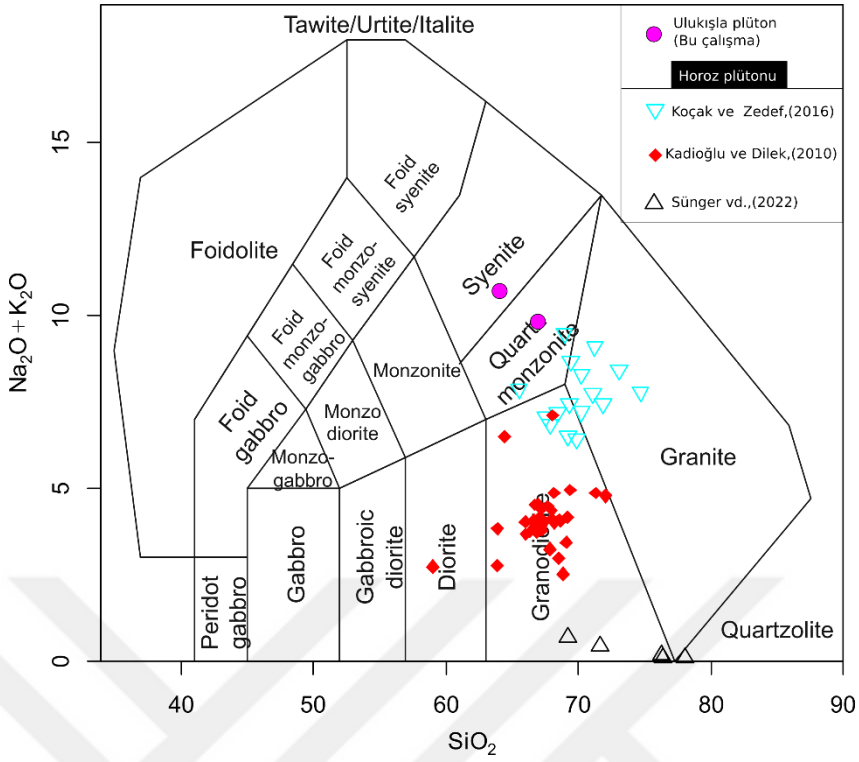
4.5.6.1. Sınıflandırma

Ulukışla bölgesindeki plütonik kayaçlar üzerinde yapılan önceki çalışmalar, en belirginleri Horoz Granitoyidi ve Elmalı siyeniti ile bitişiğindeki plüton olan Uçurumtepe monzoniti olan ortaç ila felsik bileşimli farklı plütonik kütlelerin varlığını belgelemiştir (Çevikbaş,1991; Özözlü, 2019). Daha küçük boyutlu diğer plütonlar Ulukışla formasyonu içerisinde sokulum olarak mevcuttur.

Petrografik olarak, erken Eosen'de Bolkardağ karbonatları içerisine yerleşen Horoz Plütonu ve buna bağlı sokulumlar, esas olarak granit ve granodiyoritten oluşur (Çevikbaş,1991; Kadıoğlu ve Dilek,2010). Jeokimyasal olarak, bu kayaçlar ağırlıkça %58,98-75,8 arasında değişen bir SiO_2 konsantrasyonu ve ağırlıkça %0,07-6,84 arasında değişen Na_2O içeriği ve ağırlıkça %0-5,94 arasında değişen bir K_2O içeriği ile karakterize edilir (Kadıoğlu ve Dilek,2010; Koçak ve Zedef,2016; Sünger vd.,2022). Middlemost'un (1994) sınıflandırma diyagramında, plütonun bileşimsel aralığı baskın olarak granodiyorit, daha az ölçüde granit ve kuvars monzonit içerir (Şekil 4.96). Horoz Granitoyidi, yüksek-K kalk-alkalinden yüksek-K şoşonitik afiniteye sahip metalüminli ila peralüminlidir (Kadıoğlu ve Dilek,2010; Koçak ve Zedef,2016; Sünger vd.,2022).

Ulukışla havzasının orta kesiminde, D-B gidişli Elmalı siyeniti şoşonitik bir bileşim sergilerken, komşu Uçurumtepe monzoniti alkalin afinite ile karakterize edilir (Çevikbaş,1991; Özözlü,2019). SiO_2 konsantrasyonları ağırlıkça %52,5-62,5 arasında değişir ve ağırlıkça %2,34-8,25 arasında değişen Na_2O ve ağırlıkça %0,45-9,3 arasında K_2O ile karakterize edilen yüksek alkali içeriği ile ilişkilidir.

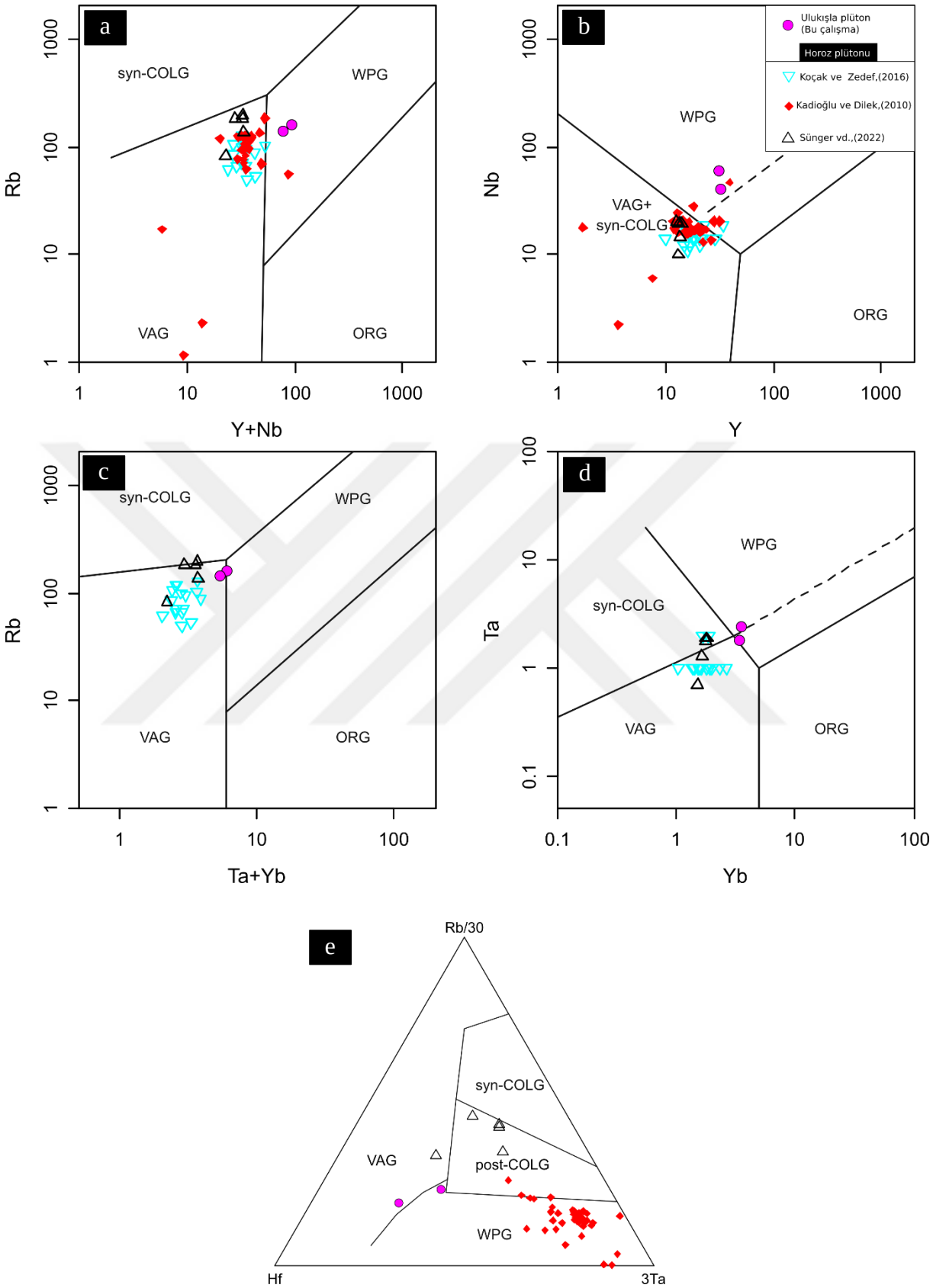
Havzanın batı kesiminde Ulukışla formasyon'unu kesen plütonik kayaçlardan toplanan iki örnek jeokimyasal olarak analiz edilmiştir (Örneklerden biri Çat köyünün kuzeyinden, ikincisi Ulukışla kasabasının yaklaşık 5.23 km kuzeyinden). Bu kayaların SiO_2 içeriği ağırlıkça %63-66 arasında değişmektedir. Na_2O konsantrasyonları ağırlıkça %5,04-6,61 arasında, K_2O konsantrasyonu ise ağırlıkça %4,15-4,85 arasında değişmektedir. Middlemost'un (1994) şemasına göre bu örnekler kuvars monzonit ve siyenit olarak sınıflandırılırlar ve alkali jeokimyasal bir özellik sunarlar (Şekil 4.96).



Şekil 4.96: Bu çalışmayla analiz edilen kaya örnekleri ve başkaca yayınlarda kullanılan örneklerin Toplam Alkali – Silika sınıflama diyagramı (Middlemost,1994).

4.5.6.2. Tektonik ortamı

Pearce vd. (1984)'nin tektonik ayrım diyagramında, Ulukışla formasyonundan analiz edilen örnekler levha içi granitler alanına, Horoz Granitoyid'inden alınan örnekler ise volkanik yay alanına düşmektedir (Şekil 4.97a,b,c ve d). Haris vd. (1986)'nın ayırım diyagramında Horoz Granitoyidi örneklerinin çoğu levha içi granit alanında yer almaktadır. Sadece az sayıda örnek çarpışma sonrası granit alanında, bir örnek ise volkanik yay granit alanında yer almaktadır (Şekil 4.97e). Ulukışla formasyon'undan bir örnek levha içi granit alanında, diğeri ise volkanik yay alanına iz düşmektedir. Elmalı siyeniti ve Uçurumtepe monzonitinin tektonik ortamına gelince, bunlar hem levha içi hem de volkanik yay granit özelliği gösterirler (Çevikbaş,1991).



Şekil 4.97: Bu çalışmayla analiz edilen kaya örnekleri ve başkaca yayınlarda kullanılan Ulukışla ve Horoz Granitoyidi örnekleri için tektonik ayrım diyagramları:

Şekil 4.97 (devam): a) Rb-(Y+Nb) diyagramı, b) Nb-Y diyagramı, c) Rb-(Ta+Yb) diyagramı ve d) Ta-Y diyagramı (Pearce vd.,1984); e) Rb/30-Hf-Ta*3 üçgen diyagramı (Harris vd., 1986); (syn-COLG: Çarpışma ile eş zaman granitler; VAG: Volkanik yay granitleri; WPG: Levha içi granitler; ORG: okyanus sırtı granitler, post–COLG: Çarpışma sonrası granitler).

4.6. ULUKIŞLA HAVZASININ YAPISAL ANALİZİ

Ulukışla havzasının yapısal evrimi ile ilgili birçok çalışma mevcuttur, ancak ana deformasyon evrelerinin sayısı ve zamanlaması yeterince bilinmemektedir ve tartışmalıdır. Şekil 4.98, önceki çalışmaların bazılarından elde edilen ana sonuçları özetlemektedir. Önerilen modeller arasında:

Clark (2002), tarafından altı ana deformasyon dönemi tanımlanmıştır:

- Senomaniyen döneminde ofiyolit yerleşimi evresi;
- Maastrihtiyen – Erken-orta Paleosen genişleme evresi;
- Geç Eosen sıkışma evresi;
- Eosen – Oligosen genişleme evresi;
- Orta Miyosen sıkışma evresi;
- Orta-geç Miyosen doğrultu atımlı faylanma evresi.

Engin (2013), üç ana deformasyon dönemi tanımlamıştır:

- Kampaniyen ofiyolit yerleşimi evresi;
- Orta Paleosen-orta Eosen genişleme evresi;
- Orta-geç Eosenden Miyosen sonrası doğrultu atımlı deformasyon (çoğunlukla transpresyon) evresi.

Gürer (2016), iki ana deformasyon aşaması belirlemiştir:

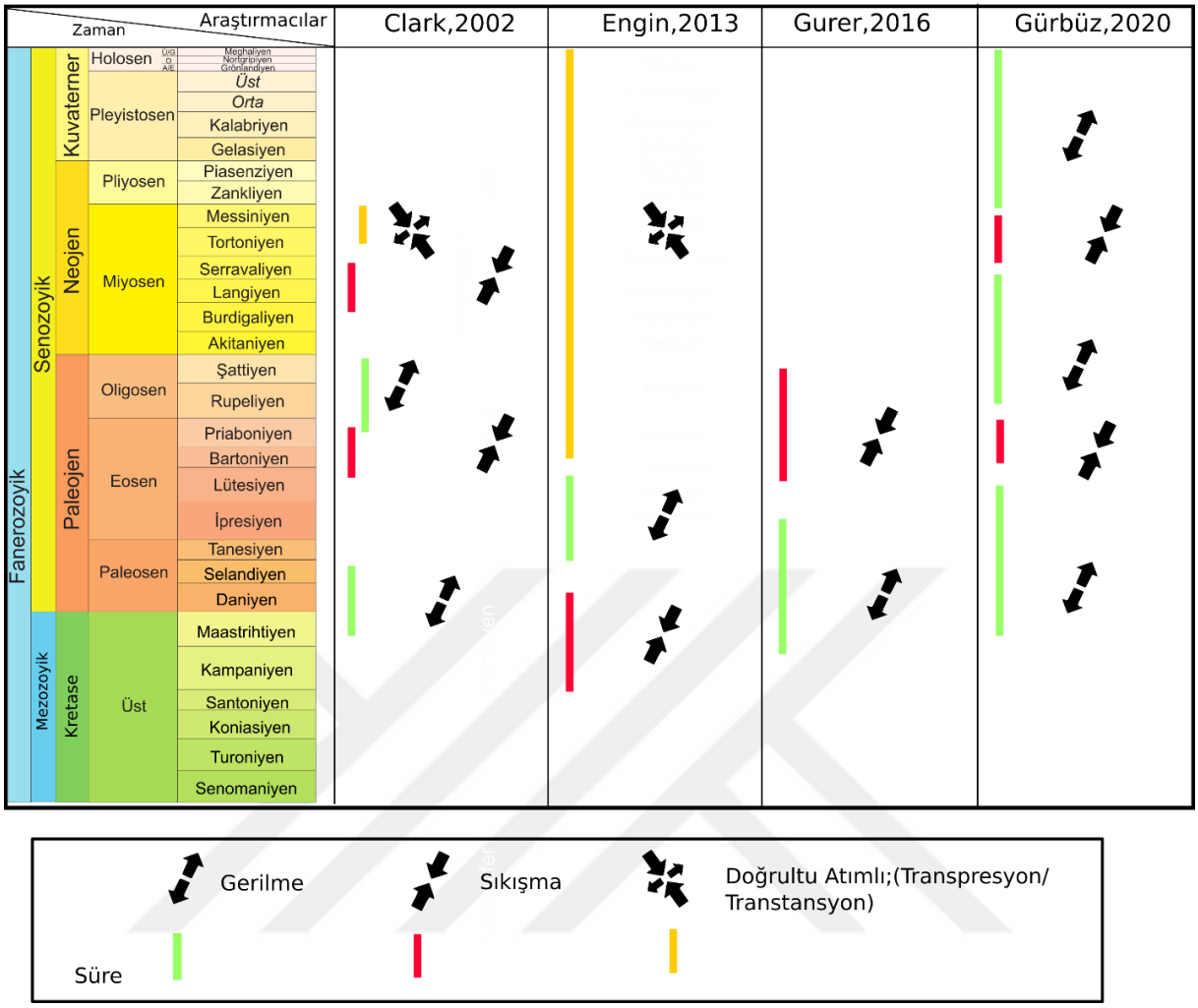
- Geç Kretase-Paleosen genişleme evresi;
- Erken Eosen-Erken Miyosen kısalma evresi.

Gürbüz vd. (2020), altı ana deformasyon dönemi bildirmiştir:

- Geç Kretase-orta Eosen genişleme evresi;
- Orta-geç Eosen daralma (contraction) evresi;
- Oligosen-orta Miyosen genişleme evresi;
- Orta Miyosen sonrası daralma / transpresyon evresi;
- Geç Miyosen-Pliyosen genişleme evresi;
- Kuvaterner genişleme evresi.

Ulukışla havzasının deformasyon tarihini karakterize etmek için ve önceki çalışmalardan elde edilen yapısal verileri test etmek için bu çalışmayla elde edilen, fay düzlemleri, tabaka düzlemleri ve makaslama yapılarını içeren yapısal veriler analiz edilmiştir. Bu havza yapısal mimarisini kontrol edebilen büyük ölçekli yapılar içerdiğinden, günümüzde etkili bir inceleme yöntemi olan uydu görüntülerinden de yararlanmıştır.

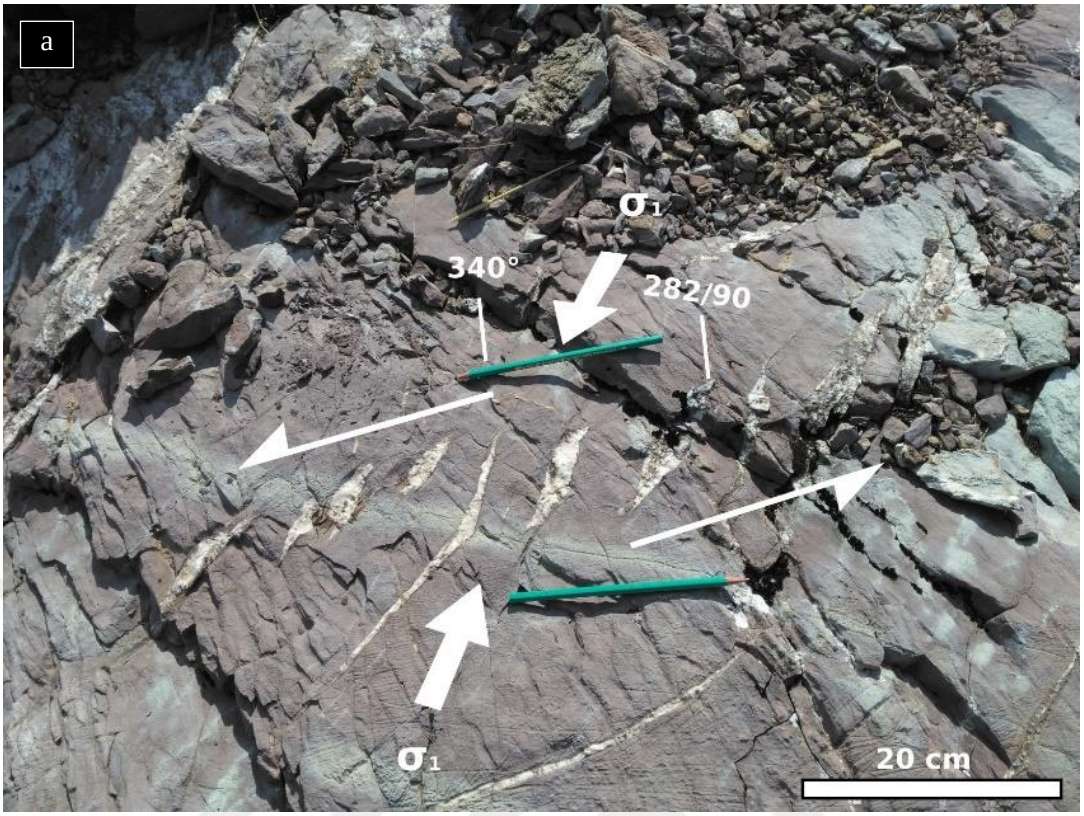
Benzerliklerine dayalı olarak aynı gerilme rejimi altında oluşan yapısal özelliklerin tanımlanabilmesi ve deformasyonun kronolojik çerçevesinin oluşturulabilmesi için farklı formasyonlara ait yapısal veriler ayrı ayrı incelenmiştir. Sahadan elde edilmiş fay verilerinin az sayıda olması paleostres rejiminin ayrıntılı karakterizasyonu için engel teşkil etmektedir. Ancak, tabakalanma düzlemi, kıvrım eksen düzlemleri ve kayma düzlemleri gibi bazı yapısal verilerin kinematik rekonstrüksiyon için en güvenilir veriler olduğu değerlendirilmiştir (Robertson vd. 2020). Bu nedenle, bu çalışmada söz konusu verilerin yorumlanmasına ağırlık verilmiştir.

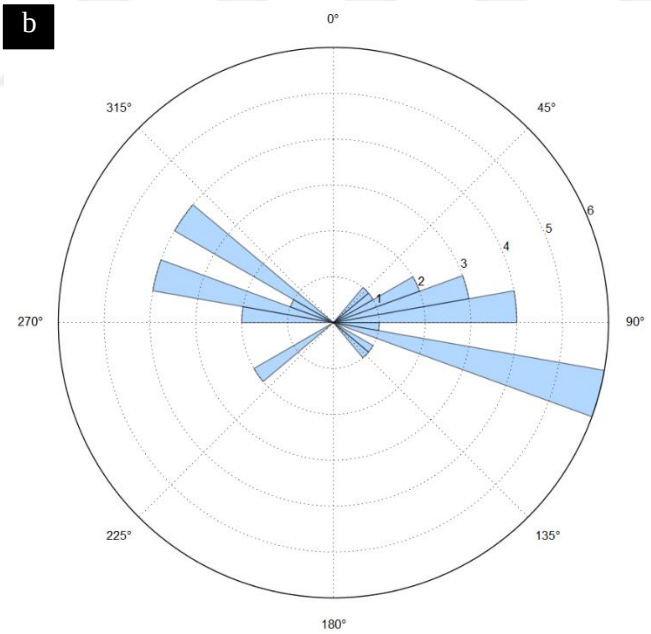


Şekil 4.98: Ulukışla havzasının yapısal evrimi üzerine daha önce yapılmış bazı çalışmaların özeti.

4.6.1. Çiftehan formasyonu

Çiftehan formasyonu, D-B doğrultulu yüksek açılı tali tabakalarla karakterizedir. Bu formasyon içerisinde gözlenen deformasyon yapıları arasında klivajlar, kalsit damarları ve normal fay yer almaktadır. Çiftehan kasabasının güneyindeki tip mevkiinde, grimsi ila pembemsi marnlardan oluşan bu birim, sol yönlü doğrultu atımlı makaslamanın neden olduğu bol "en kademeli" (en echelon) kalsit damarları içerir. Makaslama zonunun doğrultusu yaklaşık 340° ve kalsit damarlarının doğrultusu yaklaşık 282°'dir (Şekil 4.99a). Öte yandan, formasyonun kırılma derecesini gösteren yaygın klivajlar gül diyagramında iki farklı yönelim göstermektedir: DGD-BKB ve DKD yönü. Bunlar bir çift klivaj gösterir (Şekil 4.99b). Tüm bu yapılar, BKB-DGD yönelimli bir maksimum sıkışma (stres) yönünü desteklemektedir.





Şekil 4.99: a) Doğrultu atımlı makaslamayla oluşan sinistral kademeli (en echelon) kalsit damarlarının saha fotoğrafı; b) Ölçümüş olan klivajların dağılımını gösteren gül diyagramı (n=33).

Tekneçukur köyünün yaklaşık olarak 3 km güneyinde yüksek açılı bir DGD (100/83) sinistral (sol yönlü doğrultu atımlı) bileşenli normal fay, Çiftehan formasyonu ile Halkapınar

formasyonun yan yana gelmesine neden olmuştur. Birkaç yüz metre uzunluğundaki bu fay, uydu görüntülerinde net olarak görülebilmektedir (648293.00 m E / 4150963.00 m N).

4.6.2. Kalkankaya Üyesi

Kalkankaya Üyesi, DKD-BGB gidişli, ekseni ilksel konumunu kaybetmiş, yaklaşık olarak düşey dar izoklinal antiklinalden oluşur. Kıvrımın genliği yaklaşık 35 m'dir. Bu kıvrımın güney kanadı, yönlenme yönü (verging) güney doğuya olan bir bindirme fayı ile kesilmektedir (Şekil 4.100). Kıvrımın geometrisi, kireçtaşı biriminin geçirmiş olduğu yüksek şekil değişimin bir göstergesidir. Ayrıca, bu sıkışmalı yapıların yönelimleri, KKB-GGD ile K-G kısalma yönü ile uyumludur.



Şekil 4.100: Kalkankaya antiklinalin güney kanadında hareket yönü güney olan bindirme fayı.

4.6.3. Güneydağı Üyesi

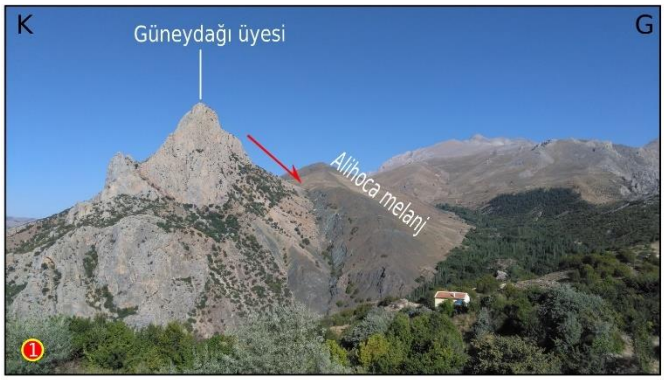
Ulukışla havzasının güneybatı kesiminde, Güneydağı Üyesi büyük ölçekli D-B gidişli, senklinal olarak yaklaşık 10 km uzanır. Boyutu batıya doğru 5 km, doğuya doğru 1 km kadar olan bu kıvrım Delimahmutlu köyü çevresinde dar bir kıvrım'a dönüşür. Belirgin topografyaya

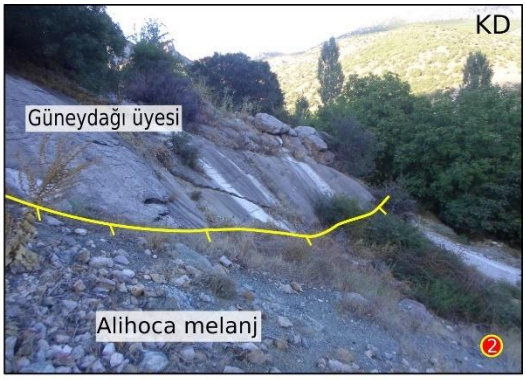
sahip devrik bir masif kireçtaşından oluşan bu kıvrımın güney kanadı, yaklaşık olarak 8,8 km uzanımı olan K-D doğrultulu bir normal fay'ın taban bloğuna karşılık gelmektedir. Bu fayın tavan bloğu oldukça deforme olmuş ofiyolitik melanjdan oluşmaktadır (Şekil 4.101A1 ve 2). Genişlemeli rejimde oluşan normal fayın aksine, bu fayın gelişimi esasen fleksürel kaymaya bağlı sıkıştırma kuvvetleri nedeniyledir. Fleksürel-kayma fayları, kıvrımlanma işlemi sırasında zıt kaya davranışı (reoloji) gösteren düzeylerin ara yüzeyinde yaygın olarak meydana gelen ikincil fay sınıfıdır (Tanner, 1989; Li vd., 2015). Benzer bir fay Darboğaz köyünün güneyinde de bulunmaktadır ve doğuya doğru Tekneçukur köyünün güneyine kadar yaklaşık 7.5 km kadar uzanmaktadır (Şekil 4.101B, 1 ve 2). Genel bir K-G gidişli doğrultu atımlı faylar bu fayı düzensiz olarak (karbonat'ı) kesmektedir (Şekil 4.101B).

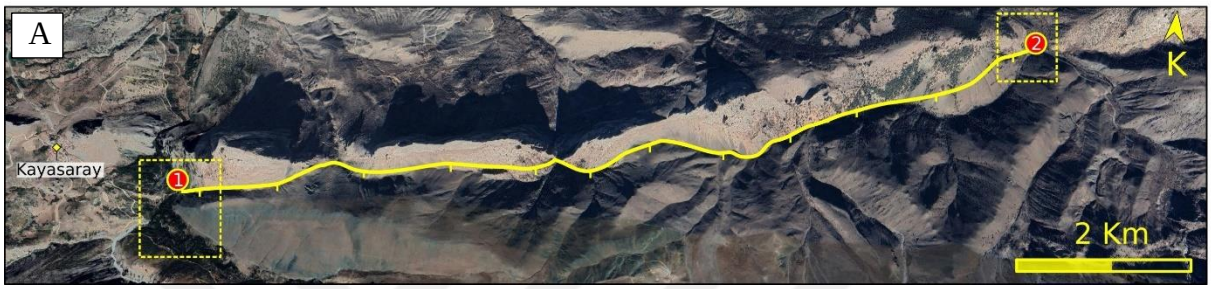
Bu büyük senklinalin kuzey kolu, yaklaşık olarak 26 km uzanan ark şekilli bir topografik yükselim (röliyef) oluşturur. D-B sıkışma kuvvetleriyle uyumlu olan bir K-G eksen düzlemi olan bu kıvrım, kuzeye doğru bir içbükey bir şekil sergilemektedir. Bir dizi KD-GB doğrultu atımlı fay bu kıvrımlı kanadı kesmektedir. Bu faylar arasında en belirgin olanı sol yönlü karakterde olup, 5.8 km'lik bir alana yayılmıştır ve Dedeli köyünün birkaç km KD'sunda iyi yüzeylenmiştir.

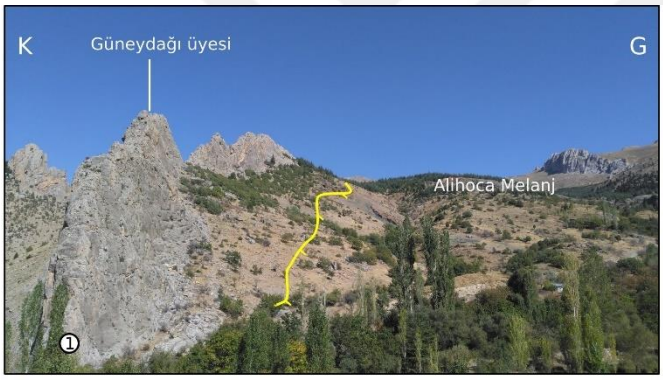
Yersel olarak Dedeli köyünde, Güneydağı üyesi ile Alihoca ofiyolitik melanjı arasındaki dokanak keskindir ve santimetre ölçekli sol yönlü doğrultu atımlı makaslama kaynaklı sürükleme kıvrımlarının varlığı ile karakterize olmaktadır (Şekil 4.101C). Makaslama yönü yaklaşık olarak BGB-DKD'dur. Kontak yakınında, Güneydağı üyesinin üzerini örten masif kireçtaşı tabakları, bazıları K30°D ve kademeli dağılım gösteren kalsit damarları ile birlikte breşlerin de gösterdiği gibi oldukça kırıklı yapı kazanmıştır. Bu yerdeki kireçtaşlarının ince kesitleri, önemli miktarda şekil değişimini (strain) düşündüren köşeli kalsit tanelerinin yeraldığı kaya parçaları göstermektedir. Ancak bu sınırdan uzaklaştıkça deformasyonun derecesi azalır. Bu durumun KD'de yer alan ana fayın kinematiği nedeniyle, stratigrafik bir dokanağın sol yönlü doğrultu atımlı olarak yeniden etkinleştirilmesinin sonucu olması muhtemel görünmektedir. Diğer bir olasılık bu makaslama zonunun fay'ın GB devamını temsil etmesidir.

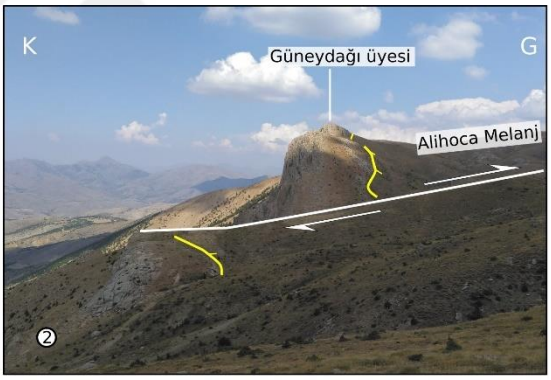
Güneydağı üyesi en az üç ana deformasyon evresi yaşamıştır: Eğim atımlı normal faylarla birlikte D-B gidişli büyük senklinalin oluşumuna neden olan K-G daralma evresi, ardından ikinci bir D-B daralma evresi ki kuzey kanadın eğilmesinden sorumludur, ve son olarak doğrultu atımlı faylanma ile gösteren üçüncü evre gelmektedir.

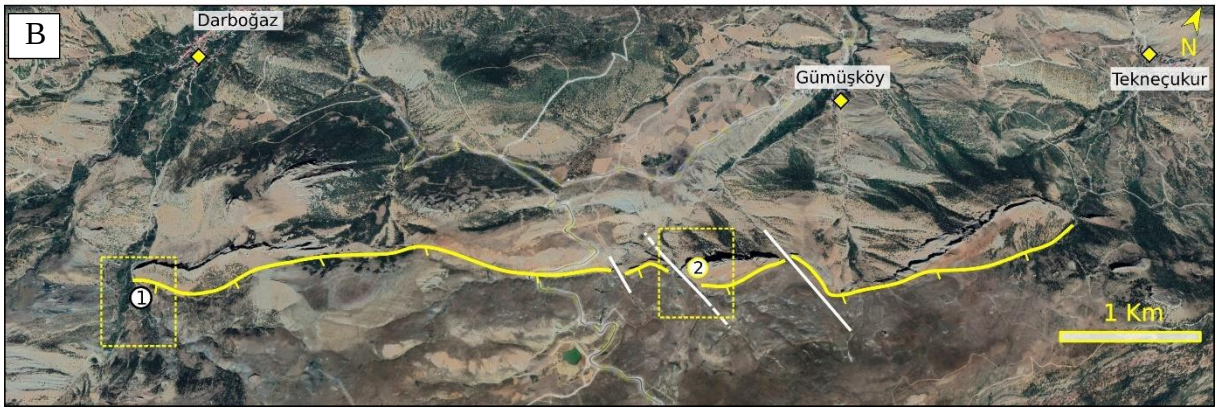

K
Güneydağı üyesi
G
Alihoca melanj
1

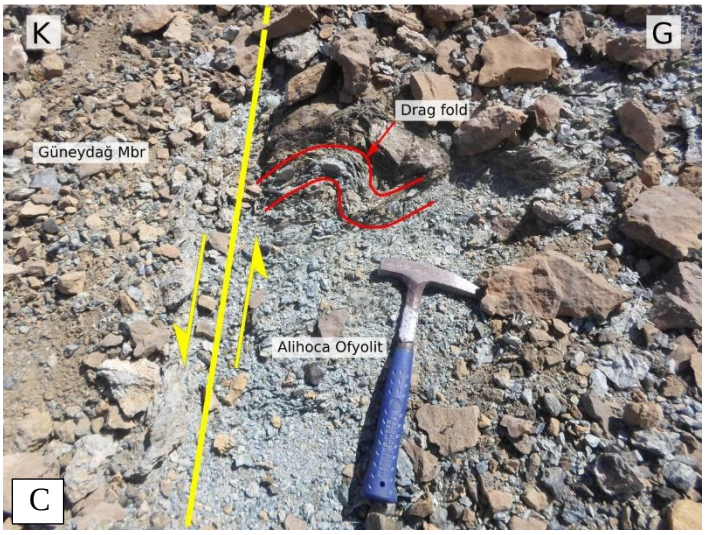

KD
Güneydağı üyesi
Alihoca melanj
2


A
K
Kayasaray
1
2
2 Km


K
Güneydağı üyesi
G
Alihoca Melanj
1


K
Güneydağı üyesi
G
Alihoca Melanj
2

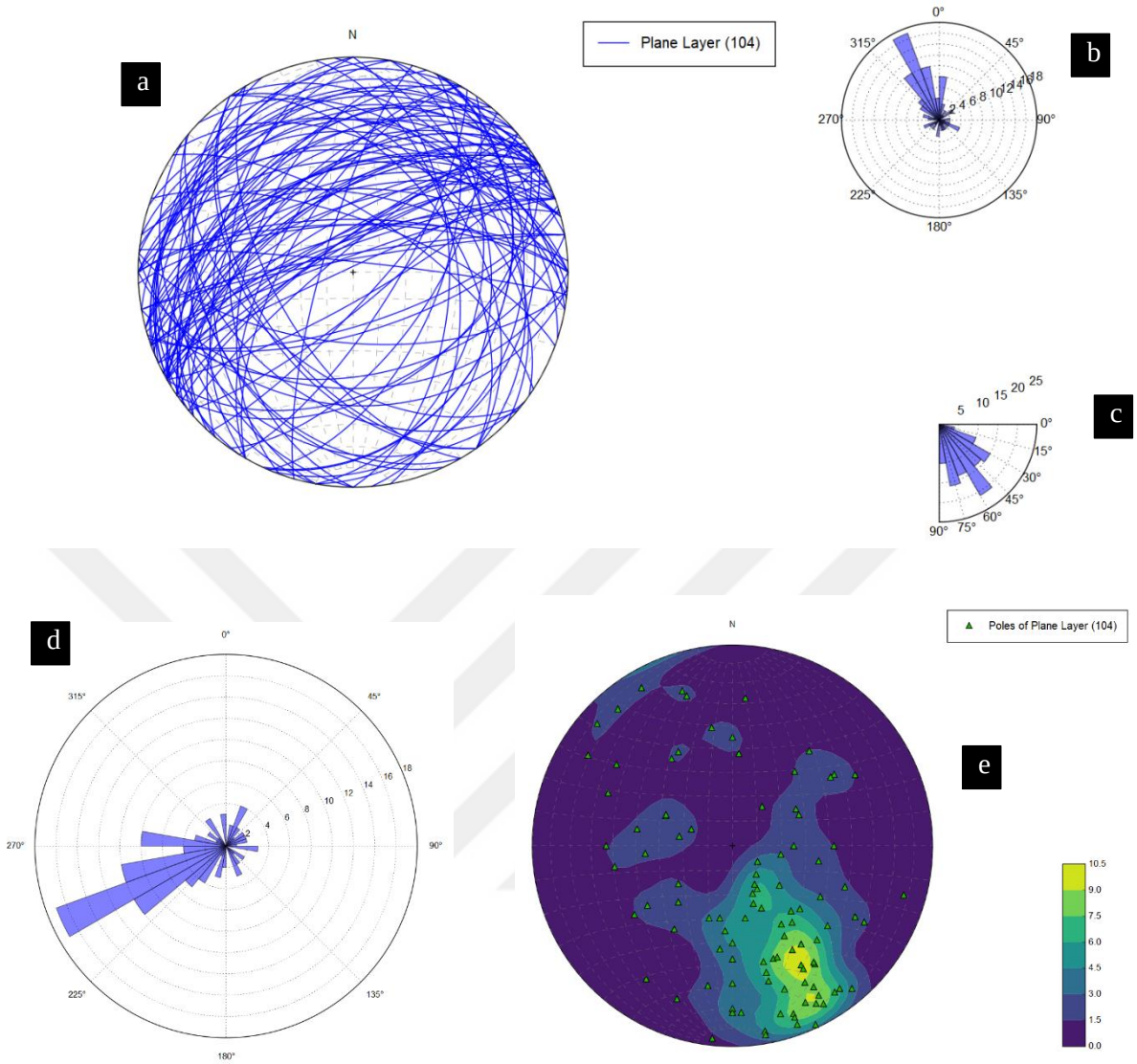

B
Darboğaz
Gümüşköy
N
Tekneçukur
1
2
1 Km



Şekil 4.101: A) Havzanın güneybatı kesiminde fleksürel kaymalı atımlı normal fayı gösteren uydu görüntüsü; 1) Kayasaray mevkiindeki fayın saha fotoğrafı; 2) Delimahmutlu mevkiindeki fayın saha fotoğrafı. B) Havzanın güney-orta kesiminde tabaka arası (fleksürel) kaymalı normal fayı gösteren uydu görüntüsü; 1) Darboğaz köyünü güneyindeki mevkide fayın arazi fotoğrafı; 2) Gümüş köyü güneyindeki bir lokalitedeki fayın arazi fotoğrafı. C) Dedeli köyü girişinde ofiyolitik melanj ile Güneydağı kireçtaşı arasındaki sol yönlü doğrultu atımla oluşmuş sürüme (drag) kıvrımları.

4.6.4. Halkapınar formasyonu

Halkapınar türbiditlerinden tabakalanma düzlemi konum dağılımı, doğrultuların BGB yönünde/boyunda baskın olduğunu göstermektedir (Şekil 4.102d). Eğim yönleri, 50-60° arasında kümelenen eğim değerleri ile birlikte esas olarak KB'ye doğrudur (şekil 4.102 b ve c). Kontur diyagramlarında tabaka diklerininin dağılımı, kıvrım gibi bir yapının varlığını belirten herhangi bir dağılım paterni (girdle distribution) göstermemektedir (Şekil 4.102e). Ancak, havzanın güney orta ve batı kesiminde Halkapınar formasyonu, çeşitli kıvrım ve fayların oluşumu ile kendini gösteren daha yoğun bir deformasyon evresinin kayıtlarına sahiptir. Delimahmutlu köyünün 6.2 km DKD'sunde formasyonun kireçtaşı tabakaları içinde, genliği on metreyi aşan KD'ya doğru yönelen (verging) bir yatık kıvrım vardır.



Şekil 4.102: Halkapınar formasyonun tabakalanma düzlemlerinin eşit alan stereoneti, alt yarımküre. Dağılımını gösteren gül diyagramı: b) tabakaların eğim yönü; c) tabakaların eğim değerleri; d) tabaka düzlemlerinin doğrultuları (azimut). e) tabaka düzlemi diklerinin (pole) yoğunluk kontur diyagramı.

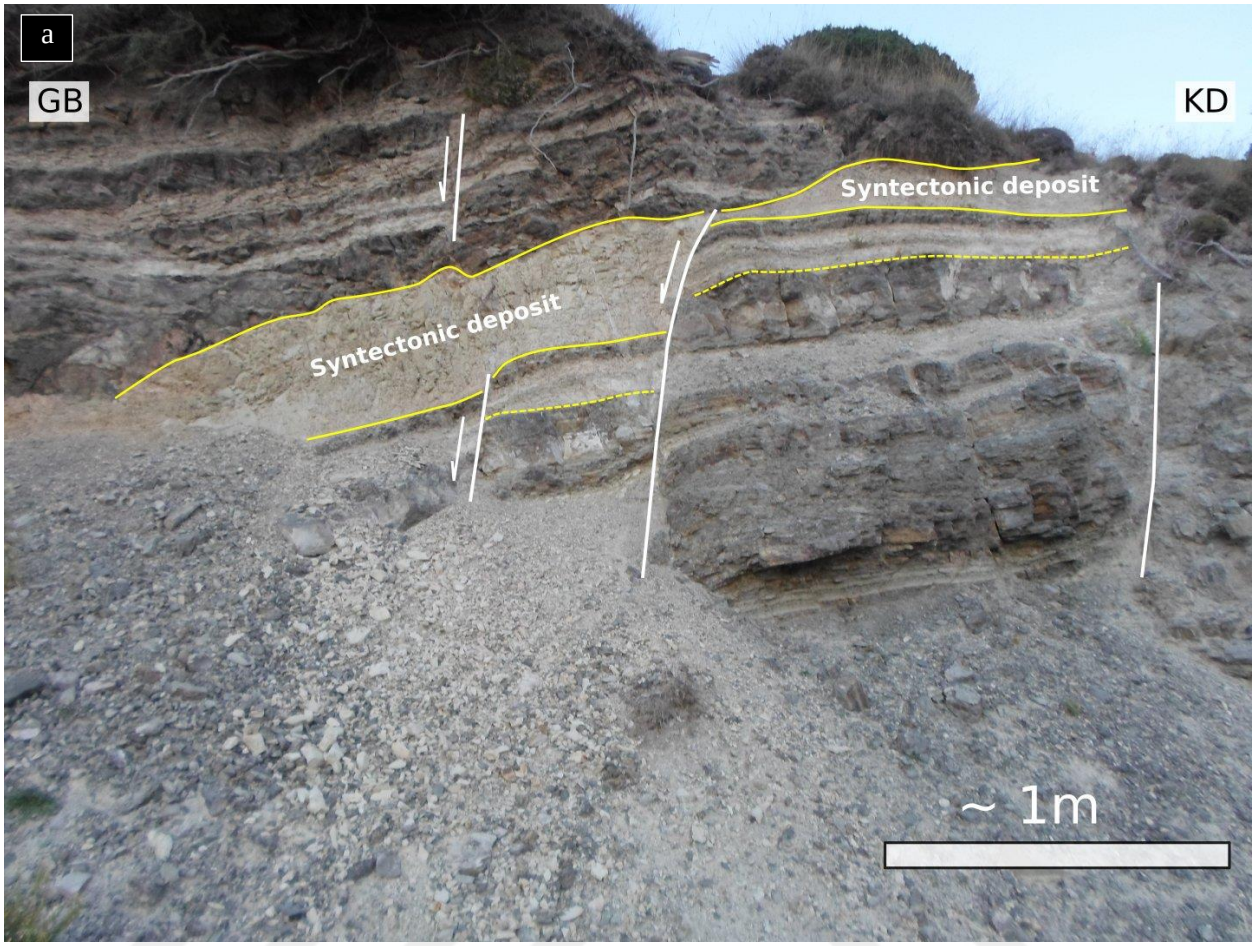
Kıvrımın çoğu, mostra (yüzlek) ölçeğindedir ve genellikle boyut olarak metreden onlarca metreye kadar değişir. Gözlenen kıvrımların çoğu, KD-GB gidiş eksenli olarak gözlenmiştir, ancak büyük veri setinin eksikliği, istatistiksel olarak sağlam herhangi bir paleo-stres değerlendirilmesini engellemektedir. Bu kıvrım eksenlerinin gül diyagramı üzerindeki dağılımı, KB-GD sıkışma yönünü önermektedir. Ters faylar, nadir olmalarına rağmen, mostra ölçeğiyle sınırlıdır, K doğrultu yönleri ile karakterize edilirler.

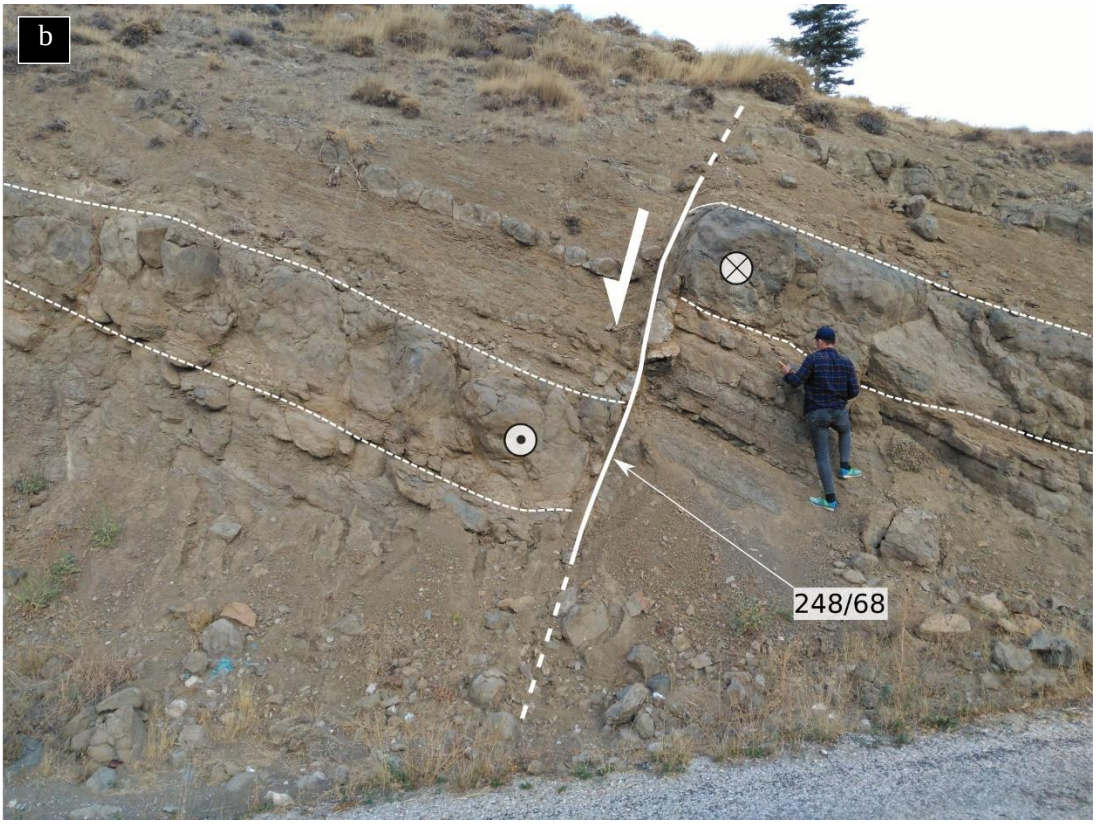
Normal faylarla ifade edilen genişlemeli deformasyon Halkapınar formasyonu'nun hem tortul hem de volkanik kayalarını etkilemiştir (Şekil 4.103a ve c). Bu normal faylar, DGD-BKB ve BGB baskın doğrultu yönü ile karakterize olmuşlardır. Yassıkaya köyünün yaklaşık 1,3 km doğusunda, türbiditik istif içinde tabakaların yanal kalınlık değişimi ile karakterize olan çökelme ile eşyaşlı yüksek açılı (75°KD) BGB-DKD doğrultulu normal faylar vardır (Şekil 4.103a). Bu nedenle, bu faylar deformasyon yaşının sınırlandırılması için birincil öneme sahiptir. Bu fayların mevcudiyetine dayanarak, Halkapınar formasyonunun çökelimi ile eşyaşlı bir genişlemeli deformasyon fazının olduğu söylenebilir.

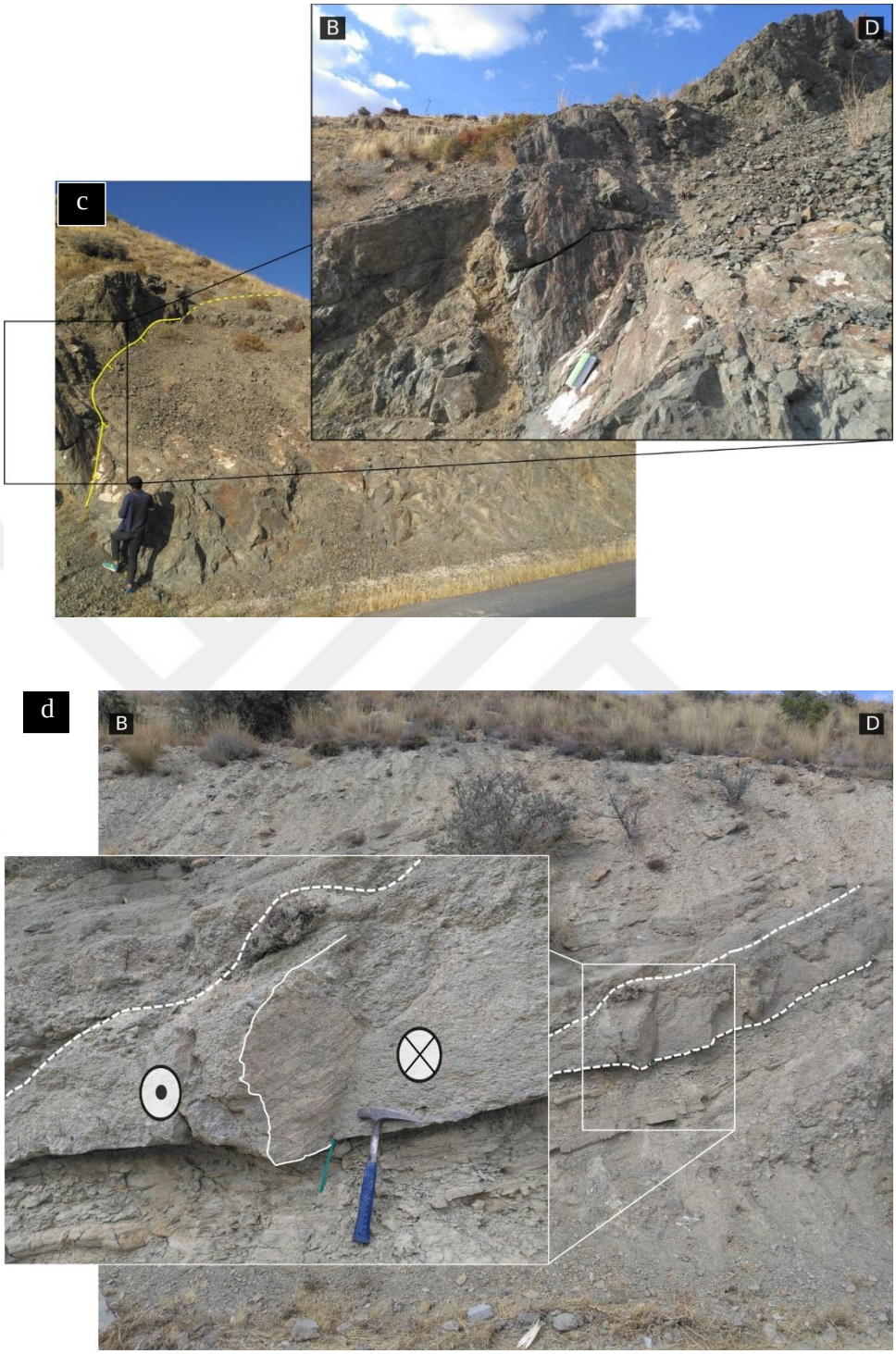
Bunlara ek olarak birkaç normal fay belirgin doğrultu atımlı bileşen göstermektedir (şekil 4.103b). Ancak bu fayların transtansiyonun mu, yoksa sonraki bir yeniden aktifleşmenin mi sonucu oluştuğunu değerlendirmek, herhangi bir fay çiziği gözlenemediği için, zordur.

Halkapınar formasyonunda doğrultu atımlı faylar da yaygındır. Çoğunlukla bu formasyonun batı kesiminde bulunmuşlardır ve belirgin bir şekilde KKB-GGD ve KD baskın doğrultu sergilemektedirler. Büyükdoğan köyünün batısında yüzeyleyen KD doğrultulu bir sinistral fay, deforme olmamış iki tabaka arasında sınırlanmıştır ve bu nedenle kinematik bir yaş çerçevesi sağlamaktadır (Şekil 4.103d).

Son olarak, analiz edilen yapısal veriler, Halkapınar formasyonu'nun en az üç farklı deformasyon aşaması yaşadığını göstermektedir: eş zamanlı genişleme ve doğrultu atımlı deformasyon ve ardından sıkışma.


a
GB
KD
Syntectonic deposit
Syntectonic deposit
~ 1m


b
248/68



Şekil 4.103: a) Yassıkaya köyünün doğusunda, türbiditik kumtaşı içindeki çökelmeyle eşyaşlı normal faylar; b) Delimahmutlu köyünden Yassıkaya yolu üzerinde belirgin sol yönlü doğrultu atım bileşenli normal fay; c) Karayusuflu köyünün batısında, masif bir volkanik lavı etkileyen normal fay; d) Büyükdoğan köyünün batısındaki mevkide deforme olmamış iki tabaka arasında sınırlanmış sinistral doğrultu atımlı fay.

4.6.5. Ulukışla formasyonu

Ulukışla formasyonu, en belirginleri Elmalı ve Gedelli olan, uzunlukları sırasıyla 8 ila 9 km arasında değişen DKD-BGB uzanımlı uzun felsik plütonik sokulumlardan etkilenmiştir. Bunlar, bileşim ve jeokronolojik olarak monzo-siyenitik olup, Elmalının $^{206}Pb/^{238}U$ yaşı 56.18 ± 0.09 My ve 56.13 ± 0.17 My olarak verilmiştir (Gürer, 2017). Yüz metre ile sınırlı büyüklükte daha az yayılımlı plütonlar da mevcuttur. Havzanın doğu kesiminde, Ardıçlı yolu üzerinde Ömerli köyünün yaklaşık 2.5 km KB'sında çok sayıda dayk ve sil belirgin şekilde yüzeylenmektedir (Şekil 4.104 a ve b).

Bileşimi çoğunlukla bazaltik olan dayklar, volkanik aglomerayı farklı yerlerde keser ve sütunumsu eklemlenmeye benzer kırık düzeni gösterir. Toplam kalınlıkları 1 ila 1,2 m arasında değişmektedir. Bazı daykların uzunluğu 100 m'den fazla uzanır ve düşeye yakın eğimlidir (Şekil 4.104b). Doğrultu dağılımı KD-GB ila D-B yönlerde baskındır. Bölgede ayrıca siller de mevcuttur. Ömerli Üyesi içinde, kalınlığı 1.5 ila 2 m arasında değişen, BGB-DGD doğrultulu bazaltik bir sil (258/38) yeralır. Bu birim bir dizi ince yarı dikey kalsit damarları içerir (Şekil 4.104a). Bu sil'in sadece birkaç cm altında, hemen altındaki kalkerli kumtaşı tabakların içinde S şeklinde ve kademeli kalsit dolgulu tansiyon çatlaklarından oluşan makaslama sistemi gelişmiştir (Şekil 4.104a). Oluşumu muhtemelen bu sillerin yerleşimi ile ilgili olabilir. Bu tabakadan alınan kinematik göstergeler, maksimum kısalmanın düşeye yakın yönü ile gösterildiği gibi normal fay bileşeniyle ilişkili bir makaslama ile tutarlıdır.

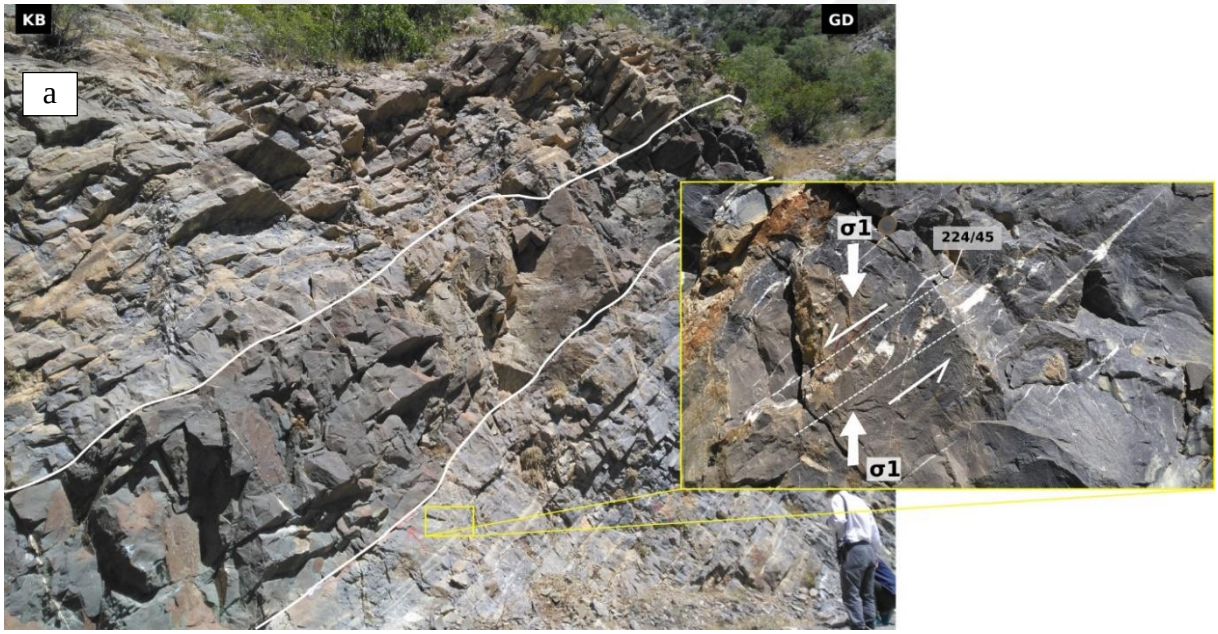
Havzanın batı kesiminde Hacıbekirli köyünün doğusunda trakitik aglomera ile ilişkili trakiandezit kırıklı ve bazaltik lavlar tarafından kesilmiştir (Şekil 4.104 c ve d). Bu intrüzyon sadece bölgenin tektonik tarihçesi hakkında değil, aynı zamanda Ulukışla formasyonu'nun volkanik evreleri hakkında bilgi vermektedir.

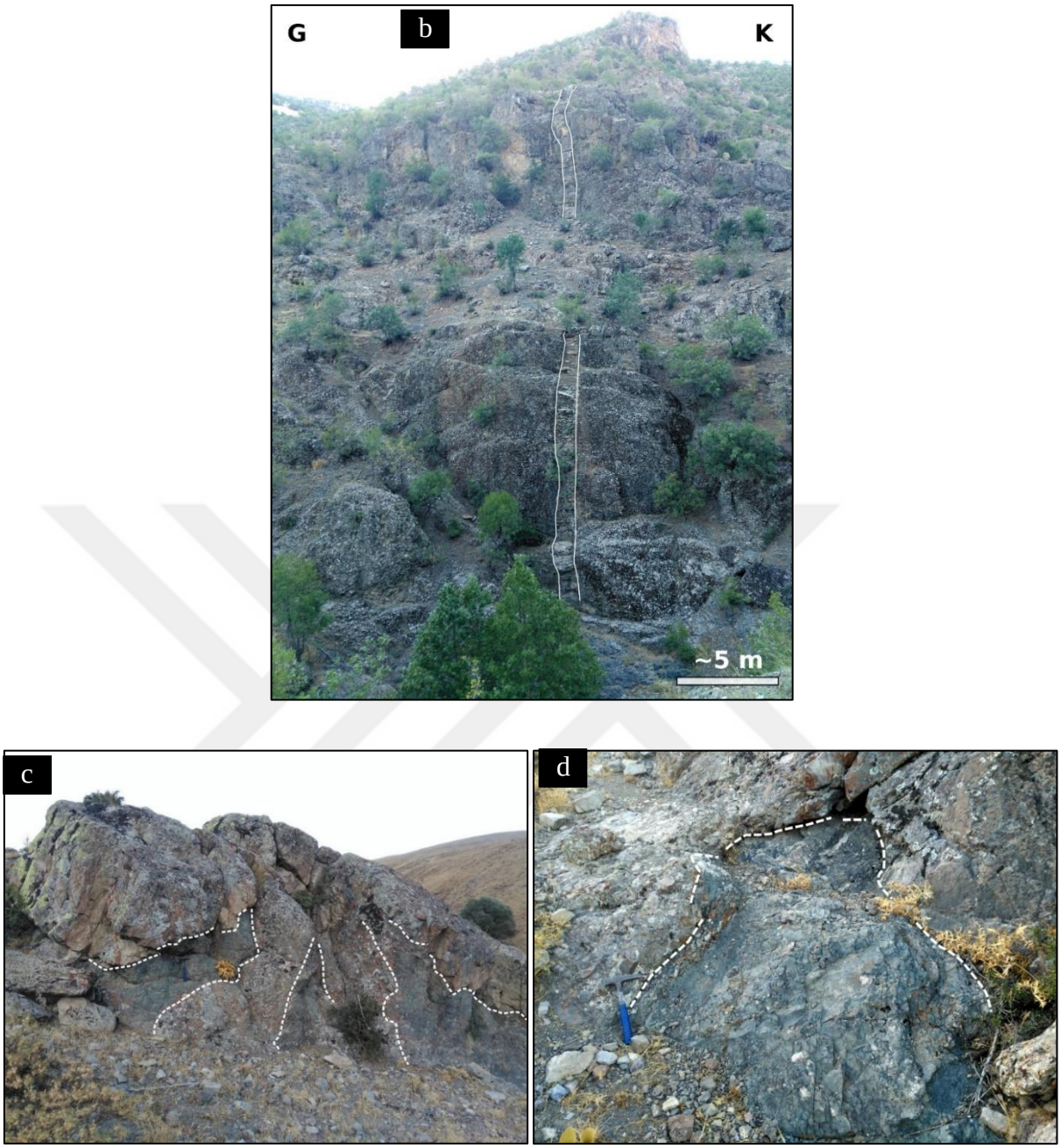
Plütonik sokulumların ve daykların oluşum süreci içinde belirli bir doğrultu boyunca yerleşimi tektonik bir kontrolü desteklemektedir. Magma oluşumunun çoklu aşamaları önemli genişleme evresi ile ilişkili için güçlü kanıtlar sağlamıştır.

Faylar bakımından, Ulukışla formasyonu ile daha genç Bozbeltepe formasyonu arasında D-B doğrultulu büyük ölçekli bir bindirme fayı mevcuttur. Koçak köyünün batısından Çiftehan ilçesinin yaklaşık 3 km KD'sına kadar yaklaşık 10 km boyunca uzanır (Şekil 4.105). Bu fay daha önceki çalışmacılar tarafından da rapor edilmiştir (Atabey vd. 1990; Çevikbaş,1991; Alpaslan vd.,2004; Clark 2002; Gürer 2016). Fayın D-B yönü, Bozbeltepe formasyonu'nun

çökelimi sonrası K-G sıkışma ile uyumludur. Bu nedenle, fayın maksimum yaşının (Bozbeltepe formasyonunun yaşına göre) Geç Eosen sonrası olarak söylenebilir. Ulukışla formasyonunda doğrultu atımlı faylar da çok yaygın değildir. Bununla birlikte bazıları KD-GB ve KB-GD doğrultuludurlar ve çoğunlukla Ovacık senklinalinin güneyinde yer alırlar. Bu fayların yaşı, yaşı belirli bir düzeyle kesişen bir ilişkileri gözlemlenemediğinden bilinmemektedir.

Ulukışla formasyonunun deformasyon geçmişi şu şekilde özetlenebilir: volkanizma başlangıcı ile ilişkili K-G genişleme, plütonik sokulum, volkanik sil ve dayk yerleşimi ve ardından gelen K-G sıkışma ve doğrultu atımlı deformasyonlar.





Şekil 4.104: a) Ardıçlı yolu üzerinde bazaltik sil ve kademeli (en echelon) kalsit damarları; b) Ardıçlı yolu üzerinde volkanik aglomerayı kesen bazaltik dayk; c) ve d) Hacıbekirli köyünün doğusundaki trakiandezitik kayaları kesen bazaltik dayk.

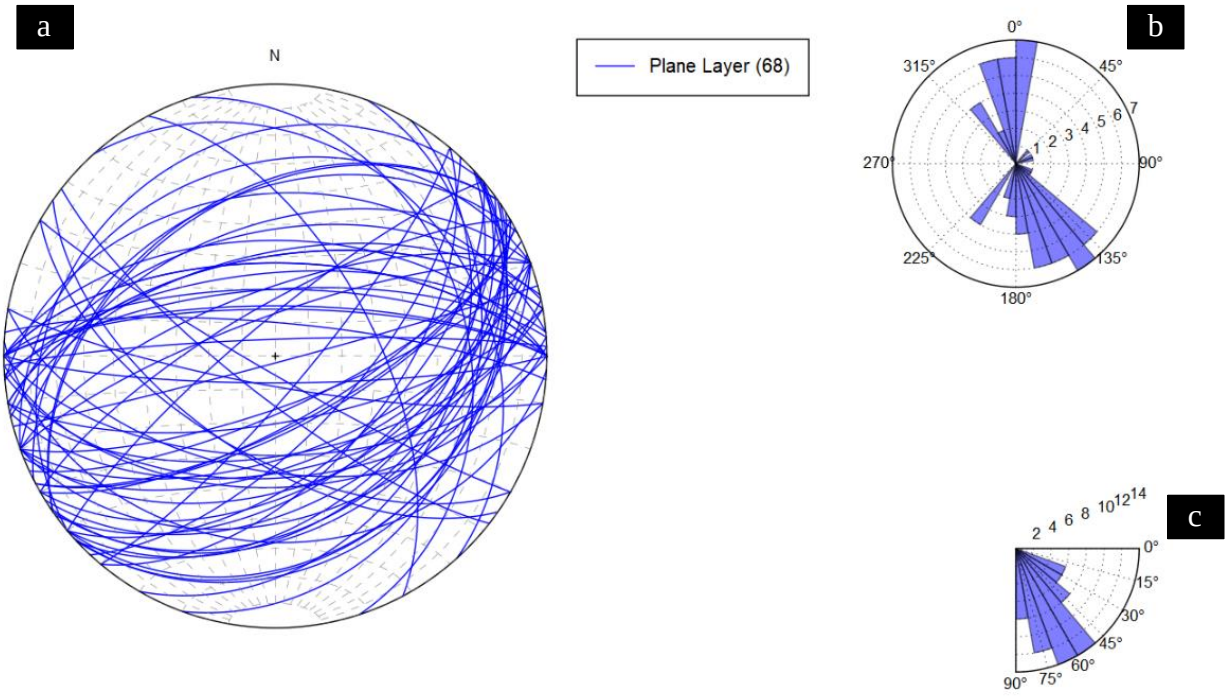


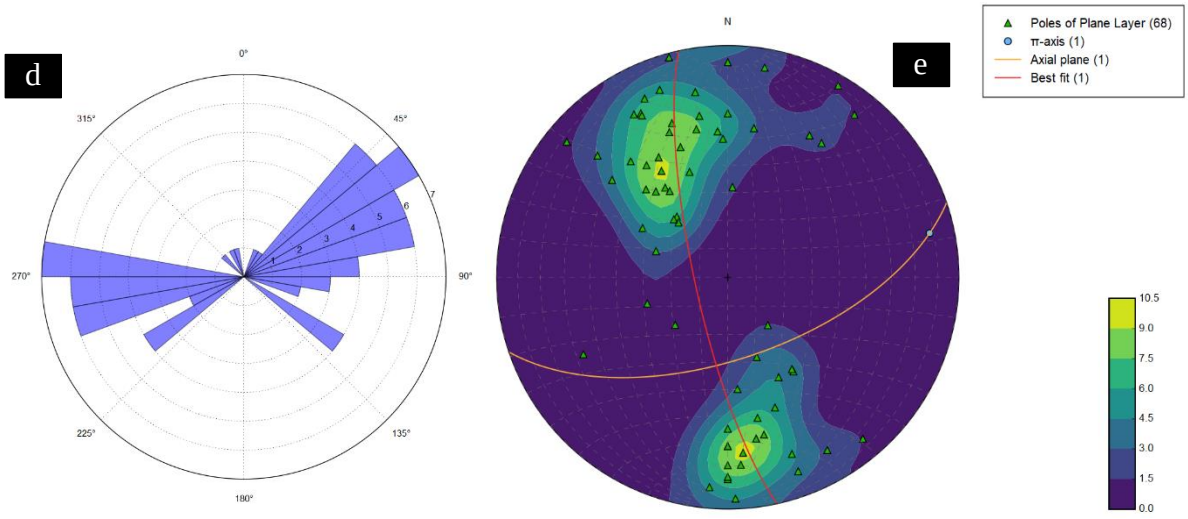
Şekil 4.105: a) Ulukışla bindirme fayının genel görünümü; b) Koçak köyündeki Ulukışla bindirmesinin yakından görünümü.

4.6.6. Bozbeltepe formasyonu

Başlıca volkanoklastik türbiditlerden oluşan Bozbeltepe formasyonu, genel olarak KKB ve GGD yönünde olmak üzere iki modlu bir tabakalanma eğim yönü (340-10° ve 130-170°'ye doğru) dağılımı gösterir (Şekil 4.106b). Bu dağılım örneği, kıvrımın varlığının göstergesidir. Tabakaların eğim değerlerinin frekans dağılımı 50-70° aralığının üstünlüğünü göstermektedir (Şekil 4.106c). Tabakalanma kutup yoğunluk kontur diyagramına (π diyagramı) göre belirlenen kıvrım eksen düzlemi DKD-BGB doğrultu ve GD'ya doğru yaklaşık 61.2°'lik bir eğim gösterir (Şekil 4.106e).

Mostralarda farklı kıvrımlar gözlenmiş ve eksenleri belirlenmiştir (Şekil 4.107). Bunlar esas olarak, D'dan DKD'ya ve BKB'dan K'ye iki baskın yön gösterirler, bu da iki farklı sıkıştırma evresinin olduğunu düşündürmektedir. Ölçülmüş olan ters fay yapısal verileri (n=4) sınırlı olmakla birlikte, kıvrım sonuçlarıyla uyumlu bir doğrultu dağılımı sergilemektedir ve bu da onların oluşumunun muhtemelen aynı gerilme (stress) rejimi altında gerçekleştiğine işaret etmektedir.



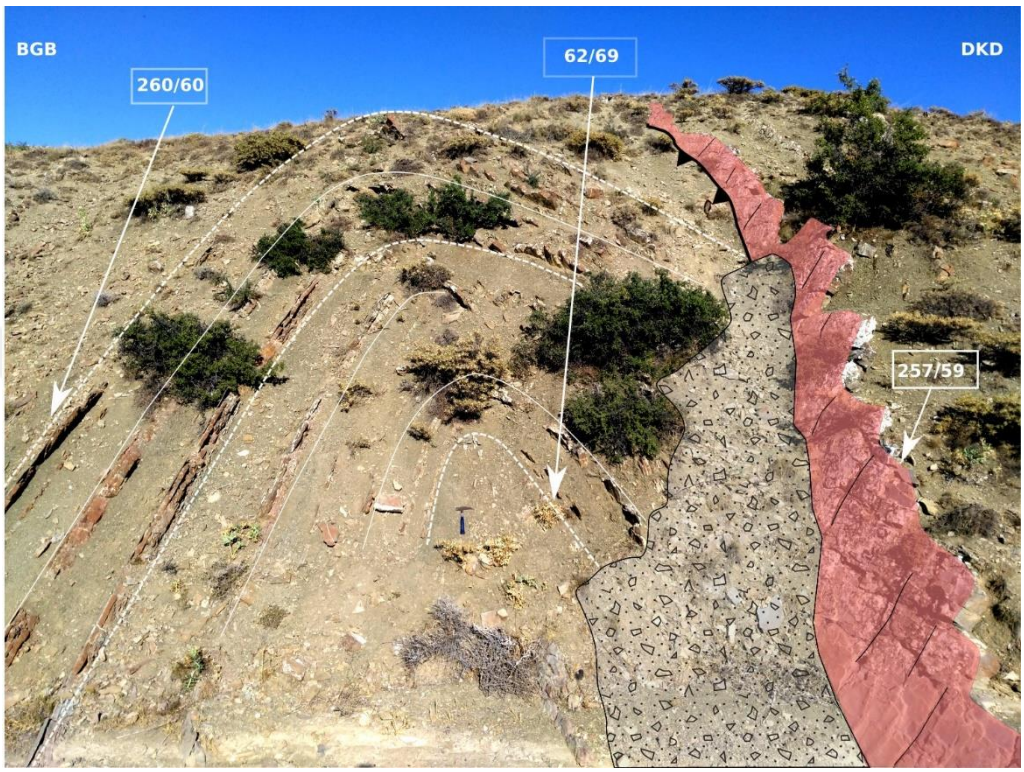


Şekil 4.106: Bozbeltepe formasyonun tabakalanma düzlemlerinin eşit alan stereoneti, alt yarımküre a). Dağılımını gösteren gül diyagramı: b) tabakaların eğim yönü; c) tabakaların eğim değerleri; d) tabaka düzlemlerinin doğrultuları (azimut). e) tabaka diklerinin (pole) yoğunluk kontur diyagramı.

Karagöl mevkiinde, üst-üste bindirilmiş tabaka sonlanmaları ile bağlantılı olarak yanal kalınlık değişimi gösteren tabakaları olan kama biçimli bir türbiditik istif iyi bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 4.108). Bu istif, yaklaşık D-B gidişli kıvrım ekseni olan bir senklinal oluşturacak şekilde kıvrımlanmıştır. Bu istifin geometrisi, çoğunlukla normal fay faaliyetleri tarafından kontrol edilen eğimlenmeye ve farklı ölçekte çökmeye neden olan sedimantasyon sırasında rift oluşumuyla eş zamanlı çökelimin tipik bir örneğidir (Leeder ve Gawthorpe., 1987; Surlyk, 1989; Ravnas ve Steel., 1998). Bunula birlikte, Kuaterner konglomeranın türbiditik birimi yoğun olarak örtmesi nedeniyle kontrol eden fay görülmemektedir. Lokal olarak, düşük açılı (12°) K'ye eğimli D-B doğrultulu, sınırlı alanda gözlenen bir normal fay istif içersinde sıyrılma fayı olarak bulunmaktadır.

Ulukışla kasabasının yaklaşık olarak 7.5 km GB'sında yer alan Saklıbahçe mevkiinde, mostra (mezoskopik) ölçeğinde transtansiyonel faylar vardır ve birbirleriyle uyumlu olacak şekilde KKB-GGD ve KD-GB olmak üzere iki ana doğrultuda gözlenirler. Kayma çizgilerinin gözlenmediği az sayıdaki bu faylar, herhangi bir güvenilir paleo-stres (gerilme) ayrımına izin vermemektedir. Bu nedenle, saha gözlemlerini ve veri analizini birleştiren daha bütünleştirici bir yaklaşım benimsenmiştir.

Bozbeltepe formasyonunun farklı lokalitelerdeki arazi gözlemleri ve yapısal verileri, birimin çökelme ile eş zamanlı olarak yaklaşık olarak K-G genişleme, ardından iki farklı sıkışma fazı (KKB-GGD ve BGB-KKD) ve normal bileşenli (transtansiyon) doğrultu atım geçirdiğini göstermektedir.



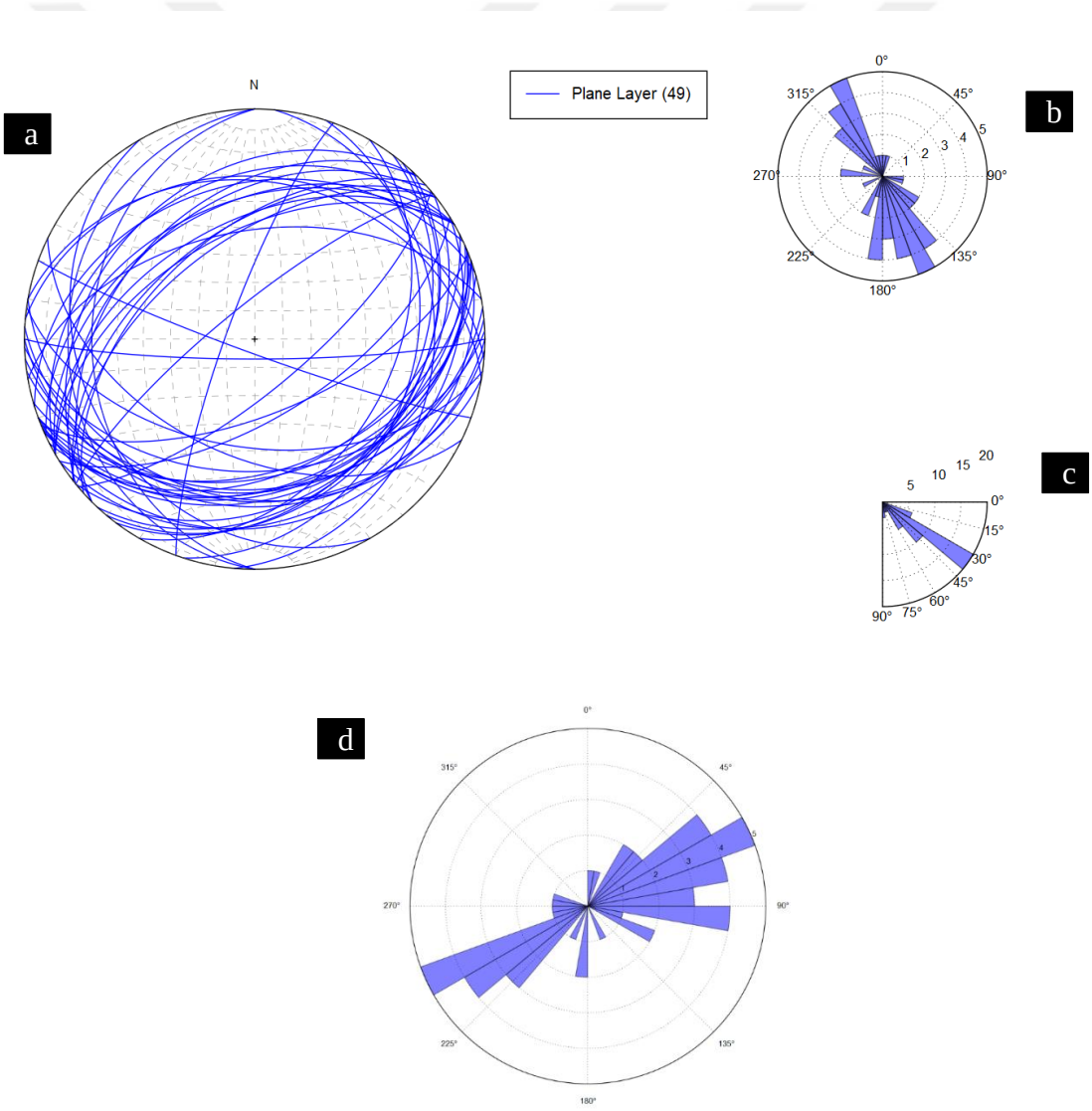
Şekil 4.107: Ters fayı temsil eden kıvrımlanmış (antiklinal şekilli) türbiditik kumtaşı. Pembe renkli boyalı kısım ters fayı temsil etmektedir.

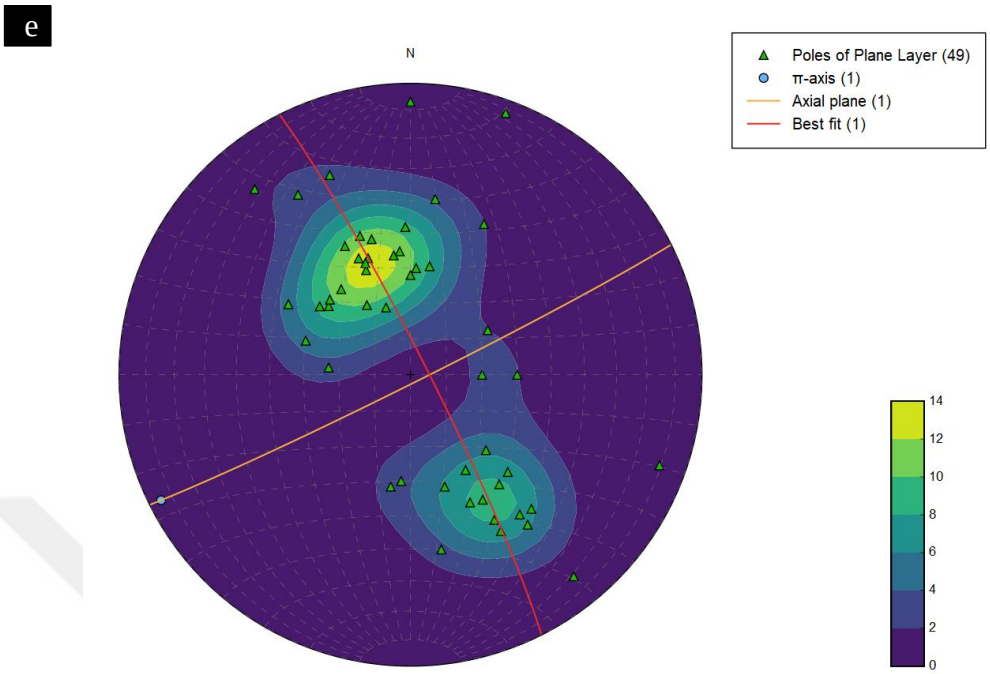


Şekil 4.108: Karagöl bölgesindeki kıvrımlı kama biçimli türbiditik kumtaşları.

4.6.7. Kurtulmuştepe formasyonu

Kurtulmuştepe formasyonunu oluşturan gölsel karbonatlar, aynı zamanda, tabakalanma düzlemlerinin eğim yönünün GGD ve KKB'ya doğru iki modlu dağılımı ile de karakterize olurlar (Şekil 4.109b). Tabakaların doğrultusu, genelde 30 ile 40° arasında değişen eğim değerleriyle çoğunlukla DKD-BGB yönündedir (Şekil 4.109 c ve d). Kontur diyagramındaki tabaka kutup dağılımları, DKD-BGB (63.5°) doğrultulu eksen düzlemi tarafından tanımlanan bir kıvrımla tutarlıdır. Bu eksenel düzlemin eğimi, 87.6° değeriyle düşeye yakındır (Şekil 4.109e). Kısalma yönü kıvrım eksen düzlemine dik olduğundan, Kurtulmuştepe formasyonunun çökeliminden sonra bir KKB-GGD sıkışmasının meydana geldiği anlaşılmaktadır.

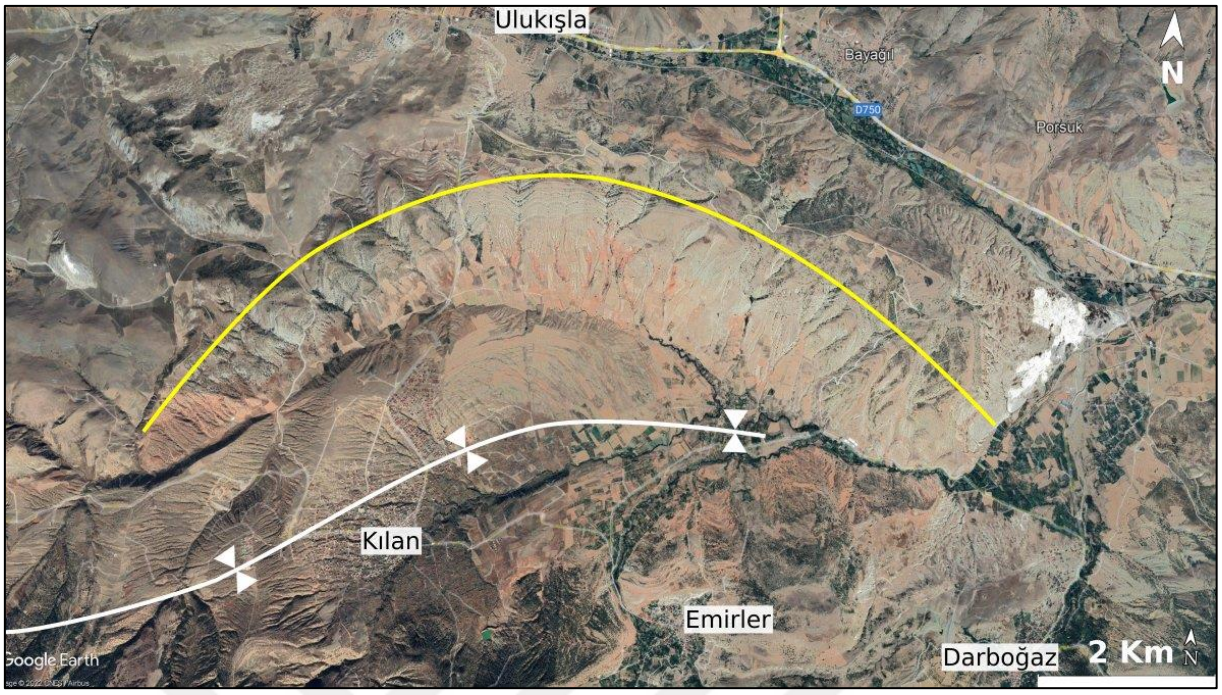




Şekil 4.109: Kurtulmuştepe formasyonu'nun tabakalanma düzlemlerinin eşit alan stereonet grafiği, alt yarıküre. b) tabakaların eğim yönü, c) tabakaların eğim değerleri ve d) tabaka düzlemlerinin doğrultu (azimut) dağılımlarını gösteren gül diyagramları. e) Kıvrım eksen düzlemini gösteren tabaka kutuplarının yoğunluk kontur diyagramı.

Emirler köyünün KKD'sında mezoskopik ölçekli doğrultu atımlı faylar yüzeylenmekte ve değişken doğrultular göstermektedir. Bu faylar formasyondan sonra oluştuğundan dolayı, maksimum yaşları Orta Miyosen öncesini geçmemelidir. Sonuç olarak, çok sınırlı olmasına rağmen bu fay verileri doğrultu atımlı deformasyonlara dair güçlü kanıtlar sunmaktadır.

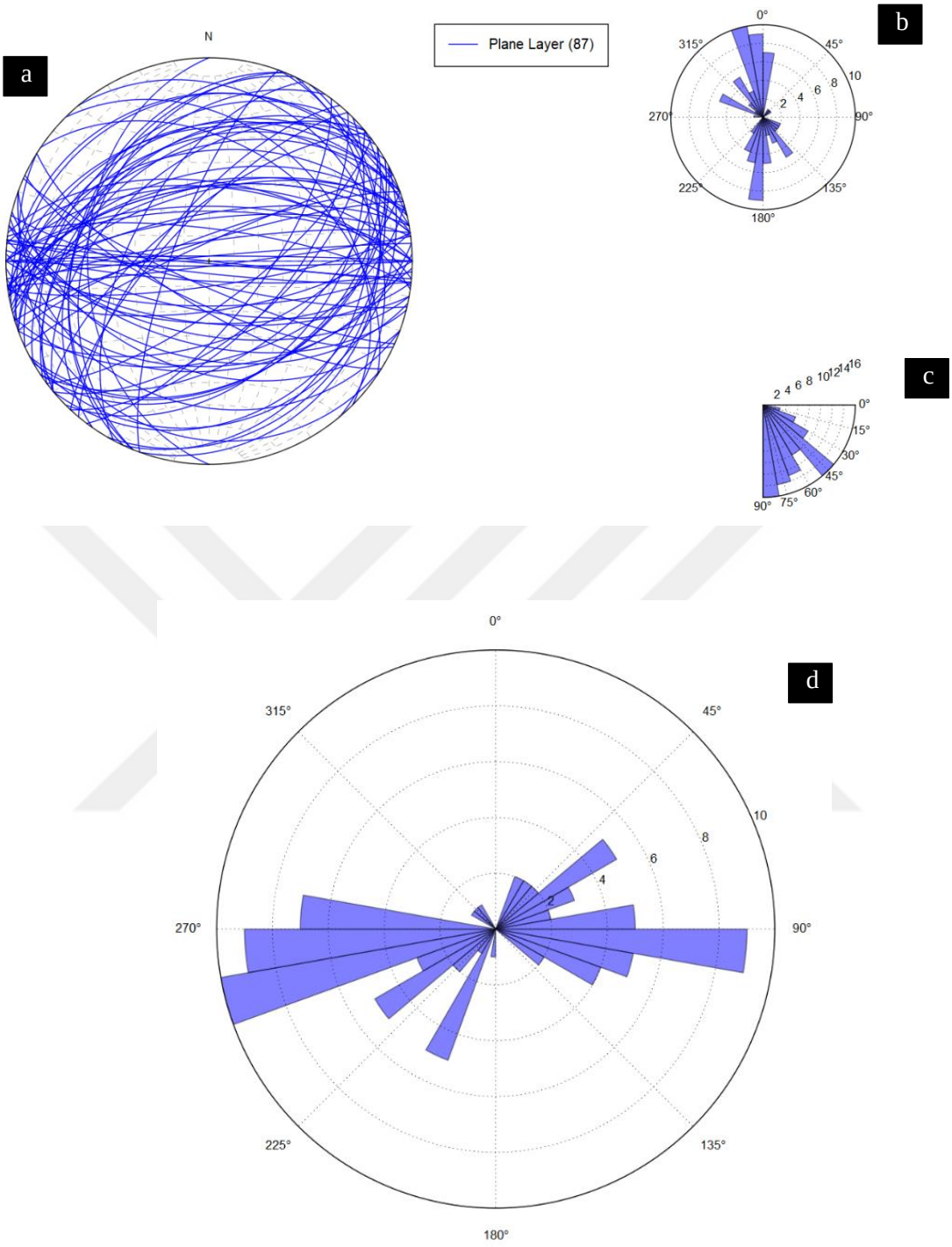
Kabaktepe formasyonu, Kurtulmuştepe formasyonu ve daha az ölçüde Kızılöz formasyonunu kapsayan Aktoprak senklinalinin kuzey kanadının doğu kısmı, genel bir K-G ekseni etrafında yeniden kıvrımlanmıştır (Şekil 4.110). Bu kanat güneye doğru içbükeyliği olan iyi belirgin bir kavisli şekil ile karakterize olur. Bu geometri, kısalmanın bölgesel olarak yaklaşık olarak D-B yönüne doğru yeniden yönelmesinden kaynaklanıyor olabilir.

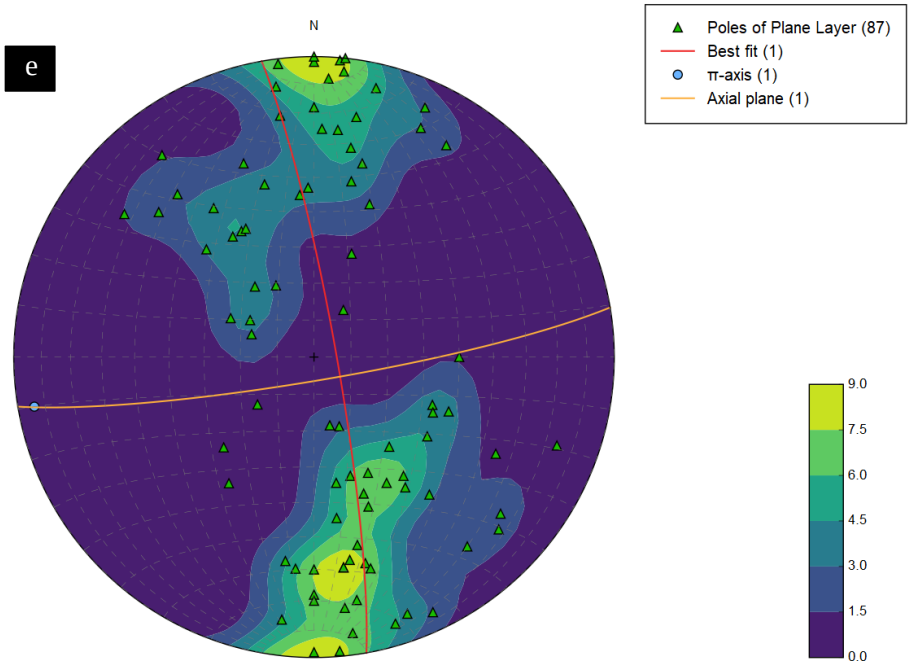


Şekil 4.110: Aktoprak senklinalinin sarı renkli çizgi ile güneye doğru olan konkavlığını gösteren kıvrım kanadı.

4.6.8. Kızılöz formasyonu

Kızılöz formasyonu'nun tabakalanma düzlemleri, kabaca D-B baskın bir doğrultu ve iki farklı eğim yönü ile belirgindir (Şekil 4.109b). Eğim değerleri başlıca 40-90° arasında değişir (Şekil 4.111c). Eğim yönleri esas olarak, kıvrım varlığını tanımlayan bir patern göstererek, KKB ve G'ye doğrudur. Tabaka düzlemi kutuplarının (pole) kontur diyagramında dağılımıyla belirlenen bu kıvrımın ekseni 80.5°'lik doğrultuda ve 83,6° güneye doğru eğimlidir (Şekil 4.111e). Bu birim içerisinde çökelmeyle eş yaşlı fay gözlenmemiştir.

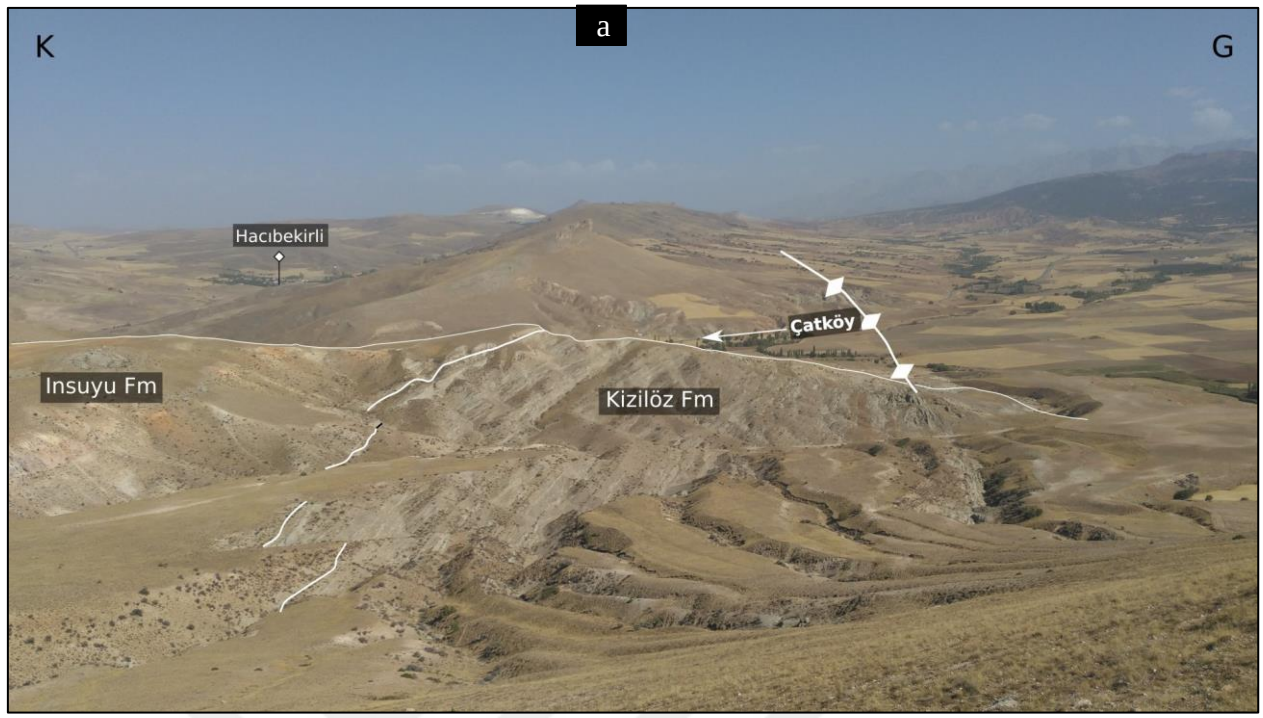

a
N
Plane Layer (87)
b
0°
45°
90°
135°
180°
225°
270°
315°
2
4
6
8
10
c
2 4 6 8 10 12 14 16
0°
15°
30°
45°
60°
75°
90°
d
0°
45°
90°
135°
180°
225°
270°
315°
2
4
6
8
10

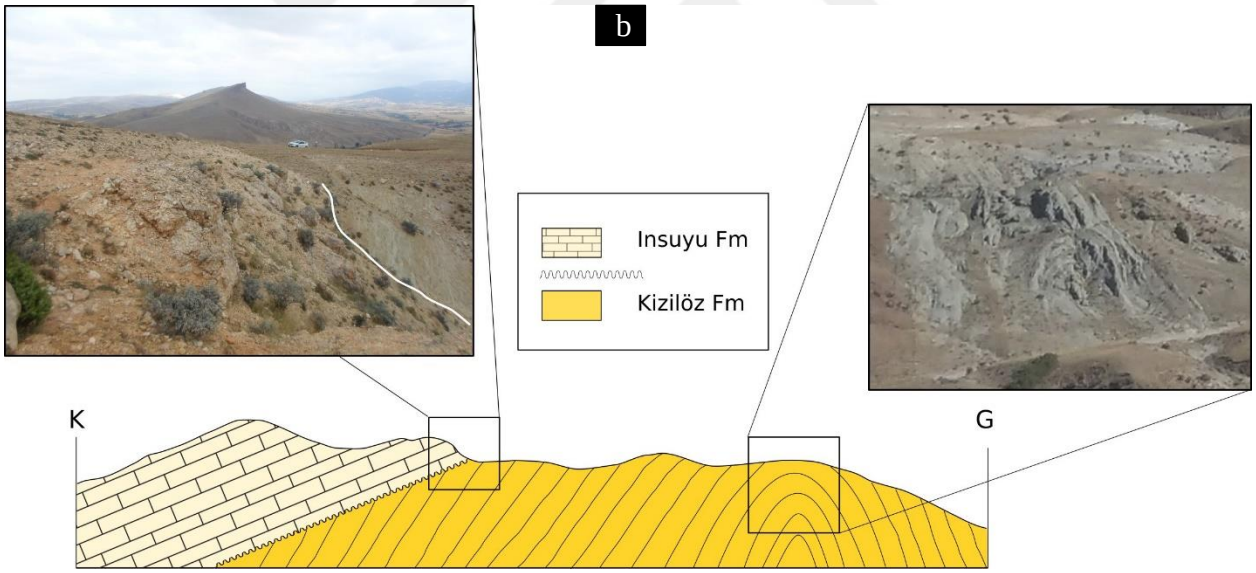


Şekil 4.111: Kızılöz formasyonundaki tabaka düzlemlerinin eşit alan stereonet grafiği, alt yarımküre. b) tabakaların eğim yönü, c) tabakaların dip değerleri ve d) tabaka düzlemlerinin doğrultu (azimut) dağılımlarını gösteren gül diyagramları. e) Kıvrım eksen düzlemini gösteren tabaka kutuplarının yoğunluk kontur diyagramı.

Seydifakılı köyünün kuzeyindeki bir vadide Kızılöz formasyonu, D-B gidişli kıvrımlar ve kabaca K-G kısalma yönünü gösteren çok sayıda ters faylar içermektedir (Şekil 4.113). Çat köyünün güneyinde, Kızılöz formasyonu D-B gidişli bir antiklinal ile karakterize olurken, bu birimi uyumsuz olarak üzerleyen İnsuyu formasyonu bu kıvrımı oluşturan tektonik olaydan etkilenmemiş olarak görünmektedir (Şekil 4.112).

Bu nedenle, bu K-G sıkışma evresi, İnsuyu formasyonu'nun çökelmesinden önce meydana gelmiştir ve bu deformasyonun en genç yaşının geç Miyosen öncesi olarak sınırlandırılmasına yolaçar.





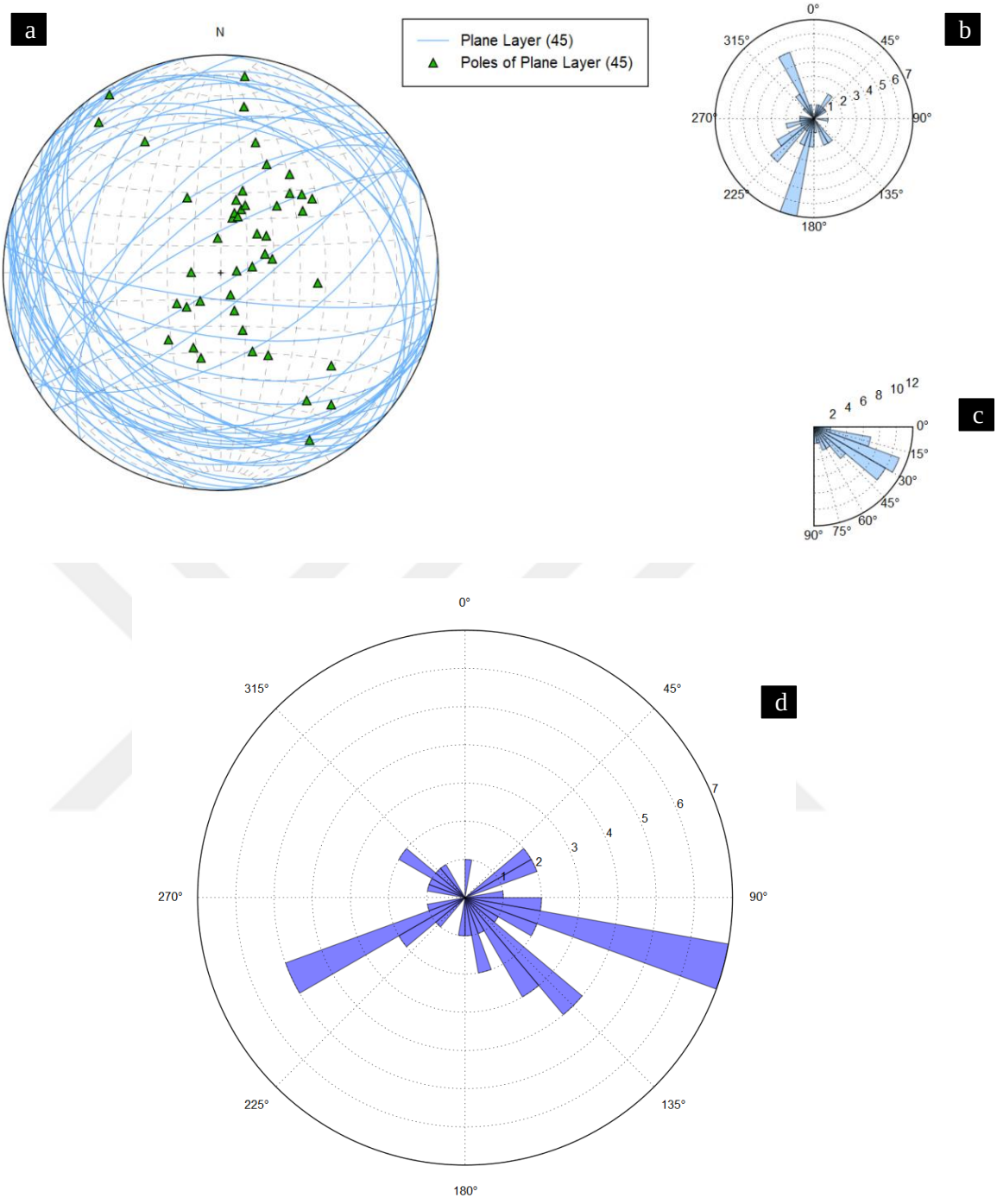
Şekil 4.112: Kızılöz Formasyonu'nun en kuzey kesiminde bir antiklinal ve Çat köyünün güneyinde İnsuyu formasyonu ile olan dokanağını gösteren arazi fotoğrafı; b) Çat köyünün güneyinde Kızılöz formasyonu ile İnsuyu formasyonu arasındaki dokanağı gösteren kroki.

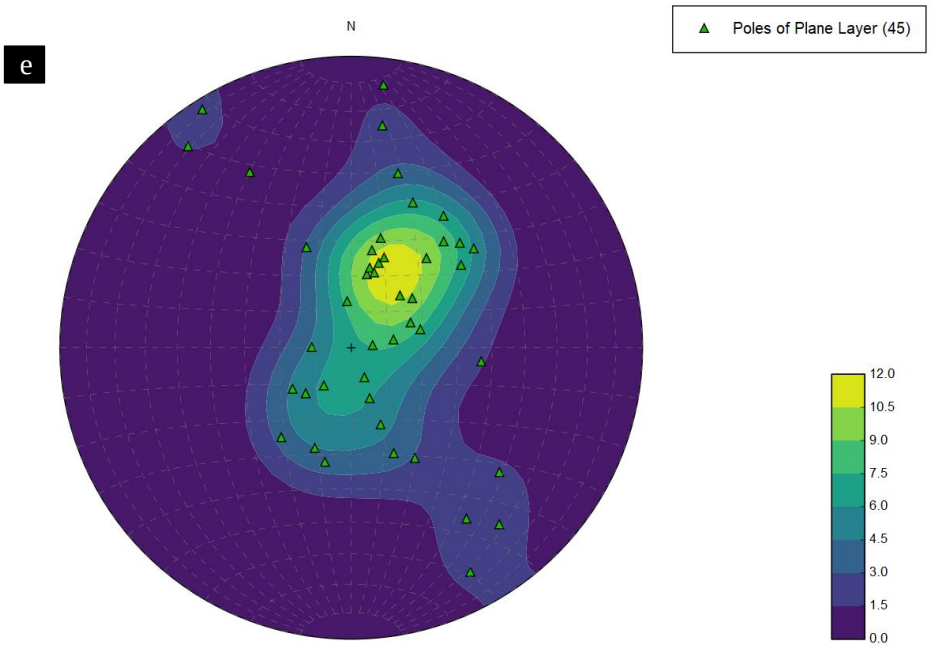


Şekil 4.113: Seyidfakılı köyü kuzeyindeki vadide Kızılöz formasyonunu etkileyen kıvrım ve faylar.

4.6.9. İnsuyu formasyonu

İnsuyu formasyonundan yeterli yapısal veri (45) toplanmamıştır (Şekil 4.114). Tabakalanma düzlemlerinin dağılımı, eğim yönü için sırasıyla KKB-GGD ve GGB – KKD yönlerinde yoğunlaşan iki maksimum göstermektedir (Şekil 4.114b). Bu patern, genelde bir asimetrik kıvrımın varlığını düşündürebilir. Daha güvenilir ve doğru bir sonuca varmak için daha büyük bir veri seti gerekmektedir. Sahada gözlemlenen kıvrımların bazıları, bir DKD-BGB kısalmasıyla uyumlu bir KKB-GGD eksen düzlem yönelimine sahiptir. Bu kıvrımı oluşturan sıkışma evresi, formasyonun çökelmesinden sonra, dolayısıyla Erken Pliyosen sonrasında meydana gelmiş olmalıdır.


a
N
Plane Layer (45)
Poles of Plane Layer (45)
b
0°
45°
90°
135°
180°
225°
270°
315°
1
2
3
4
5
6
7
c
0°
15°
30°
45°
60°
75°
90°
2
4
6
8
10
12
d
0°
45°
90°
135°
180°
225°
270°
315°
1
2
3
4
5
6
7



Şekil 4.114: a) İnsuyu formasyonu'nun tabakalanma düzlemlerinin eşit alan stereonet grafiği, alt yarıküre. b) tabakaların eğim yönü, c) tabakaların eğim değerleri ve d) tabaka düzlemlerinin doğrultu (azimut) dağılımlarını gösteren gül diyagramları. e) Tabaka kutuplarının yoğunluk kontur diyagramı.

5. TARTIŞMA

5.1. ULUKIŞLA HAVZASININ SEDİMANTER GELİŞİM EVRELERİ

Ulukışla havzasında sedimantasyonun erken evresi, Alihoca ofiyolitik kompleksinin Bolkar platformu üzerine yerleşmesinden sonra, Geç Kampaniyen Maastrihtiyen'de Çiftehan formasyonu'nun pelajik kireçtaşının birikmesiyle başlamıştır (Demirtaşlı vd. 1984). Bu formasyon, havza başlangıcını takiben hızlı çökme ve denizel transgresyon sonucunda birikmiş olmalıdır.

Geç Maastrihtiyen'den Orta Paleosen'e kadar uzanan dönem, Aktaştepe formasyonu ile temsil edilen sığ su karbonat platformunun gelişimi ile ilişkilidir. Karbonat birikimi östatik varyasyonun bir fonksiyonu olduğundan (Sarg,1988; Vail, 1987; Ali, 2013) ve sığ denizel karbonatlar özellikle deniz seviyesinin yükselmesi sırasında geliştiğinden (Wilson, 2002), Aktaştepe formasyonu'nun çökelimi sırasında deniz düzeyinin havza evrimi bakımından yüksek bir seviyeyi temsil ettiği düşünülebilir.

Geç Paleosen boyunca, sedimantasyonda karbonat çökellerinden yaygın silisiklastik türbiditlere (Halkapınar formasyonu) geçişle ilişkili olarak havza genel bir derinleşme geçirmiştir. Halkapınar formasyonu bol miktarda karbonat ve iyi korunmuş foraminiferler içermektedir ve bu da karbonat kompenzasyon derinliğinin (CCD) üzerinde (daha sığ derinliklerde) çökelme anlamına gelir. Bu formasyon fasiyes olarak yamaç moloz akıntı çökellerinden deniz taban çamurtaşlarına kadar değişim gösterir ve yamaç önü türbiditik sistem şeklinde yorumlanmaktadır (Clark,2002; ve bu çalışma). Bu türbiditik sistemindeki çökelme, Bolkar platformu ve Alihoca ofiyolitik melanjından oluşan bitişik kaynak alanlarının yükselmesinin ve yüzeye çıkmasının göstergesi olabilir. Kaynak alanlara bitişik normal bir fay, bu yükselmeyi sağlamış olabilir (Şekil 5.1). Volkaniklastik türbiditler ile münavebeli yastık lavlarla karakterize edilen denizaltı volkanizması yaygınlaşmıştır ve volkanik faaliyetlerin kesintili olduğunu yansıtmaktadır.

Havzanın kuzeydoğu kesiminde Paleosen döneminin sonlarına doğru karbonat çökelimi, Erken Eosen'e kadar devam eden sığ su bankından resif karbonatına kadar değişen yüksek enerjili bir

ortamda Başmakçı Kireçtaşı Üyesi ve Gümüş Üyesinin çökelmesiyle yeniden başlamıştır (İpresiyen).

İpresiyen'den Priaboniyen'e kadar havza, çoğunlukla volkanoklastik türbiditlerden oluşan Bozbeltepe formasyonu'nun çökelmesiyle karakterize olan ilerleyici bir sığlaşma yaşamıştır. Miliolidin hâkim olduğu foraminifer toplulukları ve birimin üst kısmında jips merceklerinin varlığı sınırlı lagün ortamında çökelmeyi düşündürmektedir.

Geç Eosen Erken Oligosen'e gelindiğinde, hipersalin ortama yol açan önemli denizel regresyon sonucunda, kalın jips ve anhidrit ardalanmasının çökelmesiyle havzadaki sedimantasyon tamamen evaporitik hale gelmiştir (Clark ve Robertson 2005). Benzer evaporitik çökeller, kökenlerinin bölgesel yükselme ve denizel gerileme ile bağlantılı olduğu Senozoyik Orta Anadolu havzalarının çoğunda da (Tuz Gölü, Sivas ve Çankırı havzaları) belgelenmiştir (Çemen vd., 1999; Gürer ve Gürer 1999; Gündoğan vd. al., 2005; Tekin, 2001; Pichat, 2017). Bu havzalarda evaporitlerin oluşumunu açıklamak için bir takım yorumlar önerilmiştir. Gürer ve Gürer (1999), paleomanyetik verilere dayanarak, Orta Anadolu'daki evaporit birikiminin Anadolu mikroplakasının dönme hareketinin sonucu olduğunu ve bunun da bölgesel yükselmeye ve enlemlerin değişmesiyle olduğunu öne sürmüşlerdir. Tuz Gölü havzasının evaporitik çökelmesine gelince, büyük bir ortamsal değişimle bağlantılı olan Eosen kısalması önerilmektedir (Çemen vd.,1999). Ulukışla havzası karasal alana dönüşmüş ve kurak iklim koşullarına maruz kalmıştır (Keskin vd. 2016). Bu dönemde Kabaktepe evaporiti, bölgenin başka bir yerinde yaşıt istif bulunmadığından, havzanın en derin kısmında çökelmiş olabilir.

Geç Oligosen, havzanın tamamen karasal hale gelmesiyle bir çökelme ortamında çevresel değişime işaret etmektedir. Kurtulmuştepe formasyonu tarafından temsil edilen tatlı su kireçtaşları ve marnlardan oluşan gölsel karbonatların çökelimi erken Miyosen'e kadar devam eden bu dönemin değişken karasal subtropikal iklim koşullarında meydana gelmiştir (Meijers vd. 2016). Erken Miyosen'den sonra akarsu gölsel ortam yaygınlaşmıştır.

5.2. KUMTAŞLARININ KÖKENİ VE TEKTONİK ORTAMI

5.2.1. Kaynakla ilişikli varılan sonuçlar

5.2.1.1. Petrografik yorum

Halkapınar kumtaşları

Halkapınar formasyonunun petrografik kompozisyon verileri, karbonat ve ofiyolitik tanelerini göstermekte ve bu nedenle de Bolkar karbonat platformunun, Alihoca Ofiyolit melanjının ve daha az ölçüde Aktaştepe formasyonunun ana kaynak olarak bu formasyonun çerçevesini en iyi şekilde oluşturduğuna işaret etmektedir. Bu yorum Clark ve Robertson'ın (2005) bulgularıyla uyumludur. Sonuçlarımız, Geç Paleosen'de Halkapınar formasyonu çökelmeden önce hem Bolkar platformunun hem de Alihoca ofiyolitik melanjının yükseldiğini ve deniz seviyesinden yüksekte açığa çıktığını göstermektedir. Bu birimlerin erozyonu ve ayrışmasıyla, bu süre boyunca havzadaki döküntülerin büyük kısmı oluşmuştur. Zaman içindeki köken evrimi, karbonat ve ofiyolit parçalarının hakim olduğu bir kaynaktan İpresiyende bir mafik volkanik kaynağa geçişi ortaya çıkarmaktadır. Bu durum, formasyonun üst kısmında plajiyoklas ile birlikte volkanik parçalardaki önemli artışta görülmektedir, bu da terminal çökelme aşamasında volkanik faaliyetlerin çoğalmasını düşündürmektedir. Öte yandan, formasyon boyunca nispeten düşük yanal orijin varyasyonu, kaynak alandaki benzer derecedeki erozyonu yansıtıyor olabilir.

Bozbeltepe kumtaşları

Petrografik veriler Bozbeltepe formasyonunun, Bolkar platformu ve Alihoca ofiyolitik melanj'ından önemli katkılarla, volkaniklastik kumtaşlarından oluştuğunu göstermektedir. Bu veri, muhtemelen geç Eosen'e kadar hüküm süren dönemde anakaya kaynaklarını görece yüksek bir paleo-topografik konumda yorumlamamızı sağlamaktadır. Aynı zamanda (Erkenden geç Eosene kadar), Ulukışla Volkanitlerinin önemli bir kısmı denizaltında yüzeylenmiştir ve erozyona maruz kalarak havzaya döküntü vermiştir.

Havzanın kuzey kesimindeki formasyondan elde edilen petrografik kapsam verileri, Niğde masifinin sediman kaynağı olarak katkısını belgelemektedir. Bu, İpresiyen zamanında Niğde masifinin yüzeylenmiş olduğuna ve erozyona maruz kaldığına işaret etmektedir. Bu bulgular Gautier vd., (2002) ve Idleman vd., (2014)'nin yorumuyla tutarlıdır ve masifin Eosen öncesi yüzeylenmiş olduğunu desteklemektedir.

5.2.1.2. Jokimyasal yorumlama

Jeokimyasal veriler, petrografik verilerle tutarlı olarak, her iki oluşum için de (Halkapınar ve Bozbeltepe) ultramafik kaynağın katkısıyla esasen mafik bir kaynak kökenine işaret etmektedir. Ancak Bozbeltepe formasyonu için felsik bir kaynak girdisi de tespit edilmiştir. Bu nedenle Ulukışla formasyonunu Bozbeltepe formasyonu'nun ana kaynağı olarak yorumluyoruz.

5.2.2. Tektonik ortam için çıkarımlar

Her iki formasyondan elde edilen jeokimyasal veriler, Keskin'in (2011) bulgularıyla uyumlu olarak yay ile ilgili çökelme tektonik ortamını göstermektedir. Bununla birlikte, bu çalışmada kullanılan tektonik ayrım şemaları belirsizlikler sergilemekte ve net bir ortam vermemektedir. Kendine has özellikleri olan (distinct) tektonik ortamların kesin olarak tek jeokimyasal imzaya sahip kayalar üretmediği ve bunun da yaşlı çökel havzanın yerleşimini açığa çıkarmada bazen zorluklara neden olduğu tespit edilmiştir (McLennan vd., 1990; Bahlburg, 1998). Bu nedenle, bu ayrım diyagramlarını yorumlarken dikkatli olunmalıdır. Halkapınar ve Bozbeltepe formasyonunun kumtaşı tarafından gösterilen magmatik kaynak kayaçların yay benzeri jeokimyasal imzası, yitimle ilişkili çökelme ortamının muhtemelen önemli bir rol oynadığına işaret etmektedir. Bu diyagramlardan elde edilen tektonik ortamların, havzanın söz konusu dönemdeki ortamını yansıtmadığını, daha çok kaynak alanın bir belirtecini işaret ettiği düşünülmektedir. Bu nedenle, kaynak kayanın tektono-magmatik incelenmesi (Ulukışla ve Halkapınar volkanitleri), havzanın levha sınırlarıyla bağlantılı konumu ile ilgili olarak daha sağlam bulgular sağlayacaktır.

5.3. MAGMA KAYNAĞI VE MAGMATİK KAYAÇLARIN TEKTONİK ORTAMININ YORUMLANMASI

Ulukışla magmatik kayaçlarından elde edilen jeokimyasal veriler, kalk-alkali ve alkali olmak üzere iki farklı magmatik grubun varlığına işaret etmektedir. Jeokronolojik tarihleme eksikliği nedeniyle aralarındaki kronolojiyi kurmak zordur. Bununla birlikte, alkali feldispat ile çevrelenmiş plajiyoklaz mineral çekirdeği ile kayadan elde edilen petrolojik kanıtlar kalk-alkali grubun önceliğini göstermektedir. Bu aynı zamanda magmaların olasılıkla yüzeye çıkışları sırasında karıştığını düşündürmektedir (Hibbard, 1981).

Halkapınar ve Ulukışla lavlarının karşılaştırılması, her iki formasyonun da benzer jeokimyasal yapı sergilediğini ortaya koymuştur ve bu da bu birimlerin eşkökenli olduklarını düşündürmektedir. Ulukışla formasyonu, aynı kaynaktan türediği yorumlanan hem mafik hem

de felsik kayaçlardan oluşur (Clark,2002; ve bu çalışma). Bu iki kaya türü (mafik ve felsik) arasında yaş farkı olabilir. Sınır ilişkisi (Ulukışla formasyonunun içerisinde), mafik volkanik aktivitelerin daha erken başladığını ve felsik intrüzyonun yerleşmesinden sonra bile daha uzun bir süre boyunca devam ettiğini göstermektedir.

Ulukışla havzasındaki magmatik kayaçların kaynağı ve tektonik yerleşimi belirsizdir ve tartışma konusudur. İçinde bulundukları kimya ve jeodinamik ortamı açıklamak için birkaç model önerilmiştir. İlk yazarlar bu kayaları yayla ilişkili yitim ürünleri olarak yorumlamışlardır (Oktay, 1982; Baş vd., 1988; İşler 1988). Daha spesifik olarak Oktay (1982) ve İşler (1988), bu kayaların Paleosen sırasında İç Torid okyanus kabuğunun kuzeye doğru yitiminin bir sonucu olarak ada yayı ortamında oluştuğunu düşünmüşlerdir. Daha sonra, manto kimyasına izin veren yeni petrojenetik modeller ortaya çıkmıştır. Clark ve Roberston'a (2002) göre Ulukışla formasyonunun volkanik kayaları, daha önceki yitimlerden etkilenmiş levha içi volkanizmanın ürünleridir. Daha sonraki yazarlar arasında bu lavların metasomatize litosfer mantosunun kısmi erimesiyle ilgili köken konusunda bir anlaşmaya varılmış gibi görünmektedir (Alpaslan vd., 2004 & 2006; Sarıfakıoğlu vd., 2013). Önceki yitim sırasında mantoya dahil olan sıvılar ve çökeller, metasomatik ajan olarak önerilmiştir (Alpaslan vd., 2006).

Hareketsiz iz elementlere dayalı tektonik ayrım diyagramlarımız, Ulukışla havzasının (Ulukışla ve Halkapınar formasyonu) magmatik kayaçlarının sürekli olarak ya yay veya levha içi ilişkisi (afinitesi) göstermesi nedeniyle tektonik yerleşimin net bir şekilde belirlenmesine izin vermemiştir. Ulukışla ve Halkapınar lavları için N-MORB-normalize iz element örümcek diyagramları, seçici zenginleşmeye neden olan yitim bileşeni ile zenginleştirilmiş metasomatize manto kaynağı ile uyumlu bir desen sergilemektedir (Pearce, 1983; Keskin vd., 2008).

Dalma-batma ile ilgili jeokimyasal afiniteye sahip magmanın oluşumu şunlardan türeyebilir: (1) bir okyanus litosferinin dalma-batımı (Hawkesworth vd., 1993; Pearce ve Peate, 1995); (2) kalıtsal bir yitim imzası ile metasomatik olarak zenginleştirilmiş kıta altı litosferinin erimesi (Turner vd., 1996; Benito vd., 1999); veya (3) asimilasyon ve fraksiyonel kristalizasyon (AFC) yoluyla MORB benzeri magmaların yoğun kabuksal ile kirlenmesi (Turner vd., 1999; Aldanmaz vd., 2000; Duggen vd., 2005; Keskin vd., 2008).

Th/Yb-Nb/Yb diyagramına göre Halkapınar ve Ulukışla lavları, yitim bileşeninden önemli ölçüde etkilenen OIB tipine yakın zenginleştirilmiş bir manto kaynağından türemiş olmalıdır. Yukarıda söz edilen seçeneklerden ikincisi elde edilen sonuçlarla daha uyumludur. Sonuç

olarak, Ulukışla havzasının magmatik kayaçları, Clark ve Robertson'ın (2002) ve Alpaslan vd. (2004 & 2006) yorumuyla tutarlı olarak, daha önceki yitim olayları tarafından değiştirilmiş levha içi magmatizmanın sonucunu temsil etmektedir. Çevikbaş (1991) bu kayaçların kimyasında kabuksal kontaminasyonun önemli rolüne dikkat çekmiştir. Bunları, kabuk ve manto arasındaki etkileşimden kaynaklanan melezleşmiş magmadan kaynaklanan post-orojenik volkanizmanın temsilcisi olarak yorumlamıştır. Bununla birlikte, izotopik veriler, kıtasal kabuk ile litosferik manto veya astenosferik magmaların karışımından oluşan magma kaynağı ile tutarsız görünmektedir (Alpaslan vd. 2006). Ek olarak, bu yazarlar, asimilasyon ve fraksiyonel kristalleşmenin Ulukışla lavlarının evrimi üzerinde çok az etkisi olduğunu iddia etmektedirler.

Bu nedenle, bu tezde havzanın magmatik kayasının, daha önce yitim ile zenginleştirilmiş metasomatize kıta altı litosferik mantonun kısmi erimesinden kaynaklanan levha içi kökenli olduğu yorumu desteklenmektedir. Bunun en batı Akdeniz (güney İspanya, kuzey Fas) (Duggen vd., 2005), Batı Amerika Birleşik Devletleri (Fitton vd., 1991), güney Brezilya (Waichel diğerleri, 2000) ve güneybatı Çin (Wang vd., 2010) gibi dünya çapında karşılaştırılabilir örnekleri mevcuttur. Ulukışla havzasının volkanik kayaları da yay benzeri jeokimyasal imza gösteren, ancak daha önceki yitimden etkilenmiş bir kaynaktan türetilmiş olarak yorumlanan Türkiye'nin kuzeybatısındaki Biga ve Armutlu yarımadalarındakilere (Genç ve Yılmaz, 1997; Aldanmaz vd.,2000; Yılmaz vd.,2001; Gülmez, vd.,2013) ve Doğu Anadoludakilere benzerdir (Keskin vd.,2012). Bunların çoğu, çarpışma sonrası genişleme ile ilgili olarak yorumlanmıştır.

Önceki yorumlar dikkate alındığında (Oktay, 1982; Baş vd., 1988; İşler 1988), Ulukışla havzasının magmatik kayaçlarının oluşumuyla eş zamanlı yitimin varlığı aşağıdaki nedenlerden dolayı sorunludur:

- Yitim zonlarının karakteristiği olan Senozoyik yaşlı düşük sıcaklık-yüksek basınçtan (LT-HP) çok yüksek basınç (UHP) metamorfik kayaçların eksikliği;
- Benzer yaştaki yığılma prizmasının olmaması;
- Bimodal magmatizma, mafik ve felsik oluşumu, yitim için tipik değildir.
- Jeokimyasal veriler, plütonik sokulumların çoğunlukla orojenik sonrası olduğunu göstermektedir (Clark, 2002).

Tüm bu noktalar, yay ile ilgili magmatizma modellerini olası kılmamaktadır.

5.4. YAPISAL GELİŞİM EVRELERİ

Ulukışla havzasını etkileyen deformasyon dönemlerinin zamanlaması, esasen stratigrafik ve kesme-kesilme ilişkisi kullanılarak oluşturulmuştur. Geç Kretase'den Pliyosen'e kadar havzanın başlıca çökel birimlerinin yapısal analizi çok fazlı bir deformasyona işaret etmektedir.

Halkapınar formasyonundaki genişleme özellikleri, tortul çökellerle eş yaşlı faylarla birlikte yüksek oranda KKD-GGB ila KKB-GGD yönlü uzamayı göstermektedir. Ayrıca, Ulukışla formasyonu içinde belirli bir doğrultu boyunca uzanan felsik plütonik sokulumlar ve bazaltik silislerin varlığı KKB-GGD uzanımı ile ilişkili bir yerleşimi düşündürmektedir. Elmalı siyenitinin yaşı 56.13 ± 0.17 My (Gürer vd. 2018) olup, bu genişleme Geç Paleosen ile muhtemelen Erken Eosen arasında gerçekleşmiş olabilir. Ulukışla formasyonu'nun tüm felsik plütonlarının nispeten benzer yaşta olduğunu varsayarsak, bazı plütonlar içinde kırılma kontrollü bazaltik dayk enjeksiyonu ile karakterize olan bir genişleme evresi söylenebilir (Batı kesiminde). Bu dayklardan jeokronolojik yaş olmadığından, kesme-kesilme ilişkisine dayalı olarak Geç Paleosen sonrası bir maksimum yaş çıkarılabilir. Asgari yaşı bilinmemektedir, ancak Bozbeltepe formasyonunu (İpresiyen-Priaboniyen) aşmamalıdır. Karagöl mevkiindeki Bozbeltepe formasyonu, Priaboniyen'deki çökelim ile eş zamanlı K-G uzanımın bulgularını göstermektedir. Bu formasyonlardan gelen genişleme ile ilgili paleostres yönelimi birbiriyle tutarlıdır ve aynı deformasyon evresini önermektedir. Bu nedenle, geç Paleosen'den Priaboniyen'e kadar havzayı genel olarak K-G genişlemeli bir fazın etkilediği söylenebilir.

Havza ölçeğinde D-B uzanımlı kıvrımlardan ve bindirme fayından sorumlu olan K-G sıkışması, havzadaki Geç Kretase'den Geç Miyosen'e kadar değişen yaştaki istifin hemen hemen tamamını etkilemiştir. Bu formasyonlar, aynı daralma evresi altında gelişimlerine işaret eden benzer daralma ile ilgili deformasyon örnekleri sergilemektedir. Bu olaydan etkilenmeyen tek tortul birim olan İnsuyu formasyonu, deformasyonun zamanlamasını sınırlandırmak için çok önemlidir. Bu sıkıştırma evresinin minimum yaşı bu nedenle geç Miyosen Öncesi olarak tanımlanabilir. Maksimum yaşı, etkilenen en genç birimin, yani orta Miyosen olan Kızılöz formasyonunun yaşı ile gösterilir. Sonuç olarak, bu daralma olayı orta Miyosen ile geç Miyosen arasında meydana gelmiştir.

Bir başka sıkışma evresi, daha önce deforme olmuş tüm oluşumları etkileyerek, genel bir K-G gidiş ekseni boyunca bir yeniden kıvrımlanmaya neden olmuştur. Bu olayın açık kanıtı, Aktoprak alt havzası çevresinde geniş ölçekte gözlemlenebilmektedir. İnsuyu formasyonu, bu deformasyondan etkilenen en genç istif olarak görünmektedir. Bu nedenle, yapısal veriler, sıkışma evresinin D-B ila DKD-BKB yönelimli tensör ile karakterize edildiğini göstermektedir. Kesit ilişkisine göre yaşı erken Pliyosen sonrası olarak kabul edilmektedir.

Doğrultu atımlı faylar da meydana gelmiş ve görünüşe göre ikinci sıkışma evresinden sonra meydana gelmiştir. Havzanın batı kısmındaki Güneydağ senklinalinin kuzey kıvrımlı kolu, daha sonraki bir deformasyon aşamasını temsil ediyor gibi görünen bir dizi KD-GB yönelimli doğrultu atımlı faydan etkilenmiştir. Ancak, bu fayları karakterize etmek için daha fazla veriye ihtiyaç vardır. Bu fayların havza gelişiminin son aşaması ile ilişkili olduğunu ve bölgelerin Neotektoniği ile daha çok ilişkili olduğunu tahmin ediyoruz.

Arazi verilerine dayalı olarak geç Kretase sonrası Ulukışla havzasında başlıca aşağıdaki deformasyon aşamaları tespit edilmiştir:

- Geç Paleosen -Priaboniyen'de genişleme;
- Orta-Geç Miyosen sonrası sıkışma ve doğrultu atımlı faylanma

5.5. ÖNCEKİ JEODİNAMİK MODELLERİN TARTIŞMASI

5.5.1. Yay ile ilgili havza modeli

Ulukışla havzasının gelişimi, Toroslar ve Orta Anadolu Kristalen Kompleks (OAKK) arasındaki bir yitim sisteminin parçası olarak kabul edilmiştir. Havzadaki magmatik kayaçların jeokimyasal imzasına dayalı olarak farklı tektonik modeller önerilmiştir. Oktay (1982), Paleosen'de üçlü bir yitim zonu modeli öngörmüştür. Bu yazara göre, havzanın başlangıcı, Toridlerin altında güneye doğru bir yitimde ofiyolitik kompleksin birikmesiyle Geç Kretase'de başlamıştır. Yitimin Bolkar içindeki granitoyid oluşumunu açıkladığı düşünülmüştür. Paleosen sırasında kuzeye doğru dalan okyanusal litosferin kısmi erimesi, diverjan bir çift dalma zonunda Ulukışla formasyonunun ada yayı kayasını oluşturmuştur. Bununla eş zamanlı, ada yayının kuzeyinde, Orta Anadolu Kristalen Kompleks'in (OAKK) altında kuzeye doğru bir yitim devam etmekteydi. Daha sonraki yakınsamayla, geç Eosen sırasında kalan okyanusun kapanması ve deformasyonu gerçekleşti. Öte yandan Baş vd. (1986), kuzeye doğru bir yitim

zonu ile ilişkili olarak bir magmatik yay sistemi ile ilişkili bir havza gelişimini önermiştir. Görür vd. (1998), Oktay'ın (1982) stratigrafik veriler ve volkanik kayaçların oluşumu ile birlikte yaptığı çalışmasına dayanarak Ulukışla'yı yay içi bir havza olarak yorumlamıştır.

Bu modeller kayaların volkanik yay benzeri jeokimya değerlerine dayalı bir yitim zonunun varlığını onaylamaya çalışsa da, saha gözlemleri ve petrolojik verilerle uyumlu değildir. Yay benzeri değerler, birçok farklı ortamda oluşabildikleri için yitim için güçlü kanıtlar değildir (Von Gruenewaldt ve Harmer., 1992; Yılmaz vd., 2001; Wu, 2014; Martins vd., 2017). Üçlü yitim zonu, Ulukışla Volkanitlerini sınırlayan en az iki farklı yığılma kompleksi anlamına gelmektedir. Bununla birlikte, YB-DS (HP-LT) metamorfizması ile birlikte herhangi bir Paleojen yığılma kompleksinin kanıtının olmaması, bu modeli olası kılmamaktadır. Ek olarak, OAKK'nin altında kuzeye eğimli bir yitim, bölgede mevcut olmayan yay magmatik kayaçlarını oluşumuna yol açacaktır. Orta Anadolu Kristalen Kompleks'te (OAKK) yer alan çok sayıda granitoid plüton çoğunlukla Geç Kretase yaşındadır ve Torid-Anatolid platformu ile okyanusal ada yayı (Izmir Ankara Erzincan Okyanusu-IAEO) arasındaki çarpışmayı takiben bir genişleme ortamındaki yerleşimin temsilcisi olarak yorumlanmıştır (Boztuğ, 2009). Ayrıca, bu dönemde havzadaki genişleme ile birlikte Niğde çekirdek kompleksinin genişlemeleyle yüzeylenmesi (unroofing), o dönemde aktif yitim zonunu desteklememektedir.

5.5.2. Paleosen çarpışma modeli

Ulukışla havzasının gelişimini açıklamak için kıtasal çarpışma içeren tektonik modeller öne sürülmüştür.

Çevikbaş (1991), Ulukışla formasyonu'nun volkanik kayalarını, kıta-kıta çarpışması sonucu kalınlaşmış bir kabuktan oluşan hibritleşmiş bir magmadan kaynaklanan kalkalkali lavlar olarak yorumlamıştır. Havzanın kökenine ilişkin olarak, güneye doğru yönelen bindirme fayları ile ilişkili kabuk kalınlaşması, fleksürel çökme ile eş zamanlı olarak deniz ortamında çökeller tarafından doldurulmuş birikme alanı oluşturarak geç Maastrihtiyen ila Lütesiyen arasında hüküm sürmüştür. Sıkışma, havza gelişiminin ana itici gücü olarak öngörülmektedir.

Öte yandan, Kadıoğlu ve Dilek (2010), Ulukışla bölgesinin çarpışma tektonik tarihini esasen Horoz granitoyidlerinin jeokimyasına dayalı olarak gösteren bir model önermiştir. Bu yazarlara göre, Ulukışla havzası Geç Kretase'de ITO'nun kapanmasıyla ilişkili kuzeye doğru yitim ile ilişkili bir ön ülke/yayönü havzası olarak başlamıştır. Daha sonra, bu havza Paleosen sırasında Torid ve Orta Anadolu Kristalen Komplex (OAKK) arasındaki kıtasal çarpışmaya bağlı olarak

kıvrımların ve bindirme kuşaklarının gelişimi ile ilişkili aşırı kalınlaşmış bir kabuk üzerinde gelişmiştir ve metamorfizmaya uğramıştır. Delamine olmuş litosferik mantodaki kısmi ergime, Eosen boyunca Horoz Granitoyidi ve Ulukışla havzası magmasının kökenini oluşturmuştur (Kadıoğlu ve Dilek 2010; Kuşçu vd. 2010; Engin, 2013; Gürer, 2017). İlişkili astenosferik yükselme, bölgesel yükselmeye ve önemli bir genişlemeye neden olarak, 12–9 My civarında gerçekleştiği anlaşılan Niğde çekirdek kompleksinin oluşumuna neden olmuştur.

Ulukışla havzasından elde edilen kanıtlar bu yorumların hiçbirini desteklememektedir.

- Paleosen sırasındaki bir kıta çarpışması, havzanın deniz seviyesinin üzerinde ortaya çıkmasına yol açan önemli bir yükselmeye neden olacaktır. Stratigrafik kayıtlarda büyük bir uyumsuzluk veya boşluk ile gösterilen bir çökelme aralığı periyodu ile bağlantılı olarak denizden kıtasal ortama çevresel/ortamsal değişim meydana gelecektir.

- Büyük bir süreksizlik olmaksızın havzayı karakterize eden nispeten sürekli stratigrafik kaydın varlığı, bölgesel önemli bir yükselmeyi düşündürmemektedir.

- Bu dönemde derin deniz sedimantasyonuna ve denizaltı alkali volkanizmasıyla ilişkili bir denizel ortamının varlığı, aşırı kalınlaşmış bir kabuk ile uyumlu değildir.

- Modelde önerildiği gibi kısalma veya sıkışma yapılarına dair bir kanıt yoktur, aksine genişleme baskın rejimdir.

Yüksek dereceli metamorfizma, kıtasal çarpışmayla uyumlu bir tepki olduğundan (Royden ve Faccenna, 2018), Ulukışla bölgesinde Paleosen sırasında metamorfizma oluşumunu destekleyen ne saha gözlemleri ne de petrografik verilerde herhangi bir belirti yoktur. Bu süre zarfında bölgede metamorfizmanın meydana geldiğini, ancak erozyon nedeniyle hiçbir kaya kalıntısının korunmadığını varsayarsak, kırıntılı tortul kayaç bileşimi güçlü bir fikir verebilecektir. Havzanın Paleosen-Eosen yaşlı kumtaşlarından alınan provenans petrografik verileri bu hipotezi desteklememektedir. Bildirilen metamorfik kayaçların çoğunluğu Geç Kretase yaşındadır (Whitney vd., 2003, 2007; Gautier vd., 2008).

Eosen'den sonra Niğde çekirdek kompleksinin oluşumuna ilişkin olarak, bu görüşe karşı çeşitli kanıtlar öne sürülmektedir:

- Petrografik ve termokronolojik veriler, çekirdek kompleksin Eosenden önce yüzeye çıktığını ve erozyona maruz kaldığını göstermektedir (Gautier vd., 2002; Umhoefer vd., 2007; Idleman vd., 2014; bu çalışma).

- Niğde masifinin gelişimi ile ilgili bölgesel metamorfizmanın zirvesi 85-92 My civarında gerçekleşmiştir (Whitney vd., 2003).

- Metamorfik kütleyi (Üçkapılı) kesen Granitoyid'in yaşı Eosenden daha yaşlıdır ve 78-92 My civarında olduğu tahmin edilmektedir (Umhoefer vd. 2007).

5.5.3. Sıyrılma-üstü (Supra-detachment) havzası modeli

Bazı yazarlar Ulukışla havzasını bir sıyrılma üstü (supra detachment) havzası olarak yorumlamışlardır (Seyitoğlu vd. 2017; Gürer vd. 2018). Bu yazarlara göre havza, güney kenarında yer alan "İvriz Sıyrılma Fayı" olarak adlandırılan D-B uzanımlı bir sıyrılma fayı boyunca genişlemeye tepki olarak oluşmuştur. Üstten KD'ya kayma gösteren kinematik göstergelere göre fayın en Geç Kretase-Eosen'de aktif olduğu varsayılmıştır (Seyitoğlu vd. 2017; Gürer vd. 2018). Bu yazarlar, havza başlangıç evresi sırasında bir genişleme (accommodation) alanın oluşmasının, zamanla düşük açılı Ivriz sıyrılma fayına dönüşen yüksek açılı normal bir fay veya kopma (breakaway) fayı tarafından kontrol edildiğini ileri sürmektedirler. Gürer vd, (2018) bu fayın yaklaşık 120 Km boyunca havzanın neredeyse tüm güney kenarı boyunca uzandığını tahmin etmiştir. Havzanın güneybatı kenarında İvriz fayına ait kanıtlar bulunsa da havzanın doğu kısmına doğru uzandığını kanıtlayabilecek hiçbir morfolojik özellik yoktur. Bu alanda (doğu), Bolkar ile sedimanter istif arasındaki dokanağın dik olması muhtemel yüksek açılı normal fayın varlığını düşündürmektedir. Bu nedenle İvriz Fayının havzanın güneybatı kesimiyle sınırlı olduğu görülmektedir. Bu muhtemel yüksek açılı normal fay, havza gelişiminin erken evrelerinde genişleme (accommodation) alanlarının oluşmasına katkıda bulunmuş olabilir.

Kuzey sınırını belirleyen Niğde çekirdek kompleksinin güneye eğimli bir sıyrılma fayı boyunca yüzeylenmesinde havza gelişiminde önemli bir rol oynadığı düşünülmüştür (Dilek vd., 1999; Gautier vd., 2002; Kadioğlu ve Dilek, 2009; Seyitoğlu vd. 2017; Gürer vd. 2018). Bu fay boyunca genişlemenin büyüklüğü tam olarak bilinmemektedir. Gautier vd. (2002), çekirdek kompleksin yüzeylenmesinin, Kampaniyen'den Paleosen zamanlarına kadar devam eden yüksek genlikli bölgesel genişlemenin sonucu olduğunu öne sürmüştür. Fayın orta-derinlikteki

kabuk (Whitney ve Dilek,1998) kayaçlarının yüzeylenmesine neden olması, önemli miktarda genişlemeye işaret etmektedir.

Büyük miktarda genişleme barındıran düşük açılı normal fay sisteminin tavan blokları üzerinde oluşan havzalar olarak tanımlanan sıyrılma üstü (supra detachment) havzaları (Davis ve Lister, 1988; Friedmann ve Burbank 1995; Vetti ve Fossen, 2012) bazı karakteristik özellikler göstermektedir. Bu özelliklerden bazıları şunlarıdır: Tabanda yükselme kontrollü çökme, bol miktarda kütle kayması çökelleri, belirgin açısal uyumsuzluklar, uzak çökel depolanma merkezleri ve sınırlayıcı fayın yakınında azalmış genişleme (Blythe vd., 2010).

Ulukışla havzası, kuzey kesiminde, düşük açılı normal fayın üzerinde, distal depolanma merkezleriyle birlikte yer almaktadır. Havzadan alınan stratigrafik ve sedimantolojik veriler, ana depomerkezlerinin havzanın orta ve güney kesimlerinde yer aldığını göstermektedir. Niğde çekirdek kompleksinin yükselmesi, havza çökmesi dönemi ile çakışmaktadır. Termokronolojik veriler, Geç Kretase'den Geç Paleosen'e kadar bir yükselme dönemini göstermiştir (Umhoefer vd., 2007; Idleman vd., 2014). Bütün bunlar, Ulukışla havzasına kuzey kesiminde bir sıyrılma üstü (supradeachment) özelliği kazandırmaktadır.

Havza, güney kenarına yakın bir yerde, proksimal depomerkezi ile birlikte sınırlayıcı fayın yakınında önemli bir genişleme (accommodation) ve fark edilmeyen açısal uyumsuzluklar ile karakterize edilmektedir. Stratigrafik gözlemlerimiz, havzanın ilk çökeliminin fay kontrollü olabilecek hızlı bir çökmenin göstergesi olarak derin deniz ortamında meydana geldiğini göstermektedir. Kırıntılı çökeller esas olarak taban bloğundan türemiştir, Bolkar platformu. Bu ayırt edici özellikler, Friedmann ve Burbank'a (1995) göre bir sıyrılma üstü (supradeachment) havzasının değil, daha çok bir rift havzasının karakteristiğidir.

Ivriz Fayı boyunca genişleme derecesi hala kötü bir şekilde bilinmektedir ve büyük ölçekli bir genişlemenin kanıtı yoktur, bu da onun sıyrılma fayı olması hakkında soru işaretleri doğurabilir. İvriz fayının tam olarak incelenmesi bu tezin kapsamı dışındadır. Davis ve Lister (1988), tüm düşük açılı normal fayların sıyrılma fayları olarak kabul edilmemesi gerektiğini savunmaktadır. Listrik faylar ve önemli bir genişleme yer değiştirmesi olmayanlar bu kategorinin dışında tutulmalıdır (Davis ve Lister, 1988). Gürer vd. (2018), Ivriz Fayı boyunca minimum 12 km'lik bir yer değiştirmenin varlığını öne sürmektedir. Şayet bu doğruysa, bu yapıyı sıyrılma fayı olarak kesinleştirecektir.

Bizim verilerimiz ve literatürden alınan bilgiler ışığında, Ulukışla havzası güney için geçerli olmamakla birlikte, en kuzeyi itibariyle bir sıyrılma üstü (supradetachment) havzası olarak değerlendirilebilir.

5.5.4. Çarpışma sonrası genişleme-rift modeli

Bu modele göre Ulukışla havzası Geç Kretase'de ITO'nun (İç Torid Okyanusu) kapanmasını müteakip genişleme sonucu oluşmuştur. Ulukışla Volkanitlerinin jeokimyasal değerlerinin, levha içi ortamında oluşumu temsil ettiği yorumlanmıştır (Clark ve Robertson 2002; Alpaslan vd., 2004 ve 2006, bu çalışma). Havza istifinin çökme eğrisi analizi, genişleme veya doğrultu atımlı deformasyonla riftle ilişkili bir köken önermektedir (Clark ve Robertson, 2002 & 2005). Clark (2002), Halkapınar türbiditlerine atfedilen fay kontrollü yamaç apron fasiyes modeline dayanarak havzanın güney kenarına dik bir normal fayın varlığını öngörmüştür. Ulukışla havzasını ABD'nin güneybatısındaki Basin and Range'e benzer asimetrik bir Rift havzası olarak tanımlamak için Niğde masifinin güneyinde güneye eğimli düşük açılı normal fayın varlığını dikkate almış.

Bunu takiben, havzadaki magmatik kayaçların jeokimyasına dayalı olarak Ulukışla havzası için çarpışma sonrası genişleme ile ilgili bir jeodinamik ortam önerilmiştir (Alpaslan, vd., 2004 & 2006). Bu yazarlara göre, bu kayaçların yay benzeri yitim imzası ile birlikte ultrapotasik alkali bileşimi, Geç Mesozoyik'te Avrasya levhası ile Toros-Anadolu platformu arasındaki çarpışmayı takiben genişlemeli bir ortamda oluşumlarını oldukça desteklemektedir.

Başka bir görüşe göre, Ulukışla havzası bir kıtasal yayın riftleşmesi nedeniyle bir yay ardı havza oluşturmuştur (Keskin, 2011). Bu yorum, temel olarak havzanın kuzeyindeki volkanoklastik kayaçların jeokimyasal ve provenans verileriyle desteklenmektedir.

Gautier vd., (2008) havzayı, Niğde çekirdek kompleksine bitişik ve güneye eğimli normal fay sisteminin tavan bloğu üzerindeki konumu nedeniyle büyük graben olarak değerlendirmiştir.

Ulukışla havzası, riftleşme modeliyle uyumlu çeşitli karakteristik özelliklere sahiptir.

Havza horst-graben morfolojik özelliği ve sentetik antitetik faylar simetrik fay dizisi göstermemektedir. Bununla birlikte, bir bütün olarak alındığında, havza, daha önce Clark (2002) tarafından önerildiği gibi güneyde asimetrik bir rifti oluşturan kuzeye doğru eğimli nispeten dik normal bir fay ile güneye eğimli sıyrılma fayı ile kuzeyde sınırlanmıştır. Güney

sınırındaki fayın varlığı sorgulanmış olsa da (Gautier vd., 2008), sedimantolojik ve provenans verilerimiz bunun varlığını büyük ölçüde desteklemektedir.

Havza, kama biçimli istiflerin gösterdiği bazıları çökellerle eş yaşlı olan birçok genişlemeli fay içermektedir. Karagöl mevkiindeki türbiditik kumtaşı, rift ile eş yaşlı çökelin tipik özelliklerini gösteren en çarpıcı örneklerden biridir (Leeder ve Gawthorpe., 1987; Surlyk, 1989; Ravnas ve Steel., 1998). Derin su sedimantasyonuna dönüşen sığ denizel karbonattan oluşan havzanın sedimanter istifi, bir pasif kıta kenar ortamıyla uyumludur. Petrolojik olarak, Ulukışla havzası, bileşimi bazalttan dasit ve riyolite kadar değişen kayaçlardan oluşan iki modlu volkanizma ile karakterize edilir (Sarıfakıoğlu vd., 2013; Gürer,2017, bu çalışma). Magmatik kayaçlar çoğunlukla alkali afiniteye sahiptir ve rift bölgelerindeki magmatik kayaya benzer zenginleştirilmiş bir manto kaynağından türediğini düşündürür (Condie, 2021). Plütonlar, siller ve dayklar da yaygındır ve genellikle volkanizma ile ilişkilidir. Kalkalkalin volkanik kayaçlar oluşur ancak sınırlı miktarda oluşmaktadır (subordinate).

Keskin (2011) tarafından önerilen magmatik yay modelinin riftleşmesi, havza gelişimi ile ilişkili plütonların saha bulguları ve tektonik yerleşimi ile uyumsuzdur. Ulukışla havzası içindeki ve bitişiğindeki granitoyidlerin çoğu, eşzamanlı veya daha sonraki herhangi bir yitimin varlığını dışlayan çarpışma sonrası granitlerdir (Kuscu vd., 2010; Kurt vd., 2013). Plütonların yaşları başlıca şu yaş aralığındadır: Üçkapılı Granitoyidi 72.5±1.1 My (Engin ,2013); Horoz Granitoyidi 56.1 My ila 47.17±0.69 My (Dilek, yayınlanmamış veriler: Kadıoğlu ve Dilek 2010; Kuşçu vd., 2010; Parlak,2013) ve Elmalı siyeniti 56.13 ± 0.17 My (Gürer, 2017).

Ulukışla havzası için önerilen rift havza modeli, bulgularımız ile daha uyumludur.

5.6. ULUKIŞLA HAVZASININ OLUŞUMU VE JEODİNAMİK EVRİMİ

Ulukışla havzasından elde edilen yapısal veriler, önceki çalışmaların aksine çok fazlı bir deformasyon geçmişine işaret etmektedir. Havza hem rift, hem de supradeachment havzası özelliği gösterir. Genişleme, onun erken gelişme tarihçesinin çoğuna vardır. Gelişiminin son aşamaları, neotektonik ilişkili olarak yorumladığımız yaygın kısalma ve müteakip doğrultu atımlı faylarla ilişkilidir. Jeokimyasal, yapısal, sedimantolojik ve stratigrafik verilere dayanarak Ulukışla havzası poli-tarih havzası olarak sınıflandırılabilir (Klein,1991). Aşağıdaki bölümde, Doğu Akdeniz bölgesinin bölgesel jeodinamik yapısı bağlamında Ulukışla havzasının gelişiminin ana evrim aşamaları sentezlenmektedir.

5.6.1. Havza başlangıcı Geç Kretase

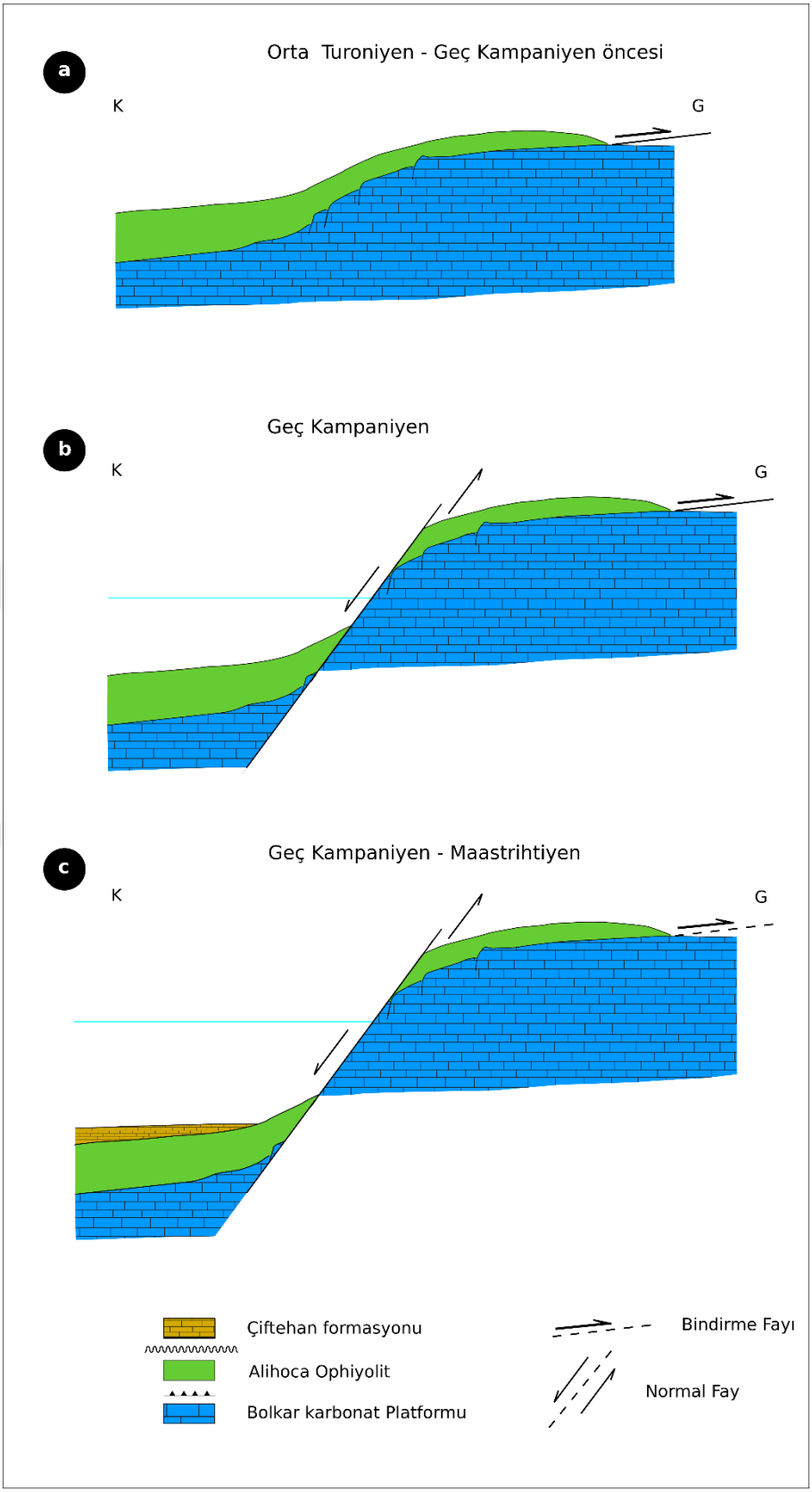
Ulukışla havzasının temelini oluşturan Alihoca ofiyolitinin (melanj) Bolkar karbonat platformu üzerine yerleşmesi, kristalleşme yaşına karşılık gelen 92.38 ± 0.48Ma (Gürer vd, 2016) ile en yaşlı çökel kayaların oluşumunu temsil eden Geç Kampaniyen dönemi arasında gerçekleşmiş olmalıdır. Bu nedenle yaş, Orta Turoniyen ile Geç Kampaniyen öncesi arasında olmalıdır. Clark (2002) tarafından bir Senomaniyen yerleşim yaşı önerilmiştir, ancak ofiyolitin oluşum yaşından daha yaşlı göründüğü için bu yaş olası değildir/ve dışlanabilir. Engin (2013) ise bizim bulgularımızla uyumlu bir Kampaniyen yaşı önermiştir. Bazı çalışmacılar için yerleşme Geç Santoniyen'de Geç Kampaniyen'den önce gerçekleşmiştir (Demirtaslı vd. 1984, Çevikbaş 1991), bu da bizim yorumumuzla uyumludur.

5.6.2. Geç Kretase-geç Eosen

Daha önceki bazı çalışmacılar, Güney-Orta Anadolu bölgesinin jeodinamik evriminde Afrika levhasının dalan levhasının geri kaymasının (slab roll-back) olası rolü hakkında spekülasyonlar yapmışlardır (Clark, 2002; Gautier vd. 2002; Gürer vd., 2018). Bu görüş mevcut çalışmada tercih edilmektedir.

Burada önerilen modele göre, doğu Akdeniz bölgesinde Toroslar'ın altına dalan güney Neotetis okyanus levhasının gelimesi-geri çekilmesi (slab rollback-retreat) , Geç Kretase sırasında güney-orta Anadolu bölgesinde büyük oranda genişleme oluşturan itici mekanizmaydı. Bu, Niğde çekirdek kompleksinin yüzeye ulaşmasında ve Ulukışla havzasının başlatılması ve geliştirilmesinden sorumluydu.

Ofiyolitin yerleşmesinden sonra, bölge, Niğde çekirdek kompleksinin yüzeylenmesiyle eş zamanlı olarak derin deniz ortamı kireçtaşlarının (Çiftehan formasyonu) çökellerinin de gösterdiği gibi, genişleme ve hızlı bir çökme geçirmiştir (Şekil 5.1).



Şekil 5.1: Ulukışla'nın tektono tortul havza gelişiminin erken evrelerini güney kenarına vurgu yaparak gösteren diyagramlar. a) Alihoca Ofiyolitinin üzerlenmesi (Obdüksiyonu); b) Havzanın genişlemesi ve hızlıca çökmesi; c) derin deniz karbonatının çökelmesi.

Alansal ani büyüme ve alansal artışın havza derinleşmesinden ve kırıntılı malzeme girişinin engellenmesinden sorumlu olduğu varsayılmıştır (Frostick ve Steel 1993), bu da derin su karbonat birikimi için elverişlidir. İlk obdüksiyon sonrası çökelimi temsil eden Çiftehan formasyonu, havzayı başlatan hızlı fay kontrollü tektonik çökmeyi müteakip, hızlı genişleme ile ilişkili alansal büyümenin (accommodation space) oluşumunu güçlü bir şekilde desteklemektedir. Büyük ölçekli normal faylardan etkilenen temel kayaçları, genellikle tavan bloğunda çökme ve taban bloğunda yükselme ile karakterize edilir (Kusznir vd., 1995). Yitim zonunda dalan levhanın gerileyişi, kuzeyden güneye eğimli bir sıyrılma fayı ve güney kenarında kuzeye eğimli bir yüksek açılı normal fay ile genişlemeli fayla sınırlı tipte bir havza oluşturan litosferik genişleme ve kabuksal gerilmeye neden olmuş olabilir (Şekil 5.2a). Bununla birlikte güneydeki fayın yüzey görünümü erozyon ve sonraki deformasyonlar ile değişmiş olabilir.

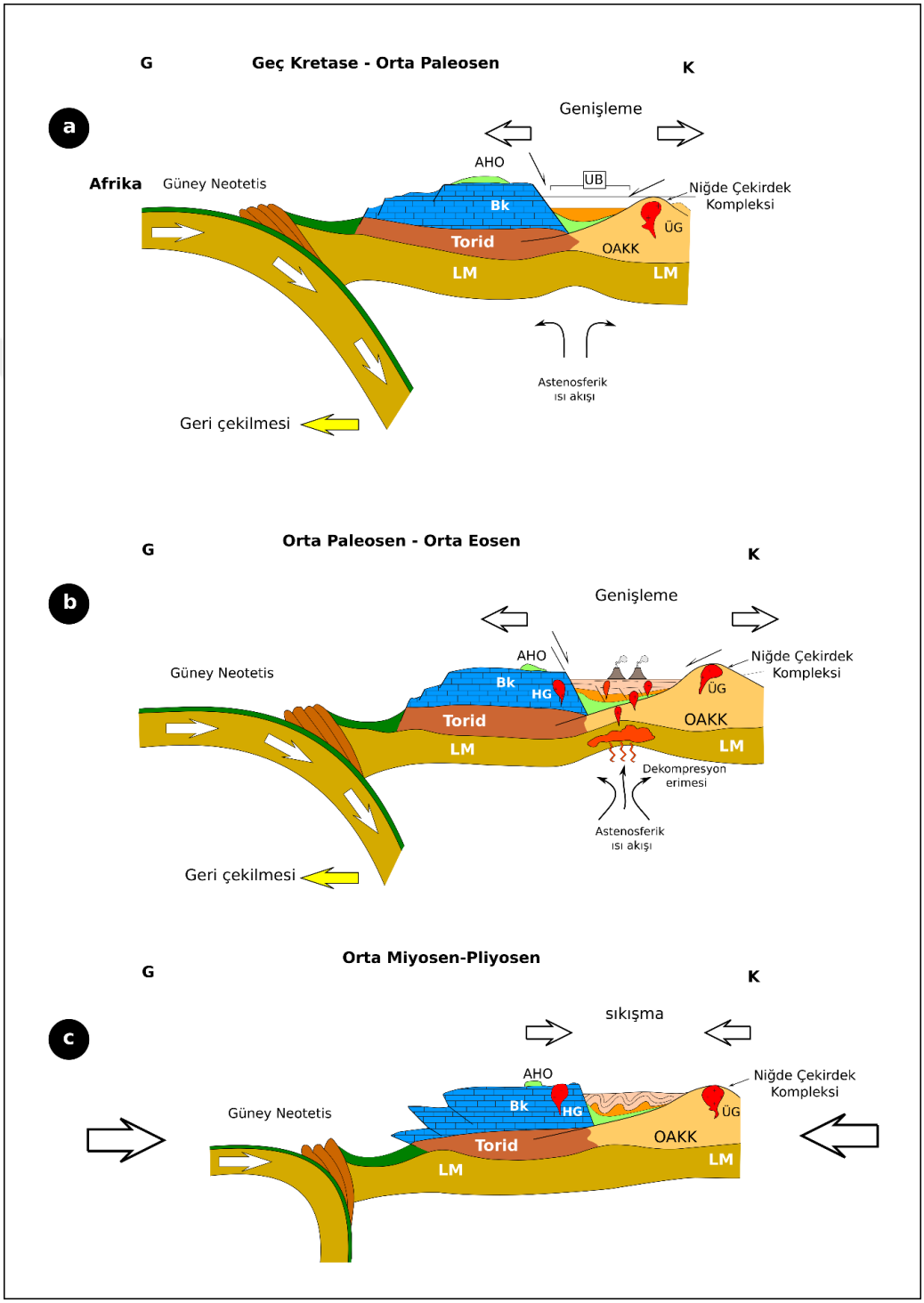
Levhanın geri çekilmesini takiben Toros'un altındaki astenosferik yükselme, daha önce yitim bileşeni ile zenginleştirilmiş kıta altı litosfer mantosunun dekompresyonuna ve erimesine yol açan ısıyı sağlamıştır. Sonuç olarak, Ulukışla havzasının yay benzeri jeokimyasal imza sergileyen felsik plütonları ile birlikte intruzif ve ekstrüzif kayaç volkaniklerini üreten alkali magma oluşmuştur (Şekil 5.2b). Magmatizma, önemli derecede genişleme, çökme (subsidans) ve havza derinleşmesi ile ilişkilidir.

Geç Paleosen sonunda havzanın derinleşmesini takiben, karbonat bankı ve resif gerisi kireçtaşının (Hasangazi formasyonu) çökelmesinden de anlaşılacağı gibi, devam eden genişleme ile birlikte genel bir sığlaşma meydana gelmiştir. Bu, astenosferik yükselmenin yüzeydeki ifadesini temsil edebilen aşamalı yükselme ile açıklanabilir. Bu yükselmenin, slab geri çekilmesinin neden olduğu bölgesel genişleme ile aynı zamanda olması nedeniyle sınırlı olabileceğini düşünülmektedir (Şekil 5.2b). Bu bakımdan önemli miktarda genişlemenin manto akışının neden olduğu yükselmenin etkisini engellediği “Basin and Range” bölgesine benzemektedir (Cassel vd., 2018).

5.6.3. Orta-geç Miyosen

Bu dönemde, levha gerilemesi (roll-back) durmuştur ve Doğu Akdeniz bölgesinde yakınsama baskın hale gelmiştir. Arap levhasının Avrasya levhası ile çarpışması orta Miyosen'de meydana gelmiş ve bunun sonucunda sıkışma meydana gelmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Dilek vd. 1999; Kaymakcı vd., 2010). Sonuç olarak, Ulukışla havzasının tamamı, orta Geç Miyosen'den itibaren önemli ölçüde kısalma yaşamış ve bu da büyük ölçekli kıvrımlanma ve bindirmelerin

oluşumuna neden olmuştur (Şekil 4.112c). Bu zaman dilimi aynı zamanda Bolkar Dağları'nın ve çalışma alanının kuzeyinde yer alan İç Anadolu Platosu'nun önemli ölçüde yükselmesiyle de çakışmaktadır (Cosentino vd. 2012; Karaoğlan, 2016).



Şekil 5.2: Ulukışla havzasının jeodinamik modeli. AHO: Alihoca Ofiyolitik Melanjı; Bk: Bolkar; OAKK: Orta Anadolu Kristalen Kompleksi; HG: Horoz Granitoyidi; LM: Litosferik Manto; UB: Ulukışla havzası; ÜG: Üçkapılı Graniti;

Şekil 5.2 (devam): a) Ulukışla havzası gelişiminin başlangıç evresi: Alihoca Ofiyolitinin üzerlenmesinden sonra, genişleme, hızlı çökme (subsidans), Niğde çekirdek kompleksinin yüzeylenmesi, birinci sedimanter istifin çökelmesi.

b) Genişleme ile eş zamanlı magmatik faaliyetlerin çoğalması: Volkanizma ve plütonizma, Üçkapılı Granitinin yüzeylenmesi.

c) Havza sıkışması, Horoz Granitoyidinin çatısının açılması ve bölgesel yükselme.

6. SONUÇ VE ÖNERİLER

Ulukışla havzası, Güney-Orta Anadolu bölgesine tekabül eden Toridler ve Orta Anadolu Kristalen Kompleksi arasında kritik bir konuma sahiptir. Bu araştırmanın amacı, Ulukışla havzasının tektono-sedimanter evriminin ayrıntılı olarak çalışılmasıyla bölgenin jeodinamik konumuna ışık tutmak olmuştur. Havza evrimini belirleyebilmek için stratigrafi, sedimantoloji, jeokimya, kaynak analizi ve yapısal analizi ilişkilendiren bütünleştirici bir çalışma sonrasında, aşağıdaki sonuçlar çıkarılabilmektedir:

• Bolkar Karbonat platformu ve Alihoca ofiyolitik melanjı Ulukışla havzasının temelini oluşturmaktadır.

• Orta Türoniyen ile Geç Kampaniyen arasında Bolkar kayaları üzerine Alihoca ofiyoliti üzerlemesi meydana gelmiştir.

• Havzanın fay kontrollü çökmesi Geç Kampaniyen'de başlamış ve çökelme için uygun alan oluşturmuştur. Bunu Çiftehan formasyonu'nun derin su karbonat kayaçlarının çökelimi izlemiştir.

• Halkapınar ve Bozbeltepe Formasyonlarındaki Geç Paleosen Eosen yaşlı türbiditik kumtaşlarının kökensel analizi, ana sediman kaynağının deniz seviyesinin üzerine yükselmiş Bolkar Karbonat Platformu ve Alihoca ofiyolitik melanjı olduğunu ve erozyona maruz kaldığını ortaya koymuştur. Havzanın güney kenarına doğru kuzeye eğimli yüksek açılı normal bir fayın bu kaynak kayaçların yükselmesine neden olduğu düşünülmektedir. Bozbeltepe formasyonu, bol miktarda volkanik litik parçalar ve plajiyoklaz içeriği ile kanıtlandığı üzere Ulukışla Volkanitlerinden önemli miktarda katkı almıştır.

• Jeokimyasal veriler Halkapınar türbiditlerinin kaynak kayalarının esasen mafik, Bozbeltepe formasyonunun kaynak kayalarının ise hem mafik hem de felsik kayalardan oluştuğuna işaret etmektedir.

• Halkapınar ve Bozbeltepe kumtaşları için iz elementlere dayalı tektonik ayrım diyagramları, yay ile ilgili bir tektonik çökelim ortamını göstermektedir. Bu bulgu, yitim ile ilgili bir ortamda çökelimden ziyade kaynak kayaların jeokimyasal özelliğini yansıtıyor olarak yorumlanmıştır.

• Niğde masifinin yüzeylenmesi Eosen'den önce olmuş ve havzaya kırıntı gelimini sağlamıştır.

• Bu tez çalışması, Halkapınar formasyonunun jeokimyasını belgeleyen ilk çalışmadır. Analizler hem lavlar, hem de çökel kayaçlar üzerinde yapılmıştır.

• Geç Paleosen Eosen dönemi, havza ölçeğinde genişleme ile eş zamanlı olarak çoğunlukla denizaltı ortamında felsik plütonik sokulumlarla ilişkili büyük hacimli volkanizma ile karakterize edilmektedir.

• Bazik ve felsik kayaçların bir arada bulunması havzanın rift karakterini desteklemektedir.

• Ulukışla Havzası hem sıyrılma üstü (supra-detachment) genişleme, hem de rift havzasının özelliklerini sunmaktadır. Jeolojik evrimin erken evresinde genişlemeli karakter gösteren havza, son evresinde ise sıkışma ve doğrultu atımlı deformasyonlardan etkilenmiş çok-evreli bir havza özelliği kazanmıştır.

• Havzayı oluşturan lavların jeokimyasal verileri, alkali, kalkalkali ve toleyitik özellikteki lavların bir arada bulunduğunu göstermiştir. Bunlardan ikincisi az miktardadır.

• Hem Halkapınar hem de Ulukışla Formasyonlarındaki lavlar, eş kökenli (kojenetik) olduklarını düşündüren benzer jeokimyasal özellikler sergilemektedir. İki lav sistemini ayırt etmek için jeokronolojik tarihlendirme gerekmektedir. Petrografik olarak Halkapınar lavları esasen bazaltik ila andezitik, Ulukışla formasyonu ise bazalt-andezitik, trakiandezitten siyenite kadar değişen bileşimde kayaçlardan oluşmuştur.

• Ulukışla havzasının volkanik kayaçları, metasomatize olmuş kıta altı litosfer mantosunun kısmi ergimesinden türediği olarak yorumlanan yitim kökenli levha içi karakter taşımaktadır. Magmanın yitim özelliği taşıması oluşum ile eşzamanlı bir yitimin göstergesi olmaktan ziyade, önceki kalıntı bir sürecin etkisini yansıtıyor olabilir.

• Geniş türbiditik sistemler havzayı karakterize etmektedir. Halkapınar formasyonuna ait çökel istiflerin fasiyes analizi, bu sistemlerin KKD (Karbonat Kompanzasyon Derinliği) üzerinde çökelmiş yamaç önü (slope apron) tipi türbiditik sistemler olduğunu göstermektedir. Ulukışla

formasyonundan gelen volkanoklastik türbiditler, volkanik yamacın tabanındaki çökelimi temsil ediyor olabilir.

• Havzadaki sedimantasyon geç Oligosen'den itibaren karasal ortama geçmeden önce, Geç Kretase'den erken Oligosen'e kadar esasen denizeldir.

• Ulukışla havzasının gelişimi, Niğde çekirdek kompleksinin güneye eğimli bir sıyrılma fayı boyunca yüzeylenmesine neden olan bölgesel genişleme ve havzanın güney kenarındaki bir normal fayın gelişmesi sonucu Geç Kretase'de başlamıştır. Havzanın çökerek oluşumu (sübsidansı), Niğde Masifinin ve Bolkar Karbonat platformunun yükselmesine yol açan bu faylar boyunca meydana gelen hareketlerle kontrol edilmiştir.

• Özellikle Geç Kretase-Erken Senozoyik boyunca Orta Anadolu'daki bu geniş ölçekli genişlemenin itici gücü olarak Afrika levhasının Orta Toridler altındaki levha gerilemesi olduğu düşünülmektedir.

• Paleojen döneminde Güney-Orta Anadolu bölgesinde yitim yayı veya kıtasal çarpışma sistemi ile ilişkili hiçbir kanıt bulunamamıştır.

Ulukışla çökel havzasının deformasyon tarihi farklı aşamalar ile karakterize edilmektedir:

- Geç Kampaniyen -Priaboniyen zaman aralığında yaklaşık olarak K-G yönlü genişleme;
- Orta-Geç Miyosen sonrası genel K-G yönlü daralma ve Doğrultu atımlı faylanma.

KAYNAKLAR

Adams, A. and MacKenzie, I., 1998. *Carbonate sediments and rocks under the microscope: a colour atlas*. CRC Press.

Adams, A.E., Guilford, C. and MacKenzie, W.S., 1984. *Atlas of sedimentary rocks under the microscope*, Longman (No. 552.5 ADA).

Agrawal, S., Guevara, M. and Verma, S.P., 2008. Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements. *International Geology Review*, *50*(12), pp.1057-1079.

Akgün, F., Kayseri-Özer, M.S., Tekin, E., Varol, B., Şen, Ş., Herece, E., Gündoğan, İ., Sözeri, K. and Us, M.S., 2021. Late Eocene to Late Miocene palaeoecological and palaeoenvironmental dynamics of the Ereğli-Ulukışla Basin (Southern Central Anatolia). *Geological Journal*, *56*(2), pp.673-703

Alan, İ., Şahin, Ş., Keskin, H., Altun, İ., Bakırhan, B., Balcı, V., Böke, N., Saçlı, L., Pehlivan, Ş., Kop, A. and Hanilçi, N., 2007. Orta Toroslar'ın Jeodinamik Evrimi, Ereğli (Konya)-Ulukışla (Niğde)-Karsantı (Adana)-Namrun (İçel) Yöresi. *MTA Rap*, (11006), p.245.

Aldanmaz, E.R.C.A.N., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F. and Mitchell, J.G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of volcanology and geothermal research*, *102*(1-2), pp.67-95.

Ali, M.Y., 2013. *An integrated analysis of the depositional control, sedimentology and diagenesis of Cenozoic carbonates from the Sarawak basin, east Malaysia.* (Doctoral dissertation, Imperial College London).

Alpaslan, M., Boztuğ, D., Frei, R., Temel, A. and Kurt, M.A., 2006. Geochemical and Pb–Sr–Nd isotopic composition of the ultrapotassic volcanic rocks from the extension-related Çamardı-Ulukışla basin, Niğde Province, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, *27*(5), pp.613-627.

Alpaslan, M., Frei, R., Boztug, D., Kurt, M.A. and Temel, A., 2004. Geochemical and Pb-Sr-Nd isotopic constraints indicating an enriched-mantle source for Late Cretaceous to early Tertiary volcanism, Central Anatolia, Turkey. *International Geology Review*, *46*(11), pp.1022-1041.

Amezcua, N., Gawthorpe, R.L. and Marshall, J., 2021. Lacustrine carbonate lithofacies characterization, paleontological content and depositional processes in the Mayrán Basin System. *Journal of South American Earth Sciences*, *111*, p.103451.

Anders, E. and Grevesse, N., 1989. Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica acta*, *53*(1), pp.197-214.

Armstrong-Altrin, J.S., Lee, Y.I., Verma, S.P. and Ramasamy, S., 2004. Geochemistry of sandstones from the Upper Miocene Kudankulam Formation, southern India: implications for provenance, weathering, and tectonic setting. *Journal of sedimentary Research*, *74*(2), pp.285-297.

Asiedu, D., Dampare, S., SakyI, P.A., Banoeng-Yakubo, B., Osae, S., Nyarko, B. and Manu, J., 2004. Geochemistry of Paleoproterozoic metasedimentary rocks from the Birim diamondiferous field, southern Ghana: Implications for provenance and crustal evolution at the Archean-Proterozoic boundary. *Geochemical Journal*, Vol. 38, pp. 215 to 228.

Asiedu, D.K., Agoe, M., Amponsah, P.O., Nude, P.M. and Anani, C.Y., 2019. Geochemical constraints on provenance and source area weathering of metasedimentary rocks from the Paleoproterozoic (~ 2.1 Ga) Wa-Lawra Belt, southeastern margin of the West African Craton. *Geodinamica Acta*, *31*(1), pp.27-39.

Atabey, E., Göncüoglu, M.C. and Turhan, N., 1990. Turkish Geological Map Series, 33. *Section J19*.

Augustsson, C. and Bahlburg, H., 2003. Active or passive continental margin? Geochemical and Nd isotope constraints of metasediments in the backstop of a pre-Andean accretionary wedge in southernmost Chile (46° 30′-48° 30′ S). *Geological Society, London, Special Publications*, *208*(1), pp.253-268.

Aydin, N.S., Göncüoğlu, M.C. and Erler, A., 1998. Latest Cretaceous Magmatism in the Central Anatolian Crystalline Complex: Review of Field, Petr ographic and Geochemical Features. *Turkish Journal of Earth Sciences*, *7*(3), pp.259-268.

Bağci, U., Parlak, O. and Höck, V., 2006. Geochemical character and tectonic environment of ultramafic to mafic cumulate rocks from the Tekirova (Antalya) ophiolite (southern Turkey). *Geological Journal*, *41*(2), pp.193-219.

Bagherpour, B. and Vaziri, M.R., 2012. Facies, paleoenvironment, carbonate platform and facies changes across Paleocene Eocene of the Taleh Zang Formation in the Zagros Basin, SW-Iran. *Historical Biology*, *24*(2), pp.121-142.

Bahlburg, H., 1998. The geochemistry and provenance of Ordovician turbidites in the Argentine Puna. *Geological Society, London, Special Publications*, *142*(1), pp.127-142.

Baş, H., Ayhan, A. and Atabey, E., 1986. Ulukışla-Çamardı (Niğde) Volkanitlerinin bazı petrolojik ve jeokimyasal özellikleri. *TMMOB Jeoloji müh. Odası yayını*, (26).

Bas, M.L., Maitre, R.L., Streckeisen, A., Zanettin, B. and IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, *27*(3), pp.745-750.

Benito, R., López-Ruiz, J., Cebriá, J.M., Hertogen, J., Doblas, M., Oyarzun, R. and Demaiffe, D., 1999. Sr and O isotope constraints on source and crustal contamination in the high-K calc-alkaline and shoshonitic Neogene volcanic rocks of SE Spain. *Lithos*, *46*(4), pp.773-802.

Bhatia, M.R. and Crook, K.A., 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to mineralogy and petrology*, *92*(2), pp.181-193.

Blatt, H. and Christie, J.M., 1963. Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Research*, *33*(3), p Blumenthal, M.M., 1956. Yüksek Bolkardağın kuzey kenar bölgelerinin ve batı uzantılarının jeolojisi:(Güney Anadolu Torosları). *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü*.p.559-579.

Blythe, N., Umhoefer, P.J., Duebendorfer, E.M., McIntosh, W.C., Peters, L., Beard, L.S. and Lamb, M.A., 2010. Development of the Salt Spring Wash Basin in a reentrant in the hanging wall of the South Virgin–White Hills detachment fault, Lake Mead domain, northwest Arizona.

Miocene Tectonics of the Lake Mead Region, Central Basin and Range: Geological Society of America Special Paper, *463*, pp.61-85.

Boggs Jr, S. and Boggs, S., 2009. *Petrology of sedimentary rocks*. Cambridge university press.

Boggs, S.,2006. Principles of Sedimentology and Stratigraphy (4th edition). Pearson Prentice Hall,Upper Saddle River,NJ.

Booth, M.G., 2013. *Field-based evidence of sedimentary and tectonic processes related to continental collision: the Early Cenozoic basins of Central Eastern Turkey*. PhD thesis, University of Edinburgh,UK.

Bouma, A.H., 1962. Sedimentology of some flysch deposits. *Agraphic approach to facies interpretation*, *168*.

Bozkurt, E. and Mittwede, S.K., 2001. Introduction to the geology of Turkey—a synthesis. *International Geology Review*, *43*(7), pp.578-594.

Boztuğ, D., Jonckheere, R.C., Heizler, M., Ratschbacher, L., Harlavan, Y. and Tichomirova, M., 2009. Timing of post-obduction granitoids from intrusion through cooling to exhumation in central Anatolia, Turkey. *Tectonophysics*, *473*(1-2), pp.223-233.

Bracciali, L., Marroni, M., Pandolfi, L., Rocchi, S., Arribas, J., Critelli, S. and Johnsson, M.J., 2007. Geochemistry and petrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): from source areas to configuration of margins. *Special Papers-Geological Society of America*, *420*, p.73.

Cassel, E.J., Smith, M.E. and Jicha, B.R., 2018. The impact of slab rollback on Earth's surface: Uplift and extension in the hinterland of the North American Cordillera. *Geophysical Research Letters*, *45*(20), pp.10-996.

Cemen, I., Göncüoglu, M.C. and Dirik, K., 1999. Structural evolution of the Tuzgölü basin in Central Anatolia, Turkey. *The Journal of geology*, *107*(6), pp.693-706.

Çevikbaş, A. and Öztunalı, Ö., 1992. Geology of the Ulukışla-Çamardı (Niğde) Depositional Basin after Maastrichtian. *Bulletin of Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA)*, *114*, pp.155-172.

Çevikbas, A., 1991. Ulukışla - Çamardi (Nigde) Tersiyer Havzasinin Jeodynamik Evrimı ve Maden Yataklan Yönünden Onemi. PhD Thesis. Istanbul University.

Chen, G. and Robertson, A.H., 2020. User's guide to the interpretation of sandstones using whole-rock chemical data, exemplified by sandstones from Triassic to Miocene passive and active margin settings from the Southern Neotethys in Cyprus. *Sedimentary Geology*, *400*, p.105616.

Cinku, M.C., Hisarli, Z.M., Yılmaz, Y., Ülker, B., Kaya, N., Öksüm, E., Orbay, N. and Özbey, Z.Ü., 2016. The tectonic history of the Niğde-Kırşehir Massif and the Taurides since the Late Mesozoic: Paleomagnetic evidence for two-phase orogenic curvature in Central Anatolia. *Tectonics*, *35*(3), pp.772-811.

Clark, M., 2002. The latest Cretaceous–Early Tertiary Ulukışla Basin, S Turkey: Sedimentation and tectonics of an evolving Tethyan suture zone (Unpublished PhD thesis), University of Edinburgh, Edinburgh, UK.

Clark, M., and Robertson, A., 2002. The role of the Early Tertiary Ulukışla Basin, southern Turkey, in suturing of the Mesozoic Tethys Ocean. *Journal of the Geological Society*, *159*(6), 673-690.

Clark, M., and Robertson, A., 2005. Uppermost Cretaceous–Lower Tertiary Ulukışla Basin, south-central Turkey: sedimentary evolution of part of a unified basin complex within an evolving Neotethyan suture zone. *Sedimentary Geology*, *173*(1-4), 15-51.

Condie, K.C., 2021. *Earth as an evolving planetary system*. Academic Press.

Cosentino, D., Schildgen, T.F., Cipollari, P., Faranda, C., Gliozzi, E., Hudáčková, N., Lucifora, S. and Strecker, M.R., 2012. Late Miocene surface uplift of the southern margin of the Central Anatolian Plateau, Central Taurides, Turkey. *Bulletin*, *124*(1-2), pp.133-145.

Cullers, R.L., 1994. The controls on the major and trace element variation of shales, siltstones, and sandstones of Pennsylvanian-Permian age from uplifted continental blocks in Colorado to platform sediment in Kansas, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *58*(22), pp.4955-4972.

Cullers, R.L., 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian–Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, *51*(3), pp.181-203.

D'orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P. and Haller, M.J., 2004. Cenozoic back arc magmatism of the southern extra-Andean Patagonia (44° 30'–52° S): a review of geochemical data and geodynamic interpretations. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59: 525-538.

Davis, G.A. and Lister, G.S., 1988. Detachment faulting in continental extension; perspectives from the southwestern US Cordillera.

Dellaloğlu, A.A. and Aksu, R., 1986. Ereğli (Konya)-Ulukışla-Çiftehan-Çamardı (Niğde) Dolayının Jeolojisi ve Petrol Olanakları. *TPAO Raporu, 2205*.

Demirtaşlı, E., Bilgin, A.Z., Erenler, W., Işiklar, S., Sanli, D.Y., Selim, M. &Turhan, N. 1975. Geology of the Bolkar Mountains. In: Alpan, S. (ed.) Congress of Earth Sciences 50th Year of the Republic. *Mineral Research and Exploration Institute of Turkey* (MTA), Ankara, Special Publication, 42–57.

Demirtaşlı, E., Turhan, N., Bilgin, A.Z. & Selim, M. 1984. Geology of the Bolkar Mountains. In: Tekili, O. & Göncüoğlu, M.C. (eds) Geology of the Taurus Belt. Proceedings of the International Symposium. Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA), Ankara, 125–141.

Dhont, D., Chorowicz, J. and Yürür, M.T., 1999. The Bolkar Mountains (Central Taurides, Turkey): a Neogene extensional thermal uplift?. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, *42*(2), pp.69-87.

Dickinson, W.R. and Suczek, C.A., 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *Aapg Bulletin*, *63*(12), pp.2164-2182.

Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In *Provenance of arenites* (pp. 333-361). Springer, Dordrecht.

Dilek, Y. and Whitney, D.L., 1997. Counterclockwise PTt trajectory from the metamorphic sole of a Neo-Tethyan ophiolite (Turkey). *Tectonophysics*, *280*(3-4), pp.295-310.

Dilek, Y., Thy, P., Hacker, B. and Grundvig, S., 1999 b. Structure and petrology of Tauride ophiolites and mafic dike intrusions (Turkey): Implications for the Neotethyan ocean. *Geological Society of America Bulletin*, *111*(8), pp.1192-1216.

Dilek, Y., Whitney, D.L. and Tekeli, O., 1999. Links between tectonic processes and landscape morphology in an alpine collision zone, south-central Turkey. *Zeitschrift fur Geomorphologie, Supplementband*, *118*, pp.147-164.

Dirik, K. and Göncüoglu, M.C., 1996. Neotectonic characteristics of central Anatolia. *International Geology Review*, *38*(9), pp.807-817.

Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P. and Garbe-Schönberg, D., 2005. Post-collisional transition from subduction-to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean: evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere. *Journal of Petrology*, *46*(6), pp.1155-1201.

Ed. by C.K. Wilgus, B.S. Hastings,C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross & J. C.

Einsele, G., 1992. *Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget* (No. 551.3. 051 EIN).

Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W. and Bourdon, B., 1997. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *102*(B7), pp.14991-15019.

Engin,C., 2013. Structural architecture and tectonic evolution of the Ulukışla Sedimentary Basin in south-central Turkey. MSc Thesis, Miami University.

Fayon, A.K., Whitney, D.L., Teyssier, C., Garver, J.I. and Dilek, Y., 2001. Effects of plate convergence obliquity on timing and mechanisms of exhumation of a mid-crustal terrain, the Central Anatolian Crystalline Complex. *Earth and Planetary Science Letters*, *192*(2), pp.191-205.

Fedo, C.M., Wayne Nesbitt, H. 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*(10), pp.921-924.

Fitton, J.G., James, D. and Leeman, W.P., 1991. Basic magmatism associated with late Cenozoic extension in the western United States: Compositional variations in space and time. *Journal of geophysical Research: Solid earth*, *96*(B8), pp.13693-13711.

Floyd, P.A., Göncüoğlu, M.C., Winchester, J.A. and Yaliniz, M.K., 2000. Geochemical character and tectonic environment of Neotethyan ophiolitic fragments and metabasites in the Central

Anatolian Crystalline Complex, Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, *173*(1), pp.183-202.

Friedmann, S.J. and Burbank, D.W., 1995. Rift basins and supradetachment basins: Intracontinental extensional end-members. *Basin Research*, *7*(2), pp.109-127.

Frostick, L.E. and Steel, R.J., 1993. Tectonic signatures in sedimentary basin fills. *Tectonic Controls in Sedimentary Successions. IAS Special Publication, 20*, pp.1-9.

Garzanti, E., 2019. Petrographic classification of sand and sandstone. *Earth-Science Reviews*, *192*, pp.545-563.

Gautier, P., Bozkurt, E., Bosse, V., Hallot, E. and Dirik, K., 2008. Coeval extensional shearing and lateral underflow during Late Cretaceous core complex development in the Niğde Massif, Central Anatolia, Turkey. *Tectonics*, *27*(1).

Gautier, P., Bozkurt, E., Hallot, E. and Dirik, K., 2002. Dating the exhumation of a metamorphic dome: geological evidence for pre-Eocene unroofing of the Nigde Massif (Central Anatolia, Turkey). *Geological Magazine*, *139*(5), pp.559-576.

Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *155*(3-4), pp.211-238.

Genç, S.C. and Yilmaz, Y., 1997. An example of post-collisional magmatism in northwestern Anatolia: the Kızderbent volcanics (Armutlu peninsula, Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, *6*(1), pp.33-42.

Gill, R., 2011. *Igneous rocks and processes: a practical guide*. John Wiley & Sons.

Göncüoğlu, M.C., 1986. Geochronological data from the southern part (Niğde area) of the Central Anatolian Massif. *Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA) Bulletin*, *105*(106), pp.111-124.

Göncüoğlu, M.C., Köksal, S. and Floyd, P.A., 1997. Post-Collisional A-Type Magmatism in the Central Anatolian Crystalline Complex: Petrology of the İğdiş Dağı Intrusives (Avanos, Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, *6*(2), pp.65-76.

Göncüoglu, M.C., Toprak, V., Kuscu, I., Erler, A. and Olgun, E., 1991. Geochemical characteristics of granitoids along the western margin of the Central Anatolian Crystalline Complex and their implications. *Geol. J*, *28*, pp.371-382.

Göncüoglu, M.C., Yalınız, M.K. and Tekin, U.K., 2006. Geochemistry, tectono-magmatic discrimination and radiolarian ages of basic extrusives within the Izmir-Ankara Suture Belt (NW Turkey): time constraints for the Neotethyan evolution. *Ofioliti*, *31*(1), pp.25-38.

Gorsel, J.V., 1988. Biostratigraphy in Indonesia: Methods, Pitfalls dan New Directions. In *Proceedings Indonesian Petroleoum Association Seventeenth Annual Convention, Indonesia, hlm* (pp. 275-300).

Görücü,Z., 2011. *Ulukişla(Niğde) güney kesimlerindeki tersiyer evaporitik çökellerinin sedimentolojisi ve bölgenin paleocoğrafik evrimi.* Doktora tezi, İstanbul Üniversitesi.

Görür, N., Oktay, F.Y., Seymen, I. and Şengör, A.M.C., 1984. Palaeotectonic evolution of the Tuzgölü basin complex, Central Turkey: sedimentary record of a Neo-Tethyan closure. *Geological Society, London, Special Publications*, *17*(1), pp.467-482.

Görür, N., Tüysüz, O. and Celal Şengör, A.M., 1998. Tectonic evolution of the central Anatolian basins. *International Geology Review*, *40*(9), pp.831-850.

Graver, J.I. and Royce, P.R., 1993. Chromium and nickel in shale of the foreland deposits of the Ordovician Taconic orogeny using shales as a provenance indicator for the ultramafic rocks. In *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.* (Vol. 25, p. 17).

Grosch, E. G., Bisnath, A., Frimmel, H. E., & Board, W. S.,2007. Geochemistry and tectonic setting of mafic rocks in western Dronning Maud Land, East Antarctica: implications for the geodynamic evolution of the Proterozoic Maud Belt. *Journal of the Geological Society*, *164*(2), 465-475.

Gül, M.A., Çuhadar, Ö., Öztaş, Y., Alkan, H. and Efeçınar, T., 1984. Bolkardağı-Belemedik yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları. *TPAO Raporu*, (1972), p.159.

Gülmez, F., Genç, Ş.C., Keskin, M. and Tüysüz, O., 2013. A post-collision slab-breakoff model for the orgin of the Middle Eocene magmatic rocks of the Armutlu–Almacık belt, NW Turkey and

its regional implications. *Geological Society, London, Special Publications*, *372*(1), pp.107-139.

Gündogan, I., Önal, M. and Depçi, T., 2005. Sedimentology, petrography and diagenesis of Eocene–Oligocene evaporites: the Tuzhisar Formation, SW Sivas Basin, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, *25*(5), pp.791-803.

Guo, F., Fan, W.M., Li, X.Y. and Li, C.W., 2007. Geochemistry of Mesozoic mafic volcanic rocks from the Yanshan belt in the northern margin of the North China Block: relations with post-collisional lithospheric extension. *Geological Society, London, Special Publications*, *280*(1), pp.101-129.

Gürbüz, E., 2016. *Ulukışla havzasının geç senozoyik evrimi*. Doktora tezi, Aksaray üniversitesi.

Gürbüz, E., Seyitoğlu, G. and Güney, A., 2020. Late Cenozoic tectono-sedimentary evolution of the Ulukışla Basin: progressive basin development in south-central Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, *109*(1), pp.345-371.

Gürel, A. and Kadir, S., 2010. Palaeoenvironmental approach to the geology, mineralogy and geochemistry of an Early Miocene alluvial-fan to cyclic shallow-lacustrine depositional system in the Aktoprak Basin (central Anatolia), Turkey. *Clay minerals*, *45*(1), pp.51-75.

Gürel, A., 2008. Sedimentological and mineralogical investigation of the Late Miocene successions of Aktoprak Basin (central Turkey): implications for sediment source and paleoclimates. *Clays and Clay Minerals*, *56*(6), pp.660-676.

Gürer, D., Plunder, A., Kirst, F., Corfu, F., Schmid, S.M. and van Hinsbergen, D.J., 2018. A long-lived Late Cretaceous–early Eocene extensional province in Anatolia? Structural evidence from the Ivriz Detachment, southern central Turkey. *Earth and Planetary Science Letters*, *481*, pp.111-124.

Gürer, D., van Hinsbergen, D.J., Matenco, L., Corfu, F. and Cascella, A., 2016. Kinematics of a former oceanic plate of the Neotethys revealed by deformation in the Ulukışla basin (Turkey). *Tectonics*, *35*(10), pp.2385-2416.

Gürer, M.M., 2017. *Subduction evolution in the Anatolian region: the rise, demise, and fate of the Anadolu Plate* (Doctoral dissertation, University Utrecht).

Gürer, Ö.F. and Aldanmaz, E., 2002. Origin of the Upper Cretaceous–Tertiary sedimentary basins within the Tauride–Anatolide platform in Turkey. *Geological Magazine*, *139*(2), pp.191-197.

Gürer, Ö.F. and Gürer, A., 1999. Development of evaporites and the counterclockwise rotation of Anatolia, Turkey. *International Geology Review*, *41*(7), pp.607-622.

Hässig, M., 2014. *Processus d'obduction: quelle ampleur, quelle durée, quelle (s) cause (s)? Le cas de la branche nord de la Néotéthys en Anatolie et Petit Caucase (Turquie, Arménie)* (Doctoral dissertation, Université Nice Sophia Antipolis).

Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Hergt, J.M. and McDermott, F., 1993. Mantle and slab contribution in arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *21*, pp.175-204.

Hawkins, J. W., 2003. Geology of supra-subduction zones: Implications for the origin of ophiolites. *Ophiolite concept and the evolution of geological thought*, *373*, 227-268.

Hayashi, K.I., 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*(19), pp.4115-4137.

Hayward, B.W., 1981. Sherbornina (Foraminiferida) in New Zealand (Oligocene to early Miocene). *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, *24*(1), pp.121-125.

Hearn Jr, B.C., Donnelly-Nolan, J.M. and Goff, F.E., 1981. The Clear Lake volcanics: Tectonic setting and magma sources. In *Research in the Geysers-Clear Lake Geothermal Area, Northern California* (Vol. 1141, pp. 25-45). US Government Printing Office.

Henriksen, S., Roberts, D. and Pedersen, P.Å., 2018. Turbidite and conglomerate successions in an Ordovician back-arc basin, Mid-Norwegian Caledonides: a result of long-term staging followed by catastrophic release of sediments. *Norwegian Journal of Geology*, *98*, pp.141-164.

Hibbard, M.J., 1981. The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *76*(2), pp.158-170.

Higgins, M., Schoenbohm, L.M., Brocard, G., Kaymakci, N., Gosse, J.C. and Cosca, M.A., 2015. New kinematic and geochronologic evidence for the Quaternary evolution of the Central Anatolian fault zone (CAFZ). *Tectonics*, *34*(10), pp.2118-2141.

Hollocher, K., Robinson, P., Walsh, E. and Roberts, D., 2012. Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Støren Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, Western Gneiss Region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings. *American Journal of Science*, *312*(4), pp.357-416.

Idleman, L., Cosca, M.A., Heizler, M.T., Thomson, S.N., Teyssier, C. and Whitney, D.L., 2014. Tectonic burial and exhumation cycles tracked by muscovite and K-feldspar 40Ar/39Ar thermochronology in a strike-slip fault zone, central Turkey. *Tectonophysics*, *612*, pp.134-146.

Ineson, J.R., 1989. Coarse-grained submarine fan and slope apron deposits in a Cretaceous back-arc basin, Antarctica. *Sedimentology*, *36*(5), pp.793-819.

Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, *8*(5), pp.523-548.

Işler, F., 1988. Ciftehan (Nidge) volkanitlerinin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelemesi. *Türkiye jeoloji bülteni*, *31*(2), pp.29-36.

Jaffey, N. and Robertson, A., 2005. Non-marine sedimentation associated with Oligocene-Recent exhumation and uplift of the Central Taurus Mountains, S Turkey. *Sedimentary Geology*, *173*(1-4), pp.53-89.

Jaffey, N. and Robertson, A.H., 2001. New sedimentological and structural data from the Ecemiş Fault Zone, southern Turkey: implications for its timing and offset and the Cenozoic tectonic escape of Anatolia. *Journal of the Geological Society*, *158*(2), pp.367-378.

Janbu, N.E., 2004. *Tectonic control on turbiditic sedimentation: The Late Cretaceous-Eocene successions in the Sinop-Boyabat Basin of north-central Turkey.* PhD dissertation, University of Bergen.

Kadioğlu, Y.K. and Dilek, Y., 2010. Structure and geochemistry of the adakitic Horoz granitoid, Bolkar Mountains, south-central Turkey, and its tectonomagmatic evolution. *International Geology Review*, *52*(4-6), pp.505-535.

Kadioglu, Y.K., Dilek, Y., Foland, K.A. and Pavlides, S., 2006. Slab break-off and syncollisional origin of the Late Cretaceous magmatism in the Central Anatolian crystalline complex, Turkey. *Special Papers-Geological Society of America*, *409*, p.381.

Karaoğlan, F., 2016. Tracking the uplift of the Bolkar Mountains (south-central Turkey): evidence from apatite fission track thermochronology. *Turkish Journal of Earth Sciences*, *25*(1), pp.64-80.

Kaymakci, N., Inceöz, M., Ertepinar, P. and Koç, A., 2010. Late Cretaceous to recent kinematics of SE Anatolia (Turkey). *Geological Society, London, Special Publications*, *340*(1), pp.409-435.

Kazmin, V.G. and Tikhonova, N.F., 2006. Evolution of Early Mesozoic back-arc basins in the Black Sea-Caucasus segment of a Tethyan active margin. *Geological Society, London, Special Publications*, *260*(1), pp.179-200.

Keskin, M., Genç, Ş.C. and Tüysüz, O., 2008. Petrology and geochemistry of post-collisional Middle Eocene volcanic units in North-Central Turkey: evidence for magma generation by slab breakoff following the closure of the Northern Neotethys Ocean. *Lithos*, *104*(1-4), pp.267-305.

Keskin, M., Sharkov, E.V., Lebedev, V.A., Chugaev, A.V., Oyan, V., Genc, S.C., Unal, E. and Aysal, N., 2012, April. Miocene to Recent Magmatism and Geodynamics of Eastern Turkey. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (p. 12748).

Keskin, Ş., 2011. Geochemistry of Çamardı Formation sediments, central Anatolia (Turkey): implication of source area weathering, provenance, and tectonic setting. *Geosciences Journal*, *15*(2), pp.185-195.

Keskin, Ş., Şener, M., Şener, M.F. and Öztürk, M.Z., 2017. Depositional environment characteristics of Ulukışla Evaporites, Central Anatolia, Turkey. *Carbonates and Evaporites*, *32*(2), pp.231-241.

Ketin, İ. and Akarsu, I., 1965. Ulukışla Tersiyer Havzasının jeolojik etüdü hakkında rapor. *TPAO Rapor*, *339*, pp.12-20.

Klein, G.D., 1991. Geodynamic and geochemical aspects of sedimentary basin classification. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, *13*(1), pp.1-11.

Kocak, K. and Zedef, V., 2016. Interaction of the lithospheric mantle and crustal melts for the generation of the Horoz pluton (Nigde, Turkey): whole-rock geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic evidence. *Estonian Journal of Earth Sciences*, *65*(3), p.138.

Koçyiğit, A. and Beyhan, A., 1998. A new intracontinental transcurrent structure: the Central Anatolian Fault Zone, Turkey. *Tectonophysics*, *284*(3-4), pp.317-336.

Köksal, S., Romer, R.L., Göncüoglu, M.C. and Toksoy-Köksal, F., 2004. Timing of post-collisional H-type to A-type granitic magmatism: U–Pb titanite ages from the Alpine central Anatolian granitoids (Turkey). *International Journal of Earth Sciences*, *93*(6), pp.974-989.

Kurt, H., Kocak, K., Asan, K. and Karakaş, M., 2013. Petrogenesis of the Üçkapılı granitoid and its mafic enclaves in Elmalı area (Niğde, Central Anatolia, Turkey). *Acta Geologica Sinica*, *87*(3), pp.738-748.

Kuscu, I., Kuscu, G.G., Tosdal, R.M., Ulrich, T.D. and Friedman, R., 2010. Magmatism in the southeastern Anatolian orogenic belt: transition from arc to post-collisional setting in an evolving orogen. *Geological Society, London, Special Publications*, *340*(1), pp.437-460.

Kuşcu,I ., Erler,A. and Göncüoglu, M.C.,1993.Geology of the Çamardi (Niğde Turkey) Region. Yerbilimlerm Geosound, 23 (1), pp.1-16.

Kusznir, N.J., Roberts, A.M. and Morley, C.K., 1995. Forward and reverse modelling of rift basin formation. *Geological Society, London, Special Publications*, *80*(1), pp.33-56.

Kuzucuoğlu, C., 2019. The physical geography of Turkey: an outline. In *Landscapes and Landforms of Turkey* (pp. 7-15). Springer, Cham.

Leeder, M.R. and Gawthorpe, R.L., 1987. Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. *Geological Society, London, Special Publications*, *28*(1), pp.139-152.

Lefebvre, C., 2011. *The tectonics of the Central Anatolian Crystalline Complex: a structural, metamorphic and paleomagnetic study. Utrecht University* (Doctoral dissertation, Thesis, 139 p).

Legeay, É., 2017. *Géodynamique du bassin de Sivas (Turquie): de la fermeture d'un domaine océanique à la mise en place d'un avant-pays salifère* (Doctoral dissertation, Pau).

Li, T., Chen, J., Thompson, J.A., Burbank, D.W. and Yang, X., 2015. Active flexural-slip faulting: A study from the Pamir-Tian Shan convergent zone, NW China. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *120*(6), pp.4359-4378.

Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of sedimentary research*, *52*(1), pp.279-297

Mack, G.H., 1984. Exceptions to the relationship between plate tectonics and sandstone composition. *Journal of Sedimentary Research*, *54*(1), pp.212-220.

Maffione, M., van Hinsbergen, D.J., de Gelder, G.I., van der Goes, F.C. and Morris, A., 2017. Kinematics of Late Cretaceous subduction initiation in the Neo-Tethys Ocean reconstructed from ophiolites of Turkey, Cyprus, and Syria. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *122*(5), pp.3953-3976.

Martins, P.L.G., Toledo, C.L.B., Silva, A.M., Chemale Jr, F., Santos, J.O.S. and Assis, L.M., 2017. Neoarchean magmatism in the southeastern Amazonian Craton, Brazil: Petrography, geochemistry and tectonic significance of basalts from the Carajás Basin. *Precambrian Research*, *302*, pp.340-357.

Martinsen, O.J., Lien, T., Walker, R.G. and Collinson, J.D., 2003. Facies and sequential organisation of a mudstone-dominated slope and basin floor succession: the Gull Island Formation, Shannon Basin, Western Ireland. *Marine and Petroleum Geology*, *20*(6-8), pp.789-807.

McBride, E.F., 1963. A classification of common sandstones. J. Sediment. Petrol. 33, 664–669.

McLennan, S., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. *Rev. Mineral.*, *21*, pp.116-200.

McLennan, S.M., 1993. Weathering and global denudation. *The Journal of Geology*, *101*(2), pp.295-303.

McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T. and Maynard, J.B., 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et cosmochimica acta*, *54*(7), pp.2015-2050.

Meijers, M.J., Strauss, B.E., Özkaptan, M., Feinberg, J.M., Mulch, A., Whitney, D.L. and Kaymakçı, N., 2016. Age and paleoenvironmental reconstruction of partially remagnetized lacustrine sedimentary rocks (Oligocene Aktoprak basin, central Anatolia, Turkey). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *17*(3), pp.914-939.

Menant, A., Jolivet, L. and Vrielynck, B., 2016. Kinematic reconstructions and magmatic evolution illuminating crustal and mantle dynamics of the eastern Mediterranean region since the late Cretaceous. *Tectonophysics*, *675*, pp.103-140.

Meschede, M., 1986. A Method of Discrimination between Different Types of Mid-Ocean Ridge Basalts and Continental Tholeiites with the Nb-Zr-Y Diagram. *Chemical Geology*, 56, 207-218.

Miall, A.D., 2000. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. 3rd Edition, Springer-Verlag, Berlin.

Middlemost, E.A., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-science reviews*, *37*(3-4), pp.215-224.

Mikes, T., Dunkl, I., Frisch, W. and von Eynatten, H., 2006. Geochemistry of Eocene flysch sandstones in the NW External Dinarides. *Acta Geologica Hungarica*, *49*(2), pp.103-124.

Mullins, H.T. and Cook, H.E., 1986. Carbonate apron models: alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration. *Sedimentary geology*, *48*(1-2), pp.37-79.

Mullins, H.T., Heath, K.C., Van Buren, H.M. and Newton, C.R., 1984. Anatomy of a modern open-ocean carbonate slope: Northern Little Bahama Bank. *Sedimentology*, *31*(2), pp.141-168.

Mutti, E. and Lucchi, F.R., 1975. *Turbidite facies and facies associations*. Verlag nicht ermittelbar.

Mutti, E., 1992. *Turbidite sandstones*. AGIP, Istituto di geologia, Università di Parma.

Nairn, S.P., 2011. *Testing alternative models of continental collision in Central Turkey by a study of the sedimentology, provenance and tectonic setting of Late Cretaceous–Early Cenozoic syn-tectonic sedimentary basins*. PhD thesis, University of Edinburgh.

Nazik, A. and Gökçen, N., 1989. Stratigraphical interpretation of the Ulukışla Tertiary sequences by ostracodes and foraminifers. *Geological Bulletin of Turkey*, *32*, pp.89-99.

Nelson, C.H., Maldonado, A., Barber, J.H. and Alonso, B., 1991. Modern sand-rich and mud-rich siliciclastic aprons: alternative base-of-slope turbidite systems to submarine fans. In *Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems* (pp. 171-190). Springer, New York, NY.

Nesbitt, H. and Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *nature*, *299*(5885), pp.715-717.

Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et cosmochimica acta*, *48*(7), pp.1523-1534.

Nichols, G., 2009. *Sedimentology and stratigraphy*. John Wiley & Sons.

Nikishin, A.M., Ziegler, P.A., Stephenson, R.A., Cloetingh, S.A.P.L., Furne, A.V., Fokin, P.A., Ershov, A.V., Bolotov, S.N., Korotaev, M.V., Alekseev, A.S. and Gorbachev, V.I., 1996. Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution. *Tectonophysics*, *268*(1-4), pp.23-63.

Normark, W.R. and Piper, D.J., 1991. Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record.

Normark, W.R., 1978. Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments. *AAPG Bulletin*, *62*(6), pp.912-931.

Okay, A.I. and Tüysüz, O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, *156*(1), pp.475-515.

Oktay, F.Y., 1982, Ulukışla ve cevresinin stratigrafisi ve jeolojik evrimi: *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, v. 25, p. 1-23 (in Turkish).

Özgül, N., 1976. Some geological aspects of the Taurus orogenic belt (Turkey). *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, *19*, pp.65-78.

Özgül, N., 1984. Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides. In *Geology of the Taurus belt. International symposium* (pp. 77-90).

Özgül, N., 1997. Stratigraphy of the tectono-stratigraphic units in the region Bozkır–Hadim–Taşkent (northern central Taurides). *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, *119*, pp.113-174.

Özözlü, A.M., 2019. *Ulukışla (Niğde) havzasındaki Esendemir tepe skarn ve Horoz skarn mineralizasyonlarının karşılaştırmalı incelemesi* (Master's thesis, Fen Bilimleri Enstitüsü)

Parlak, O., 2000. Geochemistry and significance of mafic dyke swarms in the Pozantı-Karsantı ophiolite (southern Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, *9*(1), pp.29-38.

Parlak, O., 2016. The tauride ophiolites of Anatolia (Turkey): A review. *Journal of Earth Science*, *27*(6), pp.901-934.

Parlak, O., Karaoğlan, F., Rızaoğlu, T., Klötzli, U., Koller, F. and Billor, Z., 2013. U–Pb and 40Ar–39Ar geochronology of the ophiolites and granitoids from the Tauride belt: implications for the evolution of the Inner Tauride suture. *Journal of Geodynamics*, *65*, pp.22-37.

Parlar, Ş., Eren, Y. and Demircioğlu, R., 2007. Ulukışla havzası kuzeyinde (Çamardı-Niğde) KD-GB gidişli Kavaklıgöl bindirmesinin paleontolojik ve yapısal verileri. *Selçuk Üniversitesi Mühendislik, Bilim ve Teknoloji Dergisi*, *22*(1), pp.59-72.

Pearce, J.A. and Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to mineralogy and petrology*, *69*(1), pp.33-47.

Pearce, J.A. and Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual review of Earth and planetary sciences*, *23*, pp.251-286.

Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active Continental magams. *Continental basalts and mantle xenoliths*, *1983*, pp.230-249.

Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, *100*(1-4), pp.14-48.

Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*, *58*(1), pp.63-81.

Pichat, A., 2017. *Dynamique des systèmes évaporitiques d'un bassin d'avant-pays salifère et processus diagénétiques associés au contexte halocinétique: exemple du bassin de Sivas en Turquie* (Doctoral dissertation, Pau).

Pickering, K., Stow, D., Watson, M. and Hiscott, R., 1986. Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth-Science Reviews*, *23*(2), pp.75-174.

Pickering, K.T., Hiscott, R.N. and Hein, F.J., 1989. *Deep-marine environments: clastic sedimentation and tectonics.* Unwin Hyman, London.

Plank, T. and Langmuir, C.H., 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical geology*, *145*(3-4), pp.325-394.

Pourteau, A., Candan, O. and Oberhänsli, R., 2010. High-pressure metasediments in central Turkey: Constraints on the Neotethyan closure history. *Tectonics*, *29*(5).

Racey, A., 2001. A review of Eocene nummulite accumulations: structure, formation and reservoir potential. *Journal of petroleum geology*, *24*(1), pp.79-100.

Radwany, M., Whitney, D.L., Brocard, G., Umhoefer, P.J. and Teyssier, C., 2017. Ophiolite gabbro from source to sink: A record of tectonic and surface processes in Central Anatolia. *Geosphere*, *13*(5), pp.1329-1358.

Ravnas, R. and Steel, R.J., 1998. Architecture of marine rift-basin successions (vol 82, pg 141, 1998). *AAPG Bulletin*, *82*(8), pp.1626-1626.

Reading, H.G. and Richards, M., 1994. Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *AAPG bulletin*, *78*(5), pp.792-822.

Reading, H.G., 1996. Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy, 3rd ed. *Blackwell Scientific Publishing*,Oxford, UK.

Robertson, A.H., Parlak, O. and Ustaömer, T., 2009. Melange genesis and ophiolite emplacement related to subduction of the northern margin of the Tauride–Anatolide continent, central and western Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, *311*(1), pp.9-66.

Robertson, A.H., Parlak, O. and Ustaömer, T., 2012. Overview of the Palaeozoic–Neogene evolution of neotethys in the Eastern Mediterranean region (southern turkey, cyprus, Syria). *Petroleum Geoscience*, *18*(4), pp.381-404.

Robertson, A.H., Parlak, O., Kinnaird, T.C., Taslı, K. and Dumitrica, P., 2020. Cambrian-Eocene pre-rift, pulsed rift, passive margin and emplacement processes along the northern margin of the Southern Neotethys: evidence from the Antalya Complex in the Alanya Window (S Turkey). *Journal of Asian Earth Sciences: X*, *3*, p.100026.

Robertson, A.H.F. and Dixon, J.E., 1984. Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*, *17*(1), pp.1-74.

Rollinson, H.R., 1993. *Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical, Wiley, New York, 352.

Royden, L. and Faccenna, C., 2018. Subduction orogeny and the Late Cenozoic evolution of the Mediterranean Arcs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *46*, pp.261-289.

Rudnick, R.L., Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. In: Holland, H.D.,Turekian, K.K. (Eds.), Treatise on Geochemistry vol. 3. Elsevier-Pergamon, Oxford, pp. 1–64.

Sarg, J.R., 1988. Carbonate Sequence Stratigraphy and Controls on Carbonate Platform Development--Case Study from Permian of West Texas-New Mexico. *AAPG Bulletin*, *72*(12), pp.1522-1522.

Sarıfakıoğlu, E., Dilek, Y. and Winchester, J.A., 2013. Late Cretaceous subduction initiation and Palaeocene–Eocene slab breakoff magmatism in south-central Anatolia, Turkey. *International Geology Review*, *55*(1), pp.66-87.

Schandl, E.S. and Gorton, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic geology*, *97*(3), pp.629-642.

Schneider, J.L., 2000. 9. Volcaniclastic sedimentation in submarine settings: products and processes. *Volcaniclastic rocks, from magmas to sediments*, p.175.

Şengör, A.C. and Yilmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, *75*(3-4), pp.181-241.

Şengor, A.C., 1984. The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. *Geological Society of America Special Paper*, *195*, p.82.

Seyitoğlu, G., IŞIK, V., Gürbüz, E. and Gürbüz, A., 2017. The discovery of a low-angle normal fault in the Taurus Mountains: the İvriz detachment and implications concerning the Cenozoic geology of southern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, *26*(3), pp.189-205.

Seymen, I., 1984. Kırsehir metamorfitlerinin jeolojik evrimi: Ketin Simpozyumu. *Türkiye Jeoloji Kurumu Yayını*, pp.133-148.

Shanmugam, G. and Moiola, R.J., 1988. Submarine fans: characteristics, models, classification, and reservoir potential. *Earth-Science Reviews*, *24*(6), pp.383-428.

Shanmugam, G., 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s—1990s): deep-water processes and facies models—a critical perspective. *Marine and petroleum Geology*, *17*(2), pp.285-342.

Sınacı, M. and Toker, V., 2009. Nannoplankton biostratigraphy of the Selendian-Ipresian Güney Formation (Ulukışla Basin) and sea-water temperature changes in this period [en]. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, *139*(139), pp.17-31.

Şişman, N., Şenocak, M.H., Dilek, S. and Yazgaç, M., 1981. Bolkardağ yöresinin jeolojisi ve maden yatakları. *MTA Genel Müdürlüğü, Rapor*, (7202).

Sonel, N., Demirel, İ.H., Sarı, A. and Büyükutku, A.G., 2009. Petrography, provenance, and reservoir characteristics of the Upper Cretaceous to Middle-Upper Eocene sandstones in the Ereğli-UlukışlaBasin, Turkey. *Petroleum science and technology*, *27*(6), pp.543-556.

Spikings, R. and Simpson, G., 2014. Rock uplift and exhumation of continental margins by the collision, accretion, and subduction of buoyant and topographically prominent oceanic crust. *Tectonics*, *33*(5), pp.635-655.

Stow, D.A. and Mayall, M., 2000. Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology*, *17*(2), pp.125-135.

Stow, D.A., 1985. Fine-grained sediments in deep water: An overview of processes and facies models. *Geo-Marine Letters*, *5*(1), pp.17-23.

stratigraphy in interpretation procedure, in A.W.Bally, (ed.), Atlas of Seismic Stratigraphy, *AAPG Studies in Geology, 27*, 1-10.

Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, *42*(1), pp.313-345.

Surlyk, F., 1989. Mid-Mesozoic syn-rift turbidite systems: controls and predictions. In *Correlation in hydrocarbon exploration* (pp. 231-241). Springer, Dordrecht.

Sünger, A., Akyıldız, M. and Nurlu, N., 2022. Significance of the Felsic Sub-Volcanics in Development of Related Au-Ag Deposits at Maden Village (Bolkar Mountain Region), South Turkey: Constraints from Whole-Rock Geochemistry, Geochronology and Pb-S Isotopes. *Geotectonics*.

Tanner, P.G., 1989. The flexural-slip mechanism. *Journal of Structural Geology*, *11*(6), pp.635-655.

Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford.

Tekin, E., 2001. Stratigraphy, geochemistry and depositional environment of the celestine-bearing gypsiferous formations of the Tertiary Ulaş-Sivas Basin, East-Central Anatolia (Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, *10*(1), pp.35-49.

Totten, M.W., Hanan, M.A. and Weaver, B.L., 2000. Beyond whole-rock geochemistry of shales: The importance of assessing mineralogic controls for revealing tectonic discriminants of multiple sediment sources for the Ouachita Mountain flysch deposits. *Geological Society of America Bulletin*, *112*(7), pp.1012-1022.

Tucker, M.E. ed., 2001. *Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. John Wiley & Sons.

Turner, S., Hawkesworth, C., Liu, J., Rogers, N., Kelley, S. and Van Calsteren, P., 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks. *Nature*, *364*(6432), pp.50-54.

Turner, S.P., Platt, J.P., George, R.M.M., Kelley, S.P., Pearson, D.G. and Nowell, G.M., 1999. Magmatism associated with orogenic collapse of the Betic–Alboran domain, SE Spain. *Journal of Petrology*, *40*(6), pp.1011-1036.

Ulu, Ü., 2009. MTA Genel Müdürlüğü, 1: 100 000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Karaman-M32 Paftası, No: 127. *Ankara, Turkey: MTA Jeoloji Etütleri Dairesi (in Turkish)*.

Ulu, Ü., Bulduk, A.K., Ekmekçi, E., Karakaş, M., Öcal, H., Arbas, A., Saçlı, L., Taşkıran, A., Adır, M., Sözeri, Ş. and Karabıyıkoğlu, M., 1994. İnlice-Akkise ve Cihanbeyli-Karapınar Alanının Jeolojisi. *General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA) Report 9720*, p.219.

Umhoefer, P.J., Thomson, S.N., Lefebvre, C., Cosca, M.A., Teyssier, C. and Whitney, D.L., 2020. Cenozoic tectonic evolution of the Ecemiş fault zone and adjacent basins, central Anatolia, Turkey, during the transition from Arabia-Eurasia collision to escape tectonics. *Geosphere*, *16*(6), pp.1358-1384.

Umhoefer, P.J., Whitney, D.L., Teyssier, C., Fayon, A.K., Casale, G. and Heizler, M.T., 2007. Yo-yo tectonics in a wrench zone, Central Anatolian fault zone, Turkey. *Special Papers-Geological Society OF America*, *434*, p.35.

Uygun, A., Yaşar M., Erkan, M.C, Baş, H., Çelik, E., Aygün, M., Bilgiç, T., Kayakıran, S. ve Ayok, F., 1982. Tuzgölü Havzası projesi. Cilt 2. MTA Raporu (Unpublished).

Vail, P.R., 1987. Seismic stratigraphic interpretation using sequence stratigraphy, Part 1: Seismic

Van Hinsbergen, D.J., Maffione, M., Plunder, A., Kaymakcı, N., Ganerød, M., Hendriks, B.W., Corfu, F., Gürer, D., de Gelder, G.I., Peters, K. and McPhee, P.J., 2016. Tectonic evolution and paleogeography of the Kırşehir Block and the Central Anatolian Ophiolites, Turkey. *Tectonics*, *35*(4), pp.983-1014.

Verma, S.P. and Armstrong-Altrin, J.S., 2013. New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins. *Chemical Geology*, *355*, pp.117-133.

Vetti, V.V. and Fossen, H., 2012. Origin of contrasting Devonian supradetachment basin types in the Scandinavian Caledonides. *Geology*, *40*(6), pp.571-574.

Von Gruenewaldt, G. and Harmer, R.E., 1992. Tectonic setting of Proterozoic layered intrusions with special reference to the Bushveld Complex. In *Developments in Precambrian Geology* (Vol. 10, pp. 181-213). Elsevier.

Wagreich, M., 2003. A slope-apron succession filling a piggyback basin: the Tannheim and Losenstein Formations (Aptian–Cenomanian) of the eastern part of the Northern Calcareous Alps (Austria). *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, *93*(2000), pp.31-54.

Waichel, B.L., de Lima, E.F., Nardi, L.V.S. and Sommer, C.A., 2000. The alkaline post-collisional volcanism of the Campo Alegre Basin, southern Brazil: petrogenetic aspects. *Brazilian Journal of Geology*, *30*(3), pp.393-396.

Walker, R., 1976. Facies Models 2. Turbidites and associated coarse clastic deposits. *Geoscience Canada*, *3*(1), pp.25-36.

Walker, R.G., 1978. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *AAPG Bulletin*, *62*(6), pp.932-966.

Wang, Y., Zhang, A., Fan, W., Peng, T., Zhang, F., Zhang, Y. and Bi, X., 2010. Petrogenesis of late Triassic post-collisional basaltic rocks of the Lancangjiang tectonic zone, southwest China, and tectonic implications for the evolution of the eastern Paleotethys: geochronological and geochemical constraints. *Lithos*, *120*(3-4), pp.529-546.

Weltje, G.J., 2006. Ternary sandstone composition and provenance: an evaluation of the 'Dickinson model'. *Geological Society, London, Special Publications*, *264*(1), pp.79-99.

Westaway, R., 1999. Comment on "A new intracontinental transcurrent structure: the Central Anatolian Fault Zone, Turkey" by A. Koçyiğit and A. Beyhan. *Tectonophysics*, *314*(4), pp.469-479.

Whitney, D.L. and Dilek, Y., 1997. Core complex development in central Anatolia, Turkey. *Geology*, *25*(11), pp.1023-1026.

Whitney, D.L. and Dilek, Y., 1998. Metamorphism during Alpine crustal thickening and extension in Central Anatolia, Turkey: The Niğde metamorphic core complex. *Journal of Petrology*, *39*(7), pp.1385-1403.

Whitney, D.L. and Dilek, Y., 2000. Andalusite-sillimanite-quartz veins as indicators of low-pressure-high-temperature deformation during late-stage unroofing of a metamorphic core complex, Turkey. *Journal of Metamorphic Geology*, *18*(1), pp.59-66.

Whitney, D.L. and Hamilton, M.A., 2004. Timing of high-grade metamorphism in central Turkey and the assembly of Anatolia. *Journal of the Geological Society*, *161*(5), pp.823-828.

Whitney, D.L., Teyssier, C. and Heizler, M.T., 2007. Gneiss domes, metamorphic core complexes, and wrench zones: Thermal and structural evolution of the Niğde Massif, central Anatolia. *Tectonics*, *26*(5).

Whitney, D.L., Teyssier, C., Dilek, Y. and Fayon, A.K., 2001. Metamorphism of the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey: Influence of orogen-normal collision vs. wrench-dominated tectonics on P–T–t paths. *Journal of Metamorphic Geology*, *19*(4), pp.411-432.

Whitney, D.L., Teyssier, C., Fayon, A.K., Hamilton, M.A. and Heizler, M., 2003. Tectonic controls on metamorphism, partial melting, and intrusion: timing and duration of regional metamorphism and magmatism in the Niğde Massif, Turkey. *Tectonophysics*, *376*(1-2), pp.37-60.

Wilson, J.L., 1975. Carbonate facies in geologic history Springer-Verlag. *New York*, *471*.

Wilson, M.E., 2002. Cenozoic carbonates in Southeast Asia: implications for equatorial carbonate development. *Sedimentary Geology*, *147*(3-4), pp.295-428.

Wilson, M.E., 2002. Cenozoic carbonates in Southeast Asia: implications for equatorial carbonate development. *Sedimentary Geology*, *147*(3-4), pp.295-428.

Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology*, *20*, pp.325-343.

Wood, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and planetary science letters*, *50*(1), pp.11-30.

Wrafter, J.P. and Graham, J.R., 1989. Short Paper: Ophiolitic detritus in the Ordovician sediments of South Mayo, Ireland. *Journal of the Geological Society*, *146*(2), pp.213-215.

Wronkiewicz, D.J. and Condie, K.C., 1987. Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: source-area weathering and provenance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *51*(9), pp.2401-2416.

Wronkiewicz, D.J. and Condie, K.C., 1990. Geochemistry and mineralogy of sediments from the Ventersdorp and Transvaal Supergroups, South Africa: cratonic evolution during the early Proterozoic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *54*(2), pp.343-354.

Wu, M., 2014. *Ages, Geochemistry and Metamorphism of Neoarchean Basement in Shandong Province: Implications for the Evolution of the North China Craton*. Springer.

Yaliniz, M.K., Floyd, P.A. and Göncüoğlu, M.C., 1996. Supra-subduction zone ophiolites of Central Anatolia: geochemical evidence from the Sarikaraman ophiolite, Aksaray, Turkey. *Mineralogical Magazine, 60*(402), pp.697-710.

Yetiş, C., 1978. Çamardı (Niğde) yakın ve uzak dolayının jeoloji incelemesi ve Ecemiş Yarılım Kuşağı'nın Maden Boğazı-Kamışlı arasındaki özellikleri. *İÜ FF Doktora Tezi., 164s. İstanbul*.

Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Karacık, Z. and Altunkaynak, Ş., 2001. Two contrasting magmatic associations of NW Anatolia and their tectonic significance. *Journal of Geodynamics, 31*(3), pp.243-271.

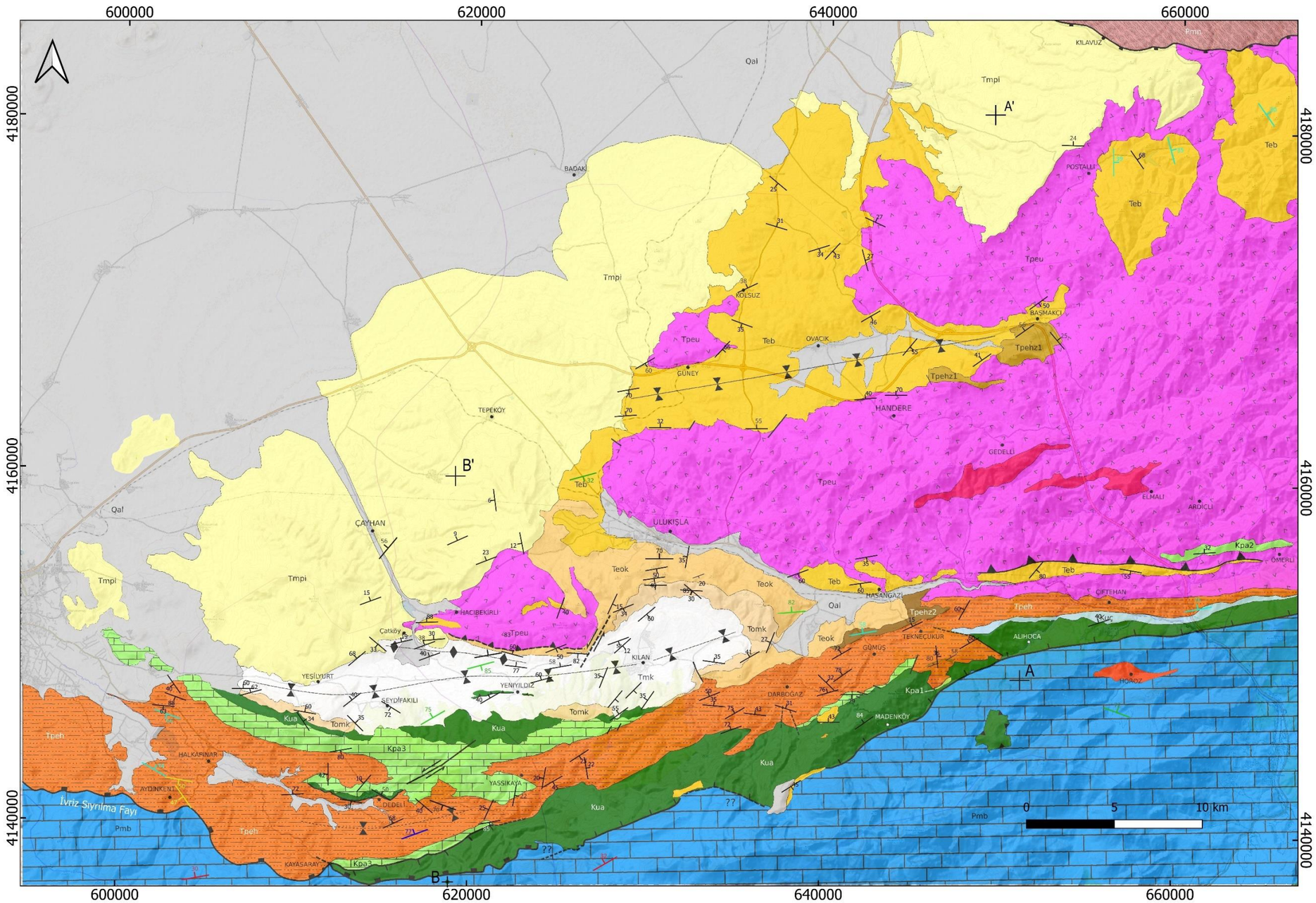
Zanchetta, G., Sulpizio, R. and Di Vito, M.A., 2004. The role of volcanic activity and climate in alluvial fan growth at volcanic areas: an example from southern Campania (Italy). *Sedimentary Geology, 168*(3-4), pp.249-280.

Zorlu, K., İnan, S., Gül, M., İnan, N., Kurt, M.A. and Alpaslan, M., 2011. Geological evolution of the Ulukışla basin (Late Cretaceous-Eocene) Central Anatolia, Turkey. *Yerbilimleri, 32*(2), pp.151-170.

EKLER

EK-1: Ulukışla havzasının jeolojik haritası ve enine kesitleri. Horoz Granitoyid ve Elmalı siyenit (Demirtaşlı vd.1984, Atabey vd.,1990; Engin,2013; Gürer,2017); Niğde masifin güneyindeki sıyrılma fayı (Whitney ve Dilek, 1997 & 1998; Gautier vd.,2002); İvriz Sıyrılma Fayı (Seyitoğlu vd., 2017; Gürer,2017; ve Gürbüz vd., 2020).

ULUKIŞLA HAVZASININ JEOLOJİ HARİTASI
MACH HOUDOU ALIOU MAHAMIDOU, 2022



AÇIKLAMALAR

- Qal — Alüvyon (kuvaterner)
- Tmpi — İnsuyu Fm (Üst Miyosen-Alt Pliyosen): Marn, tüf, kireçtaşı,kumtaşı, çakıltaşı
- Tmk — Kizilöz Fm (Üst orta-Üst Miyosen): Kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı, çakıltaşı.
- Tomk — Kurtulmuştepe Fm (Üst Oligosen-Alt orta Miyosen): Marn ara katkılı kireçtaşı
- Teok — Kabaktepe Fm (Üst Eosen-Alt Oligosen): Jips, Anhidrit
- Teb — Bozbeltepe Fm (Yipresiyen-Priaboniyen): Volkaniklastik türbiditik kumtaşı
- Tpehz2 — Gümüş Kireçtaşı Üyesi
- Tpehz1 — Başmakçi Kireçtaşı Üyesi
  - Hasangazi Fm (Üst Paleosen-Eosen): Mikritik kireçtaşı, kireçtaşı konglomera
- Tpeu — Ulukışla Fm (Üst Paleosen-Eosen): Masif lav akışı, sütunlu lav, yastık lav, spilitik lav
- Tpeh — Halkapınar Fm (Üst Paleosen-Eosen): Türbiditik kumtaşı, silttaşı, çakıltaşı, marn
- Kpa3 — Güneydağı Üyesi (Alt-Üst Paleosen): Mikritik kireçtaşı,breş
- Kpa2 — Ömerli Üyesi (Üst Maastrihtiyen): kumtaşı, silttaşı
- Kpa1 — Kalkankaya Üyesi (Mestrihtiyen-Alt Paleosen): Mikritik kireçtaşı,çakıltaşı,
  - Aktaştepe Fm
- Kuç — Çiftehan Fm.(Üst Kampaniyen Maastrihtiyen): Marnlı pelajik kireçtaşı
- Kua — Alihoca ofiyolitik melanjı (Türoniyen): Serpantinleşmiş peridotitler
- Pmb — Bolkar karbonat Platformu (Paleozoyik-Mesozoyik): Rekristalize dolomitik kireçtaşı, mermer ve kalkşist
- Pmn — Niğde Masifi (Paleozoyik-Mesozoyik): Mermer ve kalkşist
  - Temel birimler

Sokulumlar

- Elmalı siyenit (Alt Eosen)
- Horoz Granitoyid (Alt Eosen)

İŞARETLER

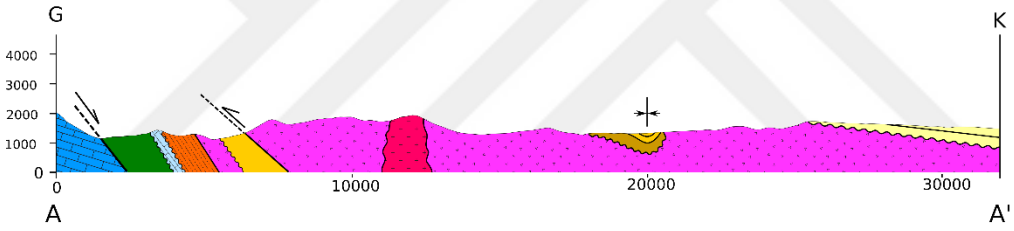
- Fay
- Olası Fay
- Doğrultu atımlı Fay
- Sıyrılma Fayı
- Normal Fay
- Bindirme Fayı
- Senklinal Ekseni
- Antiklinal Ekseni
- Tabaka Doğrultu ve Eğimi
- Uyumsuzluk
- Yerleşim Yer
- Yol

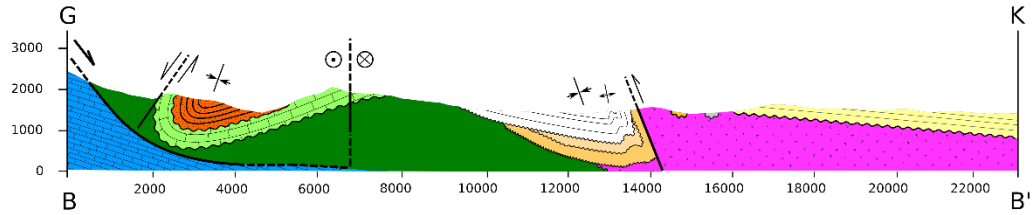
Tabaka doğrultu ve eğimi

- Demirtaşlı vd.(1984)
- Engin (2013)
- Gürbüz (2016)
- Gürer (2017)
- Esirtgen (2022)
- Bu çalışma

ULUKIŞLA HAVZASININ ENİNE KESİTLERİ

Mach houdou ALIOU MAHAMIDOU, 2022





AÇIKLAMALAR

- Qal — kuvaterner ve alüvyon birimler
- Tmpl — İnsuyu Fm (Geç Miyosen-erken Pliyosen)
- Tmk — Kizilöz Fm (Geç orta-geç Miyosen)
- Tomk — Kurtulmuştepe Fm (Geç Oligosen-erken orta Miyosen)
- Tmk — Kabaktepe Fm (Geç Eosen-erken Oligosen)
- Tcb — Bozbeltepe Fm (Yipresiyen-Priaboniyen)
- Tpehs2 — Gümüş Kireçtaşı Üyesi
- Tpehs1 — Başmakçi Kireçtaşı Üyesi

  Hasançazi Fm (Geç Paleosen-Eosen)
- Tpeu — Ulukışla Fm (Geç Paleosen-Eosen)
- Tpeh — Halkapınar Fm (Geç Paleosen-Eosen)
- Kpa3 — Güneydağı Üyesi (Erken Geç Paleosen)
- Kpa2 — Ömerli Üyesi (Geç Maastrihtiyen)
- Kpa1 — Kalkankaya Üyesi (Mestrihtiyen-Erken Paleosen)

  Aktaştepe Fm
- Kuç — Çiftehan Fm (Geç Kampaniyan Maastrihtiyen)
- Kua — Alihoca Ofiyolitik Melanj (Türoniyen)
- Pmb — Bolkar karbonat Platformu (Paleozoyik-Mezozoyik)
- Pmn — Niğde Masifi (Paleozoyik-Mezozoyik)

  Temel birimler

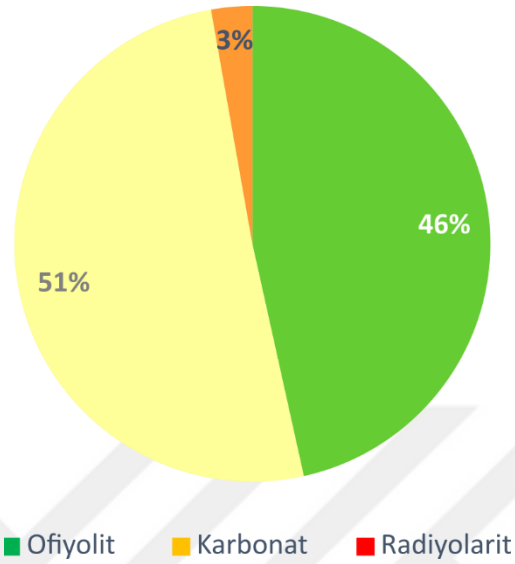
Sokulumlar

- Elmalı (ve Gedelli) siyenit (Erken Eosen)
- Horoz Granitoyid (Erken Eosen)

İŞARETLER

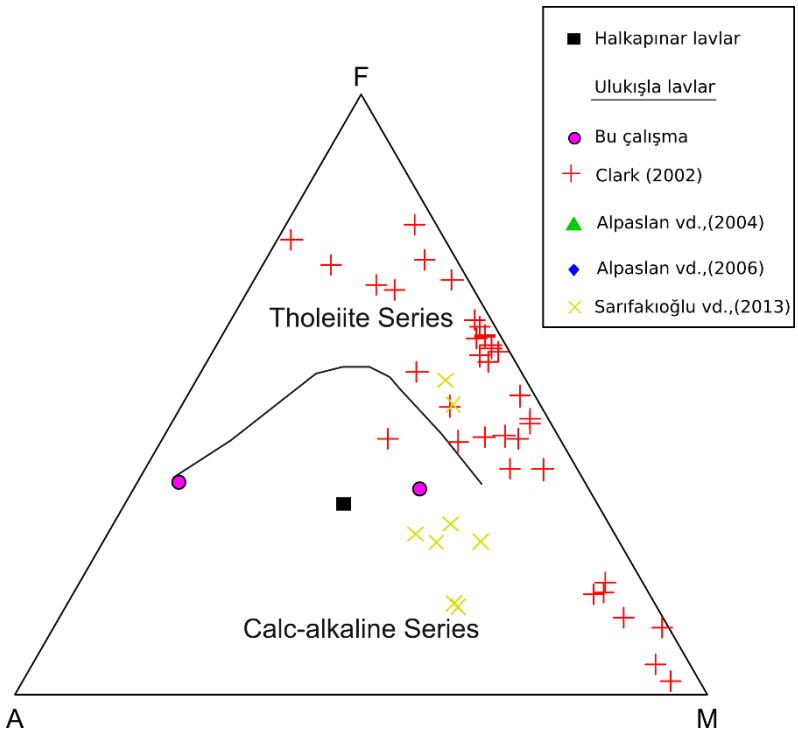
- Fay
- Normal Fay
- Bindirme Fayı
- Doğrultu altımlı Fay
- Senklinal Ekseni
- Antiklinal Ekseni
- Uyumsuzluk

Ek-2: Tekneçukur köyü güney batısında Halkapınar formasyonuna ait çakıllı birimde birim alanda sayılan çakılların oransal dağılımı.

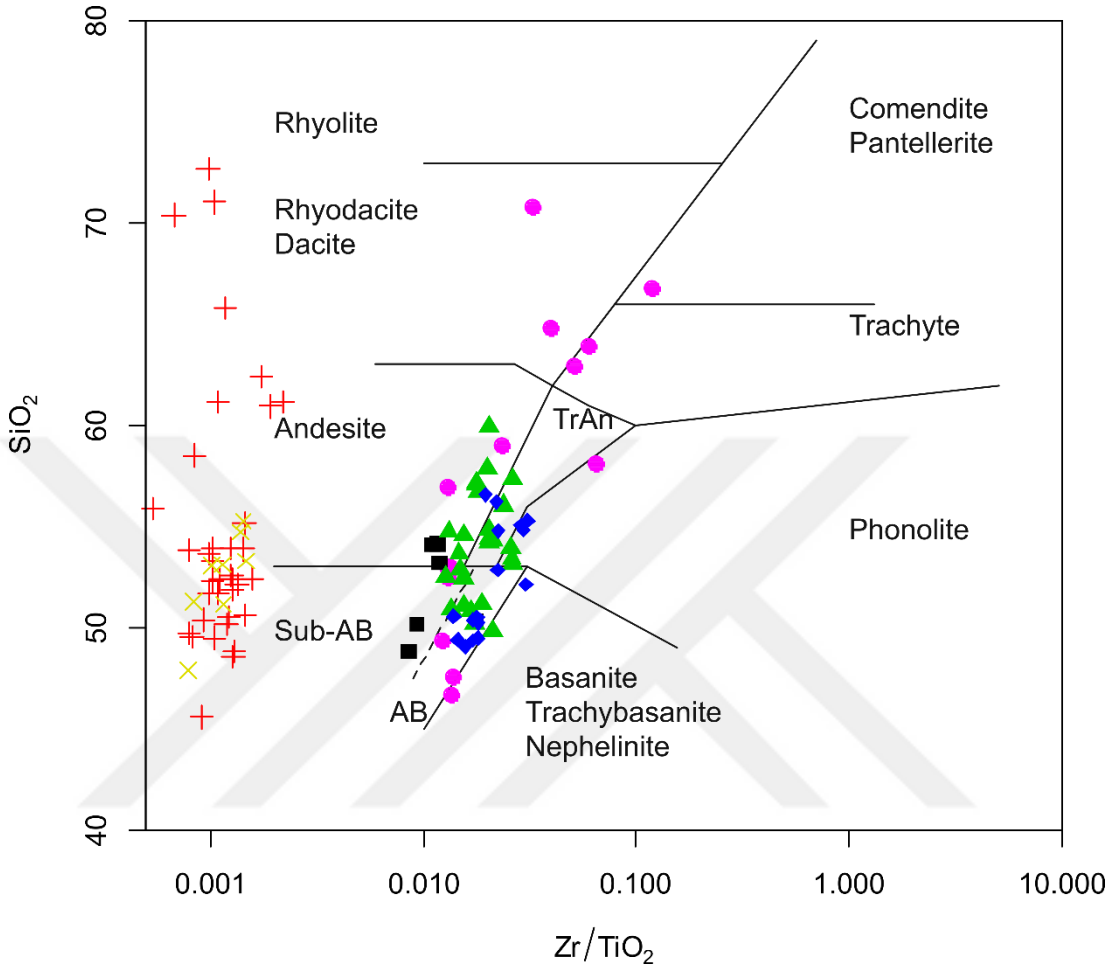


EK-3: Ulukışla ve Halkapınar formasyonlara ait kayaç örneklerinin (bu çalışma) ve başkaca yayınlarda kullanılan örneklerin AFM diyagramı (Irvine ve Baragar,1971).

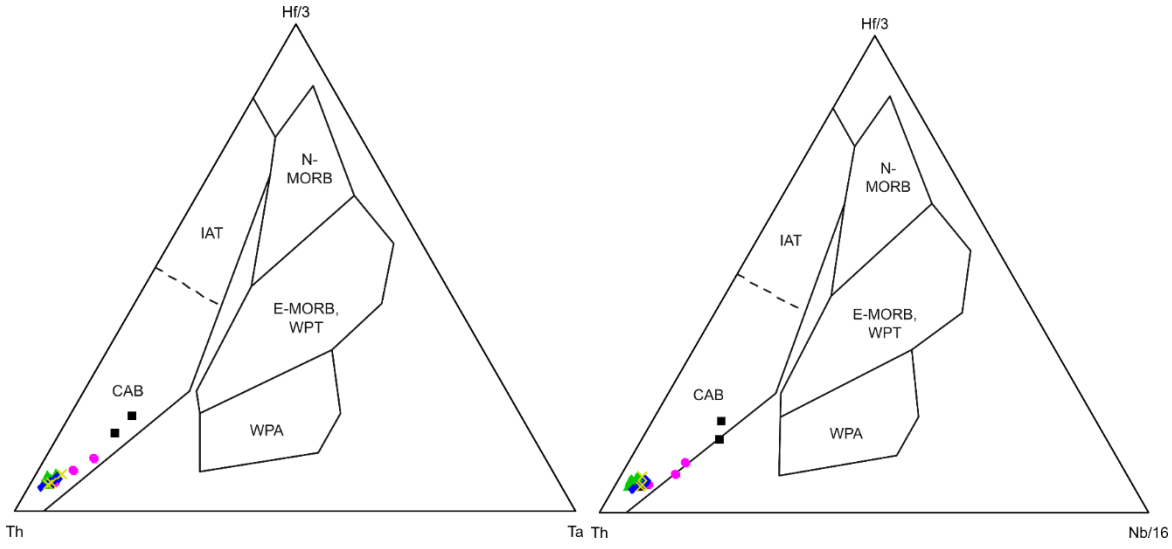
A: (Na2O+K2O); F: (FeO toplam); M: (MgO).



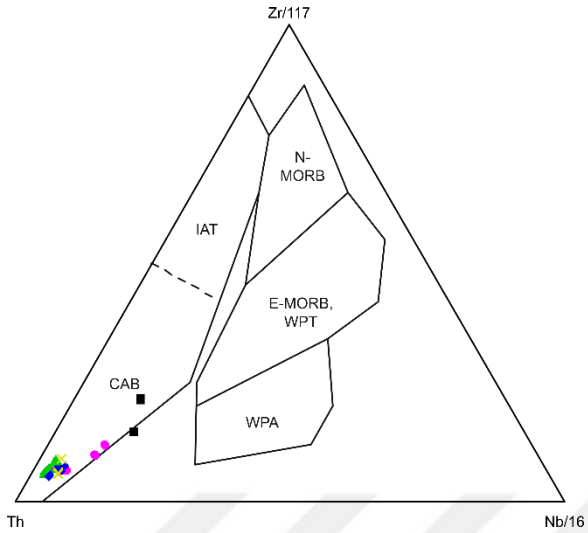
Ek-4: Ulukışla ve Halkapınar Formasyonlara ait kayaç örneklerinin (bu çalışma) ve başkaca yayınlarda kullanılan benzer örneklerin Zr/TiO_2-SiO_2 sınıflama diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977).



Ek-5 : Ulukışla ve Halkapınar Formasyonların kayaç örneklerinin (bu çalışma) ve başkaca yayınlarda kullanılan benzer örnekler için üçgen tektonik ortam ayrım diyagramları (Wood,1980).



Ek-5 : (devam).



Ek-6 : Halkapınar ve Bozbeltepe kumtaşıların nokta sayacı sonuçları.

	Samples	Qm	Qp	P	Oph	C	Lv	Ls	Lm	F	Ox or R	Total
Halkapınar Formation	S2(34B)	6	16	6	111	130	1	20	16	3	1	310
	%	1.94	5.16	1.94	35.81	41.94	0.32	6.45	5.16	0.97	0.32	100
	E94	43	53	0	51	106	0	52	0	2	3	310
	%	13.87	17.10	0.00	16.45	34.19	0.00	16.77	0.00	0.65	0.97	100
	E. 85	4	6	0	78	174	10	34		4	0	310
	%	1.29	1.94	0.00	25.16	56.13	3.23	10.97	0.00	1.29	0.00	100
	S3_17	5	22	0	34	184	14	46	1	4	0	310
	%	1.61	7.10	0.00	10.97	59.35	4.52	14.84	0.32	1.29	0.00	100
	E66	81	22	11	28	119	4	39	0	5	1	310
	%	26.13	7.10	3.55	9.03	38.39	1.29	12.58	0.00	1.61	0.32	100
	S3_19	2	0	48	0	36	62	1	0	160	1	310
	%	0.65	0.00	15.48	0.00	11.61	20.00	0.32	0.00	51.61	0.32	100
	S2_34	25	49	0	93	123	1	17	1	1	0	310
	%	8.06	15.81	0.00	30.00	39.68	0.32	5.48	0.32	0.32	0.00	100
	E_52	31	18	1	75	116	0	57	0	0	12	310
	%	10.00	5.81	0.32	24.19	37.42	0.00	18.39	0.00	0.00	3.87	100
	E97	9	30	0	74	163	0	0	22	12	0	310
	%	2.90	9.68	0.00	23.87	52.58	0.00	0.00	7.10	3.87	0.00	100
Bozbeltepe Formation	S3_27	1	0	92	53	95	54	1	0	13	1	310
	%	0.32	0.00	29.68	17.10	30.65	17.42	0.32	0.00	4.19	0.32	100.00
	S2_30	0	0	108	25	54	52	1	0	35	5	280
	%	0.00	0.00	38.57	8.93	19.29	18.57	0.36	0.00	12.50	1.79	100
	S2_16	9	0	70	14	33	172	2	0	4	8	312
	%	2.88	0.00	22.44	4.49	10.58	55.13	0.64	0.00	1.28	2.56	100
	E-60	79	12	1	15	126	58	9	0	9	1	310
	%	25.48	3.87	0.32	4.84	40.65	18.71	2.90	0.00	2.90	0.32	100
	E-61	76	15	1	35	116	35	24	0	0	8	310
	%	24.52	4.84	0.32	11.29	37.42	11.29	7.74	0.00	0.00	2.58	100
	S3-15	19	6	75	10	84	90	9	0	8	9	310
	%	6.13	1.94	24.19	3.23	27.10	29.03	2.90	0.00	2.58	2.90	100
	S3-16	17	11	60	7	87	100	9	0	10	9	310
	%	5.48	3.55	19.35	2.26	28.06	32.26	2.90	0.00	3.23	2.90	100
	S3-01	28	18	58	8	98	57	15	0	19	15	316
	%	8.86	5.70	18.35	2.53	31.01	18.04	4.75	0.00	6.01	4.75	100
	S3_2	0	0	176	0	86	41	2	0	0	5	310
	%	0.00	0.00	56.77	0.00	27.74	13.23	0.65	0.00	0.00	1.61	100
	S3_22	12	34	3	25	224	0	1	5	2	4	310
	%	3.87	10.97	0.97	8.06	72.26	0.00	0.32	1.61	0.65	1.29	100
	S3(25)	28	90	2	6	62	0	81	3	36	2	310
	%	9.03	29.03	0.65	1.94	20.00	0.00	26.13	0.97	11.61	0.65	100
	S2_42	25	12	25	5	139	28	14	0	45	17	310
	%	8.06	3.87	8.06	1.61	44.84	9.03	4.52	0.00	14.52	5.48	100
	S3-23	11	48	16	16	104	39	32	2	33	11	312
	%	3.53	15.38	5.13	5.13	33.33	12.50	10.26	0.64	10.58	3.53	100
	S3(26)	34	0	68	1	64	117	0	0	25	1	310
	%	10.97	0.00	21.94	0.32	20.65	37.74	0.00	0.00	8.06	0.32	100

Ek-7: Halkapınar ve Bozbeltepe kumtaşıların tüm kaya jeokimyasal analizlerinin sonuçları.

	Bozbeltepe formation						
Sample Id	**S3-16**	**S2-15**	**S2-14**	**S2-03**	**S2-40**	**S3-27**	**S3-22**
SiO2	43.2653	27.1079	16.2402	24.1653	14.1657	34.0028	13.9040
TiO2	0.5143	0.4200	0.1459	0.2105	0.1336	0.3146	0.2102
Al2O3	11.3229	7.5037	2.1777	4.0722	2.8373	9.0446	1.5355
Fe2O3	2.5761	2.8839	1.7114	2.7279	2.6237	2.5210	1.1395
MnO	0.0684	0.1077	0.3688	0.4366	0.1591	0.0654	0.0467
MgO	1.5448	2.5659	2.1709	2.5646	10.5440	2.8605	3.0605
CaO	21.0177	31.1967	42.3423	35.8990	31.9679	26.3321	44.2718
Na2O	2.5734	2.0488	0.1865	0.5456	0.3906	2.3432	0.3089
K2O	3.4425	1.0687	0.3349	0.4433	0.4376	1.1762	0.2470
P2O5	0.1953	0.2706	0.0887	0.0852	0.0972	0.1262	0.0500
LOI (%)	13.68	24.59	34.27	28.85	36.04	21.4	35.55
TOPLAM	100.201	99.764	100.037	100.000	99.397	100.187	100.324
Sc	6.6720	6.4737	3.3483	6.0800	2.8840	7.0671	2.9259
V	122.8769	88.5450	80.5561	87.9312	78.2148	107.3673	66.7194
Cr	69.6351	155.8406	129.7500	72.6069	39.4934	276.3607	239.4943
Co	7.9522	8.0751	11.3418	11.4389	3.9024	10.4356	4.9576
Ni	20.5560	61.0814	94.2447	81.7308	29.6287	79.9391	62.7199
Ga	13.7736	6.8261	3.0637	4.6659	3.5075	9.0732	1.9039
Ge	2.1693	1.4522	<0.41167	<0.94902	<0.63704	1.4033	0.5477
Rb	104.9343	34.0445	15.4681	16.9148	14.9417	29.1662	8.2878
Sr	619.5497	1002.2981	580.0695	671.7278	349.6217	894.4784	418.2929
Y	11.4003	9.7708	6.9620	14.1235	3.6007	7.7723	5.2226
Zr	108.6903	84.9661	12.5819	26.8963	20.7063	60.6524	8.5251
Nb	13.0765	8.4393	1.7604	3.1860	2.2351	6.7516	2.4421
Cs	1.5705	1.3058	1.0677	0.9055	0.6749	0.6817	0.3688
Ba	1757.8939	4688.9848	49.4116	54.2283	93.0636	450.9081	214.2080
La	55.9140	29.5556	8.9760	19.6622	8.0383	16.2694	5.4700
Ce	129.4307	67.5858	16.0555	38.5815	18.3098	33.6706	9.6181
Pr	11.3769	7.2180	1.7276	4.1635	1.7799	3.3751	1.1115
Nd	36.7379	26.1963	6.3457	16.2794	6.2116	11.6872	3.9322
Sm	5.3717	4.1348	1.2078	3.3334	1.0849	2.1149	0.7666
Eu	1.6814	1.0593	0.3473	0.9033	0.3295	0.6784	0.2415
Gd	3.6196	3.3954	1.1934	2.9230	0.8714	1.6260	0.7404
Tb	0.4226	0.3589	0.1491	0.4158	0.1089	0.2487	0.1095
Dy	2.2776	1.8809	0.8993	2.4892	0.6326	1.3503	0.7372
Ho	0.4051	0.3206	0.1873	0.4424	0.1183	0.2528	0.1623
Er	1.2255	0.8906	0.5359	1.1187	0.3743	0.7803	0.4707
Tm	0.1655	0.1272	0.0661	0.1567	0.0388	0.1038	0.0613
Yb	1.2050	0.8193	0.4744	1.0679	0.2790	0.7309	0.4292
Lu	0.1658	0.1262	0.0709	0.1549	0.0434	0.1027	0.0573
Hf	2.3630	1.9763	0.3561	0.7423	0.5104	1.4366	0.2216
Ta	0.5305	0.4306	0.1088	0.2079	0.1067	0.4330	0.1749
Pb	28.0021	111.0212	5.1152	7.4923	2.4146	105.2710	2.0842
Th	14.4251	10.3550	1.0365	2.1639	2.5733	4.0347	0.6058
U	4.5808	1.9825	0.6719	0.8899	1.1552	2.2067	1.1739

Ek-7: (devam).

	Halkapınar formation			
Sample Id	**S2-61**	**E92**	**E66**	**S3-19**
SiO2	57.0509	13.8259	37.6514	5.8860
TiO2	0.9599	0.2321	0.3547	0.0354
Al2O3	9.0029	1.7919	6.8185	0.4028
Fe2O3	5.2944	1.9902	3.0260	0.7196
MnO	0.0743	0.0494	0.2377	0.4178
MgO	2.6072	5.3788	1.9188	1.3478
CaO	11.3772	41.8516	26.5787	50.7370
Na2O	1.6230	0.3084	1.6593	0.0554
K2O	1.1952	0.2280	0.9098	0.0674
P2O5	0.2111	0.0597	0.1179	0.0783
LOI (%)	10.84	34.06	20.16	39.75
TOPLAM	100.236	99.776	99.433	99.498
Sc	14.3155	3.8913	10.3424	0.9829
V	148.7023	80.8467	127.9089	57.0205
Cr	287.9615	396.0744	67.8581	48.7791
Co	18.5670	11.9577	8.5337	3.5259
Ni	91.0462	187.8676	203.2694	21.8122
Ga	11.2151	2.2749	6.8620	0.9401
Ge	2.2484	0.5714	1.8429	<0.41677
Rb	31.0660	7.8969	29.0862	3.0695
Sr	225.9578	564.3636	205.6405	707.9537
Y	18.4335	4.2878	13.8088	4.1346
Zr	81.1657	10.9961	37.0712	3.4129
Nb	28.8378	3.1824	1.5742	0.4314
Cs	1.1030	0.3975	1.3357	0.2498
Ba	179.9857	162.0648	142.7970	820.1253
La	29.2462	4.4671	7.9319	4.8669
Ce	55.2383	9.2824	14.7937	7.6551
Pr	5.8554	1.0753	1.5947	0.8647
Nd	22.4987	3.8040	6.4810	3.3240
Sm	4.1390	0.8096	1.6400	0.6142
Eu	1.2852	0.2522	0.5657	0.1909
Gd	3.8672	0.7517	1.9248	0.7123
Tb	0.6288	0.1183	0.2992	0.0804
Dy	3.3599	0.7259	2.1446	0.4985
Ho	0.6163	0.1397	0.4246	0.1128
Er	1.8955	0.4730	1.3858	0.3684
Tm	0.2602	0.0601	0.1844	0.0394
Yb	1.7195	0.3445	1.4555	0.2831
Lu	0.1998	0.0494	0.1774	0.0355
Hf	1.9496	0.3507	1.0769	0.1214
Ta	1.6646	0.1972	0.1072	0.1104
Pb	3.2711	3.1385	5.2912	3.2967
Th	3.0887	0.6843	1.8165	0.2980
U	0.9049	0.7031	0.8897	0.9083

Ek-8: Diskriminant fonksiyonların formüleri (Verma ve Armstrong-Altrin, 2013).

▪ Yüksek silika için [$(SiO2)_{adj}$ = > 63 % - ≤ 95 %]
$DF1_{(Arc\text{-}Rift\text{-}Col)m1}$= (-0.26268557180321067 × $\ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}$) + (0.0368524343983732 × $\ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}$) + (-1.72489248177453480 × $\ln(Fe_2O_3t/SiO_2)_{adj}$) + (0.66041836652887831 × $\ln(MnO/SiO_2)_{adj}$) + (2.19127622323789280 × $\ln(MgO/SiO_2)_{adj}$) + (0.14421062320062730 × $\ln(CaO/SiO_2)_{adj}$) + (-1.30431903641646780 × $\ln(Na_2O/SiO_2)$adj) + (0.05449428500688245 × $\ln(K2O/SiO_2)_{adj}$) + (-0.33001729950322428 × $\ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}$)+ 1.58815020644808
$DF2_{(Arc\text{-}Rift\text{-}Col)m1}$= (-1.19586124907348950 × $\ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}$) + (1.06399204492462900 × $\ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}$) + (0.30341274376808475 × $\ln(Fe_2O_3t/SiO_2)_{adj}$) + (0.43567169774073294 × $\ln(MnO/SiO_2)_{adj}$) + (0.83804666408979545 × $\ln(MgO/SiO_2)_{adj}$) + (-0.40664743236659878 × $\ln(CaO/SiO_2)_{adj}$) + (1.02139743398723120 × ln $(Na2O/SiO_2)_{adj}$) + (-1.70581653140239940 × $\ln(K_2O/SiO_2)_{adj}$) + (-0.12642549004651965 × ln $(P_2O_5=SiO_2)_{adj}$) -1.06800987330049950
▪ Düşük silika için [$(SiO2)_{adj}$ = > 35 % - ≤ 63 %]
$DF1_{(Arc\text{-}Rift\text{-}Col)m1}$= (-0.26268557180321067 × $\ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}$) + (0.0368524343983732 × $\ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}$) + (-1.72489248177453480 × $\ln(Fe_2O_3t/SiO_2)_{adj}$) + (0.66041836652887831 × $\ln(MnO/SiO_2)_{adj}$) + (2.19127622323789280 × $\ln(MgO/SiO_2)_{adj}$) + (0.14421062320062730 × $\ln(CaO/SiO_2)_{adj}$) + (-1.30431903641646780 × $\ln(Na_2O/SiO_2)$adj) + (0.05449428500688245 × $\ln(K2O/SiO_2)_{adj}$) + (-0.33001729950322428 × $\ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}$)+ 1.58815020644808
$DF2_{(Arc\text{-}Rift\text{-}Col)m2}$= (-0.55404181896836147 × $\ln(TiO2/SiO_2)_{adj}$) + (-0.99527978177608567 × $\ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}$) + (1.76466857807896570 × $\ln(Fe_2O_3t/SiO_2)_{adj}$) + (-1:39148626498541670 × $\ln(MnO/SiO_2)_{adj}$) + (-1.03363347961061440 × $\ln(MgO/SiO_2)_{adj}$) + (0.22481662304274486 × $\ln(CaO/SiO_2)_{adj}$) + (0.71312665595821023 × $\ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}$) + (0.33021745118850615 × $\ln(K_2O/SiO_2)_{adj}$) + (0.63684346260753044 × $\ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}$)- 3.63055768827460090

Ek-9: Hesaplanmış KDİ

	Sample Id	molAl2O3	molCao	molNa2O	molk2O	molP2O5	molCaO*	CIA (KDİ)
Halkapınar	E92	0.02674257	1.13562104	0.0075709	0.00368301	0.00063996	1.13348785	58.6879791
	E66	0.08436013	0.59786292	0.0337709	0.01218396	0.00104741	0.59437155	51.4121757
	S2-61	0.09877193	0.22693855	0.02929208	0.01419258	0.00166374	0.22139275	57.5766253
	S3-19	0.00661272	1.51424678	0.00149638	0.00119773	0.00092299	1.51117013	61.2107197
Bozbeltepe	S2-15	0.09789878	0.74000367	0.04397306	0.01509224	0.00253559	0.73155171	48.7210957
	S2-14	0.03247635	1.14803918	0.00457419	0.00540602	0.00095008	1.14487224	69.0534368
	S2-03	0.05613377	0.89970135	0.01237205	0.00661448	0.00084311	0.89689099	64.1584831
	S2-40	0.0439221	0.899731	0.00994755	0.00733272	0.00108115	0.89612717	61.7317631
	S3-27	0.11259181	0.59597206	0.04798592	0.01584761	0.00112839	0.59221077	50.1720848
	S3-22	0.02324938	1.21875877	0.00769399	0.00404873	0.00054379	1.21694615	54.4659506
	S3-16	0.12835374	0.4331693	0.04798851	0.04223751	0.00159019	0.42786868	48.1504198

Ek-10: Halkapınar ve Ulukışla magmatik kayaçların tüm kaya jeokimyasal analizlerinin sonuçları.

	Ulukışla Formation						
Sample Id	**S2-71**	**S3-46**	**S3-03**	**S2-33**	**S2-50**	**S2-65**	**E22**
SiO2	63.0233	70.3060	55.7033	46.8964	53.8563	64.4454	62.8496
TiO2	0.8150	0.5875	0.5417	1.3053	0.4991	0.8511	0.6574
Al2O3	16.8658	13.7151	17.5691	15.2403	18.6669	16.6747	17.5376
Fe2O3	3.7856	3.8582	4.3311	8.8190	5.9194	3.0894	3.3242
MnO	0.1135	0.0585	0.0713	0.0881	0.0847	0.0865	0.0503
MgO	0.9512	0.5971	1.4795	4.7818	2.6301	0.7786	1.5320
CaO	2.3375	4.2793	3.9323	2.9039	4.9349	1.4343	1.8477
Na2O	6.5143	4.1610	5.8785	2.2860	4.6228	5.3736	6.0285
K2O	4.0930	1.5562	6.0000	5.1139	3.2345	6.5022	5.5797
P2O5	0.1245	0.1996	0.4003	0.9937	0.1110	0.1643	0.3845
LOI (%)	1.06	0.67	3.05	11.45	5.07	0.7	0.32
TOPLAM	99.684	99.988	98.957	99.878	99.630	100.100	100.111
Sc	6.1723	10.9542	9.6088	16.9988	11.4800	6.4041	10.7732
V	97.2657	112.0163	150.5842	283.3764	181.6654	75.5560	160.2416
Cr	<4.8324	8.1223	23.4704	5.9631	8.4093	<5.4253	38.0479
Co	2.1081	4.6807	7.2833	23.2296	14.1536	1.2788	10.8514
Ni	3.3612	3.6878	13.9385	15.2908	7.0607	2.7751	25.1210
Ga	24.1406	12.5628	24.2079	19.3289	15.6723	20.0376	19.7815
Ge	3.1006	2.4317	4.3451	3.2616	1.4652	2.7810	3.0745
Rb	163.6634	36.6195	138.2890	130.4474	142.9390	206.5342	167.6066
Sr	646.4340	315.2914	288.3914	270.4676	741.0084	641.9602	497.9675
Y	31.3984	19.8088	28.9179	22.5755	11.1283	30.3419	26.1693
Zr	489.3796	190.8810	366.0475	194.9525	68.6086	339.9615	334.9311
Nb	60.6506	19.2558	42.2295	27.5554	3.4304	42.5601	30.9605
Cs	1.6549	0.4715	2.9232	2.0327	1.5617	1.0399	0.3512
Ba	1515.5337	520.3771	1250.8281	1688.7111	830.3246	3579.7488	1176.7955
La	110.8307	29.6829	157.2622	91.1681	8.8302	140.6168	119.6623
Ce	232.8447	62.8888	328.1978	190.3242	19.2170	279.6665	247.8705
Pr	23.2190	6.4784	29.9497	19.2074	2.3265	27.6577	24.0987
Nd	82.3939	23.8637	97.2727	70.4041	9.6189	96.0125	84.9855
Sm	12.4335	4.5226	14.0903	10.4997	2.2898	13.7411	14.0060
Eu	2.8895	1.0762	2.6856	2.6275	0.7412	3.2884	2.7992
Gd	8.5924	4.0246	8.7443	7.6758	2.0127	8.8466	9.2900
Tb	1.1273	0.5890	1.0487	0.8898	0.3280	1.0760	1.0848
Dy	6.1772	3.6873	5.3948	4.7813	2.2189	5.6984	5.4010
Ho	1.1169	0.7451	1.0220	0.8503	0.4329	1.0930	0.8988
Er	3.1649	2.3912	3.0916	2.2273	1.3940	3.1802	2.8654
Tm	0.4365	0.3247	0.4256	0.3109	0.1572	0.4527	0.3504
Yb	3.4322	2.2942	3.1483	2.1054	1.2835	3.1626	2.5585
Lu	0.5113	0.3737	0.4307	0.3266	0.1559	0.4417	0.3775
Hf	10.3414	4.7563	8.3435	4.5300	1.6374	7.3087	7.2086
Ta	2.4525	0.9235	1.7630	1.2071	0.1971	2.0047	1.2747
Pb	26.6279	6.4095	39.9577	28.7977	277.0334	244.5155	49.3689
Th	49.8366	9.3480	60.4586	21.6893	1.8162	36.8763	56.4393
U	8.9560	2.1340	7.8175	4.7919	0.6273	7.8817	10.6694

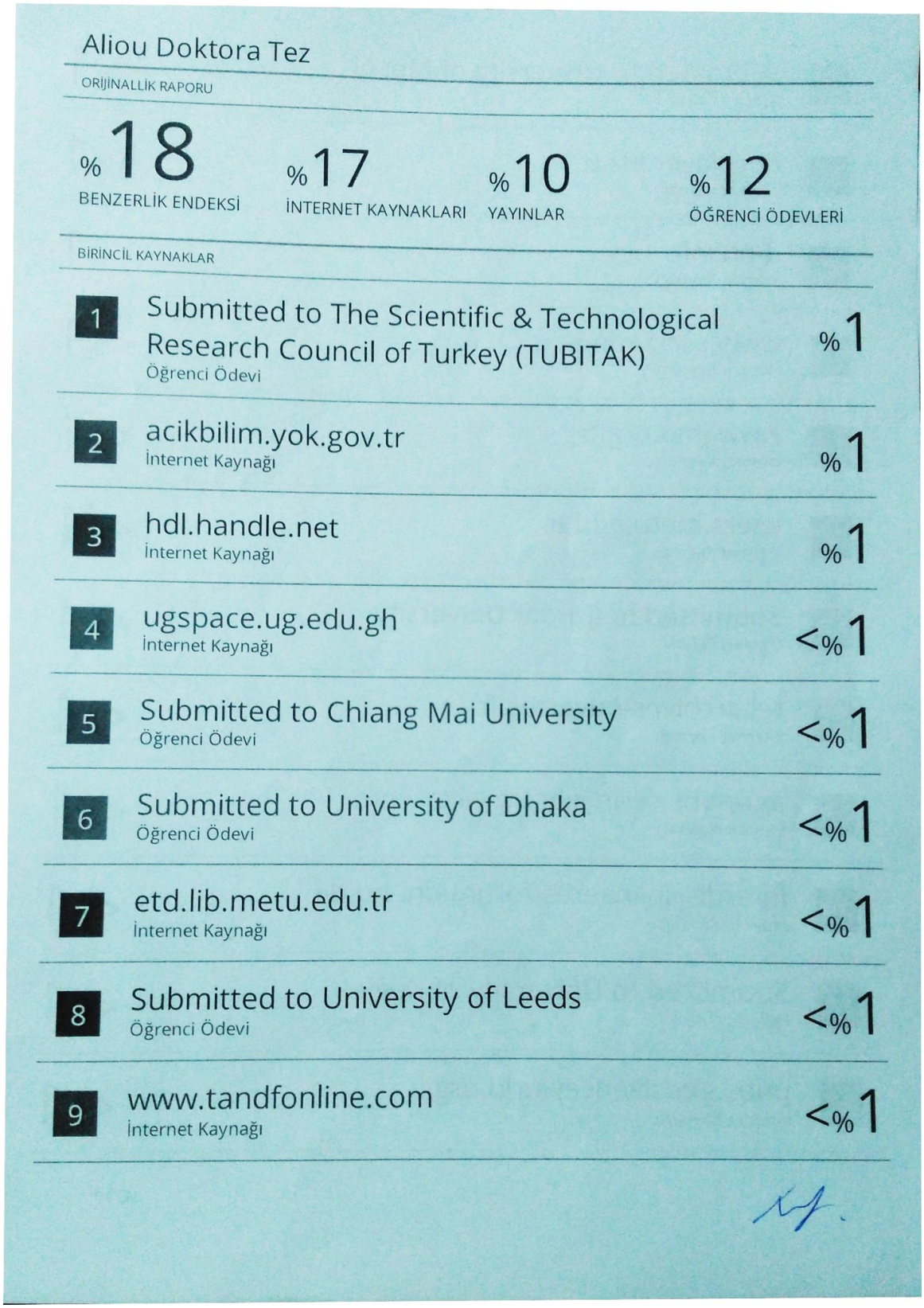
Ek-10: (devam)

	Ulukışla Formation						
Sample Id	S2-39	S2-13	S2-12	S2-48	S2-64	S2-21	S2-45
SiO2	46.8551	63.0510	48.0335	55.9147	49.3380	43.2512	44.1091
TiO2	0.8288	0.5122	1.3485	0.9184	1.4705	0.8296	1.3241
Al2O3	12.0206	15.6054	16.6017	17.9810	15.5919	13.7546	15.5173
Fe2O3	6.5681	3.2297	7.8239	6.0157	9.3792	6.6519	8.5087
MnO	0.1455	0.0757	0.1442	0.0316	0.1247	0.1256	0.2219
MgO	7.1764	0.9832	8.7298	1.9026	3.2592	7.7905	9.8132
CaO	11.0973	1.4607	8.7709	4.2178	6.4477	13.0882	8.8299
Na2O	2.6600	4.7620	2.0730	4.5367	3.3163	2.3887	1.8207
K2O	1.5824	4.5740	3.3572	2.7173	3.2942	2.7739	3.7597
P2O5	0.2871	0.1525	0.5164	0.4894	0.9489	0.3632	0.5723
LOI (%)	10.94	5.43	2.91	4.74	6.02	8.44	5.44
TOPLAM	100.161	99.837	100.309	99.465	99.191	99.457	99.917
Sc	20.5832	6.9955	30.2605	6.5303	19.2380	26.9089	23.7484
V	188.6557	104.5229	267.2737	146.9106	322.0640	192.5894	268.9388
Cr	410.6250	9.1198	94.5912	5.3121	5.1910	275.2141	348.7186
Co	21.3668	4.7953	27.9649	10.7937	25.3129	32.1740	38.9995
Ni	144.0052	4.0892	55.2417	6.0459	11.6345	895.7962	149.0384
Ga	11.1786	19.7128	14.8168	19.7193	19.4481	18.6144	18.4864
Ge	1.8183	3.4736	2.1334	2.3737	2.7748	1.5249	2.7643
Rb	47.1284	144.8723	77.2393	94.0154	71.2913	110.9667	126.7944
Sr	533.6151	522.2452	657.3801	534.4349	975.9373	1431.2258	761.0853
Y	13.5578	32.0891	21.3005	19.3492	24.2535	15.0178	21.8368
Zr	119.7101	647.0727	171.0264	224.6243	205.1518	126.4901	188.4329
Nb	11.8978	41.6558	20.4482	19.4015	25.4389	7.9995	24.8596
Cs	2.0826	1.0072	0.7941	6.1143	0.8124	3.4096	0.9804
Ba	904.8244	969.4104	1297.6456	931.4714	4093.6141	2075.3001	1717.7827
La	41.2908	150.7063	46.2077	113.4990	106.5820	53.7018	58.2168
Ce	87.3339	308.8114	97.1646	215.7782	210.2747	110.1630	131.6990
Pr	9.0241	29.9470	10.7437	20.9622	22.8629	12.0819	13.7832
Nd	32.8389	102.3622	43.5162	71.4248	87.4042	45.9450	52.2403
Sm	5.5613	15.5517	7.8600	9.6314	13.3707	7.4890	9.2232
Eu	1.2676	2.2042	2.2482	2.1296	3.3396	1.8278	2.3318
Gd	3.9825	9.6002	6.1153	6.3528	9.2103	4.9417	6.7317
Tb	0.5011	1.2245	0.7728	0.6823	1.0071	0.5607	0.8280
Dy	2.6472	6.1751	4.3204	3.7512	4.9599	3.1130	4.5010
Ho	0.4942	1.1371	0.7757	0.6747	0.8386	0.5732	0.8190
Er	1.4671	3.2305	2.2196	2.1120	2.5739	1.5029	2.2261
Tm	0.1770	0.5151	0.2841	0.2564	0.3149	0.1978	0.2891
Yb	1.2771	3.3854	1.7575	1.9412	2.2162	1.2304	2.0675
Lu	0.2069	0.4952	0.2794	0.3121	0.2954	0.2047	0.2616
Hf	2.6858	14.3436	3.8648	4.6620	4.7196	2.8514	3.9409
Ta	0.5824	1.8892	1.0537	1.0156	1.0028	0.3979	0.9553
Pb	7.9433	192.8745	9.6055	5.4475	20.5847	83.4057	14.7366
Th	13.3771	75.3533	9.6793	37.2201	23.3234	15.1123	13.2070
U	2.8928	8.7512	1.6857	6.3265	4.4329	2.7660	1.4505

Ek-10: (Devam)

	Halkapınr Formation					
Sample Id	**S2-74**	**E44**	**S3-18**	**S3-42**	**S3-40**	**S3-41**
SiO2	47.8960	44.8622	46.2357	52.2248	43.1052	52.4297
TiO2	0.9971	0.5458	0.8193	1.1334	0.9163	1.0798
Al2O3	17.4880	8.8269	17.4397	17.5868	13.9089	17.2672
Fe2O3	6.9873	3.3559	7.2456	6.9195	3.9754	7.3043
MnO	0.1158	0.1723	0.1301	0.1004	0.1183	0.0846
MgO	3.9906	3.0064	1.3195	5.6855	2.9051	5.1468
CaO	10.1833	20.0285	12.7462	4.9913	18.1773	7.4951
Na2O	3.4882	1.4210	5.0615	6.9846	3.2215	5.1537
K2O	3.5831	2.0704	0.8668	0.6037	1.7854	0.7320
P2O5	0.4543	0.0530	0.2927	0.2782	0.1628	0.2363
LOI (%)	4.7	15.63	7.02	3.43	11.07	3.24
TOPLAM	99.884	99.972	99.177	99.938	99.346	100.169
Sc	12.2561	12.4341	19.7929	21.9012	18.6089	22.2043
V	196.8937	165.3925	227.5081	219.9458	164.0764	206.6935
Cr	24.9035	409.3975	8.2126	12.7116	218.3698	11.4057
Co	25.9520	16.7981	16.8794	22.1321	17.3048	21.1999
Ni	22.9529	213.2430	10.7039	8.6731	20.9893	9.1328
Ga	19.4233	11.5376	14.6443	15.6350	9.3766	16.2967
Ge	2.6548	1.7655	1.3508	1.7957	<1.6236	2.0104
Rb	124.8181	60.9752	18.8282	10.1854	21.9111	9.9463
Sr	1534.0043	433.5564	542.6809	776.3913	332.0220	979.1926
Y	19.7497	11.0575	15.5215	21.3294	17.8564	19.3541
Zr	185.8695	76.7071	83.1969	137.6960	88.7774	122.2017
Nb	16.8141	11.4795	11.2407	8.1986	6.8891	7.0578
Cs	3.3214	0.4378	0.5799	3.4188	0.0864	0.0549
Ba	1823.6908	1610.8935	3698.5259	267.1502	388.8786	272.3294
La	78.4129	18.7445	22.9045	13.7121	14.3757	13.4715
Ce	161.0165	39.9189	45.8004	34.1579	29.9755	32.4302
Pr	16.0873	4.1120	4.8147	3.9861	3.3039	3.7380
Nd	57.9835	15.2797	18.8568	17.4320	13.8285	16.3000
Sm	8.7190	2.6150	3.6409	3.8684	3.1668	3.8258
Eu	2.2779	0.6447	1.2250	1.4158	0.9698	1.2685
Gd	5.9442	2.1123	3.4556	3.9788	3.1652	3.6062
Tb	0.7365	0.3093	0.4796	0.5839	0.4748	0.5471
Dy	3.7075	2.0842	2.7680	3.7483	3.2961	3.3168
Ho	0.6858	0.3990	0.5478	0.7996	0.6284	0.7216
Er	2.0473	1.3194	1.6363	2.1184	1.9717	2.1432
Tm	0.2763	0.1551	0.2228	0.3373	0.2402	0.2738
Yb	1.8932	1.1937	1.6061	2.1133	1.6519	2.1704
Lu	0.2640	0.1961	0.2678	0.3168	0.2508	0.3417
Hf	3.7811	2.0627	2.2506	3.0046	1.9607	2.8885
Ta	0.8096	0.6676	0.4572	0.5527	0.3745	0.4387
Pb	25.0978	117.7626	83.2579	2.4306	2.6549	174.6537
Th	20.8217	5.0879	3.4568	2.2807	2.3507	2.0208
U	4.0734	1.9720	0.6089	0.9131	1.0015	0.7827

İNTİHAL RAPORU İLK SAYFASI



Aliou Doktora Tez

ORİJİNALLİK RAPORU

%18	%17	%10	%12
BENZERLİK ENDEKSİ	İNTERNET KAYNAKLARI	YAYINLAR	ÖĞRENCİ ÖDEVLERİ

BİRİNCİL KAYNAKLAR

1	Submitted to The Scientific & Technological Research Council of Turkey (TUBITAK) Öğrenci Ödevi	%1
2	acikbilim.yok.gov.tr İnternet Kaynağı	%1
3	hdl.handle.net İnternet Kaynağı	%1
4	ugspace.ug.edu.gh İnternet Kaynağı	<%1
5	Submitted to Chiang Mai University Öğrenci Ödevi	<%1
6	Submitted to University of Dhaka Öğrenci Ödevi	<%1
7	etd.lib.metu.edu.tr İnternet Kaynağı	<%1
8	Submitted to University of Leeds Öğrenci Ödevi	<%1
9	www.tandfonline.com İnternet Kaynağı	<%1