T.C.
AKSARAY ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

ULUKIŞLA HAVZASI'NIN GEÇ SENOZOYİK EVRİMİ

DOKTORA TEZİ

Esra GÜRBÜZ

DANIŞMAN
Prof. Dr. Ayşegül YILDIZ

İKİNCİ TEZ DANIŞMANI
Prof. Dr. Gürol SEYİTOĞLU

AKSARAY, 2016

AKSARAY ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

ONAY BELGESİ

Aksaray Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü'nün 122312601 numaralı Doktora öğrencisi, "Esra GÜRBÜZ", ilgili yönetmeliklerin belirlediği gerekli tüm şartları yerine getirdikten sonra hazırladığı "ULUKIŞLA HAVZASI'NIN GEÇ SENOZOYİK EVRİMİ" başlıklı tezini, aşağıda imzaları olan jüri önünde başarı ile sunmuştur.

Tez Danışmanı :	**Prof. Dr. Ayşegül YILDIZ** **Aksaray Üniversitesi**	.....
İkinci Tez Danışmanı:	**Prof. Dr. Gürol SEYİTOĞLU** **Ankara Üniversitesi**	.....
Jüri Üyesi :	**Prof. Dr. Nizamettin KAZANCI** **Ankara Üniversitesi**	.....
Jüri Üyesi :	**Prof. Dr. Hükmü ORHAN** **Selçuk Üniversitesi**	.....
Jüri Üyesi :	**Prof. Dr. Veysel IŞIK** **Ankara Üniversitesi**	.....
Jüri Üyesi :	**Prof. Dr. Semih EKERCİN** **Aksaray Üniversitesi**	.....

Teslim Tarihi: 04.Ekim.2016

Savunma Tarihi: 25 Ekim 2016

DOĞRULUK BEYANI

Doktora tezi olarak sunduğum bu çalışmanın tamamını; akademik kurallara ve bilimsel araştırma etik değerlerine bağlı kalarak gerçekleştirdim ve sundum. Bu kurallar ve ilkelere aykırı hiç bir yol ve yardıma başvurmadan bizzat kendim hazırladım. Yararlandığım eserlerin kaynaklar dizininde gösterilenlerden oluştuğunu, çalışmamda kullandığım verilerin orijinalliğini ve her türlü intihalden uzak olduğunu beyan ederim.

Tezimle ilgili yaptığım beyana aykırı bir durumda ortaya çıkacak tüm ahlaki ve hukuki sonuçlara katlanacağımı şimdiden kabul ederim.

Esra GÜRBÜZ

ÖNSÖZ

Ulukışla Havzası Geç Kretase-Senozoyik döneminde Orta Anadolu'da gelişen önemli havzalardan bir tanesidir. Havza kuzeyde Niğde Masifi, güneyde Bolkar Dağları, doğuda Ecemiş Fay zonu ile sınırlanır. Ulukışla Havzası'nın gelişimi için verilen yaş aralığının oldukça geniş olması ve söz konusu bölgede birden fazla tektonik rejimin etken olması önceki çalışmalarda havzanın gelişimi üzerine farklı görüşlerin ortaya atılmasına sebep olmuştur. Bu durum hem çalışma alanı hem de yakın çevresinin belirtilen dönemdeki durumuna dair literatürde doldurulması gereken bir boşluk meydana getirmiştir. Aksaray Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda yürütülen 'Ulukışla Havzası'nın Geç Senozoyik Evrimi' başlıklı bu doktora tezi kapsamında yapılan çalışmalar sırasında birçok yeni jeolojik veri toplanmıştır. Elde edilen yeni veriler Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) ortamına aktarılmış ve çalışma alanının sayısal bir veri tabanı oluşturulmuştur. Bu bulgular önceki çalışmaların sonuçları göz önüne alınarak değerlendirilmiş, böylece bölgenin jeolojik özelliklerine dair daha detaylı yorumlamalara gidilmiş ve Ulukışla Havzası'nın Senozoyik evrimine ilişkin yeni bir gelişim modeli ileri sürülmüştür.

Bu çalışma Aksaray Üniversitesi Bilimsel Araştırmalar Birimi'nin 2013-71 numaralı ve "Ulukışla Havzası'nın Geç Senozoyik Evrimi" başlıklı projesi tarafından desteklenmiştir. Ayrıca, yazar doktora çalışması süresince TÜBİTAK Bilim İnsanı Destekleme Daire Başkanlığı 2211-Yurt İçi Doktora Programı kapsamında ve Ekim 2014- Nisan 2015 tarihleri arasında ise YÖK Doktora Sırası Yurtdışı Burs Programı ile desteklenmiştir.

TEŞEKKÜR

‘Ulukışla Havzası’nın Geç Senozoyik Evrimi’ isimli bu çalışma, Aksaray Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim dalında 2012-2016 yılları arasında Prof. Dr. Ayşegül YILDIZ’ın (Aksaray Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü) danışmanlığı ve Prof. Dr Gürol SEYİTOĞLU’nun (Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü) eş danışmanlığında DOKTORA TEZİ olarak hazırlanmıştır.

Tez çalışması boyunca her türlü yardım ve desteğini gördüğüm, bilgi ve deneyimlerinden sürekli yararlandığım danışman hocalarım Prof. Dr. Gürol SEYİTOĞLU ve Prof. Dr. Ayşegül YILDIZ’a içten teşekkürlerimi sunarım.

Tez izleme Komitesi üyeleri Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü’nden Prof. Dr. Nizamettin KAZANCI ve Prof. Dr. Veysel Işık’a ve eski üye Dr. Sonay BOYRAZ-ASLAN’a (MTA) değerli görüş ve katkılarından dolayı çok teşekkür ederim.

Tez jüri üyeleri olarak görüş ve eleştirileriyle tez çalışmasının şekillenmesine katkılarından dolayı Selçuk Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü öğretim üyesi Prof. Dr. Hükmü ORHAN’a ve Aksaray Üniversitesi, Harita Mühendisliği Bölümü öğretim üyesi Prof. Dr. Semih EKERCİN’e teşekkürlerimi sunarım.

Arazi çalışmaları sırasında desteklerini gördüğüm Prof. Dr. Gürol SEYİTOĞLU, Prof. Dr. Veysel IŞIK, Yrd. Doç. Dr. Alper GÜRBÜZ (Niğde Üniversitesi), Jeo. Müh. Özgür Yedek, Tahsin Onur Yücel (Ankara Üniversitesi) ve Jeo. Yük. Müh. Gülşen AKAN’a (Antalya Valiliği), paleomanyetizma örneklerinin alımında ve yorumlanmasında yardımlarını esirgemeyen Yrd. Doç. Dr. Özlem MAKAROĞLU’na (İstanbul Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü) katkılarından ötürü teşekkür ederim.

Laboratuvar çalışmaları kapsamında, paleomanyetizma analizlerinin yapılmasındaki katkılarından dolayı Massachusetts Institute of Technology (MIT) Earth, Atmospheric and Planetary Sciences (EAPS)’da araştırmalarını sürdüren Dr. Huapei WANG,

Eduardo Andrade LIMA, Jefferson FERRAZ'a ve sonuçların değerlendirilmesinde katkı sunan Prof. Dr. Benjamin WEISS'e, sedimanter kayaçlara ait petrografik kesitlerin yaptırılmasındaki maddi desteğinden ötürü Prof. Dr. Nizamettin KAZANCI'ya, kesitlerin hazırlanmasındaki katkılarından dolayı Uzm. Murat KALKAN'a (Aksaray Üniversitesi), kesitlerin yorumlanmasında yardımlarını esirgemeyen Dr. Elif AKISKA (Ankara Üniversitesi) ve Prof. Dr. Ayşegül YILDIZ'a, ayrıca mikrotektonik kesitlerin alınması, yaptırılması ve yorumlamasını sağlayan Prof. Dr. Veysel IŞIK'a teşekkürü bir borç bilirim.

Uzaktan algılama ve CBS ile ilgili kısımlarda değerli bilgilerini benimle paylaşan, sorularımı sabırla cevaplayan ve tez içerisindeki ilgili kısımlara dair görüşleri ile tezin gelişimine katkı sağlayan Prof. Dr. Semih EKERCİN'e, Yrd. Doç. Dr. Mustafa Murat KAVURMACI'ya, Araş. Gör. Sefa BİLGİLİOĞLU ve Araş. Gör. Tarık TOLUN'a teşekkür ederim.

Jeolojik kesitlerin hazırlanmasında ve bölge jeolojisinin anlaşılmasında görüş ve önerileriyle beni yönlendiren, ayrıca yurt dışı araştırmalarım süresince desteğini esirgemeyen Prof. Dr. Leigh ROYDEN'a (MIT) önemli katkılarından ötürü teşekkürlerimi sunarım.

Arkadaşlarım, Aksaray Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden Uzm. Murat KALKAN, Araş. Gör. Mustafa Haydar TERZİ ve Araş. Gör. Hacer BİLGİLİOĞLU' na katkılarından ötürü teşekkür ederim.

2211-Yurt İçi Doktora Programı kapsamında sağladığı destekten ötürü TÜBİTAK Bilim İnsanı Destekleme Daire Başkanlığı (BİDEB) birimine, Doktora Sırası Yurtdışı Burs Programı ile sağladığı destekten ötürü Yüksek Öğretim Kurumu'na (YÖK) ve 2013-71 numaralı proje kapsamındaki desteğinden ötürü Aksaray Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Başkanlığı'na (ASÜBAP) teşekkürü bir borç bilirim.

Son olarak, tez çalışmalarım süresince vermiş oldukları destek için sevgili aileme ve yaptığım her çalışmada bir fiil yanımda olan, maddi ve manevi desteğini hiç azaltmayan, sabır gösteren ve beni yüreklendiren eşim Alper GÜRBÜZ'e sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Esra GÜRBÜZ

Aksaray, Ekim 2016

İÇİNDEKİLER DİZİNİ

Sayfa

ÖNSÖZ……ii
TEŞEKKÜR……...iii
İÇİNDEKİLER DİZİNİ……v
ÖZET…….....…vii
ABSTRACT……..... viii
ŞEKİLLER DİZİNİ……...ix
ÇİZELGELER DİZİNİ…….……..xvi
SİMGELER DİZİNİ……...…xvii
KISALTMALAR DİZİNİ…….…xviii
1.GİRİŞ 1
1.1 ÇALIŞMA ALANININ KONUMU VE KONUSU 2
1.2 PROBLEM VE AMAÇ..... 5
1.3 KAPSAM VE YÖNTEM..... 5
1.3.1 Büro çalışmaları..... 5
1.3.2 Arazi çalışmaları..... 6
1.3.3 Laboratuvar çalışmaları..... 7
1.4 ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR..... 7
2.BÖLGESEL JEOLOJİ..... 18
2.1 STRATİGRAFİ 18
2.1.1 Temel birimler..... 20
2.1.1.1 Niğde Masifi 20
2.1.1.2 Bolkar Dağı Birliği/ Bolkar Karbonat Platformu 23
2.1.1.3 Alihoca Ofiyoliti..... 25
2.1.2 Örtü kayalar..... 28
2.1.2.1 Dedeli Formasyonu..... 28
2.1.2.2 Güneydağı Formasyonu..... 30
2.1.2.3 Halkapınar Formasyonu..... 32
2.1.2.4 Ulukışla Formasyonu..... 35
2.1.2.5 Hasangazi Formasyonu..... 37
2.1.2.6 Delimahmutlu Formasyonu 38
2.1.2.7 Kabaktepe Formasyonu 39
2.1.2.8 Aktoprak Formasyonu 40
2.1.2.9 Kızıltepe Traverteni 42
2.1.2.10 İnsuyu formasyonu..... 42
2.1.2.11 Kuvaterner birimleri..... 43
2.1.3 İntrüzif kütleler..... 44
2.1.3.1 Horoz Granitoyidi 44
2.1.3.2 Elmalı Monzosiyeniti..... 46
2.1.3.3 Tahyacı Andeziti..... 46
2.2 TEKTONİK..... 47
2.2.1 Niğde Sıyrılma Fayı 47
2.2.2 Bolkar Fayı 52

2.2.3 Ecemiş Fay Zonu 55
2.2.4 Niğde Fayı 58
2.2.5 Tuzgölü Fay Zonu 58
2.3 AKTİF TEKTONİK VE DEPREMSELLİK 59
3.GEÇ SENOZOYİK ÇÖKELLERİNİN FASİYES ÖZELLİKLERİ 63
3.1 FASİYES ÖZELLİKLERİ VE DEPOLANMA ORTAMLARI 63
3.1.1 Oligosen-Orta Miyosen çökelleri 64
3.1.1.1 Litofasiyesler 67
3.1.1.2 Fasiyes birlikleri 78
3.1.2 Geç Miyosen-Pliyosen çökelleri 80
3.1.2.1 Litofasiyesler 83
3.1.2.2 Fasiyes birlikleri 90
3.1.3 Kuvaterner çökelleri 93
3.1.3.1 Litofasiyesler 95
3.1.3.2 Fasiyes birlikleri 98
4.YAPISAL JEOLOJİ 101
4.1 FAYLAR 101
4.1.1 Niğde Sıyrılma Fayı 104
4.1.2 İvriz Sıyrılma Fayı 108
4.1.3 Niğde Fayı 115
4.1.4 Diğer Faylar 116
4.2 KIVRIMLAR 122
5.UZAKTAN ALGILAMA ÇALIŞMALARI 130
5.1 ÇİZGİSELLİK ANALİZİ 130
5.1.1 Temel veriler 131
5.1.2.1 Sayısal yükseklik modeli 131
5.1.2.2 Uydu görüntüleri 134
5.1.2 Yardımcı veriler 155
5.1.2.1 Yol Haritası 155
5.1.2.2 Fay Haritası 157
5.1.2.3 Drenaj Haritası 157
5.1.3 Çizgisellik Haritası 159
6.PALEOMANYETİZMA ÇALIŞMALARI 162
6.1 PALEOMANYETİK ÖRNEKLERİN ALINMASI VE HAZIRLANMASI 163
6.2 İKİNCİL MIKNATISLANMANIN TEMİZLENMESİ 166
6.2.1 Isıl temizleme yöntemi 167
6.3 MIKNATISLANMA DOĞRULTULARININ ANALİZİ VE SONUÇLARIN GÖSTERİMİ . 169
6.3.1 Stereografik projeksiyon 170
6.3.2 Zijderveld diyagramı 171
6.3.3 Normalize şiddet değişim grafiği 171
6.4 PALEOMANYETİK VERİLERİN İSTATİSTİKSEL ANALİZİ 172
6.5 ELDE EDİLEN ORTALAMA MIKNATISLANMA DOĞRULTULARININ DEĞERLENDİRİLMESİ 174
7.TARTIŞMA: ULUKIŞLA HAVZASI'NIN GEÇ SENOZOYİK EVRİMİ ... 179
7.1 DEPOLANMA ORTAMLARI 179
7.2 TEKTONİK GELİŞİM 182
8.SONUÇLAR 191
KAYNAKLAR 195
ÖZGEÇMİŞ 214

ÖZET

ULUKIŞLA HAVZASI'NIN GEÇ SENOZOYİK EVRİMİ

Ulukışla Havzası Orta Anadolu'da Geç Kretase-Senozoyik döneminde gelişen önemli havzalardan bir tanesidir. Havza güneyde Torid Platformuna ait Bolkar Dağları, kuzeyde Niğde Masifi ve doğuda Ecemiş Fay Zonu ile sınırlanır. Ulukışla Havzası'nın gelişimi için verilen yaş aralığının oldukça geniş olması ve söz konusu bölgede birden fazla tektonik rejimin etken olması önceki çalışmalarda havzanın gelişimi üzerine farklı görüşler ortaya atılmasına sebep olmuştur. Bununla beraber tüm bu görüşler havzanın karakterini Geç Kretase-Erken Senozoyik kapsamında inceler, diğer bir değişle havzanın Geç Senozoyik'teki durumuna dair detaylı çalışma sayısı oldukça sınırlıdır. Tez çalışmasında, Türkiye Neotektoniği'nin şekillendiği bu önemli dönemde, Ulukışla Havzası'nın gelişiminde etken olmuş tektonik rejimlerin belirlenmesi, sedimantasyonun bu süreçteki durumu ve havza gelişiminin bölgesel jeoloji kapsamındaki rolünün anlaşılması amaçlanmıştır. Senozoyik birimlerinin fosil içerikleri ve litolojik özellikleri dikkate alındığında, Ulukışla Havzası'nda Geç Kretase'den itibaren sığ bir ortamdan derin deniz ortamına doğru hızla derinleşen, Orta Eosen'den itibaren ise sığlaşan denizel bir ortamdan bahsetmek mümkündür. Neojen sonundan itibaren ise bölgede tamamen karasal bir ortamın varlığı görülmektedir. Bununla birlikte havzanın güney kenarını sınırlayan ve havza çökelleri ile Bolkar Dağları'nı ayıran yapısal unsurun kuzeye eğimli düşük açılı bir normal fay olduğu ve Geç Kretase'den itibaren Orta Eosen'e dek havzanın gelişimini denetlediği düşünülmektedir. Arazi ve uzaktan algılama çalışmaları kapsamında elde edilen yapısal verilerin sonucunda, çalışma alanında KD-GB, KKD-GGB ve DKD-BKB yönlü faylar ve çizgisel unsurların hâkim olduğu, bunun da bölgedeki ana faylar ve kıvrım eksenlerinin doğrultuları ile örtüştüğü gözlenmiştir. Eldeki tüm bulguların değerlendirilmesi neticesinde Ulukışla Havzası'nın, Geç Kretase-Orta Eosen'de genişlemeli bir rejim altında açıldığı, Orta Eosen sonrasında K-G yönlü bir sıkışma etkisinde kaldığı, bölgede önemli kıvrımların oluştuğu ve önceki genişlemeli fazın ürünleri olan normal fayların ters faylarla kesildiği ayrı bir rejim gözlenmiştir. Bunun sonrasında, Oligosen-Orta Miyosen döneminde, yeni bir genişlemeli rejim etkisinde havzada çökelim sürmüştür. Orta Miyosen'de, Oligosen-Orta Miyosen birimlerinin daha düşük açılar ile kıvrımlanmasına ve faylanmasına sebep olan son bir sıkışma evresi daha meydana gelmiştir. Geç Miyosen-Pliyosen'de, bölgede yeniden gelişen genişlemeli rejim etkisinde fay denetimli kalın bir istif depolanmıştır. Kuvaterner birimleri ise normal bileşenli sol yanal doğrultu atımlı bir fay olan Niğde Fayı denetiminde, özellikle bugünkü Ereğli Ovası'nda, Neojen çökelleri üzerine uyumsuz olarak çökelmiştir.

Anahtar Kelimeler: Ulukışla Havzası, Orta Anadolu, Geç Senozoyik, Tektonik, Uzaktan Algılama, Yapısal jeoloji, Fasiyes analizleri.

ABSTRACT

LATE CENOZOIC EVOLUTION OF THE ULUKIŞLA BASIN

The Ulukışla Basin is one of the most important basins in Central Anatolia that developed during the Late Cretaceous-Cenozoic. The basin is bounded in the southern side by the Bolkar Carbonate Platform, to the northern side by the Niğde Massif, and in the eastern side by the Ecemiş Fault Zone. In previous studies related to development of the Ulukışla Basin, various views have been suggested because of the age range which is fairly broad for the evolution of the basin, and the region has been effected by numerous tectonic regimes. Additionally, all these suggestions discuss the basin development in the Late Cretaceous-Early Cenozoic time, in other words, detailed studies about the basin development in the late Cenozoic are limited. It is aimed to identify the tectonic regimes that were influential in the development of the Ulukışla Basin during this period when the Neotectonics of Turkey has been formed, the state of sedimentation in this period and the role of the development of the basin within the regional geology. Considering the fossil contents and lithological features of the Cenozoic units, there was a transition from Late Cretaceous shallow marine environment to deeper marine environment. In the Middle Eocene, there was a shallow sea environment. The study area has been completely terrestrial after the late Neogene. According to field observations, it was understood that the structure between the Bolkar Mountains and the basin deposits is a north dipping low angle normal fault, which was effected in the basin development process from the Late Cretaceous to Middle Eocene. The data obtained during the field and remote sensing studies show that the NE-SW, NNE-SSW and ENE-WNW trending faults and lineaments are dominated in the study area and coherent to the main faults and fold axes in the region. As a result of the evaluation of all the present findings, the Ulukışla Basin was exposed under an extensional regime in the Late Cretaceous-Middle Eocene. After the Middle Eocene, significant folds was developed under the effect of a N-S-directed compression in the region, and the normal faults which were developed by the previous extensional phase were cut by reverse faults. Subsequently, during the Oligocene-Middle Miocene period, under the influence of a new extensional regime the deposition was continued. In the Middle Miocene, a relatively weaker last compressional phase was occurred, which caused the folding and faulting of the Oligocene-Middle Miocene units with lower angles. In the Late Miocene-Pliocene, a fault-controlled thick sequence was deposited under the extensional regime in the region. The Quaternary units were unconformably deposited on the Neogene deposits, particularly in the current Ereğli Plain, under the control of the Niğde Fault, which is a normal component left lateral strike-slip fault.

Keywords: Ulukışla Basin, Central Anatolia, Late Cenozoic, Tectonics, Remote Sensing, Structural Geology, Facies analyses.

ŞEKİLLER DİZİNİ

Sayfa

Şekil 1.1: Çalışma alanı ve yakın çevresini gösteren yer bulduru haritası. 3
Şekil 1.2: MTA'nın jeolojik harita paftalarında (1/100.000) çalışma alanının konumu. 3
Şekil 1.3: Çalışma alanına ait morfoloji haritası. 4
Şekil 2.1: Çalışma alanının genelleştirilmiş kolon kesiti (Demirtaşlı vd. (1975) ve Alan vd. (2011a)'den değiştirilerek). 18
Şekil 2.2: Çalışma alanının jeoloji haritası (Demirtaşlı vd. (1975), Atabey vd. (1990), Ulu (2009), Alan vd. (2011a,b)'den değiştirilerek hazırlanmıştır. Bolkar İtki Fayı: Demirtaşlı vd. (1975), Niğde Sıyrılma Fayı: Whitney ve Dilek (1997, 1998), Niğde Fayı: Koçyiğit (2003), Ecemiş Fayı:Emre vd. (2011), İvriz Sıyrılma Fayı: Seyitoğlu vd. (değerlendirmede)). 19
Şekil 2.3: Niğde Masifi kuzey cephesinin genel görüntüsü. 22
Şekil 2.4: Alan vd. (2011a)' ne göre çalışma alanı ve yakın çevresinde yer alan birlik, dilim ve örtü kayalar arasındaki ilişkileri gösteren şematik diyagram. 23
Şekil 2.5: İvriz mevkinde Bolkar Dağı Birliği'ne ait mermerler. 25
Şekil 2.6: Çalışma alanı ve yakın çevresinde yer alan başlıca ofiyolitler ve magmatik kütleler (birimlerin sınırları MTA (2002)'dan hazırlanmış olup, adlandırma referansları için metne bakınız). 27
Şekil 2.7: Alihoca Ofiyoliti'nin Bolkar Birliği ve Halkapınar Formasyonu ile ilişkisi (Kayasaray mevki). 28
Şekil 2.8: Ulukışla Havzası ve yakın civarı için önceki çalışmalarda önerilen genelleştirilmiş stratigrafik kesitler. 29
Şekil 2.9: Kösere ve Dedeli Köyleri çevresinde, Güneydağı ve Halkapınar formasyonlarının genel durumu. 31
Şekil 2.10: Halkapınar Formasyonu'na ait a) marn-killi kireçtaşı ardalanması, b) üst seviye kumtaşları, c) alt seviye kumtaşı-konglomera geçişi, d) alt seviye kumtaşları, e) alt seviyede Bolkar Grubu'na ait malzeme içeren konglomeralar. 33
Şekil 2.11: Halkapınar Formasyonuna ait marnlar içerisinden elde edilen nannoplanktonlar, (a) *Biscutum parvulum* Romein, (b) *Ericsonia ovalis* Black, (c) *Fasciculithus aubertae* Haq ve Aubury, (d) *Fasciculithus involutus* Bramlette ve Sullivan, (e) *Princius africanu* Haq ve Aubry, (f) *Princius tenuiculum* Okada ve Thierstein, (g) *Sphenolithus anarrhopus* ve (h) *Sphenolithus anarrhopus* Bukry ve Bramlette , (i) *Sphenolithus primus* Perch-Nielson, (j) *Toweius eminens* Bramlette ve Sullivan. 34
Şekil 2.12: Ulukışla Formasyonu'na ait yastık lavlar. 36
Şekil 2.13: Hasangazi Formasyonu'na ait kumtaşı-marn ardalanması. 37
Şekil 2.14: Delimahmutlu Formasyonu'na ait konglomera ve kumtaşları. 38
Şekil 2.15: Kabaktepe Formasyonu'na ait evaporitler. 40
Şekil 2.16: Aktoprak Formasyonu'nun konumu. 41
Şekil 2.17: Kabaktepe Formasyonu ve üzerine gelen Aktoprak Formasyonu'nun ilişkisi. 41

Şekil 2.18: Aktoprak Formasyonu içerisindeki marnlarda tespit edilen nanno planktonlar, a) *Cribrocentrum coenurum* Reinhardt, b) *Ericsonia ovalis* Black,c) *Sphenolithus conspicuus* Martini. 42
Şekil 2.19: Üst Miyosen-Pliyosen çökellerine ait birimlerin çalışma alanındaki genel görünümü. 43
Şekil 2.20: Horoz Granitoyidi'nin bölgedeki yerleşimi..... 45
Şekil 2.21: a) Orta Anadolu Kristalen Kompleksi'nin Konumu b) Orta Anadolu Kristalen Kompleksi'nin basitleştirilmiş jeoloji haritası (Lefebvre vd. (2011)'den değiştirilerek). 47
Şekil 2.22: Niğde Masifi'nin genelleştirilmiş jeolojisi (Atabey (1990), Whitney ve Dilek (1997)'den değiştirilerek)..... 49
Şekil 2.23: Niğde Masifi'nin yüzeyleyişini gösteren şematik diyagramlar a) Whitney ve Dilek (1997)'den değiştirilerek, b) Dirik vd. (2003)'den değiştirilerek..... 49
Şekil 2.24: Bolkar Dağları çevresinin bölgesel tektonik çatısı (Demirtaşlı vd. (1975)'den değiştirilerek)..... 52
Şekil 2.25: Ulukışla Havzası güneyinde bindirme fayı bulunan önceki çalışmalardan haritalar a) Akay ve Uysal (1988) b) Çevikbaş ve Öztunalı (1991), c) Alpaslan vd. (2004) d) Kurt vd. (2008) e) Dirik vd. (1999) f) Clark ve Robertson (2005). 53
Şekil 2.26: Ecemiş Fay Zonu'nun Google Earth görüntüsü. 55
Şekil 2.27: Orta Anadolu ve çevresinin yalınlaştırılmış Neotektonik haritası (Koçyiğit (2003)'den sadeleştirilerek alınmıştır). 56
Şekil 2.28: a) Çalışma alanı yakın çevresi, b) Çalışma alanı yakın çevresinin depremselliği (1900-2016), (deprem verileri Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Ulusal Deprem İzleme Merkezi'nden temin edilmiştir. Faylar: Alan vd. (2011a,b), Ulu (2009), Atabey vd. (1990), Koçyiğit (2003), Emre vd. (2011), bu çalışma). 61
Şekil 2.29: Çalışma alanı yakın çevresinde 1900-2016 yılları arasında meydana gelen depremlerin yoğunluk dağılım grafiği (kesikli çizginin altındaki kısım sadece çalışma alanını temsil etmektedir)..... 62
Şekil 3.1: Geç Senozoyik birimlerinde ölçülen istiflerin yerlerini gösterir harita (ÖİK-ölçülü istif kesiti). 64
Şekil 3.2: Ulukışla Havzası Oligosen-Orta Miyosen istifine ait ölçülü istif kesitleri ve fasiyes dağılımları (ÖİK hatları için Şekil 3.1'e bakınız). 66
Şekil 3.3: a-d) Oligosen-Orta Miyosen yaşlı istifin farklı seviyelerinde gözlenen tane destekli masif konglomera fasiyesi. 67
Şekil 3.4: İstifin orta ve üst kesimlerinde bulunan yeşilimsi gri düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı litofasiyesinin a) ve b) arazideki görünümü c) ve d) ince kesit görüntüsü (I. ve II. Nikol). 68
Şekil 3.5: a) Küçük ölçekli düzlemsel çapraz tabakalı konglomera ve kumtaşı litofasiyesinin arazi görünümü. b) Tabakalanma yapısı ve tane boyu değişimini gösteren yorumlanmış fotoğraf. 68
Şekil 3.6: Paralel ince tabakalı kumtaşı ve silttaşlarının arazi görünümü. 69
Şekil 3.7: Masif kumtaşlarının a- b) arazideki durumu, c- d) ince kesit görüntüsü (I.ve II. Nikol)..... 70
Şekil 3.8: a-d) Kahverengi düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşlarının istifin farklı seviylerindeki görünüşleri. 71
Şekil 3.9: F6 litofasiyesini oluşturan kumtaşlarının içerdiği tane bileşenlerinin ince kesit görüntüleri, a) ve c) I. Nikol, b) ve d) II. Nikol..... 71

Şekil 3.10: a) ve b) Kırmızı renkli çamurtaşı arazideki genel görünümü, c) çamurtaşlarındaki renk bantlarının yakından görünümü, d) çamurtaşları bünyesinde gözlenen laminaların işlenmiş görüntüsü. 72
Şekil 3.11: Yeşilimsi gri renkli kiltaşı-marn seviyesinin arazi görünümü. 73
Şekil 3.12: a) Bej ve pembemsi renkli marnların arazi görünümü, b) marnlar içerisinde konkoidal kırılmalı pembe renkli seviyeler. 73
Şekil 3.13: a) ve b) Masif, orta-kalın tabakalı fosilli kireçtaşlarının arazideki genel görünümü, c) kireçtaşlarının yakın görüntüsü, d) kireçtaşları içerisindeki makro fosilli seviyeler. 74
Şekil 3.14: F10'a ait kireçtaşlarının ince kesit görüntüleri. a) ve b) alg yaygıları, c) demir sıvamaları, d) kayaç parçaları, d) ve e) gastropod parçaları, sünger spikülleri ve algler. 75
Şekil 3.15: a) ve b) Breşik kireçtaşlarının arazideki genel görünümü. 76
Şekil 3.16: Oligosen-Orta Miyosen istifindeki a) anhidrit ve b) jips seviyeleri. 76
Şekil 3.17: Aktoprak Formasyonu üzerine uyumsuz gelen travertenin a) arazideki genel görünümü, b) ve c) ince kesit görüntüleri (I. ve II. Nikol). 77
Şekil 3.18: Geç Miyosen-Pliyosen istifine ait ölçülü istif kesitleri ve fasiyes dağılımları (ÖİK hatları için Şekil 3.1'e bakınız). 82
Şekil 3.19: Hamur destekli masif konglomeralar. 83
Şekil 3.20: a) ve b) Tane destekli masif konglomera fasiyesinin arazideki genel görünümü. 84
Şekil 3.21: a) ve b) Teknemsi çapraz tabakalı konglomeraların arazideki genel görünümü, c) konglomera bileşenlerinin detaylı görüntüsü. 85
Şekil 3.22: a), b) ve c)Teknemsi çapraz tabakalanmalı çakıllı kumtaşı, d) çakıllı kumtaşı içerisindeki balıkkılçığı çapraz tabakalanma e) ve f) ince kesit görüntüleri (I. ve II. Nikol). 86
Şekil 3.23: a) ve b) Kalın-masif tabakalı, gevşek tutturulmuş ve dağılgan killi marnların arazideki genel görüntüsü. 88
Şekil 3.24: Orta-Kalın tabakalı kireçtaşlarının a) arazideki genel görünümü b) ve c) ince kesit görüntüsü 89
Şekil 3.25: Geç Miyosen-Pliyosen seri içerisindeki alüvyal yelpaze (İFb1) tortulları (F1, F7, F8). 91
Şekil 3.26: Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı istif içerisinde İFb3 ve İFb4 birliklerinin arazideki durumlarını gösteren bir görüntü. 92
Şekil 3.27: Kuvaterner istifine ait ölçülü istif kesitleri ve fasiyes dağılımları (ÖİK lokasyonları için Şekil 3.1'e bakınız). 94
Şekil 3.28: Kuvaterner yaşlı çökellere ait başlıca litofasiyeslerin arazi görünümleri a) F1 b) F3 ve F7 c) F4 ve F6 d) F4, F6 ve F8 e) F3, F4 ve F6 f) F1 ve F4 g) F6 ve F8 litofasiyesleri 97
Şekil 4.1: Çalışma alanına ait yapı haritası (formasyon sınırları Demirtaşlı vd. (1975), Atabey vd. (1990), Ulu (2009), Alan vd. (2011a,b)'den değiştirilerek hazırlanmıştır. Niğde Fayı: Koçyiğit (2003), Ecemiş Fayı: Emre vd.(2011), Niğde Sıyrılma Fayı: Whitney ve Dilek (1997, 1998), İvriz Sıyrılma Fayı: Seyitoğlu vd. (değerlendirmede)). 102
Şekil 4.2: Çalışma alanına ait hazırlanmış jeolojik enine kesitler (kesit hatları için Şekil 4.1'e bakınız). 103
Şekil 4.3: Google Earth görüntüsü üzerinde Niğde Masifi güney kenarından mikrotektonik analizler için alınan örneklerin yerleri. 105
Şekil 4.4: a) Niğde Masifi güney yamacı, Halaç köyü civarı, b) masif üzerindeki makaslama yüzeyleri, c)-d) mikrotektonik analiz için yönlü örnek alımı. 105

Şekil 4.5: Niğde Masifi'nden alınan NM14-01 nolu örneğin mikrotektonik amaçlı petrografik kesitleri (açıklamalar için metne bakınız). 106
Şekil 4.6: Niğde Masifi'nden alınan NM14-03 nolu örneğin mikrotektonik amaçlı petrografik kesitleri (açıklamalar için metne bakınız). 107
Şekil 4.7: Niğde Masifi'nden alınan NM14-02 nolu örneğin mikrotektonik amaçlı petrografik kesitleri (açıklamalar için metne bakınız). 107
Şekil 4.8: Google Earth görüntüsü üzerinde Bolkar Dağları kuzey yamacından mikrotektonik analizler için alınan örneklerin yerleri (İvriz ve Kayasaray mevkileri). 108
Şekil 4.9: a)- e) Bolkar Dağları'nın kuzey yamaçlarında İvriz Sıyrılma Fayı taban bloğunda bulunan makaslama zonları. 109
Şekil 4.10: a) ve b) Bolkar Dağları kuzeyinde İvriz Sıyrılma Fayı taban bloğunda bulunan kayma düzlemleri. 109
Şekil 4.11: İvriz Fay düzleminden (İvriz ve Kayasaray mevkileri) alınan örneklerin petrografik kesitleri (açıklamalar için metne bakınız). 111
Şekil 4.12: İvriz Sıyrılma Fayı'nın İvriz mevki civarında detaylı jeoloji haritası... 112
Şekil 4.13: a) İvriz mevkinde Bolkar Birliği ve Ulukışla Havzası çökelleri arasındaki durumu gösteren basitleştirilmiş jeolojik kesit, b) sıyrılma yüzeyi altındaki breşler, c) sıyrılma yüzeyi. 114
Şekil 4.14: a) Niğde Fayı'nın Çayhan ve Badak mevkileri arasındaki bölümünün Google Earth görüntüsü, b-e) fayın geçtiği yerlerde akarsular üzerinde sebep olduğu ötelenmeler. 115
Şekil 4.15: Paleosen-Orta Eosen birimleri içerisinde gelişen normal faylar (Kolsuz mevki, 36S 0636843,4174228). 117
Şekil 4.16: Paleosen-Orta Eosen birimleri içerisinde gelişen çökelme ile eş yaşlı normal faylar ve bunları kesen ters fay (Kolsuz mevki, 36S 0636843,4174228).... 118
Şekil 4.17: Paleosen-Orta Eosen birimlerini kesen KD'ya eğimli normal fay (36S 0635224,4168629). 119
Şekil 4.18: Paleosen-Orta Eosen birimlerinde bulunan yastık lavlar içerisindeki makaslama düzlemi (36S 0635988, 4163183). 119
Şekil 4.19: Oligosen-Orta Miyosen birimlerinde kayma oturmalarla ilişkili olarak gelişen a) normal faylar, b) ters faylar. 120
Şekil 4.20: Aktoprak Formasyonu güneyini sınırlayan normal fay. 121
Şekil 4.21: Yeniyıldız mevkinde Oligosen-Orta Miyosen birimleri ile ofiyolitlerin durumunu gösterir a) harita, b) arazi görüntüsü. 122
Şekil 4.22: Geç Kretase-Orta Eosen yaşlı birimlerdeki bir antiklinal yapısı. 123
Şekil 4.23: Geç Kretase-Orta Eosen birimlerinin tabaka doğrultu ve eğim değerlerine ait diyagramlar a) doğrultuların yönlenimi, b) eğimlere ait yön ve sıklık diyagramları c) stereonet diyagramı d) kontür diyagramı. 124
Şekil 4.24: Orta Eosen birimlerindeki senklinal (36S 0635227, 4165739). 124
Şekil 4.25: Orta Eosen birimleri içerisindeki kıvrım ve ters faylar (36 S 0635356, 4165016). 125
Şekil 4.26: Orta Eosen birimlerine ait tabaka doğrultu ve eğim değerlerine ait diyagramlar a) doğrultuların yönlenimi, b) eğimlere ait yön ve sıklık diyagramları c) stereonet diyagramı d) kontür diyagramı. 126
Şekil 4.27: a) Oligosen-Orta Miyosen birimlerinin yerleştiği açık senklinal, b-c) aynı birimler içerisinde gelişen kayma-oturma yapıları. 127
Şekil 4.28: Oligosen-Orta Miyosen birimlerine ait tabaka doğrultu ve eğim değerlerine ait diyagramlar a) doğrultuların yönlenimi, b) eğimlere ait yön ve sıklık diyagramları, c) stereonet diyagramı d) kontür diyagramı. 128

Şekil 4.29: Çalışma alanındaki Geç Miyosen–Pliyosen yaşlı birimlerinin konumu, KB'ya bakış. 129
Şekil 4.30: Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı birimlere ait tabaka doğrultu ve eğim değerleri diyagramları a) doğrultuların yönlenimi, b) eğimlere ait yön ve sıklık diyagramları c) stereonet diyagramı d) kontür diyagramı. 129
Şekil 5.1:Çalışma alanına ait farklı açılarda aydınlatılmış SYM görüntüleri (a-45, b-90, c-180, d-315). 132
Şekil 5.2: Farklı açılarda aydınlatılmış SYM görüntüleri üzerinden hazırlanan çizgisellik haritası……133
Şekil 5.3: Farklı açılarda aydınlatılmış SYM görüntüleri üzerinden hazırlanan çizgiselliklere ait gül diyagramı. 133
Şekil 5.4:Çalışma alanına ait Lineer germe uygulanmış Landsat-8 (7.band) görüntüsü. 137
Şekil 5.5: Lineer germe uygulanmış görüntüden elde edilen çizgisellik haritası. ... 137
Şekil 5.6: Lineer germe uygulanmış görüntüden elde edilen çizgiselliklere ait gül diyagramı. 138
Şekil 5.7: Görüntünün yüksek ve düşük frekanslı bileşenleri, a) dijital numaranın tüm frekansları içeren tipik görüntüsü, b) yüksek frekans dalga bileşenleri, c) düşük frekans dalga bileşenleri (Gupta (2003)'dan değiştirilerek alınmıştır). 139
Şekil 5.8: Çalışma alanına ait yüksek geçirgen filtre uygulanmış Landsat-8 (7.band) görüntüsü……..140
Şekil 5.9: Yüksek geçirgen filtre uygulanmış görüntüden elde edilen çizgisellik haritası. 141
Şekil 5.10: Yüksek geçirgen filtre uygulanmış görüntüden elde edilen çizgiselliklere ait gül diyagramı. 141
Şekil 5.11: Çalışma alanına ait kenar zenginleştirme uygulanmış Landsat 8 (7.bant) görüntüsü. 142
Şekil 5.12: Kenar zenginleştirme uygulanmış görüntüden elde edilen çizgisellik haritası. 142
Şekil 5.13: Kenar zenginleştirme uygulanmış görüntüden elde edilen çizgiselliklere ait gül diyagramı. 143
Şekil 5.14: Çalışma alanına ait a) KB-GD, b) K-G, c) KD-GB, d) D-B yönlü Sobel filtresi uygulanmış Landsat-8 (7.band) görüntüleri. 145
Şekil 5.15: Çalışma alanına ait a a) KB-GD, b) K-G, c) KD-GB, d) D-B yönlü Prewitt filtresi uygulanmış Landsat-8 (7.band) görüntüleri. 146
Şekil 5.16: Sobel filtresi uygulanmış görüntülerden elde edilen çizgisellik haritası. 147
Şekil 5.17: Sobel filtresi uygulanmış görüntüden elde edilen çizgiselliklere ait gül diyagramı. 147
Şekil 5.18: Prewitt filtresi uygulanmış görüntülerden elde edilen çizgisellik haritası. 148
Şekil 5.19: Prewitt filtresi uygulanmış görüntüden elde edilen çizgiselliklere ait gül diyagramı. 148
Şekil 5.20: Ana bileşenlerin genel durumu. 149
Şekil 5.21: Çalışma alanına ait ana bileşenler dönüşümü yapılmış görüntü (ilk üç bileşenden oluşan band kompoziti). 150
Şekil 5.22: Ana bileşenler dönüşümü sonucunda elde edilen çizgisellik haritası. .. 150
Şekil 5.23: Ana bileşenler dönüşümü uygulanmış görüntüden elde edilen çizgiselliklere ait gül diyagramı. 151

Şekil 5.24: A ve B nesneleri için spektral eğriyi gösteren grafik. (Grafikteki λ1 ve λ2 iki ayrı sensör kanalını temsil etmektedir. A ve B nesnelerinin spektral tepkileri hem λ1 hem de λ2 kanallarında üst üste gelmiştir. Bundan ötürü tek bir band bağımsız sonuçların gösterilmesi için uygun değildir. Ancak eğer iki bandın oranlaması yapılırsa, spektral eğim A ve B nesnelerini ayırır ve A_{1-2} ve B_{1-2} çizgilerini verir) (Gupta, (2003)'dan değiştirilerek alınmıştır). 152
Şekil 5.25: Çalışma alanına ait gerçek renkli (4,3,2) Landsat-8 uydu görüntüsü... 153
Şekil 5.26: Çalışma alanına ait 5,4,3 band kombinasyonu ile elde edilen sahte renkli Landsat-8 uydu görüntüsü. 153
Şekil 5.27: Çalışma alanına ait Landsat-8 uydu görüntüsünün (6/7, 3/4, 5/6) band oranlarının birleştirilmesi ile elde edilen kompoziti. 154
Şekil 5.28: Çok bantlı uydu görüntülerinden elde edilen çizgisellik haritası. 154
Şekil 5.29: Çok bantlı uydu görüntüden elde edilen çizgiselliklere ait gül diyagramı. 155
Şekil 5.30: Çalışma alanına ait uydu görüntüsünden elde edilen oran görüntüleri a) 4/7, b) a'nın yakınlaştırılmış görüntüsü, c) 4/6, d) a'nın yakınlaştırılmış görüntüsü. 156
Şekil 5.31: Çalışma alanına ait yol haritası. 156
Şekil 5.32: Çalışma alanındaki, mevcut çalışmalarda tanımlanmış Paleotektonik (siyah renkli) ve Neotektonik (kırmızı renkli) döneme ait faylar (Alan vd. 2011a,b, Ulu 2009, Atabey vd. 1990, Koçyiğit 2003, Emre vd. 2011, bu çalışma). 157
Şekil 5.33: Çalışma alanına ait 1/25000 ölçekli Sayısal Yükseklik Modeli. 158
Şekil 5.34: Çalışma alanına ait sayısal yükseklik modeli kullanılarak oluşturulmuş drenaj ağı haritası. 158
Şekil 5.35: Çalışma alanındaki drenajların yönelimlerini gösterir gül diyagramı... 159
Şekil 5.36: Çalışma alanının sonuç çizgisellik haritası. 159
Şekil 5.37: Çalışma alanındaki a) tez kapsamında tespit edilen ana faylara ait b) önceki çalışmaların da dahil edildiği bölgedeki tüm faylara ait gül diyagramı, c) tüm tabaka doğrultularına ait gül diyagramı, d) sonuç çizgisellik haritasına ait gül diyagramı. 160
Şekil 6.1: a) Arazide karot örnek alımı için kullanılan taşınabilir karot makinesi,b) güneş pusulası. 163
Şekil 6.2: Bir karot örneğinin kartezyen koordinat sistemine göre yönelimi (Butler 1992'den değiştirilerek). 164
Şekil 6.3: Ulukışla Havzası paleomanyetik örnekleme noktaları. 165
Şekil 6.4: a) ve b) Ulukışla Havzası'nda yapılan paleomanyetik örnekleme çalışmasına ait fotoğraflar. 165
Şekil 6.5: Paleomanyetizma çalışmalarında kullanılacak karot örneklerinin a) örnek alımı sırası ve b) sonrasında işaretlenmesi. 166
Şekil 6.6: a) Karot kesici b) kesici muhafaza aparatı, c) araziden alınan paleomanyetik karotların kesilmesi, d) kesilmiş örneklerin işaretlenmesi. 166
Şekil 6.7: Ölçümlerin yapıldığı süperkondaktif kayaç manyetometresi. 168
Şekil 6.8: Alternatif alan demanyetizasyonunun şematik gösterimi (H_{AF}, manyetik alanın maksimum noktasını temsil etmektedir) (Butler 1992). 168
Şekil 6.9: İlerleyen demanyetizasyon sırasında NRM vektörü (Butler1992). 169
Şekil 6.10: Wulff Diyagramı üzerinde örneğe ait deklinasyon ve inklinasyon değerlerinin gösterimi. 170

Şekil 6.11: Mıknatıslanma vektörlerinin Zijderveld Diyagramı'nda gösterimi. a) yatay yöndeki değişim b) düşey yöndeki değişim c) yatay ve düşey yöndeki değişim. İçi dolu kareler yatay projeksiyondaki vektör izdüşümünü, içi boş kareler düşey projeksiyondaki vektör izdüşümü göstermektedir. Kare işaretler üzerindeki sayılar temizleme adımlarını belirtir (Butler 1992). 171
Şekil 6.12: Temizleme işlemleri sırasında elde edilmiş Normalize Mıknatıslanma Şiddet Değişim Grafiği. a) Farklı kayaçların ısısal temizleme işlemi sırasında mıknatıslanma şiddetlerinin değişimi b) Farklı kayaçların alternatif alan temizleme işlemi sırasında mıknatıslanma şiddetlerinin değişimi (Sanver 1992). 172
Şekil 6.13: Altı lokasyonun herbirinden yapılan ölçümler soncunda elde edilen sonuçların birer tanesinin, Zijderveld, Wulff diyagramlarında ve normalize mıknatıslanma şiddet değişim grafiği üzerinde gösterimi. 175
Şekil 6.14: Tüm lokasyonlar için temizle işlemleri sonrasında bulunan karakteristik mıknatıslanma vektörlerinin stereoplottaki dağılımı. 176
Şekil 7.1: Oligosen-Orta Miyosen, Geç Miyosen-Pliyosen ve Kuvaterner dönemlerinde Ulukışla Havzası'nda depolanan sedimanter fasiyes birliklerinin yansıttıkları paleocoğrafya modelleri. 181
Şekil 7.2: Anadolu'nun (a) Permo-Triyas ve (b) erken Jura dönemlerini gösterir paleotektonik haritalar (Şengör Yılmaz,1981). 183
Şekil 7.3: Çalışma alanının tektonik gelişimi (Seyitoğlu vd. (değerlendirmede)'den değiştirilerek). 186
Şekil 7.4: Paleosen-Eosen yaşlı volkanosedimanter birimler içerisinde gözlenen çökelme ile eş yaşlı normal faylar ve bu fayları kesen ters fay (Kolsuz mevki). 187

ÇİZELGELER DİZİNİ

Sayfa

Çizelge 2.1: Üçkapılı Granitoyidi'ne yönelik yapılan yaş tayinleri. 21
Çizelge 2.2: Horoz Granitoyidine ait yaş verileri. 46
Çizelge 3.1: Oligosen-Orta Miyosen yaşlı tortulları oluşturan litofasiyesler ve ortam yorumları. 64
Çizelge 3.2: Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı sedimanter birimleri oluşturan litofasiyesler. 80
Çizelge 3.3: İnceleme alanı içerisinde Kuvaterner yaşlı tortulları oluşturan başlıca litofasiyesler. 93
Çizelge 5.1: Çizgisellik haritası hazırlanmasında izlenen akış. 131
Çizelge 5.2: Landsat 8 uydusunun özellikleri (URL-1). 134
Çizelge 5.3: Sobel ve Prewitt Filtreleri'nin dört temel yönde 3x3 matris değerleri. 144
Çizelge 6.1: Paleomanyetizma analizleri sonucu elde edilen veriler (N: örnek sayısı, R: bileşke vektör, k:hassaslık parametresi, α_{95}: güvenirlik sınırı, D: denklinasyon, I: inklinasyon) 177

SİMGELER DİZİNİ

cos	Kosinüs
***d*A**	Steradyan (açısal alan)
D	Deklinasyon açısı
D_i	***D*** vektörünün sapma açısı (deklinasyonu)
H	Manyetik alan
H_{AF}	Manyetik alanın maksimum noktası
I	İnklinasyon açısı
I_i	***I*** vektörünün eğim açısını (inklinasyon)
J	Mıknatıslanma şiddeti
Jo	Doğal kalıcı mıknatıslanma şiddeti
K	Kesinlik (precision) parametresi
l_i	***i*** vektörünün kuzeye bağlı doğrultu kosinüsü
m_i	***i*** vektörünün doğuya bağlı doğrultu kosinüsü
N	Veri grubundaki birim ağırlıklandırılmış vektör sayısı
n_i	***i*** vektörünün batıya bağlı doğrultu kosinüsü
NRM	Doğal kalıntı mıknatıslanma
$P_{dA}(\Theta)$	Fisher dağılım fonksiyonu
θ	Bir veri grubu için gruba ait ortalama ile veri arasındaki açı
R	Bileşke vektörü temsil etmektedir.
sin	Sinüs
tan	Tanjant
T_B	Manyetik alanın 0 olduğu ortamda bloklanma sıcaklığı
T_{demag}	Curie sıcaklığının altındaki bir sıcaklık
x, y, z	Kartezyen koordinat sistemine göre yönler

KISALTMALAR DİZİNİ

Ar	Argon
B	Batı
B	Bor
By	Binyıl
CBS	Coğrafi Bilgi Sistemleri
Co	Kobalt
ChRM	Characteristic Remanent Magnetization (karakteristik kalıntı mıknatıslanma vektörü)
Cu	Bakır
EAPS	Earth, Atmospheric and Planetary Sciences (Yer, Atmosfer ve Gezegen Bilimleri) bölümü
ERS	European Remote Sensing Satellite (Avrupa Uzaktan Algılama Uydusu)
F	Fasiyes
Fb	Fasiyes birliği
Fe	Demir
Fm	Formasyon
G	Güney
GB	Güneybatı
GD	Güneydoğu
GGB	Güney- güneybatı
GGD	Güney- güneydoğu
GÖ	Günümüzden önce
GPS	Global Positioning System (Global konum sistemi)
K	Kuzey
K	Potasyum
Kal.	Kalsit
Kay.	Kayaç parçası
KB	Kuzeybatı
KD	Kuzeydoğu
KKB	Kuzey- kuzeybatı
KKD	Kuzey- kuzeydoğu
Kuv.	Kuvars
km	Kilometre
LILE	Large-ion lithophile elements
m	Metre
M	Magnitüd
mm	Milimetre
My	Milyon yıl
MIT	Massachusetts Institute of Technology
MTA	Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü
Mus.	Muskovit

Nd	Nubidyum
NRM	Natural REmanent Magnetization (Doğal kalıntı mıknatıslanma)
PCT	Principal Component Transformation (Ana Bileşenler Dönüşümü)
Pb	Kurşun
Rb	Rubidyum
REE	Rare Earth Elements (Nadir toprak elementleri)
SAR	Sentetik Aralıklı Radar
Sr	Stronsiyum
SYM	Sayısal Yükseklik Modeli
SSZ	Supra-subduction zonu (Dalma-batma üstü)
OLI	Operational Land Imager (Operasyonel Alan Görünteleyici)
Op.	Opak mineral
ÖİK	Ölçülü İstif Kesiti
Ta	Tantal
TAG	Tektonik Araştırma Grubu
Th	Toryum
Ti	Titanyum
TÜBİTAK	Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırmalar Kurumu
U	Uranyum
USGS	United States Geological Survey (Birleşik Devletler Jeoloji Kurumu)
YÖK	Yüksek Öğretim Kurulu
XRF	X-ray fluorescence
Zn	Çinko

1. GİRİŞ

Coğrafik anlamda havzalar, dağ veya tepelerle sınırlanmış, suları aynı denize, göle veya ırmağa dökülen bölgeler olarak tanımlanırken, jeolojik olarak baktığımızda barındırdıkları yapısal unsurlar ve biriktirdikleri tortullarla bir bölgenin tektonik ve paleocoğrafik gelişimini anlamamızı sağlayan alanlardır. Anadolu Bloğu, jeolojik evrimi açısından özellikle Tetis Okyanusu'nun açılma ve kapanma süreçleriyle ilişkili rejimlerin etkisi altında kalmış ve bunun neticesinde farklı karakterde çok sayıda havza gelişimine sahne olmuştur (örn. Şengör ve Yılmaz 1981, Görür vd. 1998). Bu tez çalışmasının inceleme alanını oluşturan Ulukışla Havzası, Geç Kretase-Senozoyik döneminde Orta Anadolu'da gelişen önemli havzalardan bir tanesidir (örn. Görür vd. 1998, Clark ve Robertson 2002, 2005).

Orta Anadolu terimi ise coğrafik bir tanım olmasının yanısıra, ülkemiz jeolojisinde yapısal olarak doğuda Ecemiş Fayı, batı-güneybatıda Akşehir Fayı, kuzeyde ise Kuzey Anadolu Fay Zonu ile sınırlanan yaklaşık üçgen biçimli ve düşük hızlı aktif bir tektonik deformasyon alanıdır (örn. Koçyiğit, 2003). Bölge üzerinde yapılmış çok sayıda çalışma olmasına rağmen halen Orta Anadolu'yu ve bünyesindeki havzaları denetleyen tektonik rejimler konusunda bir görüş birliğine varılamamıştır. Söz konusu bölge ve havzalarda Geç Senozoyik dönemi ve öncesi jeolojik koşullar genel olarak biliniyor olmakla beraber, havza bazındaki çalışmalara bakıldığında, mevcut havzaların oluşumunun bölgenin evrimindeki yeri konusunda boşluklar bulunduğu gözlenmektedir. Bu durum bölgede bulunan havzaların daha detaylı çalışılması ve bölgesel yorumların havzaların gelişimleri göz önüne alınarak ortaya konması gerekliliğini doğurmaktadır. Bu doğrultuda yapılan tez kapsamında Orta Anadolu havzalarından biri olan Ulukışla Havzası'nın Geç Senozoyik evrimi irdelenmiş, elde edilen sonuçların bahsi geçen dönem boyunca bölgenin jeolojik gelişimindeki yeri anlaşılmaya çalışılmıştır.

Sekiz bölüm halinde hazırlanan bu tezin ilk bölümünde; çalışma alanının yeri ve konusu, çalışmaya temel oluşturan problem, çalışmanın hedefi ve bu çalışma sırasında kullanılan yöntemlerden bahsedilmiştir. İkinci bölümde, çalışma alanı ve yakın çevresinin genel jeolojik çatısı stratigrafi ve tektonik alt başlıkları altında tanıtılmıştır. Yapılan tez çalışmasında elde edilen veriler üç, dört, beş ve altıncı bölümlerde detaylarıyla sunulmuş, yedinci bölümde tüm bu veriler ışığında havzanın evrimine dair değerlendirmeler yapılmıştır. Sekizinci ve son bölüm olan Sonuçlar bölümünde ise bu bölüme kadar anlatılanların genel bir özeti yapılarak elde edilen bulgular sıralanmıştır.

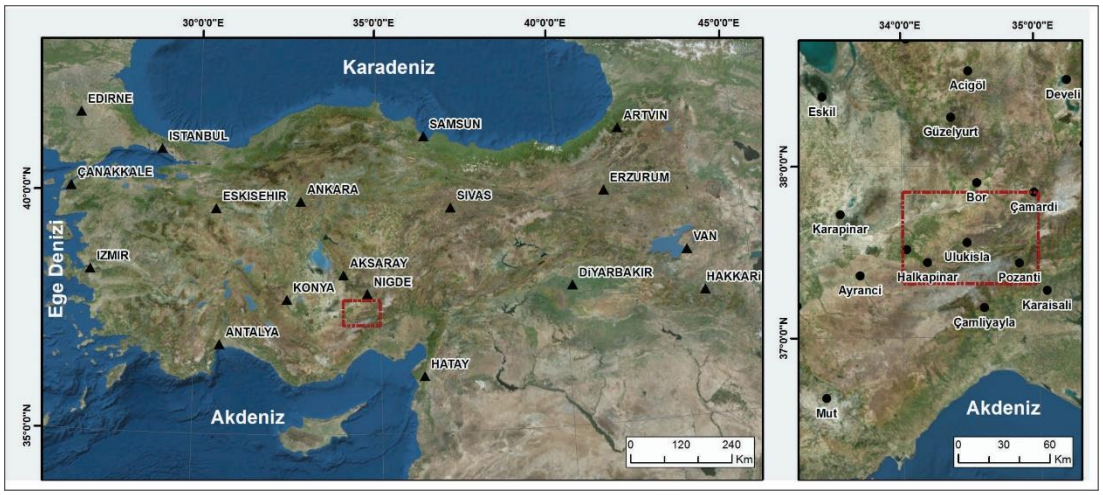
Tezin önemli bir bölümünü oluşturan arazi çalışmalarının bir kısmı Aksaray Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Başkanlığı'nca 2013-71 numaralı 'Ulukışla Havzası'nın Geç Senozoyik Evrimi' başlıklı proje ile desteklenmiştir.

Altıncı bölümün konusu olan paleomanyetizma analizleri MIT EAPS bünyesindeki paleomanyetizma laboratuvarında yapılmış ve bu süreç YÖK'ün Doktora Sırası Yurtdışı Araştırma Bursu ile desteklenmiştir.

Ayrıca yazar, doktora eğitimi süresi boyunca TÜBİTAK Bilim İnsanı Destekleme Daire Başkanlığı birimince 2211-Yurtiçi Doktora Burs Programı tarafından desteklenmiştir.

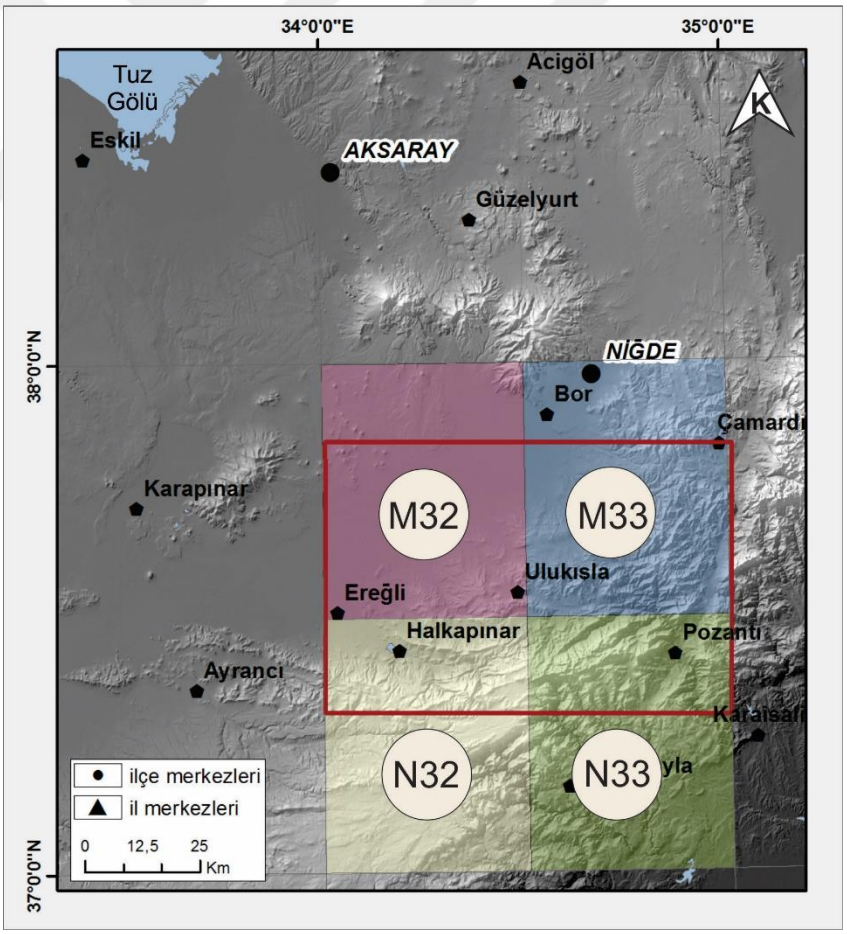
1.1 Çalışma Alanının Konumu ve Konusu

Ulukışla Havzası Orta Anadolu Bölgesi'nin güneyinde yer almaktadır. Havza ve yakın çevresini içeren çalışma alanı 34º00'- 35º30' doğu boylamları ile 37º 00'-38º 00' kuzey enlemleri arasında bulunur (Şekil 1.1). Ulukışla Havzası ve civarındaki önemli yerleşim yerleri Niğde iline bağlı Ulukışla, Halkapınar, İvriz, Çamardı ve Bor ilçeleri ve Konya iline bağlı Ereğli ilçeleridir. Yaklaşık 8400 km^{2}'lik bir alana sahip olan inceleme bölgesi içerisinde çalışmanın asıl konusunu oluşturan Geç Senozoyik birimlerinin olduğu kısım yaklaşık 5250 km^{2}'lik alan kaplamaktadır.



Şekil 1.1: Çalışma alanı ve yakın çevresini gösteren yer bulduru haritası.

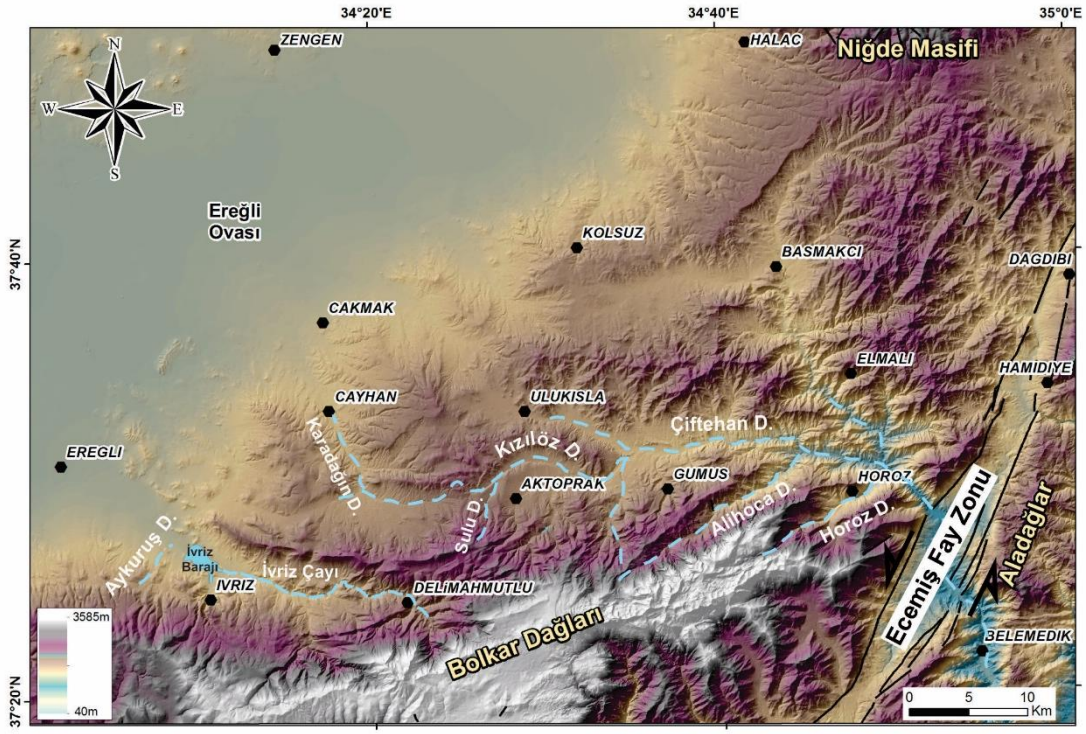
Çalışma alanı MTA'nın 1/100.000 ölçekli Karaman-N32, Adana-N33, Karaman-M32, Kozan J19 (M33) numaralı jeoloji paftaları içerisinde yer almaktadır (Şekil 1.2).



Şekil 1.2: MTA'nın jeolojik harita paftalarında (1/100.000) çalışma alanının konumu.

Çalışma alanındaki ve yakın çevresindeki en yüksek topografik unsurlar Orta Toroslar'a ait dağ sıralarıdır (Şekil 1.2). Bunlardan ilki, çalışma alanının doğu kesimini sınırlayan ve Orta Toroslar'ın en yüksek zirvelerine sahip Aladağlar'dır (3767 m). Bölgedeki diğer önemli morfolojik unsur Ulukışla Havzası'nın güney kenarını sınırlayan, yine Orta Toroslar'ın önemli bir üyesi olan Bolkar Dağları'dır (3524 m). Çalışma alanının kuzeyine doğru gidildikçe güney kesimde gözlenen sert topoğrafyadan uzaklaşılmakta ve en nihayetinde Ereğli bölgesinde deniz seviyesinden yükseklik yaklaşık 1000 m'ye kadar düşmektedir.

Hidrolojik olarak inceleme alanı içerisinde İvriz Barajı, Emirler ve Kılan Göletleri bulunmaktadır. Ayrıca, Aykuruş Dere, Yalağısay Dere, Akpınar Dere, Karadağın Dere, Andalas Dere, Sulu Dere, Çanlı Dere, Killik Dere, İstavul Dere, Ganime Dere, Alihoca Dere, Göğcebelyurdu Dere, Amacık Dere, Kuzucuğun Dere, Gökyer Dere, Kızılöz Dere ve İvriz Çayı bölgenin önemli akarsularıdır (Şekil 1.3).



Şekil 1.3: Çalışma alanına ait morfoloji haritası.

1.2 Problem ve Amaç

Ulukışla Havzası Geç Kretase-Senozoyik döneminde Orta Anadolu'da gelişen önemli havzalardan bir tanesidir (örn. Görür vd. 1998). Genel olarak kuzeyde Niğde Masifi, güneyde Bolkar Dağları ve doğuda ise sol yanal Ecemiş Fay Zonu ile sınırlanır (Şekil 1.3).

Ulukışla Havzası'nın gelişimi için verilen yaş aralığının oldukça geniş olması ve bu aralıkta söz konusu bölgede birden fazla tektonik rejimin etken olması önceki çalışmalarda havzanın gelişimi üzerine farklı görüşler ortaya atılmasına sebep olmuştur (örn. Görür vd. 1998, Clark ve Robertson 2002). Bununla beraber tüm bu görüşler havzanın karakterini Geç Kretase- Erken Senozoyik kapsamında inceler, yani bölgenin Geç Senozoyik'teki durumuna dair detaylı çalışma sayısı oldukça sınırlıdır (örn. Jaffey ve Robertson 2005). Bu durum hem çalışma alanı, hem de yakın çevresinin belirtilen dönemdeki durumunun anlaşılması konusunda literatürde önemli bir eksiklik oluşturmaktadır.

Halbuki Türkiye jeolojisinde Geç Senozoyik, Neotetis Okyanusunu'nun güney kolunun kapandığı, Türkiye Neotektoniği'nin şekillendiği ve paleocoğrafik olarak çok çeşitli ortamların ülke jeolojisini zenginleştirdiği bir dönemdir (örn. Şengör ve Yılmaz 1981). Bu noktadan hareketle tez çalışması kapsamında Ulukışla Havzası'nın evriminde etken tektonik rejimlerin belirlenmesi, sedimantasyonun bu rejimlere tepkileri ve bunlar ışığında havza gelişiminin bölgesel jeolojideki rolünün anlaşılması amaçlanmıştır.

1.3 Kapsam ve Yöntem

Ulukışla Havzası'nın Geç Senozoyik gelişiminin anlaşılabilmesi için öncelikle sınırlarının belirlenmesi, bölgenin genel stratigrafik çatısının kurulması ve etken tektonik koşulların yapısal ve sedimanter jeoloji çalışmalarıyla tespit edilmesi gereklidir. Tez kapsamında bu doğrultuda yapılan tüm çalışmalar büro, arazi ve laboratuvar çalışmaları olmak üzere üç kısım altında toplanabilir.

1.3.1 Büro çalışmaları

Arazi ve laboratuvar çalışmaları öncesinde yapılan büro çalışmaları kapsamında öncelikle bölgeye dair literatür derlemesi yapılmıştır. Sonraki aşamada ArcGIS yazılımı kullanılarak MTA Genel Müdürlüğü tarafından hazırlanmış olan 1/100.000

ölçekli Karaman-N32, Adana-N33, Karaman-M32, Kozan-J19 (M33) jeoloji haritalarının tamamı sayısallaştırılmıştır (Şekil 1.2). Ayrıca Harita Genel Komutanlığı'nca hazırlanmış 1/25.000'lik topografik paftalar bilgisayar ortamında sayısallaştırılarak çalışma alanına ait Sayısal Yükseklik Modelleri (SYM) oluşturulmuştur.

Uzaktan algılama çalışmaları kapsamında, arazi çalışmaları sırasında formasyon sınırlarının daha kolay gözlenebilmesi, yapısal unsurların tespiti, çizgisellik analizleri ve Ulukışla Havzası'ndaki Geç Senozoyik birimlerinin ilişkilerinin anlaşılması için Landsat-8 uydu görüntüleri, ErdasImagine ve ArcGIS yazılımları kullanılarak işlenmiştir. Görüntülerden ve arazi çalışmalarından elde edilen verilerin yorumlamaları için RockWorks programında uygun grafikler hazırlanmıştır.

Arazi çalışmaları boyunca toplanan veriler, laboratuvar çalışmalarından elde edilen sonuçlar, yapılan büro çalışmalarında, Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) ortamına aktarılmış ve çalışma alanına ait detaylı bir sayısal veri tabanı hazırlanmıştır.

1.3.2 Arazi çalışmaları

İnceleme alanının jeolojik özelliklerinin tespiti için 2013 ve 2014 yılları güz ve yaz ile 2016 yılı yaz dönemlerinde arazi çalışmaları yapılmıştır. Bu çalışmalarda Demirtaşlı vd. (1975)'nin çizmiş olduğu ve MTA tarafından hazırlanmış olan 1/100.000 ölçekli jeoloji haritaları temel alınmıştır. Arazi çalışmaları kapsamında, çok sayıda tabaka verisi toplanmış, çalışma alanına dair stratigrafik ve tektonik yorumlamalar için örneklemeler yapılmıştır. Sedimantolojik incelemeler için ölçülü istif kesitler (ÖİK) hazırlanmış ve sedimanter kayaçların ince kesitlerinin yaptırılması için el örnekleri toplanmıştır. Tektonik yorumlamalar için arazi çalışmaları sırasında temel tabaka bilgileri toplanmış, özellikle dokanak ilişkilerinin şüpheli bulunduğu alanlarda mikrotektonik yorumlama yapılması amacıyla örnekler alınmıştır. Yine bu çalışmalar sırasında bölgenin Geç Senozoyik evriminde önemli bir yeri olduğu düşünülen Oligosen-Orta Miyosen tortullarından paleomanyetizma çalışmaları için örneklemeler yapılmıştır.

1.3.3 Laboratuvar çalışmaları

Arazi çalışmaları sırasında paleontolojik, sedimantolojik ve tektonik incelemeler yapılması amacıyla toplanan örnekler Ankara Üniversitesi, Aksaray Üniversitesi ve Orta Doğu Teknik Üniversitesi ince kesit laboratuvarlarında ince kesitleri hazırlanmıştır.

Yapısal veri içeren ince kesitlerden mikrotektonik tanımlamalar Ankara Üniversitesi Tektonik Araştırma Grubu (TAG)'unda sedimanter kayaçlardan hazırlanan ince kesitlerden petrografik tanımlamalar ise Aksaray Üniversitesi Mineraloji-Petrografi Laboratuvarı'nda yapılmıştır.

Oligosen- Orta Miyosen birimlerinden toplanan paleomanyetizma örneklerinin örnek hazırlama ve analiz işlemleri Massachusetts Teknoloji Enstitüsü (MIT) Yer, Atmosfer ve Gezegen Bilimleri (EAPS) bölümü Paleomanyetizma Laboratuvarı'nda yapılmıştır.

1.4 Önceki Çalışmalar

Önceden de belirtildiği gibi Ulukışla Havzası; kuzeydoğuda Niğde Metamorfik Masifi, güneyde Torid Platformu'na ait Bolkar Karbonatları, doğuda ise sol yanal Ecemiş Fay Zonu ile sınırlanır. Dolayısıyla bölgede özellikle havza ve sınırlayıcı birimlere ait sedimanter, magmatik ve metamorfik birimler ile bunların jeokimyaları ve gelişim ortamlarıyla ilgili çok sayıda çalışma yapılmış olup, bu bölümde öncelikle belirtilen sınırlar içinde kalan bölgenin tektonik gelişimine dair temel veriler içeren çalışmalara değinilmiştir. Ayrıca tezin ilerleyen bölümlerinde, yeri geldiğince aşağıda bahsi geçen çalışmaların detaylarına ve diğer ilişkili çalışmalara da değinilecektir.

Bölgede yapılan ilk detaylı çalışmalardan biri **Demirtaşlı vd. (1975)**' nin çalışmasıdır. Yazarlar bu çalışmada çeşitli yükseltilerle ayrılan Ereğli-Ulukışla ve Ayrancı havzalarının jeolojisini incelemiştir. Çalışmada her iki havzaya ait çökel istif incelenmiş ve bölgede Bolkardağı ve Orto Toros Birliği adı altında iki farklı tektonik birlik ayırt edilmiştir. Bu istiflerin durumu ve yapısal unsurlar göz önüne alınarak Bolkar Grubu'na ait çökellerin büyük bir antiklinoryum oluşturduğu ve havzalardaki kıvrımların Bolkar Grubu çökellerinin yapısal gidişine paralel geliştiğini belirtmişlerdir. Çalışmada dikkati çeken en önemli nokta Bolkar Grubu'na ait birimlerin '*Bolkar İtki Fayı'* adı verilen bir fayla Ereğli-Ulukışla Havzası üzerine

itilmiş olduğunun belirtilmesidir. Ayrıca yazarlar yaptıkları stratigrafik çalışmayla, çoğunluğu günümüzde de aynı şekilde kullanılan formasyonları da adlandırmışlardır.

Özgül (1976), Toroslar'ın özellikle orta ve doğu bölümlerinin jeolojisini incelemiştir. Yazar, ayırtman stratigrafik özellikleri ve litolojileri açısından değişik kaya birimi toplulukları oluşturan birlikleri iyi görüldükleri yüksek morfolojiler ve yerleşim yerlerini de dikkate alarak Bolkardağı Birliği, Aladağ Birliği, Geyikdağı Birliği, Bozkır Birliği ve Antalya Birliği olarak adlandırmış, yüzlerce kilometre devamlılık gösteren bu birliklerin birbirleri ile tektonik dokanaklı olduğunu belirtmiştir.

Yetiş (1978), Ulukışla Havzası'nın doğu sınırını oluşturan Ecemiş Fayı'nın yaşı ile ilgili yapmış olduğu çalışmada, elde ettiği stratigrafik, sedimantolojik, petrografik, paleontolojik ve yapısal veriler ışığında Ecemiş Fay Kuşağı'nın doğrultu atımlı karakterini Paleosen sonrası Lütesiyen öncesinde kazandığını belirtmiştir.

Oktay (1982), Ulukışla ve çevresinin stratigrafisi ve jeolojik evrimini irdelediği çalışmasında, Senozoyik (Tersiyer) başlarında bölge içinde volkanik bir ada yayının gelişmekte olduğunu vurgulamıştır. Yazara göre ada yayının oluşumuna sebep olan kapanma kuzeyden güneye ilerleyen kıta/ada yayı/kıta çarpışması şeklinde gelişmiştir.

Yetiş ve Demirkol (1984), 'Ecemiş Fay Kuşağı'nın jeotektonik evrimi' başlıklı çalışmaları kapsamında bölgenin temel jeolojisi ve stratigrafisini dikkate alarak Ecemiş Fay Kuşağı'nın gelişimini anlamaya çalışmışlardır. Yazarlar yaptıkları çalışma kapsamında Ecemiş Fayı haricinde, bölgede bulunan başka düşey ve doğrultu atımlı fayların varlığını da dile getirmişler, Ecemiş Fay Kuşağı'nı oluşturan sol yanal atımlı ana faylar ve bunlara paralel gelişen ikincil fayların ~7-8 km'lik bir zon oluşturduğunu ve bu kuşağın 80±10 km'lik bir toplam atıma sahip olduğunu ifade etmişlerdir.

Görür vd. (1984), Tuzgölü Havza kompleksinin paleotektonik evrimini ortaya koydukları çalışmalarında, Tuzgölü Havzası'nı Haymana ve Tuz Gölü alt havzaları olarak ikiye ayırmışladır. Her iki havzanın stratigrafisini kıyaslamış ve her iki havzanın gelişim süreçlerini Şengör ve Yılmaz (1981)'in Türkiye'nin neotektonik evrimi ile Sanver ve Ponat'ın (1981) paleomanyetik verileri ışığında değerlendirmişlerdir. Çalışmada Ulukışla Havzası, Tuz Gölü Havzası'nın güneydeki devamı niteliğinde tanıtılmış ve dolayısıyla İç Torid Okyanusu'nun kapanmasıyla birlikte bir yay önü havza olarak geliştiği öne sürülmüştür.

Çevikbaş ve Öztunalı (1991), Ulukışla-Çamardı Havzası'nın maden yataklarını inceledikleri çalışmalarında, havzada stratigrafik ve litolojik olarak farklı özellikte üç

bölüm bulunduğunu ve bunlar içerisinde bölgedeki sıkışmayı (kıta-kıta çarpışması) işaret eden Pb-Zn-Cu, Fe-Cu, Fe-Co-Cu gibi cevherleşmelerin olduğunu ifade etmişlerdir. Aynı yazarlar daha sonraki **(Çevikbaş ve Öztunalı 1992)** 'Ulukışla-Çamardı Maastrihtiyen Havzası'nın Jeolojisi' adlı çalışmalarında, Ulukışla-Çamardı Havzası'nın stratigrafik ve yapısal özelliklerini sunmuşlardır. 1991 yılındaki çalışmalarında olduğu gibi havzayı kuzey, güney ve orta bölüm formasyonları olarak üçe ayırarak irdelemiş, güney bölümdeki formasyonların tortul kayaçlar, orta bölümdekilerin volkano-sedimanter kayaçlar, kuzey bölümdekilerin ise volkano-sedimanter ile plütonik birimlerden oluştuğunu ve bunlar üzerinde uyumsuz olarak Oligosen-Kuvaterner Havzası'nın geliştiğini dile getirmişleridir.

Kissel vd. (1993), Batı Toros kuşağında, Isparta dirseğinin doğu tarafındaki Paleosen, Eosen ve Erken Miyosen yaşlı sedimanter kayaçlardan yaptıkları paleomanyetizma çalışmaları sonucunda, muhtemelen Geç Eosen-Oligosen'de meydana gelen, dolayısıyla söz konusu Paleosen ve Eosen birimlerini etkileyen saat yönünde ~40^{O}'lik bir rotasyon hesaplamışlardır. Yazarlar, sonuçlarını önceki çalışmalarla karşılaştırdıklarında, Isparta dirseğinin zıt rotasyonlarla gelişen iki kolunun farklı zamanlarda şekillendiğini belirtmişlerdir. Buna göre Geç Eosen-Oligosen boyunca saat yönünde 40^{O}'lik bir rotasyon ile Akseki-Beyşehir bölümünün, Orta Miyosen'de ise saatin tersi yönünde 30^{O}'lik bir rotasyonla Likya Napları'nın geliştiğini söylemişlerdir.

Whitney ve Dilek (1997), Niğde Masifi ile ilgili çalışmalarında, Niğde Masifi'nin Batı Anadolu'daki Menderes Çekirdek Kompleksi gibi, genişlemeli bir rejim ile çekirdek kompleksi olarak yüzeylediğini belirtmişlerdir. Yazarlar, Niğde Masifi'nin yapısal özelliklerini incelemiş ve Bolkar Dağları'nın kuzeyinde bulunan, İç Torid Sütüru boyunca meydana gelen çarpışmanın ardından, kuzeye dalımlı yitim zonunun üst levhasındaki kabuğun kalınlaşması ve termal olarak zayıflaması sonucunda meydana gelen genişlemeli bir rejim altında Oligosen-Erken Miyosen'de yüzeylediğini ve bununda Niğde Masifi'nin güney kenarı boyunca uzanan güneye eğimli düşük açılı (deteachment) bir fay ile karakterize edildiğini ifade etmişlerdir.

Gürsoy vd. (1998), Orta Anadolu Volkanik Provensi'nin Miyosen-Güncel yaşlı volkanik kayaçlarından yaptıkları paleomanyetizma analizlerini önceki çalışmaları da dikkate alarak değerlendirmiş ve Anadolu Bloğu ile Torid Orojeni sınırındaki deformasyonu anlamaya çalışmışlardır. Yazarlar bu kapsamda yaptıkları analizler

sonucunda, Paleotektonik ve Neotektonik rejimler sırasındaki Anadolu'ya yerleşmiş kayaçların Geç Kretase'den günümüze gelinceye kadar gösterdiği rotasyon oranlarının, kalınlaşan kabuğun tektonik kaçmaya imkan vermesiyle, Pliyosen sonrasında arttığını, bu blokta en güncel rotasyon saatin tersi yönde 25^{O}-$35^{O'}$lik rotasyon oluşturduğunu belirtmişlerdir.

Görür vd. (1998), 'Orta Anadolu Basenlerinin Tektonik Evrimi' başlıklı çalışmalarında Orta Anadolu'daki basenleri iki temel grup altında toplamışlardır. Bunlardan ilki yay oluşumuyla ilişkili havzalar, diğer grup ise çarpışma ile ilgili olan (peripheral foreland) havzalardır. Çalışmada yay içi havza olarak tanımlanan Ulukışla Havzası'nın da içine dahil olduğu ilk grup havzaların Geç Kretase'de oluşmaya başladığı ve Oligosen'e kadar türbiditlerle dolduğu belirtilmiştir.

Koçyiğit ve Beyhan (1998), Ulukışla Havzası'nın doğusunu sınırlayan, Ecemiş Fayı ya da Koridoru olarak bilinen ve Oligosen öncesi Paleotektonik dönemden kalıtsal bir yapının Neotektonik dönemde (Pliyo-Kuvaterner) yeniden aktivite kazanarak KD-GB yönlü yırtılmasıyla oluşmuş yapıyı Orta Anadolu Fay Zonu olarak tanımlamış, bu fayın yılda 0,3 cm hareket eden aktif, kıta içi bir 'transcurrent' fay olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Platzman vd. (1998), Orta Anadolu Neojen yaşlı volkanik bölgesinde (Kapadokya) yaptıkları detaylı paleomanyetizma çalışması sonucunda, Arap Levhası ile Anadolu Levhası'nın Bitlis Süturu boyunca çarpışması (~12 My) nedeniyle, bölgede en az 10-12 My'dır saatin tersi yönde devam eden rotasyon olduğunu belirtmişlerdir. Yazarlar, elde edilen sonuçları GPS verileri ve daha önceki paleomanyetizma verileri ile yorumlayarak, bölgede 5 My öncesine kadar 1.2^{o}/My olan rotasyonun, daha sonra 7^{o}/My' a çıktığını, çarpışmanın olduğu 12 My öncesinde ise neredeyse sıfır olduğunu belirtmişlerdir.

Dhont vd. (1999), Bolkar Dağları'nın Neotektoniği'ne yönelik yaptıkları çalışmada, Avrupa Uzaktan Algılama Uydusu (ERS)'nun Sentetik Aralıklı Radar (SAR) görüntüleri ve Sayısal Yükseklik Modellerini (SYM) arazideki yapısal gözlemleri de dikkate alarak değerlendirmişlerdir. Buna göre çalışma alanın kuzey kesiminin, Anadolu'nun batıya kaçışı ile ilişkili olarak batıya hareket ettiğini, daha güneye gidildikçe ise hareketlerin, olasılıkla en erken geç Oligosen-erken Miyosen' de Adana-Kilikya Havzası'nın açılması ile ilişkili olarak GB ve G'ye döndüğünü belirtmişlerdir. Yazarlar ayrıca Bolkar Dağları'nın bu genişleme ile eş zamanlı olarak Neojen'de

yükseldiğini ve söz konusu dönemde litosferik çekilme ve incelmenin olduğu bu kuşakta Adana-Kilikya Havzası'nın yükselen kuzey omuzu konumunda olduğunu dile getirmişlerdir.

Dilek ve Whitney (2000), Orta Anadolu'nun Senozoyik dönemdeki kabuksal evrimini irdeledikleri çalışmalarında, Doğu Akdeniz Bölgesinde en Geç Mesozoyik ve Senozoyik boyunca etkili olan kıtasal çarpışma sistemlerinin bir sonucu olarak Anadolu'da meydana gelen kuzey-güney kısalmanın ardından, bu bir seri çarpışmayı takiben erken Eosen'de derin kabuksal kökleri olan doğu-batı uzanımlı dağ kuşağının kabuğu kalınlaştırdığı, Oligo-Miyosen'de ise bu alanın genişlemeli sistem içerisinde çöktüğünü ifade etmişlerdir. Yazarlar, Oligo-Miyosen boyunca meydana gelen bu çökmeye izostatik rebound ve İç Torid Süturu boyunca dalan levha üzerinde uzanan Torid Platformu'nun yükselmesi ile üst levhada bulunan Orta Anadolu Kristalen Kompleksi'nin termal olarak zayıf ve kalınlaşmış kıtasal kabuğunun yüzeylemesinin sebep olduğunu belirtmişlerdir. Çalışmada ayrıca Bolkar Karbonatları'nın yükseliminin, Miyosen'de Bolkar Platformu'nun kuzeyinde bulunan, kuzeye eğimli yüksek açılı bir normal fay olan Bolkar Ön Fayı (Bolkar Frontal Fault) ile gerçekleştiğini, Niğde Masifi'nin yüzeylemesinin ise kıtasal çarpışma sistemi içerisinde gelişmiş bir çekirdek kompleksi şeklinde olduğunu da vurgulamışlardır.

Tatar vd. (2000), Anadolu Bloğu'nun güneydoğu kesimindeki Neotektonik deformasyonun anlaşılması amacıyla Erciyes bölgesindeki volkanik kayaçlar üzerinde paleomanyetik çalışma yapmışlardır. Yazarlar, Ecemiş Fay zonu civarındaki blok rotasyonunu bulabilmek amacıyla genç lav akıntılarından paleomanyetik analiz yapmış ve elde ettikleri sonuçları bölgedeki son çalışmalar ile birlikte değerlendirerek bölgesel çıkarımlarda bulunmuşlardır. Buna göre, güneyde Doğu Anadolu Fay Zonu ve kuzeyde Kuzey Anadolu Fay Zonu arasında kalan kama şekilli alanda son 2-3 My içinde, tektonik kaçış süresince doğuda saatin tersi yöndeki ~25$^{o'}$lik rotasyonun güneybatıya gidildikçe 10$^{O'}$ye kadar düştüğünü tespit etmişler ve bunun sebebinin, Arap-Avrasya levhaları arasında kalan yarı plastik Anadolu'nun batıya genişlemesi olduğunu belirtmişlerdir.

Jaffey ve Robertson (2001), Ecemiş Fay Zonu'nun yaşı ve atım miktarını belirlemek amacıyla yapısal ve sedimantolojik veriler ışığında yürüttükleri çalışmada, Ecemiş Fay Zonu'nda Geç Eosen'den beri toplam 60±5 km'lik sol yanal atım olduğunu, fay zonu boyunca doğrultu atımlı faylanmanın Orta Miyosen veya daha öncesinde başladığını

söylemişlerdir. Ayrıca yazarlar Ecemiş Fay Zonu'nda Orta-Geç Miyosen'de sol yanal doğrultu atım karakterinin baskın olduğunu, ancak Pliyosen ve Kuvaterner aralığında ise yanal atım bileşenin çok düşük olduğunu, kaymanın esas olarak küçük ölçekli transtansiyon bileşenli açılmalar şeklinde geliştiğini belirtmişlerdir

Clark ve Robertson (2002), Ulukışla Havzası'nda yaptıkları çalışmalarında, havzanın Üst Kretase-Alt Senozoyik istifini incelemiş ve aldıkları kayaç örneklerinden jeokimyasal analizler yapmışlardır. Bunların sonucunda, havzada birbirini izleyen transgresyon, subsidans, volkanizma, evaporasyon, deformasyon ve yükselme evrelerini gözlemlemişlerdir. Ayrıca XRF analizleri sonucunda, örneklerin yitim etkisini yansıtan levha içi kökenli olduğuna karar vermişlerdir. Yazarlar bu veriler ışığında havzanın tabanındaki Geç Kretase ofiyolit ve melanj yerleşiminin önceki okyanus havzasının kapanmasını yansıttığını önermişler ve Ulukışla Havzası'nın şekillenmesinin Geç Kretase'deki bu ofiyolit ve melanj yerleşiminden sonra başlayıp Geç Eosen'de meydana gelen deformasyon ve Oligo-Miyosen yaşlı denizel olmayan depolanmayla son bulduğunu ileri sürmüşlerdir.

Piper vd. (2002), Ulukışla Havzası'nın kuzeyinde, Orta Anadolu Volkanik Provensi'nde Paleotektonik'ten Neotektonik faza geçişin önemli özelliklerinden biri olan yüksek potasyumlu kalkalkalen karakterli Kapadokya ignimbirit istifinde (11-1 My) paleomanyetizma çalışması yapmışlardır. Yazarlar, elde ettikleri sonuçlarda Göreme ignimbiritlerin üzerindeki birimlerde Avrasya ve Afrika levhaları üzerindeki eski manyetik alan ölçümleri ile uyumlu olarak saatin tersi yönde bir rotasyon belirlemişlerdir. Ancak Anadolu'nun bu kesimindeki saatin tersi yöndeki ortalama rotasyon (1.25^{o}/My) doğuda Arap Levhası'na doğru büyüyen rotasyonlar ve batıda Isparta açısına doğru sapan rotasyonlar ile tezat oluşturmaktadır. Yazarlar bu durumu, bu alanın dar manada bir levha değil, kıtasal ekstrüzyon ile farklı hareket eden faylı blokların olması ile açıklamışlardır.

Tatar vd. (2002a), Torid Kuşağı üzerinde üç farklı evrede gelişen Erenler volkanik kompleksinin en yaşlı birimlerinde (11.7-11.4 My) kabuksal kalınlaşma ve deformasyonun ilk evrelerinde saatin tersi yönde 30^{o}'lik bir rotasyon saptamışlardır. Daha sonraki iki volkanik evreye ait kayaçlardan (Geç Miyosen ve Miyo-Pliyosen evreleri) elde edilen paleomanyetizma sonuçlarının ise orta-güney Anadolu'da bu bölgede kabuksal kaçış sırasında önemli bir rotasyon gelişmediğini gösterdiğini belirtmişlerdir.

Kissel vd. (2003), Senozoyik evrimi çerçevesinde Doğu Akdeniz bölgesinin paleomanyetik bulgularını değerlendirdikleri çalışmalarında Hatay, Doğu Toridler, Kırşehir Bloğu, Sivas Havzası ve Doğu Pontidler'de paleomanyetizma çalışmaları yapmışlardır. Yazarlar elde ettikleri çok sayıdaki veriyi, söz konusu bölgeler ve Ege bölgesindeki diğer paleomanyetik veriler ile karşılaştırmış ve bu geniş alandaki rotasyonların bölge tektoniğindeki yerini açıklamışlardır. Buna göre, Doğu Anadolu'dan Adriyatik ve İyon denizlerine kadar olan alanda, ilki Ege Yayı'nın batısında orta Miyosen ve Pliyo-Pleyistosen boyunca saat yönünde ~25º'lik, Türkiye'nin doğu kesimlerinde ise Ege'deki ilk saat yönünde rotasyon durduğunda saatin tersi yönde rotasyon olduğunu belirtmişlerdir.

Alpaslan vd. (2003), Çamardı-Ulukışla yöresi Paleosen-Eosen yaşlı volkanitlerin petrolojisi ve hidrotermal oluşumların altın potasiyelini inceledikleri çalışmalarında, söz konusu volkanik kayaçları alkali ve ultrapotasik karakterli olmak üzere iki gruba ayırmışlar ve her iki gruba ait malzemenin de oldukça yaşlı yitim süreçleri sırasında, dalan levhadan açığa çıkan akışkanlar ve/veya eriyikler tarafından metasomatizmaya uğratıldığını yani daha önce pek çok çalışmada da vurgulandığı gibi ada yayı ile ilişkili volkanik kayaçlar olmadıklarını rapor etmişlerdir. Yazarlara göre Ulukışla Havzası volkanitleri yitimden ziyade, kıtasal bir plaka içindeki riftleşmeden kaynaklanmıştır.

Alpaslan vd. (2004), Orta Anadolu Geç Kretase-Erken Senozoyik (Tersiyer) volkanizmasını yorumladıkları çalışmalarında volkanik kayaçlarda yapılan ana, eser element (LILE), nadir toprak elementleri (REE) analizleri sonuçları ile Pb-Sr-Nd izotopik içeriklerini incelemiş, araştırdıkları kayaçların dalma-batma evresinin ilk aşamalarında oluşan zenginleşmiş manto kaynaklı olduklarını bulmuşlardır. Bu petrojenik sonuçların Çamardı-Ulukışla Havzası'nın çarpışma sonrası genişleme jeodinamiği ile ilişkilendirilebileceğini belirtmişlerdir.

Clark ve Robertson (2005), çalışmalarında Ulukışla Havzası'nı Orta Anadolu havzaları içinde en iyi yüzlek veren havza olarak tanımlamışlardır. Havzadaki Maastrihtiyen-Erken Eosen yaşlı çökellerin Geç Kretase boyunca yerleşen melanj ve ofiyolitik kayaçlar üzerine geldiğine, bu istif üzerine ise Erken-Orta Eosen boyunca volkanik kayaçların geldiğine dikkat çekmişlerdir. Bu çalışmada transtansiyon nedeniyle gelişen havzanın çökme-volkanizma ikilisiyle temsil edildiğini ve havzanın henüz tamamlanmamış ancak ilerlemiş bir dalma-batma sırasındaki yumuşak bir çarpışma ('soft collision') döneminde yanal sıkışmayla geliştiğini öne sürmektedirler.

Jaffey ve Robertson (2005), çalışmalarında Toros Dağları'nın kuzey kanadında yer alan Aktoprak (Ulukışla), Karsantı ve Ecemiş havzalarındaki sedimanter bulgular ışığında Oligosen'den günümüze Orta Toroslar'daki yüzeyleme ve yükselmeyi açıklamaya çalışmışlardır. Yazarların elde ettiği sonuçlara göre, Orta Toroslar'daki Tetis ile ilgili denizel sedimantasyon Geç Eosen'de bitmiş, bunu kıvrımlanma, ters faylar ve bölgesel östatik deniz seviyesi yükselmesi izlemiştir. Bölgede denizel olmayan ilk Oligosen depolanmaları, yüksek enerjili kütle akması konglomeralarından (Karsantı Havzası), gölsel karbonatlara (Aktoprak Havzası) değişmektedir. Her ne kadar Karsantı Havzası Erken Oligosen süresinde kısa bir süreliğine güneyde Akdenize bağlı denizel bir lagün konumundaysa da Aktoprak Havzası temel olarak, Karsantı Havzası'nın içe drene olması gibi Ecemiş Havzası'na drene olmuş ve Erken Miyosen'de Karsantı Havzası, Ecemiş Havzası ve güneyde Adana Havzası arasındaki deniz bağlantısı sağlanmıştır.

Alpaslan vd. (2006), 2004 yılında yapmış oldukları çalışmanın detayı niteliğindeki çalışmalarında, Ulukışla-Çamardı Havzası'ndaki ultrapotasik volkanik kayaçların jeokimyası ile izotop bileşimlerini incelemiş ve bunları bölgenin genel jeolojik çatısı altında değerlendirmişleridir. Bu değerlendirme sonucunda bölgedeki ultrapotasik kayaçların Geç Mesozoyik'te Avrasya levhası ve Torid-Anatolid Bloğu'nun çarpışması sonucu oluşan litosferik manto kaynaklı olduğunu belirtmişlerdir.

Kurt vd. (2008), Ulukışla Havzası'nın yüksek potasyumlu kalk-alkalen ve şoşonitik dayklarının jeokimyası ile ilgili yaptıkları çalışma sonucunda, kalk-alkalen daykların Ulukışla Havzası volkanosedimanter istifindeki DKD-BGB gidişli bir bindirme zonuna yerleştikleri, D-B gidişli şoşonitik daykların ise bunları kestiklerini ve her iki takımında yitim ile ilişkili akışkanlarca zenginleşmiş, manto kökenli olduğunu ifade etmişlerdir. Yazarlar bu veriler doğrultusunda, yitim etkisi gösteren, metasomatizma geçirmiş bu magmanın Tersiyer boyunca Avrasya ve Arap-Afrika levhalarının yakınlaşması, genişlemeli Ulukışla Havzası'nın kapanmasıyla, muhtemelen Orta Eosen'deki sıkışmalı rejim sonucu oluştuğunu belirtmişlerdir.

Gautier vd. (2008), Orta Anadolu Kristalen Kompleksi'nin güney kesiminde yer alan Niğde Masifi'nin evrimine yönelik yaptıkları çalışmalarında, Niğde Masifi üzerinde iki farklı yapısal birim ayırtlamışlardır. Yazarlara göre, üst birim, alt birime göre daha düşük seviyeli metamorfizma koşullarına maruz kalmıştır ve iki birim arasındaki sınır genişlemeli sıyrılma (detachment) şeklindedir. Bu durum Niğde Masifi'nin çekirdek

kompleksi olarak yüzeylediğinin göstergesi olarak yorumlanmıştır. Üst-KD/DKD ya makaslanan alt birimin üst seviyeleri ilksel eğimi tahmini olarak 40º civarında olan sıyrılma zonu boyunca yer değişimini yansıttığı savunulmuştur.

Şatır Erdağ vd. (2009), Ecemiş Fay Zonu'nun jeomorfolojik özelliklerini inceledikleri çalışmalarında, bölgede yaptıkları çeşitli morfometrik analizler sonucunda bölgenin morfotektonik evriminde, Ecemiş Fay Zonu ve bölgedeki kayaçların litolojik ve yapısal özeliklerinin denetleyici olduğunu, oldukça genç bir topoğrafyaya sahip olan inceleme alanının aktif bir yükselme etkisinde geliştiğini ve bu yükselmeye sebep olan tektonik aktivitenin bugün halen devam ettiğini belirtmişlerdir.

Karadenizli vd. (2009), Hazırladıkları rapor ile Batı ve Orta Anadolu'daki Oligosen çökellerinde sedimantolojik-stratigrafik, tektonik ve paleontolojik incelemeler yapmış, bölgenin Oligosen paleocoğrafyasına dönük veriler üretmişlerdir. Yazarlar Batı ve Orta Anadolu'daki bazı havzalar özelinde (Trakya, Datça, Kale, Burdur, Çankırı-Çorum, Sivas havzaları gibi) paleocoğrafya verileri üretmişlerdir. Yapılan çalışmalar sonucunda Anadolu'nun Erken Oligosen'de doğuda bir kara bağlantısına sahip olmadığını, bu alanın tamamen deniz ile kaplı olduğunu ancak Çankırı-Çorum Havzası'nda bulunan *Baluchitrium*'dan dolayı Geç Oligosen'de, Anadolu'nun doğuda bir kara köprüsü ile İran-Pakistan ana karası ile bağlı olduğunu belirtmişlerdir.

Kadıoğlu vd. (2010), Horoz Plütonu'nun (54-55 My) jeokimyasal ve petrolojik özelliklerini çalıştıkları yayınlarında, Ulukışla Havzası'nın da içinde bulunduğu güney-orta Türkiye'nin Geç Mesozoyik-Senozoyik dönem jeodinamik modelini oluşturmuşlardır. Çalışma sırasında elde edilen jeokimyasal, jeokronolojik ve arazi verileri ışığında adakitik karakterdeki kıtasal çarpışma sonrası ortamı temsil eden Horoz Granitoyidi'nin, bölgede İç Torid Süturu'nun yitiminin ardından sırasıyla meydana gelen, litosferik pencere oluşumu ve kıtasal deleminasyonu yansıtan jeokimyasal özellikler gösterdiğini belirtmiş ve Ulukışla Havzasının evrimini de bu çerçevede açıklamışlardır.

Zorlu vd. (2011), Ulukışla Havzası'nda yaptıkları arazi çalışmaları ışığında, önceki çalışmaları da değerlendirmiş, kendi stratigrafik bulguları ve havzanın volkano-sedimanter istifine ait öncül jeokimyasal verileri de dikkate alarak bu alanın sadece sıkışmalı rejim sonucu gelişmediğini, bölgede Geç Kretase-Geç Paleosen arasında

genişlemeli, Geç Paleosen-Eosen arasında ise sıkışmalı rejimin etken olduğunu belirtmişlerdir.

Sarıfakılıoğlu vd. (2013), Torid Platformu ve Orta Anadolu Kristalen Kompleksi arasındaki İç Torid Okyanusu'ndan türeyen Alihoca Ofiyoliti'nin izotropik gabro ve ofiyoliti kesen dayklar ile Ulukışla Havzası'ndaki volkanosedimanter istifte yaptıkları jeokimyasal analizler sonucunda, bölgede Geç Kretase'de başlayan yitimi takiben çalışma alanındaki magmatizmanın şekillenmesine sebep olarak, dalan dilimin kopması (Paleosen-Eosen) ve kıtasal kontaminasyonu gösteren bir model öne sürmüşlerdir. Yazarlar, ayrıca Ulukışla Havzası'nın da bu sistem içerisinde Bolkar Dağı'nın kuzeyindeki, Bolkar dağ önü fayı önünde açıldığını dile getirmektedir.

Engin (2013), Ulukışla Havzası'nın yapısal özellikleri ve tektonik modelini belirlemeye yönelik yaptığı yüksek lisans çalışmasında, arazi çalışmaları sırasında yapısal veri toplamış ve jeokronolojik yaşlandırma yöntemleri ile özellikle çalışma alanındaki magmatik kütleleri yaşlandırmıştır. Yazar çalışması sırasında elde ettiği verileri, önceki çalışmalar ışığında değerlendirerek, Ulukışla Havzası'nın stratigrafik ve tektonik evrimi sırasında Üst Kretase-Alt Paleosen kayaçları ve Orta Eosen-Orta Miyosen birimlerinde kuzey-güney gidişli devrik kıvrımların, bindirmelerin ve doğrultu atımlı fayların geliştiğini, Orta Paleosen-Orta Eosen birimlerinde bulunan D-B doğrultulu normal fayların ise mafik magmatizmayı tetikleyen dalan levhanın kopması ile eş zamanlı deformasyondan kaynaklandığını belirtmiştir.

Sarıkaya vd. (2015a), Çalışma alanının doğusunda yer alan Aladağların batı kesimindeki Ecemiş Fayı tarafından kesilen ve glasiyoflüvial karakterdeki Emli ve Yalak alüvyal fanları üzerinde kozmojenik yaşlandırma metoduyla çalışma yapmışlardır. Çalışma alanında Ecemiş Fayı tarafından kesilen yelpazelere göre Ecemiş fayının 97.0±13.8 bin yıldan beri, 35±3 m düşey atıma sebep olduğunu ifade etmişlerdir.

Sarıkaya vd. (2015b), Ecemiş Fay Zonunda Kuvaterner döneminde meydana gelen atımın tespiti için yaptıkları çalışmada uzaktan algılama verilerini ^{36}Cl kozmojenik çekirdek yaşlandırması ve arazideki morfolojik gözlemleri ile değerlendirmiş ve 104.2 ± 16.5 by ve 64.5 ± 5.6 by arasındaki dönemde fayın jeolojik kayma hızının yatayda 4.2 ± 1.9 m/y ve düşeyde 0.8 ± 0.3 m/y olduğunu belirlemişlerdir. Yazarlara göre bu durum Ecemiş Fayı üzerinde orta-Geç Pleistosen'den beri yüzey kırığı oluştaracak bir deprem üretmediğine işaret etmektedir.

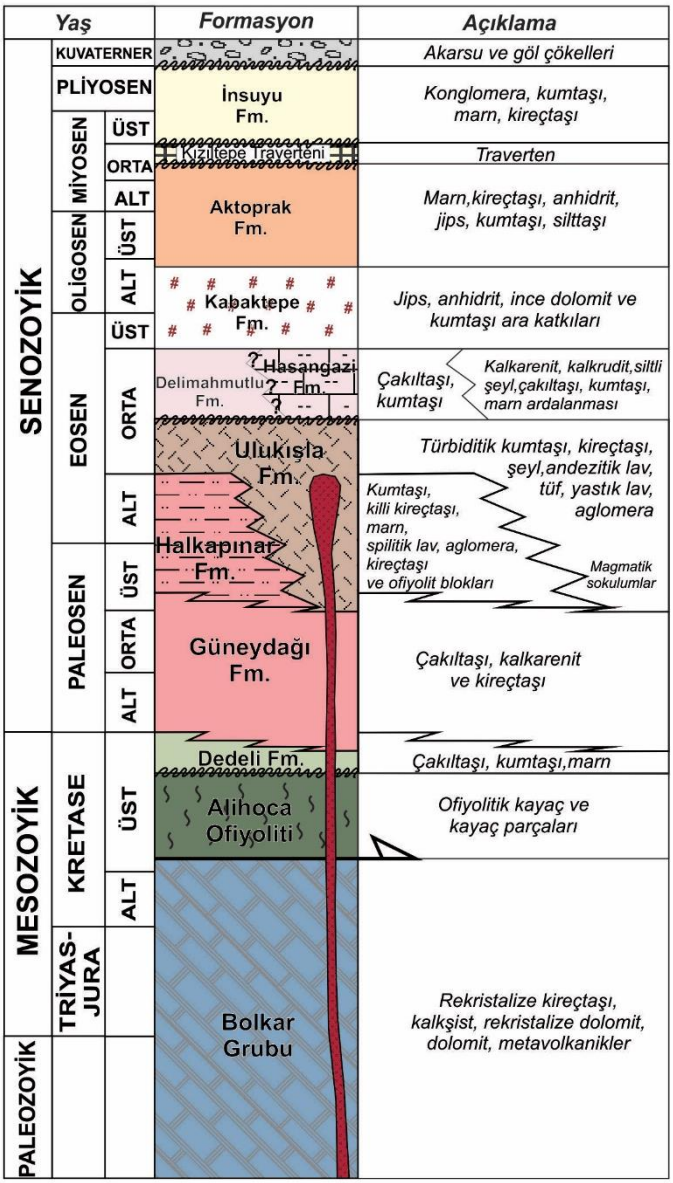
Karaoğlan (2016), Bolkar Dağları'ın KD'sunda yer alan Horoz Granitoyidi'nin farklı seviyelerinde apatit füzyon iz (Apatite Fission Track) termokronolojisi yöntemini kullanarak, Bolkar Dağı Karbonatları'nı kesen bu granitoyidin, dolayısıyla da Bolkar Dağları'nın yükselimi ile ilgili önceki çalışmaları da dikkate alarak, güncel veriler sunmuştur. Yazar elde ettiği veriler sonucunda Erken Eosen yaşlı Horoz Granitoyidi'nin 23-16 My arasında (Erken Miyosen) ~0.03 mm/yıl yüzeyleme hızına sahip olduğunu tespit etmiştir.

Meijers vd. (2016), Clark ve Robertson (2002 ve 2005) tarafından tanımlanan Aktoprak Havzası'nın yaş ve paleo ortamının anlaşılması amacıyla yaptıkları çalışmada elde ettikleri manyetostratigrafi verilerini önceden var olan biyostratigrafik yaşlar ile deneştirmiş ve Oligosen birimleri içerisinde üye mertebesinde değerlendirdikleri Kurtulmuştepe Üyesi'nin yaşının Şattiyen (Geç Oligosen) olduğunu belirlemişlerdir. Yazarlar ayrıca, elde ettikleri karbon ve oksijen izotoplarının oranlarına istinaden, depolanmanın yarı tropik tatlı su gölü ortamını gösterdiği ve Anadolu'nun güneyinde günümüz orografik bariyeri olan Toros Dağları'nın Geç Oligosen boyunca burada olduğuna dikkat çekmişlerdir.

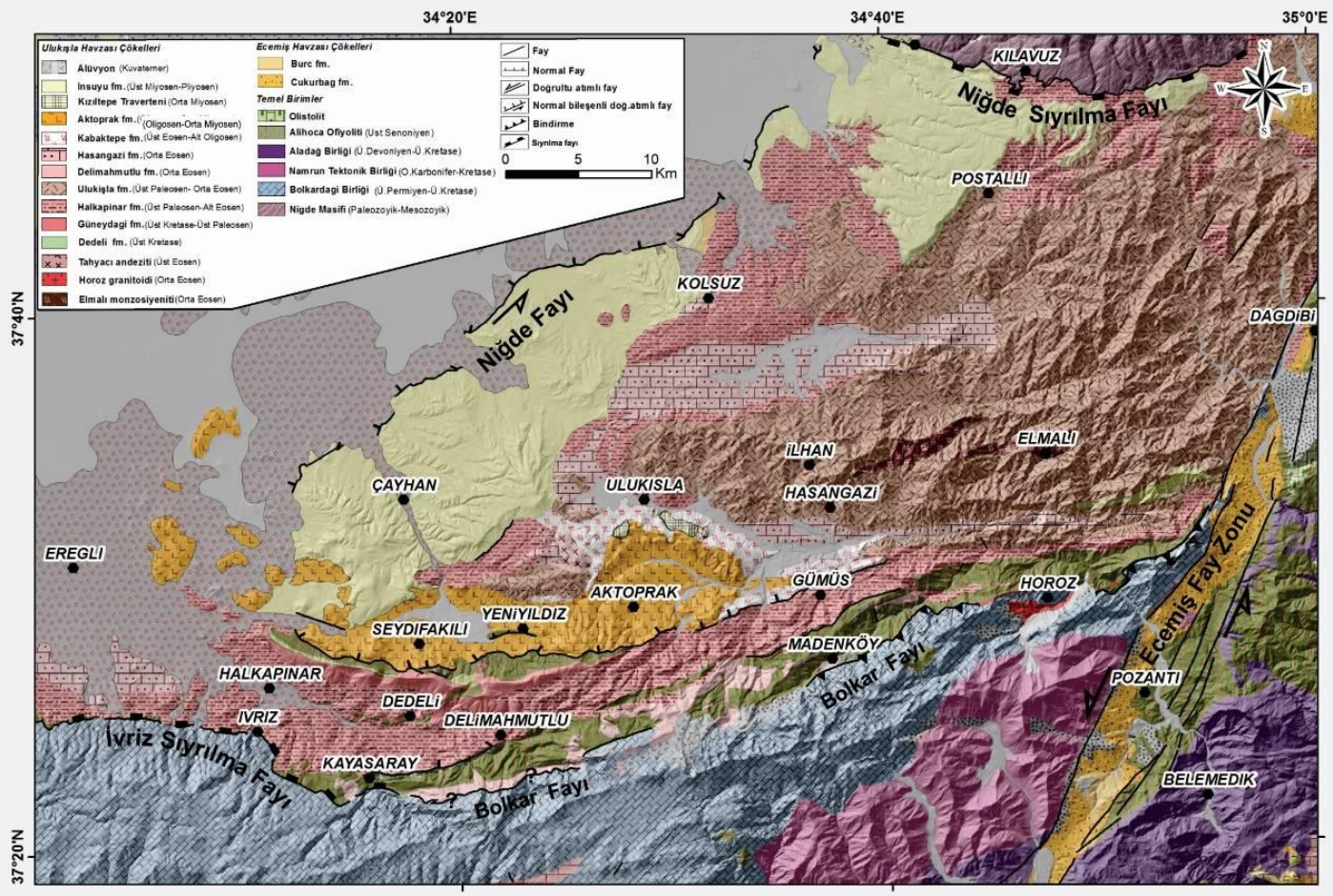
2. BÖLGESEL JEOLOJİ

2.1 Stratigrafi

Bölgedeki temel kayalar Paleozoyik-Mesozoyik yaş aralığına ait metamorfik kayaçlar, metakarbonatlar, karbonatlı ve kırıntılı kayaçlar ile ofiyolitler ve ofiyolitik melanjdan oluşmaktadır. Çalışmanın ana konusunu oluşturan birimleri içeren Senozoyik çökelleri ise bu birimleri örterler (Şekil 2.1, ve Şekil 2.2).



Şekil 2.1: Çalışma alanının genelleştirilmiş kolon kesiti (Demirtaşlı vd. (1975) ve Alan vd. (2011a)'den değiştirilerek).



Şekil 2.2: Çalışma alanının jeoloji haritası (Demirtaşlı vd. (1975), Atabey vd. (1990), Ulu (2009), Alan vd. (2011a,b)'den değiştirilerek hazırlanmıştır. Bolkar İtki Fayı: Demirtaşlı vd. (1975), Niğde Sıyrılma Fayı: Whitney ve Dilek (1997, 1998), Niğde Fayı: Koçyiğit (2003), Ecemiş Fayı:Emre vd. (2011), İvriz Sıyrılma Fayı: Seyitoğlu vd. (değerlendirmede)).

Hem temel kayalar hem de örtü birimleri yaşları değişen magmatik birimlerce kesilirler. Tez çalışması kapsamında bölgede daha önce yapılan çalışmalar (örn., Demirtaşlı vd. 1975) ve MTA Genel Müdürlüğü tarafından hazırlanmış olan 1/100.000 ölçekli basılı haritalar temel alınmış, bu haritalar ArcGIS yazılımı kullanılarak sayısallaştırılmıştır. Arazi ve uzaktan algılama çalışmaları kapsamında gerekli görülen alanlarda güncellemeler yapılmıştır (Şekil 2.2).

2.1.1 Temel birimler

Çalışma alanın temel kayaçlarını, üzerinde çok sayıda çalışma yapılmış Niğde Masifi, Orta Toros kuşağı temel kayaçları (Bolkar Birliği) ve Alihoca Ofiyoliti oluşturmaktadır (örn., Blumenthal 1963, Brunn vd. 1971, Özgül 1971, 1976, Demirtaşlı vd. 1975, 1986, Bilgiç ve Gökten 2005) (Şekil 2.1 ve 2.2).

2.1.1.1 Niğde Masifi

Orta Anadolu Masifi'nin (Ketin 1956) güney ucunu oluşturan Niğde Masifi'nde yer alan metamorfik kayalar Göncüoğlu (1977, 1981a) tarafından Niğde Grubu adı altında toplanmış ve litolojik özellikleri dikkate alınarak Gümüşler, Kaleboynu, Aşıgediği formasyonları ve Üçkapılı Granitoyidi olarak ayırtlanmıştır.

Niğde Grubu'nun en alt seviyesini oluşturan Gümüşler Formasyonu; mermer, amfibolit, kuvarsitik gnays ve kalksilikat-mermer ara bant ve mercekleri içeren farklı mineral bileşimli gnayslardan meydana gelmiştir (Göncüoğlu 1977, 1981a). Gümüşler Formasyonu üzerinde yer alan Kaleboynu Formasyonu gnays, mermer, kuvarsit ve amfibolit ardalanmasından oluşur ve yaklaşık kalınlığı 600 m'dir (Göncüoğlu 1981). Formasyon kumtaşı, killi kumtaşı, kireçtaşı, killi kireçtaşı, bazik volkanik ve tüf kökenli malzemenin metamorfizması sonucu oluşmuştur (Göncüoğlu 1981). Niğde Grubu'nun en üst birimi olan Aşıgediği Formasyonu esas olarak mermerden oluşur. Alt seviyeleri saf mermer ile başlayan birim üste doğru gnays, kuvarsit ve amfibolit ara bant ve mercekleri içererek devam eder (Göncüoğlu 1981). Metakarbonatlı bu birimin en üstünde pembe renkli, ince taneli mermer ve manganca zengin alacalı şist ve gnayslar bulunur (Atabey vd. 1990). Altında yer alan Kaleboynu Formasyonu ile geçişli dokanak gösteren Aşıgediği Formasyonu'nun alt ve orta kesimlerinin platform karbonatları, üst bölümünün ise pelajik kireçtaşı ve çört kökenli olabileceği düşünülmektedir (Atabey vd. 1990).

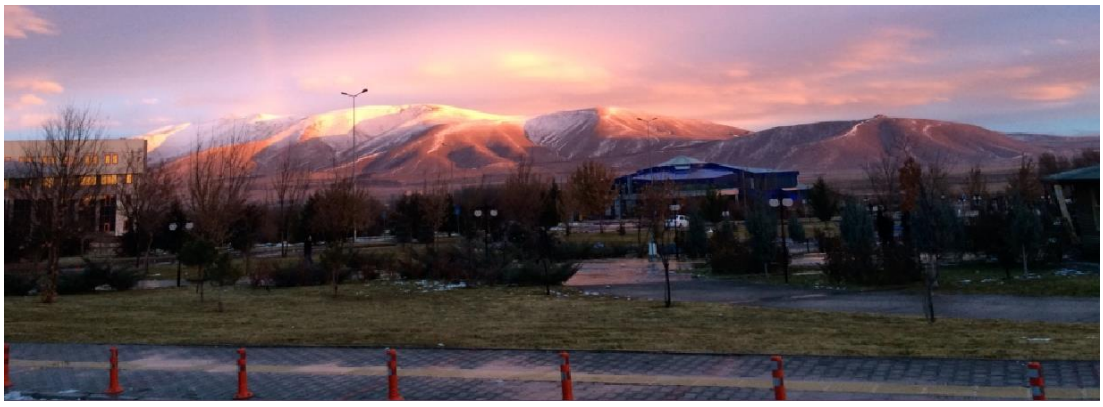
Üçkapılı Köyü civarında en geniş yayılımını gösteren Üçkapılı Granitoyidi, Niğde Grubu'na dâhil edilen ve yukarıda anlatılan tüm birimleri kesmektedir.

Yüksek K, kalk-alkalen karakterli S tipi bir granitoyiddir (Boztuğ ve Harlavan 2008). Göncüoğlu (1981), üzerinde deformasyon izi gözlenmediği için Üçkapılı Granitoyidi'nin Niğde Grubu kayaçlarının ana kıvrımlanma ve metamorfizmasından sonra sokulum yaptığını ve sokulum ile yükselim sırasında tüm masifte yaygın bir yeniden kristallenmeye sebep olmuş olabileceğini belirtmiştir. Masife ait diğer birimleri kesiyor olması nedeniyle, masif ve yüzeylemesi hakkında bilgi edinilmesi açısından Üçkapılı Granitoyidi'nin bölgedeki konumu ve yaşı oldukça önem taşımaktadır, bu nedenle de pek çok çalışmaya konu olmuştur (Çizelge 2.1). Yapılan yaşlandırma analizleri sonucunda Üçkapılı Granitoyidi'nin 95±11 My önce (Göncüoğlu 1986) sokulum yaptığı ve 75-78 My soğuduğu ya da daha genel bir ifade ile Niğde Masifi'ndeki magmatik kütlelerin intrüzyonunun ana fazının Geç Kretase'de meydana geldiği söylenebilir (Whitney vd. 2003).

Çizelge 2.1: Üçkapılı Granitoyidi'ne yönelik yapılan yaş tayinleri.

Metod	**Tarihlendirilen Malzeme**	**Yaş (My)**	**Kaynak**
Rb-Sr	Tüm kayaç	95 ± 11	Göncüoglu 1986
Rb–Sr	Tüm kayaç Biyotit+Muskovit	77.8 ± 1.2	Göncüoglu 1986
K-Ar		78–75	Göncüoglu 1986
K-Ar	Biyotit Biyotit Muskovit	76.2 ± 1.2 74.9 ± 1.2 78.5 ± 1.2	Göncüoglu 1986
U-Pb	Monazit	13.7-20	Whitney ve Dilek 1997
U–Pb	Zirkon	92-77	Whitney vd. 2003
Ar–Ar		79.5 ± 1.2	Whitney vd. 2003
Ar–Ar	Biyotit Muskovit	74.76±0.98 75.01±0.84 75.89±0.78	Dirik vd. 2003

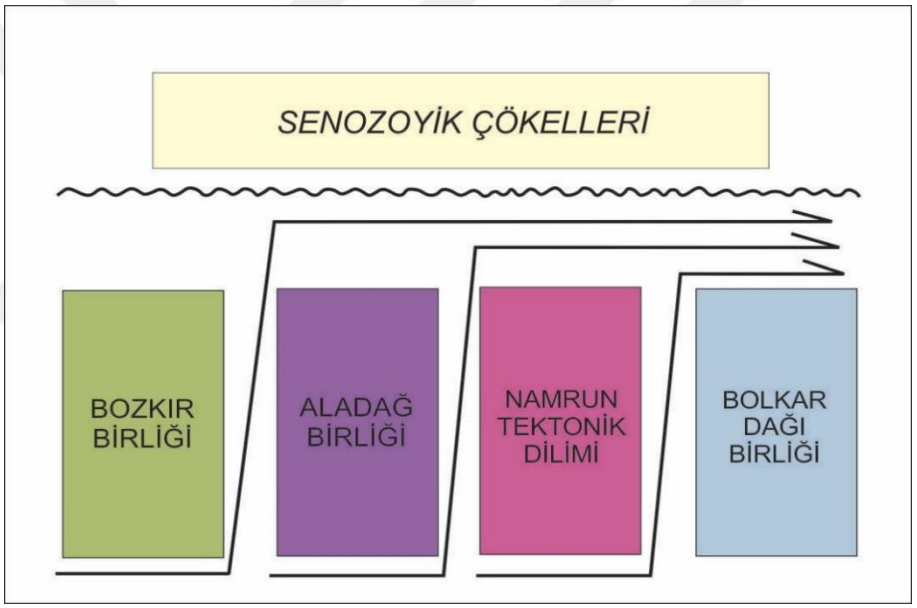
Niğde Masifi ve üzerinde yer alan örtü birimler arasındaki dokanağın durumu da bölgede yürütülmüş çalışmalarda tartışılan önemli bir noktadır. Blumenthal (1941, 1952) Niğde Masifi'nin doğu kenarı boyunca Eosen yaşlı birimlerin metamorfik kayaçları uyumsuzlukla örttüğünü belirtmiştir. Yetiş (1978) ile Yetiş ve Demirkol (1984) ise Niğde Masifi metamorfikleri üzerine Orta Paleosen- Erken Eosen yaşlı birimlerin diskordans ile yerleştiğini rapor etmiş, daha sonra söz konusu birimin yaşını Orta Paleosen olarak güncellemiştir (Yetiş vd. 1995). Atabey vd. (1990) yapmış oldukları haritada Niğde Masifi'nin güneydoğu kenarını uyumsuz olarak üzerleyen birimlerin Geç Paleosen-Lütesiyen yaşlı olduğunu belirtmişlerdir. Göncüoğlu vd. (1991) Niğde Metamorfikleri üzerinde (muhtemelen açısal) uyumsuz olarak yer alan ve kırıntılı kayaçlardan oluşan birimin yaşını, bu birimin geçişli olduğu Geç Maastrihtiyen-Paleosen yaşlı birimin yaşını dikkate alarak vermiştir (Dirik vd. 2003). Whitney ve Dilek (1997) ise Niğde Masifi metamorfikleri ile bunları üzerleyen Maastrihtiyen-Paleosen yaşlı istif arasında düşük açılı bir fay olduğunu belirtmiştir. Tez çalışması kapsamında yapılan arazi çalışmalarında masifin güney kenarı ve Ulukışla Havzası çökelleri arasında düşük açılı normal fayın varlığı teyit edilmiş olup, bu fayın özellikleri ve bölge tektoniğindeki önemi tektonik ve yapısal jeoloji bölümlerinde irdelenmiştir (Şekil 2.3).



Şekil 2.3: Niğde Masifi kuzey cephesinin genel görüntüsü.

2.1.1.2 Bolkar Dağı Birliği/ Bolkar Karbonat Platformu

Özgül (1971) Orta Toroslar'ın kuzey kesimi ile ilgili yapmış olduğu çalışmasında ortak çökelme havzası özellikleri taşıyan ve benzer yapısal unsurlar içeren kaya topluluklarını bir "birlik" altında tanımlamıştır. Yazar daha sonraki bir çalışmasında (Özgül 1976) bu birliklerin yerleşim yeri, stratigrafik ve yapısal özelliklerini tanıtmış ve birbirleri ile olan ilişkilerini kurmaya çalışmıştır. Alan vd. (2007), Özgül (1976)'nın çalışmasını referans alarak bu birlikleri alttan üste doğru Bolkar Dağı Birliği (Özgül, 1976), Namrun Tektonik Dilimi (Gül vd. 1984), Aladağ Birliği (Özgül 1976) ve Bozkır Birliği (Özgül 1976) şeklinde tektonik ilişkili olarak sıralamıştır (Şekil 2.4). Bir bölümü çalışma alanı dışında kalan bu birliklerin genel özellikleri, birbirleri ve Senozoyik birimleri ile olan ilişkileri bu bölümde kısaca özetlenecektir.



Şekil 2.4: Alan vd. (2011a)' ne göre çalışma alanı ve yakın çevresinde yer alan birlik, dilim ve örtü kayalar arasındaki ilişkileri gösteren şematik diyagram.

Orta Toroslar'ın en kuzey kesiminde yer alan, karbonatlı ve metamorfik kayaç topluluğu Özgül (1976) tarafından Bolkar Dağı Birliği olarak adlandırılmıştır. Bolkar Dağı Birliği'ne ait kayaç toplulukları çalışma alanının güney kenarını sınırlar (Şekil 2.2). Bolkar Dağı Birliği üzerinde tektonik dokanakla yer alan, Karbonifer-Geç Kretase yaş aralığında çökelmiş ve kısmen metamorfizma geçirmiş şelf tipi karbonat ve kırıntılı kaya birimlerinden oluşan kayaç topluluğu Alan vd. (2007) tarafından Namrun Tektonik Dilimi olarak sunulmuş ve Toros Kuşağı birlikleri içerisinde değerlendirilmiştir.

Özgül vd. (1973), Orta ve Doğu Toroslar'da yaptıkları çalışmalarında Aladağlar bölgesindekilerle stratigrafik ve litolojik benzerlikleri olan tüm kayaç topluluklarını "Aladağ Birliği" adı altında toplamışlardır (Alan vd. 2007). Çalışma alanı yakın çevresinde Ecemiş Fay Zonu doğusu ve güneybatısında gözlenen Aladağ Birliği Geç Permiyen-Geç Kretase (Alan vd. 2007) yaş aralığında çökelmiş karbonat ve kırıntıllı kayaçlardan oluşmaktadır. Tüm bu birlikler üzerine ise Orta Toroslar'da Triyas-Kretase yaş aralığında çökelmiş kırıntılı malzeme ve ofiyolitik kayaçlar içeren Bozkır Birliği tektonik dokanakla gelmiştir (Özgül 1976). Birimin ihtiva ettiği ve Ulukışla Havzası'nın temelini oluşturan ofiyolitik malzemenin özellikleri Alihoca Ofiyoliti başlığı altında detaylı olarak açıklanacaktır.

Ulukışla Havzası'nın güney kesiminde yer alan Bolkar Dağı Birliği, bulunduğu konum ve içerdiği yapısal unsurlar nedeniyle büyük önem taşımaktadır. Bu birlik çalışma alanında Karbonifer-Geç Kretase yaş aralığında çökelmiş genel olarak rekristalize kireçtaşı, kalkşist, rekristalize dolomit, dolomit, şist, çörtlü rekristalize kireçtaşı mercekleri ve metavolkanik kayaç topluluklarından meydana gelmiştir (Özgül 1976) (Şekil 2.5). Birlik içerisinde bulunan kayaç topluluklarının sedimantolojik özellikleri ve fosil içerikleri dikkate alındığında, istifin Orta Karbonifer-Geç Triyas süresince düşük enerjili sığ ortam özellikleri gösterdiği, Jura'dan itibaren ise platform tipi karbonatların oluşabileceği derin bir ortam haline geldiği düşünülmektedir (Alan vd. 2011a). Bazı çalışmalarda havza tortulları ve bu birimler arasındaki dokanak uyumsuzluk ya da bindirme olarak ifade edilmiş olsa da (örn. Demirtaşlı vd. 1975, Çevikbaş ve Öztunalı 1991, 1992), tez çalışması kapsamında, bu alanda bazı öncül çalışmalarda da bahsi geçen bir normal fayın olduğu tespit edilmiştir (örn. Dilek vd. 1999b, Clark ve Robertson 2002, 2005). Fayın özelliklerinin ve bölgedeki öneminin anlaşılması amacıyla fay düzlemi üzerinde incelemelerde bulunulmuş ve mikrotektonik analizler için örnekleme yapılmıştır. Bunlardan elde edilen sonuçlar yapısal jeoloji bölümünde detaylı olarak sunulmuştur.

Şekil 2.5: İvriz mevkinde Bolkar Dağı Birliği'ne ait mermerler.

2.1.1.3 Alihoca Ofiyoliti

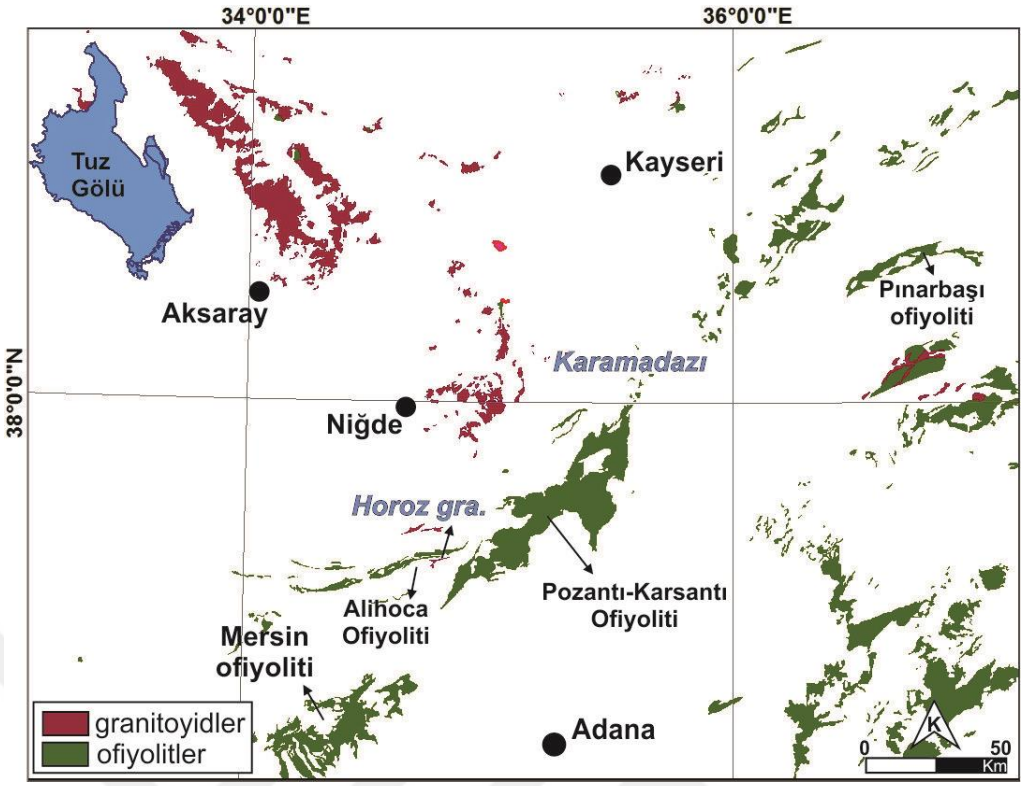
Orta Toroslar' da Mesozoyik yaşlı sedimanter ve volkanik kayaçlar ile serpantinitler ve bunların bloklarından oluşan kayaç topluluğu ilk kez Özgül (1976) tarafından Bozkır Birliği adı ile tanıtılmıştır (Alan vd. 2011b). Bozkır Birliği'ni oluşturan kayaç topluluklarının büyük bölümü bölgedeki ofiyolitik malzeme ve melanj ile temsil edilir. Çalışma alanı ve yakın civarında bulunan ofiyolitik malzeme Alan vd. (2007) tarafından, ilk kez Özgül'ün (1976) tanımladığı, Triyas-Kretase yaş aralığında bölgede çökelmiş pelajik-neritik kireçtaşları, radyolaritler ile bazik denizaltı volkanitleri, tüf, diyabaz, bazik-ultrabazik kayaçlar, serpantinitler ve bunların bloklarından oluşan Bozkır Birliği altında değerlendirilmiştir. Farklı kayaç birimlerinden oluşan bu birliğin en altında içerisinde değişik kökenli blokları içeren Geç Senoniyen yaşlı Kızılcadağ Ofiyolitik Melanj ve Olistostromu bulunur (Poisson 1977). Geç Kretase-Jura yaşlı kırıntılı ve karbonatlı birimler ile Geç Kretase yaşlı Pozantı-Karsantı Ofiyolitik Napı, Kızılcadağ Ofiyolitik Melanj ve Olistostromu üzerine tektonik dokanakla gelir (Alan vd. 2011b).

Pozantı-Karsantı ilçeleri arasında geniş yüzeylemeler sunan ve başlıca harzburjit, dunit, piroksenit, gabro ve diyabaz daykları ile metamorfik dilim kayaçlarından oluşan ofiyolit napı, bölgede uzun yıllar çalışmalarını sürdüren Bingöl (1978) tarafından Pozantı-Karsantı Ofiyoliti olarak adlandırılmıştır. Bölgede yapılan sonraki çalışmalarda Toros karbonat platformunun doğudaki uzantısı olan Bolkar

Platformu'nu Kretase'de bindirmeli olarak üzerleyen ofiyolitler için de toplu olarak Pozantı-Karsantı ofiyoliti adlandırması kullanılmıştır (Juteau 1980, Whitechurch vd. 1984, Lytwyn ve Casey 1995, Polat ve Casey 1995, Parlak vd. 2000, Robertson 2002). Ancak son yıllarda yapılan çalışmalarda Pozantı-Karsantı Ofiyoliti'ni oluşturan malzeme, bireysel masifler olarak tanımlanmıştır. Bunlardan Bolkar Dağları'nın kuzey sınırında yer alanlar Alihoca Ofiyoliti, Bolkar Dağları'nın Mesozoyik karbonat platformu üzerinde tektonik klipler halinde bulunanlar Kızıltepe Ofiyolitleri, Ecemiş Fay Zonu'nun doğusunda bulunan ve Aladağ platformu üzerinde yer alanlar ise Aladağ Ofiyoliti olarak tanımlanmıştır (Dilek ve Whitney 1997, Dilek vd. 1997, 1999a, Jaffey ve Robertson 2001, Robertson 2002).

Yukarıda bahsi geçen ofiyolitlerin de dahil olduğu, Türkiye'deki Tetis ofiyolitlerinin önemli bir bölümünü oluşturan Torid Kuşağı Ofiyolitleri kuzeybatıda Tavşanlı Zonu'ndan güneyde Pozantı-Karsantı bölgesine kadar devam etmekte ve buradan kuzeydoğuya doğru dönerek Torid Platformu boyunca Erzincan-Erzurum'a kadar uzanmaktadır (örn., Sarıfakılıoğlu vd. 2013). İç Torid Okyanusu'nun kalıntıları olarak kabul edilen bu ofiyolitler (Dilek ve Moores 1990, Parlak vd. 1996, Dilek ve Whitney 1997, Dilek vd. 1999a, 1999b, Parlak vd. 2000, Elitok 2002, Vergili ve Parlak 2005, Çelik 2008, Robertson vd. 2009, Sarıfakılıoğlu vd. 2013) Dilek vd. (1999a) tarafından tektonik durumları göz önüne alınarak iç, orta ve dış kuşak ofiyolitleri olarak sınıflandırılmışlardır. Dış zon Bolkar Dağları'nın güney eteklerinde bulunan Mersin Ofiyolitleri, orta zon Aladağlar'da bulunan, Pozantı-Karsantı ya da Aladağ Ofiyolitleri (Çakır 1978, Tekeli vd. 1984, Parlak vd. 2000), iç zon ise Bolkar Dağları kuzeyinde bulunan Alihoca Ofiyoliti ile temsil edilir (Sarıfakılıoğlu vd. 2013) (Şekil 2.6). Ecemiş Fay Zonu'nun batısında, tam bir ofiyolitik istifin dağılmış halde bulunan tüm parçaları 'Alihoca Ofiyoliti' olarak (Dilek vd. 1999), bahsi geçen malzeme ve bu çevrede pelitik matriks içinde bloklar halinde bulunan ofiyolitik kayaçlar ise bütün halde 'Alihoca Ofiyolitik Melanjı' olarak adlandırılmıştır (Clark ve Robertson 2002, Robertson vd. 2009).

Ulukışla Havzası'nın güney kenarında Bolkar Dağları platform karbonatları ile tektonik dokanaklı olarak bulunan Alihoca Ofiyoliti, dünit mercekleri ile birlikte üst manto harzburjitleri, ultramafik kümülat kayaçları ile izotropik gabro ve doleritik dayklardan oluşur (Dilek vd. 1999a, Sarıfakıoğlu vd. 2013).



Şekil 2.6: Çalışma alanı ve yakın çevresinde yer alan başlıca ofiyolitler ve magmatik kütleler (birimlerin sınırları MTA (2002)'dan hazırlanmış olup, adlandırma referansları için metne bakınız).

Sarıfakılıoğlu vd. (2013) Ulukışla Havzası çökelleri tarafından uyumsuz olarak üzerlenen Alihoca Ofiyoliti'nin dayklarından yaptıkları jeokimyasal analizler sonucunda, bu birimlerin dalan levhadan (slab) türetilmiş akışkanlardan etkilenmiş litosferik manto kaynaklı olduğunu belirtmişlerdir. Yazarlar ayrıca Alihoca Ofiyoliti'nin İç Torid Okyanusu'nun kapanması ile yitim üstü bir ortamda (SSZ) yay ardı koşullarında geliştiğini dile getirmişlerdir.

Alihoca Ofiyoliti'nin metamorfik taban kayaçlarını ve diğer ofiyolitik kayaçlarını kesen dayklardan yapılan $^{40}Ar/^{39}Ar$ ve K/Ar ölçümleri sonucunda, bu daykların yaşlarının 84-89 My aralığında olduğu saptanmıştır (Parlak ve Delaloye 1996, Dilek vd. 1999a, Çelik 2008, Sarıfakılıoğlu vd. 2013).

Bolkar Dağları'ının kuzey yamaçları boyunca yaklaşık D-B yönlü uzanım gösteren ofiyolitler ile Bolkar Karbonat Platformu'na ait birimler kuzeye eğimli bir fay ile tektonik dokanaklıdır ve Ulukışla Havzası'na ait çökeller tarafından uyumsuz olarak üzerlenir (örn. Dilek vd. 1999a, bu çalışma) (Şekil 2.7).

Şekil 2.7: Alihoca Ofiyoliti'nin Bolkar Birliği ve Halkapınar Formasyonu ile ilişkisi (Kayasaray mevki).

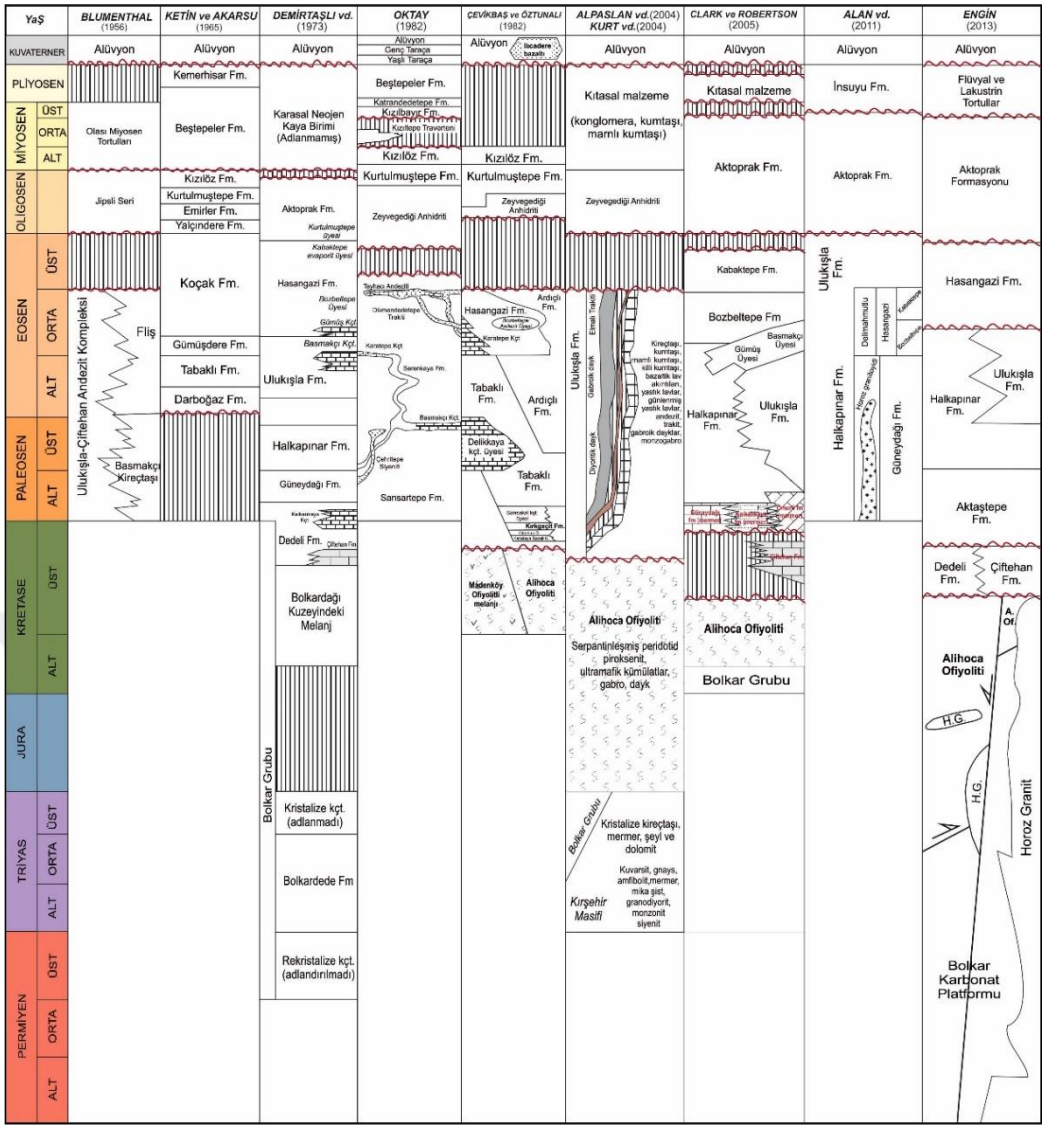
2.1.2 Örtü kayalar

Bu bölümde çalışma alanı ve çevresinde yüzeyleyen örtü birimlerinden, Ulukışla Havzası'nı oluşturanlar tanıtılacaktır. Ulukışla Havzası çökelleri doğu kenarı Ecemiş Fay Zonu ile sınırlanan, güneyde Bolkar Karbonat Platformu ve kuzeyde Niğde Masifi arasında kalan bölgede bulunmaktadır.

Orta Toroslar'da yapılan çok sayıda çalışma olması nedeniyle çalışma alanı ve yakın çevresinde bulunan birimler, farklı yazarlarca farklı isimler ile adlandırılmıştır (Şekil 2.8) Tez genelinde her ne kadar stratigrafik birimler yaşlarına göre ifade edilecek olsa da, özellikle havza çökellerinin tanıtılması sırasında önceki çalışmalarla bir bütünlük sağlanabilmesi amacıyla, birimlerin tanıtılmasında Demirtaşlı vd. (1975) ile Alan vd. (2007)'nin çalışmalarında kullanılan formasyon isimleri kullanılacaktır.

2.1.2.1 Dedeli Formasyonu

Ereğli Güneydoğusundaki Dedeli Köyü yakınında gözlenen çakıltaşı, yeşil-gri kumtaşı, şeyl, kireçtaşı ve ofiyolitik kayaç olistolitlerinden oluşan kayaç topluluğu ilk kez Demirtaşlı vd. (1975) tarafından Dedeli Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Dedeli formasyonu tabanında çoğunlukla alttaki ofiyolitik melanjdan türeyen tanelerden oluşan kırmızı, yeşil, gri renkli konglomeralar ile başlar, yukarıya doğru yeşil-gri kumtaşı, marn ile devam eder. Bu seviye üzerinde yeşil-gri renkli killi kireçtaşları ve üzerine ofiyolitik olistostrom görülmektedir. En üst bölümde ise grimsi-yeşil renkli pelajik kireçtaşları hakim durumdadır.



Şekil 2.8: Ulukışla Havzası ve yakın civarı için önceki çalışmalarda önerilen genelleştirilmiş stratigrafik kesitler.

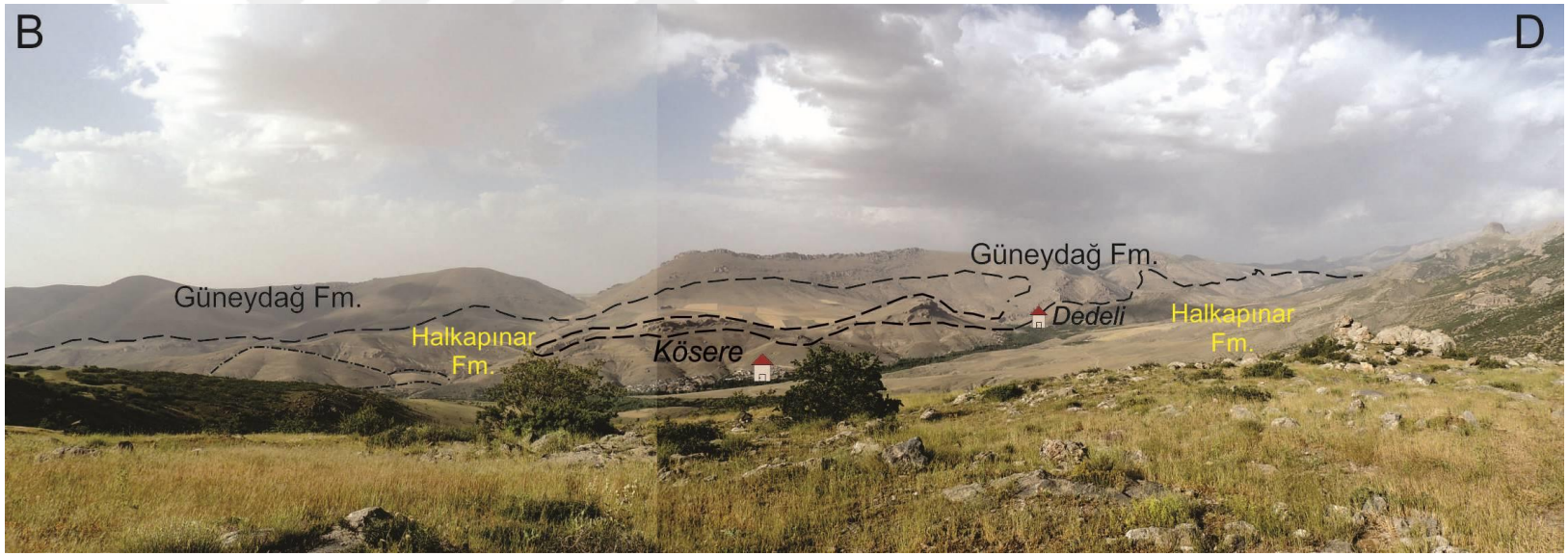
Bu kireçtaşları orta-kalın tabakalı sert yer yer çörtlü kireçtaşlarına geçer (Demirtaşlı vd. 1975). Birim içerisinden derlenen ekinodermler, pelesipodlar ve çoğunlukla *Globotruncana ventricosa* White, *Globotruncana stuarti* (de Lapparent), *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau) gibi pelajik foraminiferleri de kapsayan fauna topluluğuna göre, formasyonun yaşı Geç Kampaniyen-Maastrihtiyen olarak verilmiştir (Demirtaşlı vd. 1975).

Dedeli Formasyonu altta ofiyolitler üstte ise Güneydağı formasyonu ile uyumsuz ilişkilidir ve benzer litoloji ve fosil içeriğine sahip Çiftehan formasyonu ile deneştirilebilir (Demirtaşlı vd. 1975).

2.1.2.2 Güneydağı Formasyonu

Tipik mostraları Konya ili Halkapınar ilçesi kuzey ve kuzeydoğusundaki yamaçlar boyunca gözlenen çakıltaşı, kumtaşı ve kireçtaşlarından oluşan litolojiler ilk kez Demirtaşlı vd. (1975) tarafından Güneydağı Formasyonu adı ile tanıtılmıştır (Şekil 2.2).

Birimin alt kesimlerinde genellikle siyah, yer yer yeşil renkli, hamur destekli çakıltaşları yer almaktadır. Bu düzeylerin üzerine krem renkli, orta tabakalı kireçtaşları gelmektedir. Birimin üst kesimlerini ise ince-orta tabakalı kırıntılılar oluşturmaktadır. Demirtaşlı vd. (1975) yaptıkları çalışmada birim içerisinden *Discocylina* sp., *Alveolina* sp., *Planorbulina* sp., *Fabiana* sp. ve *Laffitenia* sp., fosil topluluğunu; Alan vd. (2007) ise formasyon içinden alınan kayaç örneklerinde; *Mississippina binkhorsti* (Reuss), *Kathina* cf. *major* Smout, *Kathina* cf. *selveri* Smout, *Hottingerina anatolica* Sirel, *Haymanaella paleosenica* Sirel, *Distichoplax biserialis* Dietrich, *Miscellanea* cf. *primita* Rahaghi, *Morozovella* cf. *aequa* Cushman ve Renz, *Morozovella* gr. *formosa* (Bolli), *Asterigerina* sp., *Planorbulina* sp., Textularidae, *Rotalia* spp., *Cincoriola* sp., *Glomalveolina* sp., *Valvulina* sp., *Chyrsalidina* sp., *Pseudolacazina* sp., *Haddonia* sp., *Globigerina* sp., *Planarotalites* sp., *Globorotalia* sp., *Nummulites* spp., *Discocyclina* sp., *Asterocyclina* sp., *Sphaerogypsina* sp., *Gypsina* sp., *Alveolina* sp., *Assilina* spp., *Acarinina* spp., *Turborotalia* spp., Discorbidae, Miliolidae, Alg, Bryozoa ve pelesipod kavkı parçalarından oluşan fosil topluluğunu tespit etmişlerdir. Her iki çalışmadan elde edilen fosil topluluğuna ve birimlerin arazide stratigrafik ilişkilerine göre Güneydağı Formasyonu'nun yaşı bu çalışmada Geç Maastrihtiyen-Geç Paleosen/Erken Eosen olarak değerlendirilmiştir. 150-300 m kalınlığa sahip formasyon altta Alihoca Ofiyoliti ve Dedeli Formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelirken, üstte Halkapınar ve Ulukışla Formasyonu ile yanal ve düşey geçişlidir (Şekil 2.9).



Şekil 2.9: Kösere ve Dedeli Köyleri çevresinde, Güneydağı ve Halkapınar formasyonlarının genel durumu.

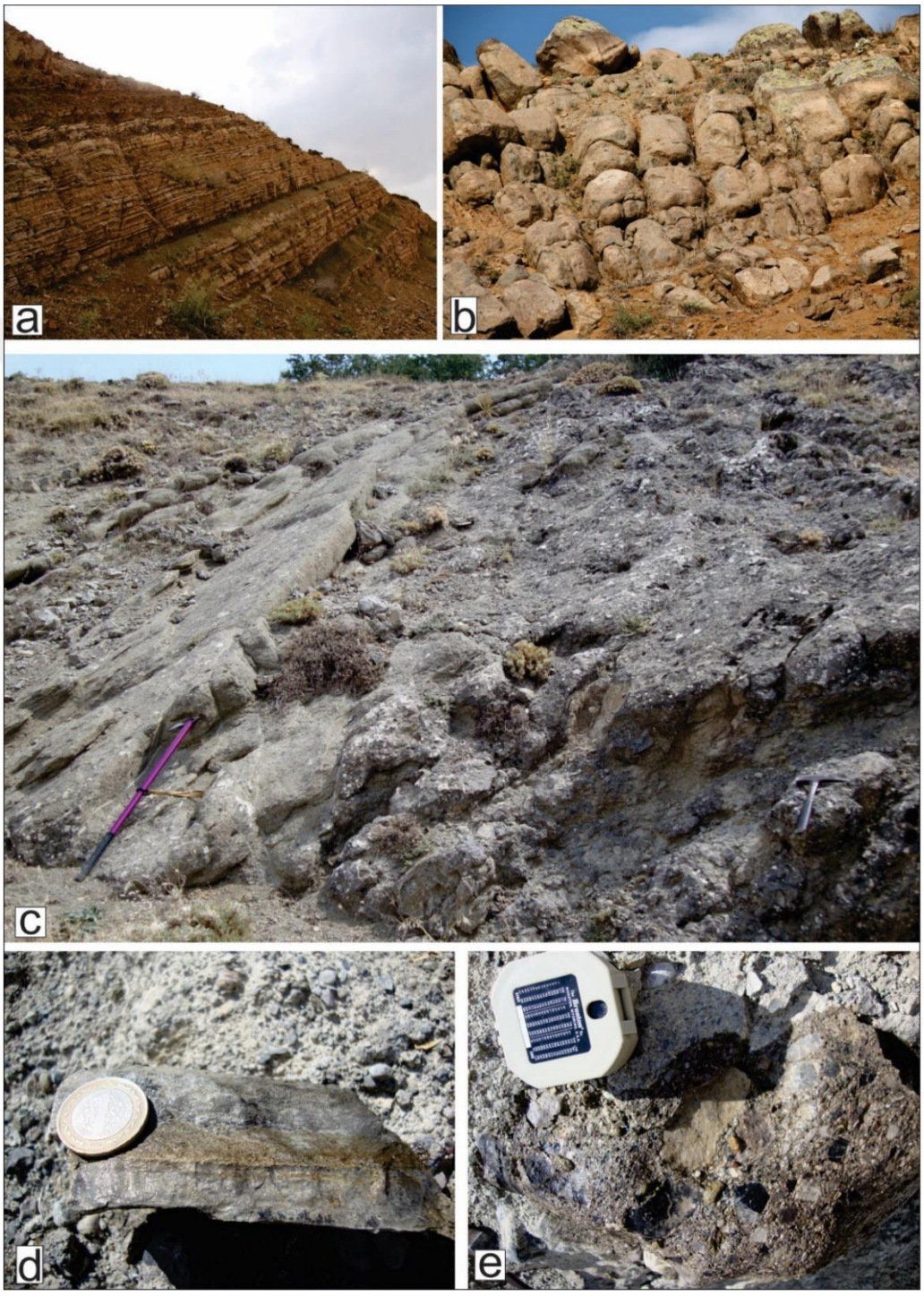
2.1.2.3 Halkapınar Formasyonu

Konya İli'nin Halkapınar ilçesi civarında tipik yüzlekleri gözlenen konglomera, kumtaşı, killi kireçtaşı, marn, spilitik lav, aglomera, kireçtaşı ve ofiyolit bloklarından oluşan birim Demirtaşlı vd. (1975) tarafından Halkapınar Formasyonu olarak adlandırılmıştır.

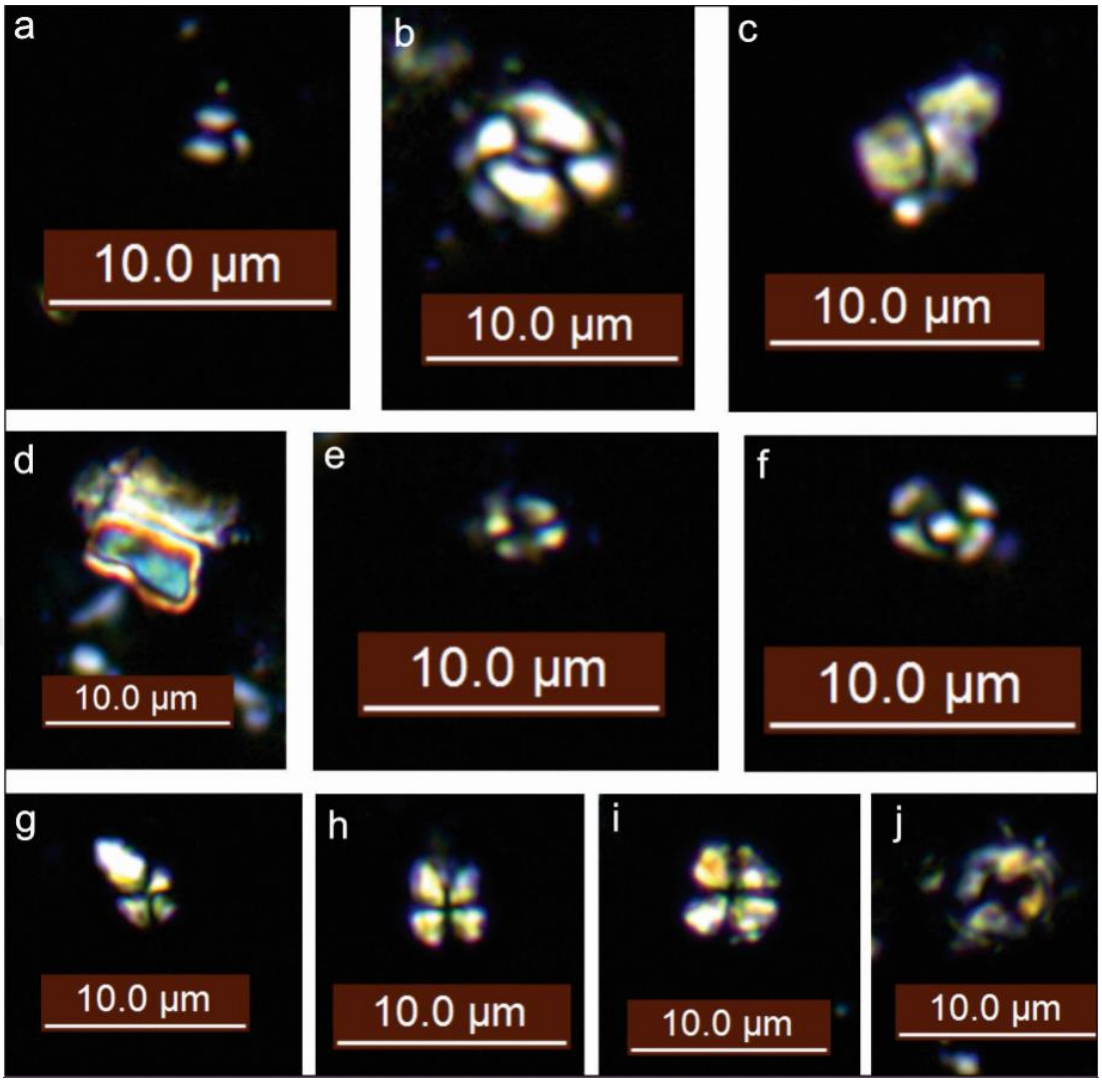
Birim çalışma alanının güney kesimlerinde Halkapınar'dan Çiftehan'a kadar geniş bir alan içerisinde DKD-BGB doğrultusunda, kuzey kesimlerde ise çoğu bölümünde diğer birimlerce üzerlenerek KD-GB doğrultusunda mostralar vermektedir (Şekil 2.2). Formasyon, genel olarak geniş yayılımlı bir türbiditik istif özelliği göstermektedir.

Birim tabanında polijenetik çakıltaşları ile başlar (Şekil 2.10). Bu çakıltaşlarının taneleri büyük oranda Bolkar Birliği'ne ait malzemeden oluşur. Söz konusu seviye üzerine grimsi yeşil renkli ince-orta tabakalı kumtaşı, marn ve killi kireçtaşı ardalanımı gelmektedir. Daha üst kesimlerde kumtaşları ile geçişli pembe-kahve renkli aglomeralar ve spilitik bazaltlar bulunur. Birimin en üst seviyelerinde ise ince-orta tabakalı bej renkli kumtaşları yer almaktadır. Demirtaşlı vd. (1975) formasyon içerisinden aldıkları örneklerde *Globorotalia* cf. *Pseudomenardi* Bolli ve *Globorotalia* cf. *valascoensiis* Cushman fosillerini bulmuşlar ve birime Paleosen-Erken Eosen yaşını vermişlerdir. Alan vd. (2007) ise formasyon içinden aldıkları kayaç örneklerinde; *Morozovella* cf.*pussilla* (Bolli), *Morozovella* cf. *aequa* Cushman ve Renz, *Planarotalites pseudomenardi* Bolli,, *Assilina* gr.*exponens* (Sowerby), *Acarinina* cf. *bulbroki* (Bolli), *Morozovella* cf. *spinulosa* Cush ve Renz, *Nummulites* gr. *bieai* Schaub, *Rotalia trochidiformis* Lamarck, Globorotalidae, *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., *Nummulites* spp., *Discocyclina* sp., *Asterocyclina* sp., *Sphaerogypsina* sp., *Gypsina* sp., *Alveolina* sp., *Kathina* sp., *Globigerinatheka* sp., *Turborotalia* spp., *Operculina* sp., *Lockhartia* sp., *Cuvillerina* sp., *Truncorothalia* sp., Textularidae, Miliolidae, alg, bryozoa ve ostracod fosil topluluğunu tanımlamış ve buna göre Halkapınar Formasyonu'na Geç Paleosen-Orta Eosen (Tanesiyen-Lütesiyen) yaşını vermişlerdir. Tez çalışması kapsamında Halkapınar Formasyonu içindeki marnlı kesimlerden alınan örnekler içerisinde (a) *Biscutum parvulum* Romein (Daniyen)**,** (b) *Ericsonia ovalis* Black (Daniyen- Pleyistosen), (c) *Fasciculithus aubertae* Haq ve Aubury (Tanesiyen), (d) *Fasciculithus involutus* Bramlette ve Sullivan *(*Tanesiyen-İpresiyen), (e) *Princius africanus (*Daniyen), (f) *Princius tenuiculum* Okada ve Thierstein (Daniyen-Selandiyen), (g) *Sphenolithus anarrhopus*

ve (h) *Sphenolithus anarrhopus* Bukry ve Bramlette (Selandiyen-İpresiyen), (i) *Sphenolithus primus* Perch-Nielson (Daniyen-İpresiyen), (j) *Toweius eminens* Bramlette ve Sullivan (Tanesiyen) nannoplankton topluluğu Prof Dr. Ayşegül Yıldız tarafından tanımlanmıştır (Şekil 2.11).



Şekil 2.10: Halkapınar Formasyonu'na ait **a)** marn-killi kireçtaşı ardalanması, **b)** üst seviye kumtaşları, **c)** alt seviye kumtaşı-konglomera geçişi, **d)** alt seviye kumtaşları, **e)** alt seviyede Bolkar Grubu'na ait malzeme içeren konglomeralar.



Şekil 2.11: Halkapınar Formasyonuna ait marnlar içerisinden elde edilen nannoplanktonlar, **(a)** *Biscutum parvulum* Romein, **(b)** *Ericsonia ovalis* Black, **(c)** *Fasciculithus aubertae* Haq ve Aubury, **(d)** *Fasciculithus involutus* Bramlette ve Sullivan, **(e)** *Princius africanu* Haq ve Aubry, **(f)** *Princius tenuiculum* Okada ve Thierstein, **(g)** *Sphenolithus anarrhopus* ve **(h)** *Sphenolithus anarrhopus* Bukry ve Bramlette , **(i)** *Sphenolithus primus* Perch-Nielson, **(j)** *Toweius eminens* Bramlette ve Sullivan.

Bu veriler dikkate alınarak tez çalışmasında birimin yaşı Geç Paleosen-Erken Eosen yaş aralığında değerlendirilmiştir. Halkapınar Formasyonu altta Güneydağı Formasyonu, üstte ise Ulukışla Formasyonu ile yanal ve düşey geçişlidir (Şekil 2.9). Birim ayrıca çalışma alanının güney kesimlerinde Bolkar Dağı Birliği ve ofiyolitler üzerine uyumsuz olarak gelmekte, kuzeydoğusunda ise Hasangazi Formasyonu tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir.

Oldukça kıvrımlı bir yapıya sahip olan formasyonun inceleme alanındaki görünür kalınlığı 1000–1400 m arasında değişmektedir (Demirtaşlı vd. 1975, Alan vd. 2007).

2.1.2.4 Ulukışla Formasyonu

Tipik mostraları Ulukışla ilçesi civarında gözlenen volkanik, kırıntılı ve karbonatlı kayaçlardan oluşan kayaç topluluğu ilk olarak Demirtaşlı vd. (1975) tarafından Ulukışla Formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Havza içinde en geniş yüzey alanına sahip olan bu birim, Ulukışla ilçesi civarından itibaren KD'ya doğru Niğde Masifi'ne kadar uzanır (Şekil 2.2).

Formasyon başlıca türbiditik kumtaşı, kireçtaşı, şeyl, andezitik lav, tüf, yastık lav, aglomeralardan, oluşmaktadır. Özellikle, volkanik malzemelerin bulunduğu kesimlerde kahve-bordo renkli, klastik malzemenin yoğun olduğu kesimlerde ise bej, yeşil renklidir. Formasyonun orta kesimlerinde yastık lavlar şeklinde gözlenen volkanik malzeme bazaltik ve trakibazaltik karakterdedir (Sarıfakılıoğlu vd. 2013) (Şekil 2.12).

Clark ve Robertson (2002), Ulukışla Formasyonu volkaniklerinden aldıkları kayaç örneklerinden ana ve eser element analizleri yapmış ve bunun sonucunda bu volkaniklerin levha içi bir tektonik ortamda, dalma-batma sürecinin ürünü olarak oluştuğunu önermişlerdir. Alpaslan vd. (2004, 2006) yaptıkları çalışmalarda Ulukışla volkanik kayaçlarının, sodik alkalenden ultrapotasik alkalen karaktere değişen geniş bir jeokimyasal bileşime sahip olduğunu belirtmişler ve tüm volkaniklerin Nb, Ta ve Ti elementlerinde tüketilme B, Rb, Th, U ve K elementlerinde ve hafif nadir toprak elementlerinde ise zenginleşme gösterdiğini rapor etmişlerdir. Yazarlar elde ettikleri bu sonuçların tektonik ortam ayırtman diyagramında plaka içi bir karakter sergilediğini ancak kalıcılığı yüksek elementlerde gözlenen tüketilmenin yitim zonu volkaniklerinin özellikleriyle benzerlik gösterdiğini belirtmişlerdir.

Sarıfakılıoğlu vd. (2013) ise Alihoca Ofiyoliti'nin mafik ve ultramafik kayaçları üzerinde uyumsuz olarak bulunan bu volkano-sedimanter istifteki lavlardan yaptıkları analizlerin sonucuna göre bu lavların alkalen (şoşonitik) bileşime sahip olduğunu, bu birimleri oluşturan magmanın zenginleşmiş litosferik mantodan türediğini ve eş zamanlı olarak yüzeye çıkışı sırasında kabuksal kontaminasyondan etkilendiğini belirtmişlerdir.

Şekil 2.12: Ulukışla Formasyonu'na ait yastık lavlar.

Demirtaşlı vd. (1975) formasyonun sedimanter kesimlerinden *Distichoplax biserialis* Dietrıch, *Discocyclina* sp., *Globorotalia* sp., Planorbulinidae, Globigerinidae, Valvulinidae, *Planorbulina* sp., Lithothanidae, *Fabularia* sp., fosil topluluğunu elde etmişler ve bunlara göre birimin yaşını Geç Paleosen-Lütesiyen olarak belirlemişlerdir. Gül vd. (1984) ise yaptıkları çalışmada, birimin üst düzeylerinden aldıkları kayaç örneklerinde Geç Eosen yaşını veren *Plastigerina micra, Globorotalia officinaliz, Globigerina* cf. *posteretacea Myatliuk, Globorotalia* sp., *Planorbulina* sp. fosil topluluğunu tespit etmişlerdir. Bu veriler ve arazi gözlemleri dikkate alınarak birim tez çalışmasında Geç Paleosen-Orta Eosen yaş aralığında değerlendirilmiştir. Birim genel itibariyle Halkapınar Formasyonu ile yanal ve düşey geçişlidir. Üstte ise Orta Eosen yaşlı Hasangazi ve çalışma alanındaki bazı kesimlerde Oligosen-Orta Miyosen yaşlı Aktoprak Formasyonu'yla uyumsuz olarak örtülür. Halkapınar Formasyonu gibi çokca kıvrımlanmış ve faylanmış haldeki bu volkanosedimenter istifin tüm düzeyleri inceleme alanında gözlenememektedir. İnceleme alanının dışındaki kalınlığının 1000-1600 m arasında değiştiği farklı yazarlarca önerilmiştir (örn. Demirtaşlı vd. 1975, Alan vd. 2007).

2.1.2.5 Hasangazi Formasyonu

Ulukışla ilçesi Hasangazi köyü çevresinde tipik mostraları bulunan filiş sonrası dönemi temsil eden birimler Demirtaşlı vd. (1975) tarafından Hasangazi Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Yazarlar formasyonu kumtaşı ve şeyl ardalanmasından oluşan Bozbeltepe, anhidrit, jips ve dolomitlerden oluşan Kabaktepe ve kireçtaşlarından oluşan Gümüş üyeleri olmak üzere üçe ayırmışlardır. Bu çalışmada formasyon, üye mertebesinde ayırtlanmadan ele alınmıştır (Şekil 2.2).

Hasangazi Formasyonu'nun alt kesimleri mavi gri renkli iyi tabakalanmış kalkarenit ve kalkrudit ile başlar (Demirtaşlı vd. 1986). Bu karbonatlı birimler üzerinde kırmızı-kahverenkli siltli şeyller, çakıltaşı, kumtaşı, türbiditik kumtaşı ve marn ardalanımları gelmektedir. Birimin bu seviyeleri sığ su türbiditi özeliği sunar (Şekil 2.13) Demirtaşlı vd. (1986) Hasangazi Formasyonu'nun alt seviyelerindeki kireçtaşlarından elde ettikleri *Nummulites aturicus Joly ve Leymerie*, Discocyclina Scalaris, *Gypsina* sp. gibi fosiller ve istifin daha üst seviyelerinden elde ettikleri mikrofosillere (örn., *Globorotalia* cf. *ceutralis* Cushman ve Bermudez, *Discocyclin*a sp., *Gypsina mastalensis* Brush, *Halkyardia* sp., gibi) istinaden birime Geç Lütesiyen yaşını vermişlerdir.

Şekil 2.13: Hasangazi Formasyonu'na ait kumtaşı-marn ardalanması.

Hasangazi Formasyon'nu altta Ulukışla ve Halkapınar formasyonlarını uyumsuz olarak örter, tavanda da Aktoprak Formasyonu tarafından uyumsuz olarak üzerlenir (Şekil 2.1). Birimin çalışma alanındaki kalınlığı yaklaşık 450 m kadardır.

2.1.2.6 Delimahmutlu Formasyonu

Tipik mostraları Halkapınar ilçesi Delimahmutlu köyü civarında gözlenen kumtaşı ve çakıltaşından oluşan kaya topluluğu ilk defa Demirtaşlı vd. (1975) tarafından Delimahmutlu Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Birimin tabanında gri-yeşilimsi renkli, orta kalın tabakalı, büyük oranda Bolkar Grubu'nun kristalize kireçtaşları ve ofiyolitik melanja ait taneler içeren çakıltaşları bulunmaktadır (Demirtaşlı vd. 1986) (Şekil 2.14). Çakıltaşları üzerine ince-orta tabakalı gri renkli kumtaşları gelmektedir. Formasyonun en üst düzeylerinde ise çakıltaşı, kumtaşı ardalanması görülmektedir. Delimahmutlu Formasyonu, Halkapınar Formasyonu, ofiyolitler ve Bolkar Dağı Birliği üzerine uyumsuz olarak gelmekte ve stratigrafik olarak Aktoprak Formasyonu tarafından örtülmektedir.

Şekil 2.14: Delimahmutlu Formasyonu'na ait konglomera ve kumtaşları**.**

Demirtaşlı vd. (1975) istif içerisindeki ince kireçtaşı ara katkılarında bulunan seyrek miktardaki fosillere göre birimin yaşını Orta-Geç Lütesiyen olarak önermişlerdir. Alan vd. (2007) de formasyon içinde Orta Eosen (Lütesiyen-Bartoniyen) yaşını veren

Nummulites fusiformis Sowerby, *Fabiana cassis* (Oppeheim), *Gyroidinella magna* Y. Le Calvez, *Rotalia trochidiformis* Lamarck, *Orbitolites* sp., *Alveolina* sp., *Gypsina* sp., Miliolidae ve alglerden oluşan fosil topluluğunu tanımlamışlardır. Bu çalışmalar ve arazi gözlemleri dikkate alınarak birimin yaşı Orta Eosen olarak değerlendirilmiştir. İnceleme alanında Delimahmutlu Formasyonu'nun görünür kalınlığı 350-450 m arasında değişmektedir.

2.1.2.7 Kabaktepe Formasyonu

Tip mevki Zeyvegediği ve Kabaktepe arasında bulunan evaporitler Demirtaşlı vd. (1975) tarafından Hasangazi Formasyonu'nun Kabaktepe Üyesi olarak tanımlanmıştır. Ulu (2009) aynı birimi, Hasangazi Formasyonu ile açısal uyumsuz, üstündeki Aktoprak Formasyonu ile uyumlu ilişkide olması nedeniyle Aktoprak Formasyonu'na dahil etmiştir. Clark ve Robertson (2005) kendine has stratigrafik konumu ve litolojik özellikleri olması nedeniyle genel itibariyle üye mertebesinde değerlendirilen bu birimleri Kabaktepe Formasyonu olarak adlandırmışlardır. Benzer şekilde Meijers vd. (2016) de çalışma alanındaki evaporitleri formasyon mertebesinde değerlendirmiştir. Kabaktepe evaporitleri genel itibariyle jips, anhidrit ve ince dolomit ve kumtaşı ara katkılarından oluşmaktadır (Demirtaşlı vd. 1986) (Şekil 2.15).

Çalışma alanında evaporitlerin en iyi yüzlek verdiği yer, Ulukışla Havzası'nın içinde doğu batı uzanan Seydifakılı-Aktoprak Senklinali'nin kuzey kanadıdır. Bu kesimdeki jipsler her ne kadar birincil depolanma özelikleri gösterse de, birim içerisindeki evaporitlerin çoğunluğu rekristalize masif, yapısız selenitik jipsleridir (Clark ve Robertson 2002). Jipslerin senklinalin kuzey kanadındaki en kalın kısmı 200-300 m'dir (Clark ve Robertson 2002). Demirtaşlı vd. (1975) bu üyenin içinden derledikleri kayaç örneklerinden Orta Eosen (Lütesiyen) yaşını tespit etmişlerdir (Alan vd. 2007). Tez çalışması kapsamında yapılan arazi çalışmaları ve hazırlanan enine jeolojik kesitler dikkate alınarak birimin yaşı Geç Eosen-Erken Oligosen olarak değerlendirilmiştir. Demirtaşlı vd. (1986) Kabaktepe üyesi olarak tanımladıkları birimin, üstte Aktoprak Formasyonu ile uyumsuz olduğunu belirtse de arazide tarafımızca böyle bir gözlem yapılmamıştır. Kabaktepe Formasyonu altındaki Hasangazi Formasyonu ile de uyumlu dokanaklıdır.

Şekil 2.15: Kabaktepe Formasyonu'na ait evaporitler.

2.1.2.8 Aktoprak Formasyonu

Tipik yüzlekleri Niğde ili Ulukışla ilçesinin Aktoprak beldesi yöresinde gözlenen marn, kireçtaşı, kumtaşı ve silttaşından oluşan kayaç topluluğu ilk kez Demirtaşlı vd. (1975) tarafından Aktoprak Formasyonu adı ile tanıtılmıştır.

Aktoprak Formasyonu'nun alt seviyelerinde; bej renkli, orta-kalın tabakalı, gölsel kireçtaşı ve marnlar yer almaktadır. Bunların üzerine anhidrit ve jipsli düzeyler gelmektedir. Birimin en üst kesimlerinde ise açık yeşil, pembe-kırmızı renkli, orta-kalın tabakalı kumtaşı ve çamurtaşlarından oluşan kırıntılı çökeller bulunmaktadır (Şekil 2.16). Aktoprak Formasyonu, stratigrafik olarak altta her ne kadar Kabaktepe Formasyonu ile uyumlu olsa da, çalışma alanında Hasangazi, Güneydağı, Ulukışla ve Halkapınar formasyonları ve ofiyolitler üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Üstte ise Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal çökeller tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir (Şekil 2.17).

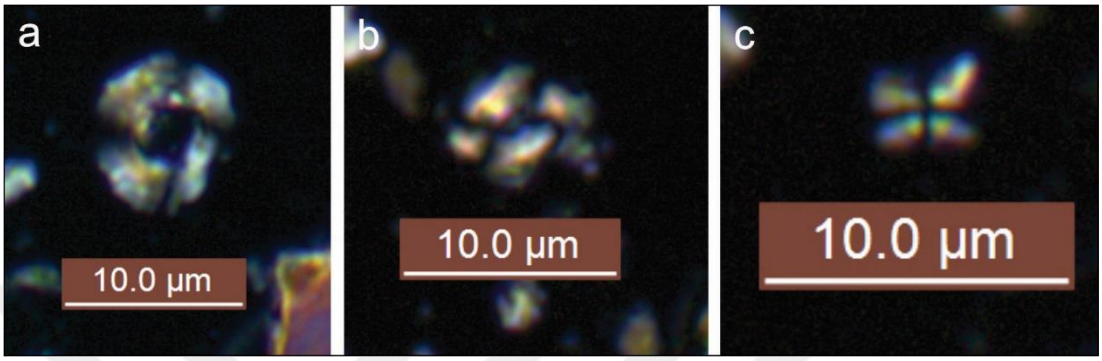
Şekil 2.16: Aktoprak Formasyonu'nun konumu.

Şekil 2.17: Kabaktepe Formasyonu ve üzerine gelen Aktoprak Formasyonu'nun ilişkisi.

Nazik ve Gökçen (1989) birim içerisinden derledikleri örneklerde, Oligosen-Erken Miyosen yaşını veren *Cladarocthere hantonensis* Keen, *Cladarocthere apostoles cui* (Margerie), *Neocypriders williamsoniana* (Bosquet), *Candona (Pseudocandona) fertilis fertilis* Triebel, *Harrisichara vasiformis* Reid ve Groves, *Hammatocythere* sp., *Cypria* sp., *Paracypris* sp., *Kollmanella* sp., *Hemicyprideis* sp., *Zonocypris* sp. ostracod topluluğunu tespit etmişlerdir (Alan vd. 2007). Tez çalışması kapsamında yapılan analizlerde birimin alt seviyelerindeki marnlarda (a) *Cribrocentrum coenurum Reinhardt* (Lütesiyen-Şattiyen), (b) *Ericsonia ovalis Black* (Daniyen- Pleyistosen),

(c) *Sphenolithus conspicuus* Martini (İpresiyen) nannoplankton topluluğu Prof.Dr. Ayşegül Yıldız tarafından tanımlanmıştır (Şekil 2.18).

Birim bu veriler ve çalışma alanındaki konumu dikkate alınarak Oligosen-Orta Miyosen yaş aralığında değerlendirilmiştir. Aktoprak Formasyonu'nun toplam kalınlığı 1000-1500 m arasındadır.



Şekil 2.18: Aktoprak Formasyonu içerisindeki marnlarda tespit edilen nanno planktonlar, **a)** *Cribrocentrum coenurum* Reinhardt, **b)** *Ericsonia ovalis* Black, **c)** *Sphenolithus conspicuus* Martini.

2.1.2.9 Kızıltepe Traverteni

Ulukışla güneyinde Aktoprak Formasyonu üzerinde gözlenen travertenler Oktay (1982) tarafından, Kızıltepe Traverteni olarak adlandırılmıştır. Birim krem-pembemsi, bol gözenekli, bitki fosili ihtiva eden bir karbonat çökelidir. Birim alttaki Aktoprak Formasyonu ve üstündeki Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı çökeller ile açısal uyumsuz durumdadır. Birimin kalınlığı ~100 m olarak ölçülmüştür (Oktay 1982). Stratigrafik durumu Orta Miyosen olarak önerilmiştir (Ulu 2009).

2.1.2.10 İnsuyu formasyonu

Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı formasyona ait birimler tabanda kırmızı renkli kırıntılılarla başlar, üste doğru gri ve bej renkli, kireçtaşı, gri-boz renkli, orta-kalın tabakalı çakıltaşları ve bej, gri renkli, ince taneli, polijenetik elemanlı, yer yer çapraz tabakalanma gözlenen ince orta tabakalı kumtaşları ile devam eder. Bu düzey üzerine yeşil ve bej renkli marnlar ile kireçtaşları gelirken birimin en üst seviyesi pembe, bej renkli orta-kalın tabakalı kireçtaşları ile son bulur (Şekil 2.19).

Çalışma alanında bu birimden yapılmış bir yaşlandırma çalışması olmamakla birlikte bölgede bu birimin eşdeğeri olan Apa Formasyonu'nda Hakyemez vd. (1992) Geç Miyosen-Pliyosen yaşını veren fosiller tespit etmişlerdir.

İstifin stratigrafik durumu ve Apa Formasyonu dikkate alınarak pek çok çalışmada olduğu gibi (örn. Alan vd. 2011a,b) bu çalışmada da yaşı Geç Miyosen-Pliyosen olarak kabul edilmiştir.

Formasyon altındaki Aktoprak Formasyonu ile, üstte ise Kuvaterner birimleri ile uyumsuz dokanaklıdır.

Şekil 2.19: Üst Miyosen-Pliyosen çökellerine ait birimlerin çalışma alanındaki genel görünümü.

2.1.2.11 Kuvaterner birimleri

Çalışma alanındaki Kuvaterner birimleri önlerinde ve üstlerinde geliştikleri birimlerin litolojilerine bağlı olarak değişiklik göstermektedir. Çalışma alanı içerisinde en geniş alana sahip Kuvaterner birimleri Ereğli Havzası'ndaki birimler ve Ecemiş Fayı'nın biçimlendirdiği Ecemiş Havzası'ndaki alüvyal yelpazelerdir. Bunlar içerisinde genellikle tutturulmamış, farklı menşeili kumlu-çakıllı ve killi-siltli kırıntılı malzemeler gözlenir. Ecemiş Havzası'ndaki birimler genel itibariyle daha iri tanelidir ve çakıl bileşenleri daha köşelidir. Çalışma alanında alüvyal yelpazeler haricinde, 2500 m ve üzerindeki topografik yükseltilerde, Bolkar Dağı Birliği'ne ait rekristalize kireçtaşları ve dolomitlerin buzullaşma etkisi sonucu parçalanması ile oluşan morenler bulunmaktadır (Alan vd. 2007). Yine çalışma alanı içerisinde topografik sarplıkların ve fay yamaçlarının önünde yamaç molozları, akarsuların geçtiği kısımlarda akarsu çökelleri, geniş vadilerde (Horoz Vadisi gibi) taraça çökelleri de gözlenmektedir.

2.1.3 İntrüzif kütleler

2.1.3.1 Horoz Granitoyidi

Bolkar Dağları'nın doğu kesiminde, Ulukışla ilçesine bağlı Horoz köyü'nün yer aldığı vadide KD-GB uzanımlı granitik kayaçlar ilk olarak Blumenthal (1947) tarafından belirlenmiş ve biyotit granit olarak tanımlanmıştır. Daha sonra Çalapkulu (1980) bu birimi biyotitli granodiyorit olarak tanımlamış ve Horoz Granodiyoriti adlamasını kullanmıştır. Tez çalışması kapsamında, bölge ile ilgili çalışmalarda yaygın olarak kullanılan Horoz Granitoyidi (örn. Dilek ve Whitney 2000, Kadıoğlu ve Dilek 2010) adı kullanılacaktır.

Horoz Granitoyidi başlıca, granodiyorit ve granit olmak üzere iki ana kaya türünden oluşur. El örneklerinde granodiyoritlerin, ince kristalli ve faneritik dokulu, kuvars, feldispat, biyotit ve amfibol minerallerinden oluştuğu, benzer bileşimdeki granitlerin ise granidiyoritlere göre daha büyük kristalli ve yer yer ank lavlar içerdiği gözlenmiştir. Koçak (2003), çalışmasında Horoz Granodiyoriti'nin, peralüminli ve kalkalkalen karakterli, I tipi bir granitoyid olduğunu tespit etmiştir. Kadıoğlu ve Dilek (2010), Horoz Granitoyidi'nin yapısal ve jeokimyasal özelliklerini inceledikleri çalışmalarında jeokimyasal analizler sonucunda granitoyidin, yüksek potasyumlu kalkalen ve şoşonitik karakterli granitik ve granodiyoritik kayaçlardan oluşan, silt tipi bir sokulum olduğunu belirtmişlerdir.

Horoz Granitoyidi Bolkar Dağları'ndaki Jura-Kretase yaşlı Torid Platformu karbonatlarını keser (Dilek ve Whitney 2000, Kadıoğlu ve Dilek 2010, bu çalışma) (Şekil 2.20). Granitoyidin yaşına yönelik ilk gözlem Blumenthal (1956)' ya aittir. Araştırmacı Horoz Granitoyidi'nin çakıllarının Lütesiyen yaşlı taban konglomerasında bulunduğunu ve Üst Kretase'ye kadar bütün birimleri kestiğini, hatta yaşının Alpin olabileceğini ifade etmiştir (Çalapkulu 1980). Bölgede Horoz Granitoyidi'ne bağlı damar kayaçlarının, Erken Eosen yaşlı taban konglomerası içerisinde çakılları bulunması ile Horoz Vadisi'nde granodiyoriti, Bolkardağ kuzey yamaçlarında ise Triyas yaşlı Bolkardağ Birimi'ni ve ofiyolitik seriyi keserek yüzeylemesi nedeniyle, Çalapkulu (1980) Horoz Granitoyidi'nin yaşını Kampaniyen hatta Erken Paleosen sonrası, Erken Eosen öncesi olarak önermiştir. Benzer şekilde Alan vd. (2007)'de Ulukışla Havzası'ndaki Orta Eosen kırıntılı kayaçlarının Horoz Granitoyidi'ne ait çakıl içermesi nedeniyle yaşının Paleosen-Erken Eosen olduğunu belirtmişlerdir.

Şekil 2.20: Horoz Granitoyidi'nin bölgedeki yerleşimi.

Çizelge 2.2: Horoz Granitoyidine ait yaş verileri.

Yöntem	Tarihlendirilen Mineral	Yaş (My)	Yazar
Ar–Ar	Hornblend Biyotit	47.17±0.69 54.3±1.7 50.44±0.28	Kuşcu vd. 2010
Pb-U	Zirkon	56.1	Kadıoğlu ve Dilek 2010
Pb-U	Zirkon	49.1±1.0 50.6±2.4	Parlak vd. 2013

2.1.3.2 Elmalı Monzosiyeniti

Ulukışla Formasyonu'nu kesen siyenit, monzonit ve diyorit türü kirli beyaz renkli intrüzif kayaçlar Atabey vd. (1990) tarafından üye mertebesinde ayırtlanıp, Elmalı, Çifteköy ve Çanakçı Köyleri arasında kalanlar haritalanmıştır. Engin (2013) yapmış olduğu çalışmada yaklaşık KD-GB yönelim gösteren magmatik kütlenin içinde bulunduğu kırıntılılardan $^{206}Pb/^{238}U$ zirkon yaşlandırması yapmış ve elde ettiği sonuçlara göre birimin yaşını 48-50 My olarak belirlemiştir.

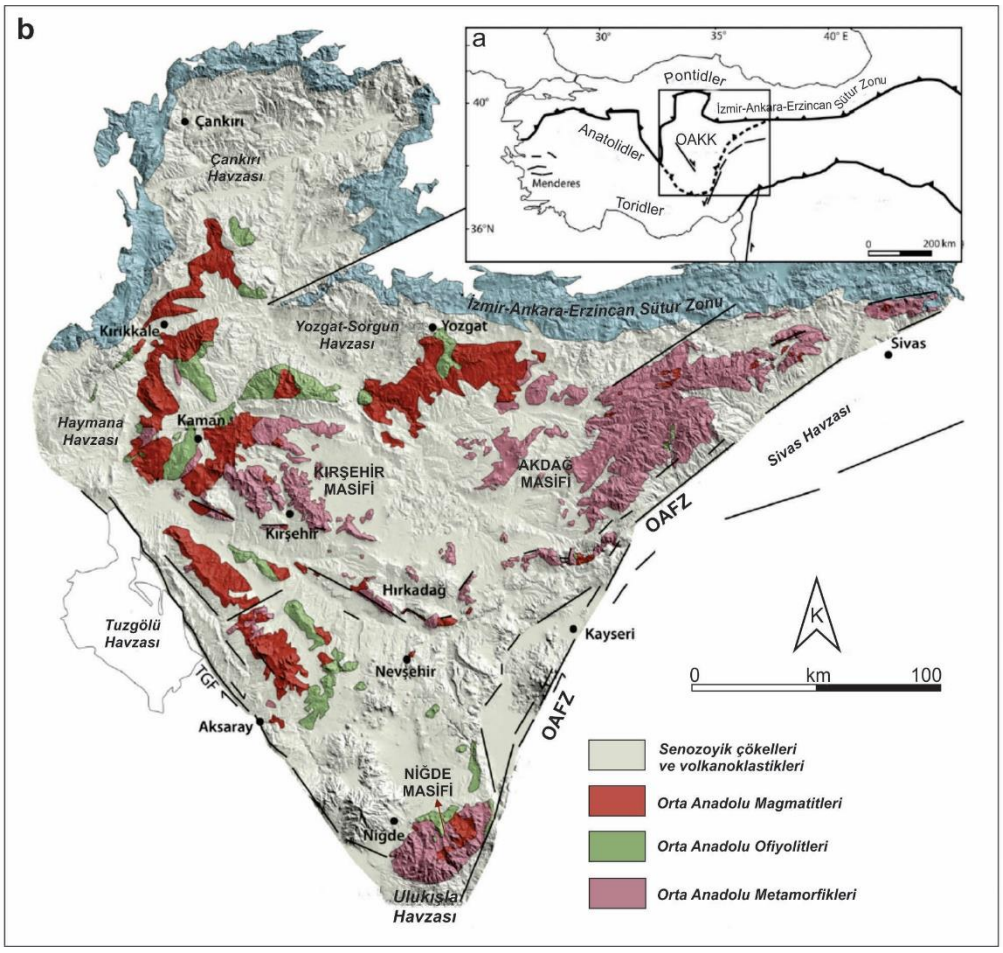
2.1.3.3 Tahyacı Andeziti

İnceleme alanı içinde Tahyacı Tepe ile Hacıbekirli köyünün güneyinde yüzlekler veren andezitler, Oktay (1982) tarafından Tahyacı Andeziti olarak adlnadırılmıştır. Elmalı Monzosiyeniti gibi KD-GB yönelim gösteren Tahyacı Andeziti, grimsi-yeşil renkte latit-andezit veya ojit andezit karakterindedir (Ulu 2009). Ulu (2009) birimin, Halkapınar Formasyonu, Ulukışla ve Hasangazi formasyonlarını kesmesi ve üzerine açısal uyumsuzlukla Kabaktepe Formasyonu gelmesi göz önünde tutularak birimi oluşturan magmatik işlevin Geç Eosen'de gerçekleştiğini belirtmiştir.

2.2 Tektonik

2.2.1 Niğde Sıyrılma Fayı

Ulukışla Havzası'nın kuzeyini sınırlayan Niğde Masifi Orta Anadolu Masifi'nin (Ketin 1956) veya Orta Anadolu Kristalen Kompleksi'nin (Göncüoğlu 1991, 1992) en güney yüzlenimini oluşturan migmatit çekirdekli yapısal bir domdur (Şekil 2.21) (Göncüoğlu 1981a, 1982, 1986, Whitney ve Dilek 1997, 1998, 2001, Whitney vd. 2001, 2003).

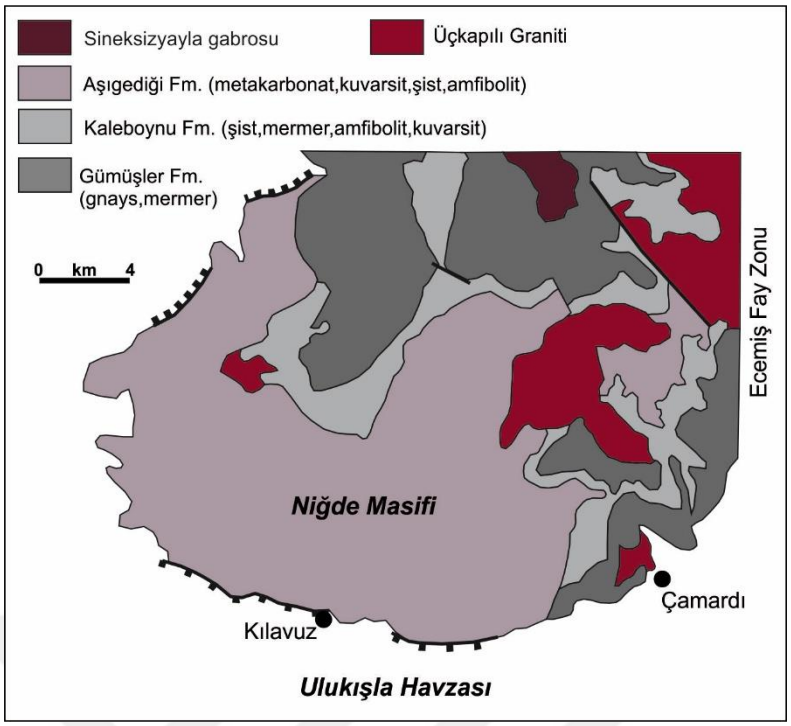


Şekil 2.21: a) Orta Anadolu Kristalen Kompleksi'nin Konumu **b)** Orta Anadolu Kristalen Kompleksi'nin basitleştirilmiş jeoloji haritası (Lefebvre vd. (2011)'den değiştirilerek).

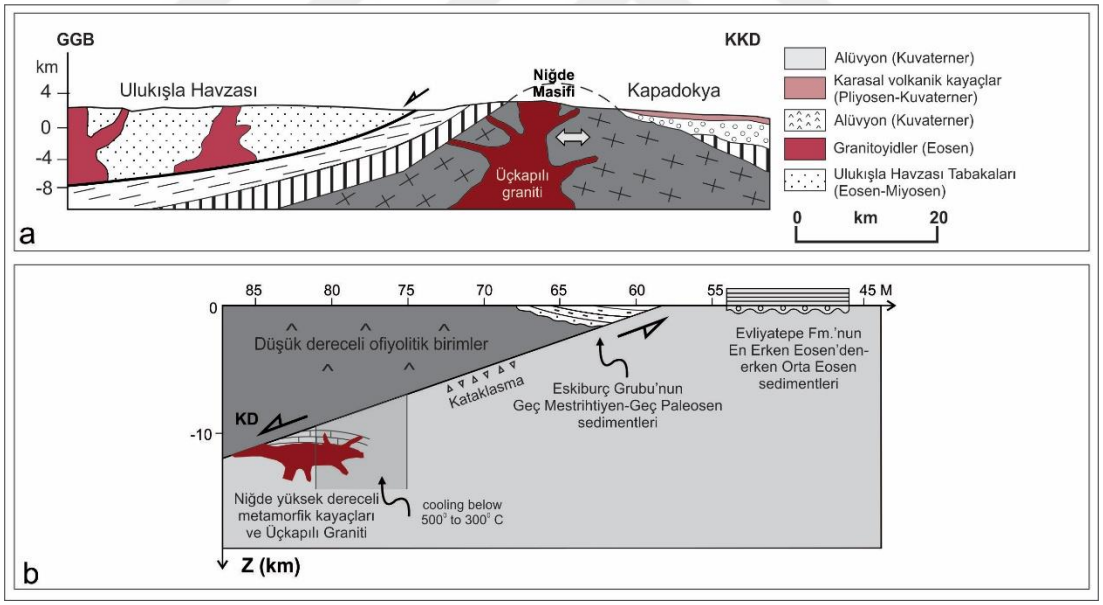
Niğde Masifi'nin temelini oluşturan birimler stratigrafi bölümünde de bahsedildiği gibi yüksek dereceli metamorfikler (örn., mermer, kuvarsit, paragnays) ve ofiyolitler ile göreli hafif dereceli metamorfizmaya uğramış granitoyidlerden meydana gelmiştir (Dirik vd. 2003). Niğde Masifi'nin bu temel birimleri ile bunları uyumsuz olarak üzerleyen Ulukışla Havzası'na ait metamorfizma geçirmemiş birimler arasındaki ilişkinin anlaşılması, masifin yaşı ve yerleşim şekli hakkında önemli bir belirteç olması

nedeniyle çok sayıda çalışmaya konu olmuştur. Bölge jeolojisi ile ilgili ilk çalışmaların sahibi olan Blumenthal (1941, 1952) masifin doğu kenarı boyunca Eosen yaşlı birimlerin metamorfikleri uyumsuzlukla örttüğünü belirtmiş, benzer şekilde sonraki pek çok çalışmada da (örn.,Yetiş 1978, Toprak ve Göncüoğlu 1993, Atabey vd. 1990, Göncüoğlu 1981b, Göncüoğlu vd. 1991, 2000, Jaffey ve Robertson 2001) farklı isimlerle adlandırılmış ve genel bir ifadeyle geç Maastrihtiyen-Erken/Orta Eosen yaşı verilmiş birimlerin Niğde Masifi metamorfikleri üzerine diskordans ile geldiği belirtilmiştir.

Pek çok yazara göre Orta Anadolu Kristalen Kompleksi'nde yer alan tüm metamorfik kayaçlar en geç Kretase'de yüzeylemeye başlamış ve Maastrihtiyen bitmeden evvel yüzeye ulaşmışlardır (Görür vd. 1984, Göncüoğlu vd. 1991, Floyd vd. 2000, Gautier vd. 2002). Whitney ve Dilek (1997) ise Orta Anadolu Kristalen Kompleksi'nin en güney kesimi olan Niğde Masifi'nin bulunduğu konum nedeniyle kristalen Kompleksi'nin diğer kesimlerinden farklı bir gelişim süreci geçirdiğini ileri sürmüştür. Yazarlar masifin Bolkar Platformu ve Orta Anadolu Kristalen Kompleksi arasındaki Neo-Tetis Okyanusu'nun geç Kretase-Eosen'deki kapanmasının ardından, tıpkı batı Anadolu'daki masifler gibi genişlemeli bir rejim etkisi altında, masifin güney ve kuzeybatı kenarı boyunca uzanan düşük açılı (~30^{o}) normal fay (detachment) ile Oligosen-Erken Miyosen'de çekirdek kompleksi olarak yüzeylediğini öne sürmüşlerdir. Yazarlara göre son yüzeyleme Orta ya da Geç Miyosen boyunca meydana gelmiştir (Şekil 2.22, 2.23a).



Şekil 2.22: Niğde Masifi'nin genelleştirilmiş jeolojisi (Atabey (1990), Whitney ve Dilek (1997)'den değiştirilerek).



Şekil 2.23: Niğde Masifi'nin yüzeyleyişini gösteren şematik diyagramlar
a) Whitney ve Dilek (1997)'den değiştirilerek**, b)** Dirik vd. (2003)'den değiştirilerek

Whitney vd. (2001) ve Fayon vd. (2001) çalışmalarında yaptıkları apatit-fizyon izi analizleri ile bu yorumları güncellemiş ve Orta Anadolu Kristalen Kompleksi'nin erozyon yoluyla daha erken (47-32 My), Niğde Masifi'nin ise oblik çarpışma ortamında, tektonik denüdasyonla daha geç yüzeylediğini belirtmişlerdir. Bu çalışmalarda da Niğde Masifi, Orta Anadolu Kristalen Kompleksi'ni doğudan sınırlayan Orta Anadolu Fay Zonu'na paralel burulma zonu içerisinde gelişen çekirdek kompleksi olarak tanımlanmıştır. İlaveten, Jaffey ve Robertson (2001) Orta Anadolu Fay Zonu'nun bir segmenti olan Ecemiş Fay Zonu üzerinde ~ 60 km'lik sol yanal atım olmasının Niğde Masifi'nin burulma kontrolünde yüzeylemesi görüşünü desteklediğini ileri sürmüştür. Ancak Gautier vd. (2002) Niğde Masifi'nin yüzeylemesi ile ilişkili yapmış oldukları çalışmalarında;

(1) Masifin yüzeylemesi ile ilişkilendirilmesi gereken sıyrılma fayının masifin güney kenarında (örn.Whitney vd. 1997) değil, kuzey kenarında olduğunu,

(2) Masifin yüksek dereceli metomorfik kayaçlarına ve Üç Kapılı Granitoyidi'ne ait çakılların Eosen yaşlı birimler içerisinde bulunması nedeniyle, masifin önceden belirtildiği gibi Oligosen-Miyosen (Whitney ve Dilek 1997, 1998, Whitney vd. 2000, Fayon vd. 2001)'de değil, Eosen'den evvel, belki de Eosen'in en başlarında zaten yüzeylemiş halde olduğunu, dolayısıyla Niğde Masifi'nin Geç Kampaniyen (soğuma yaşı 79-75My, Göncüoğlu 1986) en erken Eosen arasında bir dönemde yüzeye ulaştığını ve gelişiminin tüm Orta Anadolu Kristalen Kompleksi ile aynı çerçevede meydana geldiğini belirtmiştir.

Dirik vd. (2003) bu çalışmanın kapsamlı bir raporu niteliğindeki çalışmalarında, yaptıkları haritalama çalışmaları sırasında elde ettikleri yapısal ve kinematik veriler ışığında Gautier vd. (2002)' nin sonuçlarıyla benzer şekilde, Niğde Masifi'nin yüzeylemesine sebep olan sıyrılma fayının, Whitney ve Dilek (1997,1998)'in belirttiği şekilde masifin güney ve batısında değil kuzeyinde olduğunu dolayısıyla Niğde Masifi'nin daha önce de belirtildiği gibi bir çekirdek kompleksi olarak geliştiğini, bugünkü konumu itibariyle kuzeyindeki düşük açılı bir normal fayın (detachment) taban bloğunda yer aldığını belirtmişlerdir (Şekil 2.23b).

Yazarlar aynı çalışma kapsamında yaptıkları yaşlandırma analizi sonuçlarını başka çalışmalardaki göreli ve mutlak yaş verileri (örn., Whitney vd. 2003, Kadıoğlu vd. 2003) ile de korele ederek Niğde Masifi'nin kuzeye eğimli bir makaslama zonunun

taban bloğunda Kampaniyen-Erken Paleosen zaman aralığında yüzeylediğini ifade etmişlerdir.

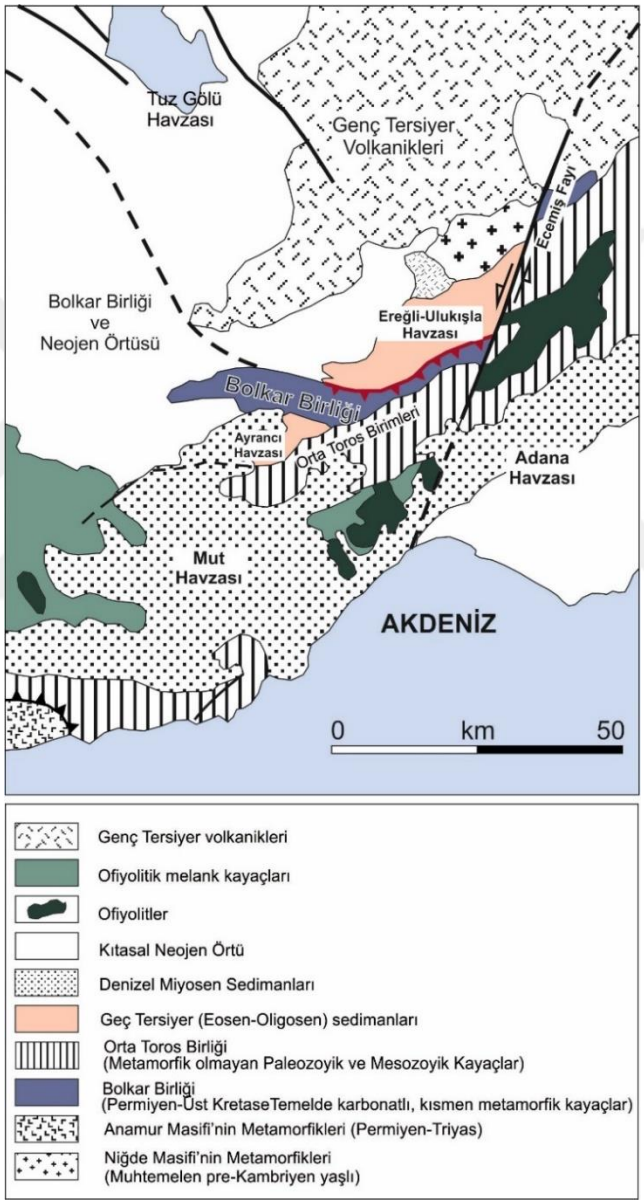
Clark ve Robertson (2002, 2005) Niğde Masifi'nin güneyinde Whitney ve Dilek (1997, 1998)' in önerdiği güneye eğimli bir sıyrılma fayının varlığını fikrinin mümkün olabileceği ve hatta bu fayın büyük olasılıkla Ulukışla Havzası'nın oluşumu sırasında, havzanın güneyindeki normal fay ile birlikte çalışarak, havzanın çökmesine sebep olduğunu ileri sürmüştür.

Whitney vd. (2008) çalışmalarında apatit fizyon iz yaşlarından elde ettikleri sıcaklık zaman eğrilerini, daha önceden yayımlanmış U/Pb-Ar/Ar, biyostratigrafi ve ignimbritlerden elde edilen yeni $^{40}Ar/^{39}Ar$ biyotit yaşları ışığında değerlendirmiş ve Niğde Masifi'nin Kretase'den Miyosen'e kadar süren yani ~ 80 My'dan daha uzun bir zaman zarfında biri daha bölgesel ölçekte, diğeri ise yerel iki tam gömülme/yüzeyleme döngüsü geçirerek yo-yo tektoniği etkisi altında geliştiğini ileri sürmüşlerdir.

Tez çalışması kapsamında, Ulukışla Havzası'nın kuzey sınırını oluşturan Niğde Masifi üzerinde arazi çalışması yapılmış ve masifin güneyini sınırlayan, bölge tektoniği üzerindeki etkisi konusunda görüş birliği olmayan, düşük açılı normal fay yüzeyinde mikrotektonik incelemeler yapılmak üzere örnekleme yapılmıştır. Örnekleme çalışması ve sonuçlarına yönelik detaylı bilgi yapısal jeoloji bölümünde anlatılmıştır.

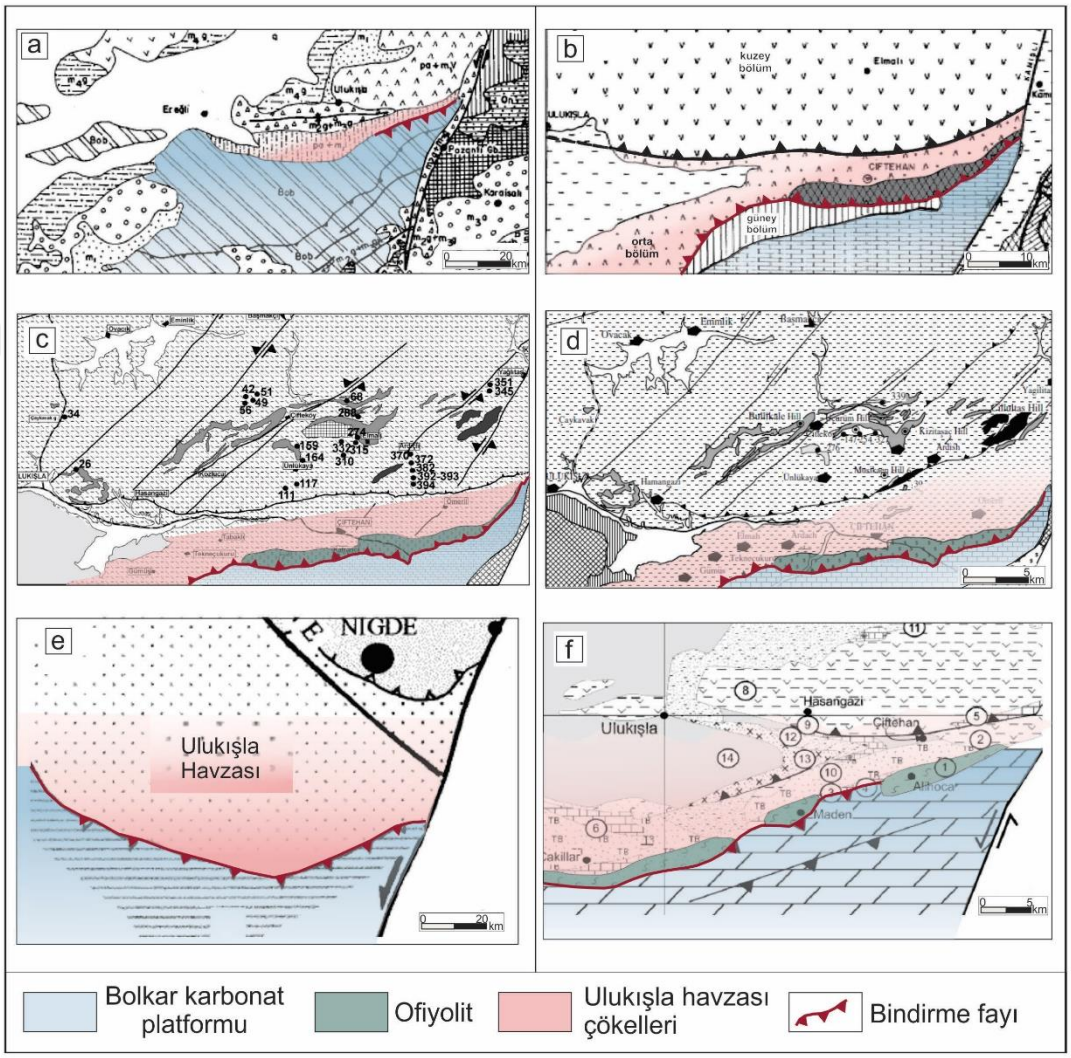
2.2.2 Bolkar Fayı

Ulukışla Havzası'nın güney kenarını sınırlayan fay ilk olarak Demirtaşlı vd. (1975) tarafından "*Bolkar İtki Fayı"* olarak adlandırılmıştır. Yazarlar, Ereğli-Ulukışla ve Ayrancı havzalarının jeolojisini inceledikleri çalışmalarında fayın güney kesiminde kalan Bolkar Grubu'na ait birimlerin bu fay vasıtasıyla Ereğli-Ulukışla Havzası birimlerinin üzerine itilmiş olduğunu belirtmişlerdir (Şekil 2.24).



Şekil 2.24: Bolkar Dağları çevresinin bölgesel tektonik çatısı (Demirtaşlı vd. (1975)'den değiştirilerek).

Bu çalışmadan sonra yapılan pek çok çalışma ve haritada da benzer şekilde, Bolkar Dağları'nın kuzeyini sınırlayan yapı bindirme fayı olarak haritalanmıştır (örn, Akay ve Uysal, 1988, Alpaslan vd. 2004, Çevikbaş ve Öztunalı 1991, 1992, Clark ve Robertson 2002, 2005) (Şekil 2.25).



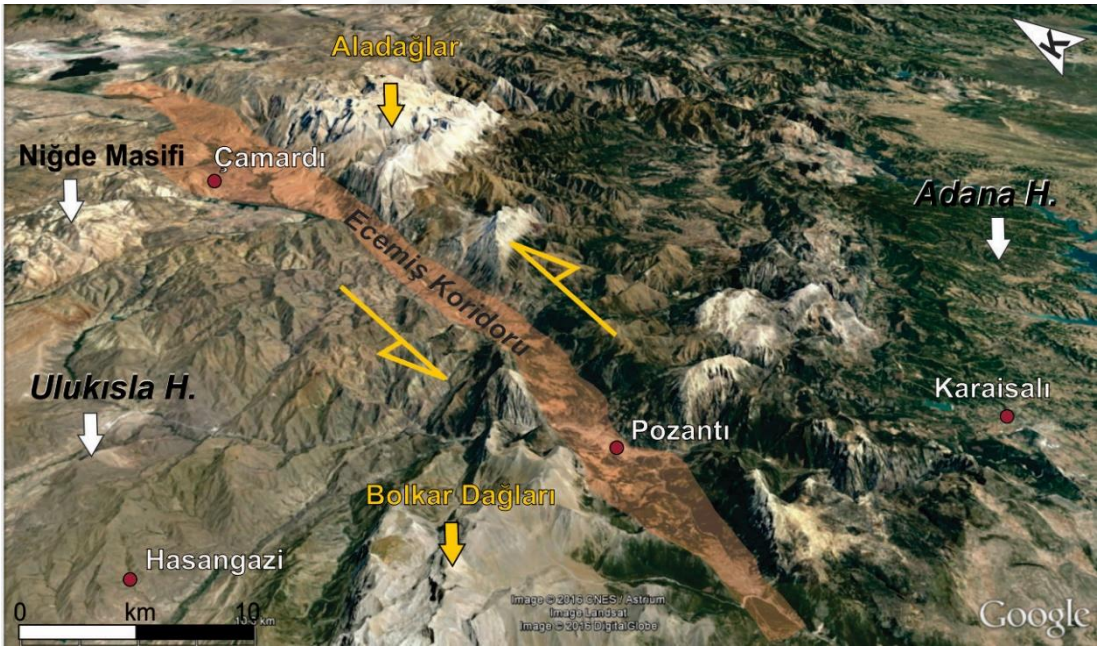
Şekil 2.25: Ulukışla Havzası güneyinde bindirme fayı bulunan önceki çalışmalardan haritalar **a)** Akay ve Uysal (1988) **b)** Çevikbaş ve Öztunalı (1991), **c)** Alpaslan vd. (2004) **d)** Kurt vd. (2008) **e)** Dirik vd. (1999) **f)** Clark ve Robertson (2005).

Ancak bu çalışmalarda her ne kadar aynı faydan bahsediliyor olsa da aralarında küçük farklılıklar mevcuttur. Buna karşın, Dilek vd. (1999b) Bolkar Dağları'nın kuzeyinde yer alan bu yapının normal bir fay olduğunu belirtmiş ve bu fayı *"Bolkar Ön Fayı"* olarak adlandırmışlardır. Yazarlar, tanımladıkları bu yüksek açılı normal fayın, havzanın evriminde önemli bir rol oynadığını ifade etmişlerdir. Clark ve Robertson (2002, 2005) yaptıkları çalışmalarda Bolkar Dağları'nın kuzeyine ofiyolitlerin yerleşmesini sağlayan bir bindirme fayını haritalamış olsa da, havzanın güney kenarını sınırlayan Dilek vd. (1999b)' nin önerdiği normal fayın varlığını teyit etmiş ve havzanın açılma-çökme sürecinin bu normal fay ile denetlendiğini belirtmişlerdir. Bölgede farklı amaçlar ile yapılmış diğer bazı çalışmalarda da (örn. Kadıoğlu ve Dilek 2010, Gürbüz ve Kazancı 2015, Karaoğlan 2016) bölgenin jeolojik evrimi bu fayın varlığı dikkate alınarak irdelenmiştir.

Tez çalışması kapsamında Ulukışla Havzası'nın oluşumunun anlaşılması ve bu süreçte meydana gelen olayların bölge tektoniğindeki yerinin değerlendirilebilmesi amacıyla, Bolkar Dağları'nın kuzey kesimlerinde saha çalışmaları yapılmış olup, bu çalışmalar sırasında alınan örnekler üzerinde mikrotektonik incelemeler yapılmıştır. Elde edilen sonuçlar Yapısal Jeoloji bölümünde İvriz Sıyrılma Fayı başlığı altında detaylı olarak anlatılmıştır.

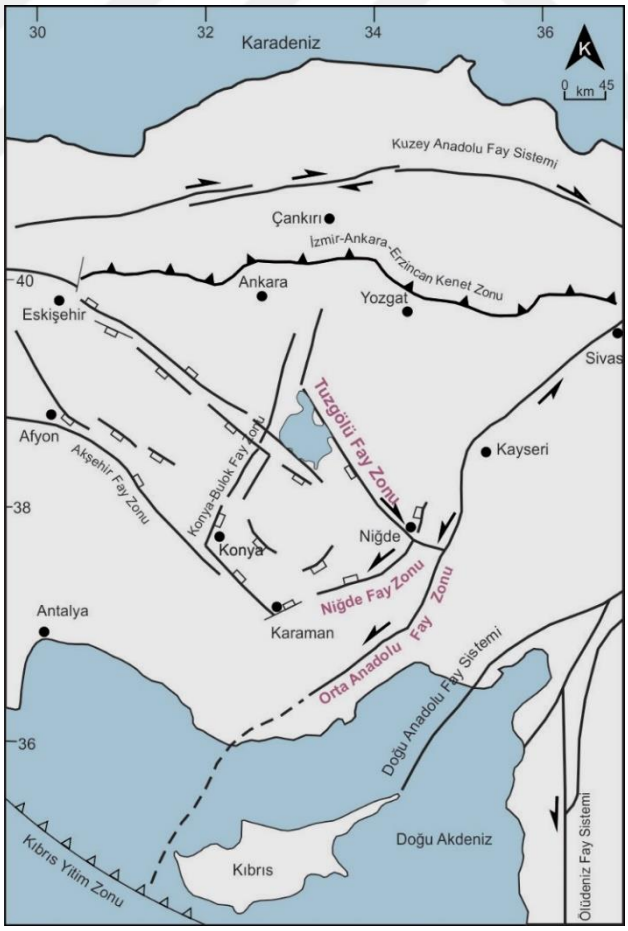
2.2.3 Ecemiş Fay Zonu

Çalışma alanının doğu sınırını oluşturan sol yanal doğrultu atımlı Ecemiş Fay Zonu, Orta Anadolu'nun önemli tektonik yapılarından biridir. Bu tektonik yapı Adana-Niğde arasında kalan Toros Dağ Kuşağı içerisinde oluşturduğu koridor biçimli morfolojisi nedeniyle Blumenthal (1941, 1952) tarafından Ecemiş Çayı Koridoru/Ecemiş Koridoru olarak tanıtılmıştır (Şaroğlu vd. 2001, Yetiş ve Uçar 2001) (Şekil 2.26). Bulunduğu alanda farklı jeolojik birimleri karşı karşıya getiren bu yapıyı Ketin (1960) ise Ecemiş Dislokasyonu/Fayı olarak tanımlamış ve doğrultu atımlı sol yönlü karakterde olduğunu belirtmiştir. Arpat ve Şaroğlu (1975), fayın Çukurova batısı-Pozantı-Çamardı arasında uzanan, sol yönlü aktif bir doğrultu atımlı fay olduğunu dile getirmiştir. Yetiş (1978), Maden boğazı-Kamışlı arasında kalan bölgede birden fazla paralel uzanımlı fay olması nedeniyle Ecemiş Fay Kuşağı adlamasını kullanırken, Dirik ve Göncüoğlu (1996) Orta Anadolu'nun Neotektonik özelliklerini inceledikleri çalışmalarında güneyde Mersin'den kuzeyde Sivas Refahiye'ye kadar uzanan ana fay ile birlikte buna paralel ve yarı paralel fayların oluşturduğu bu yapı için Ecemiş Fay Zonu adlamasını tercih etmiştir.



Şekil 2.26: Ecemiş Fay Zonu'nun Google Earth görüntüsü.

Son olarak Koçyiğit ve Beyhan (1998) Ecemiş Fayı'nın KD'da Düzyayla ile GB' da Anamur ilçesi arasında uzanan yaklaşık 730 km uzunluğa ve 2-80 km genişliğe sahip sol yanal aktif bir doğrultu atımlı fay zonu olarak tanımladıkları Orta Anadolu Fay Zonu'nun orta kesimini (Kayseri-Mersin) oluşturduğunu belirtmiştir. Yazarlara göre Orta Anadolu Fay Zonu, Ecemiş Fayı'nın etkinlik kazanması ile oluşmuş bir yapıdır (Koçyiğit 2003) (Şekil 2.27). Fayın uzanımı ve adlandırmasına ilişkin çalışmaların yanı sıra türü, yaşı ve sebep olduğu atım miktarına yönelik yapılmış çalışmalar da mevcuttur. Metz (1956) Ecemiş Koridoru üzerinde yaptığı çalışmasında fayın ana hareketini Kretase sonrası-Paleosen öncesinde kazandığını (~65 my) belirtmiştir. Yetiş (1978) Ecemiş Fay Kuşağı'nın Paleosen sonrası-Lütesiyen öncesi oluştuğunu ve 80±10 km birincil ana doğrultu atıma sahip olduğunu rapor etmiştir. Şengör ve Yılmaz, (1981) Ecemiş Fay Kuşağı'nın hareketine, bir transform fay olarak Eosen sonrasında başladığını ifade etmiştir. Gül vd. (1984) Ecemiş Fayı'nın Geç Eosen ortalarında aktif olmaya başlayıp, erken Miyosen'de de bu aktivitesini sürdürdüğünü belirtmiştir.



Şekil 2.27: Orta Anadolu ve çevresinin yalınlaştırılmış Neotektonik haritası (Koçyiğit (2003)'den sadeleştirilerek alınmıştır).

Bölge jeolojisi üzerinde yapılmış önemli öncül çalışmaların sahibi olan Demirtaşlı vd. (1986) Ecemiş Fay Kuşağı için Orta Eosen sonrası Geç Eosen/Oligosen öncesi bir faaliyete işaret etmiştir. Kazancı ve Karadenizli (1991) Pozantı civarında Ecemiş Fay Kuşağı dolgusunu oluşturan Oligosen-Erken Miyosen yaşlı kırıntılı alüvyal yelpaze sisteminin Geç Miyosen-Pliyosen döneminde Ecemiş Fay Kuşağı ile kesilmiş olduğunu bu nedenle de fayın olasılıkla bu dönemde oluştuğunu belirtmişlerdir. Geç Eosen'de etkinlik kazandığı büyük ölçüde kabul gören fay zonu üzerindeki hareket miktarının ve türünün daha kesin olarak belirlenmesi daha sonraki çalışmalara da konu olmuştur. Bu doğrultuda Jaffey ve Robertson (2001), Ecemiş Fay Zonu'nda topladıkları yapısal ve sedimantolojik veriler ışığında, Geç Eosen'den beri toplam 60±5 km'lik sol yanal atım olduğunu, özellikle Orta-Geç Miyosen'de baskın olan bu doğrultu atım karakterinin daha sonra değişerek Pliyosen-Kuvaterner'de transtansiyonel ve genişlemeli açılmalar haline geldiğini belirtmişlerdir. Yazarlar ayrıca Ecemiş Fay Zonu civarında, Orta Anadolu'da yapılan paleomanyetizma çalışmalarını (Gürsoy vd. 1997, Tatar vd. 1996, Tatar vd. 2000 gibi) ve güncel GPS ölçümlerini (Reilinger vd. 1997) baz alarak Ecemiş Fay Zonu'nun Geç Miyosen-Kuvaterner boyunca bugünkü KKD-GGB konumuna gelecek şekilde rotasyona uğradığını belirtmiştir.

Son olarak Sarıkaya vd. (2015a, b), Aladağların batı kesiminde Ecemiş Fayı tarafından kesilen Geç Kuvaterner yaşlı alüvyal yelpazeler üzerinde kozmojenik yaşlandırma çalışması yaparak fayın Kuvaterner aktivitesine dair veri elde etmeye çalışmış ve sonuçları bölge tektoniği çerçevesinde değerlendirmişlerdir. Yazarlar Ecemiş Fayı'nın 97.0±13.8 bin yıldan beri toplamda 35±3 m düşey atıma sebep olduğu, 104.2 ± 16.5 by ve 64.5 ± 5.6 by arasındaki dönemde ise fayın yıllık atım miktarının yatayda 4.2 ± 1.9 mm/yıl ve düşeyde 0.8 ± 0.3 mm/yıl olduğunu ifade etmiş ayrıca bu durumu, Ecemiş Fayı'nın orta-Geç Pleyistosen'den beri yüzey kırığı oluştaracak bir deprem üretmediğinin göstergesi olarak yorumlamışlardır (Sarıkaya 2015b).

2.2.4 Niğde Fayı

Kuzeydoğuda Niğde ile güneybatıda Karaman illeri arasında uzanan yaklaşık 170 km uzunluğunda, sol yanal doğrultu atım bileşeni olan verev atımlı normal fay Koçyiğit (2003) tarafından Niğde Fay Zonu olarak tanımlanmıştır (Şekil 2.27). Yazar çalışmasında Orta Anadolu'yu iki ayrı neotektonik rejim çerçevesinde değerlendirmiştir. Bunlardan ilki çekme türü neotektonik rejim ve normal faylanma sistemi ikincisi ise sıkışma-genişleme türü neotektonik rejim ve doğrultu atımlı faylanması sistemidir. Niğde Fay Zonu da bu iki rejim arasındaki bir geçiş zonu olarak değerlendirilmiş ve Ulukışla Havzası'nın batı kenarında bulunan Geç Pliyosen-Erken Kuvaterner yaşlı yelpaze tortullarının bu zona ait faylarca kesilerek graben kenarlarında asılı kalan fay taraçalarına dönüştüklerini belirtmiştir.

Yazar ayrıca bölgede yapılmış jeofizik çalışmaları sonuçlarına göre bu kesimde graben kenar fayları üzerinde Geç Pliyosen'den beri birikmiş olan toplam düşey atım miktarının 400 m dolayında olduğunu belirtmiş ve fayın düşey atım karakterini vurgulamıştır. Bununla birlikte bölgedeki tarihsel depremlerden 1104 Niğde depremini, Niğde Fay Zonu'nun en azından kuzeydoğu kesiminin aktif oluşuna gösterge olarak sunmuştur (Koçyiğit 2003).

2.2.5 Tuzgölü Fay Zonu

Orta Anadolu'nun en önemli yapısal unsurlarından biri olan Tuz Gölü Fayı, Tuz Gölü ve Konya havzalarını doğudan sınırlar (Şekil 2.27). KB-GD yönünde uzanıma sahip fay ilk olarak Beekman (1966) tarafından tanımlanmış ve Tuz Gölü Fay Zonu olarak adlandırılmıştır. Daha sonraki bazı çalışmalarda ise aynı yapı 'Koçhisar-Aksaray Fayı', 'Tuzgölü Fayı', ve 'Koçhisar-Aksaray Fay Zonu' olarak isimlendirilmiştir (Şengör 1980, Uygun 1981, Şaroğlu vd. 1987, Derman vd. 2003).

Tuz Gölü Fay Zonu kuzeybatıda Paşadağı ile güneydoğuda Niğde Bor ilçesi arasında Pliyo-Kuvaterner yaşlı tortullar ile Kırşehir Masifi'ne ait örtü birimleri arasında yaklaşık 200 km'lik bir hat boyunca uzanır (örn. Kürçer ve Gökten 2014). Fay Aksaray güneybatısına kadar Kuvaterner yaşlı, genellikle gevşek alüvyal yelpaze ve yamaç molozu tortullarını sınırlandırırken daha güneyde Hasandağ ve Melendiz Dağları'nın arasından geçer ve yukarıda bahsi geçen çökelleri Miyo-Pliyosen yaşlı volkanik ve sedimanter kayaçlardan ayırır (Gürbüz 2012, Gürbüz ve Kazancı 2014). Fay bazı araştırmacılar tarafından bindirme bileşenli sağ yanal (Şaroğlu vd. 1987), bazı

araştırmacılar tarafından sağ yanal doğrultu atım bileşenli normal bir fay (Leventoğlu 1994, Çemen vd. 1999, Gürbüz 2012, Özsayın vd. 2013, Kürçer ve Gökten 2014), bazı araştırmacılara göre ise normal bileşenli sağ yanal doğrultu atımlı bir fay (Beekman 1966, Koçyiğit ve Beyhan 1998, Toprak 2003, Koçyiğit 2003) olarak tanımlanmıştır. Hatta Derman ve Engin (2007) bu fayı sol yönlü bir burulma fayı olarak nitelendirmiştir. Gürbüz (2012) ve Kürçer (2012) yapmış oldukları tez çalışmaları kapsamında fay düzlemlerinden topladıkları verilere göre fayın çok küçük oranda sağ yanal doğrultu atım bileşeni olan verev atımlı normal bir fay olduğunu ifade etmişlerdir.

Türü gibi yaşı üzerinde de çokça farklı görüş olan Tuz Gölü Fayı'nın yaşı bazı araştırıcılara göre Geç Kretase'ye kadar inerken (Görür ve Derman 1978, Uygun vd. 1982, Görür vd. 1984, Çemen vd. 1999, Dirik ve Erol 2000, Işık 2009), Arıkan (1975), Tuz Gölü Fay Zonu'nun yaşını Eosen olarak belirtmiştir. Dellaloğlu ve Aksu (1984) fayın yaşını Miyosen olarak kabul etmişlerdir. Koçyiğit (2003) ise Tuz Gölü Fay Zonu'nun bugünkü özelliği ile ilk oluşum yaşının Erken Pliyosen sonrası olduğunu belirtmiştir (Kürçer 2012). Gürbüz ve Kazancı (2015) ise bölgedeki çökel paketlerinin geometrilerini modelledikleri çalışmalarında fayın günümüzdeki karakteri ile etkinliğini Pliyo-Kuvaterner'de kazandığını belirtmişlerdir.

Yıldırım (2014) Tuzgölü Fay Zonu'nun tektonik aktivitesini yorumlamak amacıyla yaptığı çalışmasında fay boyunca morfometrik indisleri hesaplamış ve bu sonuçların Bull ve McFadden (1977)'ın tektonik aktivite sınıflamasına göre orta seviyede aktif bir fayı işaret ettiğini belirtmiştir. Yazara göre bu sınıf 0.05 ve 0.5 mm/yıl ölçeğinde yükselmeyi temsil eder (örn. Rockwell vd. 1984) ve bu netice önceki çalışmalarda belirtilmiş ~0.08 ve 0.13 mm/yıl arasında (Özsayın vd. 2013), ~ 0.05 mm/yıl (Kürçer 2012) ve 1.2 ± 0.1 mm/yıl (Aktuğ vd. 2012) şeklindeki yükselme verileri ile de uyumludur.

2.3 Aktif Tektonik ve Depremsellik

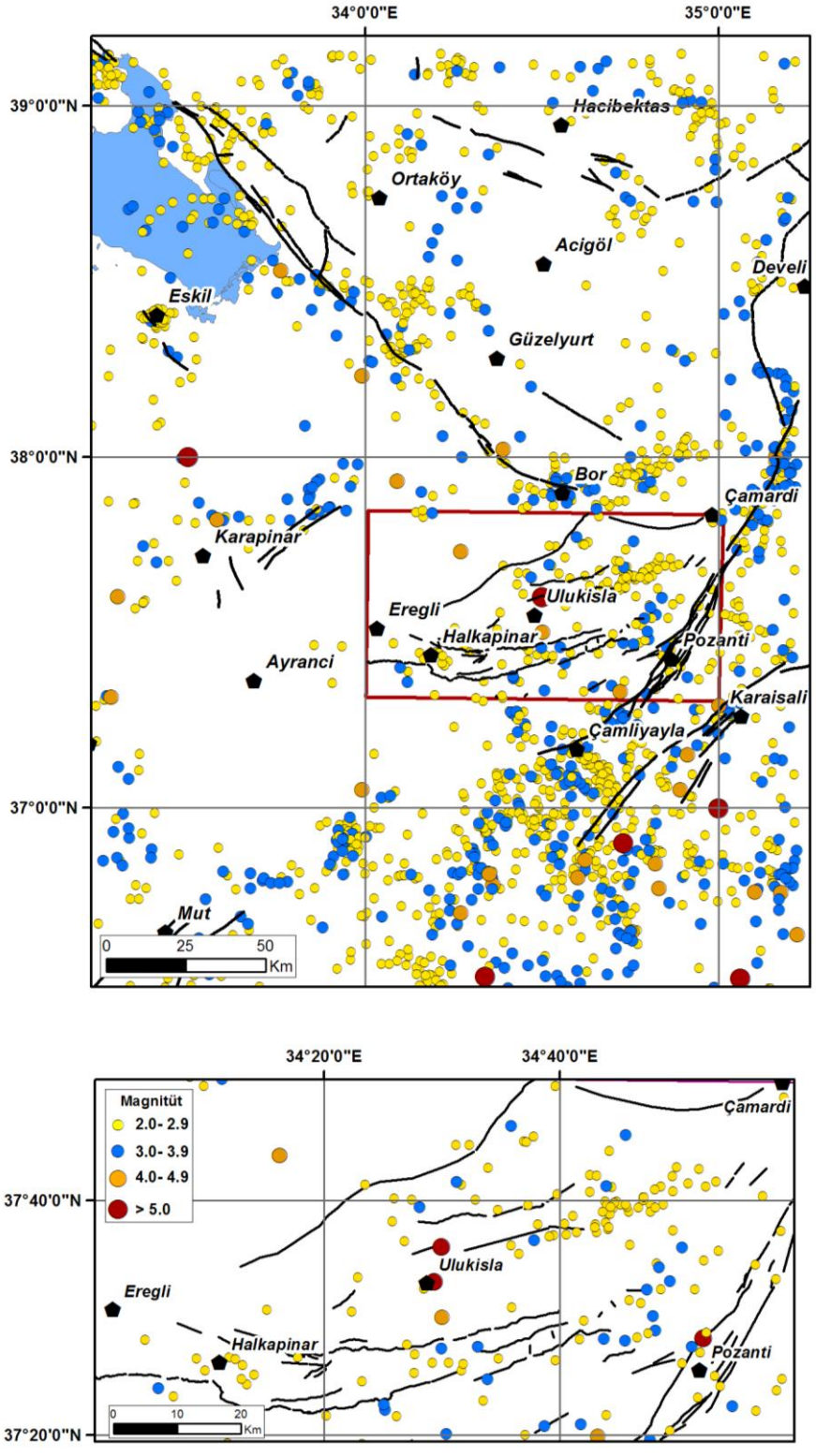
Orta Anadolu bölgesindeki Neotektonik dönem faylarından KD-GB uzanımlı olanlar genel olarak sol, KB-GD uzanımlı olanlar ise genel olarak sağ yanal doğrultu atımlı karakterde gelişmiştir (Şaroğlu vd. 1987, Emre 1991). Bölgede bu doku içerisinde sağ yanal doğrultu atımlı Tuz Gölü Fayı ve sol yanal doğrultu atımlı Ecemiş Fayı birbirlerinin çapraz tümleyeni şeklindeki önemli fay zonlarıdır (Şaroğlu vd. 2001).

Tuz Gölü Fay Zonu, Tuzgölü kuzeyi ile Kemerhisar (Niğde) arasında KB-GD doğrultusunda uzanan yaklaşık 200 km uzunluğunda bir kıta içi faydır. Ecemiş Fayı ise kuzeydoğusunda yer alan Erciyes Fayı (Güner vd. 1984) ile değerlendirildiğinde Orta Anadolu'nun tektonik çatısında önemli bir yere sahiptir (Şengör vd. 1985, Koçyiğit ve Beyhan 1998, Şaroğlu vd. 2001). Başta Ecemiş Fayı olmak üzere her iki fayın da morfotektonik özellikleri ve üzerlerinde ve yakın çevrelerindeki deprem dağılımları sismik etkinliklerinin göstergesidir (Şekil 2.28a).

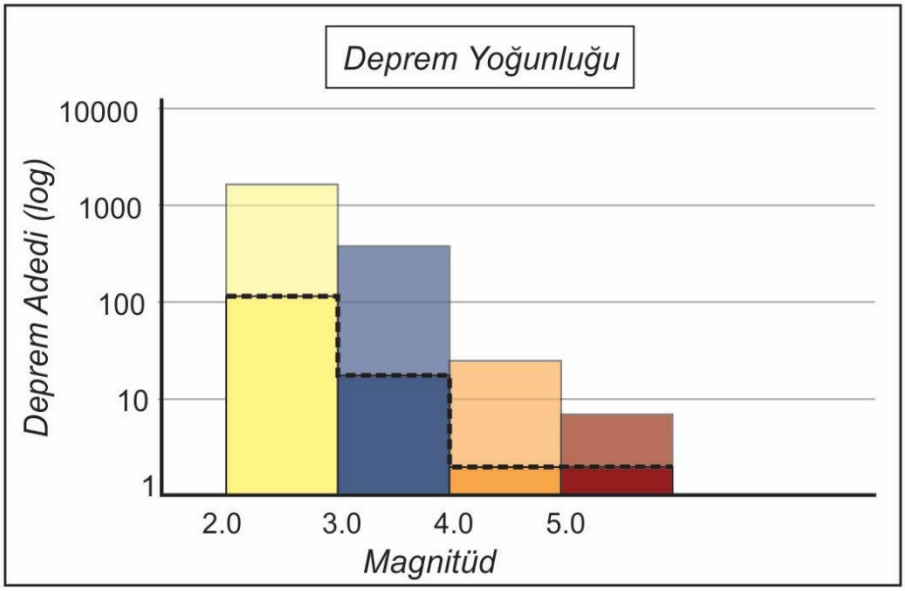
Aletsel dönem içerisinde çalışma alanı ve çevresinde meydana gelmiş büyüklüğü 2 ve üzerinde olan depremlerin dağılımları Şekil 2.28 ve 2.29'da görülmektedir. Deprem riski düşük olarak kabul edilen bu bölgede de aslında ülkemizin geneli gibi önemli miktarda hareket olduğu bu haritalardan anlaşılmaktadır.

Depremlerin genel dağılımına bakıldığında, Ecemiş Fay Zonu ve Tuz Gölü Fay Zonu üzerindeki çizgisellik dikkat çekmektedir. Kürçer (2012)'nin Tuzgölü Fay Zonu üzerinde yaptığı paleosismoloji çalışmasına göre Tuz Gölü Fay Zonu segmentleri üzerinde meydana gelen son depremler G.Ö. 4010 (Tuzgölü segmenti) ve G.Ö. 2340 (Akhisar segmenti)' tedir.

Segmentler üzerinde meydana gelen son depremlerden günümüze geçen süreler, bu segmentlerin ortalama deprem tekrarlanma aralıklarının altında olduğu için fay zonunun, en azından üzerinde paleosismoloji çalışması yapılan bu iki segmenti, üzerinde yakın dönemde yüzey yırtılması ile sonuçlanabilecek büyüklükte deprem beklenmediği yine aynı çalışmada belirtilmiştir. Ayrıca, fayın segmentlerinin üretebileceği en büyük deprem ve bu depremde meydana gelebilecek en büyük ve ortalama yer değiştirme miktarları normal faylar için önerilmiş çeşitli eşitlikler kullanılarak hesaplanmış ve segmentlerin üretebileceği en büyük depremin M= 6,8 ortalama yer değiştirme miktarının ise 0,68 m olabileceği önerilmiştir (Kürçer 2012). Ancak bu değerler normal faylar için önerilmiş eşitlikler kullanılarak hesaplandığı için, Tuz Gölü Fay Zonu'nun sahip olduğu doğrultu atım bileşeni de göz önüne alınarak meydana gelebilecek yer değiştirme miktarlarının daha az olabileceği belirtilmiştir. Ülkemizde aktif faylarda gerçekleşen yüzey yırtılmaları genelde magnitüdü 6'dan büyük olan depremler sonucunda gelişmektedir (Şaroğlu vd. 2001).



Şekil 2.28: a) Çalışma alanı yakın çevresi, **b)** Çalışma alanı yakın çevresinin depremselliği (1900-2016), (deprem verileri Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Ulusal Deprem İzleme Merkezi'nden temin edilmiştir. Faylar: Alan vd. (2011a,b), Ulu (2009), Atabey vd. (1990), Koçyiğit (2003), Emre vd. (2011), bu çalışma).



Şekil 2.29: Çalışma alanı yakın çevresinde 1900-2016 yılları arasında meydana gelen depremlerin yoğunluk dağılım grafiği (kesikli çizginin altındaki kısım sadece çalışma alanını temsil etmektedir).

Bu da Tuz Gölü Fay Zonu üzerinde meydana gelebilecek 6'dan büyük bir depremin yüzey kırığı oluşturma ihtimalinin sanıldığı kadar az olmadığı anlamına gelmektedir. Benzer şekilde Ecemiş Fay Zonu ana segmenti üzerinde yapılan hendek çalışmalarına istinaden, fay üzerinde son 3500-3900 yıldır yırtılma olmadığı ifade edilmiştir (Akyüz vd. 2004). Yakın dönemde yapılan bir diğer çalışmada ise kozmojenik yaşlandırma yöntemi kullanılarak, 64.500 ±5.600 yıl öncesinden beri fayın ana segmenti üzerinde yüzey kırığı oluşmadığı belirtilmiştir (Sarıkaya vd. 2015b). Ancak Ecemiş Fay Zonu'nun Kuvaterner jeolojisi ve morfolojisi, Ecemiş Fayı'nın son yüzyılda yıkıcı depremlere neden olmuş diğer aktif faylardan farklı olmadığını göstermektedir (Şaroğlu vd. 1987, 2001). Görünür jeolojik yapısı ve jeomorfolojisi dikkate alındığında Ecemiş Fayı'nda da magnitüdü 6'dan büyük yıkıcı depremlerin gerçekleşmesi ihtimal dâhilindedir (Şaroğlu vd. 2001).

Çalışma alanında meydana gelen depremlerin dağılımına bakıldığında büyük çoğunluğunun 4'ten küçük olmakla birlikte büyüklüğü 5 üstünde olan önemli depremlerin varlığı dikkat çekmektedir. Bunlar, Güney Ulukışla (01.12.1907, xM 6.3) ve 28.11.1907 Ulukışla Merkez (M=5.2) ile 01.02.1908 Ulukışla Merkez (M=5.1) depremleridir (Ambrasey ve Finkel 1987).

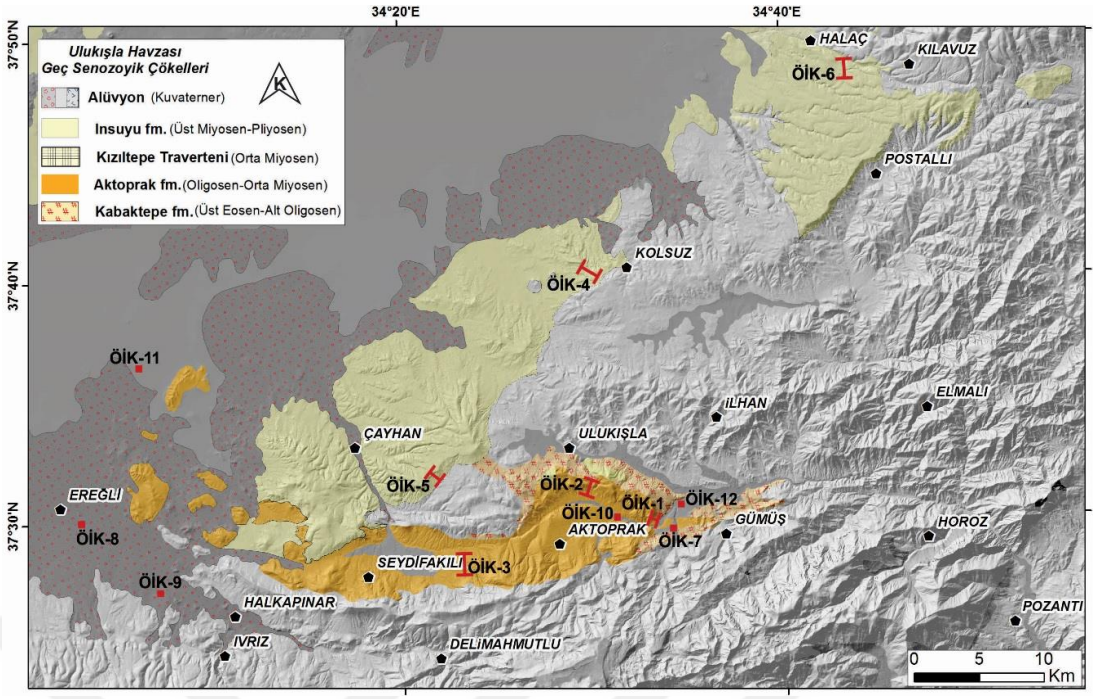
3. GEÇ SENOZOYİK ÇÖKELLERİNİN FASİYES ÖZELLİKLERİ

Ulukışla Havzası'ndaki Geç Senozoyik birimlerinin depolanma şartları ve ortamlarının anlaşılması için Oligosen-Kuvaterner aralığında çökelmiş olan tortullar ölçülü stratigrafik kesitleri yapılarak; renk, tane ve doku özellikleri, sedimanter yapı, geometrik ilişkiler, mineralojik bileşen ve fosil kapsamları bakımından incelenmiştir. Bundan elde edilen sedimantolojik özellikler ile birimlerin litofasiyes tanımlamaları yapılarak ilişkili oldukları fasiyes birlikleri ayırtlanmış ve bölgenin Geç Senozoyik boyunca geçirmiş olduğu coğrafik değişimler anlaşılmaya çalışılmıştır. Bölgedeki Geç Senozoyik dönemine ait volkanik malzeme içeren Geç Miyosen-Pliyosen ve Kuvaterner istiflerinin yalnızca sedimanter birimlere ait litofasiyes özellikleri verilmiş, yorumlara çalışma alanının KB'sında gözlenen volkanoklastik ürünler dâhil edilmemiştir. Yerel olarak gözlenen Orta Miyosen yaşlı Kızıltepe traverteni (Oktay 1982), Oligosen-Orta Miyosen yaşlı Aktoprak Formasyonu üzerine uyumsuzlukla gelmekte olup, sedimanter birimlerin detaylı tanıtıldığı bu kısımda Oligosen-Orta Miyosen fasiyesleri kapsamında değerlendirilmiştir. Geç Miyosen-Pliyosen ve Kuvaterner istifleri ise ayrı ayrı incelenmiştir.

3.1 Fasiyes Özellikleri ve Depolanma Ortamları

Tez konusunu oluşturan Geç Senozoyik yaşlı sedimanter kayaçlarda; Oligosen-Orta Miyosen istifinde 3, Geç Miyosen-Pliyosen çökellerinde 3 ve Kuvaterner yaşlı birimlerde 6 adet olmak üzere toplam 12 ölçülü istif kesiti (ÖİK) boyunca 37 adet litofasiyes tanımlanmıştır (Şekil 3.1). Ayrıca bu litofasiyesler ortamsal özellikleri göz önünde bulundurularak her bir istif grubu için tanımlanan toplamda 14 fasiyes birliği altında gruplandırılmıştır.

.



Şekil 3.1: Geç Senozoyik birimlerinde ölçülen istiflerin yerlerini gösterir harita (ÖİK-ölçülü istif kesiti).

3.1.1 Oligosen-Orta Miyosen çökelleri

Oligosen-Orta Miyosen yaşlı sedimanter birimler inceleme alanının orta kesiminde büyük bir senklinal yapısı olarak yüzlek vermektedir (Şekil 3.1). Tez çalışmasının konusunu oluşturan Geç Senozoyik birimlerinin en önemli istifini içermektedirler (Çizelge 3.1). Oligosen-Orta Miyosen birimlerinin oluşturduğu bu senklinalin kenar ve orta kesimlerinden alınan 3 adet ÖİK boyunca toplamda 1100 m'lik istif ölçülmüştür (Şekil 3.2).

Çizelge 3.1: Oligosen-Orta Miyosen yaşlı tortulları oluşturan litofasiyesler ve ortam yorumları.

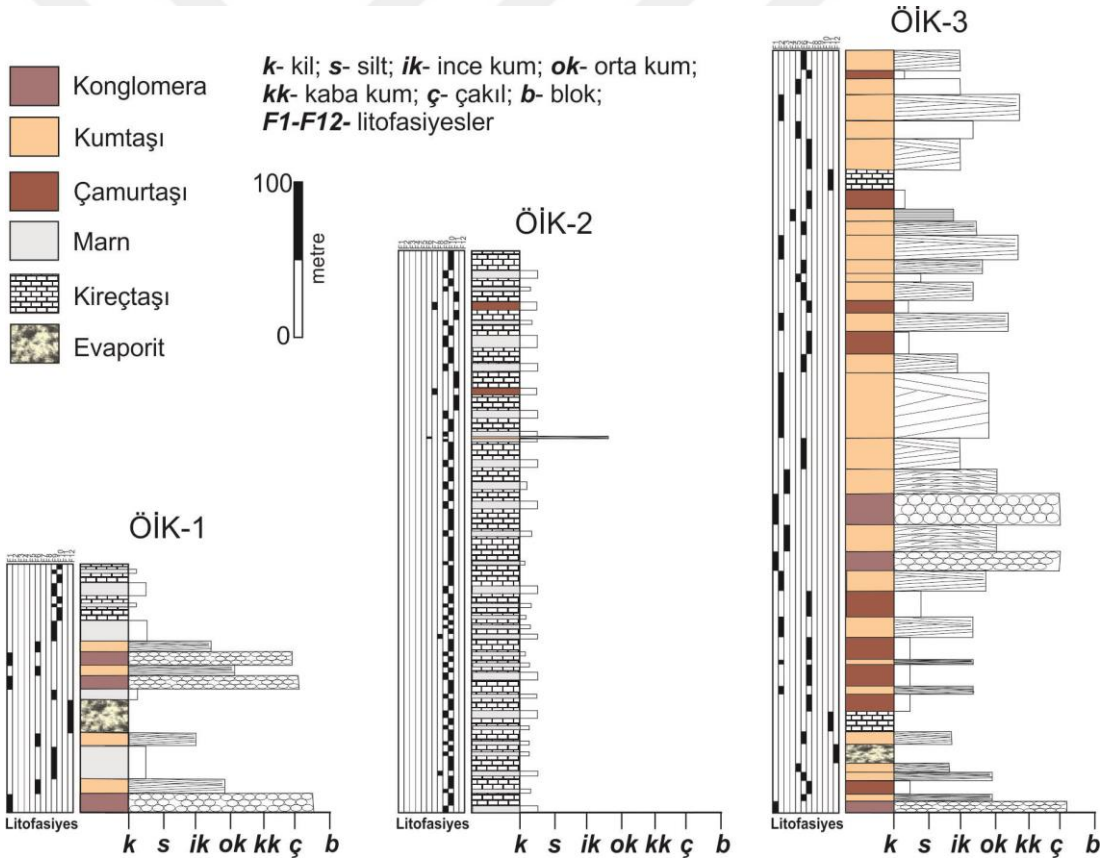
Litofasiyes		***Tanım***	***Ortam***
F1	Tane destekli masif konglomera	Büyük ölçekli düzlemsel çapraz tabakalı, kumtaşlarıyla ardalanmalı, orta boylanmalı, orta yuvarlakmış, derecelenmesiz veya zayıf-normal dereceli genellikle masif çakıllardan oluşmaktadır.	Kanal çökelleri (örn. Miall 1977)
F2	Yeşilimsi gri düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı	Orta-kaba taneli, gevşek çimentolu büyük ölçekli düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşlarından oluşmaktadır.	Kanalların yanal olarak büyümesini yansıtır (örn. Miall 1977)

Çizelge 3.1 (devam): Oligosen-Orta Miyosen yaşlı tortulları oluşturan litofasiyesler.

F3	Küçük ölçekli düzlemsel çapraz tabakalı konglomera ve kumtaşı	Tablamsı şekilde yaklaşık düz yüzeyli veya kama biçimlidir. Çakıllar yarı köşeli, yarı yuvarlaklaşmışlardır. Birim merceksi geometriyle yayılım göstermektedir.	Küçük ölçekli kanallarda yatak yükünün yanal yönde ilerlemesi ile depolanmayı göstermektedirler (örn. Basilici 1997).
F4	Paralel ince tabakalı kumtaşları	İnce-orta taneli kum ve siltlerden oluşmaktadır. Ortalama tabaka kalınlığı 2 cm'dir.	Yaygı halinde depolanma ürünleri (Rust 1978).
F5	Masif kumtaşları	Derecelenmesiz, bünyesinde çok az miktarda çakıl olan ince-orta taneli kumlardan oluşmaktadır.	Aşırı yoğunlaşmış akıntılar içinde askıdaki malzemenin hızlı bir şekilde depolanması (örn. Miall 1996).
F6	Kahverengi düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı	Düşük açılı, büyük ölçekli düzlemsel çapraz tabakalı olan ince-orta kum boylu birimin tabakaları içerisinde ara ara çapraz laminalı seviyeler de mevcuttur.	Akarsu yataklarının yanal yönde göç etmesinin ürünleri (örn. Rust 1978).
F7	Kırmızı renkli çamurtaşı	Orta-masif tabakalanmalara sahip çamurtaşlarından oluşmaktadır. Ara ara çapraz laminalı seviyeler mevcuttur.	Kıyı ovası/çamur düzlüğü, taşkın ovası çökelleri (örn. Miall 1996)
F8	Yeşilimsi gri renkli kiltaşı-marn	Orta-kalın tabakalı kiltaşı ve marnlardan oluşan birim genellikle kum ve kireçtaşlarıyla ardalanmalı olarak gözlenmektedirler.	Sığ göl (örn. Platt ve Wright 1991)
F9	Bej renkli marn	Konkoidal kırılmalı birim ara seviyeler halinde pembemsi renk almaktadır. Kireçtaşları ve yeşilimsi gri renkli kiltaşı-marn seviyeleri ile ardalanma sunmaktadır.	Sığ göl (örn. Platt ve Wright 1991)
F10	Paralel tabakalı kireçtaşı	Fosilli kireçtaşlarından oluşmaktadır. İnce-masif katman kalınlıklarında gözlenebilen birimin bağlayıcısı mikrit olup bol miktarda sünger spikülleri, stromatolitler, yeşil alg yaygıları içermektedir.	Sığ göl (örn. Platt ve Wright 1991)

Çizelge 3.1 (devam): Oligosen-Orta Miyosen yaşlı tortulları oluşturan litofasiyesler.

F11	Breşik kireçtaşı	Masif-kalın tabakalı birim farklı boyutlarda breşleşmelere (cm'den birkaç dm ölçeğine) ve kuruma çatlaklarına sahiptir.	Sığ göl (örn. Wright 1988)
F12	Evaporitler	Jips ve anhidritlerden oluşan bu fasiyes çamurtaşları ve kumtaşlarıyla ardalanmalı olarak gözlenmektedirler.	Sığ göl çamur düzlüğü (örn. Warren 1986)
F13	Traverten	Bitki izli ve gözenekli, mikritik dokulu masif tabakalı traverten çökelimi.	Açısal uyumsuzlukla gelen bağımsız bir karasal ortamda depolanmıştır.



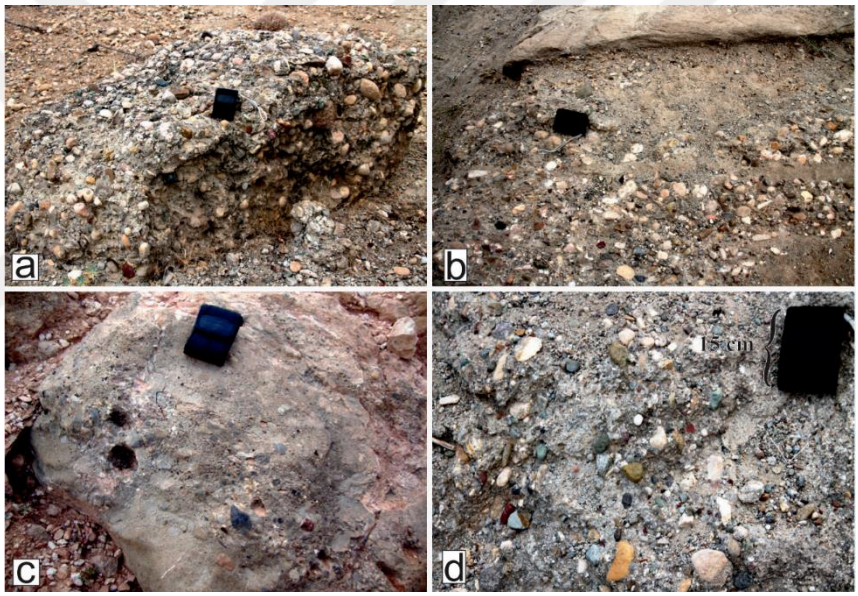
Şekil 3.2: Ulukışla Havzası Oligosen-Orta Miyosen istifine ait ölçülü istif kesitleri ve fasiyes dağılımları (ÖİK hatları için Şekil 3.1'e bakınız).

3.1.1.1 Litofasiyesler

F1: Tane destekli masif konglomera

Gri, kırmızımsı gri renkli, büyük ölçekli düzlemsel çapraz tabakalı, polijenik (ofiyolitik, metamorfik ve magmatik kayaç kökenli) çakıllardan kurulu, kumtaşlarıyla ardalanmalı, orta boylanmalı, orta yuvarlakmış, derecelenmesiz veya zayıf-normal dereceli genellikle masif çakıltaşlarından oluşmaktadır (Şekil 3.3).

Yuvarlaklaşmış, yassı ve disk şekilli taneler uzun mesafeler boyunca taşındıklarını yansıtmaktadır. Büyük ölçekli düzlemsel çapraz tabakalı olan fasiyes, benzeri şekilde gelişen kumtaşlarıyla ardalanmalıdır. Bu durum akarsu yatak yükünü temsil eden bu fasiyeslerin yanal yönde yayılan kanal çökelleri olduklarına işaret etmektedirler (örn. Miall 1977).

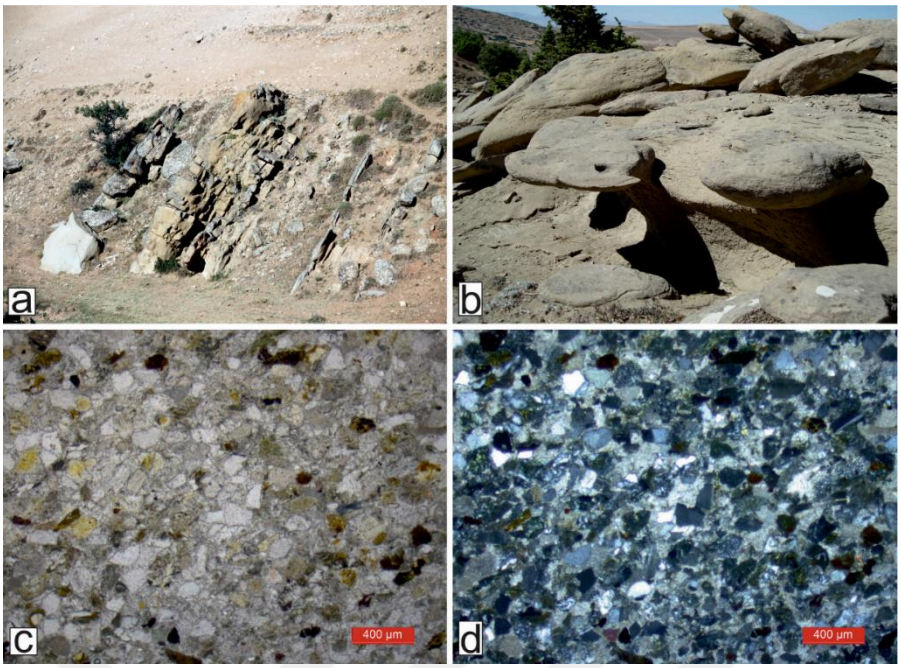


Şekil 3.3: a-d) Oligosen-Orta Miyosen yaşlı istifin farklı seviyelerinde gözlenen tane destekli masif konglomera fasiyesi.

F2: Yeşilimsi gri düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı

Yeşil, yeşilimsi gri renkli orta-kaba taneli, büyük ölçekli düzlemsel çapraz tabakalı yıkanmış kumtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 3.4a,b). Tabaka kalınlıkları 10-30 cm arasındadır. Tane bileşenlerinin feldispat, mono ve poli kuvars, piroksen, kalsit, volkanik kayaç parçaları ve çört olduğu kumtaşlarının bağlayıcısı sparittir. Litolojisi litik arenit olarak tanımlanmıştır (Şekil 3.4c,d).

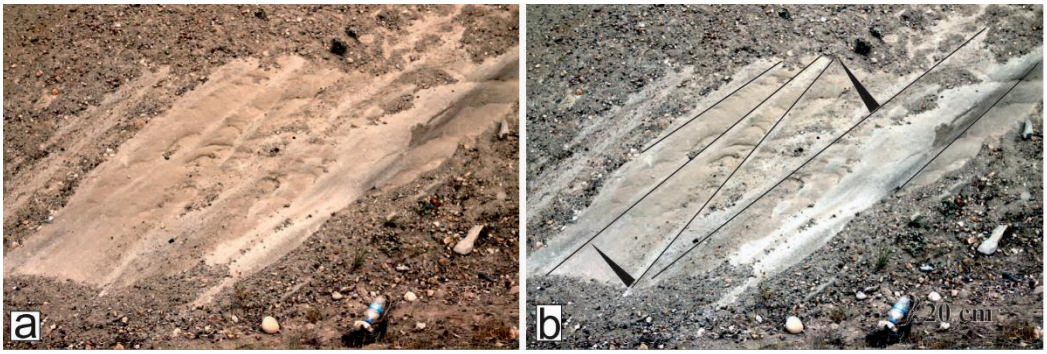
Çapraz tabakaların kökeni itibariyle, kanalların yanal olarak göçünü yansıtan birim (Miall 1977) örgülü akarsu ortamında depolanmayı temsil eder (Rust 1978).



Şekil 3.4: İstifin orta ve üst kesimlerinde bulunan yeşilimsi gri düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı litofasiyesinin **a)** ve **b)** arazideki görünümü **c)** ve **d)** ince kesit görüntüsü (I. ve II. Nikol).

F3: Küçük ölçekli düzlemsel çapraz tabakalı konglomera ve kumtaşı

Gri, açık kahverenkli çakıl ve kumtaşlarından oluşur. Tablaması şekilde yaklaşık düz yüzeyli veya kama biçimlidir (Şekil 3.5). Çakıllar yarı köşeli, yarı yuvarlaklaşmışlardır. Birimin tabaka setleri birkaç desimetre kalınlıktadırlar. Kendi içinde zayıf normal derecelenme gösteren birimin yayılımı merceksi geometridedir. Küçük ölçekli kanallarda yatak yükünün yanal yönde ilerlemesi ile meydana gelen depolanmayı işaret eder (örn. Basilici 1997).



Şekil 3.5: a) Küçük ölçekli düzlemsel çapraz tabakalı konglomera ve kumtaşı litofasiyesinin arazi görünümü. **b)** Tabakalanma yapısı ve tane boyu değişimini gösteren yorumlanmış fotoğraf.

F4: Paralel ince tabakalı kumtaşı ve silttaşları

Bu litofasiyes gri, kırmızımsı gri renkli, ince-orta taneli paralel tabakalı kumtaşı ve silttaşlarından oluşmaktadır (Şekil 3.6). Ortalama tabaka kalınlığı 2 cm'dir. Genelde ara tabakalar halinde F2 ve F5 fasiyesleri ile ardalanımlı olarak gözlenmektedirler (Şekil 3.2).

Tabaka kalınlıklarının ince olması ve yanal yönde geniş yayılımlı oluşları sellenme dönemlerinin sonunda yatak yüklerinin kum yaygısı halinde depolanmasıyla oluştuklarını yansıtmaktadır (Rust 1978).

Şekil 3.6: Paralel ince tabakalı kumtaşı ve silttaşlarının arazi görünümü.

F5: Masif kumtaşları

Kahverengi, derecelenmesiz, bünyesinde çok az miktarda çakıl olan ince-orta taneli kumlardan oluşmaktadır (Şekil 3.7a,b). Bağlayıcısını spari kalsit, önemli bileşenini ise feldispatlar oluşturur. Diğer tane bileşenlerini mono kuvars, mika ve az miktarda poli kuvars ve çörtlerin temsil ettiği bu litofasiyesi oluşturan kumtaşları arkozik arenit karakterindedir (Şekil 3.7c,d).

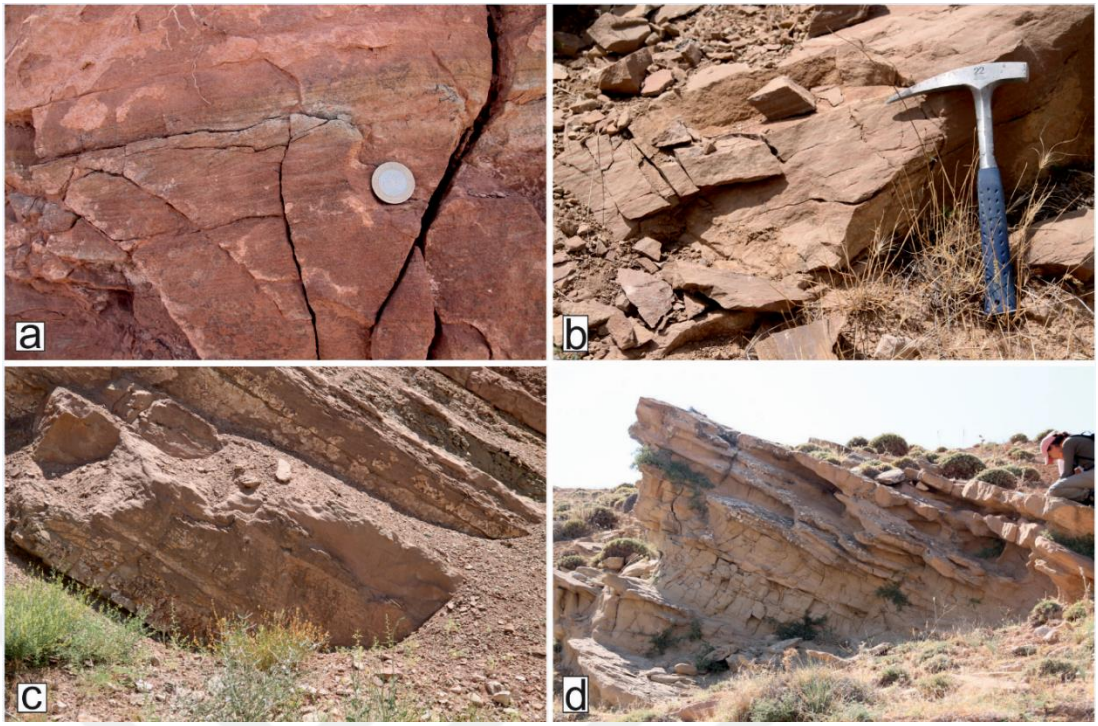
Aşırı yoğunlaşmış akıntılar sonucu, kısa zamanda su içinde askıdaki malzemenin hızlı bir şekilde depolanması ile meydana gelebilirler (örn. Miall 1996). Genelde akarsu

debisinin mevsimsel olarak arttığı ve bulanıklaştığı süreçlerde depolanırlar (örn. Alçiçek 2007).

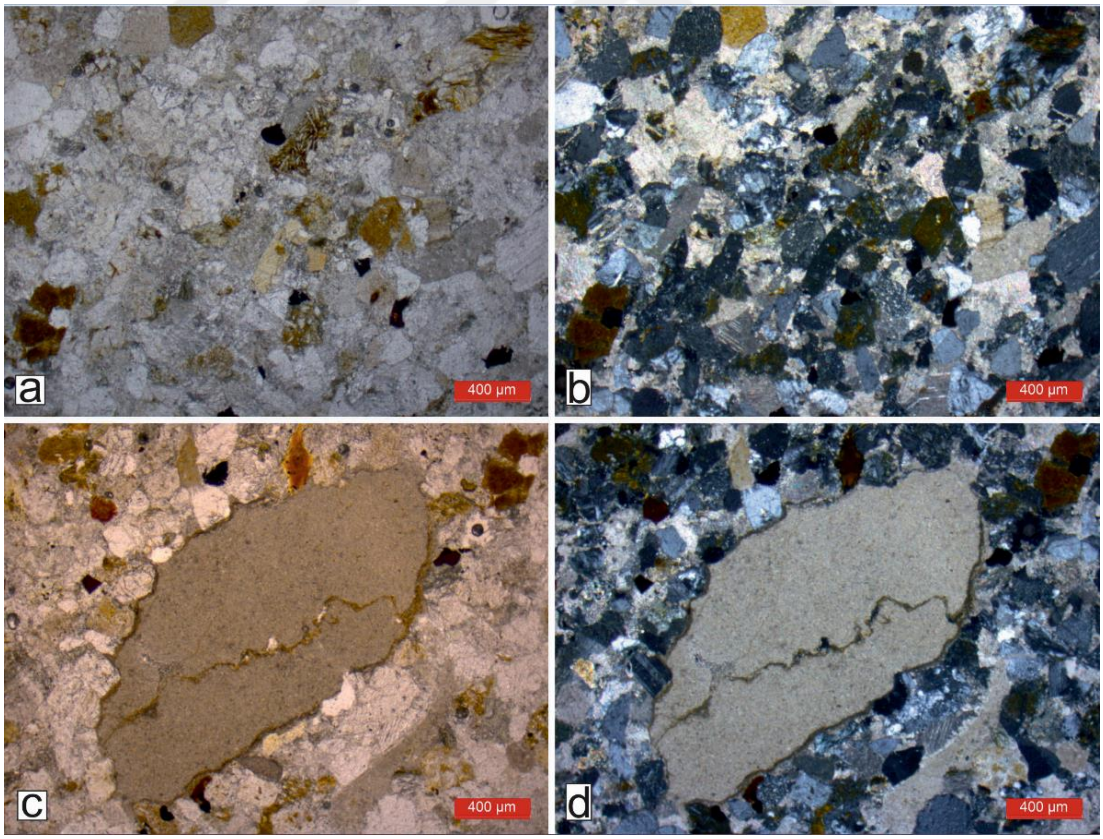
Şekil 3.7: Masif kumtaşlarının **a- b)** arazideki durumu, **c- d)** ince kesit görüntüsü (I.ve II. Nikol).

F6: Kahverengi düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı

Kırmızı, açık ve koyu kahverengi, yer yer gri ve sarı renkli bantlar içeren, ince-orta taneli kumlardan oluşmaktadır (Şekil 3.8). Düşük açılı, büyük ölçekli düzlemsel çapraz tabakalı olan birimin tabakaları içerisinde ara ara çapraz laminalı seviyeler de mevcuttur. Bağlayıcıları demir sıvamaları da içeren spari kalsitten oluşan bu kumtaşlarının sublit arenit, litik arenit ve subarkozik arenit karakterlerinde olduğu ve genel olarak tane bileşenlerinin mono kuvars, feldispat, mika, piroksen, amfibol, volkanik ve sedimanter kayaç parçalarından meydana geldiği gözlenmiştir (Şekil 3.9). Genellikle beraber bulundukları F1, F2 ve F3 litofasiyesleriyle ardalanımlı gözlenen (Şekil 3.1) düzlemsel çapraz tabakalı kahverengi kumtaşları, akarsu yataklarının yanal yönde göç etmesinin ürünlerini temsil etmektedirler (örn. Rust 1978).



Şekil 3.8: **a-d)** Kahverengi düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşlarının istifin farklı seviylerindeki görünüşleri.

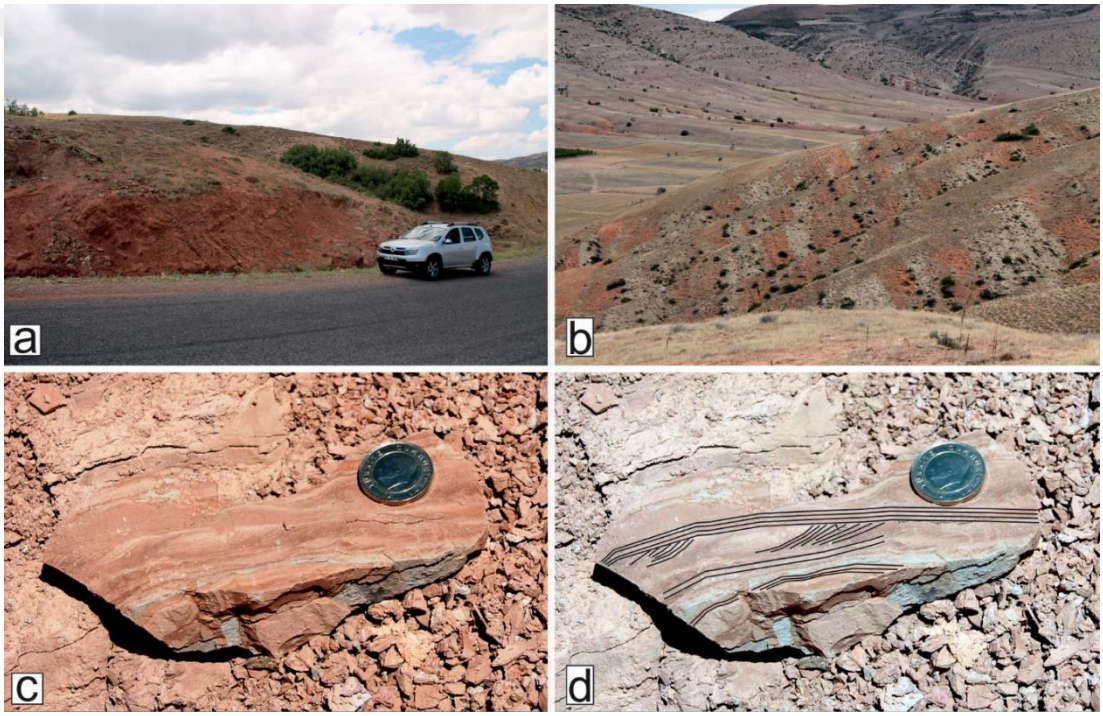


Şekil 3.9: F6 litofasiyesini oluşturan kumtaşlarının içerdiği tane bileşenlerinin ince kesit görüntüleri, **a)** ve **c)** I. Nikol, **b)** ve **d)** II. Nikol

F7: Kırmızı renkli çamurtaşı

Yer yer gri ve sarı renkli bantlar içeren kırmızı renkli orta-masif tabakalanmalara sahip çamurtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 3.10). Bununla birlikte bünyesinde çok az miktarda çakıl olan ince-orta taneli kumlar da ihtiva eder. Ara ara çapraz laminalı seviyeler mevcuttur.

Genelde sığ göl fasiyesi ile birlikte gözlenen bu birim sahip olduğu grimsi ve sarımsı renkli bant ve beneklerle atmosferik koşullara açık olan kıyı ovası-ıraksak alüvyal yelpaze tortulları olarak değerlendirilebilir. Karbonatlı birimlerle (F10 ve F11) ardalanmalı görüldükleri kesimlerde (Şekil 3.2) çamur düzlüğü çökelleri olarak yorumlanabilirler (örn. Miall 1996).



Şekil 3.10: **a)** ve **b)** Kırmızı renkli çamurtaşı arazideki genel görünümü, **c)** çamurtaşlarındaki renk bantlarının yakından görünümü, **d)** çamurtaşları bünyesinde gözlenen laminaların işlenmiş görüntüsü.

F8: Yeşilimsi gri renkli kiltaşı-marn

Yeşilimsi koyu gri renkli kiltaşı ve marnlar genellikle kum ve kireçtaşlarıyla ardalanmalı olarak gözlenmektedirler (Şekil 3.11). Orta-kalın tabakalanma sunmaktadırlar.

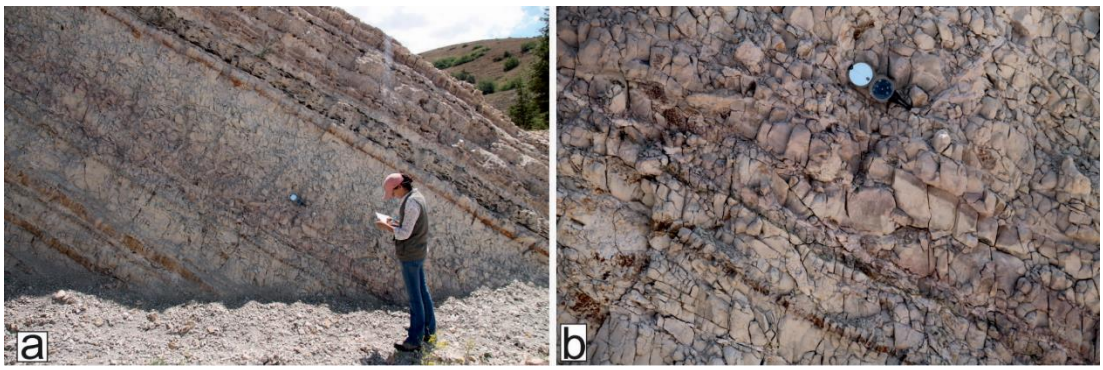
Sığ su ortamında askıdaki kırıntılı ve karbonat çökeliminin ürünleridir (örn. Platt ve Wright 1991). Beraber bulundukları kireçtaşlarının yansıttığı gölsel ortamın ürünü olarak istifin özellikle alt kesimlerinde gözlenmektedirler.

Şekil 3.11: Yeşilimsi gri renkli kiltaşı-marn seviyesinin arazi görünümü.

F9: Bej renkli marn

Bej renkli yer yer konkoidal kırılmalı birim ara seviyeler halinde pembemsi renk almaktadır (Şekil 3.12). Kireçtaşları ve yeşilimsi gri renkli kiltaşı-marn seviyeleri ile ardalanma sunan orta tabakalı birimin kalınlığı 150 cm'e ulaşmaktadır.

Kabaktepe Formasyonu'nu oluşturan jipslerin üzerine gelen Oligosen- Orta Miyosen yaşlı istifin alt seviyelerinde gözlenen bej renkli marn seviyeleri içerisinde tez çalışması kapsamında tespit edilen nannoplankton fosilleri (tanımlama: Prof. Dr. Ayşegül Yıldız; bknz. syf. 41) bu fasiyesin depolandığı karasal ortama ulaşan denizel etkinin işaretçisi olarak yorumlanmışlardır (Şekil 2.18).

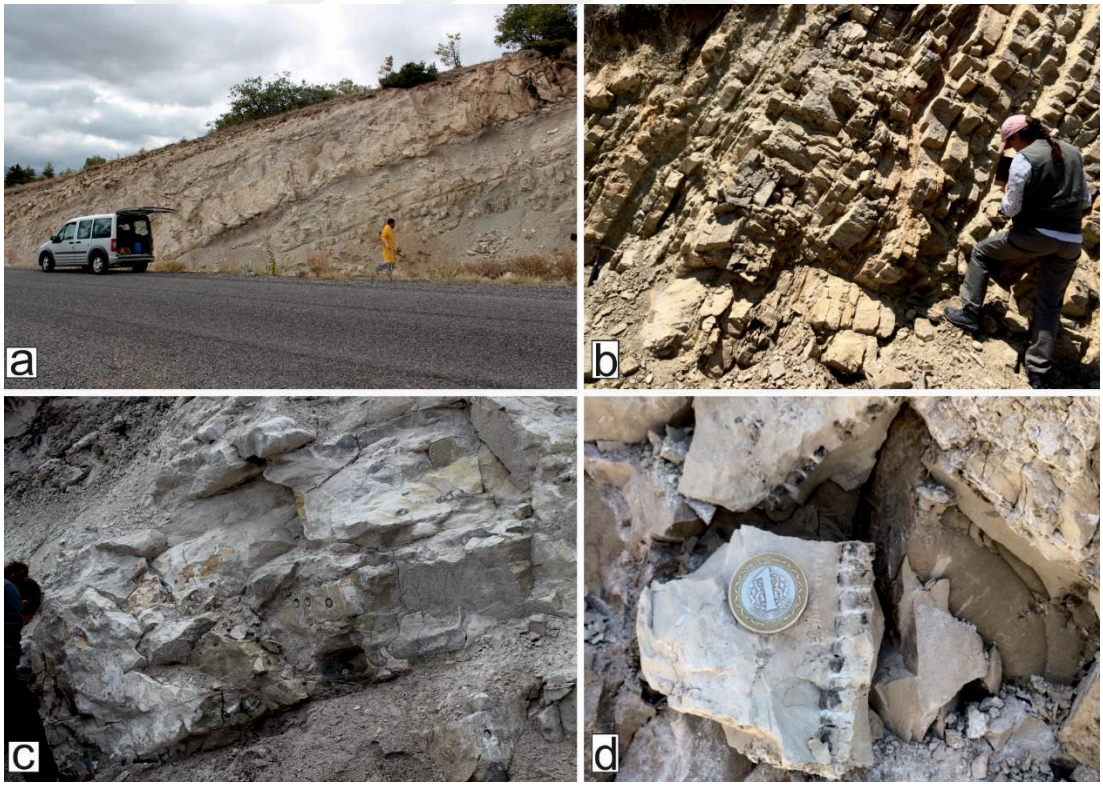


Şekil 3.12: a) Bej ve pembemsi renkli marnların arazi görünümü, **b)** marnlar içerisinde konkoidal kırılmalı pembe renkli seviyeler.

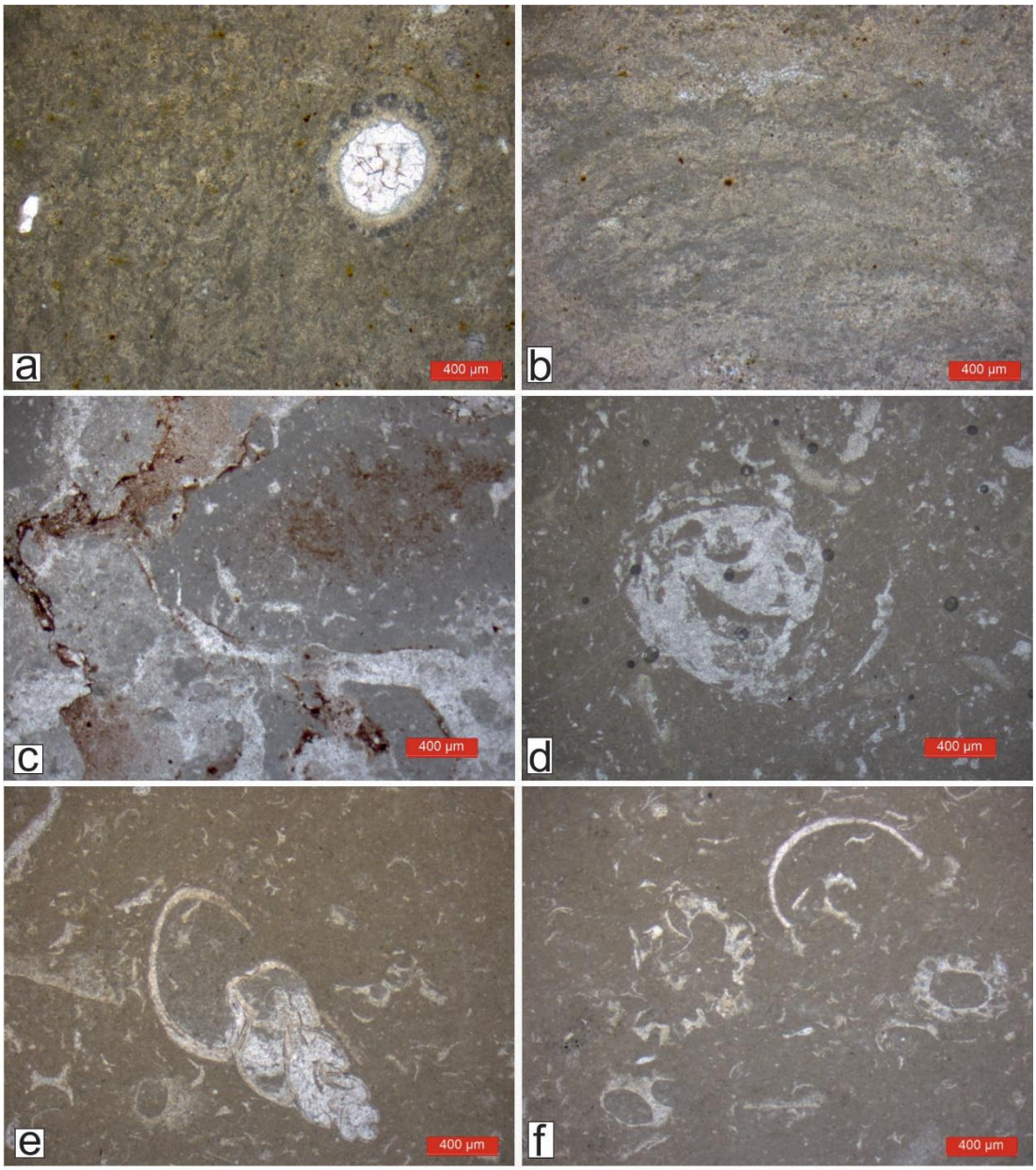
F10: Paralel tabakalı kireçtaşı

Masif, orta-kalın tabakalı beyaz, bej, sarımsı bej ve açık gri renkli fosilli kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 3.13). İnce-masif katman kalınlıklarında gözlenebilen tabakalarının ulaştığı maksimum kalınlık 200 cm'dir. İnce kesit incelemelerine göre bağlayıcısı mikrit olan birim bol miktarda sünger spikülleri, stromatolitler, yeşil alg yaygıları ve az oranda küçük boyutlu kayaç parçaları içermektedir (Şekil 3.14). Ayrıca çamurtaşlarına yakın seviyelerinde kuruma çatlakları, demirleşme izleri ve bu sebeplerden gelişen intraklastik ve peloidal yapılar içermektedir. Genel itibariyle Dunham (1962)'ye göre istiftaşı ve vaketaşı niteliklerindedir.

İstifin alt seviyelerini oluşturan bej renkli marnlar ve yeşilimsi gri renkli kiltaşı-marnlar ile ardalanımlar sunan paralel tabakalı kireçtaşlarının içerdikleri yeşil algler denizel koşulların ulaşabildiği sınırlı lagünal göl ortamına işaret etmektedir.



Şekil 3.13: a) ve **b)** Masif, orta-kalın tabakalı fosilli kireçtaşlarının arazideki genel görünümü, **c)** kireçtaşlarının yakın görüntüsü, **d)** kireçtaşları içerisindeki makro fosilli seviyeler.

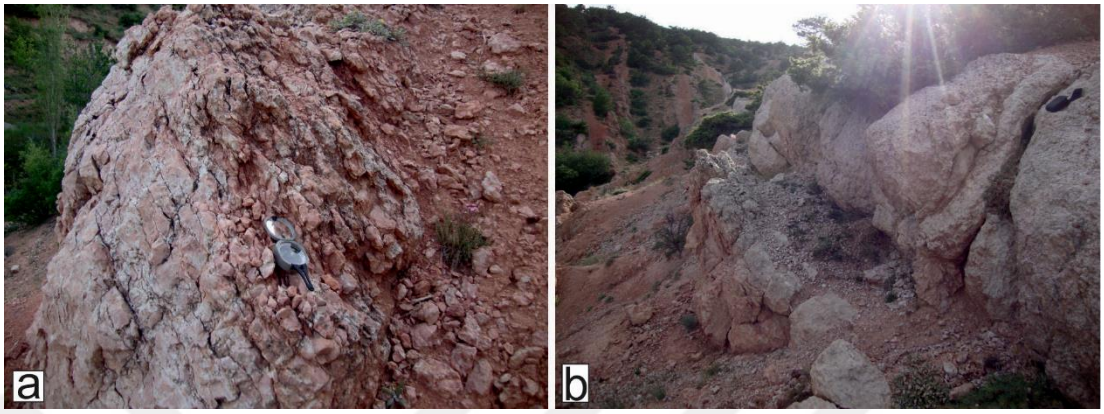


Şekil 3.14: F10'a ait kireçtaşlarının ince kesit görüntüleri. **a)** ve **b)** alg yaygıları**, c)** demir sıvamaları, **d)** kayaç parçaları, **d)** ve **e)** gastropod parçaları, sünger spikülleri ve algler.

F11: Breşik kireçtaşı

Pembemsi beyaz renkli masif-kalın tabakalı breşik kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 3.15). Paralel tabakalı kireçtaşlarının üzerine gelen bu fasiyes kırmızı renkli çamurtaşları tarafından üzerlenmektedir. İstifin orta kesimlerinde iki seviyede gözlenmektedirler. Kalın tabakalı birim farklı boyutlarda breşleşmelere (cm'den birkaç dm ölçeğine) ve kuruma çatlaklarına sahiptir.

Breşik yapısı ve içerdiği kuruma çatlakları dönemsel olarak atmosferik koşullara maruz kalan gölsel/lagünal kireçtaşlarının topraklaşma süreçlerine bağlı olarak geliştiklerine işaret etmektedirler (örn. Wright 1988).

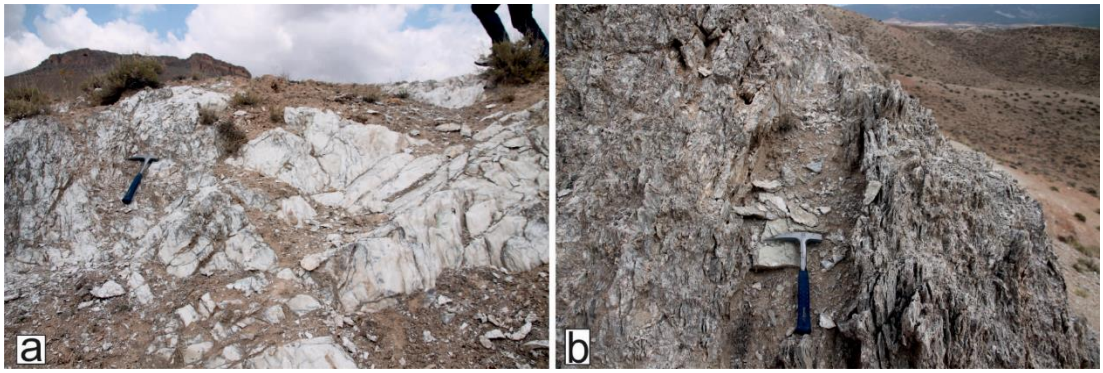


Şekil 3.15: a) ve **b)** Breşik kireçtaşlarının arazideki genel görünümü.

F12: Evaporitler

Beyaz, bej ve boz renkli jips ve anhidritlerden oluşan bu fasiyes çamurtaşları ve kumtaşlarıyla ardalanmalı olarak gözlenmektedirler (Şekil 3.16). Bazı seviyelerde çamurtaşlarının bünyesinde laminalar/ince tabakalar halinde gözlenebilmektedir. Bu seviyelerde çamurtaşlarının kırmızı renginin baskın olmasından ötürü jipslerin karakteristik beyaz renginin ayırt edilmesi zordur.

Bu tür oluşumlar tuzlanmanın meydana geldiği sığ göllerin çamur düzlüklerinin ürünleri olarak yorumlanmaktadır (örn. Reineck ve Singh 1983, Reading 1996).

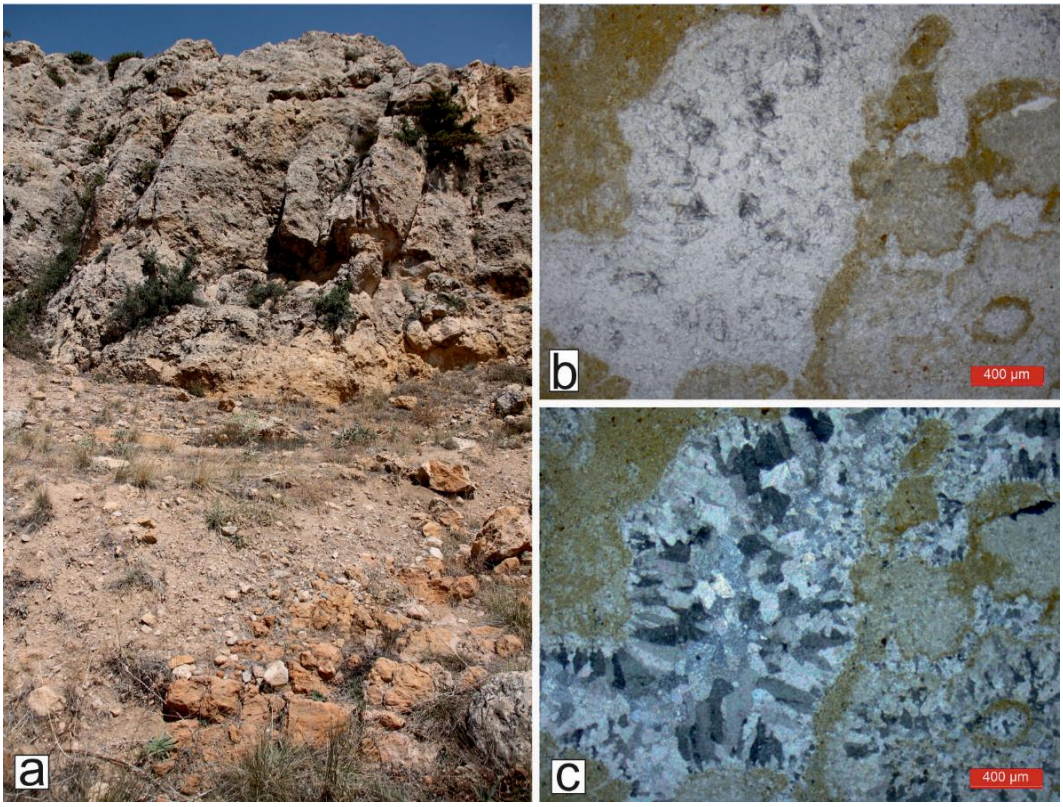


Şekil 3.16: Oligosen-Orta Miyosen istifindeki **a)** anhidrit ve **b)** jips seviyeleri.

F13: Traverten

Bej, sarımsı ve kırmızımsı bej renkli, bitki fosil izli ve gözenekli, mikritik dokulu masif tabakalı olan bu fasiyes aslında Oligosen- Orta Miyosen paketini temsil eden Aktoprak Formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelmektedir (Şekil 3.17).

Bünyesindeki kuruma çatlağı izleri ve bol bitki sapı izleri varlığı dolayısıyla karasal ortamda depolandığı anlaşılmaktadır.



Şekil 3.17: Aktoprak Formasyonu üzerine uyumsuz gelen travertenin **a)** arazideki genel görünümü, **b)** ve **c)** ince kesit görüntüleri (I. ve II. Nikol).

3.1.1.2 Fasiyes birlikleri

Bu bölümde Oligosen-Orta Miyosen yaşlı Aktoprak Formasyonu'nun çalışma alanında ölçülen 3 adet istif kesiti yardımıyla (Şekil 3.1 ve 3.2) ayrılan litofasiyeslerinin ortamsal ilişkileri kurulmaya çalışılmıştır. Özellikle Aktoprak Formasyonu ve İnsuyu Formasyonu içerisindeki fasiyesler birlik bazında ismen kabaca benzemektedirler. Bu bağlamda tez kapsamında bu birliklerin tanıtılması aşamasında birimlerin ait oldukları formasyonların isimleri temelinde notasyonlar kullanılmıştır. Bu kısımda Aktoprak Formasyonu fasiyes birlikleri AFb notasyonları altında sunulacaktır.

AFb1: Örgülü nehir

Bu fasiyes birliğini oluşturan litofasiyesler başlıca; tane destekli masif konglomera (F1), yeşilimsi gri düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı (F2), küçük ölçekli düzlemsel çapraz tabakalı konglomera ve kumtaşı (F3), paralel ince tabakalı kumtaşları (F4), masif kumtaşları (F5) ve kahverengi düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı (F6)'dır. Aktoprak Formasyonu'nun üst kesimlerine doğru yoğunlaşırlar. Bu çökeller akarsu kanallarını, bu kanalların yanal göçlerini ve yatak yüklerinin yaygılar halinde depolanmasını yansıtmaktadırlar. Bu özellikleri itibariyle örgülü bir nehir sistemi içerisinde depolanmayı işaret etmektedirler. Bununla beraber alüvyon yelpazelerinin özellikle ortaç ve ıraksak kesimlerinde depolanmış olabilirler (örn. Walker 1979, 1984).

AFb2: Göl kıyısı taşkın düzlüğü

Göl kıyısı taşkın düzlüğü fasiyes birliği başlıca kırmızı renkli masif çamurtaşlarıyla (F7) temsil edilmekte ve bütünüyle atmosferik koşullardaki çökelimi temsil eden kahverengi ve kırmızı renkleriyle karakteristiktir. Bu gibi tortullar alüvyal ovalarda olduğu gibi göl ve deniz kenarlarında da oluşabilmektedir (örn. Reineck ve Singh 1980, Reading 1996). Bünyesindeki alacalı seviyeler topraklaşma süreçlerini yansıtırlar. Çamurtaşlarının yer yer ardalanmalı bulunduğu breşik kireçtaşları ortamın göl kıyısı olduğunu, kuruduğu dönemlerdeki atmosferik koşulların baskın kontrol unsuru olduğunu doğrulamaktadır. Ayrıca çamurtaşları içerisinde rastlanan çapraz tabakalı kumtaşı seviyeleri bu fasiyesin depolandığı kıyı ovası ortamına akarsu etkisini yansıtan belirteçler olarak yorumlanabilir.

Bu gibi özellikleri göz önünde bulundurulduğunda bahsi geçen fasiyes birliğinin (Fb2) göl kenarını temsil eden ve dönemsel olarak sellenme ve kurumaların meydana geldiği akarsu etkisinin ulaştığı bir depolanma ortamını yansıttığı söylenebilir.

AFb3: Playa-Göl

FB3 fasiyes birliğini yeşilimsi gri renkli kiltaşı-marn (F8), bej renkli marn (F9), paralel tabakalı kireçtaşı (F10), breşik kireçtaşı (F11) ve anhidrit ve jipslerce temsil olunan evaporitler (F12) oluşturmaktadır. Oligosen-Orta Miyosen istifinin daha çok alt seviyelerini içine alır. Kapsadığı makro, mikro ve nannofosiller ile göreceli derin, tatlı su gölünü yansıtır. Bünyesindeki evaporit çökelleri (F12) ise bu gölün zaman zaman kurumaya yüz tutmuş ve playa gölü niteliği kazanmış olduğuna işaret eder (örn. Warren 1986). Bu durum güçlü iklimsel etkinin Aktoprak Formasyonu'nun depolanması üzerindeki etkisini yansıtmaktadır.

AFb4: Traverten

Birim normalde önceki fasiyeslerden kurulu Oligosen-Orta Miyosen yaşlı çökel paketi (Aktoprak Formasyonu) üstüne açısal uyumsuzlukla gelmekte ve literatürde Kızıltepe (Oktay 1982) ya da Taşkestiktepe Traverteni (örn. Ulu 2009) isimleri ile bilinmektedir. Önceki çalışmalarda olduğu gibi yaşı burada da Orta Miyosen olarak alınmıştır. Anlatımda bir bütünlük olması bakımından, bu fasiyes birliği öncekilerin devamı bir notasyonla AFb4 olarak tanımlanmıştır. Belirgin özelliği alttaki birimlere göre çok daha az deformasyona uğramış olmalıdır. Buradan hareketle birimin AFb1, AFb2 ve AFb3 tortullarını etkileyen ve bunların. kıvrımlanmasına yol açan tektonik deformasyon evresi sonrasında meydana gelmiş olduğu söylenebilir. Ancak AFb4, Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı akarsu-göl ortamı çökellerinin depolanmasından önce oluşmuş yerel bir yayılım sunan birimdir. Atmosferik koşullardan ciddi anlamda etkilenmiş olan travertenler olasılıkla bahsi geçen iki devre arasında ki bir fazda tektonikle ilişkili olarak depolanmış olabilir.

3.1.2 Geç Miyosen-Pliyosen çökelleri

Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı sedimanter birimler, Oligosen-Orta Miyosen yaşlı çökellerin üzerine gelir. Ancak onların genel uzanışlarından farklı olarak KD-GB doğrultusunda ve KB'ya eğimli olarak yüzeylemektedirler (Şekil 3.1). Ayrıca MTA ve DSİ'nin yapmış olduğu sondajlardan bu istifin (İnsuyu Formasyonu) günümüzdeki Ereğli Ovası Kuvaterner tortulları altında devam ettiği bilinmektedir. Birim, Ereğli Ovası'nın kuzeyinde konumlanan ve Tuz Gölü Havzası ile Ulukışla Havzası arasında bir eşik niteliğindeki Cihanbeyli Platosu'nda geniş ve düz bir alan olarak tekrar yüzlek vermektedir. Bu kesimde birim yaklaşık olarak yatay konumdadır. Geç Miyosen-Pliyosen birimlerinden alınan 3 adet ÖİK boyunca yaklaşık 500 m'lik istif ölçülmüştür (Şekil 3.18).

Yukarıda değinildiği gibi Neojen yaşlı bu istifin bünyesinde volkanoklastik kayaçlar bulunmaktadır. Tez kapsamında Geç Senozoyik çökelleri salt depolanma ortamları açısından ele alınmış olup, volkanoklastikler fasiyes analizlerine tabi tutulmamıştır (Çizelge 3.2).

Çizelge 3.2: Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı sedimanter birimleri oluşturan litofasiyesler.

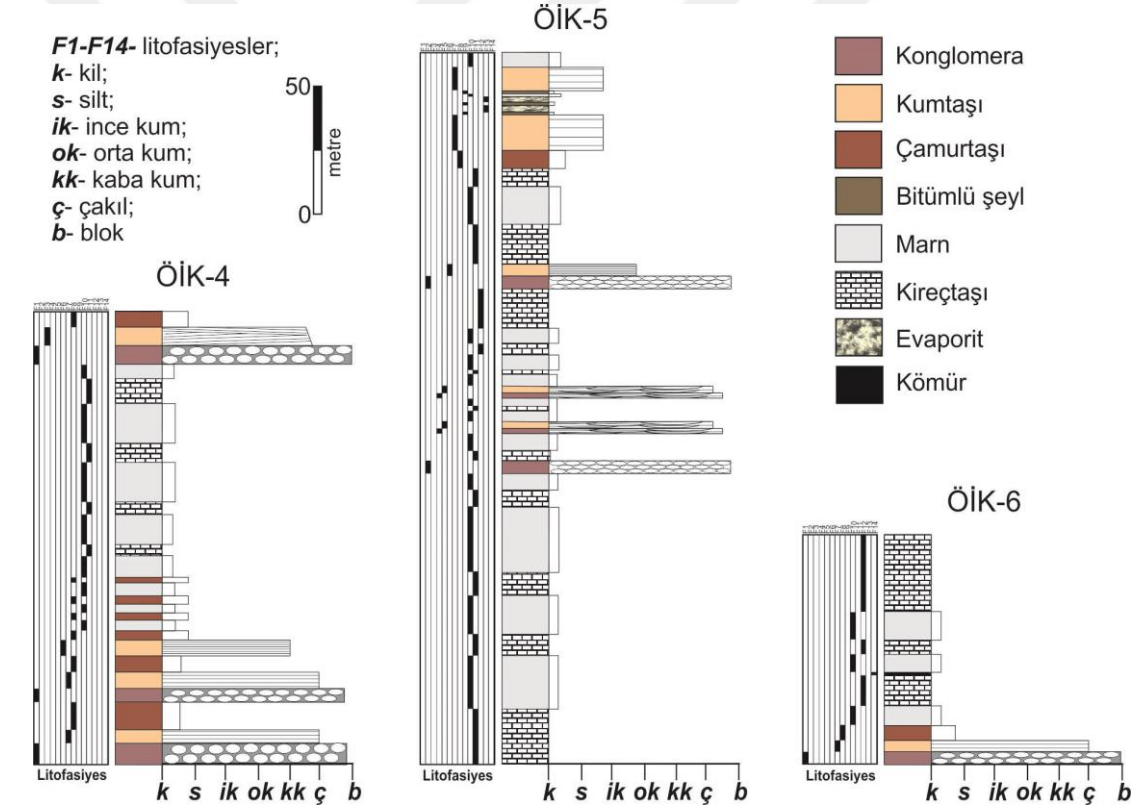
Litofasiyes		***Tanım***	***Yorum***
F1	Hamur destekli masif konglomera	Hamur destekli, çok kötü boylanmalı, yuvarlaklaşmış-yarı yuvarlaklaşmış kaba çakıl-blok tanelerinden oluşmaktadır ve kırmızı/kahverengi kumtaşları ve çamurtaşları ile ardalanmalı olarak gözlenmektedir.	Moloz akması ürünleri (örn., Miall 1996)
F2	Tane destekli masif konglomera	Kaba çakıl-blok boyu, yarı köşeli-yarı yuvarlaklaşmış, iyi yıkanmış, kötü boylanmalı, kalın-masif tabakalı tane destekli çakıltaşlarının yanal devamlılığı birkaç on metre ölçeğinde olan merceksi geometriler sunmaktadır.	Moloz akması ürünleri (örn,. Miall 1996) veya aşırı yoğunluklu taşkınlar veya ani yoğun akıntılarla ulaştırılan akarsu çökelleri (örn. Morrison ve Hein 1987).

Çizelge 3.2 (devam): Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı sedimanter birimleri oluşturan litofasiyesler.

F3	Düzlemsel çapraz tabakalı konglomera	Silt-kum boyu malzemelerce oluşturulan hamur destekli, büyük ve küçük ölçekli çapraz tabakalanmalı, yarı yuvarlaklaşmış-yarı köşeli tanelerden oluşur.	Kanal çökelleri (örn. Rust 1978)
F4	Teknemsi çapraz tabakalı konglomera	Yarı yuvarlak-küt köşeli, orta boylanmış teknemsi çapraz tabakalanma sunan çakıltaşlarından oluşmaktadır.	Göl ortamına ulaşan örgülü nehir kanalları
F5	Teknemsi çapraz tabakalı kumtaşı	Çakıllı, orta-kaba taneli kumtaşlarından oluşur. Yer yer koyu renkli (ağır) minerallerden oluşan laminalar içerir. F4 litofasiyesi ile girik/ardalanmalı olarak gözlenmektedir.	Göl ortamına ulaşan örgülü nehir kanalları
F6	Bej renkli paralel tabakalı çimento destekli çakıllı kumtaşı	Karbonat bağlayıcılı çakıllı kumtaşlarından oluşmaktadır.	Yaygı çökelleri (örn,. Rust 1978 Miall 1996).
F7	Kahverengi paralel tabakalı çakıllı kumtaşı	Kahverengi ve yeşil renklerde, yatay konumlanmış, orta-kalın tabakalı çakıllı kumtaşlarınca temsil edilmektedir.	Yaygı çökelleri (örn,. Rust 1978, Miall 1996).
F8	Kalın-masif tabakalı çamurtaşı	Çoğunlukla kalın-masif tabakalı, bünyesinde çakıl ve kum bantları içeren çamurtaşlarından oluşmaktadır.	Iraksak yelpaze tortulları (örn. Miall 1996)
F9	Bitümlü şeyl	Siyahımsı gri ve koyu kahverengiyle kendini belli eden bitüm seviyeleri içeren, kahverengi, mavimsi şeyller, özellikle evaporitik seviyelerle birlikte gözlenmektedir.	Sığ su ortamında olasılıkla kıyı ovası/playa göl ürünü (örn. Warren 1986)
F10	Bej renkli marn	Kalın-masif tabakalı, gevşek tutturulmuş ve dağılgan killi marnlardan meydana gelmektedir.	Göl ortamında depolanmayı yansıtırlar (örn. Platt ve Wright 1991)
F11	Killi kireçtaşı	İnce-orta kalın tabakalı killi kireçtaşları genelde fosilli marn ve kireçtaşlarıyla ardalanmalı olarak gözlenebilmektedirler.	Göl çökelleri (örn,. Valero-Garcés ve Gierlowski-Kordesch 1994).

Çizelge 3.2 (devam): Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı sedimanter birimleri oluşturan litofasiyesler.

F12	Orta-kalın tabakalı kireçtaşı	Ooid, makrofosil ve kayaç parçaları içeren sparit bağlayıcılı kireçtaşı.	Tatlı su göl çökelleri (örn. Platt ve Wright 1991)
F13	Evaporitler	Bölgede yapılmış sondaj çalışmalarının yansıttığı üzere, halit, jips, anhidrit gibi evaporitler, kiltaşı ve killi kireçtaşlarıyla ardalanmalı olarak istifin orta kesimlerinde gözlenebilmektedirler.	Playa gölü ortamında çökelmeyi yansıtırlar (örn. Warren 1986).
F14	Kömür	Koyu kahverengi/siyah renkli, laminalar halinde çamur ve marn arakatkılı linyitler	Bataklık ürünleri



Şekil 3.18: Geç Miyosen-Pliyosen istifine ait ölçülü istif kesitleri ve fasiyes dağılımları (ÖİK hatları için Şekil 3.1'e bakınız).

3.1.2.1 Litofasiyesler

F1: Hamur destekli masif konglomera

Kırmızımsı ve yeşilimsi kahverengi ve bej renklerde görülebilen bu fasiyes, silt-çakıl boyu hamur destekli çok kötü boylanmalı, yuvarlaklaşmış-yarı yuvarlaklaşmış kaba çakıl-blok tanelerinden oluşmaktadır (Şekil 3.18).

Kırmızı/kahverengi kumtaşları ve çamurtaşları (F8) ile ardalanmalı olarak gözlenmektedir (Şekil 3.19). İstifte yer yer kumtaşları (F3) ile kamalanmalar ve merceklenmeler görülür. Fasiyes içerisinde gözlenen maksimum tane boyu yaklaşık 80 cm'dir.

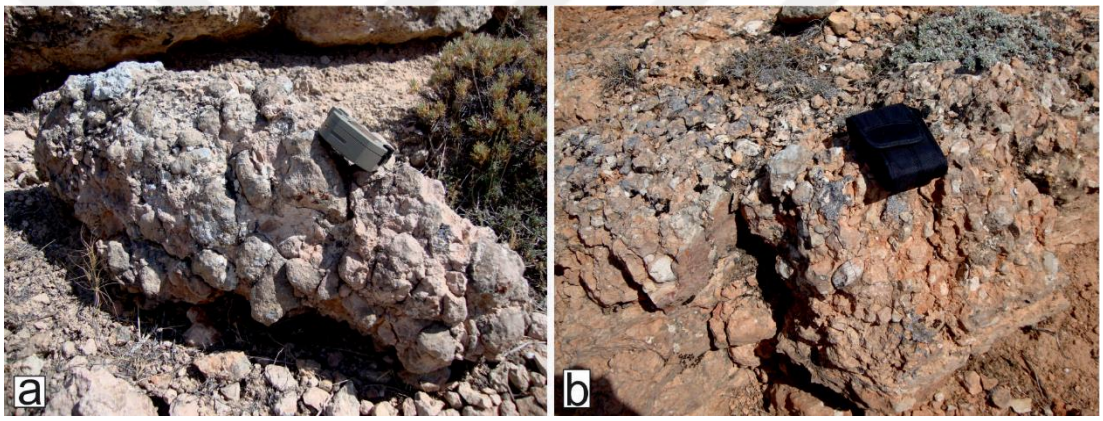
Tanelerin genel itibariyle yuvarlaklık dereceleri ve kötü boylanma sunmaları çökelleri taşıyan suyun akıntı hızının yüksek olduğuna işaret etmektedir. Bünyesinde barındırdığı iri blokların oldukça büyük olabilmeleri ve hamur destekli oluşları da bu fasiyesin moloz akmaları şeklinde depolandıklarını yansıtmaktadır (örn. Miall 1996).

Şekil 3.19: Hamur destekli masif konglomeralar.

F2: Tane destekli masif konglomera

Gri renkli, karbonat çimentolu, kaba çakıl-blok boyu, yarı yuvarlaklaşmış, kötü boylanmalı, kalın-masif tabakalı çakıltaşları ile temsil edilen bu fasiyes, aşınmalı tabanla altındaki birimleri üzerlemekte olup, yanal devamlılığı birkaç on metre ölçeğinde olan merceksi geometriler sunmaktadır. Fasiyes içerisindeki maksimum tane boyu 50 cm olarak gözlenmiştir (Şekil 3.20).

Kötü boylanma, düzensiz katmanlanma, zayıf derecelenme ve kısmen bağlayıcı destekli oluşu bu litofasiyesin tanece zengin plastik moloz akması çökellerini temsil ettiğini göstermektedir (örn. Miall, 1996). Birim gölsel nitelikli fasiyeslerle aratabakalı olarak gözlendiğinden ortama aşırı yoğunluklu taşkınlar veya ani yoğun akıntılarla ulaştırılan akarsu çökelleri olarak da yorumlanabilirler (örn. Morrison ve Hein 1987).



Şekil 3.20: a) ve **b)** Tane destekli masif konglomera fasiyesinin arazideki genel görünümü.

F3: Düzlemsel çapraz tabakalanmalı konglomera

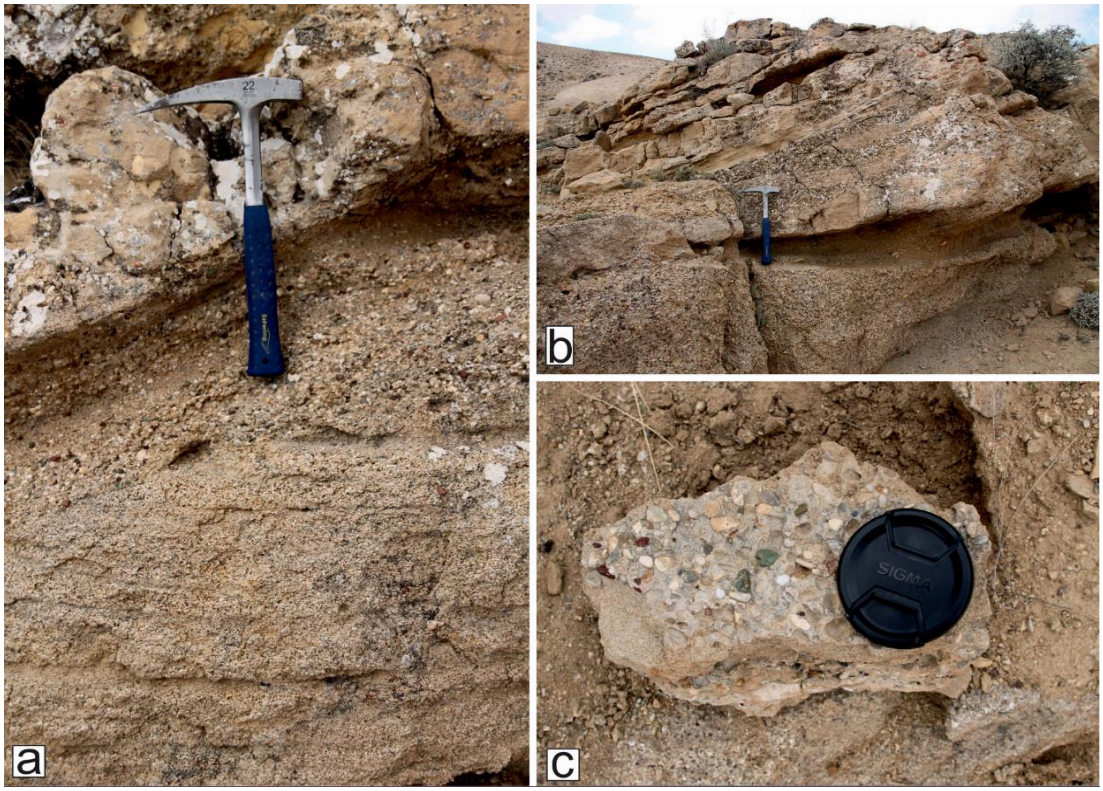
Bu fasiyes açık kahverengi, silt-kum boyu malzemelerce oluşturulan tane destekli konglomeradır. Taneleri yarı yuvarlaklaşmış çakıl ve bloklardan oluşur. Büyük ve küçük ölçekli düzlemsel çapraz tabakalanma gösterir. Tabaka tabanları genelde aşınmalıdır. Kötü boylanma sunan birim içerisinde çakıllar bazı seviyelerde yönlenmeler göstermektedir. Ölçülen maksimum tane boyu 25 cm'dir.

Tane özellikleri akarsu kökenine işaret ederken, boylanma özellikleri yüksek debili akıntı ürünleri olduklarını ifade etmektedir. Çapraz tabakalanmalı yapısı kanal çökellerinin yanal yönde hareketini yansıtır (örn. Miall 1977, 1996).

F4: Teknemsi çapraz tabakalı konglomera

İnce kum-silt boyu bağlayıcı destekli, polijenik elemanlı, küt köşeli-yarı yuvarlak, orta boylanmış teknemsi çapraz tabakalanma sunan çakıltaşlarından oluşmaktadır (Şekil 3.21). Gözlenen maksimum tane boyu 3 cm, ortalama tane boyu 0,5 cm'dir.

Fasiyesin sahip olduğu merceksi geometri, orta-kötü boylanma ve altındaki litofasiyesler üzerine aşındırmalı bir tabanla geliyor oluşu kanal yıkılmalarının ürünleri olduklarına işaret etmektedir.

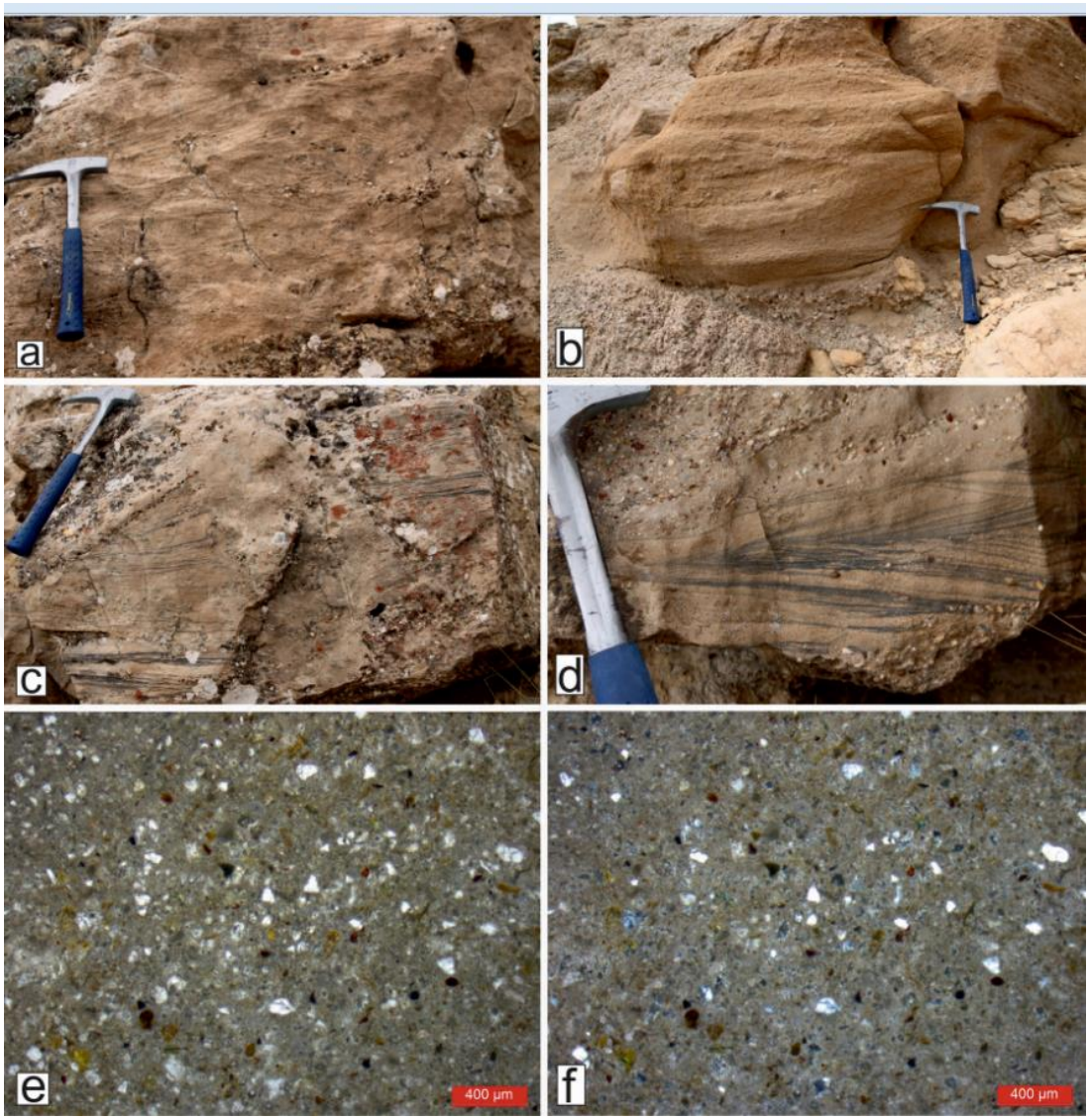


Şekil 3.21: **a)** ve **b)** Teknemsi çapraz tabakalı konglomeraların arazideki genel görünümü, **c)** konglomera bileşenlerinin detaylı görüntüsü.

F5: Teknemsi çapraz tabakalı kumtaşı

Sarımsı kahverenkli çakıllı, orta-kaba taneli kumtaşlarından oluşan birim teknemsi çapraz tabakalanma gösteren konglomeralarla (F4) girik/ardalanmalı olarak gözlenmektedir. Bazı seviyerde koyu renkli (ağır) minerallerden oluşan laminalar ve çapraz laminalar içermektedirler (Şekil 3.22). Bu çökeller akarsu yatak yükünün, kanalların derin kısımlarında veya dirsek barlarının oluşturduğu düzlüklerde birikmesiyle meydana gelir (örn. Miall 1985).

Bu fasiyesin de beraber bulunduğu konglomeralar (F4) gibi göl ortamına ulaşan kanal çökelleri oldukları düşünülmektedir.



Şekil 3.22: a), b) ve **c)**Teknemsi çapraz tabakalanmalı çakıllı kumtaşı, **d)** çakıllı kumtaşı içerisindeki balıkkılçığı çapraz tabakalanma **e)** ve **f)** ince kesit görüntüleri (I. ve II. Nikol).

F6: Bej renkli paralel tabakalı hamur destekli çakıllı kumtaşı

Bu fasiyes bej renkli, karbonat bağlayıcılı, çakıllı kumtaşlarından oluşmaktadır. Bağlayıcısı spari-kalsit ve %10'dan az oranda kilden meydana gelen kayaç tane bileşeni olarak feldspat, çört, mono ve poli kuvars, mika ve mafik minerallerden oluşan subarkozik arenittir.

Fasiyes, hamur destekli konglomeralarla (F2) beraber gözlenmektedir. Bu gibi yatay katmanlı kumtaşları akarsu yatak yüklerinin seyelanlar şeklinde yaygı oluşturmaları neticesinde çökelirler ve hızlı akıntı dönemlerinin ürünleri olarak bulunurlar (örn. Rust 1978).

F7: Kahverengi paralel tabakalı çakıllı kumtaşı

Kahverengi, yeşilimsi ve kırmızı renkli oluşları ile F6 litofasiyesinden açık bir şekilde farklı olan bu birim, yatay konumlanmış orta-kalın tabakalı çakıllı kumtaşlarından oluşmaktadır. Kırmızı renkli çamurtaşları ve konglomeralarla ardalanımlı olarak bulunmaktadır. Bünyesindeki çakıllar blok boyutuna erişebilmektedir.

Akarsu bünyesinde askıdaki malzemenin hızlı bir şekilde yaygı çökelleri olarak depolanması ile oluşabilmektedirler (örn. Miall 1996).

F8: Kalın-masif tabakalı çamurtaşı

Kırmızı, yeşilimsi kahverengi, bünyesinde çakıl ve kum bantları içeren çoğunlukla kalın-masif tabakalı, kum, çakıl ve marnlarla ardalanmalı gözlenen çamurtaşlarından oluşmaktadır.

Kumtaşları ve konglomeralarla ardalanımlı gözlendikleri kesimlerde ıraksak yelpaze tortulları olarak depolandıkları düşünülen (örn. Miall 1977) bu fasiyesin, bünyesinde kalişler gözlenen kesimlerde eski taşkın çökelleri olarak üst akıntı rejimleri altında depolandıkları ve kurak iklim koşullarından ötürü topraklaşma süreçlerine maruz kalarak paleosol karakteri kazandıkları söylenebilir.

F9: Bitümlü şeyl

Kahverengi, yeşilimsi ve mavimsi gri renkli, evaporit, killi kireçtaşı ve marnlarla arakatkılı olarak gözlenebilen laminalı şeyller ayrıca siyahımsı gri ve koyu kahverengiyle kendini belli eden bitüm seviyeleri içermektedir. Miyosen istifinin özellikle evaporitik seviyelerinin bulunduğu kısımlarında gözlenebilen bu litofasiyes içerdiği hidrokarbon niteliği bakımınından uzun yıllardır üzerine dikkat çekmiştir (örn. Yoldaş 1973, Sonel vd. 1999).

Bitümlü şeyl fasiyesinin büyük oranda evaporitik litolojilerle birlikte gözlenmesi sığ su ortamında olasılıkla kıyı ovası/playa göl ortamında çökelmiş olabileğine işaret etmektedir (örn. Warren 1986).

F10: Bej renkli marn

Pembe, yeşil ve sarı tonlarında da gözlenebilen bej renkli, kalın-masif tabakalı, gevşek tutturulmuş ve dağılgan killi marnlardan meydana gelmektedir (Şekil 3.23).

Genel olarak kendi içinde ardalanmalar şeklinde görülen farklı renk tonlarındaki marnlar çökeldikleri su derinliğinin ve ortama dışarıdan katılan sediman girdisinin niteliklerine bağlı olarak bu renk tonlarını kazanmışlardır. Bu değişikliklere rağmen genel nitelikleri itibariyle sığ göl ortamında depolanmayı yansıtırlar (örn. Platt ve Wright 1991).

Şekil 3.23: a) ve b) Kalın-masif tabakalı, gevşek tutturulmuş ve dağılgan killi marnların arazideki genel görüntüsü.

F11: Killi kireçtaşı

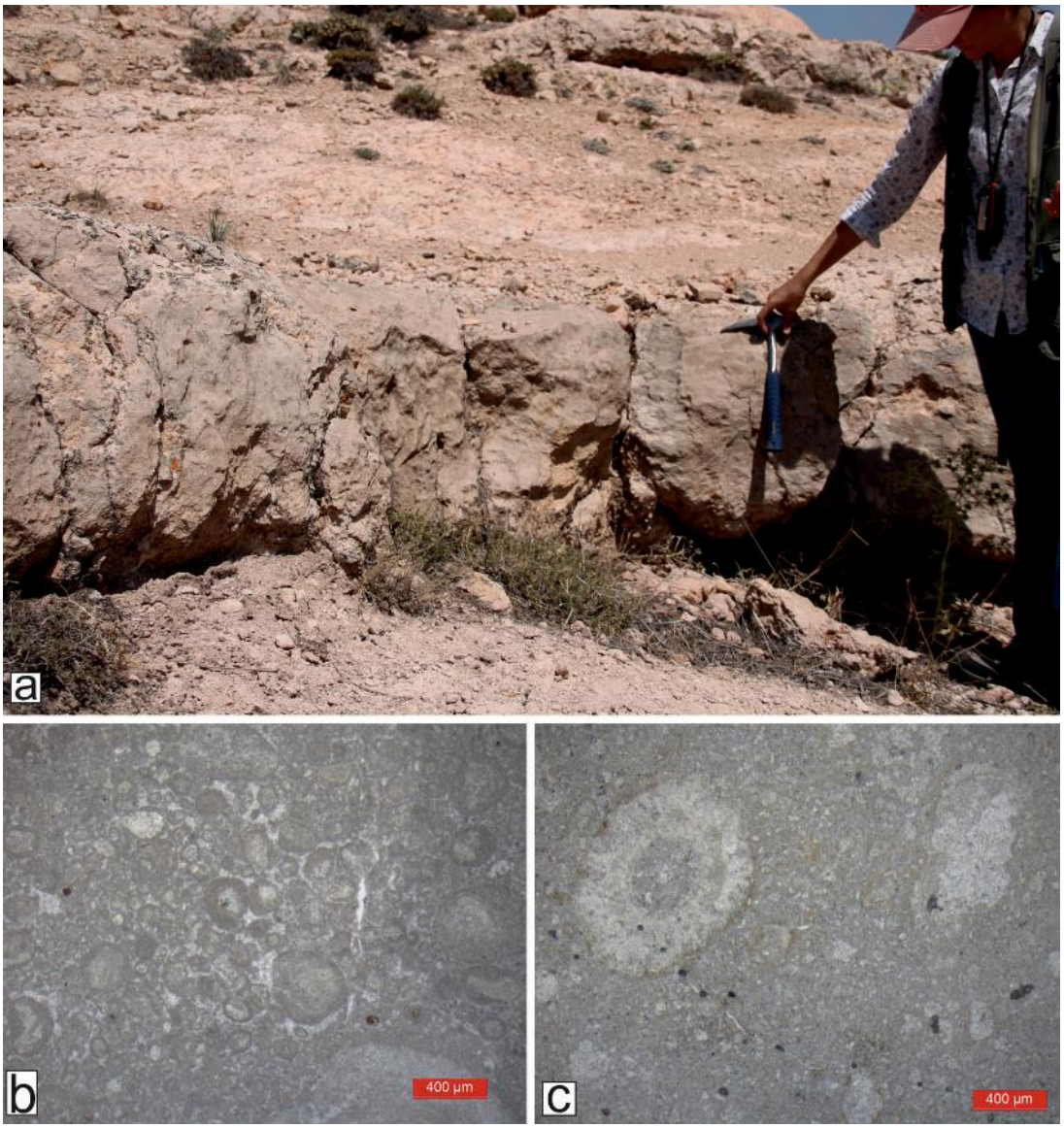
Bej, boz renkli killi kireçtaşları ince-orta kalın tabakalı ve düzlemsel geometrilidirler. Bünyelerinde mollusk fosilleri içeren marnlarla ve kireçtaşlarıyla ardalanmalı şekilde gözlenebilmektedirler.

Tatlı su göllerinde karbonat depolanması ürünleridirler (örn. Valero-Garcés ve Gierlowski-Kordesch 1994).

F12: Orta-kalın tabakalı kireçtaşı

Ooid, makrofosil ve kayaç parçaları içeren sparit bağlayıcılı kireçtaşı. Dunham (1962) sınıflamasına göre tanetaşı olarak tanımlanabilirler (Şekil 3.24).

Karbonata doygun bir tatlı su ortamının kıyı göl kesimlerini karakterize eden çalkantılı, enerjisi nispeten yüksek kesimlerinde depolanmış olmalıdır (örn. Platt ve Wright 1991).



Şekil 3.24: Orta-Kalın tabakalı kireçtaşlarının **a)** arazideki genel görünümü **b)** ve **c)** ince kesit görüntüsü.

F13: Evaporitler

Bölgede yapılmış sondaj çalışmalarının yansıttığı üzere, halit, jips, anhidrit gibi evaporitler, kiltaşları ve killi kireçtaşlarıyla ardalanmalı olarak istifin orta kesimlerinde gözlenebilmektedirler.

Bu fasiyes beraber görüldüğü kiltaşları ve killi kireçtaşlarının da yansıttığı üzere sığ su ortamının ürünleri olup playa gölü ortamında çökelmeyi yansıtırlar (örn. Warren 1986).

F14: Kömür

Marn (F10) ve kireçtaşı (F11) seviyeler arasında Yaklaşık 30 cm kalınlığında koyu kahverengi/siyah renkli, laminalar halinde çamur ve marn arakatkılı linyitler olarak gözlenmektedir.

Sınırlı yayılıma sahip organik maddece zengin bataklık bölgelerinin ürünleri olarak yorumlanabilecek bu litofasiyes, düşük yatak eğimine sahip akarsuların taşkın düzlüklerinde ve gölsel ortamların artıkları niteliğindeki sulak alanlarda gelişmişlerdir (örn. Fielding 1984, Alçiçek 2007).

3.1.2.2 Fasiyes birlikleri

Yukarıda tanıtılan litofasiyesler, oluşum kökenlerine göre dört fasiyes birliği olarak gruplandırılmışlardır. Aktoprak Formasyonuna ait fasiyesler ile isimsel benzerliklerinin ayırt edilebilmesi amacıyla Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı İnsuyu Formasyonu fasiyes birlikleri İFb notasyonları altında tanıtılmıştır.

İFb1: Alüvyal yelpaze

Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı sedimanter istifin farklı seviyelerinde gözlenebilmekle beraber özellikle alt kesimlerini oluşturan ve matriks destekli masif konglomera (F1), kahverengi paralel tabakalı çakıllı kumtaşı (F7) ve kalın-masif tabakalı çamurtaşı (F8)'den oluşan birimler genel itibariyle alüvyon yelpazesinde depolanmayı yansıtmaktadırlar (Şekil 3.25). Bu fasiyes birliği kırmızı-kahverengi ve yeşil renkleri ve kaba kırıntılı malzemesiyle tipik olarak yakınsak ve ortaç alüvyal yelpaze ortamlarının ürünlerini temsil etmektedirler. Genel olarak aşındırmalı bir tabanla altlarındaki birimleri üzerlerler. Bahsi geçen nitelikteki konglomera ve kumtaşları genel olarak alüvyal yelpaze sistemlerinin kanal ve enine bar çökellerini temsil etmektedirler (örn. Ilgar ve Nemec 2005, Alçiçek 2007). Bu fasiyes birliği (Fb1) genellikle tektonik (ve/veya volkanik) faaliyetler neticesinde bölgede gelişen blok yükselimlerinin ve mevsimsel süreçlerin tetiklemesi sonucu özellikle havza kenarlarına yakın alanlarda depolanmanın ürünleri olarak karşımıza çıkmaktadırlar.

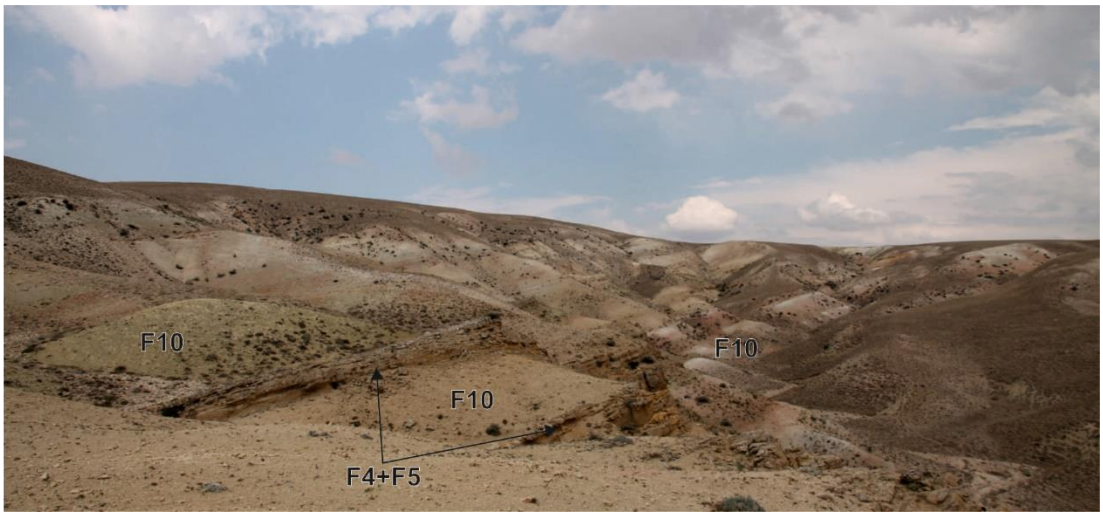
Şekil 3.25: Geç Miyosen-Pliyosen seri içerisindeki alüvyal yelpaze (İFb1) tortulları (F1, F7, F8).

İFb2: Örgülü nehir

Bu fasiyes birliği F2, F3 ve F8 fasiyeslerinden oluşur. Bunlar, İFb1 tortulları ile düşey yönde geçişli bir ilişki sunarlar. Tane destekli masif konglomera (F2) ve kalın-masif tabakalı çamurtaşı (F8) litofasiyesleriyle beraber gözlenmekte olan çapraz tabakalı birimlerin (F3), bu özellikleri itibariyle alüvyal yelpaze ortamının ortaç-ıraksak kesimlerini temsil eden bir örgülü nehir sistemini temsil ettikleri söylenebilir.

İFb3: Yelpaze deltası/Delta

İFb3 genel olarak yelpaze deltasını temsil eder. Teknemsi çapraz tabakalanmalı konglomera (F4), teknemsi çapraz tabakalı çakıllı kumtaşı (F5) ve bej renkli paralel tabakalı, çimento destekli çakıllı kumtaşı (F6) litofasiyeslerinden oluşmaktadır. Bu fasiyes birliği doğrudan gölsel nitelikteki ince taneli ve karbonatlı birimler arasında gözlenmektedirler (Şekil 3.26). Teknemsi çapraz tabakaların yanısıra yer yer balıkkılçığı çapraz tabakalanmalarının da görülebiliyor olması (Şekil 3.20d), bu çökellerin depolandıkları sırada ortamdaki gelgit etkisinin kısmen varlığına yorulabilir (örn. Nichols 2009).



Şekil 3.26: Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı istif içerisinde İFb3 ve İFb4 birliklerinin arazideki durumlarını gösteren bir görüntü.

İFb4: Göl

Bu fasiyes birliği kendi içerisinde sığ ve derin göl ortamlarını yansıtan bitümlü şeyl (F9), bej renkli marn (F10), killi kireçtaşı (F11), orta-kalın tabakalı kireçtaşı (F12), evaporitler (F13) ve kömür (F14) litofasiyeslerince temsil olunmaktadır. Bahsi geçen fasiyeslerden özellikle F9, F13 ve F14 nispeten sığ su kesimlerinde, kısmen göl kenarı/kıyı ovası/playa göl ortamlarında depolanmanın ürünleri olarak bulunmalarına karşın, F10, F11 ve F12 birimleri daha derin ortamda çökelmeyi yansıtmaktadırlar. Bej renkli marnların (F10) farklı renk tonlarında (pembemsi, yeşilimsi, sarımsı gibi) gözleniyor olması da yine bu tortulların çökeldikleri zamanki su seviyesi değişimi, ortama ulaşan malzeme çeşidi ve iklimsel değişikliklerin etkisinde bir depolanmayı yansıttıklarından sığ ortamlarda da depolandıkları söylenebilir. Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı istifin baskın olan depolanma ortamı bahsi geçen litofasiyeslerin oluşturduğu bir göl ortamıdır. Ayrıca, bu fasiyes birliği içerdiği bitümlü şeyl ve halit, jips ve anhidrit gibi ekonomik değer taşıyan hidrokarbon ve endüstriyel hammadde kaynaklarına sahip olduğundan havza çökelleri içerisinde ekonomik olarak büyük önem taşımaktadır.

3.1.3 Kuvaterner çökelleri

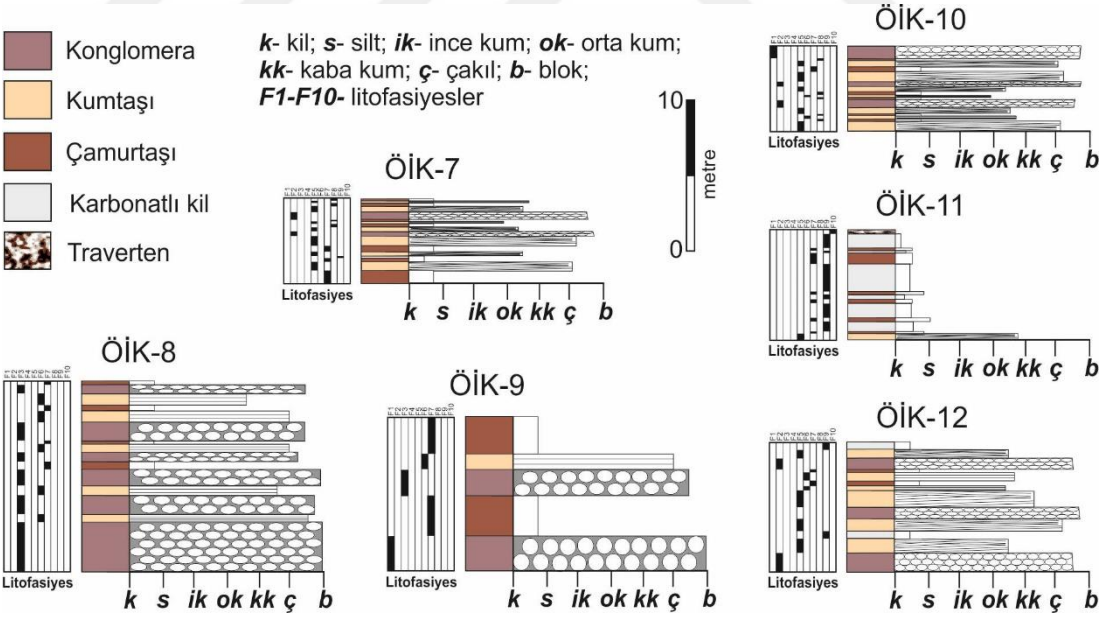
İnceleme alanı içerisinde özellikle Ereğli ovası tabanında ve güney kenarında, ayrıca daha yaşlı birimlerin oluşturduğu topografya üzerinde ki güncel akarsu yatakları ve dağ önlerinde gözlenebilen Kuvaterner yaşlı birimlerden sedimanter olanlar burada ayrıntılarıyla tanıtılacaktır (Çizelge 3.3, Şekil 3.27). Geç Miyosen-Pliyosen birimlerinde olduğu gibi önceden de değinildiği üzere, özellikle incelenen havzanın kuzey ve kuzeydoğu kesimlerinde gözlenebilen ve volkanik kökenli olan Kuvaterner yaşlı kırıntılılar (volkanoklastikler) bu çalışmada ele alınmamıştır. Kuvaterner tortullarının uyumsuz olarak üzerledikleri Geç Miyosen-Pliyosen çökellerinden üst seviyelerine kadar incelenebilecek düzenli istifleri arazide gözlenememiştir (Şekil 3.1). Bu sebeple bu döneme ait birimlerin burada tanımlanan fasiyesleri ölçülü stratigrafik kesitlerden ziyade; yol yarmaları, malzeme alımı yapılan alanlar (örn. kum-çakıl ocakları), akarsu yatakları ve vadilerde gözlendikleri istiflerde ölçülebildikleri kadarıyla ayırtlanmışlardır (Şekil 3.27).

Çizelge 3.3: İnceleme alanı içerisinde Kuvaterner yaşlı tortulları oluşturan başlıca litofasiyesler.

Litofasiyes		***Tanım***	***Yorum***
F1	Hamur destekli masif konglomera	Gevşek tutturulmuş, yarı yuvarlanmış-yuvarlanmış, kötü boylanmalı, derecelenmesiz konglomeralar.	Moloz akması ürünleri (örn. Miall 1996).
F2	Tane destekli masif konglomera	Arazide konik geometrileri ile kolay tanınabilen, tane destekli, köşeli-yarı köşeli blok ve çakıllardan oluşmaktadır.	Yamaç molozları/Kolüvyon (örn. Nemec ve Kazancı 1999)
F3	Masif, hamur destekli çakıl	Çamur bağlayıcı içerisinde kaotik bir düzende, köşeli-yarı köşeli, kötü-çok kötü boylanmalı tutturulmamış çakıllardan meydana gelmektedir.	Moloz akması çökelleri (örn. Miall 1996).
F4	Tane destekli çakıl	Orta-iyi boylanmış, köşeli-yarı köşeli, tane destekli ince-orta boy çakılların oluşturduğu birim düzlemsel ve merceksel geometrilidir.	Tane akması çökelleri (örn. Miall 1996).
F5	Çapraz tabakalı çakıllı kum	Yarı yuvarlaklaşmış-küt köşeli, kötü boylanmalı, kendi içinde dereceli olan çapraz tabakalı çakıl ve kum boyu malzemeden oluşmaktadır.	Dirsek barı çökelleri (örn. Rust 1978).

Çizelge 3.3 (devam): İnceleme alanı içerisinde Kuvaterner yaşlı tortulları oluşturan başlıca litofasiyesler.

F6	Paralel tabakalı çakıllı kum	Yatay ve devamsız düz paralel katmanlar şeklinde gelişen, çamur destekli çakıl ve kumlarca temsil edilmektedir.	Yaygı akıntısı ürünleri (örn. Karabıyıkoğlu 2003).
F7	Masif çamurtaşı	Ara seviyeler ve mercekler halinde silt ve kumlardan oluşan ince bantlar içeren çamurdan oluşmaktadır.	Taşkın ovası çökelleri (örn. Miall 1996)
F8	Açık kahverengi laminalı çamur	Düzensiz ve merceksi geometride laminalı veya ince tabakalı çamurlardan oluşan birim ince bantlar halinde çakıl içerebilmektedir.	Taşkın ovası tortulları (örn. Miall 1996)
F9	Karbonatlı kil	İnce-masif katmanlanmalara sahip karbonatlı kil ve marn çökellerinden oluşmaktadır.	Gölsel çökeller (örn. Platt ve Wright 1991)
F10	Traverten	Bantlı ve masif halde çok gözenekli bir yapıda gözlenmekte ve bol miktarda bitki izleri barındırmaktadır.	Tektonizma sonucu gelişen çatlaklardan açığa çıkan sıcak su kaynaklarının ürünleri



Şekil 3.27: Kuvaterner istifine ait ölçülü istif kesitleri ve fasiyes dağılımları (ÖİK lokasyonları için Şekil 3.1'e bakınız).

3.1.3.1 Litofasiyesler

F1: Hamur destekli masif konglomera

Gevşek tutturulmuş, polijenik elemanlı, yarı yuvarlanmış-yuvarlanmış, kötü boylanmalı, derecelenmesiz gri renkli konglomeralardan oluşan fasiyeste ölçülen maksimum tane boyu 30 cm'dir (Şekil 3.28).

Yuvarlaklık dereceleri çakıl tanelerinin göreceli uzun mesafelerde taşındıklarını anlatır. Hamur destekli olması, çakılların yönlenmesiz ve kötü boylanmalı olmaları ise moloz akması ürünleri olduğuna işaret etmektedir (örn. Miall 1977).

F2: Tane destekli masif konglomera

Tane ve kısmen çimento destekli genelde kireçtaşı bileşenli, köşeli-yarı köşeli çakıl ve baskın oranda blok boyutlu malzemelerden oluşan açık kahverengi ve sarımsı gri renkli konglomeraların temsil ettiği fasiyes genelde sadece kendisinden kurulu yüksek eğimli koni geometrileriyle tanınabilmektedirler (Şekil 3.28).

Genelde ana kayanın kireçtaşı, rekristalize kireçtaşı olduğu dik yamaçlı temel birimlerin (örn. Bolkar Dağları) önlerinde ve bünyesindeki derin vadilerde gözlenen koni şekilli bu çökeller yamaç molozlarını oluşturmaktadırlar (örn. Nemec ve Kazancı 1999).

F3: Masif, hamur destekli çakıl

Açık/koyu kahverengi çamur bağlayıcı destekli, köşeli-yarı köşeli, polijenik elemanlı çakıllar hamur içerisinde kaotik bir düzende kötü-çok kötü boylanmalı olarak gözlenmektedir. Maksimum tane boyu 32 cm olarak ölçülmüştür (Şekil 3.28).

Herhangi bir içyapı sunmayan masif nitelikteki bu çakıllar hızlı depolanan moloz akması çökelleridir (örn. Miall 1977).

F4: Tane destekli çakıl

Bu fasiyes, gri renkli, orta-iyi boylanmış, köşeli-yarı köşeli, düzlemsel ve merceksel geometrili tane destekli ince-orta boy çakıllardan oluşmaktadır (Şekil 3.28).

Aşırı yoğunlaşmış akıntıların oluşturduğu tane akması çökelleri olarak yorumlanmaktadırlar (örn. Miall 1996).

F5: Çapraz tabakalı çakıllı kum

Bu birim açık kahverengi, küt köşeli-yarı yuvarlaklaşmış, kötü boylanmalı, kendi içinde dereceli olan çapraz tabakalı çakıl ve kum boyu malzemeden oluşmaktadır (Şekil 3.28). Birim, tabanda aşındırmalı olarak diğer çakıl-kum ve çamur fasiyesleri üzerine gelmektedir.

Akarsu yatak yükünün yanal yönde taşınması neticesinde oluşan çökellerin içerisinde dirsek barlarında depolanmayı yansıttıkları söylenebilir (Rust 1978).

F6: Paralel tabakalı çakıllı kum

Açık kahverengi, kötü boylanmış, küt köşeli-yarı yuvarlaklaşmış tanelerden kurulu, yatay ve devamsız düz paralel katmanlar şeklinde gelişen, çamur destekli çakıl ve kumlardan oluşan birimde ölçülen maksimum tane boyu 8 cm'dir (Şekil 3.28).

Yaygı akıntısı niteliğindeki bu fasiyes aynı zamanda çok yağışlı dönemlerde meydana gelen taşkınlarla depolanmaya işaret etmektedir (örn. Karabıyıkoğlu 2003).

F7: Masif çamurtaşı

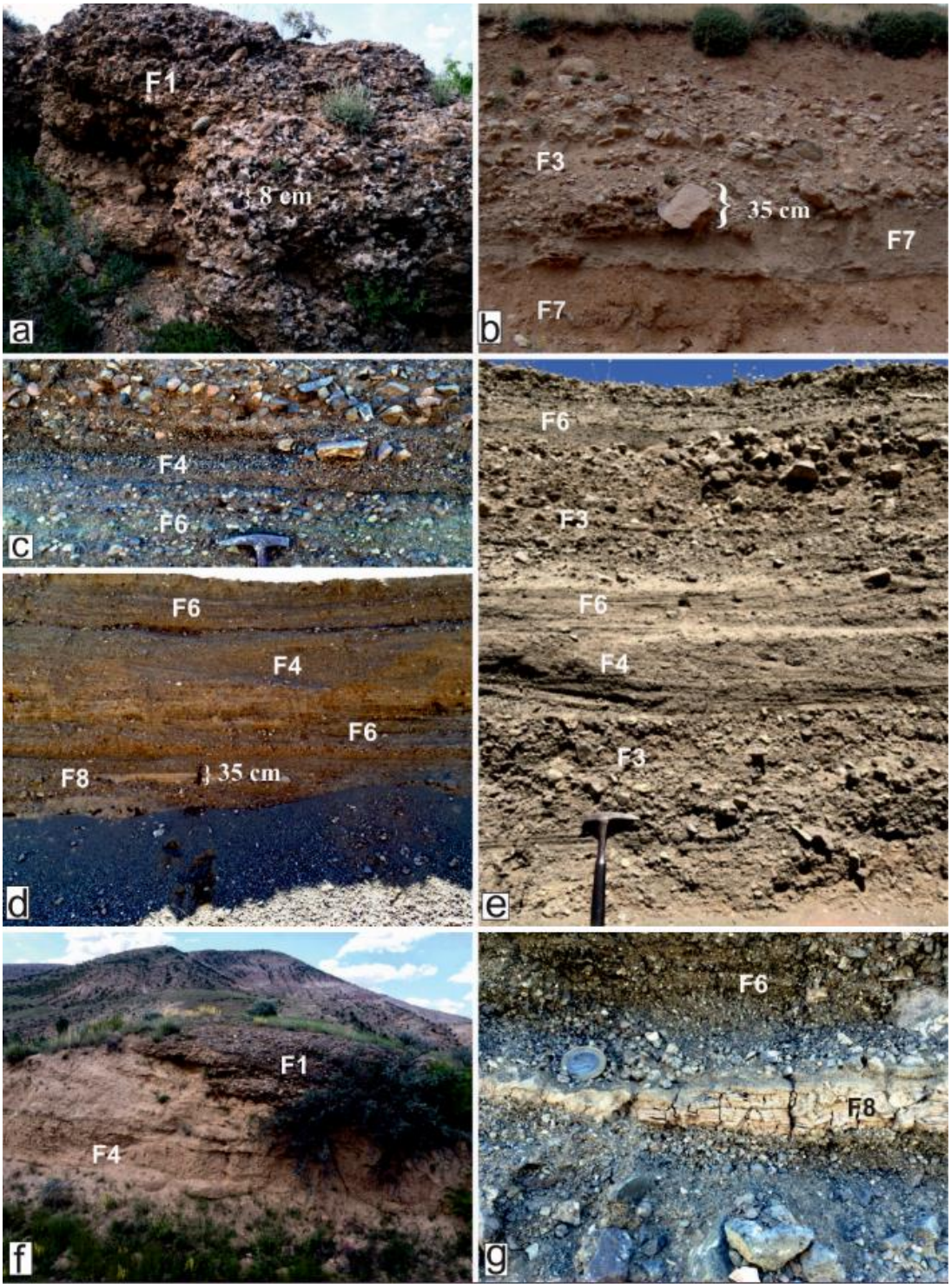
Bu fasiyes açık/koyu kahverengi ve kırmızı renkli, ince ara seviyeler ve mercekler halinde silt ve kum bantları içeren çamurdan oluşmaktadır (Şekil 3.28). Birimi renk tonlarında ki farklılıklar belli belirsiz katmanlamalara işaret etmekle beraber genelde masif niteliktedir.

Askıda ki yükün durgun ortamda çökeldiği tipik bir taşkın düzlüğü ortamını yansıtmaktadır. Bünyesindeki silt ve kum boyu kırıntı içeren ince bantlar muhtemelen rüzgârla süpürülme sonucu ortama taşınmış malzemeyi temsil etmektedirler (örn. Miall 1977, 1996).

F8: Açık kahverengi laminalı çamur

Genel olarak açık kahverengi ve bej renkli, düzensiz, merceksi geometride laminalı veya ince tabakalı karakterde gözlenebilen çamurlardan oluşan bu birim ara seviyeler halinde çakıl boyu malzemeler içerebilmektedir (Şekil 3.28).

Özellikle çakıl-kum fasiyeslerine ait setler arasında gözlenen ince çamur laminasyonları durgun su dönemlerini yansıtmaktadır. Yer yer gözlenen çakıllı seviyeler ise sellenmelere işaret etmektedir (örn. Miall 1996).



Şekil 3.28: Kuvaterner yaşlı çökellere ait başlıca litofasiyeslerin arazi görünümleri **a)** F1 **b)** F3 ve F7 **c)** F4 ve F6 **d)** F4, F6 ve F8 **e)** F3, F4 ve F6 **f)** F1 ve F4 **g)** F6 ve F8 litofasiyesleri

F9: Karbonatlı Kil

Boz, beyaz, bej renkli karbonatlı kil ve marn çökellerince temsil edilen bu fasiyes ince katman kalınlıklarından masif tabakalanmaya kadar farklı katlanmalar halinde özellikle Ereğli Ovası düzlüğündeki eski göllerin ürünleri olarak alüvyal yelpaze ve akarsu çökellerinin çamur fasiyesleri ile ara düzeyler halinde gözlenmektedir.

Bu fasiyes, özellikle günümüz havza düzlüğü içerisinde yer alan ve yakın geçmişe kadar mevcudiyetlerini kısmen koruyabilmiş sulak alan ve göllerin ürünü olarak depolanmışlardır. İçerdikleri farklı renk tonlarının yansıttığı üzere su ortamının sığlaşıp-derinleşmesi bu çökeller üzerinde etkili olmuştur (örn. Platt ve Wright 1991).

F10: Traverten

Eski göl düzlüklerinde gözlemlenen, özellikle Ereğli Ovası'nda yer alan Akhüyük köyü civarındaki sıcak su kaynaklarına bağlı olarak gelişmiş sırt tipi travertenler (örn. Temiz ve Savaş 2015) bu fasiyesi temsil etmektedir. Birim bantlı ve masif halde çok gözenekli bir yapıda gözlenmekte ve bol miktarda bitki izleri barındırmaktadır.

3.1.3.2 Fasiyes birlikleri

Kuvaterner fasiyes birlikleri KFb1, KFb2, KFb3 ve KFb4 notasyonları altında ayrılmış ve aşağıda her biri kısaca tanıtılmıştır.

KFb1: Alüvyal yelpaze

Bu fasiyes birliği başlıca Kuvaterner yaşlı Ereğli Havzası güney kenarlarında Niğde Fay Zonu'nun denetiminde gelişmiş olarak bulunmakta ve başlıca hamur destekli masif konglomera (F1), hamur destekli masif çakıl (F3), tane destekli çakıllı tortul (F4), paralel tabakalı çakıllı kum (F6) ve açık kahverengi laminalı çamur (F8) litofasiyeslerinden kuruludur. Ayrıca Ereğli Havzası'nın doğu/kuzeydoğusunda Bor kesiminde Melendiz Volkanı yükseltisinin güney kesimlerinde volkanik ve volkanoklastiklerle girik halde kısmen gözlenebilmektedir. Bu kesimlerde ana kaya ve ürünlerinden ötürü daha çok koyu gri/gri renklerinde görülebilen birim, Ereğli havzası güney kesiminde ise kahverengi ve tonlarında gözlenir. KFb1 fasiyes birliği çökelleri özellikle ıraksak kesimlerinde KFb4 ve KFb5'e geçmektedir. Ancak bunların yatay ve düşey yönde geçiş ilişkileri tespit edilememiştir.

KFb2: Kolüvyal yelpaze

Özellikle Bolkar Dağları'nın kuzeye bakan cepheleri ve üzerindeki bazı derin vadilere bakan kesimlerinde gözlenebilen bu fasiyes birliği başlıca tane destekli masif konglomera (F2) fasiyesince temsil edilmekte olup, çoğunlukla pekleşmiş, ana kayaç bileşimlerinin kireçtaşı ve mermer olduğu alanlarda kısmen karbonat çimento gelişmiştir. Taneler ekseri köşeli blok boyu malzemelerden oluşmaktadır. Çoğunlukla sarımsı gri ve açık kahverengi gözlenen birim sahip olduğu dik eğim ve düz profiller ile alüvyal yelpaze tortullarından kolaylıkla ayrılabilmektedir. Bulunduğu kesimlerde çoğunlukla eski fay düzlemlerine yaslanan birim çok geniş alanlar kaplamazlar, fakat hem yayılım morfolojisi hem de tortul olarak dikkat çekerler.

KFb3: Menderesli nehir

Günümüzde de bölgede mevcudiyetini sürdüren ve alüvyal yelpazelerin üzerindeki örgülü zayıf akarsu sistemlerinin haricinde tekçe akarsu ortamlarının hemen hepsi menderesli nehirlerce temsil edilmektedir. Bu nehirlerin omuzlarında bulunan ve taraça çökeli niteliğindeki kısmen tutturulmuş kanal çökellerinin (F1) yanı sıra; tutturulmamış dirsek barı ve taşkın ovası tortullarını temsil eden başlıca çapraz tabakalı çakıl ve kum (F5), masif çamurtaşı (F7) ve açık kahverengi laminalı çamur (F8) litofasiyesleri, Kuvaterner boyunca da bölgede bu fasiyes birliğinin varlığına işaret edilmektedir.

KFb4: Göl

Günümüzde gerek iklimsel sebeplerden gerekse de insan kökenli olarak varlığını neredeyse fark etmediğimiz ancak yakın bir zamana kadar günümüz Ereğli Havzası'nda geniş alanlar kaplayan göl ortamının Kuvaterner'in daha erken dönemlerine ait ürünleri başlıca killi karbonat (F9) litofasiyesince temsil edilmektedir. KFb1 fasiyes birliğinin kısmen üzerlediği ve güneyden sınırlandığı bu birim genelde ıraksak yelpaze çökellerinden çamur (F8) fasiyesleriyle ardalanmalı olarak gözlenebilmektedir. Bej rengiyle kolayca ayırt edilebilen bu fasiyes birliği günümüzde bölgeye düşen yağış miktarına bağlı olarak gelişen sulak alanlarda kısmen killi karbonat olarak, kısmen de bünyesindeki organik madde miktarına bağlı olarak bataklık tortulları şeklinde gelişim süreçlerini sürdürmektedirler.

KFb5: Taşkın ovası

Bu fasiyes birliği göl (KFb4) ile alüvyal yelpaze (KFb1), akarsu (KFb3) ve traverten (KFb6) ortamları arasında, yağışa bağlı olarak zaman zaman su ile örtülen ortamları temsil etmekte olup, başlıca çökellerini taşkın düzlüğü ürünleri olan çamur ve çamurtaşları (F7, F8) ile girik sığ göl ortamını yansıtan organik maddeli gölsel marnlar (F9) oluşturmaktadır. Atmosferik etkilere doğrudan açık olan bu ortam sellenme ve kuraklığa bağlı olarak alüvyon biriktirmektedir.

KFb6: Traverten

Bu fasiyesin, eski göl düzlüklerinde bulunmaları itibariyle yalnızca karasal ortamda depolandıkları söylenebilir. Birim, gözlenebilen Kuvaterner istifleri içerisinde değil de bu istiflerin dışında bağımsız yığınlar halinde gözlenmiştir. Ereğli Havzası içerisinde Akhüyük civarındaki sırt tipi travertenlerin uzanımları KB-GD doğrultusunda olup bu eksende gelişmiş çatlaklar boyunca oluşmaları Temiz ve Savaş (2015) tarafından günümüzde bölgede etkin olduğu düşünülen yaklaşık KD-GB doğrultulu genişleme rejimiyle ilişkilendirilmiştir.

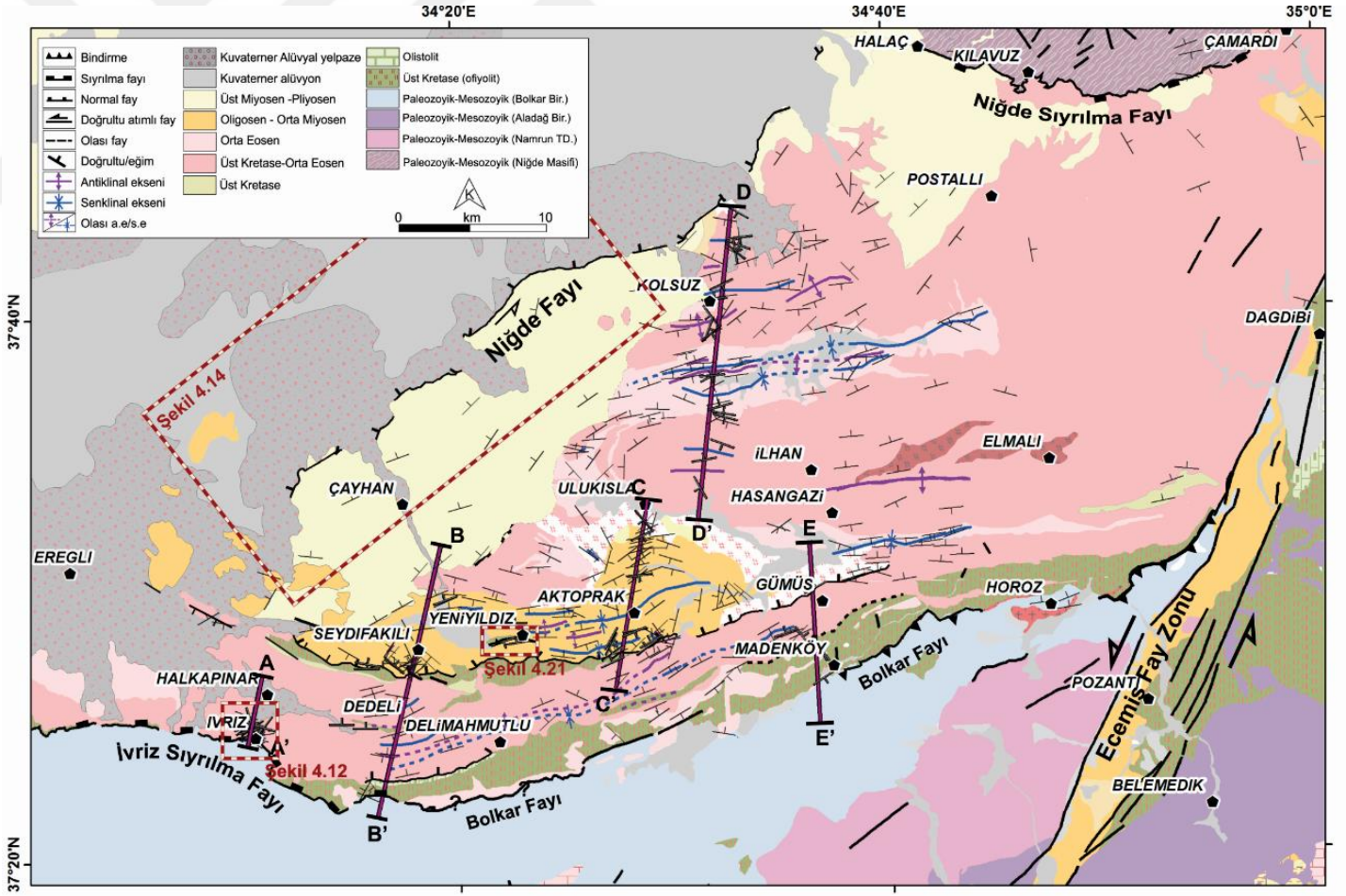
4.YAPISAL JEOLOJİ

Orta Anadolu Havzaları'nın en güneyinde bulunan Ulukışla Havzası, Orta Anadolu'nun tektonik gelişiminin anlaşılması için mevcut yapısal özellikleri dikkate alınması gereken önemli bir havzadır. Havzada bulunan yapısal unsurların başında ilk olarak, Neotetis Okyanusu'nun kapanma süresince ve sonrasında meydana gelen sıkışmalı rejimin ürünleri olduğu düşünülen, kıvrım, ters ve doğrultu atımlı faylar göze çarpsa da bölgede etken olan genişlemeli bir rejimin varlığını gösteren büyük ve küçük ölçekli, değişik eğim değerlerine sahip normal faylar da bulunmaktadır. Çalışma alanında bulunan bu yapısal unsurların tespiti için, arazi çalışmaları ile birlikte, laboratuvar (mikrotektonik) analizleri ve uzaktan algılama (çizgisellik) analizleri yapılmış, elde edilen bulgular ve eski çalışmalarda sunulan veriler de dikkate alınarak, yapı haritası ve jeolojik kesitler hazırlanmıştır (Şekil 4.1 ve 4.2).

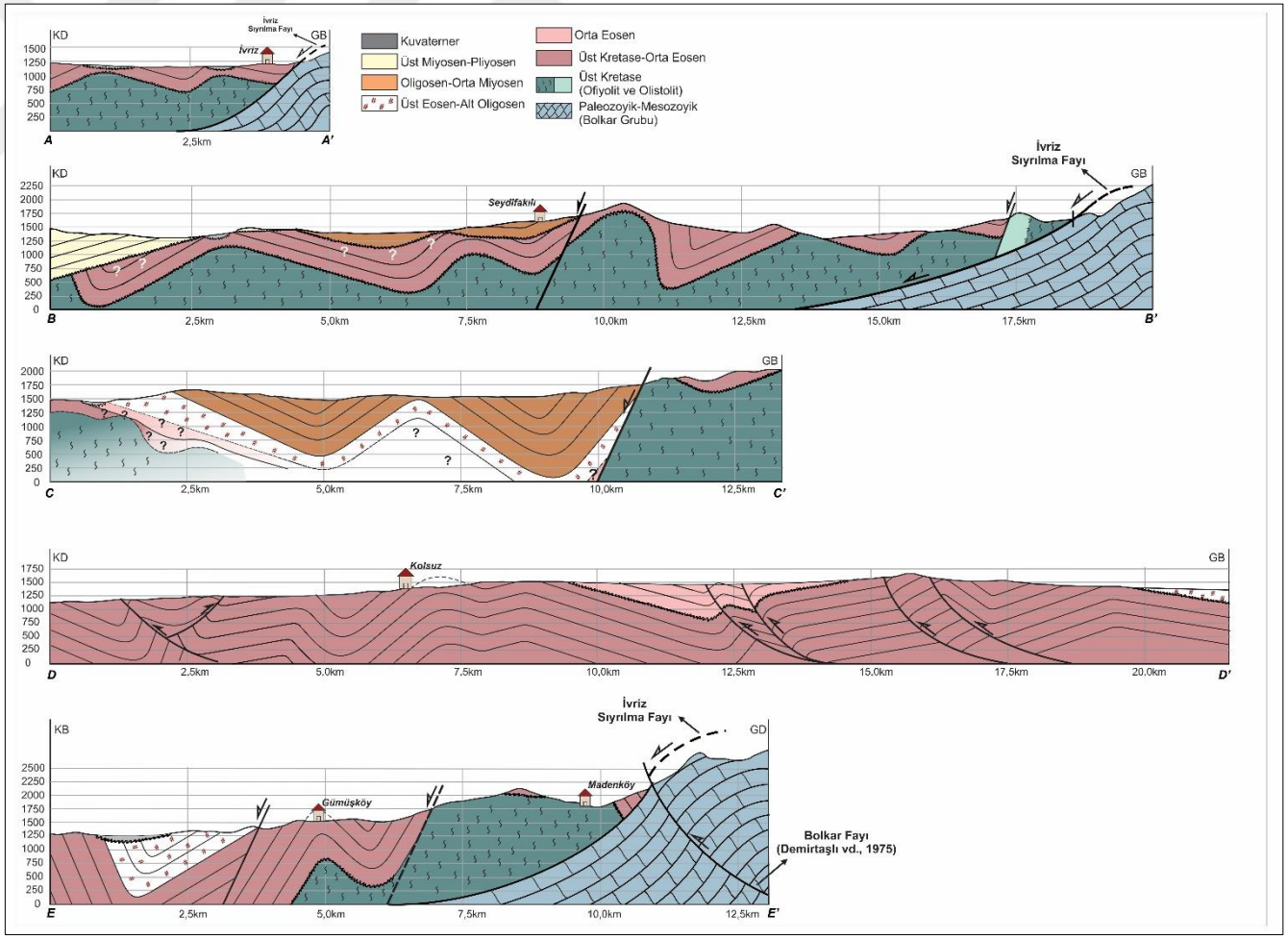
4.1 Faylar

Çalışma alanında gözlem yapılan yapısal unsurlar arasında faylar önemli bir yer tutmakta olup bunların başında, Ulukışla Havzası güneyinde bulunan ve bu çalışmada tanımlanan İvriz Sıyrılma Fayı, kuzeyinde bulunan Niğde Sıyrılma Fayı ve batı-kuzeybatıda bulunan Niğde Fayı gelmektedir. Bu ana fayların haricinde Senozoyik yaşlı birimleri içerisinde daha küçük ölçekli çok sayıda normal ve ters faylar da gözlenmiştir

.



Şekil 4.1: Çalışma alanına ait yapı haritası (formasyon sınırları Demirtaşlı vd. (1975), Atabey vd. (1990), Ulu (2009), Alan vd. (2011a,b)'den değiştirilerek hazırlanmıştır. Niğde Fayı: Koçyiğit (2003), Ecemiş Fayı: Emre vd.(2011), Niğde Sıyrılma Fayı: Whitney ve Dilek (1997, 1998), İvriz Sıyrılma Fayı: Seyitoğlu vd. (değerlendirmede)).



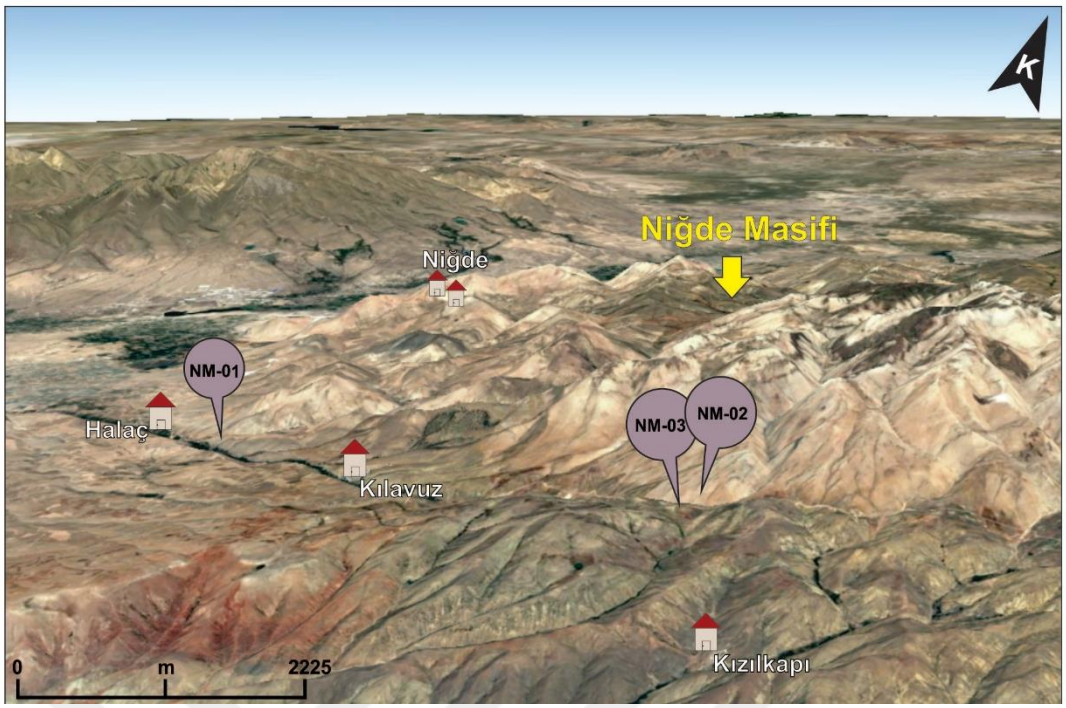
Şekil 4.2: Çalışma alanına ait hazırlanmış jeolojik enine kesitler (kesit hatları için Şekil 4.1'e bakınız).

4.1.1 Niğde Sıyrılma Fayı

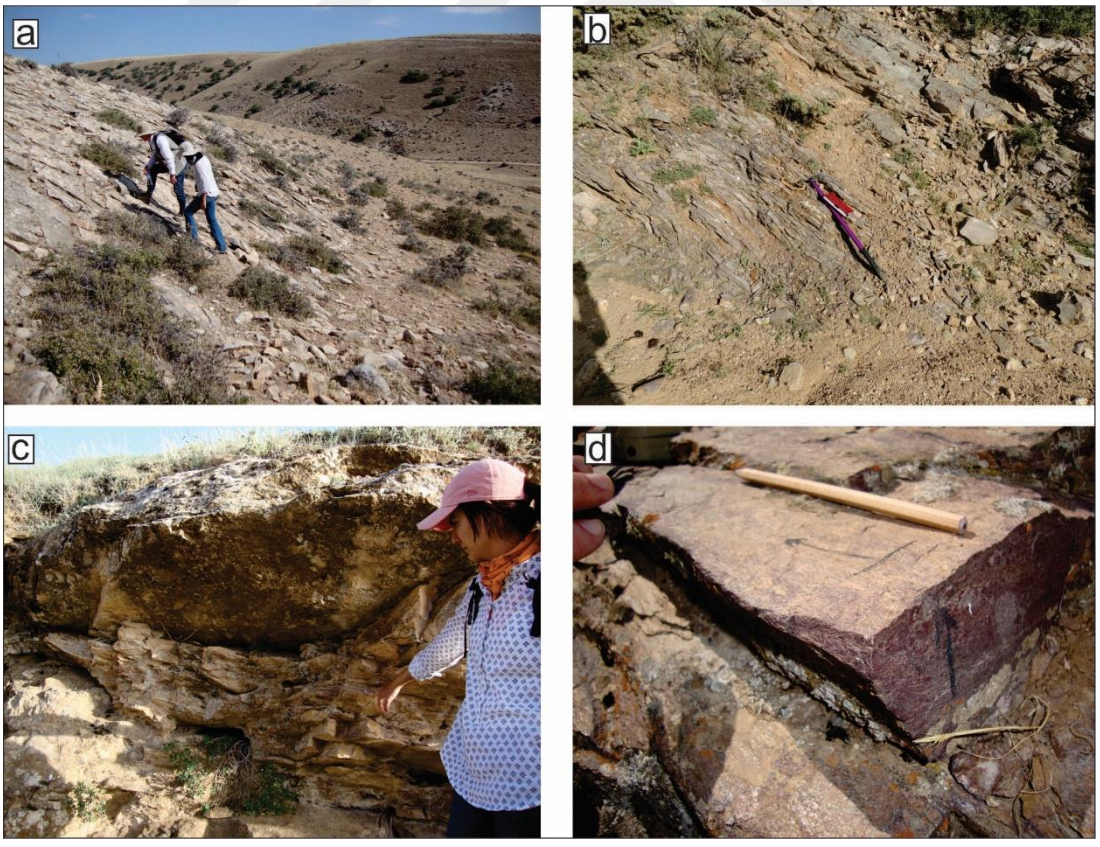
Çalışma alanının kuzeyini sınırlayan Niğde Masifi'nin temel birimleri ile bunları uyumsuz olarak üzerleyen Ulukışla Havzası'na ait metamorfizma geçirmemiş birimler arasındaki ilişkinin anlaşılmasına dönük yapılan çalışmalara bir önceki bölümde detaylı olarak değinilmiştir. Genel itibariyle, pek çok yazara göre Orta Anadolu Kristalen Kompleksi'nde yer alan tüm metamorfik kayaçlar en geç Kretase'de yüzeylemeye başlamış ve Maastrihtiyen bitmeden evvel yüzeye ulaşmıştır (Görür vd., 1984; Göncüoğlu vd., 1991; Floyd vd., 2000; Gautier vd., 2002). Sonraki yıllarda yapılmış bazı çalışmalara göre ise Orta Anadolu Kristalen Kompleksi'nin en güney kesiminde yer alan Niğde Masifi'nin, kompleksin diğer kesimlerinden farklı bir gelişim sürecine maruz kaldığı görüşü savunulmuştur (Whitney ve Dilek, 1997).

Whitney ve Dilek, (1997)'e göre Niğde Masifi, bölgedeki Neo-Tetis Okyanusu'nun Geç Kretase'de kapanmasının ardından Batı Anadolu'daki masifler gibi genişlemeli bir rejim altında masifin güney ve kuzeybatı kenarı boyunca uzanan bir düşük açılı (~30^{o}) normal fay (detachment) ile Oligosen-Erken Miyosen'de çekirdek kompleksi olarak yüzeylemiştir. Whitney vd. (2003) masifin metamorfik ve magmatik gelişimini inceledikleri çalışmalarında mikrotektonik incelemelere dayanarak masifin güney kesiminde önce Üst-Kuzeye daha sonra bunu üzerleyen Üst-Güneye hareketin varlığına işaret etmişlerdir. Ancak Gautier vd. (2002) ve Dirik vd. (2003) Niğde Masifi'nin yüzeylemesi ile ilişkili yapmış oldukları çalışmalarında; masifin yüzeylemesine sebep olan düşük açılı fayın, masifin kuzey kenarında olduğunu ve masifin bu fayı kullanarak Geç Kampaniyen-en erken Eosen arasında bir dönemde yüzeye ulaştığını savunmuşlardır.

Tez çalışması kapsamında, Ulukışla Havzası'nın kuzey sınırı olan Niğde Masifi'nin güney kesimlerinde arazi çalışmaları yürütülmüştür. Niğde Masifi'ne ait metamorfik birimler ile Ulukışla Havzası sedimanter birimleri arasında yaklaşık D-B uzanım gösteren yay şekilli tektonik sınırda gözlenen olası sıyrılma yüzeyleri üzerinden mikrotektonik belirteçlerin tespiti için örnekleme yapılmıştır (Şekil 4.3 ve 4.4). Mikrotektonik analizlerden elde edilen veriler, Niğde Masifi'nin güney kenarında, Üst-Kuzeye doğru hareket gösteren bir sıyrılma fayının varlığına işaret etmektedir (Şekil 4.5, 4.6 ve 4.7).

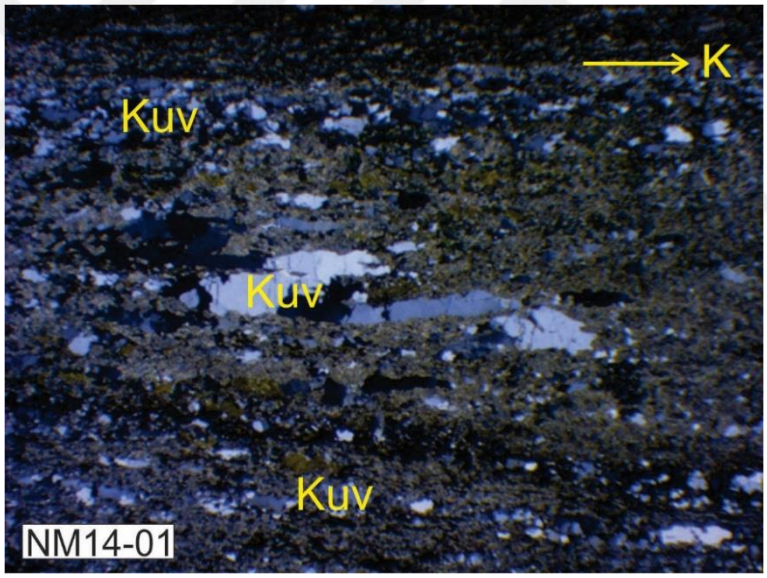


Şekil 4.3: Google Earth görüntüsü üzerinde Niğde Masifi güney kenarından mikrotektonik analizler için alınan örneklerin yerleri.



Şekil 4.4: a) Niğde Masifi güney yamacı, Halaç köyü civarı, **b)** masif üzerindeki makaslama yüzeyleri, **c)-d)** mikrotektonik analiz için yönlü örnek alımı.

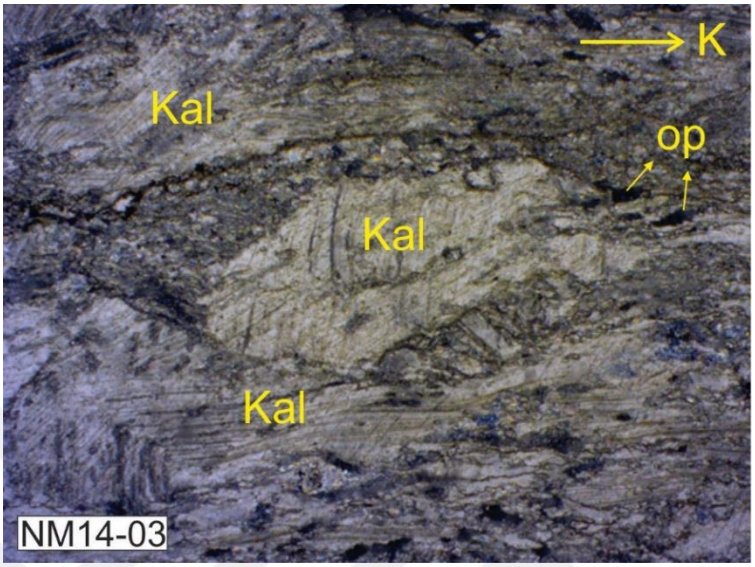
NM14-01 (Milonitik Kalksilikatik Gnays): Kayacın ana mineral bileşimini karbonat (kalsit), kuvars (kuv) ve hornblend oluşturmaktadır. Sfen, epidot ve opak mineral tali olarak bu bileşene eşlik etmektedir. Milonitik doku belirgindir. Örnek içerisindeki karbonatlar büyük oranda rekristalize ince taneler halindedir. Kuvars mineralleri genel olarak uzamış kuvars şeritleri (ribbon) şeklindedir. Kuvars şeritlerinde kıvrımlanma geometrisi belirgindir. Bir kısım izole kuvars şeritleri gerçekte kıvrımlanma nedeniyle kopmuş parçalar olarak görülür. Belirlenebilir kıvrım verjansı deformasyonu temsil eden hareketin Üst-Kuzey olduğunu göstermektedir. Söz konusu kuvars ve kalsit minerallerinin deformasyon özelliği milonitik deformasyonun 250^{o}C'den daha yüksek sıcaklık koşullarında geliştiğini ortaya koyar. Kuvars şeritleri ile birlikte foliyasyon düzlemlerini oluşturan hornblend mineralleri ince –orta taneler olarak görülmektedir. Gevrek deformasyon özellikleri sergileyen taneler büyük oranda milonitik foliyasyon yönünde dizilim sergilemektedir (Şekil 4.5).



Şekil 4.5: Niğde Masifi'nden alınan NM14-01 nolu örneğin mikrotektonik amaçlı petrografik kesitleri (açıklamalar için metne bakınız).

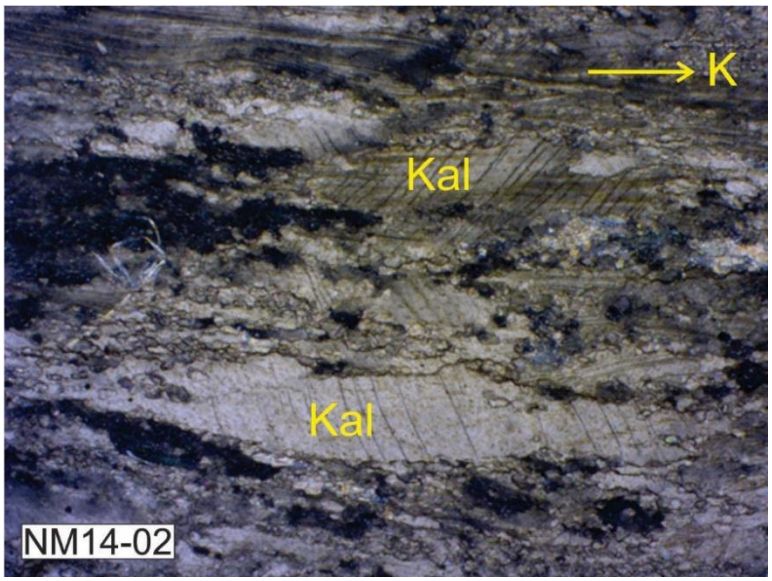
NM14-03 (Milonitik Mermer): Kayacın ana mineral bileşimini kalsit (kal) mineralleri oluşturmaktadır. Tali bileşen olarak az oranda opak mineral ya da mineraller (op) gözlenmektedir. Milonitik foliyasyon belirgindir. Bu foliyasyon, foliyasyon yönelimi boyunca yassılaşmış mercek geometrisinde dizilmiş kalsit porfiloklastları ve rekristalize kalsit kristalleri ile temsil olur. Porfiloklastlar ile rekristalize matriks ilişkisi belirgindir. Kesitin bazı bölümlerinde çekirdek-örtü dokusu açıkça

görülmektedir. Asimetrik porfiroklast gelişimi milonitik deformasyonun Üst-Kuzey yönlü olduğunu ortaya koymaktadır. Milonitik foliyasyonu dik ve verev kırıklar kesmektedir. Bu kırıklar demir oksit dolguludur (Şekil 4.6).



Şekil 4.6: Niğde Masifi'nden alınan NM14-03 nolu örneğin mikrotektonik amaçlı petrografik kesitleri (açıklamalar için metne bakınız).

NM14-02 (Milonitik Mermer): Kesitin ait olduğu kayacın tüm özellikleri NM14-03 nolu kesit ile benzerdir. Elde edilen bu veriler, Niğde Masifi'nin güney kenarında, Üst Kuzeye doğru hareket gösteren bir sıyrılma fayının varlığına işaret etmektedir (Şekil 4.7).

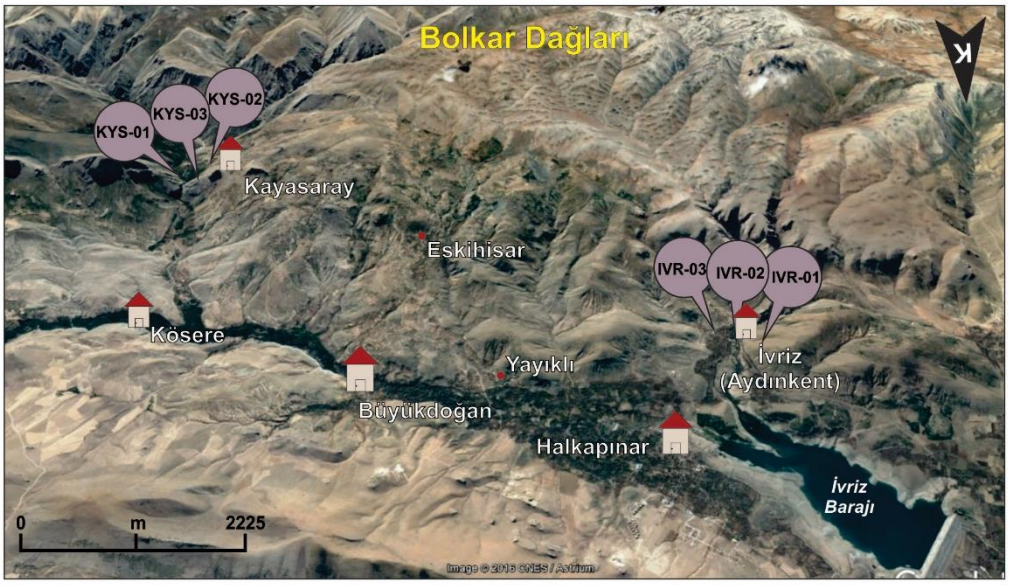


Şekil 4.7: Niğde Masifi'nden alınan NM14-02 nolu örneğin mikrotektonik amaçlı petrografik kesitleri (açıklamalar için metne bakınız).

4.1.2 İvriz Sıyrılma Fayı

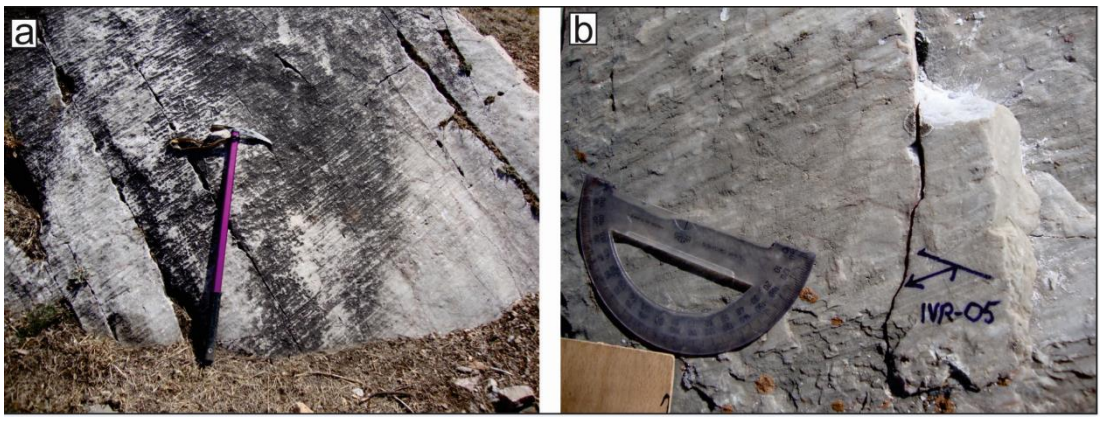
Ulukışla Havzası'nın güney kenarını sınırlayan fay ilk olarak Demirtaşlı vd. (1973) tarafından tanımlanmış ve bu fay boyunca Bolkar Grubu'na ait birimlerin Ulukışla Havzası birimleri üzerine itildiği belirtilmiştir (Şekil 4.1). Bu çalışmadan sonra yapılan pek çok çalışma ve haritada da, Bolkar Dağları'nın kuzeyini sınırlayan yapı genel olarak bindirme fayı olarak haritalanmıştır (örn, Akay ve Uysal, 1988; Alpaslan vd. 2004; Çevikbaş ve Öztunalı 1991, 1992). Ancak bu çalışmaların aksine Dilek vd. (1999b) çalışmalarında Bolkar Dağları'nın kuzeyinde yer alan bu fayın yüksek açılı bir normal fay olduğunu ve havzanın evriminde rol oynamış olabileceğini ifade etmişlerdir. Clark ve Robertson (2002, 2005) yaptıkları çalışmalarda Bolkar Dağları'nın kuzeyine ofiyolitlerin yerleşmesini sağlayan bir bindirme fayını haritalamış olsa da, havzanın güney kenarını sınırlayan Dilek vd. (1999b)' nin önerdiği yüksek açılı normal fayın varlığı fikrine katılmış ve havzanın açılma-çökme sürecinin bu normal fay ile denetlendiğini belirtmişlerdir. Bölgede farklı amaçlar ile yapılmış diğer bazı çalışmalarda da (örn. Kadıoğlu ve Dilek 2010, Gürbüz ve Kazancı 2015, Karaoğlan 2016) bölgenin jeolojik evrimi bu fayın varlığı dikkate alınarak irdelenmiştir.

Tez kapsamında Bolkarlar'ın kuzeyinde DKD-BGB uzanım gösteren bu fayın hareket türü ve hareket yönünün anlaşılabilmesi amacıyla arazi gözlemleri yapılmış ve fay düzlemlerinin bulunduğu İvriz ve Kayasaray mevkilerinden mikrotektonik analizler için örnekler alınmıştır (Şekil 4.8, 4.9 ve 4.10).



Şekil 4.8: Google Earth görüntüsü üzerinde Bolkar Dağları kuzey yamacından mikrotektonik analizler için alınan örneklerin yerleri (İvriz ve Kayasaray mevkileri).

Şekil 4.9: a)- e) Bolkar Dağları'nın kuzey yamaçlarında İvriz Sıyrılma Fayı taban bloğunda bulunan makaslama zonları.



Şekil 4.10: a) ve **b)** Bolkar Dağları kuzeyinde İvriz Sıyrılma Fayı taban bloğunda bulunan kayma düzlemleri.

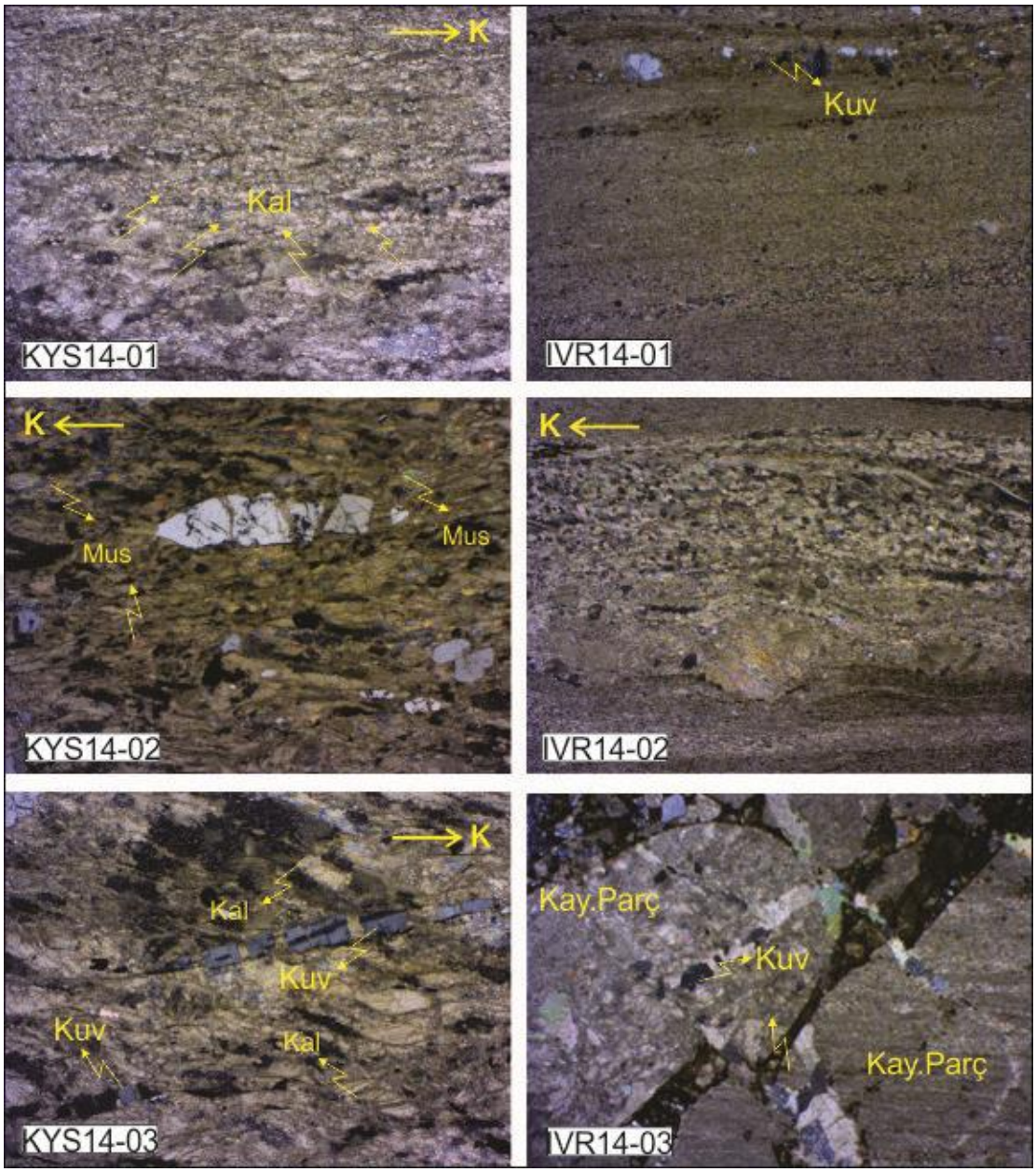
Söz konusu fayın özelliklerinin belirlenebilmesi amacıyla fay düzleminin taban bloğundan, havza tortulları ile olan ilişkisinin en iyi gözlendiği İvriz (IVR) ve Kayasaray (KYS) Köyleri civarından mikrotektonik analizler için örnekleme yapılmıştır (Şekil 4.8, 4.10, 4.11). Bu örneklerin içerikleri şu şekildedir;

KYS14-01 (Milonitik Mermer): Kayacın ana mineral bileşimini karbonat (kalsit), tali bileşenlerini ise zirkon ve opak mineraller oluşturmaktadır. Kalsit mineralleri büyük oranda rekristalize tanelerdir. Kayaçta milonitik foliyasyon belirgindir. Kesitte gözlenen asimetrik porfiroklast gelişimi ve S-C doku özelliği milonitik deformasyonun Üst-Kuzey olduğuna işaret etmektedir (Şekil 4.11).

KYS14-02 (Milonitik Silikatik Mermer): Kayacın ana mineral bileşimini egemen olarak karbonat (kalsit), daha az oranda feldispat (plajioklas) ve kuvars, muskovit (mus) ve klorit mineralleri oluşturmaktadır. Bunun yanı sıra opak mineral ya da mineraller tali olarak bu bileşime katılmaktadır. Kayaçta milonitik foliyasyon belirgindir. Örnekteki kalsit mineralleri hem porfiroklast hem de rekristalize taneler halindedir. Feldispat minerallerinde, karbonat minerallerince doldurulmuş belirgin kırıklanma gözlenmektedir. Bu durum feldispat minerallerinin deformasyonu ve rekristalize kalsitlerin oluşumunun, yani milonitik deformasyonun göreceli olarak birlikte geliştiğinin göstergesidir. Kayaçtaki asimetrik porfiroklast gelişimi ve S-C doku özelliği milonitik deformasyonun Üst-Kuzey olduğuna işaret etmektedir (Şekil 4.11).

KYS14-03 (Milonitik Kalksilikatik Şist): Kayacın ana mineral bileşimini karbonat (kalsit), feldispat (plajioklas) ve kuvars mineralleri oluşturur. Az oranda muskovit ve klorit de içeren kayaçta, opak mineral/mineraller tali bileşen olarak yer alır. Kayanın dokusal özellikleri büyük ölçüde bir önceki (KYS14-02) kesit ile deneştirilebilir. Mikro dokusal olarak eski yapılar Üst-Kuzey yönelimli yapılar tarafından üzerlenmektedir (Şekil 4.11).

IVR14-01 (Ultramilonitik Mermer): Üzerinden örnek alınan kayaç milonitik mermer olarak tanımlanan KYS14-02 nolu örneğin daha fazla deformasyon geçirmiş ve ultramilonite dönüşmüş halidir. İçerisinde feldispat ve kuvars porfiroklastlarının bulunduğu seviyeler bulunmaktadır (Şekil 4.11).



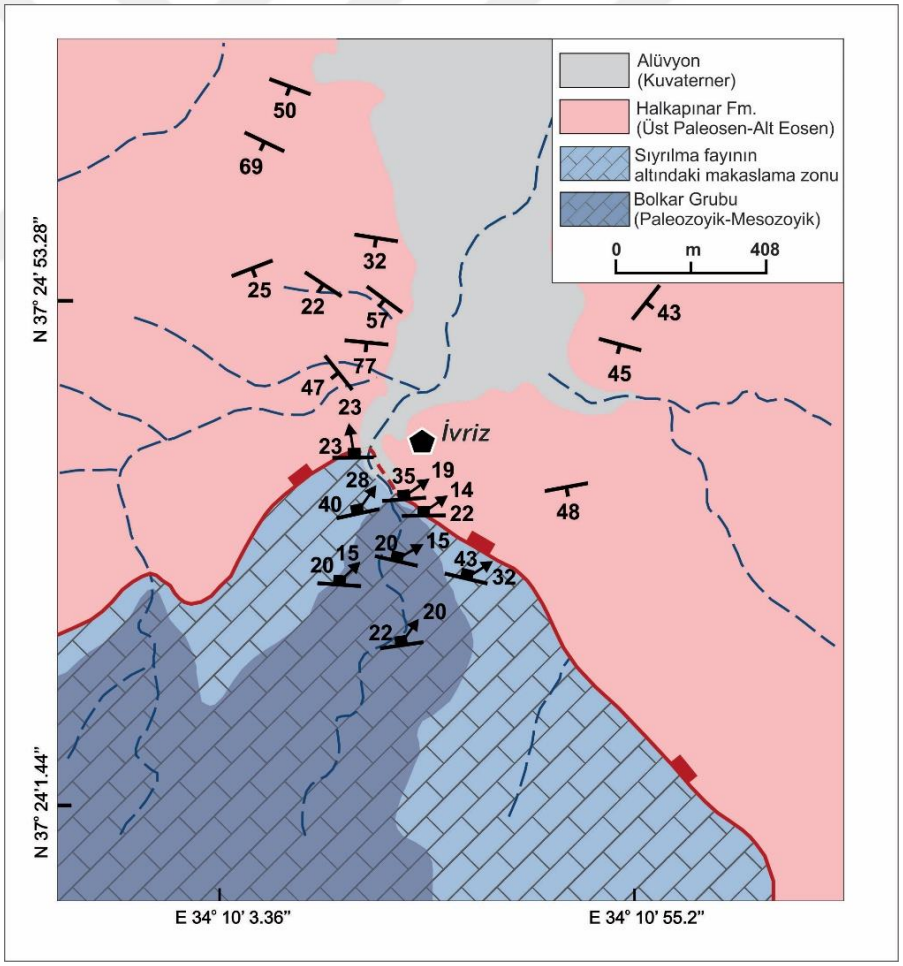
Şekil 4.11: İvriz Fay düzleminden (İvriz ve Kayasaray mevkileri) alınan örneklerin petrografik kesitleri (açıklamalar için metne bakınız).

IVR14-02 (Ultramilonitik Mermer): İvriz fayının kayma düzlemi yakınından alınan, temel bileşimi karbonat (kalsit) olan mermerin, ultramilonit derecesinde sünümlü deformasyonunu yansıtmaktır. Kalsit taneleri oblik foliyasyon göstermektedir. Söz konusu oblik deformasyonun oluşturduğu asimetri deformasyonun Üst-Kuzey yöneliminde geliştiğine işaret etmektedir (Şekil 4.11).

IVR14-03 (Konglomera): Polijenetik bileşimdeki konglomeranın taneleri mermer, milonitik mermer, ultramilonitik mermer, milonitik kalksilikatik gnays/ şist ile deforme olmuş granitoyidlerden oluşmaktadır. Bağlayıcısı kildir. Kayaç oluşumu

sonrasında, deforme olmuş tanelerde mikro faylanma, damar ve stilolit gelişimleri gözlenmektedir (Şekil 4.11).

Yapılan arazi çalışmaları sırasında, Bolkar Dağları'nın kuzey eteklerinde Madenköy mevkinde gözlenen Bolkar Grubu'na ait birimlerin konumlarının bu alanda önceden bir bindirme fayının varlığından söz edilmesini olanaklı kıldığı gözlenmiş ancak diğer mevkilerdeki gözlemler ve mikrotektonik veriler de dikkate alındığında, bu alandaki yapısal unsurun doğrultu atım bileşeni de bulunan, Üst-kuzeye doğru hareket gösteren düşük açılı bir normal fay olduğu ve bu fayın havzanın açılmasına sebep olabilecek fay olabileceği sonucuna varılmıştır (Şekil 4.1 ve 4.12). Kinematik özelikleri dikkate alınarak İvriz Sıyrılma Fayı (Seyitoğlu vd., değerlendirmede) olarak tanımlanan fayın sıyrılma yüzeyi, Bolkar Grubu metakarbonatlarını Alihoca Ofiyoliti'nden İvriz mevkinde ise Halkapınar Formasyonu'nundan ayırmaktadır (Şekil 4.1, 4.12 ve 4.13).

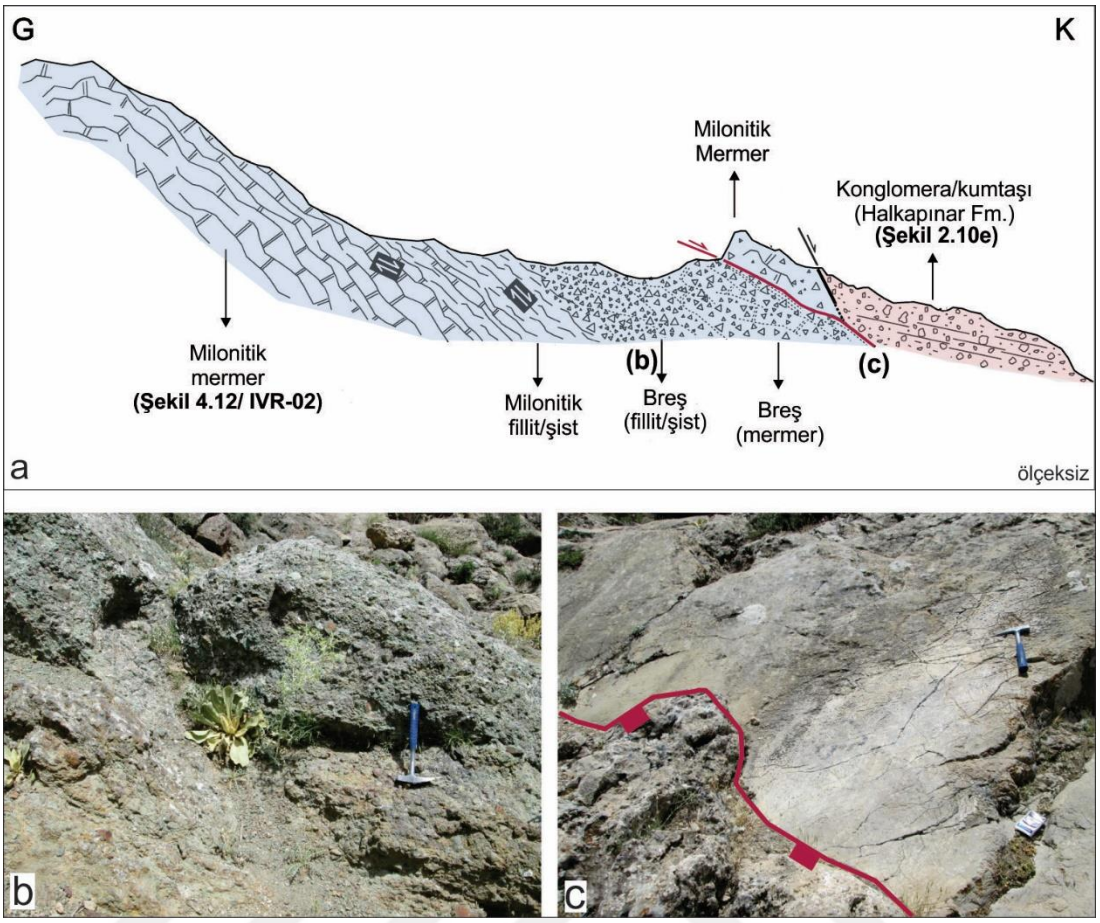


Şekil 4.12: İvriz Sıyrılma Fayı'nın İvriz mevki civarında detaylı jeoloji haritası.

Yapılan incelemelerin genel değerlendirmesine bakıldığında, sıyrılma fayının taban bloğundaki Bolkar Grubu'nun metamorfik kayaçlarının genel itibarı ile mermer ve milonitik mermerden meydana geldiği ve ayrıca kalk-silikatik fillitler ve şitsler bulundurduğu gözlenmiştir (Şekil 4.13). Sıyrılma fayından uzaklaştıkça mermerler, şist ve fillitlerde rekristalize ve/veya uzamış karbonat mineralleri, kırılmış feldispat izleri, rekristalize kuvarslar gibi birincil olarak tanımlanmış milonitik deformasyonun izleri görülmektedir. Çalışma alanındaki milonitik foliyasyon yaklaşık D-B doğrultulu ve ortalama değerler ile kuzeye eğimlidir. Her ne kadar karbonatlardaki bu milonit ve ultramilonit gelişimleri sünümlü deformasyon belirteci olsa da feldispat tanelerindeki kırıklanma, sıcaklığın 450°C' yi geçmediğine işaret eder. İncelenen örneklerdeki asimetrik tane/tane parçaları, porfiroklastlar, oblik foliyasyonlar ve S-C dokuları gibi kinematik indikatörler Üst-Kuzeye hareketi işaret etmektedir (Şekil 4.11 ve 4.13).

İvriz Sıyrılma Fayı taban bloğunda geniş yayılım gösteren kırıklanma ve breşleşmeler gevrek deformasyon karakteri yansıtır (Şekil 4.13a,b). Kalınlığı yaklaşık 50 m'ye ulaşan bu kataklastik zonda milonitik mermerler ve kalksilikatik şist/fillitler kırıklanmış ve breşe dönüşmüştür. Havza'nın örtü birimlerinden olan Alt Paleosen-Orta Eosen yaşlı Halkapınar Formasyonu'nun konglomera ve kumtaşları İvriz mevkinde direk olarak fay yüzeyinin üstünü örter (Şekil 4.13c). Detaylı olarak incelendiğinde formasyon içindeki kırıntılı malzemenin mermer, rekristalize kireçtaşı, milonitik mermer, fillit ve kuvarsit gibi altında bulunan taban bloğa benzer bileşime sahip olduğu gözlenmiştir (Şekil 2.10e).

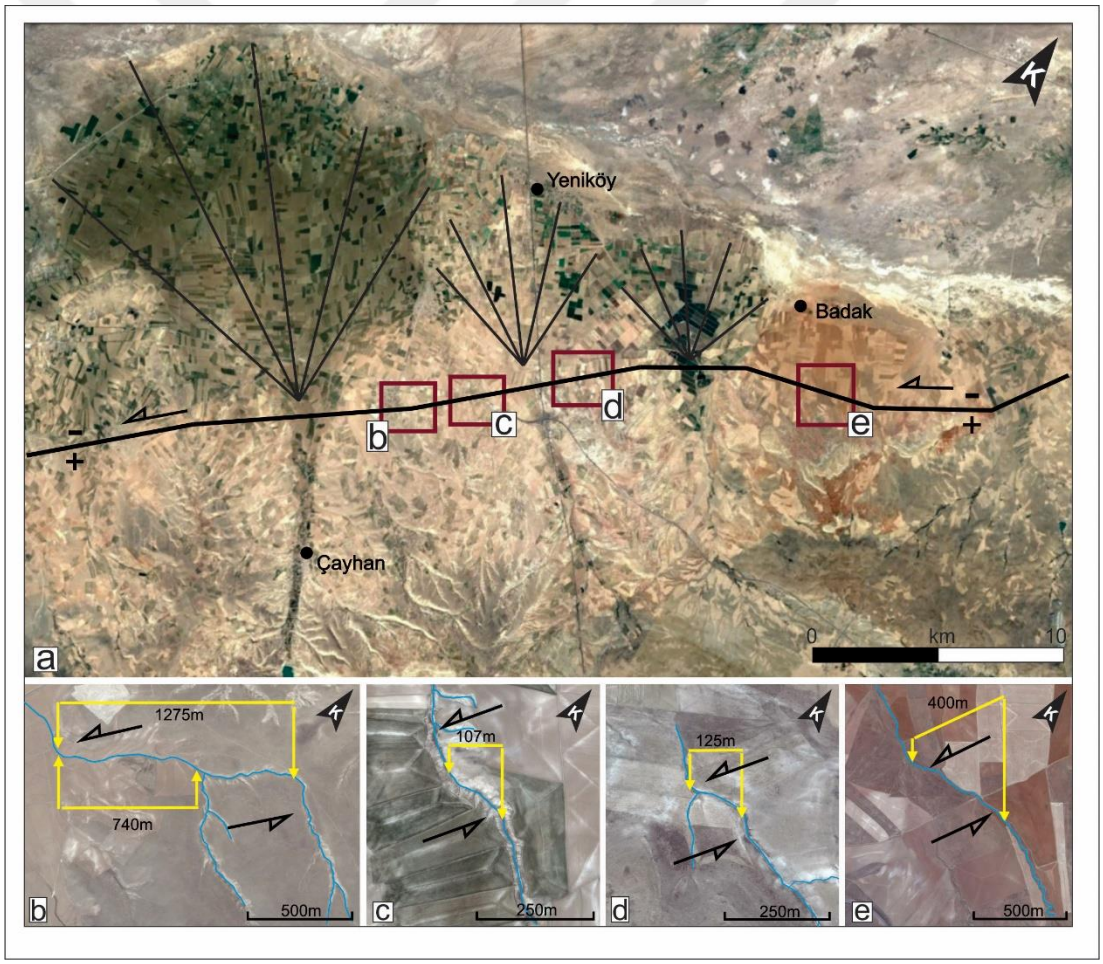
Bu veriler dikkate alınarak yapılan tez çalışması ile birlikte, Torosların kuzeyinde ilk defa düşük açılı bir normal fay tanımlanmış olup, bunun Güney/Orta Anadolu jeolojisi üzerine etkileri tezin tartışma bölümünde ele alınacaktır.



Şekil 4.13: a) İvriz mevkinde Bolkar Birliği ve Ulukışla Havzası çökelleri arasındaki durumu gösteren basitleştirilmiş jeolojik kesit, **b)** sıyrılma yüzeyi altındaki breşler, **c)** sıyrılma yüzeyi.

4.1.3 Niğde Fayı

Niğde ile Karaman illeri arasında KD-GB doğrultusunda uzanım gösteren Niğde Fayı, çalışma alanı içerisindeki önemli faylardan biridir (Şekil 4.1). Fay, Koçyiğit (2003) tarafından bölgede yapılmış jeofizik ölçümler dikkate alınarak ~400 m'lik düşey atıma sahip normal bir fay olarak tanımlanmış, aynı zamanda fay izi boyunca akarsularda meydana getirdiği 's' biçimindeki bükülmeler dikkate alınarak sol yanal bileşenli olduğu belirtilmiştir, ancak yanal bileşene ait herhangi bir nicel büyüklük sunulmamıştır. Tez çalışması kapsamında, daha önceki çalışmalarda detayına değinilmemiş olan akarsular üzerindeki yanal ötelenmeler uydu görüntüleri yardımıyla ölçülmüş ve 1275-107 m arasında değişen sol yanal atım değerleri tespit edilmiştir (Şekil 4.14).



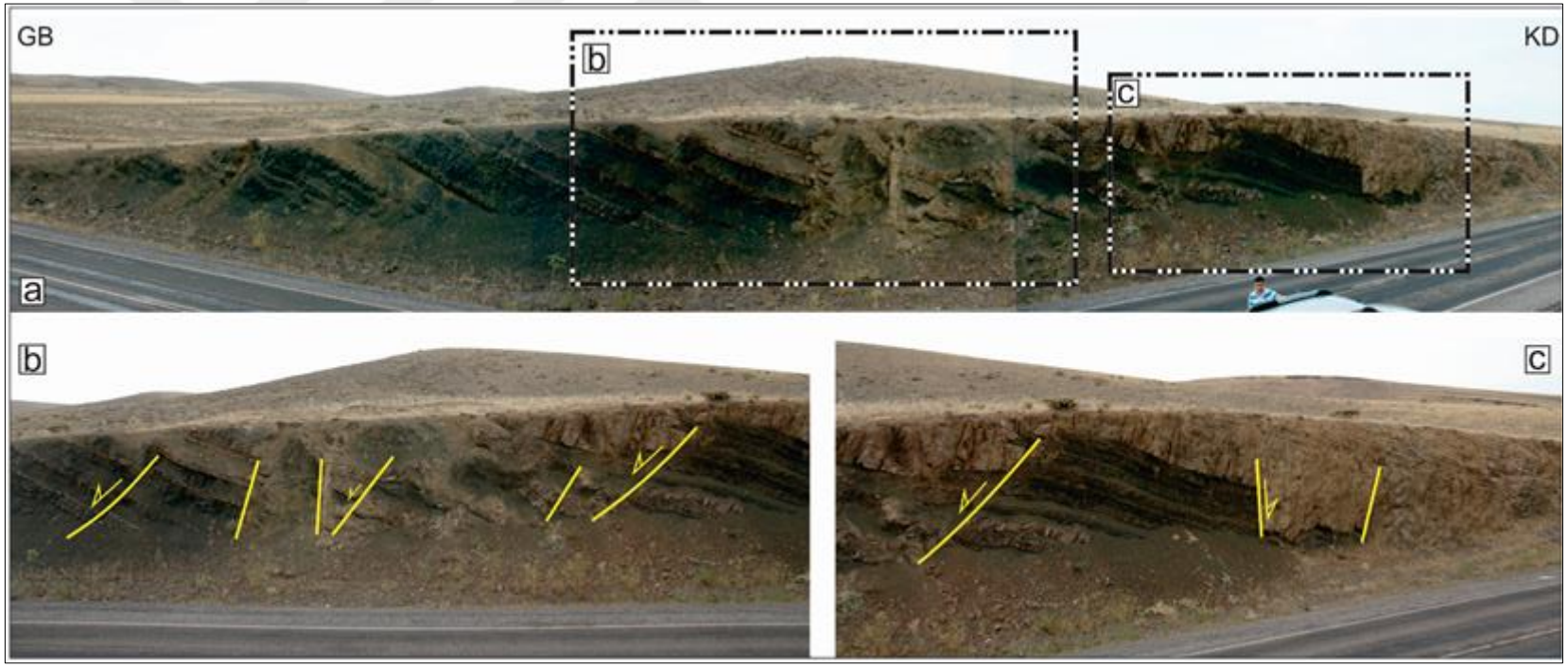
Şekil 4.14: a) Niğde Fayı'nın Çayhan ve Badak mevkileri arasındaki bölümünün Google Earth görüntüsü**, b-e)** fayın geçtiği yerlerde akarsular üzerinde sebep olduğu ötelenmeler.

Koçyiğit (2003) sunduğu düşey atım miktarına istinaden Niğde Fayı üzerinde Geç Pliyosen'den itibaren ortalama 0,13 mm'lik yıllık düşey kayma hızı miktarı sunmuştur. Tarafımızca ölçülen yanal ötelenme miktarları dikkate alındığında bu periyottaki sol yanal kayma hızının ise 0,43-0,036 mm/yıl arasında olduğu görülmektedir. Bu nedenle Niğde Fayı bu çalışma kapsamında normal bileşeni olan sol yanal doğrultu atımlı fay olarak değerlendirilmiştir.

4.1.4 Diğer Faylar

Çalışma alanında yukarıda anlatılan ana faylar haricinde özellikle Paleosen-Orta Eosen, Orta Eosen ve Oligosen-Orta Miyosen birimleri içerisinde çok sayıda normal ve ters fay bulunmaktadır (Şekil 4.15, 4.16, 4.17, 4.18 ve 4.19).

Bunlardan Paleosen-Orta Eosen birimleri içerisinde bulunan çok sayıda sinsedimanter normal fayın, ters faylar tarafından kesildiği gözlenmiştir. Bu durum söz konusu dönemde havza tortullarının genişlemeli tektonik rejim altında çökeldiği ve sonrasında daralma sonucu ters fayların etkili olduğunu göstermektedir.



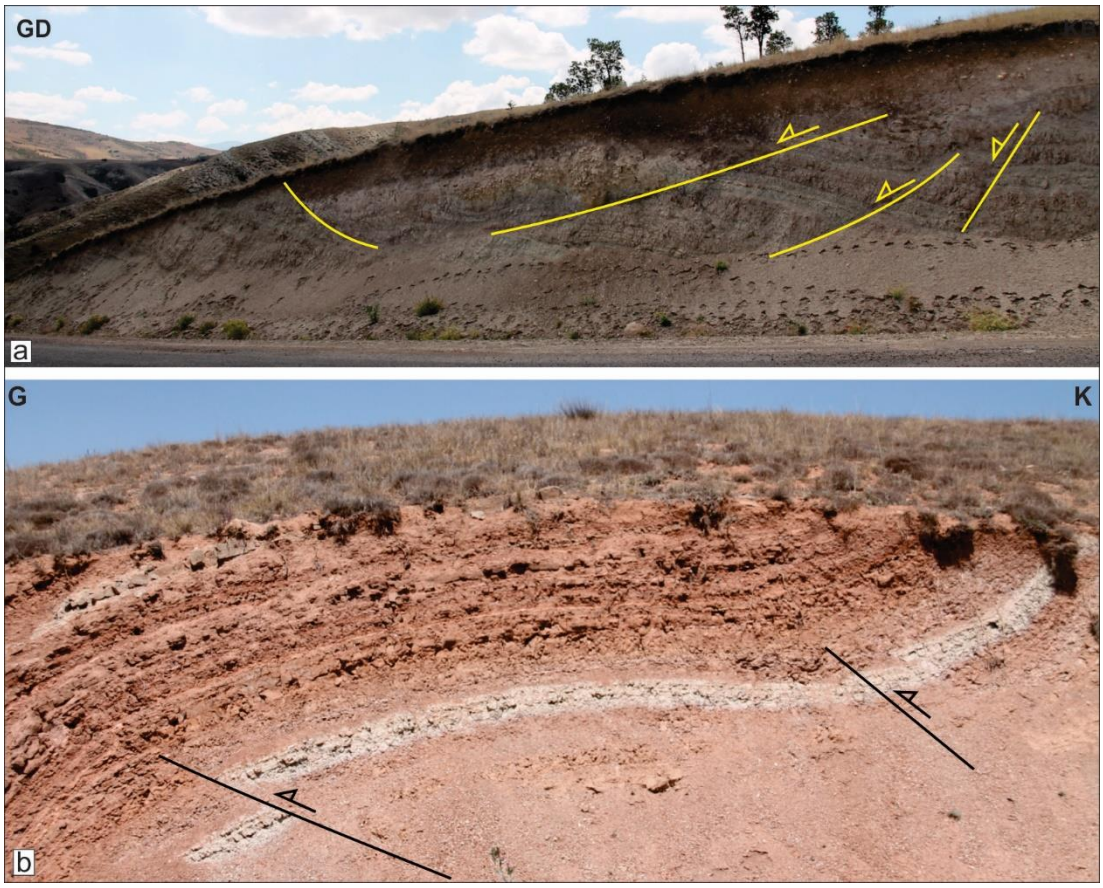
Şekil 4.15: Paleosen-Orta Eosen birimleri içerisinde gelişen normal faylar (Kolsuz mevki, 36S 0636843,4174228).

Şekil 4.16: Paleosen-Orta Eosen birimleri içerisinde gelişen çökelme ile eş yaşlı normal faylar ve bunları kesen ters fay (Kolsuz mevki, 36S 0636843,4174228).

Şekil 4.17: Paleosen-Orta Eosen birimlerini kesen KD'ya eğimli normal fay (36S 0635224,4168629).

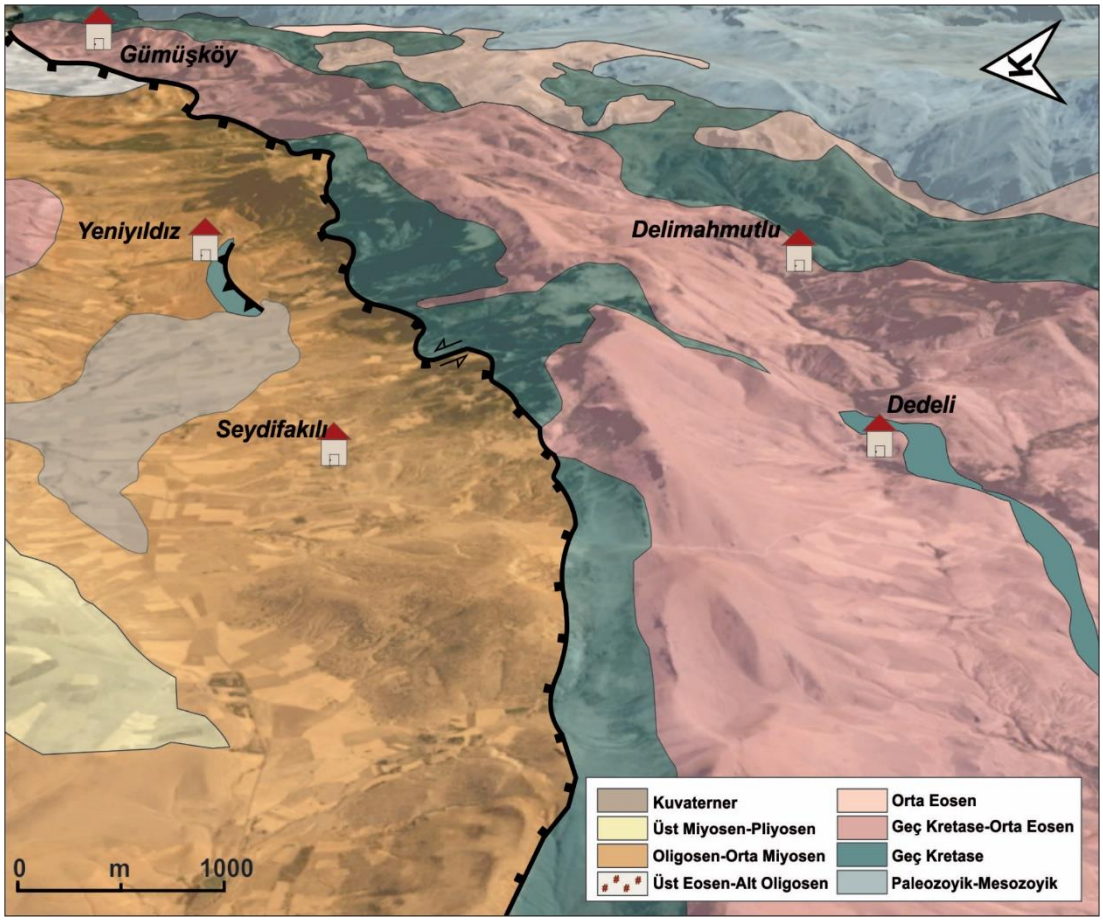
Şekil 4.18: Paleosen-Orta Eosen birimlerinde bulunan yastık lavlar içerisindeki makaslama düzlemi (36S 0635988, 4163183).

Çalışma alanında Paleosen-Orta Eosen birimlerinin yanı sıra, Orta Eosen ve Oligosen-Orta Miyosen birimleri de yine çok sayıda fay içermektedir. Ancak bu yapılar Geç Kretase-Orta Eosen yaşlı birimler içerisindeki faylara göre daha küçük ölçeklidirler. Oligosen-Orta Miyosen birimleri içerisinde kayma-oturma yapıları ile ilişkili normal ve ters faylara rastlanılmaktadır (Şekil 4.19). Bu yapılar, Oligosen-Orta Miyosen tortullarının depolanırken ortamın duraysızlığını yansıtmaları itibariyle önemlidirler.



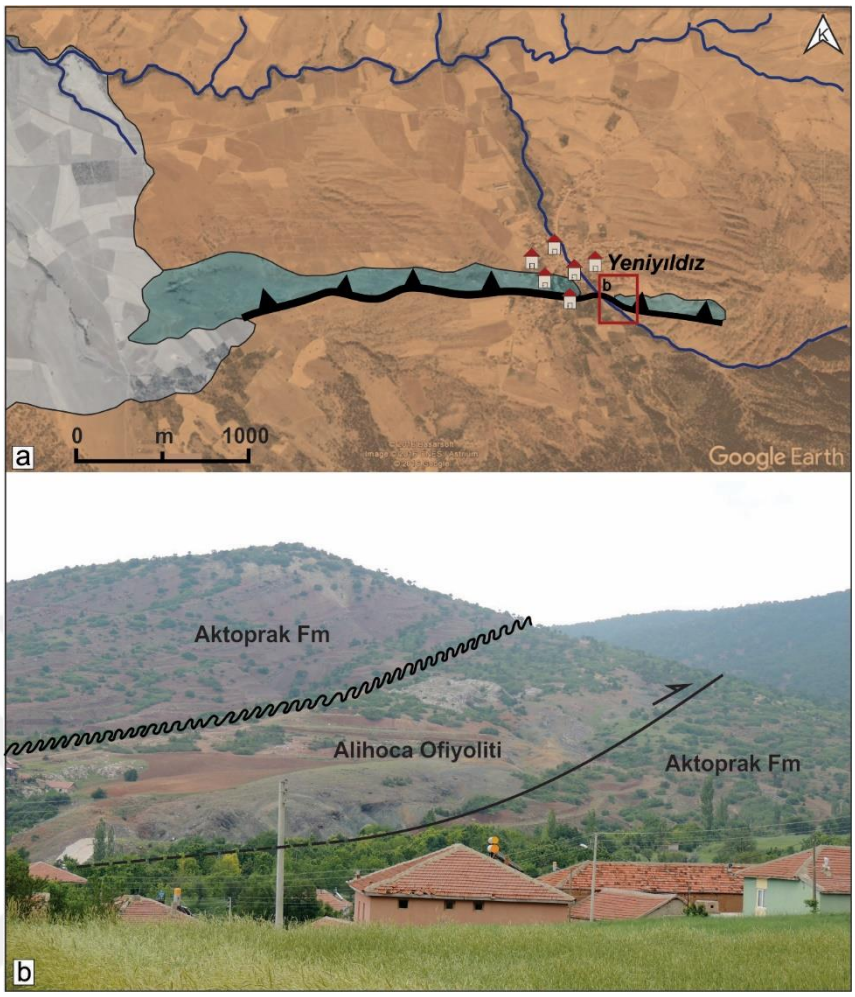
Şekil 4.19: Oligosen-Orta Miyosen birimlerinde kayma oturmalarla ilişkili olarak gelişen **a)** normal faylar, **b)** ters faylar.

Bölgedeki önemli faylardan bir diğeri Aktoprak Formasyonu ve Kabaktepe Formasyonu'nun yerleştiği senklinalin güney kanadı ile ofiyolitler ve diğer birimleri birbirinden ayıran normal faydır. Havzanın bu kesiminde Oligosen-Orta Miyosen tortulları büyük bir çekme kıvrımı senklinali (drag fold syncline) olarak kuzeye eğimli bu normal fayın düşen bloğunda bulunmaktadır (Şekil 4.1, 4.2 ve 4.20).



Şekil 4.20: Aktoprak Formasyonu güneyini sınırlayan normal fay.

Ayrıca yine Oligosen-Orta Miyosen birimleri içerisinde Yeniyıldız mevkinde bulunan ofiyolitik kayaçların Aktoprak Formasyonu'na ait birimlerin üzerine bindirdiği gözlenebilmektedir (Şekil 4.1 ve 4.21).



Şekil 4.21: Yeniyıldız mevkinde Oligosen-Orta Miyosen birimleri ile ofiyolitlerin durumunu gösterir **a)** harita, **b)** arazi görüntüsü.

4.2 Kıvrımlar

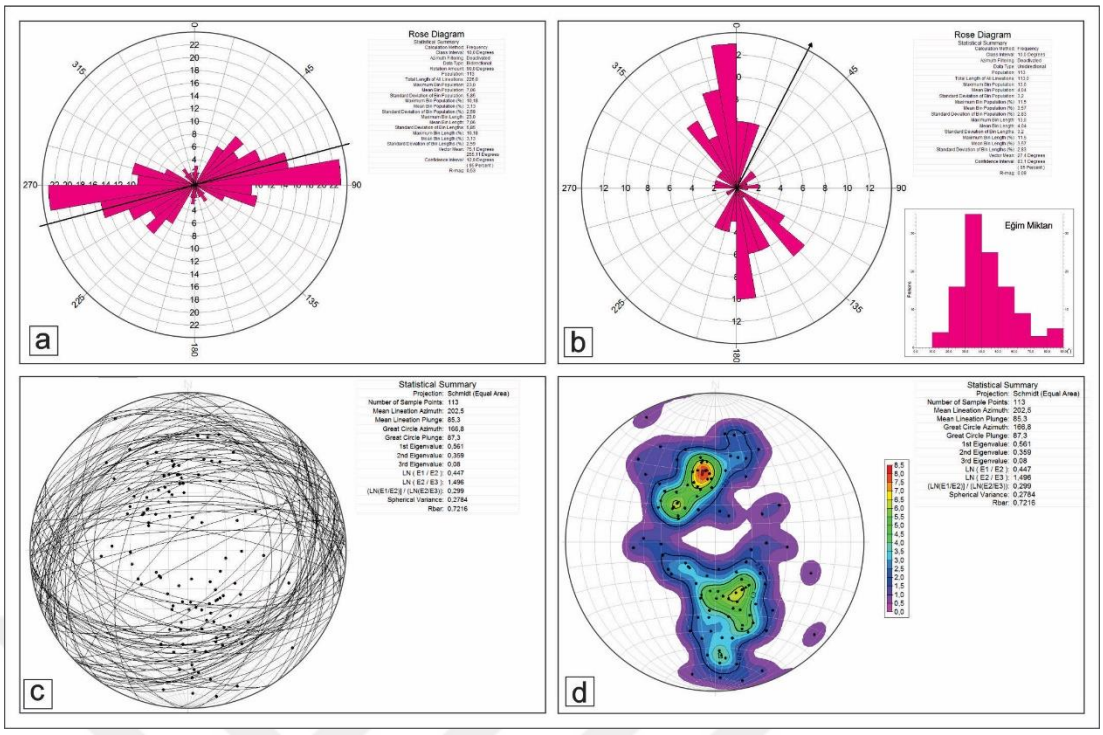
Dağ oluşum süreçlerinin Orta Toroslar'daki yapısal unsurlarından biri D-B doğrultulu kıvrımlardır (örn. Şaroğlu vd. 1983). Üst Kretase- Orta Eosen birimlerinden itibaren Üst Miyosen-Pliyosen birimlerine kadar olan tüm birimlerde farklı büyüklük ve geometrilerde kıvrımlar gözlenmiştir. Bu kıvrımların büyük bölümü büyük ölçekli yerel kıvrımlar olup, çoğunlukla asimetrik geometri gösterirken, bir kısmı da birim içerisindeki litolojik farklılıklardan kaynaklı olarak oluşan disharmonik kıvrımlar şeklindedir.

Birimler bazında bölgedeki deformasyonun anlaşılabilmesi amacıyla çalışma alanında bulunan tüm birimlerden tabaka verisi toplanmıştır (Şekil 4.1). Toplanan bu doğrultu ve eğim verileri Geç Kretase-Orta Eosen, Orta Eosen, Oligosen- Orta Miyosen, Geç Miyosen-Pliyosen dönemlerine ayırtlanarak, her bir dönemdeki tabaka verilerine ait gül diyagramları ve steronet diyagramları hazırlanmıştır

Elde edilen verilerin de açıkça gösterdiği şekilde bölgede Geç Kretase-Orta Eosen yaşlı birimler yoğun bir deformasyon geçirmiştir (Şekil 4.22).

Şekil 4.22: Geç Kretase-Orta Eosen yaşlı birimlerdeki bir antiklinal yapısı.

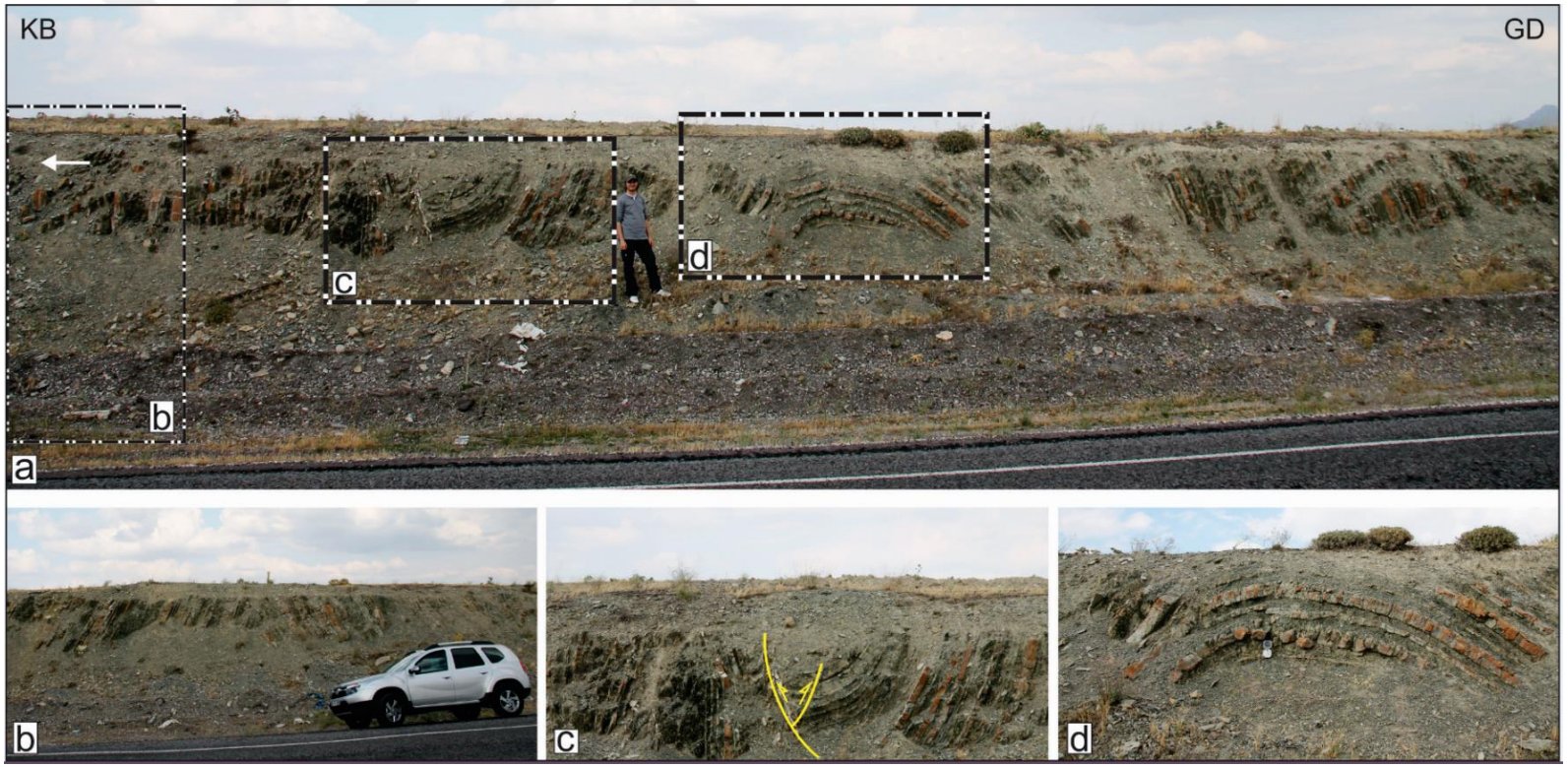
Genel olarak kıvrım ve ters fayların gözlendiği birimdeki yapıların yaklaşık D-B yönlü gidişleri genel olarak K-G yönlü bir sıkışma fazının ürünleri olduklarına işaret etmektedir. Sedimanter tabakaların ortalama doğrultuları genel olarak K75D, olup eğim yönleri KB ve GD ya doğrudur. Eğimler 30^{o}-50^{o} arasında yoğunlaşmakta ve 90^{0}'ye kadar ulaşmaktadır (Şekil 4.23).



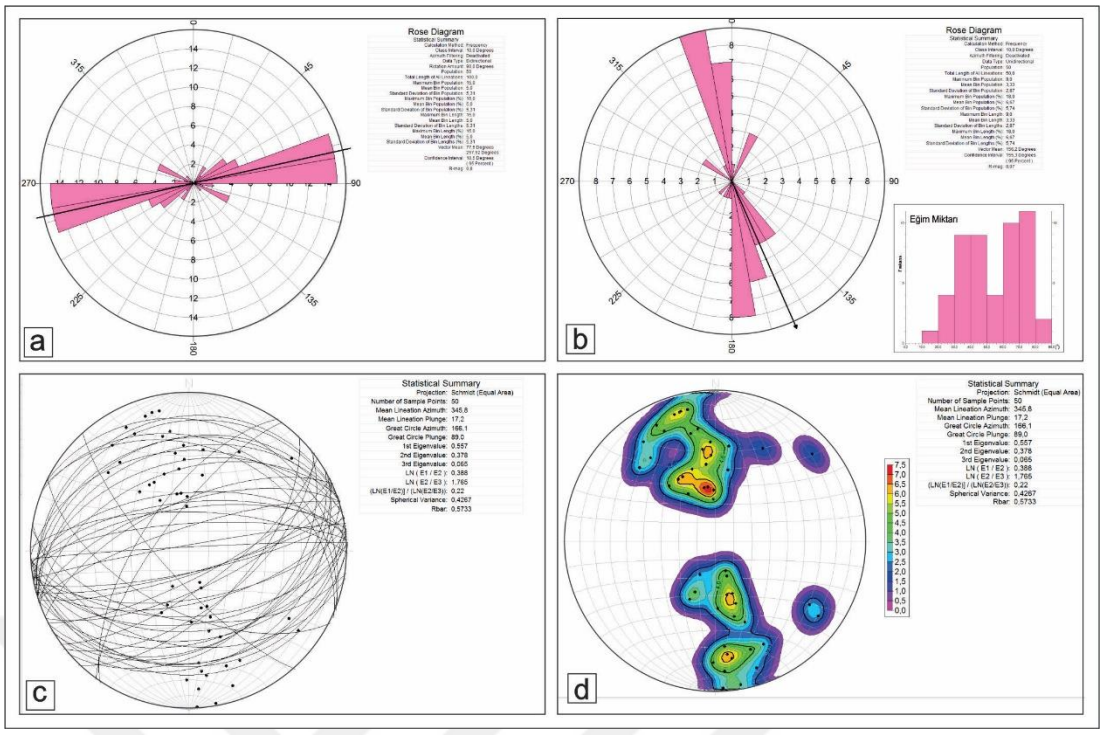
Şekil 4.23: Geç Kretase-Orta Eosen birimlerinin tabaka doğrultu ve eğim değerlerine ait diyagramlar **a)** doğrultuların yönlenimi, **b)** eğimlere ait yön ve sıklık diyagramları **c)** stereonet diyagramı **d)** kontür diyagramı.

Geç Kretase- Orta Eosen yaşlı birimler üzerine gelen Orta Eosen birimleri de bu birimlere benzer şekilde KB ve GD yönlü eğimlere sahiptir (Şekil 4.24, 4.25 ve 4.26). Ancak tabakaların eğim yoğunluğu 30º-50º ve 60º-80º arasında değişmektedir (Şekil 4.26).

Şekil 4.24: Orta Eosen birimlerindeki senklinal (36S 0635227, 4165739).



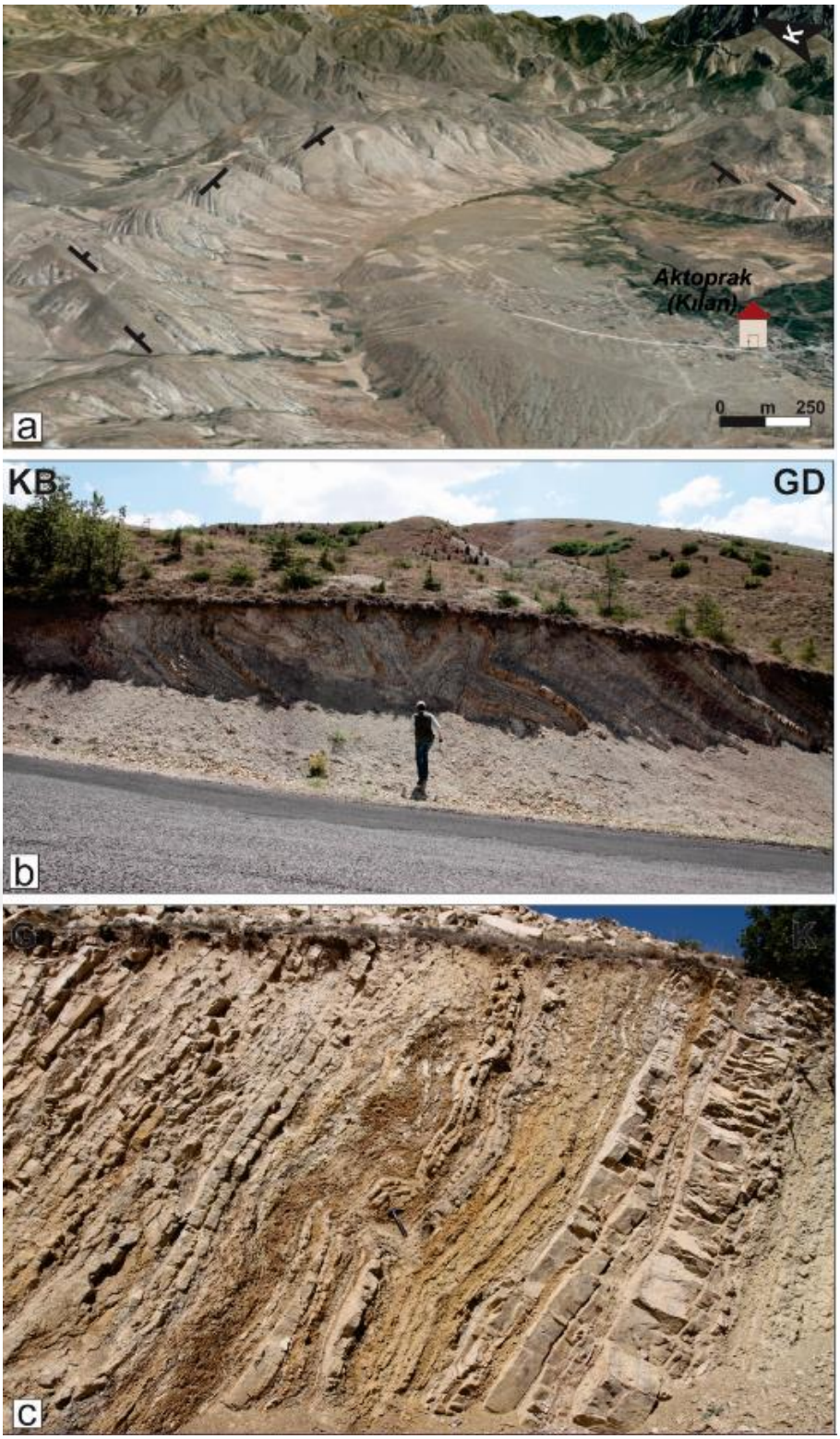
Şekil 4.25: Orta Eosen birimleri içerisindeki kıvrım ve ters faylar (36 S 0635356, 4165016).



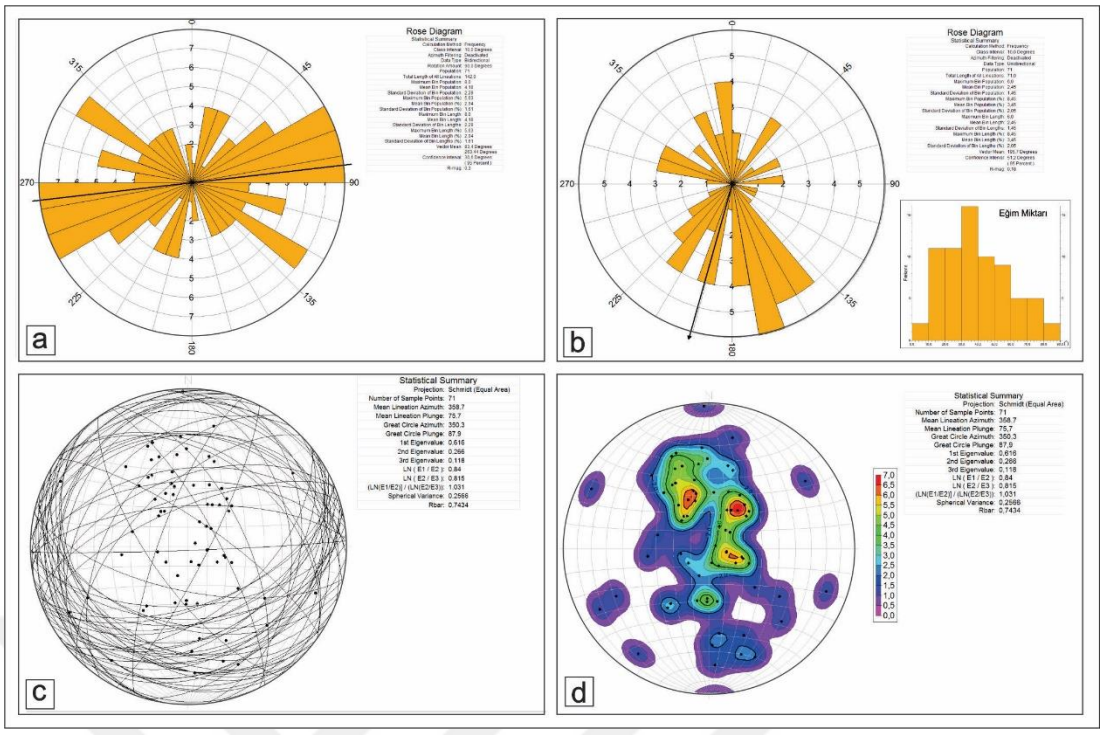
Şekil 4.26: Orta Eosen birimlerine ait tabaka doğrultu ve eğim değerlerine ait diyagramlar **a)** doğrultuların yönlenimi, **b)** eğimlere ait yön ve sıklık diyagramları **c)** stereonet diyagramı **d)** kontür diyagramı.

Bu birimleri açısal uyumsuzlukla üzerleyen Oligosen-Orta Miyosen birimleri de yine benzer yönlü bir sıkışmanın izlerini taşımaktadırlar. Bununla birlikte bu dönemin genel deformasyon özellikleri bir önceki faza göre daha zayıf bir sıkışma fazının izlerini taşımaktadır. Oligosen-Orta Miyosen birimlerinden toplanan temel tabaka verileri, büyük bir asimetrik senklinale işaret etmektedir (Şekil 4.27a). Ayrıca, birim içerisinde kayma oturma yapıları ile ilişkili kıvrımlanmalar da gözlenmektedir (Şekil 4.27b,c).

Yaklaşık D-B doğrultuya sahip tabakalar genel olarak KB-GD'ya eğimlidir. Eğim miktarları 10^{o}-50^{o} arasında yoğunlaşan tabaka eğimlerine ait gül diyagramında baskın eğim yönünün GD çıkması, ana senklinal ekseninin daha kalın olan kuzey kanadından daha fazla sayıda ölçüm alınmış olması ile ilişkilidir (Şekil 4.28).



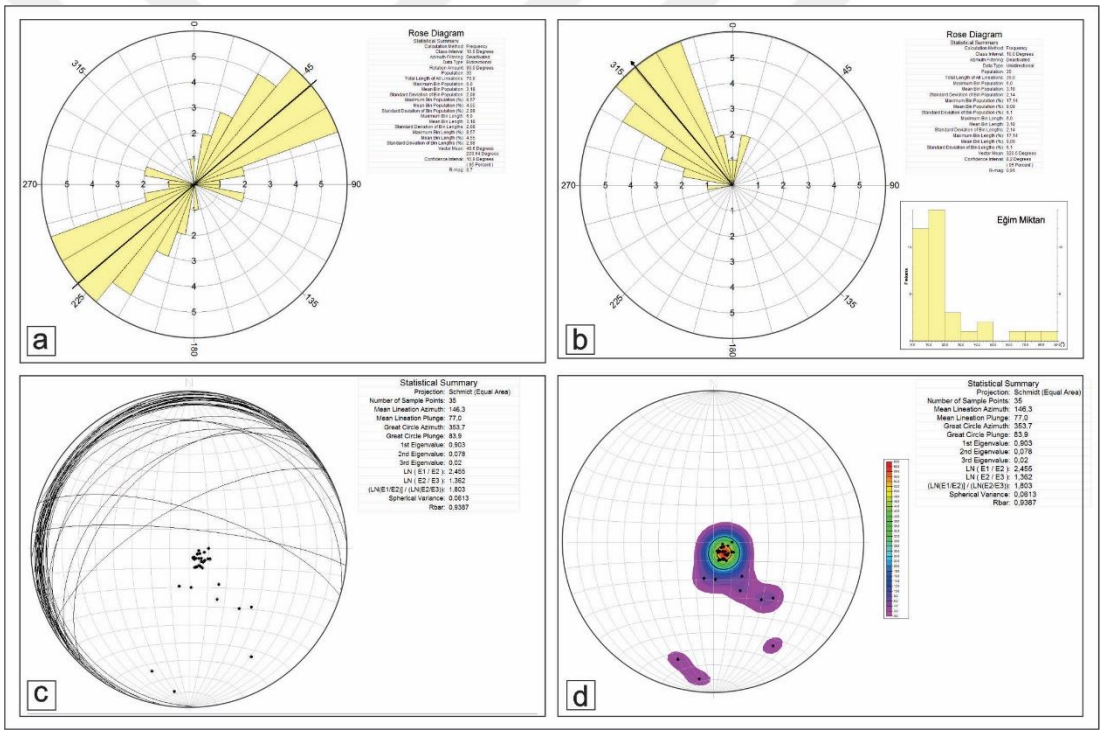
Şekil 4.27: a) Oligosen-Orta Miyosen birimlerinin yerleştiği açık senklinal, **b-c)** aynı birimler içerisinde gelişen kayma-oturma yapıları.



Şekil 4.28: Oligosen-Orta Miyosen birimlerine ait tabaka doğrultu ve eğim değerlerine ait diyagramlar **a)** doğrultuların yönlenimi, **b)** eğimlere ait yön ve sıklık diyagramları, **c)** stereonet diyagramı **d)** kontür diyagramı.

Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı akarsu ve göl çökellerinin tabaka doğrultuları ortalama K50D doğrultusunda yoğunlaşmakta, KB'ya eğimli tabakaların eğim miktarı ise genel olarak 10^o-30^o arasında değişim göstermektedir (Şekil 4.29 ve 4.30). Oligosen-Orta Miyosen birimlerini açısal uyumsuzlukla üzerleyen bu tortullarının bölge genelinde yataya yakın konumları bölgenin bu dönemde evvelki sıkışma rejimlerinin etkilerinden ziyade durgun veya genişlemeli bir tektonik tarafından kontrol edildiğine işaret etmektedir.

Şekil 4.29: Çalışma alanındaki Geç Miyosen–Pliyosen yaşlı birimlerinin konumu, KB'ya bakış.



Şekil 4.30: Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı birimlere ait tabaka doğrultu ve eğim değerleri diyagramları **a)** doğrultuların yönlenimi, **b)** eğimlere ait yön ve sıklık diyagramları **c)** stereonet diyagramı **d)** kontür diyagramı.

5. UZAKTAN ALGILAMA ÇALIŞMALARI

5.1 Çizgisellik Analizi

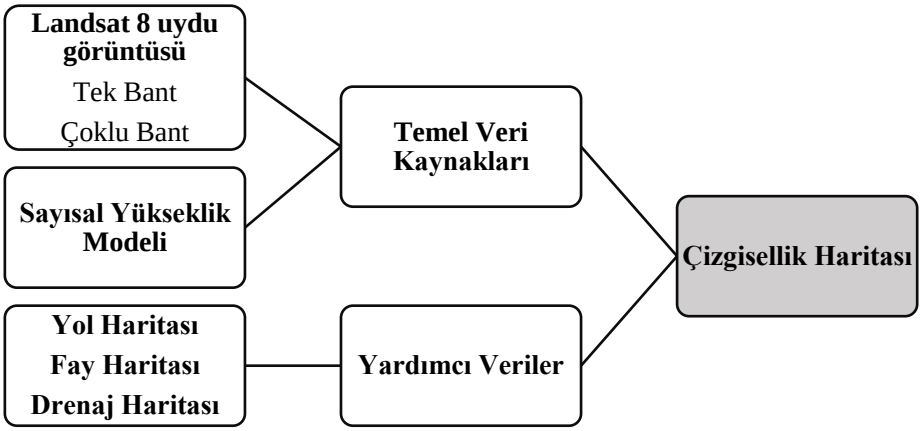
Tez çalışmaları kapsamında, bölgedeki yapısal unsurların ve ilişkili deformasyonların anlaşılmasına katkı sağlamak amacıyla çizgisellik analizleri yapılmıştır.

Çizgisellik, Hobbs (1904) tarafından kayaçlar üzerinde gizlenmiş yapıların anlaşılmasını sağlayan önemli çizgiler olarak tanımlanmıştır. Daha sonra O' Leary vd. (1976) bu terimi revize ederek jeomorfoloji temelinde çizgiselliği, yakındaki diğer yüzey özelliklerinin dokusundan farklı doku gösteren ve muhtemelen bir yüzey altı durumu yansıtan haritalanabilir, çizgisel yüzey özellikleri olarak ifade etmiştir (Gupta 2003). Bu tanımları ile bir alandaki çizgisellikler; nehirler, nehir yatakları ve drenaj bölüm çizgileri gibi jeomorfolojik; yollar, tarla sınırları ve bina kenarları gibi insan etkili ya da kırık çatlak gibi jeolojik kökenli olabilirler.

Yukarıdaki tanımlamalar doğrultusunda çizgisellikler, her ne kadar arazi unsurlarını ifade etseler de, büyük ölçekli alanlar için arazi çalışmaları gerekli verinin toplanmasında bazı durumlarda yetersiz kalmaktadır. Bu noktada, uzaktan algılama ile çizgisellik çıkarımları özellikle yer bilimleri tabanlı çalışmalarda bölgedeki morfolojinin ve yapısal elemanların anlaşılması ve tektonik yorumlamaların yapılmasında başvurulan önemli yöntemlerden biridir (örn. Süzen ve Toprak 1998, Koç vd. 2012).

Bu kapsamda, çalışma alanındaki tektonik ve morfolojik unsurların daha iyi anlaşılabilmesi amacıyla; uydu görüntüleri, sayısal yükseklik modelleri ve bazı tematik haritalar kullanılarak çizgisellik haritaları hazırlanmıştır (Çizelge 5.1). İzlenen yöntem ve elde edilen veriler bu bölümde anlatılacaktır.

Çizelge 5.1: Çizgisellik haritası hazırlanmasında izlenen akış.



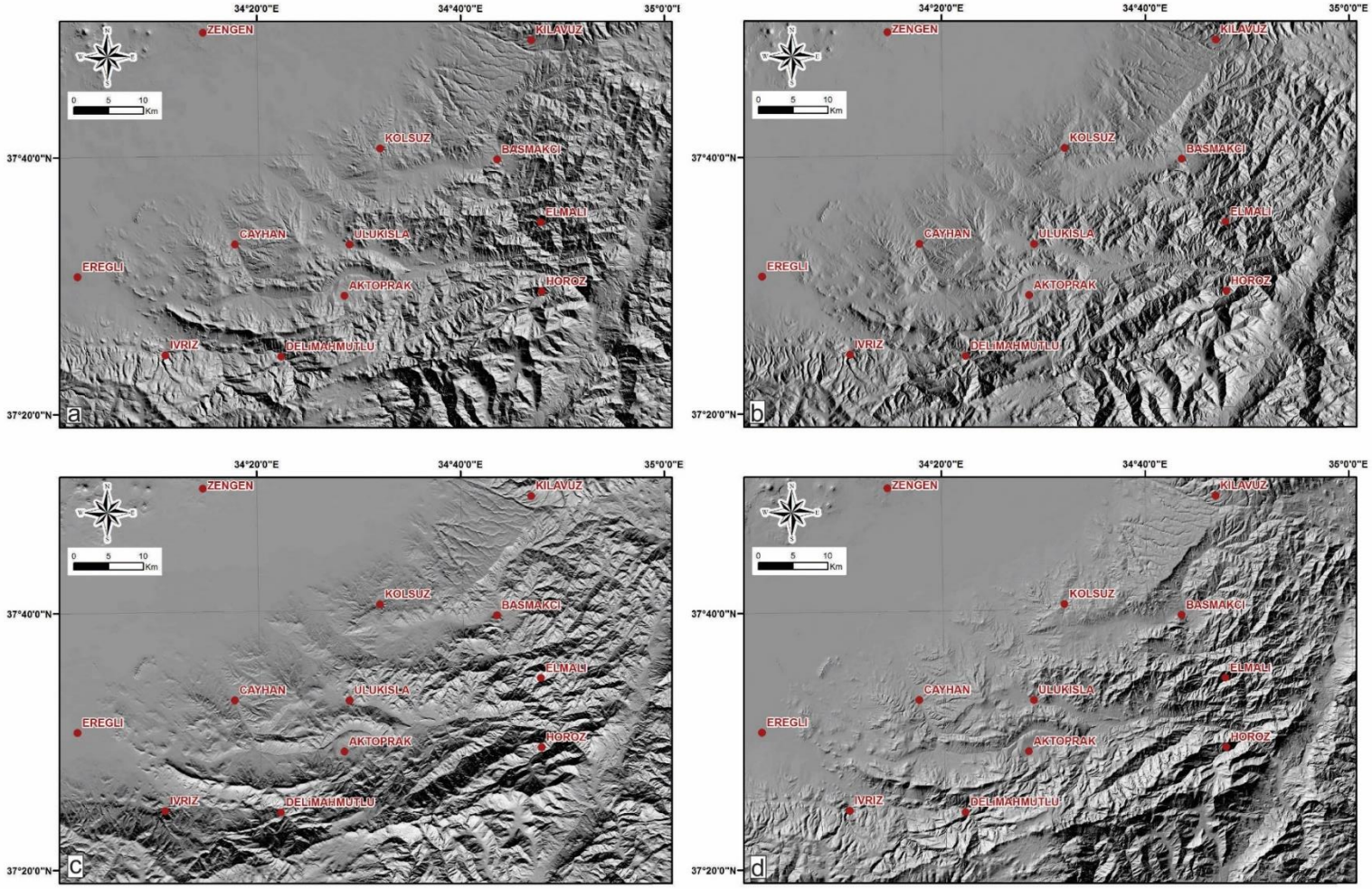
5.1.1 Temel veriler

Uydu görüntüleri çizgisellik çalışmaları kapsamında kullanılan temel veriler olmakla birlikte detaylı topografik haritaların sayısallaştırılmasından elde edilen sayısal yükseklik modelleri de bu çalışmalarda yaygın olarak kullanılmaktadır (örn., Süzen ve Toprak 1998, Kuterdem ve Dirik 2007). Bu çalışma kapsamında erişime açık uydu görüntülerinden, çalışmaya uygun mekânsal çözünürlüğü göz önünde bulundurularak Landsat-8 uydusuna ait uydu görüntüsü ve Harita Genel Komutanlığı'ndan temin edilen bölgeye ait 1/25.000 ölçekli topografik haritaların sayısallaştırılmasıyla elde edilen Sayısal Yükseklik Modelleri (SYM) kullanılmıştır.

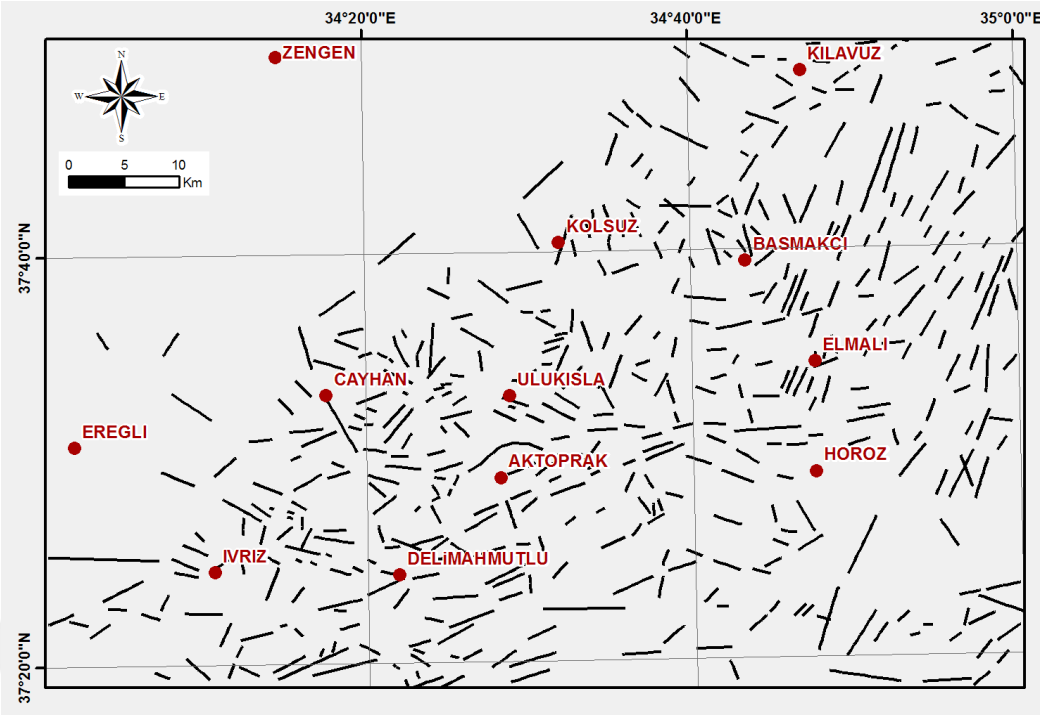
5.1.2.1 Sayısal yükseklik modeli

Sayısal Yükseklik Modelleri (SYM) topografik haritaların sayısallaştırılması ile elde edilen, yüzey topografyasını yansıtan kabartı haritalardır. SYM görüntüleri sayesinde çizgiselliklerin de dâhil olduğu yüzey yapıları kolayca ayırt edilebilmektedir.

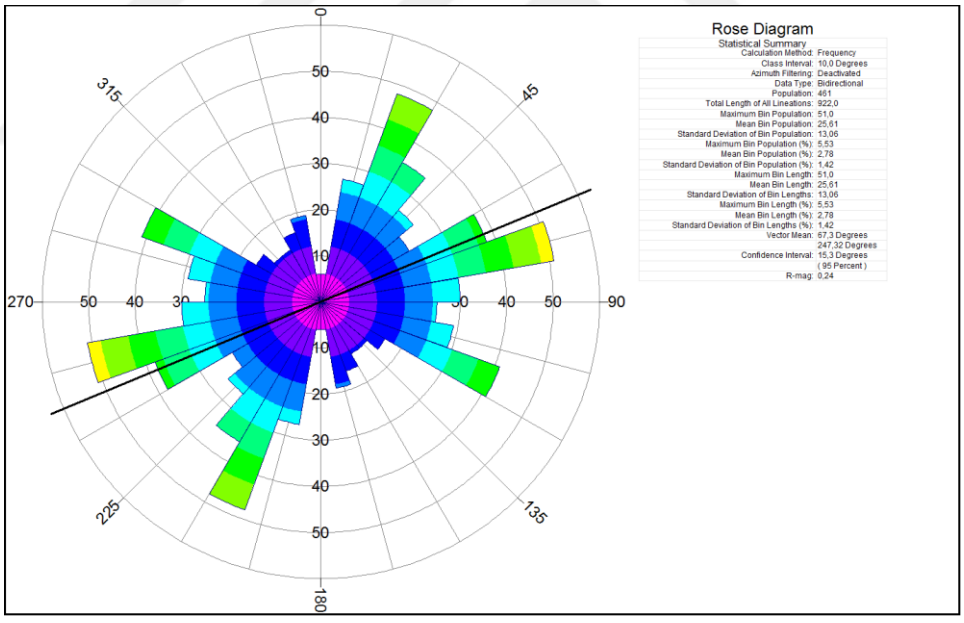
Çalışma kapsamında bölgenin içinde bulunduğu 1/25.000 ölçekli topografik paftalar ArcGIS yazılımı kullanılarak sayısallaştırılmıştır. SYM görüntüleri elde edilirken farklı aydınlatma açıları kullanılmış ve bu sayede bölgede özellikle topografyaya bağlı olarak gözden kaçabilecek çizgisel yapılar tespit edilmiştir. Çalışmaya dair kullanılan SYM görüntüleri Şekil 5.1'de, bu görüntülerden faydalanılarak hazırlanan çizgisellikler Şekil 5.2'de ve çizgiselliklerin yönelimlerini gösterir gül diyagramı Şekil 5.3'te sunulmuştur.



Şekil 5.1:Çalışma alanına ait farklı açılarda aydınlatılmış SYM görüntüleri (a-45, b-90, c-180, d-315).



Şekil 5.2: Farklı açılarda aydınlatılmış SYM görüntüleri üzerinden hazırlanan çizgisellik haritası.



Şekil 5.3: Farklı açılarda aydınlatılmış SYM görüntüleri üzerinden hazırlanan çizgiselliklere ait gül diyagramı.

5.1.2.2 Uydu görüntüleri

Üzerinde düzeltme ve zenginleştirme işlemleri uygulanmış tek ve çok bantlı uydu görüntüleri çizgisellik çalışmalarının temel malzemesidir (örn. Moore ve Waltz 1983, Masoud ve Koike 2006).

Landsat-8 uydusu, elektromanyetik spektrumun görünür olduğu, yakın kızılötesi, kısa dalga kızılötesi ve termal kızılötesi aralıklarında görüntü almakta olup, görüntüleri spektral aralığa bağlı olarak 15 ile 100 metre arasında çözünürlüğe sahiptir (Çizelge 5.2). Landsat-8 iki farklı sensör taşımaktadır. Bunlardan ilki OLI (Operational Land Imager) sensörü, önceki standart Landsat bantlarının yanısıra 3 yeni band içermektedir. Bunlar, özellikle kıyı ve aerosol çalışmalarında kullanılmak üzere derin mavi band (Band 1), Sirrus bulutlarının tespit edilebilmesini sağlamak amacıyla kısa dalga kızılötesi band (Band 9) ve bir de kalite değerlendirme bandlarıdır. Diğer sensör, TIRS (Thermal Infared Sensor) iki adet termal banda (Band 10 ve Band 11) sahiptir (URL-1).

Çizelge 5.2: Landsat 8 uydusunun özellikleri (URL-1).

Band Adı	***Dalga Boyu (µm)***	***Mekansal Çözünürlük (m)***
Band 1 Kıyı (derin mavi)	0.43 – 0.45	30
Band 2 Mavi (Blue)	0.45 – 0.51	30
Band 3 Yeşil (Green)	0.53 – 0.59	30
Band 4 Kırmızı (Red)	0.64 – 0.67	30
Band 5 Yakın Kızıöttesi (NIR)	0.85 – 0.88	30
Band 6 Kısadalga Kızılötesi (SWIR 1)	1.57 – 1.65	30
Band 7 Kısadalga Kızılötesi (SWIR 2)	2.11 – 2.29	30
Band 8 Pan	0.50 – 0.68	15
Band 9 Cirrus	1.36 – 1.38	30
Band 10 TIRS 1	10.6 – 11.19	100
Band 11 TIRS 2	11.5 – 12.51	100

Çalışma kapsamında kullanılan 26.09.2015 tarihli, 176 satır ve 034 sütün numarasına sahip görüntü USGS (United States Geological Surveys)'in internet sitesinden temin edilmiştir.

Temin edilen görüntüler, tek ve çok bantlı olarak kullanılmıştır. Tek bantlı görüntü için başka çalışmalarda da tercih edilmiş, atmosferik pusun etkisinin az olması nedeniyle nem ve kontrast kaybının düşük olduğu dalga boyuna sahip band 7 tercih edilmiştir (örn. Süzen ve Toprak 1998). Tek bant ve çoklu bantlar üzerinden çalışmanın amacına uygun olarak yapılan görüntü işleme (düzeltme ve zenginleştirme) adımları ile bunlardan elde edilen sonuçlar aşağıda özetlenmiştir.

Görüntü işlemenin ilk adımı sayısal görüntülerin düzeltilmesidir. Bu düzeltmeler radyometrik ya da geometrik olarak yapılır.

Radyometrik düzeltmedeki amaç kaydedilmiş verilerdeki çeşitli radyometrik bozulmaları gidermektir. Bir sayısal görüntüdeki radyometrik hatalar sensörden kaynaklı (kayıp satır, periyodik gürültü, vb.) veya çevresel etkilerden kaynaklı (atmosferik etkiler ve güneş aydınlatma açısı etkisi) olabilir.

Geometrik düzeltme ise ham görüntüdeki geometrik bozulma etkilerinin giderilmesi esasına dayanır. Geometrik hatalar sistematik (panaromik bozulma, dünyanın dönüşündeki eğrilik vb.) ve sistematik olmayan hatalar (yükseklik değişimi, platform durum değişiklikleri vb.) olarak ikiye ayrılırlar. Sistematik hatalar algılayıcı ve platform hareketleri ile platform ve Dünya arasındaki ilişkinin doğru modellenmesi ile düzeltilirken, sistematik olmayan hatalar ancak görüntü verisinin yersel koordinat sistemine göre yeniden konumlandırılması ile düzeltilebilirler (Düzgün 2011).

Görüntü zenginleştirme, belirli bir uygulama için daha iyi yorumlanabilir bir görüntü oluşturma işlemidir (Gupta 2003). Kullanılan zenginleştirme yöntemleri ile çalışmanın amacına uygun olarak ham görüntü üzerinde öne çıkarılmak istenen özelliklerin belirgin hale getirilmesi amaçlanır. Görüntü zenginleştirme işlemi tek ya da çok bantlı görüntüler üzerinden uygulanabilir. Tez çalışması kapsamında çizgisellik çıkarımları için geometrik olarak düzeltilmiş görüntüye uygulanan zenginleştirme işlemleri temel olarak kontrast zenginleştirme ve filtreleme teknikleri olarak ikiye ayrılmaktadır.

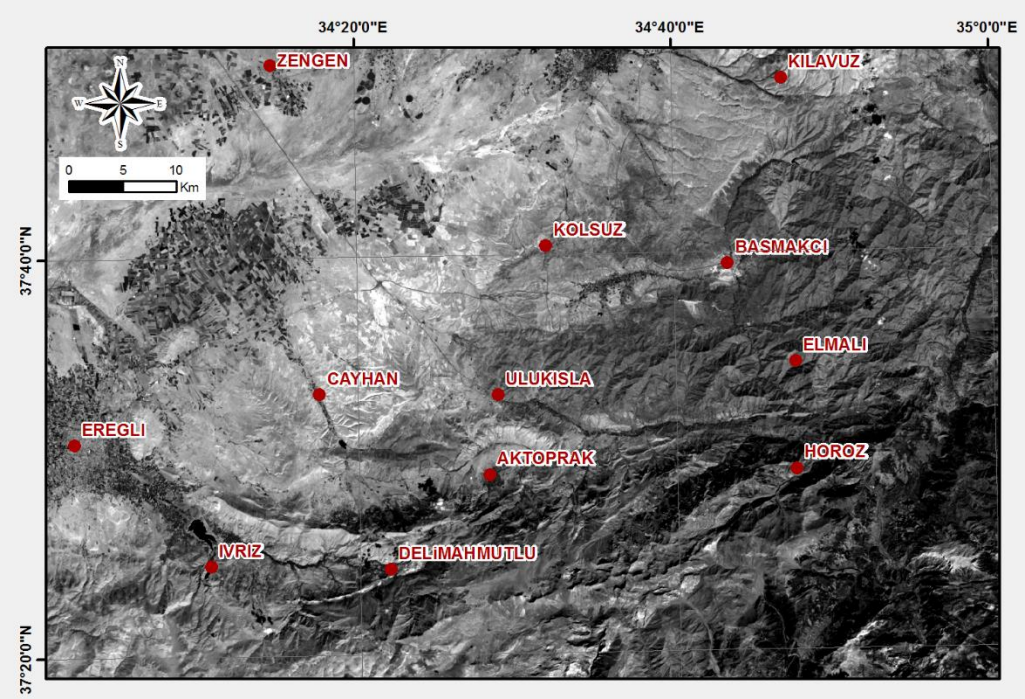
Kontrast zenginleştirme, bir görüntüdeki kontrast dağılımı, yani açık ve koyu tonlar arasındaki fark için istatistiksel veri dağılımının yeniden düzenlenmesi temeline dayanır. Bir görüntüdeki yansıma değerleri histogram grafikleri ile gösterilir. Bu grafiklerde x ekseni yansıma değerlerini (8 bit görüntüler için 0-255 aralığı) y ekseni

ise bu yansıma değerlerinden görüntü üzerinde kaç tane olduğunu ifade eder. Kontrast germenin temel mantığı görüntüde ilgilenilen özelliklerin grilik seviyelerinin daha belirgin hale getirilmesidir (Gupta 2003). Bunu yapabilmek için öncelikle görüntüye ait histogram grafiğine bakılır. Bu grafikte verilerin pik yaptığı kısım kontrastın olmadığı, geniş yayılımlar ise kontrastın yüksek olduğu alanları işaret eder. İyileştirme işlemi, görüntüde belirgin şekilde görülmesi istenen özelliklere göre histogramdaki bu veri dağılımının daha dengeli hale getirilmesi ile mümkün olur.

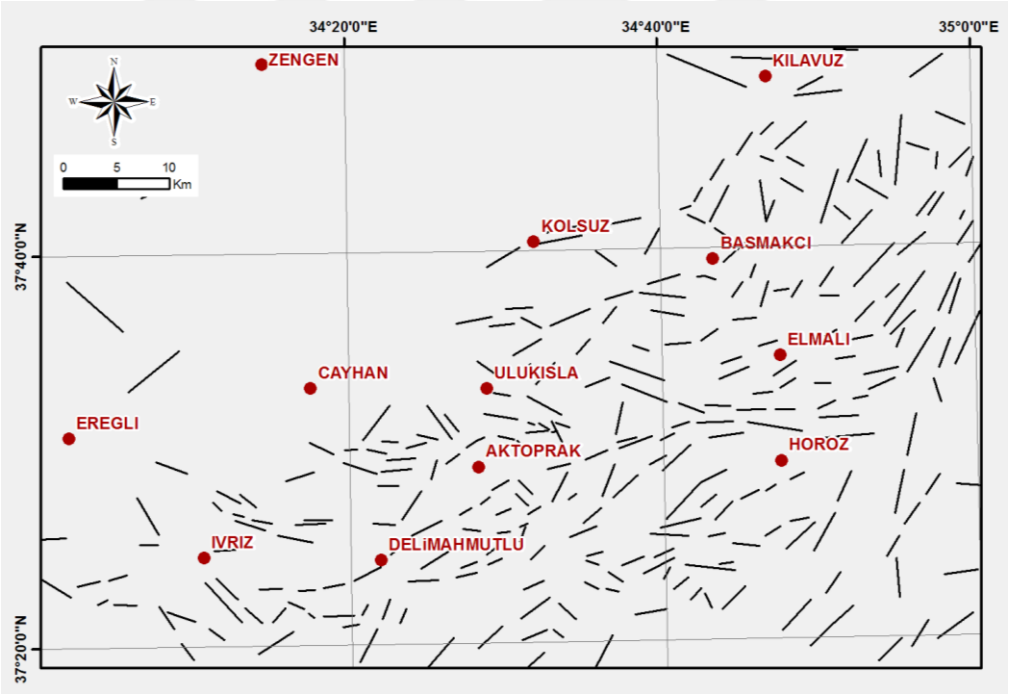
Bu çalışmada kontrast germe yöntemlerinden lineer kontrast germe kullanılmıştır. Lineer kontrast germedeki amaç, görüntüye ait histogramın 0-255 değer aralığına yayılmasını sağlamaktır. Diğer bir değişle bu yöntemle, görüntünün orijinal piksel değerlerindeki minimum ve maksimum değerler, histogram üzerinde minimum değer için 0 ve maksimum değer için 255 olacak şekilde yeniden dağıtılırlar. Ancak bazı durumlarda bu da görüntüdeki kontrastın arttırılabilmesi için yeterli bir çözüm olmaz, böyle durumlarda baştan ve sondan belirli yüzdelik kısımlar alınarak (%5 ve %95 gibi) germe işlemi yeniden uygulanabilir.

Kontast germesi yapılan görüntülerin histogram değerlerinin üniform bir dağılım göstermesi istenirse görüntüye histogram eşitleme işlemi uygulanır. Bu işlem sonucunda elde edilen yeni görüntünün histogramında, pikseller x ekseni boyunca muntazam bir yoğunluğa sahip hale gelir.

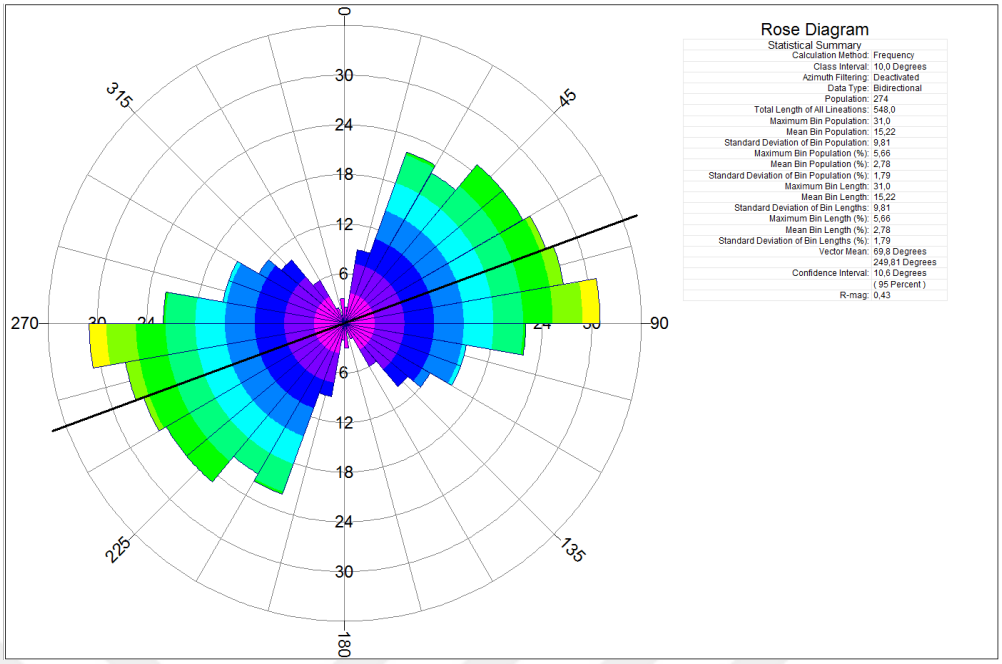
Tez arazisi için lineer kontrast germe sonucu elde edilen görüntü, bu görüntü üzerinden hazırlanan çizgisellik haritası ve tespit edilen çizgiselliklerin gül diyagramı sırasıyla Şekil 5.4, 5.5 ve 5.6’ da görülmektedir.



Şekil 5.4:Çalışma alanına ait Lineer germe uygulanmış Landsat-8 (7.band) görüntüsü.



Şekil 5.5: Lineer germe uygulanmış görüntüden elde edilen çizgisellik haritası.

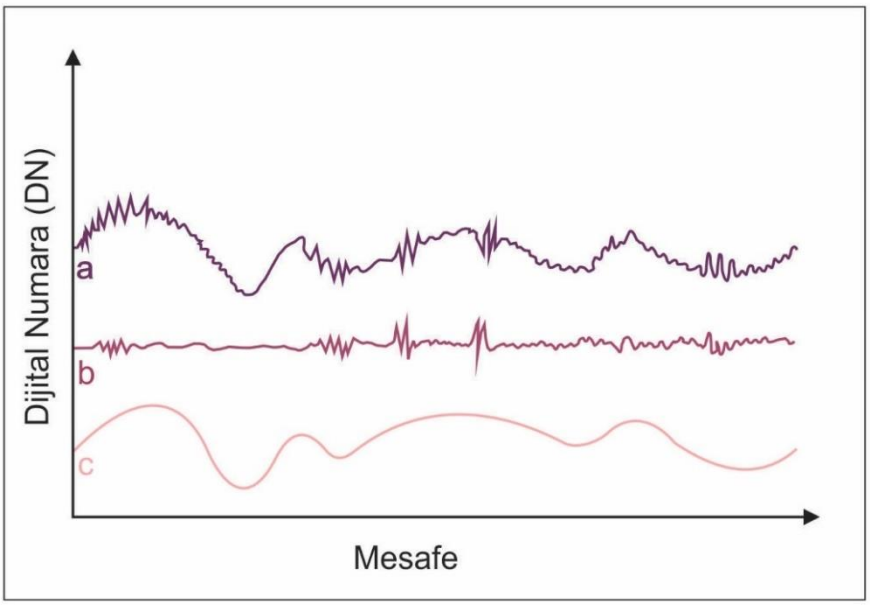


Şekil 5.6: Lineer germe uygulanmış görüntüden elde edilen çizgiselliklere ait gül diyagramı.

Görüntü zenginleştirme tekniklerinden bir diğeri filtreleme işlemleridir. **Görüntü filtreleme** bir görüntüden mekânsal ölçekli bilgi elde etme yöntemidir (Gupta 2003). Filtreleme işleminin temel amacı, görüntü üzerindeki gürültü ve parazit gibi kirlilikleri gidererek görüntüde bulunan her bir cismin ayırt edilebilirliğini arttırmaktır (Ekercin 2007). Görüntü filtreleme işlemleri hem mekân baskın hem de frekans alan filtreleme teknikleri ile yapılabilir. Mekânsal alan filtreleme işlemleri aşağıda da anlatıldığı gibi genel itibariyle filtre ağırlık matrisi olarak da bilinen Kernel filtreleri kullanılarak yapılabilir. Kernel bir katsayılar dizininden ibarettir. Uygulamadaki kolaylık, yöntemin basitliği ve düşük hesaplama yetenekleri gerektirmesi nedeniyle mekânsal filtreleme işlemleri uzaktan algılama çalışmalarında yaygın olarak kullanılmaktadır (Gupta 2003).

Uydu görüntülerinin karakteristik özelliklerinden biri olan mekânsal frekans, bir görüntünün her bir ayrı kısmı için parlaklık değişiminin numarasıdır (Sarp 2005). Eğer bir görüntüden diğerine dijital numaraların dağılımını görmek için bir profil çizdiğimizi düşünürsek bu profildeki dalgaların karışık sinüslerden oluştuğu görülecektir (Şekil 5.7a). Belirlenen alan için parlaklık değerinde çok belirgin bir değişim meydana gelmiş ise (kısa mesafelerde keskin değişimler) bu alan yüksek frekansa sahiptir (Şekil 5.7b), tam tersi şekilde eğer belirlenen alan içinde parlaklık değeri çok az değişime uğruyorsa, bu alan düşük frekansı yansıtır (Şekil 5.7c).

Bir bakıma burada frekans dijital numaraların çeşitlilik (varyasyon) oranını ifade eder ve yüksek frekanslı varyasyonlar yerel değişimler (pikselden piksele), düşük frekanslı varyasyonlar ise bölgesel değişimleri (görüntüden görüntüye) yansıtır (Gupta 2003).

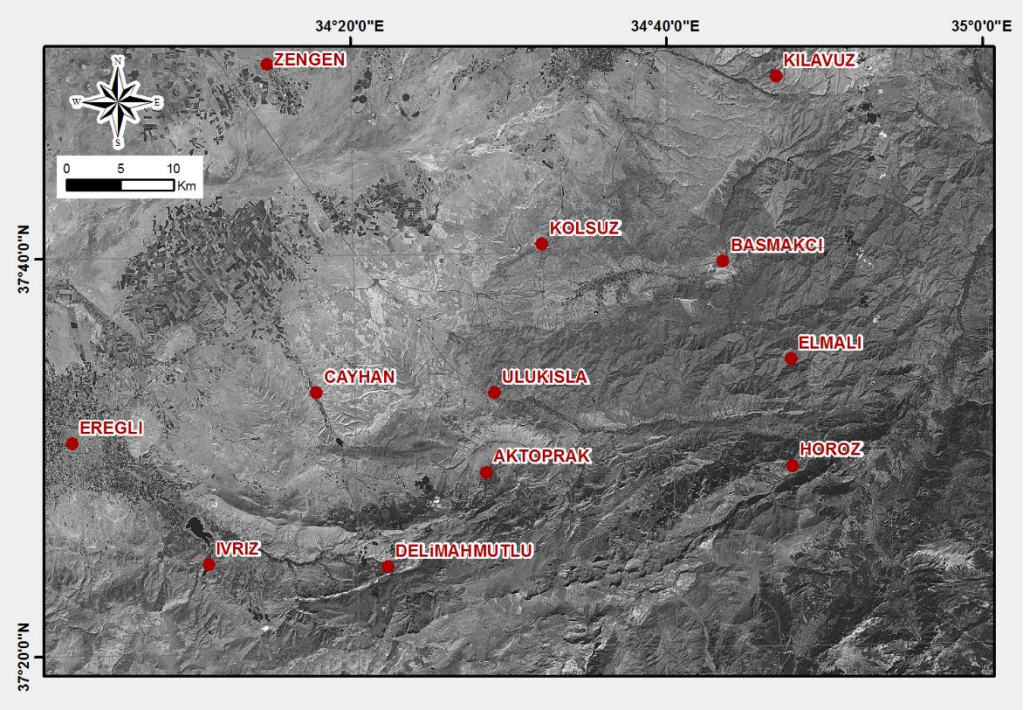


Şekil 5.7: Görüntünün yüksek ve düşük frekanslı bileşenleri, a) dijital numaranın tüm frekansları içeren tipik görüntüsü, b) yüksek frekans dalga bileşenleri, c) düşük frekans dalga bileşenleri (Gupta (2003)'dan değiştirilerek alınmıştır).

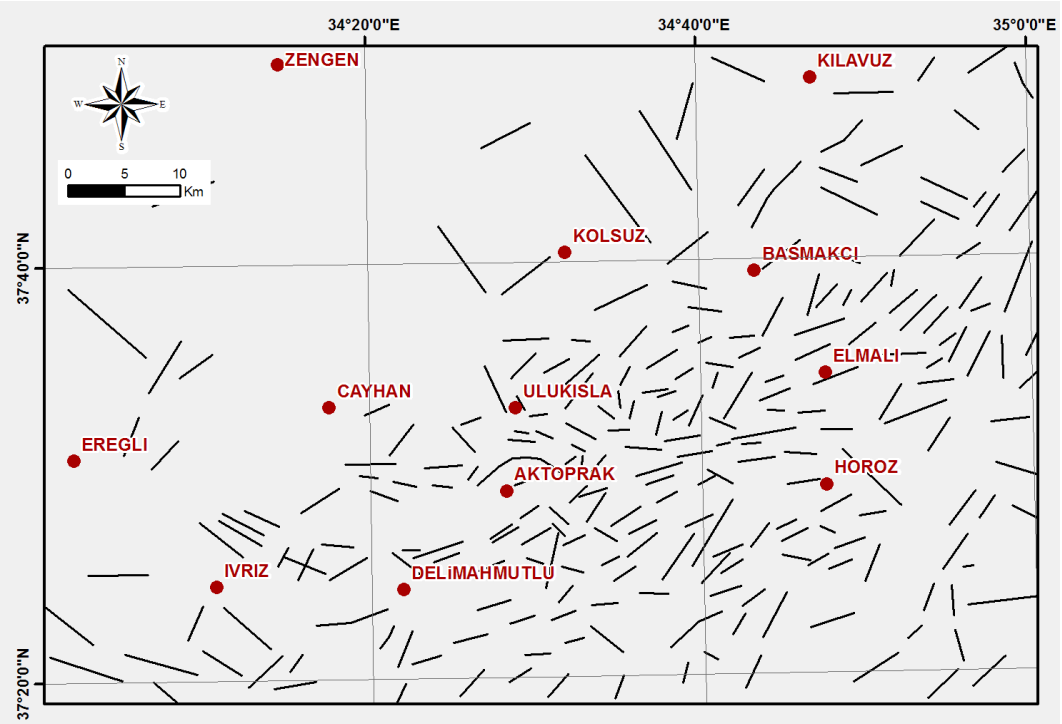
Bu frekans değerlerinin özeliklerine göre iki temel filtreleme tekniği vardır. Bunlar düşük geçirgen filtreleme ve yüksek geçirgen filtreleme teknikleridir. Yeni bir dijital numara hesaplanması için Kernel'in (filtre ağırlık matrisinin) eski veri dizisi ile üst üste getirilmesi tasarlanır. Diğer bir değişle filtreleme işlemi için belli bir pencere büyüklüğü seçilir ve pencere her bir görüntü hücresi üzerinde gezdirilerek filtreleme işlemi uygulanır. Orijinal parlaklık değerleri, üzerleyen Kernel katsayıları ile ağırlıklandırılmış ve elde edilen toplam parlaklık değeri, yeni görüntüde merkezi piksele atanmıştır. Kernel ardarda satırlar ve sütunlar halinde, tüm pikseller üzerinde taşınır ve yeni parlaklık (dijital numara) dizisi hesaplanır. En yaygın kullanılan Kernel ölçüleri 3 x 3, 5 x 5 ya da göreli olarak daha az yaygın olan 7 x 7 dir. Ancak Kernel boyutu çalışmanın türüne göre keyfi olarak seçilebilir. Tüm vakalar için en iyi sonucu veren Kernel tanımlaması diye bir şey yoktur. Seçim genellikle deneme yanılmaya dayanır. Tek sayılardan oluşan Kerneller'de, merkez piksel iki tarafında eşit ağırlıklıdır. Bu nedenle genellikle tek numaralı Kernel boyutları kullanılır (Gupta 2003).

Kenar zenginleştirme olarak da bilinen **yüksek geçirgen filtreleme** nesnelerin sınırlarının zenginleşmesini sağlayan bir keskinleştirme işlemidir. Uzaktan algılanmış bir görüntüde kenarların içerdiği yüksek frekans varyasyonlarına denk gelen bilgi birbirine bitişik nesnelerin ayırt edilebilmesi açısından çok önemlidir (Mather ve Koch 2011). Yüksek geçirgen filtrelerin yanı sıra merkez matris değerleri farklı olan kenar zenginleştirme (edge enhance) filtreleri de çizgisellik çıkarımlarında kullanılabilecek filtrelerdir. **Düşük geçirgen filtreleme** (yumuşatma) ise yüksek geçirgen filtrenin aksine düşük frekanslı gri değerlerini keskinleştirir ve kontrastı düşürür. Bu özelliği ile düşük geçirgen filtreleme gürültü ve parazitlerin giderilmesini sağlar.

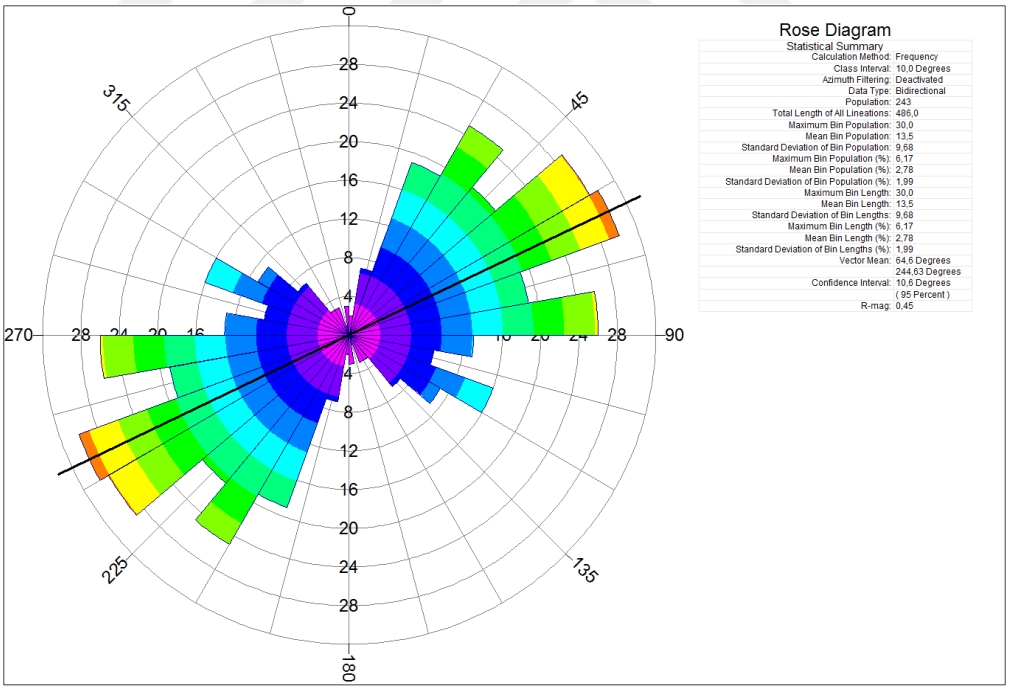
Çalışma kapsamında amaç arazi genelinde çizgisellik sunan unsurların tespit edilmesi olduğu için Landsat görüntüsüne 3x3 lük yüksek geçirgen filtre ve 5x5 lik kenar zenginleştirme filtreleri uygulanmış ve bu görüntüden elde edilen çizgisellikler haritalanmıştır (Şekil 5.8-5.13).



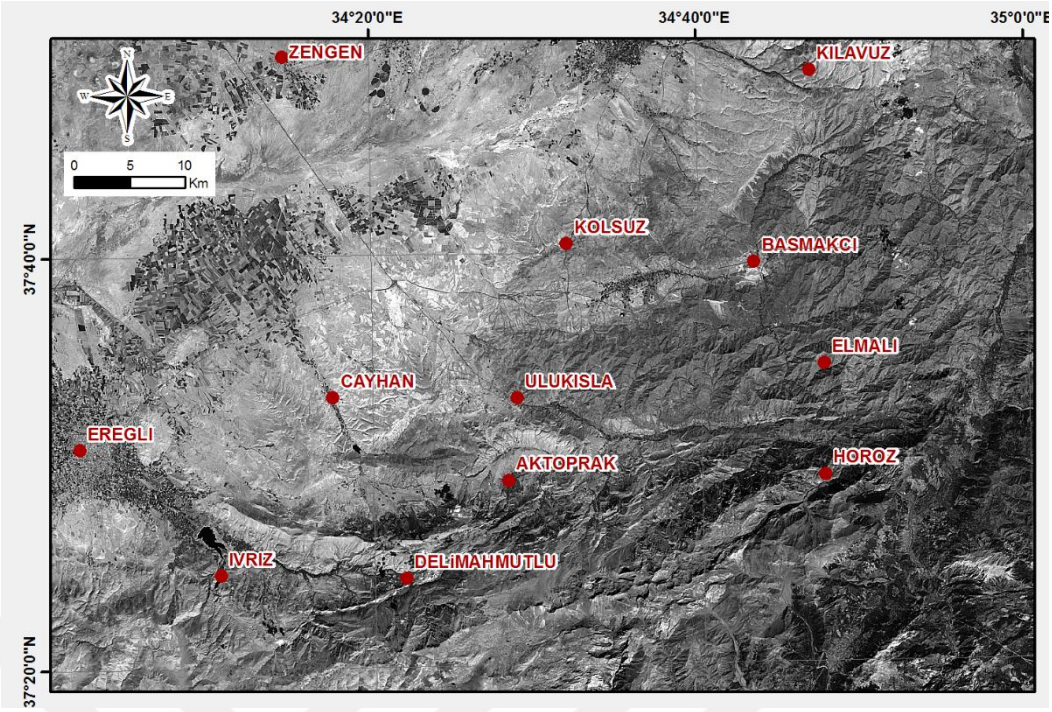
Şekil 5.8: Çalışma alanına ait yüksek geçirgen filtre uygulanmış Landsat-8 (7.band) görüntüsü.



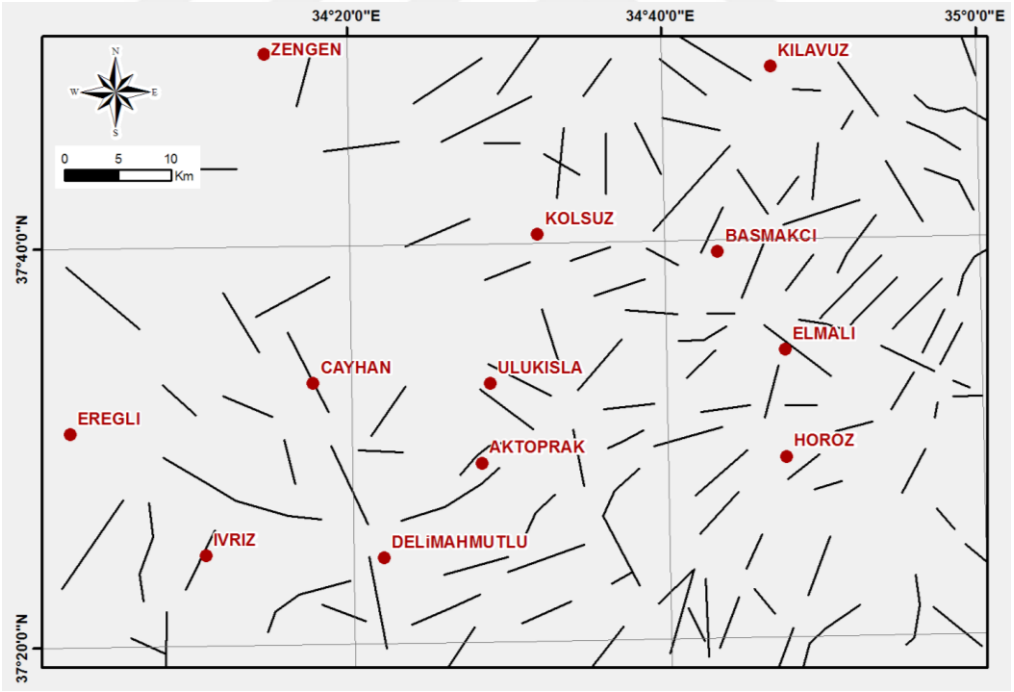
Şekil 5.9: Yüksek geçirgen filtre uygulanmış görüntüden elde edilen çizgisellik haritası.



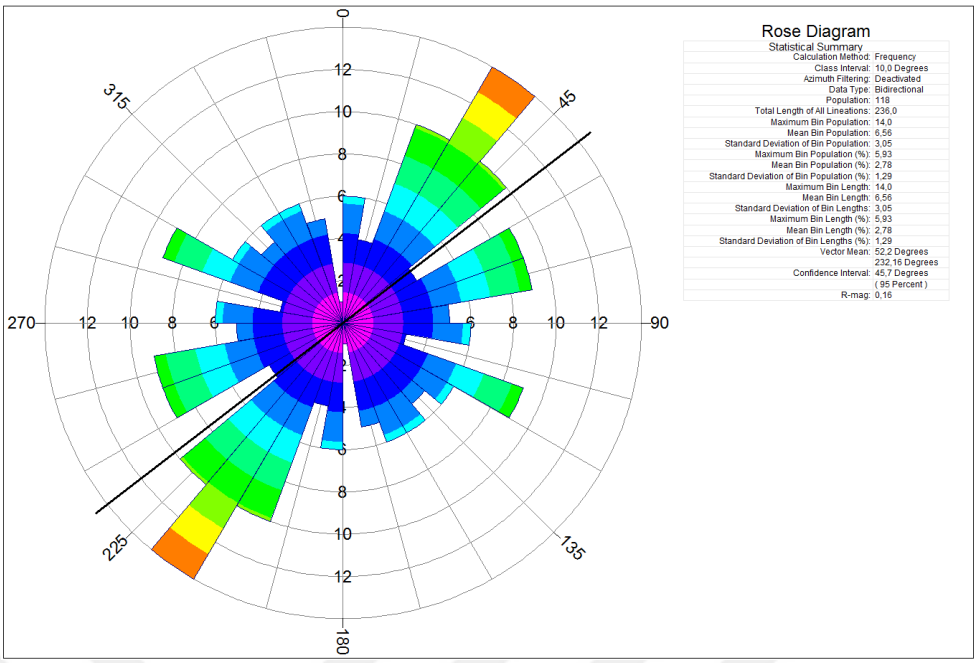
Şekil 5.10: Yüksek geçirgen filtre uygulanmış görüntüden elde edilen çizgiselliklere ait gül diyagramı.



Şekil 5.11: Çalışma alanına ait kenar zenginleştirme uygulanmış Landsat 8 (7.bant) görüntüsü.



Şekil 5.12: Kenar zenginleştirme uygulanmış görüntüden elde edilen çizgisellik haritası.

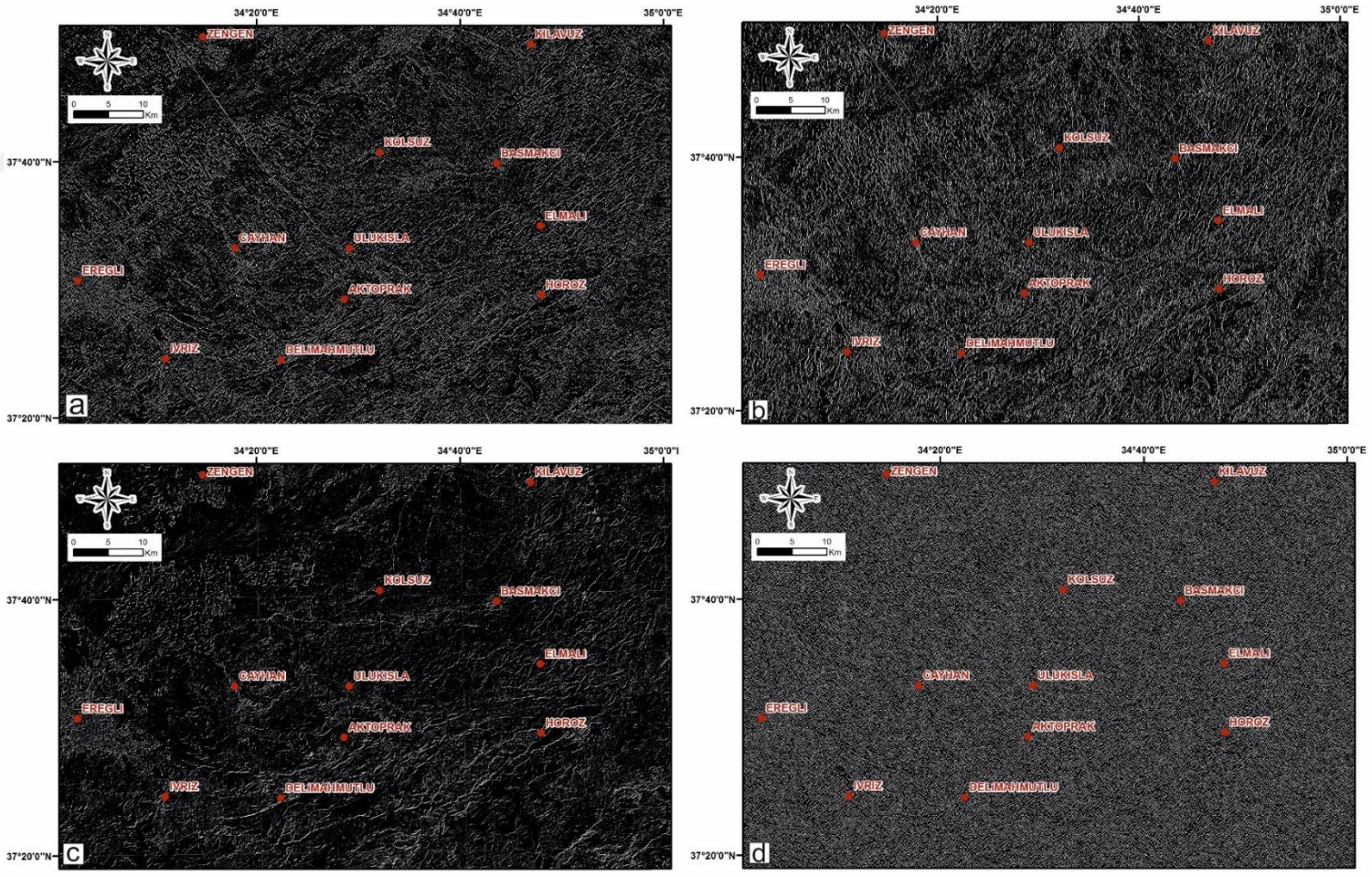


Şekil 5.13: Kenar zenginleştirme uygulanmış görüntüden elde edilen çizgiselliklere ait gül diyagramı.

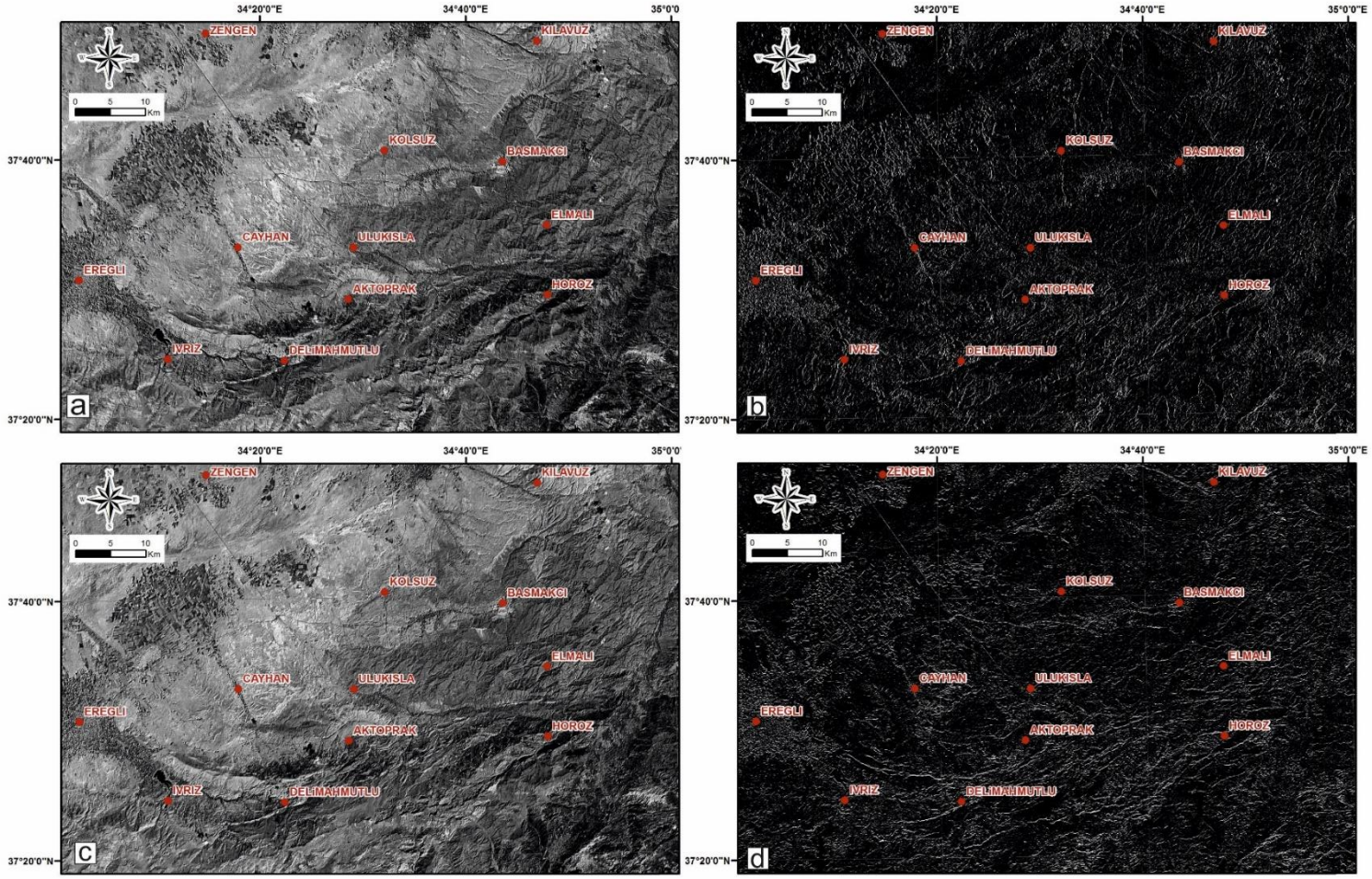
Kenar Belirleme Filtreleri özellikle bina ve yol gibi yapıların uydu görüntüsü üzerinden tespiti için kullanılan kenar bulma algoritmalarından oluşur. Bu algoritmaların temeli, hücrelerin parlaklık değerinin ani değişim gösterdiği çizgisel yapıların bulunması esasına dayanır. Prewitt (Prewitt 1970), Sobel (Sobel 1970) ve Canny (Canny1986) gibi yöntemler literatürdeki temel kenar bulma algoritmalarından bazılarıdır. Bu algoritmalarda farklı ağırlık matrisleri kullanılarak, görüntü üzerindeki dört merkezi doğrultuda bulunan (K-G, D-B, KD-GB, KB-GD) çizgisel yapılar için farklı özellikte görüntü elde etmek mümkündür. Çalışma kapsamında uygulanan kenar tespit etme işlemlerinde, çalışma alanındaki önemli fayların konumu da dikkate alınarak, ERDAS yazılımı Kernel kütüphanesinde bulunan Sobel ve Prewitt algoritmalarının yatay ve düşey yönlü matrislerine ilaveten KD-GB ve KB-GD yönlü matrisler de bu konumdaki çizgisel yapıların belirginleştirilmesi amacıyla kullanılmıştır (Çizelge 5.3). Elde edilen görüntüler Şekil 5.14 ve 5.15'te bunlar üzerinden hazırlanan çizgisellik haritaları ve burada tespit edilen çizgisellikler ve bunlara ait gül diyagramları sırasıyla Şekil 5.16, 5.17, 5.18 ve 5.19'da sunulmaktadır.

Çizelge 5.3: Sobel ve Prewitt Filtreleri'nin dört temel yönde 3x3 matris değerleri.

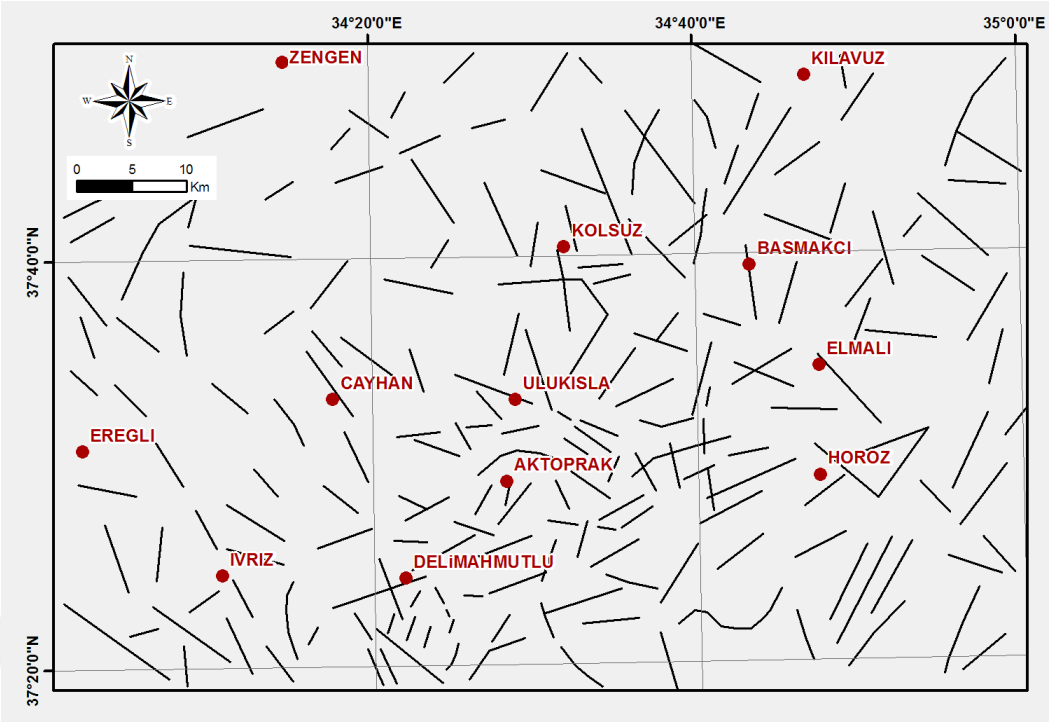
	KB-GD	**K-G**	**KD-GB**	**D-B**
SOBEL	$\begin{vmatrix} 0 & 1 & 2 \\ -1 & 0 & 1 \\ -2 & -1 & 0 \end{vmatrix}$	$\begin{vmatrix} -1 & 0 & 1 \\ -2 & 0 & 2 \\ -1 & 0 & 1 \end{vmatrix}$	$\begin{vmatrix} -2 & -1 & 0 \\ -1 & 0 & 1 \\ 0 & 1 & 2 \end{vmatrix}$	$\begin{vmatrix} -1 & -2 & -1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 2 & 1 \end{vmatrix}$
PREWITT	$\begin{vmatrix} 0 & 1 & 1 \\ -1 & 0 & 1 \\ -1 & -1 & 0 \end{vmatrix}$	$\begin{vmatrix} -1 & 0 & 1 \\ -1 & 0 & 1 \\ -1 & 0 & 1 \end{vmatrix}$	$\begin{vmatrix} -1 & -1 & 0 \\ -1 & 0 & 1 \\ 0 & 1 & 1 \end{vmatrix}$	$\begin{vmatrix} -1 & -1 & -1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 1 & 1 \end{vmatrix}$



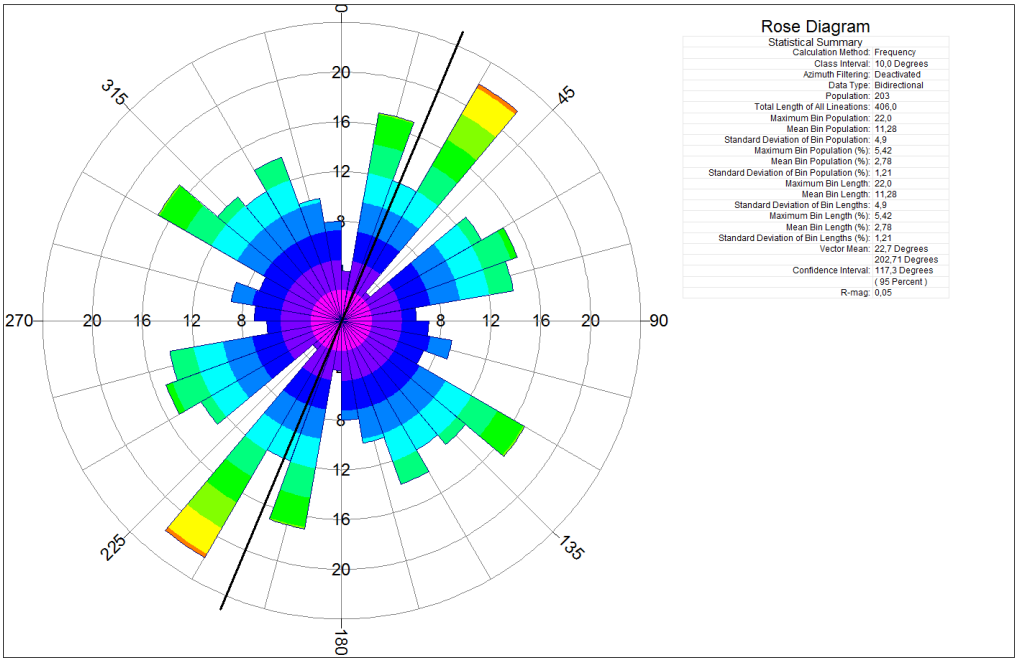
Şekil 5.14: Çalışma alanına ait **a)** KB-GD, **b)** K-G, **c)** KD-GB, **d)** D-B yönlü Sobel filtresi uygulanmış Landsat-8 (7.band) görüntüleri.



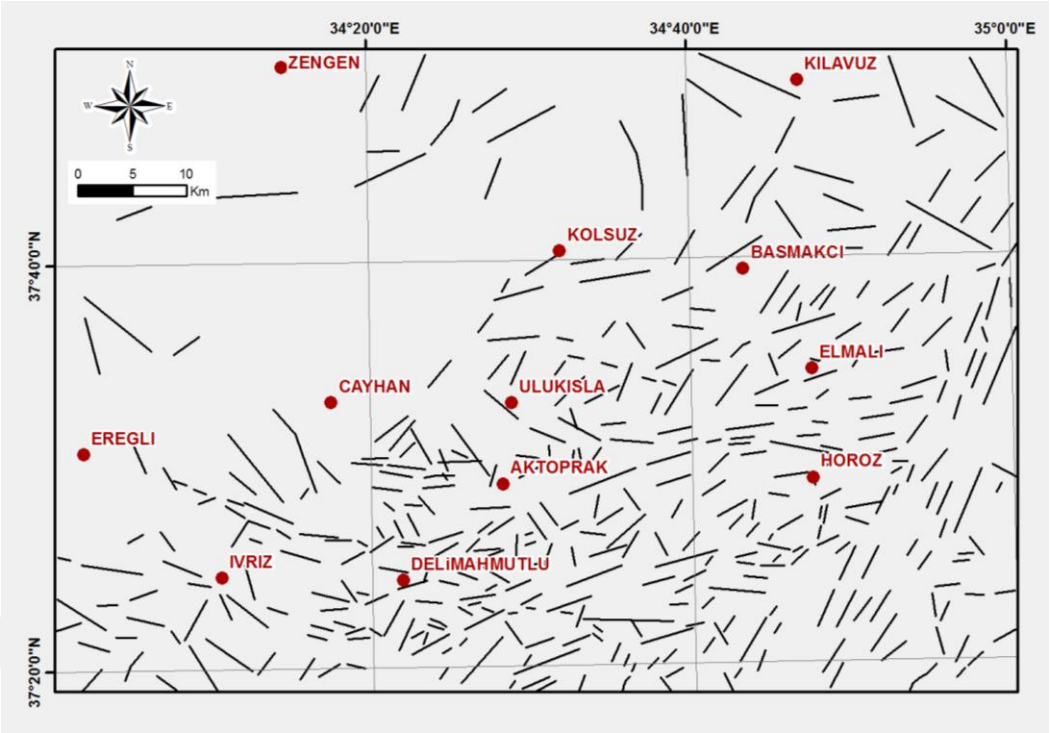
Şekil 5.15: Çalışma alanına ait a **a)** KB-GD, **b)** K-G, **c)** KD-GB, **d)** D-B yönlü Prewitt filtresi uygulanmış Landsat-8 (7.band) görüntüleri.



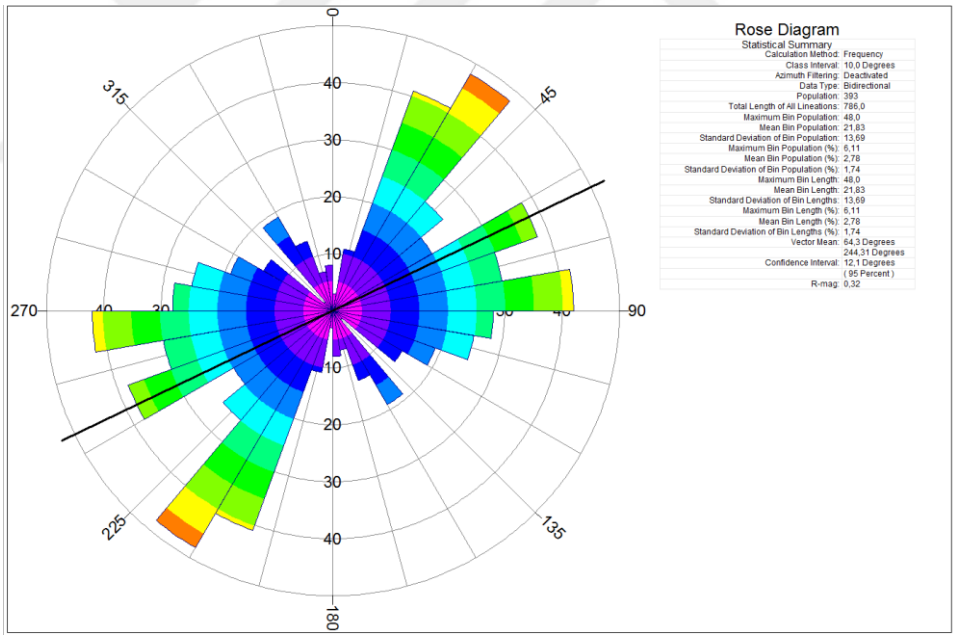
Şekil 5.16: Sobel filtresi uygulanmış görüntülerden elde edilen çizgisellik haritası.



Şekil 5.17: Sobel filtresi uygulanmış görüntüden elde edilen çizgiselliklere ait gül diyagramı.



Şekil 5.18: Prewitt filtresi uygulanmış görüntülerden elde edilen çizgisellik haritası.

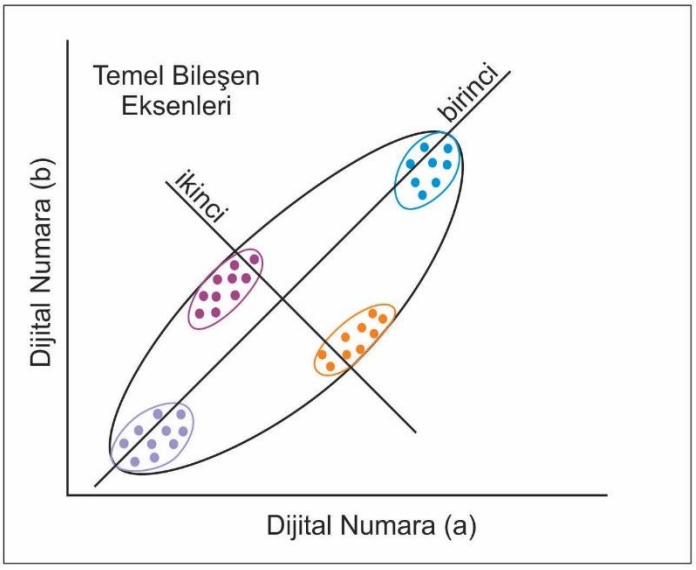


Şekil 5.19: Prewitt filtresi uygulanmış görüntüden elde edilen çizgiselliklere ait gül diyagramı.

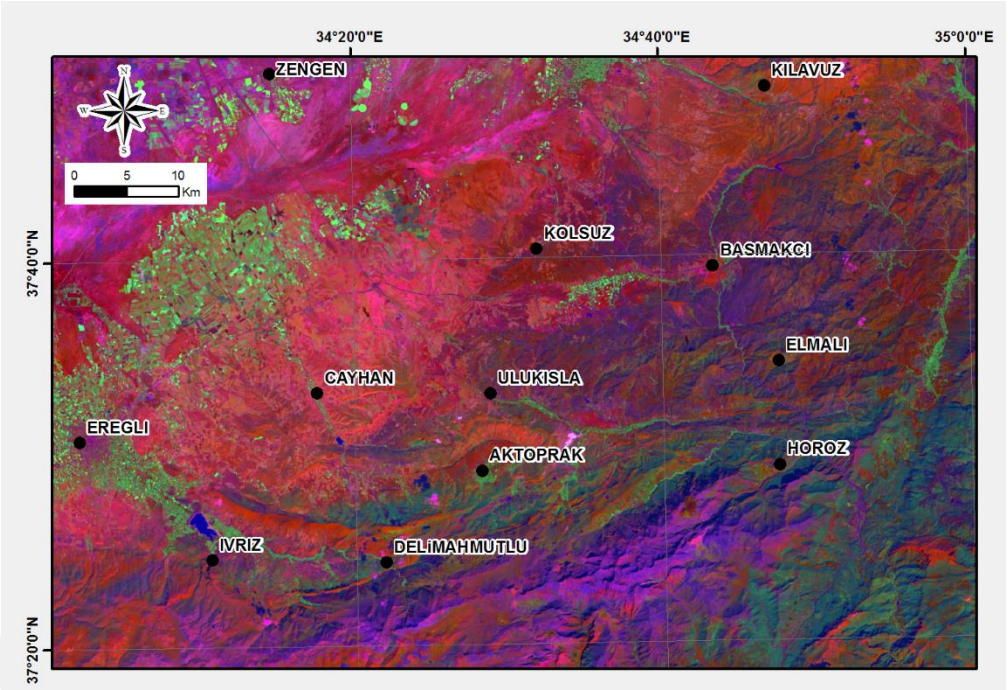
Çok kanallı uydu verilerinin zenginleştirme işlemlerinde yaygın olarak kullanılan, **Ana Bileşenler Dönüşümü** (PCT) ya da Karhunen –Loeve analizi korele edilen çok boyutlu görüntüde (çok boyut çok kanal olarak düşünülebilinir) verilerin analizi için oldukça güçlü bir tekniktir (örn. Davis 1986, Kaneko 1978, Byrne vd. 1980, Gupta 2003).

Çok spektrumlu görüntülerde, çeşitli dalga boylarındaki görüntüler genellikle benzer bilgi taşırlar. Bu da bu kanalların birçoğunun birbiri ile ilişkili olduğu anlamına gelir. Ana Bileşenler Dönüşümü birbiri ile ilişkisiz yeni bir eksen seti oluşturur ve böylece girdi görüntü verisindeki çok sayıda değişken sayıca daha az olan yeni temel bileşen eksenlerinde gösterilir (Gupta 2003). Daha yalın bir ifade ile Ana Bileşenler Analizi çok spektrumlu verideki tekrarların azaltılması için kullanılır.

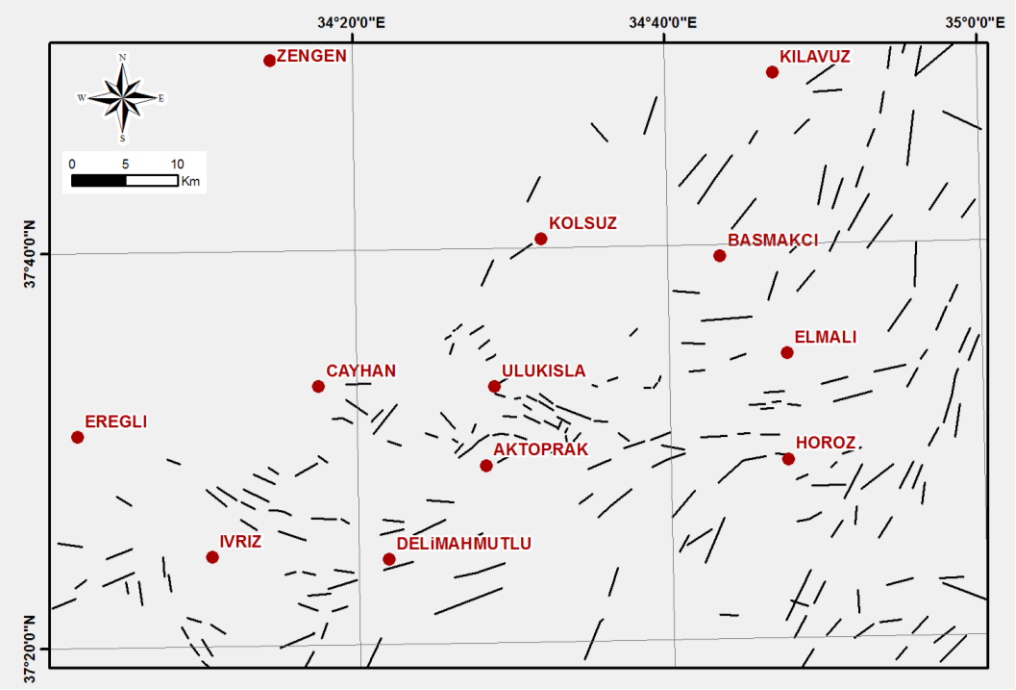
Ana Bileşenler Dönüşümü'nde elde edilen yeni veri grubundaki pikseller, yeni koordinat sistemine yerleştirildiklerinde 'Birinci Ana Bileşen ekseni', en yüksek varyansa sahiptir yani en fazla bilgiyi içerir. 'İkinci Ana Bileşen ekseni' ise elipsin ana eksenini dik (ortogonal) kesen eksendir ve birinci bileşende tanımlanmayan verilerin büyük çoğunluğunu tanımlar (Şekil 5.20). Ana Bileşenler Dönüşümü sonucunda elde edilen yeni veri grubundaki ilk üç kanal en fazla bilgiyi içermesi nedeniyle kullanılır (Ekercin 2007). Çalışma kapsamında temel bileşenler dönüşümü uygulanmış uydu görüntüsü, bu görüntüden elde edilen çizgisellik haritası ve bu çizgiselliklere ait gül diyagramı Şekil 5.21, 5.22 ve 5.23'te sunulmuştur.



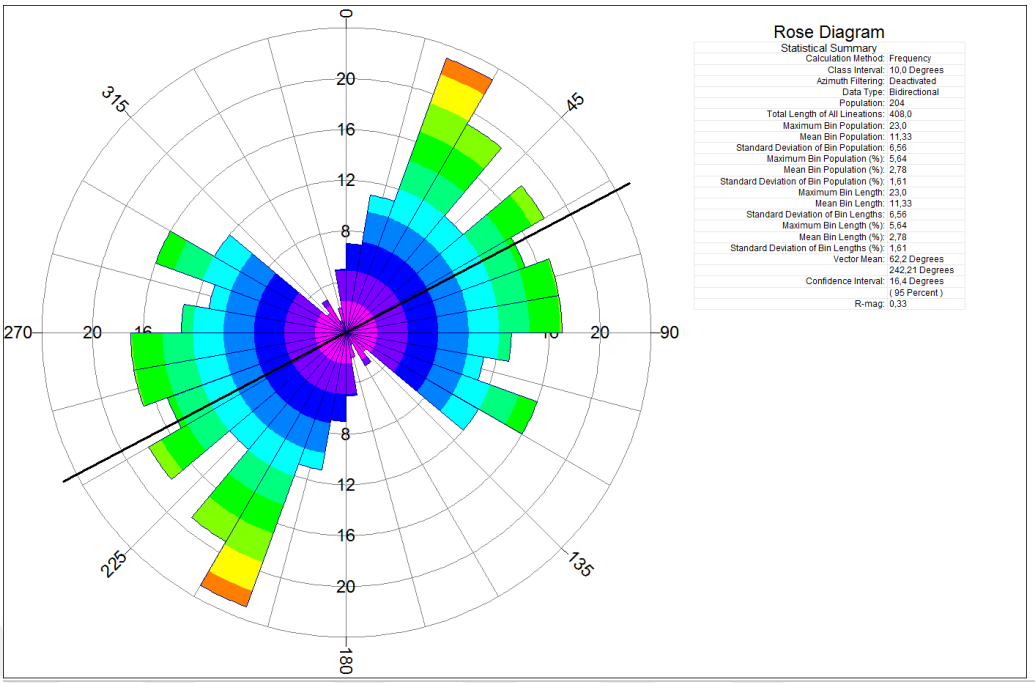
Şekil 5.20: Ana bileşenlerin genel durumu.



Şekil 5.21: Çalışma alanına ait ana bileşenler dönüşümü yapılmış görüntü (ilk üç bileşenden oluşan band kompoziti).



Şekil 5.22: Ana bileşenler dönüşümü sonucunda elde edilen çizgisellik haritası.



Şekil 5.23: Ana bileşenler dönüşümü uygulanmış görüntüden elde edilen çizgiselliklere ait gül diyagramı.

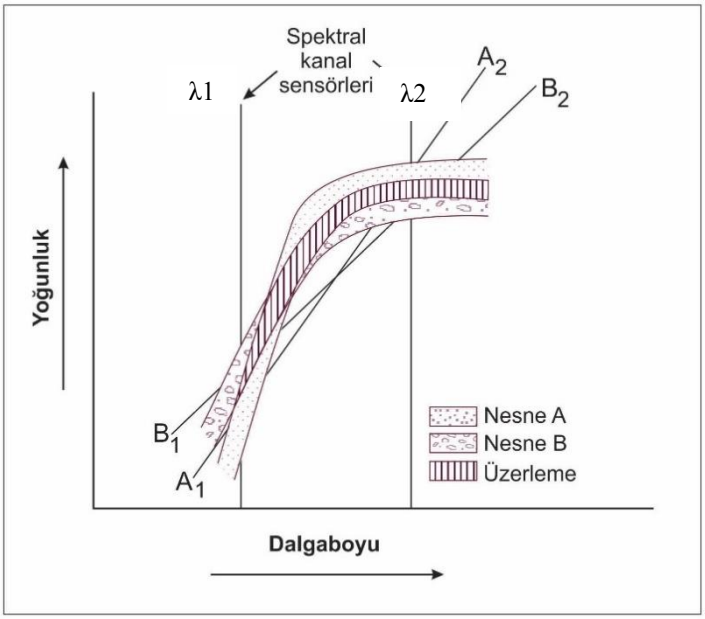
Bir görüntünün belirli bir bandındaki piksel parlaklık değerleri ile bunlara karşılık gelen ikinci bir banttaki piksel parlaklık değerleri arasında aritmetik işlemler kullanılarak yeni piksel değerlerinin oluşturulması işlemine **oranlama,** bu işlemden elde edilen yeni görüntü formuna da **oran görüntüsü** denir (Ekercin 2007).

Spektral oranlama çoğunlukla Güneş aydınlatma ve topografya değişiminden kaynaklanan etkileri azaltmak ve görüntülerden spektral bilgi geliştirmek için kullanılır (Crane, 1971, Holben ve Justice 1980, Justice vd. 1981).

Oranlama ile iki farklı spektral menzile sahip iki farklı banttaki, spektral yansıma eğrilerinin eğimlerindeki varyasyonlar iyileştirilir ve topografik faktörlerden kaynaklı Güneş ışığı gelişi etkisi azaltılabilir (Sarp 2005). Böylece cisimlerin yansıtma özelikleri bastırılmış ve yansıtma eğrileri ön plana çıkarılmış olur (Şekil 5.24).

Uzaktan algılamanın temel çalışma prensibi, bir nesnenin absorbe ettiği, yaydığı ve yansıttığı enerjilerin ölçümü esasına dayanır. İnsan gözü bu nesnelerden yansıyan ışığın sadece elektromanyetik spektrum üzerinde, görünür bölge olarak bilinen (yaklaşık 400-700nm) aralıkta kalan kısmını ayırt edebilir. Ancak elektromanyetik spektrum, radyo dalgalarından gama ışınlarına kadar olan geniş bir aralık temsil eder.

Çok spektrumlu algılayıcılar da elektromanyetik spektrumun sadece görünür bölgesinde değil, yakın kızılötesi ve orta-kızılötesi bölgelerindeki spektral aralıklarında da algılama yapmaktadırlar.

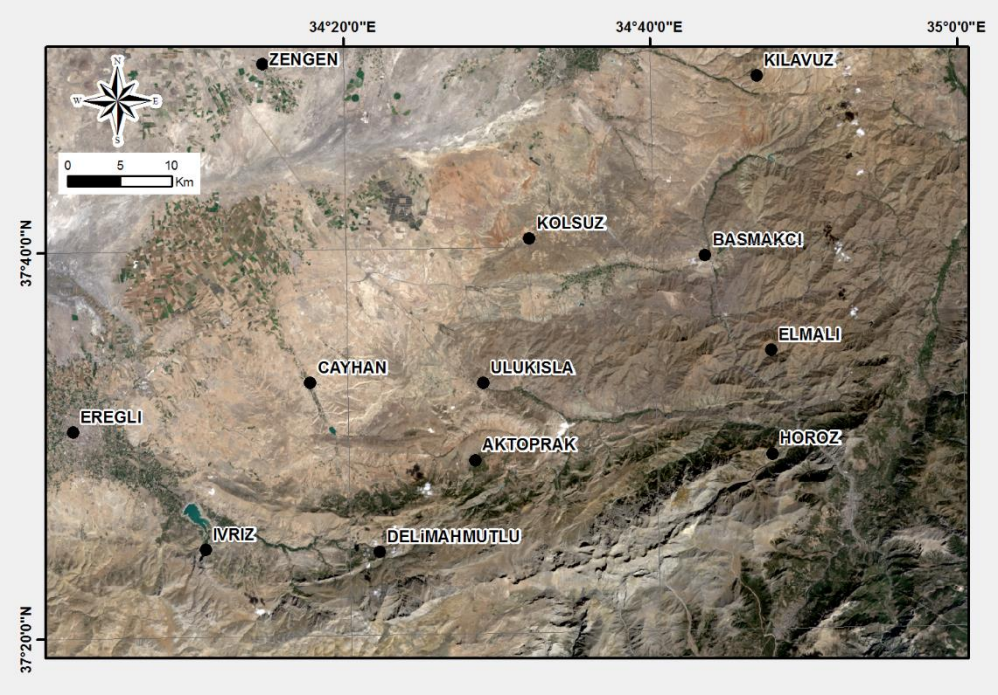


Şekil 5.24: A ve B nesneleri için spektral eğriyi gösteren grafik. (Grafikteki λ1 ve λ2 iki ayrı sensör kanalını temsil etmektedir. A ve B nesnelerinin spektral tepkileri hem λ1 hem de λ2 kanallarında üst üste gelmiştir. Bundan ötürü tek bir band bağımsız sonuçların gösterilmesi için uygun değildir. Ancak eğer iki bandın oranlaması yapılırsa, spektral eğim A ve B nesnelerini ayırır ve $A_{1\text{-}2}$ ve $B_{1\text{-}2}$ çizgilerini verir) (Gupta, (2003)'dan değiştirilerek alınmıştır).

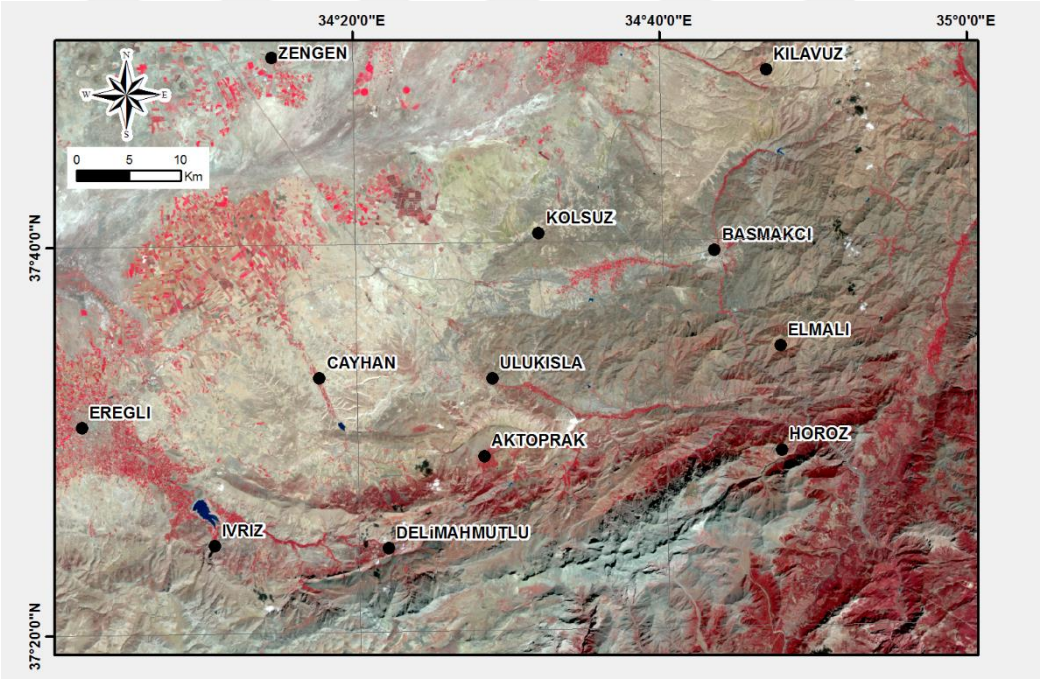
Algılayıcıdan sağlanan görüntü üzerindeki özelliklerin insan gözünün daha rahat anlayabileceği hale getirilmesi amacıyla çok spektrumlu uydu görüntülerinden elde edilen **band kompozitleri** kullanılır. Bu kompozitler, algılayıcıdan doğrudan alınan bandların birleşimi ile oluşturulabileceği gibi, birbiri ile oranlanmış bandların birleştirilmesi ile de hazırlanabilirler.

Landsat-8 uydusu tarafından kullanılan ölçüm aralıkları dikkate alındığında 4,3,2 kompoziti gerçek renkli görüntü birleşimidir (Şekil 5.25). Bunun dışında kalan tüm varyasyonlar sahte renklendirme kompozitleridir. Çalışma kapsamında topoğrafyanın daha iyi anlaşılabilmesi amacıyla çalışma konusuna uygun olarak çeşitli band kombinasyonları ve birleşimleri denenmiş, bunlar içinden bölgedeki çizgiselliği daha belirgin yansıttığı düşünülen 5,4,3 band kombinasyonu ve 6/7, 3/4, 5/6 band oranları (Sarp 2005) ile elde edilen görüntüler kullanılmıştır (Şekil 5.26 ve 5.27). Elde edilen

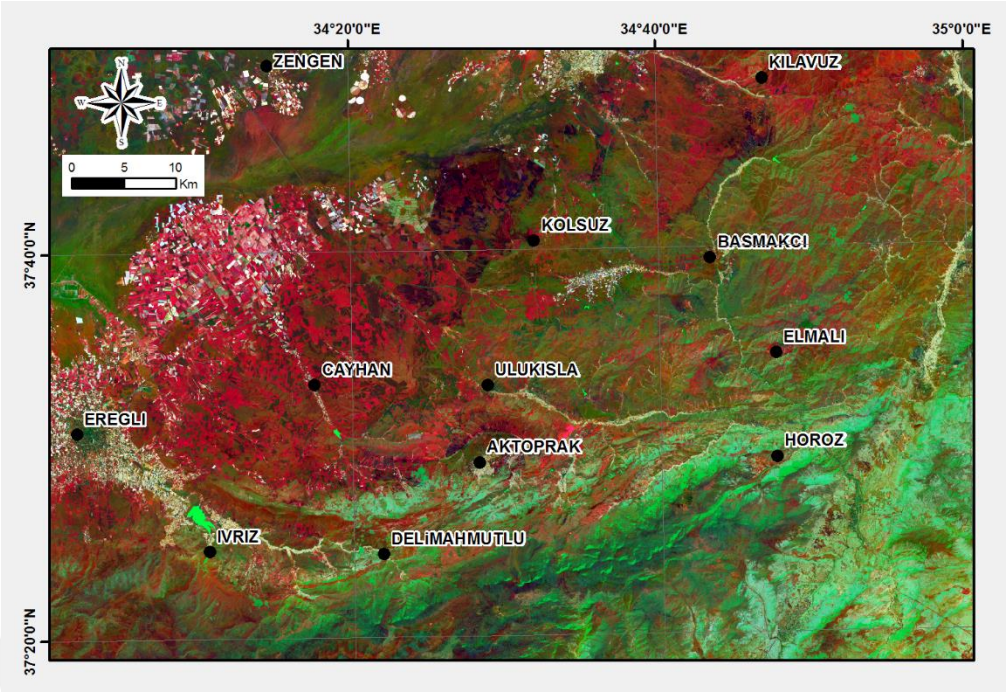
görüntülerden hazırlanan çizgisellik haritası ve bu çizgiselliklerin gül diyagramı Şekil 5.28 ve Şekil 5.29' de sunulmuştur.



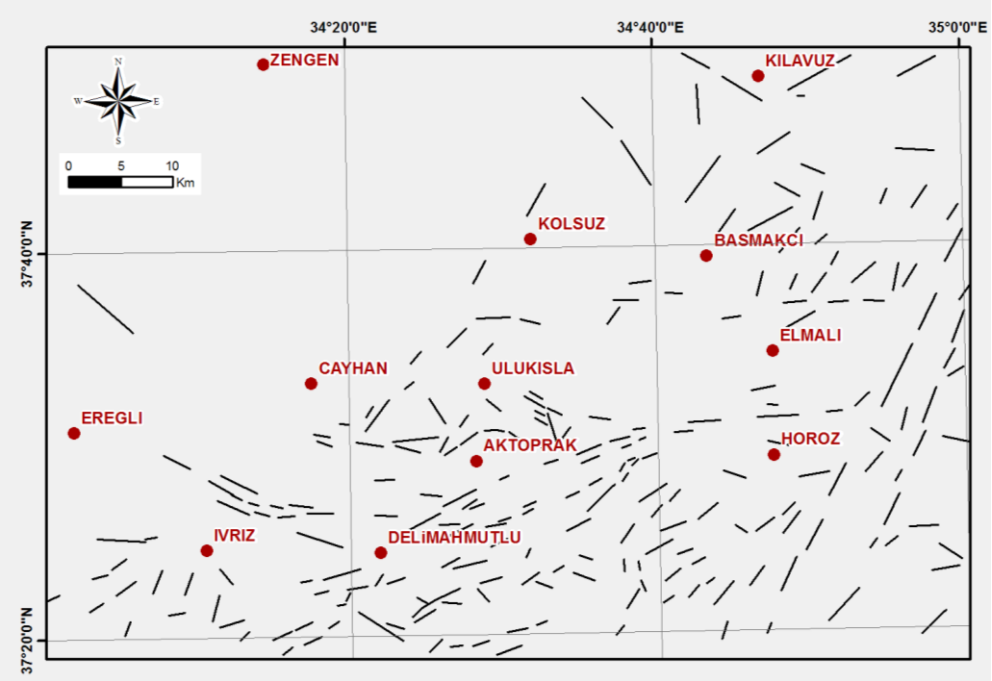
Şekil 5.25: Çalışma alanına ait gerçek renkli (4,3,2) Landsat-8 uydu görüntüsü.



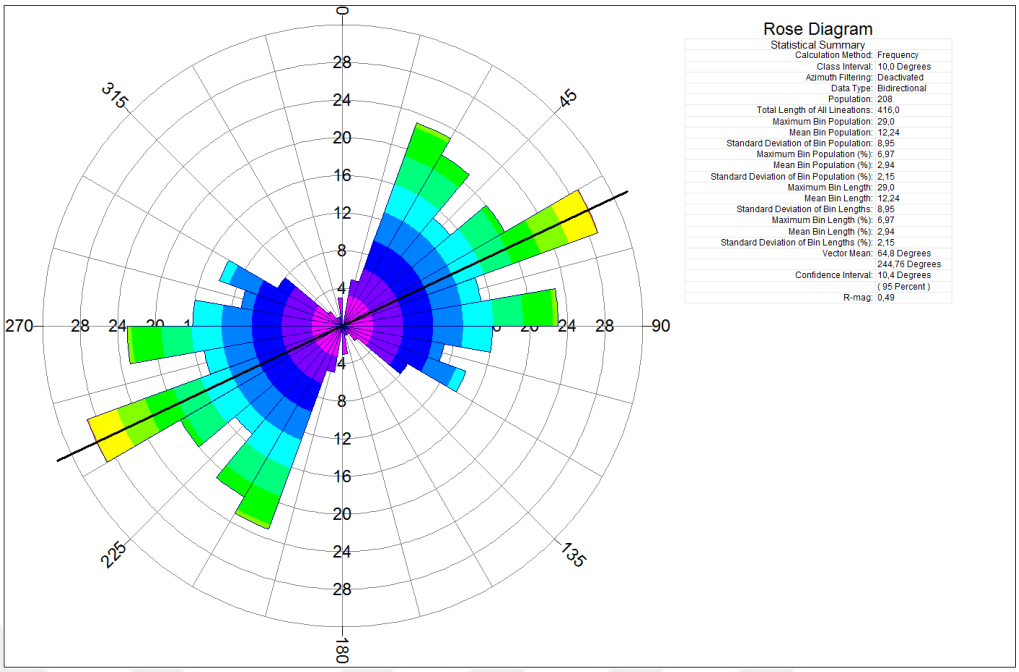
Şekil 5.26: Çalışma alanına ait 5,4,3 band kombinasyonu ile elde edilen sahte renkli Landsat-8 uydu görüntüsü.



Şekil 5.27: Çalışma alanına ait Landsat-8 uydu görüntüsünün (6/7, 3/4, 5/6) band oranlarının birleştirilmesi ile elde edilen kompoziti.



Şekil 5.28: Çok bantlı uydu görüntülerinden elde edilen çizgisellik haritası**.**



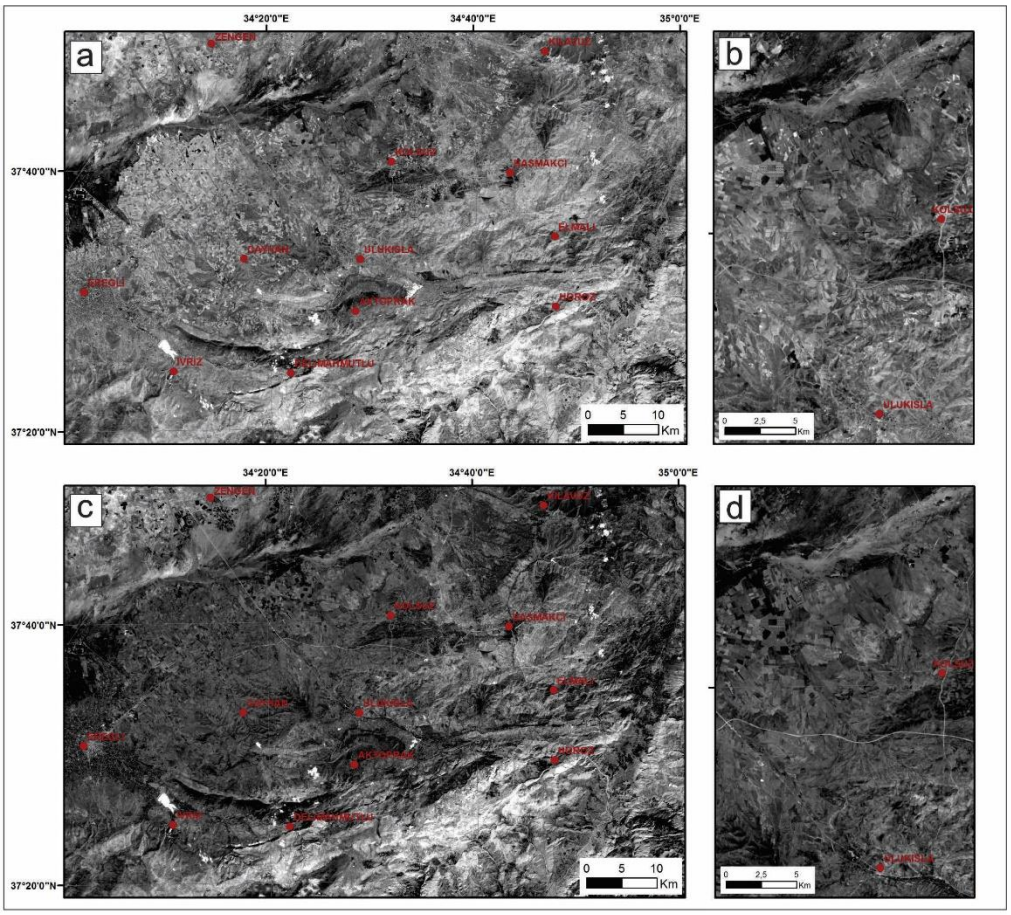
Şekil 5.29: Çok bantlı uydu görüntüden elde edilen çizgiselliklere ait gül diyagramı.

5.1.2 Yardımcı veriler

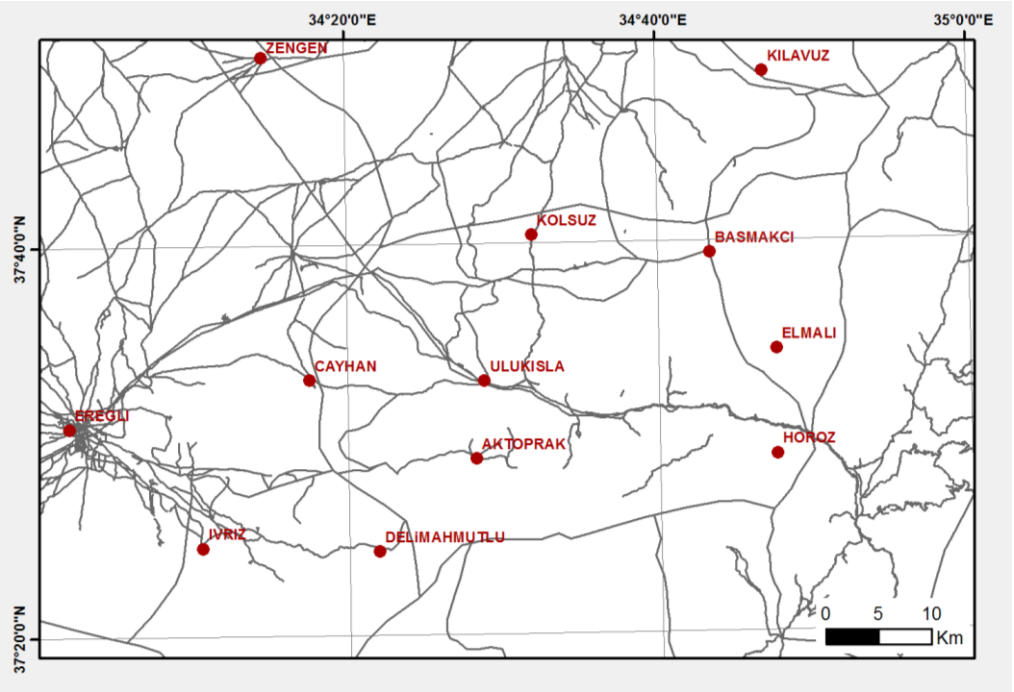
5.1.2.1 Yol Haritası

Çalışma kapsamında çizgisellik çıkarımlarının ve yorumlamalarının doğru bir şekilde yapılabilmesi amacıyla, sonuç çizgisellik haritalarının hazırlanmasından önce çalışma alanının yol, fay ve drenaj haritaları da hazırlanmıştır.

Uydu görüntüleri üzerinden çizgisellik haritalarının hazırlanması sırasında belirgin çizgisel geometriler sunan yolların önceden tespit edilmesi ve üzerinden yorumlama yapılacak olan en son çizgisellik haritasından bu hatların çıkartılması gerekmektedir. Bu doğrultuda yol haritalarının hazırlanması amacıyla, öncelikle bölgeye dair eski tarihli topografik haritalar ve jeoloji haritaları üzerindeki yollar ArcGIS yazılımı kullanılarak sayısallaştırılmıştır. Daha sonra uydu görüntüsü ile oluşturulan gerçek renkli kompozit görüntü ve band oranlaması yapılmış görüntü üzerinden yollar tespit edilerek sayısallaştırılmış ve önceki veriler ile birleştirilmiştir (Şekil 5.25, 5.30 ve 5.31). Yollar kırmızı bantta göreli olarak yüksek (Band 4), orta kızılötesi bantta (Band 6,7) düşük yansıma değerleri verdiği için (örn. Lillesand 1999) bu çalışmada Landsat-8 görüntüleri üzerinde Band 4/7 ve 4/6 oranlamaları tercih edilmiştir.



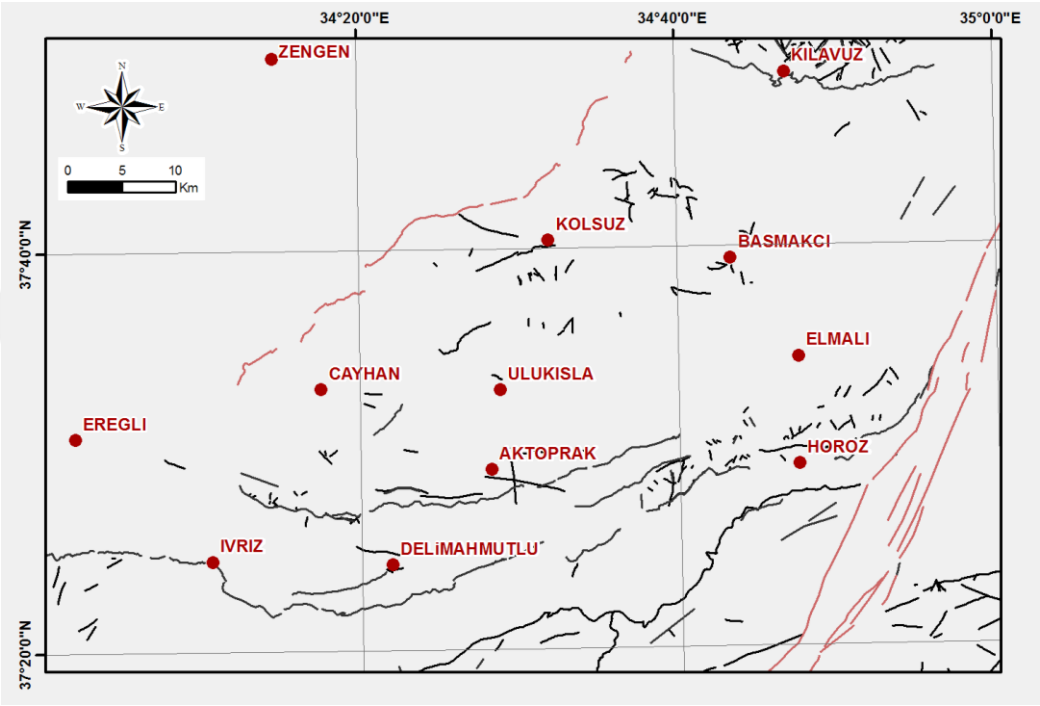
Şekil 5.30: Çalışma alanına ait uydu görüntüsünden elde edilen oran görüntüleri **a)** 4/7, **b)** a'nın yakınlaştırılmış görüntüsü, **c)** 4/6, **d)** a'nın yakınlaştırılmış görüntüsü.



Şekil 5.31: Çalışma alanına ait yol haritası.

5.1.2.2 Fay Haritası

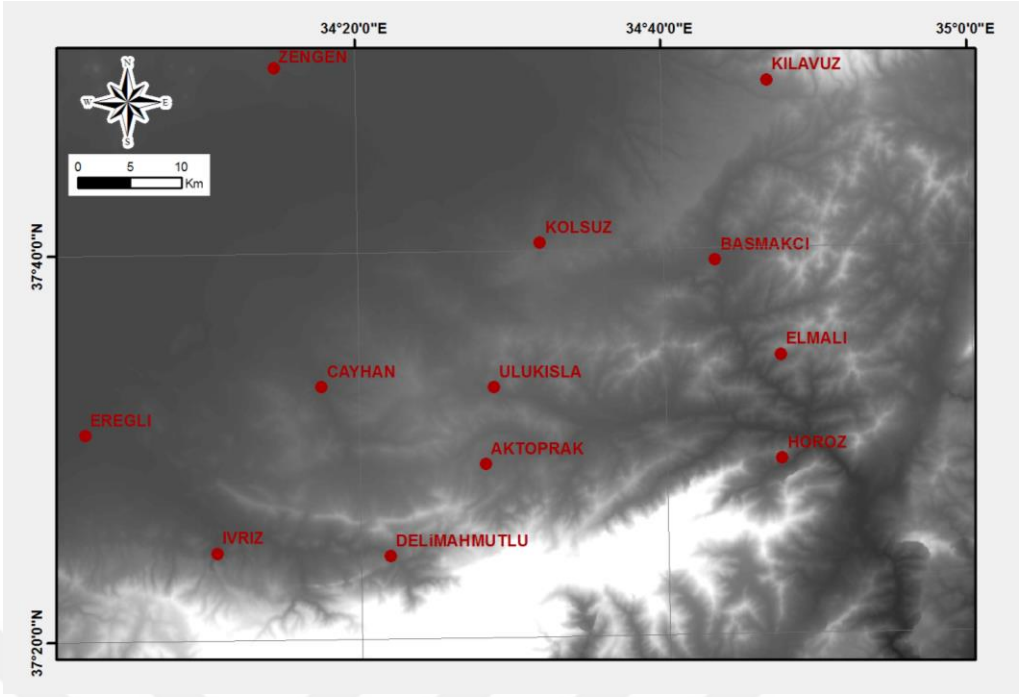
Fay haritasının hazırlanması sırasında önce bölgeye ait 1/25.000'lik ve 1/100.000'lik jeoloji haritaları üzerinde bulunan faylar sayısallaştırılmış, daha sonra bu çalışma kapsamında yapılan arazi gözlemleri ile elde edilmiş veriler bu haritaya ilave edilerek fay haritası son haline getirilmiştir (Şekil 5.32).



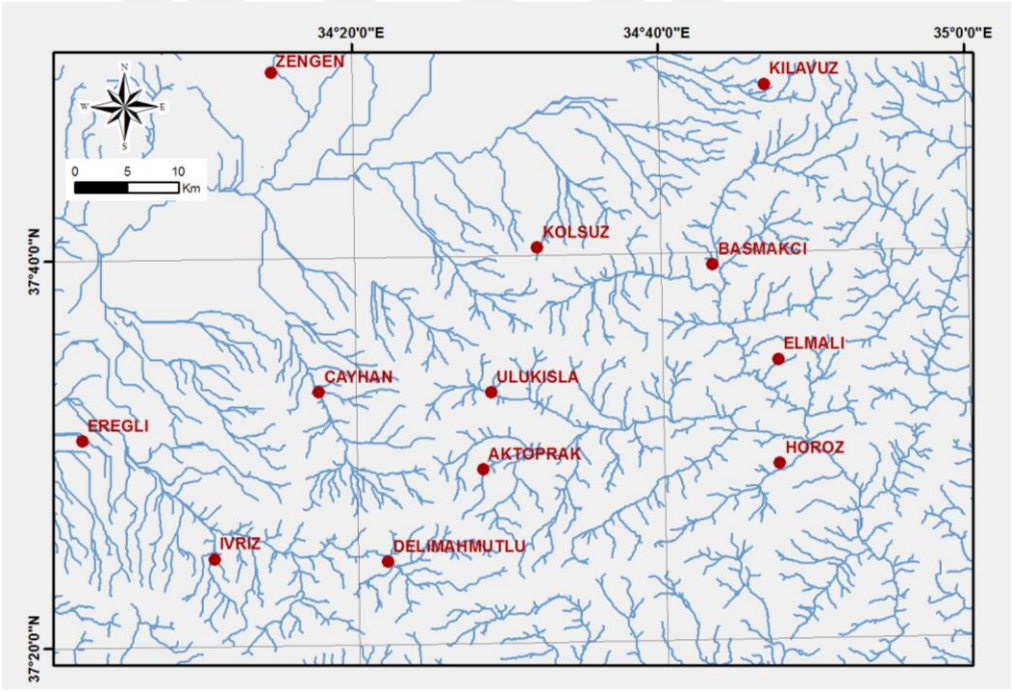
Şekil 5.32: Çalışma alanındaki, mevcut çalışmalarda tanımlanmış Paleotektonik (siyah renkli) ve Neotektonik (kırmızı renkli) döneme ait faylar (Alan vd. 2011a,b, Ulu 2009, Atabey vd. 1990, Koçyiğit 2003, Emre vd. 2011, bu çalışma).

5.1.2.3 Drenaj Haritası

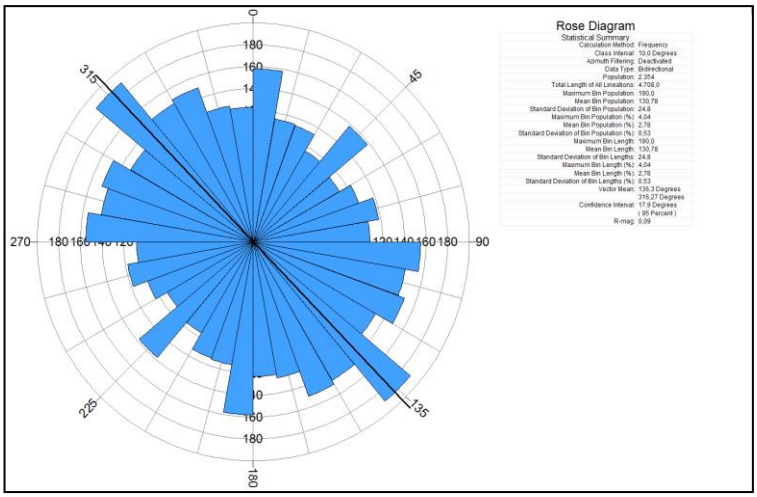
Bir bölgedeki drenaj sistemi, o bölgenin kırık-çatlak sisteminin doğasını yansıtması açısından önemlidir (Süzen ve Toprak 1998). Morfoloji bazlı uzaktan algılama çalışmalarında sıkça kullanılan drenaj haritalarının hazırlanmasında çalışma alanının raster görüntüsü üzerinden ArcGIS programı kullanılarak drenaj ağı hazırlanmış ve bu çizgiselliklere ait gül diyagramları çizilmiştir (Şekil 5.33, 5.34 ve 5.35).



Şekil 5.33: Çalışma alanına ait 1/25000 ölçekli Sayısal Yükseklik Modeli.



Şekil 5.34: Çalışma alanına ait sayısal yükseklik modeli kullanılarak oluşturulmuş drenaj ağı haritası.

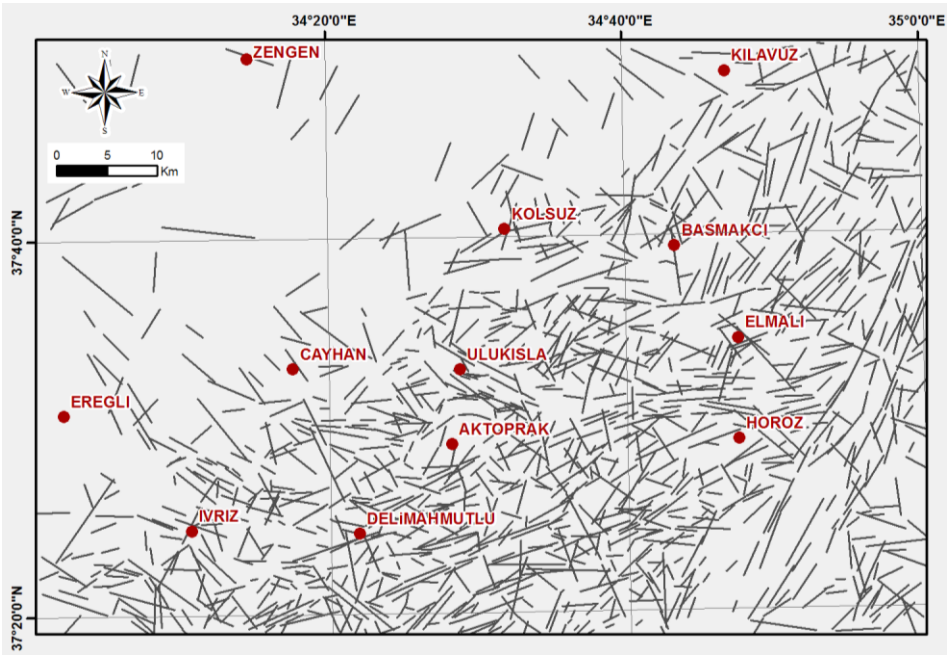


Şekil 5.35: Çalışma alanındaki drenajların yönelimlerini gösterir gül diyagramı.

5.1.3 Çizgisellik Haritası

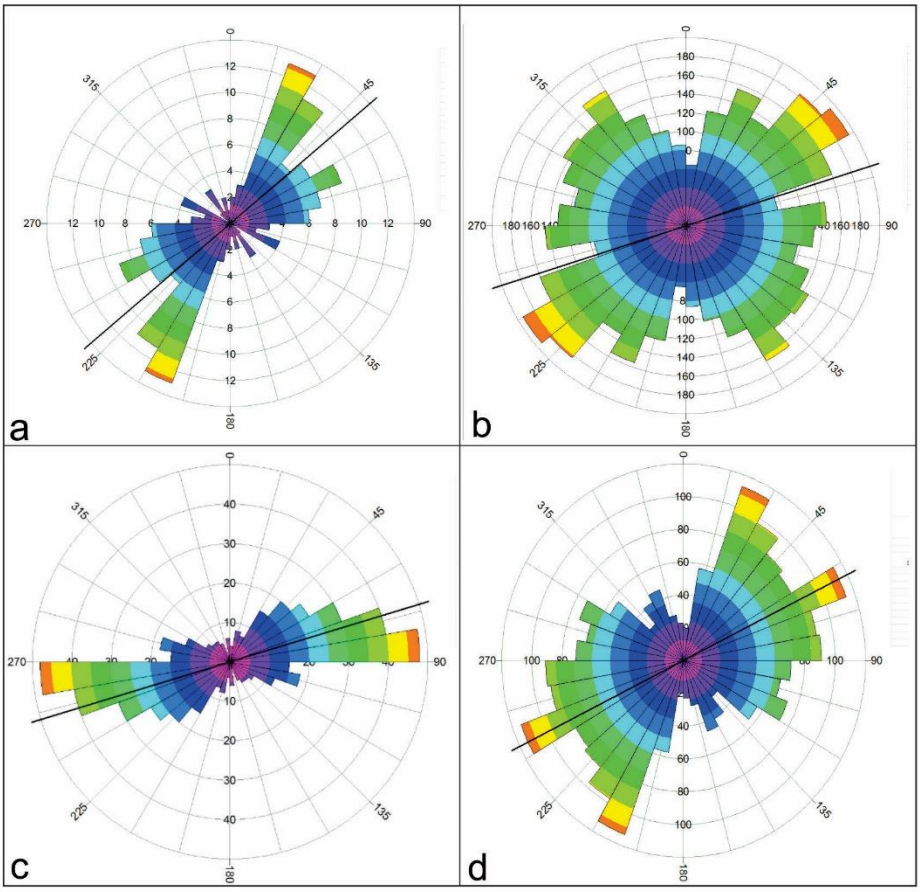
Bölümün başında da belirtildiği gibi çalışma kapsamında çizgisellik analizlerinin yapılabilmesi için farklı niteliklere sahip görüntüler hazırlanmış ve bunlardan çizgisellik haritaları oluşturulmuştur.

Temel veri kaynağı niteliğindeki uydu görüntüleri ve sayısal yükseklik modelleri kullanılarak oluşturulan bu haritalar bir araya getirilmiş, elde edilen harita fay, drenaj ve yol haritaları ile korele edilerek gerekli düzeltmeler (çakışmalar, yol gibi insan yapılarının haritadan çıkartılması vb.) yapılmış ve çalışma alanındaki doğal çizgisel unsurları gösteren sonuç haritası hazırlanmıştır (Şekil 5.36).



Şekil 5.36: Çalışma alanının sonuç çizgisellik haritası.

Oluşturulan sonuç çizgisellik haritasından hazırlanan gül diyagramı, çalışma alanındaki fayların doğrultuları için hazırlanan gül diyagramları ve yine çalışma alanında ölçülmüş tüm tabaka doğrultularına ait gül diyagramları ile birlikte değerlendirilmiştir (Şekil 5.37).



Şekil 5.37: Çalışma alanındaki **a)** tez kapsamında tespit edilen ana faylara ait **b)** önceki çalışmaların da dahil edildiği bölgedeki tüm faylara ait gül diyagramı, **c)** tüm tabaka doğrultularına ait gül diyagramı, **d)** sonuç çizgisellik haritasına ait gül diyagramı.

Bu diyagramlar bölgedeki çizgiselliklerin baskın şekilde KD-GB doğrultusunda yoğunlaştığını göstermektedir. İnceleme alanına ait önceki çalışmalardan derlenen ve kendi arazi gözlemlerimiz sırasında tespit ettiğimiz fayların türleri dikkate alınmaksızın KD-GB ve DKD-BGB'dır. Bölgenin önemli tektonik unsurlarından biri olan ve genel itibariyle KKD-GGB uzanım gösteren sol yanal doğrultu atımlı Ecemiş Fay Zonu özelikle çalışma alanının doğu kesiminde yoğun bir doku oluşmasına sebep olmuştur. Bununla birlikte gül diyagramındaki baskın diğer bir yön DKD-BGB'dır. Bu da çalışma alanının orta kesiminde yer alan Niğde Fayı'nın güneyinde bu faya

paralel-yarı paralel çizgiselliklerin geliştiğine işaret etmektedir. Ancak fayın kuzeyindeki çizgisellik dağılımı, çalışma alanının geri kalanına bakıldığında yok denebilecek kadar azdır. Bunun nedeni fayın önünde bulunan Kuvaterner yaşlı alüvyonların, alttaki birimleri örtmüş olmasıdır. İnceleme alanında Niğde Fayı'nın güneyindeki kesimin ortalarından toplanan daha ziyade D-B yönlü çizgiselliklerin ise bölgede Orta Eosen sonrası ve Orta Miyosen sonrası dönemlerde etken olmuş K-G sıkışmanın ürünü kıvrım eksenleri ve faylar ile gelişmiş olabileceği düşünülmektedir. Bu durum bölgedeki çizgisel yapıların hem fay ve kırıklarla hem de aslında tabaka doğrultuları ile uyumlu olduğunu gösterir. Bunun doğal bir sonucu olarak bölgedeki ana akarsuların alt kollarının dağılımı KB-GD yönünde yoğunlaşmış, ancak harita ve gül diyagramında KB-GD kadar KD-GB yönlü alt kolların da olduğunu görülmüştür. Bu durum çoğunlukla fay, kırık gibi çizgisel yapılar üzerine yerleşen ana kolların yanı sıra, daha alt kolların özellikle tabaka eğimleri ile uyumlu şekilde bölgeye yerleşmiş olduğuna işaret eder. Elde edilen sonuçların bölgedeki deprem dağılımları ile de uyum göstermesi, çalışma alanında gözlenen pek çok çizgisel unsurun aslında paleotektonik döneme ait yapıların yeniden aktif hale gelmiş olması olarak yorumlanabilir.

6. PALEOMANYETİZMA ÇALIŞMALARI

Kıtasal kabuğun Neotektonik deformasyonlarının incelenmesinde değişik zaman dilimleri için farklı yöntemler kullanılmaktadır (Piper vd. 2001). Bunlardan GPS ölçümleri yaklaşık son 20 yılda geliştirilmiş en yeni teknoloji olup, uydular aracılığı ile yerkabuğunun güncel hareketlerini saptamak amacıyla yaygın olarak kullanılmaya başlanmıştır. Daha eski dönem için mm düzeyindeki hareketleri tanımlayacak kayıtlı GPS verisi yoktur. 10-100 yıllık dönem elde edilmiş kayıtlı deprem ve gerilme verileri; 1.000-100.000 yıllık dönem aşınım ve çökelme yüzeylerindeki değişim ve dere ötelenmeleri gibi jeomorfolojik belirteçleri; 100.000 yıldan daha yaşlı kaya birimlerinde gelişen kabuksal deformasyonlar ise paleomanyetik yöntemler aracılığıyla ortaya konulmaktadır (Tatar vd. 2009).

Paleomanyetizma, kayaçların eski manyetik alan özelliklerini inceleyen bilim dalıdır. Volkanik, volkano-sedimanter ve ince taneli sedimanter kayaçlar içerisinde manyetik özellik taşıyan mineraller, kayaçların ilksel oluşumları sırasında yeryuvarının o jeolojik zamandaki manyetik kutup doğrultusuna yönelir ve kalıntı mıknatıslanma kazanır. Kayaçların jeolojik zamanlar boyunca kazanmış oldukları bu kalıntı mıknatıslanmaların yönlerinin ve şiddetlerinin belirlenmesini sağlamak ve yer manyetik alan davranışlarını belirlemek paleomanyetizmanın temel konusudur (McElhinny ve McFadden 2000). Bu amaçla yapılan araştırmalar sayesinde belirli bir jeolojik devir için bilinen paleomanyetik kutup pozisyonu göz önüne alınarak, kayaçlardan alınan örneklere ait paleomanyetik veriler yorumlanır ve bölgedeki tektonik olaylarla ilişkileri incelenebilir (Kodoma 2012). Bu ilişkinin kurulması büyük fay zonlarının, makaslama alanlarının anlaşılması ve bir bölgeyi etkilemiş olan birçok farklı tektonik fazın yorumlanabilmesi açısından önemlidir.

Bu amaçla Ulukışla Havzası'nın Oligosen-Miyosen dönemini etkilemiş olan tektonizmanın anlaşılmasına katkı sağlaması amacıyla çalışma alanında Oligosen-Orta Miyosen istifinin takip edilebildiği bir hat boyunca ve Paleosen-Eosen birimleri üzerinden bir lokasyonda örnekleme yapılmıştır.

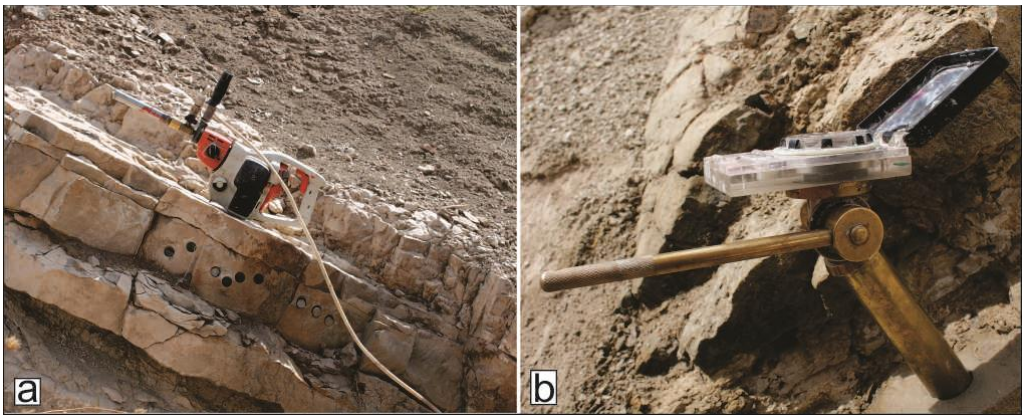
6.1 Paleomanyetik Örneklerin Alınması ve Hazırlanması

Günümüzde paleomanyetizma çalışmalarında, güçlü manyetik özellik gösteren volkanik kayaçların yanı sıra zayıf manyetik özellik gösteren volkano-sedimanter kayaçlar ile kireçtaşı, killi-kumlu kireçtaşı ve çamurtaşı gibi sedimanter kayaçlar da kullanılmaya başlanmıştır (örn. Kodoma 2012).

Paleomanyetizma arazi çalışmalarında, çalışmanın amacına göre örneklenecek bölgedeki bu özellikleri taşıyan kayaçların yeri belirlendikten sonra, gerekli ekipman ile örnekleme çalışmalarına başlanır.

Örnekler el numuneleri veya karot numuneleri olarak toplanabilir. Eğer örnekleme el numuneleri toplanarak yapılacaksa, öncelikle örneklenmesine karar verilen kayacın fazla deforme olmamış yüzeyine ulaşılana kadar kazılması gerekmektedir. Kazıma işleminden sonra tabakaya ait doğrultu ve eğim bilgileri ölçülür ve kayaç üzerine kaydedilir. Örnekler yaklaşık 10-20 cm'lik kenar uzunlukları olacak şekilde alınır ve laboratuvarlarda bunlar üzerinden yönlü karot çıkartılır

Karot numuneler ise taşınabilir karot makineleri yardımıyla alınan yaklaşık 2,5 cm çaptaki karotun yönlü bir şekilde bulunduğu kayaç kütlesi içerisinden çıkarılması ile elde edilir (Şekil 6.1). Karot numunenin kesiminden sonra delme doğrultusu güneş pusulası veya manyetik pusula yardımıyla kaydedilip, numune üzerine işaretlenmelidir. Karot numunelerin küçük boyutlu olması ve işaretlemelerin örnek alım sırasında yapılıyor olması, bu yöntemin daha çok tercih edilmesine sebep olmaktadır.



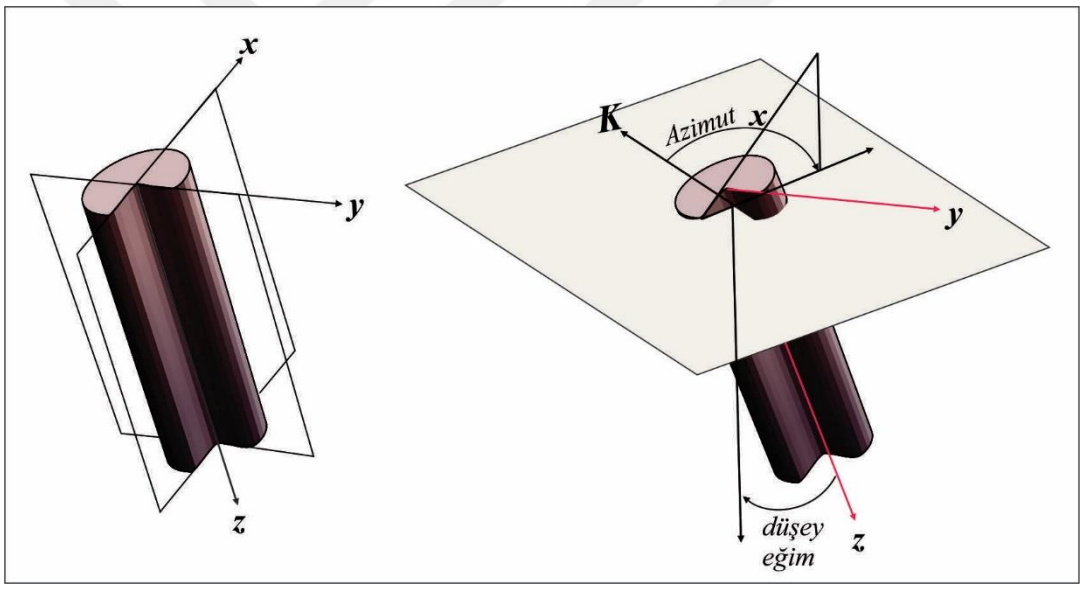
Şekil 6.1: a) Arazide karot örnek alımı için kullanılan taşınabilir karot makinesi, **b)** güneş pusulası.

Her iki örnekleme çalışmasında da dikkat edilmesi gereken temel nokta örnek alımı sırasında yön belirteçlerinin doğru şekilde işaretlenmesi aşamasıdır.

Karotların yönelim ölçüm prosedürleri çok çeşitlidir ve bir standardı bulunmamaktadır (Butler 1992). Bununla beraber, tüm yönelim tasarımları kesin bir şekilde örneğin alındığı yerdeki coğrafik yönelimin elde edilmesini amaçlamaktadır. Örneğin, sağ el kartezyen koordinat sistemi Şekil 6.2' deki gibi karot örnekler için kullanılabilir. Şekilde z ekseni asıl eksen (z, mostranın içine doğru pozitif), x ekseni düşey düzlem (z eksenine dik), y ekseni ise yatay düzlemdir. Arazide, örnek yönelimi;

(1) +x ekseninin yataya izdüşümünün azimutunun (x- z düzleminin azimutu) ve

(2) ayrılma açısının (hade), yani z ekseninin düşeyle yaptığı açının (düşey açı = 90° - dalım miktarı) ölçülmesi ile belirlenmiş olur. Laboratuvar ölçümleri de bu örnek koordinat eksenleri dikkate alınarak yapılır (Butler 1992).

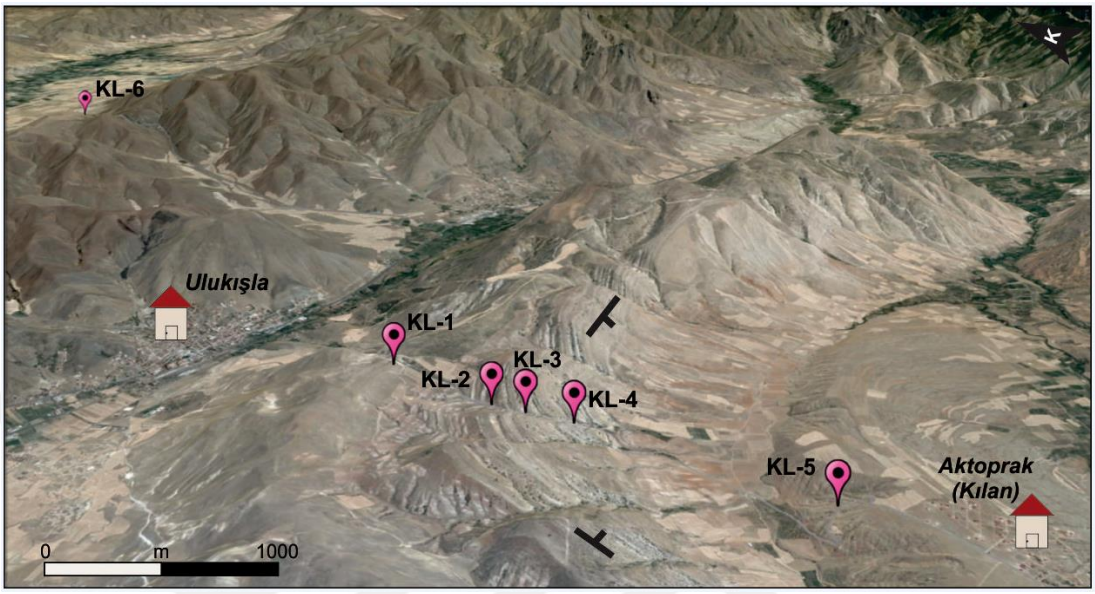


Şekil 6.2: Bir karot örneğinin kartezyen koordinat sistemine göre yönelimi (Butler 1992'den değiştirilerek).

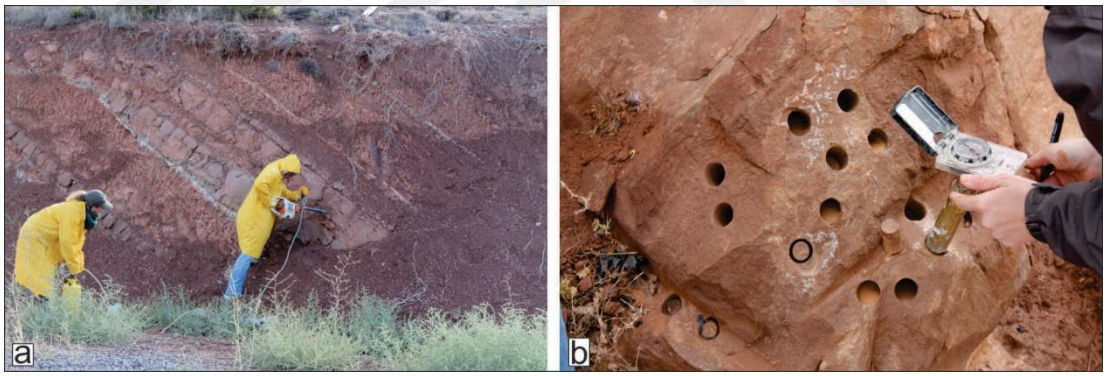
Bir paleomanyetik çalışma sırasında, alınacak numune sayısına literatürde herhangi bir kısıtlama getirilmemiş olup, istatiksel açıdan her lokasyondan en az 7 karot numune toplanması yeterli olmaktadır (İşseven vd. 2005).

Bu çalışma kapsamında Ulukışla Havzası ve yakın çevresinde paleomanyetik araştırmalar için uygun olan Paleosen-Eosen yaşlı volkano-sedimanter istif ile Oligosen-Orta Miyosen yaşlı sedimanter istif içerisinden taşınabilir karot makinesi ile arazide altı lokasyonda örnekleme yapılmıştır (Şekil 6.3).

Alınan örnek çapları 2,54 cm, boyları ise 8-12 cm'dir. Her istasyondan minimum 7 tane yönlü örnek alınmış, bu örnekleme sırasında karot örneklerinin güneş açısı ve ölçüm saatleri not alınmıştır (Şekil 6.4).

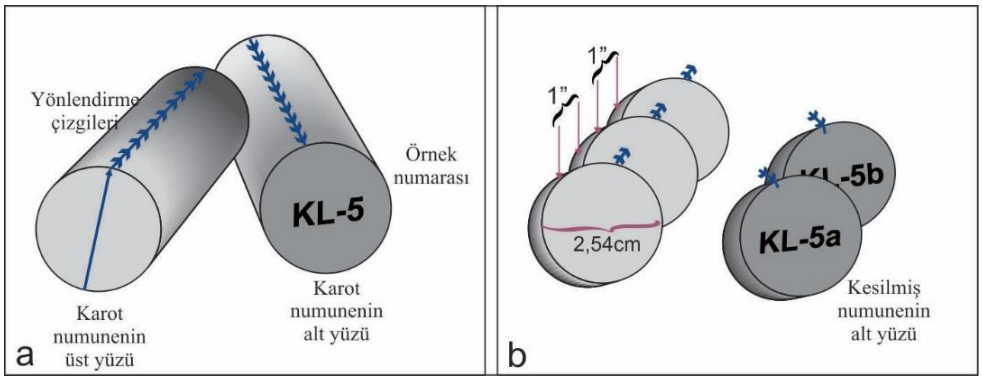


Şekil 6.3: Ulukışla Havzası paleomanyetik örnekleme noktaları.

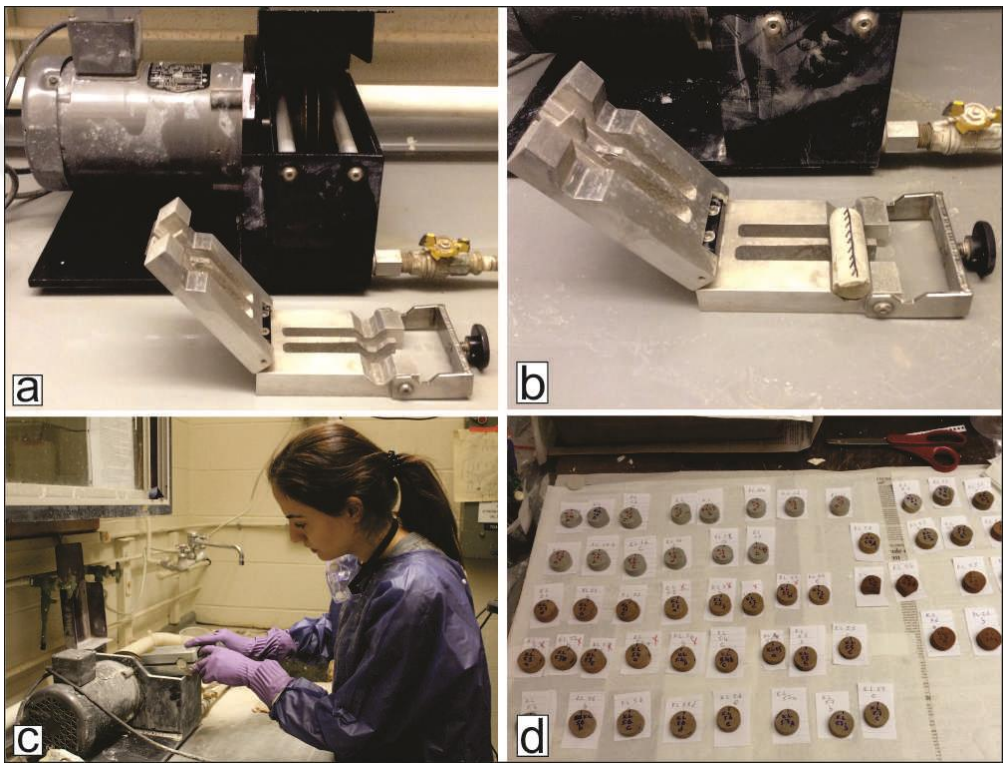


Şekil 6.4: a) ve **b)** Ulukışla Havzası'nda yapılan paleomanyetik örnekleme çalışmasına ait fotoğraflar.

Paleomanyetik örnekler Massachusetts Teknoloji Enstitüsü (MIT) Yer, Atmosfer ve Gezegen Bilimleri Bölümü (EAPS) Paleomanyetizma laboratuvarları bünyesindeki örnek hazırlama laboratuvarında 1inç (2,54 cm) uzunluğunda silindirik alt örnekler halinde kesilerek analize hazır hale getirilmiştir. Kesim işlemi sırasında her bir alt örnek üzerine yeniden işaretlemeler yapılmıştır (Şekil 6.5 ve 6.6).



Şekil 6.5: Paleomanyetizma çalışmalarında kullanılacak karot örneklerinin **a)** örnek alımı sırası ve **b)** sonrasında işaretlenmesi.



Şekil 6.6: a) Karot kesici **b)** kesici muhafaza aparatı, **c)** araziden alınan paleomanyetik karotların kesilmesi, **d)** kesilmiş örneklerin işaretlenmesi.

6.2 İkincil Mıknatıslanmanın Temizlenmesi

İkincil mıknatıslanma kayacın oluşuşumundan sonra günümüze gelinceye kadar çeşitli kimyasal ve/veya fiziksel etkiler sonucunda kazandığı mıknatıslanmadır.

Paleomanyetizma çalışmalarında kayaç içindeki duraylı karakteristik kalıntı mıknatıslanmayı belirleyebilmek için öncelikle kayacın kazandığı bu ikincil mıknatıslanmanın temizlenmesi gerekmektedir. Temizleme işlemleri sayesinde, ikincil mıknatıslanma kayaçtaki kalıntı mıknatıslanma ile birlikte vektörel bir büyüklük olarak ölçülebilmektedir.

Temizleme işlemlerinin temeli kayaç içerisinde yeni mıknatıslanmalara neden olmadan, kayacın günümüze gelinceye kadar maruz kaldığı mıknatıslanmanın giderilmesine dayanmaktadır. İkincil mıknatıslanmanın temizlenmesi işlemlerinde; Alternatif Alan Temizleme ve Isıl Temizleme yöntemleri yaygın olarak kullanılan metodlardır. Bu yöntemler sayesinde numunedeki ikincil mıknatıslanma kademeli olarak temizlenerek, kalıntı mıknatıslanma ortaya çıkarılır (Collinson 1983).

6.2.1 Isıl temizleme yöntemi

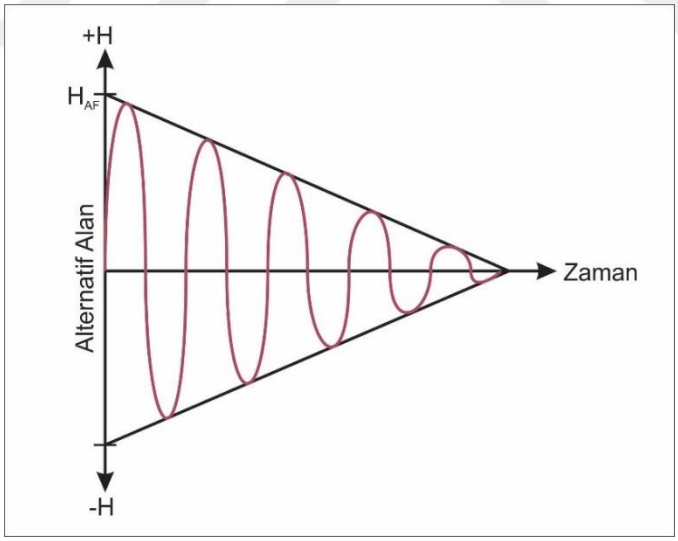
'Isıl Temizleme İşlemi' kayaçların içerisindeki minerallerin mıknatıslanma özelliklerinin sıcaklığa bağlı olarak gösterdikleri değişimlerini esas almaktadır. Isıl temizle işleminde her bir paleomanyetizma örneği, manyetik olmayan bir fırın ile Curie sıcaklığının altındaki bir sıcaklığa doğru (T_{demag}) kademeli olarak ısıtılarak, manyetik alan değerinin sıfır (0) olduğu bu ortamda oda sıcaklığına kadar soğutulur. Bu, manyetik alanın 0 olduğu ortamda bloklanma sıcaklığı (T_B), söz konusu sıcaklıktan (T_{demag}) küçük olan ($T_B \leq T_{demag}$) tüm tanelerin ısıl manyetik mıknatıslanma kazanmasına sebep olur. Dolayısıyla bu taneciklerin taşıdığı doğal kalıntı mıknatıslanma silinmiş olur (Butler 1992). Soğutma işleminden sonra örnek, manyetometre ile ölçülerek mıknatıslanma bileşeninin **x**, **y**, **z** yönlerindeki şiddet vektörleri bulunur.

6.2.2 Alternatif alan temizleme yöntemi

Tez çalışması kapsamında da kullanılan Alternatif Alan Temizleme yönteminde numunelere dış manyetik etkinin yok edildiği bir ortamda (manyetometre içinde) kontrollü bir manyetik dış alan sağlanır (Şekil 6.7).

Alternatif alan temizleme işleminin temeli, örneği alternatif (değişimli) manyetik alana maruz bırakma esasına dayanır. Alternatif bir manyetik alan, maksimum bir genlik ile başlayan ve zamanla büyüklüğü lineer olarak azalan sinüsoidlerden oluşmaktadır (Şekil 6.8) (Butler 1992).

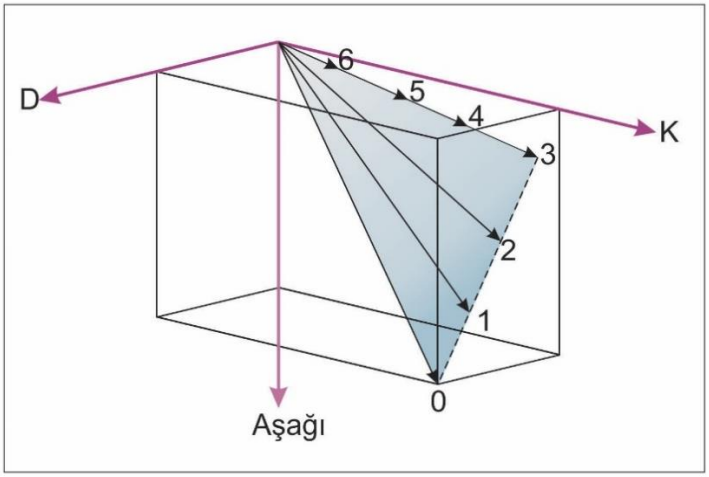
Şekil 6.7: Ölçümlerin yapıldığı süperkondaktif kayaç manyetometresi.



Şekil 6.8: Alternatif alan demanyetizasyonunun şematik gösterimi (H_{AF}, manyetik alanın maksimum noktasını temsil etmektedir) (Butler 1992).

Her iki temizleme yönteminde, örnek üzerine artan adımlarda ısı/alternatif alan uygulaması ile her adımda örneğin kalıntı mıktatıslanma doğrultusu ve şiddeti ölçülür. Böylece ikincil mıknatıslanmalar aşamalı olarak yok edilip sadece şiddeti azalan, fakat doğrultusu değişmeyen karakteristik kalıntı mıknatıslanma vektörü (characteristic remanent magnetization-ChRM) elde edilir (Şekil 6.9).

Doğal kalıntı mıknatıslanma (NRM) vektörünün aşamalı olarak ikincil kalıntı mıknatıslanmasından temizlenmesi ve birincil kalıntı mıknatıslanmasının elde edilmesi Şekil 6.19' da gösterilmiştir.



Şekil 6.9: İlerleyen demanyetizasyon sırasında NRM vektörü (Butler1992).

Burada doğal kalıntı mıkmatıslanma vektörü "0" ile gösterilmiştir. Vektörün kesikli çizgiler ile gösterilen 3 no'lu adıma gelinceye kadar elde edilen bileşke vektörlerinin farklı şiddet ve yönlerde olduğu, ancak 3 no'lu adımdan itibaren elde edilen bileşke vektörlerin şiddetleri değişse de yönlerinin değişmediği görülmektedir. Kesiksiz çizgi ile gösterilen bu vektör birincil kalıntı mıknatıslanmayı temsil etmektedir ve bu durum 3 no'lu adımdan sonra doğal kalıntı mıknatıslanma vektörünün ikincil kalıntı mıknatıslanmadan tamamen temizlendiğini ifade eder.

6.3 Mıknatıslanma Doğrultularının Analizi ve Sonuçların Gösterimi

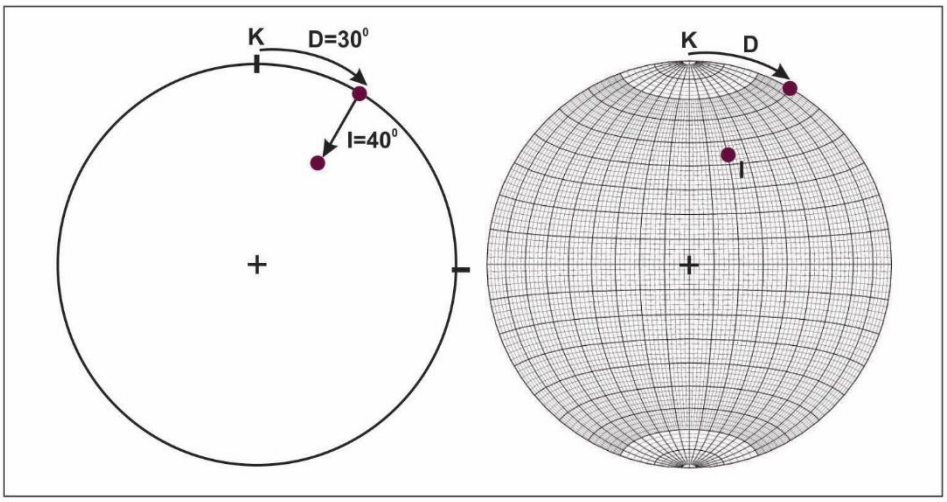
Paleomanyetik analizlerde kullanılan ısısal veya alternatif alan temizleme işlemlerindeki her adım için mıknatıslanma bileşenlerin vektörel davranışı kartezyen koordinatları ile gösterilebilir (Collinson 1983). Ölçümlerden elde edilen ve üç boyutta bilgi içeren denklinasyon açısı (***D)***, inklinasyonun açısı (***I)*** ve mıknatıslanma şiddeti

(***J)*** sonuçlarının, iki boyutlu kağıt düzleminde gösterilebilmesi için iz düşüm (projeksiyon) yöntemlerinden faydalanılır.

Bu amaçla birçok paleomanyetik çalışmada, Zijderveld Diyagramı, Wulff Diyagramı ve Normalize Şiddet Değişim Grafiği kullanılmaktadır.

6.3.1 Stereografik projeksiyon

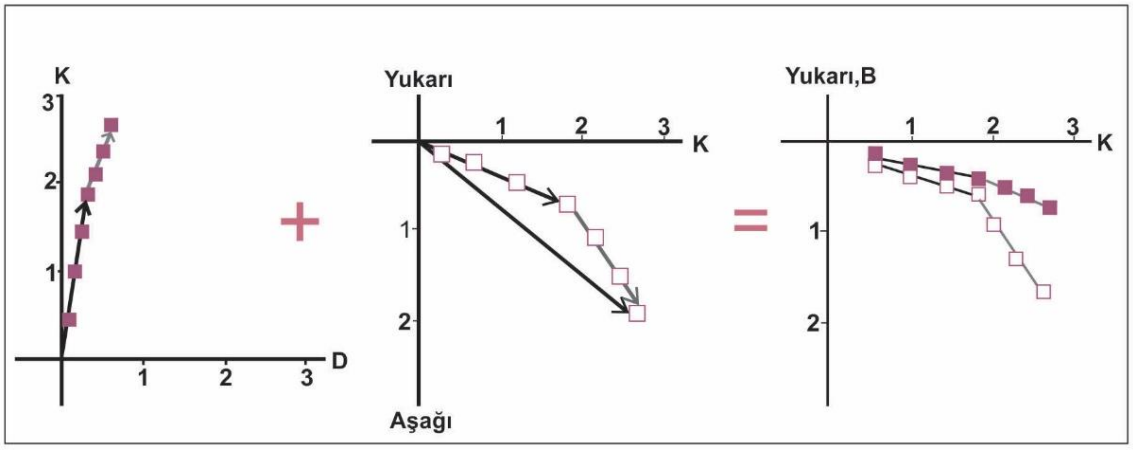
Eş açı projeksiyonu (Wulff ya da Stereografik projeksiyon) ve eş alan projeksiyonu (Lambert ya da Schmidt projeksiyonu) paleomanyetizma çalışmalarında yaygın olarak kullanılan iki iz düşüm yöntemidir (Butler 1992). Her iki izdüşüm yöntemi de bir kürenin alt yarısının, kürenin üst kısmındaki başucu noktasından bakılarak yatay bir düzlem (ekvator düzlemi) üzerine izdüşürülmesi esasına dayanır. Vektörün denklinasyon açısı (***D),*** çember üzerinde kuzeyden saat yönünde artacak şekilde belirlenir. İnklinasyon açısı (***I)*** ise çemberin en dış halkasında 0^o merkezde 90^o olacak şekilde hesaplanır (Şekil 6.10). Yatay bir düzleme izdüşüm yapıldığı için aynı denklinasyon açısındaki zıt inklinasyonlar (örn. $D=340^o$, $I=20^o$; $D=340^o$,$I=-20^o$) aynı noktaya işaretlenir. Ayrıtman olması için alt yarı kürede bulunan değerler içleri dolu, üst yarı kürede yer alan değerler ise içleri boş olarak gösterilir (Butler 1992).



Şekil 6.10: Wulff Diyagramı üzerinde örneğe ait deklinasyon ve inklinasyon değerlerinin gösterimi.

6.3.2 Zijderveld diyagramı

Isısal veya alternatif alan temizleme işlemlerinin her adımında, doğrultusu, eğimi ve şiddeti hesaplanan mıknatıslanma vektörü Kuzey (K), Doğu (D) ve düşey (aşağı=Z) olmak üzere bileşenlerine ayrılır. Zijderveld diyargramları bu bileşen büyüklüklerinin birbirlerine göre olan durumlarını tek bir kartezyen koordinat sisteminde göstermektedir. Böylece her ikincil mıknatıslanma temizleme adımı sonrasında mıknatıslanma vektörünün yatay ve düşey düzlemdeki değişimleri incelenebilir (Şekil 6.11).

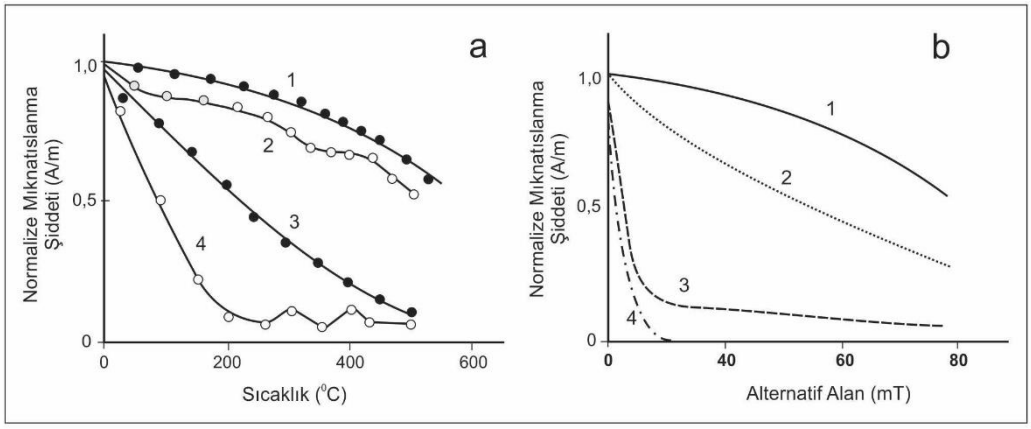


Şekil 6.11: Mıknatıslanma vektörlerinin Zijderveld Diyagramı'nda gösterimi. **a)** yatay yöndeki değişim **b)** düşey yöndeki değişim **c)** yatay ve düşey yöndeki değişim. İçi dolu kareler yatay projeksiyondaki vektör izdüşümünü, içi boş kareler düşey projeksiyondaki vektör izdüşümü göstermektedir. Kare işaretler üzerindeki sayılar temizleme adımlarını belirtir (Butler 1992).

6.3.3 Normalize şiddet değişim grafiği

Paleomanyetizma analizleri sonuçlarının gösteriminde kullanılan bir diğer grafik normalize şiddet değişim grafiğidir. Alternatif alan ya da ısısal temizleme işlemlerinde her adımdaki şiddet değişimi bu grafik üzerinden izlenebilir (Şekil 6.12).

Normalize şiddet değişim grafiğinde, temizleme işleminin her adımı sonrasında elde edilen mıknatıslanma şiddetinin (J) doğal kalıntı mıknatıslanma şiddetine (Jo) olan oranları hesaplanır (J/Jo). Düşey eksende bu oranlama sonucu elde edilen değerler yer alırken, temizleme sıcaklığı ya da uygulanan alternatif alan değeri yatay eksende olacak şekilde eşleştirilerek grafiğe işlenir.



Şekil 6.12: Temizleme işlemleri sırasında elde edilmiş Normalize Mıknatıslanma Şiddet Değişim Grafiği**. a)** Farklı kayaçların ısısal temizleme işlemi sırasında mıknatıslanma şiddetlerinin değişimi **b)** Farklı kayaçların alternatif alan temizleme işlemi sırasında mıknatıslanma şiddetlerinin değişimi (Sanver 1992).

6.4 Paleomanyetik Verilerin İstatistiksel Analizi

Fisher Yöntemi olarak adlandırılan yöntem, paleomanyetizma çalışmalarında istatistiksel bir yöntem olarak kullanılmaktadır. İngiliz istatistikçi R.A Fisher tarafından geliştirilen ve Fisher Dağılımı olarak da bilinen bu yöntem olasılık yoğunluğu fonksiyonunun, paleomanyetik doğrultuların bulunmasına uygulanması olarak tanımlanabilir (Butler 1992).

Bu yöntemde, her yöne birim ağırlık verilir ve bunlar birim yarıçaplı küre üzerindeki bir nokta ile temsil edilir. Fisher dağılım fonksiyonu P_{dA} (Θ), Θ merkezli gerçek ortalama alandan, açısal alanda (dA) yön bulabilmek için birim açısal alan başına olasılığı verir (Butler 1992). Steradyan (steredians) olarak ifade edilen açısal alan, dA, kürenin toplam açısal alanı ile birlikte 4π steradyan olur. Birim ağırlıklı vektörlerden oluşan bir veri grubu için yoğunluk dağılımı hesaplanmasında olasılık yoğunluğu fonksiyonu kullanılır.

$$P_{dA}(\theta) = \frac{K}{4\pi \sinh(K)} \exp(K \cos\theta) \qquad (6.1)$$

Bu fonksiyonda kullanılan $\boldsymbol{\theta}$; gruba ait ortalama ile veri arasındaki açı, ***K***; kesinlik (precision) parametresidir. Hassaslık parametresi ***(K);***

$$K = \frac{(N-1)}{(N-R)} \tag{6.2}$$

bağıntısı ile hesaplanır. ***N***; veri grubundaki birim ağırlıklandırılmış vektör sayısını, ***R*** ise bileşke vektörü temsil etmektedir.

Eğer vektörler saçılmış bir dağılım gösteriyor ise bileşke vektörün değeri küçülecek ve eşitliğinin sonucu yani ***K*** küçük değerlere sahip olacaktır. Mıknatıslanma vektörü gelişi güzel doğrultularda ise **k**=0 bulunur. Mıknatıslanma vektörlerinin belirli bir yön etrafında küçük bir grup oluşturması **k**'nın değerinin birkaç yüz olmasını sağlar. Pratikte bir formasyondan yeterli sayıda örnek toplanmışsa ***K*** değerinin 20' den büyük olması güvenilir olarak değerlendirilmektedir (Sanver 1992, Kaya 2014).

N sayıda birim vektörden ortalama değerin hesaplanması için her bir vektörün doğrultu kosinüs değerleri tanımlanır;

$$\boldsymbol{l_i} = \cos I_i \cos D_i \quad \boldsymbol{m_i} = \cos I_i \cos D_i \quad \boldsymbol{n_i} = \cos I_i \cos D_i \tag{6.3}$$

Burada $\boldsymbol{D_i}$; $\boldsymbol{i}$ vektörünün sapma açısını (deklinasyon), $\boldsymbol{I_i}$; $\boldsymbol{I}$ vektörünün eğim açısını (inklinasyon), $\boldsymbol{l_i}$, $\boldsymbol{m_i}$ ve $\boldsymbol{n_i}$ ise $\boldsymbol{i}$ vektörünün kuzey, doğu ve aşağı yönlere bağlı doğrultu kosinüslerini verir. Bu parametlereler kullanılarak,

$$\boldsymbol{l} = \frac{\sum_{i=1}^{N} l_i}{R} \qquad \boldsymbol{m} = \frac{\sum_{i=1}^{N} m_i}{R} \qquad \boldsymbol{n} = \frac{\sum_{i=1}^{N} n_i}{R} \tag{6.4}$$

bağıntıları elde edilir. Bu bağıntılar üzerinden bileşke vektör ***(R),***

$$\boldsymbol{R} = (\sum_{i=1}^{N} l_i)^2 + (\sum_{i=1}^{N} m_i)^2 + (\sum_{i=1}^{N} n_i)^2 \tag{6.5}$$

bağıntısıyla bulunabilir. Bileşke vektöre ait sapma (denklinasyon) ve eğim (inklinasyon) açıları ise (6.6) bağıntısında verilmiştir.

$$D_m = \tan^{-1}\left(\frac{m}{l}\right) \quad ve \quad I_m = \sin^{-1}(n) \tag{6.6}$$

Paleomanyetik ölçümler sonucunda elde edilen verilerin güvenilirliğini kontrol etmek için kullanılan diğer bir parametre ise güvenirlik sınırıdır. Fisher istatistiği için güvenirlik sınırı, hesaplanan ortalama doğrultu noktasını merkez kabul eden açısal yarıçap olarak tanımlanır. Emniyet çemberi olarak da bilinen bu parameterenin kullanılmasındaki amaç bir nokta dağılımı için hesaplanmış ortalama noktanın, dağılımın teorik gerçek ortalamasından ne kadar farklı, yani hatalı, olabileceğini göstermektir.

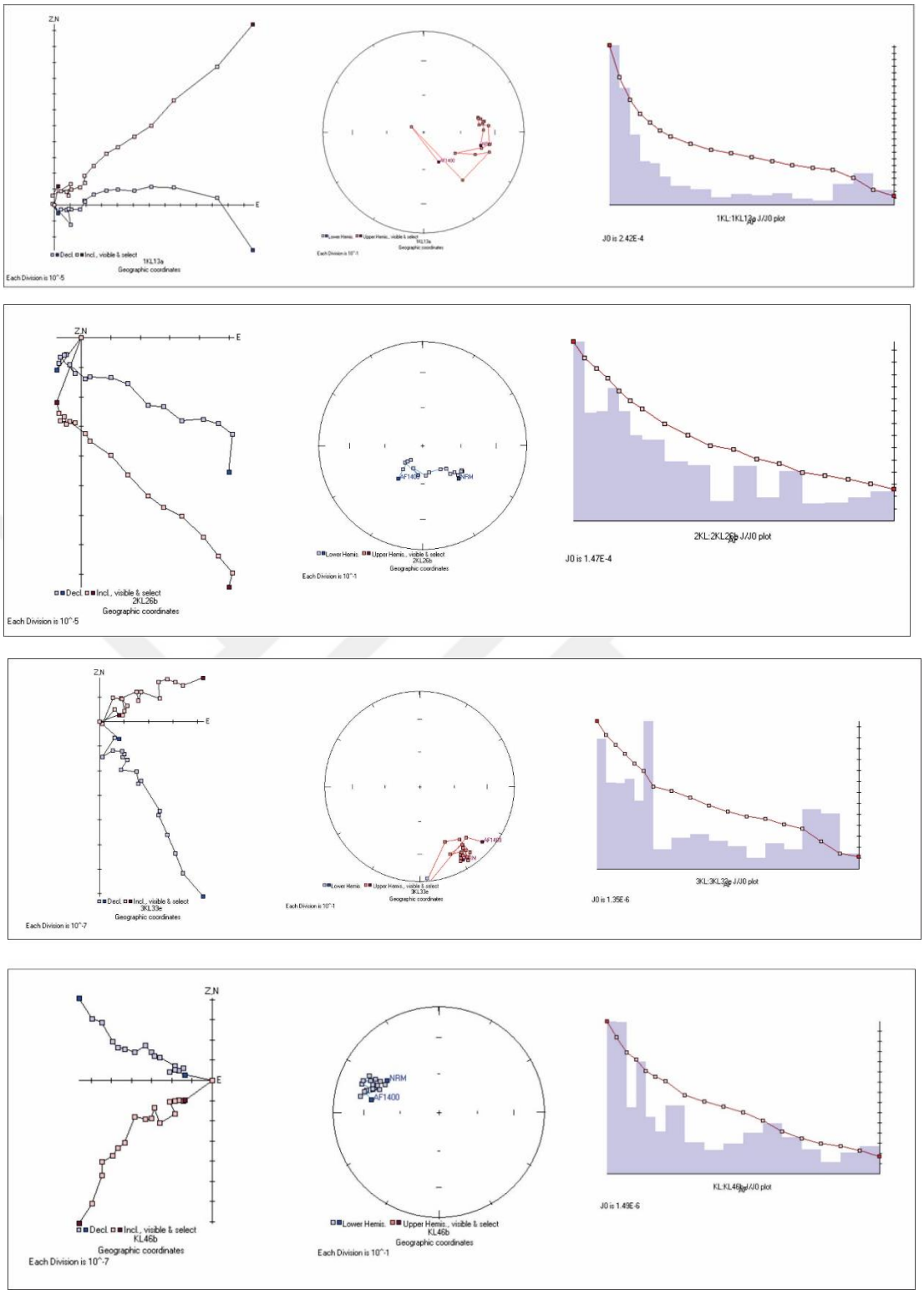
$$\cos \alpha_{(1-p)} = 1 - \frac{N-R}{R}\left\{\left(\frac{1}{p}\right)^{\frac{1}{N-1}} - 1\right\} \tag{6.7}$$

Olasılık seviyesi (1-p) genellikle 0.95 (%95) seçilir ve bu nedenle güvenirlik sınırı $\boldsymbol{\alpha_{95}}$ olarak ifade edilir (Butler, 1992). Küre yüzeyindeki nokta dağılımına ait $\boldsymbol{\alpha_{95}}$ çemberi, söz konusu nokta dağılımına ait gerçek ortalamanın %95 olasılıkla bu çemberin içinde, %5 olasılıkla bu çemberin dışında olduğuna işaret eder ve aşağıdaki bağıntı ile ifade edilir (Sanver 1992, Kaya 2014).

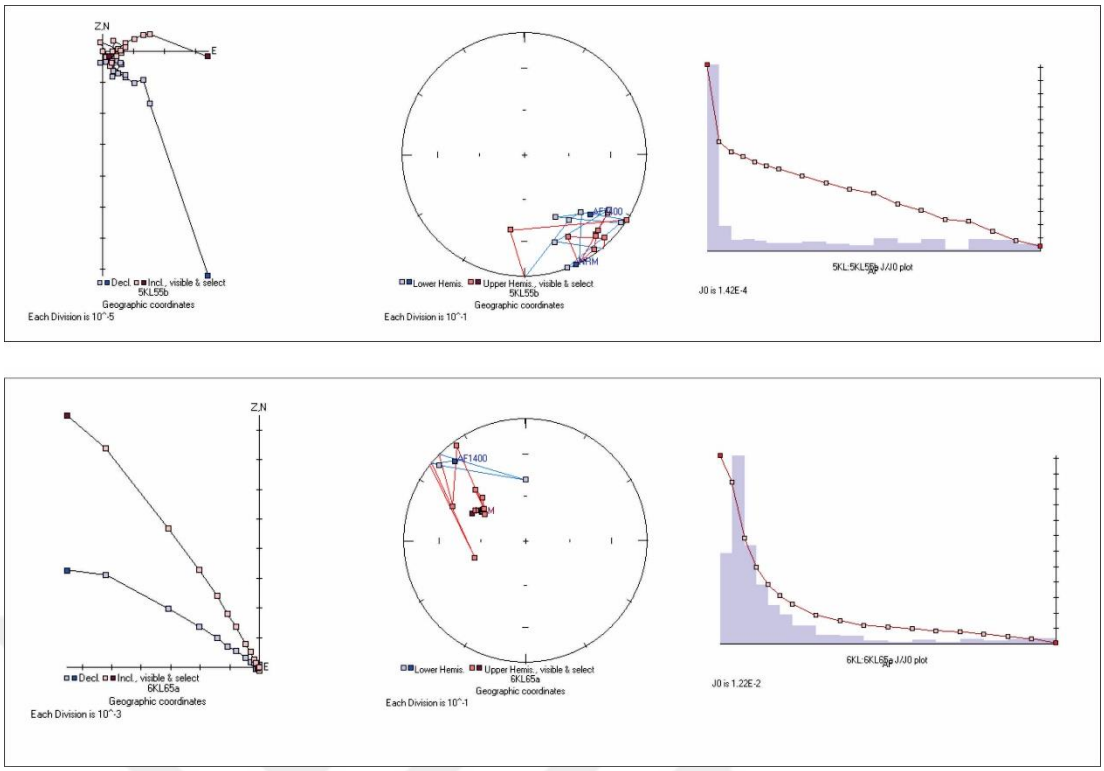
$$\alpha_{95} \approx \frac{140^0}{\sqrt{kN}} \tag{6.8}$$

6.5 Elde Edilen Ortalama Mıknatıslanma Doğrultularının Değerlendirilmesi

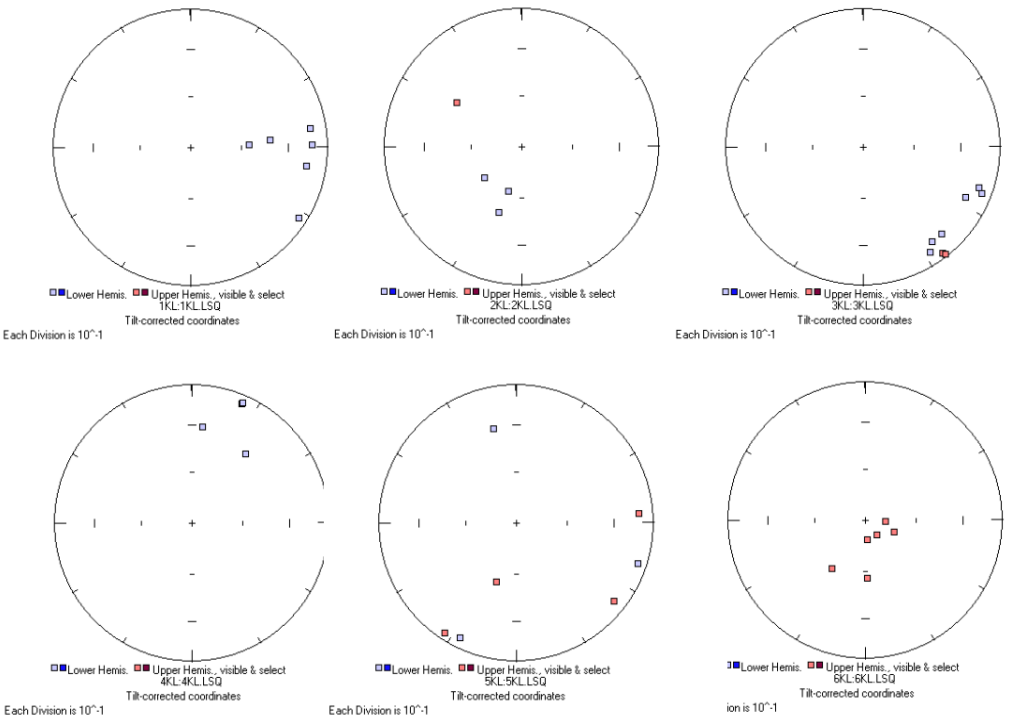
Ulukışla Havzası Paleosen-Eosen yaşlı volkanik malzeme ve Oligosen-Orta Miyosen yaşlı çökel istiften alınan örnekler üzerinde alternatif alan temizleme yöntemi uygulanmıştır. Karotların alternatif alan temizleme işlemine ait örnekleri Şekil 6.13'te sunulmuştur. Şekil 6.14'te tüm lokasyonlar için temizle işlemleri sonrasında bulunan karakteristik mıknatıslanma vektörlerinin (eğim düzeltmesi yapılmış) stereoplottaki durumları gösterilmektedir.



Şekil 6.13: Altı lokasyonun herbirinden yapılan ölçümler soncunda elde edilen sonuçların birer tanesinin, Zijderveld, Wulff diyagramlarında ve normalize mıknatıslanma şiddet değişim grafiği üzerinde gösterimi.



Şekil 6.13: (devam) Altı lokasyonun herbirinden yapılan ölçümler soncunda elde edilen sonuçların birer tanesinin, Wulff diyagramlarında ve normalize mıknatıslanma şiddet değişim grafiği üzerinde gösterimi..



Şekil 6.14: Tüm lokasyonlar için temizle işlemleri sonrasında bulunan karakteristik mıknatıslanma vektörlerinin stereoplottaki dağılımı.

Temizleme işlemleri sonrasında bulunan karakteristik mıknatıslanmaların stereoplot diyagramlarındaki dağılımına ve ölçümlerden yapılan hesaplamalar sonucunda elde edilen ortalama mıknatıslanma doğrultularının miktarlarına bakıldığında Paleosen-Eosen birimlerinden alınan karotlarda D/I 167,6/-74,5 ortalama değerleri bulunmuştur (Çizelge 6.1). Oligosen-Orta Miyosen birimlerinden alınan örneklerin ortalama değerleri ise daha geniş bir dağılım göstermektedir. Söz konusu örnekler saçılma gösterdiği için ortalama alınıp bir yorum yapılamamıştır.

Çizelge 6.1: Paleomanyetizma analizleri sonucu elde edilen veriler (N: örnek sayısı, R: bileşke vektör, k:hassaslık parametresi, α_{95}: güvenirlik sınırı, D: denklinasyon, I: inklinasyon)

Örnek No	Litoloji	Yaş	N	R	k	α_{95}	D	I
KL-1	Kumtaşı	Oligosen-Orta Miyosen	6	5,6	9,61	20,6	94,7	24,7
KL-2	Çamurtaşı-Kumtaşı	Oligosen-Orta Miyosen	4	3,7	6,57	32,9	183,8	60,8
KL-3	Kireçtaşı	Oligosen-Orta Miyosen	9	8,6	17,91	11,75	129,7	10,8
KL-4	Kireçtaşı	Oligosen-Orta Miyosen	4	3,8	13,29	22,44	22,2	20,6
KL-5	Kumtaşı-Çamurtaşı	Oligosen-Orta Miyosen	7	4,6	2,13	47,5	156,7	-19,4
KL-6	Bazalt	Paleosen-Alt Eosen	6	5,7	16,52	15,42	167,6	-74,5

Bölgede özellikle son dönemlerde yapılmış paleomanyetizma çalışmalarına bakıldığında, Ulukışla Havzası volkanik kayaçlarında D/I 308,2/40,7 (k=24,2, α_{95}=15.9), Oligosen çamurtaşlarındaki bir lokasyondan ise D/I 332,8/40.5 (k=37,3, α_{95}=8.5) ortalama değerleri elde edildiği görülmektedir (Çinku vd. 2016). Meijers vd. (2016) çalışmasında da Oligo-Miyosen birimlerinde yapılan analizlerde D/I 326,4/49,6 (pembe kilce zengin birimler) ve D/I 69,8,2/88.0 (gri karbonatça zengin birimler) değerlerini elde etmiştir.

Çinku vd. (2016), çalışmalarında bölgedeki diğer havzalarda yapılan paleomanyetizma analizlerine dair hem önceki çalışmalardaki bulgular hem de kendi yeni bulgularını karşılaştırarak Geç Kretase'den itibaren Niğde-Kırşehir Masifi ve Orta-Doğu Toroslar arasındaki bölgenin güneydoğusunda oroklinal bükülmeyi işaret eden saatin tersi yönde R=41,1^{o} ±7,6^{o}, Orta Toroslar'da ise Geç Kretase yaşlı kayaçlarda saat yönünde R=45,9^{o} ±9,3^{o} bir rotasyon olduğunu (Afrika referans yönüne göre) belirtmiştir. Geç Kretase yaşlı kireçtaşlarının remanyetize olduklarının tespit edilmesinden ötürü Orta Toroslar'da saat yönündeki 45^{o}'lik bu rotasyonun Orta Eosen'de başladığını önermişlerdir.

Yazarlar Neotetis'in güney kolunun son kapanması ve Afrika-Arap Levhaları'nın çarpması ile ilişkili olan bu deformasyonun Orta Eosen boyunca Niğde-Kırşehir Masifi'nde meydana gelen R=25,5^{o} ±7,3^{o} değerine ulaşan saatin tersi yönündeki rotasyonu da Toridler ile birlikle gerçekleşmiş bir blok rotasyon olarak yorumlamışlardır. Miyosen sonrasında Niğde-Kırşehir Masifi ve bunun G/GB'sı diğer bir değişle Orta Anadolu neredeyse stabil iken (saatin tersi yönünde 10^{o}'den küçük rotasyon) Doğu Toroslar'ın saatin tersi yönündeki rotasyonu (R=16,8^{o} ±3,9^{o}) bu alanın büyük ölçüde Anadolu'nun batıya kaçışından etkilendiği ifade edilmiştir.

Tektonik rotasyon R', grup ortalama değerlerinin beklenen eksialan eksenlerinin karşılaştırılması ile saptanır ve ΔR' değeri ΔR'=0.8 ($\Delta D^2 + \Delta D_{ref}$) eşitliği ile sağlanır (Beck 1980, Demarest 1983, Tatar vd. 2002b). Eğer R'> ΔR ise bu durumda bir rotasyon belirgin olarak nitelendirilir. Paleomanyetizma çalışmaları kapsamında elde edilen sonuçlara dair Şekil 6.13'te verilen örnek grafiklerde de görüldüğü gibi örneklerin bir kısmı duyarlı paleomanyetik vektörlere sahiptir. Ancak, Paleosen-Eosen yaşlı birimin örneklenmesinin tek bir lokasyonda çok geniş olmayan bir alan içinde yapılmış olması, Oligosen-Orta Miyosen birimlerine ait mevki sayısının yetersizliği ve elde edilen analiz sonuçlarının da güvenilirlik değerlerinin düşük olması nedeniyle sadece bu veriler ışığında bölgedeki tektonik rotasyona dair ayrı bir yorum yapmaktansa sonuçları yukarıda da bahsi geçen ve daha önceki (örn. Piper vd. 2010) çalışmalar kapsamında değerlendirmek daha uygun olacaktır.

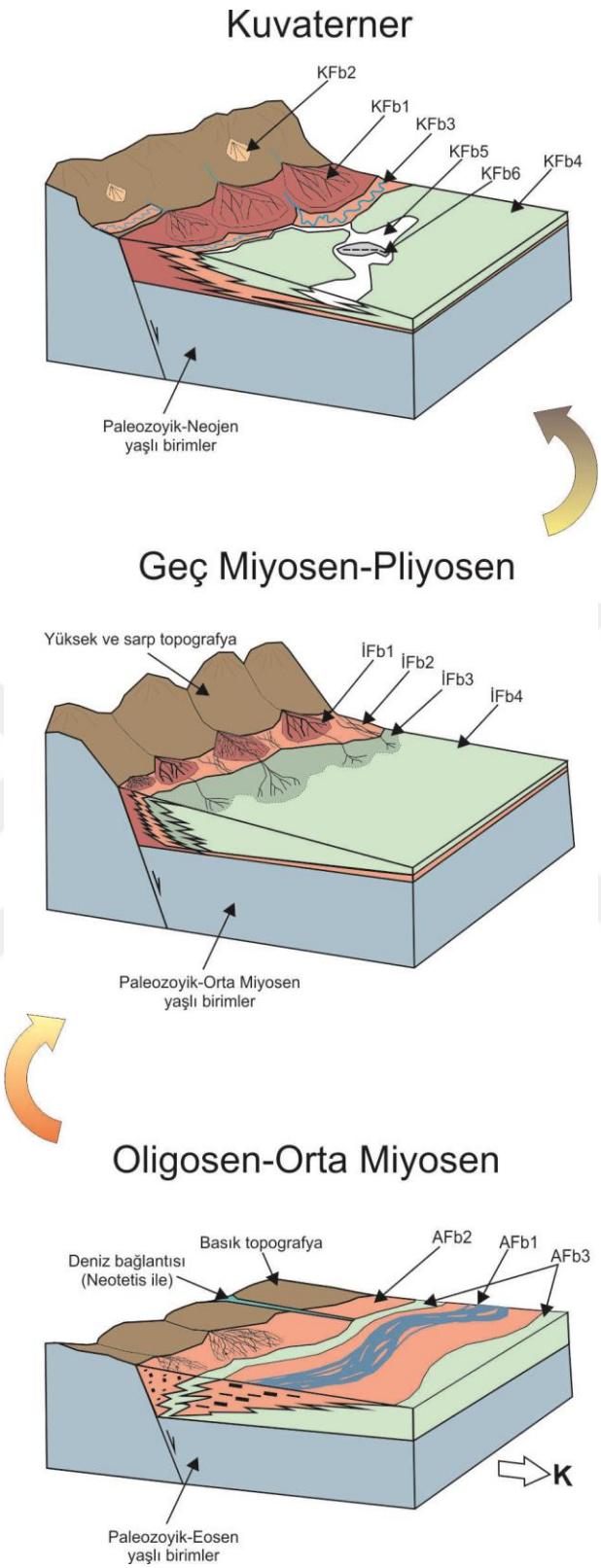
7. TARTIŞMA: ULUKIŞLA HAVZASI'NIN GEÇ SENOZOYİK EVRİMİ

7.1 Depolanma Ortamları

Ulukışla Havzası'nın stratigrafisi kabaca, Geç Kretase'den itibaren önce derinleşen, Eosen'den itibaren ise sığlaşan bir denizel ortamı, ardından Neojen'den itibaren de karasallaşan bir depolanma ortamını yansıtmaktadır. Havzanın örtü birimlerini gerek bahsi geçen depolanma özellikleri, gerekse de bünyelerinde barındırdıkları tektonik deformasyonları dikkate alarak Geç Kretase-Orta Eosen, Orta Eosen, Oligosen-Orta Miyosen, Geç Miyosen-Pliyosen ve Kuvaterner yaşlı çökel paketleri olarak gruplamak mümkündür.

Ulukışla Havzası'nda Geç Kretase birimleri, içerisinde ofiyolit çakılları içeren çakıltaşı, kumtaşı ardışımından oluşur. Bunlar üzerine gelen Paleosen-Eosen yaşlı birimler derin denizel bir ortam sunan kalın bir türbiditik malzemeden meydana gelmektedir. Bu birimin bir diğer önemli özelliği, içerisindeki andezitik lav, tüf, yastık lav ve aglomeralardan oluşan geniş yayılımlı volkanik malzemedir. Paleosen-Eosen istifi üzerine gelen Orta Eosen yaşlı birimler, genel itibariyle ortamdaki sığlaşmanın belirteçleri niteliğindeki jips ara katkılı sığ su türbiditleridir. Bu birimlerin üstünde çamurtaşı ara katkılı oldukça kalın bir evaporit istifi bulunur. Anhidrit ve jipslerden oluşan bu birim Ulukışla Havzası'nda regresyonun son evrelerinden biri olan hipersalin depolanmanın belirtecidir (örn. Clark ve Robertson 2002). Orta Eosen birimleri ile Oligosen-Orta Miyosen birimleri arasında yer alan bu selenitik jipsler bölgede sığ-kıyısal ortamı ya da zaman zaman deniz girdisinin olabildiği karasal bir ortamı temsil eder (örn. Clark ve Robertson 2002). Önceden de değinildiği gibi birim bazı çalışmalarda altındaki Hasangazi Formasyonu'nun, bazı çalışmalarda ise üstündeki Oligosen-Orta Miyosen yaşlı Aktoprak Formasyonu'nun bir üyesi olarak kabul edilmiştir. Tez çalışması kapsamında yürütülen arazi çalışmalarında, Aktoprak'ın kuzeyinde, bir senklinalin kuzey kanadında büyük bir kütle halinde bulunan bu birimlerin alt ve üstlerindeki formasyonlar ile olan ilişkileri gözlenmiş ancak gerek depolanma şartları gerekse yapısal özellikleri itibariyle önceki çalışmalarda belirtilen uyumsuzlukları kullanmaya gerek olmadığı sonucuna varılmıştır.

Söz konusu jipsler üzerine, tez çalışmasının asıl konusunu oluşturan Geç Senozoyik dönemi içerisinde depolanmış birimler gelmektedir (Şekil 7.1). Oligosen-Orta Miyosen istifinin en alt seviyelerinde ince bir konglomera ve kumtaşı seviyesi ile bunların üzerinde kalın bir istif sunan kireçtaşları ve marnlar bulunmaktadır (Şekil 3.1). Önceki bazı çalışmalarda Kurtulmuştepe Üyesi ya da Formasyonu olarak adlandırılan bu kesim içerisinde Nazik ve Gökçen (1989) tarafından derlenen geçiş (paralik) ortamında çökelmeyi yansıtan ostracod fosilleri tanımlanmıştır. Aynı seviyeler bünyesindeki marnlardan tez kapsamında tanımlanan nannoplanktonlara göre de denizel girdinin olduğu playa-göl ortamının varlığı tespit edilmiştir (AFb3; Şekil 7.1). İstif üste doğru kıyı/taşkın ovası (AFb2) ve örgülü nehir tortullarına (AFb1) geçiş göstermektedir. Önceki bazı çalışmalarda Oligo-Miyosen çökelleri başlıca örgülü nehir ve göl ortamı olarak tamamen karasal depolanma ürünleri şeklinde nitelenmiş olmalarına rağmen (örn. Jaffey ve Robertson 2005), Erol (1969)'dan beri bu dönemde bölgeye bir deniz girdisinin olduğu daha başka fosil bulguları ışığında da ara ara dile getirilmiştir. Bu özellikleriyle Oligosen-Orta Miyosen yaşlı çökel istifi bölgenin bu dönemde deniz girdisi de olan (Şekil 7.1) ancak genel itibariyle gitgide karasal bir ortam haline geldiğini gösteren son çökel paketidir (örn. Erol 1969, Huvaz 2009, Gürbüz ve Kazancı 2015). Jaffey ve Robertson (2005) istifin özellikle üst seviyelerini temsil eden örgülü nehir tortulları içerisinde gerçekleştirdikleri paleoakıntı ölçümlerine göre, bahsi geçen nehir sisteminin doğuya, Ecemiş Havzası'na doğru olduğuna işaret etmektedirler. Oligosen-Orta Miyosen yaşlı birimler üzerine açısal uyumsuzlukla gelen Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı birimler ise sedimanter ve volkanoklastik birimlerden oluşan oldukça kalın bir karasal istif özelliği sunmaktadır (Şekil 2.1). Önceki çalışmalarda kabaca örgülü akarsu ve göl tortulları olarak tanımlanan (örn. Jaffey ve Robertson 2005) Geç Miyosen-Pliyosen istifini oluşturan çökellerin tarafımızca ayırtlanan litofasiyesleri başlıca alüvyal yelpaze (İFb1), örgülü nehir (İFb2), yelpaze deltası/delta (İFb3) ve göl (İFb4) depolanma ortamlarında çökelmeye işaret etmektedir (Şekil 7.1). Son dönemde Ereğli Ovası içerisinde gerçekleştirilen kömür arama amaçlı derin sondajlarda Neojen istifi içerisinde oldukça önemli kalınlıklara ulaşan evaporitik çökeller (halit, jips ve anhidrit) kesilmiştir (örn. Kadınkız vd. 2015).



Şekil 7.1: Oligosen-Orta Miyosen, Geç Miyosen-Pliyosen ve Kuvaterner dönemlerinde Ulukışla Havzası'nda depolanan sedimanter fasiyes birliklerinin yansıttıkları paleocoğrafya modelleri.

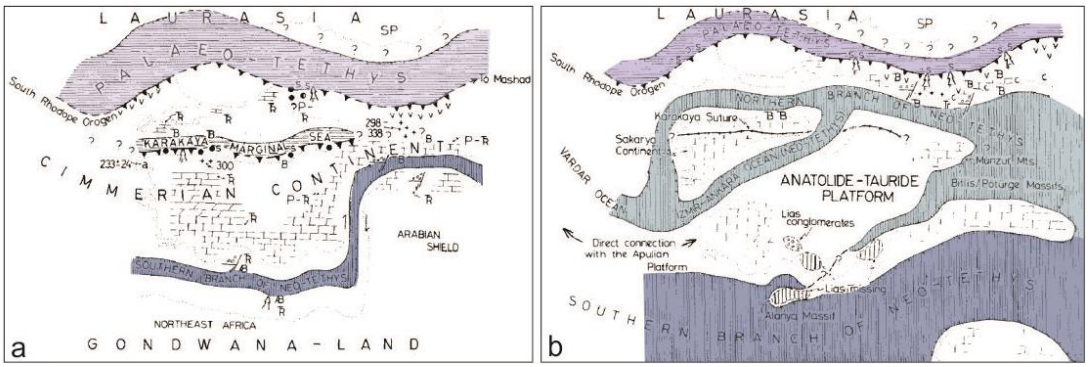
Bunun yanı sıra istif bünyesinde bitümlü şeyllerin bulunması (Şekil 3.1) ve MTA tarafından Niğde-Badak yöresinde yapılan sondajlarda petrole rastlanılması da bu istifi oldukça önemli kılmaktadır. Bu çökel paketi üstüne uyumsuzlukla gelen Kuvaterner tortulları ise büyük ölçüde Ulukışla ve Ereğli civarının günümüz coğrafi şartlarında ki depolanmasını da yansıtır nitelikte alüvyal yelpaze (KFb1), kolüvyal yelpaze (KFb2), menderesli nehir (KFb3), göl (KFb4) ve kıyı/taşkın ovası (KFb5) tortullarından kuruludur (Şekil 7.1). Bu çökel birimlerinin yanı sıra özellikle Geç Buzul Maksimum Dönemi'nin ürünü niteliğindeki bir takım buzul (glasiyal) çökellerinin Bolkar Dağları üzerindeki varlıkları da çeşitli çalışmacılarca dile getirilmiştir (örn. Dilek vd. 1999, Çiner 2003). Çalışma alanında Kuvaterner çökellerinin iyi geliştiği Ereğli Ovası kesimi ile Ulukışla Havzası'nın Senozoyik çökelleri arasında Niğde Fayı'nın bulunuyor olması Kuvaterner tortullarının mekânsal dağılımını denetleyen başlıca unsurun da bu fay olduğuna işaret etmektedir.

İnceleme alanının temelini oluşturan birimlerden Bolkar Birliği ve Alihoca Ofiyoliti'ne ait kayaçlar, çalışma alanının güney kesiminde, Niğde Masifi'ne ait metamorfik kayaçlar ise havzanın kuzey kesiminde yer alır. Bu birimler ile havzanın örtü kayaları arasındaki dokanağın türü önceki çalışmalarda farklı şekillerde değerlendirilmiş olup, bunlar ile ilgili yaptığımız çalışmaların sonuçlarının bölgenin genel tektonik evrimindeki rolü aşağıda detaylı olarak sunulmuştur.

7.2 Tektonik Gelişim

Anadolu Levhası, Avrasya ve Afrika-Arap Levhaları arasındaki çarpışma zonunda yer alır ve her biri Paleo ve Neotetis Okyanusları tarafından çevrelenmiş çok sayıda kıtasal parçadan oluşur (örn. Gürer ve Aldanmaz 2002).

Günümüz Doğu Akdeniz'i ve bunun Miyosen'e kadar doğudaki devamı niteliğinde olan Bitlis-Zagros Okyanusu Karniyen-Noriyen (Üst Triyas) aralığında açılmaya başlamış ve bu açılma ile Gondwana'nın kuzeyinden ayrılmaya başlayan Kimmer Kıtası arkasında Neotetis Okyanusu'nun doğmasına sebep olmuştur (Şengör ve Yılmaz 1981). Erken Jura boyunca Paleotetis yayının arkasındaki Kimmer Kıtası kendi içinde parçalanarak Neotetis'in kuzey kolunun oluşmasına ortam hazırlamıştır. Kuzey kol, İç Pontid, İzmir-Ankara ve İç Torid Okyanuslarını kapsar (Şengör ve Yılmaz 1981, Görür vd. 1984) (Şekil 7.2).



Şekil 7.2: Anadolu'nun **(a)** Permo-Triyas ve **(b)** erken Jura dönemlerini gösterir paleotektonik haritalar (Şengör Yılmaz,1981).

Neotetis Okyanusu'nun Türkiye'deki gelişimi sırasında Kretase-Eosen süresince Anadolu'da bulunan çarpışma sırası ve sonrası ile ilişkili havzalar, bu okyanusun evriminin anlaşılması amacıyla birçok çalışmaya konu olmuştur (örn. Görür vd. 1984, 1998, Çemen vd. 1999, Gürer ve Aldanmaz 2002, Clark ve Robertson 2002, 2005, Nairn vd. 2013). Ancak söz konusu dönemde, bu bölgede meydana gelen büyük ölçekli tektonik faaliyetlerin yoğunluğu, bu çalışmaların genelinde görüş ayrılıkları doğurmuştur. Benzer şekilde Orta Anadolu havzalarının en güneyinde bulunan Ulukışla Havzası'nın paleotektonik gelişiminin anlaşılması amacıyla yapılan çalışmalarda da görüş ayrılıkları mevcuttur. Söz konusu çalışmalardaki temel farklılık, bölgede etkin olduğu düşünülen tektonik rejimler, bunların dönemleri ve bölgedeki yapıların bu süreçlerle ilişkileri konularındadır.

Ulukışla Havzası ile ilgili kabul gören en yaygın görüşlerden bir tanesi havzanın diğer pek çok Orta Anadolu Havzası gibi Neotetis'in kuzey kolunun kapanması sırasında yay ile ilişki bir havza (yay önü/yay içi/yay ardı) olarak geliştiği görüşleridir (örn. Oktay 1982, Görür vd. 1984, 1998). Bu görüşlerin temelinde Ulukışla Havzası ve yanı sıra Orta Anadolu bölgesindeki diğer birçok havzada gözlenen Paleosen-Eosen yaşlı yoğun volkanik ürünlerin yay ile ilişkili oldukları görüşü yatmaktadır. Buna karşın başka bir yaklaşım olarak bu bölgedeki volkanik aktivitenin büyük ölçüde havza gelişimleri ile eş zamanlı olarak başladığı ve yay koşulunu gösteren hiçbir kanıtın olmadığı önerilmektedir (örn. Gürer ve Aldanmaz 2002). Bununla birlikte, özellikle Ulukışla Havzası özelinde gerçekleştirilen bir grup çalışmada, Paleosen-Eosen yaşlı Ulukışla Volkanitleri'nin kalıtsal bir yitimden etkilenmiş levha içi tektonik ortam jeokimyası sunduğu ve havzanın genişlemeli bir rejim ile geliştiği ileri sürülmüştür (örn. Clark ve Robertson 2002, Alpaslan vd. 2004, 2006).

Ayrıca havza ve yakın çevresinde yapılan diğer bazı çalışmalarda genişlemeli ortam özelliği taşıyan bu volkanikler nedeniyle, Torid Platformu ve Kırşehir Bloğu'nun çarpışması neticesinde dalan İç Torid okyanusal litosferinin koparak astenosferik pencere oluşumuna sebep olduğu, oluşan bu pencereden gelen sıcaklık ve erimenin astenosferik akışa sebep olarak, yiten mantoda kısmi ergimeye yol açtığı belirtilmiştir (örn. Kadıoğlu ve Dilek 2010, Engin 2013, Sarıfakılıoğlu vd. 2013). Bu durum Ulukışla Havzası'nın gelişiminin sadece bölgenin genel özelliklerine bakılarak yay oluşumu ile ilişkilendirilemeyeceğini göstermektedir.

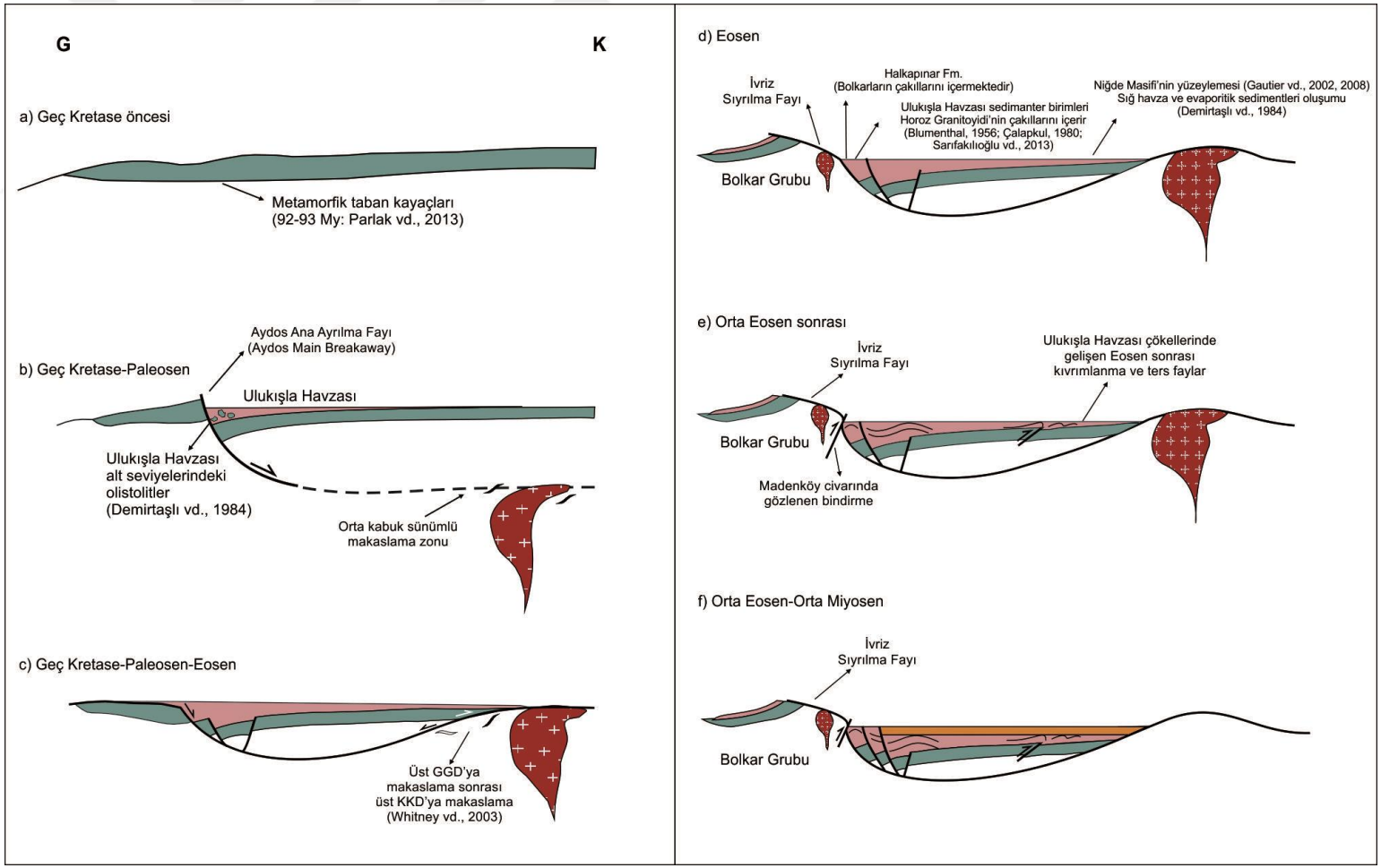
Nitekim, son dönemde Orta Anadolu Bölgesi'nin birçok farklı yerinde de sedimanter, magmatik ve metamorfik kayaçlar üzerinde yürütülen tektonik ve jeokimyasal temelli çalışmalarda bu bölgenin Geç Kretase döneminde genişlemeli bir tektonik rejimce kontrol edildiği öne sürülmektedir (örn. Çemen vd. 1999, Işık 2009, Lefebre vd. 2011, 2013, Advokaat vd. 2014, Işık vd. 2014).

Clark ve Robertson (2002, 2005) Ulukışla Havzası'ndan topladıkları sedimantolojik ve jeokimyasal veriler ışığında havzanın genişlemeli veya transtansiyonel bir rejim altında, ancak yine Bolkar Karbonat Platfomu ve Niğde-Kırşehir Masifi arasındaki yitim zonu üzerinde geliştiğini belirtirler.

Ulukışla Havzası her ne kadar çarpışma ile ilgili bir havza gibi betimlense de ilk olarak Dilek ve Whitney (1997) ve Dilek vd. (1999)'un çalışmalarında havzanın kuzey ve güneyine çizilen normal faylar ile havzanın gelişiminin ilk safhalarındaki genişleme fazına dikkat çekilmiştir. Dilek vd. (1999) Bolkar Ön Fayı olarak tanımladıkları bu yüksek açılı fayın Oligo-Miyosen'de aktif olduğunu belirtmişlerdir. Aynı grubun içerisinde bulunan farklı yazarlarca da bu durum çeşitli bulgularla desteklenmeye çalışılmıştır (örn. Kadıoğlu ve Dilek 2010, Sarıfakılıoğlu vd. 2013, Engin 2013). Bu görüşü temel alan diğer bazı çalışmalarda da söz konusu normal fay sunulan modellerde 70 My'dan sonraki bölümlerde çizilmiştir (örn. Sarıfakılıoğlu vd. 2013). Ayrıca, Clark ve Robertson (2002, 2005) havzanın güneyinde, kuzeye eğimli bir normal fayı modellerinde çizmiş ve de Geç Paleosen-Erken Eosen yaşlı Halkapınar Formasyonu'nun bu fayın kontrolünde geliştiğini ifade etmişlerdir.

Yukarıda bahsi geçen ve Ulukışla Havzası ile ilgili yapılmış tüm çalışmalar dikkate alınarak yürütülen tez çalışması kapsamında toplanan saha ve laboratuvar verileri ile bu veriler ışığında havzanın ve dolayısıyla bölgenin tektonik gelişimi aşağıdaki şekilde değerlendirilmiştir.

Tez çalışmasının asıl konusunu oluşturan Geç Senozoyik birimlerinin altında bulunan, geniş dağılımlı olmaları ve yoğun deformasyon göstermesi açısından önem taşıyan Geç Kretase-Orta Eosen yaşlı birimlerin temel birimler ile olan dokanağına yönelik literatürdeki görüşler önceki bölümlerde açıklanmıştır. Bölgede tez çalışması ile birlikte yürütülen bir diğer çalışmamız kapsamında (Seyitoğlu vd. değerlendirmede) Bolkar Dağları'nın kuzey kesiminde yapılan arazi çalışmaları sonucunda, bu dokanağın kuzeye eğimli düşük açılı bir normal fay olduğu anlaşılmıştır. Ayrıca, yapılan mikrotektonik incelemeler neticesinde bu fayın aslında Ulukışla Havzası'nın gelişiminde önemli rol oynamış Üst-Kuzeye hareket gösteren bir sıyrılma fayı olduğu kanaatine varılmış ve bu faya ait yüzeylerin en iyi gözlendiği mevki dikkate alınarak 'İvriz Sıyrılma Fayı' olarak adlandırılmıştır. İvriz Sıyrılma Fayı kökeninde Geç Kretase-Orta Eosen aralığında Ulukışla Havzası'nda çökelmeyi denetleyen yüksek açılı bir normal fay (Aydos Ana Ayrılma Fayı/Aydos Main Breakaway – Seyitoğlu vd. değerlendirmede; Şekil 7.3) gibi çalışmış ve daha sonra Batı Anadolu'daki örnekleri gibi (örn. Seyitoğlu vd. 2002, 2004) "rolling hinge" mekanizması ile sıyrılma fayı haline dönüşmüştür (Seyitoğlu vd. değerlendirmede). Havza çökellerinden Paleosen-Erken Eosen yaşlı Halkapınar Formasyonu'na ait birimler içerisindeki çakıltaşlarının Bolkar Grubuna ait bileşenler içeriyor olması en azından Eosen'de Bolkar Grubu'nun İvriz Sıyrılma Fayı'nı kullanarak yüzeylemiş olabileceğine işaret etmektedir.



Şekil 7.3: Çalışma alanının tektonik gelişimi (Seyitoğlu vd. (değerlendirmede)'den değiştirilerek).

Bölgedeki bu önemli faya ilaveten, özellikle Paleosen-Eosen birimlerinde bulunanlar başta olmak üzere Senozoyik birimlerinde çok sayıda yapısal unsur gözlenmiştir. Halkapınar Formasyonu içerisindeki diğer önemli yapısal unsurlar normal faylar, ters faylar (Şekil 7.4) ve eksenleri yaklaşık D-B doğrultulu, yüksek kanat eğimlerine sahip asimetrik kıvrımlardır. Paleosen-Eosen yaşlı birimlerde gözlenen çökelmeyle eş yaşlı normal faylar ve bunları kesen ters faylar olasılıkla Orta Eosen'e kadar genişlemeli bir fazın etkisi altında kalan bölgenin bu sürecin akabinde (Orta Eosen sonrası) yaklaşık K-G yönlü bir sıkışmaya maruz kaldığına işaret etmektedir.

Şekil 7.4: Paleosen-Eosen yaşlı volkanosedimanter birimler içerisinde gözlenen çökelme ile eş yaşlı normal faylar ve bu fayları kesen ters fay (Kolsuz mevki).

Geç Eosen-Erken Oligosen yaşlı evaporitler üzerine çalışmanın asıl konusunu oluşturan Oligosen-Orta Miyosen birimleri uyumlu olarak gelmektedir. Oligosen-Orta Miyosen çökelleri içerisindeki kayma-oturma yapıları ve bu bunlarla ilişkili normal ve ters faylar bu dönemde sedimantasyonla eş yaşlı düşük ölçekli bir tektonik etkinlik olduğuna işaret ederler. Birim, içine yerleştiği senklinalin güney kenarında ofiyolitlerle tektonik dokanaklıdır (Şekil 4.2 ve Şekil 4.20). Aktoprak ve Kabaktepe Formasyonları bu kesimde kuzeye eğimli bir normal fayın düşen bloğunda çekme kıvrımı senklinali (drag fold syncline) şeklinde bulunmaktadır (Şekil 4.1 ve 4.2). İlaveten, Aktoprak Formasyonu içerisinde Yeniyıldız mevkinde bulunan ofiyolitler burada Oligosen-Orta Miyosen yaşlı birimler üzerine yaklaşık D-B doğrultulu bir bindirme fayı ile yerleşmişlerdir.

Çalışma alanında Geç Kretase'den Geç Miyosen'e kadar olan tüm birimlerde farklı büyüklük ve geometrilerde kıvrımlar gözlenmiştir. Kıvrımların günümüzde yaklaşık D-B yönlü gidişleri genel olarak K-G yönlü sıkışma fazlarının ürünleri olduğuna işaret etse de, bölgede Senozoyik boyunca meydana gelen farklı tektonik deformasyonlar farklı rotasyonlara sebep olmuş olabilir. Bu rotasyonların anlaşılmasına dönük olarak çalışma alanında tarafımızca yapılan paleomanyetizma analizleri çok safhalı deformasyon geçirmiş bu alanın rotasyonu hakkında istatistiksel kesinliği yüksek bir değer vermeyi olanaksız kılmıştır. Arazi çalışmalarından elde edilen tabaka verilerine göre, Geç Kretase-Orta Eosen birimlerinin eğimleri 10^o ile 90^o arasında dağılım gösterirken, yoğunlaştıkları değerler ise 30^o-50^o arasındadır. Orta Eosen birimlerine ait tabakaların eğim yoğunluğu 30^o-50^o ve 60^o-80^o arasında değişmekte olup, Oligosen-Orta Miyosen birimlerine gelindiğinde ise yoğunluk 10^o-40^o arasına düşmektedir. Söz konusu yapısal veriler dikkate alındığında bölgede tek bir sıkışma fazının bu yapıları açıklamada yetersiz olduğu açıktır. Bu veriler ışığında hazırlanan jeolojik kesitlerden de anlaşıldığı üzere bölgede Orta Eosen sonrası ve Orta Miyosen sonrası olmak üzere en az iki sıkışma evresi olmalıdır. Bununla birlikte, Oligosen-Orta Miyosen birimleri altındaki kalın jips seviyesinin, Oligosen-Orta Miyosen birimlerinin kıvrımlanmasını etkileyerek kıvrım türlerinin farklılıklarını denetleyebileceği ihtimali de göz ardı edilmemelidir.

Orta Anadolu'nun güneyindeki Bolkar Dağları'nın son yüzeylemesi Neotetis Okyanusu'nun güneydeki kolunun Anatolid-Torid Kıtası altına Oligo-Miyosen boyunca dalması sürecindeki jeodinamiği ile ilgili bir süreçtir (örn. Barazangi vd. 2006, Dilek ve Sandvol 2009, van Hinsbergen vd. 2009, Ring vd. 2010, Biryol vd. 2011, van Hunen ve Allen 2011, Cosentino vd. 2012, Schildgen vd. 2012, 2014, Gürbüz ve Kazancı 2015, Karaoğlan 2016). Bolkar Dağları Niğde Masifi'ne göre nispeten daha önce yüzeylemiştir (Geç Eosen-Erken Miyosen; Dilek vd. 1999). Ancak, Oligo-Miyosen'de Bolkar Dağları'nın bugünkü gibi yüksek değil, basık ve alçak bir topografyaya sahip olduğu, bu dönemde bölgeye ulaşan deniz etkisi ve paleoiklim verileri göz önüne alınarak önerilmiştir (Lüdecke vd. 2013, Gürbüz ve Kazancı 2015, Meijers vd. 2016). Depolanma ortamlarının da gösterdiği üzere gerek Bolkar Dağları üzerinde bu dönemde çökelmiş denizel tortulların bulunması (örn. Şafak vd. 2005), gerekse de Tuzgölü Havzası tortullarında denizel girdi olduğuna dair önceki çalışmalardaki görüşlerin yanısıra (örn. Erol 1969) bu tez çalışmasında Ulukışla

Havzası'ndan elde edilen sedimantolojik ve paleontolojik bulgular da bu durumu destekler niteliktedir. Buna göre Bolkar Dağları, kuzeyindeki normal fay boyunca devam eden yükselme sonucunda maksimum seviyesine Geç Miyosen'de ulaşmış olmalıdır (örn. Cosentino vd. 2012, Schildgen vd. 2012, 2014, Gürbüz ve Kazancı 2015, Karaoğlan 2016, Meijers vd. 2016). Geç Miyosen-Pliyosen boyunca Orta Anadolu'da yitim süreçlerine bağlı kabuksal yükselim oranı değişmiş ve Orta Toroslar üzerindeki Orta-Geç Miyosen yaşlı denizel tortullar 1,5-2 km yükselmiştir (örn. Cosentino vd. 2012, Schildgen vd. 2012, Gürbüz ve Kazancı, 2015). Orta Anadolu Kristalen Kompleksi ve Orta Toroslar'daki sedimantolojik, biyostratigrafik ve magmatik veriler, dalan dilimin kopması veya yırtılmasının (slab break off/slab tear) Orta Anadolu güney kesiminin hızlı yükselmesine sebep olduğuna işaret etmektedir (örn. Schildgen vd. 2012, 2014, Gürbüz ve Kazancı 2015). Bolkar Dağları Geç Miyosen'de meydana gelen hızlı yükselme ile maksimum yüksekliğine ulaşmıştır (8-5 My önce; Schildgen vd. 2012). Bu hızlı yükselim önünde gelişen yeni depolanma merkezinde, meydana gelen hızlı erozyon ve gelişen drenaj ağı nedeniyle kalın bir Neojen istifi çökelmiştir (Gürbüz ve Kazancı 2015). İnceleme alanı içerisinde Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı birimlerin genel olarak KB'ya eğimli olmaları, söz konusu çökellerin önlerindeki Kuvaterner birimlerinin KB'sında kalan DKD-BGB uzanım gösteren ve GD'ya eğimli bir normal fayın varlığını düşündürmektedir. Ancak bu faya ait herhangi bir arazi gözlemi ya da jeofizik verisi mevcut değildir. Kuvaterner çökellerinin, yukarıda da değinildiği gibi, inceleme alanındaki başlıca Niğde Fayı denetiminde geliştikleri, bu çökellerin mekânsal dağılımlarından anlaşılmaktadır. Özellikle bu faya yaslı alüvyal yelpazeler bunun en önemli belirtecidirler. Önceki çalışmalarda sol yanal bileşenli normal bir fay olarak tanımlanan Niğde Fayı üzerinde düşey atım miktarı 400 m olarak belirtilmişken (Koçyiğit 2003) yanal atım miktarı hakkında herhangi bir nicel veri sunulmamıştır. Tez çalışması kapsamında, bölgede yer alan ve güneye doğru drene olan akarsulardan bu fay ile kesişenler üzerinde yaklaşık 1,25 km'ye varan sol yanal ötelenmeler ölçülmüştür. Bu durum fay üzerindeki asıl hareketin sol yanal bileşenli olup, karakter olarak normal bileşenli sol yanal bir fay olarak tanımlanabileceğine işaret etmektedir.

Çalışma alanında yapılan çizgisellik analizleri, bu alandaki çizgiselliklerin baskın gidişinin KD-GB olduğunu göstermektedir. Çizgiselliklerin genel dağılımına bakıldığında özellikle Ecemiş Fayı, Niğde Fayı ve İvriz Sıyrılma Fayı'na paralel-yarı

paralel konumlu oldukları açık bir şekilde görülmektedir. Ayrıca çalışma alanının merkez kesimlerinde yoğunlaşan D-B yönlü çizgiselliklerin ise bölgede Orta Eosen sonrası ve Orta Miyosen sonrası dönemlerde etken olmuş K-G sıkışmanın ürünü kıvrım eksenleri ve faylar ile gelişmiş oldukları düşünülmektedir. Bölgedeki ana çizgiselliklerin inceleme alanındaki deprem dağılımlarının yansıttığı hatlar ile uyum göstermesi, bölgeye ait mevcut haritalarda herhangi bir aktif fayın olmadığı düşünülen alanlardaki paleotektonik döneme ait pek çok yapının günümüzde tekrar aktif hale gelmiş yapılar oldukları yönünde yorumlanabilir (Şekil 2.28).

8. SONUÇLAR

Orta Anadolu havzalarının en güneyinde yer alan Ulukışla Havzası, güneyinde Orta Toroslar'ın en yüksek kesimini oluşturan Bolkar Dağları ile, doğuda sol yanal doğrultu atımlı Ecemiş Fay Zonu ve gerisindeki Aladağlar ile, ve kuzeyinde ise Niğde Masifi ile sınırlanır. Ulukışla Havzası'nın Geç Senozoyik (Oligosen-Kuvaterner) birimlerinde yürütülen tez çalışması kapsamında elde edilen başlıca sonuçlar aşağıda sunulmuştur.

Havza'nın temel kayaları Paleozoyik-Mesozoyik yaş aralığına ait metamorfik kayaçlar (Niğde Masifi), metakarbonatlar, karbonatlı ve kırıntılı kayaçlar (Bolkar Dağı Birliği) ile ofiyolitler ve ofiyolitik melanjdan (Alihoca Ofiyoliti) oluşmaktadır.

Çalışma alanındaki temel birimler üzerine, havzanın sığ bir ortamdan derin deniz ortamına doğru derinleştiği bir dönemi temsil eden Geç Kretase-Orta Eosen yaşlı sedimanter ve volkanik ürünler uyumsuz olarak gelmektedir. Birbirleri ile yanal ve düşey yönde geçişli olan farklı formasyonlardan oluşan bu birimler üzerine, sığ su türbiditleri niteliğinde ki Orta Eosen yaşlı sedimanter kayaçlar açısal uyumsuzlukla gelir. Bölgedeki sığlaşmanın başlangıcını yansıtan Orta Eosen çökelleri üzerine ise kalın bir evaporit istifi gelmektedir. Geç Eosen-Erken Oligosen yaşlı bu evaporitler denizel girdinin olduğu playa-göl ortamında depolanmayı yansıtırlar. Bu birimi üzerleyen Oligosen-Orta Miyosen istifinin alt kesimleri genel olarak benzeri bir ortamda depolanmayı yansıtırken, üst seviyelerine doğru karasal nitelikli çökellerce temsil edilmektedir. Bu çökelleri, açısal uyumsuzlukla üzerlerine gelen Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal nitelikteki çökeller örtmektedir. Bu birimlerin üzerinde, yine açısal uyumsuzlukla gelen Kuvaterner yaşlı tortullar mevcuttur. Ayrıca Neojen-Kuvaterner döneminde bölgenin özellikle kuzey ve kuzeydoğusunda faaliyet gösteren Kapadokya Volkanizması'nın ürünleri de yine bu dönem çökelleri ile ardalanmalı olarak bulunmaktadır.

Geç Senozoyik çökellerinin depolanma ortamlarının detaylı olarak ortaya konulabilmesi amacıyla yapılan fasiyes analizleri neticesinde, üç farklı yaştaki istif bünyesinde toplam 37 sedimanter litofasiyes ve bu litofasiyeslerin oluşturduğu 14 fasiyes birliği ayırtlanmıştır. Bu ayırtlamalar kapsamında volkanik ve volkanoklastik birimler hariç tutulmuştur. Sedimantolojik incelemeler çerçevesinde Oligosen-Orta Miyosen istifinin; örgülü akarsu, kıyı/taşkın ovası ve zaman zaman deniz girdisinin de etkin olduğu playa ve göl ortamlarını yansıtan başlıca karasal tortullarla kurulu olduğu anlaşılmıştır. Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı birimler ise alüvyal yelpaze, örgülü nehir, yelpaze deltası/delta ve göl ortamlarında depolanmış kalın bir karasal istif sunmaktadır. İnceleme alanındaki Kuvaterner yaşlı tortullar ise alüvyal yelpaze, kolüvyal yelpaze, menderesli nehir, kıyı/taşkın ovası ve göl ortamlarını yansıtan litolojilerce temsil edilmektedir.

Tektonik özellikleri bağlamında, havzanın kuzeyini sınırlayan Niğde Masifi'ne ait metamorfik birimler ile Ulukışla Havzası sedimanter birimleri arasında yaklaşık D-B uzanım gösteren yay şekilli bir tektonik dokanak mevcuttur. Niğde Masifi üzerinde tez çalışması kapsamında gerçekleştirilen mikrotektonik incelemeler neticesinde bu yapının Üst-Kuzeye hareket gösteren, bir kısım önceki çalışmalarda da değinildiği gibi güneye eğimli düşük açılı normal bir fay olduğuna dönük veriler elde edilmiştir. Havza'nın güney kenarını sınırlayan ve Bolkar Dağları ile Ulukışla Havzası çökelleri arasında ise, varlığından daha önceki çalışmalarda da kısmen bahsedilen, ancak üzerinde detaylı herhangi bir çalışmanın bulunmadığı yüksek açılı bir normal fay olarak tanımlanan fayın, kuzeye eğimli bir düşük açılı normal fay olduğu (İvriz Sıyrılma Fayı) arazi gözlemleri ve miktotektonik veriler ışığında anlaşılmıştır. Oligosen-Orta Miyosen birimleri içine yerleştiği senklinalin güney kesiminde ofiyolitlerle tektonik dokanaklıdır. Aktoprak ve Kabaktepe formasyonlarına ait birimler bu kesimde kuzeye eğimli normal bir fayın düşen bloğunda bulunmaktadır. Ayrıca Yeniyıldız mevkinde, ofiyolitler Oligosen-Orta Miyosen yaşlı Aktoprak Formasyonu'na ait birimler üzerine yaklaşık D-B doğrultulu bir bindirme fayı ile yerleşmişlerdir.

İnceleme alanında bulunan diğer bir büyük yapısal unsur ise, Ulukışla Havzası'nın Oligosen-Neojen çökelleri ile Ereğli Ovası'nın Kuvaterner çökelleri arasında yer alan Niğde Fayı'dır. Bu fay önceki çalışmalarda sol yanal bileşenli normal bir fay olarak nitelenmiş olmakla beraber, üzerinde detaylı bir bilginin sunulmamış olduğu önemli

bir yapıdır. Yapılan uzaktan algılama çalışmaları kapsamında bu fayın Ereğli Ovası'na açılan akarsularda 107 m'den 1275 m'ye değişen miktarlarda sol yanal atım sunduğu tespit edilmiştir. Bu yanal ötelenme miktarları dikkate alındığında bu fayın Geç Pliyosen'den beri sol yanal kayma hızının 0,43-0,036 mm/yıl arasında olduğu hesaplanmıştır. Önceki çalışmalarda ise aynı dönemde fayın düşey hareket miktarı için 0,13 mm/yıl'lık bir kayma hızı sunulmuştur. Bu nedenle Niğde Fayı bu çalışma kapsamında normal bileşenli sol yanal doğrultu atımlı bir fay olarak değerlendirilmiştir.

Yukarıda bahsi geçen bu büyük faylar haricinde, çalışma alanında farklı yönlere eğim gösteren çok sayıda ters ve normal faylar bulunmaktadır. Bunlardan Paleosen-Erken Eosen birimleri içerisinde bulunan sinsedimanter normal fayların, ters faylar tarafından kesildiği gözlenmiştir. Bu durum söz konusu dönemde havza tortullarının çökelimiyle birlikte gelişen bir genişleme fazı ve sonrasında ki bir sıkışma fazına işaret etmektedir. Çalışma alanında Oligosen-Orta Miyosen birimleri içerisinde gözlemlenen normal ve ters fayların ise büyük ölçüde kayma-oturma yapıları ile ilişkili oldukları sonucuna varılmıştır.

Tez kapsamında yapılan uzaktan algılama çalışmaları ile oluşturulan çizgisellik haritaları bölgedeki yapıların baskın şekilde KD-GB ve DKD-BGB doğrultularında yoğunlaştığına işaret etmektedir. Bu doğrultular çalışma alanının doğu ve batısında bulunan Ecemiş Fay Zonu ve Niğde Fayı'nın genel doğrultusu ile uyumludur. Ayrıca bölgede mevcut kıvrım eksenlerinin de yaklaşık D-B doğrultuya sahip olması, çizgisellik analizleri sonucu elde edilen sonuçların bölgedeki Senozoyik boyunca meydana gelen deformasyon yapıları ile uyumlu olduğunu göstermektedir. Bu da bölgede günümüzde sismik aktivite sunan birçok fayın, paleotektonik yapıların neotektonik dönemde tekrar etkinlik kazanmalarının bir ürünü olabileceklerine işaret etmektedir.

Aletsel dönem içerisinde çalışma alanı ve çevresinde meydana gelmiş büyüklüğü 2 ve üzerinde olan depremlerin dağılımları ve özellikle Niğde Fayı ve Ecemiş Fay Zonu gibi morfolojide önemli izler bırakmış yapısal unsurlar dikkate alındığında, deprem riski düşük olarak kabul edilen bu bölgede de önemli miktarda sismik etkinlik olduğu anlaşılmaktadır. Tez alanı içerisinde tarihsel dönemde meydana gelen orta ve büyük magnitüdlü depremler de (M=6.3, 5.2 ve 5.1) bölgede meydana gelebilecek sismik tehlikenin mevcudiyetini doğrular niteliktedir.

Tüm bunlar dikkate alındığında, Ulukışla Havzası, güneyindeki İvriz Sıyrılma Fayı'nın denetiminde Geç Kretase-Orta Eosen'de genişlemeli bir rejim altında açılmıştır. Orta Eosen sonrasında K-G yönlü sıkışma etkisi altında bölgede önemli kıvrımların oluştuğu ve önceki genişlemeli rejimin ürünleri olan normal fayların ters faylarla kesildiği ayrı bir faz gözlenmiştir. Oligosen-Orta Miyosen aralığında yine bir genişleme fazı mevcuttur. Bu dönem sonrasında havzada Oligosen-Orta Miyosen birimlerinin daha düşük eğim açıları ile kıvrımlanması ve faylanmasına sebep olan son bir sıkışma evresi daha meydana gelmiştir. Bölgede yeniden meydana gelen genişlemeli rejim etkisinde Geç Miyosen-Pliyosen çökelleri oldukça kalın bir istif ile altındaki birimleri açısal uyumsuzlukla üzerlemiştir. Kuvaterner birimleri ise normal bileşenli sol yanal doğrultu atımlı bir fay olan Niğde Fayı denetiminde, büyük ölçüde bugünkü Ereğli Ovası'nı doldurur şekilde, altındaki Neojen çökelleri üzerine uyumsuz olarak depolanmaktadır.

KAYNAKLAR

Advokaat, E.L., van Hinsbergen, D.J.J., Kaymakci, N., Vissers, R. L. M. ve Hendrikse, B.W.H. 2014. Late Cretaceous extension and Palaeogene rotation-related contraction in Central Anatolia recorded in the Ayhan-Büyükkışla basin. International Geology Review. 56/15, 813–1836.

Akay, E. ve Uysal, Ş., 1988. Orta Toroslar'ın Post-Eosen Tektoniği. MTA Dergisi, 108, 57-68.

Aktuğ, B., Parmaksız, E., Kurt, M., Lenk, O., Kılıçoğulu, A., Gürdal, M.A. ve Özdemir, S., 2012. Deformation of Central Anatolia: GPS implications. J. Geodyn. 67, 78-96.

Akyüz, S., Uçarkuş, G., Satır, D., Dikbaş, A., Zabcı, C., Kozacı, Ö., 2004. Kuzey Anadolu Fayı'nın Gemlik-Mekece kolu, Ecemiş Fayı ve Sultandağ Fayı üzerinde paleosismolojik araştırmalar. TÜBİTAK Report No: 101Y019, Ankara.

Alan,İ., Bakırhan, B. ve Elibol, H., 2011a. MTA Genel Müdürlüğü, 1:100 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Karaman-N32 Paftası, No:165, MTA Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankar.

Alan,İ., Şahin, Ş. ve Bakırhan, B., 2011b. MTA Genel Müdürlüğü, 1:100 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Adana-N33 Paftası, No:166, MTA Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara.

Alan,İ., Şahin, Ş., Keskin, H., Altun, İ., Bakırhan, B., Balcı, V., Böke, N., Saçlı, L., Pehlivan, Ş., Kop, A., Hanilçi, N. ve Çelik, Ö.F., 2007. Orta Toroslar'ın Jeodinamik Evrim, Ereğli (Konya)-Ulukışla (Niğde)-Karsantı (Adana)-Namrun (İçel) yöresi. MTA Genel Müdürlüğü Rapor No:11006, Ankara (yayımlanmamış).

Alçiçek, H., 2007. Denizli Havzası (Sarayköy-Buldan Bölgesi, GB Türkiye). Doktora Tezi, Ankara, 304s, (yayımlanmamış).

Alpaslan, M., Boztuğ, D., Frei, R., Temel, A. ve Kurt, M., A., 2006. Geochemical and Pb-Sr-Nd isotopic composition of the ultrapotassic volcanics from the extension-related Çamardı-Ulukışla Basin, Niğde Province, Central Anatolia, Turkey, Journal of Asian Earth Sciences, vol. 27 (5), p. 613-627.

Alpaslan, M., Boztug, D., Uçurum, A. ve Özdemir, Z., 2003. Çamardı-Ulukışla Yöresi Paleosen-Eosen Yaşlı Volkanitlerin Petrolojisi ve Hidrotermal Oluşumların Altın Potansiyeli. Ankara, Turkey, TÜBİTAK,YDABCAG-100Y010, 115 p.

Alpaslan, M., Frei, R., Boztuğ, D., Kurt, M. A. ve 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, vol. 46, 2004, p. 1022–1041.

Ambraseys, N.N. ve Finkel, C.F., 1987. Seismicity of Turkey and neighbouring regions, 1899-1915. In Annales geophysicae. Series B. Terrestrial and planetary physics (Vol. 5, No. 6, pp. 701-725).

Arıkan, Y., 1975. Tuzgölü havzasının jeolojisi ve petrol imkanları. MTA Dergisi, 85, 17-38.

Arpat, E ve Şaroğlu, F., 1975. Türkiye'deki Bazı Önemli Genç Tektonik Olaylar. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 18(1), 91-101.

Atabey, E., Göncüoğlu, C.M. ve Turhan, N., 1990. MTA Genel Müdürlüğü, 1:100 000 Ölçekli Açınsama Nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Kozan-J19 Paftası, No:33, MTA Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara.

Barazangi, M., Sandvol, E., Seber, D.,2006. Structure and tectonic evolution of the Anatolian plateau in eastern Turkey. In: Dilek, Y, Pavlides, S editors. Postcollisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean Region and Asia. Geological Society of America Special Papers, Vol. 409. Boulder, CO, USA: GSA, pp. 463–473.

Basilici, G., 1997. Sedimentary facies in an extensional and deep-lacustrine depositional system: the Pliocene Tiberino Basin, Central Italy. Sediment. Geol., 109, 73-94.

Beck, M.E., 1980. Palaeomagnetic record of plate margin processes along the western edge of North America. J. Geophys.Res. 87, 7115-7131.

Beekman, P.H., 1966. The Pliocene and Quaternary volcanism in the Hasan Dağ-Melendiz Dağ region. MTA Bulletin, 66, 90-105.

Bilgiç, T. ve Gökten, E., 2005. Bolkardağı güneybatı kesiminin jeolojisi. 58. Türkiye Jeol. Kurultayı, Bildiri Özleri, S. 268-270, Ankara.

Biryol, C.B, Beck, S.L., Zandt, G., Özacar, A.A., 2011. Segmented African lithosphere beneath the Anatolian region inferred from teleseismic P-wave tomography. Geophys J Int 184: 1037–1057.

Bingöl, E., 1978. Explanatory notes to the metamorphic map of Turkey. Zwart, H.J., (ed.), Metamorphic Map of Europe, 148-154.

Blumenthal, M.M., 1941. Niğde ve Adana Vilayetleri dahilindeki Torosların jeolojisine umumi bir bakış. M.T.A. yayını 6/B, 95s., Ankara.

Blumenthal, M.M., 1947a. Seydisehir-Beysehir hinterlandındaki Toros dağlarının jeolojisi: Maden Tetkik Arama Enst., Ankara, No 2, 242 s.

Blumenthal, M.M., 1947b. Belemedik Paleozoik penceresi ve bunun Mezozoik kalker çerçevesi; Maden Tetkik Arama Enst, Ankara, No 3, 39 s.

Blumenthal, M.M., 1952. Toroslarda Yüksek Aladağ silsilesinin coğrafyası, stratigrafisi ve teknonigi hakkında yeni etüdler: Maden Tetkik Arama Enst., Ankara No. 6, 136 s.

Blumenthal, M.M., 1956. Yüksek Bolkardağ'ın kuzey kenar bölgelerinin ve batı uzantılarının jeolojisi. MTA yayını, Seri D, No: 7, 153 s., Ankara.

Blumenthal, M.M., 1963. Le Système structural du Taurus Sud - Anadolien : in Livre à mémoire du Prof. Fallat, Mém hs-sér. Géol. France, t. Il, S. 611-682.

Boztuğ, D. ve Harlavan, Y., 2008. K-Ar ages of granitoids unravel the stages of Neo-Tethyan convergence in the eastern Pontides and central Anatolia, Turkey, Int. J. Earth Sci, 97(3), 585-599.

Brunn, J. H., Dumont, J. F., de Graciansky, P.Ch., Gutnic, M., Juteau, Th., Martoux, J., Monod, O. ve Poisson, A., 1971. Outline of the geology of the Western Taurids. In Geology and History of Turkey. Cambhell (ed.), Guidebook for the 13th field-session of PESL, Libya, Tripoli, 225-255.

Bull, W.B. ve McFadden, L.D., 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In Geomorphology in arid regions. Proceedings of the eighth annual geomorphology symposium. State University of New York, Binghamton (pp. 115-138).

Butler, R.F., 1992. Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geological Terranes. Blackwell, Oxford.

Byrne, G.F. ve Davis, J.R., 1980. Thermal inertia, thermal admittance, and the effect of layers. Remote Sensing of Environment, 9(4), 295-300.

Canny, J., 1986. A Computational Approach to Edge Detection., IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence, 8, 679-700.

Clark, M., 2002. The latest Cretaceous-Early Tertiary Ulukışla Basin, S. Turkey: sedimentation and tectonics of an evolving suture zone. Unpublished PhD thesis, University of Edinburgh.

Clark, M. ve 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, London, v.159, p. 673–690.

Clark, M ve Robertson, A., 2005. Uppermost Cretaceous-Lower Tertiary Ulukışla Basin, south-central Turkey: sedimentary evolution of par of a unified basin complex within an evolving Neotethyan suture zone. Sedimentary Geology, vol. 173, p. 15-51.

Collinson, D.W., 1983. Methods in Rock Magnetism and Palaeomagnetism: Techniques and Instrumentation. Chapman and Hall, London, 503pp.

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: Geol. Soc. Am. Bull., 124, 133-145.

Crane, R.B, 1971. Preprocessing techniques to reduce atmospheric and sensor variability in multispectral scanner data.Proc 7th Int. Symp on Remote Sens of Environ, voll II. Ann Arbor, MI, pp 1345-1355.

Çakır, U., 1978. Pétrologie du massif ophiolitique de Pozantı- Karsantı (Taurus Cilicien, Turquie): Étude de la partie centrale [Thése doctorat]: Strasbourg, Alsace, France, Université Louis Pasteur.

Çalapkulu, F., 1980. Horoz granodiyoritinin jeolojik incelemesi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 23, l, 59-68.

Çelik, Ö.F., 2008. Detailed geochemistry and K-Ar geochronology of the metamorphic sole rocks and their mafic dykes from the Mersin ophiolite, Southern Turkey: Turkish Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 685–708.

Çemen, İ., Göncüoğlu, M.C. ve Dirik, K., 1999. Structural evolution of the Tuzgölü basin in Central Anatolia. Turkey, Journal of Geology, 107 (6), 693-706.

Çevikbaş, A. ve Öztunalı, Ö., 1991. Ulukışla-Çamardı (Niğde) Havzasının Maden Yatakları, Jeoloji Mühendisliği Dergisi, cilt 39, s. 22-40.

Çevikbaş, A. ve Öztunalı, Ö., 1992. Ulukışla-Çamardı (Niğde) Mestrihtiyen Sonrası Çökel Havzasının Jeolojisi, MTA Dergisi, cilt 114, s. 155-172.

Çiner, A., 2003. Türkiye'nin Güncel Buzulları ve Geç Kuvaterner Buzul Çökelleri. Türkiye Jeoloji Bülteni, 46, 55-78.

Çinku, M.C., Hisarli, Z.M., Yılmaz, Y., Ülker, B., Kaya, N., Öksüm, E., Orbay, N. ve 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.

Davis, J.C., 1986. Statistics and data analysis in geology. 3rd edn, Wiley, NewYork, 646 pp.

Dellaloğlu, A. ve Aksu, R., 1984. Kulu-ġereflikoçhisar-Aksaray dolayının jeolojisi ve petrol olanakları. TPAO Rapor no: 2020 (Yayınlanmamış).

Demarest, H.H., 1983. Error analysis for the determination of tectonic rotation from palaeomagnetic data. J. Geophys.Res. 88, 4321-4328.

Demirtaşlı, E., Bilgin, A.Z., Erenler, F., Işıklar, S., Sanlı Y., Dilaver, Selim, M. ve Turhan, N. 1975. Bolkardağlarının Jeolojisi. Cumhuriyetin 50. Yılı, Yer Bilimleri Kongresi Tebliğler Kitabı, sayfa 42-57.

Demirtaşlı, E, Turhan N, Bilgin AZ, Selim M (1984). Geology of the Bolkar Mountains. In: 7 Geology of the Taurus belt proceedings (Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C eds). 8 International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, Ankara, Turkey, pp. 9 125-142.

Demirtaşlı, E.,Turhan, N., Bilgin, A.Z. ve Selim, M., 1986. Bolkardağları ile Ereğli-Ulukışla havzasının genel jeolojisi. MTA Raporu No:8097, Ankara (yayımlanmamış).

Derman, A.S., Rojay, B., Güney, H. ve Yıldız, M. 2003. Koçhisar-Aksaray fay zonu'nun evrimi hakkında yeni veriler. Türkiye Petrol Jeologları Derneği (Haymana-Tuzgölü-Ulukışla Basenleri Uygulamalı Çalışma-2001).

Dhont, D., Chorowicz, J. ve Yürür, T., 1999. The Bolkar Mountains (Central Taurides, Turkey): a Neogene extensional thermal uplift. Geological Bulletin of Turkey, 42(2), pp.69-87.

Dilek, Y., Furnes, H., Skjerlie, K.P., 1997. Propagating rift tectonics of the Caledonian marginal basin: multi-stage seafloor spreading history of the Solund–Stavfjord ophiolite in western Norway. Tectonophysics 280, 213– 238.

Dilek, Y. ve Moores, E., 1990. Regional tectonics of the eastern Mediterranean ophiolites, in Malpas, J., Moores, E., Panayiotou, A., and Xenophontos, C., eds., Proceedings of International Troodos Ophiolite Symposium on Ophioliteoceanic crustal analogues, Nicosia, Cyprus, 4–10 October 1987: Geological Survey Department, p. 295–309.

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

Dilek, Y., Whitney, D.L., ve Tekeli, O., 1999b. Links between tectonic processes and landscape morphology in an Alpine collision zone, South-Central Turkey: Annals of Geomorphology (Z. Geomorph. N.F.), v. 118, p. 147–164.

Dilek, Y. ve Whitney, D.L., 1997. Counterclockwise PTt trajectory from the metamorphic sole of a Neotethyan ophiolite (Turkey): Tectonophysics, v. 280, p. 295–311.

Dilek, Y. ve Whitney, D.L., 2000. Cenozoic crustal evolution in Central Anatolia: extension, magrnatism and landscape development. In Proceedings of the Third International Conference on the Geology of the Eastern Mediterranean: Geological Survey Department. Nicosia, Cyprus (pp. 183-192).

Dirik, K., Bozkurt, E. ve Gautier, P., 2003. Kırşehir Masifi ve Civarında Gerilme Tektonizmanın Gelişimi, Etkileri ve Sonuçları. TÜBİTAK YDABAG-100Y030 (yayımlanmamış).

Dirik, K., Göncüoğlu, C.M. ve Kozlu, N., 1999. Stratigraphy and pre-Miocene tectonic evolution of the southwestern part of the Sivas Basin, Central Anatolia, Turkey. Geol. J, 34, 303-319.

Dirik, K. ve Erol, O., 2003. Tectonomorphologic evolution of Tuzgölü and surrounding area, central Anatolia-Turkey. Turkish Association of Petroleum Geologists Special Publication, 5, 27-46.

Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional textures.

Düzgün, Ş., 2011. Uzaktan Algılamaya Giriş.Türkiye Bilimler Akademisi, Ulusal Açık Ders Malzememeleri. Adres: http:// www.acikders.org.tr/ course/ view.php?id=28.

Ekercin, S., 2007. Uzaktan algılama ve coğrafi bilgi sistemleri entegrasyonu ile Tuz Gölü ve yakin çevresinin zamana bağlı değişim analizi, Doktora Tezi, İ.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Elitok, O., 2002. Geochemistry and tectonic significance of the Şarkikaraağaç ophiolite in the Beyşehir-Hoyran Nappes, SW Turkey, in Akıncı, Ö., Görmü¸s, M., Ku¸sçu, M., Karagüzel, R., and Bozcu, M., eds., Proceedings of 4th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Isparta, Turkey, 21–25 May 2001: Süleyman Demirel University, p. 181–196.

Emre, Ö., 1991. Hasandağı-Keçiboyduran Dağı Neojen-Kuvaterner Volkanizmasının Jeomorfolojisi. İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü, Doktora Tezi, 207 s. (yayımlanmamış).

Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S., Elmacı, H., Olgun, Ş., 2011. 1:250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Serisi, Adana (NJ 36-12) Paftası, Seri No:33, MadenTetkik veArama Genel Müdürlüğü, Ankara-Türkiye.

Engin, C., 2013. Structural architecture and tectonic evolution of the Ulukisla Sedimentary Basin in south-central Turkey. MSc, Miami University, Oxford, OH, USA.

Erol, O., 1969, Tuzgölü Havzasının jeolojisi ve jeomorfolojisi: TÜBİTAK Raporu, 284 p.

Fayon, A.K., Whitney, D.L., Teyssier, C., Garver, J.I., ve 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, v. 192, p. 191-205.

Fielding, C.R. 1984. Upper delta plain lacustrine and fluviolacustrine facies from the Wesphalian of the Durham coalfield, NE England. Sedimentology, 31, 547-567.

Floyd, P.A., Göncüoğlu, M.C., Winchester, J.A. ve Yalınız, M.K., 2000. Geochemical character and tectonic environment of Neotethyan ophiolitic fragments and metabasites in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. In Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area (eds E. Bozkurt, J. A. Winchester and J. D. A. Piper), pp. 183–202. Geological Society of London, Special Publication no. 173.

Gautier, P., Bozkurt, E., Bosse, V., Hallot, E. ve 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. ve 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, v. 139, p. 559-576.

Göncüoğlu, M.C., 1977, Geologie des westlichen Niğde Massivs: Bonn Üniv. Doktora tezi, 181 s. (yayımlanmamış).

Göncüoğlu, M.C., 1981a. Niğde Masifinin jeolojisi, İç Anadolu'nun Jeoloji Simpozyumu: TJ Yayını, 16-19.

Göncüoğlu, M.C., 1981b. Niğde Masifinde viridin-gnaysın kökeni: TJK Bült, 24/1, 45-51.

Göncüoğlu, M.C.,1982. Niğde Masifi paragnayslarında zirkon U/Pb yaşlan: TJK Bült., 25/1, 61-66.

Göncüoğlu, M.C., 1986. Orta Anadolu Masifinin Güney Ucundan Jeokronolojik Yaş Bulguları. MTA Dergisi. 105/106, 111–124.

Göncüoğlu, M.C., Tekeli, O. ve Çemen, İ., 2000. Exhumation of Niğde Massif, southern Central Anatolian Crystalline Complex. International Earth Science Colloquim on the Agean Region, 25- 29 September 2000, Dokuz Eylül University, İzmir, Turkey, Abstracts, p. 141.

Göncüoğlu, M.C., Toprak, V., Kuşcu, İ., Erler, A. ve Olgun, E., 1991. Geology of the Western part of the Central Anatolian Massif, Part 1: Southern Part. Turkish Petroleum Corporation (TPAO) Project Report No. 2909 (in Turkish, unpublished).

Görür, N., ve Derman, A.S., 1978. Tuzgölü-Haymana havzasının stratigrafik ve tektonik analizi. TPAO Rapor No:1514 (yayımlanmamış)..

Görür, N., Oktay, F.Y., Seymen, I. ve 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), 467-482.

Görür, N., Tüysüz, O. ve Şengör, A.M.C., 1998. Tectonic Evolution of the Central Anatolian Basins, International Geology Review, vol. 40, p. 831-850.

Gupta, R.P., 2003. Remote sensing geology. (Second Edition) Springer Publishing. ISBN: 978-3-642-07741-8, 654p.

Gül, M.A., Çuhadır, Ö., Öztaş, Y., Alkan, H. ve Efeçınar, T., 1984. Bolkardağı-Belemedik yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları. TPAO Raporu No:1972, Ankara (yayımlanmamış).

Güner, Y., Emre, Ö. ve Baş, H., 1984. Erciyes Yanardağı'nın Jeolojisi ve Jeomorfolojisi. MTA Raporu 7570.

Gürbüz, A., 2012. Tuz Gölü Havzası'nın Pliyo- Kuvaterner'deki Tektono-sedimanter evrimi, Ankara Üniversitesi Doktora Tezi, Ankara, 130 s.

Gürbüz, A. ve Kazancı, N., 2015. Genetic framework of Neogene–Quaternary basin closure process in central Turkey. Lithosphere 7(4), 421-426.

Gürer, F. ve Aldanmaz, E., 2002. Origin of the Upper Cretaceous–Tertiary sedimentary basins within the Tauride–Anatolide platform in Turkey. Geological Magazine, 139(02), 191-197.

Gürer, D., van Hinsbergen, D., Matenco, L., Kaymakçı, N. ve Corfu, F., 2014. Late Cretaceous to recent tectonic evolution of the Ulukisla Basin. (Southern Central Anatolia). Europian Geophysical Union General Assembly Abstracts Vol. 16, 12854.

Gürsoy, H., Piper, J.D.A., Tatar, O. ve Mesci, L., 1998. Palaeomagnetic study of the Karaman and Karapınar volcanic complexes, central Turkey: neotectonic rotation in the south-central sector of the Anatolian Block. Tectonophysics 299, 191–211.

Gürsoy, H., Piper, J.D.A., Tatar, O. ve Temiz, H., 1997. A palaeomagnetic study of the Sivas Basin, central Turkey: crustal deformation during lateral extrusion of the Anatolian Block. Tectonophysics, 271(1), 89-105.

Hakyemez, H.Y., Elibol, E., Umut, M., Bakırhan, B., Kara, L., Dağıstan, H., Metin, T. ve Erdoğan, N., 1992, Konya-Çumra-Akören dolayının jeolojisi: M.T.A. Raporu No: 9449, Ankara (yayımlanmamış).

Hobbs, W.H., 1904. Lineaments of the Atlantic border region. Geol Soc. Am. Bull. 15:483-506.

Holben, B., ve Justice, C., 1980. An examination of spectral band ratioing to reduce the topographic effect on remotely sensed data. NASA Technical Memorandum 80640, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD,p28.

Huvaz, Ö., 2009, Comparative petroleum systems analysis of the interior basins of Turkey: Implications for petroleum potential: Marine and Petroleum Geology, 26, 1656–1676.

Ilgar, A. ve Nemec, W. 2005. Early Miocene lacustrine deposits and sequence stratigraphy of the Ermenek Basin, Central Taurides, Turkey. Sediment. Geol., 173, 233-275.

Işık, V. 2009. Ductile shear zone in granitoid of Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey: Implications for Late Cretaceous extensional deformation. Journal of Asian Earth Sciences 34, 507–521.

Isik, V., Uysal, I. T., Caglayan, A., ve Seyitoglu, G. 2014. The evolution of intraplate fault systems in central Turkey: Structural evidence and Ar-Ar and Rb-Sr age constraints for the Savcili Fault Zone. Tectonics, 33(10), 1875-1899.

İşseven, T., Tüysüz, O., Genç, C. ve Erturaç, K., 2005. Bodrum Yarımadası (GB Anadolu) Miyosen Magmatik Kayalarının Paleomanyetizması ve Petrolojik Özelliklerinin Araştırılması. TÜBİTAK Proje No: ÇAYDAG-102Y139, 206 s. (yayımlanmamış).

Jaffey, N. ve 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), 367-378.

Jaffey, N. ve Robertson, A.H., 2005. Non-marine sedimentation associated with Oligocene-Recent exhumation and uplift of the Central Taurus Mountains, S Turkey. Sedimentary Geology, 173(1), 53-89.

Justice, C.O., Wharton, S.W. ve Holben, B.N., 1981. Application of digital terrain data to quantify and reduce the topographic effect on Landsat data. International Journal of Remote Sensing, 2(3), 213-230.

Juteau, T., 1980, Ophiolites of Turkey: Ofioliti, v. 2, p. 199–235.

Kadıoğlu, Y.K.,ve Dilek, Y., 2010. Structure and geochemistry of the adakitic Horoz granitoid, Bolkar Mountains, south-central Turkey, and its tectonomagmatic evolution: International Geology Review, v. 52, p. 505-535.

Kadıoğlu, K.Y., Dilek, Y., Güleç, N. ve Foland, K.A., 2003. Tectonomagmatic evolution of bimodal plutons in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey, J. Geol., 111(6), 671 – 690.

Kadınkız, G., Pekgöz, M., Karakaş, M. ve Yastı, M.A., 2015. Ereğli-Bor Havzasında Evaporit Potansiyeli.68. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri Kitabı, s.360.

Kaneko, T., 1978. Color composite pictures from principal axis components of multispectral scanner data. IBM journal of Research and Development, 22(4), 386-392.

Karadenizli, L., Saraç, G., Şen, Ş., Seyitoğlu, G., Gedik, F., Kangal, Ö., Kayıran, İ., Kazancı, N., Gül, A., Erten, H., 2009. Batı ve Orta Anadolu Oligosen Paleocoğrafyası, MTA Jeoloji Etütleri Dairesi, proje raporu. 271 s. (yayımlanmamış).

Karabıyıkoğlu, M., 2003. Konya havzasının geç kuvaterner evrimi. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, 239s, (yayımlanmamış).

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), 64-80.

Kaya, N., 2015. Sakarya Zonu'ndaki Mesozoyik Ve Senozoyik Yaşlı Kayaların Paleomağnetik Sonuçları. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesisi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Kazancı, N. ve Karadenizli, L., 1992. Pozantı (Adana) yöresindeki Oligosen-Alt Miyosen Tortullarının Özellikleri ve Ecemiş Fayı Hakkında Yeni Değerlendirmeler. SUAT ERK Jeoloji Sempozyumu, Ankara Üniversitesi, Fen Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Bildiri Özleri, 80-81.

Ketin, İ., 1956, Yozgat bölgesinin Jeolojisi ve Orta Anadolu Masifinin tektonik durumu: TJK Bült., 6, 1-40.

Ketin, İ., 1960, Anadolu'nun tektonik birlikleri. MTA Enstitüsü Dergisi, 66, 20-34.

Ketin, İ. ve Akarsu, l., 1965, Ulukışla Tersiyer havzasının jeolojik etüdü hakkında rapor: TPAO Rap. 339 (yayımlanmamış).

Kissel, C., Averbuch, O., Frizon de Lamotte, D., Monod, O. ve Allerton, S., 1993. First palaeomagnetic evidence for a post-Eocene clockwise rotation of the Western Taurides thrust belt east of the Isparta reentrant (Southwestern Turkey). Earth and Planetary Science Letters 117, 1–14.

Kissel, C., Laj, C., Poisson, A. ve Görür, N., 2003. Palaeomagnetic reconstruction of the Cenozoic evolution of the Eastern Mediterranean. Tectonophysics 362, 199–217.

Koç, A., Kaymakci, N., van Hinsbergen, D.J., Kuiper, K.F. ve Vissers, R.L., 2012. Tectono-Sedimentary evolution and geochronology of the Middle Miocene Altınapa Basin, and implications for the Late Cenozoic uplift history of the Taurides, southern Turkey. Tectonophysics, 532, 134-155.

Koçak, K., 2003. Horoz Granodiyoritinin Jeokimyası. Türkiye Petrol Jeologları Derneği, (Haymana-Tuzgölü-Ulukışla Basenleri Uygulamalı Çalışma-2001) Özel Sayı:5, S: 139-147.

Koçak, K., Zedef, V. ve Kansun, G., 2011. Magma mixing/mingling in the Eocene Horoz (Nigde) granitoids, Central southern Turkey: evidence from mafic microgranular enclaves. Miner Petrol 103:149–167.

Koçyiğit, A., 2003. Orta Anadolu'nun Genel Neotektonik Özellikleri ve Depremselliği. Türkiye Petrol Jeologları Derneği (Haymana-Tuzgölü-Ulukışla Basenleri Uygulamalı Çalışma-2001) Özel Sayı:5, S: 1-26.

Koçyiğit, A. ve Beyhan, A., 1998. A new intracontinental transcurrent structure: the Central Anatolian Fault Zone, Turkey. Tectonophysics, 284(3), pp.317-336.

Kodoma, K.P., 2012. Paleomagnetism of Sedimentary Rocks Process and Interpretation. John Wiley & Sons, Ltd., Publication. ISBN 978-1-4443-3502-6. (157 s).

Kurt, M.A., Alpaslan, M., Göncüoğlu, C. ve Temel, A., 2008. Geochemistry of Late Stage Medium to High-K Calc-Alkaline and Shoshonitic Dykes in the Ulukişla Basin (Central Anatolia, Turkey): Petrogenesis and Tectonic Setting. Geochemistry International, Vol. 46, No. 11, pp. 1145–1163.

Kuşcu, I., Kuşcu, G.G., Tosdal, R.M., Ulrich, T.D. ve 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), 437-460.

Kuterdem, K. ve Dirik K, 2007. Determination of the Morpho-Tectonic Features and Stress-State of a Region Using Geographic Information Techniques: A Case Study from the İsmetpaşa-Gerede Segment of the North Anatolian Fault Zone. Türkiye Jeoloji Bülteni, Cilt 50, Sayı 1.

Kürçer, A., 2012. Tuz Gölü Fay Zonu'nun Neotektonik Özellikleri ve Paleosismolojisi, Orta Anadolu, Türkiye. Doktora Tezi (yayınlanmamış), Tez no: 318203, Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 318 sayfa, Ankara, 2012.

Lefebvre, C., Barnhoorn, A., van Hinsbergen, D.J., Kaymakci, N. ve Vissers, R. L., 2011. Late Cretaceous extensional denudation along a marble detachment fault zone in the Kırşehir massif near Kaman, central Turkey. Journal of Structural Geology, 33(8), 1220-1236.

Lefebvre, C.J.C., Meijers, M.J.M., Kaymakcı, N., Peynircioğlu, A.A, Langereis, C.G. ve van Hinsbergen, D.J.J., 2013. Reconstructing the geometry of central Anatolia during the late Cretaceous: Large-scale Cenozoic rotations and deformation between the Pontides and Taurides, Earth and Planetary Science Letters, 366, 83–98

Leventoğlu, H., 1994. Neotectonic Characteristics of the Central Part of the Tuzgölü Fault Zone Around Mezgit (Aksaray). ODTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, Yüksek Lisans Tezi, 86 s.

Lillesand, T.M. ve Keifer, R.W., 1999, "Remote Sensing and Image Interpretation", 4th Edition.

Lüdecke, T., Mikes, T., Rojay, B., Cosca, M. A., and Mulch, A., 2013, Stable isotope-based reconstruction of Oligo-Miocene paleoenvironment and paleohydrology of Central Anatolian lake basins (Turkey): Turkish Journal of Earth Sciences, 22, 793-819.

Lytwyn, J.N. ve Casey, J.F., 1995. The geochemistry of postkinematic mafic dyke swarms and subophiolitic metabasites, Pozantı-Karsantı ophiolite, Turkey: evidence for ridge subduction. Geological Society of America Bulletin, 107, 830–850.

Masoud, A. ve Koike, K., 2006. Tectonic architecture through Landsat-7 ETM+/SRTM DEM-derived lineaments and relationship to the hydrogeologic setting in Siwa region, NW Egypt. Journal of African Earth Sciences, 45(4), 467-477.

Mather, P.M. ve Koch, M., 2011. Computer Processing of Remotely-Sensed Images, An Introduction (4th edition) . Willey-Blackwell Publishing, UK. P-434.

McElhinny, M.W. ve McFadden, P.L., 2000. Paleomagnetısm Continents and Oceans. Harcourt/Academic Press. A Harcourt Science and Technology Company, USA. ISBN: 0-12-483355-1. (394 s).

Meijers, M.J.M., Mulch, A., Mikes, T., Kaymakçı, N., Brocard, Y.G., Lefebvre, C., Çzkaptan, M., Keller, N. ve Whitney, D.L., 2014. Reconstructing the Paleotopography and Paleoenvironment of the Anatolian Plateau: An Integrated Approach. The 8th International on Eastern Mediterranean Geology, Muğla.

Meijers, M.J.M., Strauss, B.E., Özkaptan, M., Feinberg, J.M., Mulch, A., Whitney, D.L. ve Kaymakçı, N., 2016. Age and paleoenvironmental reconstruction of partially remagnetized lacustrine sedimentary rocks (Oligocene Aktoprak basin, central Anatolia, Turkey). Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 17(3), 914-939.

Metz, K., 1956. Aladağ ve Karanfil Dağı'nın yapısı ve bunların Klikya Torosu tesmiye edilen batı kenarları hakkında yapılan jeolojik etüd. M.T.A. Enstitüsü Dergisi, 48, 63-76.

Miall, A.D.,1977. A review of the bradied river depositional environment, Earth Sci. Rev., 13, 1-62.

Miall, A.D., 1985. Architectural element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Earth Sci. Rev., 22, 261- 308.

Miall, A.D., 1996. The Geology of Fluvial Deposits. 582 p., Springer-Verlag, Heidelberg.

Moore, G.K. ve Waltz, F.A., 1983. Objective procedures for lineament enhancement and extraction (Eros Data Center). Photogrammetric Engineering and remote sensing, 49(5), 641-647.

Morrison, S.R ve Hein, F.J., 1987. Sedimentology of the White Channel Gravels, Klondike area, Yukon Territory: fluvial deposits of a confined valley. In: Recent Deselopments in Flucial Sedimentology (Ed. by F. G. Ethridge, R. M. Flores& M. D. Harvey). Spec. PublsSoc. econ. Palaeont. Miner., Tulsa, 39,205-216.

MTA, 2002. 1/500,000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları, 18 pafta.

Nairn, S.P., Robertson, A.H.F., Ünlügenç, U.C., Taşlı, K. ve İnan, N., 2013. Tectonostratigraphic evolution of the Upper Cretaceous-Cenozoic central Anatolian basins: an integrated study of diachronous ocean basin closure and continental collision. In: Robertson, A.H.F., Parlak, O., Ünlügenç, U.C. (eds) Geological Development of Anatolia and the Easternmost Mediterranean Region. Geological Society, London, Special Publications, 372, 343-384.

Nazik, A. ve Gökçen, N., 1989, Ulukışla Tersiyer istifinin foraminifer ve ostrakod faunasına göre stratigrafik yorumu, TJK Bülteni, 32, 89-99.

Nemec, W. ve Kazancı, N., 1999. Quaternary colluvium in west-central Anatolia: sedimentary facies and paleoclimatic significance. Sedimentology, 46, 139-170.

Nichols, G., 2009. Sedimentology and stratigraphy (2 ed.). John Wiley & Sons. 168 p. ISBN 978-1-4051-9379-5.

O'Leary, D.W., Friedman, J.D. ve Pohn, H.A., 1976. Lineament, linear, lineation: Some proposed new standards for old terms, Geological Society America Bulletin, Vol.87, 1463-1469.

Oktay, F.Y., 1982. Ulukışla ve çevresinin stratigrafisi ve jeolojik evrimi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, cilt 25 (1), syf.15-23 (in Turkish, with English abstract).

Özgül, N., 1971. Toroslar'ın kuzey kesiminin yapısal gelişiminde blok hareketlerinin önemi. Türkiye Jeoloji Kur. Bült., 14-1, 85-101.

Özgül, N., 1976. Toroslar'ın Bazı Temel Jeoloji Özellikleri. T.J.K. Bült. c. 19, s.5-78, Ankara.

Özgül, N., Metin, S., Erdoğan, B., Göger, E., Bingöl, İ. ve Baydar, O., 1973. Tufanbeyli Dolayının (Doğu Toroslar-Adana) Kambriyen -Tersiyer Kayaları: T.J.K Bült. 16, 2,39-52.

Özsayın, E., Ciner, T.A., Rojay, F.B., Dirik, R.K., Melnick, D. ve Fernandez-Blanco, D., 2013. Plio-Quaternary extensional tectonics of the Central Anatolian Plateau: a case study from the Tuz Gölü Basin, Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 22(5), 691-714.

Parlak, O. ve Delaloye, M., 1996, Geochemistry and timing of post-metamorphic dyke emplacement in the Mersin ophiolite (southern Turkey): New age constraints from Ar40–Ar39 geochronology: Terra Nova, v. 8, p. 585–592.

Parlak, O., Delaloye, M., ve Bingöl, E., 1996. Mineral chemistry of ultramafic and mafic cumulates as an indicator of arc-related origin of the Mersin ophiolite (southern Turkey): Geologische Rundschau, v. 85, p. 647–661.

Parlak, O., Höck, V. ve Delaloye, M., 2000. Suprasubduction zone origin of the Pozantı-Karsantı Ophiolite (southern Turkey) deduced from whole-rock and mineral chemistry of the gabroic cumulates, in Bozkurt, E., Winchester, J.A., and Piper, J.D.A., eds., Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area: Geological Society of London Special Publication 173, p. 219–235.

Parlak, O., Karaoğlan, F., Rızaoğlu, T., Klötzli, U., Koller, F ve Billor, Z., 2013. U–Pb and 40Ar–39Ar geochronology of the ophiolites an granitoids from the Tauride belt: implications for the evolution of the Inner Tauride suture. J Geodyn 65: 22–37.

Piper, J.D.A., Gürsoy, H. ve Tatar, O., 2001. Palaeomagnetic analysis of neotectonic crustal deformation in Turkey. Symposia on Seismotectonics of the North Western Anatolia-Aegean and Recent Turkish Earthquakes. Editor: Tuncay Taymaz, İstanbul Technical University, May 8, 2001.

Piper, J.D.A., Gürsoy, H. ve Tatar, O., 2002. Palaeomagnetism and magnetic properties of the Cappadocian ignimbrite succession, central Turkey and Neogene tectonics of the Anatolian collage. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 117(3), 237-262.

Piper, J.D.A., Gürsoy, H., Tatar, O., Beck, M.E., Rao, A., Koçbulut, F. ve Mesci, B.L., 2010. Distributed neotectonic deformation in the Anatolides of Turkey: a palaeomagnetic analysis. Tectonophysics, 488(1), 31-50.

Platt, N.H. ve Wright, V.P., 1991. Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects: In: Lacustrine Facies Analysis (Eds. P. Anadon, L. Cabrera and K. Kelts), Spec. Publ. Int. ASS. Sediment, 13, pp. 57-74.

Platzman, E.S., Tapirdamaz, C. ve Sanver, M., 1998. Neogene anticlockwise rotation of central Anatolia (Turkey): preliminary palaeomagnetic and geochronological results. Tectonophysics 299 (3), 175–189.

Poisson, A., 1977. Recherches geologiques dans les Taurides occidentales (Turquie): Thesis Üniversite Paris Sud, Orsay France, 796.Ulu, Ü., 2009. 1:100 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritalari Serisi, Karaman-M32 paftasi, No: 127, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.

Polat, P.A. ve Casey, J.F., 1995. Astructural record of the emplacement of the Pozant Karsantı ophiolite onto the Menderes-Tauris block in the late Cretaceous, eastern Taurides, Turkey. Journal of Structural Geology, 17, 1673–1688.

Prewitt, J., 1970. Object Enhancemet and Extraction: Picture Processing and Psychopictorics (B. Lipkin ve A. Rosenfeld, editör), NY, Academic Press.

Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Özener, H., Kadirov, F., Guliev, İ., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R. ve Karam G., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 111(B5).

Reineck, H.E. ve Singh, I.E., 1980, Depositional sedimentary environments (2nd ed.): New York, Springer-Verlag, 549 s.

Robertson, A.H.F., 2002. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. Lithos 65, 1–67.

Robertson, A.H.F., Parlak, O., ve 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 of London Special Publications, v. 311, p. 9–66.

Rockwell, T.K., Keller, E.A. ve Johnson, D.L., 1984. Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California. In: Morisawa, M. (Ed.), Tectonic Geomorphology. Proceedings of the 15th Annual Geomorphology Symposium. Allen and Unwin Publishers, Boston, MA, pp. 183–207.

Rust, B.R., 1978. Depositional models for braided alluvium, In: Fluvial Sedimentology. Miall, A.D. (ed.), Mem. Can. Soc. Petrol. Geol., Calgary, 5, pp. 605-625.

Sanver, M., 1992, Paleomanyetizma, İTÜ Maden Fakültesi Yayınları, Gümüşsuyu, İstanbul, 197 s.

Sanver, M. ve Ponat, E. 1981. Kırşehir ve dolaylarına ilişkin paleomanyetik bulgular, Kırşehir Masfinin rotasyonu. İstanbul Yerbilimleri 2, 231-8.

Sarıfakıoğlu, E., Dilek, Y. ve Winchester, J.A., 2013. Late Cretaceous subduction initiation and Palaeocene-Eocene slab breakoff magmatism in South-Central Anatolia, Turkey, Int. Geol. Rev., 55, 66–87.

Sarıkaya, M.A., Yıldırım, C. ve Çiner, A., 2015a. Late Quaternary alluvial fans of Emli Valley in the Ecemiş Fault Zone, south central Turkey: Insights from cosmogenic nuclides. Geomorphology, 228, pp.512-525.

Sarıkaya, M.A., Yıldırım, C. ve Çiner, A., 2015b. No surface breaking on the Ecemiş Fault, central Turkey, since Late Pleistocene (~ 64.5 ka); new geomorphic and geochronologic data from cosmogenic dating of offset alluvial fans. Tectonophysics, 649, pp.33-46.

Sarp, 2005. Lineament analysis from satellite images, north-west of Ankara / Uydu görüntülerinden çizgisellik analizi, Ankara kuzey-batısı. Yüksek Lisans Tezi, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.

Schildgen, T.F., Cosentino, D., Bookhagen, B., Niedermann, S., Yıldırım, C., Echtler, H.P., Wittmann, H., ve Strecker, M.R., 2012, Multi-phase uplift of the southern margin of the Central Anatolian plateau: A record of tectonic and upper mantle processes: Earth and Planetary Science Letters, 317-318, 85–95.

Schildgen, T.F., Yıldırım, C., Cosentino, D. ve Strecker, M.R., 2014, Linking slab break-off, Hellenic trench retreat, and uplift of the Central and Eastern Anatolian Plateaus: Earth Science Reviews, 128, 147-168.

Seyitoğlu, G., Işık, V., Çemen, İ., 2004. Complete Tertiary exhumation history of the 15 Menderes massif, western Turkey: an alternative working hypothesis. *Terra Nova*, 16 16, 358-364.

Seyitoglu, G., Tekeli, O., Çemen, İ., Şen, Ş. ve Işık, V., 2002. The role of the flexural rotation/rolling hinge model in the tectonic evolution of the Alasehir graben, western Turkey. Geological Magazine, 139(01), 15-26.

Seyitoğlu, G., Işık, V., Gürbüz, E., Gürbüz, A. The discovery of a detachment surface on the Taurus Mountains: the İvriz detachment and implications concerning the Cenozoic geology of southern Turkey , değerlendirmede.

Sobel, I., 1970. Camera Models and Perception. Ph.D. thesis, Stanford University, CA.

Sonel, N., Sarı, A., Toprak Ö., Şengüler, İ., 1999. Ulukışla (Niğde) Bitümlü Şeyllerinin Jeokimyasal İncelemesi. S.Ü. Müh-Mim Fak. Dergisi, 14 (2), 77-89.

Süzen, M.L. ve Toprak, V., 1998. Filtering of satellite images in geological lineament analyses: an application to a fault zone in Central Turkey. International Journal of Remote Sensing, 19(6), 1101-1114.

Şafak, Ü., Kelling, G., Gökçen, N. ve Gürbüz, K., 2005, The mid-Cenozoic succession and evolution of the Mut basin, southern Turkey, and its regional significance. Sedimentary Geology, 173, 121–150.

Şaroğlu, F., Boray, A., Özer, S. ve Kuşcu, İ., 1983. Orta Toroslar-Orta Anadolu'nun güneyinin Neotektoniği ile ilgili görüşler: Jeomorfoloji Bull., 11, 35-44.

Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Boray, A., 1987. Türkiye'nin Diri Fayları ve Depremsellikleri. Maden Tetkik ve Arama Enst. Rapor No: 8174, 394s.

Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Kuşcu, İ., 2001. Ecemiş Fayı ve Deprem Potansiyeli. Ecemiş Fay Kuşağı Çalışma Grubu 1. Çalıştayı, Bildiri Özleri Kitabı: 20-30, Niğde.

Şatır Erdağ D., Tüysüz, O. ve Akyüz, S., 2009. Ecemiş Fay Zonu'nun Morfotektonik Özellikleri ve Morfometrik Analizi. İTÜ Dergisi, Cilt: 8, Sayı: 5, S. 67-79.

Şengör, A.M.C., 1980. Türkiye neotektoniğinin esasları, TJK Yayını, 40 s.

Şengör, A.M.C., Görür, N., Şaroğlu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, in Biddle, K. T., and ChristieBlick, N., eds., Strike-slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation, Soc. Econ. Paleontol. Spec. Publ., Volume 37, p. 227-264.

Şengör, A. M.C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. Tectonophysics 75, 181–241.

Tatar, O., Gürsoy, H. ve Piper, J.D.A., 2002a. Differential neotectonic rotations in Anatolia and the Tauride Arc: paleomagnetic investigation of the Erenlerdağı Complex and Isparta volcanic district, south-central Turkey. Journal of the Geological Society of London 159, 281–294.

Tatar, O., Gürsoy, H., Piper, J.D.A., Koçbulut, F., Mesci, B.L., Akpınar, Z. ve Polat, A., 2009. Erzincan Çek-Ayır Havzası'nın Neotektonik Gelişiminin Paleomanyetik Yöntemlerle İncelenmesi. Tubitak Proje No: ÇAYDAG-106Y062, 206 s. (yayımlanmamış).

Tatar, O., Piper, J.D.A. ve Gürsoy, H., 2000. Palaeomagnetic study of the Erciyes sector of the Ecemiş Fault Zone: neotectonic deformation in the southeastern part of the Anatolian Block. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A. (Eds.), Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Geological Society of London, Special Publication, vol. 173, pp. 423–440.

Tatar, O., Piper, J.D.A., Gürsoy, H. ve Temiz, H., 1996. Regional significance of neotectonic counterclockwise rotation in central Turkey. International Geology Review, 38(8), 692-700.

Tatar, O., Piper, J.D.A. ve Temiz, H. 2002b. Isparta Açısı-Emiş Fay Zonu Arasındaki Bölgenin Paleomanyetik Özelliklerinin Araştırılması. Tubitak Proje No: ÇAYDAG- 198YOO8, 127 s. (yayımlanmamış).

Tekeli, O., Aksay, A., Ürgün, B.M. ve Işık, A., 1984. Geology of the Alada˘gMountains, in Tekeli, O. ve Göncüoğlu, M. C., eds., Geology of the Taurus Belt. Proceedings of International Tauride Symposium, Ankara, Turkey, 26–29 September 1983: Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA) Publications, p. 143–158.

Temiz, U. ve Savaş, F., 2015. Relationship between Akhüyük fissure ridge travertines and active tectonics: their neotecteonic significance (Ereğli-Konya, Central Anatolia). Arabian Journal of Geosciences, 8(4), 2383-2392.

Toprak, V. ve Göncüoğlu, M.C., 1993. Tectonic control on the development of the Neogene-Quaternary Central Anatolian Volcanic Province, Turkey. Geol. J. 28, 357–369.

Ulu, Ü., 2009. MTA Genel Müdürlüğü, 1:100 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Karaman-M32 Paftası, No:127, MTA Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara.

Uygun, A., 1981. Tuzgölü havzasının jeolojisi, evaporit oluşumları ve hidrokarbon olanakları. TJK İç Anadolu‟nun Jeolojisi Simpozyumu, Ankara, 66-71.

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 (Yayınlanmamış).

Valero-Garcés, B.L. ve Gierlowski-Kordesch, E. 1994. Lacustrine carbonate deposition in Middle Pennsylvanian cyclothems: the Upper Freeport Formation, Appalachian Basin, USA. J. Paleolimnology 11, (1), 109-132.

Van Hinsbergen, D.J.J., Edwards, M.A., Govers, R., 2009. Geodynamics of collision and collapse at the Africa-Arabia-Eurasia subduction zone – an introduction. In: Van Hinsbergen DJJ, Edwards MA, Govers R, editors. Collision and Collapse at the Africa- Arabia-Eurasia Subduction Zone. Special Publication Vol. 311. London, UK: The Geological Society, pp. 1–7.

Van Hunen J, Allen, M.B., 2011. Continental collision and slab breakoff: a comparison of 3-D numerical models with observations. Earth Planet Sc Lett 302: 27–37.

Walker, R.G., 1979, 1984. Facies Models. Geoscience Canada Reprint Series, Geological Association of Canada, Waterloo, Ontario 211, 379 s.

Warren, J.K., 1986. Shallow-water evaporitic environments and their source rock potential: Perspectives. Journal of Sedimentary Research, 56, 442-454.

Wright, V.P., Platt, N.H. ve Wimbledon, W.A., 1988. Biogenic laminar calcretes: evidence for calcified root mat horizons in palaeosols. Sedimentology, 35: 603-620.

Vergili, Ö., ve Parlak, O., 2005. Geochemistry and tectonic setting of metamorphic sole rocks and mafic dikes from the Pınarba¸sı (Kayseri) Ophiolite, Central Anatolia (Turkey): Ofioliti, v. 30, no. 1, p. 37–52.

Whitechurch H., Juteau, T. ve Montigny, R., 1984. Role of the Eastern Mediterranean ophiolites (Turkey, Syri, Cypruz) in the history of the Neo-Tethys. Geological Society, London, Special Publications, 17.1: 301-317.

Whitney, D.L. ve Dilek, Y., 1997. Core complex development in central Anatolia, Turkey. Geology, 25(11), 1023-1026.

Whitney, D.L. ve Dilek, Y., 1998. Metamorphism during crustal thickening and extension in central Anatolia: The Nigde metamorphic core complex: Journal of Petrology, v. 39, P. 1-466.

Whitney, D. L., ve Dilek, D., 2001. Andalusite-sillimanitequartz veins as indicators of low-pressure: High-temperature deformation during late-stage unroofing of a metamorphic core complex, Turkey, J. Metamorph. Geol., 18, 59 – 66.

Whitney, D.L.C., Teyssier, A.K., Dilek, Y. ve Fayon, M.A, 2001. Metamorphism of the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey: Influence of orogen-normal collision vs. wrench-dominated tectonics on P-T-t paths, J. Metamorph. Geol., 19, 411 – 432.

Whitney, D.L.C., Teyssier, A.K,. Fayon, M.A., Hamilton ve M. Heizler, 2003. Tectonic controls on metamorphism, partial melting, and intrusion: Timing and duration of regional metamorphism and magmatism in the Niğde Massif, Turkey, Tectonophysics, 376, 37 – 60.

Whitney, D.L., Umhoefer P.J., Teyssier, C. ve Fayon A.,K., 2008. Yo-yo tectonics of the Niğde Massif during wrenching in Central Anatolia. Turk J Earth Sci 17: 209‑217.

Yetiş, C., 1978. Çamardı (Niğde ili) yakın ve uzak dolayının jeoloji incelemesi ve Ecemiş Yarılım kuşağının Maden boğazı-Kamışlı arasındaki özellikleri. İstanbul Üniv. Fen. Fak., Doktora Tezi, 164 s. İstanbul (yayımlanmamış).

Yetiş, C. ve Demirkol C., 1984. Ecemiş Fay Kuşağı'nın Jeo-tektonik Evrimi. Yerbilimleri 11, 1-12.

Yetiş, C., Kelling, G., Gökçen, S.L. ve Baroz, F., 1995. A revised stratigraphic framework for Later Cenozoic sequences in the northeastern Mediterranean region. Geol Rundsch, 84:794-812.

Yetiş, C.ve Uçar, L., 2001. Ecemiş Fay Kuşağı ile İlgili Terminoloji ve Önceki Çalışmalar. Ecemiş Fay Kuşağı Çalışma Grubu 1. Çalıştayı, Bildiri Özleri Kitabı: 1-7, Niğde.

Yıldırım, C., 2014. Relative tectonic activity assessment of the Tuz Gölü fault zone; Central Anatolia, Turkey. Tectonophysics, 630, 183-192.

Yoldaş, R., 1973. Niğde - Ulukışla bitümlü şist alanının jeolojisi ve ekonomik olanakları ı yayımlanmamış MTA raporu, No: 5050.

Zorlu, K., İnan, S., Gül, M., İnan, N., Kurt M.A. ve Alpaslan, M., 2011. Geological Evolution of the Ulukışla Basin (Late Cretaceous-Eocene) Central Anatolia, Turkey, Bulletin of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University, vol. 32 (2), 151-170.

URL-1 http://landsat.usgs.gov/landsat8.php , alındığı tarih: 01.12.2015

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Esra GÜRBÜZ
Adres : Aksaray Üniversitesi, Müh. Fakültesi, Jeoloji Müh.Böl.
E-posta : egurbuz@aksaray.edu.tr

1. EĞİTİM DURUMU

Doktora: Aksaray Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği A.B.D. (2012-2016)

Yüksek. Lisans: Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği A.B.D. (2010-2012)

Lisans: Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü (2005-2010)

2. AKADEMİK ve MESLEKİ DENEYİM

Araştırma Görevlisi: Aksaray Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü (2011-…).

Misafir Doktora Öğrencisi: Massachusetts Institute of Technology, Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences (2014-2015).

3. BURSLAR ve YURTDIŞI DENEYİM

1- TÜBİTAK BİDEB 2211-Yurtiçi Lisansüstü Burs Programı, Yurtiçi Doktora Bursu (2012-2016)

2- YÖK Doktora Sırası Yurtdışı Araştırma Bursu (2014-2015)

4. BİLİMSEL ÇALIŞMALAR

Makaleler

1. Seyitoğlu, G., Işık, V., **Gürbüz, E.,** Gürbüz, A. The discovery of a detachment surface on the Taurus Mountains: the İvriz detachment and implications concerning the Cenozoic geology of southern Turkey**,** *değerlendirmede.*
2. Seyitoğlu, G., Kaypak, B., Aktuğ, B., **Gürbüz, E.,** Esat, K., Gürbüz, A. 2016. A hypothesis for the alternative southern branch of the North Anatolian Fault Zone, Northwest Turkey KB Türkiye'de Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun alternatif Güney Kol'u için bir hipotez. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, Sayı 59/2.
3. **Gürbüz, E.,** Kazancı, N., Gürbüz, A., 2015. Strike–slip faulting, topographic growth and block movements as deduced from drainage anomalies: The Yeşilırmak River basin, northern Turkey. *Geomorphology*, 246, 634-648.
4. **Gürbüz, E.**, Seyitoğlu, G., 2014. Gölpazarı Havzası'nın Kuvaterner gelişimi (KB Türkiye) *Türkiye Jeoloji Bülteni,* cilt 57, sayı 2, sayfa 1-17.

Bildiriler

1. Kazancı, N., Ersöz, M., Suludere, Y., Gürbüz, A., Yücel, T. O., Leroy, S.A.G., Ataselim, Z., **Gürbüz, E.**, 2016. Arkeolojik bulgular ışığında İznik Gölü'nün Holosen'de ki gelişimi, Bursa, Türkiye [Holocene development of Lake İznik basin in the light of archeological findings, Bursa, Turkey]. Sedimanter Havzalar, Dolguları ve Stratigrafileri Çalıştayı Bildiri Özleri Kitabı, s. 21-22.
2. Seyitoğlu, G., Kaypak, B., Aktuğ, B., **Gürbüz, E.,** Esat, K., Gürbüz, A. 2016. Kuzey Anadolu Fay Zonu Güney Kolu'nun Kb Anadolu'daki Güzergahı Üzerine Alternatif Bir Hipotez / An Alternatıve Hypothesıs On The Route For The Southern Branch Of North Anatolıan Fault Zone In The Nw Anatolia. 69.Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiriler Kitabı.
3. Ataselim, Z., Leroy, S.A.G., Gürbüz, A., **Gürbüz, E.,** Yücel, T.O., Yedek, Ö., Koç, K., 2016. Sediment characteristics of a high-mountain lake in south central Anatolia, Turkey. EGU General Assembly, Geophysical Reseach Abstracts, Vol. 18, EGU2016-16401.
4. Kazancı, N., **Gürbüz, E.** ve Gürbüz, A., 2015. Yeşilırmak'ın Jeolojik Olarak Doğuşu ve Gelişmesi, Kuzey Anadolu, 68.Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiriler Kitabı.

5. **Gürbüz, E.**, Kazancı, N., Arpe, K., Leroy, S. , Ataselim, Z., Koç, K., Yedek, Ö., Yücel, O.T., Gürbüz, A., 2014. Spatial Interpolation of Climatological Characteristics Of The Lake Beyşehir Drainage Basin Through Gis, Turkey. QuickLakeH 2014-An International Workshop on Lakes and Human Interactions, Abstracts, pp.40.
6. Gürbüz, A., Kazancı, N., Suludere, Y., Hakyemez, Y., Ataselim, Z., **Gürbüz, E.**, Koç, K., Yedek, Ö. and Yücel, O.T., 2014. Quaternary Geology And Geomorphology Of The Lake Beyşehir Basin, Central-West Turkey", QuickLakeH 2014-An International Workshop on Lakes and Human Interactions, Abstracts, pp.42.
7. Koç, K., Yedek, Ö., Kazancı, N., Yücel, O.T., Ataselim, Z., **Gürbüz, E.** and Gürbüz, A., 2014. Grain Size Parameter Variations Related To Hinterland Along The Beaches Of Lake Beyşehir, Sw Turkey", QuickLakeH 2014-An International Workshop on Lakes and Human Interactions, Abstracts pp.39.
8. Yücel, O.T., Kazancı, N., Yedek, Ö., Ataselim, Z., Koç, K., **Gürbüz, E**. and Gürbüz, A., 2014. Sedimentological Properties Of Small Shallow Lakes On Central-West Taurus Mountains, Turkey: Lakes Dipsiz, Sülüklü And Çoban. QuickLakeH 2014-An International Workshop on Lakes and Human Interactions, Abstracts pp.38.
9. Kazancı, N., Gürbüz, A., Ataselim, Z., Yedek, Ö., Yücel, O.T., **Gürbüz, E**. and Koç, K., 2014. Hodrip: Holocene Drilling Project For Evidences Of Natural, Archaeological And Historical Events In Anatolia. QuickLakeH 2014-An International Workshop on Lakes and Human Interactions, Abstracts pp.43.
10. Kazancı, N., Ataselim, Z., Gürbüz, A., Yücel, O.T., Yedek, Ö., **Gürbüz, E.** and Koç, K., 2014.Late Quaternary Evolution Of Lake Beyşehir, Southwest Anatolia, Turkey. QuickLakeH 2014-An International Workshop on Lakes and Human, Abstracts pp.18.
11. **Gürbüz, E.**, Kazancı, N., Arpe, K., Leroy, S., Yücel, O.T., Ataselim, Z., Koç, K.,Yedek, Ö., Gürbüz, A. and İleri, Ö., 2014. Beyşehir Gölü Hidroklimatolojik Özelliklerinin Küçük Buzul Çağı Dönemine Ait Dendrokronoloji Verileri ile Karşılaştırılması. 67. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiriler Kitabı, sayfa,310-311.

12. Yücel, O.T., Yedek, Ö., Koç, K., Ataselim, Z., **Gürbüz, E.** and Gürbüz, A., 2014. Dipsiz, Sülüklü Ve Çoban Göllerinin Sedimantolojik Özellikleri, Orta-Batı Toroslar. 67. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiriler Kitabı, sayfa, 312-313.

13. Kazancı, N., Leroy, S., İleri, Ö., Öncel, S., Ataselim, K., A., Gürbüz, A., Koç, K., Yücel, O.T., Yedek, Ö, Boyraz, S., **Gürbüz, E.,** Demirci, Ö., Kibar, M., 2014. Beyşehir Gölü'nün Geç Kuvaterner-Güncel Tortulları ve Jeolojik Evrimi. 67. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiriler Kitabı.

14. Gürbüz, E., Kazancı, N. ve Gürbüz, A., 2013. Yeşilırmak Nehrinin Sediman Verimini Üzerinde Tektonik Etmenler. 17. Aktif Tektonik Grubu Çalıştayı Bildiriler Kitabı, sayfa, 42. **(En iyi poster ödülü-2.lik).**

15. Gürbüz, A. ve **Gürbüz, E.** 2013. Akarsuların Sediman Verimi Üzerinde Tektoniğin Etkisi: Sakarya Nehri /Affects of Tectonism on Sediment Yield of River: The Sakarya River (NW Turkey). 66. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiriler Kitabı, sayfa,182.

16. Gürbüz, E., Kazancı, N. ve Gürbüz, A., 2013. Yeşilırmak Nehrinin Sediman Verimini Denetleyen Jeolojik Etmenler / Geological Factors Control The Sediment Yield of The Yesilirmak River. 66. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiriler Kitabı, sayfa, 202.

17. Önde, E. ve Gürbüz A., 2012. Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Bölgesindeki Morfometrik Özellikleri. 16. Aktif Tektonik Araştırma Grubu Bildiriler Kitabı.

18. Önde, E. 2012. Konya havzasında Kuvaterner yaşlı alüvyal yelpazelerin zamansal ve mekansal özellikleri: Tektonik ve İklimsel çıkarımlar. 65. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiriler Kitabı, sayfa. 580.

19. Önde, E., Seyitoğlu, G., Kazancı, N. 2012. Kuvaterner yaşlı Gölpazarı çek-ayır havzasının jeolojik evrimi. 65. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiriler Kitabı, sayfa. 44.

20. Önde, E ve Gürbüz, A., 2010 Gölpazarı Çek-Ayır Havzası'nın Tektonik Jeomorfolojisi (GD Marmara). ATAG 14 Bildiri Özleri Kitabı, sayfa. 40. **(En iyi poster ödülü-2.lik).**

21. Önde, E. and Gürbüz, A., 2010 Morphotectonic setting of the Gölpazari pull-apart basin: Implications on the region between the North Anatolian and Eskişehir fault zones, NW Turkey. Geophysical Research Abstracts Vol. 12, EGU 2010-944-2.

22. **Önde, E.**, Ergun, Z., Gürbüz, A., 2010. Güneybatı Anadolu Göllerindeki Alan ve Seviye Değişimleri. 63. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiriler Kitabı, sayfa. 354.

5. PROJELER

1. **Araştırmacı-**Ulukışla Havzası'nın Geç Senozoyik Evrimi (Yürütücü: Prof. Dr. Ayşegül Yıldız). Aksaray Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri 2013-71. (2013-2014)
2. **Araştırmacı-** Aksaray Acıöz Köyü (Şerefli Koçhisar ve Hirfanlı Barajı Çevresi) Neojen (Miyosen-Pliyosen) Tortullarının Sedimantolojik, Mineralojik ve Jeokimyasal İncelenmesi (Yürütücü: Yrd. Doç. Dr. Sonay Boyraz-Aslan). Aksaray Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri. (2013-2014)
3. **Bursiyer-** Edremit Grabenini Oluşturan Faylarin Kinematiği ve Batı Anadolu Gerilmeli Sistemi İçindeki Yeri (Yürütücü: Prof.Dr. Ömer Feyzi Gürer) TÜBİTAK Araştırma Destek Programları Başkanlığı Bilimsel Ve Teknolojik Araştırma Projelerini Destekleme Programı. Proje No: 111Y258. (2012-2014)
4. **Araştırmacı-**Beyşehir Gölü'nün (Konya) Dip Çamurlarının İncelenmesi ve Jeolojik Evrimin Belirlenmesi (Yürütücü: Prof. Dr. Nizamettin Kazancı). Ankara Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri 12B4343002. (2012- 2015).

5. DİĞER AKADEMİK FAALİYETLER

Popüler Bilim Yazıları

1. **Gürbüz, E**, 2013. Jeolojik İmzamız Antroposen. TÜBİTAK Bilim ve Teknik Dergisi, Nisan sayısı, s. 32-35.
2. **Gürbüz, E,** 2012. Kuvaterner Bilimi. Jeoloji Mühendisleri Odası Bülteni. 2012/3, s. 52-54.
3. **Önde, E.** ve Gürbüz A. 2011. Wegener'in Yap-Bozu. TÜBİTAK Bilim ve Teknik Dergisi, Kasım sayısı, s. 68-71.