

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ AVRASYA YER BİLİMLERİ ENSİTÜSÜ

ALMACIK BLOKU VE YAKIN ÇEVRESİNİN MORFOTEKTONİĞİ

DOKTORA TEZİ
Jeom. Cengiz YILDIRIM

Anabilim Dalı : KATI YER BİLİMLERİ

Programı : YER SİSTEMİ BİLİMİ

TEMMUZ 2008

**ALMACIK BLOKU ve YAKIN ÇEVRESİNİN
MORFOTEKTONİĞİ**

**DOKTORA TEZİ
Jeomorfolog Cengiz YILDIRIM
(602022011)**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 09.Haziran.2008
Tezin Savunulduğu Tarih : 23.Temmuz. 2008**

**Tez Danışmanı : Prof.Dr. Okan TÜYSÜZ
Diğer Jüri Üyeleri Prof.Dr. Aral I. OKAY (İ.T.Ü.)
Prof.Dr. M. Namık YALÇIN (İ..Ü.)
Prof.Dr. Ş. Can GENÇ (İ.T.Ü.)
Prof.Dr. Şükrü ERSOY (Y.T.Ü.)**

TEMMUZ 2008

TEŞEKKÜR

Yazar bu çalışmanın gerçekleştirilmesinde katkılarından dolayı, aşağıda adı geçen kişi ve kurumlara içtenlikle teşekkür eder.

Sayın Prof.Dr. Okan Tüysüz (tez danışmanı) çalışmanın her aşamasında yön gösterici olmuş, ilgisini esirgememiş, şahsıma verdiği destek ile tezin şekillenmesinde ve sonuca ulaşmasında bilimsel katkıda bulunmuştur.

Sayın Prof.Dr. Aral Okay (tez izleme komitesi üyesi) ilerleme raporlarındaki katkıları ile tez çalışması süresince yön gösterici olmuş ve bilimsel katkıda bulunmuştur.

Sayın Prof.Dr. Şükrü Can Genç (tez izleme komite üyesi) ilerleme raporlarındaki katkıları ile tez çalışması süresince yön gösterici olmuş ve bilimsel katkıda bulunmuştur.

Sayın Dr. Ömer Emre tez çalışması süresince bilgi ve tecrübesiyle bilimsel katkıda bulunmuştur.

Sayın Ali Kemal Işiker (MTA Genel Müdürü) tez çalışmasının yürütülebilmesi için gerekli imkan ve desteği sağlamıştır.

Sayın Necati Tarhan (Jeoloji Etütleri Dairesi Başkanı) tez çalışmasının yürütülebilmesi için gerekli imkan ve desteği sağlamıştır.

Sayın Erol Timur (Jeoloji Etütleri Dairesi Başkanı) tez çalışmasının yürütülebilmesi için gerekli imkan ve desteği sağlamıştır.

Sevgili Ali Burhanettin Yıldırım (babam) ve sevgili Fehime Yıldırım (annem) tüm eğitim hayatım boyunca her zaman yanımda olmuşlar ve desteklerini hiçbir zaman esirgememişlerdir. Kendilerine ayrıca teşekkür ederim.

Sevgili Hamide Yıldırım (eşim), Emine Irmak Yıldırım (kızım) ve Ali Alp Yıldırım (oğlum) varlıkları ile hayatımın her anına ve doktora katkı sağlamışlardır. Kendilerine ayrıca teşekkür ederim.

TEMMUZ 2008

Cengiz YILDIRIM

İÇİNDEKİLER

KISALTMALAR	vii
TABLO LİSTESİ	ix
ŞEKİL LİSTESİ	x
SEMBOL LİSTESİ	xviii
ÖZET	xix
SUMMARY	xxiv
1. GİRİŞ	1
1.1. Amaç ve Kapsam	
1.2. Veri ve Yöntem	2
1.3. Coğrafya	3
1.4. Önceki Çalışmalar	4
1.5. Tez Düzeni	4
2. TEKNİK ALTYAPI	6
2.1. Temel Kavramlar	6
2.1.1. Yapı	7
2.1.2. Etken ve Süreçler	7
2.1.2.1. İç Etken ve Süreçler	7
2.1.2.2. Dış Etken ve Süreçler	8
2.1.3. Zaman	8
2.2. Jeomorfik Sistemler	9
2.3. Jeomorfik Ölçekler	10
2.3.1. Zamansal Ölçek	10
2.3.2. Alansal Ölçek	12
2.4. Aşınım Döngüsü; Peneplenleşme, İtirazlar ve Alternatif Modeller	13
2.5. Tektonik Jeomorfoloji	20
2.5.1. Jeomorfik Göstergeler	20
2.5.1. 1. Alansal Jeomorfik Göstergeler	21
2.5.1. 2. Çizgisel Jeomorfik Göstergeler	21
2.5.2. Aşınma ve Yükselme Hızı	21

3. KUZEY ANADOLU FAY SİSTEMİ	26
3.1. Genel Tektonik Çerçeve	26
3.2. Kuzey Anadolu Fayı	30
3.2.1. Oluşum ve Gelişim	31
3.2.2. Depremsellik	34
3.2.3. Güncel Deformasyon	37
4. BÖLGESEL MORFOTEKTONİK	39
4.1. Kocaeli Penepleni	41
4.2. Armutlu Bloku	41
4.3. Almacık Bloku	42
4.4. Çamdağ-Kaplandede Yükselimi	42
4.5. Hendek Bloku	44
4.6. Sünnice Masifi	44
4.7. Yığılca Bloku	44
4.8. Kapıorman ve Abant Dağları	47
4.9. Adapazarı Havzası	47
4.10. Düzce Havzası	47
4.11. Bolu Havzası	48
4.12. Pamukova Havzası	48
5. STRATİGRAFİ	51
5.1. İstanbul Zonu	53
5.1.1. Yedigöller Formasyonu (PEy)	53
5.1.2. Dirgine Metagranitoyidi (PCb)	54
5.1.3. Kocatöngel Formasyonu (Oko)	55
5.1.4. Kurtköy Formasyonu (Ok)	55
5.1.5. Soğuksu Formasyonu (Os)	56
5.1.6. Aydos Formasyonu (Oa)	58
5.1.7. Ereğli Formasyonu (ODE)	58
5.1.8. Yılanlı Formasyonu (DCy)	59
5.1.9. Çakraz Formasyonu (P ç)	59
5.1.10. Yemişliçay Üst Grubu (Ky)	60
5.1.11. Akveren Formasyonu (KTA)	60
5.1.12. Sermi Kireçtaşı (KTas)	61
5.2. Armutlu-Almacık Zonu	61
5.2.1. İznik Metamorfileri (PTR s)	61
5.2.2. Mermer Üyesi (PTRsm)	62
5.2.3. Akçay Metamorfileri (Ka)	62

5.2.4. Almacık Ofiyolitik Melanjı (Kal)	63
5.2.5. Abant Karmaşığı (KTab)	64
5.2.6. Soğanlı Formasyonu (Teso)	65
5.3. Sakarya Zonu	65
5.3.1. Mudurnu Formasyonu (Jm)	65
5.3.2. Bilecik Kireçtaşı (Jkb)	66
5.3.3. Soğukçam Formasyonu (JKs)	66
5.3.4. Yenipazar Formasyonu (Kye)	67
5.3.5. Değirmenözü Üyesi (Kyed)	68
5.3.6. Taraklı Üyesi (Kyet)	68
5.3.7. Meyildere Volkaniti (Tpem)	68
5.3.8. Hacılar Formasyonu (Teh)	69
5.4. Örtü Birimleri	69
5.4.1. Yığılca Formasyonu (Tey)	69
5.4.2. Çaycuma Formasyonu (Teç)	70
5.4.3. Kışlaköy Formasyonu (Tek)	70
5.4.4. Doğanlar Volkanit Üyesi (Tekd)	70
5.4.5. Safranbolu Formasyonu (Tes)	71
5.4.6. Kirazdağı Volkaniti (Tmki)	71
5.4.7. Ilıcadere Volkaniti (Tmi)	72
5.4.8. Bakacaktepe Volkaniti (Tmb)	72
5.5. Kuvaterner; Düzce Ovası	73
5.5.1. Birikinti Yelpazesi (Plk/Qay1)	73
5.5.2. Birikinti Yelpazesi (Qay2)	75
5.5.3. Birikinti Yelpazesi (Qay3)	75
5.5.4. Birikinti Yelpazesi (Qay4)	77
5.5.5. Fan Delta (QAfd)	78
5.5.6. Akarsu Sekisi (QAs)	78
5.5.7. Taşkın Ovası (QAt)	80
5.5.8. Akarsu Ard Bataklık (QAb)	82
5.5.9. Kopmuş Menderes (QAkm)	82
5.5.10. Yarık (cravasse splays) çökelleri (QAkr)	82
5.5.11. Delta (QAd)	82
5.5.12. Bataklık (QGb)	83
5.5.13. Kanal dolgusu (QAk)	83
5.6. Kuvaterner; Mudurnu Vadisi	85
5.6.1. Birikinti Yelpazesi (Plk)	85
5.6.2. Yamaç Döküntüsü (Koluvyon) (QEy)	87

5.6.3. Birikinti Yelpazesi (Qay1)	87
5.6.4. Birikinti Yelpazesi (Qay2)	88
5.6.5. Traverten Sekisi (Qtr1)	89
5.6.6. Traverten Sekisi (Qtr2)	89
5.6.7. Akarsu Sekisi (QAs)	90
5.6.8. Taşkın Ovası (QAt)	91
5.6.9. Kanal Dolgusu (QAk)	92
6. TEKTONİK	96
6.1. Paleotektonik	96
6.1.1. Keremali-Uğurköy Fayı	97
6.1.2. Samandere Fayı	97
6.1.3. Yeğendere Fayı	97
6.1.4. Çamyurdu Fayı	97
6.1.5. Avdullar Fayı	97
6.1.6. Kıvrımlar	97
6.2. Neotektonik	98
6.2.1. Güney Kol	100
6.2.2. Orta Kol	103
6.2.2.1. 01 Şubat 1944 Bolu-Gerede Depremi Yüzey Kırığı	103
6.2.2.2. 26 Mayıs 1957 Abant Depremi Yüzey Kırığı	108
6.2.2.3. 22 Temmuz 1967 Mudurnu Depremi (M:6.1) Yüzey Kırığı	111
6.2.3. Kuzey Kol	116
6.2.3.1. Karadere Fay Zonu	117
6.2.3.2. Düzce Fayı; 12 Kasım 1999 Düzce Depremi (M:6.3) Yüzey Kırığı	120
6.2.3.3. Bakacak Fayı	130
6.2.3.4. Elmalık Fayı	131
6.2.3.5. Uğurköy Fayı	131
6.2.3.6. Değirmenüstü Fayı	132
6.2.3.7. Çilimli Fayı	132
6.2.4. Transfer Fayları	133
6.3. Sismotektonik ve Sahadaki Aktif Fayların Kinematik Özellikleri	135
7. JEOMORFOLOJİ	138
7.1. Y1 Yüzeyleri	139
7.2. Y2 Yüzeyleri	142

7.3 Y3 Yüzeyleri	143
8. ALMACIK BLOKU'NUN NEOTEKTONİK DEFORMASYONU	145
8.1. Yanal Kayma	145
8.1.1. Jeolojik Yanal Kayma	146
8.1.2. Jeomorfik Yanal Kayma	147
8.2. Yükselme ve Yatay Rotasyon	149
8.2.1. Drenaj Havzalarının Yükselmeye Tepkisinin Nicel Analizi	152
8.2.1.1. Yükselik	156
8.2.1.2. Eğim	165
8.2.1.3. Hipsometrik Eğri ve İntegral	173
8.2.2. Anakaya Akarsularının Yükselmesinin Nicel Analizi	176
8.2.2.1. Akarsu Uzunluk Gradyan İndeksi	176
8.3. Blok Rotasyonu (Düşey Rotasyon)	181
8.3.1. Drenaj Havzalarının Rotasyona Tepkisinin Nicel Analizi	186
8.3.2.1. Asimetri Faktörü	187
8.3.2.2. Vadi Yönelimi	190
9. DÜZCE OVASI'NIN NEOTEKTONİK DEFORMASYONU	194
10. TARTIŞMA	209
10.1. Kuzey Anadolu Fayı'nın Çalışma Alanındaki Yaşı	209
10.2. Kuzey Anadolu Fayının Çalışma Alanındaki Toplam Kayma miktarı, Kayma hızı ve Yamulma Paylaşımı	213
10.3. Almacık Bloku'nun Düşey Rotasyonu	217
11. PALEOCOĞRAFYA VE MORFOTEKTONİK EVRİM	222
12. SONUÇLAR	
KAYNAKLAR	230
EKLER	259
ÖZGEÇMİŞ	260

KISALTMALAR

ASTER	: Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
CBS	: Coğrafi Bilgi Sistemi
GPS	: Global Positioning System
KAF	: Kuzey Anadolu Fayı
KAFS	: Kuzey Anadolu Fay Sistemi
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
KAMZ	: Kuzey Anadolu Makaslama Zonu
KAK	: Kuzey Anadolu Kayrojeni
N.	: Nehir
Mah.	: Mahalle
SRTM	: Shuttle Radar Topography Mission
SYM	: Sayısal Yüksekli Modeli
T.	:Tepe
YK	:Yüzey Kırığı

TABLO LİSTESİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 2.1 Jeomorfolojide alansal ve zamansal ölçeklerin hiyerarşisi (Summerfield, 1991).....	13
Tablo 3.1 KAFZ içinde 1939-1999 yılları arasında meydana gelen büyük depremlerin büyüklük ve yüzey kırıklarının uzunlukları (Ambraseys, 1970; Barka, 1992; Kondo ve diğ. 2005).....	37
Tablo 8.1 Aksu Havzası'nın yükseklik moment istatistikleri.....	158
Tablo 8.2 Uğursuyu Havzası'nın yükseklik moment istatistikleri.....	160
Tablo 8.3 Mudurnu Havzası'nın yükseklik moment istatistikleri.....	162
Tablo 8.4 Abant Havzası'nın yükseklik moment istatistikleri.....	164
Tablo 8.5 Almacık Bloku yükseklik moment istatistikleri.....	165
Tablo 8.6 Aksu Havzası'nın eğim moment istatistikleri.....	167
Tablo 8.7 Uğursuyu Havzası'nın eğim moment istatistikleri.....	169
Tablo 8.8 Mudurnu Havzası'nın eğim moment istatistikleri.....	171
Tablo 8.9 Abant Havzası'nın eğim moment istatistikleri.....	172
Tablo 8.10 Almacık Bloku'nun eğim moment istatistikleri.....	173
Tablo 8.11 Almacık Bloku ve havzalarının hipsometrik integralleri.....	176

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa No

- Şekil 1.1** : Çalışma alanının yer bulduru haritası (faylar Şaroğlu ve diğ. (1992)'den)..... 4
- Şekil 2.1** : İç ve dış süreçlere bağlı olarak yükselti değişikliğinin şematik gösterimi. Artı ve eksiler, sırasıyla yükseltinin ve potansiyel enerjinin artış ya da azalışını işaret eder (Summerfield, 1999)..... 8
- Şekil 2.2** : Morfotektonik bir sistemin (Battiau-Queney, 1999) şematik gösterimi. Artı ve eksiler değişkenler arası ilişkilerin doğasını göstermektedir..... 9
- Şekil 2.3** : Farklı yer şekli denge tipleri (yer şekilleri için ileri sürülen zaman aralıkları yer şekillerinin boyutları ve morfojenetik ortama göre farklılıklar gösterebilir). (Schumm, 1977). b) Sabit olmayan durum topoğrafyası ile sabit statik denge topoğrafyasının karşılaştırılması (Burbank ve Anderson, 2001)..... 11
- Şekil 2.4** : Eşik denge eğrisi. Cs (cevap süresi), tepki süresi (Ts) ve rahatlama süresi nin(Rs) toplamıdır. Ds yeni denge koşullarının devam etme süresidir ve E ve D sırasıyla eşik ve dengeyi temsil eder (Bull, 1991)..... 12
- Şekil 2.5.** : Davis, Penck ve Hack'in tektonik ve yereyin tepkisi üzerine klasik modelleri (Burbank ve Anderson, 2001'den)..... 14
- Şekil 2.6.** : Davis, Penck ve Hack'in modelleri ile ilişkili 3 senaryo. Tektonik etki ile sediment tepkisi arasındaki oyalanma süresi değişkendir. (Kooi ve Beaumont, 1994'den değiştirilerek)..... 15
- Şekil 2.7.** : Peneplenleşme Modelleri (Babault ve Driessche, 2005)..... 17
- Şekil 2.8.** : Aşınım, birikim, yükseklik ve izostatik yükselme ve alçalma arasındaki karşılıklı etkileşimi gösterir diagram..... 18
- Şekil 2.9** : Yer yüzeyinin konumunu kontrol eden, anakaya yükselmesi, denüstasyon, kompaksiyon ve depolanma, faktörlerin şeması. Denüstasyon erozyonal ya da tektonik olabilir (Burbank ve Anderson, 2001)..... 22
- Şekil 2.10** : Denüstasyon hızını belirlemeye yönelik yaklaşımlar (Burbank ve Anderson, 2001)..... 23
- Şekil 2.11** : Yükselmenin tektonik bileşenini hesaplamak için gereken topoğrafik değişkenler.a- Zi= güncel yükseklik , Zoi=ilkse yükseklik, Ei=aşınan malzemenin kalınlığı b- izostatik yükselme üzerine aşınımın etkisi. Verilen belirli miktardaki bir anakaya yükselmesi, aşınımın görece miktarı izostatik tepki nedeniyle toplam kaya yükselmesini tanımlar. Her iki durumda da, izostatik katkı ortalama aşınımın $\sim 5/6$ 'sıdır (Abbot ve diğ. 1997; Burbank ve Anderson, 2001)..... 25
- Şekil 3.1** : Türkiye'nin tektonik birlikleri (Okay ve Tüysüz, 1999)..... 27
- Şekil 3.2** : Anadolu ve Ege'nin Kuzey Anadolu Fayı'nın oluşumundan sonra (A, Üst Pleyistosen-Günümüz), oluşumu sırasındaki (B. Geç Miyosen-Erken Pliyosen) ve önceki (C, Alt-Orta Miyosen) tektonik evrimi. Kıyı çizgisi referans olarak kullanılmıştır. Levha sınırı kısalma ve yay-ardı genişlemesi miktarınca değiştirilmiştir. C'deki daralma

	yönleri Jolivet (2001)'den alınmıştır. Levha sınırlarının uzun gri oklar kaymayı işaret etmektedir. Siyah ve beyaz oklar kısalma (σ_1 yönü) ve genişleme rejimini (σ_3 yönü) işaret etmektedir., çift oklar transpressyonal (siyah ve beyaz oklar) yada transtansiyonal (gri ve beyaz oklar) regimler için σ_1 ve σ_3 yönlerini işaret etmektedir. Gölge alan Anadolu Platosu'nun yükselmiş bölgesini temsil etmektedir. Kesikli çizgiler kırılan kıta dilini işaret etmektedir (Faccenna ve diğ., 2006).....	28
Şekil 3.3	: Türkiye'nin neotektonik yapıları ve neotektonik bölgeleri (Şengör ve diğ., 1985).....	29
Şekil 3.4	: Arap-Afrika ve Avrasya levhalarının şematik haritası. CAUC, Kafkas Bloku; AN, Anadolu Levhası; AE, Ege Levhası). Çift çizgiler genişlemeli levha sınırları, siyah çizgiler doğrultu atımlı levha sınırları (ok çiftleri hareket yönünü gösterir) ve üçgenli çizgiler bindirme faylarıdır. Koyu numaralar GPS'ten elde edilmiş kayma hızlarıdır (mm/yıl). Beyaz oklar ve numaralar Avrasya'ya göre GPS'ten elde edilmiş levhaların hızlarını gösterir. Bükülmüş oklar Avrasya'ya göre blok rotasyonlarının yönlerini gösterir (Relienger ve diğ., 2006).....	29
Şekil 3.5	: Doğu Akdenizin tektonik yapıları, Anadolu ve Ege blokları batıya Ege dalma-batma zonuna doğru ilerlemektedir. Kırmızı alanlar KAFZ'nun batıya ilerlemesi ile ilişkili hızlı transtansiyon alanlarıdır (Armijo ve diğ. (1999)'dan değiştirilerek).....	30
Şekil 3.6	: Kuzey Anadolu Kayrojeni (KAK). Haritada gösterilen tüm faylar KAK'la ilişkili olarak oluşmuşlardır. Tümü aktif değildir ancak son 11 My içinde belli dönemlerde aktif olmuşlardır. Çoğu potansiyel deprem üreticileridir. Kalın çizgilerle ayrılan fay izleri kayrojenin Kuzey Anadolu Fayı (KAF) olarak bilinen en aktif parçasını göstermektedir. Kayrojen tamamen Tetis yığılma kompleksi içinde yer almaktadır. Bu faylar Tüysüz (1985), Şaroğlu ve diğ. (1987) Şaroğlu ve diğ. (1992), Bingöl (1989), Eyidoğan (1991), Barka (1993), Dirik (1993), Yılmaz ve diğ. (1997), Akyüz ve diğ. (2000), Barka ve diğ. (2000), Herece ve Akay (2003), Şenel (2002)'den derlenmiştir (Şengör ve diğ., 2005).....	31
Şekil 3.7	: Kuzey Anadolu Kayrojeni'ndeki (KAK) havzalar (Şengör ve diğ. 2005'den).....	32
Şekil 3.8	: KAF boyunca İzmir-Ankara-Erzincan Ofiyolit kuşağının ötelenmesi (Seymen ,1975 ve Göncüoğlu ve diğ.1996'dan yararlanılarak).....	32
Şekil 3.9	: Kuzey Anadolu Makaslama Zonun'un haritası (kesikli çizgiler arası) ve onu kesen ana akarsular. Doğudan batıya doğru (siyah harfler) E, Elmalı/Peri nehri; Ka, Karasu Nehri; Y, Yeşilirmak; D, Delice; F, Filyos; S, Sakarya; Su, Susurluk. Gri renkli harfler bazı şehirlerin ve tektonik yapıları gösterir; A, Ankara; B, Bursa; b, Bolu; E, Erzincan; İ, İstanbul; İ, İznik (gölü), K, Karlıova; OF, Ovacık Fayı; SF, Sungurlu fayı (Şengör ve diğ., 2005).....	33
Şekil 3.10	: Kuzey Anadolu Makaslama Zonunun (KAMZ) hız diyagramı (Şengör ve diğ. 2005).....	34
Şekil 3.11	: Kuzey Anadolu Fay Zonu içinde MS.900 ile 1999 yılları arasında gelişen depremler ve yüzey kırığı uzunlukları (Ambraseys, 1970; Ikeda ve diğ., 1991; Ambraseys ve Finkel, 1995; Barka, 1996; Stein ve diğ., 1997'den derlenerek USGS'ten).....	35

Şekil 3.12 :	Kuzey Anadolu Fayı (KAF) boyunca 1939 ve 2003 yılları arasında büyüklükleri $M \geq 5$ olan 48 depremin fay düzlemi çözümleri (Şengör ve diğ. 2005).....	35
Şekil 3.13 :	A) KAF boyunca oluşan depremlerin kayma dağılımı B) Deprem yüzey kırıkları C) Coulomb gerilme dağılımları (Stein ve diğ., 1997'den yararlanılarak, USGS'den).....	36
Şekil 3.14 :	KAF'ın kuzey ve güney kolunun güncel kayma hızları (Maede ve diğ., 2002).....	38
Şekil 3.15 :	Kuzeybatı Anadolu'nun ana yamulma hızları. Dışa doğru olan oklar genişlemeyi, içe doğru olan oklar yamulma/yıl (1.0×10^{-6} rad/yr) sıkışmayı işaret eder (Ayhan ve diğ., 2002).....	38
Şekil 4.1 :	Türkiye diri fay haritası (Şaroğlu ve diğ., 1992'den yararlanılarak) ve Marmara Bölgesi Kuzey Anadolu Fayı'nın deformasyon zonu (kırmızı alan).....	39
Şekil 4.2 :	Kuzeybatı Anadolu'nun diri fayları Emre ve diğ. (hazırlanmakta) ve morfotektonik birimleri, ab: Adapazarı Havzası, bb: Bursa Havzası, bob: Bolu Havzası Bab: Balıkesir Havzası, db: Düzce Havzası, İac: İzmit-Adapazarı oluşu, ib: İznik Havzası, İnbg: İnegöl Havzası, pb: Pazarköy Havzası, pob: Pamukova Havzası, ub: Ulubat Havzası, Mb: Manyas Havzası, Gb: Gönen Havzası, Geb: Gemlik Havzası, Sb: Saros Havzası, AB: Almacık Bloku, AkB: Arkot Bloku, ArB: Armutlu Bloku ÇKU: Çamdağ-Kaplandede Yükselimi, Gpe: Gelibolu Yarımadası, GU: Ganos Yükselimi, IP: İstanbul Penepleni, KaP: Kapıdağ Yarımadası, KB: Karadağ Bloku, KM: Kazdağ Massifi, KP: Kocaeli Penepleni, YGB: Yenice-Gönen Bloku, NS: Kuzey Kol, SS: Güney Kol, SM: Sünnice Masifi, UU: Uluabat Yükselimi, UIM: Uludağ Massifi, BHR: Bilecik Yüksek Reliefi, MHR: Mihaliçcik Yüksek Reliefi, CHR: Çanakkale Yüksek Reliefi, KtU: Katırdağ Yükselimi, SU: Susurluk Yükselimi, MU: Manyas Yükselimi, Yeb: Yenişehir Havzası.....	40
Şekil 4.3 :	Almacık Bloku ve yakın çevresinin morfotektonik üniteleri ve topografik profil hatları.....	43
Şekil 4.4 :	Çalışma alanının bindirilmiş ve çakıştırılmış profilleri (profil hatları için Şekil 4.3'e bakınız).....	45
Şekil 4.5 :	Çalışma alanının kaydırılmış topografik profilleri (profil hatları için Şekil 4.3'e bakınız).....	46
Şekil 4.6 :	Pamukova Havzası'nda Sakarya Nehri'nin KAF (Güney Kol) tarafından ötelenmesi.....	49
Şekil 5.1 :	Batı Pontidlerin İstanbul-Zonguldak ve Armutlu Almacık zonlarının jeoloji haritası. AM: Almacık Bloku, AAZ: Armutlu-Almacık Zonu, KAF: Kuzey Anadolu transform fay zonu, G: Geyve, M: Mudurnu (Yılmaz ve diğ. 1995'ten Türkçeleştirilerek).	52
Şekil 5.2 :	Almacık Bloku ve yakın çevresindeki paleotektonik birimler.....	53
Şekil 5.3 :	Almacık Bloku ve yakın çevresinin stratigrafi kesiti (MTA, 2002).....	54
Şekil 5.4 :	Almacık Bloku ve Yakın Çevresinin Jeoloji Haritası (MTA, 2002) (EK- 1)	57
Şekil 5.5 :	Almacık Bloku ve yakın çevresinin Kuvaterner Jeolojisi ve Jeomorfoloji Haritası.....	74
Şekil 5.6 :	Asarsuyu Vadisi'nde Birikinti Yelpazesi 1'in görünümü.....	75
Şekil 5.7 :	Beyköy basınç sırtı ve terkedilmiş Birikinti Yelpazesi 1 (bakış batıdan).....	75

Şekil 5.8 :	Değirmen Mahallesi'nde QAs 1'in kesiti (bakış KB'dan).....	79
Şekil 5.9 :	Değirmen Mahallesi'nde QAs2 sekisi duvarı (bakış doğudan).....	79
Şekil 5.10 :	Değirmen Mahallesi'nde QAs3 sekisi ve ötelenmesi.....	80
Şekil 5.11 :	Karadeniz'in mukayeseli Holosen deniz seviyesi değişimleri eğrisi (Görür ve diğ.,2001).....	81
Şekil 5.12 :	Düzce Ovası'nın Kuvaterner stratigrafisi.....	84
Şekil 5.13 :	Birikinti Yelpazesi 1 (Karapürçek fm) 'in bir kesiti (bakış güneyden kuzeye).....	86
Şekil 5.14 :	Pliyo-Kuvaterner çökellerinin sinoptik kesiti, Taşkesti (Paluska ve diğ., 1989). A) Taşkesti uzeyinde fabrika yakınındaki yarma B) Mudurnu Nehri kenarındaki (Taşkesti) yarma C) Kuyu logu. 1-güncel toprak; 2- fluviyal ince kum; 3- paleosol 1; 4) aluviyal çökeller; 5) paleosol 2; 6) fluviyal-lakustrin sedimentler, 7) fluviyal kum; 8) fluvial-lakustrin çökeller; 9) lakustrin siltli, marn; 10) kil ve silt; 11) konglomera ve kumtaşı; 12) kil ve siltli marn; 13) siltly çamur; 14) kil; 15) marn ve marnlı kireçtaşı; 16) siltly çamur (linyit); 17) marn; 18) organik silt; 19) marn; 20) kil marn, 21) çamur; 22) marn.....	87
Şekil 5.15 :	Yamaç Molozu (kolüvyon) (QEy), Yukarıgüney köyü, (bakış doğuya).....	88
Şekil 5.16 :	Traverten sekisi (Qtr2) Yukarıgüney Köyü.....	89
Şekil 5.17 :	Traverten sekisi (Qtr1), Yukarıgüney –Abant Gölü arası.....	90
Şekil 5.18 :	Qas2 içinde yer alan kumlu kanal çökelleri Taşkesti kuzeyi (bakış batıdan).....	91
Şekil 5.19 :	Mudurnu Vadisi taşkın ovası çökelleri (Beldibi Köyü).....	92
Şekil 5.20 :	Mudurnu Nehri kanal çökelleri (Beldibi Köyü).....	93
Şekil 5.21 :	Abant-Dokurcun arasında Mudurnu vadisinin kırık haritası (Neugaber, 1995).....	93
Şekil 5.22 :	Yarbaşı heyelanının genel görünümü (bakış güneye).....	94
Şekil 5.23 :	Mudurnu Vadisi'nin Kuvaterner evrimi (Paluska ve diğ. 1989) A- Mudurnu Nehri'nin orta ve genç Pleyistosen erozyonunun zaman/derinlik fonksiyonu; B- Pliyo-Kuvaterner çökellerinin sedimentasyonunun zaman/yükseklik fonksiyonu; C- Yarbaşı Heyelanı'nın oluşturduğu baraj gölü bozulduktan sonraki aşınımın zaman/derinlik fonksiyonu.....	94
Şekil 5.24 :	Mudurnu Vadisi'nin Kuvaterner Stratigrafisi.....	95
Şekil 6.1 :	Aktif doğrultu atımlı fay zonunda gelişen yerçekilleri (http://3dparks.wr.usgs.gov/haywardfault/html/	98
Şekil 6.2 :	Sağ yönlü doğrultu atım fay zonlarında gelişen büklüm geometrileri b) Sağ yönlü doğrultu atım fay zonlarında gelişen sekme geometrileri c) Sağ yönlü doğrultu atım fay zonlarında gelişen fay bağlantılarının varyasyonları (Cristie-Blick ve. Biddle, 1985'den yararlanılarak).....	99
Şekil 6.3 :	Türkiye'nin sayısal yükseklik modeli ve diri fay haritası (Şaroğlu ve diğ., 1992).....	101
Şekil 6.4 :	Almacık Bloku ve yakın çevresinin sismotektonik haritası (Faylar Emre ve diğ., Hazırlanmakta'dan yararlanılarak) ve son yüzyılda meydana gelmiş M>4 depremlerin dışmerkez dağılımı ile ana şokların odak mekanizması çözümleri (Canitez ve Üçer, 1967; Dewey, 1976; Taymaz ve diğ., 1991 ve http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/mudim/il.asp 'den yararlanılarak). YKSA: Yüzey kırığı sağ yönlü doğrultu atımlı, YKN: Yüzey kırığı	

	normal; YKT: Yüzey kırığı ters, DFSA: Diri fay Sağ yönlü doğrultu atımlı, DFSL: Diri fay sol yönlü doğrultu atımlı, DFN: Diri fay normal, DFT: Diri fay ters, PDFSA: Potansiyel diri fay sağ yönlü doğrultu atımlı, PDFN:Potansiyel diri fay normal, PDFT: ptansiyel diri fay ters.....	101
Şekil 6.5	: Almacık Bloku ve yakın çevresinin diri fay haritası(Emre ve diğ. Hazırlanmakta'dan yararlanılarak) (EK 3).....	102
Şekil 6.6	: a) Kuzey Anadolu Fay Sistemi ve 20 yy.'daki depremleri ve dış merkez lokasyonları b)1944 Bolu- Gerede depremi yüzey kırığı segmentleri (Kondo ve diğ., 2005).....	103
Şekil 6.7	: Bolu Segmenti'nin detaylı geometrisi (Kondo ve diğ., 2005).....	104
Şekil 6.8	: 1944 Bolu-Gerede depremi yüzey kırığının Bolu güneyindeki jeolojisi ve tektonik jeomorfolojisi (BA: Başsız Akarsu, BS: Basınç Sırtı, ÖA: Ötelenmiş Akarsu, SA: Sapsız Akarsu, SS: Sürgü Sırtı).....	104
Şekil 6.9	: Hacıbeyler köyü batısında 1944 yüzey kırığına bağlı olarak gelişmiş sağ yönlü ötelenme ve fay dikliği.....	105
Şekil 6.10	: İlicakınık basınç sırtına kuzeydoğudan bakış.....	105
Şekil 6.11	: İlicakınık basınç sırtında eğimlenmiş Kuvaterner çökelleri.....	106
Şekil 6.12	: Çepni Köyü traverten sekisi (Qtr), (bakış doğudan).....	106
Şekil 6.13	: 1944 Bolu-Gerede depremi yüzey kırığının Aşağıyeniç-Yukarıgüney arası jeolojisi ve tektonik jeomorfolojisi (ÖA: Ötelenmiş Akarsu, SS: Sürgü Sırtı, TKD: Tektono-Karstik Depresyon, TS: Topografik Boyun).....	107
Şekil 6.14	: Dereceören köyü batısında Göynük Dere vadisi (bakış kuzeydoğudan) (Ss: Sıkışmalı Sekme).....	107
Şekil 6.15	: Dereceören basınç sırtı (bakış kuzeyden).....	108
Şekil 6.16	: Abant Gölü'kuzeyinde 1957 Abant Depremi'nin yüzey kırığına genel bakış (güneydoğudan).....	109
Şekil 6.17	: Abant Gölü K'inde 1957 Abant Depremi yüzey kırığı ve saç örgüsü şeklinde fay paterni.....	110
Şekil 6.18	: Yukarıgüney Köyü'nde Sazak Dere'nin ötelenmesi.....	110
Şekil 6.19	: Seymen Dere vadisinde 1957 Abant depremi ile tetiklenen heyelan ve yüzey kırığı.....	111
Şekil 6.20	: Abant-Taşkesti arasında 1957 Abant ve 1967 Mudurnu Vadisi depremleri yüzey kırıklarının doğu kesimlerinin jeolojisi ve tektonik jeomorfolojisi (BS: Basınç Sırtı, ÖA: Ötelenmiş Akarsu, SS: Sürgü Sırtı, TKD: Tektono-Karstik Depresyon, TS: Topografik Boyun).....	112
Şekil 6.21	: 1957 Abant ve 1967 Mudurnu Vadisi depremleri kayma dağılımları. Siyah noktalar Öcal (1959) tarafından yapılmış ölçümleri gösterir, kırmızı noktalar Ambraseys ve diğ. (1968) ve Ambraseys ve Zatopek (1969) ölçümleri gösterir. Kesik çizgiler 1957 yüzey kırığını göstermektedir (Barka, 1996).....	112
Şekil 6.22	: İğneciler orman deposundan kuzeye bakış ve 1957 Abant, 1967 Mudurnu Vadisi Depremi ortak yüzey kırığı.....	112
Şekil 6.23	: Yeğendere güneyinde sekiler ve 1957 Abant-1967 Mudurnu Vadisi Depremi ortak yüzey kırığına bakış (FF: Fay Façetası).....	113
Şekil 6.24	: Yukarıgüney-Taşkesti sırtına batıdan bakış. Mudurnu Nehri'nin saat yönünde ötelenmesi.....	114
Şekil 6.25	: Çamyurdu-Yongalık arasının jeolojisi ve tektonik jeomorfoloji haritası (ES: Eskarpment, FF: Fay Façetası, ÖA: Ötelenmiş Akarsu,	

	SS: Sürgü Sırtı, YV: Yamaç Vadisi).....	114
Şekil 6.26 :	Dokurcun yakın doğusunun tektonik jeomorfolojisi ve Tavşansuyu Dere'sinin ötelenmesi.....	115
Şekil 6.27 :	Yongalık-Mecidiye arasının jeolojisi ve tektonik jeomorfoloji haritası (ES: Eskarpment, ÖA: Ötelenmiş Akarsu, SS: Sürgü Sırtı, TF: Terkedilmiş Fan, YS: Yükselmiş Akarsu Sekileri).....	115
Şekil 6.28 :	Karadere Fay Zonu'nun jeoloji haritası ve tektonik jeomorfolojisi (ES Eskarpment, FF: Fay Façetası, FV: Fay Vadisi, ÖA: Ötelenmiş Akarsu, Ro: Rüzgar Oluğu, SS: Sürgü Sırtı, TF: Terkedilmiş Fan).....	117
Şekil 6.29 :	Doğu Marmara'nın diri fayları ve 17-08-1999 İzmit Depremi yüzey kırığının segmentleri (Akyüz ve diğ. 2002'den yararlanılarak, Pucci, 2007'den).....	118
Şekil 6.30 :	Aksu Vadisi'nde Karadere Segmenti'nin uzanışı.....	119
Şekil 6.31 :	Düzce Depremi'nin ana ve artçı şokları ve odak mekanizması çözümleri b) Düzce depreminin fay düzlemi (Çakır ve diğ., 2003).....	120
Şekil 6.32 :	1999 Düzce Depremi kayma dağılımı ve segmentasyonu (Duman ve diğ., 2005)	121
Şekil 6.33 :	Gölyaka Segmenti'nin jeoloji haritası ve tektonik jeomorfolojisi (BS: Basınç Sırtı, So: Su Oluğu, FF: Fay Façetası SS: Sürgü Sırtı TF: Terkedilmiş Fan, Tk: Terkedilmiş Fay Kolu).....	122
Şekil 6.34 :	Hamamyanı Köyü'nde 1999 Düzce Depremi sırasında gelişmiş en büyük eğim atım (3.7m).....	122
Şekil 6.35 :	Gölyaka Segmenti, Hamamyanı-Değirmen Mah. yolu üzerinde gelişmiş oblik atımlı faylanma.....	123
Şekil 6.36 :	Gölyaka Segmenti üzerinde gelişmiş fay façetaları (FF) (bakış batıya).....	124
Şekil 6.37 :	Gölormanı Orman Evi yakınında Düzce Depremi yüzey kırığında gelişen transpresif yapılar. İnce beyaz çizgiler tavan bloğu üzerinde gelişmiş oblik tansiyonal çatlakları göstermektedir. Beyaz oklar ötelenmiş ve yükselmiş beton bahçe duvarını gösterir. FF: Fay Façetası. Sağ altta 1988 Ms: 7.9 Spitak Depreminde (Ermenistan) gelişmiş sağ yönlü basınç sırtı örneği yer almaktadır (Philip ve diğ., 1992'den).....	126
Şekil 6.38 :	Efteni Segmenti üzerinde Aydınpınar Köyü'nde deforme olmuş birikinti yelpazeleri ve su oluşu (watergap).....	126
Şekil 6.39 :	Çakırhacıbrahim Mah.'de Efteni Segmenti üzerinde gelişmiş bir sürgü sırtı.....	127
Şekil 6.40 :	Beyköy ve Kaynaşlı segmentlerinin jeoloji haritası ve tektonik jeomorfolojisi (BS: Basınç Sırtı, So: Su Oluğu, ES: Eskarpment, FF: Fay Façetası, ÖA: Ötelenmiş Akarsu, , TF: Terkedilmiş Fan, Tk: Terkedilmiş kol, SS: Sürgü Sırtı).....	128
Şekil 6.41 :	Beyköy basınç sırtına batıdan bakış.....	128
Şekil 6.42 :	Kaynaşlı Basınç sırtına batıdan bakış.....	130
Şekil 6.43 :	Bakacak Heyelanı ve Asarsuyu Vadisi'ne güneyden bakış.....	130
Şekil 6.44 :	Bakacak ve Elmalık faylarının jeolojisi ve tektonik jeomorfolojisi (ÖA: Ötelenmiş Akarsu, SS: Sürgü Sırtı, TF: Terkedilmiş Fan).....	131
Şekil 6.45 :	Uğurköy Fayı üzerinde sistematik olarak ötelenmiş akarsulardan bir örnek (Hacıhasan Mah.).....	132
Şekil 6.46 :	Çilimli Fayı'nın jeoloji haritası ve tektonik jeomorfolojisi (So:Su oluşu, SS: Sürgü Sırtı)	133

Şekil 6.47 :	Saf ve Basit makaslamaya maruz kalmış bir blokta yeni fayların oluşumu (Ron ve diğ.,2001).....	134
Şekil 6.48 :	Mudurnu Vadisi (a-c) ve İznik (d-f) faylarında tetiklenmiş fay kaymasının belirtileri. İznit depreminin elastik dislokasyon modeli ile hesaplanmış statik makaslama stresi değişiklikleri (a, d) (düşey D-B fayları). SYM üzerine giydirilmiş negatif makaslama stresi değişiklikleri sol yanal makaslamayı işaret eder. Kesikli çizgiler Kuzey Anadolu Fayı'nın segmentleridir (Şaroğlu ve diğ., 1992). e) Mavi ERS1 interferogramının residuali; Siyah-bir elastik dislokasyon modeli kullanılarak hesaplanan değişim aralığı. Dislokasyon modelleri saf sol yanal kaymayı göstermektedir (Wright ve diğ., 2001).....	135
Şekil 6.49 :	Çalışma alanındaki aletsel dönem depremlerin en derinlik kesitleri....	137
Şekil 7.1 :	Mudurnu Vadisi'nden Almacık Bloku ile Abant Dağları üzerinde yer alan yüzey sistemlerine bakış (Bakış doğuya).....	140
Şekil 7.2 :	Erenler Tepe kuzeyinde Y1 yüzeyi içinde zirveye yakın kesimlerde korunmuş yarı olgun vadi formu örneği (Bakış güneybatıya).....	141
Şekil 7.3 :	Derdin Köyü güneyinden Y2 yüzeylerinin Uğursuyu N. vadisi'nin orta kesimlerinde eğimli vadi yamaçları ile parçalanması (Bakış kuzeye)..	143
Şekil 7.4 :	Derdin Köyü güneyinden Y2 yüzeylerinin Uğursuyu N. vadisi'nin orta kesimlerinde eğimli vadi yamaçları ile parçalanması (Bakış kuzeye)..	144
Şekil 8.1 :	Almacık Bloku ve yakın çevresinin jeoloji haritası (MTA 1500000 Ölçekli Zonguldak Paftası) ve İznik metamorfileri ile Almacık ofiyolitlerinin KAF tarafından ötelenmesi.....	146
Şekil 8.2 :	Almacık Bloku kuzeybatısında Karadere Fayı boyunca gözlenen jeomorfik yanal yer değiştirme (Ro:Rüzgar Oluğu). (jeolojik bilgi için EK-1'e bkz).....	148
Şekil 8.3 :	Almacık Bloku, Armutlu Bloku ve Kocaeli Penepleni'nin drenaj şebekesi (mavi çizgiler) ve su bölümü çizgileri (kesikli beyaz çizgiler).....	150
Şekil 8.4 :	Kocaeli Penepleni, Armutlu Bloku ve Almacık Bloku'nun subölümü çizgilerinin superimpose profilleri.....	150
Şekil 8.5 :	Kocaeli Penepleni, Armutlu Bloku ve Almacık Bloku subölümü çizgilerinin yükseklik histogramları ve ortalama değerleri.....	151
Şekil 8.6 :	İki parametrelili model en kesitler (Evans, 1999).....	153
Şekil 8.7 :	Model en kesitlerin topografik sınıflaması (Evans, 1999).....	154
Şekil 8.8 :	Almacık Bloku'nun sayısal yükseklik modeli ve ana akarsu havzaları.....	156
Şekil 8.9 :	Aksu Havzası'nın sayısal yükseklik modeli.....	157
Şekil 8.10 :	Aksu Havzası'nın yükseklik frekansı.....	157
Şekil 8.11 :	Uğursuyu Havzası'nın sayısal yükseklik modeli.....	159
Şekil 8.12 :	Uğursuyu Havzası'nın sayısal yükseklik frekansı.....	159
Şekil 8.13 :	Mudurnu Havzası'nın Almacık Bloku üzerinde kalan kesiminin sayısal yükseklik modeli.....	161
Şekil 8.14 :	Mudurnu Havzası'nın yükseklik frekansı.....	161
Şekil 8.15 :	Abant Havzası'nın sayısal yükseklik modeli.....	163
Şekil 8.16 :	Abant Havzası'nın yükseklik frekansı.....	163
Şekil 8.17 :	Almacık Bloku'nun yükseklik frekansı.....	165
Şekil 8.18 :	Aksu Havzası'nın eğim frekansı.....	166
Şekil 8.19 :	Aksu Havzası'nın eğim haritası.....	166
Şekil 8.20 :	Uğursuyu Havzası'nın eğim frekansı.....	168

Şekil 8.21 :	Uğursuyu Havzası'nın eğim haritası.....	168
Şekil 8.22 :	Mudurnu Havzası'nın eğim frekansı.....	170
Şekil 8.23 :	Mudurnu Havzası'nın eğim haritası.....	170
Şekil 8.24 :	Abant Havzası'nın eğim frekansı.....	171
Şekil 8.25 :	Abant Havzası'nın eğim haritası.....	172
Şekil 8.26 :	Almacık Bloku'nun eğim haritası.....	173
Şekil 8.27 :	Almacık Bloku üzerindeki ana akarsu havzalarının hipsometrik eğrileri.....	174
Şekil 8.28 :	Almacık Bloku'nun tümünün hipsometrik eğrisi.....	176
Şekil 8.29 :	San Gabriel Dağlarında (güney Kaliforniya) Akarsu gradyan indisleri (SL).....	177
Şekil 8.30 :	Akarsu Uzunluk Gradyan İndeksi'nin hesaplanması.....	177
Şekil 8.31 :	Almacık Bloku'nun SL indeksi haritası.....	178
Şekil 8.32 :	Almacık Bloku'nun SL dağılım haritası.....	179
Şekil 8.33 :	Aksu Nehri'nin akarsu gradyan indis değerleri. Sağ üstteki kutucuk Merritts ve Vincent (1999)'in tip akarsu gradyan indisi ve yükselme hızlarını göstermektedir.....	180
Şekil 8.34 :	Köy Dere'nin akarsu gradyan indis değerleri. Sağ üstteki kutucuk Merritts ve Vincent (1999) 'in tip akarsu gradyan indisi ve yükselme hızlarını göstermektedir.....	180
Şekil 8.35 :	Basit makaslama zonu içinde orofleksural bükülme ve rotasyon mekanizması (Nelson ve Sylvester, 1987'den sonra). a) Deforme olmamış alan (domain); b) Rotasyon olmadan ana fay zonuna paralel faylarda makaslanma c) içsel antitetik makaslama ile blok rotasyonu; d) yayılmış, devamlı basit makaslama; e)değişken, içsel rotasyonla birlikte küçük blok modeli.....	182
Şekil 8.36 :	Blok rotasyonu (A) ve stres alanı rotasyonu (B) nedeniyle yeni fayların oluşumu (Ron ve diğ., 2001).....	185
Şekil 8.37 :	Almacık Bloku'nun bakı haritası.....	186
Şekil 8.38 :	Akarsu vadilerinin blok rotasyonuna kuramsal tepkisi.....	188
Şekil 8.39 :	Asimetri faktörünün (AF) formülü ve uygulaması (Keller ve Pinter, 2002).....	188
Şekil 8.40 :	Almacık Bloku üzerinde AF indisi çalışması yapılan havzalar.....	189
Şekil 8.41 :	Kuzey ve güney su bölümlerinde yer alan havzaların AF değeri oranları. Her iki su bölümünde de sağa asimetric bir yoğunluk vardır.	189
Şekil 8.42 :	Bakı haritası üzerinde Almacık Bloku üzerindeki akarsu havzalarının vadi yönelim çizgileri.....	191
Şekil 8.43 :	Almacık Bloku üzerindeki tüm havza yöneliminin gül diyagramı.....	192
Şekil 8.44 :	a)Mudurnu Vadisi kuzey yamacındaki (Almacık Bloku) akarsuların yönelimlerinin gül diyagramı b) Mudurnu Vadisi güney yamacındaki akarsuların yönelimlerinin gül diyagramı.....	192
Şekil 9.1 :	Genel bir çek-ayır havza modeli (Crowell, 1974b'den).....	195
Şekil 9.2 :	Altı farklı doğrultu atım havzasının diyagramatik haritaları (Nielsen ve Sylvester, 1995).....	195
Şekil 9.3 :	Sekmelerde çek-ayır havzaların gelişimi (Aydın ve Nur, 1982).....	196
Şekil 9.4 :	Analog bir modelleme programı ile üretilmiş negatif çiçek yapısının idealize edilmiş 3 boyutlu geometrisini gösterir sinoptik diagram (Dooley ve Mc Clay 1997). AYZ Ana Yerdeğiştirme Zonu.....	196
Şekil 9.5 :	Marmara Denizi orta havzasının renkli sayısal batimetrik modeli ve sismik kesiti. Geniş çek-ayır yapısı içinde daha küçük çek-ayır havzası gelişimi (Armijo ve diğ., 2002).....	197

Şekil 9.6 :	Düzce Havzasının izopak, izohips ve yüzey bakı vektörleri haritası (diri faylar Emre ve diğ., Hazırlanmakta'dan yararlanılarak).....	200
Şekil 9.7 :	Dört farklı ayırım ve çakışma geometrisine ait sekme modelleri (Rodgers, 1980) a) ayırım çakışmanın iki katıdır b) çakışma ayırımın iki katıdır c) ayırım çakışmaya eşittir d) çakışma çok azdır.....	201
Şekil 9.8 :	Hızlı ve yavaş yükselen alanlarda geniş ölçekli jeomorfoloji (Burbank ve Anderson, 2001).....	203
Şekil 9.9 :	Düzce Havzası'nın izopak haritası ve depresyonların gerilme elipsleri.....	206
Şekil 9.10 :	Düzce Fayı üzerinde Uğursuyu birikinti yelpazesi gelişimi evreleri.....	207
Şekil 10.1 :	Serbestçe dönen dairesel bir blokun rotasyonunun fay zonu genişliği arasındaki ilişki (Tatar ve diğ. (1995)'ten Almacık Bloku için değiştirilerek).....	220
Şekil 10.2 :	Atım ve blok genişliği kullanılarak rotasyon miktarının belirlenmesine yönelik Tanjant yaklaşımı.....	221
Şekil 11.1 :	Çalışma alanının Geç Kretase-Erken Miyosen palinspastik paleocoğrafya haritaları (Kırmızı kesik çizgiler Almacık Bloku'nun yerini göstermektedir).....	224
Şekil 11.2 :	Çalışma alanının Geç Kretase-Erken Miyosen palinspastik paleocoğrafya haritaları (Kırmızı kesik çizgiler Almacık Bloku'nun yerini göstermektedir).....	225
Şekil 11.3 :	Almacık Bloku ve yakın çevresinin morfotektonik evriminin blok diyagramları.....	227

SEMBOL LİSTESİ

σ	: asal gerilme eksen
ψ	: açısall makaslama
λ	: makaslama yamulması
R	: Yarıçap
Π	: Pi:3.14

Üniversitesi	: İstanbul Teknik Üniversitesi
Enstitüsü	: Avrasya Yer Bilimleri
Anabilim Dalı	: Katı Yerbilimleri
Programı	: Yer Sistemi Bilimi
Tez Danışmanı	: Prof. Dr. Okan TÜYSÜZ
Tez Türü ve Tarihi	: Doktora – Temmuz 2008

ÖZET

ALMACIK BLOKU ve YAKIN ÇEVRESİNİN MORFOTEKTONİĞİ

Cengiz YILDIRIM

Almacık Bloku coğrafik olarak Marmara Bölgesi'nin doğusunda Adapazarı, Düzce ve Bolu ovaları arasında yer alır. Blok doğu-batı doğrultusunda uzanan mercek şekilli bir geometriye sahiptir. Tektonik olarak Kuzey Anadolu Fay Sistemi içinde bulunur. Bloku sınırlayan fayların neredeyse her biri sırasıyla geçen yüzyılda 1944 Bolu-Gerede, 1957 Abant, 1967 Mudurnu Vadisi, 1999 İzmit ve 1999 Düzce depremleri ile kırılmıştır. Bu çalışmanın amacı blokun Geç Senozoyik'ten günümüze kadar olan ki zaman aralığında maruz kaldığı orta ve geniş ölçekli tektonik deformasyonun nicel olarak belirlenmesidir. Bu amaçla ilk olarak sahadaki diri faylar haritalanmış bunların aktivite sınıflamaları yapılmış ve kinematikleri hakkında veri toplanmıştır. Sahadaki neotektonik çatının belirlenmesinden sonra uzun ve orta dönemli deformasyonların modu, hızı ve büyüklüğü konusunda bilgi verebilecek paleo-aşınım yüzeyleri haritalanmış Almacık Bloku üzerindeki ile komşu morfotektonik üniteler üzerindeki karşılaştırılmış ayrıca blok üzerinde yer alan akarsu havzalarında jeomorfik indis, morfometri ve yerey analizleri yapılarak blokun neotektonik dönemdeki davranışı ortaya konmuştur. Bunlara ek olarak ilk kez bu çalışmada fluvial sistemlerin düşey blok rotasyonuna tepkileri araştırılmış ve tutarlı sonuçlar alınmıştır. Almacık Bloku bugünkü geometrisini Kuzey Anadolu Fayı'nın sahada etkili olmaya başladığı En geç Pliyosen'den sonra almış ve bloku sınırlayan fayların kendi aralarındaki geometrik ilişkilerine bağlı olarak blok Pliyo-Kuvaterner'de yaklaşık 1000 m yükselmiş, güneye ve doğuya doğru çarpılmış ayrıca düşey ekseninde saat yönünde yaklaşık 25° rotasyona uğramıştır.

Anahtar Kelimeler: Kuzey Anadolu Fayı, Aktif Tektonik, Fluvial Jeomorfoloji, Blok Rotasyonu

Bilim Dalı Sayısal Kodu: 920.1.047.

University : Istanbul Technical University
Institute : Eurasian Earth Science
Science Programme : Solid Earth
Programme : Earth System Science
Supervisor : Prof. Dr. Okan TÜYSÜZ
Degree Awarded and Date : PhD – July 2008

ABSTRACT

MORPHOTECTONIC of ALMACIK BLOCK and ADJACENT SURROUNDINGS

Cengiz YILDIRIM

Almacik Block is geographically located in between Adapazari, Düzce and Bolu basins. It has a lense shaped east-west trending planview geometry. The block is tectonically a part of North Anatolian Fault System. Almacik Block is delimited by active faults of the system that almost all of them ruptured in last century in 1944 Bolu-Gerede, 1957 Abant, 1967 Mudurnu Valley, 1999 Izmit and 1999 Düzce earthquakes, respectively. The principal goal of this study is quantitatively identify medium to large scale neotectonic deformations of the block in between Late Cenozoic to present. In this context active fault map of the region and activity classification of the faults were primarily done. In order to understand mode, rate and magnitude of long and short term deformations paleo-surface reconstructions and morphometrical and terrain analysis were done on the drainage basins to display behaviour of the block in the neotectonic period. In addition to this for the first time the fluvial response to block rotation was investigated in this study. As a consequence, Almacik Blok gained its current planview geometry after the Latest Pliocene when North Anatolian Fault initiated. It is uplifted more than 1000 m and tilted toward south and east besides vertically rotated about 25° clockwise in Plio-Quaternary period.

Keywords: North Anatolian Fault, Active Tectonic, Fluvial Geomorphology, Block Rotation

Science Code: 920.1.047.

1. GİRİŞ

Morfotektonik (kuzey Amerika'da tektonik jeomorfoloji) tektonik süreçlerle meydana gelen yerçekillerinin oluşum, gelişim ve evrimlerini nedensel şekilde inceleyen bir yerbilimi dalıdır. Tektonik olarak aktif olan alanlarda yüzey altında kırılğan zonda meydana gelen deformasyonlar bir şekilde yüzeyde doğrudan (deprem yüzey kırıkları gibi) ya da dolaylı olarak (yükselme, alçalma eğimlenme, ya da rotasyon gibi) gözlenebilmektedir. Özellikle akarsu süreçleri kabuksal blokların gerek kısa gerekse uzun dönemli davranışlarına karşı çok duyarlıdırlar ve bunları kayıt altına alırlar. Yüzeydeki jeomorfik verileri kullanarak deformasyonun zamanı, tipi, hızı ve büyüklüğü gibi karakteristikleri hakkında bilgi edinmek mümkündür.

1.1. Amaç ve Kapsam

Bu tezin ana konusu olan Almacık Bloku ve onun kuzeyinde yer alan Düzce Havzası neotektonik ve jeomorfik süreçlerin karşılıklı etkileşimi sonucu oluşan en karakteristik yerçekillerini bünyelerinde barındırmaktadır. Bu çalışmanın amacı morfotektonik bakış açısı ve yöntemler kullanarak Almacık Bloku'nun Geç Senozoyik'teki neotektonik deformasyonu ile Kuzey Anadolu Fayı'nın uzun dönemli kayma hızı ve yamulma paylaşımını ortaya koymaktır. Bu amaca uygun olarak 5 ana görev belirlenmiştir. Bu görevler; 1) Blokun ve yakın çevresindeki aktif fayların haritalanması bunların tiplerinin belirlenmesi, bölümlenmelerinin (segmentation) ve aktivite sınıflamalarının yapılması; 2) Sistemik olarak jeomorfoloji ve Kuvaterner Jeolojisi haritalarının yapılması; 3) Bölgesel morfotektonik üniteler üzerindeki aşınım yüzeylerinin karşılaştırılması; 4) Akarsu havzalarında morfometrik analizler yapılması; 5) Özellikle akarsu havzalarının blok rotasyonuna tepkilerinin belirlenerek aktif tektonik süreçler sonucu meydana gelen neotektonik deformasyonun fiziksel boyutu ve dinamik süreçlerle ilişkisinin ortaya konması şeklindedir.

1.2. Veri ve Yöntem

Bu kapsamda gerek çalışma alanı gerekse yakın bölge hakkındaki neotektonik, aktif tektonik ve paleosismolojik, sismik, jeodetik ve paleomanyetik literatür taranmıştır.

Eski incelemelerin ve bu tez kapsamında yapılan saha çalışmalarının yanı sıra 2000 yılına ait 1:8000, 1975 yılına ait 1:10000 ve 1:35000 ölçekli pankromatik hava fotoğrafları, 2003 yılına ait 4 adet Aster Level 3A stereografik uydu görüntüsü ve 1993 yılına ait 1:25000 ölçekli topografya haritalarından üretilen 25 m hücre boyutlu sayısal yükseklik modellerinden ve Amerikan Ulusal Uzay Ajansı (NASA)'ndan elde edilen 90 m hücre boyutlu Shuttle Radar Topographical Map (SRTM) görüntüsünden yararlanılarak çalışma alanı ve çevresindeki neotektonik ve aktif tektonik yapılar 1:25000 ölçeğinde haritalanmış, bunların aktivite sınıflaması yapılmış ve Coğrafi Bilgi Sistemi (CBS) ortamında sayısallaştırılarak bir veri tabanı oluşturulmuştur. Aktivite sınıflamasında hazırlanmakta olan Türkiye Diri Fay Haritası'nda (Emre ve diğ., Hazırlanmakta)' kullanılan fay aktivite sınıflaması kullanılmıştır. Buna göre:

- 1- Deprem Yüzey Kırıkları: Son yüzyıl içinde meydana gelmiş depremler tarafından oluşturulmuş yüzey kırıkları.
- 2- Diri Faylar: Holosen'de (son 11 bin yıl) faaliyet göstermiş ve yüzey kırığı oluşturmuş faylar.
- 3- Potansiyel Diri Faylar: Pleyistosen içinde faaliyet göstermiş ancak Holosen deformasyonu gözlenmeyen faylar.
- 4- Neotektonik Fay/Çizgisellik: Neojen kayaçlarını kesen yada yüzeyde çizgisellik oluşturan ancak Kuvaterner aktivitesi kuşkulu faylardır.

Faylar aktivite sınıflamasından sonra McCalpin (1999)'a göre segmentlere ayrılmış, segmentasyon fayların yüzey geometrileri dikkate alınarak yapılmıştır.

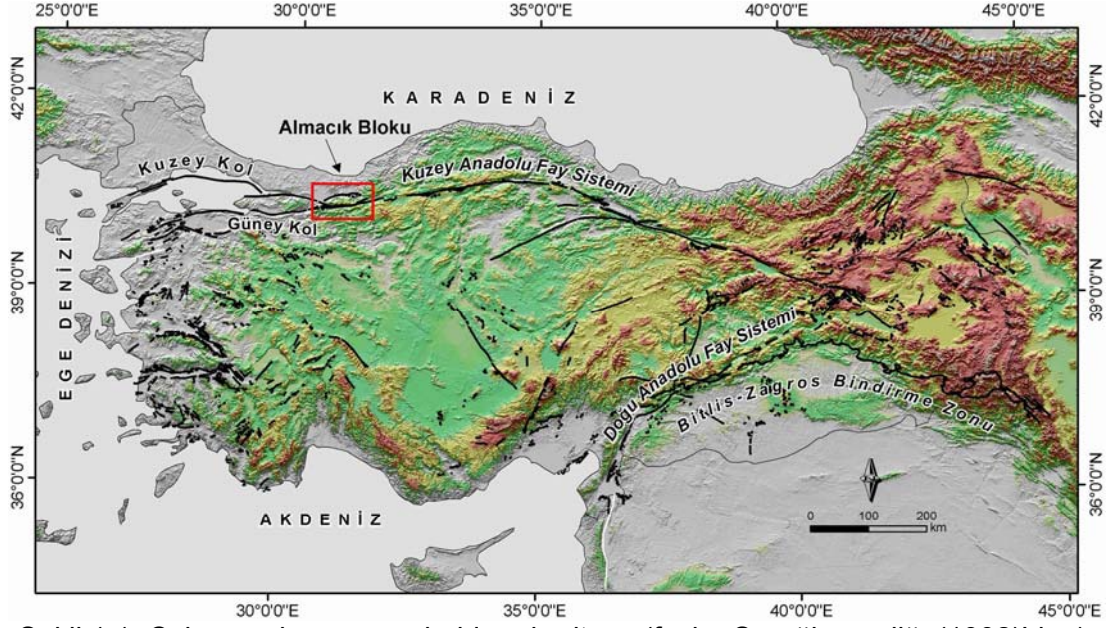
Fayların aktivitesine ilişkin olarak bir diğer veri tabanı ise aletsel dönem depremlerin büyüklükleri ve derinlikleri ile bunların dış merkezlerinin koordinatları (enlem-boylam), literatür ve ilgili kataloglardan yararlanılarak oluşturulmuştur. Bu veri tabanı içinde fayların yüzey geometrilerinin yanında yüzey altındaki geometrilerinin de anlaşılması açısından büyük depremlerin ve bazı artçıların fay düzlemi çözümlerinden de yararlanılmıştır. Ayrıca sismojenik zonun belirlenmesi amacıyla depremlerin koordinatları ve iç merkez (hypocenter) derinlikleri kullanılarak sahayı kuzey-güney ve doğu-batı kesen enlem ve boylam derinlik kesitleri alınmıştır.

Kuvaterner Jeolojisi çalışmaları çalışma alanı içindeki faylar boyunca ve Düzce Havzası'nda yapılmıştır. Haritalama yukarıda bahsedilen hava fotoğrafları ve uydu görüntüleri ile topografik harita veri seti kullanılarak yapılmıştır. 1:25000 ölçeğinde haritalanan Kuvaterner birimleri Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) ortamında sayısallaştırılmış ve Kuvaterner Jeolojisi veritabanı oluşturulmuştur. Kuvaterner jeolojisi ve jeomorfolojik birimlerinin haritalanmasında bu birimlerin foto-jeolojik ve morfolojik karakteristikleri gözönüne alınmış ve arazi gözlemleri ile bunların doğrulaması yapılmıştır. Birimlerin ilksel jeokronolojisi fosil içerikleri, genel alt-üst konum, topoğrafya, bozunma, toprak ve morfolojik özellikleri (aşınma-yarılma) ve literatürden elde edilen radyometrik tarihlendirme sonuçları gözönüne alınarak kurulmuştur.

Yapılan haritalama çalışmalarının yanında aktif tektonikte kullanılan jeomorfik indis ve yerey (terrain) analizlerinden de yararlanılmıştır. Bölgesel olarak bindirilmış ve kaydırılmış profiller ile özellikle Almacık Bloku üzerindeki akarsu havzalarında, hipsometrik integral, akarsu boy gradyan indeksi, asimetri faktörü, vadi yönelimi analizleri yapılmıştır. Ayrıca sayısal yükseklik modelleri kullanılmış yükseklik, eğim ve bakının moment istatistiklerinden yararlanılarak Almacık Bloku'nun maruz kaldığı görelilik farklılıkların ortaya konmaya çalışılmıştır.

1.3. Coğrafya

Almacık Bloku, Kuzey Anadolu Fay Sistemi içinde sistemin Bolu depresyonundan itibaren iki kola ayrılan kuzey ve güney kolları arasında yer alır. Blok kuzeyden Hendek Bloku, Düzce Havzası ve Sünnice Masifi ile, doğudan Bolu Havzası ile, güneyden Abant ve Kapıorman dağları ile batıdan ise Adapazarı Havzası ile sınırlanır (Şekil 1.1). Blokun matematiksel konumu 40° 38' 50" K- 30° 37' 37" D ile 40° 42' 20" K- 31° 29' 03 " D koordinatları arasına düşer. Çalışma alanının jeoloji ve jeomorfoloji haritaları 1:100.000 ölçekli G25 ve G26 paftalarının tamamını G27 paftasının ise 1:25.000 ölçekli a4, d1 ve d4 paftalarını içine alan kısmını içerir. Mercek şeklinde bir harita görünümüne sahip olan blokun uzun eksenini 78 km kısa eksenini 18-20 km arasında değişir. En yüksek noktası 1830 m ile Erenler Tepe olan blokun ortalama yükseltisi 961 m'dir.



Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası (faylar Şaroğlu ve diğ. (1992)'den).

1.4. Önceki Çalışmalar

Bölüm başlarında ilgili literatüre değinildiği için ayrıca burada değinilmemiştir.

1.5. Tez Düzeni

“Almacık Bloku’nun Morfotektoniği” konulu tez 12 bölümden oluşmaktadır. Tez düzeni genelden özele doğru bir akış izlemektedir. Tezde Giriş bölümünü takiben;

2. Bölümde; çalışmanın teknik altyapısını oluşturan yapı, süreç ve zaman gibi temel jeomorfolojik kavramlar ve jeomorfik sistem yaklaşımları ile alansal ve zamansal ölçekler ayrıca en çok tartışılan jeomorfolojik kavram olan peneplen ve peneplenleşme üzerine alternatif görüşlere değinilmektedir.

3. Bölümde; Almacık Bloku’nun içinde yer aldığı Kuzey Anadolu Fay Sistemi ile ilgili olarak Türkiye’nin genel neotektonik çerçevesi, Kuzey Anadolu Fayı’nın bu sistem içindeki yeri ile fayın zaman içindeki oluşumu ve gelişimi ile deprenselliği ve günümüzde gözlenen deformasyonu hakkında bilgi verilmektedir.

4. Bölümde; Almacık Bloku’nun yapısal olarak ilişkili olduğu Kocaeli Penepleni, Armutlu Bloku, Çamdağ-Kaplandede Yükselimi, Hendek Bloku, Sünnice Masifi, Yığılca Bloku, Kapıorman ve Abant Dağları ile bu bloklar arasında kalan

Adapazarı, Düzce, Bolu ve Pamukova havzalarından oluşan bölgesel morfotektonik yapıya değinilmektedir.

5. Bölümde; Almacık Bloku ve çevresinin Paleozoyik'ten Holosen'e kadar stratigrafisi verilmektedir.

6. Bölümde; Almacık Bloku ve yakın çevresindeki morfolojiyi kontrol eden aktif fayların tektonik jeomorfolojileri ile sismotektonik ve kinematik özelliklerine değinilmektedir.

7. Bölümde; Almacık Bloku ve yakın çevresindeki yüzey sistemleri kendi içlerinde değerlendirilmiştir.

8. Bölümde; Almacık Bloku'nun maruz kaldığı neotektonik deformasyonun jeolojik ve jeomorfik göstergeleri ile yükselme, çarpılma ve düşey blok rotasyonu gibi neotektonik süreçlere akarsu havzalarının gösterdiği fluvial tepki nicel olarak değerlendirilmektedir.

9. Bölümde; Düzce Havzası'nın Kuvaterner jeolojisi ve fluviyal jeomorfolojisinden yararlanılarak maruz kaldığı neotektonik deformasyona değinilmektedir.

10. Bölümde; Almacık Bloku ve yakın çevresindeki jeolojik ve jeomorfolojik verilerden yola çıkarak Kuzey Anadolu Fayı'nın (KAF) çalışma alanındaki yaşı, toplam kayma miktarı, hızı ve yamulma paylaşımı ile bloğun maruz kaldığı düşey rotasyonun miktarı tartışılmaktadır.

11. Bölümde; Almacık Bloku ve yakın çevresinin Geç Kretase-Oligosen'den günümüze kadar olan paleocoğrafik ve morfotektonik evrimi ele alınmaktadır.

12. Bölümde; tez konusu kapsamında yapılan çalışmaların sonuçları verilmektedir.

2 . TEKNİK ALTYAPI

Jeomorfoloji (Yunanca geo-‘Yer’, morphe-‘şekil’, logos-‘bilim’) litosferin hidrosfer, atmosfer ve biyosferle temas eden noktalarını şekillendiren süreçleri ve bunların evrimlerini nedensel olarak araştıran, onları mekansal dağılışı ve özelliklerine göre sistematik olarak sınıflandıran bir bilim dalıdır (Summerfield, 1991; Bloom, 1998).

2.1. Temel Kavramlar

Jeomorfik çalışmalar birbiri ile ilişkili iki ana yaklaşımdan oluşur.

1-Evrimsel yaklaşım: geçmişteki doğa olayları (tektonik, deniz seviyesi değişimleri, iklimsel) ile ilişkili verilere bağlı olarak yeryüzünün zaman içindeki evrimini araştıran çalışmalardır (Davis yaklaşımı).

2- Fonksiyonel yaklaşım: süreçler ve şekiller arasındaki karşılıklı ilişkileri ve tepkileri gözönüne alan ve onları anlamaya yönelik çalışmalardır (Gilbert yaklaşımı) (Chorley ve diğ., 1984).

Evrimsel yaklaşım geriye dönük tahminler yaparken fonksiyonel yaklaşım ileriye dönük tahminler yapar. Ancak her iki yaklaşımda da yerşekillerinin ve yeryüzünün tanımlanması gereklidir (Summerfield, 1991). Yerşekillerin geçmiş evriminin anlaşılması ve gelecekteki evriminin tahmini için onları biçimlendiren aşınım, birikim ve tektonik süreçlerin mekanizmasının ve hızlarının bilinmesi önemlidir (Bloom, 1998). Litosferin yüzeyinde görülen ve topoğrafya şekilleri terimi ile ifade edilen yerşekilleri yapı, süreç ve zamanın bir fonksiyonudur ve Davis üçlüsü (Davis 1899) olarak aşağıdaki gibi formüle edilmektedir.

Topoğrafya Şekilleri =f(Yapı+Süreç+ Zaman)

Bu kavram ve yaklaşımlar üzerinde aşağıda ayrı başlıklar halinde durulacaktır.

2.1.1 Yapı

Jeomorfolojik çalışmalarda yapı kavramı jeolojik çalışmalardan farklı olarak aslında iki ayrı unsur olan, yerkabuğunun tektonik ve litolojik özelliklerini beraber ifade etmek için kullanılır. Kayaçları oluşturan mineraller, tabakalar ve kaya kütlelerinin yapısal ve stratigrafik düzeni, kayalar içindeki süreksizlikler, kayaçların tektonik hareketlerle yerdeğiştirmesi ve deformasyonun mevcut durumu yapı içinde ele alınır (Summerfield, 1991).

Topoğrafya için kalıp vazifesi gören yapı topoğrafya şekillerinin oluşumu, gelişimi ve evrimi üzerinde etkilidir. Farklı tektonik yapılar ve bazı litolojik unsurlar üzerinde bu yapı ve litolojik unsurları karakterize eden yer şekilleri ya da yer şekli sistemleri oluşabilir. Tipik bir yapı ya da litoloji üzerindeki alanlara 'terrane' (granitik terrane, kireçtaşı terrane) ve yerin yüzeyine de terrain (yerey) denilir (Bloom, 1998). Özellikle fluviyal etken ve süreçler üzerinde yapısal unsurlar önemli rol oynamaktadır (Chorley ve diğ., 1984; Erinç, 1996).

2.1.2. Etken ve Süreçler

Yerkabuğunu şekillendiren akarsular, buzullar, dalgalar, rüzgar ve akıntılar morfolojik etkenler olarak kabul edilmektedir (Summerfield, 1999; Hugget ve Cheesman, 2002). Yüzey şekilleri üzerinde mekanik ve kimyasal yollarla değişiklikler meydana gelmesine neden olan olaylar ise süreçleri ifade eder. Gerek iç gerekse dış etken ve süreçler değişik şekillerde yeryüzünün yükseltisinin değişmesine eden olurlar (Şekil 2.1).

2.1.2.1. İç etken ve Süreçler

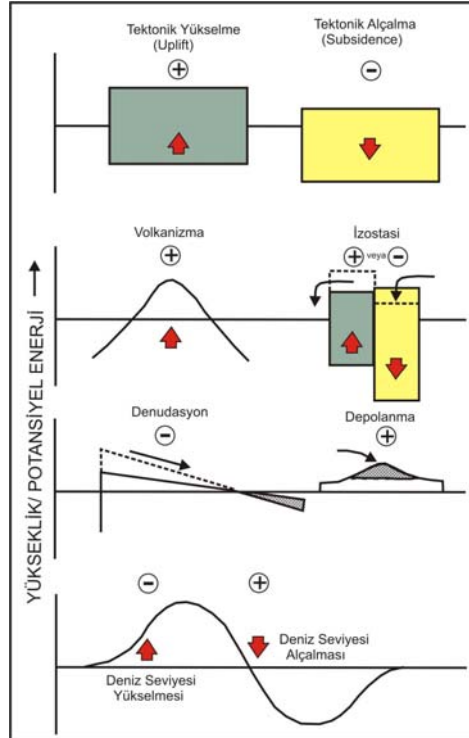
Bunlar enerjisini yerkabuğunun iç kısmından alan etken ve süreçlerdir (Şekil 2.2c). Levha hareketleri ve volkanizma iç etken, kıvrılmalar, faylanmalar, alçalma, yükselme, çarpılma, yerdeğiştirme ve rotasyon ise bu etkenlere bağlı olarak gelişen süreçlerdir. Bunlar yapıcı etken ve süreçlerdir, özellikle morfolojik evrimin başlangıcı ile ilerleyen evrelerde kesinti ve karışıklar çıkararak etkili olurlar (Erinç, 1996; Summerfield, 1991).

2.1.2.2. Dış etken ve Süreçler

Dış etken ve süreçler enerjilerini güneş radyasyonundan ve yerçekiminden alırlar. Yerçekimi aşındırıcı, taşıyıcı ya da biriktirici bir unsur değildir, ancak daha ziyade yön vericidir (Erinç, 1996). Akarsular, buzullar, rüzgar, dalgalar ve akıntılar dış etkenlerdir ve aşındırma, biriktirme ve eritme gibi süreçler bunlara bağlı olarak gelişir. Bunlar genellikle iç etken ve süreçler tarafından oluşturulan topoğrafyayı aşındırma, tahrip etme ve deniz seviyesine kadar alçaltma eğilimindedirler. Biriktirme süreci hariç tahrip edici unsurlardır (Twidale, 1976).

2.1.3. Zaman

Yerkabuğunu oluşturan malzemeler ve üzerinde gelişen topoğrafya şekilleri devamlı olarak bir değişim halinde bulunurlar. Ancak çok yavaş bir tempo ile gerçekleşen süreçlerin gücünü değerlendirebilmek için bunların zaman ile orantılı olarak artan kümülatif etkisi üzerinde durmak gerekir (Erinç, 1996).

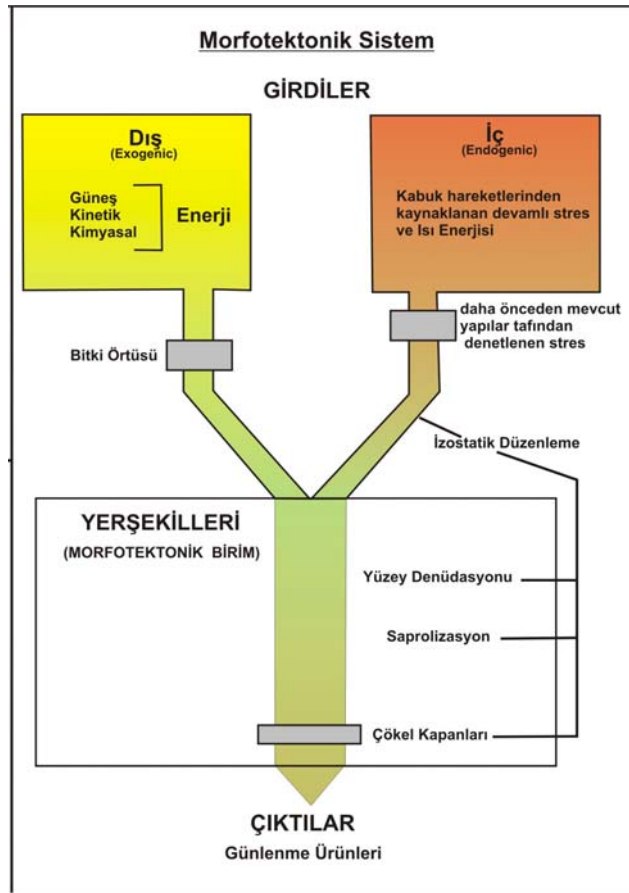


Şekil 2.1. İç ve dış süreçlere bağlı olarak yükselti değişikliğinin şematik gösterimi. Artı ve eksiler, sırasıyla yükseltinin ve potansiyel enerjinin artış ya da azalışını işaret eder (Summerfield, 1999).

2.2. Jeomorfik Sistemler

Bir yer şeklinin tam olarak açıklanması, onun tanımını ve onu oluşturan süreçleri ve zaman içindeki gelişimini içermelidir. Jeomorfolojik çalışmalarda sistem analizinin yaygın kullanımı ve kendine has terminolojisi vardır (Summerfield, 1991). Sistem karmaşık bir bütün olarak davranan ve birbiri ile ilişkili nesne ya da karakteristikler kümesi olarak tanımlanabilir. *Sistem analizi* bu nesnelere ve karakteristikler arasındaki ilişkiye yoğunlaşmıştır (Chorley ve diğ., 1984).

Tektonik jeomorfoloji çalışmalarında “**morfotektonik sistemler**” (Şekil 2.2). dikkate alınır. Morfotektonik sistemler kabuktaki anizotropi, stress koşulları, erozyon ve izostatik gerileme ile tanımlanır (Battiau-Queney, 1999). Morfotektonik bir sistemde bölgesel ölçekteki yer şekilleri temel olarak kabuğun özellikleri tarafından kontrol edilir. Morfotektonik sistemlerin alansal sınırları faylar ya da görece olarak homojen reolojik özellikler gibi kabuksal bir çerçeve tarafından belirlenir.



Şekil 2.2. Morfotektonik bir sistemin (Battiau-Queney, 1999) şematik gösterimi. Artı ve eksiler değişkenler arası ilişkilerin doğasını göstermektedir.

Morfotektonik bir sistem analiz edilmeden önce sınırları tanımlanmalıdır. Daha sonra yapıcı (tektonik) ve yıkıcı (erozyonal) süreçlerin göreceli hız ve süreleri belirlenmelidir. Enerji akışı ve kütle hareketleri ile sistem yapısının ayarlanması sistem içindeki değişkenler tarafından denetlenir. Bu değişkenler, yeryüzünün şeklini temsilen, onun üzerinde faaliyet gösteren jeomorfik süreçlerin hızı ve bu jeomorfik süreçleri etkileyen çevre faktörleridir. Bunlar birbirleri ile bağımsız ya da bağımlı olabilirler (Chorley ve diğ., 1984). Sistemlerin önemli karakteristik özelliklerinden bir tanesi bunların hiyerarşik yapılarıdır. Spesifik bir sistem daha küçük sistemlerden oluşur ve kendisi de daha büyük bir sistemin parçası olabilir.

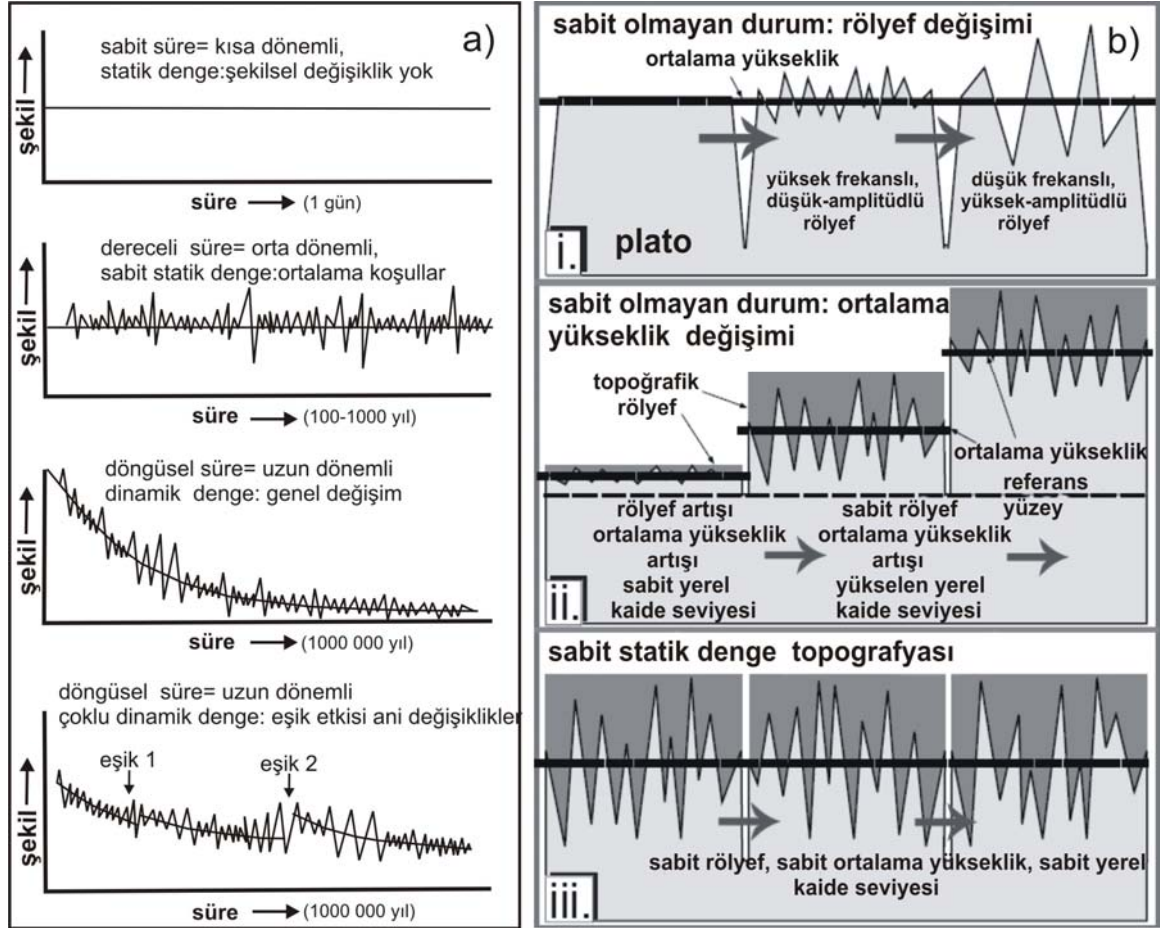
2.3. Jeomorfolojik Ölçekler

2.3.1. Zamansal Ölçek

Jeomorfolojik analizler, özellikle de drenaj havzalarında yapılan jeomorfik analizler genel olarak 4 farklı zaman ölçeğinde yapılır (Bloom, 1998). A) Sabit durum (steady state) kısa bir dönemi ifade eder ve şekilsel olarak bir değişiklik gözlenemez. Burada statik bir denge vardır (Şekil 2.3). B) Dereceli süre (graded time) ölçeği orta süreli bir dönemi ifade eder ve sistemde ortalama koşullar devam eder. Ancak periyodik salınımlar/değişiklikler olabilir. Bu zaman aralığında sabit durum dengesi (steady state equilibrium) görülebilir. Sistem kendi içinde inişler çıkışlar gösterir ancak ortalama şeklini korumaktadır (Şekil 2.3b-iii). C) Döngüsel zaman aralığı (cyclic time) uzun dönemli değişimleri kapsar ve sistemin tümünde tedrici olarak değişiklik meydana gelir. Bu zaman aralığında tektonik ve dinamik süreçler arasında dinamik bir denge (dynamic equilibrium) görülür. Sistem kendi içinde inişler çıkışlar gösterir ve azalan bir ivme içinde dengesini korur (Şekil 2.3). Bununla beraber bazı iç ya da dış etkenlerin katkısı ile sistemin denge eşik değerleri aşılabılır. Bu olay birkaç kez tekrarlanabilir. Böyle bir durumda (D) çoklu dinamik denge (dynamic metastable equilibrium) gerçekleşebilir. Eşik değerleri ve tarihleri sistemin evrimindeki kesinti ve karışıklıkların ortaya koyması açısından önemlidir (Şekil 2.3) (Schumm, 1977).

Jeomorfik üniteler herhangi bir etkiye maruz kaldıklarında süreç-tepki (process response) modelleri iç ve dış etkenlere bağlı olarak jeomorfik sistemlerin eşik değerleri aşıldığındaki tepkilerini/davranışlarını tahmin etmeye çalışır. Jeomorfik sistemlerin

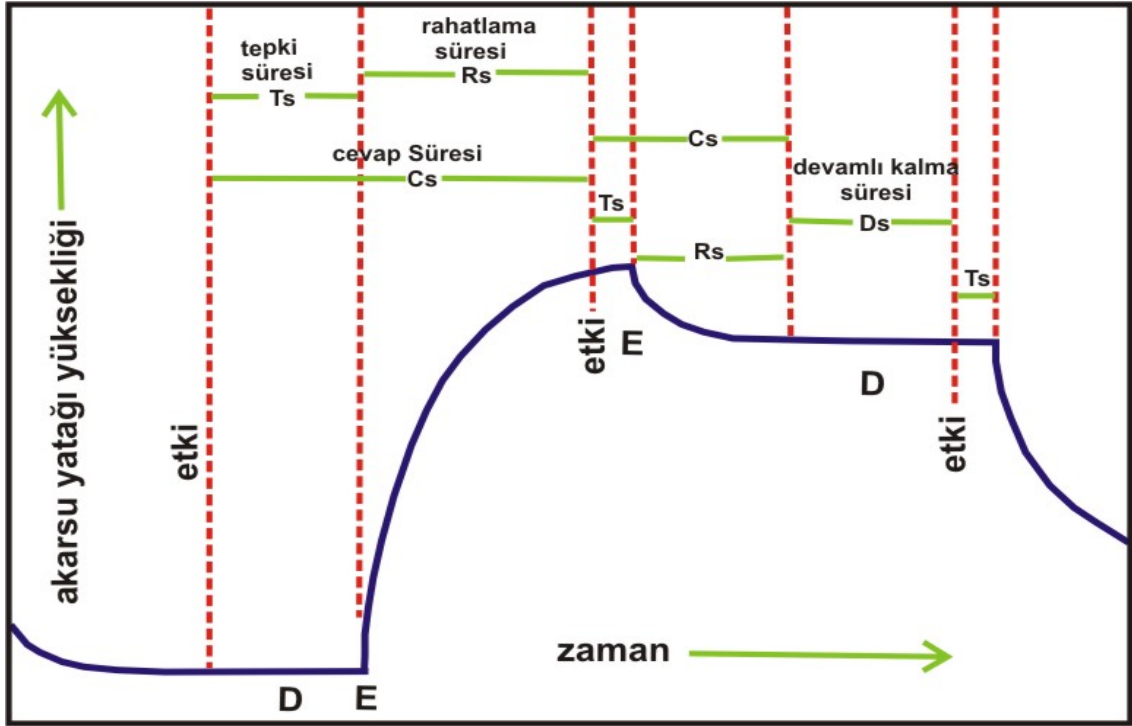
tepkileri zaman açısından farklı sürelerde farklı tepkiler gösterebilir. Karmaşık tepki (complex response) kavramı bu durumu ifade etmek için kullanılır ve tepki (reaction) süresi, rahatlama (relaxation) süresi ve devamlı kalma (persistence) süresi gibi zaman birimlerini kapsar. Tepkime süresi, sistemin etkiden sonra tepki vermesine kadar geçen zaman, rahatlama süresi sistemin yeni koşullar içinde dengeye ulaşması için geçen zaman, devamlı kalma süresi ise bir sonraki etkiye kadar geçen denge durumu süresidir. Cevap süresi ise (response time) tepki süresi ile rahatlama süresinin toplamıdır (Şekil 2.4) (Bull, 1991).



Şekil 2.3. a) Farklı yer şekli denge tipleri (yer şekilleri için ileri sürülen zaman aralıkları yer şekillerinin boyutları ve morfojenetik ortama göre farklılıklar gösterebilir). (Schumm, 1977). b) Sabit olmayan durum topoğrafyası ile sabit statik denge topoğrafyasının karşılaştırılması (Burbank ve Anderson, 2001).

2.3.2. Alansal Ölçek

Alansal ölçek jeomorfik çalışmaların temelini oluşturan süreç ve yapının temel karakteristiklerini ifade eder. Yer şekillerinin alanları ile onları meydana getiren süreçler ve zaman arasında doğru orantılı bir ilişki vardır. Farklı uzay ölçeklerinde farklı değişkenler baskın hale gelir, farklı genelleştirme kuralları kullanılabilir ve hatta farklı problemler tanımlanabilir.



Şekil 2.4. Eşik denge eğrisi. Cs (cevap süresi), tepki süresi (Ts) ve rahatlama süresi nin(Rs) toplamıdır. Ds yeni denge koşullarının devam etme süresidir ve E ve D sırasıyla eşik ve dengeyi temsil eder (Bull, 1991).

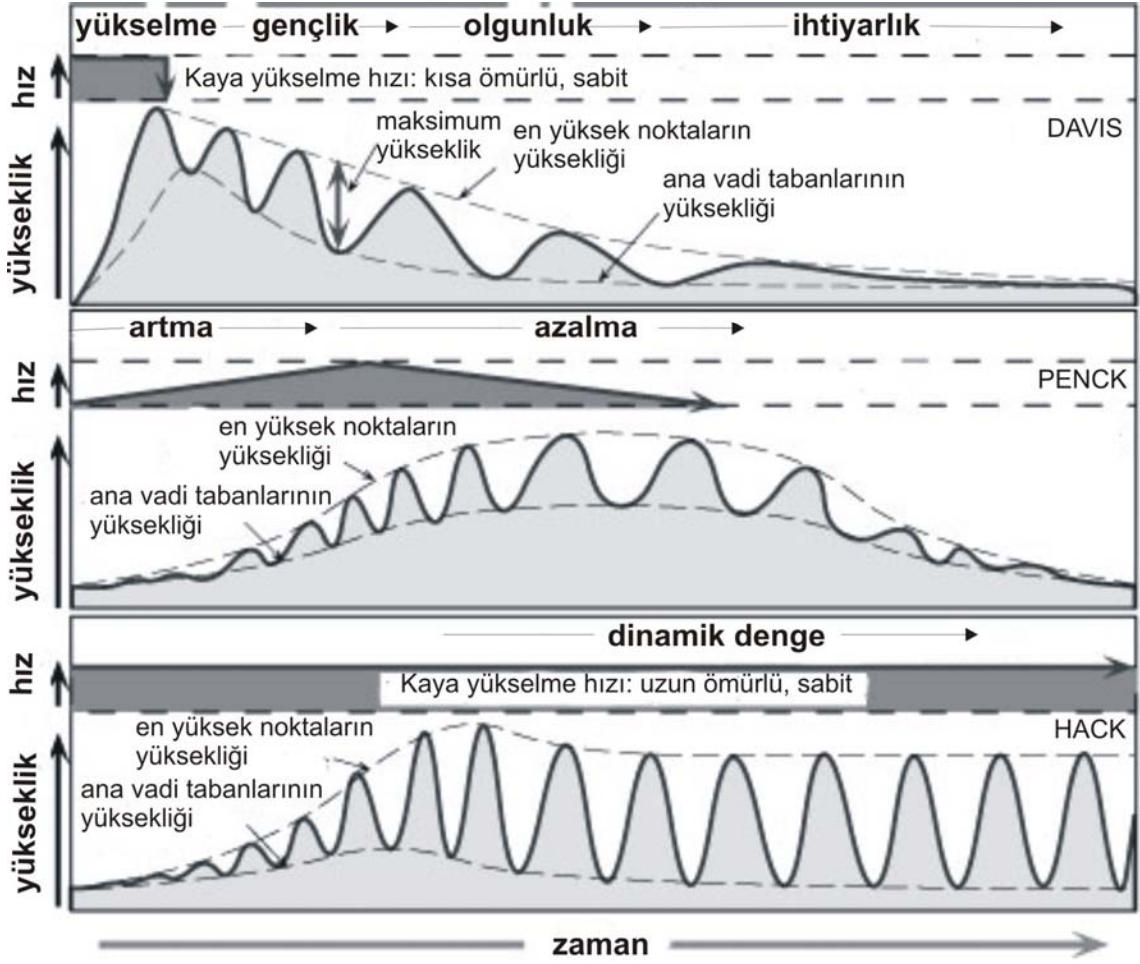
Zamanla ilgili olarak jeomorfolojide alansal sınıflamalar da vardır. Süreçler alansal olarak çok farklı ölçeklerdeki yer kabuğu parçalarında homojen değildirler. Buna bağlı olarak yer kabuğu özelliklerinin alansal derecelendirilmeleri yararlı olabilir. Ancak bu taksonomik sınıflandırma jeomorfik birimlerin jenetik (kökensel olarak) ya da jenerik (görünüme bağlı olarak) olarak sınıflandırmaktadır (Chorley ve diğ., 1984). Bu sınıflandırma yer şekillerinin boyutları ile oluşması için gereken zaman aralığı arasındaki ilişkiyi göstermektedir.

Tablo 1: Jeomorfolojide alansal ve zamansal ölçeklerin hiyerarşisi (Summerfield, 1991)

ALANSAL ÖLÇEK	BOYUTLAR		YERŞEKLİ ÖRNEKLERİ			ANA DENETLEYİCİ FAKTÖRLER		ZAMANSAL ÖLÇEK	
	Çizgisel (km)	Alansal (km ²)	İç (Endojenik)	Dış (Egzojenik)		İç (Endojenik)	Dış (Egzojenik)		
				Fluviyal	Buzul				Rüzgar
Mikro	<0.5	<0.25	Minor fay diklikleri	Küçük akarsu kanallarında havuz ve eşikler	Küçük moren sırtları	Kum ripılları	Depremler, volkanik püskürmeler	Mikroklima, meteorolojik olaylar	Sabit Süre 10'a
Meso	0.5-10	0.25-10 ²	Küçük volkanlar	Menderesler	Küçük buzul vadileri	Kumullar	Yerel ve bölgesel izostatik yükselme; lokalize volkanizma ve sismisite	Lokal klima; kısa dönemli iklim değişikliği	Dinamik Süre 10'a
Makro		10 ³ -10 ⁶	Blok-faylı alanlar	Ana akarsuların taşkın ovaları	Takke buzulları	Kum denizleri	Bölgesel yükselme ve alçalma	Bölgesel iklim, uzun dönemli iklim değişimi (buzul-buzularası döngü)	Döngüsel Süre 10'a
Mega	>10 ³	>10 ⁶	Ana Dağ Sıraları	Ana Drenaj Havzaları	Kitasal buzul örtüleri	Geniş Kum denizleri	Yükselme ve alçalmanın uzun dönemli patenleri ve kitasal hareket	Ana iklimatik zonlar; çok uzun dönemli iklim değişimi (buz dönemleri)	

2.4. Aşınım Döngüsü; Peneplenleşme, itirazlar ve alternatif Modeller

Peneplen kavramını ilk olarak W.M. Davis (1898) New Jersey'deki bir Tersiyer havzasında kullanmış daha sonra 1899'da "The Geographical Cycle" isimli makalesinde detaylı olarak açıklamıştır. Davis, Charles Darwin'in evrim teorisinden etkilenecek yeryüzünü oluşturan yer şekillerinin de bir aşınım döngüsü/evrimi içinde (geographical cycle ya da erosional cycle) gençlik, olgunluk ve ihtiyarlık evrelerine sahip olduğunu ve peneplenlerin bu aşınım döngüsünün son evresini temsil ettiklerini ileri sürmüştür. Davis'in modelinde tektonik kuvvetler aşınım döngüsünün başlangıcındaki itici bir güç olarak ele alınmakta, tektonik süreçlerle oluşturulan topoğrafya daha sonra jeomorfik süreçlerle aşındırılarak alçaltılmakta ve sonunda peneplen morfolojisine ulaşılmaktadır (Şekil 2.5).



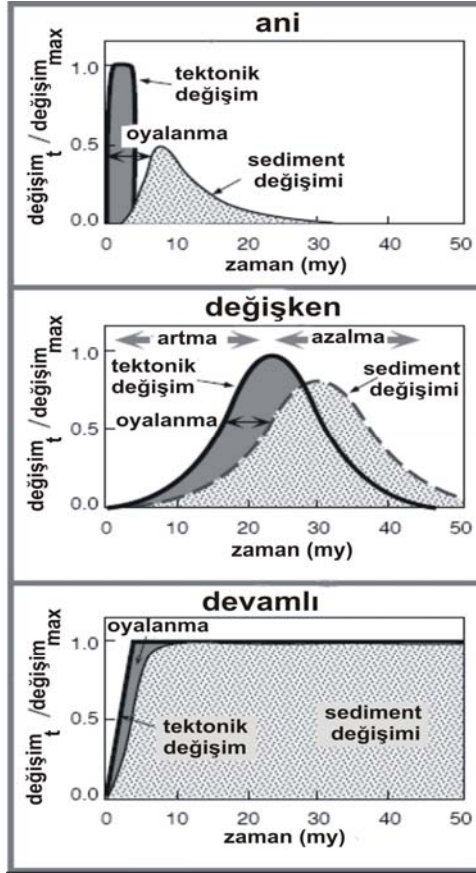
Şekil 2.5: Davis, Penck ve Hack'in tektonik ve yereyin tepkisi üzerine klasik modelleri (Burbank ve Anderson, 2001'den).

Buna göre peneplen; uzun bir aşınım dönemine bağlı olarak genel kaide seviyesi (ultimate base level) olan deniz seviyesine kadar fluviyal süreçlerle aşındırılarak alçaltılmış, alçak rölyefli, hafif dalgalı topoğrafyayı temsil etmektedir. Bir sahanın peneplen olarak kabul edilebilmesi için aşağıdaki koşulları sağlaması gerekmektedir.

- 1) aşınım yüzeyi karakteri
- 2) geniş yayılış alanı
- 3) seviye uygunluğu
- 4) enkaz mantosu veya toprak örtüsü
- 5) eski alüvyonlar
- 6) topoğrafik diskordans (Eriñç, 1996).

Davis'in peneplen modeli ileri sürüldüğü tarihten itibaren itirazlara ve alternatif modellerin geliştirilmesine neden olmuştur. Penck (1953) Davis'in modeline karşı çıkmış

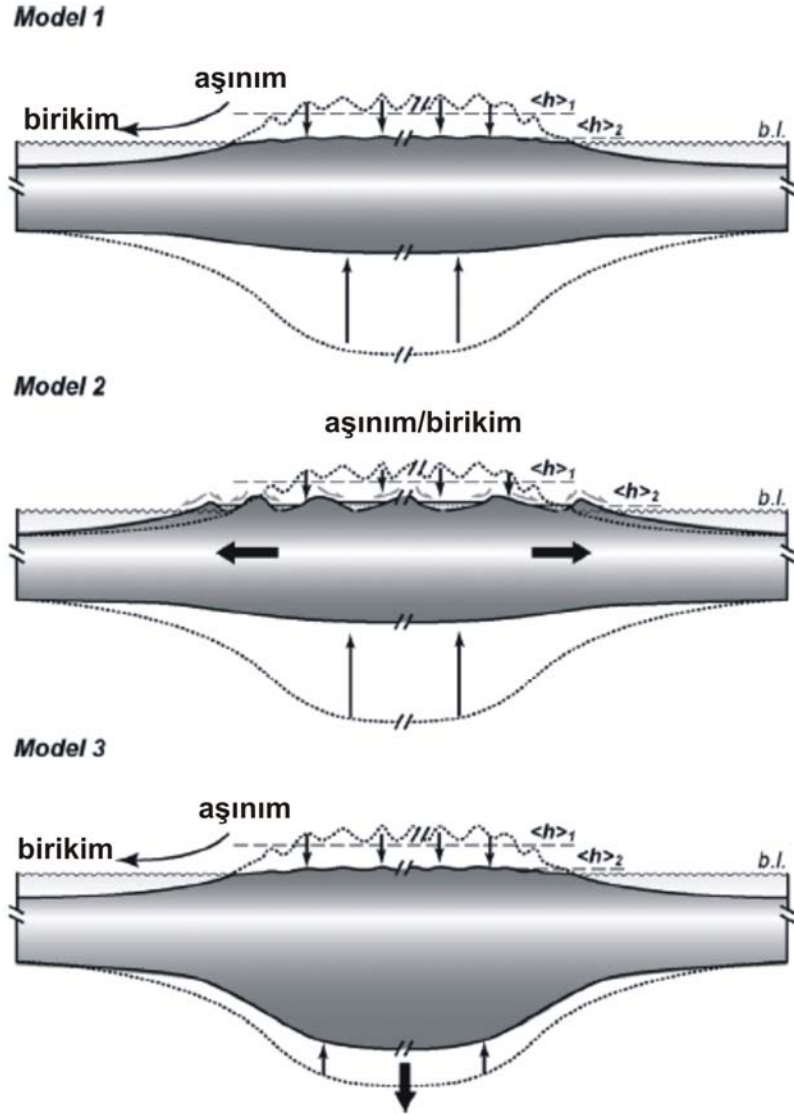
ve tektonik süreçlerin sadece topoğrafyanın oluşturulduğu ilksel safhada etkili olmadığını, bu süreçlerin zaman içinde tedrici olarak arttığını ve en yüksek seviyesine ulaştıktan sonra yine tedrici olarak azaldığını ileri sürmüştür (Şekil 2.5). Hack (1973), Davis ve Penck'ten farklı olarak dinamik denge modelini geliştirmiştir (Şekil 2.5). Hack'e göre tektonik süreçlerle oluşturulan topoğrafyanın ana kayanın sonlu dayanımına (finite strength) bağlı olarak bir sınırı olduğunu, yükselmeye bağlı olarak artan yamaç eğimleri ile özellikle kütle yenilmelerinin tetiklendiğini ve diğer aşınım süreçlerinin de hızlanarak belli bir süre sonra denge konumunda topoğrafyayı şekillendirdiğini ileri sürmüştür. Penneplen üzerindeki tartışmalar günümüzde de devam etmektedir. Kooi ve Beaumont (1994) deformasyon ile jeomorfik sistemin tepkisi arasında gecikmeye dayalı bir model geliştirmiştir (Şekil 1.4).



Şekil 2.6. Davis, Penck ve Hack'in modelleri ile ilişkili 3 senaryo. Tektonik etki ile sediment tepkisi arasındaki oyalanma süresi değişkendir. (Kooi ve Beaumont, 1994'den değiştirililerek).

Bu modelde tüm jeomorfik sistemin tepkisi ile gecikmenin büyüklüğü tektonik kuvvetin doğası ile ilişkilidir. Eğer tektonik kuvvet aniden etki ederse (impulsive) (Davis modeli) o zaman topoğrafya hızlı bir şekilde oluşmakta ve zaman içinde alçalmaktadır. Eğer

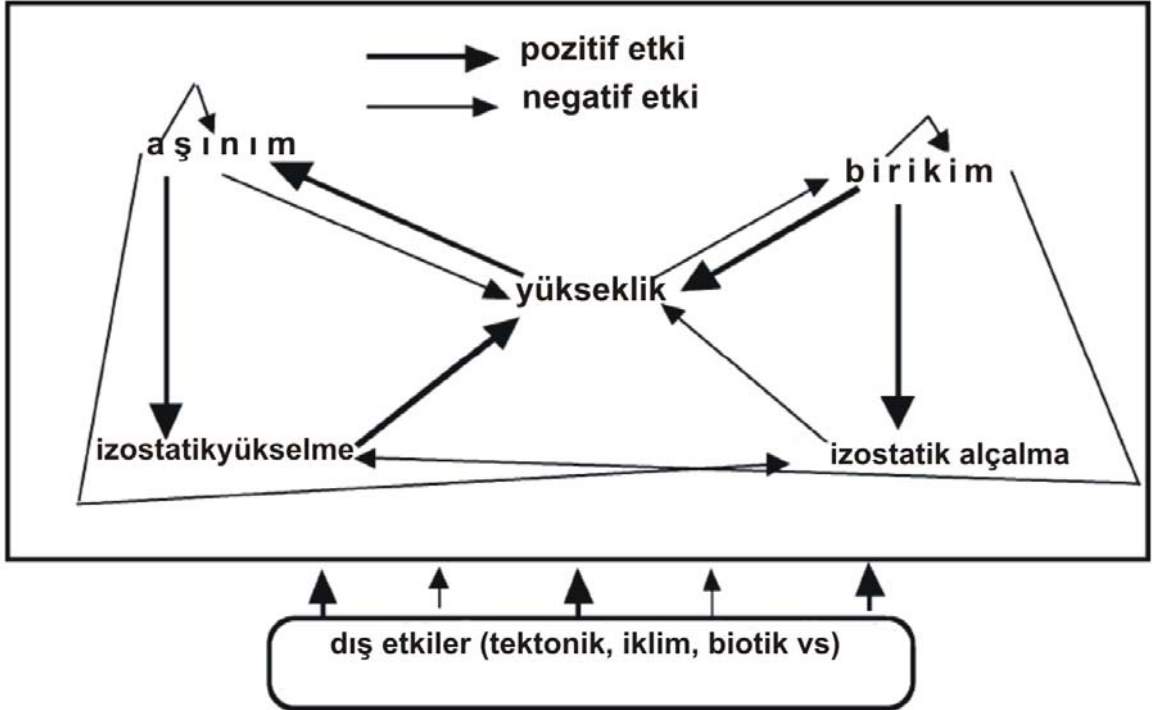
deformasyon zaman içinde maksimuma çıkıyor, sonra azalıyorsa (Penck modeli) topoğrafya tedrici olarak artan aşınım hızına bağlı olarak alçalır. Maksimum topoğrafya deformasyon azalmaya başlamadan az önce oluşur bunun nedeni yükselmenin hala aşınımı karşılıyor olması, yani tepki süresi nedeniyle. Son olarak döngünün ikinci yarısında topoğrafya aşınımın yok edici etkisi altında gittikçe alçalır. Eğer tektonik kuvvetler devamlı bir şekilde etkisini korursa, topoğrafyanın oluşmasının başlangıcından sonra, yükselme hızı ve aşınım belli bir dengeye oturacak (Hack modeli) ve topoğrafya dinamik bir dengeye ulaşacaktır. Tektonik kuvvetlerdeki herhangi bir değişiklik sistemi yeni bir dengeye itecektir ve deformasyonun sonlanması ile beraber Davis (1899)'in peneplen şekline ulaşılabilir. Ahnert (1970) orta enlemlerdeki akarsu havzalarında aşınım/tesviye (denudation), rölyef ve yükselme (uplift) arasındaki ilişkiyi çalışmış ve rölyefi ilksel hacminden %10 azaltmak için 18.5 my gerektiğine işaret etmiştir. Gunnell (1998) Ahnert'in modelini ve sonucunu Güney Hint kalkanında test etmiş ve tutarlı sonuçlar elde etmiştir. Pitman ve Golovchenko (1991) aşınım karşı izostatik tepkiyi, aşınım hızının bölgesel ortalama yüksekliğe oranıyla modellemişlerdir. Modellerine göre Himalayalar boyutundaki bir dağın peneplen haline gelmesi için deniz seviyesi sabit kalmak koşulu ile 300 milyon yıldan daha fazla bir zaman gerekmektedir. Deniz seviyesinin 250 m yükseldiği transgresif koşullarda ise geniş bir peneplenin oluşması için gerekli olan süre 50 milyon yıldan fazladır. Bunun nedeni deniz seviyesinin yükselmesi ile sahanın doğal olarak yükseltisinin azalması ve vadi alçak alanlarda geniş aluviyal düzlükler oluşması nedeniyle ortalama yükseltinin düşmesidir. Pinnet ve Sourian (1988) bir sahadaki aşınım hızının rölyef tarafından kontrol edildiğini ve ilksel rölyefin %10 ya da %37 oranında alçaltılması için 2 ila 300 milyon yıl gerekli olduğuna işaret etmişlerdir. Aşınım yüzeylerinin oluşması için uzun dönemli tektonik ve östatik durgunluğun gerekmesi peneplenlerin oluşumu üzerinde en fazla eleştirilen konulardır. Ancak yapılan modellerde peneplen oluşumu için ileri sürülen süreler oldukça fazla olup bu süreler içinde tektonik ve östatik olarak durgun bir ortamın oluşması oldukça zordur. Keza jeolojik geçmiş içinde çok uzun dönemli tektonik durgunlukların olmaması bunun yanında deniz seviyesinin Kuvaterner döneminde bile buzul ve buzullararası dönemlere bağlı olarak genişliği 100 m'leri aşan salınımlar göstermesi peneplen karşıtı modelleri desteklemektedir. Bununla beraber Babault ve Driessche (2005) Pireneler'in zirve kesiminde yüksek rakımlı-düşük rölyef olarak tanımladıkları peneplenin oluşması için deniz seviyesine kadar alçalmaya ihtiyaç duyulmadığını ileri sürmüşlerdir (Şekil 2.7).



Şekil 2.7. Peneplenleşme Modelleri (Babault ve Driessche, 2005)

Yazarlar, Pireneler gibi eski bindirme kuşaklarında oluşan dağların ön ülkelerinde yer alan denizel havzaların karasal havzalara dönüşmeleri ve dağlardan gelen alüvyal çökeltim sonucu kaide seviyesinin yükselmesine bağlı olarak yüksek alanlarda da deniz seviyesine alçalmadan peneplen oluşabileceğini ve Pirenelerdeki peneplenin deniz seviyesinde oluştuğundan sonra yükselmesinden ziyade kaide seviyesinin yükselmesine bağlı olarak yüksek alanda oluştuğunu ileri sürmüşlerdir. Babault ve Driessche (2005) peneplenleşme için 3 farklı model ileri sürmüştür (Şekil 2.7) Bunlardan ilki aşınım ve izostatik tepki ile yüzeyin düzleşmesi ve aşınması, ikincisi tektonik ve termal soğuma sonucu yüzeyin alçalarak aşındırılması, üçüncüsü ise soğuyan litosferin, yoğunluğunun

artması sonucu alçalması ve penelenleşmesidir (Şekil 2.7). Philips (2002) ise uzun dönemli tektonik durgunluğun olduğu alanlarda bile penelenlerin oluşmasının imkansız olduğuna işaret etmiştir. Philips'e göre eğer aşınım veya birikimin hızı yükseklik ile ilişkili ise ve eğer izostatik tepki (yükselme veya alçalma) aşınım boşalımını (erosional unloading) ya da birikim yüklenmesi (depositional loading) ile ilişkili ise bu unsurlar arasında ilişki dinamik olarak durağan değildir, dolayısıyla da penelenin oluşması mümkün değildir (Şekil 2.7).



Şekil 2.8. Aşınım, birikim, yükseklik ve izostatik yükselme ve alçalma arasındaki karşılıklı etkileşimi gösterir diagram. Pozitif ve negatif etkiler unsurların birbiri ile olan etkilerini göstermektedir. Örneğin, aşınımın artışı izostatik yükselmeyi artırır ancak yükseltiyi azaltır (Philips, 2002).

Günümüzde penelen kavramı, tamamen Davis'in tarif ettiği gibi olmasa da jeoloji ve jeomorfoloji çalışmalarında halen kullanılmaktadır. England ve Molnar (1990) zirve kesimindeki penelen yüzeyine bağlı olarak Pireneler'in Geç Senozoyik'te 2000 m kadar yükseldiğini ileri sürmüşlerdir. Coltori ve Ollier (2000) Erken Pliyosen penelenini kullanarak Ekvator Andları'nın tektonik ve jeomorfik değerlendirmesini yapmışlardır. Eder ve Neubauer (2000) Senozoyik yaşlı bir penelen yüzeyini kullanarak Batı Alp'lerin Neojen morfotektoniğini yorumlamıştır. Yeni Zelanda'daki Orta Otago Peneleni de sahanın tektonik geçmişi ve Miyosen'den bu yana olan aşınım tarihi açısından çalışılan bir diğer alandır (Stirling, 1990). Bunun yanında İskandinavya'da

sahanın yükselme tarihi açısından kalıntı aşınım yüzeylerinden yararlanılmıştır (Lidmar-Bergstorms, 1999).

Ülkemizde ilk olarak Terzaghi 1924 yılında (Özüdoğru, 2003) İstanbul çevresinde yaptığı çalışmalarda İstanbul'un Avrupa yakasından Bulgaristan içlerine kadar uzanan bir Trakya penepleninden bahsetmiştir. Pamir (1938) yine İstanbul yöresinde Paleozoyik ve Neojen kayaçlarını kesen Trakya-Kocaeli penepleninden söz etmektedir. Ülkemizde peneplenler ve aşınım yüzeyleri üzerine en detaylı çalışma Erol (1981) tarafından yapılmıştır. Erol Anadolu kıtasının ilk olarak karasallaşmaya başladığı Oligosen sonlarından Holosene kadar aşınma ve birikim dönemlerini sınıflandırmıştır.

Bunlar;

Geç Kretaseye ait en eski yer şekli kalıntıları (DF sistemleri);

Geç Oligosen aşınım yüzeyleri (DO sistemleri);

Erken- Orta Miyosen dönemi (D I sistemleri);

Geç Miyosen dönemi (D II sistemleri);

Pliyosen dönemi (D III sistemleri);

En Erken Pleyistosen dönemi (D IV sistemleri);

Erken ve Geç Pleyistosen dönemi;

Holosen dönemidir.

Erol (1981) neotektonik dönem başlamadan önce Erken-Orta Miyosen'de Anadolu'nun bugünkü coğrafyasından çok farklı bir paleocoğrafyaya sahip olduğunu ve bu dönemin sıcak-nemli (ekvatorial) iklimi altında görece olarak alçak bir topoğrafyaya sahip olduğunu ileri sürmüştür. Bu alçak topoğrafya "Anadolu Penepleni" olarak bilinmektedir. Anadolu'nun kuzey ve güney kenarlarındaki Miyosen denizel çökelleri ve İç Anadolu'da ki geniş gölsel çökeller Anadolu'nun neotektonik dönemin başladığı Orta-Geç Miyosen'e (Şengör ve Yılmaz, 1981) kadar yükseltisi deniz seviyesinden fazla olmayan yayvan bir topoğrafya sahip olduğunu göstermektedir. Bununla beraber neotektonik dönemin başlaması ile Anadolu Penepleni, parçalanmış, çarpılmış, yükselmiş, alçalmış ve ötelenmiştir. Bunun en güzel örneklerinin görüldüğü alanlardan bir tanesi çalışma alanımızın da içinde bulunduğu ve KAFS nin kollara ayrıldığı Marmara Bölgesi'dir.

2.5. Tektonik Jeomorfoloji

Tektonik jeomorfoloji, tektonik süreçlerle meydana gelen yer şekillerinin oluşum, gelişim ve evrimini nedensel bir şekilde araştıran bilim dalıdır. Tektoniğin topoğrafya üzerindeki etkisi çok geniş aralıktaki bir alansal ölçek ve dalga boyunda gerçekleşir. Aynı zamanda tektonik yer şekilleri üzerinde iklim, litoloji ve bitki örtüsü gibi etkenlerle ilgili süreçler de faaliyetlerine devam eder.

Tektonik yamulma belirgin bir şekilde topoğrafya yüzeyini deforme eder. Yüzey deformasyonları depremlerle ilişkili olabilir ya da olmayabilir. Bunların alansal özellikleri de farklılıklar gösterebilir. Fay diklikleri gibi kısa dalga boylu özellikler doğrultuya dik bir şekilde ölçülen yamulmayı çok kısa mesafelere yayarlar. Bununla beraber yükselme ya da çöküntü alanları çok geniş alanlara yayılmış düşey yamulma ile karakterize edilebilirler.

2.5.1. Jeomorfik Göstergeler

Tektonik süreçler nedeniyle oluşan deformasyonun miktarının belirlenmesi için tanımlanabilen özellikteki unsurların yerdeğiştirilmesi gerekir. Tipik kaya türleri ya da yapısal unsurlar faylanmadan sonra referans noktası olarak yerdeğiştirme miktarının hesaplanmasında yardımcı olan unsurlardır. Yerdeğiştirmenin sağlıklı olarak yapılabilmesi için referans olarak kullanılan unsurların deformasyon öncesindeki geometrilerinin belirlenmesi gerekmektedir. Bu geometri ne kadar iyi bilinirse yerdeğiştirme miktarı da o kadar doğru ölçülür (Keller ve Pinter, 2002).

Bununla beraber tektonik jeomorfolojide sıklıkla jeomorfik göstergelerden (geomorphic markers) yararlanılmaktadır. En iyi jeomorfik göstergeler kolaylıkla tanımlanabilen yer şekilleri, yüzeyler ya da faylanmaya dik çizgisel uzanım gösteren ve aşağıdaki 3 karakteristik özelliği sergileyen unsurlardır. 1- ilksel deformasyon öncesi geometrisi bilinen 2- yaşı bilinen, 3- çalışılan tektonik süreçlerin zaman ölçeğinde iyi korunma potansiyeline sahip unsurlar (Burbank ve Anderson, 2001). Jeomorfik işaretlerin yaşının saptanması özellikle deformasyon hızının belirlenmesi için önemlidir. İşaretlerin çoğu hem iklimik hem de tektonik etkenlerin altında gelişir. Bununla beraber jeomorfik sistemlerin duyarlılığı, tepki zamanları ve onları kontrol eden değişkenler farklılık gösterebilir. Jeomorfik bir sistemi kontrol eden değişkenler değiştiğinde, bir akarsuyun en kesit alanı ya da yatağının yüksekliği gibi sistemin oldukça duyarlı unsurları hızlı bir

şekilde yeni bir dengeye ulaşabilirler. Aksi durumlar tüm bir drenaj havzası gibi geniş sistemlerde dengeye ulaşmak için binlerce yılı ya da daha fazlasını alabilir.

2.5.1.1. Alansal Jeomorfik Göstergeler

Referans olarak kullanılacak göstergelerin yerdeğiştirmenin ölçülmesinde sağlıklı olarak kullanılabilmesi için bu unsurların ilksel ve deformasyon öncesi geometrilerinin bilinmesinin yararlı olacağına değinilmişti. Aşınım ve birikim devamlı olarak eski jeomorfik unsurları değışime uğrattığı için güncel olarak gözlenen unsurlar daha önceden mevcut yüzey ya da sistemlerin bir parçası olarak karşımıza çıkmaktadır. Alansal jeomorfik göstergelerden flüvyal sistemler içinde en sık gözlenenleri, akarsu sekileri, alüvyal fanlar ve aşınım yüzeyleridir (Burbank ve Anderson, 2001).

2.5.1.2. Çizgisel Jeomorfik Göstergeler

Alansal jeomorfik göstergelerin yanında çizgisel jeomorfik işaretler de tektonik jeomorfoloji çalışmalarında kullanılan unsurlardır (Burbank ve Anderson, 2001). Bunlar doğal ya da insan yapısı jeomorfik unsurlar olabilmektedir. Özellikle fay zonlarındaki akarsular, vadiler arasındaki subölümü hatları ya da insan yapımı kanal, yol, tarla sınırı gibi unsurlar olabilmektedir. Sistematik olarak gözlenen alansal ve çizgisel jeomorfik işaretlerin rekonstrüksiyonları özellikle deformasyon öncesi geometrileri bilindiğinde ya da karşılaştırmalar yapılarak tahmin edildiğinde tektonik deformasyonun türü, hızı ve zamanı hakkında gerek kısa gerekse uzun dönemli zaman aralıkları için bilgi edinilmesine imkan vermektedir.

2.5.2. Aşınma ve Yükselme Hızı

Aktif olarak deforme olan alanlarda yer şekilleri yükselme ve alçalma gibi tektonik süreçlerle ve yerel aşınım ve birikim süreçlerini kontrol eden yüzey süreçlerinin karşılıklı etkileşiminin bir sonucudur. Bu yüzden her bir sürecin belirli bir zamandaki ya da zaman aralığındaki hızını ve görelî katkısını tanımlamak gerekmektedir. Bu bölümdeki çalışmaların amacı farklı zaman ve alansal ölçeklerdeki jeomorfik ve tektonik süreçlerin hızlarını belirlemektir.

Bu amaçla

-Aşınım hızının saptanması

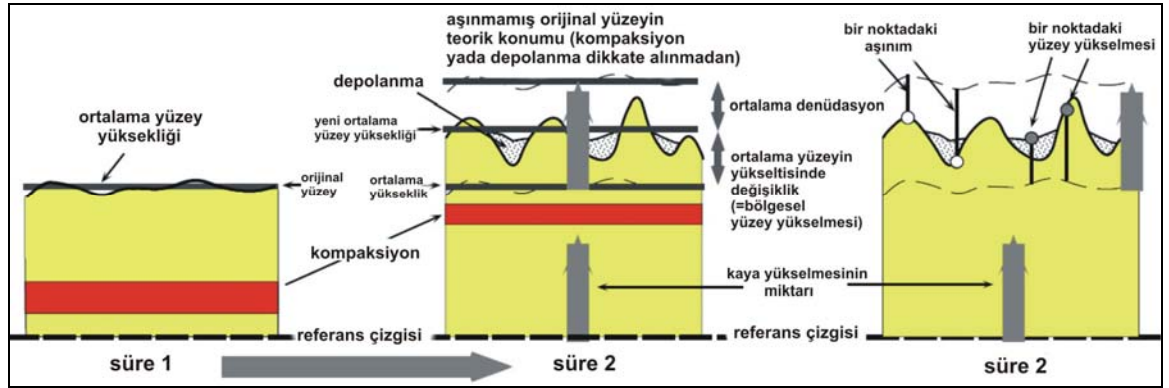
-Kütle dengeleri ve kayıplarının hesaplanması

-Yükselme hızının saptanması ve

-Tektonik olarak aktif yer şekillerinin geçmiş geometrilerinin rekonstrüksiyonu yapılmaya çalışılmıştır. Aşınım ve yükselme hızlarının belirlenmesi tektonik jeomorfoloji çalışmalarının kalbini oluşturmaktadır. Yeryüzündeki herhangi bir noktanın herhangi bir zamandaki düşey konumunun değişmesi (Şekil 2.8) a) anakaya yükselme hızının b) yüzey altındaki malzemenin kompaksiyon hızının c) ve yüzeydeki denüstasyon ya da depolanma hızının bir fonksiyonudur (England ve Molnar, 1990).

Yüzey yükselmesi=anakaya yükselmesi+depolanma-kompaksiyon-aşınım

Anakaya yükselmesi ve depolanma yeryüzünü yükseltirken, kompaksiyon ve anakaya alçalması onu alçaltmaya hizmet eder. Kompaksiyon ve depolanma çökel havzalarda eş zamanlı olarak kaide seviyesinde oluştukları için genellikle gözardı edilirler.



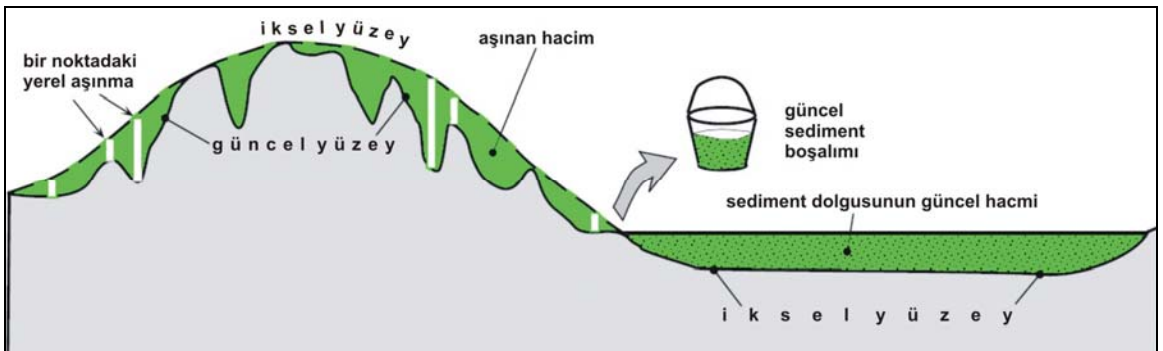
Şekil 2.9. Yer yüzeyinin konumunu kontrol eden, anakaya yükselmesi, denüstasyon, kompaksiyon ve depolanma, faktörlerin şeması. Denüstasyon erozyonal ya da tektonik olabilir (Burbank ve Anderson, 2001).

Denüstasyon ve anakaya yükselmesi tektonik olarak aktif ve özellikle dağlık alanlarda topoğrafya için belirleyici süreçlerdir. Jeomorfik denüstasyon; yer yüzününün bir noktasındaki ya da bölgesindeki malzemenin taşınmasıdır. Bu süreç 2 şekilde gerçekleşir. 1) jeomorfik aşınım (ya da sadece aşınım), kayaların mekanik ve kimyasal olarak bozunması ile gevşek ya da çözünmüş malzemenin jeomorfik etkenlerle taşınmasıdır. Denüstasyon hızının hesaplanmasında referans olarak eski yüzeyin geometrisi kullanılabilir. 2)Yüzey yükselmesi ya da alçalması genellikle bir yüzeyin yükseltisindeki değişiklikleri ifade ederken anakaya yükselmesi kayaların geoid gibi tanımlanmış bir referansa göre düşey konumunun yerdeğiştirmesini ifade

eder. Çoğu durumda bir bölgedeki kütlelerin taşınması izostatik olarak kabuksal tepki (crustal rebound) ile karşılanır (Burbank ve Anderson, 2001).

Aşınım hızı genellikle anakaya yüzeyinin alçalması olarak tanımlanır ve lokal topoğrafik rölyefin bir fonksiyonu olarak ele alınır. Yüksek rölyefli alanlar yüksek erozyon hızına sahiptirler. Erozyon hızı havzanın ortalama yüksekliği ile korele edilebilir (Pinnet ve Souriau, 1988) ve genellikle ortalama rölyef ile ortalama yükseklik arasında yüksek bir korelasyon vardır (Summerfield ve Hulton, 1994). Blok-havza ölçeğindeki yeryüzünün evrimi göz önüne alındığında uzun dönemli, ortalama erozyon, depolanma hızları ve yükselme kısa dönemli hızlardan daha önemlidir. Aşınım hızları genellikle havza boyutlarının artması ile azalır (Milliman ve Meade, 1983; Milliman ve Syvitsli, 1992). Küçük havzalarda bile maksimum aşınım hızları, fluvial çökel yüklerine bağlı olarak nadiren 3mm/yıl'ı geçer (Milliman ve Syvitski, 1992). Çökel değişimlerini nehirlerin ağzında yüksek dönemlerinde ölçmekten ziyade toplam katı çökel boşalımını hesaplamanın daha iyi yolu doğal ya da insan yapımı barajlarda ya da kapalı çökel havzalarında ölçmektir. Böylece fluvial olarak taşınmış çökel miktarı anlık değil uzun bir zaman zarfı için ölçülebilir. Eğer çökelin yoğunluğu, ve dolgunun hacmi hesaplanabilirse, çökel dağılımının ortalama hızı ve havzadaki aşınım hızı kolaylıkla elde edilebilir (Burbank ve Anderson, 2001).

Aşınım hızını ölçmenin farklı yolları vardır (Şekil 2.9). Uygun yaş kontrolleri ile ortalama denüstasyon hızı 3 veri tipi ile kolaylıkla hesaplanabilir; aşınan malzemenin hacmi, malzemenin türediği sahanın alanı ve aşınım süresi. Aşınan malzemenin hacmi doğrudan havza içinde sediment değişiminin ölçülmesi ya da havza içinde sediment depolanmasının hesaplanması ile tahmin edilebilir. Sediment hacimleri uygun yoğunluk farkları ile kaya hacimlerine dönüştürülmelidir.



Şekil 2.10. Denüstasyon hızını belirlemeye yönelik yaklaşımlar (Burbank ve Anderson, 2001).

Yükselme hızlarının belirlenmesi tektonik jeomorfolojideki kilit konulardan biridir. Özellikle anakaya yükselmesi, bir noktadaki yüzeyin yükselmesi ve ortalama yüzeyin yükselmesi arasındaki ayrımın yapılması gerekmektedir. Bunların her biri ortalama deniz seviyesine göre ya da geoid'e göre olan yükselmeyi ifade eder. Bununla beraber bir noktanın ya da noktaların birbirlerine göre farklı yerdeğiştirme oranlarını ifade eden görelî yükselme özellikle yerel ölçekte tanımlanması yararlı bir özelliktir (Burbank ve Anderson, 2001).

Ancak bir yüzey üzerindeki münferit noktalar yükselirken aynı sahanın ortalama yüzey ya da ortalama yüksekliği alçalıyor olabilir (Summerfield, 1994). Bir bölgedeki ortalama yüksekliğin artması sadece kıtasal kalınlaşmanın olduğu alanlarda, rijit litosferik fleksürel bükülme alanlarında ya da kabuk ya da üzerlediği mantonun yoğunluk dağılışında bir değişiklik olursa gerçekleşir. Ortalama yüzey yüksekliği göz önüne alındığında yüzeyin yükselen kesiminde izostatik yükselmenin ne kadar rolünün olduğunun bilinmesi gerekir (Erikson, 1999). Tektonik yükselme ortalama yüzeyin toplam yükselmesinin bir parçası olarak tanımlanabilir ancak izostatik tepkiye katkısı yoktur. Yükselmenin farklı unsurlarını ayırmak için deformasyonun başlangıcındaki yüzey geometrisini, güncel geometriyi, ilksel yüzeyden aşınan malzemenin hacmini ve referans olarak kullanılacak herhangi bir değişimin (deniz seviyesi değişimi gibi) bilinmesi gerekir. Bu şekilde yerdeğiştirmenin miktarı hesaplanabilir. Eğer hızları tanımlamak istiyorsak, deformasyonun başlangıç ve bitişini bilmemiz gereklidir (Pettley ve Ried, 1999).

İlk olarak bir "i" noktasındaki toplam ana kaya yükselmesi (Şekil 7.19a) aşağıdaki şekilde formülize edilmiştir. (Abbot ve diğ. 1997).

$$U_i = (Z_i - Z_{oi}) + E_i + SL_i$$

U_i =toplam ana kaya yükselmesi, Z_i = güncel topoğrafik yükseklik, Z_{oi} = ilksel topoğrafik yükseklik, E_i =aşınan malzemenin kalınlığı ve SL_i = Yükselmenin başlangıcı ve bugün arasındaki deniz seviyesi değişimi (deniz seviyesi yükselmesi pozitif olarak kabul edilir).

Toplam anakaya yükselmesi aynı zamanda tektonik ve izostatik bileşenlere sahiptir. Her iki bileşeni göz önüne aldığımızda aşağıdaki formülü elde ederiz.

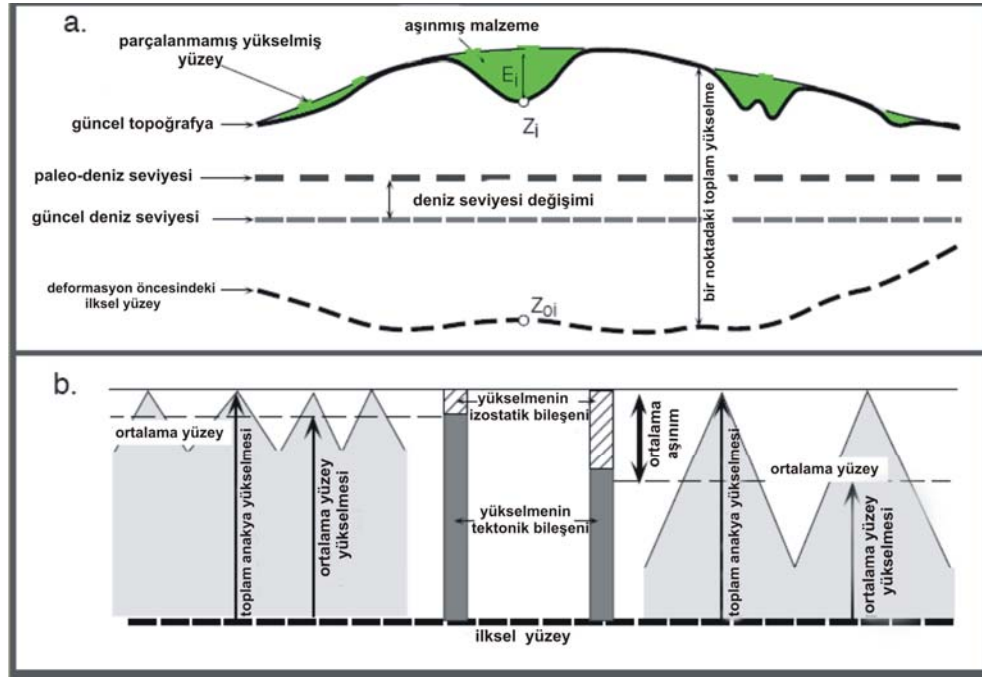
$$U_i = U_{ti} + U_{ei}$$

İ noktasında U_{ti} = yükselmenin tektonik bileşeni, U_{ei} ise yükselmenin izostatik bileşenini ifade eder. Yukarıdaki denklemlerin birleştirilmesi ve bunlara deformasyon süresinin eklenmesi ile bir noktadaki tektonik yükselme hızı elde edilebilir.

$$U_{ti}/t=[(Z_i-Z_{oi})+ E_i-(U_{ei}+ SL_i)]/t$$

Tektonik yükselme hızlarının hesaplanmasında (Şekil 2.10) en optimal strateji daha önceki yüzeylerin yaşlarının, topoğrafik olarak korelasyonları için orijinal yüzey parçalarının korunmuş olması ve erozyon tarafından taşınan malzemenin miktarının hesaplanması için iyi korunmuş ilksel yüzey parçalarının bulunması, deniz seviyesi değişimlerinin ortalama yükselti değişimlerine göre az olması ve paleo-yüksekliklerin tanımlanması gerekmektedir.

Çalışma alanımızı da içine alan Doğu Marmara alt bölgesi Almacık Bloku'nun toplam tektonik yükselme hızının hesaplanması için uygun topoğrafik ve jeomorfik özelliklere sahip bir alandır. İlerleyen bölümlerde yukarıdaki metodoloji dahilinde tez çalışmamızda yapılan uygulamalara değinilecektir.



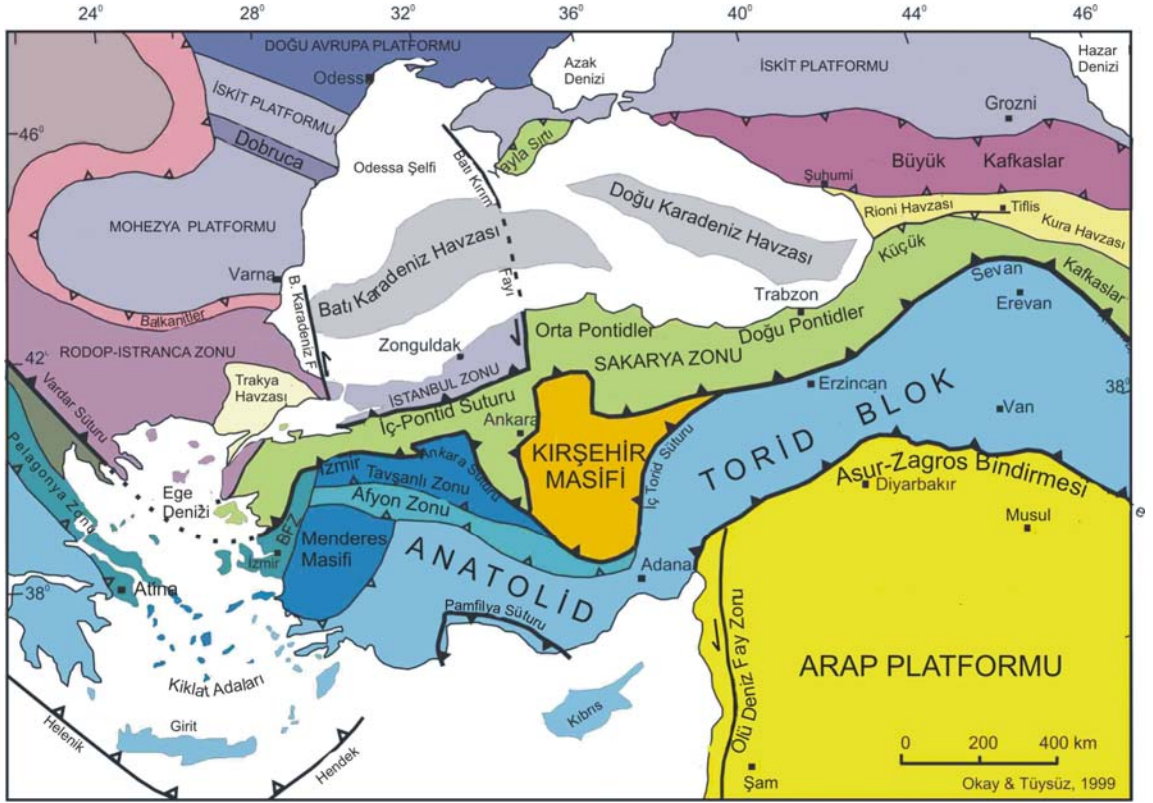
Şekil 2.11. Yükselmenin tektonik bileşenini hesaplamak için gereken topoğrafik değişkenler.a- Z_i = güncel yükseklik , Z_{oi} =ilksel yükseklik, E_i =aşınan malzemenin kalınlığı b- izostatik yükselme üzerine aşınımın etkisi. Verilen belirli miktardaki bir anakaya yükselmesi, aşınımın göreceli miktarı izostatik tepki nedeniyle toplam kaya yükselmesini tanımlar. Her iki durumda da, izostatik katkı ortalama aşınımın $\sim 5/6$ 'sıdır (Abbot ve diğ. 1997; Burbank ve Anderson, 2001).

3. Kuzey Anadolu Fay Sistemi

3.1. Genel Tektonik Çerçeve

Anadolu Yarımadası kıtasal tektonik birlikler ve onları birbirinden ayıran kenet kuşaklarının oluşturduğu bir mozaik şeklindedir. Geç Kretase'de başlayan Afrika ve Avrasya levhalarının birbirine yaklaşması okyanusal havzaların (Tetis) kapanmasına ve kıta parçalarının bir araya toplanmasına, bunu takiben günümüz Anadolu'sunun dalma-batma ve yığışım prizmaları ile ofiyolitlerin yerleşmesinden oluşan kabuk yapısının oluşmasına sebep olmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yiğitbaş ve diğ., 1999). Bu yapıları birbirinden ayıran ana kenet kuşakları kuzeyden itibaren İç-Pontid kenet kuşağı, İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağı, İç-Torid kenet kuşağı, Pamfilya kenet kuşağı ve Asur (Bitlis)-Zagros kenet kuşaklarıdır (Okay ve Tüysüz, 1999) (Şekil 3.1).

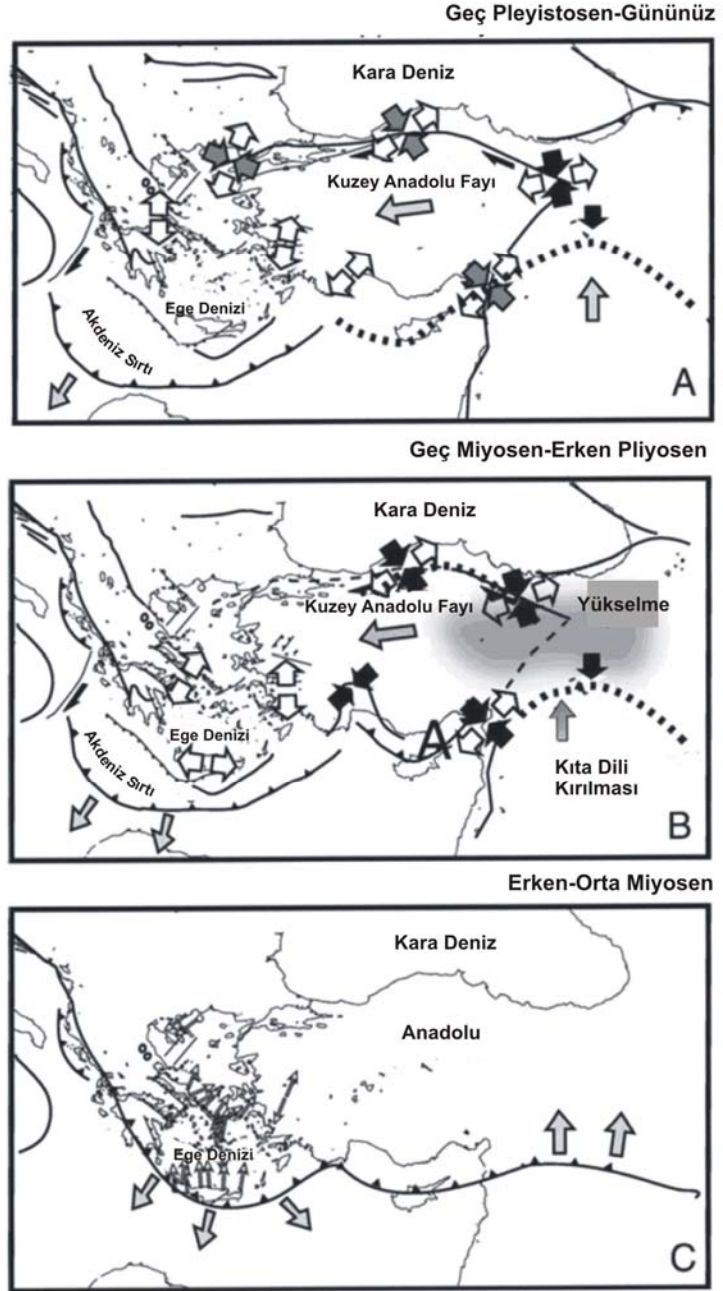
Bu kapanma Arap ve Avrasya levhaları arasında kalan Neotetis'in doğuda Bitlis-Zagros Kenet Kuşağı boyunca Geç Serraviliyen'de (11 My) Çüngüş havzasının kapanması ile son bulmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bu aynı zamanda Anadolu'da paleotektonik evrenin sonu neotektonik evrenin başlangıcıdır. Neotektonik evrenin başlamasından itibaren Afrika ve Arap levhalarının görelî hareketlerinin bir sonucu olarak Orta Miyosen sonu (11 My) ile Erken Pliyosen (5 My) arasında Doğu Anadolu sıkışma rejimi altında kıtasal olarak kısalmış, kalınlaşmış ve 2 km kadar yükselmiştir (Şekil 3.2) (Şengör ve Kidd, 1979). Kıtasal kabuk kalınlığı 46 km'yi aştığında (Zor ve diğ., 2002) Pliyosen başında (5 My) sıkışma tektonik rejimi yerini kaçış tektoniğine bırakmıştır. Bu dönemde Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu transform fayları oluşmaya başlamıştır (Şaroğlu ve Yılmaz, 1991).



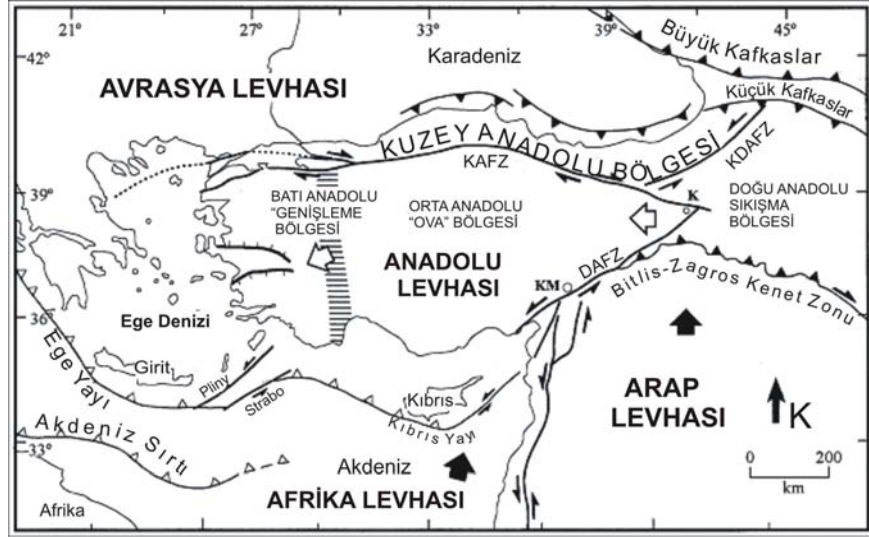
Şekil 3.1. Türkiye'nin tektonik birlikleri (Okay ve Tüysüz, 1999'dan Türkçeleştirilmiştir).

Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu faylarının oluşması ve Anadolu levhasının batıya kaçıışı sonucunda 4 ayrı neotektonik bölge tanımlanmıştır: 1- Doğu Anadolu Sıkışma Bölgesi, 2- Kuzey Anadolu Bölgesi, 3- Orta Anadolu "Ova" Bölgesi ve 4- Batı Anadolu Genişleme Bölgesi (Şengör, 1979) (Şekil 3.3).

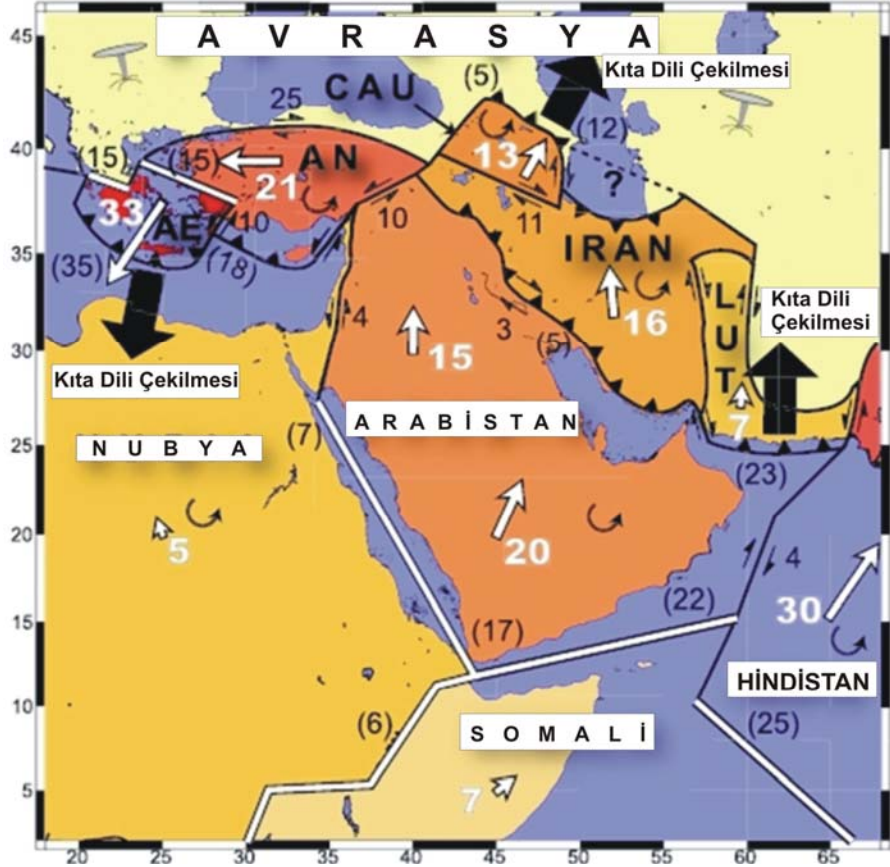
Bu neotektonik bölgeler 3 ana unsur tarafından kontrol edilmektedir. 1) Ege-Kıbrıs Yayı (Afrika levhası'nın Anadolu levhasının altına dalması), 2) Sağ yönlü doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ve 3) Sol yönlü doğrultu atımlı Doğu Anadolu Fayı (DAF) 'dır (Şekil 3.3) (Bozkurt, 2001). Bununla beraber Ölüdeniz Fayı'nın da katkısı önemlidir. KAF ve DAF Doğu Anadolu'da Karlıova üçlü bağlantısında birleşmekte ve Anadolu Levhasını bir kama şeklinde kuzey ve doğusundan sınırlamaktadırlar (Şekil 3.3). Fayların görece hareketine bağlı olarak Anadolu levhası günümüzde Doğu Anadolu'dan 25 mm yıllık bir hızla batıya kaçmaktadır (McKenzie, 1972). Anadolu levhasının batıya kaçıışı aynı zamanda levhanın saatin aksi yönündeki rotasyonuna ve faylar boyunca büyük yerdeğiştirmelerin meydana gelmesine neden olmaktadır (Şekil 3.4).



Şekil 3.2. Anadolu ve Ege'nin Kuzey Anadolu Fayı'nın oluşumundan sonra (A, Üst Pleyistosen-Günümüz), oluşumu sırasındaki (B. Geç Miyosen-Erken Pliyosen) ve önceki (C, Alt-Orta Miyosen) tektonik evrimi. Kıyı çizgisi referans olarak kullanılmıştır. Levha sınırı kısalma ve yay-ardı genişlemesi miktarınca değiştirilmiştir. C'deki daralma yönleri Jolivet (2001)'den alınmıştır. Levha sınırlarının uzun gri oklar kaymayı işaret etmektedir. Siyah ve beyaz oklar kısalma (σ_1 yönü) ve genişleme rejimini (σ_3 yönü) işaret etmektedir., çift oklar transpressiyonel (siyah ve beyaz oklar) yada transtansiyonel (gri ve beyaz oklar) rejimler için σ_1 ve σ_3 yönlerini işaret etmektedir. Gölge alan Anadolu Platosu'nun yükselmiş bölgesini temsil etmektedir. Kesikli çizgiler kırılan kıta dilini işaret etmektedir. (Faccenna ve diğ., 2006).



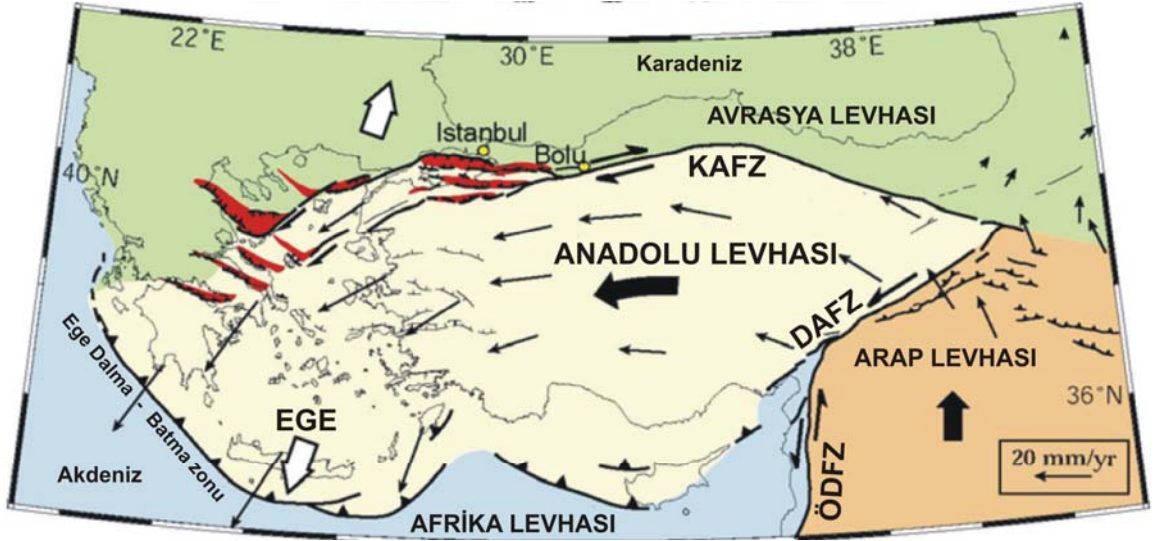
Şekil 3.3. Türkiye'nin neotektonik yapıları ve neotektonik bölgeleri (Şengör ve diğ., 1985).



Şekil 3.4. Arap-Afrika ve Avrasya levhalarının şematik haritası. CAUC, Kafkas Bloku; AN, Anadolu Levhası; AE, Ege Levhası). Çift çizgiler genişlemeli levha sınırları, siyah çizgiler doğrultu atımlı levha sınırları (ok çiftleri hareket yönünü gösterir) ve üçgenli çizgiler bindirme faylarıdır. Koyu numaralar GPS'ten elde edilmiş kayma hızlarıdır (mm/yıl). Beyaz oklar ve numaralar Avrasya'ya göre GPS'ten elde edilmiş levhaların hızlarını gösterir. Bükülmüş oklar Avrasya'ya göre blok rotasyonlarının yönlerini gösterir (Relienger ve diğ., 2006).

3.2. Kuzey Anadolu Fayı

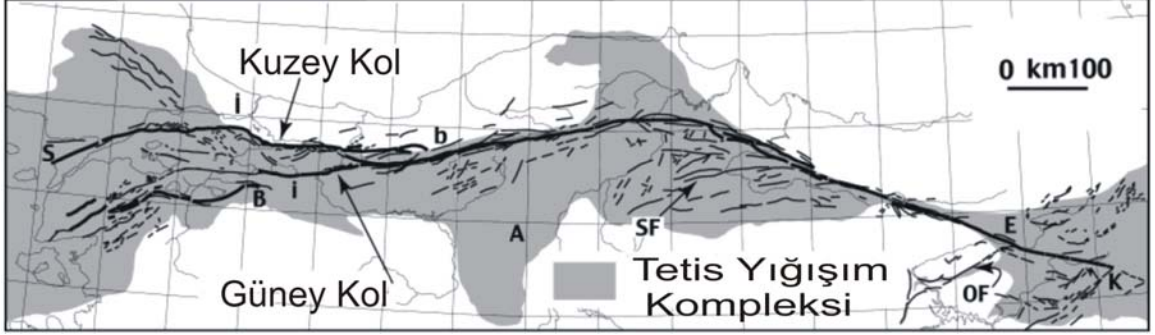
Kuzey Anadolu Fayı (KAF) Anadolu levhacığının batıya kaçışını sağlayan ve Doğu Anadolu ile Kuzey Ege arasında yaklaşık 1500 km boyunca uzanan sağ yönlü doğrultu atımlı bir faydır (Şekil 3.5) (Ketin, 1948; Ambraseys, 1969; McKenzie, 1972; Şengör, 1979; Barka, 1992; Şaroğlu ve diğ., 1992). Fay Anadolu Bloku'nun kuzey sınırını belirler ve Doğu Anadolu'daki sıkışma rejimi ile Ege'deki genişleme rejimi arasındaki (Şekil 3.3) bağlantıyı sağlar (McKenzie, 1972; Şengör, 1979). KAF Karlıova ile Bolu arasındaki yaklaşık 900 km boyunca tek bir kol halinde uzanır ancak Bolu batısından itibaren kuzey ve güney kol olmak üzere iki kola ayrılarak Marmara Bölgesinde geniş bir deformasyon zonu oluşturur (Şekil 3.5).



Şekil 3.5. Doğu Akdeniz'in tektonik yapıları, Anadolu ve Ege blokları batıya Ege dalma-batma zonuna doğru ilerlemektedir. Kırmızı alanlar KAFZ'nin batıya ilerlemesiyle ilişkili hızlı transtansiyon alanlarıdır (Armijo ve diğ. (1999)'dan değiştirilerek).

Şengör ve diğ. (2005) KAF'ın tamamen bir kayrojen (baskın olarak doğrultu atımlı faylarla deforme olmuş kuşak) içinde geliştiğini ileri sürmüşlerdir. Kuzey Anadolu Kayrojeni (KAK) olarak adlandırılan bu kayrojen Paleozoyik ile Tersiyer arasında oluşmuş Tetis yığılma kompleksi içindeki tüm makaslama zonundan oluşmaktadır (Şekil 3.6). KAF bu Kuzey Anadolu Makaslama Zonu'nun (KAMZ) bir üyesidir ve her ikisi KAK'ın elemanlarıdır. Ayrıca Ataman ve diğ. (1975) KAF zonunun geçmişte oluşmuş

eski bir Benioff zonunun yüzeydeki kalıntısı olduğunu ve sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay olarak hareketini sürdürdüğünü ileri sürmüşlerdir.



Şekil 3.6. Kuzey Anadolu Kayrojeni (KAK). Haritada gösterilen tüm faylar KAK'la ilişkili olarak oluşmuşlardır. Tümü aktif değildir ancak son 11 My içinde belli dönemlerde aktif olmuşlardır. Çoğu potansiyel deprem üreticileridir. Kalın çizgilerle ayrılan fay izleri kayrojenin Kuzey Anadolu Fayı (KAF) olarak bilinen en aktif parçasını göstermektedir. Kayrojen tamamen Tetis yığışım kompleksi içinde yer almaktadır. Bu faylar Tüysüz (1985), Şaroğlu ve diğ. (1987) Şaroğlu ve diğ. (1992), Bingöl (1989), Eyidoğan (1991), Barka (1993), Dirik (1993), Yılmaz ve diğ. (1997), Akyüz ve diğ. (2000), Barka ve diğ. (2000), Herece ve Akay (2003), Şenel (2002)'den derlenmiştir (Şengör ve diğ., 2005).

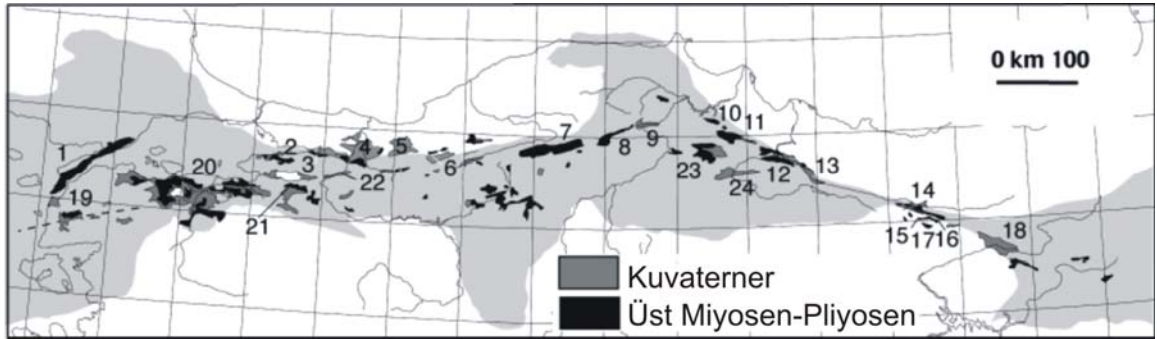
Fay boyunca gözlenen jeomorfolojik ve jeolojik unsurlar, (Erinç, 1973; Seymen, 1975; Tatar ve diğ., 1975; Barka, 1981), yüzey kırıkları (Ketin, 1948; Ketin, 1957; Ketin, 1969) ile büyük depremlerin fay düzlemi çözümleri (Ambraseys, 1970; McKenzie, 1972; Dewey, 1976) fayın sağ yönlü doğrultu atım karakterini göstermektedir. Fayın farklı segmentleri üzerinde geçen yüzyılda 1939 ile 1999 yılları arasında büyüklükleri M:7'den fazla doğudan batıya doğru göç eden bir döngü içinde gelişen büyük depremler fayın sismik açıdan faaliyetini göstermektedir.

3.2.1. Oluşum ve Gelişim

Kuzey Anadolu Fayı'nın oluşumu ve Anadolu levhasının kuzey sınırı boyunca gelişimi, dolayısıyla oluşum yaşı ve toplam atımı özellikle tez sahamızdaki morfotektonik evrimin daha iyi anlaşılması açısından oldukça önemlidir.

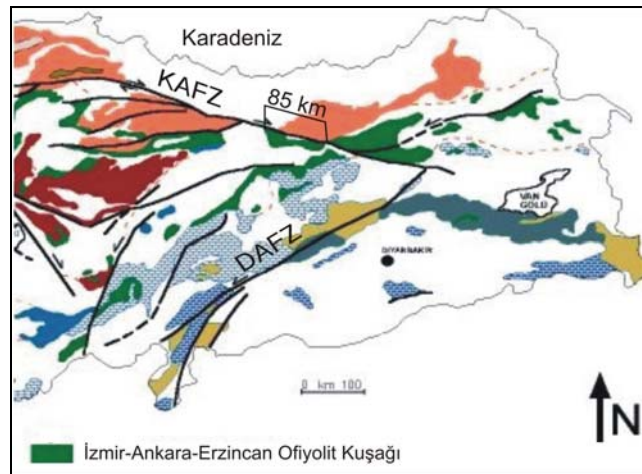
KAF'ın tamamı ya da bazı kollarının yaşı ile ilgili değerlendirmeler Oligosen'den (Kopp ve diğ., 1969; Okay ve diğ., 2006), Orta-Geç Miyosen'e (Egeran ve Lahn, 1944; Erinç ve diğ., 1961a; Ketin, 1969; Ketin, 1976; Irritz, 1972; Tokay, 1973; Barka, 1981; Şengör ve diğ., 1985; Armijo ve diğ., 1999) ve Pliyosen-Kuvaterner'e (Emre ve diğ., 1998; Tüysüz ve diğ., 1998; Yalıtırak ve diğ., 2002; Westaway, 2003) ayrıca kuzey kol için 200 bin yıla (Paluska ve diğ., 1989; Şengör ve diğ., 2005) kadar değişiklik göstermektedir.

Bu farklılıkların oluşmasında özellikle Kuzey Anadolu Fay sisteminin takip ettiği Neotetis kenet kuşağının (doğuda Ankara-Erzincan, batıda İç-Pontid kenet kuşakları) Geç Kretase ile Oligosen arasındaki zaman aralığında oluşması (Şengör ve Yılmaz, 1981), fayın her iki blokunda yer alan kayaçların orjinal olarak farklı kayaçlar olması, nedeniyle deneştirme yapılmasına imkan vermemesi ve fayın yakınındaki alanlarda kıtasal çökellerin tam olarak yaşlandırılmamasından kaynaklanmaktadır (Barka, 1992). Ancak fay zonu içindeki havzaların (Şekil 3.7) en yaşlı olanları (Orta-Geç Miyosen) fay zonunun en doğusunda, en genç olanları (Pleyistosen) ise fay zonunun en batısında yer almaktadır.

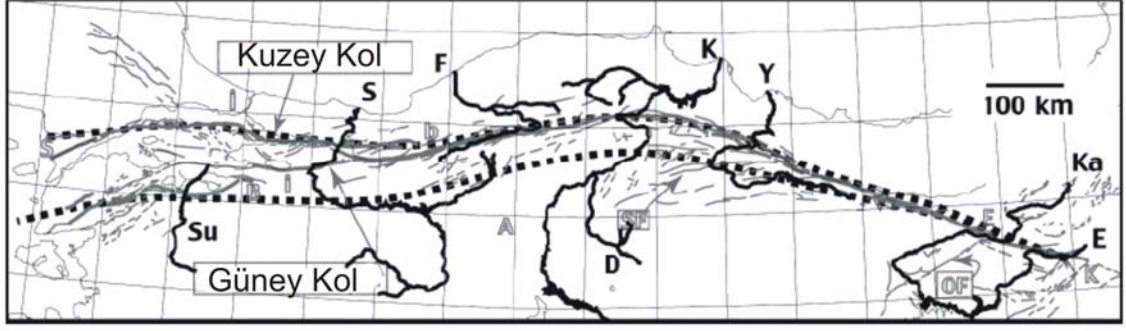


Şekil 3.7. Kuzey Anadolu Kayrojeni'ndeki (KAK) havzalar (Şengör ve diğ. 2005'den).

KAFS'nin toplam kayma miktarı üzerine de tam bir görüş birliği yoktur. Herece ve Akay (2003) KAF için ileri sürülen eski toplam atımları tablo halinde vermiştir. Burada atımlar 7 ile 300-400 km arasında değişmektedir. Ancak bunlar arasında en fazla kabul gören Seymen (1975)'in Ankara-Erzincan kenet kuşağı için ileri sürdüğü 85 ± 5 km lik jeolojik kaymadır (Şekil 3.8) (Ferrari ve diğ., 2002; Yaltırak, 2002; Şengör ve diğ., 2005).



Şekil 3.8. KAF boyunca İzmir-Ankara-Erzincan Ofiyolit kuşağının ötelenmesi (Seymen, 1975 ve Göncüoğlu ve diğ., 1996'dan yararlanılarak).

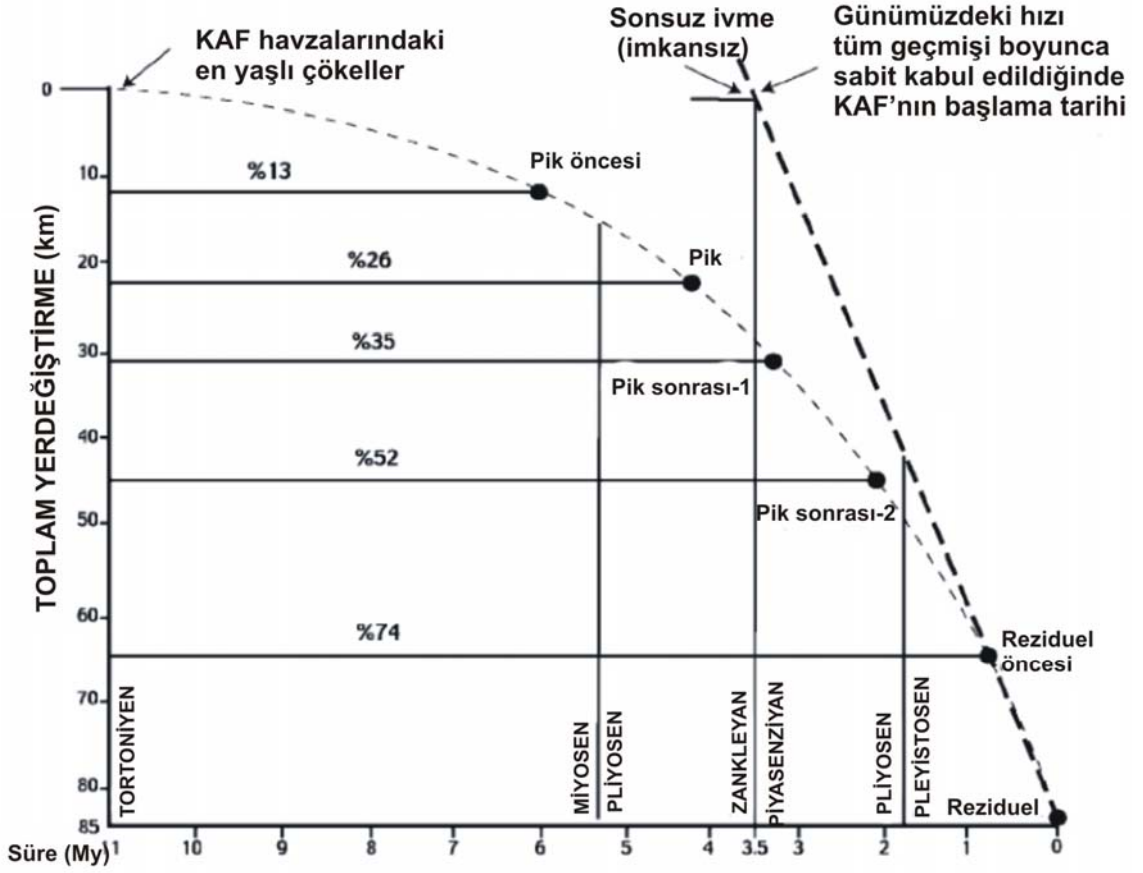


Şekil 3.9. Kuzey Anadolu Makaslama Zonunun haritası (kesikli çizgiler arası) ve onu kesen ana akarsular. Doğudan batıya doğru (siyah harfler): E, Elmalı/Peri nehri; Ka, Karasu Nehri; Y, Yeşilirmak; D, Delice; F, Filyos; S, Sakarya; Su, Susurluk. Gri renkli harfler bazı şehirlerin ve tektonik yapıları gösterir; A, Ankara; B, Bursa; b, Bolu; E, Erzincan; İ, İstanbul; İ, İznik (gölü), K, Karlıova; OF, Ovacık Fayı; SF, Sungurlu fayı (Şengör ve diğ., 2005).

KAF üzerinde yapılan farklı çalışmalarda elde edilen atım miktarı ve yaşlara bağlı olarak farklı kayma hızları ileri sürülmüştür. Özellikle uzun dönem (Pliyosen-Pleyistosen) ve kısa dönem (Holosen) kayma hızları arasında farklar mevcuttur. Jeolojik korelasyonlar kullanılarak Geç Miyosen'den itibaren 10-15 mm/yıl (Tokay, 1973), 5-6 mm/yıl (Seymen, 1975), Pliyosen yaşlı akarsu sistemleri kullanılarak 7 ile 23 mm/yıl (Erinç, 1973; Arpat ve Şaroğlu, 1975; Barka ve Gülen, 1989; Ferrari ve diğ., 2002; Şengör ve diğ., 2005) ve Pliyosen-Pleyistosen havzalarının ötelenmesi kullanılarak 10.3 ± 8.2 mm/yıl (Dhont ve diğ., 1998) ötelenmiş Holosen akarsu sekilerinden 18.4 ± 2.6 mm/yıl (Ferrari ve diğ., 2002), 23 ± 6.5 mm/yıl (Kozacı ve diğ., 2006) değerleri ileri sürülmüştür. Bununla beraber GPS tabanlı kayma hızları 25 ± 1 mm (Straub ve Kahle, 1997; Kahle ve diğ., 2000, McClusky ve diğ., 2000;) ile 38 ± 2 mm (Reilinger ve diğ., 1997) arasında değişmektedir. KAF'ın tümü için ileri sürülen bu kayma miktarları Marmara Bölgesinde kuzey ve güney kol tarafından kayma paylaşımına maruz kalmaktadır. Kuzey kol güney kola oranlar 4 kat daha fazla kayma hızı göstermektedir. Kuzey kol üzerinde 25 ± 2.0 mm yanal 5.7 ± 2.7 düşey kayma hızı ölçülürken güney kol 4.9 ± 2.0 mm yanal 11.9 ± 4.6 mm düşey kayma hızı ölçülmektedir (Şekil 3.14) (Meade ve diğ., 2002).

Bu değerler jeolojik tahminlerden oldukça yüksektir. İleri sürülen değerlerde günümüze yaklaştıkça hızların artış gösterdiği görülmektedir. Bununla ilgili olarak iki görüş ileri sürülmüştür. Reilinger ve diğ. (1997) jeolojik ve GPS hızları arasındaki uyumsuzluğa bağlı olarak KAF üzerindeki kayma hızının fayın oluştuğu andan itibaren aynı olduğunu kadar giderek arttığını ya da KAF'ın yaşının tahmin edilenden çok daha genç olduğunu, toplam kaymanın tahminlerden çok daha fazla olduğunu ya da

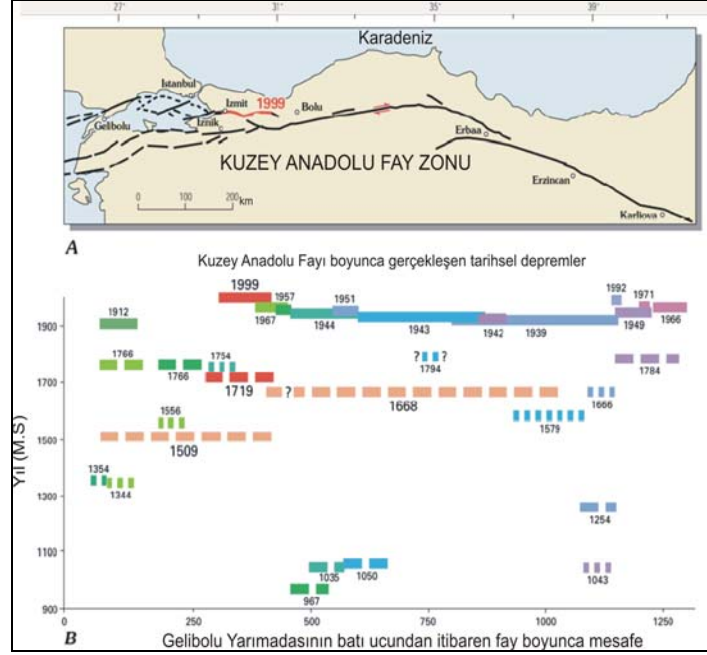
Anadolu-Avrasya levhaları arasındaki görelî hareketin daha önceden tanımlanmamış faylar ya da komşu levhaların anelastik deformasyonu tarafından karşılandığını ileri sürmüştür. Buna göre KAF Pliyosen yaşlıdır ve kayma hızı fay oluştuğundan beri değişmemiştir. Şengör ve diğ. (2005) ise zon içindeki kayma hızlarının geçmişte günümüzden daha az olduğunu ve 11 milyon yıldan bu yana ivmelenecek artış göstermesi gerektiğini (Şekil 3.10) keza zonun ilk oluştuğu andan itibaren güncel kayma hızına sahip olamayacağını ileri sürmüştür.



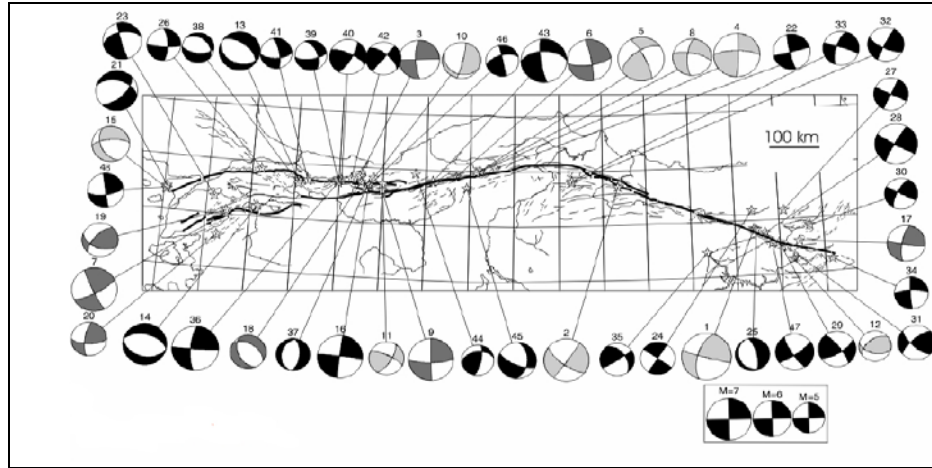
Şekil 3.10. Kuzey Anadolu Makaslama Zonunun (KAMZ) hız diyagramı (Şengör ve diğ. 2005).

3.2.2. Depremsellik

Kuzey Anadolu Fay Zonu depremsellik açısından dünyanın en aktif zonlarından biridir. Tarihsel kayıtlarla birlikte zon boyunca geçen yüzyıl içerisinde meydana gelen ve toplamda bin kilometreden fazla yüzey kırığı oluşturan depremlerle deprem etkinliğinin oldukça fazla olduğu görülmüştür (Şekil 3.11).



Şekil 3.11. Kuzey Anadolu Fay Zonu içinde MS.900 ile 1999 yılları arasında gelişen depremler ve yüzey kırığı uzunlukları (Ambraseys, 1970; Ikeda ve diğ., 1991; Ambraseys ve Finkel, 1995; Barka, 1996; Stein ve diğ., 1997'den derlenerek USGS'ten).

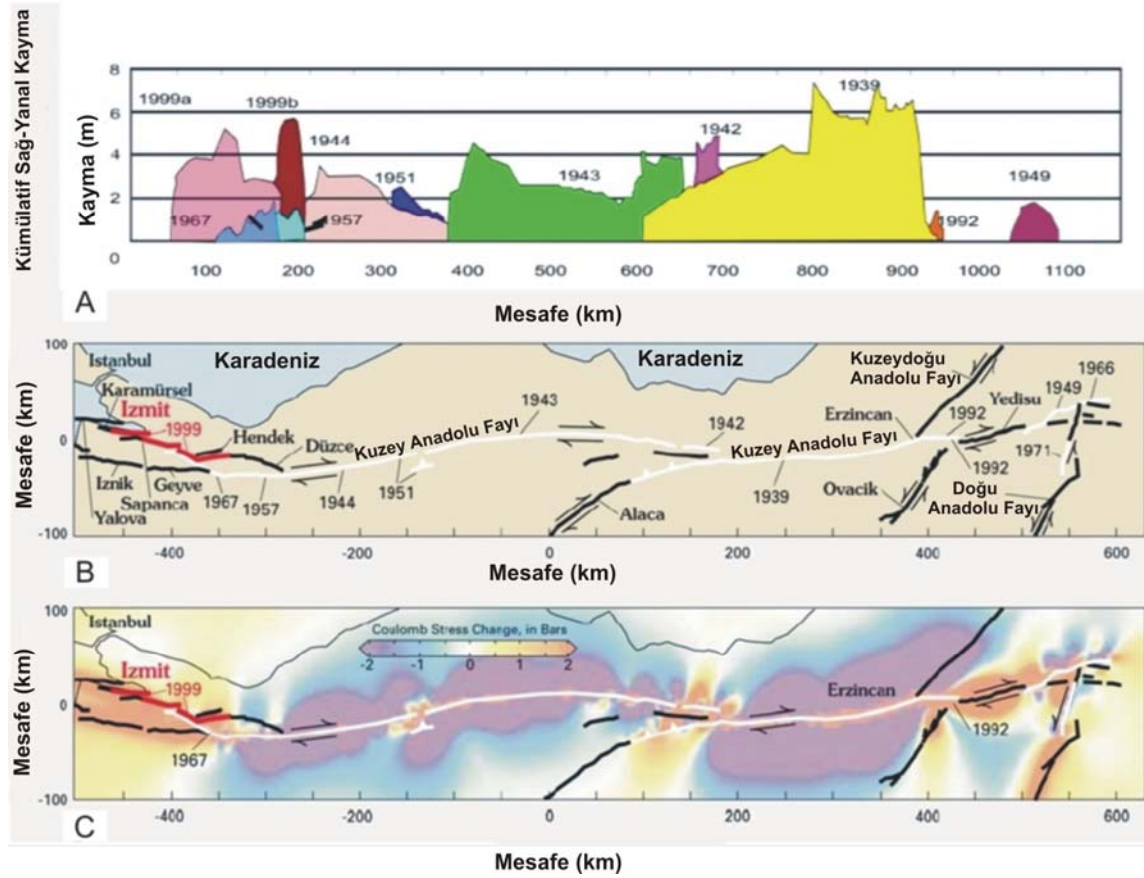


Şekil 3.12. Kuzey Anadolu Fayı (KAF) boyunca 1939 ve 2003 yılları arasında büyüklükleri $M \geq 5$ olan 48 depremin fay düzlemi çözümleri (Şengör ve diğ. 2005).

Bu depremlerin fay düzlemi çözümleri sağ yönlü doğrultu atımlı sistem içerisinde meydana geldiklerini göstermektedir (Şekil 3.12).

Zon içerisinde gözlenen depremler (Tablo 4) belirgin bir şekilde batıdan doğuya doğru göç etmekte ve her bir deprem segmenti Coulomb yenilme modelindeki gibi stresi bir

sonraki komşu segmente aktarmaktadır (Şekil 3.13). Ancak bu durum 1943, 1944, 1957 ve 1967 depremleri için farklıdır.



Şeki 3.13. A) KAF boyunca oluşan depremlerin kayma dağılımı B) Deprem yüzey kırıkları C) Coulomb gerilme dağılımları (Stein ve diğ., 1997'den yararlanılarak, USGS'den).

1943 depremi yenilme modelinde beklenenin aksine depremin dış merkez lokasyonu yüzey kırığının doğu ucunda değil en batı ucunda yer almıştır (Dewey, 1976, Ambraseys, 1970) ve yüzey kırığı depremlerin ilerleme yönünün aksine batıdan doğuya doğru ilerlemiştir. Bununla beraber 1944 depremi dış merkez lokasyonu yüzey kırığının en doğu ucunda yer almaktadır (Dewey, 1976; Ambraseys, 1970) ve 1943'ün aksine doğudan batıya doğru göç etmektedir (Yıldırım ve diğ., 2005; Dor ve diğ., 2008). Aynı şekilde 1944 depreminin batıdaki komşu segmenti olan 1957 depreminin dış merkez lokasyonu yüzey kırığının batı ucunda yer almakta (Barka, 1996) ve Stein ve diğ. (1997) tarafından ileri sürülen stress transferi modeline uymamaktadır.

KAFZ içinde meydana gelen depremlerin yapısal açıdan karakteristik özellikleri vardır. Bu depremlerin dış merkez lokasyonları genellikle segmentler arasında sıkışmalı sekme ya da bükümlerin olduğu alanlarda yer almakta ve segmentlerin genişlemeli sekme

veya büküm yaptıkları alanlarda ise sonlanmaktadır (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988). Bu deprem serisi içinde yer alan depremlerden 1944 Bolu depremi yüzey kırığının en batı ucu, 1957 Abant depremi yüzey kırığı, 1967 Mudurnu Vadisi depremi yüzey kırığının doğu yarısı, 1999 İzmit depremi yüzey kırığının Karadere Segmenti ve 1999 Düzce depremi yüzey kırığı çalışma alanımız içinde yer almaktadır.

Tablo 3.1. KAFZ içinde 1939-1999 yılları arasında meydana gelen büyük depremlerin büyüklük ve yüzey kırıklarının uzunlukları (Barka, 1992; Kondo ve diğ. 2005; Ambraseys, 1970).

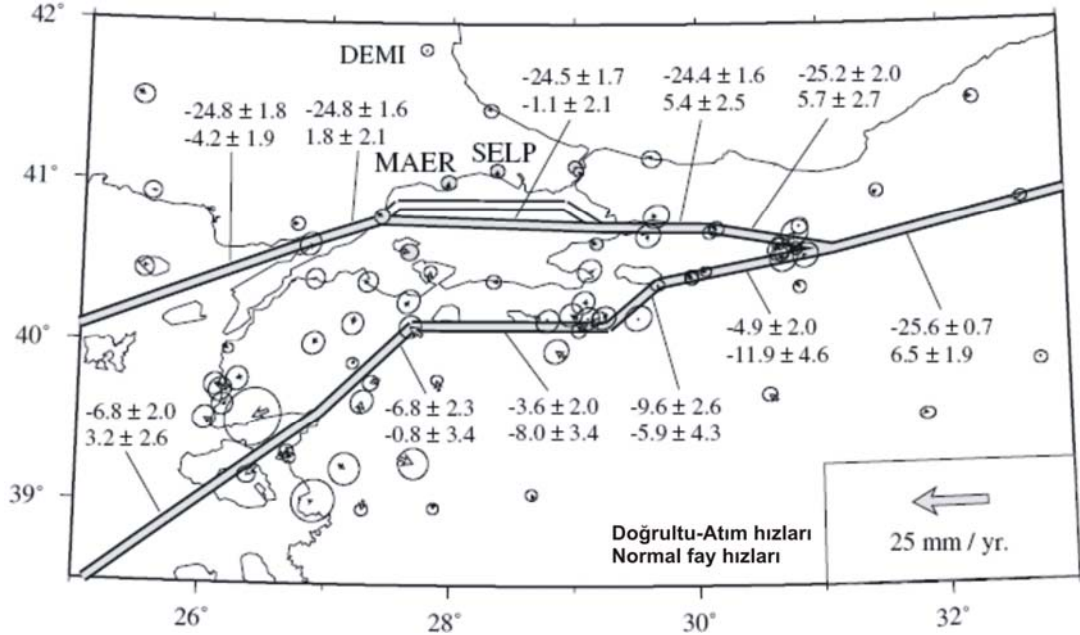
Tarih	Deprem	M	Yüzey Kırığı
26.12.1939	Erzincan	7.9-8.0	350 km
20.12.1942	Erbaa-Niksar	7.1	40 km
26.11.1943	Tosya	7.6	280 km
01.02.1944	Bolu-Gerede	7.3	180 km
26.05.1957	Abant	7.0	30 km
22.07.1967	Mudurnu Vadisi	7.1	65 km
17.08.1999	İzmit	7.4	180 km
12.11.1999	Düzce	7.3	45 km

3.2.3. Güncel Deformasyon

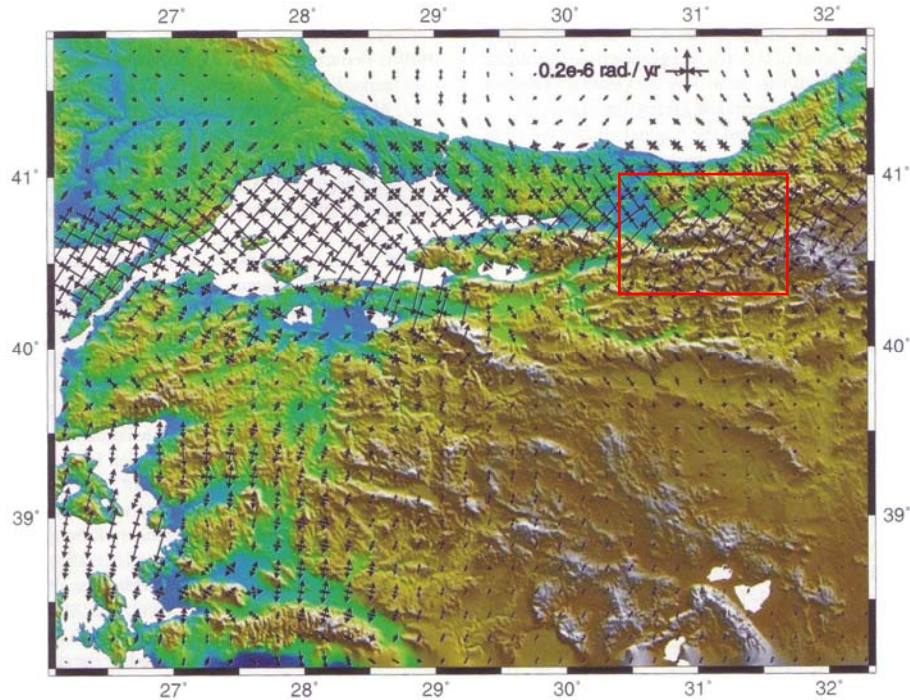
Jeolojik ve jeomorfolojik gözlemlere dayanarak elde edilen bu değerlerin yanında yapılan jeodetik (GPS) ölçümler KAF'a bağlı olarak gelişen güncel yamulma hızını 25 ± 5 mm (McKenzie, 1972; Reilinger ve diğ., 1997; Straub ve diğ., 1997; McClusky ve diğ., 2000; Kahle ve diğ., 2000 ; Reilinger ve diğ., 2007) olarak göstermektedir (Şekil 3.14).

Ancak bu kayma değeri Bolu batısından itibaren Kuzey ve Güney kol tarafından paylaşılır. Güncel yamulmanın büyük kısmı kuzey kol tarafından karşılanır (Barka ve Kadinski-Cade 1988; Straub ve diğ., 1997; Ayhan ve diğ., 2002) (Şekil 3.14, 3.15). Kuzey kolun segmentlerinin güncel kayma hızında da farklılıklar göze çarpmaktadır. Ayhan ve diğ. (2002) Saros körfezinde 25 mm, Ganos fayında 21 mm, Marmara Denizi içinde 26 mm, İzmit Körfezinde 13 mm, İzmit yakınlarında 11 mm, Sapanca Gölü yakınında 17 mm, Düzce Fayında 20 mm ve Bolu- Gerede alanında 17 mm kayma hızları tespit etmiştir. Ayrıca çalışma sahamız olan Almacık Bloku'nun batısında

Sapanca'da 14 mm'lik ve doğusunda Bolu-Gerede arasında ise 7.5 mm'lik sünme (creep) dikkati çekmektedir (Ayhan ve diğ., 1999).



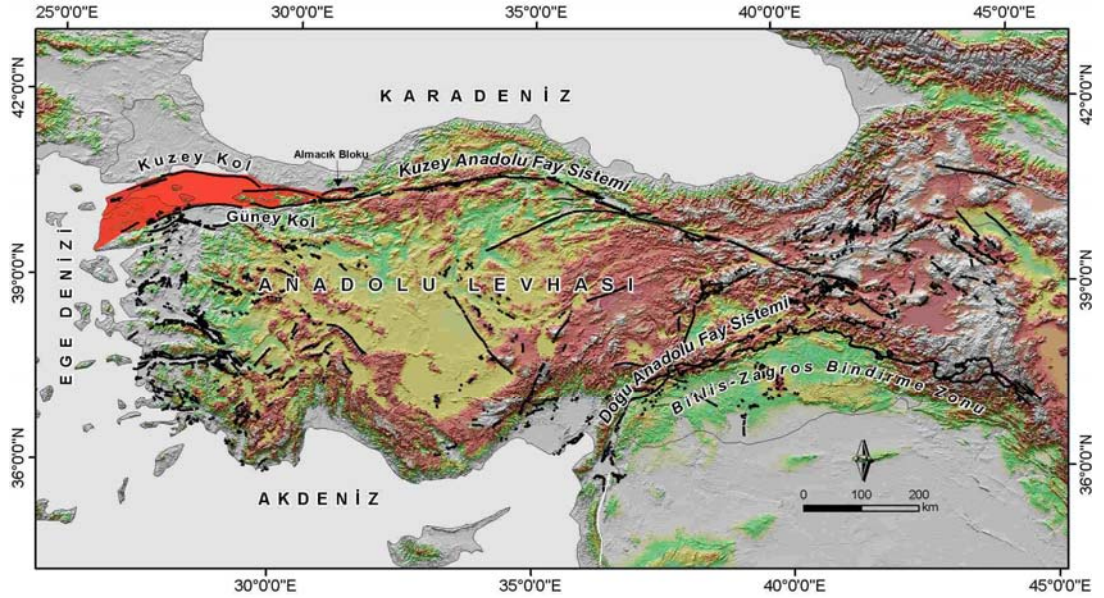
Şekil 3.14. KAF'ın kuzey ve güney kolunun güncel kayma hızları (Maede ve diğ., 2003).



Şekil 3.15. Kuzeybatı Anadolu'nun ana yamulma hızları. Dışa doğru olan oklar genişlemeyi, içe doğru olan oklar yamulma/yıl (1.0×10^{-6} rad/yr) sıkışmayı işaret eder (Ayhan ve diğ., 2002).

4. Bölgesel Morfotektonik

Bir önceki bölümde genel karakteristiklerine değinilen Kuzey Anadolu Fayı çalışma alanının da içinde yer aldığı Bolu Havzası batısından itibaren kuzey ve güney olmak üzere iki kola ayrılır ve batıya doğru birbirinden uzaklaşan bu iki kol arasında genişliği 100 km'yi bulan bir deformasyon zonu meydana getirir (Şekil 4.1).



Şekil 4.1. Türkiye diri fay haritası (Şaroğlu ve diğ., 1992'den yararlanılarak) ve Marmara Bölgesi'nde Kuzey Anadolu Fayı'nın deformasyon zonu (kırmızı alan).

Sağ yönlü basit makaslama mekanizmasının hakim olduğunu bu deformasyon zonu içinde doğrultu atımlı fayların geometrik ilişkilerine bağlı olarak eğim atımlı faylar gelişmekte ve birbirine komşu çöküntü ve yükselimlerden oluşan blok-havza morfolojisi oluşmaktadır (Şekil 4.2). Bu morfotektonik görünüm içinde yapısal ve morfolojik olarak bir bütünlük arz eden ve bu özellikleri ile komşu ünitelerden ayrılan kabuk parçaları morfotektonik ünite olarak tanımlanmıştır.

Bu amaçla ilk olarak adı geçen morfotektonik ünitelerin genel karakteristiklerine değinilmiş ve bunları K-G yönünde enine kesen 7 adet bölgesel topoğrafik kesit (Şekil 4.3) alınarak bunların birbirleri ile olan yapısal ve morfolojik ilişkileri kurulmaya çalışılmıştır. Topoğrafik kesitler 90 m çözünürlüklü SRTM verisinden yararlanılarak üretilen sayısal yükseklik modeli (SYM) üzerinden alınmıştır.

Ayrı ayrı alınan bu kesitler daha sonra aynı koordinat düzlemi üzerinde noktalanarak superimpoze ve mürtesem kesitler elde edilmiştir (Şekil 4.4). Bunu takiben aynı topoğrafik kesitler koordinat sistemi üzerine yerleştirilmiş, üzerine sahadaki diri faylar (Şekil 4.3) ve morfotektonik birimler eklenerek kaydırılmış şekilde gösterilmiştir (Şekil 4.5).

4.1. Kocaeli Penepleni

Kocaeli Penepleni Marmara Bölgesi'nde geniş bir yayılım gösterir. Peneplenin batı sınırını İstanbul Boğazı, doğu sınırını Sakarya Nehri vadisi, kuzey sınırını Karadeniz ve güney sınırını da KAF'ın kuzey kolu tarafından kontrol edilen İzmit-Adapazarı oluşu belirler (Şekil 4.2). Düşük rölyefli bir topografyaya sahip olan peneplenin ortalama yükseltisi 200 m'ler civarındadır. Dendritik bir drenaj şebekesinin geliştiği peneplenin asimetrik bir morfolojisi vardır. Peneplenin su bölümünün kuzeyinde kalan yüzeyleri çok geniş bir alan kaplarken güneyinde kalan yüzeyler oldukça dar ve dik eğimlidir. Karadeniz'e doğru belirgin bir eğim gösteren peneplen Oligo-Miyosen'de oluşmaya başlamış en son Geç Miyosen-Erken Pliyosen'de bu özelliğini kaybetmiştir (Emre ve diğ., 1998; Le Pichon ve diğ., 2001; Oktay ve diğ., 2002; Yaltırak ve diğ., 2002). Kocaeli Penepleni Kuzey Anadolu Fayı öncesi paleo-topografyayı yansıtmaktadır.

4.2. Armutlu Bloku

Armutlu Bloku Kocaeli Penepleni'nin güneyinde yer alır (Şekil 4.2). Armutlu Yarımadası'nın doğuya doğru devamı olan blok kuzeyden ve güneyden KAFS'nin kolları tarafından sınırlanmaktadır. Uyumlu (accordant) yüksekliklerdeki tepelerden oluşan belirgin bir zirve düzlüğüne sahip olan blokun ortalama yükseltisi 800 m civarındadır ve çevresinden eğimli yamaçlarla ayrılır (Şekil 4.4, 4.5). Blok kendi içinde de faylıdır. Bunlar bloku KB-GD ve D-B doğrultusunda kesen eğim atımlı faylardır. Blok kendi içinde değişken bir yükselme paterni gösterir. Blokun batısında

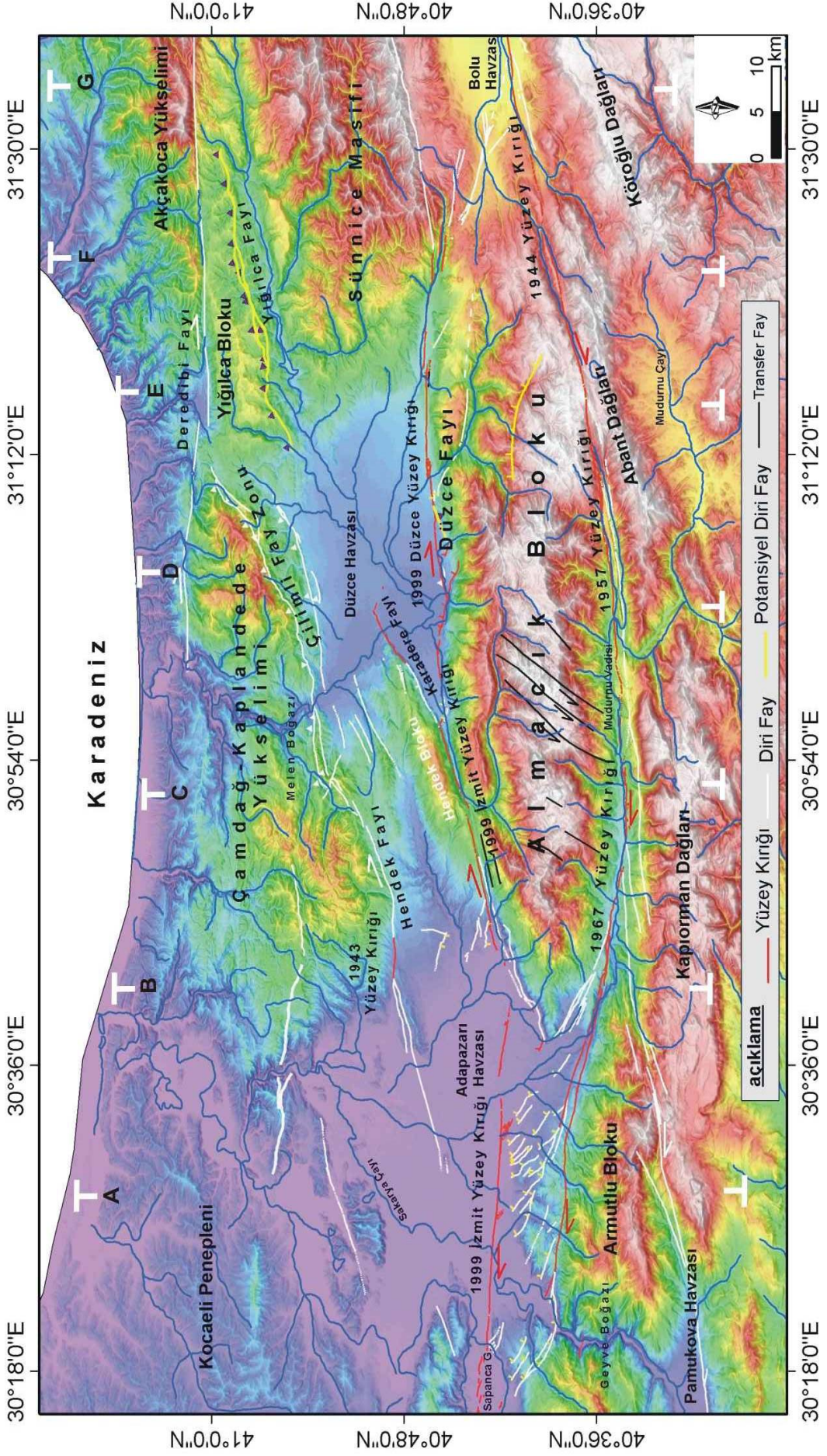
güneyden kuzeye doğru bir çarpılma gözlenirken doğusunda domal bir yükselme paterni gözlenir. Geyve Boğazı ile derin bir şekilde yarılan blok KAF'ın güney kolu ile Almacık Bloku ve Kapıorman Dağı'ndan ayrılır (Şekil 4.3). Blok üzerinde yer alan uyumlu yüzeyler Kocaeli Penepleni'nin deforme olmuş parçalarını temsil eder.

4.3. Almacık Bloku

Almacık Bloku Armutlu Bloku'nun gerek jeolojik gerekse jeomorfolojik olarak doğruya doğru olan devamıdır (Şekil 4.2, 4.3). Jeolojik olarak Armutlu Bloku'nun kuzey doğusunda yer alan İznik Metamorfileri, Almacık Ofiyolitleri ve Abant Karmaşığına ait birimlerin eşlenikleri doğuda Almacık Bloku'nun güneyinde yer almaktadır. Blok güneyden KAFS'nin güney kolu kuzeyden ise kuzey kolu tarafından sınırlanır. Bloku sınırlayan fayların neredeyse tamamı geçen yüzyılda kırılmıştır. Blok üzerinde yaklaşık 1400-1500 m'ler arasında uzanan uyumlu yükseltilerin oluşturduğu zirve düzlüğü izlenebilmektedir (Şekil 4.4, 4.5) ve bu yüzey blokun kuzeyinde yer alan Düzce depresyonundan oldukça genç yüzeylerden oluşan morfolojik dikliklerle ayrılmaktadır (Şekil 4.3). Farklı drenaj ağlarının geliştiği blok üzerinde antedant bir drenaj sistemi vardır. Aşınım yüzeyi üzerinde nispeten daha geniş olan kalıntı vadilerin orta ve aşağı çığırları derin bir şekilde yarılmış "V" profilli vadiler oluşturmuştur (Şekil 4.3). Blok morfolojik olarak oldukça asimettiktir. Blokun su bölümünün çizgisinin güneyinde dar ve dik yamaçlar yer alırken kuzeyde akarsuların ilksel akış yönünü yansıtan kuzeye eğimli ve daha geniş alanlar kaplayan yüzey parçaları yer alır (Şekil 4.3).

4.4. Çamdağ-Kaplandede Yükselimi

Çamdağ-Kaplandede Yükselimi Sakarya Nehri vadisi ile Kocaeli Penepleni'den ayrılır. Yükselimin kuzeyinde Karadeniz, güneyinde Düzce Ovası ve Hendek Bloku doğusunda ise Sünnice Masifi yer almaktadır (Şekil 4.3). Yükselim yapısal olarak güneyden Hendek ve Çilimli fayları ile, batıdan Adapazarı-Karasu Fay Zonu (Elmas 2003; Yiğitbaş ve diğ. 2004) ile, kuzeyden ise ilk defa bu çalışmada diri fay olarak tanımlanan Deredibi Fayı ile sınırlanır (Şekil 4.3). Çamdağ-Kaplandede yükselimi asimettik bir kesit sunar en yüksek noktası 1200 m civarındadır ve 500-700 m arasında yoğun bir yükseklik frekansına sahiptir (Şekil 4.4, 4.5). Su bölümü çizgisi yükselimin güney sınırına çok yakındır ve yoğun bir drenaj ağının geliştiği yükselim Melen Boğazı tarafından derin bir şekilde yarılmıştır (Şekil 4.3).



Şekil 4.3. Almacık Blok u ve yakın çevresinin morfotektonik üniteleri ve topografik profil hatları

Dik yamaçlarla Düzce Ovası'ndan ayrılan yükselim Kocaeli Penepleni'nin doğuya doğru deforme olmuş ilk parçasını temsil eder.

4.5. Hendek Bloku

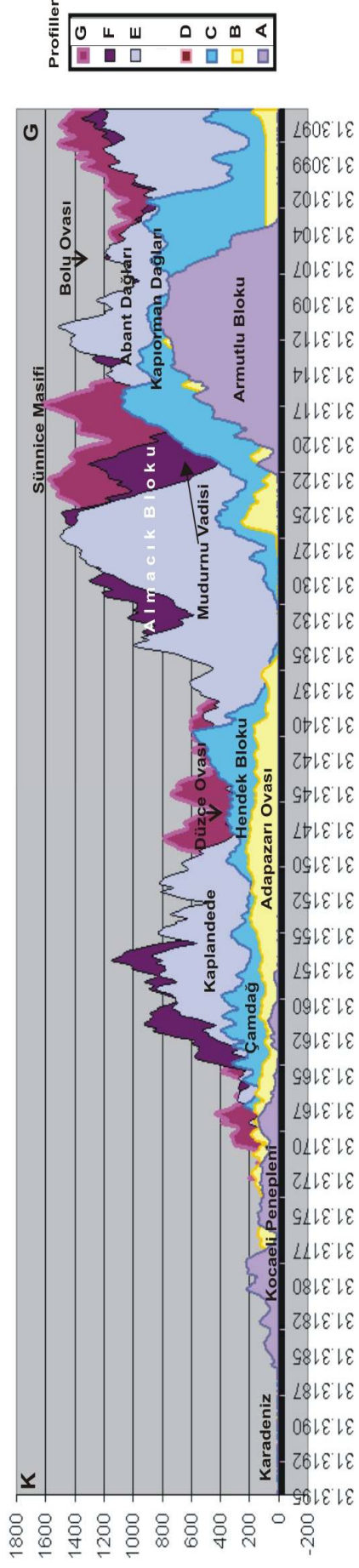
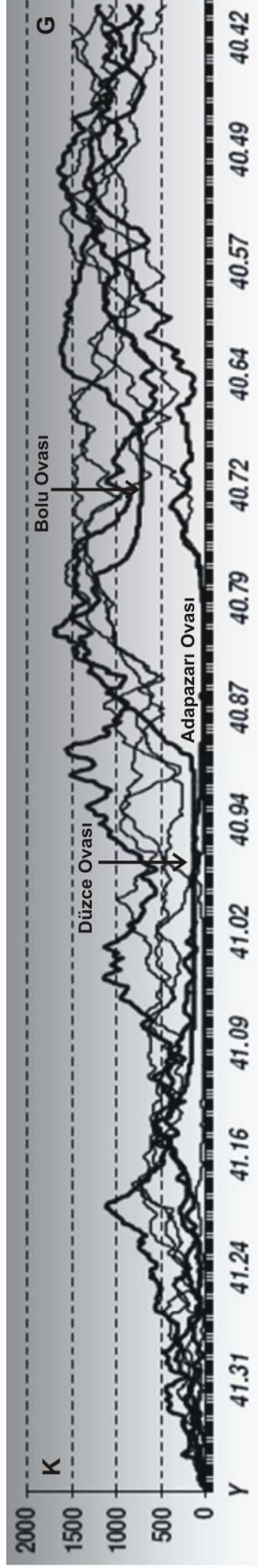
Çamdağ-Kaplandede Yükselimi ile Almacık Bloku arasında Hendek Bloku yer alır (Şekil 4.3). Batısında Adapazarı Havzası doğusunda ise Düzce Havzası bulunmaktadır. Yapısal olarak kuzeyden Hendek Fayı ile sınırlanan blok güneyden Karadere Fayı tarafından sınırlanır (Şekil 4.3). Diğer yapılar içinde Hendek Bloku sahadaki en belirgin asimetrik morfolojilerden birine sahiptir. Blok üzerinde su bölümü çizgisi neredeyse blokun güney sınırını belirler. Blok kuzeye doğru eğimlidir ve zirve düzlüğü 1000-1200 m'ler arasındadır (Şekil 4.4, 4.5). Hendek Bloku Düzce Havzası'nın batı sınırını belirler ve bir kama şeklinde ova içine sokulmuştur. Blokun güney sınırını belirleyen Karadere Fayı bloku Almacık Bloku'na göre 8 ± 1 km sağ yönlü ötelemiştir (Şekil 4.6). Karadere Fayı'nın Almacık Bloku'nun kuzey sınırını belirleyen Düzce Fayı arasındaki yapısal ilişkiye bağlı olarak ovanın bu kesiminde bir çek-ayır (pull-apart) havzası gelişmektedir (Şekil 4.3).

4.6. Sünnice Masifi

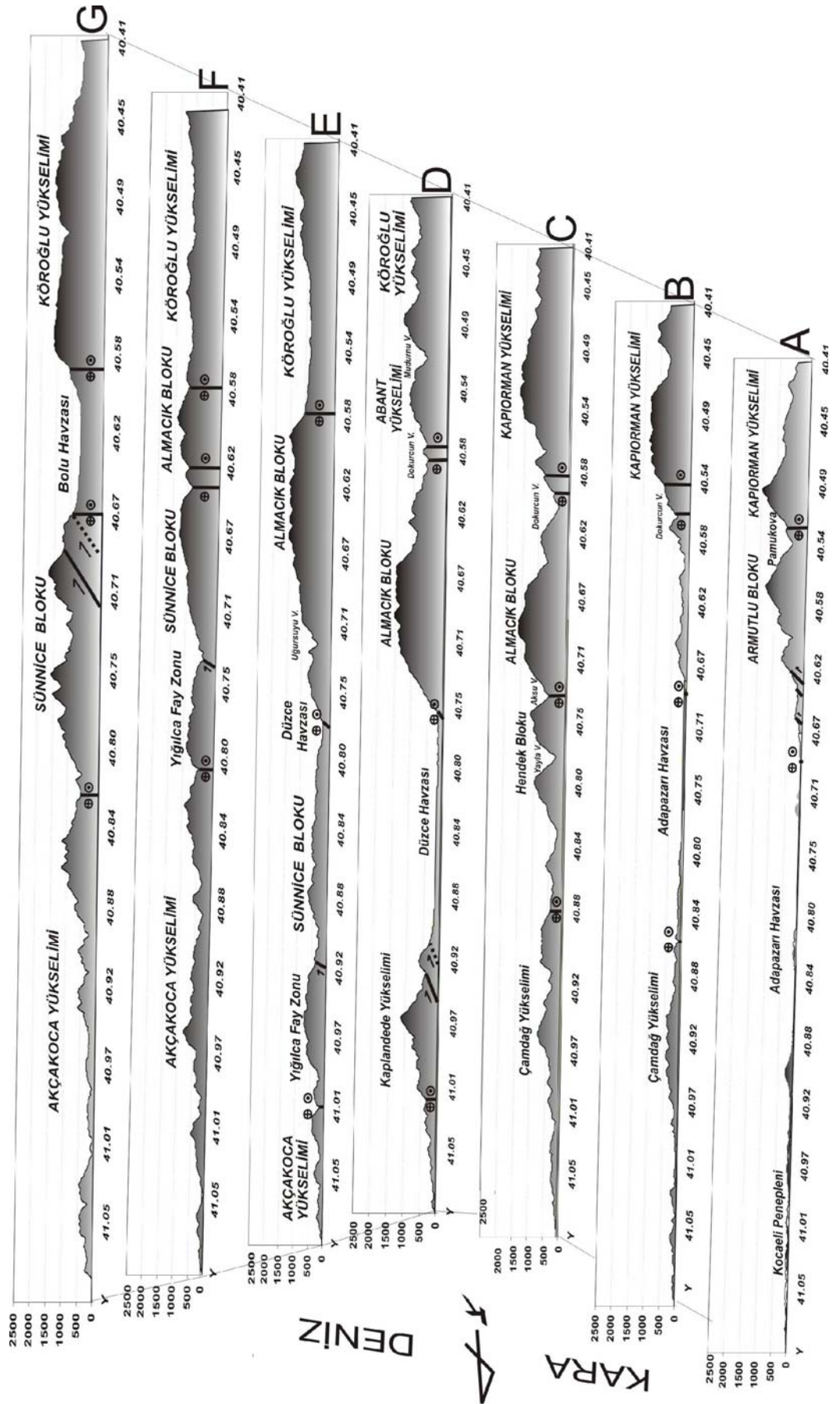
Sünnice Masifi Almacık Bloku'nun kuzey doğusunda yer alır (Şekil 4.2). Blok güneyden Bolu Havzası, batıdan Düzce Havzası kuzeyden ise Yığılca Bloku ile sınırlanır (Şekil 4.3). Ortalama yükseltisi 900 m civarındadır. Yoğun bir drenaj ağına sahip masif oldukça asimetrik bir morfoloji sunar. Su bölümünün güney sınırına çok yakın olduğu masif Bolu Havzası'ndan oldukça dik yamaçlarla ayrılır (Şekil 4.4, 4.5). Masif güneyden Düzce Fayı ve doğrultu atımlı ve ters bileşenli faylarla sınırlanırken kuzeyden Yığılca Fay zonu ile yapısal olarak sınırlanır (Şekil 4.3).

4.7. Yığılca Bloku

Yığılca Bloku Düzce Havzası'nın kuzeydoğu ucunda yer alır. Blok morfolojik olarak kuzeyden Akçakoca Yükselimi, güneyden Sünnice Masifi ve Düzce Havzası batıdan ise Çamdağ-Kaplandede Yükselimi tarafından sınırlanır (Şekil 4.3). Doğuya doğru ucu daralan bir fay kaması geometrisine sahiptir.



Şekil 4.4. Çalışma alanının bindirilmiş ve çakıştırılmış profilleri (profil hatları için Şekil 4.3'e bakınız).



Şekil 4.5. Çalışma alanının kayınlmış topografik profilleri (profil hatları için Şekil 4.3'e bakınız).

Yapısal olarak kuzeyden Deredibi Fayı (sağ yanal doğrultu atımlı), güneyden Yığılca Fay Zonu batıdan ise Çilimli Fay Zonu tarafından sınırlanır. Blok diğer bütün morfolojik ünitelerden farklı olarak güneye eğimli bir asimetri sunar. Blokun üzerinde gelişen drenaj ağı bölgesel akış yönü olan kuzeyin aksine güneye doğru akmakta ve Sünnice Masifi ile Akçakoca Yükselimi arasında morfolojik bir uyumsuzluk oluşturmaktadır (Şekil 4.3).

4.8. Kapıorman ve Abant Dağları

Kapıorman Dağları Almacık Blok'unun güneyinde yer alır. Dağın morfolojik sınırını kuzeyde Mudurnu Çayı vadisi, güneyde ise Bilecik Yüksek Reliefi belirler (Şekil 4.3). Yapısal olarak ise KAF'ın güney kolu tarafından Almacık Bloku ve Armutlu Bloku 'ndan ayrılır. Ortalama yükseltisi 1000 m civarında olan dağın yükseltisi 1500 m ye kadar çıkmaktadır (Şekil 4.4, 4.5). Abant Dağları ise Kapıorman Dağları'nın doğuya doğru devamı niteliğindedir ve Mudurnu Nehri'nin Taşkesti'deki boğazı ile ondan ayrılır (Şekil 4.3). Dağ morfolojik olarak kuzeyden Mudurnu Nehri'nin orta çığırındaki vadisi ile Abant Deresi ve güneyden ise Mudurnu Nehri'nin yukarı çığırındaki vadisi ile sınırlanır. Ortalama yükseltisi 1100-1200 m arasındadır (Şekil 4.4, 4.5).

4.9. Adapazarı Havzası

Adapazarı Havzası Almacık Bloku'nun batısında yer alır. Havzanın güney sınırını Kapıorman Dağları ile Armutlu Bloku, batı sınırını Kocaeli Penepleni, kuzey ve doğu sınırını ise Çamdağ-Kaplancede Yükselimi ve Hendek Bloku oluşturur. Depresyon tabanının ortalama yükseltisi 50 m'ler civarındadır ve bu yükseklik güneye dağ önüne doğru 300 m'lere çıkar. Güneyden 1967 Mudurnu depremi yüzey kırığının geliştiği KAFS'nin Orta Kolu tarafından sınırlanan depresyon orta kesiminden itibaren 1999 İzmit depreminin yüzey kırığı tarafından kesilir. Her iki yüzey kırığı arasında doğrultuları genellikle KB-GD olan normal fay kümesi yer alır. Bunlar yelpaze çökellerini güneye doğru basamaklar şeklinde çarpıtmışlardır (Şekil 4.3).

4.10. Düzce Havzası

Düzce Havzası KAFS içinde gelişen en kompleks tektonik havzalardan biridir. Bir dağ içi havza karakterinde olan Düzce Havzası Almacık Bloku, Sünnice Masifi,

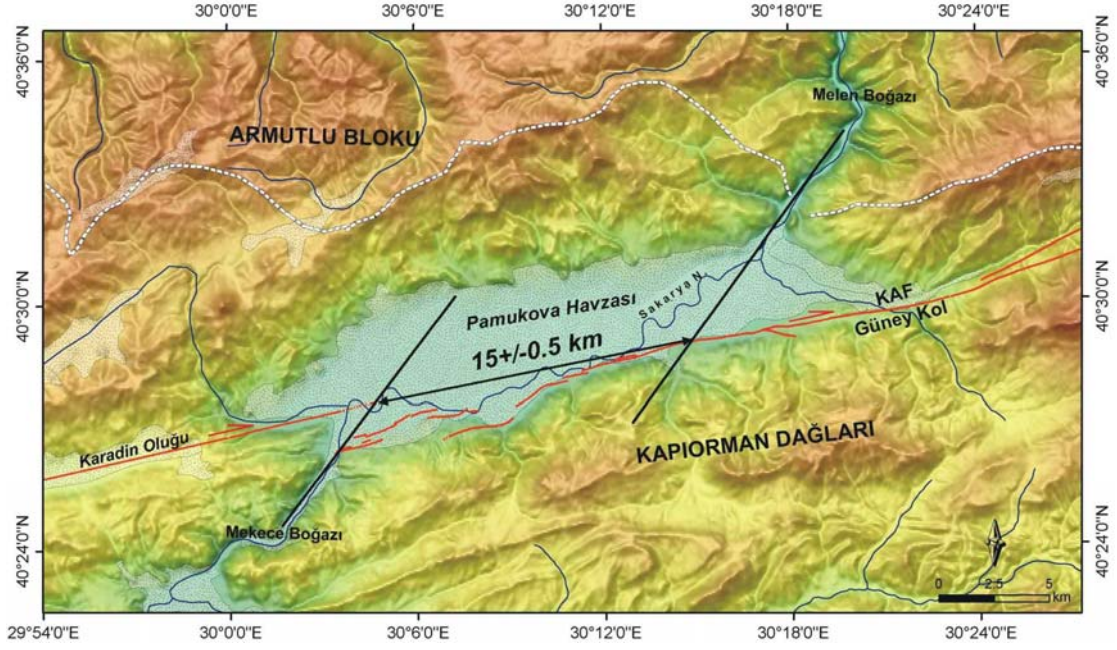
Çamdağ-Kaplandede Yükselimi ve Hendek Bloku arasında yer alır. Yapısal olarak havza güneyden Düzce Fayı, kuzeyden Çilimli Fay Zonu batıdan ise Karadere Fayı tarafından sınırlanır (Şekil 4.3). Havza eş zamanlı olarak sıkışma ve genişlemenin görüldüğü tipik bir doğrultu atımlı fay havzasıdır. Düzce ve Karadere fayları arasındaki geometrik ilişkiye bağlı olarak havza açılırken Çilimli Fayı'na bağlı olarak da sıkışmaktadır. Düzce Havzası'nın tabanı belirgin olarak güneye doğru eğimlidir ve havzanın güncel depolanma merkezi Almacık Bloku'nun kuzey kenarında yer alan Efteni Gölüne doğrudur (Şekil 4.3). Düzce Fayı'nın Efteni Gölü civarındaki transtansiyonal özelliği bu havzanın aktif olarak güneye doğru çarpılmasına neden olmaktadır. Havza güncel olarak GB'ya doğru genişlemekte ve gençleşmektedir.

4.11. Bolu Havzası

Bolu Havzası Almacık Bloku'nun doğusunda yer alır. Havza morfolojik olarak kuzeyden Sünnice Masifi güneyden ise Köroğlu Dağı tarafından sınırlanır (Şekil 4.3). Bolu havzası KAF'ın kuzey ve güney olmak üzere iki kola ayrıldığı alan olması sebebiyle yapısal bir önem taşır. Havzanın güneyini sınırlayan 1944 Bolu-Gerede Depremi yüzey kırığı ile Elmalık ve Bakacak segmentleri arasındaki açılmalı sekme havzanın gelişmesine imkan vermektedir (Şekil 4.3). Havza tabanı Sünnice Masifi'nden kaynaklanan akarsuların birikinti yelpazeleri ve taşkın ovası çökellerinden oluşur. Ova içinde yer yer Pliyo-Kuvaterner kıvrımları da dikkati çekmektedir. Havza tabanının ortalama yükseltisi 700 m civarındadır (Şekil 4.4, 4.5) ve dik yamaçlarla Almacık Bloku, Sünnice Masifi ve Köroğlu Dağlarından ayrılır.

4.12. Pamukova Havzası

Pamukova Havzası Armutlu Bloku içinde yer alır ve tamamen güney kolda meydana gelen doğrultu atımlı faylanma ile oluşmuş bir çek-ayır (pull-apart) havzasıdır (Şekil 4.2). KAF burada havzanın güney sınırını kontrol eder ve sağa sekme ile (relasing stepover) bir çek-ayır havzası oluşturur. Havzanın uzun eksenine faya paraleldir. Havzaya güneyden giren Sakarya Nehri havzayı katederek doğuda Geyve Boğazı'ndan havzayı terk eder. Koçyiğit (1988) Sakarya Nehri'nde 22 km, Yalıtırak (2002) 18 km, Şengör ve diğ. (2005) ise 26 km'lik bir ötelenme ölçmüştür. Sayısal yükseklik modellerinden yararlanılarak tarafımızdan yapılan ölçümlerde ötelenme miktarı 15 ± 0.5 km olarak belirlenmiştir (Şekil 4.6).



Şekil 4.6. Pamukova Havzası'nda Sakarya Nehri'nin KAF (Güney Kol) tarafından ötelenmesi.

Yukarıda değinilen morfotektonik ünitelerin genel görünümü KAF öncesi paleo-topoğrafyayı yansıtan, kuzeye yani Karadeniz'e doğru eğimli bir penneplen yüzeyinin varlığını göstermektedir. Bu penneplen KAF'ın sahadaki faaliyetine bağlı olarak değişik şekil ve büyüklüklerde parçalara ayrılmış ve deforme olmuştur. Bu çok parçalı görünüm ise KAF'ın bölgedeki yamulma paylaşımını (strain partition) göstermektedir. Sahada gözlenen doğrultu atımlı deformasyonun ve yamulma paylaşımının yanında eğim atım bileşenli faylara bağlı olarak batıdan doğuya ve kuzeyden güneye doğru artan bir yükselme söz konusudur. Yüksekliğin kuzeye doğru alçalması paleo-topoğrafyanın bir karakteristiği olmakla beraber yüzey parçalarının çok farklı yüksekliklerde yer almaları ve farklı miktarlarda kuzeye ve güneye doğru çarpılmaları sahadaki neotektoniğe bağlı olarak deformasyonu ifade eder. Bloklar arasında gelişen havzalar da karakteristik özelliklere sahiptirler. Havzaların her biri doğrultu atımlı fay havzasıdır ve bu havzaları oluşturan ana faylar havzaların tümünün güney sınırlarını kontrol eder (Şekil 4.3). Ayrıca Düzce ve Pamukova havzalarının yüzey topoğrafyaları blokların aksine kuzeyden güneye doğru eğimlidir (Şekil 4.5). Bu durum havzaları kontrol eden ana faylarla ilişkili olmalıdır. Bunların yanında havzaların her biri kendilerini sınırlayan bloklardan dik eğimli yamaçlarla ayrılırlar (Şekil 4.3, 4.4).

Yukarıda değinilen morfotektonik ünitelerin yükseklikleri batıdan doğuya ve kuzeyden güneye doğru artar ve 300-500 m ve 800-1000 m ile 1400-1500 m aralıklarında yoğunluk gösterirler (şekil 4.4, 4.5). Superimpoze kesitlerde (Şekil 4.4)

düşük frekanslı geniş dalga boylu alanlar havzaları karakterize ederken yüksek frekanslı kısa dalga boylu alanlar akarsularla parçalanmış ve yarılmış aşınım yüzey parçalarını karakterize etmektedir. Bu kısa dalga boylarının daha alçak seviyelerde yoğunluk olarak yüksek olması Kuvaterner yarılmınının alçak seviyelere daha çabuk ulaşmış olduğunu göstermektedir. Havzalar ve bloklar arasındaki dik yamaçlı geçişler yamaçlar üzerindeki neotektonik deformasyonu, dik yamaçlar üzerindeki uyumlu aşınım yüzeyi seviyeleri ise KAF öncesi paleo-topografyanın deforme olmuş parçalarını temsil etmektedir (Şekil 4.5).

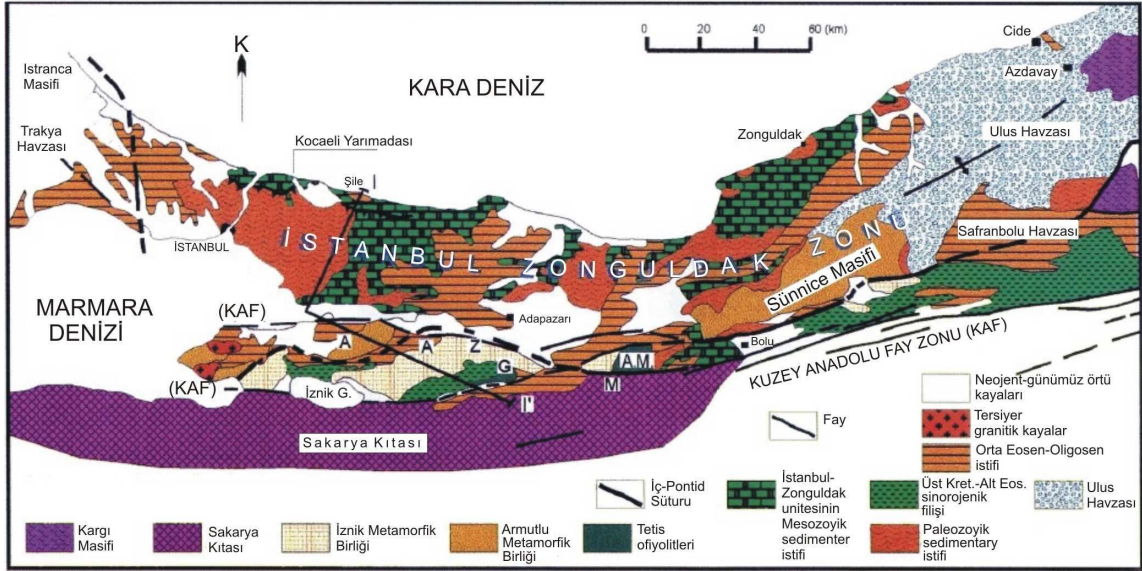
5. STRATİGRAFİ

Jeomorfoloji çalışmalarında yapı yereyin üzerinde geliştiği litoloji ve tektonik unsurları ifade eder. Bu yapılar jeomorfoloji üzerine aktif ve pasif olmak üzere iki şekilde etki eder. Bunlardan aktif yapılar neotektonik dönem fayları ve kıvrımları gibi yapıları ifade ederken pasif yapılar paleotektonik dönem fayları ve kıvrımları gibi yapılar ile litolojik unsurları ifade eder. Bu bölümde Almacık Bloku üzerindeki jeomorfolojik yapıların şekillenmesinde etkili olan litolojik unsurlara değinilecektir. Jeoloji haritasının hazırlanmasında Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) tarafından sayısal olarak üretilen 1: 100000 ölçekli G25 ve G26 paftaları içindeki tüm 1:25000'likler ile G27 paftasının 1:25000 ölçekli a4, d1 ve d4 paftalarından yararlanılmıştır. Jeolojik unsurların jeomorfik unsurlarla ilişkilerinin daha iyi görülmesi açısından sayısal jeoloji haritaları sahanın 1:25000 ölçekli topoğrafya haritalarından oluşturulan 25 m hücre boyutlu sayısal yükseklik modeli üzerine örtülerek kabartma jeoloji haritası şeklinde sunulmuştur.

Almacık Bloku, Türkiye'nin ana tektonik birliklerinden olan Pontid'lerin (Ketin, 1966) batı kesiminde, kuzeydeki İstanbul Zonu (Okay ve Tüysüz, 1999) ile güneydeki Sakarya Kıtası (Şengör ve Yılmaz, 1981) arasında kalan Armutlu-Almacık Zonu (Yılmaz ve diğ., 1997) içinde yer alır (Şekil 5.1). Bu zon Yılmaz ve diğ. (1995) tarafından Orta Zon, Yiğitbaş ve diğ. (1999) ve Elmas ve Yiğitbaş. (2001) tarafından Armutlu-Ovacık Zonu, Tüysüz ve diğ. (2004) tarafından ise Armutlu-Eskipazar Zonu olarak tanımlanmıştır.

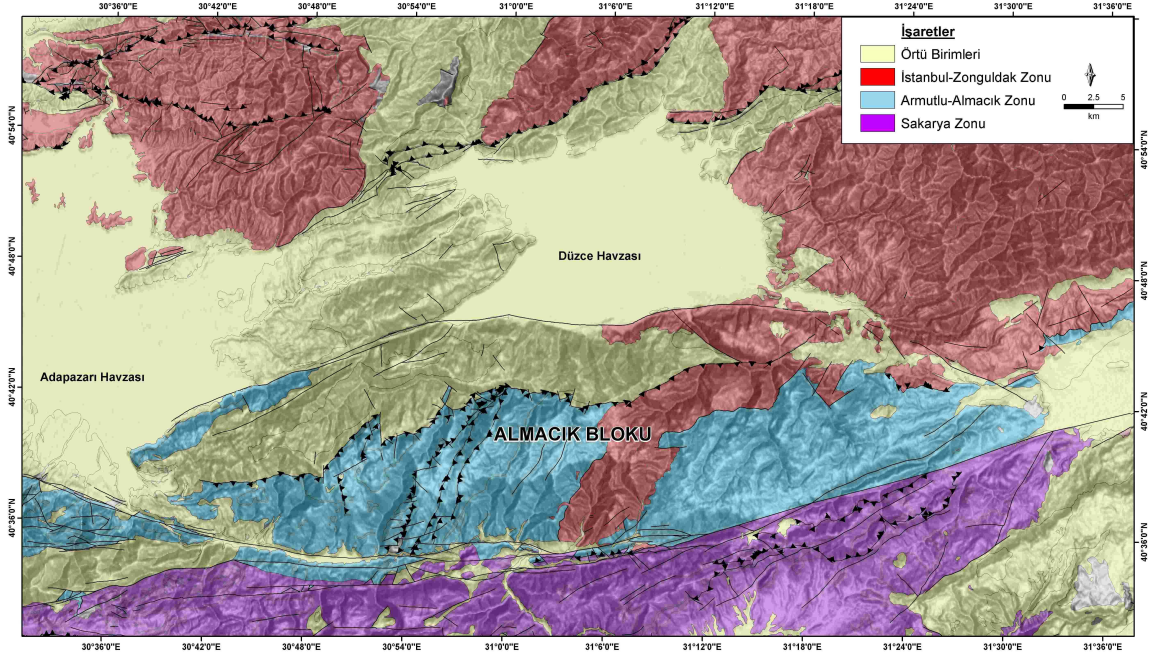
İç-Pontid kenet kuşağının (Şengör ve Yılmaz, 1981) içerisinde yer alan Almacık Bloku bünyesinde gerek İstanbul Zonu'na gerekse Sakarya Kıtası'na ait birimleri barındırmaktadır (Şekil 5.2) (Yılmaz ve diğ., 1995; Yılmaz ve diğ., 1997; Yiğitbaş ve

diğ., 1999; Elmas ve Yiğitbaş, 2001). İstanbul Zonu (Yılmaz ve diğ., 1997; Okay ve Tüysüz, 1999) daha önceki araştırmacılar tarafından İstanbul Napı (Şengör ve diğ., 1982), İstanbul Fragmanı (Ustaömer ve Robertson, 1993) ve Rodop-Pontid Fragmanı, (Şengör ve Yılmaz, 1981) ve İstanbul-Akçakoca Zonu (Tüysüz ve diğ., 2004) gibi değişik isimlerle adlandırılmıştır. Bu zon Kretase de Odessa şelfinden kopup güneye doğru transform faylar boyunca kayarak bugünkü yerine yerleşmiş ve arkasında bir yayardı havzası şeklinde Batı Karadeniz açılmıştır (Şekil 3.1). İstanbul Zonu'nun Sakarya Kıtası ile Tersiyer'deki çarpışmasına kadar bu kayma ve Karadeniz'de ki gerilme rejimi devam etmiştir (Okay ve diğ., 1994).



Şekil 5.1. Batı Pontidlerin İstanbul-Zonguldak ve Armutlu Almacık zonlarının jeoloji haritası. AM: Almacık Bloku, AAZ: Armutlu-Almacık Zonu, KAF: Kuzey Anadolu transform fay zonu, G: Geyve, M: Mudurnu (Yılmaz ve diğ. 1995'ten Türkçeleştirilerek).

İstanbul Zonu ileri derecede metamorfik Prekambiyen yaşlı granit ve ofiyolitlerin üzerinde yer alan Ordovisiyen'den Karbonifer'e kadar değişik yaşlı ve litolojideki kayalardan oluşmuştur. Bu birimler üzerine Kocaeli Yarımadası'nda denizel, Amasra-Cide çevresinde ise karasal Triyas çökelleri gelir. İstanbul-Akçakoca arasında Paleozoyik ve Triyas çökelleri, Geç Kretase-Eosen çökelleri tarafından doğrudan ve transgresif olarak örtülmekte, buna karşılık Akçakoca doğusunda bu iki istif arasında kalın Jura-Eosen istifleri bulunmaktadır (Tüysüz ve diğ., 2004).



Şekil 5.2. Almacık Bloku ve yakın çevresindeki Paleotektonik birimler (Yılmaz ve diğ., 1995'ten yararlanılarak).

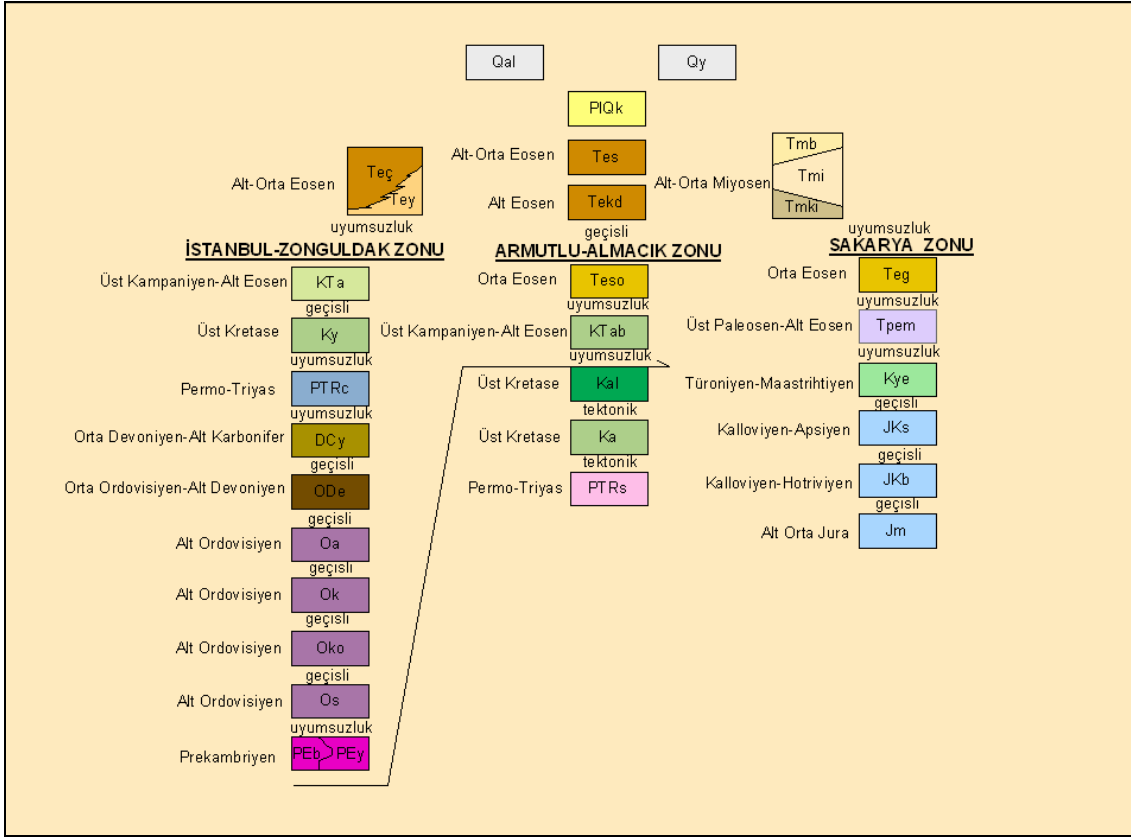
Çalışma bölgesinde yukarıda belirtildiği gibi üç farklı zon ile bunlar üzerinde bunların bir araya gelmesi sonrasında gelişmiş birimler mevcuttur. Bu nedenle stratigrafik jeoloji bahsi de bu doğrultuda oluşturulmuş ve 5 alt başlıkta ele alınmıştır. Bunlar: 1) İstanbul Zonu 2) Armutlu-Almacık zonu 3) Sakarya Zonu 4) Örtü Birimleri ve 5) Kuvaterner Jeolojisi başlıkları altında incelenecektir.

5.1. İSTANBUL ZONU

5.1.1. Yedigöller Formasyonu (PEy)

İlk olarak Serdar ve Demir (1983) tarafından adlandırılan formasyonun Bolu kuzeyindeki eşleniği Ustaömer ve Kipman (1998) tarafından Sünnice Grubu içinde tanıtılmıştır. Formasyon Almacık Bloku'nun kuzeyinde Aydınpınar ve Değirmenbaşı köyleri arasında doğu-batı doğrultusunda, blokun güneyinde ise Ortaköy'ün kuzeyinde kabaca KD-GB doğrultusunda uzanır (Şekil 5.4). Blokun doğusunda Şahan Dere'de mostra veren ve adacıklar halinde Kaynaşlı güneyinde yer alan topluluk Sünnice Dağı'nda geniş bir yayılım gösterir. Yüksek dereceli metamorfizmanın ürünü olan amfibolit, gnays

ardalanması (Ustaömer ve Kipman, 1998) ve bunları kesen yeşilist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış granit, lav, volkanoklastik, kırıntılı ve karbonatlı kayalardan oluşan birimde içsel doku ve yapı özellikleri bozulmuştur (Serdar ve Demir, 1983). Üzerine gelen Kocatöngel ve Kurtköy Formasyonları ile açısız uyumsuzluk gösterir (Aydın ve diğ., 1987). Kalınlığı bilinmeyen birimin yaşı Prekambriyen'dir (Saner ve diğ., 1980; Ustaömer,1996; Ustaömer ve Kipman, 1998). Birimin farklı yerdeki eşlenikleri için çeşitli araştırmacılar da Prekambriyen yaşını vermişlerdir (Arpat ve diğ., 1978; Kaya, 1982; Ustaömer ve Robertson, 1993).



Şekil 5.3. Almacık Bloku ve yakın çevresinin stratigrafi kesiti (MTA, 2002)

5.1.2. Dirgine Metagranitoyidi (PCb)

İlk kez Aydın ve diğ. (1987) tarafından adlandırılmıştır. Almacık Bloku üzerinde görülemeyen bu formasyon, blokun hemen kuzeydoğusunda Sünnice Dağı'nda yayılım gösterir (Şekil 5.4). Birim granodiyorit, tonalit, granit, gabro gibi plütonik kayalar ile bunları kesen lamprofir ve applitlerden oluşur (Erendil ve diğ., 1991). Birimdeki tonalit, granodiyorit ve granit bileşimindeki plütonlar tipik olarak granofirik doku gösteren,

dokusal olarak sığ koşullarda kristallenmiş intrüzif özellikler sunar. Yerleşme derinlikleri 5 km'den sığ, 2 km'den daha derindir (Ustaömer ve Kipman, 1998). Kuzeyde Paleozoyik yaşlı birimlerle sınırlanan Dirgine metagranitoyidi güneyde Mesozoyik ve Tersiyer birimleriyle dokanaklıdır (Erendil ve diğ., 1991). Birimin yaşı Sünnice Dağında Kurtköy Formasyonu tarafından açısız uyumsuzlukla örtülmesinden dolayı Ordovisiyen'den eskidir (Tüysüz ve diğ., 2004). Yapılan radyometrik tarihlendirmelerde (Chen ve diğ., 2002; Ustaömer ve diğ., 2003) 570-590 milyon yıl yani Prekambriyen yaşı elde edilmiştir.

5.1.3. Kocatöngel Formasyonu (Ok)

Birim ilk olarak Kaya (1982) ve Yazman ve Çokuğraş (1983) tarafından adlandırılmıştır. Düzce Ovası'nın kuzeyinde yer alan Kocatöngel Köyü ve civarında yayılım gösterir (Şekil 5.4). Formasyonun litolojisi zeytin yeşili renkli, sert kumtaşı ve şeyl arıalanmasından oluşur. Üste doğru (3-5 m.) kısa mesafede, genel karakteri olan grimsi yeşil, yeşilimsi gri, daha da üstlerde pembemsi mor renklerde laminalı şeyl, çamurtaşı ve kumtaşı arıalanmasına dönüşür (Aydın ve diğ., 1987). Paleozoyik istifin en alt bölümünü oluşturan formasyon, Düzce kuzeyinde Prekambriyen yaşlı Yedigöller Formasyonu üzerine açısız uyumsuzlukla ve kaba taneli kırıntılılarla gelir. Geç seviyelerde, düşey ve yanalda Kurtköy Formasyonu'na geçer (Gedik ve Önalın, 2001; Gedik, 2002; Tüysüz ve diğ., 2004). Çalışma bölgesinde fosil bulgusu bulunmayan birim için eşdeğer birim olan Bakacak Formasyonu'nda Acritarch'lara göre belirlenen Tremodosiyen (Erken Ordovisiyen) yaşı kabul edilir (Dean ve diğ., 1997). Kocatöngel Formasyonu delta ilerisi-derin şelf ortamında çökelen sedimanlardan delta ortamını yansıtan kayalara kadar gelişen bir istiflenmeyi gösterir (Gedik ve Önalın, 2001).

5.1.4. Kurtköy Formasyonu (Ok)

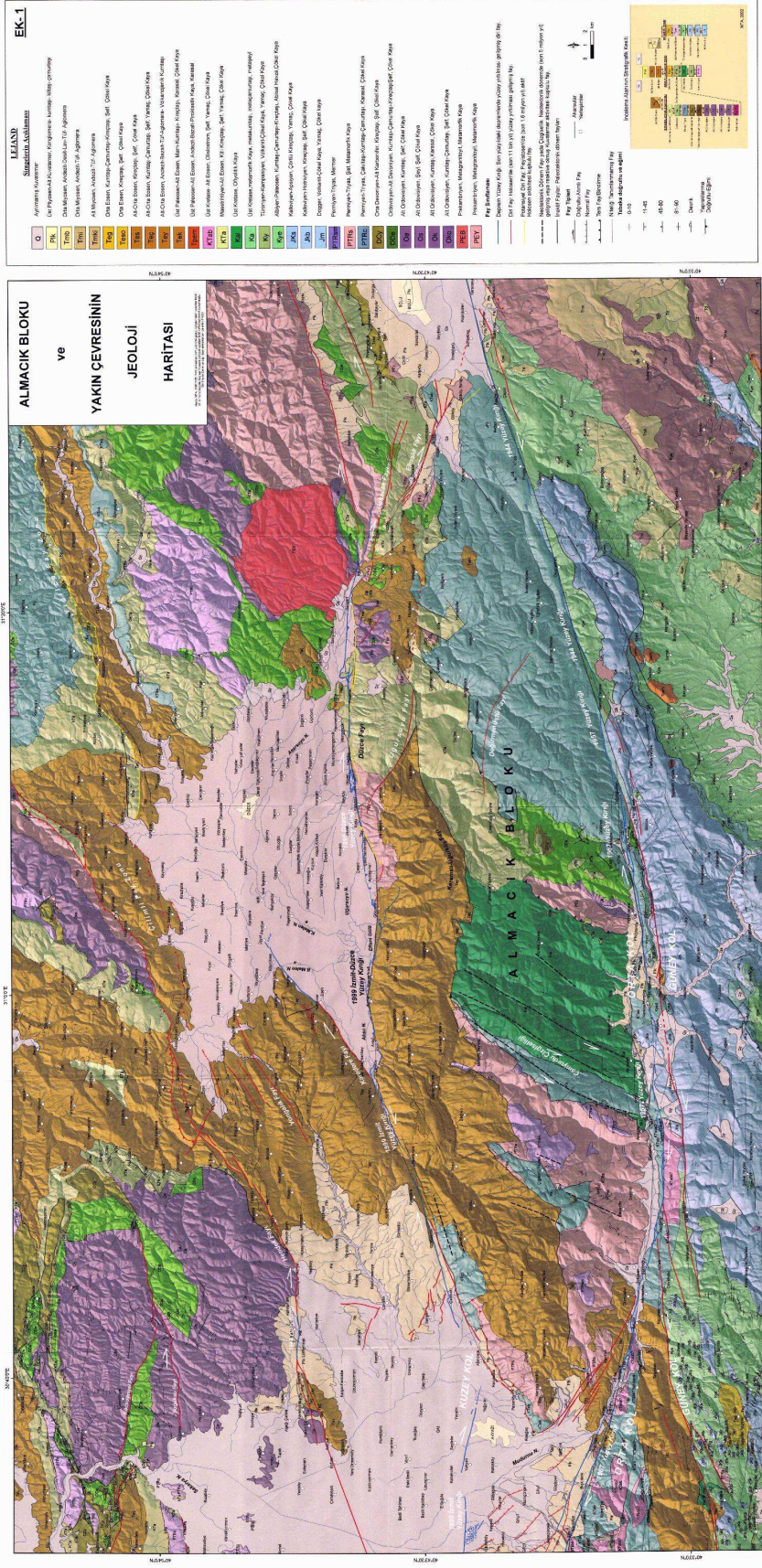
İlk olarak Haas (1968) tarafından Kurtköy tabakaları olarak ve daha sonra Kaya (1978) tarafından Kurtköy arkoz birimi ve Önalın (1981) tarafından Kurtköy Formasyonu olarak adlandırılmıştır. İsmi İstanbul'un Anadolu yakasındaki Kurtköy yerleşiminden alır. Çalışma alanı içinde Kaynaşlı yerleşimi civarında ve güneyde Yeğenderesi yerleşiminden kuzeydoğuya doğru ince bir şerit halinde görülür (Şekil 5.4). Bu

formasyonun diğ er parçalarını Sünnice Dağı'nda ve batıda Çamdağ'da görmek mümkündür. Yaygın olarak mostra verdiği Sünnice Dağı kuzeyinde birim pembemsi, mor renkte litarenit ve arkoz türü kumtaşlarıyla, aynı renkteki konglomeraların ardalanmalarından oluşur (Önal an, 1981). Almacık Dağı doğusunda Şahan Dere'de Yedigöller Formasyonu üzerine açıs al uyumsuzlukla gelir. Geç dokanağı Aydos Formasyonu ile uyumludur (Aydın ve diğ., 1987). İstanbul civarında birimin üzerinde yer alan şeyllerden bulunan Conuraid ve Asaphid (Haas, 1968) fosillerinden ve alt üst dokanak ilişkisinden Ordovisiyen ortası veya altı, yaşı verilmiştir. Kurtköy Formasyonu akarsu çökellerinden oluşur (Gedik ve Önal an, 2001; Derman ve Özçelik, 1993; Yazman ve Çokuğ raş, 1983).

5.1.5. Soğ uksu Formasyonu (Os)

Birim ilk olarak Kaya (1982) ve Yazman ve Çokuğ raş (1983) tarafından, Hendek yerleşiminin KB'sındaki Soğ uksu Köyü'nden adlandırılmış tır (Şekil 5.4). Formasyonun litolojisi kumtaşı-şeyl ardalanmasından oluşur. Bunlar grimsi yeş il ve mor renk ardalanmalı ve ince-orta tabakalıdır. Birimin alt bölümünde kumtaşları orta-kalın tabakalıdır ve birimde paralel ve dalgalı lamilanma gelişkindir (Gedik ve Önal an, 2001).

Stratigrafik olarak Kocatöngel ve Kurtköy formasyonlarının karşılığı olan birim üstte dereceli olarak Aydos Formasyonu'na geçer. Fosil içermeyen birimin çalışma alanı dışındaki farklı formasyonlarla olan dokanak ilişkisine bağı olarak yaşı Erken Ordovisiyen'dir (Dean ve diğ., 1997). Birimin alt seviyeleri şelf, orta-üst seviyeleri ise, gelgit etkili bir delta ortamını temsil eder (Gedik ve Önal an, 2001).



Şekil 5.4. Almacık Bloku ve Yakın Çevresinin Jeoloji Haritası (MTA, 2002) (EK- 1)

5.1.6. Aydos Formasyonu (Oa)

İlk olarak Kaya (1978) tarafından "Aydos kuvars arenit birimi" olarak adlanmış, Önalın (1981) tarafından ise Aydos Formasyonu adı altında incelenmiştir. Birim beyaz, açık gri ve kırmızı pembe renkli, ince-kalın tabakalı, silis çimentolu kuvars kumtaşı ve merceksele kuvars konglomeradan oluşur (Önalın, 1981). Hendek kuzey ve kuzeybatısında gözlenir (Şekil 5.4). Aydos Formasyonu altta Kurtköy, üstte ise Ereğli Formasyonu ile dereceli geçişlidir (Aydın ve diğ.,1987). Fosil içermez ancak çalışma alanı dışında formasyonun üzerinde yer alan Gözdağ Formasyonu'nun tabanından alınan fosillerin yaşının Orta Ordovisiyen olması dolayısıyla Erken Ordovisiyen yaşı verilmiştir. Erken Ordovisiyen yaşı daha sonraki araştırmacılar tarafından da teyit edilmiştir (Önalın, 1981; Dean ve diğ., 1997). Aydos Formasyonu çökelleri, Kurtköy Formasyonu'nu oluşturan karasal çökellerin oldukça duraylı bir bölgede bol enerjili sığ bir denizde veya sahilinde işlenmesiyle oluşmuştur (Önalın, 1981; Gedik ve Önalın, 2001).

5.1.7. Ereğli Formasyonu (ODe)

Birim ilk olarak Serdar ve Demir (1983) tarafından adlandırılmıştır. Kaynaşlı kuzeyinde ve Almacık Dağı doğusundaki Aşağıdedeyin Mahallesi ve batısında iyi mostralı veren birim (Şekil 5.4), yeşilimsi gri renkli ince tabakalı laminalı şeyl ile gri renkli, ince-orta tabakalı kumtaşı ardalanması ve gri-siyah renkli şeyller arasındaki kireçtaşı merceklerinden oluşur. Hendek kuzeyi, Kaynaşlı kuzeyi ve Almacık Bloku güneyinde gözlenir (Şekil 5.4). Birim altta Kurtköy Formasyonu ile, üstte ise Yılanlı Formasyonu ile geçişlidir (Gedik ve Aksay, 2002). Birimin Çamdağı üzerinde yüzeylenen parçalarında bulunan Pterineid (Pelecypod) fosillerine göre Orta Ordovisiyen'de başlayan yaşı Orthoceras ve Monograptus fosillerine göre Silüriyen'i içine almakta ve üst seviyelerinden toplanan Brachiopod fosillerine göre de Erken Devoniyen'de son bulmaktadır. Dolayısıyla birimin yaşı Orta Ordovisiyen- Erken Devoniyen'dir (Gedik ve Önalın, 2001). Formasyon önce derinleşen, sonra sığlaşan bir şelf çökelidir. Birim alttan üstte doğru sığ şelf, derinleşen şelf, havza yamacı, muhtemelen havza ve tekrar şelf ortamına geçişler gösterir (Gedik ve Önalın, 2001).

5.1.8. Yılanlı Formasyonu (DCy)

İlk kez Saner ve diğ., (1979) tarafından adlandırılan formasyon Almacık Bloku üzerinde Aşağıdedeyin Mahallesi'nin 2 km kadar kuzeyinde mostra verir (Şekil 5.4). Birim kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve dolomitten oluşur. Şeyl, silttaşı ve yumru kireçtaşı ile tabakalı kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve dolomit aralanmalıdır (Saner ve diğ., 1979). Altta Ereğli Formasyonu ile geçişli olan (Aydın ve diğ., 1987) birimin üst dokanağı Almacık Dağı'nda Geç Kampaniyen-Erken Eosen yaşlı Akveren ve Kocatöngel formasyonları ile açısız uyumsuzdur. Birimde bulunan *Endothyra* sp., *Calcisphaera* sp., *Diplophaerina* sp. *Girvanella* cf. *wetheredi* CHAPMAN vb. fosillerine bağılı olarak birimin yaşı; Orta-Geç Devoniyen-Erken Karbonifer'dir (Aydın ve diğ., 1987). Formasyonun alttaki yumru kireçtaşı-silttaşı-şeyl aralanması bölümü şelfin yamaç kesimlerinde, üstteki diğ. bölümleri şelfte çökeltmiştir (Gedik ve Önalın, 2001).

5.1.9. Çakraz Formasyonu (P ç)

İlk kez Akyol ve diğ. (1974) tarafından Çakraz kumtaşı olarak adlandırılmıştır. Yergök ve diğ. (1987), Akman (1993), Aydın ve diğ. (1987) tarafından ise Çakraz Formasyonu adı altında toplanmıştır. Sünnice Masifi'nde gözlemlenir (Şekil 5.4). Birimin başlıca litolojisi karasal kumtaşı ve çamurtaşıdır, alt kısımda bunlara çakıltaşları eşlik eder (Kipman, 1974; Tüysüz ve diğ., 2004). Genelde Yılanlı Formasyonu üzerinde gözlenen Çakraz Formasyonu, Yedigöller ve Kocatöngel formasyonları üzerinde de açısız uyumsuzlukla bulunur (Aydın ve diğ., 1987). Çakraz Formasyonunda herhangi bir fosil bulunamamıştır. Birimin çalışma sahası dışında yer alan Geç Triyas yaşlı Çakrazboz Formasyonu üstte dereceli geçişli olması bunun yanında Geç Karbonifer yaşlı kayaçlar üzerine uyumsuz gelmesi nedeniyle Triyas yaşlı olduğu kabul edilmiştir (Alişan ve Derman, 1995) Birim göl veya delta çökeltidir. Birimin alt bölümü olası örgülü, orta ve üst kesimleri ise menderesli akarsu çökeltidir (Alişan ve Derman, 1995).

5.1.10. Yemişliçay Üst Grubu (Ky)

İlk kez Ketin ve Gümüş (1963) tarafından adlandırılan birim, daha sonraki çeşitli araştırmacılar tarafından Grup (Kaya ve Dizer, 1981; Kaya, 1982) ve Üst Grup (Tüysüz ve diğ., 2004) mertebesinde değerlendirilmiştir. Birim Düzce doğusunda yer alan Yığılca yerleşiminin kuzeyinde yayılım gösterir (Şekil 5.4). Formasyon tuf, tüfit, aglomera, konglomera, kumtaşı, mikrit, şeyl ve volkanitlerden oluşmuştur (Aydın ve diğ., 1987). Batı Karadeniz bölgesinde Yemişliçay Üst Grubu kayaçları genellikle Senomaniyen ve daha yaşlı birimler üzerinde uyumsuzlukla, yer yer de uyumlu olarak gelmektedir (Tüysüz ve diğ., 2004). Birim *Globotruncana cf. arca* (CUSHMAN), *Globotruncana lapparenti* (BOLLI), *Heterohelix* sp., *Hedbergella* sp., *Praeglobotruncana citae* (BOLLI), Spheroidal foraminiferler, Lituolidae fosillerini bünyesinde barındırır. Bu fosillere göre birimin yaşı Geç Kretase'dir (Aydın ve diğ., 1987). Bu formasyon iki evreli bir volkanizmanın ürünüdür. Birim sığdan derin denize kadar çökeller ve volkanitleri kapsar (Tüysüz ve diğ., 2004).

5.1.11. Akveren Formasyonu (KTa)

İlk olarak Ketin ve Gümüş (1963) tarafından adlandırılmış olan formasyon batı Karadeniz'in en yaygın birimlerindedir. Birimin litolojisini killi, kireçtaşı, marn, türbiditik kumtaşı, kumlu karbonat, resifal kireçtaşı ve volkanitler oluşturur (Aydın ve diğ., 1987). Yığılca ve Çilimli kuzeyinde yayılım gösterir (Şekil 5.4). Akveren Formasyonu Yemişliçay Formasyonu'nu uyumsuz olarak üzerler (Aydın ve diğ., 1987). Formasyonun yaşı ile ilgili olarak Ketin ve Gümüş (1963) tarafından Maastrichtiyen, Gedik ve Korkmaz (1984) tarafından Maastrichtiyen-Paleosen, Akman (1993) tarafından Kampaniyen-Paleosen, Tüysüz ve diğ. (2004) Maastrichtiyen yaşları verilmiştir. Bu yaşların yanında birim içinde saptanan, *Globotruncana lapparenti* BROTZEN, *Globigerinoides*, *G. Arca* (CUSHMAN), *G. stuartiformis* (DALBIEZ), *G. Fornicata* (PLUMMER), *G. conica* (WHITE), *G. bulloides* VOGLER, *Globorotalia angulata* (WHITE) ve Nummulit türlerine göre yaşı Kampaniyen-Erken Paleosen olan Akveren Formasyonu sığ denizden derin denize kadar değişen ortamlarda çökelmiştir (Aydın ve diğ., 1987).

5.1.1.12. Sermi Kireçtaşı (KTas)

İlk kez Kaya ve diğ. (1986) tarafından adlandırılmıştır. Resif yapan fosiller ve bunlara ait kırıntılılar bakımından zengin olan kalın katmanlı masif görünümlü kireçtaşı türlerinden oluşur (Kaya ve diğ., 1986). Sünnice Masifi kuzeyinde ince bir hat boyunca yayılım gösterir (Şekil 5.4). Altta Geç Kretase ve daha yaşlı birimler üzerine uyumsuz olarak gelmektedir (Tüysüz ve diğ., 2004). Birimden saptanan *Globigerina triloculinoides* PLUMMER, *Neodiscocyclina barkeri* (VAUGHAN ve COLE), *Ranikothalia* cf. *soldadensis* (VAUGHAN ve COLE), *Discocyclina* sp., *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp., *Planorbulina* sp. ve *Asterigalina* sp. fosillerine göre yaşı Maastrichtiyen-Paleosen olan birim, şelf tipi ortamda çökelmiştir (Kaya ve diğ., 1986).

5.2. Armutlu-Almacık Zonu

Bu zon Yılmaz ve diğ. (1995) tarafından Orta Zon, Yılmaz ve diğ. (1997) tarafından Armutlu-Almacık Zonu, Yiğitbaş ve diğ. (1999), Elmas ve Yiğitbaş (2001) tarafından Armutlu-Ovacık Zonu, Tüysüz ve diğ. (2004) tarafından Armutlu-Eskipazar Zonu olarak adlandırılmıştır (Şekil 5.2).

5.2.1. İznik Metamorfitleri (P s)

İlk kez Gözübol (1978) ve Yılmaz ve diğ. (1981) tarafından İkizoluk Formasyonu adı altında ayrıntılı olarak incelenmiştir. Yılmaz ve diğ. (1995)' birimi İznik Metamorfitleri adı altında incelemiştir. Almacık Dağı'nın batı ve güneyinde (Dokurcun-Karadere Arası) özellikle Mudurnu Çayı vadisinin Almacık Bloku'na tekabül eden kuzey yamaçlarında yaygın olarak yüzeylerler (Şekil 5.4). Birimin Kuzey Anadolu Fayı tarafından ötelenen güney kesimi 50 km batıda Sapanca Gölü'nün güneyinde görülmektedir. Birimin litolojisi, şist, fillat, kuvarşist, kuvarsit, mermer, kalkşist gibi metasedimenter kayalar ve düşük derecede metamorfizma geçirmiş volkanik ve volkanoklastik kökenli kayalar oluşturur (Gözübol, 1978; Yılmaz ve diğ., 1981). Birimin üst kesiminde yer alan mermer ise Mermer Üyesi adı altında incelenmiştir (Gedik ve Aksay, 2002). Birim Almacık Ofiyolitik Melanji ile Akçay Metamorfitleri arasındaki tektonik bir dilim halindedir.

Sapanca Gölü güneyinde, Jura-Erken Kretase yaşlı Keltepe Mermeri birim üzerine açısız uyumsuzlukla gelir (Gedik ve Aksay, 2002). Abdüsselamoğlu (1959) ve Yılmaz ve diğ. (1981), istifte bulduğu fosillerle birime Devoniyen yaşını vermişlerdir. İznik Metamorfitlelerini oluşturan kaya türleri gözönünde bulundurulduğunda, birimin yoğun kırıntılı çökelinin ve volkanik faaliyetin bir arada geliştiği bir ortamda oluştuğu söylenebilir. Kırıntılı çökeline zaman zaman karbonat çökeli de eşlik etmiştir (Gedik ve Aksay, 2002).

5.2.2. Mermer Üyesi (PTRsm)

İznik Metamorfitlelerinin üst kesimlerinde gözlenen mermerler (Şekil 5.4) Mermer Üyesi olarak ayırtlanmıştır (Gedik ve Aksay, 2002). Birimin tabanını şistlerle ardalanan ve onlarla dereceli geçişi temsil eden pembe ve mor renkli metaçamurtaşları oluşturur. Metaçamurtaşlı bölümün üzerinde yine pembe ve mor renkli karbonat metaçamurtaşları izlenir. Bu bölümde seyrek olarak sarı renkli metatüf ve gri-beyaz renkli, çört ara bantları kapsayan devamsız rekristalize kireçtaşı mercekleri gözlenir. İstifin en üst bölümünde ise görünür kalınlığı 100 m. yi aşan, alt kesiminde seyrek olarak ince taneli mermer ara katkılı, orta-kalın tabakalı, beyaz mermerler ve rekristalize kireçtaşları yer alır (Gedik ve Aksay, 2002). Birimin alt dokanağı İznik metamorfitlelerinin metakırıntılıları ile geçişlidir. Üyeyi, Geç Jura-Erken Kretase yaşlı Keltepe Mermeri açısız uyumsuzlukla örter. Önder ve Göncüoğlu (1989) birimin pembe ve mor renkli çamurtaşları içerisinde konodontların varlığına bağlı olarak Geç Triyas yaşını vermiştir.

5.2.3. Akçay Metamorfitleleri (Ka)

Yılmaz ve diğ. (1995) tarafından İznik Metamorfitleleri içinde değinilmiştir. Gedik ve Aksay (2002) tarafından bu isimle adlandırılmıştır. Mudurnu Çayı vadisinin Almacık Bloku'na tekabül eden kuzey yamaçlarında yer alır (Şekil 5.4). Birimin litolojisini metakumtaşı, metaçamurtaşı, metaşeyl, kuvarsit, kuvarslı şist, metakonglomera, metatüf, metabazalt, rekristalize kireçtaşı, mermer vb. gibi kayatürleri oluşturur (Yılmaz ve diğ., 1995). Akçay metamorfitlelerinin alt dokanağı inceleme alanında izlenememektedir. Üstte ise İznik Metamorfitleleri ile Almacık Ofiyolitik Melanjı tektonik olarak yer alır (Gedik ve Aksay, 2002). Kaya ve Kozur (1987) Gemlik civarında yüzeyleyen benzer birimler içindeki

tabakalı çörtlere en Geç Jura yaşı veren radyolarya fosilleri saptamış ve birimin yaşını Geç Jura-Erken Kretase olarak belirtmiştir. Yazarlar bu çörtlere metamorfizma içinde blok konumlu olduğunu belirlemiş, metamorfizmanın yaşını aynı stratigrafik konumlu benzer birimlerle karşılaştırılarak Erken - Geç Kretase olarak kabul etmiştir. Mineral paragenезine göre Akçay metamorfizmaları düşük yeşil şist fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır (Yılmaz ve diğ., 1995).

5.2.4. Almacık Ofiyolitik Melanjı (Kal)

İlk olarak Gözübol (1978) tarafından Mudurnu çayı çevresinde Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzey bloku içinde Almacık Ofiyolitik Melanjı olarak incelenmiş, Yılmaz ve diğ. (1981) ise bu birimi Almacık Ofiyolit Topluluğu olarak adlandırmışlardır. Aynı birim Geyve Boğazı çevresinde yayılım gösteren Geyve Metaofiyolitleri ile karşılaştırılmıştır (Yılmaz ve diğ., 1995). Çalışma alanı içinde Mudurnu Çayı'nın kuzeyinde Almacık Bloku üzerinde kabaca KD-GB doğrultusunda bir şerit halinde izlenen birim Akçaalan-Bekdemirler köyleri (Dokurcun KD'su); Mudurnu Çayı kuzeyi civarında yayılım gösterir (Şekil 5.4). İstifin tabanında yerel olarak faylanma, tekrarlanma, ezilme veya metamorfizma etkileri varsa da genelde düzeni korunmuş bir ofiyolit dizisi vardır. Bu dizi alttan üste doğru piroksenit, serpantin, gabro-amfibolit, spilit-çört-grovak'dan oluşur (Yılmaz ve diğ., 1995). Mudurnu çayı vadisinin kuzeyinde istif KKD-GGB eksen gidişli KD ya doğru dalımlı görünen bir antiklinal oluşturmaktadır. Bu antiklinalin dalga boyu yaklaşık 20-30 km'dir. GD kanadında iyi korunmuş istifin aksine KB kanatta pek çok bindirme nedeniyle birincil stratigrafi bozulmuş veya yer yer terslenmiştir. Bu ana antiklinalin dışında bölgede özellikle bantlı gabro seviyelerinde gözlenen daha küçük çaplı kıvrımcıkların genel konumu büyük antiklinala uyumludur. Antiklinalin kıvrım ekseninin doğu ve batısında ofiyolit birimleri farklı yapısal ve stratigrafik konumlarda bulunur. Eksenin doğusunda birincil konumunu iyi korumuş olan istif KD doğrultulu ve GD'ya eğimlidir. Bu kesimde bulunan birimlerin arasındaki dokanaklar bindirmeli ve ters faylıdır. Yukarıda sözü edilen ters fayların ve büyük antiklinalin hemen tamamının KKD gidişli olması topluluğun yaklaşık KB-GD yönünde bölgesel bir sıkışmaya uğradığını göstermektedir. İstifin B-KB kesimlerinin daha fazla ezilmiş, ters faylanmış olması Almacık Ofiyolit Topluluğu'nun bölgeye olasılıkla D-GD yönünden B-KB ya hareketle yerleşmiş olabileceğini düşündürmüştür (Yılmaz ve diğ., 1981). Ofiyolitlerin bindirme yüzeyleri boyunca granit daykları ve damarları enjekte edilmiştir (Yılmaz ve diğ., 1990)

İzmit Metamorfizmaları üzerinde tektonik olarak yer alan birim, Geç Kampaniyen-Erken Eosen yaşlı Akveren Formasyonu ve/veya Abant Formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülür (Gedik ve Aksay, 2002). Birimin diğer birimlerle olan alt üst ilişkisine bağlı olarak yerleşme yaşı Turoniyen sonrası- Erken- Geç Kampaniyen arasındadır (Yılmaz ve diğ., 1995).

5.2.5. Abant Karmaşığı (KTab)

İlk kez Yılmaz ve diğ. (1981) tarafından tanımlanan ve Almacık Bloku'nun doğu ve güneyinde geniş alanlar kaplayan birimin güney sınırını Kuzey Anadolu Fayı'nın Bolu segmenti belirler (Şekil 5.4). Birim, içinde ofiyolit bloklarının bulunduğu kaotik bir topluluk olup derin denizel çökel kayaları (pelajik kireçtaşı vb) bazik lavlarla yer yer ardalıdır. Birim bloklu konglomera, kumtaşı, silttaşı, marndan oluşur. Çalışma alanı içinde Abant Gölü'nün kuzey, kuzeybatı ve kuzeydoğusunda Almacık Bloku üzerine tekabül eden sahalarda geniş mostralalar verir. Olistostromal kesimlerden, düzgün fliş istifli özelliği gösteren düzeylerden, karasal-sığ deniz fasiyeslerindeki çökel paketlerinden ve karbonatlı kaya bölümlerinden oluşur (Yılmaz ve diğ., 1981). Formasyonun pelajik kireçtaşları Geç Kretase yaşlıdır (Yılmaz ve diğ., 1981). Ayrıca birimde granit, gabro, amfibolit, serpantin, volkanik ve metamorfik kaya blokları da gözlenir. Birimi intrüzif bir granitin damar, dayk ve stoklar halinde kestiği izlenir. Formasyon içindeki çok renkli ve milonitleşmiş, cilalı, çizik yüzeyli kireçtaşları sivri dişler gibi sarp rölyefler oluşturur. (Yılmaz ve diğ., 1981). Kaotik topluluğun içinde Geç Kretase yaşlı pelajik kireçtaşlarının varlığı ve birimin Paleosen çökelleri ile örtülü oluşu, karışmanın Geç Kretase ile Paleosen arasında geçmiş olduğunu gösterir (Yılmaz ve diğ., 1981). Bu yaş aralığı birimin deneştirilebileceği Bakacak Formasyonu içinde Göncüoğlu ve diğ. (1986) tarafından bulunan *Lepidorbitoides* sp., *Sidorolites* sp., *Orbitoides* sp., *Sirtina* cf. *orbitidiformis* BRONNIMAN, *Orbitoides* cf. *medius* (d'ARCHIAC) fosillerinden elde edilen Maastrichtiyen yaşı ile uyumludur.

5.2.6. Soğanlı Formasyonu (Teso)

İlk kez Saner ve diğ. (1979) tarafından Soğanlı kireçtaşı olarak adlandırılmış daha sonra Soğanlı Formasyonu adı kullanılmıştır (Tüysüz ve diğ., 2004). Birim Bolu Ovası kuzeyinde yayılım gösterir (Şekil 5.4). Soğanlı Formasyonu kireçtaşlarından oluşur. Formasyonun alt kesimlerinde detritik kireçtaşı seviyeleri yer alır. Üst kesimlere doğru dereceli olarak mikritik kireçtaşlarına geçer (Saner ve diğ., 1979). Altta Safranbolu Formasyonu üstte ise Akçapınar Formasyonu ile uyumludur. Soğanlı Formasyonu'na içerisinde tespit edilen *Nummulites beaumonti* d'ARCHIAC ve HAIME, *Nummulites cf. pinfoldi* DAVIES, *Nummulites sp.*, *Sphaerogypsina globulus* REUSS, *Eurupertia magna* Le CALVEZ, *Fabiania cassis* (OPPENHEIM), *Alveolina sp.*, *Fabiania sp.*, *Gypsina sp.*, *Orbitolites sp.*, Miliolidae, Rotaliidae, Textularidae, Valvulinidae, Peneroplidae, Annelidae fosillerine göre Orta Eosen (Lütesiyen) yaşı verilmiştir (Saner ve diğ., 1980; Yergök ve diğ., 1987). Soğanlı Formasyonu'nun kayatürü özellikleri ve fosil kapsamı sığ şelf ortamında çökeldiğini yansıtır (Saner ve diğ., 1979).

5.3. Sakarya Zonu

5.3.1. Mudurnu Formasyonu (Jm)

Gözübol (1978) tarafından adlanan birim Abdüsselamoğlu (1959)'da Jura yaşlı petrolü taşıyan olarak geçmiştir. Gözübol (1978) ve Yılmaz ve diğ. (1981) tarafından ayrıntılı olarak çalışılmıştır (Şekil 5.4). Volkanojenik kumtaşı, çamurtaşı, şeyl, tuf, aglomera, andezit, bazalt ve kireçtaşı ardalanmasından oluşur. Birimin egemen kayatürünü petrol taşıyan yeşil renkli, ince-orta tabakalı, volkanojenik kumtaşı, şeyl ve çamurtaşı ardalanması oluşturmaktadır. Çoğunlukla türbidit fasiyesini temsil eden bu litolojiler yanal ve düşey yönde aglomera ve tüflere geçmektedir. İstif içerisinde yer yer andezitik-bazaltik lav mercekleri bulunmaktadır. Masif ara katmanlar şeklinde izlenen aglomeralar içerisinde 30-40 cm boyutuna erişen andezit, bazalt, spilit çakıllarına sık rastlanılmaktadır, ayrıca istifli yer yer dolerit daykları kesmektedir (Gözübol, 1978, Yılmaz ve diğ., 1981). Yılmaz (1977) Formasyonun Sakarya Kıtası'nın Geç Triyas yaşlı metamorfik birimleri üzerinde uyumsuz olarak bulunduğunu belirtmiştir. Üstte ise Soğukçam Formasyonu ile dereceli

geçişlidir (Gedik ve Aksay, 2002). Fosil açısından fakir olan birimde Abdüsselamoğlu (1959) ammonit ve radyolarya fosilleri bulmuştur. Birim, değişik araştırmacılar tarafından Jura (Abdüsselamoğlu, 1959; Gözübol, 1978; Yılmaz ve diğ., 1981), Orta-Geç Jura (Saner, 1980), Kalloviyen öncesi (Altiner ve diğ., 1991), Liyas-Geç Kretase (Göncüoğlu ve diğ., 1996), Liyas (Akyürek ve diğ., 1996) olarak yaşlandırılmıştır. Mudurnu Formasyonu genel olarak alkalin ve subalkalin (toleyitik) kökenli kayalardan (Yılmaz ve diğ., 1981) oluşmuş bazı kesimlerinde ise tipik fliş özelliği gösteren bir birimdir. Şengör ve Yılmaz (1981) Formasyonu, Neo-Tetis'in açılma evresini gösteren bir istif olarak yorumlamıştır. Saner (1980)'e göre ise formasyon volkanik aktivitesi yüksek, derin denizde çökelmiş fliş benzeri bir birimdir.

5.3.2. Bilecik Kireçtaşı (Jkb)

İlk kez Granit ve Tintant (1960) tarafından adlandırılmıştır. Birim, yörede çalışan birçok araştırmacı (Altınlı, 1973; Demirkol, 1977; Şentürk ve Karaköse, 1979; Saner, 1980; Göncüoğlu ve diğ., 1996) tarafından aynı isim altında incelenmiştir. Çalışma alanının içinde Mudurnu Vadisi güneyinde, güney batıya doğru adacıklar şeklinde yayılım gösteren birim (Şekil 5.4) altta beyaz, beyazımsı-sarımsı gri, yer yer pembe renkli, ammonitçe zengin yumrulu kireçtaşından oluşur. Bilecik Kireçtaşı'nın tabanı inceleme alanında görülememektedir. Alan dışında altta Bayırköy Formasyonu ile paralel uyumsuzdur. Yanal yönde ise Soğukçam Formasyonunun alt bölümüyle, üstte ise, Soğukçam Formasyonu'nun üst kesimiyle tedrici geçişlidir. Birimde bulunan fosillerden Granit ve Tintant (1960), Erken-Orta Kalloviyen'i belirten 40, Geç Kalloviyen'i belirten 30 Ammonit türü bulunduğunu belirtmiştir. Altiner ve diğ. (1991)'de yine fosillere göre birimin yaşı Kalloviyen- Hotriviyen olarak saptamıştır. Formasyonun ammonitçe zengin alt seviyesi açık deniz koşullarında; resifal olan üst kesimi ise platform veya şelf ortamında çökelmiştir (Altiner ve diğ., 1991). Birimin en üstteki (Soğukçam Formasyonuna geçmeden önceki) mikrofasiyeleri ani ortam değişimini göstermektedir (Altiner ve diğ., 1991).

5.3.3. Soğukçam Formasyonu (JKs)

İlk olarak Altınlı (1973) tarafından Soğukçam Kireçtaşı olarak tanımlanan birim daha sonra Tunalı (1974), Gözübol (1978), Saner (1980), Yılmaz ve diğ. (1981) tarafından

yine Soğukçam Kireçtaşı olarak ve son olarak Göncüoğlu ve diğ. (1996) tarafından Soğukçam Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Almacık Bloku'nun güneyinde ve özellikle Abant Gölü batı ve güney batısında geniş bir alan kaplar (Şekil 5.4). Beyaz krem rengi, pembemsi, porselenimsi görünümlü, çörtlü kil ara katmanlı, yarı pelajik kireçtaşlarından oluşan bir istifdir. Yoğun olarak çatlaklı bir yapı gösteren formasyonun kireçtaşları doğrultu atımlı fay hareketlerinin etkisi altında kalmıştır. Çalışma alanının doğrudan bir fay zonu olması, buna bağlı kayaç türünün litolojik özelliği ve orta zonun ofiyolitik kayaçlarına göre deformasyona gösterdiği farklı dayanım özelliğinden dolayı, alanda yüzeylenmiş kireçtaşları çoğunlukla tektonik breş halindedir (Saraç, 1995). Formasyon gerek altta bulunan Mudurnu Formasyonu ile gerekse üstünde bulunan Yenipazar Formasyonu ile geçişlidir. Formasyonda, planktonik ve bentik fosil oldukça boldur. Kireçtaşlarında pelajik özellikteki fosiller (Calpionellid, Radyolaria, ve *Trocholina* sp.) saptanmıştır (Saraç, 1995). Soğukçam Formasyonu'nun kireçtaşları Abdüsselamoğlu (1959) ve Altınlı (1973) 'e göre Geç Jura-Erken Kretase yaşlıdır. Birim dalga tabanı altındaki düşük enerjili ortamda yavaş olarak oluşmuş şelf çökelidir (Saner, 1980).

5.3.4. Yenipazar Formasyonu (Kye)

İlk kez Saner ve diğ. (1980) tarafından adlandırılmıştır. Birim Almacık Bloku'nun güneyinde yer alır ve özellikle Abant Deresi'nin güney yamaçları ile Mudurnu Nehri vadisinin güneyinde yayılım gösterir (Şekil 5.4). Birimin Abant Deresi vadisindeki kuzey sınırını Kuzey Anadolu Fayı belirler. Yenipazar Formasyonu kumtaşı, şeyl, mikritik kireçtaşı, karbonatlı kumtaşı, volkanitli ve bloklu flişten oluşur. Alttan Soğukçam Formasyonu ile geçişlidir, üstte ise çalışma alanında Miyosen yaşlı volkanitler tarafından uyumsuz olarak örtülür. Birim, yamaç ortamında çökelmeye başlamış, şelf ortamında sonlanmış (Saner, 1980). Birimin çalışma alanı içinde yer alan iki üyesi vardır. Bunlardan Değirmenözü Üyesi (Kyed) beyaz, bej, kırmızı renkli mikritik kireçtaşlarından oluşurken en üstteki kumtaşı, konglomera ve marnlar Taraklı Üyesi (Kyet) olarak ayrılanmıştır.

5.3.5. Değirmenözü Üyesi (Kyed)

Birim ilk olarak Saner ve diğ. (1979) ve yine Saner ve diğ. (1980) tarafından bu isimle anılmıştır. Yenipazar Formasyonu'nun alt seviyelerinde yer alan üye, genellikle altta beyaz, bej, üstte kırmızı renkli, ince-orta tabakalı, *Globotruncana*'lı pelajik kireçtaşlarından oluşur. Taşkesti ve Mudurnu yerleşimi güneyinde yayılım gösterir (Şekil 5.4). Birim altta Yenipazar Formasyonu'nun kumtaşı ve şeyl birimleriyle üstte de yine Yenipazar Formasyonu'nun şeyl ve kumtaşı birimleriyle dereceli geçişlidir. Birimin fosilleri *Globotruncana gr. linneiana* (d'ORBIGNY), *Globotruncana bulloides* (VOGLER), *Dicarinella asymerica* (SIGAL), *Dicarinella concovata* (BROTZEN), *Globotruncanita cf. elevata* (BROTZEN), *Rosita fornicata* (PLUMMER), *Marginotruncana sp.*, *Dicarinella sp.*, *Hedbergella sp.*, *Heterohelicidae*, *Globigerinidae* olarak saptanmıştır (det: Kemal ERDOĞAN). Buna göre Koniasiyen-Kampaniyen yaşlı olan birim yamaç ortamında oluşmuştur (Saner ve diğ. 1980).

5.3.6. Taraklı Üyesi (Kyet)

İlk olarak Saner (1977) tarafından Taraklı Formasyonu olarak adlandırılan birimi daha önce Eroskay (1965) diğer kaya türleri ile birlikte Gölpazarı Grubu adı altında incelenmiş daha sonra Göncüoğlu ve diğ. (1996) da Gölpazarı Grubu içinde Yenipazar Formasyonunun Taraklı Üyesi olarak adlandırılmıştır. Taraklı üyesi Bolu Ovası güneybatısında yayılım gösterir (Şekil 5.4). Birim Yenipazar Formasyonu'nun en üstünde yer alan kumtaşı ağırlıklı bir birimdir. Yanal olarak kireçtaşı ve marna dönüşmektedir (Gedik ve Aksay, 2002). Saner (1977) birimde *Pecten sp.*, *Alectryonia sp.*, *Exogyra sp.*, *Cyclolites*, *Gastropod*, *Ekinit*, *Ammonit* gibi makrofosiller ile *Orbitoides gruenbachensis* PAPY, *Orbitoides apiculatus* SCHLUMBERGER ve *Siderolites sp.* mikrofosillerini saptamış, bu fosillere göre birimin yaşının Maastrichtiyen olduğunu belirlemiştir. Taraklı Üyesi delta ortamında çökelmiştir (Saner,1977).

5.3.7. Meyildere Volkaniti (Tpem)

Göncüoğlu ve diğ. (1996) tarafından adlandırılmıştır. Andezit kökenli piroklastik ve lavlardan oluşan birimde lavların bileşimi andezit, trakiandezit, biyotitli andezit ve bazaltik andezittir. Mudurnu yerleşimi kuzeydoğusunda adacıklar halinde yayılım

gösterir (Şekil 5.4). Çalışma alanında Yenipazar Formasyonu'nu kesen birim Orta Eosen yaşlı Güvenç Formasyonu tarafından paralel uyumsuz veya uyumlu olarak örtülür. Stratigrafik konumuna göre bu volkanitlerin yaşı Geç Paleosen-Erken Eosen'dir (Göncüoğlu ve diğ., 1996).

5.3.8. Hacılar Formasyonu (Teh)

Bu formasyon Göncüoğlu ve diğ. (1996) tarafından adlandırılmıştır. Orkan (1972)'in Ciciler Formasyonu'na karşılık gelir. Mudurnu Çayı'nın güneyinde yer alan ve fazla alan kaplamayan bu birim (Şekil 5.4) kireçtaşı, konglomera, kumtaşı ve marndan oluşmaktadır. Birimden alınan örneklerden, *Nummulites aturicus* JOLY ve LEYMERIE (B formu), *Nummulites* sp., *Assilina* sp., *Alveolina* sp., *Discocyclina* sp., *Planorbulina* sp., *Valvulina* sp., Rotalidae, Bryozoa, Alg fosilleri belirlenmiş, Geç Lütésiyeen yaşı verilmiştir ve birim şelf ortamında çökelmıştır (Göncüoğlu ve diğ., 1996).

5.4. ÖRTÜ BİRİMLERİ

5.4.1. Yığılca Formasyonu (Tey)

Kaya (1982) tarafından adlanan birim Yığılca çevresinde, Gölyaka güneyinde ve Almacık Dağı kuzeyinde yayılış gösterir (Şekil 5.4). Andezit, bazalt, tuf, aglomera ve volkanojenik, kumtaşlarından oluşan bir birimdir. Andezitler, lavların egemen olduğu alanlarda yaygın kaya türleridir. Formasyon Çaycuma Formasyonu ile yanıl ve düşey geçişlidir (Gedik ve Aksay, 2002). Birim içinde görülen ince tabakalı marnlar *Nummulites* fosilleri içerir, *Discocyclina* sp., *Nummulites* sp., *Globigerinidae* (det:Dr. Sefer Örcen), *Planorbulina* sp., *Discocyclina* sp., *Lenticulina* sp., *Missisippina* sp., *Cuvillierinid*, Alg, Bryozoa. Bu fosillere göre birimin yaşı Erken-Orta Eosen'dir (Erendil ve diğ., 1991). İstif volkanik kayalardan aşınıp taşınan ve volkanik aktiviteden kaynaklanan gereçlerden oluşmuştur.

5.4.2. Çaycuma Formasyonu (Teç)

İlk kez Tokay (1954-1955) tarafından adlandırılmıştır. Almacık Bloku kuzeyinde Çınardüzü mevkiinde ve blok dışında Çilimli ve Konuralp kuzeyi ile Melendere kuzeyinde mostralar veren birim (Şekil 5.4), Melendere veya Kusuri Formasyonu olarak da bilinmektedir (Görmüş, 1982; Aydın ve diğ., 1987; Cerit, 1990). Birim kumtaşı, silttaşı, kiltası aralanmasından oluşan tipik bir silisiklastik türbidit istifidir (Tüysüz ve diğ., 2004) Formasyonun Yığılca Formasyonu ile girik olan ilişkisi Yemişliçay Formasyonu ile tektoniktir. Altta Akveren Formasyonu ile geçişlidir üstte ise Pliyosen ve/veya Kuvaterner yaşlı genç çökeller tarafından açısız uyumsuzlukla örtülür (Gedik ve Aksay, 2002). Birim içinde saptanan *Cydococcolithus gammation zygrablithus bijugatus*, *Spherolithus* cf., *Discoaster mirus* Deflandre ve Fert, *Discoaster subloidoensis* Bramlette ve Sullivan, *Helicopontosphaera compacta* Bramlette ve Wilcoxon, *Discoaster elegans* Bramlette ve Sullivan, *Chiasmolithus danicus* fosillerine göre Çaycuma Formasyonu'nun yaşı Erken-Orta Eosen'dir (Yergök ve diğ., 1987). Türbiditik özellikler gösteren birimin oluşumuna volkanizma da eşlik etmiştir Çaycuma Formasyonu yamaç çökellerinden oluşmuştur.

5.4.3. Kışlaköy Formasyonu (Tek)

Saner ve diğ. (1979) tarafından adlandırılan bu formasyon çalışma alanı içinde Almacık Bloku'nun doğusunda yer alır (Şekil 5.4). Formasyon ince tabakalı, sarımsı renkli marn, kumtaşı aralanması, kumlu kireçtaşı ve üste doğru artan oranda kumtaşından oluşmaktadır. Kumtaşlarında yer yer çapraz tabakalanma, canlı izleri ve bitki kırıntıları vardır (Saner ve diğ., 1979). Kışlaköy Formasyonu'nun Abant Formasyonu ile dokanağı tektoniktir. Üstte ise Safranbolu Formasyonu ile uyumludur. Formasyon içerdiği *Globigerina* ve *Globorotalia* türlerine göre Geç Paleosen-Orta Eosen yaşındadır (Saner ve diğ., 1979, Yergök ve diğ., 1987). Kışlaköy Formasyonu birikinti yelpazesi ve menderesli akarsu çökellerinden oluşur (Saner ve diğ., 1979).

5.4.4. Doğanlar Volkanit Üyesi (Tekd)

Andezit ve dasit türü volkanitlerden oluşan birim, Aksay ve diğ. (Hazırlanmakta) tarafından adlandırılmıştır. Petrografik tanımlamalarında andezit ve dasit türü volkanik

kayaçlar olarak tanımlanmışlardır. Kaynaşlı güneyinde Almacık Bloku üzerinde yayılım gösterir (Şekil 5.4). Bu volkanitler üzerine Safranbolu Formasyonu uyumsuz olarak gelir. Altta ise kendinden önceki birimler üzerinde uyumsuzdur . Üzerine geldiği birimlerden bir bölümün üst yaşının (Abant Formasyonu'nun) Erken Eosen'e çıkması ve örtüldüğü birimin alt yaşının (Safranbolu Formasyonunun) Erken Eosen olması dolayısıyla Doğanlar Volkanit Üyesi Erken Eosen yaşta düşünülmüştür. Ayrıca alttan ve üstten ilişkide olduğu birimlerle, aralarındaki uyumsuzluklar paralel uyumsuzluktur. Birim sahile yakın karasal volkanizmanın ürünü olmalıdır (Gedik ve Aksay, 2002).

5.4.5. Safranbolu Formasyonu (Tes)

Formasyon ilk kez Saner ve diğ. (1979) tarafından tanımlanıp adlandırılmıştır. Safranbolu yöresinde tanımlanan birim, çalışma alanı içinde Kaynaşlı-Bakacak arasında yüzeyleir (Şekil 5.4). Altta ince konglomera-kumtaşı seviyesiyle başlayan istif üste doğru karbonatlı kumtaşı, kumlu kireçtaşı-kireçtaşına Geçer. Safranbolu Formasyonu altta Akveren Formasyonu ve Kışlaköy Formasyonu ile, üstte ise Soğanlı Formasyonu ile uyumludur. Kireçtaşları içinde bulunan *Nummulites cf. beaumonti* d'ARCHIAC ve HAIME, *Nummulites cf. milecaput* BOUBEE (A ve B formları), *Nummulites cf. planulatus* LAMARCK, *Nummulites aturicus* JOLY ve LEYMERIE, *Nummulites sp.*, *Orbitolites complanatus* LAMARCK, *Distichoplax biserialis* DIETRICH, *Assilina exponens* (SOWERBY), *Sphaerogypsina globulus* REUSS, *Discoyclina sp.*, *Gypsina sp.*, *Alveolina sp.*, *Assilina sp.*, *Morozovella sp.*, *Globigerina sp.*, *Lockhartia sp.*, *Orbitolites sp.*, *Operculina sp.*, *Flosculina sp.*, *Anomalina sp.*, Rotaliidae, Valvulinidae, Textularidae ve Miliolidae fosillerinden elde edilen yaşlara göre Geç Palosen-Orta Eosen yaşı verilmiştir (Saner ve diğ., 1979; Yergök ve diğ., 1987). Fosil kapsamı ve kayatürü özellikleri Safranbolu Formasyonunun dış şelf ortamında çökeldiğini yansıtır (Saner ve diğ., 1979).

5.4.6. Kirazdağı Volkaniti (Tmki)

Çalışma sahasının en güney doğusunda yer alan birim (Şekil 5.4), Türkecan ve diğ. (1991) tarafından adlandırılmıştır. Birim andezit, tuf ve aglomeralardan oluşur. Soğukçam ve Yenipazar formasyonları üzerine uyumsuz olarak gelen Kirazdağı

Volkanitlerine ait lav örneğinde K/Ar yöntemi ile yaş tayini yapılmış ve 21-24 MY yaşları elde edilmiştir. (Türkecan ve diğ., 1991). Buna göre birimin yaşı Erken Miyosen'dir.

5.4.7. Ilıcadere Volkaniti (Tmi)

Birim Türkecan ve diğ. (1991) tarafından adlandırılmıştır. Bazaltik andezit, tuf ve aglomeralardan oluşur. Tabakalı yapıya sahip birim, Kirazdağı volkanitlerinin üzerinde yer alır (Şekil 5.4). Üzerinde ise bunları kesen ve morfolojik olarak tepeler oluşturan Bacaktepe volkaniti görülür. Birime, Türkecan ve diğ. (1991) Orta Miyosen yaşını vermiştir.

5.4.8. Bakacaktepe Volkaniti (Tmb)

Bu volkanit Türkecan ve diğ. (1991) tarafından adlandırılmıştır. Andezit, dasit, lav, tuf ve aglomeralardan oluşur. Gri, bej, yeşil, siyah, pembe renkli lavlar, alt düzeylerde masif, üst düzeylerde levhamsı, yer yer de domsu yapı gösterirken, viskozitesinin düşüklüğü nedeniyle geniş alanda yayılım gösterir. Bolu güneyinde yayılım gösterir (Şekil 5.4). Bakacaktepe volkanitleri, Deveören Volkanitleri üzerinde, çalışma alanı dışında Geç Miyosen yaşlı Özlü volkanitlerinin altında yer alır. Karasal ortamda oluşan birimin yaşı Orta Miyosen'dir (Türkecan ve diğ., 1991).

Yukarıda Almacık Bloku ve yakın çevresinin Kuvaterner öncesi genel stratigrafisine değinilmiştir. Blokun neotektonik dönem deformasyonunun daha iyi anlaşılması açısından sahadaki aktif faylar tarafından oluşturulan havza ve kenarlarındaki Kuvaterner yaşlı çökellerin deformasyonları deformasyonun tipi, zamanı ve hızı ile ilgili önemli veriler sağlamaktadır. Bu amaçla çalışma alanında özellikle Düzce Ovası ve Mudurnu Vadisi boyunca Kuvaterner Jeolojisi haritalaması yapılmıştır. Haritanın yapımında 3 farklı veri setinden yararlanılmıştır. Bunlar 1:8000, 1:10000 ve 1:35000 ölçekli hava fotoğrafları, 1:25000 ölçekli sayısal topoğrafik haritalar ve 15 m çözünürlüklü Aster uydu görüntüleridir. Haritalama birimlerin foto-jeolojik ve morfolojik özelliklerine bağlı olarak yapılmıştır. Genel alt-üst konum,, topoğrafya, bozunma ve aktif tektonik ve paleosismolojik çalışmalardan elde edilen numerik tarihlendirme verileri birimlerin kronolojilerinin kurulmasında değerlendirilmiştir.

Kuvaterner jeolojisi morfotektonik bakımdan farklı ortamlar olmaları nedeniyle Düzce Ovası ve Mudurnu Vadisi olmak üzere 2 ana başlık altında incelenmiştir.

5.5. Kuvaterner; Düzce Ovası

Düzce Ovası'nın Kuvaterner jeolojisi daha çok allostratigrafik birimlerden oluşmaktadır. Yapılan hava fotoğrafı analizleri ve arazi çalışmaları sonrasında 16 adet litostratigrafik birim (Şekil 5.5, EK 2) haritalanmıştır.

5.5.1. Birikinti Yelpazesi (Plk/Qay1)

Birikinti Yelpazesi 1 (Karapürçek formasyonu) havzadaki ilk allostratigrafik oluşumdur (Şekil 5.5). Karapürçek formasyonu ilk olarak Emre ve diğ. (1998) tarafından Adapazarı Havzası'nda tanımlanmış daha sonra Emre ve diğ. (1999) tarafından Düzce Havzası'nda da rapor edilmiştir. Bu birim genellikle Efteni Gölü ile Beyköy arasında, Asarsuyu vadisinde, havzanın doğu kenarında ve münferit olarak kuzeyde Tepecik Mahallesi'nde ve batıda Köprübaşı Köyü civarında görülür (Şekil 5.5). Birikinti Yelpazesi 1 Asarsuyu vadisinde (Kaynaşlı) yüzlek verir (Şekil 5.6). Birim konglomera, kumtaşı ve çamurtaşı ile temsil edilir. Altta köşeli orta-iri çakıllarla başlar. Taneler ince kum ve silt-siltli çamur ile birbirlerine tutturulmuştur. Ayrıca birim içinde ince-orta kum, silt ve siltli çamur aratabakaları şeklinde taşkın çökellerini görmek mümkündür. Birimin en üstünde organik olarak zengin kalın bir toprak horizonu gelişmiştir. Tanelerin litolojisi yerine göre değişmektedir. Ancak genellikle Almacık Bloku ve Sünnice Masifinden taşınan gnays, granit, şeyl ve kumtaşlarından oluşur.

Bu fan sistemi, havzanın güneyinde terkedilmiş bir fan sistemi şeklindedir (Şekil 5.5). Birimin kuzey sınırı Düzce Fayı'nın aktif kolu tarafından belirgin bir diklikle denetlenir, güney sınırı ise Düzce Fayı'nın terkedilmiş bir kolu tarafından denetlenmektedir. Burası günümüzde Almacık Bloku'nun eski dağ önü halindedir. Birimin bir diğer parçası ise Beyköy güneyinde görülür. Burada birim Düzce Fayı'nın aktif kolu tarafından yükseltilmiş ve ötelenmiştir. Yelpazenin ilksel topoğrafyası bozulmuş ve aktif kol tarafından piramidal bir basınç sırtı oluşturulmuştur (Şekil 5.7).



Şekil 5.6. Asarsuyu Vadisi'nde Birikinti Yelpazesini 1'in görünümü.



Şekil 5.7. Beyköy basınç sırtı ve terkedilmiş Birikinti Yelpazesini 1 (bakış batıdan).

Birim genel olarak fizyografik akarsularla derin bir şekilde yarılmış ve parçalanmıştır. Bunu Kaynaşlı kuzeyinde oldukça belirgin olarak görmek mümkündür. Saraç (2002)

havzanın orta batısında yer alan Köprübaşı yerleşiminin hemen batısında Büyük Melen nehrinin taşkın ovasında bulunmuş bir geyik fosili rapor etmiştir. *Megaloceras Megalocesun* sp. türü bu fosil Erken Pleyistosen'in sonu – Orta Pleyistosen döneminde yaşamıştır. Aynı geyiğe ait fosiller Orta Anadolu'da bir linyit madeninde bulunmuş ve G.Ö 732 bin yıl olarak yaşlandırılmıştır (Saraç, 2002). Ancak fosilin Düzce Havzası'nda bulunduğu yer ilksel yeri değildir. Akarsu süreçleriyle taşınmış olmalıdır, en yakın alan ise Köprübaşı Köyü'nün hemen batısında yer alır (Şekil 5.5). Bununla beraber, birimin Beyköy civarında yer alan parçalarından OSL yaşlandırılması ile elde edilen yaş G.Ö. 60,170±6280 bin yıl yani Geç Pleyistosen'dir (Pucci ve diğ. 2008). Bu birim havza içinde en fazla tektonik deformasyonu uğramış birimdir ve havzadaki ilk kırıntılı birikimini temsil etmektedir.

5.5.2. Birikinti Yelpazesi (Qay2)

Birikinti Yelpazesi 2'nin parçalarını Beyköy, Üçköprü ve Çilimli alanlarında görmek mümkündür (Şekil 5.5). Bu yelpaze sistemi Birikinti Yelpazesi 1'in önünde gelişmiştir. Genel olarak döküntü (debris flow) baskın bir yelpazedir ve tanelerin litolojileri genellikle gnays, şeyl ve kumtaşlarından oluşur. Birim orta pekişmiş kötü boylanmış çamurlu bir matriks içindeki çakıllardan oluşur. Birikinti Yelpazesi 2, Beyköy'ün hemen doğusunda Birikinti Yelpazesi 1'den belirgin bir aşınım dikliği ile ayrılır. Bu diklik Düzce Fayı'nın aktif kolu tarafından ötelenmiştir (Şekil 5.5). Birikinti Yelpazesi 2 ile Birikinti Yelpazesi 1'in dokanak ilişkisine bağlı olarak birimin Geç Pleyistosen yaşlı olduğu söylenebilir, keza birim üzerinde yapılan OSL yaşlandırmalarında G.Ö. 21,700±1850 bin yıl yaşı elde edilmiştir (Pucci ve diğ., 2008).

5.5.3. Birikinti Yelpazesi (Qay3)

Birikinti Yelpazesi 3 havzanın ana akarsuları olan Aksu, Uğursuyu, Asarsuyu ve Küçük Melen tarafından oluşturulmuş bir yelpaze sistemidir (Şekil 5.5). Bu yelpaze sistemi havzanın doğu yarısında geniş alanlar kaplar. Bu akarsuların fanları birleşerek bir dağönü ovası (piedmont) oluşturmuşlardır. Bunlar genellikle uzunlamasına gelişmiş yelpazelerdir ve aşağı kesimlerinde yarılmışlardır. Birim Uğursuyu Nehri'nin yelpazesi üzerinde Develi Köyü civarında yüzlek verir. Birimin genel litolojisi şeyl, kumtaşı, kireçtaşı ve granittir ve pekişmemiş yuvarlak yarı yuvarlak çakıl, kum ve siltten oluşur.

Birimin morfolojik ve sedimentolojik özellikleri bu sistemin akarsu baskın bir yelpaze sistemi olduğunu göstermektedir. Birikinti Yelpazesi 3 ile eski yelpazeler arasında bir açılma uyumsuzluğu vardır kendisi de taşkın ovası tarafından uyumsuzlukla örtülür (Şekil 5.5). Bu birimin yaşı Birikinti Yelpazesi 2 ile olan alt-üst konumuna göre En Geç Pleyistosen-Erken Holosen olmalıdır. Bu havzadaki en yaygın birikinti yelpazesi oluşumdur. İlk olarak havzanın ortasına doğru gelişen bu yelpaze sistemi Düzce ve Karadere faylarının ilerleyici deformasyonuna bağlı olarak özellikle havzanın güneyinde önce batıya sonra güneye doğru gelişim göstermektedir.

5.5.4. Birikinti Yelpazesi (Qay4)

Birikinti Yelpazesi 4 dağ önü ovası aşağı kesimlerindeki daha genç birikinti yelpazesi oluşumunu temsil eder (Şekil 5.5). Birim havzanın kuzeydoğusu ve ortasında yaygındır ve Birikinti Yelpazesi 3' ten hidrografik basamaklarla ayrılır. Birim genel olarak pekişmemiş yuvarlak andezit, bazalt, şeyl ve kumtaşı çakılları ile kum, silt ve killerden oluşur. Bu genç yelpaze sistemi Efteni Gölü civarında gölsel çökellerle geçişlidir. Bu yelpaze Holosen yaşlıdır. Küçük Melen, Uğursuyu ve Aksu birikinti yelpazelerinin aktif kesimleri havzanın güncel depolanma merkezi olan Efteni Gölü'ne doğrudur. Ancak Küçük Melen, Uğursuyu ve Aksu Çay'larının önceki kanalları yelpazenin aktif olmayan kesimlerinde gözlemlenmek mümkündür (Şekil 5.5). Düzce Fayı'nın ilerleyici deformasyonu Aksu ve Uğursuyu akarsularının aktif kanallarının lokasyonlarını denetler. Bunlar Düzce Fayı'nın aktif koluna yakın ve paralel bir şekilde akarlar. Birikinti Yelpazesi 4 genellikle yaygın yelpazelerden oluşur ancak Düzce ve Karadere faylarının önünde bunların alansal olarak daha az alan kaplayan üyeleri yelpazeler şeklinde gelişir. Bu alansal olarak sınırlı olan yelpazeler Hendek Bloku'nun havzaya bakan güney yamaçlarında ve güneyde Efteni Gölü civarında Cevizlik ve Aydınpınar yerleşimleri arasında yaygındır. Bunlar Hendek Bloku'nun güneyinde birikinti konisi şeklindedirler ve köşeli çakıllardan oluşurken Aydınpınar civarında daha az eğimli kum, silt ve yuvarlak çakıllardan oluşan yelpazeler şeklindedir. Birikinti Yelpazesi 4 sisteminin alansal olarak sınırlı üyeleri genellikle fayların geometrik ilişkilerine bağlı olarak eğim atım bileşenli olduğu trantansiyonel veya transpresyonel alanlarda oluşurlar (Şekil 5.5).

5.5.5. Yelpaze-Delta (QAfd)

Efteni Gölü Düzce Ovası için yerel bir kaide seviyesi görevi görür. Efteni Gölü'nü güneyden sınırlayan Almacık Bloku'ndan doğan akarsuların oluşturduğu birikinti yelpazeleri Efteni Gölü içinde gelişir. Hamamyanı, Cevzlik ve Kalyoncuoğlu mahallerindeki birikinti yelpazeleri fan deltası şeklinde gelişmektedir (Şekil 5.10) Efteni Gölü'nün oldukça sığ olması ve bu yelpazelere malzeme sağlayan akarsuların havzalarının küçük olması bu fan deltaların fazla gelişmesini engellemiştir. Yakınsak kesimlerinde döküntü ve akarsu çökelleri içeren bu fanların ıraksak kesimlerinde Efteni Gölü'nün mevsimlik salınımlarına bağlı olarak, akarsu ve göl çökelleri geçişli olmalıdır. Fan deltaların yaşı Holosen'dir.

5.5.6. Akarsu Sekisi (QAs)

Düzce Ovası içinde genel depolanma sistemleri birikinti yelpazesi ve taşkın ovası şeklindedir. Ovayı akaçlayan ana akarsular, özellikle Küçük Melen'in güncel kanalı, ovanın orta kesimlerinde ova yüzeyinden yaklaşık 6-7 m daha alçakta yer almaktadır. Ancak ova içinde sistematik olarak çok devreli herhangi bir seki sistemi haritalanamamıştır. Bununla beraber ovayı güneyden sınırlayan Almacık Bloku'ndan gelen akarsular Düzce Fayı'nın düşey bileşene sahip olduğu alanlarda aktif tektoniğe bağlı olarak seki sistemleri oluşturmuşlardır (Şekil 5.5). Efteni gölü güneyinde yer alan Cevzlik mahallesinde 2 tanesi ana kaya 1 tanesi de birikinti yelpazesi üzerinde gelişmiş 3 basamaklı bir seki sistemi mevcuttur. Bunlardan kapladıkları alan oldukça azdır. Cevzlik mahallesinin doğusunda yer alan Değirmen ve Gölormanı köylerinde de QAY1 birikinti yelpazeleri içinde gelişmiş akarsu birikim sekisi sistemi bulunmaktadır (Şekil 5.5). Bunlardan Değirmen köyündeki oldukça belirgindir. Üç basamaklı bu seki sisteminden en eski seki QAs1 olarak haritalanmıştır. Seki kalın iri taneli kum ve silt tabakası üzerinde gelişmiştir. Kum tabakaları içinde yer yer ince çakıllı seviyeler dikkati çekmektedir (Şekil 5.7). Bu tabakaların üzerinde bir paleosol tabakası yer alır. Paleosol tabakası da ince bir çakıllı katman ile kesintiye uğramıştır. Bu çakıllı seviye üzerinde güncel toprak tabakası yer alır. Bu tabakalar yatay veya yataya çok yakındır. Sekinin bir alüvyal yelpaze üzerine geliştiği göz önüne alınırsa bu tabakaların kuzeye doğru eğimli olması gereken tabakaların güney doğru eğiklenerek ilksel eğimlerini kaybettiği söylenebilir. Bu sekinin yaşı Erken Holosen olmalıdır.



Şekil 5.8. Değirmen Mahallesi'de QAs 1'in kesiti (bakış KB'dan).

QAs1'ün hemen batısında yer alan QAs2 sekisi nispeten geniş bir alan kaplar (Şekil 5.5). Belirgin bir yükselti farkı ile QAs1'den ayrılan seki köşeli, az yuvarlak çakıl, az kum ve az siltten oluşmuştur (Şekil 5.9).



Şekil 5.9. Değirmen Mahallesi'nde QAs2 sekisi duvarı (bakış doğudan).

Seki üzerindeki toprak tabakası aşınmıştır. QAs1 ile QAs2 arasında ise QAs3 sekisi yer alır (Şekil 5.5). Seki QAs2 sekisinden yaklaşık 2 m'daha alçaktadır. Bu seki yuvarlak çakıl, kum ve silt'ten oluşur. Sekinin oluşumu çok genç olmalıdır, açılan deneme çukuru içinde kırık kiremit ve çömlek parçalarına rastlanmıştır. Seki dikliği yaklaşık 3 m yanal ötelenmiştir (Şekil 5.10). Ancak bu ötelenme son depremde meydana gelmiş bir ötelenme değildir. Muhtemelen bir önceki depremde meydana gelen bu ötelenme, atım miktarının bir önceki depremde de son depremininkine benzer olduğunu göstermektedir. Düzce Fayı üzerinde yapılan paleosismolojik araştırmalarda bir önceki depremin 300-400 yıl önce olduğu (Emre ve diğ., 2002, Hitchcock ve diğ., 2003, Komut, 2005) belirtilmiştir. Dolayısıyla bu sekinin yaşının en az 300-400 yıl olduğu söylenebilir.

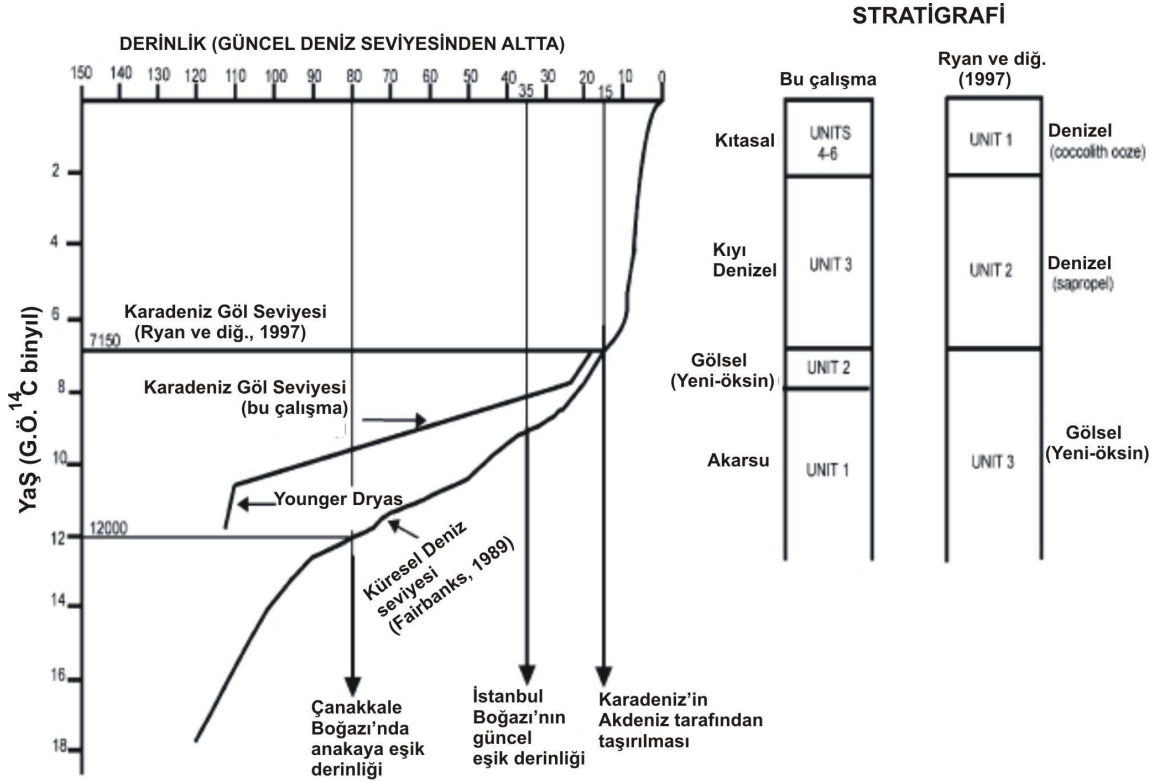
5.5.7. Taşkın Ovası (QAt)

Düzce Havzası'nda taşkın ovası havzanın güneyinden kuzey doğusuna doğru özellikle Büyük Melen nehri boyunca geniş alanlar kaplar (Şekil 5.5). Taşkın ovasının gelişmesi havzadaki son birikimin rekonstrüksiyonu için oldukça önemlidir. Efteni Gölü Büyük Melen nehri hariç havzadaki diğer akarsular için yerel kaide seviyesidir. Ancak Büyük Melen nehrinin kaide seviyesi ise genel kaide seviyesi olan Karadeniz'dir. Bu nehir sularını derin bir şekilde yarılmış olan Melen Boğazı üzerinden Karadenize ulaştırır ve havzayı akaçlar. Pleyistosen ve Holosen'deki deniz seviyesi salınımları akarsuların kanalları boyunca aşınım ve birikim süreçlerini etkilemiştir.



Şekil 5.10. Değirmen Mahallesi'nde QAs3 sekisi ve ötelenmesi.

Karadeniz’de meydana gelen deniz seviyesi salınımları da Büyük Melen nehrini dolasıyla Düzce Havzasını etkilemiş olabilir. Karadeniz için Holosen’de deniz seviyesi salınımları için önerilen deniz seviyesi eğrilerine bakacak olursak (Şekil 5.11), G.Ö yaklaşık 10.500 yılında deniz seviyesinin -110 m’de olduğu ve daha sonra aniden yükselerek 8090-7150 yıllarında -18 m geldiği görülmektedir (Görür ve diğ., 2001).



Şekil 5.11. Karadeniz’in mukayeseli Holosen deniz seviyesi değişimleri eğrisi (Görür ve diğ.,2001)

Ancak bu tarihten sonra yükselme yavaşlamakta ve günümüze kadar gelmektedir. Deniz seviyesindeki bu yükselmeye akarsu tepkisi ise Büyük Melen Çayı'nın aşağı çığırlarının aluviyal boğulmaya uğraması ve bu boğulmanın Düzce Havzası'na iletilmesi olmuştur. Bu boğulmanın morfolojik göstergeleri ise Melen Boğazı aşağı ve yukarı çığırlarında geniş aluviyal dolgunun yer almasıdır. Günümüz Efteni Gölü'nün oluşumu Karadeniz'deki deniz seviyesi yükselmesinin bir sonucu olarak son birkaç bin yılda gelişmiş olmalıdır. Keza taşkın ovası üzerinde açılan paleosismolojik hendek çalışmalarında elde edilen radyometrik yaşlar bunu kanıtlamaktadır (Sugai ve diğ., 2001; Emre ve diğ., 2000; Hitchcock ve diğ., 2003). Bunlara göre taşkın ovasının en üst 3 metresi en fazla son 4 bin yıl içinde birikmiştir. Taşkın ovasının yaşı aynı zamanda

yerel kaide seviyesi olan Efteni Gölü'nün oluşumunu da göstermektedir. Dolayısıyla taşkın ovasında görülen en eski tektonik yer şekilleri son 4 bin yıl içinde gelişmiş olmalıdır.

5.5.9. Akarsu Ard Batakılık (QAb)

Bu çökeller Gölyaka batısında, Efteni Gölü'ne sularını boşaltan Küçük Melen ve Efteni Gölü'nün sularını boşaltan Büyük Melen boyunca taşkın ovası üzerinde gözlenir (Şekil 5.5). Büyük Melen Nehri- Gölyaka arasında organik maddece zengin suya doymuş silt ve kilden oluşan bu birimin içinde Küçük Melen doğusunda Asarsuyu ve Uğursuyu birikinti yelpazelerinden kaynaklanan akarsuların malzemeleri de yer alır. Ancak bu akarsular düzensiz rejimli olup yağışlı zamanlarda faal olan akarsulardır.

5.5.10. Kopmuş Menderes (QAkm)

DSİ'nin yapmış olduğu drenaj çalışmaları sonucunda bugün sabit bir kanal içinde akmakta olan Büyük Melen ve Küçük Melen çaylarının drenaj kanallarına alınmadan önce oluşturduğu kopmuş menderesler gerek hava fotoğraflarından gerekse uydu görüntülerinden yararlanılarak haritalanmıştır. Ancak bunların sayısı oldukça azdır. Küçük Melen Deresi boyunca İstilli Köyü ve Büyük Melen Deresi üzerinde Yayakbaşı Köyü'nde kopmuş menderesleri görmek mümkündür. Yayakbaşı Köyü'ndeki kopmuş menderes yağışlı dönemlerde oxbow gölü şeklini almaktadır (Şekil 5.5). Kopmuş menderes çökelleri genellikle altta kanal çökelleri, kum üste doğru ise taşkın alanı çökellerini içerir.

5.5.11. Yarık (cravasse splays) çökelleri (QAkr)

Bunlar özellikle Aksu Çayı boyunca Gölyaka yerleşimi güneyinde ve Asarsuyu Çayı boyunca Düzce kenti güney ve doğusunda görülür (Şekil 5.5). Bugün yoğun tarım faaliyetleri nedeniyle takip edilemeyen bu çökeller 1974 yılına ait hava fotoğraflarında izlenebilmektedir. Gölyaka güneyinde akarsudan fazla uzaklaşmayan ve alansal bir iz bırakan bu çökeller Asarsuyu Çayı boyunca daha çok çizgisel olup akarsudan oldukça uzaklaşabilmektedir.

5.5.12. Delta (QAd)

Düzce Ovası'nın en alçak kesimini oluşturan Efteni Gölü K. Melen, Uğursuyu ve Aksu çayları tarafından beslenir. Bu akarsuların sularını göle boşalttığı yerlerde delta çökellerine rastlanmaktadır (Şekil 5.5).

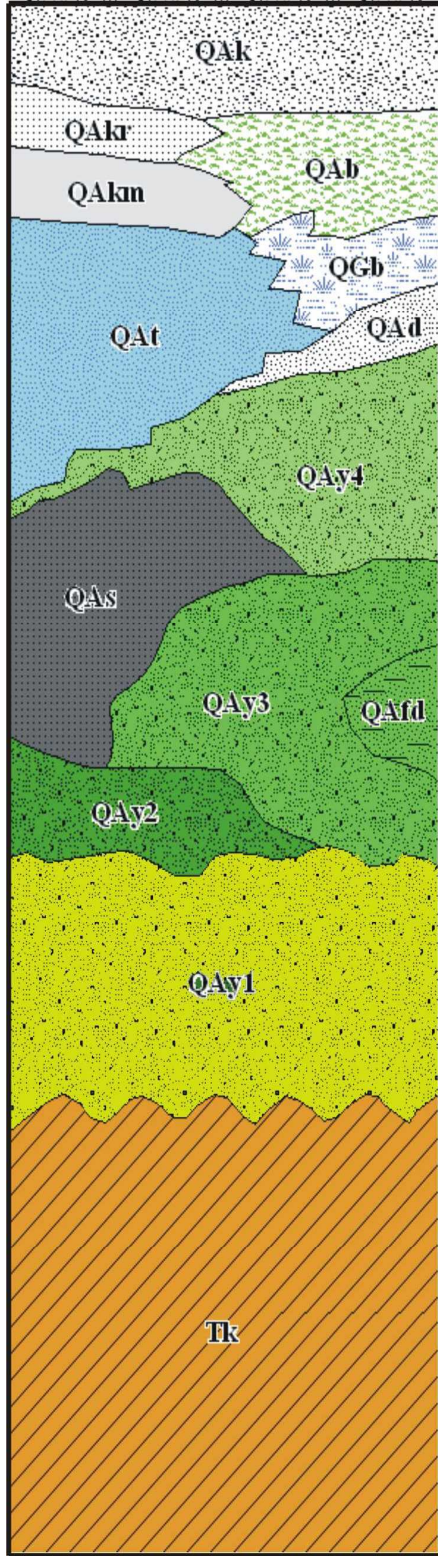
1974 yılına ait 1/10000 ölçekli hava fotoğraflarında burada oluşan deltaların kuş ayağı şeklinde deltalar oldukları ve Efteni Gölü'nün mevsimlik salınımlarına göre yer değiştirdikleri görülmektedir. Bugün taşkın ovası çökelleri altında kalan deltaların yerine sadece Küçük Melen ve Aksu çaylarının sularını göle boşalttığı alanlarda gelişmiş deltalar yer almaktadır. Bunlar göl ve bataklık çökelleri ile geçişli çökellerdir.

5.5.13. Bataklık (QGb)

Efteni Gölü derinliği çok az olan sığ bir göldür. Gölü besleyen akarsuların deltaları önünde bataklık alanlar gelişmiştir (Şekil 5.5). Efteni Gölü'nün sığ bir göl olmasından dolayı bataklık alanlar mevsim farklılıklarına bağlı olarak genişler veya daralır. Bu alanlar organik maddece çok zengin suya doymuş silt ve killerden oluşur.

5.5.14. Kanal dolgusu (QAK)

Kanal dolgusu çökelleri özellikle Küçük Melen Çayı yatağının genişlediği alanlarda yer alır. Küçük Melen Çayı'nın ovaya açıldığı Çakırlar Köyü, Sarayyeri-Beslanköy arası ve Düzce batısında yer alan Taşköprü-Bahçeköy arası kanal dolgusu çökellerinin yaygın olarak görüldüğü alanlardır (Şekil 5.5). Bu alanlardaki kadar geniş olmasa bile Aksu, Uğursuyu ve Asarsuyu çaylarının yataklarında da kanal dolgularına rastlanır. Kenarlarında yer yer levee oluşumu gözlenen akarsu yatakları içinde burun seti (point bar), chute bar gibi oluşumlar da görülmektedir. Kanal dolguları yuvarlak, çakıl, kum, silt ve az kilden müteşekkildir. Bunlar birikinti yelpazesi çökelleri ile uyumsuz olup taşkın alanı çökelleri ile geçişlidir. Düzce Ovası'ndaki Kuvaterner birimlerinin birbirleri ile olan alansal ve stratigrafik ilişkilerine baktığımızda ovanın aşağıdaki gibi (Şekil 5.12) bir stratigrafik kesiti elde edilmektedir.



Akarsu Kanal Çökelleri (QAk)

Yarık(Crevasse) Çökelleri (QAKr)

Kopmuş Menderes (QAKm)

Akarsu Artbatalıklık (QAb)

Gösel Bataklık (QGb)

Delta (QAd)

Taşkın Ovası (QAt)

Birikinti Yelpazesi 4 (Qay4)

Akarsu Sekisi (QAs)

Fan Delta (Qafd)

Birikinti Yelpazesi 3 (Qay3)

Birikinti Yelpazesi 2 (Qay2)

Birikinti Yelpazesi 1(Karapürçek fm (Plk))

uyumsuzluk

Temel Kayalar (Tk): Kuvaterner Öncesi Formasyonlar

Şekil 5.12. Düzce Ovası'nın Kuvaterner stratigrafisi.

5.6. Mudurnu Vadisi

Mudurnu Vadisi morfolojik olarak Almacık Bloku'nun güney sınırını belirler ve onu Kapıorman Dağları'ndan ayırır. Morfolojik özelliğinin yanında yapısal bir anlamı olan vadi aynı zamanda bir fay vadisi özelliği de taşır. Kuzey Anadolu Fay Sistemi'nin güney ve orta kolu tarafından kontrol edilen vadi içinde 1957 Abant ve 1967 Mudurnu Vadisi depremlerinin yüzey kırıkları yer almaktadır. Ayrıca güney Marmara'ya kadar uzanan KAFS'nin güney kolu bu vadiden itibaren ikiye ayrılır. Düzce Ovasına nazaran daha karmaşık bir Kuvaterner jeolojisine sahip vadi içinde çökelmiş 9 adet litostratigrafik birim ayrılanmıştır (5.5). Bunlardan yedisi kırıntılılardan, ikisi karbonatlardan oluşur.

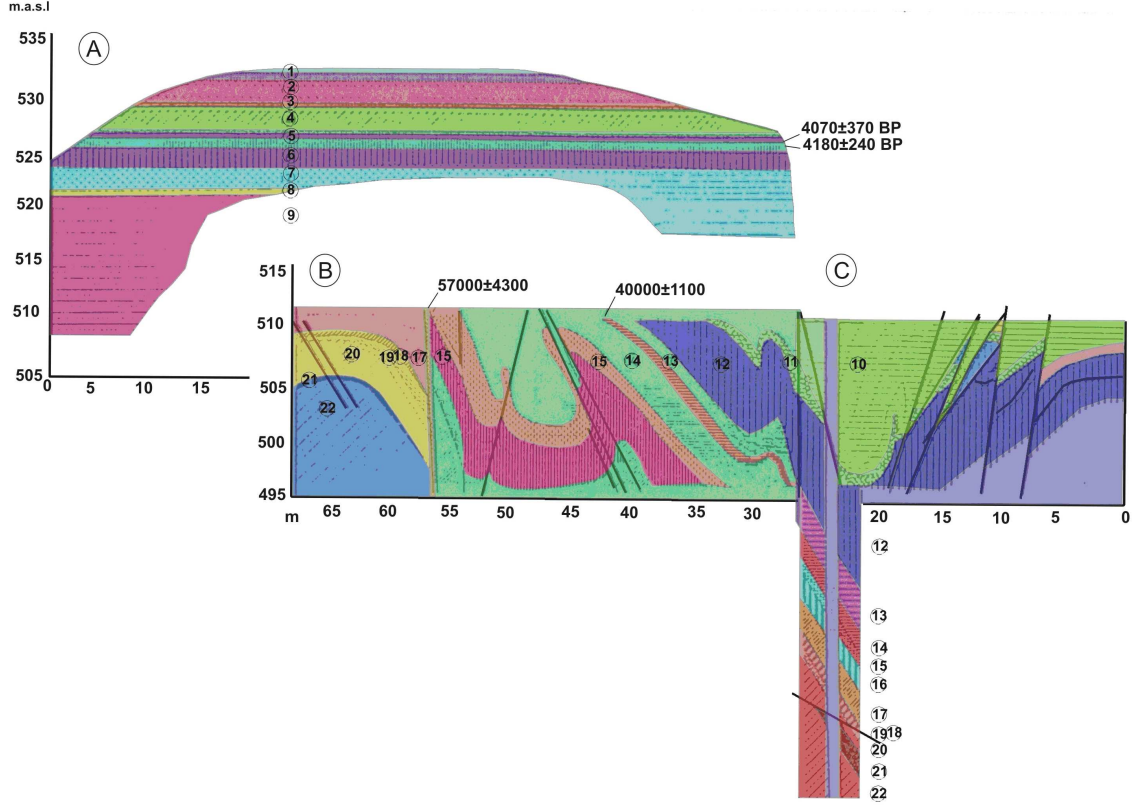
5.6.1. Karapürçek Formasyonu (Plk)

İlk olarak Emre ve diğ. (1998) tarafından Adapazarı ve İzmit depresyonlarında tanımlanan birim çalışma alanı içinde Taşkesti yerleşimi civarındaki Mudurnu Vadisi'nin kuzey yamaçlarında yer alır (Şekil 5.5). Bu birim Yılmaz ve diğ. (1982) 'de Taşkesti Formasyonu içinde ele alınmıştır. Birim Yeğenderesi–Çayköy-Bekdemirler Köyü arasında, vadinin aşağı kesimlerinde ise Gökçeler Köyü'nde yayılım gösterir (Şekil 5.5). Birimin litolojisi diğer sahalarda görülen Karapürçek Formasyonu'ndan farklı olarak Taşkesti'de flüviyal ve koluviyal çökellerin yanında gölsel çökellerde içermektedir (Paluska ve diğ., 1989). Formasyonda görülen gölsel çökeller Taşkesti'nin 3 km batısında yer alan Yarbaşı Köyü'ndeki heyelanın (Şekil 5.5) bir depremle tetiklenerek Mudurnu Vadisinde bir heyelan gölü oluşturması ile oluşmuştur (Paluska ve diğ., 1989). Birim litolojisini ince kum, gölsel siltli marl, marl, kil, zayıf çimentolanmış kumtaşı, çamurtaşı ve konglomera oluşturur (Ambraseys ve Zatopek, 1969; Yılmaz ve diğ., 1982; Paluska ve diğ., 1989). Tarafımızdan yapılan arazi gözlemlerinde birimin daha çok akarsu çökellerinden oluştuğu görülmüştür (Şekil 5.13).



Şekil 5.13. Mudurnu Vadisi'nde Birikinti Yelpazesi 1 (Karapürçek fm) 'in bir kesiti (bakış kuzeye).

Bu birimin yaşıtı olan aşınım sekileri vadinin güney yamacında ana kaya üzerinde görölmektedir (Şekil 5.5). Birimden alınan numunelerden yapılan yaşlandırılmalarda gölsel çökellerin günümüzden 82.000 yıl önce çökelmeye başladığı ve çökelmeyen günümüzden 2500 yıl öncesine kadar devam ettiği belirlenmiştir Birim içinde gelişen en son fosil toprağın yaşı günümüzden önce 4070 ± 370 ve 4180 ± 240 yıl arasındadır (Paluska ve diğ., 1989). KAF'ın faaliyetine bağılı olarak yığışan ilk çökel birimi olan bu formasyon kendinden önceki kayaçları açısız uyumsuzlukla örter. Birim günümüzden yaklaşık 20.000 yıl önce şiddetli bir kıvrımlanmaya uğramıştır (Şekil 5.14). Yukarıda verilen tarihlere bağılı olarak yaşı Geç Pleyistosen-Holosen'dir (Paluska ve diğ., 1989).



Şekil 5.14. Pliyo-Kuvaterner çökellerinin sinoptik kesiti, Taşkesti (Paluska ve diğ., 1989). A) Taşkesti uzeyinde fabrika yakınındaki yarma B) Mudurnu Nehri kenarındaki (Taşkesti) yarma C) Kuyu logu. 1-güncel toprak; 2- akarsu ince kum; 3- paleosol 1; 4) aluviyal çökeller; 5) paleosol 2; 6) akarsul-gölsel sedimentler, 7) akarsu kum; 8) akarsu-gölsel çökeller; 9) gölsel siltli, marn; 10) kil ve silt; 11) konglomera ve kumtaşı; 12) kil ve siltli marn; 13) siltly çamur; 14) kil; 15) marn ve marnlı kireçtaşı; 16) siltly çamur (linyit); 17) marn; 18) organik silt; 19) marn; 20) kil marn, 21) çamur; 22) marn.

5.6.2. Yamaç Döküntüsü (Kolüvyon) (QEy)

Mudurnu vadisinin doğuya doğru devamındaki kolu olan Seyhan Dere vadisinin güney yamaçlarında Yukarıgüney köyü ile Örencik köyü yolu ile Örencik-Safiler arasında ayrıca Dokurcun yerleşiminin yakın doğusundaki Mudurnu vadisinin güney yamacında oldukça dar alanlarda gözlenir (Şekil 5.5). Kolüvyal karakterli bu birim tutturulmamış, az tutturulmuş, köşeli blok ve çakıl yığılımları şeklindedir (Şekil 5.15). Üzerinde geliştiği ana kaya ile açısız uyumsuzluk gösterir. Üzeri kalın bir bitki örtüsü ile kaplı olan bu birimin günümüz iklim ve bitki örtüsü şartları altında oluşması imkansızdır. Dolayısıyla bu birimin Geç Kuvaterner'in daha kurak bir evresinde oluşmuş olması muhtemeldir.

5.6.3. Birikinti Yelpazesi (QAY1)

Karapürçek formasyonunu derin bir şekilde yaran ve ondan hidrografik apeksler ile ayrılan bu birim Taşkesti ve Ilıca köyleri arasındaki dar bir alanda görülür (Şekil 5.5).



Şekil 5.15. Yamaç Molozu (Kolüvyon) (QEY), Yukarıgüney köyü, (bakış doğuya).

Birikinti yelpazesi fasiyesinde gelişmiş olan birim tutturulmamış, az yuvarlak, köşeli, blok, çakıl ve kumdan müteşekkildir. Yamaç Molozu ve akarsu çökellerinden oluşan birim bileşik yelpazeler (composite fans) sınıfına dahil edilebilir. Birimin topuk kesimleri akarsular tarafından aşındırılmıştır. Birim temel kayalar ve Karapürçek Formasyonu ile açısal uyumsuzluk gösterir. Karapürçek formasyonu ile olan açısal uyumsuz dokanak ilişkisine bağlı olarak yaşı Geç Pleyistosen- Holosen'dir.

5.6.4. Birikinti Yelpazesi (QAY2)

Gerek Mudurnu vadisi, gerekse kollarının vadileri içinde oldukça yaygındır. Özellikle Yeğenderesi Vadisi ile Dokurcun-Çakaloğlu arasında yoğunluk gösterir (Şekil 5.5). Yeğenderesi Vadisi içinde boyutları küçük olan yelpazeler şeklinde iken Dokurcun-Yongalık arasında yayvan, topoğrafik eğimi düşük yelpazeler şeklindedir.

Tutturulmamış az yuvarlak, yuvarlak blok, çakıl, kum, silt ve az kilden oluşan bu yelpazeler akarsu baskın) yelpazeler (stream flow dominated) sınıfına dahil edilebilir. Bu yelpazelerin topuk kesimleri taşkın ovası çökelleri ile geçişlidir. Birim üzerlediği temel kayalar ile açısız uyumsuzluk gösterir. Birimin yaşı taşkın ovası ile olan ilişkisine bağılı olarak Geç Holosen olmalıdır.

5.6.5. Traverten Sekisi (Qtr1)

Mudurnu Çayının bir kolu olan Seyhan Dere vadisinde Aşağıgüney köyü yolu üzerinde yer alır (Şekil 5.5). 1957 yüzey kırığının üzerinde olmamasına rağmen daha önce aktif olan doğrudu atımlı bir faylanma sonucu akarsu sekisi (QAs) ile yan yana gelmiştir. Seki iki aşamalı bir yığışım arz eder. Traverten tabakaları arasındaki ince ve yuvarlak çakıl seviyesi yığışımın kısa bir süre kesintiye uğradığını ve sonra tekrar devam ettiğini gösterir (Şekil 5.16). Birimin yan yana geldiği akarsu sekisinin Mudurnu Çayı vadisinde yer alan eşleniklerinin QAY1 ile olan açısız uyumsuz dokanak ilişkisine bağılı olarak Erken-Orta Holosen olduğu söylenebilir.



Şekil 5.16. Traverten sekisi (Qtr2) Yukarıgüney Köyü

5.6.6. Traverten Sekisi (Qtr2)

Seyhan Dere vadisinde yer alan Yukarıgüney Köyünün 2 km kadar doğusunda vadinin güney yamacında yer alır ve halen faal olan traverten sekisi yığışımını temsil eder. (Şekil 5.5). 1957 yüzey kırığı üzerinde gelişen bu traverten sekisi boşluklu, kabuğumsu, bol bitki kırıntılı ve erimeli bir özellik gösterir (Şekil 5.17). Üzerinde geliştiği ana kaya ile açısız uyumsuzluk içindedir.



Şekil 5.17. Traverten sekisi (Qtr1), Yukargüney –Abant Gölü arası

5.6.7. Akarsu Sekisi (QAs)

Sahada görülen en eski akarsu sekileri aşınım sekileri olup Karapürçek Formasyonu bölümünde değinilmiştir. Bu aşınım sekilerinden ayrı olarak sahada akarsu birikim sekileri ile yine bunların eşleniği olan Kuvaterner üzerinde gelişmiş aşınım sekilerini görmek mümkündür. Özellikle Taşkesti ile Bekdemirler Köyü arasında ve Seyhan Dere vadisinde Aşağıgüney Köyü civarında bu sekiler yayılım gösterir (Şekil 5.5). Hisar Tepe'nin kuzey yamacına yaslanmış olan bu seki sisteminin mostrasını buradaki kum işletmesinde görmek mümkündür. Tamamen kanal çökellerinden oluşan oldukça kalın kum ve silt tabakasına sahiptir. İnce taneli bu kum ve silt tabakasının üzerinde yuvarlak, az yuvarlak az tutturulmuş blok ve çakıllar ile toprak örtüsü dikkati çekmektedir (Şekil 5.18). Aşağıgüney Köyü'nde ise bu seki sistemi doğrultu atımlı bir faylanma ile traverten sekisi (Qtr1) ile yan yana getirilmiştir. Traverten sekisi üzerinde de seki çökellerinin gözlenmesi faylanmadan sonra da yığışımın devam ettiğini göstermektedir.

Taşkesti ve Hisar Tepe'nin kuzey yamacında görülen bu) seki sisteminin eşleniği olan aşınım sekileri buradaki Plk ve QAY1 üzerinde Çayköy ve Bekdemirler Köyü arasında yer alır (Şekil 5.5).

Birim kendinden yaşlı temel ve kırıntılı Kuvaterner birimleri ile açısız uyumsuzluk gösterir. Birimin karşılığı olan aşınım sekisinin üzerinde geliştiği QAY1 ile olan ilişkisine bağlı olarak yaşının Erken-Orta Holosen olduğu söylenebilir.



Şekil 5.18. Qas2 içinde yer alan kumlu kanal çökelleri Taşkesti kuzeyi (bakış batıdan)

5.6.8. Taşkın Ovası (QAt)

Bekdemirler Köyü-Dokurcun arasında vadinin dar ve derin olmasına bağlı olarak oldukça dar olan taşkın ovası, Dokurcun'dan sonra vadinin genişlemesine bağlı olarak daha geniş alanlarda yelpazelerin topuk kesiminde ve yelpaze aralarında (interlobe) izlenir (Şekil 5.5). Organik maddece zengin, ince kum, silt ve kilden müteşekkil bu birimin mosturasını Çakıroğlu Mahallesiine görmek mümkündür (Şekil 5.19). Birimin rengi burada kahverengi ve bozdur. Yeniköy kuzeyinde birim üzerinde krevas çökelleri gözlenmiştir. Birim yelpaze çökelleri ile açısız uyumsuzluk gösterir. Birimin yaşı Geç Holosen-Günümüz olmalıdır. Keza birim üzerinde açılan paleosismoloji hendeğinden

alınan ^{14}C numunelerinde en eski yaş olarak G.Ö 1950±60 alınmıştır (İkeda ve diğ., 1991). Bu Almacık Bloku'nun kuzey aklanında yer alan Uğursuyu Nehri vadisinin ağız kesiminde taşkın ovasında yapılan paleosismolojik çalışmalarda çıkan yaş değerleri (G.Ö1740±30, Emre ve diğ., 2002; G.Ö.1851, Hitchcock ve diğ., 2003) ile uyumludur.



Şekil 5.19. Mudurnu Vadisi taşkın ovası çökelleri (Beldibi Köyü).

5.6.9. Kanal Dolgusu (QAK)

Akarsuların halen faal olan mecralarında oluşan kanal dolguları Mudurnu Çayı'nın içinde aktığı vadinin morfolojik özelliklerine bağlı olarak kanal örneğine göre farklılık göstermektedir. Vadinin Taşkesti-Dokurcun arasında kalan bölümünde vadi tabanının dar olmasına bağlı olarak akarsu yatağında fazla değişikliğe maruz kalmadan menderesli bir şekilde akmaktadır (Şekil 5.5). Ancak Dokurcun'dan itibaren akarsuyun kanal örneği değişmekte ve menderesliden örgülüye geçmektedir Buradan itibaren akarsu çok geniş bir mecra içinde oldukça sığ bir şekilde akmaktadır (Şekil 5.20). Kanal örneğinde meydana gelen bu değişikliklere bağlı olarak kanal dolgusu çökelleri de farklılık göstermektedir. Taşkesti-Dokurcun arasında bu dolgular daha çok kum, silt ve çakıldan oluşurken Dokurcun batısında köşeli, yuvarlak çakıl ve kum şeklinde yığılmaktadır. Bu kesimde kanal dolgularını Çakıllı-Beyler-Çakıroğlu-Beldibi köylerinin yelpazeleri üzerinde de görmek mümkündür. Mudurnu vadisi Kuzey Anadolu Fayı'nın faaliyetine bağlı olarak gelişmiş genetik olarak subsekant bir vadidir. Vadiyi morfolojik olarak birbirinden yerel eşiklerle ayrılan üç parçaya ayırmak mümkündür. Bunlar

doğudan itibaren Taşkesti, Dokurcun ve Yongalık eşikleridir (Şekil 5.5). Bu eşiklerin oluşumu, Kuzey Anadolu Fayı'nın doğrultu atımlı karakterinden kaynaklanmakla beraber aktif heyelanların da etkisi vardır. Özellikle Taşkesti batısında yer alan Yarbaşı köyündeki heyelanın boyutları oldukça geniştir (Şekil 5.5). Mudurnu Vadisindeki heyelan dağılımına bakıldığında heyelanların vadinin güney yamacında belirgin bir şekilde yoğunlaştığı görülür. Bunun ana sebebi vadinin güney yamacındaki aşırı çizgisellik yoğunluğu (closing-up structure, Neugebauer, 1995) (Şekil 5.21) ve dolayısıyla tektonik deformasyondur.



Şekil 5.20. Mudurnu Nehri kanal çökelleri (Beldibi köyü)



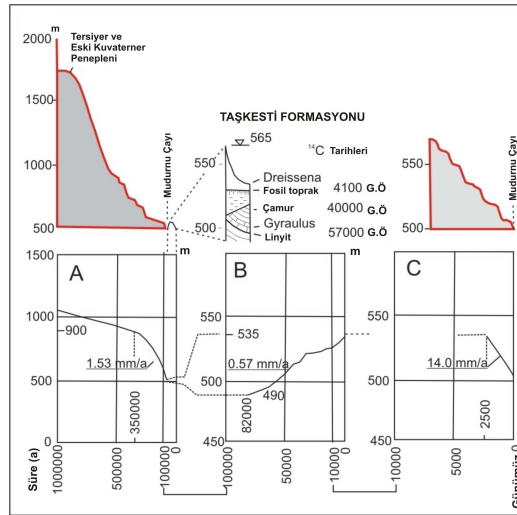
Şekil 5.21. Abant-Dokurcun arasında Mudurnu vadisinin kırık haritası (Neugebauer, 1995).

Paluska ve diğ. (1989)'a göre Yarbaşı heyelanı (Şekil 5.22) aynı zamanda vadinin aşınım hızı üzerinde de etkilidir. Heyelanın geliştiği 82 000 yıla kadar aşınım hızı 1.53

mm/yıl iken, heyelan seddinin aşınmasına kadar 0.57 mm/yıl gibi bir değerle aşınmaktadır (Paluska ve diğ. 1989). Bunda heyelan gerisinde oluşan heyelan seddi gölünün vadinin bu kesimi için yerel kaide seviyesi görevi görmesi etkili olmuştur. Günümüzden 2500 yıl öncesinde ise heyelan seddinin aşınmasından sonra aşınım tekrar hızlanmış ve 14 mm/yıl gibi bir rakama ulaşmıştır (Şekil 5.23) (Paluska ve diğ. 1989). Mudurnu Vadisi'ndeki Kuvaterner birimlerinin birbirleri ile olan alansal ve stratigrafik ilişkilerine baktığımızda ovanın aşağıdaki gibi (Şekil 5.24) bir stratigrafik kesiti elde edilmektedir.

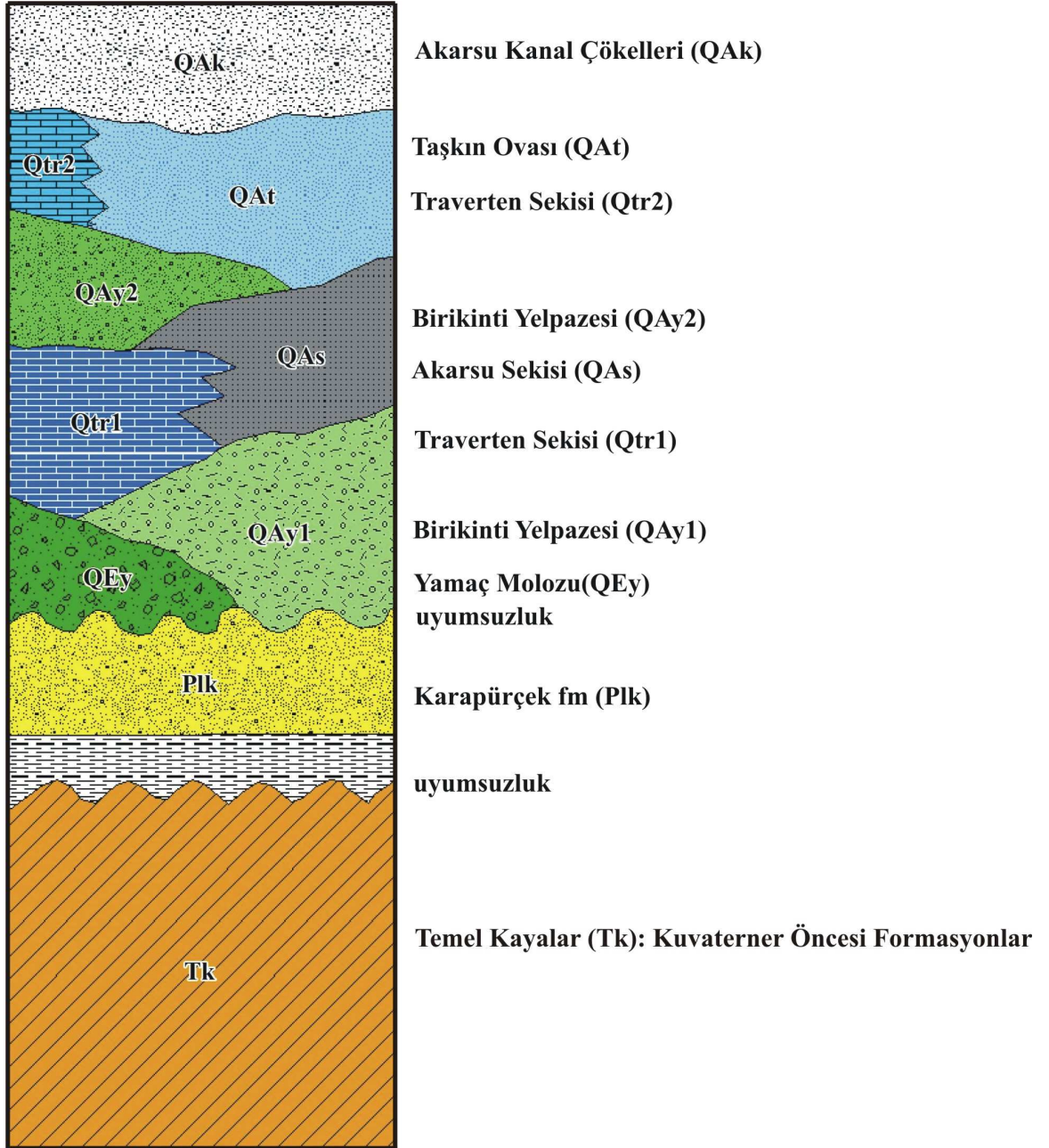


Şekil 5.22. Taşkesti batısında Yarbaşı heyelanının genel görünümü (bakış güneye).



Şekil 5.23. Mudurnu Vadisi'nin Kuvaterner evrimi (Paluska ve diğ. 1989).

A- Mudurnu Nehri'nin orta ve genç Pleyistosen erozyonunun zaman/derinlik fonksiyonu;
 B- Pliyo-Kuvaterner çökellerinin sedimentasyonun zaman/yükseklik fonksiyonu;
 C- Yarbaşı Heyelanı'nın oluşturduğu baraj gölü bozulduktan sonraki aşınımın zaman/derinlik fonksiyonu.



Şekil 5.24. Mudurnu Vadisi'nin Kuvaterner Stratigrafisi.

6. TEKTONİK

6.1. Paleotektonik

Jeomorfoloji özellikle fluvial jeomorfoloji üzerinde yapının etkisi önemlidir. Pasif etkiyi karakterize eden paleotektonik yapılar fluvial süreçler üzerinde doğrudan etkileri olmamakla birlikte erozyonel süreçler açısından zayıflık zonlarını oluşturarak yada bu süreçlere kalıp vazifesi görmek suretiyle yön vererek etki ederler. Almacık Bloku'nun jeomorfolojisi üzerindeki bu etkiyi ortaya koymak amacı ile blok üzerine yer alan paleotektonik yapılara aşağıda değinilmektedir.

Almacık Bloku üzerinde yer alan paleotektonik yapılar blokun içinde bulunduğu kenet kuşağıyla ilişkili olarak bindirme fayları ile kıvrımlardan oluşmaktadır.

Bunlar:

6.1.1. Keremali-Uğurköy Fayı

Almacık Bloku üzerinde kabaca KD-GB doğrultusunda batıdan doğuya doğru Keremali Yaylası, Ballıkaya Yaylası ve Uğurköy arasında genişçe bir "S" çizerek uzanan bir bindirme fayıdır (Şekil 5.4). Fayın yüzeydeki izi oldukça girintili çıkıntılıdır. Uzunluğu yaklaşık 55 km'dir. Fay örtü birimleri ile temel arasındaki dokanağı kontrol eder. Bindirmenin taban bloğunda Çaycuma ve Yığılca formasyonları yer alırken taban bloğunda doğudan batıya doğru Akveren Formasyonu, Almacık Ofiyolitik Melanji, İznik Metamorfileri ile Akçay Metamorfileri yer alır. Keremali-Uğurköy Fayı blok üzerindeki ana paleotektonik yapıyı oluşturur (Şekil 5.4). Diğer paleotektonik yapılar bu fayın tavan bloğu üzerinde Samandere Fayı hariç faya vev uzanan faylardır.

6.1.2. Samandere Fayı

Keremali-Uğurköy bindirmesinin doğu yarısında tavan bloğunda faya ona paralel olarak uzanan bir bindirme fayıdır. Almacık Bloku'nun doğu yarısında Çınardüzü Yaylası, Samandere ve Çatalçam köyleri arasında yer alır. Fayın yüzey geometrisi girintili çıkıntılıdır kabaca KD-GB doğrultusunda 8 km kadar uzanır. Bindirmenin taban bloğunda Akveren Formasyonu tavan bloğunda ise Abant Karmaşığına ait birimler yer alır (Şekil 5.4).

6.1.3. Yeğendere Fayı

Almacık Bloku'nun Mudurnu Vadisi'ne bakan güney yamaçlarında yer alan Yeğendere Köyü batısında yer alan bir bindirmedir. Bindirme Keremali-Uğurköy Bindirmesi'nin tavan bloğunda ona verev bir şekilde KKD-GGB doğrultusunda yaklaşık 8 km uzanır. Fayın taban bloğunda Almacık Ofiyolitik Melanjı tavan bloğunda ise Yedigöller Formasyonu'na ait kayaçlar yer alır (Şekil 5.4).

6.1.4. Çamyurdu Fayı

Yeğendere bindirmesine paralel onun batısında yer alan bir bindirme fayıdır. Güneyde Çamyurdu ile kuzeyde Aksu Vadisi'ne kadar KKD-GGB doğrultusunda uzanır. Fayın uzunluğu 17 km'dir. Tavan Bloğunda yer alan Almacık Ofiyolitik Melanjı Akçay metamorfiteğine bindirir (Şekil 5.4).

6.1.5. Avdullar Fayı

Çamyurdu Fayı'nın yakın batısında ona paralel olarak uzanan bir bindirme fayıdır. Avdullar ile Ballıkaya Yaylası arasında uzanır. KKD-GGB doğrultusunda olan fayın uzunluğu 18 km'dir. Fayın taban bloğuna Akçay Metamorfiteği tavan bloğunda ise İznik Metamorfiteği yer alır (Şekil 5.4).

6.1.6. Kıvrımlar

Çalışma alanında kıvrımlar sınırlı alanda gözlenmektedir. Yılmaz ve diğ. (1981) Almacık Ofiyolitik Melanjı içinde KD-GB uzanımlı bir antiklinal tanımlamışlardır (Şekil 5.4). Bu antiklinalin dalga boyu 20-30 km ve KB-GD doğrultulu bölgesel bir sıkışmanın sonucudur. Bu birim ve Akveren Formasyonu içindeki küçük kıvrımlar (Yılmaz ve diğ., 1981) sahada başka kıvrım tanımlanmamıştır.

6.2. Neotektonik

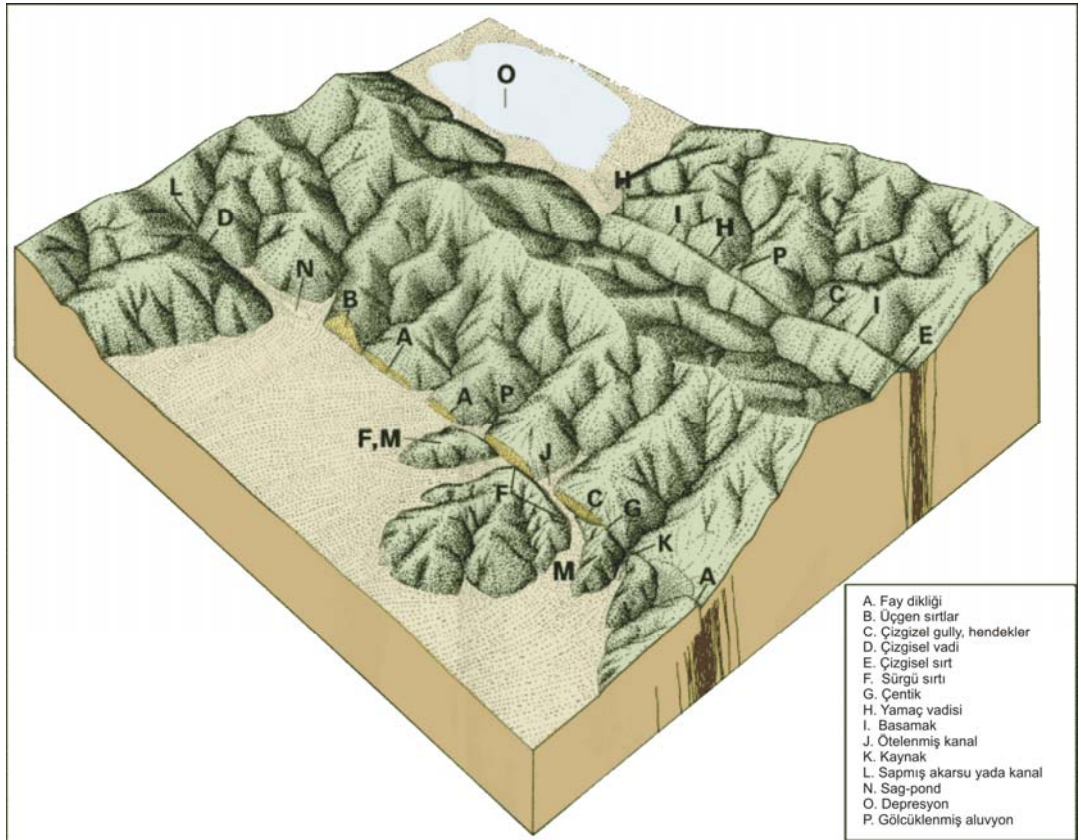
Bu bölümde Almacık Bloku ve yakın çevresinin şekillenmesinde etkili olan fayların jeolojik ve jeomorfolojik özellikleri ile aktivite sınıflamaları verilmektedir. Aktivite sınıflamaları sismik risk açısından önemli olduğu gibi aynı zamanda fayların morfolojik evrim içindeki rollerinin de ortaya konması açısından önemlidir. Bu sınıflamaya göre çalışma alanındaki faylar:

Deprem Yüzey Kırığı: Son yüzyıldaki depremlerde yüzey yırtılması gelişmiş fay.

Diri Fay: Holosen'de (son 11000 yıl) yüzey yırtılması gelişmiş fay.

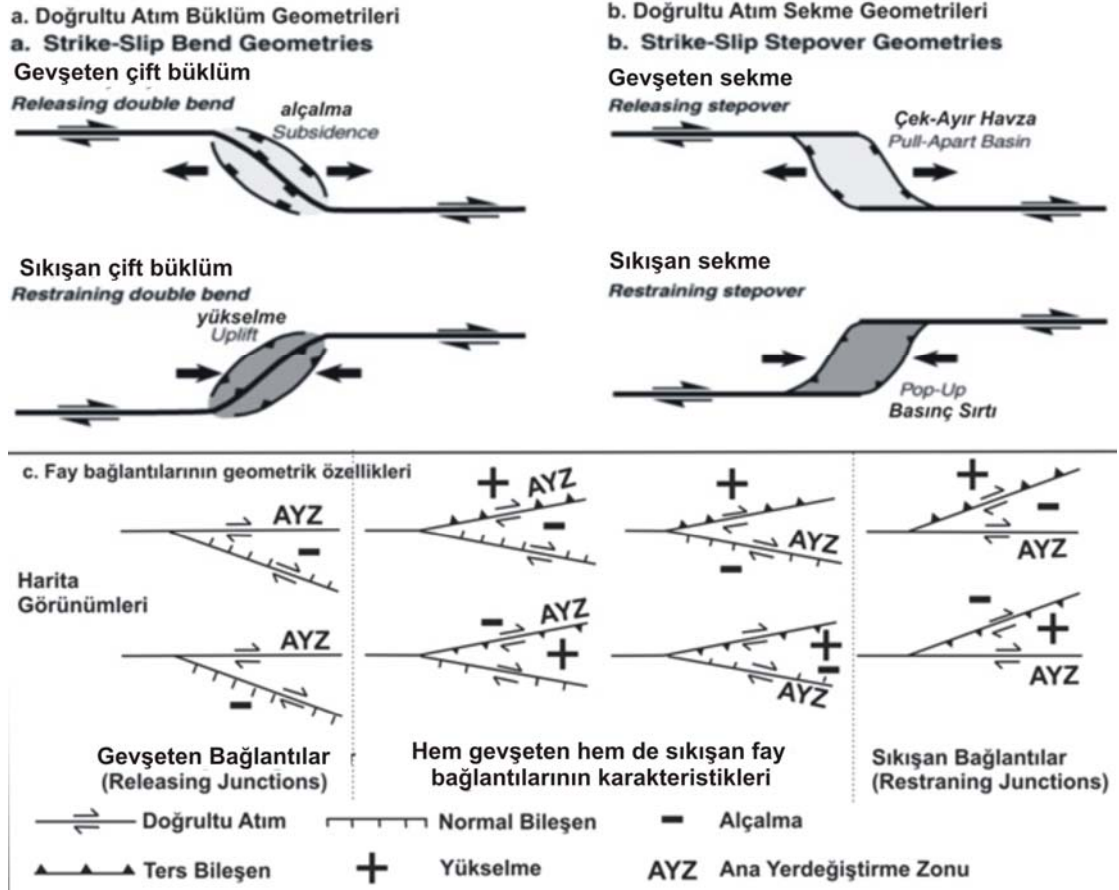
Potansiyel Diri Fay: Pleyistosen'de (son 1.6 milyon yıl) aktif Holosen aktivitesi kuşkulu fay.

Neotektonik Dönem Fayı ya da Çizgisellik: Neotektonik dönemde (son 5 milyon yıl) gelişmiş Kuvaterner aktivitesi kuşkulu fay yada morfolojik çizgisellik, olarak sınıflandırılmış ve sahanın aktif fay haritası bu sınıflamaya göre oluşturulmuştur. Bununla beraber fayların tektonik jeomorfolojisinde Keller ve Pinter (2002)'nin terminolojisi kullanılmıştır (Şekil 6.1).



Şekil 6.1. Aktif doğrultu atımlı fay zonunda gelişen yerşekilleri (<http://3dparks.wr.usgs.gov/haywardfault/html/>)

Ayrıca faylar kendi aralarındaki geometrik özelliklerine göre (McCalpin, 1996) segmentlere ayrılmıştır. Segmentler arasında gözlenen geometrik düzensizlikler 1) Sekmeler (Stepovers) 2) Bükümler (Bends) ve 3) Fay Bağlantıları (Fault junctions) olarak tanımlanmıştır (Şekil 6.2)



Şekil 6.2. a) Sağ yönlü doğrultu atım fay zonlarında gelişen büküm geometrileri b) Sağ yönlü doğrultu atım fay zonlarında gelişen sekme geometrileri c) Sağ yönlü doğrultu atım fay zonlarında gelişen fay bağlantılarının varyasyonları (Cristie-Blick ve Biddle, 1985'den yararlanılarak).

Çalışma sahasının da içinde bulunduğu KB Anadolu'da Neotektonik dönem iki evrelidir. İlk evre Geç Miyosen'den sonra sahada Ege Genişleme rejimi nedeniyle, tektonik rejim terslenmesi ve K-G sıkışmanın yerini alan K-G gerilme Erken Pliyosen'de etkili olmuş ve Marmara Denizi içindeki ilk havzalar oluşmaya ve Kocaeli Penepleni yükselmeye başlamıştır (Gökaşan ve diğ., 2003). İkinci evrede ise En Geç Pliyosen-Kuvaterner'de (Emre ve diğ., 1998; Tüysüz ve diğ., 1998; Ünay ve diğ., 2001) Kuzey Anadolu Fayı sahada etkili olmaya ve K-G gerilme sisteminin yapılarını keserek günümüz morfolotektonik yapılarını şekillendirmeye başlamıştır. Güncel jeodetik çalışmalar (Ayhan ve diğ., 2002; Reilinger ve diğ., 2006) Almacık

Bloku ve yakın çevresindeki güncel yamulmanın KAF'a bağlı olarak gelişen basit makaslama mekanizması içinde gerçekleştiğini göstermektedir.

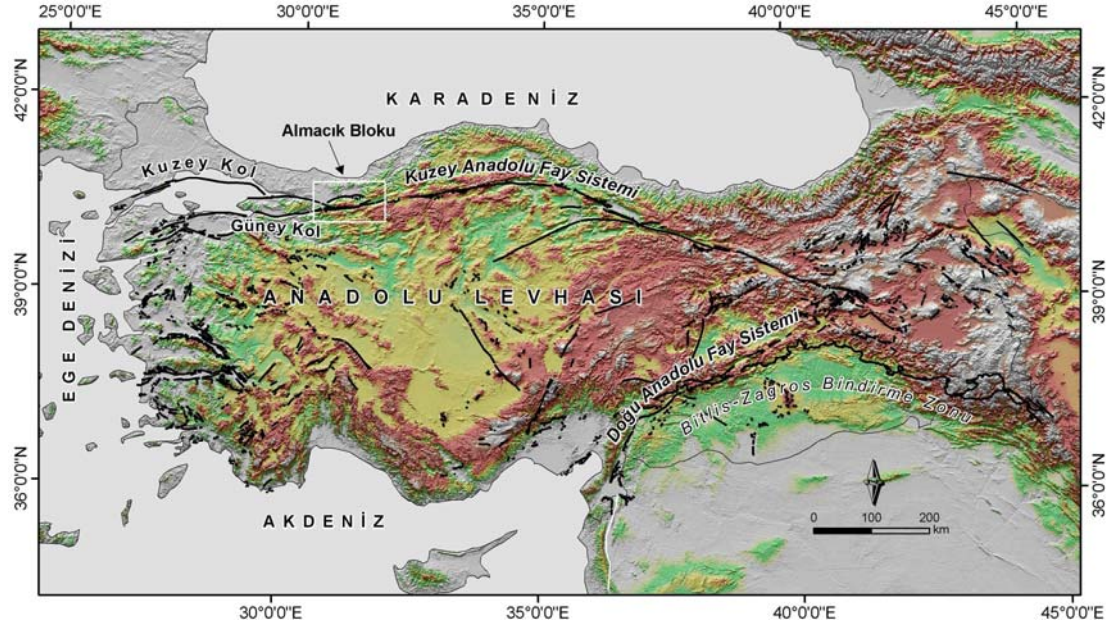
Kuzey Anadolu Fayı Türkiye'nin neotektoniğini kontrol eden ana yapılardan biridir (Şekil 6.3). Fay Karlıova ile Bolu Depresyonu arasındaki yaklaşık 900 km'lik bölümünde dar bir tektonik oluk içinde tek bir kol halinde Türkiye'nin mega-jeomorfolojisinde belirgin bir çizgisellik oluşturarak Almacık Bloku'na kadar gelir. Buradan itibaren KAF çalışma alanında Kuzey, Orta ve Güney kol olmak üzere 3 kola ayrılır (Şekil 6.4). Kuzey ve Güney kol ana kollar olup geniş bir deformasyon zonu oluştururlar Orta Kol ise ikisi arasındaki bağlantıyı sağlar. Bu ayırım tarafımızdan yapılmış olup Barka (1992) ve Yaltırak (2002) tarafından yapılan 3 kol ayırımından farklıdır.

Kuzey kolun en doğu ucunda Elmalık ve Bakacak segmentleri yer alır ve Almacık Bloku'nun kuzey kenarını takip eden 1999 Düzce ve 1999 İzmit Depremi yüzey kırıklarını takiben Marmara Denizi'ne ulaşır (Şekil 6.3). Orta kol doğudan itibaren tek bir kol halinde gelen ve 1944 Bolu-Gerede Depremi yüzey kırığı ile sahada izlenen ana kolun devamı olarak Almacık Bloku'nun güneyinde Abant ile Sapanca Gölü arasındaki 1957 Abant Depremi yüzey kırığı ve 1967 Mudurnu Vadisi depremi yüzey kırıkları ile temsil edilir (Şekil 6.4). Güney Kol ise Abant batısından itibaren Orta Kol'dan ayrılır ancak Mudurnu Vadisi'nde ona paralel bir şekilde vadinin güney yamaçları boyunca ilerler ve Dokurcun batısında GB'ya doğru saparak vadiden çıkar ve Pamukova Havzasına oradan İznik Gölü ve Gemlik Körfezi üzerinden Marmara Denizi'ne ulaşır (Şekil 6.3). KAF'ın iki ana kolu arasında kalan Almacık Bloku her 3 kolda gerçekleşen tektonik deformasyonlardan etkilenmektedir. Blokun neotektonik deformasyonunun daha iyi anlaşılması açısından bloku sınırlayan fayların yüzey geometrileri ve bölümlenmeleri, birbirleri olan yapısal ilişkileri, aktivite sınıflamaları, uzun ve kısa dönem kayma hızları ve miktarları ile fayların depremsellikleri araştırılmıştır. Bunun yanında bloku sınırlayan ana faylardan geçen yüzyılda kırılan fayların fay düzlemi çözümlerinden yararlanılarak blokun deformasyonun 3. boyutu elde edilmeye çalışılmıştır. Bloku sınırlayan fayların sistematik olarak çalışılması açısından faylar güney , orta ve kuzey kol olmak üzere üç ana başlık altında incelenmiştir.

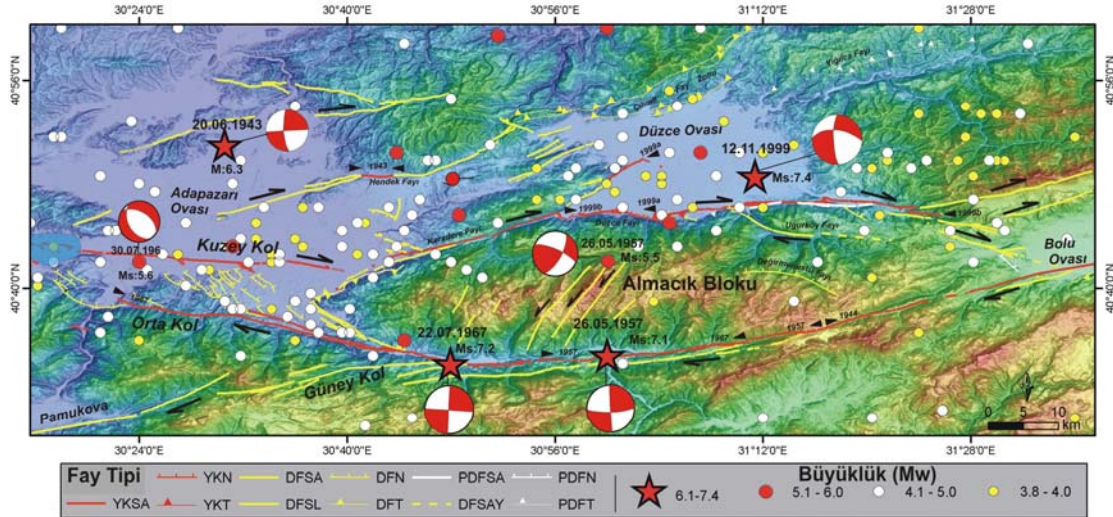
6.2.1. Güney Kol

Almacık Bloku'nun güneyinde Abant Gölü'nün yakın batısından itibaren 1957 Abant Depremi yüzey kırığından ayrılır ve Mudurnu Vadisi'nin güney yamaçlarını takip

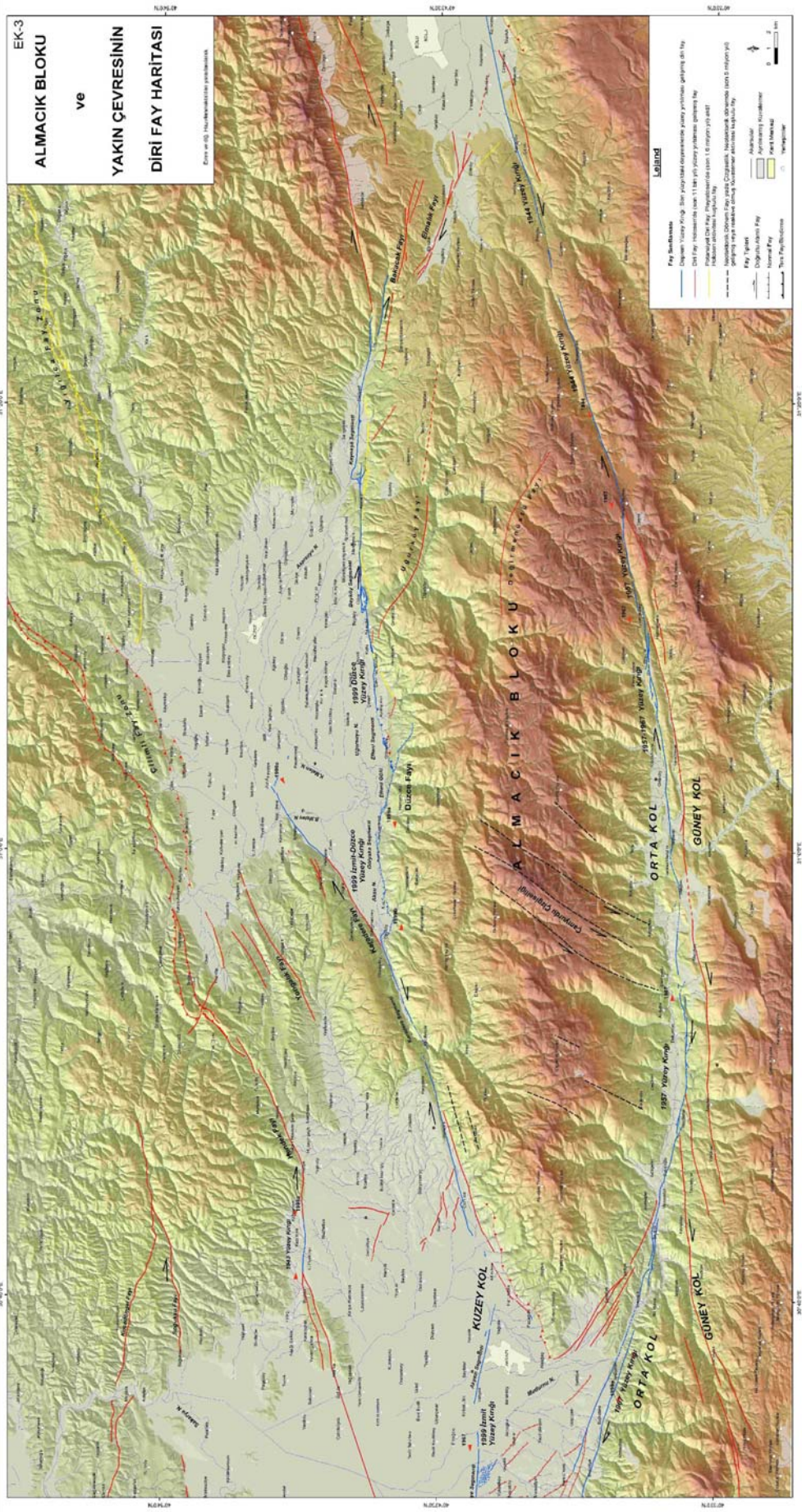
ederek Taşkesti üzerinden batıya doğru devam eder (Şekil 6.4, Şekil 6.5). Bu kol üzerinde aletsel dönem içinde tanımlanmış herhangi bir yüzey kırığı yoktur. Fay özellikle Taşkesti'den itibaren morfolojik olarak oldukça belirgindir ve büyük bir eğim kırıklığının sınırını belirler. Dokurcun batısında ise fay GB'ya doğru kabaca 30° 'lik bir büklüm yaparak Mudurnu Vadisi'nden ayrılır ve Pamukova Havzası'na geçer. Fay oldukça çizgiseldir, ancak vadiden ayrılmadan önce Beyler Köyü güneyinde kademeli sağa sekmeler yaparak geniş bir deformasyon zonu oluşturur (Şekil 6.4).



Şekil 6.3. Türkiye'nin sayısal yükseklik modeli ve diri fay haritası (Şaroğlu ve diğ., 1992).



Şekil 6.4. Almacık Bloku ve yakın çevresinin sismotektonik haritası (Faylar Emre ve diğ., Hazırlanmakta'dan yararlanılarak) ve son yüzyılda meydana gelmiş $M > 4$ depremlerin dışmerkez dağılımı ile ana şokların odak mekanizması çözümleri (Canitez ve Üçer, 1967; Dewey, 1976; Taymaz ve diğ., 1991 ve <http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/mudim/il.asp>'den yararlanılarak). YKSA: Yüzey kırığı sağ yönlü doğrultu atımlı, YKN: Yüzey kırığı normal, YKT: Yüzey kırığı ters, DFSA: Diri fay Sağ yönlü doğrultu atımlı, DFSL: Diri fay sol yönlü doğrultu atımlı, DFN: Diri fay normal, DFT: Diri fay ters, PDFSA: Potansiyel diri fay sağ yönlü doğrultu atımlı, PDFN: Potansiyel diri fay normal, PDFT: Potansiyel diri fay ters



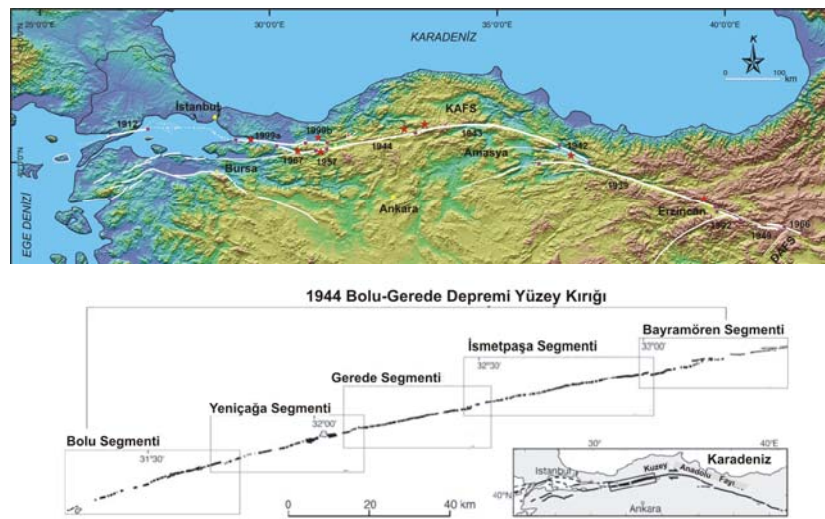
Şekil 6.5. Almacık Bloku ve yakın çevresinin diri fay haritası (Emre ve diğ. Hazırlanmakta'dan yararlanılarak) (EK 3)

6.2.2. Orta Kol

Almacık Bloku'nun güney sınırını belirleyen Orta Kol (Şekil 6.4) kendi içinde fay paterni açısından farklılıklar göstermektedir. Özellikle Bolu Ovası ile Abant Gölü arasında 1944 Bolu-Gerede depremi yüzey kırığı boyunca daha dar bir deformasyon zonu içinde genelde tek bir çizgi olarak uzanır (Şekil 6.5). Ancak 1957 Abant ve 1967 Mudurnu Vadisi depremlerinin yüzey kırıkları ve geçen yüzyılda kırılmamış ancak aktif olan KAF'nın Güney Kolunun diğer segmentlerinin yer aldığı Abant Gölü ile Adapazarı Ovası arasındaki bölümünde ise KAF'ın burada çatallanmasından dolayı daha geniş bir deformasyon zonu içinde çok parçalı bir fay paterni izlenir (Şekil 6.5).

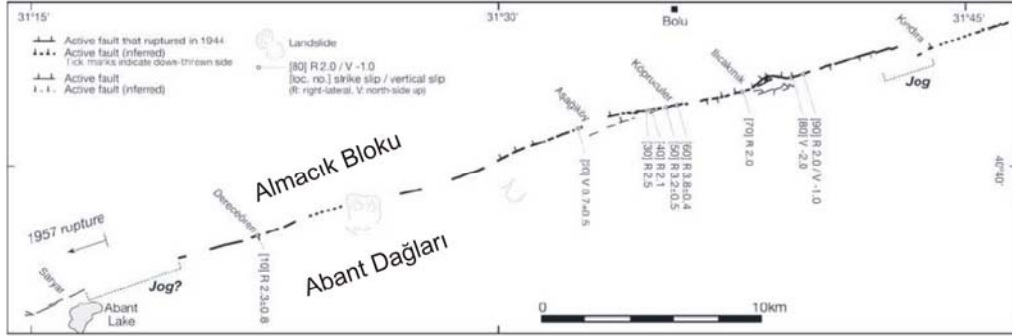
6.2.2.1. 01 Şubat 1944 Bolu-Gerede Depremi Yüzey Kırığı

Bolu-Gerede depremi yüzey kırığı (Mw: 7.3, Dewey, 1976; Mw: 7.6, Barka, 1996), Kuzey Anadolu Fay Sistemi'nin orta batıdaki parçasını oluşturur (Şekil 6.6a). Yüzey kırığı doğuda Gerede Çayı vadisinde yer alan Bayramören Köyü'nden başlar (Ketin, 1969; Ambraseys, 1970; Öztürk ve diğ., 1985; Kondo ve diğ., 2005) batıda Abant Gölü'ne kadar 180 km boyunca uzanır. Depremin dış merkezi yüzey kırığının doğu ucunda Almacık Bloku'ndan 150 km uzakta yer alır (Şekil 6.6a) (Dewey, 1976). Kırık üzerinde ölçülen kayma miktarı maksimum 6.3 m ortalama ise 3.4 m'dir (Taşman, 1944; Ketin, 1957; Ketin, 1969; Ambraseys, 1970; Öztürk ve diğ., 1985; Kondo ve diğ., 2005). 1944 yüzey kırığı geometrik özelliklerine ve kayma dağılımına göre 5 geometrik segmente ayrılmıştır (Şekil 6.6.b)(Kondo ve diğ., 2005).



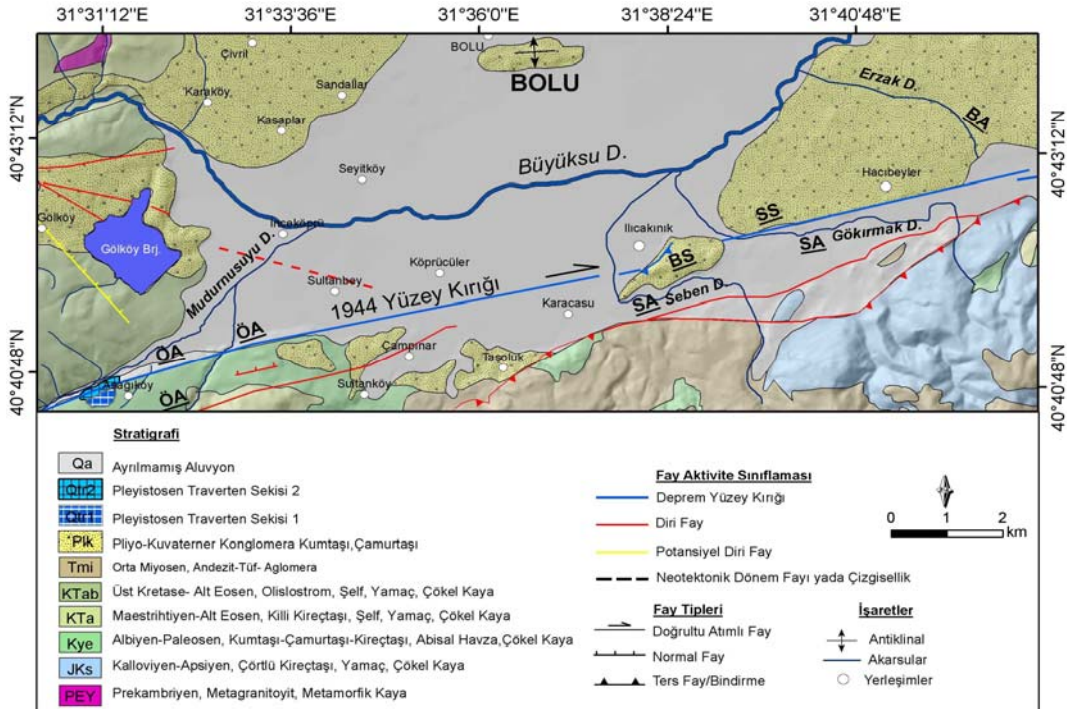
Şekil 6.6.a) Kuzey Anadolu Fay Sistemi ve 20 yy.'daki depremleri ve dış merkez lokasyonları b)1944 Bolu- Gerede depremi yüzey kırığı segmentleri (Kondo ve diğ., 2005).

Bolu Segmenti doğuda Bolu Ovası'nın güneyinde yer alan Kındıra Köyü ile batıda Abant Gölü arasında uzanır (Şekil 6.7) ve Almacık Bloku'nun güney sınırının doğu yarısını kontrol eder.



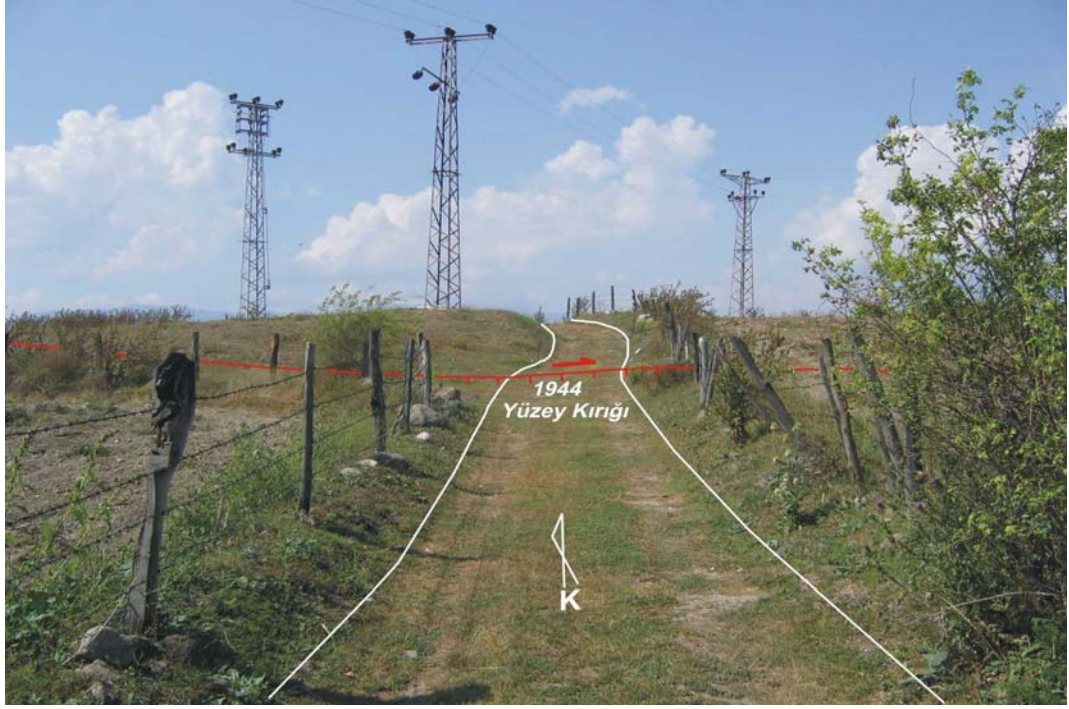
Şekil 6.7. Bolu Segmenti'nin detaylı geometrisi (Kondo ve diğ., 2005).

Segmentin uzunluğu 37 km olup doğrultusu K68D ile K78D arasında değişir. Segment üzerinde ölçülen kayma miktarı maksimum 3.8 m, ortalama kayma miktarı ise 2.6 m'dir (Kondo ve diğ., 2005). Hitchcock ve diğ. (2003) 1944 Bolu-Gerede depreminde kayma miktarının bu segmentin batısında azaldığını ve kayma kaybının Elmalık Fayı üzerindeki bir kayma ile tamamlanmış olabileceğini ileri sürmüştür. Yüzey kırığı Bolu Ovası'nda Mudurnusuyu Çayı vadisine kadar Kuvaterner içinde devam eder (Şekil 6.8). Ovası güneyden sınırlayan yüksek kütleyi Kalloviyen-Apsiyen çörtlü kireçtaşları, Albiyen-Paleosen kumtaşı, çamurtaşı, kireçtaşı ve Alt-Orta Miyosen piroklastik kayalar oluşturur (Şekil 6.8).



Şekil 6.8. 1944 Bolu-Gerede depremi yüzey kırığının Bolu güneyindeki jeolojisi ve tektonik jeomorfolojisi (BA: Başsız Akarsu, BS: Basınç Sırtı, ÖA: Ötelenmiş Akarsu, SA: Sapmış Akarsu, SS: Sürgü Sırtı).

Bolu Ovası'nın güneyini kat eden bu segment Hacıbeyler-Çepni köyleri arasında ovanın güneyinde yer alan Kuvaterner çökellerini deforme etmiş ve bunlar üzerinde sürgü sirtları, akarsu ötelenmesi/ sapması, rüzgar oluğu (windgap) ve depresyonlar (Şekil 6.8), fay dikliği (Şekil 6.9), basınç sırtı (Şekil 6.10, 6.11), ve traverten sekileri (Şekil 6.12) oluşturmuştur. Hacıbeyler Köyü doğrultu atımlı faylanmaya bağlı olarak gelişmiş bir sürgü sırtının gerisinde gelişen depresyonun içinde yer alır (Şekil 6.8) Ilıcaklık basınç sırtı burada aktif tektoniğe bağlı olarak gelişmiş en belirgin morfolojik unsurdur (Şekil 6.8, 6.10).



Şekil 6.9. Hacıbeyler köyü batısında 1944 yüzey kırığına bağlı olarak gelişmiş sağ yönlü ötelenme ve fay dikliği.



Şekil 6.10. Ilıcaklık basınç sırtına kuzeydoğudan bakış.



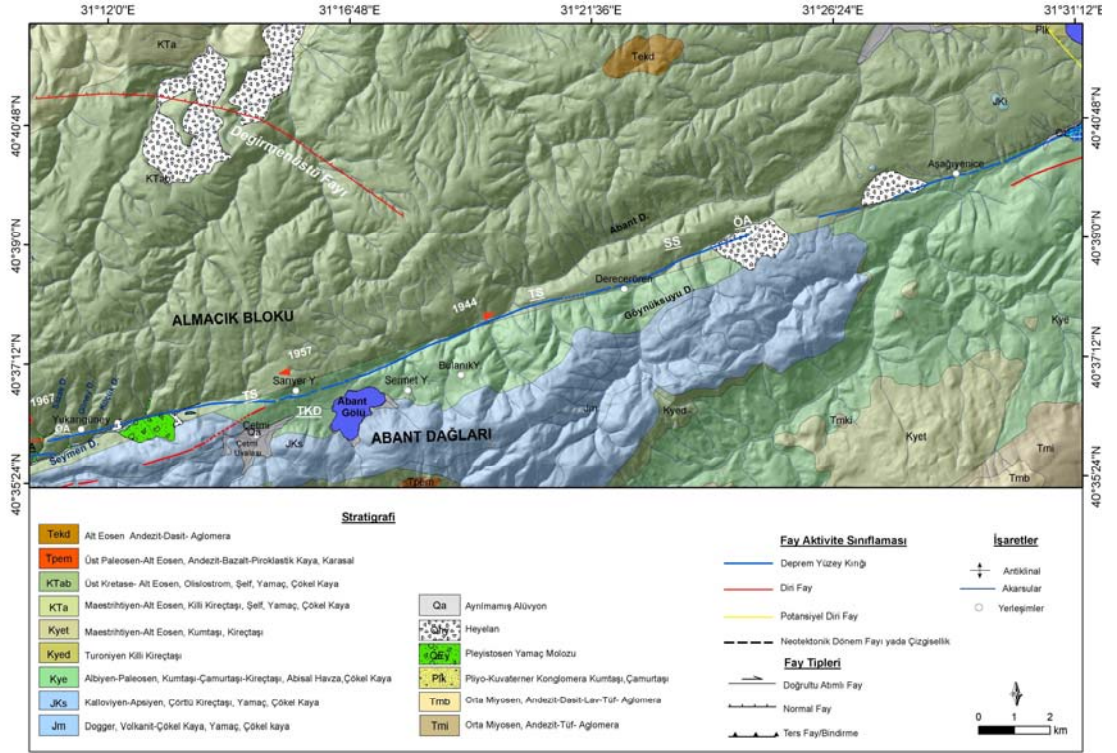
Şekil 6.11. Ilıcaklık basınç sırtında eğimlenmiş Kuvaterner çökelleri.



Şekil 6.12. Çepni Köyü traverten sekisi (Qtr), (bakış doğudan)

Mudurnusuyu Çayı vadisinden itibaren yüzey kırığı batıya doğru Üst Kretase-Alt Eosen yaşlı Abant Karmaşığı ile Albiyen-Paleosen kumtaşı, çamurtaşı, kireçtaşı ve Kalloviyen-Apsiyen çörtlükireçtaşlarını yan yana getirerek Abant Gölü doğusuna kadar uzanır (Şekil 6.13). Mudurnusuyu Vadisi'nden bir eşikle Göynüksuyu Vadisi'ne geçen yüzey kırığı vadinin kuzey yamaçları boyunca izlenir (Şekil 6.14). Bu vadi boyunca Göynüksuyu Deresi uzun dönemde yaklaşık 4 km'lik bir yanal kayma gösterir. Vadinin kuzey yamaçları bir sürgü sırtı şeklinde güneyden gelen küçük ve büyük akarsuların doğuya doğru sapmalarına neden olmaktadır (Şekil 6.13). Vadinin en batı ucunda Dereceören köyü yakınında Kuvaterner çökelleri içinde gelişmiş ve yüzeyde belirgin bir kabartı oluşturan bir basınç sırtı gelişimi gözlenir (Şekil 6.15) Bu basınç sırtından itibaren yüzey kırığı buradan itibaren Abant Gölü'ne kadar yoğun bitki örtüsü dolayısı ile arazide izlenememektedir. 1944 Bolu-Gerede depremi yüzey kırığı Abant Gölü' doğusunda vadi içinde sonlanmaktadır (Şekil 6.13). Burada

1944 Bolu-Gerede depremi yüzey kırığı ile 1957 Abant Depremi yüzey kırığı arasında bir jog vardır (Şekil 6.7).



Şekil 6.13. 1944 Bolu-Gerede depremi yüzey kırığının Aşağıyenice-Yukarıgüney arası jeolojisi ve tektonik jeomorfolojisi (ÖA: Ötelenmiş Akarsu, SS: Sürgü Sırtı, TKD: Tektono-Karstik Depresyon, TS: Topografik Boyun)



Şekil 6.14. Dereceören köyü batısında Göynük Dere vadisi (bakış kuzeydoğudan) (Ss: Sıkışmalı Sekme)



Şekil 6.15. Dereceören köyü batısında basınç sirtı (bakış kuzeyden).

6.2.2.2. 26 Mayıs 1957 Abant Depremi Yüzey Kırığı

1957 Abant Depremi yüzey kırığı Abant Gölü ile batıda Dokurcun'un yakın doğusundaki Çamyurdu Köyü arasında uzanır. Bu kırığın Yukarıgüney ile Çamyurdu arasında kalan bölümü aynı zamanda 1967 Mudurnu Vadisi Depremi yüzey kırığı ile çakışmaktadır (Şekil 6.4, 6.5).

Bu nedenle çalışma alanı içinde Yukarıgüney Köyü'nün batısında kalan yüzey kırığı 1967 Mudurnu Vadisi depreminin yüzey kırığı bahsinde değinilecektir.

26 Mayıs 1957'de (40.66–30.89) meydana gelen Abant Depremi'nin büyüklüğü $M=7.0-7.1$ 'dir (Ambraseys ve diğ., 1968; Ambraseys ve Zatopek, 1969; McKenzie, 1972). 1957 Abant depremini takiben oluşan yüzey kırığının uzunluğu ~40 km'dir (Şekil 6.4, 6.5) (Öcal, 1959; Ambraseys ve Zatopek, 1969). Güneye dışbükey olan fayın mekanizma çözümlerinde doğrultusu $K87D$ ve eğimi ise 78° güneydir (McKenzie, 1972). Haritada yüzey kırığının doğrultusu güneye dışbükey geometrisine bağlı olarak Abant-Taşkesti arasında $K80D$, Taşkesti-Dokurcun arasında $K85D$ 'dur. Yüzey kırığı hakkındaki tek rapor Öcal (1959) tarafından hazırlanmıştır. Yüzey kırığı üzerinde sağ yönlü yer değiştirme Abant yakınında 1.4 m, İğneciler'de 1.6 m, düşey yer değiştirme (kuzey blok alçalmıştır) ise 45 cm dir (Öcal, 1959; Ketin, 1969; Ambraseys ve Zatopek, 1969).

1957 Abant depremi yüzey kırığı Abant Gölü kuzeyinde Albiyen-Paleosen kumtaşı, çamurtaşı ve kireçtaşı içinde başlar Çetmi Uvalası kuzeyinde Geç Jura-Erken Kretase kireçtaşında ve Seymen Dere vadisinde Geç Kretase-Erken Eosen yaşlı

Abant Karmaşığı içinde 1967 Mudurnu Vadisi depreminin yüzey kırığının başladığı Yukarıgüney Köyüne kadar devam eder (Şekil 6.13). Abant Gölü kuzeyinde ve KKB'sında belirgin olan fayın izi (Şekil 6.16) Sarıyer Yaylası civarında örgülü bir hal alır ve ~50 m'lik bir makaslanma zonu içinde sırtlar ve depresyonlar meydana getirerek batıya doğru ilerler (Şekil 6.17). Bu makaslanma zonu içinde kalan kireçtaşları ana kaya özelliğini kaybederek breşleşmiştir. Batıya doğru yüzey kırığını yoğun bitki örtüsü nedeniyle arazide izlemek zordur. K 4497000- D 351000 koordinatlarından itibaren Seymen Dere vadisi tabanında devam eden yüzey kırığı Almacık Bloku'ndan kaynaklanan birbirine paralel akarsuları Küçük Dere, Güney Dere, Dik Dere, Sazak Dere ve Büyük Dere'yi Yukarıgüney Köyü mevkiinde sağ yönlü ötelere (Şekil 6.13 ve 6.18). 1957 Abant Depremi'nden sonra meydana gelen sarsıntıya bağlı olarak Yukarıgüney Köyü'nün 2 km kadar doğusunda yer alan heyelan tetiklenerek Seymen Dere vadisini tıkamış ve kısa süreli bir heyelan gölü oluşturmuştur (Şekil 6.19) (Öcal, 1959; Ambraseys ve Zatopek, 1969; Ambraseys, 1970).

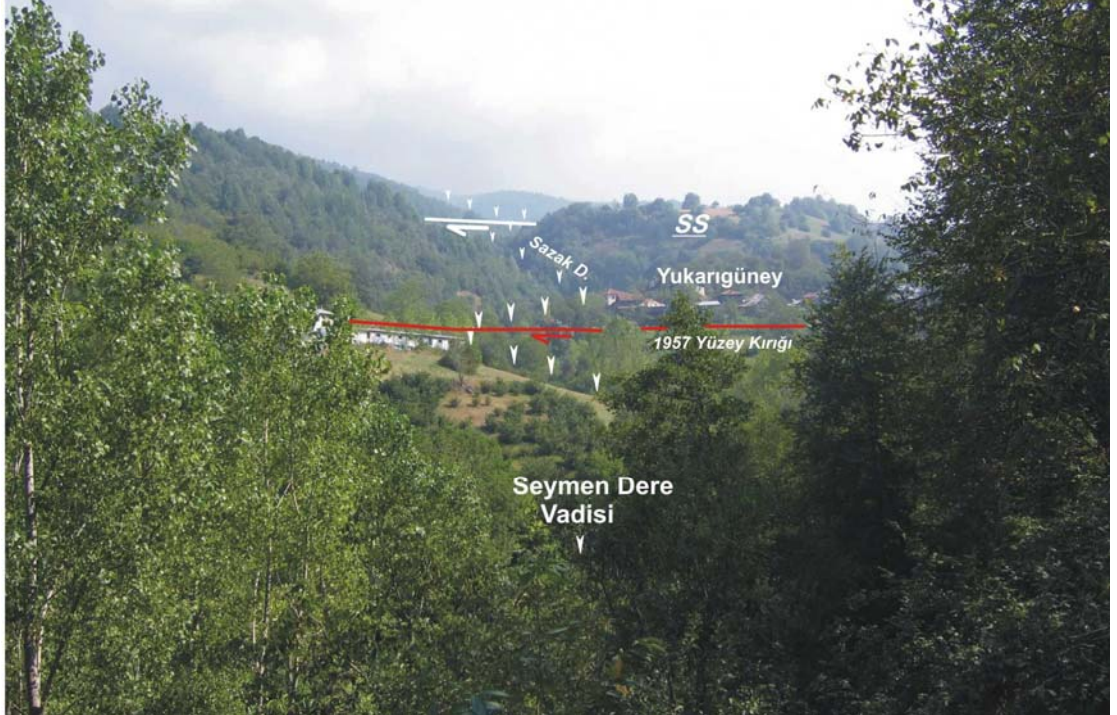


Şekil 6.16. Abant Gölü'kuzeyinde 1957 Abant Depremi'nin yüzey kırığına genel bakış (güneydoğudan).

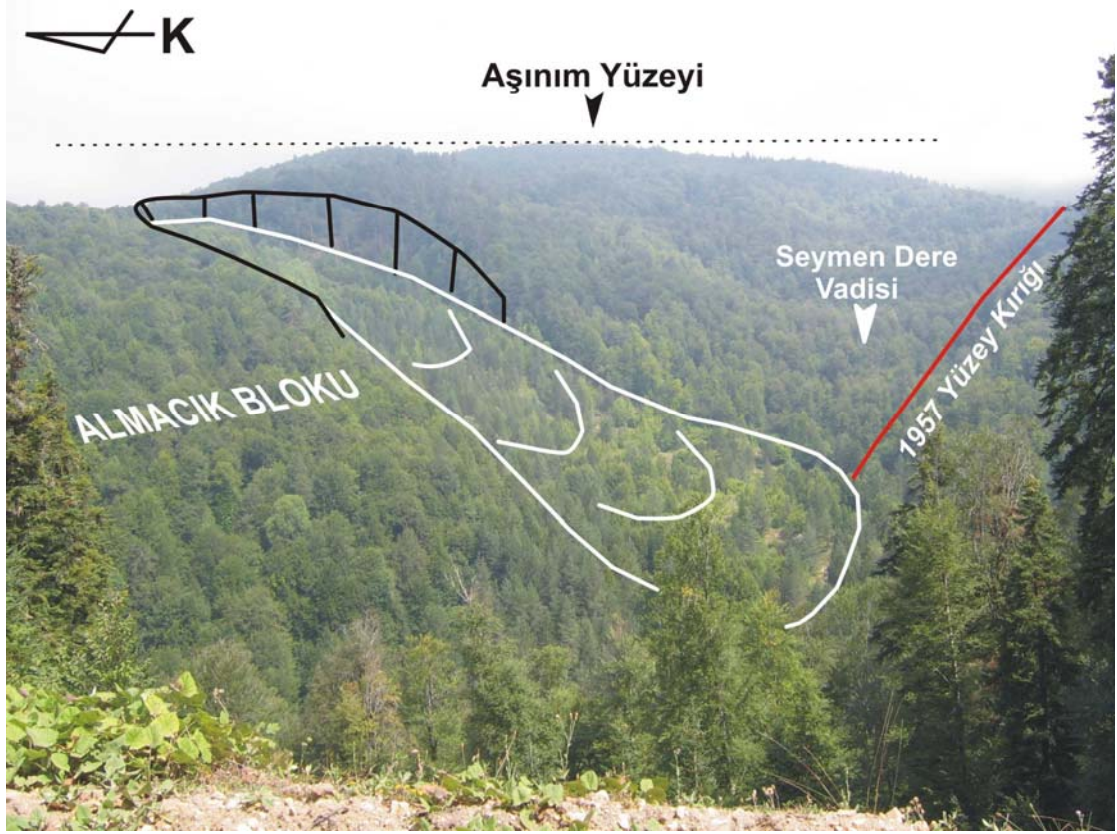
1957 ve 1967 depremlerinin yüzey kırıkları Yukarıgüney Köyü'nden itibaren çakışmaktadır (Şekil 6.20). Buradan itibaren yüzey kırığı 1967 Mudurnu Vadisi depremi yüzey kırığı olarak tanıtılacaktır.



Şekil 6.17. Abant Gölü K'inde 1957 Abant Depremi yüzey kırığı ve saç örgüsü şeklinde fay pateni (BS: Basınç Sirtı)



Şekil 6.18. Yukarıgüney Köyü'nde Sazak Dere'nin ötelenmesi (SS: Sürgü Sirtı)



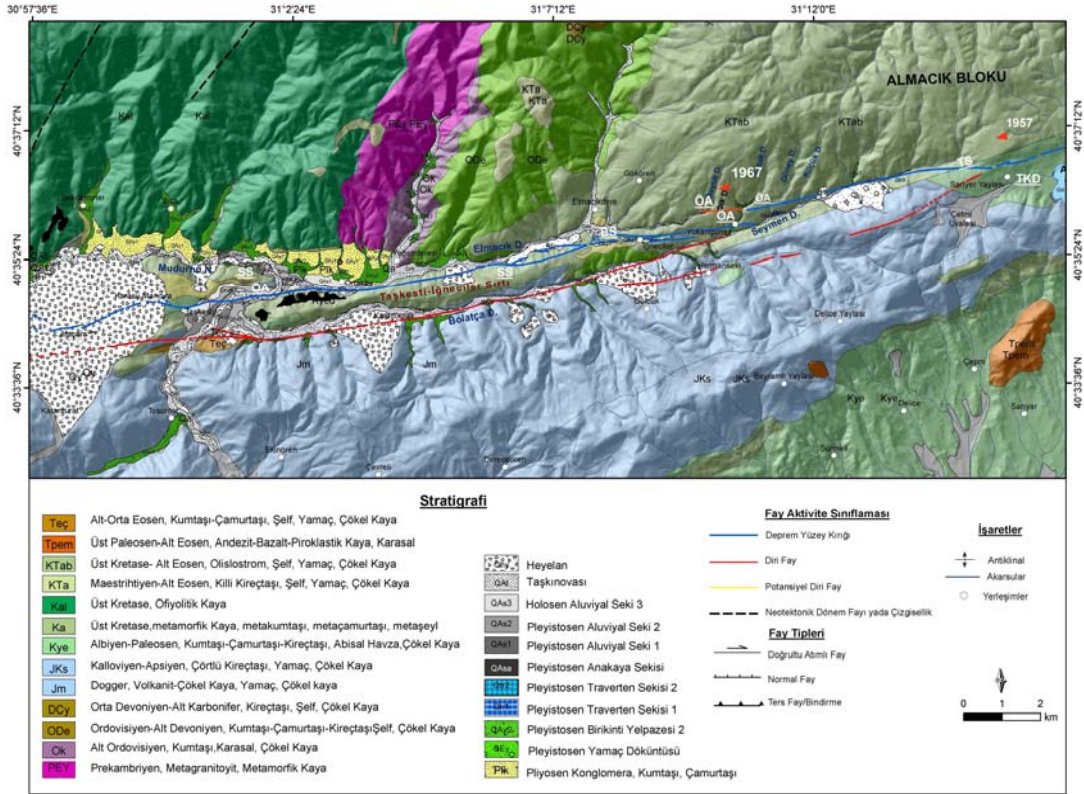
Şekil 6.19. Seymen Dere vadisinde 1957 Abant depremi ile tetiklenen heyelan ve yüzey kırığı.

6.2.2.3. 22 Temmuz 1967 Mudurnu Depremi (M:6.1) Yüzey Kırığı

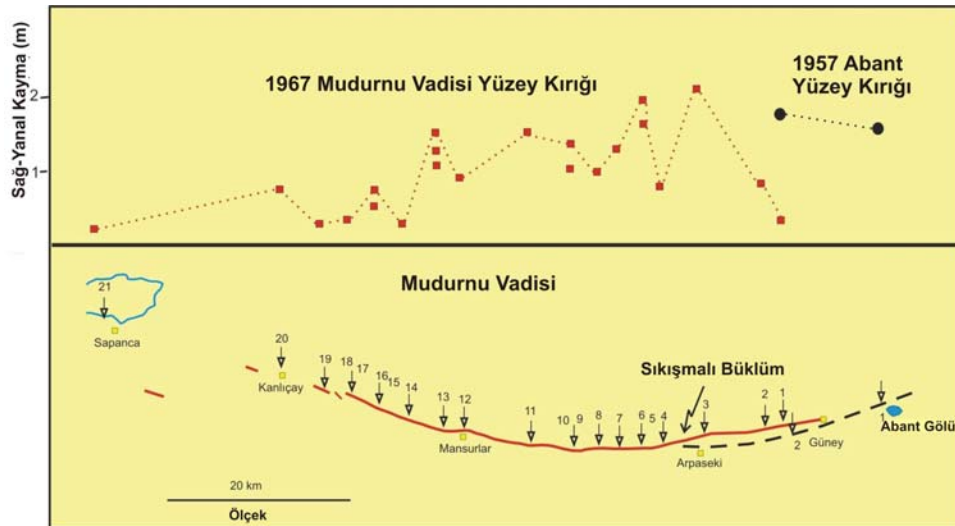
22 Temmuz 1967 (40.57 30.80)' de meydana gelen Mudurnu Vadisi depreminin büyüklüğü $M=7.0-7.1$, derinliği 4 km'dir (Ambraseys ve Zatopek, 1969; McKenzie, 1972). Ambraseys ve diğ. (1968) tarafından ayrıntılı bir şekilde haritalanan yüzey kırığı doğuda Seymen Dere vadisinde Yukarıgüney Köyü ile batıda Sapanca Gölü arasında uzanır (Şekil 6.21).

Yüzey kırığının uzunluğu 80 km, üzerinde ölçülen en yüksek yanal kayma 1.9 m (Barka, 1996), en yüksek düşey kayma (kuzey blok aşağıda) ise 1.2 m ve ortalama kayma ise 0.8 m'dir (Ambraseys ve diğ., 1968; Ambraseys ve Zatopek, 1969). Kayma miktarı kırığın ortasından itibaren doğuya ve batıya doğru giderek azalır (Şekil 6.22). Depremin ana şokunun dış merkezi yüzey kırığının ortasına yakındır (Şekil 6.14) (Barka, 1996). Fay düzleminin doğrultusu K87B'dir eğimi 88° , kayma açısı ise -178° 'dir (McKenzie, 1972). Yüzey kırığı Mudurnu Çayı vadisi içinde genel olarak vadinin güney yamacını takip eder (Şekil 6.20). Yüzey kırığının kuzeyinde kristalen kayalar ve Devoniyen yaşlı kayalar ile güneyde daha genç olan Jura ve Kretase yaşlı kayalar yer alır (Ambraseys ve Zatopek, 1969). Yüzey kırığının kuzeyinde Yukarıgüney-Yongalık arasında Geç Kretase-Erken Eosen

olistostromları, Prekambriyen metagranitoyitleri, Ordovisiyen-Erken Devoniyen, kumtaşı, çamurtaşı, kireçtaşı, Geç Kretase ofiyolitleri, Permiyen-Triyas mermerleri ve Erken-Orta Eosen piroklastikleri, andezit ve bazaltları yer alır.

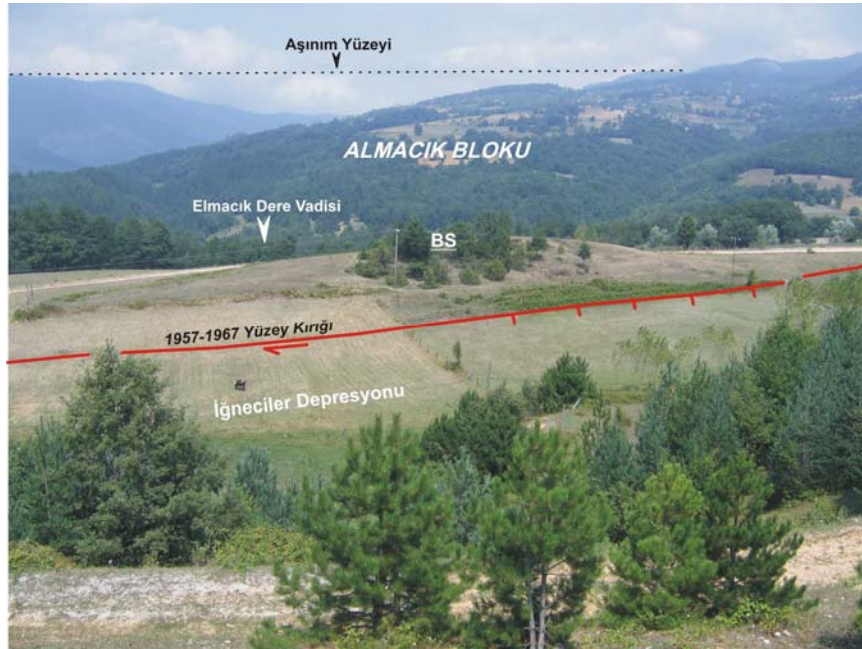


Şekil 6.20. Abant-Taşkesti arasında 1957 Abant ve 1967 Mudurnu Vadisi depremleri yüzey kırıklarının doğu kesimlerinin jeolojisi ve tektonik jeomorfolojisi (BS: Basınç Sırtı, ÖA: Ötelenmiş Akarsu, SS: Sürgü Sırtı, TKD: Tektono-Karstik Depresyon, TS: Topografik Boyun).

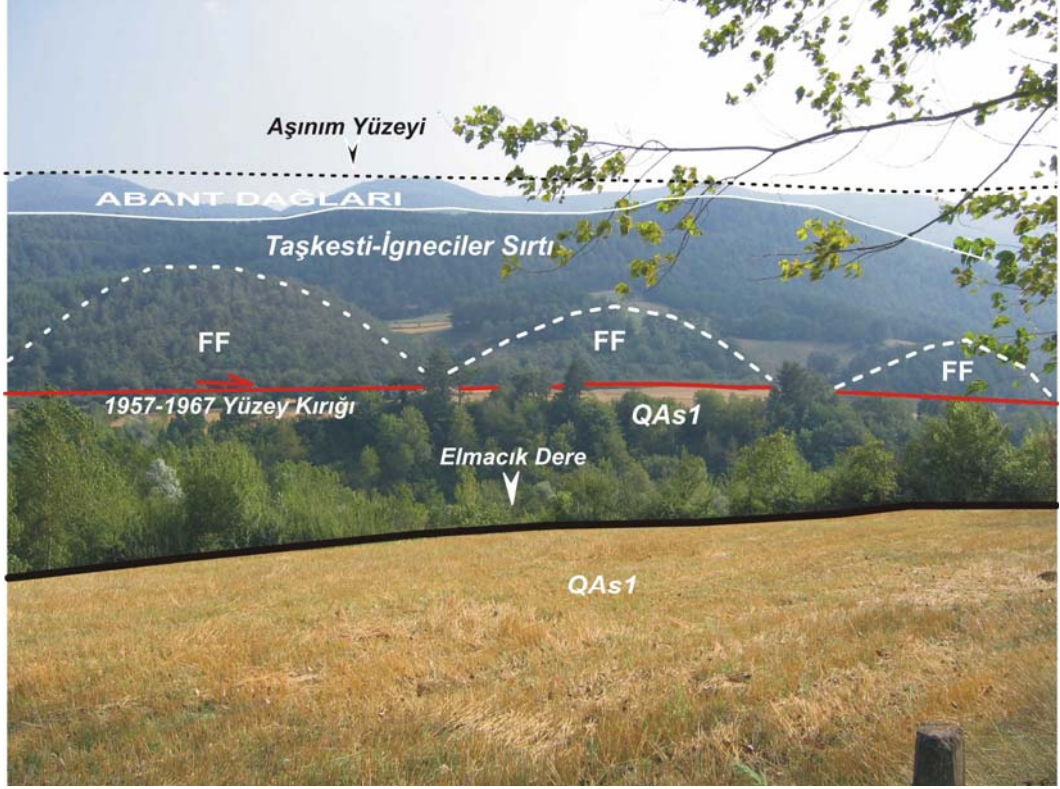


Şekil 6.21. 1957 Abant ve 1967 Mudurnu Vadisi depremleri kayma dağılımları. Siyah noktalar Öcal (1959) tarafından yapılmış ölçümleri gösterir, kırmızı noktalar Ambraseys ve diğ. (1968) ve Ambraseys ve Zatopek (1969) ölçümleri gösterir. Kesik çizgiler 1957 yüzey kırığını göstermektedir (Barka, 1996).

Güneyinde ise Geç Kretase-Erken Eosen olistostromları, Kolloviyen-Apsiyen yaşlı kireçtaşı, Geç Kretase graniti ve Erken-Orta Eosen kumtaşı ve çamurtaşları bulunur (Şekil 6.20). 1967 yüzey kırığı bu iki farklı jeoloji arasında genişliği bazı yerlerde 1 km ye varan makaslanma zonu içinde gelişmiştir. Yer yer temel ile Kuvaterner arasındaki dokanağı belirleyen yüzey kırığı aynı zamanda Kuvaterneri de kesmektedir. Yukarıgüney Köyü'nden itibaren Güney Kol Orta Kol'dan ayrılır. Bunlardan Orta Kol Yukarıgüney Köyü'nden Elmacık Dere vadisini izleyerek batıya doğru devam ederken Güney Kol Bolatça Dere vadisinin güney yamaçları boyunca batıya ilerler (Şekil 6.20). İki alt kol arasında ise bu kollara paralel Yukarıgüney-Taşkesti tektonik sırtı uzanmaktadır. Uzunluğu 12 km olan sırt Almacık Bloku'ndan kaynaklanan akarsular önünde sürgü sırtı şeklindedir (Şekil 6.20). Yüzey kırığı Yukarıgüney-Hacıköy arasında çok parçalı bir fay paternine sahiptir ve kademeli bir şekilde ilerler. Kademeli segmentler arasında sırt ve depresyonlar gelişmiştir. Bunlardan en tipik olanı İğneciler orman deposu'nda yer alan sırt ve çukurluklardır (Şekil 6.22). 1957 Abant ve 1967 Mudurnu Vadisi depremlerinin yüzey kırıkları Hacıköy'den itibaren sırtın Elmacık Dere'ye bakan yamaçlarını takip ederek Taşkestiye uzanır (Şekil 6.21) Taşkesti'nin yakın doğusunda façetaları (Şekil 6.23) oldukça belirgin olan fay burada Kuvaterner ile temel arasındaki dokanağı takip eder. Taşkesti yerleşiminin bulunduğu alan Mudurnu Çayı'nın ötelendiği bir alandır. Bu kesimde Taşkesti'nin hemen kuzeyinde yer alan Hisar Tepe bir sürgü sırtı şeklinde Mudurnu Çayı'nın önüne geçmiş ve akarsuyun kanalını akış yönünün aksine doğuya doğru saat yönünde 4 km saptırmıştır (Şekil 6.20, 6.24).



Şekil 6.22. İğneciler orman deposundan kuzeye bakış ve 1957 Abant, 1967 Mudurnu Vadisi Depremi ortak yüzey kırığı (BS: Basınç Sırtı).

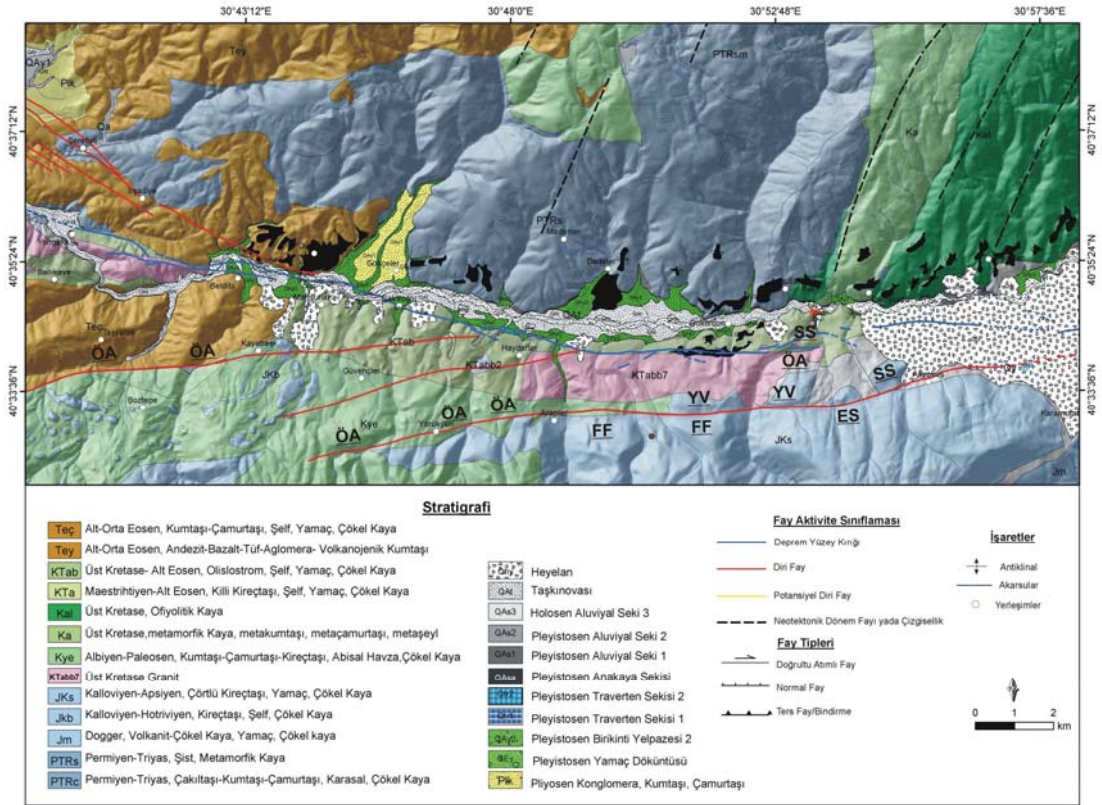


Şekil 6.23. Yeğendere güneyinde sekiler ve 1957 Abant-1967 Mudurnu Vadisi Depremi ortak yüzey kırığına bakış (FF: Fay Façetası).



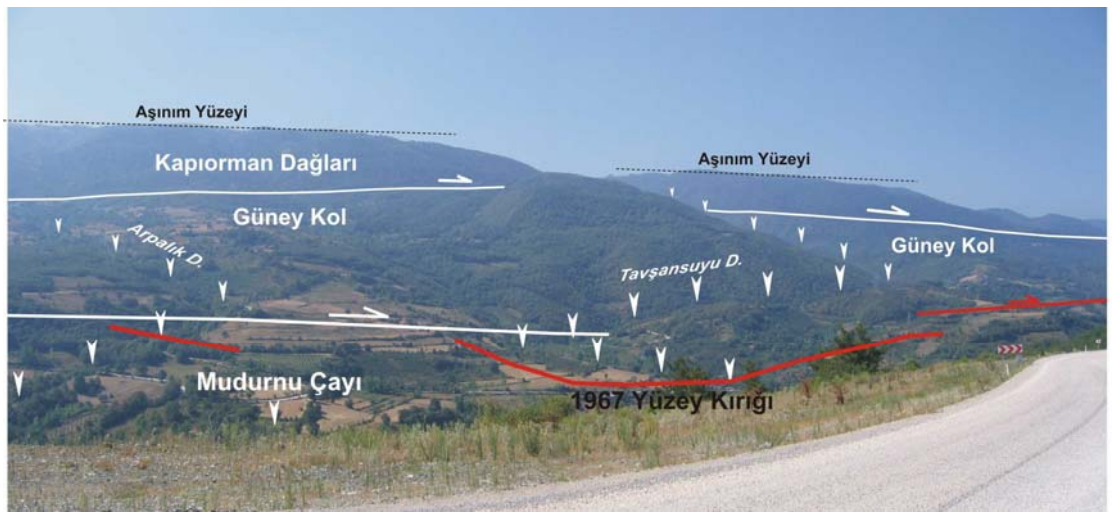
Şekil 6.24. Yukarıgüney-Taşkesti sırtına batıdan bakış. Mudurnu Çayı'nın saat yönünde ötelenmesi.

1967 Mudurnu Vadisi depremi yüzey kırığının 25 km lik doğu kısmı 1957 Abant depremi yüzey kırığı ile çakışır (Şekil 6.4, 6.5). Taşkesti'den batıya doğru fay zonu genişleyerek devam eder. Güneydeki kol büyük bir morfolojik eğim kırıklığını takip ederek devam ederken 1957 Abant ve 1967 Mudurnu Vadisi depremleri yüzey kırıkları Mudurnu Çayı'na yakın bir şekilde vadinin güney yamaçlarını takip eder (Şekil 6.25).



Şekil 6.25. Çamyurdu-Yongalık arasının jeolojisi ve tektonik jeomorfoloji haritası (ES: Eskarpment, FF: Fay Façetası, ÖA: Ötelenmiş Akarsu, SS: Sürgü Sırtı, YV: Yamaç Vadisi).

Taşkesti ile Dokurcun arasında yüzey kırıklarının fay paterni oldukça düzensiz ve parçalıdır. Burada deformasyon zonunda makaslanmış ana kaya da gerçekleşen yoğun kütle hareketleri fay morfolojisini bozmaktadır. Buradaki en belirgin tektonik jeomorfolojik unsur Tavşansuyu Dere'sini yaklaşık 1.5 km ötelenmesidir (Şekil 6.26).



Şekil 6.26. Dokurcun yakın doğusunun tektonik jeomorfolojisi ve Tavşansuyu Dere'sinin ötelenmesi.

Dokurcun'un yakın batısından itibaren fayın doğrultusu K70B olur. Çakıllı-Beyler köyleri arasında fay Kuvaterner ile temel dokanağını takip eder (Şekil 6.25). Buradan itibaren Mudurnu Vadisi'nin çıkışına kadar bir seri sola sıkışmalı büklümler şeklinde batıya ilerler. Beyler Köyü'nün yakın doğusunda yer alan sola sıkışmalı büklüm bunlardan ilkidir. Bu sıkışmalı büklümün uzunluğu 800 m, genişliği ise 375 m'dir. İkinci büklüm ise Beyler büklümünün 3 km batısında Mansurlar Köyü'ndedir. Bu büklümün uzunluğu 1125 m, genişliği ise 750 m'dir (Şekil 6.25). Bu büklümün 2.5 km batısında ise Beldibi büklümü yer alır. Burada taşkın ovasında 1967 depreminde yüzey kırığı meydana gelmiş ve buradaki sıkışmaya bağlı olarak Holosen çökellerinde (MS 40-Günümüz) 5-10 m genişliğindeki bir zonda 1 m ile 50 cm arasında değişen fleksür meydana getirmiştir (İkeda ve diğ., 1991).

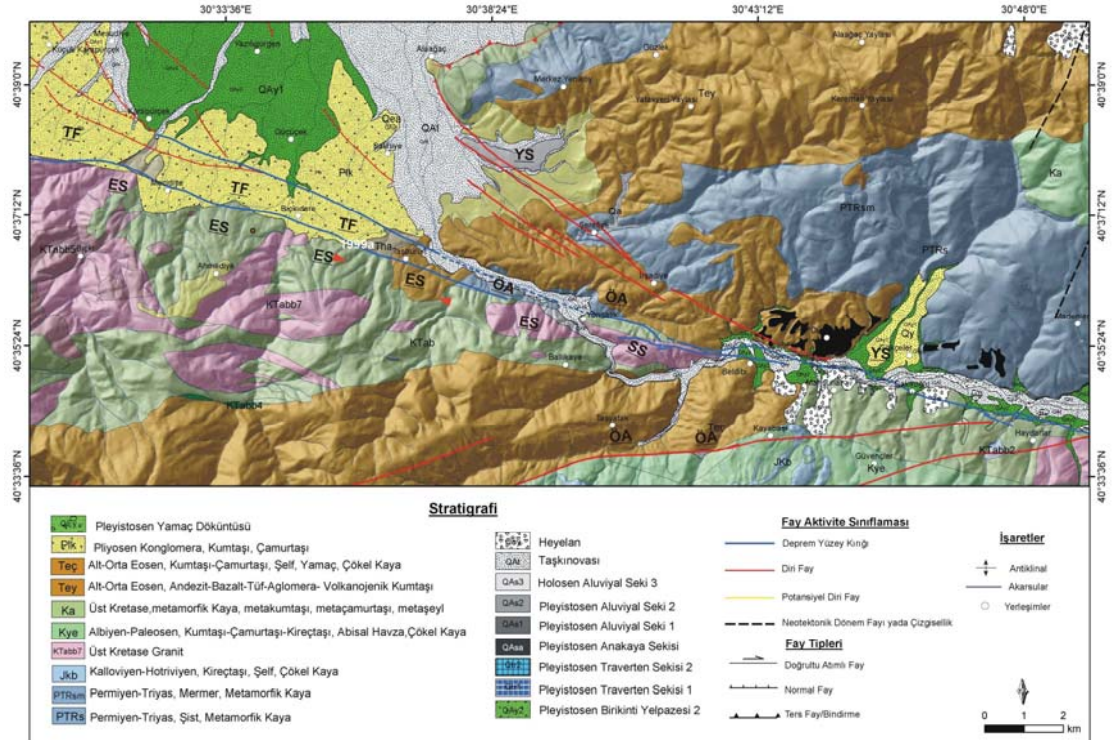
1967 Mudurnu Vadisi yüzey kırığı Yongalık Köyü'nden itibaren vadinin güney yamacında temel ile Kuvaterner çökelleri arasındaki dokanağı takip eder ve Almacık Bloku'ndan uzaklaşarak Taşburun ve Mecidiye üzerinden (Şekil 6.27) Geyve Boğazı'na kadar devam ederek Adapazarı Ovası'nın güney sınırını oluşturur (Şekil 6.4). 1967 Mudurnu Depremi yüzey kırığının Almacık Bloku'ndan uzaklaştığı bu bölümde ise Almacık Bloku'nun Yongalık-Kuzuluk arasındaki sınırını ise son yüzyılda kırılmamış aktif olarak tanımlanan doğrultu atımlı faylarla sınırlandırılmaktadır (Şekil 6.27). Özellikle Kuzuluk'ta termal kaynaklar bu fayların aktivitesini göstermektedir.

Almacık Bloku'nun güney sınırı Kuzuluk'un yakın batısında sona erer ve blokun kuzeybatı sınırına geçilir. Yüzey kırığı ise Mudurnu Vadisi'nden Adapazarı Ovası'na açıldığı kesimde büyük bir sağa genişlemeli sekme yaparak Akyazı batısında Arifiye üzerinden Sapanca Gölü'ne ulaşır ve burada son bulur (Şekil 6.14). Bu genişlemeli sekme içerisinde ise bir normal fay kümesi vardır. Bu normal fayların genel doğrultuları KB-GD ve eğim yönleri ise KD'ya doğrudur ve sağ yönlü basit makaslama sistemi içinde gelişen açılma çatlaklarına benzer bir patern sergilerler (Şekil 6.14).

6.2.3. Kuzey Kol

Kuzey Kol'un çalışma alanı içinde kalan segmentleri morfotektonik bir bütünlük arzemesi bakımından 3 alt alanda incelenmiştir. Bunlardan ilki Almacık Bloku'nun Adapazarı Ovası ile Hendek Bloku arasındaki sınırını denetleyen Karadere Fay Zonu, ikincisi Almacık Bloku'nun Düzce Ovası ile sınırını denetleyen ve 1999 yılında kırılan Düzce Fayı, üçüncü alan ise 1999 Düzce Depremi ile kırılmayan ancak

sismik tehlike arz eden ve kuzey kolun en doğu ucundaki segmentleri olan Bakacak ve Elmalık Fayları'dır (Şekil 6.5). Bloku sınırlayan fayların yanında blokun içinde haritaladığımız Uğurköy ve Değirmenüstü fayları da bu bölümde ele alınacaktır

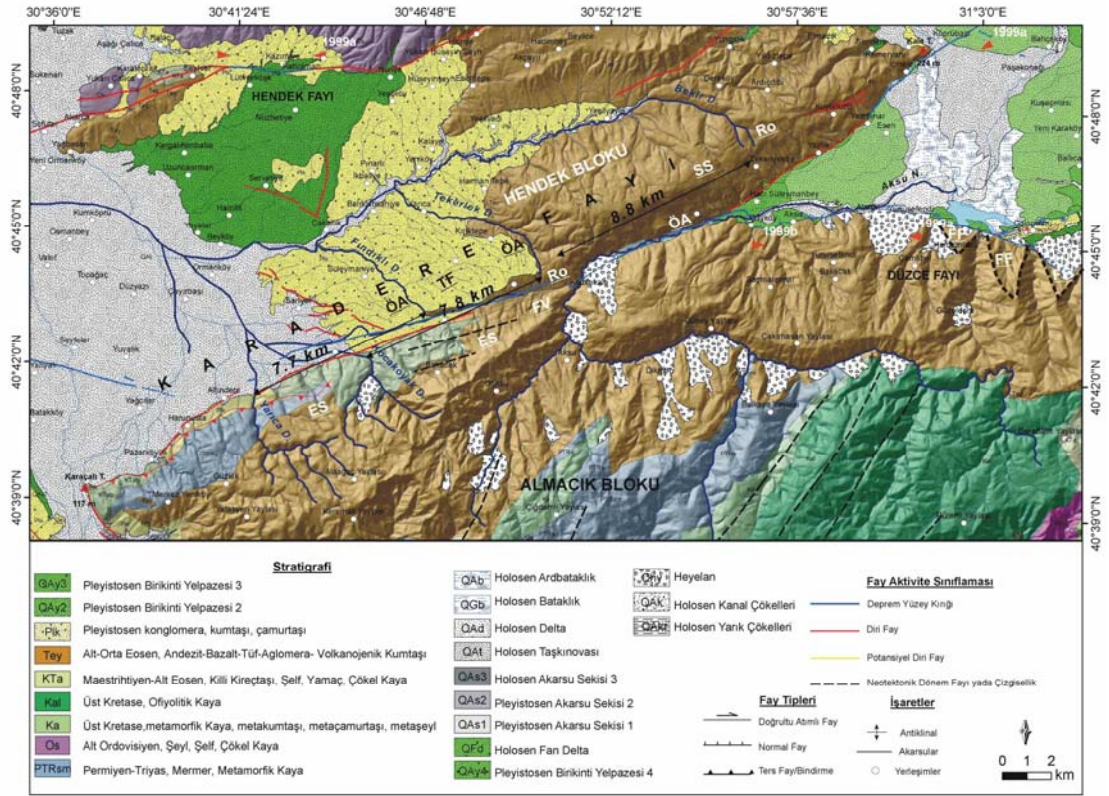


Şekil 6.27. Yoncalık-Mecidiye arasının jeolojisi ve tektonik jeomorfoloji haritası (ES: Eskarpment, ÖA: Ötelenmiş Akarsu, SS: Sürgü Sırtı, TF: Terkedilmiş Fan, YS: Yükselmiş Akarsu Sekileri).

6.2.3.1. Karadere Fay Zonu

Karadere Fay Zonu Almacık Bloku'nun en batı ucu olan Karaçalı Tepe (117 m) burnu ile Hendek Bloku'nun en doğu ucu olan Kale Tepe (224 m) burnu arasındaki bir alanı kapsar (Şekil 6.28). Almacık Bloku'nun Adapazarı Ovasına bakan yamaçları boyunca zon içindeki faylar temel ile Kuvaterner arasındaki dokanağı takip ederler ve oldukça çizgiseldirler. Temel içinde yer alan bir önceki faylara paralel faylar ise kavisli bir uzanım gösterirler ve eğim atım bileşene sahiptirler. Hasanbey Köyü'nün 2 km kuzeyinden itibaren bu faylara paralel bir şekilde 1999 İzmit Depremi yüzey kırığı çalışma alanı içinde izlenir ve yüzey kırığının en doğu segmenti olan Karadere Segmenti'ni oluşturur (Barka ve diğ., 2002). 1999 İzmit Depremi yüzey kırığı batıda İzmit Körfezi'ndeki Hersek Deltası ile doğuda Düzce Ovası arasında uzanan 180 km'lik bir yüzey kırığıdır (Şekil 6.29). Kırık üzerine ölçülen maksimum, minimum ve ortalama kayma miktarları sırasıyla, 6.5 m, 1.3 m ve 3.5 metredir (Barka ve diğ., 2000). Yüzey kırığı geometrik olarak 6 ana segmente ayrılmıştır. Karadere Segmenti Arifiye segmentinden Akyazı gevşeten sekmesi ile

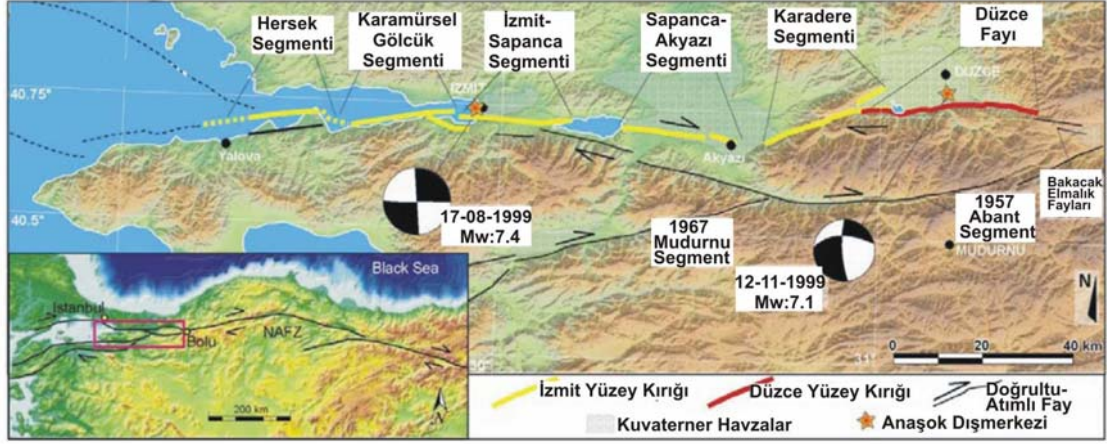
ayrılır. Fay ters bileşenli doğrultu atımlı bir faydır. Aksu Vadisi'nden (Şekil 6.30) Düzce Havzası'na girer ve Düzce Havzası'nın güney batısında yer alan fay kamasının sıkışan kesimini oluşturur. Fayın doğrultusu K58D, uzunluğu 41 km'dir (Şekil 6.28). 1999 İzmit depreminde fayın 24 km'lik kısmı kırılmıştır. Karadere Fayının eğimi 80° kuzeydir ve yaklaşık 12-13 km derinlikte GGB ya eğimli 10° lik sıyrılma (detachment) yüzeyi ile sonlanır (Seeber ve diğ., 2001). Fay üzerinde 1999 İzmit depremi sonrasında ölçülen en yüksek yer değiştirme miktarı 1.3 m'dir (Emre ve diğ., 2000; Akyüz ve diğ.,2002). Fay zonunda Devoniyen yaşlı metasedimenter ve metamorfik kayalar ile mermer, kuvarşist ve ofiyolitler içindeki Üst Kretase kireçtaşları ile onları örten Alt-Orta Eosen silisiklastik türbiditler, kumtaşı, siltaşı ve kilaşları bulunur (Şekil 5.4, 6.28) (Tüysüz ve diğ., 2004). Fayın toplam yer değiştirme miktarı hakkında bilgi verecek herhangi bir jeolojik veri yoktur.



Şekil 6.28. Karadere Fay Zonu'nun jeoloji haritası ve tektonik jeomorfolojisi (ES: Eskarpment, FF: Fay Façetası, FV: Fay Vadisi, ÖA: Ötelenmiş Akarsu, Ro: Rüzgar Oluğu, SS: Sürgü Sırtı, TF: Terkedilmiş Fan).

Ancak jeomorfolojik olarak Hendek Bloku üzerindeki 3 akarsu sistemi ile Almacık Bloku üzerinde yer alan 3 akarsu sistemini dengeştirmek mümkündür. Hendek Bloku üzerinde yer alan Yarıca, Tekerlek ve Bekirdere vadileri Almacık Bloku üzerinde yer alan Kocakoyak, Fındıklı dereleri ve Aksu ile dengeşmektedir (Şekil 6.28). Yarıca-

Kocakoyak ve Tekerlek-Fındıklı dereleri arasındaki mesafe sırasıyla, 7.7 ve 7.8 km'dir.



Şekil 6.29. Doğu Marmara'nın diri fayları ve 17-08-1999 İzmit Depremi yüzey kırığının segmentleri (Akyüz ve diğ. 2002'den yararlanılarak, Pucci, 2007'den).



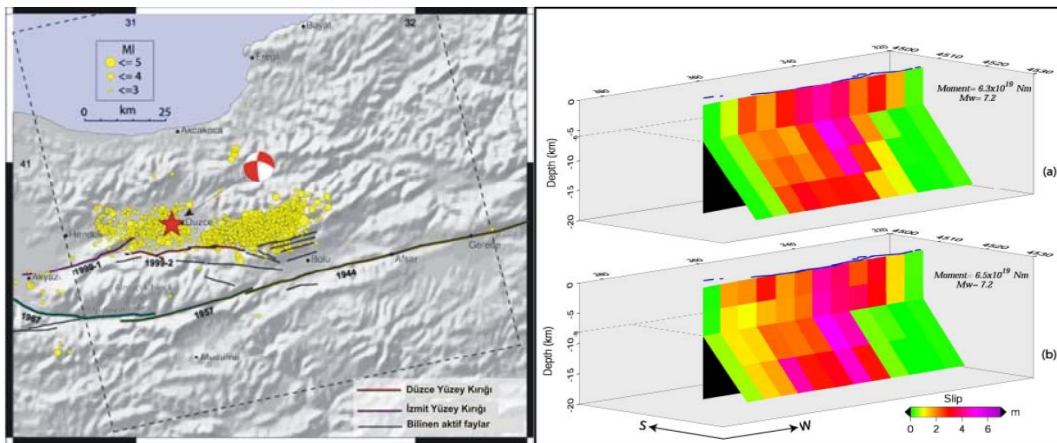
Şekil 6.30. Aksu Vadisi'nde Karadere Segmenti'nin uzanışı.

Hendek Bloku'nun Düzce Ovası'na giren bölümü ise 9 km'dir. Dolayısıyla bu jeomorfik özellikleri kullanarak Karadere Fayı'nın toplam atımı için 8 ± 1 km önerilmektedir (Şekil 6.28). Karadere Fayı'nın tektonik jeomorfolojisi duvar şekilli dik yamaçlar, su bölümü üzerinde rüzgar olukları (wind-gap), fay vadileri (Şekil 6.30), topoğrafik oluklar ve Karadere Fayı'nın Düzce Havzasına bakan

yamaçlarında konik aluviyal yelpaze oluşumlarıdır. Fayın Düzce Havzası'na giren doğu parçası 1999 İzmit depreminde kısmi kırılmaya uğramıştır, ancak fayın buradaki dağ önü eğriliği fay aktivitesinin yüksek olduğunu gösteren 1.2 gibi yüksek bir değerdir.

6.2.3.2. Düzce Fayı; 12 Kasım 1999 Düzce Depremi (M:6.3) Yüzey Kırığı

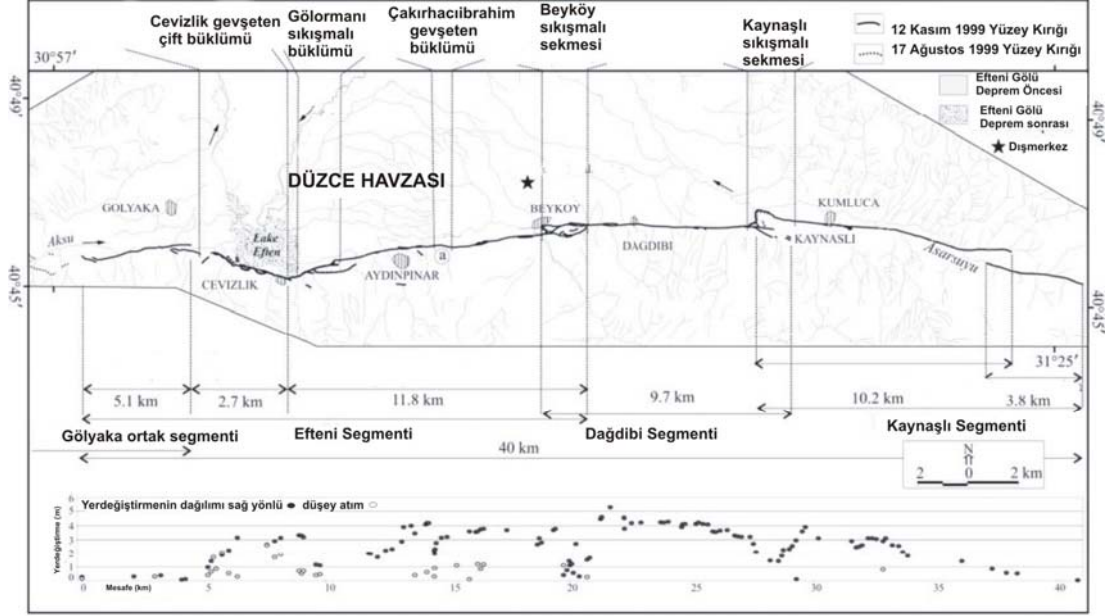
12 Kasım 1999'da meydana gelen Düzce depremi ile kırılan Düzce Fayı Kuzey Anadolu Fay Sisteminin kuzey kolu içinde yer alan sağ yönlü doğrultu atımlı bir faydır. Gölyaka güneyi ile Kaynaşlı doğusuna kadar izlenen fayın kuzeye eğimli dışbükey bir geometri içindeki genel doğrultusu D-B, uzunluğu ise yaklaşık 40 km'dir (Şekil 6.4, 6.5). Büyüklüğü Mw:7.2 olan depremin odak derinliği 14 km dir ve ana şok ve artçı şokların dış merkezi Düzce Ovası içinde Beyköy basınç sırtının 8 km kadar kuzeyinde yer alır (Şekil 6.31a). Düzce depreminin fay mekanizması çözümlerinde fay düzleminin kuzeye doğru 53 ile 73 derece arasında değişen bir eğime sahip olduğu ileri sürülmüştür (Şekil 6.31a,b) (Bürgman ve diğ., 2002, Çakır ve diğ., 2003). 12 Kasım 1999 depremi (Mw:7.2) ile çok dar bir zonda (2.5-50 m) oluşan yüzey kırığında ortalama yanal kayma 3 m, en yüksek yanal kayma 5 ± 0.3 m, en yüksek düşey kayma ise 3.7 m dir (Emre ve diğ., 2000; Akyüz ve diğ., 2002; Aydın ve Kalafat, 2002; Hartleb ve diğ., 2002). Düzce Fayı, doğuda genişlemeli sekme ile Bakacak ve Elmalık faylarından ayrılır, batıda ise Gölyaka Segmenti ile 1999 İzmit depremi yüzey kırığının Karadere Segmenti'nden ayrılır (Şekil 6.5).



Şekil 6.31.a) Düzce Depremi'nin ana ve artçı şokları ve odak mekanizması çözümleri b) Düzce depreminin fay düzlemi (Çakır ve diğ., 2002).

Düzce Fayı, yüzey kırığındaki kayma dağılımı ve geometrik özelliklerine göre 4 segmente ayrılmıştır. Bu segmentler batıdan itibaren, Gölyaka, Efteni, Beyköy ve

Kaynaşlı segmentleridir (Şekil 6.32) (Duman ve diğ., 2005). Gölyaka Segmenti transtansiyonal, Efteni segmenti transpresyonal ve doğudaki Beyköy ve Kaynaşlı segmentleri ise tipik doğrultu atım deformasyonu gösteren segmentlerdir.

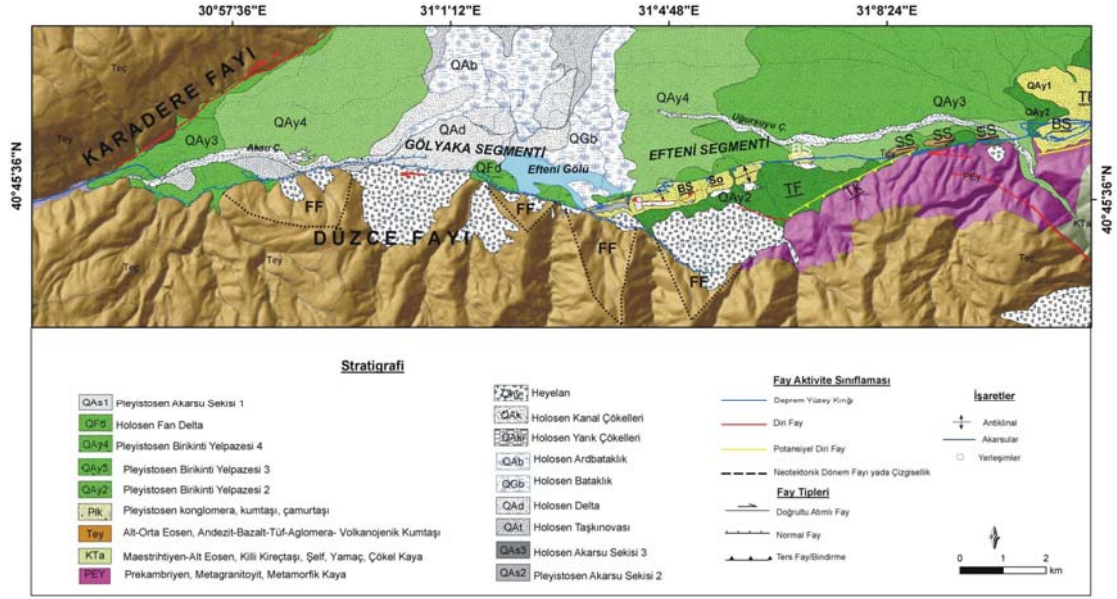


Şekil 6.32. 1999 Düzce Depremi kayma dağılımı ve segmentasyonu (Duman ve diğ., 2005)

Gölyaka Segmenti, Aksu Köyü ile Cevizlik Mahallesi doğusu arasında yer alır (Şekil 6.33). Fay burada Erken-Orta Eosen yaşlı volkanik temel kaya ile Kuvaterner dokanağını takip ederek yer yer birikinti yelpazesi ve taşkın ovası çökellerini de keser. İki parça halindeki bu segmentin toplam uzunluğu 6.7 km dir. Segmentin Cevizlik Köyü'ne kadar olan bölümü 1999 İzmit Depremi'nde de kırılmış ara/ortak bir segmenttir (Şekil 6.32). İzmit ve Düzce depremlerinin her ikisi de bu segment üzerinde sonlanmaktadır. Bu özelliği ile bu segment iki yüzey kırığı arasında bir sınır rolü oynamaktadır.

Karadere Segmentinde ölçülen en yüksek 1.5 m, ortalamada ise 1 m olan yanal kayma miktarı burada en yüksek 0.5 m \pm 10/20 cm olarak Taşlık Köyü yakınındadır ve doğuya doğru gittikçe Cevizlik Köyü yakınında 5 cm'e kadar düşer (Emre ve diğ., 2000; Akyüz ve diğ., 2002; Hartlep ve diğ.,2002; Aydın ve Kalafat 2002). Düzce depreminde de aynı segment üzerinde yüzey kırığı meydana gelmiştir. Yüzey kırığı üzerinde kayma miktarı batıya doğru gittikçe azalmaktadır. Gölyaka Segmentinin Aksu-Hacıyakup köyleri arasındaki parçasında ölçülen yanal yer değiştirme miktarı 10-20 cm'yi geçmez ve çoğu yerde yüzey kırığı üzerinde çok az ya da herhangi bir

yer değiştirme olmayan yzey çatlakları şeklinde görülür (Emre ve diğ., 2000; Akyüz ve diğ., 2002; Hartleb ve diğ., 2002).



şekil 6.33. Gölyaka Segmenti'nin jeoloji haritası ve tektonik jeomorfolojisi (BS: Basınç Sırtı, So: Su Oluğu, FF: Fay Façetası, SS: Sürgü Sırtı, TF: Terkedilmiş Fan, Tk: Terkedilmiş Fay Kolu).

Hacıyakup Köyü'nden itibaren doğuya doğru yer değiştirme miktarı artar. Hamamyanı Köyü ile Değirmen Mahallesi arasında 1,4 m ile 3.12 m arasında değişen sağ yönlü kayma ve 0.3 m ile 3.7 m (şekil 6.34) arasında değişen ve tüm yzey kırık boyunca görülen en yüksek düşey kayma miktarı burada görülmektedir. (Emre ve diğ., 2000; Akyüz ve diğ., 2002; Hartleb ve diğ., 2002; Aydın ve Kalafat, 2002). Fay bu kesimde transtansiyonal bir karakter kazanır (kuzey aşağıda) verev (oblik) hareketi ile Efteni Gölü'nün gelişmesine imkan sağlar (şekil 6.35).



şekil 6.34. Hamamyanı Köyü'nde 1999 Düzce Depremi sırasında gelişmiş en büyük eğim atım (3.7m) (Tamer Duman'ın izni ile)



Şekil 6.35. Gölyaka Segmenti, Hamamyani-Değirmen Mah. yolu üzerinde gelişmiş oblik atımlı faylanma (Tamer Duman'ın izni ile).

Gölyaka Segmenti uzunluk ve doğrultuları birbirinden farklı iki parçadan oluşur. Batıda Aksu-Hacıyakup köyleri arasındaki parçasının uzunluğu 7.1 km, doğrultusu K78D'dur. Hacıyakup Köyü ile doğuda Değirmen Mahallesi arasında ise segmentin uzunluğu 2.75 km olup doğrultusu K73B'dir (Şekil 6.33). Bu parça Efteni Segmenti ile Gölyaka Segmenti'nin batı parçası arasında 2.75 km uzunluğunda ve 1,8 km genişliğinde bir büklüm oluşturur. Büklümün Gölyaka Segmenti'nin Aksu-Hacıyakup köyleri arasındaki parçası ve Efteni Segmenti arasındaki büklüm açısı sırasıyla 151° ve 158° 'dir. İzmit depremi sırasında burada gelişen yüzey kırıkları daha çok birbirinden bağımsız yüzey çatlakları şeklinde iken Düzce depremi ile gelişen yüzey kırığı bu segment üzerinde devamlı sağa sıçrayan bir çok ufak segmentten oluşur. Bu her bir açılmalı sekmede doğudaki segment parçaları kuzeye ve kuzeydoğuya doğru harekete geçer ve normal fay özelliği gösterir. Yüzey kırığı üzerinde ölçülen en yüksek düşey kayma miktarı olan 3.7 m Hamamyani doğusundaki böyle bir yapı üzerinde gelişmiştir (Şekil 6.34). Efteni Segmenti'nin, Gölyaka Segmenti'nin bu parçası ile olan ilişkisi buradaki transtansiyonal deformasyon ile uyumludur (Şekil 6.35). Efteni Segmenti'nin batı ucunda yanal yer değiştirme miktarı 3.25 m iken düşey yer değiştirme miktarı 1 m civarındadır.

Düzce Fayı'nın bu kesiminde dağ önünde üçgen yüzeyler oldukça belirgindir (Şekil 6.33, 6.36). Bu yüzeylerin önünde gelişen birikinti yelpazeleri fay tarafından deforme edilmiştir. Bunlardan Hamamyani ve Cevizlik birikinti yelpazelerinde ve gerisindeki

ana kayalar üzerinde düşey kaymaya bağlı olarak seki sistemleri oluşmuştur. Cevizlik seki sistemi 3 basamaklıdır (Şekil 6.33).



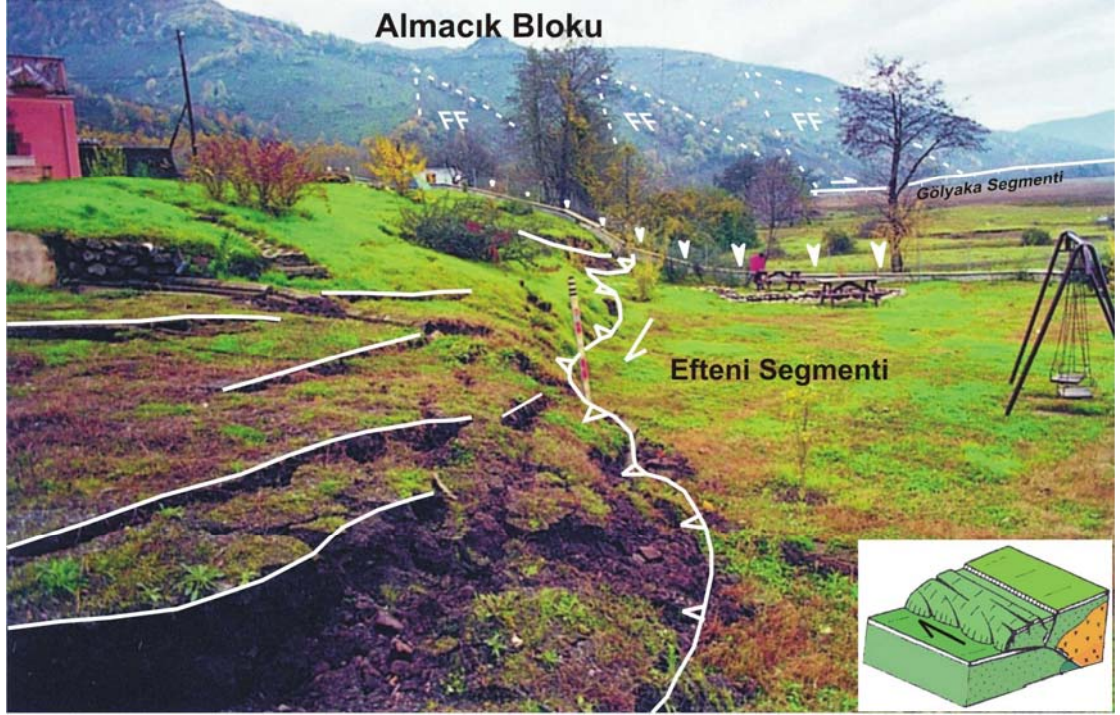
Şekil 6.36. Gölyaka Segmenti üzerinde gelişmiş fay façetaları (FF) (bakış Değirmen Mah.'den batıya) (Tamer Duman'ın izni ile).

Efteni Segmenti, doğuda Beyköy sıkışmalı büklümü ile, batıda ise Gölyaka gevşeten büklümü ile sınırlanır (Şekil 6.33). Segment kısmen Alt-Orta Eosen yaşlı volkanik temel kaya ve Prekambriyen yaşlı Dirgine granitoidlerinin Kuvaterner dokanağını takip eder. Kuvaterner içinde birikinti yelpazesini (Qay1) ile daha genç çökelleri birbirinden ayırır (Şekil 6.33). Segment yer yer volkanitleri de kesmektedir. Segmentin uzunluğu 12 km'dir. Fayın buradaki geometrisi 2 parçaya ayrılabilir. Beyköy ile batısındaki Çakırhacıbrahim Köyü arasında (doğu parçası) fayın doğrultusu D-B'dir. Bu doğrultu Çakırhacıbrahim Köyü'ndeki gevşeten büklümden sonra güneybatıya doğru yön değiştirerek Değirmen Mahallesi'ne kadar (batı parçası) K80D doğrultusunda devam eder. Segment boyunca ölçülen en yüksek yanal kayma 3.3 m, düşey kayma ise ~1 m'dir (Şekil 6.32) (Emre ve diğ., 2000, Akyüz, ve diğ., 2002, Aydın ve Kalafat, 2002., Duman ve diğ., 2005).

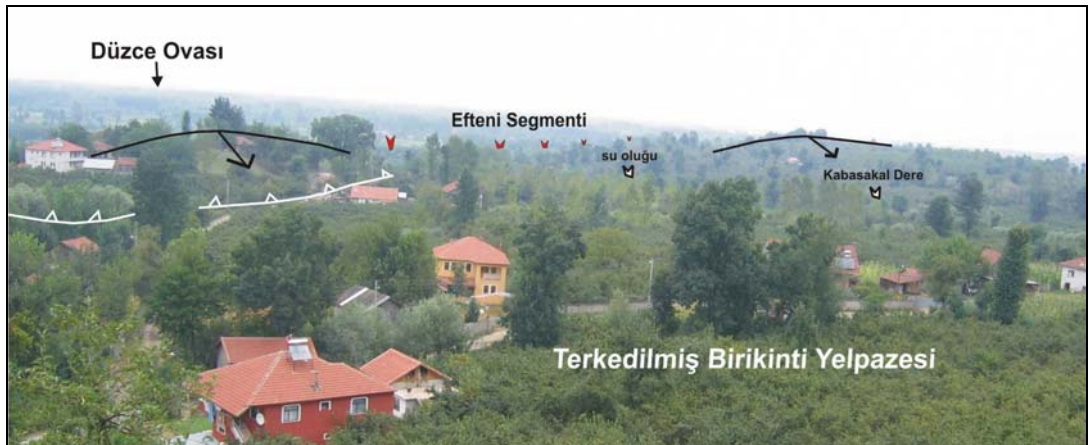
Birbirinden Çakırhacıbrahim açılmalı büklümü ile ayrılan bu parçalardan batı parçasında transpressif, doğu parçasında tipik doğrultu atımlı deformasyon izlenir. Batı parçasında yer alan transpressif deformasyonu meydana getiren sola sıkışmalı büklümlerin en belirgin olanları Gölormanı Köyü civarında yer alır (Şekil 6.37).

Gölormanı sola sıkışmalı büklümünün uzunluğu ~2 km, genişliği ise ~0.5 km'dir. Yüzey kırığı burada 0.5 km'lik bir zona yayılmıştır. En güneyde yer alan 2 km'lik yarı paralel ikincil olarak gelişen yüzey kırığı üzerinde fayın ters veya bindirme bileşenine bağlı olarak iki kol arasında bir yükselim meydana gelmiştir. Bu yükselimin miktarı doğudan batıya doğru artarak devam eder. Burada fayın ters fay bileşenine bağlı olarak 0.4-1 m arasında düşey kayma tespit edilmiştir (Aydın ve Kalafat, 2002; Duman ve diğ., 2005). Bu bend içinde gelişen başka bir sıkışmalı sekme yapısı da vardır. Gölormanı köyünün kuzeyinde gelişen bu sola sıkışmalı sekme yapısının uzunluğu 475 m, genişliği ise 250 m dir. Aydınpınar sola sıkışmalı büklümünün uzunluğu 2.5 km, genişliği 0.65 km'dir. Tek bir kol halinde ilerleyen fayın buradaki transpressif deformasyonuna bağlı olarak Aydınpınar Köyü batısında yer alan Cumaköy Tepe mevkiisinde bir basınç sırtı oluşmuştur (Şekil 6.33). Buradaki sıkışmaya bağlı olarak yükselen Cumaköy Tepesi buradaki birikinti yelpazesi çökellerinden oluşur. Tepe güneye doğru tiltlenmiş ve yelpaze üzerinde bir su oluşu gelişmesine neden olmuştur (Şekil 6.38). Çakırhacıbrahim sağa açılmalı büklümünün uzunluğu 1.5 km olan büklüm içinde depremden hemen sonra 0.17 km genişliğinde bir graben oluşmuştur (Duman ve diğ., 2005). Güney blok aşağıda düşey kayma miktarı ise 1.1 m dir.

Çakırhacıbrahim ile Beyköy arasında fayın tipik doğrultu atım özelliğine bağlı olarak birbirlerinden topoğrafik boyunlar ile ayrılan ve arkalarında Kuvaterner çökellerinin biriktiği ve akarsuların yönlerinin saptığı ve ötelendikleri 3 adet sürgü sırtı oluşmuştur (Şekil 6.39). Aktif fay burada volkanik temel kayaları da kesmektedir. Bu sürgü sırtlara bağlı olarak akarsularda meydana gelen en büyük ötelenme ~100 m dir. Düzce Ovası'na sularını boşaltan büyük akarsulardan biri olan Uğursuyu Nehri'nin yatağı da $3,3 \pm 0.1$ m ötelenmeye uğramıştır (Hartlep ve diğ., 2002).

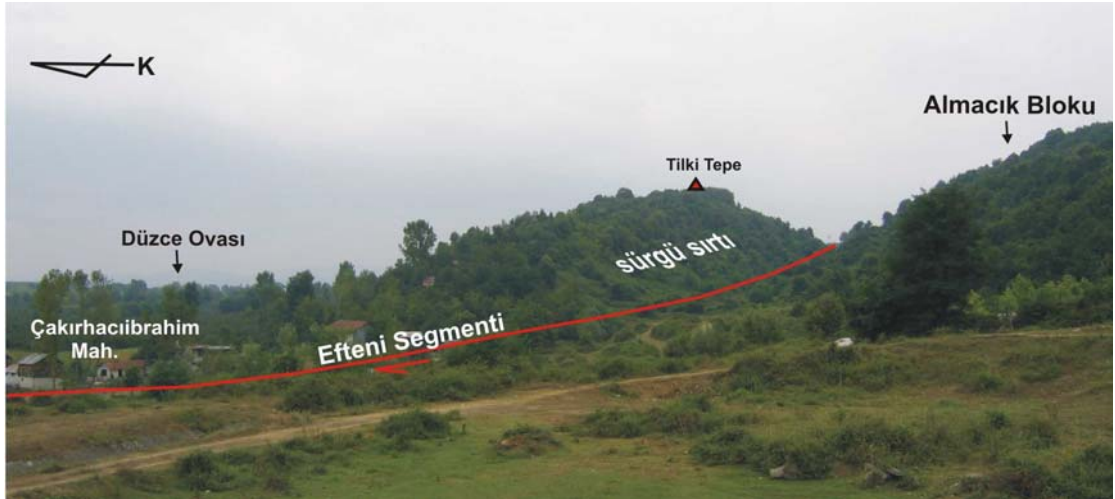


Şekil 6.37. Gölormanı Orman Evi yakınında Düzce Depremi yüzey kırığında gelişen transpresif yapılar (Tamer Duman'ın izni ile). İnce beyaz çizgiler tavan bloğu üzerinde gelişmiş oblik tansiyonel çatlakları göstermektedir. Beyaz oklar ötelenmiş ve yükselmiş beton bahçe duvarını gösterir. FF: Fay Façetası. Sağ altta 1988 Ms:7.9 Spitak Depreminde (Ermenistan) gelişmiş sağ yönlü basınç sırtı örneği yer almaktadır (Philip ve diğ., 1992'den).



Şekil 6.38. Efteni Segmenti üzerinde Aydınpinar Köyü'nde deforme olmuş birikinti yelpazeleri ve su oluğu (watergap).

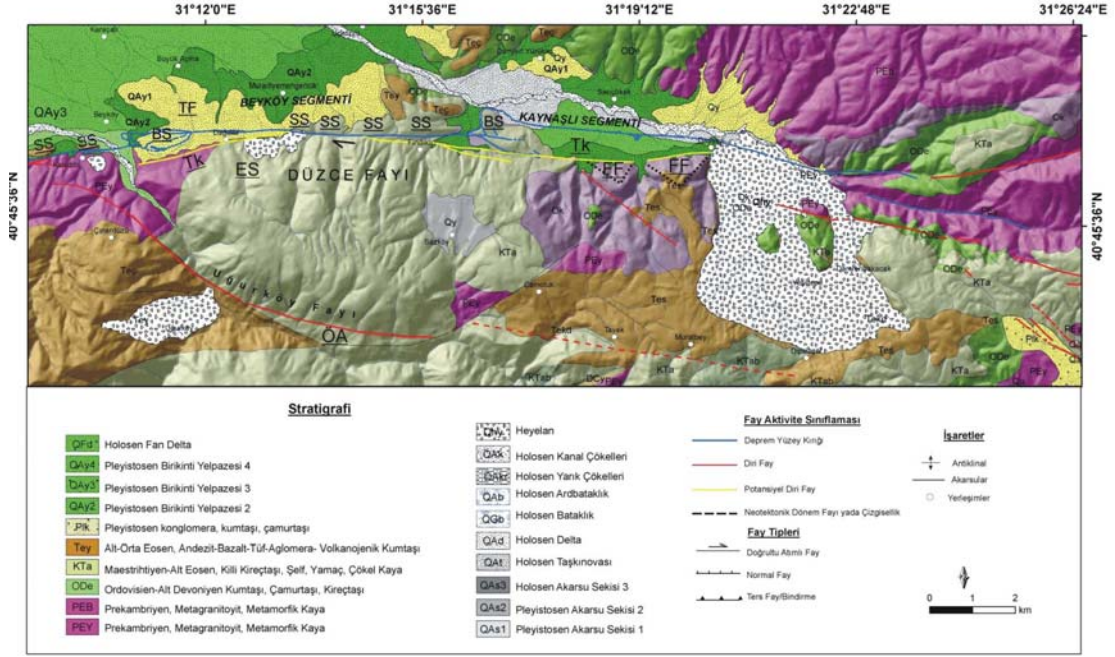
Fay buradan itibaren doğuya doğru ~2 km dağ önünü takip eder ve Beyköy Segmenti ile Beyköy basınç sırtını oluşturur. Efteni Segmenti Almıcık Bloku'nun dağ önünde yer almaz. Onun yerine terkedilmiş bir birikinti yelpazesinin kuzey sınırını belirler (Şekil 6.33). Fayın eski kolu güneyde anakaya ile Kuvaterner dokanağını denetler. Düzce Fayı'nın bu segmentinde fay yapısal olarak kuzeye doğru göç etmektedir.



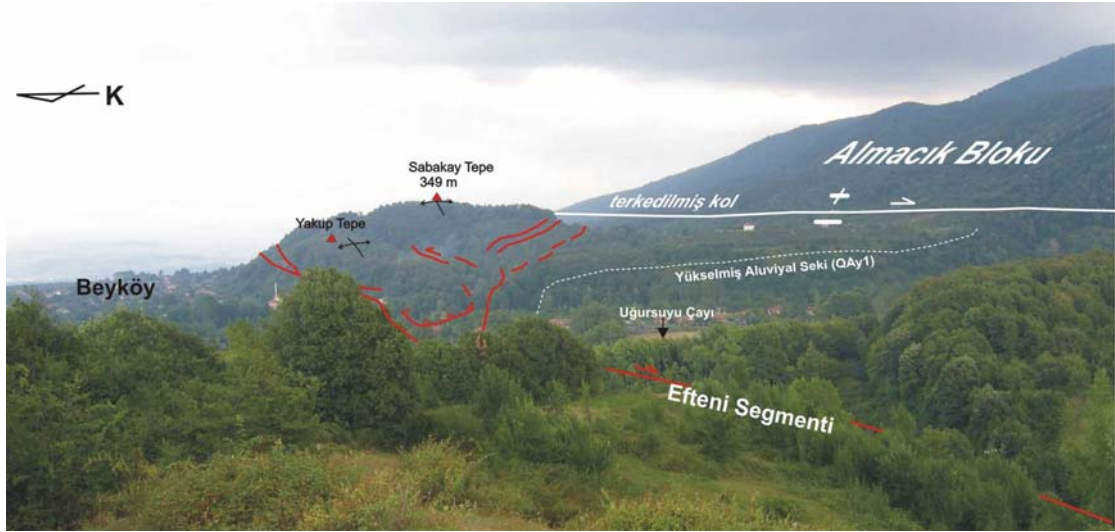
Şekil 6.39. Çakırhacıbrahim Mah.'de Efteni Segmenti üzerinde gelişmiş bir sürgü sırtı.

Beyköy Segmenti, Beyköy basınç sırtı ile doğuda Şimşir Mahallesi'nde yer alan Kaynaşlı basınç sırtı arasında uzanır (Şekil 6.42). Uzunluğu 9,5 km olan segmentin doğrultusu D-B'dir. Prekambriyen yaşlı Dirgine granitoidleri ile Kuvaterner sınırını takip eden fay Eskimengencik köyü güneyinde Eosen yaşlı killi kireçtaşı birimlerini keserek doğuya doğru devam eder. Segment üzerinde ölçülen en yüksek yanal kayma aynı zamanda tüm Düzce Fayı'nda ölçülen en yüksek kayma miktarı olan $5, \pm 0.3$ m (Dağdibi) ve düşey kayma miktarı ise 1.1 m'dir (Emre ve diğ., 2000; Akyüz, ve diğ., 2002; Aydın ve Kalafat, 2002; Duman ve diğ., 2005).

Segmentin batı sınırını oluşturan Beyköy basınç sırtı sola sıkışmalı büklümü Düzce Fayı tarafından oluşturulmuş en belirgin aktif tektonik morfolojik ünitesidir (Şekil 6.42, 6.43). Büklümün uzunluğu 1.875 km, genişliği 750 m ve çevresindeki Kuvaterner topoğrafyasından yükseklik farkı 100-150 m arasında değişmektedir. 500 m lik zon içinde kademeli (en echelon) ve sırtın saat yönündeki rotasyonunu gösteren sol yönlü faylar dikkati çekmektedir. Sol yönlü doğrultu atımlı faylar üzerinde 0.18-0.5 m arasında yer değiştirme miktarı ölçülmüştür (Emre ve diğ., 2000; Duman ve diğ., 2005).



Şekil 6.40. Beyköy ve Kaynaşlı segmentlerinin jeoloji haritası ve tektonik jeomorfolojisi (BS: Basınç Sırtı, So: ES: Eskarpment, FF: Fay Façetesi, ÖA: Ötelenmiş Akarsu, Su Oluğu, TF: Terkedilmiş Fan, Tk: Terkedilmiş kol, SS: Sürgü Sırtı)



Şekil 6.41. Beyköy basınç sırtına batıdan bakış.

Beyköy basınç sırtı morfolojik ve yapısal olarak iki evreli bir gelişim arz eder (Şekil 6.41). İlk evre basınç sırtının doğusunda yer alan yüksek rölyefi oluşturan evredir. Bu mercek şekilli yüksek rölyef tamamen doğrultu atımlı faylarla sınırlanmıştır ve batısındaki Yakup Tepe önündeki doğrultu atımlı fay ile ikinci evrede oluşan alçak rölyeften ayrılır. Üzerinde blok içi deformasyonu gösteren irili ufaklı faylar mevcuttur. Alçak rölyef ise batısında yer alan ters faylar ile karakterize edilir. Bu ters faylar birbirleri ile sol yönlü doğrultu atımlı faylar ile ayrılırlar. 1974 yılına ait 1/10000 ölçekli hava fotoğraflarında Düzce depreminden önce de yüzey kırığının buradaki yelpaze

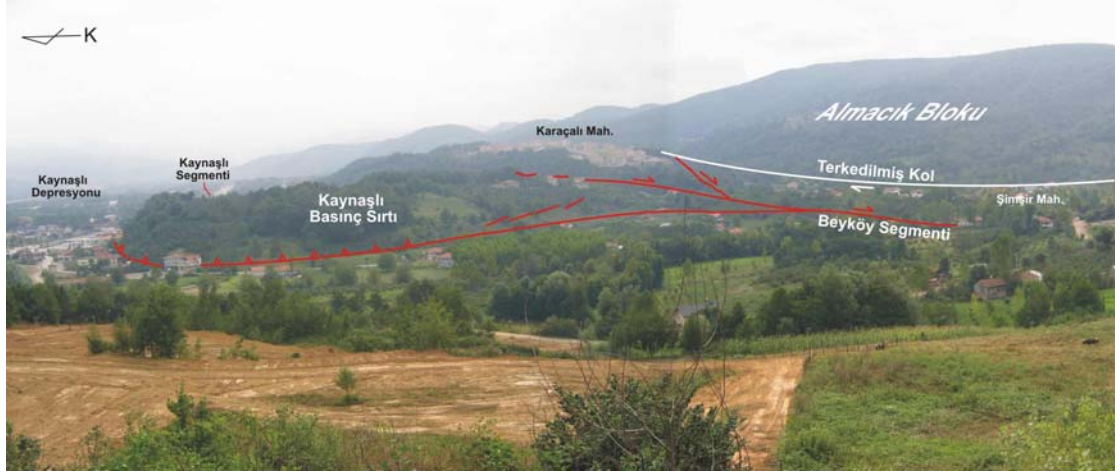
üzerinde ters fay bileşenli deformasyon meydana getirdiği görülmektedir. Batıya ilerlemeli bu ters fay, tavan bloku üzerinde faylanmaya bağlı olarak akarsu sekisi meydana getirmiştir. Bu genç sekinin doğusunda yer alan Yakup Tepe önündeki iki seviyeli eski seki sistemini de görmek mümkündür (Şekil 6.41). Yakup tepe önündeki fay ise ilk evrede sağ yönlü olmasına rağmen bugün sol yönlü olmalıdır. Keza fayın güneybatı ucunda sol yönlü kaymalar tespit edilmiştir. Sol yönlü kaymalara bağlı olarak basınç sırtının düşey ekseninde saat yönünde rotasyona uğradığını söylemek mümkündür.

Beyköy basınç sırtından doğuya doğru fay Dağdibi ve Güven köylerinde en yüksek yanal kayma olan 5.3 m ve 4.9 m lik kaymalar meydana getirir (Emre ve diğ., 2000; Akyüz ve diğ., 2002; Duman ve diğ., 2005). Yüzey kırığındaki atım dağılımı ise bu mevkilerden itibaren doğuya ve batıya doğru azalarak devam eder.

Dağdibi doğusunda fay Eosen yaşlı killi kireçtaşı birimlerini keserek 4 adet sürgü sırtı meydana getirmiştir. Bu sırtların gerisindeki akarsularda sapma oluşmuştur. Bu sapsmalardan en fazla olanı ~300 m'dir (Şekil 6.40).

Kaynaşlı Segmenti, batıda Kaynaşlı sola sıkışmalı sekmesi ile doğuda Bakacak sağa açılmalı sekmesi arasında yer alır (Şekil 6.40). Segmentin uzunluğu 13 km'dir. Kaynaşlı ile Dariyerihasanbey arasındaki doğrultu K86B, buradan sonra ise K73B dir. Segment üzerinde ölçülen en yüksek yanal kayma 3.9 m'dir (Duman ve diğ., 2005). Bu miktar segmentin iki ucuna doğru azalarak devam eder.

Segmentin batı ucunda yer alan sola sıkışmalı sekme burada bir basınç sırtı oluşturmuştur (Şekil 6.42). Bu sekmenin uzunluğu 1.7 km, genişliği ise 0.8 km'dir (Şekil 6.40.). Sekmenin güneyinde Beyköy Segmenti iki kol halinde sonlanır. Basınç sırtının kuzey ve batı sınırını ters bileşenli faylar belirler. Sirt üzerinde sol yönlü kayma gösteren faylar da görülmektedir. Segment Kaynaşlı'daki birikinti yelpazelerinin aşağı kesimlerini keser ve Kumluca mahallesinde sürgü sırtı gerisinde (güney aşağıda) diklik meydana getirerek bir depresyon oluşturur. Doğuya doğru Bakacak heyelanının topuk kesimini kesen fayı heyelan üzerinde izlemek zordur (Şekil 6.43). Düzce depremi sonucunda buradaki heyelan kısmen reaktive olmuştur. Oldukça arızalı bir topoğrafya da ilerleyen Kaynaşlı Segmenti'nin doğu ucu sağa açılmalı Bakacak sekmesine kadar devam eder. Düzce depreminde Bakacak fayının en batı ucunda da yüzey kırığı meydana gelmiştir. Buradaki kayma cm mertebesinde (Hithcock ve diğ., 2003).



Şekil 6.42. Kaynaşlı Basınç sırtına batıdan bakış.



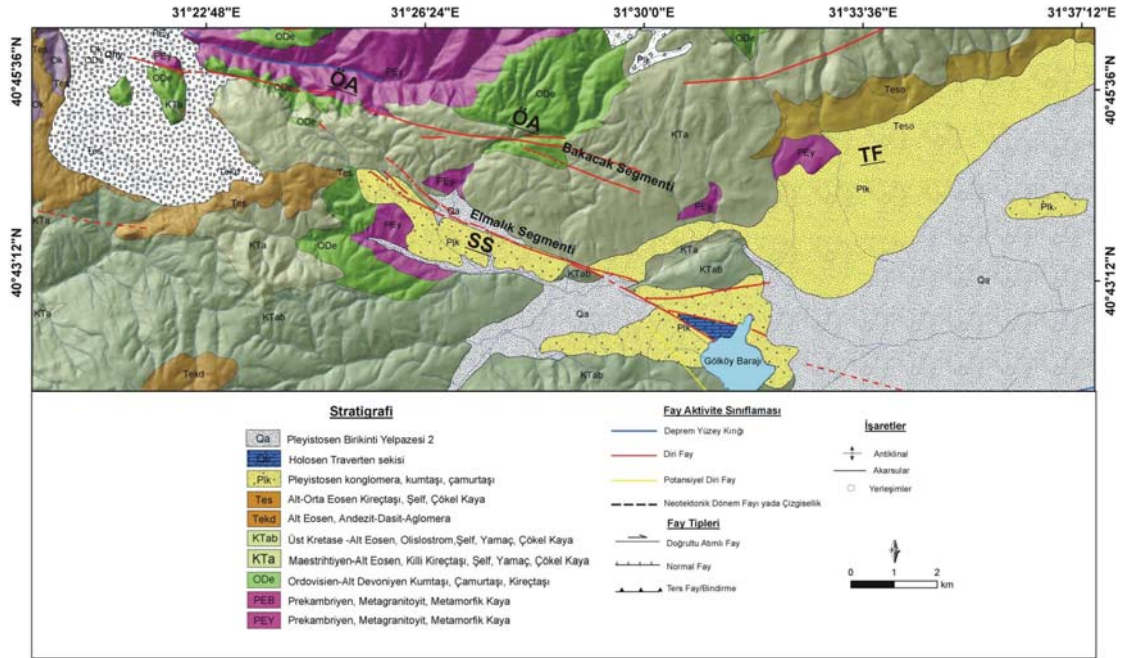
Şekil 6.43. Bakacak Heyelanı ve Asarsuyu Vadisi'ne güneyden bakış

6.2.3.3. Bakacak Fayı

Bakacak Fayı Kaynaşlı Segmenti'nin doğu ucunda yer alır ve genişlemeli bir sekme ile ondan ayrılır (Şekil 6.43, 6.44). Bu sekmenin ayrımı 1 km çakışması ise 1.3 km'dir (Şekil 6.40). Bakacak Fayı'nın batı ucu 1999 Düzce Depremi'nde kısmen kırılmış ve üzerinde kılcal çatlaklar oluşmuştur (Hitchcock ve diğ., 2003; Duman ve diğ., 2005). Bu segment D-B doğrultuludur ve uzunluğu yaklaşık 4 km'dir. Genelde Ereğli Formasyonu içinde izlenen fay hava fotoğraflarında ve Aster görüntülerinde belirgin bir çizgiselliğe sahiptir. Genel olarak temel içinde izlenen fay boyunca Holosen morfolojisi oldukça belirgindir. Segment üzerinde açılan paleosismolojik hendek kazılarında G.Ö. 1287± 12/-14 yıllarına ait deprem izleri tespit edilmiştir (Hitchcock ve diğ., 2003).

6.2.3.4. Elmalık Fayı

Elmalık Fayı Bakacak Fayı'nın güneyinde yer alır ve Elmalık Köyü- Yumrukaya ve Gököy Baraj Gölü arasında uzanır (Şekil 6.44). Fay genişlemeli bir sekme ile Bakacak Fayı'ndan ayrılır. İki segment arasındaki sekmenin ayrımı 1.5 km çakışma ise yaklaşık 3 km'dir. Fayın batıda doğrultusu K60B, uzunluğu ise 11 km'dir. Elmalık Fayı Akveren Formasyonu ile Pliyo-Kuvaterner çökelleri arasındaki dokanağı takip eder. Fayın çizgiselliği hava fotoğrafları ve Aster uydu görüntülerinde izlenir. Holosen aktivitesi morfolojik olarak oldukça belirgin olan fay üzerinde yapılan paleosismolojik hendek kazılarında yapılan ¹⁴C tarihlendirmeleri sonucunda fay üzerinde G.Ö. 3040±40 ve 4140±50 yıllarında gerçekleşmiş iki deprem tanımlanmıştır (Hitchcock ve diğ. 2003).



Şekil 6.44. Bakacak ve Elmalık faylarının jeolojisi ve tektonik jeomorfolojisi (ÖA: Ötelenmiş Akarsu, SS: Sürgü Sırtı, TF: Terkedilmiş Fan).

6.2.3.5. Uğurköy Fayı

Uğurköy Fayı Düzce Fayı'nın güneyinde yer alan fay blok içi faylardan biridir. Fay Uğursuyu Çayı vadisinin ağzında Düzce Fayı'nın Efteni Segmenti'nden ayrılır (Şekil 6.40). Eğrisel bir geometrisi vardır. Uğurköy'e kadar KB-GD doğrultusunda olan fay buradan itibaren D-B doğrultusunda devam eder. Fay Dirgine granitoyidleri, Çaycuma Formasyonu, Yiğilca Formasyonu ile Akveren Formasyonu arasında yer alır. Sağ yönlü doğru atımlı bir fay olan Uğurköy Fayı'nın toplam uzunluğu 14 km'dir, ancak bunun Uğurköy ile Hasançavuş Mahallesi arasındaki 4 km'lik

parçasında fayın morfolojisi ve sağ yönlü doğrultu atımlı karakterini gösteren morfolojisi belirgindir. Hasaıçavuş'tan doğuya doğru fay heyelan morfolojisi içinde olası olarak Çamlıca Köyü'ne kadar izlenir. Fayın Kuvaterner aktivitesi kesindir, fay Uğurköy kuzeyinde Uğursuyu Nehri'nin genç kollarını sistematik olarak sağ yönlü ötelir (Şekil 6.45).



Şekil 6.45. Uğurköy Fayı üzerinde sistematik olarak ötelenmiş akarsulardan bir örnek (Hacıhasan Mah.).

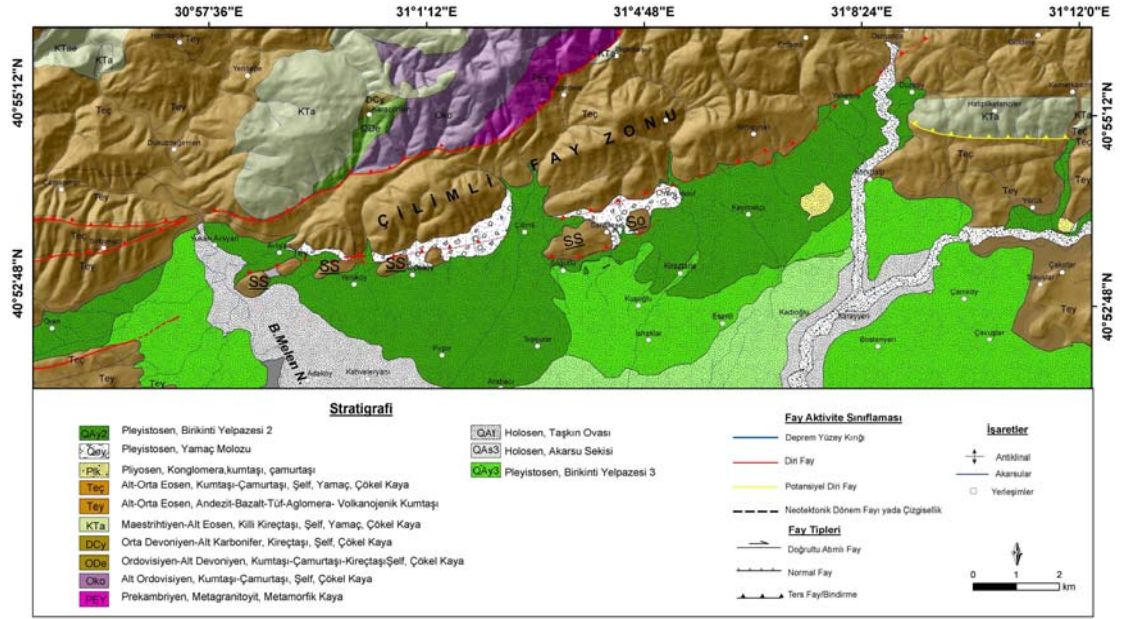
6.2.3.6. Değirmenüstü Fayı

Almacık Bloku içinde haritalanan diğeri bir blok içi fayıdır. Değirmen Üstü fayı normal bir fayıdır. Almacık Bloku'nun doğu yarısında Uğurköy Fayı ile 1944 Bolu-Gerede depremi yüzey kırığı arasında yer alır (Şekil 6.5.). Fayın genel doğrultusu kabaca KB-GD 'dur ve kuzeye dışbükey bir geometrisi vardır. Uzunluğu 12 km olan fay büyük bölümünde Geç Kretase-Erken Eosen yaşlı Abant Karmaşığı içinde yer alırken batı ucu Abant Karmaşığı ile Akveren Formasyonu arasındaki bindirmeyi takip eder ve Akveren Formasyonu içinde sonlanır (Şekil 6.13). Fayın tavan bloku güneydedir ve taban bloku ile arasında belirgin bir topografik farklılık oluşturur. Bu fay aktif bir fayıdır ve akarsu uzunluk gradyan indeksi çalışmalarında fayın Kuvaterner'deki aktifliğini gösteren belirgin anomaliler elde edilmiştir.

6.2.3.7. Çilimli Fayı

Düzce Havzasının kuzey sınırını Çilimli Fayı denetler. İlk olarak Aydın ve diğ. (1987) tarafından tanımlanan fayın aktif karakteri ilk olarak Emre ve diğ. (1999) tarafından

belirlenmiştir. Çilimli Fayı doğrultu atım bileşenli bir bindirme fayıdır. Fayın kollarının genel doğrultusu KD-GB, uzunlukları ise güneyde 29, kuzeyde 24 km'dir. En kuzey kolun taban bloku Maastrihtiyen'den Eosen'e kadar sedimenter birimler, kumtaşı ve çamurtaşlarından oluşurken tavan bloku Prekambriyen metamorfileri ve Ordovisyen'den Devoniyen'e kadar kumtaşı, çamurtaşı ve kireçtaşlarından oluşur (Şekil 6.46)



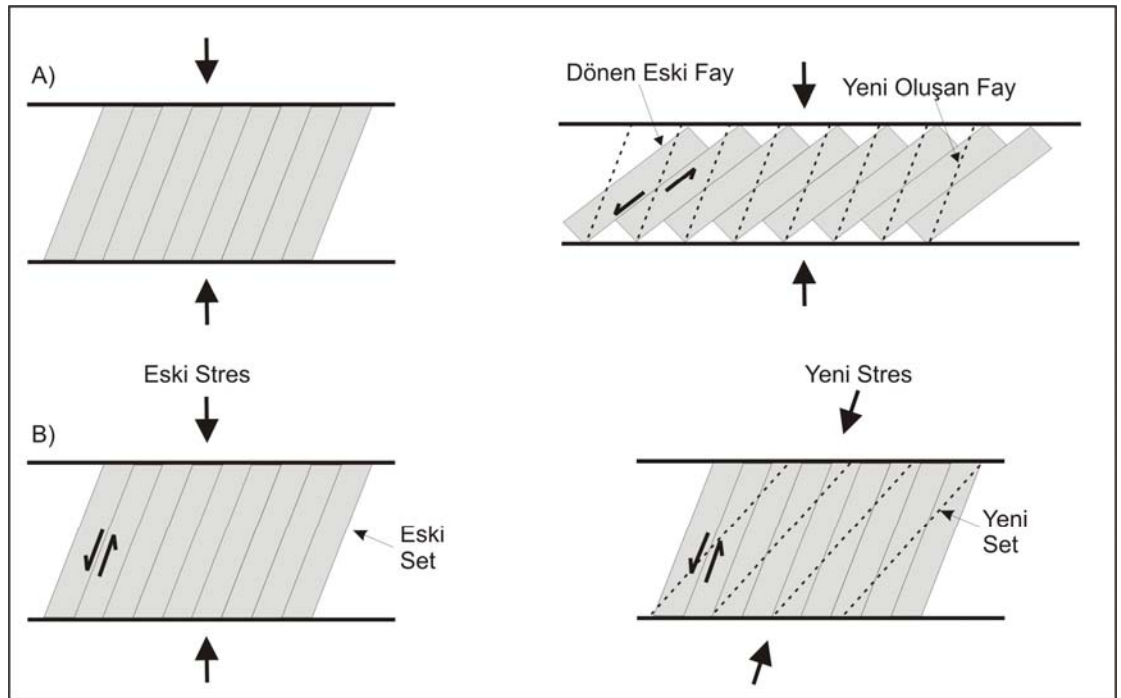
Şekil 6.46. Çilimli Fayı'nın jeoloji haritası ve tektonik jeomorfolojisi (SO:Su oluşu, SS: Sürgü Sırtı)

Morfolojik olarak belirgin bir fay dikliği ve sistematik olarak sağ yanal akarsu sapmaları, topoğrafik boyunlar, sürgü sırtları ve su oluşu dikkati çeker (Şekil 6.46). En batıda Avlıyan yerleşimi güneyinde yer alan sürgü sırtı ise Melen Boğazı'nın giriş kesiminde alüvyon içine yaklaşık 600 m kadar girmiştir. Bu sürgü sırtı üzerinde içerisinde Almacık veya Sünnice Masifinden türemiş granit çakılları barındıran ve ova tabanından yaklaşık 15 m kadar yüksekte bir fluvial seki yer alır (Pekçan, 2000). Ayrıca daha doğuya doğru Kuvatener içinde Tepecik Mahallesi'nin olduğu alanda fayın muhtemel en güney kolu tarafından çarpılmış eski Kuvatener (Birikinti Yelpezesi 1) çökelleri vardır. Çilimli Fayı'nın dağ önü eğriliği 1.9'dur.

6.2.4. Transfer Fayları

Almacık Bloku gibi aktif olarak düşey ekseninde blok rotasyonuna maruz kalan kabuksal bloklarda bloku sınırlayan fayların yanında blokun düşey eksenindeki rotasyonuna yardım eden ve bloku kendi içinde alt dilimlere ayıran transfer fayların gelişmesi beklenir (Şekil 6.47). Rotasyonun miktarına bağlı olarak bu transfer fayları

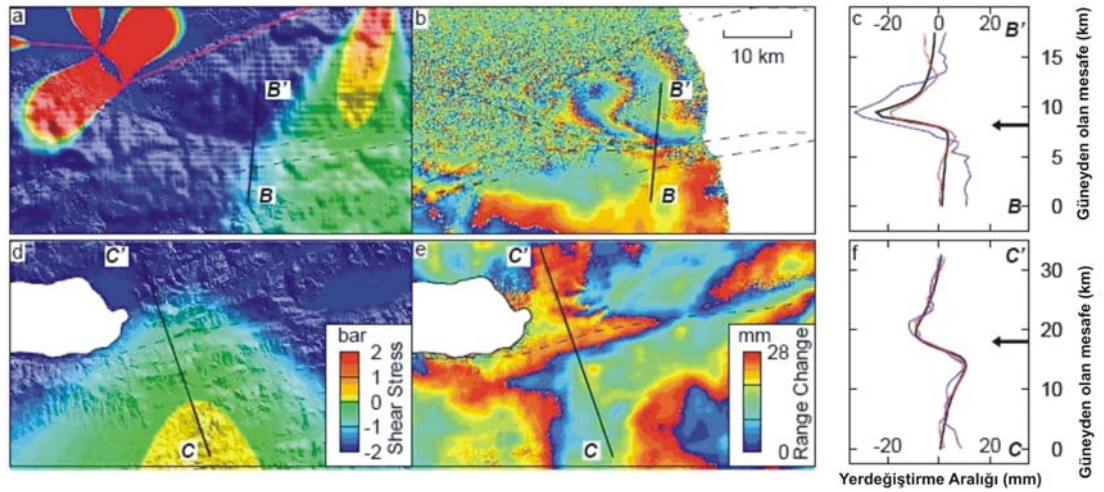
bloku sınırlayan ana faylarla değişen miktarlarda açu yaparlar. Sağ yönlü doğrultu atımlı faylarla çevrili bloklarda gelişen transfer faylarının sol yönlü doğrultu atımlı olması beklenir. Almacık Bloku üzerinde de ana faylarla 30°lik açılar yapan muhtemel transfer fayları haritalanmıştır. Haritaladığımız bu çizgisellikler eski bindirme faylarına paralel ya da yer yer onlara karşılık gelmektedir. Yapılan uzaktan algılama çalışmalarında bu faylar boyunca yüzey izlenebilen belirgin çizgisellikler geliştiği görülmüştür. Bunlardan en belirgin olan Avdullu, amyurdu ve Akçaalan çizgisellikleridir (şekil 6.5). Bu çizgiselliklerin doğrultusu K30D uzunlukları ise ~13 km'dir. Almacık Bloku'nun Mudurnu ayı vadisine bakan yamaçları ile Aksu ayı vadisinin yamaçları arasında uzanırlar.



şekil 6.47. Saf ve Basit makaslamaya maruz kalmış bir blokta yeni fayların oluşumu (Ron ve diğ.,2001).

Bu çizgiselliklerin oldukça düz bir uzanım göstermesi, ayrıca çizgisellikler boyunca tavan blokunun bazen alçakta bazen yüksekte olması çizgiselliklerin doğrultu atım karakterli faylar olma ihtimalini arttırmaktadır. Ayrıca Almacık Bloku'nun en yüksek noktası olan Erenler Tepe (1830 m) bu çizgisellikler arasında gelişmiş bir dilim şeklinde blok üzerindeki aşınım yüzey üzerinde yüksek röliyef olarak dikkati çekmektedir. 26 Mayıs 1957 Abant Depremi'ni takiben meydana gelen artçı şoklardan 5.5 büyüklüğünde olan artçının dış merkez lokasyonu bu çizgiselliklerden amyurdu Fayı (Bindirmesi) ve Çamyurdu çizgiselliği'nin üzerine denk gelmektedir ve artçı şokun moment tensöründe KD-GB doğrultulu nodal düzlem göz önüne alınırsa deprem güney doğuya eğimli sıkışma bileşenli sol yönlü doğrultu atımlı bir

fay tarafından meydana getirilmiştir. Depremin fay düzlemi yönü ve doğrultusu Çamyurdu Fayı olarak adlandırdığımız bindirmenin düzlem eğim yönü ve doğrultusu ile büyük uyum içindedir (Şekil 6.4). Bu durum bindirmenin günümüzde blok rotasyonuna yardım eden bir transfer fay şeklinde çalışıyor olabileceği ihtimalini akla getirmektedir. Bununla beraber sahada 1999 İzmit Depremi sonrasında yapılan interferometri çalışmalarında (Wright ve diğ., 2001) Almacık Bloku'nun batı yarısı da çalışılmıştır. Bu çalışmada 1999 İzmit depremi sonrasında tarafımızdan transfer faylar olarak çizilen alanda sol yanal kaymalar tespit edilmiştir (Şekil 6.48).



Şekil 6.48. Mudurnu Vadisi (a-c) ve İzmit (d-f) faylarında tetiklenmiş fay kaymasının belirtileri. İzmit depreminin elastik dislokasyon modeli ile hesaplanmış statik makaslama stresi değişiklikleri (a, d) (düşey D-B fayları). SYM üzerine giydirilmiş negatif makaslama stresi değişiklikleri sol yanal makaslama işaret eder. Kesikli çizgiler Kuzey Anadolu Fayı'nın segmentleridir (Şaroğlu ve diğ., 1992). e) Mavi ERS1 interferogramının residuali; Siyah-bir elastik dislokasyon modeli kullanılarak hesaplanan değişim aralığı. Dislokasyon modelleri saf sol yanal kaymayı göstermektedir (Wright ve diğ., 2001).

6.3. Sismotektonik ve Sahadaki Aktif Fayların Kinematik Özellikleri

Almacık Bloku'nu sınırlayan fayların sismotektonik özellikleri sahanın aletsel dönem sismisitesi ve fayların kinematik özellikleri ile güncel gerilme yönleri ve deprem mekanizmasının anlaşılması açısından önemlidir. Bu kapsamda Almacık Bloku ve yakın çevresinde aletsel dönem içinde meydana gelmiş 3.0'den büyük depremlerin dışmerkez (epicenter) dağılışı haritası oluşturulmuş ve sahada meydana gelmiş büyük depremlerin fay düzlemi çözümleri harita üzerinde gösterilerek bunların sahadaki aktif faylarla ilişkileri incelenmiştir (Şekil 6.4). Bununla beraber fayların yüzey altı geometrilerinin anlaşılması açısından depremlerin içmerkez (hypocenter) noktalarının enlem ve boylam derinlik kesitleri de oluşturulmuştur (Şekil 6.49).

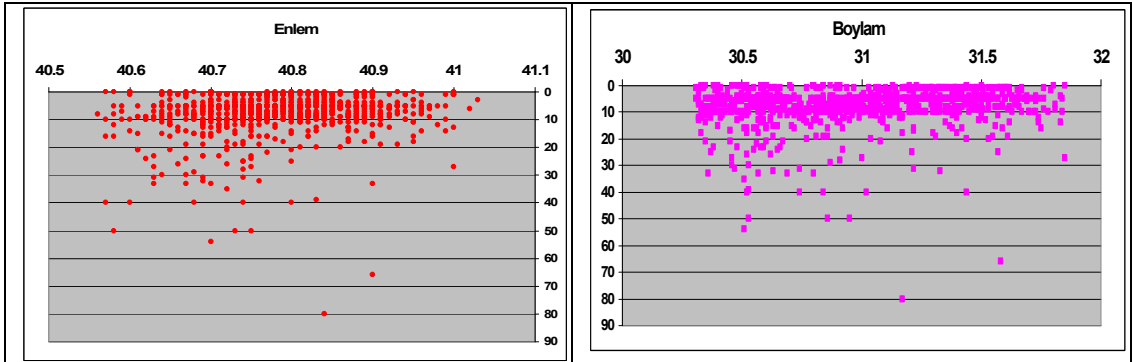
Depremlerin dışmerkez dağılımları (Şekil 6.4) özellikle Almacık Bloku'nun batı ve kuzey kenarları boyunca yoğunluk göstermektedir. Bu yoğunluk bloğun batısında 1967 Mudurnu Vadisi depremi yüzey kırığı ile 1999 İzmit ve 1943 Hendek depremleri yüzey kırıkları arasında dikkati çekmektedir. Blok üzerinde ise büyüklükleri 4.0 ile 6.0 arasında olan dışmerkezlerin özellikle bloğun kuzey kenarları boyunca Karadere ve Düzce fayları üzerinde yoğunlaştıkları görülmektedir. Bu durum sahanın güncel deformasyonu ile uyumludur. Bilindiği gibi sahada güncel deformasyonun büyük bir bölümü KAF'ın kuzey kolu tarafından karşılanmaktadır (Straub ve Kahle, 1997; Ayhan ve diğ., 2002). Ana şok dış merkez lokasyonu çalışma içinde yer alan 3 büyük deprem vardır. Bunlar 1957 Abant, 1967 Mudurnu Vadisi ve 1999 Düzce depremleridir. Bu ana şokların yanında orta büyüklükteki depremler de çalışma alanı içinde yer almaktadır. Ana şokların odak mekanizması çözümlerinde (Şekil 6.4) depremlerin sağ yönlü doğrultu atımlı faylar tarafından oluşturuldukları görülmektedir.

Bu depremlerden 1957 Abant Depremi'nin dışmerkezi yüzey kırığının batı ucuna yakındır (Dewey, 1976). Ana şok mekanizması ve bunların çözümleri ile arazi gözlemleri fayın sağ yönlü doğrultu atım hareketi ile tutarlıdır (Öcal, 1961; Canitez ve Üçer, 1967; McKenzie, 1972). Depremi takiben, yüzey kırığının batı kesiminde 27 Mayıs 1957 de sırasıyla 5.3 ve 5.0 büyüklüğünde iki artçı şok, yine 21 Eylül 1957 de 5.3 ve 5.7 büyüklüğünde iki artçı şok daha meydana gelmiştir (Şekil 6.4). Ancak ana şokun genişlemeli (dilation) özelliğine rağmen yukarıdaki artçı şoklar ve diğer küçük artçı şokların %65'i fay mekanizmasındaki değişikliğe işaret eden sıkışmalı bir özellik göstermektedir (Canitez ve Üçer, 1967; Ambraseys ve Zatopek, 1969).

1967 Mudurnu Vadisi depremi ana şoku yüzey kırığının ortasına yakın bir kesimde yer almaktadır. Ana şoktan sonra gerçekleşen artçı şoklardan en büyüğü 30 Temmuz 1967 de meydana gelen M:5.6 (McKenzie, 1972) olan depremdir. Bu artçı şoku, büyüklüğü M:5 olan iki büyük artçı takip etmiştir. (Ambraseys ve Zatopek, 1969). Depremin fay düzlemi çözümleri arazi bulguları ile uyumlu olarak sağ yönlü doğrultu atımı göstermektedir (Şekil 6.4). Ancak ana şokun genişlemeli özelliğine rağmen büyük artçı şoklar ve diğer küçük artçı şokların %56'sı fay mekanizmasındaki değişikliğe işaret eden sıkışmalı bir özellik göstermektedir (Canitez ve Üçer, 1967; Ambraseys ve Zatopek, 1969). 1967 Mudurnu Vadisi depreminin artçı şokları 1957 Abant depreminin artçı şoklarını yaklaşık 20 km'lik bir alanda üzerlemektedir.

1999 Düzce Depremi'nin (Mw:7.2) olan depremin odak derinliği 14 km dir ve ana şok ve artçı şokların dış merkezi Düzce Ovası içinde Beyköy basınç sırtının 1 km kadar kuzeyinde yer alır (Şekil 6.4). Düzce depreminin fay mekanizması çözümlerinde fay düzleminin kuzeye doğru 53 ile 73 derece arasında değişen bir eğime sahip olduğu ileri sürülmüştür (Şekil 6.32 a,b) (Bürgman ve diğ., 2002. Çakır ve diğ., 2003),

Yukarıda yüzeydeki dağılımlarına değindiğimiz depremlerin derinlik kesitleri (Şekil 6.49) depremlerin genellikle 12-14 km derinlikte yoğunlaştıkları göstermektedir. Dolasıyla bölge için sismojenik zonun derinliğini 12-14 km olmalıdır. Gürbüz ve diğ. (2000) ve Ayhan ve diğ. (2002) Marmara Bölgesinde sismik aktivitenin kabuğun üst 15 km içinde yoğunlaştığını, Özalaybey ve diğ. (2001) ise İzmit Depremi artçı şoklarının maksimum 20 km ye kadar ulaştıklarını ifade etmiştir. Ayrıca Düzce depreminden sonra yapılan çalışmalarda (Seeber ve diğ., 2000; Ben-Zion ve diğ., 2003) 10° GGB ya eğimli bir sıyrıma (sub-detachment) yüzeyinin varlığından söz edilmektedir. Bu sıyrıma yüzeyi blokun rotasyonu açısından önemlidir.



Şekil 6.49. Çalışma alanındaki aletsel dönem depremlerin en derinlik kesitleri.

7. JEOMORFOLOJİ

Önceki iki bölümde Almacık Bloku ile yakın çevresindeki alanların bölgesel morfolojisi ve Kuvaterner Jeolojisi dahil olmak üzere stratigrafisine değinilmiştir. Almacık Bloku'nun kabuğunu oluşturan bu litolojik ve yapısal unsurlar ile yüzey süreçlerinin karşılıklı etkileşimleri Almacık Bloku'nun günümüz morfolojisini oluşturmaktadır. Bu karşılıklı etkileşim gerek yüzey sistemleri gerekse Kuvaterner birimleri üzerinde izlerini bırakmıştır.

Almacık Bloku Kuzey Anadolu Fay Sistemi içinde yer alan en karakteristik morfolojik ünitelerden biri olmasına rağmen blokun bütününe dair herhangi bir jeomorfolojik çalışma yoktur. Bilgin (1984) ve Pekçan (2000) blokun sınırlı alanlardaki parçalarının jeomorfolojisine değinmiş çalışmalardır.

Jeomorfoloji çalışmalarımızın amacı çalışma alanında Geç Senozoyik'ten günümüze kadar devam eden neotektonik deformasyonlarla yüzeysel süreçlerin karşılıklı etkileşiminin ortaya konmasıdır. Bu amaçla 1:8000; 1:10000 ve 1: 35000 ölçekli pankromatik hava fotoğrafları ile Aster Uydu görüntülerinden ve 25 m hücre grid boyutlu sayısal yükseklik modelleri (SYM)'nden yararlanılarak sahanın G25, G26 ve kısmen G27 yüzbinliklerini içeren jeomorfoloji haritası oluşturulmuştur.

Sahanın jeomorfolojik gelişiminde ana şekillendirici etkenler değişik şekillerdeki tektonik deformasyon ile bu deformasyona karşı fluvial süreçlerin verdikleri tepkilerdir. Fluvio-tektonik süreçlerin etkisi altında gelişen jeomorfik birimleri aşınım ve birikim şekilleri olmak üzere 2 ana gruba ayırmak mümkündür. Ancak birikim şekilleri stratigrafi bölümünde Kuvaterner Jeolojisi içinde verildiği için bu bölümde sadece aşınım şekillerinin (yüzey sistemleri) karakteristiklerinden bahsedilecektir.

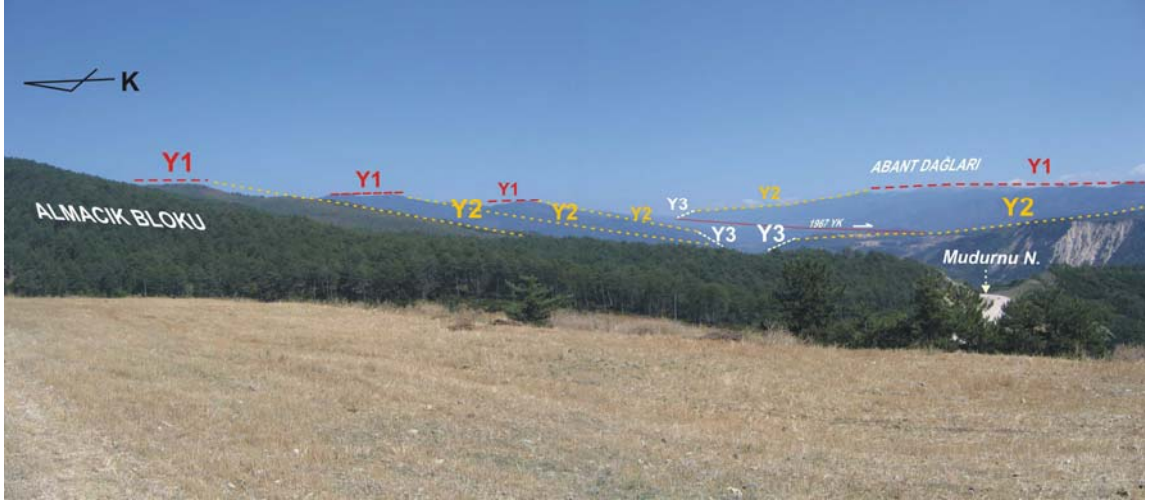
Almacık Bloku harita görünümü mercek şeklinde olan tektonik bir bloktur. Blokun uzun eksenini 78 km kısa eksenini 18-20 km'dir. En yüksek noktası 1830 m olan blokun ortalama yükseltisi 961 m'dir. Blok üzerinde güney ve kuzey olmak üzere iki ana bölümü havzası tanımlamak mümkündür. Su bölümü çizgisi blokun güney kenarına yakındır. Bu durum blokun asimetrik bir morfolojiye sahip olmasına neden olmaktadır. Su bölümünün kuzeyinde yer alan Aksu ve Uğursuyu havzalarının kolları bloku derin bir şekilde yarmış ve parçalamıştır (Şekil 5.5, EK-2). Bu havzaların akarsu şebekesi genel olarak bozulmuş dendritik bir akarsu şebekesi şeklindedir. Bu havzalar antedant boğazlarla Düzce Ovası'na açılırlar. Diğer yandan blokun aktif faylar tarafından kontrol edilen diğer yamaçları boyunca birbirine paralel sıralı ve kısa boylu nispeten daha az gelişmiş akarsu şebekeleri dikkati çeker. Blokun doğusunda ise Abant Deresi'nin kollarının oluşturduğu akarsu şebekesi genel olarak batıdan doğuya doğru akan konsekanların oluşturduğu yarı paralel bir akarsu şebekesine sahiptir. Blokun bu kesimi diğer kesimlerine daha nazaran daha az yarılmış ve parçalanmıştır. Blok üzerinde birbirinden topoğrafik ve morfolojik olarak farklı 3 ana yüzey tanımlamak mümkündür (Şekil 5.5, EK-2). Almacık Bloku ve yakın çevresinin jeomorfolojisindeki en önemli ana jeomorfik üniteler Sünnice Masifi, Yığılca Fay Zonu, Çamdağ-Kaplandede Yükselimi ve Abant-Kapıorman dağları arasında gelişmiş, Adapazarı Ovası, Düzce Ovası, Bolu Ovası ve Mudurnu Vadisi'dir. Bu ana jeomorfik üniteler üzerinde ve kenarlarında gelişen aşınım yüzeyleri ve bunların tektonik ve iklimik süreçlerle etkileşimleri sahanın morfotektoniğinin anlaşılması açısından önemlidir. Bu yüzeylerden;

7.1. Y1 Yüzeyleri

Bu yüzeyler Almacık Bloku, Sünnice Masifi, Yığılca Fay Zonu, Kaplandede ve Çamdağ yükselimleri üzerinde zirvelere yakın bir seviyede yeryer yüksek tepeliklerin yer aldığı yüzeyel süreçlerle düzleştirilmiş az eğimli yüzeyleri ifade etmektedir (Şekil Şekil 5.5, EK-2). Almacık Bloku üzerinde bloka paralel (doğu-batı) uzanan bu yüzeylerin genişliği doğuya doğru artmaktadır. Daha çok su bölümünün kuzeyinde yer alan bu yüzeylerin güney sınırı oldukça eğrisel ve girintili çıkıntılıdır. Yüzeyin güneye Mudurnu Çayı'nın

vadisine bakan yamaçlarında eski vadi formlarının asılı vadileri dikkati çekmektedir (Şekil 5.5. EK2).

Y1 yüzeyleri Almacık Bloku üzerinde blokun uzun eksenine paralel bir şekilde uzanırlar. yükselti aralığı ise 1400-1830 m'dir. Genel olarak az bir yüzey eğimine sahip olan yüzeyde yüksek eğimler tepeler tarafından oluşturulur. Yüzeyin genel eğimi kuzeye doğrudur. Bu yüzeyin eşlenikleri yüzeyler blokun güneyinde benzer seviyelerde ancak daha dar alanlarla Abant ve Kapıorman dağlarında görmek mümkündür (Şekil 7.1).



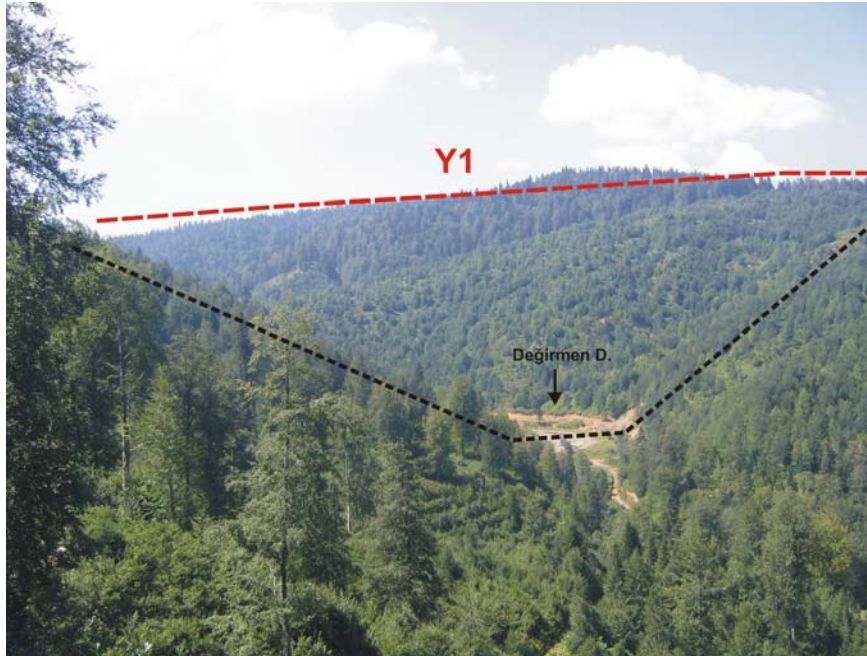
Şekil 7.1. Mudurnu Vadisi'nden Almacık Bloku ile Abant Dağları üzerinde yer alan yüzey sistemlerine bakış (Bakış doğuya).

Sünnice Masifi üzerinde Y1 yüzeyi masifin güney sınırını kontrol eden fay ile iki parçaya ayrılır. Bu fay sağ yönlü doğrultu atım bileşenli eğim atımlı bir faydır (Şekil 5.5). Fayın taban bloğunda yer alan yüzey ile tavan bloğu arasında kalan yüzey arasında 500 ile 800 m arasında değişen bir seviye farkı vardır. Bu seviye farkı fayın Geç Senozoyik-Günümüz eğim atım miktarını göstermektedir. Yüzeyin tavan bloğunda kalan parçası nispeten geniş bir alan kaplar kuzeye doğru belirgin bir tiltlenme gösterir. Almacık Bloku ile karşılaştırıldığında birbirinden uzak ve akarsularla derin ve yoğun bir şekilde parçalanmış yüzeyler şeklindedir. Yüzeyin uzun eksenini doğu-batı 15 km kısa eksenini kuzey-güney 11 km'dir. Yüzey 1300-1800 m yükselti aralığında gözlenir (Şekil 5.5).

Yığılca Fay Zonu'nda oldukça dar bir alanda yer alan yüzey 700 mler civarında gözlenir. Kaplandede ve Çamdağ yükselimleri Y1 yüzeyinin gözlendiği diğer alanlardır. Heriki yükselimi üzerinde Y1 yüzeylerinin 700 m'den yüksek alanlarda tanımlamak mümkündür. Bunlar akarsularla derin bir şekilde yarılmış ve parçalanmışlardır. Çamdağ Yükselimi üzerinde kuzeye doğru dereceli bir şekilde alçalır. Kaplandede Yükselimi

ise yüzey Sünnice Masifi'nde de olduğu gibi sağ yönlü doğrultu atım bileşenli Çilimli Fayı tarafından ikiye ayrılmıştır. Fayın taban bloğunda yer alan yüzey parçaları ile tavan bloğu üzerindeki yüzey parçaları arasında 200-500 m arasında değişen seviye farkları vardır. Yüzeyin tavan bloğunda kalan parçaları 700 m'nin üzerinde yer alır. Yüzeylerin seviye farklarına bağlı olarak rekonstruksiyonları yapıldığında yüzeyin seviyesi Kocaeli Penepleni'nin ortalama yüzey seviyesine karşılık gelecektir. Bu yüzeyde akarsularla derin bir şekilde yarılmış ve parçalanmıştır. Yüzey kuzeye doğru belirgin bir şekilde eğimlidir (Şekil 5.5).

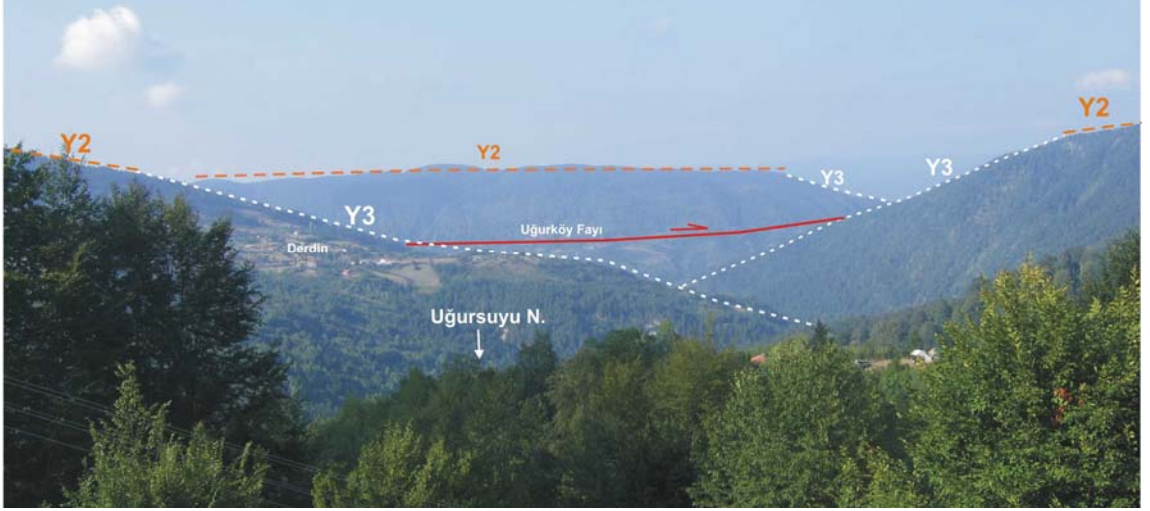
Yukarıda genel karakteristiklerine değindiğimiz Yüzey 1 tipik bir denüdyasyon yüzey karakteri taşımaktadır. Bu yüzeyin yaşı Oligo-Miyosen'dir ve peneplen özelliğini Erken Pliyosen'den sonra kaybetmiştir. En belirgin olarak Almacık Bloku üzerinde korunmuştur (Y1) . Bu dönemde Kocaeli Penepleni deniz seviyesine yakın bir şekilde tesviye edilmiş yeryer düşük enerjili sığ göllerle kaplı bir peneplen şeklindedir (Yılmaz, 2007). Bu yüzey KAF öncesi paleo-topografyayı yansıtmaktadır. Bu yüzey içinde günümüzde dahi korunmuş olgun vadi formlarını Almacık Bloku'nun zirvelerine yakın sahalarda görmek mümkündür (Şekil 7.2). Bu yüzeylerden sonra gelişen Y2 yüzeyleri ile Y1 yüzeylerinden nispeten daha eğimli ancak yarı olgun yüzeylerle ayrılmaktadır (Şekil 7.3).



Şekil 7.2. Erenler Tepe kuzeyinde Y1 yüzeyi içinde zirveye yakın kesimlerde korunmuş yarı olgun vadi formu örneği (Bakış güneybatıya)

7.2 . Y2 Yüzeyleri

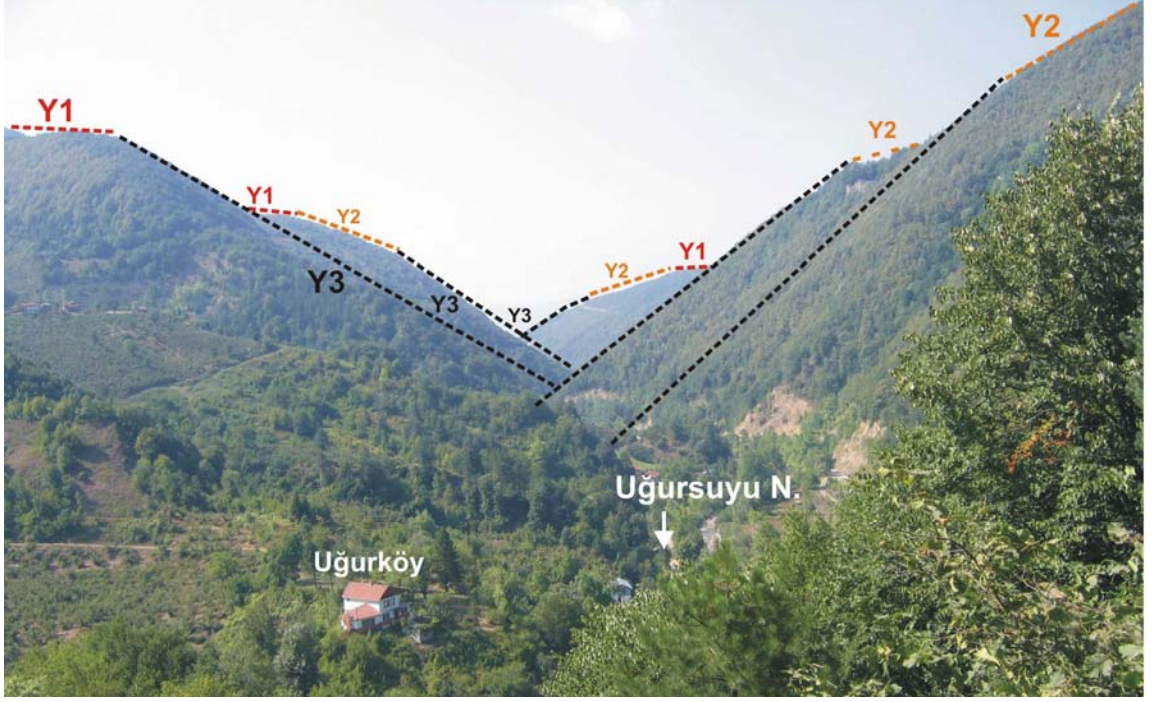
Y1 Yüzeylerine nazaran daha eğimli yüzeyleri ifade ederler (Şekil 7.3). Bunlar Y1 yüzeylerinin çevresini bir bilezik gibi sararlar ve alansal dağılışları Y1 yüzeylerine oranla daha geniştir (Şekil 5.5). Bu yüzeyler akarsularla derin bir şekilde yarılmış ve parçalanmışlardır (Şekil 7.3). Almacık Bloku'nun kuzey ve güney yamaçları ile batı ve doğu yamaçlarında bu yüzeylerin dağılışına bakıldığında. Kuzey yamaçların blokun güney yamaçlarına göre daha fazla eğimli ancak daha dar alanlarda yer aldığını bununla beraber güney yamaçlarda daha geniş ancak daha tatlı eğimli oldukları gözlenmektedir (profil). Blokun batı yamaçları ise bu yüzeyin izlendiği doğu yamaçlara oranla daha eğimli ve dar yüzeyler şeklindedir. Bu yüzeylerin Almacık Bloku üzerinde altimetrik aralıkları 300-1300 m arasında kuzey yamaçlarında ise 700-1300 m aralığındadır (Şekil 5.5, EK-2). Aynı yüzey Sünnice Masifi'nde 500-1250 m, Yığılca Fay Zonu'nda 500-700 m, Çamdağ ve Kaplandede yükselimlerinde 200-700 m ve Hendek Bloku 800-900 m yükselti aralıklarında gözlenir. Buralarda da bu yüzey akarsularla derin bir şekilde yarılmış ve parçalanmıştır. Yüzeyin genel eğimi kuzeye doğrudur. Bu yüzey denüdaysonal süreçlerden ziyade erozyonal özellikle fluvial süreçlerin faaliyetinin bir sonucudur. Yüzey 2'nin yaşı sahada drenajın kuruluşu ve KAF'ın sahada faaliyetine başlaması ile ilişkilidir. Bu yüzeyler Almacık Bloku'nun güneyinde Mudurnu Vadisi'nde tamamen KAF'a bağlı olarak oluşmuşlardır dolayısıyla KAF'la yaşittirler. Ayrıca vadinin açılması ve fluvial süreçlerin etkin olması için gerekli süreyi de gözönüne aldığımızda bu yüzeylerin yaşı En Geç Pliyosen- Pleyistosen olmalıdır. Günümüzde ise bu yüzeyler sahadaki bölgesel neotektoniğe bağlı olarak yükselmekte ve yoğun kütle hareketleri ile gerilemektedirler.,



Şekil 7.3. Derdin Köyü güneyinden Y2 yüzeylerinin Uğursuyu Vadisi'nin orta kesimlerinde eğimli vadi yamaçları ile parçalanması (Bakış kuzeye).

7.3. Y 3 Yüzeyleri

Bu yüzeyler Y2 yüzeyleri ile havza ve vadi tabanları arasındaki yüzeyleri ifade ederler (Şekil 7.4). Bunlar özellikle blok ve yükselimlerin faylarla kontrol edilen kanatlarında oldukça dik eğimli yüzeyler şeklindedirler (Şekil 5.5, EK-2). Üzerlerinde diğer yüzeylere nazaran çok fazla drenaj gelişmemiştir. Bunların sahada dağılışları çok yaygındır. Bunların geliştikleri yükselti aralıkları her blokta farklılık göstermektedir. Bu yüzeyler Y1 ve Y2 yüzeylerinden farklı olarak büyük oranda yapısal yüzeylerdir (Sünnice Masifi'nin Düzce Ovası'na bakan kanadı hariç) ve tamamen sahadaki aktif faylarla kontrol edilmektedirler. Aktif fayların eğim atım bileşene sahip olduğu yerlerde bunların genişlik ve yükseklikleri artmaktadır. Bu yüzeylerin yaşı morfostratigrafik ve önlerinde gelişmiş Orta-Geç Pleyistosen kırıntılı çökellerine bağlı olarak Orta-Geç Pleyistosen-Günümüz olmalıdır. Çalışma alanında geçen yüzyılda meydana gelen ve herbiri yüzey kırığı oluşturan depremler bu yüzeyleri oluşturan etken ve süreçlerin günümüzde de aktif olduğunu göstermektedir. Bu yüzeylerde yüzeysel süreçlerle işlenmiş ve genellikle üzerlerinde paralel sıralı kısa akarsu havzacıkları gelişmiştir.



Şekil 7.4. Derdin Köyü güneyinden Y2 yüzeylerinin Uğursuyu Nehri vadisi'nin orta kesimlerinde eğimli vadi yamaçları ile parçalanması (Bakış kuzeye).

8. ALMACIK BLOKU'NUN NEOTEKTONİK DEFORMASYONU

Almacık Bloku'nun neotektonik deformasyonu tamamen KAF'nın kuzey, orta ve güney kolları ile blok içindeki ikincil faylar tarafından karşılanmaktadır. Blok bu fayların doğrultu atım karakterinden kaynaklanan yanal olarak kaymanın yanında, fayların kendi aralarındaki geometrik ilişkilerine bağlı olarak yükselme, çarpılma ve rotasyona maruz kalmaktadır. Bir bütün olarak blok yanal olarak kayarken kendi içinde farklı yükselme hızları nedeniyle değişken bir yükselme biçimi (pattern)i göstermektedir. Önceki bölümlerde de değinildiği gibi gerek blok gerekse yakın çevresinin jeolojik ve jeomorfolojik özellikleri bloğun neotektonik deformasyonu açısından önemli veriler sağlamaktadır. Aşağıda bu verilere detaylı olarak değinilmektedir.

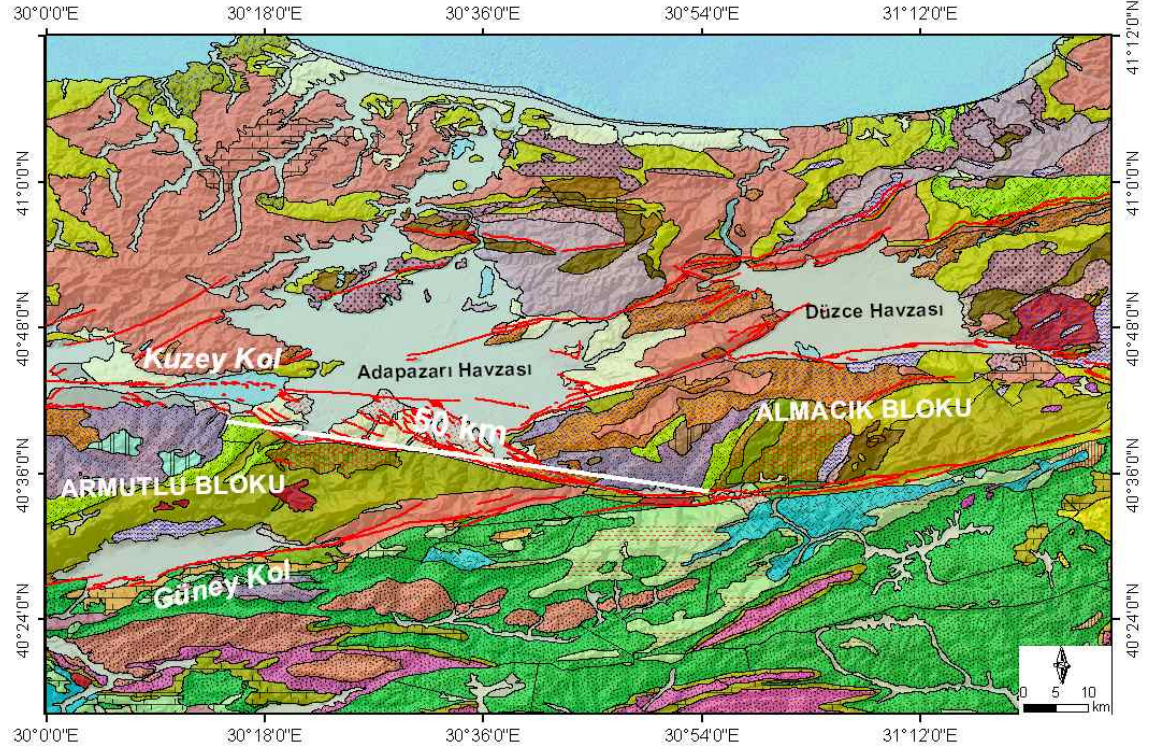
8.1. Yanal Kayma

Doğrultu atımlı fayların en karakteristik özelliklerinden olan yanal kayma nedeniyle jeolojik ve jeomorfik unsurların yer değiştirmesi fayların gerek yamulma hızları gerekse yaşları ile ilgili olarak tektonik jeomorfoloji çalışmalarına önemli katkılar sağlamaktadır. KAFS içinde jeolojik ve jeomorfolojik yanal kayma örneklerine rastlamak mümkündür (Seymen, 1975; Barka, 1996; Ferrari ve diğ., 2002; Şengör ve diğ., 2005) Çalışma sahamız içinde de bloğun uzun dönem deformasyonu hakkında bilgi veren kilometre ölçeğinde jeolojik ve jeomorfolojik yanal kaymalar söz konusudur.

Bunlar;

8.1.1 Jeolojik Yanal Kayma

KAFS içinde yer alan jeolojik yanal kayma önceki çalışmalarda da değinilmiştir (Seymen, 1975; Barka, 1996; Ferrari ve diğ., 2002; Şengör ve diğ., 2005). Çalışma alanımızda KAFS içinde yer alan en belirgin jeolojik kayma örneklerinden biri yer almaktadır. Almacık Bloku hem jeolojik hem de jeomorfolojik açıdan Armutlu Bloku'nun doğudaki devamı niteliğindedir. KAF'nın Almacık Bloku'nun güney yamaçları ile İzmit Körfezi arasındaki parçası KAFS üzerinde en belirgin jeolojik kaymanın görüldüğü alandır. Bu alanda Armutlu Bloku'nun Sapanca Gölü'nün güneyine tekabül eden kesiminde yer alan şist, fillat, kuvarşist, kuvarsit, mermer, kalkşist gibi metasedimanter kayalar ile düşük derecede metamorfizma geçirmiş volkanik ve volkanoklastik kökenli kayalardan oluşan Devoniyen yaşlı (Gözübol, 1978; Yılmaz, 1981) İznik Metamorfitleri ile Erken-Geç Kampaniyen yaşlı (Yılmaz ve diğ. 1995) Almacık Ofiyolitik Melanjı'nın (Gözübol, 1978; Yılmaz ve diğ., 1981) jeolojik eşleniklerini çalışma alanımız olan Almacık Bloku'nun güney yamaçlarında görmek mümkündür (Şekil 8.1). Birbirinin eşleniği bu iki jeolojik birim arasındaki toplam kayma miktarı 50 ± 2 km olarak hesaplanmıştır.



Şekil 8.1. Almacık Bloku ve yakın çevresinin jeoloji haritası (MTA 1:500000 Ölçekli Zonguldak Paftası) ve İznik metamorfitleri ile Almacık ofiyolitlerinin KAF tarafından ötelenmesi.

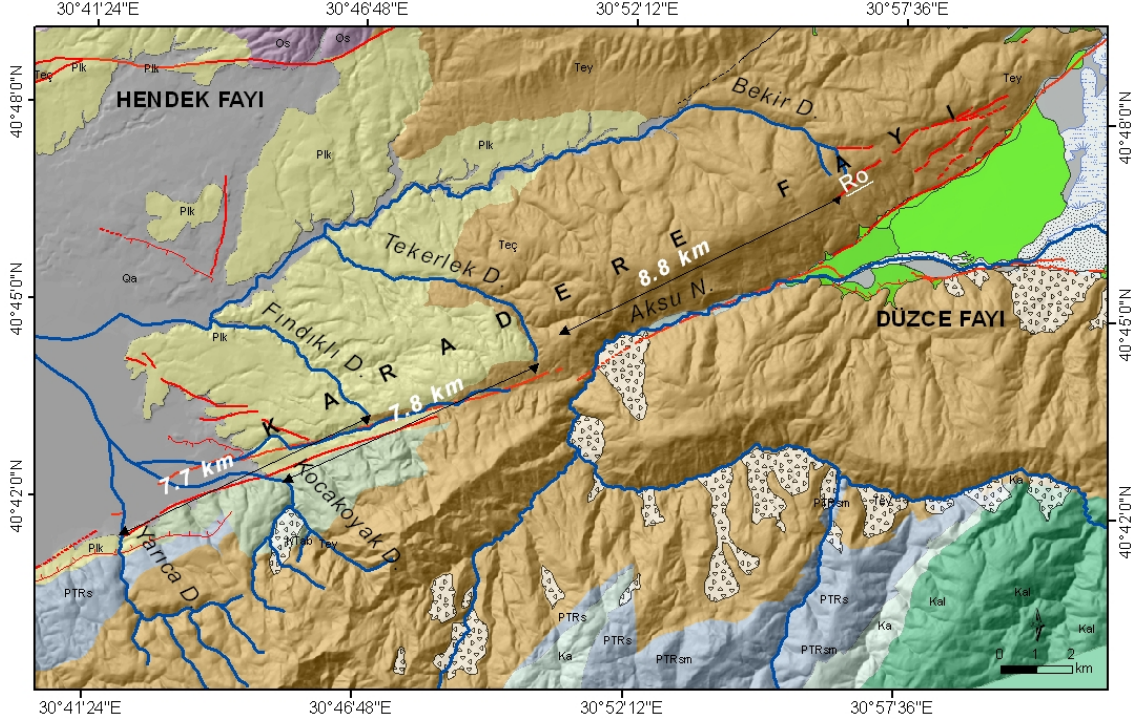
Ancak bu miktar KAF'ın doğu segmentleri üzerinde Seymen (1975) ve Ferrari ve diğ. (2002) tarafından ileri sürölen 85±5 km'den daha azdır. Bunun sebebi ileri sürölen değerlerin KAF'nın nispeten tek bir kol olarak dar bir deformasyon zonunda izlendiği doğu segmentlerinde yapılan gözlemlere dayanmasıdır. Tarafımızdan ileri sürölen 50±2 km değeri ise KAF'nın çatallandığı ve iki ana kola ayrıldığı dolayısıyla yamulma paylaşımının gerçekteştiği bir alanda yapılan gözlemlere dayanmasıdır. Bu değer sadece KAF'nın Orta Kol'u için göz önüne alınabilecek bir değer olarak kabul edilmelidir.

8.1.2. Jeomorfik Yanal Kayma

KAFS içinde yapılan jeolojik yanal kayma denestirmelerinin yanında jeomorfik yanal kayma denestirmeleri de yapılmıştır. Bunlar özellikle KAF tarafından ötelenme ve sapmaya maruz bırakılmış Kızılırmak, Gerede Çayı, Yeşilirmak ve Kelkit Çayı (Şekil 3.9) gibi ana akarsu kanalları ile KAFS içinde gelişmiş doğrultu atımlı fay havzalarının geometrik olarak denestirmeleri şeklinde dir (Barka, 1996; Ferrari ve diğ., 2002; Şengör ve diğ., 2005).

Almacık Bloku ile Armutlu Bloku arasındaki uzun dönem kaymayı temsil eden jeolojik yer değiştirme dışında blok çevresinde uzun dönem yer değiştirmeyi temsil edebilecek bir başka jeolojik referans yoktur. Bununla beraber blokun kuzey sınırını belirleyen KAF'nın kuzey kolu üzerinde uzun dönem yer değiştirmeyi temsil eden jeomorfik referanslar mevcuttur.

Blokun KB kenarında yer alan Hendek Bloku ile Almacık Bloku arasındaki morfolojik ilişki dikkati çekmektedir. İki blok arasındaki yapısal sınırı 1999 İzmit Depremi yüzey kırılığının en doğusunda yer alan Karadere Fayı belirler (Şekil 8.2).



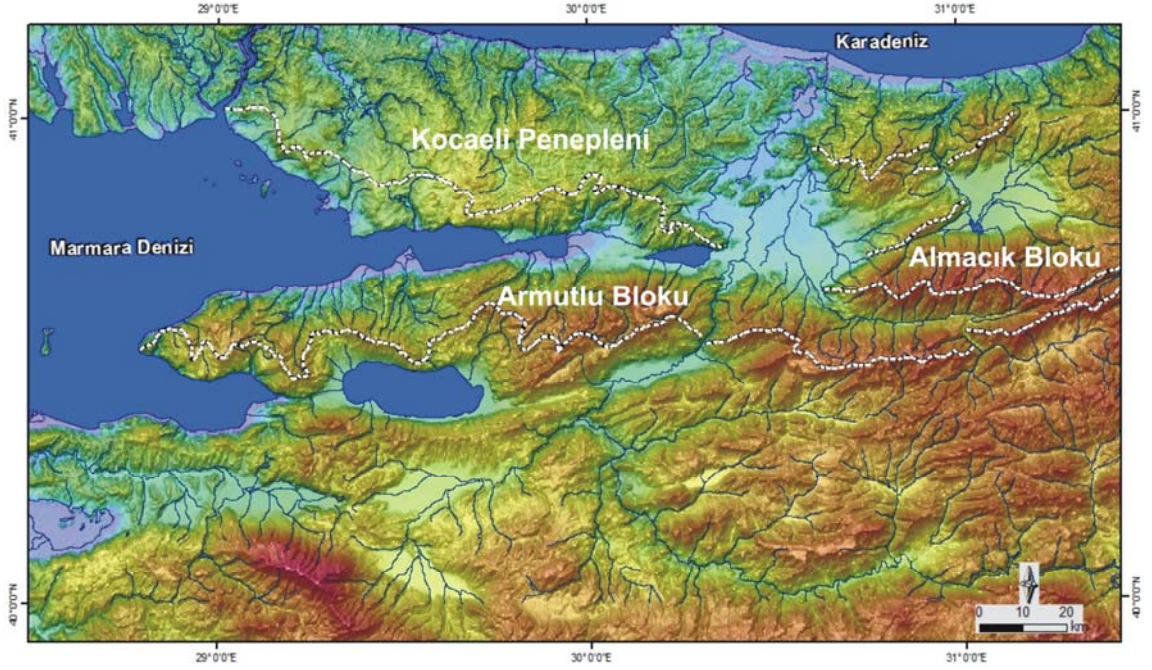
Şekil 8.2. Almacık Bloku kuzeybatısında Karadere Fayı boyunca gözlenen jeomorfik yanal yer değıştirme (Ro=Rüzgar Oluğu). (jeolojik bilgi için EK-1'e bkz).

Karadere Fayı'nın genel doğrultusu K58D, uzunluğu ~40 km'dir. Karadere Segmenti'nin kuzeyinde (Hendek Bloku) yer alan Yarıca ve Tekerlek Deresi ile güneyinde (Almacık Bloku) yer alan Kocakoyak ve Fındıklı derelerinin vadilerini morfolojik olarak deneştirmek mümkündür (Şekil 8.2.). Yarıca Deresi, segmentin en doğu ucunda yer alır ve Karadere Köyü'nden kuzeye doğru Yarıca Köyü üzerinden sularını Adapazarı Ovası'na boşaltır. Yarıca Deresi'nin genel akış yönü K30B'dır. Dere çevre vadi sistemleri ile karşılaştırıldığında diğerlerine nazaran gelişmiş bir vadi sistemine sahiptir. Ancak vadinin yukarı çıkırında morfolojik bir uyumsuzluk mevcuttur. Vadi belirgin bir rüzgar oluğu ile Aksu Nehri'nin bir koluna bağlanır ve burada Yarıca Deresi'nin eşleniği olabilecek kadar gelişmiş bir vadi sistemi yoktur. Yarıca Deresi'nin 7.8 km batısında yer alan Kocakoyak Deresi en belirgin vadi sistemidir ve Yarıca Deresinin eşleniği olmalıdır. Yarıca Deresi'nin yaklaşık 5 km batısında yer alan Tekerlek Deresi de fayın güneyinde yer alan ve Kocakoyak Deresinin yaklaşık 5 km batısında yer alan Fındıklı Deresi ile morfolojik uyum gösterir. Bunun yanında Hendek Bloku'nun doğu ucuna yakın bir kesimde su bölümü üzerinde belirgin bir rüzgar oluğu vardır. Bugün Bekir Dere vadisinin su bölümü içinde kalan oluğun Almacık Bloku'nu akaçlayan en büyük akarsulardan biri olan Aksu Nehri'nin eski vadisi olma ihtimali

vardır. Keza Aksu Nehri'nin bugünkü vadisi ile Bekir Dere arasındaki mesafe 9 km'dir ve bu mesafe Yarıca ve Kocakoyak derelerinin ötelenme miktarı olan 8 ± 1 km ile uyumludur (Şekil 8.2). Hendek Bloku'nun kuzeyinde yer alan Balıklı Vadisi, Aksu Nehri'nin eski vadisi ve Aksu Nehri bu dönemde Düzce Ovası yerine Adapazarı Ovası'na akmış olabilir. Bu olasılığın kanıtlarını Aksu Nehri Düzce Ovası'na boşaldığı Düzce Havzası'nın kamalanmış kesiminde bulmak mümkündür. Aksu Nehri Almacık Bloku'nu akaçlayan en büyük akarsulardan biri olmasına rağmen vadisi önünde gelişmiş birikinti yelpazeleri nispeten çok genç ve boyut olarak daha sınırlıdır, oysa Aksu Nehri gibi büyük drenaj alanına sahip bir akarsuyun daha eski ve geniş yelpazelerinin gelişmesi beklenir. Yukarıdaki verilere bağlı olarak Almacık Bloku'nun kuzey sınırında gelişen toplam yanal jeomorfik yer değiştirmeyi 8 ± 1 km olarak belirlemek mümkündür.

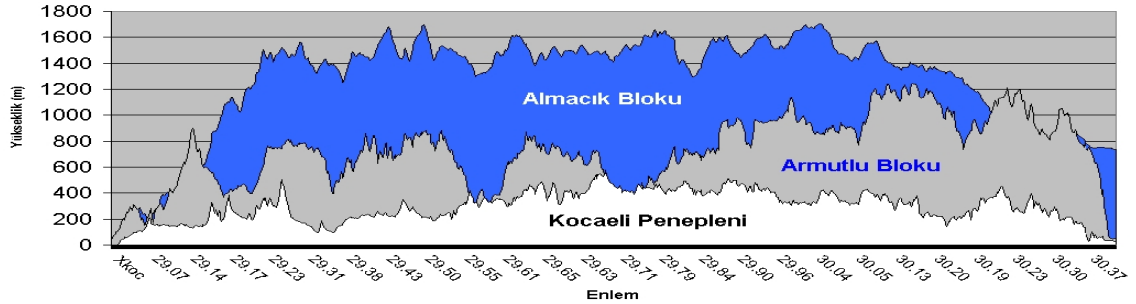
8.2. Yükselme ve Eğikleşme

Daha önce de değinildiği üzere Almacık Bloku neotektonik dönem içinde KAF'nın doğrultu atım karakterine bağlı olarak gerek jeolojik gerekse jeomorfik verilerle gösterildiği gibi büyük bir yanal kaymaya uğramıştır. Bu yanal kaymanın yanında blok kendisini çevreleyen fayların birbirleri ile olan geometrik ilişkilerine bağlı olarak farklı mekanizmalar içinde de olsa yükselmeye maruz kalmıştır. Yanal kayma ile eş zamanlı olan yükselme jeolojik ve jeomorfik olarak belirgin bir şekilde görülmektedir. Almacık Bloku güncel vadi tabanları hariç genel olarak bir aşınım kütesidir. Bu özelliği nedeniyle blok üzerinde yükselme hızını gösterecek birikim şekilleri oldukça sınırlıdır ve bunların bir kısmı yoğun kütle hareketleri nedeniyle ilksel konumlarını kaybetmişlerdir. Bununla beraber önceki bölümde değinildiği gibi Almacık Bloku'nun, Armutlu Bloku'nun jeolojik ve jeomorfolojik devamı olması ve neotektonik dönem öncesi morfolojisini yansıtan ve günümüzde kalıntıları Kocaeli Penepleni olarak adlandırılan eski bir peneplenin parçalarının blok üzerinde yer alması, bloğun uzun dönem yükselme miktarı ve hızının karşılaştırmalı olarak elde edilmesine imkan verir. Bunu test etmek amacı ile Kocaeli Penepleni, Armutlu Bloku ve Almacık Bloku'nun su bölümleri baz alınmıştır (Şekil 8.3).



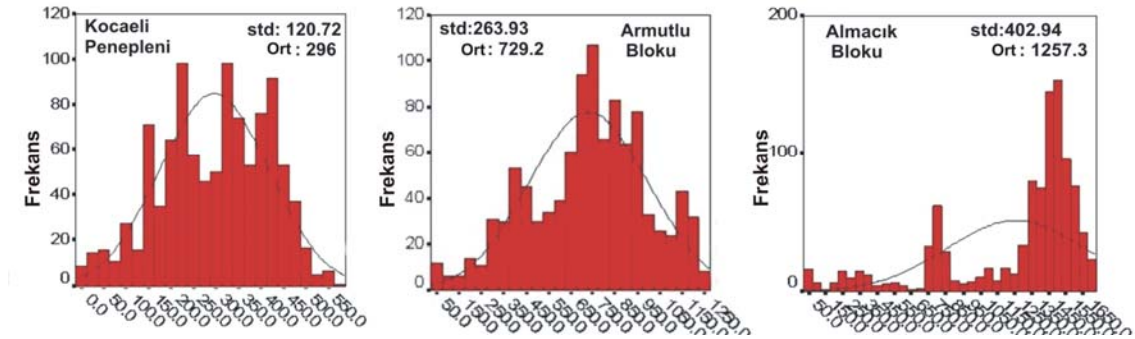
Şekil 8.3. Almacık Bloku, Armutlu Bloku ve Kocaeli Penepleni'nin drenaj şebekesi (mavi çizgiler) ve su bölümü çizgileri (kesikli beyaz çizgiler).

Su bölüm çizgilerinin baz alınmasının nedeni su bölümlerinin erozyonun en düşük olduğu alanlar (no-erosion belts, Horton, 1945) olmaları ve bu özellikleri ile ünitelerin ilksel topoğrafyasını yansıtma olmalarıdır. Su bölümü çizgilerinin koordinatları 90 m çözünürlüklü SRTM verisi kullanılarak elde edilmiştir. Daha sonra yükseklik değerlerinin tanıtıcı istatistikleri SPSS programı (www.spss.com.tr) yardımı ile çıkarılmış ayrıca profiller çizgisel olarak bir koordinat düzlemi üzerine iz düşürülerek 3 ünitenin su bölümü profillerinin karşılaştırılması amacı ile superimpose profiller şeklinde sunulmuştur (Şekil 8.4). Şekil 8.4.'de de görüldüğü gibi ilksel topoğrafyaları bir peneplenin parçaları olan 3 ünite arasında belirgin bir yükselti farkı vardır.



Şekil 8.4. Kocaeli Penepleni, Armutlu Bloku ve Almacık Bloku'nun subölümü çizgilerinin superimpose profilleri.

Bunların istatistik değerlerine bakılacak olursa ilksel peneplen topoğrafyasının en fazla korunduğu Kocaeli Penepleni'nin su bölümü çizgisinde ortalama yükseklik 296.1 m dir (Şekil 8.5). Kuzey Anadolu Fay Sisteminin kuzey kolu ile ondan ayrılan Armutlu Bloku'nda ise yüksekliğin batıdan doğuya doğru arttığı ve 729.2 m olan ortalama yüksekliğin (Şekil) doğuda 1200 m lere kadar tırmandığı Almacık Bloku'nda ise Armutlu Bloku'nun aksine yüksekliğin batıdan doğuya doğru azaldığı ve ortalama 1257 m yüksekliğe sahip olduğu görülmektedir (Şekil 8.5).



Şekil 8.5. Kocaeli Penepleni, Armutlu Bloku ve Almacık Bloku subölümü çizgilerinin yükseklik histogramları ve ortalama değerleri.

Gerek profillerden gerekse istatistik değerlerine bağlı olarak Almacık Bloku'nun KAFS nin bölgedeki faaliyetine bağlı olarak Geç Pliyosen'den günümüze yaklaşık 3 milyon yıldan bu yana görece olarak 1000 m kadar yükseldiğini söylemek mümkündür. Yüzeylerin ortalama yükseltisindeki değişimler bölgesel yükselmeleri ifade eder (Şekil 8.4). Yukarıdaki verilere bağlı olarak Almacık Bloku'nun KAF'ın bölgede aktif olmasından itibaren Kocaeli Penepleni'ne göre yaklaşık 1000 m, Armutlu Bloku'na göre de yaklaşık 500 m görece olarak daha fazla yükseldiğini söylemek mümkündür. Bu değerlere göre Almacık Bloku'nun diğerlerine göre hızlı bir yükselme hızına sahip olduğunu görülmektedir. KAF'ın sahadaki yaşı Geç Pliyosen olarak göz önüne alınırsa bu yükselme 0.3 mm/yıl olarak hesaplanmıştır.

Aşınım yüzeylerinin karşılaştırılması yanında blok içindeki yüksek fluvial sekiler blokun Kuvaterner deformasyonu hakkında bilgi vermektedir. Özellikle Mudurnu Vadisi'nde Almacık Bloku üzerinde yer alan yüksek sekiler yükselmenin Kuvaterner'de de devam ettiğini göstermektedir. Bunlardan en belirgin olanı Gökçeler Köyü'nde yer alan alüviyal sekidir (Şekil 5.5). Seki Mudurnu Nehri'nin güncel kanal seviyesinden 50-60 m kadar yüksektir. Ancak bu sekiden herhangi bir nümerik tarihlendirmemiz olmadığı için yükselme hızı ile ilgili bir bilgi verememekteyiz.

Bununla beraber Almacık Bloku'nun kuzeyinde Uğursuyu Nehri'nin birikinti yelpazeleri üzerinde yapılan nümerik tarihlendirme çalışmalarından bu konuda yararlanılabilir. Düzce Fayı tarafından kontrol edilen bu kesimde yer alan Birikinti Yelpazesi 1'in yaşı aynı zamanda Almacık Bloku'nun bu kesiminin yükselme hızını hesaplamak içinde kullanılabilir. Uğursuyu vadisinin önünde gelişen birikinti yelpazeleri aynı zamanda 3 farklı yükselme evresini göstermektedir. Birikinti yelpazesi 1 bu yelpaze sistemi içindeki en eski yelpazedir ve bu yelpaze sisteminin yakınsak bölümü Düzce Fayı'nın aktif kolu tarafından ötelenmiş aynı zamanda da yükseltilmiştir. Bu yelpaze üzerinde yapılan OSL tarihlendirmesi aynı zamanda Birikinti Yelpazesi 1'in yükselme hızını hesaplamak için de kullanılabilir. Birikinti Yelpazesi 1 Pucci (2008) tarafından G.Ö. 60,170±6280 yıl olarak tarihlendirilmiştir ve örnek alınan noktanın yüksekliği 260-270 m, güncel kanalın yüksekliği ise 210 m'dir. Buradaki yükselmenin miktarı 50-60 m'dir. Buna göre son 60 bin yıl içindeki yükselme hızı $0.83-1.0 \pm 0.1$ mm/yıl'dır.

Ancak bu değerin blokun her yerinde aynı olduğunu söylemek zordur. Keza blok üzerinde bloku sınırlayan fayların birbirleri ile olan geometrik ilişkilerine bağlı olarak değişken yükselme biçimi gözlenmektedir. Blokun doğu sınırında 1944 Gerede Depremi yüzey kırığı ile Elmalık ve Bakacak segmentleri arasında açılmalı bir sekme geometrisi görülürken blokun batısını sınırlayan faylar 1999 İzmit Depremi yüzey kırığının Karadere Segmenti sıkışmalı bir yapı arz eder ve blokun bu kesiminde daha yüksek bir relief oluşmasına neden olur. Gözlemlere dayalı bu deformasyonları daha nicel şekillerde değerlendirebilmek amacı ile blok üzerindeki ana akarsu havzalarında morfometrik analizler yapılmıştır. Aşağıda bunlar detaylı olarak verilmektedir.

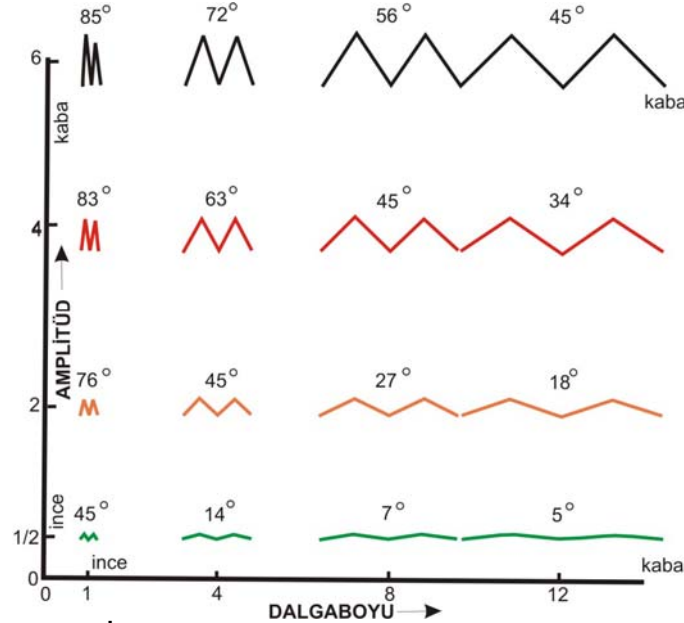
8.2.1. Drenaj Havzalarının Yükselmeye Tepkisinin Nicel Analizi

Fluviyal sistemler iklimsel değişimlerin yanında litolojik ve özellikle düşey yer değiştirmeye neden olan tektonik deformasyonlardan oldukça etkilenir ve tepkilerini erozyon hızları ile doğru orantılı olarak değişken bir gecikme süresinden sonra hemen gösterirler. Bu göstergelerin nicel analizi blok üzerindeki değişken yükselme biçiminin ortaya çıkarılmasında oldukça yardımcı olmaktadır. Yerey analizleri (terrain analysis) ve morfometrik analizler en yaygın olarak kullanılan nicel analizlerdir.

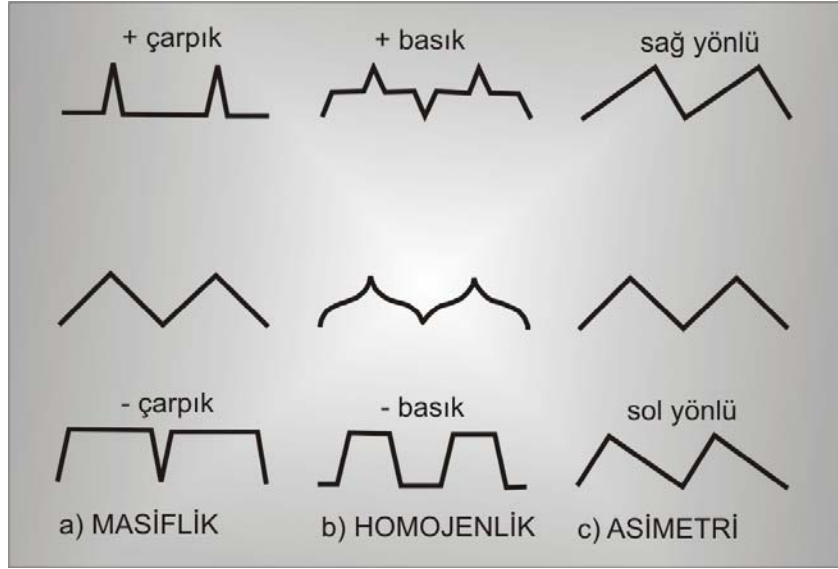
Yerey analizi yeryüzününün nicel (kantitatif) analizidir (Evans, 1999). 1970 yıllardan itibaren jeomorfolojik çalışmalarda nicel ve istatistiki metodlar daha sık bir şekilde kullanılmaya başlanmıştır (Chorley, 1972; Evans, 1972 ve 1990; Wilson ve Gallant, 2000).

Bir yer şeklinin karakteristiklerinin tanımlanmasında her noktasındaki yükseklik ve eğim, bakı gibi topoğrafik nitelikleri birincil türevler, bunlardan yararlanılarak üretilen plan ve profil eğriselliği ise ikincil topoğrafik türevlerdir. Birincil ve ikincil topoğrafik türevlerinin istatistikleri ile bunlar aralarındaki korelasyonlar bir topoğrafyayı karakterize edebilecek jeomorfometrik sonuçlar verilebilmektedir (Evans, 1999).

Eğer bir topoğrafyanın amplitüdü (relief) dalga boyuna karşı noktalanırsa, topoğrafyayı dokusal olarak “seyrek”ten “sık” dokuya doğru tanımlayabilmek mümkündür (Şekil 8.6). Bunun yanı sıra farklı dokusal özelliklere sahip topoğrafyaların özellikle birincil topoğrafik türevlerden yükseklik ve eğimin moment istatistiklerinin çarpıklığı (skewness) ve basıklığı (kurtosis) bu topoğrafyaların sınıflandırılmasına imkan vermektedir. Üzerinde bir kaç alçak alanın yer aldığı masif topoğrafyalar negatif çarpıklık verirken üzerinde adacıklar halinde bir kaç yüksek alanın yer aldığı açık topoğrafyalar pozitif çarpıklık gösterir (Şekil 8.7). Basıklık değerleri ise topoğrafyanın homojenliğini tanımlar. Genelde ortalamaya yakın değerler baskın olmasına rağmen geniş tabanlı vadilere sahip plato topoğrafyalarının yükseklik frekans dağılımı negatif basıklık verir (ya bimodalite ya da geniş bir yükseklik modu şeklinde) (Evans, 1999).



Şekil 8.6. İki parametrel model en kesitler (Evans, 1999).



Şekil 8.7. Model en kesitlerin topografik sınıflaması (Evans, 1999)

Yükseklik ve diğer türevler tektonikle yakından ilişkilidir, bunların frekans dağılımları ve istatistikleri her bir tektonik bölgedeki drenaj havzasında uygulanabilir (Fielding ve diğ. 1994; Evans, 1999).

Bu topoğrafik türevlerin özelliklerine aşağıda değinilmiştir.

Yükseklik; en temel topoğrafik unsurdur ve diğer tüm türevler yükseklikten üretilir. Yüksekliğin frekans dağılımından yukarıda bahsedilmiştir.

Eğim; bir noktadaki maksimum yükseklik değişme oranıdır ve derece, tanjant ya da yüzde olarak ifade edilir. Eğim genellikle derece olarak ölçülür ve çok dik topoğrafyalar hariç genellikle pozitif çarpıklığa sahip dağılım verir. Eğer taşkın ovalarındaki gibi çoklu modlara sahipse eğimin basıklığı düşük (negatif) olacaktır. Eğim değişkenliği, aralıktan ziyade standart sapma ile ölçülür ve topoğrafyanın heterojenliğini ölçer, örneğin iyi yarılmış bir platoda yüksektir. Eğim değerlerinin ortalaması ise o topoğrafyanın sarplığını verir (Evans, 1999).

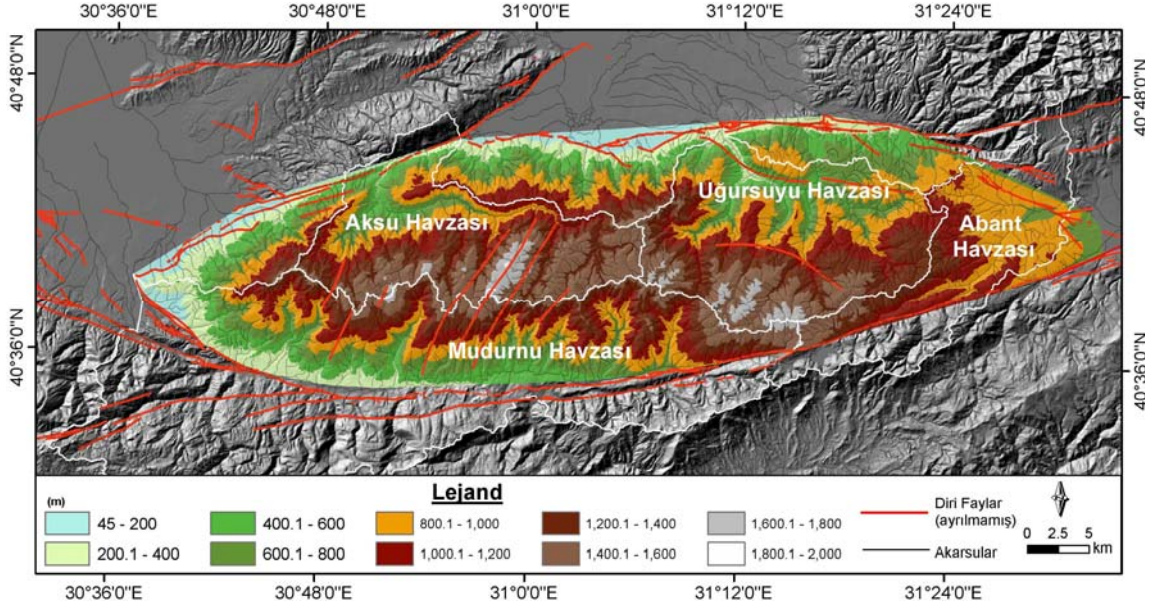
Bakı; bir noktadaki eğimin yönüdür ve diğer türevlerden farklı olarak dairesel istatistiksel metodlarla çalışılır. Genellikle yamacın kuzeyle yaptığı 0-360 derece arasındaki azimut değeri ile ifade edilir.

Profil Eğrisellik; bir yamaçtaki eğimin değişme oranıdır ve bir akış çizgisinin düşey düzlemdeki çizgisidir. Derece/100 m ile ölçülür. Profil eğriselliği dışbükey ve içbükey

yamaçları ayırt etmek için kullanılır. Yamaç aşağıya artan eğim için profil eğrisellik negatiftir (dışbükey akış profili, üst yamaçlar), yamaç aşağıya azalan eğim için ise (içbükey akış profili, alt yamaçlar) pozitiftir. Profil eğriselliğinin ortalaması profildeki net dışbükeyliliği, standart sapması profildeki yüzey düzensizliğini, profildeki içbükeyliliği ve çarpıklığı ise dışbükeyliliğin içbükeyliğe karşı keskinliğini verir (Evans, 1999; Willson ve Gallant, 2000).

Plan Eğrisellik; bir eşyüksele eğrisi boyunca bakının değişme oranıdır. Derece/100 m ile ölçülür. Yamaçlardaki topoğrafik yaklaşmayı ya da uzaklaşmayı ölçer, böylece suyun akış eğilimi belirlenebilir. Bu eğrisellik sırtlar, vadiler ve yamaçları ayırt etmek için kullanılır. Eğrisellik yaklaşan yamaçlarda (vadilerin içinde) pozitif, uzaklaşan yamaçlarda (sırtlarda) negatiftir. Havza sınırları boyunca çok yüksek ve düşük plan eğrisellik değerlerinin yan yana gelmesi boyunların belirlenmesine yardımcı olur. Plan eğriselliğinin ortalama değeri plandaki net dışbükeyliliği, standart sapması drenaj yoğunluğu ile yakından ilişkili olarak plandaki net eğriselliği, çarpıklığı ise dışbükeyliliğin (uzaklaşan) içbükeyliğe (yakınlaşan) karşı keskinliğini verir (Evans, 1999; Willson ve Gallant, 2000).

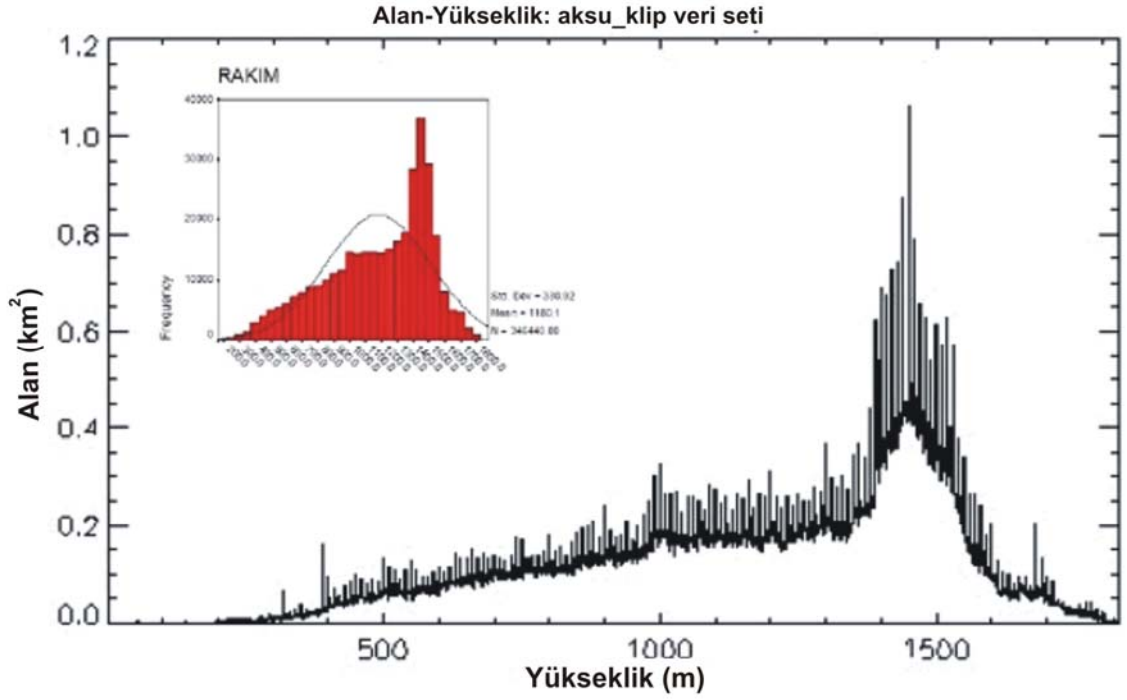
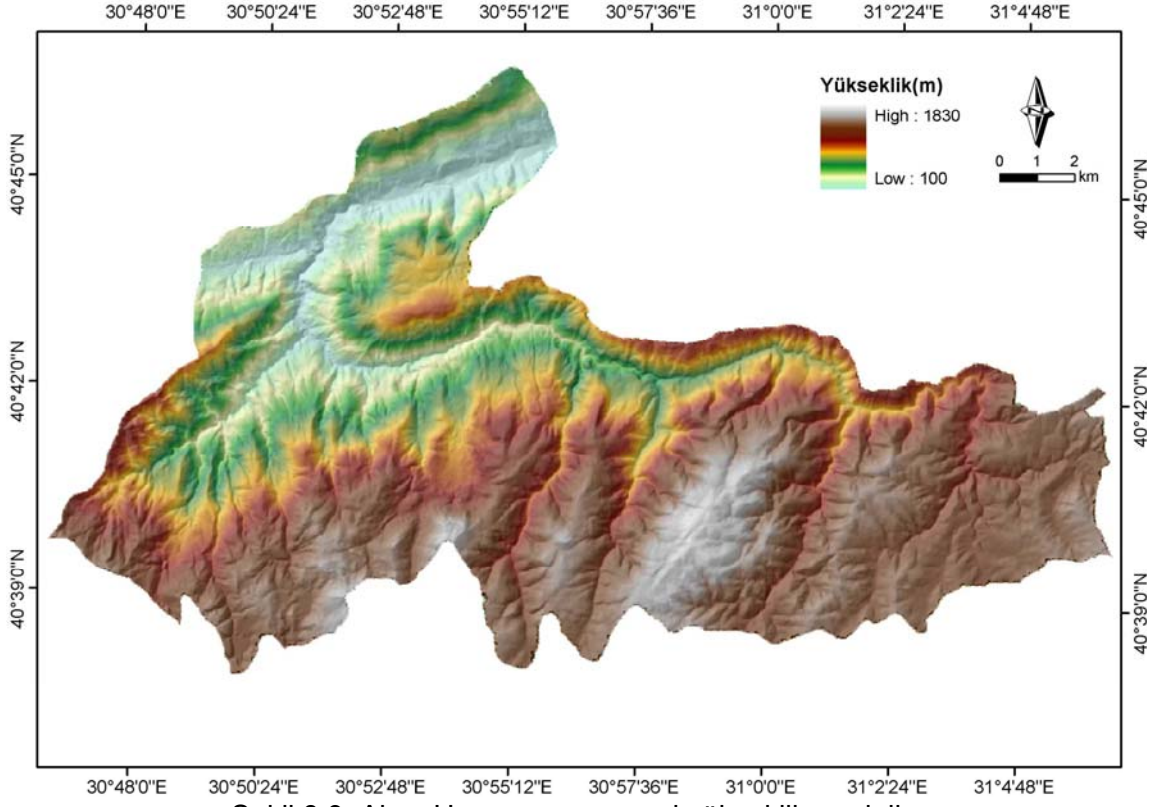
Yukarıdaki analizlerden tektonik anlam ifade etmesi bakımından yükseklik, eğim ve bakı analizleri yapılmıştır. Bu amaçla Almacık Bloku'nun 1/25000 ölçekli topoğrafya haritalarından yararlanılarak 25 m hücre boyutlu sayısal yükseklik modeli oluşturulmuştur (Şekil 9.7). Blok sınırının yapısal bir anlam taşımasından dolayı bloku çevreleyen aktif faylar alınarak belirlenmiş ve analizler ve istatistikler blokun bu faylar arasında kalan alanı üzerinde yapılmıştır. Analizler ilk olarak Almacık Bloku üzerinde gelişmiş ana akarsu havzaları üzerinde yapılmış bunu takiben tüm veri kümeleri birleştirilerek blok bir bütün olarak değerlendirilmiştir.



Şekil 8.8. Almacık Bloku'nun sayısal yükseklik modeli ve ana akarsu havzaları.

8.2.1.1. Yükselik

Aksu Havzası blokun kuzey yarısındaki iki ana akarsu havzasından biridir (Şekil 8.8). Bu havza Aksu Nehri vasıtası ile sularını Efteni Gölü'ne boşaltır. Havzanın aşağı kesimleri 1999 İzmit depremi yüzey kırığının Karadere Segmenti tarafından denetlenir. Aksu Havzası'nın yükseklik frekans dağılımının moment istatistikleri havzanın topoğrafyasını karakterize etmektedir (Tablo 8.1). Havzanın yükselti aralığı 1639 m, ortalama yüksekliği 1180 m ve standart sapması 330 m'dir. Aksu Havzası'nda yüksek frekanslar özellikle havzanın yukarı kesiminde yoğunlaşmıştır (Şekil 8.9, 8.10). En fazla yoğunlaşma 900-1000 m ve 1400-1500 m aralıklarındadır. 1400-1500 m aralığından 1300 m aralığına belirgin bir düşüşle geçilir yine 1000 m ile daha alçak alanlar arasında da yukarıdaki kadar olmasa da belirgin bir azalma ile geçiş vardır (Şekil 8.10).

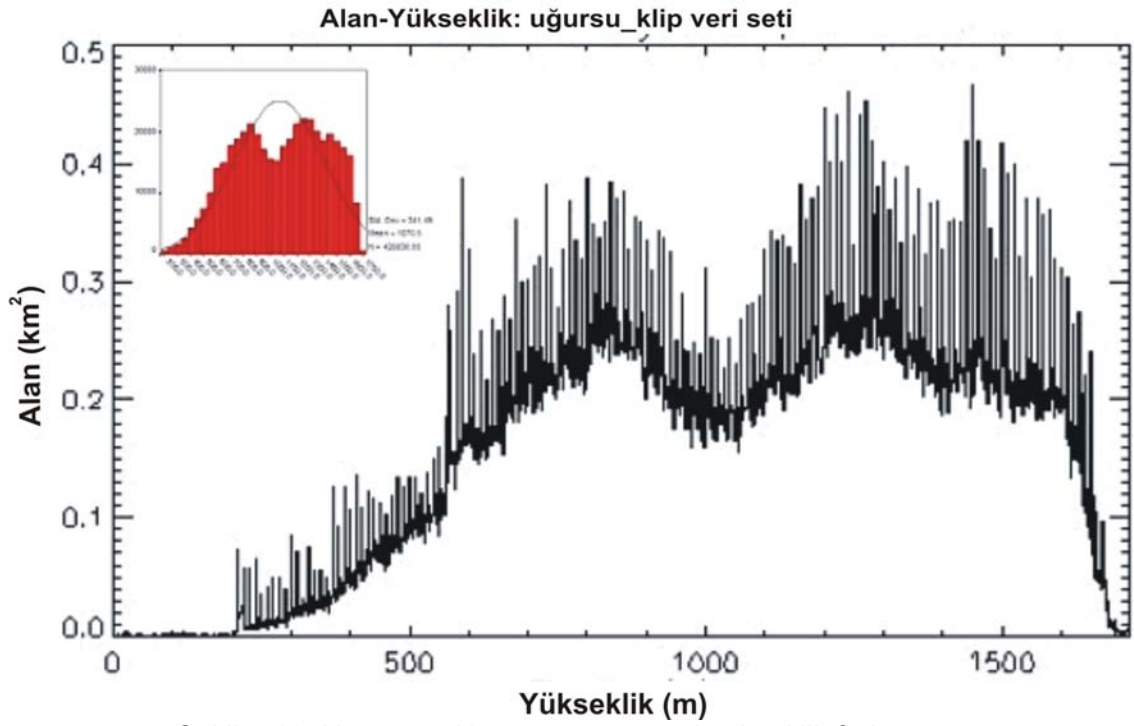
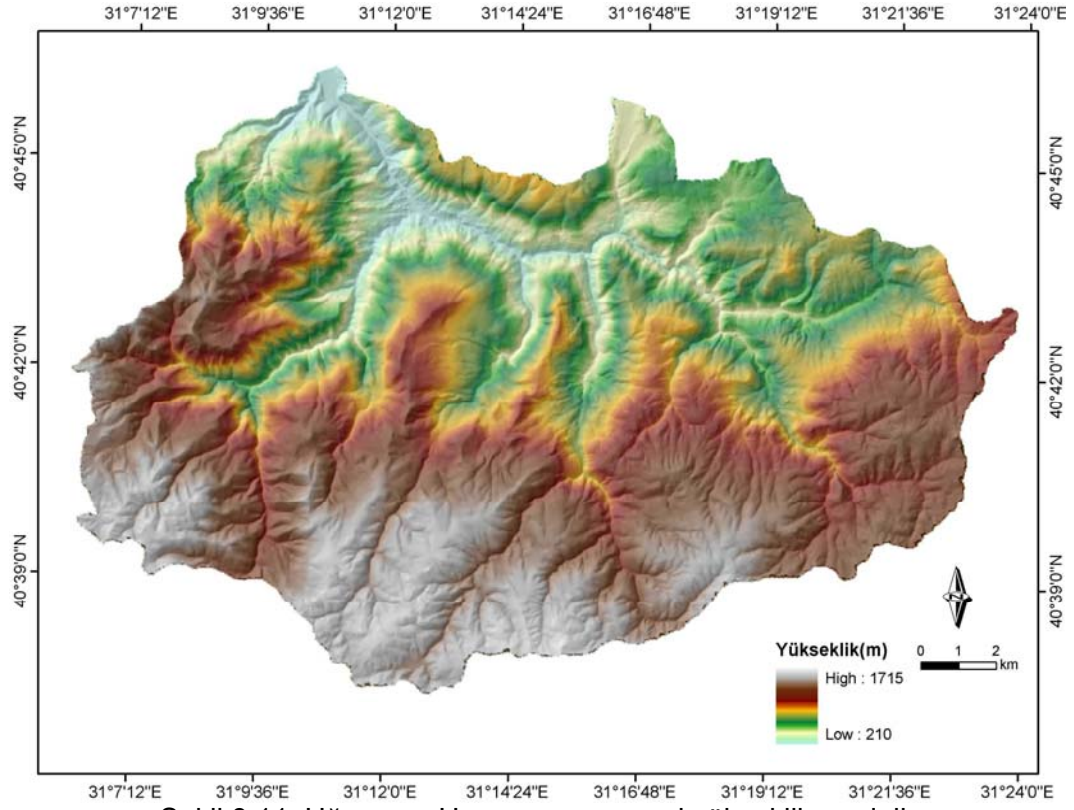


Havzanın yükseklik frekansı dağılımının şekline bakıldığında yüksekliğin normal dağılmadığı ve sağa çarpık bir dağılıma sahip olduğu görülür (Şekil 8.10). Dağılımın çarpıklık değeri -0.615'tir. Dağılımın basıklık değeri ise yine negatif olup -0.513'tür (Tablo 8.1). Bu değerlere bağlı olarak havzanın masifliğinin yüksek olduğunu ancak homojenliğinin de masifliğine yaklaştığını söylemek mümkündür.

Tablo 8.1. Aksu Havzası'nın yükseklik moment istatistikleri.

N	Geçerli Kayıp	
		346440
		0
Ortalama		1180.0885
Ortalamanın std.hatası		.56222
Medyan		1254.7100
Mode		1440.00
Std. Sapma		330.91767
Varyans		109506.5
Çarpıklık		-.615
Çarpıklığın std.hatası		.004
Basıklık		-.513
Basıklığın std.hatası		.008
Aralık		1639.57
Minimum		190.43
Maksimum		1830.00
Toplam		4.1E+08

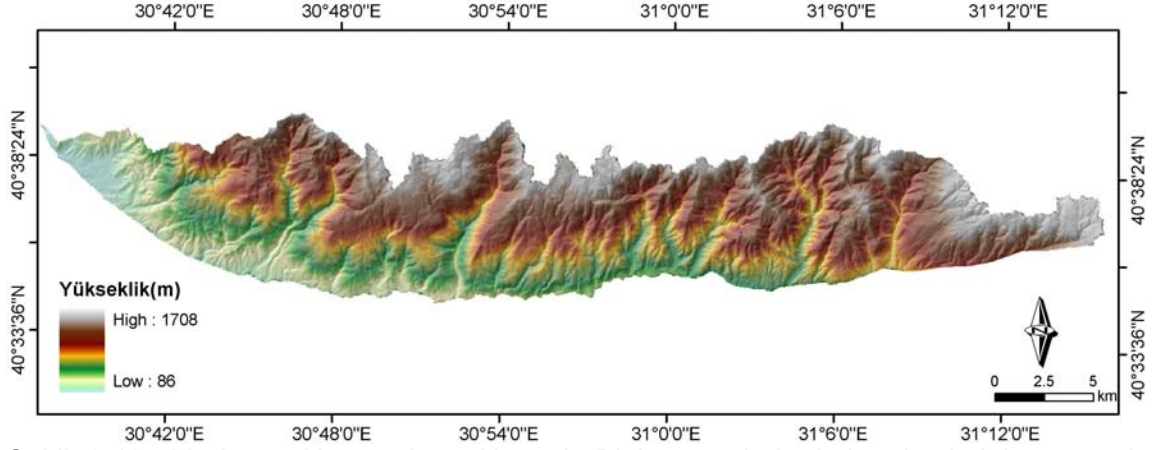
Uğursuyu Havzası (Şekil 8.11) Almacık Bloku'nun kuzey aklanında yer alır ve Aksu Havzası'nın doğusundadır (Şekil 8.8). Sularını Efteni gölüne boşaltır. Havza kuzeyden Düzce Fayı'nın Efteni ve Beyköy segmentleri ile sınırlanır. Uğursuyu Havzası'nın yükseklik frekans dağılımının moment istatistikleri Tablo 8.2'de verilmiştir. Havzanın yükselti aralığı 1524 m, ortalama yüksekliği 1070 m ve standart sapması 341 m'dir Uğursuyu Havzası'nda yükseklik frekans dağılımı bimodal bir dağılım gösterir (Şekil 8.12). 1200-1400 m aralığındaki ilk mod 1000 m aralığına kadar dereceli bir azalış gösterir.. 1000 m'den itibaren ikinci bir mod görülür ve 800 m aralığına kadar yükselerek devam eder ve buradan da havzanın en alçak noktası olan 190 m ye doğru basamaklar yaparak azalır. Havzanın frekans dağılımının şekli ise biraz sağa çarpıktır (Şekil 8.12). Dağılımın çarpıklık değeri -.0173 basıklık değeri ise -0.961'dir (Tablo 8.2). Bu değerlere bağlı olarak havzada vadilerin tabanlarının nispeten geniş olduklarını ve havzanın masifliğinin az ancak homojen bir topoğrafyaya sahip olduğunu söylemek mümkündür.



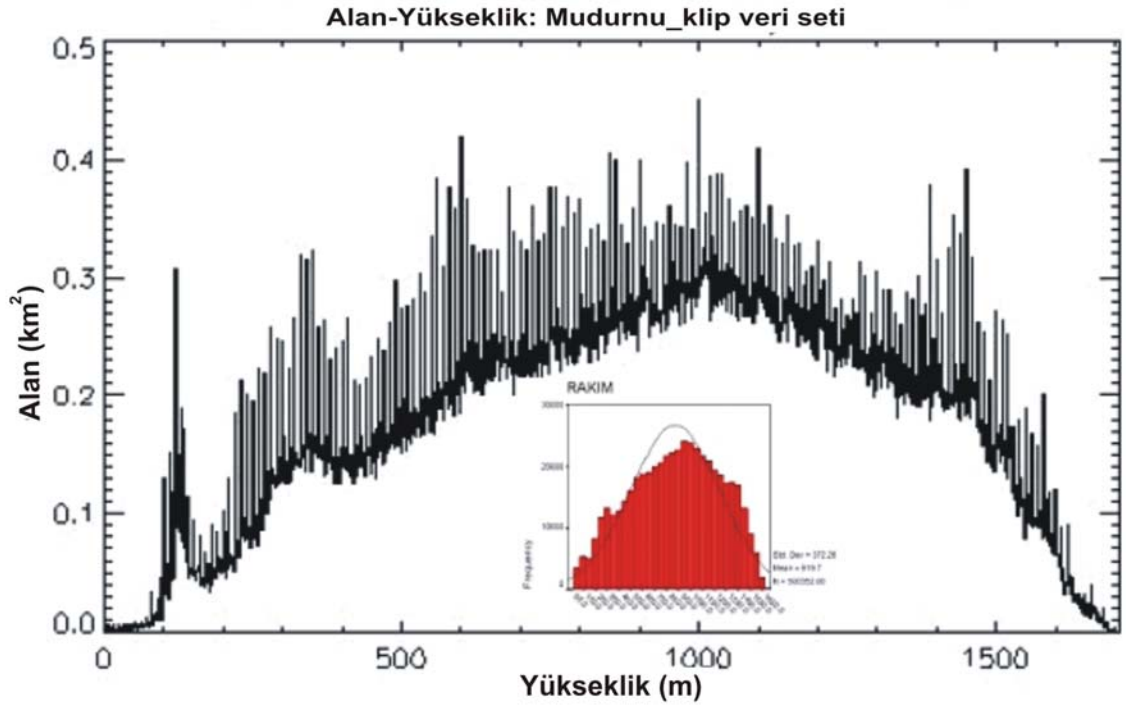
Tablo 8.2. Uğursuyu Havzası'nın yükseklik moment istatistikleri.

N	Geçerli Kayıp	428836 0
Ortalama		1070.4624
Ortalamanın std.hatası		.52148
Medyan		1094.9400
Mode		1450.00
Std. Sapma		341.49311
Varyans		116617.5
Çarpıklık		-.173
Çarpıklığın std.hatası		.004
Basıklık		-.961
Basıklığın std.hatası		.007
Aralık		1524.58
Minimum		190.42
Maksimum		1715.00
Toplam		4.6E+08

Mudurnu Havzası Almacık Bloku'nun güneyinde yer almaktadır (Şekil 8.8, 8.13). Bu analizde havzanın Almacık Bloku üzerinde yer alan kuzey yamaçları çalışılmıştır. Havzanın suları Mudurnu Nehri tarafından Adapazarı Ovası'na boşaltılır. Mudurnu Havzası'nın yükseklik frekans dağılımının moment istatistikleri Tablo 8.3'de verilmiştir. Havzanın yükselti aralığı 1638 m, ortalama yüksekliği 919 m ve standart sapması 372 m'dir. Havzanın yükseklik frekans dağılımı çok modlu bir dağılım gösterir (Şekil 8.14). Zirvelere yakın 1700 m yükseltisinden 1500 m yükseltisine geçiş dik bir geçişle olurken 1500 m ile 1000 m arasındaki geçiş dereceli bir şekilde artarak gerçekleşir. Bu artış 1000 m modundan itibaren azalarak geçer ve dereceli bir şekilde 70 m ye doğru azalır. Ancak bu dereceli geçiş içinde geçişi kesintiye uğratan ikincil modlar mevcuttur. Bunlar sırasıyla 600 m, 300 m ve 120 m modlarıdır. Bu modların Mudurnu Nehri'nin yüksek sekilerine karşılık gelen seviyeler olması muhtemeldir. Frekans dağılımının şekli çok az sağa çarpıktır. Dağılımın çarpıklığı negatif $-.161$, ancak düşüktür, basıklık değeri ise $-.852$ gibi yüksek bir negatif değerdir (Tablo 8.3). Bu değerler havzanın masifliğinin düşük olduğunu ancak homojenliğinin yüksek olduğunu göstermektedir.



Şekil 8.13. Mudurnu Havzası'nın Almacık Bloku üzerinde kalan kesiminin sayısal yükseklik modeli.



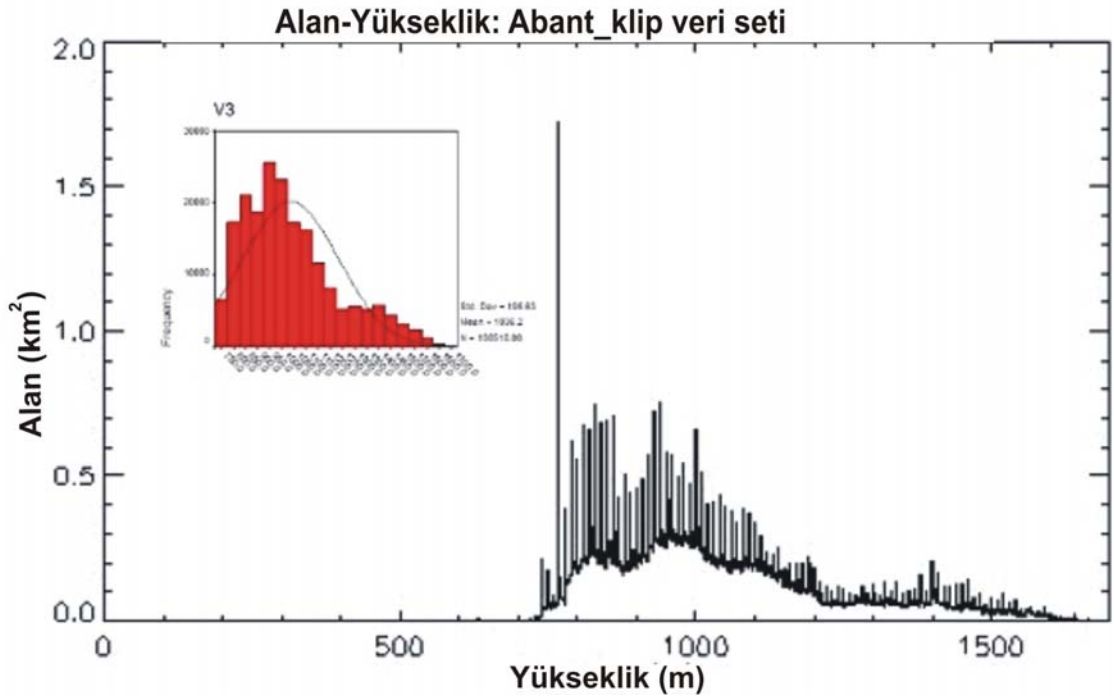
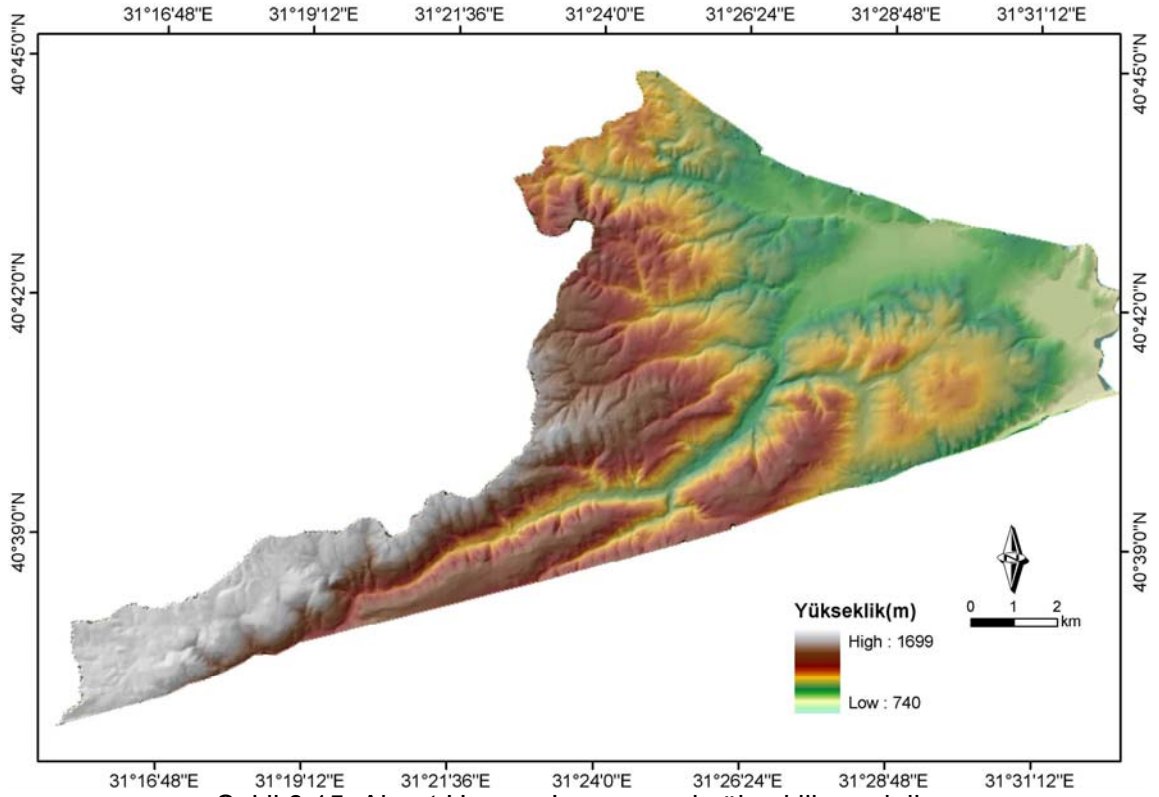
Şekil 8.14. Mudurnu Havzası'nın yükseklik frekansı.

Abant Havzası Almacık Bloku'nun güney doğusunda yer alan bir havzadır (Şekil 8.8, 8.15). Havza sınırları Almacık Bloku'nu sınırlayan faylardan kesildiği için tipik bir akarsu havzası sınırlarına sahip değildir. Havzanın suları Abant Deresi tarafından Bolu Ovası'na boşaltılır. Abant Havzası'nın yükseklik frekans dağılımının moment istatistikleri Tablo 8.4'de verilmiştir. Havzanın yükselti aralığı 969 m, ortalama yüksekliği 1036 m ve standart sapması 195 m'dir (Tablo 8.4). Havzanın yükseklik frekans dağılımı bimodal bir dağılım gösterir (Şekil 8.16).

Diğer havzalardan farklı olarak yükseklikler havzanın orta ve aşağı kesimlerinde özellikle 730-1200 m aralığında 800-850 ve 950-1000 m frekansları yoğundur (Şekil 8.16). 1000-1200 m aralığında dereceli bir şekilde azalan frekans değerleri 1200 m'den itibaren birbirine yakın bir frekans aralığında seyrederler. Abant Havzası'nın frekans dağılımının şekli diğer bütün havzalarından farklı olarak sola çarpıktır. Bu dağılımın çarpıklık değeri yüksek ancak pozitifdir, 0.857, basıklığı ise oldukça düşük ve pozitifdir, 0.152 (Tablo 8.4). Bu moment istatistikleri ile Abant Havzası'nın pozitif masifliğinin yüksek olduğu nadir yüksek alanlara ve bu alanlardan yüksek eğimlerle ayrılan açık bir topoğrafyaya sahip olduğunu söylemek mümkündür.

Tablo 8.3. Mudurnu Havzası'nın yükseklik moment istatistikleri.

N	Geçerli Kayıp	500352
Ortalama		0
Ortalamanın std.hatası		919.6868
Medyan		.52627
Mod		940.5050
Std. Sapma		120.00
Varyans		372.26003
Çarpıklık		138577.5
Çarpıklığın std.hatası		-.161
Basıklık		.003
Basıklığın std.hatası		-.852
Aralık		.007
Minimum		1638.14
Maksimum		70.00
Toplam		1708.14
		4.6E+08

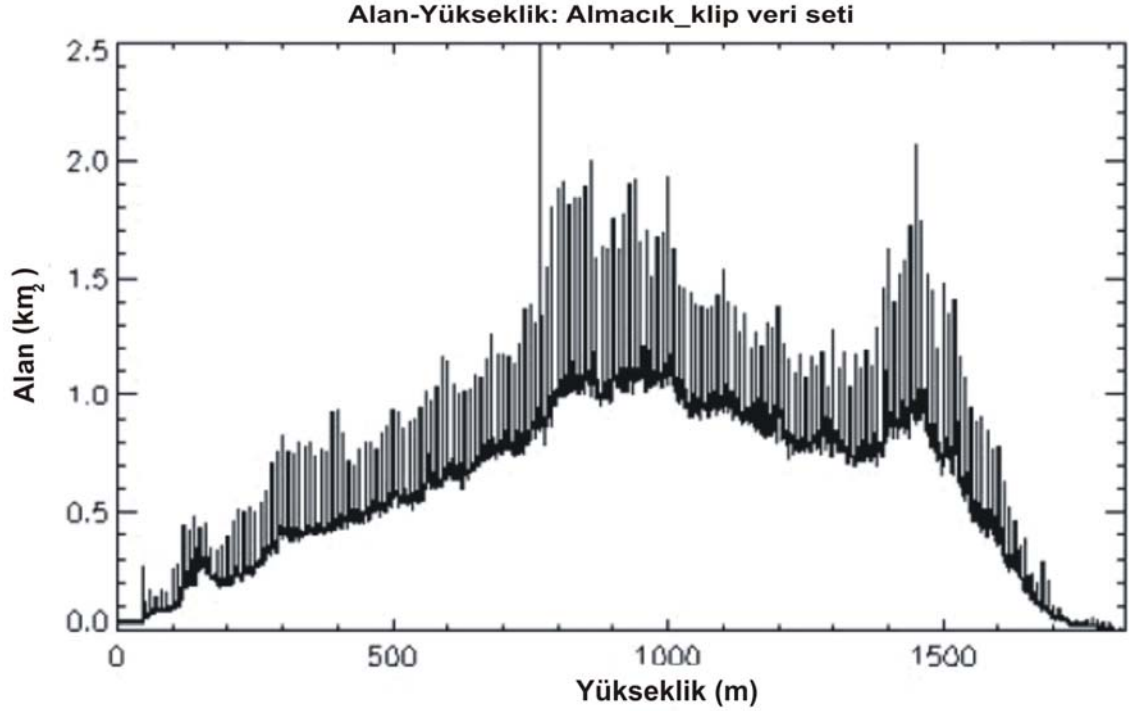


Şekil 8.16. Abant Havzası'nın yükseklik frekansı.

Tablo 8.4. Abant Havzası'nın yükseklik moment istatistikleri.

N	Geçerli Kayıp	
		198518
Ortalama		0
Ortalamanın std.hatası		1036.2130
Medyan		.43906
Mod		995.4150
Std. Sapma		767.00
Varyans		195.62573
Çarpıklık		38269.43
Çarpıklığın std.hatası		.867
Basıklık		.005
Basıklığın std.hatası		.152
Aralık		.011
Minimum		969.17
Maksimum		730.07
Toplam		1699.24
		2.1E+08

Almacık Bloku'nun (Şekil 8.17) tümünün yükseklik frekans dağılımının moment istatistikleri Tablo 8.5'te verilmiştir. Blokun yükselti aralığı 1785 m, ortalama yüksekliği 961 m ve standart sapması 380 m'dir. Blokun yükseklik frekans dağılımı bimodal bir dağılım gösterir (Şekil 8.18). Bu modlar içinde en fazla 800-1000 m aralığındaki mod belirgindir. Frekans 1830 m ile 1500 m aralığında dik bir geçişle artar ve bu aralıkta bir yoğunluk gösterir. 1350 m aralığına yine dik bir şekilde azalarak geçen dağılım 1350-1000 m aralığında dereceli bir şekilde artarak devam eder. 800-1000 m aralığındaki yoğunluk ise 300 m yükselti aralığına kadar eğimli bir şekilde azalır ancak 300 m'den sonra frekansın belirgin bir basamakla daha alçak yüksekliklerin frekanslarından ayrıldığı gözlenir. 100-200 m aralığında tekrar yükselen frekans daha alçak alanlara basamaklı bir şekilde iner. Blok bütününde sağa çarpık bir frekans dağılımı şekli verir (Şekil 8.18). Blokun çarpıklık değeri negatiftir, -0.197, ancak basıklığı daha yüksek bir negatifliğe, -0.758, sahiptir (Tablo 8.5). Bu özelliği ile bloku akarsu havzalarının plato yüzeylerinin zararına geliştiği ve plato yüzeylerinin arasında yer yer geniş tabanlı vadilerin yer aldığı homojen bir topoğrafya olarak tanımlamak mümkündür.



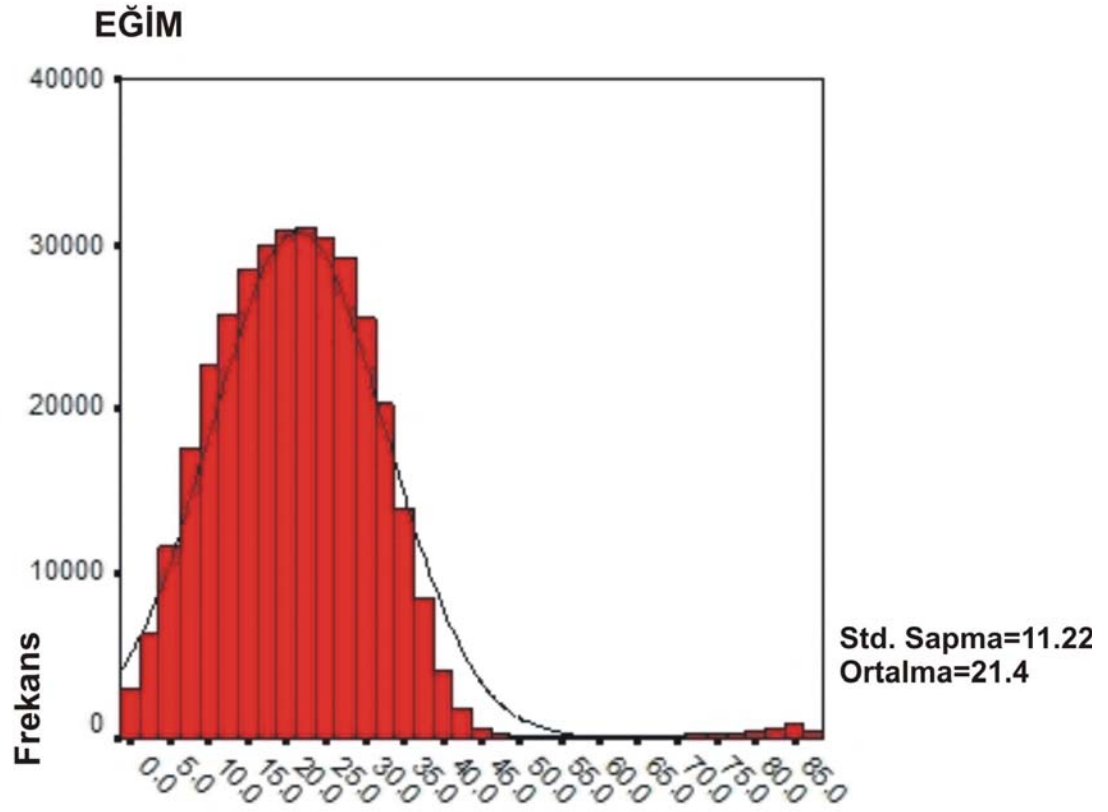
Şekil 8.17. Almacık Bloku'nun yükseklik frekansı.

Tablo 8.5. Almacık Bloku yükseklik moment istatistikleri.

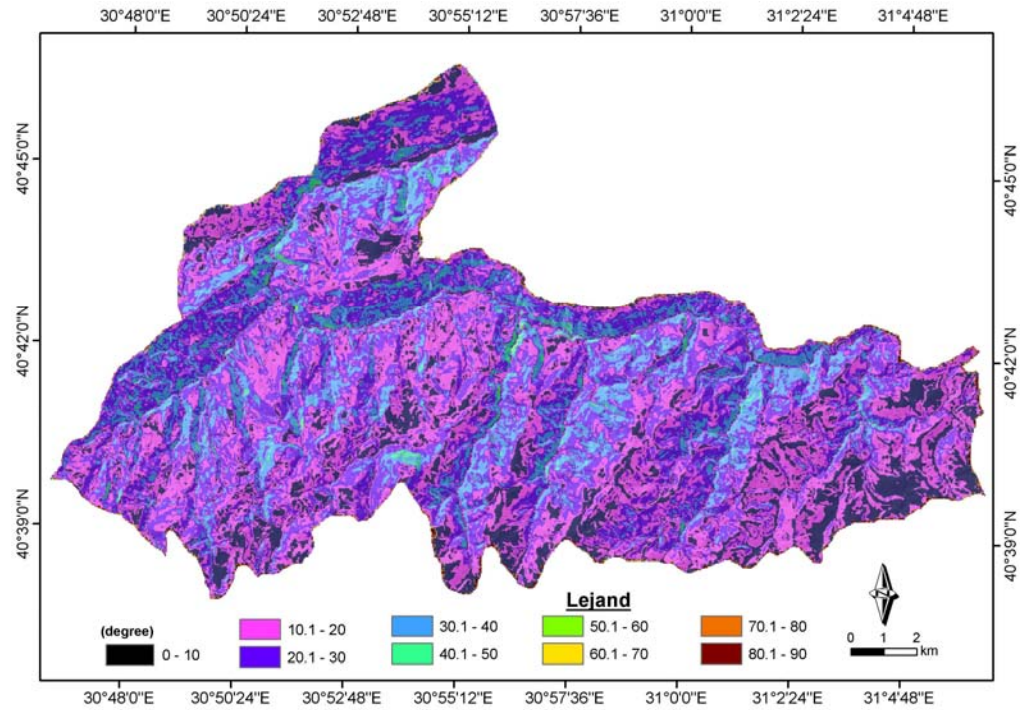
	No	Aralık	Min	Mak	Ortalama	Std.Sap ma	Varyans	Çarpıklık	Basıklık
Yükseklik	1850 682	1785	45	1830	961	390	144638	-197	-758

8.2.1.2. Eğim

Aksu Havzası'nda eğim aralığı yoğun olarak 0 ile 5° arasında değişmektedir (Şekil 8.18). En düşük eğimler (0-5°) yoğun olarak su bölümüne yakın ve zirveler düzlüğü üzerinde yer alır. Düşük eğimler ise genellikle vadilerin arasındaki geniş interflüvlerde yer alırken 20-50° gibi nispeten daha yüksek eğimler akarsuyun kollarının alt havzalarının vadi tabanlarına doğru ve asimetric olan vadilerin batı yamaçlarında yoğunlaşmaktadır (Şekil 8.19). Ortalama eğimi (sarplık) 21.4° olan havzanın eğim standart sapması (heterojenliği) ise 11.2° gibi düşük bir değerdir (Tablo 8.6).



Şekil 8.18. Aksu Havzası'nın eğim frekansı.



Şekil 8.19. Aksu Havzasının eğim haritası.

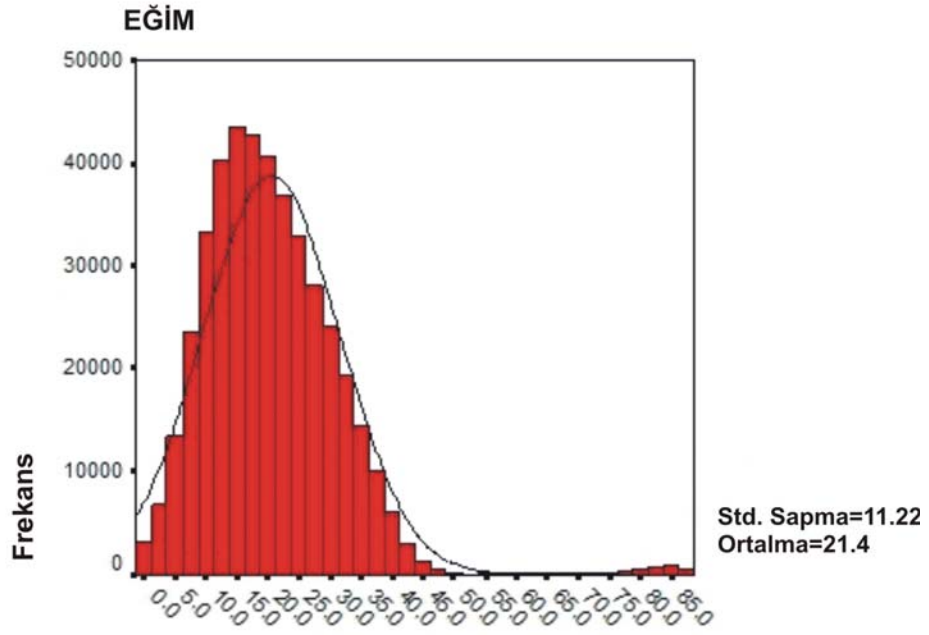
Tablo 8.6. Aksu Havzası'nın eğim moment istatistikleri

N	Geçerli Kayıp	
		346440
Ortalama		0
Ortalamanın std.hatası		21.4387
Medyan		.01906
Mod		20.9900
Std. Sapma		.00
Varyans		11.21665
Çarpıklık		125.81328
Çarpıklığın std.hatası		1.492
Basıklık		.004
Basıklığın std.hatası		6.663
Aralık		.008
Minimum		88.08
Maksimum		.00
Toplam		88.08
		7427228

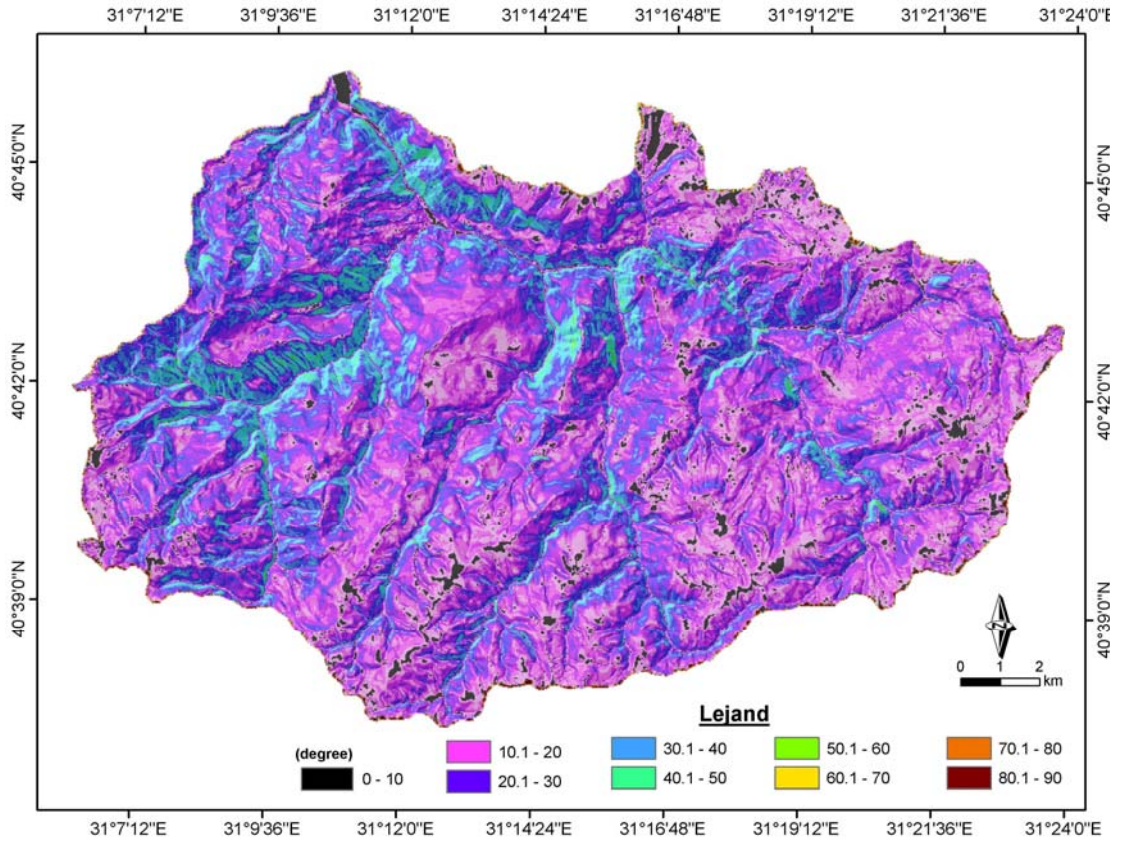
Uğursuyu Havzası'nda eğim değerleri Aksu Havzası ile benzerdir ve yoğunluk 0 ile 50° arasındadır (Şekil 8.20). En düşük eğimli alanlar (0-5° derece arası) havzanın zirveler düzlüğü üzerinde çok sınırlı alanlarda yer alırken düşük eğimli alanlar geniş alanlarda havzanın yukarı kesimlerindeki vadilerin interflüvlerinde ve yamaçlarında yayılış gösterirler. Bu havzada da özellikle Uğursuyu'nun kollarının vadilerinin tabanlarına doğru ve batı yamaçlarında eğim değerleri yükselir (Şekil 8.21). Havzanın ortalama eğimi (sarplık) 20.4° derece standart sapması ise (heterojenliği) 11° gibi düşük bir değerdir (Tablo 8.7).

Mudurnu Havzasında da eğim değerleri 0-50° arasında yoğunluk kazanır (Şekil 8.22). Havzada zirveler düzlüğünün çok sınırlı olması, en düşük eğimli alanların yüksek alanlardan ziyade özellikle iki geniş tabanlı vadide yoğunlaşmasına neden olmuştur. Bunlar Gökçeyazı yüksek akarsu sekisi ile Kuzuluk Vadisidir. Havzada düşük eğimli (5-20°) araziler Almacık Blokunun güneye Mudurnu Vadisi'ne bakan yamaçlarında yoğunlaşmıştır. Eğimli araziler ise Mudurnu Çayı'nın yan vadilerinde yer alır ve havzanın doğusuna doğru gittikçe artmaktadır (Şekil 8.23). Havzanın ortalama eğimi

22.6°, standart sapması ise 12.1° dir (Tablo 8.8). Bu havzada su bölümü ile havza tabanı arasındaki mesafenin çok yakın olması sarplığı arttırmıştır.



Şekil 8.20. Uğursuyu Havzası'nın eğim frekansı.



Şekil 8.21. Uğursuyu Havzası'nın eğim haritası.

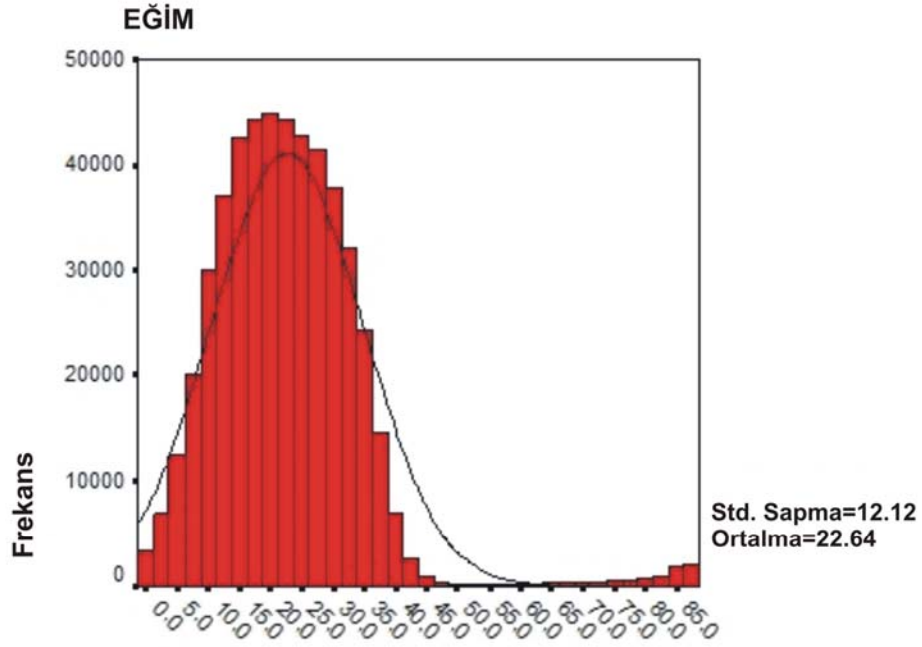
Tablo 8.7. Uğursuyu Havzası'nın eğim moment istatistikleri.

N	Geçerli Kayıp	428836
Ortalama		0
Ortalamanın std.hatası		20.4795
Medyan		.01680
Mod		19.2000
Std. Sapma		.00
Varyans		11.00218
Çarpıklık		121.04792
Çarpıklığın std.hatası		1.675
Basıklık		.004
Basıklığın std.hatası		7.129
Aralık		.007
Minimum		88.24
Maksimum		.00
Toplam		88.24
		8782365

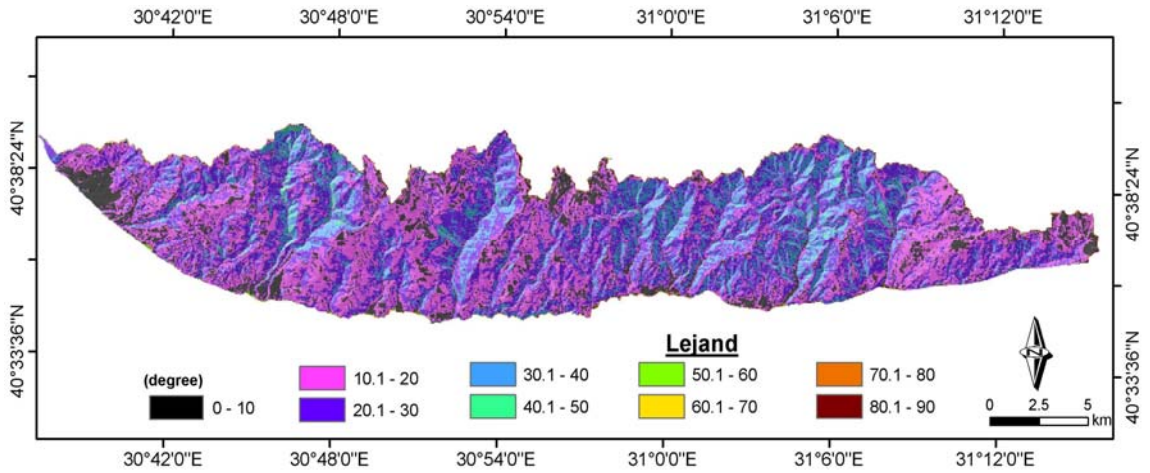
Abant Havzasında eğim değerleri 0-45° eğim aralığı arasında yoğunlaşmıştır (Şekil 8.24). Diğer havzalara oranla daha sade bir eğim haritasına sahiptir. Havzada en düşük eğimli 0-5° arazileri özellikle havzanın aşağı kesimindeki Yumrukaya Depresyonunda geniş alan kaplarlar. Bunun yanında havzadaki vadilerin interflüvleri üzerinde de en düşük eğimli araziler dikkati çekmektedir. Havzanın büyük çoğunluğu 5-20° eğim aralığı içinde yer alır ve vadilerin interflüvleri ve yamaçlarında geniş alan kaplarlar. Yüksek eğimler ise (20-45°) özellikle Abant Deresi vadisinin yamaçları ve vadi tabanında yayılım gösterir (Şekil 8.25). Bu havzanın ortalama eğimi 13.09° ile diğer havzalardan oldukça düşüktür standart sapması ise 10.7° ile gibi düşük bir değerdir, ancak diğerlerine yakındır (Tablo 8.9).

Bir bütün olarak Almacık Bloku'nun eğim özelliklerine baktığımızda blokta eğimlerin 0-50° arasında yoğunluk kazandığını söylemek mümkündür (Tablo 8.10). Blok üzerinde yüksek eğimler bloku sınırlayan aktif fay zonları ile vadilerin yamaçlarında dağılışı gösterir. Gerçekten de blok üzerinde yüksek eğimli alanları vadilerin yamaçları oluştururken, düşük eğimli alanları havzalar arasındaki interflüvler ve eski aşınım

yüzeyi kalıntılarının oluşturduğu görülmektedir. Bu vadileri özellikle Aksu ve Uğursuyu havzaları ile Mudurnu Havzası'nın doğu yarısında görmek mümkündür (Şekil 8.26). Blokun tamamının ortalama eğimi 19.6° dir (Tablo 8.10) ve bu değerle blokun bütünü için yer yer farklı olmakla beraber orta dereceli bir sarplıktan bahsetmek mümkündür. Blokun eğim standart sapması ise 10.02° gibi düşük bir değerdir (Tablo 8.10) ve blok üzerinde homojen bir eğim dağılımından söz edilebilir. Bu özellik blokun yükselti frekansı analizinde çıkan homojen topoğrafya karakteri ile de uyumludur.



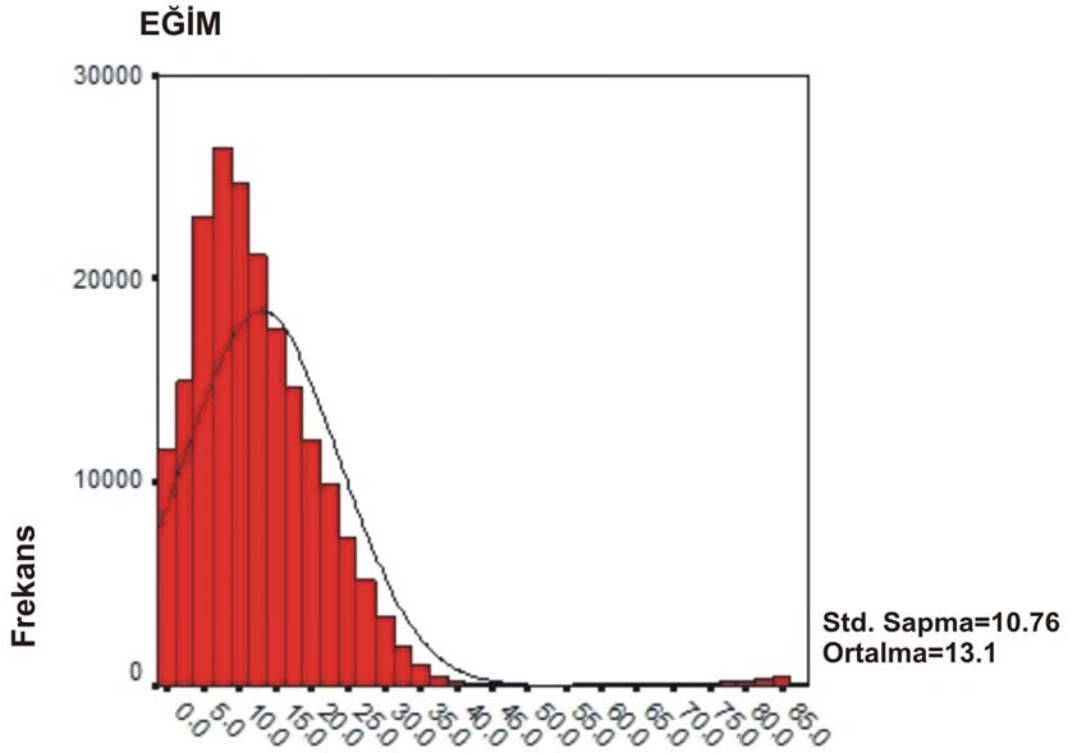
Şekil 8.22. Mudurnu Havzası'nın eğim frekansı.



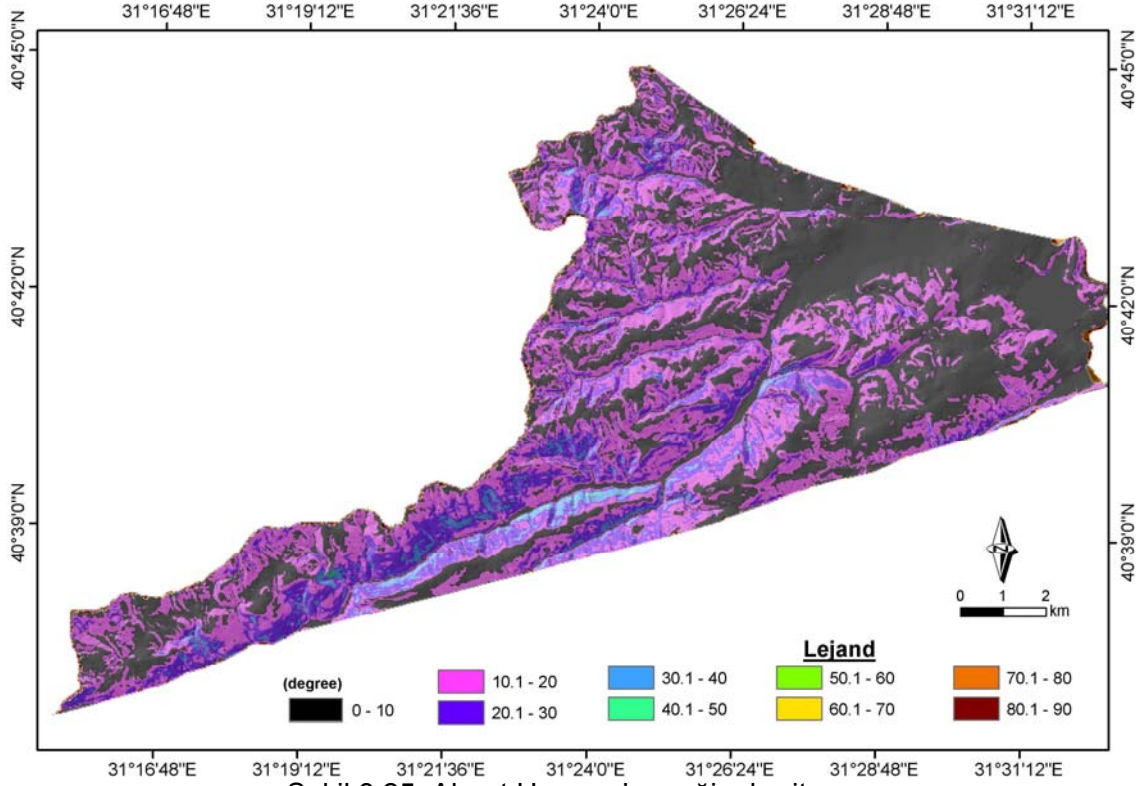
Şekil 8.23. Mudurnu Havzası'nın eğim haritası.

Tablo 8.8. Mudurnu Havzası'nın eğim moment istatistikleri.

N	Geçerli Kayıp	500352
Ortalama		0
Ortalamanın std.hatası		22.6223
Medyan		.01714
Mod		21.7100
Std. Sapma		.00
Varyans		12.12269
Çarpıklık		146.95960
Çarpıklığın std.hatası		1.871
Basıklık		.003
Basıklığın std.hatası		7.711
Aralık		.007
Minimum		88.33
Maksimum		.00
Toplam		88.33
		1.1E+07



Şekil 8.24. Abant Havzası'nın eğim frekansı.

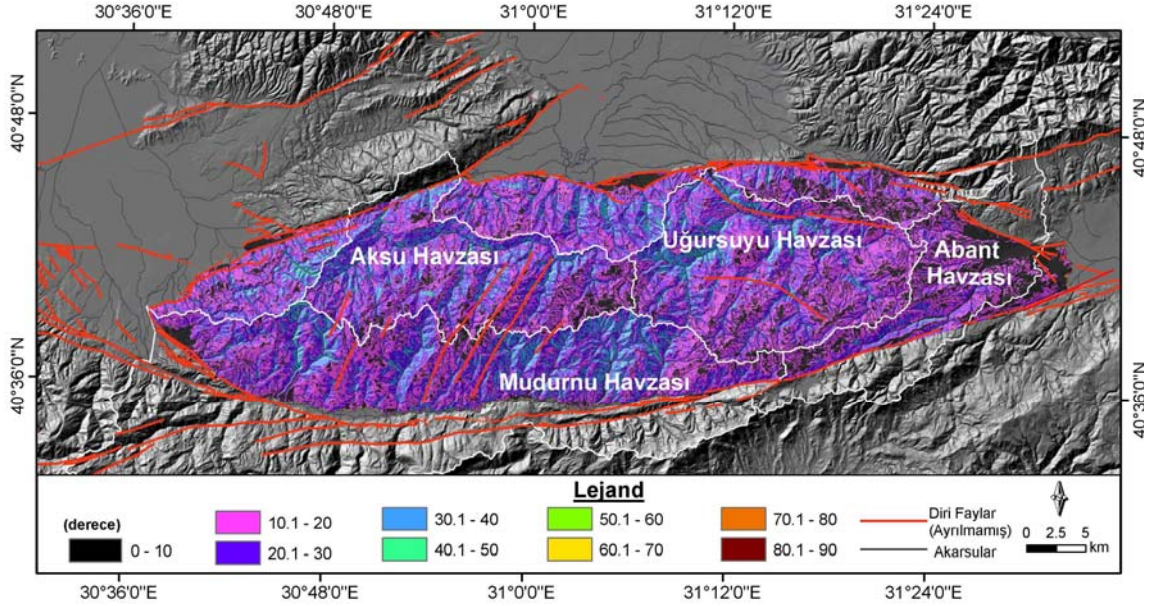


Tablo 8.9. Abant Havzası'nın eğim moment istatistikleri.

N	Geçerli Kayıp	198518
Ortalama		0
Ortalamanın std.hatası		13.0948
Medyan		.02415
Mod		11.0700
Std. Sapma		.00
Varyans		10.75823
Çarpıklık		115.73943
Çarpıklığın std.hatası		2.846
Basıklık		.005
Basıklığın std.hatası		14.593
Aralık		.011
Minimum		87.77
Maksimum		.00
Toplam		87.77
		2599546

Tablo 8.10. Almacık Bloku'nun eğim moment istatistikleri

	No	Aralık	Min	Mak	Ortalama	Std.Sap ma	Varyans	Çarpıklık	Basıklık
eğim	1850 682	87.45	.00	87.45	19.6	10.02	100.449	0.513	1.15



Şekil 8.26. Almacık Bloku'nun eğim haritası

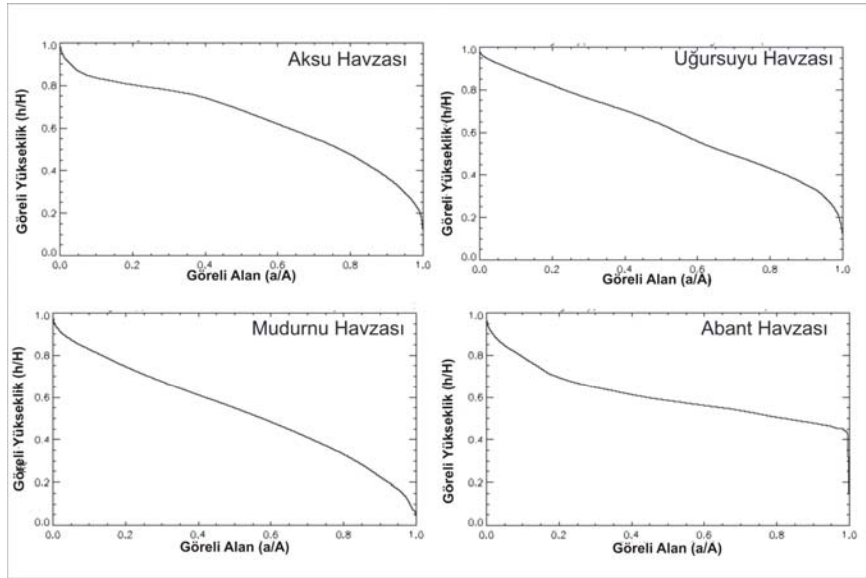
8.2.1.3. Hipsometrik Eğri ve İntegral

Hipsometrik eğri yükselti basamaklarının alansal dağılışıdır, hipsometrik integral ise bu eğri altındaki alanı ifade eder (Strahler, 1957). Hipsometrik Eğri ve integral değerlerini iki farklı yaklaşımla yorumlamak mümkündür. Davisçi (evrimci) yaklaşımla hipsometrik eğri ile havzanın yarılma derecesi arasındaki yakın ilişki integral değerinin havzanın aşınım döngüsü içindeki yerinin ifade edilmesine imkan verir. Yüksek integral değerleri genç topoğrafyalara işaret ederken düşük integral değerleri morfolojik evrimin daha ileri evrelerini işaret eder. Gilbertçi (işlevsel) yaklaşım içinde ise yüksek integral değerleri yapıcı süreçlerin (tektonik) yıkıcı süreçlere (aşınım) karşı daha etkin olduğu ortamları işaret ederken düşük integral değerleri yıkıcı süreçlerin yapıcı süreçlere karşı daha etkin olduğu ortamları ifade eder.

Hipsometrik integral tektonik olarak farklı seviyelerde aktif ve inaktif alanları ayıran önemli bir araçtır (Keller ve Pinter, 2002). Bu kapsamda Almacık Bloku üzerinde yer alan ana akarsu havzaları (Şekil 8.8) (Aksu, Uğursuyu, Mudurnu ve Abant) ile Almacık

Bloku'nun tümünü içine alacak şekilde hipsometrik eğri ve integral çalışmaları yapılmıştır.

Aksu Havzası'nın hipsometrik eğrisi zirve kısmına doğru iç bükey, aşağı kesimlerde ise tamamen dış bükey bir profil gösterir (Şekil 8.27.). Havzanın hipsometrik integral değeri ise 0.6 ile blok üzerindeki havzaların en yüksek integral değeridir (Tablo 8.11). Aksu Havzası'nın hipsometrik eğrisi ve integrali aşınım döngüsü içindeki gençlik evresindeki havzaların eğrisine ve integral değerine yakındır. Bu havza için, havzayı denetleyen tektonik süreçlerin aşınım süreçlerine karşı daha tempolu (tektonik>erozyon) olduğunu söylemek mümkündür.



Şekil 8.27. Almacık Bloku üzerindeki ana akarsu havzalarının hipsometrik eğrileri.

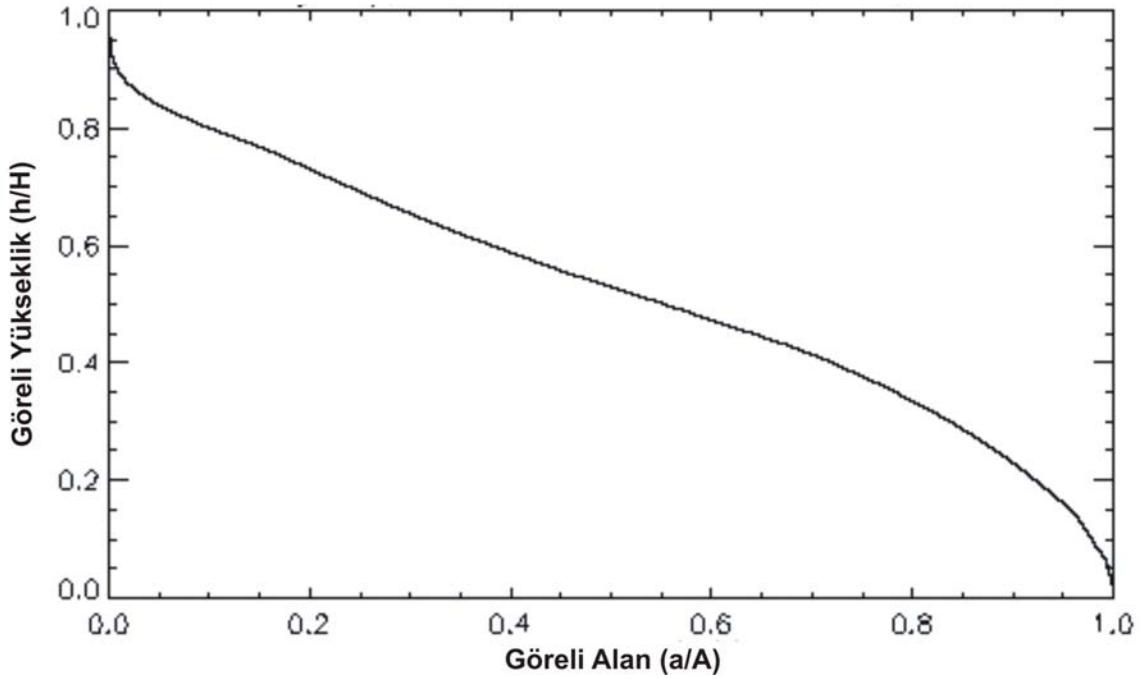
Uğursuyu Havzası'nın hipsometrik eğrisi alçak yüksekliklerde dış bükey orta ve yukarı kesimlere doğru ise çizgisel bir uzanım sunar (Şekil 8.27). Bu özelliği havzanın hipsometrik integral değeri, 0.58 ile uyumludur (Tablo 8.11). Havzanın hipsometrik eğrisinin orta kesiminin çizgisel olması havzanın aşınım döngüsü içinde olgunluk evresine yakın olduğunu, ancak havzanın alçak kesimlerindeki dış bükeylik bu olgunluk evresinin kesintiye uğradığını göstermektedir. Bu havzayı denetleyen tektonik süreçlerin erozyonal süreçlere karşı Aksu Havzasındaki kadar olmasa da tempolu olduğunu söylemek mümkündür (tektonik >=erozyon).

Mudurnu Havzası'nın hipsometrik eğrisi kuzey aklarda kalan havzaların eğrilerinden farklı olarak çok az bir dış bükeylik gösterir (Şekil 8.27). Havzanın hipsometrik integrali ise 0.52 ortalamaya oldukça yakındır (Tablo 9.11). Bu havzayı denetleyen tektonik

süreçlerin temposu erozyonal süreçlerin temposuna oldukça yakındır (tektonik=erozyon). Bu havzayı olgunluk aşamasına (Davis, 1899) çok yakın bir havza olarak tanımlamak mümkündür. Burada özellikle Mudurnu Havzasının diğer havzalara nazaran geniş bir makaslama zonu içinde yer alması dolayısıyla erozyonal süreçlere kolaylık sağlaması etkili olmalıdır.

Abant Havzası Almacık Bloku'nun doğusunda yer alır. Havzanın hipsometrik eğrisi blokun diğer tüm havzalarından farklı olarak iç bükeydir (Şekil 8.27) ve integrali 0.32 değeri ile oldukça düşüktür (Tablo 8.11). Hipsometrik eğri ve integral değerleri bu havzanın aşınım döngüsü içinde ileri olgunluk evresine yakın olduğunu göstermektedir. Bunun nedeni havzayı kontrol eden tektonik süreçlerin erozyonal süreçlere karşı temposunun düşük olmasındandır (tektonik<erozyon).

Almacık Bloku'nun tümünün hipsometrik eğrisine baktığımızda blokun olgunluk evresinde olduğunu görmek mümkündür (Şekil 8.28). Blokun hipsometrik integrali ise 0.51'dir (Tablo 8.11). Blok genel olarak olgunluk evresindeki bir eğriye sahip olmasına rağmen blokun kuzeyindeki ve güneyindeki havzaların integrallerindeki farklılık dikkati çeker. Kuzey aklarda yer alan havzaların integralleri güney havzalara nazaran daha fazladır. Bunun yanında her iki aklandaki havzalardan batıda olanların integral değerleri diğerlerine nazaran daha yüksektir. Aksu ve Uğursuyu havzalarının oluşumu KAF öncesine dayanır. Bunun yanında Mudurnu vadisinin oluşumu tamamen KAF'na bağlıdır dolayısıyla onunla yaşıttır. Havzaların bu yaş ilişkilerine bağlı olarak blokun güneyindeki havzaların integral değerlerinin daha genç topoğrafyalı havzaları yansıtması nedeniyle daha yüksek olması beklenir, ancak durum tam tersidir. Güneydeki havzaların hipsometrik integral değerleri daha düşüktür. Bunda topoğrafyada gençleşmeyi sağlayan yükselmenin daha büyük oranda kuzeydeki faylar tarafından karşılanması ve blokun kuzeyden güneye ve batıdan doğuya doğru tilt olması etkili olmuş olmalıdır.



Şekil 8.28. Almacık Bloku'nun tümünün hipsometrik eğrisi.

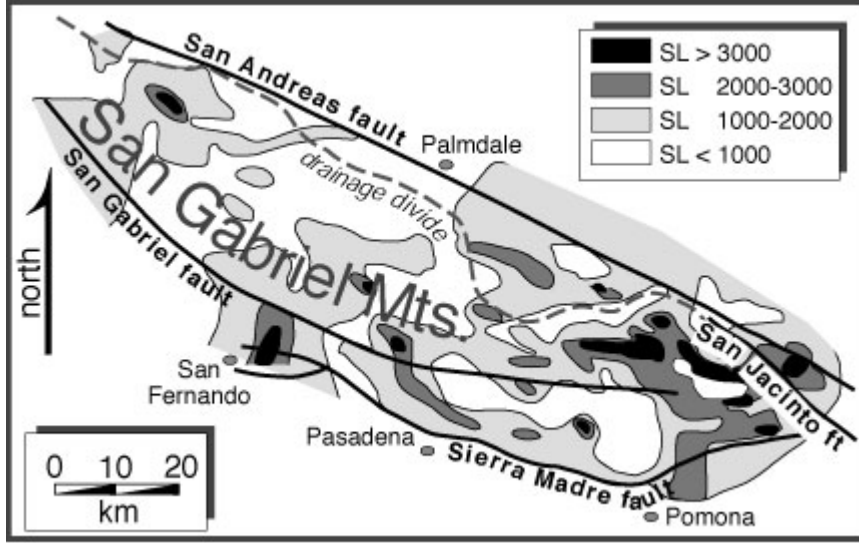
Tablo 8.11. Almacık Bloku ve havzalarının hipsometrik integralleri.

	ort	min	max	min	Hi
Aksu	1180	190	1830	190	0.60
Uğursuyu	1070	190	1715	190	0.58
Mudurnu	919	70	1708	70	0.52
Abant	1036	730	1699	730	0.32
Almacık	961	45	1830	45	0.51

8.2.3. Anakaya Akarsularının Yükselmeye Tepkisinin Nicel Analizi

8.2.3.1. Akarsu Uzunluk Gradyan İndeksi (SL)

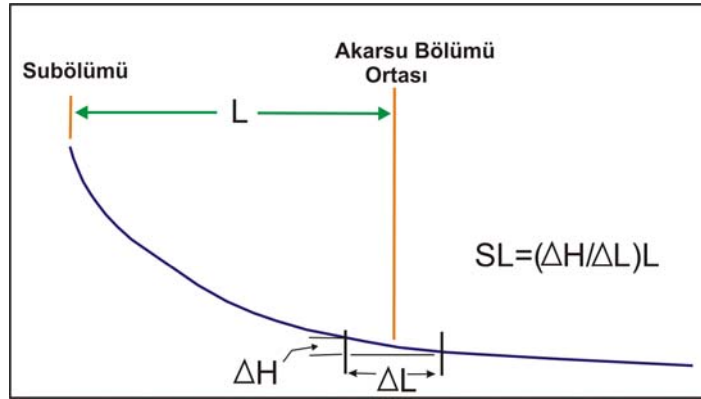
SL indeksi akarsu yataklarındaki eğim değişikliklerine oldukça duyarlıdır ve bu duyarlılık muhtemel tektonik aktivite, kaya direnci ve topoğrafya arasındaki ilişkinin değerlendirilmesine imkan verir (Keller ve Pinter, 2002). Bu indis ilk olarak Apalaşlarda uygulanmış (Hack, 1973) daha sonra Keller (1977) aynı indisi Almacık Bloku'nun San Andreas Fay Sistemindeki ikizi olan San Gabriel Dağı üzerinde uygulamış tektonik aktiviteyi işaret eden yüksek anomalili değerler bulmuştur (Şekil 8.29)



Şekil 8.29. San Gabriel Dağlarında (güney Kaliforniya) akarsu gradyan indisleri (SL) (Burbank and Anderson, 2001).

SL indeksi aşağıdaki gibi hesaplanmaktadır (Şekil 8.30). $\Delta H/\Delta L$ akarsu yatağı içindeki bir noktanın eğimi **L** ise noktadan yatağın en yüksek noktasına olan uzunluktur.

$$SL = (\Delta H/\Delta L) \cdot L$$

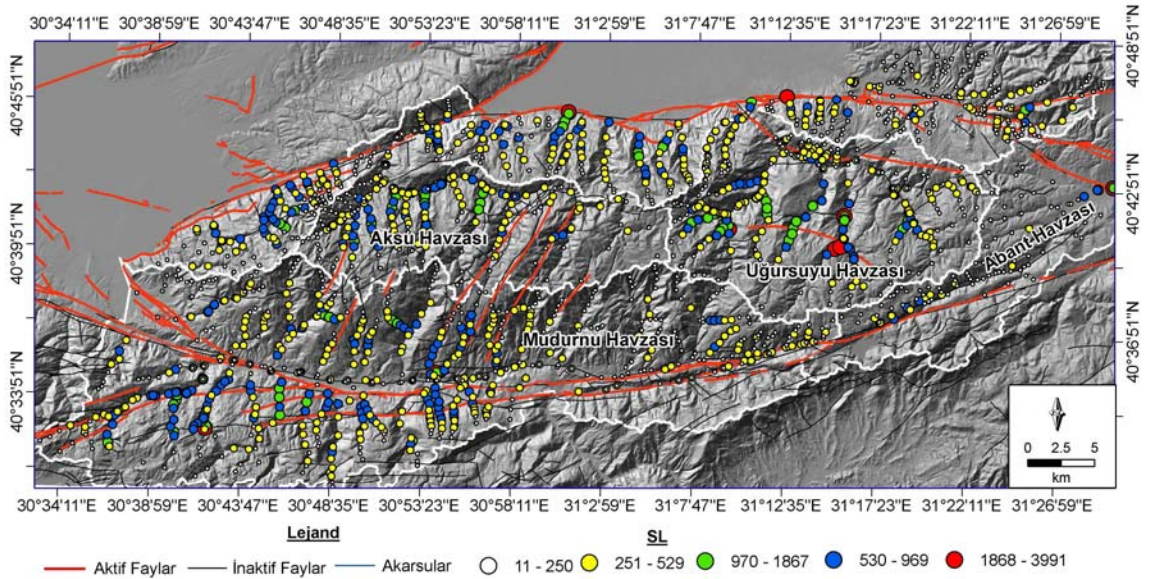


Şekil 8.30. Akarsu uzunluk gradyan indeksi'nin hesaplanması.

Almacık Blokunda SL indeksi analizi için toplam 250 adet akarsuyun (Şekil 8.31) SL indeksi hesaplanmıştır. Daha sonra bu değerler coğrafi koordinatlarına nokta olarak yerleştirilmiş ve ters mesafe ağırlığı (inverse distance weighted) enterpolasyon metodu ile alansal olarak haritalanmıştır (Şekil 8.32). Alansal olarak haritalanan SL indeksi üzerine sahanın eski ve yeni tektonik yapıları ile litolojik sınırları giydirilmiş ve SL indeksi anomali değerinin tektonik yapılarla olan ilişkileri gözlenmiştir.

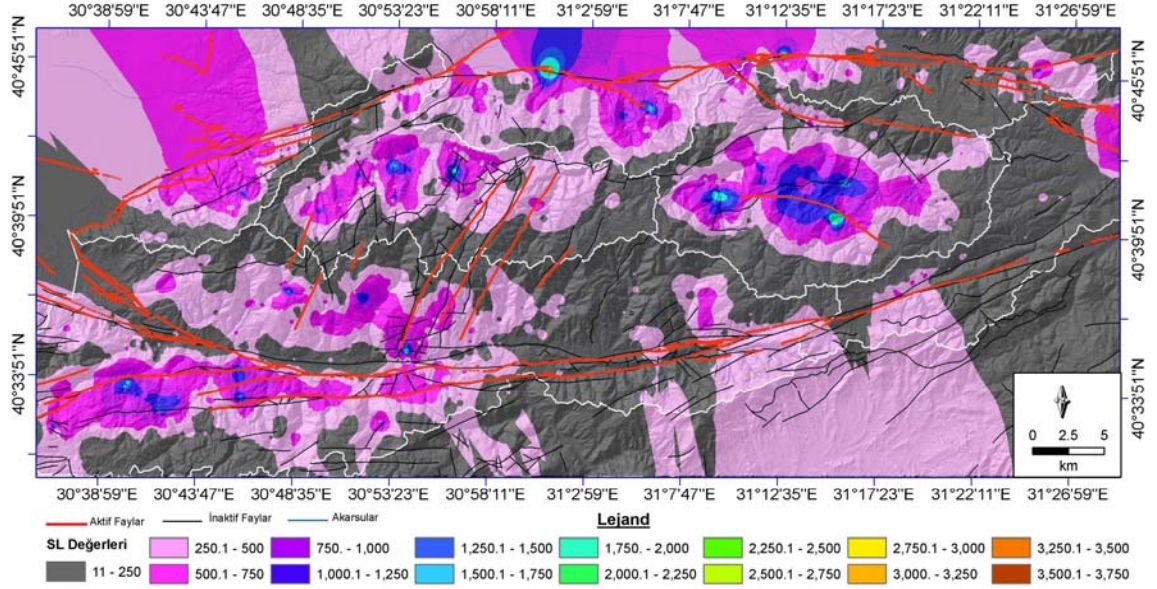
Ortaya çıkan haritada Almacık Bloku'nda 11 ile 4000 gibi yüksek bir aralıkla SL değerleri elde edilmiştir (Şekil 8.32). SL değerlerinin dağılışına bakıldığında Almacık

Bloku'nun uzanışına paralel bir şekilde 4 alanda yoğunlaştıkları görülmektedir. Bunlardan ilki Almacık Bloku'nun Adapazarı Ovası ve Düzce Ovasına bakan yamaçlarında 1999 İzmit yüzey kırığının Karadere Segmenti'ne paralel, diğerleri ise Düzce Fayı'nın Gölyaka, Efteni ve Beyköy ve Kaynaşlı segmentleri boyunca uzanır. 2. alan ise blokun orta kesiminde Aksu ve Uğursuyu Havzaları içinde yer alır. Aksu Nehri Havzasında SL değerleri özellikle havzanın batısına doğru yükselir. Uğursuyu havzasında ise özellikle Abant Karmaşığı içinde yer alan Değirmenüstü Fayı kesiminde oldukça yüksektir. 3. alan ise Almacık Blokunun Mudurnu Vadisine bakan yamaçlarında yer alır.



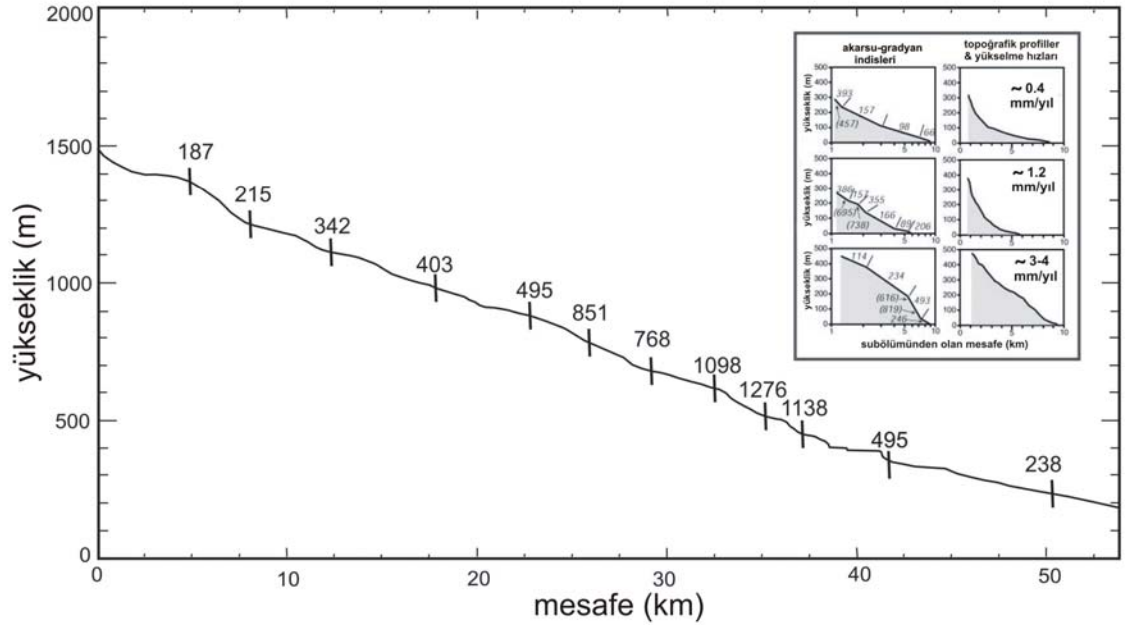
Şekil 8.31. Almacık Bloku'nun SL indeksi haritası.

Çizgisel bir uzanış gösteren değerlerin litolojik dokanakları takip ettiği görülmektedir (Şekil 8.32). Son alan ise Mudurnu Vadisinin güney yamaçlarında yer alır. Kuzey Anadolu Fay sisteminin çatallandığı bu alanda SL değerleri güney kolla paralellik gösterir. SL değerlerinin güney kol boyunca orta kolun 1967 depremi ile yüzey kırığı meydana getirmesine rağmen daha yüksek olması, güney kolun bu kesiminin deprem tehlikesi açısından dikkate alınması gerektiğini göstermektedir. Diğer yandan Mudurnu Vadisi tabanında SL değerleri en düşüktür, bu düşüş fay vadilerinin SL indeksine gösterdikleri tipik tepkilerdendir.

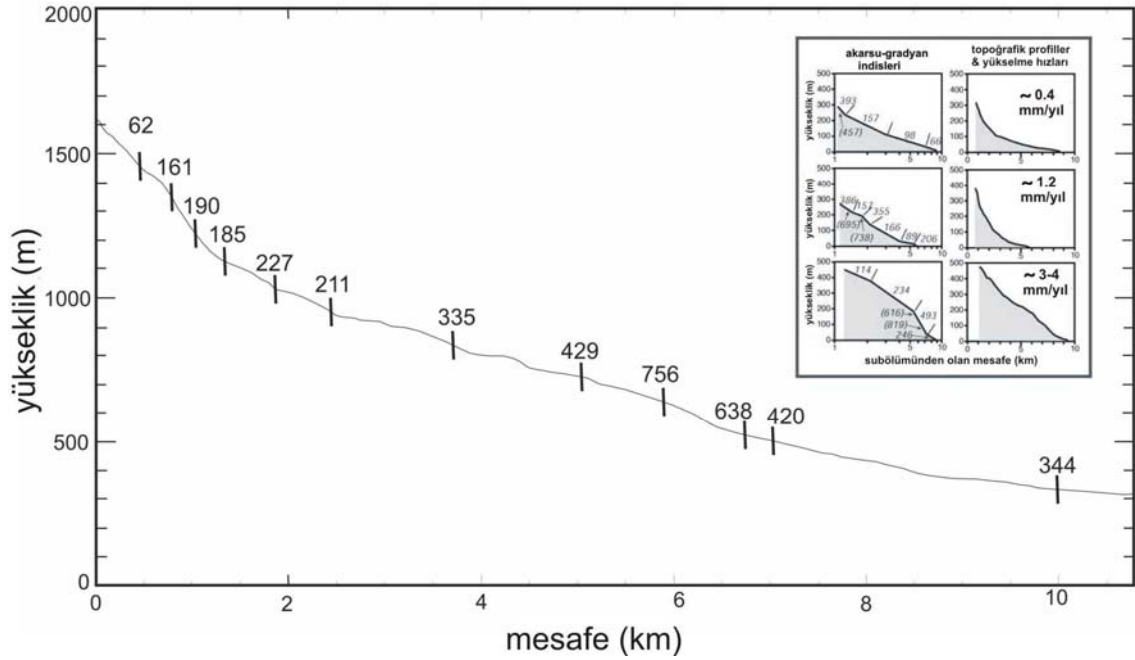


Şekil 8.32. Almacık Bloku'nun SL dağılım haritası.

Akarsuların uzunluk gradyan indeksi değerleri kullanılarak elde edilen gradyan profilleri ile akarsuların topoğrafik profilleri ve yükselme hızları arasında yakın bir ilişki vardır (Şekil 8.33). Bu ilişki ilk olarak Merritts ve Vincent (1989) tarafından ABD'nin batı kıyılarında yer alan Mendocino Üçlü Bağlantısı (Mendocino Triple Junction) alanında denizel sekilerden yararlanılarak yükselme hızları bilinen sahalarda üzerindeki akarsuların boyuna profilleri ve SL eğrileri karşılaştırılmıştır. Yapılan karşılaştırmada 3 karakteristik eğri geometrisi elde edilmiştir. Bu çalışmamızda da Merritts ve Vincent (1996)'da elde edilen karakteristik eğrileri karşılaştırmak üzere Almacık Bloku'nun kuzey aklanında yer alan Aksu Nehri ile güney aklanında yer alan Köy Dere'nin SL indeks değerleri hesaplanmış ve eğrileri oluşturulmuştur (Şekil 8.33 ve 8.34). Çalışma alanımızda yer alan iki akarsudan elde edilen eğriler konkav bir eğri gösterirler. Ancak bu konkavlık mükemmel olmayıp yer yer bozulmaya uğramıştır. SL değerleri eğrinin yukarı ve aşağı uçlarında düşük değerler gösterirken bunların arasında yer yer yüksek değerler karşımıza çıkmaktadır. Aksu Nehri ve Köy Dere'nin SL eğrileri Merritts ve Vincent (1996)'nın yaklaşık 1.2 mm/yıllık yükselme hızına sahip alanları karakterize eden eğrileri ile benzerlik göstermektedir. Bu benzerlik önceki bölümlerde değindiğimiz Uğursuyu birikinti yelpazesinden elde ettiğimiz yükselme hızı değeri ile birebir örtüşmektedir. Bununla beraber Almacık Bloku'nun uzun dönem yükselme hızı olarak ileri sürdüğümüz 0.3 mm'den farklıdır. Bu fark blokun Düzce Fayı'nın oluşması ve blokun bugünkü geometrisini aldığı ve hızla yükseldiği Orta Pleyistosen'den önceki dönemleri de kapsamından dolayıdır.



Şekil 8.33 Aksu Nehri'nin akarsu gradyan indis değerleri. Sağ üsteki kutucuk Vincent ve Merritts (1999)'in tip akarsu gradyan indisi ve yükselme hızlarını göstermektedir.



Şekil 8.34. Köy Dere'nin akarsu gradyan indis değerleri. Sağ üsteki kutucuk Vincent ve Merritts (1999)'in tip akarsu gradyan indisi ve yükselme hızlarını göstermektedir.

8.3. Blok Rotasyonu (Düşey Rotasyon)

Deformasyonun geniş bir alana yayıldığı doğrultu atımlı fay zonlarında yapılan paleomanyetik, jeodetik, sismik ve yapısal jeoloji çalışmaları doğrultu atımlı faylarla sınırlanmış kabuksal blokların düşey ekseninde rotasyona maruz kaldıklarını göstermektedir (McKenzie ve Jackson, 1983; Şengör ve diğ., 1985; Nicholson ve Seeber, 1989; Garfunkel, 1989; Tatar ve diğ., 1996; İşveren ve Tüysüz, 2006). Bunların tipik örneklerini Kuzey Anadolu Fay Sisteminde (Tatar ve diğ., 1996; İşveren ve Tüysüz, 2006), San Andreas Fay Sistemi'nde (Nicholson ve Seeber, 1986) ve Ölüdeniz Fay Sistemi'nde (Garfunkel ., 1989; Nur ve diğ., 1989) görmek mümkündür.

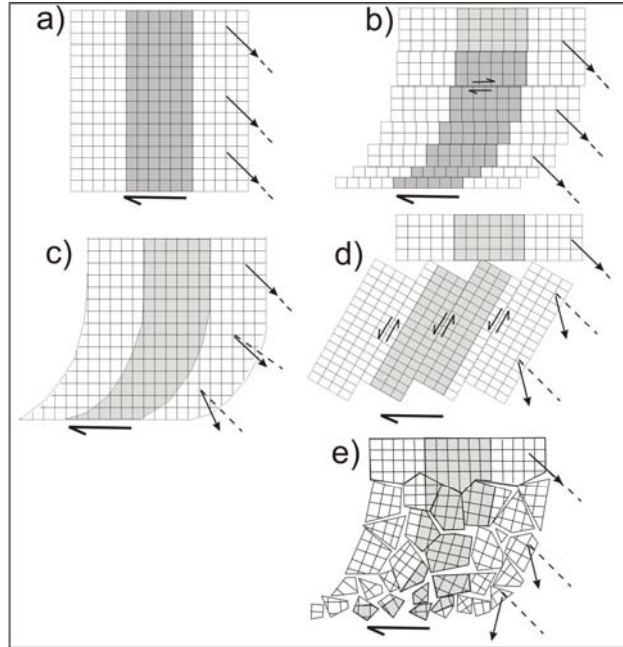
Aktif fay sistemleri içinde faylarla sınırlanmış kabuksal blokların davranışı blokların kendilerini sınırlayan fayların kinematik özelliklerine göre farklılıklar göstermektedir. Yatay eksenli rotasyonlar genellikle normal faylarla sınırlanmış kabuksal bloklarda meydana gelirken düşey eksenli rotasyonlar doğrultu atımlı transform fay sistemlerinde meydana gelmektedir. Düşey rotasyon, kinematik olarak her iki kenarı sağ yönlü doğrultu atımlı faylarla sınırlanmış ve basit makaslamaya maruz kalmış homojen bir ortamda saat yönünde, sol yönlü doğrultu atımlı faylarla sınırlanmış bir ortamda ise saat yönünün aksine gelişir (Nelson ve Jones, 1987; Sonder ve diğ., 1986).

Rotasyona maruz kalmış kabuksal blokların kinematığı üzerine ileri sürülen iki model vardır. Bunlar bütünsel (contium) ve ayırık (discrete) modellerdir (Ron ve diğ., 1984; Nelson ve Jones, 1987; King ve diğ., 1994; Piper ve diğ., 1997). Bütünsel modellerde deformasyon geniş bir alan üzerinde sünümlü (ductile) ve dağılmış (distributed) olarak gözlenirken ayırık modellerde deformasyon içsel olarak deforme olmamış kıtasal blokların rotasyonuna sebep olur (Şekil 8.35) (İşveren ve Tüysüz, 2006). Bütünsel modellerde blok hareketleri ve yüzeyde görülen deformasyonun sismojenik tabakanın altındaki sünümlü akışın sadece farklı bir yansıması olduğunu ve doğrudan blokların tabanındaki makaslama kuvvetleri ile kontrol edildikleri ileri sürülmektedir (Mc Kenzie ve Jackson, 1983; Lamb, 1987). Ancak ayırık modellerde blok hareketleri ve deformasyon sadece üst kabukta stresin iletilmesine bağlı olarak gelişir (Ron ve diğ., 1984).

Bütünsel modeller bloklar içindeki deformasyonla yamulma ve rotasyonu karşılayan yaygın deformasyon gerektirir (Nelson ve Jones, 1987; Sonder ve diğ., 1994). Bu yüzden bütünsel modeller yaygın küçük faylara gerek duyar (Peacock ve diğ., 1998).

Bununla beraber Onderdonk, (2007) güney Kaliforniya'da San Andreas Fay Sistemi'nde, uyguladığı kuvvet denge ve tork hesaplamaları ile sünümlü zondaki streslerin blok rotasyonuna etki edemeyeceğini ileri sürmüştür.

Ayrık modeller ise ana fay setleri tarafından karşılanan rijid blok rotasyonuna ihtiyaç duyar (Ron ve diğ., 1984; McKenzie ve Jackson, 1989). Ayrık modellerle ilgili bazı ana problemler de vardır. İlk olarak, paleomanyetizma veya diğer yöntemlerle ölçülen rotasyon miktarı sıklıkla ana faylarla karşılanandan daha fazladır. Örneğin San Andreas Fay Sistemi'nde onlarca derecelik rotasyonlar oluşmuştur ve bunlar için fayların uçlarında hem makul olmayan yüksek yamulmalar hem de fay blokları çevresinde üçgen boşlukların oluşması gerekir. İkinci olarak rijid blok rotasyonu blokları sınırlayan faylar boyunca yaklaşık olarak eşit yerdeğiştirmeye ihtiyaç duyar (Şekil 8.35a). Diblee (1977)'nin gösterdiği gibi yerdeğiştirme genellikle zonu sınırlayan faylara doğru azalır (Şekil 8.35b) dolayısıyla bloklar tamamen rijid değildir. Üçüncü olarak, rijid blok rotasyonları zon kenarlarında üçgen boşlukların gelişmesine neden olur (Şekil 8.35d). Bu boşluklar batolitler (Tikoff ve Teyssier, 1992) ya da sedimenter havzalar (Luyendyk ve diğ., 1980) tarafından doldurulur ancak bunlar çok nadiren görülür.



Şekil 8.35. Basit makaslama zonu içinde orofleksural bükülme ve rotasyon mekanizması (Nelson ve diğ., 1987'den sonra). a) Deforme olmamış alan (domain); b) Rotasyon olmadan ana fay zonuna paralel faylarda makaslama; c) içsel antitetik makaslama ile blok rotasyonu; d) yayılmış, devamlı basit makaslama; e) değişken, içsel rotasyonla birlikte küçük blok modeli.

McKenzie ve Jackson (1983) deformasyonun geniş alanlara yayıldığı kıtasal genişleme ve sıkışma alanlarında fay hareketleri ile blok rotasyonu arasındaki muhtemel ilişkileri gösteren 2 model ileri sürmüşlerdir. İki boyutlu olan bu modeller dişli (pinned) ve yüzen (floating) modellerdir. Dişli model blokların geniş olmadığı durumlarda yüzen model ise bloklar geniş olduğu durumlarda geçerlidir. McKenzie ve Jackson (1983) blok rotasyonu için normal veya ters eğim atımlı fayların olması gerektiğini levha sınırlarını belirleyen tekil doğrultu atımlı faylarda göreceli paleomanyetik atımların olamayabileceğini ileri sürmüşlerdir. Yazarlar blokların oldukça yüksek viskoz bir akışkan üzerinde yüzdüğü izole ve rijid nesnelere olarak modellendiği ve blokların boyutlarının makaslama zonunun genişliğinden daha küçük olduğu yüzen blok modeli için $D=2a\Phi$ denklemini ileri sürmüşlerdir. D = makaslama zonu boyunca toplam yer değiştirme, a = makaslama zonunun genişliği ve Φ = rotasyon açısıdır (radyan). (1 Radyan= $180^\circ/\pi= 57.28^\circ$ 'dir).

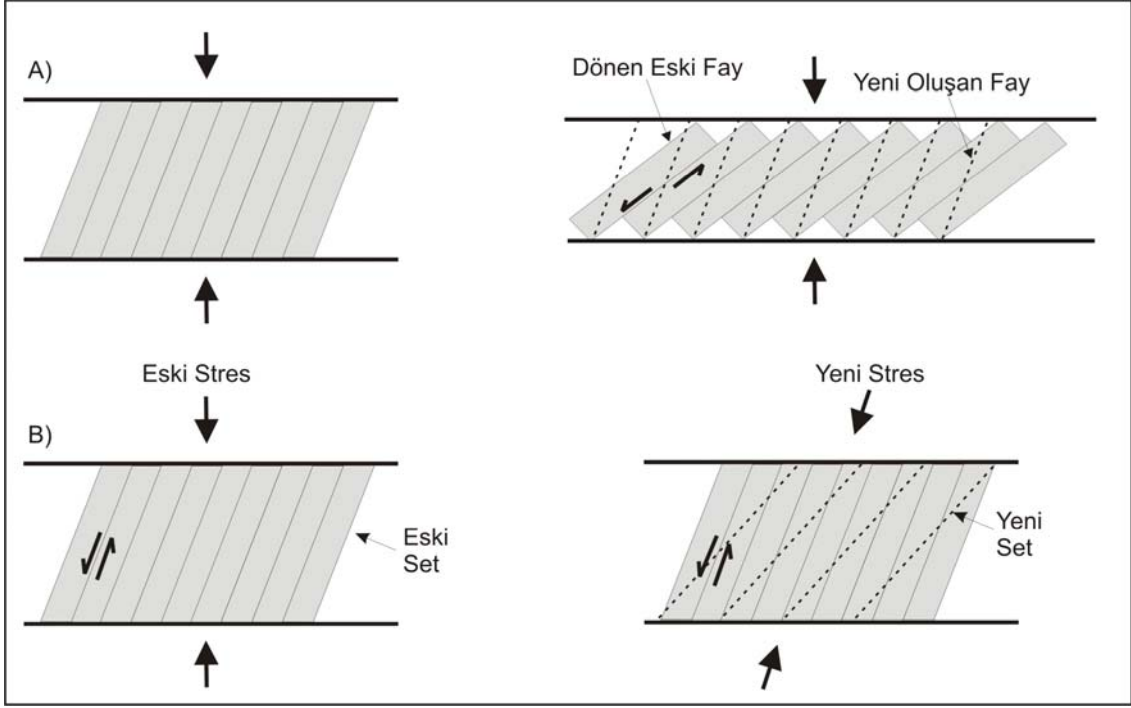
Doğrultu atımlı fay zonlarında kabuksal blokların göreceli yer değiştirmeleri (traslation) ve rotasyon birbirinden farklı ancak eş zamanlı olarak gelişen ve biri olmadan diğerinin olmadığı deformasyonlardır (Garfunkel, 1989). Blok rotasyonu mekanizmasının iki doğrudan sonucu vardır. Bunlar; bir alt kabuksal bloklardaki (domain) fayların her birinin atımı blokların rotasyonu ile ilişkili olmak zorundadır, (Ron ve diğ., 1984; Nur ve diğ., 1989).

Blok rotasyonunun miktarı ve yönü bloku sınırlayan fayların atım yönüne, aralıklarına ve doğrultularına bağlıdır (Ron ve diğ., 1984; Nur ve diğ., 1989). Etkili olan bir diğer unsur ise bölgesel stres yönleridir. Bloklar gibi bölgesel stres yönleri de değişebilir ya da dönebilir (Ron ve diğ., 2001). Michel (1994) doğu Marmara'da Paleojen'den günümüze dört farklı deformasyon evresi, dolayısıyla stres yönü tespit etmiştir. Özellikle daha önceden mevcut yapıların varlığı ve bunların tekrar aktif hale gelmesi blokların geometrilerini kontrol edebilecek bir diğer unsurdur. Bloklar rijid olarak kaldıklarında bloku sınırlayan fayların aralıkları, atımları ve blok rotasyonu arasında nicel bir ilişki kurulabilir. Böylece jeolojik olarak fay aralıkları ve bunların net atımlarının bilindiği ortamlarda paleomanyetik ölçümler bunları test etmek için kullanılabilir (Ron ve diğ., 1984; Garfunkel, 1989). Özellikle blokların boyutları, en ve boylarının birbirleri ile ilişkileri rotasyonun hızı ve yönü üzerinde etkilidir. Daha dar fay zonları içinde kalan bloklar daha hızlı dönerler ve zonun genişliği litosferin reolojisine ve yamulma hızına (strain rate) göre değişir (Sonder ve diğ., 1996). En boy oranı daha düşük olan bir

bloğun rotasyon hızı daha yüksektir ve uzunlamasına blokların rotasyonu daha fazla zaman gerektirecektir (Lamb, 1987).

Deformasyonun yeteri kadar ilerlemesi durumunda iki ana fay arasındaki blokta, doğrultuları ana fayların hakim atım yönünün tersine antitetik faylarla sınırlanmış alt bloklar oluşacaktır (Şekil 8.36). Bu bloklar maksimum kısalma yönünde dönmeye devam ederler (Garfunkel, 1989). Ron ve diğ., (1984) 45° yi aşan rotasyonların teorik olarak zor olduğuna işaret etmişlerdir. Dönme devam ettikçe bu faylar da döner ve bir süre sonra kilitletlenirler. Bu kilitletme yeni fayların oluşmasına neden olur bu geçiş sürecinde yeni ve eski faylar eş zamanlı olarak aktif olabilir (Şekil 8.36). Bu fayların atımları ise blokları sınırlayan ana faylara doğru sıfırlanır. Özellikle daha genç fayların izlerini yüzeyde gözlemek oldukça zordur, ancak depremler sırasında belirgin bir sismojenik anlamları vardır (Ron ve diğ., 2000). Faylarla sınırlanmış alt blokların dönmesi sonucu eğim atım bileşene sahip ve doğrultuları boyunca eğim yönünün değiştiği sigmoidal antitetik faylar gelişir (Schreurs, 1994).

San Andreas Fay Sisteminde yapılan blok rotasyonuna ilişkin sismik çalışmalarda (Nicholson ve Seeber, 1989) dönen bir blokta bulunması gereken 3 ana unsur aşağıdaki gibi sıralanmıştır. 1) sol yönlü antitetik (çapraz) faylarla sınırlanmış ayrık kabuksal bloklar, 2) blok rotasyonunun kinematiği ile uyumlu blok kenarlarında deformasyonun karakteristik paternleri (açılma, sıkışma vs), 3) rotasyonel harekete imkan verecek kabuğun altında sıyrılmaya (detachment) yüzeyleri. Rotasyon için derinde yatay bir sıyrılmaya yüzeyinin varlığı gereklidir (Nicholson ve Seeber, 1989). Doğru atımlı faylarla sınırlanmış bloklarda meydana gelen rotasyon, sıyrılmaya yüzeyinin üstünde yer alan kıtasal kabuğun üst 15-20 km'sinde yani orta kabukta ya da sismojenik zon yakınlarında meydana gelmektedir (Nicholson ve Seeber, 1989; Schreurs, 1994). Bununla beraber Chaddle ve diğ. (1986) SAFS içinde yer alan Transverse Ranges bölgesinde üst kabuğun altında doğuya doğru sığlaşan ve yüzeye doğru yükselerek günümüzde aktif olan faylara karşılık gelen düşük eğimli yüzeyler tespit etmişlerdir. Ayrıca SAFS'de yapılan sismik profiller, gravite ve hız ölçümlerinde depremlerin odak merkezlerinin kabuğun yaklaşık 10-12 km altında düşük eğimli nodal bir düzlemde kümelenmediği gözlenmiştir (Hadley ve Kanamori, 1977; Nicholson ve Seeber, 1989). Bu depremlerin odak mekanizması çözümleri ise bazılarının sol yönlü doğru atımlı faylar tarafından oluşturulduklarını işaret etmektedir (Nicholson ve Seeber, 1989).



Şekil 8.36. Blok rotasyonu (A) ve stres alanı rotasyonu (B) nedeniyle yeni fayların oluşumu (Ron ve diğ., 2001).

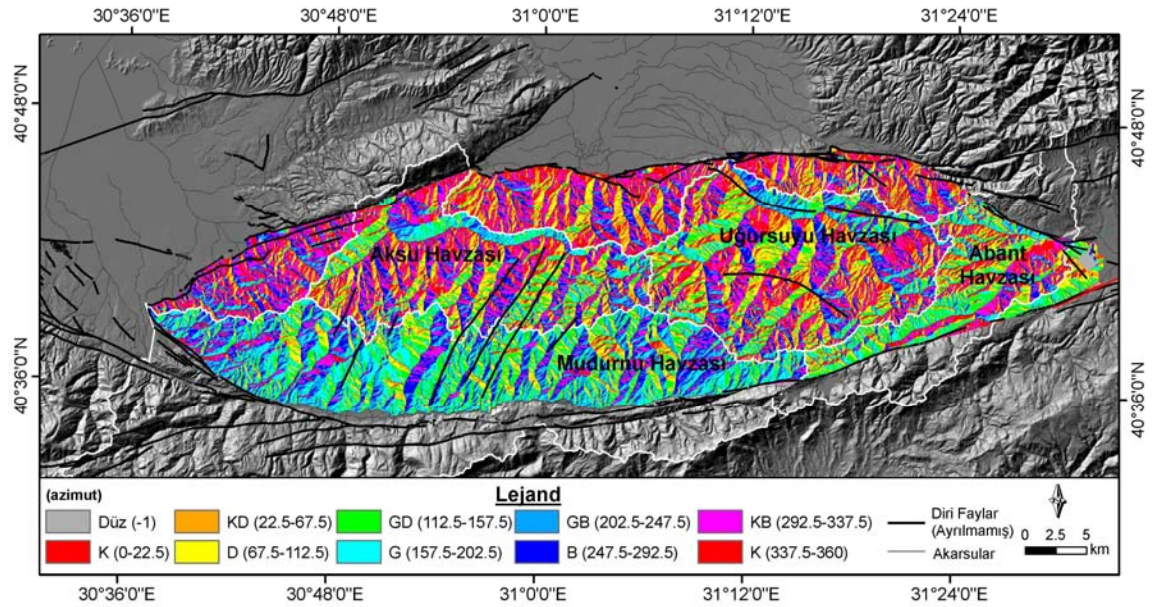
Hernekadar blok rotasyonu dağınık fay mekanizmasının anlaşılması için doğrudan uygulanabilirse de bunların depremlerle doğrudan ve nasıl ilişkili oldukları yeteri kadar açık değildir. Bununla beraber, deprem yüzey kırıklarının başlaması ve sonlanması ve hangi fayın kırılabileceğinin tahmini konuları da üzerinde durulabilecek konulardır (Garfunkel, 1989). Özellikle doğrultu atımlı fay sistemlerindeki fayların birbirleri ile olan geometrik ilişkileri deprem yüzey kırıklarının başlaması veya sonlanması üzerinde etkilidir. Barka ve Kadinsky-Cade (1996) KAFS 'de 1939 ve 1967 yılları arasında gerçekleşen deprem silsilesinin yüzey kırıkları ve bunların geometrik ilişkilerine bakarak KAFS'de depremlerin özellikle fayların sıkışmalı geometri gösterdiği sekme (restraining bends veya stepover) veya büküm alanlarından başladığını ve yine fayların açılmalı geometri gösterdiği sekme veya büküm alanlarında sonlandığını ileri sürmüşlerdir. Fay sistemlerindeki bu tür düzensizlikleri dönen kabuksal blokların sınırlarında da görmek mümkündür. Ayrıca Peacock ve diğ. (1998) doğrultu atımlı fay zonlarında yer değiştirme ve dönmenin sadece ana faylarca karşılanmadığını, daha küçük fayların da katkısı olduğunu işaret etmiştir. Özellikle segmentlerin uçlarına doğru atımların düşmesini daha küçük fayların katkısı olarak değerlendirmiştir. Dünyanın en başarılı deprem tahmini olan Çin'deki Haicheng , 5 Şubat 1975 depremi zaman ve mevki olarak doğru tahmin edilmiş ancak sağ yönlü doğrultu atımlı ana fayda olması beklenen

deprem sol yönlü antitetik fay üzerinde gerçekleşmiştir (Nur ve diğ., 1989). Bununla beraber ana faylar üzerinde gerçekleşen ana şokla ilgili olarak bölgedeki stres değişimleri yakındaki ikincil yapıları da tetiklemektedir (Das ve Scholz, 1981).

Yukarıda genel hatlarına değindiğimiz blok rotasyonu Almacık Bloku üzerinde de yapılan yapısal (Şengör ve diğ., 1985) ve paleomanyetik (Sarıbudak ve diğ., 1990) çalışmalarla ileri sürülmüştür. İlk kez bu çalışmada rotasyonun varlığı ve miktarı jeomorfik bakış açısıyla dinamik olarak rotasyona maruz kalmış bir blok üzerindeki akarsuların ve akarsu havzalarının rotasyona karşı fluvial tepkileri kullanılarak nicel bir şekilde ölçülmeye çalışılmıştır.

8.3.1. Drenaj Havzalarının Rotasyona Tepkisinin Nicel Analizi

Bu amaçla ilk olarak akarsu havzalarının asimetri özellikleri ile bu havzaların ana kanallarının yönelimlerinden yararlanılmıştır. Blokun bakı haritasına bakılacak olursa (Şekil 8.37) blokun su bölümünden itibaren belirgin bir şekilde bakısal bir farklılık gösterdiği bunun yanında blok üzerindeki akarsu vadilerinin de belirgin bir şekilde KD-GB doğrultulu olduğu dikkati çekmektedir. Bu belirgin morfolojik yönelmenin nedenleri bir sistematik içinde aşağıda verilmektedir



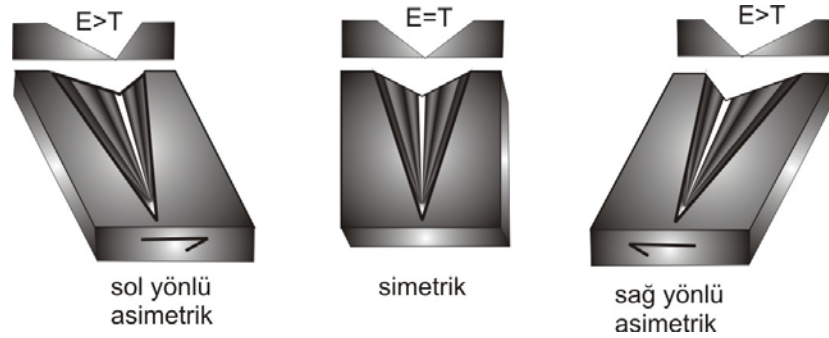
Şekil 8.37. Almacık Bloku'nun bakı haritası.

8.3.1.1. Asimetri Faktörü

Aktif tektonik çalışmalarında bloklardaki tiltlenmenin nicel olarak ölçülmesinde en yaygın olarak kullanılan indislerden biri olan asimetri faktörü, yükselmeye neden olan ana faylara paralel ya da yarı-paralel akarsu havzalarında uygulanmaktadır. Adams (1980), Nanson (1980), Alexander ve Leeder, (1990), Schumm (1986), Cox (1994) tiltlenmeye bağlı olarak akarsu havzalarının asimetric gelişimine örnek önceki çalışmalardandır.

Almacık Bloku üzerindeki akarsu havzalarının ana fay zonlarına dik olarak gelişmeleri nedeniyle eğiklenmeyi ölçme amaçlı uygun akarsu havzası bulunamamıştır. Bununla beraber asimetri faktörünün akarsu havzasının asimetrisini ifade etmesi dolayısıyla blok rotasyonunun göstergesi olabileceği amacı ile uygulanmıştır.

Kuramsal olarak homojen ve izotrop bir malzemeden oluşmuş ve ilksel eğime sahip bir blok üzerinde gelişen akarsu vadilerinin simetrik vadiler şeklinde olması beklenir. Yine aynı malzeme özelliklerine sahip blok sağ yönlü bir basit makaslama sistemi içinde saat yönünde rotasyona maruz bırakıldığında akarsular, aşınım ve tektoniğin (rotasyon) hızlarına bağlı olarak farklı davranışlar sergileyebilir (Şekil 8.37). Örneğin aşındırma hızı blok rotasyonundan düşük olan bir akarsuyun vadisi rotasyona maruz kaldığında simetrisini koruyacak ancak vadi yönelimi (azimutu) rotasyon miktarınca saat yönünde değişecektir (Şekil 8.38). Eğer akarsuyun aşındırma hızı rotasyon hızından yüksek ise o zaman akarsu rotasyona tepki olarak, rotasyonun tersi istikametindeki vadi yamacına doğru kayacak ve onu aşındırarak sağa asimetric bir vadi gelişmesine neden olacaktır. Benzer fakat tersi davranışlar sol yönlü basit makaslama sistemi içinde saatin aksi yönündeki rotasyonlarda gözlenebilir (Şekil 8.38). Her kuramsal model gibi bu modelin de yerinin homojen ve izotrop olmayışı ve akarsuların ilksel kuruluş geometrileri hakkında bilgimizin sınırlı olması gibi belirsizlik ve sınırlamaları vardır. Ancak Almacık Bloku gibi ilerleyici deformasyona maruz kalmış aktif tektonik bir yapı üzerindeki akarsuların davranışı modelimizin test edilmesi için uygun olabilir.

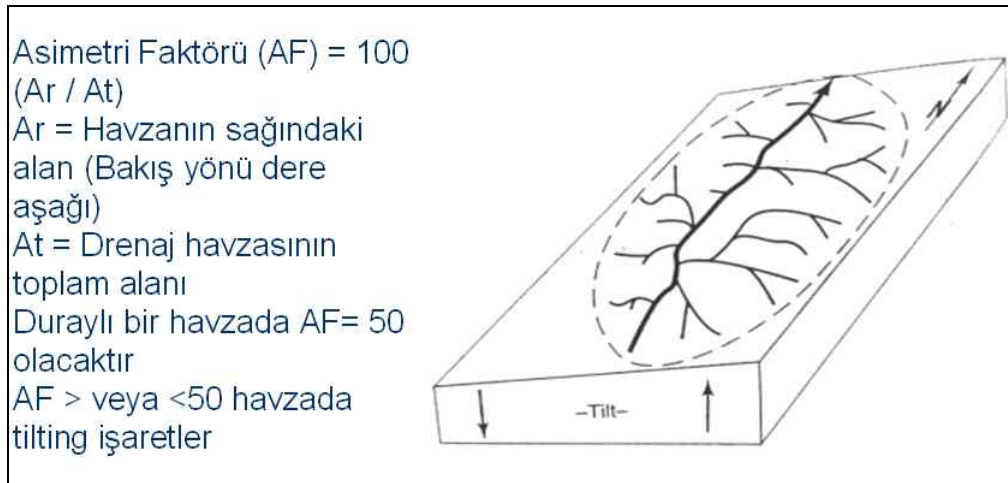


Şekil 8.38. Akarsu vadilerinin blok rotasyonuna kuramsal tepkisi.

Asimetri Faktörü aşağıdaki gibi hesaplanmaktadır;

- **AF=100(Ar/At)**
- **Ar=Havzanın akış yönüne göre sağ yamacının alanı**
- **At= Havzanın tamamının alanı**

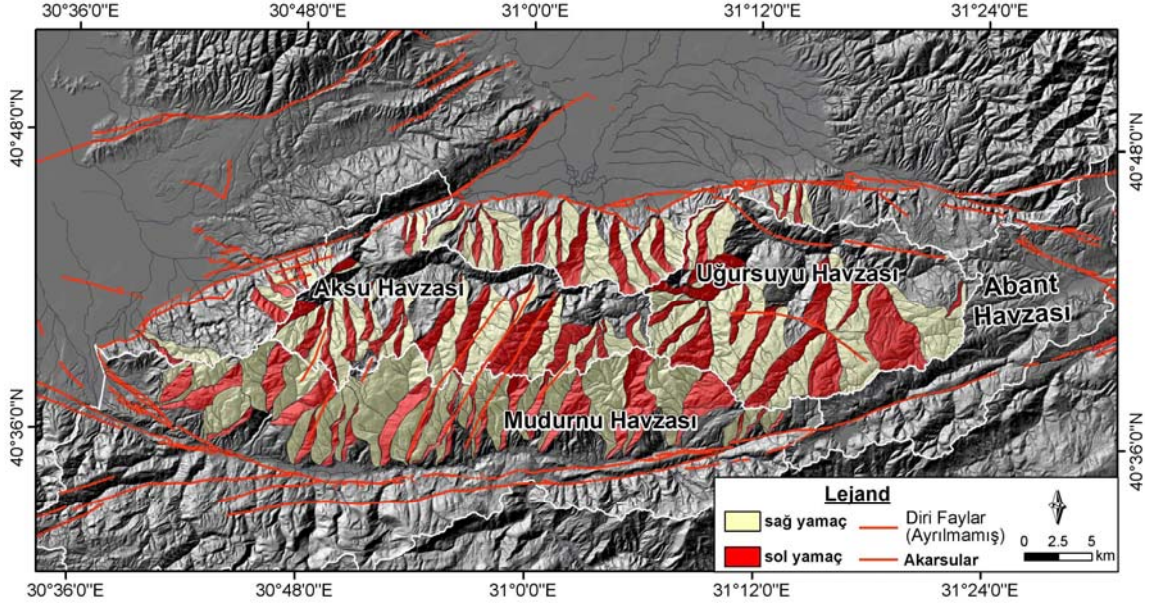
Asimetri faktörü değerleri 50'den düşük ise akarsuyun akış yönünde sağa doğru bir tiltlenmeyi ifade ederken 50'den yüksek değerler havzanın akış yönüne göre sola doğru eğiklenmesini ifade eder (Keller ve Pinter, 2002).



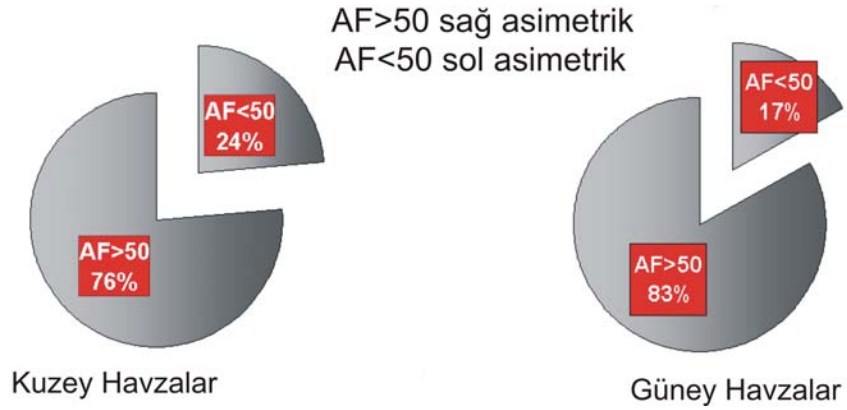
Şekil 8.39. Asimetri faktörünün (AF) formülü ve uygulaması (Keller ve Pinter, 2002).

Bu çalışmamızda blokun uğradığı bu deformasyonun jeomorfolojik karşılığı olabileceği ve bu tür deformasyonlara en hızlı cevap veren jeomorfolojik elemanların akarsu havzaları olmaları dolayısıyla Almacık Bloku üzerinde kütle hareketleri ya da akarsu kapması gibi jeomorfolojik süreçlere maruz kalmamış 79 akarsu havzasında AF indisi uygulanmıştır (Şekil 8.39). Yapılan analizlerde havzalar Almacık Blokunun ana su bölümü kullanılarak kuzey ve güney olmak üzere iki gruba ayrılmıştır. Su bölümünün kuzeyinde yer alan 55 havza içinden %23'ü (13 adet) sol yönlü asimetri gösterirken %77 gibi (42 adet) büyük çoğunluğu sağ yönlü asimetri göstermektedir. Su

bölümünün güneyinde yer alan 24 adet havzada ise bu oran %12 (4 adet) ile sol yönlü asimetri gösterirken, % 88 gibi (20 adet) yüksek bir oranla sağ yönlü asimetri vermektedir (Şekil 8.40).



Şekil 8.40. Almacık Bloku üzerinde AF indisi çalışması yapılan havzalar.



Şekil 8.41. Kuzey ve güney su bölümlerinde yer alan havzaların AF değeri oranları. Her iki su bölümünde de sağa asimetrik bir yoğunluk vardır.

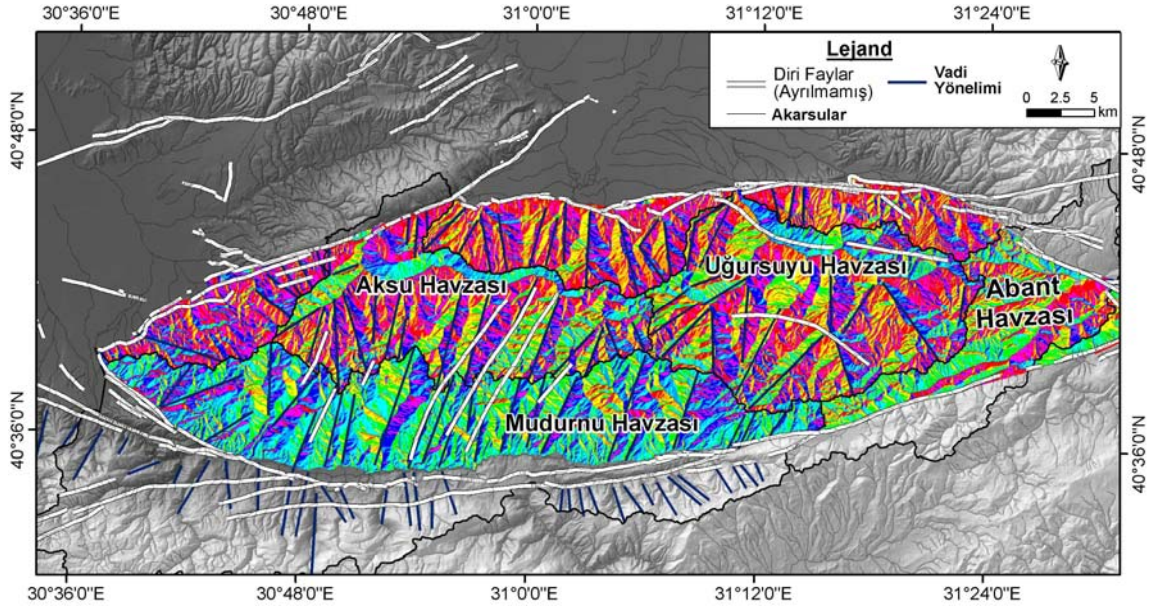
Güney ve kuzeydeki havzaların akış yönlerinin birbirine zıt olmasına rağmen aynı yönlü asimetri göstermeleri tüm havzaların benzer deformasyona uğradıklarını göstermektedir. Tarafımızdan yapılan bu analizle blokun tümünü etkileyebilecek bu deformasyonun blok rotasyonu olduğu ve akarsuların saat yönündeki bu rotasyona tepki olarak vadilerinin sol yamaçlarını daha fazla aşındırdıkları ve asimetrik vadiler

oluşturdukları düşünölmektedir. Ancak bu tepki rotasyonun ve erozyonun hızına bağlı olarak değişik varyasyonlara sahip olabilir.

8.3.1.2. Vadi Yönelimi

İlk defa olmak üzere bu çalışmada, akarsu vadilerinin yönelimi blok rotasyonunun miktarını belirlemek amacı ile kullanılmıştır. Almacık Bloku ve yakın çevresinde yaptığımız jeomorfolojik çalışmalar KAFS bölgede faaliyetine başlamadan önce bölgenin bir peneplenme alanı olduğu ve güneyden kuzeye, Karadeniz'e akışı akarsu sistemleri ile akaçlandığını göstermektedir. Bu akarsu sistemlerinin kalıntılarını Almacık Bloku ve yakın çevresindeki morfotektonik ünitlerin zirve düzeylerinde görmek mümkündür. Bu akarsu sistemleri KAFS ile dik ve dike yakın açılar yapmaktadır. Bunun yanında KAF'nın bölgede faaliyetine başlamasına bağlı olarak bu güney-kuzey yönlü akarsu şebekesini bozan kabaca doğu batı doğrultulu akarsu vadileri de oluşmuştur (Şekil 5.5). Mudurnu Vadisi, Abant Vadisi, Asarsuyu Vadisi, Karadere Vadisi bunlara örnektir. Özellikle Mudurnu Vadisi içinde gelişen akarsu sistemleri doğrudan KAFS bağlı olarak oluşmuş vadi sistemleridir. Dolayısıyla Almacık Bloku üzerinde yer alan akarsu vadileri de blokun maruz kaldığı rotasyona maruz kalmış olmalıdırlar. Bunu denetlemek amacı ile AF analizi yaptığımız vadilerin yönelimleri incelenmiştir. İlk olarak blok üzerindeki tüm havzaların yönelimleri alınmış ancak daha sonra tamamen KAF'nın faaliyetine bağlı olarak gelişmiş olmasına bağlı olarak Mudurnu Vadisinin Almacık Bloku'na karşılık gelen kuzey yamacı ve karşılaştırmak amacı ile blok üzerinde yer almayan güney yamacındaki akarsuların vadi yönelimleri dikkate alınmıştır.

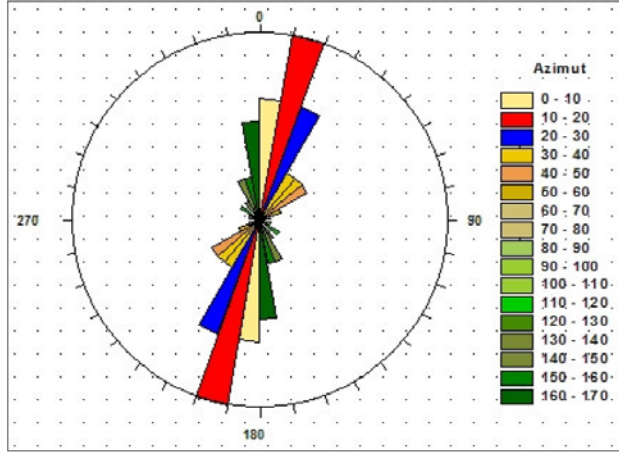
Bu analizde havzaları akaçlayan vadilerin genel yönelimleri topolojik olarak vektörel çizgi formatında haritalanmış (Şekil 8.42) ve bunların azimut dağılımları gül diyagramı olarak gösterilmiştir (Şekil,8.43, 8.44).



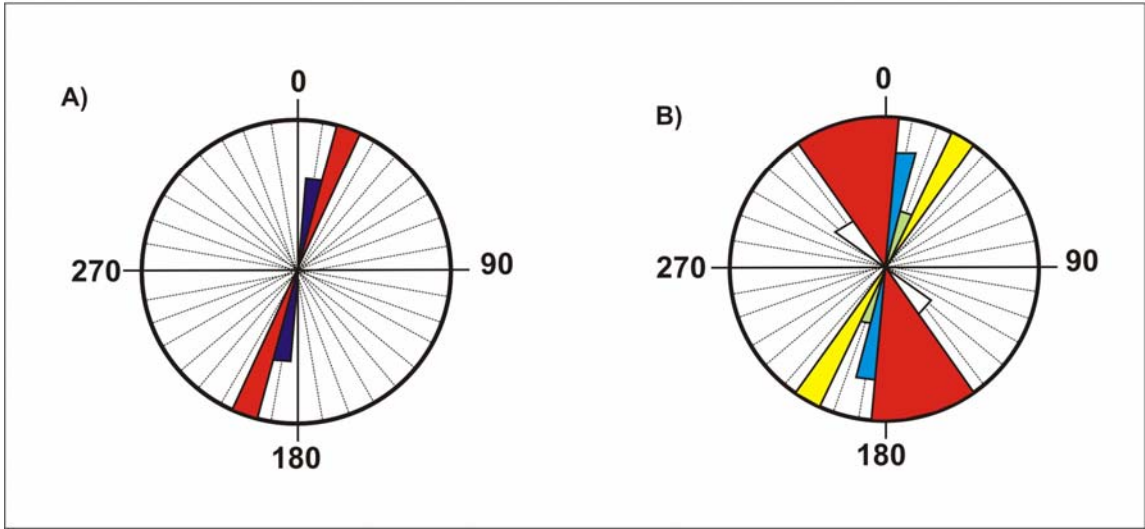
Şekil 8.42. Bakı haritası üzerinde Almacık Bloku üzerindeki akarsu havzalarının vadi yönelim çizgileri.

Blok üzerindeki tüm havzaların yönelimlerinin gül diyagramı farklı yönlerde farklı yoğunluklar göstermektedir (Şekil 8.43). Ancak ağırlıklı olarak KKD doğrultusunda yoğunlaşmaları dikkat çekicidir. Özellikle 10-20° arasında bu yoğunluk en yüksek değerine ulaşır. Bununla beraber, tamamen KAFS faaliyetine bağlı olarak gelişmiş olan Mudurnu vadisinin kuzey ve güney yamaçları üzerindeki akarsu vadilerinin gül diyagramları belirgin farklılıklar göstermektedir. Almacık Bloku'na tekabül eden vadinin kuzey yamacındaki akarsu vadilerinin gül diyagramları (Şekil 8.44) belirgin olarak KD ya doğru yönelimlidir ve 17-25° arasında en yüksek yoğunluğa ulaşırlar (Şekil 8.44).

Ancak vadinin güney yamacındaki akarsu vadilerinin gül diyagramına bakıldığında (Şekil 8.44) yönelimlerin KB ve KD ya doğru olduğu ancak en yüksek yoğunluğun 0-40° KB ya doğru olduğu görülmektedir. Kuzey yamaçtaki akarsuların yönelimleri bloğun maruz kaldığı saat yönündeki rotasyon ile uyumludur.



Şekil 8.43. Almacık Bloku üzerindeki tüm havza yöneliminin gül diyagramı.



Şekil 8.44. A) Mudurnu Vadisi kuzey yamacındaki (Almacık Bloku) akarsuların yönelimlerinin gül diyagramı B) Mudurnu Vadisi güney yamacındaki akarsuların yönelimlerinin gül diyagramı.

Almacık Bloku üzerinde yapılan yapısal, paleomanyetik ve aeromanyetik çalışmalarda farklı miktar ve yönlerde rotasyonlar önerilmiştir. Şengör ve diğ. (1985) Almacık ofiyolitlerinin blok üzerinde KAF'nın faaliyetine bağlı olarak saat yönünde 112° rotasyona uğradığını ileri sürmüştür. Sarıbudak ve diğ. (1990) blok üzerinde Eosen volkano-sedimanter kayaçlarında yaptığı paleomanyetizma çalışmalarında blokun saat yönünde 212° saat yönündeki rotasyona maruz kaldığını belirtmiştir. Tatar ve diğ. (1998) blok üzerindeki aynı birimlerde yaptıkları çalışmalarda blokun 175° - 185° saat yönünde rotasyona uğradığını belirtmiştir. Michel (1994) Almacık Bloku ve Pamukova depresyonu arasında paleomanyetik çalışmalar yapmış ve Almacık

Bloku'nun saat yönünün aksine 355° rotasyona uğradığını ileri sürmüştür. Ayrıca Beyhan ve diğ. (2004), bölgesel gravite ve aeromanyetik anomalilerden yararlanarak Almacık Bloku'nun 45° saat yönünde rotasyona maruz kaldığını belirtmiştir. Görüldüğü gibi gerek rotasyon yönleri gerekse rotasyon miktarı üzerindeki görüşler büyük farklılıklar göstermektedir. Ancak yaptığımız havza asimetrisi (AF) ve vadi yönelimi (azimut) analizlerinde, Almacık Bloku üzerinde özellikle Mudurnu vadisindeki akarsu vadilerinin saat yönünde belirgin olarak $20-25^\circ$ 'lik bir yönlenme gösterdikleri görülmektedir.

9. DÜZCE OVASI'NIN NEOTEKTONİK DEFORMASYONU

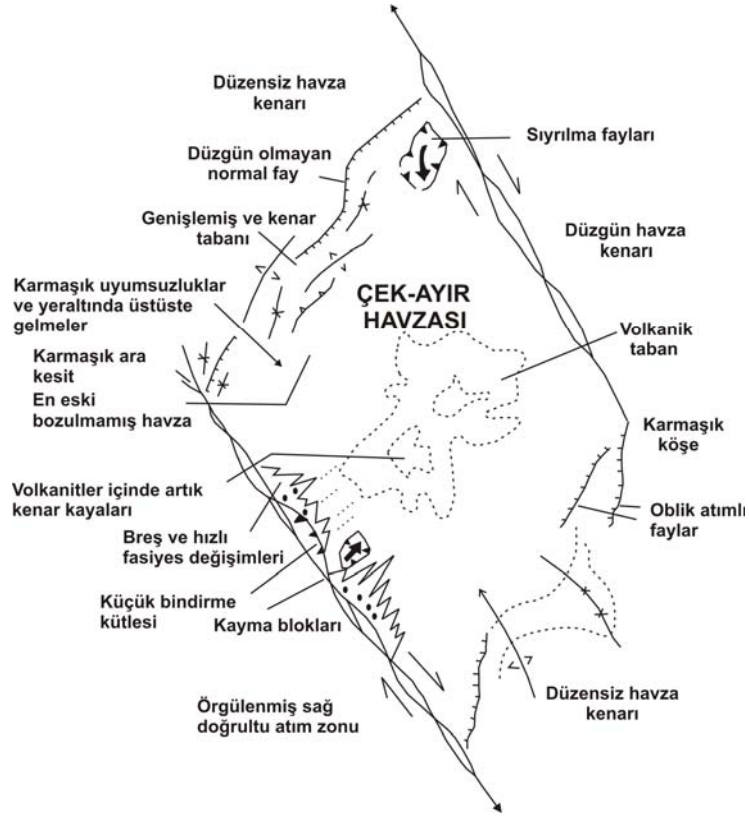
Düzce Ovası gibi doğrultu atımlı aktif fay havzalarının Kuvaterner Jeolojisi ve Fluvial Jeomorfolojisi havzaların maruz kaldığı neotektonik deformasyonun önemli göstergelerindendir. Aktif fay sistemlerinde faylar havzaların boyut ve geometrilerini denetlemenin yanında sahanın aşınım ve birikim süreçlerini de etkilerler. Ayrıca alüvyal zeminler üzerinde akan akarsuların yüzey ve yüzey altı jeolojileri aktif tektonik etkenler tarafından önemli bir şekilde etkilenir.

Doğrultu atımlı faylar boyunca gelişen havzalar ilk olarak Burchfiel ve Stewart, (1966) tarafından çek-ayır (pull-apart) havza (Şekil 9.1) adı altında tanımlanmış ancak daha sonra Mann ve diğ. (1983) ve onu takiben Nielsen ve Slyvester (1985) doğrultu atımlı havzalar altında gruplamışlardır (Şekil 9.2). Doğrultu atımlı faylar boyunca gelişen havzalar fay zonlarının yapısal ve morfolojik evrimleri açısından oldukça önemlidir. Yapısal ve dinamik morfolojik süreçlerin ortak ürünü olarak şekillenen bu havzalar aynı zamanda komşu oldukları yükselimler üzerindeki her türlü tektonik deformasyonu bünyelerinde kayıt ederek saklarlar.

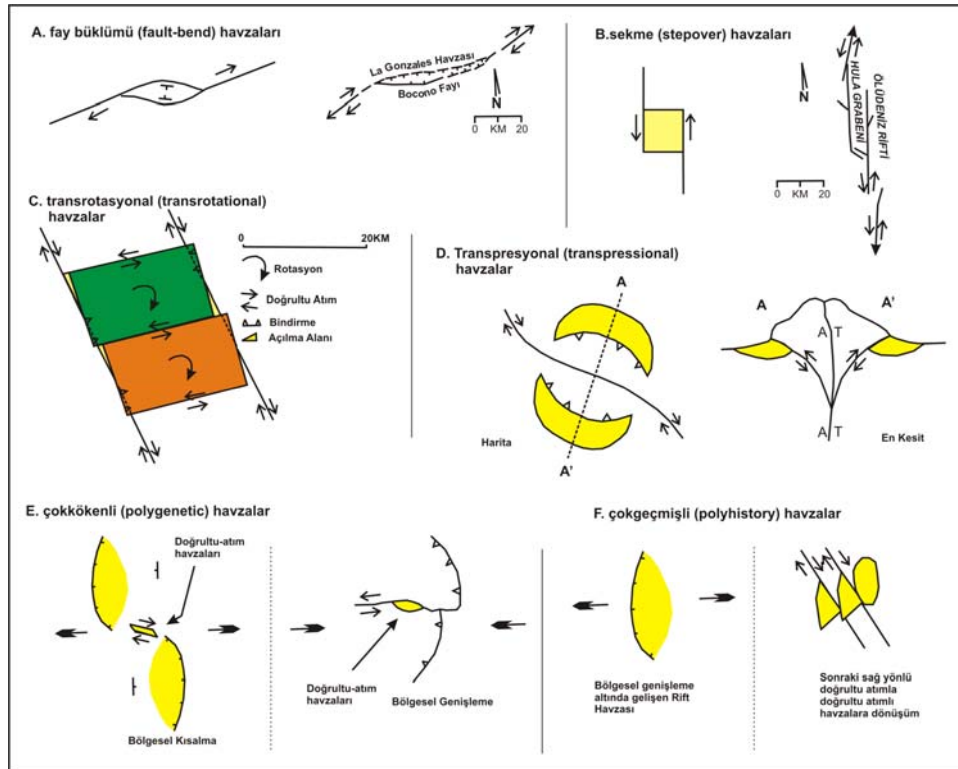
Doğrultu atımlı fay zonlarında genişlemeli sekmelerin olduğu alanlarda gelişen havzalara genel-geçer olarak çek-ayır (pull-apart) havzalar denir (Burchfiel ve Stewart, 1966; Crowel, 1974b) (Şekil 9.1).

Bu havzaların boyutları birkaç yüz metreden onlarca km'ye kadar olabilir. Çek-ayır havzalar genellikle fay zonunun doğrultusuna paralel ve büyük miktarda dolgu malzemesi ile doldurulmuş uzunlamasına havzalardır. Gevşeten sekmelerde alçalmaya eşlik eden normal faylar çek-ayır havzalarının oluşmasına neden olur. Çek-ayır havzaların geometrisi ve maksimum alçalma merkezi, çakışan fay segmentleri arasındaki ayırım, çakışma miktarı ve kabuk kalınlığının bir fonksiyonudur (Deng ve diğ., 1986). Faylar arasındaki ayırım çakışmadan fazla ise ve kabuk kalınlığı da her ikisinden fazla ise o zaman tek depolanma merkezli bir çek-ayır havzasının oluşması muhtemeldir. Bununla beraber ayırımın çakışmadan

çok daha az olduğu alanlarda havzayı sınırlayan normal fayların önünde iki farklı depolanma merkezinin gelişmesi beklenir (Şekil 9.3).

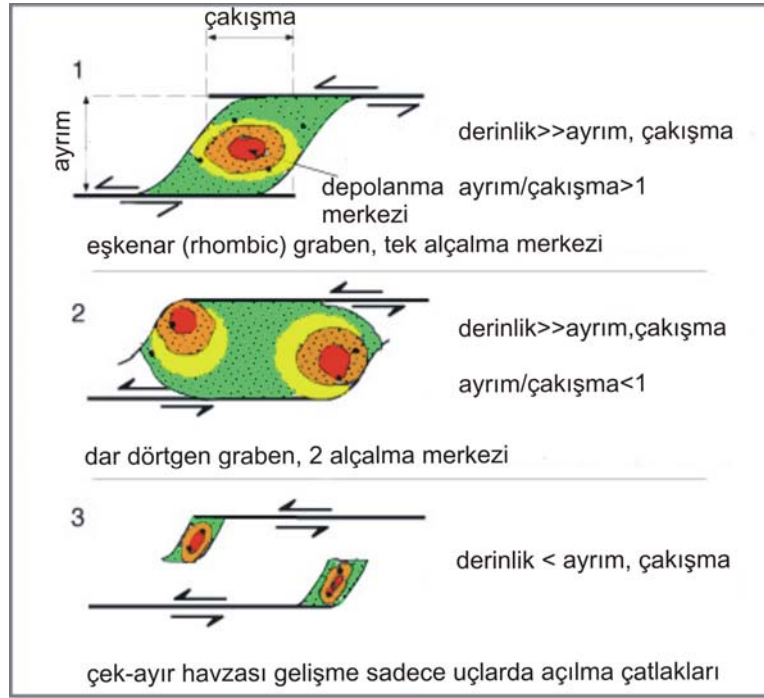


Şekil 9.1. Genel bir çek-ayır havza modeli (Crowell, 1974b'den).

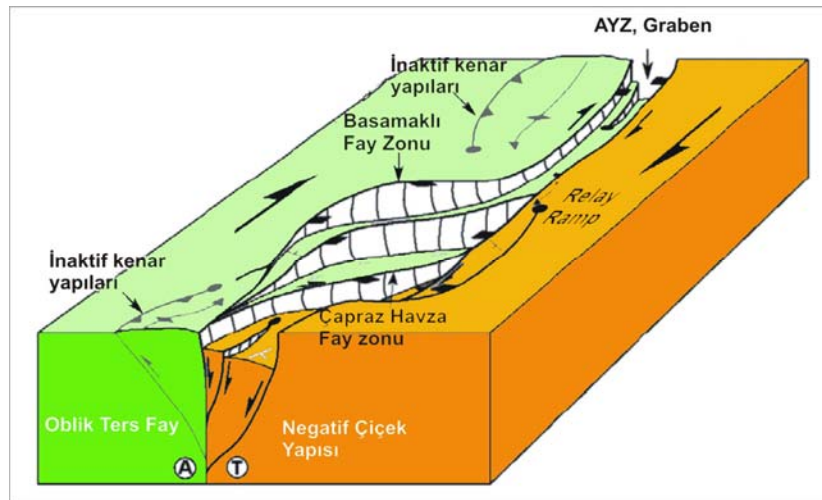


Şekil 9.2. Altı farklı doğrultu atım havzasının diyagramatik haritaları (Nielsen ve Sylvester, 1995).

Havza kenarlarını sınırlayan doğrultu atımlı fayların aralarındaki bağlantıyı sağlayan doğrultu atım bileşenli eğim atımlı normal faylar vardır. Bunlara transfer faylar da denir. Tipik doğrultu atımlı havzaların en-boy oranı ise 3:1'dir (Aydın ve Nur, 1982). Bununla beraber bu değer havzanın yapısal, fizyografik ya da aktif boyutunun ölçülüp ölçülmemesine göre değişir. Doğrultu atımlı fay zonları boyunca gelişen bu havzalar genellikle genişliklerine oranla oldukça derindirler (Clayton, 1966; Crowel, 1974a). Bu havzaların enine kesitleri havzaların kenarlarındaki eğim atım her iki kenarda da aynı olmadığı için asimetrik bir yapı arzeder ve negatif çiçek yapısı arzederler (Şekil 9.4).

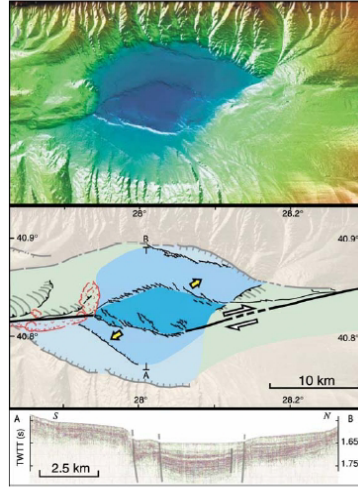


Şekil 9.3. Sekmelerde çek-ayır havzalarının gelişimi (Aydın ve Nur, 1982).



Şekil 9.4. Analog bir modelleme programı ile üretilmiş negatif çiçek yapısının idealize edilmiş 3 boyutlu geometrisini gösterir sinoptik diagram (Dooley ve Mc Clay 1997). AYZ: Ana Yerdeğiştirme Zonu.

Havzadaki sedimantasyon merkezi doğrultu atımlı hareket yönünde uzaklaşır bu yüzden havza ve çökelim bu yönde gençleşir. Havza tabanında akan aluviyal nehirlerde bu deformasyona anında tepki göstererek havzanın güncel çökelim merkezine doğru göç ederler. Çek-ayır havzalarda gözlenen bir diğer özellik ise havzanın zaman içindeki evriminde havza ortasına doğru yapısal olarak da gençleştiği ve devam eden deformasyon içinde genç normal fayların havzanın ortasına doğru geliştikleri görülmektedir (Şekil 9.5)



Şekil 9.5. Marmara Denizi orta havzasının renkli sayısal batimetrik modeli ve sismik kesiti. Geniş çek-ayır yapısı içinde daha küçük çek-ayır havzası gelişimi (Armijo ve diğ., 2002).

Düzce Ovası yukarıda genel özelliklerini verdiğimiz doğrultu atımlı fay sistemleri içinde gelişen havzaların en karakteristiklerindedir. Ova ile Almacık Bloku arasında Düzce Fayı nedeniyle yapısal ve morfolojik bir ilişki sözkonusudur. Almacık Bloku'nun tamamen bir aşınım alanı olması neotektonik deformasyonun özellikle Kuvaterner dönemi içindeki zamanını, ölçeğini ve hızını nicel bir şekilde ölçülmesini zorlaştırmaktadır. Ancak Düzce Ovası sahip olduğu Kuvaterner Jeolojisi ve fluvial jeomorfoloji özellikleri ile bu konuda Almacık Bloku'nun deformasyonunun daha iyi anlaşılmasına yardımcı olmaktadır.

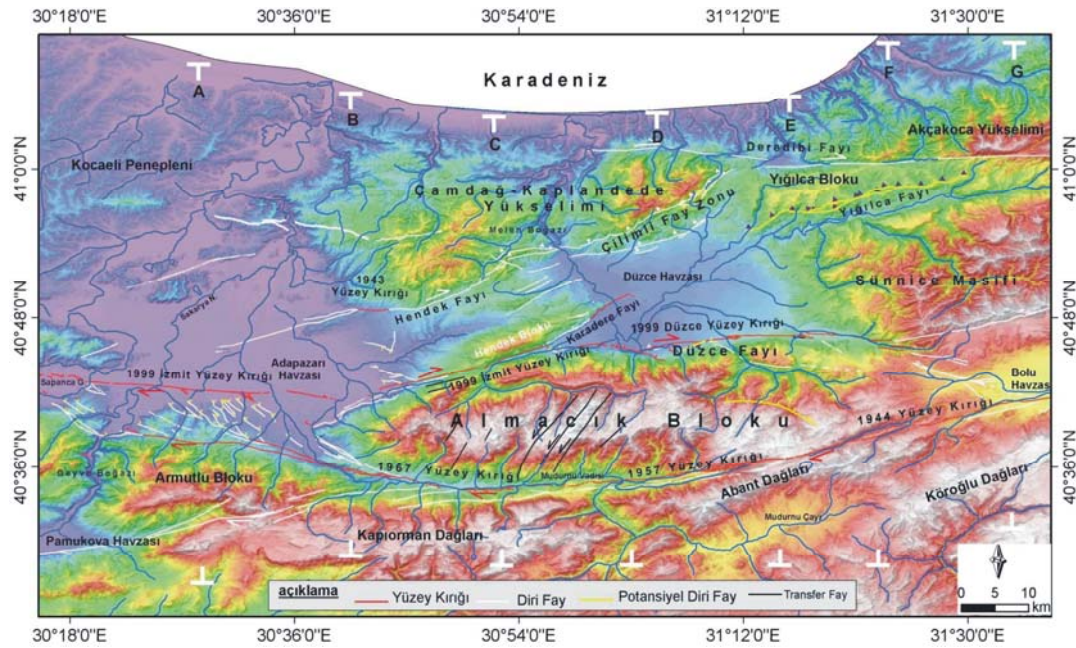
Ova Kuzey Anadolu Fay Sisteminin (KAFS) kuzey kolu üzerinde gelişmiş kompleks bir tektonik havzadır. Havza sahip olduğu tektonik ve jeolojik özellikleri nedeniyle farklı grup ve araştırmacılar tarafından incelenmiştir. Erinç ve diğ. (1961b) havzanın kuzeyinde yer alan ve onu akaçlayan Melen Boğazı'nı çalışmış ve Melen Boğazı'nın antedant bir boğaz olduğunu tanımlamıştır. Ardel (1964) Düzce Havzasının Alt Kuvaterner'de kapalı (endoric) bir havza olduğunu ve daha sonra Büyük Melen Çayı tarafından kapılarak Karadenize akaçlandığını, dolayısıyla Melen Boğazı'nın bir kapma boğazı olduğunu ileri sürmüştür. Şimşek (1994) havzanın kil

konsolidasyonunu çalışmış, 27 adet sondaj ve jeofizik ölçümlerinden yararlanılarak havzanın Kuvaterner çökellerinin izopak haritasını yapmıştır. Bu haritaya bağlı olarak havza depolanma merkezinin güneye doğru göç ettiğini belirtmiştir. Emre ve diğ. (1998) KAFS nin bölgedeki faaliyetinin bir sonucu olarak akarsu depolanmasının başlangıcını belirlemiştir. Adapazarı Havzası'nda küçük memeli fosillerinden elde edilen yaş verileri fluvial çökellerin Geç Villanian-Erken Bihariyen'de yani En Geç Pliyosen-Pleyistosen aralığında depolandığını göstermektedir. Emre ve diğ. (1999) ise 1999 Düzce depreminden hemen önce Düzce Ovası'nın tektonik jeomorfolojisi ve Kuvaterner Jeolojisini çalışmış ve havzasının çek-ayır karakterini vurgulamıştır. Çilimli Fayı'nın aktif olduğu ilk kez bu çalışmada belirtilmiştir. Pekçan (2000) havzanın kuzeyinin jeomorfolojisini çalışmış ve Melen Boğazi'nin güney girişinde yükselmiş fluvial sekilerden bahsetmiştir. 1999 İzmit ve Düzce depremlerinden sonra ise havzanın özellikle güney ve batı kenarlarında farklı çalışma grupları yüzey kırığı, segmentasyon ve atım dağılımı çalışmaları yapmıştır (Emre ve diğ., 2000; Akyüz ve diğ., 2002; Hartleb ve diğ., 2002; Duman ve diğ., 2005).

Ayhan ve diğ. (2002) ise bölgedeki intersismik yamulma birikimini çalışmış ve fayların güncel kayma hızları ile bölgedeki asal gerilme yönlerini belirlemiştir. Sugai ve diğ. (2001) ve Emre ve diğ. (2002) Düzce Fayı'nda paleosismolojik çalışmalar yapmış ve deprem tekrarlanma aralığını 400-500 yıl bulmuşlardır. Saraç (2002) ise havza da Erken - Orta Pleyistosen döneminde yaşamış bir geyik fosilini rapor etmiştir. Bu havza içindeki ilk fosil tanımlamasıdır. Şengör ve diğ. (2005) havza çevresinde iki fay seti ileri sürmüştür. Bunlardan KD-GB doğrultulu genellikle doğrultu atımlı diğeri ise KB-GD doğrultulu normal faylar şeklindedir. Bunlar daha önceden mevcut yapıları keserler. Komut (2005) Düzce Fayı üzerinde özellikle Efteni ve Beyköy segmentlerinde paleosismolojik hendek çalışmaları yapmış ve fayın deprem tekrarlanma aralığını 315-412 yıl olarak ileri sürmüştür. Pucci ve diğ. (2008) Düzce depremi yüzey kırığının metre'den kilometre ölçeğine kadar yapısal ve kinematik özelliklerini çalışmış ve OSL tarihlendirme tekniklerinden yararlanarak Efteni Segmenti'nin $60,170 \pm 6280$ yılda 15 mm/yıllık bir kayma hızlı hesaplamışlardır.

Önceki çalışmalar daha çok havzanın bir parçasına yoğunlaşmış ve havzanın Almacık Bloku ile olan ilişkisine değinilmemiştir. Bu sebeble bu çalışmada, tüm havzanın Kuvaterner jeolojisi ve fluvial jeomorfolojisi göz önüne alınmış Almacık Bloku ile olan ilişkisi ortaya konmaya çalışılmıştır.

Düzce havzası KAFS içinde gelişmiş kompleks bir tektonik havzadır. Havzayı çevreleyen morfolotektonik birimler, Almacık Bloku, Sünnice Masifi, Çamdağ-Kaplandede Yükselimi ve Hendek Bloku'dur (Şekil 4.3). Havzayı denetleyen diri faylar Düzce, Karadere ve Çilimli faylarıdır (Şekil 7.5). Havzanın uzun eksenini 29 km kısa eksenini ise 15 km'dir ve yüksekliği 110-350 m arasındadır. Havza çevreden merkeze (centripetal) bir akarsu şebekesine sahiptir. Ana akarsular Aksu, Uğursuyu, Asarsuyu, Küçük Melen ve Büyük Melen nehirleridir (Şekil 5.5). Büyük Melen hariç hepsi havzanın güneyinde yer alan Efteni Gölü'ne akarlar. Göl bir sifon vazifesi görür ve Büyük Melen vasıtasıyla sularını derin bir boğaz olan Melen Boğazı (Erinç ve diğ., 1961b) üzerinden Karadeniz'e ulaştırır.



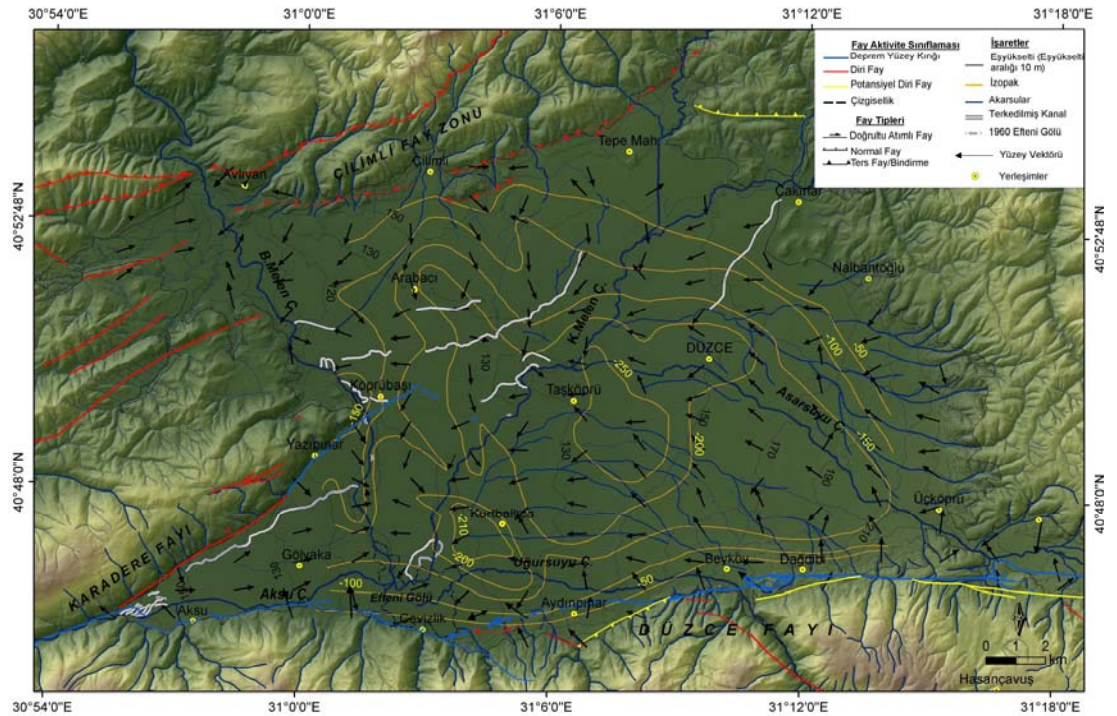
Şekil 4.3. Almacık Bloku ve yakın çevresinin morfolotektonik üniteleri.

Almacık Bloku havzanın güney sınırını belirler. Havzanın en alçak seviyesini oluşturan Efteni Gölü Almacık Bloku'nun kuzey yamaçlarının hemen önünde Düzce Fayı'nın gevşeten çift bükümü önünde gelişen depresyona yerleşmiştir. Uğursuyu, Aksu ve kısmen Asarsuyu Almacık Bloku'ndan doğan ve Düzce Ovası'na boşalan büyük akarsu sistemleridir. Sünnice Masifi ise havzanın doğu sınırını belirler (Şekil 4.3). Masif güneye asimettiktir ve güneyde Bolu Depresyonu, kuzeyde ise Yığılca Vadisi ile sınırlanır. Küçük Melen sularının büyük bölümünü masiften alır. Masifin reliefi 1200 m'dir. Çamdağ-Kaplandede yükselimi ise havzanın kuzeyinde yer alır (Şekil 4.3). Güneyden Çilimli Fayı kuzeyden ise Deredibi Fayı ile sınırlanır. Deredibi Fayı ilk kez bu çalışmada diri fay olarak tanımlanmıştır ve sağ yönlü doğrultu atımlı bir faydır. Bu yükselimi de aynı zamanda güneye asimettiktir ve rölyefi 600 m'dir. Hendek Bloku havzanın batısında yer alır (Şekil 4.3). Blokun güney sınırını

Karadere Fayı denetler. Bu kama şekilli güneye doğru asimetric blok havza tabanından çok dik yamaçlarla ayrılır. Blokun rölyefi 800 m'dir.

Düzce Havzasının Kuvaterner jeolojisi akarsu ve gösel çökellerden oluşur (Şekil 5.5). Akarsu çökelleri genellikle birikinti yelpazesi ve taşkın ovası depolanma sistemleri içinde gelişmişlerdir. Kuvaterner çökellerinin kalınlığı havza içinde değişiklik gösterir. Bununla beraber havzanın ortasında ve güneyinde yer alan iki havza tabanı depresyonu içinde aniden artarak 250 ve 210 m olur (Şekil 9.6). Havzada en yaygın allostratigrafik birim birikinti yelpazesi ve taşkın ovasıdır ve bunlar havzanın neotektonik gelişiminin evrelerini göstermesi açısından önemlidirler. Havzanın Kuvaterner birimlerinin detayları 5. bölümde verilmiştir.

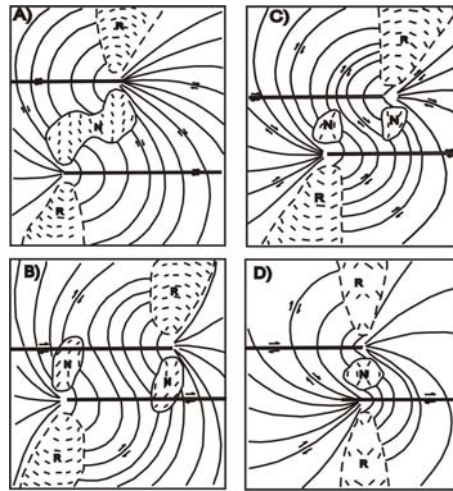
Havzanın izopak ve eşyüksekli haritasına göre 3 ana depolanma merkezi dikkati çekmektedir (Şekil 9.6). Bunlardan ikisi havza tabanında diğeri ise yüzeindedir (Efteni Gölü). Havza tabanı depresyonları Kuvaterner çökellerinin en kalın olduğu yerlerdir. Bunlardan depresyon 1 (Şekil 9.6) daha derindir ve havzanın ortasında yer alır, derinliği 250 m'dir. Depresyon 2, depresyon 1'in güneybatısında yer alır ve derinliği 210 m'dir (Şekil 9.6). Bu havza tabanı depresyonlarının geometrik özellikleri Rodgers (1980) tarafından ileri sürülen gevşeten sekmelerde görülen depresyonların (Şekil 9.7) gelişimini andırmaktadır.



Şekil 9.6. Düzce Havzasının izopak, izohips ve yüzey bakı vektörleri haritası (diri faylar Emre ve diğ., Hazırlanmakta'dan yararlanılarak)

Akarsu süreçleri aktif tektoniğe karşı çok duyarlıdır, bunlar milimetre ölçeğindeki deformasyonları kaydedebilirler, ayrıca akarsu jeomorfolojisi havzalardaki çok devreli faaliyetleri de gösterebilirler (Schumm ve diğ., 2000; Keller ve Pinter, 2002). Düzce Havzası'nın en belirgin akarsu şebekesi özelliği açık (egzoroic) bir havza olmasına rağmen çevreden merkeze bir akarsu şebekesine sahip olmasıdır. Havzanın en alçak kesimi en güneyde yer alır ve Efteni Gölü tarafından işgal edilmiştir. Göl Düzce Fayı'nın aktif kolunun gevşemeli bir bükümünü içinde geliştirmiştir. Efteni Gölü sıg ve alansal olarak tarımsal faaliyetler ve akarsuların devam eden depolanması nedeniyle gerilemeye uğrar. Göl Aksu, Uğursuyu, Asarsuyu ve Küçük Melen gibi ana akarsular tarafından beslenirken Büyük Melen tarafından boşaltılır (Şekil 5.5).

Akarsu jeomorfolojisi Düzce Havzası'nın çok devreli evrimini yansıtmaktadır. Akarsular tarafından oluşturulan eski ve yeni yer şekilleri bu devreleri tanımlamaya yardımcı olmaktadır. Bunlardan Küçük Melen Nehri'nin terkedilmiş kanalları havzanın kuzeyinde Küçük Melen ile Büyük Melen Nehri arasında gözlenmektedir. Gözlenen 3 adet terkedilmiş kanal akarsuyun güneye doğru göçünü göstermektedir. Küçük Melen ve büyük ihtimalle Asarsuyu daha önceleri kuzey batıya akışlı olup daha sonra güneye göç etmişlerdir. Bu göç dereceli bir şekilde değildir, keza terkedilmiş kanallar ve aktif kanal arasında dereceli geçişi gösteren herhangi bir unsur bulunamamıştır. Dolayısıyla akarsu göçü yanal yerdeğiştirme yerine aktif faylanmaya bağlı olarak kanalın aniden terkedilmesi (avulsion) şeklinde olmalıdır. Ayrıca bu göçün oluşumu oldukça genç olmalıdır, terkedilmiş kanallar Holosen'de gelişmiş Birikinti Yalpazesi 4'ün üzerinde yer almaktadır (Şekil 5.5).



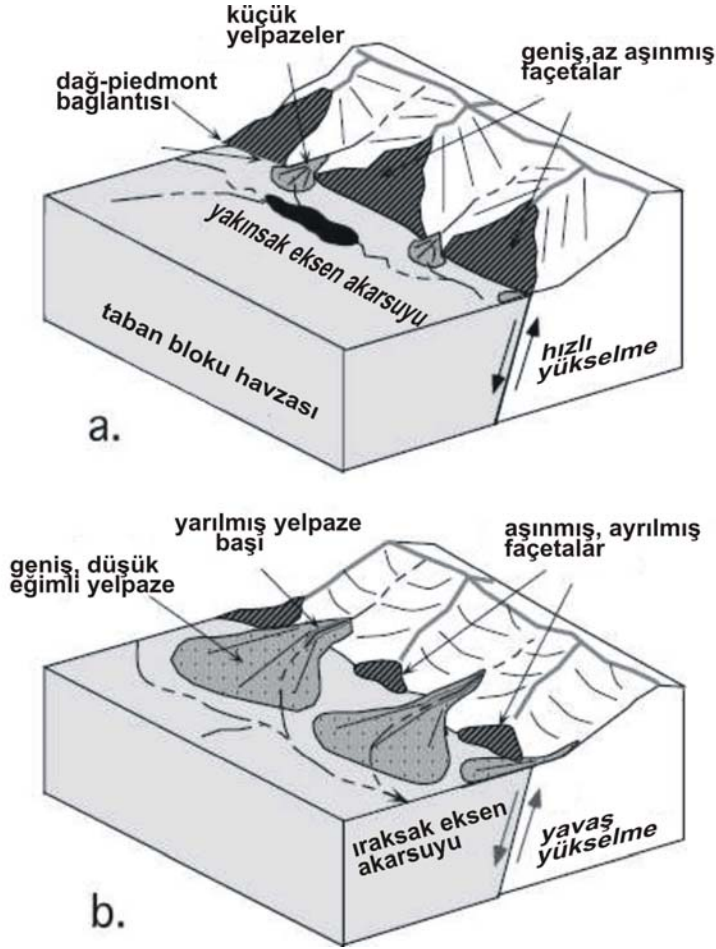
Şekil 9.7. Dört farklı ayırım ve çakışma geometrisine ait sekme modelleri (Rodgers, 1980) a) ayırım çakışmanın iki katıdır b) çakışma ayırımın iki katıdır c) ayırım çakışmaya eşittir d) çakışma çok azdır.

Havzanın güneyindeki aktif tektonik depolanma merkezinin göç etmesine ve ana akarsuların yönlerinin değiştirilerek güneye akmalarına sebep olmuştur. Uğursuyu ve Aksu birikinti yelpazelerindeki dereler bu göçü yansıtmaktadır. Yelpazelerin eşyükselti eğrileri ve yüzey vektörleri (Şekil 9.6) yelpazelerin ilk olarak güncel depolanma merkezi olan Efteni Gölü yerine havzanın merkezine doğru geliştiklerini göstermektedir. Bununla beraber yelpazelerin orta kesimlerinden itibaren eşyükselti eğrileri çizgileri ve yüzey vektörleri önce batıya sonra güneye doğru bir yönelim göstermektedirler. Yelpazeler üzerindeki dereler bu yönelimi belirgin bir şekilde göstermektedirler. Bunların büklümlü şebeke geometrileri yönelimin batıya ve bunu takiben güneye olduğunu sergilemektedir.

Aksu Çayı'nın birikinti yelpazesi bu tür bir etkileşimi gözlemlemenin mümkün olduğu bir diğer alandır. Aksu Çayı derin ve dik vadiden çıkarak havzanın Düzce ve Karadere fayları arasında kalan kamalanmış kesimine boşalır. Akarsu kamalanmış kesimin güney kenarını takip eder, ancak terkedilmiş kanalı aktif kanalın kuzeyinde Karadere Fayı'nın dağ önünde uzanır. Aksu Çayı daha önceden muhtemelen kuzeye Karadere Fayı'na yakın ve paralel bir şekilde akıp günümüzde boşaldığı Efteni Gölü yerine Büyük Melen Nehri'ne bağlanmaktadır (Şekil 5.5).

Tektonik havzalardaki eksen akarsuları genel olarak eğim atımının olduğu havzaların aktif kenarlarına yakın akarlar (Şekil 9.8) (Schumm ve diğ., 2000; Burbank ve Anderson, 2001). Düzce Havzası'nda en aktif kenar 1999 İzmit ve Düzce depremlerinin kırılan güney kenardır. Düzce aktif kolu havzanın kamalanmış bu kesiminin güneyinde gevşeten çift büklüm yapar (Duman ve diğ., 2005). 1999 Düzce depreminde ölçülen en yüksek düşey yerdeğiştirme 3.7 m fayın transtansiyonel deformasyonuna bağlı olarak burada ölçülmüştür. Aksu Nehri'nin aktif kanalı kamalanmış kesimin güney kenarında Düzce Fayı'nın transtansiyonel koluna paralel olarak akar, ancak terkedilmiş yatağı daha kuzeyde Karadere Fayı'na yakındır (Şekil 5.5, 9.6). Aktif kolun transtansiyonel deformasyonu Aksu Çayı'nı kuzeyden güneye çekmiştir. Benzer tepkiler farklı süreçler altında Uğursuyu Çayı birikinti yelpazesi üzerinde de gözlenmektedir. Uğursuyu birikinti yelpazesi aktif kolun transpresyonel karaktere sahip olduğu alanda gelişmektedir. Transpresyon belirgin bir fay dikliği ve terkedilmiş ve bir yelpaze sistemi (Birikinti Yelpazesi 1) oluşturmuş ve Uğursuyu Çayı'nı kuzeyden güneye kendi yanına çekmiştir. Uğursuyu Vadisinin ağız kesiminde batıya doğru keskin bir sapma vardır. Uğursuyu'nun aktif kanalı havzanın güney kenarında Düzce Fayı'nın aktif koluna paralel bir şekilde akar. Bununla beraber Uğursuyu'nun kuzeyinde yer alan Asarsuyu havzanın en

büyük eksen akarsuyudur ve Düzce Fayı'na yarı paralel bir şekilde doğudan batıya doğru akar (Şekil 5.5).



Şekil 9.8. Hızlı ve yavaş yükselen alanlarda geniş ölçekli jeomorfoloji (Burbank ve Anderson, 2001).

Akarsuyun faya olan mesafesi 2 ile 8 km arasında değişir. Havzanın güneyinde oluşan birikinti yelpazesi gelişimi Akarsuyu Çayı'nın güneye Düzce Fayı'nın aktif koluna yaklaşmasını engellemiştir. Uğursuyu Çayı tarafından oluşturulan Birikinti Yelpazesi 3 oldukça geniştir ve düşük eğimli bir yelpazedir, bu özelliği gelişimi sırasındaki neotektonik evre sırasında depolanma hızının tektonikten daha fazla olduğunu göstermektedir.

Düzce Fayı boyunca yer alan birikinti yelpazelerinin fluvial jeomorfik özellikleri Geç Kuvaterner sırasındaki tektonik ve aşınım hızındaki değişimleri de göstermektedir. Dağ önlerinde gelişen daha yüksek eğimli küçük yelpazeler, daha düşük eğimli geniş yelpazelerden daha yüksek yükselme hızlarını ifade eder (Şekil 9.8) (Burbank ve Anderson, 2001). Havzanın güneyindeki eski ve yeni birikinti yelpazelerinin yüzey eğimleri ve alansal sınırları bazı farklılıklar göstermektedir. Eski yelpaze sistemleri (Birikinti Yelpazesi 1, 2) daha yüksek yüzey eğimlerine ancak daha küçük alana

sahipken daha genç yelpaze sistemleri (Birikinti Yelpazesi 3, 4) daha düşük yüzey eğimlerine ve alansal olarak daha geniş sınırlara sahiptirler (Şekil 5.5). Yelpazelerin birikim, topografya ve konumları gözönüne alındığında Birikinti Yelpazesi 1 ve 2'nin olduğu sırada yükselme hızının daha fazla olduğunu ancak Birikinti Yelpazesi 3 ve 4'ün oluşumu sırasına karşılık gelen neotektonik evrede ise yükselme hızının görece olarak daha az olduğunu söylemek mümkündür.

Bu ilişkinin en iyi örneğini Asarsuyu ile Düzce Fayı'nın dağ önü arasında görmek mümkündür. Asarsuyu havzadaki en büyük eksen akarsuyudur ve Düzce Fayına yarı paralel bir şekilde akar. Fay ile arasındaki mesafe doğuda 2, batıda 8 km dir (Şekil 5.5). Akarsu Uğursuyu Çayı'nın düşük eğimli ve yaygın yelpazesi tarafından dağ önünden uzaklaştırılmıştır oysa yükselme hızının yüksek olduğu alanlarda eksen akarsularının aktif faylara yakın ve onlara paralel olarak akmaları beklenir (Şekil 9.8) (Burbank ve Anderson, 2001). Benzer ancak tersi bir durumun gözlemlendiği bir diğer alan ise havzanın Düzce Fayı ile Karadere Fayı arasında Aksu tarafından drene edilen kısmıdır. Bu kesim Düzce Fayı'nın transtansiyonel karakterde olduğu bir alandır ve Düzce depreminde en büyük düşey yer değiştirme bu segmentte ölçülmüştür. Fayın transtansiyonel karakterine bağlı olarak dağ önünde fay façetaları ve bunların önünde ise daha küçük alanlı ancak nispeten eğimli birikinti yelpazeleri gelişmiştir. Bu kesimde Asarsuyu Çayı'nın aksine Aksu Çayı aktif faya paralel ve ona yakın olarak akmaktadır (Şekil 5.5).

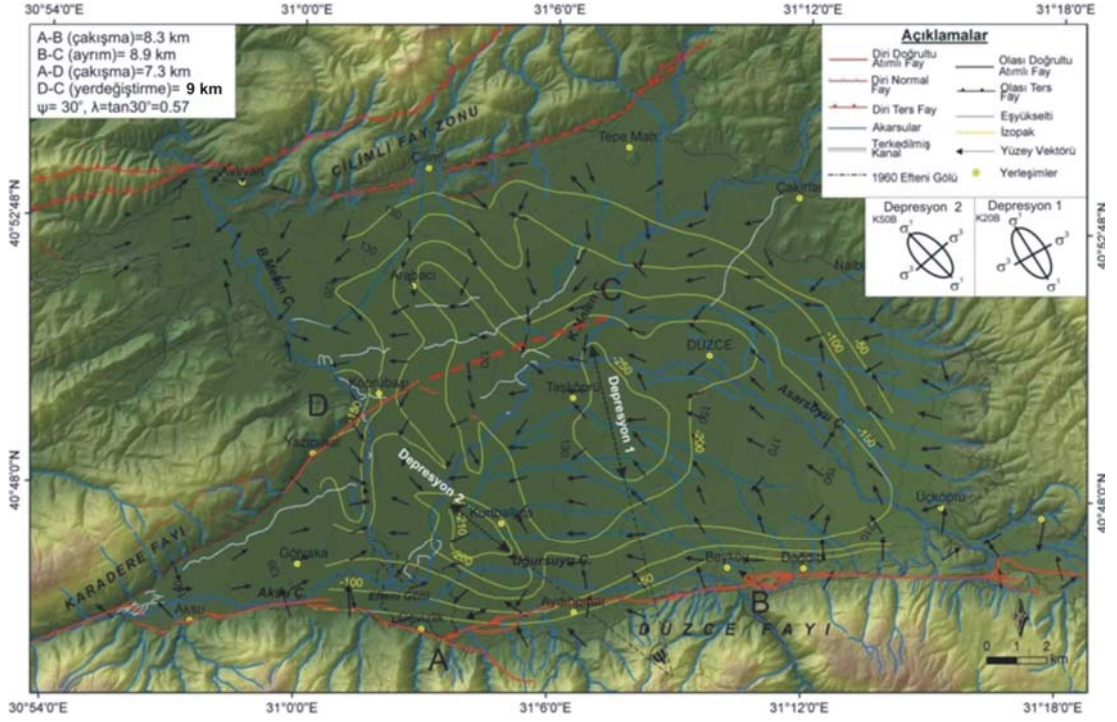
Bir çek-ayır havzasının yapısal paterni genel olarak havzayı sınırlayan fayların geometrik ilişkileri, yaşları, kayma hızları ve atım miktarları tarafından denetlenir (Christie-Blick ve Biddle, 1985). Diri fayların tektonik jeomorfolojisi bu bilgilerin elde edilmesine imkan verir. Bu sebeple Düzce Havzası'ndaki aktif fayların tektonik jeomorfolojisi haritalanmış ve değerlendirilmiştir. Böylece fayların uzun ve kısa dönem karakteristikleri havzanın çok-devreli evriminin anlaşılmasına yardımcı olacaktır. Düzce Havzası'nı denetleyen aktif faylar Düzce, Karadere ve Çilimli faylarıdır.

Aktif faylar Düzce Havzası'nın Kuvaterner jeolojisi ve fluvial jeomorfolojisini kontrol eden birincil etkenlerdir. Düzce ve Çilimli fayları arasındaki yapısal ilişki havzanın Erken Pleyistosen sonu-Orta Pleyistosen de Karapürçek Formasyonu'nun depolandığı ilksel evresini kontrol etmektedir. Havzanın günümüz görünümünü aldığı ikinci evresi ise Düzce ve Karadere fayları arasındaki yapısal ilişki tarafından kontrol edilmektedir.

Düzce Havzası kompleks bir çek-ayır havzasıdır. Çek-ayır havzalarının gelişimi ve deformasyonları 2 boyutlu elastik dislokasyon modelleri ile (Seagall ve Pollard, 1980; Rodgers, 1980) ve analog modeller ile (Dooley ve McClay, 1997; Rahe ve diğ., 1998), 3 boyutlu (Katzman ve diğ., 1995) ve 4 boyutlu modeller ile (Wakabayashi ve diğ., 2004) çalışılmaktadır. Rodgers (1980) ve Seagall ve Pollard (1980) genişlemeli sekmeleri numerik olarak modellemiş ve fayların uç kısımların çöküntü alanlarının yoğunlaştığını ve fay zonu içinde asal gerilme yönlerinin rotasyona uğradığını göstermişlerdir. Düzce Havzası'nın Düzce ve Karadere fayları arasındaki çek-ayır havzasının ana karakteristikleri Rodgers (1980) tarafından sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay sistemindeki genişlemeli sekme içinde 4 farklı ayırım ve çakışma konfigurasyonu şeklinde denenen modellerden biri ile oldukça uyumludur (Şekil 9.7). Bu konfigurasyonlardan ayırımın çakışmaya eşit olduğu ve fay uçlarında iki depresyonun geliştiği model (Şekil 9.7c) Düzce Havzası tabanında gelişen iki havza tabanı depresyonu ile benzerlik göstermektedir (Şekil 9.9). Bu havzaların güneyde yer alanı Düzce Fayı'nın batı ucunda yer alırken kuzeyde yer alanı Karadere Fayı'nın doğu ucunda yer almaktadır (Şekil 9.9). Sekmenin doğu ayırımı (B-C) 8.9 km'dir ve havzanın güney batısında bu ayırım 10.3 km'ye düşer (A-D). Havza'nın bu kesimi geometrik olarak fay kaması havzasını andırmaktadır. Faylar arasındaki çakışma ise (A-B) 8.3 km'dir. Görüldüğü gibi havzada ayırım ve çakışmanın miktarı neredeyse aynıdır ve fayların uçlarında iki depresyonun yer alması Rodgers (1980) tarafından 2 boyutlu dislokasyon modelinde ileri sürülen biçime (Şekil 9.7c) benzer bir biçim göstermektedir. Rodgers (1980)'ın modelinde de her model gibi sınırlamalar vardır ancak Düzce Havzası ile yüksek korelasyon göstermektedir. Rodgers (1980) tarafından ayrıca deformasyon zonu içinde asal gerilme yönlerinin de rotasyona uğradığı ileri sürmüştür. Bu kapsamda mikro ölçekte makaslama zonu içinde gelişen açılma çatlaklarının oluşum mekanizması ile aynı mekanizma ile oluştukları düşünülürse bu depresyonların uzun eksenleri maksimum gerilmeye dik olmalıdır. Bilindiği gibi bu çatlaklar basit makaslama sistemi içinde ilerleyici deformasyonla birlikte rotasyona uğrarlar.

Dolayısıyla bunlar kullanılarak havza tabanın blok rotasyonu ve bu rotasyon miktarına bağlı olarak havzanın açılma makaslama (ψ) ve makaslama yamulması (λ) hesaplanabilir. Bu depresyonların gerilme elipsleri asal gerilme (σ^1) yönleri (Şekil 9.9) saat yönündeki 30^0 lik bir blok rotasyonunu göstermektedir. İki depresyon arasındaki asal gerilme arasındaki açılma farka bağlı olarak havzanın bu kesiminin açılma makaslama $\psi=30^0$ buradan da makaslama yamulması $\lambda=\tan \psi=0.510$ olarak hesaplanmaktadır. İki depresyon arasında 30^0 lik saat yönünde bir rotasyon

meydana getirebilmek için yaklaşık 10.5 km'lik bir yanal yerdeğiştirme (D-C) (Şekil 9.9) gerekmektedir. Bu yanal yerdeğiştirme miktarını yüzey verisi ile denetlemek ve sağlamasını yapmak mümkündür. Gerçekten de Karadere Fayı üzerinde gerçekleşen yanal yerdeğiştirme miktarı (8 ± 1) (Şekil 7.28) 30^0 'lik rotasyon için gereken 10.5 km'lik yerdeğiştirme miktarına yakındır ve aradaki farkın ise eğim atımla harcanmış olması mümkündür.

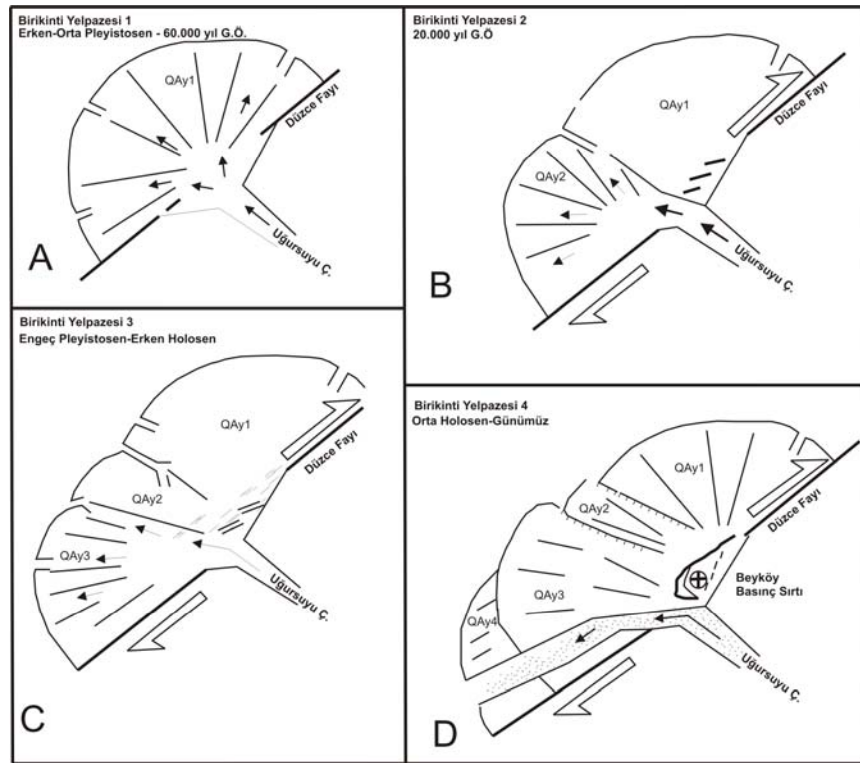


Şekil 9.9 Düzce Havzası'nın izopak haritası ve depresyonların gerilme elipsleri.

Adı geçen depresyonlardan daha genç olan havzanın güney batısında yer alır ve havza bu yöne doğru gençleşmektedir. Bu gençleşme havzanın yüzeysel depolanma merkezini kontrol etmekte ve havzanın depolanma merkezi KD'dan GB'ya doğru göç etmektedir. Havzanın güncel (en genç) depolanma merkezi havzanın güney batı kenarında yer almakta ve Efteni Gölü ile temsil edilmektedir. Ayrıca havzadaki birikinti yelpazesi gelişimi de depolanma merkezi gelişimi ile uyumludur. Birikinti Yelpazesi 1 ve 2 havzanın merkezine doğru gelişmişken, Birikinti Yelpazesi 3 ve 4 genç depresyona ve Efteni Gölü'ne doğru gelişmişlerdir (Şekil 5.5, 9.6).

Düzce Havzası eşzamanlı olarak kısalma ve genişlemeye uğramaktadır. Bu süreç Düzce-Çilimli fayları ve Düzce-Karadere fayları arasındaki yapısal ilişkiler tarafından kontrol edilmektedir. Düzce ve Karadere fayları arasındaki ilişkiye bağlı olarak gelişen açılmaya Çilimli Fayı nedeniyle kısalma eşlik eder. Açılmanın yönü KD-GB'dır. Havza tabanı topoğrafyası ile yüzeydeki terk edilmiş kanallar ve akarsu

sapmaları açılmaya bağlı olarak havzanın depolanma merkezi göçünün önemli göstergeleridir. Bu göç aynı zamanda yüzey topoğrafyasında yanal asimetriye neden olmaktadır. Havza yüzeyi belirgin bir şekilde güneye doğru eğilimlidir. Havza tabanındaki depresyonlar Karadere Fayı'nın oluşumuna bağlı olarak havza tabanında 30⁰'lık saat yönündeki rotasyonu göstermektedir (Şekil 9.9). Havza tabanı depresyonları, Kuvaterner çökelleri ve fluvial jeomorfoloji havzanın ana neotektonik evrelerinin belirlemeye imkan vermektedir. Havzanın Çilimli Fayı boyunca izlenen kuzey sınırı havzanın Karadere Fayı öncesi evresini ve Birikinti Yelpazesi 1 ve 2'nin oluştuğu ve havzanın Düzce ve Çilimli faylarının yapısal ilişkisine bağlı olarak oluşmaya başladığı evreyi yansıtmaktadır (Şekil 5.5).



Şekil 9.10. Düzce Fayı üzerinde Uğursuyu birikinti yelpazesi gelişimi evreleri.

Kuvaterner jeolojisine bağlı olarak havzanın ilksel oluşumunun Erken-Orta Pleyistosen'de başladığını söylemek mümkündür. Ancak havza tabanında yer alan Depresyon 1 Düzce Havzası'nda Karadere Fayı evresini ve önceki havza içinde havza gelişimini göstermektedir. Düzce Havzası güneyinde gelişen Birikinti Yelpazesi 3 ve 4 bu evrede gelişmeye başlamıştır. Bu yelpazeler Düzce ve Karadere faylarının yapısal ilişkisinden etkilenmişler ve gelişime yönleri havza ortasına değil havzanın batısına doğru olmuştur (Şekil 9.9, 9.10). Düzce Havzası'nın kompleks bir tektonik havza olduğunu Almacık Bloku'nun kuzey sınırını kontrol eden Düzce Fayı'nın Düzce Havzası üzerinde belirleyici rolü olduğunu ve Almacı Bloku ile

Düzce Havzası arasındaki yapısal sınırı oluşturmasının yanında blok ve havza arasındaki hidrolojik ve sedimentolojik süreçleri de kontrol ettiğini söylemek mümkündür. Düzce Havzası'nın Kuvaterner jeolojisi ve akarsu jeomorfolojisi Almacık Bloku'nun kuzey kenarının güney kenarına göre daha genç bir oluşuma sahip olduğunu ve bloğun kuzey sınırında Düzce Fayı'na bağlı olarak gelişen düşey yer değiştirme nedeniyle Efteni Gölü güneyinde kalan bölümün de düşey atımla yükseldiğini ve bloğun kuzeyinde değişken bir yükselme biçimi olduğunu göstermektedir.

10. TARTIŞMA

10.1. Kuzey Anadolu Fayı'nın Çalışma Alanındaki Yaşı

Kuzey Anadolu Fayı'nın çalışma alanındaki ilksel gelişimi ve oluşum yaşı ile ilgili olarak aşınım yüzeyleri ve akarsu sistemleri, bloklar üzerinde ve havzalarda yer alan kırıntılı çökeller fluviyo-tektonik jeomorfoloji yaklaşımı içinde ele alınmıştır.

KAF'ın tamamı ya da bazı kollarının yaşı ile ilgili değerlendirmeler Oligosen'den (Kopp ve diğ., 1969; Okay ve diğ., 2006), Orta-Geç Miyosen'e (Egeran ve Lahn, 1944; Erinç ve diğ., 1961a; Ketin, 1969 ve 1976; Irrlitz, 1972; Tokay, 1973; Barka, 1981; Şengör ve diğ., 1985; Armijo ve diğ., 1999) ve Orta-Geç Miyosen'den Geç Pliyosen-Pleyistosen'e (Şaroğlu, 1988; Emre ve diğ., 1998; Tüysüz ve diğ., 1998; Oktay ve diğ., 2002; Ulusoy ve diğ., 2002; Yaltırak ve diğ., 2002; Westaway, 2003) ve Marmara Denizi'nde kuzey kol için 200 bin yıla (Paluska ve diğ., 1989; Şengör ve diğ., 2005) kadar değişmektedir.

Genel olarak ifade edilen doğrultu atım faylanmanın nedenleri ve yaşı ile ilgili olarak öne sürülen 4 ana görüş vardır. Bunlar; 1- Sağ yönlü doğrultu atımlı hareket doğu Anadolu levhasının Arap ve Avrasya levhaları arasındaki çarpışmadan batıya doğru kaçışının bir sonucu olarak Orta Miyosen'de başlamıştır (McKenzie, 1972; Şengör 1979; Şengör ve Kidd, 1979), 2- KAF Geç Miyosen sonu ya da Erken Pliyosen'e kadar hareketine başlamamıştır (Barka ve diğ., 2000; Koçyiğit, 1989; Bozkurt ve Koçyiğit, 1996; Toprak, 1988; Barka ve Gülen, 1988; Tokay, 1973; Yaltırak, 1996), 3- KAF Geç Miyosen'de doğu Anadolu'da harekete başlamış ancak Marmara Bölgesine Pliyosen sırasında ulaşmıştır (Barka, 1992; Şengör, 1979; Suzanne ve diğ., 1990; Yaltırak ve diğ., 2000;), 4- KAF doğuda 16 milyon yıl ya da daha yaşlıdır ancak batıda 3 Milyon yıldan daha gençtir (Gautier ve diğ., 1998).

Çalışma alanında KAF'ın yaşına dair yararlanılan jeolojik ve jeomorfik unsurlar şunlardır.

- 1- Kocaeli Penepleni
- 2- Sakarya Akarsu Sistemi
- 3- Karasu Formasyonu
- 4- Karapürçek Formasyonu

Kocaeli Penepleni (Şekil 4.2) (Pamir, 1938) Batı Pontidler (Yılmaz ve diğ. 1995) içinde yer alır Jeolojik olarak Paleozoik'ten Kuvaterner'e kadar farklı yaş ve litolojilerdeki formasyonlardan oluşur. Neojen öncesi kayalar kristalen, sedimenter ve volkanik kayalardan meydana gelmektedir. Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı çökeller eski birimleri uyumsuz bir şekilde örten karasal kırıntılı, lakustrin kil, marl, acısu kireçtaşı-marl ve kilden oluşmaktadır. Kuvaterner istifleri ise daha çok lagüner çökeller, karasal kırıntılılar, ince kırıntılı lakustrinler ve kenar yelpaze çökelleri (Oktay ve diğ., 2002) gibi deniz seviyesine çok yakın ve düşük enerji ortamını yansıtan birimlerden oluşurlar. Kocaeli Penepleni morfolojik olarak Pontidler'in en alçak kesimini oluşturmaktadır. Peneplenin kuzeybatı kenarları çakıllı, kumlu Ponsiyen-Pliyosen yaşlı (Elmas, 2003) Karasu Formasyonu, güney kenarları ise Geç Pliyosen-Pleyistosen yaşlı Karapürçek Formasyonu tarafından üzerlenir (Emre ve diğ., 1998; Elmas, 2003; Yiğitbaş ve diğ., 2004). Kocaeli Penepleni'nde ortalama yükseltisi 200 m olan Pontidler doğuya doğru yükseklik kazanmakta Orta Pontidler'de 1000-2000 m'lere Doğu Pontidler'de ise 3000-4000 m 'lere kadar ulaşmaktadırlar. Yüksekliğin doğuya doğru artmasına rağmen Kocaeli Penepleni'nin karşılığı olan uyumlu zirveler düzlüğünü tüm Pontidler üzerinde görmek mümkündür. Bu dönemde Anadolu'da deniz seviyesine çok yakın yükseltilerde oluşmuş geniş göller yer almakta ve yoğun bir denudasyon yaşanmaktadır (Erol, 1981; Yılmaz, 2007). Bu denudasyon yüzeyi (Erol, 1981) Pontidler de dahil olmak üzere bütün paleo-tektonik yapıları kesmektedir. Karadeniz'de Pontidler'den kaynaklanan ilk kırıntılı çökeller Erken Pliyosen'den eski değillerdir (Robinson ve diğ., 1997). Dolayısıyla Pontidler'in yükselimi için Pliyo-Kuvaterner denilebilir (Yiğitbaş ve diğ., 2004; Yılmaz, 2007) ve Miyosen sonrasındaki Neotektonik dönemde oluşmuşlardır (Şengör, 1980). Bu aynı zamanda **KAF'ın** oluşmasıdır. Doğu Anadolu'nun sıkışmasına bağlı olarak Pontidler'de sıkışmaya ve yükselmeye başlamıştır. Geç Miyosen'de başlayan (Bozkurt, 2001) saf makaslama batıya doğru KAF boyunca basit makaslama dönüşerek (KAF) sıkışma yamulmasının azalmasına, dolayısıyla Pontidler'in batıya doğru giderek alçalmasına neden olmaktadır. İşte Kocaeli Penepleni bu deformasyon süreci içinde

KAF öncesi paleo-topografyanın en çok korunduğu alanı temsil etmektedir. Bu yüzeyin yaşı (Kocaeli Penepleni) Oligo-Miyosen'dir. Erken Pliyosen'den sonra bu özelliğini kaybetmiştir (Pamir, 1938; Erol, 1981; Emre ve diğ., 1998; Yılmaz ve diğ., 2000; Yaltrak, 2002; Elmas, 2003; Yiğitbaş ve diğ., 2004) dolayısıyla KAF'nın günümüzdeki haliyle sahada faaliyete geçmesi Erken Pliyosen'den sonra, Geç Pliyosen-Pleyistosen olmalıdır.

Sakarya Akarsu Sistemi Orta Anadolu'nun içlerine kadar ulaşan bir akarsu sistemidir. Sistemin ana kolu olan Sakarya Nehri Pamukova Havzası'ndan itibaren KAFZ'na girer ve Geyve Boğazı, Adapazarı Ovası üzerinden Karadenize ulaşır. Sakarya KAFZ'na girmeden önce Bilecik Yüksek Reliefi'ni kateder (Şekil 7.2). Bu relief üzerinde yer alan Geç Miyosen-ErkenPliyosen çökelleri Sakarya ve kolları tarafından derin bir şekilde yarılmış ve parçalanmıştır. Dolayısıyla Sakarya Nehri'nin ilksel kuruluş dönemi için Erken Pliyosen sonu Geç Pliyosen demek mümkündür (Bilgin, 1984). Geç Pliyosen'de kurulan Sakarya Nehri o dönemde de kuzeye doğru akışlı bir akarsudur. Günümüzde Sakarya Nehri Mekece Boğazı'ndan itibaren Bilecik Yüksek Reliefi'nden çıkmakta ve KAFZ'na girmektedir. Pamukova Havzası'nda Mekece Boğazı ile Geyve Boğazı arasında KAF'nın güney kolu tarafından 15 ± 0.5 km ötelenmektedir (Şekil 4.6). Sakarya Nehri'nin kuruluşu, Pamukova'daki ötelenme miktarı ve güncel GPS hızları, 4.9 mm/yıl (Meade ve diğ., 2002) dikkate alındığında bu ötelenmenin gerçekleştiği güney kolun 3 ± 0.5 milyon yıldır aktif olduğunu söylemek mümkündür.

Yukarıda bahsettiğimiz morfolojik verilerin yanında sedimantolojik veriler de fayın yaşı ile ilgili veriler sunmaktadır. Bunlardan ilki **Karasu Formasyonu**'dur. Karasu Formasyonu İlk olarak Emre ve diğ. (1998) tarafından Kocaeli Penepleni üzerinde tanımlanmıştır. Emre ve diğ. (1998) Karasu Formasyonu'na Erken-Orta Miyosen olarak yaş vermişlerdir. Ancak bu tanımlama herhangi bir fosil determinasyonu ya da radyometrik yaşlandırmaya dayanmamaktadır. Bununla beraber Karasu Formasyonu içinde tanımlanan mikro ve makro fosiller (Yalçınlar, 1952) birimin Ponsiyen (En Üst Miyosen)-Pliyosen yaşlı olduğunu göstermektedir (Elmas, 2003 ; Yiğitbaş ve diğ., 2004). Formasyon aynı zamanda Çamdağ-Kaplandede yükseliminin kuzey kenarlarında da gözlenmektedir (Emre ve diğ., 1998; Elmas, 2003; Yiğitbaş ve diğ., 2004). Bu formasyon peneplenleşme sürecinde depolanmıştır (Emre ve diğ., 1998). Formasyon fluviyal çökellerden oluşur ve içerdiği *Mastadon pandionnis*, *Elephants clifti*, *Rhinocerus cf. Blandfordi*, *Hipparion cf. Antilopinum* ve *Equus aff. Namadiscus*

fosillerine bağılı olarak Ponsiyen-Erken Pliyosen olarak yaşlandırılmıştır (Elmas, 2003). Bu birim Kocaeli Penepleni'nin yaşıt (korelat) depolarıdır. Karasu Formasyonu'nun çakıllarına Marmara Denizi'nin güneyinde yer alan Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı Mudanya Formasyonu (Emre ve diğ., 1997) içerisinde rastlanması KAFZ'nun bu zaman aralığında geniş ve yeknesak bir peneplen alanı olduğunu göstermektedir. Bu dönemde sahanın günümüz morfotektonik birimleri henüz belirmemiştir, dolayısıyla KAF'nın bu dönemden sonra Geç Pliyosen'de gelişmiş olması gerekmektedir.

Karapürçek Formasyonu ilk olarak Emre ve diğ. (1998) tarafından Adapazarı Ovası'nda tanımlanmıştır ve İzmit Körfezi ile Hendek arasında 3 üyeden oluşur. Bunlar Değirmendere, Kumbaşı ve Hendek üyeleridir. Formasyon aluviyal fan ve akarsu çökellerinden oluşmaktadır. Değirmendere Üyesi Adapazarı Ovası'nın güneyinde 1967 Mudurnu Vadisi depremi yüzey kırığının kontrol ettiği dağ önünde gelişmiştir. Değirmendere Üyesi daha çok aluviyal yelpaze çökellerinden oluşur ve dağ önünün oluşumu ile ilk depolanmış çökelleri temsil eder. Üye içinde bulunan mikro memeli fosilleri Geç Vilaniyen-Erken Bihariyen yani En Geç Pliyosen-Pleyistosen yaşlıdır (Emre ve diğ., 1998; Ünay ve diğ.; 2001) ve KAF'na bağılı olarak gelişen havzadaki ilk kırıntılı depolanmasını yansıtmaktadır. Bununla beraber formasyonun en genç üyesi olan ve KAF'nın kuzey kolunun bir segmenti olan Karadere Fayı (Şekil 6.28) tarafından ötelenen Hendek Üyesini'nin yaşı Orta Pleyistosen'dir (Emre ve diğ., 1998; Ünay ve diğ., 2001).

Yukarıda değindiğimiz gerek aşınım gerekse birikim şekillerini göz önüne alındığında KAF'nın, Geç Miyosen-Pliyosen dönemine kadar gelişimine devam eden Kocaeli Penepleni'nden genç olduğunu ve Geç Pliyosen-Kuvaterner'de (3 ± 0.5 My) oluşması gerektiğini söylemek mümkündür. Sakarya Nehri ile KAF'ın güney kolu arasındaki ötelenme ilişkisi de KAF'ın Sakarya Nehri oluştuktan sonra oluştuğunu, dolayısıyla Geç Pliyosen ortası ya da sonu içinde oluştuğunu göstermektedir. Gerek Karasu gerekse Karapürçek formasyonları ve bölgesel jeomorfolojiye bağılı olarak KAF'nın En Geç Pliyosen-Kuvaterner'de günümüzdeki görünümünü almaya başladığını söylemek mümkündür.

10.2. Kuzey Anadolu Fayının Çalışma Alanındaki Toplam Kayma miktarı, Kayma hızı ve Yamulma Paylaşımı.

Kuzey Anadolu Fayı'nın toplam kayma miktarı ve uzun ve kısa dönem kayma hızları ve yamulma paylaşımı ile ilgili jeolojik ve jeomorfolojik verilere dayanan çok farklı değerler ortaya atılmıştır (Seymen, 1975; Barka ve diğ., 1996; Ferrari ve diğ., 2002; Şengör ve diğ., 2005). KAFS için günümüze kadar yanal olarak 25 km ile 85±25 km arasında değişen toplam jeolojik yer değiştirme miktarları ileri sürülmüştür (Tokay, 1973; Seymen, 1975; Şengör, 1979; Şengör ve diğ., 1985; Şaroğlu, 1988; Barka, 1992; Barka ve Hancock, 1984; Armijo ve diğ., 1999; Ferrari ve diğ., 2002; Yaltırak ve diğ., 2002; Şengör ve diğ., 2005). Bu yer değiştirmeye bağlı olarak uzun dönem ve kısa dönem jeolojik kayma hızları 1-1.5 cm/yıl (Tokay, 1973), 0.7 cm/ yıl (Arpat ve Şaroğlu, 1975), 0.5-0.6 cm/yıl (Seymen, 1975), 0.4-05 cm/yıl (Barka, 1981), 1.8±0.5 cm/yıl (Ferrari ve diğ., 2002), 23 ± 6.5 mm (Kozacı ve diğ., 2006) olarak ileri sürülürken levha hareketleri ve sismolojik verilere bağlı olarak 30-40 mm/yıl (Taymaz ve diğ., 1991) arasında bir kayma hızı ileri sürülmüştür. Bununla beraber güncel GPS verileri 15-25 mm/yıl'lık bir hız değeri vermektedir. Güncel deformasyon üzerinde de yamulma paylaşımı gerçekleşmektedir. Güncel deformasyonun %70-80'i fayın kuzey kolu tarafından karşılanmaktadır (Ayhan ve diğ., 1999; Ayhan ve diğ., 2002; Straub ve Kahle, 1997). Kuzey kol için önerilen güncel GPS hızları ise 19-20 mm/yıl güney kol için ise 5-6 mm'yıl (Straub ve Kahle, 1997; Meade ve diğ., 2002) olarak ileri sürülmektedir. Çalışma alanında KAF Kuzey, Orta ve Güney Kol olmak üzere 3 kola ayrılmaktadır. Kuzey Kol Bolu batısından itibaren Elmalık Fayı ile başlar, 1999 Düzce Depremi yüzey kırığı, Karadere Fayı, 1999 İzmit Depremi yüzey kırığı üzerinden Marmara Denizi'ne ulaşır. Orta Kol Bolu Ovası'na kadar doğudan tek bir kol halinde gelen KAF'nın çalışma alanı içindeki 1944 Bolu-Gerede depremi yüzey kırığı, 1957 Abant Depremi yüzey kırığı, 1967 Mudurnu Vadisi Depremi yüzey kırığı üzerinden Sapanca Gölü'ne ulaşır ve orada sonlanır. Güney Kol ise Abant Gölü yakın batısından itibaren Orta Kol'dan ayrılır ve Mudurnu Vadisi'nin güney yamaçlarını takip ederek Dokurcun yerleşiminden itibaren güneybatıya doğru yönelerek Pamukova, İznik Gölü ve Gemlik Körfezi üzerinden Marmara Denizi'ne ulaşır. Her kol farklı kayma hızı ve toplam kayma miktarına sahiptir.

Bu yamulma paylaşımını aşağıdaki alanlarda izlemek mümkündür;

1- Pamukova Depresyonu (Güney Kol)

2- Armutlu-Almacık Bloku (Orta Kol)

3- Almacık– Hendek Bloku (Kuzey Kol)

Güney kol üzerinde uzun dönem kayma paylaşımına referans olarak kullanılabilir jeolojik veri yoktur. Ancak Sakarya Nehri'nin Pamukova çek-ayır havzası (Koçyiğit, 1988) içinde sağ yönlü ötelenmesi jeomorfolojik referans olarak kullanılabilir. Pamukova Havzası güney kolun Mekece yerleşimi civarında sağa sekme yapması sonucu oluşmuş bir çek-ayır havzasıdır (Koçyiğit, 1988). Havzanın kuzey kenarlarını Armutlu Bloku'nun doğu ucu, güney kenarlarını ise Kapıorman Dağları'nın kuzey yamaçları sınırlar. Sakarya Nehri havzanın güneyinde yer alan Mekece antesedant boğazından havza sınırları içine girer ve tüm havzayı katederek kuzeyde Geyve antesedant boğazı ile havza sınırlarından çıkar. Mekece ve Geyve boğazları arasında Sakarya Nehri'nin sağ yönlü ötelenme miktarı 15 ± 0.5 km'dir (Şekil 7.7). önceki çalışmalarda ise Koçyiğit (1988) 22 km, Yaltırak (2002) 18 km, Şengör ve diğ. (2005) 26 km'lik ötelenme değeri vermiştir.

Armutlu-Almacık Bloku arasında ise KAFS içinde en belirgin jeolojik kaymanın görüldüğü bir yapısal ilişki vardır. Almacık Bloku Armutlu Bloku'nun doğuya doğru jeolojik ve jeomorfolojik devamıdır. Armutlu Bloku'nun kuzeydoğusunda yer alan şist, fillat, kuvarşist, kuvarsit, mermer, kalkşist gibi metasedimanter kayaçlar ve düşük derecede metamorfizma geçirmiş volkanik ve volkanoklastik kökenli kayaçlardan oluşan Devoniyen yaşlı (Gözübol, 1978; Yılmaz ve diğ., 1981) İznik Metamorfikleri ile Erken-Geç Kampaniyen yaşlı (Yılmaz ve diğ., 1995) Almacık ofiyolitik melanjinin (Gözübol, 1978; Yılmaz ve diğ., 1981) eşleniklerini çalışma alanımız olan Almacık Bloku'nun güney yamaçlarında görmek mümkündür. Birbirinin eşleniği bu iki birim arasındaki toplam sağ yönlü kayma miktarı 50 ± 2 km'dir (Şekil 5.6). Ancak bu değer kuzey kolun tamamını ifade eden bir değer değildir.

Armutlu Bloku'nun Almacık Bloku ile arasında gerçekleşen jeolojik kaymanın yanında Almacık Bloku-Hendek Bloku arasındaki jeomorfik kayma da kuzey kol için toplam kayma miktarına eklenmelidir. Almacık Bloku ile Hendek Bloku arasındaki yapısal sınırı

1999 İzmit Depremi ile de kısmen kırılan Karadere Fayı sağlamaktadır. Karadere Fayı'nın genel doğrultusu K58D, uzunluğu ~40 km'dir. Fay Karadere yerleşimi civarında açılmalı bir sekme ile Gölyaka Segmenti'ne bağlanır. Karadere Fayı'nın kuzeyinde yer alan Yarıca ve Tekerlek Deresi ile güneyinde yer alan Kocakoyak ve Fındıklı derelerinin vadilerini morfolojik olarak deneştirmek mümkündür (Şekil 4.10). Yarıca Deresi segmentin en doğu ucunda yer alır ve Karadere yerleşiminden kuzeye doğru Yarıca yerleşimi üzerinden sularını Adapazarı Ovası'na boşaltır. Dere çevre vadi sistemleri ile karşılaştırıldığında diğerlerine nazaran gelişmiş bir vadi sistemine sahiptir. Ancak vadinin yukarı çıkırında morfolojik bir uyumsuzluk vardır. Vadi belirgin bir rüzgar oluşu ile Aksu Nehri'nin bir koluna bağlanır ve burada Yarıca deresinin eşleniği olabilecek kadar gelişmiş bir vadi sistemi yoktur. Yarıca Deresi'nin 7.8 km batısında yer alan Kocakoyak Deresi en belirgin vadi sistemidir ve Yarıca Deresi'nin eşleniği olmalıdır. Yarıca Deresinin yaklaşık 5 km batısında yer alan Tekerlek Deresi de fayın güneyinde yer alan ve Kocakoyak Deresi'nin yaklaşık 5 km batısında yer alan Fındıklı Deresi ile morfolojik uyum gösterir. Bunun yanında Hendek Bloku'nun doğu ucuna yakın bir kesimde su bölümü üzerinde belirgin bir rüzgar oluşu vardır. Bugün Bekir Dere vadisinin su bölümü içinde kalan oluşun Almacık Bloku'nu akaçlayan en büyük akarsulardan biri olan Aksu'nun eski vadisi olma ihtimali vardır. Keza Aksu Nehri'nin bugünkü vadisi ile Bekir Dere arasındaki mesafe 9 km'dir ve bu mesafe Yarıca ve Kocakoyak derelerinin ötelenme miktarı olan 8 km ile uyumludur. Gerçekten de Hendek Bloku'nun kuzeyinde yer alan Balıklı Vadisi, Aksu Nehri'nin eski vadisi olabilir ve Aksu bu dönemde Düzce Ovası yerine Adapazarı Ovasına akmış olabilir. Yukarıdaki verilere bağlı olarak Karadere Fayı'na bağlı olarak gelişen toplam yer değiştirmeyi 8 ± 1 km olarak belirlemek mümkündür.

Yukarıda değinilen 3 lokasyon KAFS' ne bağlı olarak gelişmiş uzun dönemli kayma miktarlarıdır. Bunların toplamı 73 ± 3 km eder (Şekil 4.14) ve bu değer KAFS'nin tek bir kol halinde uzandığı sahalarda ölçülen jeolojik ve jeomorfolojik atım miktarları olan 85 ± 5 km (Seymen, 1975; Ferrari ve diğ., 2002; Şengör ve diğ., 2005) 'ye yakın bir değerdir. KAFS'nin 25 mm/yıl'lık (McKenzie, 1972; Straub ve Kahle, 1997; McClusky ve diğ., 2000) toplam güncel kayma hızı göz önüne alındığında 73 ± 3 km'lik atımın 3 ± 0.5 milyon yılda gerçekleşmesi gerekir. Toplam kayma hızı değerinin yanında kuzey ve güney kolların toplam kayma miktarları ve hızları farklıdır. Kuzey kolda toplam 58 ± 3 km, güney kolda ise 15 ± 0.5 km'lik kayma miktarları ölçülmüştür. Bununla beraber kuzey kol için güncel kayma hızı 19-20 mm güney kol için 5-6 mm/yıl'dır (Straub ve Kahle, 1997;

Meade ve diğ., 2002). Her iki kol için önerilen toplam kayma miktarları ve güncel kayma hızları dikkate alındığında kuzey kol için 58 ± 3 km/19-20 mm= 3.0 ± 0.2 milyon yıl, güney kol için 15 ± 0.5 km /5-6mm= 2.7 ± 0.2 milyon yıl değerleri ortaya çıkmaktadır. Kayma paylaşımı ve güncel kayma hızı kullanarak KAF'ın yaşına dair sonuçlar çalışma sahasında kırıntılı çökellerde yapılan paleontolojik yaşlandırmalarda (Emre ve diğ. 1998; Ünay ve diğ., 2001) elde edilen 2.5 milyon yıl, En Geç Villaniyen-Erken Bihariyen(En Geç Pliyosen- Erken Pleyistosen) yaşı ile ayrıca Ulusoy (2004) tarafından KAF'nın kollara ayrıldığı Mudurnu Vadisi'nde faylardan alınan örneklerde yapılan ESR tarihledirmesi sonucu elde edilen 2.5 ± 0.5 milyon yıl değeri ile çok yüksek korelasyon göstermektedir. Bununla beraber 73 ± 3 km'lik kayma önceki çalışmalarda önerilen 85 ± 5 km'lik kaymadan daha düşük çıkmaktadır. Bunun nedeni olasılıkla doğu ucunda transpresif bir özellik gösteren KAF'ın batı ucunda transtansiyonel bir özellik kazanmasına bağlı olarak kaymanın bir kısmının eğim atımlı faylarla harcanmış olmasıdır.

KAF'ın uzun dönemli kayma hızı ile ilgili olarak 3 ana kayma hızı modeli ileri sürmek mümkündür.

- 1- Sürekli Artan (Şengör ve diğ., 2005).**
- 2- Sabit (Reilenger ve diğ., 1997).**
- 3- Değişken (artan-azalan) (Bu çalışma).**

Sürekli artan model Şengör ve diğ. (2005) tarafından ileri sürülen Geç Miyosen'den (11 Milyon yıl) günümüze kadar ivmelenecek artan kayma hızı modelidir (Şekil 3.10). Bu modelde fay başlangıçta düşük bir hızla hareketine başlamakta daha sonra ivmelenecek günümüze kadar gelmektedir.

Sabit model ise fayın ilk oluştuğu andan itibaren 25 mm/yıllık bir kayma hızına sahip olduğu ve günümüze kadar aynı hızda devam ettiğini ileri süren görüştür (Reilinger ve diğ. 1997).

Değişken (artan azalan) model ise fayın geçmişte güncel hızından yavaş ve daha hızlı olduğu dönemlerin olduğunu ancak ortalamada güncel kayma hızı olan 25 mm/yıl'a karşılık gelen kayma modelidir.

Bununla beraber sürekli artan modelde (Şengör ve diğ., 2005) 85 km'lik atım için ileri sürülen zaman aralığı KAF'nın çalışma sahasındaki yaşı olarak ileri sürdüğümüz En

Geç Pliyosen (3 ± 0.5 My)'den yaklaşık 4 kat daha fazladır. Bu bakımdan tarafımızdan yapılan arazi gözlemleri ile uyuşmamaktadır.

Sabit modelde ise Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun reolojik ve mekanik olarak çok farklı kayalardan oluşması bu modelin gerçekleşmesini imkansız hale getirmektedir.

Değişken modele örnek olarak Adapazarı Havzası'nda depolanmış olan Karapürçek Formasyonu içindeki deformasyon yapılarının en çok Orta Pleyistosen'de izlenmesi (Emre ve diğ., 1998) verilebilir. Bu deformasyon yapıları Orta Pleyistosen'de diğer dönemlere nazaran KAF'ın daha fazla (belki maksimum) aktivite (kayma hızı) içinde olduğunu göstermektedir. Eğer KAF ileri sürdüğümüz yaşta ise sahadaki kayma miktarının gerçekleşmesi için ortalama 25 mm/yıllık bir hıza sahip olması gerekir. Ancak sabit model bölümünde bahsettiğimiz nedenlerden bunun fayın sahada geliştiği ilk andan itibaren aynı olması imkansızdır. Bu nedenle değişken model, son 3 ± 0.5 milyon yılda 73 ± 3 km'lik kaymanın gerçekleşmesi açısından daha uygun bir model olarak tarafımızdan ileri sürülmektedir.

10.3. Almacık Bloku'nun Rotasyonu

Jeodinamik açıdan dünyanın en aktif bölgelerinden biri olan ülkemizin değişik sahalarında özellikle blokların rotasyon miktarı ve yönü üzerine paleomanyetik çalışmalar yapılmıştır (Van der Voo, 1968; Rotstein, 1984; Kissel ve diğ., 2003; İşseven ve diğ., 1996; Kaymakçı ve diğ., 2003; Platzman ve diğ., 1994; Channell ve diğ., 1986; Tatar ve diğ., 1996; Piper ve diğ., 1997; Tatar ve diğ., 2001). Bu çalışmaların yanında özellikle KAF sistemi içinde blok rotasyonuna ilişkin yapısal ve paleomanyetik çalışmalar da bulunmaktadır (Şengör ve diğ., 1985; Sarıbudak ve diğ., 1990; Tatar ve diğ., 1996; Platzman ve diğ., 1994; Tapırdamaz ve Yalıtırak, 1997 ; İşseven ve Tüysüz, 2006).

Platzman ve diğ. (1994), Gerede civarında yaptıkları paleomanyetizma çalışmalarında KAFS içinde belirgin bir saat yönünde rotasyon olmadığını, fayın kuzey ve güney blokundaki Eosen ve Miyosen yaşlı volkanik kayaların yaklaşık 30° saat yönünün aksi yönde rotasyona uğradıklarını ileri sürmüştür. Tatar ve diğ. (1995), Niksar çevresinde yaptıkları paleomanyetizma çalışmalarında fayın her iki blokunda yer alan Pliyo-Kuvaterner yaşlı volkanik kayalarda 97 ile 124° saat yönünün aksine ya da 241 veya

263° saat yönünde rotasyon miktarı olabileceğini ileri sürmüşlerdir. Tapırdamaz ve Yaltırak (1997), Trakya'da Ganos fayı boyunca genç volkanik kayalar üzerinde yaptıkları paleomanyetik çalışmalarda kayaların 35±17° saat yönünde rotasyona uğradıklarını belirtmişlerdir. İşseven ve Tüysüz, (2006), Merzifon yöresinde KAFS'nin Anadolu Levhası içerisine uzanan kolları arasında kalan bloklarda sırasıyla 15°, 11° ve 28° saat yönünde rotasyonlar belirlerken Gümüş Bloku'nda 49°'lik saat yönünün aksine rotasyonlar belirlemişlerdir.

Almacık Bloku üzerinde yapılan yapısal, paleomanyetik ve aeromanyetik çalışmalardan farklı miktar ve yönlerde rotasyonlar önerilmiştir. Orbay (1976) Almacık Bloku üzerinde yer alan Geç Kretase ve Eosen andezitlerinde yaptığı paleomanyetizma çalışmalarında 35° ile 305° arasında değişen rotasyon miktarları bulmuştur. Şengör ve diğ. (1985) Almacık Ofiyolitlerinin blok üzerinde yapısal olarak KAFS'nin faaliyetine bağlı olarak saat yönde 112° rotasyona uğradığını ileri sürmüştür. Sarıbudak ve diğ. (1990) blok üzerinde Eosen volkano-sedimanter kayalarında yaptığı paleomanyetizma çalışmalarında blokun saat yönünün aksi yönünde 148° rotasyona uğradığını ancak sağ yönlü basit makaslama sistemi içinde blokların saat yönünde rotasyona uğraması gerektiğini ve bunun 212° saat yönündeki rotasyona karşılık geleceğini ileri sürmüştür (Şekil 10.1). Tatar ve diğ. (1998) blok üzerindeki aynı birimlerde yaptıkları çalışmalarda blokun 175°-185° saat yönünde rotasyona uğradığını belirtmiştir. Michel ve diğ. (1995) Almacık Bloku ve Pamukova Havzası arasında paleomanyetik çalışmalar yapmış ve Almacık Bloku'nun'da içinde bulunduğu doğu Marmara Bölgesi'nin saat yönünün aksine 355° rotasyona uğradığını ileri sürmüştür. Ayrıca Beyhan ve diğ. (2004), bölgesel gravite ve aeromanyetik anomalilerden yararlanarak Almacık Bloku'nun 45° saat yönünde rotasyona maruz kaldığını belirtmiştir. Görüldüğü gibi gerek önerilen rotasyon yönleri gerekse rotasyon miktarı büyük farklılıklar göstermektedir.

Bu çalışmada blokların rotasyon miktarı ve yönlerinin belirlenmesine yönelik olarak yukarıda kullanılan yöntemlerden farklı olarak jeomorfik yaklaşım ve yöntemler kullanılmıştır. Jeomorfik yaklaşımımızın temelini KAF ve sahadaki akarsu şebekesinin birbirleri ile olan ilişkisi oluşturmaktadır. Genel olarak sahada günümüz drenajının kuruluşu Pliyosen'dir ve bu drenaj güneyden kuzeye doğru akan bir drenajdır (Emre ve diğ. 1998). KAFS bugünkü haliyle En Geç Pliyosen-Kuvaterner de bölgede etkili olmaya başlamış ve gerek küçük gerekse büyük ölçekteki akarsuları doğrultusu boyunca ötelemiştir. İlk kez bu çalışmada KAFS'nin akarsuları sadece ötelemediği bunun

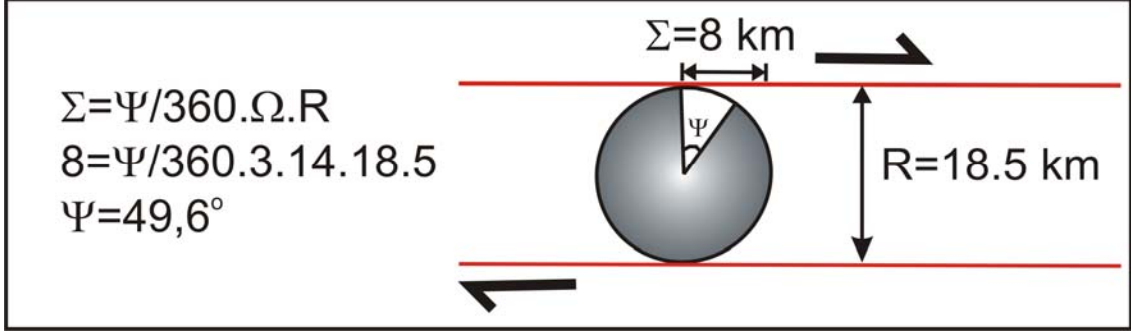
yanında sistemin fayları arasında kalan bloklar üzerindeki akarsuları da rotasyona maruz bıraktığı ileri sürülmektedir. Kuramsal olarak homojen ve izotrop bir malzemeden müteşekkil bir blok üzerinde faylanma öncesi faylara dik bir drenaj oluşturursak ve bu bloku düşey ekseninde rotasyona maruz bırakırsak bu bloklar üzerindeki akarsular da erozyonal kabiliyetlerine bağlı olarak blok rotasyonuna tepki göstereceklerdir. Bu tepkinin erozyonun rotasyonun hızlı olduğu havzalarda asimetric vadiler oluşturması, erozyonun yavaş olduğu alanlarda ise vadilerin ilksel geometrisini koruması ya da simetric bir geometriye sahip olması beklenir (Şekil 8.37)

Akarsuların fluvial tepkilerini nicel olarak ölçmek için jeomorfik indisler kullanılmıştır. Bunlar vadi asimetri indisi ve vadi yönelimi (azimut) analizleridir (Şekil 8.39 ve Şekil 8.41). Yaptığımız havza asimetrisi (AF) ve vadi yönelimi (azimut) analizlerinde, Almacık Bloku üzerinde özellikle Mudurnu Vadisindeki akarsu vadilerinin saat yönünde belirgin olarak 20-25°'lik bir yönelme gösterdikleri görülmektedir (Şekil 8.42, 8.43). Bu yönelim sahadaki genel kısalma yönüne uygundur. Bu miktar Ayhan ve diğ. (2002) tarafından sahadaki intersismik GPS çalışmaları sonucu hesaplanan rotasyon miktarı 10°/my (Ayhan ve diğ., 2002) ile de uyumludur. KAFS'nin bölgede faaliyetini başladığını ileri sürdüğümüz Geç Pliyosen-Kuvaterner'den günümüze kadar geçen yaklaşık 3±0.5 milyon yıl göz önüne aldığımızda bu süre içinde yaklaşık 25-35°'lik bir rotasyon miktarı eder ki bu değer havza yönelimleri ile elde edilen rotasyon miktarı ile oldukça yakındır.

McKenzie ve Jackson (1983) tarafından blokların oldukça yüksek viskoz bir akışkan üzerinde yüzdüğü izole ve rijid nesnelere olarak modellendiği ve blokların boyutlarının makaslama zonunun genişliğinden daha küçük olduğu yüzen blok modeli için $D=2a\Phi$ denklemini ileri sürmüştür. D= makaslama zonu boyunca toplam yer değiştirme, a= makaslama zonunun genişliği ve Φ = rotasyon açısıdır (radyan). 1 Radyan= $180^\circ/\pi= 57.28^\circ$ dir.

Sarıbudak ve diğ. (1990) aynı formülü Almacık Bloku için uygulamış 212°'lik saat yönündeki bir rotasyon için 148 km'lik doğrultu atıma ihtiyaç duyulduğunu, bunun KAF için önerilen 85±5 km'lik (Seymen ve diğ., 1985; Ferrari ve diğ., 2002; Yalıtırak, 2002 ; Şengör ve diğ., 2005) atımla tutarsız olduğunu, dolayısıyla McKenzie ve Jackson (1983) tarafında ileri sürülen modelin Almacık Bloku için uygun olmadığını ileri sürmüşlerdir.

Blok rotasyonunun açısal olarak belirlenmesine yönelik bir diğer yaklaşım ve formül Tatar ve diğ. (1995) tarafından ileri sürülmüştür (Şekil 10.1). Fay zonu genişliğinin ve dairesel bir blokun dönüşü arasındaki ilişkiye dayalı bu yaklaşımda deformasyon zonunun genişliği dairenin çapı olarak ele alınmış ve kayma miktarına bağlı olarak dairenin merkezine göre meydana gelecek açısal rotasyon hesaplanmıştır.

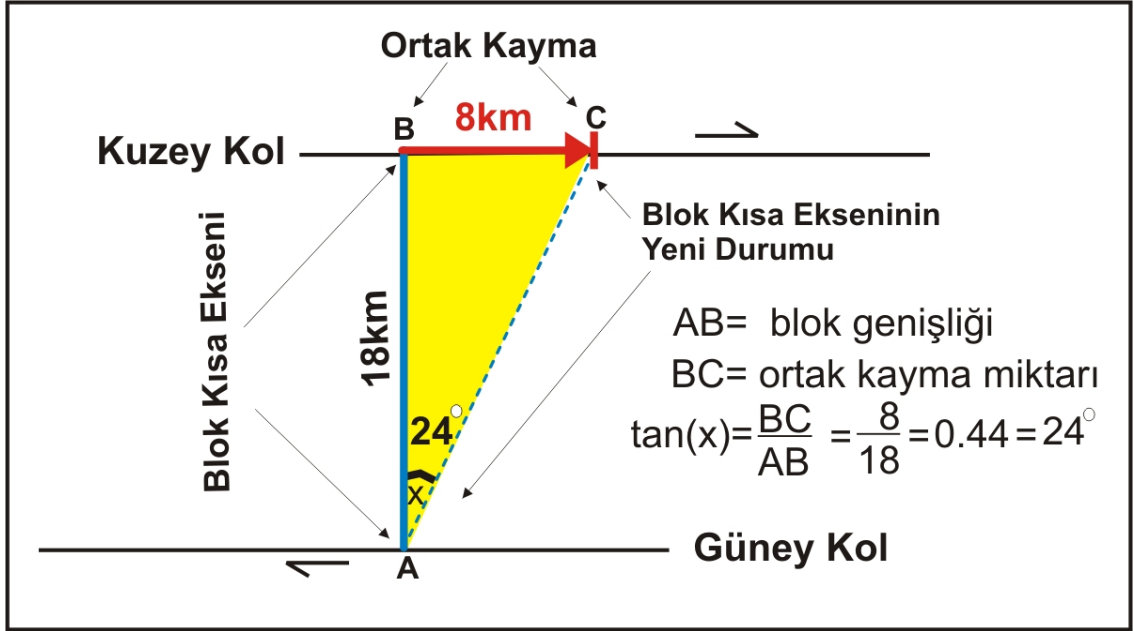


Şekil 10.1. Serbestçe dönen dairesel bir blokun rotasyonunun fay zonu genişliği arasındaki ilişki (Tatar ve diğ. (1995)'ten Almacık Bloku için değiştirilerek).

Her iki formül ve yaklaşım tarafımızdan Almacık Bloku'na uygulanmış McKenzie ve Jackson (1983) formülünde rotasyon miktarı 12-14°, Tatar ve diğ. (1995) formülünde ise 49° bulunmuştur. McKenzie ve Jackson (1983) formülünde elde edilen değer tarafımızdan ileri sürülen değerlerin yarısı Tatar ve diğ. (1995) formülünde ise tarafımızdan ileri sürülen değerlerin iki katı elde edilmiştir.

Bu çalışmada McKenzie ve Jackson (1983) ve Tatar ve diğ. (1995)'ten farklı olarak yeni bir yaklaşım ve formül geliştirilmiştir. Tanjant yaklaşımı olarak adlandırabileceğimiz bu yaklaşımda rotasyonun hesaplanmasında deformasyon zonundaki toplam kaymanın (**D**) (McKenzie ve Jackson, 1983) yerine bloku sınırlayan fayların ayrı ayrı kayma miktarlarının belirlenmesi ve az olanın **ortak kayma miktarı** olarak kullanılmasıdır (Şekil 10.2). Bu yaklaşımda blokun faya dik olan genişliği (kısa ekseni) ile kayma miktarını kullanarak bir üçgen oluşturulur. Kısaca tarif etmek gerekirse ilk olarak bloku sınırlayan faylara dik bir şekilde blokun kısa ekseni ölçekli olarak çizilir (A-B)(Şekil 10.2). Bu eksenin ucuna rotasyonun hareket yönüne göre sağa ya da sola, fayın atım miktarı ölçekli olarak çizilir ve bir "s" şekli elde edilir (B-C). Şeklin boş kalan iki ucu (A-C) birleştirilerek bir üçgen elde edilir ve A köşesinin tanjantı (BC/AB) alınır ve açısal karşılığı rotasyon açısı olarak kullanılır (Şekil 10.2).

Tarafımızdan geliştirilen bu yaklaşım Almacık Bloku üzerinde uygulanmış olması gereken rotasyon miktarı 24° olarak hesaplanmıştır. Bu değer tarafımızdan morfolojik olarak bulunan $20\text{-}25^\circ$ değeri ile ve Ayhan ve diğ. (2002) tarafından saha için jeodetik olarak ileri sürülen $10^\circ/\text{my}$ değeri ile de oldukça tutarlıdır. Bununla beraber aynı formül sağlama yapmak amacı ile Armutlu Bloku'nda da uygulanmış ve 27° olarak bulunmuştur, bu değer Armutlu Bloku üzerinde yapılan paleomanyetik çalışmanın sonucu olan 26° ile oldukça uyumludur (Turgay İşseven kişisel görüşme,).



Şekil 10. 2. Atım ve blok genişliği kullanılarak rotasyon miktarının belirlenmesine yönelik Tanjant yaklaşımı

11. PALEOCOĞRAFİK VE MORFOTEKTONİK EVRİM

Almacık Bloku'nun ve çevresinin morfotektonik evrimi ve kırılgen zonun Şekillenmesinde 4 ana kinematik ve morfolojik evre tanımlayabiliriz.

1-Geç Kretase-Oligosen

K-G sıkışma (saf makaslama) evresi İç-Pontid kenet kuşağının oluşması

2- Oligosen- Geç Miyosen

KarasallaŐma ve Peneplenleşme'nin başlaması(erozyon>tektonik) (Tektonik geçiş evresi)

3- Geç Miyosen-Erken Pliyosen

KB-GD sıkışma evresi, maksimum peneplenleşme

4- En Geç Pliyosen-Erken Pleyistosen

Günümüz haliyle KAF'nın Őekillenmesi (basit makaslama) Peneplenin parçalanarak blok ve havzaların oluşması

AŞağıdaki paragraflarda bu 4 ana evrenin yanında Kuvaterner'deki alt evrelere de değinilmiştir.

1- Geç Kretase – Oligosen

Bu dönem Paleotektonik dönemi kapsamaktadır. Paleotektonik dönem çalışma alanında Neojen öncesi 3 ana tektonostratigrafik birim olan İstanbul Zonu, Armutlu-Almacık Zonu ve Sakarya Zonu kayaçlarının İç-Pontid okyanusu kenet kuşağı içinde bir araya gelmesidir (Şekil 11.1a). Bu süreç Geç Kretase'de başlamış Eosen'de son bulmuştur. İstanbul Zonu ile ilk çarpıŐma ve farklı tektonik birimlerin bir araya gelmesi Koniasiyen-Santoniyen aralığındadır (Yılmaz ve diğ., 1995; Yiğitbaş ve diğ., 1999). Geç Eosen Örtü

çökellerinin her iki birimi de örtmesine bağlı olarak Sakarya Kıtası'nın Batı Pontidler ile çarpışması Geç Eosen – Oligosen'den önce bitmiştir (Şekil 11.1b) (Yılmaz ve diğ., 1981).

2- Oligosen - Geç Miyosen

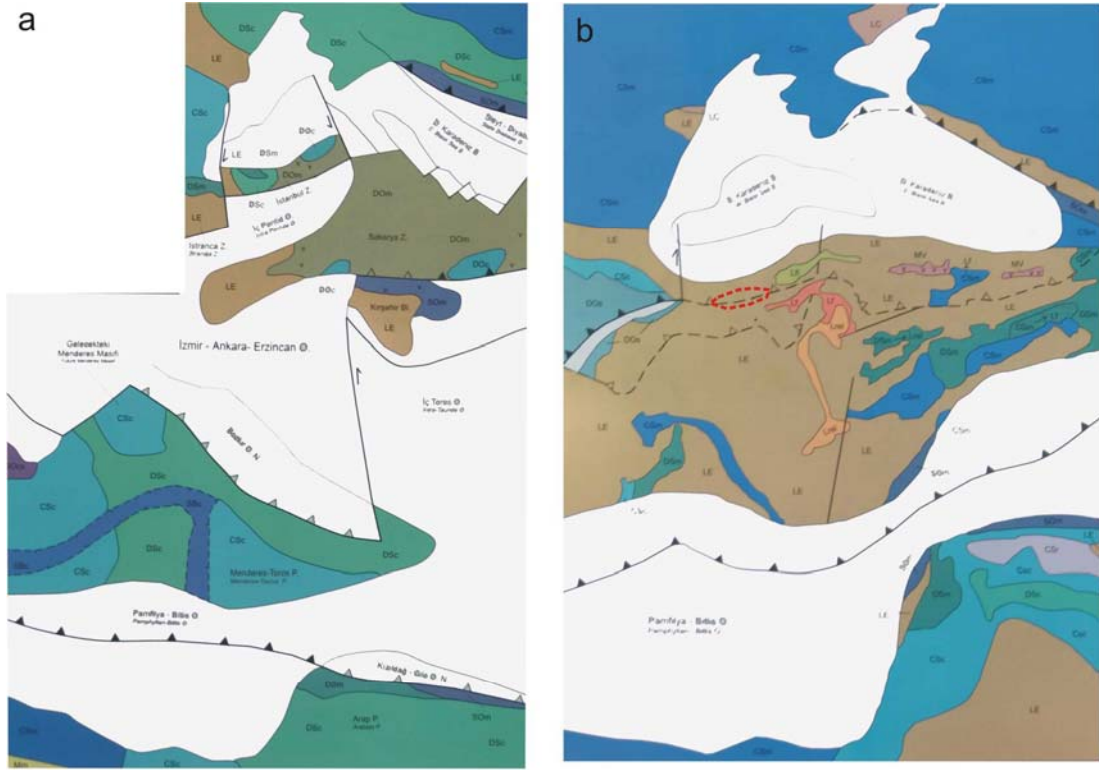
Oligosen - Geç Miyosen arasında çalışma sahası artık bir karasal alandır (Şekil 11.1c). Bu zaman aralığında çalışma alanında jeolojik olarak tanımlanmış herhangi bir birim yoktur İstanbul Zonu içinde Karadeniz kıyısında izlenen Oligosen yaşlı Karaburun ve Gürpınar formasyonları (Tüysüz ve diğ., 2004) sığ denizel deltaik bir ortamı karakterize etmektedir.

3- Geç Miyosen- Erken Pliyosen

Geç Miyosen döneminde ise Anadolu deniz seviyesine çok yakın yüksekliklerde oluşmuş geniş göllerin işgal ettiği (Şekil 11.2) alçak bir topografyaya sahiptir (Erol, 1981; Görür ve diğ., 2001; Yılmaz, 2007). Bu dönemde İstanbul-Kocaeli Penepleni üzerinde günümüz drenajınının ataları olan kuzeye akışlı akarsular oluşmuştur. Bu akarsulara ait karasal çökellerde (Karasu Formasyonu) yapılan fosil tayinleri Ponsiyen yaşını vermektedir (Yalçınlar, 1952). Bu dönemde peneplen en geniş sınırlarına ulaşmıştır. Geç Miyosen-Erken Pliyosen'den itibaren sahada Kuzey Anadolu Makaslama Zonu'nu oluşturan KB-GD yönlü sıkışma rejimi (Emre ve diğ., 1998) etkili olmaya başlamıştır (Şekil 11.3).

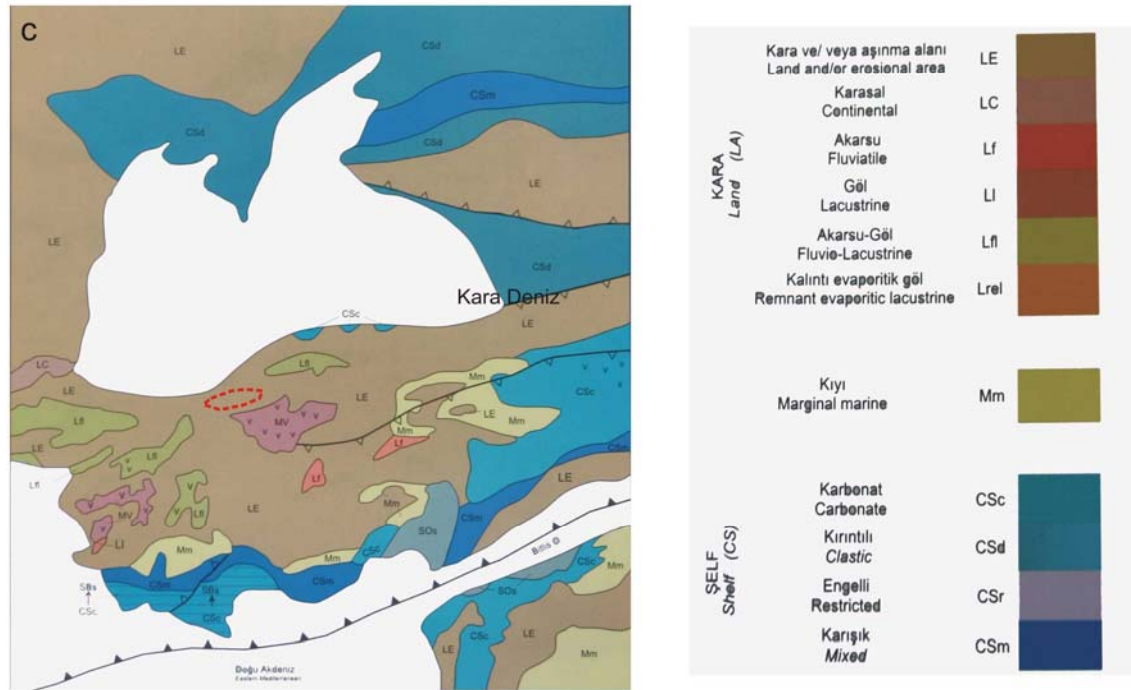
4- En Geç Pliyosen-Erken Pleyistosen

Sahada Geç Pliyosen-Pleyistosen çökelleri uyumsuz olarak Neojen ve öncesi kayaları üzerler ve sadece tektonik depresyonlarda yer alırlar. Adapazarı Ovası'nda Karapürçek Formasyonu (Emre ve diğ., 1998) olarak tanımlanan karasal kırıntılılar İzmit Körfezi tabanında yapılan sondajlarda da belirlenmiştir (Meriç, 1995). Buna bağlı olarak sahada Kuzey Anadolu Fayı'nın günümüz şekli ile En Geç Pliyosen-Pleyistosen'de faaliyetine ve günümüz morfolotektonik ünitelerini oluşturmaya başlamıştır.



Geç Senoniyen (başlıca Kampaniyen) palinspastik paleocoğrafya haritası

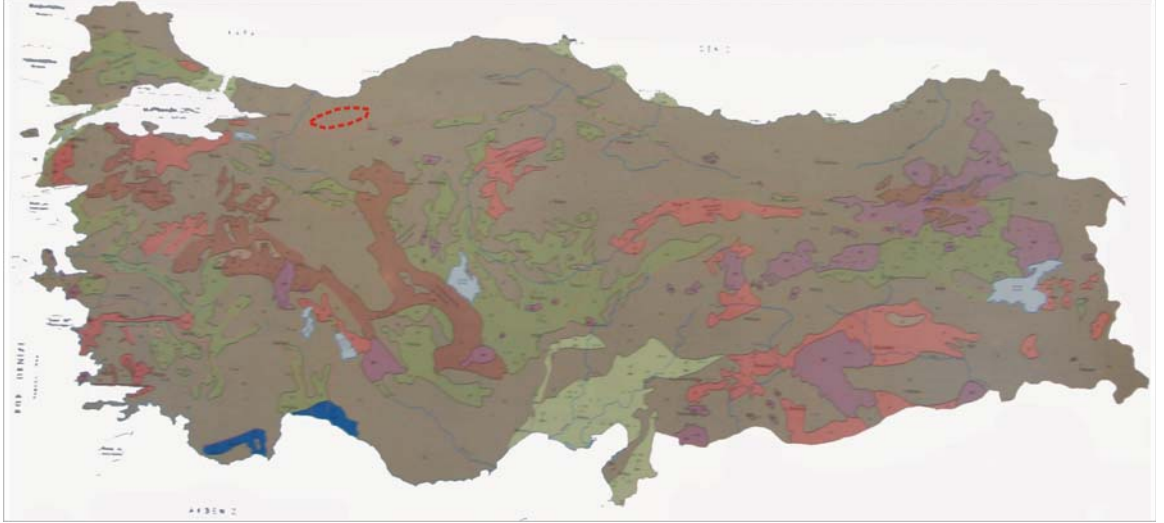
Geç Eosen (Priaboniyen) palinspastik paleocoğrafya haritası



Erken Miyosen (Aktaniyen-Burdigaliyen) palinspastik paleocoğrafya haritası

Şekil 11.1. Çalışma alanının Geç Kretase-Erken Miyosen palinspastik paleocoğrafya haritaları (Kırmızı kesik çizgiler Almacık Bloku'nun yerini göstermektedir) (Görür ve diğ., 1988)

Kuzey Anadolu Fayı'nın ilk olarak Orta ve Güney Kolu oluşmuştur. KAF'na bağlı olarak oluşan depresyonlar içindeki en eski çökeller KAF'ın orta kolu üzerinde, Mudurnu Vadisi-Sapanca Gölü arasında, Karapürçek Formasyonu'nun Değirmendere Üyesi yer almaktadır. Güney kol üzerinde yer alan Pamukova depresyonunda Pleyistosen'den yaşlı herhangi bir havza çökeli tanımlanmamıştır. Sakarya Nehri'nin ilksel kuruluş zamanı (Geç Pliyosen) ve Pamukova Depresyon boyunca ötelenmesi dikkate alındığında Güney Kol'un Erken Pleyistosen yaşlı olduğunu göstermektedir.



Şekil 11.2. Türkiye'nin Geç Miyosen palinspastik olmayan paleo-coğrafya haritası (Görür ve diğ. 1998). (Kırmızı çizgiler Almacık Bloku'nun yerini göstermektedir).

4a- Erken -Orta Pleyistosen

Bu dönem'de KAF'ın kuzey kolu Düzce, Çilimli ve Hendek Fayları oluşmuş ve Peneplen yüzeyi gittikçe parçalanmaya başlamıştır (Şekil 11.3). Karapürçek Formasyonu'nun Orta Pleyistosen yaşlı Hendek Üyesi alüvyal fanlar şeklinde bu fayların oluşturduğu yamaçların önünde birikmiştir. Düzce Depresyonu bu dönemde Düzce ve Çilimli-Hendek fayları arasında bir çek ayır havzası şeklinde oluşmaya başlamıştır.

4b- Orta -Geç Pleyistosen

Bu dönemde Kuzey Kol'un Sapanca Gölü ile Düzce Ovası arasındaki kolu 1999 İzmit Depremi yüzey kırığının Arifiye ve Karadere Segmentleri (Şekil 11.3) oluşmaya başlamıştır. Karadere Fayı Almacık Bloku'nun KB yamacında ve önünde gelişmiş Orta Pleyistosen yaşlı Hendek Üyesini ve onun üzerinde gelişmiş akarsu şebekelerini 8±1 km ötelemiş ve Hendek Bloku'nun Düzce Havzası'nın içine kama şeklinde girmesine ve

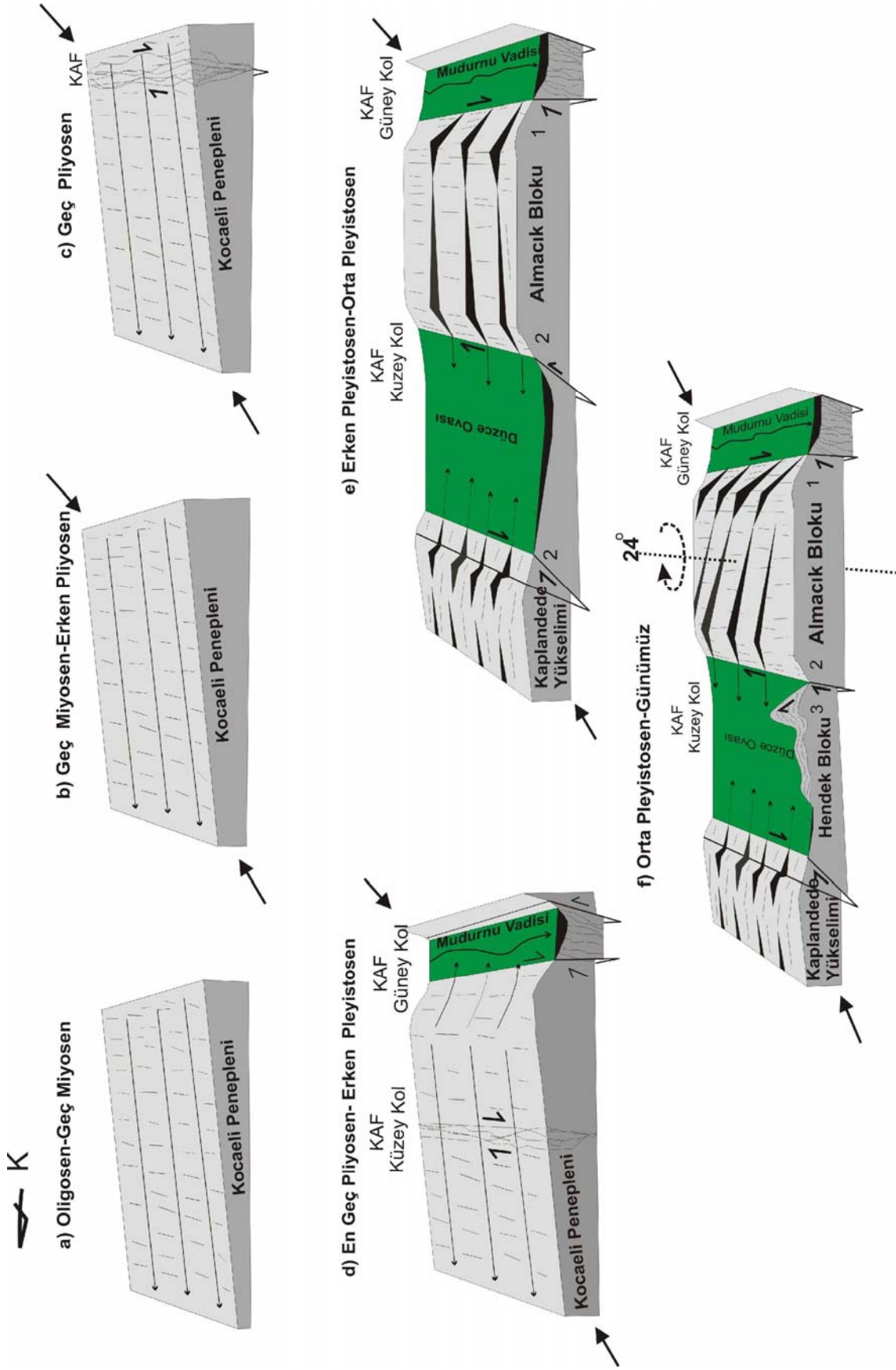
Çilimli-Hendek faylarının yerini alarak Düzce Havzası'nın günümüz geometrisini almasına neden olmuştur (Şekil 11.3).

4c- Geç Pleyistosen –Holosen

Yukarıda genel olarak tektonik açıdan şekillendirdiğimiz bölgesel morfoloji üzerinde sadece tektonik süreçler değil aynı zamanda yüzeysel süreçler de etkilidir. Karadeniz su bölümü içinde kalan sahada ilksel drenajın kuruluşundan itibaren (Ponsiyen-Pliyosen) Karadeniz'deki deniz seviyesi oynamalarından etkilenmiştir. Ancak özellikle Pleyistosen'de meydana gelen deniz seviyesi oynamaları çalışma sahasında ayırdığımız gerek yüksek alanları gerekse havzaları etkilemiştir. Karadeniz'in Kuvaterner'deki deniz seviyesi eğrisi Karadeniz'in hiç bir zaman günümüz deniz seviyesinden +12 m (G.Ö. 400 bin yıl, Fedorov, 1988) daha yukarı çıkmadığını göstermektedir. Bununla beraber şelf üzerinde bulunan denizaltı kanyonları ve yapılan sismik çalışmalar Geç Pleyistosen'de deniz seviyesinin son buzul maksimumundan (G.Ö.20-18bin yıl) Younger Dryas'ın (G.Ö. 12-11 bin yıl) sonuna kadar Karadeniz'de - 110-120 m (Ryan ve diğ., 1997; Aksu ve diğ., 1999; Görür ve diğ., 2001) olduğunu göstermektedir. Bu dönem tüm Pontidler ve çalışma alanımız için bir aşınım ve izostatik yükselme dönemidir. Bu dönemde akarsuların eğimleri artmış ve sahadaki morfotektonik ünitelerin akarsularla derin bir şekilde yarılmalarına ve Adapazarı ve Düzce ovalarının boşalmalarına neden olmuş olmalıdır.

4d- Holosen-Günümüz

Holosen'in başlangıcında Ryan ve diğ. (1997)'ye göre G.Ö. 7150, Major ve diğ. (2002)'ye göre G.Ö.12800, Aksu ve diğ. (2002)'e göre 11500 yıl önce Ryan ve diğ. (1997)'e göre çok hızlı (Nuh Tufanı) Aksu ve diğ. (2002)'e göre ise dereceli bir şekilde İstanbul Boğazı üzerinden Akdenize bağlanmış ve G.Ö. 5-4 bin yıl önce günümüz seviyesine ulaşmıştır. Bu Holosen transgresyonu Karadeniz'in şelfinin sular altında kalmasına ve izostatik olarak üzerine yük binmesine ve sularını Karadeniz' boşaltan akarsuların aşağı çığırlarının boğulmasına dolayısıyla aşınım hızlarının azalarak akarsu vadilerinin tabanlarında ve tektonik depresyonlarda (Adapazarı ve Düzce) geniş aluviyal ovaların oluşmasına ve tektonik süreçlerle birlikte günümüz morfolojisinin oluşmasına neden olmuştur.



Şekil 11.3. Almacık Bloku ve yakın çevresinin morfolotektonik evriminin blok diyagramları.

12. Sonuçlar

Çalışma sahasında KAF ncesi ve sonrası yerçekillerini ve yerşekil sistemlerini tanımlamak ve görelili yaşlarını ileri sürmek mümkündür. KAF ncesi yer şekilleri Kocaeli Penepeni ile karakterize edilir. Bu penepenin oluşumu Geç Miyosen-Pliyosen'de son bulmuştur.

KAF' nın sahadaki ilksel gelişimi Geç Pliyosen-Kuvaterner'dir. KAF sahada  kola ayrılmakta ve kollar arasında yamulma paylaşımı gerçekleşmektedir. Buna göre güney kol 15 ± 0.5 km, orta kol, 50 ± 3 km, kuzey kol 8 ± 1 km kaymıştır. KAF'ın sahadaki toplam atımı 73 ± 3 km'dir.

Almacık Bloku'nun günümüz geometrisi tamamen KAF tarafından belirlenmiştir. Blok bir pozitif iek yapısıdır. Almacık Bloku Ana (orta) kol boyunca 50 ± 2 km , kuzey kol boyunca 8 ± 1 km kaymaya maruz kalmıştır. Blok üzerinde eş zamanlı olarak düşey bir eksen etrafında $22-24^\circ$ saat yönünde rotasyona meydana gelmiştir.

Almacık Bloku aynı zamanda eğiklenmeye (tilting) maruz kalmıştır. Bloku çevreleyen fay paternine bağlı olarak blokun batı ve kuzeyi doğu ve güneyine göre daha yüksek bir yükselme hızına sahiptir. Buna bağlı olarak blok güney ve doğuya doğru çarpılmaktadır. Bloku sınırlayan fayların yaşları farklıdır. Mudurnu Vadisindeki faylar (Geç Pliyosen-Kuvaterner) Düzce ve Karadere faylarından (Erken Pleyistosen-Orta Pleyistosen) daha eski faylardır. Almacık Bloku'nun kuzeyinde yer alan Düzce Havzası bloku kuzeyden sınırlayan Düzce ve Karadere fayları ile Çilimli Fayı arasında gelişmiş bir doğrultu atım havzasıdır.

Havza eş zamanlı olarak genişlemeye ve daralmaya uğramaktadır. Havzanın güncel depolanma merkezinin havzanın genişlediği alana doğru devamlı olarak g etmesi genişlemenin daralmadan daha hızlı olduğunu göstermektedir.

Düzce Fayı Düzce Havzası'nın gelişimini kontrol eden ana faydır. Havza tabanı havzanın güneyine Düzce Fayı'na doğru belirgin birşekilde g etmektedir. Havzanın

Düzce ve Karadere fayları arasında havza tabanında yapısal olarak 30° saat yönünde düşey rotasyon belirlenmiştir. Düzce Havzası güneybatıya doğru devamlı olarak gençleşen bir havzadır.

Aletsel dönem içinde kırılmayan ancak belirgin bir fay morfolojisine sahip KAF'nın Mudurnu Vadisinden itibaren güneybatıya doğru bükülen güney kolu ile 1999 Düzce Depremi'nde kırılmayan Elmalık Fayı sismik tehlike açısından değerlendirilmesi gereken faylardır.

KAYNAKLAR

- Abbott, L.D., Silver, E.A., Anderson, R.S., Smith, R., Ingle, J.C., Kling, S.A., Haig, D., Small, E., Galewsky, J., ve Sliter, W.,** 1997. Measurement of tectonic surface uplift rate in a young collisional mountain belt: *Nature*, **385**, 501-507.
- Abdüsselamoğlu, M. Ş.,** 1959. Almacık Dağı ile Mudurnu-Göynük civarının jeolojisi, İstanbul Üniversitesi *Fen Fakültesi Monografileri*, **14**. 9-92.
- Adams, J.,** 1980. Active Tilting of the United States midcontinent; geodetic and geomorphic evidence, *Geology*, **8**, 442-446.
- Ahnert, F.,**1970. Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large mid-latitude drainage basins, *American Journal of Science*, **268**, 243– 263.
- Akman, Ü.,** 1993. Amasra-Arit arasının jeolojisi, *Doktora Tezi (yayımlanmamış)*, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Aksu, A.E., Hiscott, R.N. Yaşar, D.,** 1999. Oscillating Quaternary water levels of the Marmara Sea and vigorous outflow into the Aegean Sea from the Marmara Sea-Black Sea drainage corridor. *Mar.Geol.* **153**, 275-302.
- Aksu, A.E., Hiscott, R.N., Yasar, D., İşler, F.I. ve Marsh, S.,** 2002. Seismic stratigraphy of Late Quaternary deposits from the southwestern Black Sea shelf: evidence for non-catastrophic variations in sea-level during the last ~10000 yr. *Marine Geology*, **190(1-2)**: 61-94.
- Akyol, Z., Arpat, E., Erdoğan, B., Göğer, E., Güner, Y., Şaroğlu, F., Şentürk, İ., Tütüncü, K. ve Uysal, Ş.,** 1974. 1:50 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Serisi, MTA yayınları.
- Akyürek, B., Duru, M., Sütçü, Y. F., Papak, İ., Şaroğlu, F., Pehlivan, N., Gönenc, O., Granit, S. ve Yaşar, T.,** 1996. Ankara ilinin çevre jeolojisi ve doğal kaynaklar projesi (1994 yılı Jeoloji grubu çalışmaları), MTA Rap.No: 9961 (yayımlanmamış).
- Akyüz, S., Barka, A., Altunel, E., Hartleb, R., Sunal, G.,** 2000. Field observations and slip distribution of the November 12, 1999 Düzce earthquake (M=7.1), Bolu—Turkey. Barka ve diğ. 2000' e bkz, sf. 63–70.

- Akyüz, S. H., Hartleb, R., Barka, A.A., Altunel, E., Sunal, G., Meyer, B., Armijo, R.,** 2002. Surface Rupture and Slip Distribution of the 12 November 1999 Düzce earthquake (M 7.1), North Anatolian Fault, Bolu, Turkey, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92**, 61-66.
- Alexander, J., ve Leeder, M.R.,** 1990. Geomorphology and surface tilting in an active extensional basin, SW Montana, USA: *Journal of Geological Society of London*, **147**, 461-467.
- Altınler, D., Koçyiğit, A., Farrinacci, A., Nicosia, U. ve Conti, T.,** 1991. Jurassic-Lower Cretaceous stratigraphy and paleogeographic evolution of the southern part of North-Western Anatolia (Turkey), *Geology and Paleontology of Western Pontides, Turkey*. (Eds. A. Farrinacci, D. V. Ager, U. Nicosia), Geologica Romana.
- Altınlı, İ. E.,** 1973, Bilecik Jurasijı. *50. Yıl Yerbilimleri kongresi*, Tebliğler Dergisi, s.112-113.
- Alişan, C. ve Derman, A. S.,** 1995. The first palynological age, sedimentological and stratigraphic data for Çakraz Group (Triassic), Western Black Sea. *Geology of the Black Sea Region*, 93-98. MTA ve Jeoloji Mühendisleri Odası, Ankara,
- Ambraseys, N.N., Zatopek, A., Taşdemiroğlu, M., ve Aytun, A.,** 1968. The Mudurnu Valley, West Anatolia earthquake of 22 July 1967, *Unesco Publ*, **22**, 135-157.
- Ambraseys, N. N.,** 1969, Some characteristic features of the North Anatolian Fault Zone: *Tectonophysics*, **9**, 143-165.
- Ambraseys, N.N., ve Zatopek, A.,** 1969. The Mudurnu Valley, West Anatolia, Turkey, earthquake of 22 July 1967. *Bull. Seism. Soc. Am.* **59**, 521-589.
- Ambraseys, N.N.,** 1970. Some characteristics features of the Anatolian fault zone, *Tectonophysics*, **9**, 143-145.
- Ambraseys N.N. ve Finkel C.F.,** 1995. The seismicity of Turkey and Adjacent Areas A historical review, 1500–1800. Eren, İstanbul.
- Ardel, A.,** 1964. Batı Karadeniz bölgesinde coğrafi müşahadeler, *İstanbul Univ. Coğraf. Enst. Derg.*, **14**, 62–75.

- Armijo, R., Meyer, B., Hubert-Ferrari, A. ve Barka, A.,** 1999, Westward propagation of North Anatolian Fault into the Northern Aegean: timing and kinematics: *Geology*, **27**, 267-270.
- Armijo, R., Meyer, B., Navarro, S, King, G., ve Barka, A.,** 2002. Asymmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: a clue to propagation processes of the North Anatolian Fault?. *Terra Nova*, **14**, 80-86.
- Arpat, E. ve Şaroğlu, F.,** 1975, Türkiye’de bazı önemli genç tektonik olaylar: *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, **18**, 91-101.
- Arpat, E., Tütüncü, K., Uysal, Ş. ve Göğer, E.,** 1978, Safranbolu Yöresinde Kambriyen-Devoniyen istifi. *Türkiye Jeoloji Kurumu 32. Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri*, 67-68.
- Ataman, G., Buket, E., Çapan, U.Z.,** 1975. Kuzey Anadolu Fay Zonu bir Paleo-Benioff zonu olabilir mi?, *MTA. Dergisi*, **84**, 112-123
- Aydın, A., Nur, A.,** 1982. Evolution of pull-apart basins and their scale independence, *Tectonics.*, **1**, 91-105.
- Aydın, M., Serdar, H. S., Şahintürk, Ö., Yazman, M., Çokuğraş, R., Demir, O. ve Özçelik, Y.,** 1987. Çamdağ (Sakarya)-Sünnicedağ (Bolu) Yöresinin Jeolojisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, **30**, 1-14.
- Aydın, A., ve Kalafat, D.,** 2002. Surface ruptures of the 17 August and 12 November 1999 İzmit and Düzce Earthquakes in northwestern Anatolia, Turkey: Their tectonic and kinematic significance and the associated damage. *Bull. Seism. Soc. Am.* **92**, 95-106.
- Ayhan, M. A., Demir, C., Kilicoglu, A., Sanli, I., Nakiboglu, S.M.,** 1999. Crustal motion around the western segment of the north Anatolian fault zone: Geodetic measurements and geophysical interpretation, paper presented at IUGG99, Int. *Union of Geodesy and Geophys.*, Birmingham, UK.
- Ayhan, M. A., Demir, C., Lenk, O., Kilicoglu, A., Altiner, Y., Barka, A.A., Ergintav, S., Özener, H.,** 2002. Interseismic strain accumulation in the Marmara Sea region, *BSSA*, **92**. 216-230.

- Babault, J. ve Driessche, J.V.D.**, 2005. L'erosion des chaines de montagnes: influence de la sedimentation de piedmont. *C.R. Geoscience*, **337**, 1431-1438.
- Barka, A. A.**, 1981. Seismo-Tectonic Aspects of the North Anatolian Fault: *Doktora Tezi* .Bristol.
- Barka, A.A ve Kadinsky-Cade, K.**, 1988, Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, *Tectonics*, **7**, 663-684.
- Barka, A.A. ve Gülen, L.**, 1989. Complex evolution of the Erzincan Basin (eastern Turkey), *J.Struct. Geol.*, **11**, 275–83.
- Barka, A.,A.**, 1992. The North Anatolian Fault zone: *Annales Tectonicae*, **6**, 164-195.
- Barka A.A.**, 1993. Erzincan Baseni, ,cevresinin tektoniği ve 13 Mart 1992 depremi. Ulusal Deprem Müendisliği Konf. 10–13 Mart, TMMOB İnşaat Mühendisleri Odası, İstanbul Şubesi, Deprem Mühendisliği Türk Milli Komitesi, İTÜ. Yapı Deprem Uygulama Araştırma Merkezi, 259–70.
- Barka, A.A.**, 1996. Slip distribution along the North Anatolian fault associated with the large earthquakes of the period 1939 to 1967, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 1238-1254.
- Barka ,A., Kozacı, Ö., Akyüz, S., Altunel, E.**, eds. 2000. The 1999 İzmit and Düzce Earthquakes: Preliminary Results: İstanbul Teknik Üniversitesi.
- Battiau-Queney, Y.**, 1999. Crustal anisotropy and differential uplift: their role in long-term landform development. *Uplift, Erosion and Stability: perspectives on long-term landscape development*. Spec. Publ. Geol. Soc. Lond., 162, 65-75. Eds. Smith, B.J., Whalley, B.W., Warke, P.A., Anthony Rowe Ltd. Chippenham. .
- Ben-Zion, Y., Peng, Z., Okaya, D., Seeber, L., Armbruster, J.G., Özer, N., Michael, A.J.Baris, S., Aktar, M.** 2003. A shallow fault-zone structure illuminated by trapped waves in the Karadere-Duzce branch of the North Anatolian Fault, western Turkey. *Geophys. J. Int.* **152**, 699-717.
- Beyhan. M.**,2004. 12 kasım 1999 Düzce-Kaynaşlı Depremi birleşik odak mekanizması çözümü ve bölgenin sismotektoniği *Basılmamış Yüksek Lisans Tezi*. Ankara Üniversitesi.

- Bilgin, T.**, 1984. Adapazarı Ovası ve Sapanca oluğunun aluviyal morfolojisi ve Kuvaterner'deki jeomorfolojik tekamülü. Edebiyat Fakültesi Matbaası, İstanbul.
- Bingöl, E.** 1989. Türkiye Jeoloji Haritası/ 1:2,000,000. Ankara: Maden tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü.
- Bloom, A.L.** , 1998. Geomorphology, A Systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms. Prentice-Hall, Inc. New-Jersey.
- Bull, W.B.**, 1991. Geomorphic response to climate change. Oxford Univ. Press, Inc., New York. 326 sf.
- Bozkurt, E. ve Koçyiğit, A.**, 1996. The Kazova basin: an active negative flower structure on the Almus Fault Zone, a splay fault system of the North Anatolian Fault Zone, Turkey. *Tectonophysics*, **265**,239–54
- Bozkurt E**, Guest ed. 2001. Special issue Neotectonics of Turkey. *Geodin. Acta* **14** (No. 1– 3).
- Burbank, D.W. ve Anderson, R.S.**, 2001. Tectonic geomorphology. Blackwell Science. Massachusetts. 288 sf.
- Burchfiel, B., Stewart, J.**, 1966. 'Pull-apart' origin of the central segment of Death Valley, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*,**77**, 439-442.
- Bürgman, R., Ayhan, M.A., Fielding, E., Wright, T., Mc Clusky, S., Aktuğ, B., Demir, C., Lenk, O., Türkezer, A.**, 2002. Deformation during the 12 November 1999, Düzce, Turkey Earthquake, from GPS and InSAR Data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92**, 161-171.
- Canitez, N., ve Üçer, S.**, 1967. Computed determinations for the fault-plane solutions in and near Anatolia, *Tectonophysics*, **4**, 235-244.
- Cerit, O.**, 1990. Bolu Masifinin Jeolojik ve Tektonik İncelemesi, *Doktora Tezi*, Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Channell, J.E.T., Tüysüz, O., Bektas, O., ve Şengör, A.M.C.**, 1996. Jurassic–Cretaceous Paleomagnetism and Paleogeography of the Pontides. *Tectonics*, **15** (1), 201–212.
- Cheadle, M.J., Czuchra, T, Byrne C., Ando, J.E., Oliver, L.D. Brown, S., Kaufman, P.E. Maling ve Phinney, R.A.**, 1986. The deep crustal structure of the Mojave desert, California, from COCORP seismic reflection data. *Tectonics*, **5**, 293-320.

- Chen F., Siebel, W., Satir, M., Terzioğlu, M.N.**, 2002. Geochronology of the Karadere basement (NW Turkey) and implications for the geological evolution of the İstanbul Zone. *Int. J. Earth. Sci. (Geol.Rundsch)*, **91**, 3, 469-481.
- Christie-Blick, N.C. ve Biddle, K.T.**, 1985. Deformation and Basin Formation along strike- slip faults. In Biddle K.T. and Christie-Blick, N., eds., *Strike Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication No.37, 1-35.
- Chorley, R.J.** , (ed). 1972. *Spatial Analysis in Geomorphology*. Methuen, London. 393 sf.
- Chorley, R.J., Schumm, S.A., Sugden, D.E.**,1984. *Geomorphology*. Methuen, London.sf.605
- Clayton, L.** (1966). Tectonic depressions along the Hope Fault, a transcurrent fault in North Canterbury, New Zealand, *N.Z. Jour. Geol. Geophys.*, **9**, 95-104.
- Coltori, M., Ollier, C.D.**, 2000. Geomorphic and tectonic evolution of the Ecuadoran Andes. *Geomorphology* **32**, 1 – 19.
- Cox. R.T.**, 1994. Analysis of drainage basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Missipi EmGulfment. *Geol. Soc. of Am. Bull*, **106**, 571-581.
- Crowell, J.C.** (1974a). Sedimentation along the San Andreas Fault, California, in Dott, R.H.Jr., and Shaver, R. H., eds., *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation*: Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., Tulsa, **19**, 292-303.
- Crowell, J.C.** (1974b). Origin of late Cenozoic basins in southern California. In: *Tectonics and Sedimentation* (Ed. by W.R. Dickinson). Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., Tulsa, **22**, 190-204.
- Çakır, Z., Barka, A.A., Chabalier, J.B., Armijo, R., Meyer, B.**, 2003. Kinematics of the November 12, 1999 (Mw=7.2) Düzce earthquake deduced from SAR interferometry, *Turkish J. Earth Sci.*,**12**, 105-118.
- Das, S., ve Scholz, C.**, (1981). Off-fault aftershock clusters caused by a shear stress increase?, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 1669-1675.

- Davis, W.M.**, 1899. The geographical cycle, *Geographical Journal*, **14**, 481-504.
- Dean, W. T., Martin, F., Monod, O., Demir, O., Rickards, R. B., Bultynck, P. ve Bozdoğan, N.**, 1997, Lower Palaeozoic Stratigraphy, Karadere-Zirze Area, Central Pontides, Northern Turkey. *Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana*, IGCP Project No:351, III International Meeting, November 5-11, 1995, M. C. Göncüoğlu and A. S. Derman, Turkish Association of Petroleum Geologist, Special Publication No:3, Ankara 32-38.
- Deng, Q., Wu, D., Zhang, P., ve Chen, S.** (1986). Structure and deformation character of strike slip fault zones: *Pure and Appl. Geophys.*, **124**, 204-223.
- Dibblee, T.W.**, 1977. Strike-slip tectonics of the San Andreas Fault and its role in Cenozoic basin evolution. In: Sylvester, A.G. (Ed.), Wrench Fault Tectonics. *Am. Assoc. Pet. Geol. Reprint*, **29**, 159–172.
- Demirkol, C.**, 1977, Üzümlü-Tuzaklı (Bilecik) dolayının jeolojisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni.*, **20/1**, 9-16.
- Derman, A.S. ve Özçelik, Y.**, 1993. Batı Karadeniz bölgesindeki Paleozoyik birimlerin stratigrafisi, sedimentolojik özellikleri ve yörenin muhtemel paleocoğrafik evrimi, A.Suat Erk. *Jeoloji Sempozyumu Bildiriler*, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 2-5 Eylül 1991, Ankara, 11-20.
- Dewey, J.W.**, 1976. Seismicity of northern Anatolia. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 843-868.
- Dhont, D., Chorowicz, J., Yürür, T., Köse, O.**, (1998). Polyphased block tectonics along the North Anatolian fault in the Tosya basin area (Turkey), *Tectonophysics*, **299**, 213-227.
- Dirik K.** 1993. Geological history of the northward arched segment of the North Anatolian Transform Fault Zone, *Geol. J.*, **28**, 251–66
- Dooley, T. ve McClay, K.R.**, (1997). Analog modeling of strike slip pull-apart basins, *AAPG Bulletin*, **81**, 804-826.

- Dor, O., Yıldırım, C., Rockwell, T.K., Ben-Zion, Y., Emre, Ö., Sisk, M., Duman, T.Y.,** 2008. Geological and geomorphologic asymmetry across the rupture zones of the 1943 and 1944 earthquakes on the North Anatolian Fault: possible signals for preferred earthquake propagation direction, *Geophys. J. Int.*, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.07709.x
- Duman, T.Y., Emre, Ö., Doğan, A., Özalp, S.,** 2005. Step-Over and bend structures along the 1999 Düzce earthquakes surface rupture, North Anatolian Fault, Turkey, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **95**, 1250-1262.
- Eder, N., Neubauer, F.,** 2000. On the edge of the extruding wedge: Neogene kinematics and geomorphology along the southern Niedere Tauern, eastern Alps, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **93**, 81– 92.
- Egeran, N. ve Lahn, E.,** 1944. Note sur la carte sismique de la Turquie au 1:2.400.000: *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, **2/32**, 279-289.
- Elmas, A. ve Yiğitbaş, E.,** 2001. Ophiolite emplacement by strike-slip tectonics between the Pontide Zone and the Sakarya Zone in Northwestern Anatolia, Turkey, *Int. J. Earth Sci.*, **90**, 257-269
- Elmas, A.,** 2003. Neotectonic features of Northwestern Anatolia: the effects of the North Anatolian Fault to the region. *Int. J. Earth Sci.*, **92**, 380–396.
- Emre, O., Erkal, T., Kazancı, N., Görmüş, S., Görür, N., Kuşçu, I., Keçer, M.,** 1997. Güney Marmara'nın Neojen ve Kuvaterner'deki Morfotektoniği, TÜBİTAK YDAPCAG-426/G nolu proje raporu, Ankara, Turkey.
- Emre, Ö., Erkal, T., Tchepalyga, A., Kazancı, N., Keçer, M. ve Ünay, E.,** 1998, Doğu Marmara bölgesinin Neojen-Kuvaternerdeki evrimi, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, **120**, 289-314
- Emre, Ö., Duman, T.Y., Keçer, M., Ateş, Ş., Erkal, T., Doğan, A., Durmaz, S., Karakaya, F. ve Osmanoğlu, R., Varol, B., Kazancı, N., Gökten, E., Kılıç, R., Çemen, İ., Kayabalı, K., Alçiçek, M.C., Sözeri, K., İleri, Ö., Koçbay, A., Bilgehan, R.P., Kırman, E. ve Ulaş, K.,** 1999. 17 Ağustos 1999 Depremi sonrası Düzce(Bolu) ilçesi alternatif yerleşim alanlarının jeolojik incelemesi, MTA Rapor No.10272, Ankara.

- Emre, Ö., Duman, T.Y., Awata, Y., Doğan, A. ve Özalp, S.,** 2000. Surface ruptures of november 12 1999 Düzce earthquake, NW Turkey. *XXVII General Assembly of the European Seismological Commission (ESC-2000)*, Book of Abstracts and Papers, 10-15 September 2000, 247-252, Lisbon, Portugal.
- Emre, Ö., Duman, T.Y., Toda, S., Okuno, M., Doğan, A., Özalp, S., Tsutsumi, H., Tokay, F., Haraguchi, T., Kondo, H., Sugito, N. ve Nakamura, T.,** 2002. Paleoseismicity of Düzce Fault in the last millennium, North Anatolian Fault Zone (NAFZ), Turkey, *The 1st International Symposium of the Faculty of Mines (İTÜ) on Earth Sciences and Engineering*, Abstracts, p.59, İstanbul, Turkey, 16-18 May 2002.
- Emre, Ö., Doğan A. ve Yıldırım, C., Özalp, S., Duman, Y.T.,** Hazırlanmakta.
Türkiye Diri Fay Haritası 1:250000 ölçekli Adapazarı. Diri Fay Haritaları serisi. MTA. Ankara
- England, P. ve Molnar, P.,**1990. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks, *Geology*, **18**, 1173 – 1177.
- Erendil, M., Aksay, A., Oral, A., Tunay, G., Temren, A. ve Kuşçu, İ.,** 1991. Bolu masifi ve çevresinin jeolojisi, MTA Rap. No:9425, (yayımlanmamış).
- Erikson, M.G.,** 1999. Influence of crustal movements on landforms, erosion and sediment deposition in the İrangı Hills, central Tanzania. 157-169. Uplift, Erosion and Stability: perspectives on long-term landscape development. Ed. B.J. Smith, W.B. Whalley, P.A. Warke. Geological Society Special Publication No:162.
- Erinç, S., Bilgin, T. ve Bener, M.,** 1961a. Gerede civarında akarsu şebekesi, *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi*, **6**, 90-99.
- Erinç, S., Bilgin, T., Bener, M.,** 1961 b. Melen Boğazı, *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi*, **12**, 161-165.
- Erinç S.,** 1973. Türkiye'nin şekillenmesinde neotektoniğin rolü ve jeomorfoloji-jeodinamik ilişkileri, *Jeomorfoloji. Dergisi.*, **5**, 15–25.
- Erinç S.,** 1996. Jeomorfoloji. Özeğitim, Konya. 735 sf.
- Erol, O.,** 1981. Neotectonic and geomorphological evolution of Turkey, *Z. Geomorp. N.F. Suppl-Bd.*,**40**, 193-211. Berlin.

- Eroskay, S.O.**, 1965. Paşalar boğazı-Gölpazarı sahasının jeolojisi. İ.Ü.Fen Fak. Mecmuası, B, XXX, 3-4, 135-159.
- Evans, I.S.**, 1972. *General geomorphometry, derivatives of altitude, and descriptive Statistics*, 17-90. In *Spatial Analysis in Geomorphology*, Ed. R.J. Chorley, Methuen, London.
- Evans, I.S.**, 1990. *General geomorphometry*, 44-45. In *Geomorphological Techniques*, 2 nd. Edition, Eds. A. Goudie et al. Unwin Hyman, London,
- Evans, I.S.** 1999. *What do terrain statistics really mean?* Landform Monitoring, Modelling and Analysis, Ed. Lane. N.S., Richards, K.S ve Chandler, J.H. Wiley, London.
- Eyidoğan, H., Utku, Z., Güçlü, U, Değirmenci, E.**, 1991. Türkiye Büyük Depremleri Makro- Sismik Rehberi (1900–1988), İstanbul Tek.Üniv. Maden Fak., Jeofizik Mühendisliği Böl., [II]+198 .
- Faccenna, C., Bellier, O.J., Martinod, C., P., Regard, V.**, (2006). Slab detachment beneath eastern Anatolia: A possible cause for the formation of the North Anatolian Fault, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **242**, 85-97.
- Fedorov, P.V.**, 1988. The problem of changes in the level of Black Sea during the Pleistocene. *International Geology Review*, **30**. 635-641.
- Ferrari, H. A., Armijo, R., King, G. C. P., Meyer, B. and Barka, A.**, 2002. Morphology,"displacement, and slip rates along the North Anatolian Fault, Turkey, *Journ. Geophys. Res.*, **107**, 2235, doi: 10.1029/2001JB000393.
- Fielding, E.Isacks, B., Barazangi, M.,Duncan, C.** 1994. How flat is Tibet?, *Geology*, **22**, 163-167.
- Garfunkel, Z.**, 1989. *Regional deformation by block translation and rotation, in Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation*, vol. 254, sf. 181-204, eds. Kissel, C.&Laj, C, Kluwer Academic Publisher, Dordrecht.
- Gautier, P., J.P.Brun, R., Moriceau, D. Sokoutis, J. Martinod ve Jolivet, L.**, (1999). Timing, kinematics and cause of Aegean extension: a scenario based on a comparison with simple analogue experiments, *Tectonophysics*, **315**, 31-72.

- Gedik, İ.**, 2002. Kocaeli Yarımadası ve Çamdağ (Sakarya ili) alanında yeni adlanan ve adları değiştirilen litostratigrafi birimleri, *Türkiye Stratigrafi Komitesi Çalıştayı*, Batı Karadeniz Bölgesi'nin Litostratigrafi Adlamaları, Özler. MTA Gen. Müd. 17-18 Ocak-2002, Ankara,
- Gedik, İ. ve Aksay, A.**, 2002. 1: 100000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Adapazarı -G25 paftası. No:32. MTA Gen. Müd. Ankara
- Gedik, İ. ve Korkmaz, S.**, 1984. Sinop Havzasının Jeolojisi ve petrol olanakları. *Jeoloji Mühendisliği*, **19**, 53-80.
- Gedik, İ. ve Önalın, M.**, 2001. Çamdağ (Sakarya ili) Paleozoyik stratigrafisine ait yeni gözlemler. *İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi*, **14.1-2**, 61-76.
- Gökaşın, E., Ustaömer, T., Gazioğlu, C., Yücel, Y.Z., Öztürk, K., Tur, H., Ecevitöğlu, B., Tok, B.**, 2003. Morpho-tectonic evolution of the Marmara Sea inferred from multi-beam bathymetric and seismic data, *Geo-Mar Lett .*, **23**, 19-33.
- Göncüoğlu, M. C., Erendil, M., Tekeli, O., Ürgün, B. M., Aksay, A. ve Kuşçu İ.**, 1986. Armutlu yarımadasının doğu kesiminin jeolojisi, MTA Rap. No:7786 (yayımlanmamış).
- Göncüoğlu, M. C., Turhan, N., Şentürk, K., Uysal, Ş., Özcan, A. ve Işık, A.**, 1996. Orta Sakarya'da Nallıhan-Sarıcakaya arasındaki yapısal birliklerin jeolojik özellikleri, MTA Rap. No: 10094 (yayımlanmamış).
- Görmüş, S.**, 1982. Yığılca Bolu KB yöresinin stratigrafisi, H.Ü Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Yayını, Ankara, **9**, 91-100.
- Görür, N.**, 1998. Türkiye'nin Triyas-Miyosen paleocoğrafya atlası. MTA. Ankara
- Görür, N., Çağatay, N.M., Emre, Ö., Alpar. B., Sakınç, M., İslamoğlu, Y., Algan, O.**,

- Erkal, T., Keçer, M., Akkök, R., Karlık, G.,** 2001. Is the abrupt drowning of the Blacksea Shelf at 7150 yr BP a myth?, *Marine Geology*, **176**, 65-73.
- Gözübol, A. M.,** 1978. Mudurnu-Dokurcun-Abant (Bolu ili) alanının jeoloji incelemesi ve Kuzey Anadolu yarılımının yapısal özellikleri, *Doktora Tezi*, İ. Ü. Fen. Fak., İstanbul.
- Granit, Y. ve Tintant, H.,** 1960. Observation preliminaires sur le Jurassie de la region de Bilecik (Turquie), *Comptes Rendus Acad. Science*, Paris, **251**, 1801-1803.
- Gunnell, Y.,** 1998. Present, past, and potential denudation rates: is there a link? Tentative evidence from fission-track data, river sediment loads, and terrain analysis in the South Indian Shield, *Geomorphology*, **25**, 135-153.
- Gürbüz, C., Aktar, M., Eyidoğan, A. Cisternas, H., Haessler, H., Barka, A., Ergin, M., Türkelli, N., Polat, S., Üçler, B.,** 2000. The seismotectonics of the Marmara Region (Turkey): results from a microseismic experiments, *Tectonophysics*, **316**, 1-17.
- Haas, W.,** 1968. Das Alt-Palaozoikum von Bithynien. N., Jb., *Gel., Palaont., Abh.*, **131**, 178-242.
- Hack, J.T.** 1960. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *American Journal of Science* vol. **258A**, 80-97.
- Hack, J.T.,** 1973. Stream-profile analysis and stream gradient index, *U.S. Geological Survey Journal of Research*, **1**, 421-429.
- Hadley, D. ve Kanamori, H.,** 1977. Seismic structure of the Transverse Ranges, California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**, 1469-1478
- Hartleb, R.D., Dolan, J.F., Akyüz, S., Dawson, T.E., Tucker, A.Z., Yerli, B., Rockwell, T.K., Toraman, E., Çakir, Z., Dikbaş, A., Altunel, E.,** 2002. Surface rupture and slip distribution along the Karadere Segment of the 17 August 1999 İzmit and western section of the 12 November 1999 Düzce, Turkey, Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92**, 67-78.

- Herece, E. ve Akay, E.**, 2003. Kuzey Anadolu Fayı (KAF) atlası, MTA. Gen. Md., Ankara. 61 sf.
- Hitchcock, C., Altunel, E., Barka, A.A., Bachhuber, J., Lettis, W., Kozacı, ., Helms, J., Lindwall, S.**, 2003. Timing of Late Holocene earthquakes on the eastern Dzce Fault and implications for slip transfer between the southern and northern strands of the North Anatolian Fault System, Bolu, Turkey, *Turkish J. Earth Sci.*, **12**, 119-136.
- Horton, R.E.**, 1945. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **56**, 275-370.
- Hugget, R. ve Cheesman, J.**, 2002. Topography and the environment. Prentice Hall. London. 274 sf.
- <http://3dparks.wr.usgs.gov/haywardfault/html/>
- Ikeda, Y., Suzuki, Y., Herece, E., aroğlu, F., Iıkara, A.M., Honkura, Y.**, 1991. Geological evidence for the last two faulting events on the North Anatolian fault zone in the Mudurnu Valley, western Turkey, *Tectonophysics*, **193**, 335-345.
- Irrlitz, W.**, 1972. Lithostratigraphie und tektonische Entwicklung des Neogens in Nordostanatolien (Kanozoikum und Braunkohlen in der Trkei. 6.). *Beih. Geol. Jahrb.*, **120**, 111-123.
- İseven, T., Tapırdamaz, M.C., zep, F., Hisarlı, M., Orbay, N., Sanver, M.**, 1997. Kuzey Batı Anadolu'nun tektoniği ve paleomanyetik sonuçlar. *Jeofizik*, **9-10**, 201-212.
- İseven, T. ve Tüysüz, O.**, 2006. Paleomagnetically defined rotations of fault-bounded continental blocks in the North Anatolian Shear Zone, Central Anatolia. *Journal of Asian Earth Sciences* **xx**, 1-11.
- İseven, T.**, 2007. Kiisel grme
- Jolivet, L.**, (2001). A comparison of geodetic and finite strain pattern in the Aegean, geodynamic implications, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **187**, 95-104.
- Kahle, H.G., Cocard, M., Peter, Y., Geiger, A., Reilinger, R., Barka, A., Veis, G.**, 2000. GPS- derived strain rate field within the boundary zones of the Eurasian, African and Arabian Plates, *Journ. Geophys. Res.*, **105**, 23353– 23400.

- Katzman, R., Brink, U.S., Lin, J.,**1995. Three-dimensional modeling of pull-apart basins: Implications for the tectonics of the Dead Sea Basin, *Journ.Geophys.Res.*, **100**, 6295-6312.
- Kaya, O.**, 1978. İstanbul Ordovisiyen ve Silüriyen. *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Enstitüsü Yayın Organı*, **4 (1-2)**, 1-22.
- Kaya, O. ve Dizer, A.**, 1981. Bolu Kuzeyi Üst Kretase ve paleojen kayalarının Stratigrafisi, *MTA Dergisi*, Sayı, **97/98**, 57-77.
- Kaya, O.**, 1982. Ereğli, Yığılca, Bolu, Kuzey Mengen alanlarının stratigrafi ve yapı Özellikleri, TPAO Rap. 1639.
- 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*, **13**, 1-16.
- Kaya, O. ve Kozur, H.**, 1987. A new and different Jurassic to early Cretaceous sedimentary assemblage in Northwestern Turkey (Gemlik, Bursa). Implications for the pre-Jurassic to early Cretaceous tectonic evolution, *Yerbilimleri*, **14**, 253-268.
- Kaymakçı, N., Duermeijer, C.E., Langereis, C., White, S.H., van Dijk, P.M.**, 2003. Oroclinal bending due to indentation: a paleomagnetic study for the early Tertiary evolution of the Çankırı Basin (central Anatolia, Turkey), *Geological Magazine* **140 (3)**, 343–355.
- Keller, E.A.**, 1977. Adjustments of drainage to bedrock in regions of contrasting tectonic framework, *Geological Society of America Abstracts with programs*, **9**:1046.
- Keller, E.A. ve Pinter. N.**, 2002. Active Tectonics - Earthquakes, Uplift and Landscape Prentice Hall, Inc, New Jersey. 362 sf.
- Ketin, İ.**, 1948. Über die tektonisch-mechanischen Folgerungen aus den grossen

- anatolischen Erdbeben des letzten Dezenniums, *Geol. Rund.*, **36**, 77-83.
- Ketin, İ.**, 1957. Kuzey Anadolu Deprem Fayı, *İTÜ Dergisi*, **15**, 49-52.
- Ketin, İ. ve Gümüş, A.**, 1963. Sinop-Ayancık arasında III. Bölgeye dahil sahaların Jeolojisi, TPAO Rap. No:288 (yayımlanmamış).
- Ketin, İ.**, 1966. Anadolunun tektonik birlikleri, *MTA Dergisi*, **66**, 20-34.
- Ketin, İ.**, 1969. Kuzey Anadolu Fayı hakkında. *MTA Dergisi*, **72**, 1-28.
- Ketin, İ.**, 1976. San Andreas ve Kuzey Anadolu Fayları arasında bir karşılaştırma, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, **19**, 149-154.
- King, G., Oppenheimer, D., Amelung, F.**, 1994. Block versus continuum deformation in the western United States. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **128**, 55–64.
- Kipman, E.**, 1974. Sakarya Çamdağ (Kestanepınar-Yassıgeçit köyleri arası) deniz çökeltisi demir cevherinin jeolojisi, *İstanbul Üniversitesi Fen. Fakültesi. Monografileri*, **25**, 1-72.
- Kissel, C., Laj, C., Poisson, A., Görür, N.**, 2003. Paleomagnetic reconstruction of the Cenozoic evolution of the eastern Mediterranean, *Tectonophysics*, **362**, 199–217.
- Koçyiğit, A.**, 1988. Tectonic setting of the Geyve Basin: Age and total displacement of the Geyve Fault Zone, *METU Journal of Pure and Applied Sciences*, **21**, 81-104.
- Koçyiğit, A.**, 1989. Su, şehri basin: an active faultwedge basin on the North Anatolian Fault Zone, Turkey, *Tectonophysics*, **167**, 13–29.
- Komut, T.**, 2005. Düzce Fayı Eski Deprem Olaylarının Stratigrafik ve Yapısal Kanıtları, *Turqua*, **V**, 48-54.
- Kondo, H., Awata, Y., Emre, Ö., Doğan, A., Özalp, S., Tokay, F., Yıldırım, C., Yoshioka, T. ve Okumura, K.**, 2005. Slip distribution, fault geometry and fault segmentation of the 1944 Bolu-Gerede Earthquake rupture, North Anatolian Fault, Turkey, *Bull. Seism. Soc. of Am.*, **95**, 1234-1249.
- Kooi, H., Beaumont, C.**, 1994. Escarpment evolution on high-elevation rifted margins:

insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection, and reaction, *Journ.Geophys.Res.*, **99** (B6), 12191–12209.

Kopp, K.O., Pavoni, N., Schindler, C., 1969. Geologie Thrakiens IV: Das Ergene Becken, *Geol. Jahrb., Beih.*, **76**, 1– 136.

Kozacı, Ö., Dolan, J.F., Finkel, R., 2006. Towards and understanding of the constancy (or non-constancy) of slip rates on the North Anatolian Fault. *International workshop on comparative studies of the North Anatolian Fault (Northwest Turkey) and the San Andreas Fault (Southern California)*. Özetler Kitapçığı. s 62.

Lamb, S.H., 1987. A model for tectonic rotations about a vertical axis, *Earth and Planetary Science Letters*, **84**, 75–86.

Le Pichon, X., Şengör, A. M. C., Demirbağ, E., Rangin, C., İmren, C., Armijo, R., Görür, N., Çağatay, N., Mercier de Lepinay, B., Meyer, B., Saatçılar, R. ve Tok, B., 2001. The active Main Marmara Fault, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **192**, pp. 595-616.

Lidmar-Bergstrom, K., 1999. Uplift histories revealed by landforms of the Scandinavian domes. In: Smith, B.J., Whalley, W.B., Warked, P.A. (Eds.), *Uplift, Erosion, and Stability: Perspectives on Long-Term Landscape Development*, Special Publication Geological Society of London, **162**, 85–91.

Luyendyk, B.P., Kamerling, M.J., Terres, R., 1980. Geometric model for Neogene crustal rotations in southern California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **91**, 211–217.

Major, C., Ryan, W., Lericolais, G. and Hajdas, I., 2002. Constraints on Black Sea outflow to the Sea of Marmara during the last glacial-interglacial transition. *Marine Geology*, **190(1-2)**: 19-34.

Mann, P., Hempton, M., Bradley, D., Burke, K. (1983). Development of pull-apart Basins, *Journal of Geology*, **91**, 529-554.

McCalpin, J., 1996. Paleoseismology, Academic Press, New York. 588 sf.

- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gürkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Şanlı, İ., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M. N. ve Veis, G., 2000.** Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern mediterranean and Caucasus, *Journ.Geophys.Res.*, **105**, 5695-5719.
- Meade, J.B., Hager, H.B., McClusky, S.C., Reilinger, R.E., Ergintav, S., Lenk, O., Barka, A., Özener, H., 2002.** Estiamates of Seismic Potential in the Marmara Sea Region from Block Models of Secular deformation Constrained by Global Posistioning System Measurements, *Bull.Seism.Soc.Am.*, **92**, 208-215.
- McKenzie, D. P., 1972.** Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **30**, 109-185.
- McKenzie, D.P., Jackson, J.A., 1983.** The relationship between strain rates, crustal thickening, paleomagnetism, finite strain and fault movements whitin a deforming zone, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **65**, 182-202.
- Meriç, E., 1995, İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burun) Kuvaterner'inin stratigrafisi ve ortamsal özellikleri, 251-258.**İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi . Ed. E. Meriç),
- Merrits, D.J., Vincent, K.R., (1989).** Geomorphic response of coastal streams to low, intermediate and high rates of uplift, Mendocino triple junction region, northern California, *Geo. Soc. Am. Bull.*, **101**, 1373-88.
- Michel, G.W. (1994).** Neo-Kinematic along the North Anatolian Fault (Turkey), *Tubinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe A, Band 16.* Tubingen.

- Milliman, J.D. ve Meade, R.H.**, 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *Journal of Geology*, **91**, 1-21.
- Milliman, J.D. ve Syvitski, J.P.M.**, 1992. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean. The importance of small mountainous river. *Journal of Geology*, **100**, 525-544.
- Nanson, G.C.**, 1980. A regional trend to meander migration, *Journal of Geology*, **88**, 100-108.
- Nelson, M.R., Jones, C.H.**, 1987. Paleomagnetism and crustal rotations along a shear zone, Las Vegas Range, southern Nevada, *Tectonics*, **6**, 13–33.
- Neugebauer, J.**,1995. Structures and kinematics of the North Anatolian Fault Zone, Adapazarı-Bolu region, northwest Turkey, *Tectonophysics*, **243**, 119-134.
- Nicholson, C. ve Seeber, L.**, 1989. *Evidence for contemporary block rotation in strike-slip environments: examples from the San Andreas Fault System, Southern California*. **254**. 247-280. eds. Kissel, C.&Laj, C, Kluwer Academic Publisher, Dordrecht.
- Nielsen, H.T. ve Sylvester, A.G.**,1985. *Strike Slip Basins, Tectonics of sedimentary basins*. Eds. Cathy J. Busby and Raymond V. Ingersoll. Blackwell Science., Oxford.
- Nur, A., Ron, H. ve Scotti, O.**, 1989. *Mechanics of distributed fault and block rotation*, **254**, 209-228. eds. Kissel, C.&Laj, C, Kluwer Academic Publisher, Dordrecht
- Okay, A., Zatin, M., Cavazza, W.**, 2006. Kuzey Anadolu Fayı'nın Trakya'da Oligosen'de ve Orta Miyosen'de Aktif Olduğuna Dair. 59. *Türkiye Jeoloji Kurultayı. Bildiri Özleri Kitabı*, 74-76. Ankara,
- Okay, A.İ., Şengör, A.M.C. ve Görür, N.**, 1994. Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions, *Geology*, **22**, 267-270.

- Okay, A.I. ve Tüysüz, O.**, 1999, *Tethyan sutures of northern Turkey. The Mediterranean Basin: Tertiary extension within the Alpine orogen'* (eds: B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth ve M. Séranne), Special Publication Geological Society of London, **156**, 475-515.
- Oktay, F.Y., Gökaşan, E., Sakıncı, M., Yalıtırak, C., İmren, C., Demirbağ, E.**, 2002. The effects of North Anatolian Fault Zone on the latest connection between Black Sea and Sea of Marmara, *Marine Geology*, **190**, 367-382.
- Onderdonk, W.N.**, 2007. Vertical-axis rotation controlled by upper crustal stress based on force balance analysis: A case study of the western Transverse Ranges of California, *Tectonophysics*, **436**, 1-8.
- Orkan, N.**, 1972, Kuzey Anadolu Fay Zonunun paleomagnetizması. *Doktora tezi*, İstanbul Üniversitesi
- Öcal, N.**, 1959. 26 Mayıs 1957 Abant zelzelesi, Kandilli Rasathanesi Raporu 4, İstanbul.16 sf.
- Öcal, N.**, 1961. Determination of the mechanism of some Anatolian earthquakes, *Publ. Dominion Observ.* **25**, 365-370, Ottawa.
- Önalın, M.**, 1981. İstanbul Ordovisiyen ve Silüryen istifinin çökme ortamları, *İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yer Bilimleri Derg.*, **2**,161-177.
- Önder, F. ve Göncüoğlu, M. C.**, 1989. Armutlu Yarımadası'nda (Batı Pontidler) Üst Triyas konodontları, *MTA Dergisi.*, **109**, 147-152.
- Özalaybey, S., Karabulut, M., Ergin, M., Aktar, M. ve Bouchon, M.**, 2001. The 1999 earthquake sequencen in NW-Turkey: seismological aspects, in Symposium on Seismotectonics of the North-Western Anatolia-Aegean and Recent Turkish Earthquakes, T.Taymaz (Editör), İstanbul, Türkiye.
- Öztürk, A., İnan, S., Tutkun, S.Z.**, 1985. Abant-Yeniçağa (Bolu) bölgesinin tektoniği, *Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi*, **2**, 33-50.
- Özüdoğru, K.**, 2003. Boğaziçinin jeolojisi. *İTÜ Dergisi*, **6**,3-8

- Paluska, A., Poetsch, Th., Bargu, S.,** 1989. Tectonics, paleosismic activity and recent deformation mechanisms in the Sapanca-Abant Region (NW TURKEY, North Anatolian Fault Zone, Turkish-German Earthquake Research Project, 18-32.
- Pamir, H.N.** 1938. İstanbul Boğazının teşekkül meselesi. *MTA Dergisi*, **13**, 61-69.
- Peacock, D.C., Anderson, M.W., Morris, A. ve Randall, D.E.,** 1998. Evidence for the importance of 'small' faults on block rotation, *Tectonophysics*, **299**, 1-13.
- Pekçan, N.,** 2000. Düzce-Akçakoca Bölgesinin Jeomorfolojisi, Filiz Kitabevi, İstanbul,
- Penck, W.,** 1953. Morphological Analysis of Landforms, trans. H. Czech and K. C. Boswell of *Die morphologische Analyse* (1924), London.
- Petley, D.N. ve Reid, S.,** 1999. Uplift and landscape stability at Taroko, eastern Taiwan. 169-183. Uplift, Erosion and Stability: perspectives on long-term landscape development. Ed. B.J. Smith, W.B. Whalley, P.A. Warke. Geological Society Special Publication No:162.
- Philip, H., Rogozhin, E., Cisternas, A., Bousquet, J.C., Borisov, B., ve Karakhanian, A.,** 1992. The Armenian earthquake of 1988 December 7; faulting and folding, neotectonics and paleoseismicity, *Geophys. J. Int.*, **110**, 141-158.
- Phillips, J.D.,** 2002. Erosion, isostatic response, and missing peneplains, *Geomorphology*, **45**, 225-241.
- Pinnet, P. ve Sourian, M.,** 1988. Continental erosion and large-scale relief, *Tectonics*, **7**, 563– 582.
- Piper, J.D.A., Tatar, O., Gürsoy, H.,** 1997. Deformational behaviour of continental lithosphere deduced from block rotations across the north Anatolian fault zone in Turkey, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **150**, 191–203.
- Pitman, W.C. ve Golovchenko, X.,** 1991. The effect of sea-level changes on the morphology of mountain belts, *Journ.Geophys.Res.*, **96B**, 6879– 6891
- Platzman, E.S., Platt, J.P., Tapırdamaz, M.C., Sanver, M., Rundle, C.C.,** 1994. Why are there no clockwise rotations along the north Anatolian fault zone?, *Journ.Geophys.Res.*, **99**, 21705–21715.

- Pucci, S.**, 2007. The Düzce segment of the North Anatolian Fault Zone (Turkey): Understanding its seismogenic behavior through earthquake geology, Tectonic Geomorphology and Paleoseismology, <http://hdl.handle.net/2122/2043>
- Pucci, S., De Martini, P.M. ve Pantosti, D.**, 2008. Preliminary slip rate estimates for the Düzce segment of the North Anatolian Fault Zone from offset geomorphic markers, *Geomorphology*, **97**, 538-554.
- Rahe, B., Ferril, D.A. ve Morris, A.P.**, 1998. Physical analog modeling of pull-apart basin Evolution, *Tectonophysics*, **285**, 21-40.
- Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, R.W. ve Toksoz, M.N.**, 1997. Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone, *Journ. Geophys. Res.*, **102**, 9983-9999.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Çakmak, R., Özener, H., Kadirov, F., Guliev, İ., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmirtrotsa, A., Filikov, S. Gomez, Ghazzi, R. ve Karam, G.**, 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions., *Journ. Geophys. Res.*, **111**, B05411, doi: 10.1039/2005JB004051.
- Robinson, A.G., Griffith, E.T., Gardiner, A.R., ve Home, A.K.**, 1997. Stratigraphic and structural development of the Eastern Pontides, Turkey. *Journal of the Geological Society of London*, **152**, 861-872.
- Rodgers, D.A.**, 1980. Analysis of pull-apart basin development produced by en-echelon strike-slip faults, eds: P.F. Balance and H.G. Reading, Sedimentation in oblique-slip mobile zones. *Int. Assoc. Sed. Spec. Publ.*, **4**, 27-41.
- Ron, H., Freund, R., Garfunkel, Z. ve Nur, A.**, 1984. Block rotation by strike slip faulting: Structural and paleomagnetic evidence, *Journ. Geophys. Res.*, **89**, 6256-6270.

- Ron, H., Beroza, G., ve Nur, A.,** 2000. A mechanical explanation for multiple-fault rupture in the Mojave, *Proceedings of the 3rd Conference on Tectonic problems of the San Andreas Fault System* September 6-8, 2000 Stanford University
- Ron, H., Beroza, G., ve Nur, A.,** 2001. Simple Model explains Complex Faulting, *Eos*, **82**, 126-129.
- Rotstein, Y.,** 1984. Counterclockwise rotation of the Anatolian block, *Tectonophysics*, **108**, 71–91.
- Ryan, W.B.F., Pitman III, W.C., Major, C.O., Shimkus, K., Moskalenko, V., Jones, J.A., Dimitrov, P., Görür, N., Sakıncı, M., Yüce, H.,** 1997. An abrupt drowning of the Black Sea shelf. *Mar. Geol.* **138**, 119-126.
- Saner, S.,** 1980. Batı Pontidler'in ve komşu havzaların oluşumlarının levha tektoniği kavramı ile açıklanması, *Kuzeybatı MTA Dergisi*, **93/94**, 1-19.
- Saner, S., Taner, İ., Aksoy, Z., Siyako, M. ve Bürkan, K. A.,** 1980. Safranbolu havzasının jeolojik yapısı ve Tersiyer paleocoğrafyası, *Türkiye 5. Petrol Kongresi*, TPAO, Ankara, s.111-122.
- Saner, S., Taner, İ., Aksoy, Z., Siyako, M., Bürkan, K. A.,** 1979. Karabük-Safranbolu bölgesinin Jeolojisi, TPAO Rap. No:1322.
- Saraç, N.,** 1995. Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Dokurcun (Adapazarı)-Taşkesti (Bolu) kesiminde deformasyon mekanizmasının incelenmesi. Yayınlanmamış *Yüksek Lisans Tezi*, Hacettepe Üniversitesi.
- Saraç, G.,** 2002. MTA Tabiat tarihi müzesi, Rapor no: 2002/2
- Sarıbudak, M., Sanver, M., Şengör, A. M. C. ve Görür, N.** 1990. Paleomagnetic evidence for substantial rotation of the Almacik flake within the North Anatolian Fault zone, NW Turkey, *Geophys. Journ. Int.*, **102**, 563-568.
- Schreurs, G.** (1994). Experiments on strike-slip faulting and block rotation, *Geology*, **22**, 567-570.
- Schumm, S.A.,** 1977. The fluvial system, John Wiley and Sons, NewYork. 157 sf.
- Schumm, S.A.,**1986. Alluvial river response to active tectonics, studies in geophysics, active tectonics. National Academy Press, Washington D.C.

- Schumm, S.A., Dumont, J.F., Holbrook, J.M.,** 2000. *Active tectonics and alluvial rivers*. Cambridge University Press. Cambridge.
- Seagall, P. ve Pollard, D.D.,** 1980. Mechanics of discontinuous faults, *Journ. Geophys. Res.*, **85**, 4337-43350.
- Seeber, L., Armbruster, J.G., Ozer, N., Ben-Zion, Y., Okaya, D., Peng, Z., Baris, S. ve Aktar, M.,** 2000. Seismogenic faulting at the juncture of the two M_w7+ 1999 ruptures of the North Anatolian transform in northwestern Turkey, *EOS, Trans. Am. geophys. Un.*, **81**, F836.
- Serdar, H. S. ve Demir, O.,** 1983. Bolu, Mengen, Devrek dolayının jeolojisi ve petrol Olanakları, TPAO Rap. No:1322 (yayımlanmamış).
- Seymen, İ.,** 1975. Kelkit Vadisi Kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun Tektonik Özelliği: *Doktora Tezi.*, İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, İstanbul.
- Sonder, L.J., England, P.C., Houseman, G.A.,** 1986. Continuum calculations of continental deformation in transcurrent environments, *Journ Geophys. Res.*, **91**, 4797–4810.
- Stein R.S, Barka A.A, Dieterich, J.H.** 1997. Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophys. J. Int.* **128**, 594–604
- Stirling, M.W.,** 1990. The Old Man Range and Garvie Mountains— tectonic geomorphology of the central Otago peneplain, New Zealand, *New Zealand Journ.Geol. and Geophys.* **33**, 233–243.
- Strahler, A.,** 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. Technical Rept. Columbia Univ. Newyork.
- Straub, C., Kahle, H.-G., Schindler, C.,** 1997. GPS and geologic estimates of the tectonic activity in the Marmara region, NW Anatolia. *Journ. Geophys. Res.* **102**, 27587– 27601.
- Sugai, T., Awata, Y., Toda, S., Emre, Ö., Doğan, A., Özalp, S., Haraguchi, T., Kinoshita, H., Takada, K. ve Yamaguchi, M.,** 2001. Paleoseismic investigation of the 1999 Duzce earthquake fault at Lake Efteni, North Anatolian fault system, Turkey. Annual Report on Active Fault and Paleoequake Researches, Geological Survey of Japan, October 2001, Report No: 1, 339-351
- Summerfield, M.,** 1991. Global Geomorphology. Longman, Edinburgh. 537 sf.

- Summerfield, M., ve Hulton, N.J.**, 1994. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins: *Journ. Geophys. Res.*, **99**, 871-883.
- Summerfield, M.**, 1999. *Geomorphology and global tectonics*. John Wiley and Sons. Newyork. 357 sf.
- Suzanne P., Lyberis N., Chorowicz J., Nurlu M., Yürür T., Kasapoğlu E.**, 1990. La geometrie de faille nord-Anatolienne `a partir d'images Landsat-MSS, *Bull. Soc. Geol. Fr. S´er.*, **86**, 589–99
- Şaroğlu F., Emre, Ö., Kusçu, İ.**, 1992. *Türkiye Diri Fay Haritası*. Ölçek 1:2,000,000, , MTA, Ankara.
- Şaroğlu, F.**, 1988. Age and offset of the North Anatolian Fault: *METU Journal of Applied Sciences*, **21**, 65-79.
- Şaroğlu F., Emre Ö , Boray A.**, 1987. Türkiye'nin Diri Faylari ve Depremsellikleri, MTA Rapor no:8174. Ankara
- Şaroğlu, F., ve Yılmaz, Y.**, 1991. Geology of the Karlıova region; intersection of the North Anatolian and East Anatolian Transform Faults, *Bulletin of the Technical University of İstanbul, Special Issue on tectonics*, **44**, 475-493.
- Şenel M**, ed. 2002. 1:500,000 ölçekli.Türkiye Jeoloji Haritası, MTA, Ankara
- Şengör, A. M. C.**, 1979, The North Anatolian Transform Fault: its age, offset and tectonic significance, *Jl of Geol. Soc. of London*, **136**, 269-282.
- Şengör, A.M.C., ve Kidd, W.S.F.**, 1979. Post-collisional tectonics of the Turkish – Iranian plateau and comparison with Tibet, *Tectonophysics*, **55**, 361-376.
- 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 *Strike-slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication **37** (in honor of J.C. Crowell), s. 227-264 Eds. Kevin, T. Biddle ve Christie-Blick, N., Tulsa.
- Şengör, A.M.C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakınç, M., Eyidoğan, H., Görür, N., Le**

- Pichon, X. ve Rangin, C.**, 2005. The North Anatolian Fault: A new look, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **33**, 1-75.
- Şengör, A.M.C.**, 1980. Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları. Türkiye Jeoloji Kurumu Konferans Serisi 2.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y.**, 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach, *Tectonophysics*, **75**:181-241.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz Y., Ketin, I.**, 1982. Remnants of a pre-late Jurassic ocean in northern Turkey: fragments of Permo-Triassic Paleo- Tethys? Reply. *Geol. Soc. Am. Bull.* **93**,932– 36
- Şentürk, K. ve Karaköse, C.**, 1979. Orta Sakarya dolayının temel jeolojisi, MTA Rap. No:6642 (yayımlanmamış).
- Şimşek, O.**, 1994. Düzce ovası killerinin konsolidasyon özellikleri ve jeolojik evriminin incelenmesi, *Doktora Tezi*, İ.Ü Fen. Bil. Enst., İstanbul.
- Tapırdamaz, C.M., Yaltırak, C.**, 1997. Trakya'da genç volkanik kayaçlar üzerinde yapılan paleomanyetik çalışma sonuçları, *Jeofizik*, **9-10**, 213-218.
- Taşman, C.E.**, 1944. Gerede-Bolu depremi, *MTA Dergisi*, **11**, 134-137.
- Tatar, V.**, 1975. Tectonic structures along the North Anatolian Fault Zone, northeast of Refahiye (Erzincan), In *Recent Crustal Movements, Developments in Geotectonics*, ed.N Pavoni, R Green, pp. 401–9. Ams Amsterdam, Elsevier, *Tectonophysics*, **29**, 401–409.
- Tatar, O., Piper, J.D.A., Park, R.G., Gürsoy, H.**, 1995. Paleomagnetic study of block rotations in the Niksar overlap region of the north Anatolian fault zone, central Turkey, *Tectonophysics*, **244**, 251–266.
- Tatar, O., Piper, J.D.A., Gürsoy, H., Temiz, H.**, 1996. Regional significance of Neotectonic counterclockwise rotation in central Turkey, *International Geology Review*, **38**, 692-700.
- Tatar, V., Ponat, E., Işıkara, A.M.**,1998. Armutlu Yarımadası ve Almacık Dağı'ndaki volkanik kayaların paleomanyetizması, *Jeofizik*, **9,10**, 219-228.
- Tatar, O., Gürsoy, H., Piper, J.D.A.**, 2001. Differential neotectonic rotations in Anatolia and Tauride arc: palaeomagnetic investigations of the Erenlerdağ complex and Isparta volcanic district, south-central Turkey, EUG XI, Symposium LS03 *Integrated Tectonic Studies of the Evolution*

- of the Tethyan Orogenic Belt in the Eastern Mediterranean Region*, April, Strasbourg, France, 322.
- Taymaz, Tuncay, Jackson, J.A. ve McKenzie, D.**, 1991. Active Tectonics of the North and Central Aegean Sea, *Geophys. Journ. I Int.-Oxford*, **106**, 433-490.
- Tikoff, B., Teyssier, C.**, 1992. Crustal-scale, en echelon 'P-shear' tensional bridges: a possible solution to the batholithic room problem, *Geology*, **20**, 927-930.
- Tokay, M.**, 1954-1955. Filyos Çayı Ağızı-Amasra-Bartın-Kozcağız-Çaycuma bölgesinin jeolojisi, *MTA Dergisi*, **46-47**, 58-74.
- Tokay, M.**, 1973. Kuzey Anadolu Fay Zonunun Gerede ile Ilgaz arasındaki kısmında jeolojik gözlemler: *Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı Sempozyumu*, MTA, Ankara, 29-30- 31 Mart, 1972, s. 12-29.
- Toprak, V.**, 1988. Neotectonic characteristics of the North Anatolian Fault Zone between Koyulhisar and Suşehri (NE Turkey), *METU J. Pure Appl. Sci.*, **21**, 155-66.
- Tunalı, E.**, 1974. Çatak-Soğukçam (Bolu ili) alanının jeoloji incelemesi, *Yüksek Lisans Tezi*, İstanbul Üniv. (yayımlanmamış).
- Türkecan, A., Dinçel, A., Hepşen, N., Papak, İ., Akbaş, B., Sevin, M., Özgür, İ. B., Bedi, Y., Mutlu, G., Sevin, D., Ünay, E., Saraç, G. ve Karataş, S.**, 1991. Bolu-Çankırı (Koroğlu Dağları) arasındaki Neojen yaşlı volkanitlerin stratigrafisi ve petrolojisi, *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, **6**, 85-103.
- Tüysüz O.** 1985. Kargı Masifi ve Dolayındaki Tektonik Birliklerin Ayırıcı ve Araştırılması (Petrolojik İnceleme), TK TUBİTAK 521 Proje Raporu.
- Tüysüz, O., Barka, A., Yiğitbaş, E.**, 1998. Geology of the Saros Graben: its implications on the evolution of the North Anatolian Fault in the Ganos-Saros region, NW Turkey, *Tectonophysics*, **293**, 105- 126.
- Tüysüz, O., Aksay, A., Yiğitbaş, E.**, 2004. *Batı Karadeniz bölgesi litostratigrafik birimleri*. Stratigrafi Komitesi, Litostratigrafik Birimleri Serisi-1, MTA. Gen. Müd., Ankara.

- Twidale, C.R., 1976.** Analysis of Landforms. John Wiley and Sons. Sydney. 632 sf.
- Ulusoy, Ü., 2004.** ESR dation of North Anatolian (Turkey) and Nojima (Japan) faults, *Quat. Sci. Rew.*, **23**, 161-174.
- Ustaömer, P. A. ve Kipman, E., 1998.** Alt Ordovisiyen öncesi yaşlı yay magmatizmasına kuzey Türkiye'den bir örnek: Çaçurtepe formasyonunun jeokimyasal incelenmesi (Bolu, B. Pontidler), *MTA Dergisi*, **120**, 61-77.
- Ustaömer, P.A., 1996.** Bolu-Yedigöller granitik kayaçlarının petrojenezi ve Metalojenezi, *Doktora Tezi*, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Ustaömer, P.A., Robertson, A.H.F., 1993.** Late Paleozoic-Early Mesozoic marginal basins along the active southern continental margin of Eurasia: evidence from the Central Pontides (Turkey) and adjacent regions, *Geol.J.*, **28** , 219-238.
- Ustaömer P.A., Mundil, R., Renne, P.R. ve Whitney, D.L., 2003.** Time constraints on the tectono-magmatic evolution of the western Pontides (N Turkey): New U/Pb zircon ages, European Geophysical Society, *Geophysical Research Abstracts*, **5**, 11717.
- Ünay, E., Emre, Ö ., Erkal, T., Keçer, M., 2001.** The rodent fauna from the Adapazarı pull-apart basin (NW Anatolia): its bearings on the age of the North Anatolian Fault, *Geodin.Acta*, **14**, 169-175.
- Van der Voo, R., 1968.** Paleomagnetism and the Alpine tectonics of Eurasia, Part 4, Jurassic, Cretaceous and Eocene pole positions from NE Turkey, *Tectonophysics*, **6**, 251-269.
- Wakabayashi, J., Hengesh, J.V., Sawyer, T.L., 2004.** Four-dimensional transform fault processes: progressive evolution of step-overs and bends, *Tectonophysics*, **392**, 279-301.
- Westaway, R., 2003.** Kinematics of the Middle East and Eastern Mediterranean updated. *Turk., J. Eart. Sci.*, **12**, 5– 46.
- Wilson, J.P. ve Gallant, J.C., 2000.** Terrain Analysis, Principles and Applications,

Wiley, Newyork.

Wright, T., Fielding, E., Parsons, B., 2001. Triggerred slip: observations of the 17 August 1999 İzmit (Turkey) earthquake using radar interferometry, *Geophys.I Res. Lett.*, **28**, 1079-1082.

www. spss. com.tr

Yalçınlar, İ., 1952. Les vertebres fosiles neogenes de la Turquie. Bull. Museum. t. XXIV. No. 4. Paris.

Yaltırak, C., 2002. Tectonic evolution of the Marmara Sea and its surroundings, *Marine Geology*, **190**, 493-529.

Yazman, M. ve Çokuğraş, R., 1983 Adapazarı-Kandıra-Düzce-Akçakoca yerleşim merkezleriyle sınırlı alanın jeolojisi ve hidrokarbon olanakları, TPAO Rap. No: 1747 (yayımlanmamış).

Yergök, A. F., Akman, Ü., Tekin, F., Karabalık, N. N., Arbas, A., Akat, U., Armağan, F. ve Karakullukçu, H., 1987, Batı Karadeniz Bölgesinin Jeolojisi I., MTA Rap. No:8273.

Yıldırım C., Dor, O., Rockwell, T.K., Emre, O., Ben-Zion, Y., Sisk, M., Duman, T.Y., 2005. Geomorphic Signals for Preferred Propagation Direction of Earthquake Ruptures on the North Anatolian Fault System, Turkey, *EOS Trans. Amer. Geophys. Union*, 86(52), Fall Meet. Suppl., Abstract S31B-08, 2005.

Yılmaz, Y., 1977. Bilecik-Söğüt dolayındaki "eski temel karmaşığı" nın petrojenik evrimi, *Doçentlik Tezi*, İstanbul Üniversitesi (yayımlanmamış).

Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Gözübol, A. M. ve Yiğitbaş, E., 1981. Abant (Bolu)-Dokurcun (Sakarya) arasındaki Kuzey Anadolu Fay Zonunun kuzey ve güneyinde kalan tektonik birliklerin jeolojik evrimi, *İstanbul Yerbilimleri*, **2/3-4**, 239-261.

Yılmaz, Y., Gözübol, A. M., Tüysüz, O.,1982. Geology of an area in and around the Northern Anatolian Transform Fault Zone between Bolu and Akyazı- in: A.M. Işıkara& A. Vogel (eds.): Multidisciplinary approach to Earthquake Prediction. 45-65, F. Vieweg & Sohn Verl., Braunschweig Wiesbaden.

- Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Genç, Ş. C., Bozcu, M., Yılmaz, K., Şeker, H., Yiğitbaş, E. ve Keskin, M.,** 1990. Armutlu Yarımadası ve Dolayının Jeolojisi, İTÜ YBYK UYG-AR Merkezi-TPAO Raporu (yayımlanmamış).
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Yiğitbaş, E., Bozcu, M., Yılmaz, K.,** 1995. Geological evolution of the late Mesozoic continental margin of the Northwestern Anatolia, *Tectonophysics*, **243**, 155-171.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C., ve Şengör A.M.C.,** 1997. Geology and tectonic evolution of the Pontides. In: A.G. Robinson (Ed). *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir ,**68**, 183-226.
- Yılmaz, Y.,** 2007. Morphotectonic development of the southern Black Sea region and the Bosphorus channel., 537-571. The Black Sea Flood Question. Ed. Valentina Y.-Hombach, Allan S. Gilbert, Nicolea Panin, Pavel M. Dolukhanow. Springer. Dordrecht.
- Yiğitbaş, E., Elmas, A., Yılmaz, Y.,** 1999. Pre-Cenozoic tectono-stratigraphic components of the Western Pontides and their geological evolution, *Geological Journal*, **34**, 55-74.
- Yiğitbaş, E., Elmas, A., Özer, N.,** 2004. Major neotectonic features of eastern Marmara Region, Turkey: development of the Adapazarı-Karasu corridor and its tectonic significance, *Geological Journal*, **39**: 179-198.
- Zor, E., Sandval, E., Gürbüz, E., Seber, D., Barazang, M.,** 2002. The crustal structure beneath Eastern Turkey from receiver function. International Workshop on the *Tectonics of Eastern Turkey and Northern Arabian Plate* (23-25 September 2002, Erzurum). Boğaziçi Üniversitesi, Cornell Üniversitesi, Erzurum Atatürk Üniversitesi. Özet Kitapçığı s.33.

EKLER

EK-1. Almacık Bloku ve Yakın Çevresinin Jeoloji Haritası

EK-2. Almacık Bloku ve Yakın Çevresinin Jeomorfoloji Haritası

Ek-3. Almacık Bloku ve Yakın Çevresinin Diri Fay Haritası



ÖZGEÇMİŞ
Cengiz YILDIRIM

Kişisel Bilgiler

Adı: Cengiz

Soyadı: YILDIRIM

Doğum yeri ve tarihi: Bursa, 15.09.1975

Yabancı Dil: İngilizce, ÜDS=75

Tel: +90 312 287 34 30 dahili:1404 Faks: +90 312 285 42 71 E-mail: cengizyildirim@mta.gov.tr

URL address: <http://www.mta.gov.tr/mta/jeoloji/jeoloji.html>

Eğitim

Yıl	Diploma	Üniversite
1998	Coğrafya	İstanbul Üniversitesi
2002	Yüksek Lisans, Fiziki Coğrafya	İstanbul Üniversitesi
2002-Halen	Doktora, Yer Sistemi Bilimi	İstanbul Teknik Üniversitesi

Akademik Geçmiş

Süre	Kurum	Görev
	MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Yer Dinamikleri Araştırma ve Değerlendirme Koordinatörlüğü, Aktif	Jeomorfolog
2002-halen	Tektonik ve Paleosismolojik Araştırmalar Birimi	
1999-2002	İstanbul Üniversitesi , Coğrafya Bölümü	Araştırma Görevlisi

Ana İlgil Alanları

- Aktif Tektonik, Paleosismoloji,
- Kuvaterner Jeolojisi, Aluviyal Havzalar
- Tektonik Jeomorfoloji, Fluviyal Jeomorfoloji
- Yüzey Kırığı İlerlemesi
- Yerey (Terrain) Analizleri, Jeomorfometri
- Coğrafi Bilgi Sistemleri ve Uzaktan Algılama

Devam Eden Projeleri

1. Türkiye Diri Fay Haritasının Revizyonu ve Veri Tabanı Oluşturulması.MTA Projesi, 2006-2010
(Aktif Tektonist, Jeomorfolog, CBS ve Veri Tabanı Sorumlusu, Kartografik Tasarımcı)
2. Sinop Nükleer Teknoloji Merkezi için Yerbilimleri Araştırmaları, TAEK&MTA projesi , 2006-2008
(Aktif Tektonist, Jeomorfolog, CBS ve Veritabanı Sorumlusu, Kuvaterner Jeolojisi & Jeomorfolojisi Sorumlusu, Aktif Tektonik ve Paleosismoloji Sorumlu Yardımcısı)
3. Kuzey Anadolu Fayı'nın Orta ve Doğu Kesiminin Paleosismolojisi MTA & GSJ, 2007-2010
(Aktif Tektonist, Jeomorfolog, CBS ve Veritabanı Sorumlusu)
4. Kuzey Batı Anadolu'nun Kabuk Yapısının Jeofizik Yöntemlerle Araştırılması TUBITAK Projesi 2006-2010
(Aktif Tektonist, Jeomorfolog)
5. Vertical Uplift of Anatolian Plateau; TUBITAK (Turkish National Science Foundation) & ESF (European Science Foundation) Projesi. 2008-2011
(Aktif Tektonist, Jeomorfolog)

Kullandığı Programlar

- CBS yazılımları:, Arcview 3.2, ArcGIS 9.0 (Spatial and 3D Analyst)
- UA Yazılımları:, Erdas 8.5, Er Mapper 6.4
- Mekansal Analiz Yazılımları: RiverTools 3.1 , Surfer, 8.0, RockWorks 6.0
- Grafik Yazılımları: CorelDraw 12, Photoshop 7.0
- Leica Total Station

Yayınlar

A- Uluslararası Yayınlar

- 1- Dor, O., **Yildirim, C.**, Rockwell, T, K., Ben-Zion, Y., Emre, O., Sisk, M., Duman, T.Y. **2008.** Geologic and geomorphologic asymmetry across the rupture zones of the 1943 and 1944 earthquakes on the North Anatolian Fault: possible signals for preferred earthquake propagation direction. *Geophysical Journal International* - GJI-07-0253. doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03709.x
- 2- Kondo, H., Awata, Y., Emre, Ö., Doğan, A., Özalp, S., Tokay, F., **Yildirim, C.**, Yoshioka, T. and Okumura, K., **2005**, Slip distribution, fault geometry and fault segmentation of the 1944 Bolu-Gerede Earthquake rupture, North Anatolian Fault, Turkey. *Bulletin of Seismological Society of America*, 95, 4, 1234-1249, doi: 10.1785/0120040194.

B- Uluslararası Bildiriler

- 1- Emre, O., **Yildirim, C.**, Dogan, A., Saroglu, F. 2007. Active fault geometry and kinematics of NW Anatolia, new insights from revision of active fault map of Turkey . IUGG-. Non-instrumental seismometry - Quantification of past and future earthquakes: balancing the geological, historical and contemporary strain records JSS004 Perugia, Italy (Sözlü olarak tarafımdan sunulmuştur)
- 2- **Yildirim, C.**, Dor, O., Rockwell, T., Emre, O., Ben-Zion, Y., Sisk, M., Duman, T.Y., **2006** Geomorphic manifestations of the damage asymmetry induced by rupture propagation direction along the 1943 and 1944 rupture Zones of the NAFZ. International workshop in comparative of the North Anatolian Fault and the San Andreas Fault. August 14-18. Istanbul. 2006.
- 3- Emre Ö., Doğan, A., Şaroğlu, F., **Yildirim, C.** & Özaksoy, V., **2006**, Revised active fault map of Northwest Anatolia: Fault geometry and kinematics surrounding Sea of Marmara. International Workshop on Comparative studies of the North Anatolian Fault (Northwest Turkey) and the San Andreas Fault (Southern California), 14-18 August 2006, İstanbul Technical University, Abstracts, p. 52, İstanbul, Turkey.
- 4- Ozaksoy, V., Emre, Ö., Doğan, A., **Yildirim, C.**, Özalp, S. and Tokay, F., **2006**, Late Holocene uplift of the Hersek Ridge on the restraining bend of NAFS. International Workshop on Comparative studies of the North Anatolian Fault (Northwest Turkey) and the San Andreas Fault (Southern California), 14-18 August 2006, İstanbul Technical University, Abstracts, p. 77, İstanbul, Turkey.
- 5- Dor, O, C. **Yildirim, T.** Rockwell, O. Emre, Y. Ben-Zion, M. Sisk and T. Duman, **2005** Asymmetric structural properties across the 1943 rupture zone of the North Anatolian Fault: a possible indication for a preferred rupture direction, EOS Trans. Amer. Geophys. Union, 86(52), Fall Meet. Suppl., Abstract S31B-07, 2005 (talk).
- 6- **Yildirim C.**, O. Dor, T. Rockwell, O. Emre, Y. Ben-Zion, M. Sisk and T. Duman, **2005** Geomorphic Signals for Preferred Propagation Direction of Earthquake Ruptures on the North Anatolian Fault System, Turkey, EOS Trans. Amer. Geophys. Union, 86(52), Fall Meet. Suppl., Abstract S31B-08, 2005 (talk).
- 7- Doğan , A., Emre, Ö. and **Yildirim, C.**, **2005**, Uluabat Fault: An Example of Transpressive Strike Slip Fault in NW Anatolia. Abstracts, International Symposium on the Geodynamics of Eastern Mediterranean Active Tectonics of the Aegean. 15-18 June 2005.
- 8- **Yildirim, C.**, Emre Ö. and Doğan, A., **2005**, Bursa-Uludağ Faults and Uplift of the Uludağ Massif. Abstracts, International Symposium on the Geodynamics of Eastern Mediterranean Active Tectonics of the Aegean. 15-18 June 2005.

- 9- Dogan, A., Emre, O., **Yildirim, C.** and Saroglu, F., **2005** Active Fault Pattern and Kinematics in the Northwest Anatolia: From Strike Slip Deformation to Extensional Tectonic Regime., American Geophysical Union (AGU) 2005 Fall Meeting, 5-9 December 2005 .Eos Trans. AGU, 86(52), Fall Meet. Suppl., Abstract "T51C-1355" San Francisco, California, USA.
- 10- Ozaksoy, V., Emre, Ö., Doğan, A., **Yildirim, C.**, Özalp, S. and Tokay, F., **2005**, Paleoseismic evidence for Holocene uplift of Hersek restraining bend on the 1999 İzmit rupture, Sea of Marmara, Turkey. Hokudan 2005 International Symposium on Active Faulting, 17-24 January 2005, Poster no: 20216, Hokudan, Japan.
- 11- Emre, Ö., Doğan, A., **Yildirim, C.** and Saroğlu, F., **2005**, Active Fault Pattern and Bend Kinematics in NW Anatolia. Abstracts, International Symposium on the Geodynamics of Eastern Mediterranean Active Tectonics of the Aegean. 15-18 June 2005.
- 12- Yıldırım, C., Emre Ö. and Doğan, A., 2005, Bursa ve Uludağ Fayları ile Uludağ Masifinin Neotektonik Yükselimi. Eskişehir Fay Zonu ve İlişkili Sistemlerin Depremselliği Çalıştayı. 28-30 Nisan 2005. Eskişehir. Bildiri Kitapçığı. Sf. 8
- 13- Doğan, A., Emre, Ö., Yıldırım, C., 2005. Uluabat Fayı: Kuzeybatı Anadolu'nun Güncel Kinematiğinde Sıkışmalı Bir Doğrultu Atımlı Fay Örneği. Eskişehir Fay Zonu ve İlişkili Sistemlerin Depremselliği Çalıştayı. 28-30 Nisan 2005. Eskişehir. Bildiri Kitapçığı. Sf.6
- 14- Emre, Ö., Doğan, A., Yıldırım, C., Şaroğlu, F. 2005. Kuzeybatı Anadolu'nun Diri Fayları ve Deprem Potansiyeli. Eskişehir Fay Zonu ve İlişkili Sistemlerin Depremselliği Çalıştayı. 28-30 Nisan 2005. Eskişehir. Bildiri Kitapçığı. Sf. 3
- 15- **Yildirim, C.**, Emre. Ö. **2004-**. Drainage Evolution Along the North Anatolian Fault Zone, Eastern Marmara- Turkey (Sözlü Bildiri). Geological Society of America. Abstracts with programs. Vol. 36. No.5, p. 51.(Talk)
- 16- **Yildirim, C. 2004..** Geomorphological Indicators for Backtilting Along the Middle Strand of the North Anatolian Fault Zone in the Southeastern Marmara Region, NW Turkey (poster). Geophysical Research Abstracts, V 01. 6, 00439, European Geosciences Union. 25-30 April 2004,
- 17- Doğan, A., Kondo, H., Emre, Ö., Awata, Y., Özalp, S. and **Yildirim, C.**, **2003**, Triggered Surface Slip on the İsmetpaşa Segment Of 1944 Bolu-Gerede Surface Rupture by the 1999 İzmit Earthquake, North Anatolian Fault System. International Workshop on the North Anatolian, East Anatolian and Dead Sea Fault Systems, Recent Progress in tectonics and Paleoseismology and Field Training Course in Paleoseismology, 31 August-12 September 2003, Middle East Technical University, p.65, Poster No: T1-5, Ankara, Turkey.
- 18- Emre, Ö., Doğan, A., Özaksoy, V., Özalp, S., **Yildirim C.**, Tokay, F., Seeber, L., Cormier, M.-H., Kuşçu, İ., Polania, A., Matsuoka, H. and Awata, Y., **2003**, The Restraining Hersek Bend: Is it a barrier to rupture propagation for the 1999 İzmit earthquake? International Workshop on the North Anatolian, East Anatolian and Dead Sea Fault Systems, Recent

- Progress in tectonics and Paleoseismology and Field Training Course in Paleoseismology, 31 August-12 September 2003, Middle East Technical University, p. 13, Poster No: T4-50, Ankara, Turkey
- 19- Doğan, A., Emre, Ö., Kazancı, N., Keçer M., Özalp, S. and **Yildirim, C., 2003**, The River Sakarya at Adapazarı Plain as an Example of Fluvial Response to Tectonism of Holocene, eastern Marmara, Turkey. International Workshop on the North Anatolian, East Anatolian and Dead Sea Fault Systems, Recent Progress in tectonics and Paleoseismology and Field Training Course in Paleoseismology, 31 August-12 September 2003, Middle East Technical University, p.64, Poster No: T4-21, Ankara, Turkey
- 20- Emre, Ö., Dogan, A., Özaksoy, V., Özalp.S., **Yildirim,C.**, Tokay, F., Kuşcu, İ., Seeber, L., Comier, M.H., Okamura, M., Matsuoka, H., **2003**. The Restraining Hersek Bend; Is it a Barrier to Rupture Propagation for the 1999 Izmit Earthquake? International Workshop on the North Anatolian, East Anatolian and Dead Sea Fault Systems. ODTÜ, Ankara
- 21- Kondo, H., Awata, Y., Emre, Ö., Doğan, A., Özalp, S., Tokay, F. and **Yildirim, C., 2003**, Re-evaluation of the 1944 Bolu-Gerede Earthquake Rupture-Fault Geometry, Slip Distribution and Cumulative Slip. International Workshop on the North Anatolian, East Anatolian and Dead Sea Fault Systems, Recent Progress in tectonics and Paleoseismology and Field Training Course in Paleoseismology, 31 August-12 September 2003, Middle East Technical University, Abstracts, p. 78, Ankara, Turkey.
- 22- Okumura, K., Kondo, H., Rockwell, T.K, Awata, Y. Duman, T., Tokay, F., **Yildirim, C.**, Ozaksoy, V. **2003**. Refined Slip History of the North Anatolian Fault at Gerede Ardıçlı site on the 1944 rupture. American Geophysical Union (AGU) 2003 Fall Meeting, 07-11 December 2003, EOS Transactions, Poster No: S 12B-O384, San Francisco, California, USA.
- 23- Emre, Ö., Sugai, T., Doğan, A., Özalp, S., Okuno, M., **Yildirim, C.** and Masaaki, Y., **2002**, Paleoseismological Findings on the Penultimate Faulting of the Arifiye Segment; 1999 Izmit Earthquake, North Anatolian Fault, Turkey. American Geophysical Union (AGU) 2002 Fall Meeting, 06-10 December 2002, EOS Transactions, 83 (47), p. F1015, Poster No: S71B-1090, San Francisco, California, USA
- 24- Doğan, A., Kondo, H., Emre, Ö., Awata, Y., Özalp, S., Tokay, F. and **Yildirim, C., 2002**, Stable creeping and distant triggered slips by the 1999 Izmit Earthquake along the Ismetpasa section, North Anatolian Fault Zone, Turkey. American Geophysical Union (AGU) 2002 Fall Meeting, 06-10 December 2002, EOS Transactions, 83 (47), p. F1046-1047, Poster No: S IIB-1156, San Francisco, California, USA.

C- Ulusal Bildiriler

- 1- Emre.O, Kondo, H., **Yildirim, C.**, Ozaksoy, V., **2006**. 1943 Tosya Depreminin Yüzey Kırığı. 59. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, p:76. Ankara

- 2- Emre, Ö., Doğan, A., **Yildirim, C.** ve Şaroğlu, F., **2005**, Kuzeybatı Anadolu'nun Diri Fayları ve Deprem Potansiyelleri. Eskişehir Fay Zonu ve İlişkili Sistemlerin Depremselliği Çalıştayı, Osmangazi Üniversitesi, 28-30 Nisan 2005, Eskişehir
- 3- Doğan, A., Emre, Ö. ve **Yildirim, C.**, **2005**, Uluabat Fayı : Kuzeybatı Anadolu'nun Güncel Kinematiğinde Sıkışmalı Bir Doğrultu Atımlı Fay Örneği. Eskişehir Fay Zonu ve İlişkili Sistemlerin Depremselliği Çalıştayı, Osmangazi Üniversitesi, 28-30 Nisan 2005, Eskişehir.
- 4- **Yildirim, C.**, Emre, Ö. ve Doğan, A., **2005**, Bursa ve Uludağ Fayları İle Uludağ Masifinin Neotektonik Dönem Yükselimi. Eskişehir Fay Zonu ve İlişkili Sistemlerin Depremselliği Çalıştayı, Osmangazi Üniversitesi, 28-30 Nisan 2005, Eskişehir.
- 5- Şaroğlu, F., Emre, Ö., Doğan, A., ve **Yildirim, C.**, **2005**, Eskişehir Fay Zonu ve Deprem Potansiyeli. Eskişehir Fay Zonu ve İlişkili Sistemlerin Depremselliği Çalıştayı, Osmangazi Üniversitesi, 28-30 Nisan 2005, Eskişehir.
- 6- Doğan, A., Kondo, H., Emre, Ö., Awata, Y., Özalp, S., Tokay, F. ve **Yildirim, C.**, **2002**, Kuzey Anadolu Fayı'nın İsmetpaşa Kesiminde Krip ve 1999 İzmit Depreminin Tetiklediği Hareketler. Aktif Tektonik Araştırma Grubu Altıncı Toplantısı (ATAG-6), 21-22 Kasım 2002, Bildiri Özleri, 76-77, Ankara.

D- Diğer Yayınlar

- 1- Emre, Ö., Doğan, A., Özalp, S. ve Yildirim, C., 2005, İzmir yakın çevresinin diri fayları ve 17 Ekim 2005 Sığacık depremleri. Cumhuriyet Bilim-Teknik, 29 Ekim 2005, No: 971, 8-9, İstanbul.
- 2- Leroy, S., Stewart, I., Costa, P., Kazancı, N., Emre, Ö., Onceli S., İleri, Ö. İnce, M., **Yildirim, C.**, Dogan, A. ve Bowman, D., **2003**, Byzantine seismic catastrophe from multidisciplinary analyses of Lake Ulubat sediments (Turkey). Ulubat Project 220-2004, Mid-trem Report for the NATO,
- 3- Kondo, H., Awata, Y., Emre, O., Dogan, A., Özalp, S., Tokay, F., **Yildirim, C.**, Okumura, K. and Yoshioka, T., **2003**, Fault geometry and slip-distribution along the 1944 Bolu-Gerede surface rupture, North Anatolian fault system, Turkey. Annual Report on Active Fault and Paleoearthquake Researches, Geological Survey of Japan - Active Fault Research Center, Report No: 3, 211-223.

E- MTA Raporları

- 1- **Yildirim, C.**, Kurçer, A. 2007. 26.08.2007. Karlıova (Mw. 5.1.) Depremi'nin değerlendirilmesi http://www.mta.gov.tr/deprem/26_Agustos_Karliova_Depremi.pdf
- 2- Özalp, S., **Yildirim, C.**, Kürçer, A. and Emre, Ö., **2007**, 9 Şubat 2007 Gözeli-Sivrice (Elazığ Depreminin değerlendirilmesi

- 3- Doğan, A., Emre, Ö., **Yildirim, C.** ve Özalp, S., **2007**. 21 Ocak 2007 Tutak (Ağrı) Değremi Öndeğerlendirme Raporu, MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi, Rapor No: 10895, 15s., Ankara
- 4- Emre, Ö., Özalp, S., Tüysüz, O., Ilgar, A., **Yildirim, C.**, Nefeslioğlu, H.A., Yanmaz, M.N., Yurtsever, T.Ş., Özaksoy, V., Öcal, F., İslamoğlu, Y., Doğan, A., Duman, T.Y., Demircioğlu, R., Karakuş, E., Kaya, S., Esatoğlu, A.H., Elmacı, H. and Öztan, N.S., **2006**, Preliminary Report (1) on Geological and Active Fault investigations for Sinop Nuclear Research Center. Türkiye Atom Enerjisi Kurumu (TAEK) için hazırlanmıştır, MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi, Rapor No: 10888, 160s., Ankara, (İngilizce).
- 5- Emre, Ö., Özalp, S., Doğan, A., Özaksoy, V., **Yildirim, C.** ve Göktaş, F., **2005**. İzmir yakın çevresinin diri fayları ve deprem potansiyelleri. MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi, Rapor No: 10754, 80s., Ankara.
- 6- Emre, Ö., Doğan, A., Özalp, S. ve **Yildirim, C.**, **2005**. 17 Ekim 2005 Sığacık (İzmir) depremleri ön değerlendirme raporu. MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi, Rapor No: 10756, 6s., Ankara.
- 7- Doğan, A., **Yildirim, C.**, Nefeslioğlu, A.H. ve Emre, Ö., **2004**, 25 Mart ve 28 Mart 2004 Aşkaile (ERZURUM) Depremleri Değerlendirme Raporu. MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, MTA Rapor No: 10645 42s., Ankara.

Üyesi Olduğu Kurumlar

- Geological Society of America (GSA)
- American Geophysical Union (AGU)
- European Geosciences Union (EGU)
- Aktif Tektonik Araştırma Grubu (ATAG)
- Türkiye Kuvaterner Araştırma Grubu (TURQUA)