

**DOKURCUN-BELDİBİ (ADAPAZARI) ARASININ
MORFOTEKTONİK VE PALEOSİSMOLOJİK
ÖZELLİKLERİ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
Jeoloji. Müh. Cengiz ZABCI**

Anabilim Dalı : KATI YER BİLİMLERİ

Programı : YER SİSTEM BİLİMİ

MAYIS 2005

**DOKURCUN-BELDİBİ (ADAPAZARI) ARASININ
MORFOTEKTONİK VE PALEOSİSMOLOJİK
ÖZELLİKLERİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ
Jeoloji. Müh. Cengiz ZABCI
601031002

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 9 Mayıs 2005
Tezin Savunulduğu Tarih : 26 Mayıs 2005

Tez Danışmanı : Doç.Dr. H. Serdar AKYÜZ
Diğer Jüri Üyeleri Prof.Dr. Okan TÜYSÜZ (İ.T.Ü.)
Prof.Dr. Aral İ. OKAY (İTÜ)
Prof.Dr. Şükrü ERSOY (Y.T.Ü.)
Yrd. Doç.Dr. Gültekin TOPUZ (İ.T.Ü.)

MAYIS 2005

ÖNSÖZ

Mudurnu Vadisi, Kuzeybatı Anadolu'nun depremselliğini anlamak açısından önemli bir konumda bulunmaktadır. Bu bölgede aktif tektonik yapıların ve bölge paleosismolojisinin anlaşılması için üretilen bu tez, Dr. Mustapha Megharoui koordinatörlüğündeki Avrupa Birliği projesi REL.I.E.F. EVG1-2002-00069 kapsamında gerçekleşmiştir. Bunun dışında araştırmacı, Prof. Dr. Naci Görür yöneticiliğindeki NATO Deprem Projesi tarafından 6 ay boyunca maddi olarak desteklenmiştir.

Tezin bütün arazi ve büro çalışmaları boyunca engin sabırıyla tahammül edip elinden gelen bütün yardımı gösteren Doç. Dr. H. Serdar Akyüz başlıca teşekkür edilmesi gereken kişidir. Değerli Ar. Görevlileri Gürsel Sunal ve Aynur Dikbaş, bizzat inceleme bölgesine gelerek yazara yol göstermişlerdir.

Bu tezin yazarı, arazi çalışmaları boyunca çok şey öğrendiği Dr. Nikolas Palyvos'a çok şey borçludur. INGV mensuplarından Daniela Pantosti ve Giuliana D'Addezio, sonradan katıldıkları çalışmaya deneyimleriyle çok fazla katkıda bulunmuşlardır.

Ar. Gör. Dilek Şatır-Erdağ, tükenmez bir sabırla bu çalışmadaki şekillerin nasıl hazırlanacağı konusunda büyük yardımlarda bulunmuştur. M. Ersen Aksoy ve Ar. Gör. Gülsen Uçarkuş büyük bir heyecanla bilimsel bulguları yazarla tartışmış ve çalışmanın her aşamasında ona güç vermişlerdir. Dr. Ziyadin Çakır, sayısal yükseklik modellerini temin etmiş ve nasıl işlenecekleri konusunda yol göstericilik yapmıştır. İnceleme alanı ile ilgili önemli makaler ve şekiller Ar. Görevlileri Ufuk Tarı ve M. Korhan Erturaç sayesinde elde edilmiştir. Prof. Dr. Erhan Altunel, traverten numunelerini inceleyerek karakterleri hakkında yazara yol göstermiştir.

Ayrıca bu tez, yazarın nişanlısı Çiğdem Şen, dostu N. Utku Uluer ve kardeşi B. Başak Zabcı'nın manevi, ebeveynleri Tülin Uğurlu ve H. Hakkı Zabcı'nın maddi, manevi destekleri olmaksızın gerçekleştirilemezdi.

Cengiz ZABCI

Mayıs 2005

İÇİNDEKİLER

KISALTMALAR	v
TABLO LİSTESİ	vi
ŞEKİL LİSTESİ	vii
ÖZET	ix
SUMMARY	x
1. GİRİŞ	1
1.1 Genel.....	1
1.1.1 Çalışma Alanının Konumu ve Topoğrafik Özellikleri.....	1
1.1.2 Yerleşim ve Yol Durumu.....	1
1.1.3 Bölgenin Yerleşim Tarihçesi.....	3
1.1.3.1 Genel.....	3
1.1.3.2 Kentleşme.....	4
1.2 Amaç ve Yöntem.....	8
1.3 Önceki Çalışmalar.....	9
2. KUZEY ANADOLU FAY ZONU	22
2.1 Giriş.....	22
2.2 KAFZ'nun Tektonik Özellikleri.....	25
2.2.1 KAFZ Öncesi Türkiye'nin Paleotektoniği.....	25
2.2.2 Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Türkiye Neotektonik Evrimindeki Yeri.....	26
2.3 Kuzey Anadolu Fay Zonunun ve İlişkin Yapıların Geometrisi.....	26
2.4 KAFZ'nun Toplam Atım Miktarı, Yaşı ve Evrimi.....	31
3. JEOLojİ	34
3.1 Stratigrafi.....	34
3.1.1 Giriş.....	34
3.1.2 Kuzey Topluluk.....	36
3.1.2.1 İznik Metamorfikleri.....	36
3.1.2.2 Abant Karmaşığı.....	37
3.1.2.3 Dikmen Volkanitleri.....	39
3.1.3 Güney Topluluğu.....	41
3.1.3.1 Karakaya Kompleksi.....	41
3.1.3.2 Çataltepe Formasyonu.....	46
3.1.4 İki Toplulukta Örtün Genç Çökeller.....	47
3.1.4.1 Acemler Traverteni.....	47
3.1.4.2 Eski Taraça Seviyesi Akarsu Çökelleri.....	50
3.1.4.3 Alüvyal Yelpaze Çökelleri.....	50
3.1.4.4 Yamaç Molozu.....	51
3.1.4.5 Güncel Taraça Seviyesi Akarsu Çökelleri.....	52
3.2 Yapısal Jeoloji.....	52
3.2.1 Paleotektonik Yapılar.....	53
3.2.1.1 Tabaka ve Foliasyonlar.....	53

3.2.1.2 Paleotektonik Döneme Ait Faylar.....	55
3.2.2 Neotektonik Döneme Ait Yapılar.....	56
4. JEOMORFOLOJİ.....	63
4.1 Akaçlama Sistemi.....	64
4.2 Yükseltiller.....	66
4.3 Morfotektonik Yapılar.....	66
4.3.1 Fay Şevleri.....	66
4.3.2 Çöküntü Yapıları: Graben ve Sag Pondlar.....	70
4.3.3 Basınç Sırtları.....	71
4.3.4 Eğer Yapıları.....	71
4.3.5 Heyelanlar.....	71
5. 22 TEMMUZ 1967 MUDURNU VADİSİ DEPREMİ.....	73
5.1 Giriş.....	73
5.2 Fay Düzlem Çözümleri ve Kırılma Modelleri.....	75
6. PALEOSİSMOLOJİ.....	77
6.1 Tarihsel Depremler.....	77
6.1.1 Giriş: Kuzeybatı Anadolu'nun Sismik Tarihçesi.....	77
6.1.2 Mudurnu Vadisi ve Çevresinde Kayıdedilmiş Depremler...	78
6.2 Fay Kazısı.....	82
6.2.1 Mudurnu Vadisinde Yapılmış Önceki Fay Kazısı	
Çalışmaları.....	82
6.2.2 Hendek Yeri ve Jeomorfolojisi.....	82
6.2.3 Hendek Stratigrafisi ve Tektonik Yapıları.....	84
6.2.4 Fay Zonları ve Eski Depremlerin Tespiti.....	87
6.2.4.1 Birinci Fay Zonu (FZ1).....	87
6.2.4.2 İkinci Fay Zonu (FZ2).....	88
6.2.4.3 Üçüncü Fay Zonu (FZ3).....	89
6.2.5 Hendek Genelinde Önceki Depremler.....	90
6.2.6 Radyokarbon Yaşlandırma.....	92
6.2.7 Deprem Tekrarlanma Aralığı ile İlgili Senaryolar.....	93
7. SONUÇLAR.....	96
KAYNAKLAR.....	98
EKLER.....	112
ÖZGEÇMİŞ.....	117

KISALTMALAR

SRTM	Shuttle Radar Topographic Mission
REL.I.E.F.	Reliable Information on Earthquake Faulting
DEM	Digital Elevation Modelling
SYM	Sayısal Yükseklik Modeli
NRM	Natural Remanance Magnetization
ASE	Active Seismik Experiment
CBS	Coğrafi Bilgi Sistemi
KAFZ	Kuzey Anadolu Fay Zonu
KAK	Kuzey Anadolu Keirojeni
KAF	Kuzey Anadolu Fayı
KAMZ	Kuzey Anadolu Makaslama Zonu
DAFZ	Doğu Anadolu Fay Zonu
My	Milyon yıl
Ş1	1 nolu Fay Şevi
Ş2	2 nolu Fay Şevi
Ş3	3 nolu Fay Şevi
Y1	1 nolu Taraça Yükseleni
Y2	2 nolu Taraça Yükseleni
FZ1	Birinci Fay Zonu
FZ2	İkinci Fay Zonu
FZ3	Üçüncü Fay Zonu
OTA	Ortalama Tekrarlanma Aralığı
BP	Before Present
Std.	Standart

TABLO LİSTESİ

Tablo 5.1.	22 Temmuz 1967 Mudurnu Vadisi Depreminin oluş zamanı ve odak mekanizması ile ilgili çalışmalar	75
Tablo 6.1.	29.11.24 İznik Depremi ile ilgili tarihsel derlemeler	78
Tablo 6.2.	03.05.181 İzmit-Mudurnu depremi ile ilgili tarihsel derlemeler	80
Tablo 6.3.	11.10.368 İznik depremi ile ilgili tarihsel derlemeler	80
Tablo 6.4.	02.09.967 Bolu depremi ile ilgili tarihsel derlemeler	81
Tablo 6.5.	Hendek içindeki stratigrafik birimlerin litolojileri	86
Tablo 6.6.	Alınan örneklerin (Şekil 6.4 ve 6.5) radyo karbon yaşları. Ayarlama CALIB v5.0 yazılımı ile (Stuvier and Reimer, 1993), ayarlama eğrileri (Reimer et al., 2004)'ne göre.	93
Tablo 6.7.	Oluş zamanlarına göre üretilen iki ayrı deprem tekrarlanma senaryosu. Senaryo 1a ve 2a olası II depreminin iki senaryoya dahil edilmiş halidir.	95

ŞEKİL LİSTESİ

Şekil 1.1.	Bölgenin yerbulduru haritası.....	2
Şekil 1.2.	Antik Bithynia toprakları ve eski yerleşim merkezleri.....	6
Şekil 2.1.	Türkiye topraklarının Üst Kretase-üst Miyosen arası paleocoğrafyası.....	27
Şekil 2.2.	Kuzey Anadolu Fayı ve 20. yy depremlerinin gerçekleştiği segmentler.....	30
Şekil 3.1.	Bölgenin genelleştirilmiş ölçeksiz dikme kesitleri.....	35
Şekil 3.2.	Abant karmaşığına ait kireçtaşı ve granit birimlerinin fotoğrafı...	39
Şekil 3.3.	Dikmen volkanitlerine ait andezit seviyeleri.....	40
Şekil 3.4.	Karakaya Kompleksine ait büyük boyutlu kireçtaşı blokları.....	43
Şekil 3.5.	Kireçtaşı olistolitleri arasında görülen volkanojenik kumtaşı seviyeleri.....	44
Şekil 3.6.	Çataltepe Formasyonuna ait kumtaşı-şeyl ardalanması.....	47
Şekil 3.7.	Acemler travertenini.....	49
Şekil 3.8.	İznik metamorfikleri üzerinde elde edilen foliasyon ölçümlerinin Schmidt ağında izdüşümü.....	53
Şekil 3.9.	Karakaya Kompleksinde kireçtaşı blokları arasında yer alan kumtaşı ve karbonatlı şeyl tabakalarının konumunu gösteren Schmidt ağı.....	54
Şekil 3.10.	Çataltepe Formasyonuna ait tabaka konumlarının Schmidt ağında izdüşümü.....	55
Şekil 3.11.	Karakaya Kompleksi ile Abant karmaşığı arasındaki deformasyon zonunda tespit edilen kinematik göstergeç.....	55
Şekil 3.12.	Belirlenen fayların gül diyagramında iz düşürülmesi.....	57
Şekil 3.13.	İnceleme alanında haritalanan faylar ile Ambraseys ve Zatopek (1969)'e göre 1967 depreminin yüzey kırıkları.....	58
Şekil 3.14.	Kapanan yapı ve evrimi.....	60
Şekil 3.15.	1967 ve 1999 depremlerine ait yüzey kırıkları.....	61
Şekil 4.1.	Yayvan "U" tabanlı Mudurnu Vadisinin doğudan batıya görünümü.....	63
Şekil 4.2.	Acemler güneyinde faylanmayla ilişkili olarak gelişen dikdörtgen akaçlama geometrisi.....	64
Şekil 4.3.	İnceleme alanının akaçlama şebekesi.....	65
Şekil 4.4.	Kuloğlu batısında eski faylanmayla ilgili şev.....	67
Şekil 4.5.	Beldibi köyünün kuzeybatısında elektronik teodolitle belirlenen atım miktarı.....	68
Şekil 4.6.	Beldibi köyü içerisinde yol ötelenmesi.....	69
Şekil 4.7.	Emirdağ tepesi yüzeyindeki eğir yapısı.....	72
Şekil 5.1.	22 Temmuz 1967 Mudurnu Vadisi depremi yüzey kırığı.....	74
Şekil 5.2.	1967 depremi boyunca gerçekleşen düşey ve yanal atım miktarları.....	75

Şekil 5.3.	22 Temmuz 1967 Mudurnu Vadisi Depremi sonucu elde edilmiş fay düzlemi çözümleri.....	76
Şekil 6.1.	Kuzeybatı Anadolu’da gerçekleşen tarihsel depremler.....	79
Şekil 6.2.	Hendek yerinin 1967 depremi sonrası ve güncel genel görünüşü.	83
Şekil 6.3.	Hendek çevresinin mikrotopoğrafyası ve jeomorfolojisi.....	84
Şekil 6.4.	Doğu duvarında detaylı birinci fay zonu (FZ1).....	88
Şekil 6.5.	Doğu duvarında ikinci ve üçüncü fay zonları.....	91

ÖZET

Beldibi-Dokurcun (Adapazarı) arasının jeolojisi kuzey ve güney topluluklar olmak üzere iki ana başlık altında incelenmiştir. Güney topluluk en altta Permo-Karbonifer kireçtaşı blokları, Geç Permiyen-Geç Triyas yaşlı Karakaya Kompleksi ile temsil edilirken, bu birimin üzerine tektonik bir dokanakla fliş istifinden oluşan Eosen yaşlı Çataltepe Formasyonu gelir. Kuzey topluluk ise en altta mermer mercekli sleyt, fillat ve şistlerden oluşan İznik metamorfikleri ile başlar. Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı bu birimin üzerine tektonik bir dokanakla kireçtaşı blokları ve granit sokulumundan ihtiva Abant karmaşığı gelir. Topluluğun en üzerinde ise andezit ve andezitik piroklastik kayalardan oluşan Eosen yaşlı Dikmen volkanitleri yer alır. Her iki toplulukta, sırasıyla aktif faylar önünde gelişmiş Acemler traverteni, eski taraça seviyesine ait akarsu çökelleri, Alüvyal yelpaze çökelleri ve yamaç molozu ile güncel taraça yüzeyine ait akarsu çökellerince uyumsuz bir şekilde örtülür.

Arazi çalışmaları, hava fotoğrafları ve sayısal yükseklik modellerinin incelenmesi sonucu 1967 depreminin yüzey kırığına ve aktif faylanmalara ait şevler, graben ve sag pond gibi çöküntü yapıları, basınç sırtları, heyelanlar, eğer yapıları ile heyelanlar tespit edilen morfolojik unsurlardır. Bu yapıların ve traverten oluşumunun gösterdiği, Kuvaterner boyunca birden fazla faylanmanın gerçekleştiğidir. En son depremde oluşan yüzey kırığı dikkate alınarak aktif faylanmanın zaman içinde kuzeye doğru göç ettiği söylenebilir.

Beldibi-Mansurlar köyü arasında eski taraça yüzeyinden geçen 22 Temmuz 1967 Mudurnu Vadisi depremi yüzey kırığı üzerinde gerçekleştirilen fay kazısı sonucu üç tane fay zonu ve bunlar üzerinde 1967 öncesi, kesin üç, olası dört adet eski deprem tespit edilmiştir. İlgili stratigrafik seviyelerden alınan örneklerin yaşlandırılması sonrası iki farklı senaryo üretilmiş, bunlara göre deprem tekrarlanma aralıklarının, MS 1394'ten itibaren 286 (veya olası 191) ve MS 1668'den sonra 100 (veya olası 75) yıl olabileceği yorumlanmıştır.

SUMMARY

The area between Beldibi and Dokurcun (Adapazarı) is examined under two sub groups; northern and southern assemblages. Southern assemblage starts with Late Permian-Late Triassic Karakaya Complex which consists of Permo-Carboniferous limestone blocks at the bottom. Çataltepe Formation of Eocene flysh sequence forms a tectonic contact with this unit at the top. Northern assemblage starts with İznik metamorphics, made of marble lensed phyllite, slate and schists at the bottom. This Paleozoic-Mesozoic unit has a tectonic contact with Abant complex which contains limestone blocks and granitic intrusions. At top of the Abant complex, Eocene Dikmen volcanites expose, which consist of andesite and andesitic pyroclastic rocks. Both assemblages are overlain by Quaternary deposits unconformably which are Acemler travertine, old river terrace, alluvial fan, debris and recent terrace deposits. Travertine and limestone breccia in travertine matrix has been developed in front of active fault planes.

Many morphotectonic features like scarps, related with 1967 earthquake surface rupture and other active faults, depressions, pressure ridges, saddles and landslides were identified with field survey, aerial photo and digital elevation model (DEM) interpretations. These structures and travertine formation in front of fault planes show multi faulting during Quaternary. It can be interpreted that faulting has migrated towards north during Quaternary, when we consider the last 1967 earthquake rupture.

Three fault zones and prior three certain or possibly four earthquakes before 1967 were identified in the trench, that has been excavated on the 1967 surface rupture crossing older river terrace between Beldibi and Mansurlar villages. With the dated samples, two scenarios are produced, giving maximum occurrence interval of 286 (or possibly 191) years after AD 1394 and 100 (or possibly 75) years after AD 1668.

1. GİRİŞ

1.1 Genel

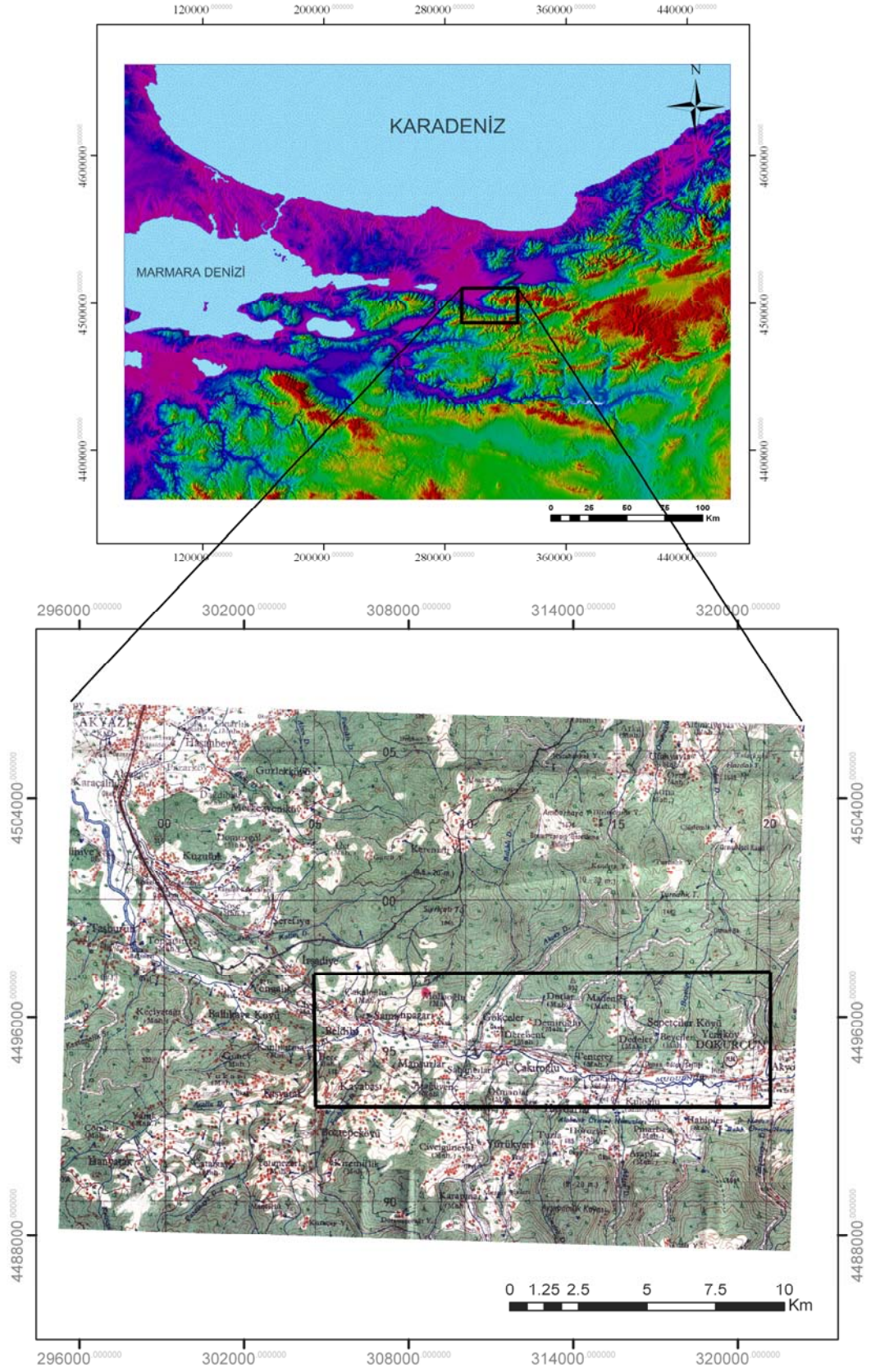
1.1.1 Çalışma Alanının Konumu ve Topoğrafik Özellikleri

Çalışma alanı, Mudurnu Çayı (Gallos) Vadisinin batı kısmında, doğuda Dokurcun Beldesi, batıda Beldibi Köyü arasında kalan yaklaşık 50 km²'lik bölgeden oluşur. Bu alan 1:250000 lik Adapazarı G25-c4 ve G25-d3 nolu topoğrafya haritalarında 40°.33'-40°.36' enlemleri ve 30°.41'-30°.51' boylamları arasında sınırlıdır (Şekil 1.1). En yakın ana yerleşim birimleri batı-kuzeybatıda Akyazı, batı-güneybatıda Geyve, güneyde Göynük ve doğu-güneydoğuda Mudurnu'dur.

İnceleme alanının ana akaçlama sistemini yaklaşık doğu-batı uzanımlı Mudurnu Çayı (Gallos) oluşturur. İkincil akaçlama sistemleri olarak nitelenebilecek yan kollar, akış yönleri Mudurnu Vadisine ulaşacak şekilde kuzey-güney uzanırlar. Akarsuyun kazdığı vadinin kuzey duvarı daha yüksek bir görünüm sergilerken, güney yamaç nisbeten daha az eğimlidir. Vadi, Dokurcun doğusuna kadar V tabanlı uzanırken, burdan batıya doğru, bölgedeki açılmaya paralel olarak yayvan U tabanlı olarak devam eder. Flüvyal morfoloji bütün çalışma alanı boyunca etkinliğini göstermiştir. Örgülü akarsu tipi bir rejime sahip olan Mudurnu Çayı'nun oluşturduğu güncel taraçanın yanı sıra, farklı seviyede eski bir taraça yüzeyi de vadinin her iki yanına doğru uzanır. Vadinin kuzey ve güney yönlerinde, her iki yamaçta da alüvyal yelpazeler gözlenir. Kuzey tarafta nisbeten daha büyük ölçekli yelpazeler görülsede, güney tarafta daha sık frekansta gelişmişlerdir.

1.1.2 Yerleşim ve Yol Durumu

Mudurnu Vadisi ve ona bağlı akaçlama sisteminin oluşturduğu taraça ve alüvyal yelpazelere ait düzlükler tarım amaçlı kullanılmaktadır. İnsan nüfusu, ovalık alanlara nazaran daha düşük oranda görülür. İnceleme alanındaki başlıca yerleşim birimleri, batıdan doğuya doğru Beldibi, Durmuşlar, Mollaoğlu, Samanpazarı, Mansurlar, Sahancılar, Aşağı Güvenç, Çakıroğlu, Gökseler, Derbent, Tanışman, Osmanlar, Demiroğlu, Beyler, Dutlar, Haydarlar, Acemler, Madenler, Dedeler, Kuloğlu, Beyciler Köyleriyle, Dokurcun Beldesinden oluşur.



Şekil 1.1: Bölgenin yerbulduru haritası. Marmara bölgesi için SRTM görüntüsünden (USGS, 2004), bölge detayı için G25 pafta no'lu 1:100000 ölçekli topoğrafya haritasından faydalanılmıştır.

Bölgenin ana ulaşım hattını, vadiye paralel, doğu-batı uzanan, Adapazarı-Nallıhan-Ankara karayolunun bir kısmı oluşturur. İstanbul-Ankara otoyolu Akyazı sapağı vadiye ulaşan batı girişi, Abant-Mudurnu karayolundan Adapazarı sapağı doğu girişi oluşturur. Bölgede yürütülen yol genişletme ve yeni güzergah açma çalışmaları, bu tez kapsamında 2004 yazı sırasında gerçekleştirilen arazi çalışması sırasında devam etmekteydi. Ancak, inceleme alanında kalan kısım üzerinde ki çalışmalar 2004 yılı içerisinde bitirilmiştir.

1.1.3 Bölgenin Yerleşim Tarihçesi

1.1.3.1 Genel

Günümüzdeki yerleşim birimleri olan İstanbul ilinin tüm Anadolu yakası, Kocaeli, Adapazarı ve Bolu illerinin tümü, Zonguldak ilinin batı yarısı, Bilecik ve Bursa illerinin kuzey kısımları, Anakara ilinin Bolu ile Eskişehir illeri arasına uzanmış kolu (Nallıhan, Çayırhan, Beypazarı yöresi) Küçük Asya'nın ilkçağ tarihinde Bithynia toprakları içerisinde yer alır. Bu topraklar batıda Mysia, kuzeyde Pontus Euxinus, doğuda Paphlagonia ve güneyde Phrygia Epictetus ile sınırlıydı (Peck, 1898; Umar, 2004) (Şekil 1.2).

Bithynia'nın tarih öncesi çağlardaki kültürleri ve yerleşimleri hakkında hemen hemen hiç bilgi yoktur. Bu çağı araştırmak için yapılan kazı işlemleri şimdilik pek az sayıdadır. Bölgede Thrak kökenli halklara özgü kültürün egemen olmasından (MÖ. 1200 dolayları) önce Luvi kültürü egemendi (Umar, 2004).

Bölge adını Küçük Asya'ya Trakya ve Boğazlar üzerinden giren, aynı zamanda bir Thrak boyu olan Bithynler'den almıştır (Sevin, 2001). Homeros, İlyada'da bu bölgenin halkını Mysialılar ve Phrygia'lılar olarak adlandırmıştır (Homeros, 2004). Strabon'da Geographika'sında Bithynler'in Thrak kökenli olduklarını belirtmiştir (Strabon, 2000). Küçük Asya'ya özellikle Hellespontos (Çanakkale Boğazı) üzerinden geçerek göç eden ilk Thrak boyları Propontis'in (Marmara Denizi) güney kıyılarına ulaşmışlardır. Bu göç dalgası MÖ. 1. bin yılın ortalarına kadar sürmüş, Thrak boyları Bosporos (İstanbul Boğazı) üzerinden geçerek Küçük Asya'nın kuzeybatı kesimlerine yerleşmiştir (Sevin, 2001).

MÖ. 430 dolaylarına kadar Anadolunun genel tarihçesini izleyen Bithynia kıyılarında Hellen yavru kentleri kurulur veya mevcut yerleşim birimleri Hellen göçmenlerince ele geçirilip devşirilir. Bölgede büyük sayılabilecek bir devletin egemenliği, ilk kez, Alyattes zamanında Lydia'nın egemenliğinin oralara da yayılmasıyla gerçekleşti. MÖ. 546'da Pers'ler bölgede egemenlik kurmuştur. Bu süreçte bazı yerel krallar oldukça güçlenir. İskender'in geçişinde ona direnmeyen

yerel kral Bas, İskender'in Hellespontos Phrygia satrapı Kalas'ı yenerek, Bithynia krallığının kuruluşuna kesinlik kazandırmıştır. Helenistik çağ bu gelişmelerle başlar ve kralık ülkesinin MÖ. 74 yılında Roma Cumhuriyeti ülkesine katılışına kadar sürer (Umar, 2004).

Bizans İmparatoru Romanos Diogenes'in MS. 1071 Malazgirit Savaşında yenilmesini Selçuklu'ların güçlü Beylerinin Anadolu içlerine doğru ilerlemesi izler. Anadolu Türkmenlerinin başına geçen Kutalmış'ın oğlu Süleyman, Konya'yı Rum devletinin yerel yöneticilerinin elinden alıp doğruca Nikaia (İznik) üzerine yürür ve Rum ileri gelenlerinin işbirliğiyle başka kentlerle birlikte bu kenti de ele geçirir. Bu kentler yıllar boyunca Bizans ve Selçuklular arasında el değiştirirken, geçici olarak Haçlı seferleri sırasında gelen orduların egemenliği altına da girmiştir. Bilecik ile Eskişehir arasında, Söğüt kasabasına ve dolaylarına 1270'lerde Ertuğrul Bey önderliğinde yerleşmiş olan bir topluluk Belo Kome (Bilecik) Rum tekfurunu haraca bağlar. 1280'de Ertuğrul'un ölümünden sonra oğlu Osman'ın başa geçmesiyle Osmanlılar olarak adlandırılan bu topluluk çeşitli aşiret liderleri işbirliğiyle Rum ülkesinde fetihlere girimştir. Mudanya 1321, Nikaia (İznik) 1326, Prusa (Bursa), Göynük, Modrene (Mudurnu) 1329 ya da 1330, Nikomedia (İzmit) 1337, Kios (Gemlik) 1334, Kocaeli yarımadası Şile'de dahil olmak üzere 1339'da tamamen Osmanlıların eline geçer (Umar, 2004).

1.1.3.2 Kentleşme

Bithynia'nın doğu bölgesinde Sangarios (Sakarya) içinde iki Thrak boyunun yaşadığı Thyni ve Mariandyni yörelerini birbirinden ayırır. Günümüzdeki Adapazarı il merkezinin hemen doğusundaki küçük Tarsia (Tersiye/Küçük Esence), Hypios (Melen) çayının güneyinde ise önceleri Kieros olarak bilinen ancak I. Prousius (MÖ. 229-182) tarafından yeniden kurulduğu için Prousius (Üskübü/Konuralp) adını alan yerleşim birimi yer alır. Bu yeni kente daha sonra, Hypios çayı ve dağının yamacında yer aldığından dolayı Prousius ad Hypium adı verilmiştir. Roma döneminde gelişen bu kent MS. IV. yüzyılda Honarios yöresine bağlı bir piskoposluk merkezi haline gelmiştir (Sevin, 2001). Geç Bizans döneminde Üsküpü denilen yerleşim yerine Cumhuriyet döneminde burayı fetheden Osman Gazi yoldaşı komutan Konur Alp'in adı verilmiştir (Umar, 2004).

Prousius ad Hypium'u, Strabon'un belirttiği, bir zamanlar Miletos'lu koloniciler tarafından kurulan veya ele geçirilip Hellenleştirilen, eski adı Kios olan Prusias'la (Gemlik) karıştırmamak gerek (Strabon, 2000; Umar, 2004). Bu şehire zaten sonradan deniz kenarında olduğundan Prousius ad Madre denilmiştir (Sevin, 2001). Kios, Demetrios'un oğlu ve Perseus'un babası Phillippos tarafından MÖ. 205 yılında yıkıldıktan sonra Prusias tarafından restore edilmiştir. Kios'un yanı sıra Myrleia'yı

da (Mudanya) restore eden Prousius kentlerden birine kendi adını diğerine ise eşine atfen Apameia adını vermiştir (Strabon, 2000). Prousius ad Madre, MS. Goth'lar tarafından talan edilir. Süleyman Şah zamanında Türklerin eline geçen kent, İmparator Alexios Komnenos tarafından birinci Haçlı Seferi sırasında (MS. 1097) geri alınmıştır. MS. 1334'de Karamürsel Bey, Osmanlılar adına kenti ele geçirmiştir (Umar, 2004).

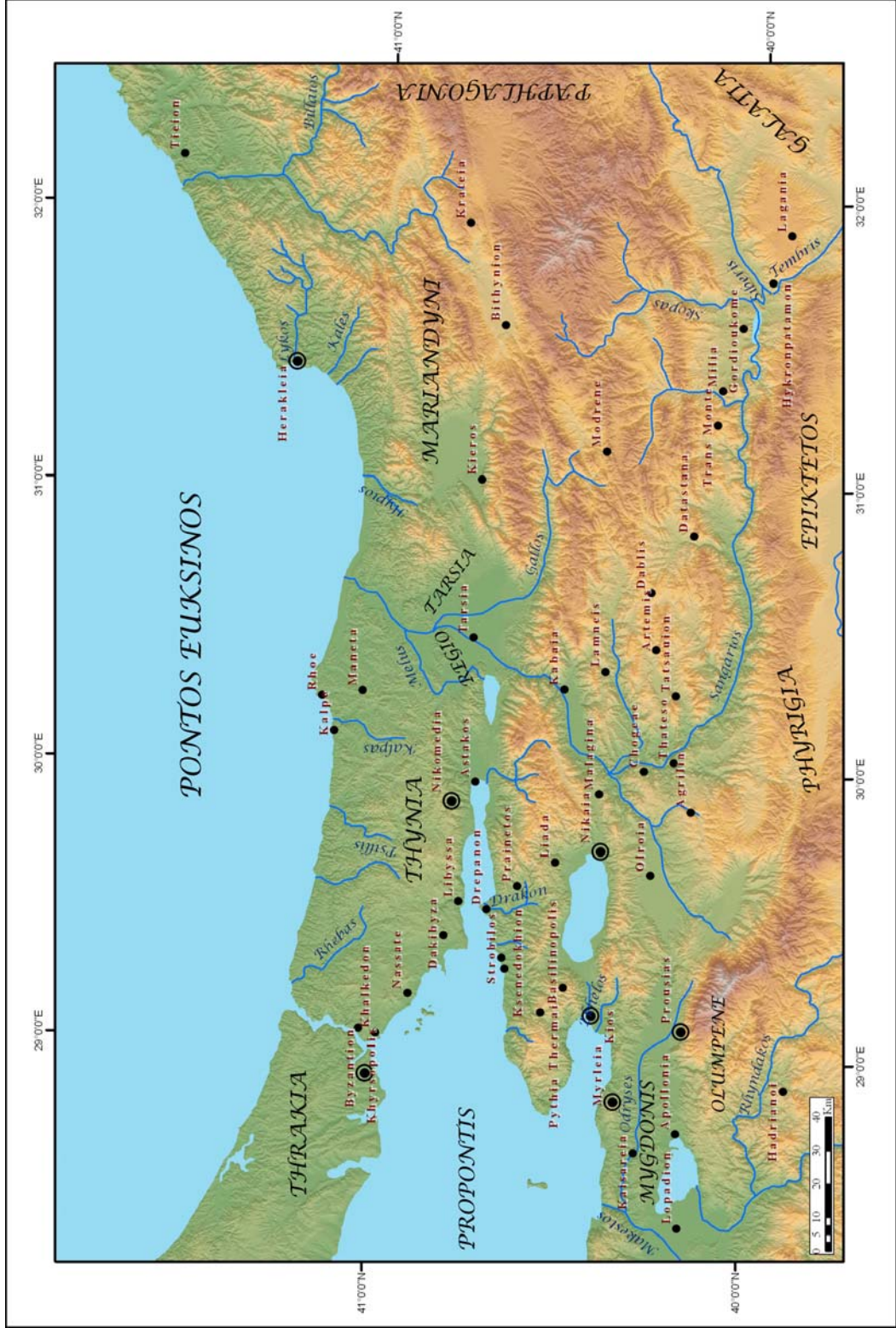
Bölgenin güneybatı kesimindeki en ünlü kenti Prusa (Bursa) ya da Olympos Dağı'nın eteğinde oluşundan dolayı Prusa ad Olympum'dur. Plinius, bu kentin Kartacalı ünlü komutan Hannibal tarafından kurulduğunu söylese de, Strabon, kentin, Phryia'lılar ve Mysia'lılara sınır komşusu olduğunu ve Kroisos'a karşı savaşan Prusias tarafından kurulduğunu söyler (Pliny, 1855; Strabon, 2000). İlkçağda Prusa kentinin olduğu yer, bugünkü Bursa'nın Hisar semti civarındır. Kent özellikle MS. 2 yüzyıl başında hayli gelişir. MS. 258 yılında bu bölgenin Goth'larca yakılıp yağmalandığı bilinmektedir. Osmanlılar, Prusa'yı uzun bir kuşatmadan sonra 1326'da ele geçirir ve kendilerine başkent yapar (Umar, 2004).

Kios'un doğusunda, Askania gölünün doğu kıyısında Nikaia (İznik) yer alır. Kent ilk olarak Philippos oğlu Antigonas tarafından kuruldu ve buraya Antigonias adı verildi. Daha sonra buraya Lysimakhos'un karısının ismine atfen Nikaia dendi. Kentin çevresi yüzaltmışbeş stadion¹'dur (Strabon, 2000). Bu kent daha sonraları Nikomedia'nın (İzmit) gelişmesiyle yavaş yavaş önemini yitirmiştir (Sevin, 2001). Marmara kıyılarında ve yakın yörede büyük yıkıma yol açan 23 Eylül 1063 depreminde Kutsal Babalar Kiliseside yıkılmıştır. MS. 1071'deki Malazgirit Savaşından hemen sonra Süleyman Şah'ın eline geçen İznik, 1097'de haçlılarca kuşatılmış ve İmparator Alexios Komnenos tarafından fethedilmiştir. (Umar, 2004).

Askania Gölü'nün biraz yukarısında, doğuya doğru Otreos'a izafeten Otroia kenti, batıya doğruysa Roma imparatoru Iulianus'un annesi Basilina'ya atfen küçük Basilinopolis (Çeltikçi) kurulmuştur (Sevin, 2001; Strabon, 2000).

Nikaia'nın kuzeyinde bölgenin en büyük körfezi olan Astakos (Astakenos Kolpos) ya da öteki adıyla Olbia Körfezi bulunmaktadır. Körfezin güney kıyılarında batıdan doğuya doğru küçük bir konaklama yeri Ksenodokhion (Yalova), iç kesimlerinde sıcak su kaplıcalarıyla tanınan Pythia Thermai (Kaplıca), IV. Yüzyıldan sonra Pylai denmeye başlanan Strobolis (Çiftlikköy/ Karakilise), sonraları Helenopolis de denen ve Bizans imparatorlarınca bir seyfiye yeri olarak kullanılan Drepanon (Hersek), Prainetos (Karamürsel) ve en doğu uçta da Astakos (İzmit/ Başiskele) sıralanır (Sevin, 2001).

¹ Yaklaşık 30.5 km



Şekil 1.2: Antik Bithynia toprakları ve bölgedeki eski yerleşim merkezleri. Sevin (2001) ve Umar (2004)'dan değiştirilerek çizilmiştir

Astakos, Lysimakhos tarafından yerle bir edilmiş, halkı Nikomedeia'nın kurucusu olan I. Nikomedas tarafından MÖ. 264 yılında yeni bir şehre yerleştirilmiştir (Sevin, 2001; Strabon, 2000). Bithynia Krallığı'nın başkenti olan Nikomedia, Roma İmparatorluğu döneminde yalnızca bölgenin değil Küçük Asya'nın en büyük metropollerinden biriydi. Nikomedia, MS. 258 yılında Gothlar'ın eline düştü. 24 Ağustos 358'de şehir, Makedonya, Pontos ve Batı Anadolu kentlerini sarsan büyük bir depremden ağır bir şekilde etkilendi. Günün başlangıcında başlayan sarsılmayla yamaçlardaki evler yıkılmış, 100 bin kadar kentli ölmüştür. MS. 362'de yeni bir deprem ayakta kalabilmiş yapıları da yıkmıştır (Marcellinus, 1986; Umar, 2004).

Astakos körfezinin kuzeyinde Nikomedia dışında başka büyük bir kente rastlanmaz. Nikomedia–Khalkedon yolu üzerindeki, Kartacalı ünlü komutan Hannibal'ın son günlerini geçirdiği Dakibyza (Gebze), son nefesini verdiği ve gömüldüğü küçük Libysson (Dilderesi) çayı vadisindeki Libyssa (Kababurun/Dil İskeleyi) yer alır (Pliny, 1855; Sevin, 2001).

Nikomedia'dan Paphlagonia ve Pontos bölgelerine doğru uzanan karayolu üzerinde iki önemli yerleşim biri olan Bithynion (Bolu) ve Krateia (Gerede) yer alır. Bithynion Roma İmparatorluğu döneminde Claudiopolis adıyla Hisartepe höyüğü üzerinde yer alıyordu (Sevin, 2001; Umar, 2004). Bolu'da bulunan küçük bir höyükte Hitit ve Phryg çağları yerleşmelerinin izleri bulunmuştur. Krateia, Osmanlı'nın eline 1363'de geçer (Umar, 2004).

Khalkedon, Nikomedia ve Nikaia üzerinden Ankyra'ya uzanan karayolu üzerinde önce Chogae (Selimiye?) daha sonra Thateso (Dikenli Geçit) adlı iki istasyon aşıldıktan sonra ilkin Tataouion (Gölpazarı?)'na varılır (Sevin, 2001). Kabaia (Geyve) Bizanslı tarihçi Pakhymeres tarafından Bithynia bölgesinde bir hisar olarak anılmaktadır. Geyve, Ortaçağ'da ise önemsiz bir yerleşim birimi olarak kalmıştır (Umar, 2004). Daha doğuya doğru önce Deblis/Deblai (Doris, Kayabaşı?) sonra da imparator Flavius Claudius Iovianus'un (MS. 363-364) Suriye'den dönerken öldüğü yer olan Dadastana'ya (Karahisar?/Torbalı Göynek/Göynük?) varılır. Bu önemli yolun biraz kuzeyinde, özellikle VI. Yüzyılda gelişip I. Iustinianus (MS. 527-565) tarafından Nova Iustiniana adıyla bir kent durumuna sokulan ve aynı zamanda bir piskoposluk merkezi olan Modrene (Mudurnu) yer alır. Bu kent, tarihçesinde ilkçağda yahut ortaçağda herhangi bir olaya karışarak adını duyurmuş, tarih yapıtlarında anılmış değildir (Sevin, 2001; Umar, 2004).

Bithynia'nın diğer yerleşim birimleri arasında Karadeniz kıyısında Khelai (Şile), Kalpe (Kerpe), Thynia (Kefken Adası), Kandıra, Diapolis (Akçakoca), Herakleia Pontika (Ereğli) ve Sandarake (Zonguldak), İstanbul Boğazı kıyısında Amykos (Beykoz), Skodra/Khyrsopolis (Üsküdar) ve Khalkedon/Kalkhedon (Kadıköy),

Astakos Körfezi kuzey kıyısında Kartalimen (Kartal) ve Pandikia/Pantiklion (Pendik), İzmit-Gerede arasında Dousai/Dusae (Düzce) ve Dedakana, Güneydoğu Bithynia'da Seben, Kıbrısçık, Milia, Sykeon (Çayırhan?), Gordiou Kome/ Basileion/ Iuliopolis, Lagania/ Anastasiapolis (Beypazarı) ve Petorogon (Minizos?) sayılabilir (Sevin, 2001; Umar, 2004).

1.2 Amaç ve Yöntem

17 Ağustos 1999 İzmit ve 12 Kasım 1999 Düzce depremleri sonrası ülke genelinde gözler özellikle Marmara Bölgesinin deprem riski üzerinde yoğunlaşmıştır. Bu doğrultuda yapılan Avrupa Birliği RELIEF projesi kapsamındaki çalışmanın amacı, Kuzey Anadolu Fayının kuzeybatı kısmının üzerinde, 1999 depremlerinden önce en son gerçekleşmiş 22 Temmuz 1967 Mudurnu Vadisi depreminin gerçekleştiği bölgenin belirli bir kısmının (Beldibi-Dokurcun arası) aktif tektonik ve jeolojik özelliklerinin ortaya konmasıdır.

Bu çalışma kapsamında, tektonik jeomorfoloji (morfotektonik) ve paleosismoloji uygulanan aktif tektonik disiplinlerindendir. Bölge jeolojisini anlama yolunda 1:25000 ölçekli jeoloji ve özellikle Kuvaterner birimlerinin anlaşılması için jeomorfoloji (morfotektonik) haritaları üretilmiştir. Gerçekleştirilen fay kazısı çalışmasının amacı ise eski faylanmaların tespiti, bunların etkilediği çökme seviyelerinin yaşlandırılması ve sonuçta deprem tekrarlanma aralığının anlaşılmasıdır.

Jeoloji haritasının üretilmesinde temel olarak 1:25000 ölçekli Adapazarı G25-c4 ve G25-d3 no'lu topoğrafya paftalarından, morfoloji haritası içinse Adapazarı G25-c4 ve G25-d3 pafta no'lu sayısal yükseklik modelleri (DEM), 1:18000 ve 1:35000 ölçekli hava fotoğraflarından, ayrıca bölgenin Spot ve Landsat görüntülerinden yararlanılmıştır. Saha gözlemleri ve eldeki görüntülerin yorumlanması ile oluşturulan bütün veriler GIS veritabanına işlenmiştir.

GIS veritabanının oluşturulmasında ArcGis Desktop 9.0, ArcInfo 9 Workstation ve MapInfo 7.8 Professional, görüntülerin işlenmesinde ise ER Mapper 6.4, Envi 4.0, Erdas Imagine 8.7 yazılımları kullanılmıştır. Hendek duvarlarının kesitleri ve diğer çizimler Corel Draw 12, Adobe Illustrator CS ve Freehand MX yazılımları sayesinde gerçekleştirilmiştir.

Saha gözlemleri ve fay kazıları sırasında kullanılan diğer araçlar arasında Brunton marka pusula, jeolog çekici, kürek, su pompası, fotoğraf kamerası ve dizüstü bilgisayar sayılabilir. Ayrıca, fay kazısı çevresinde ve atım gösteren bir kaç noktada

yapılan mikrotopoğrafya çalışmalarında Leica marka elektronik teodolitle kullanılmıştır.

1.3 Önceki Çalışmalar

Literatürde bölge ve çevresiyle ilgili yapılan ilk çalışmaya Tchihatcheff (1869)'da rastlanmıştır. Yazar, Nallıhan-Mudurnu arasında ve Mudurnu kuzeyinde Juras'dan bahsederken, Göynük (Torbalı), Adapazarı ve Hendek-Düzce civarını Kretase arazisi olarak işaretlemiştir. Ayrıca, Mudurnu ile Alansu arasındaki doleritik yüksekliklerin varlığı gösterilmiştir.

Neumann (1893), Göynük (Torbalı) doğusunda topladığı ammonitlerin Jura'ya ait olduğunu söyler. Susuz Yaylasının doğu kenarındaki kireçtaşlarının da aynı yaşta olduğunu ileri sürer.

Bolu Dağları ve Abbas Dağlarından Sakarya'ya kadar olan bölgede, Ankara Lias'ına benzer Jura'nın varlığı Pompeckj (1897) tarafından gösterilmiştir.

Leonhard (1915), Mudurnu Vadisinde, Kuloğlu köyüne kadar uzanan kahverengi kireçtaşlarının Jura'ya ait olduklarını tahmin etmiştir.

Stchepinsky (1941), Adapazarı, Düzce, Mudurnu, Nallıhan, Eskişehir, İnegöl, Bursa ve İznik arasındaki geniş bir bölgenin etüdünü yapmış ve özellikle “liğnit” ve “bitümlü şistce” zengin bazı Oligosen havzaların varlığına işaret etmiştir. Çalışma bölgesindeki en yaşlı birim Paleozoyik, en genci ise Neojen'e aittir. Yazarın, 1:100000 lik ürettiği ancak dergi formatı nedeniyle 1:800000 ölçekli basılan jeoloji haritasına göre genel olarak Mudurnu vadisinin kuzeyinde “Paleozoyik”, “Gneis” ve “Bazik erüptiv sahireler”, güneyinde ise “Kretase” birimleri yer alır. Paleozoyik şistlerden oluşup yerel olarak hafif metamorfize olmuş şekilde bulunabilir. Bu şekilde oluşmuş kristalize mermerler ve İznik dolaylarında kuvarsitler görülür. Yazar ayrıca bu Paleozoyik birimlerini koyu gri renkli, bol kuvars damarlı gnayslardan ayırmıştır. Çalışma bölgesinde Jura sadece Germeoz'da görülmektedir. Üst Jura'ya ait bu kireçtaşları dereceli olarak Kretase kireçtaşlarına geçer. Alt Kretase, yuvarlanmış Ammonites ve Berriasella fosilleri ile çok zengin beyaz marnlı kireçtaşlarından oluşur. Üst Kretase (Senoniyen), beyaz kireçtaşı, alacalı kumtaşlarıyla mavi-gri marnlı flişten ibarettir. Paleosen'de marnlı fliş, kumtaşı, konglomera ve sarı marnlı kireçtaşı tabakalarını içerir.

Abdüsselamoğlu (1959), Düzce Ovasının güneyinde yaklaşık 3500 km²'lik bir alanın jeolojisini çalışmış, kristalin seri (Ante-Devoniyen), Devoniyen, Permo-Karbonifer, Jura, Alt Kretase, Üst Kretase, Paleosen-Priaboniyen, Eosen, Pliyosen ve Kuvaterner'e ait formasyonları ayırt etmiştir. Yazar, kristalin seriye ait formasyonları

gnays, diyorit-amfibolit ve amfibolit şist ile mermer, yarı-mermer adeseli mika şistler olarak iki ayrı grupta sınıflandırmıştır. Devoniyen, alttan üste doğru arkoz konglomerası, mor renkli killi şistler, fosilli killi şistler, kireçtaşı ile mermer ve kuvarsit blokları tarafından temsil edilmektedir. Permokarbonifer, mikrofosilli kireçtaşı bloklarından oluşurken Jura, filiş tabakaları olarak kendini gösterir. Beyaz renkli, düzgün tabakalı kireçtaşlarından oluşan Alt Kretase, dereceli olarak marnlı, kumtaşı ve konglomeralı Üst Kretase filişine geçer. Abdüsselamoğlu, Paleojen'i Paleosen-Priaboniyen ve Eosen olmak üzere iki gruba ayırmıştır. Bunlardan Paleosen-Priaboniyen, denizel fasiyesteki kumtaşı, kireçtaşı tabakaları ile lagüner fasiyeste bitümlü şist, linyit seviyelerini içeren deritik tabakalarla temsil edilmiştir. Özellikle Almacık Dağının kuzey yamaçlarında yüzlekler veren Eosen, kireçtaşları ve kumtaşlarından oluşur. Pliyosen'e ait karasal fasiyesteki kil ve kumlar bölgedeki Neojen birimlerini belirtir. Kuvaterner'e ait formasyonlar nehir taraçaları, alüvyonlar, traverten ve etek molozlarından meydana gelir. Yazar, ayrıca magmatik etkinliği plütonizma ve volkanizma olarak iki grupta incelemiş, granit, pegmatit, siyenit, diyorit, piroksenit ve serpantin gibi kayaçları plütonizma grubuna dahil ederken, volkanizmanın Paleozoyik, Mesozoyik ve Tersiyer olmak üzere üç safhadan oluştuğunu belirtmiştir. Ayrıca bölge faylarını da tasvir eden Abdüsselamoğlu, Kaynaşlı-Karadere fay hattı, Güneydağ-Durhasantepe fay hattı, Abant Gölü-Mudurnu Vadisi fay zone ve Aktepe-Muradlar Fay hatlarından bahsederken çalışması sırasında meydana gelen 26 Mayıs 1957 Abant depremi ile gözlemleri de çalışmasına eklemiştir.

Kalafatçioğlu (1968), Mudurnu Vadisi boyunca 22 Temmuz 1967'de gerçekleşen, 1967 Yılı Sakarya Deprem'i olarak nitelediği sarsıntının hemen ertesinde yaptığı saha gözlemleri sonucu ana kırıkla yaklaşık 10° ila 40° arasında açılar yapan en echeleon yarık ve çatlaklara işaret eder. Bu yarıklar, genelde KD yönelimli, 50-200 m boylu ve 10-40 cm genişliktedir. Doğuya doğru kırık yönelimi KB'ya dönmeye başlar. Yazar, ayrıca bölgede depremle ilişkili olarak meydana gelmiş heyelanlar ve kaynak kuruması veya oluşmasına da değinmiştir. Çalışma sonucunda izoseist eğrilerinin gösterildiği bir harita üretilmiş ancak yüzey kırığı işlenmemiştir.

Ambraseys ve Zatopek (1969), 22 Temmuz 1967 Mudurnu depreminde gerçekleşen yüzey kırığını detaylı bir şekilde haritalayıp, hasar ve atım miktarlarını göstermişlerdir. Depremde oluşan yüzey kırığı doğuda İğneciler köyü yakınlarından batıda Sapanca gölüne kadar uzanmaktadır. Tespit edilen 80 km lik yüzey kırığı M=7.1 büyüklüğünde bir depremle 86 kişinin ölümüne, 332 kişinin yaralanmasına ve 5000'den fazla evin hasar görmesine yol açmıştır. Oluşan bu yüzey kırığının doğudaki 25 km'lik kısmı, 1957 depreminin yüzey kırığı ile örtüşmektedir. Yazarlar

ayrıca 190 cm olan maksimum sağ yanal atımı Taşkesti doğusunda, 140 cm'ye varan maksimum düşey atımı ise Acemler köyünün kuzeydoğusunda ölçmüşlerdir.

Yüzey kırığı ve yerleşim birimlerinde ki şiddet dağılımını saha gözlemleriyle inceleyen Güçlü (1969) ise, doğuda İğneciler köyünden başlayıp, batıda Akyazı güneyindeki Bıçkıdere köyünde biten 50 km'lik bir yüzey kırığından söz eder. Ayrıca yerleşim birimlerinin detaylı olarak depremden hangi şiddette etkilendiğini belirten yazar, faylanmayla ilişkili birincil ve ikincil olayları tasvir ederken, fay boyunca çeşitli atım miktarlarını verir.

Uz (1969), genellikle Adapazarı, Akyazı ve Dokurcun arasında gerçekleşen büyüklüğü 4 veya daha büyük artçı depremlerin, ana deprem episentirinin batısında yer aldığını belirtir. Artçı depremlerin episentirleri, düzenli bir göç yönü izlememiş, rastgele dağılmışlardır.

Canitez (1972), 98 adet P-dalgası ilk hareketinden faydalanarak 22 Temmuz 1967 Mudurnu depreminin odak mekanizmasını ve kırılma oluşumunu incelemiştir. Üretilen odak çözümü sonucu fay düzleminin eğim yönünün 8.11° , eğim açısının ise 84.84° anlaşılmıştır. Ayrıca incelenen G_2 ve G_3 dalgaları çözümlenerek, toplam 80 km uzunluğundaki fay boyunca, batıdan doğuya doğru 55 km'lik bir yüzey kırığı oluşumuna işaret edilmiştir.

Yılmaz ve diğ. (1982), Yılmaz ve diğ. (1981), Abant ile Dokurcun arasında, Kuzey Anadolu fay zonunun kuzey ve güneyinde kalan bölgeleri incelemişler ve genel olarak bölgenin iki kaya topluluğundan oluştuğunu söylemişlerdir. Yazarlar, kuzeyde kalan birimleri "Kuzey Topluluk", "İstanbul-Zonguldak Tektonik Birimi", "Batı Pontidler", güneyde kalan birimleri ise "Güney Topluluk", "Sakarya kıtası" olarak adlandırmışlardır. Kuzey topluluğu tabanda Almacık Ofiyolit topluluğu ile başlar. Bu birim kataklastik, tektonik bir zonla Paleozoyik yaşlı İkizoluk Formasyonu ile örtülür. Bunun üzerinde gene tektonik bir dokanakla kaotik bir topluluk olan Abant Karmaşığı yer alır. Üst Kretase'de çökelen Gelikyayla Formasyonu ve Volkanik flişten sonra Paleosen (Üst Kretase?)'de transgresyon gelişimi başlar. Kuzey topluluğunda Paleosen-Eosen, Dikmen volkanitleri, Derinoba Formasyonu, Gökveren Formasyonu ve Sofular Formasyonu ile temsil edilmiştir. İstifin en üstünde açısız diskordansla Pliyosen Taşkesti Formasyonu çökelmiştir. Güney topluluğunun temelinde çoğunlukla granitik kayalar yer alır. Bölge genelinde transgresyon Alt Jura (Üst Triyas?) da başlayarak kesintisiz Üst Kretase-Paleosen sonuna kadar devam etmiştir. Sığ ortamdan karbonat platformuna geçen güney toplulukta sırasıyla Bayırköy Formasyonu, Bilecik kireçtaşı, Soğukçam kireçtaşı çökelmiş, Üst Kretase'de çökelen fliş istifleriyle birlikte Sakarya kıtasının kuzeye bakan kısmı Atlantik tipi bir kıta kenarı halindedir. Fliş içerisine Kampaniyen'de

ekzotik, ofiyolitik, mavişist metamorfizmalı bloklar taşınmıştır. Bu evreden sonra gerçekleşen regresyonla çökel rejiminin değiştiğini, karasal Taraklı Formasyonu, gerileyen denizde resifal Selvipınar kireçtaşı, Kızılçay Grubunun kırmızı karasal kırıntılarının çökeldiğine işaret ederler. Yılmaz ve diğerlerine göre Sakarya kıtasının kuzeyi Üst Kretase’de Atlantik tipi bir kıta kenarı iken, aynı okyanusun kuzeyinde aktif hendek-yay sistemi gelişmiştir. Sakarya kıtasının, Batı Pontid kıtası ile çarpışması, her iki birimi örten çökellere göre, Üst Eosen’de bitmiş olmalıdır.

Zschau ve Ergünay (1989), Zschau ve diğ. (1982), Mudurnu Vadisinin uygulama alanı seçildiği, Türkiye ve Almanya’dan yaklaşık 20 enstitünün katıldığı çok disiplinli deprem araştırma projesinin yöneticiliğini yapmışlardır. Bu uygulanan disiplinler arasında jeofizik, sismoloji, jeodezi, jeoloji, hidroloji, nükleer fizik ve sosyoloji dalları yer alır. Proje kapsamında yapılan çalışmalar aşağıda özetlenmiştir.

Sapanca-Abant Gölleri arasında, Kuzey Anadolu Fayı birçok küçük tektonik çizgisellikten oluşur. Bunların bir kısmı sıkışma, bir kısmıysa açılma bileşenli deformasyona sahiptirler. Yarbaşı köyü yakınlarında meydana gelen eski bir deprem sonucu fayın güney yamacında yaklaşık 1 km³ lük kütle hareketi, Mudurnu Çayı’nın güzergahını tıkararak geçici bir göl oluşturmuştur. Oluşan göl çökellerinin son 82000 ila 2500 yılları arasında bir aralıkta istiflendiği lithostratigrafik gözlemler ve mutlak yaşlandırma yöntemleriyle belirlenmiştir. Bundan akarsuyun kaya bariyerini 2500 yıl önce aştığı da anlaşılır. Taşkesti Formasyonu olarak adlandırılan bu birimde, yaklaşık 20 bin yıl önce, alt kesimler şiddetli bir şekilde kıvrımlanmıştır. Taşkesti civarında yapılan bir sondaj çalışmalarının verilerine göre düşey atım miktarı 40 m den fazladır (Paluska ve Bargu, 1989).

80 yüzlekte, 1600 fay düzleminden elde edilen fay çizikleri ve hareket yönü verileri dört adet gerilme sistemine işaret eder. Erken Tersiyer kayalarında yaklaşık 45° lik sıkışma, Eosen (?) yaşlı 175° lik sıkışmayla takip edilmiştir. Kuzey Anadolu Fay sistemi, Miyosen’de 135° lik bir sıkışma yönüne sahipken güncele doğru 105° ye, 20° lik bir dönme kazanmıştır (Michel ve diğ., 1989).

Deneysel bir alanda kurulan beş adet sismograf istasyonu, 1984 yılından itibaren gözlemlerine başlamıştır. İzlenilen alanın özellikle batı kesiminde ölçülen fazla sayıda etkinlik yüzünden 1988 yılından itibaren batı kısma doğru üç adet yeni istasyon daha kurulmuştur. P-S dalgalarının geliş zamanıyla hesaplanan hiposentirlerin yanı sıra oluş zamanı, hiposentir koordinatları ve depremlerin büyüklükler belirlenmiştir. 1985-1987 yılları arasında yerel büyüklüğü, 3’den küçük 850 adet, 3 ila 4.2 arasında birkaç tane deprem gözlenmiştir. Bu olayların odak dağılımı, incelendiğinde deney alanının güneybatısında özellikle son büyük olay olan 22 Temmuz 1967 yüzey kırığının batı bitim ucunda bir yoğunluk kazanır. Odak

değiniği 5-10 km arasında değişmektedir. Bileşik fay düzlemi çözümlemesinde elde edilen hafif normal bileşenli sağ yanal atımlı nitelik, Kuzey Anadolu Fay Zonunun batı ucundaki transtansiyonel rejimini gösterir (Weigelt ve diğ., 1989).

Taşkesti yakınlarında yaklaşık 7x7 km ile 9.5 km uzunlukta, kabuk hareketlerinin belirlenmesi için jeodezik ağı kurulmuştur. Toplam 14 tane kontrol noktası içeren bu ağı, zaten 1981 yılından beri varolan 10 kontrol noktalı ve 3 km lik alanı kapsayan daha küçük bir ağıla ilişkilendirilmiştir. Elde edilen veriler yerdeğiştirme ve yamulma çözümlemeleri için kullanılmıştır. En gündeide ki istasyonlarda genelde fark edilen bir yerdeğiştirme olmadığı halde, Mayıs 85 - Eylül 85 ve Eylül 85 - Eylül 86 dışında diğer noktaların hepsinde yerdeğiştirme gerçekleşmiştir. Bu oran, kuzey noktalarının güney noktalara göre 3.5 yılda 2 cm lik hareketidir. Yamulma tensörleri, oluşturulan nirengi biçiminden hesaplanmıştır. Sonuçlar türdeş KKD yönlü bir gerilme gösterir. 1957 Abant depremi için ortalama açılma gerilimi 13° , görünür bölgesel açılma gerilimi ise 24° yönelimli olarak tespit edilmiştir (Franke ve diğ., 1989).

Kabuktaki kütle ve yoğunluğu değişiminin olası bir deprem habercisi olduğu göz önünde bulundurularak, Bolu-Adapazarı arasında grevimetri ağı kurulmuş ve iki saha seferi ile ölçümler yapılmıştır. Bursa-Adapazarı arasında ve Bolu'nun 40 km doğusundaki diğer istasyonlarda ağı dahil edilmiştir. Ağı içinde toplam istasyon sayısı 21 dir. 1988 ve 1989 yıllarında yapılan gözlemlerde, Abant'ın doğusunda ki ölçüm noktalarında belirgin, Adapazarı-Abant arasındaki bütün istasyonlarda eşik değere yakın gravite yükselmesi ölçülürken Adapazarı batısındaki istasyonlarda belirgin bir değişim belirlenmemiştir. Bu değerler Hipkin'in ölçümleri ile deneştirildiği zaman gravimetri değerinde Ahibaba, Samanpazarı ve Dokurcun'da yükselme, Göynük'de düşme ve İğneciler ile Taşkesti'de hiçbir değişimin olmadığı belirlenmiştir (Demirel ve Gerstenecker, 1989).

Mudurnu Vadisinde deprem kestirimi ile ilgili yapılan diğer bir çalışma ise yüzey eğilmesinin tespiti için uygulanan yüksek hassasiyetli sondajlardır. Ölçümler 12 saatlik periyotlar halinde günlerce tekrarlanarak yapılmıştır. Yer'in tepkime verdiği beş yerel fonksiyon belirlenmiştir; gel-git kuvveti ile eğilme, hava basıncı kuvveti ile eğilme, yeraltı sularının uyguladığı kuvvetle eğilme, hacimsel yamula dalgalarına yeraltı sularının tepkisi ve hava basıncı kuvvetine yeraltı sularının tepkisi. Bütün bu fonksiyonlarda aylarla ifade edilebilecek kısa süreli ve yıllarla gösterilebilecek uzun süreli uyum sağlama söz konusudur. Kısa dönem anomalilerinin nedeni, yeraltı sularının gaz içeriği varsayılmıştır. Kuyu gelgitlerinde rol oynayan basınçlı akiferlerin gaz içeriği deprem kestiriminde önemli bir ipucudur. Depremler önce değişik oranlarda CO₂ değişimi rapor edilmiştir. Yağış, kısa dönemli gel-git eğilmesi ve mikrosismik etkinlik deneştirildiğinde, meteorolojik olarak indüklenen yüzeye

yakın boşluk basıncı değişimi kilometrelerce derine ilerleyebilir ve orda depremleri tetikleyebileceği anlaşılmıştır. Uzun dönemli uyum sağlamalar yeraltı sularının gaz içeriğinin değişimi ile açıklanamamaktadır (Westerhaus ve Zschau, 1989).

Akyazı-Abant arasında seçilen bölgede, 1986-1987 yılları arasında kurulan 6 ayrı çok parametrelili gözlem istasyonunda, toprak gazlarıyla yeraltı sularında geçici ve uzaysal değişen radon miktarları plastik nükleer iz dedektörleriyle ölçülmüştür. Toprak gazı radonu bir istasyonda sondaj sintilasyon sayıcıyla sürekli olarak gözlenmiştir. Ayrık su örnekleri yaklaşık 135 ayrı noktadan alınmıştır. Toprak gazında ve yeraltı sularındaki radon miktarı açık bir şekilde mevsimsel değişim gösterir. Yaz ayları boyunca hava basıncı değişimi de radon miktarını etkileyen diğer bir unsurdur. Yeraltı sularında ki Rn-222 içeriği ve bu suların geçtiği jeolojik formasyonların ilişkisi, granit te yüksek, kırıtaşı, mermer, amfibolit ve yeşiltaşta gene yüksek olacak şekildedir. En yüksek Rn-222 değerlerine sahip kaynaklar doğu-batı uzanımlı fay sistemi üzerinde yer almaktadır. 135 kaynaktan 23'ünde güz 1987'den bahar 1989 yılları arasında sürekli bir Radon artışı görülmüştür. Bu kuyular gözlem bölgesinin batı ucunda ana fayın 20 km lik daha sonra da GB ya uzanımlı eski etkin kolu üzerinde yer alır. Araştırmacılar elde ettikleri bulgularla, fayın burdaki kısmının yeniden etkinleştğini yorumlamışlardır (Woith ve diğ., 1989).

Appel ve Patzelt (1989), Mudurnu-Dokurcun arasında Kuzey Anadolu Fayı'nın tektonomagnetik etkisinin tespiti için kaya gruplarını çalışmışlardır. Bütün birimlerin arasından sadece amfibolitler ve serpantinler belirgin magnetik anomali göstermektedir. İki örneğin incelenmesinden sonra kayamagnetik sonuçları tektonomagnetik araştırma için en uygun birimin amfibolitler olduğuna işaret eder. En uygun örnekleme alanı olarak ise Ilıca köyünün yakınları seçilmiştir. 72 adet yönlü karotun NRM (Natural Remanance Magnetization) değerleri ölçülmüştür.

Türk-Alman Deprem Araştırma projesi kapsamında tektonik gerilim değişimlerinin belirlenebileceği, tektonomagnetik alan değişimlerinin nicel yorumlanmasıyla ilgili yeni bir metod geliştirilmiştir. Metod, gerilime dayalı magnetik kaya özellikleri çerçevesinde toplam magnetik şiddet değişimi gözlemine dayanır. Formasyonların labotatuvarında belirlenen magnetoelastik özellikleri, bölgede yapılan tektonomagnetik alan değişim ölçümleriyle ilişkilendirilerek zamana bağımlı kabuksal gerilim değişimi elde edilmeye çalışılmıştır. Güçlü yüzey magnetik alanlarından dolayı seçilen amfibolitler, doğal jeomagnetik gerilme algılayıcı görevi görmüştür. Değişik gözlemler sonucu, gerilme büyüklüğü 2 ila 4 Mpa arasında çeşitlilik göstermiştir. Bölgesel açılma ve sıkışma gerilim yönleri, magneto elastik yöntemle ortalama 301°

ile 31° olarak belirlenmiştir. Bu değer büyük depremlerin fay düzlemi çözümleri ve jeodezik gözlemlerle örtüşmektedir (Uhrenbacher ve diğ., 1989).

Lühr ve diğ. (1989), Kuzey Andaolu Fayının etkin kolunda, tektonik gerilme değişimine bağlı olarak, sismik dalga yayılımında gidiş zamanı, soğrulma ve anizotropi farklılaşmalarını gözlemek amacıyla Etkin Sismik Deney (ASE = Active Seismic Experiment) gerçekleştirmişlerdir. Göle yerleştirilen bir hava tabancasıyla 4 haftalık zaman aralığında yapılan atışlar, yeniden üretilen sismik kaynağı oluşturur. Dokuz sabit noktadan, uzaklıkları 1.3 km ile 19 km arasında altı atış noktasına gönderilen sinyaller 3 bileşenli sismometrelerle ölçülmüş ve yeni bir sayısal kayıt cihazı ile saklanmıştır.

Mudurnu vadisinde ki fay zonları üzerinde ilk sismik hız modeli ve Kuvaterner çökellerinde VLF ölçümü Milkereit ve diğ. (1989) tarafından üretilmiştir. Çalışmada iki adet kısa sismik kırılma profili, üç bileşenli jeofonlarla kayıt edilen verilerin 3 Hz den 35 Hz'e filtrelenmesiyle elde edilmiştir. Ayrıca bulgular bölgedeki jeolojik unsurlarla deneştirilmiştir. Bu iki profil, Karamurat Gölü civarında kuzeybatı-güneydoğu yönlü iki parça halinde alınmıştır. Buna göre güneydoğu profili hız gradyanı dikey olan tek bir blok olarak modellenmiştir. Hız yapısı ince bir çökel örtünün altında türdeş kireçtaşına işaret eder. Kuzeybatı profiliyle elde edilen model sonucunda göreceli olarak daha kalın bir çökel örtünün altında üç adet bloğun varlığı ön görülmüştür. Hız yapısına göre 2.2 km derinliğe kadar kireçtaşı, 2.2-3.3 km derinlikleri arası diğer kaya birimlerine nazaran düşük hız yapısıyla bir geçiş bölgesi yer alır. 3.3 km'nin altı ise metamorfik kayalardan oluşur. VLF ile Kuvaterner çökelleri üzerindeki tektonik unsurlar belirlenmeye çalışılmış, ancak faylanmanın hassas şekilde tespiti için ek yöntemlerin uygulanmasına ihtiyaç olduğu yorumlanmıştır. Kuvaterner çökellerinin düşük resistivite değerleri yüzünden Mudurnu Çayı üzerinde 9 ila 16 m, Tatarlar civarında ise 26 m derinliğe kadar bir kısım taranabilmiştir. Ayrıca topoğrafyanın gösterdiği engebeli yapı, düzeltmelere rağmen sonuç üzerinde oldukça etkili olmuştur.

Honkura ve Işıkkara (1991), Kuzey Anadolu Fayı'nın batı kesiminin etkinliği ile ilgili gerçekleştirdikleri projede özellikle İznik-Mekece hattı ve Mudurnu Vadisi üzerinde yoğunlaşmışlardır.

Bu proje kapsamında Herece ve Şaroğlu (1989), 1967 Mudurnu depreminin yüzey kırığını Ambraseys ve Zatopek (1969)'a, saha gözlemlerine, mevcut eski literatüre ve hava fotoğraflarına dayanarak 1:100,000 ölçeğinde haritalamışlardır. Güney-Beldibi arasındaki fay şevi değişik erozyon devreleri göstermesi araştırmacılar tarafından geç Kuvaterner'de birden fazla faylanma olduğu şeklinde yorumlanmıştır. Güney-Arapseki ve Akyokuş-Taşyatak arası yüksek kottaki seviyelerin yoğun orman örtüsü

ile kaplı olması, detaylı incelemeyi ve yüzey kırığının takip edilmesini engellemiştir. Güney köyünün 2 km doğusunda, ana hattın ayrılan bir kol Arapseki'ye doğru uzanır. Fayın bu kısmı hem 1967 depreminin bir parçası hem de 1957 Abant depreminin ikinci kolunun devamı olarak kabul edilmiştir. Arapseki'nin batısında fay kırığı açıkça kendini belli ederek Akyokuş, Pınarbaşı ve Yörükleri batısına doğru uzanır. Cıvıgüneyi batısında fay izi yok olurken jeomorfolojik anlamı da kaybolur. Fayın en batı ucunda, yüzey kırığı yan faylara ayrılarak kaybolur. Ayrıca hava fotoğraflarında kuzeydoğu yönelimli çizgisel bir yapı Geyve'ye doğru uzandığı halde fay izi takip edilememiştir. Bu çizgisellik Dokurcun Vadisini Geyve'ye bağlar.

Aynı proje içerisinde Ikeda ve diğ. (1991), Ikeda ve diğ. (1989), 1967 Mudurnu Depremi yüzey kırığının geçtiği Beldibi köyünün batısında, deprem olma aralığının tespiti için fay kazısı yapmışlardır. Mudurnu Çayı tarafından oluşturulan Holosen yaşlı taraça üzerinde kazılan hendek, yaklaşık 2-2.5 m derinliğinde ve 15 m uzunluğundadır. İncelenen fay şevi boyunca 1967 depreminde 100 cm lik sağ yanal ve güney tarafın düştüğü 10-20 cm lik düşey ayrılma gerçekleşmiştir. Hendek duvarlarının kayıtları incelendiğinde 1967 depremi dahil olmak üzere önceki 2 olay tespit edilmiştir. Yazarlar, radyokarbon yaşlandırması sonucu bir önceki olayın MS. 1650 (± 20)'den kısa bir süre sonra gerçekleşmiş olması gerektiğini yorumlar. Bu bulgu, Bolu'dan Erzincan'a kadar 600 km lik bir kısmı kırmış olan 17 Ağustos 1668 Anadolu depremi ile deneştirilmiştir.

Iio ve diğ. (1991), 1967 Mudurnu Depremine yol açan fayın batıda bittiği bölgeye 9 adet geçici istasyon kurarak mikrosismik etkinlik gözlem ağı oluşturmuştur. Gözlemler sırasında meydana gelen bütün depremlemler, odak derinliği 5 ila 15 km arasında değişirken bunların hiposentrları genelde kuzey kol üzerinde yoğunlaşır. 1967 depremine ait faylanmanın batı bitim ucu olan Sapanca Gölü yakınlarında gerçekleşen depremlerin odak mekanizması çözümleri, normal faylanmaya işaret eder. Bu fay düzleminin eğim yönü 30° ile 30.5° arasındadır.

Greber (1992, 1994, 1997), Mudurnu Vadisinin batısında Kuzuluk kaplıcaları civarında yürüttüğü çalışmalar sonucunda bölge stratigrafisini en altta kaotik, oldukça kaba bloklu breşten oluşan Üst Kretase Pazarköy serisi ile başlatır. Üst Kretase'nin en üst katlarında fliş benzeri breş, arkoz, silt/kumtaşı, marnlı kireçtaşı çökellerinden oluşan Dağdibi kırıntılı serisi çökelmiştir. Aynı seride Santoniyen yaşlı kırmızımsı olistolitler bulunmuştur. Bu birim, Santoniyen/Kampaniyen sınırında metamorfik yer kütesinin yükselmesini gösterir. Kretase/Triyas geçişinde herhangi bir boşluk görülmesede bir regresyonla ilişkilidir. Kretase-Paleosen aralığına yaşlandırılan Aksartepe kireçtaşı, sakin lagüner bir ortamda, karbonatlı bir matrikse tutturulmuş breşlerden oluşan Sarkbeynevit breş serisi sığ denizel ortamda

çökelmiştir. Erken Eosen'de Türkiye'nin bu kesimi oldukça geniş bir fliş oluşumuna maruz kalır. Düzensiz killi silttaşı ve kumtaşı tabakaları ile andezit dayklarının olduğu Yeniköy serisi, bu zaman diliminde kaba malzemeden korumalı denizel bir havzada çökelmiştir. Erken Eosen sonlarına doğru bütün bölge kısmen patlamalı volkanizmaya maruz kalmıştır. Yazar, bu volkanizmanın Intrapontid veya İzmir-Ankara okyanusunun kapanmasıyla var olmasına, soru işaretiyle yaklaşmaktadır. Amfibol-andezit, piroklastik breş, aglomera bu zamanla ilişkilidir. Orta Eosen yaşlı Nummulitli kireçtaşları son transgresyona denk gelir. Göl ortamında kırmızı killer, silttaşı, kumtaşı ve volkaniklerden oluşan Altındere serisi, Oligosen yaşlı kabul edilmiştir. Avrasya ve Arap levhalarının Orta Miyosen'de çarpışmaya başlamalarından sonra başlayan neotektonik rejim bir çok havzanın gelişimine yol açmıştır. Böyle bir ortamda havza dolgusu olarak çökelen volkanik tüf, kısmen silisleşmiş akarsu çökelleri Kuzuluk serisini oluşturur. Büyük ihtimalle Pliyosen çakılları ve kumları, Kuzey Anadolu Fayı ile ilişkili derin çöküntüleri dolduran akarsu çökelleridir. Yongalı ve Beldibi arasında yer alan Civek zone, granit, yeniden kristalize kireçtaşı, değişik kireçtaşları, fliş, sileyt, seprantinit, silttaşı ve volkaniklerden oluşur. Ancak bu birim yoğun makaslamaya uğradığından birimler arasında ki stratigrafik ilişki Greber tarafından anlaşılamamıştır. Keremali Dağı, yükselmiş 50 km uzunluğunda 20 km eninde ki Almacık merceğinin batı kısmında yer alır. Bu tektonik mercek kuzeyde Haraklı fayı, güneyde Mudurnu fayı ile sınırlıdır. Mudurnu fayı yazarın çalışma bölgesinde Civek bölgesinden geçer. Uzamış Civek Tepesi tektonik bir mercek olarak yorumlanmıştır. Dere Mahallesi civarında önemli bir tektonik hat İznik-Geyve yönüne doğru çatallanır. Diğer bir önemli hat ise Cemalbey fayıdır.

Neugebauer (1994, 1995), sıçrayan veya açılmalı büküm yapan faylarda iki tip uyum sağlama modelinden bahseder. Bunlardan birincisi açılmalı bir büküm (çift büküm) boyunca açılan veya yerdeğiştirmeye paralel sıçramayla gelişen çek-ayır havzalarıdır. İkincisi ise yazar tarafından önerilen, doğrultu atımlı fayların tek bir bükümü (knickpoint) ardında kapanarak geliştirdiği "kapanma yapısıdır" (closing-up structure). Her iki büküm noktası içeren bir sistem ise çok daha karmaşık bir yapı oluşturur. Naugebauer, büküm noktasını çalışma bölgesinde Abant Gölü ile Taşkesti arasında, göle yakın bir yerde olduğuna işaret eder. Bu noktaya kadar 70°-75° yönelimli uzanan Kuzey Anadolu Fayı, buradan itibaren dereceli olarak 90° ye döner. Genelde 110° yönelimli sentetik fayların oluşturduğu bir sistem, ana fay üzerinde yer değişimlerine yol açmıştır. Böylece büküm noktasından sonra ana fay ve bu ana fay üzerinde yerdeğiştirmelere yol açan sentetik doğrultu atımlı faylarla (110° lik sistem) zig-zag yapıları bir blok sınırı oluşur. Fayın etkinliği ile gerçekleşen açıklık güney bloğun oldukça geniş bir kısmının tepkime vermesiyle veya bütün bloğun sapma,

açılma, sıkışma, dönme ve açılma ile sıkışma hareketleri sayesinde açıklanır. 1967 depreminden sonra hem 110° lik üzerinde hem de 80°-85° lik faylar üzerinde oluşan yüzey kırıkları bu modeli desteklemektedir. Büyük depremlerin odak çözümleri, fay düzlemlerinden hesaplanan kinematik eksenler ve de bunların saf makaslama sisteminde ana gerilme tensörüne paralel olması verilerinden yola çıkarak yazar aşağıdaki yorumlara ulaşmıştır:

- Abant gölünün yakınlarında, sıçramanın olduğu kısmında σ_1 eksenini saat yönünün tersinde dönmeye uğramıştır. σ_1 'deki artış, Abant Gölü'nün olduğu bölgenin yükselmesine ve pozitif çiçeksi yapı oluşumuna yol açmıştır.
- Güneybatıda fayın sıçraması σ_1 eksenini saat yönünde dönmüştür.
- İki odak çözümündeki gerilme eksenleri, fay sıçrama gidişine birebir uyar.
- Açılma eksenini hesaba katıldığında, artan σ_3 alanı Akyazı-Adapazarı havzasını kapsar. Bu bölgedeki odak çözümleri normal fay çözümü vermektedir.

Michel ve diğ. (1995b), 7 çalışma alanından topladığı verilerle saat yönünün tersine artan bir gerilme belirlemiştir. Oluşturulan hipotezi test etmek için Tersiyer kalk-alkalin volkanik kayalarının magnetik mıknatıslanma yönleri ölçülmüştür. Yazarlar, Paleojen boyunca KD-GB kısalma, Alt Miyosen'de KB-GD kısalma, Miyosen'de yerel K-G açılma, Pliyosen'den günümüze KB-GD'dan D-B'ya kısalmayla GB-KD'dan K-G açılma belirlemiştir.

Michel ve Janssen (1996), Mudurnu Vadisinde, Taşkesti civarında ki sıçramanın oluşturduğu sismik bariyerin yapısal ve paleosismolojik özelliklerini araştırmıştır. Çalışmanın amacı, sıçramayla ilişkili deformasyon yapılarının uzaysal dağılımını, aşmalı sıçramaya giren fayın kısa dönemli ve tetiklenmiş yapılarını, yüzey kırığının sismik bariyerle olan ilişkisini ve bu bariyere has yapıları belirlemektir. Bu doğrultuda Taşkesti doğusuna biri stratigrafinin, üçü yüzeye yakın deformasyona bağlı yapıların anlaşılması için toplam dört adet hendek kazılmıştır. Hendekte makaslama düzlemlerine yakın çakılların üzerinden ölçülen fay çizikleri, deformasyonun basit makaslama sistemine ait olduğuna işaret eder. Ayrıca kısalma ve uzama yönleri teğet halindeki düzleme 45° dir. Çakıllarda saklanan bu kayma izleri, hendekte örneklenmiş ve laborauvarda ölçülmüştür. Bunların çözümlemesi, iki kesin, bir olası olayı gösterir. Dağılmış belirsiz ilk olay sonrası D-B uzanımlı sağ yanal atımlı bir deprem daha sonra K-G yönünde bindirme nitelikli bir yerdeğiştirme gerçekleşmiştir. Yazarlar, bölgede farklı karakterde deformasyon mekanizmalarının varlığını, kosismik ani kırılmaların yanı sıra, uzun vadeli pre-inter ve post sismik

viskoplastik yamulmanın etkinliğine yorumlamışlardır. Ayrıca uzun vadede doğrultu atımdan oblik bileşenli normal faylanmaya bir değişim söz konusudur.

Neugebauer ve diğ. (1997), 1985-1991 yılları arasında bir veya üç bileşenli kısa periyotlu sismometrelerle bölgede gözlem ağı kurmuşlardır. En az beş istasyon tarafından kayıt edilenler depremlerin hiposentirlerinin belirlenmesi, Kandilli Gözlemevi'nden alınan Kuzey Anadolu kabuk hız yapısına dayanılarak belirlenmiştir. Ana yamulma yönü, büyük depremlerin çözümlerinden ve Michel (1994) tarafından, kayma düzlemlerinin populasyonu, fay çizikleri ile KINEMAT yazılımı tarafından hesaplanan göreceli yerdeğiştirmelerden elde edilen kısalma ana eksenleri kullanılarak elde edilmiştir. Hiposentir derinliği genellikle 1-10 km arasında değişirken en çok 25 km'ye inmiştir. Bu mikro etkinlik, gözlem alanının özellikle batı ucunda yoğunlaşırken, 1944-1967 yüzey kırıkları ile ilişkili bölgede daha az ölçüm alınmıştır. Ayrıca, Kuzey Anadolu Fayı'nın Adapazarı'ndan batıya doğru devam eden kesiminde etkinlik gözlenirker, aynı durum İznir-Mekece hattı için geçerli değildir. Sismik kaynak parametrelerinin belirlenmesinde, 1988-1989 yılları arasında, 1.5-2.7 büyüklüğünde ve derinliği 5-15 km arasında değişen 69 adet deprem kullanılmıştır. İlk devinim kutupları, üç değişik bileşik fay çözümü altında gruplandırılmıştır. Bunlardan birincisi, 100° yönelimli sağ yanal, doğrultu atımlı faylara aittir. Bu sistem, 70°-75° yönelimli ana fayın Riedel makaslamaları olarak kabul edilebilir. İkinci bileşik fay düzlemi çözümü normal faylanmaya işaret eder. Mikro depremler genelde sıçramanın doğu ucunda yoğunlaşmaktadır. Normal fayların doğrultusu, Orta Türkiye'deki Kuzey Anadolu Fayı'nın yönelimi ile paralellik gösterir (75°). Üçüncü grup olan bileşik fay düzlemi çözülmesi Sapanca Gölü'nün güneydoğusundaki etkinlikle ilişkilidir. Mikro depremlerden, eğim yönü kuzeydoğu, doğrultusu 140° olan sadece bir tane düzlem belirlenmiştir. Bütün bu mikro depremler İzmit Körfezi'ninden denize girip, Orta Marma ve Saros Körfezinden geçerek Kuzey Ege'ye yönelen bir tektonik hattı işaret eder. Tarihsel büyük depremlerin ve morfolojik çöküntülerinde uyum gösterdiği bu gidiş, Kuzey Anadolu Fay zonunun ana kolu sayılır. Diğer önerilen güney kol üse artan bir etkinlik göstermemektedir. Yazarlar, bu yüzden bu kolun Miyosen öncesi eski bir faya ait olduğunu düşünürler.

Demirtaş (1994), Taşkesti ve Çayköy arasında, 1957 depreminde 160 cm, 1967 depreminde ise 190 cm ötelenen bölgede dört adet hendek açmıştır. Çalışma alanındaki stratigrafi, Pliyo-Kuvaterner yaşlı gölsel Taşkesti Formasyonu ve Mudurnu Nehrinin flüvyal çökellerinden oluşur. Hendek duvarlarında litolojik olarak dört ana birim ve toplam yirmi alt birim ayrılmıştır. Bunlar, durgun göl, akarsu kanal kenarı ve alüvyal yamaç ortamında depolanmış çökellerdir. Demirtaş, hendeğin batı duvarında 1967 Mudurnu ve 1957 Abant depremleri dahil toplam 12 adet olay

saptamıştır. Eski on deprem batı duvarın güneyinde bindirme, son iki olay ise kuzey kısmında normal bileşenli doğrultu atımlı faylanmayla görülür. Bu durum yazar tarafından, fayın burda eskiden büküm yaparak bir pozitif çiçeksi yapı geliştirdiği, ancak daha sonradan bu bükümün yavaş yavaş yok olmasıyla ana hattın kendine daha düzgün bir yol çizdiği şeklinde yorumlanmıştır.

Demirtaş (1996), yapılan C-14 yaşlandırması sonucu Taşkesti-Çayköy arasındaki hendek stratigrafisindeki gölsel birimlerin MÖ. 3995 ile 4335 yılları arasında çökeldiğini belirlemiştir. Göl tortulları altında yer alan çakıllar, MÖ. 4335 yılından önce Menderesli bir akarsu ortamını temsil eder. Gölsel çökeller üzerine fayın yükselen bloğunun aşınması süreci türemiş yamaç döküntüleri ve yamaç yıkama çökelleri gelir. Stratigrafi ve yapısal özellikler dikkate alındığında yazar, 1967 ve 1957 depremlerinden önce en az 3 adet yüzey kırığının varlığına işaret eder. Radyokarbon yaş tayinlerinin sonuçlarına göre MÖ. 4335-3995 yılları arasında meydana gelmiş bu üç olay, 100-150 yıl arasında olabilecek bir tekrarlanma aralığını göstermektedir.

Nurlu ve Görmüş (1998), Coğrafi Bilgi Sistemi (CBS) yöntemlerini kullanarak 22 Temmuz 1967 Mudurnu depremiyle ilişkili hasar yapısını yeniden değerlendirmişlerdir. Yerel jeolojik birimlerin özellikleri veri tabanına girilmiş ve her birim için geçerli risk katsayı değeri belirlenmiştir. Bu katsayıların belirlenmesinde yerleşim köyler şeklinde olduğundan sadece fay, jeoloji, yamaç yönelimi, akaçlama ve yamaç eğim veri tabanları dikkate alınmıştır. Elde edilen risk haritası, depremden sonra gerçekleşmiş hasar haritası ile denştirildiğinde, 1. derecede riskli olarak belirlenen alan 1. derecede hasar bölgesinin %50 si, 2. derece riskli olarak belirlenen alan 2. derecede hasar bölgesinin %66, 5. dereceden riskli olarak belirlenen alan 5. derecede hasar bölgesinin yüzde 50'si ile çakışmaktadır. Modelin genelinde doğruluk oranı %65 tir. Yazarlar, daha kesin sonuçlara ulaşılması için veritabanının gravimetri, magnetik, eğimlenme gibi girdilerle zenginleştirilmesi gerektiğine işaret ederler.

Pınar ve diğ. (1996), 1967 Mudurnu Vadisi depreminin yüzey kırığının modellenmesi için episentıra uzaklığı 30° ve 100° olan WWSSN istasyonunun kaydettiği 15 tane P dalgası verilerini kullanmışlardır. Model sonucunda altı alt olay ve bunların toplam sismik momentinin 1.1×10^{20} Nm olması gerektiği yorumlanmıştır. Model, odak oluş zamanı, kırılma hızı ve kırık uzunluğuyla atım oranı gibi parametrelere dayanmaktadır. Belirlenen altı alt olaya ait fay düzlemleri sırasıyla 275.7°/89.3°, 159.0°/41.6°, 167.5°/54.9°, 93.0°/89.4°, 281.6°/89.1°, 156.5°/87.4°, 100.0°/89.7° doğrultu ve eğim açılarıdır. Kırılma süreci iki devrede incelenebilir. Birinci devre, en uzun ilk alt olayla başlar ve 2 alt olayla takip edilir.

İkinci alt olaya ait fay mekanizma çözümü ters faylanmaya işaret eder. Ana alt olayın 20 km batısında meydana gelen 3. alt olay normal bileşenli sağ yanal doğrultu atımlı fayla gelişmiştir. İlk devre sonucunda fayın yaklaşık 40 km lik kısmı 1.7 m atım oranıyla kırılmış ve 4.2 Mpa'lık gerilme düşmesi gerçekleşmiştir. İkinci devre, birinci devrenin doğu ucuna yakın bir yerden başlamış ve batıya doğru kırmıştır. 5 numaralı alt olay kuzey kolda 1.05 m lik (0.35 cm/yıl) atım oranıyla meydana gelmiştir. 3 ve 6 nolu alt olayların fay çözümlemesi sonrasında elde edilen düzlemlerden biri İznik-Mekece hattıyla paralellik gösterir. Ancak bu düzlem fay olarak kabul edildiği zaman, fayın niteliği sol yanal doğrultu atımlı olduğu için Kuzey Anadolu Fay Zonunun geneliyle uyum sağlamaz. Bütün bu alt olaylara ait fay düzlemlerin doğrultuları, doğudan batıya gidildikçe değişir. Ana alt olaydan elde edilen atım oranı senede 0.56 cm dir. İznik-Mekece hattı için hesaplanan, azami artım miktarı 0.7-1.75 m den fazla olamayacağıdır.

Muller ve diğ. (2003), 1967 Mudurnu Vadisi ve 1999 İzmit depremleri potansiyel gerilme transferini daha hassas bir ölçekte incelemişlerdir. Çalışma sırasında cevap aranan sorular, 1967 depreminin 1999 İzmit depremine yol açan fay segmentlerinde kırılmayı nasıl yükselttiği ve bu segmentlerin komşu faylardan en yüksek Coulomb gerilme değişimini alıp almadığıdır. Yazarlar, Mudurnu Vadisi depremi ile ilgili üç değişik kırılma düzenini hesaba katmıştır. Amaç hangi düzenin, İzmit fayının en büyük gerilme tetiklemesine maruz kaldığının belirlenmesidir. Birinci durumda Mudurnu Vadisi fayının batı bitişi, 1967 depremine ait sürekli devam eden yüzey kırığının bittiği noktadır. İkinci durumda dağ önü fayı boyunca atımın, derinde Karapürçek'ten daha batıya, Doğançay yakınlarına kadar devam eden ikincil kırıklara kadar devam ettiği kabul edilmiştir. Mudurnu Vadisi fayının Sapanca Gölüne doğru, 1967 depreminin ikincil yüzey kırıkları boyunca devam ettiğinin kabulü üçüncü durumu oluşturur. 3 boyutlu sınır modellemesi metoduyla bu üç olası kırık düzeni de denenmiştir. Üç durumda, 1999 İzmit depreminin hiposentirına pozitif Coulomb gerilme değişimi yükler. Mudurnu Vadisi fayı, dağ önü fayından ayrılıp Sapanca Gölüne doğru uzandığı zaman azami Coulomb gerilme değişimine yol açmaktadır.

2. KUZEY ANADOLU FAY ZONU

2.1 Giriş

Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), dünyada kıta kabuğu üzerinde görülen en büyük doğrultu atımlı fay sistemlerinden biridir. Bu tektonik hat, batıda Kuzey Ege'deki Saros Körfezinden başlayıp doğuda Karlıova üçlü eklemine yaklaşık kadar 1500 km lik bir mesafe boyunca, kuzey yönlü geniş bir dış bükey şekilde uzanır (Andrieux ve diğ., 1995; Barka, 1992; Ketin, 1948; Şengör, 1979a). Fay hattı, Karadeniz kıyısının güneyini kabaca yaklaşık 100 km lik bir mesafe ile izleyerek, Ege Taftrojenini ve yüksek Doğu Anadolu platosunu birbirine bağlar (Şengör ve diğ., 2005).

En Geç Paleozoyik ile Tersiyer arasında oluşmuş yığılma kompleksleriyle çevrilmiş bu makaslama zonuna (Şengör ve diğ., 2005), Kuzey Anadolu Keirojen'i (KAK) adını vermiştir. Buna göre Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ve onun mensubu olduğu Kuzey Anadolu Makaslama Zonu (KAMZ), KAK'ın alt üyeleridir (Şengör ve diğ., 2005).

Kuzey Anadolu'da ki tektonik hat 19. yüzyılın ikinci yarısında fark edilmiştir. Mallet (1862), KAF'a paralel kabaca 100 km genişliğindeki sismik bant genişliğini gösterirken, Kober (1914), Anadolu Zwischengebirge'siyle Alpide'lerin arasındaki sınıra işaret eder (daha fazla detay için bakınız Şengör ve diğ., 2005). İlk saha gözlemi ise, Çerkeş'in batısında 20 km uzunluğunda bir milonit zonu haritalayan Nowack (1928) tarafından yapılmıştır. Nowack (1932), daha sonra bu "Paflagonya yarığının" İzmit Körfezinden, Koçhisar (Ilgaz)'a kadar uzanan, Pontik yaylarıyla Dinaridler arasındaki 250 km lik sınır olduğunu söylemiştir (Salomon-Calvi, 1940a; Şengör ve diğ., 2005). Wilhelm Solomon-Calvi (1936), Nowack'ın işaret ettiği bu makasla zonunu, Alfred Wegener'in "kıta kayması" kuramını kullanarak yorumlamış ve Lavrasya ile Gondwana arasında sütur zonu oluşturduğuna inandığı Alp'lerdeki Tonal hattının doğudaki devamı olduğunu belirtmiştir (Pınar ve Lahn, 1952; Salomon-Calvi, 1940a; Şengör ve diğ., 2005). 26/27 Aralık 1939 Erzincan depremi sonrası bölgede KAF üzerinde detaylı jeolojik gözlemler Akyol (1940), Pamir ve Ketin (1940), Parejas ve diğ. (1941), Salomon-Calvi (1940b) Stchepinsky (1940), Stchepinsky ve diğ. (1940) tarafından yapılırken 1942 yılının sonlarında Kuzey Anadolu'da meydana gelen depremler Blumenthal ve diğ. (1943) tarafından çalışılmıştır. Egeran ve Lahn (1944), hazırladıkları 1:2400000 ölçekli Türkiye sismik

haritasında 1939'dan 1944'e depremlerin batıya doğru göç ettiğine dikkat çekerler. Jeolojik ve sismik gözlemler, temel kayanın oluşturduğu rijit blokla bunları örten Mesozoyik ve Tersiyer yaşlı çökeller arasındaki fay zonunun art arda gelişen depremlere yol açtığını göstermektedir (Pamir, 1944). 26 Kasım 1943'de meydana gelen depremin, "Ladik deprem hattı" adını verdiği güzergah boyunca gerçekleştiğini söyleyen Blumenthal (1945), gerçekleşen bu hareketin "kratojenik" bir karakterde olduğunu söyler. Kuzey Anadolu'da gerçekleşen bu depremlerle ilgili 1940'larda ki genel fikir, bu yapının Anadolu'nun orojenik yapısı ile ilişkin, artık son bulan bir orojenik kuşağın son hareketleri olduğu yönündedir. Kratonlaşma süreci boyunca bu kratojenik fayların biçimlendiği, genel görüş olarak kabul görmektedir (Şengör ve diğ., 2005). 1948 yılında İhsan Ketin, bütün bu fikirlerden tamamen değişik, devrimsel nitelikte bir teori geliştirdi. Bu kurama göre depremler sonucu oluşan yüzey kırığı, genelde doğu-batı uzanımlı, sağ yanal doğrultu atımlı bir fayı göstermektedir. Fay üzerinde gerçekleşen atımın düşey bileşeni, genelde kuzey bloğun düşmesi yönündedir. Ketin'e göre bu yapının kökeni, betimlediği fayın güneyinde yer alan Anadolu bloğunun Karadeniz'e göre batıya doğru hareket etmesidir (Ketin, 1948).

Kuzey Anadolu deprem hattının Ketin (1948) tarafından doğrultu atımlı bir fay olarak berimlenmesinden sonra günümüze kadar çok sayıda çalışma yapılmıştır. Ketin ve Roesli (1953), Ketin'in önceki çalışmasında Marmara Denizine yakın bir yerlerde bitirdiği yapıyı Yenice-Gönen depremi sonrası güneyden bir takım genç havzaları kesecek şekilde uzatmışlardır. Daha doğu kısımla aynı mekanizmaya sahip olan bu hat üzerinde gerçekleşen deprem sonrası dikkat çekici hiçbir düşey atım saptanmamıştır. Kuzey Anadolu Fayı üzerinde 1939'da Erzincan depremi sonucu 300 km lik bir kısmın kırılmasıyla başlayan silsile, 1942'de Niksar-Ladik arasında 250 km, 1943'de Ladik-Boyalı arasında 250 km, 1944'de Boyalı-Bolu arasında 200 km, 1953'de Gönen-Yenice arasında 60 km ve Bolu (Abant)-Mudurnu vadisi arasında 50 km safha-safha kırılarak batıya doğru ilerlemiştir (Ketin, 1957). Ketin, ayrıca Kuzey Anadolu Deprem Fayının son yirmi sene zarfı boyunca meydana gelmiş "yeni (genç)" bir yapı olmadığını en az Neojen esnasında (15-20 Ma) başlayıp zaman zaman şiddetini arttıran ve etkinliği günümüze kadar devam eden bir geçmişe sahip olduğunu söyler. Pavoni (1961), Kretase-Eosen yaşlı Doğu Pontid volkanik örtüsü ile Miyo-Pliyosen Galatya Masifi arasında yaptığı deneştirmeye dayanarak KAF üzerindeki toplam sağ yönlü atımın Eosen'den beri devam eden bir hareket sonucu 350-400 km arasında olduğu kestiriminde bulunmuştur. Ancak Ketin (1969), bu çalışmada öne sürülen jeolojik kanıtları yeterli bulmamış ve fayın Miyosen sonrası, Pliyosen-Kuvaterner esnasında harekete geçerek zamanımıza kadar ancak birkaç on kilometrelik sağ yanal atım oluşturduğunu söylemiştir. KAF

boyunca morfotektonik yapıları inceleyen Allen (1969) ise Pavoni'nin öne sürdüğü toplam atım miktarı hakkında ekleyecek birşeyi olmadığını söyler ve fay boyunca gelişen morfotektonik yapılardan bahseder. Ambraseys (1970), "Anadolu Fay Zonu" olarak adlandırdığı KAF boyunca depremlerin ortalama tekrarlanma aralığının 150 yıl olduğunu, 1939'dan beri meydana gelen olaylar sonucunda ise hat boyunca ortalama 90 cm lik sağ yanal ötelenme gerçekleştiğine işaret eder. Ayrıca zonun belirli kısımların kayma (creep) karakteri tespit edilmiştir. Erzincan batısında Kuzey Neo-Tetis kenet zonunun yaklaşık 85 ± 5 km ötelenme gösterdiği Seymen (1975) tarafından gösterilmiştir. Levha Tektoniği kuramının yaygınlık kazanmasından sonra, Ataman ve diğ. (1975), Kuzey Anadolu Fay Zonu süreksizliğinin aslında aynı yerde geçmişte var olan eski bir Benioff zonunun yüzeydeki kalıntısı olduğu ve sağ yönlü doğrultu atımlı hareketi sürdürdüğünü söylerler. Şengör ve Canitez (1982), Neo-Tetis kenet zonunun her yerde fayı izlemediğini söyleyerek, batı uçta, kuzey kol üzerinde yer alan olası bir Kretase kenet zonunun bir istisna gösterdiğine işaret ederler. KAFZ orta-geç Miyosen yaşında ve üzerindeki toplam atım miktarı 50-100 km, batıda 30 km dir (Şengör ve diğ., 1982; Şengör ve diğ., 1983; Şengör ve diğ., 1985). Barka ve Hancock (1984), Havza-Ladik havzasında geç Miyosen yaşlı birimlerin 25 ± 5 km ötelendiğini gösterir. Barka (1992), KAFZ'nun çoğunlukla Neotetis kenet zonunu izlediğini, bunun doğuda Anatolid/Taurid-Pontid kenet zonu ile düşük açılı bir şekilde, batıda ise genelde Intrapontid kenet zonu boyunca gerçekleştiğini söyler. Geç Miyosen, erken Pliyosen yaşlı fay zonunun yer aldığı bölge boyunca Neojen/Kuvaterner arası üç devreli çökme gerçekleşmiştir; erken-orta Miyosen (Doğu Anadolu'daki deniz yükselmesi), geç Miyosen (Arabistan-Anadolu çarpışması sonrası göl çökelleri) ve Pliyosen (Barka, 1992). Çoğunlukla fay zonu boyunca oluşan deformasyon, 59° yönelimli 27 mm/yıl oranlı açılma ve 149° yönelimli 20 mm/yıl oranlı sıkışma ile karşılanmaktadır. KAF boyunca ortalama hız 23 mm/yıl dır (Kıratzi, 1993). Barka (1996), 1939-1967 yılları arasında gerçekleşen depremlerin atım dağılımını verir. Bu deprem serisinin birbirlerini nasıl tetiklediği ise Stein ve diğ. (1997) tarafından gösterilir. Ayrıca, gelecek 30 yıl için $M\geq 6.7$ lik depremin Erzincan'ın doğusunda %15 ve İzmit civarında %12 olasılıkla meydana geleceği yazarlar tarafından kestirilmiştir. Gerçekten'de bu çalışmada işaret edilen bölgede gerçekleşen 17 Ağustos 1999 depremi, KAF üzerine ilgilerin yeniden yoğunlaştırmış, yaklaşık üç ay sonra gerçekleşen 12 Kasım 1999 Düzce depremi sonrası ulusal ve uluslararası çalışmaların büyük bir artış göstermesini sağlamıştır (Akyüz ve diğ., 2002; Barka ve diğ., 2002; Barka ve diğ., 2000; Emre ve diğ., 2003). Şengör ve diğ. (2005), güneyinde dalma-batmaya bağlı yığılma birikintileri, kuzeyinde ise daha rijit kıtasal taban kayası arasında yer alan Kuzey Anadolu Fayı'nın doğuda 13-11 milyon

yıl önce oluşmaya başlayıp, batıya doğru ilerleyerek Marmara Denizine yaklaşık 200 bin yıl önce ulaştığını öne sürmüşlerdir.

2.2 KAFZ'nun Tektonik Özellikleri

2.2.1 KAFZ Öncesi Türkiye'nin Paleotektoniği

Geç Kretase boyunca Türkiye'de gerçekleşen kuzey yönlü dalma-batma sonrası Intra-Pontid okyanusu (Şengör ve Yılmaz, 1981) büzülmeye başlamıştır. Aynı zaman diliminde Sakarya Kıtasının güneyinde dalma-batma, günümüzdeki İzmir-Ankara zonu (Brinkmann, 1966) boyunca harekete geçer. Bu her iki dalma-batma zonunda Doğu Pontid/Küçük Kafkasya bitiş kenarında birleşir. Geç Kretase boyunca bütün Pontidlerde, kalk-alkalin volkanizması ve güney kıyılarında melanj yığılması görülür (Şengör et al., 1982). Karadeniz, bu devrede yay ardı havzası olarak Pontid ada yayı altında açılmaya başlamıştır (Letouzey et al., 1977).

Torid içi okyanusu güneyinde, Anatolid/Torid platformu Bitlis/Pötürge uzantısıyla Geç Triyas, Senoniyen arasında sakin bir ortamda karbonat çökeline maruz kalmıştır. Geç Senoniyen sırasında Neo-Tetis'in kuzey koluna (Vardar Okyanusu) ait okyanus kabuğunun ve üst mantonun bir kısmı Anatolid/Torid platformunun kuzey kenarına üzerlenir. Bitlis/Pötürge-Arabistan çarpışmasından hemen sonra güney Türkiye'de levha sınırında devam eden yaklaşma Bitlis/Pötürge parçasının kuzeyinde, güneye yönlü bir dalma-batmayla gerçekleşmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Geç Paleosen'den orta Eosen'e kadar geçen zamanda Anatolid/Torid platformu, Pontid aktif kıta kenarı ile çarpışır. Güney ve güneydoğu Türkiye'de Yüksekova dalma-batma zonu, etkinliğini orta Paleosen'de kaybeder ve bütün Avrasya-Arabistan yaklaşmasıyla, açılmaya devam eden Maden ve Çüngüş havzaları, Torid İçi Okyanusunun kuzey kenarında, kuzeye eğimli dalma-batmayla karşılaşmaya başlar. Gelecekte büyük bir melanj kaması olacak, Doğu Anadolu yığılma karmaşığı genelde bu dalma batma zonunun üstünde gelişir (Şengör ve diğ., 1982; Şengör ve Yılmaz, 1981).

Geç Eosen-erken Miyosen boyunca, bütün Türkiye orojenezinin kuzey-güney kısılması Metamorfik Menderes ve Kırşehir masiflerinin yükselmesi ve çatısız hale gelmesi devam eder. Güneydoğuda, Maden havzası ve İç Torid Okyanusu kapanırken, ana Avrasya-Afrika yaklaşması, sinüzite, kuzeye eğimli bir dalma-batma zonuyla karşılaşmaya başlar (Şengör ve diğ., 1982; Şengör ve Yılmaz, 1981).

Serravaliyen-Tortoniyen zaman aralığında normal kalınlıktaki Arabistan kıta kabuğu, Avrasya ve onun doğu uzantısı Doğu Anadolu yığılma karmaşığı ile sonunda çarpışır

(Şengör ve Yılmaz, 1981). Lice kıyı kırıntıları çökmeye başlar ve bunlar otokton karbonat kayaları ile deforme olarak “Kenar Kıvrımları”nın meydana gelmesine yol açar (Ketin, 1966). Bu çarpışmadan sonrası, halen devam etmekte olan Avrasya-Afrika yakınlaşmasından dolayı Andolu, batıya doğru harekete geçmiş ve Türkiye’nin Neotektonik evresi başlamıştır (Şengör, 1979b) (Şekil 2.1).

2.2.2 Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Türkiye’nin Neotektonik Evrimindeki Yeri

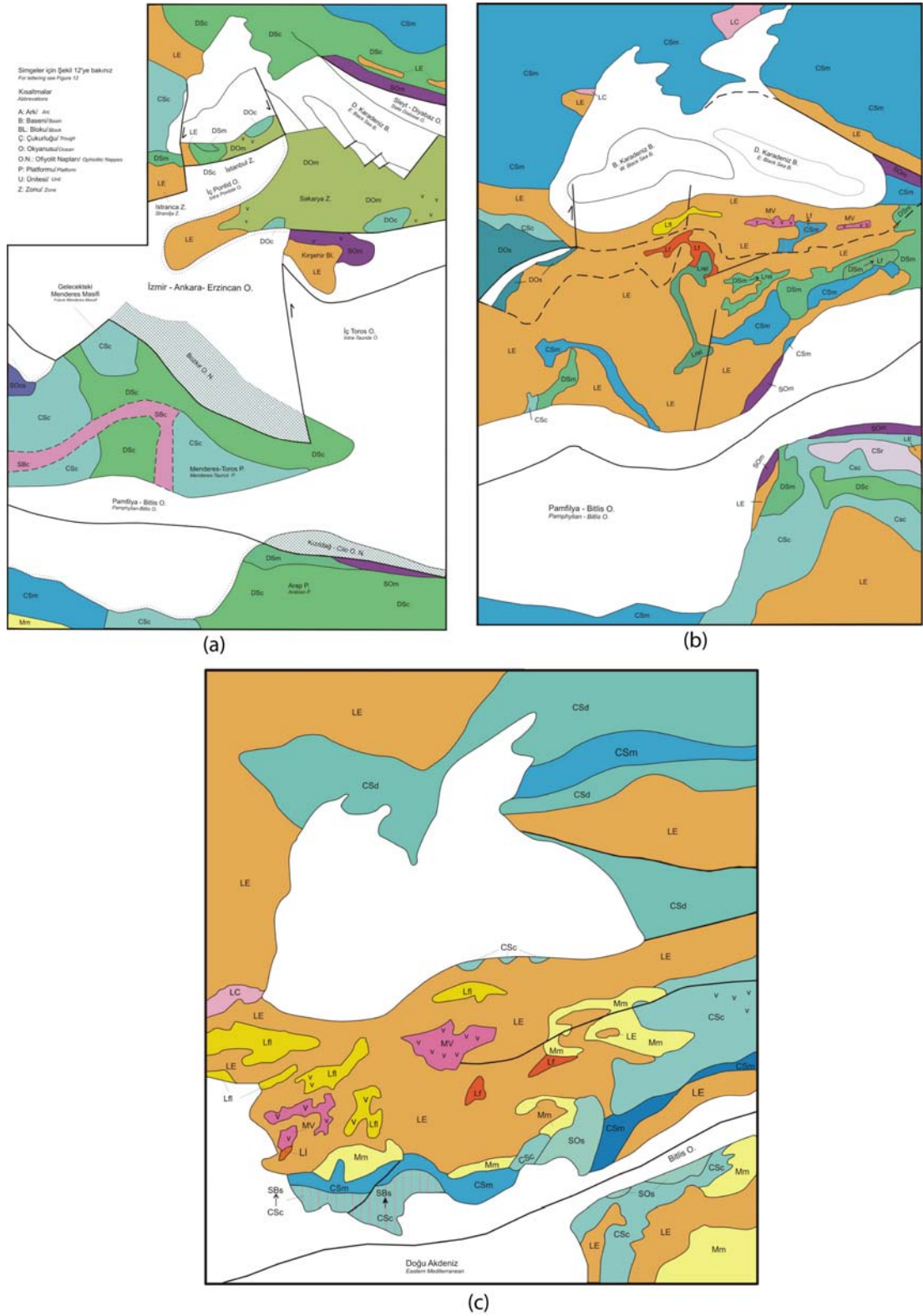
Arabistan-Avrasya yakınlaşması, kıta-içi deformasyonla özellikle Doğu Anadolu yığılma karmaşığı tarafından karşılanmaya başlar. Tortoniyen sonrası zamanda, Doğu Anadolu’da kıtasal kabuğun kalınlaşması (Şengör ve Kidd, 1979), Anadolu’nun KAFZ ve Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) boyunca itilmeye başlanmasıyla son bulur (Şengör ve diğ., 1982). Anadolu bloğunun doğu sınırları, Anatolid/Torid platformunun ilk sınırlarını yakından izleyen KAFZ’nun doğu segmenti ve DAFZ ile temsil edilir.

Üzerinde KAFZ’nu barındıran Tetis kenarı yığılma karmaşıkları hem Kimmeridlere hem de Alpidlere aittir. Paleo-Tetis ve Neo-Tetis’i ayıran Kimmerid Kıtası, gerek Kimmerid gerekse de Alpid çarpışma deformasyonları sonrasında ence iyice küçüldüğünden, iki kanet zonu arasında bir sınır çizmek zorlaşmış hatta yer yer tamamen ortadan kalkmıştır. Neojen’de KAFZ oluştuğunda, açıkça Tetis kenarına ait yığılma karmaşıklarının varolan zayıf zonlarını izlemiştir (Şengör ve diğ., 2005).

Arabistan Levhası kuzey-kuzeybatı yönünde yılda 25 mm’lik bir oranla hareket etmektedir (Reilinger ve diğ., 1997). Aynı zamanda Afrika Levhası, kuzeye doğru göreceli olarak daha yavaş bir hızda, yılda 10 mm ile ilerler (Oral ve diğ., 1995). Bu çerçevede sonucu, Anadolu Levhası KAFZ boyunca kuzeye göre yılda 25 mm’lik bir hızla batıya kaçır (McClusky ve diğ., 2000).

2.3 Kuzey Anadolu Fay Zonunun ve İlişkin Yapıların Geometrisi

Kuzey Anadolu Fay Zonu, doğuda Karlıova üçlü ekleminden, batıda kuzey Ege’ye kadar yaklaşık 1500 km lik bir mesafe boyunca, kuzeye yönlü geniş bir dışbükey yay geometrisiyle uzanır (Şekil 2.2) (Andrieux ve diğ., 1995; Barka, 1992; Barka ve Hancock, 1984; Şengör, 1979a; Şengör ve diğ., 2005). KAFZ’nun ana kısmı uzun segmentlerden ve bunları ayıran açılmalı sıçramalardan oluşur (Barka, 1992). Olan depremlere ait fay çözümleri, Anadolu Bloğunun saat yönünün tersine bir dönme hareketi gerçekleştirdiğini işaret ederler (Le Pichon ve Angelier, 1981; McKenzie, 1972). Kuzey yönlü geniş dış bükey yay geometrisinin batı kesiminde görülen bindirme yapıları bu dönme hareketinin blok sınırlarına tam anlamıyla teğet olmamasından kaynaklanır (Barka ve Hancock, 1984).



Şekil 2.1: Türkiye'nin Neo-Tetis dönemine ait palinspastik paleocoğrafya haritaları (a) geç Senoniyen (b) geç Eosen (Priaboniyen) (c) erken Miyosen (Akitaniyen-Burdigaliyen) (Görür ve diğ., 1998).

KAF boyunca iki tip segmentasyon sınıflaması yapılmıştır; sıçrama ve bükümlerle ayrılmış fay segmentleri ve bilinen depremlere ait yüzey kırığı segmentleri. Bu yüzey kırıkları birden fazla fay segmenti üzerinde oluşabilirken, bitme noktalarını açılmalı sıçramalar ve bükümler gibi geometrik süreksizliklerle denetlenmektedir (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988).

Fay zonu, Karlıova ve Mudurnu Vadisi arasında birkaç balık kılçığı ayrılma hariç, ana tek bir hat olarak uzanırken, vadinin batısında, Marmara Bölgesinde 3 kola ayrılarak devam ederek kuzey Ege’de at kuyruğu niteliğine bürünür (Barka, 1992).

Kuzey Anadolu Fayı boyunca ana koldan ayrılmış iki sapma dikkati çeker. Bunlardan birincisi, Erzincan Havzasının güneyinden, güneybatıya yönelimli, sol yanal doğrultu atımlı ve 240 km uzunluğundaki Ovacık Fayı (Westaway ve Arger, 2001), ikincisi ise Reşadiye doğusundan batı-güneybatı yönelimli Sungurlu Fayıdır (Şengör ve diğ., 2005). Sungurlu ve Ovacık Fayları arasında iki ana kolun daha varlığı Koçyiğit ve Beyhan (1998) tarafından öne sürülmüş ancak üzerlerinde önemli hiç bir makro-sismik gözlem olmamasıyla Kuzey Anadolu Fay Zonu ile ilişkili veya hareketli bir yapıya sahip olmadıkları düşüncelerini doğurmuştur (Şengör ve diğ., 2005).

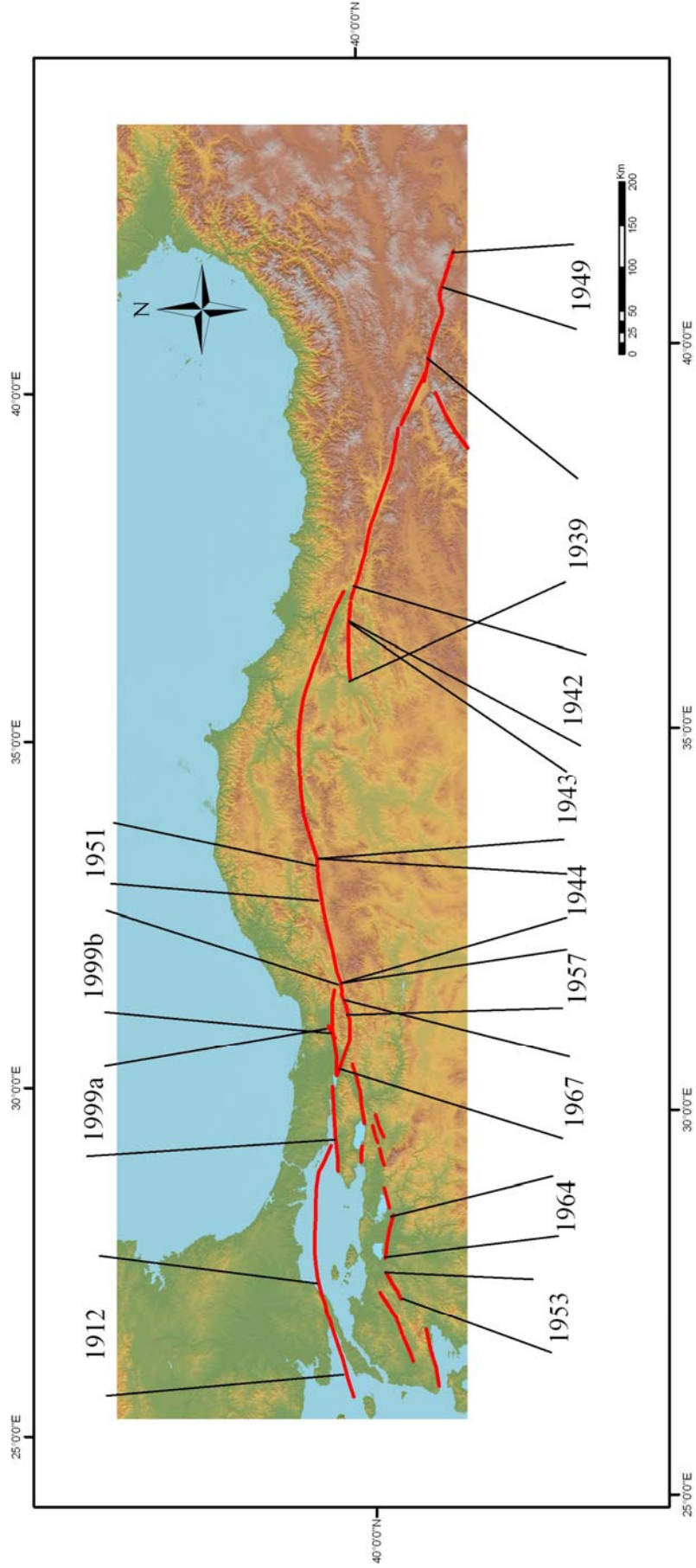
Genelde KAFZ, doğudan batıya gitildikçe daha geniş bir alana yayılır (Şengör ve diğ., 2005). Karlıova’da daha büyük bir genişlikte görülsede, Erzincan’ın 150-200 km batısına kadar oldukça dar bir alanda, genelde 10 km den daha az bir aralıkta uzanan fay, Tokat Lobuna girdiğinde 100 km den fazla bir genişliğe kavuşur (Herece ve Akay, 2003; Şengör ve diğ., 2005). Ancak bu noktada, makasla zonunun güney üyeleri çok daha önceki bir zaman aralığında terk edilmiştir. Bütün lop genelinde sismisite görülsede, yoğunluk kuzey kısımda toplanır. Ilgaz Lobundan batıya doğru makaslama zonu genişleyerek devam ederken, en büyük değere Marmara Lobu içindeyken ulaşır (Şengör ve diğ., 2005).

Karlıova’dan Vezirköprü’ye kadar genelde 110°-120°’lik doğrultusuyla kuzey-batı uzanımlı yaklaşık 500 km kadar devam eden KAFZ, bu noktadan itibaren sola yaklaşık 35° bükümlenerek batı yönünde 75° doğrultusunda gene yaklaşık 300 km kadar devam eder (Bozkurt, 2001; Hubert-Ferrari ve diğ., 2002). KB-GD uzanımlı Erzincan havzası, fay üzerinde bir ana sıçrama noktasıdır. Kargı civarında başka bir sol büküm daha yapan fay zonu, güney-batı yönüne doğru bir gidiş gösterir (Bozkurt, 2001). Bu 15°’lik bükümden sonra Bolu batısına kadar 250 km uzanan hat, bu noktada iki kola ayrılır. Güney yönlü kol, Madurnu vadisinde, Taşkesti doğusuna kadar 25 kilometre kadar devam eder ve bu noktada yaklaşık 20° lik sağ bir büküm yapar (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Neugebauer, 1995). Gene aynı vadiye Dokurcun civarında fay, 110°-120° doğrultuda kuzeybatı yönlü ve 70°

güneybatı yönlü iki kola ayrılır (Ambraseys ve Zatopek, 1969; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988). Bunlardan ilki Sapanca Gölünün güney kıyısına doğru uzanırken, “Orta Kol” olarak nitelendirilen güneybatı yönlü segment, Geyve, İzmit Gölü’nün güney kıyısı ve Gemlik Körfezi arasında yer alır. Geyve’nin güneybatısındaysa diğer bir kol (Güney Kolu), Yenişehir havzasını sınırlayarak Uluabat Gölünün doğu kıyısına kadar doğu-batı doğrultulu gider. Bu noktadan güneybatı yönünde M.Kemalpaşa’ya kadar devam eden fay sıçrama göstererek Gönen’den gene güneybatı yönünde yaklaşık 40 km kadar devam eder. Bu sıçrama arasında M.Kemalpaşa-Gönen arasında oluşan çek-ayır havzasını sınırlayan normal faylanma batı-kuzeybatı, doğu-güneydoğu yönünde bir gidiş gösterir. Gönen-Yenice hattına kuzey ve güneyde paralel olmak üzere iki fay daha bulunur; kuzey’de Bandırma yakınlarından başlayıp, Çan’dan geçip Bayramiç’e doğru uzanan bir segment, güneydeyse Pazarköy-Edremit arasında kalan kısım (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988). Almacık Bloğunun kuzeyinde Kaynaşlı-Gölyaka arasında ise KAFZ’na ait diğer bir segment uzanır. Karadere-Akyazı arasında yaklaşık 60°-80° doğrultulu bu segment, Sapanca Gölünün güneydoğu kıyısına kadar doğu-batı uzanımlı devam eder (Akyüz ve diğ., 2002; Barka, 1999; Barka ve diğ., 2000; Hartleb ve diğ., 2002). Sapanca’nın kuzeybatı kıyısından Gölcük ve İzmit Körfezinin içine devam eden “Kuzey Kol”, Çınarcık çukurunun güneydoğu sınırından kuzeybatıya doğru bir büküm yapar. Prens Adalarının güneyinden, Orta Marmara ve Tekirdağ Çukurlarının güneyinden geçerek Gaziköy’de karaya çıkar (Le Pichon ve diğ., 2003; Le Pichon ve diğ., 2001). Daha sonra 1912 depremine de yol açmış bu segment, kuzeydoğu-güneybatı uzanarak, Saros Körfezinde tekrar denize girer (Altunel ve diğ., 2004; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988).

KAFZ ile ilişkin olarak oluşan açılma yapıları batıdan doğuya doğru sırasıyla kuzey kol üzerinde, Gelibolu, Yalova, Adapazarı, Düzce, Bolu, Çerkeş-Kurşunlu, Tosya, Kargı, Vezirköprü, Havza-Ladik, Taşova-Erbaa, Niksar, Suşehri, Refahiye ve Erzincan, güney kol üzerinde Bayramiçi (Etli), Manyas ve Uluabat, Yenişehir, Pamukova havzalarıdır. Ayrıca ana koldan ayrılan Sungurlu ve Ovacık fayları üzerinde Merzifon ve Kazova havzaları gelişmiştir. Marmara Denizi boyunca yer alan benzer yapılar ise Çınarcık, Orta ve Tekirdağ havzalarıdır (Şengör ve diğ., 2005).

Saros Körfezi ve Karlıova arasında, fay boyunca dar ve KAFZ’na paralel vadi gelişimi gözlenir. Ana hatta paralel oluşan birçok fay genelde eğimlenmiştir. Fay boyunca gelişen morfolojik unsurlar arasında sag pondlar, kapan ve basınç sırtları, ötelenmiş akarsu taraçaları sayılabilir (Barka, 1992; Şengör ve diğ., 2005).



Şekil 2.2: Kuzey Anadolu Fayı ve 20 yüzyıl depremlerinin gerçekleştiği segmentler (Akyüz ve diğ., 2002; Barka, 1996; Barka ve diğ., 2002). Temel plan SRTM görüntüsü kullanılarak oluşturulmuştur(USGS, 2004).

2.4 KAFZ'nun Toplam Atım Miktarı, Yaşı ve Evrimi

Pavoni (1961) Jura ve Kretase jeolojik birimlerini deneştirerek KAFZ üzerinde 350-400 km lik bir atım hesaplarken, Ketin (1969) bu jeolojik kanıtları yeterli görmeyip, atım miktarının Pliyosen'den günümüze birkaç on kilometreden fazla olamayacağını söylemiştir. Seymen (1975), Ankara-Erzincan kenet zonunda yaklaşık 85 ± 5 km lik bir sağ yanal atım tespit etmiştir. Ancak Havza-Niksar arasında güncel fayın olduğu yerde etkinlik göstermiş ve paleotektonikle ilişkili olası bir doğrultu atımlı fay (Yılmaz ve diğ., 1993), Seymen'in belirttiği atım miktarını etkilemiş olabilir (Şengör ve diğ., 2005). Bergougnan (1975), aynı yapı için atım miktarının 100-120 km olduğunu ileri sürer. Karlıova-Varto arasında kenet zonu olarak bilinen yaklaşık 35-40 km lik mesafe Anadolu bloğunun kaçması sonucu oluşmuştur (Barka ve Gülen, 1988). Bu yapının uzunluğu, kabaca KAFZ üzerinde oluşan toplam atım miktarına eşit olduğu Barka (1992) tarafından gösterilmiştir. Karlıova'da Pliyosen volkanikleri toplam 7.5 km sağ yanal doğrultuda yer değiştirmiştir (Şaroğlu, 1988). Yedisu havzasında Perisuyu Irmağı, yaklaşık 30 ± 5 km lik sağ yanal yer değiştirme gösterirken, Erzincan yakınlarında Fırat üzerinde 35-40 km lik bir atım mevcuttur (Barka, 1992). Fırat vadisi boyunca gelişen yerdeğiştirme Hubert-Ferrari ve diğ. (2002) tarafindansa 65 km olarak ölçülmüştür. Suşehri havzasının güneybatı bitiminde, Lutesiyen yaşlı volkano-sedimenter bir seri olan Yeşilyayla Grubu KAFZ tarafından kesilmiş ve sağ yanal olarak yaklaşık 35 km ötelenmiştir (Koçyiğit, 1989). KAFZ'na ait segmentler ve Ovacık fayının etkileşimleri yüzünden karmaşık Erzincan çek-ayır havzası, iki evreli bir evrim sürecinden geçerek toplam 35 km lik bir yer değiştirme gösterir (Barka ve Gülen, 1989). Fayın orta kesimlerinde yer alan Havza-Ladik havzasının geometrisi ve çökel fasiyesleri 25 ± 5 km lik sağ yanal atıma işaret ederler (Barka, 1981, 1985; Barka ve Hancock, 1984). Yeşilırmak, Sungurlu fayı ile ilişkili olarak, Turhal ve Amasya ovası arasında 30 km lik bir sapma gösterir. Gene Yeşilırmak, güneyde Sungurlu Fayı, kuzeyde KAF kaldığı bir bölge olan Amasya-Ladik arasında yaklaşık 50 km lik bir atıma uğramıştır (Şengör ve diğ., 2005). Hubert-Ferrari ve diğ. (2002), akarsu kaptürü sonucu değişen akaçlama şebekesinden yola çıkmışlar ve Yeşilırmak-Havza vadilerini deneştirerek bu atım miktarının 75 km olduğunu söylemişlerdir. Kuzeybatıya doğru Kızılırmak, Kargı-Kamil arası bölgede 26 ± 2 km lik sağ yanal yer değiştirme gösterir (Barka, 1981; Barka ve Hancock, 1984). Bu ölçülen miktarın KAF'ın toplam atımı olduğunu düşünmeyen Hubert-Ferrari ve diğ. (2002), Kızılırmak'ın asıl yatağının günümüzde Vezirköprü havzası civarında onun yan kolları tarafından işgal edildiğini söyleyerek, atım değerinin 80 km veya daha fazla olması gerektiğini öne sürerler. Ancak, Kızılırmak boyunca taraça seviyeleri görüldüğü halde Soruk vadisinde bu morfolojinin eksiliğini göz önünde bulundurarak Şengör ve diğ. (2005), toplam atım

miktarının 40 km civarında olması gerektiğini öne sürer. Ayrıca akarsuyun büyük olasılıkla Pliyosen yaşlı olması gerçek toplam atıma yakın bir rakam verir. Şaroğlu (1988), Gerede-Yeniçağa arasında yerdeğiştirmiş volkaniklere dayanarak 25 km lik bir atım öngörür. Hubert-Ferrari ve diğ. (2002) için aynı bölgede fay boyunca yer değiştirme, Gerede nehrine göre 65-95 km arasında bir değerdir. Ancak akarsu kaptür tarihi göz önünde bulundurulduğunda bu değer en çok 13 ± 1 km lik bir değere ulaşır (Şengör ve diğ., 2005). Herece ve Akay (2003), 3 takım jeolojik denestirme noktasına dayanarak KAF'ın güney kolunda 50 km lik bir atım miktarı hesaplamıştır. Geyve havzasının geometrisi ve Sakarya Nehrinde ki sapmaya göre Koçyiğit (1988), 22 km lik yer değiştirme öngörür. Aynı bölgede toplam atım miktarı Şengör ve diğ. (2005) için 26 km dir. Güney kolda İznik-Mekece arasında Tersiyer kayalarının yer değiştirmesine dayanılarak 25 km lik yer değiştirme ölçülmüştür (Sipahioğlu ve Matsuda, 1986). Karamürsel'deki 4.5 km genişliğinde, 8 km uzunluğunda çek-ayır yapısının boyundan yola çıkılarak yaklaşık 8 km bir atım öngörülebilir (Barka, 1992). Gelibolu boyunca Armijo ve diğ. (1999) tarafından verilen 75 ± 5 km lik değere Yaltırak ve diğ. (2000) karşı görüş bildirmişlerdir.

KAFZ'nun yaşı ile ilgili görüşler oldukça çeşitlidir. Barka (1992), geç Miyosen ile erken Pliyosen arasında bir yaş vermiştir. Fayın doğu kesimindeki havzalarda çökelmiş göl birimlerine dayanarak yaşının geç Miyosen (13 Ma) olduğu söylenirken, Armijo ve diğ. (1999) batı kesiminin bundan çok daha genç, yaklaşık 5 milyon yıl olduğunu öne sürerler. Batıya gittikçe KAF'ın yaşının gençleştiğini söyleyen Şengör ve diğ. (2005), en doğuda orta-geç Miyosen, en kuzeybatıda en fazla geç Pleistosen yaşlı havzaların varlığına işaret ederler. Yazarlara göre geç Miyosen'de Marmara Denizi ve çevresinde, geniş bir alanda makaslamayla ilişkin deformasyon başladığı halde, KAF'ın buraya doğrudan giden bir hat olarak varma yaşı 200 bin yıldan daha gençtir.

Şengör ve diğ. (2005), güncel 25 cm/yıl olan hareket miktarının zamanda doğrusal olarak geriye sarıldığında günümüzde ki toplam atım miktarının 3.5 milyon yılda oluşacağını, bu durumda KAMZ ve de KAF'nın erken Pliyosen'de (Zanklean-Piansenziyan arasında) oluşması gerektiğini ancak, bunun 13-11 milyon yıl yaşındaki tektonik kökenli havzalarla tezatlık taşıdığına işaret ederler. Bu nedenden dolayı, ilk oluşum hızı olan 0 cm/yıl, günümüzdeki hız olan 25 cm/yıl a doğrusal olarak değil, yumuşak bir eğri ile ilişkilendirilmiştir. KAMZ, 100 km kalınlığında 1200 km uzunluğunda tekdüze kabul edilerek, boy/en oranının (Tchalenko, 1970)'nun gerçekleştirdiği deneyle aynı değerde olduğu belirtilmiştir. Tchalenko (1970)'in zirve öncesi (Pre-peak) olarak adlandırdığı devreye KAMZ yaklaşık 6 milyon yıl önce, toplam 11 km lik atım ve 0.44 cm/yıl hareket hızı ile ulaşmıştır. Toplam yerdeğiştirmenin %13 ü bu devrede karşılanırken, deformasyon R ve R' ile

karşılanmış, 135°'de gerilme çatlakları, 45°'de ise bindirme ve kıvrımlar oluşmuştur. Zirve yapısı (Peak) devresine 4.2 milyon yıl önce gelinirken, toplam 22 km lik atım ve 0.9 cm/yıl hız söz konusudur. Toplam yerdeğiştirmenin %26 sı gerçekleşmiştir. R' makaslamaları dönüp sabitlenirken, Açılma çatlakları R makaslamalarının bazılarını bağlamaya başlar (Bu esnada yeni R'ler oluşmaya devam eder). Daha henüz doğrudan giden fay oluşmamıştır. Zirve sonrası (Post-peak) ise iki aşamalıdır. Birinci devreye 3.4 milyon yıl önce gelinirken, hareket hızı 1.2 cm/yıla çıkmış, yer değiştirme 31 km ye ulaşmıştır. Bu toplam atımın %35'i anlamına gelmektedir. R makaslamaları uzamış ve açılma çatlakları ile birleşmeye başlamıştır. Bu uzamaya başlayan R makaslamaları ileride oluşacak fayın bulunduğu yerde belirli bir kalabalık yapar. İkinci zirve sonrası (Post-peak 2) devrede ise uzayan ve çakışmaya başlayan R'leri birbirine bağlayan P makaslamalarının ortaya çıkmasıyla birlikte doğrudan giden fay oluşur. Yerdeğiştirme miktarı 45 km ile toplam atımın %50'sinden fazlasına ulaşmıştır. 2 milyon yıl önce ulaşılan bu devrede hareket hızı 1.4 cm/yıla yükselir. 800 bin yıl önce gelinen artık öncesi devrede (Pre-residual) kararlı hale gelen fay, yılda 2 cm hıza ulaşmış ve toplam atımın %74'ünü gerçekleştirmiştir. Artık devrede (Residual), iyice belli olan fay zonu toplam atımın %100 ünü sağlar. Altı farklı istasyon üzerinde uygulanan modele göre doğrudan giden fay oluşuktan sonra yılda 11 cm lik bir hızla doğrudan batıya doğru ilerlemiştir (Şengör et al., 2005).

3. JEOLojİ

3.1 Stratigrafi

3.1.1 Giriş

İnceleme alanında stratigrafi, KAFZ ile de ayrılan Batı Pontid ve Sakarya Kıtasına ait birimlerden oluşur. Farklı tektonik birlikteliklerden oluşan stratigrafi, kuzey ve güney topluluk olmak üzere, iki farklı başlık altında çalışılmıştır. Fayın kuzeyinde yer alan Kuzey Topluluğuna ait birimlerin en altında, bölgede en çok yüzleğe de sahip olan İznik Metamorfikleri yer alır. Şist, sleyt, fillat ve mermer mercceklerinden oluşan bu birimin üzerinde andezitik ve bazaltik özellikte Dikmen volkanitleri yer alır (Şekil 3.1a). Sakarya Kıtasına ait güney topluluk ise en altta Karakaya Kompleksinin Permo-Karbonifer kireçtaşı olistolitleri ile başlar. Çalışma sahasının doğu sınırında yüzlek veren pelajik kireçtaşı, Üst Kretase-Paleosen yaşlı Kuloğlu graniti tarafından kesilmiş ve bu birimler ayrı ayrı Abant Karmaşığı başlığı altında haritalanmıştır. Güney topluluğu, Karakaya Kompleksinin yüzlek veridiği bölgenin batısında, üst Eosen fliş istifinden oluşan Çataltepe Formasyonu tarafından diskordansla örtülür (Şekil 3.1b). Kuzey toplulukta Abant Karmaşığı, güney toplulukta Karakaya Kompleksi, kuzey yamaçlarının üzerinde, faylanmayla ilişkili olmuş Kuvaterner yaşlı Acemler travertenini yer alır (Şekil 3.1a,b).

Gerek kuzey, gerekse de güney toplulukları, yamaçlarda oluşan güncel Alüvyal yelpaze ve Mudurnu Çayına bağlı iki farklı taraçanın oluşturduğu akarsu çökelleriyle örtülmüştür. Bu genç çökeller, coğrafi olarak çalışma bölgesinin ortasında KAF boyunca yaklaşık doğu-batı uzanırlar (Şekil 3.1a,b).

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	KAT	FORMASYON	SİMGİ	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
PALEZOYİK				Iznik metamorfikleri	Pm		Mermer ve yeniden kristallenmiş kireçtaşı, mercekli mikâ şistler
	MESOZOYİK	KRETASE					
	PALEOJEN	EOSEN	LÖTİŞİYEN		Krî-Pa		Plezik kireçtaşı blokları ve intruzif granit
							Tektonik Dokanak
					Ed		Genelde kırı morunsu bazik ve ortaç volkanojenik çamurtaşı-çakıtaşı katkılı piroklastik seviyeler
							Diskordans
					Qat		Traverten ve traverten matrisli fay öni kireçtaşı breşi.
							Diskordans
					Qal3		Eski taraça yüzeyine ait akarsu çökelleri
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans
							Diskordans

Şekil 3.1: Bölgenin geliştirilmiş ölçeksiz dikme kesitleri (a) Kuzey topluluk (b) Güney topluluk

3.1.2 Kuzey Topluluk

3.1.2.1 İznik Metamorfikleri

İznik metamorfikleri, çalışma alanında mermer ve yeniden kristallenmiş kireçtaşı mercekli mikaşistler ve sleyt/fillatlardan oluşur. Mudurnu vadisinin kuzeyinde oldukça geniş yüzlekler veren birim, batıda Derbent mahallesi, doğuda Dokurcun beldesi arasında görülür. Sleyt/fillat ve mikaşistler arasında mercekler şeklinde yer alan mermer ve yarı kristallenmiş kireçtaşları, Dedeler ve Derbent mahalleleri arasında Tendiris tepesinin güney yamaçlarında yüzlek verir.

Stchepinsky (1941), “Paleozoyik şist” ve “Kristalin şist” olarak adlandırdığı birim için Abdüsselamoğlu (1959), Epidot kalkışist, Serizit kloritşist, Mermer, Serizitşist, Epidotşist, Serizit ve Muskovitşist, Kalkışist, Serizit grafitşist litolojilerini ayıklayarak “Kristalin seri” adını kullanmıştır. En altta konglomeratik gnaysla başlayıp yukarıya doğu tane boyunun inceliş kuvarsitlere, daha sonra dereceli olarak şeyl, sleyt, fillat ve yeniden kristallenmiş kireçtaşlarına geçen birimi Gözübol (1978) ve Yılmaz ve diğ. (1981) İkizoluk Formasyonu olarak adlandırmışlardır. Yılmaz ve diğ. (1982) ise İstanbul Paleozoyiğinin hafif metamorfizma geçirmiş eşleniği olarak düşündükleri istiflenme için Mudurnu Paleozoyik serisi adlamasını kullanırlar. İznik-Geyve arasında yüzlekler veren birim için Göncüoğlu ve diğ. (1986, 1987), Önder ve Göncüoğlu (1989) tarafından uygulanan İznik metamorfikleri adlandırmasından sonra, istifin Mudurnu Vadisinde ki eşleniği için Yılmaz ve diğ. (1995), İznik metamorfik topluluğu, Yılmaz ve diğ. (1997b), İznik metamorfik birliği isimlerini kullanmışlardır.

İznik metamorfiklerinin, çalışma bölgesinde yüzlek veren kısımları şist, sleyt-fillat ve bunların içindeki mermer merceklerinden oluşur. Şistlerin altere yüzey renkleri, genelde kirli kahverengi ile grimsi kahverengi arasındayken, taze yüzey rengi kahverengiden koyu griye kadar değişiklik gösterir. Koyu gri, siyaha yakın bir renkle olan sleyt-fillatlar üzerinde oldukça iyi gelişmiş foliasyon düzlemleri gözlenmiştir. Mermer merceklerinin ise, aşınma yüzey renkleri, kirli koyu gri, taze yüzey renkleri gri-beyaz, ender kahverengi renklidir. Ayrıca taze yüzey yoğun kristalli, yer yer şekerimsi bir dokuya sahiptir. Kahverengi kısımlar ince kum-silt boyutlu kırıntılı malzemeden oluşur. Mermerlerin blok değil mercekler şeklinde birim içinde yer aldığı şist-mermer geçişinde kalkışistlerin varlığından yola çıkılarak yorumlanmıştır. Abdüsselamoğlu (1959), Dokurcun Beldesi-Beyceler köyü arasında detaylı incelediği birim içinde aşağıdaki litolojileri tespit etmiştir;

- Epidot kalkışist: Yeşilimtrak-gri renkli, ince kesitte kuvars, serizit, epidot, plajioloklas mineraller

- Serizit kalkşıit: Parlak gri, Kirli sarı, ince kesitte serizit, muskovit, klorit, kuvars, feldspat ve opak limonitik maddeler
- Mermer: Gri-siyah renkli, mikrosakkaroid, mika şistler içerisinde mercekler halinde
- Serizitşist: Klorit içermiyor, apatit sağlam, sıkılaşımış
- Epidotşist: Epidot, albit ve zoizit içeriği
- Serizit grafitşist: Gri-bej renkli, serizit, grafit, kuvars, albit ve apatit mineral içeriği. Kızıl limonit tabakası ile örtülü.

Çalışma bölgesinde İznik metamorfiklerinin en alt kesimi görülmez. İnceleme alanının doğusunda ise genç çökellerle örtülü olduğundan dolayı sınır ilişkisi görülmesede, üzerine tektonik bir dokanakla Abant karmaşığı gelir (Yılmaz ve diğ., 1982; Yılmaz ve diğ., 1981). Batıda, Derbet Mahallesi civarında Dikmen volkanitleri, metamorfikleri diskordansla örter.

Abdüsselamoğlu (1959), İznik metamorfikleri içerisinde karakteristik fosil bulamamış, üzerinde Devoniyen yaşlı tabakaların diskordansla yer almasından yola çıkaran, Devoniyen öncesine ait olduklarını söylemiştir. Yılmaz ve diğ. (1981), İkizoluk Formasyonu adını verdikleri İznik metamorfiklerinin, İstanbul-Zonguldak Zonu'nun metamorfizma geçirmiş eşleneği olduğunu söyleyerek, yaş olarak Paleozoyik'i verirler. Önder ve Göncüoğlu (1989), yaş verecek bir bulguya rastlamasalarda, birimin Alt Jura ile örtülü olan Karakaya Kompleksi ile deneştirilebileceğini söylerler. Yılmaz ve diğ.. (1995), metamorfik serisinin en üstünde yer alan hafif başkalaşmış pelajik kireçtaşı-çamurtaşı-radiolarit kayalarının Üst Kretase yaşında olduğunu belirtirler. Ayrıca, serinin en üzerinde yer alan Kampaniyen-Maastichtiyen çökel kayalarına göre metamorfizma muhtemelen Turonian sonrası, geç Kampaniyen öncesi arasındaki zaman diliminde gerçekleşmiştir (Yılmaz ve diğ., 1995; Yılmaz ve diğ., 1997b).

Mineral parajeneze göre, İznik metamorfiklerinin metamorfizma derecesi, yüksek (istifin en altı) ve düşük (istifin üst kesimleri) yeşilşist fasiyesleri arasında değişir.

3.1.2.2 Abant Karmaşığı

İnceleme alanında, pelajik kireçtaşı blokları ve granit sokulumundan oluşan Abant karmaşığı, Dokurcun beldesinin güneyi ile Acemler arasında yüzlekler verir. Bu bölge Mudurnu Vadisinin güneyinde kalır. Ayrıca, vadinin kuzeyinde, Beldibi köyünün kuzeybatısında da granit yüzlekleri haritalanmıştır. Kireçtaşları, özellikle Dokurcun beldesinin güneyinde gene kendisine ait olan malzemeden oluşan yamaç molozu ile geniş sahalar boyunca örtülmüştür.

Çalışma alanının dışında, serpantin, spilit, bazalt, çört, radyolarit, kuvarsit, mermer, fillat, yeniden kristallenmiş kireçtaşı, pelajik kireçtaşı, fliş tipi kayaların değişik boylarda, bazen devasa bir konglomera halinde bir araya geldiği ve granitik magma ile kesilmiş birim, Yılmaz ve diğ. (1981) tarafından “Abant karmaşığı” olarak adlandırılırken, Yılmaz ve diğ. (1982) “kaotik topluluk” ismini kullanmışlardır. Herece ve Akay (2003), derledikleri 1:100000 ölçekli jeoloji haritasında, topluluğun inceleme alanında yüzlek verdiği bölgeler için “Kireçtaşı, kırıntılı kaya, volkanit ve bazen ofiyolitik kaya dilimli melanj” adını kullanmışlardır.

İnceleme alanında Abant karmaşığı, pelajik kireçtaşı blokları (Şekil 3.2a) ve granit sokulumu (Şekil 3.2b) ile temsil edilir. Mikritik kireçtaşlarının aşınma yüzey renkleri sarımsı, açık kahverengi taze yüzey rengi ise pembemsi kremdir. İstif yer yer kalsit damarları ile kesilirken yer yer de killi kireçtaşı litolojisi gösterir. Ayrıca, sparitik kireçtaşı, şeyl, çört ve karbonatlı çamurtaşı ara seviyeleri görülür. Kırılma yüzeyleri konkoidal ve keskindir. Kireçtaşları, ortalama 10 cm kalınlığında düzgün tabakalı bir görünüm sunar. Genelde gri ve pembemsi gri renkli granit ise verdiği yüzleklerin çoğunda arenalaşmıştır. Kuloğlu köyü civarında feldspat, kuvars ve bol miktarda mika çıplak gözle görülebilir. Birim, silişçe zengin daykalarla kesilmiştir. Abdüsselamoğlu (1959)’un incelediği ince kesitte ortoklas kristalleri kısmen serizitleşme gösterirken, biyotitler kısmen klortileşmiştir ve hornblendler büklümleşmiştir. Granit, kireçtaşı dokanağı yeşil renkli başkalaşmış kireçtaşı seviyeleri ile temsil edilir.

Abant karmaşığı, çalışma bölgesinde Karakaya Kompleksine ait kireçtaşı olistolitleri ile Yeniköy, Kuloğlu ve Acemler güneyine doğru uzanan faylı bir dokanakla sınırlanır. Ayrıca Acemler güneyinde, iki birim arasında geniş bir deformasyon zonunun varlığı tespit edilmiştir. Ayrıca tektonik dokanağın kuzeyinde traverten matrisle tutturulmuş kireçtaşı breşlerinden oluşan Acemler travertenini yer alır. Her ne kadar inceleme alanında görülmesede, Mudurnu Vadisi boyunca yapılmış diğer çalışmalarda Abant karmaşığı tektonik bir dokanakla İznik metamorfiklerinin üzerine gelmektedir. Birimin üzerinde ise açısız diskordansla Sofular kireçtaşı çökelmiştir (Yılmaz ve diğ., 1982; Yılmaz ve diğ., 1981).

Bu kaotik karışımın, içinde bulunan Üst Kretase yaşlı pelajik kireçtaşı bloklarının varlığı ve Paleosen çökellerince örtülmesinden dolayı Üst Kretase-Paleosen zaman diliminde oluştuğu yorumlanmıştır (Yılmaz ve diğ., 1981). Granitin, bu birimlerin içinde intrüzif sokulumu tektonik karışımdan sonra gerçekleşir.

Abant karmaşığı, içinde bulundurduğu ofiyolit, Paleozoyik ve Mesozoyik istiflere ait parçalar göz önünde bulundurulduğunda, bu birimlerin tektonik karışımı olarak yorumlanabilir (Yılmaz ve diğ., 1981). Buna göre Üst Kretase-Paleosen arasında,

Geç Senoniyen sırasında kapanan Neo-Tetis Okyanusunun kuzey kolu (Şengör ve Yılmaz, 1981) ile ilgili melanj oluşumu, bu kaotik karışımın gerçekleşmesiyle sonuçlanmıştır.



Şekil 3.2: Abant karmaşığına ait kireçtaşı ve granit birimlerinin fotoğrafları. (a) Kuloğlu köyü civarında ki granit yüzleğı. Kuvars, feldspat ve mika mineralleri gözle seçilebiliyor. Ayrıca fotoğrafın üst tarafında silisli dayk görülmekte. (b) Çaylar Mahallesi civarında yüzlek veren Pelajik kireçtaşı bloğı. Düzgün tabakalı, tabaka kalınlığı 10-20 cm arasında değışmekte. Tabakalar, 48°/45° eğim yönü ve eğim açısı konumunda.

3.1.2.3 Dikmen Volkanitleri

Bazik ve ortaç lavlardan başka, volkanojenik çamurtaşı-çakıltası ara katmanlı piroklastik düzeylerden oluşan Dikmen volkanitleri, Derbent mahallesinin batısında Mudurnu Vadisinin kuzey yamacı boyunca inceleme alanının batı sınırına kadar yoğun yüzlekler verir.

Dikmen volkanitlerinin eşleniğı olan Eosen yaşı volkanik kayalar, Marmara Denizi çevresinde olukça geniş bir coğrafyada yüzlekler verir. Abdüsselamoğlu (1959), Mudurnu Vadisinin kuzeyinde ve Düzce Ovasının güneyinde geniş yüzlekler veren Eosen volkanitlerini “Volkanizma” başlığı altında “Andezitler” olarak haritalamıştır. Akartuna (1968), benzer kayaları Armutlu Yarımadasında “Andezit, bazalt, diyabaz, riyodasit, tuf ve agmera” şeklinde tanımlamıştır. Erendil ve diğ. (1991), aynı birimi

“Sarısu volkanitleri” adı altında çalışmışlardır. Gelibolu’da ki yüzlekler için Kopp (1964), “Kömürtepe andezit ve tüfitleri”, “Kavaklı andeziti”, “Uçaktepe tüfiti” ve “Kocataşı tüfiti” adlarını kullanmıştır. Aynı birimler için Önal (1986), “Gelibolu volkanitleri” ismini vermiştir. Armutlu Yarımadasının jeolojisini çalışan Bargu ve Sakınç (1987, 1989/1990), Eosen lavlarına “Kızderbent andeziti” adlamasını uygularken Biga yarımadasındaki lavlar ve tüfler için Siyako ve diğ. (1989), “Fıçıtepe Formasyonu” ismini kullanırlar. Aynı bölgedeki tüm Eosen volkanitleri, Ercan ve diğ. (1995) tarafından “Balıkçeşme volkanitleri” olarak tanımlanmıştır. Birim için bu çalışmada da kullanılan “Dikmen volkanitleri” adlaması Yılmaz ve diğ. (1981) tarafından Mudurnu Vadisi civarındaki andezitik kayalar için tanımlanmıştır.

Bölge genelinde, yüzlekler boyunca genelde tek tip kaya grubu görülmez. Birim, genellikle iri plajiyoklas kristalli ortaç ve bazik lavlardan başka aglomera piroklastik düzeylerinden oluşan oldukça geniş bir yayılıma sahiptir (Yılmaz ve diğ., 1981). Andezit düzeylerinin altere yüzey renkleri, mor-kirli morumsu, bazı kesimlerde kırmızımtırak renktedir. Genel gri renkli bir hamur içinde plajiyoklaslar gözle görülür derecede büyüktür. Bazı yüzleklerde bu feldspat kristallerinin boyutça küçüldüğü görülmüştür. Önceki çalışmalarda bu kayalardan üretilen ince kesitlerde plajiyoklas (%38 Andezin), mikro kristaller halinde ojit, opak mineral (magnetit) teşhis edilirken, bazı kesitlerde sadece andezin ve ikincil serizit mineralleri görülmüştür (Abdüsselamoğlu, 1959). Volkanojenetik çakıltaşları genelde kırmızımsı kahverengi-koyu kahverengi yüzleklerle araseviyeler halinde yüzlekler verir (Şekil 3.3).



Şekil 3.3: Dikmen volkanitlerine ait andezit seviyeleri. Altere yüzey renkleri morumsu. Durmuşlar mahallesi güneybatısı.

Dikmen volkanitleri, çalışma alanında Derbent Mahallesi civarında İznik metamorfiklerinin üzerine uyumsuz bir şekilde gelir. İnceleme alanının kuzeybatı sınırında, Beldibi köyü civarında ise Abant karmaşığına ait granit sokulumuyla faylı bir dokanak yapar. Mudurnu vadisi boyunca, andezitlerin üzeri, kuzey yamaçta oluşan alüvyal yelpaze ve akarsu taraça seviyelerine ait çökellerce uyumsuz olarak örtülür.

Birim için Abdüsselamoğlu (1959), Üst Kretase tabakalarını kesmeleri ve Eosen nummulitli kireçtaşı ile örtülmelerinden dolayı Geç Kretase'den sonra Eosen'den önce bir zaman aralığında oluştuklarını yprılamıştır. Dikmen volkanitlerinin Armutlu Yarımadasındaki eşlenekleri için Akartuna (1968), Paleosen-Eosen yaşını öngörür. Gelibolu Yarımadasında ki Gelibolu volkaniti ise geç Eosen yaşındadır (Önal, 1986; Önal ve Yılmaz, 1983). Siyako ve diğ. (1989), erken-orta Eosen yaşını verdikleri Balıkçeşme volkanitleri üzerinde Ercan ve diğ. (1995), K/Ar yöntemiyle 37.3 ± 0.9 My yaşını elde etmişlerdir. Armutlu Yarımadasında Erendil ve diğ. (1991), Sarısu volkanitlerinin en altında yer alan kireçtaşları içerisinde Lütesiyen fosilleri tespit ederken, Ercan ve diğ. (1998), İznik kuzeyi, Osmaniye-Sarısu arasında aldıkları örneği K/Ar yöntemiyle 42.0 ± 0.8 My'a yaşılandırmışlardır.

Sakarya kıtası ile Rodop-Pontid bloğunun kıta-kıta çarpışması Üst Kretase'de başlamış Alt Tersiyerde sona ermiştir. Ancak çarpışma sonrası kuzey-güney yaklaşma Eosen boyunca devam eder (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bu nedenle Eosen volkanitlerinin çarpışma ve çarpışma sonrası ürünleri olduğu sırasıyla kabul edilmektedir (Ercan, 1992; Ercan ve diğ., 1995).

3.1.3 Güney Topluluğı

3.1.3.1 Karakaya Kompleksi

Permo-Karbonifer kireçtaşı bloklarının çok çeşitli birimleri içerisinde görüldüğüolistostromal istif, çalışma bölgesinde Karakaya Kompleksi adı altında haritalanmıştır. Acemler doğu ve kuzeyinde görülmeye başlanan kireçtaşıolistolitleri, Mudurnu Vadisinin güneyinde batıya doğru geniş bir alana yayılır. Osmanlar, Tanışman ve Aşağı Güvenç mahalleleri ile Kayabaşı köyü yoğun yüzleklerin rastlandığı bölgelerdir. Birim, doğuda Kayabaşı köyünün kuzeyinde, Sahancılar mahallesinin kuzeybatısında son bulur.

Bailey ve McCallien (1950), Erol (1956), deforme grovak seviyeleri içerisinde Permiyen ve Karbonifer kireçtaşı bloklarını haritalamışlardır. Biga Yarımadasından Anakara'ya kadar olan bir alanda bloklu Jura öncesi birimler Bailey ve McCallien (1950), Bingöl ve diğ. (1975) tarafından "Karakaya Formasyonu" olarak tanımlanır.

Bu birim, birden fazla kökene bağlı, çeşitli yaşlarda, farklı kaya gruplarından düzensiz bir litoloji gösterdiğinden Şengör (1984) tarafından “Karakaya Kompleksi” olarak tanımlanmıştır (kompleks kavramının tanımı için bakınız Salvador (1994)). Okay ve Göncüoğlu (2004), Karakaya Kompleksini “Alt Karakaya Kompleksi” ve “Üst Karakaya Kompleksi” olmak üzere iki alt başlıkta sınıflandırır. Alt Karakaya Kompleksi birimlerinin eşlenikleri “Çaydartepe Formasyonu” (Akyürek ve Soysal, 1980-1981), “Nilüfer Birimi” (Okay ve diğ., 1991), “İznik metamorfikleri” (Göncüoğlu ve diğ., 1987), “Bozuyük veya Tepeköy metamorfikleri” (Göncüoğlu ve diğ., 2000), “Yenişehir metamorfik grubu” (Genç ve Yılmaz, 1995), “Emir Formasyonu” (Akyürek ve diğ., 1984), Tokat Grubu (Koçyiğit, 1987), “Bekirli Formasyonu ve Çangaldağ Kompleksi” (Tüysüz, 1990; Tüysüz ve Yiğitbaş, 1994; Ustaömer ve Robertson, 1994, 1999), “Tozanlı Kompleksi” (Seymen, 1993, 1997), “Yeşilirmak Grubu” (Tüysüz, 1996; Yılmaz ve diğ., 1997a), “Ağvanis Masifi” (Okay, 1982-1983), “Hossa Grubu” (Okay, 1996) gibi çeşitli adlandırmalarla tanımlanmıştır. Üst Karakaya Kompleksi ise 4 ana tektono-stratigrafik birimden oluşur: arkozik kumtaşları, kireçtaşı bloklu grovak, bazalt-olistostrom-Üst Permiyen kireçtaşı bloklu malzeme akışı ve koyu şeyllerin oluşturduğu Akgöl Formasyonu Okay ve Göncüoğlu (2004). Arkozik kumtaşlarını Kaya (1991), Kaya ve diğ. (1986) Bursa civarında “Dışkaya Formasyonu”, Okay ve diğ. (1991) Biga Yarımadasında “Hodul Birimi”, Pickett ve Robertson (1996) “Ortaoba Birimi”, Akyürek ve Soysal, (1980-1981) “Kınık Formasyonu”, Altiner ve Koçyiğit (1993), Genç ve Yılmaz, (1995) İnegöl-Yenişehir civarında “Kendirli Formasyonu” ve Göncüoğlu ve diğ. (2000), “Soğukkuyu metamorfikleri” olarak adlandırılırken grovakları Erol (1956), “Elmadağ bloklu serisi”, Norman (1975), “Kireçtaşı bloklu melanj”, Erk (1977), “Kulm filiş formasyonu”, Batman (1978), “Hisarlıkaya Formasyonu”, Akyürek ve diğ. (1984), Okan, (1982), “Elmadağ Formasyonu”, Koçyiğit, (1987), “Kısıkküstü Formasyonu”, Seymen (1993), “Karakaya Kompleksi”, Yılmaz ve diğ. (1997a), “Üst Yeşilirmak Grubu” ve Yılmaz ve Yılmaz (2004), “Devecidağ Kompleksi” olarak tanımlamışlardır. Brinkmann (1971)’nin “Orhanlar Grovağı” olarak tanımladığı bu birim Alt Karakaya Kompleksinin üzerinde diskordansla (Kaya ve diğ., 1989), veya makaslama zonuyla (Okay ve diğ., 1998) yer alır. Blanc (1965), Okay ve diğ. (1991), Bursa civarında “Çal Birimi”, Genç ve Yılmaz (1995) İnegöl civarında “Abadiye Formasyonu” ve Akyürek ve diğ. (1984) Ankara civarında “Ortaköy Formasyonu” adlarını bazalt, kireçtaşı, moloz akıntısı ve olistolitler için kullanmışlardır. Çoğu çalışmadan Karakaya Kompleksinden ayrı olarak ele alınan Akgöl Formasyonu koyu griden siyah renge kadar değişiklik gösteren şeyller ve silttaşlarından oluşur.

İnceleme alanının genelinde birim, kireçtaşı yüzlekleri vermiştir. Az kristalize ekseriye siyah bazende beyaz renkli bu kireçtaşları kalsit dolu çatlaklar içerir. Bazı

bölgelerde yeniden kristallenmiş koyu renkli kireçtaşı yüzleklerine rastlanırken diğer yerlerde daha az kristalize ve beyaz renkli bir litolojiya rastlanır. Matriks, belirlenememiş ancak, kireçtaşı bloklarının ara seviyelerinde kalın tabakalı veya masif, volkanojenik kumtaşlarıyla orta kalınlıkta tabakalaşmış karbonatlı şeyllere rastlanmıştır. Kumtaşları çok iyi yuvarlanmış, iyi boylanmış bir yapı gösterirken bol miktarda ve değişik renklerde kuvars, az miktarda beyaz ve siyah mika, gene az miktarda serpantin parçaları içerir. İstif kalın tabakalı veya masif bir görünüm sunar. İkincil matriks demir oksitlidir. Kil, silt boyutunda ki matriks %5 civarındadır. Ayrışma yüzey rengi gri, taze yüzey rengi ise sarıdır. Güvençler mahallesi-Çakıroğlu köyü arasında ise bloklar arasında, bu blokları saran karbonatlı şeyl tabakaları yüzlek verir.

Karakaya Kompleksi, çalışma alanında Acemler civarında Abant Karmaşığı ile tektonik bir dokanakla sınırlanır. Mansurlar güneyinde ise gene tektonik bir dokanakla Eosen flişlerinden oluşan Çataltepe Formasyonu, kireçtaşı bloklarını üzerine alır. Ayrıca birim, Mudurnu Vadisine doğru genelde doğu batı uzanımlı Neotektotonik döneme ait faylanmalar önünde gelişen traverten matrikli fay önü breşlerinden oluşan Acemler travertenini tarafından örtülür.



Şekil 3.4: Karakaya Kompleksine ait büyük boyutlu kireçtaşı blokları. Kireçtaşlarının açık, beyaza yakın renkli olan kısımları. Emirkaya tepesi. Fotoğraf doğuya bakışlı.



Şekil 3.5: Kireçtaşı olistolitleri arasında görülen volkanojenik kumtaşı seviyeleri.

Abdüsselamoğlu (1959) inceleme alanında Çayköy civarında topladığı numuneler içerisinde *Schwagerina* sp., *Pseudoschwagerina* sp., *Teuxtularia*, *Dentalina*, *Bryzoa* ve *Antrok* kesitleri tespit etmiştir. Osmanlar ile Beyceler Köyleri arasında alınan numunelerde ise *Fusulina* sp., *Nodosaria* fosilleri bulunmuştur. Bu fosillere dayanılarak kireçtaşlarının yaşı Permo-Karbonifer olarak verilir (Abdüsselamoğlu, 1959). Bingöl ve diğ. (1975), Karakaya Kompleksinin üzerinde yer alan Orta Triyas karbonatlarından dolayı birim için Erken Triyas yaşını vermiştir. Alt Karakaya Kompleksinin metabazitleri ile içiçe olan mermerlerden alınan konodontlarla Erken Triyas yaşı verilmiştir (Kozur ve diğ., 2000). Kozak Dağı civarında alınan numunelerden tespit edilen conodontlar ise Orta Triyas'a aittir (Kaya ve Mostler, 1992). Diabaz ve split seviyeli hafif metamorfizma geçirmiş detritik seviyeler Alt Triyas foraminiferleri içerir (Akyürek ve diğ., 1979). İzotopik yaşlandırma yöntemleri ise üç bölgeden alınan numuneler üzerinde uygulanmıştır. Bandırma doğusunda fengit ve amfiboller, Eskişehir kuzeyindeki mavişist ve yüksek basınç metabazitlerinde, Triyas (205-203 Ma) (Okay ve Monie, 1997) ve Hossa Grubuna ait numunelerin fengit ve amfibollere uygulanan Ar/Ar ve Rb/Sr yöntemleriyle Erken Permiyen (263-260 Ma) (Okay, 1996) yaşları elde edilmiştir. Üst Karakaya Kompleksine ait arkozik kumtaşları, içlerinde bulunan *Halobia* türlerine dayanılarak en az Geç Triyas (Noriyen) yaşında olması gerektiği yorumlanmıştır; İvrindi civarında Leven ve Okay (1996), Okay ve Altınar (2004), Balya civarında Leven ve

Okay (1996), Iğdır-Bursa civarında Kaya ve diğ. (1986), Wiedmann ve diğ. (1992). Elmadağ Formasyonu içindeki eş zamanlı çökeldiği düşünülen kireçtaşlarında tespit edilen foraminiferler Orta-Geç Triyas yaşını verir (Akyürek ve diğ., 1984). Koçyiğit (1987), Kısıküstü Formasyonu için gene aynı yaşı kullanmıştır. Biga Yarımadasında Çal Birimi, Üst Permiyen radyolaryalı çörtler (Kozur, 1997; Kozur ve Kaya, 1994), pelajik Alt Triyas kireçtaşları (Kozur ve diğ., 2000) ve daha sonra Camialan kireçtaşı olarakta haritalanan Orta Triyas (Anisiyen) kireçtaşlarını (Okay ve diğ., 1991) içerir. Mafik volkanik kayalarla ilişkili benzer Orta Triyas kireçtaşları Koçyiğit (1987), Koçyiğit ve Altınar (1990) tarafından belirlenmiştir. İnceleme alanında bloklar arasında matriks tam olarak tespit edilemediğinden istifin tam yaşı anlaşılamamış ancak Karakaya Kompleksinin genelinde görülen bu kireçtaşı olistolitlerinin varlığından yola çıkılarak bu karmaşığın yaşı kullanılmıştır.

Karakaya Kompleksinin oluşumu ile ilgili iki tektonik model mevcuttur. Birinci modele göre Karakaya Kompleksi, kenar havzasına doğru evrilen ve Geç Triyas'ta güney yönlü bir dalma-batma ile kapanan Geç Permiyen yaşlı bir rift boyunca oluşmuştur (Genç ve Yılmaz, 1995; Göncüoğlu ve diğ., 2000; Koçyiğit, 1987; Şengör, 1984; Şengör ve Yılmaz, 1981). Bu modelle ilgili problemlerden ilki açılan Karakaya Havzası, daha sonra güney yönlü bir dalma batmayla kapanacak, kuzey ve güney yönde iki bloğu ayırır. Bu iki kıtasal blok arazi çalışmalarında tam anlamıyla belirlenememiştir. Ayrıca riftleşme hipotezinde Anatolid/Torid bloğunun kuzey kenarı Hersiniyen metamorfik tabandan oluşmakta ve bu Permo-Karbonifer çökellerce uyumsuz bir şekilde örtülmektedir. Gene Sakarya bölgesinde hiç bir arazi çalışmasında Hersiniyen tabanla, bu çökeller arasındaki dokanak görülememiştir. Yalnız Turhan ve diğ. (2004), Üst Permiyen kireçtaşı-kumtaşı istifi ile altında kalan metamorfiklerin detaylı stratigrafik ilişkilerini gösterir (Okay ve Göncüoğlu, 2004). Dalma-batma sonucu oluşan yığışma modeli ise radikal bir şekilde ilk olarak Tekeli (1981) tarafından ortaya atılmış Pickett ve Robertson (1996), Pickett ve diğ. (1995) ve Okay (2000) tarafından geliştirilmiştir. Modele göre Karakaya Kompleksi Geç Paleozoyik-Triyas sırasında okyanus kabuğunun dalma-batması sonucu gerçekleşen yığışma prizması birimlerinden oluşur. Birçok altbirim hem okyanusal kabuğun kararlı halde yitimi hem de okyanusal plato, denizaltı dağları veya dar kıtasal parçaların dalma batmasıyla oluşmuştur. Bu modelin problemlerinden biri harici ve platform Permo-Karbonifer kireçtaşı bloklarına tam anlamıyla açıklama gelmemesidir. Ayrıca Tetis Okyanusunun kuzey yönlü bir dalma batma sonucu Lavrasya kenarında oluşturacağı Triyas magmatik yayı tespit edilememiştir. Dalmabatma-yığışma modelinde Noriye kırıntılı bir kama olan Hodul Birimi ile örtülü Alt Karakaya Kompleksi yığışan okyanus kabuğu, okyanus adası veya okyanusal plato olarak yorumlanmıştır. Alt Karakaya Kompleksinin yüksek

basınç/düşük sıcaklık metamorfizma yaşı (215-205 Ma) ve de üstünde yer alan çökel istifin çakışan Norian yaşı başka bir problem oluşturmaktadır. Ancak, son zamanlarda uygulanan izotopik ve biyostratigrafik yaşlandırmalar Geç Triyas sınırlarının yeniden düzenlenmesini sağlamıştır. Gallet ve diğ.. (2003), 227-202 Ma ve 202-200 Ma yaşlarını sırasıyla Noriyen ve Rhetiyen katları için belirlemiştir. Ayrıca, Triyas volkanizmasının jeokimyasal çözümlemeleri (Genç ve Yılmaz, 1995) okyanusal litosfer yerine riftleşmeye işaret eder (Okay ve Göncüoğlu, 2004).

3.1.3.2 Çataltepe Formasyonu

Kumtaşı-şeyl ardalanmasından oluşan Çataltepe Formasyonu, inceleme alanında Mudurnu Vadisinin güneyinde, Mansurlar Köyü batısından başlayarak Beldibi Köyü güneyi ve Dere Mahallesi civarında yüzlekler verir.

İstifi Ambraseys ve Zatopek (1969), Mansurlar güneyinde verdiği yüzleklerden bahsederek “Eosen Fliş” olarak tanımlamış, Herece ve Akay (2003) tarafından “Kumtaşı-Şeyl Birimi” olarak haritalanmıştır. Yılmaz ve diğ. (1982), Yılmaz ve diğ. (1981), güney topluluğunda yer yer denizel ortamı temsil eden birim için “Çataltepe Formasyonu” adını kullanmışlardır.

Çataltepe Formasyonu, kumtaşı, marn, kıltaşı, şeyl ardalanması şeklinde istiflenmiştir. Marnlar gri-koyu gri, kumtaşları sarı, sarımsı kahverengidir. Kumtaşları iyi boylanmış, yarı köşeli kuvars ve çört ağırlıklı kırıntılardan oluşur. Kil boyutlu matriks demir oksit içerir. %10-15 matriks oranı, vake-arenit arası bir kumtaşına işaret eder. Kumtaşı kırıntıları, turbiditik istifin yakınsak kısımlarında büyüyerek konglomeratik bir görünüm sunarlar (Şekil 3.6).

Çataltepe Formasyonu, doğuda Mansurlar civarında Karakaya Kompleksini tektonik bir dokanakla üzerine alırlar. Mudurnu Vadisi boyunca, birimin kuzey yamaçları, güncel alüvyal yelpaze ve iki farklı akarsu taraça seviyesine ait çökellerce uyumsuz bir şekilde örtülür.

Kumtaşı-şeyl ardalanmasını Yılmaz ve diğ. (1982), Yılmaz ve diğ. (1981), stratigrafik kesitlerinde Üst Eosen-Lütesiye olarak göstermişlerdir. Herece ve Akay (2003) haritaladıkları bu birimi, Alt ve Orta Eosen’e dahil ederler. Bu çalışmada da birimin yaşı önceki çalışmalar dikkate alınarak Lütesiye olarak kabul edilmiştir.



Şekil 3.6: Çataltepe Formasyonuna ait kumtaşı-şeyl ardalanması. Marnlı gri renkte araseviyeler mevcut. Beldibi köyü kuzeyi. Tabakalar güney-güneybatı eğim yönlü.

3.1.4 İki Topluluğuda Örten Genç Çökeller

3.1.4.1 Acemler Travertenleri

Traverten istifli ve traverten matriksli kireçtaşı breşlerinin oluşturduğu Acemler travertenleri, Mudurnu Vadisinin güneyinde, Dokurcun beldesinin batısı ve Mansurlar köyü arasında güney yükseltinin kuzey yamaçlarında geniş bir yayılım gösterir. Saf traverten istiflenmesi Acemler'in güneydoğusundaki vadinin içinde görülür. Beyler, Haydarlar ve Osmanlar köyünün kuzeyi traverten matriksli kireçtaşı bloklarının geniş yüzlekler verdiği alanlar içerisinde.

Birim, ilk defa bu tezde, Acemler köyüne olan yakınlığından yola çıkılarak adlandırılmıştır. Daha önceki çalışmalarda, traverten tespit edilmemiş veya farklı birimler altında işlenmiştir. Herece ve Akay (2003), Acemler travertenini, Alt Pleistosen Alüvyal fan ve sevi çökelleri adı altında 1:100000 ölçekli jeoloji haritasında derlemiştir.

Traverten kavramı genel olarak denizel olmayan, göller, pınarlar veya mağaralarda oluşan karbonat yığılımları için kullanılır (Sanders ve Friedman, 1967). Resmi olmayan alt sınıflama ise pınar travertenleri (sıcak su kaynaklarında oluşan karbonat yığılımı), tufa (düşük sıcaklıklı pınarlar, göller ve şelallerde oluşan karbonat yığılımı) ve speleothemler (düşük dereceden yüksek sıcaklık derecelerine kadar mağara ve çatlak sularında oluşan karbonat yığılımı) şeklindedir (Ford ve Pedley, 1996; Pentecost, 1995). Acemler güneydoğusunda, vadi tabanında yüzlek veren

travertenler, sarı, beyazımsı krem rengindedir (Şekil 3.7a). Yarı tutturulmuş karbonat yığılması, yamaç boyunca bir baca şeklinde yükselir konumdadır. Boşluklu yapıları, yüzlek özelliği göz önünde bulundurulduğunda tufa sınıflaması içine girer. Ayrıca Prof. Dr. Erhan Altunel tarafından incelenen numuneler, tufa yargısını doğrulamıştır (Altunel, 2004, sözlü görüşme). Faylanmayla ilişkili olduğu düşünülen su kaynaklarında oluşan bu traverten, fay önünde oluşan breşlerin arasında matriks göreveide görmüştür. Breşler genelde kireçtaşı bloklarından oluştuğu gibi, kuvarslı kumtaşı, mermer parçalarında içerir. Kireçtaşları, gri-koyu gri ve beyaz olmak üzere iki farklı litoloji gösterir. Bloklar, köşeli ve yarı köşeli bir geometriye sahipken boyutları, 1-2 cm den 40-50 cm ye kadar bir aralıkta değişim gösterir (Şekil 3.7b).

Traverten, ve bunlardan oluşan matriksle tutturulmuş fay önü breşleri Mudurnu Vadisinin güney yamacında, Yeniköy ve Mansurlar Köyü arasında kalan bir alanda Karakaya Kompleksi ve Abant Karmaşığının üzerinde gelişen Neotektonik döneme ait fayların önünde gelişmiştir. Her iki birimide bir şekilde örterler.

Acemler güneydoğusundaki vadi tabanında bulunan yatay konumlu travertenlerin, Acemler travertenine yaş vereceği düşünülmüş ancak, bu birimin tufa karakterinde olması herhangi bir mutlak yaşlandırma çalışmasını geçersiz kılmıştır (Altunel, 2004, sözlü görüşme). Fay önünde gelişmeleri ve bu fayların güncel yüzey kırığının daha güneyinde yer alarak geç Holosen’de herhangi bir hareket göstermemelerinden dolayı tahminen geç Pleistosen-Holosen sırasında traverten oluşumunun gerçekleştiği yorumlanmıştır.

Acemler travertenine ait yatay tufa seviyeleri direkt faylanmaya bağlı düşük sıcaklıktaki su çıkışı ve onla beraber gelen ergiyik karbonatın çökelişi ile oluşmuştur. Traverten matriksli bloklu kısımlar ise gene faylanmayla ilişkili fay önü breşi oluşumu ve gene fay düzleminden çıkan karbonatlı suların bu breşler arasında matriks olarak traverten biriktirmesi sonucu meydana gelmiştir.



(a)



(b)

Şekil 3.7: Acemler traverteni. (a) Yatay konumlu tufa istifi, Acemler güneyi (b) Traverten matriksle tutturulmuş yarı köşeli kireçtaşı blokları, kireçtaşı blokları köşeli ve kötü boylanmalı, Beyler civarı

3.1.4.2 Eski Taraça Seviyesi Akarsu ökelleri

Mudurnu ayı ile ilişkili, Mudurnu Vadisi boyunca Dokurcun beldesi, Beldibi köyü arasında güncel taraça seviyesinden yaklaşık 2-3 m daha yukarıda eski taraça seviyesi ve bununla ilişkili akarsu çökelleri depolanmıştır. Yer yer aşınmaya bağlı olarak görülmeyen bu seviye, genelde bütün vadi boyunca doğu-batı uzanır.

Bu alışma kapsamında Mudurnu ayının iki taraça seviyesi ayıklanmış ve geometrik olarak daha üstte yer alanı için “İkinci taraça seviyesi” ve onla ilişkili çökellere de “İkinci taraça seviyesi akarsu çökelleri” adı verilmiştir.

Tutturulmamış, yarı tutturulmuş çökellerden oluşan istifin malzemesi bölgedeki bütün eski jeolojik unsurların kırıntılarından oluşur. Yaygın olarak kireçtaşı parçaları görülsede, mika şist, fillat, kumtaşı, şeyl, mermer, kalkşist, klorit şist gözlenen diğer litolojilerdir. Çakılların boyları genelde 1-2 cm ile 150-200 cm arasında değişir. Ayrıca bu seviye içinde yer yer paleosol tabakalarının döngüsel tekrarlandığı, ince kırıntılı taşkın çökellerine de rastlanmıştır. Akarsu örgülü bir özellikte akar ve ökelmanın bazı kesimlerinde buna özgü, iri bloklu “set” kısımlar görülür. Bloklar arası matriks, kaba kum ve ince çakıl boyutludur.

Bu eski taraça seviyesi, vadi boyunca kestiği Karakaya Kompleksi, İznik metamorfikleri, Abant karmaşığı, ataltepefe Formasyonu, Dikmen volkanitlerini uyumsuz bir şekilde örter. Yer yer Alüvyal yelpaze çökelleri tarafından örtülmüş yer yer de onları uyumsuz bir şekilde örtmüştür. Birimin üzerinde uyumsuz bir şekilde Güncel taraça seviyesi akarsu ve Alüvyal yelpaze çökelleriyle Yamaç molozu yer alır.

Holosen yaşlı bu taraça seviyesi, Kuzey Anadolu Fayı tarafından açılan Mudurnu Vadisinde örgülü bir akarsu ortamında gelişmiştir. Yer yer gözlenen iri bloklu set çökelleri, örgülü akarsu yargısını doğrular.

3.1.4.3 Alüvyal Yelpaze ökelleri

akıl, kum, silt ve kil boyutlu malzemedен oluşan Alüvyal yelpaze ökelleri, Mudurnu Vadisinin kuzey ve güney yamaçlarında, Mudurnu ayına dökülen kuzey-güney akış yönlü akarsuların ağızlarında ökelmışlerdir. Kuzeyde, doğudan batıya doğru, Beyciler mahallesi ve doğusu, Dedeler mahallesi, Derbent ve Dedeler mahalleri arasında Tentaris sırtı civarı. Durmuşlar Mahallesi, güneyde doğudan batıya doğru çaylar mahallesi, Yeniköy kuzey ve kuzey batısı, Acemler civarı, Haydarlar köyü, Beyler mahallesi, akıroğlu köyü doğu ve batısı, Mansurlar köyü batısı ve Beldibi köyü güneyi alüvyal yelpaze gelişiminin görüldüğü bölgelerdir.

Herece ve Akay (2003), bu birimi “Büyük Alüvyal fan-nehirsel çökeller” olarak işlemiştir. Diğer çalışmada alüvyal çökeller olarak ele alınan birim, bu çalışmada “Alüvyal yelpaze çökelleri” olarak adlandırılacaktır.

Çakıl, kum, silt ve kil boyutlu kırıntılı malzemelerden oluşan istif malzeme, genelde taşıma işini üstlenen akarsuların aşındırdığı birimlerden sağlanır. Mudurnu Vadisinin kuzey yamaçlarında oluşan alüvyal yelpazeler genelde mika şist, fillat-sleyt, mermer ve kalk-şist kırıntılarından oluşur. Güney yamaçlarda ise Çataltepe Formasyonu civarında kum ve kil kırıntılı ince malzemeli, Karakaya Kompleksi civarında kireçtaşı çakıllı, kum, kil kırıntılı alüvyal yelpaze çökelleri görülür.

Birim, Mudurnu Vadisi boyunca neredeyse bütün birimleri uyumsuz bir şekilde örter. Kuzey yamaçta İznik metamorfikleri ve Dikmen volkanitleri, güneyde, Karakaya Kompleksi, Abant Karmaşığı, Çataltepe Formasyonu ve Acemler traverteni, uyumsuz bir şekilde alüvyal yelpaze çökellerinin altında kalan birimlerdir. Yelpaze çökelleri ayrıca yer yer Mudurnu Vadisinin eski taraça seviyesine ait çökelleride örtmektedir. Bu birimden daha genç olan çökeltme ise Mudurnu Çayının güncel taraça seviyesine aittir.

Holosen’de çökelen birim, klasik yakınsak ve ıraksak alüvyal yelpaze çökeltme ortamı sedimenter yapılarını gösterir. Yakınsak kısımda iri kırıntılı, ıraksak kısımda ise daha çok ince kırıntılı malzemeler çökelmiştir.

3.1.4.4 Yamaç Molozu

Yamaç molozları genelde kireçtaşı çakıl ve bloklarıyla temsil edilir. Birim, Dokurcun beldesinin güneyinde, Çaylar mahallesi civarındaki yamaçları örter.

Daha önce Abdüsselamoğlu (1959), tarafından etek molozları olarak haritalanan birim, bu çalışmada yamaç molozu olarak adlandırılmıştır.

Birim içindeki malzeme genelde kireçtaşı çakıl ve bloklarından oluşur. Kireçtaşlarının altere yüzey rengi gri, koyu gri, yer yer sarımsı bej arasında değişirken taze yüzey renkleri krem, beyaz renklidir. Blokların boyu 5-40 cm arasında değişir. Yüzeyleri keskin, konkoidal yapılıdır. Matriks yer yer kırmızı renkli silt, kum boyutlu, yer yer de sarımsı kahverengi kum boyutlu malzemedan oluşur.

İnceleme alanının doğusunda, Mudurnu Vadisinin güneyinde yüzlek veren birim, Abant Karmaşığına ait kireçtaşı bloklarının yanı sıra Acemler traverteni ve eski taraça seviyesine ait çökelleri de örter. Alüvyal yelpaze çökelleriyle olan ilişkisinin yanal geçiş gösterdiği yorumlanmıştır.

Holosen yaşı yamaç molozları, Abant karmaşı içinde yer alan kiraçtaşı bloklarının çok uzağa taşınmadan, eğimli yüzey boyunca ince bir örtü şeklinde alttaki birimleri örtmüştür.

3.1.4.5 Güncel Taraça Seviyesi Akarsu Çökelleri

Mudurnu Vadisi boyunca Dokurcun beldesi, Beldibi köyü arasında, Mudurnu Çayının güzergahı boyunca güncel güncel taraça seviyesi ve bununla ilişkili akarsu çökelleri depolanmaktadır.

Bu çalışma kapsamında Mudurnu Çayının iki taraça seviyesi ayıklanmış ve güncel ve halen depolanmanın gerçekleştiği ortam için “Güncel taraça seviyesi” ve onla ilişkili çökellere de “Güncel taraça seviyesi akarsu çökelleri” adı verilmiştir.

Halen taşınma ve depolanma süreci devam eden birim içinde en çok görülen tutturulmamış kireçtaşı bloklarıdır. Ayrıca mika şist, sleyt/sillat, mermer, kalkışist, çok az miktarda granit ve serpantin parçaları ikincil olarak yer alırlar. Taşınan ve depolanan malzeme boyut olarak oldukça çeşitlilik gösterir. Birkaç yüz cm çapında kireçtaşı bloklarının yanı sıra, kum boyutlu kırıntılarda çökelmektedir. Örgülü akarsu sisteminin genel orta kısımlarında iri bloklu malzemeler sete takılıp depolanırken, akarsuyun sakin kenar kısımlarında oluşan bataklık tipi ortamlarda, koyu renkli ve oldukça ince taneli kırıntılı malzeme çökelmektedir.

Güncel taraça seviyesi akarsu çökelleri, vadi boyunca kestiği eski taraça seviyesine ait çökellerin yaş olarak üzerinde uyumsuz bir şekilde yer alır. İkinci taraça seviyesinin görülmediği yerlerde ise Karakaya Kompleksi, İznik metamorfikleri, Abant karmaşığı, Dikmen volkanitleri ve Çataltepe Formasyonunu gene uyumsuz bir şekilde örter. Birim inceleme alanının en genç üyesi olup, hiç bir birim tarafından örtülmemektedir.

Holosen yaşı bu taraça seviyesi, Kuzey Anadolu Fayı tarafından açılan Mudurnu Vadisinde örgülü bir akarsu ortamında gelişmektedir. Yer yer gözlenen iri bloklu set çökelleri, örgülü akarsu yargısını doğrular.

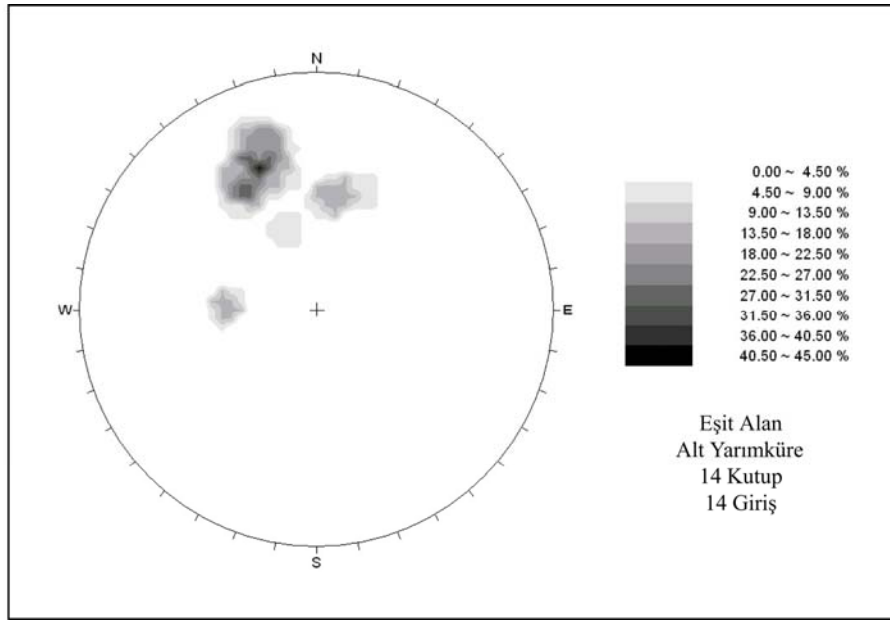
3.2 Yapısal Jeoloji

İnceleme alanını etkileyen aktif tektonik ve Kuvaterner’de gerçekleşen birden çok faylanma (Herece ve Şaroğlu, 1989) da dikkate alınarak bölgenin yapısal jeolojisi Paleotektonik yapılar ve Neotektonik yapılar olmak üzere iki ana başlık altında incelenecektir.

3.2.1 Paleotektonik Yapılar

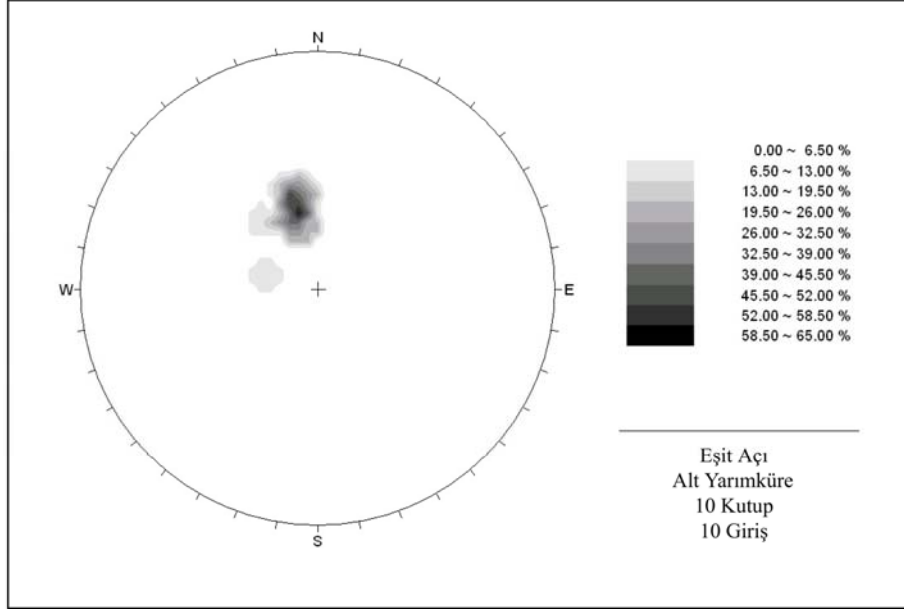
3.2.1.1 Tabaka ve Foliasyonlar

İznik metamorfiklerinin şist, özellikle fillat/sleyt birimlerinde çok iyi foliasyon gelişimi gözlenir. Tespit edilen tek foliasyon sistemine ait düzlemlerinin arasındaki boşluk 0.5 mm den daha azdır. Düzlemlerin genel kayaya hacimce oranı %10-20 arasındadır. Foliasyonlar, düzgün bir geometride birbirlerine paralel olarak uzanırlar. Foliasyonların eğim yönü genelde güneye doğru, güney-güneydoğu arasında değişmektedir (Şekil 3.8).



Şekil 3.8: İznik metamorfikleri üzerinde elde edilen foliasyon ölçümlerinin eş açılı ve alt yarımkürenin kullanıldığı Schmidt ağında iz düşürülmesi. Foliasyon düzlemlerine ait kutuplar, genelde eğim yönü olarak güneydoğuyu gösterecek şekilde yoğunlaşır. Eğim açılarının değerleri 40° ve 74° arasında değişiyor.

Karakaya Kompleksi büyük-orta boyutlu kireçtaşı bloklarından oluşsada arada görülen kumtaşı ve şeyl seviyelerinin tabaka konumları belirlenmiştir. Tabakaların eğimleri genelde güney-güneydoğu yönündedir (Şekil 3.9). Blokların arasında matriksin tam karakteri belirlenemediğin, alınan ölçülerin bloklardan alınma olasılığı vardır. Ancak ölçüler kendi aralarında benzer eğim yönü izlerler.

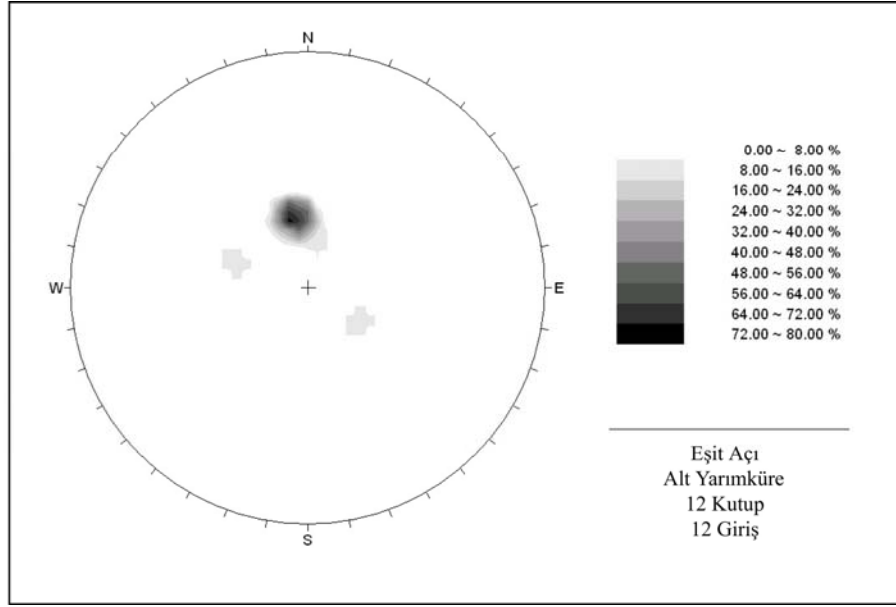


Şekil 3.9: Karakaya Kompleksinde kireçtaşı bloklarının arasında yer alan kumtaşı ve şeyl tabakalarının konumunu gösteren Schmidt ağı. Yaklaşık 10 adet tabakanın iz düşürülmesi sonucu elde edilen kutup yoğunlukları, genelde güney-güneydoğu eğim yönü gösterir.

Abant Karmaşığı içerisinde sadece bir noktada, kireçtaşı tabakalarının ölçüsü alınabilmiştir. Ancak, bu birimin karmaşık içerisinde blok halinde yer alması, ölçünün ilksel konumunda olmadığını gösterir. Düzgün bir geometri gösteren tabakaların eğim yönü ve eğim açıları $48^{\circ}/45^{\circ}$ dir.

Tektonik bir dokanakla Karakaya Kompleksi ile yan yana gelen Çataltepe formasyonu üzerinde tabaka konumlarına ilişkin alınan ölçüler genelde birbirleri ile uyum gösterir niteliktedir. Genel eğim yönü güney-güneydoğu yönündedir (Şekil 3.10). Bu tabaka konumları inceleme alanında Karakaya Kompleksinin, Çataltepe Formasyonunun üzerinde olduğunu gösterir. İki birimin yaş ilişkileride göz önünde bulundurulduğunda, aralarında ki sınırın tektonik karakterli olduğunu açıktır.

İnceleme alanında yüzlek veren diğer istifler, genç olan yaşlarıda göz önünde bulundurulduğunda tabaka konumlarında herhangi bir yapı sunmazlar. Acemler traverteni, tufa birikimi olarak baca şeklinde görüldüğü Acemler güneydoğusunda yatay bir konuma sahiptir. Alüvyal yelpaze çökelleri veya İkinci taraça yüzeyine ait akarsu çökellerine ait tabaka konumları güncel faylanmalara yakın kısımlar hariç, barındırdıkları sedimenter yapılardan başka yapısal unsur taşımazlar.

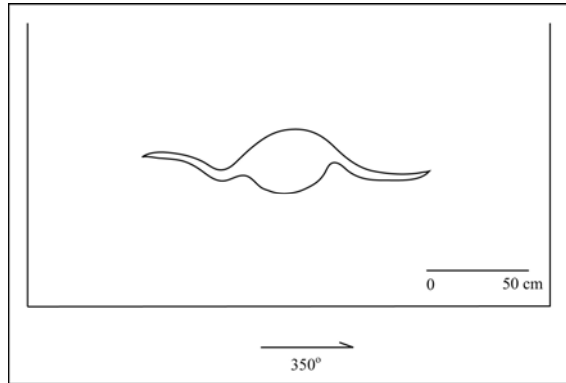


Şekil 3.10: Çataltepe Formasyonuna ait tabaka konumlarının Schmidt ağında izdüşümü. Tabaka konumlarına ait kutup yoğunluğu genel eğim yönünün güney-güneydoğu yönünde olduğunu gösterir.

3.2.1.2 Paleotektonik Döneme Ait Faylar

Arazi gözlemleri sırasında hepsi görülmesede, birimlerin arasındaki yaş ilişkilerinden yola çıkılarak birbirleri ile yaptıkları tektonik dokanaklar tespit edilmiştir. Sadece Abant karmaşığı ile Karakaya Kompleksi arasında geniş bir deformasyon zonu Acemler güneyinde yüzlek verir.

Abant karmaşığı ve Karakaya Kompleksi arasındaki bu deformasyon zonu, Acemler güneyindeki vadinin batı yamacında yaklaşık yüz metre boyunca yüzlek verir. Zon oldukça ufalanmış karbontalı ve granitik malzemeden oluşur. Kinematik hareket yönünü verecek veri arandıysada sadece orta ölçeklikte bir δ -tipi yapı tespit edilmiştir. Bu yapı, üst tarafının yaklaşık 170° yöne doğru itildiğini gösterir (Şekil 3.11).



Şekil 3.11: Karakaya Kompleksi ile Abant karmaşığı arasındaki deformasyon zonunda tespit edilen kinematik göstergeç. δ -tipi bir yapı olan bu unsur, üst tarafın yaklaşık 170° yönünde itildiğini göstermektedir.

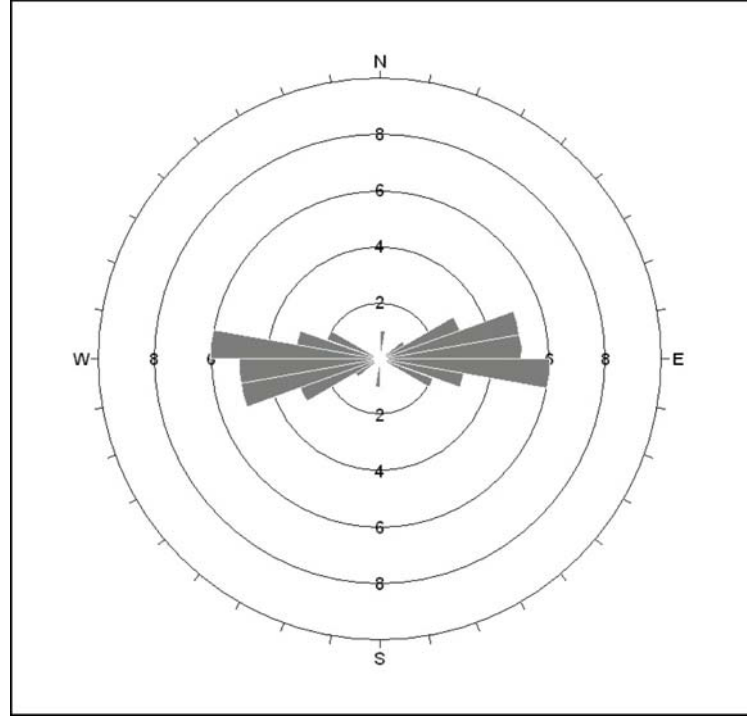
İnceleme alanının batı sınırında Abant karmaşığı, Dikmen volkanitleri ile tektonik bir dokanakla yan yana gelmiştir. Fay, doğu-batı uzanarak iki birim arasındaki sınırı oluşturur (Ek A).

Diğer bir tektonik dokanak ise Eosen yaşlı Çataltepe Formasyonu ile Karakaya Kompleksi arasındadır. Daha genç olan fliş istif, tabaka konumları itibarıyla kiraçtaşı olistolitlerini üzerine alır. Tabaka konumları ve iki birimin yaş ilişkisinden yola çıkılarak arada bindirme karakterli bir tektonik dokanağın varlığı öngörülmüştür. Bu faylı sınır genelde kuzey-kuzeydoğu, güney-güneybatı yönünde uzanır (Ek A).

3.2.2 Neotektonik Döneme Ait Yapılar

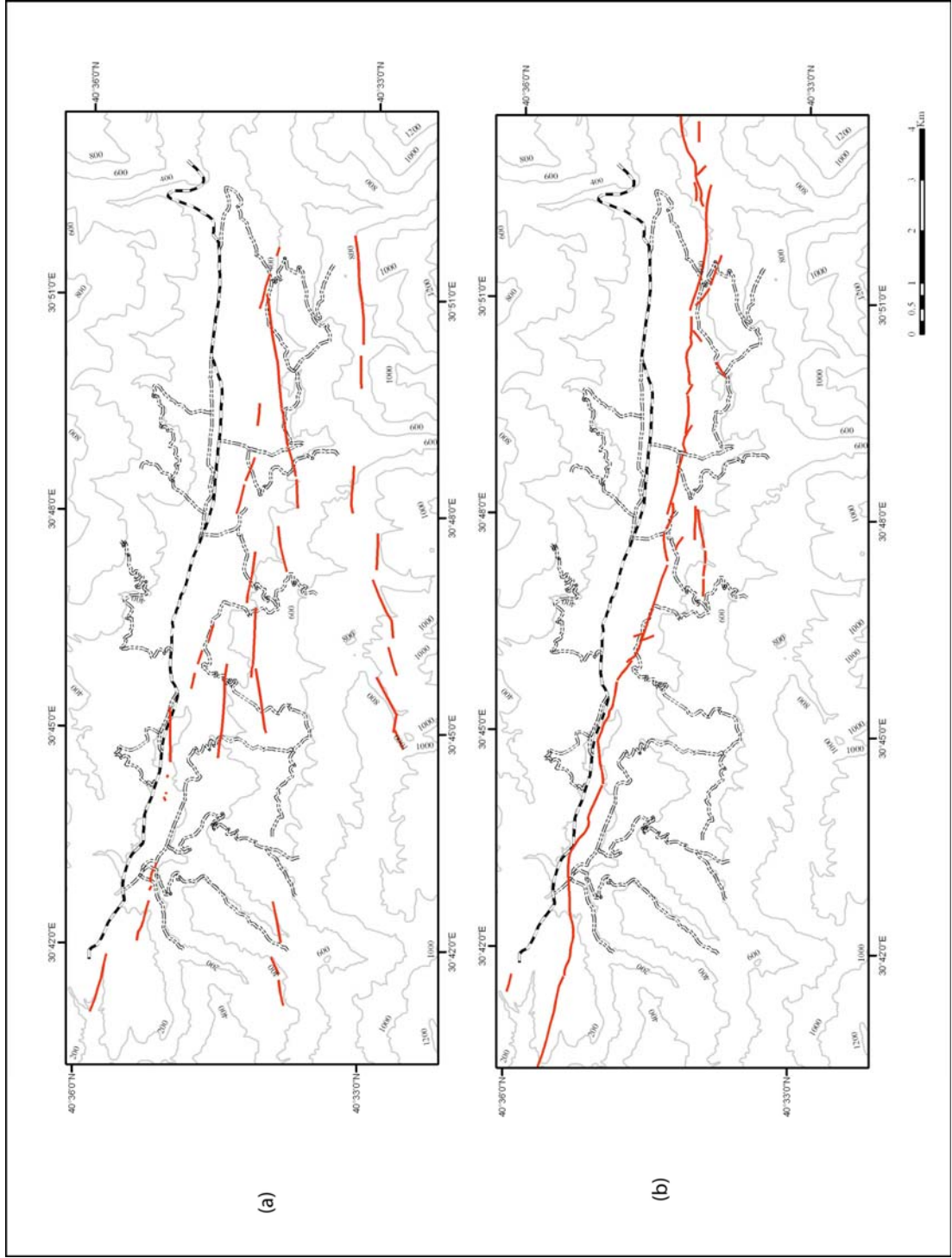
İnceleme alanında neotektonik yapıları denetleyen ana unsur Kuzey Anadolu Fay Zonudur. Bu yapıya uygun olarak bölgede birçok fay arazi gözlemleri, çizgisel yapılar, dere ötelenmeleri ve 1967 Mudurnu Depreminin yüzey kırığından yola çıkılarak haritalanmıştır.

Mudurnu Vadisinde faylanmayı çalışan Herece ve Şaroğlu (1989), Kuvaterner boyunca birden fazla faylanmadan söz eder. Bu çalışmada da tespit edilen güncel yüzey kırığının yanı sıra onun güneyinde yaklaşık kuzey-kuzeybatı, güney-güneydoğu ve kuzey-kuzeydoğu, güney-güneybatı (Şekil 3.12) uzanan bir çok faylanmanın varlığıdır (Şekil 3.13a). Bu fayların özellikle kuzeydeki güncel yüzey kırığına (Şekil 3.13b) yakın olanlarının önünde traverten gelişimi gözlenmiş, oluşan bu travertenlerin fay önü breşlerinin arasında matriks olarak yer aldığı “Acemler traverteni” haritalanmıştır. Gerçektende inceleme alanının geneline bakıldığında bu birim sadece arazi gözlemleri ve morfolojideki çizgisel yapılarla belirlenen fayların kuzeyinde bir dağılım gösterir (Ek A).



Şekil 3.12: Belirlenen fayların gül diyagramında iz düşürülmesi. Genel fay gidişi doğu-kuzeydoğu, batı-güneybatı yönündedir.

İnceleme alanında fay geometrisi incelendiği zaman göreceli olarak daha güneydeki fayların ortalama 75° ila 90° arasında bir yönelime sahip oldukları görülür. Bu yön Taşkesti doğusundan Dokurcun yönüne uzanan kısımla aynı yönelimi göstermektedir. Yüzey kırığı ve buna daha yakın fayların yönelimi dikkate alındığı zaman ise ortalama yönelim 95° ila 110° arasında değişmektedir. Başka bir deyişle, Dokurcun'un hemen doğusunda bir noktadan (Büklüm noktası), fay eski rotasına dönmek üzere yönelim değiştirerek büklümlenir. Neugebauer (1994, 1995), benzer bir nokta boyunca büklümlenmeyi ve onla ilişkin oluşan “kapanma yapısını” Taşkesti doğusu ve civarı için betimlemiştir.

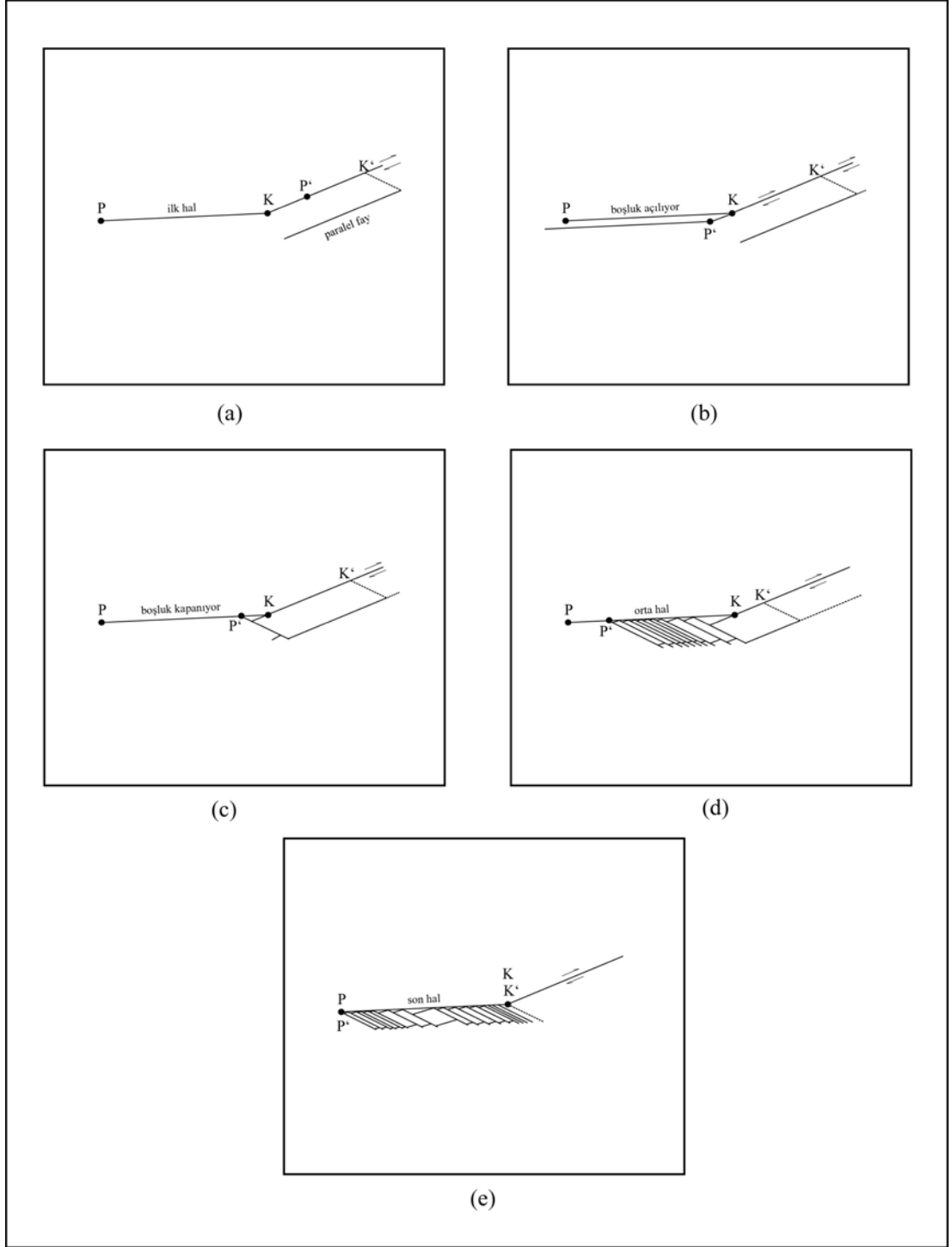


Şekil 3.13: (a) İnceleme alanında haritalanan 22 Temmuz 1967 depremine ait yüzey kırığı ve diğer faylar (b) 22 Temmuz 1967 depremi yüzey kırığı (Akyüz ve diğ., 2002; Ambraseys ve Zatopek, 1969; Awata ve diğ., 2003)

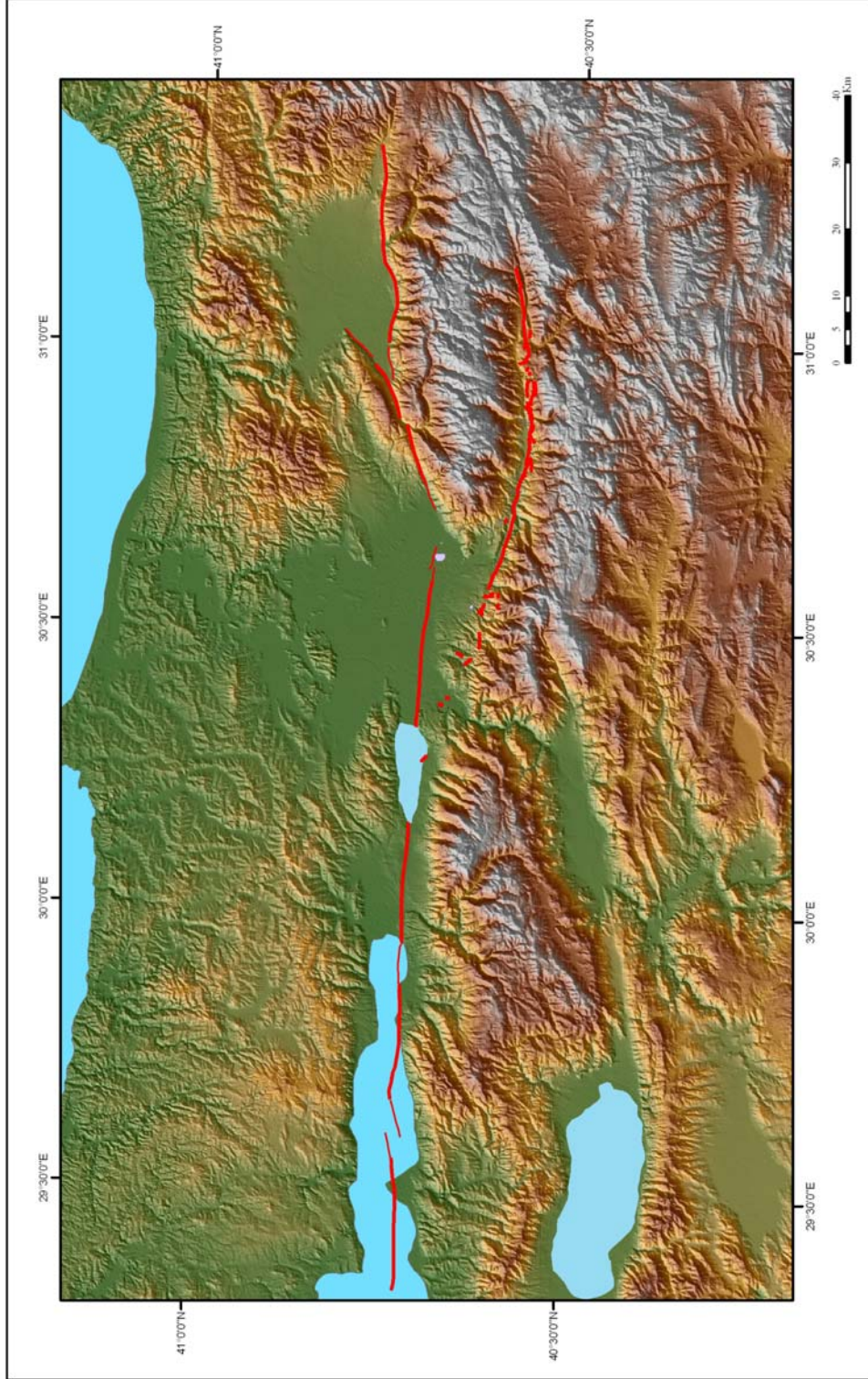
Abant Gölü civarında 70° - 75° gidişli KAF, “büklüm noktası” sonrası 90° ye yönelmektedir. Genelde 110° açılı sentetik bir fay sistemi ana fayın üzerinde ötelenmelere sebep olmuştur. Ana fay bu fay sistemi içinde adımlayarak gider. Küçük ve derin bir açılma büklüm noktasında başlayarak büklüm boyunca yaklaşık 3 km kadar devam eder. Fay şevleri boyunca kuzey blok, düşerek genel bir kuzey-kuzaybatı-güney-güneydoğu yönlü açılma gösterir. Ayrıca, 110° yönelimli iki küçük hendek morfolojisi çek-ayır tipi bir açılma gösterir (Ambraseys ve Zatopek, 1969; Michel ve Janssen, 1996; Neugebauer, 1994, 1995).

Neugebauer (1995), fay geometrisi ve yüzey kırıklarından yola çıkarak gerilmeye bağlı 2-4 km genişliğinde bir açılmanın kapanmış olması gerektiğini yorumlamıştır. Sentetik 110° lik fay sistemi, 21 km boyunca görülür ve güney bloğun sınırlarını yer değiştirir. Kapanma işlemi iki aşamada gerçekleşir: Güney bloğun rijit geçiti, büklüm noktasının ötesinde boşluğun açılmasında neden olur ve bu boşluk, yeni oluşan sentetik faylar (110° fay sistemi) tarafından kapatılır (Şekil 3.14).

Dokurcun batısından itibaren morfoloji incelendiğinde gitgide açılan bir vadi tabanı dikkati çeker. Ayrıca fay, Sapanca gölüne doğru gidişi sırasında Karapürçek kuzeyinde at kuyruğu şeklinde kollara ayrılır. Ayrıca bu batı uçta tespit edilen depremlerin bir kısmı ile ilgili fay düzlem çözümleri normal faylanmaya işaret eder. Sapanca gölünün güneydoğu kıyısı ile Akyazı ve Sapanca Gölü kuzeybatı kıyısı-Gölcük arasında yaklaşık 80° - 90° yönelimli uzanan diğer KAF segmentleri göz önünde bulundurulduğunda arada kalan bölgede açılmaya yol açacak büyük boyutlu bir sağ sıçrama geometrisi elde edilir. 22 Temmuz 1967 Mudurnu Depreminin yüzey kırığının aralıklarla Sapanca gölüne kadar yüzey kırığı oluşturduğu göz önünde bulundurulursa, başka bir deyişle bu noktadaki fay geometrisi açılmalı büklüm yapısı gösterir (Şekil 3.15).



Şekil 3.14: Kapanan yapının evrimi K büküm, P ise referans noktalarını temsil eder. (a) Büküm yapan fayın ilk hali (b) Güney bloğun tüm hareketi ile açılmanın gerçekleşmesi (c) Sintetik faylar ile (110° Fay sistemi) boşluğun kapanması (d) Orta hal; tekrarlanan yer değiştirmeler sonucu gelişen birden fazla sintetik faylanmayla açılmanın kapatılması (e) Taşkesti doğusunda güncel durumun model sonunda elde edilmiş yapısı. Naugebauer (1995)'den yeniden çizilmiştir.



Şekil 3.15: 1999 ve 1967 depremlerine ait yüzey kırıkları (Akyüz ve diğ., 2002; Ambraseys ve Zatopek, 1969; Awata ve diğ., 2003). 1967 depremine ait yüzey kırığı sağ bir büküm ile Sapanca-Akyazi segmentine bağlanıyor.

Mudurnu Vadisi fayının Dokurcun civarında büklüm yapmasına rağmen kapanma modelinin uygulanabilirliği tartişmalıdır. Vadinin bu noktadan itibaren “U” tabanlı görünüm kazanması kapanmanın etkin olmadığını gösteren başlıca işarettir. Ancak, Kuvaterner’de gerçekleşen birden çok faylanma, bklmn henüz çok daha genç bir yapı olması ve dolayısıyla modelin henüz başlangıç devresi (şekil 3.14a) olasılığını geçerli kılabilir. Bölgenin modele uyan yapısal özellikleri aşağıda sıralanmıştır.

- Fayın Dokurcun civarında sağa doğru bir büklüm yapması ve daha sonra genelde sabit bir şekilde Sapanca Gölüne kadar devam etmesi. Fayın yönelimi büklüm noktası öncesi genelde 85°, sonrası ortalama 105°-110° gidişlidir.
- Dokurcun’a kadar yaklaşık 85° olarak gelen fayın güneyinde ona paralel olarak uzanan diğer bir hattın varlığı.
- Amraseys ve Zatopek (1969) tarafından haritalanan 22 Temmuz 1967 Mudurnu Vadisi Depreminde 140° ile 160° arasında değişen yüzey kırıklarının rapor edilmiş olması (Riedel sistemine uyumlu, boşluğu kapatma niteliğinde ki sentetik faylanma sistemi).

Ancak modele uymayan veya veri eksikliğinden dolayı tam bir yargıya varılmasına engel yapısal özellikler ise:

- Dokurcun batısından itibaren vadinin açılarak “U” tabanlı bir şekil alması
- Taşkesti doğusunda görülen 110° lik sentetik fay sistemine benzer, kapanmayı sağlayacak 140° lik bir sistemin haritalanamamış olması.
- Dokurcun sonrası fayın Sapanca Gölüne kadar uzanarak, açılmalı bir büklüm yapması ve eski yönelimine (Dokurcun doğusu, 85°) tekrar dönmesi.
- evre yapıların kinematik özellikleri ve bunlardan elde edilecek detaylı gerilme yönlerinin bilinmemesi

4. JEOMORFOLOJİ

Flüvyal morfoloji ve morfotektonik unsurların morfolojiyi denetlediği inceleme alanının genel görünümü yaklaşık doğu-batı uzanımlı “U” tabanlı bir vadi (Şekil 4.1) ve onun kuzey, güney yönlerinde uzanan yükseltiler şeklindedir. Vadi boyunca akan Mudurnu Çayı, iki farklı taraça seviyesi oluştururken, bu ana akaçlama sistemine kavuşan kuzey-güney yönlü derelerin ağızlarında alüvyal yelpazeler gelişmiştir.

KAFZ’nu vadiye paralel bir gidiş gösterirken, faylanmayla ilişkili sag pondlar, fay şevleri, mikro ve orta ölçekli basınç sırtları, graben ve eğer yapıları oluşmuştur. Ayrıca, özellikle vadinin güney yamaçlarında gerek faylanmayla gerekse de şev duraylılığının kaybolmasından dolayı çok sayıda heyelan gözlenmiştir.



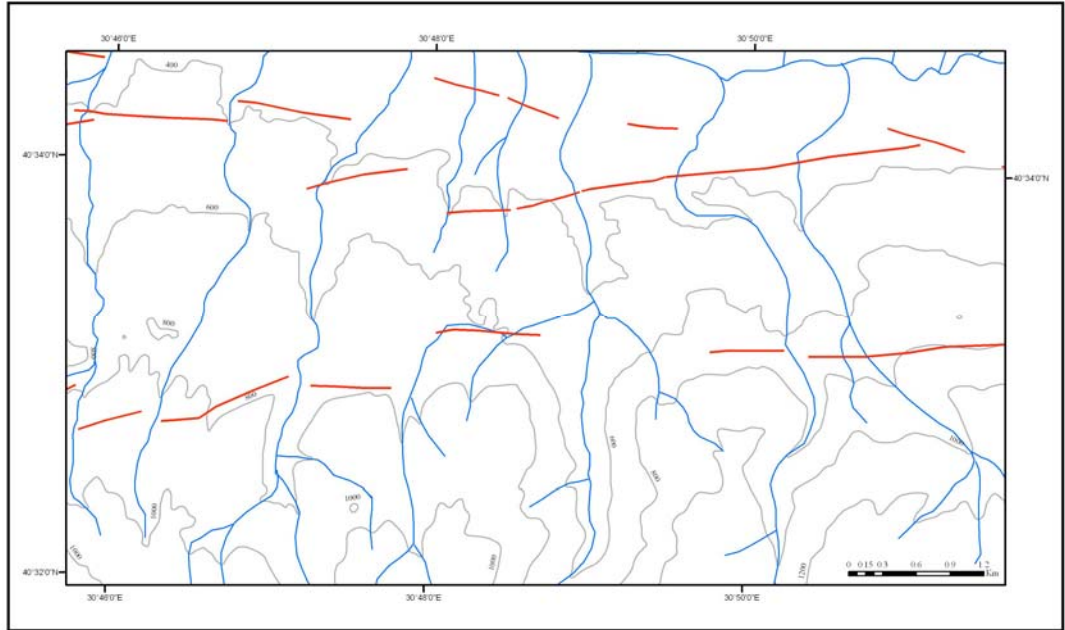
Şekil 4.1: Yayvan “U” tabanlı Mudurnu Vadisinin doğu güneydoğu yönünden batı kuzeybatı yönüne doğru çekilmiş fotoğrafı. Yaklaşık doğu-batı uzanan Mudurnu Çayı ve ona dik bir şekilde uzanan sırtlar. Bakış yönü batı-kuzeybatıya doğru.

4.1 Akaçlama Sistemi

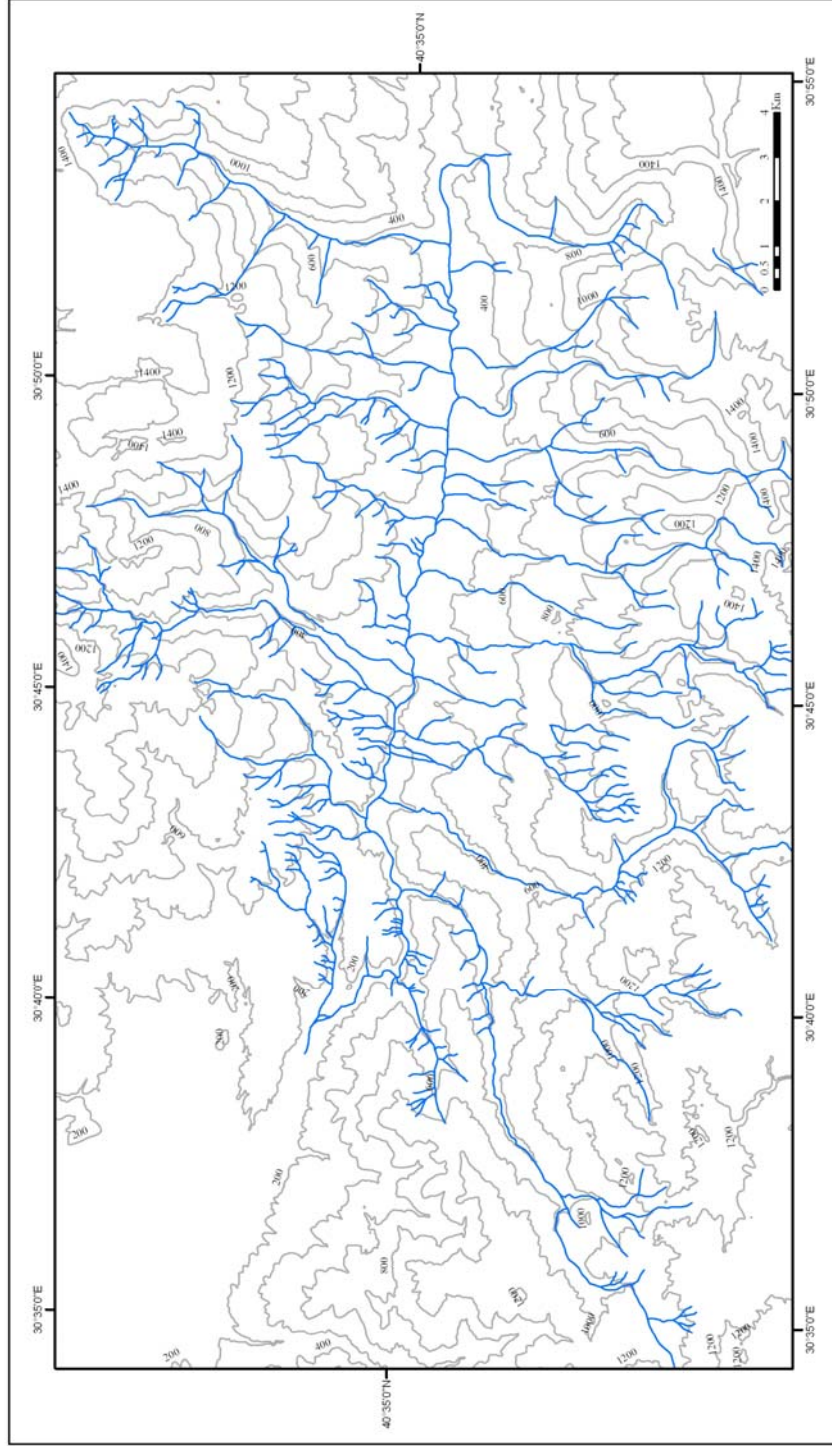
Bölgenin ana akaçlama sistemini, doğu-batı uzanımlı ve batıya doğru akış yönüne sahip Mudurnu Çayı oluşturur. Yaklaşık kuzey-güney yönlü dereler, vadinin her iki yamacı boyunca bu ana akarsuya kavuşurlar (Şekil 4.3).

Mudurnu Çayına kavuşan kollar, dendritik, paralel, trellis ve de yer yer dikdörtgen bir geometriye sahiptirler. Dendritik akaçlama genelde eşit dirençli bir ortamda, arazinin genelinde oluşurken, paralel akaçlama İzmit metamorfiklerinin dik yamaçlarında gerçekleşmiştir. KAFZ'nun akarsu şebekesini kestiği yerlerde faylanmaya uygun olarak geometri dikdörtgenimsi bir şekil alır (Şekil 4.2).

Mudurnu Çayı, Schumm (1981) sınıflamasına göre örgülü bir akarsudur. Kaba taneli malzemenin biriktiği setler akarsu boyunca değişken bir dağılımla bol sayıda görülür. Ayrıca, özellikle akarsu yatağının kenar kısımlarında, göreceli olarak sakin olan bölgeler ince kırıntılıların çökeldiği bataklık alanlarına dönmüştür. Akarsu taraçalarının civarında yaygın olmasada bu sisteme bağlı, paleosol döngülerinin görüldüğü taşkın çökelleri de eski sellenmeleri işaret eder. Kuzey-güney yönlü akaçlama yapan dereler, ana kayadan aşındırıp taşıdıkları malzemelerle Mudurnu Vadisine kavuşan ağızlarının önünde alüvyal yelpaze çökeline yol açmışlardır. Yelpazelerle ilgili çökeller genelde çakıl-kum-silt-kil boyultu kırıntılılardır.



Şekil 4.2: Acemler güneyinde faylanmayla ilişkili olarak gelişen dikdörtgen akaçlama geometrisi. Kırmızı çizgiler Kuvaterner faylanmalarını gösterir.



Şekil 4.3: İnceleme alanının akaçlama şebekesi. Akarsular genelde dendritik, trellis, paralel ve dikörtgen geometri gösterirler.

Akaçlama sisteminin, KAFZ'na bağılı defromasyona karşı gösterdiği tepki daha çok vadinin güney yamaçlarında görülür. Düzenli sağ yanal atım her akarsu yatağında görülmesede genel olarak yaklaşık 300 m ve 150 m olmak üzere iki atım seviyesi dikkati çeker. Yamacın daha güney tarafında ki dereler daha yüksek atım miktarı gösterirken, daha kuzeyde yer alanlar daha az ötelenmiştir.

4.2 Yükseltiller

İnceleme alanının yükseltileri, Mudurnu Vadisinin kuzey ve güney yamaçlarında yer alır. Kuzeyde Almacık bloğu, inceleme alanına en yakın Keremali Tepesinde zirve yapar. Onun dışında kuzey-güney yönlü derelerin açtıkları yataklar boyunca ana vadiye doğru yaklaşık gene aynı yönlü sırtlar uzanır. Bunlardan ad verilenler vadi kuzeyinde Derbent mahallesi doğusunda ki Tentaris, Gökçeler batısında Kocalan ve Çiftlik, vadi güneyinde Kuloğlu köyü batısında Günen, Acemler güneyinde Mollangöbet, Haydarlar güneyinde Hacılaryüzü ve Aşağı Güvenç kuzeyinde Camiyolu sırtlarıdır. Ad verilmeyenler arasında, Beldibi güneyinde kuzey kuzeydoğu-güney güneybatı yaklaşık 3 km uzanan bir sırt yer alır. Bu sırtı sınırlayan V tabanlı vadinin diğer yakasında ki sırt ise yaklaşık 1 km kadar kuzey kuzeydoğu-güney güneybatı uzandıktan sonra dönerek 900 m kadar kuzeydoğu-güneybatı yönünde ilerler. Vadi kuzeyinde ki adsız sırtlara örnek, Dedeler ve Beyler arasında ki önce yaklaşık kuzey-güney yönlü sonra dönerek kuzey kuzeydoğu-güney güneybatıya 1.5 km kadar devam eden morfolojidir.

Ayrıca, Karakaya Kompleksinin içindeki büyük boyutlu kireçtaşı blokları vadinin güneyinde bağımsız tepeler şeklinde yer alır. Bunlar arasında en belirginleri, 481 m yükseltili Kayabaşı Tepesi ve 520 m lik Emirkaya Tepesidir. Ayrıca gene aynı büyük boylu bloklardan oluşan adsız yükseltiler, Mansurlar güneybatısında 380 m ve Sahancılar kuzeydoğusunda 419 m lik tepelerdir.

4.3 Morfotektonik Yapılar

4.3.1 Fay Şevleri

Çalışma bölgesi boyunca Kuvaterner'de oluşmuş birden fazla faylanma ve bunlarla ilişkili, yaş olarak birbirlerinden farklı birden fazla şev gelişimi gözlenmiştir.

Göreceli olarak daha yaşlı fayların oluşturduğu şevlere örnek doğuda Yeniköy civarında rastlanır. Kuzey bloğun düşük olduğu bu şev yaklaşık 100°-110° yönelimlidir. Tarla olarak kullanılan bu yüzeyde antropojenik etki şev yüksekliğinin tespitinde güçlükler çıkarsada ilksel konumunu koruduğu düşünülen kısımda kuzey blok, güney bloğa göre 50-80 cm düşmüştür.

Kuloğlu batısında ise gene eski faylanmayla ilişkili, yaklaşık 70° - 80° yönelimli başka bir şev yer alır (Şekil 4.4). Her ne kadar bu yapının kestiği patika yol üzerinde 110 cm lik atım ölçülmüşse, gerek yöre halkı gerekse Ambraseys ve Zatopek (1969), burada 22 Temmuz 1967 Mudurnu Vadisi depremi ile ilişkili herhangi bir yüzey kırığına işaret etmezler. Kuzey bloğun düştüğü bu izin, faylanmaya ait olduğunun en büyük ispatı şev dibinde bulunan traverten parçalarıdır.



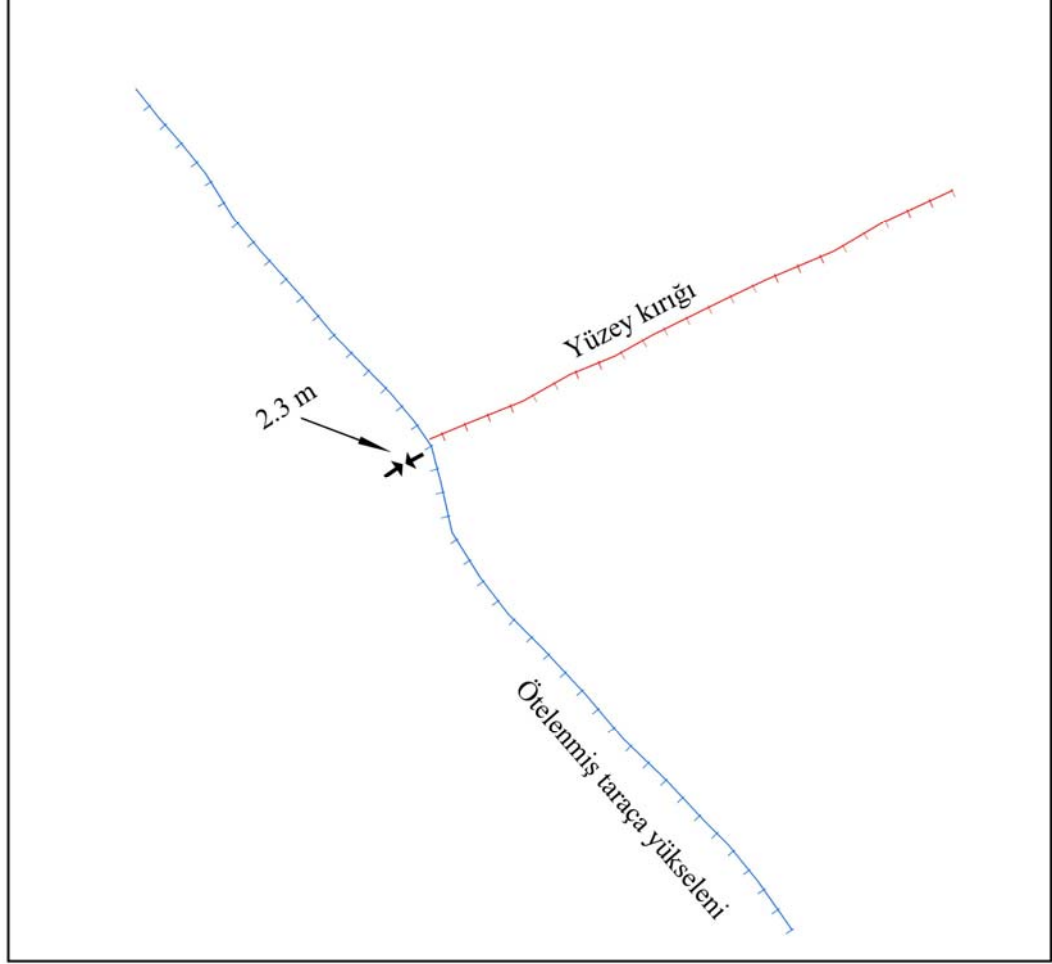
Şekil 4.4: Kuloğlu batısındaki eski faylanmayla ilişkili şev. Yönelim yaklaşık 75° . Fotoğrafın bakış yönü güneybatıya doğru.

Hava fotoğraflarından tespit edilen diğer eski bir fay şevi Mansurlar köyü civarındadır . Yaklaşık 110° yönelimli bu yapı 700 m kadar devam eder.

Güncel yüzey kırığının fay şevi inceleme alanının çoğu yerinde antropojenik etkilerden dolayı korunmadığı için sadece birkaç noktada gözlenebilmiştir. Beldibi köyünün batısında, Mudurnu Vadisinin kuzey yakasında eski taraça seviyesinde görülen yüzey kırığı boyunca diğerlerinden farklı olarak güney blok üzerinde düşme gerçekleşmiştir. Şevin yönelimi, 110° - 115° arasında değişir. Ayrıca bu nokta, Ikeda ve diğ. (1991), Ikeda ve diğ. (1989) hendek kazısını gerçekleştirdikleri yerdir. Yüzey kırığı burdaki taraça yüzeyinde doğu-güneydoğu yönüne doğru yaklaşık 300 m devam ederek Mudurnu Çayının diğer yakasına geçer.

Vadinin güney tarafında izlenmeye devam edilen fay şevi diğer yakaya göre kuzeye dönerek 102° yönelimli olarak devam eder. Bu noktada da düşen blok güney taraftır. Yüzey kırığının güneybatısı ve kuzaydoğusunda iki farklı taraça yükseleninde ötelenme miktarı ölçülmüştür. Kuzeybatı taraça yükseleni 2.4 m yer değiştirmişken,

elektronik teodolit yardımıyla kenarları ölçülen diğer taraça yükselenin 2.3 m lik bir ötelenmeye sahip olduğu anlaşılmıştır. Ambraseys ve Zatopek (1969)'un deprem sonrasında bu noktada ölçtüğü 1 m lik sağ yanal yer değiştirme göz önünde bulundurulduğunda bu taraça seviyelerinin en az iki olay tarafından etkilendiği aşıkardır (Şekil 4.5).

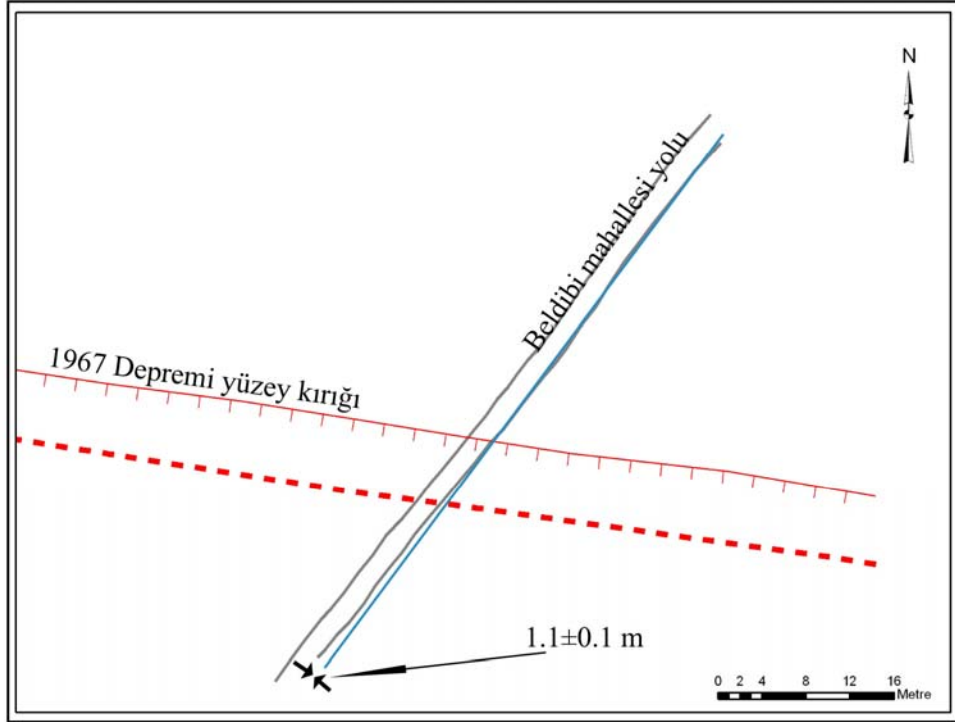


Şekil 4.5: Beldibi köyü kuzeybatısı, Mudurnu Çayı güneydoğusunda yüzey kırığının kestiği taraça yükseleni. Paralel küçük çizgiler eğim yönünü gösterirler. Buna göre fay şevi boyunca düşen güney bloktur Elektronik teodolitle ölçülen atım miktarı 2.3 m.

Yüzey kırığı doğuya doğru takip edildiğinde Beldibi köyünün içinden geçerek mahalle içinden geçen yolu ötelediği görülür. Yaklaşık 105°-100° yönelimli fay şevi boyunca güney blokta düşme gerçekleşmiştir. Elektronik teodolit kullanılarak ölçülen atım miktarı 1.1 ± 0.1 m dir (Şekil 4.6).



(a)



(b)

Şekil 4.6: Beldibi köyü içinde yol ötelenmesi. (a) Kuzeydoğudan büneybatıya doğru yol üzerindeki atımı gösteren fotoğraf. (b) Elektronik teodolit ile ölçülen ötelenme miktarı. Mavi çizgi referans oluşturması için, kesikli kırmızı çizgi şev tabanını göstermek için çizilmiştir.

Beldibi Köyünün doğu çıkışında 100° lik yönelimle devam eden fay şevi boyunca artık düşen blok kuzey taraftır. Bölge hakkında elde edilen bilgi 22 Temmuz 1967 Mudurnu Vadisi depremi sonrasında gerçekleşen düşey atım miktarının 50 cm olduğudur. Daha doğuya doğru yüzey kırığı yön değiştirerek 110° gidişle yaklaşık 100 m kadar devam eder ve bu noktadan itibaren takip edilemez. Bu noktada bulunan tomruk depo alanı morfoloji üzerinde yoğun değişime yol açmıştır.

Doğuya doğru fay şevi, tekrar Samanpazarı'nın güneybatısında görülmeye başlar. Bu noktada Mudurnu Çayının eski taraça seviyesinde kırılmaya sebep olan fay, yaklaşık 80° yönelimli devam ettikten sonra 110° ye döner ve ilişkin deformasyon 20 m lik bir alana yayılır. Düşen blok kuzey taraftır. Doğuya doğru 500 m kadar sonra yeniden dar bir deformasyon hattı boyunca, aynı yönelimle giden fay, önceki lokasyonlara göre daha az eğimli şevlerin oluşmasına yol açar.

Bu noktadan doğuya doğru gerek aşınma gerekse de antropojenik etkenlerden dolayı fay şevi takip edilememiş yüzey kırığı çevre halkının yönlendirmeleri ve de hava fotoğraflarında ki çizgiselliklerden yola çıkılarak haritalanmıştır (Ek A, B).

4.3.2 Çöküntü Yapıları: Graben ve Sag Pondlar

Dokurcun-Beldibi arasında faylanmayla ilişkin gerek arazide gerekse hava fotoğrafları çözümlemesiyle graben ve de sag pond yapıları belirlenmiştir (Ek B).

Yüzey kırıklarının sağa sıçraması yüzünden meydana gelen açılma sonucu oluşan orta ölçekli bir graben Samanpazarı civarında Ambraseys ve Zatopek (1969) tarafından rapor edilmiş, yöre halkı tarafından onaylanmıştır. Bu noktaya kadar 80° yönelimli gelen yüzey kırığı daha sonra sağa sıçrama yaparak yaklaşık 110° yönüne devam etmiş, arada kalan kısımda ise açılma sonucu çökme gerçekleşmiştir. 22 Temmuz 1967 Mudurnu Vadisi depreminden sonra bu çöküntüden çıkan su yüzünden ortam bataklık halini almıştır. Ancak Samanpazarı'nın tarlaları arasında ki bu kısım tarım amaçlı olarak işlenmiş ve üzerine toprak atmak suretiyle kapatılmıştır. Bu çalışma kapsamı sırasında köyün yaşlılarının verdikleri detaylı bilgiler hariç sag pond morfolojisinin detaylarını görecektir bir veri ile karşılaşılacaktır.

Doğu'ya devam edildiğinde, Çakıroğlu köyünün hemen batısında yüzey kırığının sağa doğru bükülmesi, bunla ilişkin çöküntü yapılarının oluşmasını sağlamıştır. Arazi gözlemleri sırasında bu noktada bir gölet tespit edilmiş ancak yöre halkı tarafından bölgede eskiden planlanan büyük bir inşaat projesi kapsamında kazıldığı söylenmiştir. Fay geometrisi dikkate alındığı zaman bu kazının daha önceden oluşmuş bir çöküntü üzerinde gerçekleştirildiği yorumlanabilir.

Ambraseys ve Zatopek (1969)'in belirttiği aynı zamanda hava fotoğraflarında da belli olan diğer bir çöküntü yapısı Kuloğlu Köyünün kuzey-kuzeybatısında yer alır.

Grabenin boyu 100m eni ise 5-15 m açıklığındadır. Güneyde taraça yükselenine ait duvar, kuzeyde fay tarafından sınırlanır (Ambraseys ve Zatopek, 1969). Hava fotoğraflarından belirlenen aynı çöküntünün boyutları 80 m uzunluğunda ve 20-30 m genişliğinde olduğudur.

4.3.3 Basınç Sırtları

Yüzey kırığı boyunca mikro ölçekli çok fazla sayıda basınç sırtı belirlenmiştir. Daha büyük ölçekli basınç sırtları ise hava fotoğraflarının yardımıyla haritalanmıştır (Ek B).

Samanpazarı batısında çizgisel yapının kuzeyinde basınç sırtı hava fotoğrafından belirlenmiştir. Sırt eksen çizgisi 105° yönelimli ve 160 m uzunluğundadır. Çakıroğlu doğusunda, eksen çizgileri birbirlerine paralel 100° yönelimli ve 70'şer metre uzunluğunda iki orta ölçekli basınç sırtı görülür. Ayrıca Haydarlar kuzeyinde gene aynı yönelime sahip çeşitli boyutlarda çok sayıda basınç sırtı dikkati çeker.

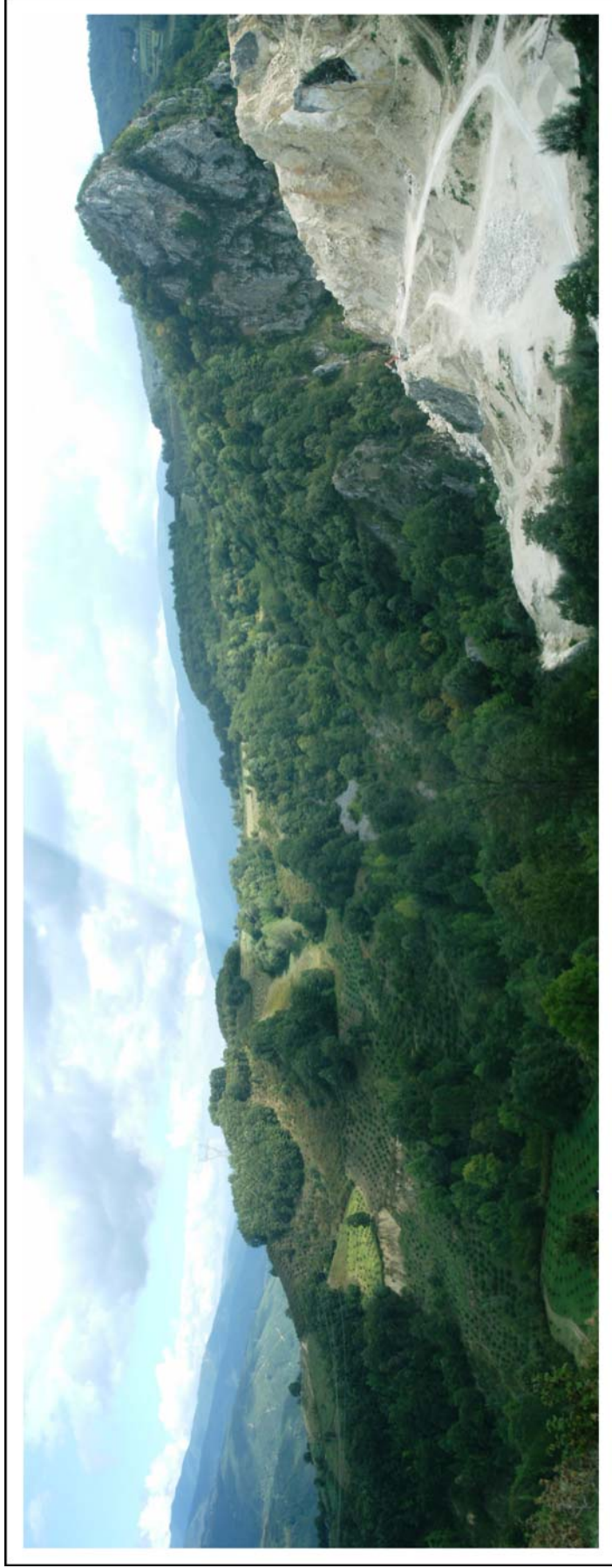
Mikro ölçekli basınç sırtları, gerek fayın yüzeye doğru birden fazla kola ayrılmasıyla gerçekleşen pozitif çiçeksi yapı sonucu gerekse sağ yanal atım sistemine uygun olarak gelişen Riedel sistemi sonucu gelişmiştir.

4.3.4 Eğer Yapıları

İnceleme alanında çok fazla yaygınlık göstermeselerde eski faylanmalarla ilişkin, bir kaç eğer yapısı not edilmiştir. Bunların arasında en belirgin olanı, Aşağı Güvenç-Çakıroğlu Köyleri arasında yükselen Emirkaya Tepesi kuzeyinde olandır. Kireçtaşı bloğu içerisinde görülen fay aynasının kuzeyinde eğer morfolojisi dikkati çeker (Şekil 4.7). Ayrıca eğerin bulunduğu yükeltinin batı yamacı heyelanlıdır.

4.3.5 Heyelanlar

Gerek tektonik etki, gerekse şev duraylılığının yitiminden dolayı, aynı zamanda litolojiye de bağlı olarak Dokurcun-Beldibi arasında çok sayıda heyeleme gerek arazi gözlemlerinde gerekse de hava fotoğraflarıyla belirlenmiştir. Çaylar batısı, Kuloğlu kuzeybatısı, Çakıroğlu doğu ve batısı, Mansurlar doğu ve batısı, Sahancılar batısı 1967 yüzey kırığına yakın bölgelerde gerçekleşen kütle hareketleridir. Bunların arasında Çaylar batısında görülen heyelanın 1967 depremi ile ilişkili olduğu Ambraseys ve Zatopek (1969) tarafından rapor edilmiştir.



Şekil 4.7: Emirdağ Tepesi (520 m) kuzeyinde görülen, faylanma sonucu oluşmuş eğer morfolojisi. Fotoğraf bakış açısı doğu,kuzeydoğu yönüne doğru.

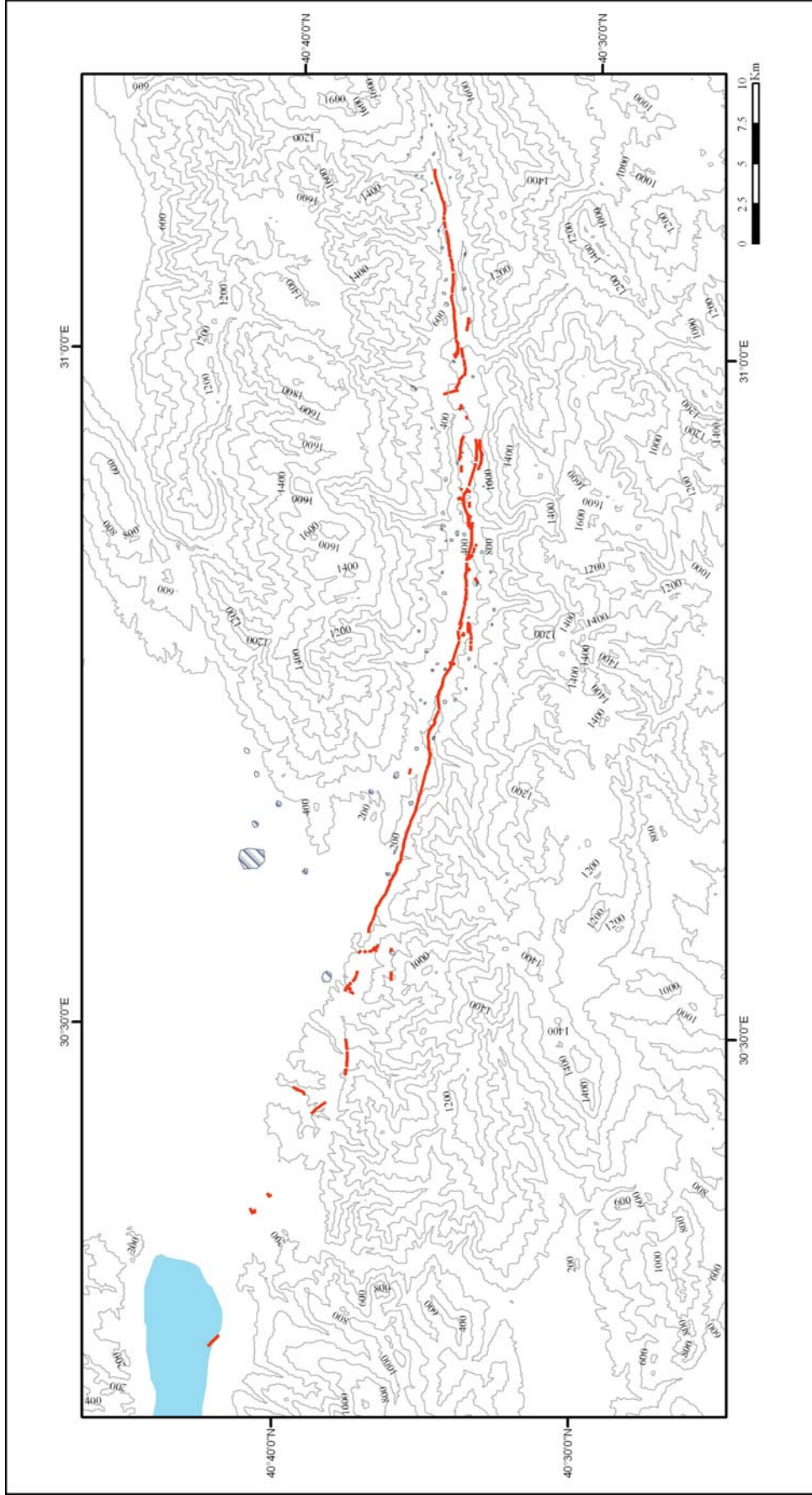
5. 22 TEMMUZ 1967 MUDURNU VADİSİ DEPREMİ

5.1 Giriş

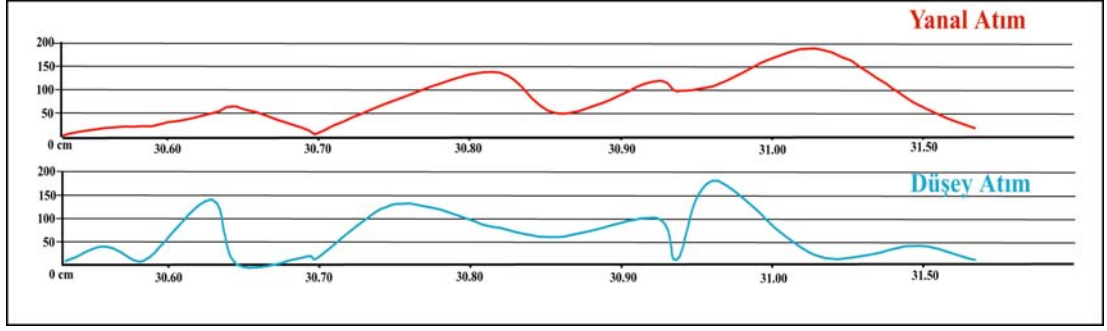
22 Temmuz 1967 Mudurnu Vadisi depremi, Anadolu’da 1939 Erzincan depremi ile başlayan seri hareketlenmenin, 1999 depremleri öncesinde olan son halkasıdır (Şekil 2.2) (Ambraseys, 1970; Ambraseys ve Zatopek, 1969; Barka, 1996; Barka ve diğ., 2002). $M=7.1$ büyüklüğündeki deprem, 86 kişinin ölümüne, 332 kişinin yaralanmasına ve 5000’den fazla evin yıkılmasına veya hasar görmesine yol açmıştır (Ambraseys ve Zatopek, 1969). Sarsıntının hissedildiği alan 450000 km² dir (Ambraseys ve Zatopek, 1969; Herece ve Şaroğlu, 1989). Açılma karakterli ana şoku çoğu sıkışma özelliği gösteren sayısız artçı şok izlemiştir (Ambraseys ve Zatopek, 1969). En çok hasar Akyazı, Geyve ve Adapazarı il merkezinde görülürken, Hendek, Düzce, Bolu civarında bazı evlerin duvarlarında çatlaklar oluşmuştur (Kalafatçıoğlu, 1967, 1968).

Deprem sonrası oluşan yüzey kırıkları çeşitli araştırmacılar tarafından farklı uzunlukta haritalanmıştır. Ambraseys ve Zatopek (1969), Abant Gölüne doğru Güney köyünden başlayıp Mudurnu Vadisi boyunca Bıçıkidere’ye kadar sürekli 50 km, burdan Sapanca Gölüne kadar süreksiz bir şekilde devam eden toplam 80 km lik yüzey kırığı haritalarken (Şekil 5.1), Güçlü (1969), İğneciler ve Bıçıkidere köyleri arasında 50 km lik bir kırılma rapor etmiştir. Ayrıca Ambaseys ve Zatopek (1969) bölge genelinde maksimum ötelenmeleri Acemler kuzeydoğusunda 120 cm düşey, Taşkesti doğusunda 190 cm sağ yanal olarak ölçmüşken, Güçlü (1969) en fazla 140 cm sağ yanal, 90 cm düşey atım gözlemiştir.

1967 Depremi sonrası oluşan yüzey kırığının Güney Köyü ile Dokurcun Beldesi arasında kalan 25 km lik kısmı, 26 Mayıs 1957 Abant depremine ait kırılmayla çakışmaktadır (Ambraseys ve Zatopek, 1969; Öcal, 1959). Yeni kırıklar bir öncekilerle çakışacak şekilde konumlandığı gibi, eski kırıklara yakın yeni yerlerde de gerçekleşmiştir (Ambraseys ve Zatopek, 1969).



Şekil 5.1: Doğuda Güneyler Köyü, batıda Sapanca Gölü arasında 22 Temmuz 1967 Mudurnu Depremine ait yüzey kırığı (Ambraseys ve Zatopek, 1969)



Şekil 5.2: 1967 Depremi boyunca gerçekleşen düşey ve yanal atım miktarları. Düşey eksen cm cinsinden atım miktarını, yatay eksen enlemi gösterir. Atım değerleri Ambraseys ve Zatopek (1969)’dan alınmıştır.

5.2 Fay Düzlem Çözümleri ve Kırılma Modelleri

22 Temmuz 1967’de GMT saatine göre 16:56.53’de (Jackson ve McKenzie, 1984; McKenzie, 1972) gerçekleşen Mudurnu Vadisi depreminin episentri konusunda benzer değerler (Tablo 5.1) verilsede farklı fay düzlemi çözümleri üretilmiştir.

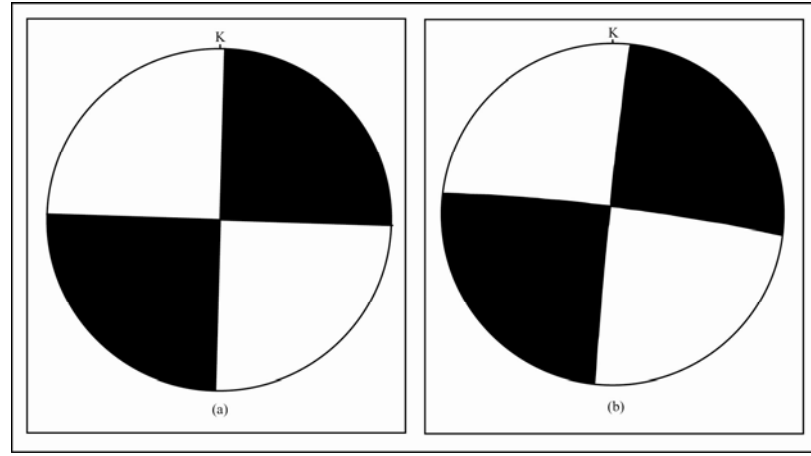
Tablo 5.1: Depremin oluş zamanı ve odak merkezi ile ilgili çalışmalar

Kişi	Enlem	Boylam	Oluş Saati	Odak Derinliği	Büyüklik
McKenzie (1972)	40.7	30.8	16:56.53	4 km	Ms=7.2
Ergin ve diğ (1971)	40.7	30.8	16:56.55	4 km	M=7.2
Ambraseys ve Zatopek (1969)	40.7	30.8	16:56.52	<10 km	M=7.1
Canitez (1972)	40.6	31.05	16:56.52		

Fayın odak derinliği hakkında ki ortak görüş 10 km den daha sığ 4 km civarında olduğudur (Ambraseys ve Zatopek, 1969; Ergin ve diğ., 1971; Jackson ve McKenzie, 1984; McKenzie, 1972). Oluşan depremin fay düzlem çözümünde Canitez (1972), düzlemleri 8.11/84.82 ve 277.88/87.52 eğim yönlü ve eğim açılı olarak belirlerken, McKenzie (1972) 93/90 ve 3/90 doğrultu ve eğim açılı bulmuştur(Şekil 5.3). Pınar ve diğ. (1996) altı alt olay ve bunların düzlem çözümlemesini hesaplamıştır. Bu altı alt olay sırasıyla 275.7/89.3, 159.0/41.6, 167.5/54.9, 93.0/89.4, 281.6/89.1, 156.5/87.4, 100.0/89.4 doğrultu ve eğim açılına, 10, 18, 18, 10, 10 ve 6 km odak derinliklerine sahiptir.

Canitez (1972), çözümlediği G₂ ve G₃ dalgaları ile toplam 80 km uzunluğundaki fay boyunca, batıdan doğuya doğru yırtılma sonucu 55 km’lik bir yüzey kırığı oluştuğuna işaret eder. Pınar ve diğ. (1996) ise fayın kırılma özelliklerini ayırdıkları altı alt olayı göz önünde bulundurarak yorumlamıştır. Buna göre, birinci devre, en uzun ilk alt olayla başlar ve 2 alt olayla takip edilir. İkinci alt olaya ait fay mekanizma çözümü ters faylanmaya işaret eder. Ana alt olayın 20 km batısında

meydana gelen 3. alt olay normal bileşenli sağ yanal doğrultu atımlı fayla gelişmiştir. İlk devre sonucunda fayın yaklaşık 40 km lik kısmı 1.7 m atım oranıyla kırılmış ve 4.2 Mpa'lık gerilme düşmesi gerçekleşmiştir. İkinci devre, birinci devrenin doğu ucuna yakın bir yerden başlamış ve batıya doğru kırmıştır. 5 numaralı alt olay kuzey kolda 1.05 m lik (0.35 cm/yıl) atım oranıyla meydana gelmiştir. 3 ve 6 nolu alt olayların fay çözümlemesi sonrasında elde edilen düzlemlerden biri İznik-Mekece hattıyla paralellik gösterir. Ancak bu düzlem fay olarak kabul edildiği zaman, fayın niteliği sol yanal doğrultu atımlı olduğu için Kuzey Anadolu Fay Zonunun geneliyle uyum sağlamaz. Bütün bu alt olaylara ait fay düzlemlerin doğrultuları, doğudan batıya gidildikçe değişir.



Şekil 5.3: 22 Temmuz 1967 Mudurnu Vadisi Depremi sonucu elde edilmiş fay düzlemi çözümleri: (a) McKenzie (1972) (b) Canitez (1972)

6. PALEOSİSMOLOJİ

6.1 Tarihsel Depremler

6.1.1 Giriş: Kuzeybatı Anadolu'nun Sismik Tarihçesi

Bölüm 1.2'de çalışma alanının dahil olduğu bölge ve antik yerleşme tarihçesi yazılmıştı. Bu ve daha sonra bu bölgede Osmanlılar tarafından kurulan kentlere hasar veren depremlerin tarihi Antik Yunan, Roma İmparatorluğu, Osmanlı tarihçileri ve o zaman bölgede yaşayan yabancı ziyaretçiler ve din adamları tarafından kayıt edilmiştir. KAFZ'nun deprem tekrarlanma aralığının ve olacak depremlerin karakterleri hakkında önemli bir ipucu olan bu kayıtlar, son yüzyıl içerisinde çok çeşitli araştırmacılar tarafından derlenmiş ve kataloglar şeklinde yayınlanmıştır.

Bu çalışmada, ulaşılan deprem kataloglarının Kuzeybatı Anadolu bölgesi için geçerli kayıtları ve bunların nitelikleri, araştırılmıştır. Bu kayıtlar arasında en çok dikkati çeken İstanbul, İzmit ve İzmit gibi o zamanın metropollerinin kayıtlarında çok sık deprem görünmesi, daha doğuda ise fazla kayıda rastlanmamasıdır. Ancak daha doğu merkezli sarsıntılarında hissedildiği büyük yerleşim yörelerinde not edilme olasılığı oldukça yüksektir.

Mudurnu Vadisi ve çevresinin deprem kayıtları için gözden geçirilen kataloglardan (Ambraseys, 2002, 2004; Ambraseys ve Finkel, 1995; Ergin ve diğ., 1971; Guidoboni ve diğ., 2004; Guidoboni ve diğ., 1994; Pınar ve Lahn, 1952), İzmit ve Bolu arasında kalan bölgede MS. 1 yüzyıl ve 20. yüzyıl arasında gerçekleşen depremler, derleyenleri ile birlikte aşağıda sıralanmışlardır (Şekil 6.1).

- Nicomedia (İzmit): 29, 33, 121/122, 358, 359, 362, 488, 551-554, 1672, 1719 (Pınar and Lahn, 1952); 29, 33, 69, 121-122, 359, 362, 446, 447, 488, 551-554, 1672, 1719, 1878 (Ergin et al., 1971); 1719, 1754 (Ambraseys ve Finkel, 1995); 69, 120/128, 181, 268/270, 358, 554, 939 (Guidoboni ve diğ., 1994). 69, 181, 268, 358, 362, 554, 1296 (Papazachos ve Papazachou, 1997); 1719, 1894 (Ambraseys ve Jackson, 2000) 358, 362, 447, 478, 554, 1719, 1894, (Ambraseys, 2002); 69, 120, 268/270, 358, 362, 477, 554, 740 (Guidoboni ve diğ., 2004); 1567, 1719, 1844, 1878, 1894 (Ambraseys, 2004); .29, 120/128, 269, 358, 362, 446, 478, 554, 740, 989, 1064, 1567, 1672, 1719, 1754, 1878 (Ross ve diğ., 2005).

- Nicaea (İznik): 29, 69, 350, 715, 985, 1063 (Pınar ve Lahn, 1952); 29, 69, 121/122, 350, 358, 715 (Ergin ve diğ., 1971); 29, 362, 368 (Guidoboni ve diğ., 1994); 29 (Papazachos ve Papazachou, 1997), 121, 123, 1065, 1419 (Ambraseys, 2002); 29, 368, 1065 (Guidoboni ve diğ., 2004); 1794, 1893, 1854 (Ambraseys, 2004).
- Tarsia ve güneyi (Sapanca doğusu ve güneyi): 1878 (Ergin ve diğ., 1971); 32, 180, 368, 1296 (Ambraseys, 2002); 24, 181 (Guidoboni ve diğ., 2004); 1883 (Ambraseys, 2004).
- Bithynion (Claudiopolis/Bolu): 1668 (Pınar ve Lahn, 1952); 1668 (Ergin ve diğ., 1971); 1668 (Ambraseys ve Finkel, 1988); 967 (Guidoboni ve diğ., 1994); 1668 (Ambraseys ve Finkel, 1995); 967 (Ambraseys, 2002); 967 (Guidoboni ve diğ., 2004).

Paleosismoloji amaçlı bir araştırmada anlaşılması önemli olan sismik tarihçe için ayrıntılı olarak incelenecek depremler, kataloglarda odak merkezleri coğrafi olarak vadi yakınına yerleştirilmişler ve onların yanları sıra yakın civarda büyük yüzey kırıklarına yol açmış olanlardır. Anlaşılmıştır ki Anadolu tarihinde büyük yıkımlara yol açan 1509 veya 1668 ve 20. yüzyılda gerçekleşen 1939 Erzincan depremleri gibi olaylar oldukça uzun yüzey kırıkları oluşturabilmektedir.

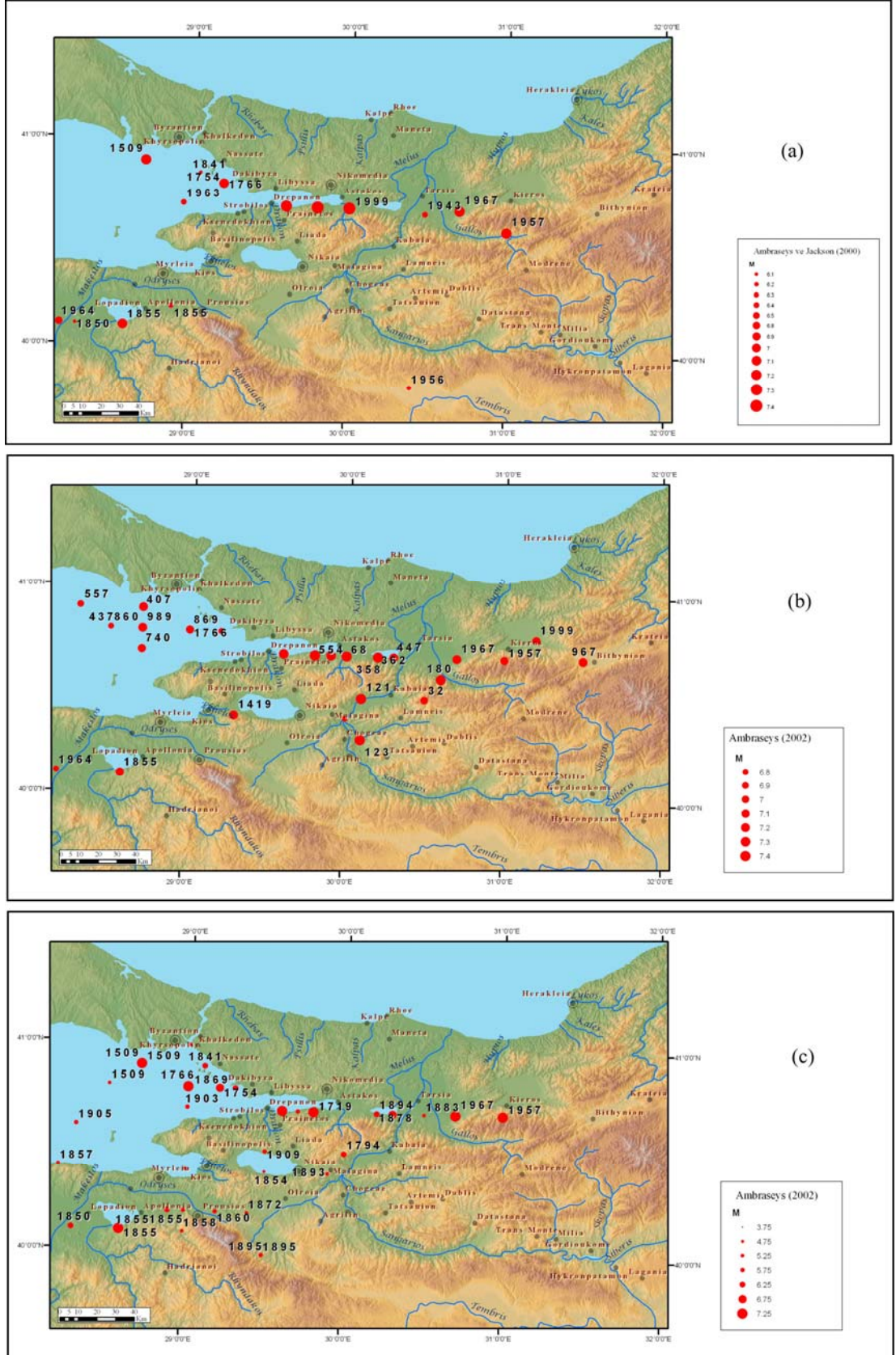
6.1.2 Mudurnu Vadisi ve Çevresinde Kaydedilmiş Depremler

29.11.24 İznik Depremi

Olayın yılı, Ambraseys (2002) tarafından MS. 32 olarak verilirken, Guidoboni ve diğ. (2004), Guidoboni ve diğ. (1994), Papazachos ve Papazachou (1997), 29.11.24 tarihini saptamışlardır. Pınar ve Lahn (1952)'ın 33'de Kocaeli yarımadasında, İzmit civarında bahsettikleri deprem tahminen aynı olaydır (Tablo 6.1). Ambraseys (2000) odak merkezi olarak Geyve yakınlarını vermiştir.

Tablo 6.1: 29.11.24 İznik Depremi ile ilgili tarihsel derlemeler

Yazar	Tarih	Yer	Şiddet	Odak	Io	Me
Guidoboni ve diğ. (1994)	29.11.024	Nicaea	-	Nicaea	$IX \leq I \leq XI$	-
Papazachos ve Papazachou (1997)	29.11.024	Nicaea	-	Nicaea	VIII	6.8
Ambraseys (2002)	32	-	-	Nicaea	-	7
Guidoboni ve diğ. (2004)	29.11.024	Nicaea	IX	Nicaea	IX?	-



Şekil 6.1: Kuzeybatı Anadolu’da gerçekleşen tarihsel depremler. (a) Ambraseys ve Jackson (2000), (b) Ambraseys (2002), (c) Ambraseys (2004)

03.05.181 İzmit-Mudurnu Depremi

Deprem için Guidoboni ve diğ. (2004), Guidoboni ve diğ. (1994), Papazachos ve Papazachou (1997), 181 yılını verirken Ambraseys (2002) 180 tarihini kullanır (Tablo 6.2). Bulunabilen tek tarihsel kaynak 6. yüzyıl Bizans kronografı olan Malala'ya aittir. Sakarya (Sangarios) nehrinin yakınlarında gerçekleşen deprem sonrası Roma İmparatoru, hayatta kalanlar ve İzmit'in baştan yapılandırılması için fon ayırmıştır (Guidoboni ve diğ., 2004). Ambraseys (2002), 180 yılında gerçekleştiğini söylediği bu depremin odak noktasını Mudurnu vadisinin batısı olarak göstermiştir.

Tablo 6.2: 03.05.181 İzmit-Mudurnu depremi ile ilgili tarihsel derlemeler

Yazar	Tarih	Yer	Şiddet	Odak	Io	Me
Guidoboni ve diğ. (1994)	03.05.181	Nicomedia	-	Nicomedia	VIII≤I≤X	-
		Mudupolis	-			
		River Sangarios	-			
Papazachos ve Papazachou (1997)	03.05.181	Nicomedia	-	Nicomedia	VIII	6.6
		Mudupolis	-			
		River Sangarios	-			
Ambraseys (2002)	03.05.180	-	-	Nicomedia	-	7
Guidoboni ve diğ. (2004)	03.05.181	Mudupolis	VIII?	Nicomedia	VIII	-
		Nicomedia	IX			
		River Sangarios				

11.10.368 İzmit Depremi

Ambraseys (2002), Guidoboni ve diğ. (2004), Guidoboni ve diğ. (1994), Papazachos ve Papazachou (1997), İzmit'i büyük ölçüde etkilemiş bu deprem için aynı yılı, 368'i tarihini vermişlerdir (Tablo 6.3). Yalnız, Ambraseys (2002) depremin Mudurnu Vadisi, İzmit arasında gerçekleştiğini belirtir.

Tablo 6.3: 11.10.368 İzmit Depremi ile ilgili tarihsel derlemeler

Yazar	Tarih	Yer	Şiddet	Odak	Io	Me
Guidoboni ve diğ. (1994)	11.10.368	Bithynia	-	Nicaea	IX≤I≤XI	-
		Nicaea	-			
Papazachos ve Papazachou (1997)	11.10.368	Bithynia	-	Nicaea	VIII	6.4
		Nicaea	-			
Ambraseys (2002)	11.10.368	-	-	Persis	-	6.8
Guidoboni ve diğ. (2004)	11.10.368	Bithynia	-	Nicaea	IX?	-
		Nicaea	IX			

02.09.967 Bolu Depremi

Ambraseys (2002), Guidoboni ve diğ. (2004), Guidoboni ve diğ. (1994), 2 Eylül 967 de Caludopolis'i neredeyse tamamen yıkan, Paphlagonia'da orta, Constantinopolis'te hafif hissedilmiş 967 Bolu depremini belirtirler (Tablo 6.4). Leone Diacono adlı kronografin 967 yazı ile sonbaharı arasında kayıt ettiği depremin tam tarihi, daha genç dönemde 11. yüzyılda netlik kazanır. Zonara ise bu depremin İstanbul'a etkilerini 13. yüzyılda hatırlatır (Guidoboni ve diğ., 2004).

Tablo 6.4: 02.09.967 Bolu depremi ile ilgili tarihsel derlemeler

Yazar	Tarih	Yer	Şiddet	Odak	Io	Me
Guidoboni ve diğ. (1994)	00.09.967	Claudiopolis Constantinopolis Honorio Paphlagonia	- - -	Claudiopolis	IX≤I≤X	-
Ambraseys (2002)	02.09.967	-	-	Bolu	-	7.2
Guidoboni ve diğ. (2004)	02.09.967	Claudiopolis Constantinopolis Honorio Paphlagonia	IX V -	Claudiopolis	VIII	-

17.08.1668 Anadolu Depremi

Kuzey Anadolu Fay Zonu ile ilişkin gerçekleşen en büyük depremlerden biri, 100 km genişliğinde 600 km uzunluğunda bir zonda ağır hasara neden olmuş 17 Ağustos 1668 Anadolu depremidir. Oluşan yüzey kırığı doğuda Koyulhisar, batıda Koçhisar (Bolu batısı) arasında uzanır (Ambraseys ve Finkel, 1988). Bolu'da 1800 kişi ölmüştür (Pınar ve Lahn, 1952). Toplam 8000 kişinin öldüğü bu depremin büyüklüğü farklı hesaplama yöntemlerine göre $M_S=7.8$ veya 8 dir (Ambraseys ve Finkel, 1988).

25 Mayıs 1719 İzmit Depremi

Birkaç öncü sarsıntının arkasından gelişen deprem, İzmit körfezinin her iki kıyısında da köy ve kasabalarda büyük zarara yol açmıştır. Yalova, Pazarköy, Karamürsel, Kazıklı, İzmit, Sapanca bölgesi ve Düzce'ye kadar yayılan bir hasar söz konusudur. 6000 civarında insanın öldüğü depremin şiddetini (Ergin ve diğ., 1971) VIII olarak belirtmiştir. Büyüklüğü ise Ambraseys ve Jackson (2000) tarafından 7.4, Ambraseys (2002) tarafından 7.4 ve Ambraseys (2004) tarafından 7.25 olarak verilmiştir.

Ayrıca 1878 ve 1883 yılları arasında Sapanca Gölünün doğu-güneydoğusunda 5.75 ve 5.25 büyüklüğünde iki orta ölçekli deprem rapor edilmiştir (Ambraseys, 2004).

6.2 Fay Kazısı

6.2.1 Mudurnu Vadisinde Yapılmış Önceki Fay Kazısı Çalışmaları

Mudurnu Vadisinde paleosismoloji amaçlı fay kazısı çalışmaları, Ikeda ve diğ. (1991), Ikeda ve diğ. (1989) tarafından 1967 kırığının orta kesimlerinde ve Demirtaş, (1994, 1995, 1996) tarafından 1967 ve 1957 kırıklarının kesiştiği kısımda gerçekleştirilmişlerdir. Aynı bölgede Michel ve diğ. (1995a), bu sefer yapısal çözümleme amaçlı olarak hendek çalışması yapmışlardır. Ikeda ve diğ. (1991), Ikeda ve diğ. (1989), 1967'den bir önceki faylanmayı bulmuşlar ve bu olayı, MS. 1480 sonrasına yaşılandırarak 1668 Anadolu depremi ile ilişkilendirmişlerdir. Demirtaş (1996), MÖ. 4335-3995 yılları arasında en az üç faylanma olayına rastlamış, bundan yola çıkarakta ortalama tekrarlanma aralığının 100-150 yıl arasında olabileceğine işaret etmiştir.

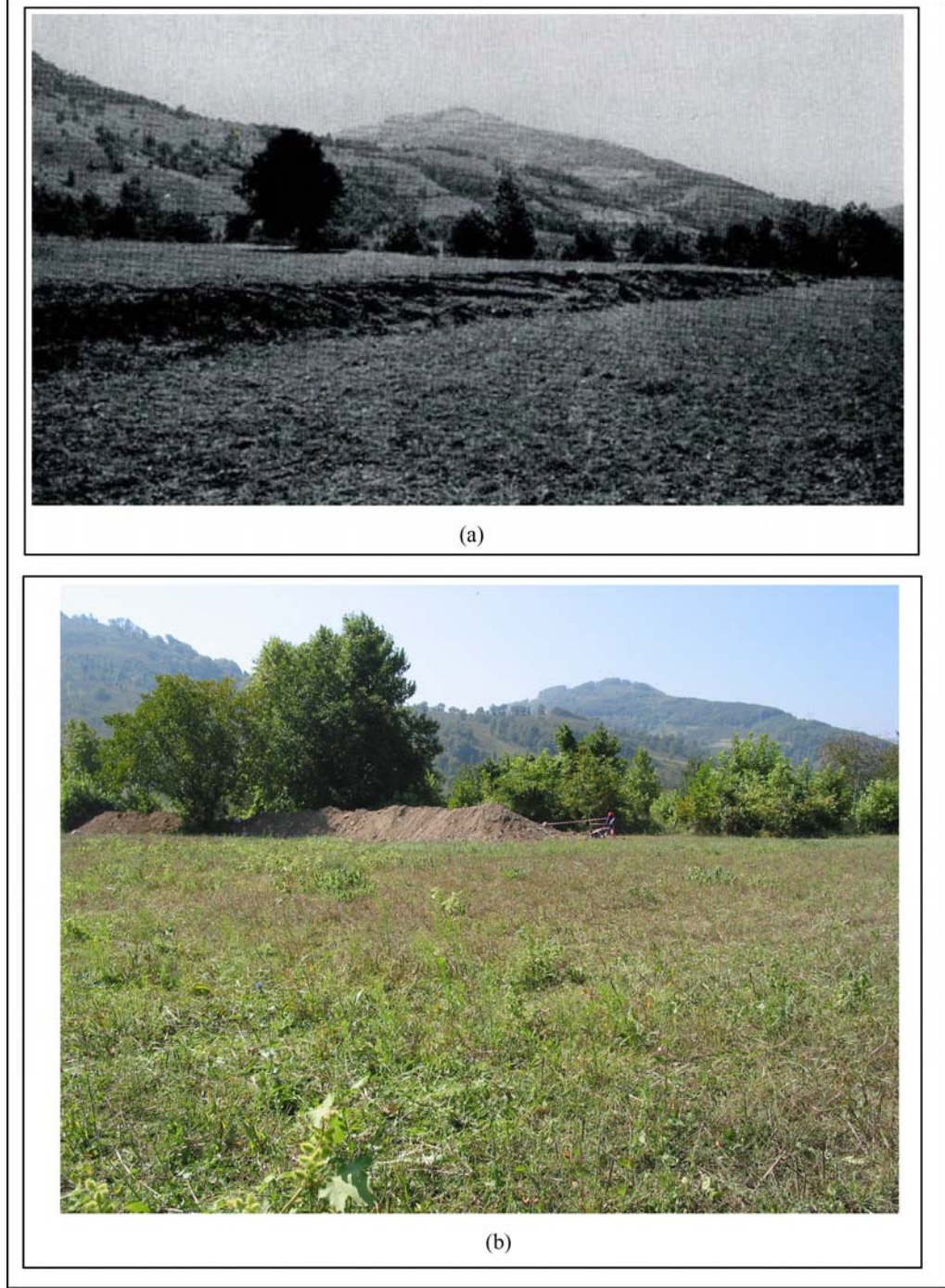
6.2.2 Hendek Yeri ve Jeomorfolojisi

Hendek yerinin belirlenmesinde, 1967 ve 1957 depremlerinin çakışma bölgesi (Ambraseys ve Zatopek, 1969; Öcal, 1959) ile en batıda fayın birden fazla kola dağılarak, kıvrımlanma ve deformasyonun dağılmasına yol açtığı (Ikeda ve diğ., 1991; Ikeda et al., 1989) zondan kaçınılmıştır.

Arazi gözlemleri, hava fotoğrafları, sayısal yükseklik modelleri ve (Ambraseys ve Zatopek, 1969)'ın belirttiği 1967 yüzey kırığı göz önünde bulundurularak Beldibi-Dokurcun arasında kalan kısım fay kazısının tam yerinin belirlenmesi için detaylı olarak çalışılmıştır. Bu bölgede ideal hendek yeri bulmanın güçlükler, yüzey kırığının heyelanların görüldüğü eğimli yüzeylerden geçmesi, yoğun bitki örtüsü ve tarım, yüzey kırığının birden fazla olay belirtmeyecek güncel çökelleri kesmesi ve Samanpazarı köyünde Ambraseys ve Zatopek (1969)'ın rapor ettiği sag pondun kapatılması gibi insan tarafından yerşekillerinde gerçekleştirilmiş büyük değişiklikler olarak sıralanabilir. Ayrıca fayın kestiği vadi yamaçlarında oluşan alüvyal yelpaze çökelleri, iri bloklar içermesi, eğim boyunca artan erozyon oranı ve yaşılandırma için yeterli malzeme barındırmayacağından dolayı fay kazısının bu birimler üzerinde gerçekleştirilmesinden kaçınılmıştır.

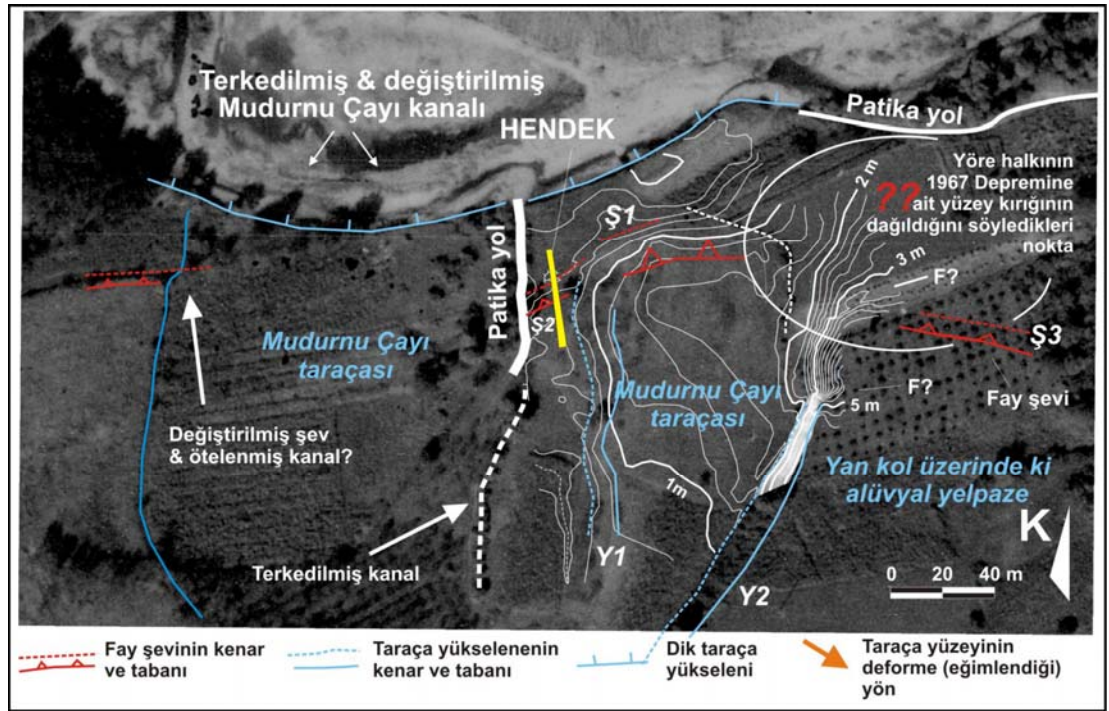
Yukarıda sayılan nedenler göz önüne alınarak Mudurnu Çayı üzerinde gelişmiş eski taraça yüzeyi hendek çalışması için uygun görülmüştür. Bunun başlıca nedenleri arasında bu bölgede alüvyal yelpaze çökelleri üzerinde görülen kümülatif şev yapıları, taraça üzerindeki şevin Ambraseys ve Zatopek (1969)'in bu noktadaki gözlemleri ve yöre halkının detaylı olarak anlattıkları ile doğrulanması, taraçanın verdiği yüzleklerde yer yer ince kırıntılı bir stratigrafi göstermesi, bu noktada 1967

depreminde gerçekleşen yaklaşık 85 cm lik yüksek sayılabilecek dūřey atımın bir önceki olayların yorumlanması kolaylık sağlayacağının dūřünölmesi ve çalışma için geniş bir alan sunan, ciddi anlamda bir değişime uğramamış tarla için sahibinden gerekli izinlerin alınması olarak sayılabilir.



şekil 6.2: (a) Ambrasey ve Zatopek (1969) tarafından hendek yerinin çekilmiş fotoğrafı (b) Bu alışma sırasında hendeğin çekilmiş kuzey kuzeydoğu-güney güneybatı yönlü fotoğrafı. Hendek duvarının doğusunda duran ağaç sonradan dikilmiştir. Fay şevi ise 1967 depremi sonrası aşınmıştır.

Hendek alanında elektronik teodolit kullanılarak mikropoğrafya haritası üretilmiş, fay şevinin (Ş1) yüksekliğinin 0.8 – 1 m olduğu anlaşılmıştır. Bu noktada taraça yüzeyi güneye eğimlenmiştir. Fay şevi, kuzey - güney yönelimli güneyden kuzeye akan ikincil bir kol veya bizzat Mudurnu Çayı tarafından oluşturulmuş bir taraça yükseleni (Y2) tarafından kesilir. Y2'nin daha batısında Mudurnu Çayı'na bağlı alçak seviyeli başka bir taraça yükseleni (Y1) yer alır. Y1 ve hendek batısında, Ş1'le paralel daha az eğimli diğer bir fay şevi tespit edilmiştir (Ş2). Y1 üzerinde yer alan fay şevleri üzerindeki bu zıtlık, bu taraça yüzeyinin en az iki deprem geçirmiş olacağı şeklinde yorumlanabilir (Bir önceki deforme yüzeyin kesilmesi ve Y1'in oluşması).



Şekil 6.3: Hendek yeri ve çevresinde gerçekleştirilen mikrotopoğrafya çalışması ve belirlenen morfo tektonik yapılar. 1500 noktada ölçüm alınmış, elde edilen verilerin işlenmesiyle elde edilen eş yükselti eğrilerinin, aralığı 20 cm dir. 1967 yüzey kırığı Ş1,2 ve 3 boyuncadır.

6.2.3 Hendek Stratigrafisi ve Tektonik Yapıları

Hendek 30 m uzunluğunda, su seviyesinin kısıtlamasıyla 2.25 m derinliğinde ve yaklaşık 2 metre enindedir. Hendek duvarlarındaki malzemenin duraysızlığından dolayı karelaç tam anlamıyla yapılmamış, belli bir referans ağı oluşturmak için mümkün olduğunca duvarın düz yüzeylerine dik hatlar oluşturulmuştur. Bu dik hatlar üzerine yatayda aynı mesafede çiviler çakılmış, ip gerilmeden ölçeli ama düzensiz aralıklı bir sistem oluşturulmuştur. Yüksek çözünürlüklü dijital fotoğraflar, R2V yazılımı ile 1:10 ölçekli olarak birleştirilmiş, yapılar bunların üzerine işlenmiştir.

Hendek duvarlarında, genel olarak 10-50 cm lik kahverengi kollüvyum örtüsü altında çakıl boyutlu flüvyal malzeme görülür. Stratigrafi üç adet fay zone tarafından kesilmiştir. Üst tarafta ayırık faylanmalar, kuzeye eğimli fay şevi (Şekil 6.2) ile uyumlu birinci fay zone (FZ1) ve üçünü fay zone (FZ3)'nda görülürken ikinci fay zone (FZ2) gömülüdür.

FZ1 ve FZ3, yüzeyde oldukça zor fark edilir bir sırtın sınırlarını oluşturur. Bu tip sırtlar doğrultu atımlı fay zonları boyunca oldukça sık görülürken Flemming ve Johnson (1997), Ambraseys ve Zatopek (1969), 1967 depremi sonrası yüzey kırığı boyunca bu yapıları rapor etmiştir. Buna göre, sırtın her iki yanındaki fayların, daha geniş ölçekli yapılarda Sylvester (1988) tarafından gösterildiği gibi, pozitif çiçeksi bir yapı gerçekleştirerek daha derinde birleşmesi beklenir.

Hendek duvarlarında tespit edilen en genç birim, FZ1'e paralel uzanan ince kumca zengin kanal çökelleridir (A). Düşük enerjili ortamı gösteren bu istif Mudurnu Çayı ile ilişkili ilincil bir kanal veya onun yan kollarından biri sonucu çökelmiştir. A kanalı, FZ1 boyunca birçok farklı çökel grubuna ayrılır. Fay zoneunun kuzeyinde, güneye eğimli çakıllar ve kaba kum malzemeden oluşan çok daha büyük bir kanal (C) yer alırken güneyinde FZ1'e paralel başka bir kanal (B) dilimi ve kaba kum, çakıl, blok malzemeli bir birim (E) yer alır. Hendeğin orta kısmında E, yaklaşık güneybatı eğimli ve iyi boylanmış çapraz tabakalı bir yapıya sahiptir. Bu sedimenter yapı, muhtemelen Mudurnu Çayın'da oluşmuş, örgülü akarsu sistemlerine ait bar çökelleridir (Galloway ve Hobday, 1996). E, bütün hendeğin altında görülen, 3 fay zoneunda sıralanmış, üç alt birime sahip, kaba çakıl ve blok malzemeli akarsu yatağı çökellerini örter. FZ2 ve FZ3 arasında, E'nin altındaki tek düze stratigrafi, bir grup kanal (F, G, H ve J) tarafından kesilir. H kanalı, alt kanallar boyunca farklı malzemelerden oluşur. Bunların arasında en çok görülen kum boyutlu istif, büyük ölçekli çapraz tabakalı (veya büyük ripıllar ya da dune lar şeklinde) yapısıyla su derinliğinin arttığı kanal içinde çökelmiştir (Galloway ve Hobday, 1996). Hendeğin doğu duvarında, FZ3 boyunca E paketine ait kırıntılılar güneye doğru gittikçe inceliyorlar. Bu aşamalı değişim sırasında ayrıca E'nin iç yapısında farklılaşır (E'). Batı duvarda E, muhtemelen güneyden gelen bir yan kola bağlı olarak çökelmiş, kumlu silt matriksli ince çakıllardan oluşan D birimine yol verir (Ek C, Ek D).

Tablo 6.5: Hendek içindeki stratigrafik birimlerin litolojileri

Birim Grup	Birim	Açıklama
-	1/1a	1: Çakıllı, koyu kahverengi silt (tabakalaşmamış). 1a: sürülmüş üst yüzey
A	1	Fine sand, silt and fine pebbles. At its upper part, bio-turbated and enriched in organic matter
A	2/2a	İnce çakıl (2) ve (2a) kum matriks içinde kaba çakıl ve blok
A	3/4	Laminalı ince (3) ve orta (4) kum
A	5	Çakıllarla içiçe laminalı orta/kaba kum
A	6a-c	(D duvarında) 6a: A8 biriminin, FZ1 üzerinde pedojenik alterasyonu; 6b,c: FZ1 içinde makaslanmış karışık birim
A	6d	(B duvarında) Köklerin kesmesi ve sıvılaşma? A8 kum ve çakılları. Üst kesimlerde pedojenik alterasyon ve organik maddece zenginlik
A	8	(D Duvarında) Laminalı ince/orta kum (a3, 4 ve 5 ile aynı) (B duvarında): Çakıl içeren laminalı/ince kum
A	9	Kaba kum ve ince çakıl matriksli çok kaba çakıl
A	12	İnce çakıl ve kaba kum matriksli orta çakıllar
A	13 / 13a	13: Tabakalı kaba kumdan çok kaba çakıla dereceli geçiş. 13a: Laminalı ince/orta kum
A	14	Kaba kum/çok ince çakıl matriksli orta çakıllar
A	15	Kaba kum çok ince çakıl matriksi içinde çakuldan ince bloklara kadar malzeme
A	16	Silt içerikli ince/orta kum. Alt taraflar kaba çakıllı
A	17	kaba kum/ince çakıl matriks içinde çakıl ve ince yuvarlanmış bloklar
B	1	Kaba kum/ince çakıl matriksli orta/kaba çakıl
B	2	siltli kum matriks içinde çakıl ve yuvarlanmış ince bloklar
C	1/2	Kaba, çok kaba çakıllar (1) yanal olarak kaba kuma dereceli geçiş
	45	Gri renkli, iyi boyanmalı, tabakalı ince/orta kum
D	1	fine to coarse pebbles, coarse sand
D	2	Silt ve kaba kum/ince çakıl
E	1-3	1/2: Çakıl ve kum matriks içinde altere ince veya kaba çakıllar. Görünüt eğim yönü G, belirgin tabakalı (1). 3: Genellikle 1/2 den ince malzeme (kaba kum ve ince çakıl hakim, kaba çakıla dereceli geçiş)
F	1-3	1: Kaba kum. 2: Kaba çakıl ve blokla, kaba kum. 3: Silt matriksli çakıl ve yuvarlanmış kaba çakıllar
G	1	İyi boylanmış kaba çakıl ve küçük, yuvarlanmış çakıllar. Oksidasyon sonucu bazı çakıllar turuncu renkli
G	2	Silt içinde turuncu renkli küçük bloklar ve çakıllar
H	1	Açık kahverengi silt ve kil
H	2	Turuncu oksidasyon yüzeyleri boyunca kaba kum ve ince çakıl
H	3/4	Kaba kum(3) ve silt (4) içinde kaba çakıl
H	5a/b/c	Laminalı ince kum, sarı renkli. Büyük ölçekli çapraz tabakalanma (b,c)
H	5d	Orta ve kaba kum
H	5e	Silt ve kum matriksli inceden kabaya değişen, iyi boyanmalı çakıl. Çapraz tabakalanma K'ye eğimli
H	5f	Silt içinde kaba çakıl
-	57	Silt içinde inceden kabaya çakıl
X	1/2	1: Kil, silt ve çok ince kım. 2: Laminalı kil, silt ve çok ince kum
J	1-3	1: FZ2 yakınında biyo-türbasyonlu (2), çapraz tabakalar boyunca orta kum. 3: Gri renkli, laminalı orta-kaba kum. Alt kısımları daha aşağıdaki kil seviyesinin renginden dolayı grimsi mavi, kum tabakaları içerisinde kabuk, spor ve odun parçaları
Z	1	Çok kaba kum ve ince çakıl matriks içinde çakıl ve bloklar
Z	2-4	Çok kaba kum ve ince çakıl matriks içinde kaba çakıl ve bloklar
-	200	İçi silt dolu biyo-türbasyonla kesilmiş kaba kum matriksli çakıllar
-	200a	Kaba kum matriksli çakıllar

6.2.4 Fay Zonları ve Eski Depremlerin Tespiti

6.2.4.1 Birinci Fay Zonu (FZ1)

Hendeğin iki duvarında, birinci fay zonu boyunca (FZ1), A kanalına ait birimlerin birbirlerine uymaması ve B kanalının devam etmemesi, önemli bir yanıl atımın olduğuna işaretler. FZ1, doğu duvarında aşağı doğru yaklaşan kolların oluşturduğu “V” şekilli bir yapı ile temsil edilir. “V”nin alt tarafı makaslama ile ilişkili çevre birimlerle (A6b-c) doldurulurken, üst kısmı A8’in organik maddece zengin ince kum ve silt malzemesinden oluşur. Sınırlayıcı fay kolları, kuzey tarafta ve güney tarafın alt kesimlerinde dikkati çeker. FZ1’in tam dağılımı burda gerçekleşen biotürbasyonla engellenmiştir (Şekil 6.4).

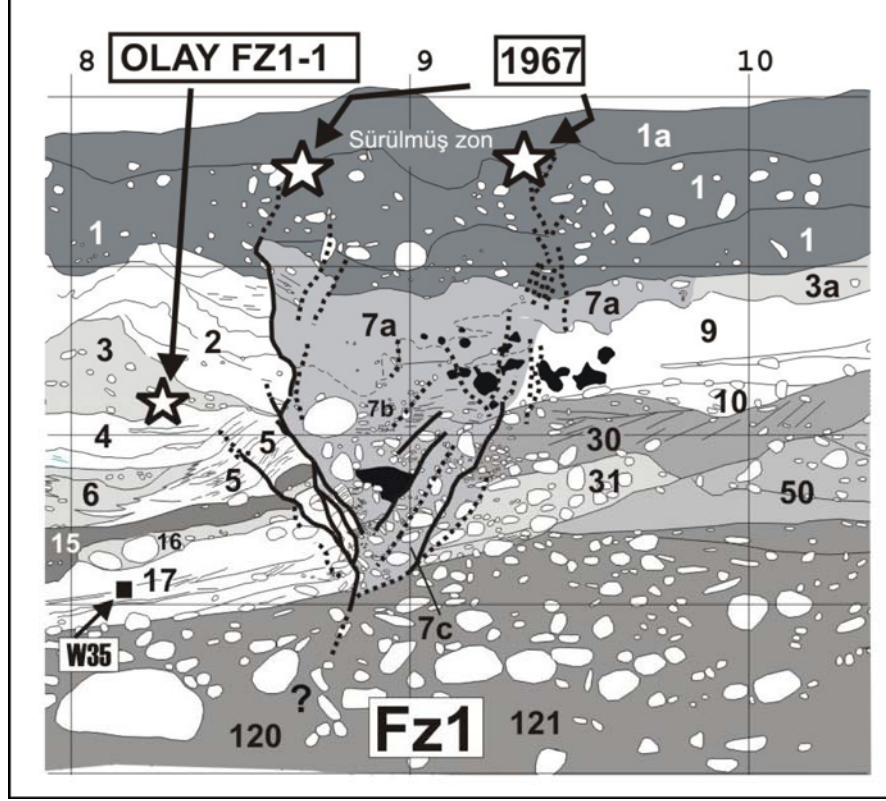
Batı duvar, fay zonu içindeki ince kum ve silt (A6d) malzemenin hakim olmasından olayı daha kötü belirginlikte bir görünüm sergiler. Sıvılaşma veya pedojenik alterasyon dolayısıyla A6d içindeki laminasyon tamamen yok olarak, organik madde ve silt boyutlu kırıntılarca zengin masif üst kısım oluşmuştur. Ayrıca büyük boyutlu kökler, A6d’nin stratigrafisini yer yer bozmuşlardır. Güney sınır fayı kesinlikle çizilebilirken, fay zonu içerisindeki diğer kollarda kumların içerisinde ki ince çakıllı seviyelerde atıma yol açmalarından yola çıkılarak çizilebilirken, üst kısımları belirgin bir şekilde izlenememektedir.

FZ1’in dikkate değer en önemli özelliği alt çakıllı seviyede Bonilla ve Lienkaemper (1990)’ın betimlediği yapılarla benzer özellikte olmasıdır. Su seviyesinden sadece 53 cm yukarıda olan Z1 ve Z2 yüzleklerinin derinliği, bu birimler üzerinde faylanmayı anlamak için yeterli değildir. Aynı zamanda Z seviyesi, düşük miktarda düşey atıma maruz kalmıştır.

Bölgedeki yerel halkın anlattıklarına göre FZ1, 1967 yüzey kırığı ile ilişkilidir. Doğru duvardaki ana fayın, en üstündeki işlenmiş yüzeyden birşey anlaşılmamakta, kolluvyumun (1. birim) ise en üst kısımlarının tabanında ayrık küçük yer değiştirmeler bulunmaktadır. Bunlar, 1967 depremine ait deformasyon, eğimlenme ve ayrık atımlar şeklinde gerçekleştiğini göstermektedir. Ambraseys ve Zatopek (1969)’un deprem sonrası bu noktada çektiği fotoğrafta da görüldüğü gibi (Şekil 6.2a), fay sevi Riedel makaslamalarından oluşan ufak ve ayrık kırıklardan oluşmaktadır. Hendeğin fotoğrafta görülen fleksür yapısının sonlanmaya başladığı yerde açıldığı düşünülürse FZ1 de görülen daha küçük ayrık atımlar açıklanabilir.

İyi belirlenmiş eski bir deprem (FZ1-1), altındaki deforme tabakalarla açısal diskordans yapan A2 birimi çökelmeden önce gerçekleşmiştir. Deforme paket, kum, ince ve orta çakıl kırıntılı birimlerden (A16, A15, A14, A4 and A3) oluşan üçgen şekilli dilimlerdir. Üçgen birimlerin üzerindeki laminasyonlar 40° den daha fazla

eğimlidir. Bu dilimler, fay zonunun tespit edilen iki kolu arasında yukarı itilmiş durumdadırlar. En dış kuzey kol üzerinde ise A14 ve A15 birimleri boyunca gene ayırık atımlar göstererek yukarıya doğru kaybolur. Bu durum batı duvarında görülmez.



Şekil 6.4: Doğu duvarında detaylı birinci fay zone (FZ1). Stratigrafik birimlerin tanımlaması Tablo 6.5’de yapılmıştır.

A kanalının tabanı (A16 ve A8-9 taban birimleri) üzerinde iki duvarda da FZ1 boyunca yaklaşık 50 cm lik düşey ayrılma görülür. Buna göre, A2 taban biriminde yaklaşık 35 cm lik bir ayrılma kestirilmiştir. Ayrıca, A kanalı içinde A2 çökelmeden en az bir eski olay (FZ1-1) tespit edilmiştir.

A kanalı muhtemelen burada şev oluşturan bir depremden sonra çökelmiştir. Bu olası deprem (FZ1-2) le ilgili olay çizgisi B kanalının altıdır.

6.2.4.2 İkinci Fay Zonu (FZ2)

İkinci fay zone (FZ2) hendeğin doğu duvarında stratigrafinin alt kısımlarında H kanalının altında belirlenmiştir. Kolayca görülebilen fay, J2 ve J3 (kanal J) birimlerini ayırır. J3, 32° güneye eğimli, çürümüş kabuk ve odun parçaları açısından zengin, eğim aşağı incelen kaba kum malzemeden oluşur. J3 içindeki tabakalanma J2/3 ve Z3 fay dokanağına doğru eğrilmiştir. Bu bölgede aynı zamanda çakıllarda

hafif belirlikte makaslamayla ilişkili yönelim kazanma görülür. J3 biriminin alt kısımları alttan fay boyunca gelen grimsi mavi kilden oluşur (Şekil 6.5).

Batı duvarda, su seviyesinin hemen üzerinde görülen J3 birimi ile deneştirilebilecek ufak bir kumlu birim görülür. J3 ile aynı renkleri gösteren bu kumlar kuzeyde kırıntılarında yönelim görülen Z3 çakıl paketi ile keskin bir dokanak yapar. FZ2'ye ait muhtemel ikinci bir kol ise 1 m kadar daha kuzeyde Z çakıllarının boyutu (Z3'ten daha kaba taneli olan Z2 yi temsil eden 1 m çaplı bir blok) ve tabakalarının değiştiği yerdedir.

H5b biriminin tabanı (H kanalının tabanı) doğu duvarında tespit edilen fayın üzerinde deforme olmadan en az 20 cm kuzeye doğru devam eder. Daha sonra, H5b tabanındaki ince, çakıllı bir seviye görülür.

Fayın yukarıya doğru devamında kök parçacıkları görülür. Batı duvarda kök parçacıklarının görülmemesiyle daha iyi ortaya çıkan stratigrafik ilişkide H5b nin tabanı devamlı ve bozulmamış bir dokanak olarak iyice seçilir. Bundan dolayı J'den sonra H5b den önce bir deprem olduğu yorumlanmıştır.

6.2.4.3 Üçüncü Fay Zonu (FZ3)

Üçüncü fay zone, doğu duvarın yüzey profilindeki sırt morfolojisine denk gelir. Her iki duvarda da iki ana kol ile temsil edilir. Bu iki kol boyunca stratigrafide yatay geçişler dikkati çekerken diğer bütün fay zonlarında olduğu gibi en alttaki Z biriminde herhangi bir faylanma tespit edilememiştir.

Doğu duvarında, FZ3'ün kuzey kolu, hendeğin 21. metresinde açıkça birimleri ayırarak ve yüzey kolüvyumunun tabanında atıma yol açar. Güney kol, G2 biriminin güney sınırına yakın dike yakın yönelmiş çakılların varlığı ile kendini gösterir. Batı duvarda iki kolda, stratigrafinin üst kısımlarında birimleri ayırdığından kolayca fark edilir. Faylanma sonucu ince çakılla siltli seviyeler yanyana gelmiştir. Ayrıca, fay zone içinde birçok fay görülür (Şekil 6.5).

FZ3 ile ilişkili en dikkat çekici yapı, batı duvarında yokluğu erozyonla açıklanamayacak G1 büyük kanalının kenarlarının olmamasıdır. H grubuna dahil eski birimler, E1'in altında korunurken, aynı yükseklikte G1'in görülmeside beklenirdi. Bundan yola çıkılarak G1 kanalının hendeğe oblik olarak KD-GB veya KKD-GGB uzandığı ve hendek duvarının genişliğinden daha fazla ötelendiği yorumlanmıştır. G1 kanalının bir parçası olan G2 birimide batı duvarında görülmez. Bu iki duvarda iki fay kolunun birebir deneştirilmesini engelleyerek ortaya daha karmaşık bir yapı koyar.

Kuzey duvarında yüzey kolüvyumunun (1. brim) ötelenmesi ve de yöre halkının söyledikleri ile FZ3 ün 1967’de de kırıldığı anlaşılmaktadır. Ancak doğu duvarında birinci birim, ötelenmeye uğrarken, batı duvarında hiç bir bozulma göstermeden deformasyona uğrayan E ve D birimlerini örter. Bundan, 1967 depremine ait yüzey kırığının yanıl olarak sona erdiği, E ve D birimlerini 1967 öncesi bir olayın etkilediği yorumlanmıştır. FZ3 aynı zamanda deformasyonun güneyde bittiği noktanın kabaca sınırını oluşturur.

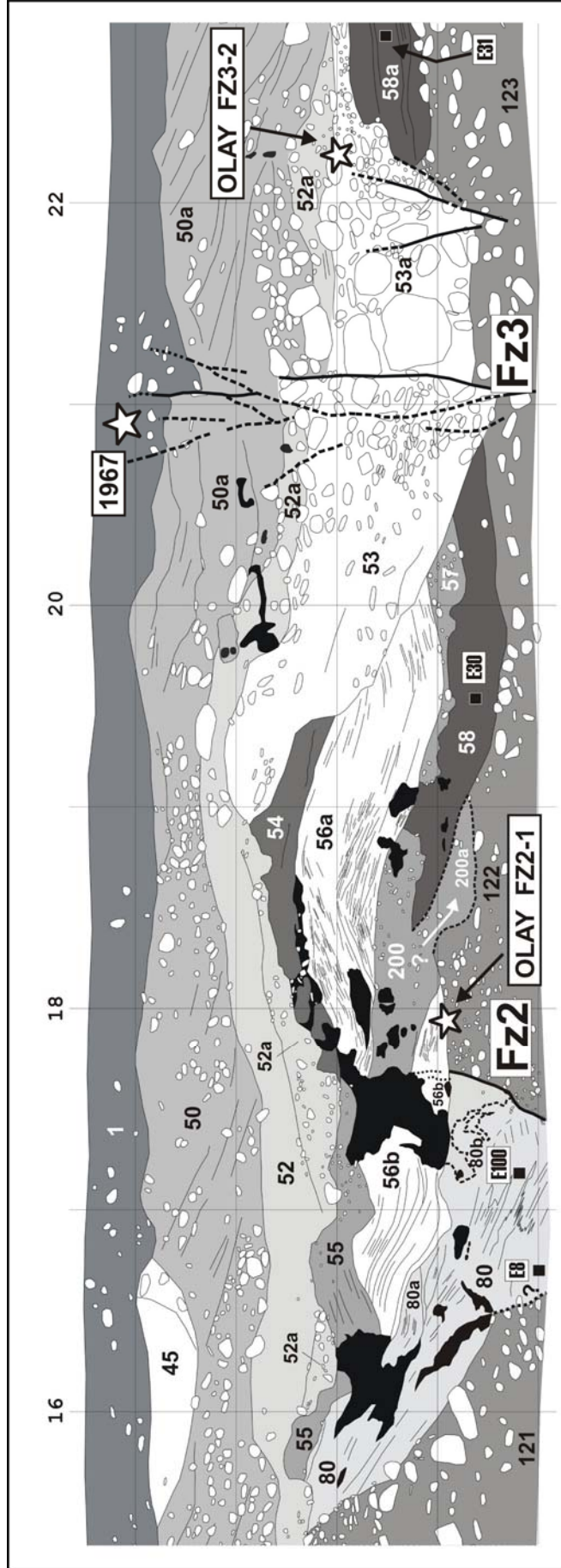
Doğu duvarında FZ3’ün güney kolu üstündeki F2 ve E2 birimlerini etkilememiştir. Yukarı devamının boyunca iki kök arasındaki gevşek çakıllardan oluşan bir çatlak olduğunu, bunun üzerinde yer alan güneye eğimli tabakalaşma gösteren E biriminin sürekliliği yanlıştır.

Bütün bunlardan yola çıkarak FZ3-2 olayının F2 biriminin çökmesinden önce, G1/2 çökelişinden sonra gerçekleştiği yorumlanmıştır. Birçok faylanma anlaşıldıysa, bunların hepsinin hendek duvarının tabanındaki taban birimi 1’e kadar devam etmesi veya yukarı devamlarının biyotürbasyon, mafik silt, kaba kum ve ince çakıldan dolayı tam olarak belirlenemesi başka eski olayların tespitini engellemiştir.

6.2.5 Hendek Geneline Önceki Depremler

Üç fay zonunun toplamında, eski depremlerin öncesi veya sonrasına ait birimlerin stratigrafik ilişkilerine dayanarak 1967 öncesi yüzey kırığı oluşturmuş en az 3 tane olay olması gerektiği saptanmıştır. Dolaylı bir veri sunan başka bir olayın ise olasılığı vardır. (I) No’lu eski deprem, FZ1-1’de A kanalındaki kanal çökellerini etkilemiştir. Aynı zonda (II) FZ1-2 olası olayı ise E biriminden daha gençtir. Batı duvarında FZ3’de 1967 öncesi gerçekleşen olayın (FZ3-1), I veya II nolu depreme mi ait olduğu anlaşılamamıştır. FZ3-2 olayı (III) G kanalı oluştuktan sonra, E grubu çökmeye başlamadan gerçekleşmiştir. G kanalının kesildiği, H kanalına ait çökellerin oluşmaya başlamasından önce gerçekleşen FZ2-1 depremi (IV), FZ3-2’den daha yaşlıdır.

Sedimenter ortam dikkate alındığında, önceki paleosismik olayların erozyonla anlaşılmaz hale gelip gözükmemesi yaygındır. FZ2’ye bakıldığında, üst taraf erozyona uğrayıp, sadece alt tarafta tek bir fay kolu bırakırken FZ1 boyunca A kanalının yerleşmesi birinci olay öncesine ait bütün birimlerin erozyona uğramasıyla gerçekleşmiştir. Önceki depremlerin daha net anlaşılmasında ki diğer etkenler arasında biyo-türbasyon veya istifin türdeş kısımlarında fay izinin takip edilememesi gibi nedenler sayılabilir.



Şekil 6.5: Doğu duvarda ikinci ve üçüncü Fay zonları

6.2.6 Radyokarbon Yaşlandırma

H1 biriminin kil ve siltlerin içinde bulunan gastropod kabukları haricinde, doğal konumunu koruyan organik madde bulunamamıştır. Kireçtaşı şçeren birimlerin çevrede yaygın olması, sert su etkisi ile bulunan bu kabukların daha yaşlı çıkmaları yönünde etki edecektir (Trumbore, 2000; Weldon ve Sieh, 1985).

A kanalının tabanından alınan büyük bir parça kömür örneği ile I nolu eski deprem yaşlandırılmıştır (Örnek W35-Birim A16'dan). Örnek üzerinde yapılan analizler MS. 1950 referans standartlarından daha fazla ^{14}C oranı saptanmıştır. Yani, kökün ait olduğu bitki 1950 den sonra nefes alıp vermiştir. Ayrıca, 2 sigma pMC değeri, örneğin 18, 19 veya 20. yüzyıla ait olabilme olasılığına işaret eder (Tablo 6.6). Bu da gerçekleşen olayın MS.1700 den sonra herhangi bir tarihte olduğuna işaret eder. Tek başına bu yaş depremin, Ikeda ve diğ. (1991)'in öne sürdüğü gibi 1668 Anadolu depremi veya onu takip eden diğer olaylarla (Ambraseys ve Finkel, 1995) ilişkili olduğunu gösterir.

Ayarlanmış yaşı, MS 1220-1410 yılları arasında olan E30 nolu numune, X1 biriminin ince kırıntılı seviyelerinden III ve I nolu depremleri tarihlendirmek için alınmış büyük bir kömür parçasıdır. X2 biriminden alınan E31 nolu örnek ise MS 1394-1668 arası tarihlendirilmiştir. X1 biriminin azami yaşı olarak kabul edilebilir. Bundan yol çıkılarak III ve I nolu olayların kesinlikle MS. 1394 den daha sonraki zaman diliminde gerçekleştiği kesinlik kazanır.

E100, J birimi içinde kum tabakası içindeki çürümüş kabuktan ve sporlardan oluşur. IV. olayın tarihlendirilmesi için yaşlandırılan bu örnek, MS 1693'den daha sonra (%70 olasılıkla, MS. 1812-1919 arasında) oluştuğu anlaşılmıştır. Numunenin üstünde duran kökler yüzünden humid asitçe kirlendiği ihtimaller içindedir. IV ve I nolu depremlerin yaş ilişkisini anlamak için J3 birim içinden alınan E8 örneği, %44 olasılıkla MS. 1668, %37 olasılıkla MS 1797 den sonra ki bir tarihe yaşlandırılmıştır. E8'in göreceli olarak daha yaşlı olması, sadece E100 ün kirlendiğine değil, numunenin taşındığına da işaret olabilir.

E8'inde kirlenip kirlenmediğini belirlenememesi, J kanalındaki yaşlarla denestirmek için Z2 ve Z4 çakıllı birimi içinde numune bulunamaması ve yaşlandırılan X1/2 ile J birimleri arasındaki ilişki net anlaşılamadığından tek bir deprem tarihçesi yerine iki adet senaryo üretilmiştir.

Tablo 6.6: Alınan örneklerin (Şekil 6.4 ve 6.5) radyo karbon yaşları. Ayarlama CALIB v5.0 yazılımı ile (Stuvier ve Reimer, 1993), ayarlama eğrileri (Reimer ve diğ., 2004)'ne göre.

Örnek kodu & Lab No.	Malzeme / Stratigrafik Birim	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ oranı	Ölçülen R/C yaşı (yıl BP)	Konv. R/C yaşı ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ düzeltmesi)	2 σ (95.4%) ayarlanmış yaşı (Takvim yılı)
W35 Beta – 196473 (*)	Büyük kömür parçası (~2x2x2cm) (birim 17)	-21.8 ‰	100.7 ± 0.5 pMC (AMS)	100.1 ± 0.5 pMC	ay. MS 1700'den daha genç
E100 Beta – 196472 (*)	Kabuk (birim 80)	-25.1 ‰	30 ± 40 BP (AMS)	30 ± 40 BP	MS 1693'ten daha genç [MS 1693-1728] olasılık:0,223797 [MS 1812-1919] Olasılık:0,724322
E8 Beta – 199400 (*)	Düz, yuvarlanmış kömür parçası (2x3x0.5 cm) (birim 80)	-25.5 ‰	150 ± 40 BP (AMS)	140 ± 40 BP	MS 1668'den daha genç [MS 1668-1782] olasılık: 0,447087 [MS 1797-1893] olasılık: 0,37959
E31 Beta – 201527 (*)	Büyük kömür parçası (~2x2x4 cm) (birim 58)	-23.3 ‰	360 ± 90 BP Std. metod / genişletilmiş sayım	390 ± 90 BP	MS 1394 – 1668
E30 Beta – 196471 (*)	Çok büyük kömür parçası (~10x5x5 cm) (birim 58)	-27.6 ‰	730 ± 70 BP Std. metod	690 ± 70 BP	MS 1217 – 1408

(*) Beta Analytic Inc., Miami, Florida, USA 33155

6.2.7 Deprem Tekrarlanma Aralığı ile ilgili Senaryolar

Üretilen iki deprem tekrarlanma senaryosu (Tablo X), dolaylı veriye bağlı olası II nolu depremin varlığı ile kendi içinde de değişiklikler yaşar. Her senaryo için ortalama tekrarlanma aralığı (OTA) için azami değerler kullanılmıştır. Azami OTA değerleri, 1967 den azami sınır yaşı çıkartılıp 1967 öncesi deprem sayısı ile bölünmesi sonucu elde edilmiştir. Özel tekrarlanma aralıkları, Tablo X'deki OTA değerlerinden daha büyük veya küçük olabilir.

Tablo 6.7'de senaryo a ve senaryo 1a'da III ve I nolu olayların yaşlandırılması için X1/2 biriminden alınan E31 nolu numune kullanılmış J biriminin göreceli olarak genç yaşları ihmal edilmiştir. X ve J birimlerinin tam ilişkisi bilinmediğinden dolayı, IV nolu olayın yaşı saptanamamıştır. X1/2'nin J biriminden ve IV nolu olaydan daha

yaşlı olma ihtimali 1967 depreminden önce, MS 1394 sonra iki veya olası üç depremin varlığına işaret eder (OTA 286y veya olası 191 y). E31 örneğinin bütün yaş aralığı hesaba katıldığında azami OTA, 1967 önce iki deprem için 286-150y ve olası üç deprem için 191-100y aralığında çıkar.

Senaryo 2 ve 2a da, J biriminden alınan E8 örneği I den IV e kadar olan bütün olayları açıklamak için kullanılmıştır. Köklere yakın olup E8'den daha fazla kirlenmiş olan E100 örneğinin yaşı ihmal edilmiştir. Buna göre belirlenen azami OTA 100 yıldır (olası 75 yıl).

Deneştirme için KAFZ'nun yakındaki kısımlarından, en son 1944'te kırılan Bolu fayı üzerinde yapılan paleosismoloji çalışmaları sonucu tekrarlanma aralığının 200-300 yıl olduğu önerilmiştir (Okumura ve diğ., 1993). Bolu fayı üzerinde yapılmış daha güncel çalışmalarda Kondo ve diğ. (2005), 1944 öncesi 3 olay bulmuş ve yaşlarını, 1668 Anadolu depremi ile denkleştirdiği MS. 1640, MS. 1210-1460 arası ve tarihsel 1035 depremi ile denkleştirilen MS 840-960 olarak gösterirken, Okamura ve diğ. (2005), 1944 öncesi 5 olay berliyerek, MS 500±50 yılında başlayan deprem serisinin tekrarlanma aralığının 100 ila 700 sene arasında değiştiğini hesaplamıştır. Klinger ve diğ. (2003), Gölcük ve İzmit-Sapanca arasında ki sıçrama bölgesi için 210-280 yıl arasında tekrarlanma aralığı verirler. Rockwell ve diğ. (2003), 1999 kırığı üzerinde son 300 yılda üç faylanma tespit etmişlerdir.

Belirlenen OTA değerleri, ve hendek içinde belirlenen eski depremler, veya en azından birkaçı 1967 depreminin önceki tekrarları olmayabilir. 22 Temmuz 1967 Mudurnu vadisi depremi sonrasında Ambraseys ve Zatopek (1969) atım ölçümlerine göre, Wells ve Coppersmith (1994) ortalama yer değiştirme miktarının 1.63 m olduğunu hesaplamışlardır. Pınar ve diğ. (1996)'nin önerdikleri de altı alt sarsıntıdan oluşan 1967 depreminin ana şoku sonucu 1.7 m lik atım oluştuğudur. Eğer her olayda en az 1.6 m lik atım gerçekleştiği dikkate alınırsa, hesaplanan azami OTA'ya göre kayma oranı 16 (Senaryo 2) veya 21.3 mm/yıl (Senaryo 2a) olarak bulunur. Senaryo 1 ve 1a'nın OTA değerlerine göre ise yıllık kayma oranını, 5.6 (Senaryo 1) veya 8.3 (Senaryo 1a) mm dir. McClusky ve diğ. (2000), Meade ve diğ. (2002), Straub ve diğ. (1997), KAFZ boyunca bu bölgede yıllık 22-25 mm lik kayma oranı verirlerken, Ayhan ve diğ. (2001) bunun 10 mm/yıl'lık kısmının kuzeydeki Düzce/Karadere segmenti tarafından alındığını belirtirler. Aynı zamanda genel yamulmanın ufak bir kısımda ikincil yapılar tarafından alınmakta olabilir.

Ayrıca daha doğuda 1957 ve 1967 yüzey kırılarının 25 km boyunca çakıştığı düşünülürse, hendek yerininde önceki depremlerde benzer bir yapıya maruz kaldığı olasıdır. Alternatif olarak kazılan bölge, fayın dar olduğu ve Rockwell ve diğ. (2003)'ün benzer yapıları daha batıda belirttiği, üzerinde daha sık frekansta küçük

depremlerin tekrarlandığı bir segmentte yer alabilir. Aynı zamanda inceleme alanı göreceli olarak daha az etkin bir bölgede yer alır (Neugebauer ve diğ., 1997; Straub ve diğ., 1997). Ayrıca İznik-Mekece hattı ile Mudurnu Vadisi segmentinin kesişme noktası deformasyonun birçok küçük faya dağıldığı sistem yaratabilir. Diğer bir düşük olasılık ise İznik-Mekece hattında gerçekleşmiş kırılmaların, Mudurnu Vadisine de uzanıyor olmasıdır.

Tablo 6.7: Oluş zamanlarına göre üretilen iki ayrı deprem tekrarlanma senaryosu. Senaryo 1a ve 2a olası II depreminin iki senaryoya dahil edilmiş halidir.

Deprem	Senaryo 1	Senaryo 1a	Senaryo 2	Senaryo 2a
1967	MS 1967	MS 1967	MS 1967	MS 1967
I	MS 1394-1668'den sonra	MS 1394-1668	MS 1668'den sonra	MS 1668'den sonra
II (Olası)	-	MS 1394-1668	-	MS 1668'den sonra
III	MS 1394-1668'den sonra	MS 1394-1668	MS 1668'den sonra	MS 1668'den sonra
IV	Yaşlandırma sonuçsuz	Yaşlandırma sonuçsuz	MS 1668'den sonra	MS 1668'den sonra
Azami Ortalama tekrarlanma aralığı	286 -150 yıl	191-100 yıl	100 yıl	75 yıl
Yorum:	E100/E8 yaşları ihmal edilmiştir	1 ile aynı, II kabul edilmiştir	E8 azami yaşı kabul edilmiştir	2 ile aynı, II Kabul edilmiştir

7. SONUÇLAR

Bu yüksek lisans tezi kapsamında yürütülen arazi ve büro çalışmaları sonunda Dokurcun-Beldibi (Adapazarı) arasında kalan yaklaşık 50 km²'lik bir bölgenin 1:25000 ölçekli jeoloji ve jeomorfoloji haritaları üretilmiştir.

Çalışma alanının jeolojisi kuzey ve güney topluluklar olmak üzere iki ana başlık altında incelenmiştir. Güney topluluk en altta Permo-Karbonifer kireçtaşı bloklu, Geç Permiyen-Geç Triyas yaşlı Karakaya Kompleksi ile temsil edilirken, bu birimin üzerine tektonik bir dokanakla fliş istifinden oluşan Eosen yaşlı Çataltepe Formasyonu gelir. Kuzey topluluk ise en altta mermer mercekli sleyt, fillat ve şistlerden oluşan İznik metamorfikleri ile başlar. Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı bu birimin üzerine tektonik bir dokanakla kireçtaşı blokları ve granit sokulumundan ihtiva Abant karmaşığı gelir. Topluluğun en üzerinde ise andezit ve andezitik piroklastik kayalardan oluşan Eosen yaşlı Dikmen volkanitleri yer alır. Her iki toplulukta, sırasıyla aktif faylar önünde gelişmiş Acemler traverteni, eski taraça seviyesine ait akarsu çökelleri, Alüvyal yelpaze çökelleri ve yamaç molozu ile güncel taraça yüzeyine ait akarsu çökellerince uyumsuz bir şekilde örtülür.

Arazi çalışmaları, hava fotoğrafları ve sayısal yükseklik modellerinin incelenmesi sonucu 1967 depreminin yüzey kırığına ve aktif faylanmalara ait şevler, graben ve sag pond gibi çöküntü yapıları, basınç sırtları, heyelanlar, eğer yapıları ile heyelanlar tespit edilen morfolojik unsurlardır. Bu yapıların ve traverten oluşumunun gösterdiği, Kuvaterner boyunca birden fazla faylanmanın gerçekleştiğidir. En son depremde oluşan yüzey kırığı dikkate alınarak aktif faylanmanın zaman içinde kuzeye doğru göç ettiği söylenebilir.

Beldibi-Mansurlar köyü arasında eski taraça yüzeyinden geçen 22 Temmuz 1967 Mudurnu Vadisi depremi yüzey kırığı üzerinde gerçekleştirilen fay kazısı sonucu üç tane fay zonu ve bunlar üzerinde 1967 öncesi, kesin üç, olası dört adet eski deprem tespit edilmiştir. İlgili stratigrafik seviyelerden alınan örneklerin yaşlandırılması sonrası iki farklı senaryo üretilmiş, bunlara göre deprem tekrarlanma aralıklarının, MS 1394'ten itibaren 286 (veya olası 191) ve MS 1668'den sonra 100 (veya olası 75) yıl olabileceği yorumlanmıştır.

Bu senaryoların daha fazla kesinlik kazanması için, 1967 yüzey kırığı üzerinde daha batıda, 1957 ve 1967 yüzey kırıklarının kesiştiği Mudurnu Vadisinin orta kesiminde

ve 1957 yüzey kırığının gerçekleştiği Abant Gölü çevresinde ek fay kazılarının yapılması ve GPS ile hassas olarak bölgedeki yıllık hareket miktarının ölçülmesi gerekmektedir.

KAYNAKLAR

- Abdüselamoğlu, M.Ş.**, 1959, Almacıkdağı ile Mudurnu ve Göynük civarının jeolojisi: İstanbul Fen Fakültesi Monografileri, s. 94.
- Akartuna, M.**, 1968, Armutlu yarımadasının jeolojisi: İstanbul, İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Monografisi.
- Akyol, İ.H.**, 1940, Erzincan zelzelesi ve son feyezanlar dolayısıyla: Ülkü, v. 14.
- Akyürek, B., Bilginer, E., Akbaş, B., Hepşen, N., Pehlivan, Ş., Sunu, O., Soysal, Y., Dağ, Z., Çatal, E., Sözeri, B., Yıldırım, H., ve Hakyemez, Y.**, 1984, Ankara-Elmadağ-Kalecik dolayının temel jeolojik özellikleri: Jeoloji Mühendisliği Dergisi, v. 20, s. 31-46.
- Akyürek, B., Bilginer, E., Dağ, Z., ve Sunu, O.**, 1979, Hacılar (Kuzey Çubuk-Ankara) bölgesinde Alt Triyasın varlığı: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, v. 22, s. 169-174.
- Akyürek, B., ve Soysal, Y.**, 1980-1981, Biga yarımadası güneyinin (Savaştepe-Kırkağaç-Bergama-Ayvalık) temel jeoloji özellikleri: Maden Tetkik ve Arama Dergisi, v. 95/96, s. 1-13.
- Akyüz, H.S., Hartleb, R., Barka, A.A., Altunel, E., ve Sunal, G.**, 2002, Surface rupture and slip distribution of the 12 November 1999 Düzce Earthquake (M 7.1), North Anatolian Fault, Bolu, Turkey: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 92, s. 61-66.
- Allen, C.R.**, 1969, Active Faulting in Northern Turkey: Contribution No. 1577, Division of Geological Sciences, California Institute of Technology, s. 32.
- Altın, D., ve Koçyiğit, A.**, 1993, Third remark on the geology of Karakaya basin. An Anisian megablock in northern central Anatolia: micropaleontologic, stratigraphic and tectonic implication for the rifting stage of the Karakaya basin, Turkey: Revue de Paleobiologie, v. 12, s. 1-17.
- Altunel, E., Megharoui, M., Akyüz, H.S., ve Dikbaş, A.**, 2004, Characteristics of the 1912 co-seismic rupture along the North Anatolian Fault Zone (Turkey): implications for the expected Marmara earthquake: Terra Nova, v. 16, s. 198-204.
- Ambraseys, N.N.**, 1970, Some Characteristic Features of the Anatolian Fault Zone: Tectonophysics, v. 9, s. 143-165.
- , 2002, The Seismic Activity of the Marmara Sea Region over the Last 2000 Years: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 92, s. 1-18.
- , 2004, Revised earthquake Catalog for the period 1500 to present, Reports of the “REL.I.E.F.” E.U. project (EVG1-CT-2002-00069), deliv. 16, s. 29-60.
- Ambraseys, N.N., ve Finkel, C.F.**, 1988, The Anatolian Earthquake of 17 August 1668, in Lee, W.H.K., Meyers, H., and Shimazaki, K., eds., Historical Seismograms and Earthquakes of the World: San Diego, Academic Press, s. 173-180.
- , 1995, The Seismicity of Turkey and Adjacent Areas: İstanbul, Eren Yayıncılık, 240 s.
- Ambraseys, N.N., ve Jackson, J.A.**, 2000, Seismicity of Sea of Marmara (Turkey) since 1500: Geophysics Journal International, v. 141, s. F1-F6.

- Ambraseys, N.N., ve Zatopek, A.**, 1969, The Mudurnu valley, west Anatolia, Turkey, earthquake of 22 July 1967: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 59, s. 521-589.
- Andrieux, J., Over, S., Poisson, A., ve Bellier, O.**, 1995, The North Anatolian fault zone; distributed Neogene deformation in its northward convex part: Tectonophysics, v. 243, s. 135-154.
- Appel, E., ve Patzelt, A.**, 1989, Suitability of Rocks From the Mudurnu Area (North Anatolian Fault Zone) for Tectonomagnetic Recordings, *in* Zschau, J., and Ergünay, O., eds., The Turkish-German Earthquake Research Project, s. 130-143.
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert-Ferrari, A., ve Barka, A.A.**, 1999, Westward propagation of North Anatolian Fault into the Northern Aegean: timing and kinematics: Geology, v. 27, s. 267-270.
- Ataman, G., Buket, E., ve Çapan, U.Z.**, 1975, Kuzey Anadolu Fay Zonu Bir Paleo-Benioff Zonu Olabilir Mi? Maden Tetkik ve Arama Dergisi, v. 84, s. 112-118.
- Awata, Y., Yoshioka, T., Emre, Ö., Duman, T.Y., Doğan, A., Tsukuda, E., Okamura, M., Matsuoka, H., ve Kuşçu, İ.**, 2003, 17 Ağustos 1999 İzmit Depremi Yüzey Kırığının Genel Özellikleri, 17 Ağustos 1999 İzmit Depremi Yüzey Kırığı: Ankara, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Özel Yayın Serisi 1, s. 11-21.
- Ayhan, K., Burgmann, R., McClusky, S.C., Lenk, O., Aktuğ, B., Herece, E., ve Reilinger, R.E.**, 2001, Kinematics of the Mw=7.2, 12 November 1999, Düzce, Turkey earthquake: Geophysical Research Letters, v. 28, s. 367-370.
- Bailey, E.B., ve McCallien, W.J.**, 1950, The Ankara Melange and the Anatolian thrust: Nature, v. 166, s. 938-941.
- Bargu, S., ve Sakıncı, M.**, 1987, Armutlu Yarımadasında Kretase-Paleosen ilişkisi: Türkiye Jeoloji Bülteni, v. 30, s. 41-48.
- , 1989/1990, İzmit Körfezi ile İzmit Gölü arasında kalan bölgenin jeolojisi ve yapısal özellikleri: İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi, v. 6, s. 45-76.
- Barka, A.A.**, 1981, Seismo-tectonic aspects of the North Anatolian fault zone [PhD thesis], Bristol University.
- , 1985, Geology and tectonic evolution of some Neogene-Quaternary basins in the North Anatolian fault zone, Ketin Symposium, Spec. Publ. Geol. Soc. Turkey, s. 209-227.
- , 1992, The North Anatolian fault zone: Annales Tectonicae, v. 6, Suppl., s. 164-195.
- , 1996, Slip distribution along the North Anatolian Fault associated with large earthquakes of the period 1939 to 1967: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 86, s. 1238-1254.
- , 1999, The 17 August 1999 İzmit Earthquake: Science, v. 285, s. 1858-1859.
- Barka, A.A., Akyüz, H.S., Altunel, E., Sunal, G., ve Çakır, Z.**, 2002, The surface rupture and slip distribution of the 17 August 1999 İzmit earthquake (M 7.4), North Anatolian Fault: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 92, s. 43-60.
- Barka, A.A., ve Gülen, L.**, 1988, New constraints on age and total offset of the North Anatolian Fault Zone: Implications for tectonics of the Eastern Mediterranean region, 1987 Melin Tokay Symposium: Ankara, Spec. Publ. Middle-east Technical University, s. 39-65.

- , 1989, Complex evolution of the Erzincan Basin (Eastern Turkey): *Journal of Structural Geology*, v. 11, s. 275-283.
- Barka, A.A., ve Hancock, P.L.**, 1984, Neotectonic deformation patterns in the convex-northwards arc of the North Anatolian fault zone, *in* Dixon, J.G., and Robertson, A.H.F., eds., *The geological evolution of the Eastern Mediterranean*, Geol. Soc. London, Spec. Publ., s. 763-774.
- Barka, A.A., ve Kadinsky-Cade, K.**, 1988, Strike-slip fault geometry in Turkey and in influence on earthquake activity: *Tectonics*, v. 7/3, s. 663-684.
- Barka, A.A., Kozacı, Ö., Akyüz, H.S., ve Altunel, E.**, 2000, The 1999 İzmit and Düzce Earthquakes: Preliminary Results: İstanbul, İstanbul Teknik Üniversitesi, s. 349.
- Batman, B.**, 1978, Haymana kuzeyinin jeolojik evrimi ve yöredeki melanjin incelenmesi I: Stratigrafi birimleri: *Yerbilimleri*, v. 4, s. 95-124.
- Bergougnan, H.**, 1975, Relations entre les edifices pontique et taurique dans le Nord-Est de l'Anatolie: *Bulletin de la Société géologique de France*, v. 7,17, s. 1045-1057.
- Bingöl, E., Akyürek, B., ve Korkmazer, B.**, 1975, Biga yarımadasının jeolojisi ve Karakaya formasyonunun bazı özellikleri, Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, s. 70-77.
- Blanc, P.**, 1965, Serie stratigraphique de Çal Köy (Anatolie Occidentale, Turquie): presence de spilites dans le Permien: *Societe geologique de France, Comptes Rendus*, v. 3, s. 100-102.
- Blumenthal, M.M.**, 1945, Ladik deprem hattı (Samsun ili); la ligne sismique de Ladik, Vilayet de Samsun: *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, v. 33, s. 153-174.
- Blumenthal, M.M., Nafiz Pamir, H., ve Hakki Akyol, I.**, 1943, Simal Anadolu zelzele sahasinin jeolojisi ve 1942 yılı sonunda buralarda yapılan makro-sismik muesahedeler (Osmancik- Erbaa); *Zur Geologie der Landstrecken der Erdbeben von Ende 1942 in Nord-Anatolien und dortselbst ausgefuehrte makroseismi*.
- Bonilla, M.G., ve Lienkaemper, J.J.**, 1990, Visibility of fault strands in exploratory tranches and timing of rupture events: *Geology*, v. 18, s. 153-156.
- Bozkurt, E.**, 2001, Neotectonics of Turkey; a synthesis: *Geodinamica Acta*, v. 14, s. 3-30.
- Brinkmann, R.**, 1966, Geoteknische Gliederung von Westanatolien: *N. Jb. Geol. Paleont. Mh.*, v. 10, s. 603-618.
- , 1971, Kuzeybatı Anadolu'daki Genç Paleozoyik ve Eski Mesozoyik: *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, v. 76, s. 61-75.
- Canitez, N.**, 1972, Source mechanism and rupture propagation in the Mudurnu Valley, Turkey, earthquake of July 22, 1967: *Pure and Applied Geophysics*, v. 93, s. 116-124.
- Demirel, H., ve Gerstenecker, C.**, 1989, Gravimetric Levelling Along the North Anatolian Fault Zone Between Adapazarı and Bolu, *in* Zschau, J., and Ergünay, O., eds., *The Turkish-German Earthquake Research Project*, s. 67-73.
- Demirtaş, R.**, 1994, Kuzey Anadolu fay zonunun batı kesiminde Taşkesti-Çayköy (Bolu-Adapazarı) arasında trench çalışmaları: *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, v. 9, s. 62-76.
- , 1995, Paleoseismology of the North Anatolian Fault; a case study of the Mudurnu Valley segment, Turkey: *Individual Studies by Participants at the*

- International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, v. 31, s. 119-130.
- , 1996, Kuzey Anadolu Fayının paleosismitesi. Mudurnu Vadisi Segmentinde örnek çalışma: Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, v. 11, s. 154-162.
- Egeran, N., ve Lahn, E.**, 1944, 1/2.400,000 mikyaslı Türkiye yerdepremleri haritası hakkında muhtıra; note sur la carte sismique de la Turquie au 1:2.400,000: Ankara, Maden Tetkik ve Arama.
- Emre, Ö., Awata, Y., ve Duman, T.Y.**, 2003, 17 Ağustos 1999 İzmit Depremi Yüzey Kırığı/Surface Rupture Associated with the 17 August 1999 İzmit Earthquake: Ankara, MTA Genel Müdürlüğü Special Publication 1, 280 s.
- Ercan, T.**, 1992, Trakya'da Senozoyik volkanizması ve bölgesel yayılımı: Jeoloji Mühendisliği Dergisi, v. 41, s. 37-50.
- Ercan, T., Satır, M., Steinitz, G., Dora, A., Sarıfakıoğlu, E., Adis, C., Walter, H.J., ve Yıldırım, T.**, 1995, Biga Yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan adalarındaki Tersiyer volkanizmasının özellikleri: Maden Tetkik ve Arama Dergisi, v. 117, s. 55-86.
- Ercan, T., Türkecan, A., Guillou, H., Satır, M., Sevin, D., ve Şaroğlu, F.**, 1998, Marmara Denizi çevresindeki Tersiyer volkanizmasının özellikleri: Maden Tetkik ve Arama Dergisi, v. 120, s. 199-221.
- Erendil, M., Göncüoğlu, M.C., Tekeli, O., Aksay, A., Kuşçu, İ., Ürgün, B.M., Tunay, G., ve Temren, A.**, 1991, Armutlu yarımadasının jeolojisi: Ankara, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor no: 9165 (yayımlanmamış).
- Ergin, K., Güçlü, U., ve Aksoy, G.**, 1971, Türkiye ve Dolaylarının Deprem Kataloğu (1965-1970): İstanbul, İTÜ Maden Fakültesi Ofset Matbaası, 91 s.
- Erk, A.S.**, 1977, Ankara civarında Genç Paleozoyiğin Kulm fliş formasyonu: Maden Tetkik ve Arama Dergisi, v. 88, s. 73-94.
- Erol, O.**, 1956, Ankara Güneydoğusundaki Elma Dağı ve Çevresinin Jeolojisi ve Jeomorfolojisi Üzerinde Bir Araştırma: Ankara, Special Publication. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Serie D9, 99 s.
- Flemming, R.W., ve Johnson, A.M.**, 1997, Growth of a tectonic ridge during Landers earthquake: Geology, v. 25, s. 323-326.
- Ford, T.D., ve Pedley, H.M.**, 1996, A review of tufa and travertine deposits of the world: Earth Science Reviews, v. 41, s. 117-175.
- Franke, P., Seeger, H., ve Aksoy, A.**, 1989, Displacements and Strain Accumulation Observed in the Geodetic Network of the Mudurnu Valley, North Anatolian Fault Zone, in Zschau, J., and Ergünay, O., eds., The Turkish-German Earthquake Research Project, s. 57-66.
- Gallet, Y., Krystyn, L., Besse, J., ve Marcoux, J.**, 2003, Improving the Upper Triassic numerical time scale from cross-correlation between Tethyan marine sections and the continental Newark basin sequence: Earth and Planetary Science Letters, v. 212, s. 255-261.
- Galloway, W.E., ve Hobday, D.K.**, 1996, Terrigenous Clastic Depositional Systems: Milan, Springer, 489 s.
- Genç, Ş.C., ve Yılmaz, Y.**, 1995, Evolution of the Triassic continental margin, northwest Anatolia: Tectonophysics, v. 243, s. 193-207.
- Göncüoğlu, M.C., Erendil, M., Tekeli, O., Ürgün, B.M., Aksay, A., ve Kuşçu, İ.**, 1986, Armutlu Yarımadasının doğu kesiminin jeolojisi: Ankara, Maden Tetkik ve Arama (yayımlanmamış rapor).

- , 1987, Geology of the Armutlu Peninsula: Guide book for the field excursion along W. Anatolia, Turkey: Ankara, IGCP Project no:5, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, s. 53.
- Göncüoğlu, M.C., Turhan, N., Şentürk, K., Özcan, A., ve Uysal, Ş.**, 2000, A geotraverse across NW Turkey: tectonic units of the central Sakarya region and their tectonic evolution, *in* Bozkurt, E., Winchester, J., and Piper, J.A., eds., Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area, Volume 173: London, Geological Society, Special Publications, s. 139-161.
- Görür, N.(Ed)**, 1998, Triassic to Miocene Paleogeographic Atlas of Turkey, İTÜ, Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, TUBİTAK-Global Tektonik Araştırma Ünitesi, MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etüdları Dairesi
- Gözübol, A.M.**, 1978, Mudurnu-Dokurcun-Abant (Bolu ili) alanının jeoloji incelemesi ve Kuzey Anadolu yarılımının yapısal özellikleri [PhD thesis]: İstanbul, İstanbul Üniversitesi, Fen Fakültesi, Tatbiki Jeoloji Kürsüsü.
- Greber, E.**, 1992, Das Geothermalfeld Von Kuzuluk/Adapazarı (NW Türkei): Zürich, Eidgenössischen Technischen Hochschule.
- , 1994, Deep circulation of CO₂ (sub 2) -rich palaeowaters in a seismically active zone (Kuzuluk/Adapazarı, northwestern Turkey): Geothermics, v. 23, s. 151-174.
- , 1997, Stratigraphic evolution and tectonics in an area of high seismicity; Akyazi/Adapazarı (Pontides, northwestern Turkey).
- Guidoboni, E., Comastri, A., Fanelli, G., Bianchi, M.G., Tarabusi, G., ve Rigo, A.**, 2004, Collection, analyses and elaborations of historical records about earthquake effects in the North Anatolian Fault between Gulf of Saros and Bolu, from the 5th century BC. to the 15th century AD: Bologna, Storia Geofisica Ambiente, Report No: 264/04, s. 1-138.
- Guidoboni, E., Comastri, A., ve Traina, G.**, 1994, Catalogue of Ancient Earthquakes in the Mediterranean Area up to the 10th Century: Roma, INGV.
- Güçlü, U.**, 1969, Saha Gözlemleri, 22 Temmuz 1967 Adapazarı-Mudurnusuyu Vadisi Depremi Üzerine İncelemeler, Volume 27: İstanbul, İTÜ Maden Fakültesi Arz Fiziği Enstitüsü Yayınları, s. 1-27.
- Hartleb, R., Dolan, J.F., Akyüz, H.S., Dawson, T.E., Tucker, A.Z., Yerli, B., Rockwell, T.K., Toroman, E., Çakır, Z., Dikbaş, A., ve Altunel, E.**, 2002, Surface rupture and slip distributions along the Karadere segment of the 17 August 1999 İzmit and the western section of the 12 November Düzce, Turkey, earthquakes: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 92, s. 67-78.
- Herece, A., ve Akay, E.**, 2003, Kuzey Anadolu Fay (KAF) Atlası/Atlas of North Anatolian Fault (NAF): Ankara, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Özel Yayın, Ser. 2, 61 s.
- Herece, E., ve Şaroğlu, F.**, 1989, Some Recent Fault Traces in the Mudurnu Valley, NW Anatolia, *in* Honkura, Y., and Işıkara, A.M., eds., Multidisciplinary Research on Fault Activity in the Western Part of the North Anatolian Fault Zone (2): Tokyo, Tokyo Institute of Technology, s. 5-15.
- Homerörs, 2004, İlyada: İstanbul, Can Yayınları, 589 p.**
- Honkura, Y., ve Işıkara, A.M.**, 1991, Multidisciplinary research on fault activity in the western part of the North Anatolian fault zone: Tectonophysics, v. 193, s. 347-357.

- Hubert-Ferrari, A., Armijo, R., King, G., Meyer, B., ve Barka, A.A.**, 2002, Morphology, displacement, and slip rates along the North Anatolian Fault, Turkey: *Journal of Geophysical Research*, v. 107, No. B10, 2235, doi:10.1029/2001JB000393.
- Iio, Y., Gürbüz, C., Nishigami, K., Pınar, A., Aybey, N., Üçer, S.B., Honkura, Y., ve Işıkara, A.M.**, 1991, Microseismic activity around the western extension of the 1967 Mudurnu Earthquake Fault: *Tectonophysics*, v. 193, s. 327-334.
- Ikeda, Y., Suzuki, Y., Herece, E., Saroglu, F., Isikara, A.M., ve Honkura, Y.**, 1991, Geological evidence for the last two faulting events on the North Anatolian fault zone in the Mudurnu Valley, western Turkey: *Tectonophysics*, v. 193, s. 335-345.
- Ikeda, Y., Suzuki, Y., Herece, E., Şaroğlu, F., Işıkara, A.M., ve Honkura, Y.**, 1989, Preliminary Results of Exploratory Trenching Across the North Anatolian Fault Zone in the Mudurnu Valley, Western Turkey, *in* Honkura, Y., and Işıkara, A.M., eds., *Multidisciplinary Research on Fault Activity in the Western Part of the North Anatolian Fault Zone (2)*: Tokyo, Tokyo Institute of Technology, s. 31-44.
- Jackson, J., ve McKenzie, D.**, 1984, Active Tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan: *The Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 77, s. 185-264.
- Kalafatçıoğlu, A.**, 1967, 22 Temmuz Sakarya Depremine Ait Rapor: Ankara, MTA, s. 9.
- , 1968, 1967 Yılı Sakarya Depremine ait kısa not: *MTA Dergisi*, s. 129-136.
- Kaya, O.**, 1991, Stratigraphy of the pre-Jurassic rocks of Turkey: type area study and tectonic considerations: *Newsletter for Stratigraphy*, v. 23, s. 123-140.
- Kaya, O., ve Mostler, H.**, 1992, A Middle Triassic age for low-grade greenschist facies metamorphic sequence in Bergama (İzmir), western Turkey: the first paleontological age assignment and structural-stratigraphic implications: *Newsletter for Stratigraphy*, v. 26, s. 1-17.
- Kaya, O., Özkoçak, O., ve Lisenbee, A.**, 1989, Jura öncesi bloklu tortul kayaların stratigrafisi, Bursa güneyi: *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, v. 109, s. 23-33.
- Kaya, O., Wiedmann, J., ve Kozur, H.**, 1986, Preliminary report on the stratigraphy, age and structure of the so-called Late Paleozoic and/or Triassic "melange" or "suture zone complex" of northwestern and western Turkey: *Yerbilimleri*, v. 13, s. 1-16.
- Ketin, I.**, 1948, Ueber die tektonisch-mechanischen Folgerungen aus den grossen anatolischen Erdbeben des letzten Dezenniums: *Geologische Rundschau*, v. 36, s. 77-83.
- , 1957, Kuzey Anadolu Deprem Fayı: *İstanbul Teknik Üniversitesi Dergisi*, v. 15, s. 49-52.
- , 1969, Kuzey Anadolu Fayı Hakkında: *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, v. 72, s. 1-27.
- Ketin, İ.**, 1966, Anadolu'nun Tektonik Birlikleri: *MTA Dergisi*, v. 66, s. 20-35.
- Ketin, I., ve Roesli, F.**, 1953, Makroseismische über das nordwest-anatolische Beben vom 18 März 1953: *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v. 46, s. 187-208.
- Kiratzi, A.A.**, 1993, A study on the active crustal deformation of the North and East Anatolian Fault Zones: *Tectonophysics*, v. 225, s. 191-203.
- Klinger, Y., Sieh, K., Altunel, E., Akoğlu, A., Barka, A.A., Dawson, T., Gonzales, T., Meltzner, Z., ve Rockwell, T.K.**, 2003, Paleoseismic

- Evidence of Characteristic Slip on the Western Segment of the North Anatolian Fault, Turkey: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 93, s. 2317-2332.
- Koçyiğit, A.**, 1987, Hasanoğlu (Ankara) yöresinin tektono-stratigrafisi: Karakaya orojenik kuşağının evrimi: *Yerbilimleri*, v. 14, s. 269-294.
- , 1988, Tectonic setting of the Geyve basin: age and total displacement of the Geyve fault zone, 1987 Melih Tokay Symposium: Ankara, Spec. Publ. Middle-East Technical University, s. 81-104.
- , 1989, Suşehri basin: an active fault-wedge basin on the North Anatolian Fault Zone, Turkey: *Tectonophysics*, v. 167, s. 13-29.
- Koçyiğit, A., ve Altın, D.**, 1990, Stratigraphy of Halılar (Edremit-Balıkesir) area: implications for the remnant Karakaya basin and its diachronic closure, *in* Savaşçın, M.Y., and Eronat, A.H., eds., *Proceedings, International Earth Sciences Congress on Aegean Region*, s. 339-352.
- Koçyiğit, A., ve Beyhan, A.**, 1998, A new intra-continental transcurrent structure: The Central Anatolian Fault Zone, Turkey: *Tectonophysics*, v. 284, s. 317-336.
- Kondo, H., Özaksoy, V., Yıldırım, C., Awata, Y., ve Emre, Ö.**, 2005, Slip history at Demir Tepe site the 1944 Bolu-Gerede rupture, North Anatolian Fault System, Turkey, *Hokudan International Symposium on Active Faulting*, s. 69.
- Kopp, K.O.**, 1964, *Geologie Thrakiens il: Die insel und der chersones*: N. Jb. Geol. Pae Abh., v. 76, s. 136.
- Kozur, H.**, 1997, Pelagic Permian and Triassic of the western Tethys and its paleogeographic and stratigraphic significance, *Abstracts, XLVIII. Berg- und Hüttenmannischer Tag, Technische Universität Bergakademie Freiberg*, s. 21-25.
- Kozur, H., Aydın, M., Demir, O., Yakar, H., Göncüoğlu, M.C., ve Kuru, F.**, 2000, New stratigraphic and palaeogeographic results from the Palaeozoic and early Mesozoic of the Middle Pontides (northern Turkey) in the Azdavay, Devrekani, Küre and İnebolu areas. Implications for the Carboniferous-Early Cretaceous geodynamic evolution and some related remarks to the Karakaya orogenic rift basin: *Geologica Croatica*, v. 53, s. 209-268.
- Kozur, H., ve Kaya, O.**, 1994, First evidence of pelagic Late Permian conodonts from NW Turkey: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paleontologie Monatshefte*, v. 6, s. 339-347.
- Le Pichon, X., ve Angelier, J.**, 1981, The Aegean Sea: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, v. 300, s. 357-372.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Rangin, C., ve Şengör, A.M.C.**, 2003, The North Anatolian Fault in the Sea of Marmara: *Journal of Geophysical Research*, v. 108, No. B4, 2179, doi:10.1029/2002JB001862.
- Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., Demirbağ, E., Rangin, C., İmren, C., Armijo, R., Görür, N., Çağatay, N., Mercier de Lapinay, B., Meyer, B., Saatçılar, R., ve Tok, B.**, 2001, The active Main Marmara Fault: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 192, s. 595-616.
- Leonhard, R.**, 1915, *Paphlagonia Reisen und Forschungen im Nördlichen Kleinasien*: Berlin.
- Letouzey, J., Biju-Duval, B., Dorkel, A., Gonnard, R., Kristchev, K., Montadert, L., ve Sungurlu, O.**, 1977, The Black Sea: a marginal basin. *Geophysical*

- and geological data, in Biju-Duval, B., and Montadert, L., eds., *Structural History of the Mediterranean Basins*: Paris, Editions Technip, s. 363-376.
- Leven, E.J., ve Okay, A.İ.**, 1996, Foraminifera from the exotic Permo-Carboniferous limestone blocks in the Karakaya Complex, northwest Turkey: *Rivista Italiana Paleontologia e Stratigrafia*, v. 102, s. 139-174.
- Lühr, B.G., Büyükköse, N., Gençoğlu, S., Meissner, R.O., Milkereit, C., Stümpel, H., ve Yılmaz, R.**, 1989, Requirements For An Active Seismic Experiment as a Tool in the Earthquake Research, in Zschau, J., and Ergünay, O., eds., *The Turkish-German Earthquake Research Project*, s. 163-177.
- Marcellinus, A.**, 1986, *Later Roman Empire, The: A.D. 354-378*, Penguin Classics.
- McClusky, S.C., Balassanian, A., Barka, A.A., Demir, C., ve Ergintav, S.**, 2000, Global positioning system constrain on plate kinematics and dynamics in the eastern Medditerranean and Caucasus: *Journal of Geophysical Research*, v. 105 No B3, s. 5695-5720.
- McKenzie, D.**, 1972, Actibe Tectonic of the Mediterranean Region: *The Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 30, s. 109-185.
- Meade, B.J., Hager, B.H., McClusky, S.C., Reilinger, R.E., ve Ergintav, S.**, 2002, Estimates of seismic potential in the Marmara Sea region from block models of secular deformation constrained by Global Positioning System: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 92, s. 208-215.
- Michel, G.W.**, 1994, Neo-kinematics along the North-Anatolian Fault (Turkey): *Tuebingen Geowissenschaftliche Arbeiten. Reihe A, Geologie, Palaeontologie, Stratigraphie*.
- Michel, G.W., ve Janssen, C.**, 1996, Deformation along an apparent seismic barrier: a paleoseismological study along the North Anatolian Fault: *Annali di Geofisica*, v. XXXIX, s. 647-661.
- Michel, G.W., Janssen, C., ve Avanessian, A.**, 1995a, Recent faulting, fault interaction, and paleoseismology; examples from Turkey and Armenia: *Terra Abstracts*, v. 7, Abst. Suppl. 1, s. 171.
- Michel, G.W., Neugebauer, J., ve Bingol, E.**, 1989, Paleostress Changes at the North Anatolian Fault from the Early Tertiary to the Subrecent: The Dokurcun Region, Turkey, in Zschau, J., and Ergünay, O., eds., *The Turkish-German Earthquake Research Project*, s. 34-44.
- Michel, G.W., Waldhoer, M., Neugebauer, J., ve Appel, E.**, 1995b, Sequential rotation of stretching axes, and block rotations; a structural and paleomagnetic study along the North Anatolian Fault: *Tectonophysics*, v. 243, s. 97-118.
- Milkereit, C., Kuhn, G., Lühr, B.G., Meissner, R.O., and Büyükköse, N.**, 1989, Small Scale Crustal Refractşon Profiling and VLF-Measurements in the Mudurnu Valley of Turkey, in Zschau, J., and Ergünay, O., eds., *The Turkish-German Earthquake Research Project*, s. 178-196.
- Muller, J.R., Aydın, A., ve Maerten, F.**, 2003, Investigating the transition between the 1967 Mudurnu Valley and 1999 Izmit earthquakes along the North Anatolian Fault with static stress changes: *Geophysical Journal International*, v. 154, s. 471-482.
- Neugebauer, J.**, 1994, Closing-up structures, alternatives to pull-apart basins; the effect of bends in the North Anatolian Fault, Turkey: *Terra Nova*, v. 6, s. 359-365.
- , 1995, Structures and kinematics of the North Anatolian fault zone, Adapazari-Bolu region, Northwest Turkey: *Tectonophysics*, v. 243, s. 119-134.

- Neugebauer, J., Loeffler, M., Berckhemer, H., ve Yatman, A.**, 1997, Seismic observations at an overstep of the western North Anatolian Fault (Abant-Sapanca region, Turkey): *Geologische Rundschau*, v. 86, s. 93-102.
- Neumann, E.**, 1893, *Von Goldenen Horn zu den Quellen des Euphrat*: München.
- Norman, T.**, 1975, Ankara melanjinin yapısı hakkında, *Cumhuriyetin 50. Yılı Kongresi Bildiriler Kitabı*, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, s. 77-94.
- Nurlu, M., ve Görmüş, S.**, 1998, Deprem hasarlarının belirlenmesinde coğrafi bilgi sistemi (22 Temmuz 1967 Mudurnu Vadisi depremi, Türkiye)/Determination of earthquake hazards by using geographic information system, 22 July 1967 Mudurnu Valley earthquake, Turkey: *Türkiye Jeoloji Bulteni = Geological Bulletin of Turkey*, v. 41, s. 109-116.
- Okamura, K., Rockwell, T.K., Kondo, H., Awata, Y., Duman, T.Y., ve Emre, Ö.**, 2005, The 1944 Bolu-Gerede segment of the North Anatolian fault, Hokudan International Symposium on Active Faulting, s. 117.
- Okan, Y.**, 1982, Elmadağ formasyonunun (Ankara) yaşı ve alt bölümleri: *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, v. 25, s. 95-104.
- Okay, A.İ.**, 1982-1983, Ağvanis metamorfikleri ve çevre kayalarının jeolojisi: *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, v. 99-100, s. 51-72.
- , 1996, Granulite facies gneisses from the Pülür region, eastern Pontides: *Turkish Journal of Earth Sciences*, v. 5, s. 55-61.
- , 2000, Was the Late Triassic Orogeny in Turkey Caused by the collision of an oceanic plateau? in Bozkurt, E., Winchester, J., and Piper, J.A., eds., *Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area*, Volume 173, Geological Society of London, Special Publication, s. 25-41.
- Okay, A.İ., ve Altın, D.**, 2004, Uppermost Triassic limestone in the Karakaya Complex - stratigraphic and tectonic significance: *Turkish Journal of Earth Sciences*, v. 13, s. 187-199.
- Okay, A.İ., ve Göncüoğlu, M.C.**, 2004, The Karakaya Complex: a review of data and concepts: *Turkish Journal of Earth Sciences*, v. 13, s. 77-95.
- Okay, A.İ., Harris, N.B.W., ve Kelley, S.P.**, 1998, Exhumation of blueschists along a Tethyan suture in northwest Turkey: *Tectonophysics*, v. 285, s. 277-299.
- Okay, A.İ., ve Monie, P.**, 1997, Early Mesozoic subduction in the Eastern Mediterranean: evidence from the Triassic eclogite in northwest Turkey: *Geology*, v. 25, s. 595-598.
- Okay, A.İ., Siyako, M., ve Bürkan, K.A.**, 1991, Geology and the tectonic evolution of Biga Peninsula, northwest Turkey: *Bulletin of the Technical University of Istanbul*, v. 44, s. 191-256.
- Okumura, K., Yoshioka, T., ve Kuşçu, İ.**, 1993, Surface Faulting on the North Anatolian Fault in These two Millennia, USGS Open-file Report 94-568, s. 143-144.
- Oral, M.B., Reilinger, R.E., Toksöz, M.N., Kong, R.W., Barka, A.A., Kınık, İ., ve Lenk, O.**, 1995, Global positioning system offers evidence of plate motions in eastern Mediterranean: *EOS Transac.*, v. 76(9).
- Öcal, N.**, 1959, 26 Mayıs 1957 Abant Zلزlesi: İstanbul, Kandilli Rasathanesi Sismoloji Yayınları.
- Önal, M.**, 1986, Gelibolu yarımadasındaki iki ana kayanın organik jeokimyası ve kil mineralleri ile incelenmesi: *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, v. 29, s. 97-104.
- Önal, M., ve Yılmaz, H.**, 1983, Gelibolu yarımadasındaki iki ana farklı yaşta fliš seviyesindeki kil mineralleri ve gömülme derinliğine ait bazı ipuçları: *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, v. 18, s. 23-30.

- Önder, F., ve Göncüoğlu, M.C.**, 1989, Armutlu Yarımadasında (Batı Pontidler) Üst Triyas Konodontları: Maden Tetkik ve Arama Dergisi, v. 109, s. 147-152.
- Paluska, A., ve Bargu, S.**, 1989, Tectonics, Paleoseismic Activity and Recent Deformation Mechanisms In the Sapanca-Abant Region (NW Turkey, North Anatolian Fault Zone), *in* Zschau, J., and Ergünay, O., eds., Turkish-German Earthquake Research Project, s. 18-33.
- Pamir, H.N.**, 1944, Kuzey Anadolu'da bir deprem çizgisi; une ligne seismogene en Anatolie septentrionale: Istanbul, Univ., Fac. Sci., Rev. s. A, f. 3.
- Pamir, H.N., ve Ketin, I.**, 1940, Das Erdbeben in der Türkei vom 27./28. Dezember 1939: Geologische Rundschau, v. 31, s. 77-78.
- Papazachos, B.C., ve Papazachou, C.**, 1997, The earthquakes of Greece: Thessaloniki, Ziti Editions, 304 s.
- Parejas, E., Hakki Akyol, I., ve Altinli, E.**, 1941, 27 Birinci Kanun 1939 Erzincan yerdepremi (bati kısmi); la tremblement de terre d'Erzincan du 27 decembre 1939 (secteur occidental): Istanbul Univ., Inst. Geol., Pub B6(Nos. 3-4), v. 10, s. 187-222.
- Pavoni, V.N.**, 1961, Die Nordanatolische Horizontalverschiebung: Geologische Rundschau, v. 51, s. 122-139.
- Peck, H.T.**, 1898, Harpers Dictionary of Classical Antiquities: New York, Harper and Brothers.
- Pentecost, A.**, 1995, The Quaternary travertine deposits of Europe and Asia Minor: Quaternary Science Reviews, v. 14, s. 1005-1028.
- Pickett, E., ve Robertson, A.H.F.**, 1996, Formation of the Late Palaeozoic-Early Mesozoic Karakaya Complex and related ophiolites in NW Turkey by paleotethyan subduction-accretion: Journal of the Geological of London, v. 153, s. 995-1009.
- Pickett, E., Robertson, A.H.F., ve Dixon, J.E.**, 1995, The Karakaya Complex: A Paleo-Tethyan accretionary complex, *in* Erler, A., Ercan, T., Bilginer, E., and Örcen, S., eds., Geology of the Black Sea Region: Ankara, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Special Publication, s. 11-18.
- Pınar, A., Honkura, Y., ve Kikuchi, M.**, 1996, A rupture model for the 1967 Mudurnu Valley, Turkey earthquake and its implications for seismotectonics in the western part of the North Anatolian fault zone: Geophysical Research Letters, v. 23, s. 29-32.
- Pınar, N., ve Lahn, E.**, 1952, Türkiye Depremleri İzahlı Kataloğu: Ankara, TC Bayındırlık Bakanlığı Yapı ve İmar İşleri Reisliği Yayınları, 153 s.
- Pliny, t.E.**, 1855, The natural history of Pliny. Translated, with copious notes and illustrations, by the late John Bostock and H. T. Riley: London, H. G. Bohn.
- Pompeckj, J.F.**, 1897, Paleontologische und Stratigraphische Notizen aus Anatolien.
- Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, W., ve Toksöz, M.N.**, 1997, Global Positioning, System measurements of present-day crustal movements in the Arabian-Africa-Eurasia plate collision zone: Journal of Geophysical Research, v. 102, s. 9983-9999.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Ramsey, C.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuvier, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J., ve Weyhenmeyer, C.E.**, 2004, IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 26-0 ka BP: Radiocarbon, v. 46, s. 1029-1058.

- Rockwell, T.K., Aksoy, M.E., Ferry, M., Klinger, Y., Langridge, R., Megharoui, M., Meltzner, Z., Ragona, D., Seitz, G., ve Uçarkuş, G.,** 2003, aleoseismic record of surface ruptures of the western third of the North Anatolian fault: Implications for fault segmentation models, Proc EGS - AGU - EUG Joint Assembly, Abstr, s. 13320.
- Ross, A.Ç., Tülek, F., ve Bora, A.,** 2005, Nikomedia (İzmit) Depremleri ve Arkeoloji, Deprem Sempozyumu: Kocaeli, Kocaeli Üniversitesi, s. 763-767.
- Salomon-Calvi, W.,** 1940a, Anadolu'nun Tektonik Bünyesi Hakkında Almanca Tezin Bir Hülhulası: Maden Tetkik ve Arama Dergisi, v. 18, s. 30-35.
- , 1940b, Erzincan yer sarsintilari; les tremblements de terre d'Erzincan du 21. XI. et du 27. XII. 1939: Maden Tetkik ve Arama Dergisi, v. 18, s. 27-30.
- Salvador, A.,** 1994, International Stratigraphic Guide, The Geological Society of America, s. 214.
- Sanders, J.E., ve Friedman, G.M.,** 1967, Origin and occurrence of limestones, in Chilinger, C.V., Bissell, H.J., and Fairbridge, R.W., eds., Carbonate Rocks, Volume 9: Developments in Sediementology: Amsterdam, Elsevier.
- Schumm, S.A.,** 1981, Evolution and respose of the fluvvial system: sedimentologic implications: Society of Economic Paleontologists Mineralogits Spec. Publ., v. 31, s. 19-29.
- Sevin, V.,** 2001, Anadolu'nun Tarihi Coğrafyası I: Ankara, Türk Tarih Kurumu, 306 s.
- Seymen, İ.,** 1975, Kelkit Vadisi Kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun Tektonik Özelliği [PhD thesis]: İstanbul, İstanbul Teknik Üniversitesi.
- , 1993, Mecitözü dolayının stratigrafik gelişimi, A. Suat Erk Jeolojisi Sempozyumu (2-5 Eylül 1991) Bildiriler Kitabı, s. 129-141.
- , 1997, Tokat Masifi tektonostratigrafisinde yeni bulgular, Selçuk Üniversitesi 20. yıl Jeoloji Sempozyumu, Bildiriler Kitabı, s. 405-414.
- Sipahioğlu, Ş., ve Matsuda, T.,** 1986, Geology and Quaternary fault in the İznik-Mekece area, in Işıkara, A.M., and Honkura, Y., eds., Electric and magnetic research on active faults in North Anatolian fault zone, s. 25-42.
- Siyako, M., Burkan, K.A., ve Okay, A.İ.,** 1989, Biga ve Gelibolu Yarımadalarının Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları: TPJD Bülteni, v. 1/3, s. 183-199.
- Stchepinsky, V.,** 1940, Rapport sur la Mission Sismique d'Erzincan -Gümüşhane-Sivas: Ankara, Maden Tetkik Arama Enstitüsü, s. 12.
- , 1941, Sakarya Nehri Lignit ve Bitümlü şistleri: MTA Mecmuası, v. 22, s. 9-23.
- Stchepinsky, V., Firat, H., Ulsan, C., ve Pamir, H.N.,** 1940, Erzincan-Kelkit Zelzele Mıntıkasında Yapılan Tetkiklere Ait Rapor: Ankara, Maden Tetkik Arama Enstitüsü, s. 23.
- Stein, R.S., Barka, A.A., ve Dieterich, J.H.,** 1997, Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering: Geophysical Journal International, v. 128, s. 594-604.
- Strabon,** 2000, Geographika, Antik Anadolu Coğrafyası (Kitap: XII-XIII-XIV): İstanbul, Arkeoloji ve Sanat Yayınları, 382 s.
- Straub, C., Kahle, H.-G., ve Schindler, C.,** 1997, GPS and geologic estimates of the tectonic activity in the Marmara Sea region, NW Turkey: Journal of Geophysical Research, v. 102, No: B12, s. 27587-27601.
- Stuvier, M., ve Reimer, P.J.,** 1993, Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program: Radiocarbon, v. 35, s. 215-230.
- Sylvester, A.G.,** 1988, Strike slip faults: Bulletin of the Geological Society of America, v. 100, s. 1666-1703.

- Şaroğlu, F.**, 1988, Age and offset of the North Anatolian fault, 1987 Melih Tokay Symposium: Ankara, Spec. Publ. Middle-East Technical University, s. 65-79.
- Şengör, A.M.C.**, 1979a, The North Anatolian transform fault; its age, offset and tectonic significance: *Journal of the Geological Society of London*, v. 136, Part 3, s. 269-282.
- , 1979b, Türkiye'nin Neotektonik Esasları, Türkiye Jeoloji Kurumu Yayınları, 40 s.
- , 1984, The Cimmeride Orogenic System and the Tectonics of Eurasia, *Geologic Society of America, Spec. Paper*, 82 s.
- Şengör, A.M.C., Burke, K., ve Dewey, J.F.**, 1982, Tectonic of the North Anatolian Transform Fault, *in* Işıkara, A.M., and Vogel, A., eds., *Multidisciplinary Approach to Earthquake Prediction*: Brunschweig, Vieweg&Sohn, s. 3-22.
- Şengör, A.M.C., Büyükaşıkoglu, S., ve Canitez, N.**, 1983, Neotectonics of the Pontides: implications for 'incompatible' structures along the North Anatolian fault: *Journal of Structural Geology*, v. 5, s. 211-216.
- Şengör, A.M.C., ve Canitez, N.**, 1982, The North Anatolian Fault, *in* Berekhemer, H., and Hsü, K., eds., *Alpine Mediterranean Geodynamics, Geodynamics, Volume 7*, s. 205-216.
- Şengör, A.M.C., Görür, N., ve Şaroğlu, F.**, 1985, Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, *in* Biddle, K.T., and Christie-Blick, N., eds., *Strike-slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation*, Soc. Econ. Paleontol. Spec. Publ., Volume 37, s. 227-264.
- Şengör, A.M.C., ve Kidd, W.S.F.**, 1979, Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and a comparison with Tiber: *Tectonophysics*, v. 55, s. 361-376.
- Şengör, A.M.C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakıncı, M., Eyidoğan, H., Gorur, N., Le Pichon, X., ve Rangin, C.**, 2005, The North Anatolian Fault: A New Look: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 33, s. 37-112.
- Şengör, A.M.C., ve Yılmaz, Y.**, 1981, Tethyan evolution of Turkey; a plate tectonic approach: *Tectonophysics*, v. 75, s. 181-241.
- Tchalenko, J.S.**, 1970, Similarities between shear zones of different magnitudes: *Geological Society of America Bulletin*, v. 81.
- Tchihatcheff, P.**, 1869, *Asia Mineure, description physique de cett contree* Quatrieme partie Geologie: Paris.
- Tekeli, O.**, 1981, Subduction complex of pre-Jurassic age, northern Anatolia, Turkey: *Geology*, v. 9, s. 68-72.
- Trumbore, S.E.**, 2000, Radiocarbon Geochronology, *in* Noller, J.S., Sowers, J.M., and Lettis, W.R., eds., *Quaternary Geochronology: methods and applications*: Washington DC, American Geophysical Union.
- Turhan, N., Okuyucu, C., ve Göncüoğlu, M.C.**, 2004, Autochthonous Upper Permian (Midian) carbonates in the western Sakarya Composite Terrane, Geyve area, Turkey: preliminary data: *Turkish Journal of Earth Sciences*, v. 13, s. 215-229.
- Tüysüz, O.**, 1990, Tectonic evolution of a part of the Tethyside orogenic collage: The Kargı Massif, northern Turkey: *Tectonics*, v. 9, s. 141-160.
- , 1996, Amasya ve çevresinin jeolojisi, Türkiye 11. Petrol Kongresi Bildiriler Kitabı, s. 32-48.
- Tüysüz, O., ve Yiğitbaş, E.**, 1994, The Karakaya basin: a Palaeo-Tethyan marginal basin and its age of opening: *Acta Geologica Hungarica*, v. 37, s. 327-350.

- Uhrenbacher, R., Orbay, N., Gündoğdu, O., ve Işıkara, A.M.**, 1989, A New Method for Onterpreting Tectonomagnetic Field Changes Using a Natural Geomagnetic Stress Sensor, *in* Zschau, J., and Ergünay, O., eds., The Turkish-German Earthquake Project, s. 144-162.
- Umar, B.**, 2004, Bithynia: İstanbul, İnkılap Kitapevi, 301 s.
- USGS, E.D.C.**, 2004, Shuttle Radar Topography Mission, USGS, NASA.
- Ustaömer, T., ve Robertson, A.H.F.**, 1994, Late Paleozoic marginal basin and subduction-accretion: The PaleotethyanKüre Complex, central Pontides, northern Turkey: *Journal of the Geological of London*, v. 151, s. 291-305.
- , 1999, Geochemical evidence used to test alternative plate tectonic models for the pre-Upper Jurassic (Paleotethyan) units in the central Pontides, N Turkey: *Geological Journal*, v. 34, s. 25-53.
- Uz, Z.**, 1969, Depremın Replikleri, 22 Temmuz 1967 Adapazarı-Mudurnusuyu Vadisi Depremi Üzerine İncelemeler, Volume 27: İstanbul, İTÜ Maden Fakültesi Arz Fiziği Enstitüsü Yayınları, s. 28-55.
- Weigelt, E., Berckhemer, H., ve Baier, B.**, 1989, Seismic Observations in the Mudurnu Valley Test Area at the North Anatolian Fault Zone, *in* Zschau, J., and Ergünay, O., eds., The Turkish-German Earthquake Research Project, s. 45-56.
- Weldon, R.J., ve Sieh, K.**, 1985, Holocene rate of slip and tentative recurrence interval for large earthquakes on the San Andreas Fault, Cajon Pass, southern California: *Geol. Soc. Am. Bul.*, v. 96, s. 793-812.
- Wells, D.L., ve 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*, v. 84, s. 974-1002.
- Westaway, R., ve Arger, J.**, 2001, Kinematics of the Malataya-Ovacik fault zone: *Geodinamica Acta*, v. 14, s. 103-131.
- Westerhaus, M., ve Zschau, J.**, 1989, Tidal Tilt Modification at the Western End of the North Anatolian Fault Zone: An Indication for Slow Changes of Crustal Properties, *in* Zschau, J., and Ergünay, O., eds., The Turkish-German Earthquake Research Project, s. 82-111.
- Wiedmann, J., Kozur, H., ve Kaya, O.**, 1992, Faunas and age significance of the pre-Jurassic turbidite-olistostrome unit in the western parts of Turkey: *Newsletter for Stratigraphy*, v. 26, s. 133-144.
- Woith, H., Enge, W., Gençoğlu, S., Matthess, G., Pekdeğer, A., ve Zschau, J.**, 1989, On the Feasibility of Monitoring Radon in Soil Gas and Grounwater as a Precursor to Earthquakes, *in* Zschau, J., and Ergünay, O., eds., The Turkish-German Earthquake Research Project, s. 112-129.
- Yaltırak, C., Sakınc, M., ve Oktay, F.Y.**, 2000, Westward propagation of North Anatolian Fault into the northern Aegean: Timing and kinematics. *Comment: Geology*, v. 28, s. 187-189.
- Yılmaz, A., ve Yılmaz, H.**, 2004, Geology and structural evolution of the Tokat Massif (Eastern Pontides, Turkey): *Turkish Journal of Earth Sciences*, v. 13, s. 231-246.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Yiğitbaş, E., Bozcu, M., ve Yılmaz, K.**, 1995, Geological evolution of the late Mesozoic continental margin of Northwestern Anatolia: *Tectonophysics*, v. 243, s. 155-171.
- Yılmaz, Y., Gözübol, A.M., ve Tüysüz, O.**, 1982, Geology of an area in and around the Northern Anatolian transform fault zone between Bolu and Akyazi, *in*

- Işıkara, A.M., and Vogel, A., eds., Multidisciplinary approach to earthquake prediction: Wiesbaden, Federal Republic of Germany, F. Vieweg, s. 45-65.
- Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M., ve Genç, Ş.C.,** 1993, Tokat Masifi ve yakın çevresinin jeolojisi: Ankara, TPAO Arama Grubu Başkanlığı (basılmamış), s. 459.
- Yılmaz, Y., Serdar, H.S., Genç, Ş.C., Yiğitbaş, E., Gürer, Ö.F., Elmas, A., Yıldırım, M., Bozcu, M., ve Gürpınar, O.,** 1997a, The geology and evolution of the Tokat Massif, south-central Pontides, Turkey: International Geology Review, v. 39, s. 365-382.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Gözübol, A.M., ve Yiğitbaş, E.,** 1981, Abant (Bolu)-Dokurcun (Sakarya) arasında kuzey anadolu fay zonunun kuzey ve güneyinde kalan tektonik birliklerin jeolojik evrimi/Geologic evolution of tectonic units in north and south of North Anatolia fault zone between Abant (Bolu) an: Yerbilimleri Dergisi - Istanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi = Engineering Faculty's Earth Sciences Review, v. 2, s. 239-261.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C., ve 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: AAPG Memoir 68, s. 183-226.
- Zschau, J., ve Ergünay, O.,** 1989, Introduction to the Turkish-German Earthquake Research Project, *in* Zschau, J., and Ergünay, O., eds., Turkish-German Earthquake Research Project, s. 1-17.
- Zschau, J., Isikara, M., Berckhemer, H., Bonatz, M., ve Meissner, R.O.,** 1982, The Turkish/German earthquake prediction research project near Adapazari, western Turkey: Eos, Transactions, American Geophysical Union, v. 63, s. 1272.

EKLER

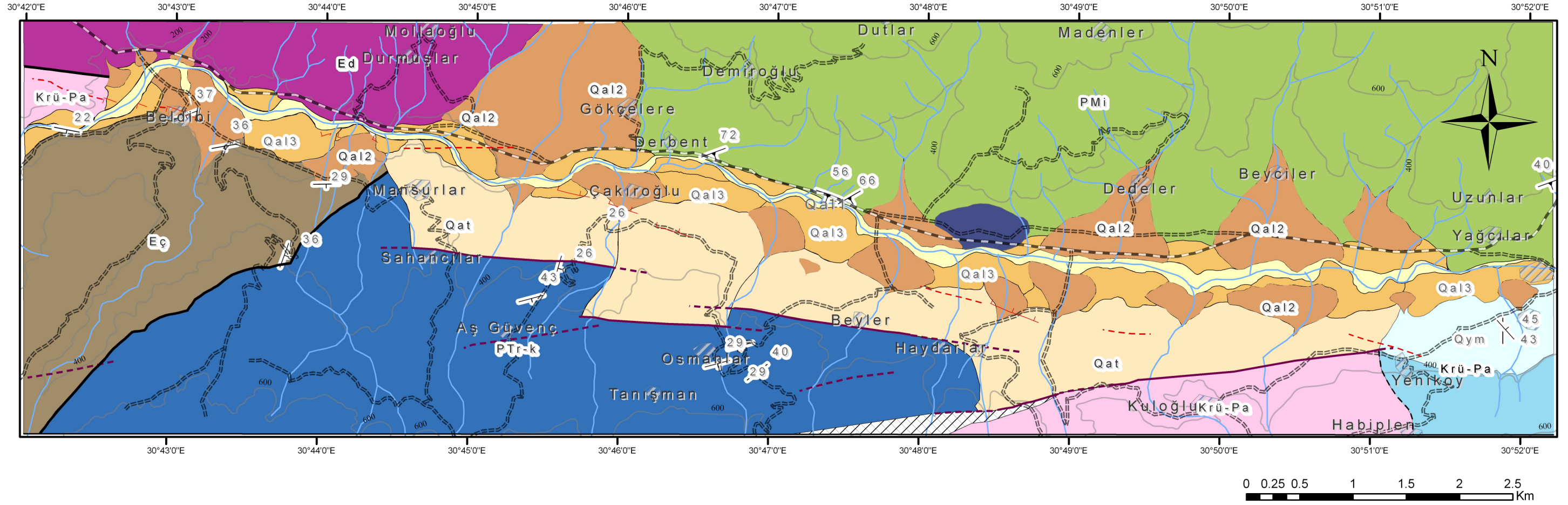
EK-A Dokurcun-Beldibi arasının jeoloji haritası

EK-B Dokurcun-Beldibi arası jeomorfoloji haritası

EK-C Hendek logları

EK-D Hendek duvarları

Dokurcun-Beldibi Arasının Jeoloji Haritası



İŞARETLER

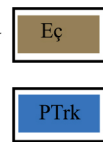
Genç Çökeller



Güncel taraça seviyesi akarsu çökelleri
Alüvyal yelpaze çökelleri
Yamaç Molozu
Eski taraça seviyesi akarsu çökelleri
Acemler traverteni

Holosen
Üst Pleyistosen-Holosen

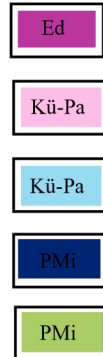
Güney Topluluğu



Çataltepe Fm
Karakaya Kompleksi

Eosen
Permien-Triyas

Kuzey Topluluğu



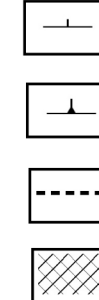
Dikmen volkanitleri
Granit
Pelajik kç
Mermer
Şist, sleyt, fillat

Eosen
Abant karmaşığı
Üst Kretase-Paleosen
İznik metamorfikleri
Paleozoyik-Mezozoyik

Faylar



1967 Yüzey kırığı, K blokta düşme
1967 Yüzey kırığı, G blokta düşme
1967 Yüzey kırığı, Olası
Aktif Fay
Olası Fay
Eski Fay

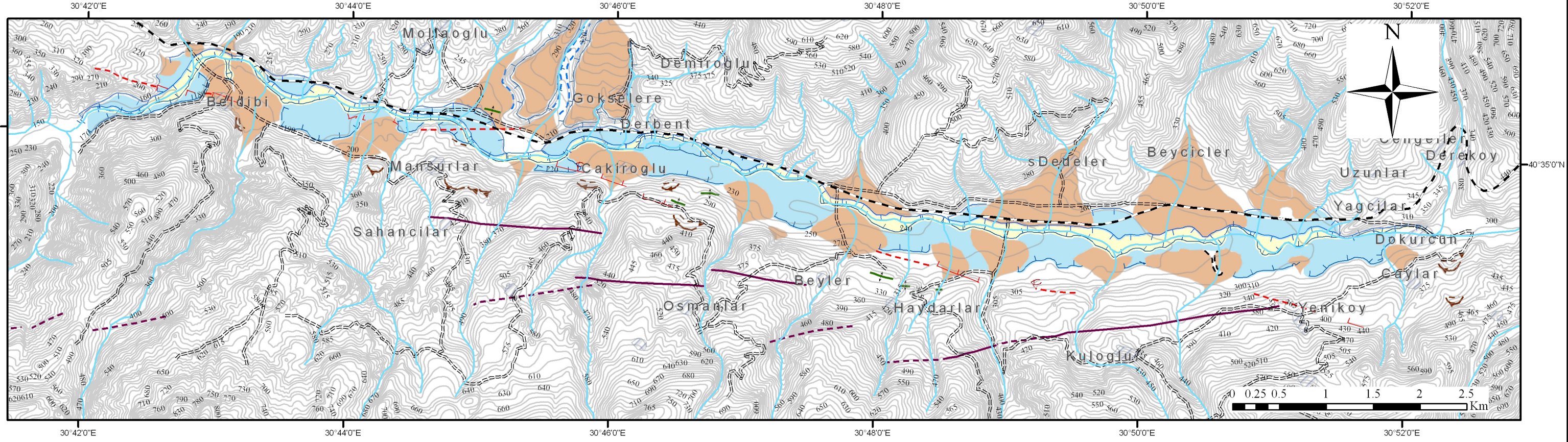


Tabaka konumu
Foliasyon
Olası sınır
Deformasyon zone

EK A

Cengiz ZABCI (2005)

DOKURCUN - BELDİBİ ARASI JEOMORFOLOJİ HARİTASI



İŞARETLER

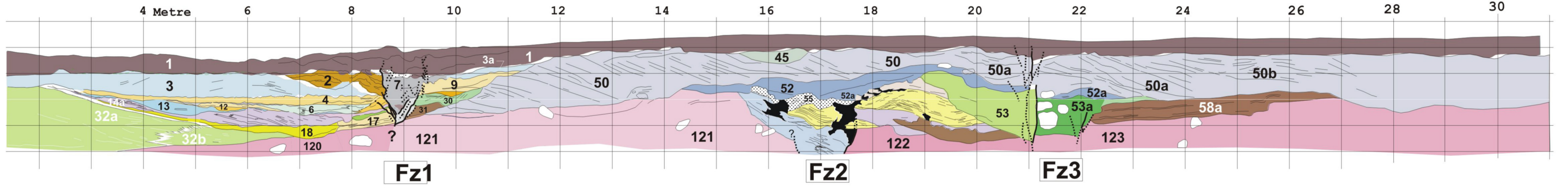
Faylar		1967 Yüzey kırığı, K blokta düşme	Taraça Yükseleni		Kuzeye eğimli taraça yükseleni	Çöküntü	
		1967 Yüzey kırığı, G blokta düşme			Güneye eğimli taraça yükseleni	Basınç Sırtı	
		1967 Yüzey kırığı, Olası			Taraça yükseleni şev tabanı	Heyelan	
		Aktif Fay	Taraça Düzlemleri		Eski taraça yüzeyi		
		Olası Fay			Güncel taraça yüzeyi		
			Alüvyal Yelpaze		Alüvyal yelpaze	İnsan etkisi	
			Akarsu				

EK B

Cengiz ZABCI (2005)

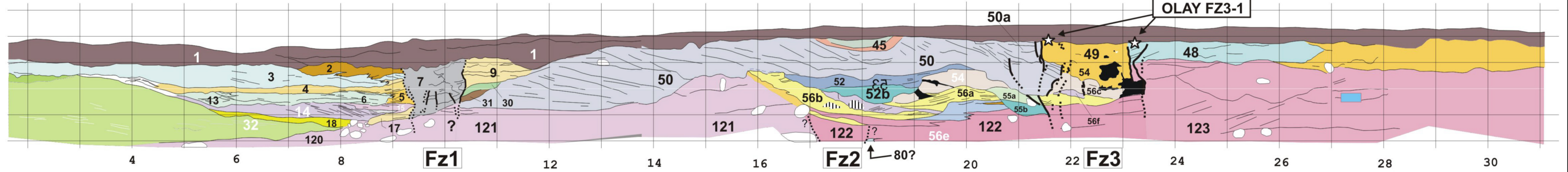
HENDEK LOGLARI

(a) DOĞU DUVARI



K

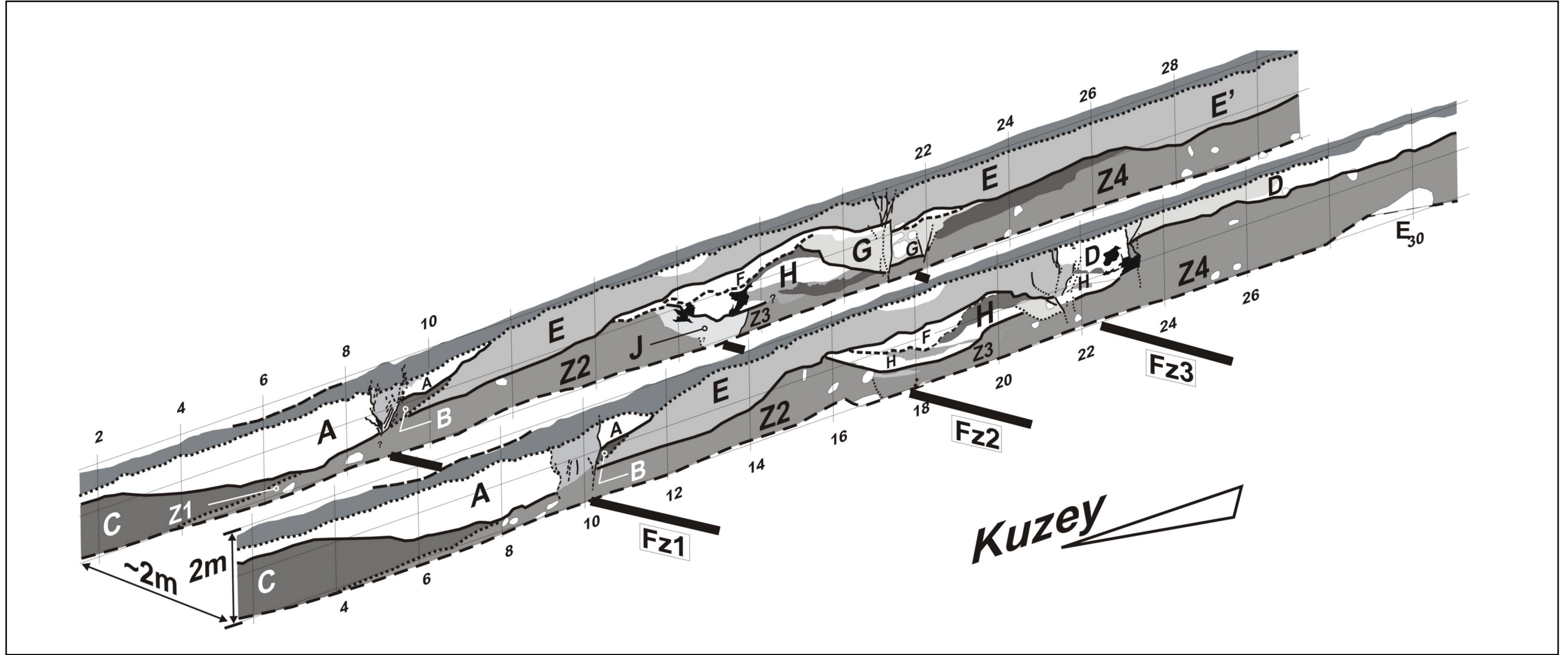
(b) BATI DUVARI



EK C

Cengiz ZABCI (2005)

Hendek Duvarları



EK D

Cengiz ZABCI (2005)

ÖZGEÇMİŞ

2 Şubat 1976 da Ankara’da doğdu. İlköğrenime Ankara Sofuoğlu İlkokulu’nda başladı, ancak İstanbul Acıbadem İlkokulu’nda tamamladı. Üsküdar Hüseyin Avni Sözen Anadolu Lisesi’nin orta ve lise kısımlarını bitirdi. Anadolu Üniversitesi, Matbaacılık bölümüne kayıt yaptırdı, ancak buradaki öğrenimini yarıda bırakarak 1999’da İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği bölümünde lisans eğitimine başladı. Dört senelik eğitim ve öğrenim zamanı boyunca Jeoloji, Bilim Felsefesi ve Tarihi ile ilgili kulüplerde etkin bir şekilde görev aldı ve bu konularla ilgili çeşitli platformlarda çok sayıda sunum yaptı. 2003’de lisans öğrenimini “Denizliköy (Gebze) civarının Jeolojisi” başlıklı tez konusu ile tamamlamasının ardından aynı üniversitenin Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü’nde yüksek lisans eğitimine başladı. Cengiz ZABCI, halen İstanbul Paleozoyik istifinin yapısal özellikleri ve Türkiye’deki diri fayların genç tektonik ve paleosismolojik özellikleri konularında araştırmalarına devam etmektedir.