

Kasım 2009

ÖNSÖZ

Bu çalışma, 2003-2009 yılları arasında yoğun arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları sonucunda, çeşitli kurum ve kişilerin değeri ölçülemez pahadaki destekleri ile gerçekleştirilmiştir.

Öncelikle tez alanımı bana öneren ve çalışmam süresince çok yönlü desteğini sabırla benden esirgemeyen danışmanım Sn. Prof. Dr. Okan Tüysüz'e teşekkürlerimi sunmayı bir borç bilirim.

Değerli tartışmaları ve yönlendirmeleri ile çalışmaya yaptıkları katkılardan ötürü tez izleme komitesi üyeleri Sn. Prof. Dr. Aral Okay ve Sn. Prof Dr. Haluk Eyidoğan'a çok teşekkür ederim.

Bu çalışma, T.C. Amasya Valiliği tarafından lojistik olarak desteklenmiştir. Amasya il valileri Sn. Hüseyin Poroy, Sn. Erhan Tanju ve Sn. Celalettin Lekesiz değerli desteklerinin yanısıra yoğun programlarından vakit ayırıp çalışmanın seyri ile de ilgilenmişlerdir. Bunun yanısıra İl Tarım, Orman ve Köy Hizmetleri kurumları ile Yeşilirmak Kalkınma Birliği'nin değerli yönetici ve çalışanlarına teşekkürü bir borç bilirim.

Çalışma kısmen İTÜ BAP projesi (31982) ile desteklenmiştir, proje yürütücüsü Prof. Dr. Ergin Tarı'ya ilgisi ve güveni için teşekkür ederim.

Prof. Dr. Şevket Şen (MNHN, Paris) ve Prof. Dr. Nafiye Güneç Kıyak (Işık Üniversitesi, Fizik Bölümü), bu çalışmanın temel problemlerinden birisi olan havza stratigrafisinin kurulmasına yönelik destekleri ile tezin kantitatif yönünün gelişmesine çok değerli katkılar sağlamışlardır.

İnceleme alanın güncel tektonik özelliklerinin anlaşılmasına yönelik çalışmalarda, Dr. Sinan Özeren, Dr. Ziyadin Çakır, Dr. Hakan Yavaşoğlu (İTÜ) ve Dr. Onur Tan (MAM) veri, analiz ve birikimlerini benimle paylaşarak çok değerli katkılar sağlamışlardır.

Değerli çalışma arkadaşlarım ve hocalarım, Dr. Ufuk Tarı ve Dr. Gürsel Sunal, çalışmamın başından itibaren bilgilerini benimle paylaşarak yolumu aydınlatmış, süreç içerisinde elde ettiğim verileri anlamama yardımcı olmuşlardır.

Beni Pleyistosen dünyası ile tanıştırmakla yerbilimleri ve insan arasındaki ilişkiyi anlamama yardımcı olan, tezim süresince esirgemedikleri dostluk ve değerli katkılarıyla devam edebilmemi sağlayan Prof. Dr. Catherine Kuzucuoğlu ve Prof. Dr. Nizamettin Kazancı'ya sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Arazi çalışmalarına, Okan Tüysüz, Şevket Şen, Catherine Kuzucuoğlu, Ufuk Tarı, Gülsen Uçarkuş, Taylan Sançar, Pınar Gutsuz, Burak Barutçu, Hakan Yavaşoğlu, Müjdat Yaman, Hakan Albayrak, Bora Çağdaş Varış, Murat Manaz ve Alkan Karaalioğlu iştirak etmişlerdir.

Çalışma boyunca, bilgilerinden, katkılarından ve ilgilerinden istifade edebildiğim değerli bilim adamları, Prof. Dr. Boris Natalin, Prof. Dr. A.M. Celal Şengör, Prof Dr. Ercan Özcan, Prof. Dr. Serdar Akyüz, Prof. Dr. Nizamettin Kazancı, Msc. Erkan Toraman, Dr. Ahmet Akoğlu, Dr. Nuran Sarıca-Filoreau, Msc. Pınar Gutsuz, Doç.

Dr. Cihat Alçiçek, Dr. Ronaldo Armijo, Dr. Robert Reilinger, Msc. Fatma Gülmez, Dr. Burak Barutçu, Dr. Azad Sağlam'a sonsuz teşekkürleri bir borç bilirim.

1999 yılından beri içerisinde bulunduğum İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü içerisindeki özgün bilimsel ortamın bu çalışmaya katkısı maddi ve manevi olarak çok büyüktür. Bu nedenle enstitü öğretim üyeleri, çalışanları ve araştırma görevlisi arkadaşlarıma teşekkürlerimi sunarım.

Artık memleketim olan Amasya eşrafından, Hasan Varış, Aydın Babacan, Necati Eroğlu ve Murat Güneş çalışmam süresince destek, muhabbet ve ilgilerini esirgemeyerek beni onurlandırmışlardır. Kendileri ve aileleri şahsında tüm Amasya'ya gönülden teşekkürlerimi ve saygılarımı sunuyorum.

Meslek hayatımda çizdiğim yolun bir sonucu olan bu yoğun süreçte beni maddi ve manevi olarak, koşulsuz bir sabırla destekleyen dostlarıma, üç hanenin rengârenk ahalisine ve herkesten sonra ama herkesden önce sevgili aileme candan teşekkür ederim.

Bu tez, artık aramızda olmayan hocalarımız; Türkiye'nin aktif tektoniği konusunda gerçekleştirdiği öncü çalışmalarla yolumuzu aydınlatan ve arazide sürekli anısıyla karşılaştığım A. Aykut Barka ile 1995 yılında ilk jeoloji dersimi aldığım ve bana mesleğimi sevdiren Okan Tekeli'ye adanmıştır. Anılarını rahmetle anıyorum.

Ekim 2009

M. Korhan Erturaç
Jeoloji Yük. Mühendisi

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖNSÖZ	v
İÇİNDEKİLER	vii
KISALTMALAR	xi
ÇİZELGE LİSTESİ.....	xv
ŞEKİL LİSTESİ.....	xvii
ÖZET	xxxi
SUMMARY	xxxv
1. GİRİŞ	1
1.1. Amasya Makaslama Zonu (AMZ)	3
1.2. Amaç ve Kapsam	3
1.3. Veri ve Yöntem	5
1.4. Türkiye ve Çevresinin Neotektonik Özellikleri	7
1.5. Kuzey Anadolu Fay Zonu	12
1.6. Önceki Çalışmalar	17
1.6.1. AMZ'nun stratigrafisine ve jeolojik evrimine yönelik çalışmalar	17
1.6.2. AMZ özelinde KAFZ'nun evrimine yönelik önerilen hipotezler.....	18
1.7. Amasya Makaslama Zonu'nun Türkiye Neotektoniği içerisindeki konumu ve morfolitektirik unsurları.....	23
2. AMASYA MAKASLAMA ZONU'NUN STRATİGRAFİSİ.....	27
2.1. Neojen Öncesi Temel Stratigrafisi	27
2.1.1. Triyas Litostratigrafi Birimleri (Karakaya Kompleksi).....	30
2.1.1.1. Karasenir formasyonu (Trk)	31
2.1.1.2. Yeşilırmak Metamorfiti (Try).....	32
2.1.1.3. Laçin Metaolistostromal Karmaşığı (Trl)	34
2.1.2. Liyas- Alt Kretase Litostratigrafi Birimleri.....	34
2.1.2.1. Bayırköy formasyonu (Jba)	35
2.1.2.2. Mudurnu formasyonu (Jm)	35
2.1.2.3. Carcurum formasyonu (JKc)	37
2.1.2.4. Bilecik Kireçtaşı (Jb)	38
2.1.2.5. Soğukçam formasyonu (JKso).....	38
2.1.3. Üst Kretase Litostratigrafik Birimleri.....	39
2.1.3.1. Amasya formasyonu (Kam).....	39
2.1.3.2. Ofiyolitik Kayalar (Mof)	41
2.1.3.3. Lokman formasyonu (Klo)	41
2.1.4. Eosen Litostratigrafi Birimleri.....	42
2.1.4.1. Çeltek formasyonu (Tcel)	43
2.1.4.2. Çekerek formasyonu (Tcek)	44
2.1.4.3. Alabedir Volkanitleri (Tav)	46
2.1.4.4. Hamamözü formasyonu (Tham).....	47
2.1.5. Paleotektonik ve Paleocoğrafik Evrim	48

2.2. Amasya Makaslama Zonu ve Çevresinde Yer Alan Havzaların Neojen Stratigrafisi	55
2.2.1. Yöntemler	55
2.2.1.1. Ölçülü Stratigrafik Kesitler (ÖSK)	55
2.2.1.2. Birimlerin Yaşlandırılması	56
2.2.2. Suluova Havzası	60
2.2.2.1. Suluova Grubu (TQs)	62
2.2.2.2. Suluova Havzası Dışındaki Genç Çökel Birimler	90
2.2.2.3. Ova İçi En Geç Pleyistosen-Holosen Çökelleri	96
2.2.2.4. Alıcık formasyonu (Tmal)	97
2.2.2.5. Hamamözü-Laçın Havzası	97
2.2.2.6. Suluova Havzasının Evrimi	99
2.2.3. Amasya Havzası	106
2.2.3.1. Aydınca Ovası	108
2.2.3.2. Geldingen – Gediksaray Ovaları	115
2.2.4. Kuzey Anadolu Makaslama Zonu Havzalarının Özellikleri	129
2.2.4.1. Taşova-Erbaa ve Niksar Havzaları	129
2.2.4.2. Havza-Ladik Havzası	133
2.2.5. AMZ ve Çevresinde Paleoeкологи ve İklim Değişimlerine Yönelik Yorumlar	135
2.2.6. AMZ'nun Stratigrafisine Ait Yaş Verileri	139
2.2.6.1. AMZ içerisinde yer alan havzaları memeli kronolojisi	140
2.2.6.2. OSL Kronolojisi	141
2.2.7. AMZ ve KAFZ Havzaları'nın korelasyonu	142
3. AMASYA MAKASLAMA ZONU'NUN MORFOTEKTONİK ÖZELLİKLERİ.....	145
3.1. Kuzey Kuşağın Morfolojik Özellikleri	147
3.2. Güney Kuşağın Morfolojik Özellikleri	148
3.3. Orta Kuşağın (AMZ) Morfolojik Özellikleri	148
3.3.1. Morfometrik Analiz	150
3.3.1.1. Akarsu Uzunluk Gradyan İndeksi (SL)	151
3.3.1.2. Hipsometrik Eğri (HE) ve Hipsometrik İntegral (HI)	153
3.3.1.3. Asimetri Faktörü	156
3.3.2. AMZ Doğu Kuşağın Morfotektonik Özellikleri	157
3.3.2.1. Sakarat Dağı Yükselimi ile Taşova-Erbaa ve Niksar Neojen Havzaları	157
3.3.3. AMZ Kuzey Kuşağın Morfotektonik Özellikleri	161
3.3.3.1. Akdağ Yükselimi	161
3.3.3.2. Suluova Neojen Havzası ve Tersakan Su Toplama Havzası	164
3.3.3.3. Tavşan Dağ Yükselimi	167
3.3.4. AMZ Güney Kuşağın Morfotektonik Özellikleri	169
3.3.4.1. Deliçay Akarsu Havzası ve Aydınca Havzası	169
3.3.4.2. Geldingen Havzası	172
3.4. Bölüm Sonuçları	173
4. YAPISAL JEOLJİ	179
4.1. Amasya Makaslama Zonu (AMZ) Çevresindeki Neotektonik Dönem Fay Sistemleri	182
4.1.1. Kuzey Anadolu Fayı (KAF Anakol)	184
4.1.1.1. Niksar-Erbaa (1942 Depremi yüzey kırığı) ve Destek Segmenti	184
4.1.1.2. Esençay Fayı (EsF)	185

4.1.1.3. KAF Anakol orta-batı kesimi	190
4.1.2. Ezinepazar-Sungurlu Fay Sistemi (EzSF)	190
4.1.2.1. Ezinepazar Fayı (EzF)	191
4.1.2.2. Deliçay Fayı (DF)	197
4.1.2.3. Geldingen Fayı (GF)	199
4.1.2.4. Mecitözü Fay Zonu (MFZ)	201
4.1.2.5. Sungurlu Fayı (SF)	202
4.1.3. Suluova Fay Sistemi (SuFS)	207
4.1.3.1. Taşova Fayı (TF)	208
4.1.3.2. Derinöz Fayı (DöF)	208
4.1.3.3. Yolpınar Fayı (YF)	209
4.1.3.4. Suluova Fayı (SuF)	211
4.1.3.5. Gümüş Fayı (GüF)	213
4.1.3.6. Alıcık-Laçın Fay Zonu (ALF)	214
4.1.3.7. Düvenci Fayı (DüF)	215
4.1.3.8. Salhan Fayı (SaF)	216
4.1.3.9. Merzifon-Bayırlı Fay Zonu (MeBFZ)	216
4.1.3.10. Eraslan Fay Zonu (EFZ)	218
4.1.4. Bölüm Değerlendirmesi	220
4.2. Kinematik Analiz	221
4.2.1. Kinematik Analiz Yöntemleri	228
4.2.1.1. Grafik Yöntemleri	229
4.2.1.2. Hesaplamalı Yöntemler	230
4.2.2. Amasya Makaslama Zonu İçerisinde Kinematik Analiz Çalışması	233
4.2.2.1. Suluova Fay Sistemi	235
4.2.2.2. Ezinepazar-Sungurlu Fayı Üzerinde Kinematik Analiz	258
4.2.3. Bölüm Değerlendirmesi	264
4.3. Amasya Makaslama Zonu ve Çevresinin Aktif Tektonik Özellikleri	267
4.3.1. AMZ ve Çevresi GPS (Küresel Konumlandırma Sistemi) Bazlı Hız Vektörleri ve Analizi	267
4.3.2. AMZ ve Çevresinin Deprem Aktivitesi	274
4.3.2.1. Tarihsel Depremler	274
4.3.2.2. Amasya Makaslama Zonu'nun aletsel dönem sismik aktivitesi (1916-2009)	283
4.3.3. Bölüm Değerlendirmesi	295
4.4. AMZ İçerisindeki Deprem Tehlikesinin Belirlenmesi	298
4.4.1. Deprem Senaryoları	298
4.4.1.1. Azalım İlişkileri	298
4.4.1.2. Deprem büyüklüğü ile yüzey yırığı uzunluğu ve atım miktarı arasındaki amprik ilişkiler	299
4.4.1.3. Deprem senaryolarının GIS ortamında gerçekleştirilmesi	299
4.4.2. Deterministik Deprem Tehlikesi Analizi	301
5. MORFOTEKTONİK EVRİM	307
6. SONUÇLAR	319
KAYNAKLAR	323
EKLER	345

KISALTMALAR

KAF	Kuzey Anadolu Fayı
KAMZ	Kuzey Anadolu Makaslama Zonu
AMZ	Amasya Makaslama Zonu
DAF	Doğu Anadolu Fayı
EzSFS	Ezinepazar-Sungurlu Fay Sistemi
SuFS	Suluova Fay Sistemi
EzF	Ezinepazar Fayı
DF	Deliçay Fayı
GF	Geldingen Fayı
MFZ	Mecitözü Fay Zonu
SFZ	Sungurlu Fay Zonu
EsF	Esençay Fayı
TF	Taşova Fayı
DöF	Derinöz Fayı
YF	Yolpınar Fayı
SuF	Suluova Fayı
BFZ	Bayırlı Fay Zonu
MeFZ	Merzifon Fay Zonu
EFZ	Eraslan Fay Zonu
SaF	Salhan Fayı
DüF	Düvenci Fayı
GüF	Gümüş Fayı
ALF	Alıcık-Laçın Fayı
HF	Hamamözü Fayı
ÇF	Çorum Fayı
Trk	Karasenir formasyonu
Try	Yeşilırmak Metamorfiti
Trl	Laçın Metaolistostromal Karmaşığı
Jba	Bayırköy formasyonu
Jm	Mudurnu formasyonu
JKc	Carcurum formasyonu
Jb	Bilecik Kireçtaşı
JKso	Soğukçam formasyonu
Kam	Amasya formasyonu
Mof	Ofiyolitik Kayalar
Klo	Lokman formasyonu
Tcel	Çelte formasyonu
Tcek	Çekerek formasyonu

Tav	Alabedir Volkanikleri
Tham	Hamamözü formasyonu
TQs	Suluova Grubu
TQsd	Değirmendere formasyonu
TQsy	Yolpınar formasyonu
TQse	Eraslan formasyonu
TQsk	Kamışlı formasyonu
TQsh	Harmanağılı formasyonu
Qfs	Salhan formasyonu
Qfd	Derinöz formasyonu
MIS	Denizel İzotop Katları
GRIP	Grönland buzul sondajı projesi
Qtra	Güncel Traverten
Qf	Güncel Alüvyal Yelpazeler
Qal	Güncel Alüvyon
Tmal	Alıcık Formasyonu
Tbo	Bozkır formasyonu
Tg	Geldingen formasyonu
Qay	Aydınca formasyonu
Qytr	Yeşilırmak Drenaj Sistemi Terasları
LGM	Geç Buzul Maksimum Dönemi
YAH	Yeşilırmak Akarsu Havzası
SL	Akarsu Uzunluk Gradyan İndeksi
HE	Hipsometrik Eğri
HI	Hipsometrik İntegral
AF	Asimetri Faktörü
R	Birincil Sintetik Riedel Makaslama
R'	Birincil Antitetik Riedel Makaslama
Y	Ana Yer Değiştirme Zonu
P	İkincil Sintetik Riedel Makaslama
X	İkincil Antitetik Riedel Makaslama
σ	Gerilme Vektörü
σ_n	Normal Gerilme
τ	Makaslama Gerilmesi
σ_1	Maksimum Gerilme Bileşeni
σ_2	Ortalama Gerilme Bileşeni
σ_3	Minimum Gerilme Bileşeni
τ_{mean}	Ortalama makaslama gerilmesi
Φ	Gerilme tensörünün boyut oranı
κ	Kayma Açısı Uyumsuzluğu
Ψ	Fay düzlemi açısı hatası
m-plane	Hareket Düzlemi
C	Kohezyon
μ	Kırılma Katsayısı
ÖSK	Ölçülü Stratigrafik Kesit

OSL	Optik Işınımlı Lüminesans
TL	Termolüminesans
MN	Memeliler Neojeni zonlaması
MT	Moment Tensör
INSAR	Sentetik Açılımlı Radar İnterferometrisi
GPS	Küresel Konumlandırma Sistemi
DEM	Sayısal Yükseklik Modeli
HRV	Harvard Üniversitesi
USGS	Birleşik Devletler Jeoloji Kurumu
NEIC	Ulusal Deprem Bilgi Merkezi
HGK	Harita Genel Komutanlığı
ASTER	İleri Termal Emisyon ve Yansıma Radyometresi
KOERI	Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü
MTA	Maden Tetkik Arama Enstitüsü
DSİ	Devlet Su İşleri
TPAO	Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı

ÇİZELGE LİSTESİ

Sayfa

Çizelge 1.1 : 20.yy'da KAF üzerinde gerçekleşen depremler	13
Çizelge 2.1 : AMZ içerisinde yer alan havzalardaki memeli fosil buluntuları.....	140
Çizelge 2.2 : Eraslan formasyonu (TQse) içerisindeki fosil bulguları	140
Çizelge 2.3 : AMZ içerisindeki Geç Pleyistosen çökellerinin içerisinde elde edilen OSL yaş tayini sonuçları.....	141
Çizelge 3.1 : AMZ içerisinde AF indeksi sonuçları	156
Çizelge 4.1 : AMZ ve yakın çevresinde gerçekleşmiş depremlerin odak mekanizma çözümleri (KOERI:Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, HRV: Harvard CMT Çözümleri, MAM: Tapırdamaz ve diğ., 2008)	293
Çizelge 4.2 : Deprem senaryosu kurgulanan fay hatları, ölçülen maksimum yüzey kırığı uzunlukları ve olası deprem moment büyüklükleri.....	301

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1 : Amasya Makaslama Zonu (AMZ) ve Kuzey Anadolu Makaslama Zonu'nun (KAMZ) Türkiye üzerindeki konumu (altlık harita NASA WorldWind® programı kullanılarak hazırlanmıştır)	1
Şekil 1.2 : Amasya Makaslama Zonu'nun önemli coğrafi elemanları ve Neotektonik Dönem fayları (yükseklik değerleri aralık olarak verilmiştir).....	4
Şekil 1.3 : Çalışmanın veri-yöntem akış diyagramı.....	6
Şekil 1.4 : Doğu Akdeniz ve Yakın Doğu için levha sınırları (A), GPS vektörleri (B), odak mekanizmaları (C) ve tektonik model (D; CAU, Kafkas Bloku; AN, Anadolu Levhası; AE, Ege Levhası). Reilinger ve diğ. (2006)'dan alınmıştır.	8
Şekil 1.5 : Doğu Akdeniz'in Neotektonik unsurları (Armijo ve diğ., 2005; Şengör ve diğ., 2005; Reilinger ve diğ., 2006'dan derlenerek). Altlık harita GeomapApp© programı (SRTM30) kullanılarak hazırlanmıştır.	9
Şekil 1.6 : Türkiye ve yakın çevresinin aletsel dönem deprem aktivitesi (1919-1999 yılları arası için ISC; 1999-2008 için ise KOERI kataloğundan derlenmiştir)	11
Şekil 1-7 : Ketin (1948) in Kuzey Anadolu Fay Hattı haritası.	12
Şekil 1.8 : KAF boyunca oluşan depremlerin yüzey kırıkları ve atım dağılımları (Barka, 1996).....	13
Şekil 1.9 : Kuzey Anadolu Fayı (KAF) hattı ve fay boyunca 1939 ve 2003 yılları arasında gerçekleşen ($M \geq 5$) 48 depremin fay düzlemi çözümleri (Şengör ve diğ., 2005).....	14
Şekil 1.10 : KAMZ içerisindeki çöküntü alanlarının konumları ve idealize edilmiş geometrileri (topoğrafya SRTM30 verisi kullanarak hazırlanmıştır).	15
Şekil 1.11 : KAFZ boyunca izlenen ötelenmeler, referans noktaları için metine bakınız (Şengör ve diğ., 2005)	16
Şekil 1.12 : Kuzey Anadolu Makaslama Zonunun (KAMZ) hız diyagramı (Şengör ve diğ., 2005)	17
Şekil 1.13 : a) Şengör'ün (1979) Anadolu'nun Neotektonik dönem için öne sürdüğü <i>Prandtl hücreleri</i> geometrisi modeli; b) aynı modelin Çankırı Havzası özelinde AMZ'nun Neotektonik Dönem evrimine uyarlanması (Kaymakçı, 2000).....	19
Şekil 1.14 : A) Barka'nın (1992) KAFZ için öne sürdüğü evrim aşamaları; B) Taşova-Erbaa ve Niksar havzalarının evrim aşamaları (Barka ve diğ., 2000)	20
Şekil 1.15 : İnceleme alanının (A) Chorowicz ve diğ. (1999) ve (B) Adıyaman ve diğ. (2001) tarafından önerilen fay geometrisi ve kinematik evrimi, (C) kaçış kamasının doğuya göçü modeli (Chorowicz ve diğ. 1999)	21
Şekil 1.16 : Şengör ve diğ. (2005)'e göre A) Riedel geometrisinin gelişim aşamaları içerisinde oluşan yapılar B) KAFZ'nun 6. bölgesinin (AMZ) yapısal evrimi	22

Şekil 1.17 : İnceleme alanının coğrafi haritası ve morfotektonik unsurlar (kısaltmalar: D:Dağ; Ç:Çay; F: Fay, O:Ova, B:Boğaz) Altlık harita GoogleMaps© kullanılarak hazırlanmıştır	24
Şekil 2.1 : Türkiye ve yakın çevresinin tektonik birlikleri (Okay ve Tüysüz, 1999)	27
Şekil 2.2 : İnceleme alanı ve yakın çevresinin (Tokat Masifi) tektonik birlikleri (Tüysüz ve diğ., 1998'den düzenlenerek) ve aktif fayları	29
Şekil 2.3 : İnceleme alanının Triyas-Eosen yaşlı birimlerinin genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti	30
Şekil 2.4 : İnceleme alanında Triyas yaşlı Karakaya kompleksine ait birimlerin dağılımı (Tüysüz ve diğ., 1998'den düzenlenerek)	32
Şekil 2.5 : İnceleme alanındaki Jura- Kretase Birimlerinin Dağılımı.....	36
Şekil 2.6 : İnceleme alanını ve yakın çevresindeki Üst Kretase birimlerinin alansal dağılımı	40
Şekil 2.7 : İnceleme alanındaki Eosen yaşlı birimlerin dağılımı	43
Şekil 2.8 : Merzifon-Çorum yolu üzerinde, Kamışlı Köyü civarında Çekerek formasyonu (Tcek), Hamamözü volkanitleri (Tham) ve Pleyistosen yaşlı Eraslan formasyonu (TQse) arasındaki ilişki. Bakış yönü batıya doğrudur.	46
Şekil 2.9 : Suluova güneyi Yuvala Köyü yolunda Alabedir volkanitlerinin çevre kayalarla olan ilişkisi.....	47
Şekil 2.10 : İnceleme alanının Permien ve Triyas paleocoğrafyası (Yılmaz ve diğ., 1997b).....	48
Şekil 2.11 : İnceleme alanının Jura-Erken Kretase paleocoğrafyası (Yılmaz ve diğ., 1997b).....	49
Şekil 2.12 : İnceleme alanının Turoniyen paleocoğrafyası ve tektonik özellikleri (Keskin ve diğ., 2008)	50
Şekil 2.13 : İnceleme alanının Geç Kampaniyen paleocoğrafyası ve tektonik özellikleri (Keskin ve diğ., 2008).....	51
Şekil 2.14 : İnceleme alanının Geç Kampaniyen-Maastrichtiyen arasındaki paleocoğrafyası ve tektonik özellikleri (Keskin ve diğ., 2008).....	51
Şekil 2.15 : İnceleme alanının Geç Maastrichtiyen-Erken Paleosen dönemleri arasındaki paleocoğrafyası ve tektonik özellikleri (Keskin ve diğ., 2008)	52
Şekil 2.16 : İnceleme alanının Geç Paleosen-Erken Lütesiyen dönemleri arasında paleocoğrafyası ve tektonik özellikleri (Keskin ve diğ., 2008).....	52
Şekil 2.17 : İnceleme alanının İpresiyen paleocoğrafyası ve tektonik özellikleri (Keskin ve diğ., 2008)	53
Şekil 2.18 : İnceleme alanının Orta-Geç Eosen paleocoğrafyası ve tektonik özellikleri (Keskin ve diğ., 2008).....	54
Şekil 2.19 : İnceleme alanının Erken-Orta Miyosen paleocoğrafyası ve tektonik özellikleri (Keskin ve diğ., 2008).....	54
Şekil 2.20 : Amasya Makaslama Zonu içerisinde bulunan Neojen havzaları	55
Şekil 2.21 : Ölçülü stratigrafik kesitlerde litoloji ve sedimanter yapı tanımlamaları	56
Şekil 2.22 : OSL-SAR protokolünün teorisi ve uygulamasının şematik gösterimi ...	58
Şekil 2.23 : Suluova Havzası'nın Neojen jeoloji haritası	61
Şekil 2.24 : Suluova Havzası içerisindeki ÖSK'lerin dağılımı.	62
Şekil 2.25 : Suluova Havzası'nın genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti.....	63
Şekil 2.26 : Değirmendere formasyonunun arazi görüntüsü A) Birimin (TQsd) Eosen yaşlı Çekerek formasyonu (Tçek) ile dokanağını oluşturan ve çökelişini denetleyen Bayırlı Fayı ile ilişkisi, B) Değirmendere-Yolpınar	

formasyonları arasındaki uyumlu ilişki, C) Yolpınar Köyü kanalı üzerindeki bir kesitte, birimin genel özelliği olan kalış seviyeli kaba çakıllı seviyeleri yer yer faylanmış olarak izlenmektedir D) formasyonun üst seviyelerinde gözlenen kalın paleosol seviyesini yer yer kazarak üzerleyen Yolpınar formasyonu (TQsy) ile uyumlu ilişkisi	64
Şekil 2.27 : Yolpınar formasyonunun Gerger doruğu kesitlerinden arazi görünümü İstifin tabanından (D) tavanına doğru (A) egemen tane boyunun giderek inceldiği ve çökelmenin yer yer gözlenen kalın paleosol seviyelerinin gösterdiği gibi durakladığı gözlenmektedir.....	67
Şekil 2.28 : Kutlu kesitinin arazi görünümü, şekil açıklamaları için metne bakınız.	68
Şekil 2.29 : Yolpınar formasyonu içerisinde ölçülen stratigrafik kesitler (ÖSK)	69
Şekil 2.30 : Sivritepe kesitinden arazi görünimleri, fotoğraf açıklamaları için metne bakınız	71
Şekil 2.31 : Kurnaz lokalitesinden elde edilen memeli fosilleri, A) <i>Arvicolinae</i> <i>Kalymomnis</i> sp., 2. molar B,C) tayin edilememiş bir kemirgene ait dişler, D) <i>Sivatherium</i> sp. dişleri.....	72
Şekil 2.32 : Kerimoğlu kesiti ve kesit boyunca izlenen yüzleklerden arazi fotoğrafları	73
Şekil 2.33 : Suluova Havzası kuzeydoğu kesiminin oluşum modeli (Reading, 1996 ve Tarı, 2007'den düzenlenerek) ve güncel konumunun idealleştirilmiş KD-GB jeolojik kesiti üzerinde ÖSK lokasyonları.....	74
Şekil 2.34 : Suluova güney kesiminde ölçülmüş Eraslan formasyonuna ait ölçülü stratigrafik kesitler.	78
Şekil 2.35 : Eraslan formasyonunun Suluova Havzası'nın güney kesimdeki özellikleri: A) Eraslan kesitinde birimin Yeşilirmak metamorfiti (Try) ile diskordan ilişkisi, B) Beyazıt kesitinde birimin Hamamözü Volkanitiyle (Tham) ile diskordan ilişkisi, C) Eraslan kesiti tabanındaki çimentolu ince kum tabakaları, D) Eraslan kesitinde lamine silt-kil, masif kil ve masif ince kum tabakalarından oluşan derin gölsel fasiyes E) gölsel fasiyesin içerisinde bir akarsu kanalı, F) Salhan Vadisi batı yakası boyunca Çekerek formasyonu (Tcek), Eraslan formasyonu (TQse) ve Kamışlı formasyonu'nun (TQsk) arasındaki ilişki.....	79
Şekil 2.36 : Çeltekte açık kömür ocağında Armutlu üyesinin ölçülü stratigrafik kolon kesitleri (I ve II) ile arazi görünümü, A,B) yatay tabakalı birimin Eosen yaşlı Çeltekte formasyonu ile ilişkisi, C) kaba kumlu seviyelerde <i>Dreissensia</i> cf. <i>Polymorpha</i> fosilleri, D, F) birim içerisindeki lamine silt ve kil seviyeleri, E, G) kumlu seviyelerde gözlenen çapraz lamine kanal yapıları.....	80
Şekil 2.37 : Akören üyesine ait yelpaze çökellerinin çeşitli fasiyeslerine ait arazi görünimleri. A) Birimin Bayırlı Fayı (3) ile olan ilişkisi, B) Alüvyal yelpazenin yakınsak fasiyesindeki moloz akıntısı çökelleri, C) orta kesimlerinde kaba çökellerde gözlenen büyük ölçekli çapraz tabakalanma (onset), D) iraksak kesimlerdeki kum ve ince çakıllı seviyelerde çapraz laminealanma	82
Şekil 2.38 : Aksungur üyesinin ölçülü stratigrafik kesitleri ve arazi görünümü, şekil açıklaması için metne bakınız.	84
Şekil 2.39 : Kızıleğrek lokalitesinden elde edilen memeli fosil kalıntıları A) <i>Arvicolinae kalymomnis</i> sp. 1. molar, B) <i>Mesocricetus arameus</i> 'a ait, üzerinde molar 1-2-3 ve kesici diş korunmuş sol alt çene kalıntısı, C) yandan ve D) üstten görünüşü.....	85

Şekil 2.40 : Kamışlı formasyonuna ait ölçülü stratigrafik kesitler ve arazi görünümü (fotoğraf numaraları kesitler üzerinde gösterilmiştir)	86
Şekil 2.41 : Harmanağılı formasyonun arazi görünümü A) yatay tabakalı taşkın ovası seviyeleri, B,C) akarsu kanalları, D) ince çakıllı ve siltli seviyelerden detay, E) çakıl kanalı, F) paleosol seviyesi	88
Şekil 2.42 : Yolpınar lokalitesinde Harmanağılı formasyonu içerisinde derlenen omurgalı fosilleri A) <i>Microtus</i> aff. <i>arvalis</i> molarları, B) <i>Equus caballus</i> femurunun yerinde görünümü	89
Şekil 2.43 : Harmanağılı formasyonu Lap üyesinin kesiti ve arazi görünümü. Birimin şematik çiziminde Lokman formasyonu (Klo) ile taban ve faylı ilişkisi sunulmuştur.	90
Şekil 2.44 : A) Salhan formasyonunun arazi görünümü B) Kamışlı formasyonu ve Salhan formasyonu arasındaki uyumsuz ilişki C) Salhan Vadisi'nin idealleştirilmiş batı-doğu profili üzerinde birimlerin stratigrafik ilişkileri, profil hattı için Şekil 2.24'e bakınız (OSL örnek noktaları stratigrafik pozisyonlarına göre konulmuştur).....	91
Şekil 2.45 : Derinöz formasyonunun yayılımı ve OSL örnek noktaları (TQsea: Eraslan formasyonu, Armutlu Üyesi; Qfd: Derinöz formasyonu, N: Ayırtlanmamış Neojen, yıldızlar OSL örnek noktalarına işaret etmektedir).....	92
Şekil 2.46 : Derinöz formasyonunun arazi görünümü A) birimin Mudurnu formasyonu ile uyumsuz ilişkisi, B) birimin ıraksak fasiyesinde tamamen tane destekli kaba çakıl boyulu malzemede gözlenen büyük ölçekli çapraz tabakalanma, C-D) Derinöz Vadisi'nde OSL numunesi alınan lokaliteler	94
Şekil 2.47 : Derinöz ve Salhan formasyonlarının oluşum modelleri ve küresel iklim kayıtlarıyla (MIS: Denizel İzotop Katları ve GRIP: Grönland buzul karotudan elde edilen Oksijen İzotop Katları) ile korelasyonu, mavi yıldızlar kesit hattı boyunca elde edilen OSL yaşlarına karşılık gelmektedir.	95
Şekil 2.48 : Hamamözü Çayı vadisi ve çevresinin Neojen jeoloji haritası (MTA, 1/100.000 jeoloji haritasından düzenlenerek) ve Neotektonik Dönem fay hatları.....	98
Şekil 2.49 : Suluova Havzası'nın Orta-Geç Pliyosen evrim aşamalarının idealleştirilmiş modeli A) havza oluşumu öncesi Bayırlı Fayı'nın konumu B) Orta Pliyosen'de başlayan yarı graben oluşumu, C) Geç Pliyosen'de havzanın genişlemesi, çökel miktarı havza kapasitesinden yüksek olduğundan havza içinde akarsu-yelpaze çökelleri gelişmiştir.	100
Şekil 2.50 : Suluova Havzası'nın Erken-Orta Pleyistosen evrim aşamalarının idealleştirilmiş modeli D) Yolpınar formasyonunun batıya yayılması ve proto-Suluova Gölü'nün oluşumu, E) Orta Pleyistosen'de havzada genişlemenin sonlanması ve Suluova Gölü'nün egemenliği, çökel miktarının havza kapasitesinden düşük oluşu iklim kontrollü sığ (kıyı) ve derin göl sedimantasyonuna yol açmıştır	103
Şekil 2.51 : Suluova Havzası'nın Geç Pleyistosen evrim aşamalarının idealleştirilmiş modeli F) Suluova Fayı'nın oluşumu ve Suluova Gölü'nün boşalması G) Havzanın batıya genişlemesi sürecinde havza genelinde eski çökellerin aşınması, genç ovaların oluşumu ve menderesli akarsu sedimantasyonu	105
Şekil 2.52 : Amasya Havzası'nı oluşturan ovaların coğrafi özellikleri	106

Şekil 2.53 : Amasya Havzası'nın genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti ve depolanma modelleri, açıklama için metine bakınız.....	107
Şekil 2.54 : Geldingen formasyonu içerisinde bulunan <i>Eomyidae keramidomys Carpathicus</i> moları.....	108
Şekil 2.55 : Aydınca Ovası'nda yüzlek veren litostratigrafik birimlerin dağılımı ..	108
Şekil 2.56 : Geldingen formasyonunun Aydınca Ovası'nda arazi görünüşleri. Şekil açıklaması için metine bakınız	110
Şekil 2.57 : Aydınca formasyonunun P-1 depolanma dönemi F-1 fasiyesine ait mostraların arazi görünüşü. Şekil açıklaması için metine bakınız	111
Şekil 2.58 : Aydınca formasyonunun P-1 depolanma dönemi Pl-1 fasiyesine ait mostraların arazi görünüşü. Şekil açıklaması için metine bakınız	112
Şekil 2.59 : Aydınca formasyonunun P-2 depolanma dönemi F ve Pl fasiyesine ait mostraların arazi görünüşü. Şekil açıklaması için metine bakınız	113
Şekil 2.60 : Aydınca Ovası'nın kuzey-güney yükseklik profili üzerinde Aydınca formasyonuna ait çökel paketlerin konumları ve depolanma modeli. Buna göre Orta-Geç Pleyistosen-güncel zamana aralığında Aydınca Ovası içerisinde 3 farklı dönemde (faz) depolanma gerçekleşmiştir.	114
Şekil 2.61 : Geldingen Ovası'nın jeoloji haritası.....	115
Şekil 2.62 : Geldingen formasyonunun Geldingen Ovası'ndaki özellikleri. Şekil açıklamaları için metine bakınız	116
Şekil 2.63 : Yeşilirmak teraslarının arazi dağılımı ve kesit hatları.....	117
Şekil 2.64 : Aksalur kesitinin görünüşü: A) Triyas yaşlı metamorfitle olan ilişkisi, B) Yatak yükü ve kum barı çökellerini (Qtr) örten lös seviyesi (Qtrl) C) Kesitin doğuya doğru görünüşü, D) kesitin tepe noktasından batıya bakış ve Kızılca kesitinin konumu. OSL örnek yerleri yıldızla işaretlenmiştir.	118
Şekil 2.65 : Şahinkaya kesitinin görünüşü. OSL örnek noktaları yıldızla işaretlenmiştir	119
Şekil 2.66 : Kızılca kesitinin özellikleri: A) Yatak yükü ve paralel laminalı kum çökelleri ve OSL örnek noktası, B) İlksel yerinden koparak yeniden depolanan donmuş bir kum küpü (*), C) Büyük ölçekli çapraz laminalanma gösteren kum barı çökeli.....	120
Şekil 2.67 : Yeşilirmak (Şahinkaya Boğazı) teraslarının idealleştirilmiş yükseklik profili üzerindeki konumu.....	121
Şekil 2.68 : Bektemur teraslarının arazi görünüşü ve yükseklik profili üzerindeki	122
Şekil 2.69 : Geldingen Ovası'nın güneyinden alınan bir D-B profilinde farklı teras seviyelerinin konumları, soru işaretli (?) kısımlar doğu yakada bulunan aşınmalı teras seviyelerini işaret etmektedir.	123
Şekil 2.70 : Gediksaray teras sistemine ait kesitlerin arazi görünüşü (A,B) ve yükseklik profili üzerindeki konumları (C).....	124
Şekil 2.71 : Geldingen Ovası teraslarının sistematik modellenmesi ve küresel iklim kayıtları (MIS, GRIP ve VOSTOK) ile korelasyonu. Mavi bölgeler aşınma, kavuniçi bölgeler ise depolanma dönemlerine karşılık gelmektedir. Yıldızlar OSL örnek konumlarını göstermekte, soru işaretli depolanmalı alan ise Gediksaray terasındaki yaşlandırılmamış ikinci teras seviyesine işaret etmektedir.	126
Şekil 2.72 : Yeşilirmak teras sisteminin Avrupa'da bulgulanmış teraslar (Macklin ve diğ., 2002) ve Lisan (Machlus ve diğ., 2000) ve Van (Kuzucuoğlu ve diğ., 2009) gölleri ile korelasyonu	128

Şekil 2.73 : Niksar ve Taşova-Erbaa havzalarının <i>Lambert konik projeksiyon</i> kullanılarak hazırlanan Neojen jeoloji haritası (Herece ve Akay, 2003; Tatar ve diğ., 2007) ve Neotektonik Dönem fayları (N-N' havzanın Pliyosen çökellerinde, Y-Y' Yeşilirmak üzerinde, D-D' ise derelerde gözlenen ötelenmeleri göstermektedir).	130
Şekil 2.74 : Umurlu Köyü yakınlarında bulunan <i>Microtus arvalis</i> (Pallas, 1778) kemirgenine ait M_1 (1-3); M_2 (4), M^1 (5), M^2 (6) molarların taç görünüşleri	131
Şekil 2.75 : Taşova-Erbaa Havzası içerisindeki mikro memeli faunası (Ünay ve de Brujin, 1998'den düzenlenerek)	132
Şekil 2.76 : Havza ve çevresinin Neojen jeoloji haritası ve Neotektonik Dönem fayları (Lambert konik projeksiyon kullanılmıştır). (N-N' havzanın Pliyosen çökellerinde, DD: Tersakan su bölümü çizgisinde, D-D' ise derelerde gözlenen ötelenmeleri göstermektedir)	133
Şekil 2.77 : Havza Havzası içerisindeki mikro memeli faunası (Ünay ve de Brujin, 1998'den düzenlenerek)	134
Şekil 2.78 : Suluova Havzası batısında yer alan Orta Miyosen (Serravaliyen) yaşlı Alıcık formasyonu'nun kömürlü seviyelerinin palinolojik değerlendirilmesi ile elde edilen paleocoğrafik ve paleoekolojik rekonstrüksiyonu (Kayseri ve Akgün, 2008)	136
Şekil 2.79 : Avrupa için Geç Neojen (MN 7-8'den günümüze) küçük kemirgen faunası kullanılarak gerçekleştirilmiş yağış dağılımı modelleri (van Dam, 2006)	137
Şekil 2.80 : AMZ ve çevresinde yer alan Neojen çökelleri içerisinde memeli buluntu noktaları (dörtgen) ve OSL örnek noktaları (yıldız)	139
Şekil 2.81 : KAMZ ve AMZ havzalarının korelasyonu ve ilişkili tektonik dönemler	143
Şekil 3.1 : AMZ ve yakın çevresindeki morfotektonik unsurlar	145
Şekil 3.2 : Yeşilirmak Akarsu Havzası'nı oluşturan akarsu sistemleri	146
Şekil 3.3 : Yeşilirmak drenaj havzasını oluşturan akarsu sistemlerinin alansal dağılımı (km^2)	147
Şekil 3.4 : Amasya Makaslama Zonu topoğrafyası ve morfotektonik elemanlarının 3 boyutlu görünümü	149
Şekil 3.5 : Akarsu Uzunluk Gradyan İndeksi'nin hesaplanması	151
Şekil 3.6 : AMZ için SL dağılım haritası (değerler aralık olarak verilmiştir)	152
Şekil 3.7 : Bir nokta (x,y)'dan hipsometrik eğrinin nasıl çıkarıldığı gösteren varsayıma dayanan drenaj havzası. a/A ve h/H'n farklı değerlerinin (başka eşyükselti eğrileri için) işaretlenmesi hipsometrik eğrinin çizilmesini olanaklı kılar (Strahler, 1952 ve Tarı, 2007'den alınmıştır).	153
Şekil 3.8 : Hipsometrik eğri ve integralin morfolojik yorumuna örnekler	154
Şekil 3.9 : AMZ çevresinde hipsometrik analiz gerçekleştirilen vadiler	155
Şekil 3.10 : AMZ içerisinde analiz edilen tüm akarsu vadilerinden elde edilen HI değerinin su toplama alanı ile ilişkisi ve toplulaştırılmış HE diyagramı	155
Şekil 3.11 : Asimetri Faktörünün tanımı (Keller ve Pinter, 2002) ve AMZ içerisinde AF indeksi gerçekleştirilen vadiler	157
Şekil 3.12 : AMZ'nun doğu kesiminde yükseklik dağılımı ve Neojen jeoloji haritası (değerler aralık olarak verilmiştir)	158
Şekil 3.13 : Sakarat Dağı yükseliminin yükseklik/alan frekans dağılımı ve HE/HI grafiği	158

Şekil 3.14 : Sakarat Dağı yükseliminin topoğrafik eğim dağılım haritası (değerler aralık olarak verilmiştir).....	159
Şekil 3.15 : Sakarat Dağı yükselimini SL dağılım haritası ve HE-HI hesaplanan drenaj alanları (değerler aralık olarak verilmiştir).	160
Şekil 3.16 : Sakarat Dağı yükselimi çevresinde analiz edilen drenaj alanlarının çakıştırılmış HE grafikleri ile HI/alan dağılım grafiği.....	161
Şekil 3.17 : Akdağ yükseliminin yükseklik haritası (değerler aralık olarak verilmiştir).....	162
Şekil 3.18 : Akdağ'ın alan/yükseklik frekans dağılım ve HE/HI grafiği	162
Şekil 3.19 : Akdağ yükseliminin eğim haritası (değerler aralık olarak verilmiştir).163	
Şekil 3.20 : Akdağ yükselimini SL dağılım haritası ve HE-HI hesaplanan drenaj alanları (değerler aralık olarak verilmiştir).	163
Şekil 3.21 : Akdağ yükseliminin yükseklik/alan frekans dağılımı ve HE grafiği ile analiz edilen drenaj alanlarının HI/alan dağılım grafiği ile çakıştırılmış HE grafikleri.....	164
Şekil 3.22 : Tersakan Çayı su toplama alanının yükseklik haritası (değerler aralık olarak verilmiştir).....	165
Şekil 3.23 : Suluova Havzası yükselimi çevresinde analiz edilen drenaj alanlarının çakıştırılmış HE grafikleri ile HI/alan dağılım grafiği.....	166
Şekil 3.24 : Tersakan Havzası su bölümü çizgisi ve Havza- Suluova havzaları Orta Pliyosen-Orta Pleyistosen çökellerinde gözlenen KAF ve SuF'a bağlı ötelenme miktarları	166
Şekil 3.25 : Tavşan Dağı'nın yükseklik haritası (değerler aralık olarak verilmiştir).	168
Şekil 3.26 : Tavşan Dağı yükseliminin alan/yükseklik frekans ile HE/HI grafiği ..	168
Şekil 3.27 : Tavşan Dağı'nın topoğrafik eğim dağılım haritası (değerler aralık olarak verilmiştir).....	169
Şekil 3.28 : Deliçay su toplama alanı yükseklik dağılım haritası (değerler aralık olarak verilmiştir).....	170
Şekil 3.29 : Deliçay su toplama alanı eğim haritası (değerler aralık olarak verilmiştir).....	170
Şekil 3.30 : Deliçay su toplama alanı çevresinde SL indeksi dağılımı (değerler aralık olarak verilmiştir).....	171
Şekil 3.31 : Deliçay su toplama alanı çevresinde analiz edilen drenaj alanlarının çakıştırılmış HE grafikleri ile HI/alan dağılım grafiği.....	171
Şekil 3.32 : Geldingen Ovası ve çevresinin Neojen çökelleri ve topoğrafik eğim dağılımı (değerler aralık olarak verilmiştir).....	172
Şekil 3.33 : AMZ için topoğrafik profil hatları	174
Şekil 3.34 : Amasya makaslama zonu'nun topoğrafik profilleri. Profil hatları için Şekil 3.33'e bakınız. <i>KAF:Kuzey Anadolu Fayı; EsF:Esençay Fayı, EzF, Ezinepazar Fayı; TF: Taşova Fayı; DöF: Derinöz Fayı; DF:Deliçay Fayı; BFZ: Bayırlı Fay Zonu; SuF: Suluova Fayı; EFS: Eraslan Fay Zonu; GF:Geldingen Fayı; MeFZ: Merzifon Fay Zonu; MFZ: Mecitözü Fay Zonu; SF: Sungurlu Fayı; GüF: Gümüş Fayı; SaF: Salhan Fayı; ALF: Alıcık-Laçın Fayı; HF: Hamamözü Fayı</i>	175
Şekil 3.35 : Amasya Makaslama Zonu'nun topoğrafik profilleri. Profil hatları için Şekil 3.33'e, kısaltmalar için Şekil 3.34'e bakınız.....	176
Şekil 3.36 : Amasya Makaslama Zonu'nun topoğrafik profilleri. Profil hatları için Şekil 3.33'e, kısaltmalar için Şekil 3.34'e bakınız.....	177

Şekil 4.1 : Yapısal jeoloji bölümünde kullanılan verilerin zamansal ve mekansal sınıflaması ile AMZ'nun yapısal evrimi.....	179
Şekil 4.2 : İnceleme alanı ve yakın çevresini denetleyen Neotektonik Dönem fay hatları, GPS hızları, mikrosismik aktivite ve odak mekanizması çözümleri	182
Şekil 4.3 : Niksar Havzası çevresinin <i>Lambert Konik Projeksiyon</i> koordinat sisteminde hazırlanmış Pliyo-Kuvaterner jeoloji haritası ve aktif fayları (Aktimur ve diğ., 1992; Herece ve Akay, 2003; Tatar ve diğ., 2007'den düzenlenerek).....	183
Şekil 4.4 : AMZ'nun KD sınır fayı olarak KAFZ'nun genel görünüşü (<i>Lambert konik projeksiyon</i> sistemi kullanılmıştır).	184
Şekil 4.5 : Barka (1996)'ya göre 1942 Niksar-Erbaa depremi yüzey kırığının uzanımı, segmentasyonu ve atım dağılımı.....	185
Şekil 4.6 : Güneye bakışla, Esençay Fayı'nın doğu ve orta kesiminin SRTM yükseklik verisi üzerine izdüşürülmüş ASTER uydu görüntüsü ile görünümü	186
Şekil 4.7 : Batıdan doğuya bakışla (A) üç boyutlu GoogleEarth görüntüsünden Esençay Fayı'nın (B) araziden Heyik Tepe'nin görünümü	187
Şekil 4.8 : KAF Niksar-Erbaa Segmenti ve Esençay Fayı üzerinde görülen jeomorfolojik ötelenmeler	189
Şekil 4.9 : AMZ'nun kuzey sınırını oluşturan KAF'nın (1943 yüzey kırığı batı kesimi) uzanımı (N-N' Havza Havzası Neojen çökellerinin, D-D' belirgin dere ötelenmelerini göstermektedir)	190
Şekil 4.10 : Ezinepazar-Sungurlu Fayı'nın segmentasyonu	191
Şekil 4.11 : Ezinepazar Fayı'nın genel görünümü 192 Şekil 4.12 : Avlunlar Ovası'nın kuzeye doğru bakışla (A) SRTM yükseklik verisi üzerine izdüşürülmüş ASTER görüntüsü, (B) araziden batı-doğu panoramik görünümü. (C) oluşum modeli (kısaltmalar: RO: rüzgar oluğu, DD: su bölümü çizgisi, AYZ: ana yerdeğiştirme zonu, AF: alüvyal yelpaze).....	193
Şekil 4.13 : A-A' kesiti boyunca EzF koridorunun jeolojik yorumu.....	193
Şekil 4.14 : Ezinepazar Fayı'nın orta kesiminin kabartı görüntüsü ("DD" ana ve "dd" ara akarsuların su bölümü çizgisine karşılık gelmektedir).....	194
Şekil 4.15 : Gölönü Köyü düzlüğünde EzF geometrisi ve morfotektonik unsurlar	195
Şekil 4.16 : Fındıcak sigmodial şekilli basınç sırtının (A) 1/15000 ölçekli hava fotoğrafında görünümü ve 1939 yüzey kırığı; McClay ve Bonora'ya (2001) göre (B) sigmoidal basınç sırtlarının oluşumu, W309 modeli, (C) modelleme sonucu gelişen fay örgüsü, (D) basınç sırtının 3 boyutlu görünümü.....	196
Şekil 4.17 : Deliçay Fayı'nın güneye bakışla (A) SRTM verisi üzerine izdüşürülmüş IRS-1C ve LANDSAT TM karma verisi ile görünümü (B) doğu kesiminin araziden panoramik görünümü	198
Şekil 4.18 : A) Deliçay Fayı'nın jeoloji haritası (B-B' profili Bölüm 3, Şekil 3-30'da verilmiştir) B) Aydınca Ovası'nın oluşum modeli.....	199
Şekil 4.19 : EzSF'nin (A) Geldingen Ovası ve batısındaki uzanımı, segmentasyonu ve bölgedeki morfotektonik yapılarla ilişkisi	200
Şekil 4.20 : Şekil 4.19'daki C-C' profili boyunca Geldingen çek-ayır ovasının geometrisi ve aktif faylarla ilişkisi	200
Şekil 4.21 : Mecitözü Fay Zonu'nun SRTM verisi üzerine izdüşürülmüş IRS-1C ve LANDSAT TM karma verisi ile 3 boyutlu görünümü, kırmızı hatlar aktif, siyah çizgili hatlar ise inaktif fayları göstermektedir.....	201

Şekil 4.22 : Şekil 4.19 daki D-D' profili boyunca MF ve SF'nin morfolojik yapılarla olan ilişkisi	203
Şekil 4.23 : Sungurlu Fayı'nın A) 3 boyutlu görünümü, B) metamorfik temel (Try) ile Geldingen formasyonu arasındaki ilişki C) fay zonunun güneybatısında gözlenen alüvyal yelpaze çökelleri ve üçgen yüzeyler	204
Şekil 4.24 : Ezinepazar Fayı (EzF) boyunca gözlenen dere ötelenmeleri	206
Şekil 4.25 : Suluova Fay Sistemi'ni oluşturan Neotektonik Dönem'de gelişmiş faylar	207
Şekil 4.26 : Taşova Fayı'nın SRTM verisi üzerine izdüşürülmüş IRS-1C ve LANDSAT TM karma verisi ile 3 boyutlu görünümü, kesik çizgili hatlar ise inaktif fayları göstermektedir.	208
Şekil 4.27 : Derinöz Fayı'nın üçboyutlu görünümü ve morfolojik unsurlarla ilişkisi	209
Şekil 4.28 : DöF'nin doğuya bakışla Kocaalan Deresi vadisi boyunca görünümü .	209
Şekil 4.29 : Yolpınar Fayı'nın harita görünümü ve Neojen birimleri ile ilişkisi.....	210
Şekil 4.30 : Normal bileşenli sağ yönlü doğrultu atımlı Yolpınar Fayı'nın Yolpınar Köyü batısından görünümü ve şematik çizimi ile stereonet üzerine izdüşümü	211
Şekil 4.31 : GoogleEarth görüntüsü üzerinde Suluova Fayı'nın görünümü ve yorumlanması (kısaltmalar: D. Dere, Ç. Çay, K. Köy, T., Tepe)	212
Şekil 4.32 : Uzunyazı Köyü'nden doğuya bakışla SuF'nin araziden görünümü.....	213
Şekil 4.33 : Suluova sisteminin batı kesiminin Neotektonik Dönem fayları (kısaltmalar: SuF: Suluova Fayı, GüF: Gümüş Fayı, ALF: Alıcık-Laçın Fayı, HF: Hamamözü Fayı, DüF: Düvenci Fayı, SaF: Salhan Fayı, AO: Alıcık Ovası, DO: Düvenci Ovası, D: Dağ, T: Tepe)	213
Şekil 4.34 : Arazi gözlemleri ve DSİ sondajları yardımıyla Gümüşhacıköy Ovası'nın özellikleri ve Gümüş Fayı ile ilişkisi (Tham: Hamamözü Volkanitleri, Kesit yeri için Şekil 4.33'e bakınız).....	214
Şekil 4.35 : Arazi gözlemleri ve bölgenin MTA ve TPAO jeoloji haritaları yardımıyla hazırlanan ve Hamamözü Çayı vadisi boyunca Neojen birimleri ve Neotektonik Dönem fayları arasındaki ilişkiyi gösteren kesit (Tham: Hamamözü fm., Tçek: Çekerek fm., Tbo: Bozkır fm., Qfd: Dedeköy alüvyal yelpaze – yamaç molozu çökelleri. Kesit yeri için Şekil 4.33'e bakınız).....	215
Şekil 4.36 : Salhan Çayı vadisinin batıdan doğuya görünümü ve SaF'ın vadi boyunca uzanımı	216
Şekil 4.37 : MeBFZ'nun harita görünümü ve genç çökellerle olan ilişkisi.....	217
Şekil 4.38 : MeBFZ'nun sayısal yükseklik modeli üzerinde üç boyutlu morfolojisi	218
Şekil 4.39 : Eraslan Fay Zonu'nun harita görünümü ve genç çökellerle ilişkisi....	219
Şekil 4.40 : Normal bileşenli sağ yönlü doğrultu atımlı Eraslan Fay Zonu'nun (ana kol ve büyüme fayları) Kızıleğrek Köyü yolundan panoramik görünümü ve şematik çizimi.....	219
Şekil 4.41 : AMZ içerisinde yer alan EzSF ve SuF sistemleri üzerinde ölçülen maksimum ötelenmelerin doğudan batıya doğru dağılımı	221
Şekil 4.42 : Sağ yönlü basit makaslama içerisinde gelişen Riedel makaslamalarının (Tchalenko, 1970) gerilme elipsoidi içerisindeki yeri	222
Şekil 4.43 : Üç farklı gerilme rejimi içerisinde gelişen sırasıyla normal, bindirme ve doğrultu atım karakterli eşlenik fay setlerinin ve bunlara eşlik eden asal gerilme eksenlerinin şematik gösterimi (Angelier, 1994).....	222

Şekil 4.44 : Genç birimlerde faylanma ve kesitte gözlenen stratigrafi arasındaki ilişki. a) faylanma çökelmeden gençtir, b) faylanma 3 numaralı birimin çökmesi ile yaşıttır c) sin-sedimenter faylanmadan genç, depolanma sonrası fay gelişimi.....	223
Şekil 4.45 : Arazi örneklerinden çeşitli kayma çizgileri a) lifsi kalsit çizgileri, b) kil dolgulu fay düzleminde korugasyon, c) perdahlanmış çakıl üzerinde gelişmiş yivler	224
Şekil 4.46 : Eğim atımlı faylarda hareket yönün belirlenmesinde kullanılan kriterler a) Fay düzleminde açılma nedeniyle kalsit kristallenmesi, b) kazıma ve sürüklenme izleri, c) Sentetik yapılar, d) açılma çatlakları. Angelier (1994)'den düzenlenerek.....	225
Şekil 4.47 : Asal gerilme bileşenlerinden oluşan koordinat sistemi üzerinde yer alan bir düzlem üzerine etki eden gerilmenin (σ) (A), ana gerilme eksenine paralel (B) ve açılı (C) duran bir düzlemdeki bileşenleri (Ramsey ve Lisle, 2000).....	226
Şekil 4.48 : Bir düzleme etkiyen gerilmelerin oluşturduğu gerilme elipsoidi ve bu elipsodi oluşturan 3 ana gerilme ekseninin gösterimi (Ramsey ve Lisle, 2000).....	226
Şekil 4.49 : Ölçülen ve hesaplanan hareket çizgileri arasındaki açı farkı (κ) σ_1 ile fay düzlemi arasındaki açı farkının (ψ) tanımı (Ramsey ve Lisle, 2000'den düzenlenerek)	227
Şekil 4.50 : Kinematik analiz sonucunda elde edilen verilerin gösterimi: gerilme elipsoidinin form bileşeni olan Φ değerleri ile diferansiyel gerilme değeri olan $d = \sigma_1 - \sigma_3$ (Ramsey ve Lisle, 2000'den düzenlenerek)	228
Şekil 4.51 : Right dihedra yöntemi ve inceleme alanında seçilen depremlere uygulanması.....	229
Şekil 4.52 : Hareket Kutupları Kuşağı yönteminin uygulanması	230
Şekil 4.53 : Kinematik analizde kullanılan simgeler ve açıklamaları.....	232
Şekil 4.54 : İnceleme alanı içerisinde Neotektonik Dönem içinde gelişmiş faylar ve Neojen yaşlı havza çökellerinde topluluk oluşturan fayları içeren gözlem istasyonlarının dağılımı	233
Şekil 4.55 : Suluova Havzası içerisinde bulunan gözlem noktaları.....	234
Şekil 4.56 : Yolpınar gözlem noktasında Değirmendere ve Yolpınar formasyonları arasındaki dokanağı kesen faylanmayı gösteren fotoğraf, şematik çizimi ve stereonet üzerine izdüşümleri	235
Şekil 4.57 : Yolpınar gözlem noktasında ölçülen tüm fayların stereonet üzerine izdüşümü ve hareket düzlemlerine göre sınıflaması.	236
Şekil 4.58 : Yolpınar gözlem noktasında belirlenen iki deformasyon fazının kinematik analizi	237
Şekil 4.59 : Değirmendere gözlem noktasında ölçülen verileri temsilen seçilen, Yolpınar fayı güneyinde kalan bir kesitin şematik görünümü ve stereonet üzerine izdüşümü.....	238
Şekil 4.60 : Değirmendere lokalitesinin grafiksel yöntemlerle çözümü.....	239
Şekil 4.61 : Değirmendere gözlem noktasında ölçülen veri setinin hesaplamalı yöntemlerle karşılaştırmalı kinematik analizi	240
Şekil 4.62 : Cibliye kesitinin şematik görünümü ve ölçülen sin-sedimenter eşlenik fayların stereonet üzerinde izdüşümü.....	242
Şekil 4.63 : Akören lokalitesine ait fay gözlemlerinden örnekler ve stereonet üzerine izdüşümleri ile ilişkili gerilme eksenlerinin konumu.	243

Şekil 4.64 : Kutlu gözlem noktasında saf normal bir fayın arazide ve veri setinin stereonet üzerinde görünümü ile ilişkili gerilme eksenleri.	244
Şekil 4.65 : Suluova ve Belvar kesitlerinde ölçülen fayların stereonet üzerinde gösterimi ve PT yöntemine göre kinematik analizi.....	245
Şekil 4.66 : Suluova kuzeydoğusundan derlenen tüm verilerin kinematik analizi sonuçları	245
Şekil 4.67 : Saygılı gözlem noktasında güncel yamaç molozu içerisinde gözlenen normal fayın şematik çizimi ve stereonet üzerindeki izdüşümü	246
Şekil 4.68 : Eraslan lokalitesi içinde yer alan bir kesit içerisindeki büyüme fayları ve şematik gösterimi ile fayların stereonet üzerindeki izdüşümü. Ölçek 30 cm boyundadır.....	247
Şekil 4.69 : Yuvala fay seti içerisinde yer alan bir lokalitede gözlenen eşlenik fayların kesiti ve stereonet üzerine izdüşümü. Ölçek 10 cm uzunluğundadır.....	247
Şekil 4.70 : Eraslan, Yuvala, Beyazıt ve Kamışlı lokalitelerinden elde edilen havza oluşumuyla yaşıt verilerin grafiksel yöntemlerle kinematik analizi	248
Şekil 4.71 : Suluova güney lokalitelerinden elde edilen verilerin kinematik analizi	248
Şekil 4.72 : Gelingiraz gözlem noktasında gözlenen eşlenik ters bileşenli doğrultu atımlı faylanmanın şematik çizimi ve stereonet üzerine izdüşümleri ile ilişkili asal gerilme eksenleri.....	249
Şekil 4.73 : Kamışlı Köyü kum ocağı K-G doğrultulu kesitte gözlenen ilk faza ait fayların şematik kesiti ve stereonet üzerine izdüşümleri. Kesite paralel ve önceki faylanmayı kesen K-G doğrultulu sol yönlü faylanma ikinci faz deformasyona aittir.....	250
Şekil 4.74 : Kamışlı istasyonunda sedimentasyonla yaşıt faylanmanın kesiti ve alt yarımküre stereonet izdüşümleri.	251
Şekil 4.75 : Kamışlı su kanalının görünüşü ve 2-B deformasyon fazına ait eşlenik faylanmanın blok diyagramı ile stereonet üzerinde gösterimi.	252
Şekil 4.76 : Kamışlı kanal kesitinde (Şekil 4.75/F-2) gözlenen makaslama zonunda farklı deformasyon fazlarını işaret eden faylanma ve bunların birbirleriyle ilişkileri ile stereonet üzerine izdüşümü.....	252
Şekil 4.77 : Salhan terasları içerisinde açılan bir kum ocağı yarmasında (Salhan lokasyonu) gözlenen sedimantasyonla yaşıt fayların şematik kesiti ve stereonet üzerine izdüşümleri. Yıldızla gösterilen nokta OSL numune yerine (<i>Salhan III</i>) işaret etmektedir.	253
Şekil 4.78 : Kamışlı gözlem noktasında ölçülen fayların stereonet üzerinde gösterimi ve kinematik analiz için hareket düzlemleri kullanılarak sınıflandırılması	254
Şekil 4.79 : Kamışlı 2. Faz deformasyonun kinematik analiz sonuçları	256
Şekil 4.80 : EzSF üzerinde yer alan kinematik gözlem noktalarının dağılımı	257
Şekil 4.81 : Keşlek gözlem noktası içerisinde değerlendirilen faylı bir kesitin görünümü ve stereonet üzerine izdüşürülmüş kayma çizgilerine sahip faylar	258
Şekil 4.82 : Mahmatlar lokasyonuna ait bir kanal kazısının şematik çizimi	259
Şekil 4.83 : Mahmatlar lokalitesinin kinematik analizi	260
Şekil 4.84 : Toklucak gözlem noktasında değerlendirilen fayların ölçüldüğü kesit	260
Şekil 4.85 : Toklucak lokalitesinin kinematik analiz sonuçları	261
Şekil 4.86 : Bektemur lokalitesindeki eşlenik fayların şematik çizimi ve stereonet üzerine izdüşümü.	262

Şekil 4.87 : Bektemur lokalitesinin kinematik analizi.....	262
Şekil 4.88 : Mecitözü doğusunda gözlenen faylı kesitin şematik görünümü ve stereonet üzerinde gösterimi.....	263
Şekil 4.89 : Mecitözü lokalitesinin kinematik analiz sonuçları	264
Şekil 4.90 : AMZ içerisinde analiz edilen gözlem noktalarının gerilme bileşenlerinin gösterimi (açık renkli oklar genç havzaların geometrisinden üretilen açılma yönünü göstermektedir).....	265
Şekil 4.91 : SuFS üzerindeki fayların gerilme bileşenlerinin zaman içerisindeki evrimi A: Bayırlı Fay Zonu B : Eraslan Fay Zonu, C: Salhan Fayı (CW saat yönü CCW saat yönü tersi dönüşü işaret etmektedir).....	265
Şekil 4.92 : SuFS içerisinde yer alan Neotektonik Dönem havza sınır faylarının aktiviteleri ve gerilme bileşenlerinin zaman içerisindeki evrimi.	266
Şekil 4.93 : Türkiye ve yakın çevresindeki hız alanı (Reilinger ve diğ., 2006'dan düzenlenerek)	268
Şekil 4.94 : AMZ ve yakın çevresinin sismik aktivitesi ve GPS hız vektörleri (Avrasya Levhası sabit kabul edilmiştir).....	269
Şekil 4.95 : AMZ ve çevresi aktif fayların modellenmesi üzerinde yoğunlaşmış A) 3 faylı model ve GPS vektörleri eşleştirmesi, B) 2 faylı model ve vektör eşleştirmesi 2 faylı modele göre: C) faya paralel ve D) faya dik yıllık hız bileşeni, E) KAF üzerinde biriken yıllık hız dağılımı, F) EzSF üzerinde biriken yıllık hız dağılımı G) P-P' profili boyunca hız dağılımı (Yavaşoğlu ve diğ., 2009'dan düzenlenerek).....	271
Şekil 4.96 : AMZ ve çevresinde ölçülmüş GPS vektörlerinden yola çıkılarak elde edilen homojen hız alanı (Özeren ve diğ., 2009'dan düzenlenerek).....	272
Şekil 4.97 : AMZ ve çevresi için GPS vektörlerinden yola çıkılarak hesaplanan germe oranı alanı ve ilişkili rotasyon bileşenleri (Özeren ve diğ., 2009'dan düzenlenerek)	273
Şekil 4.98 : Amasya'da yer alan eski camiiler üzerinde gözlenen tamir izleri.....	274
Şekil 4.99 : AMZ çevresindeki aktif faylar, önemli tarihi yerleşim yerleri ve literatürdeki hendek yerleri	275
Şekil 4.100 : KAF'nın orta ve doğu kesimlerinde yapılan hendek çalışmaları ile belirlenen depremler (Hartleb ve diğ., 2006'dan düzenlenerek)	276
Şekil 4.101 : AMZ ve yakın çevresinin tarihsel dönem deprem aktivitesi.....	279
Şekil 4.102 : KAF üzerinde aynı hatta gerçekleşen 1668 ve 1050 depremlerinin ivme azalım ilişkileri kullanılarak modellenen olası şiddet dağılım haritası	281
Şekil 4.103 : 18 Temmuz 1794 depreminin olası yüzey kırığı ve M:6.7 büyüklüğe göre modellenen şiddet dağılım haritası	283
Şekil 4.104 : AMZ ve yakın çevresinde aletsel dönem sismik aktivite dağılımı. Veriler MAM (1916-1999) ve KOERI (1999-2009) kataloglarından derlenmiştir. Elipsler sismik aktivitenin yoğunlaştığı zonları göstermektedir.....	284
Şekil 4.105 : 1939 Erzincan depreminin eşşiddet dağılım haritası (Parejas ve diğ., 1941, Ergin ve diğ., 1967 ve Eyidoğan ve diğ., 1991'den düzenlenerek)	286
Şekil 4.106 : 1939 Erzincan depreminin Amasya ilindeki kamu binalarında yarattığı hasarın fotoğrafları (Hasan Varış arşivinden).....	287
Şekil 4.107 : Ezinepazar Fayı üzerinde 1.5 metre atım ile gerçekleşebilecek M:6.9 büyüklüğündeki bir depremin şiddet dağılımı modellenmesi.....	288

Şekil 4.108 : 1942 Erbaa depreminin eşşiddet dağılım haritası (Ergin ve diğ., 1967 ve Eyidoğan ve diğ., 1991'den düzenlenerek).....	289
Şekil 4.109 : 1943 Ladik depreminin eşşiddet dağılım haritası.....	290
Şekil 4.110 : Salhan Çayı vadisi çevresindeki genç tektonik hatlar, 1996 Mecitözü depreminin merkez üssü (USGS), artçı şokları (İravul ve diğ., 1997), hasar dağılımı (Demirtaş, 1998) ile farklı kaynaklardan derlenen odak mekanizma çözümleri (HRV: Harvard MT Çözümleri A-Mw:5.7, B-Mw:5.6; USGS: NIEC-MT Çözümleri; PINAR: Pınar, ve diğ., 1998)	291
Şekil 4.111 : INSAR yöntemi ile belirlenmiş 1996 Salhan Çayı vadisi depremini oluşturan faylanmanın özellikleri (detaylı açıklama için metine bakınız)	292
Şekil 4.112 : 1996 Salhan Çayı vadisi depreminin modelleme ile üretilmiş şiddet dağılım haritası	293
Şekil 4.113 : Derlenen odak mekanizmalarının kinematik analiz sonuçları	295
Şekil 4.114 : Deprem modellemesinde kullanılan, kayma dalgası hızına (Vs) bağlı bölgesel zemin sınıflaması ile senaryolarda kullanılan fay hatları	300
Şekil 4.115 : AMZ içerisinde deprem senaryosu sonuçları	302
Şekil 4.116 : AMZ içerisinde meydana gelen tarihsel depremler, ilişkili atım miktarları ile AMZ içerisinde biriken atım miktarı arasındaki ilişki..	303
Şekil 4.117 : AMZ içerisinde gerçekleşebilecek 6 farklı deprem senaryosu sonuçlarının ortak değerlendirilmesi ile belirlenen optimum deprem tehlikesi şiddet dağılım haritası	304

AMASYA VE ÇEVRESİNİN MORFOTEKTONİK EVRİMİ

ÖZET

Bu doktora tezi kapsamında, Amasya, Tokat ve Çorum illeri sınırları içerisinde kalan ve batıda 35° boylamı, kuzeyde Kuzey Anadolu Fayı (KAF), güneyde ise KAF'ndan ayrılan önemli yan kollardan biri olan Ezinepazar-Sungurlu Fay Sistemi (EzSFS) ile sınırlanan geniş bir bölgenin morfotektonik evrimi çalışılmıştır. Amasya Makaslama Zonu (AMZ) olarak adlandırılan bu alan, doğuda Niksar'dan (37°D) başlayıp, batıya doğru genişleyen, kama biçimli geniş bir deformasyon zonudur.

AMZ, Sakarya Kıtası'nın doğu uzantısını oluşturan Tokat Masifi içerisinde yer almaktadır. Masif, bölgesel diskordanslarla birbirinden ayrılabilen 4 farklı kaya topluluğundan oluşur. Bunlar, (1) Karakaya kompleksine ait Triyas yaşlı metamorfik temel, (2) Bu temeli uyumsuzlukla örten Liyas-Alt Kretase yaşlı kırıntılı, volkanit ve karbonatlar, (3) Üst Kretase yaşlı bloklu kireçtaşları, ofiyolitik kayalar ve volkanitler, (4) Eosen yaşlı çökel ve volkanik kayalar (Tüysüz ve diğ., 1998) olarak tanımlanabilir. İnceleme alanının batısında yer alan Çankırı Neojen Havzası ve bu çalışmanın konusunu oluşturan Suluova ve Amasya Neojen havzaları içerisinde çökelen birimler tüm bu birimleri diskordansla örtmektedir.

AMZ'nun en önemli elemanlarından olan Neotektonik Dönem fay sistemleri, yarım "balık kılçığı" veya "atkuyruğu" geometrisi sunmaktadır (Şengör ve Barka, 1992). Kuzeyde KAF'nın Anakol'u, güneyde Ezinepazar Sungurlu Fay Sistemi (EzSFS), orta kesimde ise Esençay Fayı (EsF) ile Suluova Fay Sistemi (SuFS) olarak tanımlanan bu yapısal unsurlar, AMZ içerisindeki diğer morfotektonik elemanların da yapısal evrimini denetlemiştir. Bu fay sistemleri genel olarak D-B doğrultulu sağ-yönlü doğrultu atımlı ana faylar ile KD-GB doğrultulu sol yönlü doğrultu atımlı antitetik bağlantı faylarından oluşmaktadır.

AMZ içerisinde yer alan aktif faylar üzerinde aletsel dönemde çeşitli ölçekte ve oldukça çok sayıda deprem gerçekleşmiştir. Genişliği doğuda 10 km'den batıda 100 km'ye kadar düzenli olarak artan makaslama zonu içerisinde fay zonlarının aktivitesi ve atımları KAF'nın Anakolu'ndan uzaklaştıkça batıya doğru azalmaktadır.

AMZ içerisinde bulunan Neojen yaşlı çöküntü alanları; (1) Suluova Fay Sistemi kontrolünde gelişmiş Suluova Havzası (Suluova, Merzifon, Gümüşhacıköy ve Alıcık ovaları), (2) Ezinepazar-Sungurlu Fay Sistemi üzerinde bulunan Amasya Havzası (Aydınca, Geldingen ve Mecitözü ovaları) ile Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) üzerinde gelişmiş olan (3) Havza-Ladik, (4) Taşova-Erbaa ve (5) Niksar havzalarıdır. Bu doktora tezi kapsamında, Suluova ve Amasya havzaları içerisinde depolanmış olan çökel paketleri haritalanmış, fasiyes özelliklerine göre gruplanmış ve oluşum ortamları belirlenmiştir. Havza evriminin anlaşılabilmesi için uygun seviyelerde memeli fosili araştırması ile görece genç (Geç Pleyistosen-Holosen) birimlerde OSL yöntemiyle yaşlandırma yapılmıştır. Elde edilen yaş verileri ile formasyonların dokanak ilişkileri birlikte kullanılarak havzaların stratigrafları belirlenmiştir. Diğer

KAFZ havzalarının özellikleri önceki çalışmalarından derlenerek AMZ havzaları ile korelasyonu sağlanmıştır. Böylelikle tüm bölgenin morfotektonik evriminin aşamaları ortaya konulmuştur.

Suluova Havzası'nda Orta Pliyosen-Geç Pleyistosen zaman aralığında oluşan çökel birimler, çökel istifin havza stratigrafisi içerisindeki yeri, coğrafi konumu, birimin oluşumunu denetleyen fay, beslenme alanı, kaynak alan litolojisi, çökelme ortamı ve fosil içeriği gözönünde bulundurularak Suluova grubunu oluşturan 5 formasyona ayrılmıştır. Bu formasyonların özellikleri havza geneline yayılan ölçülü stratigrafik kesitler yardımıyla belirlenmiştir. Buna göre havza Orta Pliyosen'de KD kesiminde bulunan KB-GD doğrultulu sağ yönlü oblik karakterli normal bir fay olan Bayırlı Fay Zonu (BFZ) kontrolünde yarı graben olarak oluşumuna başlamıştır. Bu dönemde dış drenaja kapalı olan havza, zaman içerisinde BFZ'nun KD'ya doğru gençleşmesi, Geç Pleyistosen'den itibaren de havza güneyinde Eraslan Fay Zonu'nun (EFZ) oluşmasıyla beraber önemli miktarda genişleyerek büyük bir göl (Suluova Gölü) haline gelmiştir. Orta Pleyistosen'den itibaren havza sınır faylarının aktivitesi sonlanmış ve havzanın orta kesiminde D-B doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı Suluova Fayı (SuF) oluşmuştur. Orta-Geç Pleyistosen'den günümüze kadar geçen zaman içerisinde de doğuda SuF'nın sağ yönlü basamaklı yapısı kontrolünde güncel Suluova çek-ayır ovası ile daha batıda havza sınırları dahilinde yeni çek-ayır ve yarı graben özelliğinde genç depolanmalı alanlar (Gümüşhacıköy ve Alıcık ovaları) oluşmuştur. Havza içerisindeki güncel sedimantasyon bu ovalar içerisinde devam etmektedir.

Suluova Havzası'nın Orta Pliyosen-Orta Pleyistosen evrimi süresince depolanan birimler içerisinde ölçülen sedimantasyonla yaşıtlı ve sedimantasyon sonrası faylanmanın kinematik analizi, birbirinden açısal olarak farklılık gösteren gerilme rejimlerine işaret etmektedir. Havza stratigrafisinin alt seviyelerinde yer alan birimlerden elde edilen açılma yönü KKD iken, bu yön üst seviyelere doğru dereceli olarak saat yönünde dönerek (~35°) DKD'ya ulaşır. Benzer bir biçimde havza sınır fayları da (BFZ ve EFZ), KD'ya doğru (~16°) gençleşerek Suluova Havzası'nın genişlemesini kontrol etmiştir. Kinematik veriler, havza oluşumunun ilk dönemlerinde (Orta Pliyosen-Erken Pleyistosen) bölgede saf açılma rejiminin egemen olduğunu; Erken Pleyistosen'de doğrultu atım egemen oblik rejime, Orta Pleyistosen'den itibaren de saf doğrultu atımlı rejime (SuF) geçildiğini göstermektedir.

AMZ'nun güney kesiminde, EzSFS üzerinde bulunan Amasya Havzası, birbirine akarsular ile bağlanan Aydınca, Geldingen ve Mecitözü ovalarından oluşmaktadır. Bu ovalar içerisinde, farklı yaşlara sahip çökel paketleri depolanmıştır. İlk depolanma dönemi En Geç Miyosen-Erken Pliyosen (MN 13-14) aralığında örgülü ve menderesli akış rejimini yansıtan bir akarsu ortamında çökelmiş Geldingen formasyonu (Tg) ile karakterize olmaktadır. Bu birim, Amasya Havzası'nı oluşturan 3 ovada da mostra verir ve geniş yayımlıdır. Uzun bir çökelmezlik dönemini takiben havzanın evrimindeki ikinci dönem, Orta-Geç Pleyistosen'den itibaren EzSFS'ne ait fay segmentlerinin bölgeyi yeniden şekillendirmesiyle birlikte başlamaktadır. Bu dönem içerisinde, doğuda Deliçay Fayı (DF) kontrolünde dar ve kama biçimli bir depolanmalı alan olan Aydınca Ovası oluşmuştur. Ovanın kuzey ve güney yamaçları ile günümüz düzlüğü içerisinde alüvyal yelpaze ortamında depolanmış kaba kırıntılı çökeller ile durgun bir ortamda çökelmiş kalın kırmızı kil depoları yüzlek vermektedir. Aydınca formasyonu olarak tanımlanan bu birime ait çökeller ova içerisine doğru gençleşen 2 farklı stratigrafik seviyede ve benzer fasiyes

toplulukları içerisinde depolanmıştır. Bu seviyelerin ovanın evrimi içerisinde iklim değişiklikleri ve sürekli tektonik çökmenin birlikte çalışması sonucu geliştiği düşünülmektedir. Amasya Havzası'nın ortasında yer alan geniş bir topoğrafik düzlük özelliğindeki Geldingen Ovası, Yeşilırmak Akarsu Havzası'nı (YAH) oluşturan 5 önemli akarsuyun birleşme yeridir. Ova içerisindeki güncel sedimantasyon Geç Pleyistosen'den itibaren oluşan Deliçay ve Geldingen (GF) fayları arasındaki geometrik farklılık nedeniyle eski ova içerisinde açılan güncel bir çek-ayır havza çevresinde sürmektedir. Bu havzaya ait çökel paketleri sadece havzanın güney ve güneybatı kesimlerinde yer alan boğazların yamaçlarında, iki farklı seviyede toplam ~40 metre kalınlığa sahip akarsu terasları halinde yüzlek vermektedir. Bu seviyelerin OSL yöntemi ile sistematik yaşlandırması ve korelasyonu sonucu, bölgenin Geç Pleyistosen (Son Buzul Dönemi; Denizel İzotop Katı, MIS 5e, ~120 bin yıl) tarihçesi ortaya konulmuştur. Bu senaryoya göre, Geldingen Ovası'nda MIS 5e ile MIS 2 (~30-35 bin yıl) arasında devam eden depolanmalı ve MIS 2'den itibaren de aşınmalı bir dönem içerisinde ilk teras seviyesi oluşmuştur. İkinci teras seviyesi ise Geç Buzul Maksimum döneminde (Late Glacial Maximum, LGM, 18-20 bin yıl) başlayan kurak dönemde depolanmış ve izleyen yağışlı dönemde aşınmıştır. Genç Geldingen Ovası, Orta-Geç Pleyistosen'den itibaren gelişen faylar kontrolünde açılan bir depolanma ortamıdır. Tümüyle iklim kontrolünde kurgulanan bu senaryo içerisinde tektonizmanın etkisini ayırtlamak güç olsa da ilk depolanma döneminin tabanı ile günümüz taşkın ovası düzlüğü arasındaki ~25 metrelik kot farkı, ova güney sınırının aktif yükselmesi ve/veya ovanın düzenli çökmesi ile açıklanabilir. Bu yükselme/çökmenin hızı 0.16-0.4 mm/yıl olarak hesaplanmıştır.

Amasya Havzası'nın En Geç Miyosen-Erken Pliyosen olarak tanımlanan ilk döneminin, günümüzde EzSFS içerisinde yeniden aktif duruma geçen Mecitözü ve Sungurlu faylarının kontrolünde geliştiği düşünülmektedir. Bu fayların aktivitesinin ilk dönemine ait kinematik veri elde edilememiştir. Çökelimi Erken-Orta Pleyistosen'den itibaren EzSFS tarafından denetlenen birimlerden ölçülen çökme ile yaşıtlı ve çökme sonrası fayların kinematik analizi ise gerilme rejiminin fay sistemi boyunca değiştiğini göstermektedir. EzSFS'nin en doğu kesiminde gerilme yönü DKD yönlü açılma ve KKB sıkışma ile tanımlanırken, batıya doğru dereceli olarak saat yönünün tersine dönerek Mecitözü civarında K-G yönlü açılma ve D-B yönlü sıkışma bileşenine sahip olur.

İnceleme alanı içerisinde bulunan havzaların stratigrafik korelasyonu bölgenin Neotektonik Dönem evrimi içerisinde iki belirgin aşama bulunduğunu göstermektedir. İlk aşama En Geç Miyosen (MN13) ile Erken Pliyosen (MN 15) dönemlerinde başlamış ve Erken-Orta Pleyistosen'e kadar sürmüştür. Bu aşamada egemen olan açılmalı rejim kontrolünde depolanmalı alanlar gelişmiştir. "Erken Neotektonik Dönem" olarak tanımlanan bu dönem içerisinde gelişen havzalar ve faylar Erken-Orta Pleyistosen'den itibaren gençleşerek yerlerini saf sağ yönlü doğrultu atımlı faylara terketmişlerdir. Geç Neotektonik Dönem olarak adlandırılan ve halen süregelen bu süre içerisinde KAFZ üzerinde Niksar ve Ladik havzaları, AMZ içerisinde de Suluova ve Geldingen çek-ayır havzaları oluşmuştur. Bu dönemde AMZ içerisinde gözlenen fay sistemlerinin at kuyruğu geometrisi günümüz görüntüsüne kavuşmuştur.

İnceleme alanı ve yakın çevresinde -yıkıcı özellikleri nedeniyle tarihsel kayıtlarda değinilen- MS ikinci yüzyıldan aletsel döneme kadarki 11 büyük deprem kaydından 5 tanesinin KAF üzerinde gerçekleştiği yayınlanmış hendek çalışmaları ile ortaya konulmuştur (Hartleb ve diğ., 2006). Diğer depremlerin, özellikle de tarihsel

kaynaklarda detaylı hasar dağılımı verilen 1579 ve 1794 depremlerinin AMZ içerisinde yer alan aktif faylar üzerinde gerçekleştiği düşünülmektedir. Bu yorumun desteklenmesi için Coğrafi Bilgi Sistemleri (GIS) kullanılarak gerçekleştirilen deprem senaryoları ile Ezinepazar Fayı'nın (EzF) 35 km'lik bir kesiminin kırılması sonucu gerçekleşecek 6.9 büyüklüğündeki bir depremin 1579 depreminin, Alıcık-Laçın (ALF) ya da Hamamözü Fayı'nın (HF) 26-30 km. kırılması ile gerçekleşecek 6.7-6.8 büyüklüğünde depremin ise 1794 depreminin şiddet dağılımını karşılayabileceği belirlenmiştir. Aletsel dönem içerisinde 1939 Erzincan depremi (Ms: 7.8) yüzey kırığının batı uzanımı EzF üzerinde 1.5-2 metre ötelenmeye neden olmuştur (Barka, 1996). Bu depremi takiben gerçekleşen 1942 Erbaa (Ms:7.1) ve 1943 Tosya Ladik (Ms: 7.3) depremleri ile KAF'ın inceleme alanı dahilinde yer alan kesimi tamamen kırılarak üzerinde biriken gerilimi büyük oranda boşaltmıştır. AMZ içerisinde bulunan aktif faylar üzerinde ise 1942 Kızılırmak Vadisi depremleri (M:5.6-6.0) ve 1996 Salhan Vadisi depremi (Mw:5.7) gerçekleşmiştir. Orta büyüklükteki bu depremlerin yanısıra mikrosismik kümelenmeler inceleme alanının özellikle doğu ve orta kesimlerde oldukça belirgindir. Tüm bu bilgiler göz önünde bulundurularak AMZ içerisinde yer alan aktif fayların yıkıcı deprem üretme potansiyeline sahip olduğu sonucuna ulaşılmıştır. Bu sonuca dayanılarak yakın dönemde kırılmamış aktif fay segmentleri üzerinde deprem senaryoları kurgulanmış ve üretilen şiddet haritaları birleştirilerek bölge için bütünleştirilmiş bir deprem tehlike haritası oluşturulmuştur.

Bu çalışma kapsamında elde edilen veriler, büyük ölçekli makaslama zonları içerisinde havza oluşumu ile “balık kılıcı/at kuyruğu” tipi fay geometrisinin evriminin anlaşılmasına katkı sağlayacaktır.

THE MORPHOTECTONIC EVOLUTION OF AMASYA AND SURROUNDINGS

SUMMARY

The North Anatolian Fault (NAF) forms the northern boundary of the Anatolian Plate and is characterized by a right-lateral strike slip motion. The fault extends between 26° and 40° E longitudes and forms a broad arc roughly parallel to the coast of the Black Sea following a former suture zone (Şengör et al., 2005). The only visible perturbations to the smooth geometry of the NAF are, at around 34-37°E longitude, two main splay faults named Ezinepazar-Sungurlu Fault and Suluova Fault with several minor fault segments that bifurcate from the main fault line, possibly due to the convexity of the NAF. These secondary faults show remarkable morphological expressions accompanied with elongated basin formations and significant microseismicity. The NAF, together with these splay faults, form a broad wedge-shaped shear zone called Amasya Shear Zone (ASZ), where major developing cities of the Central Anatolia such as Amasya, Çorum and Tokat are located.

The ASZ has developed on the geological formations which belongs to the Tokat Massif of the eastern Sakarya Zone (Şengör and Yılmaz, 1981; Yılmaz et al., 1997b, Okay and Tüysüz, 1999). The pre-Neogene rocks of the Massif consist of 4 different groups, which are separated from each other by regional unconformities (Tüysüz et al., 1998). These are; (1) the metamorphic basement-Karakaya complex of Triassic age, (2) Liassic to Lower Cretaceous clastics, volcanics and carbonate rocks, (3) Upper Cretaceous blocky limestones, ophiolites and volcanics, (4) Eocene sedimentary and volcanic rocks. These basement rocks are covered by sedimentary fills of the Neogene basins which are main subjects of this study.

The fault pattern of ASZ shows a typical “half fish-bone” or “horse-tail” geometry (Şengör and Barka, 1992). The components of this geometry are the central convex bend of the NAF main strand and its E-W trending synthetic splays (Barka and Kadinsky-Cade, 1988; Kim and Sanderson, 2006) EzSFS and SuFS. To the west, NE-SW trending antithetic transfer faults accompany this geometry. Activity of these faults controlled the evolution of narrow uplifts climbing up to 2000 meters (such as Sakarat, Akdağ and Tavşan Mt.'s) and wide basins (Suluova and Amasya basins).

Microseismic activity of the region shows clustering concentrated on the active faults, especially at the eastern and central part. On the other hand, this activity seems to decrease and scatter to the west, where the width of the shear zone exceeds 100 km's. Geological and geomorphological off-set markers measured along the splay faults indicate that the long-term slip of the faults decrease towards the west.

The Neogene depressions formed within the ASZ are (1) Suluova Basin (Suluova, Merzifon, Gümüşhacıköy and Alıcık plains) developed under control of SuFS, (2) Amasya Basin (Aydınca, Geldingen and Mecitözü plains) formed under control of EzSFS and NAFZ basins such as (3) Havza-Ladik, (4) Taşova-Erbaa and (5) Niksar basins. Within the content of this thesis, sedimentary fill of the Suluova and the

Amasya basins are mapped in detail and classified according to their depositional environments and stratigraphic position. These formations are dated with mammal paleontology and OSL methods. Properties of the NAFZ basins are extracted from available literature and then correlated with ASZ basins to understand the evolution of the overall shear zone.

Sedimentary fill of the Suluova Basin is classified into 5 formations by using lithology, depositional environment, sediment source region, fossil content and finally the fault segment which controlled the sedimentation. These formations form the Suluova group, which deposited during Middle Pliocene to Late Pleistocene. Characteristics of the basin fill shows that the Suluova Basin started to open as a closed half-graben under control of NW-SE trending, SW dipping Bayırlı Fault Zone (BFZ), which is a normal fault with slight dextral component. By the time, BFZ gradually evolved towards the NE and accompanied with Eraslan Fault Zone (EFZ) to the south, controlling the extension of the basin. During the Late Pliocene to Early-Middle Pleistocene, Suluova Basin became a wide lacustrine environment. The Middle Pleistocene is marked with the termination of the activity on the basin boundary faults and the formation of E-W trending dextral Suluova Fault (SuF) at the center of the basin. This change in the tectonic environment lead to the formation of a new pull-apart basin and capture of the former Suluova Lake by Yeşilırmak River. Since the Middle-Late Pleistocene, SuF advanced to the west and caused forming of new depressions, where today the recent fluvial sedimentation takes act.

To understand the kinematic evolution of the basin, a dataset collected from syn- and post-sedimentary micro faults within the Suluova group is used. Analysis of this dataset points out stress regime changes during the evolution of the Suluova Basin. The first phase (Middle Pliocene-Middle Pleistocene) started with pure extension directed NNE-SSW, which gradually rotated clockwise ($\sim 35^\circ$) to ENE-WSW with increasing dextral component. This change caused the gradual migration of basin bounding faults to NE ($\sim 16^\circ$). The second phase is characterized with NE-SW extension and NW-SE compression indicated with pure dextral motion of Suluova Fault, which transects and deflects the faults and basin fill of previous phase.

The Amasya Basin is composed of 3 adjacent depressions (Aydınca, Geldingen and Mecitözü plains), which are today connected to each other via major rivers of Yeşilırmak Drainage System. There are two phases of deposition within the Amasya Basin. The first phase took part during the Latest Miocene to Early Pliocene (MN 13-14). During this period, Geldingen formation (Tg) is deposited in meandering to braided river environment. Second phase of the deposition started synchronous to the development of EzSFS at Middle-Late Pleistocene. This new phase of tectonic activity rejuvenated older faults and lead to the formation of young basins over the Geldingen formation. At the easternmost part of the Amasya Basin, E-trending Aydınca plain is formed as a fault wedge basin controlled by Deliçay Fault. Sedimentary fill of the basin is composed of 2 different facies, (1) coarse alluvial fan deposits outcropping at the slopes, which are intercalated with (2) massive red clays possibly indicating a calm environment to the center of the basin. This package is observed in two stratigraphic positions indicating continuous subsidence accompanied with climatic changes during the evolution of the Aydınca Basin. To the west, Geldingen basin which is formed as a pull-apart basin due to a right handed step-over between Deliçay and Geldingen faults is located. This young basin is the junction of 5 major rivers of the Yeşilırmak Drainage System. The basin fill is not

observed except river terraces on the gorges of main rivers (Yeşilırmak and Çekerek rivers) located south of the basin. This 2 level terrace system has a total thickness of ~40 meters. Correlation and OSL dating of these terraces help to reveal the Latest Pleistocene (~ MIS-5e, Late Glacial Period, ~120 ka) climatic history of the area. The first terrace was formed with the fluvial deposition during the Last Glacial period (120-35 ka) which is followed by intense incision took place prior to MIS2 (~35 ka). The second terrace is deposited during the Late Glacial Maximum (LGM; 22-18 ka) and incised after the humid conditions of the Holocene. Continuous tectonic activity (subsidence at the Geldingen Basin) possibly triggered terrace formation and calculated as 0.16-0.4 mm/year according to the elevation differences between today's flood plain and the base of the first terrace.

Latest Miocene-Early Pliocene is regarded as the first phase in the formation of the Amasya Basin which is controlled mainly by the Mecitözü and the Sungurlu faults. During this period, the Geldingen formation is deposited. These faults reactivated as active segments of the EzSF system since the Middle-Late Pleistocene, also causing the rejuvenation of the Amasya Basin with the Deliçay and the Geldingen faults. Kinematic data collected from the sedimentary fill of the Amasya Basin indicates counter clockwise rotation of stress tensor from easternmost part of the fault (ENE extension and SSW compression) to the west (N-S extension and E-W compression), which is compatible with the geometry of the fault system forming a smooth convex arc.

Correlation of the Neogene basins within ASZ reveals 2 different stages of deformation in the morphotectonic evolution of the study area. The first phase, which started at Latest Miocene (MN13) and Early Pliocene (MN15), continued until Early-Middle Pleistocene. During this period, wide extensional basins such as Suluova, Amasya, Havza and Taşova-Erbaa are formed. This phase is regarded as **Early Neotectonic Period**. The morphotectonic elements, such as extensional basins, formed in this period rejuvenated during the Early-Middle Pleistocene by strike slip faulting. During this phase, Niksar and Ladik on the NAFZ and Suluova and Geldingen pull-apart basins on the ASZ are formed. This phase is regarded as **Late Neotectonic Period**, which is currently active.

Amasya, Çorum and Tokat provinces located on the ASZ -which today has a total a population close to 500.000 with developing industrial infrastructure- were subject to destructive earthquakes during both historical (such as 1579, 1794 and 1668) and instrumental (such as 1939, 1942a, 1942b, 1943 and 1996) seismic period. Recent paleoseismological studies revealed the rupture history of NAF in a time span of 2000 years (for a review see Hartleb et al., 2006). However, the historical earthquake database of the study area contains unlocated destructive earthquakes (such as 1579 and 1794 events), which are proposed to be nucleated on the splay faults of the ASZ. This statement reveals that there is an unevaluated seismic hazard potential of the region.

Historical documents related to earthquake activity within the study area permits us to study a time-span of 500 years in detail. During this period, 2 major earthquake swarms occurred on the NAF. The first was the single 1668 event (M: 7.9), while the second, 1939 (Mw: 7.8), 1942 (Mw: 7.2) and 1943 (M: 7.4) earthquake serie, ruptured overall NAF in the study area. On the other hand, faults within the ASZ ruptured in 1579, 1794 and partly in 1939 events accompanied with several moderate sized earthquakes. The annual slip rate resolved on NAF is 20 mm/year and on the

overall ASZ faults is 5 mm/year (Yavaşoğlu et al., 2009). The relation between these earthquakes and the slip rates show that there is not enough accumulated elastic strain yet to produce a destructive earthquake both on NAF and its splays deforming the ASZ. Despite this conclusion, there always is a possibility for a moderate to major sized earthquake(s) due to the chaotic behavior of crustal deformation, which yet cannot be measured and modeled. For this reason, as a final step of this study, earthquake scenarios based on attenuation relations (Tüysüz, 2003) are prepared to model the geographic intensity distribution for possible events, which may occur on faults within the ASZ.

1. GİRİŞ

Türkiye’deki en önemli neotektonik unsurlardan biri Kuzey Anadolu Fayı (KAF)’dır. Dünyadaki önemli kıtasal sağ yönlü doğrultu atımlı faylardan biri olan KAF, doğuda Karlıova’da başlar ve yaklaşık 1500 km boyunca Karadeniz kıyısına neredeyse paralel, içbükey bir yay çizerek batıda Saroz körfezinden Yunanistan’a kadar uzanır. Şengör ve diğ. (2005), Kuzey Anadolu’da büyük ölçüde paleotektonik dönemin yığılma materyali içerisinde uzanan bir makaslama zonu tanımlayarak buna Kuzey Anadolu Makaslama Zonu (KAMZ) adını vermişlerdir (Şekil 1.1). Yazarlar, KAF ve ilişkili yan kollar ile havzaların bu makaslama zonunun bir üyesi olduğunu belirtmişlerdir. Bu doktora tezinde, KAMZ içerisinde uzanan KAF ve kollarının oluşturduğu fay sistemi Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) olarak anılacaktır.



Şekil 1.1 : Amasya Makaslama Zonu (AMZ) ve Kuzey Anadolu Makaslama Zonu’nun (KAMZ) Türkiye üzerindeki konumu (altlık harita NASA WorldWind[©] programı kullanılarak hazırlanmıştır)

KAFZ, Karlıova-Niksar arasında önemli ölçüde çizgisel olan KB-GD gidişini bozarak iki önemli yan kola ayrılır (Şekil 1.1). Bu yan kollar ve KAF arasında kalan alan Neotektonik Dönem içerisinde şiddetli bir deformasyona maruz kalmıştır. “**Amasya Makaslama Zonu (AMZ)**” olarak adlandırılan bu bölgenin morfotektonik evrimi ve Neojen’den günümüze stratigrafik özellikleri bu çalışmanın konusunu oluşturmaktadır.

İnceleme alanında, Neotektonik Dönem’i temsil eden yapısal ve stratigrafik unsurlar arasındaki ilişkileri ortaya koymaya çalışan bu çalışma 5 kısımdan oluşmaktadır.

1. Giriş
2. Amasya Makaslama Zonunun Stratigrafisi
3. Amasya Makaslama Zonunun Morfotektonik Özellikleri
4. Amasya Makaslama Zonunun Yapısal Özellikleri
5. Morfotektonik Evrim
6. Sonuçlar

Giriş kısmında inceleme alanının coğrafi ve tektonik konumu tanımlandıktan sonra altı alt başlık altında tezin amacı ve problemler, tezde kullanılan yöntemler ve Türkiye’nin ve KAFZ’nun Neotektonik özellikleri tanıtılmaktadır.

Amasya Makaslama Zonu’nun Stratigrafisi başlığı altında çalışma bölgesinde yüzeylenen tüm birimler tanıtılmıştır. Paleotektonik döneme ait olan birimlerin stratigrafisi ile Miyosen döneminde çökelmiş birimler mevcut literatür yardımıyla tanıtılmıştır. Neotektonik Dönem’e ait birimlerin stratigrafisi ise saha gözlemlerinden elde edilen verilerin ışığında detaylı olarak ortaya konulmuştur.

Amasya Makaslama Zonu’nun Morfotektonik Özellikleri başlığı altında inceleme alanındaki morfotektonik unsurların detaylı tanıtılmasını takiben neotektonik unsurların morfolojiye etkisi kantitatif verilerle sunulurken bölgenin morfotektonik evrimi tartışılmıştır.

Amasya Makaslama Zonu’nun Yapısal Özellikleri başlığı altında inceleme alanı içerisinde kalan Neotektonik Dönem içerisinde oluşmuş olan tüm fayların özellikleri saha verileri ışığında tanıtılarak inceleme alanındaki fayların ve havza oluşumunun kinematiğine yönelik veriler sunulmuştur. Bunun yanı sıra, bölgenin halen aktif olan fayları etkisinde maruz kaldığı deprem tehlikesinin özellikleri de mikro deprem, odak

mekanizması çözümleri, GPS verileri/analizi ve deprem senaryoları yardımıyla tartışılmıştır.

Morfotektonik Evrim başlığı altında bu çalışma kapsamında elde edilen verilerin bütünü değerlendirilerek inceleme alanının Neotektonik Dönem içerisindeki evrimi tartışılmıştır.

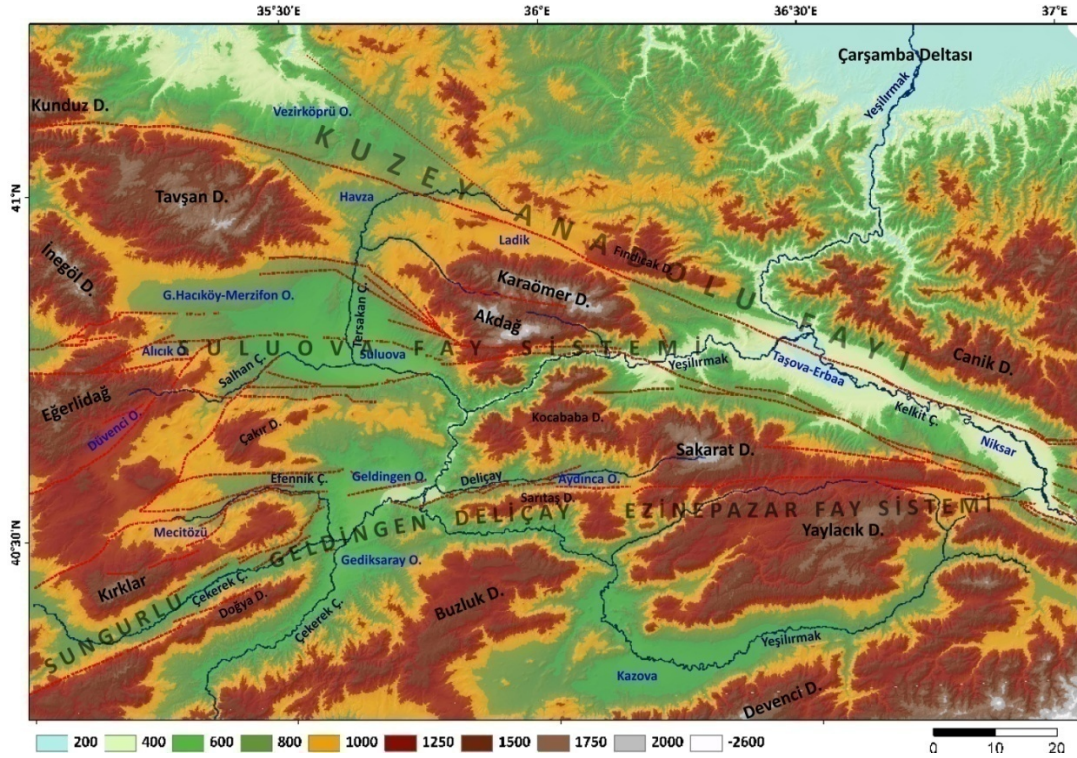
Sonuçlar başlığı altında ise bu çalışmada elde edilen bulgular özetlenerek sunulmuştur.

1.1. Amasya Makaslama Zonu (AMZ)

Bu doktora tezi kapsamında, Amasya, Tokat ve Çorum illeri sınırları içerisinde kalan ve batıda 35° boylamı, kuzeyde Kuzey Anadolu Fayı, güneyde ise Ezinepazar-Sungurlu Fay Sistemi (EzSFS) ile tanımlanan geniş bir bölge çalışılmıştır (Şekil 1.2). Amasya Makaslama Zonu (AMZ) olarak adlandırılan bu alan, doğuda Niksar'dan (37° D) başlayıp, batı yönüne doğru açılan ve Kuzey Anadolu Makaslama Zonu (KAMZ; Şengör ve diğ., 2005) içerisinde gelişmiş kama geometrisine sahip geniş bir deformasyon zonudur.

1.2. Amaç ve Kapsam

AMZ içerisinde, KAF'ndan ayrılarak Anadolu içlerine kadar uzanan ana yapısal hatlardan Suluova Fay Sistemi (SuFS) ve Ezinepazar-Sungurlu Fay Sistemi (EzFS) bulunmaktadır (Şekil 1.2). Balık kılıcı geometrisi sunan bu yan kolların oluşum zamanı ve kinematiği tartışmalıdır (Barka ve Şengör, 1992; Barka ve diğ., 2000; Şengör ve diğ., 2005). Bu çalışma kapsamında, KAF'ndan ayrılan fay sistemleri ve üzerlerinde gelişen Suluova ve Geldingen Havzaları ile bu sistemle ilişkili diğer depolanma alanları ve morfotektonik unsurlar detaylı olarak incelenmiştir. Elde edilen verilerin analizi ve yorumlanması ile bölgenin oluşumu ve evriminin Neotektonik Dönemdeki (En Geç Miyosen-Erken Pliyosen'den günümüze) özellikleri ortaya konulmuştur.



Şekil 1.2 : Amasya Makaslama Zonu'nun önemli coğrafi elemanları ve Neotektonik Dönem fayları (yükseklik değerleri aralık olarak verilmiştir).

Bu çalışma ile AMZ özelinde aşağıdaki sorulara cevap aranmıştır.

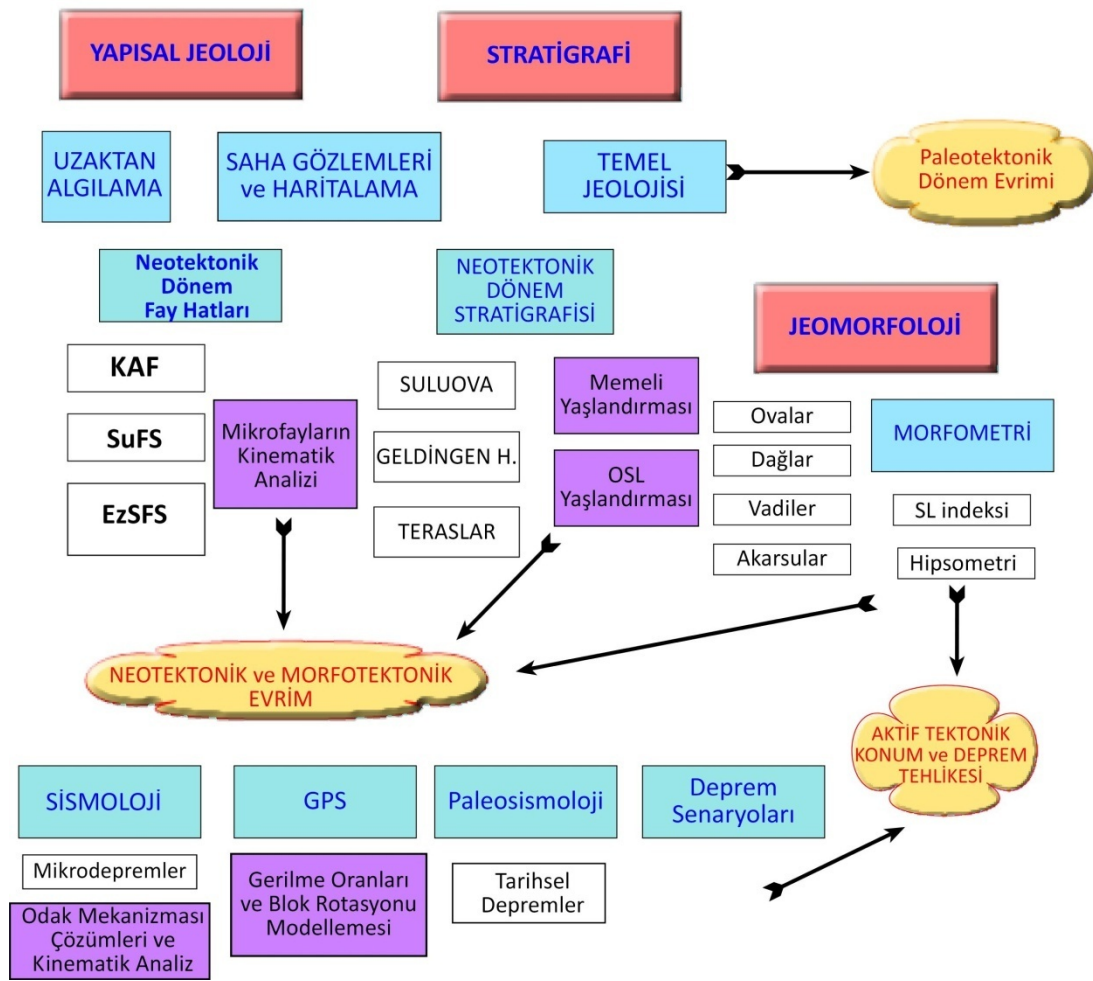
- AMZ'nun kinematığı ve oluşum yaşına ait veriler nelerdir?
- Neotektonik Dönem içerisinde gelişmiş fayların dağılımı ve özellikleri nelerdir?
- Neotektonik Dönem içerisinde oluşmuş havzaların ve havza dolgusunun özellikleri ve dağılımı nedir?
- Egemen sağ yönlü doğrultu atımlı faylanma ve buna bağlı gelişen oblik gerilme rejiminin yarattığı havza modelleri nelerdir?
- Bölgenin morfolojik özellikleri ve gelişimi hangi kantitatif verilerle ifade edilebilir?
- AMZ'nun güncel tektonik özellikleri nelerdir?
- Bölgedeki yerleşim alanlarını etkileyecek olası deprem(ler)in büyüklüğü ve yaratabileceği tehlike nedir?

1.3. Veri ve Yöntem

Yukarıda tanımlanan amaç ve kapsam dahilinde, inceleme alanının problemlerinin çözülebilmesi için yer bilimlerinin: saha jeolojisi, yapısal jeoloji, mikrotektonik, morfometri, sismoloji, uydu jeodezisi, paleosismoloji, stratigrafi, sedimentoloji, paleontoloji, coğrafi bilgi sistemleri (GIS) gibi alt dallarının uzmanlık alanına giren verilerin derlemesi ve analizi gerçekleştirilerek, ortaya konulan sorular büyük oranda cevaplandırılmıştır (Şekil 1.3).

Çalışmada altlık olarak 1/500.000 ölçeğindeki Sinop paftasına ait Sayısal Jeoloji Haritası (Tüysüz, ve diğ., 1998), 1/500.000 Sinop ve Samsun paftaları (MTA, 2003) ve 1/100.000 ölçekli MTA Sayısal Jeoloji Haritaları (G34, G35, G36, G37 ile H34, H35, H36, H37) derlenerek, 1/100.000 ölçekli basılı KAF atlası (Herece ve Akay, 2003) ile 1/50.000 ölçekli basılı TPAO haritaları (G34c3-4, G34d3-4; G35b, G35c (Tüysüz, 1992); G35d, H34a1-2, H34-b1-2) sayısallaştırılarak kullanılmıştır. Haritalar gereken yerlerde sahada kontrol edilmiş ve tez amacı kapsamında üretilen verilerle düzeltilerek zenginleştirilmiştir.

Bu çalışmanın en önemli kısmını oluşturan arazi verileri kapsamında, inceleme alanının içerisindeki havzalardaki genç örtü (Neotektonik Dönem, En Geç Miyosen-Güncel) 1/25.000 ölçeğinde haritalanmış ve farklı litostratigrafik birimler ile bunların oluşumlarını denetleyen faylar ayırtlanmıştır. Birimlerin oluştukları ortamların fasiyes analizi için ölçülü stratigrafik kesitler alınmış ve anahtar seviyelerden yaş tayini için memeli fosil araştırılması yapılmıştır. Görece genç çökellerden OSL (Optik Uyarımlı Işınım, Optically Stimulated Luminescence) yöntemi ile yaş tayini için numune alınmıştır. Havzaların haritalanması sürecinde kesitlerde gözlenen, temel kayaları ve havza çökellerini kesen faylar ölçülerek kinematik analizleri gerçekleştirilmiştir. Böylelikle inceleme alanında havza oluşumunun zamanı, evrimi ve kinematiki ortaya konulmuştur.



Şekil 1.3 : Çalışmanın veri-yöntem akış diyagramı

Arazi ve morfoloji çalışmalarına destek olmak üzere 5 metre piksel çözünürlüğünde uydu görüntüleri (IRS-1C), 15 metre çözünürlüğündeki ASTER görüntüleri, 1/30.000 ölçeğindeki pankromatik hava fotoğrafları ve 1/15.000 ölçekli renkli kızılötesi hava fotoğrafları kullanılmıştır.

Bölgedeki neotektonik dönem aktivitenin morfolojiye yansımalarının anlaşılması için 1/50.000 ölçekli HGK verileri, 20 m piksel çözünürlüğünde sayısal yükseklik modeline (DEM) dönüştürülmüş ve morfolojik analizlerde kullanılmıştır.

Bölgenin güncel gerilme rejiminin anlaşılması için bölge içerisinde gerçekleşen mikro depremlerin konumu ve orta-büyük depremlerin odak mekanizmaları literatürden derlenmiştir. İnceleme alanında gerçekleşen tarihsel depremler ise mevcut literatür yardımıyla derlenmiştir.

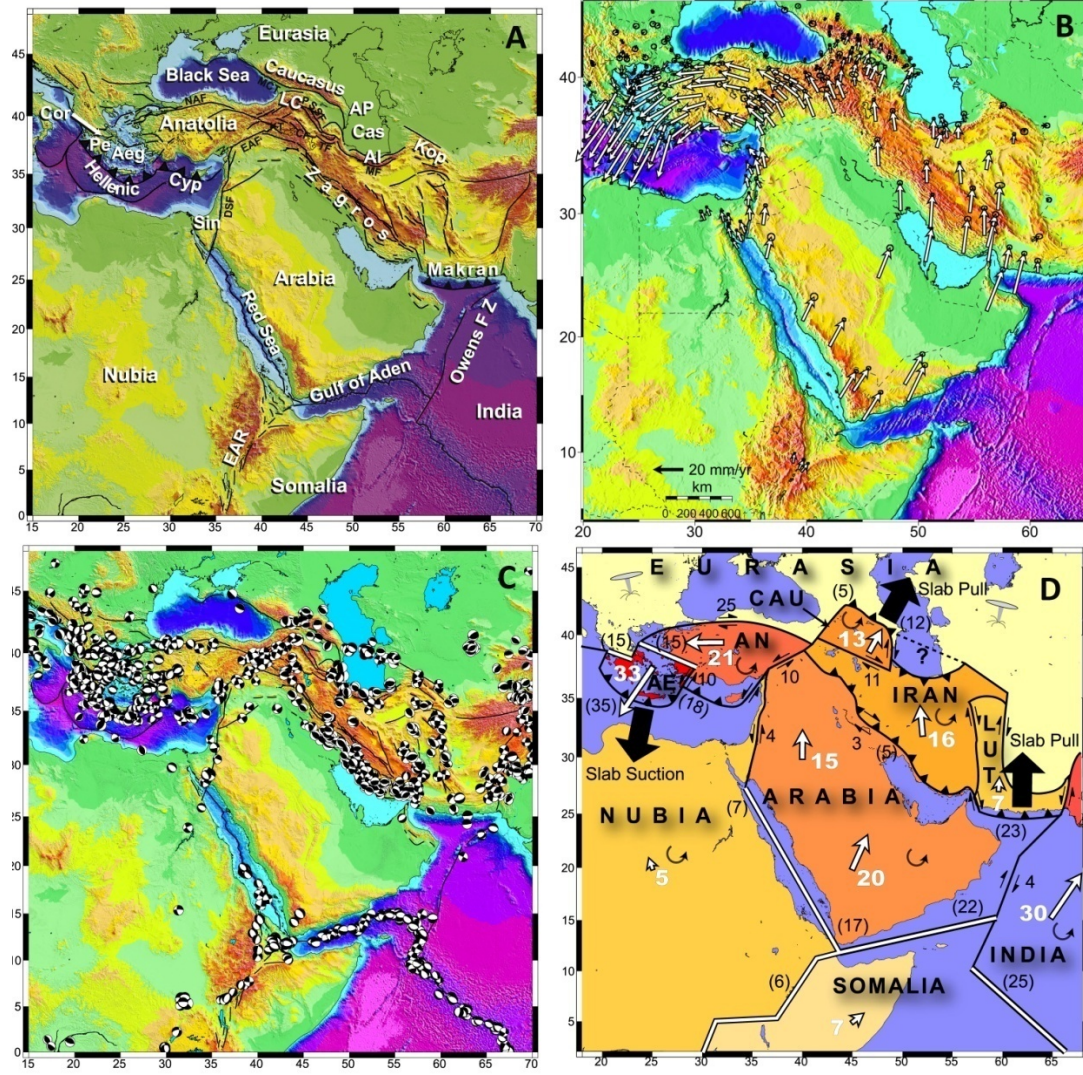
Bölgenin gerilme ve blok rotasyonu özelliklerinin anlaşılabilmesi için inceleme alanında gerçekleştirilen bir GPS (Küresel Konumlandırma Sistemi, Global

Positioning System) ölçüm kampanyasının (Tarı ve diğ., 2003; Yavaşoğlu ve diğ., 2007; Yavaşoğlu ve diğ., 2009) verileri kullanılmıştır.

1.4. Türkiye ve Çevresinin Neotektonik Özellikleri

Ülkemiz dünyanın önemli deprem kuşaklarından biri olan Alp-Himalaya orojenik kuşağında yer alır. Türkiye’de Neotektonik Dönem’in 11 milyon yıl önce Arap Yarımadası’nın Anadolu’ya çarpması ile başladığı belirtilmiştir (Şengör, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981). Neotektonik Dönem süresince Arap Yarımadası’nın Ölüdeniz Fayı boyunca kuzeye hareketi devam etmiş ve bunun sonucu olarak Doğu Anadolu’da sıkışmalı bir tektonik rejim meydana gelmiştir. Bu sıkışmalı rejim, Doğu Anadolu’nun yükselmesi ve kıta kabuğunun kalınlaşmasına neden olmuş; bölgede doğu-batı gidişli ters faylar, bindirmeler, kıvrımlar ve bazı ramp havzaları gelişmiştir. Kalınlaşmanın kıta kabuğunun karşılamayacağı bir seviyeye ulaşmasının ardından Pliyosen başlarında sıkışmalı tektonik rejim yerini kaçış (escape) rejimine bırakmıştır (Şengör ve diğ., 1985). Bu rejim, Anadolu levhasının yaklaşık 5 milyon yıl önce oluşan sağ yönlü doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ile 3 milyon yıl önce oluşan sol yanal doğrultu atımlı Doğu Anadolu Fayı’nın (DAF) eşliğinde hareketi ile açıklanmaktadır (Ketin, 1969; Mc Kenzie, 1976, 1970, 1972; Şengör, 1979; Şengör ve diğ., 1985; Dewey ve diğ., 1986; Westaway, 1994; Bozkurt, 2001; Şengör ve diğ., 2005).

Reilinger ve diğ. (2006), 1988-2005 yılları arasında ölçülen GPS verilerini değerlendirerek Doğu Akdeniz ve Yakın Doğu için levha sınırlarını ve bu sınırların hızlarını tanımlayarak bölgesel tektonik için kinematik blok modellemesi gerçekleştirmişlerdir (Şekil 1.4).



Şekil 1.4 : Doğu Akdeniz ve Yakın Doğu için levha sınırları (A), GPS vektörleri (B), odak mekanizmaları (C) ve tektonik model (D; CAU, Kafkas Bloku; AN, Anadolu Levhası; AE, Ege Levhası). Reilinger ve diğ. (2006)'dan alınmıştır.

Elde edilen modele göre Arap Levhası 15 mm/yıl hızla kuzeye, Afrika Levhası 5 mm/yıl hızla kuzeybatıya, İran Levhası 16 mm/yıl hızla kuzeybatıya doğru ilerlemektedir. Anadolu Levhası ise Kuzey Anadolu Fayı boyunca yılda 24 ± 1 mm, Doğu Anadolu Fayı boyunca yılda 10 ± 1 mm hızla batıya doğru hareket etmektedir. Bu hareket sonucu Anadolu, Arabistan ve İran levhaları, sabit kabul edilen Avrasya ve Afrika levhalarına göre 20-30 mm/yıl arasında değişen hızla saat yönünün tersine dönmektedir (Şekil 1.4 B ve D). Faylara atfedilen bu atım değerleri son birkaç milyon yıllık jeolojik atım verileri ile de uyumlu görünmektedir (Armijo ve diğ., 1999; Hubert-Ferrari ve diğ., 2002; Westaway, 2004; Kozacı ve diğ., 2007). GPS

ölçümleri Batı Anadolu'nun 31 mm, Ege'nin ise 33 mm /yıl hızla güneybatıya doğru hareket ettiğini göstermektedir (Şekil 1.5).

Reilinger ve diğ. (2006) blok modeli ile tanımladıkları fayların kinematiki ve hızlarına göre Avrasya- Afrika –Arabistan çarpışma zonunun deformasyonu büyük oranda Helen ve Kıbrıs yayı boyunca dalan Afrika levhasına ait okyanusal dilimin geri çekilme (roll-back) hareketi sonucu gelişen emme kuvveti (slab suction) ve yardımcı olarak da İran dalma batma zonunda yiten Arabistan diliminin çekme (slab-pull) dinamikleri tarafından kontrol edildiğini öne sürmüşlerdir. Bu modele göre Arabistan ve Afrika levhalarının birbirlerinden uzaklaşması ve Kızıldeniz'in açılması da yine aynı dinamiğin bir sonucudur. Yazarlar aynı zamanda Arabistan-Anadolu levhalarının sınırını oluşturan Doğu Anadolu Fay Zonu'nun sıkışma içermeyen saf sol yanal atımlı olduğuna işaret ederek Anadolu'nun çarpışma sonrası kaçma tektoniği modelinin (Şengör, 1979; Şengör ve diğ., 1985) GPS verileriyle desteklenmediği, bunun Anadolu'nun saat yönünün tersine dönüşünün bir sonucu olduğu sonucuna varmışlardır.

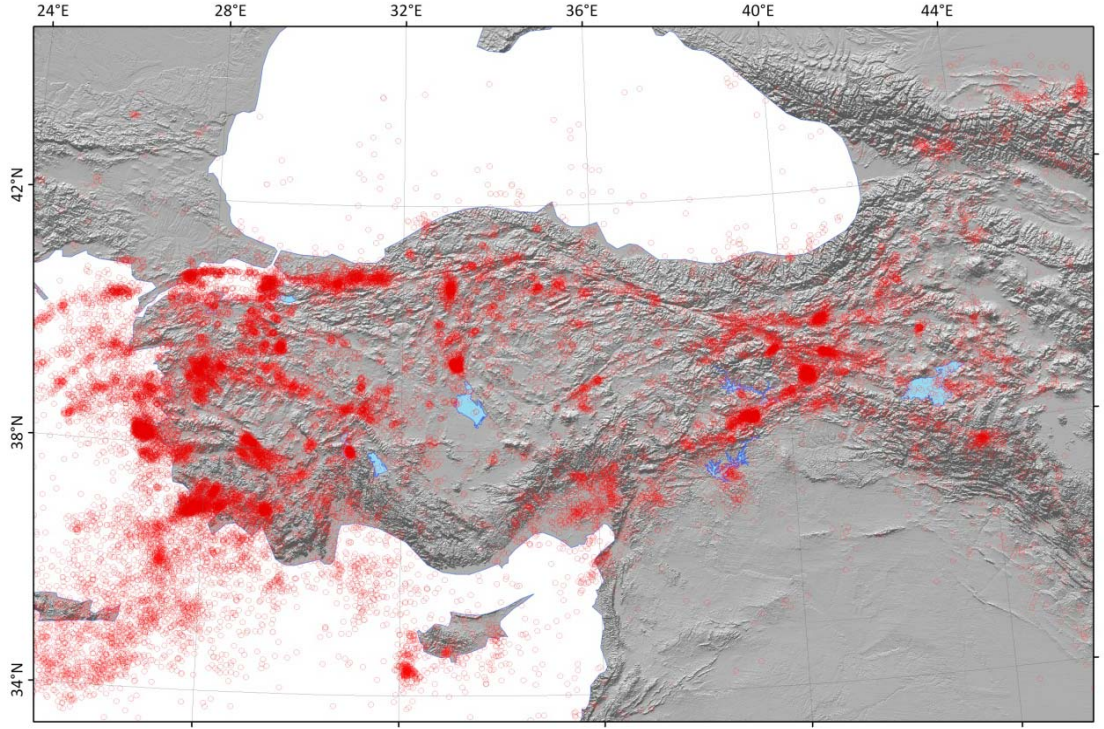


Şekil 1.5 : Doğu Akdeniz'in Neotektonik unsurları (Armijo ve diğ., 2005; Şengör ve diğ., 2005; Reilinger ve diğ., 2006'dan derlenerek). Altlık harita GeomapApp© programı (SRTM30) kullanılarak hazırlanmıştır.

Diğer yandan, DAF üzerinde gerçekleşen depremlerin odak mekanizması çözümleri, içerisinde normal bileşen bulunduran sol yanal atım egemen bir rejimi yansıtmaktadır. DAF ile Zagros kuşağının bağlantısında ise (Ör: 1975 Lice depremi, M: 6.0) sol yanal bileşenli ters fay çözümü veren depremler gözlenir (Jackson ve McKenzie, 1984).

Doğu Anadolu Bölgesinde gerçekleşen depremlerin (Van ve Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu) odak mekanizması çözümleri de bu depremlerin sol yanal atım egemen ters bileşenli faylarla ilişkili olduğunu göstermektedir (detaylı ve güncel bir deprem kataloğu için Tan ve diğ., 2008'e bakınız).

Böylece Avrasya Levhası ile sınırı olan KAFZ ve Arap levhası ile sınırı olan DAFZ boyunca batıya doğru hareket eden ve Sina Yarımadası'ndaki kutuba göre saat ibresinin tersi yönünde güneybatıya dönen Anadolu Levhası (McClusky ve diğ., 2000), batıda Akdeniz'deki Hellenik dalma-batma zonunun yarattığı yayardı gerilme rejiminin etkisi ile gerilmeye uğramış ve böylece Batı Anadolu'da doğu-batı yönelimli olan bir horst-graben yapısı oluşmuştur (Şekil 1.5 ve Şekil 1.6). Bu gerilme rejimi etkisinde KAFZ da batıya doğru artan bir güneye dönme eğilimi göstermektedir. Anadolu'nun saat yönünün tersine dönme hareketi Pliyosen dönemi sonrası için paleomanyetik verilerle de desteklenmiştir (Platzman ve diğ., 1994 ve 1998; Tatar ve diğ., 1995; Piper ve diğ., 1996 ; Gürsoy ve diğ., 1997; Kaymakçı ve diğ., 2003 ve 2007)



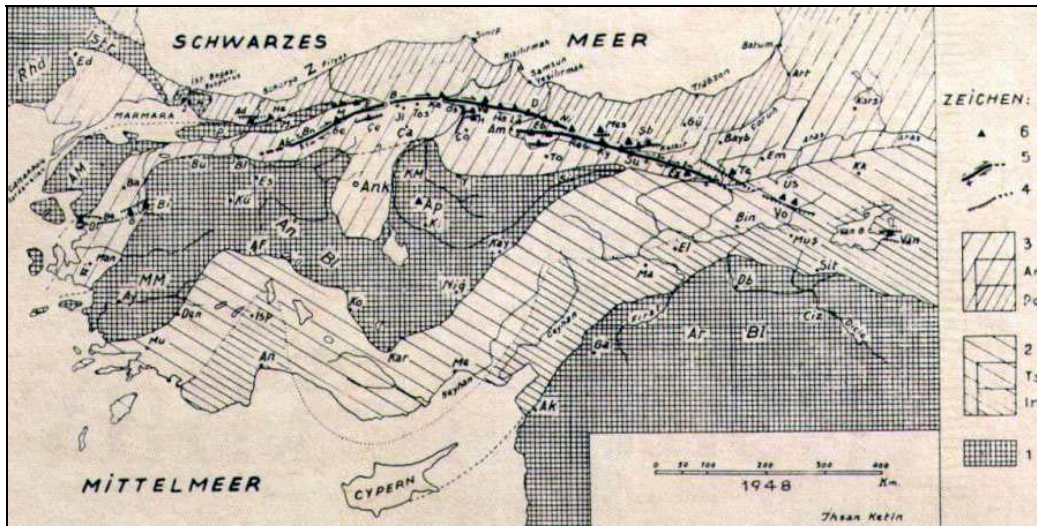
Şekil 1.6 : Türkiye ve yakın çevresinin aletsel dönem deprem aktivitesi (1919-1999 yılları arası için ISC; 1999-2008 için ise KOERI kataloğundan derlenmiştir)

Türkiye’deki aletsel dönemdeki deprem etkinliği (Şekil 1.6) büyük oranda Kuzey Anadolu Makaslama Zonu, Doğu Anadolu Fay Zonu, Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu ve Ege Gerilmeli Sistemi içerisinde gerçekleşmektedir. Anadolu levhasının iç deformasyonu büyük ölçüde KAMZ içerisinde bulunan ikincil faylar tarafından kontrol edilmektedir. Bu faylar üzerinde büyüklüğü 4-6 arasında değişen depremler gerçekleşebilmektedir (ör: 2000 yılı Orta depremi, Ms: 6.0 ve 2006 Bala depremleri, Ms:5.6). Bununla birlikte fayların etkinliği Anadolu içine doğru uzandıkça azalmakta ve hızları da GPS ölçüm hassasiyetinin dışında kalmaktadır. KAMZ dışında kalan fayların aktivitesi ve evrimi ise tartışmalıdır (ör: İç Anadolu Fay Zonu; Koçyiğit ve Beyhan, 1998, Westaway, 1999 ve 2004); Bu fayların güncel hareketinin Anadolu levhasının tutarlı blok hareketi üzerinde ölçülebilen bir etkisi bulunmamaktadır (Reilinger ve diğ., 2006).

1.5. Kuzey Anadolu Fay Zonu

Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), dünyada en iyi bilinen aktif doğrultu atımlı fay zonlarından biridir. KAFZ, genişliği birkaç 100 metre ile 120 km arasında değişen bir zondur. Yaklaşık Karadeniz kıyısına paralel uzanan bu zon yer yer birbirine paralel kısa faylar şeklinde, bazen de tek bir fay olarak devam etmektedir. Avrasya ile Anadolu levhaları arasındaki sınırı oluşturan yaklaşık 1500 km uzunluğunda, geniş bir yay şeklindeki sağ yönlü doğrultu atımlı bu fayın ana kolu Kuzey Anadolu Fayı (KAF) olarak adlandırılır ve doğuda Karlıova'dan başlayarak batıda Yunanistan'a kadar devam eder (Ketin, 1948; Şengör, 1979; Barka, 1992; Şengör ve diğ., 2005).

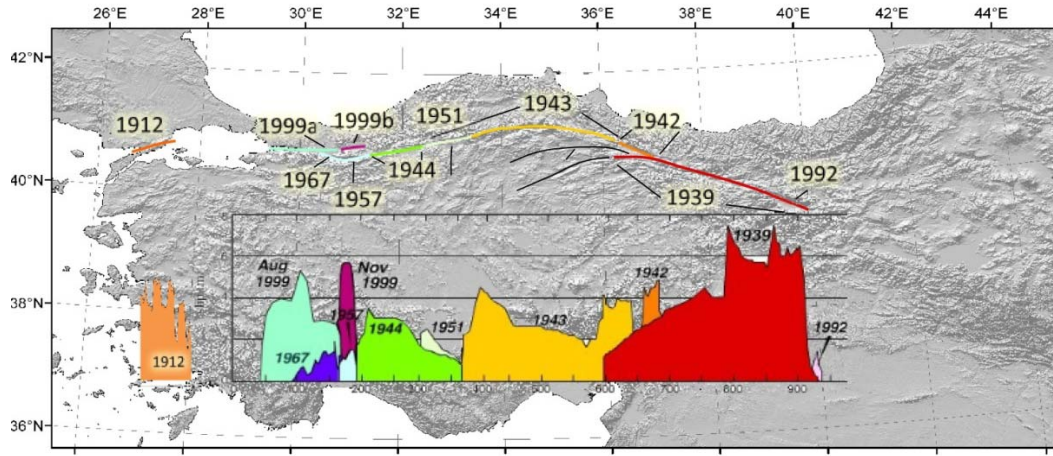
KAF'nın keşfi, 1939 Erzincan depremi (Ms:7.8) kırığının haritalanması ile başlar (Salomon-Calvi, 1940; Parejas ve diğ., 1941). Fayın karakteri ve uzanımı, üzerinde gerçekleşen depremler ile (Erbaa 1942, Tosya 1943 ve Bolu-Çerkeş 1944) anlaşılmıştır. Üzerindeki belirgin deprem aktivitesiyle uzun süredir bilinen ve araştırmacıların dikkatini çeken bu fay zonunun devamlı, sağ-yanal atımlı bir kıtasal levha sınırı olarak tanımlanarak literatüre kazandırılması Ketin (1948) tarafından gerçekleştirilmiştir (Şekil 1.7).



Şekil 1-7 : Ketin (1948) in Kuzey Anadolu Fay Hattı haritası.

Bu klasik çalışma sonrasında KAF üzerine yapılan yayınlar ile (Ketin, 1969; Allen, 1969; Ambrassey, 1970; Mc Kenzie, 1972; Şengör, 1979; Hancock ve Barka, 1980; Şengör ve Canitez, 1982; Barka, 1984; Şengör ve diğ., 1985; Barka, 1992; 1996) fay

zonunun oluşumu, karakteri, geometrisi, yaşı, atımı ve hızı gibi özellikleri araştırılarak büyük oranda aydınlatılmıştır (Şengör ve diğ., 2005).



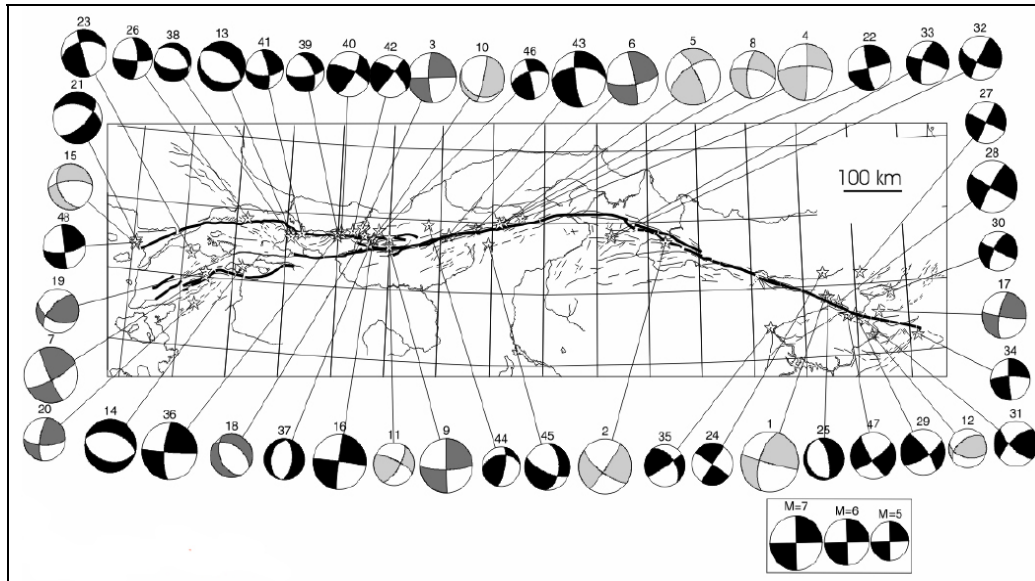
Şekil 1.8 : KAF boyunca oluşan depremlerin yüzey kırıkları ve atım dağılımları (Barka, 1996)

Kuzey Anadolu Fayı, deprem potansiyeli yüksek bir faydır. Son yüzyıl içinde KAFZ'nun farklı bölümlerinde magnitüdü 7'den büyük depremler olmuştur. 1939'da Erzincan depremi ile başlayan deprem serisi, batıya doğru göç etmiştir. Meydana gelen bu 9 depremin tarih ve büyüklükleri aşağıda verilmiştir (Çizelge 1-1).

Çizelge 1.1 : 20.yy'da KAF üzerinde gerçekleşen depremler

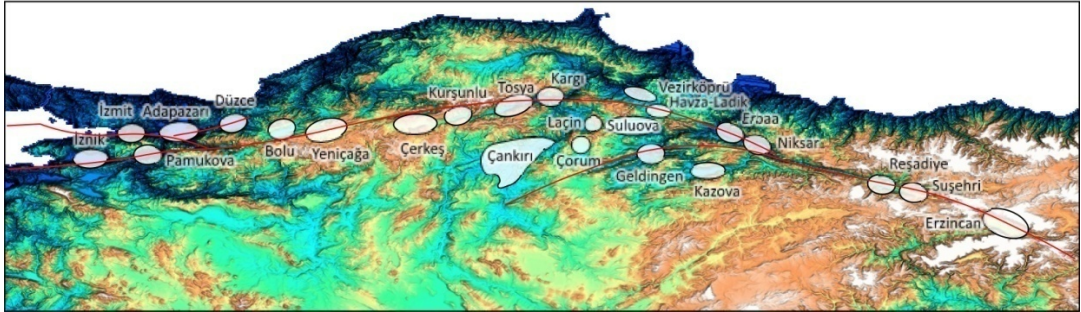
9 Ağustos 1912 Gaziköy-Saroz Depremi (M=7.2)
26 Aralık 1939 Erzincan (M = 7.8)
20 Aralık 1942 Erbaa-Niksar (M = 7.1)
26 Kasım 1943 Tosya (M = 7.6)
1 Şubat 1944 Bolu-Gerede (M = 7.3)
26 Mayıs 1957 Abant (M = 7.0)
22 Temmuz 1967 Mudurnu (M = 7.1)
17 Ağustos 1999 Kocaeli (M = 7.4)
12 Kasım 1999 Düzce (M = 7.2).

Özellikle 17 Ağustos 1999 (M=7.4) Kocaeli ve 12 Kasım 1999 (M=7.2) depremleri sonrası KAF üzerine sayısı hızla artan çalışmalar sonucunda elde edilen bilgilerin tümü Şengör ve diğ. (2005) tarafından derlenerek ve yeniden değerlendirilerek KAF'nın oluşumu ve evrimi üzerine bir model öne sürülmüştür.



apart), fay kaması (fault-wedge) ve negatif çiçek yapısı havzaları olarak gelişmiştir. Bu çöküntü alanlara yer yer önemli yükselimlerin eşlik etmesi sonucu KAFZ belirgin bir tektonik koridor morfolojisi sunmaktadır.

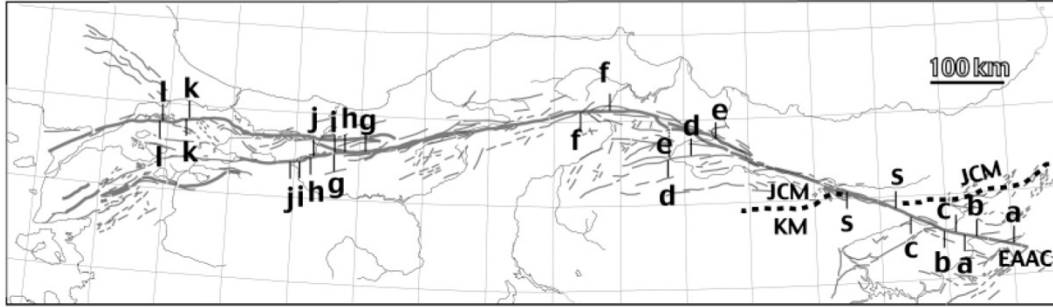
KAFZ boyunca, en yaşlı havzalar Orta-Üst Miyosen (11 My) yaşında iken, en genç havzaların Pleyistosen'den (1.6 My) daha genç olduğu öne sürülmektedir (Irritz, 1971, 1972; Barka, 1985; Kazancı, 1993; Andrieux ve diğ., 1995; Barka ve diğ., 2000; Ünay ve de Brujin, 1998; Ünay ve diğ., 2001; Şengör ve diğ., 2005; Tarı, 2007). Ancak havzaların kinematığı, sedimantolojisi ve yaş kontrolünün (polen, memeli ya da manyetik stratigrafi) birlikte gerçekleştirildiği sınırlı sayıda çalışma vardır (ör. Kaymakçı, 2000; Tarı, 2007).



Şekil 1.10 : KAMZ içerisindeki çöküntü alanlarının konumları ve idealize edilmiş geometrileri (topoğrafya SRTM30 verisi kullanarak hazırlanmıştır).

KAFZ'nun üzerinde geliştiği makaslama zonunun jeolojik evriminin karmaşık oluşu sistem için tutarlı jeolojik ve morfolojik atım değerleri ölçmeyi oldukça zorlaştırmaktadır. Fay zonu boyunca izlenen veriler, toplam atımın 85 km ile 4 km arasında değişmekte olduğunu gösterir. Literatürde en çok kabul gören atım verisi Seymen (1975)'in doğu kesimde Ankara-Erzincan kenet kuşağı için ileri sürdüğü 85 ± 5 km lik yer değiştirmedir (Şekil 1.11, s-s). Bunun yanısıra Hubert-Ferrari ve diğ. (2002)'nin KAFZ için öne sürdükleri Yeşilırmak (75 km) ve Kızılırmak (80 km) maksimum ötelenme örnekleri, morfolojik evrime yönelik hipotezlere dayanmaktadır ve jeolojik veri içermemektedir. Armijo ve diğ. (1999)'nin öne sürdüğü 70 km'lik Gelibolu'daki Messiniyen kıvrımlarının ötelenmesi de tartışmalıdır (Yaltırak ve diğ., 2000). Şengör ve diğ. (2005), KAFZ'na ait morfolojik ötelenmeleri (referans noktalarının lokasyonları Şekil 1.11'de verilmektedir) doğuda Elmalı-Periçay'da 60 km (a-a), Yedisu'da 50 km (b-b), Karasu Nehri'nde 50 km (c-c), Yeşilırmak'ta 30 km (d-d), Amasya Ovası-Erbaa dönüşünde 50-75 km (e-e), Kargı'da 40 km (f-f),

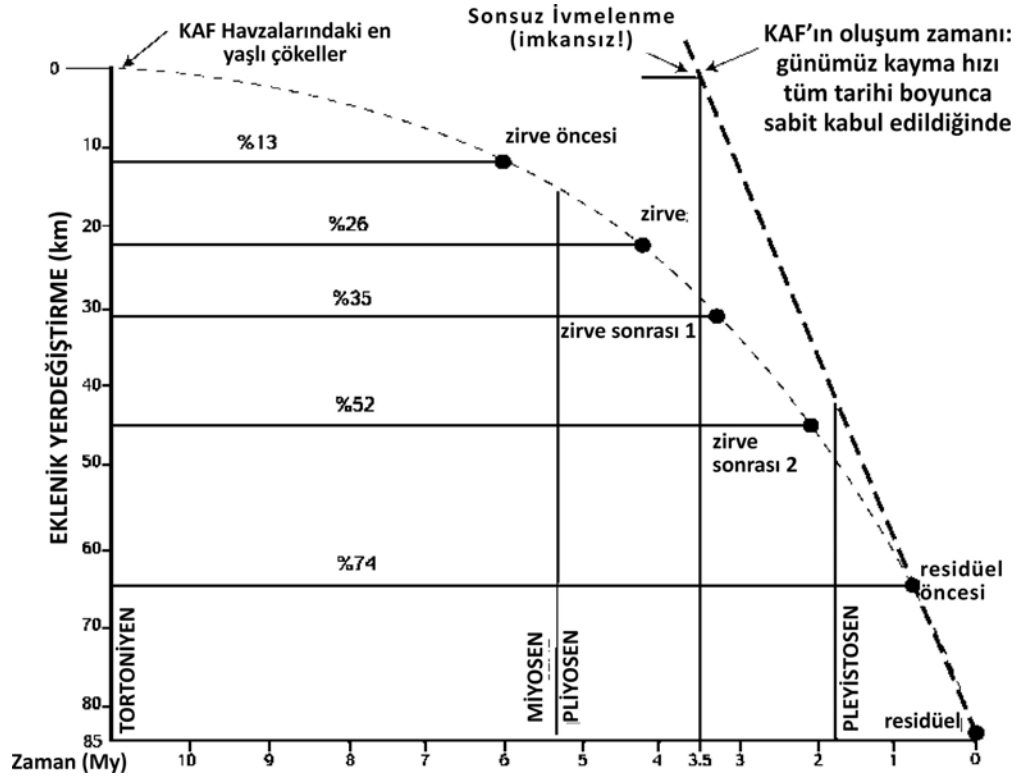
Mudurnu Çayı'nda 50 km (g-g, h-h ve i-i), Pamukova'da 26 km (j-j), Marmara Denizi'nde 4 km (k-k ve l-l) olarak özetlemiştir.



Şekil 1.11 : KAFZ boyunca izlenen ötelenmeler, referans noktaları için metine bakınız (Şengör ve diğ., 2005)

Şengör ve diğ. (2005)'e göre KAF, doğuda Erzincan yakınlarında yaklaşık 11 milyon yıl önce şekillenmeye başlamıştır ve yılda ortalama 11 cm hızla batıya göç etmiştir. Burada KAFZ ile ilişkili deformasyon Geç Miyosen'de başlamasına rağmen, KAF Marmara Denizi'ne 200 bin yıldan daha önce ulaşmamıştır. Yazarlar, aynı zamanda zon içindeki kayma hızlarının geçmişte günümüzden daha az olduğunu ve 11 milyon yıldan bu yana ivmelenerek artış göstermesi gerektiğini (Şekil 1.12) ve zonun ilk oluştuğu andan itibaren güncel kayma hızına sahip olamayacağını ileri sürmüşlerdir.

Kozacı ve diğ. (2007) KAFZ'nun orta kesiminde (Eksik çevresi) kozmojenik yaşlandırma (^{36}Cl) kullanarak yaptıkları çalışma sonucunda, KAF kayma hızını Geç Holosen için 20.5 ± 5.5 mm/yıl olarak elde etmişlerdir. Bu değer Reilinger ve diğ. (2006)'nin KAFZ'na atfettikleri güncel hız değerine (24 ± 1 mm/yıl) oldukça yakındır.



Şekil 1.12 : Kuzey Anadolu Makaslama Zonunun (KAMZ) hız diyagramı (Şengör ve diğ., 2005)

1.6. Önceki Çalışmalar

1.6.1. AMZ'nun stratigrafisine ve jeolojik evrimine yönelik çalışmalar

AMZ ve çevresinin Neojen öncesi stratigrafisi ve jeolojik evriminin anlaşılmasına yönelik ilksel yayınlar, Blumenthal (1950), Alp (1972) ve Öztürk'ün (1979 ve 1980) oldukça ayrıntılı jeoloji haritalarını da içeren çalışmalarıdır ve bölgesel jeolojiye önemli katkılarda bulunmuşlardır. Daha yakın dönemde gerçekleştirilen bölgesel MTA projeleri (Genç ve diğ., 1991), TPAO projeleri (Tüysüz, 1992; Yılmaz ve diğ., 1997a ve 1997b), Rojay (1993) tarafından gerçekleştirilen doktora tezinin yanı sıra, temel birimlere yönelik çalışmalarla (ör: Avşar, 1991; Çapkinoğlu ve Bektaş, 1998) AMZ ve yakın çevresinin Neojen öncesi bölgesel stratigrafisi ve jeolojik evrimi büyük oranda çözülerek yayınlanmıştır (Tüysüz, 1996 ve Tüysüz ve diğ., 1998; Keskin ve diğ., 2008).

Paleotektonik dönemine yönelik literatürün zenginliğine rağmen, AMZ'nun Neojen stratigrafisi üzerine oldukça az sayıda çalışma bulunmaktadır. Yukarıda değinilen çalışmalarda, araştırmacılar genellikle AMZ havzalarında depolanan sedimanter birimleri, düşük bir detayda tek bir formasyona indirgeyerek haritalamışlardır. AMZ

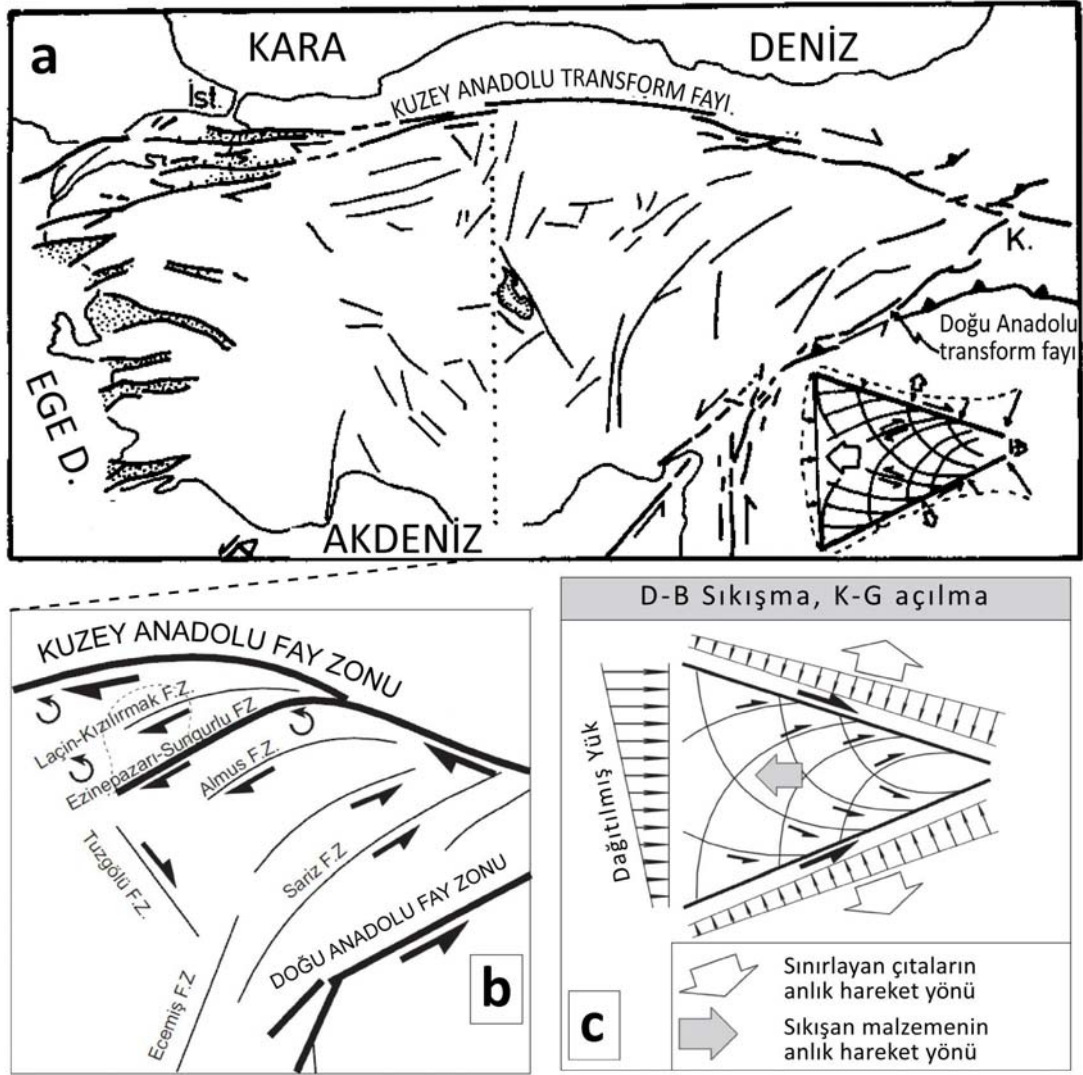
havzaları için gerçekleştirilen hidrojeoloji amaçlı DSİ projelerinde havza çökellerinin dağılımına yönelik haritalar ile sondaj ve jeofizik verileri sunulmuştur (Karaalioğlu, 1973, 1978, 1979 ve 1983). Rojay (1993), Suluova Havzası'nın GD kesiminde gerçekleştirdiği doktora tezi kapsamında havzanın genç çökel paketlerini Suluova grubu adı altında 3 formasyona ayırmış, havzanın oluşum zamanı için de Pliyosen(?) yaşını önermiştir.

Bu çalışmalara, tezin ilgili bölümlerinde ayrıntılı olarak değinilecektir.

1.6.2. AMZ özelinde KAFZ'nun evrimine yönelik önerilen hipotezler

KAFZ orta kesiminde, doğuda Niksar'dan batıda Kırıkkale'ye kadar uzanan AMZ çevresinde yeralan havzaların stratigrafisi ve tektonik özellikleri, birçok çalışmaya konu olmuş ve elde edilen verilerle KAF'ın evrimi üzerine çeşitli modeller önerilmiştir (Şengör, 1979; Şengör ve diğ., 1985; Barka, 1992; Chorowicz ve diğ., 1999; Şengör ve diğ., 2005).

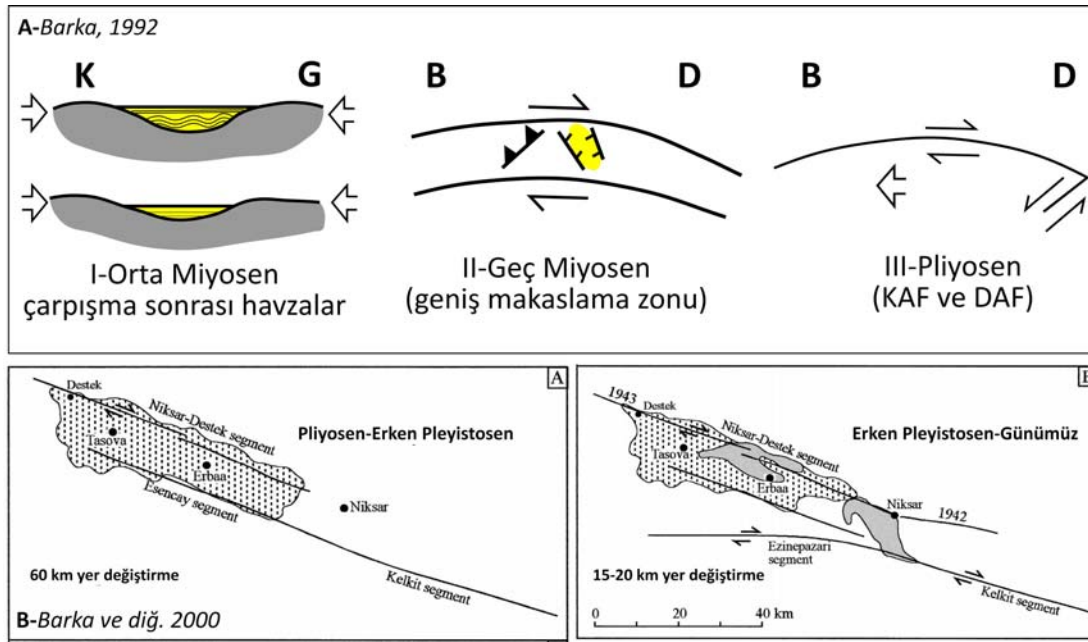
İlk olarak Şengör (1979) tarafından önerilen modifiye edilmiş *sıkışma altında gelişen Prandtl hücreleri* geometrisi (Cummings, 1976), Çankırı Havzası'nın Neotektonik Dönem evrimi için AMZ'nu da kapsayacak şekilde önerilmiştir (Kaymakçı, 2000) (Şekil 1.13/A). Bu hücre geometrisi içerisinde, sağ yanal atımlı ana fay ve sentetik yan kolları arasında kalan tektonik mikrobloklar saat yönünün tersine dönüş hareketi yapmaktadır (Şekil 1.13/B ve C). Şengör ve diğ. (1985) AMZ çevresinde KAFZ üzerinde yer alan Taşova-Erbaa ve Havza-Ladik havzalarında riftleşmenin ve ilksel sedimantasyonun yaşını Orta-Geç Miyosen (Geç Serravaliyen) olarak belirlemiş ve Erken Pliyosen'den itibaren de akarsu çökelleri egemen kalın havza dolgusunun bu çökelleri uyumsuz olarak üzerlediklerini öne sürmüşlerdir.



Şekil 1.13 : a) Şengör'ün (1979) Anadolu'nun Neotektonik dönem için öne sürdüğü *Prandtl hücreleri* geometrisi modeli; b) aynı modelin Çankırı Havzası özelinde AMZ'nun Neotektonik Dönem evrimine uyarlanması (Kaymakçı, 2000)

Barka (1992), AMZ çevresindeki KAFZ havzalarının stratigrafileri ve yapısal özelliklerine dayanarak, KAF'ın zaman içerisindeki evrimi için 3 aşamalı bir model önermiştir. İlk olarak Orta Miyosen'den itibaren egemen olan K-G yönlü sıkışma sonucu Intra-Pontid suture boyunca fliş-molas havzaları gelişmiştir. Bu havzalarda depolanan çökeller sıkışma rejiminin devamı sonucunda kıvrılmıştır (Şekil 1.14/A-I). Geç Miyosen'de tektonik rejimin doğrultu atıma dönmesi ile KAFZ geniş bir deformasyon zonu halinde gelişmeye başlamış ve Riedel geometrisine ait ilksel makaslama kontrolünde bu havzalar belirginleşmiştir (Şekil 1.14/A-II). Erken Pliyosen'den itibaren ise söz konusu makaslama zonu içerisinde dar bir hat boyunca KAF Anakol oluşarak kendinden önceki yapıları kesmiştir (Şekil 1.14/A-III).

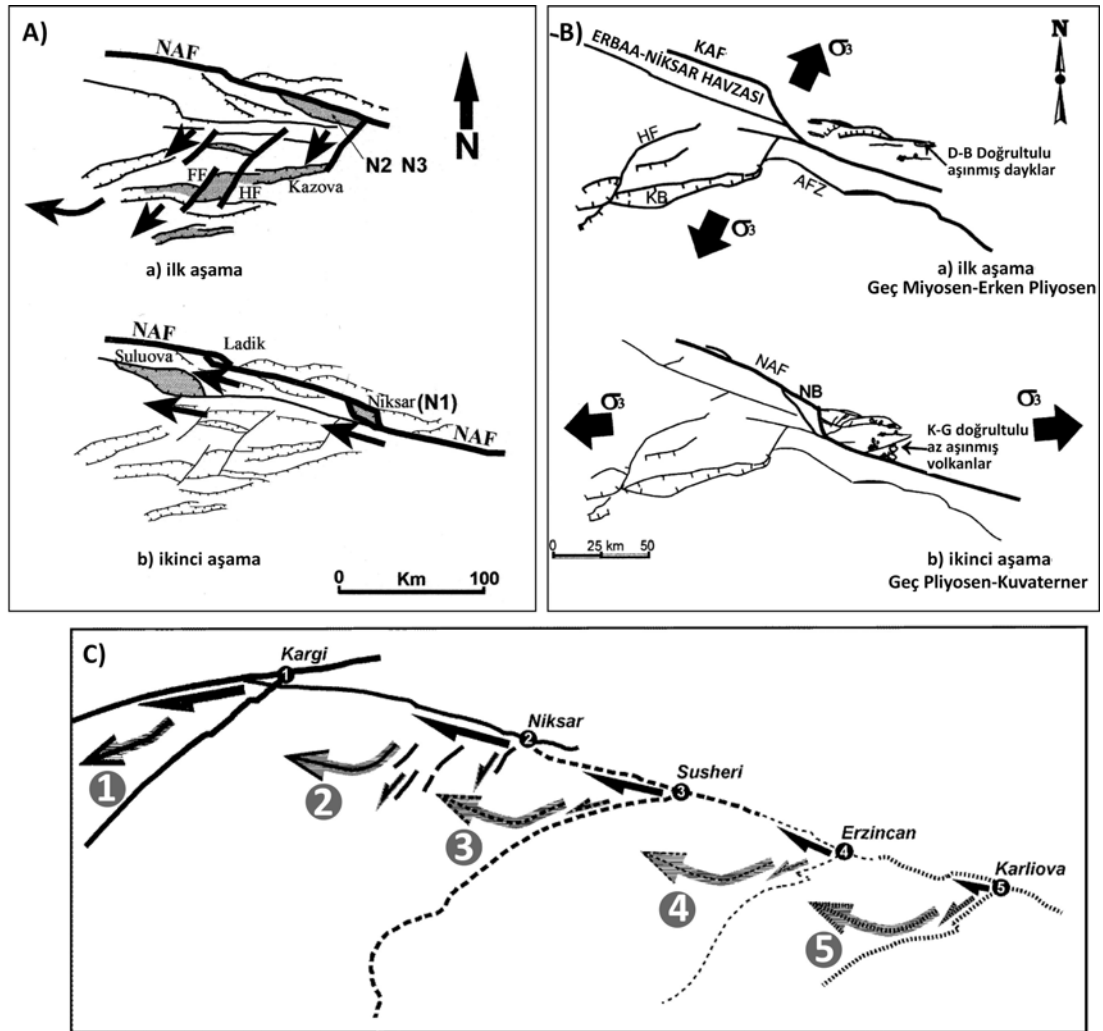
Barka ve diğ. (2000), AMZ'nun KD kesiminde KAFZ üzerinde yer alan Taşova-Erbaa ve Niksar havzaları üzerine yoğunlaşan çalışmalarında; Taşova-Erbaa Havzası'nın Pliyosen-Erken Pleyistosen dönemi içerisinde, KAF üzerinde Kelkit-Esençay ve Niksar-Destek segmentleri arasında gerçekleşen sağ yönlü sıçrama ve ~60 km atım sonucu geliştiğini öne sürmüşlerdir. Erken Pleyistosen'den itibaren de güneyde Ezinepazar Fayı'nın gelişmesini takiben Esençay Fayı'nın aktivitesini yitirmesi sonucu, günümüze kadar gerçekleşen 15-20 km atım sonucunda Niksar ve genç Erbaa havzaları oluşmuştur (Şekil 1.14/B).



Şekil 1.14 : A) Barka'nın (1992) KAFZ için öne sürdüğü evrim aşamaları; B) Taşova-Erbaa ve Niksar havzalarının evrim aşamaları (Barka ve diğ., 2000)

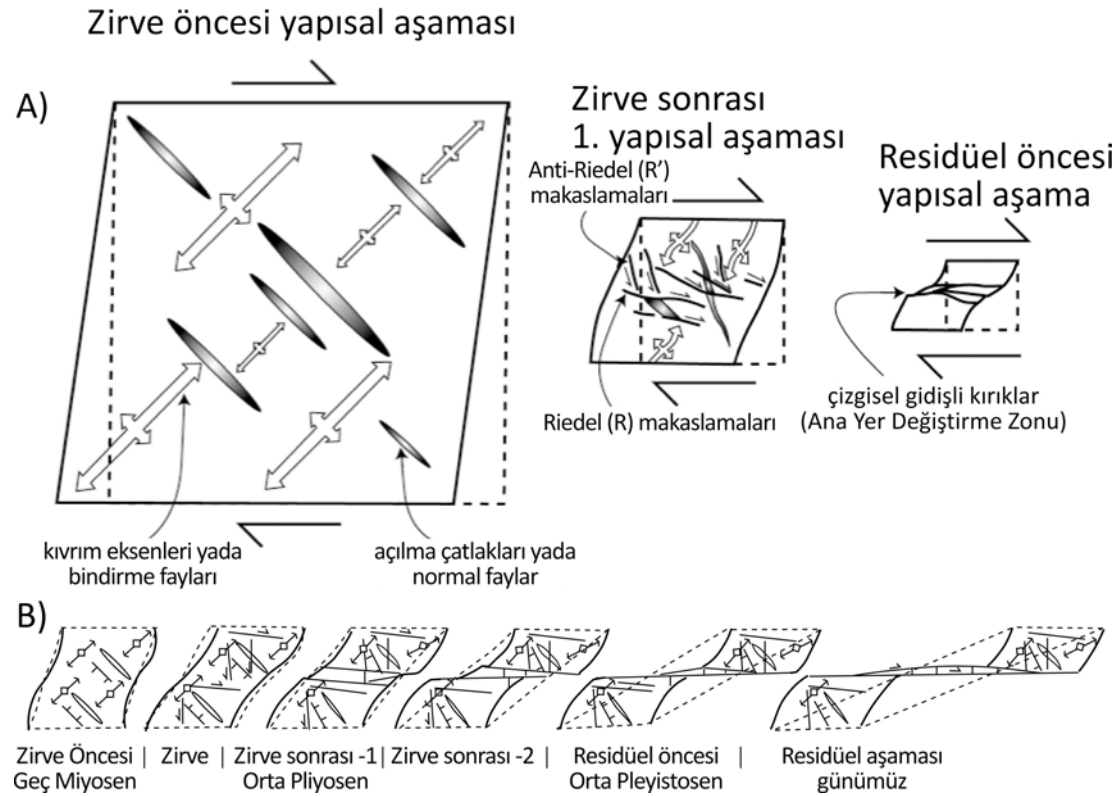
Chorowicz ve diğ. (1999) Anadolu'nun Neotektonik evrimi içerisinde KAFZ'nun oluşumunu, KAFZ ve DAF tarafından sınırlanan çarpışma sonrası batıya kaçış (Şengör ve diğ., 1985) tektoniği yerine doğudan batıya göç eden kaçış kaması teorisi ile açıklamışlardır. Yazarlar, Helenik yay boyunca dalan okyanusal dilimin geri çekilmesi sonucu oluşan emme kuvvetinin Anadolu'nun batı kenarında, Ege Denizi çevresinde bir serbest gerilim bölgesi yaratması ile sonuçlandığını (Ege Graben Sistemi) ve günümüz KAF ve DAF arasında yer alan üçlü eklemin, batıdan doğuya doğru KAF ile Devrez Fayı, Sungurlu Fayı, Malatya-Ovacık Fayı ve nihayet DAF boyunca göçmesi sonucu gerçekleştiğini öne sürmüşlerdir (Şekil 1.15/C). Bu modele göre, doğuya doğru göç eden bu kaçış kaması içerisindeki blokların ilksel hareketinin GB yönlü, ilksel aktivitesini kaybettikten sonra da KB-B yönüne (ana faya paralel

olacak şekilde) dönmektedir. Morfotektonik yapıların konumları ve kinematik verilere göre her bir kamanın evriminde ilk faz KKD yönlü, ikinci faz ise DKD yönlü açılma kontrolünde gelişmektedir (Şekil 1.15/A-B). Bunun yanısıra, KAMZ içerisinde gözlenen volkanizmanın yaşları ile (Adıyaman ve diğ., 2001) KAF üzerinde gözlenen atım bileşenlerinin doğudan batıya doğru azaldığı öngörülmüştür. Bu hipoteze göre AMZ, bir dönem (Erken Pliyosen?) sol yönlü çalışan bir güney sınır fay(lar)ı boyunca GB yönlü hareket eden bir kaçış kamasıdır. Bu geometri kontrolünde egemen K-G açılma sonucunda da Suluova Havzası'nın oluştuğu öne sürülmüştür (Adıyaman ve diğ., 2001) (Şekil 1.15/C). Üçlü eklemin doğuya doğru göçmesi ile de AMZ günümüz kinematik özelliklerini kazanmıştır.



Şekil 1.15 : İnceleme alanının (A) Chorowicz ve diğ. (1999) ve (B) Adıyaman ve diğ. (2001) tarafından önerilen fay geometrisi ve kinematik evrimi, (C) kaçış kamasının doğuya göçü modeli (Chorowicz ve diğ. 1999)

Şengör ve diğ. (2005), KAF'ın oluşum modelini Tchelanko'nun (1970) makaslama zonu evrimi üzerine gerçekleştirdiği deneysel çalışma kapsamında ele almıştır. Yazarlara göre KAMZ'nun Orta-Geç Miyosen'de (11-12 My) başlayan evrimi sonucunda öncelikle Riedel geometrisine ait oblik ve normal bileşenli egemen faylar ile bu fayların kontrolünde açılan havzalar oluşmuştur (Şekil 1.16/A). Erken-Orta Pleyistosen'den itibaren KAF Anakol'un oluşması ile bu ilksel yapılar kesilerek ötelenmiş ve KAFZ günümüz geometrisine kavuşmuştur (Şekil 1.16/A). Bu modele göre makaslama zonları, genişlikleri ve sıkışma merkezinden uzaklıklarına göre doğudan batıya doğru zaman içerisinde evrilmiştir. AMZ, bu çalışma içerisinde KAFZ evrimi için önerilen **D** bölümüne karşılık gelmektedir (Şekli 1-16/B). Buna göre, AMZ içerisinde havza oluşumu, *Zirve Sonrası-1* aşamasında (Erken-Orta Pliyosen) başlamış, bölge içerisindeki doğrultu atımlı faylar ise *Residüel öncesi* aşamasında (Orta Pleyistosen'de) oluşmuştur (Şekil 1.16/B).



Şekil 1.16 : Şengör ve diğ. (2005)'e göre A) Riedel geometrisinin gelişim aşamaları içerisinde oluşan yapılar B) KAFZ'nun 6. bölgesinin (AMZ) yapısal evrimi

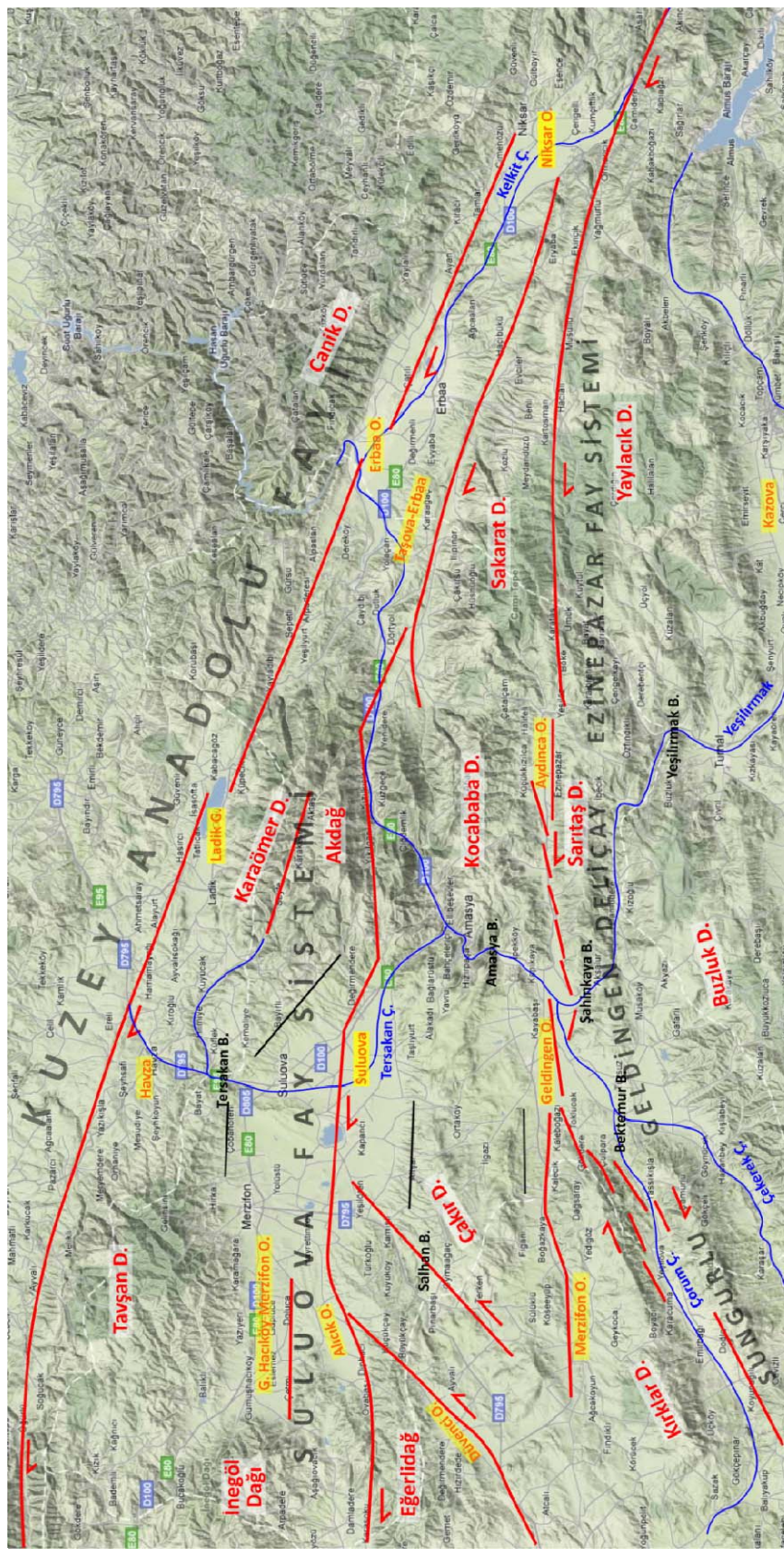
KAFZ'nun kinematik evrimini konu alan önceki çalışmalar (Andreux ve diğ., 1995; Bellier ve diğ., 1998; Özden ve diğ., 2002), inceleme alanı yakın çevresinden elde edilen faylanma verilerinin kinematik analizi ile bölgenin transpresyonel bir gerilme

rejimi altında geliştiğini, bu dönemin Pleyistosen'den günümüze transtansiyonel karakter kazandığını öne sürmüşlerdir.

AMZ ve çevresinin günümüzde KAF ve yan kolları tarafından aktif olarak deforme edilen morfolojisinin, Neotektonik Dönem öncesi oluşum yaşına ve özelliklerine dair az sayıda çalışma bulunmaktadır. Örneğin, Suluova ve Havza havzaları tabanında gözlenen kömürlü birimlerin palinolojisi (Kayseri ve Akgün, 2008), Orta Miyosen yaşlı bu formasyonların (17-10 My) yüksek dağlarla (Tavşan ve Akdağ) çevrili, dış drenaja kapalı havzalarda ve gölsel ortamda çökeldiklerini göstermektedir. Benzer bir biçimde, Miyosen dönemi boyunca İç Anadolu havzaları genelinde de dış drenaja kapalı gölsel ortam egemendir (Görür ve diğ., 1998; Kaymakçı, 2000; Karadenizli ve diğ., 2004). Bu bulgular, inceleme alanının yükselim ve havza aralanması olarak tanımlanan morfolojisinin oluşumunun Neotektonik Dönem'den önce, Erken-Orta Miyosen'den itibaren başladığının bir göstergesidir.

1.7. Amasya Makaslama Zonu'nun Türkiye Neotektoniği içerisindeki konumu ve morfotektonik unsurları

İnceleme alanı, doğuda Niksar'dan (37°D) başlayarak batıda (35°D) boylamında sona eren kama şekilli bir geometriye sahip geniş bir makaslama zonudur. Bu zonun oluşumu ve evrimi KAFZ Anakol ile ondan ayrılan Ezinepazar-Sungurlu Fay Sistemi (EzSFS) ile Suluova Fay Sistemi (SuFS) tarafından kontrol edilmektedir. Bu bölümde inceleme alanındaki jeomorfolojik unsurlar kısaca tanıtılacaktır (Şekil 1.17). İnceleme alanının morfolojisi, akarsu vadileri ve faylar tarafından kesilen belirgin yükselimler ile aralarında gelişmiş geniş ve derin depolanma alanları olarak tanımlanabilir. Farklı bir ifade ile, aktif faylar ile sınırlanan bloklardan oluşan inceleme alanının güney kesiminin morfolojisini EzSFS kontrol etmektedir. 1939 Erzincan depreminde bu zonun 80 km'lik bir kesimi kırılarak (Parejas ve diğ., 1942; Ketin, 1948; Barka ve Kadinski-Cade, 1989) üzerinde 1.5-2.5 m arasında değişen sağ yönlü ötelenme gerçekleşmiştir (Barka, 1996). Doğu-batı doğrultusunda oldukça çizgisel bir hatta ilerleyen yüzey kırığı bu çalışmada Ezinepazar Fayı (EzF) olarak isimlendirilmiştir. Bu segment ile KAF Anakol (1942 yüzey kırığı) arasında Pleyistosen yaşlı Niksar Havzası oluşmuştur. EzF, yaklaşık 1000 metre yüksekliğinde, güneye akan akarsular tarafından kazılan dar bir koridoru takip eder.



Fayın kuzeyinde KAF Anakol'a paralel uzanan Esençay Fayı (EsF) ile EzF arasında pozitif çiçek yapısı biçiminde yükselen Sakarat Dağı (1945 m), güneyinde ise Yaylacık Dağı (1628 m) bulunmaktadır. Segment (ve yüzey kırığı), Aydınca Ovası girişinde güneye doğru sıkışmalı bir büküm yaparak sona erer. EzSFS'nin batı devamı Deliçay Vadisi boyunca uzanır ve Deliçay Fayı (DF) olarak adlandırılmıştır. Kuzeyde Sakarat Dağı, güneyde ise Sarıtaş Dağı ile sınırlanan vadinin doğu kesiminde fay kaması biçiminde gelişmiş Aydınca Ovası bulunmaktadır. DF Geldingen Ovası (400 m) girişinde yine güneye doğru sıkışmalı bir büküm gerçekleştirerek sona ermektedir. EzSFS burada doğu-batı doğrultusundaki çizgisel gidişini bozarak iki kola ayrılır. Bir kol D-B gidişli Mecitözü Fayı'nı (MF), diğer kol ise KD-GB gidişli Sungurlu Fayı'nı (SF) oluşturur. Bu sıçrama sonucunda Pleyistosen yaşlı Geldingen çek-ayır Ovası oluşmuştur. MF Kırklar Dağının KB doruğu olan Karadağ'ı kuzeyden sınırlayarak Çorum Ovası'na doğru morfolojik belirginliğini kaybederek uzanmaktadır. SF ise Çorum Çayı vadisi boyunca Sungurlu'ya kadar uzanmaktadır. Bahsedilen iki segment arasındaki geometrik farklılık nedeniyle Karadağ (1289 m) pozitif çiçek yapısı olarak yükselmektedir.

Esençay Fayı (EsF) Niksar ve Taşova-Erbaa (ortalama 250 m) ovalarını güneyden sınırlayarak KAF Anakol'a paralel gidişini batıda Tekke civarında bozarak güneye doğru döner. Sakarat Dağı'nı kuzeyden sınırlayan fayın önünde Alt Pliyosen yaşlı çökeller gelişmiştir (Ünay ve de Bruijn, 1998; Barka ve diğ., 2000). Fay hattı batı devamında Taşova'dan Suluova'ya doğru D-B gidişe sahip Taşova Fayı'na (TF) dönüşür. EsF'nin bir diğer devamı da Akdağ ve Karaömer Dağı arasındaki sınırı oluşturan KB-GD gidişli Derinöz Fayı'dır (DöF). Çok derin kazılmış Yeşilirmak vadisinin kuzey sınırını oluşturan TF ile DöF arasında Akdağ (2053 m) ve DöF ile KAF Anakol arasında Karaömer Dağı pozitif çiçek yapısı olarak yükselmektedir. TF Suluova girişinde çatallanarak birkaç kola ayrılır. Orta Pliyosen'de oluşmaya başlayan Suluova Havzası'nın karmaşık evrimini çeşitli jeolojik dönemlerde kontrol eden bu fayların günümüzde aktif olmadığı söylenebilir. Fay zonunun aktif devamı havzanın orta kesiminden geçerek D-B yönlü olarak uzanır (Suluova Fayı; SuF) ve Suluova'yı terkederken birkaç yan kola ayrılır (Alıcık-Laçın Fayı, ALF); Gümüş Fayı, GüF; Düvenci Fayı, DüF; Salhan Fayı, SaF). Yan kollar üzerinde gelişmiş küçük ölçekli ve genç depolanma alanları (Alıcık Ovası, Düvenci Ovası, Gümüşhacıköy Ovası), bu fayların aktif olduğunu göstermektedir.

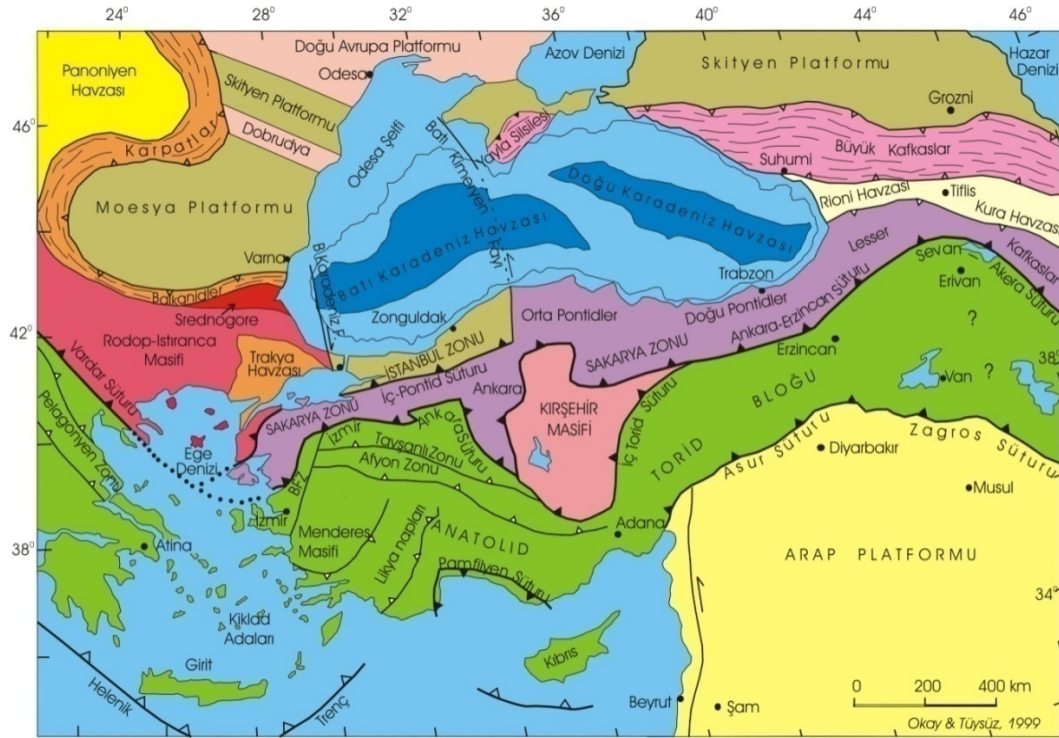
Bunun yanısıra faylar üzerinde aletsel dönemde önemli depremler (1942 Hamamözü Depremi, M: 6.0 ve 1996 Salhan Vadisi Depremi, M:5.6) gerçekleşmiştir. Laçın Fayı batıda Kızılırmak Fay Zonu (Kaymakçı, 2000) ile birleşmektedir.

İnceleme alanının drenajı, Yeşilırmak Nehri'nin su toplama alanı içerisinde kalmaktadır. Güneydoğuda KAF'na paralel uzanan aktif bir sırt ile Kelkit Vadisi'nden ayrılan Yeşilırmak Vadisi, Kazova içerisinde D-B akarak makaslama zonuna paralel uzanır. EzSFS kontrolünde yükselen Yaylacık Dağı'nı derin kazılmış bir boğazla (Yeşilırmak Boğazı) geçen ırmak keskin bir biçimde batıya dönerek dar bir vadi boyunca faya paralel uzanır. Amasya Ovası'na Şahinkaya Boğazı'nı geçerek ulaşan Yeşilırmak, boğaz yakalarında bölgedeki aktif yükselmeyi işaret eden teras çökelleri depolamıştır. Amasya Ovası'nda Yozgat'tan doğan Çekerek, Çorum'dan doğan Çorum çayları ve Deliçay ile birleşerek kuzeyde Amasya Boğazı'na doğru ovayı terkeder. Kuzeyde Suluova Havzası'nı drene eden Tersakan Çayı, ovanın aktif çöken kısmı olan güneybatı kesimine doğru akarak burada Salhan Çayı ile birleşir. Suluova'yı Boğazköy Boğazı ile terkeden akarsu Amasya ili yakınlarında Yeşilırmak ile birleşir. Bu birleşimden sonra Yeşilırmak Erbaa Ovası'na doğru fay kontrollü dar ve derin bir vadi boyunca akar. Erbaa Ovası'nda Kelkit Nehri ile birleştikten sonra yine dar bir boğazdan geçerek Karadeniz'e doğru inceleme alanını terkeder.

2. AMASYA MAKASLAMA ZONU'NUN STRATİGRAFİSİ

2.1. Neojen Öncesi Temel Stratigrafisi

Neojen öncesi temel kayalar bu çalışmanın kapsamı dışındadır, bu nedenle mevcut literatür yardımıyla tanıtılacaktır. Bölgenin renkli ve bir o kadar da karmaşık olan temel jeolojisinin iyi anlaşılması, Neojen stratigrafisinin aydınlatılması için önem arz etmektedir. Özellikle Suluova Havzası'nın eski çökellerinin tane litolojisinin istif boyunca değişimi yükselen blokta yüzlek veren birimlerin özelliklerini yansıtır. Bu durum genellikle zor olan genç-karasal çökellerin ayırtlanmasına ve korelasyonunun yapılmasına izin verdiği gibi havza evrimi boyunca havza kenarlarındaki aktif yükselmenin özelliklerine dair ipuçları da sunmaktadır.

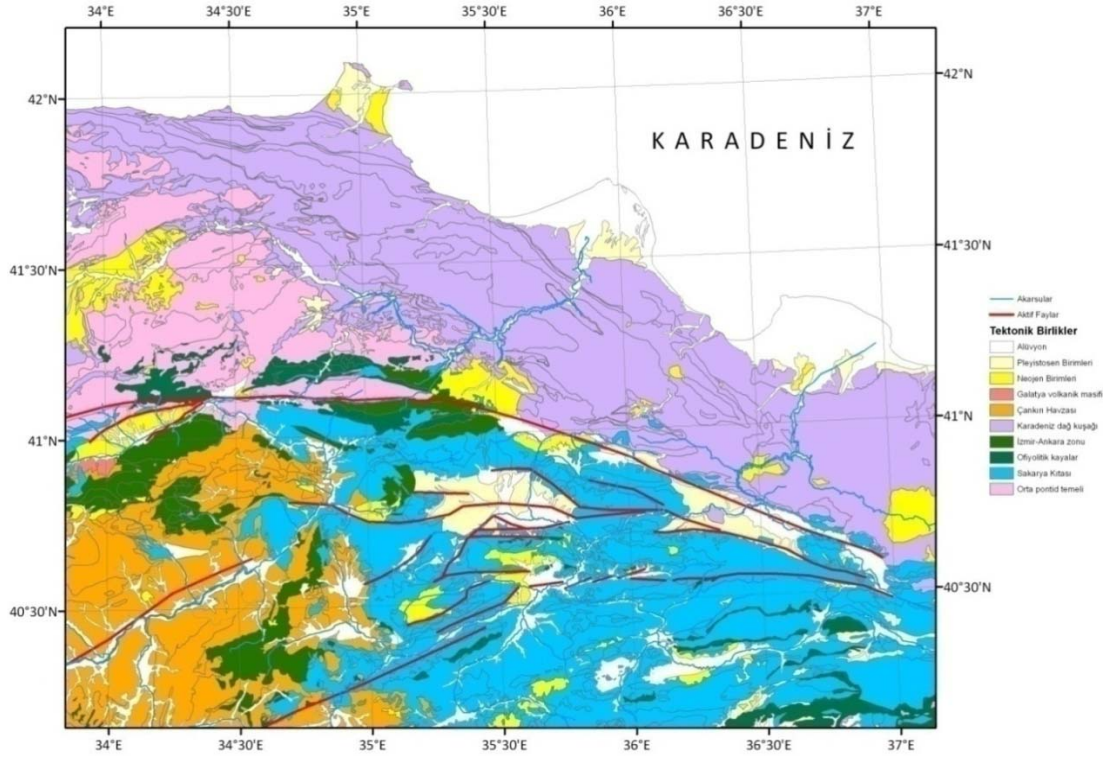


Şekil 2.1 : Türkiye ve yakın çevresinin tektonik birlikleri (Okay ve Tüysüz, 1999)

İnceleme alanında bölgesel jeolojiye yönelik olarak yapılmış çok önemli iki eski çalışma vardır. Bunlar Blumenthal'in (1950) bölgesel ve Alp'in (1972) oldukça ayrıntılı jeoloji haritalarını da içeren çalışmalarıdır ve bölgesel jeolojiye önemli katkılarda bulunmuşlardır. Bunun yanı sıra TPAO projeleri (Tüysüz, 1992; Yılmaz ve

diğ., 1997a ve 1997b), MTA projeleri (Genç ve diğ., 1991) ile Rojay (1993) tarafından gerçekleştirilen doktora tezi sonucunda inceleme alanının stratigrafisi büyük oranda çözülerek yayınlanmıştır (Tüysüz, 1996 ve Tüysüz ve diğ., 1998).

Orta ve Batı Pontidler ile Sakarya Kıtası birimlerinin haritalanması ve stratigrafisinin ortaya konulması uzun ve çok kapsamlı çalışmalarla gerçekleştirilmiştir. Tüysüz ve diğ. (1998) hazırladıkları Türkiye'nin ilk jeoloji amaçlı coğrafi bilgi sistemi (CBS) ile mevcut bilgilerin ayrıntılı derlemesini ve tektonik birliklerin ayırdını gerçekleştirmişlerdir (Şekil 2.2). Söz konusu sistemin sayısal jeoloji haritası bu çalışmanın altlığını oluşturmaktadır. Bunun yanısıra bölgede gözlenen önemli litostratigrafik birimlerinin tanımlanmasında Tüysüz, 1996; Tüysüz ve diğ., 1998; Yılmaz ve diğ., 1997a; Yılmaz ve diğ., 1997b çalışmaları esas alınmıştır. Bunun yanısıra inceleme alanı içerisinde yer alan Neojen öncesi temel birimlere yönelik çalışmalara da değinilmiştir (ör. Avşar, 1991; Çapkinoğlu ve Bektaş, 1998). İnceleme alanında yaygın olarak bulunan karasal, denizel ve volkanik Eosen birimleri ise daha detaylı ayırtlanarak yine mevcut literatür yardımıyla tanıtılmıştır (Atalay, 2001; Keskin ve diğ., 2008). İnceleme alanını batıdan sınırlayan Çankırı Havzası'nın Neojen stratigrafisi son dönemde gerçekleştirilen çalışmalarla büyük oranda aydınlatılmış ve memeli paleontolojisi ile palinolojik veriler kullanılarak ayrıntılı olarak yaşlandırılmış (Şen ve diğ., 1998; Kaymakçı, 2000; Karadenizli ve diğ., 2004; Seyitoğlu ve diğ., 2009) ve bu bölüm içerisinde ilgili kısımlarda tanıtılmıştır.



Şekil 2.2 : İnceleme alanı ve yakın çevresinin (Tokat Masifi) tektonik birlikleri (Tüysüz ve diğ., 1998’den düzenlenerek) ve aktif fayları

İnceleme alanı, Sakarya Kütası’nın doğu uzantısını oluşturan Tokat Masifi (Blumenthal, 1950; Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz ve diğ., 1997a ve 1997b) içerisinde yer almaktadır (Şekil 2.1). Masif batıda Çankırı Havzası, güneyde Ankara-Erzincan Süturu, kuzeyde ise Kuzey Anadolu Fayı Anakol’u ile sınırlanır. Masif içerisinde bölgesel diskordanslarla birbirinden ayrılabilen 4 farklı kaya topluluğundan söz edilebilir. Bunlar, **(1)** Karakaya kompleksine ait Triyas yaşlı metamorfik temel, temeli uyumsuzlukla örten **(2)** Liyas-Alt Kretase yaşlı kırıntılı, volkanik ve karbonatlar, **(3)** Üst Kretase yaşlı bloklu kireçtaşları, ofiyolitik kayalar ve volkanitler. **(4)** Eosen yaşlı çökel ve volkanik kayalar (Tüysüz ve diğ., 1998) olarak tanımlanabilir (Şekil 2.2 ve Şekil 2.3). İnceleme alanının batısında yer alan Çankırı Neojen Havzası ve bu çalışmanın konusunu oluşturan Neotektonik Dönem havzaları içerisinde çökelen birimler temel birimleri örtmektedir (Şekil 2.3).

EOSEN	Lütesiyen	Hamamözü fm.	Andezit ve bazaltik yay ardı volkanizması
	İpresiyen	Çekerek fm. Çeltekm fm.	Sığ denizel bol nummulitli kireçtaşı Yer yer volkanik ara katkılı Sığ denizel kırıntılılar Riyolitik dayk (50 ma) Karasal, kömür seviyeleri içeren göl ve akarsu istifi
PALEOSEN	Maestrihtiyen	Lokman fm.	Karasal Aşınım Dönemi Andezit, bazalt ve bunların kırıntılıları
	Kampaniyen		Rudistli, mercanlı kireçtaşı Taban konglomerası
KRETASE	Senomaniyen Alt Kretase	Amasya fm.	Ofiyolitik melanj Kireçtaşı ve Ofiyolit blokları içeren pelajik kireçtaşı
JURA	Malm	Soğukçam fm.	İnce tabakalı mikritik kireçtaşı Neritik kireçtaşı
	Dogger	Bilecik Kireçtaşı	
	Liyas	Mudurnu fm. Carcurum fm. Bayırköy fm.	Basalt, dasit ve piroklastikler Ammonitli nodüler kireçtaşı Kırmızı çamurtaşı Permian kireçtaşı blokları
TRİYAS		Karakaya Kompleksi	Yeşilirmak ve Laçın metamorfikleri Ofiyolit, mermer blokları içeren, Yeşilist-Mavişist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış sleyt, fillat, metabazit, metalav ve metapelitler Karasenir formasyonu Rekristalize kireçtaşı (Silüriyen-Devoniyen) blokları içeren Zayıf metamorfik konglomera, kumtaşı çamurtaşı

Şekil 2.3 : İnceleme alanının Triyas-Eosen yaşlı birimlerinin genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti

2.1.1. Triyas Litostratigrafi Birimleri (Karakaya Kompleksi)

İnceleme alanında bulunan en yaşlı birimi, Liyas çökelleri tarafından belirgin bir açısal uyumsuzlukla örtülen Tokat Masifi'ne ait metamorfik kayalar oluşturmaktadır. Sakarya Kıtası'nın temelini oluşturan Karakaya kompleksi (Bingöl, 1975; Okay, ve diğ., 1990,1991,1996) içerisine dahil edilen bu kayalar (Tüysüz, 1996) çeşitli derecelerde metamorfizmaya uğramış çökel ve volkanitler ile bunların içerisindeki muhtelif bloklardan oluşmaktadır. Birimlerin Karakaya okyanusu içerisinde ve kapanma sürecinde geliştiği ve kapanmasından sonra gömülüp metamorfizmaya uğradığı düşünülmektedir (Yılmaz ve diğ., 1997a ve 1997b). İnceleme alanındaki Triyas yaşlı litostratigrafi birimleri: Karasenir formasyonu, Yeşilirmak metamorfiti, Laçın metaolisostromal karmaşığıdır (Şekil 2.3 ve Şekil 2.4). Bu formasyonlara ait

metamorfitler güncel havza sınırlarındaki genç faylar tarafından yükseltilmiş ve güncel alüvyal fanların ana malzeme kaynağını oluşturmaktadır.

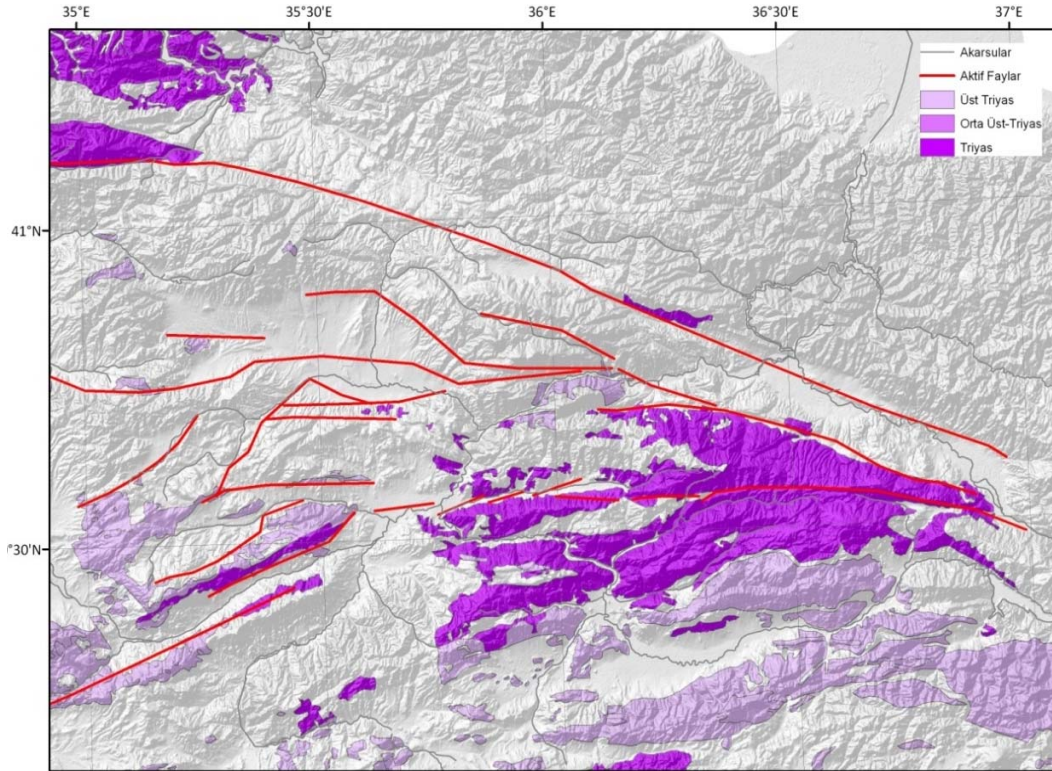
2.1.1.1. Karasenir formasyonu (Trk)

İlk kez Alp (1972) tarafından isimlendirilen bu formasyon zayıf metamorfik çakıltası, kumtaşı, şeyl gibi kırıntılılar ile bunlar içerisindeki kireçtaşı merceklerinden oluşmaktadır. Birimin egemen litolojisi olan kumtaşı ve konglomeralar koyu renkli, sert, dayanımlı ve kırılmandır. İnce-orta kalın tabakalanma bazen tane boyu farklılığı yüzünden belirgindir. Ancak formasyonun şiddetli bir deformasyondan etkilenmiş olması nedeniyle bu tür birincil sedimanter yapılar genellikle silinmiş, kayadaki taneler belli bir yönde uzamış, birim birbirleri ile tektonik dokanaklar sunan bedenler haline gelmiştir. Kumtaşları ince-orta kum boyutlu, iyi-orta boylanmalı ve derecelenmesizdir. Tanelerinin çoğunluğu kuvars ve plajiyoklastır. Serisit, klorit matriksli kaya grovak ve subgrovak türündedir. Konglomeralar genellikle yanal devamı olmayan düzeyler halinde kumtaşları içerisinde bulunurlar. Çakıllar, yuvarlak taneli, kötü boylanmış, matriks desteklidir. Tanelerinin başlıcaları kuvars, diyorit, granodiyorit, metadiyabaz ve feldspatlardır. Karasenir formasyonunun diğer bir litolojisi de kumtaşı ve konglomera gibi kaba kırıntılılar ile ardalanan sleytlerdir. Koyu renkli, çok iyi yapraklanma gösteren bu birimde yapraklanma düzlemlerine paralel sıralanmış ve bu düzlemlere belirli bir parlaklık kazandıran serisit pulcukları görülmektedir. Birim, Liyas yaşlı Bayırköy formasyonu tarafından diskordan olarak örtülmektedir (Tüysüz, 1996, Tüysüz ve diğ., 1998) .

Karasenir formasyonunun yaşı konusunda farklı görüşler bulunmaktadır. Formasyonun kırıntılı kesimi içerisinde kalınlığı genellikle birkaç metre dolayında olan karbonat mercekleri vardır. Siyah-koyu gri renkli, kalsit damarlı bu kireçtaşları da formasyonun diğer litolojileri gibi zayıf metamorfizmadan etkilenmiş ve rekristalize olmuştur. Kireçtaşları içerisindeki Sefalopod ve Gastropod fosilleri Orta Siluriyen'i belirtmektedir (Alp, 1972). Bunun yanısıra Çapkınoğlu ve Bektaş, (1998) Karasenir formasyonunun içerisinde yer alan kireçtaşı olistolitlerinden derledikleri Erken Devoniyen'e (Lochkoviyen) ait konodont ve alt seviyelerde ise Permiyen'i karakterize eden algler (*Gymnocodiacea* sp.) tespit etmişlerdir. Yazarlar, bu birimlerin Karasenir formasyonunun depolandığı dönemde havza çevresinde yer alan

temel birimlerden depolanma ortamı içerisine bloklar halinde yerleştğini öne sürmüşlerdir. Bu yoruma bağlı olarak da Karasenir formasyonuna Triyas yaşında olduğunu ve Karakaya kompleksine dahil edilmesi gerektiği konusunda fikir belirtmişlerdir.

Karasenir formasyonu inceleme alanında Sungurlu Fayı'nın kuzeyinde 15. Piyade Okulu (Eryatağı) ile Karasenir ve Kapıkaya köyleri çevresinde gözlenmektedir (Şekil 2.4).



Şekil 2.4 : İnceleme alanında Triyas yaşlı Karakaya kompleksine ait birimlerin dağılımı (Tüysüz ve diğ., 1998'den düzenlenerek)

2.1.1.2. Yeşilirmak Metamorfiti (Try)

Tokat Masifi'nde çok geniş yayılımı olan bu metamorfik topluluğun egemen litolojisi metabazitler ve bunlarla ardalanmış fillat, sleyt ve mermerlerdir. Birim içerisinde mermer ve ofiyolit blokları da bulunmaktadır. Metamorfik topluluğun en yaygın litolojisi olan metabazitler mafik metalav ve metatüflerden oluşur. Metalavlar yeşilin muhtelif tonlarında ve muhtelif formlarda görülürler. Amasya güneyindeki bazı mostralarda birim yastık yapılıdır. Sert, sağlam yapılı, koyu yeşil renkli afanitik lavların oluşturduğu yastıkların çapı genellikle 10-20 cm dolayındadır. Belli bir yönde uzamış ve yassılaştırmışlardır. Yastık araları genellikle pelagonitik tuf veya

karbonat dolguludur. Masif lavlar ise yastık lavlara oranla daha seyrek görülürler ve çoğunlukla piroklastiklerle ardalanmış düzeyler halindedirler. Bunlarda genellikle kötü de olsa belirgin bir yapraklanma ve bazen amigdaloidal doku gelişmiştir. Bilhassa bu tür lavlarda akma yapıları, lav tüpleri ve lav tünelleri gibi soğuma yapılarının da korunduğu izlenmektedir. Piroklastiklerin çoğunluğu metatüfler, bir kısmıda metaaglomeralarla temsil edilmiştir. Metatüfler daima çok iyi yapraklanmalıdır. Açık yeşil renkli, aşırı dağınık ve alteredir. Yer yer sarımsı, açık yeşilimsi epidotça zengin düzeylerle ardalanmış koyu yeşil renkli klorit ve aktinolitçe zengin düzeylerin varlığı kayaya bantlı bir görünüm kazandırmıştır. Aglomeralar ise tüflere oranla oldukça seyrektir. Mafik lav parçaları ve tüf matriksten oluşan kaya köşeli taneli, sert ve sağlamdır. Lav ve piroklastiklerle ardalanmış fillatlar yeşilimsi, grimsi renkli, ince taneli, çok iyi yapraklanmalıdır. Bu birim içerisinde mermer mercekleri vardır. Mermerler gri, siyahımsı veya beyaz renkli, sert, kalsit damarlıdır. Bilhassa merceklerin kenarlarına doğru mika içeren düzeyler bulunur. Nitekim çoğu mermer merceğinin çeperi kalkıştı-fillat ardalanmasından oluşan bir zarfla sarılmıştır. Bu durum bugün çoğunluğu deformasyon sonucu blok görünümünü kazanmış mermerlerin aslında birincil karbonat mercekleri olduğunu açıkça göstermektedir.

Lav-piroklastik-çökel topluluğunun tabanı görülmemektedir. Bu istif Amasya güneyinde üste doğru fillat topluluğuna geçmektedir. Fillat koyu gri, siyah, yeşilimsi, kahverengi gibi muhtelif renklerde ve sedef parlaklığındadır. Bazı kesimlerde son derece düzgün, düzlemsel biçimli olan yapraklanma düzlemleri bazen de kıvrılmış ve kink bantlıdır. Fillat içerisinde yer yer metakumtaşı arakatıkları vardır. Bunlar genellikle 5-10 cm kalın belirgin tabakalar halindedirler. Kumtaşları genellikle ince-çok ince kum boyutlu, iyi boylanmış, bazen de derecelenmiştir. Fillat istifi içerisinde Amasya-Tokat yolu güneyinde iri ofiyolit blokları vardır. Bu blokların çoğunluğu serpantin, bir kısmı da gabrodur. Bu tür ofiyolitik blokların yanı sıra mermer blokları da görülmektedir. Yeşilirmak metamorfiti üste doğru içerisindeki bu blokları artması ile Laçın metaolistostromal karmaşığına geçer. Birim Liyas çökelleri tarafından açıl diskordansla örtülür. Yeşilirmak formasyonu olasılıkla Triyas yaşındadır (Tüysüz, 1996).

2.1.1.3. Laçın Metaolistostromal Karmaşığı (Trl)

Bu topluluk mafik volkanik ve piroklastikler ile grovaklardan oluşan bir matriks ve bu matriks içerisindeki mermer ve spilit blokları ile temsil edilir. Karmaşığın matriksi genellikle yeşil renkli, iyi yapraklanma kazanmış metatüfler ve bunlarla ardalanmış grovaklardır. Bu ardalanmaya bazen mafik lavlar, kırmızı renkli pelajik (?) çamurtaşları ve ince karbonat düzeyleri de katılmaktadır. Matriks içerisine çökeltme ile yaşıttır yerleşmiş olan blokların çoğu siyah renkli, sert, kalsit damarlı rekrystalize kireçtaşları ile beyaz renkli mermerlerden oluşmaktadır. Bunların büyük bir kısmı bütünüyle mermerleşmiş olup içlerinde fosil bulunmamaktadır. Bir kısmı ise fosilli rekrystalize kireçtaşlarıdır. Bu tür bloklar içerisinde Karbonifer-Permien ve Alt-Orta Triyas yaşı veren Fusulin ve Megalodont fosilleri bulunmaktadır. Bunların yanı sıra seyrek olarak kırmızı renkli mikritik dokulu rekrystalize kireçtaşları da izlenmektedir.

İstifin üst seviyelerini oluşturan grimsi beyaz rekrystalize kireçtaşı mercekleri, Mecitözü kuzeyinde metakuvarsitlerle arakatkılı olarak yaygınca mostra vermektedir. Bu kireçtaşı mercekleri muhtemelen sığ bir ortamda çökmüştür. Tüm bu litolojiler yeşilist fasiyesine özgü mineral toplulukları içerirler. Yer yer de iri glokofanlı kesimler mevcuttur. Bu tür yüksek basınç metamorfizmi tektonik dilimler halindedir. Laçın metaolistostromal karmaşığı Triyas fosilli bloklar içermesi, üstte ise Liyas çökeltileri ile diskordan olarak örtülmesi gözönüne alınarak Üst Triyas yaşı kabul edilmektedir (Tüysüz, 1996; Tüysüz ve diğ., 1998).

2.1.2. Liyas- Alt Kretase Litostratigrafi Birimleri

Karakaya okyanusunun kapanmasından sonra bir dönem aşınma alanı olarak kalan bölgede, Liyas-Geç Kretase aralığında Sakarya ve Kırşehir kıtaları arasında Neotetis Okyanusu'nun kuzey kolu (İzmir-Ankara Okyanusu) açılmaya başlamıştır. Havza içerisinde riftleşmenin ilk aşamalarını yansıtan kırıntılı birimler (Bayırköy formasyonu) volkanik ara katkılı sığ denizel birimler (Mudurnu formasyonu) ile neritik (Bilecik kireçtaşı) ve pelajik (Soğukçam formasyonu) karbonatlar çökmüştür (Şekil 2.3).

2.1.2.1. Bayırköy formasyonu (Jba)

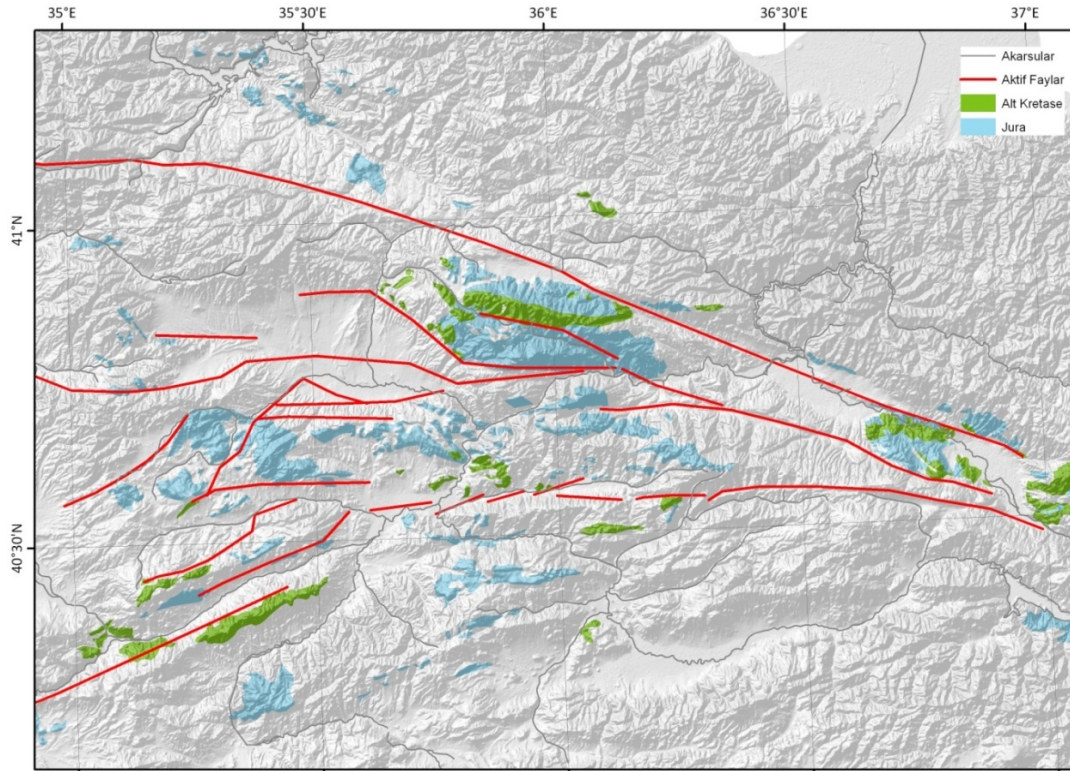
Kırıntılıların egemen olduğu bir çökel istifidir. Birim Amasya çevresinde Alp (1972) tarafından Kayabaşı formasyonu, Rojay (1993) tarafından Vermiş formasyonu olarak adlandırılmış, ancak sonraki çalışmalarda (Tüysüz, 1996) Sakarya Kıtası'nda kompozit metamorfik temelin ortak örtüsü olan Bayırköy formasyonu (Altınlı, 1973) ile eş özellikli ve eş yaşlı olduğu tespit edilerek bu isimlendirme tercih edilmiştir.

Birim Amasya-Taşova güneyinde Kötüköy, Kayabaşı, Kapıkaya, Sazköy ve Kaleköy dolaylarında bulunur. Alt kesimlerindeki egemen litolojisi konglomeralardır. Koyu gri, kirli sarımsı renkli, kötü boylanmış, köşeli-az yuvarlak, bazen levhamsı biçimli tanelerden oluşmaktadır. Tane ve matriks destekli kesimleri vardır. Konglomeranın kalınlığı genellikle 50 metreyi geçmez. Bu kaba kırıntılı birim üste doğru tane boyunun incilmesi ile kumtaşlarına geçer. Kumtaşları koyu gri, kahverengimsi, sarımsı renkli, ince-orta kalın tabakalıdır. Bazı alanlarda kumtaşı içerisinde bitki kırıntıları ve az kömürleşmiş ağaç parçaları bulunmaktadır. Kumtaşının tane boyu dışındaki özellikleri konglomeralar ile aynıdır. Bu birim çoğu yerde doğru üste doğru ince yeşilimsi, pembemsi renkli çört ve mikritik kireçtaşlarına geçer (Carcurum formasyonu). Bazı alanlarda ise kumtaşının hemen üzerinde çok bol Ammonit, Crinoid, Pelecypod ve Gastropod içeren Ammonitico Rosso düzeyleri vardır. Ammonitico Rosso düzeylerinin en geniş yayılımlı olduğu yerler ise Taşlıdağ ve Boraboy dolaylarıdır (Şekil 2.5). Fosil içeriğine göre Bayırköy formasyonu Liyas (Sinemuriyen-Toarsiyen) yaşındadır.

2.1.2.2. Mudurnu formasyonu (Jm)

Öztürk (1979 ve 1980) tarafından Seyfe formasyonu olarak tanımlanan bu birim Suluova Fay Sistemi'nin kuzeyinde geniş yayılıma sahiptir. Formasyonun özellikleri Gözübol (1978) tarafından adlandırılan Mudurnu formasyonu ile yaş, litoloji ve oluşum ortamı anlamında büyük benzerlik gösterdiği için Mudurnu formasyonu olarak değinilecektir. Birimin tipik mostraları Seyfe, Akdağ ve Taşlıdağ köylerinde; Boraboy Gölü ve Derinöz Barajı çevresinde gözlenir (Şekil 2.5). Tabanı görülmeyen bu birim başlıca konglomera, kumtaşı, şeyl, çamurtaşı, yumrulu kireçtaşı gibi çökel kayalar ile asidik-bazik volkanikler, dayklar, tuf, lavlar ve piroklastiklerden oluşur.

Bölgedeki magmatik kayalar iki gruba ayrılabilir; ilk ve egemen grup mikrogabro, diyabaz, bazaltik lavlar ve ilişkili piroklastiklerden oluşan hipabisal kayalardır. Diğer grup ise asidik-felsik bileşimdeki hipabisal kayalar ile riyolit ve dasitik piroklastik kayalardır. Bazik ve asidik lavlar ile piroklastikler, istifin çökel kayaları ile girik ve ardalanmalı olarak gözlenirler. Mikrogabro, diyabaz ve granit porfir bileşimli dayklar tüm istifi kesmektedir. Yer yer gözlenen bazaltik bileşimli yastık lavlar birimin denizaltında oluştuğunu göstermektedir. Mudurnu volkanitlerinin petrolojisinin incelendiği güncel bir çalışmada (Genç ve Tüysüz, baskıda), birimin jeokimyasal özelliklerinin aktif ya da yeni bitmiş bir dalma-batmanın arkasında gelişen kıtasal açılmayı işaret ettiği öne sürülmüştür.



Şekil 2.5 : İnceleme alanındaki Jura- Kretase Birimlerinin Dağılımı

Bunların yanısıra olistostromal seviyeler halinde ya da kilometreyi aşan boyutlarda bulunan Permiyen kireçtaşı blokları, birim içerisinde önemli bir yer tutmaktadır. Birim içerisinde ayrıca metamorfik kaya kırıntıları ve blokları da yaygındır. Mudurnu formasyonunun alt kesimlerindeki egemen litolojisi konglomeradır. Alacalı renkli, kaba taneli, tane destekli bu birimin kırıntılarının çoğu siyah renkli, bol fusulinli rekristalize kireçtaşlarıdır. Konglomera kırmızı renkli çamurtaşları ve bunlarla birlikte bulunan seyrek kırmızı renkli yumrulu kireçtaşları ile ardalanır. Bu *Ammonitico Rosso* seviyeleri içerisinde bazen fosil yığınları oluşturan Ammonit,

Gastropod ve Bivalv fosilleri vardır. Bu konglomera-çamurtaşı istifı içerisinde boyutları birkaç metre ile birkaç on metre arasında değişen bol fusulinli kireçtaşı blokları da bulunmaktadır. İstifin üstüne doğru tane boyu inceler. İstif önce kırmızı çamurtaşı, marn, yeşil silttaşı ve silisifiye tuf ardalanması haline gelir. Bu ardalanma içerisinde birkaç seviyede tümüyle Krinoid saplarından oluşan 10-30 cm kalınlığında bantlar vardır. İstifin biraz daha üzerinde bu defa riyodasit-dasit türü volkanitler görülmeye başlar. Bunlar hem çökellerle arakatkılı lav ve piroklastikler olarak hem de küçük dayklar halinde bulunur. Birimin diğer kesimlerinde mafik lavlar da yaygındır. İstifte üste doğru yeniden benzer çökeller görülür. Bunun yanı sıra Permien kireçtaşı bloklarının boyları artar ve kilometre mertebesine ulaşır. Bu kireçtaşlarında fosillerle Alt, Orta ve Üst Permien'in mevcudiyeti ortaya konulmuştur.

İstifin en üstünde ise ince tabakalı, taban kesimlerinde ince tuf seviyeleri içeren Üst Jura-Alt Kretase kireçtaşları (Soğukçam formasyonu) uyumlu ancak keskin bir dokanakla Mudurnu formasyonunu örterler. Mudurnu formasyonunun alt kesimlerindeki Ammonitler birimin Üst Pliensbachiyen-Aaleniyen yaşında olduğunu belirtmektedir. Öztürk (1979) birim içerisindeki kırmızı renkli kiili kireçtaşlarından derlediği *Phylloceras anatolicum*, *Phylloceras bonorelli*, *Phylloceras frondosum*, *Pentaerinus laevisutus*, *Vidalina cf. martana*, *Nodosaria* sp., *Ammodiscus* sp. fosillere dayanarak Domeriyen (Liyas), Altiner ve diğ. (1992) ise Dogger (Bajosiyen-Bathoniyen) yaşı önermiştir. İstifin altı görülemediğinden dolayı alt yaş sınırı bilinmemektedir. Üstte ise Üst Titoniyen tarafından uyumlu örtüldüğü gözetilirse birimin Dogger ve Malm'i de içermesi mümkün görülmektedir.

2.1.2.3. Carcurum formasyonu (JKc)

İlk defa Alp (1972) tarafından isimlendirilen bu formasyon Soğukçam formasyonu ile benzer özelliklere sahip olan homojen bir mikritik kireçtaşı ile temsil edilmiştir. İnceleme alanında, stratigrafik tabanının görülebildiği yerlerde (Karasenir Köyü) Bayırköy formasyonu (Tüysüz, 1996) üzerinde açısız uyumlu olarak durmaktadır (Şekil 2.5). Amasya güneyinde Karasenir, Sazköy ve Helvacı köyleri civarında gözlenir. Egemen litolojisi beyaz, ince tabakalı mikritik, nodüler ve çörtlü kireçtaşıdır. İçerisinde yaygın kalsitürbiditik seviyeler, slump yapıları ve büyüme fayları bulunmaktadır. Birim sin-sedimanter ve sonrasındaki tektonik aktivitelerden

fazlasıyla etkilenmiştir ve aşırı kıvrımlı bir yapısı vardır. Carcurum formasyonu içerisinde Geç Jura-Erken Kretase (Titoniyen-Valanjiniyen) zaman aralığını belirten fosiller çoğunluktadır ancak içerisinde Dogger'i de işaret eden *Rhynconella decorata* fosilleri de bulunmaktadır (Alp, 1972). Bunun yanısıra Bayırköy formasyonu üzerine uyumlu dokanağının olması nedeniyle Dogger-Alt Kretase yaşında olduğu kabul edilmiştir (Tüysüz, 1996). Pelajik bir faunaya sahip olması ve sedimanter özellikleri Carcurum formasyonunun derin bir denizel ortam ürünü olduğunu işaret etmektedir.

2.1.2.4. Bilecik Kireçtaşı (Jb)

Bilecik kireçtaşı beyaz, grimsi, pembemsi renkli, sert, sağlam, belirgin veya az belirgin tabakalanmalı, orta kalın-kalın tabakalı, bol kırıklı ve çatlaklı bir kireçtaşı ile temsil edilir. Oolitik, mikritik, biyomikritik kireçtaşı türleri yaygındır. Genellikle bölgedeki metamorfizmler üzerinde ya da Bayırköy formasyonu üzerinde diskordan olarak oturmaktadır. Bazı alanlarda ise Bayırköy formasyonu ile uyumludur. Birim, tabanda genellikle bir veya birkaç metre kalın konglomera veya kumlu kireçtaşı ile başlar ve üste doğru masif kireçtaşına geçer. Oldukça homojen bir birimdir. Bu tür otokton kireçtaşlarının yanısıra kendisinden daha genç çökeller içerisinde de yaygın bloklar halinde görülür. Bilecik kireçtaşı Üst Jura-Alt Kretase yaşındadır (Şekil 2.3).

Bilecik kireçtaşı, Amasya formasyonunun içerisindeki bloklar halinde Amasya Kalesi çevresinde, Ezinepazar Fayı'nın güneyinde metamorfik temel üzerinde, Suluova güneybatısındaki Salhan Çayı vadisinde yine metamorfik temeli üzerlemekte ve üstte Eosen volkanikleri ve kırıntılıları ile uyumsuz olarak örtülmektedir (Şekil 2.5). Bilecik kireçtaşı, Kamışlı ve Salhan formasyonlarının ana malzeme kaynağını oluşturmaktadır.

2.1.2.5. Soğukçam formasyonu (JKso)

İlk kez Altınlı (1973) tarafından Bilecik civarında tanımlanan bu birimin inceleme alanındaki karşılığı Zile ve çevresi ile Akdağ'ın kuzeybatı yamaçlarında yüzlek verir. Soğukçam formasyonunun egemen litolojisi beyaz renkli, sert, kırılğan, mikritik dokulu, ince-çok ince tabakalı porselenimsi kireçtaşıdır. Bu kireçtaşı içerisinde ve arasında mercek, yumru ve arakatkılar şeklinde bulunan açık sarı-kahverengi çörtler ikinci egemen litoloji durumundadır. Bunun yanısıra içerisinde Bilecik kireçtaşının çakıl ve küçük bloklarını bulunduran olistostromal seviyeler, kalsitürbidit düzeyleri

ve kireçtaşları ile ardalanmış ince, beyaz-krem renkli karbonatlı çamurtaşları da yaygınca görülmektedir. Soğukçam formasyonunun yaşı Alt Kretase'dir (Şekil 2.3). Ancak Bilecik kireçtaşları ile olan yanal geçişli ilişkisine bakılarak birimin Üst Jurayı da içerebileceği düşünülmektedir (Tüysüz ve diğ., 1998).

Soğukçam formasyonu, Suluova Havzası'nın genç çökellerinden Akören ve Derinöz formasyonlarının temel malzeme kaynağıdır.

2.1.3. Üst Kretase Litostratigrafik Birimleri

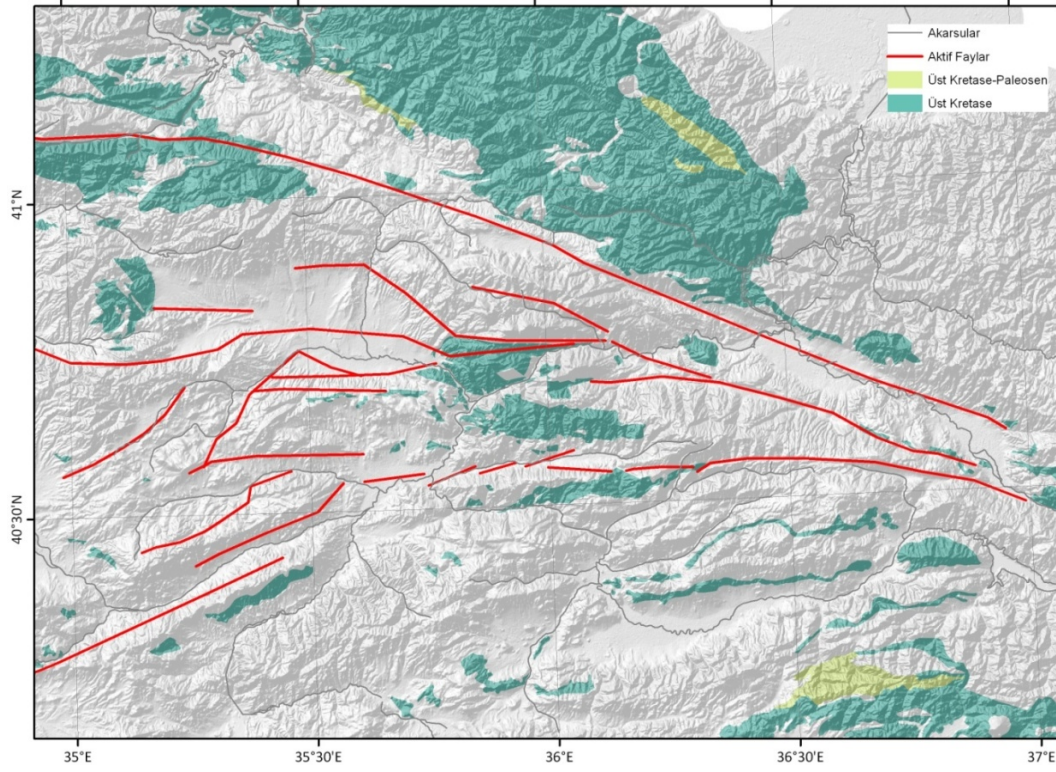
Neotetis'in kuzey kolunun (İzmir-Ankara Okyanusu) Albiyen döneminde kapanmaya başlaması ile birlikte ofiyolit ve havza çökellerine ait bloklar olisostromal seviyeler halinde havza karbonatlarının içerisine çökelmiştir (Amasya formasyonu). Amasya formasyonuna blok veren ofiyolitik melanj, Üst Kretase'de birim üzerine bindirmiş ve bölge yükselmiştir (Şekil 2-3).

Bölge kısa bir dönem aşınma alanı olarak kaldıktan sonra Kampaniyen sonlarına doğru yeniden havza oluşumu başlar. Erozyon yüzeyi üzerine Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı kırıntılı ve volkaniklerden oluşan Lokman formasyonu gelişmiştir.

2.1.3.1. Amasya formasyonu (Kam)

İlk defa Tüysüz (1996) tarafından isimlendirilen bu birim kırıntılılar ve kırmızı-pembe renkli pelajik karbonatlar ile bunlar içerisindeki muhtelif bloklardan oluşmaktadır (Şekil 2.3). Birim, Sarılar formasyonu (Alp, 1972), Çördük olisostromu (Koçyiğit, 1979) ile Vezirhan formasyonuna (Eroskay, 1965; Altınlı, 1973) kısmen karşılıktır. Amasya formasyonunun stratigrafik tabanı Amasya güneydoğusunda görülür (Şekil 2.6). Burada istif alttaki metamorfite üzerinde bir konglomera ile başlamaktadır. Yuvarlak taneli tane destekli, iyi boylanmış bu konglomeraların kalınlığı 50 ile 100 metre arasındadır. Konglomeranın tanelerinin tamamı alttaki metamorfiteye ait şist ve mermerlerden oluşur. Konglomera üste doğru tane boyunun incilmesi ile önce karbonat çimentolu kumtaşlarına, daha sonra da mikritik kireçtaşlarına geçer. Bu kireçtaşları beyaz, pembe ve kırmızı renklerde, killi, ince ve belirgin tabakalıdır. Aralarında yer yer ince karbonatlı çamurtaşı veya marn düzeyleri bulunmaktadır. Bu birimin kalınlığı birkaç metreden 100 metreye kadar

değişmektedir. Kireçtaşı üste doğru muhtelif bloklar içermeye başlar. Blokların başlıcaları Bilecik kireçtaşı, serpantin, mermer ve şistlerdir. Boyutları genellikle birkaç on metre civarında olan blokların etrafı kırmızı mikritik kireçtaşları ile çevrilidir. Amasya formasyonunun bu otokton mostrası dışındaki tüm mostraları çevre birimlerle tektonik ilişkilidir.



Şekil 2.6 : İnceleme alanını ve yakın çevresindeki Üst Kretase birimlerinin alansal dağılımı

Amasya formasyonu fosil bulgularına göre Üst Kretase (Senomaniyen-Alt Kampaniyen) yaşındadır (Şekil 2.3; Alp, 1972). Amasya formasyonu, gerek matriks içerisindeki fosil toplulukları, gerekse sedimanter özellikleri ile derin denizel ya da sığ başlayıp hızla derinleşen, devasa blok getirimleri ile de tektonik olarak aktif bir ortamı tanımlamaktadır. Pasif kıta kenarında depolandığı bilinen Soğukçam formasyonunun üzerinde yer alan birim bu özellikleri ile bu kıta kenarının tektonik aktivite ile şekillendirildiği, dilimlendiği bir ortamda çökelmiştir. Birim içerisindeki ofiyolit blokları aynı zamanda yükselen ofiyolit bloklarının varlığına da işaret eder.

2.1.3.2. Ofiyolitik Kayalar (Mof)

İnceleme alanında gözlenen ofiyolitik kayalar iki gruba ayrılabilir. İlk grup Liyas-Kretase yaşlı birimlerle örtülen, kısmen metamorfize olmuş birimlerdir. Bu gruba ait kayalar Yeşilirmak metamorfitlerinin içerisinde bloklar halinde yüzlek vermektedirler. Diğer bir grup ise İzmir-Ankara Okyanusu'na ait ofiyolitik kayaları içermektedir.

2.1.3.3. Lokman formasyonu (Klo)

İlk kez Alp (1972) tarafından tanımlanan Lokman formasyonu, inceleme alanında Amasya boğazının doğu ve kuzey kesimlerinde yüzlek vermektedir (Şekil 2.6). Formasyon alt kesimlerinde çökellerle, üst kesimlerinde ise volkanitlerle temsil edilmektedir (Şekil 2.3). Formasyon, altta bir taban konglomerası ile başlar. Merceksi formda, iyi boylanmış, tane destekli, yuvarlak taneli bu konglomeranın tanelerinin başlıcaları mermer, şist, ofiyolit ve kireçtaşıdır. Konglomera üste doğru marn arakatkılı, bol bitki kırıntılı bir kumtaşına geçer. Bu kumtaşı içerisinde gastropod ve lamellibrans fosilleri oldukça yaygındır. Üste doğru ince kireçtaşı mercekleri görülmeye başlar. Kireçtaşları bol rudist fosilleri içermektedir. Hatta bir kısmı Hippurit biyostromu halindedir. İstifin üstüne doğru tuf ve giderek aglomera arakatkıları görülmeye başlar, bunlar lavlarla birlikte egemen olur ve istif bir volkanik topluluğa dönüşür. Formasyonun üst düzeylerini oluşturan kalın volkanik dizi lav, tuf, aglomera ile bunlar arasındaki seyrek çökel katkılardan oluşur. Bu çökellerin büyük bir kısmı kumtaşı ve konglomeralardır. Volkanik dizideki egemen kaya türü andezittir. Bu dizi birbirini kesen dayklar, siller, lav akıntıları ve piroklastiklerin oluşturduğu kompozit bir volkanik kütle halindedir. Lokman formasyonu içerisinde yer yer kireçtaşı çakıllı olistostromal düzeyler ile 10-15 metre çapında, çökelme ile yaşıt yerleşmiş bloklar bulunmaktadır. Bu bloklar Bilecik ve Soğukçam formasyonlarından aktarılmışlardır. Lokman formasyonu içerisinde bulunan *Actaeonella*, *Hippurites* gibi fosiller Orta Kampaniyen-Maastrichtiyen yaş aralığında sığ bir denizel ortamı (resif ve delta) belirtmektedir (Alp, 1972, Tüysüz, 1996; Tüysüz ve diğ., 1998).

Suluova Fay Sistemi'nin bir üyesi olan Yolpınar Fayı, Lokman formasyonu ile Alt Kretase yaşlı birimleri sınırlar. Suluova Havzası'nın taban birimi olan Orta Pliyosen yaşlı Değirmendere formasyonu, tamamen Lokman formasyonundan malzeme almıştır.

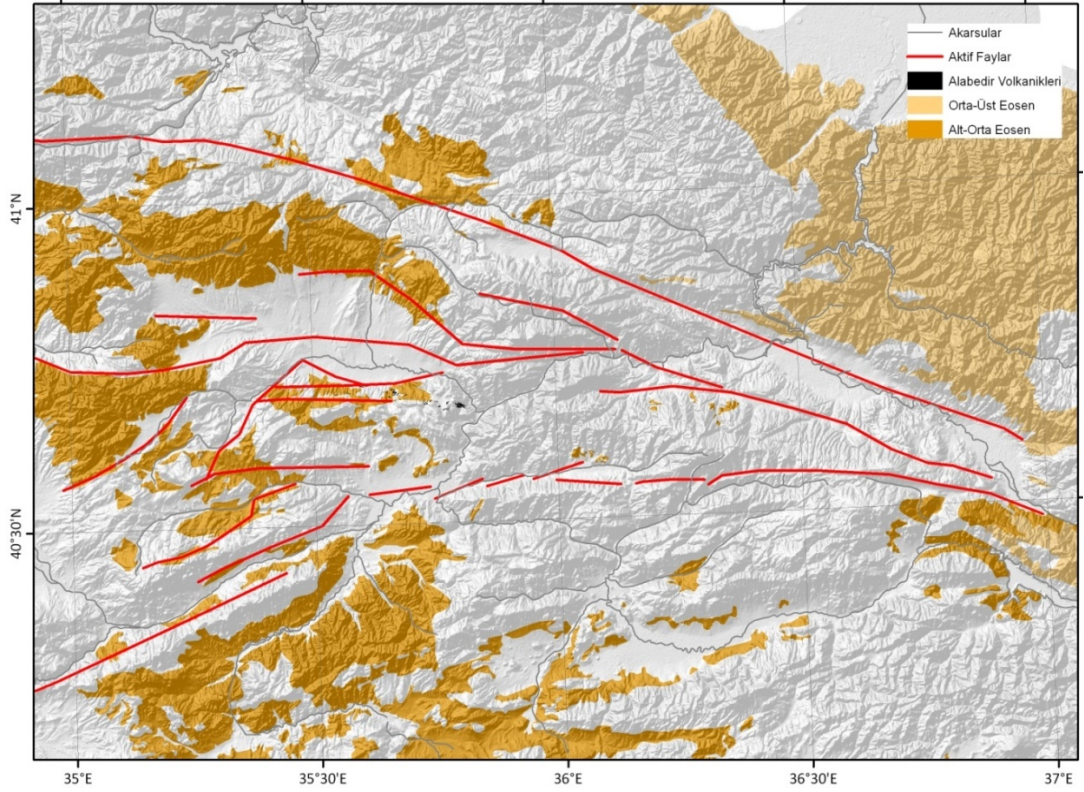
2.1.4. Eosen Litostratigrafi Birimleri

İnceleme alanında Paleosen'e ait birimler yoktur. Yukarıda tanımlanan istiflerden de belirlenebileceği gibi bölge, Geç Kretase'den itibaren yükselmeye ve su yüzeyine çıkmaya başlamıştır. Bölgede Sakarya Kıtası'nın batı kesimlerinde olduğu gibi Geç Kretase sonunda kalın regresif serilerin görülmemesi (Tüysüz ve Dellaloğlu, 1992) yükselimin çok hızlı olduğunu göstermektedir. Paleosen bölgede büyük oranda hızlı bir yükselme ve aşınma dönemidir. Buna karşılık batıda Çankırı Havzası'nda çökelim olasılıkla Kretase sonu ve Paleosen'de süreklidir.

Türkiye'deki Eosen yaşlı volkano-sedimanter birimler Intra-Pontid ve İzmir-Ankara suture zonlarına paralel uzanan dar bir kuşakta yüzlek vermektedir. Bu kuşak boyunca Neotetis Okyanusu'nun kuzey kenarının Geç Maastrichtiyen-Paleosen arasında kapandığı düşünülmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Suluova Havzası'nın çevresinde geniş yüzlekleri bulunan bu birimlerin stratigrafisi ile oluşum ortamlarına (Tüysüz, 1996; Atalay, 2001), kömür jeolojisine (Eriş, 1996; Karayığit ve diğ., 1997) palinolojisine (Akgün, 2002), fosil içeriğine (Şen ve Heintz, 1979; Avşar, 1991, Kaya, 1995), volkanizmanın kökeni ve jeokimyasına (Keskin ve diğ., 2008) ve paleomanyetik özelliklerine (İşseven ve Tüysüz, 2006) yönelik ayrıntılı çalışmalar yapılmıştır.

Bu çalışmaların sonuçlarına göre inceleme alanındaki Eosen yaşlı birimler oluşum ortamları ve egemen litolojileri gözetilerek Merzifon grubu altında 3 ayrı formasyona ayrılmıştır (Keskin ve diğ., 2008) (Şekil 2.3). Paleosen boyunca süren aşınım ortamından sonra (1) Doğu-batı uzanımlı olduğu düşünülen karasal (fan-delta, akarsu ve göl) havzalarda gelişen, ekonomik linyit seviyeli ve kırıntılı birimler (Çeltek formasyonu, Blumenthal, 1937), (2) bu havzalarda gelişen transgresyon sonucu çökelen *Nummulites* sp. fosilli sığ denizel kırıntılılar ve kireçtaşları (Çekerek formasyonu, Tüysüz ve diğ., 1998) ve tüm bu sedimanter istifi örten/kesen (3) sığ

denizel başlayıp hızla kara ortamında depolanan kalkalkalin karakterdeki andezit ve bazaltik volkanitlerdir (Hamamözü formasyonu, Keskin ve diğ., 2008) (Şekil 2.7).



Şekil 2.7 : İnceleme alanındaki Eosen yaşlı birimlerin dağılımı

2.1.4.1. Çeltek formasyonu (Tcel)

Bölgede ilk kez Blumenthal (1937) tarafından tanımlanan kömür ara seviyeli karasal Çeltek formasyonu, İç Anadolu'da önemli yayılımı bulunan Alt-Orta Eosen yaşlı kırıntılı ve karasal bir istifdir. Çeltek formasyonunun egemen litolojisini kanallı çakıltı, kumtaşı, marn, bitümlü şeyl ve kömür seviyeleri ardalanması oluşturur. Çeltek formasyonunun kalınlığı kömür sondajlarına dayanarak 200-300 metre olarak belirlenmiştir (Eriş, 1996; Karayiğit ve diğ., 1997; Atalay, 2001).

İstif, kömür sondajı verilerine göre altta çakıltı ve kumtaşı ardalanması ile başlamaktadır. Bunların üstüne ince paralel laminalı, yer yer karbonat oranı artan, tabanında ekonomik kömür düzeyleri kapsayan kirli beyaz renkli marn ve kilaşları gelir. Bunlar yaygın bitki kök izleri, yaprak ve omurgalı fosil kalıntıları içerirler. Üste doğru gri, kül renkli mercekli geometrik, kanallı, çapraz tabakalı kumtaşılarma geçilir. Daha üstte ince-orta, düzgün tabakalı, tabanları keskin, üst düzeyleri geçişli

olan ve kireçtaşı arakatkıları ile tatlısu gastropod fosilleri içeren silttaşı, kiltası, kumtaşı ardalanması bulunur. Bu ardalanmalı birimin üstünde ise merceksel geometrili, orta-kötü boylanmalı, karbonat çimentolu, çapraz tabakalı, derecelenmeli, çakılları temel kayalardan türemiş çakıltaşları ile bitki kalıntıları, kalış ve demir yumruları ile yer yer ince kömür düzeyleri kapsayan, omurgalı hayvanlara ait fosil parçaları bulunduran kırmızı, şarabi ve alacalı renklerdeki kiltası, silttaşı ardalanması yer alır. Ardalanmalı birim, içinde merceksel geometrili çakıl ve kumtaşı düzeyleri bulundurur. Formasyonun en üstünü ise organik maddece zengin, ince paralel laminalı, bitki kök izli, yaprak fosilli, yaygın gastropod fosilleri ve ince kömür düzeyleri içeren kiltası oluşturur (Atalay, 2001).

Çelte formasyonu Türkiye'nin omurgalı paleontolojisi açısından özel bir yere sahiptir. Birimin kömürlü seviyeleri Embrithopoda takımına ait *Paleoamesia kansui*'nin (Ozansoy, 1966 ve 1969; Şen ve Heinz, 1979; Kaya, 1995; Gül, 2003) tip lokalitesini oluşturur. Bu lokaliteye ek olarak Boyabat (Sinop), Zile (Tokat), Çiçekdağı (Kırşehir) ve Orhaniye'de (Ankara) tanımlanan bu memelinin alansal dağılımı benzer yaş ve özelliklerdeki karasal Eosen istifin yayılımına da işaret eder.

Çelte formasyonu içerisindeki kömürlü seviyelerde *Trilites* (Aut *Ischyosporites*) *tertiarius*; *Cicatricosisporites paradogogensis* *Monocolpoplolenites crassiexinus*; *Cayapollenites circulus*; *Echinatisporis hungaricus* polen ve spor türleri tayin edilmiştir (Akkiraz ve diğ., 2008).

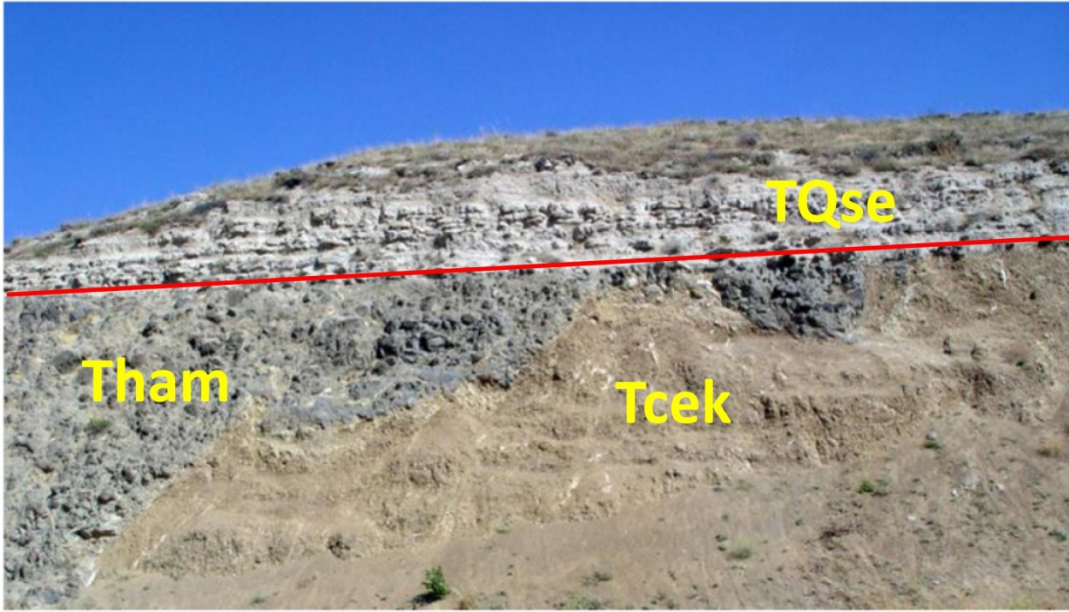
Atalay (2001) Çelte formasyonunun litofasiyes özelliklerine dayanarak menderesli akarsu ortamında çökeldiği öne sürmüştür. Birimin içerisindeki polen ve omurgalı fosil içeriği de subtropikal ve nemli iklim koşullarını ve yüksek yapılı ağaçlardan oluşan bir ormanı yansıtmaktadır (Kaya, 1995; Atalay, 2001; Akkiraz ve diğ., 2008). İstif havzanın derinleşmesini takiben başlayan transgresyon sonucunda gelişen Çekerek formasyonu ile uyumlu olarak örtülür.

2.1.4.2. Çekerek formasyonu (Tcek)

Sığ denizel ince taneli bir kumtaşı ile temsil edilen Çekerek formasyonu Tokat masifindeki en geniş yayılımla sahip olan Eosen istifidir. Birimin egemen litolojisi kumtaşı, silttaşı ve karbonatlı kumtaşıdır. Bu formasyon içerisinde yer yer sığ denizel

kireçtaşları da bulunur. Formasyonun tabanında gri, yeşil renkli kilitaşı ve marnlar vardır. Bunlar yer yer tabakalanma, yaygın bitki izi, nummulit, lamellibrans fosilleri içerirler. Bu birim üste doğru kirli sarı renkli silttaşı ve kumtaşlarına geçer. Kirli sarı, kirli kahve renkler içeren kumtaşları, orta-kalın tabakalanmalı, derecelenmeli, paralel ve konvolüt laminalanmalı olup, tabanlarında büyük ve küçük ölçekli taban yapıları içerirler. Bu seviyelerde nummulit, ekinid, mercan, ostrea ve lamellibrans fosilleri ve bitki kırıntıları bulunmaktadır. İstif içerisinde yer yer karbonat oranı artarak masif kireçtaşlarına geçilmektedir. Kireçtaşları beyaz-krem renkli, sert, kırılğan, orta kalın tabakalıdır. Oolitik veya biyoklastik dokusu çıplak gözle açıklıkla izlenmektedir. Birim dış görünüm açısından bilhassa kumlu olmadığı yerlerde Bilecik kireçtaşına çok benzemektedir. Tokat Masifi'nin iç kesimlerinde sığ denizel bir ortamı yansıtan ve önemli bir deformasyon izi taşımayan bu birim masifin güneyine doğru ve batıdaki Çankırı Havzası'na doğru giderek derin denizel bir türbidit istifi haline dönüşür (Tüysüz, 1996; Tüysüz ve diğ., 1998).

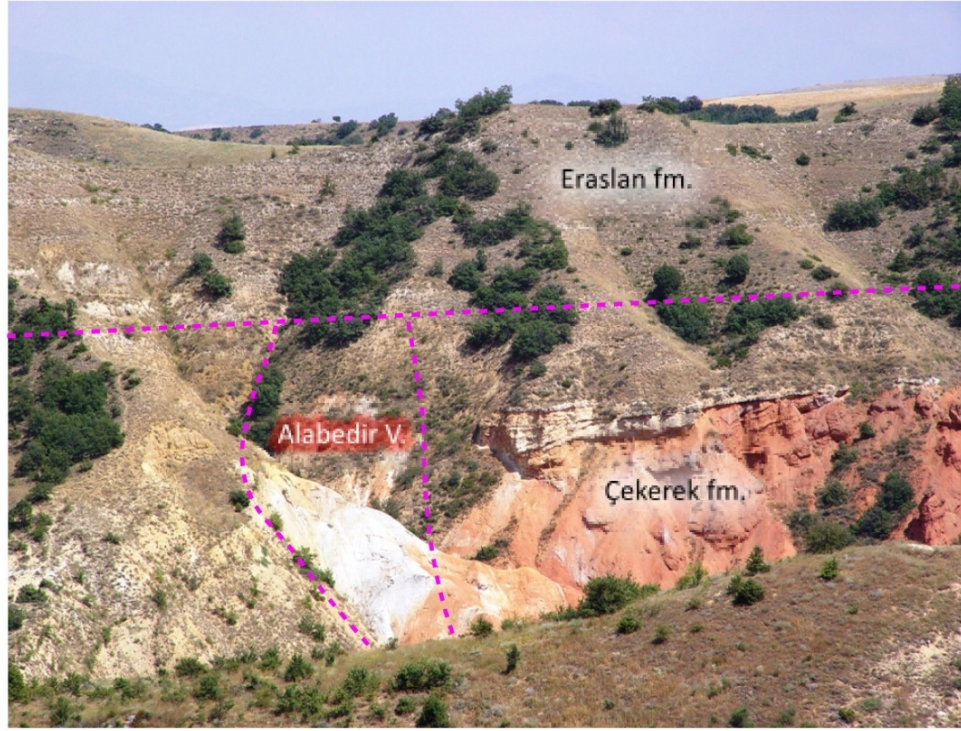
Genç ve diğ. (1991) Suluova kuzeydoğusundaki sığ denizel Eosen istifi içerisinde *Acarinia bullbrooki*, *Morozovella spinulosa*, *Asilina aspera*, *Nummulites beaumonti*, *Nummulites millecapat*, *Globorotalia cf. bulbrooki*, *Velates schmioldeli*, *Pottalia trochodoforms*, bentik ve planktonik foraminifer türlerini; *Neocyprideis apostolescui* ostrakod ve *Ostrea cf. roncana* *Ostrea (Gigantostrea) gigantica* bivalvlerini tayin ederek birime Alt-Orta Eosen yaşını vermişlerdir. Avşar (1991) inceleme alanı güneyinde kalan Terziköy kuzeyinde yüzeylenen Çekerek formasyonu içerisinde derlediği nummulitlerin sistematik incelemesi sonucunda, *Nummulites laevigatus*, *Nummulites lehneri*, *Nummulites uranensis* türlerini tanımlamış ve bunlara dayanarak birime Alt Lütésiyen yaşını vermiştir. Çekerek formasyonunun Bilecik kireçtaşlarını örttüğü bazı mostralarda bulunan *Lithodomus* sp. fosilleri (Tüysüz ve Sakıncı, 1994) sahil ortamını işaret eder niteliktedir. Bunların yanısıra istifin kırıntılı ve kömürlü ara seviyelerinde *Echinatisporis hungaricus*, *Triatriopollenites exelcus*, *Subtripollenites contam*, *Caryapollenites circulus* spor ve polenleri tanımlanmıştır (Akkiraz ve diğ., 2008). Çekerek formasyonu, üst kesimlerinde volkanitlerle ardalanmalı olarak bulunur ve sonrasında Hamamözü volkanikleri ile örtülür (Şekil 2.8).



Şekil 2.8 : Merzifon-Çorum yolu üzerinde, Kamışlı Köyü civarında Çekerek formasyonu (Tcek), Hamamözü volkanitleri (Tham) ve Pleyistosen yaşlı Eraslan formasyonu (TQse) arasındaki ilişki. Bakış yönü batıya doğrudur.

2.1.4.3. Alabedir Volkanitleri (Tav)

Suluova Havzası'nın güney kesiminde dar bir alanda yüzlek veren asidik bir dayk (Alabedir Volkaniti; Tüysüz, 1992; Moramil Dasiti, Rojay, 1993), Ar^{40}/Ar^{39} yöntemiyle 51.29 ± 0.4 My olarak yaşlandırılmıştır (Gültekin Topuz, yayınlanmamış yaş tayini). Birim Neojen öncesi birimlerin tamamını ve Eosen yaşlı sığ denizel birimleri kesmekte (Şekil 2.3 ve Şekil 2.9) ve bölgedeki Eosen birimlerinin yaşına sınırlama getirmektedir. Alabedir volkanitleri arazide gri-beyaz renkli, bol çatlaklı olarak gözlenir. Birim ince taneli feldispat hamur içinde kuvars, zonlu plajioloklas, ile bol biyotit ve hornblendden oluşmakta ve içerisinde kuvars ve metamorfik ksenolitleri ile aksesuar olarak apatit, zirkon ve opak mineraller bulunmaktadır (Rojay, 1993).



Şekil 2.9 : Suluova güneyi Yuvala Köyü yolunda Alabedir volkanitlerinin çevre kayalarla olan ilişkisi

2.1.4.4. Hamamözü formasyonu (Tham)

Hamamözü volkanitleri olarak da adlandırılan birimin (Keskin ve diğ., 2008) egemen litolojisi andezitik ve bazaltik lav akıntıları ile volkanoklastikler olup, yaşı K/Ar tüm kaya yöntemine göre $45.3 \pm 3.1 - 41.8 \pm 1.3$ My (Lütesiyen–Bartoniye) olarak belirlenmiştir (Bozkurt, 1990; Platzman ve diğ., 1994; Yılmaz ve diğ., 1993). Fasiyes özellikleri birimin büyük oranda karasal ortamda oluştuğunu göstermektedir ancak yer yer denizel birimlerin üst kesimleri içerisinde ara katkı olarak da gözlenmektedir. Volkanitlerin kalınlığı inceleme alanında 75-400 metre arasındadır.

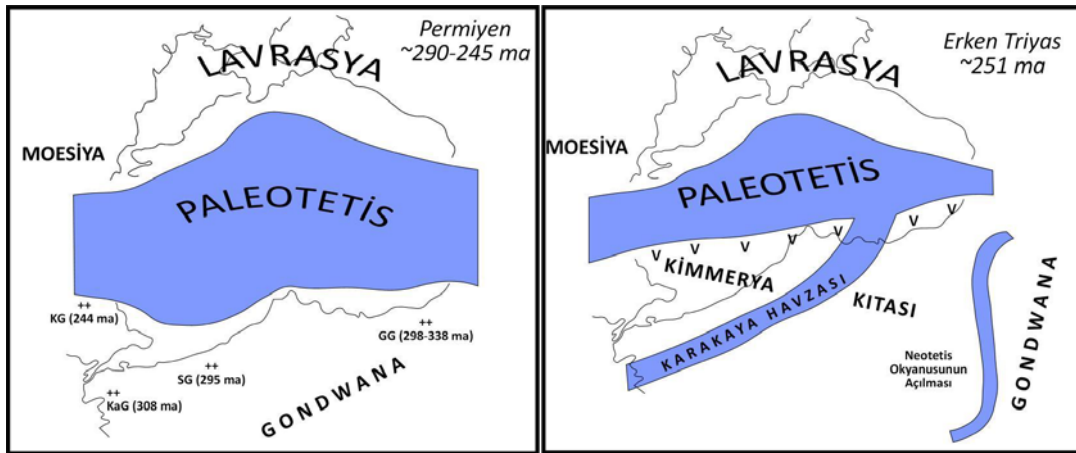
Keskin ve diğ. (2008) Hamamözü formasyonunun petrolojisi ile kökensel özelliklerini inceledikleri çalışmalarında birimin hakim olarak andezit ve bazalttan oluştuğunu belirtmişlerdir. Yer yer dasitik dayklarla kesilen birim major ve iz element özelliklerine göre kalkalkalin bazalt ve volkanik yay bazaltları grubuna girmektedir. Birim Sakarya ve Kırşehir kıtalarının çarpışmasından sonra dalan okyanusal dilimin kopması sonucu astenosferin yükselmesi ve Erken Lütesiyen-Geç Eosen aralığında sürekli bir volkanizmanın gelişmesi sonucu oluşmuştur.

Suluova Havzası çevresinde yaygın olarak gözlenen Hamamözü formasyonuna ait volkanitler havza çökellerinin temel kaynak kayalarından birisidir.

Eosen birimleri üstte Suluova Neojen Havzası içerisinde çökelmiş Pleyistosen yaşlı kırıntılılar ile uyumsuz olarak örtülür (Şekil 2.9).

2.1.5. Paleotektonik ve Paleocoğrafik Evrim

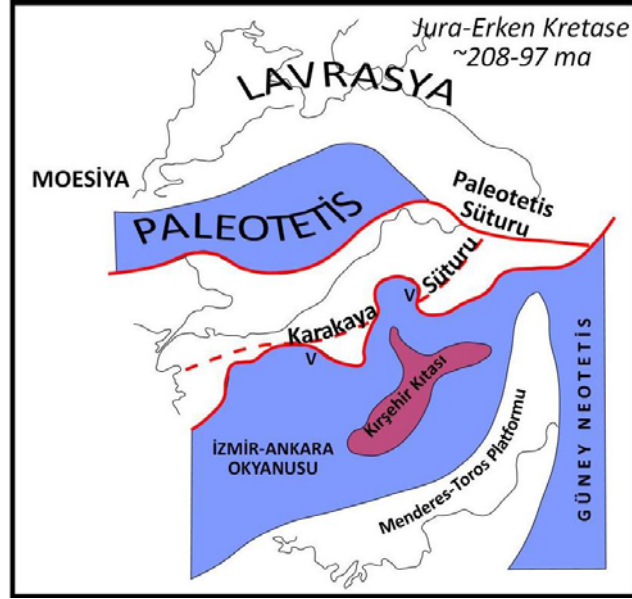
İnceleme alanında yüzeyleyen temel kayalarının oluşumu Karakaya ve İzmir-Ankara okyanuslarının açılması ve kapanmasına neden olan tektonik olaylar tarafından kontrol edilmiştir. Karakaya Okyanusu, büyük olasılıkla Triyas başında Paleozoyik yaşlı bir temel ve üzerinde gelişmiş Permien karbonat platformunun riftleşmesi ile açılmış ve Triyas sonunda kapanmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Tüysüz, 1996, Şekil 2.10). Yeşilşit ve mavişist metamorfizmasından etkilenmiş olan Karakaya Okyanusu'nun kalıntıları ofiyolit ve karbonat blokları içeren kaotik oluşuklarla temsil edilmektedir. İnceleme alanındaki Yeşilirmak metamorfitinin Karakaya Havzası içinde geliştiği, daha üstteki bloklu birimlerin ise (Karasenir formasyonu ve Laçin metaolisostromal karmaşığı) bu havzanın kapanması sürecinde oluştuğu kabul edilmektedir (Tüysüz ve Dellaloğlu, 1992; Tüysüz, 1996; Yılmaz ve diğ., 1997b).



Şekil 2.10 : İnceleme alanının Permien ve Triyas paleocoğrafyası (Yılmaz ve diğ., 1997b)

Bir aşınma dönemini takiben bu kalıntıların üzerinde yeni bir çökeltme dönemi başlamıştır. Bu okyanusun Liyas döneminde açılıp Kretase'de geniş bir okyanus havzası olduğu düşünülmektedir (Yılmaz ve diğ., 1997b, Şekil 2.11). Bölgedeki Liyas-Kretase yaşlı, kırıntılı başlayarak karbonatlara doğru evrilen bu transgresif istif ile sedimantasyona eşlik eden volkanitler, Sakarya Kıtası güneyinde Neotetis

Okyanusu'nun kuzey kolunun (İzmir–Ankara Okyanusu) açılmaya başladığına işaret eder (Şekil 2.11).

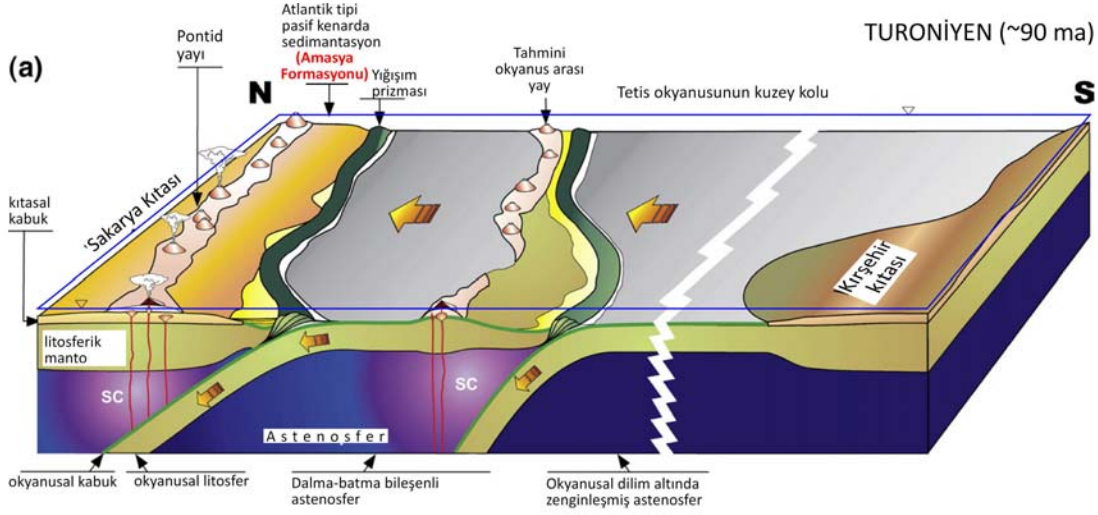


Şekil 2.11 : İnceleme alanının Jura-Erken Kretase paleocoğrafyası (Yılmaz ve diğ., 1997b)

Bu süreçte ilk olarak Bayırköy formasyonunun kırıntılları ile Mudurnu formasyonu oluşmuştur. Mudurnu formasyonunun içerdiği blok ve olistostromlar çökelmeye fayların eşlik ettiğine delil niteliğindedir. Çökelen birimler kıtanın Atlantik tipi pasif kenarını yansıtmaktadır. Bu birimlerin üstüne uyumlu ancak keskin bir dokanakla mikritik kireçtaşları gelmektedir (Carcurum formasyonu). Havzadaki sedimantasyonun dereceli bir şekilde önce neritik (Bilecik kireçtaşı) ve sonra da pelajik sedimantasyona (Soğukçam formasyonu) evrilmesi, Neotetisin kuzey kolunun Erken Kretase’de giderek derinleştiğini ve genişlediğini gösterir. Bahsi geçen birimlerdeki yanal yöndeki fasiyes değişimleri havza tabanındaki batimetrik farklılıkları –olasılıkla da horst-graben topoğrafyasını- yansıtmaktadır.

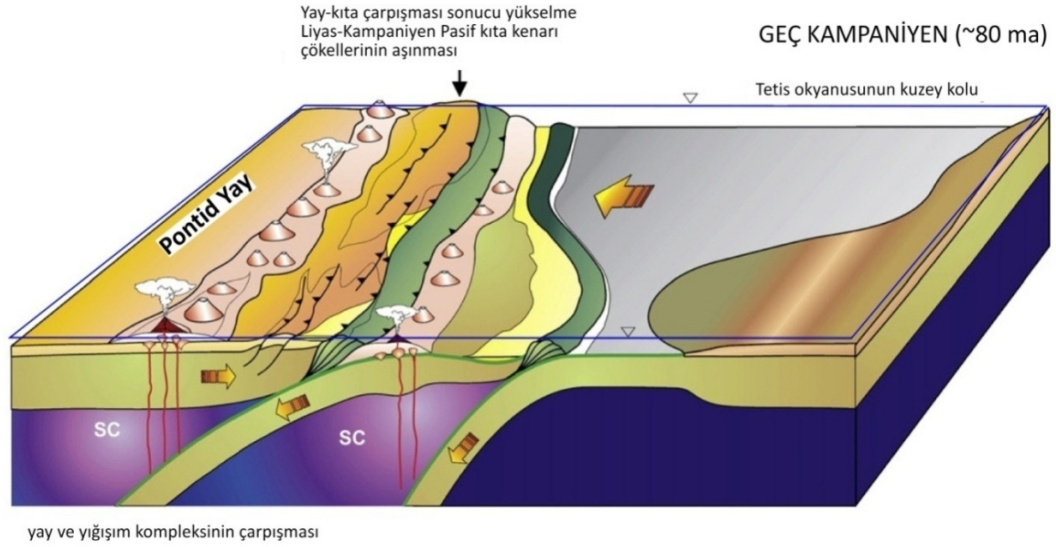
Bölgedeki Jura-Alt Kretase birimleri büyük oranda birbirlerinden yapısal hatlarla ayrılmış durumdadır. Amasya kuzeybatısındaki Taşlıdağ-Karaömer Dağı alanında Liyas’ta başlayan ve volkanizmanın eşlik ettiği çökelim (Mudurnu formasyonu) olasılıkla Geç Jura’ya kadar devam etmiş, Geç Jura’dan itibaren de bölgede pelajik karbonatlar çökelmiştir (Soğukçam formasyonu). Tabanı görülmeyen bu graben dolgusu birimleri içerisinde devasa Permien karbonatlarının varlığı bu grabenin omuzlarında Permien karbonatlarının yaygın olarak bulunduğunu belirtir. Permien birimlerinde metamorfizmanın görülmemesi Karakaya Okyanusu’nun kapanması

sırasında bu birimlerin gömülmemiş ve yapısal olarak üst kotlarında bulunduğunu göstermektedir. Amasya güneyinde ise Liyas, volkanitlerin görülmediği karasal-sığ denizel bir kırıntılı (Bayırköy formasyonu) ile başlar ve hızla pelajik karbonatlara (Carcurum formasyonu) ulaşılır. Bu birimler içindeki kalsitürbiditler ve slump yapıları ortamın hızla alçalmakta olduğuna işaret eder.



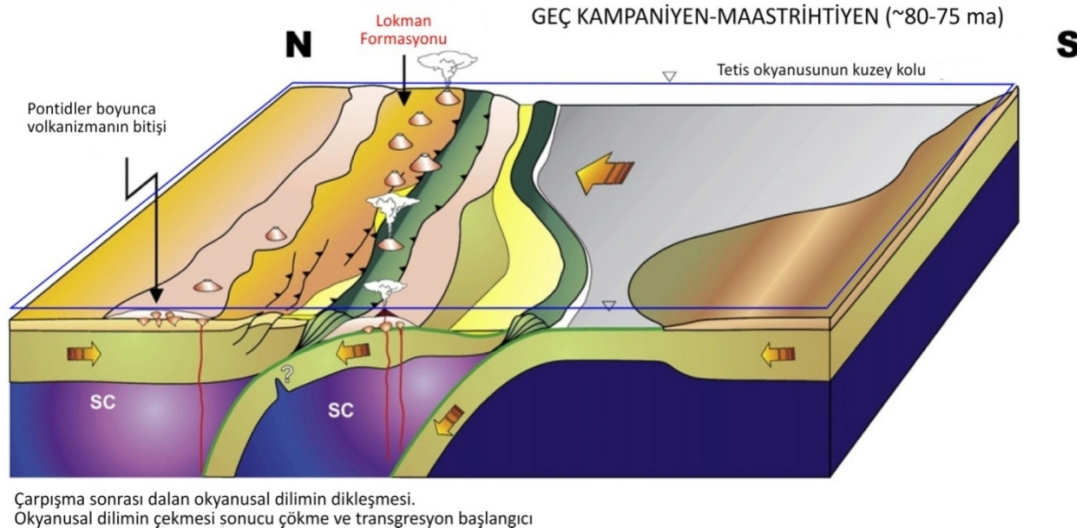
Şekil 2.12 : İnceleme alanının Turoniyen paleocoğrafyası ve tektonik özellikleri (Keskin ve diğ., 2008)

Geç Kretase döneminde (olasılıkla Albiyen'de, Yılmaz ve diğ., 1997b), Tetis Okyanusu'nun okyanusal litosferi kuzeye, Sakarya Kıtası'nın altına dalmaya başlamıştır. Bu dalma-batma kuzeydeki Pontidlerde yay magmatizmasına ve Sakarya Kıtası'nın güneyinde ise yığılma prizması gelişimine yol açmıştır. İzleyen çarpışma, aynı zamanda Sakarya Kıtası'nın kenar çökellerinin de deformasyona uğramasına neden olmuştur. Hızla yükselen ofiyolitler ve havza karbonatları (Bilecik kireçtaşı) pelajik kireçtaşları içerisinde olisostrom seviyeleri halinde depolanmıştır (Amasya formasyonu, Şekil 2.12)



Şekil 2.13 : İnceleme alanının Geç Kampaniyen paleocoğrafyası ve tektonik özellikleri (Keskin ve diğ., 2008)

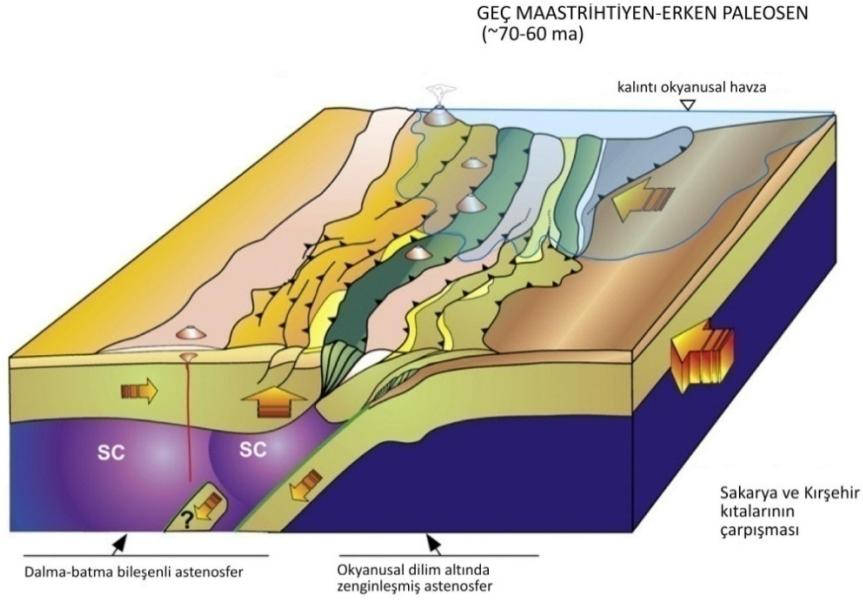
Bu dönemde gelişen volkanik birimler ensimatik yay özelliğine sahiptir ve yığılma karmaşıklarıyla birlikte günümüzde tektonik dilimler olarak mostra vermektedir. Bu birimler Turoniyen-Kampaniyen döneminde varolmuş bir ara okyanusa işaret etmektedir. Bu okyanusun Kampaniyen’de kuzeye doğru dalıp batması (Keskin ve diğ., 2008) inceleme alanında hızlı bir yükselme, aşınma ve sonrasında da yeni bir transgresyonla sonuçlanmıştır (Şekil 2.13).



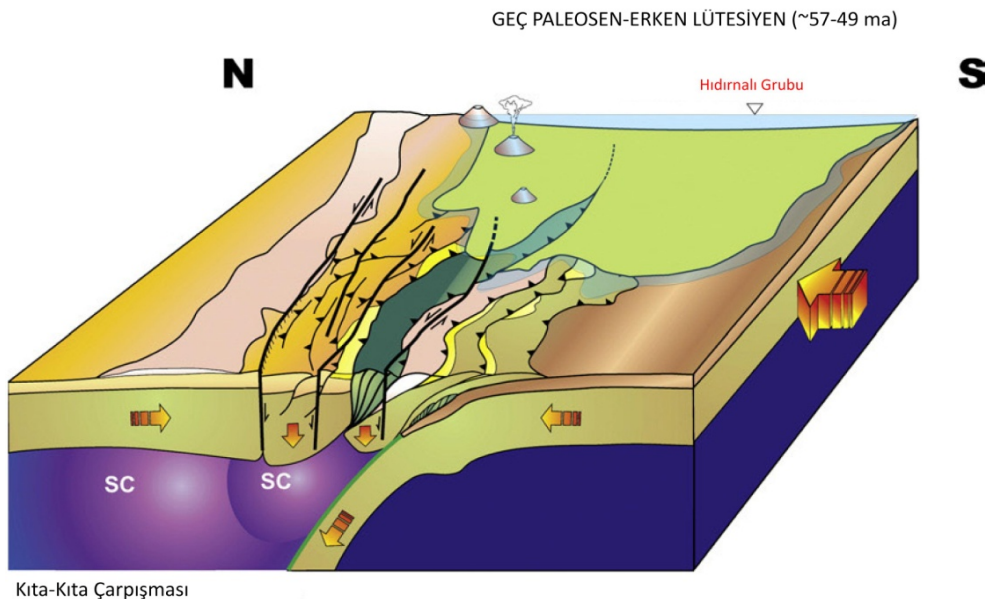
Şekil 2.14 : İnceleme alanının Geç Kampaniyen-Maastrichtiyen arasındaki paleocoğrafyası ve tektonik özellikleri (Keskin ve diğ., 2008)

Kısa bir dönem aşınım alanı olarak kaldıktan sonra Kampaniyen sonlarına doğru bölgede yeniden havza oluşumu başlamıştır (Şekil 2.14). Erozyon yüzeyi üzerine çökmeye başlayan Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı Lokman formasyonunun

stratigrafisi sıg başlayan ve hızla derinleşen bir ortamı karakterize eder. İstifin üst seviyelerinde gözlenen kalın volkanik ürünler dönem sonunda gelişen şiddetli volkanizmayı işaret etmektedir. Bu volkanizmanın kökeni ve tektonik ortamı üzerine çok kapsamlı bilgi olmasa da yay volkanizması ya da Sakarya Kıtası altına dalan okyanusal dilimin kopmasına bağlı olduğu düşünülmektedir (Keskin ve diğ., 2008).



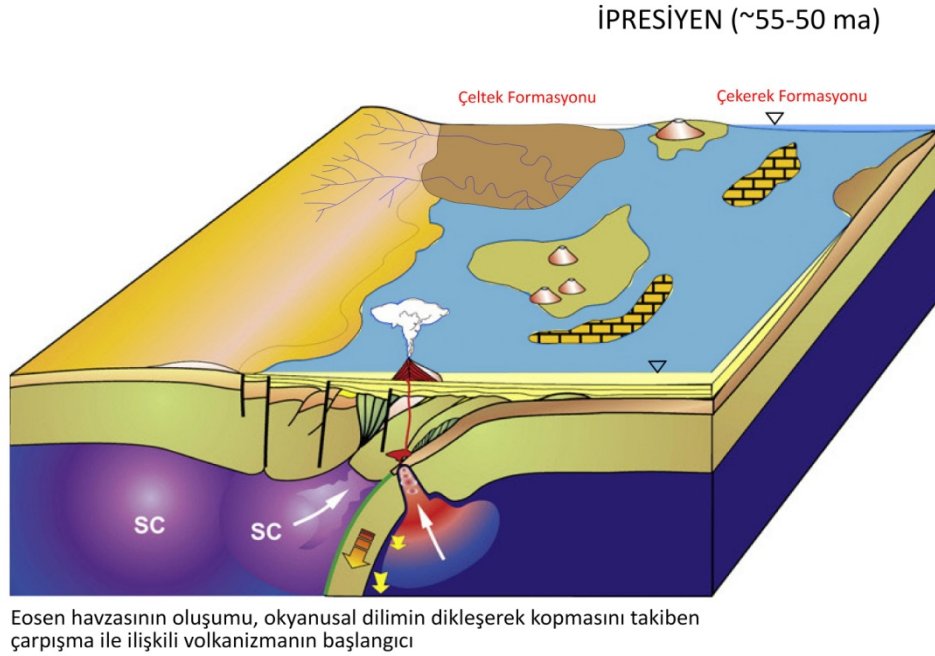
Şekil 2.15 : İnceleme alanının Geç Maastrichtiyen-Erken Paleosen dönemleri arasındaki paleocoğrafyası ve tektonik özellikleri (Keskin ve diğ., 2008)



Şekil 2.16 : İnceleme alanının Geç Paleosen-Erken Lütetiyen dönemleri arasında paleocoğrafyası ve tektonik özellikleri (Keskin ve diğ., 2008)

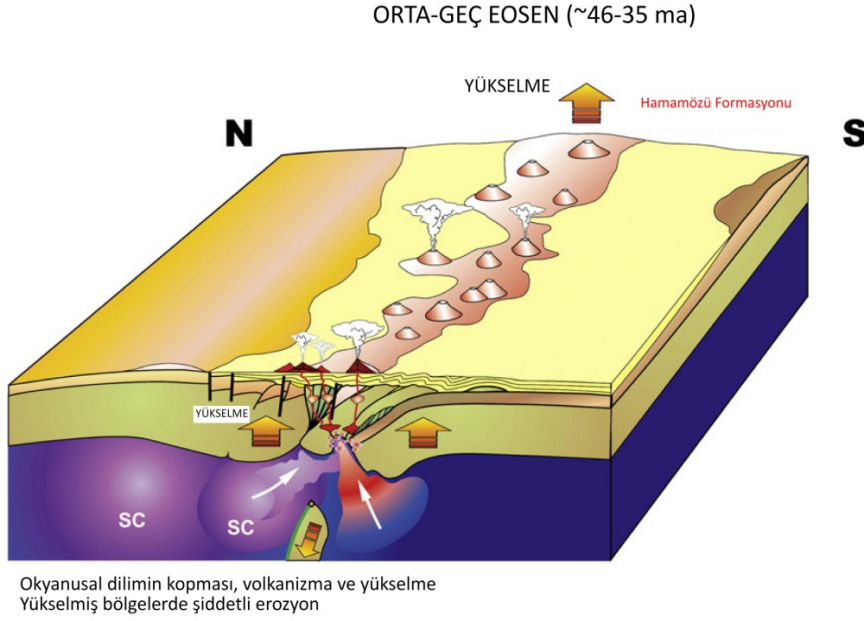
Çarpışmanın devamını takiben ilerleyen tektonik birimler (Kampaniyen yaşlı çarpışma zonu, melanj ve Sakarya Kıtası'nın birimleri) zamanla kısalarak kalınlaşmış ve bölge Paleosen döneminde yükselerek su yüzeyine çıkmıştır (Şekil 2.15). Bu dönemde çarpışma zonu boyunca yer yer denizel havzalar varlığını sürdürmüş olmasına rağmen (ör: Hıdırnalı grubu, Tokat güneyi, Şekil 2.16, Yılmaz ve diğ., 1997b) Amasya ve çevresi tamamen karasal aşınımına maruz kalmıştır (Keskin ve diğ., 2008).

Sözkonusu havzalar, Paleosen-Erken Eosen aralığında giderek sığlaşmış ve kalın bir melanjın (ofiyolit napları) kırıntılı havza sedimanları üzerine bindirmesiyle İpresiyen'de tamamen kapanmıştır (Şekil 2.17). Bu veri dönem içerisinde tektonizmanın tamamen sıkışmalı olduğunu göstermektedir.



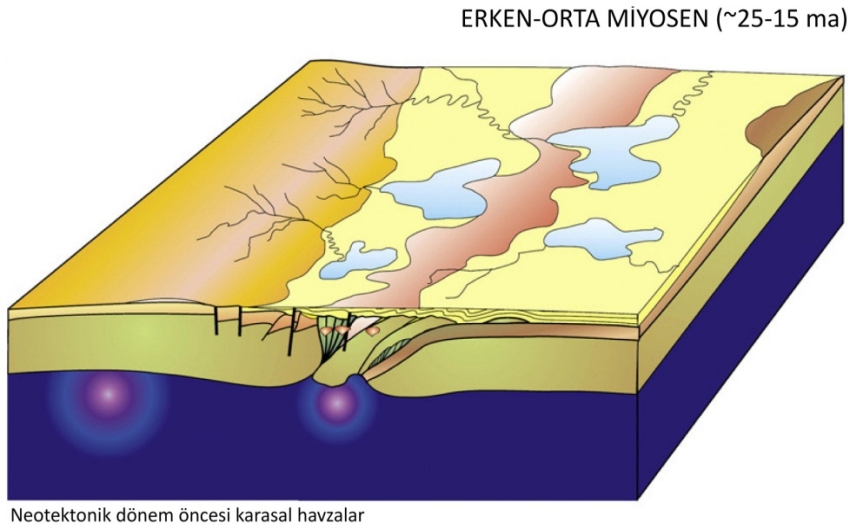
Şekil 2.17 : İnceleme alanının İpresiyen paleocoğrafyası ve tektonik özellikleri (Keskin ve diğ., 2008)

Bölgede Geç İpresiyen'de gelişimine başlayan yeni bir havzada karasal Çeltek formasyonu ve sonrasında da sığ denizel Çekerek formasyonu çökelmiştir (~55-50 My; Şekil 2.17). Bu havzanın dalan okyanusal dilimin çekmesi sonucunda açıldığı düşünülmektedir. Bölge, Lütesiyen başlarında (~46-35 My) okyanusal dilimin tamamen kopmasıyla tüm çarpışma kuşağı boyunca yoğun bir karasal volkanik aktivite ile birlikte geri yükselmiştir (Şekil 2.18; Keskin ve diğ., 2008).



Şekil 2.18 : İnceleme alanının Orta-Geç Eosen paleocoğrafyası ve tektonik özellikleri (Keskin ve diğ., 2008)

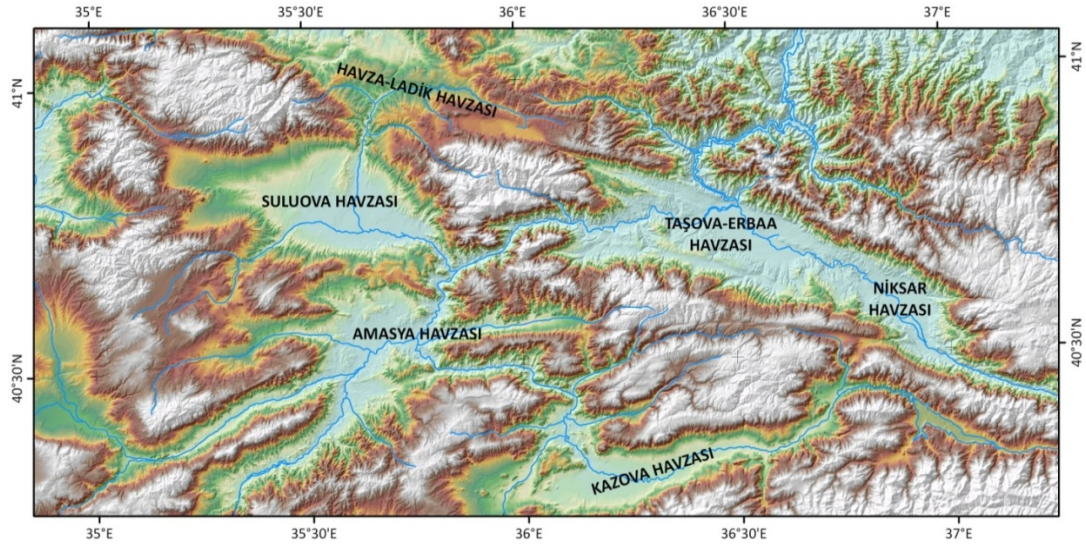
İnceleme alanı Oligosen boyunca karasal aşınım alanı olarak kalmıştır ancak bölgede oldukça dar alanlarda yüzlek veren Erken-Orta Miyosen'e ait çökellerin varlığı çarpışma sonrası gerilme nedeniyle gelişmiş yerel ve karasal havzaların varlığını gösterir (Şekil 2.19). İnceleme alanında Erken Pliyosen'den itibaren KAFZ etkisinde neotektonik havzalar oluşmaya başlamıştır.



Şekil 2.19 : İnceleme alanının Erken-Orta Miyosen paleocoğrafyası ve tektonik özellikleri (Keskin ve diğ., 2008)

2.2. Amasya Makaslama Zonu ve Çevresinde Yer Alan Havzaların Neojen Stratigrafisi

Bu bölümde, Amasya Makaslama Zonu'nu (AMZ) içerisinde gelişmiş Neojen havzalarının stratigrafisi, yaşları ve depolanma ortamları tanıtılacaktır. Bu havzalar, Suluova Fay Sistemi kontrolünde gelişmiş Suluova Havzası (Suluova, Merzifon, Gümüşhacıköy ve Alıcık ovaları) ve Ezinepazar-Sungurlu Fay Sistemi üzerinde bulunan Amasya Havzası (Aydınca, Geldingen ve Mecitözü ovaları) ile Kuzey Anadolu Fay Sistemi üzerinde gelişmiş Havza-Ladik, Taşova-Erbaa ve Niksar havzalarıdır (Şekil 2.20). Bu doktora tezi kapsamında, Suluova ve Amasya havzaları içerisinde depolanmış olan çökel paketleri haritalanmış, fasiyes özelliklerine göre gruplanmış ve oluşum ortamları belirlenmiştir. Havza evriminin zaman içerisindeki gelişiminin anlaşılabilmesi için uygun seviyelerde memeli fosili araştırması ile görece genç (Geç Pleyistosen-Holosen) birimlerde OSL yöntemiyle yaşlandırma yapılmıştır. Elde edilen yaş verileri ile çökel formasyonların dokanak ilişkileri birlikte kullanılarak havza stratigrafleri kurulmuştur.



Şekil 2.20 : Amasya Makaslama Zonu içerisinde bulunan Neojen havzaları

2.2.1. Yöntemler

2.2.1.1. Ölçülü Stratigrafik Kesitler (ÖSK)

Havza dolgusunu oluşturan sedimenter birimlerin fasiyes özelliklerinin belirlenerek depolandıkları çökel ortamların tayin edilebilmesi için uygun lokalitelerde ölçülü stratigrafik kesitler alınmıştır. Buna göre istif içerisindeki farklı seviyeler tane boyu

ve litolojisi, sedimanter yapılar, çimentolanma, fosil içeriği ve benzeri gibi özellikler yardımıyla (Şekil 2.21) ayırtılarak şerit metre ile ölçülmüştür. Kesitlerin alt ve üst seviyelerinin deniz seviyesinden yükseklikleri el GPS'i yardımıyla belirlenmiş ve standart 1/25.000 ölçekli topoğrafik harita ile kontrol edilerek kullanılmıştır. ÖSK'ler literatürdeki standartlara göre çizilerek fasiyes topluluklarına ayrılmıştır. Böylelikle Amasya Makaslama Zonu içerisindeki havzalara ait birimlerin korelasyonu ve oluşum ortamlarının belirlenmesi amaçlanmıştır.

<i>Litoloji</i>				<i>Sedimanter Yapılar</i>			
	Paleosol		Silt		Kum matriksli çakıl		Kaliş yumruları
	Plastik Kil		İnce kum		Kum matriksli kaba çakıl		Kiremitlenme
	Kil		Laminallı ince kum		Tutturulmamış kaba çakıl		Taban çakılları
	Siltli kil		Çimentolu kum		Kaliş çimentolu kaba çakıl ve blok		Çapraz tabakalanma
	Kumlu silt		Kaba kum		Tane destekli kaba çakıl ve blok		Tekne yapıları
	Karbonatlı silt		Çimentolu ince kum matriksli çakıl		Karbonat tabakası		Paleosol
							Kazma yapıları
							Oturma yapıları
							Omurgalı fosil kalıntısı
							Bivalv
							Gastropoda

Şekil 2.21 : Ölçülü stratigrafik kesitlerde litoloji ve sedimanter yapı tanımlamaları

2.2.1.2. Birimlerin Yaşlandırılması

Karasal genç birimlerin yaşlarının tayin edilmesi, stratigrafisinin tam olarak kurulabilmesi ve havzaların geçirdiği deformasyon evrelerinin zamansal olarak ayırtılabilmesi için önem arz etmektedir. Bu çalışma kapsamında, memeli paleontolojisi ve optik uyarımlı ışınım (OSL) olmak üzere iki tür yaşlandırma yöntemi kullanılmıştır.

Omurgalı (Memeli) Paleontolojisi

Karasal birimlerde paleontolojik yaşlandırma çözülmesi zor bir problemdir. Omurgasız canlılar (gastropoda vb.) bu tür çökeller içerisinde yaygın olarak bulunmakta ise de genellikle jeolojik zaman anlamında dar bir kısıtlama yapmamaları nedeniyle kullanılamamaktadır. Ayrıca Türkiye’de genç karasal omurgasız faunası üzerine literatür de oldukça yetersizdir. Kullanılan bir diğer yöntem ise sınıflandırılabilir zonlamalara olanak tanınması (Memeliler Neojeni-MN zonlaması) nedeniyle tercih edilen omurgalı, özellikle de memeli paleontolojisidir.

Bir memeli iskeleti genellikle 200’ün üstünde kemik ve genelde 30’dan fazla dişten oluşmaktadır. İskeletin bütün parçalarının fosil olarak birlikte bulunması oldukça enderdir ve çoğu zaman dişler ve kırık tekçe kemikler ele geçer. Bir memeli dişinin

%98'i Apatit'ten (Ca_2PO_4) oluşmaktadır ve bu sayede fosilleşerek günümüze kadar korunabilme (ve bulunabilme) olasılığı çok yüksektir. Mutasyon ve doğal seçilimin bir sonucu olarak ortaya çıkan evrim, özellikle memeli gruplarının dişlerinde fonksiyon bakımından farklılaşmaya neden olarak farklı türlerin tayinine olanak sağlamaktadır.

Bu çalışma kapsamında, AMZ içerisinde yer alan Neojen yaşlı havzaların stratigrafisinin kurulabilmesi için memeli fosil araştırması yapılmıştır. Bu amaca yönelik olarak, içerisinde makro memeli buluntusu gözlenen ya da küçük memeli dişlerinin kolayca bulunabileceği gastropoda kavkılı, kesinlikle laminalı olmayan, biyotürbasyona uğramış, kurutulduğu zaman su ile kolayca eriyebilen göl, bataklık ve taşkın ovası gibi korunaklı ortamlarda çökelmiş kil ve kilaşı fasiyeslerindeki seviyelerinden ortalama 5 çuval (her çuval 35-40 kg.) örnek alınmıştır. Bu örnekler, akan suya sahip bir su kanalında suya doyurularak çamur haline getirilmiş ve daha sonra da özel elek torbalarında (1 mm^2) elenmiştir. Çimentolanmış numunelerin parçalanması için hidrojen peroksit (H_2O_2) kullanılmıştır.

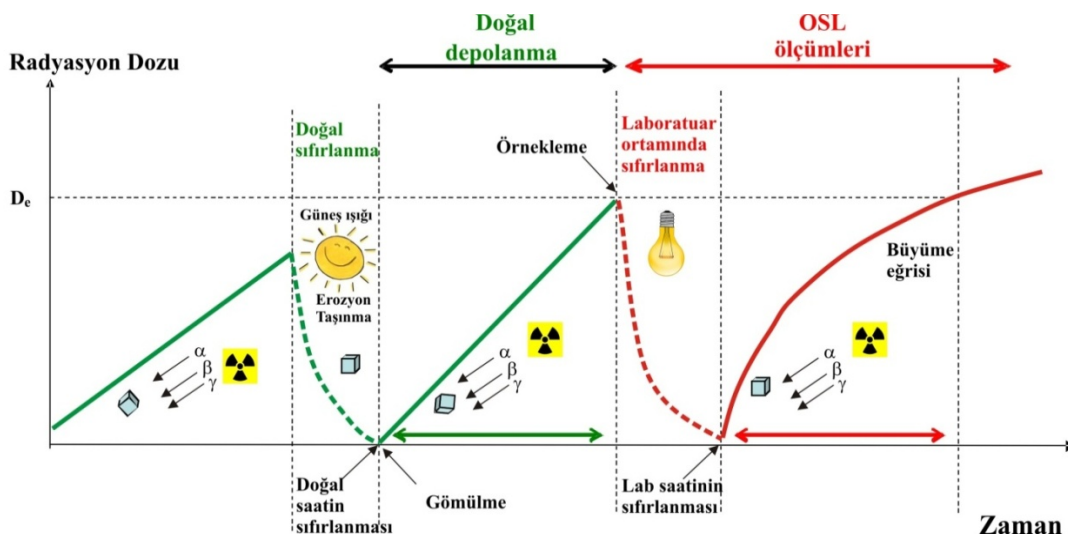
Bu işlemin sonunda elde kalan kum boylu malzeme, İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü (AYBE) ve Genel Jeoloji Ana Bilim Dalı Paleontoloji Laboratuvarında bulunan binoküler altında incelenip fosil kalıntılar ayırtlanmış ve fotoğraflanmıştır.

Bu buluntular, Prof. Dr. Şevket Şen ve Dr. Vera Eisenmann (Paris Doğa Tarihi Müzesi) tarafından tayin edilmiştir. Tayin edilen türlerin Avrupa Neojen Memeli kronolojisi (MN-MQ zonlaması, Steininger ve diğ., 1990; Şen, 1997; Steininger, ve diğ., 1996; Steininger, 1999; Agusti ve diğ., 2001) ve özellikle de Üst Pliyosen-Pleyistosen kronolojisi (Sala ve Masini, 2006) ile korelasyonu yapılarak havzaların stratigrafisi tamamlanmıştır.

OSL (Optik Uyarımlı Işınım, Optically Stimulated Luminescence) Yaşlandırma Tekniği (Huntley ve diğ., 1985)

Yaşadığımız çevre bir doğal radyasyon banyosu içinde yer almaktadır. Bu radyasyon banyosuna en büyük katkıyı uranyum ve toryum bozunum zincirinde yer alan radyoaktif izotoplar, K-40 izotopu ve uzaydan dünyamıza ulaşan kozmik ışınlar yapmaktadır ve böylece bu doğal radyasyon banyosu içinde yer alan her cisim söz konusu radyoaktif ışınların etkisi altında sürekli olarak ışınlanmaktadır. Yüksek

enerjili radyoaktif ışınlar, yer kabuğunun yaklaşık %12.6'sını oluşturan kuvars mineralinin valans bandında yer alan elektronların uyarılmasına ve üst iletkenlik bandına atlamasına neden olurlar. Bu elektronlar geri dönerken bir miktar elektron, mineralin yasak bant aralığında bulunan elektron tuzaklarında yakalanır. Bu tuzaklar, mineralin oluşumu esnasında doğal radyasyon ortamına bağlı olarak mineralin kristal yapısında meydana gelen düzensizlik ve yabancı atomların kristal yapıda meydana getirdiği kirlilik gibi nedenlerle meydana geldiğinden lokal özellikler gösterirler. Bu tuzakların bazıları ısıya ve bazıları da ışığa duyarlı olup yakalanan elektronlar bu tuzaklarda milyonlarca yıl kalabilir. Bu özellik bir anlamda kuvars mineralinin hafızası olarak adlandırılmakta ve bu tuzaklarda yakalanan elektronlar, tuzağın ısı ve ışık duyarlı olmasına bağlı olarak ısı ve ışık yoluyla uyarılması sonucu sözkonusu tuzaklardan kurtarılabilir. Isıl yöntemle elektronların tuzaklardan boşaltılması işlemi 'Thermoluminescence' (TL) (Aitken, 1985); aynı işlemin ışık yoluyla gerçekleştirilmesi ise 'Optically Stimulated Luminescence' (OSL) (Huntley ve diğ., 1985, Aitken, 1998) olarak adlandırılmaktadır. Tuzaklardan yakalanan ve yukarıdaki yöntemlerle kurtulan elektronların sayısı malzemenin o radyasyon alanında maruz kaldığı radyasyon miktarı ile (dolayısıyla soğurduğu radyasyon dozu ile) doğrudan orantılıdır. Malzemenin soğurduğu radyasyon dozu 'eşdeğer doz' veya 'paleo-doz' olarak adlandırılır. Deneysel tekniklerle saptanabilen 'paleo-doz', o çevrenin yıllık radyasyon doz hızına bölündüğünde malzemenin sözkonusu 'paleo-doz'u ne kadar zamanda almış olduğu, diğer bir deyişle malzemenin yaşı bulunmuş olur (Şekil 2.22).



Şekil 2.22 : OSL-SAR protokolünün teorisi ve uygulamasının şematik gösterimi

OSL tekniği, aşağıda belirtilen üç temel çalışma üzerine kuruludur:

1. Kuvars mineralinin laboratuvar ortamında sediment malzemeden ayrıştırılması,
2. OSL-SAR protokolü kullanılarak "paleo-doz" un bulunması,
3. Malzeme alınan ortamın "yıllık doz hızı"nın saptanması.

Yukarıda belirtilen çalışmalar tamamlandıktan sonra malzemenin yaşı çok basit bir yaklaşımla aşağıdaki bağıntıdan elde edilir (2.1).

$$\text{Malzemenin yaşı (yıl)} = \frac{\text{Paleo-doz (Gy)}}{\text{Yıllık doz } (\frac{\text{Gy}}{\text{yıl}})} \quad (2.1)$$

OSL yaşlandırma yöntemi kuvars kristalleri için 150 By, feldispat kristalleri için son 1 milyon yıla kadar kullanılabilmektedir (Wallinga, 2002) ancak yöntemin doğasından ötürü (doğal saatin sıfırlanması, ortam dozunun ölçülmesindeki güçlükler) hata oranı zaman içinde artmaktadır (Stokes ve diğ., 2001; Lian ve Roberts, 2006).

Son 15 yıl içerisinde, OSL yönteminin gelişmesini ve genel kabulünü takiben, belirli bir bölgenin özellikle son buzul dönemi içerisindeki morfolojik ve sedimantolojik evriminin tarihlendirilmesini konu alan birçok çalışma gerçekleştirilmiştir.

Bu çalışmada, havza stratigrafisinin üst kesimlerinde yer alan, memeli paleontolojisinin zamansal ayırtlamasının yetersiz kaldığı ve C¹⁴ yaşlandırma yönteminin uygulanmasının mümkün olmadığı (zaman kısıtlaması ve karbon miktarının yetersizliğı nedeniyle) genç çökellerin ince taneli seviyelerinden OSL numuneleri alınmıştır. Malzeme alınan ortamın yıllık doz hızı, standart gamma spektrometre (Target-identiFINDER modeli) ile yerinde 3 saatlik ölçümlerle hesaplanmıştır. Alınan örneklerin tarihlendirilmesi Prof. Dr. Nafiye Güne Kıyak (Işık Üniversitesi, Fizik Bölümü, OSL Laboratuvarı) tarafından SAR protokolü (Single Aliquot Regenerative dose; Murray ve Wintle, 2000) yöntemi kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Amasya havzasının güney kesiminde bulunan Yeşilırmak teraslarından elde edilen yaş verilerinin bir kısmı, kısa bir ön yorumla birlikte yayınlanmıştır (Kıyak ve Erturaç, 2008).

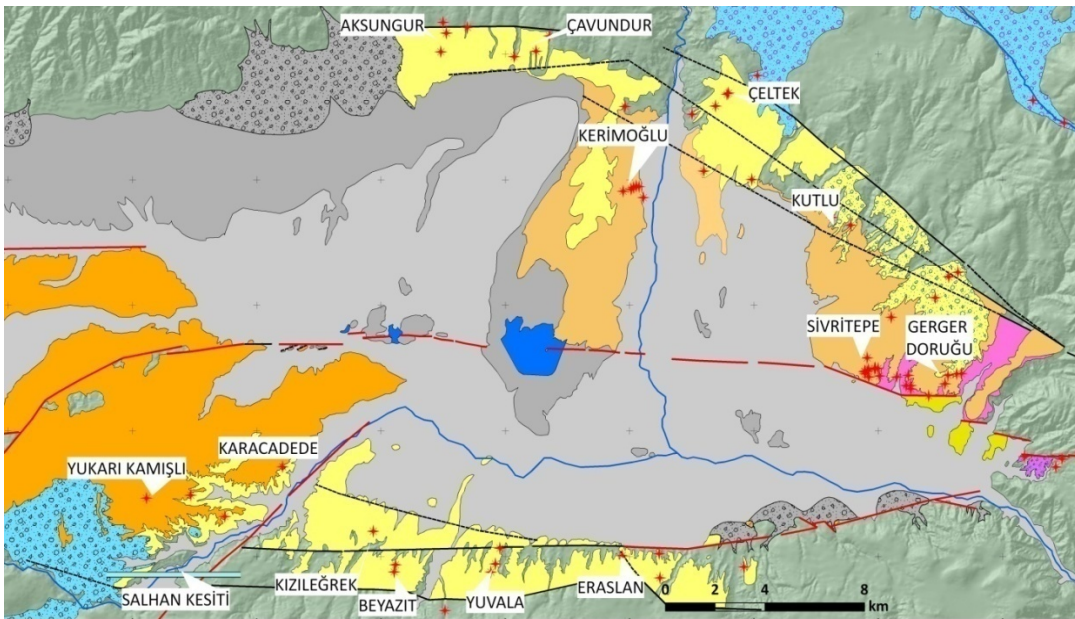
2.2.2. Suluova Havzası

Suluova Havzası, geniş bir alana yayılmış olan romboidal-mercek biçimli bir çöküntü alanıdır (Şekil 2.23). Genişliği kuzey-güney doğrultusunda 22 km'ye, uzunluğu ise doğu-batı doğrultusunda 45 km'ye ulaşır. Havza günümüzde coğrafi olarak, kuzey-güney doğrultulu Yedikır yükselimi ile ikiye ayrılmakta ve Suluova ile Merzifon-Gümüşhacıköy-Alıcık ovaları olmak üzere 2 ana çöküntü alanından oluşmaktadır. Suluova Havzası'nın özellikleri bu tezin morfotektonik bölümünde ayrıntılı olarak anlatılmıştır.

Suluova Havzası'nın stratigrafisine yönelik en önemli çalışma, Dr. Bora Rojay tarafından gerçekleştirilen ve ovanın GD kesimin kapsayan doktora tezidir (Rojay, 1993). Rojay, temel kayalar üzerine detaylandığı çalışmada bölgenin Neojen stratigrafisini de tanıtmış, ancak çalışma alanının kapsamından ötürü, havzanın evrimi ile çökel birimler arasındaki ilişkiler net olarak kurulamamıştır. Bunun yanısıra, Suluova ve Merzifon-Gümüşhacıköy ovaları için hazırlanan DSİ raporlarında (Karaalioglu, 1973 ve 1979) havza dolgusunun özellikleri, ölçülü stratigrafik kesitler ve sondaj verileri ile tanıtılmıştır.

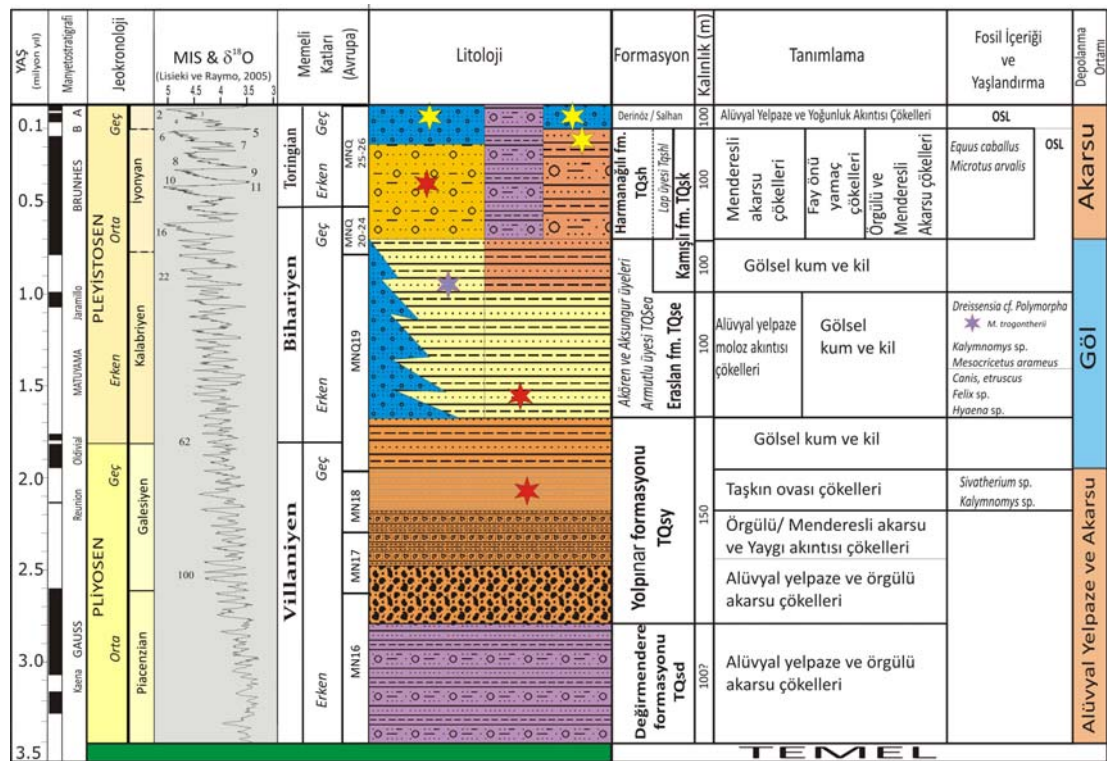
2.2.2.1. Suluova Grubu (TQs)

Bu çalışmada, Orta Pliyosen-Geç Pleyistosen zaman aralığında Suluova Havzası içerisinde oluşan çökel birimler, Suluova Grubu (TQs; Rojay, 1993) içerisinde 5 formasyona ayrılmıştır. Bu ayırtlama, çökel paketinin, havza stratigrafisi içerisindeki yeri, coğrafi konumu, birimin oluşumunu denetleyen fay, beslenme alanı, kaynak alan litolojisi, çökeltme ortamı ve fosil içeriği gözönünde bulundurularak gerçekleştirilmiştir. Bu formasyonların özellikleri havza geneline yayılan ölçülü stratigrafik kesitler yardımıyla belirlenmiştir (Şekil 2.24).



Şekil 2.24 : Suluova Havzası içerisindeki ÖSK'lerin dağılımı.

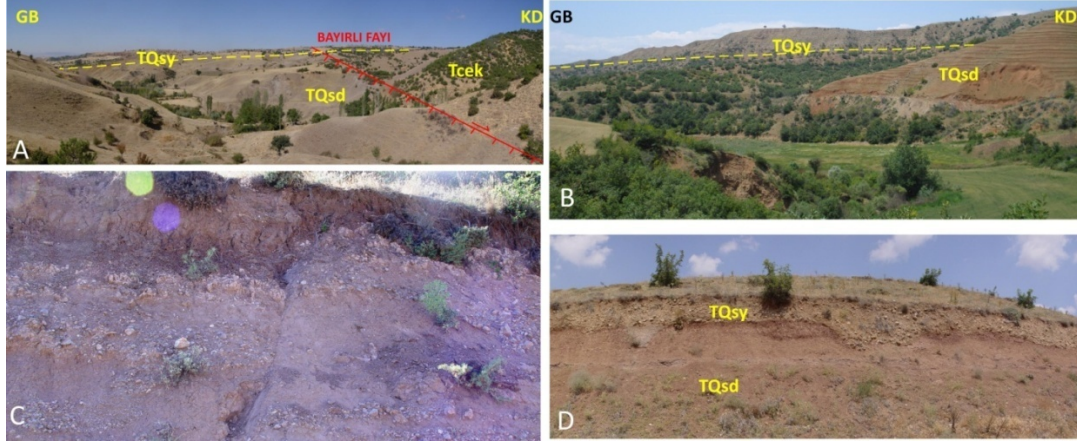
Suluova grubunu oluşturan formasyonlar, iki bölümde içerisinde incelenebilir. Bunlardan ilki, havzanın oluşumundan (Orta Pliyosen, Erken Villaniyen, ~3.5 My) Orta Pleyistosen'e (Toringiyen, ~0.7 My) kadar egemen olan açılma rejiminde sırasıyla alüvyal yelpaze, akarsu ve göl ortamlarında depolanan çökel birimleri kapsamaktadır. İkinci bölümü oluşturan çökeller, sınır faylarının aktivitesinin sonlanmasını takiben havzayı ortasından kesen Suluova Fayı'nın oluşmasının ardından depolanmıştır. Bu gençleşme sonucu eski havza üzerinde genç çek ayır havza(lar) ve yarı grabenler oluşmuş, havzanın eski çökelleri ötelenmiş ve aşınmaya başlamıştır. Yeni oluşan bu çöküntü alanları, günümüzde de Tersakan drenaj sisteminin üyeleri olan akarsuların depoladığı, alüvyal, taşkın ovası ve bataklık çökelleri ile çeşitli ölçeklerde alüvyal yelpazelerle doldurulmaktadır (Şekil 2.25).



Değirmendere formasyonu (TQsd)

Birim genelinde kırmızı-mor renk egemendir ve bu özelliği ile havzanın diğer çökellerinden kolayca ayrılmaktadır. Hakim litoloji Lokman formasyonunun mafik volkaniklerinden türemiş çeşitli boylardaki kırıntılı malzemedir. Birim, birkaç metre kalınlığında, tane destekli konglomera ile siltli kum ve siltli kil seviyeleri (Şekil 2.26/B) ardallanması halinde gözlenir. Kaba çakıllı seviyelerde gözlenen kiremitlenme, çökelmenin kuzey-kuzeydoğudan beslenmiş olduğunu göstermektedir (Şekil 2.26/C). Değirmendere formasyonu üstte Yolpınar formasyonuna ait alüvyal yelpaze-örgülü akarsu çökelleri ile uyumlu olarak örtülür. Bu ilişki Yolpınar Köyü kanal yarmalarında gözlenebilmektedir (Şekil 2.26/D). Değirmendere

formasyonunun oluşumunun son evrelerinde egemen olan düşük enerjili ortamda depolanan ince taneli çökeller ve paleosol seviyeleri, tektonik aktivitenin şiddetlenmesi sonucu gelişen örgülü akarsular tarafından kazılmış ve Yolpınar formasyonu çökmeye başlamıştır. Bu dönem içinde Bayırlı (2) Fayı'nın da oluşumunun başladığı öngörülmektedir.



Şekil 2.26 : Değirmendere formasyonunun arazi görüntüsü A) Birimin (TQsd) Eosen yaşlı Çekerek formasyonu (Tçek) ile dokanağını oluşturan ve çökelişini denetleyen Bayırlı Fayı ile ilişkisi, B) Değirmendere-Yolpınar formasyonları arasındaki uyumlu ilişki, C) Yolpınar Köyü kanalı üzerindeki bir kesitte, birimin genel özelliği olan kalış seviyeli kaba çakıllı seviyeleri yer yer faylanmış olarak izlenmektedir D) formasyonun üst seviyelerinde gözlenen kalın paleosol seviyesini yer yer kazarak üzerleyen Yolpınar formasyonu (TQsy) ile uyumlu ilişkisi

Birimin fasiyes özellikleri (kaba taneli seviyeler ile ince taneli seviyelerin ardalanması), tektonik aktivitenin şiddetinin ve dönemin iklimsel özelliklerinin (yağış rejimi) depolanma süresince değişimini yansıtmaktadır. Bu nedenle kanal çökelleri ile menderesli akarsu, taşkın ovası ve playa tipi küçük göllere ait seviyeler birbirleriyle ardaanmalı olarak gözlenmektedir. Özellikle Boyalı Köyü'ne doğru kil-silt matriks destekli çakıl ve kumlu tabakalar ile masif kırmızı-kahve renkli siltli kil tabakaları birlikte izlenir. Kesit vermeyen bu seviyeler yamaç önlerinde kütle hareketlerine maruz kalmaktadır (Şekil 2.26/B)

İstif içerisinde fosil ve muhtemel fosilleşme ortamına (ör: bataklık) rastlanılmamıştır ancak yaşının, stratigrafik konumu nedeniyle Orta Pliyosen'e kadar ulaştığı düşünülmektedir.

Değirmendere formasyonunun depolanma geometrisi, Suluova'nın oluşumunun ilk safhasında Bayırlı Fayı kontrolünde açılan yarı graben bir havza olduğunu göstermektedir. Bu modele göre faya en yakın yerler en çok çökmeye uğramakta ve faydan uzaklaştıkça havza derinliği azalmaktadır. Formasyonun temel ile ilişkisi gözlenememiştir ve kalınlığı bilinmemektedir. Bununla birlikte formasyonun oluşum yaşı olan ~3.3-2.7 My süresince Bayırlı (1) Fayı kontrolünde açılan havzanın en çok 100 metre çöktüğü öngörülmektedir. Bu dönem içerisinde, birimin haritalanan yayılımı boyuna 6-7 km'ye, enine ise 6.5 km'ye ulaşmıştır. İlerleyen safhalarda Bayırlı Fayı'ndaki doğrultu atım bileşeninin artması ile havzadaki aktif çökme kuzeybatıya yönelmiştir.

Değirmendere formasyonu, günümüzde kuzeybatıya doğru yaklaşık $\sim 2^\circ$ tiltlenmiş olarak bulunmaktadır. Bu nedenle birimin üst seviyesi ile Yolpınar formasyonu arasındaki dokanak kuzeybatıya doğru 500 metre kotuna kadar gözlenmekte, devamında ise ovanın güncel erozyon seviyesinin altına inmektedir.

Yolpınar formasyonu (TQsy)

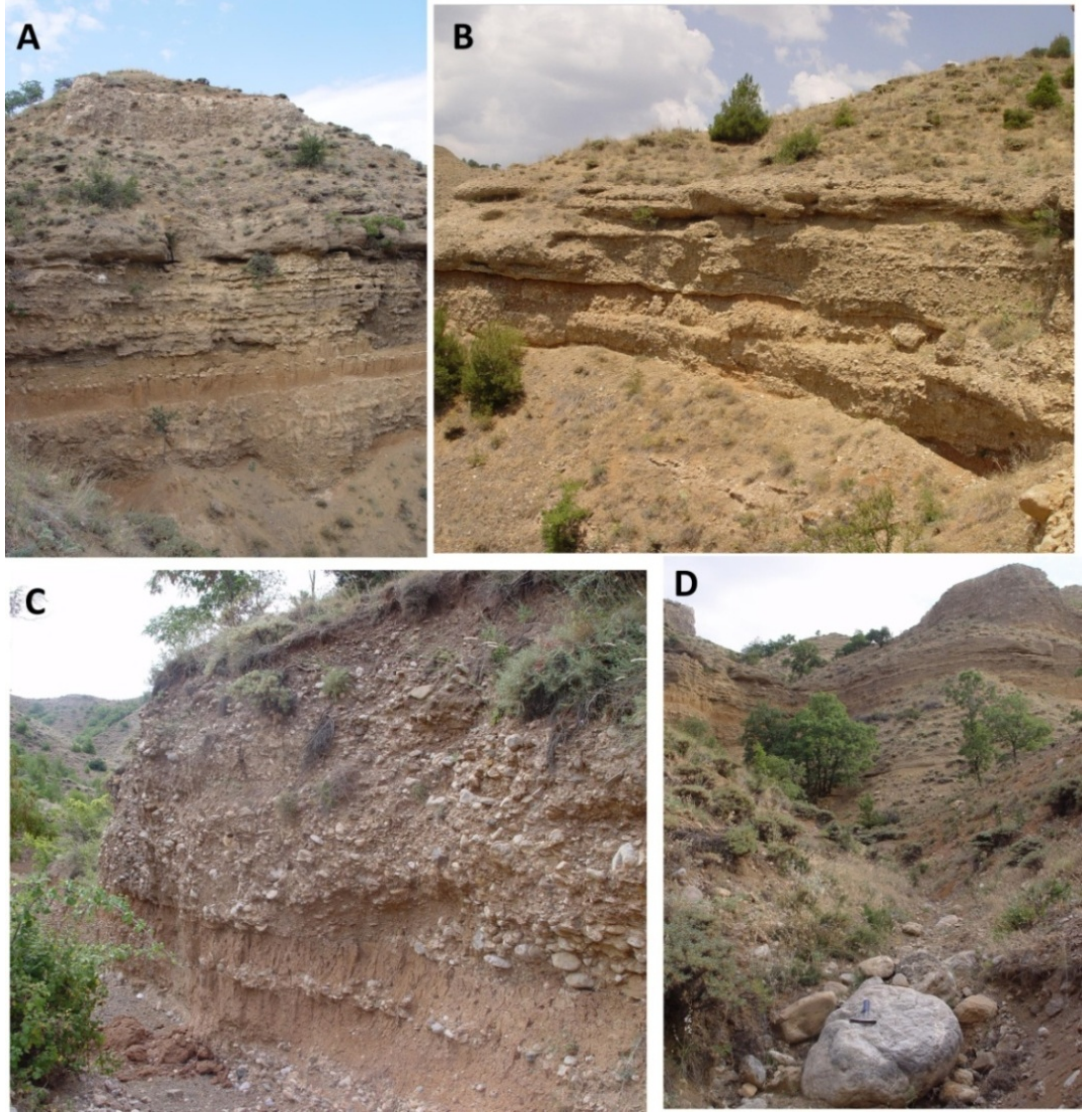
Rojay (1993) tarafından isimlendirilen Yolpınar formasyonu, Suluova Havzası'nın kuzeydoğu, kuzey ve orta kesimlerinde geniş bir alana yüzlek veren kırıntılı bir istiftir. Birim, Kretase ve Eosen yaşlı temel üzerine aşmalı olarak ve uyumsuz, havza stratigrafisi içerisinde ise Değirmendere formasyonu üzerine uyumlu gelmektedir. Bayırlı (2) fayı kontrolünde gelişen istif, tabanda yüksek enerjili ortamı yansıtan kaba taneli çökel seviyeleri ile başlar, faydan uzaklaştıkça önce menderesli akarsu, daha sonra da taşkın ovası ve gölsel fasiyese geçer. Bu fasiyesler ölçülü stratigrafik kesitlerle tanımlanmış ve Yolpınar formasyonunun üyeleri olarak ayrılmıştır. Tüm bu özellikleri gözönünde bulundurularak Yolpınar formasyonunun alüvyal fan-delta modelinde (Nemec ve Steel, 1988) oluştuğu öngörülmektedir. Oluşumunun ilk safhasında kuzeydoğudan beslenen formasyonun yayılım ve güncel dalım yönü batı-kuzeybatıdır. Yolpınar formasyonu üstte Eraslan formasyonu (Armutlu ve Akören üyeleri) ile örtülmektedir.

Yolpınar formasyonunun depolanma geometrisi ile havzanın güncel erozyon düzlemi arasındaki ilişki, kuzeybatıya doğru istife ait farklı fasiyeslerin gözlenmesine olanak tanımaktadır. Formasyon Gerger, Kurnaz ve Yedikır olarak isimlendirilen üç farklı üyeye ayrılmıştır.

- Gerger Konglomera Üyesi

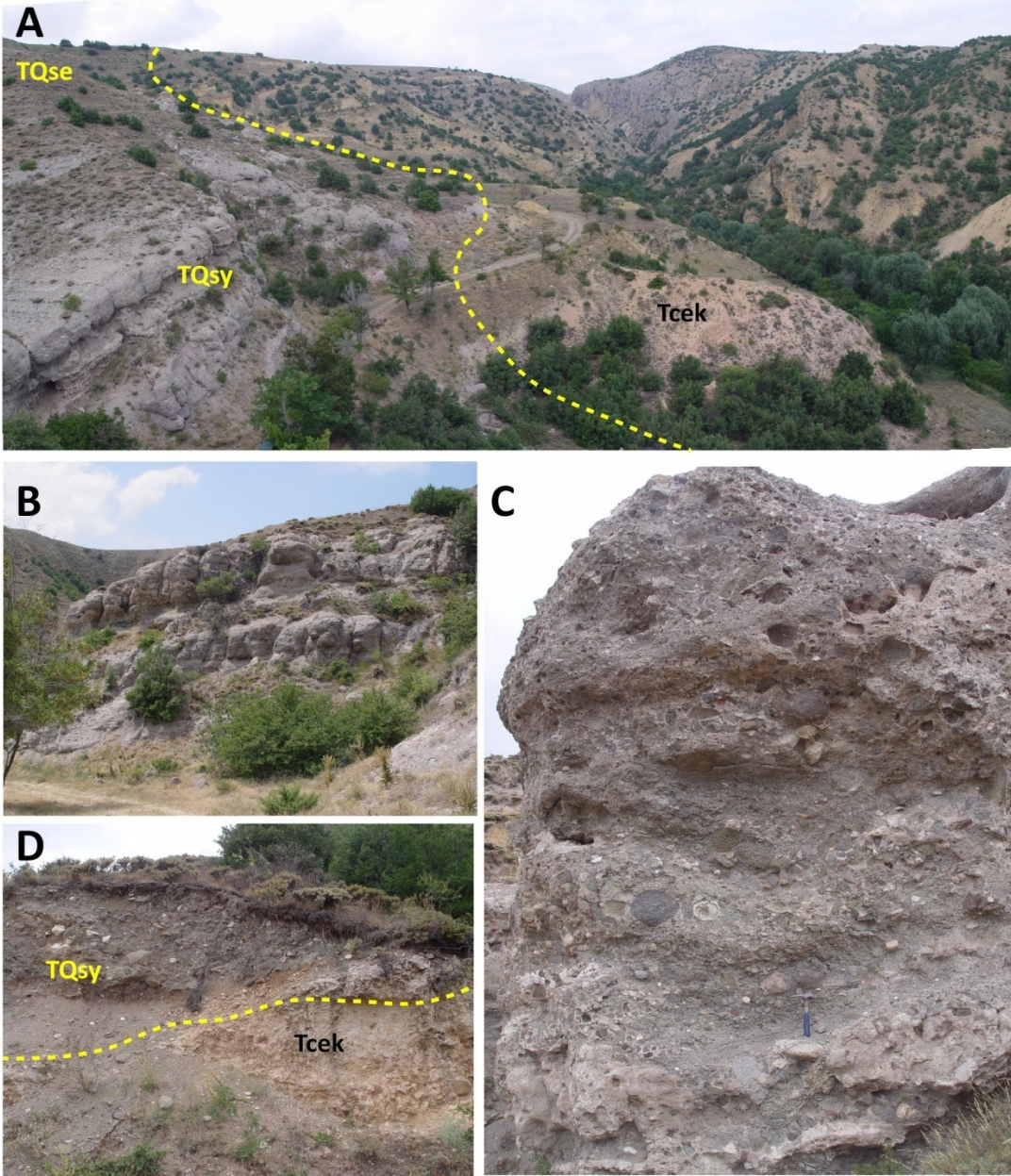
İstifinin tabanına ait kesit Yolpınar Köyü'nde Gerger doruğunun yamaçlarında ölçülmüştür (Şekil 2.24; Şekil 2.27; Şekil 2.29). Kalınlığı 110 metre olan bu kesit, Yolpınar formasyonunun Değirmendere formasyonu üzerine uyumlu gelişi ile başlar (Şekil 2.27/D) ve üstte Eraslan formasyonunun Akören üyesi ile örtülür. Kesit, egemen tane litolojisine göre iki ana kısımda incelenebilir. Bunlardan ilki 40 metre kalınlık boyunca fosilli (fusulin) kireçtaşı blokları ve volkanik iri çakıllar içermektedir, hakim rengi kavuniçi-sarıdır ve bu özellikleriyle Değirmendere formasyonundan kolaylıkla ayrılır. Yer yer çimentolanmış durumda bulunan, 1 metre çapındaki bloklara ulaşabilen, yuvarlak ve kötü boylanmalı bu kesim (Şekil 2.27/D) 1 m kalınlığındaki paleosol seviyesi ile sonlanır. İstifin ikinci kesimi paleosol tabakasını kazarak yerleşen ve batıya doğru düzenli bir şekilde takip edilebilen 3 metre kalınlığında, kaba çakıl boylu çimentolanmış konglomera seviyesi ile başlar. Konglomera içerisinde, volkanit kökenli çakılların oranı belirgin bir biçimde fazladır. Bu tabakanın üstünde daha ince taneli kum ve çakıllı tabakalar gelir. Aralarda ise yer yer paleosol seviyeleri gelişmiştir (Şekil 2.27/A). Kaba çakıllarda ölçülen kiremitlenme beslenmenin KKB dan olduğunu göstermektedir. Yer yer bol karbonatla çimentolanmış kaba tane boylu kanal çökelleri aşınmaya dayanıklı seviyeler haline (Şekil 2.27/B-C) kuzeybatıya dalımlı olarak sürekli izlenir.

Kesitte gözlenen bir diğer önemli özellik de tabanından tavanına doğru yer yer kalın seviyeler halinde izlenen, kaba ancak iyi yuvarlaklaşmış çakılların (kanal çökelleri) litolojisinin istiflenme boyunca değişimidir. İstifin tabanında bulunan çakılların egemen litolojisi, Akdağ çevresinde yaygın mostra veren Jura yaşlı Mudurnu formasyonu içerisindeki Permian yaşlı fusulinli kireçtaşı bloklarıdır ve yer yer iri fosil parçaları da (ör: *ostrea* sp.) çakıl olarak istif içerisinde bulunur. İstifin üst kesimlerinde ise egemen tane litolojisi ortaç-mafik volkaniklerdir. Bu durum birime çökel sağlayan akarsuların fay gerisine (Akdağ) doğru hızlı aşındırmasını ve Bayırlı (1-2) fayı kontrolünde ovanın kademeli olarak çöktüğünü ifade eder.



Şekil 2.27 : Yolpınar formasyonunun Gerger doruğu kesitlerinden arazi görünümü
İstifin tabanından (D) tavanına doğru (A) egemen tane boyunun giderek
inceldiği ve çökelmenin yer yer gözlenen kalın paleosol seviyelerinin
gösterdiği gibi durakladığı gözlenmektedir.

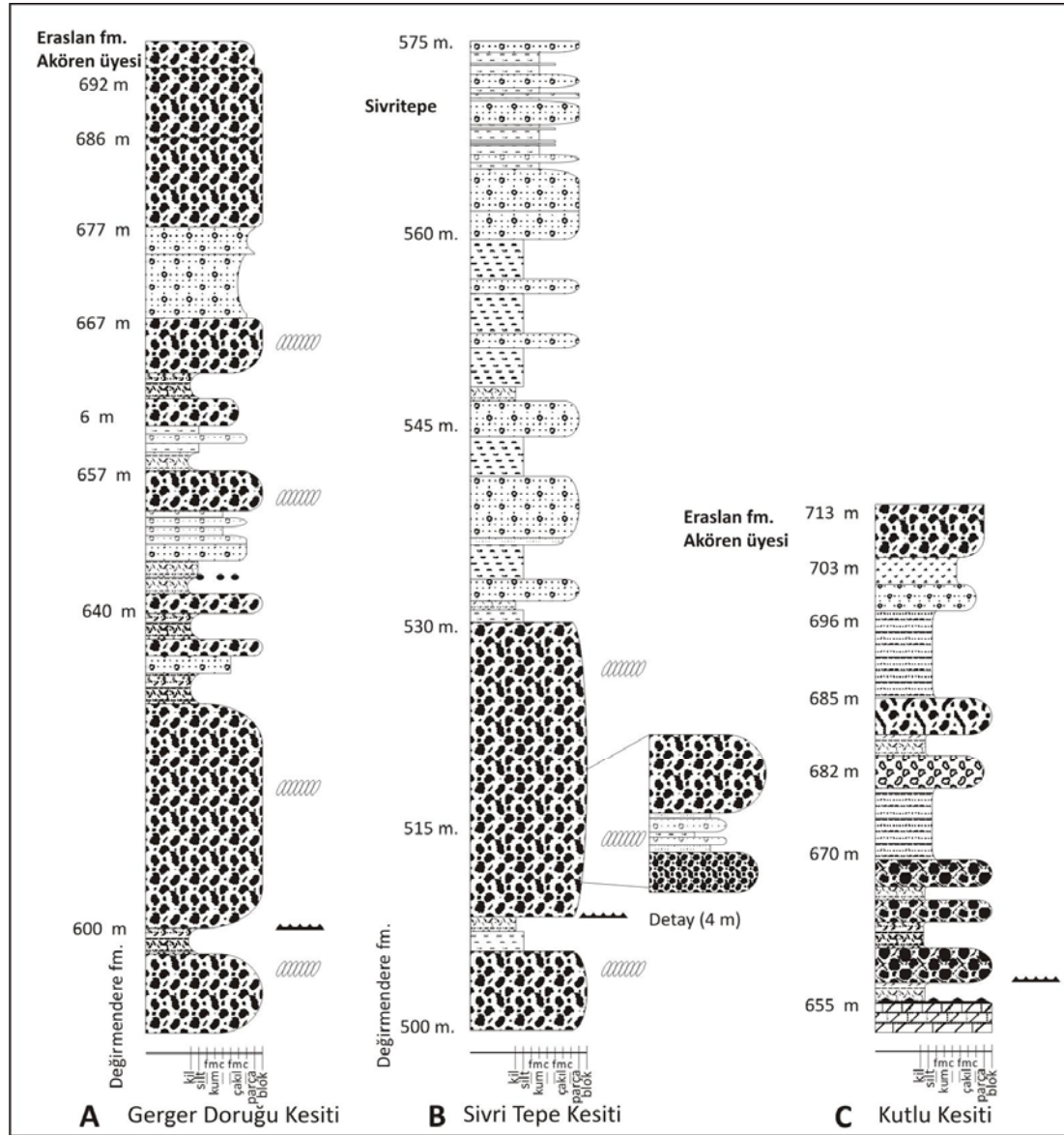
Gerger konglomera üyesi, alüvyal yelpaze ile yüksek enerjili, örgülü bir akarsu ortamının özelliklerine sahiptir. İstifin ara seviyelerinde gözlenen paleosol seviyeleri çökelmenin (tektonik aktivitenin) zaman zaman durakladığına işaret etmektedir. Bu üyeye ait olarak tanımlanan diğer çökel paketleri ise havzanın kuzey ve kuzeybatısında, faya yakın kesimlere yayılmış durumdadır.



Şekil 2.28 : Kutlu kesitinin arazi görünümü, şekil açıklamaları için metne bakınız

Kutlu Köyü kuzeyinde 655 m kotundan itibaren ölçülen bir diğer kesitte ise (Kutlu kesiti, Şekil 2.24; Şekil 2.28; Şekil 2.29/C), Eosen yaşlı karbonatlı kumtaşları üzerinde gelişmiş kalın bir paleosol üzerine gelen çok kaba kırıntılı bir istif gözlenmiştir (Şekil 2.28/A-D). İstif, karbonatla çimentolanmış, tane destekli, en çok ~2 m, ortalama 50 cm çapındaki köşeli volkanik bloklu konglomera (Şekil 2.28/B.C) ile başlamaktadır. Bu seviyeler üste doğru hızla yer yer kanal çökelleri ile ardalanan ince taneli malzeme ile üzerlenerek en üstte 703 metre kotunda Akören üyesi ile örtülmektedir. İstifin taban fasiyesi, şiddetli bir tektonik aktiviteyi işaret eder ve muhtemelen küçük bir göl ortamı içerisine yayılan moloz akıntısı ile depolanmıştır.

Taban çökellerinin tane boyları kesitin faya (Bayırlı-2 Fayı) çok yakın oluşunun göstergesidir. Bu kesit, Gerger üyesi ile aynı stratigrafik konumdadır ve ona dahil edilmiştir.



Şekil 2.29 : Yolpınar formasyonu içerisinde ölçülen stratigrafik kesitler (ÖSK)

Gerger üyesi, Gerger doruğu ve Kutlu kesitlerinde, Bayırlı Fayı'nın oluşumundaki farklı aşamaları yansıtmaktadır. Genel gidişi KB-GD olan bu fay, Akdağ blokunun güneybatı sınırını oluşturur ve zaman içerisinde KB'ya doğru kademeli olarak gençleşmiştir. Bu gençleşme sonucunda fay üzerindeki doğrultu değişimi miktarının havza oluşumundan fay üzerinde aktivitenin sonlandığı Orta Pleyistosen'e kadar ~10-20° olduğu hesaplanmıştır. Yapısal Jeoloji kısmında detaylı olarak anlatılan kinematik verilere dayalı olarak kurgulanan bu senaryoya göre bölgeyi etkileyen

gerilme yönü saat yönünde ve/veya Akdağ bloku saat yönünün tersi yönde dönerek havza sınır faylarının evrimini denetlemiş ve havzanın günümüz şeklini almasını sağlamıştır.

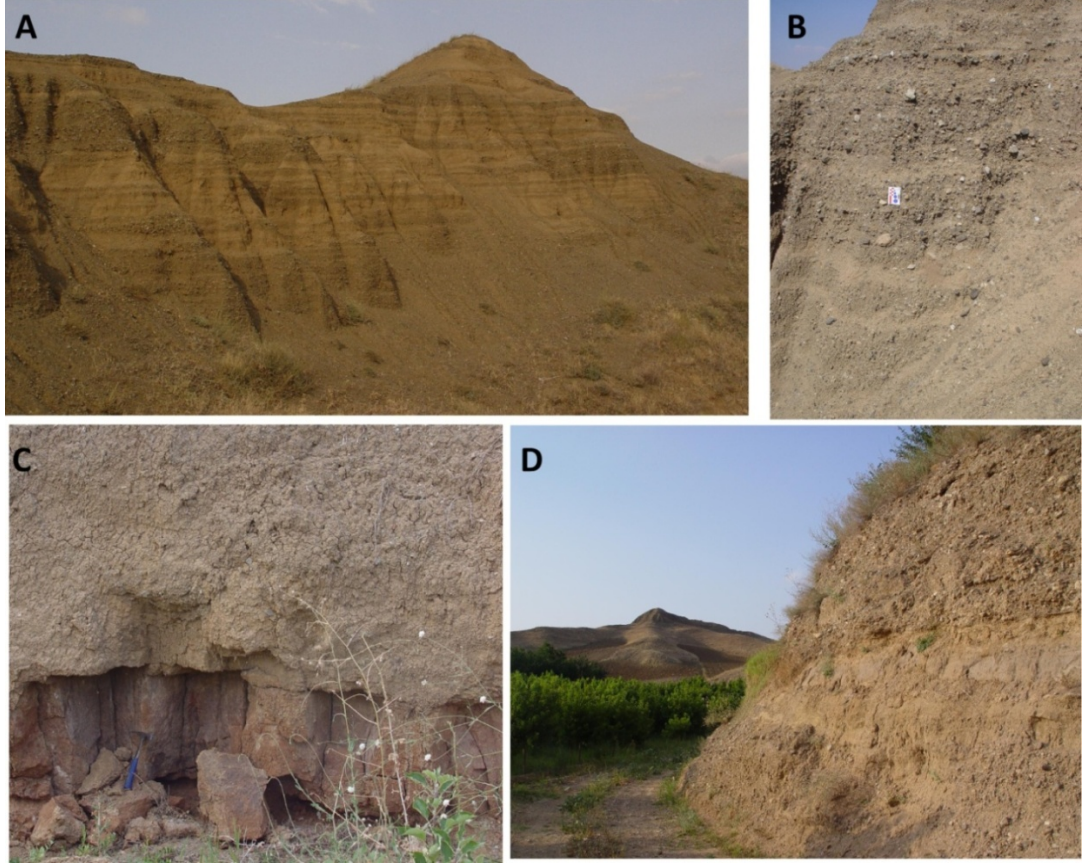
- Kurnaz Üyesi

Yolpınar formasyonunun batı-kuzeybatı devamı daha düşük enerjili bir akarsu ortamını yansıtmaktadır. İstife ait kesitler Sivritepe-Kurnaz Köyü çevresinde ölçülmüş (Şekil 2.24; Şekil 2.29/B; Şekil 2.30) ve Yolpınar formasyonunun Kurnaz üyesi olarak ayrılmıştır.

Sivritepe kesiti, tabanda 500 metre kotunda Değirmendere formasyonuna ait yuvarlak volkanik bloklu kanal çökelleri ile başlamaktadır, Gerger doruğu kesitine benzer biçimde ~2 metre kalınlığında bir paleosol seviyesi ile sonlanan birim, Yolpınar formasyonunun çimentolu konglomera ve aralarda ince çakıllı kumtaşı ve çok ince siltli seviyeler ile ardalanan egemen kanal çökelleri ile üzerlenir (Şekil 3.10/D). Bu çökeller, kumlu killi silt matriks içerisinde çok kötü boylanmalı, yer yer %50 tane içeren ortalama 3 cm, en çok 7 cm çapında köşeli kaba çakıl boylu malzemeden oluşmaktadır ve tekrarlı olarak 530 metre kotuna kadar izlenir.

Bu seviyenin üzerini, 30 metre boyunca 1 metre kalınlığında bir paleosol seviyesi ve ~3 metre kalınlığında kanal çökeli ardalanması örtmektedir, paleosol seviyelerinde yer yer belirgin kırmızı renk egemendir (Şekil 2.30/C). İlk birimden belirgin derecede değişen bu kaba çökel paketi, havzanın KD sınırının batıya doğru ilerlediğini ve enerjinin arttığını işaret etmektedir. Tane litolojisi de belirgin olarak değişmiştir. Kesite ait son çökel paketi 20 metre kalınlığında siltli ince çakıltaşı ve kaba çakıl boylu, çok kötü boylanmış ve köşeli, haki renkli volkanik ve silttaşı tane litolojisine sahip, yaygı akıntısı ve taşkın türü çökellerin ardalanmasından oluşmaktadır (Şekil 2.30/B). Bu seviye, arazide kırgı bayırı (badland) morfolojisi sunmaktadır (Şekil 2.30/A).

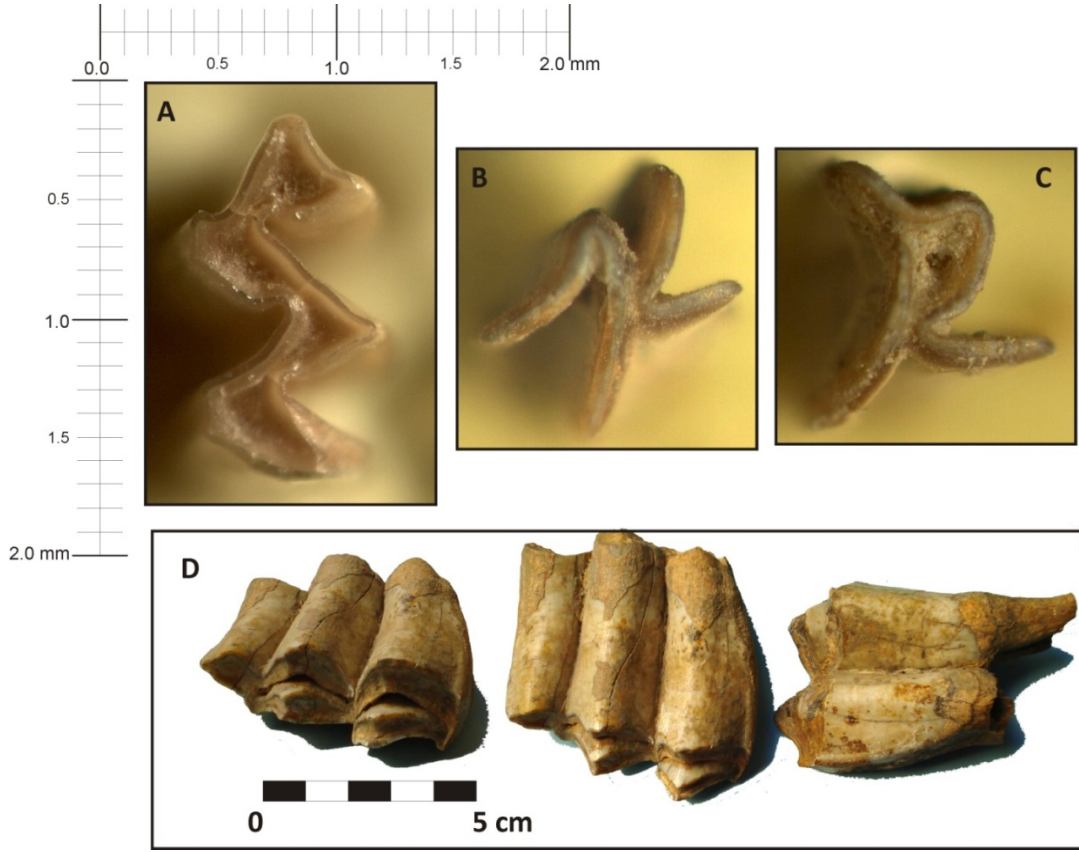
Sivritepe kesiti, tabanında Yolpınar formasyonuna ait Gerger üyesi ve üstlere doğru Kurnaz üyesine ait fasiyesleri içerisinde barındırmaktadır ve bütünleşik bir alüvyal yelpaze olan formasyonun ortaç kısımlarını yansıtır.



Şekil 2.30 : Sivritepe kesitinden arazi görünümleri, fotoğraf açıklamaları için metne bakınız

Kurnaz Köyü'nün kuzeybatısında yer alan parçalı kesitlerde menderesli akarsu ortamını ifade eden ince seviyeler halinde kumtaşı-çakıltası tabakaları ile ardalanmalı paleosol seviyeleri ile taşkın ovası ve bataklık ortamını ifade eden ince tabakalı kil-silt ardalanması gözlenmektedir. Bu fasiyes toplulukları, kaynak alandan iyice uzaklaşıldığını, akarsuların enerjisinin azaldığını ve çökmeyi kontrol eden tektonik aktivitenin şiddetinin dönem dönem değiştiğini işaret etmektedir. Kumlu seviyelerin tane litolojisi yakın bir kaynaktan gelen köşeli kuvars, epidot, amfibol kristalleri, andezit bileşimli volkanitler ile kumtaşı taneleri içerir.

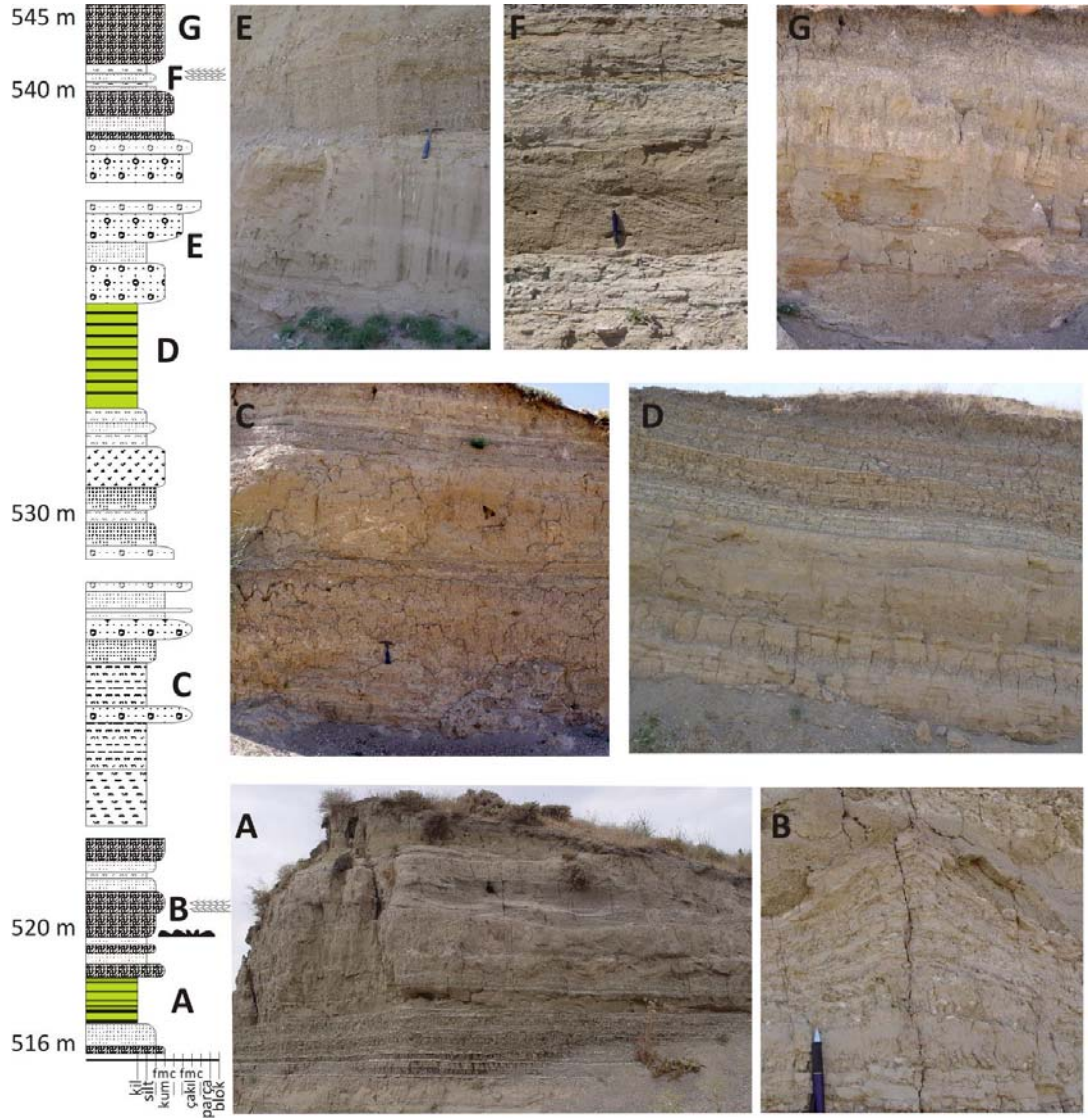
Kurnaz üyesinin yaşı, Salucu başı lokalitesindeki bataklık çökelleri içerisinde bulunan *Sivatherium* sp. (Şekil 2.31/D, Falconer and Cautley, 1836) ve *Arvicolinae Kalymomnis* sp. (Şekil 2.31/A, Kuss and Storch 1978) molarları ile Üst Pliyosen-Alt Pleyistosen (MN17) olarak belirlenmiştir. Bu fosiller, **Bsh** tipi (Koeppen sınıflandırması) sıcak ve yarı kurak bir iklimde gelişen “galeri tipi orman” veya “savan tipi” bitki örtüsünü işaret etmektedir.



Şekil 2.31 : Kurnaz lokalitesinden elde edilen memeli fosilleri, A) *Arvicolinae* *Kalymomnis* sp., 2. molar B,C) tayin edilememiş bir kemirgene ait dişler, D) *Sivatherium* sp. dişleri

- *Yedikır Üyesi*

Suluova'nın orta kesiminde yeralan Yedikır topoğrafik yükseliminde bulunan yarmalarda gözlenen mostralarla tanımlanan bu üye (Şekil 2.24), tabanda Yolpınar formasyonunun fan-delta depolanma ortamının üst seviyelerine karşılık gelen taşkın ovası çökelleri ile üste doğru gölssel fasiyeste gelişmiş çökel paketlerini kapsamaktadır. İstife ait mostralar birimin tutturulmamış ve ince taneli olması nedeniyle sadece kum ocakları ve kanal yarmalarında gözlenir. Bunlardan en önemlisi, Kerimoğlu Köyü çevresinde yüzlek veren ve 516-545 metreler arasında kesintisiz ölçülen kesittir (Şekil 2.32). Bunun yanı sıra, Yedikır Barajı'na ait kanal yarmalarında birimin üst seviyelerine karşılık gelen bol gastropod içeren kalın tabakalı ince siltli kum seviyeleri ile devam etmektedir, Suluova ilçesinin batısında inşaatı süren sanayi bölgesinin düzenlenmesi için açılan yarmalarda istifin orta-üst kesimine ait çökeller gözlenmiştir.

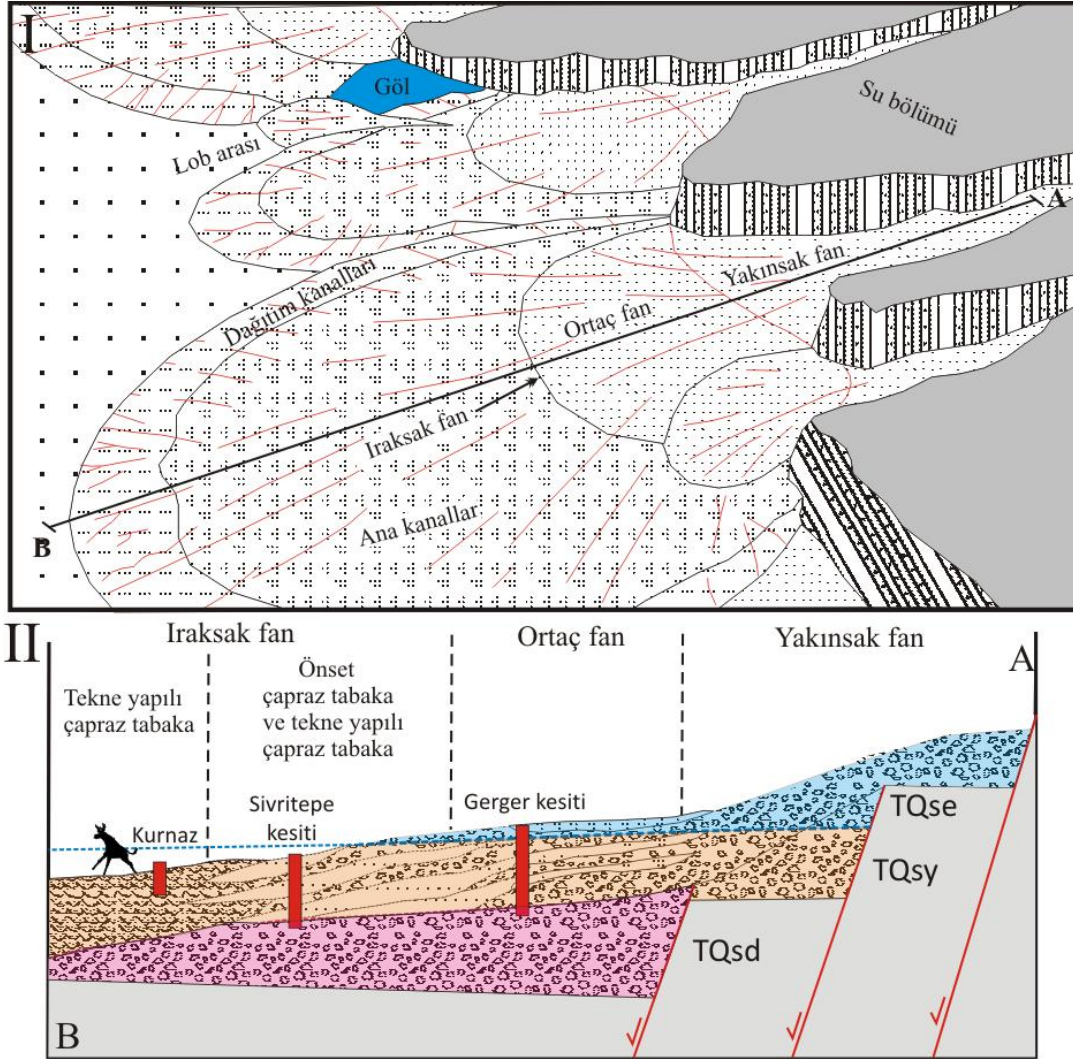


Şekil 2.32 : Kerimoğlu kesiti ve kesit boyunca izlenen yüzleklerden arazi fotoğrafları

Yedikır yükseliminin kuzey kesiminde, Suluova-Merzifon yolu yarmalarında Gerger üyesine karşılık gelen kaba tane boylu seviyeler ise Eosen yaşlı temeli üzerlemektedir.

Kerimoğlu kesiti (Şekil 2.32), tabanda 516 metrede gri ve açık kahve renkli ince-orta kum üzerine gelen, laminalı bol organik malzemeli koyu yeşil-haki renkli kil ve karbonatlı silt ardalanması (Şekil 2.32/A, taşkın ovası) ile başlamaktadır. Bu seviyenin üzerine devamlı bir silt ve ince-orta kum ardalanması gelir. İçerisinde yer yer yük yapıları (Şekil 2.32/B), laminalı ve masif silt seviyelerini kesen (Şekil 2.32/C) kaba kum ve ince çakıllı kanallar gözlenen bu seviye 535 kotunda yine 5 metre kalınlığında bir taşkın ovası çökel paketi (Şekil 2.32/D) ile örtülür. Kesit, çapraz laminalı, kavuniçi-gri renkli, ince-orta kum ve yer yer ince çakıl seviyeleri ile

545 metre kotuna kadar devam eder (Şekil 2.32/E-F-G). Kerimoğlu kesiti, Suluova Gölü'nün başlangıç safhasını işaret eden taşkın ovası ve yer yer akarsu girişi (Tersakan Çayı?) olan sığ / durgun bir göl ortamını işaret etmektedir. Kesitin üst devamının örtülü olması istif özelliklerinin detaylı belirlenmesini engellemiştir, bununla birlikte yapılan gözlemler sonucunda 600-620 metre kotundan 680 metre kotuna (yükselimin en üst seviyesi olan Kumluk Tepesi'nde) kadar olan kesimi belirgin benzerlikleri nedeniyle Eraslan formasyonuna dahil edilmiştir.



Şekil 2.33 : Suluova Havzası kuzeydoğu kesiminin oluşum modeli (Reading, 1996 ve Tarı, 2007'den düzenlenerek) ve güncel konumunun idealleştirilmiş KD-GB jeolojik kesiti üzerinde ÖSK lokasyonları

Bayırlı-Merzifon Fayı'nın kontrolü altında açılmaya devam ederek kuzeybatıya doğru genişleyen dış drenaja kapalı Suluova Havzası içerisinde depolanan Yolpınar formasyonu, oluşumuna beslenme yönü kuzeydoğu / kuzey olan batıya doğru sıralı bir alüvyal yelpazeler topluluğu olarak başlar. Faydan uzaklaştıkça enerjinin

düşmesiyle alüvyal yelpazelerin yakınsak kısımlarını ifade eden örgülü akarsular yerini ortaç kesimin yaygı akıntısı ve menderesli akarsu ile ıraksak kesimin taşkın ovası fasiyeslerine bırakmaktadır (Şekil 2.33). Geç Pliyosen-Erken Pleyistosen (2.7-1.5 My) zaman aralığı içerisinde Bayırlı-Merzifon Fayı'nın oluşumunu tamamlamasıyla bu yelpazeler bütünleşik bir fan-delta sistemine dönüşür.

Yolpınar formasyonu, Erken Pleyistosen'de havza ortasında oluşmaya başlayarak zamanla havzanın geneline yayılan Suluova Gölü'nün çökelleri (Eraslan formasyonu) ile örtülmüştür (Şekil 2.33).

Eraslan formasyonu (TQse)

Tüysüz (1992) tarafından adlandırılan Eraslan formasyonu, Suluova Gölü içerisinde çeşitli fasiyeslerde depolanmış çökel paketlerini kapsamaktadır ve mostraları Suluova Havzası'nın bütününe yayılmıştır. Birimi oluşturan çökel paketleri, fasiyes özellikleri ve ova içerisindeki konumu gözetilerek Eraslan formasyonunun farklı üyeleri olarak tanımlanmışlardır. Birim, hakim özellikleri ile açık sarı ve bej renkli, yer yer çimentolanmış çapraz ve yatay lamine ince kum ve koyu renkli siltli killerden oluşmaktadır (Şekil 2.34). Eraslan formasyonunun fasiyes özellikleri, Suluova havzasının güneyinde Eraslan-Yuvala ve Bayazıt yerleşimleri yakınlarında ölçülmüş stratigrafik kesitlerle tanımlanmıştır (Şekil 2.24). Birim, bu kesimde Triyas yaşlı Yeşilirmak metamorfiti ve Eosen yaşlı kırıntılı ve karbonatlı birimlerin üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. İstif tabanı doğuda Eraslan Köyü'nde en düşük 527 metre, tavanı ise batıda Bayazıt Köyü'nde en yüksek 750 metre olarak ölçülmüştür. Bununla beraber incelerken temel kayalara yaslandığı yerlerde yer yer 800 metre kota kadar ulaşmaktadır. Bu durum Suluova'nın güney kesimde en düşük 250 metrelik bir çökmeye karşılık gelir. Tabanda kaba çakıllarla başlayan istifin devamında çapraz ve yatay laminalanma ile yer yer çimentolanma gösteren ince kum, siltli kum ve kil ile yer yer paleosol seviyeleri ardalanması gözlenir. İstif genelinde açık sarı ve bej renk hakimdir. Formasyon, bu özelliği ile Suluova grubunun diğer birimleri ve temel kayalardan kolaylıkla ayrılır (Şekil 2.35). Bu renk tonlaması, egemen kaynak alan litolojisi (kireçtaşı) ve karbonat çökeli ile ilişkilidir ve depolanma süresince nemli iklim koşullarının egemen olduğunu göstermektedir. Kuzeye doğru Eraslan Fay Sistemi'nin gençleşmesiyle genişleyen havza ve kalınlaşan istif, içerisine akarsu girintisi olan enerjisi düşük bir ortamda, Suluova Gölü olarak tanımlanan ve belirli

bir dönem (~2-0.7 My arasında) Suluova Havzası'na egemen olan gölün kıyı ve nispeten derin fasiyeslerinde çökelmiştir.

Eraslan formasyonuna ait tabakalar günümüzde kuzey-kuzeybatıya doğru az miktarda eğimlenmiş durmaktadır ve havzanın güneybatısında uyumlu olarak Kamışlı formasyonu tarafından, kuzeydoğu kesiminde ise Derinöz alüvyal yelpazesinin çökelleri ile örtülmektedir.

Eraslan formasyonuna ait en önemli kesitler, Suluova Havzası'nın güneyinde Eraslan, Yuvala ve Bayazıt köy yolları yarmalarında, Kızıleğrek Köyü kuzeyinde doğal bir vadi yarmasında, kuzeydoğusunda ise Çeltek kömür ocağı yarmalarında ölçülmüştür (Şekil 2.24). Eraslan formasyonuna ait çökeller havza içine doğru kalınlaşmaktadır. Bu nedenle, güney kesitler devamlı bir kesitten ziyade eğim boyunca eklenik olarak ölçülmüştür.

- Eraslan kesiti

Eraslan Beldesi ve Çal Tepe arasında, Eraslan Deresi vadisi yamaçlarındaki yol yarması boyunca 527-650 metre kotları arasında ölçülen kesit (Şekil 2.34/A), tabanda Triyas yaşlı temel üzerine gelen en çok 8 cm çapında köşeli kaba çakıl ve bloklarla başlamaktadır. Üste doğru 10 metre boyunca orta-kaba boylu yuvarlak çakıllar ve palesol ar dalanması olarak devam eden kesit 540 metre kotunda ince bir kaba çakıl seviyesini takiben ince taneli malzeme ile örtülür. Yer yer çimentolanmış ince tabakalı ince kum ve lamine ince kum-kil özelliğindeki bu seviye, 565 metre kotunda üstüste gelen iki ve 585 metre kotunda gelen tek bir akarsu kanalı tarafından kazılmasının dışında 605 metre kotuna kadar tekdüze devam eder. Kesitte, 605-615 metre arasında kahverenkli, kumlu silt matriksli en çok 8 ve ortalama 3 cm çapında kireçtaşı çakıllarından oluşan bir akarsu kanalı bu düzenli istifte belirgin bir depolanma farklılığına işaret eder. İstif, 615-650 metre arasında bol gastropod içeren, yer yer çimentolu ara seviyeli, lamine siltli ince kum ile devam ederek en üstte kalış toprakları içeren kahve-sarı renkli kumlu silt ile sonlanır.

- Yuvala kesiti

Yuvala köy yolunda ölçülen bu kesit (Şekil 2.34/B), tabanda 600 metre kotunda Eosen karbonatlı kumtaşı çökellerinin üzerine gelen ve 620 metre kotuna kadar izlenen siltli kum, siltli kil ve yer yer çimentolu ince kum seviyeleri ar dalanması ile

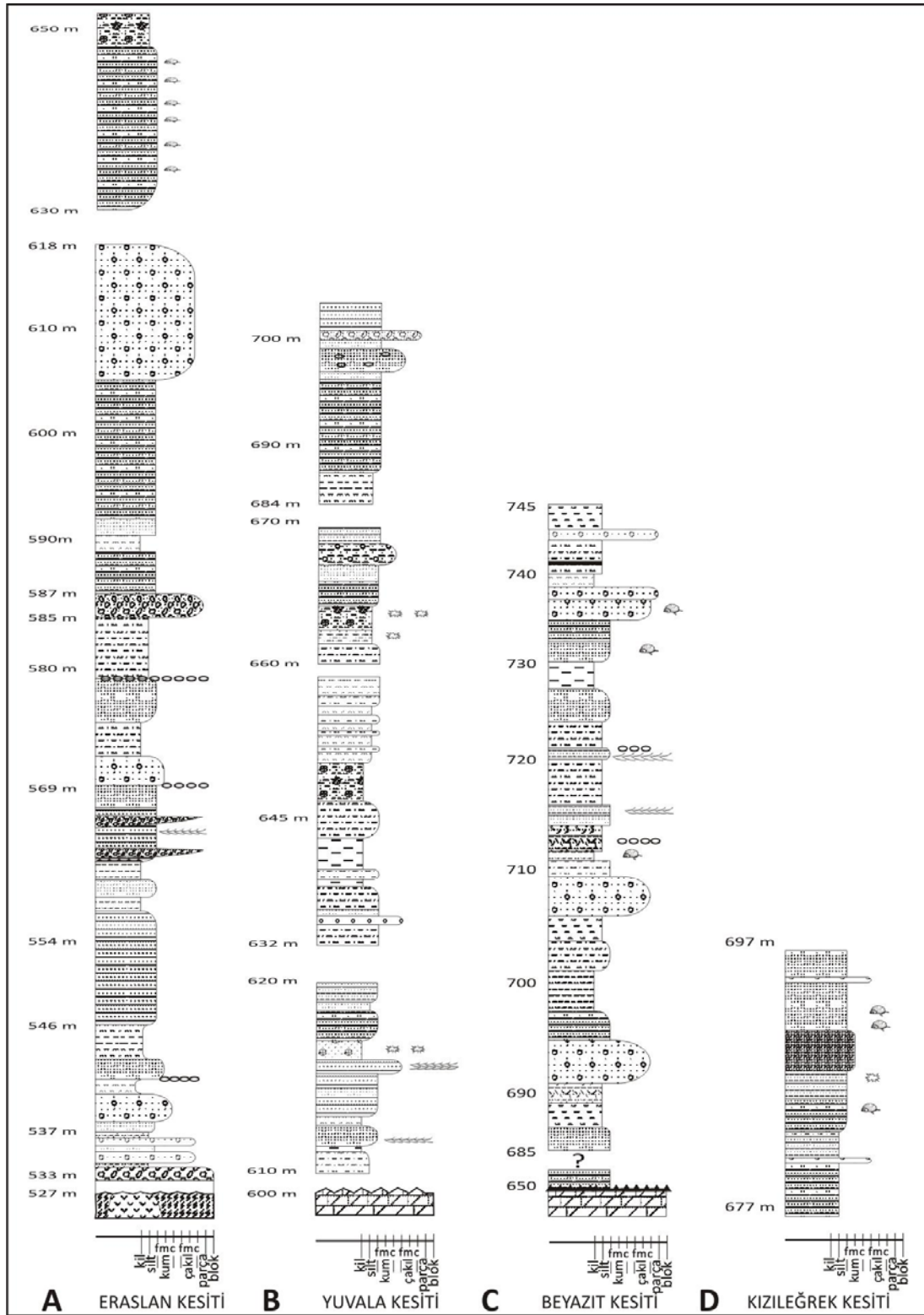
başlar. Çökeller içerisinde yer yer çapraz tabakalanma ve kalış seviyeleri izlenmektedir. Kesitte 10 metrelik bir boşluktan sonra 630-660 metre kotları arasında tane boyu daha da incelererek yer yer ince kum ve ince çakıllı seviyelerin de eşlik ettiği kumlu silt ve kahve renkli siltli kil ar dalanması olarak izlenir. Siltli kil seviyelerinde karbonat yumruları bolca bulunmaktadır. İstifin tekdüzeliği 660-700 metre kotları arasında yer yer çimentolanmış kalın ince kum seviyeleri ile değişir. Bu seviyeler, kesitin en üstünde bulunan kuvarsit ve kireçtaşı kaba çakıllı kanal çökeli ile kazılsa da düzenli olarak kesit sonuna kadar devam eder.

- Beyazıt Kesiti

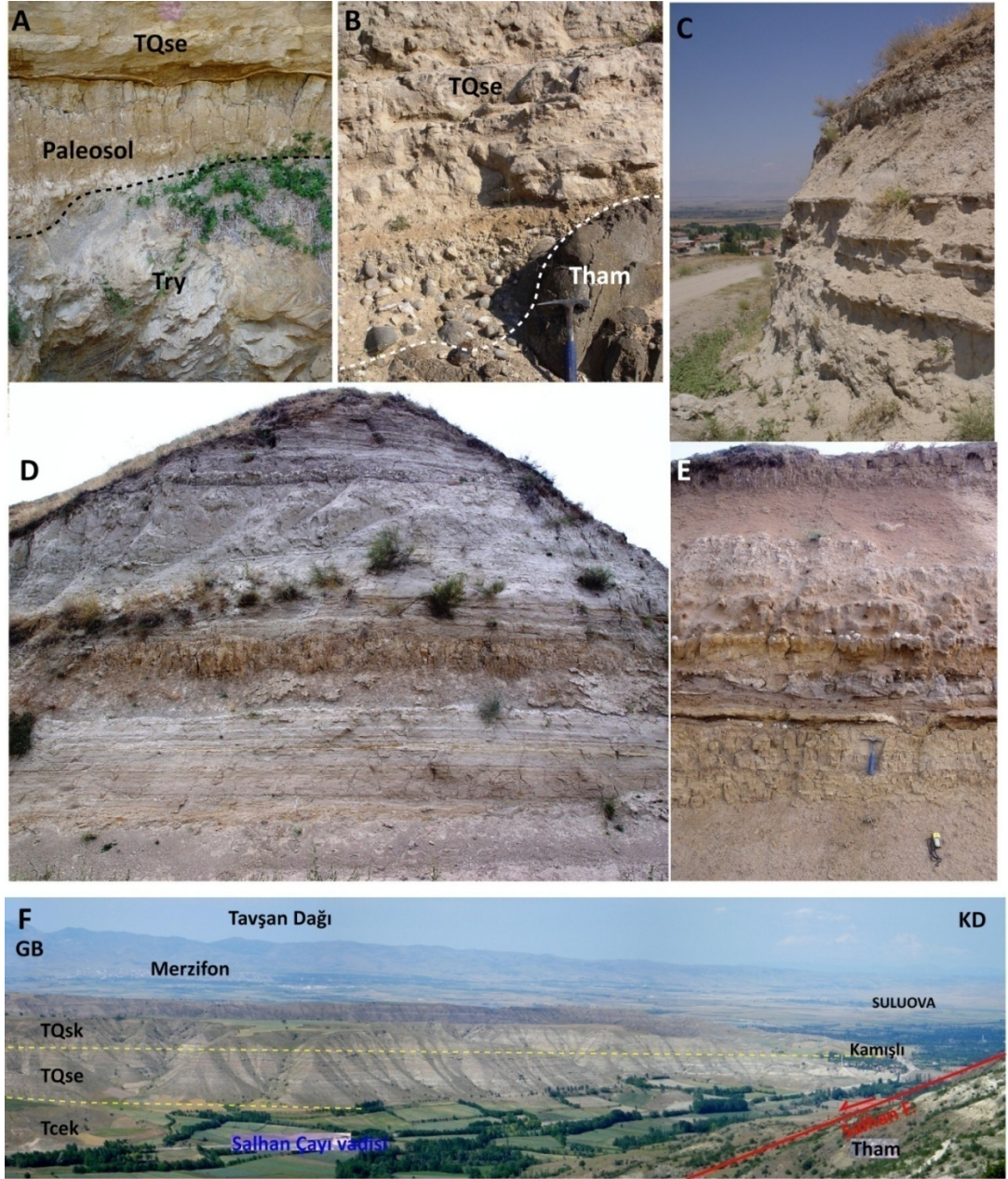
Beyazıt Köyü yolunda ölçülen bu kesit (Şekil 2.34/C), tabanda 650 metre kotunda Eosen karbonatlı kumtaşı çökellerinin üzerine gelen lamine, çimentolu ince kum ile başlar. Sonraki 30 metre boyunca çimentolanma oranının düşmesi ve tane boyunun incilmesi nedeniyle kesit vermemektedir. Devamında 685 metre kotunda ince kum ve silt tabakaları ile başlar ve kısa bir çökelmezlik dönemine işaret eden >1 metre kalınlığında bir paleosol seviyesi izlenir. Üst seviyelerde, 690-710 metre arasında yer yer kalın (~2 metre), orta çakıl boyu kanallarla kazılan karbonat içeriği yüksek siltli kil ve ince kumlu silt ar dalanması halinde devam eden istif içerisinde siltli seviyelerde bitki kalıntıları ve gastropod fosilleri bulunmaktadır ve yine bir paleosol seviyesi ile örtülür. 710-745 metreler arasında ise çapraz lamine, gastropod fosilli ince kum ve ince kumlu silt seviyeleri bulunmaktadır. Kesitin sonuna doğru çakıllı, ince-orta çakıllı seviyeler ince kumlu tabakalar arasına girintiler yapmaktadır.

- Kızılgerek Kesiti

Eraslan (2) Fayı'nın kuzeyinde kalan tek ölçüm yeri özelliğindeki bu kesit (Şekil 2.34/D), 677-697 metre kotları arasında ölçülmüştür. Oldukça ince taneli, gastropod fosilli, lamine, karbonatlı ince kum ve ara seviyelerde kaba kum ve ince kireçtaşı çakıllarından oluşan bu kesit gölün derin fasiyesine karşılık gelmektedir



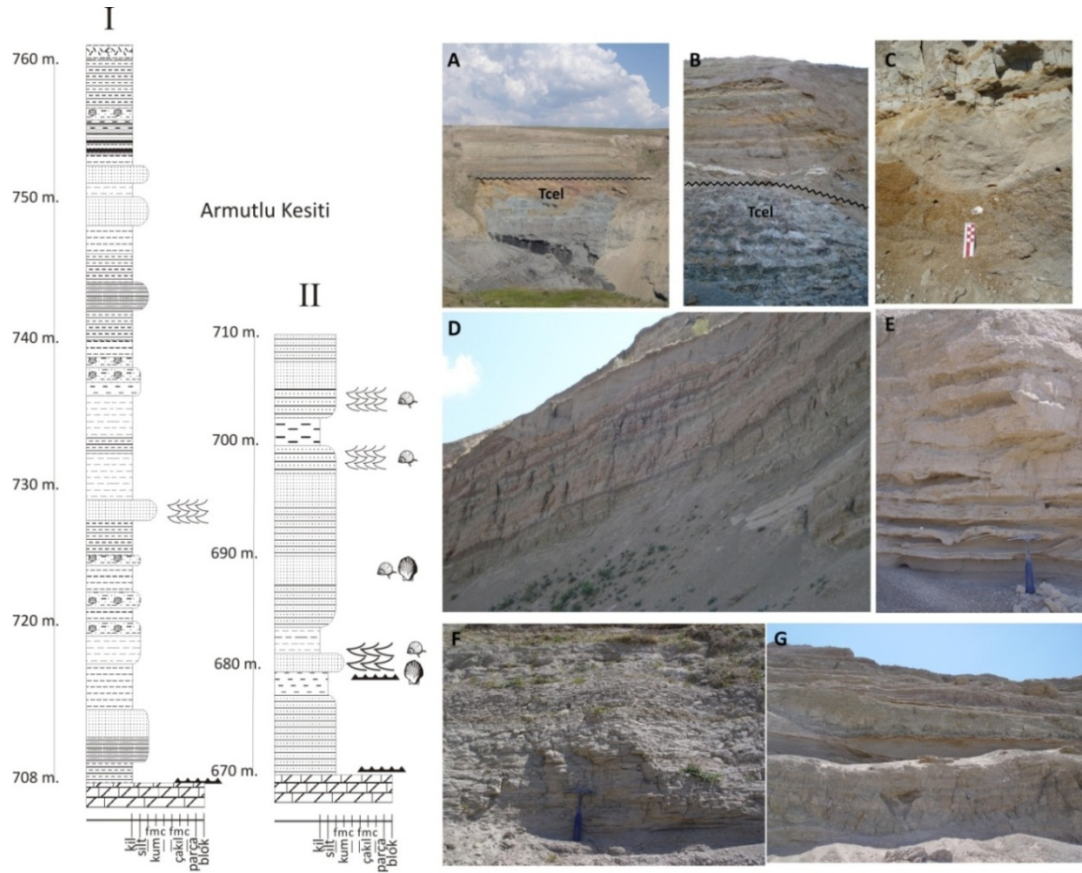
Şekil 2.34 : Suluova güney kesiminde ölçülmüş Eraslan formasyonuna ait ölçülü stratigrafik kesitler.



Şekil 2.35 : Eraslan formasyonunun Suluova Havzası'nın güney kesimdeki özellikleri: A) Eraslan kesitinde birimin Yeşılırmak metamorfiti (Try) ile diskordan ilişkisi, B) Beyazıt kesitinde birimin Hamamözü Volkanitiyle (Tham) ile diskordan ilişkisi, C) Eraslan kesiti tabanındaki çimentolu ince kum tabakaları, D) Eraslan kesitinde lamine silt-kil, masif kil ve masif ince kum tabakalarından oluşan derin gölsel fasiyes E) gölsel fasiyesin içerisinde bir akarsu kanalı, F) Salhan Vadisi batı yakası boyunca Çekerek formasyonu (Tcek), Eraslan formasyonu (TQse) ve Kamışlı formasyonu'nun (TQsk) arasındaki ilişki

- Armutlu Üyesi

Suluova Havzası'nın kuzeyinde Bayırlı (3) Fayı tarafından sınırlanan ince taneli ve yatay tabakalı bir istiftir. Birime ait mostralar Suluova İlçesi'nin kuzeydoğusunda bulunan Çeltek açık kömür işletmesinin kalınlığı 100 metreye ulaşan kesitlerinde izlenmektedir. İstif, tabanda Eosen yaşlı kömür ara katkılı bitümlü şeyl ile kumtaşı (Çeltek formasyonu, Karayığit, 1997) üzerine uyumsuzlukla gelen (Şekil 2.36 A-B), ortalama 2-3 metre kalınlığında çimentolanmamış ve yer yer karbonat ara seviyeli siltli kil, kil, ince kumlu silt, siltli ince kum ardalanması şeklinde izlenmektedir. Bu fasiyes özelliklerine göre düşük enerjili, kıyı ve göl ortamını yansıtmaktadır.



Şekil 2.36 : Çeltek açık kömür ocağında Armutlu üyesinin ölçülü stratigrafik kolon kesitleri (I ve II) ile arazi görünümü, A,B) yatay tabakalı birimin Eosen yaşlı Çeltek formasyonu ile ilişkisi, C) kaba kumlu seviyelerde *Dreissensia cf. Polymorpha* fosilleri, D, F) birim içerisindeki lamine silt ve kil seviyeleri, E, G) kumlu seviyelerde gözlenen çapraz lamine kanal yapıları

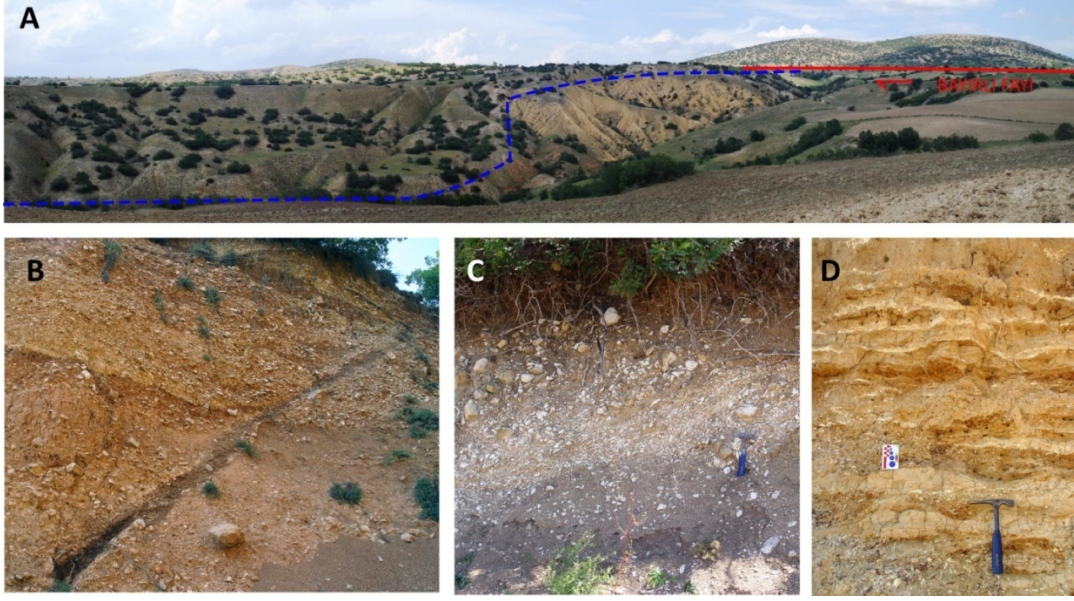
Ölçülen 60 metre kalınlığındaki ilk kesit oldukça monotondur (Şekil 2.36/I). Lamine, ince taneli kum ve silt ile siltli kil ardalanması olarak ifade olan bu kesitin derin gölsel fasiyeste depolandığı düşünülmektedir. İstifin güneybatı devamında

ölçülen ikinci kesitte (Şekil 2.36/II) ise kum oranının ve ilişkili çapraz tabakalanma ile tekne yapıları gibi sedimanter yapıların arttığı gözlenmiştir. Bu seviyelerde de yer yer durgun acı su (göl-bataklık) ortamını ifade eden *Dreissensia cf. Polymorpha* ve *gastropoda* sp. kavkıları bulunmaktadır (Şekil 2.36/C). Bu kesit gölün daha sığ, muhtemelen kıyı ve bataklık ortamında çökelmiştir.

Çeltek ocağında yer yer döküntü makro memeli fosili kalıntılarına rastlanılmış olsa da yerinde korunmuş olarak gözlenememiştir. Bununla birlikte ocak işletmesi sırasında bulunarak MTA Doğa Tarihi Müzesine gönderilen ve güncel bir çalışmada (Albayrak, 2009) tayin edilen *Mammuthus trogontherii* fosili, Erken-Orta Pleyistosen dönemine yaşılandırılmaktadır. Bu fosil, Suluova çevresinde iklimin giderek soğuduğuna ve tundra ve step türü bitki örtüsünün yaygınlaştığına işaret etmektedir. Birimin fasiyes özellikleri ile stratigrafik pozisyonu Suluova gölü içerisinde çökeldiğini göstermektedir. Bu nedenle Eraslan formasyonunun, Armutlu üyesi olarak tanımlanmıştır.

- *Akören Üyesi*

Suluova Havzası'nın kuzeydoğu kesiminde, Akören Köyü çevresinde ve Ponçık Deresi boyunca kesit veren bu birim Bayırlı (3) Fayı'nın önünde gelişmiştir. Faya yakın olan kesimlerde Eosen yaşlı temel (kireçtaşı ve marn) ile açılı uyumsuz ilişkisi gözlenmektedir (Şekil 2.37/A). İstife ait çökellerin yanal yayılımı 8 km olup havza içine doğru 4 km olarak gözlenir. İstifin tepe noktası 880 metre kotuna kadar ulaşır. Birimin kalınlığı faya yakın kesimlerde en çok 80 metredir ve güneybatıya doğru kalınlığı azalarak ince bir örtü halinde Yolpınar formasyonunu örtmektedir .



Şekil 2.37 : Akören üyesine ait yelpaze çökellerinin çeşitli fasiyeslerine ait arazi görünümleri. A) Birimin Bayırlı Fayı (3) ile olan ilişkisi, B) Alüvyal yelpazenin yakınsak fasiyesindeki moloz akıntısı çökelleri, C) orta kesimlerinde kaba çökellerde gözlenen büyük ölçekli çapraz tabakalanma (onset), D) ıraksak kesimlerdeki kum ve ince çakıllı seviyelerde çapraz laminalanma

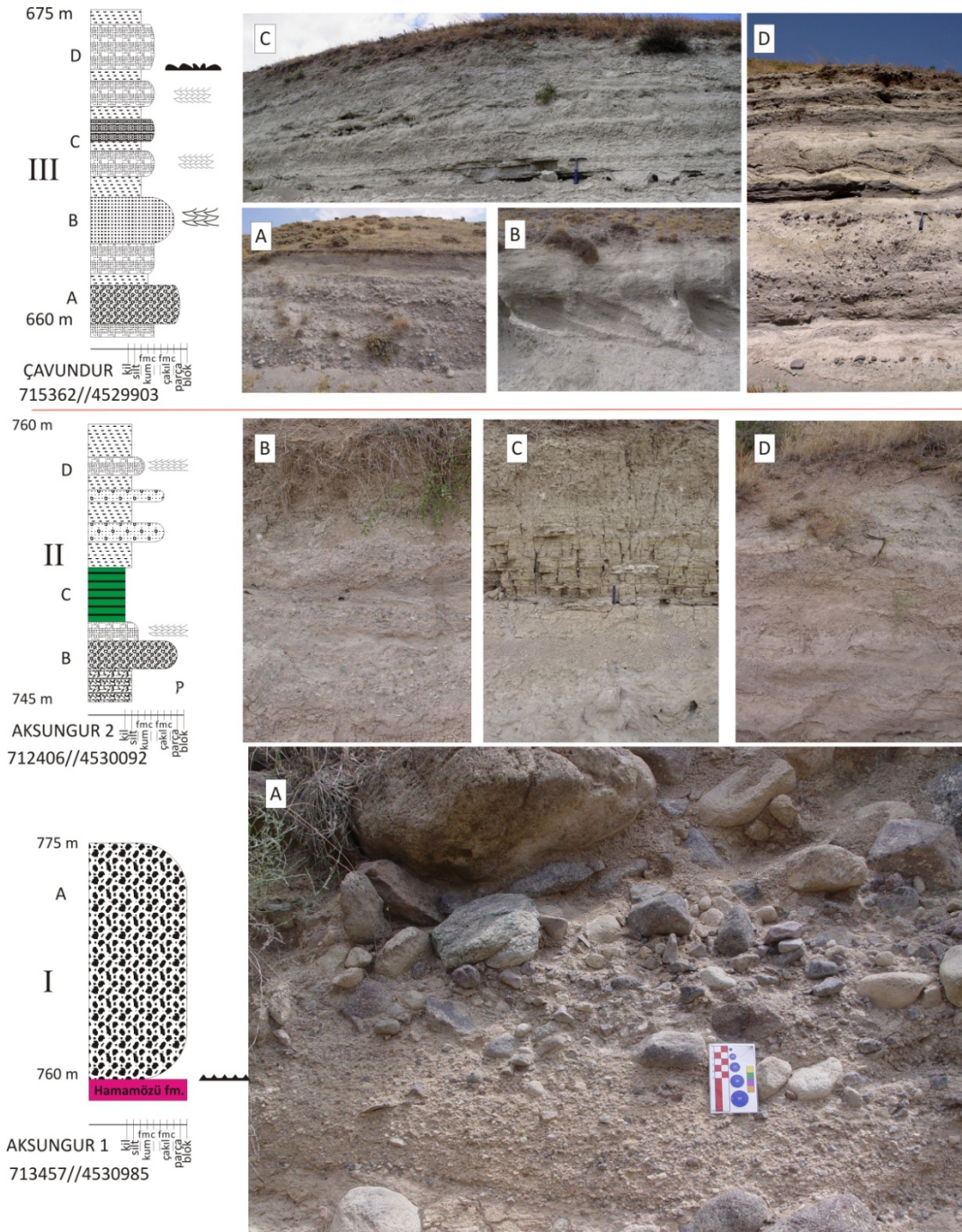
Egemen tane litolojisi fay gerisinde yaygın mostra veren Üst Jura-Alt Kretase yaşlı mikritik kireçtaşlarıdır ve içerisinde yer yer yuvarlaklaşmış volkanik çakıllara da rastlanmaktadır. Birimin sınırlı mostralarında, çok kötü yuvarlaklaşmalı ve boylanmalı, kaba çakıl ve blok boyutlu malzeme, tane destekli ve yer yer de kil matriks ile birlikte depolanmıştır (Şekil 2.37/B). Tamamen tane destekli 1-2 metre kalınlığındaki tabakalar yer yer çimentolanmış olarak izlenir. İstifin GB uzantısında bulunan bir mostrasında kum ve ince çakıllı yer yer çapraz tabakalanma gösteren ıraksak fasiyesi izlenmektedir (Şekil 2.37/D). Birim, fasiyes özellikleri göz önünde bulundurularak alüvyal yelpaze olarak tanımlanmıştır. Yelpazenin yakınsak kesimlerinde yoğunluk akıntısı egemendir, orta ve ıraksak kesimlerinde derinleşen göl ortamında dağılan yelpazenin dağıtım kanallarını işaret eden, ince taneli ve çapraz laminalı seviyeler çökelmiştir. Bu çökel paketi, stratigrafik konumu ve Suluova Gölü ile olan ilişkisi nedeni ile Eraslan formasyonuna dahil edilmiş ve Akören üyesi olarak tanımlanmıştır. Akören üyesi kuzeybatıda Armutlu üyesi ile yatay geçişlidir. Birimin kalınlığının çok fazla olmaması Bayırlı Fayı'nın evrimi içerisinde normal bileşenin zamanla azaldığını göstermektedir.

- *Aksungur Üyesi*

Havzanın kuzeyinde depolanma, Bayırlı (3) Fayı'nın batı devamı olan Merzifon Fayı tarafından kontrol edilmiştir. Aksungur üyesine ait çökel toplulukları, Aksungur ve Çavundur Köyü çevresindeki vadi yarmaları ve kanal kazılarında gözlenir. Birim fay önünde (tabanda), günümüzde KAF sistemi tarafından yükseltilecek Tavşan Dağı'nda yaygın yüzlek veren Eosen yaşlı Hamamözü formasyonunun mafik volkanitlerinden türemiş, yer yer metre mertebesinde boya sahip bloklar ve çeşitli boyda kırıntılı malzemeden oluşan kaotik bir çökel topluluğu ile başlar (Şekil 2.38/ I) Bu fasiyes ova içerisine doğru hızla menderesli akarsu fasiyesine ait ince çakıllı kanal çökellerine ve taşkın ovası fasiyesine ait lamine karbonatlı haki renkli kil seviyelerine doğru geçer (Şekil 2.38/II). Birimin Çavundur Köyü'ndeki mostraları, volkanik temel üzerine uyumsuz gelen yer yer büyük ölçekli çapraz katmanlanma gösteren köşeli volkanik kaba çakıl boylu malzeme ile üste doğru paralel ve çapraz lamine ince-orta kumlu çökellerden oluşmaktadır (Şekil 2.38/III). Bu seviyelerde yer yer oturma türü sedimanter yapılar da gözlenmektedir. Akören üyesi ile benzer özellikteki bu birim, Merzifon Fayı tarafından denetlenen ve Suluova Gölü'ne girinti yapan bir fan-delta ortamında çökelmiştir.

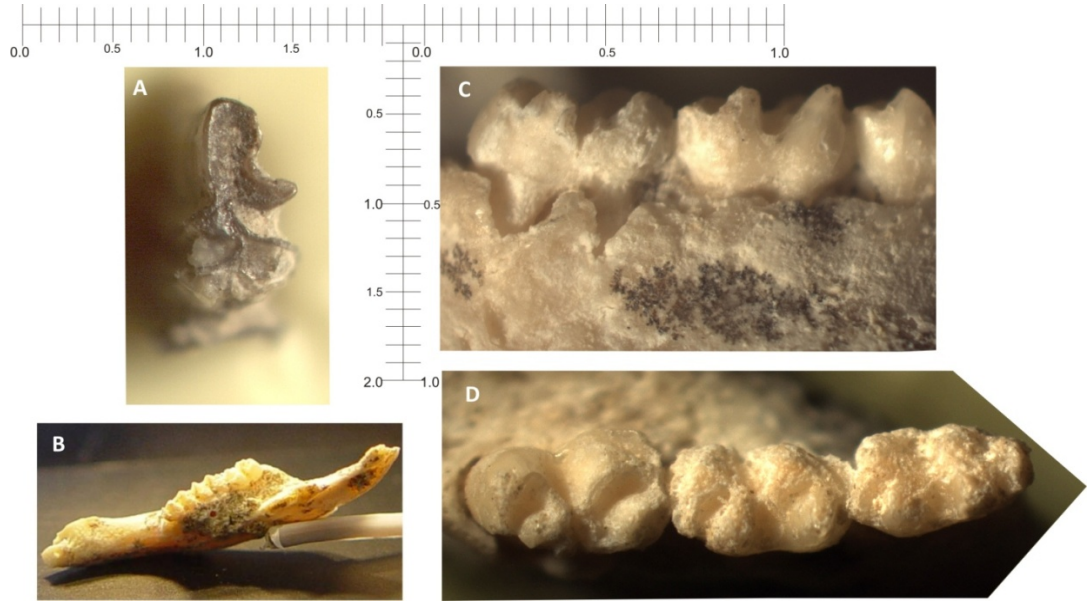
Eraslan formasyonu içerisinde yaygın olarak *gastropoda* ve batı lokalitelerinde de yer yer *Unio* sp. fosilleri bulunur. Bu seviyelerde nadir olarak korunmuş yaprak fosillerine de rastlanılır. Birim memeli fosilleri açısından çok zengindir. Sickenberg ve diğ. (1975) Kamışlı Köyü'nde Eraslan formasyonunun alt-orta seviyelerinde bir makro memeli koleksiyonu oluşturmuş ve bir kısmını tanımlamışlardır (Çizelge 2.2).

Bu tez kapsamında, Kızıleğrek Köyü yakınlarında formasyonun tabanına karşılık gelen bir lokalitede *Kalymnomys* sp. moları (Şekil 2.39/A) ve *Mesocricetus arameus* alt çenesi ve molarları (Şekil 2.39/B-C-D) bulunmuştur.



Şekil 2.38 : Aksungur üyesinin ölçülü stratigrafik kesitleri ve arazi görünümü, şekil açıklaması için metne bakınız.

Bunun yanı sıra ovanın güney kesiminin batısında yer alan Arucak Köyü yakınındaki mostrada cins ve tür tayini yapılamayan bir kemirgene ait ön kesici (incisor) dişler bulunmuştur. Bu bulgular ışığında ve birimin stratigrafik pozisyonu göz önüne alınarak Eraslan formasyonuna Erken-Orta Pleyistosen yaşı verilmiştir.



Şekil 2.39 : Kızıleğrek lokalitesinden elde edilen memeli fosil kalıntıları A) *Arvicolinae kalymomnis* sp. 1. molar, B) *Mesocricetus arameus*'a ait, üzerinde molar 1-2-3 ve kesici diş korunmuş sol alt çene kalıntısı, C) yandan ve D) üstten görünüşü

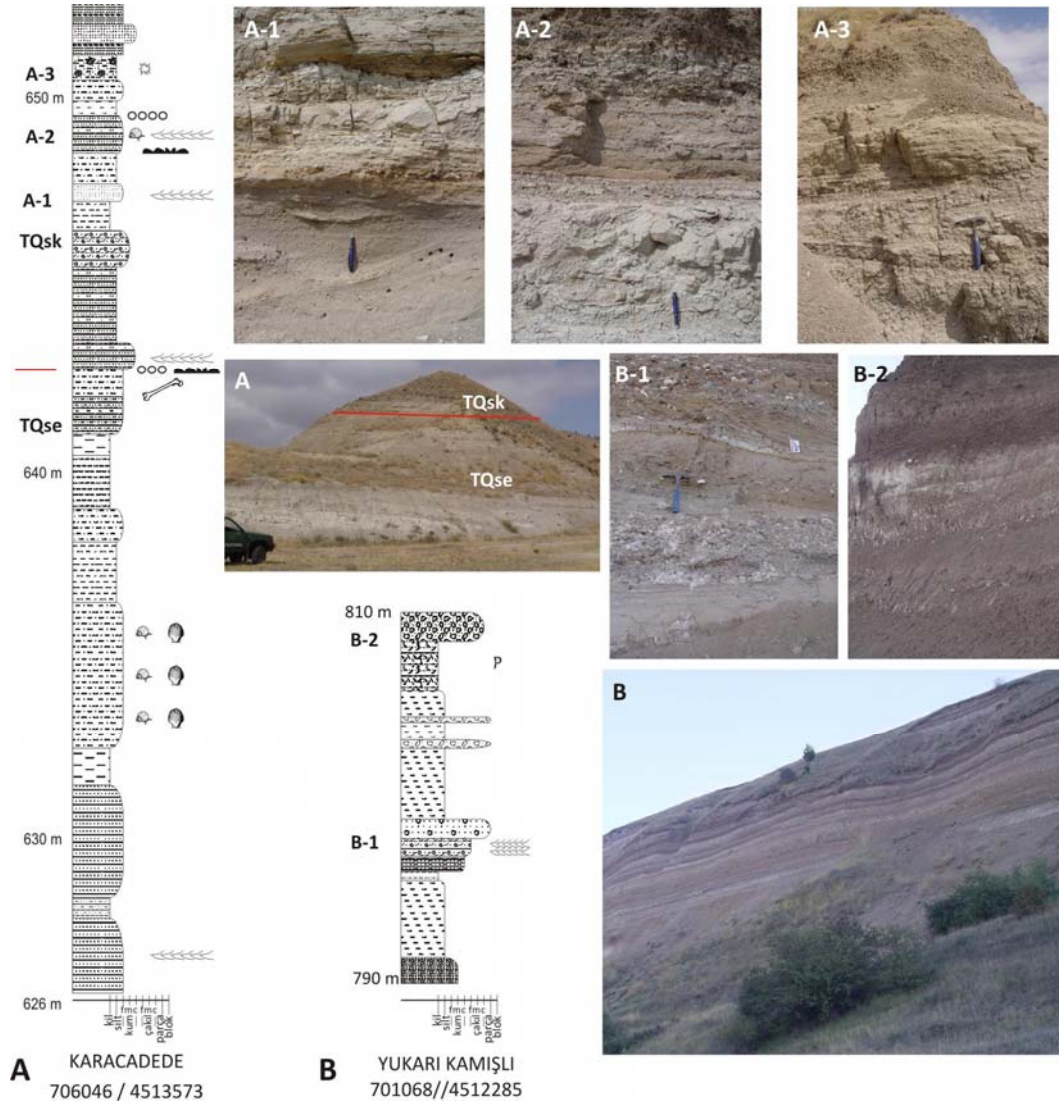
Kamışlı formasyonu (TQsk)

İlk defa bu çalışmada isimlendirilen Kamışlı formasyonu, Eraslan formasyonunun gölsel kumtaşı ve kumlu silt seviyeleri üzerine uyumlu olarak gelmektedir ve koyu kahve ve sarı rengiyle kolaylıkla ayırtlanabilir. Bu geçiş en iyi olarak Kamışlı Köyü Karacadede mevkiinde gözlenir (Şekil 2.40/A). İstif ince taneli haki, gri ve kahve renkli kil ile ince kumlu silt ardalanması ile başlamaktadır. Üst kesimlere doğru ölçülen kesitlerinde (Yukarı Kamışlı, Şekil 2.40/B) yatay tabakalı gölsel siltli-killi seviyeler içerisinde akarsu kanalları gözlenmeye başlar. Bu kanalların üzerine ise yine kumlu silt ve yer yer de paleosol seviyeleri gelmektedir.

Önce durgun bir ortamda oluştuğu, ince taneli ve paralel laminalı çökeller ve bunların içerisinde bulunan gölsel fosillerle ifade edilen Kamışlı formasyonunun orta-üst seviyeleri, akarsu kanalları ile başlayan ve yuvarlaklaşmış kaba çakıllı çökellerle devam etmektedir. Bu özelliklere dayanılarak, yaklaşık kalınlığı 200 metre olan formasyonun, önce göl ve bataklık sonra da akarsu-taşkın ovası fasiyesinde depolandığı yönünde yorumlanmıştır. Çökelme ortamındaki enerji istifin üst kesimine doğru artmaktadır. Birim kuzeye, yani güncel ovaya doğru dalımlıdır ve Suluova Fayı ile kesilmekte ve sınırlanmaktadır. İstifin çimentolanmamış gevşek

malzemelerden oluşması nedeniyle sadece yol ve kanal yarmalarında kesit vermekte ve batıda ise heyelan topoğrafyası oluşturmaktadır.

Stratigrafik konumuna göre Kamışlı formasyonu Orta-Geç Pleyistosen yaşındadır ve güney kesimlerinde Salhan formasyonunun kireçtaşı bloklu yatak yükü çökelleri ile örtülmektedir. Kamışlı formasyonunun en üst seviyesinden alınan bir örneğin OSL yaşlandırması (SLN-03), çökelmenin günümüzden ~100 By önce sonlandığını göstermektedir.

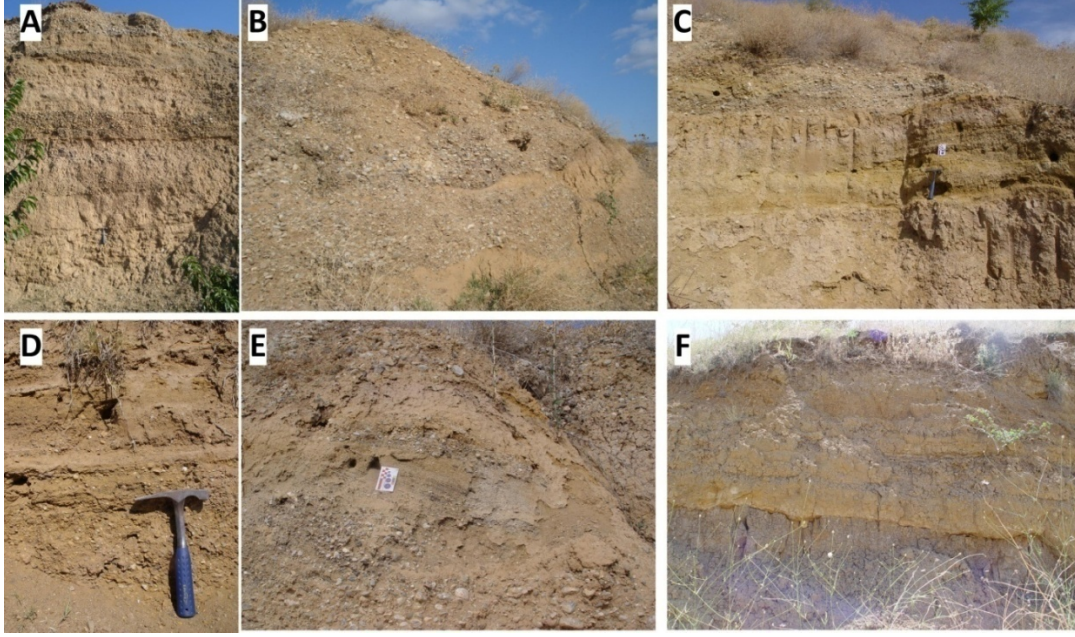


Şekil 2.40 : Kamışlı formasyonuna ait ölçülü stratigrafik kesitler ve arazi görünümü (fotoğraf numaraları kesitler üzerinde gösterilmiştir)

Harmanağılı formasyonu (TQsh)

İlk kez bu çalışmada tanımlanan birim Yolpınar Fayı güneyinde kalan doğu-batı doğrultulu 5 km uzunluğunda bir hat boyunca izlenmektedir ve Yolpınar-Değirmendere formasyonları ile faylı dokanaktır. Başta Harmanağılı Köyü çevresinde olmak üzere akarsu vadilerinde ve kanal kazılarında gözlenebilen birimin temel ile ilişkisi belirsizdir. Ölçülebilen kalınlığı en çok 40 metredir. Birimin mostraları kanal kazıları ile bahçecilik uygulamalarında yapılan teraslama çalışmalarında ortaya çıkmaktadır. İstif tane litolojisi ve fasiyes özellikleriyle diğer formasyonlardan kolaylıkla ayrılır. Genel olarak mafik volkanik ve kireçtaşı litolojisi egemen silt matriksli kaba çakıl, ince kum ve kil ardalması şeklinde gözlenen birimin hakim rengi kahve-kavuniçi-koyu sarı olup, istif içerisinde sıklıkla gri renkli paleosol seviyeleri gözlenmektedir (Şekil 2.41). Kumların litolojisi ve içerisinde bulunan *Nummulites* sp. ile Eosen yaşlı karbonatlı kumtaşından beslendiğini ortaya koyar, bunun yanı sıra yeşilist fasiyesinde gelişmiş metamorfitten de malzeme almıştır. İstif içerisinde çimentolanma gözlenmemektedir.

Harmanağılı formasyonu çoğunlukla ince taneli ve yataya yakın çökellerden oluşmaktadır. Kesitlerde taşkın ovası-bataklık ortamına ait kil seviyeleri ile de yaygın olarak gözlenmiştir. Bu seviyeler içerisinde kaba taneli yuvarlak çakıllardan oluşan akarsu kanalları da gözlenmektedir. İstifin enerjinin düşük olduğu, menderesli bir akarsu ortamında geliştiği düşünülmektedir.

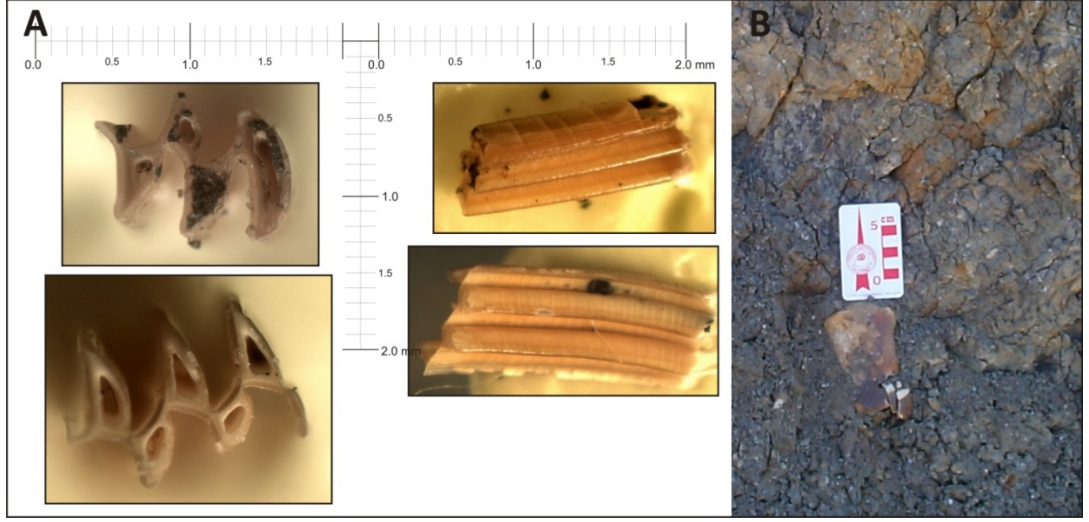


Şekil 2.41 : Harmanağılı formasyonun arazi görünüşleri A) yatay tabakalı taşkın ovası seviyeleri, B,C) akarsu kanalları, D) ince çakıllı ve siltli seviyelerden detay, E) çakıl kanalı, F) paleosol seviyesi

Harmanağılı formasyonunun killi ve bol *gastropoda* sp. fosilli seviyelerinde *Microtus* aff. *arvalis* (tarla faresi, Pallas, 1778) ve *Equus caballus* (güncel at, Linnaeus, 1758) fosilleri (Şekil 2.42) tayin edilmiştir ve bunlara göre yaşı Orta-Geç Pleyistosen'dir (Toringiyan). Harmanağılı formasyonu, Suluova Gölü'nün dış drenaja açılmasıyla gerçekleşen hızlı aşınma sonrasında, havzanın taban eğiminin dengeye kavuşmasıyla gelişen menderesli akarsu sisteminde depolanmıştır. Kısa sürede havza geneline hakim olan bu çökel paketinin üst seviyeleri, buzul arası dönemlerde aşınmıştır. Birim kuzeyden Yolpınar Fayı ile sınırlandırılmaktadır.

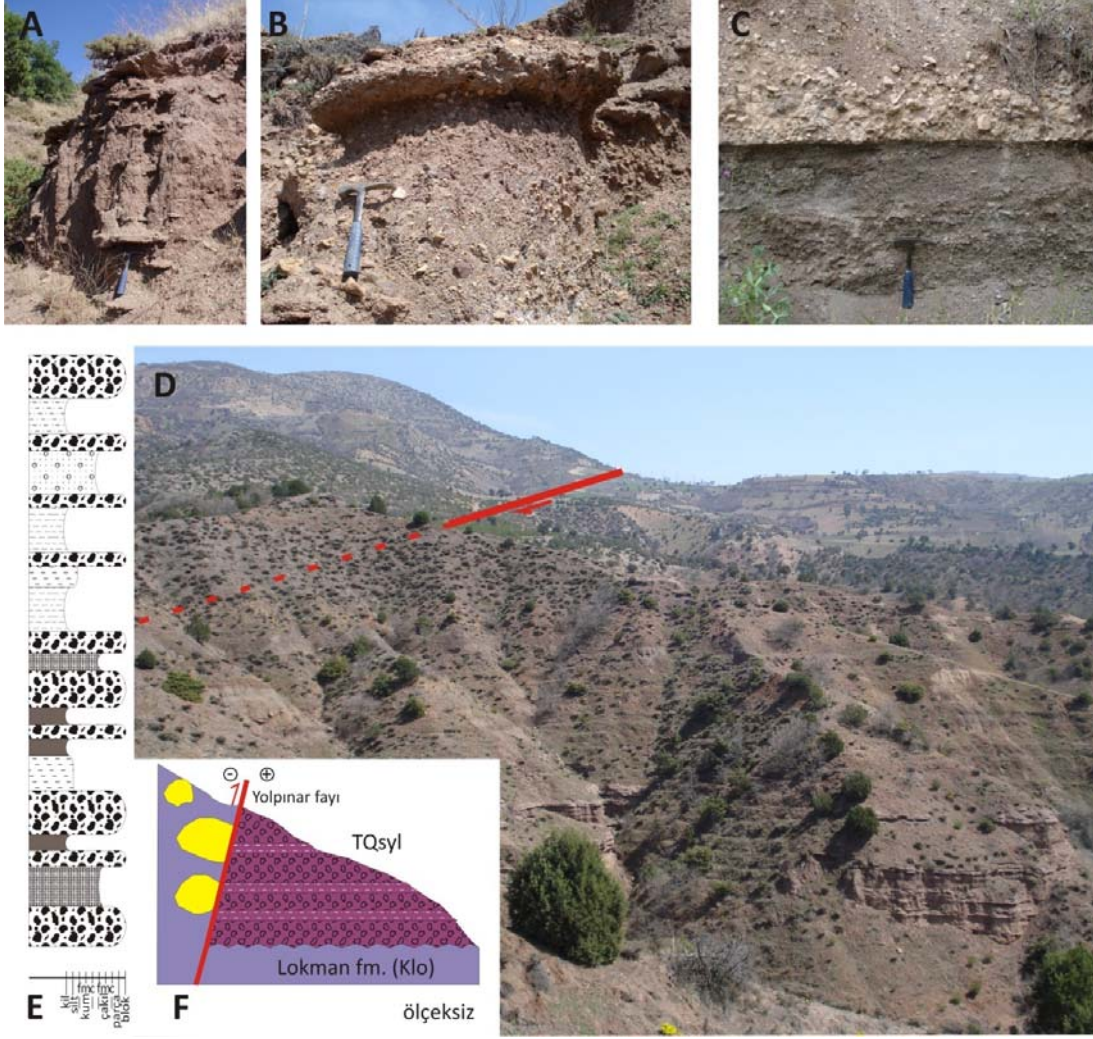
- *Lap Üyesi*

Yolpınar Fayı güneyinde kısıtlı bir alanda gözlenen bu birim Harmanağılı formasyonun Lap üyesi olarak tanımlanmıştır. Üye, Suluova Havzası'nın güneybatısında Lap Köyü çevresinde yüzlek veren kırıntılı bir istiftir ve Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı Lokman formasyonu (Alp, 1972) üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Hakim kaynak litoloji Lokman formasyonunun mafik volkanitleri ve kireçtaşı bloklarından türemiş çeşitli boylardaki kırıntılı malzemedir. Birim, birkaç metre kalınlığında ardalanmalı, çimentolanmış tane destekli konglomera, silt matriksli kaba çakıl boylu taneler ile siltli kum ve silt seviyeleri halinde gözlenir.



Şekil 2.42 : Yolpınar lokalitesinde Harmanağılı formasyonu içerisinde derlenen omurgalı fosilleri A) *Microtus* aff. *arvalis* molarları, B) *Equus caballus* femurunun yerinde görünümü

Birimin Lap Köyü'ndeki ölçülü kesiti 520 metre kotunda Lokman formasyonunun volkanitlerini uyumsuz olarak üzerlemesiyle başlar (Şekil 2.43). Kesit, 1 metre kalınlığındaki çimentolanmış, tane destekli, kötü boylanmalı, volkanik kaba çakıl ve bloklu konglomera ve 1-2 metre kalınlığında kaba kum, ince çakıl ardalması ile ince kumlu silt-kil matriksli köşeli kaba çakıl boylu volkanik ve kireçtaşı litolojisindeki konglomera tabakaları devam ederek toplam 75 metre kalınlığa kadar ulaşır. Kesitin en üst seviyelerinde kalın bir seviye halinde, yer yer çimentolanmış durumda bulunan köşeli kireçtaşı blok ve kaba çakılları, kuzeye eğimli bindirme bileşenli Yolpınar Fayı'nın yükselttiği temel kayalardan parçalanıp yamaç hareketi ile fay önünde depolanmıştır.



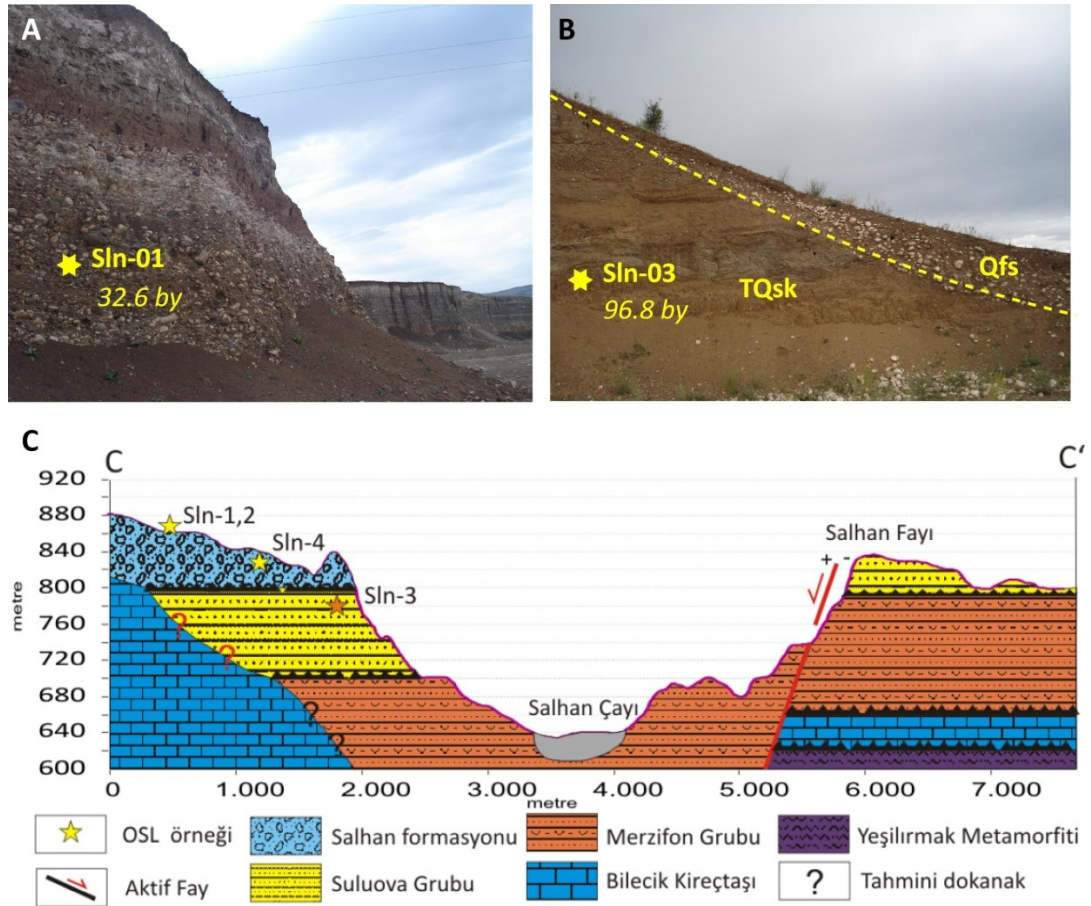
Şekil 2.43 : Harmanağılı formasyonu Lap üyesinin kesiti ve arazi görünümü. Birimin şematik çiziminde Lokman formasyonu (Klo) ile taban ve faylı ilişkisi sunulmuştur.

2.2.2.2. Suluova Havzası Dışındaki Genç Çökel Birimler

Suluova Havzası'nın kenar faylarının aktivitesini kaybetmesi ve dış drenaja açılması ile havza kenarlarında sedimantasyon sonlanmıştır. Bununla birlikte Geç Pleyistosen'den itibaren havza dışında gelişen yeni faylar kontrolünde yüksek enerjili akarsu rejimleri belirgin alüvyal yelpazeler oluşturmuştur. Havzanın güneydoğusunda Salhan Vadisi, ve kuzeybatısındaki Derinöz Vadisi önünde yaygın bir alanda bulunmakta olan bu çökeller yer yer havzanın eski çökellerini üzerlemektedir.

Salhan formasyonu (Qfs)

Bu birim sadece havzanın güneybatı kesiminde, Salhan Fayı'nın batısında gözlenmektedir ve bu bölümün stratigrafisindeki en genç çökel paketini oluşturur. Egemen tane litolojisini Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Bilecik kireçtaşlarının oluşturduğu paket içerisinde özellikle taban seviyelerinde ortaç ve mafik bileşenli volkanik çakıl ve kumlar da bulunmaktadır. Orta yuvarlaklaşmış, kötü boylanmış çakıl ve bloklar bu birimin alüvyal yelpaze ortamında depolandığını göstermektedir (Şekl 2.44/A). Birim Bilecik kireçtaşı (Jb) ile Eraslan ve Kamışlı formasyonlarını uyumsuzlukla örterek (Şekil 2.44/B) 800-870 metre kotları arasında bir düzlük morfolojisi sunmaktadır. Salhan formasyonu, yelpazenin ortaç kesimlerinde ~100-150 metre kalınlığa kadar ulaşmaktadır (Şekil 2.44/C).

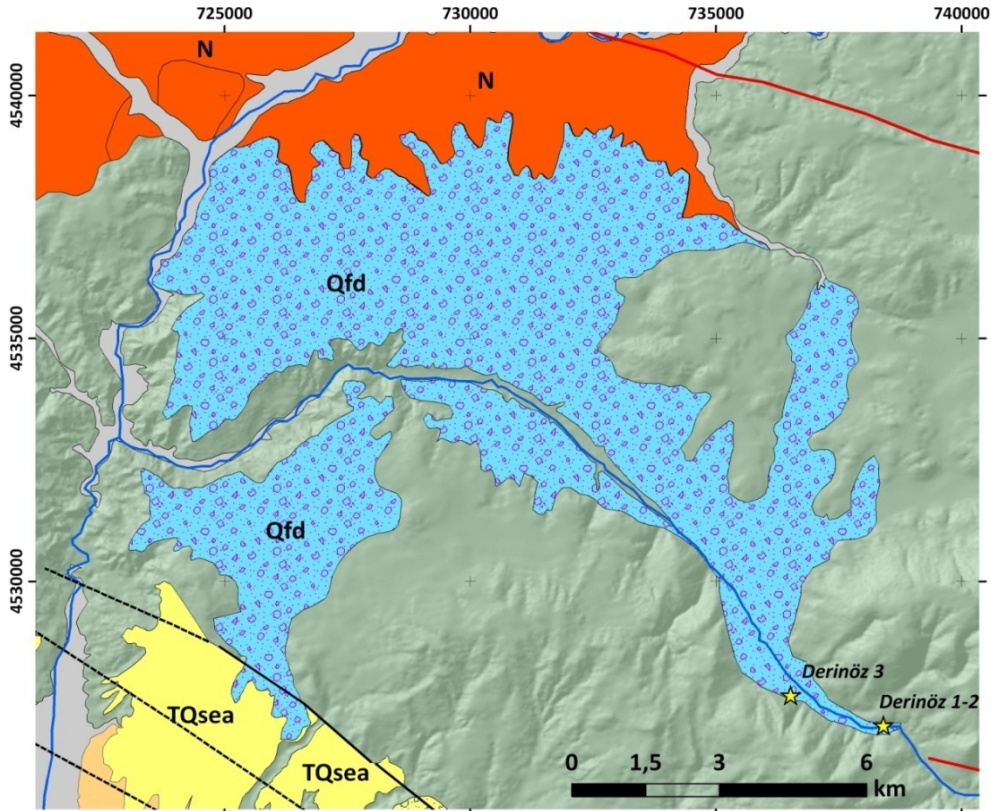


Şekil 2.44 : A) Salhan formasyonunun arazi görünümü B) Kamışlı formasyonu ve Salhan formasyonu arasındaki uyumsuz ilişki C) Salhan Vadisi'nin idealleştirilmiş batı-doğu profili üzerinde birimlerin stratigrafik ilişkileri, profil hattı için Şekil 2.24'e bakınız (OSL örnek noktaları stratigrafik pozisyonlarına göre konulmuştur)

Birimin çeşitli seviyelerinden yapılan OSL yaşlandırması, ıraksak kesiminin taban seviyesinin ~100 By önce oluşmaya başladığını ve yaklaşık 30 By önce kazılmaya başladığını göstermektedir. Günümüz Salhan Vadisi, en çok 150 metrelik derinliği ile bu aşınma sürecinden günümüze kadar geçen zamanda oluşmuştur.

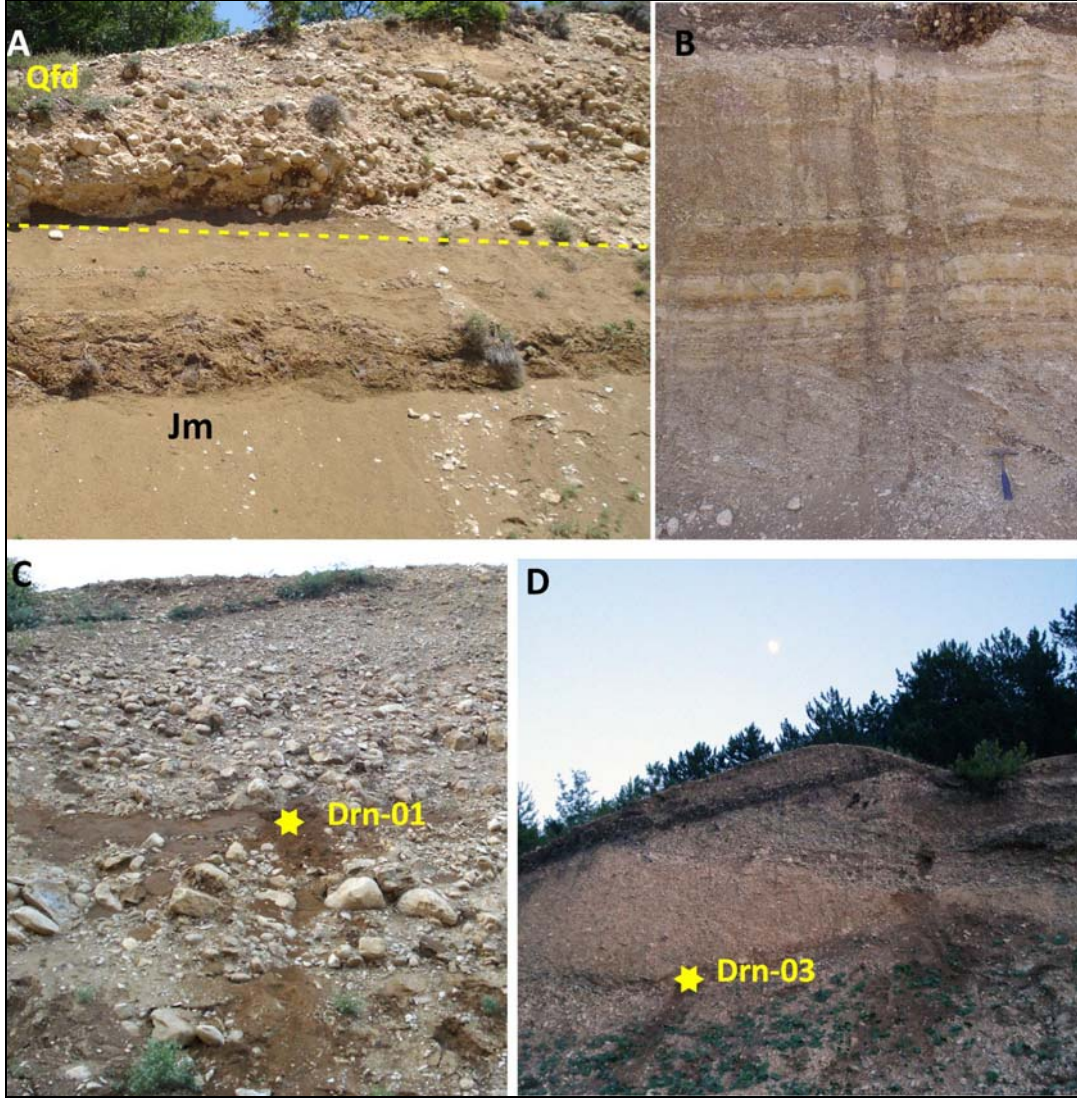
Derinöz formasyonu (Qfd)

Bu birim sadece havzanın kuzeybatı kesiminde Derinöz Vadisi çevresinde gözlenmektedir. Birimin geometrisi, tek bir vadiden (Derinöz Çayı) beslenerek kuzeye doğru yayılan tipik bir alüvyal yelpaze görünümünde olup 850-900 metre kotları arasında yaygın bir dolgu düzlüğü morfolojisi oluşturmaktadır (Şekil 2.45). Birim Derinöz Vadisi'nde volkanik temel (Mudurnu formasyonu, Jm) üzerine uyumsuzlukla gelir (Şekil 2.46/A) ve kuzeyde Havza-Ladik Ovası'ndaki Neojen yaşlı birimleri, Suluova Havzası'nda da Eraslan formasyonunun Armutlu üyesini örter.



Şekil 2.45 : Derinöz formasyonunun yayılımı ve OSL örnek noktaları (TQsea: Eraslan formasyonu, Armutlu Üyesi; Qfd: Derinöz formasyonu, N: Ayırtlanmamış Neojen, yıldızlar OSL örnek noktalarına işaret etmektedir)

Birim günümüzde oldukça derin aşındırılmış durumdadır. Birime ait çökeller, mafik-ortaç volkanitler ile egemen olarak plaket kireçtaşlarından (Soğukçam formasyonu) türemiş, kötü yuvarlaklaşmalı, kötü boylanmalı blok, kaba çakıl boyutlu kırıntılı malzemeden oluşmaktadır ve kalın ve yatay tabakalanma gösterir. Ara seviyelerde ince kum ve çakıl barları gözlenmiştir. Yelpaze çökellerinin ortaç ve ıraksak kesimlerinde tanelerin olgunluğu dereceli olarak artmakta ve yer yer dağıtım kanallarına ait kanal çökelleri ile ince taneli birimler birbirine yanal ilişkili olarak izlenmektedir (Şekil 2.46/B). Formasyonun, Derinöz Vadisi ile eş yaşlı geliştiği düşünülmektedir. Birimin kalınlığı ıraksak kesimlerinde 200 metreye ulaşmakla beraber ana vadi içinde kalan yakınsak kesimlerinde en çok 50 metredir. Formasyonun üst seviyelerinden elde edilen OSL yaşları (Şekil 2.46/C-D) ve hesaplanan çökelme hızları ile depolanmanın Orta Pleyistosen'den (~250 By) itibaren oluşmaya başladığı ve ~30 By önce sonlandığı anlaşılmıştır. Bölgede son buzul döneminde yaşanan şiddetli erozyon, Derinöz Vadisi'nde 250 metreye ulaşan mertebelerde kazılmaya neden olmuştur. Derinöz Çayı, günümüzde 90°'lik bir dönüşle Tersakan Boğazı'na ulaşarak Yeşılırmak drenaj sistemine katılmaktadır (Şekil 2.45).

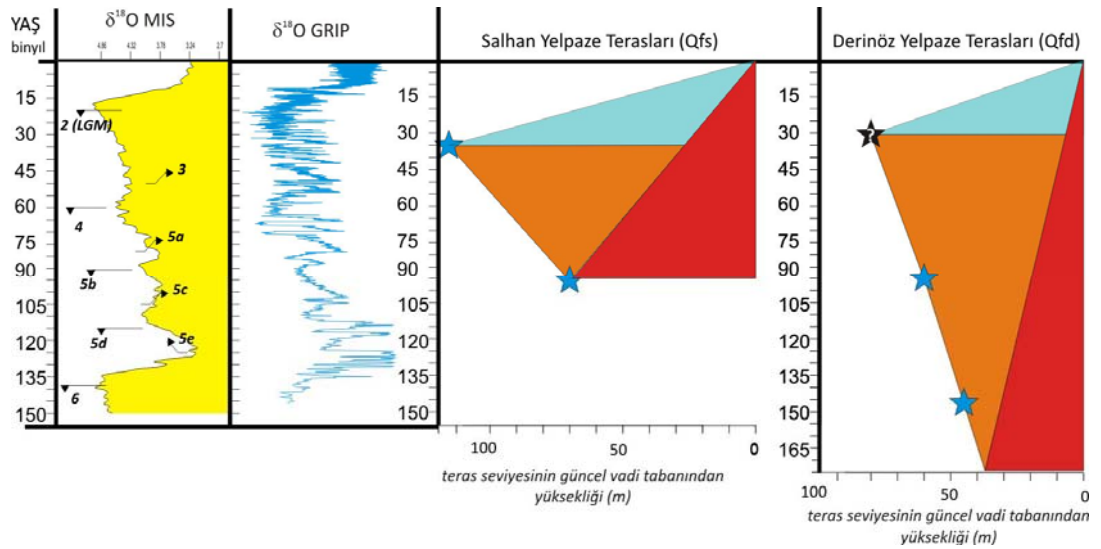


Şekil 2.46 : Derinöz formasyonunun arazi görünümü A) birimin Mudurnu formasyonu ile uyumsuz ilişkisi, B) birimin ıraksak fasiyesinde tamamen tane destekli kaba çakıl boylu malzemede gözlenen büyük ölçekli çapraz tabakalanma, C-D) Derinöz Vadisi'nde OSL numunesi alınan lokaliteler

Derinöz ve Salhan Alüvyal Yelpaze Teraslarının Oluşumu

Suluova sistemi dışında kalan ancak bölgenin güncel gerilme rejimi içerisinde gelişen fayların oluşturduğu vadi önlerinde depolanan Salhan ve Derinöz formasyonlarının (alüvyal yelpaze teraslarının) oluşum mekanizmaları, geometrileri ve depolanma/aşınma süreçlerinin benzerliği dikkat çekicidir. Bu birimlerin, makaslama zonunun evriminin ilerleyen aşamalarında gelişen doğrultu atımlı fayların kontrolünde gelişen belirgin yükselme sonucu kırıntılı malzeme üretiminin artması ve çizgisel akarsu vadileri boyunca taşınarak depolanması sonucu oluştuğu düşünülmektedir. Her iki örnekte de yelpaze çökellerinin yayılımına göre akarsuların

su toplama alanları oldukça küçük kalmaktadır ve asimetriktir. Derinöz ve Salhan formasyonlarının OSL yöntemi ile yaşlandırılması sonucu, birimlerin Denizel İzotop Katı (MIS) 6 ile ifade edilen buzul arası dönemden MIS 2'ye kadar (120-30 By) geçen zaman içerisinde depolandığını göstermektedir (Şekil 2.47). Bu dönemden sonra iklimde gözlenen ılımanlaşma sonucu akarsuların debilerinin arttığı ve yelpaze çökellerini büyük bir hızla kazarak derin vadilerini belirginleştirdiği düşünülmektedir. Drenaj alanlarının egemen litolojisinin kireçtaşı olması taşınma, depolanma ve nihayet kazılma süreçlerinde karstik kaynakların belirgin etkisini öngörmektedir. Her iki yelpazenin taban seviyesini oluşturan Suluova ve ilişkili Tersakan drenaj sistemi, Amasya çevresinde eş yaşı benzer teras sistemleri oluşturmuştur. Özellikle ~30 metrelik aşınma/teras düzlükleri tüm Suluova/Tersakan Çayı sistemi ve güneyde Geldingen Ovası'ndaki Yeşilırmak teraslarında sistematik olarak gözlenmektedir.



Şekil 2.47 : Derinöz ve Salhan formasyonlarının oluşum modelleri ve küresel iklim kayıtlarıyla (MIS: Denizel İzotop Katları ve GRIP: Grönland buzul karotundan elde edilen Oksijen İzotop Katları) ile korelasyonu, mavi yıldızlar kesit hattı boyunca elde edilen OSL yaşlarına karşılık gelmektedir.

2.2.2.3. Ova İçi En Geç Pleyistosen-Holosen Çökelleri

Güncel Traverten (Qtra)

Ovanın sadece güneyinde ve birkaç lokalitede izlenen bu birim gri-beyaz renkli, tabakalı ve masif-gözenekli dokudadır. En iyi görüldüğü yer Eraslan Fayı'nın önünde Alican Tepe'dir (Rojay, 1993). Benzer traverten mostraları, Amasya Boğazı'nın batı yakasında da gözlenmektedir.

Güncel Alüvyal Yelpazeler (Qf)

Çalışma alanının güneybatısında ve özellikle kuzeybatıda Merzifon çevresinde geniş bir alana yayılan Geç Pleyistosen yaşlı yelpaze istifleri bulunmaktadır. Güneydeki yelpazeler ise Eraslan (3) Fayı kontrolünde oluşmuşlardır ve günümüzde kazılarak ilerlemektedir. İstifin özellikleri akarsu kanallarının yarmalarında gözlenebilir. Çoğunlukla metamorfik temel kaynaklı (fillat ve mermer) litolojisindeki kaba çakıllardan oluşurlar. Merzifon alüvyal yelpazesi ve batısına doğru izlenen diğer küçük boyutlu yelpazeler ise Tavşan Dağı'nın yükselmesi ve Gümüşhacıköy Ovası'nın Gümüş Fayı kontrolünde asimetric olarak çökmesi sonucu gelişmiştir.

Güncel Alüvyon (Qal)

Suluova Havzası'nın yeni oluşan faylarla gençleşmesi ile birlikte ovanın açılması sürmektedir. Suluova Fayı'nın ovaya girdiğinde yaptığı kuzeye sıçrama nedeniyle oluşan genç asimetric çek-ayır ova bölgenin en düşük kotlu alanını oluşturur (~420 m) tüm bölgenin drenajı bu alana toplanmaktadır. Bu durum ovanın eski çökellerinin aşınmasını da beraberinde getirmektedir. Bunun yanı sıra batıda Alıcık ve Gümüşhacıköy ovaları, fay kontrolünde gelişimini sürdüren güncel depolanma alanlarıdır. Bu alanların Suluova Fayı'nın yan kolları kontrolünde gelişen çek-ayır ve yarı graben tipi havzalar olduğu düşünülmektedir.

Havzanın güneydoğu kesimi en düşük yüksekliğe sahiptir. Havza, bu kesiminde Yolpınar-Suluova Fayı ve Eraslan Fay setinin genç kolu arasında açılan asimetric bir çek-ayır ova ile gençleşmekte ve güncel evrimini sürdürmektedir. Coğrafi olarak Suluova Ovası olarak adlandırılan bu kesimdeki alüvyon kalınlığı DSİ tarafından gerçekleştirilen (Karaalioğlu, 1979) rezistivite çalışmasında en çok 70 metre olarak belirlenmiştir. Bu duruma göre Orta Pleyistosen'den itibaren gençleşen Suluova

Havzası'nın güneydoğu kenarındaki aktif çek-ayır havza, eski havza tabanına göre ~100 metre çökmüş ve 70-100 metrelik kesimi Tersakan Irmağı'nın güncel çökelleri ile doldurulmuştur.

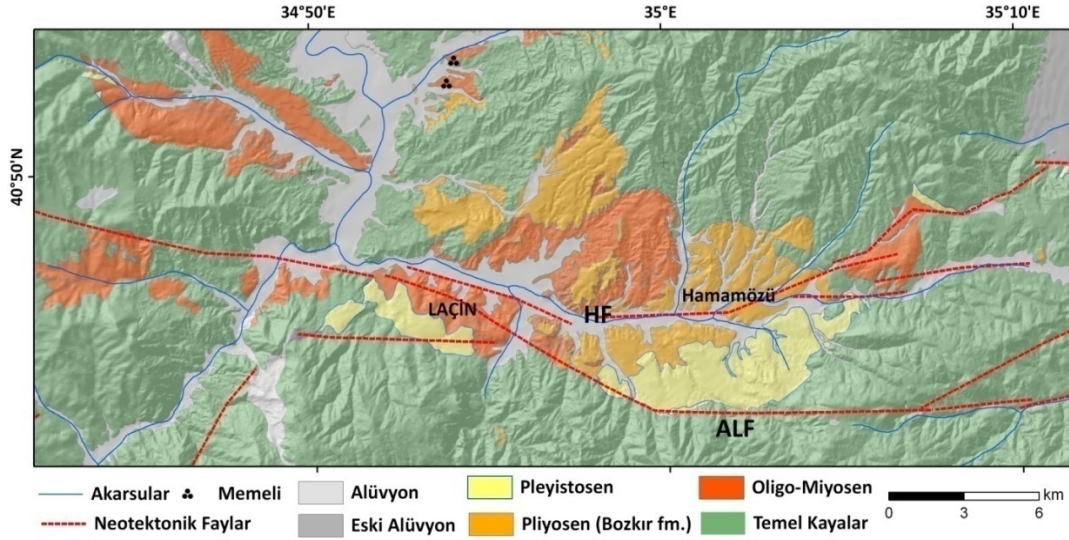
Havzanın en batı kesiminde yeralan Gümüşhacıköy Ovası, Amasya Havzası'nın batı uzanımındaki bir diğer önemli genç depolanmalı alandır. Dikdörtgen biçimli ovanın genişliği 6- 8 km, uzunluğu ise 15 km'yi bulur. Ovanın kuzeyinde, Tavşan Dağı'ndan beslenen çeşitli ölçeklerde alüvyal yelpazeler bulunmaktadır ve bu yelpazelerin en belirgini üzerinde Merzifon yerleşimi bulunmaktadır. Batı kesimin kuzeyinde açılan 50524 no'lu DSİ sondajında volkanik temel üzerine gelen çökel kalınlığı 90 m, faya daha yakın kesimde açılan 53056 sondajında ise 140 metre olarak bulunmuştur. Bu sondajlar sayesinde ovanın en genç kısmının taban geometrisi ve çökellerin özellikleri belirlenebilmiştir. Buna göre Gümüşhacıköy Ovası gençleşen Suluova Havzası'nın batı kesiminde açılan ve güneyindeki Gümüş Fayı kontrolünde gençleşen asimetrik bir yarı-grabendir. Bu modele göre Gümüş Fayı üzerinde toplam 100 metre çökme gerçekleşmiş, bunun büyük bir kısmı kuzeyden güneye doğru alüvyal yelpazeler ve akarsular tarafından taşınan kaba kırıntılı çökeller ile doldurulmuştur.

2.2.2.4. Alıcık formasyonu (Tmal)

Suluova Havzası'nın en batı kesimindeki Alıcık Ovası'nın güney kesiminde sınırlı mostraları bulunan bu birim, Hamamözü formasyonunun üzerine uyumsuz olarak gelen koyu kahverenkli-haki renkli ince kırıntılılar ile kömür seviyeleri ardalanmasından oluşmaktadır. Birimin yayılımı bilinmemekle birlikte, son dönemde yapılan palinoloji çalışmasıyla (Kayseri, 2002; Kayseri ve Akgün; 2008) Orta Miyosen döneminde yüksek dağlarla sınırlanan kıyı-bataklık ortamında çökeldiği anlaşılmıştır. Bu birim, bölgede Neotektonik Dönem öncesinde de depolanmanın varlığını ortaya koymaktadır.

2.2.2.5. Hamamözü-Laçın Havzası

Bu çalışmanın kapsamı dışında yer almakla birlikte, Suluova Fay Sistemi'nin (SuFS) batı devamının anlaşılması açısından önemli yere sahip bu Neojen yaşlı depolanmalı alanın özellikleri literatür ve arazi gözlemleri ile tanıtılacaktır.



Şekil 2.48 : Hamamözü Çayı vadisi ve çevresinin Neojen jeoloji haritası (MTA, 1/100.000 jeoloji haritasından düzenlenerek) ve Neotektonik Dönem fay hatları

Çankırı-Çorum Havzası'nın (Tüysüz ve Dellaloğlu, 1992; Görür ve diğ., 1998) kuzeydoğusunda yer alan Hamamözü Deresi vadisi içerisinde 2 farklı dönemde gelişmiş çökel paketleri yüzlek vermektedir (Şekil 2.48). İlk döneme ait birimler, Miyosen yaşlı gölsel çökeller (Ostende, 1999; Saraç, 2003; Kayseri ve Akgün, 2008) ile bu birimi üzerleyen, yatay ve ince tabakalı jips ile marn ve ince taneli kumtaşları ile ifade olurlar. Benzer fasiyeste depolanmış birimler, Çankırı Havzası kuzey kesiminde yaygın olarak yüzlek vermekte olup Bozkır formasyonu (Tbo) olarak tanımlanmıştır (Birgili ve diğ., 1975; Tüysüz ve Dellaloğlu, 1992; Kaymakçı, 2000; Karadenizli ve diğ., 2004; Seyitoğlu ve diğ., 2009). Bozkır formasyonunun yaşı, alt seviyelerinde bulunan memeli fosillerine (MN14) dayanılarak Alt-Orta(?) Pliyosen olarak belirlenmiştir (Karadenizli ve diğ., 2004). Hamamözü vadisinin güneyinde Alıcık-Laçın Fayı (ALF) önünde gelişmiş ve Bozkır formasyonun üzerine uyumsuzlukla gelen kalın bir alüvyal yelpaze – yamaç molozu çökeli bulunmaktadır (Şekil 2.48). Tamamen Hamamözü formasyonuna ait volkanitlerden türemiş kaba ve yuvarlak çakıllardan oluşan, tane destekli ve çimentolanmamış özelliğe sahip olan bu birimin ALF'nın bölgeye ulaşmasından sonra, Geç Pleyistosen'den itibaren olduğu öngörülmektedir. Bu dönemde AMZ içerisinde Suluova Havzası ile Çankırı Havzası arasındaki yapısal ilişki kurulmuştur. Tüm bu çökel paketleri, günümüzde aktif olan Hamamözü Fayı (HF) tarafından kesilmekte ve deforme edilmektedir.

2.2.2.6. Suluova Havzasının Evrimi

Suluova Havzası'nın oluşumu çökel kayıtlarına göre Orta Pliyosen'de başlamıştır. Havza bu dönemde KAF sistemi ile bağlantısı bulunmayan BKB-DGD doğrultulu sağ-yanal atım bileşenli normal fay sistemi (Bayırlı-Merzifon Fayı) kontrolünde açılan küçük bir yarı-graben özelliğindedir. Bölgenin progresif evrimi içerisinde bu fay sistemi kuzeye doğru gençleşmiş, batıya doğru ilerlemiş ve güneyde oluşan yeni fay segmentleri (Eraslan Fayı) ile birlikte havzanın günümüz şeklini almasını sağlamıştır.

Oluşumunun ilk döneminde dış drenaja kapalı bir havza olan Suluova'nın evrimi içerisinde, çeşitli çökelme ortamları egemen olmuştur. Havza genişliği, çökel getirimi ve su miktarı (iklim) kontrolünde gelişen ve literatürde üç parçalı (**tripartite**, ör: Schlische ve Anders, 1996; Withjack ve diğ., 2002 ve ilişkili referanslar) olarak tanımlanan çökelme mimarisi sırasıyla akarsu, sığ ve derin gölsel ortamlar ile karakterize olur. Havzanın son dönemde dış drenaja açılması ve günümüzde Suluova Fayı kontrolünde gençleşmesi sonucu yeniden akarsu ortamı egemen olmuştur. Bunun sonucu olarak özellikle havza sınırlarında ve ortasındaki Yedikır yükseliminde gözlenen eski dolgular ciddi bir hızla aşındırılarak genç çökelme alanlarına depolanmaktadır. Havzaya akarsu girişleri, kuzeydoğudaki Tersakan ve güneydoğusundaki Salhan boğazları ile sağlanmakta ve güneybatısındaki Amasya Boğazı ile de Yeşilirmak drenaj sistemine bağlanmaktadır.

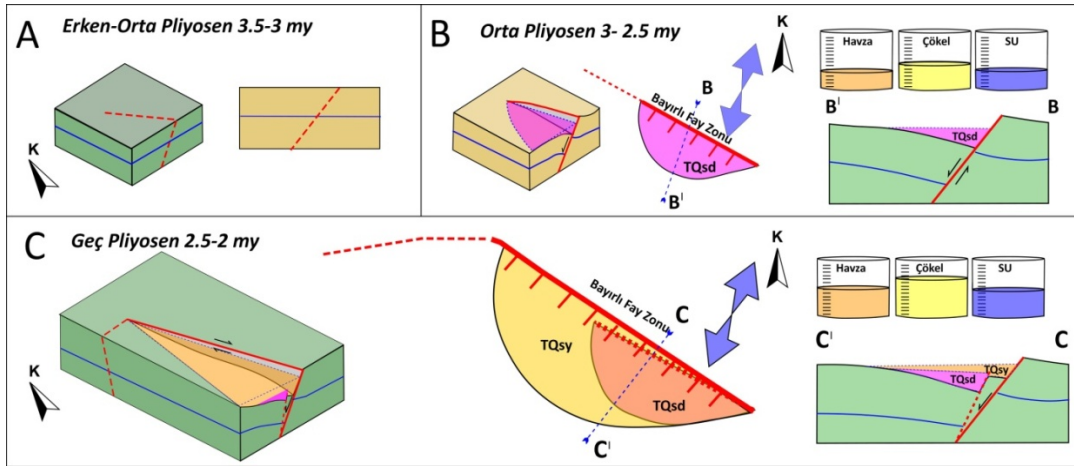
Havzanın evrimi, depolanma ortamı ve havza gelişimini kontrol eden fay grupları göz önünde bulundurularak 3 farklı aşama içerisinde incelenebilir. Bu aşamalar, (1) Orta-Geç Pliyosen (Villaniyen, MN16-17, 3.5-2 My) arasında gerçekleşen ve havzanın açılması, (2) Erken –Orta Pleyistosen (Bihariyen, 2-0.7 My) aralığında havzaya egemen olan Suluova Gölü, (3) Geç Pleyistosen-Günümüz (Toringiyan, 0.7-0.01 My) Suluova Gölü'nün boşalması ve Suluova Fayı'nın oluşumunun ardından havzada gözlenen gençleşme olarak özetlenebilir.

Orta-Geç Pliyosen (Villaniyen) Suluova Havzası

Suluova Havzası'nın evrimi, havzanın doğu kesiminde gelişen Bayırlı (1) Fayı kontrolünde dış drenaja kapalı asimetrik bir yarı-graben olarak Orta Pliyosen'de başlar. Bu dönemde, kırmızı renkli alüvyal yelpaze ve akarsu kırıntılıları

depolanmıştır. Günümüzde büyük oranda gömülü olan Değirmendere formasyonuna (TQsd) ait olan bu çökeller KKB-GGD doğrultusunda, 5 km eninde ve 10 km uzunluğunda bir alana yayılmıştır ve tahmini kalınlığı 100 metreden fazladır. Havza bu dönemde DKD'da mostra veren Üst Kretase yaşlı Lokman formasyonuna ait mafik volkanitlerden beslenmektedir (Şekil 2.49/A-B).

Havza sınır fayının kuzeye doğru gençleşmesi ve batıya doğru ilerlemesi sonucu havzanın su depolama hacmi zamanla daha da genişler. Bu dönemde oluşan alüvyal yelpaze ve örgülü akarsu sistemlerinin taşıdığı çökeller, Değirmendere formasyonunu örterek Yolpınar formasyonunu (TQsy) oluştururlar (Şekil 2.49/C). Bölgedeki aktif çökme ve drenaj alanının genişlemesinin bir diğer göstergesi de çökel birimlerin tane litolojisinin tabandan tavana ve doğudan batıya doğru değişimidir. Yolpınar formasyonunun özellikle fay önüne yakın kesimlerde gözlenen çökel fasiyeslerinde tane boyunun çok iri olması enerjinin yüksek, dolayısıyla da tektonik faaliyetin şiddetli olduğunu göstermektedir. Bununla birlikte bu alanlar yer yer dere boğulmaları nedeniyle oluşan küçük gölleri de içerisinde bulundurmaktadır. Bu fasiyese ait bir diğer özellik de paleosol seviyelerinin yaygınlığıdır. Bu durumun tektonik aktivitede zaman içerisinde gerçekleşen duraklama dönemlerine karşılık geldiği öngörülmüştür.



Şekil 2.49 : Suluova Havzası'nın Orta-Geç Pliyosen evrim aşamalarının idealleştirilmiş modeli A) havza oluşumu öncesi Bayırlı Fayı'nın konumu B) Orta Pliyosen'de başlayan yarı graben oluşumu, C) Geç Pliyosen'de havzanın genişlemesi, çökel miktarı havza kapasitesinden yüksek olduğundan havza içinde akarsu-yelpaze çökelleri gelişmiştir.

Havzanın orta kesimlerinde, Yolpınar formasyonunun üst fasiyesleri gözlenir. Altta taşkın ovası ve devamında ise yaygın ancak sığ bir göl ortamını işaret eden bu çökeller, faydan uzak alanları karakterize ederken havzanın hala dış drenaja kapalı olduğunu da belirtirler. Üst Pliyosen'in sonlarında gelişen bu döneme ait memeli fosilleri bölgede kurak bir iklimin ve savan tipi bitki örtüsünün egemen olduğuna işaret etmektedir. Bayırlı Fayı'nın batıda Merzifon'a doğru ilerlemesiyle birlikte havza 10 km genişliğe, 20 km uzunluğa kadar ulaşır. Bu dönem içerisinde havzanın ölçülebilen toplam çökel kalınlığı 200 metreyi aşmaktadır.

Erken-Orta Pleyistosen (Bihariyen) Suluova Havzası

Bölgede Geç Pliyosen-Erken Pleyistosen geçişinde bölgede üç önemli olay gerçekleşmiştir. Bunlardan ilki (A) havza güneyinde doğrultu atımlı Eraslan Fayı'nın oluşmasıyla havza geometrisinin günümüz görüntüsüne kavuşması (Şekil 2.50/D), diğeri ise (B) normal atım egemen oblik karakterli Bayırlı (2) Fayı'nın doğrultu atım egemen oblik karakterli Bayırlı (3) Fayı olarak gençleşmesidir. Tektonizmadaki bu değişiklik havzanın genişlemesi ile sonuçlanmaktadır. Bu dönemde (C) daha da derinleşen ve hızla genişleyen dış drenaja kapalı havza, bölgede ılıman (yağışlı) iklim koşullarının hakim olmasıyla büyük bir göl (Suluova Gölü) halini almıştır (Şekil 2.50/E). Havza stratigrafisinde Eraslan formasyonu (TQse) olarak adlandırılan bu depolanma ortamına ait ince taneli çökeller, yaygın olarak ova ortası ve kenarlarında, birbirleriyle eşleştirilebilir fasiyes özelliklerinde bulunmaktadır.

Gölün sınır fayları, ova gelişiminin bu safhasında aktif olan Bayırlı (3) ve Eraslan Fay Sistemleri'dir. Tektonik aktivite şiddetinin görece azaldığı bu dönemde normal bileşenli doğrultu atımlı olan bu fayların düşey atımı ~-50-100 metre arasında değişmektedir.

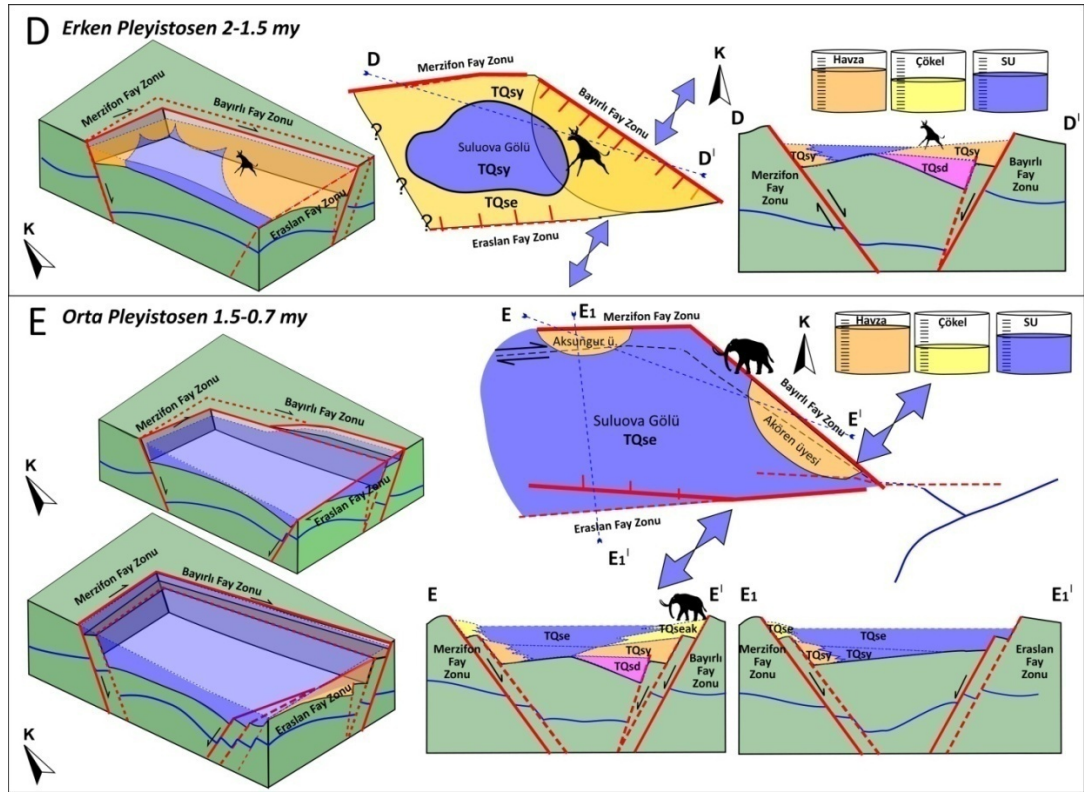
Suluova Gölü, havzanın orta ve güney kesiminde oluşumuna başlamış ve kısa sürede kuzey kısımları da işgal etmiştir. Derinliği en çok 100-150 metre olan gölün sınırlarının çoğunlukla çizgisel oluşu fay kontrollü bir morfoloji denetiminde geliştiğini göstermektedir.

Göle ait çökeller havzanın güney kesimi için doğuda en düşük 540 m kotunda başlar ve batıda 750-800 metre kotlarına kadar ulaşır, Bununla birlikte Yedikır yükseliminde Yolpınar formasyonunun taşkın ovası fasiyesinden gölsel fasiyesine

geçişi 520-540 metre kotları arasında gerçekleşir. Bu kesitte Yolpınar (520-600 m) ve Eraslan formasyonlarının (600-660 m) toplam kalınlığı 240 metre'ye ulaşır ve Suluova gölünün maksimum çökel kalınlığını ifade eder. Göle ait çökellerin temel kayalar ile dokanağı en iyi havzanın kuzey ve güneyinde izlenir, havzanın doğusunda ise bu kısım halihazırda Yolpınar formasyonunun alüvyal yelpaze çökelleri ile doldurulmuş olduğundan gölsel fasiyese geçiş 690-700 metre kotlarında başlamaktadır. Çeltek kömür ocağı kesitlerinde gözlemlendiği gibi gölsel çökeller havzanın kuzeydoğusunda 620-670 metrelerde başlayıp 750 metreye kadar ulaşır. Havzanın doğu ve kuzey sınırında, sırasıyla Akdağ ve Tavşan Dağı yükselimlerinden getirilen iri taneli malzemelerin oluşturduğu, ortaç-ıraksak kesimleri Suluova Gölü'ne kavuşan alüvyal yelpazeler (Aksungur ve Akören üyeleri) bulunmaktadır. Bu durum sınır faylarındaki düşey atımlı aktivitenin halen yüksek olduğuna işaret eder.

Bu çalışmada elde edilen verilerin zamansal çözünürlüğü Suluova Gölü'nün tam bir tarihçesini ortaya koymaya yetmemektedir. Bununla birlikte, Suluova Gölü'ne ait birimlerin sedimanter özellikleri ve konumlarından yola çıkarak belirli kestirimler yapmak mümkündür. Buna göre, yatay tabakalı ve yer yer lamine izlenen siltli çok ince kum, ince kumlu silt ve karbonatlı siltli kil çökelleri göl seviyesinin zaman içerisinde yüksek olduğu dönemlerde depolanmıştır. Çapraz tabakalı veya tekne yapılı ince-orta kum seviyeleri ise gölün sığ olduğu zamanlarda kıyı ortamında depolanan çökellerdir. Özellikle gölün güney kıyısındaki kesitlerde gözlenen paleosol seviyeleri ve akarsu kanalları, (560, 585, 610, 665, 690, 700, 710, 735 metre kotlarında) göl seviyesinin iyice düştüğü ve toprak gelişimi ile birlikte akarsuların göle girinti yapabildiği dönemlere karşılık gelmektedir.

Göl seviyesindeki bu değişimlerin büyük oranda iklim kontrolünde geliştiği düşünülmektedir. Eraslan formasyonunun taban seviyelerinde bulunan fosil faunası, nemli ve ılıman iklim koşullarına işaret ederken en üst seviyelerinde bulunan *Mammuthus trogontherii* (Albayrak, 2009) gölün evriminin son aşamalarında iklimin sertleşerek ve soğuduğunu (tundra), dolayısıyla da göl seviyesindeki düşmeyi göstermektedir. Suluova Gölü'ne ait birimler içerisinde evaporitik çökeltilere hiç rastlanılmaz, bununla birlikte gözlenen düzenli karbonat çökelişi gölün varlığı süresince iklimin nemli olduğunun işaretidir (Hostetler, 1995; Boggs, 2001).



Şekil 2.50 : Suluova Havzası'nın Erken-Orta Pleyistosen evrim aşamalarının idealleştirilmiş modeli D) Yolpınar formasyonunun batıya yayılması ve proto-Suluova Gölü'nün oluşumu, E) Orta Pleyistosen'de havzada genişlemenin sonlanması ve Suluova Gölü'nün egemenliği, çökel miktarının havza kapasitesinden düşük oluşu iklim kontrollü sığ (kıyı) ve derin göl sedimantasyonuna yol açmıştır

Kızıleğrek ve özellikle Kamışlı fosil lokaliteleri kıyı-bataklık kenarında yaşayan omurgalı canlılara aittir. Göl sedimanları arasında değişen bollukta bulunan *gastropoda* sp. fosilleri günümüzde de her türlü ortamda yaşayabilen omurgasız canlılar olmakla birlikte *Dreissensia polymorpha* acı su ortamını karakterize etmektedir (Sözlü görüşme: Prof. Dr. Mehmet Sakınç, İTÜ-AYBE).

Bu dönemin sonunda havza genişliği 15 km, uzunluğu ise 30 km'ye ulaşır, ölçülebilen çökel kalınlığı 350 metreden fazladır.

Geç Pleyistosen-Günümüz (Toringiyen) Suluova Havzası

Bu dönem içerisinde Suluova Havzası'nın sınır fayları üzerindeki aktivite sonlanmış ve havza Suluova Fayı'nın oluşmasını takiben gençleşmeye başlamıştır. Suluova Gölü de bu dönem başında güneybatı kesiminde açılan Amasya Boğazı yardımıyla Yeşilırmak tarafından kapılmış ve çok kısa bir süre içinde boşalmıştır. Bu durum havzanın orta kesiminde bulunan çökellerin hızla aşınması ile sonuçlanmıştır (Şekil

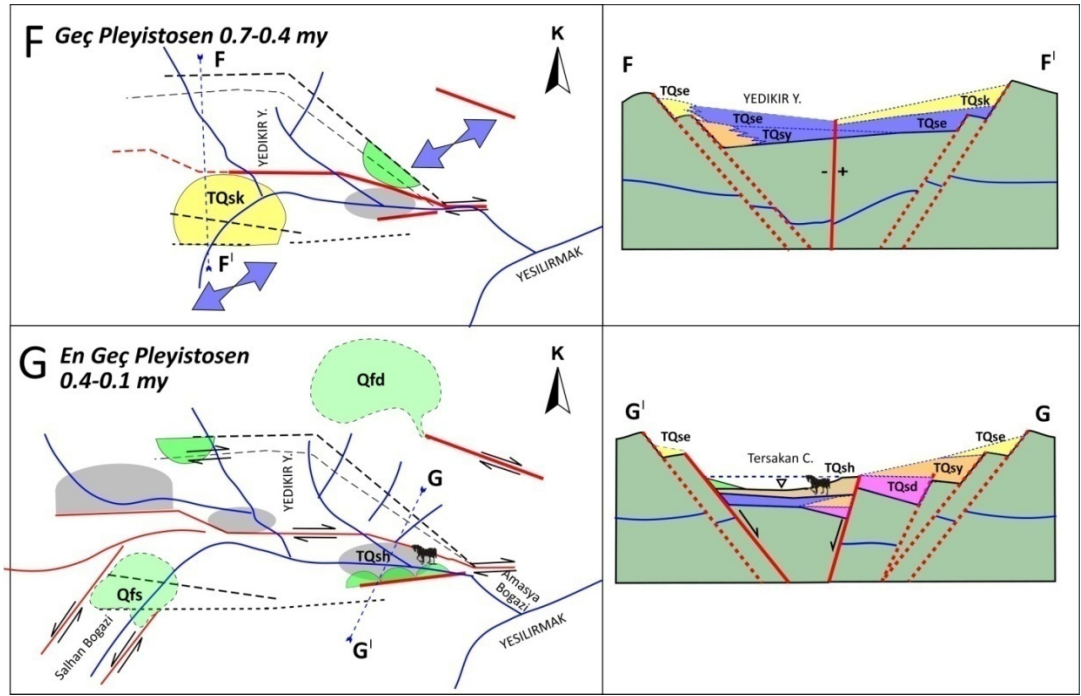
2.51/F). Bu yeni rejimde gelişen ilk akarsu sistemi havzayı güneybatıdan akaçlayan Salhan Çayı olup, tabanda gölsel fasiyeste başlayan Kamışlı formasyonunun (TQsk) üst kesimlerinin örgülü-menderesli akarsu fasiyesinde depolanmasını denetlemiştir. Bunun yanısıra, havza sınırları ve orta kesimindeki Yedikır yükselimi haricindeki göle ait çökeller yeni dönemle birlikte oluşan akarsu çökelleriyle örtülmüştür (ör: Harmanağılı formasyonu, TQsh, Şekil 2.51/G).

Havzadaki aşınma süreçleri bölge drenajının yaygınlığı ölçüsünde belirginleşmiştir. Örneğin Yedikır yükseliminin batı yamacı düşük eğimli (3°) ve belirgin vadi gelişiminden yoksun iken Tersakan Çayı tarafından aşındırılan doğu yamacı yüksek eğimli (5-7°) ve belirgin vadi gelişimi sunmaktadır. Bu aşınmanın büyük kısmının Geç Pleyistosen’de gerçekleşen buzul arası dönemlerde akarsu debisinin artması sonucu gerçekleştiği düşünülmektedir. Örneğin son buzul döneminin sonunda havza dışındaki yükselimler üzerinde gelişen Derinöz ve Salhan vadilerindeki aşınma 70-120 metre arasında değişmektedir. Havza içinde de Yedikır yükseliminin doğusunda Tersakan Çayı ile kazılan alan ile batısında kalan Merzifon düzlüğü arasında gözlenen 40 metrelik kot farkı, ova içinde Geç Buzul Dönemi sonundaki aşınma farklılığını belirtir.

Bu dönem içerisinde Suluova güncel çek-ayır ovası ve Suluova Fayı’nın batı kolları olan Gümüş Fayı üzerinde Gümüşhacıköy yarı grabeni ve sol yanal Alıcık Fayı üzerinde ise Alıcık çek-ayır ovası oluşmuştur. Bu ovalar içerisinde çoğunluğu havzanın eski dolgusu olan kalınlığı 150 metreden fazla çökel depolanmıştır. Suluova Havzası’nın toplam uzunluğu 40 km’ye, genişliği ise 20 km’ye ulaşmıştır.

Suluova Havzası’nın evrimindeki genç tektoniğe yönelik bulgular

Suluova Havzası, Orta Pliyosen’den günümüze doğudan batıya doğru, genç tektonizma ile ilişkili açılma ve doğrultu atımlı fay sistemleri kontrolünde gelişmiştir. Havza, KD kesiminde oluşan normal bileşenli sağ yönlü doğrultu atımlı Bayırlı Fayı kontrolünde açılmaya başlamış ve bu fayın saat yönünde değişen açılma yönü kontrolünde kuzeye doğru gençleşmesiyle genişlemiştir. Benzer bir durum havzanın güney sınırını oluşturan Eraslan Fay Zonu için de geçerlidir. Bölgesel gerilme rejimindeki bu değişiklik, havzanın genç stratigrafisinde yeralan birimlerin sınır faylarının geometrisi ve içerisindeki mikro fayların kinematik analizi ile bulgulanmıştır.

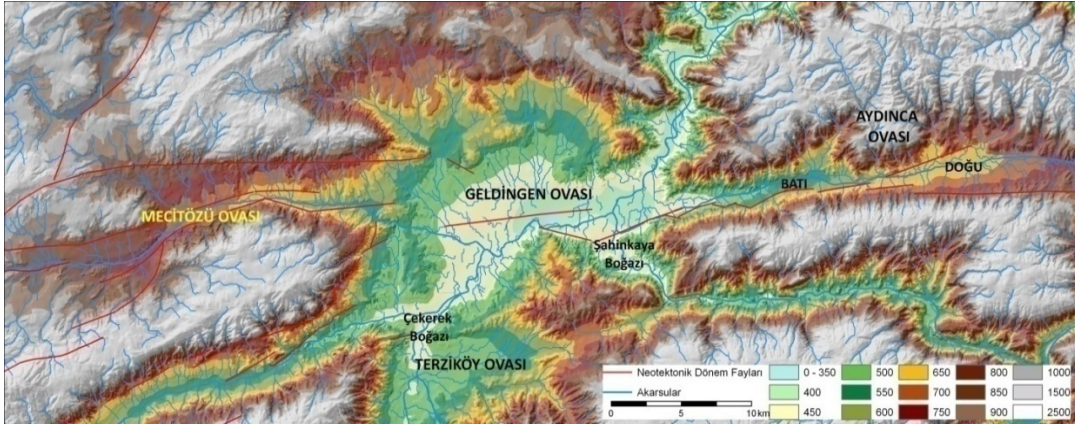


Şekil 2.51 : Suluova Havzası'nın Geç Pleyistosen evrim aşamalarının idealleştirilmiş modeli F) Suluova Fayı'nın oluşumu ve Suluova Gölü'nün boşalması G) Havzanın batıya genişlemesi sürecinde havza genelinde eski çökellerin aşınması, genç ovaların oluşumu ve menderesli akarsu sedimantasyonu

Havza çevresinde, sınır faylarının atımı hakkında kesin bilgi verebilecek kesin bir litostratigrafik işaretçi bulunamamıştır. Havzanın Suluova Fayı kontrolünde ikiye ayrılması sonucunda, güney kesiminde Eraslan formasyonuna ait çökeller günümüzde ~6 km sağ yanal ötelenmişlerdir. Bu ötelenme, ~1-0.7 My önce oluşan Suluova Fayı için ~4-6 mm/yıl'a kayma hızına karşılık gelmektedir. Havza evriminin son aşamasında güneybatı kesiminde oluşan sol yönlü doğrultu atımlı faylar (Salhan ve Alıcık-Düvenci fayları) üzerinde genç ovalar oluşmuştur. Salhan Fayı'nın ölçülen normal atımı ~60 metre olup ovanın eski çökellerini ~1 km sol yanal ötelenmiştir.

2.2.3. Amasya Havzası

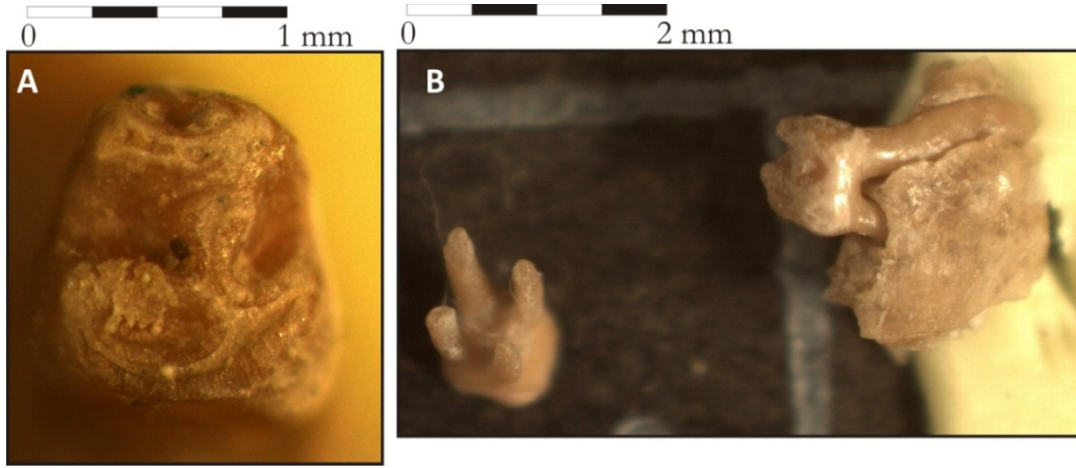
Amasya Havzası, Ezinepazar-Sungurlu Fay Sistemi üzerinde bulunan ve koridor geometrisi sunan bir çöküntü alanları topluluğudur. Bu depolanma alanları doğuda Aydınca, merkezde Geldingen ve Gediksaray, batıda ise Mecitözü ovaları olarak listelenebilir (Şekil 2.52).



Şekil 2.52 : Amasya Havzası'nı oluşturan ovaların coğrafi özellikleri

Geldingen formasyonu (Tg)

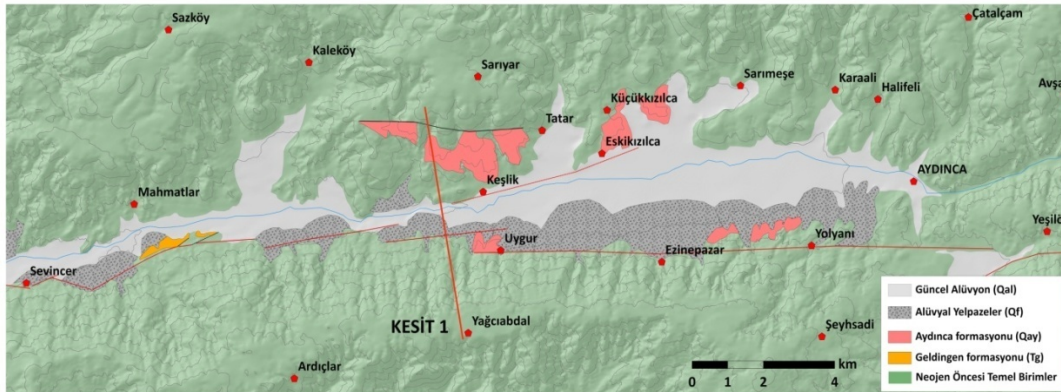
İlk kez bu çalışmada isimlendirilen Geldingen formasyonu, Amasya Havzası'nı oluşturan 3 ovada mostra veren geniş yayımlı kırıntılı bir istifdir (Şekil 2.53). Egemen litolojisi çimentolanmış, iyi yuvarlaklaşmış kaba çakıl boylu malzemeden oluşan konglomera ile ince çakıl ve kumtaşı ardalanmasıdır. Tanelerin litolojisi kumtaşı, kireçtaşı, volkanikler ve ayırtman olarak çörtlerdir. Kumlu seviyelerde çapraz laminalanma ve kaba çakıllarda da kiremitlenme tipi sedimanter yapılar ve kanal yapıları yaygın olarak gözlenmektedir. Tüm bu özellikleri ile Geldingen formasyonunun örgülü ve menderesli akış rejimini yansıtan bir akarsu istifi olduğu sonucuna ulaşılmıştır. Birim, geçirdiği şiddetli tektonik aktivite sonucu parçalanarak ilksel konumunu kaybetmiştir. Birime ait mostralara, Aydınca Ovası'nda Mahmatlar Köyü güneyinde, Geldingen Ovası'nda Toklucak-Bektemur Köyü çevresinde ve Mecitözü Ovası içerisinde de Doğantepe-Beke-Figani köyleri arasında, tabakaları yer yer 90°'ye yaklaşacak kadar eğim kazanmış olarak gözlenir.



Şekil 2.54 : Geldingen formasyonu içerisinde bulunan *Eomyidae keramidomys* *Carpathicus* moları

2.2.3.1. Aydınca Ovası

Aydınca Ovası, doğuda Aydınca ilçesi ve batıda Geldingen Ovası arasında uzanan doğu-batı doğrultulu bir depolanma alanıdır. Ovanın oluşumu, güney sınırını oluşturan EzSF sisteminin Deliçay segmenti tarafından kontrol edilmiştir. Uzunluğu yaklaşık 25 km olan ova, doğu kesiminde 3 km geniş bir düzlüğe sahipken batıda dar bir vadi görünümündedir. Bu iki kesim arasındaki bağlantı Kale Boğazı ile, ovanın dış drenajla olan bağlantısı ise Deliçay ile sağlanmaktadır. Aydınca Ovası içerisinde depolanmış ve günümüzde aşınmakta olan çökel birimleri, çoğunlukla ovanın kuzeyinde Keşlek ve Sarıyar köyleri çevresi ile güneyde Ezinepazar Köyü'nün doğusunda yüzlek vermektedir (Şekil 2.55). Bunların yanısıra ova kenarlarında iyi gelişmiş alüvyal yelpazeler bulunmaktadır.



Şekil 2.55 : Aydınca Ovası'nda yüzlek veren litostratigrafik birimlerin dağılımı

Geldingen formasyonu (Tg)

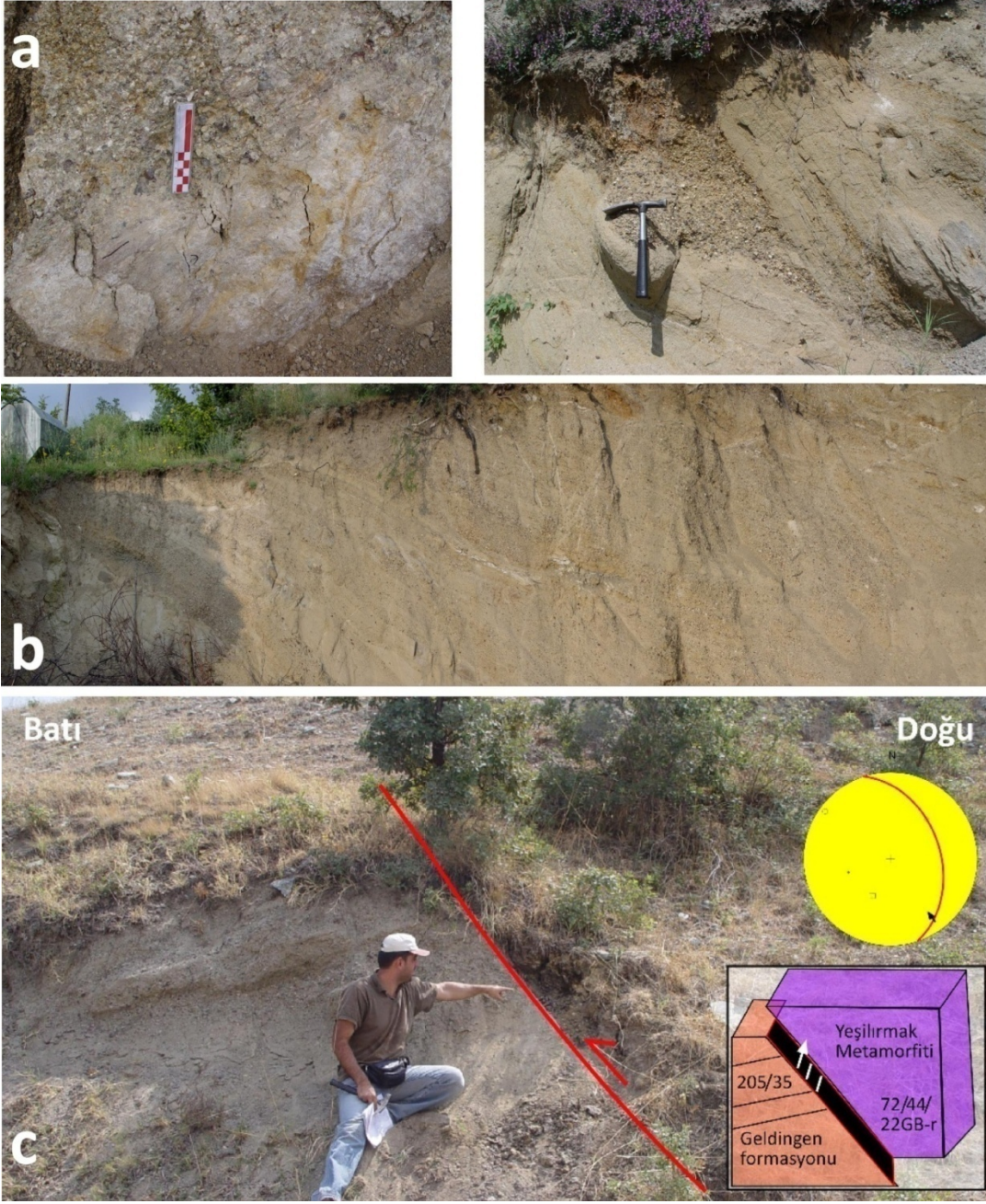
Neojen yaşı Amasya Havzası'nın tabanını oluşturan bu birime ait mostralar Aydınca Ovası'nda, Amasya-Tokat yolu üzerinde Mahmatlar ile Sevinçer köyleri arasında dar bir alanda gözlenir ve çakıltası-kumtaşı ardalanmasından oluşmaktadır (Şekil 2.55). Bu mostralarda oldukça parçalı, tabakaları eğimlenmiş ve faylarla kesilmiş olarak izlenir (Şekil 2.56/A). Birimin temel ile stratigrafik ilişkisi gözlenmemekle birlikte bir lokalitede Yeşilırmak metamorfitinin sol yanal ters bileşenli bir fay ile Geldingen formasyonuna bindirdiği izlenmiştir (Şekil 2.56/C). Birim üstte ovanın genç birimleri olan alüvyal yelpaze çökelleri ile uyumsuz olarak örtülür.

Aydınca formasyonu (Qay)

İlk kez bu çalışmada isimlendirilen Aydınca formasyonu, Aydınca Ovası'nın genelinde yüzlek veren ve günümüzde asılı kalmış kırıntılı birimlerin bütünüdür (Şekil 2.53 ve Şekil 2.55). Birim, Yeşilırmak metamorfitinin üzerine uyumsuz olarak gelmektedir (Şekil 2.57/A-B). Aydınca formasyonunun Orta-Geç Pleyistosen boyunca, iklimsel değişikliklere bağlı olarak gelişmiş iki belirgin aşınma dönemi ile birbirinden ayrılan iki farklı (P1 ve P2) depolanma dönemi içerisinde olduğu düşünülmektedir. Her bir depolanmalı dönem, iki ana fasiyes topluluğundan (alüvyal yelpaze, **F** ve gölsel, **PI**) oluşmaktadır.

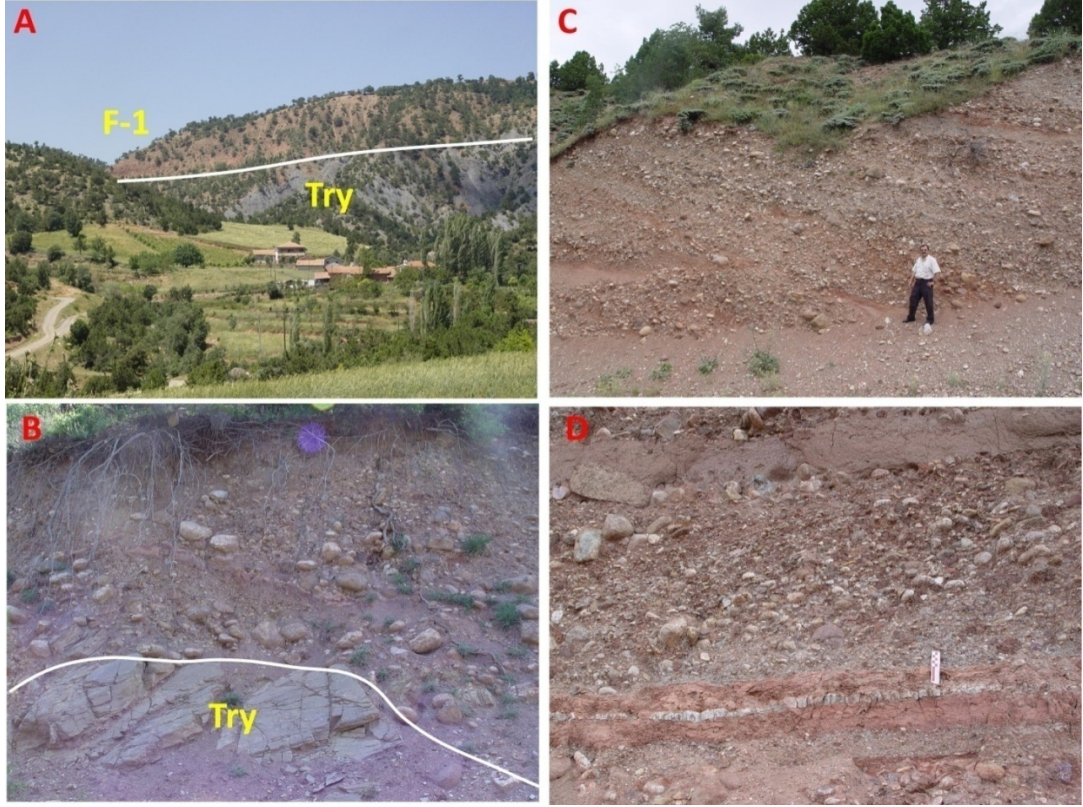
İlk döneme (P1) ait çökeller ovanın kuzeyinde Keşlek ve Sarıyar köyleri yol yarmaları ve kil ocaklarında, güneyinde ise Ezinepazar Köyü doğusundaki kil ocaklarında yüzlek vermektedir.

fasiyes, tabanda metamorfik temel üzerine uyumsuz gelen orta-kötü tabakalanmalı, kötü boylanmış, yuvarlaklaşmış blok ve kaba çakıl boylu malzeme ile başlamaktadır (Şekil 2.57/A-B). Üst seviyelere doğru tabakalar incelerken belirginleşmekte, tane olgunluğu da artmaktadır. Bu kesimde yer yer ara merccekler halinde gözlenen lamine kum ve siltli seviyeler de gözlenmektedir (Şekil 2.57/C-D). Çakılların egemen litolojisi mafik ve ortaçağ bileşenli volkanitler ve kireçtaşlarıdır. Bu fasiyes topluluğu, alüvyal yelpaze ortamını karakterize eder. Ölçülen kiremitlenme düzlemleri, yelpazenin kuzeybatıdan beslenmiş olduğunu göstermektedir. Bu seviyenin karşılığı ovanın güney yamacında gözlenmemiştir.



Şekil 2.56 : Geldingen formasyonunun Aydınca Ovası’nda arazi görünümleri. Şekil açıklaması için metine bakınız

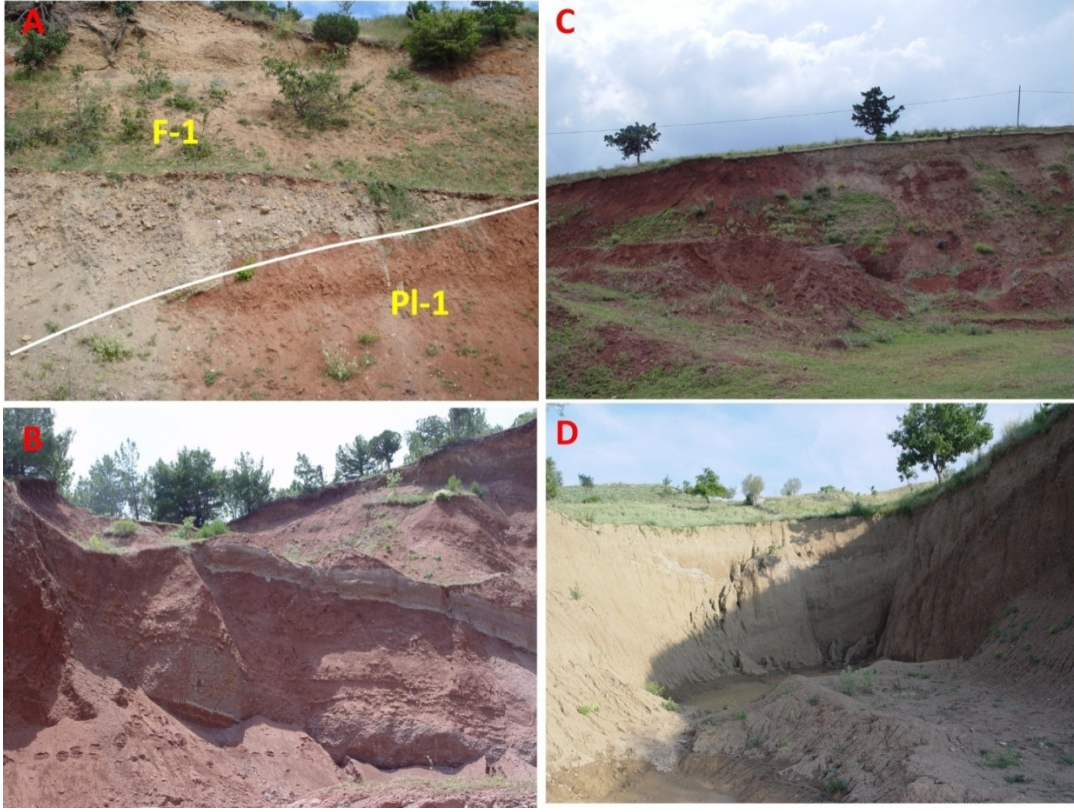
İlk İzlenen diğer fasiyes ise kırmızı renkli kalın kil seviyeleri ve bunların arasında yer yer gözlenen ince orta çakıl bantları ile karakterize olur. Yelpaze çökelleri ile ardalanmalı olarak başlayan (Şekil 2.58/A-B) ve ova içine doğru gittikçe kalın ve masif tabakalar halinde izlenen bu fasiyes (Şekil 2.58/C-D), durgun bir ortama karşılık gelmektedir. Günümüzde kiremit yapımı amaçlı olarak işletilen bu kil seviyeleri, ovanın kuzey ve güney kesimlerinde açılan ocak ve yol yarmalarında gözlenir. Bu seviyelerde yaygın olarak gelişmiş yamaç hareketleri bulunmaktadır.



Şekil 2.57 : Aydınca formasyonunun P-1 depolanma dönemi F-1 fasiyesine ait mostraların arazi görünümü. Şekil açıklaması için metine bakınız

F-1 fasiyesine ait kaba kırıntılı seviyeler, 750-900 metre kotları arasında, kuzeyinde fay kontrollü gelişmiş, kuzeyden güneye doğru oluşan ve ıraksak kesimlerinde Aydınca Gölü'ne yayılan bir alüvyal yelpazeye işaret etmektedir (F-1). Kırmızı killi seviyeler ise 700-770 metre yükseklikler arasında çökelmiştir (Pl-1).

Aydınca formasyonuna ait ikinci depolanma dönemi (P-2), ilk depolanma dönemine benzer bir biçimde kenarlarda bulunan alüvyal yelpaze çökelleri (Şekil 2.59/A-B) ile güncel ova tabanında da benzer bir şekilde gri renkli kalın bir kil çökeli bulunmaktadır (Şekil 2.59/C-D). Birime rengini metamorfik temelden (fillat) gelen kırıntılı malzeme vermektedir.

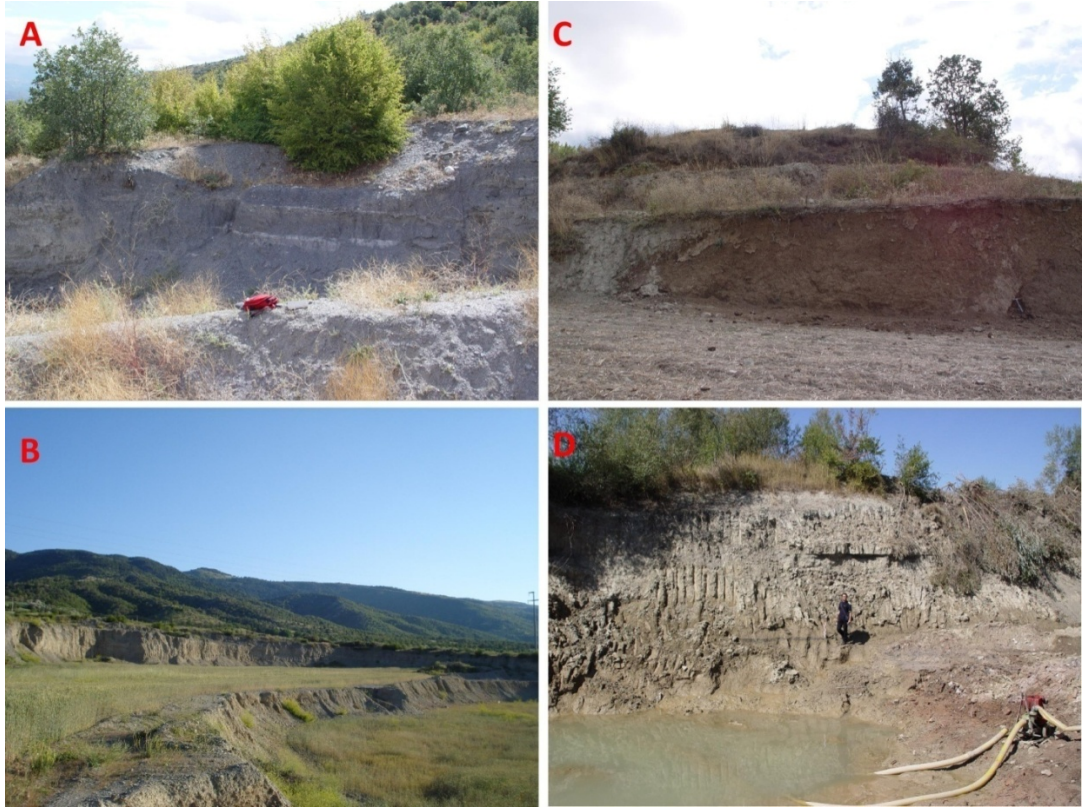


Şekil 2.58 : Aydınca formasyonunun P-1 depolanma dönemi PI-1 fasiyesine ait mostraların arazi görünümü. Şekil açıklaması için metine bakınız

Aydınca formasyonunun her iki aşamasında da gözlenen ince taneli masif killi fasiyesinin depolanma ortamı, oluşumu ve seviyesi iklim değişikliklerine bağlı olarak değişen (plüvyal) bir göl olarak yorumlanmıştır. Bu yorumda çökel paketinin içine akarsu girişi olan durgun bir ortamı karakterize eden özellikleri ile birlikte günümüzde Deliçay tarafından drene edilen Aydınca Ovası'nın dış drenaj ile bağlantısının çok dar bir boğaz (Kaleköy Boğazı) tarafından sağlanıyor olması etkili olmuştur. Daha batıda yer alan Yeşilırmak teras çökellerinin OSL yaşlandırması, Son Buzul Dönemi (~120 By) iklim değişikliklerinin bölgesel depolanma üzerindeki etkilerini ortaya koymuştur. Buna göre, buzul dönemleri içerisinde akarsuların debileri azalmakta ve özellikle kaba, yatak yükü çökellerini eğimin düştüğü alanlara depolamaktadır. Buzul arası dönemlerde ise, artan yağış ile birlikte akarsular eski seviyelerine ulaşana kadar bu depoları kazmaktadır. Bu yoruma dayanılarak buzul dönemlerinde Kaleköy Boğazı'nın kapanarak Aydınca Ovası'nın dış drenaj ile bağlantısının kesildiği ve sonuç olarak sığ bir göl oluşumunun sağlandığı öngörülmüştür. Bu oluşum üzerinde Aydınca Ovası'nın Deliçay Fayı (DF) kontrolünde sürekli çökmesi de etkili olmaktadır.

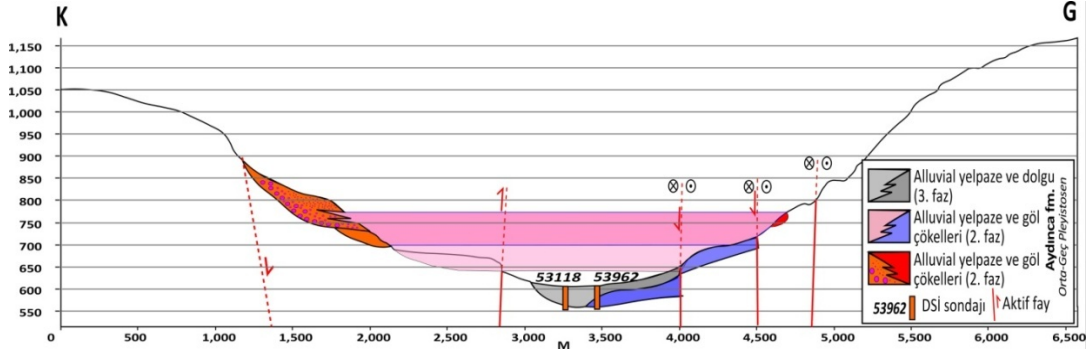
Buna göre, Aydınca Ovası'nda iki farklı dönemde gölsel ortamın varlığına işaret etmektedir. Bölgedeki ilk gölün Orta Pleyistosen'de oluştuğu düşünülmektedir (Pl-1). Gölün tabanının 700 m, maksimum seviyesinin ise 770 m olduğu çökel kayıtlarından anlaşılmaktadır. Ovanın kuzey kesiminde asılı olarak gözlenen alüvyal yelpaze çökellerinin (F-1) tavan kotu ise yer yer 900 metreye ulaşır. Kaynak kaya mafik-ortaç bileşenli volkanik bir birimdir (Lokman formasyonu?). Ovaya ait ikinci depolanma fazına ait çökel paketleri ise (F2) güncel ovanın orta kesimlerinde ve yamaçlarında 700-600 m kotlarında gözlenmektedir. Bu fazda göl ortamına ait çökeller (Pl-2) ovanın ortasında kalmakta ve aşınmanın görece az olduğu ovanın doğu kesimlerinde kil ocağı olarak işletilmektedir. Kenar çökellerine (F-2) örnek olarak da Uygur Köyü'nün üzerine yerleştiği asılı alüvyal fan terası verilebilir. Kaynak kaya Yeşilirmak metamorfitine ait fillat ve mermer bloklardır.

İkinci Aydınca Gölü'nün, bölgede ~30 By önce gözlenen hızlı aşınmaya bağlı olarak Deliçay tarafından kapıldığı ve çökellerin asılı kalmasıyla hızlı bir biçimde aşındığı düşünülmektedir. Günümüzde bu aşınma batıdan doğuya doğru ilerlemektedir.



Şekil 2.59 : Aydınca formasyonunun P-2 depolanma dönemi F ve Pl fasiyesine ait mostraların arazi görünümü. Şekil açıklaması için metine bakınız

Ovanın dış drenaja açıldığı güncel boğazı yakınında açılan DSİ sondajları (53118 ve 53962, Şekil 2.60) ova tabanının bu kesimde en çok 50 metrelik kırıntılı çökel ile dolu olduğunu göstermektedir. Böylelikle Aydınca Ovası'nda oluşumundan günümüze en çok 200 metre çökel depolanmıştır. Günümüzde bu çökellerin büyük kısmı aşınmış durumdadır.



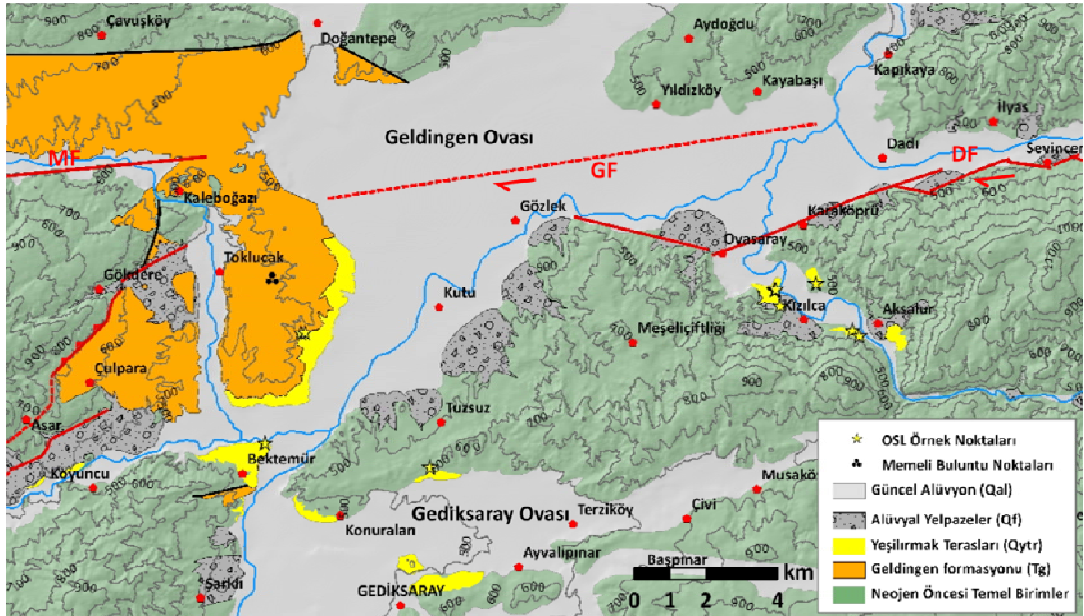
Şekil 2.60 : Aydınca Ovası'nın kuzey-güney yükseklik profili üzerinde Aydınca formasyonuna ait çökel paketlerin konumları ve depolanma modeli. Buna göre Orta-Geç Pleyistosen-güncel zamana aralığında Aydınca Ovası içerisinde 3 farklı dönemde (faz) depolanma gerçekleşmiştir.

Aydınca Ovası'nın geometrisi tipik bir dağ önü (piedmont) havza modelini yansıtmaktadır. Aydınca Ovası'nın oluşumu, Orta-Geç Pleyistosen dönemi içerisinde, ovayı güneyden sınırlayan EzSFS'nin bölgedeki aktif segmenti olan Deliçay Fayı tarafından kontrol edilmiş ve fay segmentinin parçalı geometrisi zaman içerisinde ovanın basamaklı olarak derinleşmesini sağlamıştır. Tektonik aktivite nedeniyle gerçekleşen çökme/yükselme süreçleri belirgin yamaç eğimlerinin gelişimi ile sonuçlanarak görece yakın kaynak alanlardan kırıntılı malzeme getirimini kontrol etmiştir. Ovanın ana akarsuyu olan Deliçay, günümüzde genç bir boğaz ile dış drenaja bağlanmakta ve yan kolları ile birlikte ovanın kenarındaki ve ortasındaki çökel paketlerini aşındırmaktadır. Havza çökellerinin stratigrafisinde ova tabanına doğru bir gençleşme gözlenmekte, yeni gelişen alüvyal yelpazeler eskilerini aşındırarak üzerlemektedir. Bununla birlikte yan (K-G doğrultulu) vadilerin çok genç olmaları, özellikle ikinci depolanma döneminde gelişen alüvyal yelpazelerin aşınmadan korunarak fosilleşmeleri, Aydınca Ovası'nın stratigrafisinin tektonizma kontrollü çökme ile iklim kontrollü depolanma/aşınma süreçlerinin beraber çalışması sonucu geliştiğini gösterir. Ovayı dolduran çökellerin taban yaşı belirlenememiştir ancak ilk depolanma fazına ait çökeldenin (P-1) MIS 6-5 geçişinde bittiği ve ovanın dış drenaja açılarak gölsel çökellerin aşındığı MIS 5-2 arasında gerçekleşen yeni

depolanma döneminin (P-2) de ovanın son buzul maksimumda (~30 By) gerçekleşen bölgesel aşınmadan etkilenecek dış drenaja açılması ile sonlandığı öngörülmüştür.

2.2.3.2. Geldingen – Gediksaray Ovaları

Geldingen Ovası, doğuda Aydınca Ovası ile, batıda ise Mecitözü Ovası ve Çorum Çayı vadisi ile sınırlanmaktadır. Ovanın güney kesimi doğu batı uzanımlı kama biçimli geniş bir akarsu vadisi olan Gediksaray Ovası olarak ayrılmıştır. Ova içerisinde, Geldingen formasyonu ve yer yer bu birimin üzerine uyumsuz gelen, Yeşilırmak akarsu sisteminin ana kolları olan Yeşilırmak ve Çekerek ırmakları üzerinde gelişmiş teras depoları gözlenmektedir (Şekil 2.61).

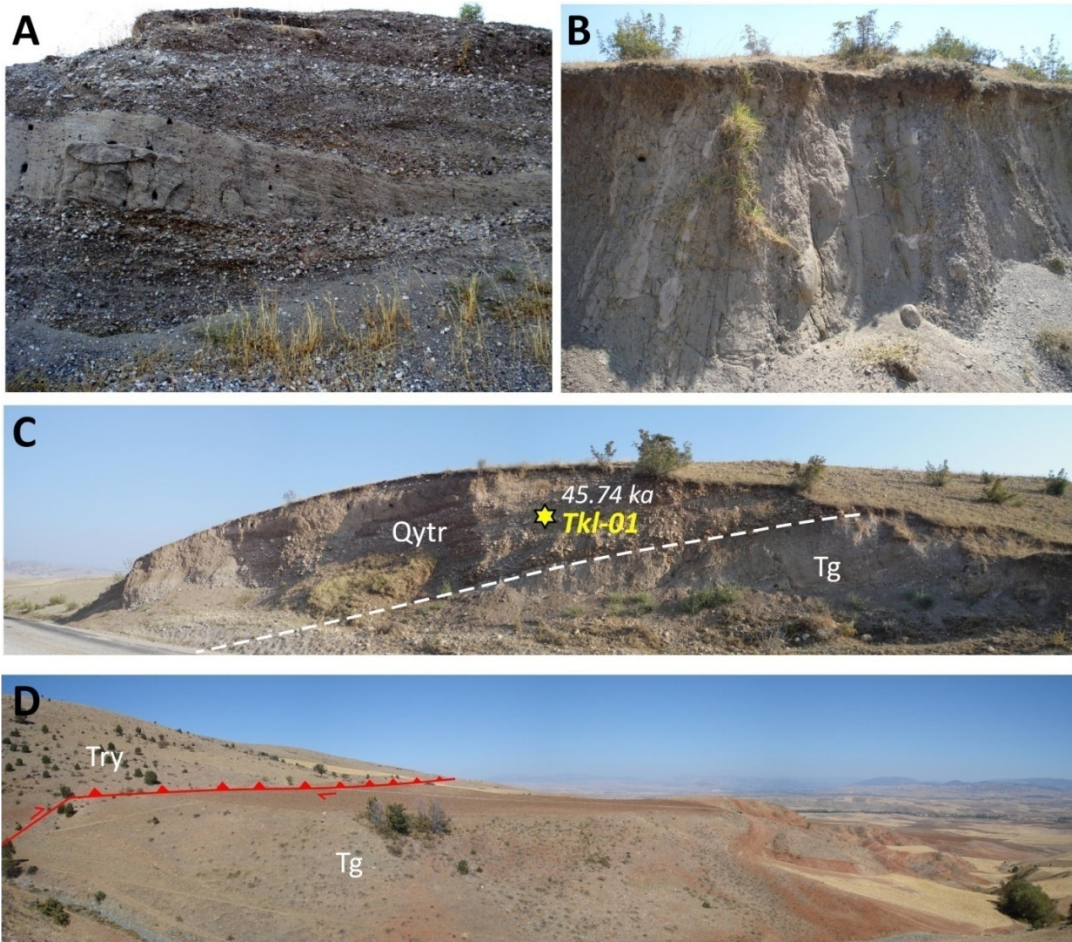


Şekil 2.61 : Geldingen Ovası'nın jeoloji haritası

Geldingen formasyonu (Tg)

Geldingen formasyonu, güncel ovayı batıdan sınırlayan ve kuzeyde Doğantepe, güneyde de Bektemür Köyü'ne kadar uzanan topografik bir yükselim olarak gözlenir. Birime ait mostralar sadece yol ve kum ocağı yarmalarında yüzlek vermektedir. Doğantepe Köyü'ndeki mostralarda birimi oluşturan akarsulara ait kanal çökelleri gözlenir (Şekil 2.62/A) ve kuzeydoğusundan doğrultu atımlı bir fayla sınırlanmaktadır. Formasyona Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşını veren kemirgene ait diş, Toklucak Köyü çevresinde ince kum ve çakıllı seviyeler arasında kalan bir makaslama zonu içerisindeki masif killerde bulunmuştur. Birimin temel ile uyumsuz ilişkisi Kaleboğazi Köyü çevresinde gözlenmektedir. Burada Geldingen

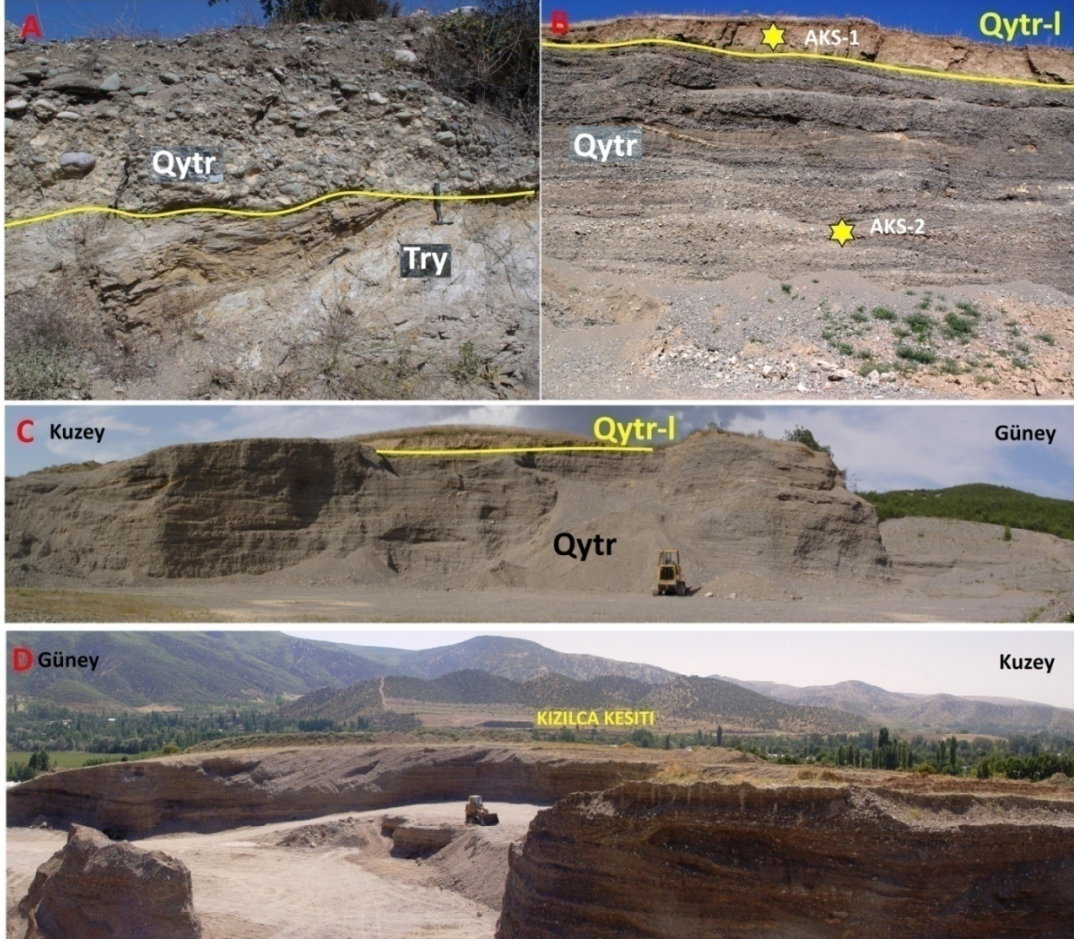
formasyonunun tabanını oluşturan yuvarlaklaşmış kaba çakıllı seviyeler Yeşılırmak metamorfiti içerisinde yer alan mermer bloklarının üzerine uyumsuz olarak yerleşmiştir. Gökdere Köyü güneybatısında ise Sungurlu Fayı KD-GB yönelimli Karadağ yükselimini güneyden denetlemekte ve metamorfik temelin Geldingen formasyonu üzerine bindirmesini sağlamaktadır (Şekil 2.62/D). Birim üstte Geç Pleyistosen yaşlı teras çökelleri ile uyumsuz olarak örtülür (Şekil 2.62/C). Birime ait tabakalar kuzey ve orta kesimlerdeki mostralarda yataya yakın iken güneyde özellikle Bektemur Köyü çevresindeki mostralarında düşeye yakın derecelerde eğimlenmiş olarak gözlenir (Şekil 2.62/B). Bu durum birim içi fasiyes ilişkilerinin kurulmasını güçleştirmektedir.



Şekil 2.62 : Geldingen formasyonunun Geldingen Ovası'ndaki özellikleri. Şekil açıklamaları için metine bakınız

Yeşılırmak Drenaj Sistemi Terasları (Qytr)

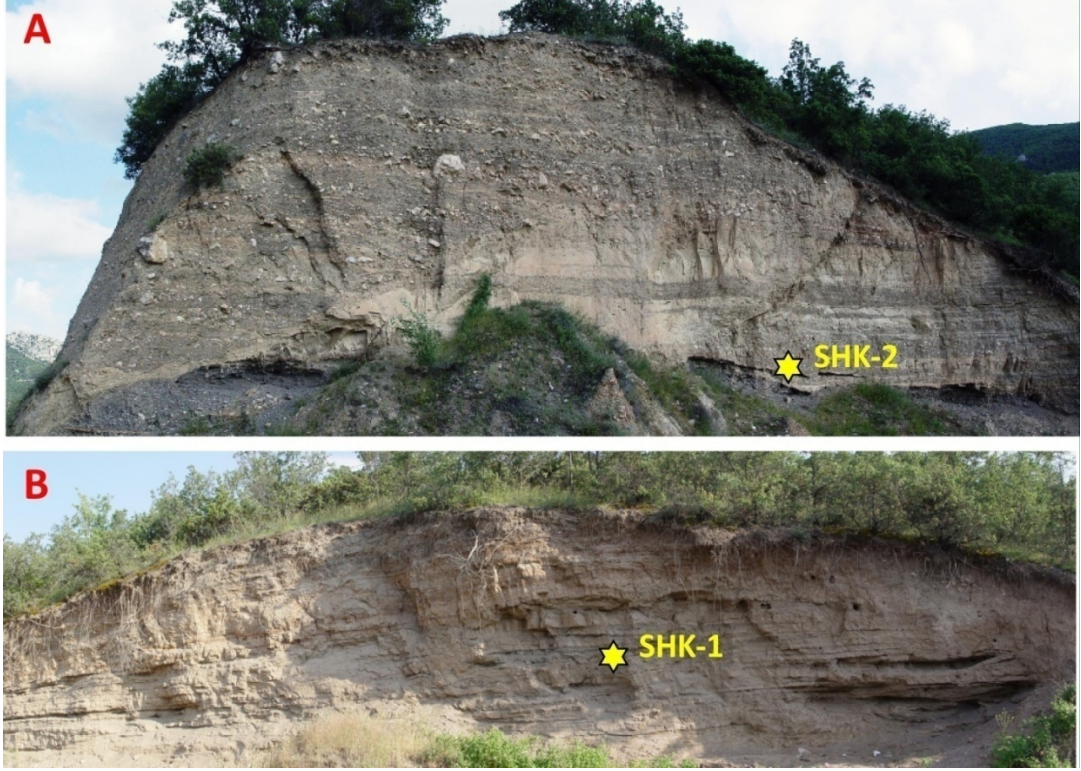
Geldingen Ovası içerisinde Yeşılırmak drenaj sistemine ait 4 önemli akarsu birleşmektedir. Bu akarsulardan Yeşılırmak, Çekerek ve Çorum çaylarına ait teras seviyeleri havza kenarlarında ve vadi yamaçlarında korunmuştur (Şekil 2.63). Yatak



Şekil 2.64 : Aksalur kesitinin görünümü: A) Triyas yaşlı metamorfitle olan ilişkisi, B) Yatak yükü ve kum barı çökellerini (Qtr) örten lös seviyesi (QtrI) C) Kesitin doğuya doğru görünümü, D) kesitin tepe noktasından batıya bakış ve Kızılca kesitinin konumu. OSL örnek yerleri yıldızla işaretlenmiştir.

o *Şahinkaya Kesiti*

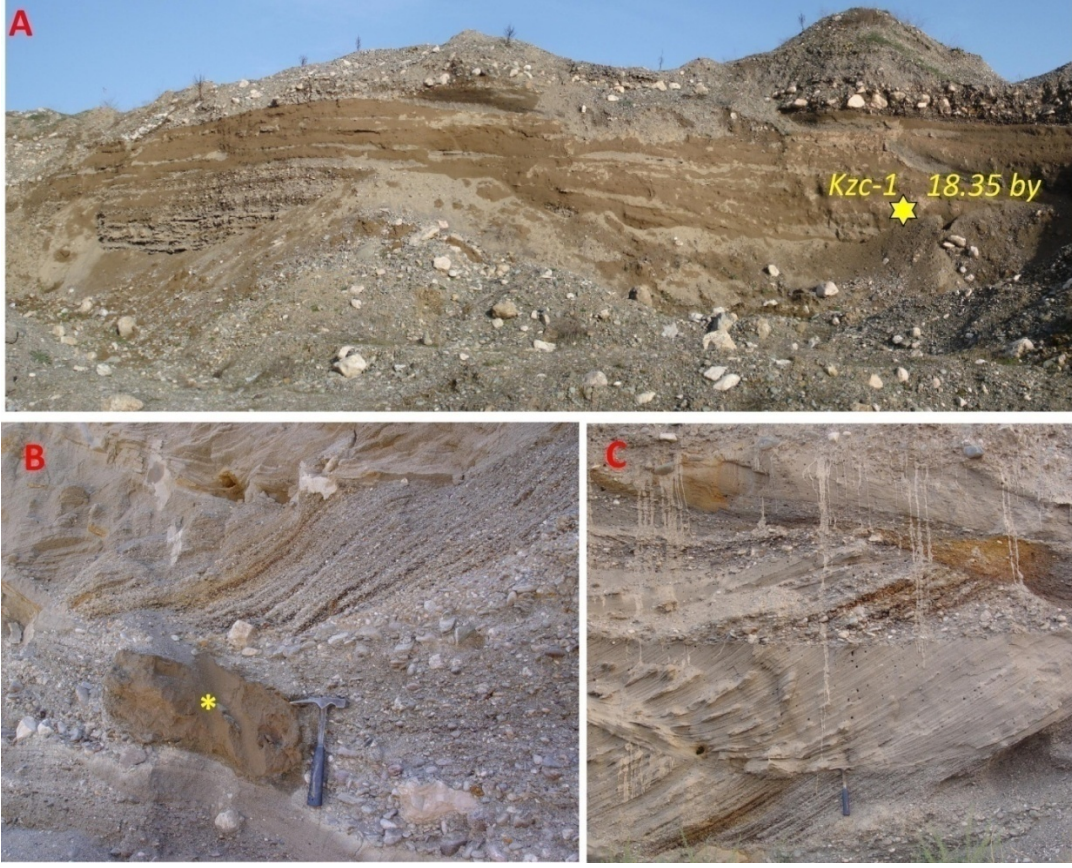
İlk teras seviyesinin vadinin batı yakasındaki karşılığı 425 m kotunda başlamaktadır ve 460 metre yüksekliğe kadar yatak yükü çökelleri ile paralel tabakalı ince kum seviyeleri ardalanması olarak gözlenir (Şekli 2.65). Taşkın ovasına ait olan ince taneli seviyeler büyük ihtimalle terasın en üst kotuna, akış rejiminin düşük enerjili olduğu seviyelere karşılık gelmektedir. Şahinkaya kesitinden elde edilen en üst yaş, 450 metre kotu için ~35 By'dır ve ilk teras sisteminin aşınmaya başladığı dönemin öncesini işaret etmektedir.



Şekil 2.65 : Şahinkaya kesitinin görünümü. OSL örnek noktaları yıldızla işaretlenmiştir

o *Kızılca Kesiti*

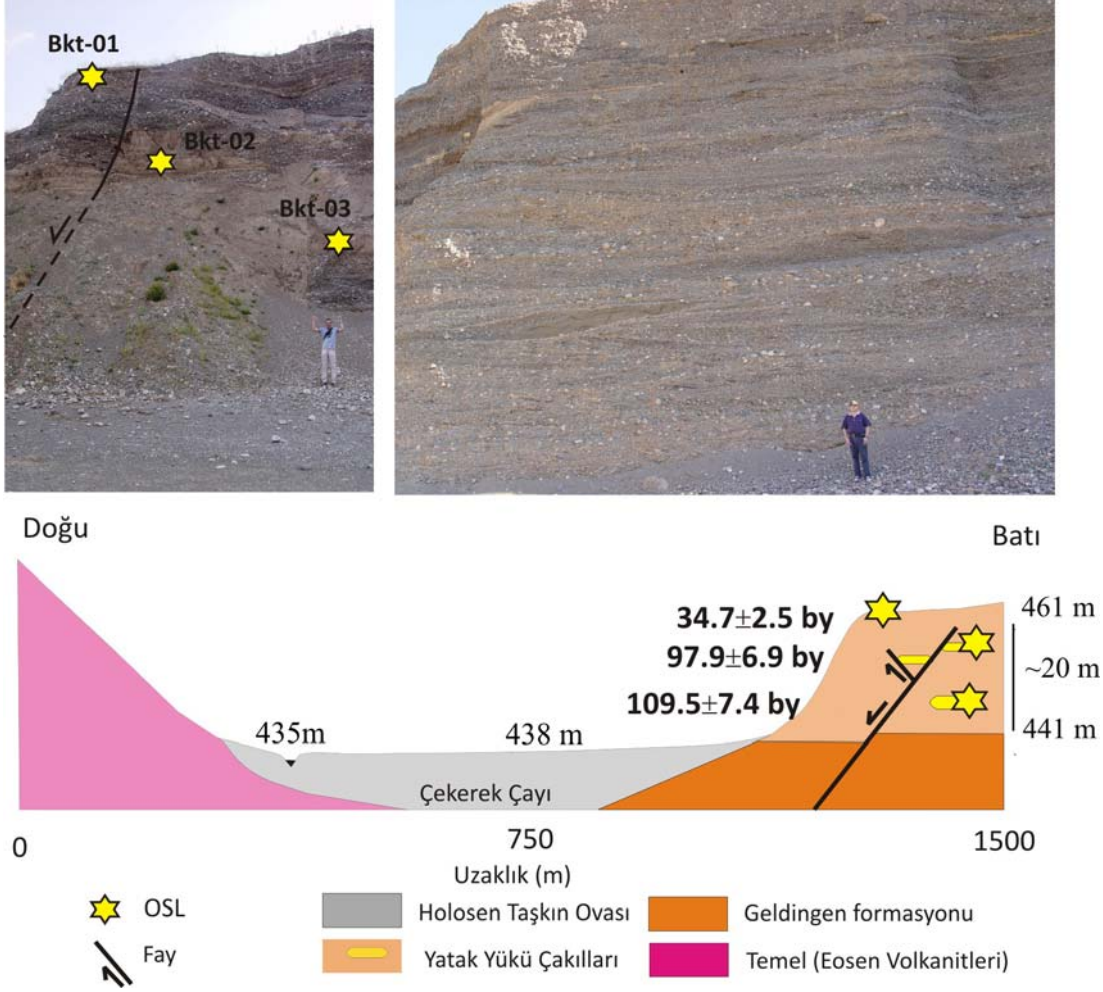
Yeşilırmak Boğazı'nın batısında yer alan Kızılca kum ocağı, teras sisteminin genç seviyesine karşılık gelmektedir. Tabanı gözlenemeyen bu seviyenin üst kotu günümüz taşkın ovasından 15-20 metre yukarıda 420 metrede yer alır. Oldukça geniş ve yer yer 15 metreye ulaşabilen kesit içerisinde, yan kanallarla kesilen yatay tabakalı ince siltli kumlu seviyeler (Şekil 2.66/A) ile kaotik yatak yükü çökelleri içerisinde merccekler halinde büyük ölçekli çapraz tabakalanma gösteren kum barları yaygın olarak bulunmaktadır (Şekil 2.66/C). Kesit tabanına doğru memeli fosil kalıntıları da gözlenmiştir. Kesit içerisinde üst kotlardaki teras depolarından (akarsu banklarından) koparak yeniden depolanan ~50 cm uzunluğunda çimentolanmamış ince kumlu köşeli bloklar depolanma sürecinde iklimin çok soğuk olduğunun göstergesidir (Şekil 2.66/B). Kesitin orta seviyesinden alınan OSL numuneleri~18 By yaşındadır. Böylelikle bölgede ~35 By önce başlayan şiddetli akarsu aşındırmasının ~20-17 By aralığında durakladığı ve hızla Kızılca çökellerini depoladığı öngörülmüştür. Bu teras seviyesi, buzul çağının bitişinden itibaren kazılmış ve boğazın günümüz yatağı oluşmuştur.



Şekil 2.66 : Kızılca kesitinin özellikleri: A) Yatak yükü ve paralel laminalı kum çökelleri ve OSL örnek noktası, B) İlksel yerinden koparak yeniden depolanan donmuş bir kum küpü (*), C) Büyük ölçekli çapraz laminalanma gösteren kum barı çökeli

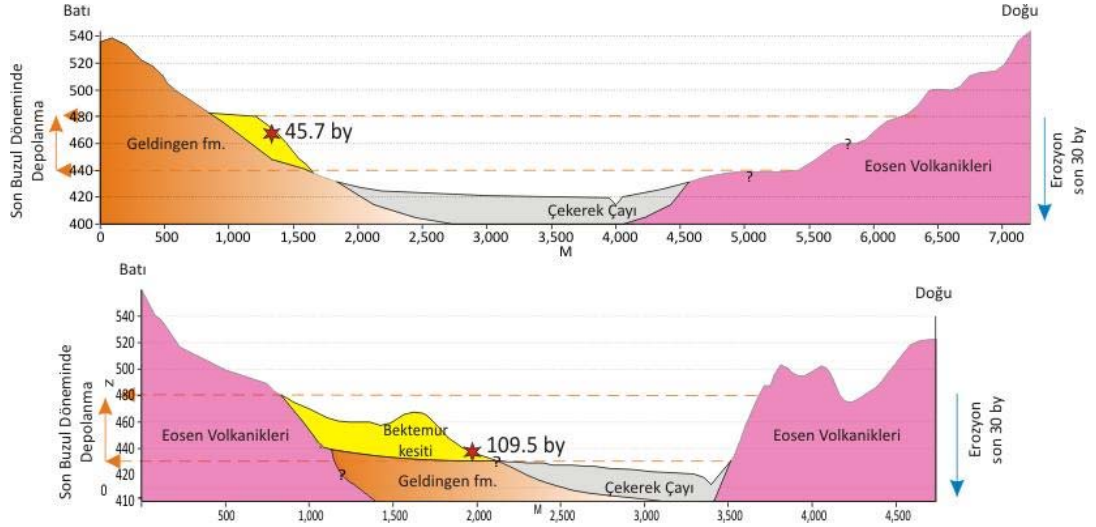
Yeşilırmak terasları, son buzul çağı içerisinde 2 farklı depolanma ve devamındaki aşınma dönemlerinde gelişmiştir. İlk teras seviyesi 430-450 metre arasında izlenmektedir ve 50-35 By aralığında; ikinci teras seviyesi ise 410-420 metre aralığında 20-17 By aralığında depolanmıştır (Şekil 2.67). Aksalur lös çökeli ikinci dönemin son derece kurak olduğunu göstermektedir.

Son aşınma dönemiyle beraber akarsuyun boğaz içerisindeki taban seviyesi Geldingen Ovası'nın taban seviyesi ile eşitlenmiştir. Bu nedenle günümüzde Yeşilırmak Şahinkaya Boğazı'nda mendereslenerek akmaktadır (Şekil 2.63).



Şekil 2.68 : Bektemur teraslarının arazi görünümü ve yükseklik profili üzerindeki

Çekerek teraslarının havzanın genç temeli ile olan üst ilişkisi Atabey çiftliği civarında 480 metre kotunda gözlenmektedir. Bu seviyenin yaşı yaklaşık 45 binyıldır ve teras depolanmasının son dönemine işaret etmektedir (Şekil 2.69). Çekerek çayının son buzul çağı içerisinde ~430-480 metre arasında çökel depolandığı, son ~30-35 By önce başlayan yağışlı dönemi takiben bu çökelleri aşındırarak günümüz şekline kavuştuğu düşünülmektedir.

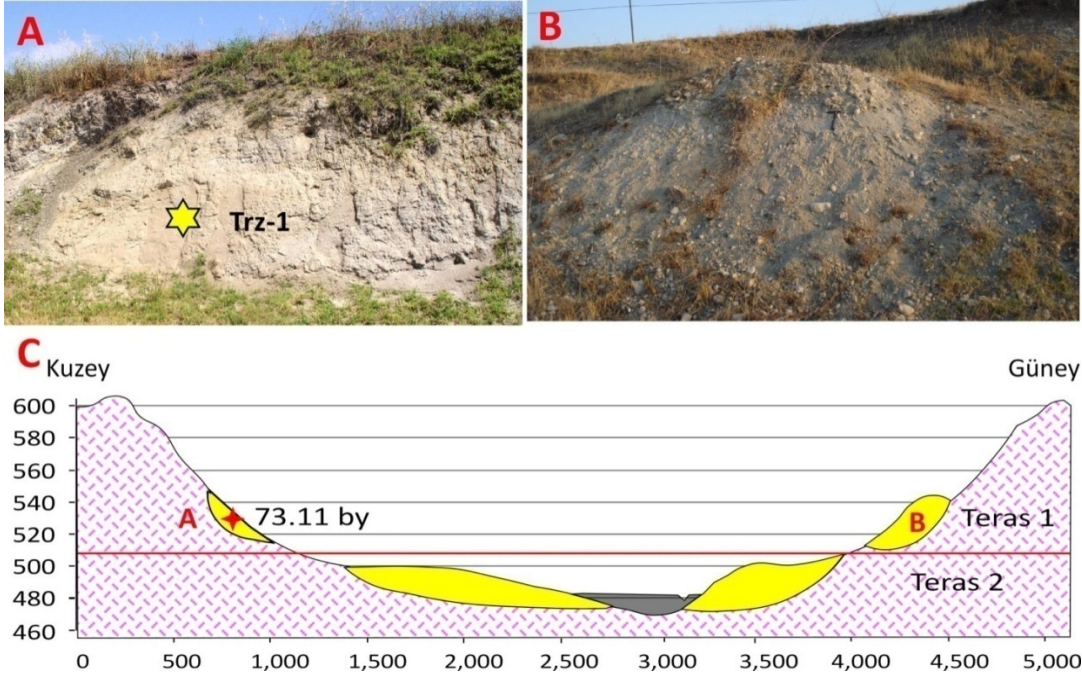


Şekil 2.69 : Geldingen Ovası'nın güneyinden alınan bir D-B profilinde farklı teras seviyelerinin konumları, soru işaretli (?) kısımlar doğu yakada bulunan aşınmalı teras seviyelerini işaret etmektedir.

o *Gediksaray Terasları*

Gediksaray terasları, genişliği 3500 metreyi bulan Terziköy Ovası'nın kuzey ve güney yamaçlarında sınırlı yol yarmalarında yüzlek veren iki aşamalı bir teras sistemidir (Şekil 2.70/C). İlk seviyenin tabanı 505 metre kotunda Eosen yaşlı volkanik temel üzerine yuvarlak kaba çakıl boylu yatak yükü çökelleri (Şekil 2.70/B) ile başlar ve üstte 540 metre seviyesine kadar ulaşır. Sadece kuzey kesimde gözlenen paralel tabakalı, çimentolu, siltli ince kum seviyesinden yapılan OSL yaşlandırması (Trz-01 ve Trz-02) sonucu 425 m. kotuna ait çökelmenin günümüzden ~70 By önce gerçekleştiği anlaşılmıştır (Şekil 2.70/A). İkinci teras seviyesinin üst kotu 500 metre olup, geniş bir düzlük oluşturur. İlk teras seviyesi ile arasında ~5 metrelik bir aşınma bulunan bu seviyenin tabanı gözlenmemiştir. Gediksaray Deresi'nin günümüz taşkın ovasının üst kotu 480 metre ve genişliği yaklaşık 500 metredir.

Gediksaray teraslarının konumu ve yaşları, Geldingen Ovası'ndaki Yeşilırmak drenaj sistemi üzerinde oluşan diğer teraslarla uyumsuz durmaktadır. Bunun nedeni ana bir akarsu hattının üzerinde olmaması nedeniyle iklimsel değişiklere diğerleri kadar hızlı uyum sağlayamamasıdır. Bununla birlikte Terziköy Çayı'nın bağlandığı Çekerek Çayı vadisi bu teras sistemi için kaide seviyesini oluşturmuştur. Bu nedenle Gediksaray terasları Çekerek teraslarına dahil edilmiştir.



Şekil 2.70 : Gediksaray teras sistemine ait kesitlerin arazi görünümü (A,B) ve yükseklik profili üzerindeki konumları (C)

Yeşilırmak teras sistemlerinin yorumlanması

Yeşilırmak drenaj alanı içerisinde bulgularanan terasların özellikleri, bölge için iklim değişiklikleri ve buna akarsuların cevabı anlamında önemli bir sonucu ve tartışmayı beraberinde getirmektedir. Geldingen Ovası'nın doğu ve batı kesiminde yüzlek veren teras sistemleri, bir aşınma dönemini takiben akarsu sisteminin enerjisinin düşmesi ve taşıdığı çökeli ova girişindeki boğazlara depolaması ile gelişmiştir. Kurak iklim koşullarını yansıtan bu dönemin ardından gelen yağışlı dönem içerisinde akarsular debilerinin artması sonucu bu depoların kazılması ile teras oluşumu gerçekleşmektedir. Yeşilırmak drenaj sistemi içerisinde Son Buzul Dönemi-günümüz aralığında gerçekleşmiş 5 teras oluşum (depolanma ve kazılma) dönemi bulgulanmıştır (Şekil 2.71). Bu terasların depolanma ve kazılma yaşları, Akdeniz Havzasındaki diğer akarsuların terasları ile uyum içerisinde (Macklin ve diğ., 2002; Şekil 2.72)

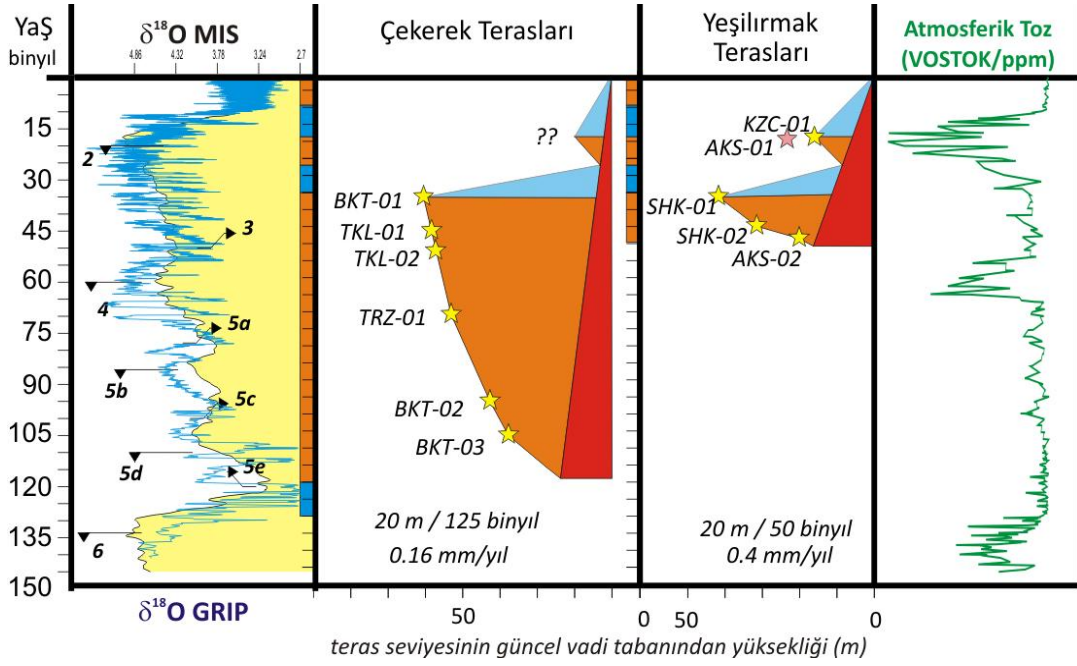
- Geç Buzul Çağı Depolanma Dönemi (~120-30 by)

Geç Pleyistosen içerisinde Doğu Akdeniz ve Anadolu'da gerçekleştirilen çalışmalarla (Konya Gölü / İç Anadolu, Kuzucuoğlu ve diğ., 1999; Soreq Mağarası / Kudüs, Bar-Matthews ve diğ., 1997; Lisan Gölü / Ürdün Vadisi, Machlus vd, 2000; Van Gölü / Doğu Anadolu, Kuzucuoğlu ve diğ., 2009) Son Buzul Çağı'ndan

günümüze kadar geçen süre içerisindeki iklimsel özellikler (kurak ve ılıman iklim dönemleri) tanımlanmıştır. Soreq Mağarası (Kudüs, İsrail) speleothem kayıtlarına göre (Bar-Matthews vd, 1997) bölge, 128-120 By önce gerçekleşen yağışlı bir dönemi (son buzul arası, MIS-5e) takiben son buzul çağına girmiştir. Bu zaman aralığı, kısa süreli istisnalar dışında (80-75 By, 48-46 By, 36-33 By yağışlı dönemleri) uzun süreli, soğuk ve kurak bir döneme karşılık gelmektedir. Ürdün Vadisi'ndeki Lisan Gölü'nün seviyesi bu dönem içerisinde ~56-35 By aralığında sürekli düşmüştür.

Bu zaman aralığı, Geldingen Ovası'nda depolanmalı bir döneme karşılık gelmektedir. Batı kesiminde Çekerek Çayı kontrolünde (~120 By'dan başlayarak) depolanmanın batıda ovanın genç temeli olan Geldingen formasyonu üzerine ~425 kotunda başladığı ve yamaçlarda 480 metreye kadar çıktığı gözlenmiştir (~55 metre), doğu kesiminde ise Yeşilırmak kontrolünde (~50 By'dan başlayarak) yine bir aşınma dönemini takiben metamorfik temel üzerine 425 metre kotunda depolanma başlamış ve 460 metreye kadar ~35-40 metre kalınlığında, çoğunlukla kaba taneli yatak yükünden oluşan akarsu çökeli depolanmıştır. Depolanma, sürekli ve düzenli olarak yaklaşık 35-30 By öncesine kadar devam ettikten sonra bölgesel bir aşınma dönemi sonucunda kazılmıştır.

Benzer akarsu terasları, inceleme alanının güneybatısında yer alan geniş bir düzlük olan Kazova'nın doğu kesiminde güncel Yeşilırmak seviyesinden 40 metre yukarıda gözlenmiştir (Bozkurt, 1990). Şahinkaya teraslarının oluşumundaki gecikmenin, Kazova'nın 125-50 By arasında Yeşilırmak çökelleri için baraj (sediment trap) vazifesi görmesi nedeni olduğu düşünülmektedir. Çekerek Çayı'nın su toplama alanında ise benzer bir ova bulunmaması nedeniyle Buzul Çağı'nın başlangıcı ile teras gelişimi eşzamanlı gerçekleşmiştir.



Şekil 2.71 : Geldingen Ovası teraslarının sistematik modellenmesi ve küresel iklim kayıtları (MIS, GRIP ve VOSTOK) ile korelasyonu. Mavi bölgeler aşınma, kavuniçi bölgeler ise depolanma dönemlerine karşılık gelmektedir. Yıldızlar OSL örnek konumlarını göstermekte, soru işaretli depolanmalı alan ise Gediksaray terasındaki yaşlandırılmamış ikinci teras seviyesine işaret etmektedir.

- Geç Buzul Çağı Sonu Kazılma Dönemi (30 -20 By)

Yeşilırmak teras sistemi 30-20 By aralığında bölgesel olarak kazılmıştır. Bu kazılma, Son Buzul Çağı içerisinde akarsuların debisinin belirgin olarak arttığı ılıman ve yağışlı bir iklim rejimine karşılık gelmelidir. Bu dönemin literatürde başlangıcı, Lisan Gölü (~35 By) ve Konya Gölü (~29 By) seviyesindeki yükselme ile tanımlanmıştır. Buna ek olarak 26-20.5 By öncesinde Anadolu gölleri en yüksek seviyelerine ulaşmıştır. Benzer kazılma dönemleri Akdeniz Havzası çevresindeki diğer akarsuların teras depolarında da gözlenmiştir (Macklin ve diğ., 2002; Şekil 2.72). Kazılma, günümüz taşkın ovası tavan seviyesi olan ~410-420 metreye kadar hızla gerçekleşmiş ve kenarlarda eski teras çökellerinin asılı kalması ile sonuçlanmıştır. Vadi kenarında ise Aksalur lös deposunun üzerine yerleştiği 450 metre kotundaki teras düzlüğü korunmuştur. Aksalur kesitindeki çok ince taneli, homejen silt boylu tanelerden oluşan lös çökeli, ~18 By önce akarsu seviyesininin ulaşmadığı korunaklı bir seviyeyi fosilleştirmiştir.

- Geç Buzul Maksimum Depolanma Dönemi (20-15? By)

Bu döneme dair literatürdeki iklimsel kayıtlar daha yüksek detay içermektedir (ör: Robinson ve diğ., 2006). Anadolu'da Kapadokya'da kurak dönemin başlangıcı (Jones ve diğ., 2007) ile Konya Gölü'nün yok olmasıyla (Fontugne ve diğ., 2009) ifade olan bu kurak dönem içerisinde Yeşilırmak (Şahinkaya Boğazı) ve Gediksaray teras sistemleri içerisinde gözlenen ~20 metre kalınlığındaki ikincil teras depoları oluşmuştur. Kızılca terası içerisinde bulunan donmuş kum küpleri (Şekil 2.66/B) ve Aksalur lös çökelleri (Şekil 2.64/B), bu dönemde bölgede yeniden soğuk ve oldukça kurak iklim koşullarının egemen olduğunu göstermektedir.

- Erken Holosen Kazılma Dönemi (15-13 By ?)

Bu dönem içerisinde Yeşilırmak Vadisi 400 metre kotuna kadar kazılmıştır. Yağışlı bir döneme karşılık gelmesi gereken bu dönemin karşılığının küresel kayıtlarda 15-13 By önce gerçekleştiği öngörülen ve küresel deniz seviyesinin ~100 metre yükseldiği sıcak ve nemli Bølling- Allerød dönemleri (Robinson ve diğ., 2006) olduğu öngörülmüştür.

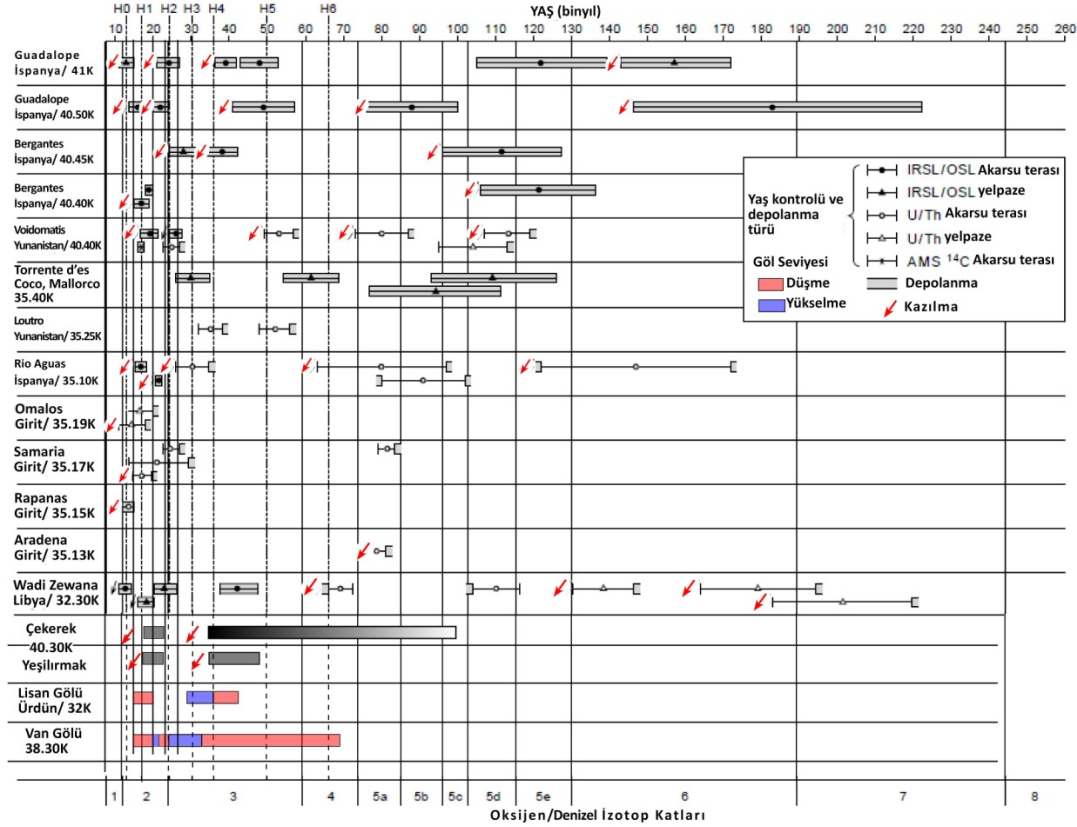
- Holosen depolanma dönemi (10-0 By ?)

Bu depolanma dönemi içerisinde Şahinkaya Boğazı'ndaki 400-410 metre kotundaki güncel taşkın ovasını oluşturan çökeller depolanmıştır. Böylelikle boğaz tabanı ile Geldingen Ovası'nın tabanının eşitlenmesiyle Yeşilırmak günümüzdeki menderesli akışına başlamıştır. Bu depolanma süreci büyük ihtimalle Younger dryas soğuk dönemi ile başlamış ve Holosen iklimi içerisinde de vadi günümüz dengesine ulaşmıştır.

Yeşilırmak drenaj sistemi İç Anadolu ile Karadeniz iklim kuşağı arasında yer almaktadır ve literatürdeki kaynaklardan bu özelliğiyle ayrılmaktadır. Bu farklılık nedeniyle karşılaşılan korelasyon problemleri halen devam eden Karadeniz iklimine yönelik detaylı iklim çalışmalarının sonuçlanmasıyla çözülebilecektir (ör: Fleitmann ve diğ., 2009).

Yeşilırmak dreanj alanı içerisinde bulunan terasların özellikleri, bölge için iklim değişiklikleri ve buna akarsuların cevabı anlamında önemli bir sonucu ve tartışmayı beraberinde getirmektedir. Bu problem Yeşilırmak boyunca gözlenen depolanmalı ve aşınmalı terasların tarihlendirilmesi ile çözülebilir.

Bu senaryoya göre, Geldingen Ovası'nda MIS 5e'de başlayarak yaklaşık MIS 2'ye kadar devan eden depolanmalı ve MIS 2'den itibaren de aşınmalı bir dönem içerisinde ilk teras seviyesi oluşmuştur. İkinci teras seviyeleri ise Geç Buzul Maksimum döneminde (LGM, Late Glacial Maximum) başlayan kurak dönemde depolanmış ve devamında gözlenen yağışlı dönemde aşınmıştır.



Şekil 2.72 : Yeşilirmak teras sisteminin Avrupa'da bulgulanmış teraslar (Macklin ve diğ., 2002) ve Lisan (Machlus ve diğ., 2000) ve Van (Kuzucuoğlu ve diğ., 2009) gölleri ile korelasyonu

Geldingen Ovası, tektonik kontrollü açılan bir depolanma ortamıdır. Tümüyle iklim kontrolünde kurgulanan bu senaryo içerisinde tektonizmanın etkisini ayırtlamak güç olsa da ilk depolanma döneminin tabanı ile günümüz taşkın ovası düzlüğü arasındaki ~25 metrelik kot farkının ova güney sınırının aktif yükselmesi ile açıklanabilir. Bu yükselmenin/çökmenin hızı, 0.16-0.4 mm/yıl arasında değişmektedir.

Geldingen Ovası'nın güncel dolgusunun özellikleri

Geldingen Ovası'nın aktif kısmı doğu kesiminde Şahinkaya Boğazı'ndan batıda Gözlek Kaplıcası'na kadar olan kesimdir. Bu bölgede ova, BKB-DKD doğrultulu Deliçay segmentinin kuzeye sıçramasıyla güneyinde normal fayla sınırlı tipik bir

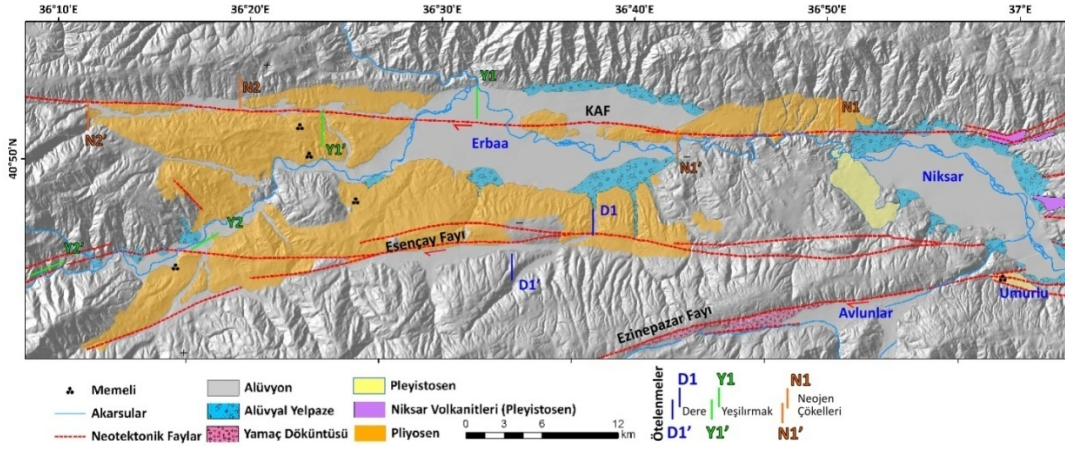
çek-ayır havza olarak çökmektedir. Gözlek Kaplıcası ve hidrojeoloji amaçlı yapılan sondajlarda havzanın günümüz akarsu kontrollü şekillenen yüzey geometrisinden farklı olarak oldukça dar (~2-3 km) olduğu anlaşılmıştır. Bu kesimde açılan sondajların ortalama derinliği 200 metreden fazladır ve havza tabanına ulaşmamaktadır. Bununla birlikte gerçekleştirilen sismik kesitlerde temel üzerine gelen kırıntılı birimin kalınlığının ≥ 400 metre olduğu öngörülmüştür (Akıncı ve diğ., 1991). Bu çökelin belirli bir miktarının Geldingen formasyonuna ait olması gerekmektedir. Böylelikle teras sistemlerinden elde edilen yükselme/çökme hızından (en çok 0.4 mm/yıl) ovanın en çok ~1 milyon yıl içerisinde oluşmaya başladığı düşünülmektedir.

2.2.4. Kuzey Anadolu Makaslama Zonu Havzalarının Özellikleri

Bu tez çalışmasının kapsamı dışında kalmakla birlikte AMZ'nu sınırlayan Kuzey Anadolu Fayı (KAF) üzerinde gelişmiş havzaların özellikleri, AMZ'nun oluşumunu denetleyen Suluova ve Ezinepazar-Sungurlu fay sistemlerinin evriminin anlaşılması için önem arz etmektedir. Bu nedenle, KAF üzerinde yer alan doğudan batıya doğru Niksar, Taşova-Erbaa ve Havza havzaları önceki çalışmalar ışığında tanıtılacaktır.

2.2.4.1. Taşova-Erbaa ve Niksar Havzaları

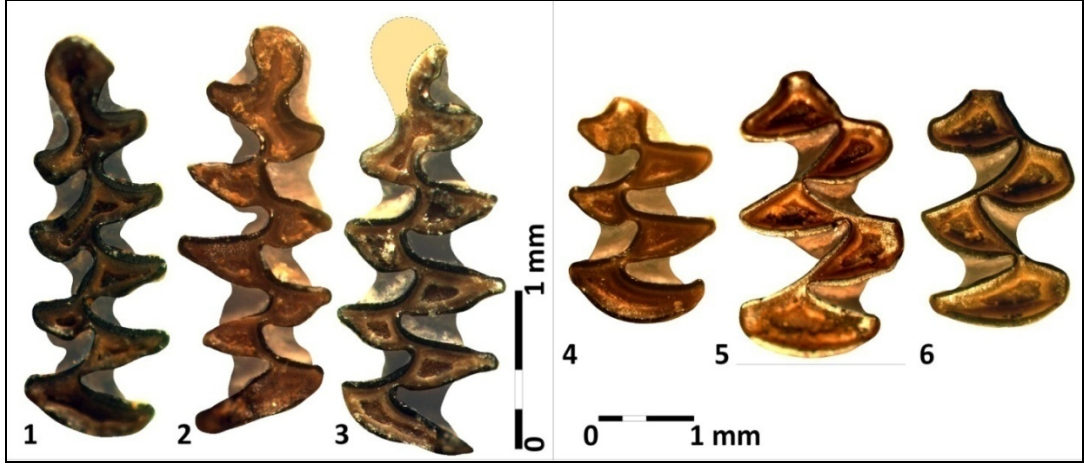
AMZ'nun kuzeydoğu kesiminde yer alan Taşova-Erbaa ve Niksar havzaları, Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) üzerinde gelişmiş önemli depresyon alanlarıdır. Günümüzde KAF Anakol tarafından gençleştirilen bu çöküntü alanı, birbirine Kelkit Çayı ile bağlanan, iki farklı zaman içerisinde gelişmiş doğuda Niksar ve batıda ise Taşova-Erbaa havzalarından oluşmaktadır (Şekil 2.73). Bölgenin Neotektonik Dönem evrimi, çökelen birimleri stratigrafisi ve yaşlandırması (Irritz, 1972; Barka, 1985; Aktimur ve diğ., 1992; Ünay ve de Brujin, 1998; Barka ve diğ., 2000; Suata-Alpaslan, 2003), aktif faylanma ile ilişkileri ve kinematik özellikleri (Tatar, 1996; Barka ve diğ., 2000) ile Niksar çevresinde yüzlek veren genç volkanitlerin özellikleri (Tatar ve diğ., 1995 ve 2007) üzerine gerçekleştirilen çalışmalarla büyük oranda aydınlatılmıştır.



Şekil 2.73 : Niksar ve Taşova-Erbaa havzalarının *Lambert konik projeksiyon* kullanılarak hazırlanan Neojen jeoloji haritası (Herece ve Akay, 2003; Tatar ve diğ., 2007) ve Neotektonik Dönem fayları (N-N' havzanın Pliyosen çökellerinde, Y-Y' Yeşilirmak üzerinde, D-D' ise derelerde gözlenen ötelenmeleri göstermektedir).

Niksar Havzası

Niksar Havzası, KAF (1942 yüzey kırığı), Esençay Fayı (EsF) ve Ezinepazar Fayı (EzF, 1939 depremi yüzey kırığı) arasındaki geometrik farklılıklar sonucu açılan 3 parçalı bir çek-ayır havza özelliğindedir (Bölüm 4.1, Şekil 4.3). Bu parçalardan en büyüğü olan Niksar Havzası, 12 km uzunluk ve 8 km genişliğe sahip, gevşek *Z* geometrisinde (Mann ve diğ., 1983) ideal bir çek-ayır havzadır. Havzanın sınırlarının dışında doğu ve kuzey kesiminde, Orta Pleyistosen (K-Ar, 568 ± 3 ile 461 ± 7 By, Tatar ve diğ., 2007) yaşlı alkalın volkanitler yüzlek vermektedir. Birimin jeokimyasal özellikleri, volkanizmanın KAF ile ilişkili yerel genişleme sonucu geliştiği yönünde yorumlanmıştır (Tatar ve diğ., 2007). Niksar Havzası'nın çökel birimleri, çok sınırlı olarak Kelkit Çayı çevresinde yüzlek veren akarsu çökelleri ve havza kenarlarında yaygın olarak bulunan alüvyal yelpazelerdir. Havzanın derinliği üzerine bir çalışma bulunmamaktadır. Bununla birlikte bu çalışma kapsamında Niksar Havzası'nın güneyinde EzF'nin sağa büküm yaparak küçük bir depolanmalı alan oluşturduğu Umurlu Köyü çevresinde, aşırı makaslanmış bir çökel paketi içerisinde *Microtus arvalis* (Pallas, 1778) molarları elde edilmiştir (Şekil 2.74). Bu kemirgen, en çok Orta Pleyistosen (Toringiyen, 0.7 My) yaşlıdır (Sala ve Masini, 2007) ve Niksar Havzası'nın ve EzF'nin oluşumunu zamansal olarak sınırlamaktadır.



Şekil 2.74 : Umurlu Köyü yakınlarında bulunan *Microtus arvalis* (Pallas, 1778) kemirgenine ait M_1 (1-3); M_2 (4), M^1 (5), M^2 (6) molarların taç görünümleri

Taşova-Erbaa Havzası

Taşova-Erbaa Havzası, EsF ve KAF Anakol arasındaki sıçrama sonucu Paleozoyik yaşlı metamorfit, Mesozoyik yaşlı kırıntılı ve Eosen yaşlı volkanitler içerisinde açılmıştır. Havzanın uzunluğu 60 km, genişliği ise 15 km'ye ulaşır. Havzanın çökel paketleri, Çerkeş formasyonu altında toplanmıştır (Aktimur ve diğ., 1992). Çerkeş formasyonunun tabanında havzanın güney kesiminde yüzlek veren kırıntılı ve gölsel bir istif bulunmaktadır. Alt Pontus formasyonu (Barka, 1985) olarak da tanımlanan bu seviyenin yaşı, polen (Irrlitz, 1972), memeli (Ünay ve de Brujin, 1998; Şekil 2.75) ve *Margaritifera* (*Pseudodunio*), *Dreissena* cf. *Rumana* S. Stef omurgasız gölsel fosilleri (Barka ve diğ., 2000) ile Erken Pliyosen (Russiniyen, MN15) olarak belirlenmiştir. Bu bulgular, havzanın oluşum yaşını sınırlandırmaktadır.

Havzanın kuzeydoğu kesimi alüvyal yelpaze çökelleri ile karakterize olur (Barka ve diğ., 2000). Bu çökel paketleri içerisinde derlenen paleoakıntı yönleri, beslenmenin havzanın kuzeyinde yer alan Canik Dağları'ndan kaynaklandığını göstermektedir (Barka ve diğ., 2000). Havzanın güney ve güneybatı kesiminde (Taşova-Erbaa) ise gölsel birimleri uyumsuzlukla örten örgülü akarsu ve yelpaze çökelleri gözlenmiştir (Barka ve diğ., 2000). İstifin üst seviyelerinde elde edilen *Bovidae Ovis* makro memeli bulgusu (Saraç, 2003) Geç Pliyosen-Erken Pleyistosen olarak tarihlenmiştir. Bu bulgulara dayanılarak Çerkeş formasyonu Alt Pliyosen-Alt Pleyistosen aralığında Taşova-Erbaa Havzasının oluşumuyla eş yaşlı olarak bu dönem içerisinde depolanmıştır.

HAVZA	Gözlem Noktası	Takım	YAŞ	Referans	Cins	Tür
TAŞOVA-ERBAA	TAŞOVA	Rodenti a	MN15	Ünay ve de Brujin, 1998	<i>Mimomys</i>	sp.
					<i>Apodemus</i>	<i>Dominans</i>
					<i>Rhagapodemus</i>	<i>Frequens</i>
					<i>Apodemus</i>	cf. <i>atavus</i>
					<i>Hylopetes</i>	<i>Hungaricus</i>
					<i>Sciurus</i>	cf. <i>wartae</i>
					<i>Mymimus</i>	div. sp.
					<i>Dryomys</i>	sp.
					<i>Glirulus</i>	cf. <i>pusilius</i>
					<i>Glis</i>	<i>minor</i>
					<i>Pliospalax</i>	sp.
					<i>Ochotonoides</i>	cf. <i>ortalicensis</i>
					<i>Talpidae</i>	Indet.
					<i>Soricidae</i>	Indet.

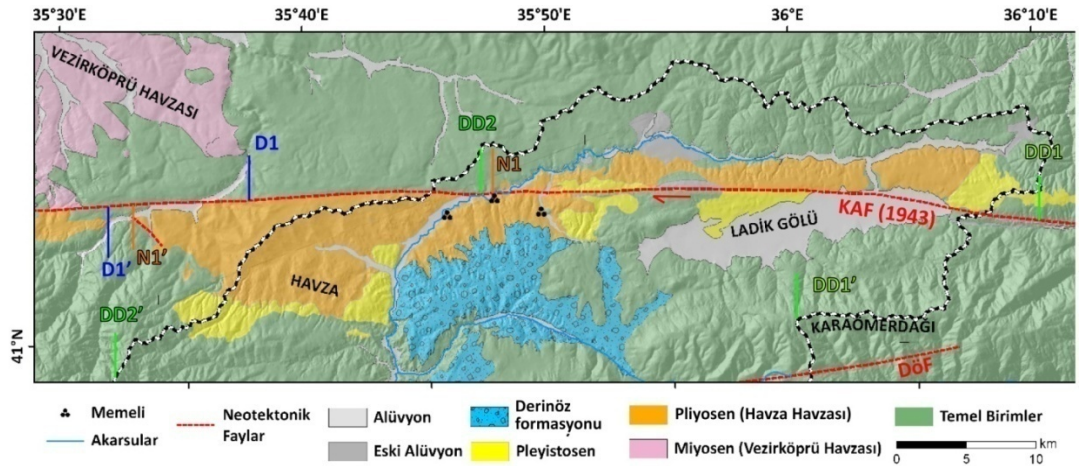
Şekil 2.75 : Taşova-Erbaa Havzası içerisindeki mikro memeli faunası (Ünay ve de Brujin, 1998'den düzenlenerek)

Orta Pleyistosen'den itibaren KAF'nın batıya ilerlemesi ve EzF ile Niksar Havzası'nın oluşmaya başlaması ile EsF, KAF'nın bir kolu olma özelliğini yitirmiştir. Bu dönemden itibaren Taşova-Erbaa havzası, KAF 1942 ve 1943 yüzey kırıkları arasında gelişen çek-ayır karakterli genç Erbaa Ovası'nın oluşumu ile gençleşmektedir ve eski çökelleri hızla aşındırılmaktadır. EsF ise KAF'dan ayrılan fayların oluşturduğu balık kılıcı (splay) geometrisinin önemli bir kolu olarak; kuzeye eğimli ters bileşenli sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay olarak aktivitesini sürdürmektedir. Bu hareket nedeniyle Taşova-Erbaa Havzası'nın güney kesiminde yer alan çökeller yükselerek güney drenajı setlemektedir. Bunun sonucu olarak Sakarat Dağı yükseliminin kuzeye bakan yamaçlarında gelişmiş belirgin vadi sistemleri, EsF önünde birleşir (Bölüm 3.3.2; Şekil 3.12.). Bu dereler, fay tarafından ötelendikten sonra (Şekil 2.73; D1-D1') açılan sınırlı sayıda boğaz yolu ile güncel Erbaa Ovası'nda Kelkit Çayı'na kavuşur. Bu boğazlar içerisinde, Çerkeş formasyonunun aşınma seviyesi temel birimlere kadar ulaşmaktadır. Havza ortasında, Çerkeş formasyonuna ait çökel paketleri günümüzde KAF Anakol tarafından ötelenmekte ve deforme edilmektedir. Bu ötelenmenin miktarı doğu ve batı kesimde ~12 km olarak ölçülmüştür (Şekil 2.73; Herece ve Akay, 2003). Bu miktar, Niksar Havzası'nın uzunluğu ve Yeşilirmak üzerinde ölçülen ötelenmeler ile de uyumludur. Böylelikle Orta Pleyistosen'den günümüze (1-0.7 My) KAF Anakol

üzerinde 12-17 mm/yıl uzun dönem kayma hızı hesaplanabilir. Bu değer, GPS çalışmaları ile KAF'na atfedilen kayma hızına göre (25 mm/yıl, Reilinger ve diğ., 2006) oldukça düşüktür ve KAF Anakol ve yan kolları arasında (EsF-EzF) kayma paylaşımına işaret etmektedir.

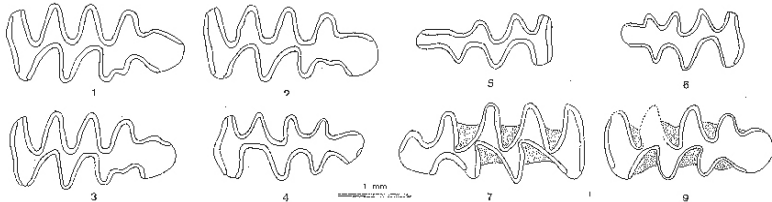
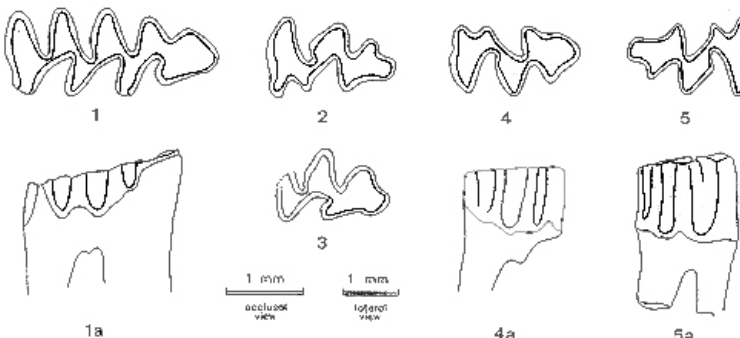
2.2.4.2. Havza-Ladik Havzası

AMZ'nun kuzey kesiminde yer alan Havza-Ladik Havzası karmaşık bir evrim sonucu gelişmiş yaklaşık 50 km genişliğe sahip büyük bir depolanmalı alandır. Günümüzde büyük orada Tersakan Çayı tarafından akaçlanan havza, zamansal olarak farklı dönemlerde oluşan doğuda Ladik Gölü ile batıda Havza Havzası olmak üzere iki parçadan oluşmaktadır (Şekil 2.76). Havza Havza'sının stratigrafisi son dönemde gerçekleştirilen çalışmalarla büyük oranda kurulmuştur. Havza'nın oluşum yaşı, tabanında yer alan kömürlü gölsel fasiyes içerisinde derlenen polen topluluğu ile Orta Miyosen olarak belirlenmiştir (Kayseri ve Akgün, 2008). Bu seviyenin üzerine uyumsuz olarak gelen kırıntılı birimler (Üst Pontus formasyonu; Barka, 1985), istif tabanından elde edilen memeli fosillerine göre (Ünay ve de Brujin, 1998) MN16 (Orta Pliyosen) yaşlıdır. İstifin üst seviyelerinden elde edilen *Microtus* sp. fosilleri depolanmanın Orta Pleyistosen'de de sürdüğünü göstermektedir (Şekil 2.77).



Şekil 2.76 : Havza ve çevresinin Neojen jeoloji haritası ve Neotektonik Dönem fayları (Lambert konik projeksiyon kullanılmıştır). (N-N' havzanın Pliyosen çökellerinde, DD: Tersakan su bölümü çizgisinde, D-D' ise derelerde gözlenen ötelenmeleri göstermektedir)

Bu bulgular, havza içerisinde Neotektonik Dönem öncesi dış drenaja kapalı bir havza oluşumunu ve gölsel depolanmayı işaret etmektedir. Dağ arası bir havza olarak yorumlanabilecek bu ortam üzerine Erken-Orta Pliyosen’de KAF’nın bölgeye gelmesiyle birlikte, havza içerisinde Suluova Havzası’nın oluşumu ile eş yaşlı gençleşme ve kırıntılı depolanma başlamıştır. Havza dolgusunun detaylı özellikleri üzerine yayınlanmış bir çalışma bulunmamaktadır ancak KAF üzerine özelleşmiş çalışmalarda (Barka, 1985 ve 1992) bu dolgunun örgülü akarsu ve alüvyal yelpaze çökellerinden oluştuğuna sıkça değinilmektedir.

HAVZA	Gözlem Noktası	Takım	YAŞ	Referans	Cins	Tür
HAVZA-LADİK	YENİCE-2	Rodentia	MQ1	Ünay ve de Brujin, 1998	<i>Microtus</i>	sp.
HAVZA-LADİK	HAMAMAYAĞI	Rodentia	MN17	Ünay ve de Brujin, 1998	<i>Allophaiomys</i>	<i>deucalion</i>
					<i>Kalymnomys</i>	<i>Major samsunensis</i>
					<i>Tibericola</i>	sp.
					<i>Arvicolidae</i>	gen et sp. indet
					<i>Micromys</i>	sp.
					<i>Apodemus</i>	<i>dominans</i>
					<i>Cricetidae</i>	gen et sp. indet
					<i>Dryomimus</i>	<i>eliomyoides</i>
					<i>Eliomys</i>	sp.
HAVZA-LADİK	YENİCE-1	Rodentia	MN16	Ünay ve de Brujin, 1998	<i>Pliomys</i>	<i>graecus</i>
					<i>Orientalomys</i>	cf. <i>dominans</i>
					<i>Mymomimus</i>	sp.
					<i>Gliridae</i>	Gen. et sp. Indet. (<i>Dryomys</i> ?)
					<i>Pliospalax</i>	<i>tourkobouniensis</i>

Şekil 2.77 : Havza Havzası içerisindeki mikro memeli faunası (Ünay ve de Brujin, 1998’den düzenlenerek)

Havza içerisindeki depolanma, Geç Neotektonik Dönem’de (Orta Pleyistosen; 1-0.7 My) aktifliğini yitirdikten sonra güney kesimde Geç Pleyistosen yaşlı büyük bir alüvyal yelpaze çökeli olan Derinöz formasyonu ile örtülmüştür. Bölgede güncel

depolanma, doğuda Ladik Gölü çevresinde gerçekleşmektedir. Genç ve tipik bir çek-ayır havzası olan Ladik Gölü'nün yaşı üzerine bir çalışma bulunmamaktadır ancak çevresinde gözlenen çökel paketleri Pleyistosen olarak değerlendirilmiştir (Herece ve Akay, 2003). Bu nedenle Ladik Gölü'nün Geç Neotektonik Dönem içerisinde oluştuğu düşünülmektedir.

Havza Havzası günümüzde KAF Anakol (1943 yüzey kırığı) tarafından kesilerek ötelenmekte ve deforme edilmektedir. Havzanın ayırtlanmamış Neojen çökel paketlerinin dağılımına göre bu ötelenmenin miktarını 22 km olarak belirlenmiştir (Şekil 2.76; Barka, 1992; Herece ve Akay, 2003).

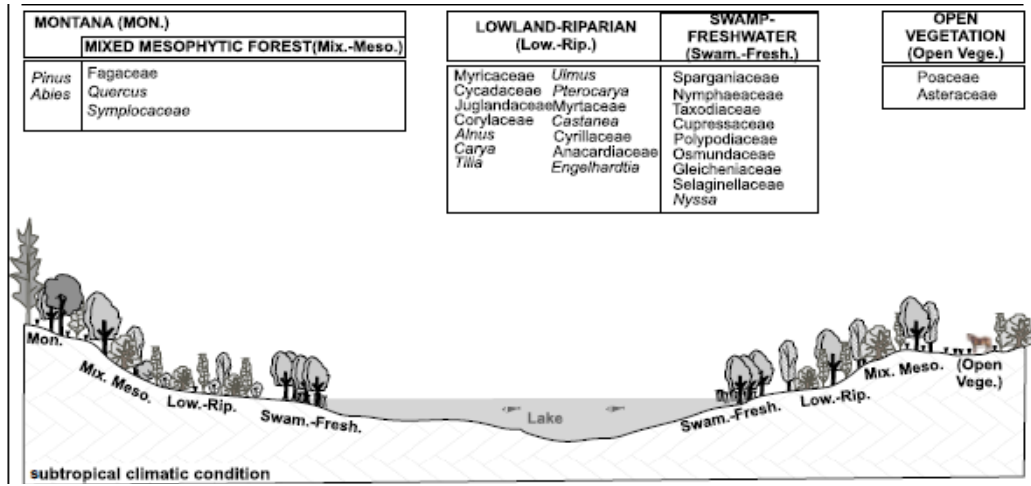
KAF Anakol tarafından kesilen Tersakan Çayı su bölümü çizgisi üzerinde doğu ve batı kesimde ~16 km ötelenme ölçülmüştür (Şekil 2.76, DD-DD'). Bu ötelenmenin drenaj sisteminin oluşumu ile yaşıt olduğu düşünülmektedir. Tersakan Çayı'nın Suluova Havzası'nın oluşumunun ileri aşamalarında (Geç Pliyosen) havzaya çökel sağladığı bulgulanmıştır (Bölüm 2.2.2). Böylelikle su bölümü çizgisi içerisinde önemli bir değişikliğe neden olabilecek olaylar (kapma vb.) göz ardı edilecek olursa; sözkonusu ötelenmenin 1 milyon yıldan uzun bir süre içerisinde gerçekleştiği düşünülebilir. KAF hattı üzerinde genç vadi ötelenmeleri en çok 11 km olarak ölçülmüştür (Şekil 2.76, D-D')

2.2.5. AMZ ve Çevresinde Paleoeкологи ve İklim Değişimlerine Yönelik Yorumlar

Bu başlık altında AMZ için Orta-Geç Miyosen-Geç Pleyistosen aralığında bu tez çalışmasında elde edilen ve literatürde değinilen bölgesel paleoeкоlojik ve iklimsel özelliklere yönelik çıkarımlar sunulacaktır.

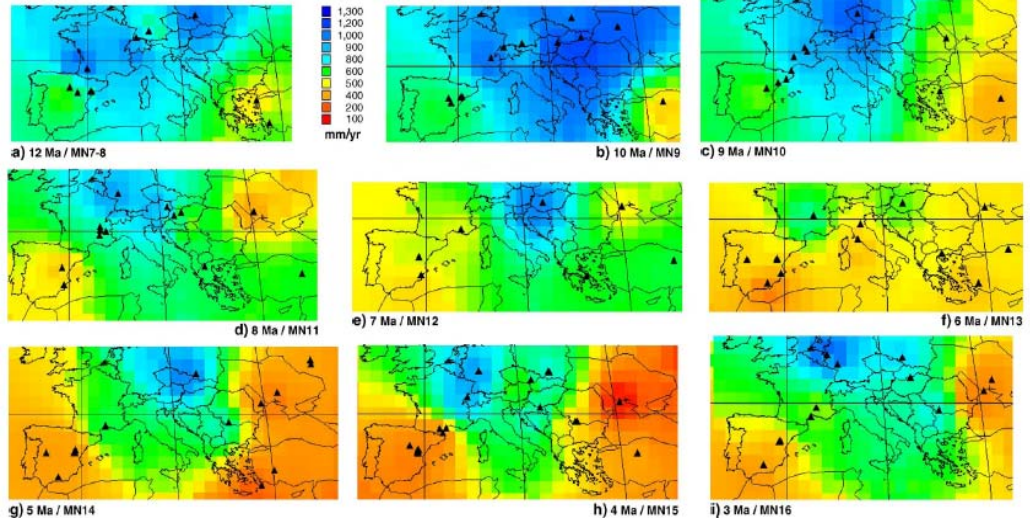
Amasya Makaslama Zonu içerisinde bu çalışmada elde edilen fosil buluntuları paleoeкоlojik anlamda değerlendirilebilecek çeşitlilikte değildir. Buna rağmen makro ve mikro memeli türlerinin çökel kayıtları ile birlikte değerlendirilmesi sonucu bitki örtüsü ve zaman içerisinde gerçekleşen iklim değişikliklerine yönelik ön çıkarımlar yapılmıştır. Küçük kemirgenler kullanılarak yapılan bölgesel iklim değişimi modellemesi çalışmaları (van Dam, 2006; Şekil 2.79) Türkiye özelinde oldukça az sayıda lokaliteye referans vermektedir.

İnceleme alanı içerisinde Orta Miyosen'in (Serravaliyen, MN 7-8) varlığı Suluova batısında Alıcık Köyü güneyinde kalan bir kömür ocağından elde edilen polen türlerinin tayini ile belirlenmiştir. (Kayseri, 2002; Akgün ve diğ., 2007; Kayseri ve Akgün, 2008). Elde edilen spor ve polen topluluğu yüksek oranlarda subtropikal (*Cycadaceae*, *Cyrillaceae*, *Simaroubaceae* ve *Nyssa*) ve tropikal (*Pinus*, *Castanea*, *Rhus*, *Betulaceae*, *Ulmus*, *Quercus*, *Fagaceae*, *Liquidambar*, *Abies*, *Corylus*, *Carpinus*, *Tilia* ve *Platycarya*) türleri içermektedir. Tüm bu flora topluluğu, yüksek dağlarla çevrili göl, bataklık ve kıyı gerisi düzlüğü ortamını yansıtmaktadır (Şekil 2.78). Bu yorum, günümüzde ~2000 metreyi aşan yükseliliklere sahip Tavşan Dağı ve Akdağ'ın Kuzey Anadolu Fayı'nın oluşumundan önce bölge morfolojisinin belirgin elemanları olabileceğini düşündürmektedir.



Şekil 2.78 : Suluova Havzası batısında yer alan Orta Miyosen (Serravaliyen) yaşlı Alıcık formasyonu'nun kömürlü seviyelerinin palinolojik değerlendirilmesi ile elde edilen paleocoğrafik ve paleoekolojik rekonstrüksiyonu (Kayseri ve Akgün, 2008)

Bu çalışmada Geç Miyosen-Erken Pliyosen (MN13-14) Amasya Havzası içerisinde yaygın mostra veren akarsu kırıntılılarından oluşan Geldingen formasyonu içerisinde bulunan Eomidae ailesine ait *Keramidomys Carpathicus* ile belirlenmiştir. Literatürde kurak-yarı kurak bir iklimi işaret ettiği belirtilen bu türün (van Dam, 2006) yanısıra Geldingen formasyonunun içerisinde yer yer gözlenen jips kristalleri bölgede Geç Miyosen-Erken Pliyosen'de Messiniyen krizi ile karşılaştırılabilecek kurak iklim koşullarının egemen olduğunu göstermektedir.



Şekil 2.79 : Avrupa için Geç Neojen (MN 7-8'den günümüze) küçük kemirgen faunası kullanılarak gerçekleştirilmiş yağış dağılımı modelleri (van Dam, 2006)

Taşova'yı da kapsayan Türkiye'nin Erken-Orta Pliyosen (MN14-15) paleokolojisi üzerine yapılan güncel bir çalışmada (Suata-Alpaslan, 2003; Suata-Alpaslan ve Ünay, 2004) Asya ve Avrupa kökenli kemirgenlerden *Rhagapodemus*, *Dryomimus*, *Drymoys*, *Glirulus*, *Glis*, *Sciurus*, *Hylopetes*, *Apodems*, *Mymomimus*, *Ochotonoma* ve *Pliospalax* ailelerine ait türlerin ekolojik sınıflanması sonucunda Taşova için orta-soğuk sıcaklık ve orta nemlilik türlerinin egemen olduğuna değinilmiştir. Bu durum Erken Pliyosen'de AMZ için ılıman iklim koşullarının geçerli olduğunu yansıtmaktadır.

Bu çalışma kapsamında Suluova Havzası'nda çökelmenin Orta Pliyosen'de Değirmendere formasyonu ile başladığı belirlenmiştir. Değirmendere ve onun üzerine uyumlu olarak gelen Yolpınar formasyonları, fan delta tipi bir çökelme ortamında oluşmuştur. Suluova'nın tabanındaki bu birimlerde ölçülen stratigrafik kesitlerde, yer yer kırmızı-gri renkli paleosol seviyeleri ile belirlenen çökelmezlik dönemleri, tektonik aktivitedeki durgunluğa işaret etmekle birlikte bölgede kurak iklim koşullarının hüküm sürdüğünü de göstermektedir. Yolpınar formasyonunun üst seviyelerinden elde edilen *Sivatherium* sp. fosili bölgede Üst Pliyosen'de savan tipi bitki örtüsü ile birlikte kurak-yarı kurak iklim koşullarını yansıtmaktadır. *Sivatherium* sp., cinsine ait türlere Pliyosen-Erken-Orta Pleyistosen aralığında Afrika Kıtası doğusunda ve Pakistan Pinjor lokalitesinde rastlanılmıştır. Türün yokoluşu Pinjor için Pliyosen-Pleyistosen sınırı olarak kabul edilmiştir (Sastrey, 1997).

Yolpınar formasyonu'nun en üst seviyeleri ile üzerine gelen Eraslan formasyonu görsel bir ortamı karakterize eder. Havzanın dış drenaja kapalı ve oluşumundan itibaren genişleyen bir su toplama alanına sahip olması gölün oluşumundaki öncelikli etmen olarak düşünülse de bölgenin su bütçesinde nemli ve yağışlı iklim koşullarına bağlı olarak bir artış öngörülmelidir. Üst Pliyosen-Pleyistosen geçişinden gölün sonlandığı Orta Pleyistosen'e kadar egemen olan bu yağışlı ve ılıman rejim Eraslan formasyonunun üst seviyelerinden elde edilen *Mammuthus trogontherii* (Albayrak, 2009) fosilinin işaret ettiği step türü bitki örtüsü (sert çayır ve çalılar) ile soğuk bir iklime dönüşmüştür.

Suluova stratigrafisinin en üstünde bulunan Harmanağılı formasyonu içerisinde (Orta Pleyistosen, ~MIS 10-11) bulunan *Equus caballus* fosili, kuzey Avrasya kökenli bu türün bölgeye yayılışına işaret eder.

Amasya Makaslama Zonu içerisinde Geç Pleyistosen'e ait çökeller OSL yöntemi ile tarihlenmiştir. Buna göre son buzul dönemi içerisinde gelişen olaylar, önce belirgin ve kaba çökellerle ifade olan depolanma (MIS5e –MIS2 aralığında, Suluova Havzası: Harmanağılı formasyonu, Salhan ve Derinöz alüvyal yelpazeleri; Amasya Havzası: Yeşilırmak terasları) ve günümüzden 30 By önce başlayan belirgin (Geç Buzul Maksimum öncesi) aşınma olarak özetlenebilir.

Yeşilırmak teraslarının üst seviyesinde ~18 By olarak tarihlenen lös çökeli bu dönemde iklimin son derece kurak olduğunu belirtmektedir.

Tüm bu verilerin önemli çıkarımları bulunmaktadır.

A. İnceleme alanında Geç Neojen-günümüz için sürekli bir kurak-yarı kurak ve nemli-ılıman iklim geçişi ve ilişkili bitki örtüsü değişimine dair kanıtlar bulunmaktadır.

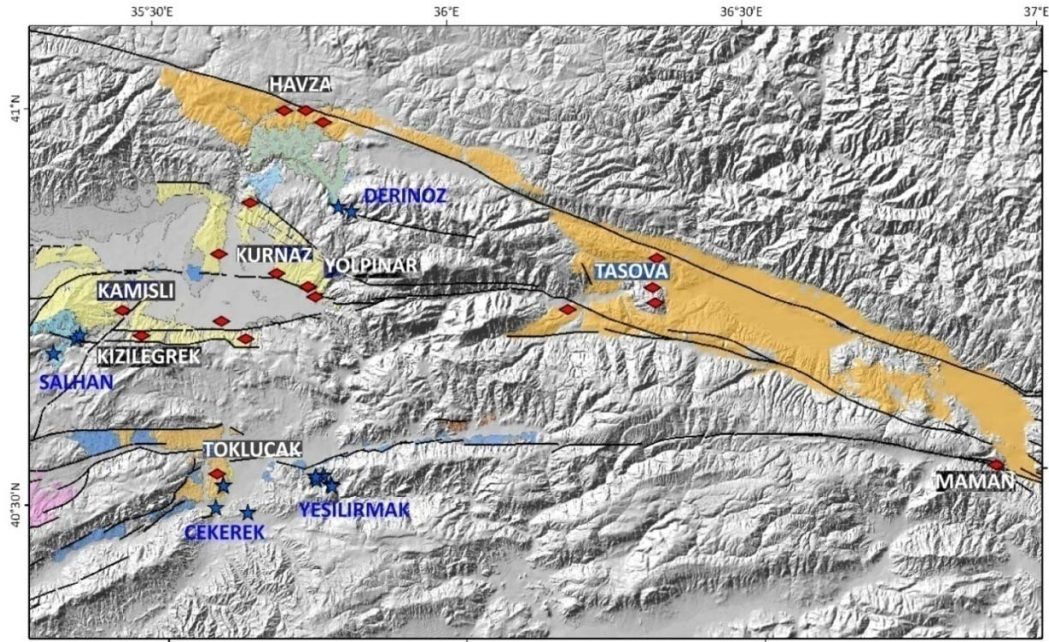
B. Geç Pliyosen-Erken Pleyistosen geçişinde kurak dönemi takiben gelişen nemli bir iklim hızla soğuk ancak nemli bir iklimle üzerlenmiştir.

C. Geç Pleyistosen'den günümüze bölgedeki çökeltme ve aşınma süreçleri buzul çağları kontrolünde gelişerek bölgenin günümüz morfolojisinin şekillenmesinde tektonik aktivite'yi üzerlemiştir.

Amasya Makaslama Zonu'nun Geç Neojen evrimi içerisinde iklim değişimlerine yönelik ipuçları oldukça belirgindir, bununla birlikte yinelemek gerekir ki gerek havza çökellerinin yaşlandırılması gerekse de fauna ve flora kayıtları konusunda belirgin eksiklikler bulunmaktadır. Nitelikli bir sentez için bu eksikliklerin detaylı araştırmalarla giderilmesi gerekmektedir.

2.2.6. AMZ'nun Stratigrafisine Ait Yaş Verileri

AMZ içerisinde yer alan çökel paketlerinin yaşlandırılması için memeli fosilleri ve Geç Pleyistosen yaşlı çökeller için OSL yaşlandırması kullanılmıştır. Bu çalışma içerisinde bulunan ve literatürden derlenen fosil ile OSL örnek noktalarının dağılımı Şekil 2.80'de sunulmuştur. Çizelge 2.1'de bu çalışma içerisinde bulunan fosillerin bir listesi verilmektedir. Oldukça zengin bir faunaya sahip Eraslan formasyonu içerisinde bulunan fosiller ise Çizelge 2.2'de listelenmiştir. Yine bu çalışma kapsamında elde edilen OSL tarihlmesi sonuçları ise Çizelge 2.3'de sunulmuştur.



Şekil 2.80 : AMZ ve çevresinde yer alan Neojen çökelleri içerisinde memeli buluntu noktaları (dörtgen) ve OSL örnek noktaları (yıldız)

2.2.6.1. AMZ içerisinde yer alan havzaları memeli kronolojisi

Çizelge 2.1 : AMZ içerisinde yer alan havzalardaki memeli fosil buluntuları

Havza	Yerleşim	Birim	Seviye	Çökel Tipi	Takım	Aile	Cins	Tür	Yaş
Suluova	Kurnaz	Yolpınar fm.	Orta-Üst	Bataklık			<i>Sivatherium</i>	-	MN 17
					Rodentia	Arvicolidae	<i>Kalymnomys</i>	-	
Suluova	Kızılgerek	Eraslan fm.	Alt	Kıyı (göl)	Rodentia	Arvicolidae	<i>Kalymnomys</i>	-	MN 17
					Rodentia	Cricetidae	<i>Mesocricetus</i>	<i>aramicus</i>	
Suluova	Yolpınar	Harmanağılı fm.	Orta-Üst	Mendere sli Akarsu		Equidae	<i>Equus</i>	<i>caballus</i>	MQ-2
					Rodentia		<i>Microtus</i>	<i>arvalis</i>	MQ-2
Niksar	Maman / Umurlu	?	-	Mendere sli Akarsu	Rodentia		<i>Microtus</i>	<i>arvalis</i>	MQ-2
Amasya	Toklucak	Geldingen fm.	-	Bataklık	Rodentia	Eomyidae	<i>Keramidomys</i>	<i>carpathicus</i>	MN 13-14

Çizelge 2.2 : Eraslan formasyonu (TQse) içerisindeki fosil bulguları

Gözlem Noktası	Takım	Aile	Cins	Tür	Referans
Kamışlı	<i>Rodentia</i>	<i>Hystriidae</i>	<i>Hystrix</i>		Sickenberg ve Tobien, 1971
“	<i>Carnivora</i>	<i>Canidae</i>	<i>Canis</i>	<i>etruscus</i>	“
“	<i>Carnivora</i>	<i>Felidae</i>	<i>Felix</i>	-	“
“	<i>Carnivora</i>	<i>Hyaenidae</i>	<i>Hyaena</i>	-	“
“	<i>Perissodactyla</i>	<i>Equidae</i>	<i>Equus</i>	-	“
“	<i>Artiodactyla</i>	<i>Cervidae</i>	<i>Eucladoceros</i>	-	“
“	<i>Artiodactyla</i>	<i>Cervidae</i>	<i>Spiroceros</i>	-	“
“	<i>Artiodactyla</i>	<i>Bovidae</i>	<i>Bison</i>	-	“
Kızılgerek	<i>Rodentia</i>	<i>Arvicolidae</i>	<i>Kalymnomys</i>	-	Bu çalışma
Kızılgerek	<i>Rodentia</i>	<i>Cricetidae</i>	<i>Mesocricetus</i>	<i>aramicus</i>	Bu çalışma
Armutlu (Eski Çeltik)	<i>Proboscidea</i>	<i>Elephantidae</i>	<i>Mammuthus</i>	<i>trogontherii</i>	Albayrak, 2009

2.2.6.2. OSL Kronolojisi

Çizelge 2.3 : AMZ içerisindeki Geç Pleyistosen çökellerinin içerisinde elde edilen OSL yaş tayini sonuçları

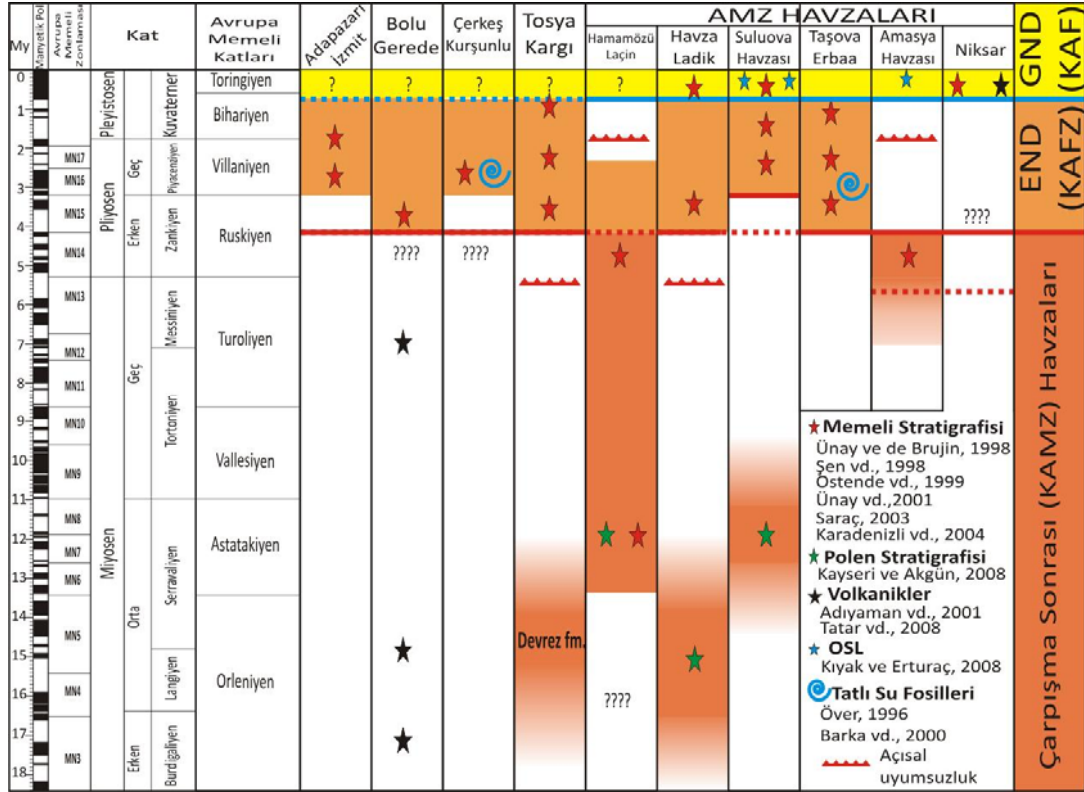
Lab no.	GRUP	X En	Y Boy	Z (m)	Derinlik (cm)	Yaş	Doz	(n)	Doz Oranı
DRN01	DERİNÖZ	35.829	40.859	1004	400	147.744 ± 8.929	184.93 ± 9.91	9	1.25 ± 0.03
DRN02	DERİNÖZ	35.829	40.859	994	1400	81.926 ± 4.852	96.66 ± 4.53	20	1.18 ± 0.04
DRN03	DERİNÖZ	35.806	40.865	971	500	148.015 ± 14.124	183.36 ± 16.28	11	1.24 ± 0.04
SLN01	SALHAN	35.357	40.710	816	200	32.645 ± 5.625	41.61 ± 7.03	8	1.27 ± 0.04
SLN02	SALHAN	35.357	40.710	816	200	36.522 ± 3.3	46.55 ± 3.89	11	1.27 ± 0.04
SLN03	SALHAN	35.364	40.713	767	800	96.833 ± 10.879	118.23 ± 12.61	12	1.22 ± 0.04
SLN04	SALHAN	35.318	40.691	856	200	81.143 ± 24.549	103.43 ± 31.09	5	1.27 ± 0.04
AKS01*	YEŞİLIRMAK	35.767	40.527	448	200	18.5± 2.7	38.5± 5.6	14	2.09± 0.02
AKS02*	YEŞİLIRMAK	35.767	40.527	435	1500	47.0± 2.2	93.4± 4.2	16	1.99± 0.02
SHK01	YEŞİLIRMAK	35.779	40.515	457	200	35.2±6.9	76±15	14	2.15±0.02
SHK02	YEŞİLIRMAK	35.781	40.513	438	300	43.4±4.4	91.3±09.1	12	2.10±0.02
KZC01	YEŞİLIRMAK	35,754	40,525	412	300	18.355±2.824	39.04±5.97	6	2.13±0.03
KZC02	YEŞİLIRMAK	35,754	40,526	412	300	18.305±1.441	39.20±2.98	7	2.14±0.04
KZC03	YEŞİLIRMAK	35,755	40,521	427	200	18.777±2.093	40.46±4.44	6	2.15±0.04
TKL01	ÇEKEREK	35,597	40,518	465	200	45.744±3.569	57.94±4.06	8	1.27±0.04
TKL02	ÇEKEREK	35,599	40,518	459	200	48.490±4.884	61.99±5.87	8	1.28±0.04
BKT01*	ÇEKEREK	35.585	40.490	459	200	34.7± 2.5	44.2± 3.1	14	1.27± 0.02
BKT02*	ÇEKEREK	35.585	40.490	452	700	97.9± 7.1	119.9± 4.4	18	1.11± 0.02
BKT03*	ÇEKEREK	35.585	40.490	453	900	109.5± 7.4	129.7± 8.5	13	1.19± 0.02
TRZ01	ÇEKEREK	35.639	40.483	528	300	73.11 ± 4.39	91.82 ± 4.5	8	1.26 ± 0.04
TRZ02	ÇEKEREK	35.639	40.483	528	310	72.77 ± 4.46	91.35 ± 4.62	9	1.26 ± 0.04

2.2.7. AMZ ve KAFZ Havzaları'nın korelasyonu

AMZ içerisi ve çevresinde Neojen döneminde gelişen havzaların stratigrafisi, depolanma ortamları ve ilişkili fay sistemleri bu bölüm içerisinde tanıtılmıştır. Bu havzaların oluşum zamanları, evrimleri ve birbirleriyle zamansal ve yapısal korelasyonu bölgede Neotektonik Dönem'in başlangıcına ve havza evrimleri içerisindeki evrelere göre sınıflanabilmesine yönelik ipuçları sunmaktadır.

nceki çalışmalarda, bölgede KAFZ havzaları (doğudan batıya, Taşova-Erbaa, Havza ve Tosya havzaları) içerisinde depolanan tüm Neojen yaşlı birimler Pontus Grubu altında Alt ve st Pontus formasyonları olarak tanımlanmıştır (Irrlitz, 1972; Barka, 1985). Birbirlerinden açısal uyumsuzlukla ayrılan (Barka ve Hancock, 1984) bu formasyonlardan, Alt Pontus formasyonuna st Miyosen (Tortoniyen); st Pontus formasyonuna ise Alt Pliyosen-Pleyistosen yaşları önerilmiştir (Irrlitz, 1972; Barka, 1985, 1992; Andrieux ve diğ., 1995; Dhont ve diğ., 1998). Bununla birlikte bu havzalarda son dönemde gerçekleştirilen memeli paleontolojisi çalışmalarında (nay ve de Brujin, 1998; Saraç, 2003), Miyosen'e dair herhangi bir yaş bulgusu elde edilememiştir. Bu çalışmalarda, havza dolgularının (r: Taşova-Erbaa ve Havza havzaları) taban yaşları Alt Pliyosen (~4 My; Geç Ruskiyen; MN15) olarak belirlenmiş ve üstte Orta Pleyistosen'e kadar devamlı bir çökelmenin varlığı bulgulanmıştır. Bu bulgular omurgasız tatlı su paleontolojisi çalışmalarıyla da desteklenmiştir (ver, 1996; Barka ve diğ., 2000). Aktimur ve diğ. (1992), Taşova-Erbaa Havzası'nda yüzlek veren birimleri Pliyosen yaşlı erkeş formasyonu adı altında toplamıştır. Bununla birlikte önceki çalışmalarda st Miyosen yaşı atfedilen ve yer yer kömür seviyelerine sahip Alt Pontus formasyonundan derlenen polen topluluğu (Havza Havzası), güncel çalışmalarda Orta Miyosen (Langiyen-Serravaliyen) aralığında değerlendirilmiştir (Kayseri ve Akgün, 2008). Tosya Havzası'nın tabanında da Erken-Orta Miyosen yaşlı Devrez formasyonu bulunmaktadır (Barka ve Hancock, 1984; şengör ve diğ., 1985; Andrieux ve diğ., 1995; Dhont ve diğ., 1998). KAFZ'nun orta kesiminde yer alan bu havzalar günümüzde geç çöküntü alanlarının oluşmasıyla birlikte geleşmekte ve aşındırılmaktadır (doğudan batıya: Niksar, Erbaa ve Ladik ek-ayır havzaları). Bu geleşmenin zamanlaması üzerine literatürde herhangi bir yorum bulunmamaktadır. Ancak Niksar Havzası'nın batısında yüzlek veren volkanitlerin K/Ar yaşlandırılması

sonucunda bu gençleşmenin ~0.5 My yaşında olduğu belirtilmiştir (Tatar ve diğ., 2007) (Şekil 2.81).



Şekil 2.81 : KAMZ ve AMZ havzalarının korelasyonu ve ilişkili tektonik dönemler

Bu çalışmada AMZ içinde yer alan havzaların stratigrafisi memeli paleontolojisi ve OSL yaşlandırılması sonucu ortaya konulmuştur. Buna göre, SuFS üzerinde yer alan Suluova Havzası oluşumuna Orta Pliyosen'de başlamış ve Orta Pleyistosen'de oluşan Taşova ve Suluova faylarının (TF-SuF) kontrolünde havza ortasında oluşan Suluova çek-ayır ovası ile gençleşerek günümüz morfolojisini kazanmıştır. Havzanın güneybatı kesiminde sınırlı yüzlek veren kömür seviyeli ince kırıntılı bir birim olan Alıcık formasyonunun Orta Miyosen yaşlı olduğu palinoloji çalışmaları ile belirlenmiştir (Kayseri ve Akgün, 2008). Havza'nın batı devamı olan Hamamözü-Laçın Havzası'nda ise yine Orta Miyosen yaşlı kömürlü birimlerin (Saraç, 2003; Kayseri ve Akgün, 2008) üzerinde bulunan Alt Pliyosen yaşlı Bozkır formasyonunun, Orta-Geç? Pleyistosen yaşlı yelpaze çökelleri ile uyumsuz olarak örtüldüğü gözlenmektedir. Güneyde EzSFS üzerinde yer alan Amasya Havzası içerisindeki en yaşlı Neojen birimi, Geldingen formasyonu, En Geç Miyosen-Erken Pliyosen (MN13-MN14) zaman aralığında örgülü akarsu fasiyesinde depolanmıştır. Bu birimi, Orta-Geç Pleyistosen yaşlı güncel Geldingen çek-ayır ovasına ve

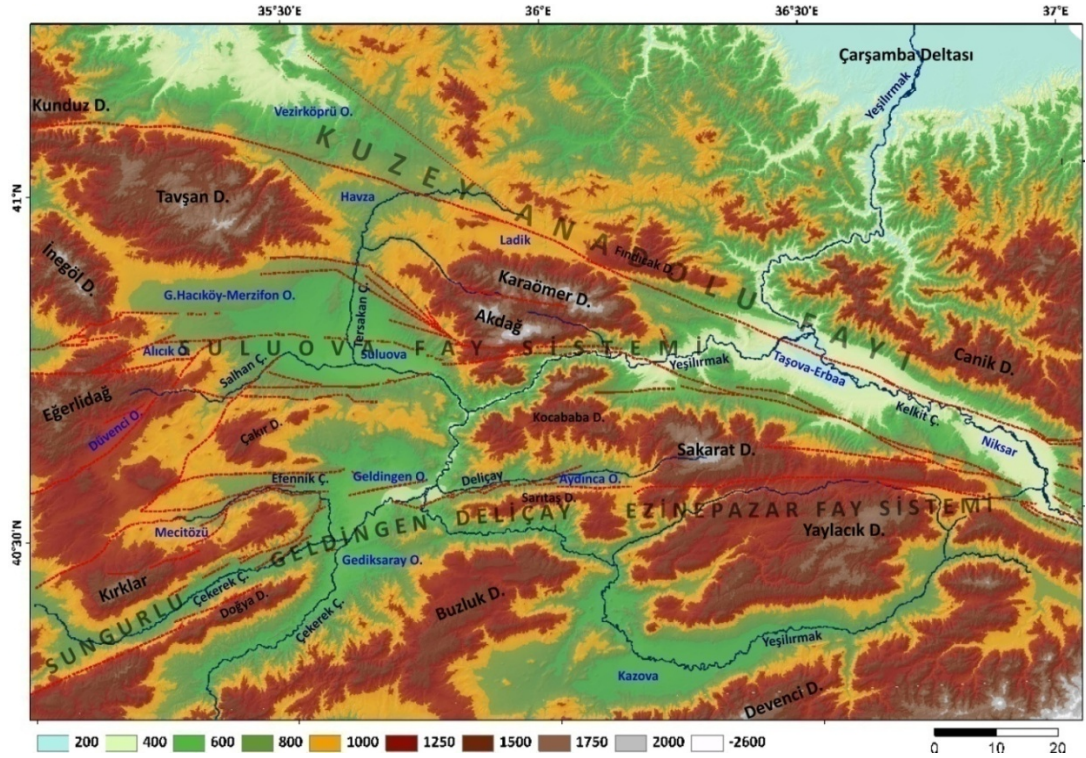
Yeşilırmak nehrine ait kaba kırıntılı depolar uyumsuz olarak üzerlemektedir. Bu çalışma kapsamında, Niksar Havzası'nın bir parçası olan Umurlu Ovası'nda Orta Pleyistosen'i işaret eden bir memeli faunası bulunmuştur. Suluova Havzası'ndaki gençleşme ile eş yaşlı olan bu bulgu, EzF ve Niksar Havzası'nın oluşumu ile KAFZ'nun orta kesimindeki (AMZ) tüm havzaların gençleşmesini zamansal olarak sınırladığı yönünde yorumlanmıştır (Şekil 2.81).

Önceki çalışmalar ve bu çalışmada elde edilen veriler ışığında, KAFZ ve AMZ içerisinde yer alan Neojen yaşlı havzalarda birbirinden belirgin bir açısal uyumsuzlukla ayrılan 3 farklı zaman aralığında depolanmış çökel topluluklarından sözedilebilir. İlk döneme ait çökel paketleri, (1) Erken-Orta Miyosen dönemi içerisinde (~16 My) dış drenaja kapalı, nispeten dar çöküntü alanlar içerisinde depolanan egemen olarak ince taneli, kömür ara seviyeli gölsel birimlerden oluşmaktadır. İkinci dönem, (2) En Geç Miyosen (Amasya Havzası) – Erken Pliyosen (Taşova-Erbaa Havzası) ve Orta Pliyosen'den (Havza ve Suluova havzaları) itibaren depolanmaya başlayan egemen akarsu ve yelpaze çökelleri ile karakterize olur. KAFZ ve AMZ içerisinde belirgin havzaların oluştuğu ve kalın çökel paketlerinin depolandığı ikinci dönem, (3) Orta Pleyistosen'den (1-0.7 My) itibaren KAF Anakol ve çizgisel gidişli yan kollarının (TF-SuF ve EzF) oluşması ile sonlanarak yerini genç çek ayır havzalara (Niksar, Erbaa, Ladik, Kargı ile Suluova ve Geldingen çek-ayır ovaları) bırakmıştır (Şekil 2.81).

Bu çalışma içerisinde ilk dönem, **(1) Neotektonik Dönem öncesinde**, Arap ve Anadolu levhalarının çarpışması sonrası, K-G sıkışma nedeniyle KAMZ içerisinde gelişen dağ arası (intermontane) havzalar (Barka, 1992) olarak değerlendirilmiştir. **(2) En Geç Miyosen– Erken Orta Pliyosen'den Orta Pleyistosen'e** kadar geçen zaman aralığında (~7-1-0.7 My), AMZ ve KAFZ üzerinde gelişen geniş sağ yönlü makaslama zonlarında, Riedel geometrisine ait ilksel fayların kontrolünde belirgin havzaların oluşumu **Erken Neotektonik Dönem** olarak adlandırılmıştır. **(3)** makaslama zonunun evriminin ileri aşamasında (*Residüel öncesi aşaması*, Şengör ve diğ., 2005) Erken Neotektonik Dönem'e ait havza sınır faylarının aktivitesini yitirmesi ve gelişimi tamamlanan KAF Anakol'un kontrolünde genç çek-ayır havzaların oluştuğu dönem ise **Geç Neotektonik Dönem** olarak tanımlanmıştır (Şekil 2.81).

3. AMASYA MAKASLAMA ZONU'NUN MORFOTEKTONİK ÖZELLİKLERİ

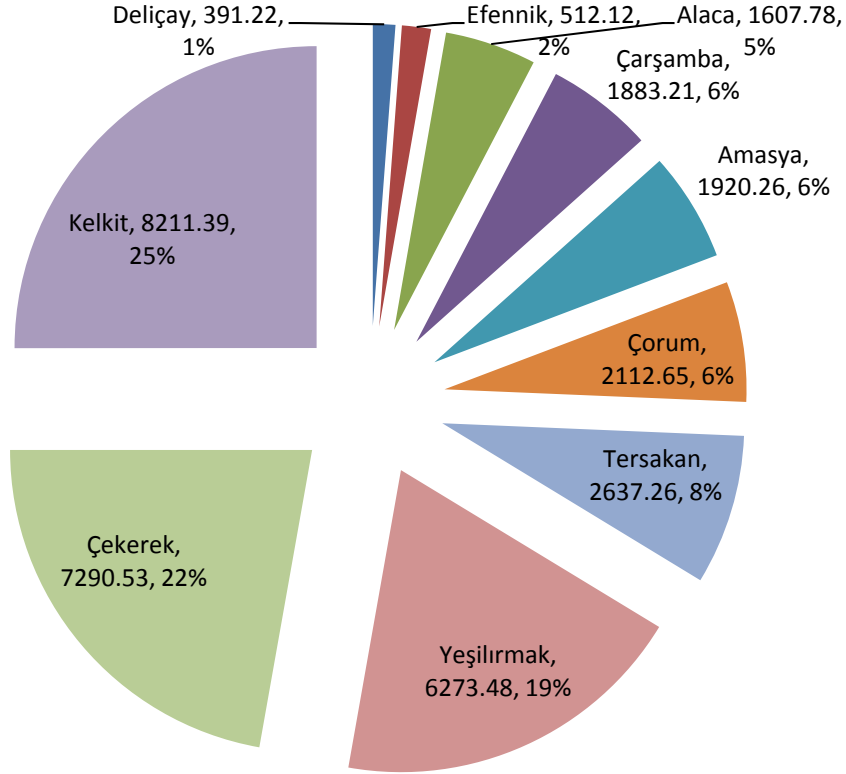
Amasya Makaslama Zonu (AMZ) içerisinde tektonizma kontrolünde gelişen morfolojik elemanların geometrik, topoğrafik ve morfometrik özellikleri bu bölümün konusunu oluşturmaktadır. AMZ ve çevresinin morfolojisi 3 kuşak halinde incelenebilir. Aktif doğrultu atımlı faylarla sınırlanan bu bölümler, (1) KAF - Karadeniz arasında yer alan kuzey kuşak, (2) KAF-Ezinepazar-Sungurlu Fay (EzSF) Sistemi arasında yer alan ve AMZ olarak tanımlanan orta kuşak, (3) EzSFS güneyinde arasında yer alan güney kuşak. Bu tez çalışmasının konusunu oluşturan orta kuşak ya da AMZ; KAF, Suluova Fay (SuF) Sistemi ve EzSF arasında 2 alt bölüme ayrılmaktadır ve özellikleri detaylı olarak tanıtılacaktır.



Şekil 3.1 : AMZ ve yakın çevresindeki morfotektonik unsurlar

AMZ'nun morfolojisi, KAF ile ondan ayrılan SuF ve EzSF Sistemleri arasında gelişmiş faylara paralel sırt hatlarına sahip belirgin yükselimler (Akdağ, Tavşan Dağı, Sakarat Dağı vb.) ile bu yükselimler arasında bulunan çöküntü alanları

Irmak, KAFZ kuzeyinde Canik Dağları içerisinde yer alan 1000 m. derinliğinde bir vadi içerisinde geçerek Çarşamba Deltası'ndan Karadeniz'e kavuşur.



Şekil 3.3 : Yeşilırmak drenaj havzasını oluşturan akarsu sistemlerinin alansal dağılımı (km²)

3.1. Kuzey Kuşağın Morfolojik Özellikleri

KAFZ tarafından güneyinden sınırlanan kuzey kuşak, yaklaşık ~1350 metre yüksekliklerden Karadeniz'e 60 km içerisinde sabit bir eğimle ulaşan sert bir topoğrafyaya sahiptir. Kuşağın daha yumuşak bir topoğrafyaya sahip batı kesimindeki önemli elemanlar, Kızılırmak Vadisi ve yüksek oranda aşınmış belirgin bir morfolojik çöküntü özelliğindeki Veziröprü Havzası'dır (Dirik, 1991, 1993). Orta-doğu kesimde ise KAFZ'na paralel önemli bir sıradağ olan Canik Dağları uzanmaktadır. Doğudan batıya doğru azalan yüksekliklere sahip olan bu dağ kuşağı, orta kesiminde KKD doğrultuda uzanarak Çarşamba Deltası'ndan Karadeniz'e kavuşan Yeşilırmak Vadisi ile kazılmaktadır. Bu bölgede bulunan oldukça derindeşilmiş vadi sistemleri ve yamaçlar kuzeydoğuya (Karadeniz'e) doğru eğimlidir ve olgun bir akarsu sistemini oluşturlar. (Şekil 3.1 ve Şekil 3.2).

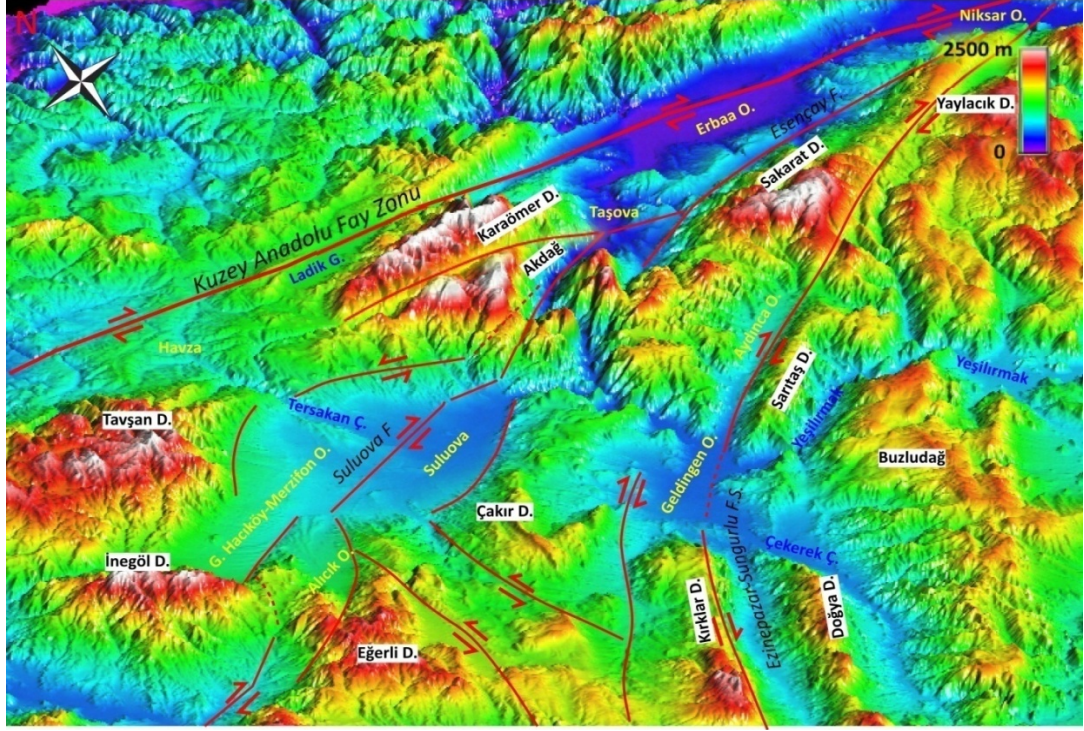
3.2. Güney Kuşağın Morfolojik Özellikleri

Ezinepazar-Sungurlu Fayı'nın (EzSF) güneyinde kalan güney kuşak, akarsularla (Yeşilırmak ve Çekerek ırmakları) parçalanmış, K-KB'ya doğru eğimli bir yüksek plato morfolojisi sunmaktadır. Bu kazılmanın miktarı, oldukça olgun ancak derin vadiler içerisinde 500-900 metre arasında değişmektedir. Kuşak içerisinde yer alan önemli yükselimler güneydeki Dumanlı Dağ (2386 m) ve Devenci Dağı (1825 m), kuzeyde Yaylacık Dağı (1850 m), kuzeybatıda yer alan Sarıtaş (1150 m), Buzluk (1375 m) ve Doğya dağlarıdır (1500 m) (Şekil 3.1). Güney kuşak içerisinde yer alan en önemli çöküntü alanı 500-800 metre arasında yüksekliğe sahip Kazova Havzası'dır. Bu havzanın Almus Fay Zonu (Bozkurt, 1990; Bozkurt ve Koçyiğit, 1995 ve 1996) kontrolünde açılan negatif çiçek yapısı havzası olduğu öne sürülmüştür (Bozkurt ve Koçyiğit, 1996). Bununla birlikte havzanın yaşı hakkında kesin bir bilgi bulunmamaktadır.

3.3. Orta Kuşağın (AMZ) Morfolojik Özellikleri

Günümüzde aktif olan faylarla kontrol edilen Amasya Makaslama Zonu (AMZ) içerisindeki morfotektonik elemanlar, bu faylarla sınırlandırılarak kuzey, güney ve doğu olarak ayırtılan 3 farklı bölüm (kuşak) içerisinde incelenebilir. Kuzey bölüm, kuzeyden KAF Anakol, güneyden ise SuFS ile sınırlandırılmaktadır. Kuşak içerisinde Tavşan Dağı ve Akdağ yükselimleri ve bu yükselimler arasında gelişmiş Suluova ve Havza Neojen havzaları bulunmaktadır (Şekil 3.1 ve 3.4). Bu kuşak büyük oranda Tersakan Çayı tarafından akaçlanmaktadır.

Güney kuşak ise, kuzeyde SuFS, güneyde EzSFS ile sınırlandırılmaktadır ve içerisinde Kocababa, Sarıtaş ve Çakır Dağı gibi D-B uzanımlı yükselimler ile Amasya Havzası'na ait Aydınca, Geldingen Neojen havzaları ve negatif çiçek yapısı geometrisinde oluşmuş Çorum Çayı vadisi bulunmaktadır. AMZ içinde, balık kılçığı geometrisi sunan aktif fayların birbirine çok yakın ve aktivite paylaşımının yüksek olduğu kesim ise Doğu kuşak olarak tanımlanmıştır. Bu alanda Taşova-Erbaa ve Niksar Neojen havzaları ile Sakarat Dağı yükselimi ve Canik Dağları'nın güney yamaçları bulunmaktadır (Şekil 3.1 ve Şekil 3.4).



Şekil 3.4 : Amasya Makaslama Zonu topoğrafyası ve morfotektonik elemanlarının 3 boyutlu görünümü

AMZ için Neotektonik Dönem (havza oluşumu), En Geç Miyosen- Erken-Orta Pliyosen'den itibaren başlamaktadır. Bu dönem içinde aktif faylarla sınırlanan tektonik bloklar içerisinde Tavşan, Akdağ ve Sakarat gibi önemli dağlar ve Havza, Taşova-Erbaa, Suluova ve Amasya havzaları gibi morfotektonik elemanlar tanımlanmıştır. Uzun dönem kapalı bir havza olarak evrimini sürdüren Suluova Havzası dışındaki havzaların stratigrafik ve sedimantolojik özellikleri, havza dolgusunun büyük oranda akarsu/yelpaze çökellerinden oluştuğunu göstermektedir. Böylelikle Yeşilirmak akarsu sisteminin parçalarının AMZ'nun morfotektonik evrimi içerisinde Neotektonik Dönem'den itibaren etkin olduğu öngörülmektedir.

AMZ içerisinde Geç Neotektonik Dönem'in başlangıcı Orta Pleyistosen (Toringiyan ~0.7 my) olarak belirlenmiştir. Bu dönem içerisinde, (1) Ezinepazar-Sungurlu Fay Sistemi oluşmuş ve doğudan batıya doğru ilerleyerek günümüzde üzerinde yer alan havzaların oluşumunu denetlemiştir. (2) EsF ve KAF arasında oluşan Taşova-Erbaa Havzası gençleşmiş ve Esençay Fayı (EsF), KAF Anakol özelliğinden balık kılıcı fay geometrisinin yan elemanı konumuna indirgenmiştir (3) KAF Kelkit segmenti ve KAF Niksar segmenti arasındaki sıçrama ile Niksar çek-ayır havzası oluşmuştur (4) Suluova Havzası'nın sınır fayları aktivitesini kaybetmiş ve Yolpınar ve Suluova fayları ile Eraslan Fayı kontrolünde Suluova çek-ayır ovası oluşmuştur (Şekil 3.1).

Bu fayların normal bileşeni, Neotektonik Dönem’de havzaya malzeme taşıyan birbirine paralel gelişmiş vadi sistemlerini gençleştirirken ilksel geometrilerini korumalarını sağlamıştır. Bu dönemde Suluova Gölü dış drenaja açılarak hızla boşalmış ve havza ortasında gelişen genç çek-ayır havza içinde ise günümüzde asılı bulunan Harmanağılı formasyonuna ait menderesli akarsu çökelleri depolanmıştır. Bu dönemden günümüze çoğunlukla genç çökeller içerisinde temel birimleri de kazarak oluşan vadiler, bölgenin iklim, yükselme/çökme kontrollü aşınma geçmişi hakkında bize bilgi vermektedir.

Geç Pleyistosen’den itibaren havzaların eski çökellerindeki kazılma daha da belirginleşmiştir. Örneğin Harmanağılı formasyonu 30-40 metreye ulaşabilen derinlikte boğazlarla kazılmıştır. Geldingen Havzası güneyinde Yeşilırmak drenaj sistemi terasları üzerinde yapılan OSL yaşlandırması sonucu Geç Buzul Dönemi (~30 By) içerisinde ~30-40 metre kazılma belirlenmiştir (Detaylı tartışma için Bölüm 2.2.3.2.’ye bakınız)

Böylelikle AMZ’nun morfotektonik evriminde 3 dönemden bahsedilebilir: (1) Erken-Orta Pliyosen döneminde belirgin yükselim ve havza oluşumu, temel üzerinde vadi gelişimi (2) Orta Pleyistosen döneminde faylarda ve havzalarda gençleşme ve bunun sonucunda genç çökeller içerisinde vadilerin gelişmesi ve (3) Son Buzul döneminde depolanma ve Geç Buzul döneminde aşındırma, özellikle havza boğazları ve kenarlarında gözlenen depolanmalı ve aşınmalı terasların gelişimi. Bölgenin Neotektonik Dönem öncesindeki morfolojisi hakkında bilgimiz çok kısıtlıdır ve bu tezin kapsamı dışında kalmaktadır. Ancak önemli havzaların çevresinde sınırlı da olsa yüzeyleyen kömürlü gölsel Orta Miyosen çökellerinin varlığı (Havza ve Suluova havzaları; Alıcık formasyonu; Kayseri ve Akgün, 2008) çöküntü alanları ve yükselimler anlamında bölge morfolojisinin günümüze benzediği sonucuna varılabilir.

3.3.1. Morfometrik Analiz

İnceleme alanını denetleyen faylar, doğuda 2 km genişliğinden başlayarak batıda 100 km’ye kadar ulaşan bir makaslama zonunun morfolojik evrimini kontrol etmektedir. Bu şekillendirmenin, tanımlanan morfotektonik yapıların topoğrafyasına olan etkilerinin sayısal karşılığı olan morfometrik indislere yansımaları araştırılmıştır. Bu amaçla önceki çalışmalarda detaylı olarak tanıtılan (ör: Keller ve Pinter, 2002) ve

güncel morfotektonik çalışmalarda kullanılan (ör: Tarı, 2007) SL, AF ile HE / HI indeksleri ve ilişkili grafikler kullanılmıştır.

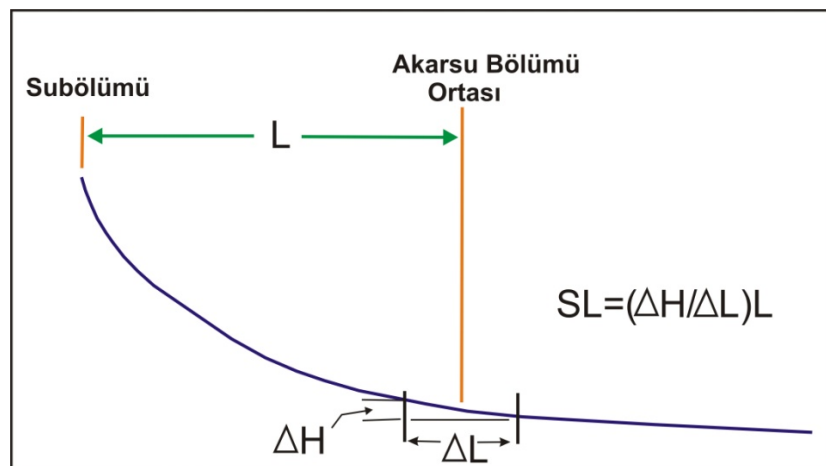
Tüm morfometrik analizler, HGK tarafından üretilen 1/50.000 ölçekli eşyüksekti eğrilerinin 20 m'lik piksel çözünürlüğüne sahip sayısal yükseklik modeline (DEM) dönüştürülmesi ile elde edilen bölgesel veri seti üzerinde gerçekleştirilmiştir. Analizlerde ve harita uygulamalarında ErMapper 7.0[©], ArcGIS 9.2[©] ve RiverTools 2.4[©] paket programları kullanılmıştır.

3.3.1.1. Akarsu Uzunluk Gradyan İndeksi (SL)

Akarsu/vadi profilleri, tektonik aktivite, kaya direnci, bitki örtüsü ve iklimsel faktörlere oldukça duyarlıdır (Keller ve Pinter, 2002). SL indeksi bu değişiklikleri belirgin hale getirmektedir. Bu indeks, aktif tektonik bölgelerde yaygın olarak kullanılmış (ör: Hack, 1973; Keller ve Pinter, 2002) ve tektonik aktiviteyi işaret eden yüksek anomalili değerler bulunmuştur.

SL indeksi Şekil 3.5'de gösterildiği gibi hesaplanmaktadır (3.1). $\Delta H/\Delta L$ akarsu yatağı içindeki belirli bir hat boyunca yükseklik değişiminin uzunluğuna oranı, L ise hattın orta noktasından vadinin mansabındaki en yüksek noktasına olan uzunluğudur. Böylece, belirli kot değişimleri arasındaki yükseklik değişimleri, tüm vadi boyunca değişen değerler olarak ifade edilmiş olur.

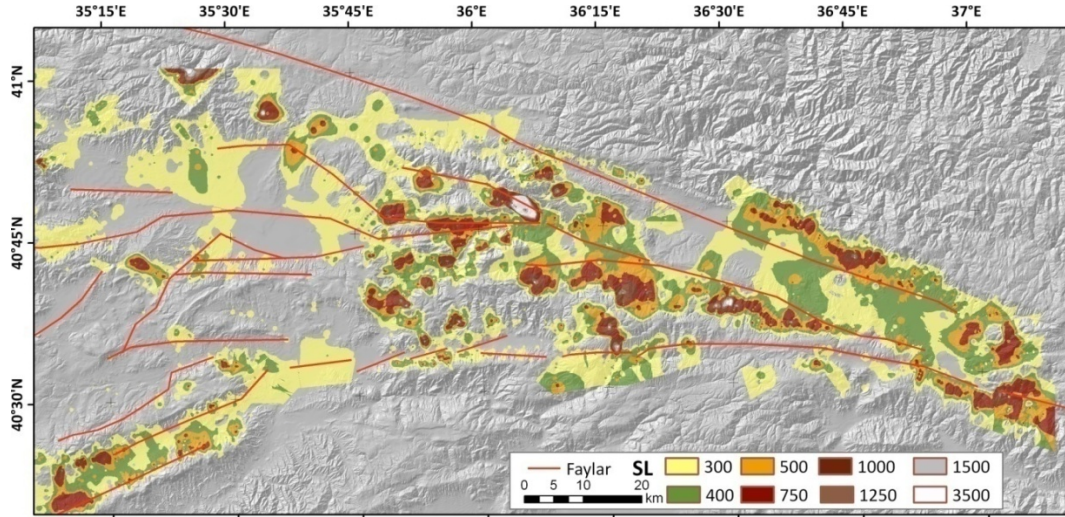
$$SL=(\Delta H /\Delta L).L \quad (3.1)$$



Şekil 3.5 : Akarsu Uzunluk Gradyan İndeksi'nin hesaplanması

Bu çalışma içerisinde AMZ'nun içerisinde yer alan tüm yan ve ana vadilerde SL indeksi hesaplanmıştır. Bu amaç için öncelikle RiverTools[©] programı ile

DEM'lerden çıkarılan akarsu profilleri, MS Excel[®] programına aktarılmıştır. Bu ortam için Gökhan Rızaoğlu tarafından hazırlanan Visual Basic[®] tabanlı SLM[®] macrosu ile $\Delta H=50$ sabit kabul edilerek menbada mansaba doğru SL değerleri hesaplanmıştır. Elde edilen ~8000 nokta değeri, ArcMap[®] yazılımında Krigging enterpolasyonu kullanılarak grid verisine dönüştürülmüştür (Şekil 3.6). SL değerlerinde tek vadi yerine bölgesel bir dağılım elde edilen bu yöntemdeki amaç litolojik değişikliklere bağlı anomalilerin elenmesidir.



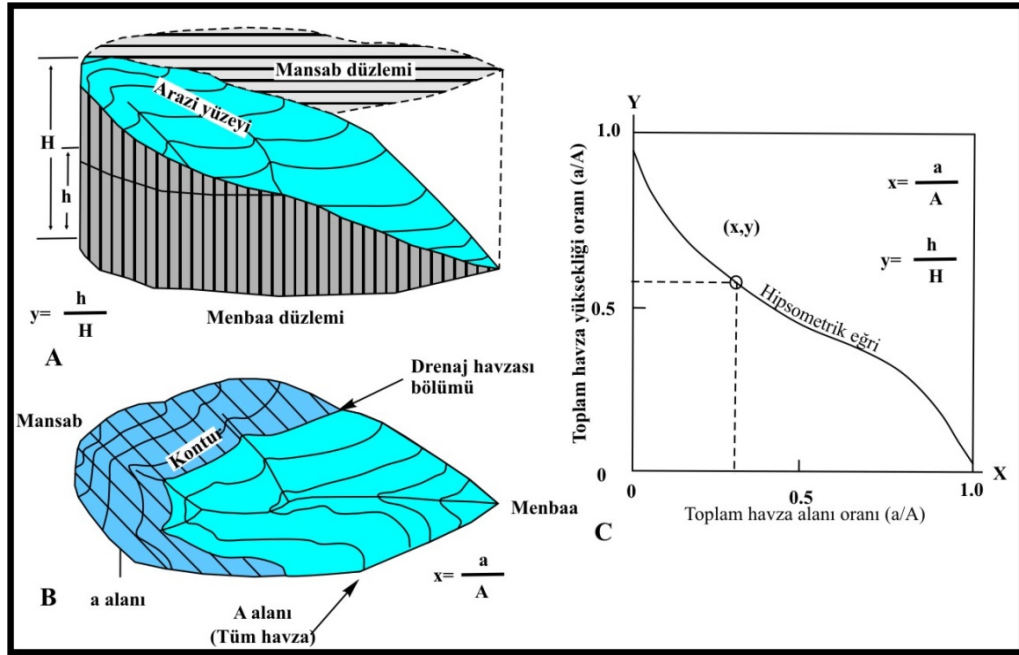
Şekil 3.6 : AMZ için SL dağılım haritası (değerler aralık olarak verilmiştir)

AMZ'nun SL dağılım haritası incelendiğinde, özellikle doğu kesimde yoğunlaşan SL anomalileri farkedilmektedir. Bu anomaliler, (1) Kelkit Vadisi'nde, (2) Sakarat Dağı yükselimi kuzeyinde, (3) Kocababa yükseliminin kuzeybatı kesiminde Yeşilirmak Vadisi'ne bakan yamaçlarında, (4) Akdağ yükseliminin güney ve kuzeydoğu kenarında (5) Çorum Vadisi dahilinde, (6) KAF-Niksar kuzeyinde ve (7) Deliçay Vadisi batısında bulunmakta ve çizgisel olarak takip edilebilir hatlar üzerinde SL değerleri >1000 mertebelerine ulaşmaktadır. Bu bölgeler, aktif fay kontrolünde morfolojik evrimini sürdüren alanlardır. Anomaliler, özellikle fayların güneye dönüşlü olduğu kesimlerde ve fayın eğimlenerek sıkışmalı bileşene sahip olduğu alanlarda gözlenmektedir. Bununla birlikte özellikle Suluova ve Geldingen ovaları çevresinde düşük SL değerleri bölgedeki tektonik şekillendirmenin çok etkin olmadığına yönelik bir fikir vermektedir. Buna karşılık olarak Çorum Çayı Vadisi'nin iki yakasında da gözlenen yüksek SL değerleri, Sungurlu Fayı kontrolünde negatif bir çiçek yapısı oluşturan bu morfotektonik yapının günümüzde de belirgin olarak aktif olduğunu yansıtmaktadır.

3.3.1.2. Hipsometrik Eğri (HE) ve Hipsometrik İntegral (HI)

Hipsometrik eğri (HE), değişik ölçekteki drenaj alanlarının (tek bir vadiden kıta ölçeğine kadar) yükseklik/alan dağılımını tanımlamaktadır. Hipsometrik integral (HI) ise bu eğri altındaki alanı rakamsal olarak ifade eder (Strahler, 1952). HE ile havzanın yarıлма derecesi arasındaki yakın ilişki integral değerinin havzanın aşınım döngüsü içindeki yerinin ifade edilmesine imkan verir. Yüksek integral değerleri, genç topoğrafyaya işaret ederken; düşük değerler aşınımın tektonik süreçlere göre daha baskın olduğu, morfolojik evrimin ileri aşamalarını ifade eder. HE/HI analizi farklı seviyelerdeki aktif ve pasif tektonik alanları ayırmakta kullanılan önemli bir araçtır (Keller ve Pinter, 2002).

$$HI = (h_{ort} - h_{min}) / (h_{max} - h_{min}) \quad (3.2)$$



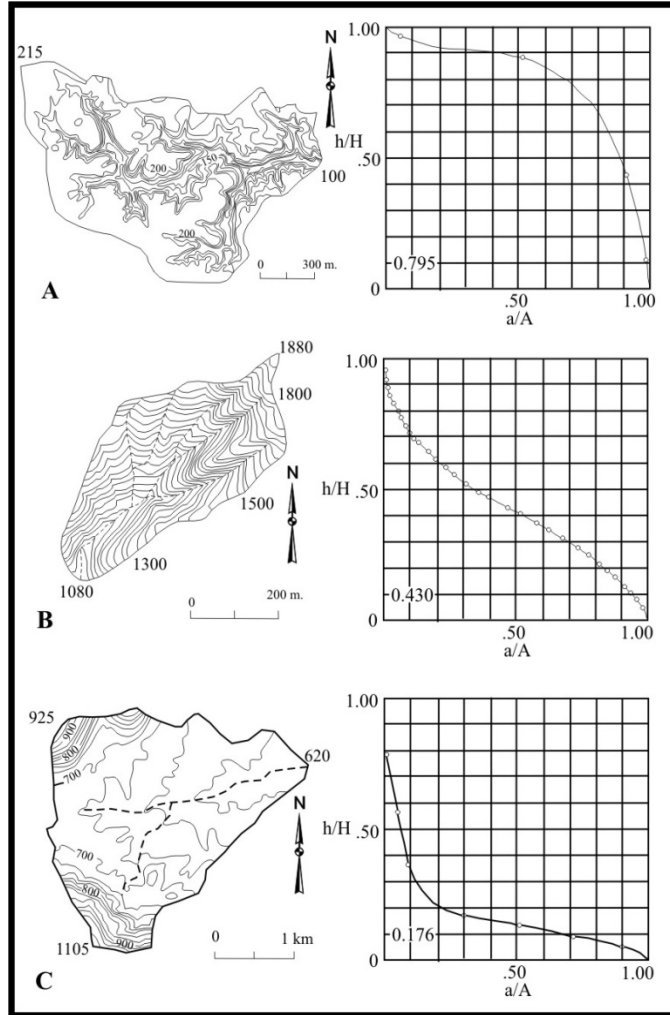
Şekil 3.7 : Bir nokta (x,y)'dan hipsometrik eğrinin nasıl çıkarıldığı gösteren varsayıma dayanan drenaj havzası. a/A ve h/H'nin farklı değerlerinin (başka eşyüksekti eğrileri için) işaretlenmesi hipsometrik eğrinin çizilmesini olanaklı kılar (Strahler, 1952 ve Tarı, 2007'den alınmıştır).

Hipsometrik integral (HI) değeri ise grafikte bu eğrinin altında kalan alanı ifade eder ve havza yükseklik değişiminin ortalama değere göre konumunu belirler. HI, genellikle bir bölgedeki morfolojik gelişimin aşamalarını anlamak için kullanılır (Strahler, 1952). Bu gelişimin aşamalarını anlamak için, bölgede çeşitli ölçekte

seçilen drenaj alanlarının hesaplanan HI değeri HE grafikleri karşılaştırmalı olarak kullanılabilir (Tarı, 2007).

Bu anlamda HE, bir havza içinden geçen h yüksekliğine ait bir eş yükselti eğrisinin üzerinde kalan alanın tüm drenaj havzasının alanına oranı (a/A , x) ve eşyükselti eğrisinin değeri ile havzanın en yüksek kotunun oranının (h/H , y) karşılaştırılması ile elde edilir (Şekil 3.7 ve 3.2).

İdeal durumlarda yüksek HI ve dışa bükümlü bir HE (Şekil 3.8/A) yeni oluşan “genç”; 0.5’e yakın HI değerleri ve doğrusala yakın HE “duraylı-dengede” (Şekil 3.8/B); düşük HI ve iç bükey HE ise “olgun” bir drenaj havzasını yansıtmaktadır (Şekil 3.8/C).

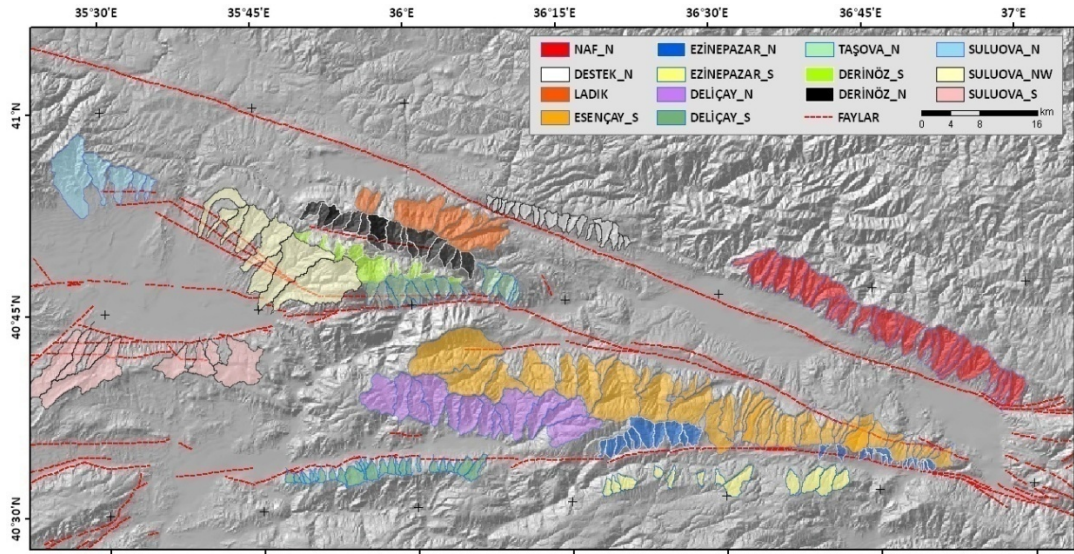


Şekil 3.8 : Hipsometrik eğri ve integralin morfolojik yorumuna örnekler

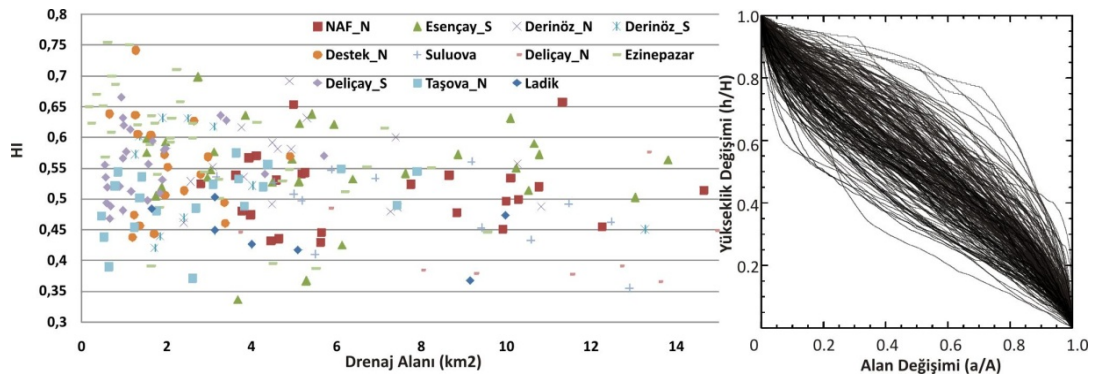
Hipsometrik analizin sonuçları, duraylı koşullar olarak tanımlanabilecek sabit bir iç süreç (tektonizma) - dış süreç (iklim, bitki örtüsü) ilişkisi içerisinde çeşitli faktörlerden etkilenerek değişiklik göstermektedir. Bunlardan bazıları şunlardır;

- a. HI değeri ile drenaj alanı arasında ters orantı bulunmaktadır.
- b. Vadi profili boyunca yükseklik değerinin azalma eğilimi ile HI ters orantılıdır
- c. Litoloji değişimi ve kapmalar, HE üzerinde anomaliler olarak gözlenirler

Tüm bunlara ek olarak, drenaj alanı üzerinde egemen yapısal kontrol HE grafiğinin diğer etkenlerden (iklim, litoloji ve bitki örtüsü gibi) bağımsız davranarak dışa bükümlü bir eğri oluşmasını sağlar.



Şekil 3.9 : AMZ çevresinde hipsometrik analiz gerçekleştirilen vadiler



Şekil 3.10 : AMZ içerisinde analiz edilen tüm akarsu vadilerinden elde edilen HI değerinin su toplama alanı ile ilişkisi ve toplulaştırılmış HE diyagramı

AMZ içerisinde 240 adet yan akarsu vadisinin HI değerleri hesaplanmış ve HE'leri program yardımıyla çizilmiştir (Şekil 3.9). Tüm HI değerleri HI / drenaj alanı grafiğine konulduğunda, değerlerin 15 km²'lik drenaj alanları içerisinde 0.45-0.65 arasında değiştiği gözlenmektedir (Şekil 3.10). AMZ içerisinde çok düşük ve çok yüksek HI değerleri elde edilmemiştir ve bu değerler –teorinin aksine- drenaj alanının büyüklüğünden bağımsız davranmaktadır. Bu durum, çok yeni oluşan

vadiler dışında, elde edilen değerlerin orta seviyelerden gençleşme alanına doğru olması, yükselme ile aşınma arasında gençleşme yönünde bir dengenin varlığını göstermektedir. AMZ içerisinde bulunan derin deşilmiş ara ve ana akarsu vadileri, bölgenin morfolojik evriminin Neotektonik Dönem öncesinden başladığını ve günümüzde gençleştiğini göstermektedir.

3.3.1.3. Asimetri Faktörü

Aktif tektonik çalışmalarında bloklardaki eğimlenmenin sayısal olarak belirlenmesinde yaygın olarak kullanılan indislerden biri olan asimetri faktörü (AF), yükselmeye neden olan ana faylara paralel ya da paralele yakın akarsu havzalarında uygulanmaktadır. Adams (1980), Nanson (1980), Alexander ve Leeder, (1987), Schumm (1986), Cox (1994) eğimlenmeye bağlı olarak akarsu havzalarının asimetrik gelişimine örnek olan önceki çalışmalardandır.

Kuramsal olarak homojen ve izotrop malzemeden oluşmuş ve ilksel eğime sahip bir blok üzerinde gelişen akarsu vadilerinin simetrik vadiler şeklinde olması beklenir. Drenaj alanının iki yakasının birbirinden farklı alanlara sahip olması göreceli yükselmeyi gösterebilir.

Asimetri Faktörü aşağıdaki gibi hesaplanmaktadır;

$$AF=100(Ar/At) \quad (3.3)$$

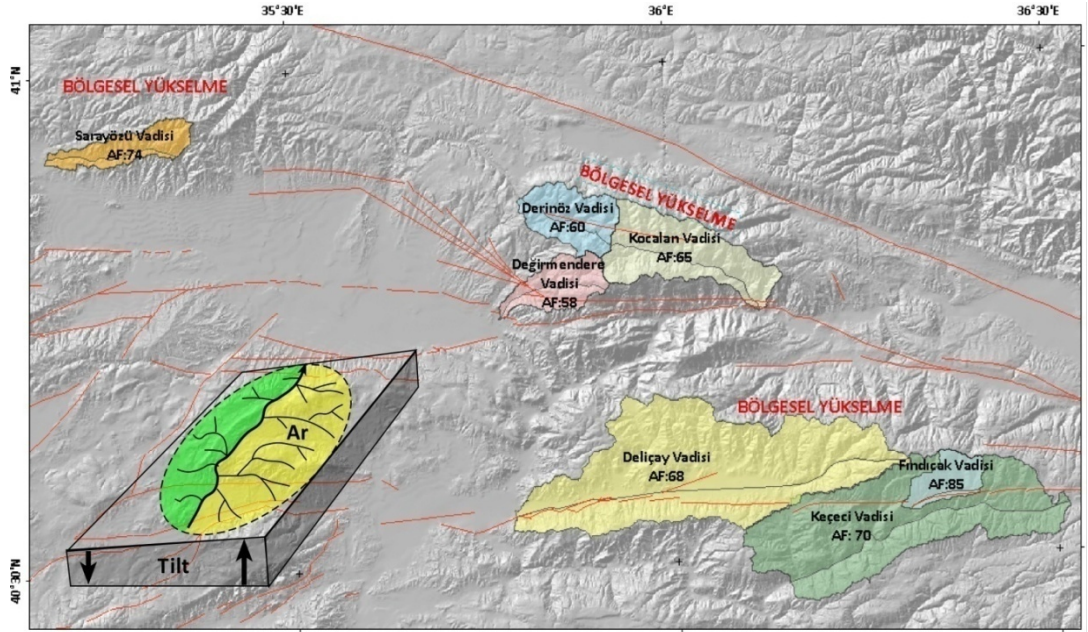
Ar=Havzanın akış yönüne göre sağ yamacının alanı **At**= Havzanın tamamının alanı

Asimetri faktörü değerleri 50'den düşük ise akarsuyun akış yönünde sağa doğru bir tiltlenmeyi ifade ederken 50'den yüksek değerler havzanın akış yönüne göre sola doğru tiltlenmesini ifade eder (Keller ve Pinter, 2002).

Çizelge 3.1 : AMZ içerisinde AF indeksi sonuçları

Yükselim/ FZ	Vadi	AF
Sakarat / EsF-EzF	Keçeci Deresi	70
Sakarat / EsF-EzF	Fındıcak Deresi	85
Kocababa / TF-DF	Deliçay Deresi	68
Akdağ / KAF/TF	Değirmendere	58
Karaömer /KAF/DöF	Derinöz Deresi	60
Karaömer /KAF/DöF	Kocalan Deresi	65
Tavşan Dağı (KAF)	Sarayözü Deresi	74

İnceleme alanında bulunan belirgin 3 aktif yükselim içerisinde, fay hatlarına paralel gelişmiş 7 drenaj alanı için AF indeksi hesaplanmıştır. Elde edilen değerler (Şekil 3.11 ve Çizelge 3.1) Sakarat-Kocababa, Akdağ-Karaömer ve Tavşan dağlarının Neotektonik Dönem içerisinde kuzeyden güneye aktif olarak yükseldiklerini göstermektedir. Özellikle Sakarat Dağı'nda faya paralel gelişen yükselme, yüksek AF değerleri ile ifade olmaktadır.

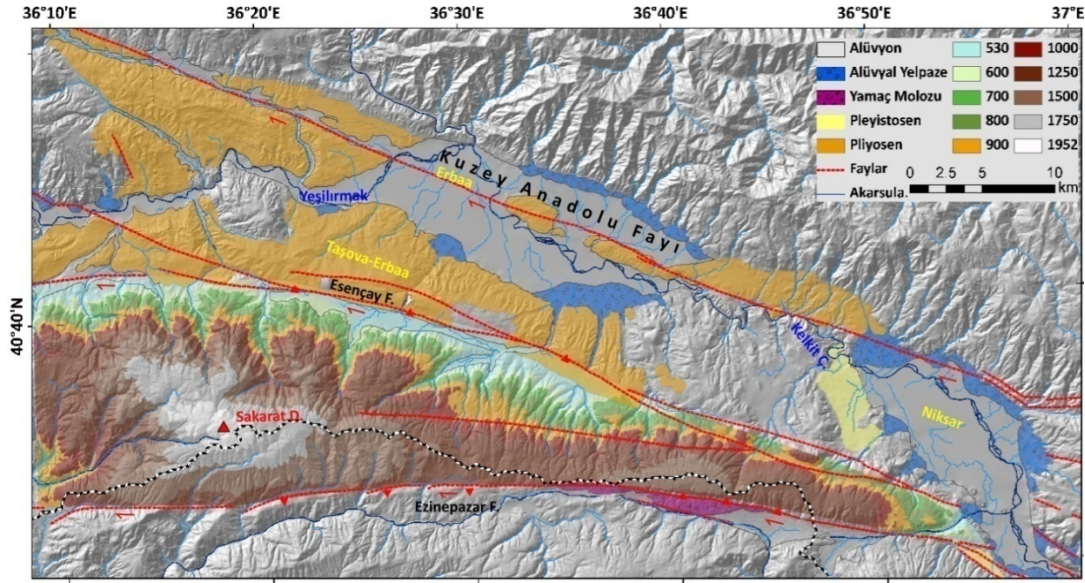


Şekil 3.11 : Asimetri Faktörünün tanımı (Keller ve Pinter, 2002) ve AMZ içerisinde AF indeksi gerçekleştirilen vadiler

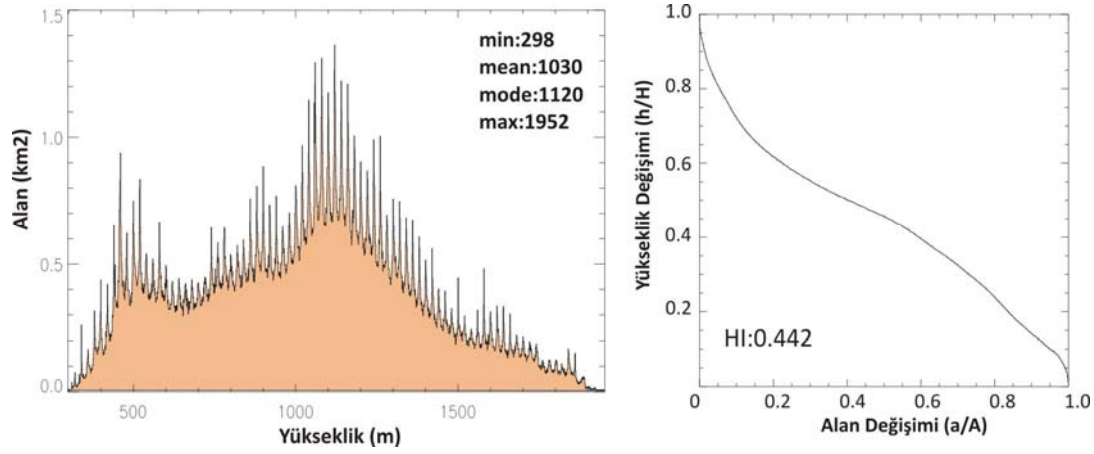
3.3.2. AMZ Doğu Kuşağın Morfotektonik Özellikleri

3.3.2.1. Sakarat Dağı Yükselimi ile Taşova-Erbaa ve Niksar Neojen Havzaları

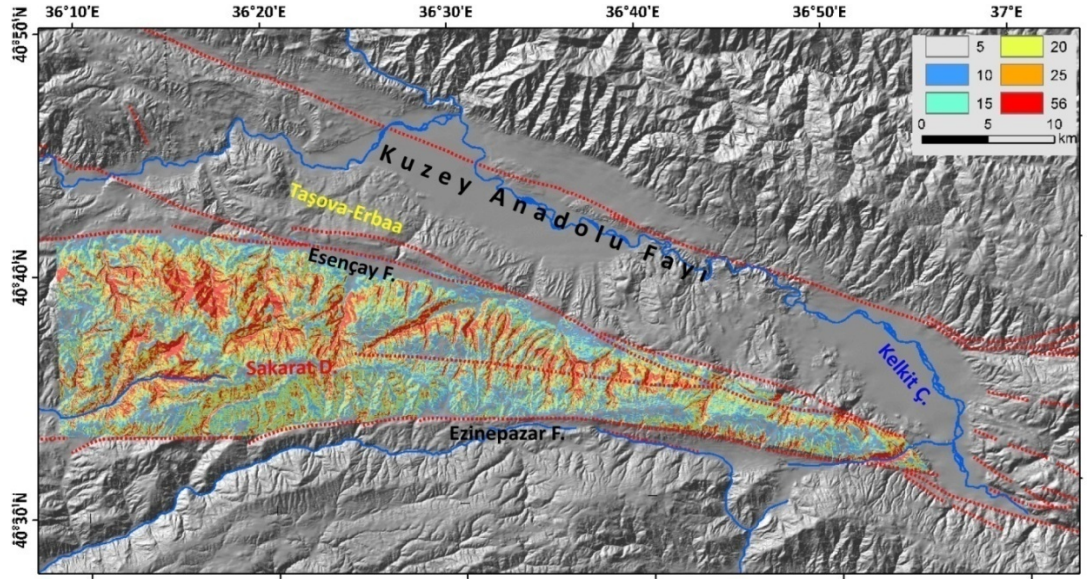
AMZ'nda yer alan bir başka tektonik yükselim, 626 km² alana sahip, kuzeyinden EsF, güneyinden ise EzF ile sınırlanan Sakarat Dağı'dır (Şekil 3.12). Özellikle kuzey kesimi oldukça aşındırılmış bir görünüm sunan bu yükselim, Erken Pliyosen-Erken/Orta Pleyistosen dönemi arasında aktif olan Taşova-Erbaa Havzası'nın en önemli çökel kaynağını oluşturmuştur (Barka ve diğ., 2000). En çok 1930 metre kotuna sahip olan blokun alan/yükseklik frekans dağılımı 500-1250 metre kotları arasında yoğunlaşan bir yüksekliğe sahip olduğunu göstermektedir ve tüm alanın hipsometrik analizi olgun HE ve HI:0.442 değeri vermektedir (Şekil 3.13). Bu değerler, Sakarat Dağı'nın evrimi içerisinde olgunlaşma aşamasına geçtiğini ifade eder.



Şekil 3.12 : AMZ'nun doğu kesiminde yükseklik dağılım ve Neojen jeoloji haritası (değerler aralık olarak verilmiştir)

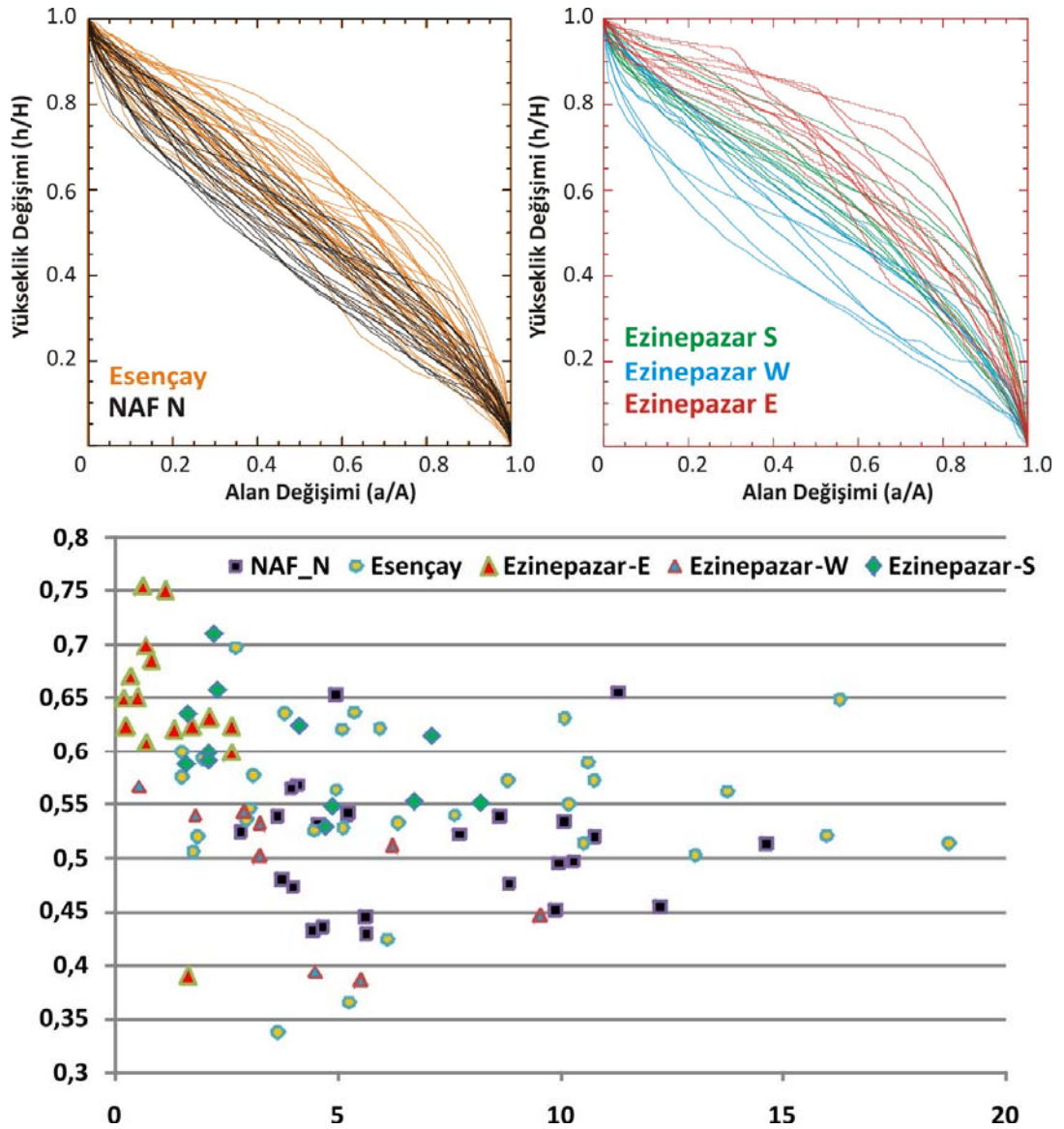


Şekil 3.13 : Sakarat Dağı yükseliminin yükseklik/alan frekans dağılımı ve HE/HI grafiği



Şekil 3.14 : Sakarat Dağı yükseliminin topoğrafik eğim dağılım haritası (değerler aralık olarak verilmiştir)

Sakarat Dağı'nın özellikle kuzey kesiminde yer alan vadi yamaçlarında aktif yükselme-aşınma ilişkisi nedeniyle yüksek topoğrafik eğim değerleri gözlenmektedir (Şekil 3.14). Eğim değerleri doğudan batıya belirginleşmektedir. Bununla birlikte yükselimin güney yamaçlarında özellikle orta kesimin eğim değerleri görece daha düşüktür. Bu durum yükselimi kontrol eden fayların uzanımları boyunca gösterdiği geometrik ve kinematik farklılıkla ilişkilidir. Bölge için hesaplanan SL değerleri (Şekil 3.15), kuzey kesimde faylara paralel bir hat boyunca yüksek sonuçlar vermekte ve bu yorumu desteklemektedir.



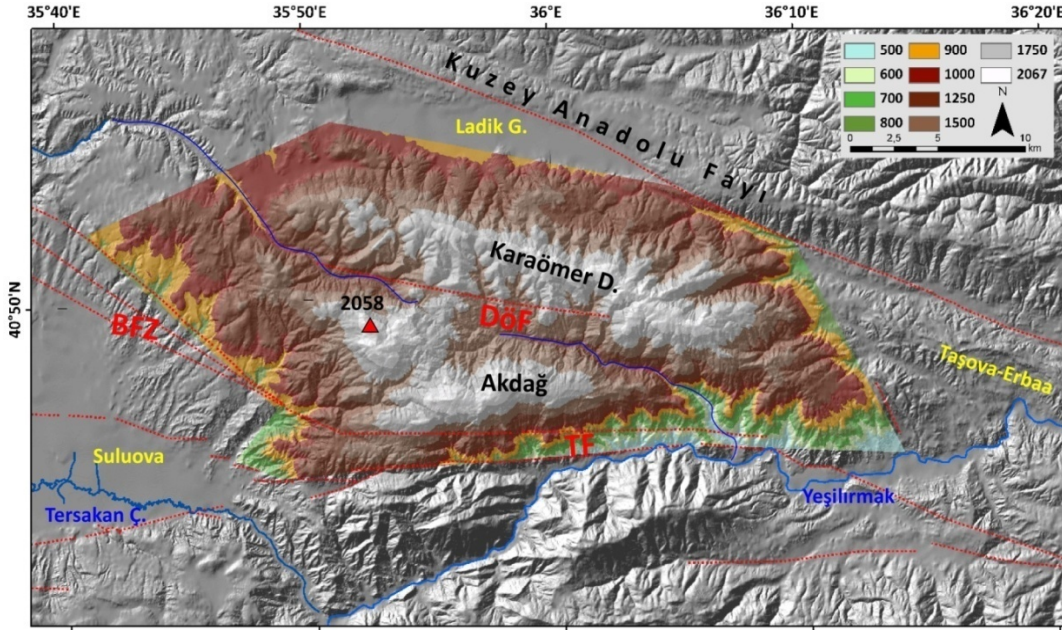
Şekil 3.16 : Sakarat Dağı yükselimi çevresinde analiz edilen drenaj alanlarının çıkarılmış HE grafikleri ile HI/alan dağılım grafiği

3.3.3. AMZ Kuzey Kuşağın Morfotektonik Özellikleri

3.3.3.1. Akdağ Yükselimi

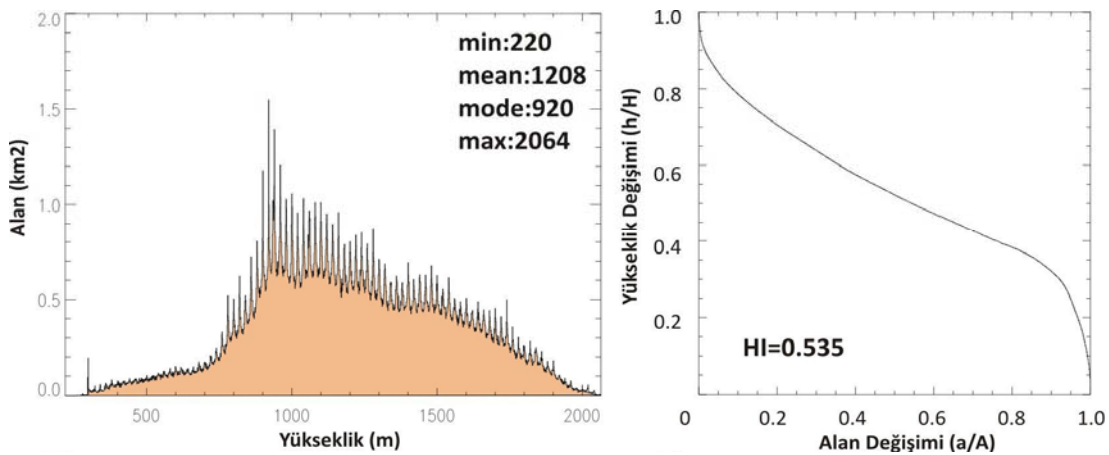
AMZ'nun kuzeydoğu kesiminde yeralan Akdağ, kuzeyde KAF, güneybatıda Bayırlı Fay Zonu (BFZ), güneyde ise Taşova Fayı (TF) ile sınırlanan toplam 613 km² alana sahip baklava dilimi geometrisine sahip önemli bir yükselidir (Şekil 3.17). İnceleme alanının Neotektonik Dönem evrimi boyunca, Havza, Taşova-Erbaa ve Suluova havzalarına malzeme veren bu yükselim günümüzde en çok 2067 metre kotuna ulaşan aktif faylara paralel iki farklı sıradağ hattından (Akdağ ve Karaömer

dağları) oluşmaktadır. Bu hatlar arasından genç Derinöz Fayı (DöF) geçmektedir. Yükselim üzerinde düzlük/düşük eğimli alan bulunmamaktadır.



Şekil 3.17 : Akdağ yükseliminin yükseklik haritası (değerler aralık olarak verilmiştir).

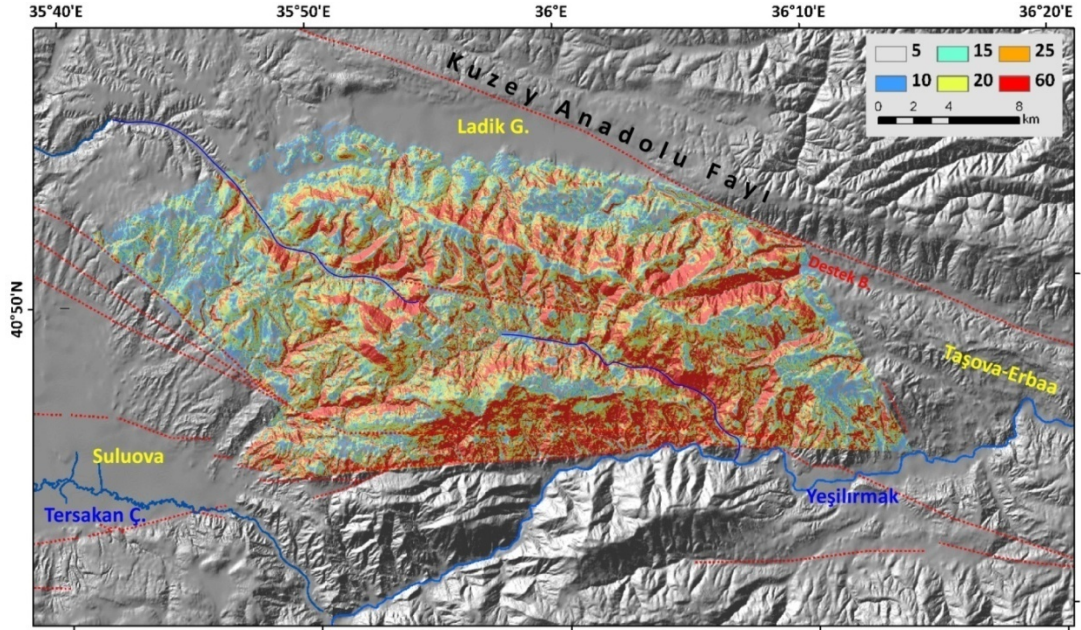
Akdağ yükseliminin genelinin morfolojik analizi, yükselimin, büyük oranda 700-1500 kotları arasında yükseklik değerlerine sahip olduğunu göstermektedir (Şekil 3.18). Bunun yanı sıra dışa bükümlü HE ve HI:0.535 değeri elde edilmiştir. Tüm bu değerler Neotektonik Dönem boyunca oldukça şiddetli aşınmaya maruz kalan Akdağ'ın günümüzde aktif olarak yükseldiğini göstermektedir (Şekil 3.18).



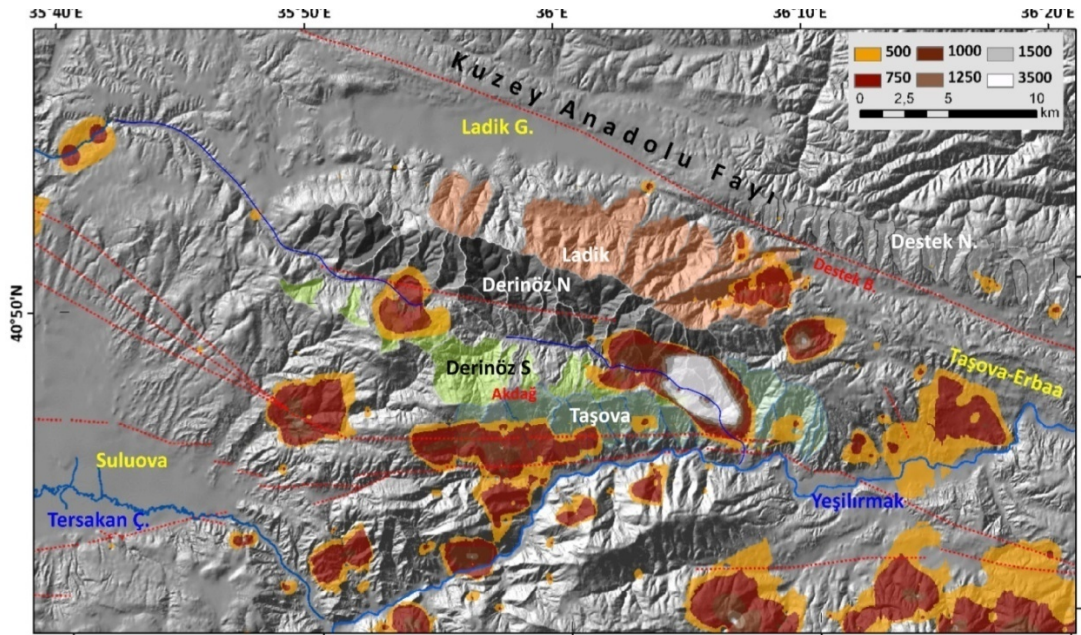
Şekil 3.18 : Akdağ'ın alan/yükseklik frekans dağılım ve HE/HI grafiği

Akdağ dahilinde topoğrafik eğim dağılımı, aktivitesini yitirmiş olan Bayırlı Fay Zonu (BFZ) ile sınırlanan batı kesimi hariç oldukça yüksek değerler göstermektedir

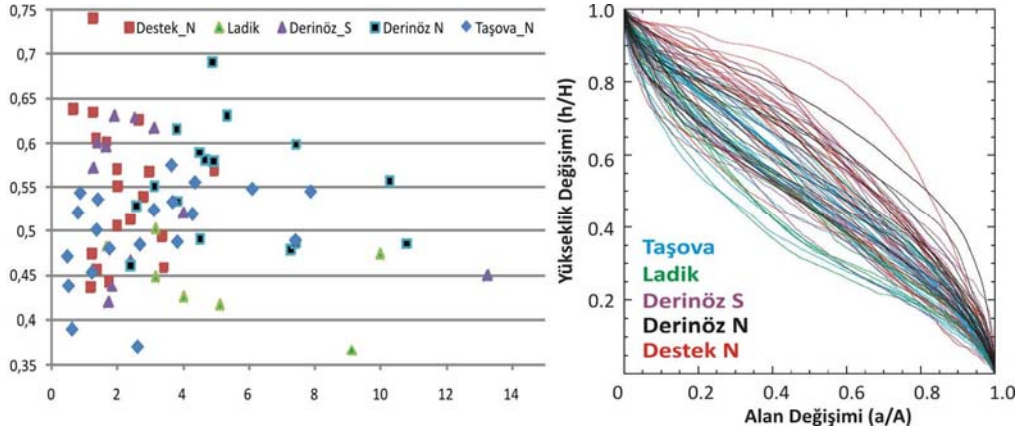
(Şekil 3.19). Bu değerler, akarsu vadilerinin yamaçları boyunca ve aktif faylarla denetlenen yüzeylerde yoğunlaşmaktadır.



Şekil 3.19 : Akdağ yükseliminin eğim haritası (değerler aralık olarak verilmiştir).



Şekil 3.20 : Akdağ yükselimini SL dağılım haritası ve HE-HI hesaplanan drenaj alanları (değerler aralık olarak verilmiştir).

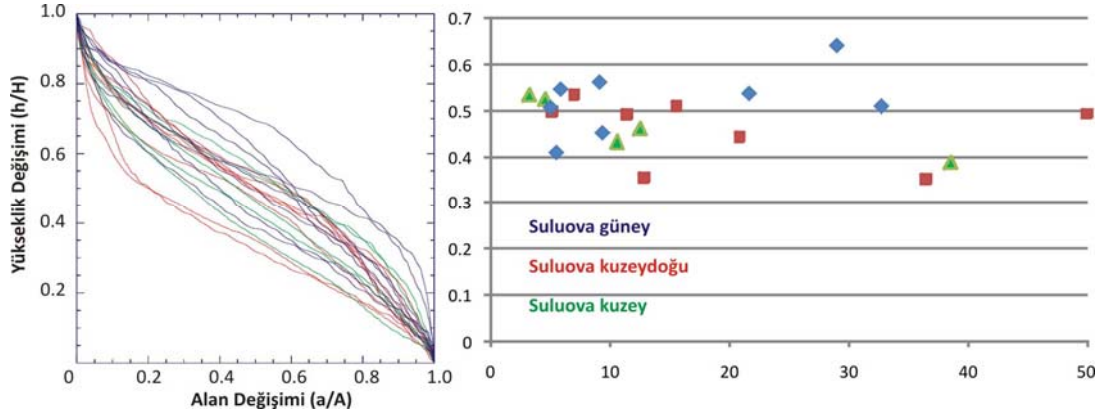


Şekil 3.21 : Akdağ yükseliminin yükseklik/alan frekans dağılımı ve HE grafiği ile analiz edilen drenaj alanlarının HI/alan dağılım grafiği ile karşılaştırılmış HE grafikleri

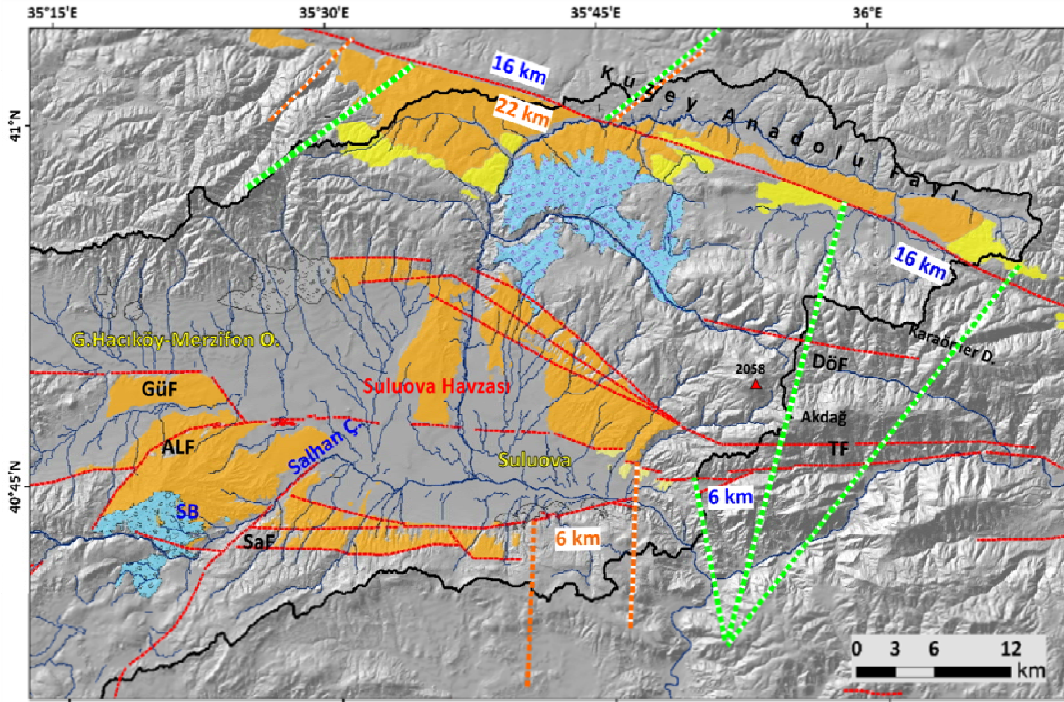
Özellikle güney kesimde Yeşilirmak’a bakan yamaçlardaki yüksek eğim ve SL değerleri Taşova Fayı (TF) kontrolündeki aktif yükselmeyi göstermektedir (Şekil 3.20). Akdağ yükselimi çevresindeki drenaj alanlarında gerçekleştirilen hipsometrik analiz, yükselim içerisinde farklılaşmış tektonik harekete yönelik ipuçları sunmaktadır (Şekil 3.21). Buna göre, genç Destek-N drenaj ağı dışında kalan akarsu alanlarında Taşova ve Derinöz N kısımları aktif yükselmeyi işaret etmektedir. Bununla birlikte Ladik ve Destek-S vadileri daha olgundur. Bu farklılaşmış HE/HI değerleri, Derinöz Fayı (DöF) ve TF hatlarında kuzeye eğimli ters bileşenli faylanmaya işaret etmektedir. Bu nedenle yükselim, Karaömer ve Akdağ zirve hatlarının güneyinden geçen bu iki aktif fay boyunca iki parça halinde kuzeye doğru eğimlenmektedir. Bu yorum AF indeksi ile de desteklenmektedir (Şekil 3.11).

3.3.3.2. Suluova Neojen Havzası ve Tersakan Su Toplama Havzası

Suluova Havzası, 420-800 metre kotları arasında doğudan batıya doğru yükselen bir taban topoğrafyasına sahip, 890 km² alan kaplayan, romboidal şekilli geniş bir Neojen havzasıdır. Havza kuzeydoğuda Akdağ, kuzeyde Tavşan Dağı, güneyde Çakır Dağı, batıda İnegöl Dağı ve güneybatıda Eğirlidağ yükselimleri ile sınırlanmaktadır (Şekil 3.22). Oluşumuna Orta Pliyosen’de başlayan havza dahilinde, bu dönemden günümüze kadar çökelmiş toplam ~400 metre görünür çökel kalınlığı ölçülmüştür. Bu çökeller özellikle havza kenarlarında yüzlek vermektedir. Suluova havzası, günümüzde Suluova çek-ayır, Alıcık çek-ayır ve GümüşHacıköy yarı graben ovalarıyla gençleşerek gelişimini sürdürmektedir.



Şekil 3.23 : Suluova Havzası yükselimi çevresinde analiz edilen drenaj alanlarının karşılaştırılmış HE grafikleri ile HI/alan dağılım grafiği



Şekil 3.24 : Tersakan Havzası su bölümü çizgisi ve Havza- Suluova havzaları Orta Pliyosen-Orta Pleyistosen çökellerinde gözlenen KAF ve SuF'a bağlı ötelenme miktarları

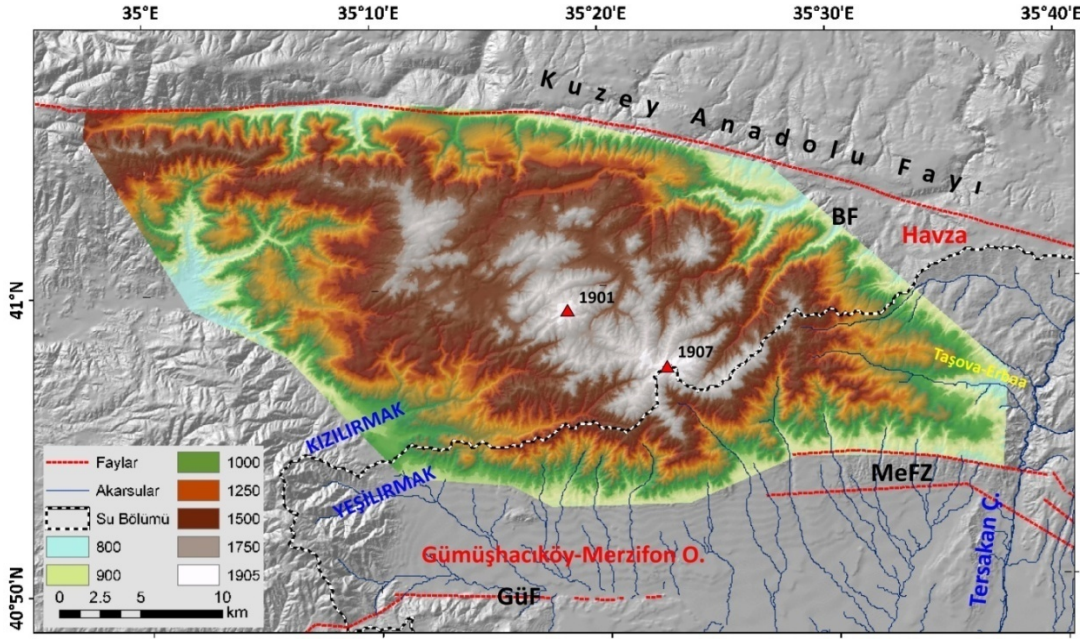
Günümüzde 2650 km² alan kaplayan Tersakan akarsu havzası su bölümü çizgi aktif fay hatlarının bulunduğu kesimlerde ötelenmiş görünmektedir (Şekil 3.24). Örneğin, havzanın Akdağ güneyinde yer alan su bölümü çizgisi, TF-SuF hattı (D-B) boyunca ~6.0 km ötelenmiş olarak gözlenmektedir. Tersakan Havzası'nın evrimi içerisinde bilinen en önemli olay, Toringiyan öncesinde (0.7 my) Yeşilırmak tarafından kapılmasıdır. Bu morfolojik düzenleme, aynı zamanda bölgede yeni fayların (TF ve SuF) oluştuğu ve Suluova Neojen havzasının gençleştiği döneme karşılık gelmektedir. Benzer ötelenme miktarı, havzanın Noejen çökellerinde de gözlenmiştir

(Şekil 3.24). Bu nedenle su bölümü çizgisindeki atım, TF ve SuF için Geç Neotektonik Dönem (0.7 My) atım değeri olarak kabul edilebilir. Benzer bir biçimde, Ladik ve Akdağ arasında yer alan su bölümü çizgisinin doğu ve batı kesimleri de ~16 km ötelenmiş olarak gözlenmektedir.

3.3.3.3. Tavşan Dağ Yükselimi

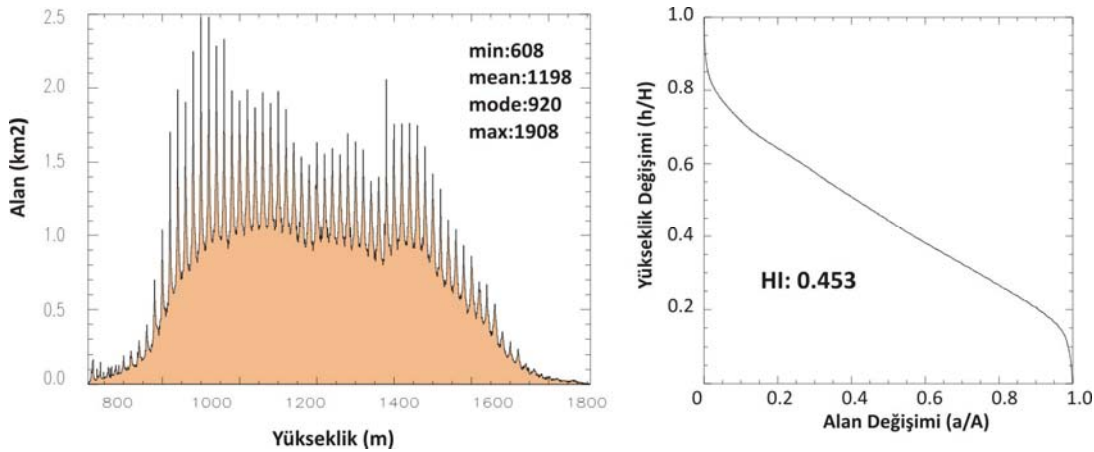
Tavşan Dağı, 1900 metre kotunda birbirine yakın iki zirveden oluşan yaklaşık 1000 km² alana sahip romboidal biçimli bir yükselimdir (Şekil 3.25). Tavşan Dağı, kuzeyinde KAF Anakol, doğusundan inaktif Beyviran Fayı (Dirik, 1993); güneydoğusundan inaktif Merzifon Fay Zonu (MeFZ), güneyinden ise aktif Gümüş Fayı (GüF) tarafından sınırlanmaktadır. Yükselimin önemli bir kısmı Kızılırmak tarafından akaçlanmaktadır.

Tavşan Dağı, bu bölümde tanıtılan diğer yükselimlerden farklılaşmış bir morfolojiye sahiptir. Dağın KAF tarafından kontrol edilen kuzey yamaçları, faya paralel gelişen genç bir sırt önünde gelişen küçük ölçekli ve birbirine paralel sıralı vadilerden oluşmaktadır. Yükselim genelindeki akarsu ağı ise bu sırt hattı tarafından setlenen daha olgun vadilerden oluşmaktadır. Özellikle YAH su bölümü çizgisinin kuzeyinde kalan birbirine paralel iki ana akarsunun Suluova Havzası tarafından kapılmaması ilgi çekicidir (Şekil 3.25). Yükselim ile yaşıt bu vadilerin yönelimi ile KAF Anakol arasında dar açı farkı GB'ya doğru 23° olarak ölçülmüştür. Yükselimin KB kesiminde gelişen genç vadiler KAF Anakol'a neredeyse dik gelişmektedir. Bu nedenle bu açı farkının, Tavşan Blokunun zaman içerisinde saat yönünde dönüşüne karşılık geldiği öngörülmüştür. Tavşan Dağı'nın Tersakan Çayı tarafından akaçlanan güneybatı kesiminde GB yönlü paralel drenajlar bulunmaktadır. Bu vadilerin özelliklerine Suluova Havzası'nın tanıtıldığı alt bölümde değinilmektedir.

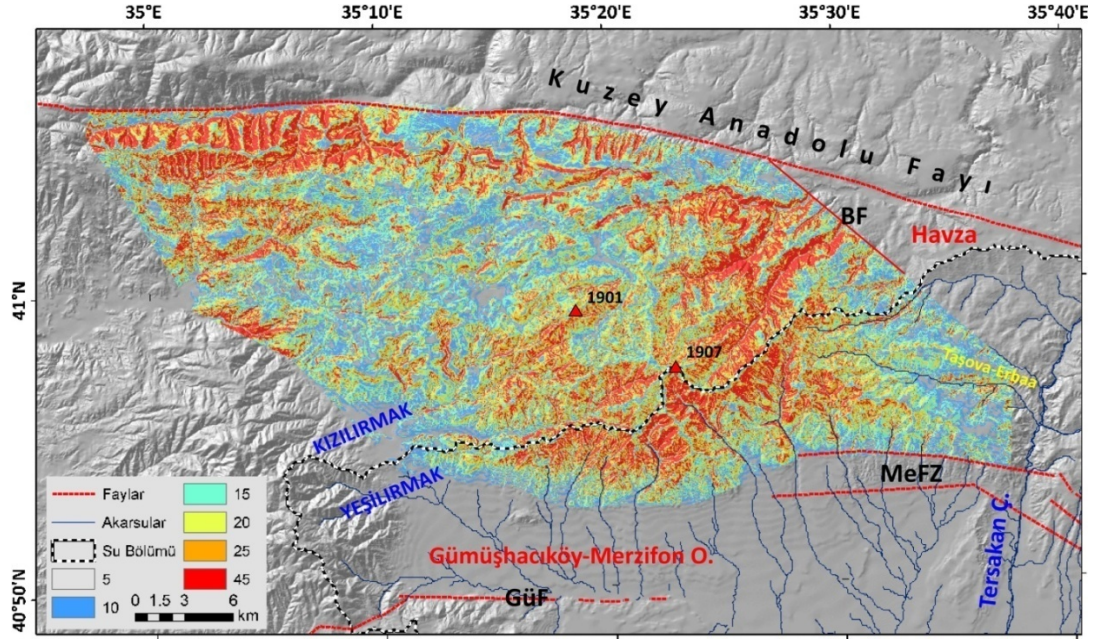


Şekil 3.25 : Tavşan Dağı'nın yükseklik haritası (değerler aralık olarak verilmiştir).

Tüm yükselimin alan/yükseklik frekans analizi düzenli bir dağılım sunarak birbirine yakın ortalama ve mod yükseklik değerleri vermektedir (Şekil 3.26). Bu değerler, yükselim için HE/HI grafiğinde de görüldüğü gibi aşınma yönünde denge koşullarının egemen olduğu yönünde yorumlanabilir (Şekil 3.26). Bununla birlikte yükselimin kuzey kesiminin gençleştiği, fay güneyinde yüksek topoğrafik eğim (Şekil 3.27) ve gelişmiş belirgin üçgen yüzeyler ve dere ötelenmeleri ile morfolojik olarak kanıtlanmıştır (Tüysüz, 2006 ve Tüysüz ve Erturaç, 2009). Yükselim çevresinde topoğrafik eğim dağılımı kuzey ve batı-güneybatı kesimlerinde yüksek değerler vermektedir.



Şekil 3.26 : Tavşan Dağı yükseliminin alan/yükseklik frekans ile HE/HI grafiği



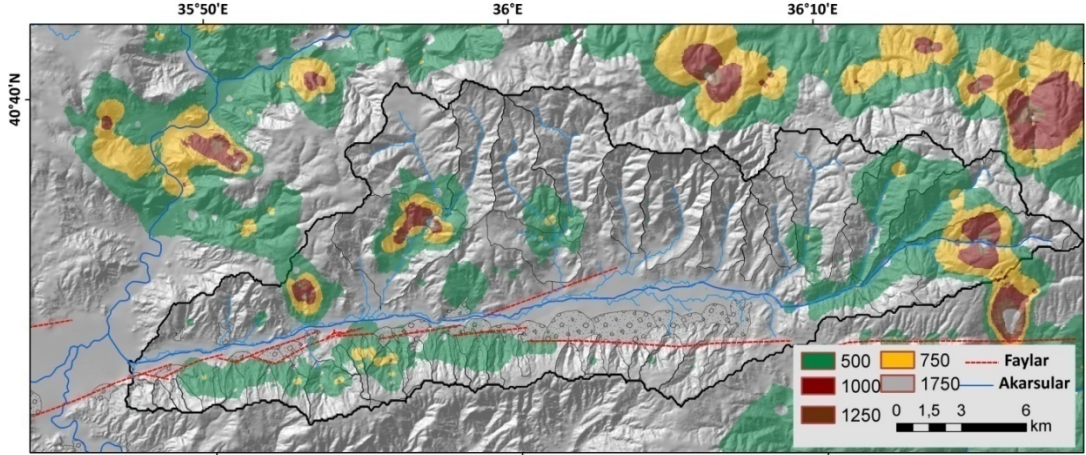
Şekil 3.27 : Tavşan Dağı'nın topoğrafik eğim dağılım haritası (değerler aralık olarak verilmiştir).

3.3.4. AMZ Güney Kuşağın Morfotektonik Özellikleri

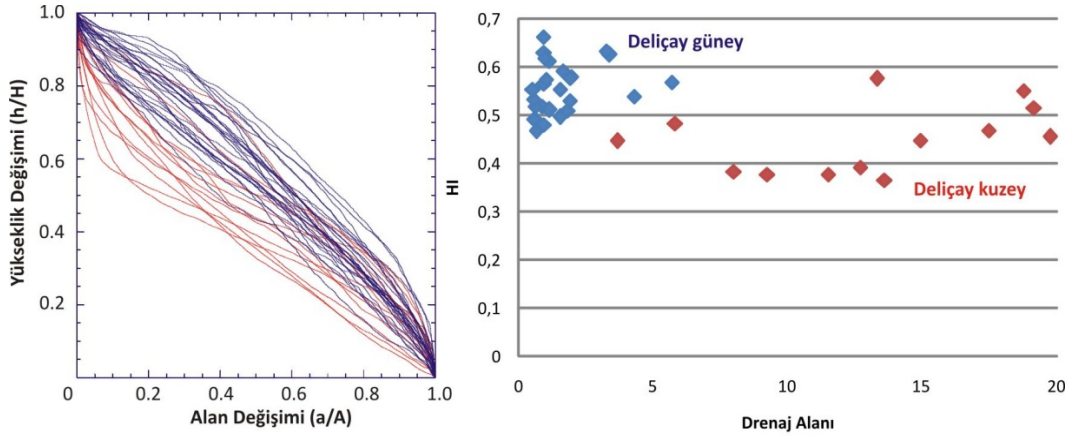
3.3.4.1. Deliçay Akarsu Havzası ve Aydınca Havzası

Kuzeyde Kocababa ve güneyde Sarıtaş dağları ile sınırlanan tipik bir dağ önü havzası olan Aydınca Havzası, AMZ içerisindeki önemli genç depolanmalı alanlardan birisidir. Havzanın su toplama alanı olan asimetrik Deliçay akarsu havzasının uzunluğu 40 km, genişliği ise yaklaşık 15 km'ye ulaşmaktadır. Havzanın su bölümü çizgisi, büyük oranda 1250-1500 metre kotlarını takip ederek doğuda Sakarat Dağı'nda 1656 metreye kadar ulaşır. Havza, orta kesiminde Kaleköy Boğazı ile iki parçaya ayrılmaktadır. Doğu kesim, 3.2 km genişliğinde bir düzlük olan Aydınca Ovası, batı kesim ise dar bir akarsu vadisi özelliğindedir (Şekil 3.28).

Havzanın kuzey kesimi ise daha olgun ve büyük vadi sistemlerinden oluşmaktadır. Bununla birlikte Deliçay Havzası'nın yüksek asimetri $AF=68$ değeri (Şekil 3.11) ile SL değeri dağılımı (Şekil 3.30) Kocababa Dağı'nın da aktif olarak yükseldiğini göstermektedir. Bu yükselme Esençay-Taşova ve Deliçay fayları kontrolünde gerçekleşmektedir.



Şekil 3.30 : Deliçay su toplama alanı çevresinde SL indeksi dağılımı (değerler aralık olarak verilmiştir).

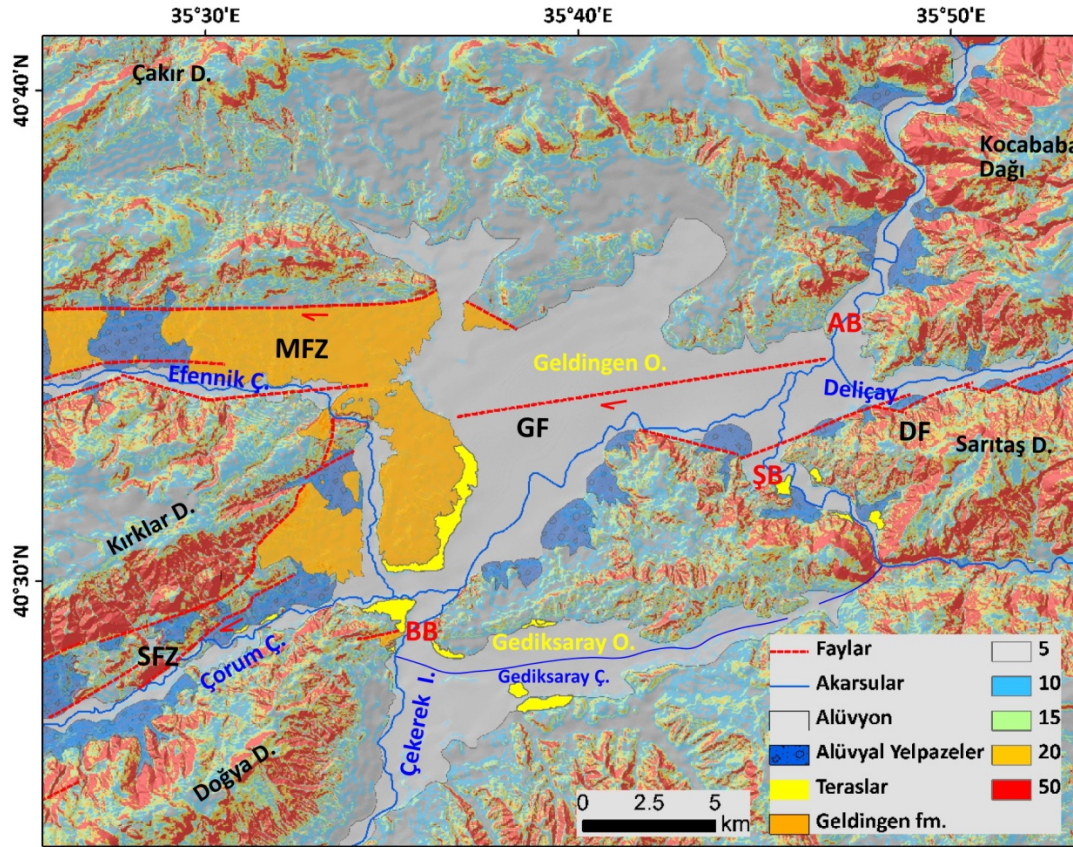


Şekil 3.31 : Deliçay su toplama alanı çevresinde analiz edilen drenaj alanlarının çakıştırılmış HE grafikleri ile HI/alan dağılım grafiği

Aydınca Ovası'nın oluşumu, inceleme alanı içerisinde balık kılıcı (splay) geometrisine sahip fay sistemleri etkisinde evrimini sürdüren Sakarat ve Akdağ tektonik mikrobloklarının arasında, EzSF sisteminin aktif elemanlarından Deliçay Fayı (DF) kontrolünde gerçekleşmiştir.

3.3.4.2. Geldingen Havzası

AMZ'nun morfotektonik bölümlendirmesi içerisinde güney kuşağın ortasında yer alan Geldingen Ovası ve çevresi 240 km² alana sahip önemli bir çöküntü alanıdır. YAH'nın önemli elemanları olan Yeşilırmak, Çekerek Irmağı, Çorum ve Efennik çayları ve Deliçay, bu ovada birleşerek Yeşilırmak'ı oluşturur. Sistemin ana akarsularının havzaya girişi, güneyde yer alan Şahinkaya Boğazı (ŞB) ve Bektemur Boğazı (BB) ile sağlanmaktadır. Bu akarsular, Geldingen Ovası içerisinde birleşerek Yeşilırmak'ı oluşturur ve kuzeybatıya doğru Amasya Boğazı (AB) ile ovayı terkederler. Havza içerisinde Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı Geldingen formasyonu ve Geç Pleyistosen yaşlı akarsu çökelleri bulunmaktadır (Şekil 3.32).



Şekil 3.32 : Geldingen Ovası ve çevresinin Neojen çökelleri ve topoğrafik eğim dağılımı (değerler aralık olarak verilmiştir).

Geniş bir çöküntü alanı özelliğindeki havza, günümüzde EzSFS'nin aktif elemanları olan DF ve Geldingen Fayı (GF) fayları kontrolünde oluşan Geldingen çek-ayır ovası ile gençleşmektedir. Daha güneyde yer alan Gediksaray Ovası içerisindeki çökeller DSI sondajlarına göre akarsu kırıntılılarından oluşmaktadır ve kalınlığı en çok 100

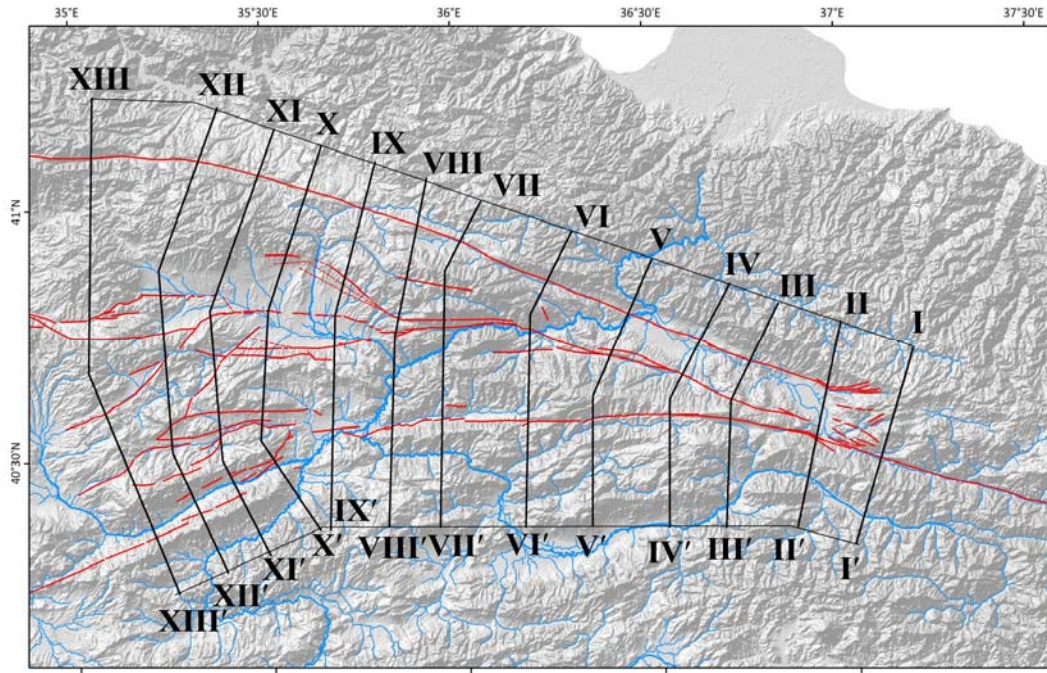
metredir. Aktif faylarla sınırlanmayan bu ovanın Gediksaray Deresi'nin aşındırması sonucu oluştuğu düşünülmektedir.

Havzanın güney kesimindeki en önemli çökeller, ŞB ve BB yamaçlarında gözlenen YAH'na ait Üst Pleyistosen yaşlı akarsu teraslarıdır. Bu teraslar OSL yöntemiyle ayrıntılı olarak yaşlandırılmıştır. Teras sistemlerinin Bölüm 2.2'de detaylı olarak anlatılan analizleri sonucu, Geldingen Ovası içerisinde Son Buzul Dönemi içerisinde önemli miktarda depolanma ve Geç Buzul Dönemi sonunda 30-40 metreye ulaşabilen kazılma hesaplanmıştır. Benzer teras depoları Gediksaray Ovası'nın sınırlarında ve daha güneybatıda Kazova'da da güncel Yeşilırmak seviyesinden 40 metre yukarıda gözlenmiştir (Bozkurt, 1990). Yeşilırmak teraslarının oluşumu büyük oranda iklim kontrolünde gelişmiştir, bununla birlikte genç Geldingen çek-ayır havzası için 0.2-0.4 mm/yıl olarak hesaplanan çökme hızı teras oluşumunu desteklemektedir.

Geldingen Havzası çevresinin topoğrafik eğim dağılımı, güncel morfotektonik şekillendirmenin, aktif faylar ve derin akarsu vadilerine bakan yamaçlar boyunca gerçekleştiğini ortaya koymaktadır. Özellikle Deliçay Fayı (DF), Sungurlu Fayı (SF) ve Mecitözü Fay Zonu'nun (MFZ) aktif kolu belirgin yamaç eğimlerinin gelişmesini kontrol etmektedir. Bununla birlikte Geldingen formasyonunun önemli kaynak alanını oluşturan havza ile Çakır Dağı arasında kalan alan, büyük oranda aşınmış ve - tüm AMZ morfolojisine oranla- oldukça olgun bir morfolojik görünüme sahiptir (Şekil 3.32).

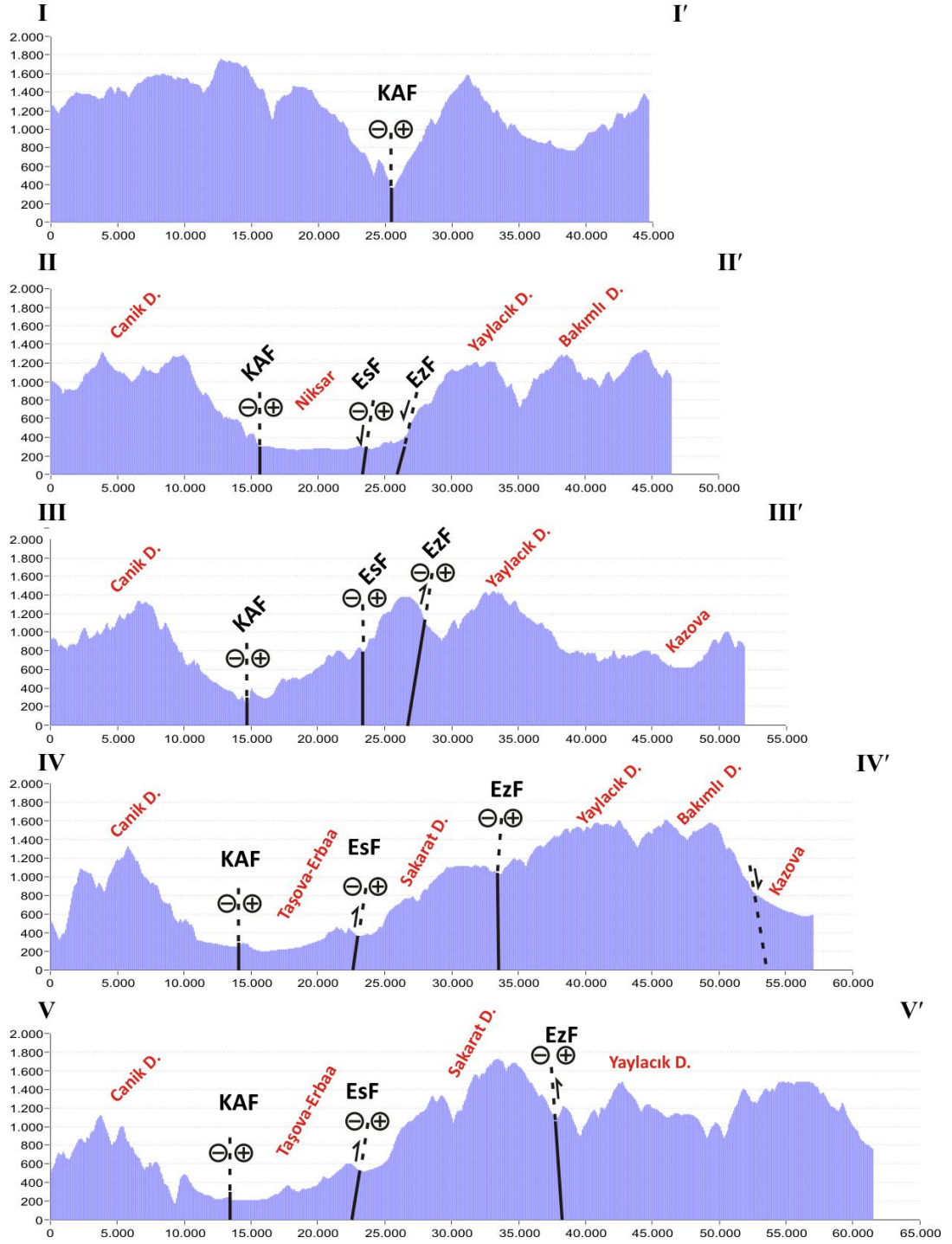
3.4. Bölüm Sonuçları

İnceleme alanının topoğrafik ve morfometrik analizleri AMZ içerisindeki morfotektonik unsurların özellikle doğu ve orta kesimde belirgin bir biçimde gençleştiğini göstermektedir. Bu durum, inceleme alanının oluşumunu denetleyen balık kılçığı fay geometrisine ait ikincil elemanların (SuFS ve EzSFS) günümüzde halen aktif olduğunun morfolojik kanıtını oluşturmaktadır. Bunun yanı sıra, fay hatlarının uzanımları boyunca gösterdiği geometrik ve kinematik değişikliklerin morfotektonik elemanlara yansımaları da kullanılan yöntemlerle rahatlıkla ayırtedilebilmektedir.

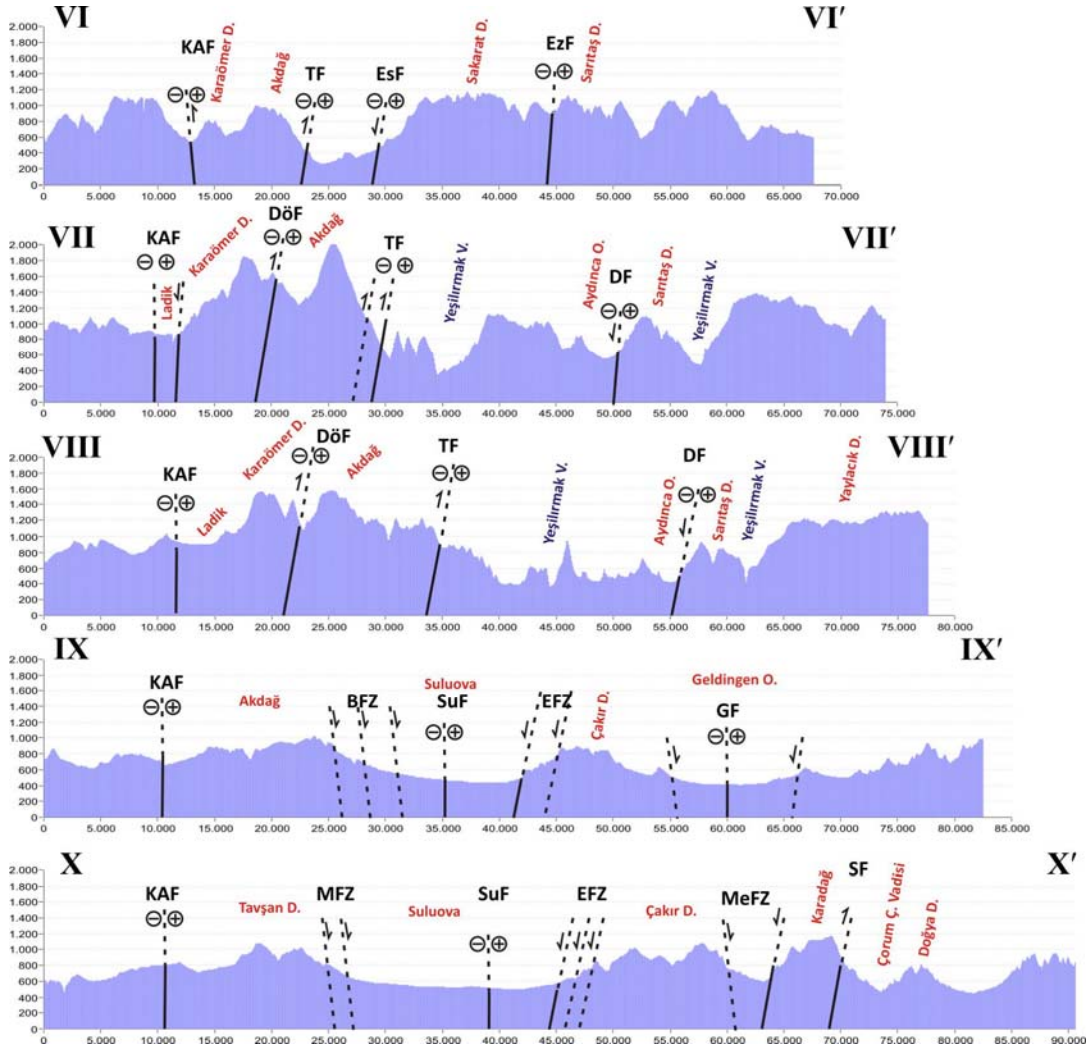


Şekil 3.33 : AMZ için topoğrafik profil hatları

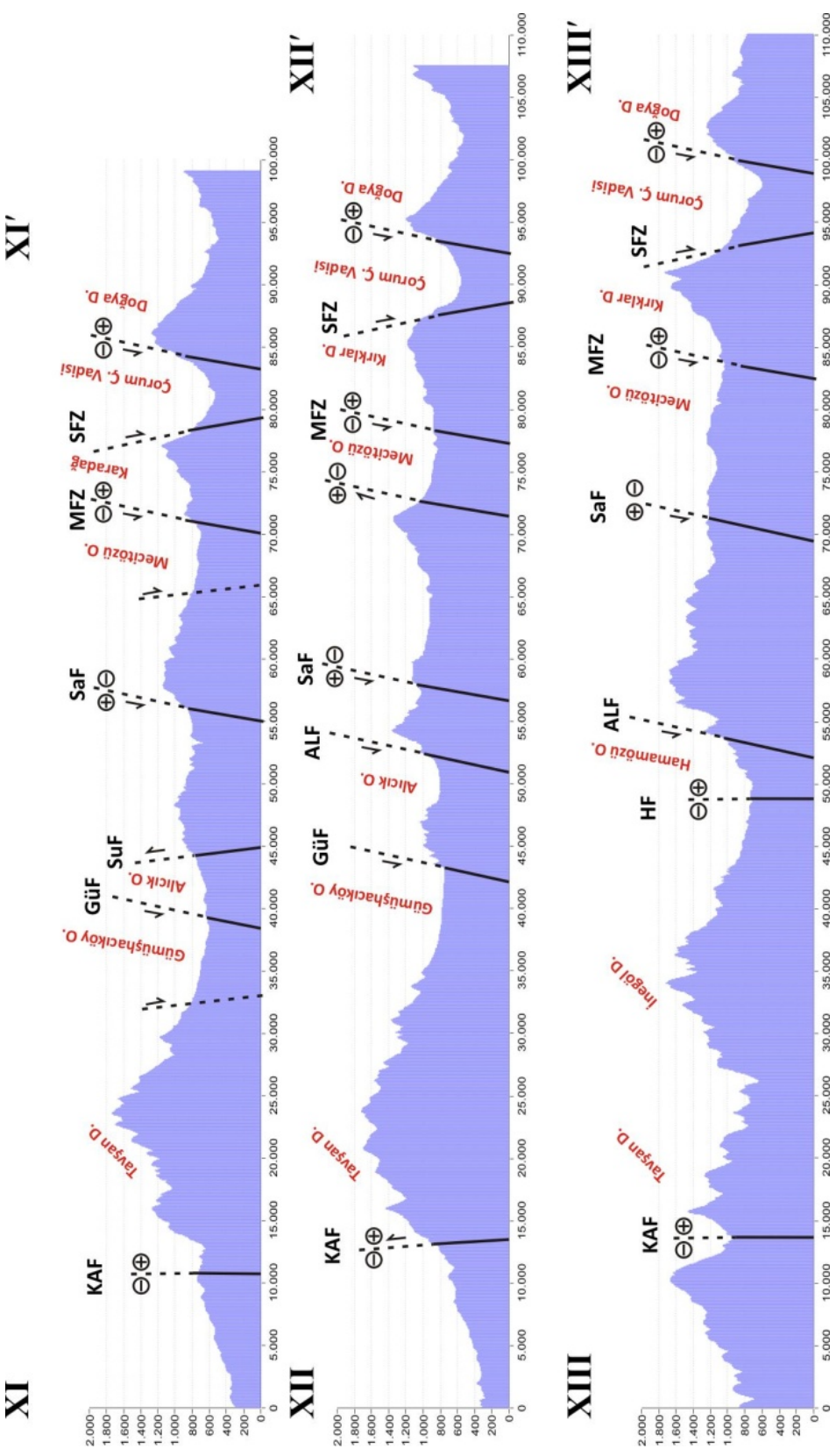
Bu bölümde elde edilen tüm gözlem ve veriler, aktif fayların özelliklerinin belirlenmesi için gerçekleştirilen arazi çalışmaları sonucu derlenen verilerle (Bölüm 2 ve 4) birleştirilerek Amasya Makaslama Zonu boyunca doğudan batıya doğru fay uzanımlarına dik (yaklaşık K-G doğrultuda) alınan 13 topoğrafik profil içerisinde değerlendirilmiştir (Şekil 3.33). Böylelikle morfotektonik elemanlar ile aktif fayların arasındaki ilişki 3 boyutlu olarak kurulmuştur.



Şekil 3.34 : Amasya makaslama zonu'nun topoğrafik profilleri. Profil hatları için Şekil 3.33'e bakınız. KAF:Kuzey Anadolu Fayı; EsF:Esençay Fayı, EzF, Ezinepazar Fayı; TF: Taşova Fayı; DöF: Derinöz Fayı; DF:Deliçay Fayı; BFZ: Bayırlı Fay Zonu; SuF: Suluova Fayı; EFS: Eraslan Fay Zonu; GF:Geldingen Fayı; MeFZ: Merzifon Fay Zonu; MFZ: Mecitözü Fay Zonu; SF: Sungurlu Fayı; GüF: Gümüş Fayı; SaF: Salhan Fayı; ALF: Alıcık-Laçın Fayı; HF: Hamamözü Fayı



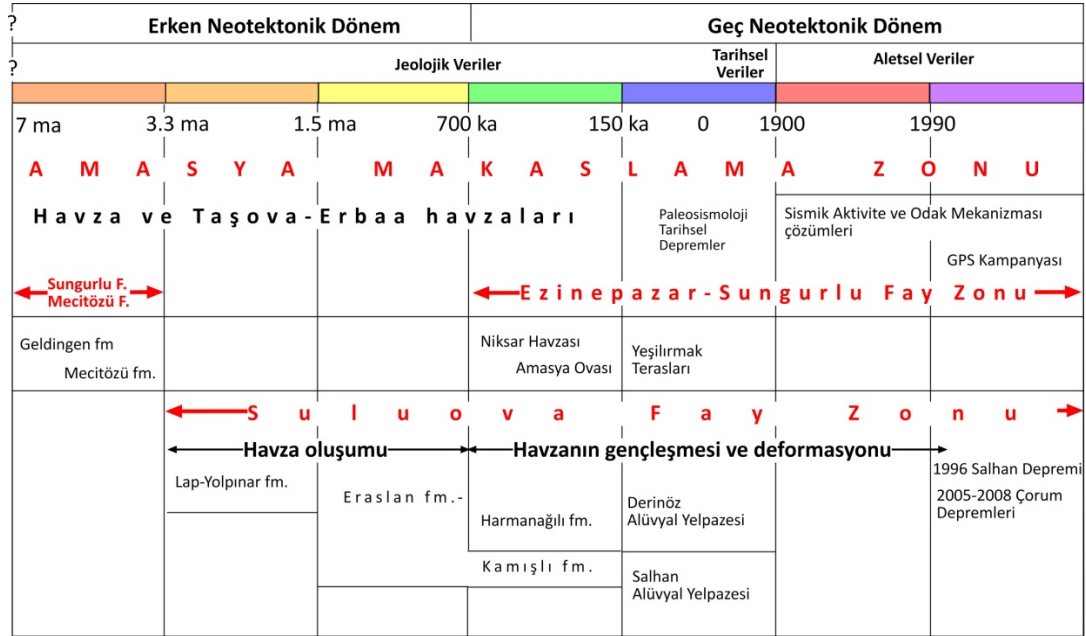
Şekil 3.35 : Amasya Makaslama Zonu'nun topoğrafik profilleri. Profil hatları için Şekil 3.33'e, kısaltmalar için Şekil 3.34'e bakınız



Şekil 3.36 : Amasya Makaslama Zonu'nun topoğrafik profilleri. Profil hatları için Şekil 3.33'e, kısaltmalar için Şekil 3.34'e bakınız

4. YAPISAL JEOLoji

Amasya Makaslama Zonu'nun (AMZ) yapısal evrimi, Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve ondan ayrılarak Anadolu içlerine doğru uzanan Esençay, Suluova (EsF, SuF) ile Ezinepazar-Sungurlu (EzSF) Fay sistemlerinin kontrolünde gerçekleşmektedir. Bu fayların ve ilişkili morfolotektonik unsurların oluşumuna neden olan genç tektonizmanın tanımlanması ve kinematik özelliklerinin belirlenmesi ile bölgenin güncel deprem tehlikesi analizinin gerçekleştirilmesi bu bölümün temel amacıdır. Bu amaca ulaşabilmek için geniş bir yelpazede veri derlenmiş, bu veriler zamansal (Erken ve Geç Neotektonik dönemler) ve mekansal (bölgesel ve ilişkili fay segmenti) olarak sınıflandırılarak analiz edilmiştir (Şekil 4.1). Çalışmanın akışı içerisinde farklı gruplara ait veriler çapraz kullanılarak çözüm tutarlılığının ve çözünürlüğünün artırılmasına gayret edilmiştir.



Şekil 4.1 : Yapısal jeoloji bölümünde kullanılan verilerin zamansal ve mekansal sınıflaması ile AMZ'nun yapısal evrimi.

Amasya ve çevresinin neotektonik evrimini yansıtan verilerin zamansal ve mekansal ilişkileri Şekil 4.1'de sunulmuştur. Jeolojik veriler, arazi çalışması ile haritalanan havza çökelleri, genç faylar ve bu faylar kontrolünde En Geç Miyosen-Erken Pliyosen ile Orta Pliyosen'den günümüze oluşumunu sürdüren havzalar içerisinde

derlenen kinematik verilerdir. Tarihsel dönem verileri, yazılı kayıtlar ve literatürdeki paleosismoloji çalışmalarından elde edilen AMZ’nu etkileyen tarihsel depremlere ait bilgileri içermektedir. Aletsel döneme ait veriler ise mikro-makro sismik aktivite, GPS ölçümleri ve orta büyüklükteki depremlerin INSAR modellemesi ve odak mekanizması çözümlerini kapsar ve yerel olarak fay segmentlerinin aktivitesi ve kinematığı; bölgesel olarak da AMZ’nu etkileyen güncel gerilme rejimi hakkında bilgiler verir. Tüm bu verilerin bütünleşik analizi, oluşumundan günümüze makaslama zonunun yapısal evrimini ve güncel özelliklerini yansıtmaktadır.

AMZ için **Erken Neotektonik Dönem**, zon içerisinde fay kontrollü gelişmiş en yaşlı Neojen çökel birimi olan Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı Geldingen formasyonunun (Tg) oluşumu ile başlamaktadır. Yaklaşık 7 My önce başlayan bu dönem süresince AMZ’nun gelişimini kontrol eden genç tektonik hatlar ve bunların kontrolünde Suluova ve Amasya ovaları gibi genç havzalar ile Akdağ, Sakarat Dağı gibi yükselimler gelişmiştir. AMZ için Orta Pleyistosen, neotektonik dönem içinde gelişmiş morfotektonik unsurların gençleştiği, KAF Anakol’u ile bağlantılarının sağlandığı ve sistemin batıya doğru ilerlediği bir döneme karşılık gelmektedir. Bu dönemde, neotektonik dönemde oluşan havzaların sınır fayları üzerindeki tektonik aktivite sonlanarak yerini bölgenin güncel deprem tehlikesinin de kaynağını oluşturan daha genç hatlara bırakmıştır. Tüm bu verilere dayanılarak, AMZ için Orta Pleyistosen’den (0.7 My) itibaren başlayarak günümüzde de devam eden süreç, **Geç Neotektonik Dönem** olarak tanımlanmıştır.

AMZ’nun neotektonik dönem faylarının tanımlanması ve özelliklerinin belirlenmesi için iki aşamalı bir çalışma gerçekleştirilmiştir. İlk olarak inceleme alanını kapsayan eski çalışmalar derlenmiş (Blumenthal, 1950; Alp, 1972; Karaalioğlu, 1973, 1978, 1979, 1983; Şaroğlu ve Arpat, 1979; Aktimur ve diğ., 1990 ve 1992; Şaroğlu ve diğ., 1992; Tüysüz, 1992; Rojay, 1993; Tüysüz, 1996; Barka ve diğ., 2000; Herece ve Akay, 2003; Koçbulut, 2003) ve bu çalışmalarda çeşitli ölçeklerde ve değişen amaçlara yönelik olarak üretilmiş jeoloji haritalarındaki fay hatları GIS ortamında sayısallaştırılmıştır. İnceleme alanına ait uydu görüntüleri, sayısal yükseklik modeli ve hava fotoğrafları yardımıyla bu hatların doğruluğu ve çözünürlüğü arttırılmaya gayret edilmiş ve böylelikle AMZ için sayısal bir diri fay haritasının ilk hali oluşturulmuştur.

İkinci aşamada, oluşturulan bu fay haritası, 1/25.000 ölçekli topoğrafik haritalara yerleştirilerek saha çalışmaları ile denetlenmiştir. Bu kısımda amaç özellikle Neojen döneminde fay kontrolünde gelişmiş havzalar içerisinde çökelen litostatigrafik birimlerin haritalanması ve faylanma ile ilişkisinin ortaya konulmasıdır

Elde edilen tüm veriler ile AMZ içerisindeki fay sistemleri tanımlanmış, bu fay sistemlerinin coğrafi, geometrik ve morfolojik özellikleri belirlenmiştir. Bununla birlikte her bir fay segmentinin yaşı ve evrimi üzerine bulgular tartışılmıştır (Bölüm 4.1).

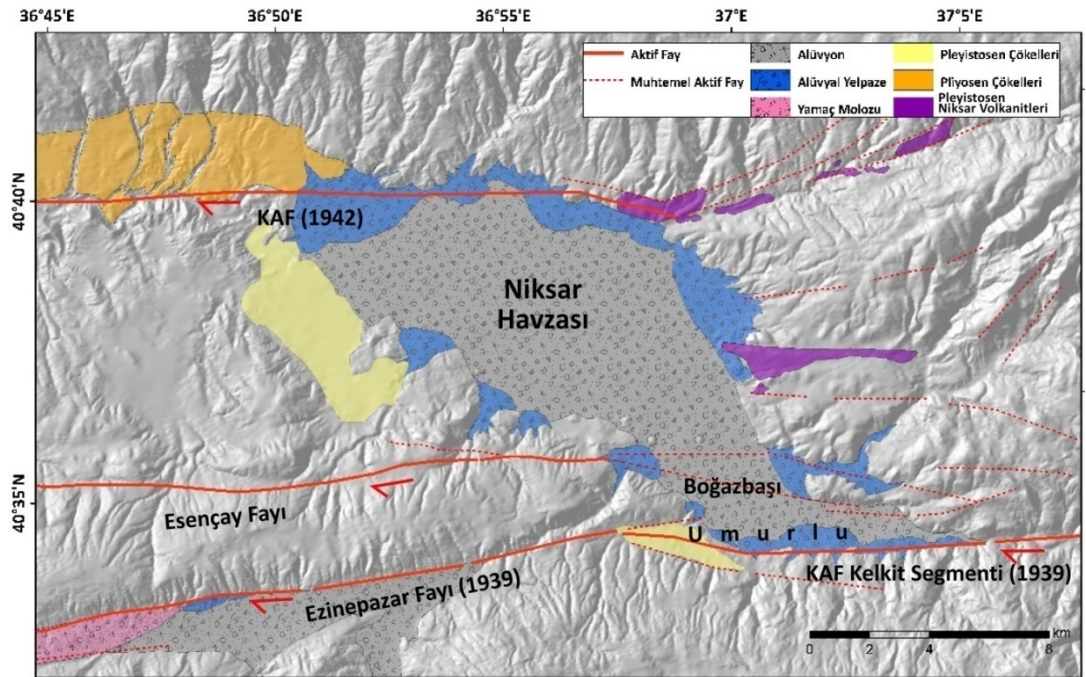
Arazi çalışması kapsamında, fay kontrolünde depolanmış ve/veya deformasyona uğratılmış temel kaya ve genç çökel paketleri içerisindeki çeşitli ölçeklerdeki fay düzlemlerine ait veriler derlenmiştir. Bu veriler, bölgenin ayrıntılı yaşlandırılan Neojen stratigrafisi (Bölüm 2.2) ile ilişkileri dikkate alınarak değerlendirilmiş, farklı kriterlerle kendi içlerinde sınıflanmış ve kinematik analizi gerçekleştirilmiştir (Bölüm 4.2). Böylece (a) her bir fay segmentinin aktivitesini ifade eden, (b) havza oluşumunu kontrol eden, (c) havza çökellerini deforme eden gerilme rejiminin özellikleri ve zaman içerisindeki değişimi aydınlatılmaya çalışılmıştır (Bölüm 4.2.).

AMZ ve yakın çevresinin aktif tektonik özelliklerinin belirlenebilmesi için tarihsel ve aletsel dönemde gerçekleşmiş depremlere ait kayıtlar derlenmiş ve bunların bölgedeki aktif faylara göre dağılımı belirlenmiştir. Bölgede yıkıcı etkilere neden olmuş tarihsel depremlerin kayıtları araştırılarak şiddet dağılımından hareketle depremi oluşturan fay segmenti belirlenmeye çalışılmıştır. Aletsel dönemdeki depremlere ait bütünleştirilmiş deprem kataloğu oluşturulmuş, büyük magnitudlü depremlerin ($M > 5$) şiddet dağılımı, odak mekanizma çözümleri ve kırık hatlarına ait literatür verileri derlenmiştir. Derlenen odak mekanizması verileri, AMZ'nun güncel bölgesel gerilme rejiminin anlaşılabilmesi için kinematik analize tabii tutulmuştur. Buna ek olarak literatürdeki çalışmalar yardımıyla AMZ ve yakın çevresindeki GPS çalışmaları ile KAF ve makaslama zonunu denetleyen yan kolların üzerinde biriken yıllık hız ve kinematik özellikler tartışılmıştır (Bölüm 4.3).

Elde edilen tüm bu verilerin ışığında AMZ içerisindeki her bir aktif fay segmentine yönelik deprem tehlikesi belirlenmiş ve ilişkili senaryolar kurgulanarak olası deprem şiddet dağılım haritaları oluşturulmuştur. Buna ek olarak tarihsel deprem kayıtları, güncel sismik aktivite ve faylar üzerinde yoğunlaşan yıllık hız verileri yardımıyla,

AMZ'nin kuzey sınırını KAF Anakol'u, güney sınırını ise Ezinepazar-Sungurlu Fay Sistemi (EzSFS) oluşturur. Esençay Fayı (EsF) ile başlayarak Taşova, Suluova ve Kızılırmak Fay sistemleri ile batıya doğru devam eden Suluova Fay Sistemi (SuFS) ise AMZ'nu ortasından keser (Şekil 4.2).

Niksar Havzası, Amasya Makaslama Zonunu oluşturan KAF ve KAF'ndan ayrılan yan kolların başlangıç yeridir. Bu bölgede KAF, 1939 depreminde kırılan Kelkit-Ezinepazar segmentinin büyük bir sağ sıçrama yaparak 1942 depreminde kırılan Niksar segmenti ile devam etmesi ile tanımlanmaktadır (Herece ve Akay, 2003). Niksar Ovası'nın morfolojisi, havzanın fay kontrollü gelişmiş 3 farklı parçadan oluştuğunu göstermektedir (Şekil 4.3). Bu parçalar, güneyden kuzeye doğru (1) KAF/ Kelkit segmenti ile EzF arasındaki büküm sonucu gelişmiş Umurlu ovası, (2) KAF ile Esençay Fayı (EsF) arasında gelişen Boğazbaşı Ovası ve (3) KAF Anakol'un 1939 ve 1942 depremlerinde kırılan segmentleri arasında gelişen Niksar Ovası olarak tanımlanmıştır.



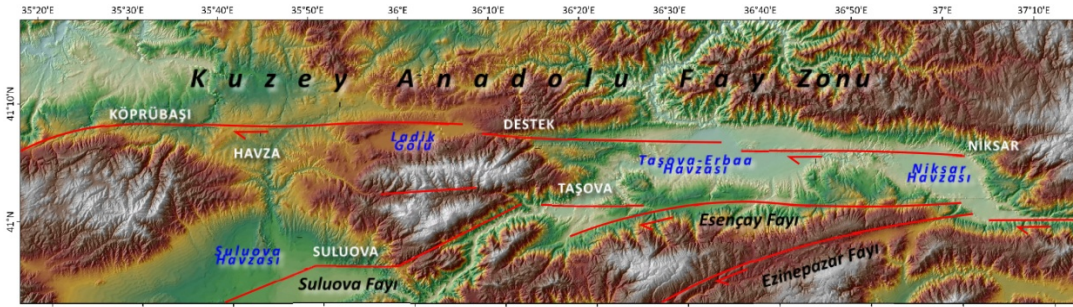
Şekil 4.3 : Niksar Havzası çevresinin *Lambert Konik Projeksiyon* koordinat sisteminde hazırlanmış Pliyo-Kuvaterner jeoloji haritası ve aktif fayları (Aktimur ve diğ., 1992; Herece ve Akay, 2003; Tatar ve diğ., 2007'den düzenlenerek)

Umurlu Ovası'nın yaşı, bu çalışma kapsamında Umurlu Köyü'nün kuzeyinde yüzlek veren ileri derecede makaslanmış kaba kırıntılı akarsu çökelleri içerisinde bulunan mikromemeli fosillerinin tayini ile ~0.6-0.7 My (Toringiyan) olarak belirlenmiştir.

Bu yaş bulgusu, Niksar Havzası'nın doğusunda yüzlek veren Niksar volkanitlerinin yaşı ile (~0.5 My, K/Ar, Tatar ve diğ., 2007) ile uyumludur. Bu yaş, aynı zamanda literatürde eşyaşı olarak kabul edilen Ezinepazar Fayı ve Niksar Havzası'nın oluşum zamanını da göstermektedir (Barka ve diğ., 2000; Adıyaman ve diğ., 2001; Tatar ve diğ., 2007). Niksar Havzası'nın yaşı AMZ'nun olgunluğa ulaştığı, fay sistemlerinin KAF ile bağlantısının sağlanarak gençleştiği Geç Neotektonik Dönem'in başlangıcına işaret etmektedir.

4.1.1. Kuzey Anadolu Fayı (KAF Anakol)

AMZ'nun kuzey sınırını oluşturan KAF Anakol ve Esençay Fayı (EsF) bu tezin arazi kapsamı dışında kalmaktadır ve özellikleri önceki araştırmalar kaynak kullanılarak kısaca tanıtılacak ve morfolojik özelliklerine tez kapsamında kullanılan verilerin ölçeği içerisinde değinilecektir.



Şekil 4.4 : AMZ'nun KD sınır fayı olarak KAFZ'nun genel görünüşü (*Lambert konik projeksiyon* sistemi kullanılmıştır).

Tezin bu kısmında KAF, Herece ve Akay'ın (2003) KAF atlası esas alınarak 2 bölüm içerisinde tanıtılacaktır. Bu bölümlendirme içerisinde son yüzyıldaki KAF deprem serisi ile kırılan Niksar-Erbaa (1942) ve Destek-Havza-Taşköprü (1943) deprem segmentleri bulunmaktadır (Barka, 1996). Niksar ve Taşova-Erbaa havzalarını güneyden sınırlayan Esençay Fayı da bu bölüm içerisinde ele alınacaktır (Şekil 4.4; Barka, 1996; Herece ve Akay, 2003; Barka ve diğ., 2000; Aktimur ve diğ., 1992).

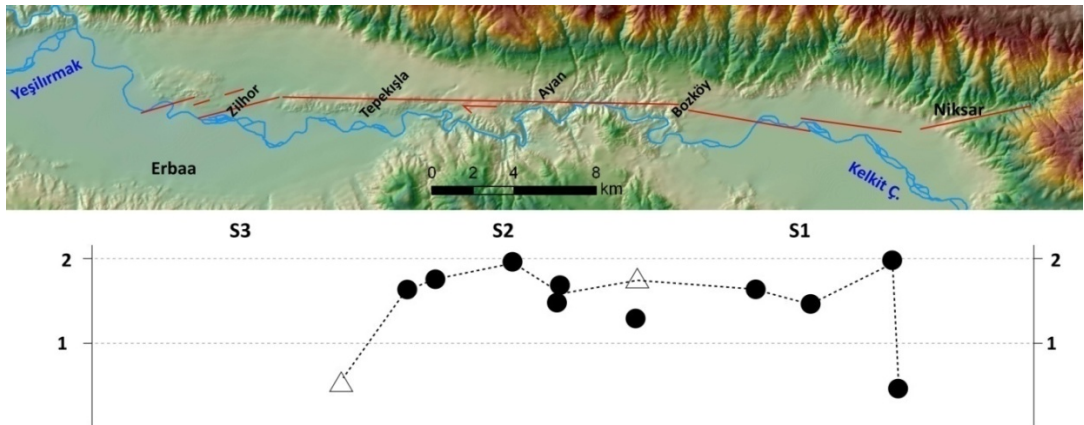
4.1.1.1. Niksar-Erbaa (1942 Depremi yüzey kırığı) ve Destek Segmenti

KAF'nın yaklaşık 90 km uzunluğa sahip bu kesiminin (Herece ve Akay, 2003, Şekil 4.4) Niksar ve Erbaa ilçeleri arasında kalan yaklaşık 50 km uzunluğundaki doğu bölümü 20 Kasım 1942 Nisar-Erbaa (M:7.1) depreminde, Erbaa batısından Tosya'ya

kadar uzanan hat ise 1943 Tosya depreminde kırılmıştır (Blumenthal, 1943; Barka, 1996).

1942 depremi yüzey kırığı, geometrik olarak farklılaşan üç segment altında incelenmiştir (Barka, 1996). İlk kesim doğuda Niksar ile Buzköy arasında iki en-echelon fay ile ifade olmaktadır. Buzköy-Tepekışla arasında ise fay, doğrusal olarak tipik doğrultu atım morfolojisi sunduktan sonra batıda Erbaa İlçesi kuzeyinde, birbirine paralel D-B uzanımlı 3 farklı fay parçası ile sonlanır (Şekil 4.5). 1942 depremi yüzey kırığı üzerinde en çok 1.6-2 m atım ölçülmüştür (Barka, 1996), depremin odak merkezi ise kırık hattının batı kesimindedir ve mekanizma çözümü güneye eğimli normal bileşenli doğrultu atımı yansıtmaktadır (Dewey, 1976, Çizelge 4.2).

Güncel Erbaa Ovası 1942 ve 1943 yüzey kırıkları arasında çek-ayır havza olarak açılmaktadır (Barka ve diğ., 2000).



Şekil 4.5 : Barka (1996)'ya göre 1942 Niksar-Erbaa depremi yüzey kırığının uzanımı, segmentasyonu ve atım dağılımı

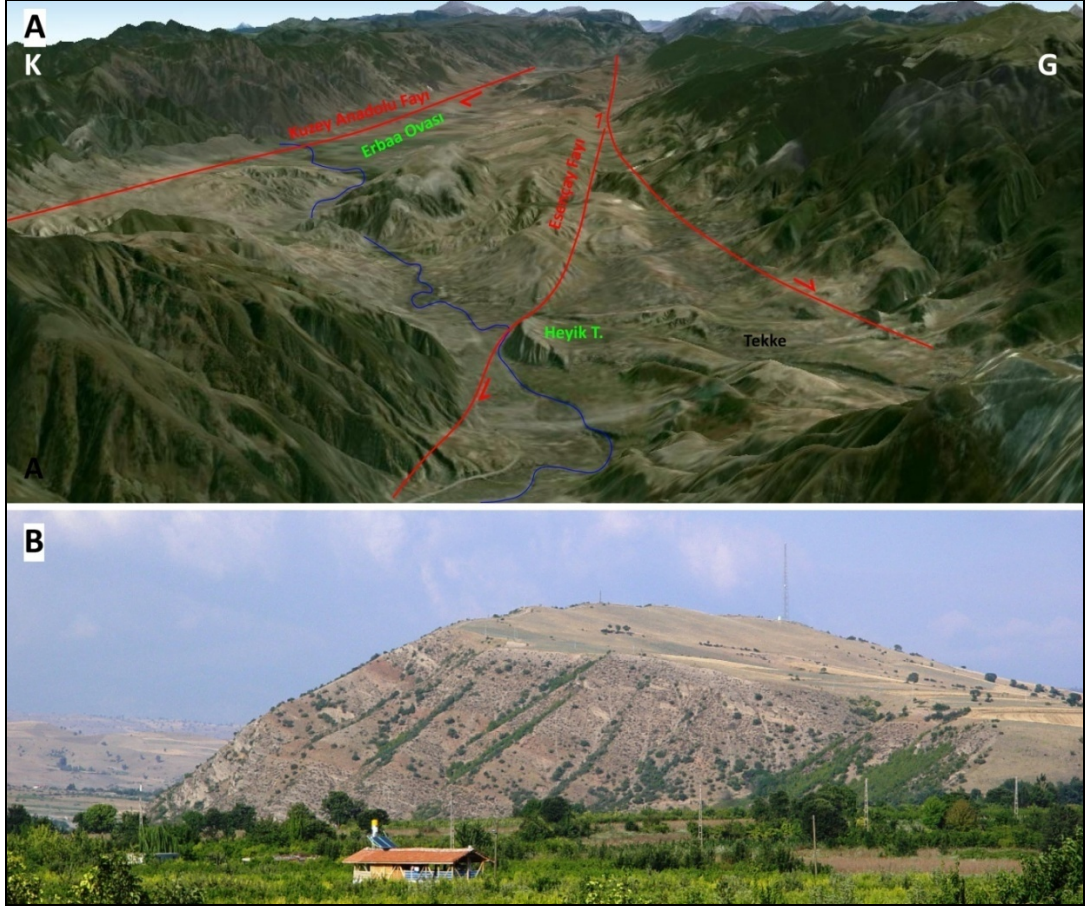
4.1.1.2. Esençay Fayı (EsF)

Niksar Havzası ile Taşova-Erbaa Havzası'nın güney sınırını oluşturan (Barka ve diğ., 2000) Esençay Fayı (EsF) KAF ve yan kollarının aktivitesi açısından önemli bir yere sahiptir. Bu çalışmanın kapsamı dışında kalan EsF'nin özellikleri literatürdeki çalışmalardan derlenmiştir. Buna ek olarak fayın morfolojik özellikleri de tez kapsamında üretilen verilerin ölçeği kapsamında incelenmiştir.



Şekil 4.6 : Güneye bakışla, Esençay Fayı'nın doğu ve orta kesiminin SRTM yükseklik verisi üzerine izdüşürülmüş ASTER uydu görüntüsü ile görünümü

Doğuda Boğazbaşı Köyü'nde başlayan Esençay Fayı (EsF), batıya doğru yaklaşık 50 km'lik uzunluğu boyunca K110°D doğrultusunda uzanır ve bu hat boyunca belirgin bir morfolojik işarete sahiptir (Şekil 4.6). Fay hattı Esençay İlçesi batısında güneye doğru içbükey bir büküm yapar. Fay bu kesimde iki parçaya ayrılmaktadır. Bunlardan ilki, D-B doğrultusunda Tekke İlçesi güneybatısına doğru uzanarak sonlanır. Diğer kol ise kuzeybatıya doğru Heyik Tepe ve Yeşilırmak Nehri'ni kestikten sonra, Taşova Fayı adı altında D-B doğrultu ile Suluova'ya doğru devam eder (Şekil 4.7).



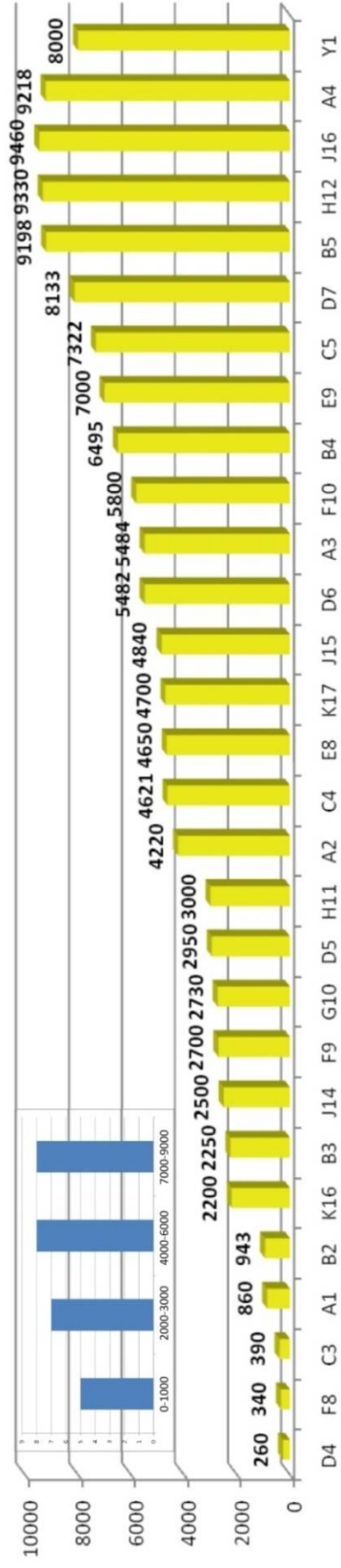
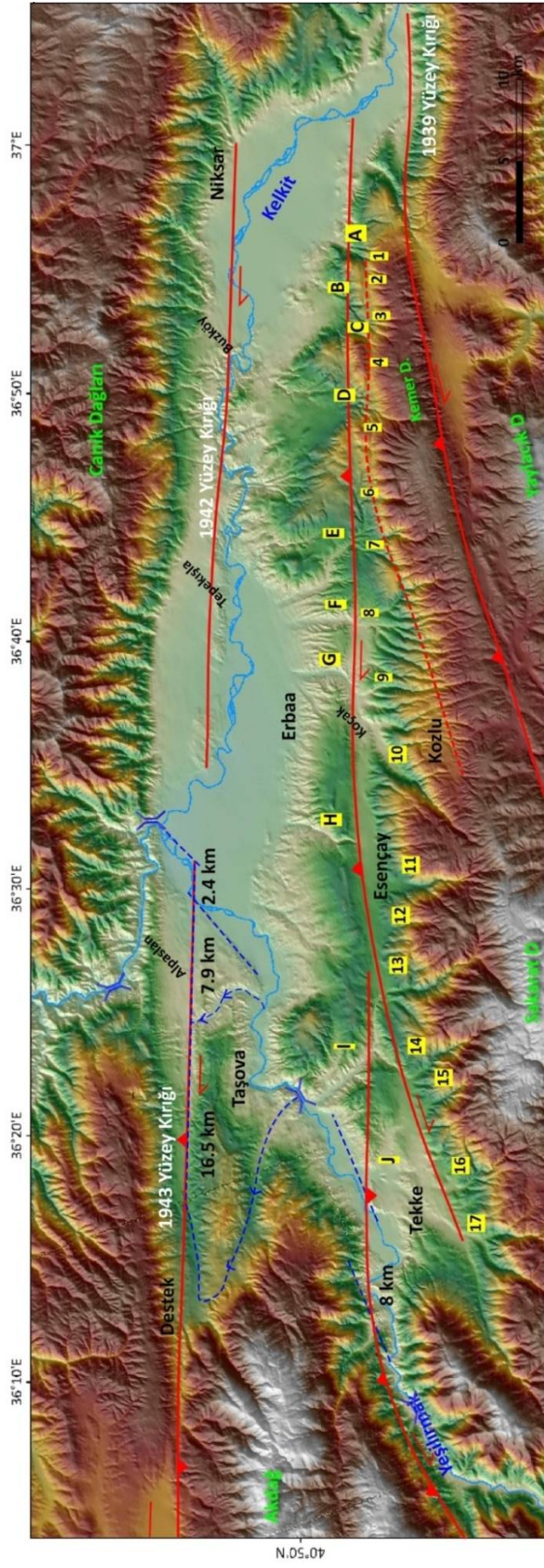
Şekil 4.7 : Batıdan doğuya bakışla (A) üç boyutlu GoogleEarth görüntüsünden Esençay Fayı'nın (B) araziden Heyik Tepe'nin görünümü

Esençay Fayı, doğuda Alt-Orta Pleyistosen yaşlı Niksar ve daha batısında ise Alt Pliyosen yaşlı (Ünay ve De Bruijn, 1998; Barka ve diğ., 2000) Taşova-Erbaa Havzası'nın güney sınırını oluşturmaktadır. Bu veri, fay üzerinde iki farklı dönem aktivitesi olduğuna işaret etmektedir. Barka ve diğ. (2000) Esençay Fayı'nın Erken Pliyosen'de KAF olarak çalıştığını ve günümüzde KAF Anakol (Destek Segmenti) ile EsF arasındaki sağ yönlü sıçrama nedeniyle Taşova-Erbaa Havzası'nın oluştuğunu öne sürmüşlerdir. Yazarlara göre, bu dönemde EsF normal bileşenli sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay olarak çalışmaktadır. EsF ikinci dönemi içerisinde Niksar güneyinde KAF Anakol'dan ayrılan bir fay hattı özelliğindedir ve ilk dönemle büyük oranda aynı hattı kullanmaktadır. Tekke İlçesi kuzeyinde, EsF'nin aktif kolu ile deforme edilen Heyik Tepe'de (Şekil 4.7/B) bulunan makro memeli kalıntısı (*Bovidae Ovis*; Sickenberg ve diğ., 1975 ve Saraç, 2003) Geç Pliyosen-Erken Pleyistosen (MN 13-14) olarak tarihlenmiştir. Bu durum EsF'nin ikinci döneminin Erken-Orta Pleyistosen'den itibaren (en çok son 1 My içinde) başladığını ortaya koymaktadır.

EsF üzerinde çok belirgin dere ve vadi ötelenmeleri bulunmaktadır. (Şekil 4.6 ve 4.8). Bu ötelenmeler, kaynak alanı Sakarat Dağı olan yaşlı ve belirgin vadilerin Erbaa Havzası'nın eski çökelleri içinde açılmış devamları arasında gözlenmektedir ve bu nedenle EsF'nın ikinci dönem aktivitesinin ürünleridir. Bu ötelenmelerin sistematik ölçümlerinin sonuçları Şekil 4.8'de gösterilmiştir. Buna göre Esençay fayı üzerinde son 1 My içerisinde en çok ~7-9 km ötelenme gerçekleşmiştir.

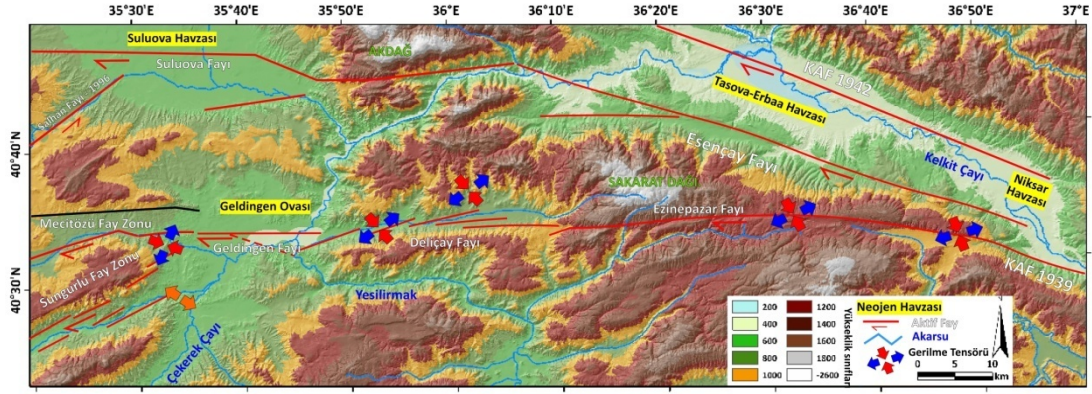
EsF'nın doğu ve orta kesimi günümüzde kuzeye eğimli ters bileşenli sağ yönlü doğrultu atımlı fay karakterindedir. Bu kinematik özellikleri ile Erbaa Havzası'nın eski çökellerinin yükselmesini ve Sakarat Dağı yükseliminin ise kuzeye doğru tiltlenmesini kontrol etmektedir.

EsF, Sakarat Dağı yükselimini kuzeyden sınırlamaktadır. Yükselimin morfolojisi içerisinde doğuda Endekpınar Köyü'nden batıda Kozlu Beldesi'ne kadar Ezinepazar ve Esençay fayları arasında, onlara paralel uzanan bir topoğrafik çizgisellik bulunmaktadır. Bu çizgisel yapı, Sakarat Dağı'nın kuzey yamacındaki akarsu ağını etkilemektedir ve EzF ve EsF arasında gelişmiş ikincil bir kırık olarak yorumlanabilir (Şekil 4.8).



Şekil 4.8 : KAF Niksar-Erbaa Segmenti ve Esençay Fayı üzerinde görülen jeomorfolojik ötelenmeler

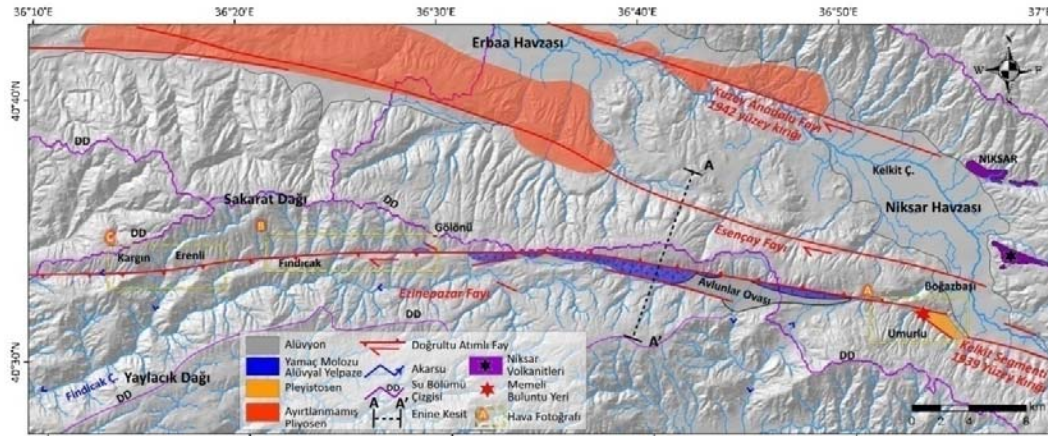
uzanımı boyunca doğuda K105°D doğrultuda başlayarak batıya doğru yumuşak bir iç-bükey dönüş gerçekleştirir. Fay sisteminin daha batıdaki ikinci segmenti en-echelon bir görünüm sunan ve Aydınca Ovası'nın oluşumunu denetleyen Deliçay Fayı'dır (DF). Deliçay Fayı'nın bitiminde sağ yönlü bir sıçrama yapması sonucu Geldingen Fayı (GF) ve güncel Geldingen çek-ayır havzası oluşmaktadır. EzSF, Geldingen Ovası'nın sonunda çatallanarak D-B doğrultulu Mecitözü Fayı (MF) ve N65°E doğrultulu Sungurlu Fayı (SF) segmentlerini oluşturur (Şekil 4.10).



Şekil 4.10 : Ezinepazar-Sungurlu Fayı'nın segmentasyonu

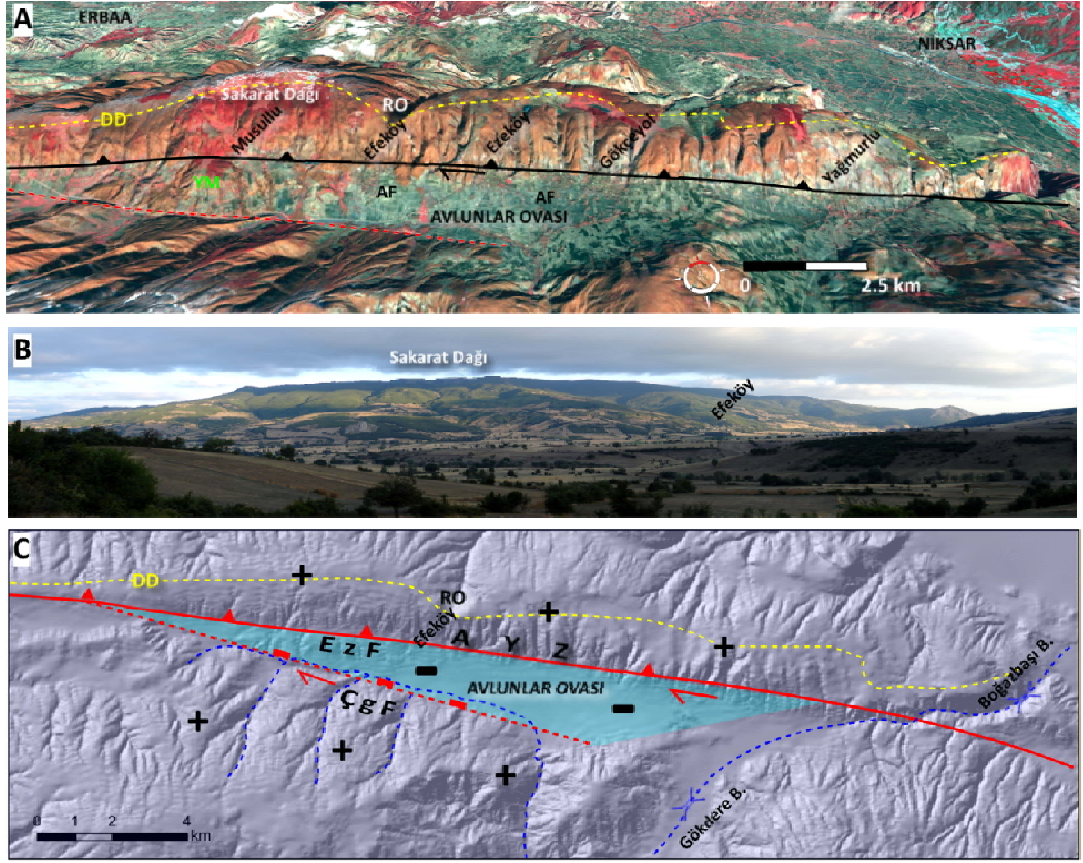
4.1.2.1. Ezinepazar Fayı (EzF)

Ezinepazar Fayı (EzF), Kuzey Anadolu Fayı (KAF) Kelkit segmentinin (KF) geometrik devamı olarak Umurlu Köyü'nde başlar (Şekil 4.11). Bölgede, KAF ana kol büyük bir sağ yönlü sıçrama yaparak Niksar çek-ayır havzasını oluşturmaktadır (Mann ve diğ., 1983; Aktimur ve diğ., 1992; Tatar, 1996). Bu çalışmada EzF, 1939 Erzincan depremi (Parejas ve diğ., 1941; Ketin, 1957 ve Ambraseys, 1970) yüzey kırığının en batı segmentini oluşturan 65 km'lik hat olarak tanımlanmıştır (Şekil 4.11). Bu depremde, EzF boyunca yaklaşık 1.5-2 metre yüzey atımı gözlenmiştir (Barka, 1996). Segment batıda Yeşilöz Köyü'nde deprem bariyeri özelliği gösteren (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988) güneye bükümlü sıkışmalı bir kiremit yapısı ile sonlanır.



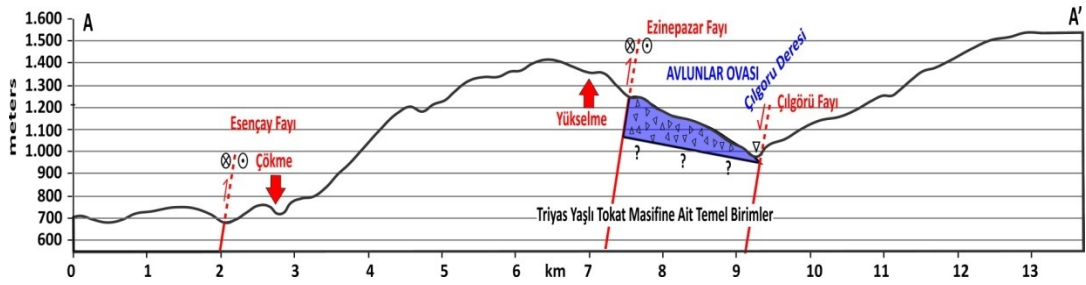
EzF, ortalama 500 metre genişlikte, D-B uzanımlı ve doğudan batıya doğru daralan bir dağ arası koridor içerisinde uzanır. Doğuda ~400 metre kotundan başlayarak hızla yükselen ve ortalama 1100 metre yüksekliğe ulaşan bu koridor içerisinde, aktif fay morfolojisine ait bir çok yapı (üçgen yüzeyler, fay gölcükleri, akarsu ve alüvyal yelpaze ötelenmeleri ile basınç sırtları) bulunmaktadır (Şekil 4.11).

Sakarlat ile Yaylacık dağlarının (Sakarlat Dağı yükselimi) kuzey yamaçları Kelkit Çayı'na, güney yamaçları ise Yeşilırmak'a drene olmaktadır. Günümüzde EzF tarafından kesilerek iki parçaya ayrılmış olan bu yükselimin EzF'nın oluşumundan önce Taşova-Erbaa Havzası'nın güney kaynak alanını oluşturduğu düşünülmektedir (Barka ve diğ., 2000). EzF'nın doğrultusu boyunca gösterdiği geometrik değişiklikler sonucu Sakarat Dağı yükseliminin su bölüm çizgisi deforme olarak parçalanmıştır. Örneğin, fay doğu kesiminde kuzeye eğimli ve ters bileşene sahipken, batı kesiminde güneye eğimli ve ters bileşenlidir. Bunun sonucu olarak fayın uzun dönem aktivitesi sonucu oluşturduğu dar makaslama zonu boyunca akarsu kapmaları, akarsu bariyerleri, rüzgar oluğu (RO, wind gap), özellikle de batı kesiminde sistematik gelişmiş drenaj ağı içerisinde gözlenen dere ötelenmeleri gibi morfolojik yapılar yaygın olarak gözlenmektedir (Şekil 4.12).



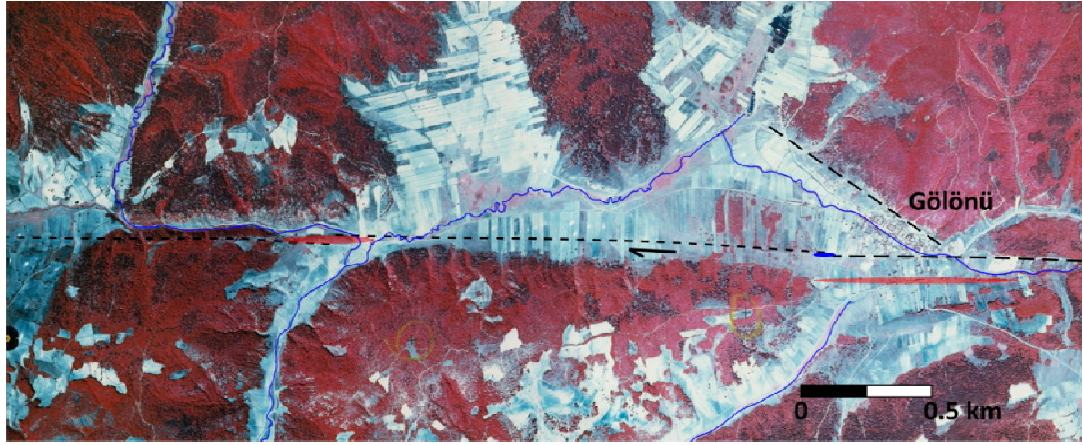
Şekil 4.12 : Avlunlar Ovası'nın kuzeye doğru bakışla (A) SRTM yükseklik verisi üzerine izdüşürülmüş ASTER görüntüsü, (B) araziden batı-doğu panoramik görünümü. (C) oluşum modeli (kısaltmalar: RO: rüzgar oluğu, DD: su bölümü çizgisi, AYZ: ana yerdeğiştirme zonu, AF: alüvyal yelpaze)

Dar bir fay koridoru morfolojisi sunan EzF üzerinde sınırlı sayıda küçük boyutlu alüvyal yelpaze ve yamaç molozu birikintileri bulunmaktadır. Doğuda yer alan Avlunlar Ovası, içerisinde akarsu kırıntıları, doğuda alüvyal yelpazeler ve batısında ise kuzeydeki yükselen blokta yüzlek veren metamorfitletlerden türemiş kaba kırıntılı malzeme, düzensiz bir biçimde yamaç molozu olarak depolanmıştır. Avlunlar Ovası'nın kuzey kesiminde çökel kalınlığı yaklaşık 100 metredir (Şekil 4.13).



Şekil 4.13 : A-A' kesiti boyunca EzF koridorunun jeolojik yorumu

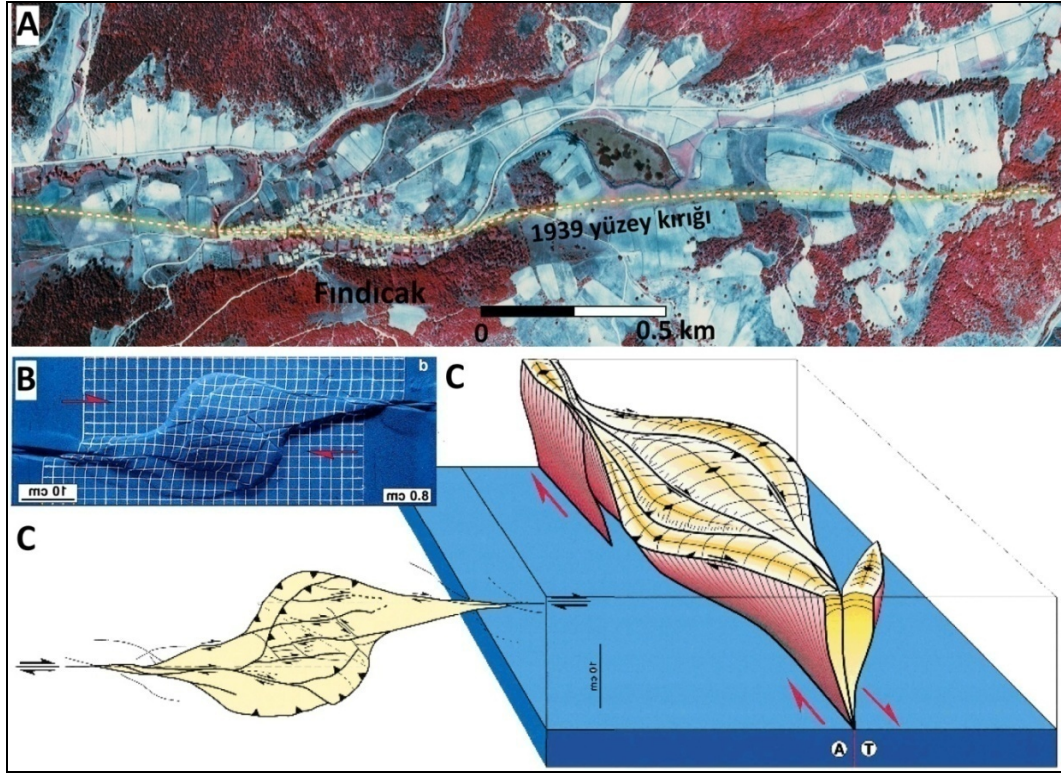
gözlenememiştir, bunun nedeni köye yerleşimin ve tarla taksiminin depremden sonra oluşudur (Şekil 4.15).



Şekil 4.15 : Gölönü Köyü düzlüğünde EzF geometrisi ve morfotektonik unsurlar

Gölönü Köyü'nün güneyindeki Katran ve batısındaki Değirmen dereleri olgun, ancak ana beslenme alanları ile ilişkileri kesilmiş derelerdir. Derelerin kuzeydeki fay koridoru içerisindeki aktif drenajdan kopmalarının nedeni, EzF'nin bu kesimde güneye eğimli ters bileşeni nedeniyle güney kesimin yükselerek akarsu sistemlerini birbirinden ayırmasıdır. Benzer bir biçimde Gölönü Deresi'nin batıdaki güney yönlü çıkışı, güney yükselim ve aktif basınç sırtı arasında bulunan 50 metre genişliğinde bir boğaz ile karşılanmaktadır (Şekil 4.15).

Fındıcak Köyü'nün üzerine kurulduğu Fındıcak Tepesi, 1.1 km uzunluğa ve 500 metre genişliğe sahip mercek biçimli bir basınç sırtıdır. Basınç sırtları üzerine yapılan deneysel çalışmalarda (McClay ve Bonora, 2001) benzer yapıların evrim aşamaları ortaya konulmuştur. Fındıcak Tepesi'nin, deney parametreleri ile ölçek ve geometrik karşılaştırılması sonucu W309 nolu deney ile uyumlu olduğu görülmektedir. Buna göre tepenin oluşumu, iki sağ yönlü doğrultu atımlı fay (ilksel Riedel kırığı) arasındaki $\sim 150^\circ$ 'lik bir sıkışmalı sıçrama sonucu, yaklaşık 300 metrelik sağ yönlü ötelenme ve yerel 14° saat yönünde dönüş ile gerçekleşmiştir (Şekil 4.16). EzF'nin günümüzde ~ 6 mm/yıl olarak belirlenen kayma hızı gözönüne alındığında yapının, oluşumuna yaklaşık ~ 50 By önce başladığı öngörülebilir.



Şekil 4.16 : Fındıcak sigmoidal şekilli basınç sırtının (A) 1/15000 ölçekli hava fotoğrafında görünümü ve 1939 yüzey kırığı; McClay ve Bonora'ya (2001) göre (B) sigmoidal basınç sırtlarının oluşumu, W309 modeli, (C) modelleme sonucu gelişen fay örgüsü, (D) basınç sırtının 3 boyutlu görünümü

Fındıcak Tepesi, güney ve kuzeyinden bindirme fayları ile sınırlanmaktadır. 1939 depremi yüzey kırığı ise devamlı bir çizgiyi takip ederek tepeyi güneyinden kesmektedir (Şekil 4.16; 1.5 m, Barka, 1996). Bu durum, Fındıcak basınç sırtının oluşumunun sona erdiği ve günümüzde EzF koridoru içerisindeki aktif hat ile parçalandığını göstermektedir.

EzF'nın batı kesiminde, Erenli ve Kargın köylerinden sonlandığı Girap Köyü'ne kadar fay koridoru gittikçe daralarak devam etmektedir. Erenli Köyü güneyinde oldukça makaslanmış ve tabakaları düşeye yakın olarak çarpılmış kırıntılı bir birimin, ofiyolitik bir birim üzerine güneye eğimli ters bir fay ile bindirdiği gözlenmiştir. 1939 yüzey kırığı ve günümüzdeki aktif fay hattı, Erenli Köyü'nün kuzeyinden geçmektedir. EzF güneye eğimli bir yamacı kesmekte ve morfolojik elemanları ötelemektedir. Özellikle derelerde bu ötelenme çok belirgin olarak izlenmektedir. Segment, batıda Girap Köyü'nde güneye iç bükey sıkışmalı bir kiremit yapısı oluşturarak sonlanır.

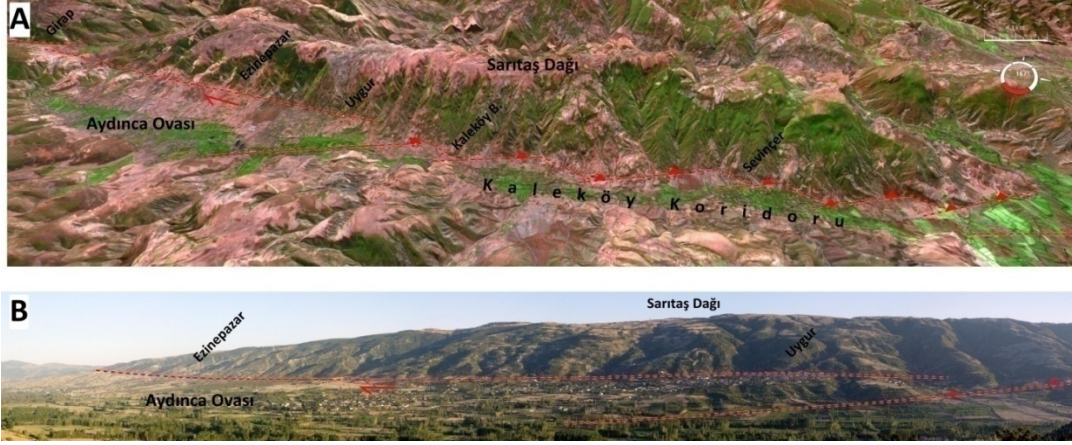
EzF koridorunun özellikle orta ve batı kesimindeki fay geometrisi, çeşitli ölçeklerde güneye dönüşlü, ters bileşenli kiremit ya da at kuyruğu yapısı göstermektedir. Bu yapıların, 1939 depreminde segmentin en batı kesimi olan Girap Köyü'nde de gözlemlendiği gibi deprem bariyeri olarak çalıştığı düşünülmektedir (Şekil 4.18/B). Akarsular, bu hatların oluşturduğu zayıflık düzlemlerine yerleşmiş ve kazarak derinleştirmiştir.

Bu çalışma içerisinde Ezinepazar Fayı üzerinde sınırlı bulunan genç çökeller içerisinde güncel kinematik analiz için yeterli sayıda fay düzlemi ölçülememiştir. Bununla birlikte önceki çalışmalarda (Özden ve diğ., 2002) bölgedeki temel kayalar içerisinde bulunan fay düzlemlerine dayanarak EzF'nın KKB-GGD yönlü sıkışma ile ifade olan bir gerilme rejiminde oluştuğunu öne sürülmüştür (Şekil 4.10).

Ezinepazar Fayı, büyük oranda Tokat masifinin düşük dereceli metamorfik kayalarını kesmektedir. Bu durum fayın üzerinde biriken toplam atımın litolojik kanıtını bulmayı güçleştirmektedir. Bununla birlikte fay zonu üzerinde belirgin dere ötelenmeleri bulunmaktadır. Bu ötelenmelerin sistematik analizi EzF üzerinde doğudan batıya doğru azalan atım sahip olduğunu ortaya koymuştur (Şekil 4.24). Fayın atımı en çok doğu kesimde Boğazbaşı ve Gökdere boğazları arasında 7.3 ± 0.5 km; batıda en yüksek olarak Kocagürgen ve Çengel boğazları arasında 6.5 ± 0.5 km olarak ölçülmüştür.

4.1.2.2. Deliçay Fayı (DF)

EzSF'nın batı devamını oluşturan Deliçay Fayı (DF) oldukça çizgisel gidişli bir koridor morfolojisine sahip olan EzF'ndan farklı olarak, yaklaşık 30 km'lik uzanımı boyunca değişken bir geometriye sahiptir. Fayın Girap Köyü batısında D-B olan doğrultusu, orta kesimine yer alan Kaleköy Boğazı'na kadar küçük sağ yönlü sıçramalarla $K70^\circ D$ ya değişir (Şekil 4.16). Bu en-echelon yapı, Riedel kırıklarının tipik helikoyidal (Naylor ve diğ., 1986) geometrisine sahiptir. Bu geometri içerisinde Aydınca Ovası, DF kontrolünde fay kaması havzası olarak açılmaktadır (Şekil 4.17).

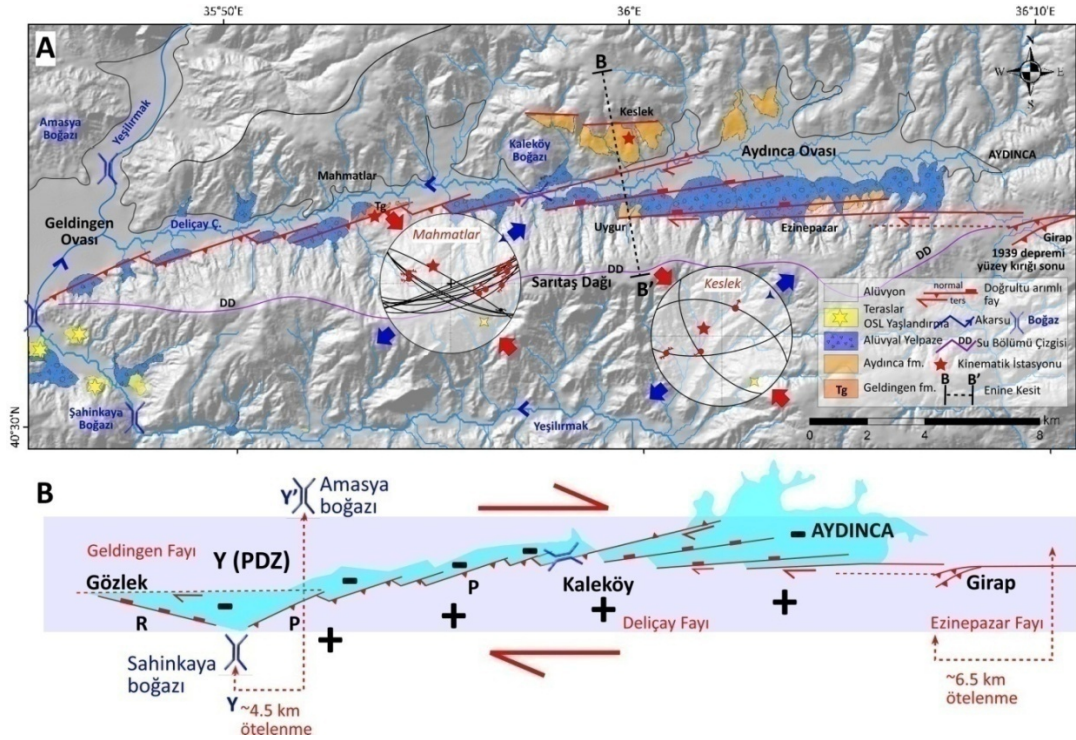


Şekil 417 : Deliçay Fayı'nın güneye bakışla (A) SRTM verisi üzerine izdüşürülmüş IRS-1C ve LANDSAT TM karma verisi ile görünümü (B) doğu kesiminin araziden panoramik görünümü

Kaleköy Boğazı'ndan batıda Geldingen Ovası'na kadar olan kesimde (Kaleköy koridoru) DF'nin aktif kolu, D-B doğrultusunda geniş bir sağ yönlü makaslama zonu içerisinde gelişen aktif R ve P makaslamaları olarak ifade olur. Testere ağzı oluşturacak şeklinde ardışık dizilen bu fay segmentleri, 12 Kasım 1999 Düzce depremi ($M_w:7.2$) yüzey kırığına (Pucci ve diğ., 2006) benzer bir geometri sunmaktadır. KD-GB doğrultulu P kırıkları, güneye eğimli ters bileşenli; KB-GD doğrultulu R kırıkları ise kuzeye eğimli normal bileşenli, sağ yönlü doğrultu atımlı faylardır. Bu geometri içerisinde sürekli çöken Aydınca Ovası ve Kaleköy koridoru boyunca aktif faylanma ile kontrol edilen ve gençleştirilen alüvyal yelpazeler, ova tabanında yüzlekleri gözlenen metamorfik temel üzerine yerleşmektedir. Bu yelpaze çökellerinden bir kısmı asılı kalarak günümüzde aşınım düzlüğü morfolojisi sunmaktadır (Ör: Uygur Köyü, Şekil 4.17/B). Aydınca Ovası içerisindeki çökel mimarisi ve stratigrafisi bu tezin önceki kesimlerinde (Bölüm 2.2.3.1.) ayrıntılı olarak anlatılmıştır.

DF'nin kinematik özellikleri Neojen yaşlı iki genç çökel paketi (Aydınca ve Geldingen formasyonları) içerisinde ölçülen fay düzlemleri kullanılarak hesaplanmıştır. Bu bölümün ikinci kısmında detaylı olarak anlatılan analizin sonuçlarına göre, DF boyunca KB-GD yönlü sıkışma ve KD-GB yönlü açılma ile ifade edilen gerilme rejimi egemendir (Şekil 4.18/A). Bunun yanısıra eski alüvyal yelpazeler içerisinde de fay düzlemleri ölçülmüştür.

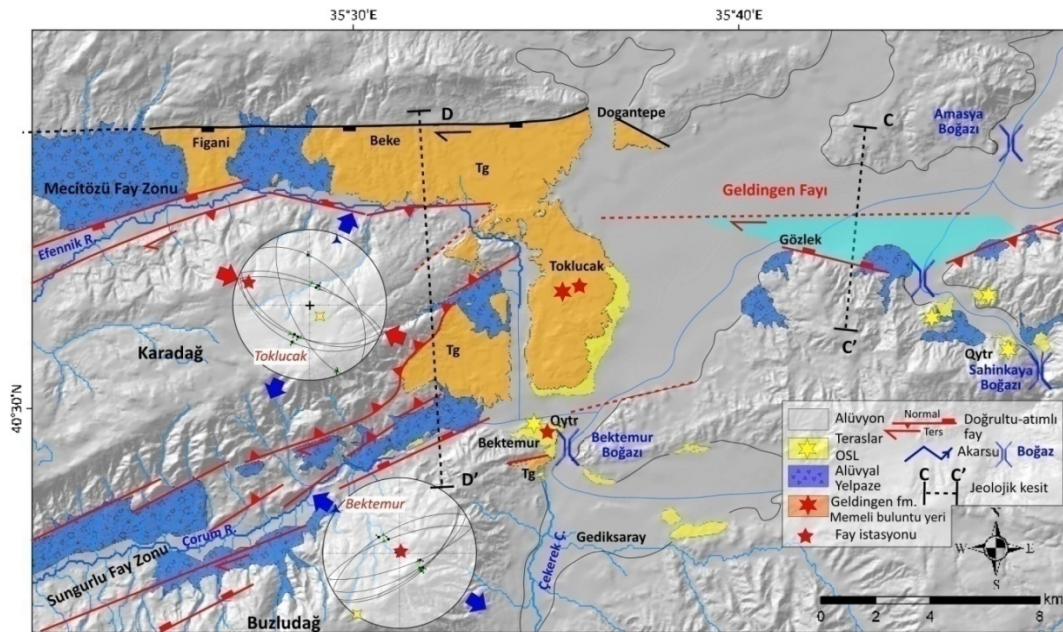
Deliçay Fayı'nın batı kesiminde, Yeşilirmak'ın Şahinkaya Boğazı'nın çıkışı ve Amasya Boğazı arasında 4.5 km sağ yönlü ötelenme ölçülmüştür (Şekil 4.18/B).



Şekil 4.18 : A) Deliçay Fayı’nın jeoloji haritası (B-B’ profili Bölüm 3, Şekil 3-30’da verilmiştir) B) Aydınca Ovası’nın oluşum modeli

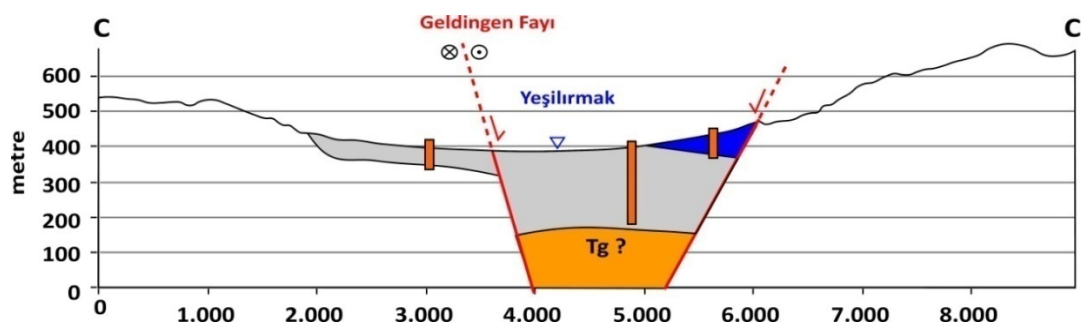
4.1.2.3. Geldingen Fayı (GF)

Geldingen Ovası, 10 km genişliğe, 20 km uzunluğa ve ortalama 420 metre yüksekliğe sahip bir topoğrafik düzlüktür. Ovanın batı kesimi güneye doğru sağa yatık L şeklini alır. Geldingen Ovası içerisinde Yeşilırmak drenaj sistemine ait 5 ana akarsu kolu (Yeşilırmak, Çekerek, Deliçay, Çorum, Efennik çayları) birleşerek Yeşilırmak Nehri’ni oluşturmaktadır. Geldingen Ovası’nı ortasından D-B doğrultusunda kesen yaklaşık 15 km uzunluğa sahip Geldingen Fayı (GF) ve güneyindeki KD-GB doğrultulu normal bileşenli R kırığı (Ovasaray Fayı) kontrolünde Geldingen çek-ayır havzası gelişimini sürdürmektedir (Şekil 4.19). Geldingen Ovası boyunca yoğun tarım yapıldığından Geldingen Fayı’nın izini arazide, topoğrafyada ve eski tarihli hava fotoğraflarında takip etmek mümkün olamamıştır. Bununla birlikte fay üzerinde Gözlek Köyü yakınlarında aktif bir sıcak su kaynağı üzerine yapılan sismik ve sondaj çalışmaları (Karaalioglu ve diğ., 1978; Akıncı ve diğ., 1991) Geldingen Havzası ve Fayı’nın geometrisini ortaya koymakta yardımcı olmaktadır.



Şekil 4.19 : EzSF'nin (A) Geldingen Ovası ve batısındaki uzanımı, segmentasyonu ve bölgedeki morfolotektonik yapılarla ilişkisi

Geldingen Ovası içerisinde 2 farklı zaman aralığında depolanma gerçekleşmiştir. İlk döneme ait çökeller, Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı Geldingen formasyonudur. Geldingen Ovası'nın doğu ve batısında, aynı zamanda da Mecitözü ve Sungurlu fay zonlarının koridorları üzerinde de yüzlek veren bu geniş yayımlı birim üzerine yaklaşık 3 My boyunca çökme gerçekleşmemiştir. Bu bölgesel uyumsuzluğun sonunda, Orta Pleyistosen'de EzSF'nin bölgeye ulaşmasını takiben Geldingen segmenti kontrolünde oluşan Geldingen Havzası büyük ihtimalle bu eski çökellerin oluşturduğu düzlük üzerine açılmıştır. (Şekil 4.20).



Şekil 4.20 : Şekil 4.19 daki C-C' profili boyunca Geldingen çek-ayır ovasının geometrisi ve aktif faylarla ilişkisi

Geldingen Havzası'nın güncel dolgusunun özellikleri kısmen ve ancak Yeşilirmak teraslarında gözlenebilmektedir. Kanal çökelleri içerisinde kum barları ve yer yer ara seviyelerde taşkın ovası çökellerinin egemen olduğu bu seviyelerin tamamı son buzul çağı içerisinde gelişmiştir ve günümüzde güncel ova seviyesinden ~15-20 metre

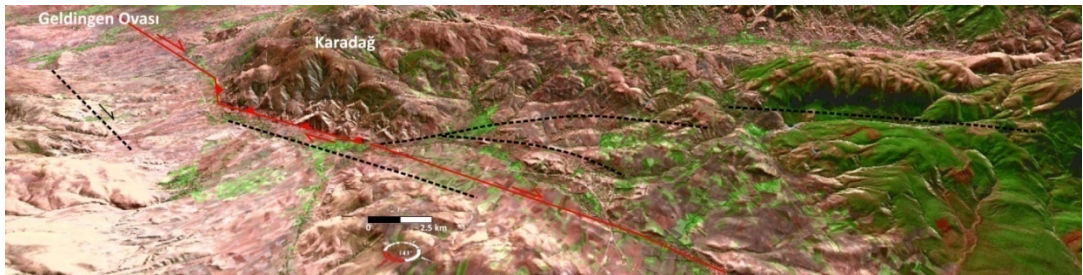
yukarıda durmaktadır (Bölüm 2.2.3.2.). Terasların sistematik yaşlandırılması ve korelasyonu ile teras oluşumunu kontrol eden kaide seviyesi değişikliğinin bir kısmının Geldingen çek-ayır havzasındaki hızlı (2-4 mm/yıl) çökme olduğu sonucuna ulaşılmıştır.

Geldingen Fayı'nın kinematik özellikleri, Toklucak Köyü yakınlarında Geldingen formasyonu içerisinde ölçülen fay verileriyle belirlenmiştir. Buna göre EZSF'nin doğu kesimlerinden farklı olarak Geldingen Fayı'nın kinematığı KKD-GGB yönlü açılma ile ifade olmaktadır (Bölüm 4.2.3.3).

Geldingen Fayı, batıda Geldingen formasyonuna ait akarsu kırıntılılarını keserek sonlanır. EzSF segmentin batıda devamında iki farklı fay segmentine ayrılmaktadır. Bunlardan ilki KD-GB gidişli Sungurlu Fay Zonu (SFZ), diğeri ise D-B gidişli Mecitözü Fay Zonu'dur (MFZ). Bu iki fay belirgin ve geniş bir fay koridoru morfolojisi oluşturan aktif ve pasif durumda birçok fay segmenti ile temsil edilirler (Şekil 4.19 ve 4.21). Bu iki fay koridoru arasında Kırklar Dağı'nın KD devamı olan Karadağ Tepesi, aktif faylar kontrolünde pozitif çiçek yapısı şeklinde yükselmektedir (Şekil 4.20).

4.1.2.4. Mecitözü Fay Zonu (MFZ)

Geldingen Ovası'ndan başlayarak batıda Mecitözü İlçesi'ne kadar devam eden aktif fay hattı, bu çalışmada Mecitözü Fayı (MF) olarak adlandırılmıştır. MF, günümüzde aktivitesini kaybetmiş birçok fay hattını içerisinde bulunduran Mecitözü Fay Zonu'nun (MFZ) aktif elemanıdır. Fay Boğazkale Köyü'nden başlar, batıda Mecitözü İlçesi'nden geçerek Çorum güneyine kadar uzanır (Şekil 4.19 ve Şekil 4.21).



Şekil 4.21 : Mecitözü Fay Zonu'nun SRTM verisi üzerine izdüşürülmüş IRS-1C ve LANDSAT TM karma verisi ile 3 boyutlu görünümü, kırmızı hatlar aktif, siyah çizgili hatlar ise inaktif fayları göstermektedir.

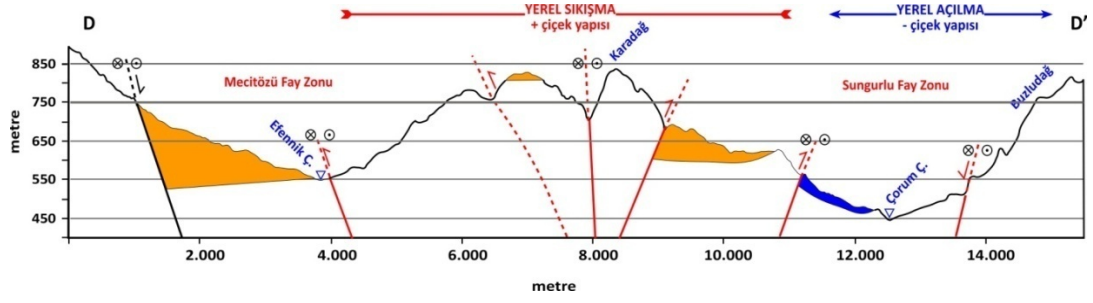
MFZ'nun kuzey kolu, D-B doğrultulu Doğantepe-Figani hattında Eosen yaşlı kırıntılı temel (Çekerek formasyonu) ile Geldingen formasyonu arasındaki sınırı oluşturmaktadır ve Geldingen formasyonunun oluşumunu denetlemiştir. Bu kolun günümüzde aktif olduğuna yönelik herhangi bir bulgu bulunmamaktadır (Şekil 4.19).

MFZ'nun aktif kolu olan MF, Efennik Çayı'nın güneyinde güncel alüvyon ile metamorfik temelin dokanağını oluşturmaktadır. Bu kesimde MF, Karadağ yükselimini kuzeyinden sınırlamaktadır ve oldukça dik yamaçlar önünde gelişmiş üçgen yüzeyler ile oldukça belirgin bir morfolojik ize sahiptir. Bu yapının geometrisi, MF'nın doğu kesiminde güneye eğimli, ters bileşene sahip sağ yönlü bir doğrultu atımlı fay olduğunu göstermektedir (Şekil 4.21 ve 4.22).

Mecitözü Fay Zonu'nun batı kesiminde Mecitözü İlçesi güneyinde yaygın yüzlek veren kalın bir çökel birim bulunmaktadır (Mecitözü formasyonu). Kaynak kayası büyük oranda bölgedeki Eosen yaşlı volkanitler (Tham) olan bu birimin yaşı belirlenememiştir. Oldukça deforme olan Mecitözü formasyonunun dağılımı ve çizgisel sınırları birimin MFZ'nun günümüzde aktivitesini kaybetmiş, at kuyruğu geometrisi sunan, normal fay kolları kontrolünde geliştiğini göstermektedir. Bu kesimde D-B uzanan MF, bu çökelleri kesmekte ve deforme etmektedir. Mecitözü formasyonu içerisinde ölçülen mikro fayların kinematik analizi K-G yönlü bir açılma rejimini ifade etmektedir (Bölüm 4.2.3.5).

4.1.2.5. Sungurlu Fayı (SF)

Geldingen Ovası'nın en batı kesiminde, Toklucak Köyü'nden sonra güneye doğru büküm yaparak Çorum Çayı vadisi boyunca KD-GB doğrultuda Anadolu Bloku içine doğru uzanan fay sistemi, bu çalışmada Sungurlu Fay Zonu (SFZ) olarak adlandırılmıştır. SFZ, özellikle de GB devamı birçok çalışmaya konu olmuş, morfolojik olarak çok belirgin bir fay zonudur (Polat, 1988; Şaroğlu ve diğ., 1992; Koçbulut, 2003; Seyitoğlu ve diğ., 2009). Bu çalışmada ise SFZ'nun belirgin bir negatif çiçek yapısı morfolojisindeki Çorum Çayı vadisi boyunca özellikleri sunulacaktır. SFZ bu kesimde birçok aktif fay ile ifade olmaktadır (Şekil 4.19 ve 4.22).

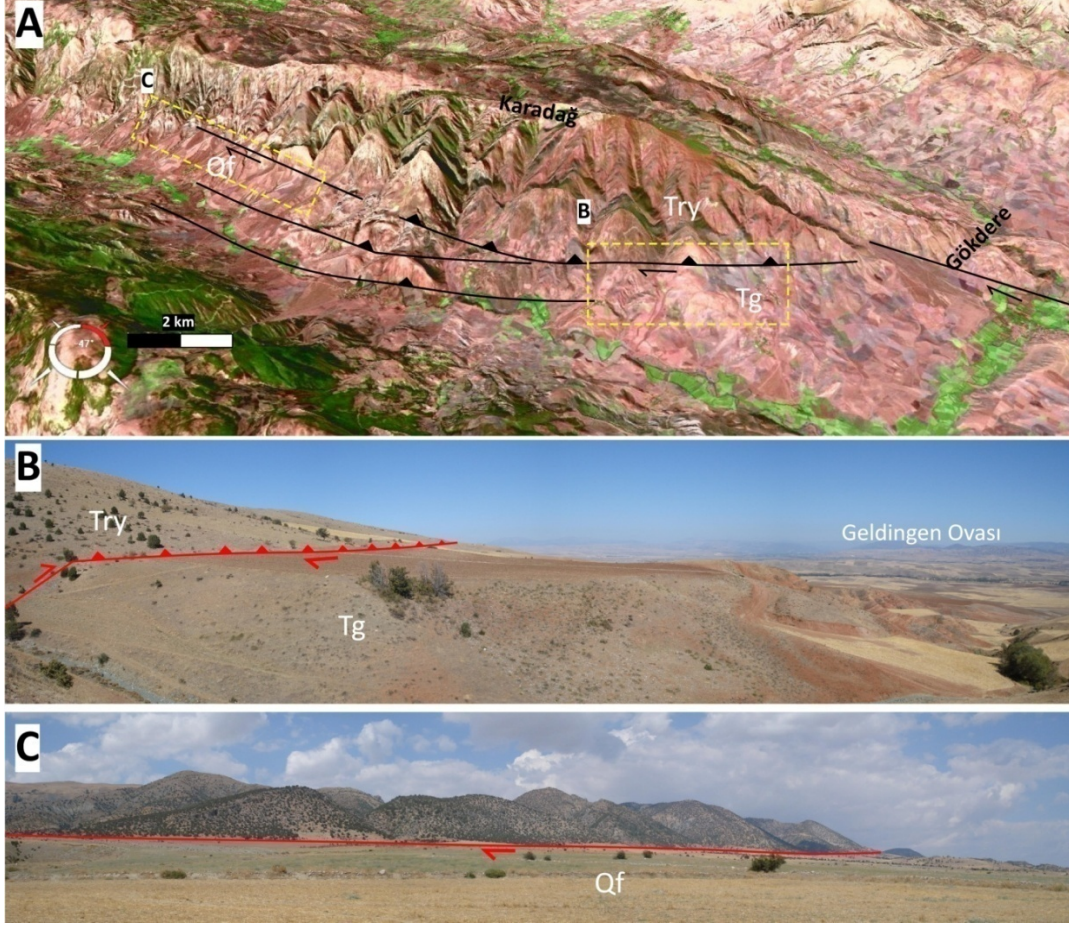


Şekil 4.22 : Şekil 4.19 daki D-D' profili boyunca MF ve SF'nin morfotektonik yapılarla olan ilişkisi

SFZ'nun başlangıcı, GF'nın Gökdere Köyü yakınlarında belirgin güneye dönüşünü gerçekleştirir ve bu dönüş nedeniyle sıkışmalı bir karakter kazanır. Bu bölgede Triyas yaşlı metamorfik temel (Tüysüz, 1992) kuzeye eğimli ters bileşenli SF kontrolünde Geldingen formasyonu üzerine bindirmektedir (Şekil 4.23/A ve B). Bu yerel sıkışma nedeniyle pozitif çiçek yapısı şeklinde yükselen Karadağ'ın güneydoğu yamaçları oldukça derin vadilerle parçalanmış bir morfolojiye sahiptir (Şekil 4.23/A).

SF, Çorum Çayı vadisinin orta kesimlerinde, aktif alüvyal yelpazelerin ve belirgin üçgen yüzeylerin oluşumunu kontrol etmektedir (Şekil 4.23/C). SF'nin aktif kollarına dair morfolojik veriler, fayın özellikle orta kesiminden sonra Çorum Çayı vadisinin güney yamacını denetlediğini göstermektedir.

Çorum Çayı vadisinin doğu girişinde, Bektemur Köyü'nde bulunan teras çökelleri içerisinde açılan bir kesitte ölçülen fayların kinematik analizi KB-GD yönlü bir açılmayı, dolayısıyla da SFZ içerisinde kinematik bir terslenmeyi işaret etmektedir (Bölüm 4.2.3.4). Bu açılma yönü terslenmesinin, SF'nin kontrol ettiği, Karadağ yükselimiyle ifade olan, belirgin yerel sıkışmaya karşılık olarak geliştiği sonucuna varılmıştır.



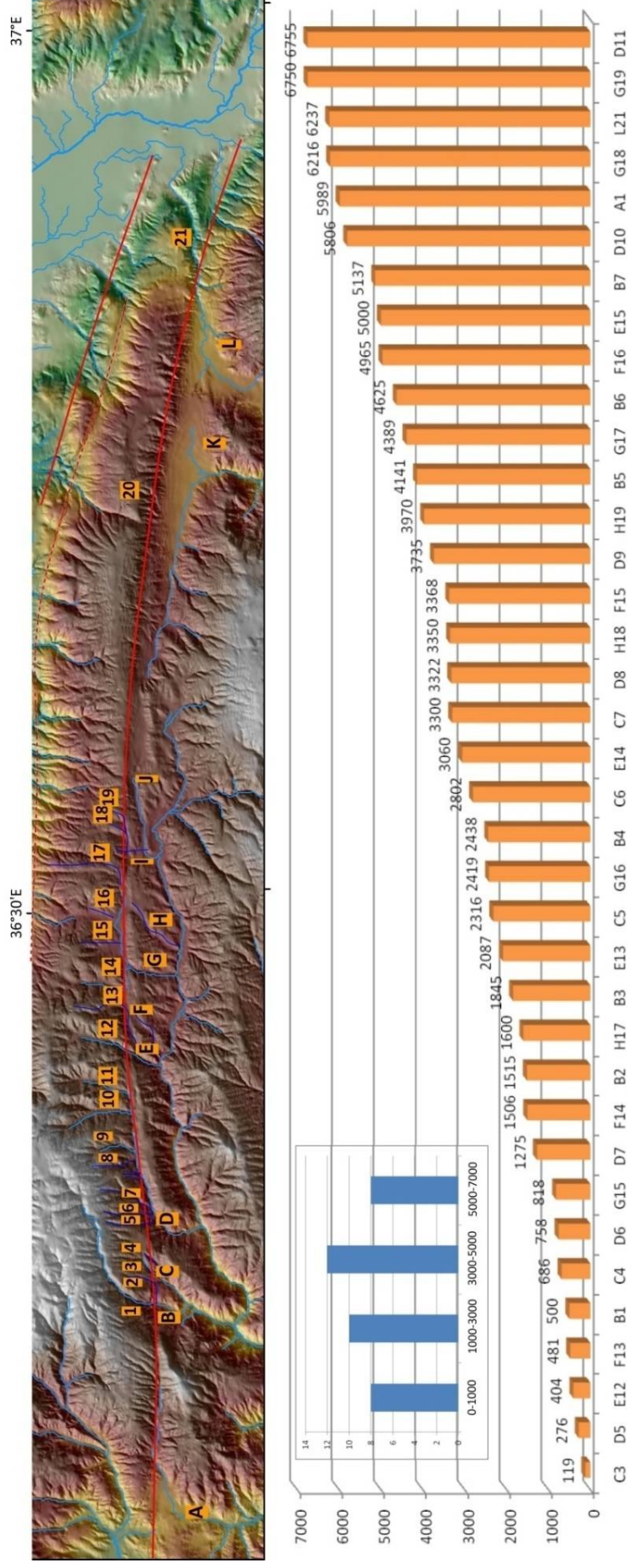
Şekil 4.23 : Sungurlu Fayı'nın A) 3 boyutlu görünümü, B) metamorfik temel (Try) ile Geldingen formasyonu arasındaki ilişki C) fay zonunun güneybatısında gözlenen alüvyal yelpaze çökelleri ve üçgen yüzeyler

Bu kesimden sonra güneybatıya doğru, SF'nin morfolojik belirginliği gittikçe azalmaktadır. Çorum Çayı vadisinin batısında SF, Üst Miyosen yaşlı (Karadenizli ve diğ., 2004) Alaca Havzası'nı kuzeyden sınırlamaktadır. Önceki çalışmalarda, SF'nin Sungurlu İlçesi'nin güneybatısında kalan kesiminin parçalı ve örgülü bir geometriye sahip olduğu belirtilmiştir (Polat, 1988 ve Seyitoğlu ve diğ., 2009). Bu kollar, Sungurlu-Delice ilçeleri arasında Alt Oligosen yaşlı İncik formasyonu ile Çankırı Havzası temeli arasındaki dokanağı oluşturmaktadır. Daha batıda ise SF, Delice İlçesi çevresinde yüzlek veren Miyosen yaşlı Kumartaş formasyonuna ait birimleri öteleyerek deforme eder (Kaymakçı, 2000 ve Karadenizli ve diğ., 2004). Tüm bu veriler, SF'nin Geç Miyosen-Erken Pliyosen arasında aktif olduğunu göstermektedir.

Çorum Çayı vadisi batısında SF üzerinde belirgin bir Pleyistosen havzasına ve/veya Pliyo-Kuvaterner yaşlı alüvyal yelpaze ve alüvyon çökmesinin deformasyonuna yönelik bulgu bulunmamaktadır (Polat, 1988). Bununla birlikte, fayın Delice Çayı'nı

kestiği yerde herhangi bir ötelenme yaratmaması (Şengör ve diğ., 2005), bu kollar üzerinde mikrosismik aktivitenin seyrek ve dağınık oluğu, GPS kampanyalarında fayın kuzeyinde kalan Sungurlu ve güneyinde kalan Yozgat istasyonları (SNGR ve YOZG, Bölüm 4.3.1.;  ekil 4.95) arasında hız farkı bulunmayışı gibi veriler Sungurlu İlçesi güneybatısından sonra SFZ’nun aktivitesinin sonlandığı yönünde yorumlanmıştır. Bu kesimde SFZ ile KAF Anakol arasındaki uzaklık 100 km’ye yaklaşmaktadır ve SFZ’nun devamı olarak kabul edilen fay segmentleri, EzSF sistemi içerisinden ziyade Anadolu Bloku’nun i  deformasyonunu kontrol eden kırık hatları olarak değerlendirilmelidir.

EzSF hattı boyunca ötelenme miktarı da fay hattının 200 km’lik uzunluğu boyunca doğudan batıya doğru azalmaktadır. Doğuda en çok 7.3 km olan atım, orta kesiminde 4.5 km’ye düşer ve Sungurlu İlçesi batısında ise tamamen sönümlenir.



Şekil 4.24 : Ezinepazar Fayı (EzF) boyunca gözlenen dere ötelenmeleri

4.1.3.1. Taşova Fayı (TF)

Esençay Fayı (EsF), Tekke İlçesi güneybatısında sonlanmaktadır. EsF'nın bir diğer kolu da Heyik Tepe'nin kuzeyinden geçmektedir ve D-B yönüne dönerek Yeşilirmak vadisinin kuzeyinde, Karabük, Kızseki ve Yıkılğan köyleri hattını takip ederek Suluova Havzası'na kadar uzanmaktadır (Şekil 4.26). Bu çalışmada Taşova Fayı (TF) olarak tanımlanan bu aktif kırık hattı, kuzey yamacı KAF Anakol tarafından sınırlanan Akdağ'ın oldukça yüksek eğime sahip olan güney yamacını kontrol etmektedir, fay düşük miktarda da olsa kuzeye eğimli ve ters bileşenlidir. Bu geometri içerisinde Akdağ yükselimi pozitif çiçek yapısı olarak yükselmektedir. Taşova Fayı, Aydınlık Köyü doğusunda güneye doğru dönüşlü sıkışmalı bir kiremit yapısı ile sonlanmaktadır.

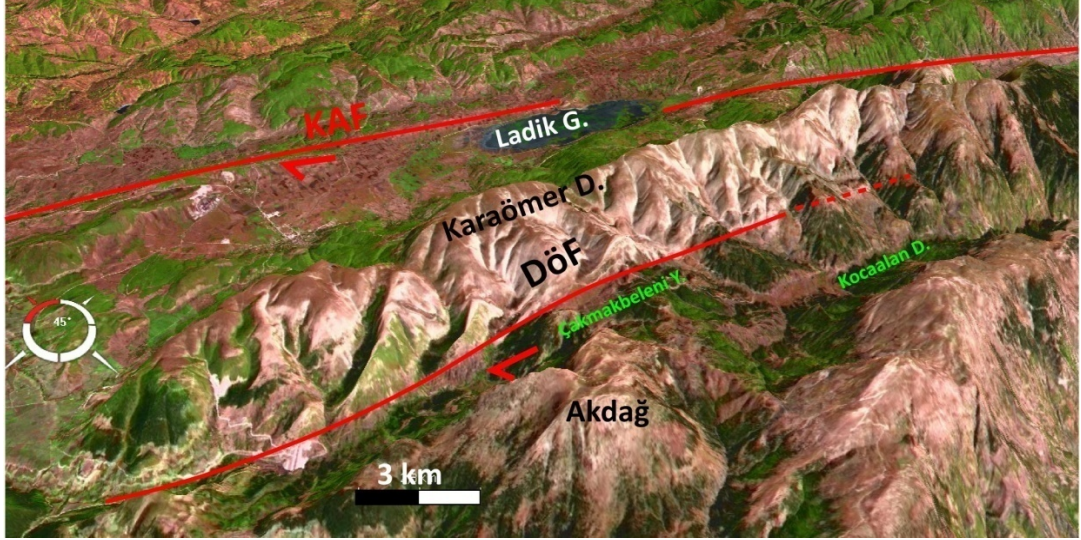


Şekil 4.26 : Taşova Fayı'nın SRTM verisi üzerine izdüşürülmüş IRS-1C ve LANDSAT TM karma verisi ile 3 boyutlu görünümü, kesik çizgili hatlar ise inaktif fayları göstermektedir.

4.1.3.2. Derinöz Fayı (DöF)

Derinöz Fayı (DöF), Taşova Fayı ile KAF Anakol arasında bulunan Akdağ yükselimini ortadan kesen ve KAF'na paralel olarak yaklaşık 20 km uzunlukta belirgin olarak izlenebilen bir fay hattıdır. Karaömer Dağı'nın güney yamacı, Akdağ'ın kuzey yamacına oranla daha çizgisel ve paralel akarsularla derin deşilmiş bir görünüm sunmaktadır ve dağın sırtı Derinöz Fayı'na paralel uzanmaktadır. Bu özellikleri ile Karaömer Dağı'nın KAF ile DöF kontrolünde aktif olarak yükseltildiği öngörülmüştür. DöF, Karakese, Seyfe ve Derebaşalan köyleri hattını takip ederek batıda Derinöz formasyonunun güney sınırını kontrol ederek uzanır. Fay hattının kuzey kesiminde Soğukçam formasyonuna ait kireçtaşları, güney kesiminde ise Mudurnu formasyonuna ait volkanitler yüzlek vermektedir. Fayın morfolojik belirginliği Derinöz Vadisi batısında oldukça yüksektir. DöF'nın doğu kesiminde KAF ve TF ile batı da ise Merzifon Fayı ile bağlantısının morfolojik kaydı

bulunmamaktadır. Bu durum DöF'nın AMZ içerisindeki diğer aktif fay hatlarıyla yüzey bağlantısının sağlanmadığı yönünde yorumlanmıştır. DöF'nın OSL yaşlandırması ile Geç Pleyistosen'de olduğu düşünülen Derinöz formasyonunu denetlediği düşünülmektedir. DöF, Seyfe Köyü'nde gözlenen sınırlı traverten çökmesini de kontrol etmiştir.



Şekil 4.27 : Derinöz Fayı'nın üçboyutlu görünümü ve morfotektonik unsurlarla ilişkisi

Çakmakbeleni Yaylası çevresi DöF'nın (Şekil 4.27 ve 4.28) en belirgin izlendiği yerdir. Fayın bu kesimde oluşturduğu belirgin ve küçük ölçekli bir basınç sırtında yüzlek veren temel kayalardan ölçülen fay düzlemi, DöF'nın kuzeye eğimli, ters bileşenli sağ yönlü doğrultu atım karakterinde olduğunu göstermektedir. Özellikle fayın kuzey kesimindeki vadilerin (ör: Uyuzsuyu ve Kazankaya dereleri) batı yönlü dönüşü gibi morfolojik veriler de bu görüşü desteklemektedir.

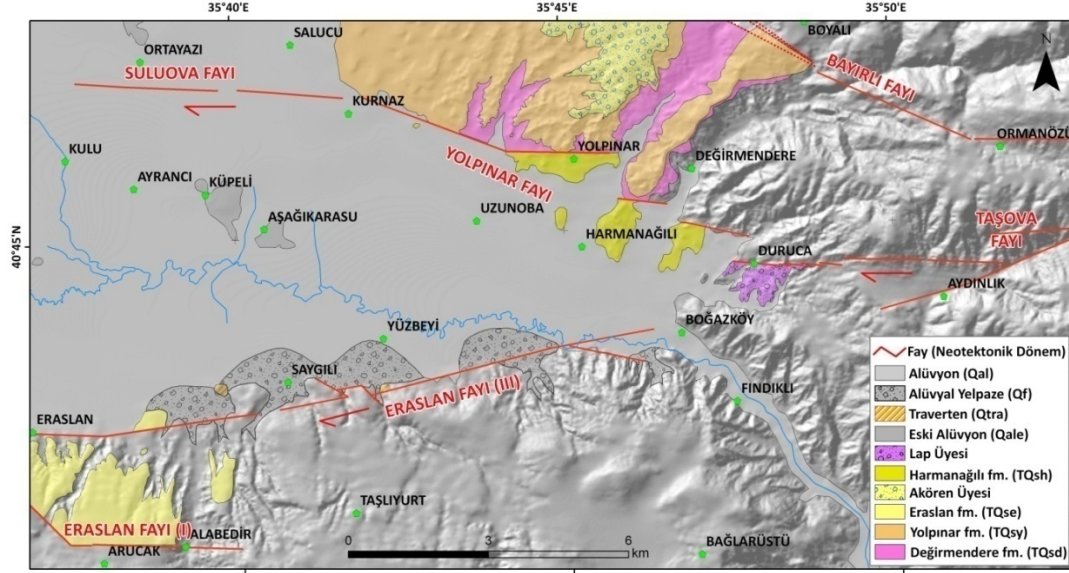


Şekil 4.28 : DöF'nın doğuya bakışla Kocaalan Deresi vadisi boyunca görünümü

4.1.3.3. Yalpınar Fayı (YF)

Rojay (1992) tarafından tanımlanan ve isimlendirilen bu fay 14 km uzunluğundadır. Fay havzanın doğusunda temel kayalar ile Harmanağılı formasyonunun Lap

üyesinin; batıya doğru Yolpınar Köyü'nde ise Orta-Üst Pliyosen yaşlı havza çökelleri (Değirmendere ve Yolpınar formasyonları) ile Orta Pleyistosen yaşlı Harmanağılı formasyonu arasındaki sınırı oluşturmaktadır (Şekil 4.29 ve 4.30). Bu çalışma kapsamında, Yolpınar Fayı, Taşova ile Suluova Fay hatlarının arasındaki sentetik transfer fayı olarak tanımlanmıştır.



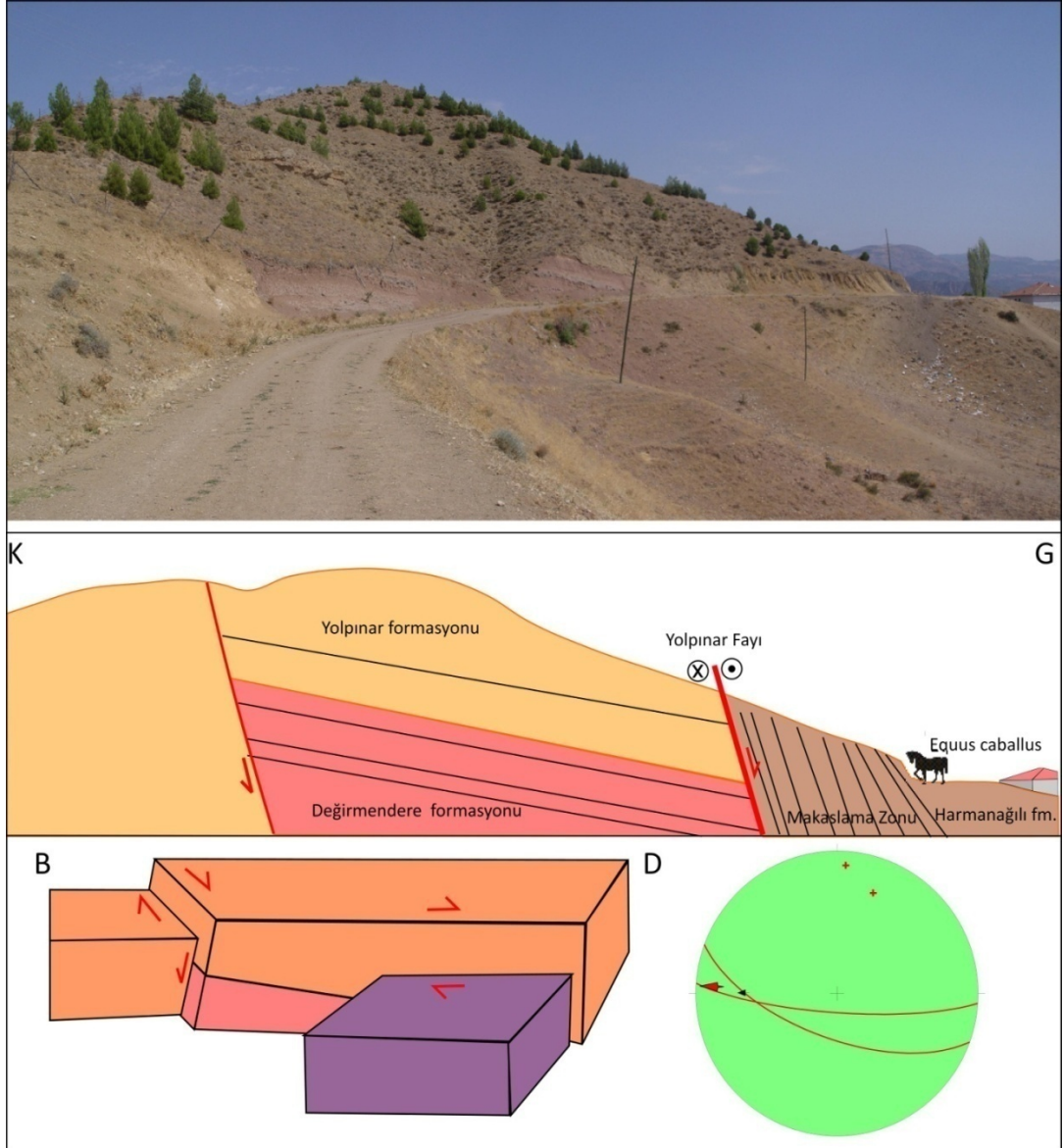
Şekil 4.29 : Yolpınar Fayı'nın harita görünümü ve Neojen birimleri ile ilişkisi

Yolpınar Fayı, doğuda Aydınlik Köyü'nden batıda Kurnaz Köyü'ne kadar uzanır. Fay, doğudan batıya doğru kısa ve birbirinden yaklaşık 500 metrelik sağ yönlü sıçramalarla ayrılan BKB ve D-B doğrultulu 4 adet en-echelon fay segmenti ile Yolpınar Köyü batısından itibaren ise KB-GD doğrultulu bir hattın oluşmaktadır (Şekil 4.29).

Yolpınar Fayı, düşeye yakın bir geometriye sahiptir ve doğrultusu boyunca eğim yönü ve kinematiği kısa mesafelerde değişmektedir. Fay, Aydınlik Köyü batısında kuzeye eğimli ters bileşenli iken Duruca Köyü batısından itibaren güneye eğimli normal bileşene sahip olmaktadır. Yolpınar Fayı, Orta Pleyistosen yaşlı Harmanağılı formasyonunun oluşumunu kontrol etmiştir.

Taşova Fayı ve Suluova Fayı arasında Yolpınar Fayı tarafından karşılanan yaklaşık 6 km genişliğindeki sağ yönlü sıçrama ile güncel Suluova çek-ayır havzası açılmıştır. Havzanın güney sınırını Eraslan Fay Zonu'nun güncel kolu kontrol etmektedir (Şekil 4.29).

Bu kesimde Suluova Havzası'nın ilk çökellerinin genç faylar kontrolünde (YF ve EF-III) yaklaşık 6 km ötelendiği görülmektedir (Şekil 4.29).

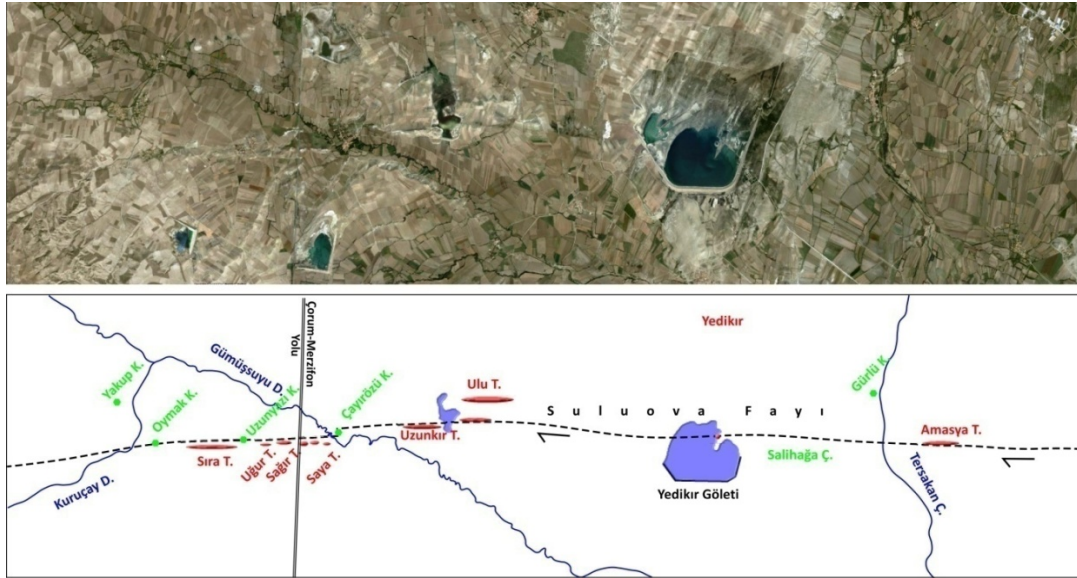


Şekil 4.30 : Normal bileşenli sağ yönlü doğrultu atımlı Yolpınar Fayı'nın Yolpınar Köyü batısından görünümü ve şematik çizimi ile stereonet üzerine izdüşümü

4.1.3.4. Suluova Fayı (SuF)

Aktif Suluova Fay Sistemi'nin batı devamı olan Suluova Fayı (SuF), Şaroğlu ve Arpat (1979) tarafından Merzifon Fayı olarak tanımlanmış ve Türkiye Diri Fay haritasında yer almıştır (Şaroğlu ve diğ., 1992). Bunun yanısıra Rojay (1992), bu kırık hattının batı kesimini Uzunyazı Fay Seti olarak tanımlamıştır. Önceki çalışmalarda çevredeki aktif fay hatlarından bağımsız olarak tanımlanan bu fay,

Yolpınar Fayı'nın devamı olarak Kurnaz ve Alıcık köyleri arasında yaklaşık 30 km boyunca D-B doğrultuda uzanmakta ve Suluova Havzası'nı (Orta Pliyosen-Orta Pleyistosen yaşlı çökel birimleri ve MeBFZ) ortasından kesmektedir. Bu nedenle bu çalışmada adı Suluova Fayı (SuF) olarak değiştirilmiştir. Güncel Suluova çek-ayrı havzasının kuzey sınırını oluşturan fayın çizgisel belirginliği uydu görüntüleri ve hava fotoğraflarında rahatlıkla izlenmektedir (Şekil 4.31). Yedikır Barajı'nı ortasından kesen fayın bayı kesiminde faya paralel ve sıralı basınç sırtları ile dere ötelenmeleri gözlenmiştir (Şekil 4.31 ve 4.32). Günümüzde birleştirilerek gölet savağı olarak kullanılan bu sırtlar içerisinde havzanın Neojen çökelleri ile Hamamözü formasyonuna (Tham) ait mafik volkanitler ve Bilecik kireçtaşına (Jb) ait birimler yüzlek vermektedir.



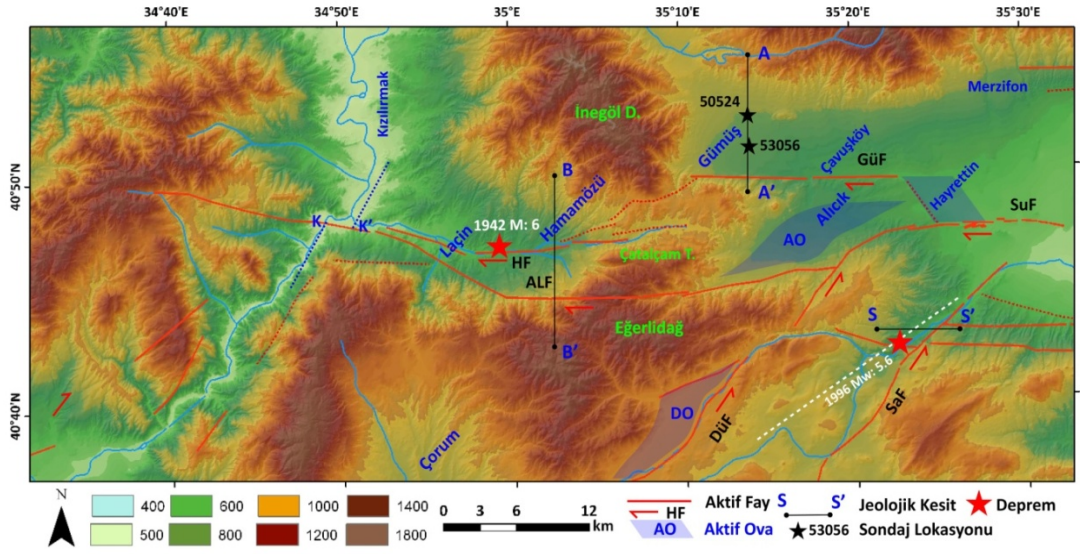
Şekil 4.31 : GoogleEarth görüntüsü üzerinde Suluova Fayı'nın görünümü ve yorumlanması (kısaltmalar: D. Dere, Ç. Çay, K. Köy, T., Tepe)

Suluova Fayı'nın üzerinde biriken toplam atım üzerine en önemli veri, Suluova Havzası'nın ilk evresine ait çökel birimlerin ötelenmesidir. Suluova Havzası'nın doğusunda ve batısında, havza dolgusunun sınırlarının SuF (Yolpınar ve güncel Eraslan Fayı) tarafından 6 km sağ yönlü ötelendiği bulunmuştur. Fayın oluşum yaşı olan 0.7-1 My göz önüne alındığında SuF için yılda 6-10 mm/yıl jeolojik hız hesaplaması yapılabilir. Bu değer fayın günümüz aktivitesini yansıtmaktan uzaktır. Bölgede yapılan GPS kampanyası ile elde edilen hareket vektörlerinin (Tarı ve diğ., 2003) modellemesi sonucu (Yavaşoğlu ve diğ., 2009) ise AMZ içerisinde SuF'nin aktivitesi ihmal edilebilecek kadar düşük çıkmaktadır.



Şekil 4.32 : Uzunyazı Köyü'nden doğuya bakışla SuF'nın araziden görünümü

Suluova Fayı, batı devamında birden çok yan kola ve ilişkili fay zonlarına ayrılmaktadır. Bu seperasyon AMZ'nun makaslama evrimi açısından önemlidir. Bunlardan en önemlileri KD-GB doğrultulu sol yönlü doğrultu atım karakterli Salhan ve Düvenci fayları ile sistemin batı devamı olan Gümüş ve Alıcık-Laçın faylarıdır (Şekil 4.33).

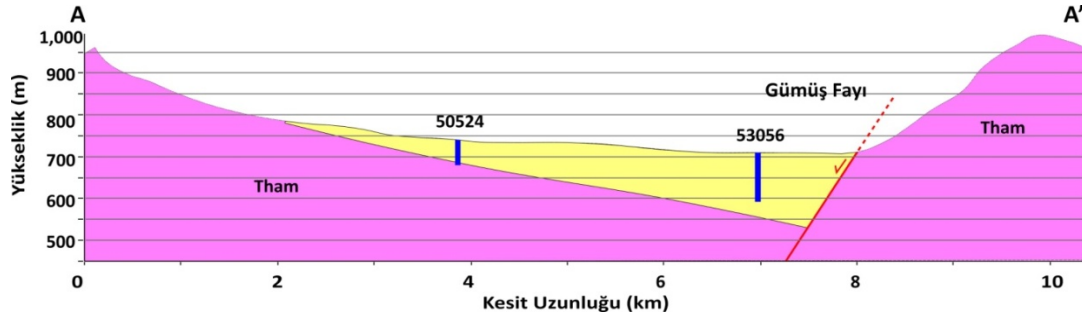


Şekil 4.33 : Suluova sisteminin batı kesiminin Neotektonik Dönem fayları
(kısaltmalar: SuF: Suluova Fayı, GüF: Gümüş Fayı, ALF: Alıcık-Laçın Fayı, HF: Hamamözü Fayı, DüF: Düvenci Fayı, SaF: Salhan Fayı, AO: Alıcık Ovası, DO: Düvenci Ovası; D: Dağ, T: Tepe)

4.1.3.5. Gümüş Fayı (GüF)

Rojay (1992) tarafından Çetmi Fay Seti olarak tanımlanan 20 km uzunluğa sahip, D-B doğrultulu bu kırık hattı, Karatepe, Çavuş ve Çetmi köyleri hattını takip ederek batıda Gümüş Beldesi'ne kadar uzanır (Şekil 4.33). Bu çalışmada Gümüş Fayı (GüF) olarak isimlendirilen bu fay, Gümüşhacıköy Havzası'nın güney sınırını oluşturmaktadır. GüF, SuF'nın yaklaşık 5 km sağ yönlü sıçraması ile oluşmuştur. Bu geometri sonucu, Hayrettin Köyü çevresinde ovanın topoğrafyası içerisinde belirgin bir farklılık yaratmamakla birlikte bölgenin kuzey ve güney drenajının toplandığı,

küçük bir depolanmalı alan oluşmuştur. GüF, kuzeye eğimli normal bileşenli sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay özelliğindedir. Fayın geometrisi ve kinematığı nedeniyle görelî bir yükselim halini alan güney kesiminin yamaçları yaklaşık 60° eğime sahiptir (Şekil 4.34). Bu yükselim içerisinde Çavuşköyü'ne kadar Suluova Havzası'nın çökel birimleri ve daha batıda ise kireçtaşları ve volkanitler yüzlek vermektedir. GüF'nın morfolojik belirginliği İnegöl Dağı güneyinde sonlanmaktadır.



Şekil 4.34 : Arazî gözlemleri ve DSİ sondajları yardımıyla Gümüşhacıköy Ovası'nın özellikleri ve Gümüş Fayı ile ilişkisi (Tham: Hamamözü Volkanitleri, Kesit yeri için Şekil 4.33'e bakınız)

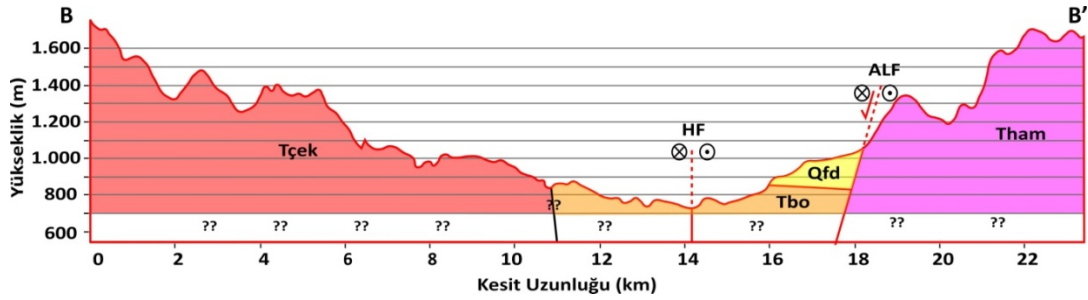
4.1.3.6. Alıcık-Laçın Fay Zonu (ALF)

Alıcık-Laçın Fay Zonu (ALF), Alıcık ve Laçın beldeleri arasında uzanan yaklaşık 40 km uzunluğunda sağ yönlü atım karakterli bir fay hattıdır. Sol yönlü atım karakterli Düvenci Fayı, (DüF) ALF ve SuF arasında antitetik transfer fayı olarak çalışmaktadır.

SuF ve ALF arasındaki DüF boyunca gerçekleşen 5 km'lik sıçrama sonucunda, Suluova Havzası'na ait genç çökeller üzerinde Alıcık Ovası oluşmuştur. ALF, yatık S geometrisindeki ovanın güney sınırını oluşturmaktadır (Şekil 4.33). DSİ sondajlarına göre ovanın içerisindeki genç çökel kalınlığı 150 metreden fazladır. Bu kalınlık Suluova Havzası'nın Pleyistosen çökelleri (Kamışlı formasyonu) ve güncel alüvyon depolarının toplam değerini yansıtmaktadır.

ALF, batı devamında Çatalçam tepeleri ve Eğirdağ yükselimi arasından bir hattı keserek Hamamözü-Laçın Ovası'na ulaşır. Bu ova içerisinde yüzlek veren genç birimler, yatay ve ince tabakalı jips ile marn ve ince taneli kumtaşları ile ifade olurlar. Benzer fasiyeste depolanmış birimler, Çankırı Havzası kuzey kesiminde yaygın olarak yüzlek vermekte olup Bozkır formasyonu (Tbo) olarak tanımlanmıştır (Birgili ve diğ., 1975; Dellaloğlu ve diğ., 1992; Kaymakçı, 2000; Karadenizli ve diğ., 2004; Seyitoğlu ve diğ., 2009). Bozkır formasyonunun yaşı alt seviyelerinde bulunan

memeli fosillerine (MN14) dayanılarak Alt-Orta(?) Pliyosen olarak belirlenmiştir (Karadenizli ve diğ., 2004). Hamamözü vadisinin güneyinde Alıcık-Laçın Fayı önünde gelişmiş ve Bozkır formasyonun üzerine uyumsuzlukla gelen kalın bir alüvyal yelpaze – yamaç molozu çökeli bulunmaktadır (Şekil 4.35). Tamamen Hamamözü formasyonuna ait volkanitlerden türemiş olan kaba, yuvarlak çakıllardan oluşan, tane destekli ve çimentolanmamış olan bu birimin ALF’nın bölgeye ulaşmasından sonra, Geç Pleyistosen’den itibaren oluştuğu öngörülmektedir. Bu dönemde AMZ içerisinde Suluova Havzası ile Çankırı Havzası arasındaki yapısal ilişki kurulmuştur.



Şekil 4.35 : Arazi gözlemleri ve bölgenin MTA ve TPAO jeoloji haritaları yardımıyla hazırlanan ve Hamamözü Çayı vadisi boyunca Neojen birimleri ve Neotektonik Dönem fayları arasındaki ilişkiyi gösteren kesit (Tham: Hamamözü fm., Tçek: Çekerek fm., Tbo: Bozkır fm., Qfd: Dedeköy alüvyal yelpaze – yamaç molozu çökelleri. Kesit yeri için Şekil 4.33’e bakınız)

Alıcık-Laçın Fayı’nın ötelenmesi batıda Kızılırmak Vadisi’nde en çok 2.5 ± 0.5 km olarak ölçülmüştür. Fayın batı devamı belirsizdir, ancak 2008 Çorum depremlerinden yola çıkarak sağ yönlü doğrultu atımlı Laçın Fayı ile Kızılırmak Fayı (Kaymakçı 2000) arasında yüzeye ulaşmayan KD-GB doğrultulu sol yönlü antitetik bir transfer fayının varlığı (Çorum Fayı, ÇF) düşünülmektedir.

4.1.3.7. Düvenci Fayı (DüF)

Düvenci Fayı (DüF), sağ yönlü atım karakterli, Suluova ve Alıcık-Laçın Fay hatları arasında antitetik transfer fayı olarak çalışan sol yönlü atımlı bir fay hattıdır. DüF, KD kesiminde Suluova Havzası’na ait çökel birimler ile Eosen yaşlı kireçtaşlarının sınırını oluşturmaktadır. Güneybatı devamında güneydoğuya doğru genişleyen bir büküm yapan DüF üzerinde S şekilli, Geç Pleyistosen yaşlı Düvenci Ovası oluşmuştur (Şekil 4.33). DüF, güneybatıda Salhan Fayı’nın güncel kolu ile birleşerek Çorum Ovası’nın güney kesimine ulaşır ve devamında ise belirginliğini kaybeder.

4.1.3.8. Salhan Fayı (SaF)

Salhan Fayı (SaF), Suluova Fay Sistemi içerisinde KD-GB doğrultuda oluşmuş batıya eğimli normal bileşenli sol yönlü doğrultu atımlı bir faydır (Şekil 4.33). Fay, Salhan Çayı vadisinin ve Geç Pleyistosen yaşlı Salhan alüvyal yelpaze çökellerinin oluşumunu denetlemiştir. Fay, GB devamında Eosen yaşlı kırıntılı ve volkanik birimler (Merzifon Grubu) ile Jura kireçtaşları (Jb) arasındaki sınırı oluşturmaktadır. Salhan Fayı, Suluova Havzası'nın Alt Pleyistosen yaşlı havza dolgusunu yaklaşık 80 metre düşey ve 1.5 km sol yönlü ötelemiştir. Fay üzerinde 1996 Salhan Vadisi depremi (1996, Mw:5.7, Harvard) gerçekleşmiştir (Şekil 4.36; Demirtaş, 1998; Pınar ve diğ., 1998). Depremin detaylı özellikleri Bölüm 4.3.2.2.'de tartışılmıştır (Şekil 4.111 ve 4.112)



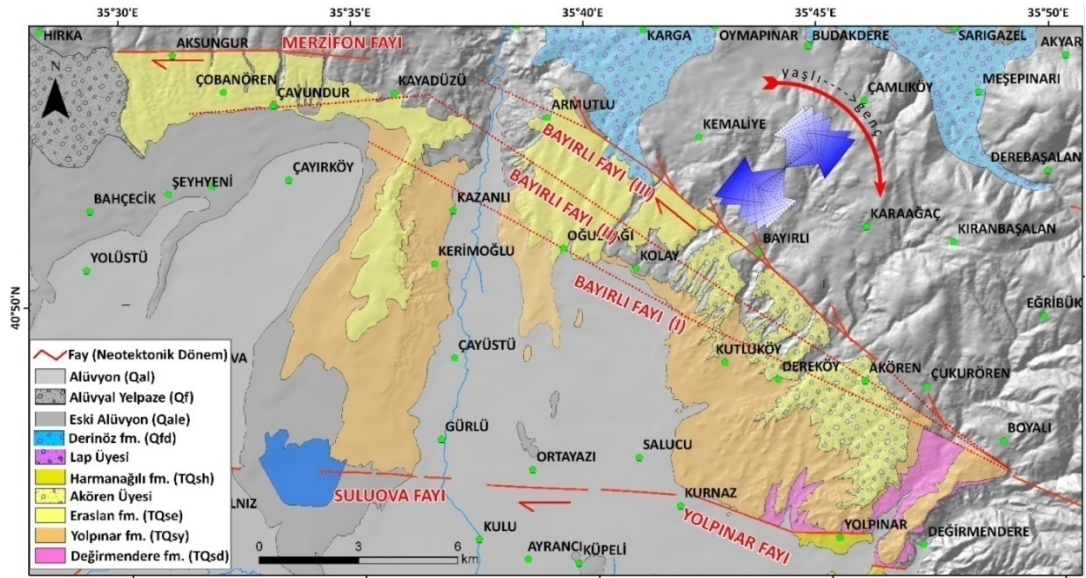
Şekil 4.36 : Salhan Çayı vadisinin batıdan doğuya görünümü ve SaF'in vadi boyunca uzanımı

Geç Pleyistosen'den itibaren oluşmaya başlayan SaF, AMZ sistemi içerisinde bulunan D-B doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı fayları (SuF ve MFZ) birbirlerine bağlayan ve Riedel geometrisi içerisinde antitetik X makaslamaına karşılık gelen bir fay hattıdır. Fay hattının geometrisi büyük oranda AMZ'nun oluşumundan önce bölgede bulunan benzer doğrultulu bir kırık hattının yeniden harekete geçmesi ile belirlenmektedir. Salhan Fayı'nın kinematik evrimi Bölüm 4.2.2.1.'de ayrıntılı olarak tartışılmıştır. Buna göre SaF üzerinde gerilme bileşenleri zaman içerisinde saat yönünün tersine rotasyona uğramıştır ve SaF'nda bu değişime uyum sağlayarak saat yönünde dönmektedir. Bu nedenle 1996 depreminde kırılan fayın doğrultusu özellikle GB kesiminde haritalanan faydan farklıdır.

4.1.3.9. Merzifon-Bayırlı Fay Zonu (MeBFZ)

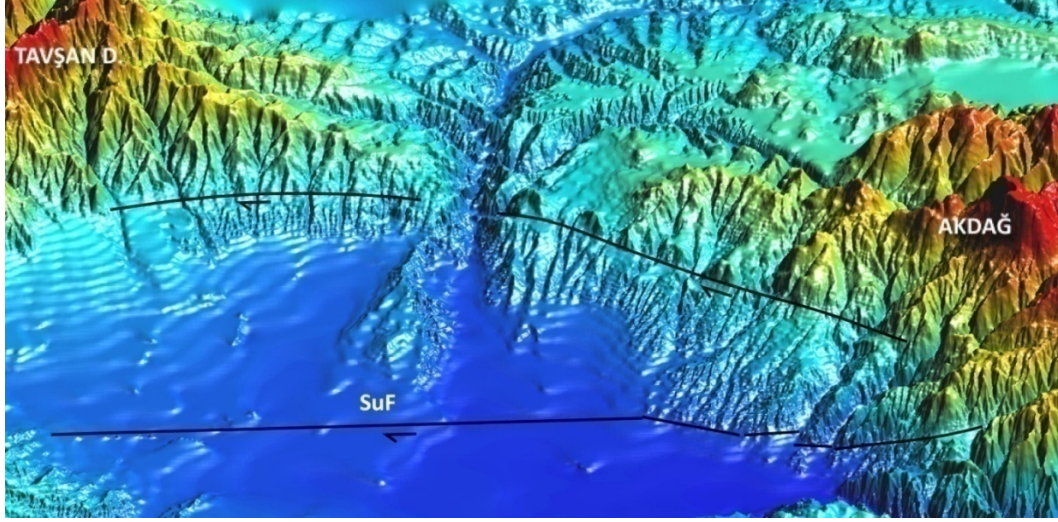
Merzifon-Bayırlı Fay Zonu (MeBFZ), Orta Pliyosen-Erken Pleyistosen dönemi içerisinde KD (Bayırlı Fayı, BF) ve K (Merzifon Fayı, MeF) sınır fayı olarak Suluova Havzası'nın oluşumunu ve evrimini kontrol eden, 3 parçalı, sağ yönlü

doğrultu atımlı ve güneye eğimli normal bileşenli bir fay zonudur (Şekil 4.37). BF'nın ortalama uzunluğu 20 km, MeF'nın ise 10 km'dir. İlk iki kolu günümüzde havza stratigrafisi içerisindeki görece genç çökellerle örtülü olan fay zonunun evrimi havzanın genç çökel stratigrafisine ait birimlerin yayılımından ve bu çökeller içerisindeki kinematik verilerden yola çıkılarak kurgulanmıştır. Buna göre MeBFZ, saat yönünde dönen bölgesel gerilme tensörünün de (Bölüm 4.2.2.1) gösterdiği gibi Boyalı Köyü yakınlarındaki sabit bir kutup çevresinde saat yönünde dönerek (KD'ya doğru gençleşerek) havzanın açılmasını denetlemiştir. Suluova Havzası'nın evrimi, MeBFZ içerisindeki fayların doğudan batıya doğru evrildiğini göstermektedir. Bununla birlikte MeBFZ ile doğudaki Taşova Fayı ve/veya KAF Anakol arasında belirgin bir bağlantı fayı gözlenmemiştir.



Şekil 4.37 : MeBFZ'nun harita görünümü ve genç çökellerle olan ilişkisi

MeBFZ'nun ilk kolu (BF-I), K63⁰B doğrultusunda, Boyalı-Kutluköy hatlarını takip eder ve Değirmendere formasyonunun oluşumunu kontrol etmiştir. Oluşan ikinci kırık hattı (BF-II), K57⁰B doğrultusunda Boyalı-Akören hatlarını takip ederek Yolpınar formasyonunun oluşumunu kontrol etmiştir. Fayın KB devamı, Kayadüzü-Çavundur köyleri arasında yaklaşık D-B uzanan MeF'nın ilk koludur (MeF-I). Üçüncü kırık hattı (BF-III), Boyalı-Bayırlı köyleri arasında yer yer KD'ya dönen açılmalı at kuyruğu yapısı göstererek K50⁰B doğrultusunda uzanmaktadır, batı devamı ise Kayadüzü-Aksungur köyleri arasında D-B uzanan MeF'nın ikinci koludur (MeF-II). BF-III, MeF-II ile birlikte Alt Pleyistosen yaşlı Eraslan formasyonunun oluşumunu kontrol etmiştir (Şekil 4.37).

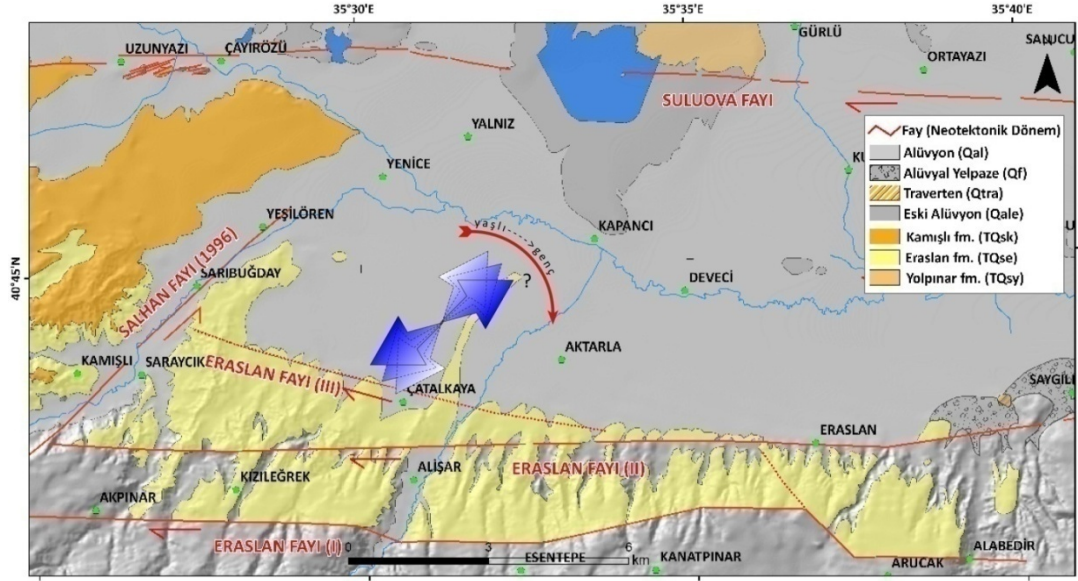


Şekil 4.38 : MeBFZ'nun sayısal yükseklik modeli üzerinde üç boyutlu morfolojisi

MeBFZ kontrolünde Akdağ ve Tavşan Dağı yükselimleri arasında gelişen Suluova Havzası'na ait çökeller geniş bir morfolojik düzlük oluşturmakta ve fay gerisindeki temel kayalar ile belirgin bir kontrast oluşturmaktadır (Şekil 4.38). Günümüzde akarsular tarafından aşındırılan bu düzlük havza içerisinde doğru eğimlenmiş durumdadır. Fay önü morfolojisinin eski olması, fay üzerinde sismik aktivitenin gözlenmeyişi vb. verilere dayanılarak, sadece Orta Pliyosen-Orta Pleyistosen dönemi içerisinde aktivitesine yönelik sedimentolojik kanıt bulunan MeBFZ'nun günümüzde inaktif olduğu sonucuna varılmıştır.

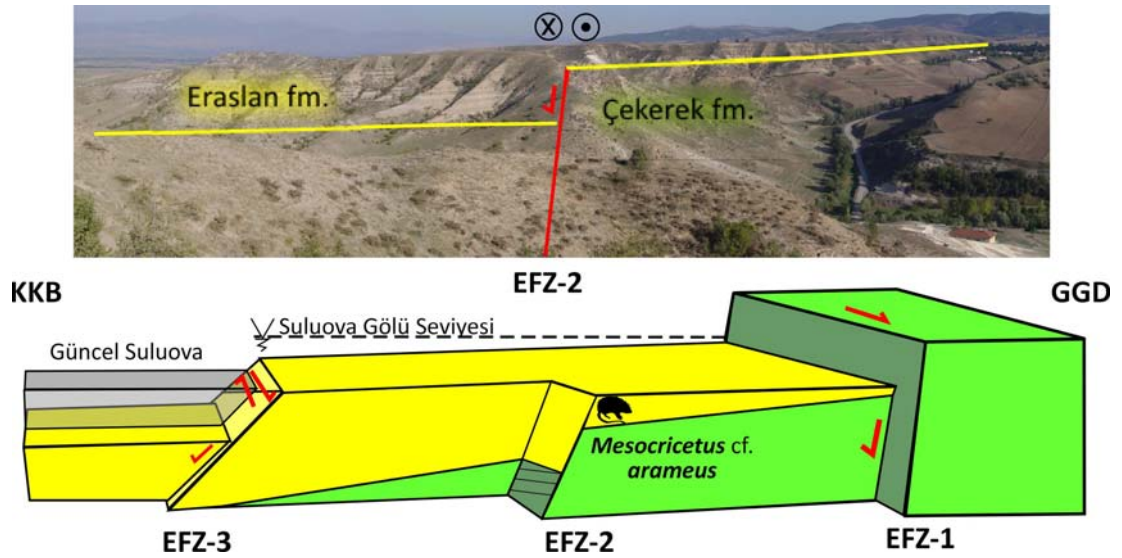
4.1.3.10. Eraslan Fay Zonu (EFZ)

Eraslan Fay Zonu, Erken Pleyistosen'den günümüze Suluova Havzası'nın güney sınırını oluşturmaktadır ve yaşlı (inaktif) ve genç (aktif) olmak üzere iki sınıfa ayrılabilir. Doğu-batı doğrultulu, düşeye yakın ve kuzeye eğimli normal bileşenli sağ yönlü atım karakterli ve kuzeye doğru gençleşen en-echelon faylar görünümü sunan fay zonunun ana kolu güneyde Eraslan formasyonun çökmesini kontrol etmiş ve kuzeye doğru izlenen yan kolların havzayı derinleştiren büyüme fayları olarak çalıştığı gözlenmiştir (Şekil 4.39). Eraslan formasyonu içerisinde ölçülen kinematik verilere dayanılarak EFZ, saat yönünde dönen bölgesel gerilme bileşenlerinin (Bölüm 4.2.2.1.) gösterdiği gibi KD'ya doğru gençleşerek havzanın açılmasını kontrol etmiştir (Şekil 4.39).



Şekil 4.39 : Eraslan Fay Zonu’nun harita görünümü ve genç çökellerle ilişkisi

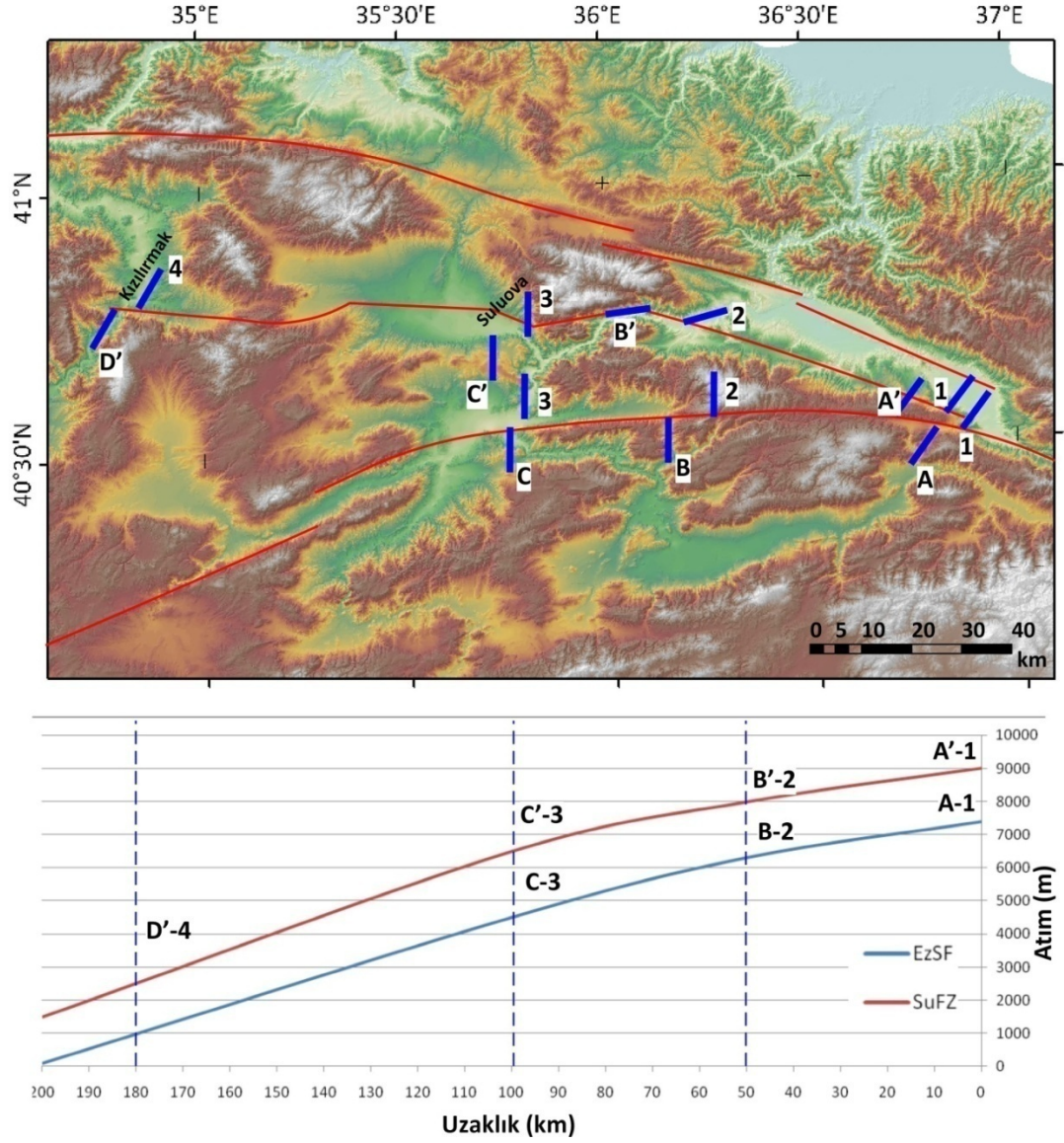
Saygılı Köyü güneyinde yer alan güncel alüvyal yelpazeler içerisinde gelişmiş mikro faylar (Bölüm 4.2.2.1.) Eraslan Fayı’nın güncel kolunun halen aktif olduğunu göstermektedir. EFZ’nun bu aktif kolu güncel Suluoova Havzası’nı güneyden sınırlamaktadır. Eski sistemi (Eraslan formasyonu ile sınır ve büyüme fayları) güncel havzaya göre yaklaşık 6 km sağ yönlü ötelemiştir (Şekil 4.29). EFZ, batıda Salhan Fayı tarafından kesilmektedir ve batı devamı haritalanamamıştır. Fay zonu önünde güncel ovaya doğru eğimli bir düzlük bulunmaktadır ve bu düzlük günümüzde akarsular tarafından derin kazılmaktadır (Şekil 4.40).



Şekil 4.40 : Normal bileşenli sağ yönlü doğrultu atımlı Eraslan Fay Zonu’nun (ana kol ve büyüme fayları) Kızılgerek Köyü yolundan panoramik görünümü ve şematik çizimi.

4.1.4. Bölüm Değerlendirmesi

AMZ'nu oluşturan fay hatları balık kılıcı geometrisi sunmaktadır (Şengör ve Barka, 1992). Bu geometri kontrolünde, makaslama zonunun genişliği doğuda 10 km'den batıda 100 km'ya kadar düzenli olarak artmaktadır. Fay zonlarının aktivitesi ile KAF Anakol'dan uzaklıkları arasında belirgin bir korelasyon bulunmaktadır. Bu durumun birkaç sonucu vardır. (1) AMZ'nun doğu kesiminde tektonizmanın, bölgenin morfolojik evrimi üzerindeki kontrolü iklim ve bitki örtüsü gibi diğer elemanların etkilerini üzerlemektedirken orta ve batı kesimlerde morfolojik süreçler egemen olmaktadır. (2) Doğu kesimde faylar daha yüksek eğimli ve belirgin doğrultu atım egemen kinematiğe sahiptir. Batıda güney-güneybatıya dönüşler nedeniyle fayların eğim yönleri ve dolayısıyla ters ya da normal bileşen kazandıkları durumlar oldukça yaygındır, orta ve batı kesimlerde ise faylar üzerinde normal bileşen ve dolayısıyla havza oluşumu yaygınlaşmaktadır. (3) Doğu kesimde faylar tek bir kol ve/veya dar bir makaslama zonu ile ifade olurken batıya doğru segmentasyon ve birden çok kola ayrılmalar artmaktadır. (4) EzSFS ve EsF-SuFS üzerinde ölçülen maksimum jeolojik/jeomorfolojik atım değerleri faylar üzerinde gerçekleşmiş uzun dönem atımın doğudan batıya doğru azaldığını göstermektedir (Şekil 4.41). Bu veriler, AMZ dahilindeki güncel aktif fayların, Geç Neotektonik Dönem'in başından itibaren oluşarak doğudan batıya doğru evrildiğini ve üzerlerinde doğudan batıya doğru azalan ve yaklaşık fay boyunca 200 km içerisinde sonlanan, kümülatif bir atım bileşeni olduğunu göstermektedir (Şekil 4.41). Bu atım bileşeni, AMZ fayları ile KAF Anakol arasındaki doğudan batıya doğru azalan kayma paylaşımından kaynaklanmaktadır.

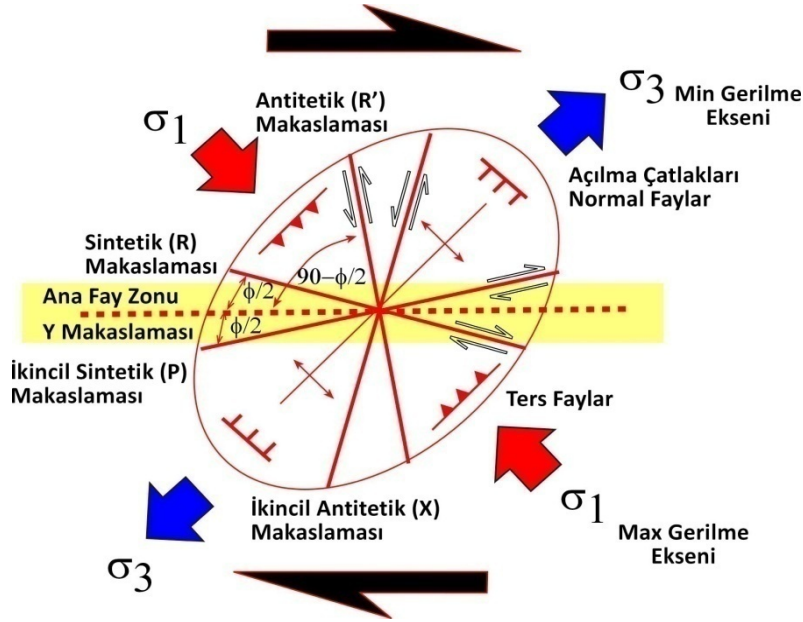


Şekil 4.41 : AMZ içerisinde yer alan EzSF ve SuF sistemleri üzerinde ölçülen maksimum ötelenmelerin doğudan batıya doğru dağılımı

4.2. Kinematik Analiz

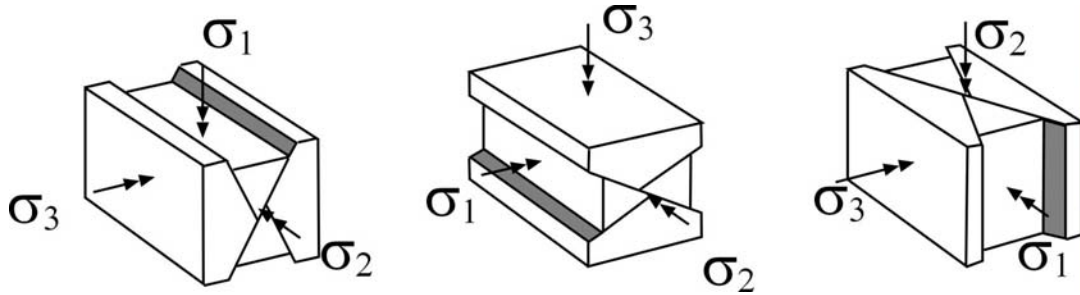
Bu bölüm altında, inceleme alanının morfotektonik şekillenmesini denetleyen iki ana fay sistemi (SuFS ve EzSFS) kontrolünde gelişmiş ve/veya bu faylar tarafından deforme edilmiş genç çökeller içerisindeki faylı kesitlerden derlenen kinematik veriler tanıtılacaktır. Bu veriler, AMZ içerisinde bölgesel/yerel gerilme tensörünün bileşenlerini belirlemeye yönelik olarak analiz edilmiştir.

Sabit bir gerilme rejimi altında kırılğan ya da kataklastik deformasyona maruz kalan kayalar içerisinde genellikle sistematik kırık hatları oluşur. Riedel makaslamaları olarak tanımlanan bu kırıkların yönelimi ve hareket yönleri kil ve hesaplamalı deneylerle ortaya konulmuştur (Şekil 4.42; Tchalenko, 1970; Dresen, 1991).



Şekil 4.42 : Sağ yönlü basit makaslama içerisinde gelişen Riedel makaslamlarının (Tchalenko, 1970) gerilme elipsoidi içerisindeki yeri

Şekil 4.42’de sağ yönlü makaslama ile sonuçlanan bir gerilme rejimi kontrolünde gelişen makaslamlar, gerilme elipsoidi içerisinde sunulmuştur. Bu makaslamların evrimi içerisinde önce birincil antitetik ve sintetik makaslamlar (R ve R’), deformasyonun ileri aşamalarında ise ana yerdeğiştirme zonu (Y) ile ona eşlik eden ikincil antitetik ve sintetik makaslamlar (P ve X) gelişmektedir (Dresen, 1991). Bu sistematik arazi çalışmalarında haritalanan ana makaslamları kontrol eden gerilme rejimi hakkında ön bilgi edinilmesine yardımcı olur.

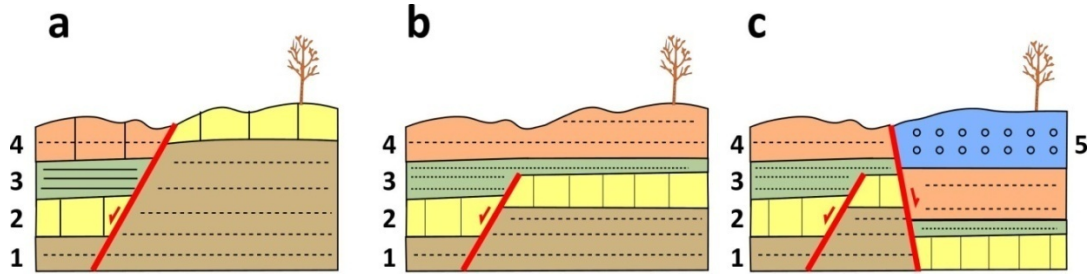


Şekil 4.43 : Üç farklı gerilme rejimi içerisinde gelişen sırasıyla normal, bindirme ve doğrultu atım karakterli eşlenik fay setlerinin ve bunlara eşlik eden asal gerilme eksenlerinin şematik gösterimi (Angelier, 1994)

Arazi çalışmalarında en sık gözlenen fay türü olan eşlenik fayları (Şekil 4.43) oluşturan gerilme rejiminin bileşenlerini belirlemek mümkündür. Buna göre maksimum gerilme eksenini olan σ_1 kesişen fay düzlemleri arasındaki dar açının ortayından geçmektedir. Ortaç gerilme eksenini olan σ_2 ise kesişim düzlemine paraleldir. En küçük gerilme (minimum) eksenini olan σ_3 ise iki fay düzlemi arasındaki

geniş açı ortayından geçmektedir (Şekil 4.43; Angelier, 1994). Kesitte ölçülen iki eşlenik fayı oluşturan gerilme tensörünün bileşenlerinin kesin yönelimlerinin grafiksel yöntemlerle belirlenebilmesi için kayma lineasyonu bilgisi de gerekmektedir (Ragan, 1973).

Bu çalışma içerisinde derlenen veriler, lokasyon ve ilişkili çökel paketinin havza stratigrafisindeki yerleri gözetilerek sınıflandırılmıştır. Bunun yanısıra faylanma ve çökelme arasındaki ilişkinin de gözetilmesi gerekmektedir. Genişlemeli tektonik rejimlerde havza oluşumunu kontrol eden sınır fayları zaman içerisinde ilerleyerek çökelme alanının derinleşmesini sağlarlar. Böylece sedimanter birimler içerisinde çökelmeyle yaşıt faylanma izlenir. Bu faylara ait veriler havza oluşumunu kontrol eden bölgesel gerilme rejimini yansıtmaktadır (Şekil 4.44).

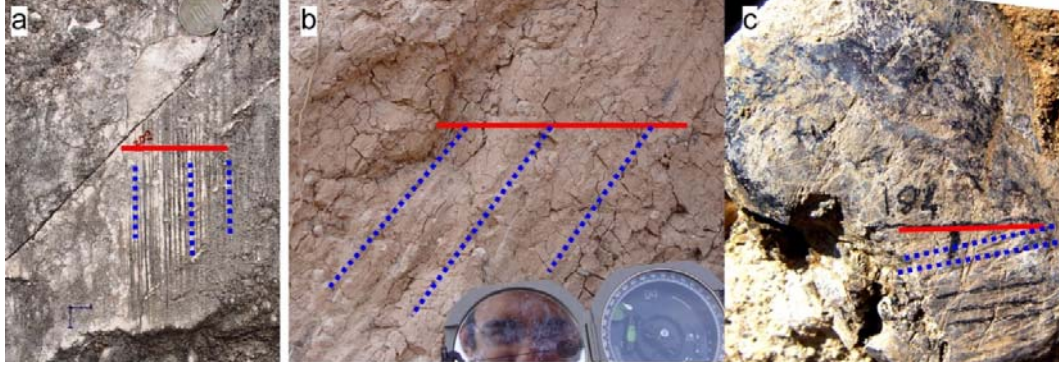


Şekil 4.44 : Genç birimlerde faylanma ve kesitte gözlenen stratigrafi arasındaki ilişki. a) faylanma çökelmeden gençtir, b) faylanma 3 numaralı birimin çökelmesi ile yaşıttır c) sin-sedimenter faylanmadan genç, depolanma sonrası fay gelişimi

Doğrultu atım egemen açılmalı rejimlerde gelişen havzaları (çek-ayır ya da romboidal) kontrol eden sınır fayları zaman içerisinde aktivitesini kaybederek yerlerini havza içerisine doğru yeni oluşan faylara terkeder. Bu faylar kontrolünde yeni çökme alanlarının oluşması ile eski havza çökelleri görece yükselmeye ve aşınmaya başlarlar. Havza gençleşmesi olarak tanımlanabilecek bu süreç içerisinde eski çökel birimleri de deformasyona uğrarlar. Çökelme ve olasılıkla diyajenezden sonra gelişen bu deformasyonu kontrol eden fayları arazide kesit üzerinde tanımlamak mümkündür (Şekil 4.44). Bu fayların kinematik analizi gençleşme sürecinde egemen olan gerilme rejimini yansıtmaktadır.

Sınıflandırılan verilerin kinematik analizin gerçekleştirilebilmesi için (grafiksel düz ya da hesaplamalı ters çözüm yöntemleri) gözlenen her bir fay düzleminin doğrultusu ve eğimi ile bu düzlem üzerinde gözlenen hareketin doğrultu ve yön bilgileri kullanılmaktadır (Angelier, 1994). Hareket doğrultusunun belirlenmesinde, fay

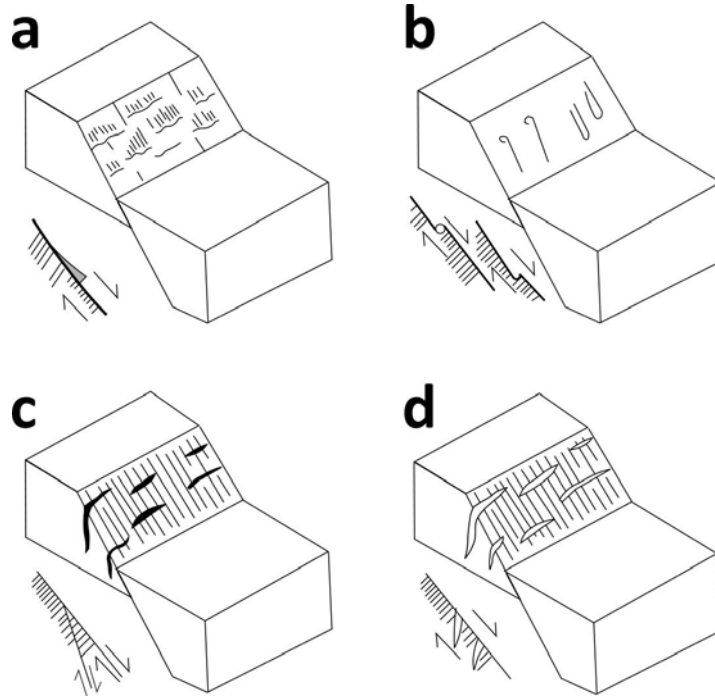
düzlemi üzerinde gerçekleşen son hareket nedeniyle gelişmiş kayma çizgilerinin (slickenline, Fleuty, 1974) yönelimi kullanılmaktadır (Şekil 4.45).



Şekil 4.45 : Arazi örneklerinden çeşitli kayma çizgileri a) lifsi kalsit çizgileri, b) kil dolgulu fay düzleminde korugasyon, c) perdahlanmış çakıl üzerinde gelişmiş yivler

Kayma çizgileri, sürtünme nedeniyle oluşan yivlenme ve/veya düzlem üzerinde gerçekleşen açılma sonucu bu yivler üzerinde kalsit kristalleşmesi ile gelişen lifsi çizgiler olarak sınıflanabilir (Şekil 4.45/A). Herbir çizginin uzun eksen hareket doğrultusuna paraleldir (Marshak ve Mitra, 1988). Atım yönü bilgisi de düzlem üzerinde gelişen diğer yapılardan yola çıkarak belirlenir (Şekil 4.46; Hancock ve Barka, 1987; Angelier, 1994; Doblas, 1998).

Temel kayalara nazaran, tabakalanması daha belirgin olan karasal genç çökel paketlerinde atım yönü belirlemek görece kolay, ancak gevşek sedimanları, özellikle de kum ve çakılları kesen fay düzlemleri üzerinde kayma çizgilerinin belirlenmesi oldukça güç olabilmektedir. Düzlem üzerinde gelişmiş killerde gelişen oluk (korugasyon) ve kayma yönüne dik gelişen çatlaklar (Şekil 4.45/B), perdahlanmış çakılların üzerinde gözlenen yivler en yaygın hareket yönü işaretleridir (Şekil 4.45/C).

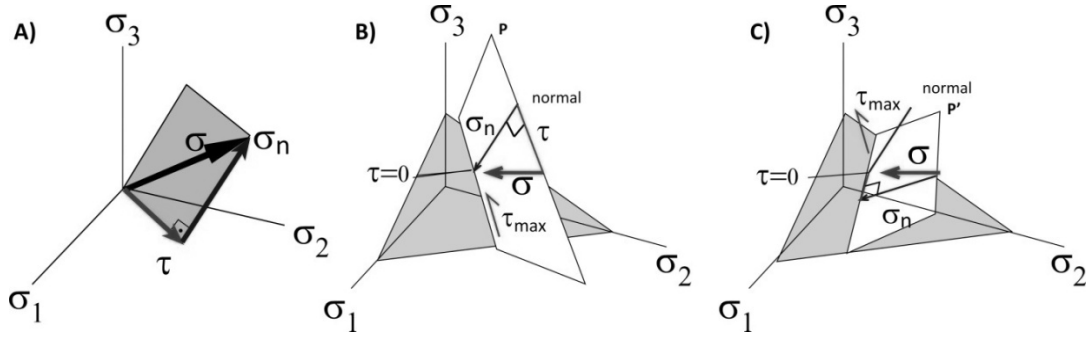


Şekil 4.46 : Eğim atımlı faylarda hareket yönün belirlenmesinde kullanılan kriterler
a) Fay düzleminde açılma nedeniyle kalsit kristallenmesi, b) kazıma ve sürüklenme izleri, c) Sentetik yapılar, d) açılma çatlakları. Angelier (1994)'den düzenlenerek.

Deformasyon fazlarını birbirinden ayırmak genellikle iki türlü mümkün olabilmektedir. Bunlardan ilki faylar arasındaki birbirini kesme ilişkisidir, bir diğer yöntem de faylanmanın etkilediği çökel birimin yaşı ve fayın çökeltmeyle ilişkisinin belirlenmesidir. Bunun yanısıra genç çökellerde fay gözlemlemek, birimlerin genellikle gevşek oluşu ve yumuşak bir topoğrafya sunmaları ile doğal kesitler oluşturmamaları (kütle hareketleri ve nadiren akarsu vadileri dışında) nedeniyle oldukça güçtür. Bu nedenle insan kontrolünde açılan kesitler (kanal kazıları, teraslamalar, yol yarmaları, kum ocakları vb.) genç havza oluşumunun kinematik özelliklerinin anlaşılabilmesi için daha yararlı olmaktadır.

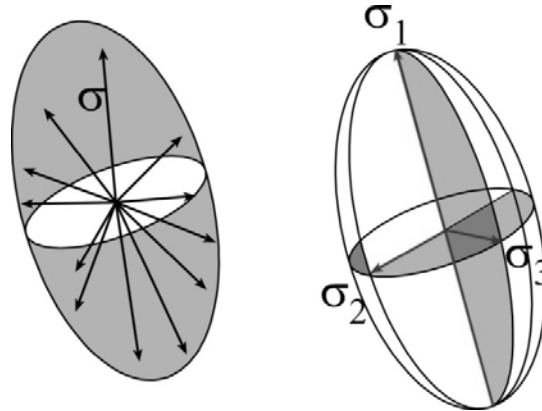
Belirli bir bölgeye gerilme uygulanması hem yeni zayıflık düzlemlerinin gelişmesine hem de eski düzlemlerin yeniden harekete geçmesine neden olmaktadır. Fay olarak adlandırılan bu düzlemler üzerindeki hareket, düzlem üzerine uygulanan makaslama gerilmesinin kaymaya karşı kırılma direncini aşmasıyla gerçekleşir. Her iki durumda da kaymanın (dolayısıyla kayma lineasyonu oluşumunun) hareket eden düzlem üzerine etki eden τ_{max} 'a paralel olarak gerçekleştiği kabul edilmektedir. İlk olarak Wallace (1951) ve Bott (1959) tarafından tanımlanan bu kabul paleostress analizinin temelini oluşturmaktadır (Şekil 4.47; Angelier, 1994; Ramsey ve Lisle, 2000).

Wallace-Bott hipotezine göre gerilmenin karakterinin anlaşılabilmesi için çeşitli doğrultuda fayların kayma yönlerinin bilinmesi gerekmektedir. Eğer bu faylar zaman içinde aynı gerilme rejiminden etkilenmişlerse tek bir gerilme rejimini yansıtır. Paleostress analizlerinde bir fay üzerindeki hareketin diğer fayların oryantasyonunu ya da hareketini etkilemediği kabul edilir. Bu konu paleostres araştırmalarının tartışılan yönlerinden birisini oluşturmaktadır.



Şekil 4.47 : Asal gerilme bileşenlerinden oluşan koordinat sistemi üzerinde yer alan bir düzlem üzerine etki eden gerilmenin (σ) (A), ana gerilme eksenine paralel (B) ve açılı (C) duran bir düzlemdeki bileşenleri (Ramsey ve Lisle, 2000)

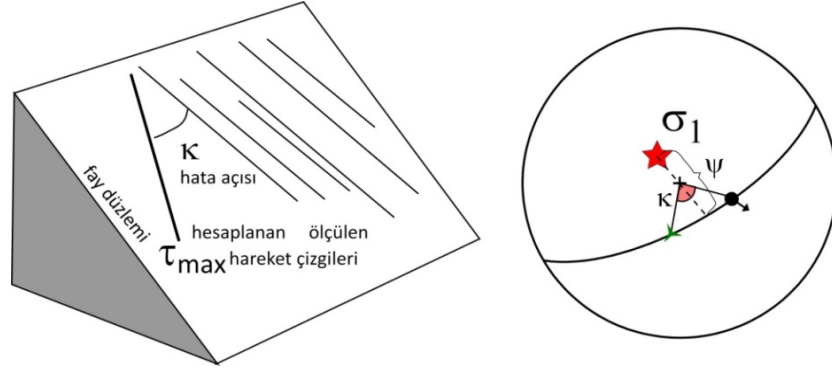
Bir düzlem üzerine etki eden gerilme vektörü (σ) iki bileşene ayrılarak incelenmektedir. Bunlar ilki düzleme dik yöndeki normal gerilme (σ_n) ve paralel yöndeki makaslama gerilmesidir (τ) (Şekil 4.47).



Şekil 4.48 : Bir düzleme etkiyen gerilmelerin oluşturduğu gerilme elipsoidi ve bu elipsodi oluşturan 3 ana gerilme ekseninin gösterimi (Ramsey ve Lisle, 2000)

Bu verilerin kinematik analizi faylanmayı oluşturan gerilme tensörünün üç bileşeni olan maksimum (σ_1), ortalama (σ_2) ve minimum (σ_3) makaslama gerilmelerinin oryantasyonu (Şekil 4.48), ortalama makaslama gerilmesi (τ_{mean}) ile gerilme tensörünün boyutlarının ($\phi: (\frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3})$) belirlenmesinde kullanılabilir.

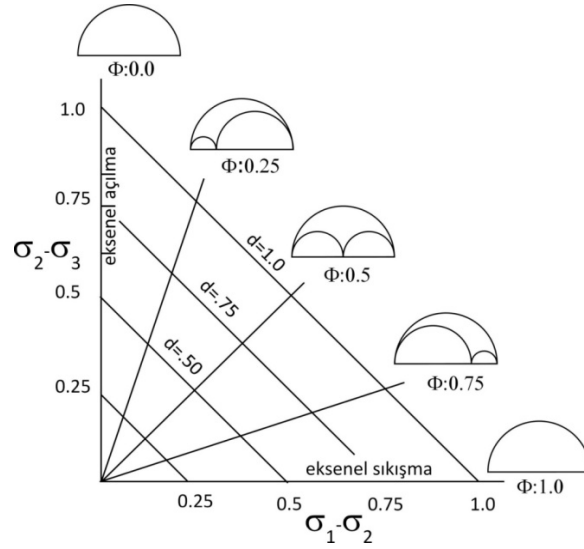
Sabit bölgesel bir gerilme rejimi etkisi altında kaymanın yönünü, fay düzleminin yönelimi ve sürtünme anizotropisi gibi yerel faktörler belirler. Bu nedenle kayma yönü ile maksimum yoğunlaşmış makaslama gerilmesi uyumlu olmayabilir. Bu uyumsuzluğun açısal dağılımı aynı zamanda paleostress analizinin doğruluk oranını tanımlar (Şekil 4.49).



Şekil 4.49 : Ölçülen ve hesaplanan hareket çizgileri arasındaki açı farkı (κ) σ_1 ile fay düzlemi arasındaki açı farkının (ψ) tanımı (Ramsey ve Lisle, 2000'den düzenlenerek)

Bu çalışmada tercih edilen yöntemin belirlenmesinde aşağıda listelenen iki farklı parametre (Şekil 4.49) değerlendirilerek her bir gözlem noktası için histogram grafikleri üretilmiştir.

- Kayma açısı uyumsuzluğu: arazide ölçülen fay düzlemine ait kayma lineasyonu ile hesaplanan gerilme tensörü etkisinde aynı fayın üzerine denk gelen maksimum makaslama gerilmesi ($\tau_{\max}$) arasındaki açı farkının (κ) dağılımı.
- Fay düzlemi açısı: Fay düzlemi ile maksimum gerilme tensörü (σ_1) arasındaki açı farkı (Ψ)



Şekil 4.50 : Kinematik analiz sonucunda elde edilen verilerin gösterimi: gerilme elipsoidinin form bileşeni olan Φ değerleri ile diferansiyel gerilme değeri olan $d = \sigma_1 - \sigma_3$ (Ramsey ve Lisle, 2000'den düzenlenerek)

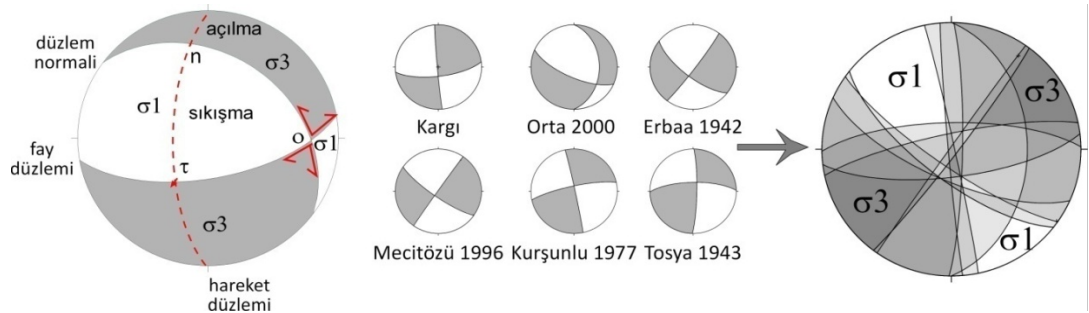
4.2.1. Kinematik Analiz Yöntemleri

Literatürde kinematik analiz yöntemlerine yönelik çok sayıda çalışma vardır (Turner, 1953; Carey ve Brunier, 1974; Angelier, 1979, 1984, 1994; Etchecopar, ve diğ., 1981; Armijo ve diğ., 1982, Gephart ve Forsyth, 1984; Michael, 1984; Carey-Gailhardis ve Mercier, 1987; Reches, 1987; Lisle, 1989; Allmendinger, 1989; Gephart, 1990; Fry, 1999; Ramsey ve Lisle, 2000; Yamaji, 2000; Shan ve diğ., 2004 vb. gibi). Kinematik analiz yöntemleri grafiksel düz ve hesaplamalı ters çözüm yöntemleri olarak iki gruba ayrılmaktadır. Bu çalışma kapsamında verilerin derlenmesi ve grafiksel yöntemler için Johannes (2000) tarafından yazılan **Stereonet**, hesaplamalı yöntemler için de **Pangea Scientific™** yazılımı olan **MyFault 1.03®** kullanılmıştır. Kullanılan yöntemler *P-T Eksenleri* (Turner, 1953), *M Pole Girdle* (Angelier, 1979, 1984; Aleksandrowski, 1985), *PT Dihedra* (Angelier ve Mechler, 1977), *Azaltılmış Makaslama Gerilmesi Varyasyonu* (Michael, 1984), *En Küçük Kayma Yaratmayan Makaslama Gerilmesi* (Angelier, 1984), *Azaltılmış Ana Gerilme Varyasyonu* (Reches, 1987), *Azaltılmış σ Uzayında En Küçük Kayma Yaratmayan Makaslama Gerilmesi* (Fry, 1999) olarak sıralanabilir.

4.2.1.1. Grafik Yöntemleri

Sıkışma (P) ve Açılma (T) Kadranı (P-T Right Dihedra) Yöntemi (Angelier ve Mechler, 1977; Ramsey ve Lisle, 2000)

P-T dihedra yöntemi gerilme tensörünün yöneliminin belirlenmesinde kullanılan basit ama kullanışlı bir grafiksel yöntemdir. Kinematik analizlerde tek bir fay ve kayma yönü ana gerilme eksenlerinin belirlenmesinde yetersiz kalmaktadır, ancak ana gerilme eksenlerinin bulunduğu alanı tanımlamaktadır. P-T kadranı odak mekanizması çözümlerinin gösteriminde de kullanılmaktadır. Buna göre fay düzlemi ile hareket düzlemine dik olarak çizilen yardımcı düzlem, stereonet üzerine açılmalı ve sıkışmalı olarak tanımlanan 4 parçalı iki bileşenli kadranı tanımlar (Şekil 4.51). Kadranların özelliği fayın hareket yönüne göre belirlenmektedir. Buna göre minimum gerilme eksenini (σ_3) sıkışmalı kadran içinde, maksimum gerilme eksenini (σ_1) ise açılmalı kadran içerisinde sınırlanmaktadır. Veri sayısı (fay düzlemi ya da deprem odak mekanizması çözümleri) arttıkça bu alan daralarak eksenlerin konumlarının daha iyi belirlenebilmesini sağlar (Şekil 4.51).



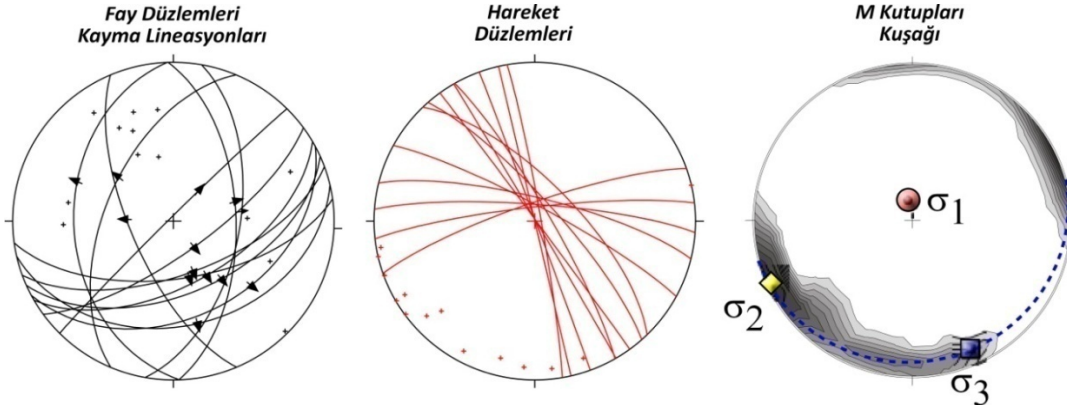
Şekil 4.51 : Right dihedra yöntemi ve inceleme alanında seçilen depremlere uygulanması

Bunun yanı sıra farklı deformasyon fazı altında gelişmiş faylanma ilk analizde anlaşılmaktadır. Bu yöntemin olumsuz yönü farklı oryantasyonu olan veri setine ihtiyaç duyması ve gerilme oranının (Φ) belirlenememesidir.

Hareket Düzlemleri (M-Plane) Sınıflaması (Arthaud, 1969) ve Hareket Kutupları Kuşağı (M-Pole Girdle) Yöntemi (Angelier, 1984)

Hareket düzlemleri (**m-plane**, Arthaud, 1969), fay düzleminin kutubu ve ilişkili hareket lineasyonunun kesişimi olarak tanımlanır. Bu yaklaşıma göre aynı tektonik rejim altında gelişen fayların hareket düzlemleri ortak bir noktada kesişmeli (gerilmeli rejim için σ_1 , ya da sıkışmalı rejim için σ_3) bu düzlemlerin kutuplarının

dizilimini takip eden düzlem de σ_2 - $\sigma_{(1-3)}$ düzlemine karşılık gelmelidir (Şekil 4.52; Alexandrowsky, 1985). M-plane yöntemi right dihedra yönteminin çözünürlüğünün arttırılmasında da kullanılabilir (Right Trihedra, Ramsey ve Lisle, 2000).



Şekil 4.52 : Hareket Kutupları Kuşağı yönteminin uygulanması

Basit Makaslama Tensör Ortalaması (P-T Eksenleri) Yöntemi (Turner, 1953)

P-T eksenleri yöntemi, her bir fay üzerinde harekete neden olan gerilme tensörünün hesaplanması ve çoklu bir fay seti için bulunan tüm asal gerilme eksenlerinin ortalamasının alınması olarak özetlenebilir. Bu yöntemin kabulüne göre, gerilme tensörünün σ_1 ve σ_3 eksenleri tek bir fayın kutup noktası ve faylanmayla ilişkili kayma çizgisinin ($\tau_{\max}$) arasından geçen hareket düzlemi (m-plane) üzerinde, $\tau_{\max}$ ile sırasıyla 30° ve 60° açı farkı yapacak şekilde bulunmaktadır (Ragan, 1973; Sunal ve Tüysüz, 1999). Ortaç gerilme eksen (σ_2) ise bu iki eksenle 90° açı yapacak şekilde fay düzlemi üzerinde, hareket düzleminin kutbunda yer almaktadır. Bu yöntem her ne kadar ideal homojen ortamlar için geçerli olsa da iyi ayırtlanmış fay setleri için güvenilir sonuçlar vermektedir.

4.2.1.2. Hesaplamalı Yöntemler

Hesaplamalı kinematik analiz yöntemleri üzerine literatürde oldukça fazla sayıda çalışma vardır. Bu yöntemler, problemin, asal gerilme eksenlerinden oluşan bir koordinat sistemi üzerinde hatayı en aza indirecek kabullerle üretilen lineer ve non-lineer formülasyonla ters çözülmesine dayanmaktadır. Böylelikle asal gerilme eksenlerinin yönelimi ile hata bileşenleri de niceliksel olarak elde edilmiş olur. Kayma anındaki ortalama gerilme (σ_2 , hidrostatik ya da litostatik basınç), belirlenemez olduğundan asal gerilme eksenleri normalize edilir ($\sigma_1:1$, $\sigma_3:0$).

Böylelikle, gerilme elipsoidinin şeklini tanımlayan gerilme oranı $\Phi: \left(\frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}\right)$, σ_2 'ye eşit olmaktadır. Bu çalışma kapsamında, araziden derlenen veri toplulukları (gözlem noktaları), MyFault programı tarafından kullanılan ve aşağıda kısaca tanımlanan yöntemler ile çözülmüş ve hata oranları en düşük olan yöntem nihai çözüm olarak sunulmuştur. Bunun yanısıra çözümle birlikte hata bileşenleri stereonet üzerinde, Mohr diyagramında ve histrogram grafikler üzerinde gösterilmiştir. Çok yüksek hata payına sahip fay ölçümleri analizden çıkartılarak doğruluk arttırılmıştır. Yöntemlerin detayı ve formülasyonları bu tezin kapsamı dışındadır. Bu detaylar için yöntemin tanıtıldığı ilgili bölümdeki referanslara başvurulabilir.

Azaltılmış Makaslama Gerilmesi Varyasyonu (Minimized Shear Stress Variation) Yöntemi (Michael, 1984)

Bölgesel gerilme rejiminin belirlenebilmesi için Michael (1984, 1987a, 1987b, 1991), hareket anında fay üzerine etki eden kayma gerilmesinin tüm veri seti için sabit olduğunu varsaymıştır. Fay üzerindeki hareketi gerçekleştirebilecek en küçük makaslama gerilmesini belirlemeye yönelik olan bu yöntemde, değişkenlerin azaltılmasıyla belirli bir lineer denklem seti elde edilmiş olur. Bu denklemler, standart özvektör yöntemiyle, her bir asal gerilme, yönelimleriyle birlikte tanımlanarak çözülür.

En Küçük Kayma Yaratmayan Makaslama Gerilmesi (Minimized Non-slip Shear Stress) Yöntemi (Angelier, 1984)

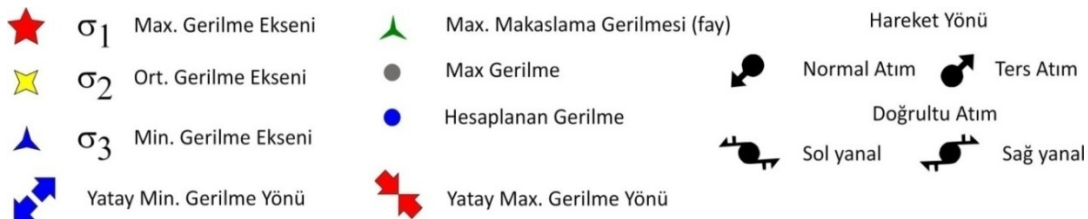
Tector ® programının da esas aldığı bu yöntemde, Angelier (1984), bölgesel bir gerilme rejimini tanımlayabilmek için herhangi bir fay düzlemi üzerinde ölçülen kayma yönüyle, hesaplanan maksimum makaslama gerilmesi arasındaki sapmayı tanımlamıştır. Tüm bu bağıntılar en küçük sapmanın bulunmasına yönelik non-lineer bir denklemin gelişmesi ile sonuçlanmıştır. Benzer bir sonuç veren diğer bir yaklaşım ise, kaymaya yol açmayan gerilmenin (fay düzleminin normali üzerinde kayma yönündeki makaslama gerilmesi bileşeni) minimize edilmesine dayanmaktadır. Bu yaklaşım sonucu üretilen lineer denklemler en küçük kareler yöntemiyle çözülerek 3 ana eksen ve yönelimleri belirlenmiş olur.

Azaltılmış σ Uzayında En Küçük Kayma Yaratmayan Makaslama Gerilmesi (Minimized Non-slip Shear Stress in Reduced σ -Space) Yöntemi (Fry, 1999)

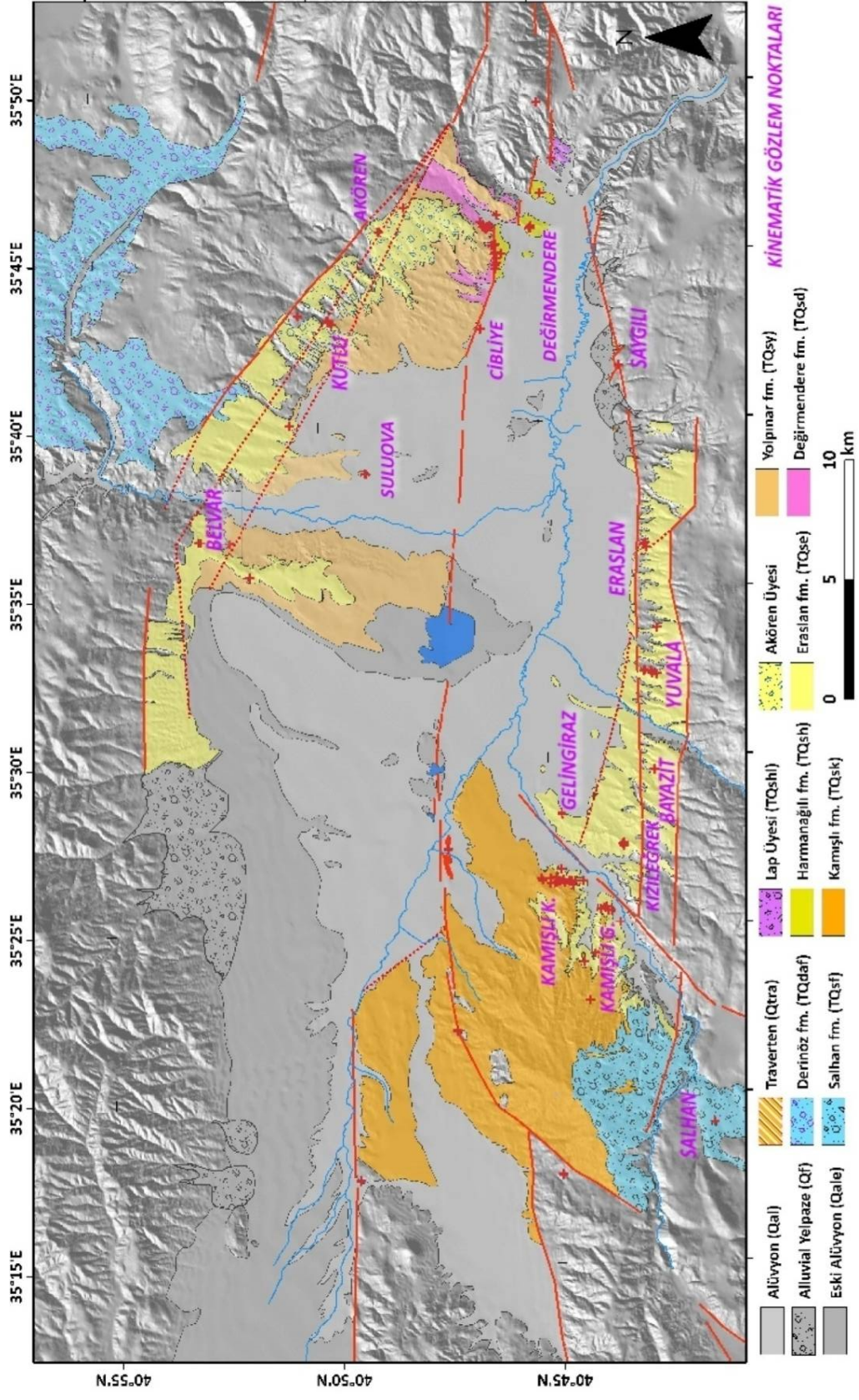
Bölgesel rejimi belirlemek için Fry (1999, 2001), kinematik verinin 5 bileşenli daraltılmış gerilme uzayına çevrilmesi yöntemini kullanmıştır. Bu koordinat sistemi içerisinde olası tüm fay düzlemlerinde ideal kayma bir hiperdüzlem üzerinde gerçekleşmektedir. Bu düzlemin normali ise kaymayı sağlayan gerilme tensörüdür. Böylelikle problem, ölçülen kinematik veriyi en iyi karşılayan hiperdüzlemin tanımlanmasına indirgenmiş olur (Shan ve diğ., 2003 ve 2004; Li ve diğ, 2005). Ölçümlerin 5 bileşenli uzayda karşılığı olan öz vektörlerden ideal gerilme bileşenleri (hiper-düzlem) hesaplanmakta ve bu düzlemin normali de gerilme tensörünü vermektedir.

Azaltılmış Ana Gerilme Varyasyonu (Minimized Principal Stress Variation), Yöntemi (Reches, 1987)

Reches (1987) tarafından geliştirilen bu yöntemde göre, fay üzerindeki hareketi sağlayan gerilme Coulomb yenilme kriterini ($\tau = C + \mu \sigma$) sağlamalıdır. Burada τ kaymaya neden olan makaslama gerilmesini, C kohezyonu, μ kırılma katsayısını, σ ise fay üzerindeki normal gerilmeyi temsil etmektedir. Bu bağıntıdan kaymayı sağlayacak ana gerilmeler elde edilebilir. Bölgesel gerilme rejiminin belirlenmesi için her fay için kohezyon ve kırılma katsayıları sabit tutularak tüm veri seti için hesaplanan gerilme tensöründeki hata dağılımı küçültülmeye çalışılır. Bu varsayım, C , μ ve diğer 6 gerilme bileşeninin belirlenmesi için lineer denklemler tanımlanabilmesini sağlar. Çözümde, ortalama gerilme tensörü yerel litostatik ve/veya hidrostatik basınca karşılık geldiği ve bilinemediği için, $C=0$ kabul edilir. Bir bölgede gelişen tüm fayların aynı bölgesel gerilme etkisi altında olduğu kabulünden yola çıkarak, tüm faylar için gerilme tensörü aynı olmalıdır. Hesaplama sonucu ortaya çıkan hata oranları malzeme özellikleri ile yerel etmenlere bağlıdır.



Şekil 4.53 : Kinematik analizde kullanılan simgeler ve açıklamaları

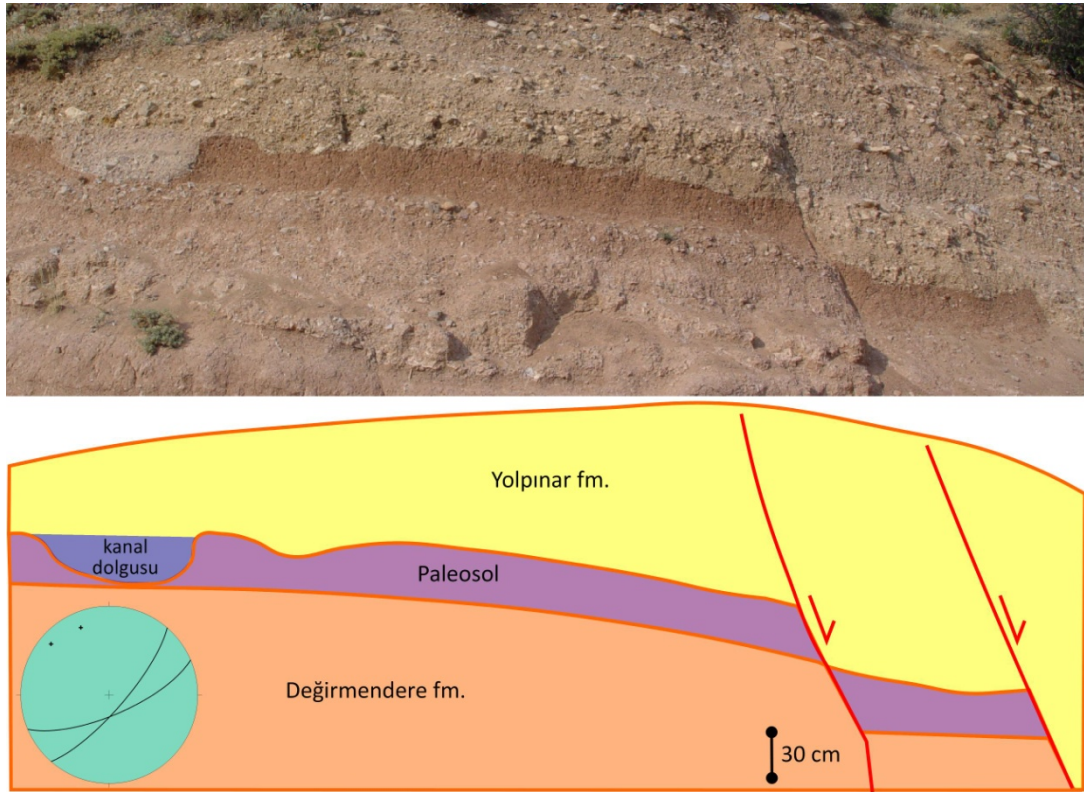


Şekil 4.55 : Suluova Havzası içerisinde bulunan gözlem noktaları

4.2.2.1. Suluova Fay Sistemi

Yolpınar Gözlem Noktası

Yolpınar Köyü ve Yolpınar Fayı'nın kuzeyinde, Lap ve Yolpınar formasyonları içerisinde ölçülen faylarla tanımlanan veri setini içerir (Şekil 4.55). Fay setlerinin çoğunluğu Yolpınar Fayı'nın kuzeyinde kalan alanda sulama kanalı yarmasında ölçülmüştür. Bu yarmalarda Lap ve Yolpınar formasyonlarının arasındaki uyumlu dokanak da oldukça iyi gözlenmektedir (Şekil 4.56).

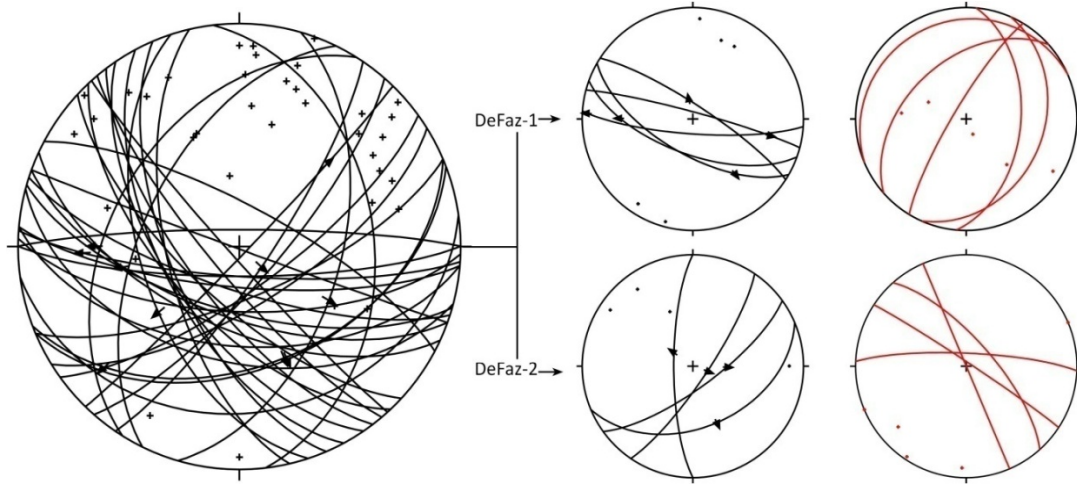


Şekil 4.56 : Yolpınar gözlem noktasında Değirmendere ve Yolpınar formasyonları arasındaki dokanağı kesen faylanmayı gösteren fotoğraf, şematik çizimi ve stereonet üzerine izdüşümleri

Şekil 4.56'da görülebileceği gibi Değirmendere formasyonunun depolanmasından sonraki kısa süreli bir çökelmezlik döneminde gelişen paleosol seviyesi Yolpınar formasyonunu oluşturan akarsular tarafından kazılmıştır. Faylanma çökelmeden gençtir ve iki birimi de etkilemiştir.

Yolpınar gözlem noktasında ölçülen fayların büyük bir kısmında kayma çizgileri gözlenememiştir. Ancak bu faylarla, hareket yönü bilgisi elde edilebilen faylar arasındaki (doğrultu ve eğimleri) geometrik benzerliğin yüksek olması, ilk gruba ait

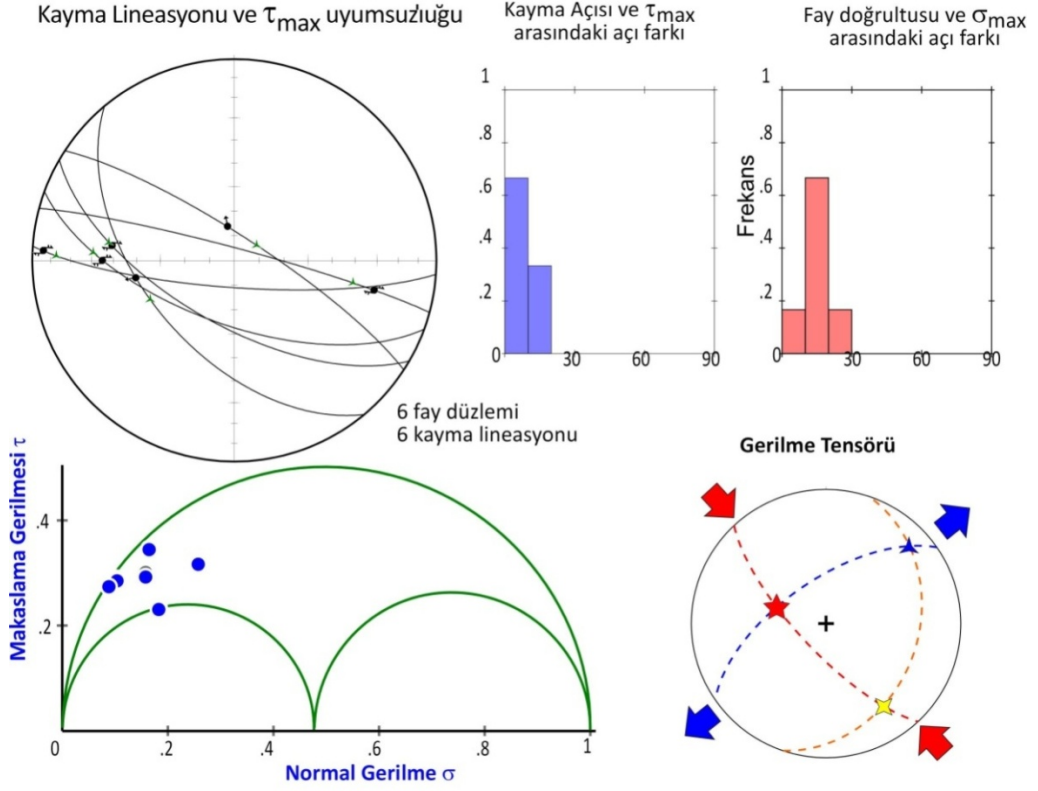
fayların kinematik özelliklerine yönelik benzer doğrultu ve eğim değerlerine sahip fayların aynı hareket yönüne sahip olduğu şeklinde bir varsayımda bulunmamıza izin vermektedir.



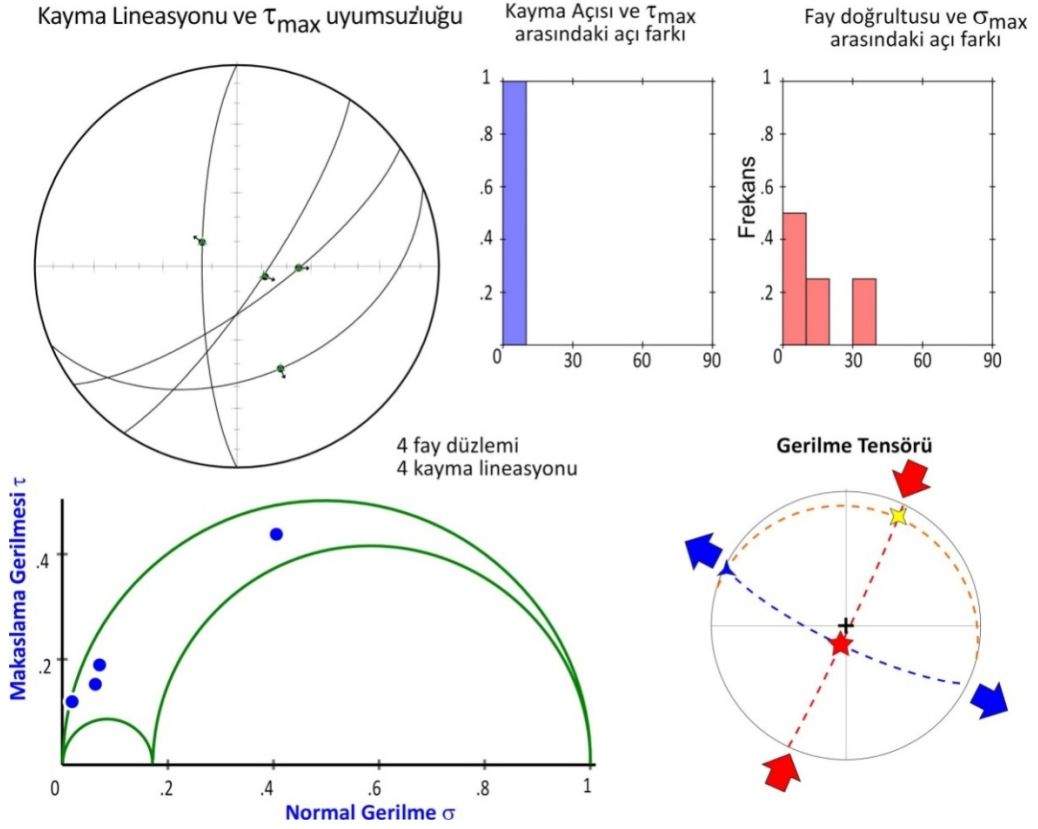
Şekil 4.57 : Yolpınar gözlem noktasında ölçülen tüm fayların stereonet üzerine izdüşümü ve hareket düzlemlerine göre sınıflaması.

Bundan yola çıkarak toplam veri sayısına oranla düşük sayıda veriyle kinematik analiz gerçekleştirilmiş olmasına karşın, güvenilir kabul edilebilecek kalitede bir çözüm üretilebilmiştir. Böylece Yolpınar gözlem noktasının birbirinden ayrılamayan iki zaman dönemi içerisinde iki farklı deformasyona maruz kaldığı sonucuna ulaşılmıştır (Şekil 4.57). KD-GB açılma ile ifade olan ilk fazın kinematik analizi Michael (1984, 1987, 1991) en küçük makaslama gerilmesi varyasyonu (*minimized shear stress variation*) yöntemine göre σ_1 : 289/58, σ_2 : 145/26 ve σ_3 : 47/16 ve gerilme oranı Φ : 0.48 olarak bulunmuştur. Bu çözümün, ortalama uyumsuzluk açısı κ : $8.0^\circ \pm 4.2$, ortalama fay doğrultusu hatası ψ : $15.0^\circ \pm 6.4$, ortalama makaslama gerilmesi τ_{mean} 0.290 ± 0.002 olarak hesaplanmıştır (Şekil 4.58).

Deformasyon Fazı 1



Deformasyon Fazı 2

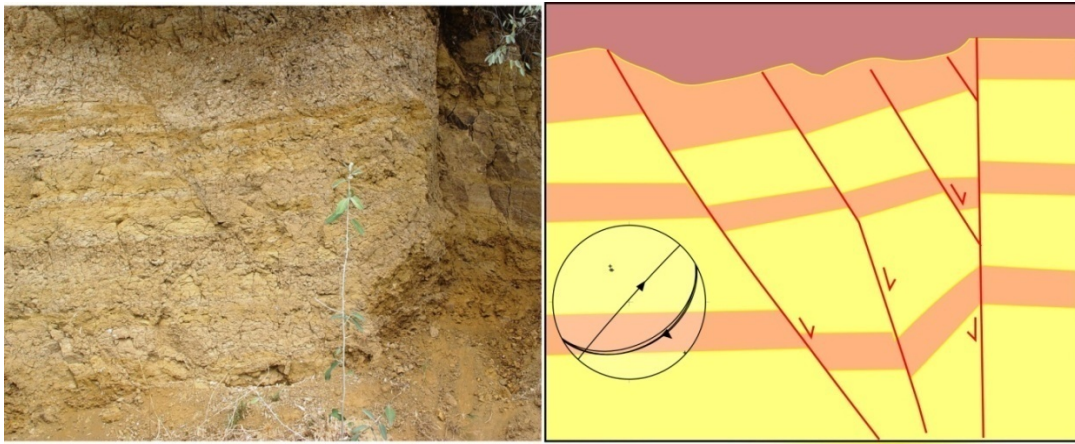


Şekil 4.58 : Yolpınar gözlem noktasında belirlenen iki deformasyon fazının kinematik analizi

KB-GD açılma ile ifade edilebilecek ikinci faza ait 5 adet fay ve ilişkili kayma lineasyonundan oluşan veri seti, uyumsuzluk açısı ve fay doğrultu hatası karşılaştırmasına göre en tutarlı olarak, Fry (1999, 2001) (*Minimized Non-slip Shear Stress in Reduced σ –Space*) yöntemine göre çözülmüştür. Buna göre σ_1 : 194/78, σ_2 :26/12 ve σ_3 : 295/2 ve gerilme oranı Φ : 0.17 dir. Bu çözümün, ortalama uyumsuzluk açısı κ :0.2. ° $\pm$ 0.3, ortalama fay doğrultusu hatası ψ :15.4 ° $\pm$ 12.8, ortalama makaslama gerilmesi τ_{mean} :0.224 $\pm$ 0.018 olarak hesaplanmıştır (Şekil 4.58). Bu fazın Değirmendere lokalitesi ile benzerliği aynı tektonik koşullar sonucunda geliştiği izlenimini vermektedir.

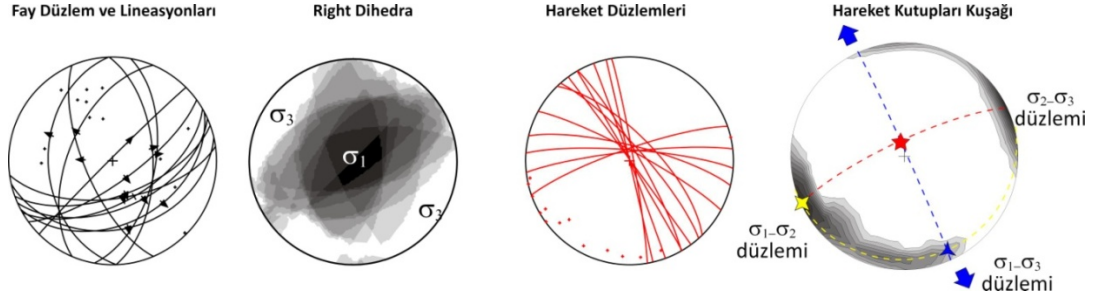
Değirmendere Gözlem Noktası

Bu gözlem noktası, Harmanağılı formasyonu içerisinde ölçülen faylardan oluşmaktadır (Şekil 4.55). Bu birim, Suluova Havzası'nın güneydoğu kesiminde Yolpınar, Harmanağılı ve Değirmendere köyleri çevresinde yüzlek vermektedir. Veri seti, kanal ve teraslama amaçlı açılan kesitlerde yaygın olarak gözlenen eşlenik normal ve oblik faylardan oluşmaktadır (Şekil 4.59).



Şekil 4.59 : Değirmendere gözlem noktasında ölçülen verileri temsilen seçilen, Yolpınar fayı güneyinde kalan bir kesitin şematik görünümü ve stereonet üzerine izdüşümü

Değirmendere lokasyonunun kinematik analizi, tek bir deformasyon fazı içerisinde, düşeye yakın bir σ_1 ile KB-GD yönlü σ_3 oryantasyonuna işaret eder. Bu deformasyon fazı, bölgesel güncel gerilme rejimi ile uyumlu değildir ve yerel bir gerilme terslenmesi sonucu geliştiği düşünülmektedir.



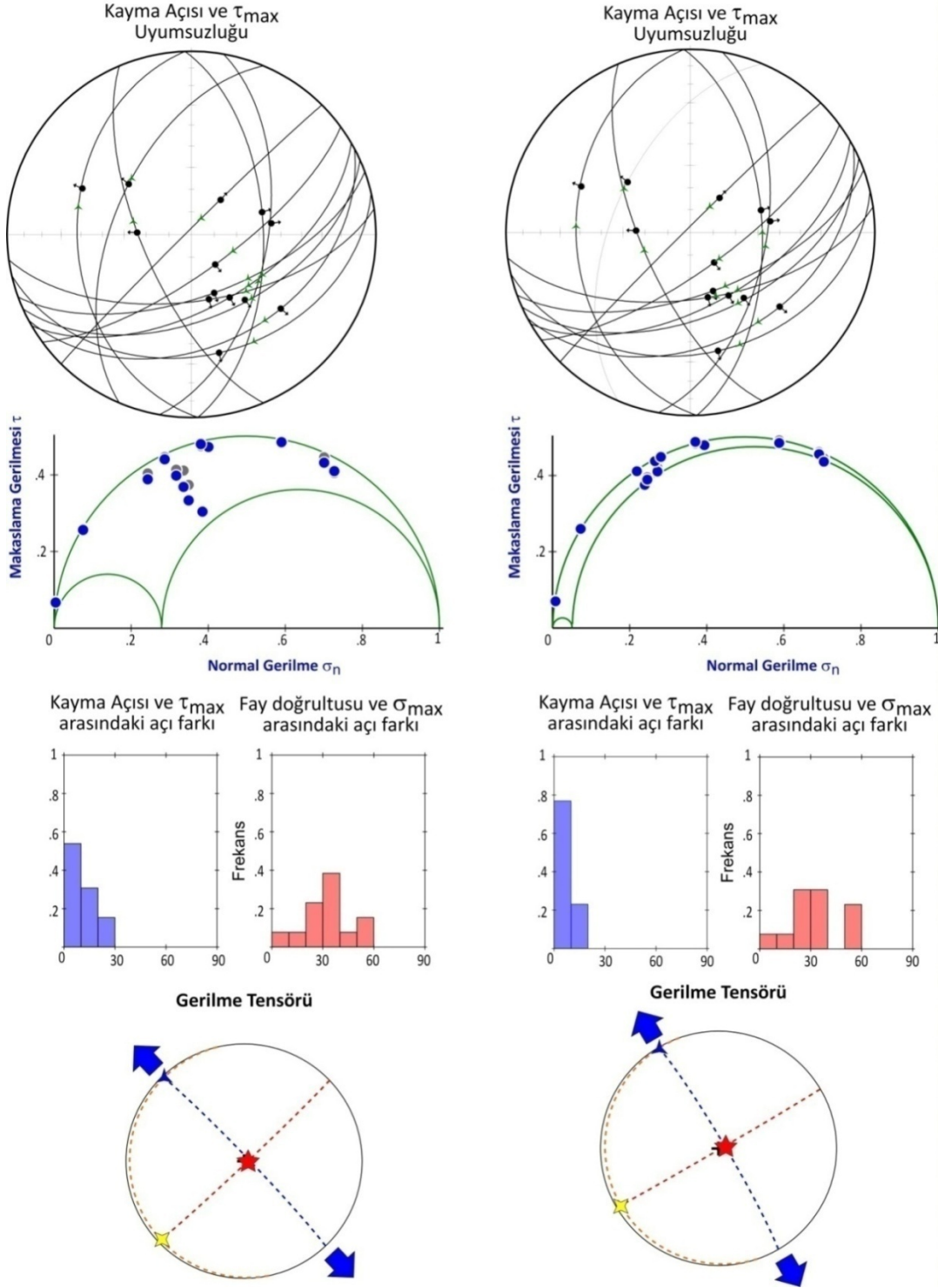
Şekil 4.60 : Değirmendere lokalitesinin grafiksel yöntemlerle çözümü

Hareket kutupları kuşağı (M-pole girdle, Angelier, 1979, 1984) yöntemi kullanılarak kinematik analizi sonucu, gerilme tensörü bileşenlerinin yönelim ve dalımları σ_1 :346/79, σ_2 : 246/3 ve σ_3 :156/12 olarak belirlenmiştir (Şekil 4.60).

Basit makaslama tensör ortalaması, (PT eksenleri, Turner, 1953) yöntemine göre kinematik analizi sonucu gerilme tensörü bileşenlerinin yönelim ve dalımları σ_1 :77/86, σ_2 : 226/3 ve σ_3 :316/2 ve gerilme oranı Φ :0.28 olarak hesaplanmıştır. Bu çözümün ortalama uyumsuzluk açısı κ 11.9° ± 7.6, ortalama fay doğrultusu hatası ψ 33.1° ± 14.8, ortalama makaslama gerilmesi τ_{mean} :0.372 ± 0 olarak hesaplanmıştır (Şekil 4.61).

En küçük ana gerilmeler dağılımı (Reches, 1987) (Minimized principal stress variation yöntemine göre kinematik analiz sonucu gerilme tensörü bileşenlerinin yönelim ve dalımları σ_1 :71/85, σ_2 :240/4 ve σ_3 :330/1 ve gerilme oranı Φ :0.05 dir. Bu çözümün, ortalama uyumsuzluk açısı κ 7.2° ± 4.0, ortalama fay doğrultusu hatası ψ 33.3° ± 14.9, ortalama makaslama gerilmesi τ_{mean} :0.396 ± 0.013 olarak hesaplanmıştır (Şekil 4.61).

A) Basit Makaslama Tensör Ortalaması (Turner, 1957) B) Azaltılmış Asal Gerilme Çeşitlemesi (Reches, 1987)



Şekil 4.61 : Değişimendere gözlem noktasında ölçülen veri setinin hesaplamalı yöntemlerle karşılaştırmalı kinematik analizi

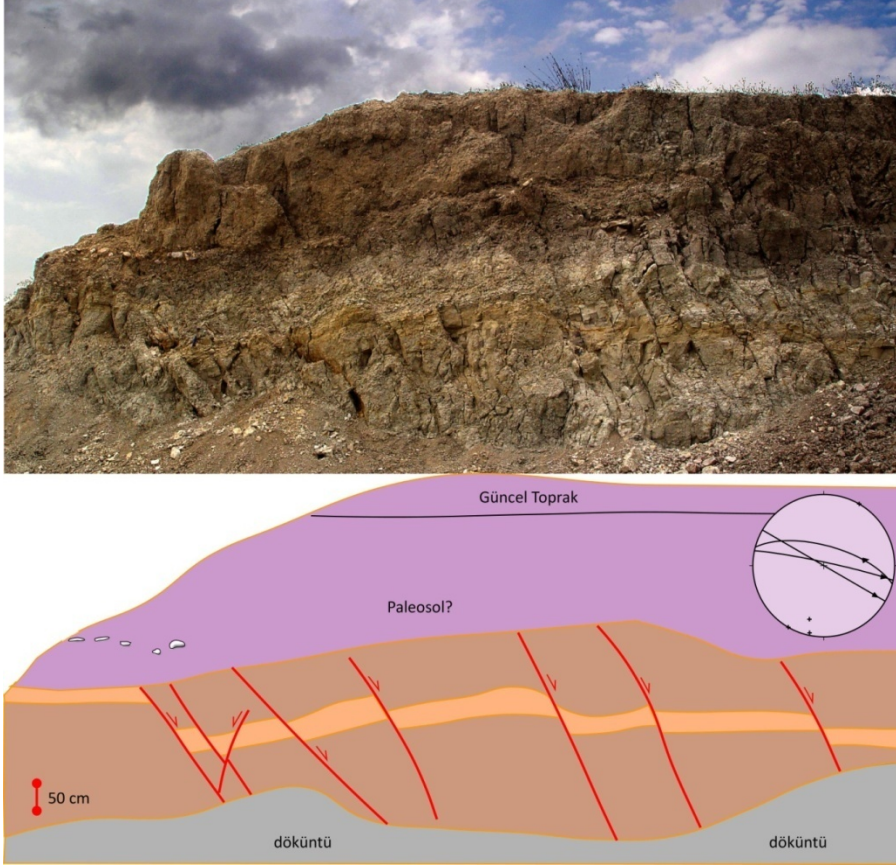
Suluova Kuzeydoğu Kesiminin Kinematik Lokasyonları ve Analizi

Suluova'nın KD kesiminin Geç Pliyosen-Orta Pleyistosen gerilme bileşenlerinin anlaşılması için, Bayırlı fayı kontrolünde gelişmiş, Değirmendere, Yolpınar ve Eraslan formasyonları içerisinde tanımlanmış olan Yolpınar, Cibliye, Suluova, Kutlu ve Belvar gözlem noktalarından (Şekil 4.55) derlenen tüm fay ölçümleri ortak değerlendirilmiştir.

- Cibliye Gözlem Noktası

Yolpınar formasyonunun üst seviyelerine karşılık gelen taşkın ovası çökellerinde gözlenen sedimantasyonla yaşıt bu eşlenik fay topluluğu bir kum ocağı yarmasından derlenmiştir (Şekil 4.55; Şekil 4.62). Kesitte görülebileceği gibi taşkın ovası çökellerini örten ve mor renkle gösterilen çakıl ara seviyeli siltli killi (paleosol?) birim faylanmadan etkilenmemiştir. Bu kesitte üçü kayma çizgisine sahip toplam 8 adet fay ölçümü bulunmaktadır.

Bu veri setinin, *basit makaslama tensör ortalaması*, (PT eksenleri, Turner, 1953) yöntemine göre kinematik analizi sonucu gerilme tensörü bileşenlerinin yönelim ve dalımları $\sigma_1:138/28$, $\sigma_2:306/61$ ve $\sigma_3:45/5$ olarak belirlenmiştir.

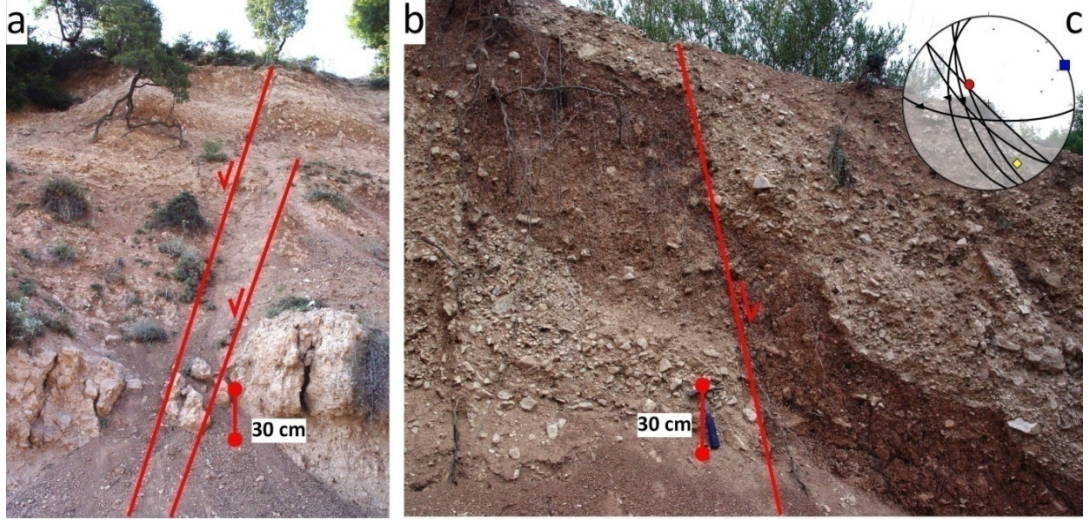


Şekil 4.62 : Cibliye kesitinin şematik görünümü ve ölçülen sin-sedimenter eşlenik fayların stereonet üzerinde izdüşümü.

- **Akören Gözlem Noktası**

Akören Köyü'nün kuzeyindeki Yukarı Deresi'nin Akören formasyonunu kazdığı bir gözlem noktasında sedimantasyonla yaşıtlı faylar gözlenmiştir (Şekil 4.55 ve Şekil 4.63). Bu lokalitedeki fayların Bayırlı (3) Fay Zonu kontrolünde geliştiği düşünülmektedir.

Bu veri setinin, *basit makaslama tensör ortalaması*, (PT eksenleri, Turner, 1953) yöntemine göre kinematik analizi sonucu gerilme tensörü bileşenlerinin yönelim ve dalımları $\sigma_1:313/65$, $\sigma_2:154/24$ ve $\sigma_3:64/1$ olarak belirlenmiştir.

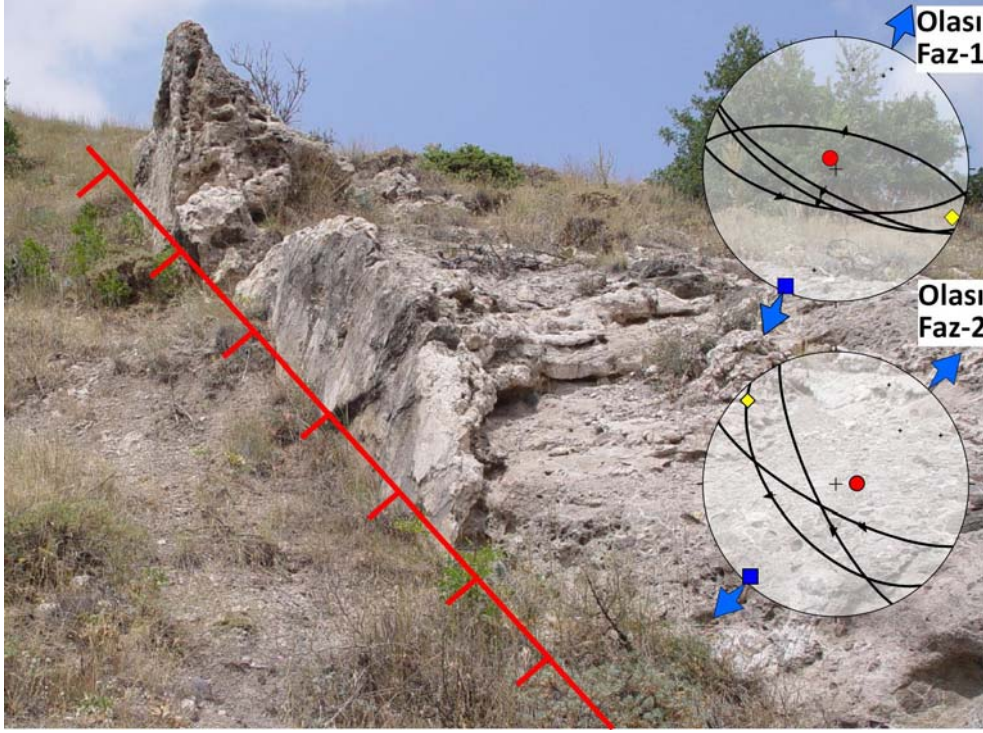


Şekil 4.63 : Akören lokalitesine ait fay gözlemlerinden örnekler ve stereonet üzerine izdüşümleri ile ilişkili gerilme eksenlerinin konumu.

- **Kutlu Gözlem Noktası**

Kutlu Köyü kuzeyinde, Hallık Deresi'nin derin deşilmiş vadisi içinde Yolpınar formasyonunun Kutlu üyesinde derlenen verilerden oluşan bu gözlem noktası, çökeltme sonrası gelişen normal fay topluluğundan oluşmaktadır (Şekil 4.55). Birimin içerisindeki karbonat içeriği, fay düzlemlerinin çok iyi korunmasını ve düzlem üzerinde belirgin lifsi kayma çizgileri gelişmesini sağlamıştır (Şekil 4.64). Gözlem noktaları, çökelmeyi denetleyen Bayırlı (III) Fayı'na oldukça yakındır ancak ana fayı arazide gözlemlemek mümkün olamamıştır. Bu veri setinde kayma çizgisine sahip 6 fay bulunmaktadır.

Belirgin geometrik farklılıklardan oluşan bu veri seti, hareket düzlemlerine göre iki farklı sete ayrılmıştır. Bu setlerin, *basit makaslama tensör ortalaması*, (PT eksenleri, Turner, 1953) yöntemine göre kinematik analizi sonucu gerilme tensörü bileşenlerinin yönelim ve dalımları **Set1: σ_1 :333/83, σ_2 :113/6 ve σ_3 :203/4; Set2: σ_1 :88/77, σ_2 :314/9 ve σ_3 :223/6** olarak belirlenmiştir (Şekil 4.64).



Şekil 4.64 : Kutlu gözlem noktasında saf normal bir fayın arazide ve veri setinin stereonet üzerinde görünümü ile ilişkili gerilme eksenleri.

- Suluova Gözlem Noktası

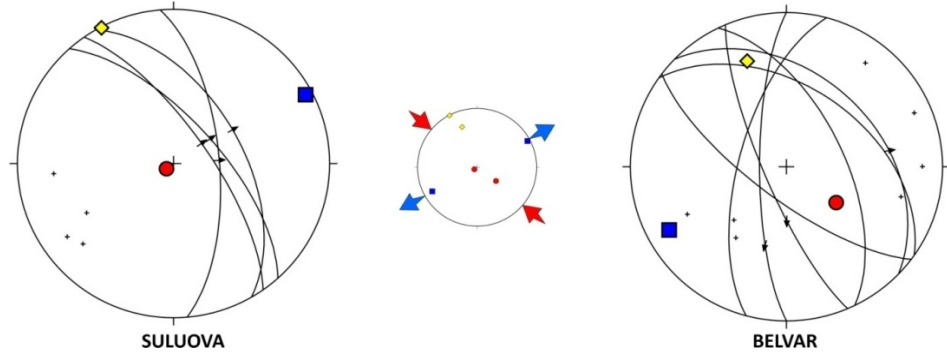
Suluova İlçesi yakınlarında Uzunçorak Tepesi'ni kesen ana yol yarmasında, Yolpınar formasyonunun üst kesimlerine karşılık gelen taşkın ovası ve bataklık çökelleri içerisinde gözlenen bu fay topluluğu, 4 tanesi kayma çizğine sahip toplamda 8 faydan oluşmaktadır (Şekil 4.55).

Bu veri setinin, *basit makaslama tensör ortalaması*, (PT eksenleri, Turner, 1953) yöntemine göre kinematik analizi sonucu, gerilme tensörü bileşenlerinin yönelim ve dahımları $\sigma_1:232/85$, $\sigma_2:332/1$ ve $\sigma_3:62/5$ olarak belirlenmiştir (Şekil 4.64).

- Belvar Gözlem Noktası

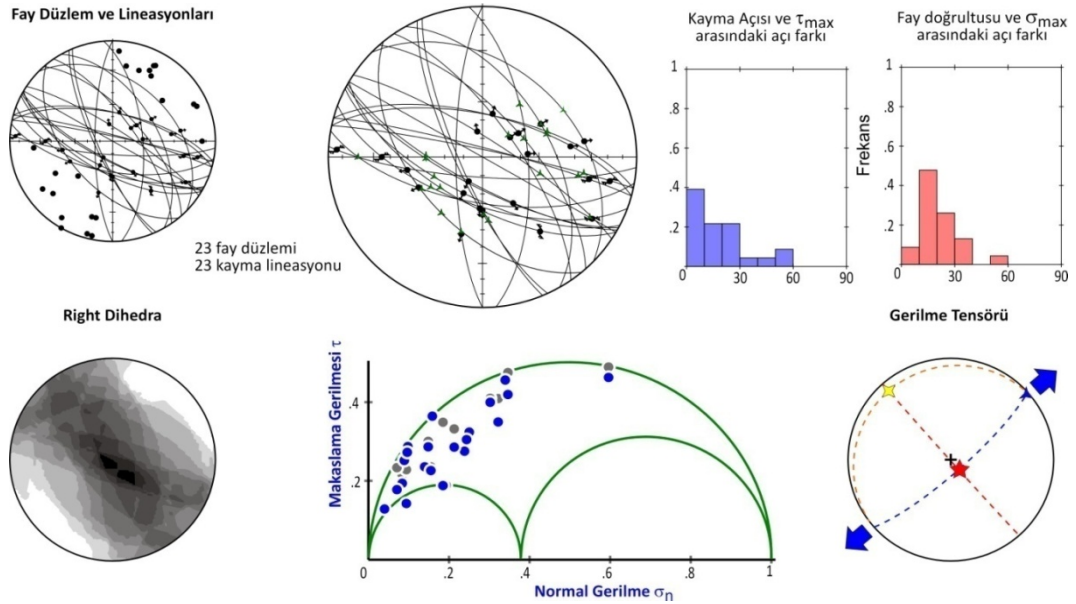
Suluova'nın kuzey kesiminde ölçülen tek faylı kesit, Kayadüzü (Belvar) Köyü güneyinde, Sııklı Tepe'yi kesen ana yol yarmasında gözlenmiştir, Yolpınar formasyonunun üst seviyelerine ait taşkın ovası çökellerini kesen bu faylardan, üçü kayma çizgisine sahip toplam 6 tane ölçülmüştür (Şekil 4.65).

Bu veri setinin, *basit makaslama tensör ortalaması*, (PT eksenleri, Turner, 1953) yöntemine göre kinematik analizi sonucu, gerilme tensörü bileşenlerinin yönelim ve dahımları $\sigma_1:126/58$, $\sigma_2:340/28$ ve $\sigma_3:241/15$ olarak belirlenmiştir (Şekil 4.65).



Şekil 4.65 : Suluova ve Belvar kesitlerinde ölçülen fayların stereonet üzerinde gösterimi ve PT yöntemine göre kinematik analizi

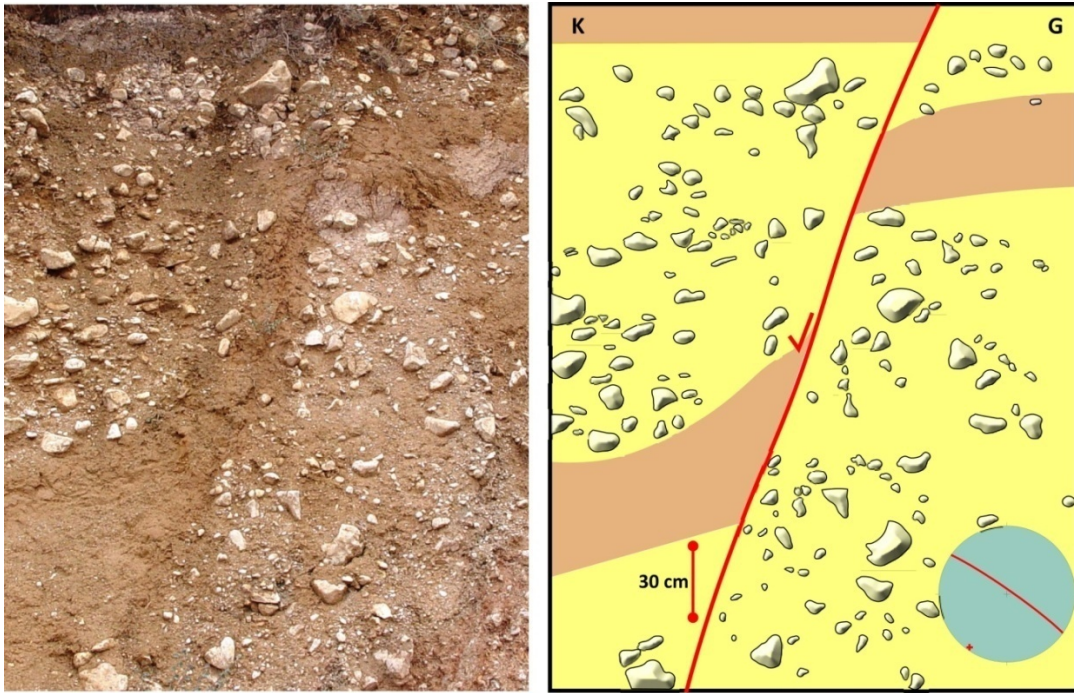
Suluova KD kesiminden derlenen tüm verilerin, Michael (1984, 1987, 1991) en küçük makaslama gerilmesi varyasyonu (*minimized shear stress variation*) yöntemine göre kinematik analizi sonucu $\sigma_1:142/80$, $\sigma_2:318/10$ ve $\sigma_3:48/1$ ve gerilme oranı $\phi:0.38$ dir. Bu çözümün, ortalama uyumsuzluk açısı $\kappa:18.6^\circ \pm 16.4$, ortalama fay doğrultusu hatası $\Psi:20.2^\circ \pm 11.2$, ortalama makaslama gerilmesi $\tau_{mean}:0.288 \pm 0.010$ olarak hesaplanmıştır (Şekil 4.66). Bu çözümde hata katsayılarının yüksek olduğu görülmektedir. Bunun nedeni analiz edilen veri setini oluşturan mikro fayların, Bayırlı Fay Zonu'nun evrimi içerisinde farklı gerilme rejimlerinde hareket eden ana faylar kontrolünde gelişmiş olmasıdır.



Şekil 4.66 : Suluova kuzeydoğusundan derlenen tüm verilerin kinematik analizi sonuçları

- Saygılı Gözlem Noktası

Saygılı Köyü'nün güneybatısında Eosen yaşlı kireçtaşlarında açılan taş ocakları ile güncel Suluova Havzası arasında gelişmiş Holosen (?) yaşlı yamaç molozu kesitinde gözlenen tek bir faya ait olan bu kesit, havzanın güney sınır fayının aktif olduğunu göstermektedir. Üzerinde lineasyon gözlenmeyen sedimantasyonla yaşıt bu fay kuzeydoğuya eğimli ve doğrultusu KB-GD yönlüdür. Fayın üzerinde ölçülebilir yaklaşık 180 cm normal atım bulunmaktadır ve olasılıkla birden defa çok hareket etmiştir (Şekil 4.67). Bu fayın bölgedeki KD-GB yönlü egemen açılma gerilmesi kontrolünde geliştiği düşünülmektedir.

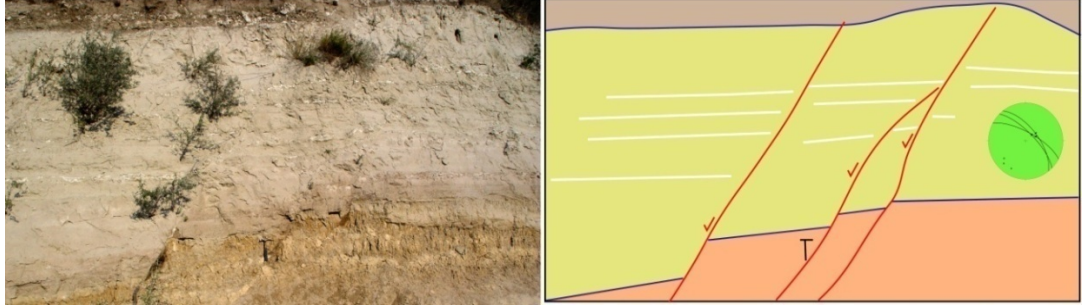


Şekil 4.67 : Saygılı gözlem noktasında güncel yamaç molozu içerisinde gözlenen normal fayın şematik çizimi ve stereonet üzerindeki izdüşümü

Eraslan-Yuvala ve Bayazıt Gözlem Noktaları

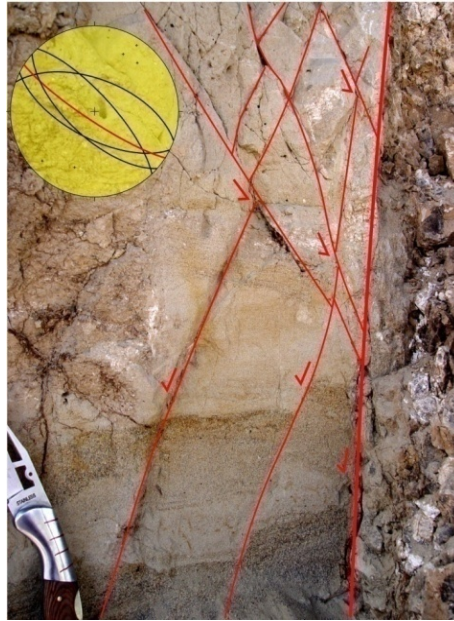
Suluova Havzası'nın güneyinde, tamamen Eraslan formasyonu içerisinde gözlenen ve Yedikır Barajı sulama kanalı yarmaları, Yuvala ve Bayazıt Köyü yol yarmaları ile Kamışlı gözlem noktasına ait sedimantasyonla yaşıt büyüme faylarının ortak analizi bu kısımda sunulacaktır (Şekil 4.55; Şekil 4.68; Şekil 4.69). Bu veriler Suluova Havzası'nın güney kısmının açılmasında egemen olan gerilme tensörünü ifade etmektedir.

Atımları birkaç mm'den birkaç metreye kadar ulaşabilen bu faylar, Eraslan Fay Zonu içerisinde gelişmiştir. Verilerin analizine göre, gerilme bileşenlerinde küçük de olsa iki farklı yönelim bulunmaktadır. Buna göre EFZ'nun evrimi içerisinde gerilme bileşenleri saat yönünde dönmüş olabilir.

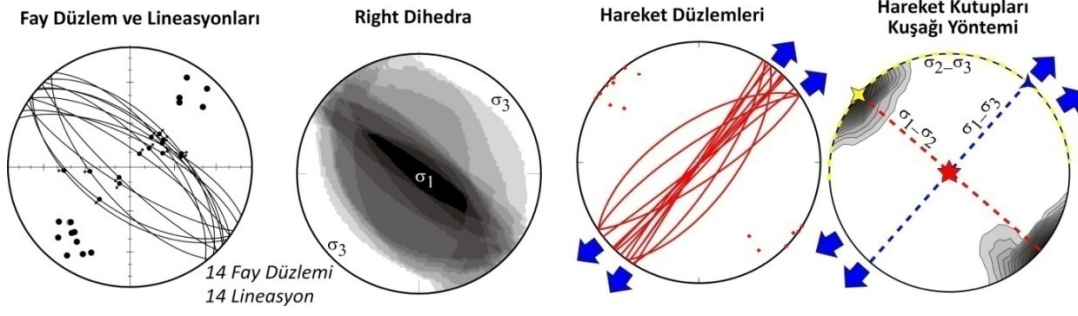


Şekil 4.68 : Eraslan lokalitesi içinde yer alan bir kesit içerisindeki büyüme fayları ve şematik gösterimi ile fayların stereonet üzerindeki izdüşümü. Ölçek 30 cm boyundadır.

Son derece homojen olan veri seti, hem grafiksel yöntemlerle (Şekil 4.70) hem de Michael (1984, 1987, 1991) en küçük makaslama gerilmesi varyasyonu yöntemine göre analiz edilmiştir (Şekil 4.71). Buna göre kinematik analiz sonucu $\sigma_1:338/88$, $\sigma_2:148/2$ ve $\sigma_3:238/0$ ve gerilme oranı $\Phi:0.18$ olarak hesaplanmıştır. Bu çözümün, ortalama uyumsuzluk açısı $\kappa: 10.2^\circ \pm 7.7$, ortalama fay doğrultusu hatası $\psi: 22.8^\circ \pm 7.8$, ortalama makaslama gerilmesi $\tau_{\text{mean}}:0.335 \pm 0.009$ olarak hesaplanmıştır (Şekil 4.70; Şekil 4.71).



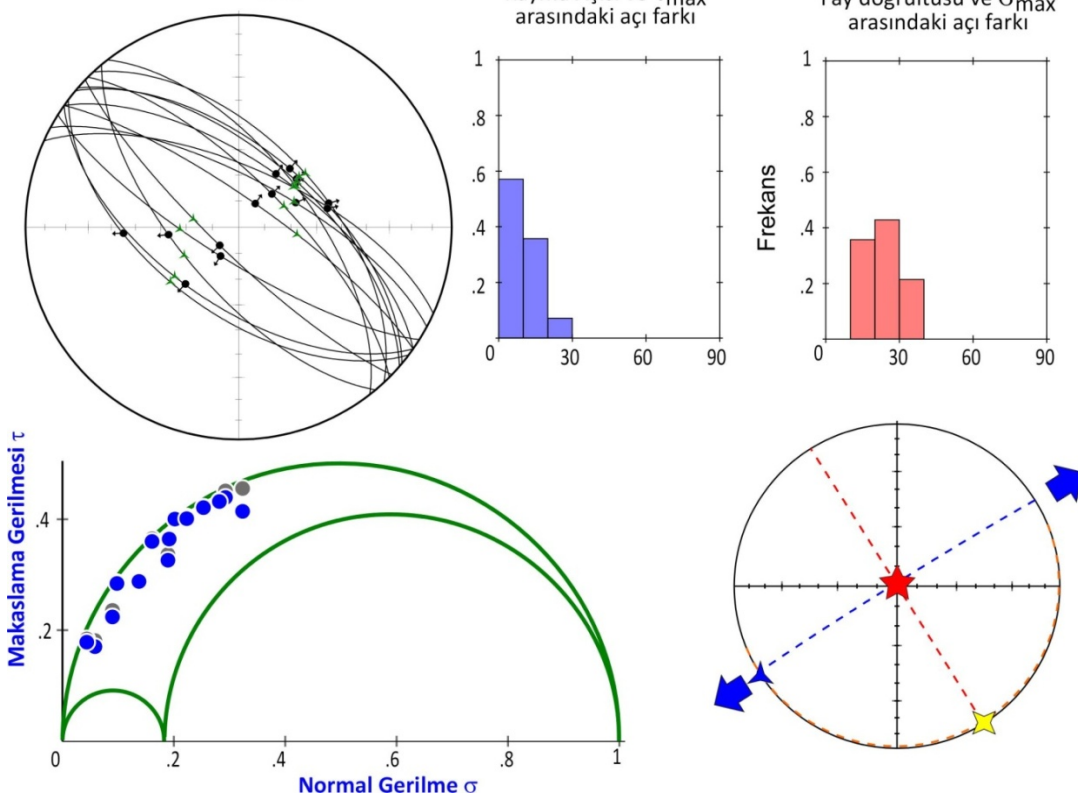
Şekil 4.69 : Yuvala fay seti içerisinde yer alan bir lokalitede gözlenen eşlenik fayların kesiti ve stereonet üzerine izdüşümü. Ölçek 10 cm uzunluğundadır.



Şekil 4.70 : Eraslan, Yuvala, Beyazıt ve Kamışlı lokalitelerinden elde edilen havza oluşumuyla yaşıtlı verilerin grafiksel yöntemlerle kinematik analizi

Bu sonuçlar, Suluova Havzası'nın güney kenarının gelişiminde KD-GB yönlü açılma egemen bir gerilme rejiminin egemen olduğunu göstermektedir (Şekil 4.71).

Kayma Lineasyonu ve $\tau_{\max}$ uyumsuzluğu

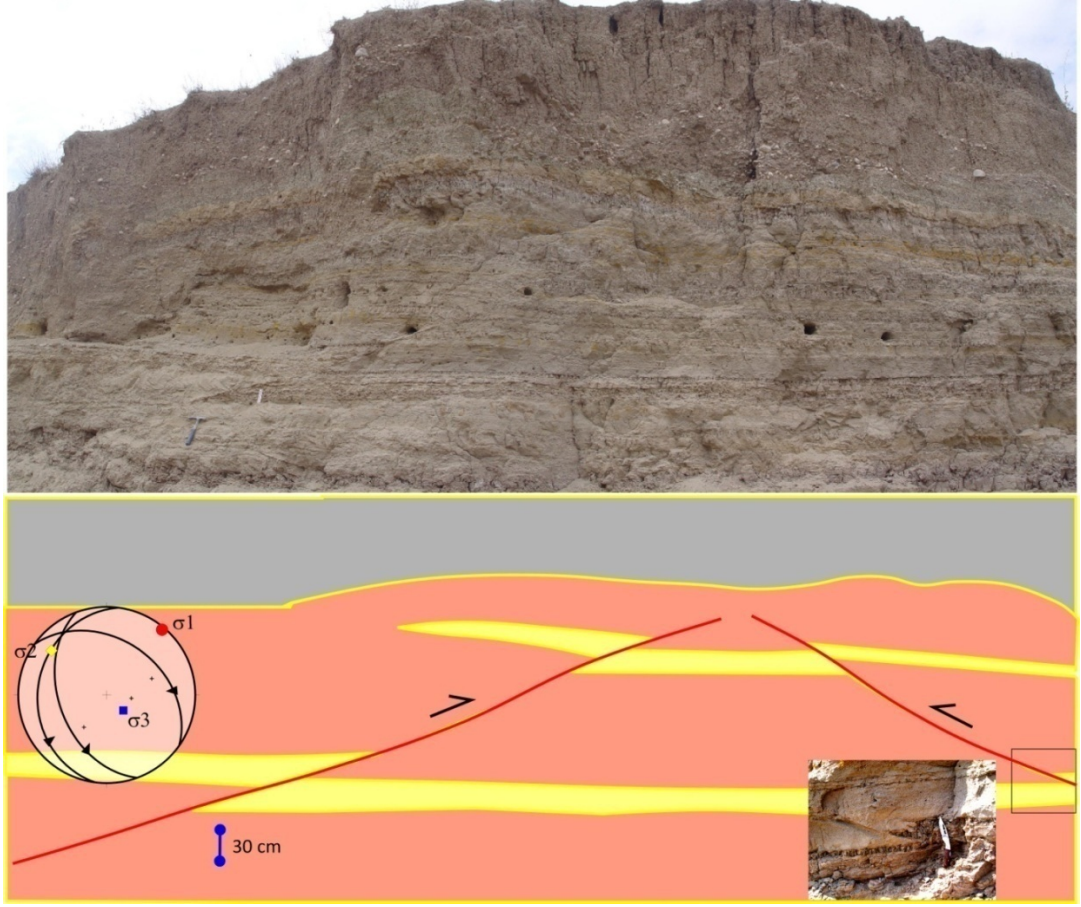


Şekil 4.71 : Suluova güney lokalitelerinden elde edilen verilerin kinematik analizi

Gelingiraz Gözlem Noktası

Kamışlı formasyonunun taşkın ovası çökelleri ile temsil edilen üst seviyelerine ait bir kum ocağının derlenen veri seti, Suluova sistemindeki tek ters faylı kesiti oluşturmaktadır (Şekil 4.55). Bir diğer ters fay verisi ise Kamışlı-G gözlem noktasında tek örnek olarak ölçülmüş ve bu gözlem noktası içerisinde değerlendirilmiştir. Doğrultu atım egemen ters atım bileşenli bu fayların kinematik analizi KB-GD yönlü bir sıkışmayı işaret etmektedir (Şekil 4.72). Kesitte gözlenen

bu fayların, Salhan Fayı'nın kuzeybatı kenarında bulunması nedeniyle, bu fayın evrimi içerisinde yol açtığı yerel sıkışma sonucu geliştiği düşünülmektedir.



Şekil 4.72 : Gelingiraz gözlem noktasında gözlenen eşlenik ters bileşenli doğrultu atımlı faylanmanın şematik çizimi ve stereonet üzerine izdüşümleri ile ilişkili asal gerilme eksenleri

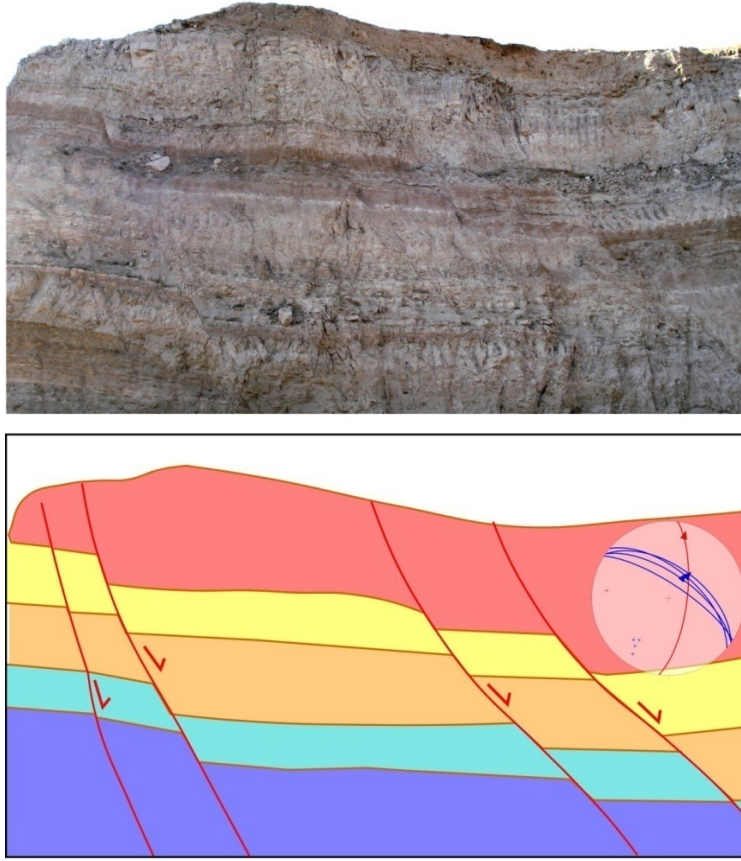
Kamışlı Gözlem Noktası

Kamışlı gözlem noktası içerisinde değerlendirilen veri seti, 1996 Salhan Vadisi depreminin (Mw: 5.7) gerçekleştiği hat olan Salhan Fayı boyunca, Eraslan, Kamışlı ile Salhan formasyonuna ait çökellerde açılmış su kanalı ve kum ocağı kesitlerinden ölçülen faylara ait kinematik verilerden oluşmaktadır (Şekil 4.55).

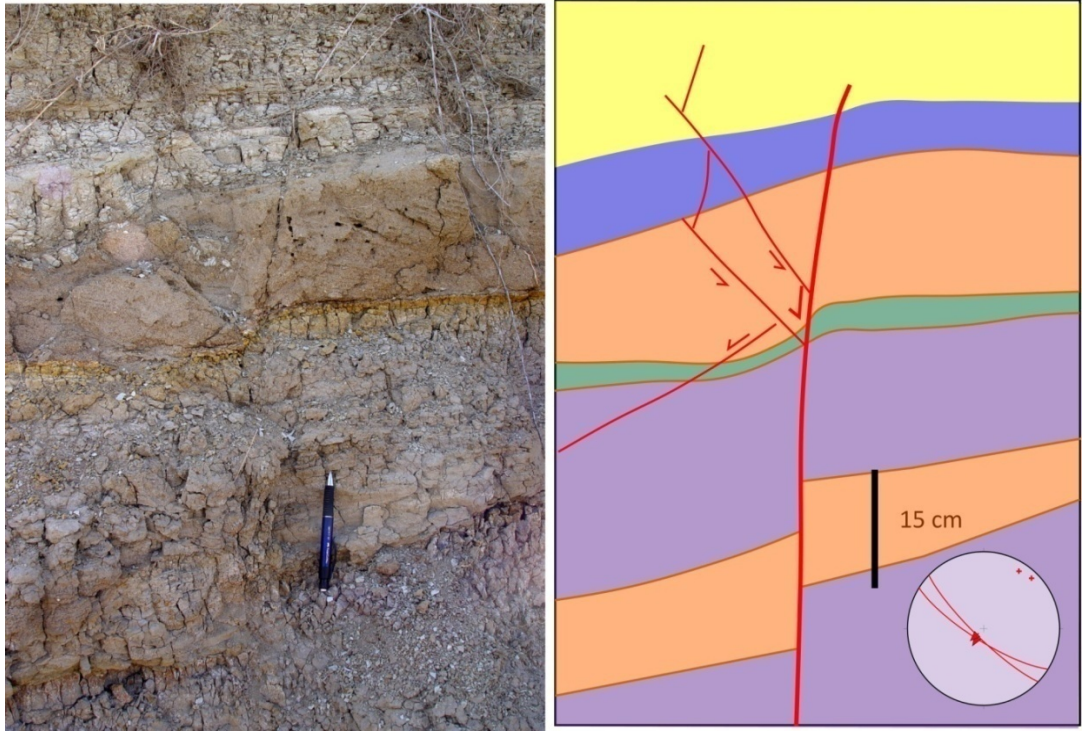
Arazide ölçülen fayların stereonet üzerindeki konumları saçılmış bir görünüm sunmaktadır. Fayların ölçüldüğü kesitlerin yüksekliğinin yetersiz oluşu nedeniyle düşeye yakın bir eğime sahip bu faylar arasındaki kesme ilişkileri gözlenememiştir. Kamışlı veri setini oluşturan fay topluluğu iki kısımda incelenebilir. Bunlardan ilki havza oluşumunu takiben çökmeyi kontrol eden sedimantasyonla yaşıtlı faylardır. Bu faylar genel olarak D-B uzanımlı ve normal bileşenli doğrultu atımlı karakterli

olan Eraslan Fay sistemi içerisinde gelişmiş KB-GD doğrultulu eşlenik normal faylardır (Şekil 4.73 ve 4.74). Şekil 4.73’de Kamışlı gözlem noktasında Eraslan formasyonu içerisinde gelişmiş büyüme faylarına ve Şekil 4.74’de ise sedimantasyon ile yaşıt faylanmaya örnek gösterilmiştir.

Verilerin hareket düzlemleri yöntemiyle analizi iki farklı deformasyon fazına (DeFaz) işaret etmektedir. İlk faz KD-GB yönlü açılmayı, ikinci faz ise tam tersi yönde KB-GD yönlü bir açılma ile başlayan ve D-B yönlü bir açılmaya doğru ilerleyen bir deformasyona işaret etmektedir (Şekil 4.78). İlk faza ait veriler birimlerin çökmesini denetleyen sisteme ait ve Suluova güney kesiminde Eraslan formasyonu içerisindeki diğer lokasyonlardan derlenen verilerle yüksek bir uyum içerisinde olduğundan o kısımda analiz edilmiştir (Bölüm 4.2.2.1. ve Şekil 4.71).

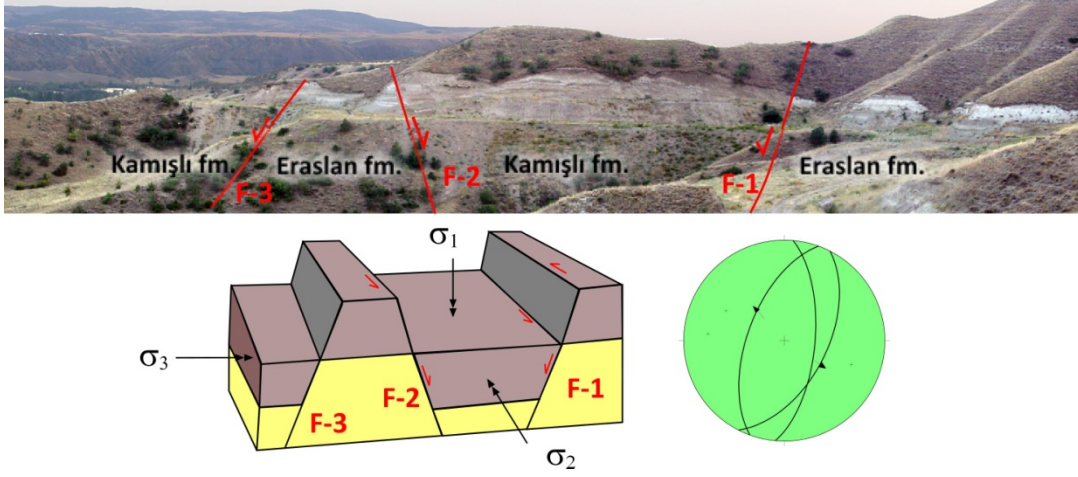


Şekil 4.73 : Kamışlı Köyü kum ocağı K-G doğrultulu kesitte gözlenen ilk faza ait fayların şematik kesiti ve stereonet üzerine izdüşümleri. Kesite paralel ve önceki faylanmayı kesen K-G doğrultulu sol yönlü faylanma ikinci faz deformasyona aittir.

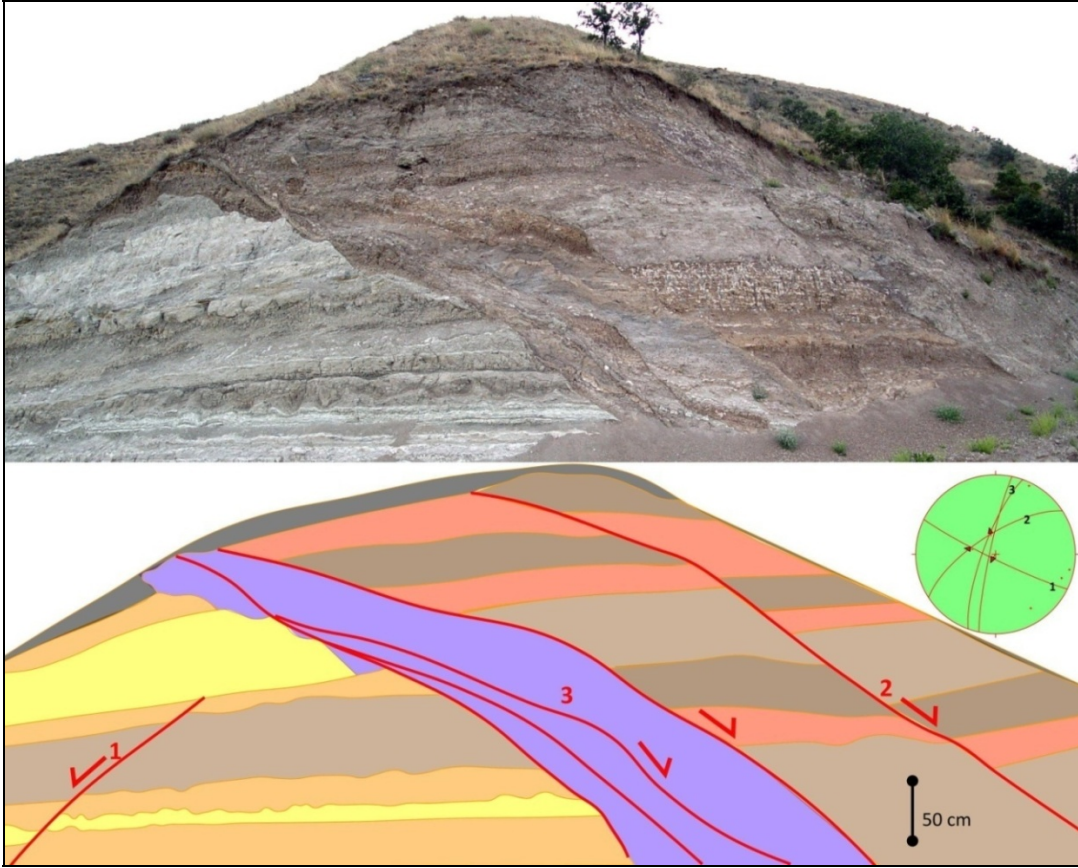


Şekil 4.74 : Kamışlı istasyonunda sedimentasyonla yaşıt faylanmanın kesiti ve alt yarımküre stereonet izdüşümleri.

Kamışlı’da bulgulanan ikinci faz deformasyon KD-GB doğrultulu normal faylar ve sol yönlü bileşenli oblik faylar ile başlamaktadır. Yerel bir gerilme terslenmesini işaret eden bu faz kontrolünde gelişmiş eşlenik fayların, ilk faz deformasyona ait yapıları ve Kamışlı formasyonunu kestiği gözlenmiştir. Fazın progresif gelişimi içerisinde fayların oryantasyonu KKB-GGD’ya dönmekte ve deformasyonun şiddeti artarak, Şekil 4.75 örneğinde olduğu gibi, yer yer Eraslan ve Kamışlı formasyonlarını yanyana getirmektedir. Bu fazın işaret ettiği sol-yönlü deformasyonun, Salhan Fayı’nın oluşumuyla eş zamanlı geliştiği ve fayın zaman içerisindeki evrimini yansıttığı düşünülmektedir (Şekil 4.78).

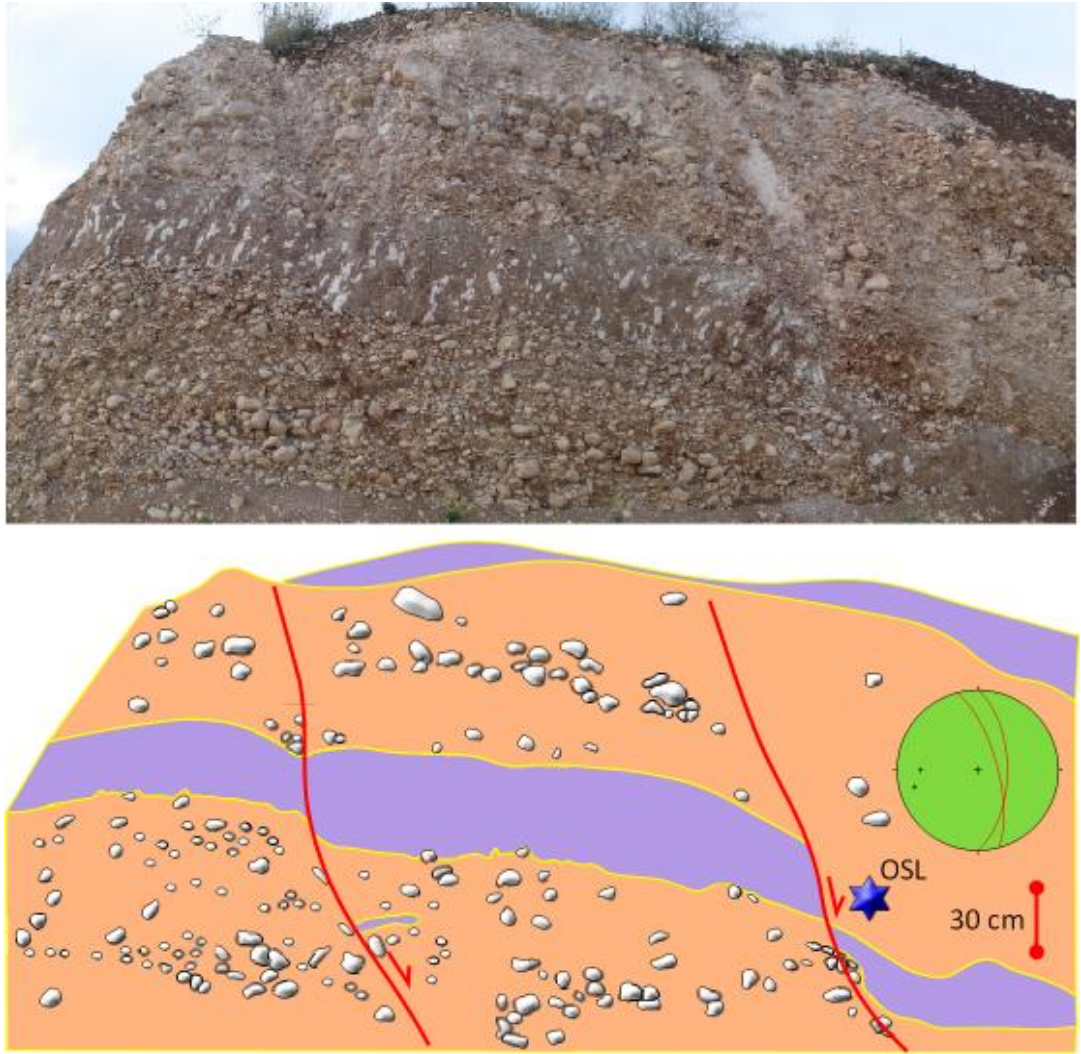


Şekil 4.75 : Kamışlı su kanalının görünüşü ve 2-B deformasyon fazına ait eşlenik faylanmanın blok diyagramı ile stereonet üzerinde gösterimi.



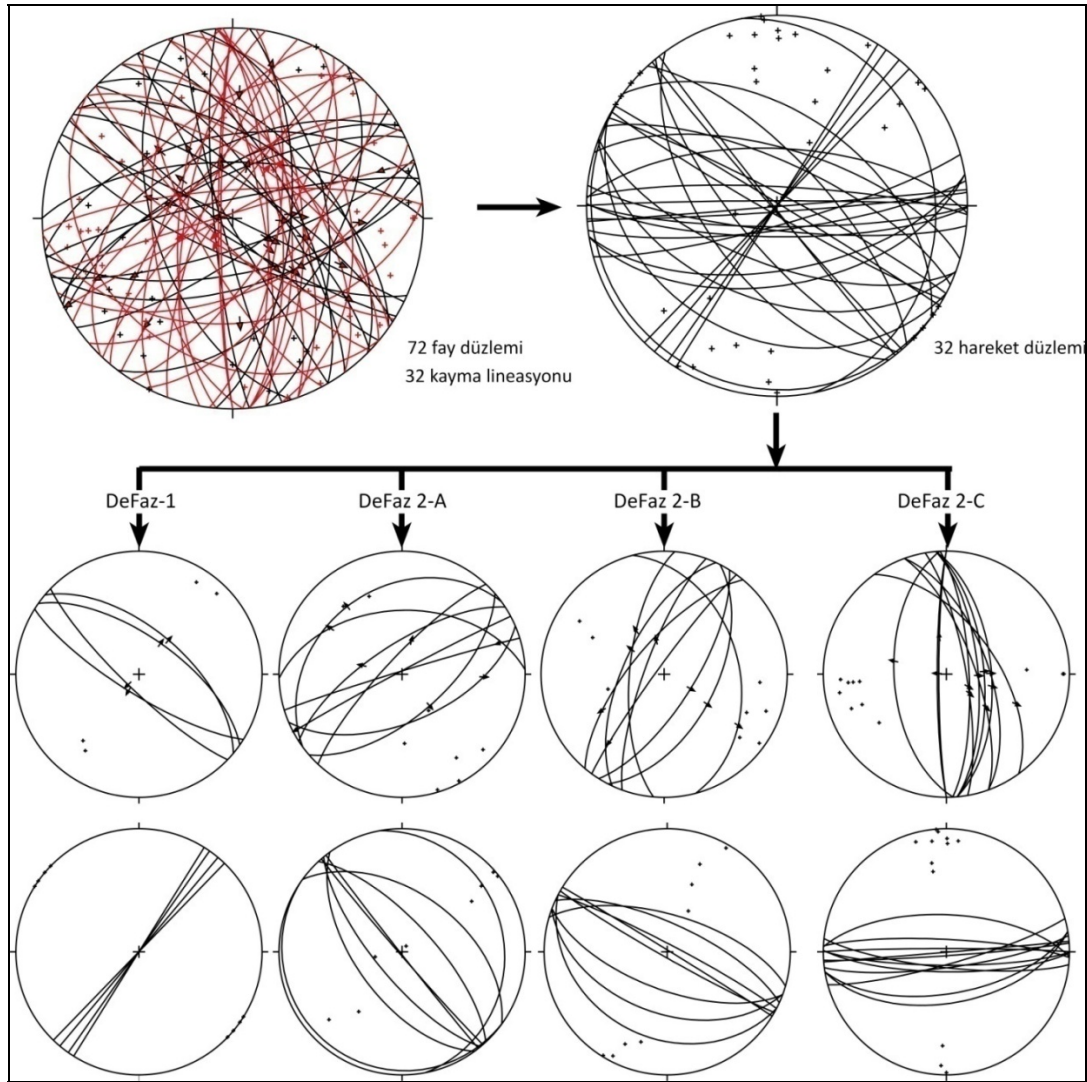
Şekil 4.76 : Kamışlı kanal kesitinde (Şekil 4.75/F-2) gözlenen makaslama zonunda farklı deformasyon fazlarını işaret eden faylanma ve bunların birbirleriyle ilişkileri ile stereonet üzerine izdüşümü.

Kamışlı gözlem noktasında farklı deformasyon fazlarına ait olan faylar arasındaki ilişkiler nadir olarak gözlenmektedir. Bu ilişkilerin en iyi görülebildiği örnek Kamışlı kanalındaki faylı kesittir (Şekil 4.75 ve 4.76). Burada Eraslan formasyonu ile eş yaşı gelişen ve gevşek çökelleri deforme eden normal faylanma (1, DeFaz 1), Kamışlı formasyonu içinde gelişmiş farklı oryantasyondaki başka bir oblik fayla kesilmiş (2, DeFaz 2A), en son safhada ise 1 metre kalınlığında bir makaslama zonu oluşturan çoklu faylanma (3, DeFaz 2B) kendinden önceki iki fayı da keserek iki litostratigrafik birimi yanyana getirmiştir. Sırasıyla 1 ve 2-A ve 2-B deformasyon fazlarına karşılık gelen bu çoklu deformasyon özellikle ikinci faz deformasyona ait gerilme tensör bileşenlerinin zaman içindeki yön değişimini belirlemektedir (Şekil 4.78).



Şekil 4.77 : Salhan terasları içerisinde açılan bir kum ocağı yarmasında (Salhan lokasyonu) gözlenen sedimantasyonla yaşıt fayların şematik kesiti ve stereonet üzerine izdüşümleri. Yıldızla gösterilen nokta OSL numune yerine (*Salhan III*) işaret etmektedir.

Salhan lokasyonu, Kamışlı lokalitelerinin 2 km güneyinde Salhan teras çökellerinde açılmış olan kum ocağı yarmalarından oluşmaktadır (Şekil 4.77). Lokaliteden alınan OSL numunesi (Salhan III) bu çökel paketinin üst yaşının ~80 By olduğunu belirtmektedir (detaylı bilgi için Bölüm 2.2.2.2.'ye bakınız). Bu kesitlerde gözlenen K-G doğrultulu ve sedimantasyonla yaşıtı iki adet normal fay gözlenmiştir (Şekil 4.77). Bu faylar, sol yönlü atımlı 1996 Salhan Çayı (Mw:5.7) depremi (Bölüm 4.3.2.2.) ile kinematik olarak uyumludur ve D-B yönlü açılmaya neden olan (DeFaz 2-C) bir gerilme rejimi altında gelişmişlerdir (Şekil 4.78).



Şekil 4.78 : Kamışlı gözlem noktasında ölçülen fayların stereonet üzerinde gösterimi ve kinematik analiz için hareket düzlemleri kullanılarak sınıflandırılması

- Kamışlı 2-A deformasyon fazı

Bu faza ait 8 adet fay ve ilişkili kayma lineasyonundan oluşan veri setinin Fry (1999, 2001) (*Minimized Non-slip Shear Stress in Reduced σ –Space*) yöntemine göre kinematik analizi sonucu σ_1 :46/46, σ_2 :228/44 ve σ_3 :137/1 ve Φ :0.82 bulunmuştur. Bu çözüme göre, ortalama uyumsuzluk açısı κ :7.8. ° ± 3.4, ortalama fay doğrultusu hatası ψ :18.1 ° ± 11.8, ortalama makaslama gerilmesi τ_{mean} :0.333 ±0.010 olarak hesaplanmıştır (Şekil 4.79).

- Kamışlı 2-B deformasyon fazı

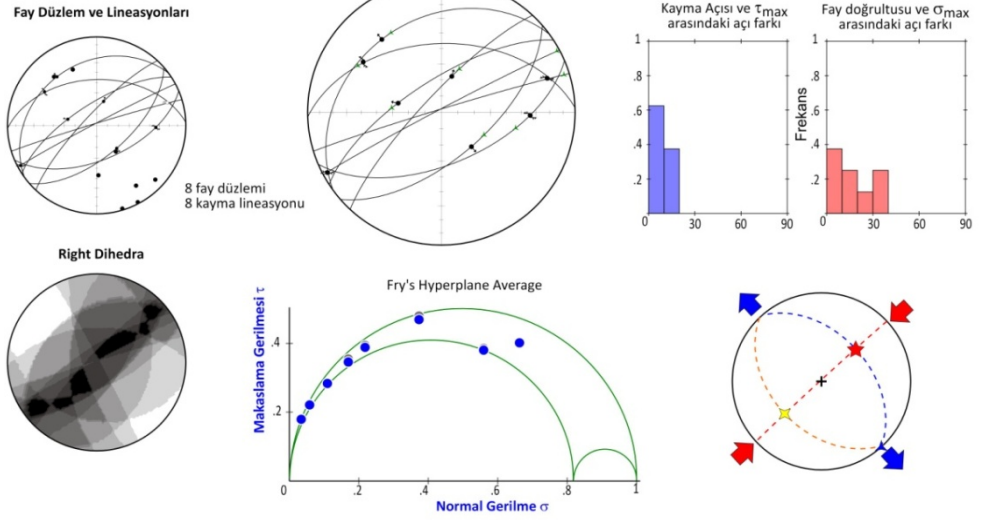
Bu faza ait 8 adet fay ve ilişkili kayma lineasyonundan oluşan veri setinin Fry (1999, 2001) (*Minimized Non-slip Shear Stress in Reduced σ –Space*) yöntemine göre kinematik analizi sonucu σ_1 :214/71, σ_2 :25/19 ve σ_3 :116/3 ve gerilme oranı Φ :0.66 bulunmuştur. Bu çözüme göre, ortalama uyumsuzluk açısı κ :6.1° ± 4.3, ortalama fay doğrultusu hatası ψ :23.4 ° ± 18.6, ortalama makaslama gerilmesi τ_{mean} :0.313 ±0.013 olarak hesaplanmıştır (Şekil 4.79).

- Kamışlı 2-C deformasyon fazı

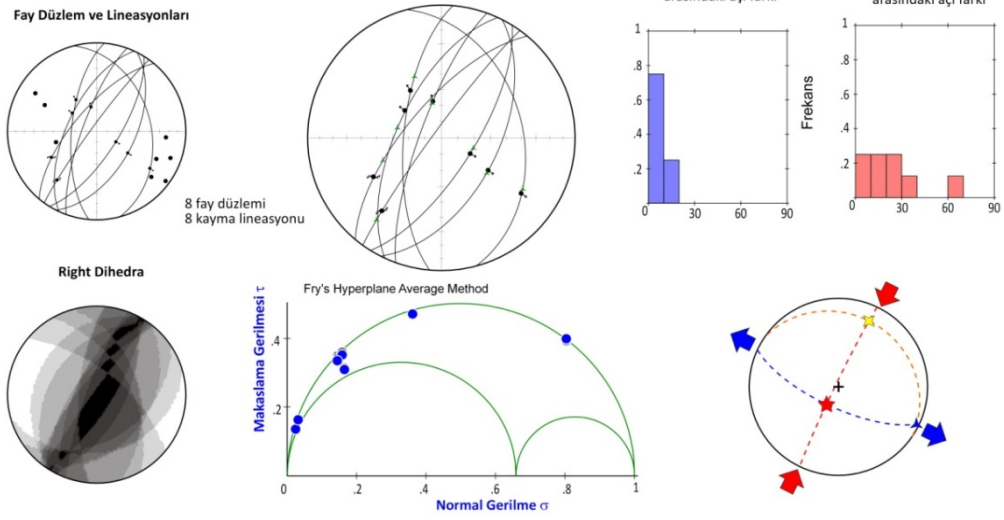
Bu faza ait 11 adet fay ve ilişkili kayma lineasyonundan oluşan veri setinin Fry (1999, 2001) (*Minimized Non-slip Shear Stress in Reduced σ –Space*) yöntemine göre kinematik analizi sonucu σ_1 :12/79, σ_2 :181/11 ve σ_3 :271/2 ve gerilme oranı Φ :0.52 bulunmuştur. Bu çözüme göre, ortalama uyumsuzluk açısı κ : 8.2° ± 5.4, ortalama fay doğrultusu hatası ψ :17.8 ° ± 9.3, ortalama makaslama gerilmesi τ_{mean} :0.285 ±0.013 olarak hesaplanmıştır (Şekil 4.79).

Deformasyon fazı 2 de σ_3 'ün saat yönünün tersine dönüşünün yanısıra, Φ oranının da sıkışma bileşeninden ortaç-açılma bileşenine doğru dönüşümü belirgindir.

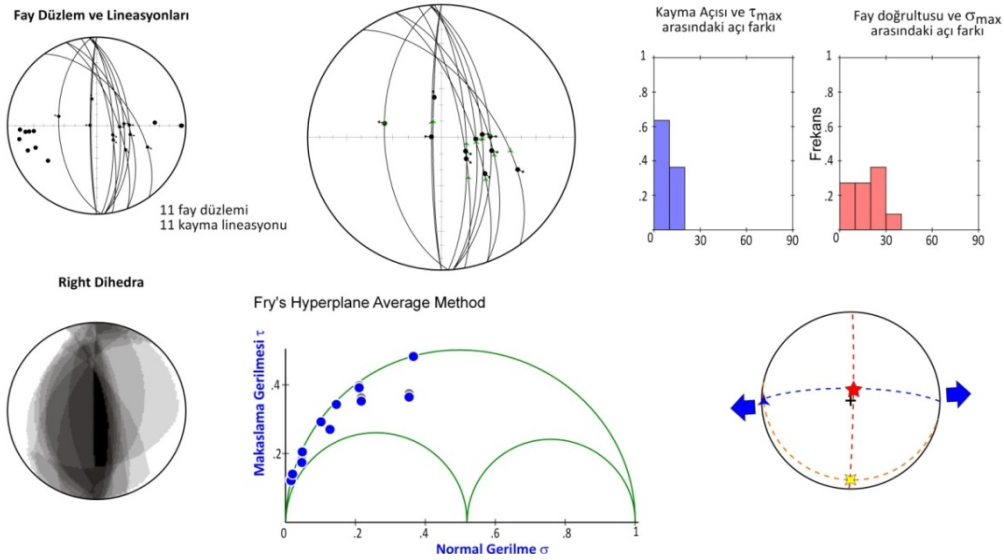
Deformasyon Fazı 2-A



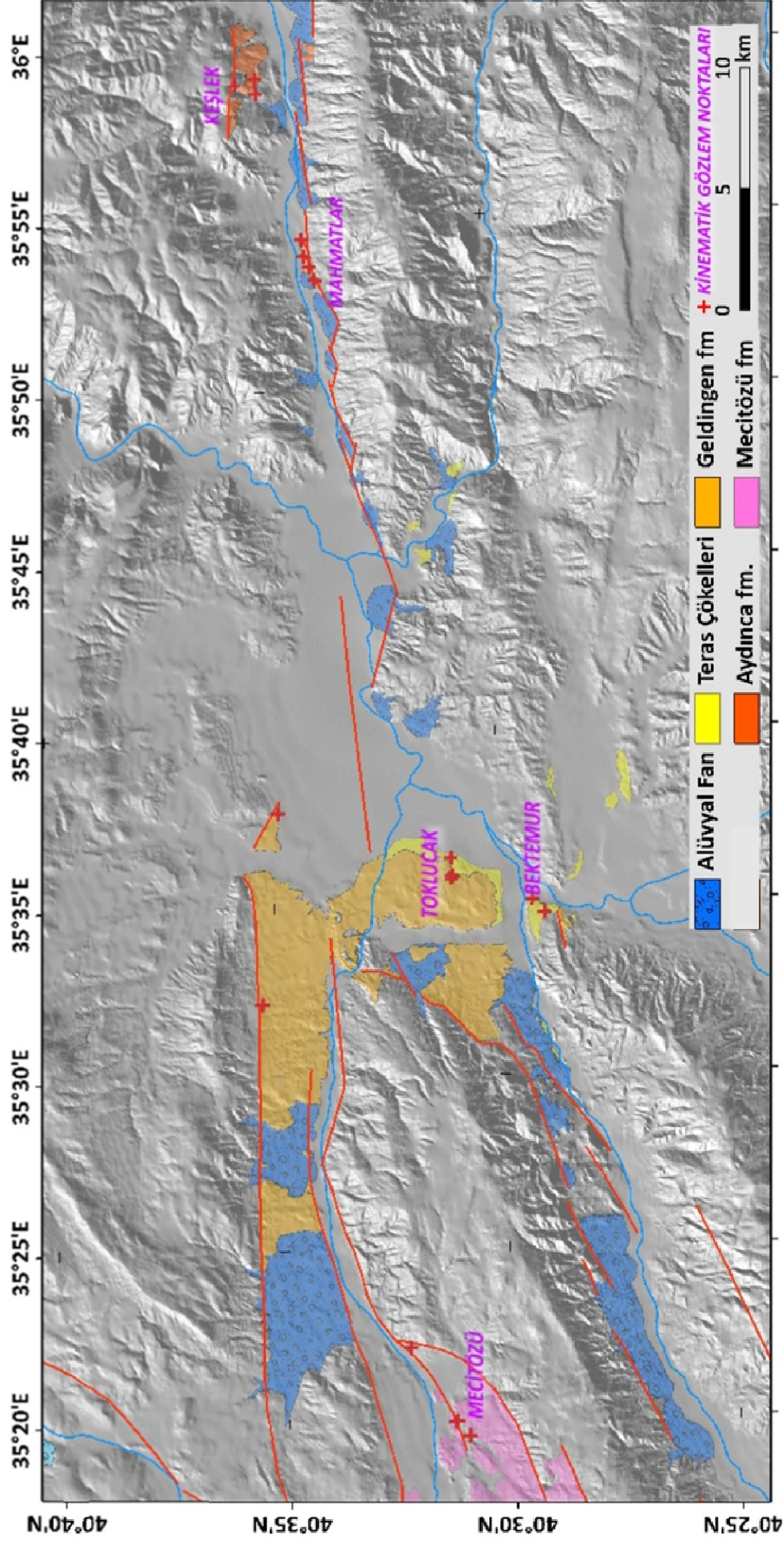
Deformasyon Fazı 2-B



Deformasyon Fazı 2-C



Şekil 4.79 : Kamışlı 2. Faz deformasyonun kinematik analiz sonuçları



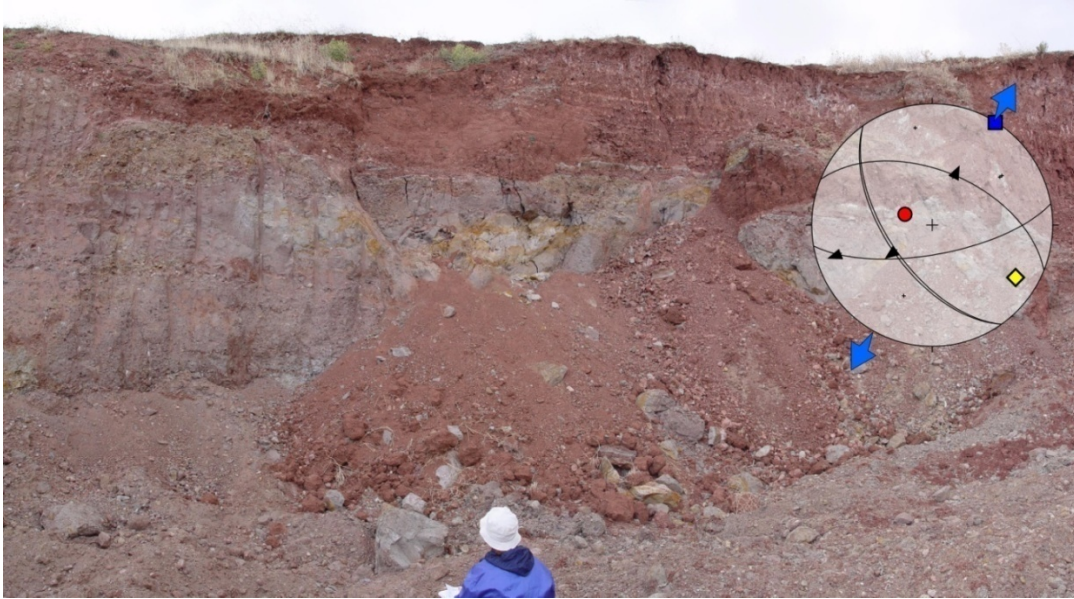
Şekil 4.80 : EzSF üzerinde yer alan kinematik gözlem noktalarının dağılımı

4.2.2.2. Ezinepazar-Sungurlu Fayı Üzerinde Kinematik Analiz

Ezinepazar-Sungurlu Fayı üzerindeki genç çökellere ait kesitler Amasya Havzası içerisinde bulunmaktadır. EzSF hattı boyunca Aydınca, Geldingen ve Mecitözü formasyonlarına ait kesitlerde kayma çizgilerine sahip faylar ölçülmüş ve değerlendirilmiştir (Şekil 4.80). Amasya ovasının en eski çökel birimini oluşturan Geldingen formasyonu (Üst Miyosen-Alt Pliyosen) Ezinepazar-Sungurlu Fay hattı tarafından şiddetli deformasyona uğratılmış bir birimdir. Birim, yer yer 90 dereceye yaklaşan tabaka eğimlerine sahiptir ancak gevşek yapısı nedeniyle az kesit sunmaktadır. Bu nedenle birim içerisinde iki gözlem noktasında fay ölçümü gerçekleştirilebilmiştir. Bunlardan ilki Amasya Ovası'nın en doğusunda Mahmatlar Köyü güneyinde, diğeri ise ovanın batısında Toklucak Köyü yakınlarındadır.

Keşlek Gözlem Noktası

Deliçay Fayı'nın orta-kuzey kesiminde (Şekil 4.81), Aydınca formasyonunun üst seviyelerinde açılan kil ocaklarında gözlenen faylar bu veri setini oluşturmaktadır.

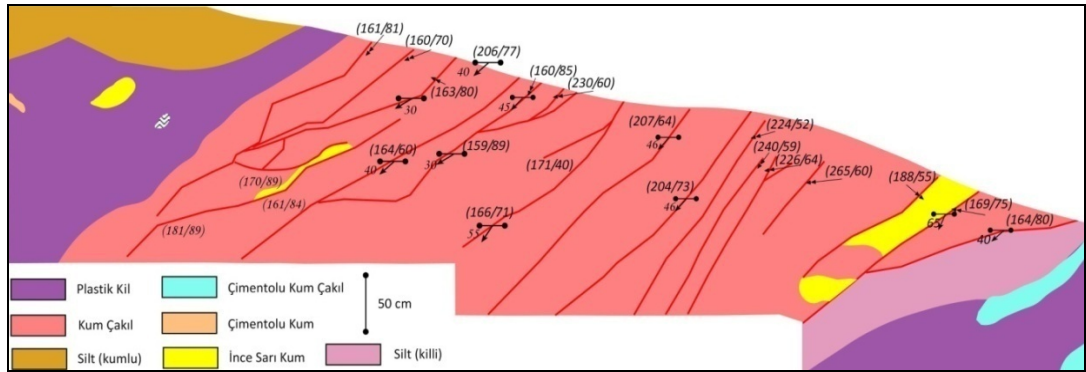


Şekil 4.81 : Keşlek gözlem noktası içerisinde değerlendirilen faylı bir kesitin görünümü ve stereonet üzerine izdüşürülmüş kayma çizgilerine sahip faylar

Bu veri setinin, *basit makaslama tensör ortalaması*, (PT eksenleri, Turner, 1953) yöntemine göre kinematik analizi sonucu, gerilme tensörü bileşenlerinin yönelim ve dalımları $\sigma_1:291/70$, $\sigma_2:122/19$ ve $\sigma_3:32/1$ olarak belirlenmiştir (Şekil 4.81).

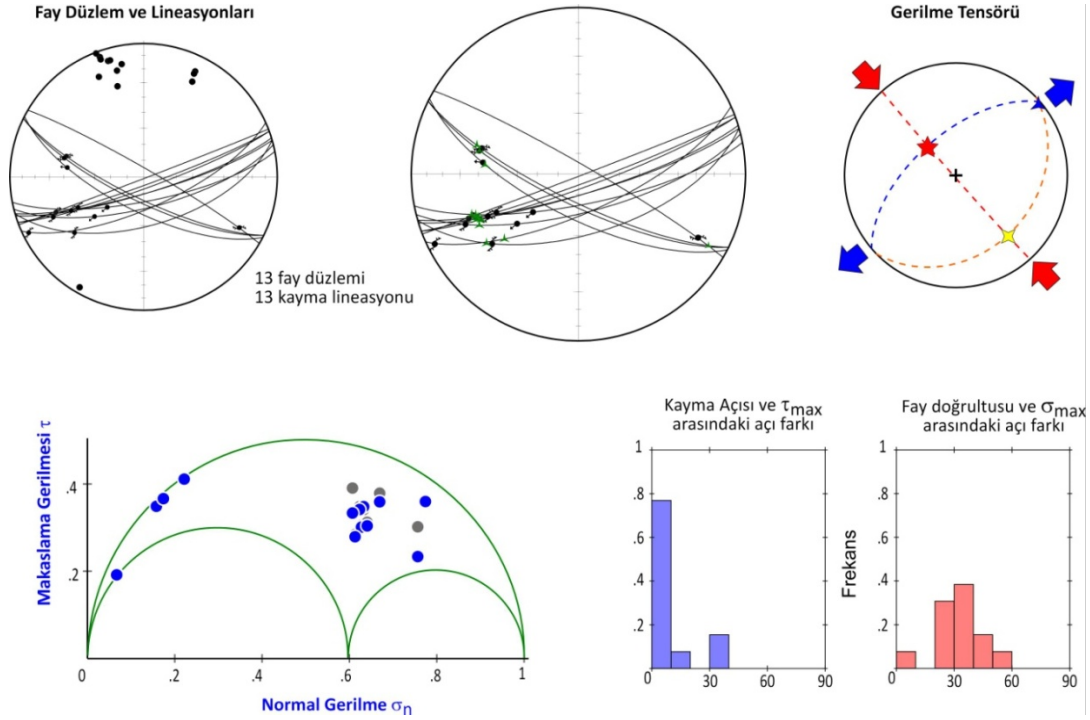
Mahmatlar Gözlem Noktası

Mahmatlar Köyü güneyinde yer alan Geldingen formasyonunun doğu kesiminin içerisinde açılmış kanal kesitlerinde (Şekil 4.80, Şekil 4.82) ölçülen, 13 tanesi kayma çiziklerine sahip toplam 36 faydan oluşan bu gözlem noktasına ait verilerin, Michael (1984, 1987, 1991) yöntemine göre kinematik analizi sonucu $\sigma_1:316/60$, $\sigma_2:139/30$ ve $\sigma_3:48/2$ ve $\Phi:0.60$ bulunmuştur. Bu çözümün, ortalama uyumsuzluk açısı $\kappa:10.7^\circ \pm 11.8.3$, ortalama fay açısı hatası $\psi:32.6^\circ \pm 12.9$, ortalama makaslama gerilmesi $\tau_{\text{mean}} 0.321 \pm 0.004$ olarak hesaplanmıştır (Şekil 4.83)



Şekil 4.82 : Mahmatlar lokasyonuna ait bir kanal kazısının şematik çizimi

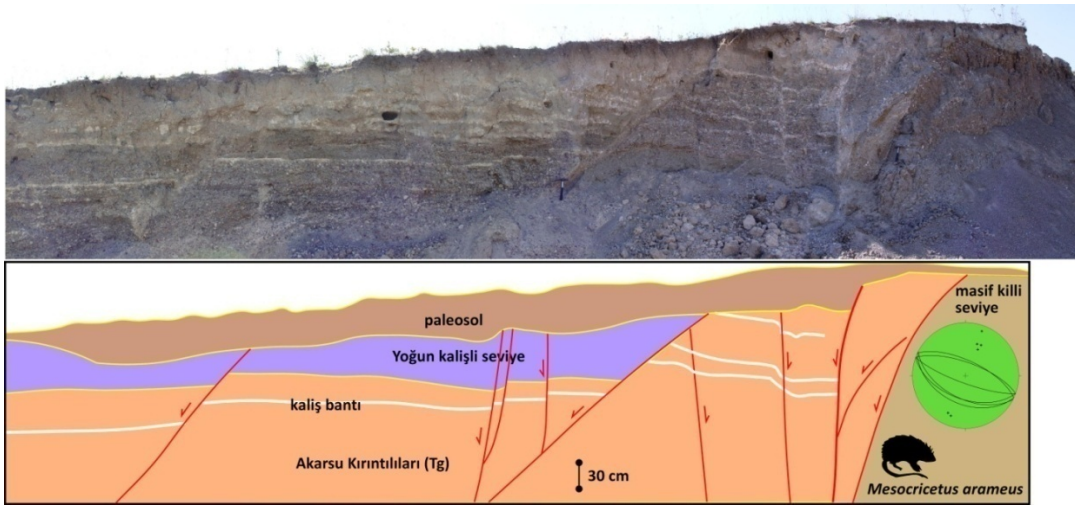
Veri setinin, Angelier (1984) minimized non-slip shear stress yöntemine göre kinematik analizi sonucu $\sigma_1:271/44$, $\sigma_2:94/46$ ve $\sigma_3:2/2$ ve $\Phi:0.42$ olarak bulunmuştur. Bu çözümün, ortalama uyumsuzluk açısı $\kappa: 46.8^\circ \pm 5.4$, ortalama fay açısı hatası $\psi:18.4^\circ \pm 8.7$, ortalama makaslama gerilmesi $\tau_{\text{mean}} 0.187 \pm 0.055$ olarak hesaplanmıştır. Maksimum makaslama gerilmelerinin ölçülen kayma lineasyonlarıyla uyumu açısından Michael yöntemi ile bulunan çözümün daha tutarlı olduğuna karar verilmiştir (Şekil 4.83).



Şekil 4.83 : Mahmatlar lokalitesinin kinematik analizi

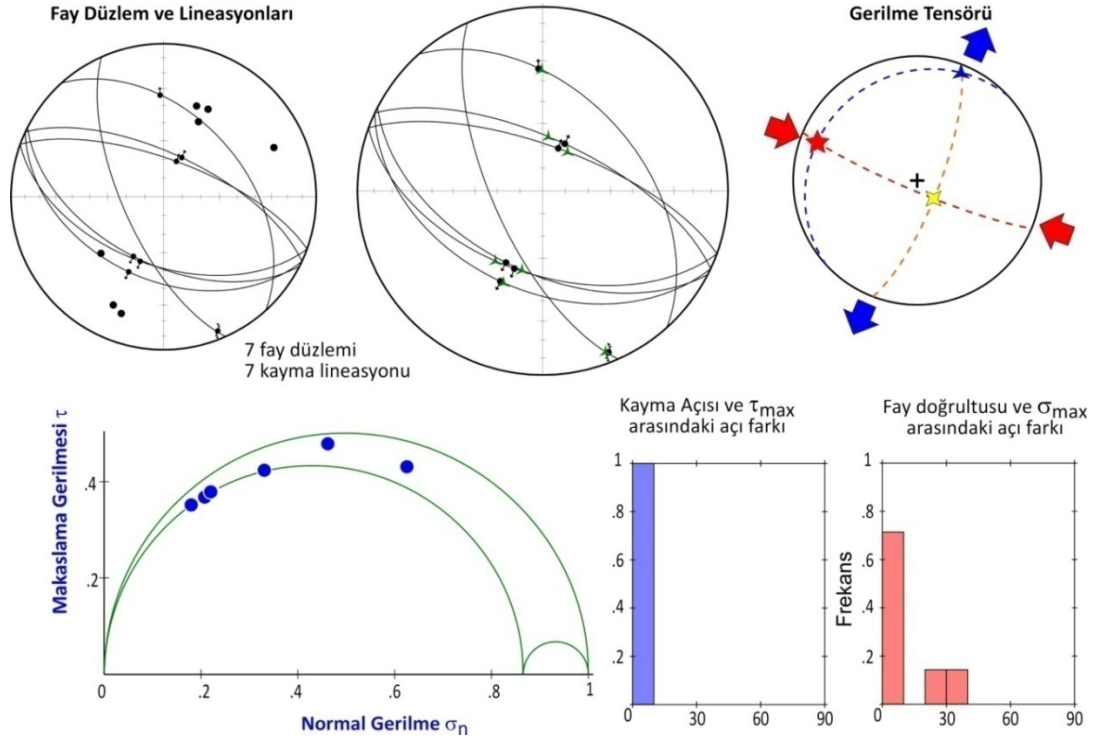
Toklucak Gözlem Noktası

Toklucak gözlem noktası, Toklucak (Olus) Köyü'nü Amasya-Göynücek anayoluna bağlayan köy yolu üstünde, Karayar Tepesi'nde açılmış kum ocağında yüzlek veren faylı bir kesittir (Şekil 4.80, Şekil 4.84). Bu gözlem noktası, Geldingen formasyonunun içerisinde ölçülen 7 tanesi kayma çizgisine sahip, toplam 18 faydan oluşmaktadır. Bu gözlem noktası aynı zamanda birime Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşını veren memeli fosilinin de bulunduğu yer özelliğindedir.



Şekil 4.84 : Toklucak gözlem noktasında değerlendirilen fayların ölçüldüğü kesit

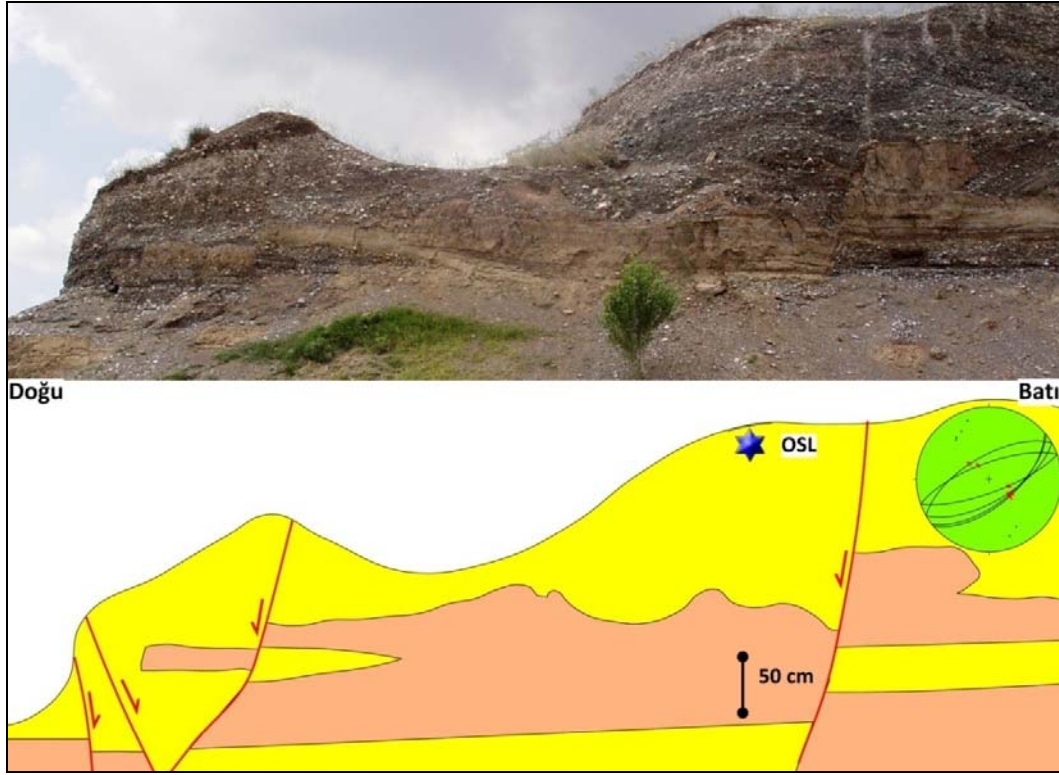
Verilerin analizi sonucu, Angelier 1984 yöntemine göre, $\sigma_1:291/15$, $\sigma_2:137/74$ ve $\sigma_3:23/7$ ve $\Phi:0.87$ olarak bulunmuştur. Bu çözümün, ortalama uyumsuzluk açısı $\kappa:4.6 \pm 3.3$ ortalama fay açısı hatası $\psi:13.8 \pm 12.1$, ortalama makaslama gerilmesi $\tau_{\text{mean}}:0.40 \pm 0.002$ olarak hesaplanmıştır (Şekil 4.85)



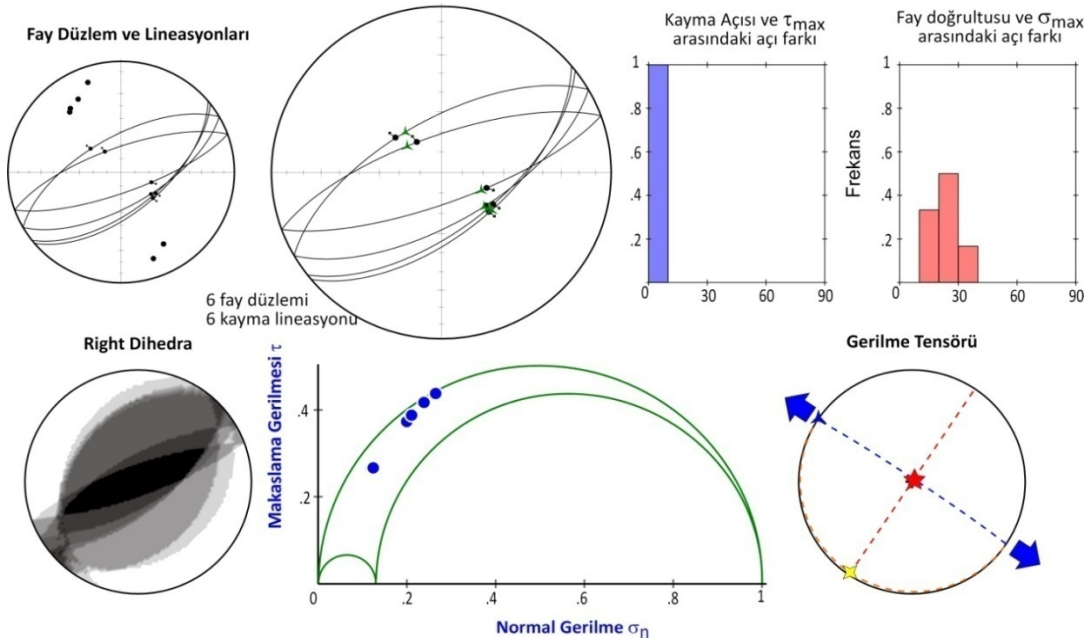
Şekil 4.85 : Toklucak lokalitesinin kinematik analiz sonuçları

Bektemur Gözlem Noktası

Amasya-Göynücek anayolu üzerine Çekerek Çayı'na ait teras çökellerinde açılmış kum ocağı içerisinde gözlenen faylardan oluşan bu veri setinin (Şekil 4.80, Şekil 4.86) Michael (1984, 1987, 1991) en küçük makaslama gerilmesi değişimi yöntemine göre kinematik analizi sonucu $\sigma_1:35/88$, $\sigma_2:214/2$ ve $\sigma_3:304/0$ ve gerilme oranı $\Phi:0.13$ olarak hesaplanmıştır. Bu çözümün, ortalama uyumsuzluk açısı $\kappa:3.0^\circ \pm 1.7$ ortalama fay açısı hatası $\psi:23.9^\circ \pm 6.1$, ortalama makaslama gerilmesi $\tau_{\text{mean}}:0.357 \pm 0.006$ olarak bulunmuştur (Şekil 4.87).



Şekil 4.86 : Bektemur lokalitesindeki eşlenik fayların şematik çizimi ve stereonet üzerine izdüşümü.



Şekil 4.87 : Bektemur lokalitesinin kinematik analizi

Mecitözü Gözlem Noktası

Mecitözü Fayı'nın kinematik özelliklerinin belirlenmesi için bu hat üzerindeki genç çökeller haritalanmış ve belirlenen faylar ölçülerek analiz edilmiştir. Mecitözü güneyinde yaygın yüzlek veren, fay kontrollü, alüvyal yelpaze özelliğindeki bu birim

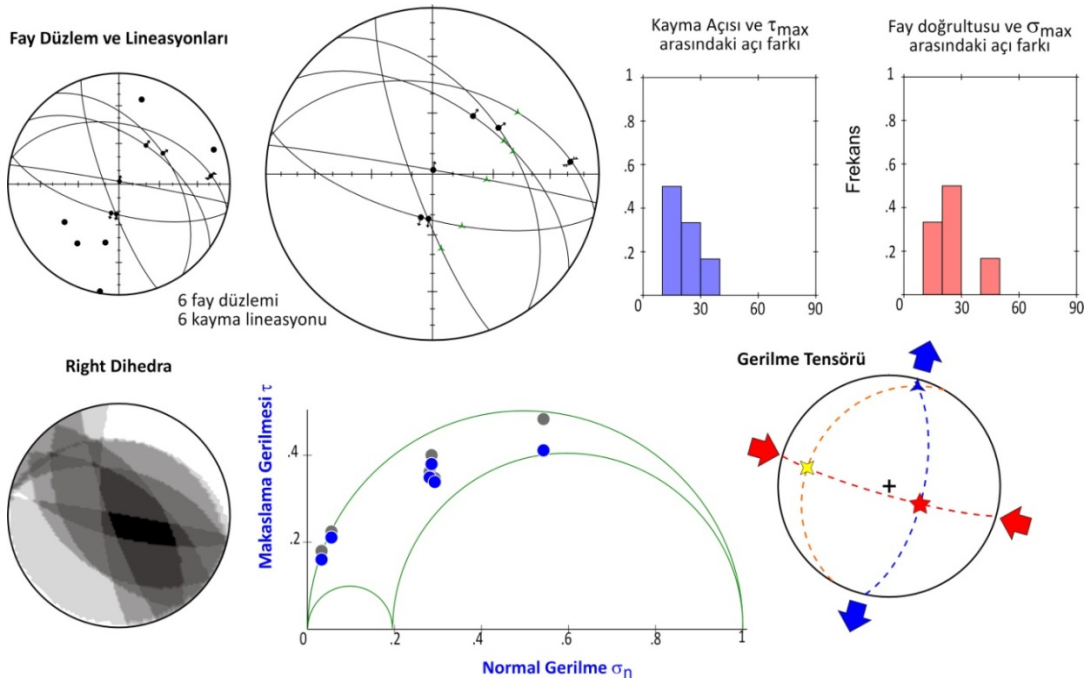
tane özellikleri ile Geldingen formasyonundan ayrılmakta ancak yaşıtlı oldukları düşünülmektedir. Birim içerisindeki faylar Mecitözü batı ve doğusundaki yarmalardan derlenmiştir (Şekil 4.80).



Şekil 4.88 : Mecitözü doğusunda gözlenen faylı kesitin şematik görünümü ve stereonet üzerinde gösterimi

Şekil 4.88’de Mecitözü doğusunda ölçülen bir kesitte gözlenen fayların şematik çizimi sunulmuştur. Kesitte KB-GD doğrultulu kuzeye eğimli düşeye yakın normal faylar ve bunları kesen daha eğimli doğrultu atımlı fay aynı gerilme rejimi altında oluşmuştur. Tüm faylar sedimantasyon sonrası gelişmiştir ve deformasyonun aktif Mecitözü Fayı ile ilişkili olduğu düşünülmektedir.

Mecitözü lokalitesine ait verilerin, Michael (1984, 1987, 1991) en küçük makaslama gerilmesi değişimi yöntemine göre kinematik analizi sonucu $\sigma_1:120/648$, $\sigma_2:282/25$ ve $\sigma_3:16/7$ ve gerilme oranı $\Phi:0.19$ olarak hesaplanmıştır. Bu çözümün, ortalama uyumsuzluk açısı $\kappa: 21.3^\circ \pm 7.4$, ortalama fay doğrultusu hatası $\psi: 25.1^\circ \pm 12.8$, ortalama makaslama gerilmesi $\tau_{\text{mean}} 0.308 \pm 0.006$ olarak hesaplanmıştır (Şekil 4.89).

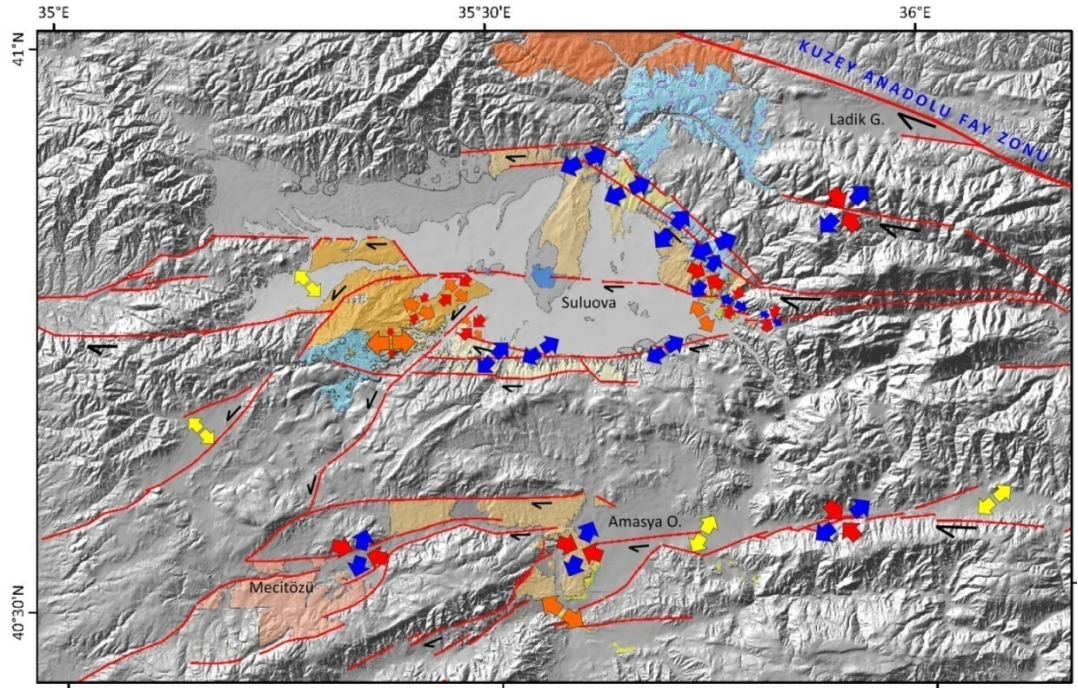


Şekil 4.89 : Mecitözü lokalitesinin kinematik analiz sonuçları

4.2.3. Bölüm Değerlendirmesi

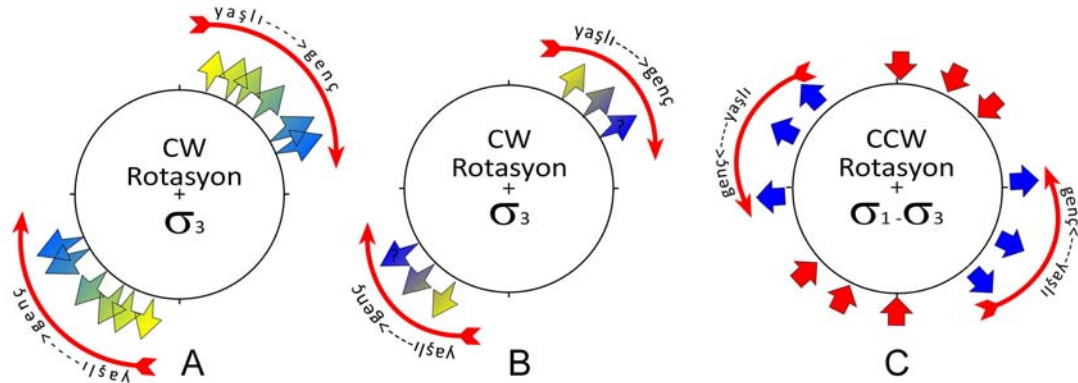
AMZ içerisinde özellikle orta kesiminde genç çökeltiler içerisinde ölçülen kinematik verilerin analizine göre makaslama zonunun oluşumunu kontrol eden fay sistemleri ortalama KD-GB doğrultulu açılma ve KB-GD sıkışma bileşenlerine sahip bir gerilme rejimi altında gelişmiştir (Şekil 4.90). Bu gerilme rejimi D-B doğrultulu sağ yönlü bir makaslama zonuna işaret etmektedir.

Bununla birlikte analiz sonuçları her bir fay zonunun kinematik evrimi hakkında ipuçları sunmaktadır. Örneğin SuFS'nin önemli bileşenleri olan Bayırlı Fay Zonu, oluşumundan günümüze saat yönünde dönen bir açılma rejiminin etkisi altında gelişmiştir. Bu nedenle fay zonu sürekli gençleşmiş ve böylelikle Suluova Havzası'nın genişlemesini kontrol etmiştir (Şekil 4.91/A). Benzer bir biçimde, Eraslan Fay Zonu üzerinde de açılma bileşenlerinde saat yönünde dönüş gözlenmiştir (Şekil 4.91/B).

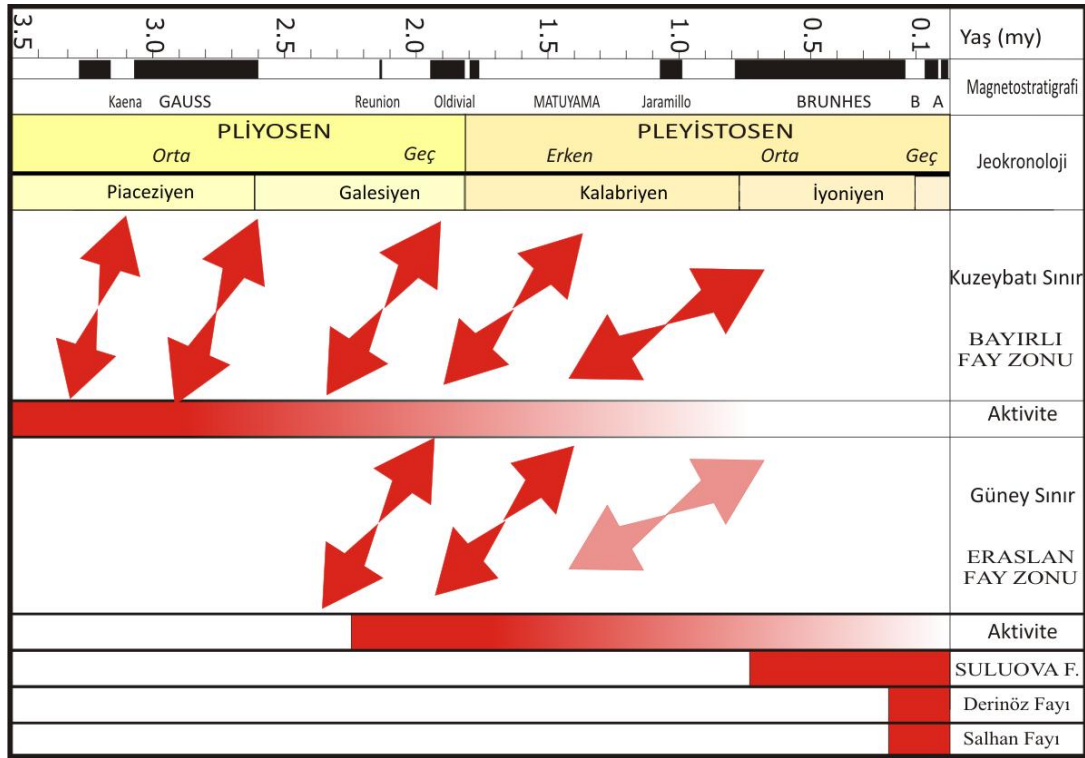


Şekil 4.90 : AMZ içerisinde analiz edilen gözlem noktalarının gerilme bileşenlerinin gösterimi (açık renkli oklar genç havzaların geometrisinden üretilen açılma yönünü göstermektedir)

Salhan Vadisi içerisinde ölçülen kinematik verilerin analizinin zamansal sınıflaması, açılma bileşeninin bu sefer saat yönünün tersine döndüğünü göstermektedir (Şekil 4.91/C). Bu durum, sol yönlü doğrultu atım karakterli Salhan Fayı'nın zaman içerisinde saat yönünde dönmesine neden olmuştur. Bunun en önemli kanıtlarından birisi arazide haritalanan ve temel birimler içerisinde GGB'ya doğru uzanan Salhan Fayı ile 1996 Mecitözü depremde kırılan ve INSAR modellemesi ile doğrultusu belirlenen genç Salhan Fayı arasındaki yaklaşık 5°'lik açı farkıdır.



Şekil 4.91 : SuFS üzerindeki fayların gerilme bileşenlerinin zaman içerisindeki evrimi A: Bayırlı Fay Zonu B : Eraslan Fay Zonu, C: Salhan Fayı (CW saat yönü CCW saat yönü tersi dönüşü işaret etmektedir)



Şekil 4.92 : SuFS içerisinde yer alan Neotektonik Dönem havza sınır faylarının aktiviteleri ve gerilme bileşenlerinin zaman içerisindeki evrimi.

Şekil 4.92’de SuFS içerisinde yer alan ve Suluova Havzası’nın Orta Pliyosen-Orta Pleyistosen evrimini denetleyen ve günümüzde aktivitesini yitirmiş sınır faylarının (BFZ ve EFZ) gerilme bileşenlerinin zaman içerisindeki evrimi görülmektedir. Bu yorum havza stratigrafisi içerisinde gelişmiş genç çökel birimlerinin içerisinde ölçülen fayların stratigrafinin tabanından tavanına doğru birbirlerinden farklı kinematik analiz sonuçları vermesine dayanmaktadır.

AMZ içerisinde gerçekleştirilen kinematik analizin bir diğer sonucu da Ezinepazar-Sungurlu Fayı’nı kontrol eden gerilme rejiminin coğrafi olarak doğudan batıya saat yönünde dönmesidir. En doğudaki EzF üzerinde önceki çalışmalarda (Özden ve diğ., 2002) KDD-GBB açılma ve KKB-GGD yönlü sıkışma bileşeni ile ifade edilen gerilme bileşeni, batıya doğru Keşlek ve Mahmatlar gözlem noktalarında KD-GB yönlü açılma ve KB-GD yönlü sıkışma bileşenine, orta kesimde Toklucak gözlem noktasında KKD-GGB yönlü açılma ve KBB-GDD yönlü sıkışma bileşenine ve nihayet MFZ üzerinde bulunan Mecitözü gözlem noktasında ise K-G yönlü açılma, D-B yönlü sıkışma bileşenine sahip olmaktadır (Şekil 4.89). Bu gerilme rejimi değişimi fayın doğudan batıya doğru geometrisi ile uyumludur.

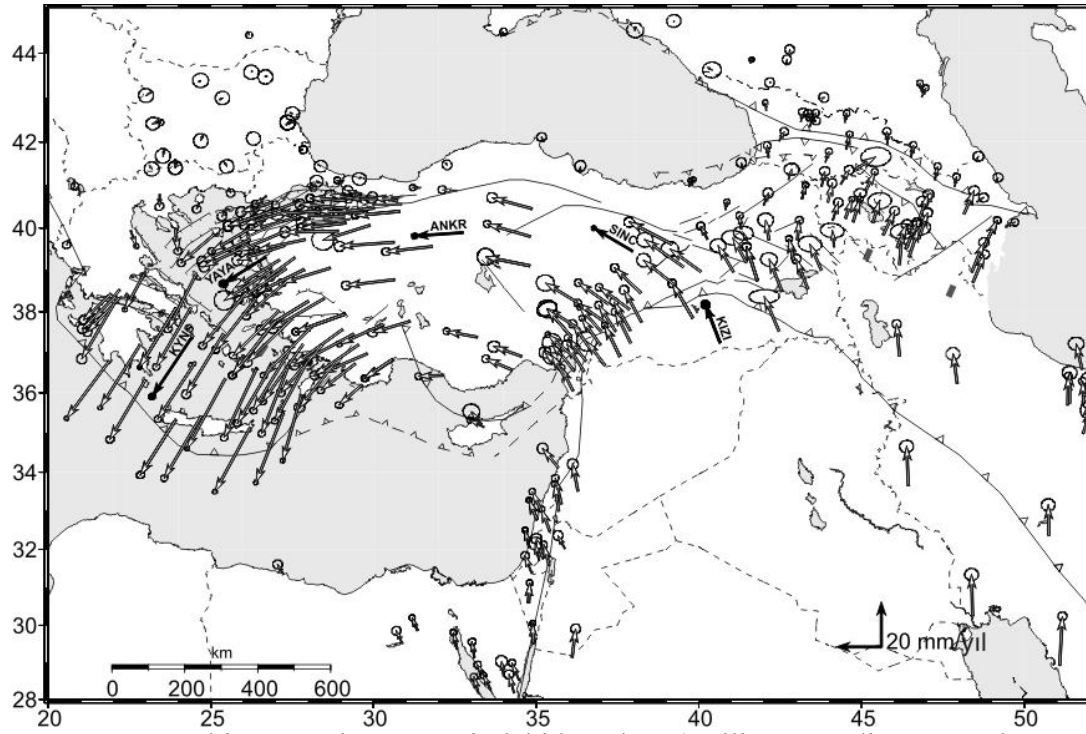
Özellikle aktif fayların kesişme ve geometrik değişim gösterdiği yerlerde bulunan kesitlerde (Değirmendere, Kamışlı, Gelingiraz ve Bektemur gözlem noktalar) gözlenen gerilme yönü terslenmesi, önceki çalışmalarda KAF üzerinde de gözlenmiş ve KAF'nın evrimi içerisinde gerçekleşen bir atım yönü değişimi olarak yorumlanmıştır (Hancock ve Barka, 1980 ve 1981). Bu yorum sonraki dönemde ayrıntılı olarak tartışılmış (Şengör ve diğ., 1983; Hancock ve Barka, 1983) ve terslenmenin büyük yapısal değişiklikler yerine sağ-yönlü makaslama zonları içerisinde fay geometrisine bağlı olarak gelişebileceği sonucuna varılmıştır. Bu tartışma özellikle genç tektoniğe yönelik çalışmalarda, kinematik analiz yorumlarının tüm fay zonu boyunca dağılmış yüksek kaliteli, zamansal olarak ayırtedilebilen verilere ve detaylı bir fay haritasına dayanması gerektiğini göstermektedir. Bu çalışma içinde Bektemur gözlem noktasında tespit edilen terslenme, Geldingen Fayı'nın iki kola ayrıldığı ve keskin bir güneye dönüşle Sungurlu Fayı olarak devam ettiği yerde gözlenmiştir. Terslenmenin nedeni fay geometrisi nedeniyle oluşan yerel sıkışma ile ilişkilidir.

4.3. Amasya Makaslama Zonu ve Çevresinin Aktif Tektonik Özellikleri

Çoğunlukla literatür derlemesine dayanan bu bölümde, AMZ ve yakın çevresinin aktif tektonik özelliklerinin belirlenmesi için aletsel veriler (tarihsel deprem kayıtları dışında) derlenmiş ve fay segmentlerinin kinematik özellikleri ve aktivite oranları anlaşılmasına çalışılmıştır.

4.3.1. AMZ ve Çevresi GPS (Küresel Konumlandırma Sistemi) Bazlı Hız Vektörleri ve Analizi

Yeryüzünde bulunan levha (tektonik blok) hareketlerinin dinamikleri ile birbirleriyle etkileşimlerinin belirlenmesi aktif tektonik araştırmalarının en önemli problemlerinden birisidir. Tektonik blokların yüzey hareketleri ve deformasyonlarının özelliklerinin küresel konumlandırma sistemi (GPS) olarak adlandırılan jeodezik yöntemlerle incelenmesi, 1980'li yılların ortalarından itibaren hızla artan (Hager ve diğ., 1991) ve günümüzde tüm dünya ölçeğinde önemli miktarda veri ve analize yönelik çok sayıda yayın üretilmiş bir alandır.

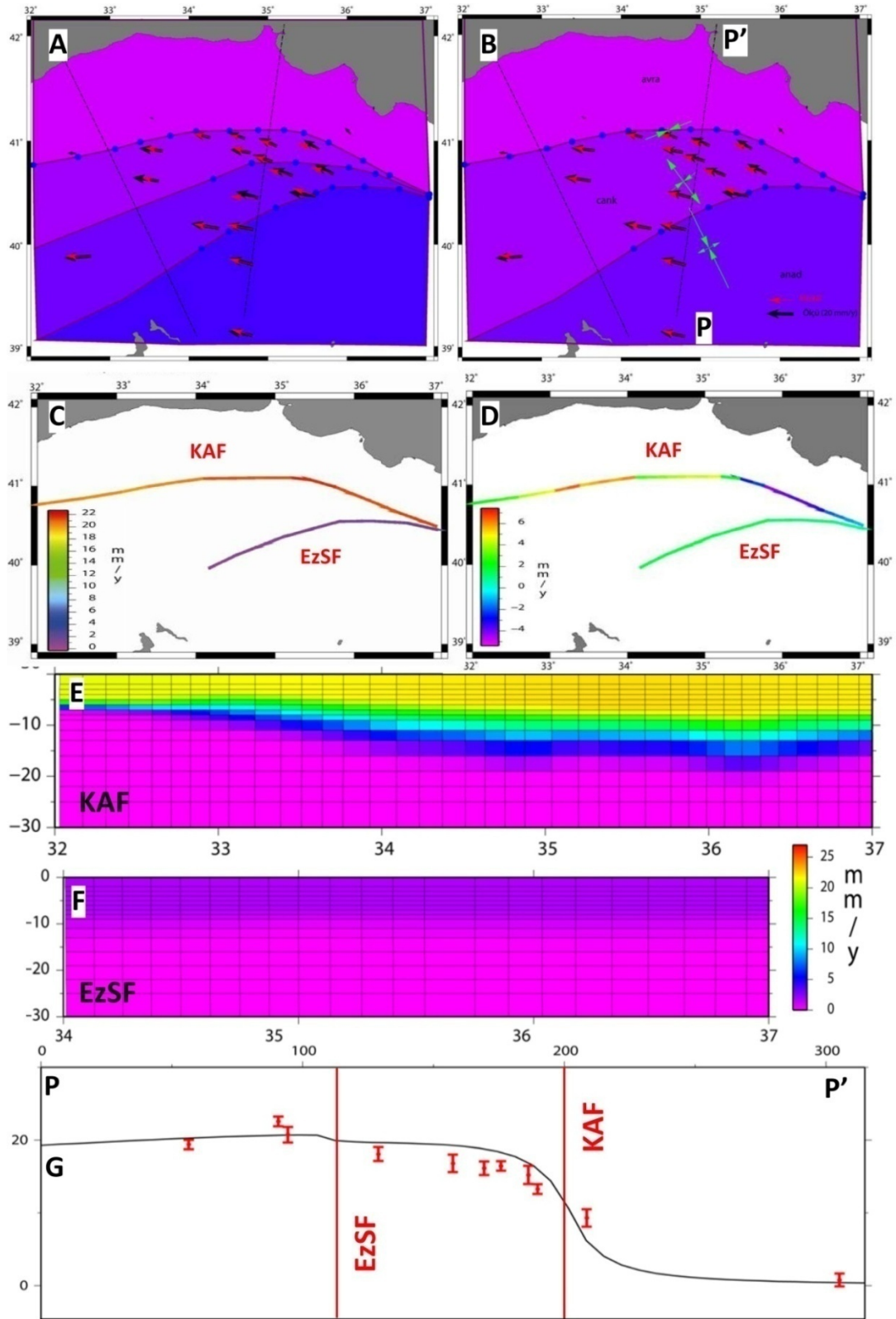


Şekil 4.93 : Türkiye ve yakın çevresindeki hız alanı (Reilinger ve diğ., 2006'dan düzenlenerek)

Anadolu ve yakın çevresinin aktif tektonik özelliklerinin değişik ölçeklerde GPS verileriyle analizi üzerine literatürde oldukça çok sayıda çalışma bulunmaktadır (Oran ve diğ., 1993; Reilinger ve diğ., 1997; Kahle ve diğ., 2000; McClusky ve diğ., 2000; Meade ve diğ., 2002; Provost ve diğ., 2003; Flerit ve diğ., 2003; Reilinger ve diğ., 2006). Bu çalışmalarda GPS ölçümleriyle bölgedeki hız alanı belirlenmiş (Şekil 4.93) ve bu verilerin analizi ile de Anadolu Levhasının -Avrasya Levhası sabit kabul edilerek- kutbu Sina yarımadasında yer alan saat yönünün tersine dairesel bir harekete sahip olduğu ortaya konulmuştur (McClusky ve diğ., 2000). Bu modellemede Anadolu Bloku, kuzeyde Kuzey Anadolu Fayı (üzerinde yoğunlaşmış ortalama hız 24 ± 1), güneydoğuda ise Doğu Anadolu Fayı (ortalama 10 ± 1 mm/yıl hız) sınırlandırılmıştır (Reilinger ve diğ., 2006).

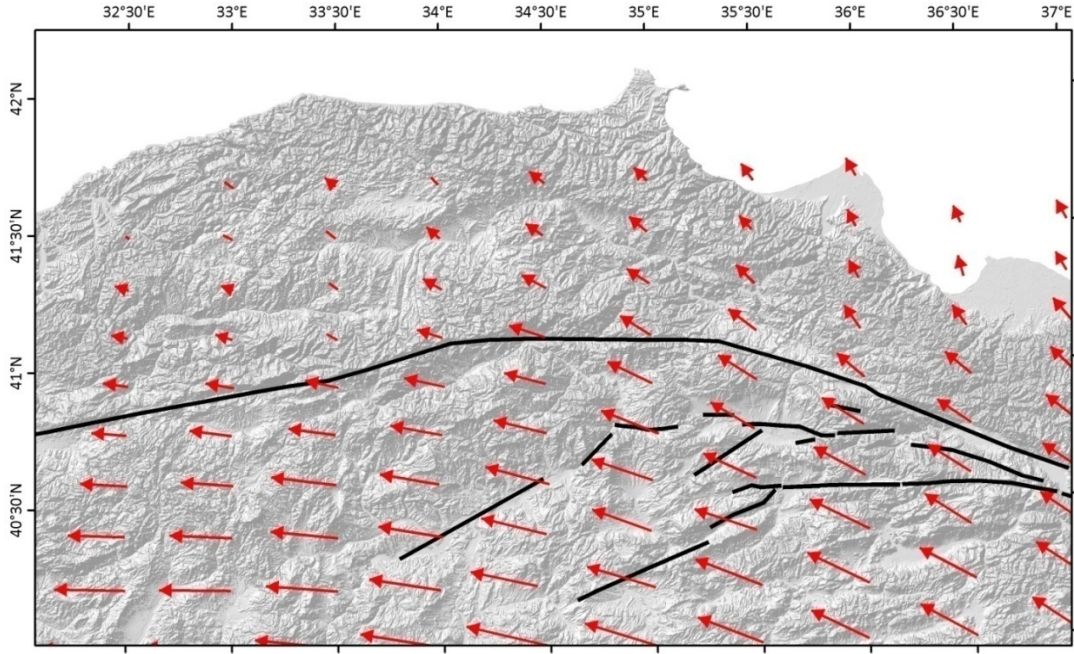
Yavaşoğlu ve diğ. (2009) DEFNODE yazılımı (McCaffrey, 2002) ile AMZ içerisindeki ölçülen hız alanını çözümlemek için iki farklı model üretmişlerdir. İlk modelde KAF Anakol, SuFS ve EzSFS üzerinde (Şekil 4.95/A); ikinci modelde ise sadece KAF ve EzSFS üzerinde (Şekil 4.95/B) olmak üzere hız paylaşımı kurgulanmıştır. Model sonuçlarına göre üretilen hız bileşenlerinin ölçülen hız vektörleri ile karşılaştırılması sonucu ikinci modelin daha tutarlı ve düşük hatalı çözüm ürettiği gözlenmiştir. Bu modele göre KAF Anakol üzerinde 20.5 ± 1.8 mm/yıl ve EzSF üzerinde ise yılda en çok 5 mm/yıl faya paralel hız bulunmaktadır (Şekil 4.95/C). Faya dik hız bileşenlerine bakıldığında KAF doğu kesim için normal batı kesimi için sıkışma bileşeni öngörülmektedir (Şekil 4.95/D). Modelde hesaplanan faylar üzerindeki paralel hız dağılımı ve kilitlenme derinlikleri KAF için Şekil 4.95/E, EzSF için Şekil 4.95/F’de gösterilmektedir.

Bu sonuçlar, bölgede KAF ve AMZ içi faylar arasında %20 oranında hız paylaşımı olduğunu göstermektedir (Şekil 4.95/G). Bununla birlikte Yavaşoğlu ve diğ. (2009) çalışmasının sonuçları ile bu çalışma kapsamında elde edilen jeolojik veriler (Bölüm 4.1.4) arasında belirli uyumsuzluklar gözlenmiştir. Bunun nedeni AMZ’nun doğu kesiminde ölçüm olmaması, modellemede faylar üzerindeki aktivitenin devamlı olarak modellenmesi olabileceği gibi AMZ içerisinde yer alan fayların jeolojik zaman içerisindeki davranış farklılıkları olarak da değerlendirilebilir. Bu nedenle hesaplanan yıllık 5 mm hız bileşeninin, AMZ’nun orta kesimine ait ve minimuma karşılık gelebileceği düşünülebilir.



Şekil 4.95 : AMZ ve çevresi aktif fayların modellenmesi üzerinde yoğunlaşmış A) 3 faylı model ve GPS vektörleri eşleştirmesi, B) 2 faylı model ve vektör eşleştirmesi 2 faylı modele göre: C) faya paralel ve D) faya dik yıllık hız bileşeni, E) KAF üzerinde biriken yıllık hız dağılımı, F) EzSF üzerinde biriken yıllık hız dağılımı G) P-P' profili boyunca hız dağılımı (Yavaşoğlu ve diğ., 2009'dan düzenlenerek)

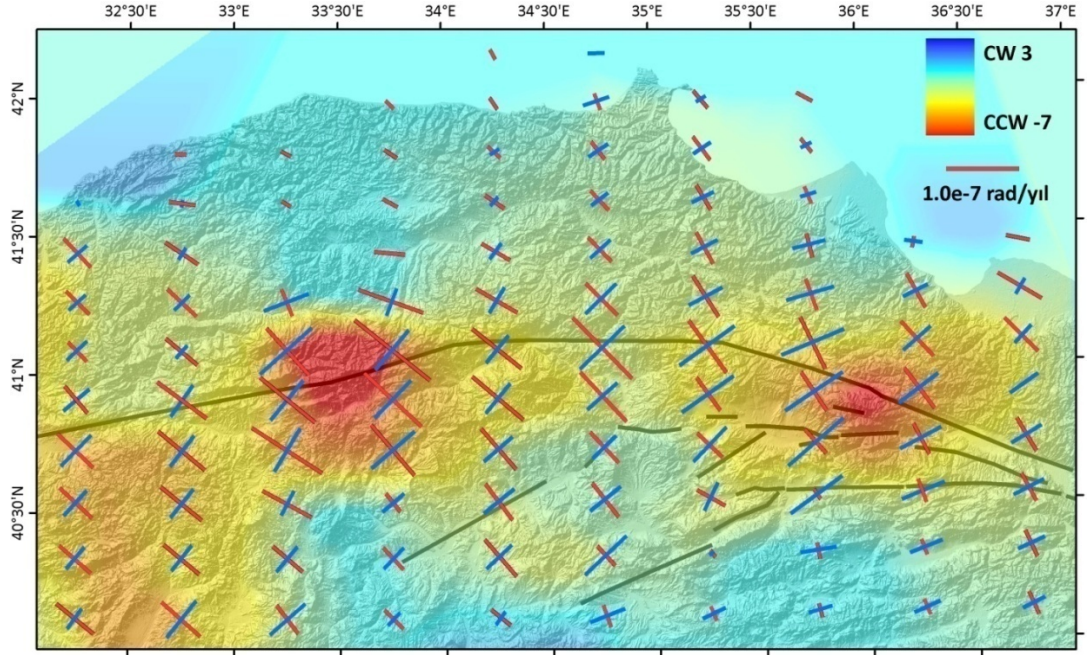
Özeren ve diğ. (2009) önceki çalışmalarda üretilen ve aynı referans sistemine sahip GPS bazlı vektörel hızları (McClusky ve diğ., 2000; Yavaşoğlu ve diğ., 2007) birlikte değerlendirerek analiz etmişlerdir. Bu analiz için öncelikle ölçülmüş GPS hızları belirli bir hücre ağı (grid) içerisinde Bessel enterpolasyonu (de Boor, 1978) kullanarak tüm alana dağıtılmıştır (Şekil 4.96). Böylelikle yerel etkilerden bağımsız homojen bir hız alanı oluşturulmuştur.



Şekil 4.96 : AMZ ve çevresinde ölçülmüş GPS vektörlerinden yola çıkılarak elde edilen homojen hız alanı (Özeren ve diğ., 2009'dan düzenlenerek)

Herhangi sınırlayıcı bir fay gözetilmeden üretilen hız alanı içerisindeki vektörlerin yönelimi, AMZ'nun doğu kesiminde KAF'na paralel uzanırken, orta ve batı kesimlerde ise düzenli bir dönüş gerçekleştirerek D-B doğrultuya sahip olur. Bu geometri Anadolu'nun saat yönünün tersine dönüşüyle oldukça uyumludur.

Elde edilen homojen hız alanı bir sonraki aşamada germe oranı dağılımının ve ilişkili rotasyon alanlarının belirlenmesinde tanımlanmıştır. (Şekil 4.97).



Şekil 4.97 : AMZ ve çevresi için GPS vektörlerinden yola çıkılarak hesaplanan germe oranı alanı ve ilişkili rotasyon bileşenleri (Özeren ve diğ., 2009'dan düzenlenerek)

Bu analizin sonuçlarına göre, AMZ içerisindeki güncel deformasyon KAF ve EzSF arasındaki alanda yoğunlaşmaktadır. Özellikle Almus Fayı üzerinde GPS ile belirlenebilecek ölçekte bir deformasyon gözlenmemektedir. Bunun yanı sıra Sungurlu-Çankırı (34°D) hattına doğru yamulma bileşenleri giderek sönümlendikten sonra Kırıkkale batısında yeniden belirginleşmektedir. Bu sonuç, AMZ ile Anadolu'nun iç deformasyonu arasındaki sınırı göstermektedir. AMZ'nun doğu kesiminde özellikle de güncel havzalar üzerinde açılmalı, batı kesiminde ise özellikle Tavşan Dağı ve batısındaki yükselimlerin üzerinde sıkışmalı bileşenin egemen olduğu gözlenmektedir. Gerilme oranlarının hesaplandığı hücreler arasındaki geometrik farklılıklara dayanılarak hesaplanan rotasyon alanında, AMZ'nun özellikle kuzeydoğu (Tavşan-Akdağ-Sakarat yükselimleri) ve kuzeybatı kesiminde (Tosya-İlgaz) saat yönünün tersine 7°/My ulaşabilen miktarda dönüş belirlenmiştir. Özellikle doğu kesim için bu sonuç KAF ve yan kolların beraber hareket ederek bölge deformasyonunu aktif biçimde kontrol ettiklerini göstermektedir.

4.3.2. AMZ ve Çevresinin Deprem Aktivitesi

4.3.2.1. Tarihsel Depremler

İnceleme alanını kontrol eden fayların tarihsel dönem aktivitelerinin ve güncel deprem tehlikesinin belirlenebilmesi için tarihsel deprem kayıtlarına yönelik literatür derlemesi ve Amasya ili dahilinde saha araştırması yapılmıştır. Amasya, tarihi çok eskilere dayanan, özellikle de milattan sonra uzun bir dönem boyunca cazibe merkezi olmuş bir yerleşim birimidir. Şehirde, günümüze kadar korunmuş Roma, Bizans, Selçuklu ve Osmanlı dönemine ait anıtsal yapılar vardır. Bununla birlikte, çoğunluğu 15-17.yy arasında yapılan toplam 100 adet kayıtlı kamu binasından ancak yarısı günümüze kadar ulaşılabilmiştir (Kuzucular, 1994, 1996). Bu bölümün ilerleyen kısımlarında da değinileceği gibi bu yapıların önemli bir kısmı Yeşilırmak Nehri'nin alüvyon dolgusu ve alüvyal yelpaze çökelleri üzerinde bulunmaktadır ve depremler sonucu tamir edilemeyecek ölçüde tahrip olup yıkılmışlardır (Yaşar, 1912). Saha çalışması ile eski tarihli yapılar üzerinde tamir kitabeleri aranmış ancak deprem nedeniyle yıkım ve tamire yönelik net bir bilgi elde edilememiştir. Bununla birlikte binaların çoğunluğunun, yapım tarihlerinden günümüze kadar 2-3 arasında değişen sayılarda önemli tamirat gördükleri gözlenmiştir (Şekil 4.98). Bu tamiratların en belirginlerinde kullanılan teknikler 18.yy Osmanlı mimarisi ile uyumludur (Kuzucular, 1994, 1996) bu nedenle 1668 depreminden sonra gerçekleştirildiği düşünülmektedir.



A-Gümüşlü Camii



B-Kılari Camii

Şekil 4.98 : Amasya'da yer alan eski camiiler üzerinde gözlenen tamir izleri

Amasya için bir diğer istisnai durum ise cumhuriyetin ilk yıllarında basılan 4 ciltlik Amasya Tarihi isimli eserdir (Yaşar, 1912-1927). Eserinin özellikle ilk cildinde Yaşar (1912), kendinden önceki vaka-nüvis'lerin günümüze kadar ulaşmamış eserlerinden yararlanarak Amasya çevresinde gerçekleşen depremlerin tarihini ve etkileri hakkında değişen detaylarda bilgi sunmuştur. Bu esere, akademik çalışmalarda (ör: Kuzucular, 1994) ve güncel deprem kataloglarında (Ambraseys ve Finkel, 1995) güvenilirliği yüksek bir kaynak olarak sıkça değinilmiştir. Arapça harflerle matbu olarak basılan bu eserin ilk cildi, Yılmaz ve Akkuş (1986) tarafından latin alfabesinde yeniden basılmış, diğer ciltlerin deprem bilgisi içeren kısımları ise Dr. Burak Barutçu tarafından okunarak günümüz Türkçesi'ne çevrilmiştir.

Bölgedeki benzer eski yerleşimler Tokat, Niksar, Çorum, Havza, Gümüşhacıköy, Vezirköprü ve Merzifon'dur. Özellikle Çorum ve Tokat'taki binaları etkileyen tarihsel deprem bilgisine çeşitli amaçlara yönelik üretilmiş yayınlarda da rastlanılmıştır (Eravşar, 2004).

Türkiye ve yakın çevresinde gerçekleşen tarihsel depremlere dair çok sayıda katalog çalışması bulunmaktadır (Ergin ve diğ., 1967 ve 1971; Soysal ve diğ., 1981; Eyidoğan ve diğ., 1991; Guidoboni ve diğ., 1994; Ambraseys ve Finkel, 1995; Ambraseys ve Jackson, 1998 ve 2000; Guidoboni ve Comastri, 2005; Tan, ve diğ., 2008). KAF üzerinde gerçekleştirilen hendek çalışmaları ile (Yoshioka ve diğ., 2000; Hartleb ve diğ., 2003 ve 2006; Kürçer ve diğ., 2008) son ikibinyıl içerisinde KAF üzerinde gerçekleşen depremlerin tarihi ortaya konulmuştur (Şekil 4.99, Şekil 4.100).



Şekil 4.99 : AMZ çevresindeki aktif faylar, önemli tarihi yerleşim yerleri ve literatürdeki hendek yerleri

Bu zengin veri setine rağmen özellikle M.S. 1500'den önceki deprem kaydı üzerine oldukça kısıtlı bir bilgi bulunmaktadır. Amasya şehrini etkileyen ilk depremin kaydı Roma dönemine aittir ve M.S. 235-236 yılına tarihlendirilmektedir (Guidoboni ve

diğ., 1994). Bunu Bizans döneminde gerçekleşen 499 depremi izler. Bu depremlerden kısa bir süre sonra başlayan Anadolu'daki karmaşa dönemi (Arap Akınları, Selçuklu Dönemi, Moğol İstilas ve Haçlı Seferleri) ancak 15.yy.'da (Otlukbeli Savaşı, 1473) Osmanlı İmparatorluğu'nun bölgedeki siyasi egemenliğini sağlamlaştırmasıyla birlikte sona erecektir (Şekil 4.101). Bu dönemdeki siyasi istikrarsızlık nedeniyle, günümüze ulaşan yazılı kayıtlar oldukça sınırlı sayıda deprem bilgisi içermektedir. Bu durum Şengör ve diğ. (2005) tarafından *Paflagonya zamansal sismik boşluğu* olarak tanımlanmıştır. Benzer olarak, 1916 Tokat depremi (Ambraseys, 1997) gibi yakın zamanlı büyük depremlerin bile dönemin sosyal koşullarına (1. Dünya Savaşı ve Ermeni Tehciri vb. gibi büyük ölçekli toplumsal olaylar) bağlı olarak kayıtlara geçmediği görülmüştür.

Şekil 4.100 : KAF'nın orta ve doğu kesimlerinde yapılan hendek çalışmaları ile belirlenen depremler (Hartleb ve diğ., 2006'dan düzenlenerek)

geniş olması ve dolayısıyla daha büyük olmaları yüksek bir ihtimaldir (Hartleb ve diğ., 2006).

M.S. 236 Depremi

Guidoboni ve diğ., (1994) kataloğunda değinilen bu depreme ait tek kayıt M.S. 235-236 tarihli bir kitabeden gelmektedir. Havza yakınlarında açılan Alayurt (Hartleb ve diğ., 2003) ve batısındaki Aslançayırı (Yoshioka ve diğ., 2000) hendeklerinde bu deprem bulgulanmıştır (Şekil 4.100). Böylelikle uzanımı kesin olarak bilinmemekle birlikte 236 depreminin, KAF üzerinde yüzey kırığı yaratan büyük bir deprem olduğu sonucuna varılmıştır.

M.S. 499 Depremi

Tarihsel kayıtlarda ayrıntılı olarak anlatılan bu depremin etkileri doğuda Erzincan'dan, batıda Şebinkarahisar yakınlarındaki Nicopolis şehri ile Niksar'a kadar uzanmaktadır (Guidoboni ve diğ., 1994). Depremin yüzey kırığının uzanımı bilinmemekle birlikte Erzincan batısında KAF ana hattı üzerinde yer alan Çukurçimen'de açılan hendek içerisinde bulgulanmıştır (Şekil 4.100; Hartleb ve diğ., 2006). Bu verilere dayanılarak, depremin Niksar doğusundan Erzincan'a kadar uzanan KAF hattı üzerinde yüzey kırığı oluşturan büyük bir deprem olduğu sonucuna varılmıştır.

Tarihsel deprem kataloglarında, bu depremi takiben M.S. 529 yılında Amasya çevresini orta-yüksek şiddette etkileyen bir depremde bahsedilmektedir (Guidoboni ve diğ., 1994), başka kayıt içermeyen ve yüzey kırığı bulgulanmayan bu depremin AMZ içerisindeki aktif fay hatlarında gerçekleştiği düşünülebilir.

M.S. 1035-1045-1050 Deprem Serisi

KAF'ın batı (1035), doğu (1045) ve orta kesiminde (1050) gerçekleşen, tarihsel kaynaklar yardımıyla hasar dağılımı ve hendek çalışmalarıyla da yüzey kırığının olası uzanımı belirlenen bir deprem serisi bulunmaktadır (Şekil 4.100).

1034 ve/veya 1035 depremi, Ankara ve kuzeyi ile muhtemelen Bolu çevresinde yıkıcı etkileri olan bir deprem olarak tarihsel kayıtlarda geçmektedir (Guidoboni ve Comastri, 2005). Depreme ait yüzey kırığı, Gerede (Okumura ve diğ., 2003) ve Demirtepe (Kondo ve diğ., 2004) hendeklerinde bulgulanmıştır.

1045 depremi, Erzincan ve çevresinde ciddi miktarda yıkıma neden olmuştur. Depremde yüzey kırığı oluşumu ve bir yıla yakın süre içerisinde zaman zaman orta büyüklüğe ulaşabilen artçı şoklar geliştiğine tarihsel kayıtlarda değinilmektedir (Guidoboni ve Comastri, 2005). Depreme ait yüzey kırığı, Çukurçimen hendeğinde (Hartleb ve diğ., 2006) bulunmuştur.

Bu depremlerden KAF'nın orta kesimini etkileyen 1050 depremi üzerine en detaylı tarihsel bilgi, Zekeriya bin Mahmut el Kazvini'nin 1275 tarihinde tamamladığı Arapça coğrafya eserinden (Asar-ül Bilad ve Ahbar-ül İbad) derlenmiştir.

"..Ancere Anadolu da bir şehir olup orada Tersakan Irmağı vardır. Rivayet olduğu üzere 8 Ağustos 442 (1050) Pazartesi zelzele olmuş, zelzele 2 gün devam ettiğinden Anceredeki birçok bina yıkılmış; bir kilise yere batarak hiç bir eser kalmamış, yerinden gayet sıcak bir su çıkıp yetmiş kadar mezrayı harap etmiş, bir çok kişinin boğulmasına sebep olmuş, sıcak suyun akışı dokuz gün devam ettiğinden herkes dağ başlarına kaçmış daha sonra su çekilmiş ve bir miktar kalmıştır.¹

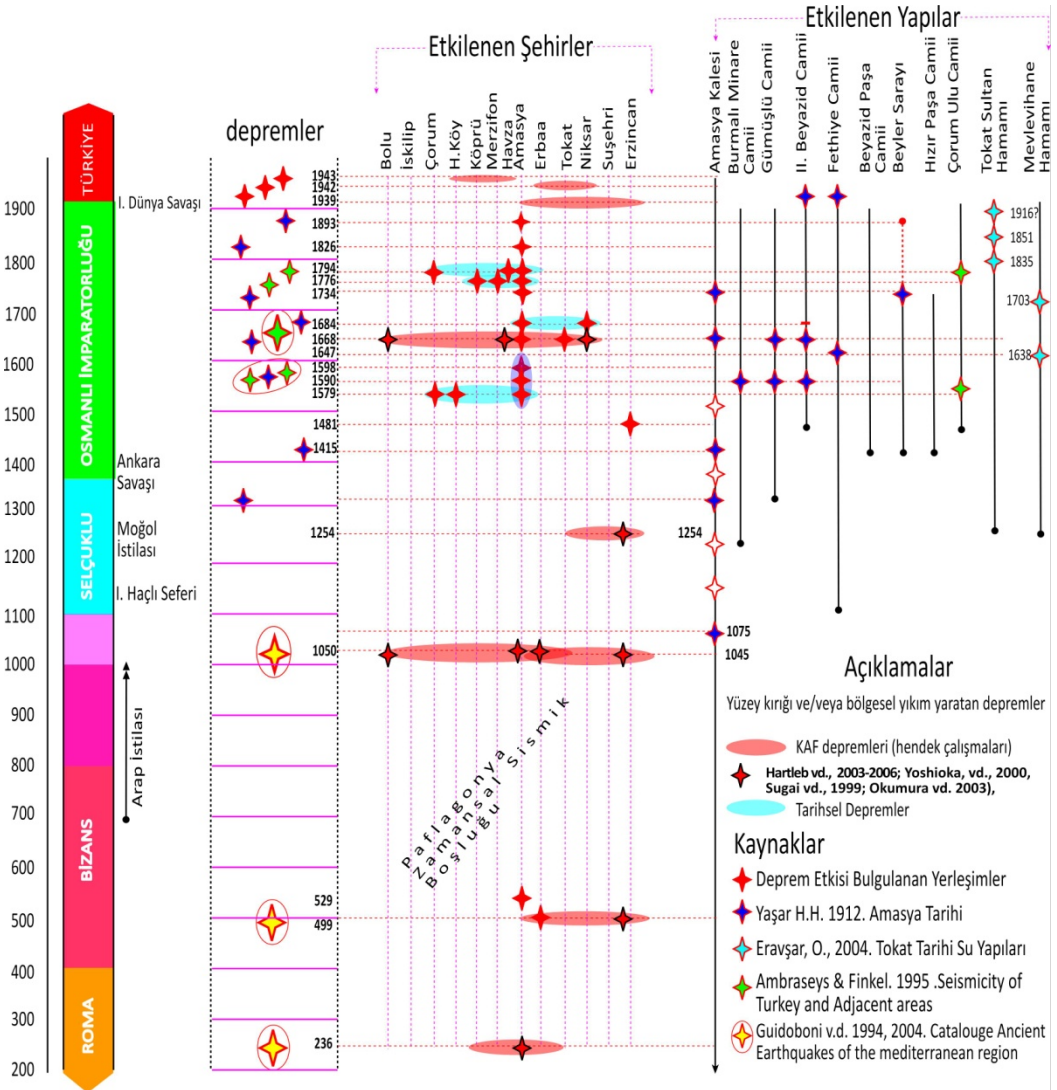
Bu deprem, Guidoboni ve Comastri (2005)'de benzer cümlelerle ancak farklı bir kaynaktan (Yakut, *Mu 'jam Al-buldan*) Çankırı çevresinde gerçekleşen bir depreme atfedilmiştir. Bu tarihlerde KAF'ın orta kesimi üzerinde gerçekleşen büyük bir deprem olduğu bilinmektedir (Sugai ve diğ., 1999; Yoshioka ve diğ., 2000; Hartleb ve diğ., 2003) dolayısıyla depremin şiddeti üzerine önemli bilgiler sağlayan bu kaynağın Havza'ya dair olması daha doğru bir yorum olacaktır. Bunun yanı sıra, Amasya Kalesi 1075 yılında büyük bir tamirat geçirmiştir (Yaşar, 1912) bu tamiratın nedeni 1050 depreminin yarattığı hasar olabilir. Kurçer ve diğ. (2008) 1942 depremi yüzey kırığı üzerinde gerçekleştirdikleri hendek çalışmasında bu depremin izini bulduklarını öne sürmüşlerdir. Bu bilginin doğru olması halinde M.S. 1050 yılında,

¹ http://tr.wikipedia.org/wiki/Havza,_Samsun Bu metnin bulunduğu eserin aslı Türkçe'ye çevrilmediğinden ve orjinal yada herhangi bir güncel baskısı edinilemediği için doğruluğu kontrol edilememiştir.

20 yy. deprem serisi içerisindeki 1942 ve 1943 depremlerinde kırılan fay segmentlerinin tek parça olarak kırıldığı bir deprem öngörülebilir.

1254 Depremi

Erzincan ve çevresini oldukça şiddetli etkileyen bu depremde Suşehri ile Reşadiye arasında yüzey kırığı oluştuğuna ve heyelanların gözlemlendiğine dair tarihsel kayıt bulunmaktadır. Bu heyelanlar nedeni ile Aras nehri üzerinde kısa süreli göller oluşmuştur. Niksar kenti de depremde daha düşük şiddette de olsa etkilenmiştir (Guidoboni ve Comastri, 2005). Depreme ait yüzey kırığı, Çukurçimen hendeğinde (Hartleb ve diğ., 2006) bulunmuştur. Deprem yarattığı hasarın batıya doğru azalması Niksar doğusu ve Erzincan arasında kalan KAF hattının kırıldığını göstermektedir.



Şekil 4.101 : AMZ ve yakın çevresinin tarihsel dönem deprem aktivitesi

1579-1590-1598 Depremleri*

Tarihsel kaynaklarda 16. yüzyılın sonlarına doğru gerçekleşen ve Amasya ile yakın çevresinde etkili olan bir deprem (serisi?) hakkında detaylı bilgi bulunmaktadır. Elde edilen ilk kayıt, 19 Ekim 1579 tarihinde Çorum'da birçok evi yıkan ve kamu binalarına önemli derecede hasar veren bir depremden bahsetmektedir. Bu depremden Amasya da etkilenmiştir (Ambraseys ve Finkel, 1995). Diğer bir kayıt ise Kasım 1590 (Muharrem, 999) tarihli dir. Sadece Yaşar (1912) tarafından tanıtılan bu depremden Sultan Beyazıt camii ve Burmalı Minare Camii hasar görmüştür. Bu depremin verilen tarihinin hicri takvime göre 999 olması dönemin yaygın inanışlarının etkisiyle 1579 depreminin tarihinde çarpıtma ihtimalini düşündürmektedir. Benzer bir şekilde dönemin Venedik kaynaklarında geçen 1598 depreminin de Amasya'da büyük hasar yaptığı belirtilmektedir (Ambraseys ve Finkel, 1995). Bu depremler birbirinden bağımsız olabileceği gibi tek bir depremden de bahsediliyor olabilir. KAF üzerinde açılan hendek çalışmalarıyla bulgulanmayan bu deprem yüksek olasılıkla AMZ içerisinde yer alan aktif fay hatları üzerinde gerçekleşmiş olmalıdır. Depremin yarattığı hasar dağılımının 1939 Erzincan depremi ile benzerlik taşıması, 1579 depreminin Ezinepazar Fayı üzerinde gerçekleştiğini ve büyüklüğünün ise M:6.9'a ulaşabileceğini düşündürmektedir (Wells ve Coppersmith, 1994; Eşitlik 3 ve Şekil 4.107). Ancak depremde, 1939 depreminden farklı olarak Çorum'un da etkilenmiş olması dikkate alındığında kırık hattının Suluova Fayı üzerinde olması da mümkündür.

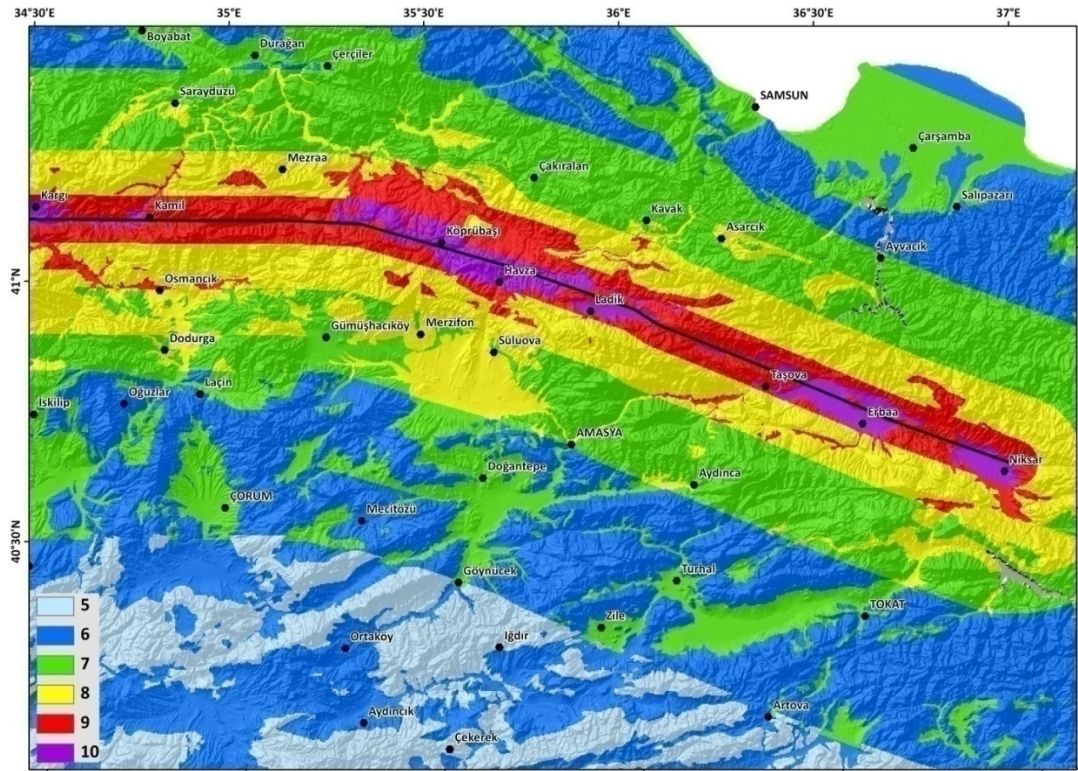
1647 Depremi*

Hicri 1057 yılında (6 Şubat 1647 - 26 Ocak 1648) meydana gelen bir depremin, Amasya'da aralarında Hacı Hamza ve Fethiye Camii'leri ile Hilafet Gazi Medresesi'nin de bulunduğu çok sayıda kamu binasının hasar görmesine neden olduğu rapor edilmiştir (Yaşar, 1912). Bu deprem, AMZ içerisinde bulunan aktif fay hatlarından kaynaklanan orta ölçekli bir olay olarak yorumlanmıştır.

1668 Depremi

Kuzey Anadolu Fayı üzerinde tarih içerisinde gerçekleşen en büyük deprem **16 Ağustos 1668** tarihinde gerçekleşmiştir. Bu depremde, etki alanı değerlendirmelerine göre Niksar-Bolu arasındaki KAF hattı tamamen kırılmıştır. Bu depremin hissedilen

en yüksek şiddeti X (Ms:7.9) olarak geçmektedir (Ambraseys ve Finkel, 1988). Amasya'da ise Sultan Bayezid Camii'nin kubbeleri, minareleri, Amasya Kalesi'nin duvarları, kargir haneler, camilerin çoğunun kubbeleri ve Bedesten'in kısmen ya da tamamen yıkılmıştır (Yaşar, 1912). Depremi yüzey kırığının uzanımı hendek çalışmaları ile belirlenmiştir, (Şekil 4.100; Yoshioka ve diğ., 2000; Hartleb ve diğ., 2003; Okumura ve diğ., 2003; Kondo ve diğ., 2004; Kürçer ve diğ., 2008). Bunun yanı sıra Zabcı ve diğ. (2007) depremin yüzey kırığının Niksar doğusuna kadar uzanabileceğini öne sürmüşlerdir. 1668 depreminin büyüklüğü, yüzey kırığının uzanımı, bölgesel zemin özellikleri ve ivme azalım bağıntıları kullanılarak modellenen şiddet dağılım haritasına göre Amasya depremden 8 şiddetinde etkilenmiştir (Şekil 4.102).



Şekil 4.102 : KAF üzerinde aynı hatta gerçekleşen 1668 ve 1050 depremlerinin ivme azalım ilişkileri kullanılarak modellenen olası şiddet dağılım haritası

1684 Depremi*

14 Eylül 1684 yılında gerçekleşen bu depremde Amasya kentindeki taş binaların yıkıldığı ve evlerin çöktüğünden bahsedilmektedir. Bunların yanı sıra Sultan Beyazıt Camii'nde de hasar oluşmuştur (Yaşar, 1912). Başka bir kaynakta ise (Ambraseys ve Finkel, 1995) depremin Niksar'da da etkilerinin olduğuna değinilmektedir. Bu

depremin EzSF'nın orta-doğu kesiminde üzerinde gerçekleşmiş orta-büyük ölçekli bir olay olduğu düşünülebilir.

1734-1735 Depremi*

Hicri 1147'de (3 Haziran 1734 – 23 Mayıs 1735) gerçekleşen bu depremde harabe halindeki Beyler Sarayı tamamen yıkılmıştır (Yaşar, 1912). Bu deprem, AMZ içerisindeki fay hatlarından herhangi birinden kaynaklanan orta ölçekli bir olay olarak yorumlanmıştır.

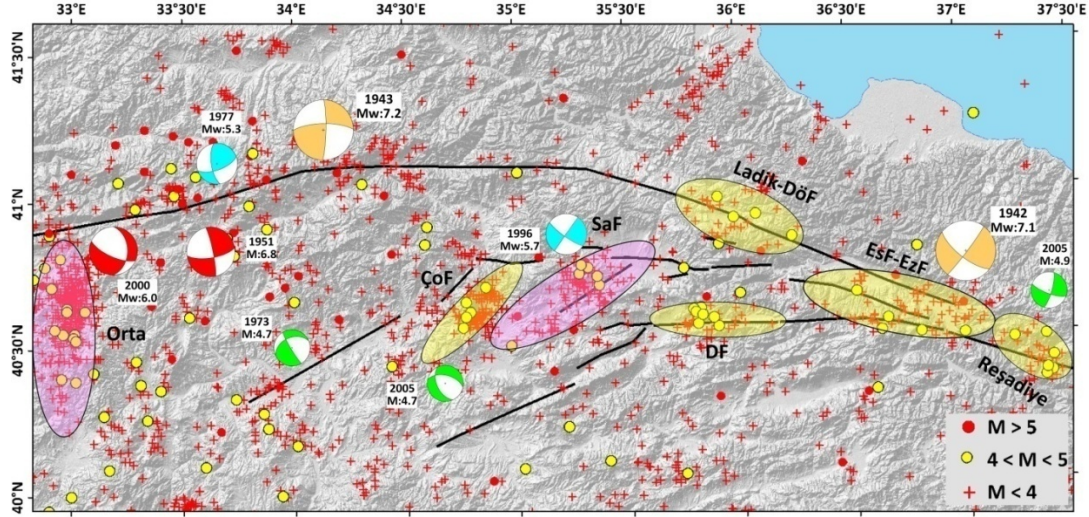
1776 Depremi*

29 Aralık 1776 tarihinde gerçekleşen bu depremde, Köprü (Vezirköprü) ve Merzifon kentlerinde kötü durumdaki binaların bir kısmının yıkıldığı rapor edilmiştir (Ambraseys ve Finkel, 1995). KAF ana hatta oldukça yakın ve genç çökeller üzerinde bulunan bu yerleşimlerin yanı sıra Amasya'da hasarlı olan bir türbe yıkılmıştır (Yaşar, 1912). Bu depremin hasar dağılımı, KAF Anakol ya da SuFS'nin orta kesiminde gerçekleşen orta büyüklükte bir deprem olabileceğini düşündürmektedir.

1794 Depremi*

18 Temmuz 1794'da meydana gelen bu depremde Çorum ve çevresi şiddetli olarak etkilenmiştir. Şehirdeki kamu binalarının çoğunluğu yıkılmış ve hasar görmüştür. Depremin bölgeye etkileri Maliyeden Müdevver ve Cevdet-i Maliye defterlerinde detaylı olarak rapor edilmektedir. Bu kaynaklarda, yöre halkının önemli bir kısmının Çorum'dan göç ettiği ve depremde Amasya ve Kargı çevresinin de etkilendiği belirtilmektedir (Ambraseys ve Finkel, 1995).

Bu depremin olasılıkla AMZ batısında yer alan Alıcık-Laçın Fayı üzerinde gerçekleşen ve fayın uzunluğuna göre en çok M:6.7-6.8 büyüklüğünde (Wells ve Coppersmith, 1994; Eşitlik 3) bir depreme karşılık gelebileceği, şiddet dağılımı modellenmesi ile belirlenmiştir (Şekil 4.103). Bu senaryoya göre depremde Çorum (VIII), Amasya ise (VI) şiddetinde etkilenmiştir.



Şekil 4.104 : AMZ ve yakın çevresinde aletsel dönem sismik aktivite dağılımı. Veriler MAM (1916-1999) ve KOERI (1999-2009) kataloglarından derlenmiştir. Elipsler sismik aktivitenin yoğunlaştığı zonları göstermektedir.

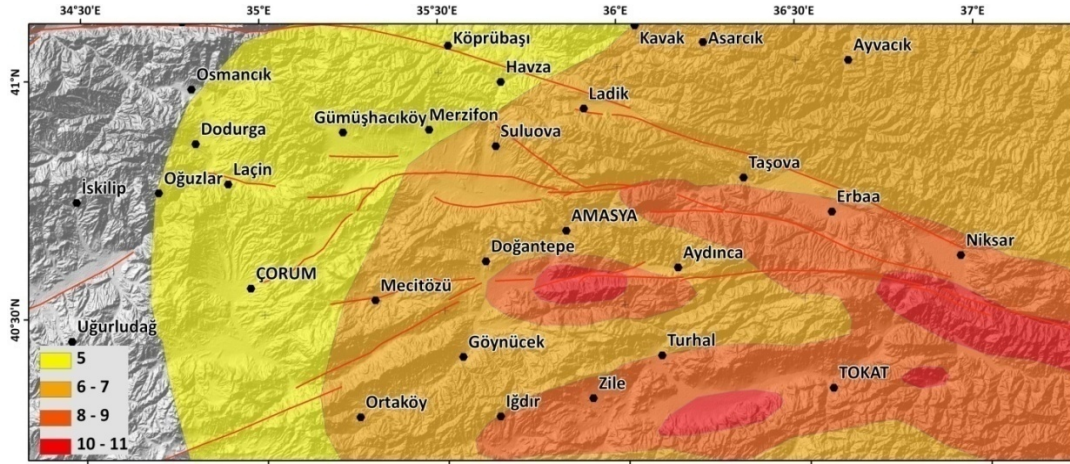
AMZ içerisinde aletsel dönemde magnitüdü 4 den büyük 40; 5 den büyük 19 deprem gerçekleşmiştir (Şekil 4.104). Bu depremler ve magnitüdü 3 den küçük olan depremler belirli bölgelerde yoğunlaşmaktadır. Şekil 104 de bu zonlardan magnitüdü 5’den büyük depremlerle ilişkili sismik aktivite (1996 Salhan Vadisi depremi, Mw:5.7; 2000 Orta Depremi, Mw: 6.0) mor, bağımsız ve M~4 büyüklüğünde deprem üreten faylar ise sarı dolgulu elipslerle işaretlenmiştir. AMZ’nun en doğusunda, KAF üzerinde yer alan Reşadiye kesiminde 2005 yılında gerçekleşen deprem aktivitesi (M:4.9) bölgede belirgin olarak hissedilmiş ve Kelkit Vadisi yamaçlarında heyelan oluşumunu tetiklemiştir. AMZ’nun doğu kesiminde EzF ve EsF üzerinde yer alan sismik aktivite kümelenmesi oldukça belirgindir. Bunu kuzeybatıya doğru Ladik yakınlarında KAF ve DöF üzerinde kümelenmiş sismik aktivite izler. KAF boyunca, bu kesimden Kargı’ya kadar uzanan hat üzerinde oldukça az sayıda deprem kaydedilmiştir. Bunun nedeni fay üzerinde biriken elastik yamulmanın 1943 depremi ile tamamen boşaltılması olabileceği gibi Destek çevresinde gözlenen asismik krip (Dr. Ziyadin Çakır, sözlü görüşme) gibi fay zonunun yerel karakteristikleri ile de açıklanabilir. KAF’nın daha batı kesimleri sismik olarak oldukça aktiftir. Kargı-Ilgaz arasında uzanan hatta, oldukça çok sayıda 4-6 büyüklükleri arasında deprem gerçekleşmiştir (Şekil 4.104). Bu depremlerden en günceli 6 Haziran 2000 tarihinde KAFZ üzerinde gelişmiş bir R’ makaslama (Şengör ve diğ., 2005) olarak çalışan K-G doğrululu Dodurga Fayı (Koçyiğit ve diğ., 2001) üzerinde; normal bileşenli, listrik

karakterli sol yönlü doğrultu atıma sahip (Çakır ve Akoğlu, 2008) Orta depremidir (Mw:6.0). Bu depremin devamında çeşitli büyüklüklerde artçı şok oluşumu devam etmektedir. AMZ içerisindeki alanlarda sismik kümelenme, orta-güney kesiminde Deliçay Fayı ile Geldingen Fayı arasında gözlenmektedir. Bu kümelenme fayın en-echelon geometri gösterdiği dar bir alana dağılmıştır ve fay segmentleri ile ilişkili morfolotektonik unsurların aktif olduğunu göstermektedir. AMZ'nun batı-orta kesiminde en önemli sismik kümelenme 1996 Salhan Vadisi depremi hattı üzerinde bulunmaktadır. Bu bölümün devamında ayrıntılı olarak anlatılan bu depremin etki alanında halen zamansal olarak geniş aralıklı da olsa, ortalama büyüklüğü M:3 olan depremler kaydedilmektedir. AMZ'nun en batısında bulunan ve ALF ile Kızılırmak Fayı (Kaymakçı, 2000) arasında gelişmiş, yüzeye ulaşmayan bir antitetik bağlantı fayı olduğu düşünülen Çorum Fayı (ÇF) üzerinde son 4 yıl içerisinde büyüklüğü M: 4-4.9 arasında değişen 4 deprem ve ilişkili artçı şoklar gerçekleşmiştir. AMZ'nun batı kesiminde özellikle de 34° boylamından itibaren aletsel dönemde kaydedilmiş depremlerin dağınık oluşu, AMZ'nu kontrol eden faylar üzerinde elastik gerilme birikiminin sonlanması olarak yorumlanmıştır. Bu seyrek ve dağınık depremler, daha batıda Ankara güneyinde Bala çevresinde gözlenen 2005-2008 depremleri gibi Anadolu'nun iç deformasyonu ile ilişkilendirilmelidir.

Makrosismik Aktivite

- 27 Aralık 1939 Erzincan Depremi (Ms:7.8) ve Bölgeye Etkisi

26-27 Aralık gecesi saat 02'de kuzeydoğu Anadolu'yu sarsan bu deprem birçok şehir ve köyde ağır hasar yaratmıştır. Bu yüzyılda gerçekleşen en büyük tektonik hareket olan depremde 360 km uzunluğunda bir fay hattı kırılmıştır ve bu hat üzerinde ortalama 4 metrelik (maksimum 7.5 m) sağ yönlü hareket gözlenmiştir (Barka, 1996). Depremde hasar gören zon doğuda Erzincan'dan Amasya'ya kadar uzanır (Şekil 4.105; Parejas ve diğ., 1941; Ergin ve diğ., 1967 ve Eyidoğan ve diğ., 1991). Bu zonun uzunluğu 360 km, genişliği ise 120 km'ye ulaşmaktadır. Tüm bu alan içerisinde toplam 32962 kişi hayatını kaybetmiştir. Erzincan depremi ile Ezinepazarı Fayı üzerinde gerçekleşen yönlü atımlı yer değiştirme 1.5-2.0 m arasındadır (Barka, 1996).



Şekil 4.105 : 1939 Erzincan depreminin eşsiddet dağılım haritası (Parejas ve diğ., 1941, Ergin ve diğ., 1967 ve Eyidoğan ve diğ., 1991'den düzenlenerek)

1939 depremi, inceleme alanı içerisinde en çok Sakarat dağı'nın güney eteğindeki Deliçay vadisi boyunca etkili olmuştur. Fındıcak ile Aydınca-Ezinepazarı arasındaki köylerde ortalama hasar %80 olarak ifade edilmektedir (Parejas ve diğ., 1941). Yüzey kırığının yaklaşık 40 km batısında yer alan Beke Kaplıcası'nın suları da bir süre kesilmiştir (Eyidoğan ve diğ., 1991). EzSF hattının kuzeyinde kalan Amasya il merkezi ve çevresi nispeten daha az etkilenmiş olsa da özellikle Yeşilırmak'ın alüvyon dolgusu ve alüvyal yelpaze çökelleri üzerinde yer alan binalarda önemli hasar oluşmuştur. Bu binalardan, II. Beyazıt Camii'nin dış avlusu tamamen yıkılmış, minare ve kubbeleri hasar görmüştür. Burmalı Minare, Gümüşlü ve Çilehane camilerinin minare ve kubbeleri kısmen, Şehzade Osman Türbesi ise büyük oranda yıkılmıştır (Şekil 4.106).



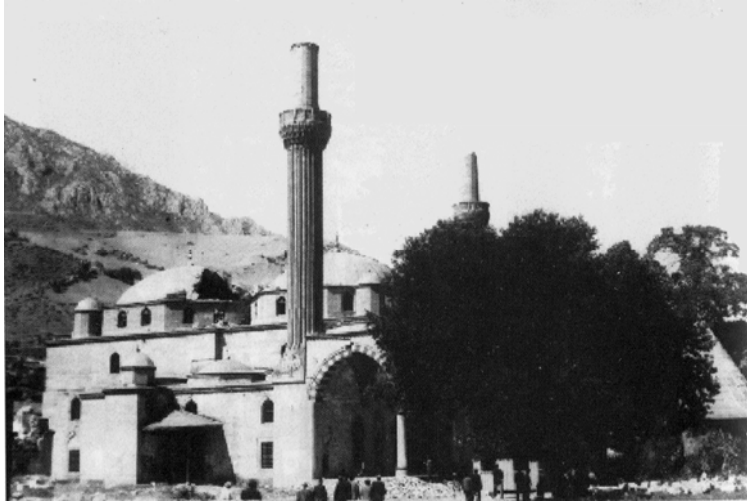
II Beyazıd Camii



Burmalı Minare Camii



Şehzade Osman Türbesi



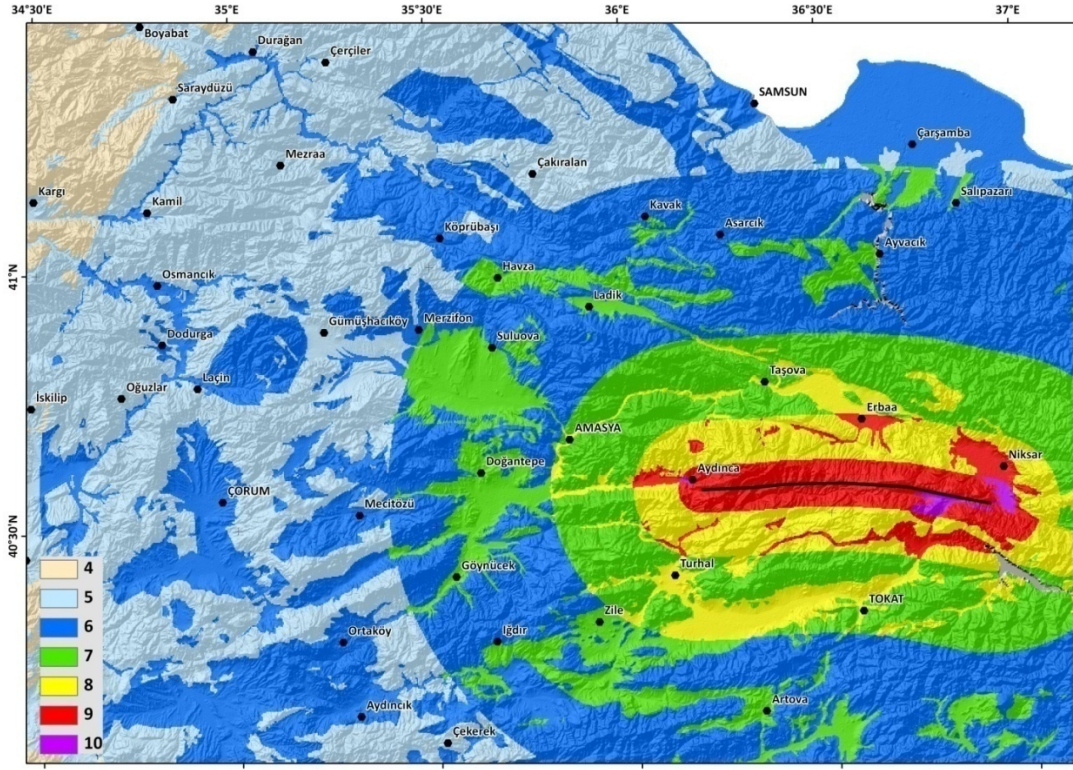
II Beyazıd Camii



II Beyazıd Camii

Şekil 4.106 : 1939 Erzincan depreminin Amasya ilindeki kamu binalarında yarattığı hasarın fotoğrafları (Hasan Varış arşivinden)

Erzincan depremi ile Ezinepazarı fay hattı üzerinde gerçekleşen yönlü atımlı yer değiştirme 1.5-2.0 m olarak ölçülmüştür (Barka, 1996). Bu atım miktarı ile (ortalama 1.5) fayın bağımsız kırılarak üretebileceği deprem, Wells ve Coppersmith (1994) bağıntısına göre (Eşitlik 3) M:6.9 büyüklüğünde olacaktır. Bu büyüklük baz alınarak gerçekleştirilen deprem senaryosunda Yeşilırmak vadisi alüvyon dolgusunun üzerinde yer alan yapıların VIII şiddetinde etkileneceği hesaplanmıştır (Şekil 4.107). Bu değer depremin yerel etkileriyle uyumludur.



Şekil 4.107 : Ezinepazar Fayı üzerinde 1.5 metre atım ile gerçekleştirilecek M:6.9 büyüklüğündeki bir depremin şiddet dağılımı modellenmesi

- Kasım-Aralık 1942 Laçın-Osmancık Depremleri ve Bölgeye Etkisi

1942 yılının sonuna doğru Laçın-Hamamözü-Osmancık ile Çorum'u etkileyen ve yaklaşık birer hafta arayla gerçekleşen 3 deprem olmuştur. Bu depremler hasar dağılımı göz önünde bulundurularak Kızılırmak Vadisi depremleri olarak adlandırılmaktadır (Eyidoğan ve diğ., 1991).

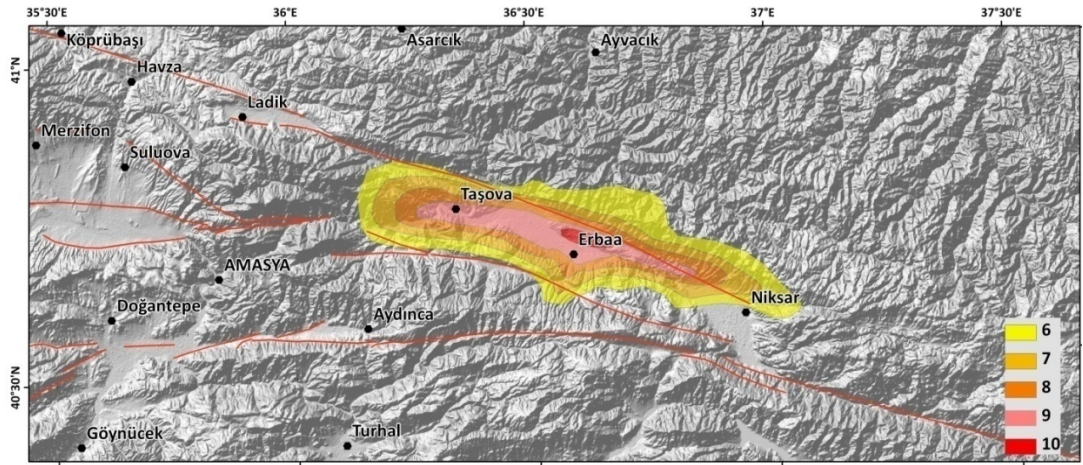
Bu depremlerden ilki 21 Kasım 1942 günü, merkez üssü İskilip kuzeyi olmak üzere Ms:5.5 büyüklüğünde gerçekleşmiş ve genelde kerpiçten inşaa edilen yöre köylerinde hasar yaratmıştır. Depremin şiddeti V olarak belirlenmiştir (Blumenthal, 1943). İkinci deprem ise 2 Aralık günü Osmancık kuzeyinde Merzifon-Gümüşhacıköy fay hattı üzerinde meydana gelmiştir ve büyüklüğü Ms:5.9 olarak verilmektedir. Depremde vadi içerisinde ve yamaçlarında bulunan yerleşimlerde ağır hasar oluşmuştur ve toplam olarak 5 kişi hayatını kaybetmiştir. Fay hattı üzerinde kurulmuş olan Çorum'un Laçın İlçesinde bu depremin hissedilen şiddeti VIII'dir (Blumenthal, 1943). Bu dönemde meydana gelen son deprem ise 11 Aralık günü Laçın-Hamamözü hattında olmuştur. Depremin büyüklüğü Ms:6.1 ve şiddeti VIII'dir. Önceki depremlerden daha büyük olan bu depremin hemen öncesinde birçok öncü deprem olduğu belirtilmektedir. Bu durum yöre halkının önlem alması

ile sonuçlanarak can kaybını azaltmıştır ancak yine de 4 kişi hayatını kaybetmiş ve ağır hasar oluşmuştur (Blumental, 1943; Ergin ve diğ., 1967 ve Eyidoğan ve diğ., 1991)

- 20 Aralık 1942 Erbaa-Niksar Depremi (Ms:7.1) ve Bölgeye Etkisi

20 Aralık 1942 Erbaa depreminde toplam 50 km'lik bir fay parçası kırılmış ve bu parça üzerinde 2 metreye yakın sağ yönlü ve 0.5 metre de düşey atım gerçekleşmiştir (Barka, 1996). Odak mekanizması çözümüne göre depremi oluşturan faylanma mekanizması normal bileşenli sağ yönlü doğrultu atımlıdır.

İnceleme bölgesinde görülen hasar, kırılan fay parçası ve deprem merkezine yakınlığı nedeniyle en çok Niksar, Taşova ve Erbaa'da yoğunlaşmıştır (Şekil 4.108).



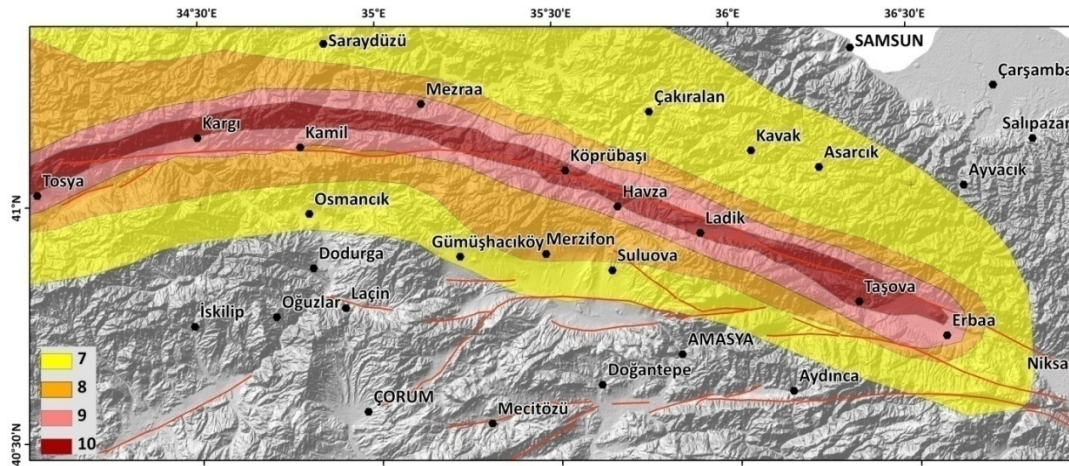
Şekil 4.108 : 1942 Erbaa depreminin eşşiddet dağılım haritası (Ergin ve diğ., 1967 ve Eyidoğan ve diğ., 1991'den düzenlenerek)

- 26 Kasım 1943 Ladik Depremi (Ms:7.3) ve Bölgeye Etkisi

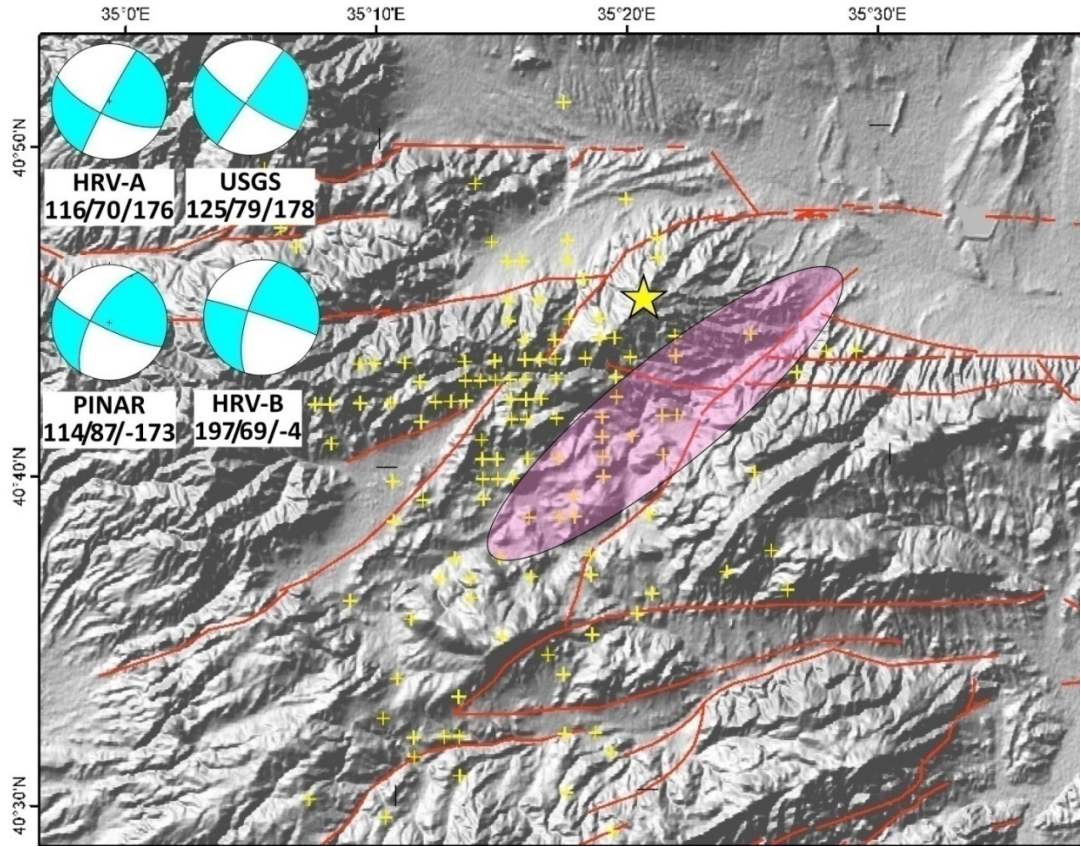
26 Kasım günü gerçekleşen bu deprem Anadolu'nun büyük bir bölümünü etkilemiş ve çok uzak mesafelerden hissedilmiştir. Depremin Taşova'dan Ilgaz'a uzanan hat boyunca toplam 45000 km²'lik etki alanı içerisindeki yerleşimlerde ortalama %75 hasar meydana gelmiş ve toplam 4000 kişi hayatını kaybetmiştir. En büyük hasarın Ladik çevresinde meydana geldiği bu depremin Amasya çevresine etkisi az olmuştur. Bunun nedeni ise depremin şiddet alanının Kuzey Anadolu Fayı'nın dağlar arası kuşağı ile sınırlı kalmasıdır (Şekil 4.109).

Depremde kırılan fay hattının uzunluğu, doğuda Destek Boğazı ile batıda Kurşunlu arasında 280 kilometredir. Ladik bölgesinde fay üzerindeki yönlü yer değiştirme 3

metre olarak ölçülmüştür (Barka, 1996). Bu depremin tarihsel kaynaklarda geçen 1050 depremi ile benzer kırık uzanımına sahip olduğu düşünülmektedir.

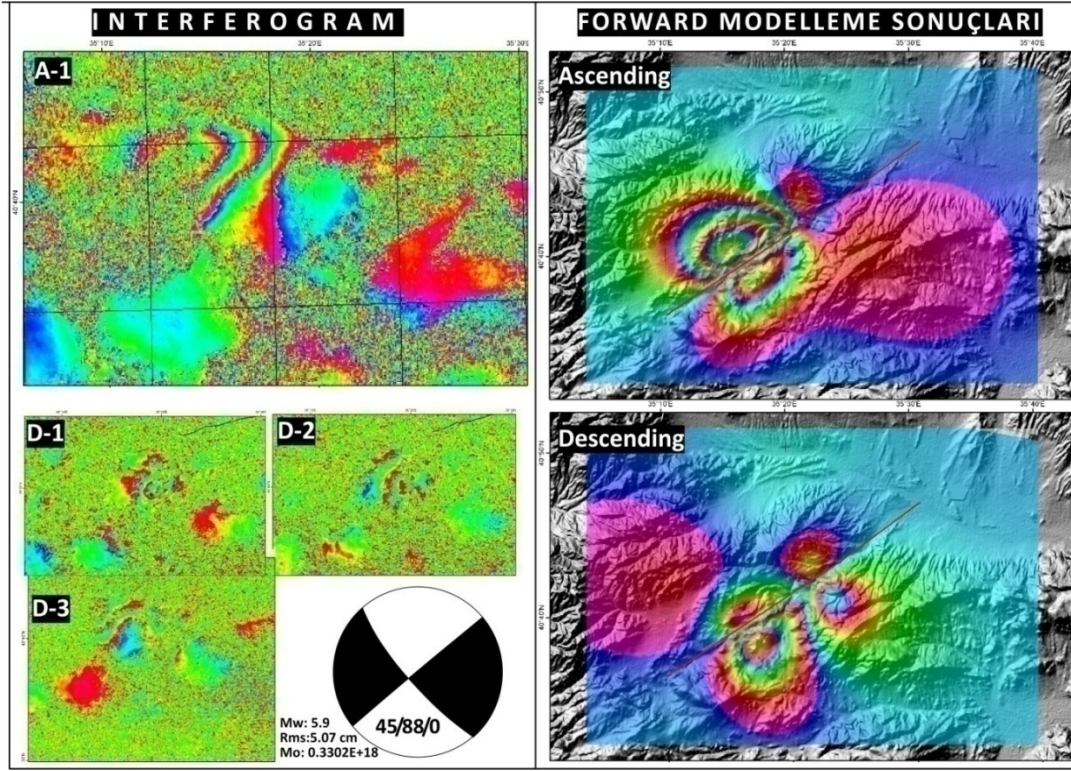


- 14 Ağustos 1996 Salhan Vadisi Depremi (Mw:5.7) ve Bölgeye Etkisi



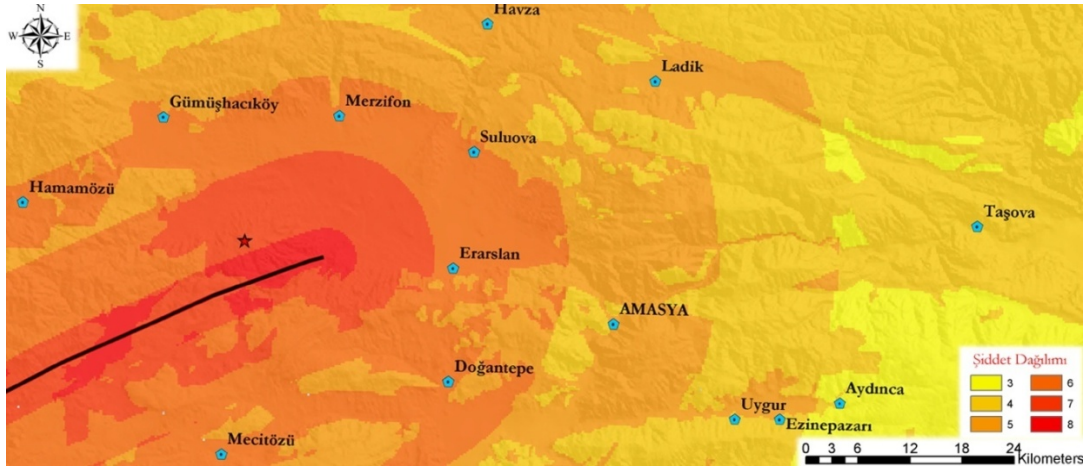
Şekil 4.110 : Salhan Çayı vadisi çevresindeki genç tektonik hatlar, 1996 Mecitözü depreminin merkez üssü (USGS), artçı şokları (İravul ve diğ., 1997), hasar dağılımı (Demirtaş, 1998) ile farklı kaynaklardan derlenen odak mekanizma çözümleri (HRV: Harvard MT Çözümleri A-Mw:5.7, B-Mw:5.6; USGS: NIEC-MT Çözümleri; PINAR: Pınar, ve diğ., 1998)

1996 Salhan Çayı vadisi depremi, AMZ içerisinde yer alan ve yakın zamanlı oluşu nedeniyle hakkında önemli miktarda veriye sahip olduğumuz tek büyük sismik olaydır. Depremin gerçekleştiği fay segmenti ve karakteri önceki araştırmalarda yanlış değerlendirilmiş ve odak mekanizma çözümlerinin de etkisiyle depremin, D-B uzanımlı, sağ-yönlü atımlı bir fay üzerinde gerçekleştiği önerilmiştir (Demirtaş, 1998). Dr. Ziyadin Çakır tarafından üretilen interferometrik görüntülerin, elastik dislokasyon modellemesi (Okada, 1985; Feigl ve Dupre, 1996) ile üretilen sentetik interferogramla karşılaştırılması (Şekil 4.111) sonucu depremde, KD-GB doğrultulu sol yönlü doğrultu Salhan Fayı'nın (Bölüm 4.1.3.8.) kırıldığı anlaşılmıştır. Bu fay, AMZ içerisindeki aktif ana fay hatlarını (EzSFS ve SuFS) birbirine bağlayan antitetik bir yan kol özelliğindedir.



Şekil 4.111 : INSAR yöntemi ile belirlenmiş 1996 Salhan Çayı vadisi depremini oluşturan faylanmanın özellikleri (detaylı açıklama için metine bakınız)

Salhan Çayı vadisi depreminin şiddet dağılım haritası azalım ilişkileri ve yerel zemin özellikleri kullanılarak üretilmiştir (Şekil 4.112). Bu harita hasar dağılımına bağlı olarak çizilen eşşiddet haritası (Demirtaş, 1998) ve Amasya’da bulunan deprem kayıt istasyonunun ölçümleri (ençok düşey ivme: 25.5 mg) ile uyumludur. Buna göre fay hattı boyunca dar bir alanda özellikle de ağır hasar gören yerleşimlerin olduğu alanda şiddet VII ve VIII değerlerine ulaşır. Depremin şiddeti Merzifon, Suluova, Eraslan ve Mecitözü ilçelerini kapsayan bir alanda VI şiddetinde, Amasya il merkezinde ise depremin odağına ve fay hattına uzaklığı nedeniyle IV-V şiddetinde hissedilmiştir.



Şekil 4.112 : 1996 Salhan Çayı vadisi depreminin modelleme ile üretilmiş şiddet dağılım haritası

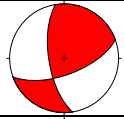
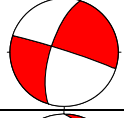
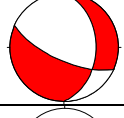
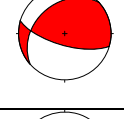
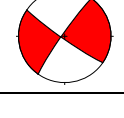
AMZ ve yakın çevresinde gerçekleşmiş depremlerin kinematik analizi

İnceleme alanı ve yakın çevresindeki gerilme alanının belirlenmesi için aletsel dönemde gerçekleşen depremlerin odak mekanizma çözümleri literatürden derlenmiştir (Çizelge 4.1)

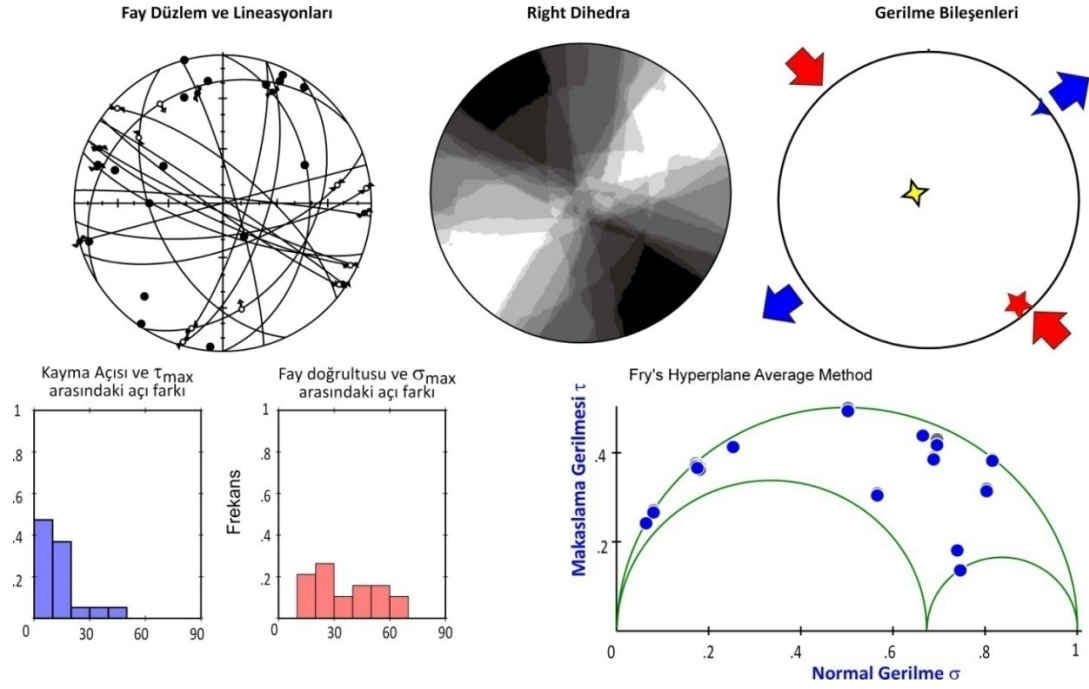
Çizelge 4.1 : AMZ ve yakın çevresinde gerçekleşmiş depremlerin odak mekanizma çözümleri (KOERI:Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, HRV: Harvard CMT Çözümleri, MAM: Tapırdamaz ve diğ., 2008)

	Tarih	Yer	Konum	Büyük lük	H km	Parametre	Odak Mekanizması	Yöntem	Referans.
1	19.04 .1938	Kırşehir	39.50N 33.70E	Mw: 6.8	35	30 / 60 / 4		İH	Jackson ve McKenzie 1984*
2	1942	Erbaa-Niksar	40.70N 36.80E	Mw: 7.1		125 / 71 / -176		İH	McKenzie 1972*
3	1943	Ladik-Tosya	41.05N 33.72E	Mw: 7.2		269 / 73 / 173		İH	McKenzie 1972*
4	1951	Kurşunlu	40.80N 33.40E	Mb: 6.8	*	81 / 70 / -172		İH	McKenzie 1972*
5	10.12 1966	Tosya	41.09N 33.56E	Mb: 4.8	13	75 / 90 / 180		İH	McKenzie 1972*
6	19.02 1973	Kızılırmak	40.28N 33.86E	M: 4.7	22	247 / 42 / -169		İH	Canitez ve Buyukasikoglu, 1984

Çizelge 4.1 : (devam) AMZ ve yakın çevresinde gerçekleşmiş depremlerin odak mekanizma çözümleri (KOERI:Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, HRV: Harvard CMT Çözümleri, MAM: Tapırdamaz ve diğ., 2008)

7	1977	Kurşunlu	41.02N 33.57E	Mb: 5.3	8	70 / 65 /155		MT	Taymaz ve Tan 1999
8	14.08 1996	Mecitözü	40.78N 35.31E	Mw: 5.7	5	197 / 69 / -4		MT	HRV
9	06.07 2000	Orta	40.63N 32.92E	Mw: 6.0	4.8	360 / 41 / -31		INS AR	Çakır ve Akoğlu 2008
1 2	29.04 2005	Çorum	40.65N, 34.773E	Mw: 4.5	5	225 / 35 / 38		MT	KOERI
1 3	20.12 2007	Bala	39.44N 33.06E	M: 5.6	2.8	125 / 85 / 175		İH	MAM**

İnceleme alanı ve çevresinde gerçekleşen 13 adet depremden oluşan veri setinin, Fry (1999, 2001; *Minimized Non-slip Shear Stress in Reduced σ -Space*) yöntemine göre kinematik analizi sonucu asal gerilme eksenleri: σ_1 :141/7, σ_2 :295/82 ve σ_3 :50/3 ve gerilme oranı Φ :0.67 dir. Veri ve çözüm kalitesini yansıtan ortalama uyumsuzluk açısı κ :7.7. ° $\pm$ 4.1, ortalama fay doğrultusu hatası Ψ : 34.2 ° $\pm$ 15.6; ortalama makaslama gerilmesi ise τ_{mean} : 0.337 $\pm$ 0.010 olarak hesaplanmıştır (Şekil 4.113). Böylelikle KAFZ orta kesimi ve AMZ için gerilme bileşenleri, KD-GB yönlü açılma ve KB-GD yönlü sıkışma ile ifade olur. Verilerin dağılımının yetersiz ve özellikle batı kesimde yoğunlaşması bu analizin coğrafi bölümler halinde gerçekleştirilmesini engellemektedir. Bununla birlikte KAF üzerinde gerçekleşen büyük depremlerin odak mekanizmalarında 1942 depreminin normal, 1943 depreminin ise sıkışmalı bileşene sahip olduğu gözlenmiştir (Çizelge 4.1 / 2 ve 3. depremler).



Şekil 4.113 : Derlenen odak mekanizmalarının kinematik analiz sonuçları

4.3.3. Bölüm Değerlendirmesi

AMZ ve çevresinin, Aktif Tektonik özelliklerinin anlaşılabilmesi için bölgede ölçülen GPS hızlarının sonuçları değerlendirilmiş; tarihsel ve aletsel dönemde gerçekleşen depremler derlenmiştir. Bu verilerin bütünleşik değerlendirmesi, AMZ'nun güncel (sismik ve jeodetik) olarak aktif olduğunu göstermektedir. Bu aktivite, AMZ'nu kuzeyden sınırlayan KAF Anakol üzerinde yoğunlaşmış olsa da, AMZ'nun içinden geçen ve güney sınırını oluşturan SuFS ve EzSFS üzerinde de belirgin orandadır. Bu bulgular, bölümün önceki kısımlarda (Bölüm 4.1) tartışılan faylar üzerindeki uzun dönem aktivitenin jeolojik/morfotektonik belirteçleri ile de desteklenmektedir. Yavaşoğlu ve diğ. (2009), yerel GPS kampanyaları (Yavaşoğlu ve diğ., 2007) ile elde ettikleri vektörel hızların modellenmesi ile AMZ ve çevresi için toplam 25.5 ± 1.8 mm/yıl hız birikimi hesaplamışlar ve bu hızın %20'sinin (5 mm/yıl) AMZ içerisindeki faylar (EzSF) tarafından karşılandığını öne sürmüşlerdir. Bu yorum, jeolojik verilerde AMZ içi fayları üzerinde gözlenen uzun dönem atım miktarlarına bağlı olarak önerilen hız bileşenleri ve bu bileşenlerin doğudan batıya doğru azalmasını açıklayamamaktadır. Bunun nedeni veri çözünürlüğüne bağlı kısıtlamalar olduğu düşünülmektedir. Bu nedenlere dayanarak, Yavaşoğlu ve diğ. (2009)'nin önerdikleri hız dağılımı, anlık ve ortalama olarak değerlendirilmelidir.

KAF üzerinde -özellikle batı kesiminde- son dönemde gerçekleştirilen paleosismoloji çalışmalarıyla biriken uzun dönem jeolojik atım üzerine bilgimiz oldukça artmıştır. Kozacı ve diğ. (2007) KAF'ın orta-batı kesiminde Eksik yakınlarında bir alüvyal yelpazenin ötelenmesini ^{36}Cl kozmojenik yöntemiyle yaşlandırmış ve son 2000 yıl için segment üzerinde kayma hızının 20.5 ± 5.5 mm/yıl olduğunu belirlemişlerdir. Pucci ve diğ. (2008) 12 Kasım 1999 depreminde kırılan Düzce Fayı için hendek çalışmalarıyla belirlenen kayma hızı son 2000 yıl için 10–12.5 mm/yıl (Pucci, 2007) ve aynı yöntemle Mudurnu Fayı için 11 ± 5 mm/yıl olarak hesaplanmıştır (Ikeda ve diğ., 1991; Yoshioka ve diğ., 2000). Pucci ve diğ. (2008), Düzce Fayı üzerindeki uzun dönem kayma hızını, ötelenmiş alüvyal yelpaze çökellerinin yaşlandırılması ile son 30 By için 15.0 ± 3.2 mm/yıl olarak hesaplamıştır. AMZ ile benzer fay dokusuna sahip Marmara bölgesi için gerçekleştirilen paleosismoloji çalışmalarında ise, KAF kuzey kolu için doğuda 1999 depremi yüzey kırığı segmenti üzerinde 16.8 ± 2 mm/yıl (Dikbaş, 2009), batıda 1912 depremi yüzey kırığı üzerinde ise 17.5 - 20 mm/yıl arasında değişen uzun dönem jeolojik atım tespit edilmiştir (Aksoy ve diğ., 2009). Bu veriler, Marmara Denizi çevresinde KAF üzerindeki uzun dönem elastik gerilme birikiminin kuzey kol (~ 17 -20 mm/yıl) ve güneyinde yer alan diğer kollar (5-8 mm/yıl) arasında paylaşıldığı sonucunu getirmektedir. Bu sonuç GPS verileriyle üretilen modellerle de desteklenmektedir (Meade, ve diğ., 2002; Flerit ve diğ., 2003; Reilenger ve diğ., 2006). Tüm bu sonuçlar, KAFZ'nun genişlediği yerlerde atımın belirli oranlarda aktif kollar tarafından paylaşıldığı, bununla birlikte en aktif olan fay hattının 20.yy deprem serisinde de gözlemlendiği gibi daima kuzey kol olduğunu göstermektedir. AMZ için de aynı durum geçerlidir.

AMZ ve yakın çevresindeki KAF hattı üzerinde gerçekleşen depremlerin kayıtları (236-499-1050 1668 ve son yüzyıldaki deprem serisi), sabit bir tekrarlanma aralığı ve düzenli bir etkileşim (ör: Stein ve diğ., 1997) sunmamaktadır (Hartleb ve diğ., 2006). Buna göre inceleme alanı ve yakın çevresinde KAF üzerinde yüzey kırığı oluşturan deprem tekrarlanma aralığı 200-600 yıl arasında değişmektedir ve belirgin bir sistematığe sahip değildir. Bununla birlikte son yüzyıldaki deprem serisinin fay üzerindeki gerilimi büyük oranda boşalttığı düşünülebilir.

AMZ içerisinde gerçekleşen tarihsel depremlerin kaynak faylarının belirlenmesi ise güç bir problemdir. KAF üzerinde gerçekleşenler dışındaki depremlere dair tarihsel kaynakların çoğunluğu, Amasya ve Çorum gibi KAF'ndan ayrılan yan kollarının

arasında kalan yerleşim yerlerinden bahsetmekte ve bölgede varlığı bilinen diğer yerleşimlere etkileri hakkında yetersiz kalmaktadır. Bu nedenle sözkonusu depremlerin EzSFS ya da SuFS üzerinde mi gerçekleştiğini ayırtlamak neredeyse mümkün değildir. Bununla birlikte ek hasar bilgileri (ör: 1579, 1684, 1776 ve 1794 depremleri) ile ivme azalım ilişkileri ve genel zemin özellikleri kullanılarak gerçekleştirilen deprem senaryoları (Bölüm 4.4.1) birlikte kullanılarak bu depremleri oluşturan fay hatları ve olası deprem büyüklükleri tahmin edilebilir duruma gelmektedir. Bu çalışmada, son 500 yıl içerisinde AMZ içerisinde yer alan aktif fay hatları üzerinde orta-büyük ölçekli 6 adet deprem (1579-1684-1734-1776-1794) gerçekleştiği sonucuna varılmıştır. Tarihsel deprem kayıtlarında 19.yy'da gerçekleşen depremlere ait anlamlı bir bilgi edinilememiştir. 20 yy. da ise AMZ çevresini etkileyen depremler, KAF üzerinde gerçekleşmiş olan 1939 Erzincan (Mw:7.8), 1942 Niksar-Erbaa (Mw: 6.9) ile 1943 Ladik-Tosya depremleridir. AMZ içerisindeki aktif faylarda ise 1942 Osmancık-İskilip-Hamamözü (Kızılırmak Vadisi) depremleri (M:5.7-6.1) ile Salhan Çayı vadisi depremi (M:5.6) gerçekleşmiştir. Bu depremler, Çorum ve Amasya illerinde hissedilmiş olsalar bile etkileri yerel olarak kalmıştır.

Bölgenin germe oranlarının ve rotasyon alanının dağılımı (Özeren ve diğ., 2009), Anadolu'nun kuzey sınırında yoğunlaşan yüzey deformasyonunun inceleme alanında AMZ içerisinde dağıldığını göstermektedir. Bu deformasyon, doğuda açılmalı batıda ise sıkışmalı bileşene sahiptir ve özellikle güneybatıya doğru belirginliğini kaybetmektedir.

AMZ içerisindeki aletsel dönem deprem aktivitesi çeşitli bölgelerde yoğunluk göstermektedir. Özellikle sağ yönlü doğrultu atımlı bir makaslama sisteminin olgunluk aşamalarında gelişecek antitetik transfer faylar üzerinde (Salhan ve Çorum Fayları) orta büyüklükte depremlerin gerçekleşmesi AMZ içinde yer alan fayların aktif olduğunu göstermektedir. AMZ ve yakın çevresindeki aletsel dönem depremlerin odak mekanizma çözümlerinin kinematik analizi, bölgede D-B doğrultulu sağ-yönlü makaslamayı işaret eden KD-GB yönlü açılma, KB-GD yönlü sıkışma bileşenlerine sahip bir gerilme tensörünün varlığını ortaya koymuştur.

4.4. AMZ İçerisindeki Deprem Tehlikesinin Belirlenmesi

4.4.1. Deprem Senaryoları

Deprem senaryoları, deterministik ve probabilistik sismik tehlike analizlerinde önemli bir yere sahip ve yaygın olarak kullanılan bir yöntemdir (Campbell, 2003). Bu yöntem yardımıyla belirli bir büyüklüğe sahip bir depremin çevreye etkisi öngörülebilmektedir. Bu çalışmanın temeli, mühendislik sismolojisi çalışmalarında önemli bir yer tutan ve literatürde azalım ilişkileri olarak tanımlanan, depremin büyüklüğü ve yer ivmesi arasındaki uzaklığa bağlı ilişkiler (Douglas, 2003) ile yerel zemin özelliklerinin GIS (Coğrafi Bilgi Sistemleri) ortamında birlikte kullanılmasıdır. Bu tez çalışmasında deprem senaryoları, (1) tarihsel ve aletsel dönemde gerçekleşmiş, büyüklüğü ve kırık uzanımı bilinen depremlerin şiddet dağılımlarının detaylı olarak belirlenebilmesi ile (2) büyüklüğü ve ilişkili fay hattı bilinmeyen tarihsel depremlerin senaryolarda kurgulanan depremlerle karşılaştırılarak özelliklerinin tahmin edilebilmesi ve (3) gelecekte gerçekleşebilecek bir depremin olası şiddet dağılımının öngörülebilmesi için kullanılmıştır.

4.4.1.1. Azalım İlişkileri

Bu çalışma içerisinde, literatürde yaygın olarak kullanılan Boore ve diğ.'de (1993 ve 1997) tanımlanan ivme azalım bağıntısı tercih edilmiştir. Bu bağıntı ve bileşenleri (4.1)'de tanımlanmıştır.

$$\ln (IVME) = b_1 + b_2 (M_w - 6) + b_3 (M_w - 6)^2 + b_4 (D^2 + h^2) + b_5 \log_{10} (D_2 + h_2)^2 + b_6 G_b + b_7 G_c + \epsilon_1 \quad (4.1).$$

b_1	b_2	b_3	b_4	b_5	b_6	b_7	h	ϵ_1
0.136	0.229	0	0	-0.778	0.162	0.251	5.57	0.226

D: Hesaplanan noktanın faya dik uzaklığı

M_w: Depremin moment büyüklüğü

V _s (m/sn)	Zemin Türü	G _b	G _c
180-360	Yumuşak gevşek zemin	0	1
360-750	Katı, sıkı zemin	1	0
>750	Kaya	0	0

Depremin şiddet dağılımının ivmeden hareketle belirlenmesinde Wald ve diğ. (1999) tarafından Kaliforniya depremleri için önerilen formül, Arıoğlu ve diğ. (2001) tarafından 17 Ağustos 1999 depremi sonuçları ile karşılaştırılmış ve Türkiye'de yaşanan şiddetin olasılıkla bina kalitesi nedeniyle Kaliforniya'dan yüksek olduğu belirlenmiştir. Arıoğlu ve diğ. (2001) geliştirdikleri regresyon ile aşağıdaki bağıntıyı (4.2) üretmişlerdir.

$$SIDDET= 1.748 \ln IVME 1.078 \quad (4.2)$$

Bu çalışma içerisinde deprem senaryosu hesaplamalarında, ivme için Boore ve diğ. (1993, 1997); şiddet için ise Arıoğlu ve diğ. (2001) bağıntıları kullanılmıştır.

4.4.1.2. Deprem büyüklüğü ile yüzey yırığı uzunluğu ve atım miktarı arasındaki amprik ilişkiler

Deprem büyüklüğü ile ortalama atım ve yüzey kırığı uzunluğu arasında logaritmik bir ilişki vardır. Bu ilişkiler aletsel dönem içerisinde gerçekleşmiş kullanılarak hesaplanmaktadır (Wells and Coppersmith, 1994)

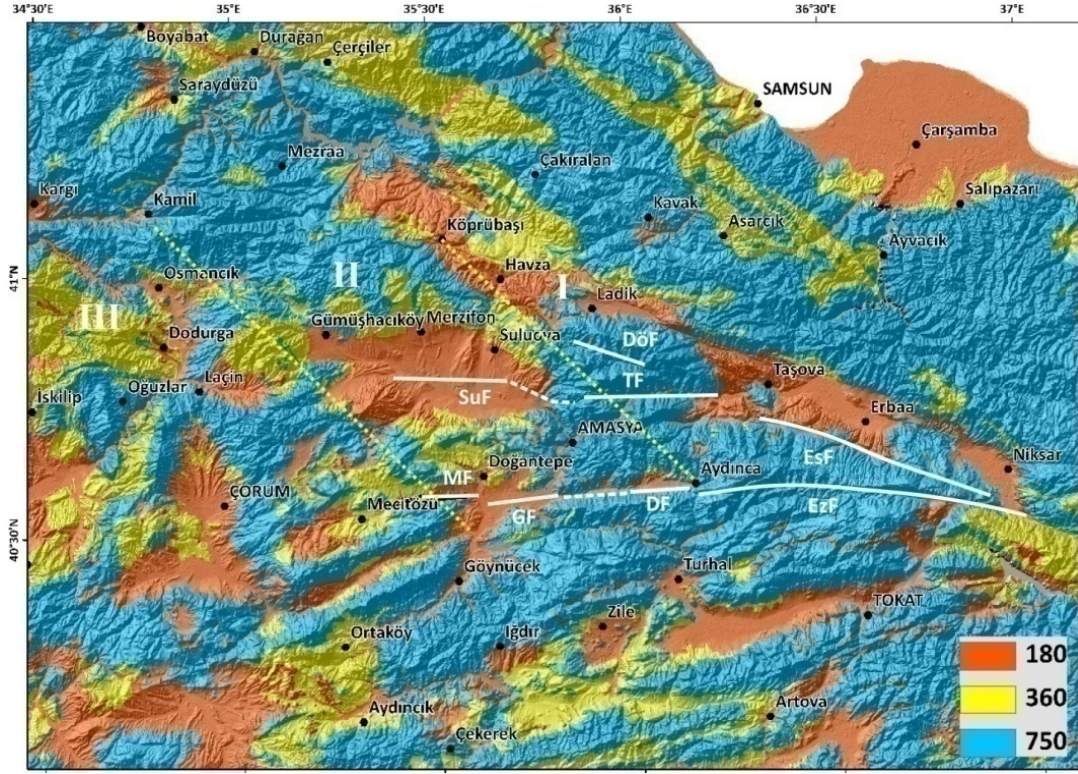
(4.3.)

$$Magnitüd M = a + b * \log (Ortalama Atım); a=6.81 (0.05) b= 0.78 (0.06)$$

$$Magnitüd M = a + b * \log (Yüzey Kırığı Uzunluğu) a=5.16(0.13) b=1.12(0.08)$$

4.4.1.3. Deprem senaryolarının GIS ortamında gerçekleştirilmesi

Bu çalışmada deprem senaryolarının gerçekleştirilebilmesi için, ESRI © tarafından üretilen ArcGIS ortamında, önceki çalışmalarda detaylı olarak tanımlanan (Tüysüz, 2003) aşamalar izlenmiştir. Buna göre önce bölgesel jeoloji haritası derlenerek sayısallaştırılır, bu çalışmada 1/500.000 ölçekli Sinop (Tüysüz ve diğ., 1998) ile MTA Samsun paftası altlık jeolojik harita olarak kullanılmıştır. Daha sonra depremde kırılması öngörülen fay sayısallaştırılır ve uzunluğuna bağlı olarak üzerinde gerçekleşebilecek depremin büyüklüğü (4.3)'de verilen bağıntılar ile hesaplanır. Sayısal jeoloji haritasında yer alan birimler egemen litolojileri ve yaşları göz önünde bulundurularak 3 zemin grubuna ayrılır (Şekil 4.114).



Şekil 4.114 : Deprem modellemesinde kullanılan, kayma dalgası hızına (V_s) bağlı bölgesel zemin sınıflaması ile senaryolarda kullanılan fay hatları

Daha sonra çokgen özelliğinde vektörel olarak bulunan bu veri, sırasıyla önce istenilen çözünürlükte grid verisine sonra da nokta verisine dönüştürülür. Herbir noktanın faya dik uzaklıklarının ArcGIS yardımıyla hesaplanması ve devamında *Eşitlik 1 ve 2*'de verilen bağıntıların kullanılması ile her bir nokta için ivme ve şiddet değerleri belirlenmiş olur. Nokta verilerinin tablosunda yer alan şiddet değerleri kullanılarak grid verisine dönüştürülmesi ile deprem senaryosu tamamlanır. Bu yöntem kullanılarak AMZ içerisinde farklı faylar üzerinde gerçekleşebilecek depremlerin şiddet dağılımı modellenmiştir.

AMZ içerisinde yeralan aktif fay sistemlerinin özellikleri bölgenin deprem tehlikesinin anlaşılması için çok önemlidir. Bu faylar makaslama zonunun doğu kesiminde kesintisiz olarak izlenmekle birlikte, özellikle orta ve batı kesiminde çok parçalı bir görünüm sunmaktadır. Bu bölgelerde ve daha batıda aktif fayların tek bir parça olarak kırılması ve büyük deprem üretmesi çok düşük ihtimale sahiptir. Hendek çalışmaları ile tarihsel dönemde AMZ çevresinde kaydedilen şiddetli depremlerin KAF hattının kırılması sonucu gerçekleştiğinin bulgulanması bu görüşü desteklemektedir. Bununla birlikte bölgede yıkıcı etkileri olan orta-büyük ölçekli birçok depremin, AMZ dahilinde yeralan aktif fay hatlarında gerçekleşmiş

olabileceği düşünülmektedir (Bölüm 4.3.2.1.). Deprem senaryolarında kullanılan bu fay hatları (Şekil 4.114) ve uzunluklarına bağlı olarak üretebilecekleri deprem büyüklükleri Çizelge 4.2’de verilmiştir. Senaryoların sonuçları (şiddet dağılım haritaları) Şekil 4.115’de sunulmuştur

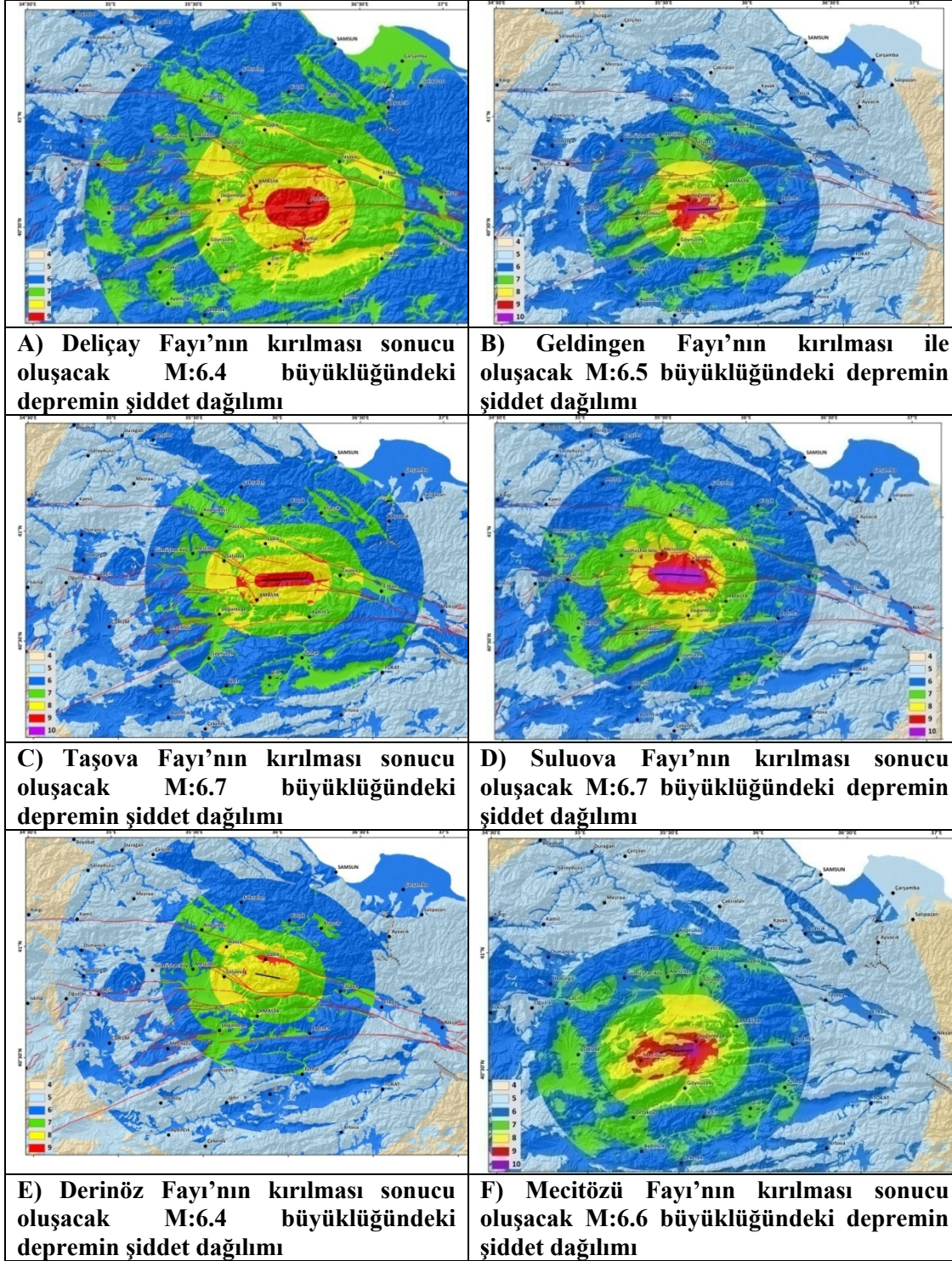
Çizelge 4.2 : Deprem senaryosu kurgulanan fay hatları, ölçülen maksimum yüzey kırığı uzunlukları ve olası deprem moment büyüklükleri

Fay Segmenti	AMZ Bölümü	YKU (km)	Magnitüd
Derinöz Fayı (DöF)	I	13	6,4
Taşova Fayı (TF)	I	23	6,7
Esençay Fayı (EsF)	I	55	7,1
Ezinepazar Fayı* (EzF)	I	1.5 m	6,9
Suluova Fayı (SuF)	II	23	6,7
Geldingen Fayı (GF)	II	15	6,5
Deliçay Fayı (DF)	II	13	6,4
Yolpınar-Suluova Fayı	II	38	6,9
Deliçay-Geldingen Fayı	II	47	7,0
Mecitözü Fayı (MF)	II	20	6,6

* Ezinepazar Fayı’nda gerçekleşen depremin büyüklüğünün hesaplanması için 1939 depreminde gerçekleşen ortalama yüzey atım miktarı (Barka, 1996) kullanılmıştır

4.4.2. Deterministik Deprem Tehlikesi Analizi

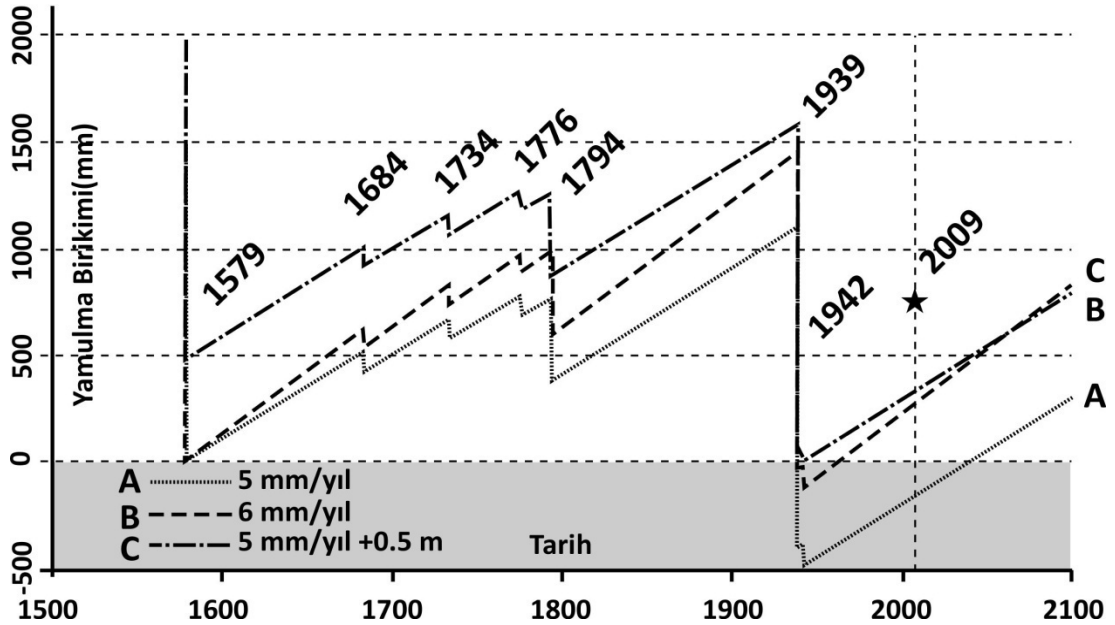
Bir bölgenin deterministik deprem tehlike analizinin gerçekleştirilebilmesi için gerekli parametreler, bölgedeki uzun dönem deprem aktivitesinin özellikleri (büyüklük ve ilişkili fay segmenti gibi) ile aktif tektonik hatların özellikleridir (uzanım, segmentasyon ve üzerinde biriken hız bileşeni vb.). Bu amaca yönelik olarak AMZ geneli içerisinde deprem tehlikesinin belirlenebilmesi için tarihsel depremler değerlendirilmiş ve veri kalitesine bağlı olarak özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır. AMZ içerisindeki aktif fay hatlarının özelliklerine göre farklı uzunlukta yüzey kırıklarına bağlı olarak gelişen farklı büyüklükte depremlerin senaryoları kurgulanmış ve şiddet dağılım haritaları üretilmiştir (Şekil 4.115).



Şekil 4.115 : AMZ içerisinde deprem senaryosu sonuçları

AMZ için deterministik deprem tehlikesinin belirlenmesi için birkaç kabul üzerine kurulu bir model geliştirilmiştir. Öncelikle, (1) EzSF üzerinde biriken yıllık hız bileşeni Yavaşoğlu ve diğ. (2009)'ne göre 5 mm/yıldır, bu değer tüm AMZ için sabit kabul edilmiştir (2) AMZ içerisinde belirlenemeyen bir zamandan itibaren biriken atımın 1579 depremi ile tamamen karşılanmıştır. (3) 1939 Erzincan depremi yüzey

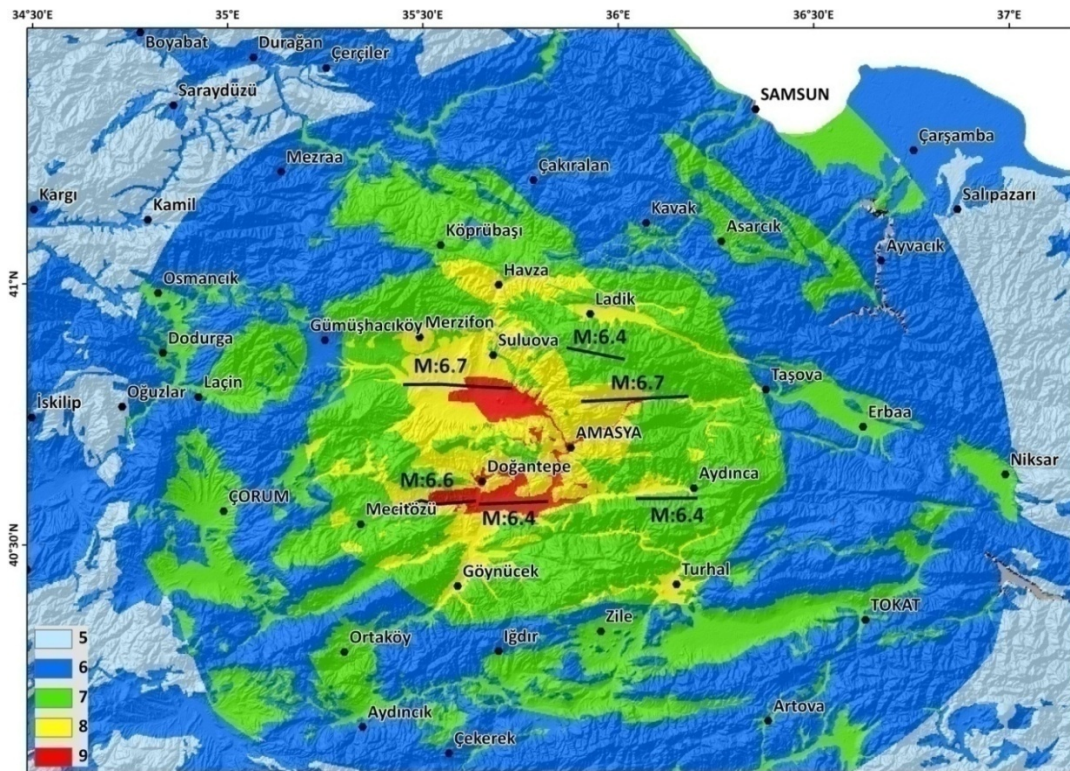
kırığının yaklaşık 60 km EzSF boyunca ilerlemesinin nedeni AMZ içerisinde biriken atım olarak kabul edilebilir. Böylelikle 1579 depreminden günümüze kadar geçen zaman içerisinde, (4) batı kesiminde 1794 Çorum depremi (Alıcık-Laçın (Hamamözü) Fayı, 26 km $\cong M:6.7 \cong 0.4$ m) ve 1942 Kızılırmak Vadisi depremleri ($M:6.0 \cong 0.1$ m), doğu kesimde ise 1939 Erzincan depreminde kırılan Ezinepazar segmenti üzerinde gerçekleşen ortalama 1.5 metre atım ($M \cong 6.9$) ve 1684 depremi ($M:6.0 \cong 0.1$ m), orta kesiminde ise 1734-1776 depremleri (her deprem için ortalama büyüklük $M:6.0 \cong 0.1$ m) yaklaşık 0.2 m toplam atım üretmişlerdir. Bu bileşenler birlikte değerlendirildiğinde AMZ içerisinde biriken toplam atımın tamamı belirli bir hata payıyla karşılanmaktadır (Şekil 4.116/A). Bu yaklaşımın tam doğrulukla çalışması için (1) AMZ içi hız bileşeninin 6 mm/yıl (Şekil 4.116/B) ya da (2) 1579 depreminin AMZ içerisinde birikmiş atımın tamamını boşaltmamış olması (~ 0.5 m) (Şekil 4.116/C) yeterli olmaktadır. Öngörülen bu modelin doğru olması durumunda yakın dönemde AMZ içerisinde yıkıcı etkileri olabilecek büyüklükte bir depremin gerçekleşme ihtimali oldukça düşmektedir. Bununla birlikte fayların üzerindeki uzun dönem deprem aktivitesinin değişken olabileceği bilinmektedir. Doğruluğu yüksek sonuçlara ulaşabilmek için AMZ içi fayların -özellikle orta kesimi için (SuF ve DF-GF)- uzun dönem deprem geçmişinin henek çalışmalarıyla kesin olarak belirlenmesi gerekmektedir.



Şekil 4.116 : AMZ içerisinde meydana gelen tarihsel depremler, ilişkili atım miktarları ile AMZ içerisinde biriken atım miktarı arasındaki ilişki

Yakın bir gelecekte AMZ içerisinde hangi fay segmentinin kırılacağını tahmin etmek çok güçtür. Bu tez çalışmasının sonuçları Bölüm 4.1.4. de tartışıldığı gibi fayların doğudan batıya doğru segmentasyonlarının arttığı yönündedir. Böylelikle AMZ içerisinde kalan fayların tek ve uzun bir hattan ziyade parçalı olarak kırıldıkları öngörülmelidir. Bununla birlikte uzun dönemde AMZ içerisindeki faylar üzerinde büyüklüğü M: 6-6.9 arasında değişebilecek depremlerin olabileceği açıktır. Bu nedenle henüz kırılmamış fay hatlarına ait senaryoların seçilerek ortak değerlendirilmesi ile kaynak faydan bağımsız olarak gerçekleşebilecek olası bir depremin bölgeye etki dağılım haritası, optimum koşullar gözetilerek üretilmiştir. Bu amaca yönelik bölgeye dağılmış olan faylar üzerinde deprem senaryoları seçilerek GIS ortamında birleştirilmiş, elde edilen veri kullanılan senaryo sayısına bölünerek şiddet skalasına göre yeniden sınıflanmıştır.

Bölgenin optimum deterministik deprem tehlikesi haritası (Şekil 4.117), Deliçay Fayı (M:6.4), Geldingen Fayı (M:6.6), Mecitözü Fayı (M:6.6), Taşova Fayı (M:6.7), Suluova Fayı (M:6.7), Derinöz Fayı (M:6.4) üzerinde gerçekleşebilecek 6 depremin şiddet dağılım haritalarının (Şekil 4.115) kullanılması ile elde edilmiştir.



Şekil 4.117 : AMZ içerisinde gerçekleşebilecek 6 farklı deprem senaryosu sonuçlarının ortak değerlendirilmesi ile belirlenen optimum deprem tehlikesi şiddet dağılım haritası

Bu haritaya göre, gerçekleşebilecek depremin yeri ve büyüklüğünden bağımsız olarak Amasya ili merkez olmak üzere geniş bir alan (Yeşilırmak Vadisi, Geldingen Ovası ve Suluova Ovası'nın güneydoğu kesimi) en şiddetli (IX) etkilenecek yerlerdir. Bununla birlikte AMZ içerisindeki düzlük alanların üzerine kurulu olan yerleşimlerin çoğunluğu (Suluova, Merzifon, Aydınca, Göynücek) yüksek şiddette (VIII) etkilenecektir. Merkezin dışında kalan alanlarda bulunan yerleşimler (Çorum ve Tokat illeri, Taşova, Erbaa, Mecitözü vb.) ise orta-yüksek şiddette (VII) etkilenecektir. Bu harita oluşturulurken KAF üzerinde gerçekleşebilecek deprem(ler) ihmal edilmiştir.

KAF üzerinde yoğunlaşan ~20 mm/yıl hız bileşeni (Yavaşoğlu ve diğ., 2009), son depremden (1943) günümüze kadar geçen 66 yıl içerisinde fay üzerinde ~1.3 m. atım birikimi gerçekleştirmiştir. Bu birikim $M \sim 6.9$ büyüklüğünde bir depreme karşılık gelebilir. Bununla birlikte KAF üzerinde tarihsel dönemde depremlerin tekrarlanma aralıkları gözetildiğinde, yakın bir gelecekte AMZ çevresindeki KAF hattı üzerinde büyük ve yıkıcı deprem oluşumu öngörülmemektedir.

5. MORFOTEKTONİK EVRİM

İnceleme alanı, iki farklı fay sistemi (EzSFS ve SuFS) kontrolünde gelişmiş morfotektonik unsurlardan (yükselim, havza ve faylar) oluşmaktadır. Bu yapılar, detaylı haritalama ve çeşitli yöntemlerle elde edilen verilerle tanımlanmış ve evrim aşamalarına yönelik bulgular ayrıntılı olarak bu tezin ilgili kısımlarında tartışılmıştır. Bu bölümde, elde edilen verilerin bütünlük olarak değerlendirilmesi ile AMZ'nun morfotektonik evrimi sunulacaktır.

Suluova Havzası, SuFS kontrolünde oluşan ve evrimini günümüzde de sürdüren mercek biçiminde geniş bir depolanmalı alandır. Bu alan içerisinde bulunan çökel paketleri, Suluova Grubu (TQs) içerisinde stratigrafik pozisyonu, depolanma ortamı, tane litolojisi, ilişkili fay segmenti gibi özelliklerine dayanılarak 5 farklı formasyon içerisinde tanımlanmıştır. Havza stratigrafisinin tabanında yer alan ve havzanın KD kesiminde yüzlek veren Değirmendere formasyonu (TQsd), alüvyal yelpaze ve örgülü akarsu ortamında gelişmiş, dar bir yayılıma sahip bir çökel paketinden oluşmaktadır. Değirmendere formasyonu, Suluova Havzası'nın KD sınırını oluşturan KB-GD doğrultulu Bayırlı (1) Fayı kontrolündeki oluşumuna Orta-Geç Pliyosen'de başlamıştır. Bu yaş, aynı zamanda Suluova Havzası'nın oluşum zamanına işaret etmektedir. Yolpınar formasyonu, Değirmendere formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmektedir, bununla birlikte iki birimin dokanağında gözlenen kalın paleosol seviyesi, tektonik aktivitede duraklama ya da iklimsel etmenler nedeniyle çökeltmede kısa süreli de olsa bir duraklama olduğuna işaret etmektedir. Birim, Bayırlı (2) Fayı'nın kontrolünde gelişen tipik bir yelpaze-delta ortamını karakterize eden fasiyes birliklerine sahiptir. İstifin orta-üst seviyelerinde, bataklık ortamını işaret eden çökelleri içerisinde, *Sivatherium* sp. ve *Arvicolinae Kalymomnis* sp. memeli fosilleri bulunmuştur. Bu fosil faunası kurak bir iklimi ve savan tipi bir bitki örtüsüne işaret eder ve Villaniyen-Bihariyen (Geç Pliyosen-Erken Pleyistosen) yaşı verir. Bununla birlikte, Yolpınar formasyonunu uyumlu olarak üzerleyen Eraslan formasyonunun (TQse) tabanından derlenen fosil faunasının Erken Pleyistosen yaşı vermesi, Yolpınar formasyonunun Üst Pliyosen yaşında olduğu yönünde yorumlanmıştır.

Yolpınar formasyonunun üst seviyeleri havza ortasında oluşmaya başlayan bir göl ortamında depolanmıştır ve üstte tedrici olarak Eraslan formasyonuna geçer. Suluova Gölü olarak tanımlanan bu göl, Bayırlı (3) fayının ve Merzifon fayı ile havza güney sınır fayı olan Eraslan Fayı'nın (1) oluşmasıyla daha da genişleyen havzaya kısa sürede hakim olur. Böylelikle Eraslan formasyona ait -çeşitli fasiyeslerde depolanmış- çökeller, tüm havza çevresinde yayılmış olarak gözlenir. Birimin havza kenarlarındaki aktif yükselimlerin (Tavşan Dağı ve Akdağ) önünde yer alan üyeleri, yelpaze-delta fasiyesini işaret ederken, pasif kesimlerde ise daha çok durgun bir ortamı işaret eden ve devamlı bir yayılımda izlenen, çökel paketlerinden oluşur. Bu özellikleri ile Suluova Havzası'nın Geç Pliyosen-Erken Pleyistosen arasında dış drenaja kapalı bir havza olduğu ve iklimin önceki dönemlere göre daha yağışlı ve ılıman olduğu belirlenmiştir. Eraslan formasyonunun taban seviyesinde bulunan *Kalymnomys* sp. ve *Mesocricetus arameus* mikromemeli fosillerine ait kalıntılar Erken Pleyistosen yaşı vermektedir. Birimin üst seviyelerinde bulunan *Mammuthus trogontherii* dişi Erken-Orta Pleyistosen olarak yaşlandırılmıştır (Albayrak, 2009). Eraslan formasyonunun temel ile olan sınırları oldukça çizgiseldir ve KD'da Bayırlı (3) Fayı, kuzeyde Merzifon Fayı, güneyde ise Eraslan (1) fayı ile sınırlanmaktadır. Havzanın K ve KD sınır fayları, Suluova Havzasının oluşumundan itibaren zaman içerisinde geriye doğru gençleşerek havzanın açılmasını kontrol etmiştir. Bunun sonucu olarak çökel paketleri basamaklı bir yapıda üstüste depolanmıştır. Bu oluşum modelinin kinematik kanıtları mevcut olsa bile, literatürdeki standart doğrultu atımlı havza modellerinden (Hanmer Havzası, Hope Fayı, Yeni Zellanda, Wood ve diğ., 1994; Hornelen, Norveç, Ridge ve Little Sulpher Creek havzaları, K. Amerika, San Andreas Fay Zonu, Nilsen ve McLaughlin, 1985) farklıdır ve evriminin dinamik fay modelleri yardımıyla açıklanması gerekmektedir.

Orta Pleyistosen'de Suluova Havzası'nda önemli değişiklikler gerçekleşmiştir. Bunlardan ilki havza sınır faylarının aktivitelerinin sonlanması ve havzayı D-B doğrultusunda kesen Suluova Fayı'nın (SuF) oluşmasıdır. Bu oluşuma bağlı ve neredeyse eş zamanlı olarak havza güneybatısında Yeşilirmak'a bağlanan bir vadinin geri aşındırması sonucu Suluova Gölü kapılarak çok kısa sürede boşalmıştır. Bu dönemde havza içerisindeki aktif depolanma, Suluova Fayı'nın sağ yönlü basamaklı bir sıçrama dokusu izleyerek oluşturduğu güncel Suluova çek-ayır ovası içerisinde (Harmanağılı formasyonu TQsh) ve havzanın güneybatısında batıda Salhan Çayı

önünde (Kamışlı formasyonu; TQsk) menderesli ve örgülü akarsu ortamlarında devam etmektedir. Harmanağılı formasyonunun yaşı, orta-üst seviyelerinden elde edilen *Microtus* aff. *arvalis* ve *Equus caballus* memeli faunasına dayanılarak Orta Pleyistosen (Toringiyan) olarak belirlenmiştir. Bunların dışında kalan bölgeler, aşınım alanı özelliğindedir. Orta-Geç Pleyistosen'den günümüze SuF'nın batıya doğru ilerlemesini takiben havza geneli içerisinde Suluova ovasının yanısıra yeni çek-ayır ve yarı graben geometrisinde genç depolanmalı alanlar (Gümüşhacıköy ve Alıcık ovaları) oluşmuştur. Havza içerisindeki güncel sedimantasyon bu ovalar içerisinde devam etmektedir.

Geç Pleyistosen'de havzanın KD ve GB kesimlerinde, havza sınırları dışında ancak havza içerisine doğru gerçekleşen iki geniş yayımlı alüvyal yelpaze oluşumu gerçekleşmiştir. Derinöz ve Salhan formasyonu olarak isimlendirilen bu istiflerin taban ve tavan seviyeleri, OSL yöntemi ile yaşlandırılmıştır. Bu birimler günümüzde oldukça derin kazılmış vadilerce aşındırılmaktadır ve aktif değillerdir. Bu aşınma, havza genelindeki diğer Pliyosen-Pleyistosen çökellerini keserek, temel kayalara kadar ulaşan derin kazılmış vadilerin de gösterdiği gibi, bölgesel ve şiddetli bir aşınımı göstermektedir. Bu aşınım, Geç Pleyistosen süresince egemen olan Buzul ve Buzul arası dönemlerindeki belirgin iklim değişiklikleri ile Suluova içerisindeki en genç tektonik ovalardaki düzenli çökme kontrolünde gelişmiştir. OSL yaşlandırması sonuçları, günümüzden 30 By önce gerçekleşen belirgin aşınma ile Suluova Havzası'nın günümüz görüntüsüne kavuştuğunu göstermektedir. Böylelikle, havzanın Orta-Geç Pleyistosen yaşlı çökelleri (Harmanağılı, Kamışlı, Derinöz ve Salhan formasyonları) asılı kalarak aşınım alanı halini almıştır.

Günümüzde SuFS'nin aktif ana hattını oluşturan Esençay, Taşova ve Suluova fayları üzerinde ölçülen morfolojik ve jeolojik atım değerleri doğudan batıya doğru azalmaktadır. Örneğin EsF ve TF arasında Yeşilırmak sağ yönlü olarak ~8 km ötelenirken; daha batıda SuF, Suluova havzasının eski çökelleri ve Tersakan Çayı su bölümü çizgisini ~6 km ötelemektedir. Fay sisteminin en batısında Kızılırmak Vadisi üzerinde ölçülen ötelenme miktarı ise ~2.5 km olarak ölçülmüştür. Bu veriler, SuFS'nin sağ yönlü doğrultu atımlı ana kolunun doğudan batıya doğru evrildiğini göstermektedir.

AMZ'nun güney kesiminde EzSF üzerinde bulunan Amasya Havzası, birbirine akarsular ile bağlanan Aydınca, Geldingen ve Mecitözü ovalarından oluşmaktadır. Bu ovalar içerisinde, farklı yaşlara sahip çökel paketleri depolanmıştır. Geldingen formasyonu (Tg), Amasya Havzası'nı oluşturan 3 ovada da mostra veren geniş yayımlı, örgülü ve menderesli akış rejimini yansıtan bir akarsu istifidir. EzSFS'ne ait faylarca deforme edilen ve ötelenen bu birime ait mostralar, Aydınca Ovası'nda Mahmatlar Köyü güneyinde, Geldingen Ovası'nda Toklucak-Bektemur Köyü çevresinde ve Mecitözü Ovası içerisinde de Doğanstepe-Beke-Figani köyleri arasında, tabakaları yer yer 90°'ye yaklaşacak kadar eğim kazanmış olarak gözlenir. Bu durum istifin çökme geçmişini ve alt-üst ilişkilerinin belirlenmesini güçleştirmektedir. İstifin tabanı gözlenmemiştir ve havza sınırlarında temel ile faylı dokanaklıdır. Toklucak Köyü yolunda taşkın düzlüğü ortamında çökelmiş killi bir seviyesinde yapılan örnekleme sonucunda *Eomyidae keramidomys carpathicus* rodent dişi bulunmuştur. Bu fosile göre Geldingen formasyonunun yaşı Üst Miyosen-Alt Pliyosen'dir (MN 13-14). Geldingen formasyonu, üstte uyumsuz olarak güncel alüvyal yelpaze çökelleri ve Yeşilırmak akarsu sistemine ait Üst Pleyistosen yaşlı akarsu terasları ile uyumsuz olarak örtülür. Amasya Havzası'nın batısında yer alan Aydınca Ovası, EzSF sistemine ait Deliçay Fayı kontrolünde açılan dar ve kama biçimli bir depolanmalı alandır. Deliçay tarafından akaçlanan ovanın batıda yer alan Geldingen ovasıyla bağlantısı DF'nin kontrol ettiği dar bir koridorla sağlanmaktadır. Ovanın kuzey ve güney yamaçları ile günümüz düzlüğü içerisinde, alüvyal yelpaze ortamında depolanmış kaba kırıntılı çökeller ve durgun bir ortamda çökelmiş kalın kırmızı kil depoları yüzlek vermektedir. Bu birimin içerisinden yaş bulgusu elde edilememiştir. Aydınca formasyonu (Qay) olarak tanımlanan bu birime ait çökeller, ova içerisinde doğru gençleşen 2 farklı stratigrafik seviyede, benzer fasiyes toplulukları içerisinde depolanmıştır. Bu seviyelerin, iklim değişiklikleri ve ovanın düzenli tektonik çökmesi ile sonucu, Orta-Geç Pleyistosen'den itibaren geliştiği düşünülmektedir. Amasya havzasının ortasında yer alan, geniş bir topoğrafik düzlük özelliğindeki Geldingen Ovası, Yeşilırmak Akarsu Havzası'nı (YAH) oluşturan 5 önemli akarsuyun birleşme yeri özelliğindedir. Günümüzde, Deliçay ve Geldingen Fayları arasındaki sağ yönlü sıçrama ile güncel bir çek-ayır havza ile gençleşen ova çökelleri, Geldingen formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelen Geç Pleyistosen akarsu terasları, alüvyal yelpazeler ve ovanın güncel dolgusundan oluşmaktadır.

Akarsu terasları, (Qytr), havzanın güney ve güneybatı kesimlerinde, Bektemur (Çekerek Çayı) ve Şahinkaya (Yeşilirmak) boğazlarının yamaçlarında depolanmış ve ~40 metre kalınlığa ulaşabilen toplam kalınlığa sahip iki teras seviyesi halinde Geldingen formasyonu ve havza temelinin üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Bu seviyelerin, OSL yöntemi ile sistematik yaşlandırması ve korelasyonu sonucu, bölgenin Geç Pleyistosen (Son Buzul Dönemi; Denizel İzotop Katı (MIS)-5e, ~120 By) tarihçesi ortaya konulmuştur. Bu senaryoya göre, Geldingen Ovası'nda MIS 5e'de başlayarak yaklaşık MIS 2'ye (~30-35 By) kadar devam eden depolanmalı ve MIS 2'den itibaren de aşınmalı bir dönem içerisinde ilk teras seviyesi oluşmuştur. İkinci teras seviyeleri ise Geç Buzul Maksimum döneminde (Late Glacial Maximum, LGM; 18-20 By) başlayan kurak dönemde depolanmış ve devamında gözlenen yağışlı dönemde aşınmıştır.

Genç Geldingen Ovası, tektonik kontrollü açılan bir depolanma ortamıdır. Tümüyle iklim kontrolünde kurgulanan bu senaryo içerisinde tektonizmanın etkisini ayırtlamak güç olsa da ilk depolanma döneminin tabanı ile günümüz taşkın ovası düzlüğü arasındaki ~25 metrelik kot farkının ova güney sınırının aktif yükselmesi ve/veya ovanın düzenli çökmesi ile açıklanabilir. Bu yükselme/çökmenin hızı, 0.16-0.4 mm/yıl arasında değişmektedir.

Amasya Ovası'nın en batı kesiminde Mecitözü İlçesi güneyinde yaygın yüzlek veren kalın bir çökel birim bulunmaktadır (Mecitözü formasyonu, Tm). Kaynak kayası büyük oranda bölgedeki Eosen yaşlı volkanitler (Tham) olan bu birimin yaşı belirlenememiştir ancak Geldingen formasyonu (Tg) ile eş yaşlı olduğu düşünülmektedir. Oldukça deforme olan Mecitözü formasyonunun dağılımı ve çizgisel sınırları, birimin Mecitözü Fay Zonu'nun (MFZ) günümüzde aktivitesini kaybetmiş, at kuyruğu geometrisi sunan, normal fay kolları kontrolünde geliştiğini göstermektedir. Bu birime ait çökel paketleri günümüzde MFZ'nun aktif kolları tarafından deforme edilmektedir.

AMZ'nun en önemli elemanlarından olan Neotektonik Dönem içerisinde gelişmiş fay sistemleri, tipik bir yarım balık kılıcı veya atkuyruğu geometrisi (Şengör ve Barka, 1992) sunmaktadır. Kuzeyde KAF Anakol, güneyde Ezinepazar Sungurlu Fay Sistemi (EzSFS), orta kesimde ise Esençay Fayı (EsF) ile Suluova Fay Sistemi (SuFS) olarak tanımlanan bu yapısal unsurlar, evrimleri ve doğrultuları boyunca

AMZ içerisindeki diğer morfolojik elemanların yapısal evrimini denetlemiştir. Önceki çalışmalarda bu fay geometrisi, KAF Anakol'un sentetik yan kolları olarak değerlendirilmiş (Şengör ve diğ., 2005; Kim ve Sanderson, 2006) ve ana fay hattından (KAF) ayrılma bölgelerinde transpresyonel karaktere sahip oldukları belirtilmiştir (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988). Bu geometri kontrolünde, makaslama zonunun genişliği doğuda 10 km'den batıda 100 km'ye kadar düzenli olarak artmaktadır. Fay zonlarının aktivitesi ile KAF Anakol uzaklıkları arasında belirgin bir korelasyon bulunmaktadır. Sistemden ilk ayrılan fay olan EzSFS, Niksar Havzası'nı güneyinden sınırlayan ve 1939 Erzincan depreminde tamamen kırılan Ezinepazar Fayı (EzF) ile başlar. EzF, ortalama 500 metre genişlikte, D-B uzanımlı ve doğudan batıya doğru daralan bir dağ arası koridor içerisinde uzanır. Doğuda ~400 metre kotundan başlayarak hızla yükselen ve ortalama 1100 metre yüksekliğe ulaşan bu koridor içerisinde, aktif fay morfolojisine ait birçok yapı (üçgen yüzeyler, fay gölcükleri, akarsu ve alüvyal yelpaze ötelenmeleri ile basınç sırtları) bulunmaktadır. Bu yapıların özellikleri, doğrultusu boyunca sıkışma bileşenine sahip EzF'nin eğim yönünün kuzeyden güneye doğru değişimini ortaya koymaktadır. EzSFS'nin batı devamını oluşturan Deliçay Fayı (DF), yaklaşık 30 km'lik uzanımı boyunca değişken bir geometriye sahiptir. Fayın D-B olan doğrultusu, orta kesimine kadar küçük sağ yönlü sıçramalarla $K70^{\circ}D$ ya değişir. Bu en-echelon yapı, Riedel kırıklarının tipik helikoidal geometrisine sahiptir. Bu geometri içerisinde Aydınca Ovası, DF kontrolünde fay kaması havzası olarak açılmaktadır. DF'nin aktif kolu, batı kesiminde, D-B doğrultusunda geniş bir sağ yönlü makaslama zonu içerisinde gelişen aktif R ve P makaslamaları olarak ifade olur. Testere ağzı oluşturacak şekilde ardışık dizilen bu fay segmentleri, KD-GB doğrultulu P kırıkları, güneye eğimli ters bileşenli; KB-GD doğrultulu R kırıkları ise kuzeye eğimli normal bileşenli, sağ yönlü doğrultu atımlı faylardır. Sistemin batı devamında gözlenen Geldingen Ovası, 10 km genişliğe, 20 km uzunluğa ve ortalama 420 metre yüksekliğe sahip bir topoğrafik düzlüktür. Ovanın batı kesimi güneye doğru sağa yatık L şeklini alır. Geldingen Ovası içerisinde Yeşilırmak drenaj sistemine ait 5 ana akarsu kolu (Yeşilırmak, Çekerek, Deliçay, Çorum, Efennik çayları) birleşerek Yeşilırmak Nehri'ni oluşturur. Geldingen Ovası'nı ortasından D-B doğrultusunda kesen yaklaşık 15 km uzunluğa sahip Geldingen Fayı (GF) ve güneyindeki KD-GB

doğrultulu normal bileşenli R kırığı (Ovasaray Fayı) kontrolünde Geldingen çek-ayır havzası gelişimini sürdürmektedir.

Geldingen Fayı, batıda iki farklı sağ yönlü doğrultu atımlı fay segmentine ayrılmaktadır. Bunlardan ilki, KD-GB gidişli Sungurlu Fay Zonu (SFZ) diğeri ise D-B gidişli Mecitözü Fay Zonu'dur (MFZ). GF ve SFZ arasındaki keskin geometrik farklılık sonucunda belirgin yükselimler gelişmiştir. MFZ ve SFZ, geniş bir fay koridoru morfolojisi oluşturan aktif ve pasif durumda birçok fay segmenti ile temsil edilerek batıda Çankırı Havzası'na doğru uzanırlar.

EzSF hattı boyunca ölçülen morfolojik ötelenme miktarları, fay hattının 200 km'lik uzunluğu boyunca doğudan batıya doğru azalmaktadır. Doğuda en çok 7.3 km olan (EzF) atım, orta kesiminde 4.5 km'ye (DF-GF) düşer ve Sungurlu İlçesi batısında ise tamamen sönümlenir.

Bu çalışma kapsamında, Niksar Havzası'nın bir parçası olan Umurlu Ovası'nda Orta Pleyistosen'i işaret eden bir memeli faunası bulunmuştur. Suluova Havzası'ndaki gençleşme ile eş yaşı olan bu bulgu, EzF ve Niksar Havzası'nın oluşumu ile KAFZ'nun orta kesimindeki (AMZ) tüm havzaların gençleşmesini zamansal olarak sınırladığı yönünde yorumlanmıştır

AMZ içerisinde, özellikle orta kesiminde bulunan genç çökeller içerisinde ölçülen kinematik verilerin analizine göre, makaslama zonunun oluşumunu kontrol eden fay sistemleri, ortalama KD-GB doğrultulu açılma ve KB-GD sıkışma bileşenlerine sahip bir gerilme rejimi altında gelişmiştir. Bu gerilme rejimi, D-B doğrultulu sağ yönlü bir makaslama zonuna işaret etmektedir. AMZ ve yakın çevresinde aletsel dönemde gerçekleşen depremlerin odak mekanizma çözümlerinin kinematik analizi de bu yorumu desteklemektedir.

Suluova Havzası'nın Orta Pliyosen-Orta Pleyistosen evrimi içerisinde çökelen birimlerde ölçülen sedimantasyonla yaşı ve sedimantasyon sonrası faylanmanın kinematik analizi, birbirinden açılma olarak farklılık gösteren gerilme rejimlerine işaret etmektedir. Havza stratigrafisinin alt seviyelerinde yer alan birimlerden elde edilen açılma yönü KKD iken, bu yön üst seviyelere doğru dereceli olarak saat yönünde dönerek (~35°) DKD'ya ulaşır. Benzer bir biçimde havza sınır fayları da (Bayırlı ve Eraslan fay zonları), KD'ya doğru gençleşerek (~16°) Suluova Havzası'nın genişlemesini kontrol etmiştir. Bu durum havzanın ilk açılışında egemen

olan saf açılmanın, zaman içerisinde sağ yönlü doğrultu atımlı bileşenine sahip olduğunu göstermektedir. Orta Pleyistosen'den itibaren havza sınır fayları, aktivitesini kaybederek yerini D-B doğrultulu sağ yönlü doğrultu atım karakterli Suluova Fayı'na terketmiştir.

AMZ içerisinde gerçekleştirilen kinematik analizin bir diğer sonucu da Ezinepazar-Sungurlu Fayı'nı kontrol eden gerilme rejiminin coğrafi olarak doğudan batıya saat yönünde dönmesidir. Sistemin en doğuda yer alan parçası olan Ezinepazar fayı üzerinde belirlenen gerilme bileşeni, KDD-GBB açılma ve KKB-GGD yönlü sıkışma ile ifade edilmektedir (Özden ve diğ., 2002). Fay sisteminin kinematığı, batıya doğru Keşlek ve Mahmatlar gözlem noktalarında KD-GB yönlü açılma ve KB-GD yönlü sıkışma bileşenine, orta kesimde Toklucak gözlem noktasında, KKD-GGB yönlü açılma ve KBB-GDD yönlü sıkışma bileşenine ve nihayet MFZ üzerinde bulunan Mecitözü gözlem noktasında ise K-G yönlü açılma, D-B yönlü sıkışma bileşenine sahip olmaktadır. Bu bulgu, fayın geometrisindeki doğudan batıya doğru değişim (yumuşak içbükey dönüş) ile Riedel geometrisi anlamında uyumludur.

Özellikle aktif fayların kesiştiği ve geometrik değişim gösterdiği yerlerden (Değirmendere, Kamışlı, Gelingiraz ve Bektemur) derlenen kinematik verilerin analizi, günümüz gerilme rejiminin tam tersi yönleri işaret etmektedir. Gerilme yönlerindeki bu terslenmenin, fay geometrisindeki ani değişiklikler sonucunda gelişen yerel sıkışma/genişleme ile ilişkili olduğu ortaya konulmuştur. Bu bulgular, havza evrimine yönelik çalışmalarda, kinematik analize dayalı yorumların, tüm fay zonu boyunca dağılmış yüksek kaliteli, zamansal olarak ayırtedilebilen verilere ve detaylı bir fay haritasına ihtiyaç duyduğunu göstermektedir.

AMZ içerisi ve çevresinde Neojen Dönemi'nde gelişen havzaların stratigrafisi, depolanma ortamları ve ilişkili fay sistemlerinin; oluşum zamanları, evrimleri ve birbirleriyle zamansal ve yapısal korelasyonu bölgede Neotektonik Dönem'in başlangıcına ve havza evrimleri içerisindeki evrelere göre sınıflanabilmesine yönelik ipuçları sunmaktadır.

Önceki çalışmalarda, bölgede KAFZ havzaları (doğudan batıya, Taşova-Erbaa, Havza ve Tosya havzaları) içerisinde depolanan tüm Neojen yaşlı birimler, Pontus Grubu altında Alt ve Üst Pontus formasyonları olarak tanımlanmıştır (Irrlitz, 1972; Barka, 1985). Birbirlerinden açılma uyumsuzlukla ayrılan (Barka ve Hancock, 1984)

bu formasyonlardan, Alt Pontus formasyonuna Üst Miyosen (Tortoniyen); Üst Pontus formasyonuna ise Alt Pliyosen-Pleyistosen yaşları önerilmiştir (Irritz, 1972; Barka, 1985; Şengör ve diğ., 1985; Barka, 1992; Andrieux ve diğ., 1995; Dhont ve diğ., 1998). Bununla birlikte bu havzalarda son dönemde gerçekleştirilen memeli paleontolojisi çalışmalarında (Ünay ve de Bruijn, 1998; Saraç, 2003), Miyosen'e dair herhangi bir yaş bulgusu elde edilememiştir. Bu çalışmalarda, havza (ör: Taşova-Erbaa ve Havza havzaları) dolgularının taban yaşları Alt Pliyosen (~4 My; Geç Ruskiyen; MN15) olarak belirlenmiş ve üstte Orta Pleyistosen'e kadar devamlı bir çökmenin varlığı bulgulanmıştır. Bu bulgular omurgasız tatlı su paleontolojisi çalışmalarıyla da desteklenmiştir (Över, 1996; Barka ve diğ., 2000). Aktimur ve diğ. (1992), Taşova-Erbaa Havzası'nda yüzlek veren birimleri Pliyosen yaşlı Çerkeş formasyonu adı altında toplamıştır. Bununla birlikte önceki çalışmalarda Üst Miyosen yaşı atfedilen ve yer yer kömür seviyelerine sahip Alt Pontus formasyonundan derlenen polen topluluğu (Havza Havzası), güncel çalışmalarda Orta Miyosen (Langiyen-Serravaliyen) aralığında değerlendirilmiştir (Kayseri ve Akgün, 2008). Tosya Havzası'nın tabanında da Erken-Orta Miyosen yaşlı Devrez formasyonu bulunmaktadır (Barka ve Hancock, 1984; Şengör ve diğ., 1985; Andrieux ve diğ., 1995; Dhont ve diğ., 1998). KAFZ'nun orta kesiminde yer alan bu havzalar günümüzde genç çöküntü alanlarının oluşmasıyla birlikte gençleşmekte ve aşındırılmaktadır (doğudan batıya: Niksar, Erbaa, Ladik, Kargı çek-ayır havzaları). Bu gençleşmenin zamanlaması üzerine literatürde herhangi bir yorum bulunmamaktadır. Ancak Niksar Havzası'nın batısında yüzlek veren volkanitlerin K/Ar yaşlandırılması sonucunda bu gençleşmenin ~0.5 My yaşında olduğu belirtilmiştir (Tatar ve diğ., 2007).

Bu çalışmada AMZ içinde yer alan havzaların stratigrafisi memeli paleontolojisi ve OSL yaşlandırılması sonucu ortaya konulmuştur. Buna göre, SuFS üzerinde yer alan Suluova Havzası, oluşumuna Orta Pliyosen'de başlamış ve Orta Pleyistosen'de oluşan Taşova ve Suluova faylarının (TF-SuF) kontrolünde, havza ortasında oluşan Suluova çek-ayır ovası ile gençleşerek günümüz morfolojisini kazanmıştır. Havzanın güneybatı kesiminde sınırlı yüzlek veren kömür seviyeli ince kırıntılı bir birim olan Alıcık formasyonunun Orta Miyosen yaşlı olduğu palinoloji çalışmaları ile belirlenmiştir (Kayseri ve Akgün, 2008). Havza'nın batı devamı olan Hamamözü-Laçın Havzası'nda ise yine Orta Miyosen yaşlı kömürlü birimlerin (Saraç, 2003;

Kayseri ve Akgün, 2008) üzerinde bulunan Alt Pliyosen yaşlı Bozkır formasyonunun, Orta-Geç? Pleyistosen yaşlı yelpaze çökelleri ile uyumsuz olarak örtüldüğü gözlenmektedir. Güneyde EzSFS üzerinde yer alan Amasya Havzası içerisindeki en yaşlı Neojen birimi, Geldingen formasyonu, En Geç Miyosen-Erken Pliyosen (MN13-MN14) zaman aralığında örgülü akarsu fasiyesinde depolanmıştır. Bu birimi, Orta-Geç Pleyistosen yaşlı güncel Geldingen çek-ayır ovasına ve Yeşilirmak nehrine ait kaba kırıntılı depolar uyumsuz olarak üzerlemektedir. Bu çalışma kapsamında, Niksar Havzası'nın bir parçası olan Umurlu Ovası'nda Orta Pleyistosen'i işaret eden bir memeli faunası bulunmuştur. Suluova Havzası'ndaki gençleşme ile eş yaşlı olan bu bulgu, EzF ve Niksar Havzası'nın oluşumu ie KAFZ'nun orta kesimindeki (AMZ) tüm havzaların gençleşmesini zamansal olarak sınırladığı yönünde yorumlanmıştır

Önceki çalışmalar ve bu çalışmada elde edilen veriler ışığında, KAFZ ve AMZ içerisinde yer alan Neojen yaşlı havzalarda birbirinden belirgin bir aşıl uyumsuzlukla ayrılan 3 farklı zaman aralığında depolanmış çökel topluluklarından sözedilebilir. İlk döneme ait çökel paketleri, (1) Erken-Orta Miyosen dönemi içerisinde (~16 My) dış drenaja kapalı, nispeten dar çöküntü alanlar içerisinde depolanan egemen olarak ince taneli, kömür ara seviyeli, gölsel birimlerden oluşmaktadır. İkinci dönem, (2) En Geç Miyosen (Amasya Havzası) – Erken Pliyosen (Taşova-Erbaa Havzası) ve Orta Pliyosen'den (Havza ve Suluova havzaları) itibaren depolanmaya başlayan egemen akarsu ve yelpaze çökelleri ile karakterize olur. KAFZ ve AMZ içerisinde belirgin havzaların oluştuğu ve kalın çökel paketlerinin depolandığı ikinci dönem, (3) Orta Pleyistosen'den (1-0.7 My) itibaren KAF Anakol ve çizgisel gidişli yan kollarının (TF-SuF ve EzF) oluşması ile sonlanarak yerini genç çek ayır havzalara (Niksar, Erbaa, Ladik, Kargı ile Suluova ve Geldingen çek-ayır ovaları) bırakmıştır.

Bu çalışma içerisinde ilk dönem, **(1) Neotektonik Dönem öncesinde**, Arap ve Anadolu levhalarının çarpışması sonrası gelişen K-G sıkışma nedeniyle KAMZ içerisinde gelişen dağ arası (intermontane) havzalar (Barka, 1992) olarak değerlendirilmiştir. **(2)** En Geç Miyosen– Erken Orta Pliyosen'den Orta Pleyistosen'e kadar geçen zaman aralığında (~7-1-0.7 My), AMZ ve KAFZ üzerinde gelişen geniş sağ yönlü makaslama zonlarında, Riedel geometrisine ait ilksel fayların kontrolünde belirgin havzaların oluşumu **Erken Neotektonik Dönem** olarak

adlandırılmıştır. Bu tez kapsamında elde edilen veriler bu dönem içerisinde genişleme tektoniğinin egemen olduğunu göstermektedir. **(3)** makaslama zonunun evriminin ileri aşamasında (*Residüel Öncesi* aşaması, Şengör ve diğ., 2005) Erken Neotektonik Dönem'e ait havzaların dahilinde yeni genç çek-ayır havzaların oluştuğu, Orta Pleyistosen'den itibaren başlayan dönem ise **Geç Neotektonik Dönem** olarak tanımlanmıştır. Bu dönemde, normal bileşen egemen havza sınır faylarının aktivitelerini yitirmiş ve yerlerini sağ yönlü doğrultu atımlı KAF Anakol ve ondan ayrılan sentetik yan kollar (EzSFS ve SuFS) almıştır.

Elde edilen veriler AMZ içerisinde yer alan fayların doğudan batıya doğru evrildiklerini, rotaları boyunca eski döneme ait zayıflık düzlemlerini kullandıklarını göstermektedir. Bu faylar ve KAF arasında özellikle AMZ'nun doğu ve orta kesiminde belirgin kayma paylaşımı bulunmaktadır. Günümüzde GPS çalışmaları ile en çok 5 mm/yıl (Yavaşoğlu ve diğ., 2009) olarak tanımlanan bu paylaşımın Geç Neotektonik Dönem (Erken-Geç Pleyistosen) içerisinde daha da belirgin olduğu EzSF, EsF ve SuFS üzerinde ölçülen morfolojik ve jeolojik atım değerleriyle belirlenmiştir.

İnceleme alanı ve yakın çevresinde -yıkıcı özellikleri nedeniyle tarihsel kayıtlarda değinilen- MS ikinci yüzyıldan aletsel döneme kadarki 11 büyük deprem kaydından 5 tanesinin KAF üzerinde gerçekleştiği yayınlanmış hendek çalışmaları ile ortaya konulmuştur (Hartleb ve diğ., 2006). Diğer depremlerin, özellikle de tarihsel kaynaklarda detaylı hasar dağılımı verilen 1579 ve 1794 depremlerinin AMZ içerisinde yer alan aktif faylar üzerinde gerçekleştiği düşünülmektedir. Bu yorumun desteklenmesi için Coğrafi Bilgi Sistemleri (GIS) kullanılarak gerçekleştirilen deprem senaryoları ile Ezinepazar Fayı'nın (EzF) 35 km'lik bir kesiminin kırılması sonucu gerçekleşecek 6.9 büyüklüğündeki bir depremin 1579 depreminin, Alıcık-Laçın (ALF) ya da Hamamözü Fayı'nın (HF) 26-30 km. kırılması ile gerçekleşecek 6.7-6.8 büyüklüğünde depremin ise 1794 depreminin şiddet dağılımını karşılayabileceği belirlenmiştir. Aletsel dönem içerisinde 1939 Erzincan depremi (Ms: 7.8) yüzey kırığının batı uzanımı EzF üzerinde 1.5-2 metre ötelenmeye neden olmuştur (Barka, 1996). Bu depremi takiben gerçekleşen 1942 Erbaa (Ms:7.1) ve 1943 Tosya Ladik (Ms: 7.3) depremleri ile KAF'ın inceleme alanı dahilinde yer alan kesimi tamamen kırılarak üzerinde biriken gerilimi büyük oranda boşaltmıştır. AMZ içerisinde bulunan aktif faylar üzerinde ise 1942 Kızılırmak Vadisi depremleri

(M:5.6-6.0) ve 1996 Salhan Vadisi depremi (Mw:5.7) gerçekleşmiştir. Orta büyüklükteki bu depremlerin yanısıra mikrosismik kümelenmeler inceleme alanının özellikle doğu ve orta kesimlerde oldukça belirgindir. Tüm bu bilgiler göz önünde bulundurularak AMZ içerisinde yer alan aktif fayların yıkıcı deprem üretme potansiyeline sahip olduğu sonucuna ulaşılmıştır. Bu sonuca dayanılarak yakın dönemde kırılmamış aktif fay segmentleri üzerinde deprem senaryoları kurgulanmış ve üretilen şiddet haritaları birleştirilerek bölge için bütünleştirilmiş bir deprem tehlike haritası oluşturulmuştur.

6.SONUÇLAR

Bu çalışma kapsamında, AMZ'nun oluşumunu kontrol eden fay sistemlerinin üzerinde gelişmiş Neojen havzalarında (Suluova ve Amasya havzaları) depolanan çökel paketleri, farklı formasyonlar içerisinde ayırtlanmış, ölçülü stratigrafik kesitler yardımıyla depolanma ortamları belirlenmiştir. Havza stratigrafi, çökel dolgularının farklı seviyelerinden elde edilen memeli fosillerin tayini ve Geç Pleyistosen yaşlı çökellerin OSL yaşlandırılması yöntemi ile detaylı olarak kurulmuştur. Neojen birimleri içerisinde gözlenen faylı kesitlerden elde edilen kinematik veriler analiz edilmiş ve yaş kontrolü ile birlikte yorumlanmıştır. Tüm bu veriler ışığında havzaların evrimi, AMZ içerisindeki fay sistemleri ve iklim değişiklikleri ile ilişkilendirilerek açıklanmıştır.

İnceleme alanı ve yakın çevresinde, Neotektonik Dönem içerisinde gelişmiş fay sistemleri tanımlanarak arazi çalışmaları ile detaylı olarak haritalanmıştır. AMZ kuzeyden KAF Anakol, güneyden EzSFS ile sınırlanmaktadır. Esençay Fayı ve SuFS'ne ait fay segmentleri ise kama geometrisine sahip AMZ'nu ortasından kesmektedir. Bu fay sistemleri, uzanımları boyunca gösterdikleri geometrik ve kinematik değişiklikler gözetilerek segmentlere ayrılmıştır. Her bir fay segmentinin geometrisi, kinematiği, oluşum yaşı, zaman içerisindeki evrimi, aktivitesi vb. özellikleri ayrıntılı olarak tanıtılmıştır.

- AMZ'nun morfotektonik evrimi 3 dönem içerisinde gerçekleşmiştir. Bu dönemler; (1) Neotektonik Dönem Öncesi Sıkışma (Orta Miyosen); (2) Erken Neotektonik Dönem (En Geç Miyosen/Erken Pliyosen-Orta Pleyistosen) ve (3) Geç Neotektonik Dönem (Orta Pleyistosen-Günümüz) olarak tanımlanmıştır.
- AMZ içerisinde bulunan önemli morfotektonik unsurlar (havza ve yükselimler), Neotektonik Dönem öncesi (Orta Miyosen) bölgede egemen olan sıkışma tektoniği sonucu gelişmişlerdir. Bu morfotektonik elemanların yapısal sınırları, Neotektonik Dönem'in (En Geç Miyosen-Erken Pliyosen)

başlaması sonucu –sağ yönlü doğrultu atım bileşeni ile- reaktif olarak bölgenin günümüz morfolojisini kazanmasını sağlamışlardır.

- Suluova Havzası, bölgede Orta Pliyosen’de (~3.5 My) egemen olan KKD-GGB yönlü genişleme sonucu gelişen KD ve G sınır faylarının kontrolünde oluşumuna başlamış, Orta Pleyistosen’den itibaren de (1-0.7 My) oluşan sağ yönlü doğrultu atımlı karakterli SuF’nın oluşumunu takiben gençleşerek günümüz görüntüsüne kavuşmuştur. Havzanın evrimi içerisinde çeşitli karasal depolanma ortamları egemen olmuştur.
- Amasya Havzası, En Geç Miyosen-Erken Pliyosen döneminde oluşmaya başlamış ve içerisinde akarsu çökelleri depolanmıştır. Bu aşamayı, bölgenin tektonik aktivitesinde uzun süreli (~3.5 My) bir duraklık dönemi izlemiştir. Orta Pleyistosen’den (1-0.7 My) itibaren gelişmeye başlayan EzSFS’nin bölgeye ulaşmasıyla havza gençleşerek yeni depolanmalı alanları oluşmuştur.
- AMZ içerisinden elde edilen Geç Buzul Dönemi’nden (~120 By) günümüze depolanmış çökel kayıtlarının değerlendirilmesi sonucu, bölgede şiddetli aşınma ve kazılma süreçleri ile ifade olan belirgin iklim değişiklikleri bulgulanmıştır. Bu değişiklikler, MIS5e-MIS2 arasında kurak ve depolanmalı, MIS2-LGM arasında yağışlı ve aşınmalı, LGM içerisinde tekrar kurak ve depolanmalı, LGM-Holosen arasında yağışlı ve aşınmalı, günümüzde egemen olan yarı kurak iklim koşullarında ise depolanmalı süreçler hakimdir. Bu değişiklikler, AMZ havzalarının Geç Pleyistosen morfolojik ve sedimantolojik evrimini denetlemiştir.
- İnceleme alanı dahilinde at kuyruğu geometrisi sunan, Geç Neotektonik Dönem’den itibaren oluşan sağ yönlü doğrultu atımlı karakterli fay sistemleri (KAFS, SuFS ve EzSFS) arasındaki fay sistemlerinin üzerinde ölçülen jeolojik ve morfolojik atım değerleri ile güncel GPS verilerinin analizi ile tanımlanan bir kayma paylaşımı bulunmaktadır.
- Bu paylaşım, AMZ içerisindeki fay sistemleri boyunca, doğuda (EsF:8 km; EzSFS:7.3 km), orta kesimde (SuFS: 6.5 km, EzSFS:4.5 km) olup; ~34°D boylamından itibaren tamamen sönümlenmektedir. Benzer şekilde, AMZ boyunca KAF üzerinde ölçülen kümülatif atım değeri doğudan batıya doğru artmaktadır (doğuda 12 km; orta kesimde 16 km). GPS verilerine göre

günümüzdeki kayma hızı paylaşımı KAF üzerinde 20 mm/yıl, AMZ fayları için ise 5 mm/olarak bulgulanmıştır.

- AMZ'nun özellikle doğu ve orta kesiminde yer alan ana ve tali fay segmentleri üzerinde tarihsel ve aletsel dönemde yıkıcı depremler gerçekleşmiştir. Bu çalışma kapsamında detaylı olarak tanımlanan bu faylar (DF, GF; TF, SuF, DöF) üzerinde, gelecek dönemlerde M:6-7 arasında değişebilen büyüklükte yıkıcı depremlerin gelişme ihtimali yüksektir. Bu sonuç doğrultusunda, bölgedeki yerleşim ve sanayi alanlarının deprem tehlikesi gözetilerek planlanması önerilmektedir.

KAYNAKLAR

- Adams, J.**, 1980. Active Tilting of the United States midcontinent; geodetic and geomorphic evidence, *Geology*, **8**, 442-446.
- Adiyaman, Ö., Chorowicz, J., Arnaud, N.O., Gündoğdu, M.N., Gourgaud, A.**, 2001. Late Cenozoic tectonics and volcanism along the North Anatolian Fault: new structural and geochemical data. *Tectonophysics*, **338**, 135-165.
- Agusti, J., Cabrera, L., Garces, M., Krijgsman, W., Oms, O., Pares, J. M.**, 2001. A calibrated mammal scale for the Neogene of Western Europe. State of the art. *Earth-Science Reviews*. Vol. **52**, 247-260.
- Aitken, M.J.**, 1985. *Thermoluminescence Dating*. Academic Press Inc., London.
- Aitken, M.J.**, 1998. *An Introduction to Optical Dating: The Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-stimulated Luminescence*. Oxford University Press, Oxford.
- Akgün, F., Kayseri, M.S., Akkiraz, M.S.**, 2007. Palaeoclimatic evolution and vegetational changes during the Late Oligocene–Miocene period in Western and Central Anatolia (Turkey), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **253**, 56–90
- Akıncı, K., Karagöz, Ş., Gürer, A., Yenigün, H., Lezgi, A., Erzenoğlu, Z., Yıldırım, N.**, 1991. Amasya-Gözelek Kaplıcası Sismik Etüd Raporu, *Yayınlanmamış Maden Tetkik Arama (MTA) Raporu*, No: **9200**.
- Akkiraz, M.S., Kayseri, M.S., Akgün, F.**, 2008. Palaeoecology of Coal-Bearing Eocene Sediments in Central Anatolia (Turkey) Based on Quantitative Palynological Data, *Turkish Journal of Earth Sciences*, **17**, 1-42
- Aksoy, M.A., Meghraoui, M., Ferry, M., Çakır, Z., and Akyüz, S., Altunel, E.**, 2009. Slip Distribution and Rupture Characteristics of the 9 August 1912 Mürefte Earthquake (Ms=7.3) along the Ganos Segment of the North Anatolian Fault (Turkey), *Seismological Research Letters*; **80**, 848-878.
- Aktimur, K.T., Tekirli, M.E., Yurdakul, M. E., Ateş, Ş., Ürgün, B.M., Teoman, M.Ş., Keçer, M., Turşucu, A. ve Genç, S.**, 1990. 1:100000 ölçekli açınsama nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi Tokat D-22 ve D-23 paftası: *MTA Yayınları*, Ankara.
- Aktimur, T., Ateş, S., Yurdakul, E., Tekirli, E., Keçer, M.**, 1992. Niksar-Erbaa ve Destek Dolayının Jeolojisi. *MTA Dergisi* **114**, 25-37
- Albayrak, E.**, 2009. Elephantidae (Proboscidea, Mammalia) ailesinin Türkiye'deki dağılımı ve evrimi, *Doktora Tezi*, Hacettepe Üniversitesi 278 sf.

- Alexandrowski, P.**, 1985. Graphical determination of principal stress direction for slickenside lineation populations: an attempt to modify Arthaud's method. *Journal of Structural Geology*, **7**, 73–85.
- Alexander, J. and Leeder, M.R.**, 1987. Active tectonic control of alluvial architecture. In: Ethridge, F.G., Flores, R.M. & Harvey, M.D. (eds.) *Recent developments in fluvial sedimentology*, SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication **39**, 243-252.
- Allen, CR.**, 1969. Active faulting in northern Turkey. Division Geological Sciences, *California Institute of Technology*, Contribution No. **1577**, 32 pages.
- Alp, D.**, 1972. Amasya ve Çevresinin jeolojisi, Doktora tezi, *İstanbul Üniversitesi, Fen Fakültesi Monografileri* (Tabii İlimler Kısım), **22**, 101 sf.
- Altiner D., Koçyiğit A., Farinacci A., Nicosia U., Conti M.A.**, 1992. Kuzeybatı Anadolu güneyinin Jura-Erken Kretase'de paleocoğrafik evrimi. *Doğa Türk Yerbilimleri Dergisi*, **1**, 1-9.
- Altınlı, İ.E.**, 1973, Bilecik Jurasîği: 50. Yıl Yer Bil. Kong. Teb, Ankara, 159-192.
- Ambraseys, N.N., and Finkel C.**, 1988. The Anatolian earthquake of 17 August 1668, in *Historical Seismograms and Earthquakes of the World*, W. H. K. Lee, H. Meyers, and K. Shimizaki (Editors), Academic, New York, 173 - 180.
- Ambraseys N.N. and Finkel, C.**, 1995. *The Seismicity of Turkey and Adjacent Areas. A historical review, 1500-1800*. Eren Yayınları. İstanbul. 240 pages.
- Ambraseys, N.N. and Jackson, J.A.**, 1998. Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region. *Geophysical Journal International*, **133**, 390-406.
- Ambraseys, N.N. and Jackson, J.A.**, 2000. Seismicity of the Sea of Marmara (Turkey) since 1500. *Geophysical Journal International*, **141**, F1-F6.
- Ambraseys, N.N.**, 1997. The little-known earthquakes of 1866 and 1916 in Anatolia (Turkey). *Journal of Seismology*, **1**, 289-299.
- Ambraseys N.N.**, 1970. Some characteristic features of the North Anatolian Fault Zone. *Tectonophysics*, **9**, 143–165.
- Andrieux, J., Over, S., Poisson, A., Bellier, O.**, 1995. The North Anatolian Fault Zone: distributed Neogene deformation in its northward convex part. *Tectonophysics*, **243**, 135–154.
- Angelier, J., and Mechler P.**, 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. géol. France*, (7), **XIX**, 6, 1309-1318.
- Angelier, J.**, 1979. Determination of the mean principle directions of stress for a given fault population. *Tectonophysics*, **56**, 17–26.

- Angelier, J.**, 1984. Tectonic stress analysis of fault slip data sets. *J. Geophys. Res.*, **89**, 5835-5848.
- Angelier, J.**, 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In: Hancock, P.L. (ed.) *Continental deformation*. Pergamon Press, Oxford. 53-100.
- Arioğlu, E., Arioğlu, B.M., Girgin, C.**, 2001, Doğu Marmara depreminin yer ivme degerleri açısından degerlendirilmesi. *Beton Prefabrikasyon*, Ocak-Nisan 2001, **57-58**, 5-15.
- Armijo, R., Carey, E., and Cisternas, A.**, 1982. The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases, *Tectonophysics*, **82**, 145–160.
- Armijo, R., Meyer B, Hubert A, Barka AA.**, 1999. Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: timing and kinematics. *Geology*, **27**, 267–270.
- Armijo, R. Pondard, N. Meyer, B. Mercier de Lepinay, B. Uçarkus, G., Malavieille, J. Dominguez, S., Gustcher, M-A. Beck, C., Çağatay, N. Çakir, Z., İmren, C., Kadir, E. and Natalin, B. and MARMARASCARPS cruise party**, 2005. Submarine fault scarps in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault): implications for seismic hazard in Istanbul. *Geochem., Geophys., Geosyst. (G-Cubed)*, 1-29.
- Arthaud, F.**, 1969. Methode de determination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermediaire d'une population de failles. *Bulletin Geological Société de France* **7**, Ser. 11, 729–37.
- Atalay, Z.**, 2001. Amasya Yöresi'ndeki Linyitli Çeltek formasyonunun Stratigrafisi, Fasiyes ve Çökelme Ortamı Özellikleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, Cilt 44, Sayı 2, 1-22.
- Avşar, N.**, 1991. Terziköy (Amasya) yöresinde bulunan bazı Nummulites türlerinin sistematik incelemesi. *Geosound, Yerbilimleri*. Adana, **18**, 111–127.
- Barka, A.A., Hancock, P.L.**, 1984. Neotectonic deformation patterns in the convex-northwards arc of the North Anatolian fault zone. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geol. Soc. London, Spec. Publ. **17**, 763–774.
- Barka A.A.**, 1985. Kuzey Anadolu Fay Zonundaki bazı Neojen-Kuaterner havzalarının jeolojisi ve tektonik evrimi. *Ketin Simpozyumu Kitabı*, Türkiye. Jeoloji Kurumu, Ankara, 209–227.
- Barka, A.A. and Kadinsky-Cade, K.**, 1988 Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, *Tectonics*, **7**, 663–684.
- Barka A.A.**, 1992. The North Anatolian Fault Zone. *Annales Tectonicae*, **6**, 164–9

- Barka, A.A.**,1996. Slip distribution along the North Anatolian Fault associated with large earthquakes of period 1939 to 1967. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **86**, 1238-1254.
- Barka, A.A., Akyüz, S H., Cohen, H.A., Watchorn, F.**, 2000. Tectonic Evolution of the Niksar and Tasova-Erbaa pull-apart basins, North Anatolian Fault Zone: their significance for the motion of the Anatolian block. *Tectonophysics*, **322**, 243-264.
- Bar-Matthews M., Ayalon A., Kaufman A.**, 1997. Late Quaternary paleoclimate in the Eastern Mediterranean region from stable isotope analysis of spelethems at Soreq Cave, Israel. *Quaternary Research*, **47**, 155-168.
- Bingöl, E.**, 1975. Batı Anadolu'nun jeotektonik evrimi, *M.T.A. Dergisi*, **86**, 14-34.
- Birgili, S., Yoldas, R., Ünal, G.**, 1975. Çankırı-Çorum havzasının jeolojisi ve petrol olanakları. *MTA Genel Müdürlüğü Raporu Raporu No: 5621* (Yayınlanmamış).
- Blumenthal, M.M.**, 1937. Merzifon ve Suluova (Amasya), kömür havzasının jeolojisi. *MTA derleme raporu*, No:7063, Ankara.
- Blumenthal, M.M.**, 1943. Şimal Anadolu zelzele sahasının jeolojisi ve 1942 yılı sonunda buralarda yapılan makro-sismik müşahadeleler. *MTA Dergisi*, **29**, 33-58.
- Blumenthal, M.M.**, 1950. Orta ve Aşağı Yeşilırmak bölgelerinin (Tokat, Amasya, Havza, Erbaa, Niksar) Jeolojisi hakkında. Maden Tetkik Arama Enstitüsü, *Jeolojik Harita Materyelleri Seri D*, No.4.
- Boggs, S.**, 2001. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*, 3rd edition. Prentical-Hall. New Jersey, 726 pages.
- Boore, D. M., Joyner, W.B., Fumal, T.E.**, 1993. Estimation of response spectra and peak accelerations from western North American earthquakes: An interim report, *U.S. Geological Survey Open-File Report*, 93-509.
- Boore, D. M., Joyner, W.B., Fumal, T.E.**, 1997. Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from western North American earthquakes: A summary of recent work, *Seism. Res. Letters*, **68**, 128-153.
- Bott, M.P.H.**, 1959. The mechanics of oblique-slip faulting. *Geological Magazine*, **96(2)**, 109-117.
- Bozkurt, E.**, 1990. Geology of the Almus Fault Zone (AFZ), Almus-Tokat. *M.Sc. Thesis*, Middle East Technical University, Ankara, Turkey. 118 pages.
- Bozkurt, E. and Koçyiğit, A.**, 1995. Almus Fault zone: its age, total offset and relation to the North Anatolian Fault Zone. *Turkish Journal of Earth Sciences*, **4**, 93-104.

- Bozkurt, E. and Koçyiğit, A.**, 1996. The Kazova basin: an active negative flower structure on the Almus Fault Zone, a splay fault system of the North Anatolian Fault Zone, Turkey. *Tectonophysics*, Volume **265** (3), 239-254.
- Campbell, K.W.**, 2003. Strong-motion attenuation relations. In: *International handbook of earthquake and engineering seismology, Volume-2*, Ed: Lee W.H.K., 1003-1011. Academic Press
- Canitez, N., and Büyükaşkoğlu, S.**, 1984. Seismicity of the Sinop nuclear power plant site. Final report, Istanbul Technical University.
- Carey, E.**, 1979. Recherche des directions principales de contraintes associees au jeu d'une population de failles, *Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys.*, **21**, 57-66.
- Carey-Gailhardis, E. and Mercier, J.L.**, 1987. A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: application to Tibetan teleseisms and microseismicity of southern Peru, Earth planet. *Sci. Lett.*, **82**, 165-179.
- Cavazza, W., Okay, A.I., Zattin, M.**, 2008, Rapid early-middle Miocene exhumation of the Kazdag metamorphic core complex (Western Anatolia). *International Journal of Earth Sciences*. **98**, 1935-1947.
- Cox, R.T.**, 1994. Analysis of drainage basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Missipi EmGulfment, *Geological Society of America Bulletin*, **106**, 571-581.
- Çakir, Z., and Akoglu, A. M.**, 2008, Synthetic aperture radar interferometry observations of the M = 6.0 Orta earthquake of 6 June 2000 (NW Turkey): Reactivation of a listric fault, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **9**, Q08009, doi:10.1029/2008GC002031.
- Çapkinoğlu, Ş., ve Bektaş, O.**, 1998. Karakaya kompleksine ait Karasenir formasyonu (Amasya) içindeki kireçtaşı olistolitlerinden Erken Devoniyen Konodontları. *MTA Dergisi*, **120**, 159-170.
- Chorowicz, J., Dhont, D., Gündoğdu, N.**, 1999. Neotectonics in the eastern North Anatolian fault region (Turkey) advocates crustal extension: mapping from SAR ERS imagery and Digital Elevation Model. *Journal of Structural Geology*, **21**, 511-532.
- De Boor, C.**, 1978. *A Practical Guide to Splines*, 392 pages, Springer-Verlag, New York.
- Dellaloğlu, A.A., Tüysüz, O., Kaya, O.H. ve Harput, B.**, 1992. Kalecik (Ankara)-Eldivan-Yapraklı (Çankırı)- İskilip (Çorum) ve Devrez Çayı arasındaki alanın jeolojisi ve petrol olanakları, *TPAO Rap.*, No. **3194** (yayınlanmamış).
- Demirtaş, R.**, 1998. 14 Ağustos 1996 Salhançayı (Çorum-Amasya) Depremi, *Deprem Araştırma Bülteni*, **76**, 31-46.

- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F. and Şengör, A.M.C.,** 1986. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia – a young collisional zone. In: Coward, M.P. and Ries, A.C. (eds) *Collision Tectonics*, Geol. Soc. Spec. Publ., **19**, 3-36.
- Dewey, M.,** 1976. Seismicity of Northern Anatolia, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **66**, 843-868.
- Dikbaş, A.,** Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun İzmit-Gölyaka (Düzce) Arasındaki Segmentlerinin Paleosismolojisi ve Morfolojik Özellikleri, *Doktora Tezi*, İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, 247 sf.
- Dirik K.,** 1991. Tectono-stratigraphy of the Vezirköprü area (Samsun-Turkey). *Unpublished PhD thesis*, METU, 147 pages.
- Dirik K.,** 1993. Geological history of the northward arched segment of the North Anatolian Transform Fault Zone. *Geological Journal*, **28**, 251–66
- Doblas, M.,** 1998. Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*, **295**, 187-197.
- Douglas, J.,** 2003. Earthquake ground motion estimation using strong-motion records: a review of equations for the estimation of peak ground acceleration and response spectral ordinates. *Earth-Sci. Rev.*, **61**, 43–104.
- Dresen, G.,** 1991. Stress distribution and the orientation of Riedel shears. *Tectonophysics*, vol. **188**, issue 3-4, 239-247
- Eravşar, O.,** 2004. *Tokat Tarihi Su Yapıları (Hamamlar)*. Arkeoloji ve Sanat Yayınları. 151 sf.
- Ergin, K., Güçlü, U., Uz, Z.,** 1967. Türkiye ve civarının deprem kataloğu (Milattan sonra 11 yılından 1964 sonuna kadar). İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Yer Fiziği Enstitüsü, *Teknik Rapor*, No: **14**.
- Ergin, K., Güçlü, U., Aksoy, G.,** 1971. *Türkiye ve Dolaylarının Deprem Kataloğu (1965-1970)*. İTÜ Maden Fakültesi Ofset Matbaası, İstanbul, 91 sf.
- Eriş, E.,** 1996. Eosen yaşlı Çeltek (Amasya) kömürlerinin kimyasal-petrografik özellikleri, oluşum ortamı ve ekonomik potansiyelinin incelenmesi. *Yüksek Mühendislik Tezi*, Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 73 sf.
- Eroskay, S.O.,** 1965, Paşalar boğazı-Gölpazarı sahasının Jeolojisi: *İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası*. Seri B., **XXX 3-4**, 135-170.
- Etchecopar, A., Visseur, G. and Daignieres, M.,** 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Jour. Struct. Geol.* **3**, 51-65.
- Eyidoğan H, Utku Z, Güçlü, U., Değirmenci E.,** 1991. *Türkiye Büyük Depremleri Makro-Sismik Rehberi (1900–1988)*. İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, [II]+198 sf.

- Feigl K.L. and Dupre E.**, 1996. RNGCHN: A Program to calculate displacement components from dislocations in an elastic half-space with applications for modeling geodetic measurements of crustal deformation, *Computers and Geosciences*, **25**, 6, 695-704.
- Fleitmann, D., Cheng, H., Badertscher, S., Mudelsee, M., Gökür, O., Fankhauser A., Pickering, R., Raible, C., Edwards, L., Matter, A., Kramers, J., Tüysüz, O.**, 2009. Timing and climatic impact of Greenland interstadials recorded in stalagmites from northern Turkey. *Geophysical Research Letters*, Vol. **36**, 19707-19712.
- Flerit, F., Armijo, R., King, G.C.P., Meyer, B., Barka, A.**, 2003. Slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart determined from GPS velocity vectors, *Geophys. J. Int.*, **154**, 1– 7.
- Fléuty, M.J.**, 1974. Slickensides and slickenlines. *Geological Magazine*, **113**, 319-322.
- Fontugne M., Kuzucuoğlu C., Karabiyiçoğlu M., Hatté C., Pastre J-F.**, 1999. From Pleniglacial to Holocene. A 14C chronostratigraphy of environmental changes in the Konya Plain, Turkey. *Quaternary Science Reviews*, **18**, 4-5: 573-592.
- Fry, N.**, 1999. Striated faults: visual appreciation of their constraint on possible paleostress tensors. *J. Struct. Geo.*, **21**, 7-21.
- Fry, N.**, 2001. Stress space: striated faults, deformation twins, and their constraints on paleostress. *J. Struct. Geo.*, **23**, 1-9.
- Galovic, L., Frechen, M., Halamic, J., Durn, G., Romic, M.**, 2009. Loess chronostratigraphy in Eastern Croatia- A luminescence dating approach. *Quaternary International*, **198**, 85–97.
- Genç, Ş., Kurt, Z., Küçükmen, Ö., Cevher, F., Saraç, G., Acar, Ş., Bilgi, C., Şenay, M., ve Poyraz, N.**, 1991. Merzifon (Amasya) dolayının jeolojisi. *MTA Derleme Raporu*, No: **9527**.
- Genç, S.C. and Tüysüz, O.**, baskıda. An unusual Jurassic extensional magmatism in the Central and Western Pontides, Northern Turkey: A geochemical and isotopic evaluation. *Tectonophysics*.
- Gephart, J.W. and Forsyth, D.W.**, 1984. An improved for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: an application to the San Fernando earthquake sequence, *J. Geophys. Res.*, **89**, 9305-9320.
- Gephart, J.W.**, 1990. Stress and direction of slip on fault planes. *Tectonophysics*, **8**, 845-858.
- Guidoboni, E., Comastri, A., Triana A.G.**, 1994. Catalogue of Ancient Earthquakes in the Mediterranean Area up to the 10th century. Instituto Nazionale di Geofisica, Rome, 504 pages, ISBN 88-85213-06-5.

- Guidoboni, E. and Comastri A.**, 2005. Catalogue of Earthquakes and Tsunamis in the Mediterranean area from the 11th to the 15th Century. Instituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia - SGA, Bologna, 1037 pages, ISBN 88-85213-10-3.
- Gül, A., Kazancı, N., Maas, M., Şen, Ş., Alçiçek, C., Karadenizli, L.**, 2003. Ankara Kuzeyindeki karasal Paleojen istifinde memeli fosil. *Türkiye Ondördüncü Uluslararası Petrol ve Doğalgaz Kongresi ve Sergisi*, Bildiriler, 12-14 Mayıs 2003.
- Gürsoy, H., Piper, J.D.A., Tatar, O., and Temiz, H.**, 1997, A paleomagnetic study of the Sivas Basin, central Turkey: crustal deformation during lateral extrusion of the Anatolian Block. *Tectonophysics*, **271**, 89-105.
- Hack, J.T.**, 1973. Stream profile analysis and stream-gradient index. *U.S. Geological Survey Journal of Research*, **1**, 421-429.
- Hager, B. H., King, R. W., Murray M. H.**, 1991. Measurements of crustal deformation using the Global Positioning System, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **19**, 351-382.
- Hancock, P.L. and Barka, A.A.**, 1980. Plio-Pleistocene reversal of displacement in the North Anatolian fault zone. *Nature*, **286**, 1183-1186.
- Hancock, P.L. and Barka, A.A.**, 1981. Opposed shear senses inferred from neotectonic mesofracture system in the North Anatolian fault zone. *Journal of Structural Geology*, **3**, 383-392.
- Hancock, P.L. and Barka, A.A.**, 1983. Tectonic interpretations of enigmatic structures in the North Anatolian Fault Zone, *J. Struct. Geol.*, **5**, 217-220.
- Hancock, P.L. and Barka, A.A.**, 1987. Kinematic indicators on active normal faults in Western Turkey, *J. struct. Geol.*, **9**, 573-584.
- Hartleb, R.D., Dolan, J.F., Akyüz, H.S., and Yerli, B.**, 2003, A 2,000 year-long paleoseismologic record of earthquakes along the central North Anatolian fault, from trenches at Alayurt, Turkey: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **93**, 1935-1954.
- Hartleb, R.D., Dolan, J.F., Kozacı, Ö., Akyüz, H.S., and Seitz, G.G.**, 2006, A 2500-yr-long paleoseismologic record of large, infrequent earthquakes on the North Anatolian fault at Çukurçimen, Turkey. *GSA Bulletin*, **118**, 823-840.
- Herece E. ve Akay E.**, 2003. *Kuzey Anadolu Fayı (KAF) Atlası*. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü, Özel Yayın Seri 2, Ankara, 61 sf, +13 harita
- Hostetler, S.W.**, 1995. Hydrologic and thermal response to lakes to climate: Description and modelling. In: Lerman, A., Imboden, D., Gat, J., (Eds) *Physics and chemistry of lakes*, 2nd ed., Springer-Verlag, Berlin. p. 63-82.

- Hubert-Ferrari A., Armijo R., King G.C.P., Meyer B., Barka A., 2002.** Morphology, displacement, and slip rates along the North Anatolian Fault, Turkey. *J. Geophys. Res.*, **107**, 2235-2267.
- Huntley, D.J., Godfrey-Smith D.I., Thewalt, M.L.W., 1985.** Optical Dating of Sediments. *Nature*, **313**, 105-107.
- Ikeda, Y., Suzuki, Y., Herece, E., Saroglu, F., Isikara, A.M., Honkura, Y., 1991.** Geological evidence for the last two faulting events on the North Anatolian fault zone in the Mudurnu Valley, western Turkey. *Tectonophysics*, **193** (4), 335-345.
- Irrlitz W., 1971.** Neogene and older Pleistocene intra-montane basins in the Pontic region of Anatolia. *Newsl. Stratigr.*, **1**, 33-36
- Irrlitz W., 1972.** Lithostratigraphie und tektonische Entwicklung des Neogens in Nordostanatolien (Kanozoikum und Braunkohlen in der Türkei. 6.). *Beih. Geol. Jahrb.*, No. **120**, 111+10 plates
- İravul, Y., Yatman, A., Bağcı, G., Baran, B., 1997.** 14 Ağustos 1996 Çorum-Amasya Depreminin Artçı Sarsıntıları, *Deprem Araştırma Bülteni*, **75**, 5-16.
- İşseven, T., and Tüysüz, O., 2006.** Palaeomagnetically defined rotations of fault-bounded continental blocks in the North Anatolian Shear Zone, North Central Anatolia. *Journal of Asian Earth Sciences*, **28**, 469-479.
- Jackson, J., and Mc Kenzie, D. P., 1984.** Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal Royal Astronomy Society*, **77**, 185-264.
- Johannes, D. 2000.** StereoNet Version 2.46. Shareware Software.
- Jones M.D., Roberts C.N., Leng M.J., 2007.** Quantifying change through the last glacial-interglacial transition based on lake isotope palaeohydrology from central Turkey. *Quaternary Research*, **67**, 463-473.
- Kahle, H.-G., Concord, M., Peter, Y., Geiger, A., Reilinger, R., Barka, A.A., Veis G., 2000.** GPS derived strain rate field within the boundary zones of the Eurasian, African, and Arabian plates. *J. Geophys. Res.*, **105**, 23353-23370.
- Karaalioğlu, B., 1973.** Merzifon-Gümüşhacıköy Ovası Hidrojeolojik Etüd Raporu, 50 sf. 8 tablo, 2 şekil, 8 grafik, 9 diyagram, 1 harita. DSİ Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Karaalioğlu, B., 1978.** Aydınca Ezinepazar Ovası'nın Hidrojeolojik Etüd Raporu. DSİ Genel Müdürlüğü Ankara.
- Karaalioğlu B., 1979.** Suluova Hidrojeolojik Etüd Raporu, 79 sayfa ve 1 harita. DSİ VII. Bölge Müdürlüğü, Samsun.
- Karaalioğlu, B., 1983.** Geldingen Ovası'nın Ovasının Hidrojeolojik Etüd Raporu. DSİ Genel Müdürlüğü, Ankara.

- Karadenizli, L., Saraç, G., Şen, Ş., Seyitoğlu, G., Antoine, P.O., Kazancı, N., Varol, B., Alçiçek, M.C., Gül, A., Erten, H., Esat, K., Özcan, F., Savaşçı, D., Antoine, A., Filoreau, X., Hervet, S., Bouvrain, G., De Bonis, L., and Hakyemez, H.Y.,** 2004. Çankırı – Çorum havzasının batı ve güney kesiminin memeli fosillere dayalı Oligo- Miyosen biyostratigrafisi ve dolgulama evrimi. *MTA Raporu*, no: **10706**.
- Karayığit, A.İ., Gayer, R.A., Cicioğlu, E., Eriş, E.,** 1997. Mineralogy and Petrography of the Two Lower Eocene Lacustrine Coals, Sorgun and Suluova. *International Journal of Coal Geology.*, **34**, 111-130.
- Kaya, T.,** 1995. Paleoamasia kansui (Mammalia) in the Eocene of Bultu-Zile (Tokat-Northeastern Turkey) and systematic revision of Paleoamasia. *Turkish Journal of Earth Sciences* , **4**, 105-111.
- Kaymakci, N.,** 2000. Tectono-stratigraphical evolution of the Cankiri Basin (Central Anatolia, Turkey). *Ph.D. Thesis*, Utrecht University, The Netherlands. Geologica Ultraiectina, No. 190. 248 pages.
- Kaymakci, N. , White, S.H. and van Dijk P.M.,** 2003. Kinematic and structural development of the Çankiri Basin (Central Anatolia, Turkey). a paleostress inversion study. *Tectonophysics*, **364**, 85-113.
- Kaymakci, N., Aldanmaz, E., Langereis, C., Spell, T.L., Gurer, O.F., Zanetti, K.A.,** 2007. Late Miocene transcurrent tectonics in NW Turkey: evidence from palaeomagnetism and 40Ar–39Ar dating of alkaline volcanic rocks. *Geological Magazine*, **144**(2) 379–392.
- Kayseri, M.S.,** 2002. Palynostratigraphic correlation of the Miocene sediments with lignites and their depositional environments in the central Anatolia Turkey. *Msc. Thesis*, 258 pages. Graduate School of Natural and Applied Sciences of Dokuz Eylül University.
- Kayseri, M.S., and Akgün, F.,** 2008. Palynostratigraphic, Palaeovegetational and Palaeoclimatic Investigations on the Miocene Deposits in Central Anatolia (Çorum Region and Sivas Basin), *Turkish Journal of Earth Sciences*, Vol. **17**, 361–403.
- Kazancı N.,** 1993. Kuzey Anadolu Fayı üzerinde tektonik kontrollü depolanma örneği: Suşehri Havzası (Alt Pliyosen-Holosen), Türkiye. *Doğa-Türk Yerbilim. Derg.*, **2**, 89–102
- Keller E.A. and Pinter, N.,** 2002. *Active Tectonics, Earthquakes, uplift and landscape*. Prentice-Hall, New Jersey, 338 pages.
- Keskin, M., Genc, S.C., Tuysuz, O.,** 2008. Petrology and geochemistry of post-collisional Middle Eocene volcanic units in North-Central Turkey: Evidence for magma generation by slab breakoff following the closure of the Northern Neotethys Ocean. *Lithos*, Vol.**104**, 267-305.
- Ketin İ.,** 1948. Über die tektonisch-mechanischen Folgerungen aus den grossen anatolischen Erdbeben des letzten Dezenniums. *Geologia Rundschau*, **36**, 77–83

- Ketin, İ.**, 1957. Kuzey Anadolu Deprem Fayı. *İTÜ Dergisi*, **15**, 49–52.
- Ketin İ.**, 1969. Über die nordanatolische Horizontalverschiebung. *MTA Dergisi*, **72**, 1–28.
- Kıyak N.G. and Erturaç, M.K.**, 2008. Luminescence ages of feldspar contaminated quartz from fluival terrace sediments. *Geochronometria*, **30**, 55–60.
- Kim, Y. and Sanderson, D.**, 2006. Structural similarity and variety at the tips in a wide range of strike-slip faults: a review. *Terra Nova*, **18**, 330–344.
- Koçbulut, F.**, 2003. Göynücek-Gediksaray Kuzeyinde (GB Amasya) Ezinepazar-Sungurlu Fayı'nın Neotektonik Özellikleri. *Yayınlanmamış doktora tezi*, Sivas Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 211 sf.
- Koçyiğit, A., Rojay, B., Cihan, M., Özacar, A.**, 2001. The June 6, 2000 Orta (Çankırı, Turkey) earthquake: sourced from a new antithetic sinistral strike-slip structure of the North Anatolian Fault system, the Dodurga Fault Zone. *Turk. J. Earth Sci.*, **10**, 69–82.
- Koçyiğit, A. and Beyhan, A.**, 1998. A new intracontinental transcurrent structure: The Central Anatolian Fault Zone, Turkey. *Tectonophysics*, **284**, 317–36.
- Koçyiğit, A.**, 1979. Çördük Olistostromları: *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni* **22/1**, 59–68.
- Koçyiğit, A.**, 1989. Suşehri basin: an active fault-wedge basin on the North Anatolian Fault Zone, Turkey, *Tectonophysics*. **167**, 13–29.
- Kondo, H. Ozaksoy, V., Yildirim, C., Awata, Y., Emre, O., and Okumura, K.**, 2004, 3D trenching survey at Demire Tepe site on the 1944 Bolu-Gerede earthquake ruptures, North Anatolian fault system, Turkey: *Seismological Research Letters*, **75**, 292.
- Kozacı, Ö., Dolan, J., Finkel, R., Hartleb, R.**, 2007. Late Holocene slip rate for the North Anatolian fault, Turkey, from cosmogenic ³⁶Cl geochronology: Implications for the constancy of fault loading and strain release rates. *Geology*, **35**, 867–870.
- Kuss S.E. and Storch, G.**, 1978. Eine Saugetierfauna (Mammalia: Artiodactyla, Rodentia) des alteren Pleistozans von der insel Kalymnos (Dodekanes, Griechenland). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paleontologie*, Mh. **4**: 206–227.
- Kuzucular, K.**, 1994. Amasya Kentinin Fiziksel Yapısının Tarihsel Gelişimi, *Doktora Tezi*, 256 sf., İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Kuzucular, K.**, 1996. “Amasya Kenti'nin 16-19. Yüzyıllar Arasındaki Fiziksel Yapısının Osmanlı Arşiv Belgelerine Göre İrdelenmesi”, *Prof. Doğan Kuban'a Armağan* (Ed. Deniz Mazlum, Kemal Kutgün Eyüpgiller, Zeynep Ahunbay). 137–158. Eren Yayıncılık; İstanbul.

- Kuzucuoğlu C., Bertaux J., Black S., Denèfle M., Fontugne M., Karabiyikoğlu M., Kashima K., Limondin-Lozouet N., Mouralis D., Orth P., 1999.** Reconstruction of climatic changes during the Late Pleistocene, based on sediment records from the Konya Basin (Central Anatolia, Turkey). *Geology Journal*, Special Issue on Turkish Geology, **34**: 175-198.
- Kuzucuoğlu, C., Christol A., Mouralis D., Doğu A., Akköprü E., Fort M., Brunstein D., Zorer, H., Fontugne M., Scaillet, S., Reyss J., Guillou H., Karabiyikoğlu M., 2009.** Formation of the Upper Pleistocene Terraces of Lake Van (Turkey). *Journal of Quaternary Science*, in press.
- Kürçer, A., Kondo, H., Emre, Ö., Özalp, S., 2008.** 1942 Erbaa–Niksar Depremi (M:6,9) Yüzey Kırığı’nın Batı Kesiminde Paleosismolojik Bulgular, Kuzey Anadolu Fay Sistemi. *Aktif Tektonik Araştırma Grubu*, **33** 12. Toplantısı, sf. 33, Akçakoca.
- Li, Z., Shan Y. and Li S., 2005.** INVSFS: A MS-Fortran 5.0 program for stress inversion of heterogeneous fault/slip data using the fuzzy C-lines analysis technique. *J. Struct. Geo.*, **31**, 283-287.
- Lian, O.B. and Roberts, R.G., 2006.** Dating the Quaternary: progress in luminescence dating of sediments. *Quaternary Science Reviews*, **25**, 2449–2468.
- Lisieki, L. E. and Raymo M. E., 2005.** A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic ^{20}D ^{18}O records, *Paleoceanography*, **20**, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.
- Lisle, R. J., 1989.** Palaeostress analysis from sheared dike sets. *Bulletin of the Geological Society of America*, **101**, 968–72.
- Machlus M., Enzel Y., Goldstein S., Marco S., Stein M., 2000.** Reconstructing low levels of Lake Lisan by correlating fan delta and lacustrine deposits. *Quaternary International*, **73/74**: 137-144.
- Macklin, M.G., Fuller, I.C., Lewin, J., Maas, G.S., Passmore, D.G., Rose, J., Woodward, J.C., Black, S., Hamlin, R.H.B., Rowan, J.S., 2002.** Correlation of fluvial sequences in the Mediterranean basin over the last 200 ka and their relationship to climate change. *Quaternary Science Reviews*, **21**, 1633–1641
- Mann, P., Hempton, M.R., Bradley, D.C., Burke, K., 1983.** Development of pull-apart basins. *Journal of Geology*, **91**, 529–554.
- Marshak S. and Mitra, G., 1988.** Basic Methods of Structural Geology, Prentice Hall. 446 pages.
- McCaffrey, R., 2002,** Crustal block rotations and plate coupling, in Plate Boundary Zones, *Geodynamics Series* 30, S. Stein and J. Freymueller (ed), 101-122, AGU.
- McClay, K. and Bonora, M., 2001.** Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems. *AAPG Bulletin*, **85**, 233–260.

- Mc Clusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksoz, M.N., and Veis, G., 2000.** Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, **105**, B3, 5695-5719.
- McKenzie, D.P., 1970.** Plate Tectonics of the Mediterranean Region, *Nature*, **226**, 239-243.
- McKenzie D.P., 1972.** Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **30**, 109–85
- McKenzie, D.P., 1978.** Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, **55**, 117–254.
- Meade B.J., Hager B.H., McClusky S.C., Reilinger R.E., Ergintav S., Lenk, O., Barka, A., Ozener, H., 2002.** Estimates of seismic potential in the Marmara Sea region from block models of secular deformation constrained by Global Positioning System measurements. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **92**, 208–15
- Michael, A.J., 1984.** Determination of stress from slip data: faults and folds. *J. Geophys. Res.*, **89**, 11517-11526.
- Michael, A.J., 1987a.** Use of focal mechanisms to determine stress: a control study. *J. Geophys. Res.*, **92**, 357-368.
- Michael, A.J., 1987b.** Stress rotation during the Coalinga aftershock sequence. *J. Geophys. Res.*, **92**, 7963-7979.
- Michael, A.J., 1991.** Spatial variations in stress within the 1987 Whittier Narrows, California, aftershock sequence: new techniques and results. *J. Geophys. Res.*, **96**, 6303-6319.
- Murray, A.S. and Wintle, A.G., 2000.** Luminescence dating of quartz using an improved regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, **32**, 57–73.
- Nanson, G.C., 1980.** A regional trend to meander migration, *Journal of Geology*, **88**, 100-108.
- Naylor, M.A., Mandl, G. and Sijpestein, C.H.K., 1986.** Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. *J. Structural Geol.*, **7**, 737–752.
- Nemec, W. and Steel, R.J., 1988.** Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings, Blackie and Son, Glasgow.

- Nilsen, T.H. and McLaughlin, R.**, 1985. Comparison of Tectonic Framework and Depositional Patterns of Hornelen Strike-Slip Basin in Norway and Ridge and Little Sulphur Creek Strike-Slip Basins of California, In *Strike-slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation*, Soc. Econ. Paleontol. Miner. Spec. Publ. 37 (in honor of J.C. Crowell), ed. K.T. Biddle, N. Christie-Blick, 79-103.
- Okada, Y.**, 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. **75**, 1135-1154
- Okay, A.I., Siyako, M. & Brkan, K.A.**, 1991, Geology and tectonic evolution of the Biga Peninsula. Special Issue on Tectonics (ed. J.F. Dewey), *Bulletin of the Technical University of Istanbul*, **44**, 191-255.
- Okay, A.I., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. & Akyz S.**, 1996, Paleo- and Neo-Tethyan events in northwest Turkey: geological and geochronological constraints. in Tectonics of Asia (ed. A. Yin & M. Harrison), *Cambridge University Press*, 420-441.
- Okay, A.I. and Tüysüz, O.**, 1999, Tethyan sutures of northern Turkey. In "The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen" (eds. B. Durand, L. Jolivet, F. Horvth and M. Sranne), *Geological Society of London, Special Publication*, **No: 156**, 475-515.
- Okay, A.I., Satır, M., Zattin, M., Cavazza, W., Topuz, G.**, 2008. An Oligocene ductile strike-slip shear zone: Uludağ Massif, northwest Turkey – implications for the escape tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, **120**, 893–911, doi: 10.1130/B26229.1.
- Okumura, K., Rockwell, T.K., Duman, T., Tokay, F., Kondo, H., Yoldirim, C., and Ozaksoy, V.**, 2003, Refined slip history of the North Anatolian fault at Gerede on the 1944 rupture: *Eos (Transactions, American Geophysical Union)*, v. **84**, no. 46, F715.
- Ostende, H.L. W. van den.**, 1999. Insectivora faunas from the late Oligocene/Early Miocene of Anatolia (TURKEY) : taxonomy, stratigraphy, paleoecology and biogeography. *Ph. Dr. Thesis*. 161 pages, Utrecht.
- zden, S., ver, S., nlgen, U.C.**, 2002. Quaternary Stress Regime Change along the Eastern North Anatolian Fault Zone, Turkey. *International Geology Review*, **44**, 1037-1052.
- zeren, S., Erturaç, M.K., Yavaoğlu, H., Holt, W.E., Tarı, E.**, 2009. GPS-Based Strain-Rate Inversions and the Behavior of the Middle Section of the Convex Arc of the North Anatolian Fault: Remarks on Splay Faulting. Submitted: *Geophysical Research Letters*.
- ztrk, A.**, 1979. Ladik-Destek Yresinin Stratigrafisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, **22**, 27-34.
- ztrk, A.**, 1980. Ladik-Destek Yresinin Tektoniği, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, **23**, 31-38.

- Parejas, E., Akyol, İ.H., Altınlı, E.,** 1941. 27 Birinci Kanun 1939 Erzincan yerdepremi (batı kısmı), *İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası*, Cilt VI, Sayı 3-4.
- Pınar, A., Kalafat, D. Üçer, S.B.,** 1998. Rayleigh yüzey dalga spektrumu, cisim dalgaları ve ilk hareket yönlerinden 1992-1997 yıllarında oluşan depremlerin ($M_s=5.5-6.8$) analizi, *Deprem Araştırma Bülteni*, Sayı 76, 88-122.
- Piper, J.D.A., Moore, J., Tatar, O., Gürsoy, H., Park, R.G.P.,** 1996. Palaeomagnetic study of crustal deformation across an intracontinental transform: the North Anatolian Fault Zone in Northern Turkey. In: Morris, A. & Tarling, D.H. (eds), *Palaeomagnetism and Tectonics of the Eastern Mediterranean Region*. Geological Society, London, Special Publications, 105, 299–310.
- Platzman, E.S., Platt, J.P., Tapırdamaz, C., Sanver, M. and Bundle, C.C.,** 1994. Why are there no clockwise rotations along the North Anatolian Fault. *J. Geophys. Res.*, 99, 21705-21716.
- Platzman, E.S., Tapırdamaz, C. and Sanver, M.,** 1998. Neogene anticlockwise rotation of central Anatolia(Turkey): Preliminary paleomagnetic and geochronological results. *Tectonophysics*, 299, 175-189.
- Polat, A.,** 1988. Büyük Polat – Yarımsöğüt (Sungurlu – Çorum) yöresinde Paleotektonik ve Neotektonik geçiş döneminin izleri ve Kırıkkale – Erbaa fay zonunun oluşumu *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 1/2, 127-140.
- Provost, A.S., Chery, J., Hassani, R.,** 2003. 3D Mechanical modelling of the GPS velocity field along the North Anatolian Fault. *Earth and Planetary Science Letters*, 209, 361-377.
- Pucci, S., Palyvos, N., Zabci, C., Pantosti, D., Barchi, M.,** 2006. Coseismic ruptures and tectonic landforms along the Düzce segment of the North Anatolian Fault Zone (M_s 7.1, Nov. 1999). *J. Geophys. Res.*, 111, B06312. doi:10.1029/2004JB003578.
- Pucci, S., De Martini, P.M., Pantosti, D.,** 2008. Preliminary slip rate estimates for the Düzce segment of the North Anatolian Fault Zone from offset geomorphic markers. *Geomorphology*, 97, 538-554.
- Pucci, S.,** 2007. The Düzce segment of the North Anatolian Fault Zone (Turkey): understanding its seismogenic behavior through earthquake geology, tectonic geomorphology and paleoseismology. *Ph.D Thesis*, University of Perugia, Italy.
- Ragan, D.M.,** 1973. *Structural Geology; An Outline to Geometrical Techniques*. Wiley, New York, 208 pages.
- Ramsey, J.G. ve Lisle, R.J.,** 2000. *The Techniques of Modern Structural Geology, Volume 3: Application of continuum mechanics in structural geology*. London: Academic Press Limited, 1061 pages.

- Reading, H.G.**, 1996. Sedimentary environments: processes, facies, and stratigraphy, Blackwell Scientific Publications, Oxford. 688 pages.
- Reches, Z.**, 1987. Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition. *Tectonics*, **6**, 849-861.
- Reilinger R., McClusky, S.C., Oral, B.M., Toksöz, M.N., Barka, A.A., Kınık, İ., Lenk, O., Sanlı, I.**, 1997. Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia–Africa–Eurasia plate collision zone, *J. Geophys. Res.*, **102**, 9983–9999.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Çakmak, R., Ozener, 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., Karam, G.**, 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, *J. Geophys. Res.*, **111**, B05411, doi:10.1029/2005JB004051.
- Robinson S.A., Black S., Sellwood B.W., Valdes P.J.**, 2006. A review of palaeoclimates and palaeoenvironments in the Levant and Eastern Mediterranean from 25,000 to 5000 years BP: setting the environmental background for the evolution of human civilisation. *Quaternary Science Reviews*, **25**, 1517–1541.
- Rojay, B.**, 1993. Tectonostratigraphy and Neotectonic Characteristics of the Southern Margin of Merzifon-Suluova Basin. (Central Pontides, Amasya). *Unpublished Phd Thesis*. 214 pages. METU, Ankara.
- Sakınç, M.** 1999. Sözlü görüşme.
- Sala, B., Masini, F.**, 2007. Late Pliocene and Pleistocene small mammal chronology in the Italian peninsula. *Quaternary International*, **160**, 4-16.
- Salomon-Calvi, W.**, 1940a. Les tremblements de terre d’Erzincan du 21 novembre et 27 de cembre 1939. *Rev. E’tude Calam.* **3**, 178–80
- Saraç, G.**, 2003. Türkiye Omurgalı Fosil Yatakları. Yayınlanmamış *MTA Raporu*, 273 sf.
- Sastry, M.V.A.**, 1997. Plio-Pleistocene of the Indian subcontinent, in: Van Couvering, J. (Ed.) 1997. *The Pleistocene Boundary and the Beginning of the Quaternary*. 232-239, Cambridge University Press.
- Schaub, S., and H. Zapfe.**, 1953. Die Fauna der Miozanen Spaltenfüllung von Neudorf an der March, Simplicidentata. *Sitzungsberichte der Österreichische Akademie der Wissenschaften, Mathematisch Naturwissenschaftliche Klasse Abt. 1* **162**(3): 181–215.

- Schlische, R.W., and Anders, M.H.**, 1996, Stratigraphic effects and tectonic implications of the growth of normal faults and extensional basins, in Beratan, K.K., ed., *Reconstructing the History of Basin and Range Extension Using Sedimentology and Stratigraphy*. Geological Society of America Special Paper, **303**, 183-203.
- Schumm, S. A.**, (1986). Alluvial river response to active tectonics, Ed. Wallace, R. E., In *Active Tectonics. Studies in Geophysics*, 80-94, National Academy Press, Washington, DC.
- Seyitoğlu, G., Aktuğ, B., Karadenizli, L., Kaypak, B., Şen, Ş., Kazancı, N., Işık, V., Esat, K., Parlak, O., Varol, B., Saraç, G., İleri, İ.**, 2009. A Late Pliocene - Quaternary Pinched Crustal Wedge in NW Central Anatolia, Turkey: A neotectonic Structure Accommodating the Internal Deformation of the Anatolian Plate. *Geological Bulletin of Turkey*, **52**(1), 121-154.
- Seymen, İ.**, 1975. Kelkit Vadisi Kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun Tektonik Özelliği. *Doktora Tezi*, İ.T.Ü. Maden Fakültesi.
- Shan, Y., Suen H. and Lin G.**, 2003. Separation of polyphase fault/slip data: an objective-function algorithm based on hard division. *J. Struct. Geo.*, **25**, 829-840.
- Shan, Y., Li Z. and Lin G.**, 2004. A stress inversion procedure for automatic recognition of polyphase fault/slip data sets. *J. Struct. Geo.*, **26**, 919-925.
- Sickenberg, F., Becker-Platen, J.D., Benda, L., Berg, D., Engesser, B., Gaziry, W., Heissig, K., Hunermann, K.A., Sondaar, P.Y., Schmidt-Kittler, N., Staesche, K., Staesche, U., Steffens, P. and Tobien, H.**, 1975, Die Gliederung des höheren Jungtertiärs und Altquartärs in der Türkei nach Vertebraten und ihre Bedeutung für die Internationale Neogen-Stratigraphie. *Geologisches Jahrbuch*, B **15**, 167.
- Soysal H, Sipahioğlu, S, Kolçak, D, Altınok Y.**, 1981. Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu (M. Ö. 2100-M.S. 1900). *TÜBİTAK*, İstanbul. 87 sf.
- Stein R.S., Barka A.A., Dieterich J.H.**, 1997. Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophysical Journal International*, **128**, 594–604.
- Steininger, F.F., Bernor, R.L., and Fahlbusch V.**, 1990. European Miocene marine/continental chronologic correlations. In: *European Neogene Mammal Chronology*, E. H. Lindsay, V. Fahlbusch, and P. Mein, eds., 15–46, Plenum Press, New York.
- Steininger, F.F., Berggren W.A., Kent D.V., Bernor R. L., Sen S., and Agustí J.**, 1996. Circum-Mediterranean Neogene (Miocene-Pliocene) marine-continental chronologic correlations of European mammal units. 7–46 in R. L. Bernor, V. Fahlbusch, and H.-W. Mittmann, eds. *The evolution of western Eurasian Neogene mammal faunas*. Columbia University Press, New York.

- Steininger, F.F.**, 1999. "Chronostratigraphy, Geochronology and Biochronology of the Miocene 'European Land Mammal Mega-Zones' (ELMMZ) and the Miocene 'Mammal-Zones (MN Zones)'" in: Rössner, G. & Heissig, K. (eds.), *The Miocene Land Mammals of Europe*, 9-24, Verlag Dr. F. Pfeil, München.
- Stokes, S., Bray, H.E., Blum, M.D.**, 2001. Optical resetting in large drainage basins: tests of zeroing assumptions using single-aliquot procedures. *Quaternary Science Reviews*, **20**, 879-885
- Strahler, A. N.**, 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topology, *Geological Society of America Bulletin*, **63** (11): 1117-1142
- Suata-Alpaslan, F.**, 2003. Anadolu Erken Pliyosen Fauna İstifinin Rodentia ve Lagomorpha (Mammalia) Fosilleri ve Biyokronolojik, Paleobiyocoğrafik, Paleokolojik ve Paleoklimatolojik Anlamları. *Yayınlanmamış Doktora Tezi*, Sivas Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 243 sf.
- Suata-Alpaslan F. and Ünay E.**, 2004. The Paleoeecology of the Continental Early Pliocene of the Eastern Mediterranean, a Reconstruction based on Rodents. *5th International Symposium Eastern Mediterranean Geology*, Thessaloniki.
- Sugai, T., Emre, Ö., Duman, T., Yoshioka, T., and Kuşçu, İ.**, 1999. Geologic evidence for five large earthquakes on the North Anatolian fault at Ilgaz, during the last 2000 years; a result of GSJ-MTA international cooperative research: Interim Report on Active Fault and Paleoeearthquake Research in the 1998 Fiscal Year: *GSJ Interim Report*, no. EQ, **99**, 263-273.
- Sunal, G. and Tüysüz, O.**, 1999. Paleo-stress analyses of Tertiary post-collisional structures in the Western Pontides: Northern Turkey", *Geological Magazine*, **139**, 343-359, Cambridge Press.
- Şaroğlu F, Emre Ö , Kuşçu, İ.**, 1992. *Türkiye Diri Fay Haritası* ölçek: 1:2,000,000, Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Şaroğlu F. ve Arpat, E.**, 1979. Türkiye'deki Bazı Önemli Genç Tektonik Olaylar, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, Cilt **18**, 91-101.
- Şen, Ş. and Heintz, E.**, 1979. Paleomasia kansui Ozansoy 1966, Embrithopode (Mammalia) d l'Eocene d'Anatolie. *Ann. de Paleont. (vertèbres)*, Masson edit., **65**, 73-91.
- Şen, Ş.**, 1997. Magnetostratigraphic calibration of the Neogene mammal chronology. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **133**, 181-204.
- Şen, Ş., Seyitoğlu, G., Karadenizli, L., Kazancı, N., Varol, B., and Araz, H.**, 1998. Mammalian biochronology of Neogene deposits and its correlation with the lithostratigraphy in the Çankırı-Çorum basin, central Anatolia, Turkey. *Eclogae Geol. Helv.*, **91**, 307-320.

- Şengör, A.M.C.**, 1979. The North Anatolian Transform Fault: its age, offset and tectonic significance. *Journal of Geological Society of London*, **136**, 269–82.
- Şengör, A.M.C.**, 1980. Türkiye'nin Neotektoniği'nin Esasları, DSİ Basım ve Foto-Film İşletme Müdürlüğü Matbaası, 40 sf., Ankara.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz Y.**, 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, vol:**75**, No:3/4, 181-243.
- Şengör, A.M.C. and Canitez, N.**, 1982. The North Anatolian Fault. In Alpine-Mediterranean Geodynamics, *Geodynamics*, ed. H Berekhemer, K Hsü, Ser. 7, 205–16. Boulder, CO: Geol. Soc./Washington, DC: Am. Geophys. Union.
- Şengör, A.M.C., Büyükaşkoğlu, S, Canitez N.**, 1983. Neotectonics of the Pontides: implications for 'incompatible' structures along the North Anatolian fault. *J. Struct. Geol.*, **5**, 211–216.
- 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 *Strike-slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation*, Soc. Econ. Paleontol. Miner. Spec. Publ. **37** (in honor of J.C. Crowell), ed. KT Biddle, N Christie-Blick, 227–64.
- Şengör, A.M.C. and Barka A.A.**, 1992. Evolution of escape related strike slip systems: Implications for disruption of collisional orogens. *29th International Geological Congress*, 21 August-3 September, 1992, Kyoto Japan. Abstracts Vol.1, I-2-56, O-1, 1721.
- Şengör, A.M.C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakınc, M., Eyidoğan, H., Görür, N., Le Pichon X., Rangin, C.**, 2005. The North Anatolian Fault: A New Look. *Annual Review Earth Planet. Sciences*. 2004. **33**, 1–75.
- Tan, O., Tapırdamaz, C., Yörük, A.**, 2008. The Earthquake Catalogues for Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, **17**, 405-418.
- Tapırdamaz, C.M., Karakısa, S., Tan, O., Kartal, R.F., Arancioğlu, A., Zünbül, S., Yanık, K., Kaplan, M., İravul, Y., Ergintav, S., Şaroğlu, F., Koçyiğit, A., Altunel, E., Saatçılar, R., Tüzel, B., İnan, S.**, 20 Aralık 2007 Bala (Ankara) Depremi (M_L=5.6) Artçı Deprem Çalışması. *61.Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özetleri*, 24-28 Mart 2008, S.78.
- Tarı, E., Tüysüz, O., Ergintav, S., İpbüker, C., İnce, C.D., Tarı, U., Çakmak, R., Dikbaş, A., Yavaşoğlu, H., Karaman, H.**, 2003. Kuzey Anadolu Fayını'nın Ladik-Ilgaz Arasındaki Orta Anadolu Bölümünün Kinematığının GPS Ölçmeleri ile Belirlenmesi. *TÜBİTAK Projesi, YDABAG 101Y035*.
- Tarı, U.**, 2007. İzmit Körfezi ve Çevresinin Morfotektoniği, İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, *Doktora Tezi*. 284 sf.

- Tatar O., Piper J.D.A., Park R.G., Gursoy H.,** 1995. Palaeomagnetic study of block rotations in the Niksar overlap region of the North Anatolian Fault Zone, central Turkey. *Tectonophysics*, Volume **244**, 4, 251-266.
- Tatar, O.,** 1996. Neotectonic structures indicating extensional and contractional strain within Pliocene deposits near NW margin of the Niksar pull-apart basin, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, **5**, 81-90.
- Tatar, O., Yurtmen, S., Temiz, H., Gürsoy, H., Koçbulut, F., Mesci, L., Guezou, J.C.,** 2007. Intracontinental Quaternary Volcanism in the Niksar Pull-Apart Basin, North Anatolian Fault Zone, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, **16**, 417-440.
- Taymaz, T. and Tan, O.,** 1999. Source Parametres of September 3, 1968 Bartın (SW-Black Sea) and October 5, 1977 (NAF) Kurşunlu earthquakes obtained from inversion of teleseismic bodywaveforms. *22nd General Assembly of International Union of Geodesy and Geophysics*, The University of Birmingham – UK, Abstracts A, p. A169.
- Tchalenko J.S.,** 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of America Bulletin.*, **81**, 1625-40.
- Turner, F. J.,** 1953. Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles. *American Journal of Science*, **251**, 276-98.
- Tüysüz O.,** 1992. Çorum G-35-c ve G-35-d 1/50.000 paftalarının jeolojisi. *Yayınlanmamış TPAO raporu.*
- Tüysüz, O. ve Dellaloğlu, A.A.,** 1992. Çankırı Havzası'nın Tektonik Birlikleri ve Jeolojik Evrimi. *Türkiye 9. Petrol Kongresi Kitabı*, 333-349, Ankara.
- Tüysüz, O.,** 1996. Amasya ve Çevresinin Jeolojisi, *Türkiye 11. Petrol Kongresi Kitabı*, 32-48. Ankara.
- Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, T., Tarı, U.,** 1998, Batı Karadeniz bölgesinin tektonik birliklerinin ayırdı ve 1: 500.000 ölçekli jeoloji haritasının hazırlanması. Proje No: **YDABÇAG-17. TÜBİTAK Raporu**, 92 sf+CD-ROM.
- Tüysüz, O.,** 2003. İstanbul için Deprem Senaryolarının Hazırlanmasında Coğrafi Bilgi Sistemlerinin Kullanımı, *İTÜ Bilimsel Araştırma Projesi Raporu*. 80 sf.
- Tüysüz, O. ve Erturaç, M.K.,** 2009. Kuzey Anadolu Fay Sistemi'nin Tosya-Havza Bölümü Üzerindeki Morfotektonik Yapılar. *62. Jeoloji Kurultayı*, 13-17 Nisan 2009. MTA- Ankara, Türkiye.
- Ünay E. and De Bruijn H.,** 1998. Plio-Pleistocene rodents and lagomorphs from Anatolia. *Meded. Ned. Inst. Toegepaste Geowetenschappen TNO*, **60**, 431-66

- Ünay E, Emre Ö, Erkal T, Keçer M.**, 2001. The Rodent fauna from the Adapazari pull-apart basin (NW Anatolia): its bearing on the age of the North Anatolian Fault. *Geodin. Acta*, **14**, 169–75.
- van Dam, J.A.**, 2006. Geographic and temporal patterns in the Late Neogene (12-3 Ma) aridification of Europe: The use of small mammals as paleoprecipitation proxies. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **238**, 190-218.
- Wald, D.J., Quitoriano, V., Heaton, T.H., Kanamori, H.**, 1999. Relationship between peak ground acceleration, peak ground velocity and Modified Mercalli Intensity in California. *Earthquake Spectra*, v. **15/3**.
- Wallace, R.E.**, 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting, *Journal of Geology*, **59**, 118–130.
- Wallinga, J.**, 2002. Optically stimulated luminescence dating of fluvial deposits: a review. *Boreas*, **31**, 303–322.
- Wells, D.L. and Coppersmith, K.J.**, 1994. New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84**, 974-1002.
- Westaway, R.**, 1994. Present-day kinematics of the Middle East and eastern Mediterranean, *J. Geophys. Res.*, **94**, 12071–12090.
- Westaway, R.**, 2004. Kinematic consistency between the Dead Sea fault zone and the neogene and Quaternary left-lateral faulting in SE Turkey, *Tectonophysics*, **391**, 203– 238.
- Withjack, M.O., Schlische, R.W., Olsen, P.E.**, 2002. Rift-basin structure and its influence on sedimentary systems, in Robin Renaut and Gail M. Ashley, eds., *Sedimentation in Continental Rifts*: SEPM Special Publication, **73**, 57-81.
- Wood, R.A., Pettinga, J.R., Bannister, S., Lamarche, G., McMorran, T.J.**, 1994. Structure of Hanmer strike-slip basin, Hope Fault, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin*, **106**, 1459-1473.
- Yaltırak C, Sakıncı, M, Oktay F.Y.**, 2000. Westward propagation of North Anatolian Fault into the northern Aegean: Timing and kinematics. Comment. *Geology*, **28**, 187– 89.
- Yamaji, A.**, 2000. The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, **22**, 441-452.
- Yaşar, H.H.**, 1912-1928. *Amasya Tarihi*. 4 cilt. İstanbul.

- Yavaşoğlu, H., Tarı, E., Karaman, H., Şahin, M., Baykal, O., Erden, S., Bilgi, S., Rüzgar, G., İnce, C.D., Ergintav, S., Çakmak, R., Tarı, U., Tüysüz, O.,** 2007. GPS Measurements along the North Anatolian Fault on the Mid-Anatolia segment. In *Geodetic Deformation Monitoring: From Geophysical to Engineering Roles*, 166-171. Springer Berlin Heidelberg.
- Yavaşoğlu, H., Tarı, E., Tüysüz, O., Çakır, Z., Altın, M.U., Tarı, U.,** 2009. Description of Kinematics of the Central Part of North Anatolian Fault with Using Geodetic Measurements. 62. *Jeoloji Kurultayı*, 13-17 Nisan 2009. MTA- Ankara, Türkiye.
- Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M., Genç, Ş.C., Gürer, Ö.F., Elmas, A., Bozcu, M., Çalışkan, B.A.,** 1993. Tokat masifi ve yakın çevresinin jeolojisi. *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Raporu*, No:3390.
- Yılmaz, Y., Serdar, H.S., Genc, C., Yiğitbaş, E., Gürer, Ö.F., Elmas, A., Yıldırım, M., Bozcu, M., Gürpınar, O.,** 1997a. The geology and evolution of the Tokat massif, South-Central Pontides, Turkey. *International Geology Review*, **39**, 365–382.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C., Şengör, A.M.C.,** 1997b. Geology and tectonic evolution of the Pontides. In: Robinson, A.G. (Ed.), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. Memoir*, vol. **68**. American Association of Petroleum Geologists, 183–226.
- Yoshika, T., Okumura, K., Kuşçu, İ., Emre, Ö.,** 2000. Recent surface faulting of the North Anatolian Fault along the 1943 Ladik earthquake ruptures. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol.**51**(1), 29-35.
- Zabcı, C., Karabacak, V., Sançar, T., Akyüz, H.S., Altunel, E., Gürsoy, H., Tatar O.,** 2007. Kuzey Anadolu Fayı, 1939 Erzincan depremi yüzey kırığı üzerinde paleosismoloji çalışmaları; önbulgular. *Aktif Tektonik Araştırma Grubu*, 11. Toplantısı, 27, TÜBİTAK MAM, Gebze, Kocaeli.
- Zattin, M., Okay, A.I., Cavazza, W.,** 2005. Fission-track evidence for late Oligocene and mid-Miocene activity along the North Anatolian Fault in south-western Thrace. *Terra Nova*, **17**, 95-101.

EKLER

EK A.1 : Suluova Havzası'nın Neojen Jeoloji Haritası

EK A.2 : Amasya Havzası'nın Neojen Jeoloji Haritası

ÖZGEÇMİŞ

Ad Soyad : Mehmet Korhan ERTURAÇ
Doğum Yeri ve Tarihi : Kırıkkale, 03.04.1977
Lisans : Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Blümü
Y. Lisans : İstanbul teknik Üniversitesi, Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü

Yayın Listesi:

- **Erturaç, M.K.** and Tüysüz, O., **baskıda**, Characteristics of a Major Splay of the North Anatolian Fault: Evolution, Kinematics, and Basin Formation Along the Ezinepazar Sungurlu Fault Zone, NE Anatolia, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2009.
- Kıyak N.G. and **Erturaç, M.K.**, 2008. Luminescence ages of feldspar contaminated quartz from fluival terrace sediments. *Geochronometria*, **30**, 55-60.
- Kazancı, N. Toprak, Ö. Leroy, S.A.G., Öncel, S. , Ileri, Ö., Emre, Ö., Costa, P., **Erturaç K.** and McGee, E. 2006 Boron content of Lake Ulubat sediment: A key to interpret the morphological history of NW Anatolia, Turkey, *Applied Geochemistry*, **21**, 134-151.