

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ AVRASYA YER BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**KUZEY ANADOLU FAYI'NIN ILGAZ (ÇANKIRI) – KARLIOVA (BİNGÖL)
ARASINDA KALAN KESİMİNİN MORFOKRONOLOJİ TABANLI SON
BEŞBİN YILLIK KAYMA HIZI TARİHÇESİ VE DEPREMSELLİĞİ**

DOKTORA TEZİ

Cengiz ZABCI

Katı Yer Bilimleri Anabilim Dalı

Yer Sistemi Bilimi Programı

EYLÜL 2012

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ AVRASYA YER BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**KUZEY ANADOLU FAYI'NIN ILGAZ (ÇANKIRI) – KARLIOVA (BİNGÖL)
ARASINDA KALAN KESİMİNİN MORFOKRONOLOJİ TABANLI SON
BEŞBİN YILLIK KAYMA HIZI TARİHÇESİ VE DEPREMSELLİĞİ**

DOKTORA TEZİ

**Cengiz ZABCI
(601052002)**

Katı Yer Bilimleri Anabilim Dalı

Yer Sistemi Bilimi Programı

Tez Danışmanı: Prof. Dr. H. Serdar AKYÜZ

EYLÜL 2012

İTÜ, Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü'nün 601052002 numaralı Doktora Öğrencisi **Cengiz ZABCI**, ilgili yönetmeliklerin belirlediği gerekli tüm şartları yerine getirdikten sonra hazırladığı “**Kuzey Anadolu Fayı'nın Ilgaz (Çankırı) – Karhova (Bingöl) Arasında Kalan Kesiminin Morfokronoloji Tabanlı Son Beşbin Yıllık Kayma Hızı Tarihçesi Ve Depremselliği**” başlıklı tezini aşağıda imzaları olan jüri önünde başarı ile sunmuştur.

Tez Danışmanı : **Prof. Dr. H. Serdar AKYÜZ**

İstanbul Teknik Üniversitesi

Jüri Üyeleri : **Prof. Dr. Erhan ALTUNEL**

Eskişehir Osmangazi Üniversitesi

Prof. Dr. Erdin BOZKURT

Orta Doğu Teknik Üniversitesi

Prof. Dr. Okan TÜYSÜZ

İstanbul Teknik Üniversitesi

Doç. Dr. Ziyadin ÇAKIR

İstanbul Teknik Üniversitesi

Teslim Tarihi : **01 Haziran 2012**

Savunma Tarihi : **21 Eylül 2012**

ÖNSÖZ

Çoğu bilimsel çalışmada olduğu gibi bu tezde işbirliği, yardımlaşma ve yönlendirmeler olmaksızın gerçekleşmezdi. Her şeyden önce, bu uzun tez süresi boyunca bana sınırsız çalışma özgürlüğü tanıyan, en gerekli durumlarda ayaklarımın yere basmasını sağlayan ve ilk tanıştığımız lisans yıllarımdan itibaren bana duyduğu güveni asla eksik etmeyen danışmanım Prof.Dr. H. Serdar Akyüz'e sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Bu uzun dönem, zorlu arazi koşullarının neredeyse tamamında yanımda olan dostum Arş.Gör. Taylan Sançar olmadan asla bitmezdi. Birlikte arşınladığımız her yolun ilerleyen yıllarda katlanarak artacağını bilmek, benim için büyük mutluluk kaynağıdır.

Prof.Dr. Boris A. Natalin, sadece bu tez süresince değil jeoloji ile ilk tanışmaya başladığım yıllardan itibaren büyük bilgi birikimi ve deneyimi ile her zaman önümü aydınlatmış, bilimsel bir problemin nasıl icat edileceği konusunda öğreticilik yapmıştır. Jeoloji'nin dar anlamda taş-toprak bilimi olmayıp, ne kadar büyük bir entellektüel boyut taşıdığı görgüsünü bana aşıl原因 başlıca kişilerden Prof.Dr. Mehmet Sakınç'a ve onun daha dün gibi hatırladığım "Milet nedir?" sorusuna çok şey borçluyum.

Diğer bir sevgili dostum Yrd.Doç.Dr. M. Ersen Aksoy içten desteği, yol gösterici eleştirileri ve işbirliği odaklı yeni fikirleri ile deprem jeolojisine karşı duyduğum heyecanın artarak alevlenmesine ön ayak olmuştur. Kendisi ayrıca bu tezin önemli bir bölümünü yazdığım nezih ortamın mimarlığını yaparak, bana en büyük yardımlardan birisini gerçekleştirmiştir.

Doç.Dr. Cenk Yaltırak, Doç.Dr. Ziyadin Çakır ve Yrd.Doç.Dr. Gürsel Sunal, sohbetlerimiz sırasında ve yer yer sorduğum sorulara verdikleri cevaplarla, bilgi ve görgümün artmasına çok büyük katkıda bulunmuşlardır. Ayrıca Genel Jeoloji grubunun, başta Prof.Dr. Naci Görür olmak üzere tüm üyelerinin birlikte oluşturduğu bilim temelli "ekol anlayışı", benim gibi genç araştırmacılarının her zaman ufkunu açıcı rol oynamaktadır.

Sevgili meslektaşlarım, Yrd.Doç.Dr. Sena Akçer-Ön, Umut B. Ülgen, Dr. Gülşen Uçarkuş ve Dr. Ümmühan S. Sancar her zaman yanımda olduklarını hissettirmişler ve karamsarlığa kapıldığım anlarda yoğunlaşan bulutların dağılmasındaki en büyük etken olmuşlardır. Değerli arkadaşım Ali Değer Özbakır, bu tezde yer alan bazı şekillerin hazırlanmasına kaynak oluşturan GMT komut dosyalarının hazırlanmasında yardımcı olmuştur.

Doç.Dr. Volkan Karabacak ve Prof.Dr. Erhan Altunel, Kelkit Vadisi'nde gerçekleştirilen fay kazılarında deneyimleri ve emekleri ile bu çalışmaya büyük katkı sağlamışlardır. OSL örneklerinin doz ölçüm analizleri, Işık Üniversitesi Lüminesans Araştırma ve Arkeometri Laboratuvarında Prof.Dr. Nafiye Güneç Kıyak ve Arş.Gör. Tuğba Öztürk tarafından yapılmıştır. Ümit Bozkır, Karlıova ve Tosya arasında birçok noktada topoğrafya ölçümü ve örnek alımı çalışmalarına katılmıştır. Bingöl İl Afet Müdürü M. Emin Boğatekin, Elmalı Vadisi boyunca gerçekleştirilmiş

mikrotopoğrafya ölçüm verilerini sağlayarak büyük bir yardımda bulunmuştur. Dr. Ryan D. Gold, büyük bir nezaket göstererek, bu tez sonucunda elde ettiğim jeolojik kayma hızı bulgularını kendisinin geliştirmiş olduğu modele girerek işlemiş ve hem model çıktılarını hem de bu veri setine göre düzenlenmiş Matlab kodunu göndererek sonuçlar bölümünün şekillenmesine büyük katkı sağlamıştır.

Bu tez çalışması, “Aktif fay zonları ve doğal afetler: Kuzey Anadolu Fay Zonu üzerinde Kelkit Vadisi boyunca yer alan yerleşim alanlarının doğal afet risk analizi ve afet bilgi sisteminin oluşturulması” adlı 2006K120220 No’lu DPT, “Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) üzerinde Ilgaz (Çankırı)-Karlöva (Bingöl) arasındaki ötelenmiş morfolotektonik yapıların yaşlandırılması ile uzun dönem kayma hızının belirlenmesi” adlı 110Y059 No’lu TÜBİTAK ve İTÜ BAP Doktora projelerinin desteği ile gerçekleştirilmiştir.

Son olarak bu uzun ve zorlu süreç boyunca bana karşı büyük sabır gösterip, desteklerini bir dakika bile esirgemeyen başta eşim Çiğdem Zabcı olmak üzere bütün aile fertlerimin onlara karşı sonsuz vefa borcu taşıdığımı bilmelerini isterim. Onlar olmadan nasıl buralara gelebilirdim, hayal bile edemiyorum.

Haziran 2012

Cengiz Zabcı

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa</u>
ÖNSÖZ	v
İÇİNDEKİLER	vii
KISALTMALAR	xi
ÇİZELGE LİSTESİ	xiii
ŞEKİL LİSTESİ	xv
ÖZET	xxi
SUMMARY	xxiii
1. GİRİŞ	1
1.1 Amaç	1
1.2 Yöntem	3
1.3 Tez Planı	4
2. DEFORMASYON HIZI VE DEPREM DÖNGÜSÜ	7
2.1 Giriş: Genel Tanımlar.....	7
2.1.1 Deprem tekrarlanma aralığı ve kayma hızının etkisi.....	8
2.1.2 Kabuk deformasyon döngüsü ve kayma hızına etkisi	10
2.2 Kabuk Deformasyon Hızı Sabit mi, Değişken mi: Dünyadan Örnekler	13
2.2.1 Yeni Zellanda	13
2.2.2 Kaliforniya	15
2.2.3 Tibet.....	20
2.2.4 Orta Doğu.....	25
3. KUZEY ANADOLU FAYI'NIN GENEL ÖZELLİKLERİ	27
3.1 Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Tektoniği.....	28
3.1.1 Kuzey Anadolu Fay Zonu öncesi paleotektonik dönem.....	28
3.1.2 Türkiye'nin neotektonik dönemi ve Kuzey Anadolu Fayı	30
3.2 Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Geometrisi	32
3.3 Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Evrimi ve Toplam Atım.....	34
4. KUZEY ANADOLU FAYI'NIN YAMULMA DÖNGÜSÜ: JEOLJİK KAYMA HIZI BULGULARI	39
4.1 Kuzey Anadolu Fayı Üzerinde Yapılmış Kısa ve Uzun Dönem Kayma Hızı Çalışmaları.....	39
4.2 Elmalı Segmenti: Kaynarıpınar ve Dinarbey Çalışma Alanları.....	45
4.2.1 Elmalı ve Kargapazarı segmentlerinin geometrisi ve morfolotektonik özellikleri	45
4.2.1.1 Elmalı Segmenti'nin yapısı ve evrimi	49
4.2.1.2 Elmalı Segmenti'nin morfolotektonik özellikleri.....	52
4.2.1.3 Elmalı Segmenti ve çevresinin jeolojisi.....	59
Refahiye ofiyolitik karmaşığı.....	59
Elmalı Formasyonu	60
4.2.2 Kaynarıpınar Çalışma Alanı.....	61
4.2.2.1 Kaynarıpınar Çalışma Alanı'nın morfolojisi.....	61
4.2.2.2 Yaşlandırma ve Kaynarıpınar Çalışma Alanı için kayma hızı hesabı	67

4.2.3 Dinarbey Çalışma Alanı	72
4.2.3.1 Dinarbey Çalışma Alanı'nın morfolojisi	72
4.2.3.2 Yaşlandırma ve Dinarbey Çalışma Alanı için kayma hızı hesabı.....	81
4.2.4 Elmalı Segmenti'nin jeolojik kayma hızı ile ilgili değerlendirme.....	83
4.3 Yedisu Segmenti: Ayanoğlu Çalışma Alanı.....	84
4.3.1 Yedisu Segmenti'nin geometrisi ve morfotektonik özellikleri.....	84
4.3.2 Ayanoğlu Çalışma Alanı	89
4.3.2.1 Ayanoğlu Çalışma Alanı'nın morfolojisi	89
4.3.2.2 Yaşlandırma ve Yedisu Segmenti'nin Ayanoğlu Çalışma Alanı için kayma hızı hesabı.....	92
4.4 Mihar-Tümekekar Segmenti: Koçyatağı Çalışma Alanı	95
4.4.1 Mihar-Tümekekar Segmenti'nin geometrisi ve morfotektonik özellikleri... ..	95
4.4.2 Koçyatağı Çalışma Alanı.....	100
4.4.2.1 Koçyatağı Çalışma Alanı'nın morfolojisi.....	100
4.4.2.2 Yaşlandırma ve Mihar-Tümekekar Segmenti'nin Koçyatağı Çalışma Alanı için kayma hızı hesabı	105
4.5 Kelkit Vadisi Segmenti: Çığlıcadibi Çalışma Alanı	107
4.5.1 Çığlıcadibi Çalışma Alanı	109
4.5.1.1 Çığlıcadibi Çalışma Alanı'nın morfolojisi	109
4.5.1.2 Yaşlandırma ve Kelkit Vadisi Segmenti'nin Çığlıcadibi Çalışma Alanı için kayma hızı hesabı.....	112
4.6 Kargı-Kamil Segmenti: Karapürçek Çalışma Alanı	113
4.6.1 Karapürçek Çalışma Alanı	115
4.6.1.1 Karapürçek Çalışma Alanı'nın morfolojisi.....	115
4.6.1.2 Yaşlandırma ve Karapürçek Çalışma Alanı için kayma hızı hesabı	118
4.7 Ilgaz Segmenti: Üçoluk Çalışma Alanı.....	120
4.7.1 Üçoluk Çalışma Alanı	123
4.7.1.1 Üçoluk Çalışma Alanı'nın morfolojisi	123
4.7.1.2 Yaşlandırma ve Üçoluk Çalışma Alanı için kayma hızı hesabı.....	127
5. PALEOSİSMOLOJİ: KELKİT VADİSİ SEGMENTİ'NİN ESKİ DEPREMLERİ VE 1668 ANADOLU DEPREMİ YÜZEY KIRIĞI UZANIMI HAKKINDA FİKİRLER	131
5.1 Giriş.....	131
5.2 Tarihsel Depremler	134
5.2.1 MS. 343 Niksar Depremi.....	137
5.2.2 MS. 499 Suşehri (Nicopolis) Depremi.....	138
5.2.3 5 Nisan 1045 Erzincan Depremi.....	138
5.2.4 11 Ekim 1254 Erzincan - Suşehri Depremi.....	139
5.2.5 Mart 1419 (1418) Amasya Depremi	140
5.2.6 1509 Amasya Depremi.....	140
5.2.7 1579 Amasya-Çorum Depremi.....	140
5.2.8 24 Kasım 1666 Erzincan Depremi.....	141
5.2.9 17 Ağustos 1668 Kuzey Anadolu Depremi.....	142
5.3 26 Aralık 1939 Erzincan Depremi, Kelkit Vadisi Segmenti.....	143
5.4 Kelkit Vadisi Segmenti Fay Kazıları.....	146
5.4.1 Velibey Hendeği	146
5.4.2 Reşadiye hendekleri	149
5.4.2.1 Reşadiye-1 (RSD-1)	150
5.4.2.2 Reşadiye-2 (RSD-2)	154
5.4.3 Umurca (UMR) Hendeği.....	158

5.5 Kelkit Vadisi Segmenti'nin Eski Depremleri	162
5.6 Tartışmalar	166
5.7 Sonuçlar	169
6. SONUÇLAR.....	171
6.1 Kuzey Anadolu Fayı Boyunca Jeolojik ve Jeodezik Kayma Hızı Bulgularının Karşılaştırılması	171
6.1.1 Jeolojik kayma hızında yerdeğiştirme ve/veya yaşlandırma ölçümü ile ilgili sorunlar	174
6.1.2 Jeodezik ölçümlerin sistematik hata içermesi	176
6.1.3 Doğru ölçümlerin ve yaşların yanlış değerlendirilmesi veya hatalı ön kabullerle modelleme	176
6.1.3.1 Morfoloji sürecinin yorumu	176
6.1.3.2 Morfolojik yapının yaşı ve sismik döngü	177
6.1.3.3 Deformasyon zonunun genişliği.....	181
Kaynarpınar ve Dinarbey çalışma alanları.....	181
Koçyatağı Çalışma Alanı	182
Çığlıcadibi Çalışma Alanı.....	182
Karapürçek ve Üçoluk çalışma alanları.....	183
Diğer çalışma alanları ve genel değerlendirme	184
6.1.4 Kayma hızının zaman içeresinde değişmesi.....	186
6.2 KAF Üzerinde Ilgaz Doğusu İçin Belirlenen Jeolojik Kayma Hızlarının Zamansal Çözümü ve Türdeş Deformasyon Hızı.....	191
6.3 Kelkit Vadisi Segmenti'nde Gerçekleştirilen Paleosismolojik Hendek Sonuçlarının KAF Üzerinde Yapılmış Diğer Çalışmalar Işığında Değerlendirilmesi	194
6.4 Sonuçlar ve Öneriler.....	197
KAYNAKLAR.....	201
EKLER.....	235

KISALTMALAR

3B	: 3 Boyut
AMS	: Hızlandırılmış Kütle Spektrometresi (Accelerated Mass Spectrometer)
B	: Batı
bknz	: Bakınız
by	: Bin yıl
D	: Doğu
DAFZ	: Doğu Anadolu Fay Zonu
DEM	: Sayısal Yükseklik Modeli (Digital Elevation Model)
DKMZ	: Doğu Kaliforniya Makaslama Zonu
G	: Güney
GB	: Güneybatı
GD	: Güneydoğu
GMT	: “Generic Mapping Tools”
GÖ	: Günümüzden Önce
GPS	: Küresel Konumlandırma Sistemi (Global Positioning System)
Gy	: Gray
K	: Kuzey
KAF	: Kuzey Anadolu Fayı
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
KAK	: Kuzey Anadolu Keirojeni
KAMZ	: Kuzey Anadolu Makaslama Zonu
KB	: Kuzeybatı
KD	: Kuzeydoğu
LiDAR	: “Light Detection and Ranging”
MÖ	: Milattan Önce
MS	: Milattan Sonra
My	: Milyon yıl
NAF	: North Anatolian Fault
OSL	: Optik Uyarımlı Işınım (Optical Stimulated Luminescence)
ÖDFZ	: Ölü Deniz Fay Zonu
ör	: Örnek
ppm	: Parts per million
RSD	: Reşadiye Hendekleri
SAF	: San Andreas Fayı
SAFS	: San Andreas Fay Sistemi
UMR	: Umurca Hendeği

ÇİZELGE LİSTESİ

Sayfa

Çizelge 4.1 : Kaynarpınar ve Dinarbey çalışma alanınları için elde edilen OSL yaşları.....	69
Çizelge 4.2 : Ayanoğlu, Koçyatağı ve Çığlıcadibi çalışma alanlarında toplanan OSL örneklerinin yaş sonuçları.....	94
Çizelge 4.3 : Karapürçek ve Üçoluk çalışma alanlarına ait OSL örneklerinin analiz sonuçları.....	119
Çizelge 4.4 : Üçoluk Çalışma Alanı'nda Qal ve Qt1 morfolojik yüzeyleri üzerinde Hubert-Ferrari ve diğ. (2002)'nin elde ettiği radyokarbon yaşları.....	128
Çizelge 5.1 : Tan ve diğ. (2008) tarafından derlenmiş olan tarihsel deprem kataloğuna göre Kargı (Çorum) ve Erzincan arasında meydana gelmiş tarihsel depremler.....	136
Çizelge 5.2 : MS. 343 Niksar depremi ile ilgili katalog kayıtları.....	137
Çizelge 5.3 : MS. 499 Suşehri (Nicopolis) depremi ile ilgili katalog kayıtları.....	138
Çizelge 5.4 : MS. 1045 Erzincan depremi ile ilgili katalog kayıtları.....	139
Çizelge 5.5 : 11 Ekim 1254 Erzincan-Suşehri depremi ile ilgili katalog kayıtları ..	140
Çizelge 5.6 : 1418/1419 Amasya-Erzincan depremi ile ilgili katalog kayıtları.....	140
Çizelge 5.7 : 1579 Amasya-Çorum depremi ile ilgili katalog kayıtları.....	141
Çizelge 5.8 : 24 Kasım 1666 Erzincan depremi ile ilgili katalog kayıtları.....	141
Çizelge 5.9 : 17 Ağustos 1668 Kuzey Anadolu Depremi ile ilgili katalog kayıtları	143
Çizelge 5.10 : 1939 Erzincan depremi sonrasında Kelkit Vadisi segmenti üzerinde oluşmuş atım dağılımı.....	144
Çizelge 5.11 : Reşadiye-1 hendeğinde örneklenen C-14 numunelerinin analiz sonuçları.....	154
Çizelge 5.12 : Umurca ve Reşadiye-2 hendeklerinden toplanan örneklerin ölçülen ve düzeltilmiş radyokarbon yaşları..	166
Çizelge 6.1 : Çalışma alalarında hesaplanan jeolojik ve model kayma hızları.....	180
Çizelge A.1 : Yeni Zellanda, Kaliforniya, Tibet (Asya) ve Orta Doğu Fayları üzerinde yapılmış jeodezik ve jeolojik kayma hızı çalışmalarının karşılaştırma çizelgesi. DA: Doğrultu Atımlı Fay, TA: Ters Fay.....	237

ŞEKİL LİSTESİ

	<u>Sayfa</u>
Şekil 2.1 : Deprem tekrarlanma modelleri.....	9
Şekil 2.2 : İki boyutlu deprem tekrarlanma modelleri;.....	11
Şekil 2.3 : Yeni Zellanda, Kuzey ve Güney Adalarında bulunan doğrultu atımlı faylar üzerinde yapılmış jeodezik ve jeolojik kayma hızı çalışmalarının karşılaştırılması.	15
Şekil 2.4 : Kaliforniya ve civarının aktif fay haritası.	17
Şekil 2.5 : Kuzey Amerika, Kaliforniya Bölgesinde yer alan doğrultu atımlı faylar üzerinde gerçekleştirilen jeolojik ve jeodezik kayma hızı çalışmaları karşılaştırma grafiği.....	20
Şekil 2.6 : Tibet ve çevresinin genelleştirilmiş aktif fay (Taylor ve Yin, 2009) ve GPS ölçümlerine göre güncel hız yapısını (Zhang ve diğ., 2004) gösteren harita.	22
Şekil 2.7 : Hindistan ve Asya levhalarının yaklaşma hareketinin %90'ının karşılandığı Tibet ve onu sınırlayan doğrultu atımlı faylar üzerinde yapılmış jeodezik ve jeolojik kayma hızı çalışmaları karşılaştırma grafiği.	24
Şekil 2.8 : Orta Doğu'da bulunan ana doğrultu atım fay sistemleri üzerinde gerçekleştirilmiş jeodezik ve jeolojik kayma hızı çalışmalarının karşılaştırma grafiği.	26
Şekil 3.1 : Türkiye'nin kenet kuşakları ve tektonik birlikleri.....	30
Şekil 3.2 : Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun yerleştiği Tetis yığılma karmaşıkları beyaz gölgeli çizilmiştir.	31
Şekil 3.3 : Afrika/Arabistan-Avrasya levhalarının yaklaşması/çarpışma ile oluşan faylar ve GPS ölçümlerine göre (Reilinger ve diğ., 2006) blokların Avrasya'ya göreceli hareket yönleri.	31
Şekil 3.4 : Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun sahip olduğu birikimli atım ve yaşı göz önünde bulundurularak üretilen "speedogram".....	37
Şekil 4.1 : Türkiye ve çevresinin, Reilinger ve diğ. (2006)'nın elastik blok modellemesinde kullandığı blok sınırları ve bunların sahip olduğu ana hareket yönleri.	40
Şekil 4.2 : Kuzey Anadolu Fayı üzerinde yapılan jeolojik kısa ve uzun dönem kayma hızı bulguları.	43
Şekil 4.3 : Elmalı ve Ilıpınar segmenlerinin sıkışmalı çift büküm geometrisi.	46
Şekil 4.4 : Tutkun ve Hancock (1990)'a göre Yedisu ve Karlıova arasının basitleştirilmiş jeolojisi ve fayları.	47
Şekil 4.5 : Emre ve diğ. (2005)'e göre Yedisu ve Karlıova arasının aktif fay haritası.	48
Şekil 4.6 : Doğrultu atımlı faylar üzerinde sıkışmalı çift büküm geometrisine sahip olan alanların farklı deformasyon tipleri.	50

Şekil 4.7 : Düşey kuvvetin 0 olarak kabul edildiği ve sol yanal hareket içeren analog deney düzeneğinde sıkışmalı sıçrama yapan fay kolları ve bunların arasında gelişen yapılar	51
Şekil 4.8 : Aralarında 30° açıklıkla sıkışmalı sıçrama yapan iki ana fay kolunun kum malzeme kullanılarak yapılmış analog modeli	52
Şekil 4.9 : Ilıpınar Segmenti üzerinde yer alan derelerde ötelenme miktarları Kızılçubuk ve Ilıpınar köyleri arasında SPOT görüntüler kullanılarak ölçülmüştür.	54
Şekil 4.10 : Ilıpınar Segmenti (FS1)'nin en batı kesiminde görülen dere ötelenmelerinin (Şekil 4.9) gelişimi ile ilgili öne sürülen iki hipotez.....	54
Şekil 4.11 : Şenköy (Yedisu, Bingöl) doğusunda fay üzerinde sıralı bir şekilde ötelenmiş dereler.	55
Şekil 4.12 : Elmalı köyünün kuzeyinde yer alan sırtın fay tarafından birbirinden ayrılmış iki farklı birimden oluştuğu SPOT görüntü üzerinde açıkça görülür. Kırmızı oklarla gösterilen fay, sırt eksenini üzerinde eğer yapısı oluşmasına yol açmıştır.	56
Şekil 4.13 : Elmalı ve Kaynarıpınar faylarının oluşturdukları sıkışmalı çift büküm ve ona bağlı gelişen asimetrik yükselme.....	58
Şekil 4.14 : Kaynarıpınar Çalışma Alanı'nın uzaktan çekilmiş oblik bir görüntüsü (Bakış yönü GGB'dan KKD'ya doğru).....	63
Şekil 4.15 : Kaynarıpınar Çalışma Alanı'nda atımın farklı referans seviyelerine göre kademeli olarak geri çekilmesi: (a) güncel durum, (b) 35 m, (c) 52 m, (d) 57 m ve (e) 65 m	66
Şekil 4.16 : Doğrultu atımlı fayların etkilediği taraça sistemlerinde deformasyon ve yanal erozyon hızları arasındaki ilişki.....	67
Şekil 4.17 : Kaynarıpınar Çalışma Alanı'nda toplanan OSL numuneleri ve yerleri sarı renkli dairelerle işaretlenmiştir.	68
Şekil 4.18 : Kaynarıpınar Çalışma Bölgesi'nde Qt2 yüzeyinden elde edilen en iyi OSL yaş sonucu olan 2483±291 yıl ve bu morfolojik yüzeyin sahip olduğu taraça kenarının 52±9 m'lik birikimli yerdeğiştirme değerlerinin Gaussiyen olasılık yoğunluk fonksiyonu ile modellenmesi.	71
Şekil 4.19 : Kaynarıpınar Çalışma Alanı'nda 42 ila 52 m arasında yerdeğiştirmenin eş olasılığa sahip olarak kabul edildiği Trapezoid model ve 2483±291 yıl'lık OSL yaşına göre 18.7 +3.3/-2.8 mm/yıl kayma hızı değeri hesaplanmıştır.	71
Şekil 4.20 : Dinarbey Çalışma Alanı'nın 1:8000'lik hava fotoğrafı ve mikrotopoğrafya haritası.....	73
Şekil 4.21 : Dinarbey Çalışma Alanı'nda taraça kenarlarının atımları.	74
Şekil 4.22 : Dinarbey Çalışma Alanı'nın güneyden kuzeye doğru çekilmiş panoramik fotoğrafı.	75
Şekil 4.23 : Cowgill (2007)'ye göre ötelenmiş taraça kenarları ile ilgili uygulanması gereken jeomorfik indisler.....	78
Şekil 4.24 : T3/T2 kenarı üzerinden alınan topoğrafik kesit.	79
Şekil 4.25 : Dinarbey Çalışma Alanı'nda meydana gelen birikimli atımın T2/T1 ve T3/T2 taraça kenarları dikkate alınarak geri çekilmesi.....	80
Şekil 4.26 : Dinarbey Çalışma Alanı'nda T3/T2 taraça kenarının atımı ve Qt2 yüzeyinin yaşı kullanılarak gerçekleştirilen olasılık yoğunluk fonksiyonu modeli.	82
Şekil 4.27 : Avcılar (Erzincan) ve Yedisu (Bingöl) arasında yaklaşık 70 km uzunluğa sahip Yedisu Segmenti.	85

Şekil 4.28 : Balaban Sarıkaya köyü güney-güneydoğusunda yer alan kapan sırtı ve onun önünü keserek ötelediği akaçlama sistemi.	86
Şekil 4.29 : Yedisu Havzası'nın kuzey kenarında Ayanoğlu ve Eskibalta köyleri arasında kalan kesimde, fay belirgin bir çizgiselliğe sahiptir. Bu hat boyunca farklı yaşlardaki dereler 8 ila 25 m arasında değişen miktarlarda ötelenmiştir. Kırmızı oklar, fayın izini gösterir.....	87
Şekil 4.30 : Yedisu Segmenti üzerinde farklı miktarlarda ötelenmiş dereler.	88
Şekil 4.31 : Ayanoğlu Çalışma Alanı'nda Qt1 yüzeyinin sahip olduğu atımın trapezoid olasılık modeline göre dereceli olarak geri çekilmesi.....	91
Şekil 4.32 : Ayanoğlu çalışma alanında Qt1 yüzeyine ait en düşük hata payına sahip AYN-02 yaşı ve T1/T0 kenarının ötelenme ölçümleri kullanılarak farklı olasılık yoğunluk fonksiyonları hesapları.....	93
Şekil 4.33 : 1939 Erzincan Depremi sonrasında Gölova ve Erzincan KB'sı arasında meydana gelen yüzey kırığı.	96
Şekil 4.34 : (a) Günalan doğusunda uzamış sırt ve güneyinde uzanan fay, (b) Kuzuluk kuzeyindeki bel verme gölcüğü, (c) Damlaca Köyü'nde ötelenmiş dere ve (d) Çatalçam güneyinde dağ önünde yer alan belirgin çizgisel sırt	97
Şekil 4.35 : Mihar-Tümekar Segmenti'nin morfolojik izi, Muratçayırı ve Koçyatağı köyleri arasında en iyi yan yana sıralanmış paralel akan dere sisteminin farklı oranlarda ötelenmesi ile belli olur. Bu alanda görülen ve fayın etkinliğine bağlı olarak gelişmiş diğer bir yapı, çizgisel bir gölcüktür. Bu gölcüğün doğu ve batı sınırları sarı oklarla gösterilmiştir.	98
Şekil 4.36 : Erzincan KB'sında, Davarlı Köyü'nün doğusunda Erzincan Segmenti üzerinde yer alan çöküntü alanı.	99
Şekil 4.37 : Koçyatağı Çalışma Alanı'nda fayın kuzey bloğunda yan yana konumlu kabaca K-G yönlü akaçlama ağları, güney blokta yer alan Kırkgöz Deresi'ne göre farklı oranlarda ötelenmişlerdir. En yüksek atım Ziyaret Deresi ile olan 3.75 km ölçülmüşken, bu akaçlama ağının daha doğuda yer alan Keko Deresi tarafından kapıldığı görülür.	101
Şekil 4.38 : Hubert-Ferrari ve diğ. (2002)'ye göre Koçyatağı ve çevresinde görülen farklı morfolojik yüzeyler ve bunların sahip oldukları ortalama 185 m'lik ötelenme.	102
Şekil 4.39 : Armutlu Deresi ve onunla ilişkili oluşmuş morfolojik yapılar.....	104
Şekil 4.40 : Koçyatağı Çalışma Alanı için üretilen morfotektonik harita (EK E) üzerinde kullanılan referans seviyelere göre ölçülen atım miktarları....	105
Şekil 4.41 : Koçyatağı Çalışma Alanı için üretilen Gaussiyen olasılık yoğunluk fonksiyonları.....	107
Şekil 4.42 : Kelkit Vadisi Segmenti'nin Niksar Havzası ve Umurca Köyü arasında yer alan kesimi.....	108
Şekil 4.43 : Çığlıcadibi Çalışma Alanında belirlenen ötelenmiş derenin güneyden kuzeye doğru fotoğrafları.....	110
Şekil 4.44 : Çığlıcadibi Çalışma Alanında Qal2 alüvyal yelpazesinin sahip olduğu kenara göre ortaya konan iki adet atım senaryosu.....	111
Şekil 4.45 : Çığlıcadibi Çalışma Alanı'nda ölçülen 27±3 m'lik ötelenme ve RSD-01 örneğine ait 1283±311 yıl'lık yaş sonuçlarının kullanılması sonucu hesaplanan 21.0 +7.3/-4.6 mm/yıl'lık kayma hızı ve bu değerlerin olasılık yoğunluk fonksiyonları grafikleri.	113
Şekil 4.46 : KAF'm Kargı ve Kamil arasında uzanan kesimi.....	114

Şekil 4.47 : Demirören ve Karapürçek köyleri arasından akarak Kızılırmak'a kavuşan Kuru Deresi ve onunla ilgili oluşan morfolojik yüzeylerin Kargı-Kamil Segmenti tarafından kesilerek ötelendiği nokta.	116
Şekil 4.48 : Qt2 ve Qt1 yüzeylerinin sınırını oluşturan T2/T1 taraça kenarının sahip olduğu birikimli atım kinematik GPS kullanılarak ve girintili çıkıntılı geometrisi göz önünde bulundurularak en az 69 m, en çok 95 m olarak ölçülmüştür.	117
Şekil 4.49 : Karapürçek Çalışma Alanı'nda belirlenen 82±13 m'lik yerdeğiştirme ve KRP-20 ve KRP-21 örneklerinin OSL yaşlarının olasılık yoğunluk fonksiyonları kullanılarak hesaplanan 18.8 +4.0/3.4 mm/yıl değerine ait grafikler.	120
Şekil 4.50 : Yukarıberçin ve Çeltikçi köyleri (Tosya) arasında Ilgaz Segmenti'nin geometrisi.	121
Şekil 4.51 : Berçin su toplama havzasının bulunduğu bölgenin sayısal yükselik modeli.	122
Şekil 4.52 : Üçoluk deresinin oblik fotoğrafı. Bu çalışma alanının ana morfolojik yapısı geniş bir yayılıma sahip alüvyal yelpaze (Qal) yüzeyidir. Ilgaz Segmenti'nin gidişatı kırmızı oklarla gösterilmiştir.....	123
Şekil 4.53 : Üçoluk Deresi ve onunla ilişkili olarak gelişmiş morfolojik yüzeyler.	124
Şekil 4.54 : Üçoluk Çalışma Alanı'nın Hubert-Ferrari ve diğ. (2002)'nin verileri, uydu görüntüleri, kinematik GPS ölçümü ve arazi gözlemlerine dayalı olarak çizilen ayrıntılı morfotektonik haritası	125
Şekil 4.55 : Üçoluk Çalışma Alanı için uygulanan farklı atım kurguları.....	126
Şekil 4.56 : Üçoluk Çalışma Alanı'nda belirlenen 29±9 m'lik toplam yerdeğiştirme ve Qt1'den alınan UCL-02 ve UCL-03 OSL örneklerine ait yaşların birlikte olasılık yoğunluk fonksiyonları kullanılarak 19.0 +7.3/-6.3 mm/yıl jeolojik kayma hızı değerine hesaplanmıştır. Belirlenen bu değer için yüksek hata payı, OSL örneklerine ait doz ölçümünden kaynaklanır.....	128
Şekil 4.57 : Üçoluk Çalışma Alanı için bu çalışmada gerçekleştirilen OSL yaşları ve aynı birimden Hubert-Ferrari ve diğ. (2002) tarafından elde edilen radyokarbon yaşının birlikte olasılık yoğunluk fonksiyonları kullanılarak 18.8 +6.6/-6.0 mm/yıl'lık jeolojik kayma hızı değeri hesaplanmıştır....	129
Şekil 5.1 : Türkiye'nin aktif fayları ve bunlar arasında en önemli kuşaklardan biri olan Kuzey Anadolu Fayı.....	132
Şekil 5.2 : KAF üzerinde, Bolu ve Erzincan arasında yapılmış palosismoloji çalışmaları.....	134
Şekil 5.3 : Kargı (Çorum) ve Erzincan arasında gerçekleşmiş büyüklüğü belli olmayan (M=0) ve M>6.5'dan yüksek olan tarihsel depremler	135
Şekil 5.4 : Hasar dağılımı göz önünde bulundurularak Ambraseys ve Finkel (1988) tarafından 17 Ağustos 1668 depremini için önerilen yüzey kırığı dağılımı.	143
Şekil 5.5 : KAF üzerinde gerçekleşen 1939 Erzincan, 1942 Niksar-Erbaa ve kısmen 1943 Ladik depremlerinin yüzey kırıklarının gösteren harita	145
Şekil 5.6 : Kelkit vadisi segmenti boyunca 1939 depremi ile ilişkili oluşmuş, bu ve diğer çalışmalarda (Barka, 1996; Parejas ve diğ., 1942) ölçülmüş kosismik atım dağılımı.	145
Şekil 5.7 : Kelkit Vadisi segmenti üzerinde açılan hendek yerleri.....	147
Şekil 5.8 : Velibey hendeğinin açıldığı bölgenin IKONOS uydu görüntüsü ve ana morfotektonik yapıları.	148

Şekil 5.9 : Aralarında yaklaşık 600 m mesafe bulunan Reşadiye-1 (RSD-1) ve Reşadiye-2 (RSD-2) hendeklerinin birbirlerine göre konumlarının IKONOS uydu görüntüsü üzerinde iz düşümü.	149
Şekil 5.10 : Reşadiye-1 hendeğinin açıldığı iki paralel fay kolu arasında oluşmuş çizgisel çöküntü alanı.....	151
Şekil 5.11 : Reşadiye-1 hendeği batı duvarı güney ucunun yan görünüşü (2 ila 4. metre arası).....	152
Şekil 5.12 : Reşadiye-1 hendeği batı duvarı logu.....	153
Şekil 5.13 : (a) RSD-2 hendek yerinin IKONOS görüntüsü; 1939 depreminin yüzey kırığı özellikle sıralanmış tarla sınırı ötelenmeleri ile açık bir şekilde görülmektedir. (b) Son depreme ait kosmik yerdeğiştirme miktarının 4 m olduğu fayın bu kesiminde yan yana iki tarla sınırının atım oranları yersel LiDAR kullanılarak 6.3 ve 10.8 m olarak ölçülmüştür. (c) RSD-2 hendeği ötelenmiş bu tarla sınırlarından bir tanesinin batı yanına açılmıştır.....	155
Şekil 5.14 : Reşadiye-2 hendeğine ait batı duvarının ilk 8 metresinin kesiti.....	157
Şekil 5.15 : Umurca hendeği'nin yeri; fay kazısı Umurca köyü'nün 3 km doğusunda yer alan bir alüvyal yelpazenin ıraksak kesiminde gerçekleştirilmiştir..	160
Şekil 5.16 : (a) Umurca hendeğinin batı duvarında, 2. metrede 1939 yüzey faylanmasının izi. (b) 4. ve 6. metreler arasında UMR-2 ve UMR-3 olaylarına karşılık gelen kırıklar. (c) Umurca hendeği batı duvarı; radyokarbon yaş sonuçları en yüksek 2σ olasılıkları ile gösterilmiştir. (d) Doğu duvar, diğer duvar ile kolay görsel deneştirme yapılabilmesi amacıyla düşey eksene göre yansıtılarak çizilmiştir.....	161
Şekil 5.17 : Reşadiye -2 ve Umurca hendeklerinde ortaya çıkarılan eski depremler ve hesaplanan yaş aralıkları.....	165
Şekil 5.18 : Büyük ve bilinen doğrultu atımlı fay depremlerinin yüzey kırıklarının ilerlemesine etki eden açılmalı ve sıkışmalı sığramalar	167
Şekil 5.19 : Kunlunshan (Kokoxili) depremi (M_w 7.8) sırasında oluşan yüzey kırığı ve atım dağılımı.....	170
Şekil 6.1 : Bu çalışmada toplam 7 çalışma alanında belirlenen ötelenmiş morfolojik/jeolojik yapıların yaşlandırılması sonucu hesaplanan jeolojik kayma hızları, asimetrik hata paylarına uygun olarak fay boyunca kırmızı çizgilerle gösterilmiştir.....	173
Şekil 6.2 : Kırmızı kesikli çizgiler jeolojik hızları, mavi çizgiler ise model kayma hızlarını hata payları ile birlikte gösterir.....	179
Şekil 6.3 : KAF boyunca Ilgaz ve doğusu için belirlenen jeolojik kayma hızlarının atım tarihçesi analizi.....	193
Şekil 6.4 : Şematik olarak çizilen “yarı değişken atım modeli”.	196

**KUZHEY ANADOLU FAYI'NIN ILGAZ (ÇANKIRI) – KARLIOVA (BİNGÖL)
ARASINDA KALAN KESİMİNİN MORFOKRONOLOJİ TABANLI SON
BEŞBİN YILLIK KAYMA HIZI TARİHÇESİ VE DEPREMSELLİĞİ**

ÖZET

Depremlerin insan yaşamı üzerinde sahip oldukları doğrudan yıkıcı etki, bu doğa olayının sahip olduğu mekanik davranışın her yönü ile anlaşılmasının ne kadar önemli olduğunu gösterir. Her ne kadar GPS ve InSAR gibi uydu temelli ölçüm teknikleri özellikle son yirmi yıl içerisinde büyük gelişme göstermiş ve dünyanın birçok yerinde fayların kinematığı ve deformasyon hızı konularında ciddi veri birikimi sağlanmış olsada, dünyanın hiç bir yerinde henüz bu teknikler kullanılarak bütün aşamaları izlenebilmiş bir deprem döngüsü bulunmaz. Fayların evrim süreçleri içerisinde “anlık görüntüler” olarak tanımlanabilecek bu ölçümlerin, bütün bir deprem döngüsünü veya birçok döngüyü kapsayan ortalama jeolojik kayma hızı değerleri ile birlikte değerlendirmesi, litosferin depremler öncesinde, sırasında ve sonrasında davranış mekanizmasının daha iyi anlaşılmasını sağlar.

Dünyada en önemli doğrultu atımlı fay sistemlerinden birisini oluşturan Kuzey Anadolu Fayı (KAF), üzerinde yirminci yüzyıl içerisinde gerçekleşen ve yaklaşık olarak toplam 1000 km uzunluğunda yüzey kırığı oluşturmuş deprem serisi ile bir açık hava laboratuvarı özelliği taşır. 1988-2005 yılları arasında sürekli veya geçici GPS istasyonları tarafından sağlanan ölçüm sonuçlarına dayanan elastik blok model, bu fay zonunun özellikle batıda Bolu ve doğuda Karlıova (Bingöl) arasında dar bir zon boyunca uzanan ve tek parça bir yapıya sahip kesimi için 24.2 ± 0.2 ve 25.8 ± 0.2 mm/yıl'lık arasında değişen jeodezik kayma hızı değerleri verir. Fayın aynı kesimi üzerinde gerçekleştirilen jeomorfoloji ve jeokronoloji temelli çalışmalarda ise hesaplanan ortalama jeolojik kayma hızları, 17 ila 21 mm/yıl arasında değişmektedir. Dünyanın diğer fay sistemlerinde de jeodezik ve jeolojik oranlar arasında görülebilen farklılığın nedenleri (a) Jeolojik bulgularda yerdeğiştirme ve/veya yaşlandırma ölçümü ile ilgili sorunlar, (b) Jeodezik ölçümlerin sistematik hata içermesi, (c) Doğru ölçümlerin ve yaş sonuçlarının yanlış değerlendirilmesi ve/veya hatalı önkabullerle modellenmesi ve (d) Kayma hızının zaman içinde değişiminden biri veya birkaçı olabilir.

Bu nedenlerin sorgulanması ve özellikle KAF'nın deprem mekanizmasının daha iyi anlaşılabilmesi için Tosya (Kastamonu) ve Karlıova (Bingöl) arasında toplam yedi çalışma alanında, taraça kenarları ve flüvyal yüzeylerden oluşan ötelenmiş morfotektonik yapıların OSL yöntemiyle yaşlandırılmasına dayanan jeolojik kayma hızı çalışması gerçekleştirilmiştir. Doğudan batıya doğru, Elmalı Segmenti üzerinde Kaynarpınar ve Dinarbey, Yedisu Segmenti üzerinde Ayanoğlu, Mihar-Tümekekar Segmenti üzerinde Koçyatağı, Kelkit Vadisi Segmenti üzerinde Çılgıcadibi, Kargı-Kamil Segmenti üzerinde Karapürçek ve Ilgaz Segmenti üzerinde Üçoluk çalışma alanlarından elde edilen değerler, KAF'nın bu kesimi için bilinen morfokronolojik kökenli jeolojik kayma hızı çalışma sayısını 3 katına çıkarmıştır. En düşük $17.7 +5.4/-5.1$ mm/yıl ve en yüksek $21.0 +7.3/-4.6$ mm/yıl'lık değerlere sahip bu bulgular

önceki çalışmalara ait sonuçlarla birlikte değerlendirilerek, son 5 bin yıldan günümüze ortalama 18.4 +1.4/+1.3 mm/yıl (%68 olasılık aralığı)'lık kayma hızı hesaplanmıştır. Aynı model ile belirlenen atım tarihçesinde, GÖ. ~1600-1700 yılları arasında görülen artış, eski bir çalışmaya ait ve göreceli olarak yüksek hesaplanmış jeolojik kayma hızı değerinden kaynaklanır. Bu eski çalışmanın veri setinden çıkartılması, aynı yapının bu çalışmada yeniden yorumlanan ötelenme miktarı ve yeni yaşları kullanılarak modelin yeniden işlenmesi sonucu, bu anlık yükselme ve kayma hızı eğrisindeki değişim ortadan kalkar. Bu karşılaştırmalı incelemeye bağlı olarak ~18.5 mm/yıl'lık jeolojik değer jeodezik oranlardan en az 5 mm/yıl daha düşük kalması, iki hipotez ile açıklanabilir: (a) Anadolu ve Avrasya arasında gerçekleşen deformasyonun, sadece dar bir zon boyunca değil özellikle üst Miyosen ve sonrası birimlerin kıvrımlanmaları ile sonuçlanan geniş bir alanda gerçekleşmesi ve/veya (b) deformasyon hızının zaman içerisinde değişmesi. KAF üzerinde yirminci yüzyıl içerisinde meydana gelen ve toplam 1000 km civarında kesimin kırılması ile sonuçlanan deprem serisinin yol açtığı postsismik süreç, deformasyon hızının değişmesini açıklayabilecek en olası mekanizmadır.

Morfotektonik yapıların yaşlandırılmasına dayalı kayma hızı çalışmalarının yanı sıra bu tez çalışmasında elde edilen diğer önemli bir bulgu, 1939 Erzincan Depremi yüzey kırığının yaklaşık 100 km'lik bir kesimini oluşturan Kelkit Vadisi Segmenti üzerinde yapılan fay kazılarında elde edilmiştir. KAF'ın daha önce paleosismoloji çalışması yapılmamış bu kesiminde, Tokat'ın Reşadiye İlçesi civarında gerçekleştirilen hendek çalışmaları sonucu 1939 öncesi toplam 3 eski olay belirlenmiş ve bunlar gençten yaşlıya doğru sırasıyla MS. 1668, 1254 ve 1045 tarihsel depremleri ile denestirilmiştir. KAF üzerinde 20. yüzyılda gerçekleşen depremler sırasında oluşan 1944, 1943 ve 1942 yüzey kırıkları üzerinde yapılan birçok paleosismoloji çalışmasında 17 Ağustos 1668 depremi ile ilgili izler bulunmuştur. Bunlar ve Kelkit Vadisi Segmentinden elde edilen veriler birlikte yorumlanarak, Niksar'da bulunan ve 1939 depremi sırasında sismik bariyer görevi gören 10 km genişliğindeki açılmalı sıçrama yapısının 17 Ağustos 1668 depremi sırasında oluşan yüzey kırığı tarafından aşılarak, faylanmanın Koyulhisar yakınlarına kadar uzandığı sonucuna varılmıştır. Önceki çalışmalarda Reşadiye'de 1939 depremine bağlı kosismik atım ~4 m civarında ölçülmüştür. Korunmuş çoğu tarla sınırında bu 4 m'lik ötelenmenin yanı sıra, ~6.5 ve 10.5 m gibi farklı ötelenme değerleri de görülür. Hendeklerden elde edilen deprem tarihçesi ve bu birikimli atımlar birlikte değerlendirilerek, 1668 ve 1254 depremlerinin sırasıyla ~2.5 m ve ~4.0 m'lik kosismik yerdeğiştirmeye sahip oldukları yorumlanmıştır. Kendi aralarında değişken ama grup olarak bir düzen gösteren bu ötelenme değerlerine dayanarak, yeni bir atım modeli olan "yarı değişken" hipotezi öne sürülmüştür.

THE 5 ka MORPHOCHRONOLOGICAL SLIP-RATE HISTORY AND THE PALEOSEISMICITY OF THE ILGAZ-KARLIOVA SECTION OF THE NORTH ANATOLIAN FAULT, TURKEY

SUMMARY

Understanding the spatial and temporal behavior of active faults is one of the most important and fundamental issues in earthquake geology. The earthquake cycle comprises of four phases: preseismic, coseismic, postseismic and interseismic and they have been observed in many places by geodetic techniques such as GPS and InSAR, which have shown great advance in the last few decades. However, a complete cycle has never been observed geodetically at any one location. Geodetic measurements, which are taken as snapshots, provide only limited information for relatively a short time interval of the deformation history in an earthquake cycle. Integrating the geologic and geodetic estimates of the slip-rate provides invaluable results on understanding earthquake mechanisms.

The North Anatolian Fault (NAF) is one of the world's most important active strike-slip fault systems, especially because of its remarkable seismic activity between 1939 and 1999. This westward migrating sequence created a surface rupture about 1000 km, which forms an open-air laboratory for earth scientists. The elastic block model, derived from GPS measurements made between 1988 and 2005, provides slip-rates changing from 24.2 ± 0.2 to 25.8 ± 0.2 mm/a for the single strand section of the North Anatolian Fault between Bolu in the west and Karliova (Bingöl) in the east. The geomorphology and geochronology based geologic slip-rates vary between 17 to 21 mm/a for the same part of this fault system. There are four possible explanations for the discrepancy between geologic and geodetic rates: (a) there are systematic errors in displacement and/or dating measurements on the offset geologic feature, (b) there are systematic errors in geodetic measurements, (c) the data are correct, but underlying assumptions or the geologic and/or geodetic approaches are in error, causing misinterpretation, and/or (d) the slip-rate changes rapidly in time.

In this study, I documented new geologic slip-rates for the structurally simple single strand section of the NAF, between Tosya (Kastamonu) in the west and Karliova (Bingöl) in the east, to provide a better understanding on this system's behavior in different temporal and spatial scales. This morphochronologic study mainly depends on identification of sites with proper offset features, precise displacement measurements of these structures and lastly Optical Stimulated Luminescence (OSL) dating of each related geologic unit. I calculated 7 independent slip-rates from dating of geomorphic markers in 5 new and 2 revised previously known sites. These new data tripled the morphochronological constraints on the Ilgaz-Karliova section of the NAF.

I analyzed all these new and existing data by using a ready Monte Carlo model to determine (a) a precise average slip rate and (b) any slip variability for the last 5 ka. Results from modeling yield an average slip rate of $18.4 +1.4/-1.3$ mm/a (68% confidence) from 4320 ± 508 a to present. Furthermore, the analysis reveals a short

pulse of accelerated strain release between ~1600-1700 years that is most probably because of the relatively high rate of a previous study. I rerun the model by removing of this entry, but keeping the revised rate for the same site and observed the disappearance of this apparent anomaly. This calculated uniform slip-rate is ~5 mm/a slower than geodetically constraint 24.2 ± 0.2 to 25.8 ± 0.2 mm/a rates for this section of the NAF. I suggest two hypothesis about the discrepancy of geologic and geodetic rates: (a) deformation between the Anatolia and Eurasia is not localized and affects a broader region, where folding like structures form in late Miocene or younger deposits and/or (b) strain transient processes in temporal scale. There are no or very limited data to support the first hypothesis. Further studies are definitely necessary to test this statement. However, ongoing postseismic deformation, mainly of 1999 earthquakes, is clearly recorded by geodetic measurements. Moreover, InSAR models reveal the strain transient, which are linked with the postseismic effect of the 1944 Gerede Earthquake, on the creeping İsmetpaşa segment of the NAF. The most plausible mechanism to clarify the discrepancy of geologic and geodetic rates is the postseismic process, which started after the 20th century earthquake sequence on the NAF.

In addition to slip-rate studies, I undertook paleoseismological trench investigations on the Kelkit Valley segment where there is little or no paleoseismic information to understand the rupture behaviour at this structural complex section of the NAF, where 26 December 1939 Erzincan ($M_s=7.8$) and 20 December 1942 Erbaa-Niksar ($M_s=7.1$) faulting events are separated by a 10-km-wide releasing step-over. I excavated 4 trenches at three different sites near Velibey, Reşadiye and Umurca along the 1939 surface rupture. However, I report only two trenches, because dating results show lack of continuous sedimentation or sampling of reworked, very small datable material in one of trenches in the Reşadiye site, where evidence of several branches of faulting and three paleoevents including the 1939 rupture were logged, or no faulting evidence were identified like in Velibey site.

I found evidence of 4 paleoearthquakes including the 1939 event in Reşadiye and Umurca trenches on the basis of sedimentary and structural relations. Geochronologically constrained age ranges for paleoearthquakes from Reşadiye and Umurca trenches are correlated with A.D. 1045, A.D. 1254, and A.D. 1668 historical events prior to the 1939 rupture by using historical records and other nearby paleoseismological studies. Paleoseismic data about 17 August 1668 Anatolian earthquake are reported in various trench studies conducted on 1944, 1943 and 1942 earthquake segments of the North Anatolian Fault. It is also known that the western extent of the 1939 rupture did not propagate along the main trace of the North Anatolian Fault around Niksar, where there is a 10-km-wide releasing step-over acted as a seismic barrier during this event. The Reşadiye and Umurca trenches are located further east of the 10-km-wide step-over in Niksar and they provide evidence for the 1668 earthquake. I suggest two hypothesis about the surface rupture distribution of 17 August 1668 Anatolian earthquake; (a) the 1668 event involved in a single rupture probably from east of Bolu to Koyulhisar and in this case, it jumped the 10-km-wide releasing step-over in Niksar. (b) There were multiple events between July and September 1668 and several individual rupture zones occurred on different segments of the North Anatolian Fault. Although numerical models using a homogenous fault initial stress show the maximum jumpable width of dilatational step-overs as 5 km, ruptures can jump more than 8-km-wide releasing step overs in models with the assumption of heterogeneous stress fault setting where multi-cycle

earthquakes are experienced. Moreover, paleoseismic studies showed about 6 m offset for the 1668 event in Niksar, the eastern end point of the main fault segment before it jumps the 10-km-wide releasing step-over towards east. In addition, presence of linking normal faults in the Niksar step-over creates a case that is known to greatly increase the ability of earthquake rupture to propagate across the step over. Thus, I take account the first hypothesis and suggest that the rupture zone of the 1668 earthquake propagated across the Niksar step-over and it terminated somewhere near Koyulhisar.

Moreover, I measured seven horizontal slips on boundaries of these fields, changing between 4 and 10.8 meters. The minimum horizontal offset was measured as around 4 m at least in four field boundaries, which is the product of the 1939 event. In addition, there are two ~6.5 m offset measurements as the second-order-set and one 10.8 m as the third-order-set of horizontal slip. I interpret all these different sets of measurements as reflecting multiple events, for which each set represents an individual earthquake. If we assume that there is no temporal gap between these sets' records, we can calculate the horizontal slip to be around 2.5 m for the A.D. 1668 and about 4 m for the A.D. 1254 events. This slip history is only compatible with the "variable slip model" among the all known ones. The coseismic offset of the 1939 event is almost two times more than the measured 1668 earthquake's slip. However, the amount of displacement of 1939 and 1254 earthquakes are almost identical. Therefore I suggest a new slip model and named it as "quasi-variable" in which amount of slip differs between individual events, but contains a kind of an order in multi-cycle periods. This newly suggested model should be tested by more slip studies, which cover a larger range of time span and provide data from the other strike-slip regions with similar structural complexity.

1. GİRİŞ

1.1 Amaç

Kıta kabuğu üzerinde meydana gelen depremler, doğrudan insan yaşam alanları üzerinde yıkıcı etkiye sahip doğa olaylarıdır. Zengin tarihsel kayıtlar, Doğu Akdeniz ve civarının bu doğa olayının yol açtığı yıkıma defalarca maruz kaldığını açık bir şekilde ortaya koyar. Kuzey Anadolu Fayı (KAF), bu bölgede insan yaşamını doğrudan etkilemiş yıkıcı unsurların başında yer alır. KAF, doğuda Karlıova'dan başlayıp, Karadeniz kıyısına kabaca paralel bir yay çizerek, Saros Körfezi'ne kadar yaklaşık 1200 km'lik bir mesafe boyunca uzanır. Dünyanın en önemli kıtasal faylarından biri olan bu tektonik hat, yirminci yüzyılda doğudan batıya doğru sırayla birbirlerini tetikleyerek meydana getirdiği depremler sonucu Kuzey Anadolu'da büyük yıkıma yol açmıştır. Tarihsel kayıtların Anadolu için oldukça eski zamanlara uzanması, bu fay ile ilgili her türlü çalışmayı, dünyada bulunan benzer sistemlerin anlaşılması için daha da önemli kılar. Eski depremlerin yerinin, zamanının ve büyüklüklerinin belirlenmesi, doğrultu atımlı faylar için davranış karakteristiği ve deprem döngülerinin anlaşılması için eşsiz veriler sunar.

Yukarıda oldukça kısa bir şekilde önemi özetlenen KAF, dünyanın farklı yerlerinden çok sayıda araştırmacının ilgisini çekmiştir. Bu fay zonu üzerinde yaşı, sahip olduğu toplam atım miktarı ve evrimi ile ilgili çok sayıda çalışmanın (örnek: Barka, 1992; Ketin, 1948, 1957, 1969; Şengör, 1979; Şengör ve diğ., 2005) yanı sıra, mekanizmasının daha iyi anlaşılması için farklı disiplinlere ait çok sayıda araştırma bulunur.

Eski depremlerin belirlenmesi ve KAF'ın deprem tekrarlanma özelliğinin anlaşılması için batıda 1912 Ganos Depremi yüzey kırığından, doğuda 1939 Erzincan Depremi yüzey kırığına kadar fayın çeşitli kesimleri üzerinde çok sayıda paleosismoloji çalışması yapılmıştır (Barka ve Wesnousky, 1994; Bertrand ve diğ., 2011; Demirtaş, 1994; Fraser ve diğ., 2010a; Fraser ve diğ., 2009; Hartleb ve Dolan, 2004; Hartleb ve diğ., 2003; Hartleb ve diğ., 2006; Hitchcock ve diğ., 2003; Ikeda ve diğ., 1991;

Klinger ve diğ., 2003; Kondo ve diğ., 2009; Kondo ve diğ., 2010; Kozacı ve diğ., 2011; Kurçer ve diğ., 2009; McHugh ve diğ., 2006; Meghraoui ve diğ., 2012; Okumura ve diğ., 2002; Okumura ve diğ., 2004; Okumura ve diğ., 1990; Palyvos ve diğ., 2007; Pantosti ve diğ., 2008; Pavlides ve diğ., 2006; Rockwell ve diğ., 2001; Zabcı ve diğ., 2011)., KAF'ın deprem tekrarlanma davranışı, hendekler ve sualtı paleosismoloji çalışmalarından elde edilen verilerden derlenerek üretilen olasılık modeline göre fayın batı, orta ve doğu kesimlerinde farklı özelliklere sahiptir (Fraser ve diğ., 2010b). Bu hipoteze göre, Helenik yayla ilgili olarak fayın batı kesiminin kazandığı transtansiyonel ve açılma tipi davranışı, sürtünme kuvvetini azaltarak daha sık deprem gerçekleşmesine sebep olur. Doğu kesim ise Avrasya-Arabistan çarpışmasına bağlı olarak transpresyonel özellik gösterir ve fay boyunca sürtünme kuvvetini arttırarak daha seyrek deprem meydana gelmesine yol açar. Ancak, batı kesimde Marmara Denizi civarında görülen yükselmiş denizel taraçaların varlığı (Sakinç ve Bargu, 1989; Yaltırak ve diğ., 2002) ve fayın sıkışmalı büklüm geometrisine bağlı olarak gelişen Ganos Dağı (Okay ve diğ., 2004) transtansiyonel davranışa zıt yapılarıdır. Ayrıca, KAF'ın bu bölgedeki paralel kolları üzerinde belirlenmiş tarihsel depremlerin tek hat üzerinde gerçekleştikleri farz edilerek modele katılması ve batıdaki çalışma sayısının fayın doğu kesimine göre çok daha fazla olması, bu hipotezi zayıflatan verilerdir. KAF üzerinde yapılmış çok fazla sayıda araştırmayı bir araya getirmesi açısından oldukça değerli olan Fraser ve diğ. (2010b)'nin çalışması, aslında bir tekrarlanma modeli ortaya koyabilmek için mevcut paleosismoloji çalışmalarının ne kadar yetersiz olduğuna işaret eder.

Eski deprem tarihçesinin ortaya çıkartılmasının yanı sıra KAF'ın sahip olduğu deformasyon hızının belirlenmesi önem verilen diğer bir araştırma konusudur. GPS ölçümlerine dayalı jeodezik kayma hızı bulguları 17-27 mm/yıl arasında farklı değerler taşır (McClusky ve diğ., 2000; Reilinger ve diğ., 1997; Reilinger ve diğ., 2006; Straub ve diğ., 1997; Yavaşoğlu ve diğ., 2011). Reilinger ve diğ. (2006) Anadolu Bloğu'nun batı yönlü hareketinin KAF boyunca 24 ± 1 mm/yıl'lık bir hızla gerçekleştiğini hesaplarken, Le Pichon ve Kreemer (2010) aynı hareketin bu fay zonu boyunca sabit 26 mm/yıl'lık oranla gerçekleştiğini öne sürer. Jeolojik kayma hızları ise temsil ettikleri zaman aralıklarına göre 10 ila 26 mm/yıl aralığında farklı değerler gösterirler (Aksoy ve diğ., 2010; Hubert-Ferrari ve diğ., 2002; Kozacı ve diğ., 2007; Kozacı ve diğ., 2009; Meghraoui ve diğ., 2012; Polonia ve diğ., 2004;

Pucci ve diğ., 2008). GPS ölçümlerinin modellendiği elastik blok hızları ve bu blok sınırlara denk düşen jeolojik kayma hızı çalışmaları karşılaştırıldığı zaman, jeodezik değerlerin jeolojik hızlara göre daha yüksek olduğu görülür. Bu uyumsuzluk; (1) Her iki yönteminde doğru olduğu varsayıldığında kayma hızının, kısa zaman dilimleri içerisinde keskin değişiklik göstermesi, (2) Jeolojik ve jeodezik ölçümlerin sistematik hata içermesi, (3) Doğru olan jeolojik ve jeodezik ölçümlerin yanlış değerlendirilmesi/modellenmesinden kaynaklanabilir. Farklı disiplinler kullanılarak elde edilmiş kayma hızı bulgularının bu önermelerin hangisinden veya hangilerinden dolayı farklılık gösterdiği, fayın davranış karakterinin anlaşılması açısından bilimsel bir problemdir.

Deprem davranışının ve bunu niteleyen yukarıdaki değişkenlerin daha iyi anlaşılması, depremin doğasının öğrenilip yaşam alışkanlıklarının ve gerekli önlemlerin ona göre şekillendirilmesine büyük katkı sağlayacaktır. “Kuzey Anadolu Fayı’nın Ilgaz (Çankırı) – Karlıova (Bingöl) Arasında Kalan Kesiminin Morfokronoloji Tabanlı Son Beşbin Yıllık Kayma Hızı Tarihçesi ve Depremselliği” başlıklı bu doktora tezinin ana hedefi, bu davranış biçiminin KAF özelinde daha iyi anlaşılması için veri üretmek ve elde edilen bulguları bilinen deprem tekrarlanma mekanizmaları ile denestirmektir.

1.2 Yöntem

Bu çalışma iki ana aşamada gerçekleşmiştir. Uzaktan algılama çalışmalarının uygulandığı birinci evrede, özellikle yüksek çözünürlüklü uydu görüntüleri ve hava fotoğrafı çiftleri kullanılarak ilksel morfotektonik çözümler yapılmış ve KAF üzerindeki çalışma alanları belirlenmiştir. Hava fotoğraflarının orthorektifikasyonu gibi bilgisayar destekli çalışmaların gerçekleştirilmesinde, birçok uzaktan algılama yazılımı kullanılmış, üretilen her türlü bilgi tez çalışması sırasında çatısı oluşturulan Coğrafi Bilgi Sistemi (CBS) veritabanına işlenmiştir. Belirlenen bu çalışma alanları arazide kontrol edilmiş, yaşlandırılabilir ötelenmiş yüzey içerenleri veya eski depremlerin belirlenmesi için uygun hendek alanları bu tez çalışmasının ana veri kaynakları olarak seçilmiştir.

Morfotektonik yapıların ötelenme miktarları uzaktan algılama ve mikrotopoğrafya ölçümleri sonucu oluşturulmuş ayrıntılı morfotektonik haritalar kullanılarak yapılmıştır. Ötelenmiş yapıların yaşları, genelde 25 cm uzunluğunda ve 5 cm çapında

çelik borular kullanılarak alınan örneklerin Işık Üniversitesi Lüminesans Araştırma ve Arkeometri Laboratuvarında analiz sonuçları kullanılarak hesaplanmıştır. Yerdeğiştirme ve yaş verileri, Zechar ve Frankel (2009)'ın geliştirdiği olasılık yoğunluk fonksiyonları ile işlenerek her bir çalışma alanı için ayrı ayrı modellenmiş ve kayma hızı değerleri hesaplanmıştır.

Uydu görüntüleri ve arazi gözlemleri sonucu belirlenen hendek yerlerinde, kepçe kullanılarak gerçekleştirilen fay kazılarında, duvar stratigrafisi ve yapısal ilişkiler süperpozisyon ve kesen-kesilen ilişkisi gibi prensipler kullanılarak incelenmiş ve ölçekli bir şekilde loglanmıştır. Önemli seviyelerden alınan kömür veya organik çökel örnekleri farklı laboratuvarlarda Hızlandırılmış Kütle Spektrometresi (Accelerated Mass Spectrometer – AMS) kullanılarak radyokarbon yöntemiyle yaşlandırılmış, sonuçlar OxCAL yazılımı ile modellenmiştir. Belirlenen olayların olasılık dağılımı, katalogları ile denestirilerek her bir olay, bir tarihsel deprem ile denestirilmiştir.

Bu çalışmada üretilen şekillerin çoğu Wessel ve Smith (1998) tarafından üretilen GMT (Generic Mapping Tools) kullanılarak hazırlanmıştır.

1.3 Tez Planı

Deformasyon hızının, bir başka deyişle yamulma döngüsünün değişim gösterip göstermediği, değişiyorsa bunun hangi zaman aralıklarında gerçekleştiği, depremlerin ve ortalama tekrarlanma aralığının anlaşılması konularında büyük önem taşır. Son birkaç on yıl içerisinde uydu teknolojilerinin gösterdiği büyük gelişme, jeodezik yöntemler kullanılarak yapılan deformasyon hızı çalışmalarının sayısının oldukça artmasına yol açmıştır. Ancak yamulma döngüsü içerisinde anlık fotoğrafın çekilmesi olarak betimlenecek bu ölçümlerden elde edilen model sonuçları, fay sistemlerinin zaman içerisinde geçirdiği evrimi açıklamaz. Ayrıca özellikle kıtasal litosferin mekanik katmanlaşması (ör: şizosfer ve plastosfer) ve bunların sahip oldukları fiziksel özelliklerin modelleme ile elde edilen kayma hızı üzerindeki etkisi, jeodezik yöntemler kullanılarak elde edilmiş değerler açısından başka bir probleme daha işaret eder. Jeolojik kayma hızı bulguları, bu bilimsel problemlerin daha iyi anlaşılması açısından büyük önem taşır. Tezin ikinci ana bölümü deprem tekrarlanma aralığı ve buna büyük etkisi olan yamulma döngüsü (yamulma birikimi ve boşalımı) ile ilgili temel kavramların anlatılması ile başlar. Kabuk deformasyon döngüsü, bu

döngünün ana denetleyicileri ve bu fiziksel olguların deprem oluş sıklığı ve büyüklüğüne sahip olduğu etki özet bir şekilde anlatılmıştır. Özellikle yamulma döngüsünün evrimi, yani deformasyon hızının zamana bağlı bir değişiklik gösterip göstermediği Yeni Zellanda, Kaliforniya, Tibet ve Orta Doğu bölgelerinin sahip olduğu ana fay sistemleri üzerinde yapılmış jeodezik ve jeolojik kayma hızı çalışmalarının derlenmesi ve bu oranların karşılaştırılması ile irdelenmiştir. Bu örneklerden yola çıkarak görülen farklılıkların açıklanması ile ilgili ortaya konulmuş hipotezler bu bölümde özetlenmiştir.

Tezin üçüncü bölümü ise Türkiye'nin paleotektonik döneminden neotektonik dönemine geçişte, KAF'ın oluşumu, evrimi ve güncel geometrisini etkileyen unsurların anlatıldığı kısımdır. Özellikle fay boyunca görülen deformasyon hızının, fay zonunun oluşumundan itibaren nasıl bir evrim geçirdiği ve günümüzdeki orana ulaştığı ile ilgili önerilmiş hipotez bu bölümde yer alır.

Kabuk deformasyon döngüsü ile ilgili ikinci bölümde anlatılan problemin KAF özelinde irdelenmesi ise dördüncü bölümde yapılmıştır. Fay boyunca yapılmış önceki kayma hızı çalışmaları derlenmiş, özellikle jeolojik kayma hızı çalışmasının eksik olduğu kesimlere dikkat çekilmiştir. Doğudan batıya doğru Elmalı, Yedisu, Mihar-Tümekekar, Kelkit Vadisi, Kargı-Kamil ve Ilgaz segmentleri üzerinde yapılan yeni jeolojik kayma hızı çalışmaları, çalışılan bölgelerin ayrıntılı morfolojik özellikleri ve yaşlandırma verileri ile birlikte teker teker anlatılmıştır.

Deprem döngülerinin anlaşılması için deformasyon hızından başka diğer bir önemli parametre ise eski deprem tarihlerinin ve bu depremlerin büyüklüklerinin (çalışma bölgesinde atım miktarı) belirlenmesidir. Her ne kadar Doğu Akdeniz için bulunan zengin tarihsel kayıtlardan derlenmiş çok sayıda deprem kataloğu olsa da, bazı depremlerin hangi fay üzerinde ve hangi büyüklükte meydana geldiği tam olarak belli değildir. Bu yüzden daha önce üzerinde paleosismolojik çalışma bulunmayan Kelkit Vadisi Segmenti'nde bu tez çerçevesinde toplam dört adet fay kazısı gerçekleştirilmiştir. Gerek çökel kayıdın uygun olduğu, gerekse yüzey faylanması ile ilgili yapıların görüldüğü Reşadiye-2 ve Umurca hendeklerinden elde edilen sonuçlar, tezin beşinci bölümünde ayrıntılı olarak anlatılmıştır. Bu hendeklerde belirlenen eski depremlerin yanı sıra, her deprem için ölçülen atım verileri kullanılarak 17 Ağustos 1668 Anadolu depreminin uzanımı ile ilgili bir hipotez ortaya konmuştur. Bu depremin KAF üzerinde son yüzyılda meydana gelmiş 1942 ve

1939 deprem segmentleri arasında bulunan 10 km genişliğinde açılmalı bir sıçramayı aşarak ilerlediğini öne süren bu hipotez, yapısal ve geometrik olarak karmaşık yapı görülen fay kesimlerinin sismik afet modellenmesinde büyük öneme sahip olduğunu iddia eder.

Tezin altıncı ve sonuncu bölümünde ise özellikle dördüncü ve beşinci bölümlerde KAF ile ilgili elde edilen jeolojik kayma hızı ve eski deprem bulguları tartışılarak özetlenmiştir. Ayrıca bu bulgular önceki çalışmalara ait veriler ile birlikte değerlendirilerek, KAF'ın genel davranış biçimi tartışılmıştır. Bu kısımda fayın açılmalı sıçrama gibi yapısal olarak karmaşık kesimlerinde, deprem tekrarlanma karakteri açısından literatürde bulunmayan iki boyutlu yeni bir hipotez önerilmektedir.

2. DEFORMASYON HIZI VE DEPREM DÖNGÜSÜ

2.1 Giriş: Genel Tanımlar

Kayma hızı, birim zaman içinde iki bloğun bir fay boyunca birbirlerine göre gerçekleştirdikleri yerdeğiştirmedir. Bu değer, jeolojik olarak yaşlandırma (bağlı ve mutlak) sınırlarına bağlı olarak milyonlarca yıllık bir dönemi yansıtabileceği gibi, sadece tek bir sismik döngüye karşılık gelen birkaç yüz yıllık dilim için de hesaplanabilir. Çok sayıda sismik döngü sonrası birikimli ötelenme gösteren yerçekillerinin ve/veya çökellerin yaşlandırılmasıyla hesaplanan oran, “ortalama kayma hızı”, “uzun-dönem kayma hızı” veya “jeolojik kayma hızı” olarak adlandırılır (McCalpin, 2009). Her bir deprem döngüsü için “kapalı döngü” veya “olaylar arası” kavramları paleosismolojide kayma hızı ile ilgili kullanılan diğer terimlerdir (Chang ve Smith, 2002). Özellikle son 20 yıl içerisinde gelişen uydu teknolojileri sonucu, GPS ve InSAR gibi teknikler yardımıyla yer kabuğu deformasyonunun takip edildiği çalışmaların sayısında büyük artış görülür (Çakır ve diğ., 2005; Çakır ve diğ., 2003b; Elliott ve diğ., 2008; Meade ve Hager, 2005; Reilinger ve diğ., 2006; Thatcher, 2007; Wallace ve diğ., 2007; Wang ve diğ., 2011; Wright ve diğ., 2004). Geçici ve kalıcı GPS istasyonlarının ölçümleri sonucu üretilen modellerle, birçok fay zonunun yamulma birikimi ve salınımı hakkında ayrıntılı bilgi edinilmiştir. Birkaç-on yıl mertebesinde, fay zonunun sahip olduğu yamulma döngüsü içerisinde anlık bir dönemi kapsayan bu ölçümler sonucu hesaplanan kayma hızı değeri için “jeodezik” ve “kısa dönem” terimleri kullanılır.

Tapponnier ve diğ. (2001), uzun dönem kayma hızı aralığını 10-100 bin yıl (by) olarak tanımlar. Bu tanımlamadan yola çıkarak bu çalışma kapsamında kayma hızı ile ilgili olarak son 10 bin yıl için “kısa dönem”, 10-100 bin yıl için “uzun dönem”, 100 bin yıldan daha uzun zaman dilimi için ise “çok uzun dönem” terimleri kullanılacaktır. “Jeolojik kısa dönem kayma hızı” kavramı ise Holosen yaşlı ötelenmiş birimlerden elde edilen kayma hızı değerlerinin, jeodezik ölçümler sonucu elde edilen oranlar ile karıştırılmaması için tercih edilmiştir.

2.1.1 Deprem tekrarlanma aralığı ve kayma hızının etkisi

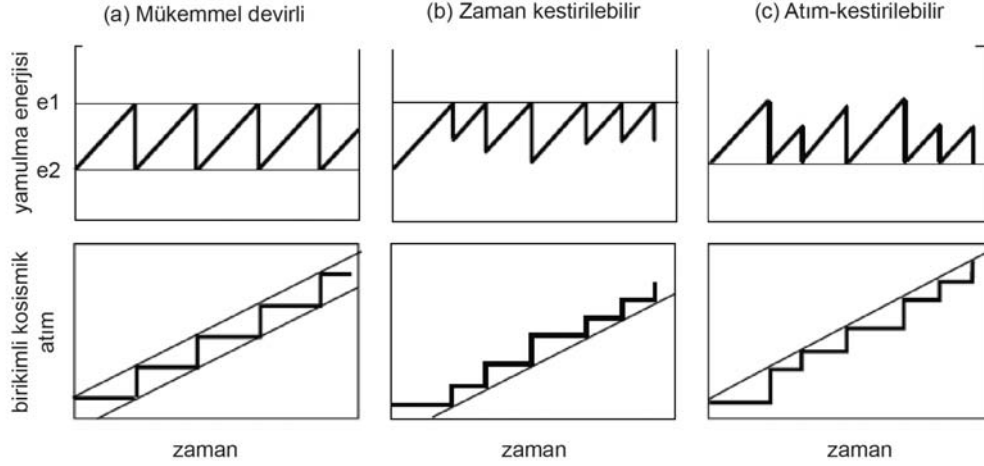
Kayma hızı değeri, deprem tekrarlanma aralığı ile birlikte eski depremlerin gerçekleşme zamanı ve büyüklüğünün belirlenmesi için en önemli unsurlardan birini oluşturur. Kayma hızı değerinin yüksek olduğu fay zonlarının daha sık büyük deprem meydana getirdiği bilinen genel bir gerçektir (Segall, 2002). Fayın belirli bir kesimi üzerinde gerçekleşen iki deprem arası geçen süre olarak tanımlanabilecek deprem tekrarlanma aralığı, genelde iki farklı yöntem kullanılarak belirlenir: (a) meydana gelmiş çok sayıda depremi kapsayan ortalama tekrarlanma aralığının bulunduğu “doğrudan yöntem”, (b) gerçekleştirmiş depremlerin teker teker belirlendiği “jeolojik yöntem” (McCalpin, 2009). Wallace (1970), birinci yöntemi kullanarak San Andreas Fayı’nın deprem tekrarlanma aralığını, “bir depremde meydana gelen kosmik yerdeğiştirme miktarını uzun dönem kayma hızına bölerek” hesaplamıştır (2.1).

$$TA = A / (K - C) \quad (2.1)$$

Bu denkleme göre tekrarlanma aralığı (TA), bir depreme ait atımın (A) kosmik kayma (K) ve krip (C) hızlarının farkına bölünmesi ile elde edilir. Ortalama bir değer elde edildiği bu yöntemin en büyük dezavantajı, bir hendek çalışmasında yapılabilenin aksine münferit deprem tarihlerinin belirlenememesidir.

Ayrıntılı fay haritaları ve uygun çökme ortamlarında açılan hendek çalışmalarına dayanan “jeolojik yöntemde” ise, her münferit deprem jeokronoloji yöntemleri kullanılarak tarihlendirilir ve bunun sonucunda olaylar arasında geçen zaman belirlenir. Farklı faylar üzerinde gerçekleştirilen birçok paleosismoloji çalışması, deprem tekrarlanma aralığının genelde düzensiz bir dizilime sahip olduğunu göstermiştir (McCalpin, 2009). Bu düzensiz tekrarlanmanın (aperiyodik) görüldüğü fay kısımlarında “düzensizlik gidişatının” belirlenmesi, deprem dinamiği ve atım dağılımının anlaşılmasında çok önemli rol oynar (Scholz, 2002). Elastik yamulma birikim ve boşalım oranlarının aynı olduğu ve bunun sürekli tekrarlandığı kabulüne dayanan “mükemmel devirli” (Reid tipi davranış), tek boyutlu tekrarlanma modellerinden biridir (Şekil 2.1a). Diğer bir modele göre ise her deprem belirli bir sınıra kadar yamulma birikimi gerçekleştirdiğinde meydana gelirken, her olay sonrasında değişik miktarda yamulma boşalımı gerçekleşir (zaman kestirilebilir model) (Şekil 2.1b). Farklı miktarda yamulma birikimi sonucu meydana gelen

depremler sonrasında yamulma boşalımının aynı kritik seviyeye düştüğünü öne süren modele göre ise atım miktarı tahmin edilebilir (Şekil 2.1c) (Shimazaki ve Nakata, 1980). Deprem tarihçesinin yanı sıra farklı zaman aralıklarına karşılık gelen kısa ve uzun dönem kayma hızlarının belirlenmesi, basit veya karmaşık deprem tekrarlanma modellerinin (Scholz, 2002) anlaşılması için büyük önem taşır.



Şekil 2.1 : Deprem tekrarlanma modelleri. Shimatzi ve Nakata (1980)'den değiştirilerek çizilmiştir.

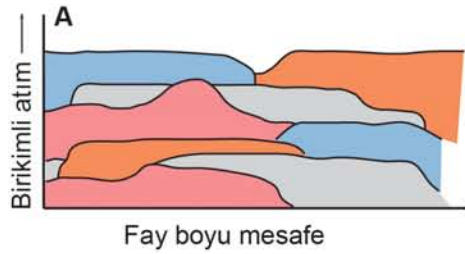
Deprem sonrası fay boyunca atım dağılımı çeşitliliğini ortaya koyan gözlemler, yukarıda bahsedilen tek boyutlu deprem tekrarlanma modellerine ikinci bir boyut eklenerek daha gelişmiş olanların üretilmesine yol açmıştır (Şekil 2.2) (Berryman ve Beanland, 1991; Schwartz ve Coppersmith, 1984; Sieh, 1981). Bunlardan “değişken atım” modeline göre fayın belirli bir noktasında gerçekleşen her münferit deprem, farklı miktarlarda atım meydana getirir. Bu tip davranış biçiminde fayın bütün kesimlerinde kayma hızı aynı değere sahiptir (Şekil 2.2a). Sieh (1981), atım dağılımı gözlemlerine dayanarak ileri sürdüğü “türdeş atım modeline” göre fayın belli bir noktası için atım miktarı, her deprem için aynı oranda gerçekleşir. Daha sık orta büyüklükte depremlerin görüldüğü bu modelde fay boyunca kayma hızı gene sabittir (Şekil 2.2b). Bu görüşe katılmayan Schwartz ve Coppersmith (1984), San Andreas Fayı'nın Pallett Creek kısmındaki, fayın diğer kesimlerine göre daha düşük kayma hızı bulgularına dayanarak “karakteristik deprem tekrarlanma modelini” öne sürmüşlerdir. Buna göre fayın aynı noktasında her depremde aynı miktarda atım gerçekleşmesi, fay boyunca kayma hızı değerinin değişmesine bağlıdır. Bir fay üzerinde biriken bütün yamulma, fayın bu kesimi üzerinde gerçekleşen karakteristik deprem sırasında boşalmaktadır (Şekil 2.2c). Karakteristik deprem tekrarlanma

modeli ile benzerlik gösteren diğeri bir görüş “örtüşüm modeli (overlap model)”dir. Buna göre fay boyunca kayma hızı değeri farklı değerler alırken, kırılma segment boyları ile sınırlı kalmayarak iki farklı depremde komşu segmentlerin aynı kesimleri üzerinde gerçekleşebilir (Şekil 2.2d). “İkili model (coupled model)” özelliği gösteren faylarda ise türdeş atımlı modelde olduğu gibi fayın bir kesiminde her deprem sonucu aynı miktarda atım gerçekleşirken, yüzey kırığının dağılımı segment sınırlarına bağlı değildir. Bu tip davranış gösteren fayların genelinde türdeş kayma hızı görülürken, aynı nokta için farklı büyüklükte depremler gerçekleşebilir (Şekil 2.2e).

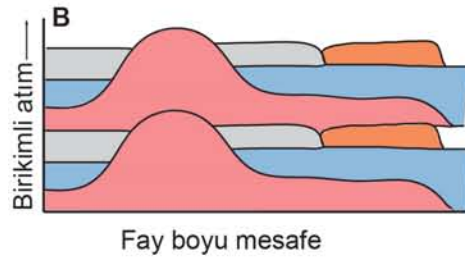
2.1.2 Kabuk deformasyon döngüsü ve kayma hızına etkisi

İki deprem arası aralık için kabuk deformasyonu dört evreden oluşur: önsismik (presismik), kosismik, sismik sonrası (postsismik) ve sismik arası (intersismik). Yükleme ve boşalım döngüsünü oluşturan bu dört aşama, dünyanın farklı noktalarında gerçekleştirilen ayrıntılı jeodezik, sismolojik ve jeolojik gözlemler sonrasında belirlenmiştir. Dünyada sadece jeodezik yöntemler kullanılarak, tek lokasyonda tam bir deformasyon döngüsünün gözlenebildiği bir yer yoktur (Scholz, 2002).

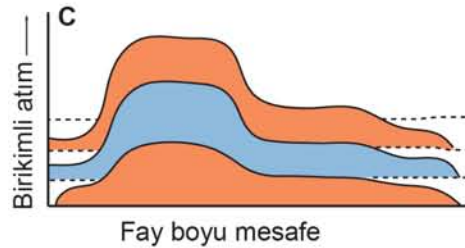
Deformasyonun önsismik (presismik) evresi hakkında bilgi, çeşitli veri kaynaklarından sağlanır. Tarihsel belgeler, Japonya’da meydana gelen bazı depremlerden hemen önce kıyılarda yükselme gerçekleştiğini gösterir (Imamura, 1937). Sismoloji ve diğeri ölçüm aletlerinin gelişmesini takip eden süreçte ise, öncü şok (foreshocks), ön şoklar (preshocks), ana şok öncesi sessiz dönem, yeraltı sularında radon miktarında ani artış ve gene bu suların seviyesinde ani yükselme önsismik evrenin göstergeleri olarak kabul edilmişlerdir (Wyss, 1997). Ayrıca Honshu adasının batı kıyısında düzenli olarak farklı zamanlarda yapılan nivelman ölçümlerinin karşılaştırılması, 1964 Niigata depremi ($M=7.5$) öncesinde topoğrafya seviyesinde ani yükselme ve düşüş olduğunu gösterir (Mogi, 1985). Öncesi ve sonrası ile en iyi sismolojik kayıtlardan birini içeren 1999 İzmit depremi ($M_w=7.6$) öncesinde başlayan ve artan bir sinyalin kırılğan kabuğun alt kesimlerinde ana şokun 44 dakika öncesinde kaymanın başladığına karşılık geldiği ortaya konmuştur (Bouchon ve diğ., 2011).



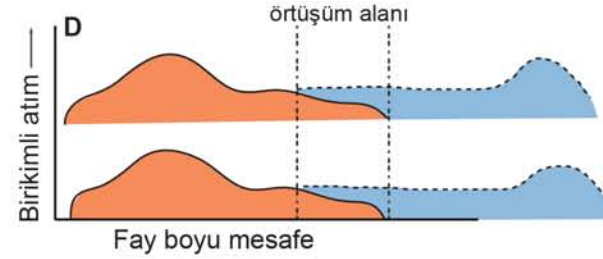
- Aynı noktada değişik atım miktarı
- Fay boyunca sabit kayma hızı
- Farklı büyüklükte depremler



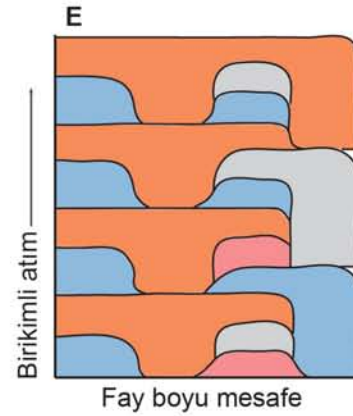
- Aynı noktada aynı atım miktarı
- Fay boyunca sabit kayma hızı
- Aynı büyüklükte büyük depremler, sık daha küçük depremler



- Aynı noktada aynı atım miktarı
- Fay boyunca farklı kayma hızı
- Aynı büyüklükte büyük depremler, seyrek daha küçük depremler



- Aynı noktada aynı atım miktarı
- Fay boyunca farklı kayma hızı
- Aynı büyüklükte büyük depremler



- Aynı noktada nerdeyse aynı atım miktarı
- Fay boyunca sabit kayma hızı
- Farklı büyüklükte büyük depremler

Şekil 2.2 : İki boyutlu deprem tekrarlanma modelleri; (a) Değişken atım, (b) Türdeş atım, (c) karakteristik deprem, (d) Örtüşüm (overlap) ve (e) İkili (coupled). Scholz (2002) ve McCalpin (2009)'dan derlenerek çizilmiştir.

Kosismik evre ise dinamik faylanma sırasında yamulma rölyefine uygun olarak oluşan deformasyon olarak tanımlanır (Scholz, 2002). Deprem sırasında oluşan fay sarplığı, çatlaklar, kıvrımlar, basınç sırtları ve iki blok arası yer değiştirme, görülen kosismik yapılar arasında yer alır. Arazi çalışmalarında ölçülen kosismik ötelenme miktarları ile jeodezik ölçümlere dayanan elastik kayma model sonuçlarının hemen hemen aynı değerleri taşıdığı görülmüştür. İzmit depreminden sonra GPS ölçümlerinin elastik modellemesi sonucu bulunan azami 5.7 m'lik değer, arazi'de fayın aynı kesimi için yüzey kırığı üzerinde yapılan 5.2 m'lik ötelenme ölçümüne oldukça yakındır (Barka, 1999; Barka ve diğ., 2002; Reilinger ve diğ., 2000).

GPS ve InSAR yöntemlerinin yaygınlaşması ve depremlerden sonra bu tekniklerle yapılan çalışmaların artmasından sonra, sismik sonrası (postsismik) deformasyon hakkında oldukça fazla veri birikimi sağlanmıştır. Genelde kırılan fay parçasının altında meydana gelen sonradan kayma (afterslip) ve farklı biçimlerde gerçekleşen poroelastik gevşeme, yapılan bu jeodetik gözlemler ile anlaşılır (Scholz, 2002). Savage ve Svarc (1997), Landers depreminden ($M_w=7.3$) sonra, fay boyunca kurulu 10 adet nirengi istasyonu üzerinde farklı zamanlarda yapılan GPS ölçüm veri setini kullanarak deprem sonrası kaymanın (afterslip) sismojenik zonun altı olan 10 km ile 30 km derinlik arasında gerçekleştiğini göstermişlerdir. Aynı şekilde 1999 İzmit depreminden sonra 75 gün boyunca sürekli olarak devam eden GPS ölçümlerinin model sonuçları, kosismik kırık zonunun altında 0.43 m'lik asismik kaymanın gerçekleştiği göstermiştir (Reilinger ve diğ., 2000). 1994 Northridge depreminden ($M_w=6.7$) sonra uzun süreli (2650 gün) ölçümler sonucu ise postsismik gevşemenin depremden sonra ilk 100 gün boyunca devam ettiği, daha sonra gözlenen hız alanının intersismik evre ile benzerlik gösterdiği ileri sürülmüştür (Savage ve Svarc, 2010). 1999 İzmit ve Düzce depremlerinden sonra devam edilen GPS ölçümlerinin model sonuçları, deprem sonrası hız alanının, deprem öncesi evreye göre farklılık gösterdiğini ortaya koymuştur (Ergintav ve diğ., 2009; Hearn ve diğ., 2009). 1999 depremlerini takip eden 7 yıllık postsismik süreçte azami yerdeğiştirme, İzmit yüzey kırığının 10-20 km kadar yakınındaki istasyonlarda Kuzey Anadolu Fayı'na kabaca paralel, 150 mm civarında bir değer olarak ölçülmüştür (Ergintav ve diğ., 2009).

Bu üç sürece ek olarak, deformasyon döngüsünün son bileşenini sismik arası (intersismik) devre oluşturur. Deprem anı, öncesi ve sonrasında gerçekleşen deformasyonun etkilemediği bu evre içerisinde yamulma birikiminin sabit bir oranda

gerçekleştiği ön görülür (Scholz, 2002). Güney Kaliforniya’da San Andreas Fayı üzerinde, 14-17 yıl boyunca yapılan nirengi ölçümleri sonucu, fayın bu kesimi için Palmdale’de 1982 yılındaki ölçüm hatasından kaynaklandığı düşünülen anomali hariç, yamulma birikiminin sabit olduğu görülmüştür (Savage ve Lisowski, 1995). Aynı fay sistemi üzerinde, “Big Bend” kesiminde, intersismik deformasyon birbirlerine paralel faylardan oluşan geniş bir zona dağılmış haldedir. Levhalar arası gerçekleşen toplam deformasyon hızının, San Andreas Fayı’nın bu kesiminde birbirlerine paralel faylar arasında paylaşıldığı görülür (Bourne ve diğ., 1998).

2.2 Kabuk Deformasyon Hızı Sabit mi, Değişken mi: Dünyadan Örnekler

Aynı fay zonu üzerinde gerçekleştirilen jeolojik ve jeodezik kayma hızları benzer değerleri taşıyabilecekleri gibi, birbirlerinden oldukça farklı değerlere de sahip olabilir. Bu farklılık, (a) fay zonunun zaman içerisinde evrimi ve bunun sonucu olarak yamulma döngüsünün değişiklik göstermesi, (b) her iki yöntemin de dayandığı ölçümlerin hatalı yapılması ve/veya (c) elde edilen sonuçların yanlış yorumlanması maddelerinin biri veya birden fazlası yüzünden kaynaklanabilir.

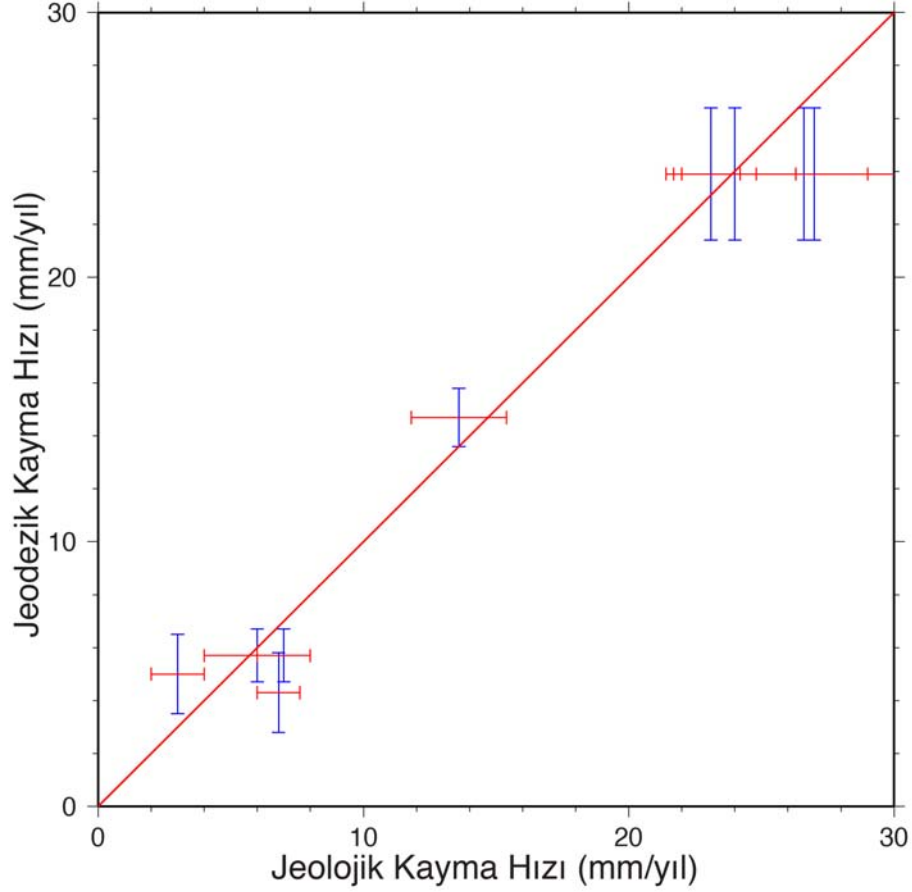
Kabuk deformasyon hızında gerçekleşen (veya gerçekleşmeyen) değişimlerin varlığı, farklı tektonik bölgelerde yer alan ana fay zonları üzerinde yapılmış jeolojik ve jeodezik kayma hızı çalışmalarının karşılaştırılması ile irdelenmiş ve bölgelere göre derlenen değerler Çizelge A.1’de verilmiştir. Karşılaştırmada kullanılan jeolojik kayma hızı değerleri, Yeni Zellanda, Kaliforniya, Asya (Tibet) ve Orta Doğu’da yer alan ana fay zonları üzerinde yapılmış ve farklı yaşlandırma yöntemlerinin kullanıldığı çalışmalara dayanır. Jeodezik kayma hızı oranlarının temelini ise GPS ölçümleri ve bu verilerden üretilen elastik blok modelleri oluşturur. Her iki yöntem ile elde edilen sonuçların karşılaştırılması, ortaya çıkan benzerlik veya farklılıkların yorumları, bölgelere göre alt başlıklar halinde sunulacaktır.

2.2.1 Yeni Zellanda

Birbirlerine oblik yaklaşan Pasifik ve Avustralya levhalarının etkisi altında sıkışma ve doğrultu-atım özelliği taşıyan deformasyonun görüldüğü Yeni Zellanda’da, hem Kuzey Ada’da hem de Güney Ada’da bulunan faylar üzerinde yapılmış jeodezik (Wallace ve diğ., 2007; Wallace ve diğ., 2004) ve jeolojik kayma hızı (Barnes, 2009; Benson ve diğ., 2001; Langridge ve diğ., 2010; Little ve diğ., 1998; Norris ve

Cooper, 2001; Sutherland ve diğ., 2006; Van Dissen ve Berryman, 1996; Wallace ve diğ., 2007; Wallace ve diğ., 2004) çalışmaları derlenerek karşılaştırma çizelgesi hazırlanmıştır (Çizelge A.1). İki farklı yöntemle anlık ve uzun zaman aralıklarını kapsayacak şekilde elde edilen bu verilerin karşılaştırma sonuçları, genel bir uyuma işaret eder (Şekil 2.3). Ancak bazı fay zonlarında jeolojik ve jeodezik kayma hızı oranlarının, iki değer arasında uyuma karşılık gelen deneştirme eğrisinin dışında, sağda (jeolojik kayma hızının, jeodezik orana göre daha yüksek olması) veya solda kaldığı (jeodezik kayma hızının, jeodezik orana göre daha yüksek olması) görülür. Farklılık görülen zonlardan Alpine Fayı daha ayrıntılı incelendiğinde, jeolojik kayma hızının levha sınırlarına bağlı olarak fay boyunca türdeş olmadığı, fayın doğrultusu boyunca güneybatıya gidildikçe deformasyon hızı açısından artan bir gradyana sahip olduğu dikkati çeker (Barnes, 2009; Langridge ve diğ., 2010; Norris ve Cooper, 2001; Sutherland ve diğ., 2006). Fayın “South Westland” kesiminde elastik blok model hızı ile jeolojik kayma hızları örtüşür (Sutherland ve diğ., 2006; Wallace ve diğ., 2007).

Jeolojik ve jeodezik değerler arasında görülen diğer bir uyumsuzluk ise, Kuzey Ada üzerinde yer alan Casteron/Masteron Fayı üzerindedir. Elastik blok model sonucu elde edilen kayma hızı, jeolojik değerden daha yüksektir (Van Dissen ve Berryman, 1996; Wallace ve diğ., 2004). Ancak jeolojik hızlara göre sınırları kurgulanarak yapılmış elastik blok modeli ve jeolojik hız arasında görülen bu uyumsuzluk, Carteron/Masteron fay zonu üzerinde yapılmış az sayıda jeolojik kayma hızı çalışmasının olması ve varolan tek değer de (Zackariassen ve diğ., 2000) en düşük oranı temsil etmesi ile açıklanmaktadır (Wallace ve diğ., 2004). Bu kısmi uyumsuzlukla ilgili yapılabilecek diğer bir yorum ise, bu bölgede birbirlerine paralel çok sayıda fay kolunun olması ve deformasyonun zaman içerisinde bu kollar arasında değişken bir şekilde paylaşıldığı olasılığıdır. Bölgede bütün paralel fay kolları üzerinde gerçekleştirilecek çok sayıda jeolojik kayma hızı çalışması sonucu, bu problem için saha sağlıklı bir hipotez üretilebilecektir.



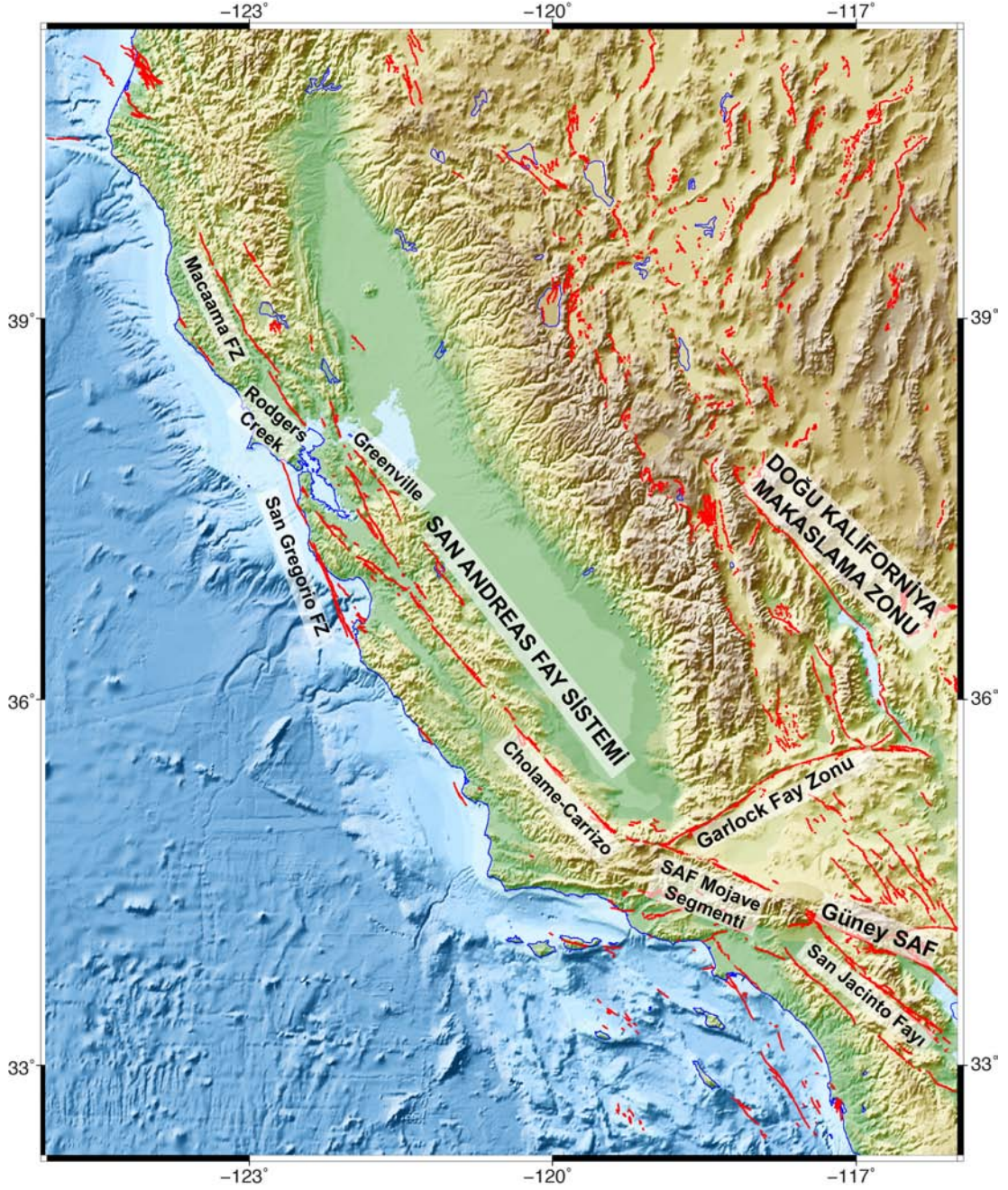
Şekil 2.3 : Yeni Zellanda, Kuzey ve Güney Adalarında bulunan doğrultu atımlı faylar üzerinde yapılmış jeodezik ve jeolojik kayma hızı çalışmalarının karşılaştırılması. Kırmızı renkli çubuklar hata oranları ile birlikte jeolojik kayma hızı değerlerini gösterirken, mavi çubuklar jeodezik hız oranlarına karşılık gelmektedir. Kırmızı çizgi, iki değer karşılaştırılabilmesi için çizilmiş denge eğrisidir.

2.2.2 Kaliforniya

Kaliforniya bölgesinin ana tektonik unsurunu oluşturan ve genel olarak birçok irili ufaklı fay içeren sağ yanal doğrultu atımlı San Andreas Fay Sistemi (SAFS), Pasifik ve Kuzey Amerika levhaları arasında, göreceli hareket sonucu gelişmiş bir yapıdır. Sınırları çok belirgin olmayan bu sistem, San Francisco civarında 80 km, San Diego yakınlarında ise 150 km genişliğinde bir deformasyon zonuna sahiptir (Wallace, 1990). Kaliforniya bölgesinde SAFS dışında, Kuzey Amerika ve Pasifik levhalarının göreceli hareketine uygun olarak gelişmiş ve SAFS'ye kabaca paralel konumlu birçok fay zonu bulunur (Şekil 2.4). Bu faylar üzerinde gerçekleşen toplam deformasyon oranı, ilk olarak son 5 My için, SAFS'ye kabaca paralel 60 mm/yıl

olarak hesaplanmıştır (Atwater, 1970). Kaliforniya körfezinden elde edilen yeni magnetik anomali bulguları sonucunda bu oran, son 3 My için 49 mm/yıl olarak düzeltilmiştir (DeMets ve diğ., 1987). Bu göreceli hareket miktarının yaklaşık %70-80'i SAFS tarafından karşılanırken, geri kalanı Kaliforniya'daki diğer fay sistemleri tarafından paylaşılır (Thatcher, 1990). SAFS'ye paralel bu fay kollarından "Mojave Desert" bloğunu sınırlayan ve kendi aralarında benzer kinematik özelliğe sahip olanlar, Doğu Kaliforniya Makaslama Zonu'nu (DKMZ) oluşturur. Oldukça geniş bir ağa sahip bu fay zonunun SAFS'ye göre daha genç bir yaşa sahip olduğu (büyük olasılıkla ~10-6 My) öne sürülmüştür (Dokka ve Travis, 1990). Bu karışık deformasyon zonu, Pasifik ve Kuzey Amerika levhaları arasındaki göreceli hareketin yaklaşık %25'ini karşılar (McClusky ve diğ., 2001). Bu iki fay zonunun levhalar arasındaki hareket miktarını paylaşmalarından da anlaşılacağı üzere, birbirlerine paralel fay zonlarının etkileşimi ve evrimleri, Kaliforniya Bölgesi'nde belirlenen kısa ve uzun dönem kayma hızı miktarlarının değişimine yol açan en büyük etkidir.

Kaliforniya bölgesinde gerçekleştirilen çok sayıda jeodezik (d'Alessio ve diğ., 2005; McClusky ve diğ., 2001; Meade ve Hager, 2005; Sauber ve diğ., 1994) ve jeolojik (Baldwin ve diğ., 2002; Beanland ve Clark, 1995; Budding ve diğ., 1991; Frankel ve diğ., 2007a; Frankel ve diğ., 2007b; Hall ve diğ., 1999; Kelson ve diğ., 1996; Lee ve diğ., 2001; Lienkaemper ve Borchardt, 1996; Matmon ve diğ., 2005; McGill ve Sieh, 1993; Niemi ve Hall, 1992; Oskin ve Iriondo, 2004; Oskin ve diğ., 2007; Oskin ve diğ., 2008; Sharp, 1981; Sieh ve Jahns, 1984; Thomas ve Rockwell, 1996; Toke ve diğ., 2011; Van der Woerd ve diğ., 2006; Weldon ve Sieh, 1985; Working Group On California Earthquake, 2003) kayma hızı çalışması derlenmiş (Çizelge A.1) ve bu değerlerin karşılaştırması Şekil 2.5'de sunulmuştur. Bu çalışmaların çoğu, Kaliforniya faylarının birçok kesiminde jeolojik ve jeodezik kayma hızı oranlarının hata sınırları içerisinde benzer değerleri taşıdıklarına işaret eder. Ancak, denestirme eğrisinin sağında (jeolojik kayma hızının, jeodezik orana göre daha yüksek olması) veya solunda (jeodezik kayma hızının, jeolojik orana göre daha yüksek olması) olan birçok karşılaştırma sonucu farklılığa dikkati çeken diğer bir gerçektir.



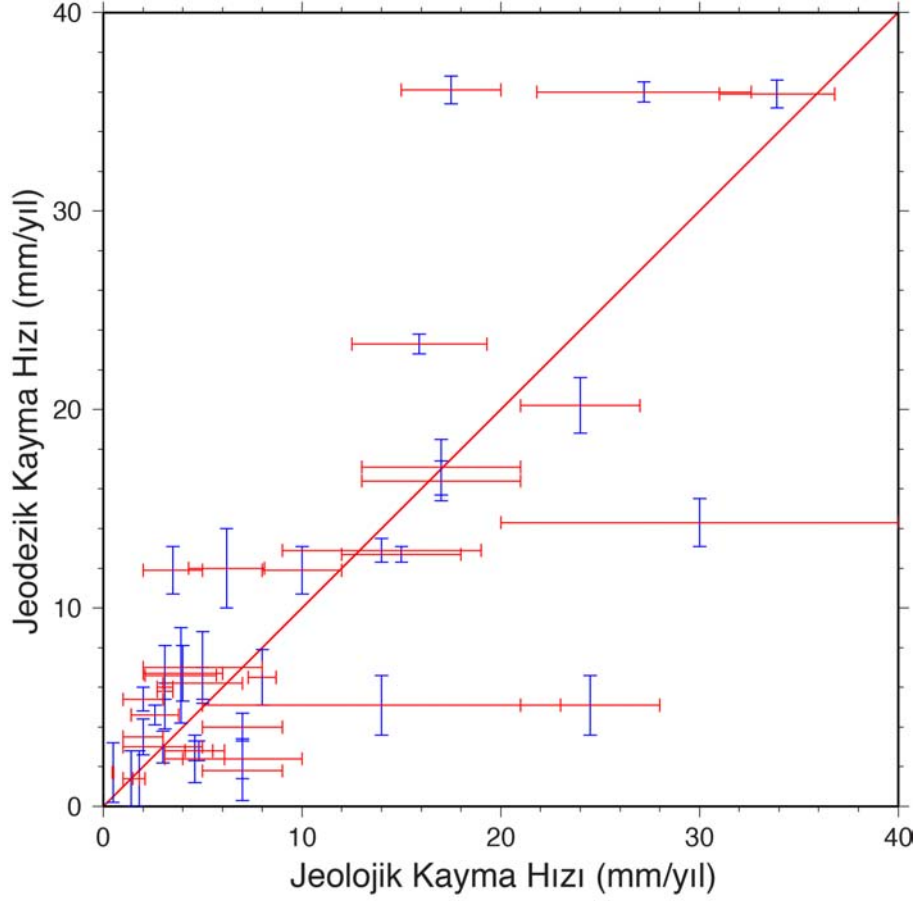
Şekil 2.4 : Kaliforniya ve civarının aktif fay haritası. Faylar USGS ve California Geological Survey (2006) veritabanından alınmıştır.

San Andreas Fayı'nın Carrizo segmenti için belirlenen 35.9 ± 0.7 mm/yıl jeodezik kayma hızı (Meade ve Hager, 2005), aynı fay kesiminde son 3.7 bin yıl için ölçülen 33.9 ± 2.9 mm'yıllık jeolojik oranla (Sieh ve Jahns, 1984) benzerlik gösterir. Geniş deformasyon zonu ve bunu oluşturan birbirlerine paralel farklı fay kollarının etkileşimli evrimi, Şekil 2.5'de görülen uzun dönem jeolojik kayma hızları ile jeodezik oranlar arasındaki farklılığın başlıca nedenlerinden biridir. SAFS'nin dar bir zona sıkıştığı Carrizo bölgesinin aksine, birbirlerine yakın paralel kolların görüldüğü

güney kesimlerde, jeolojik ve jeodezik oranlar arasındaki farklılık açıkça görülür. SAFS Mojave Segmenti'nin son 400 bin yıl için hesaplanan ortalama kayma hızı (Matmon ve diğ., 2005), güncel jeodezik hızın (Meade ve Hager, 2005) yaklaşık iki katıdır. SAFS'nin bu güney kesiminde, San Jacinto Fayı'nın oluşum yaşından (1.5 My), 90 bin yıla kadar artan etkinliği, SAF üzerindeki deformasyon oranının bu zaman aralığı için azalan bir gidişat gösterdiği şeklinde yorumlanmıştır (Bennett ve diğ., 2004). Buna göre deformasyon hızı, 1.5 My'dan 90 bin yıla doğru belirgin bir yavaşlama gösterir. 1.5 My önce yaklaşık 35 mm/yıl civarında olan kayma hızı, bundan 90 bin yıl önce en düşük seviyelerinden biri olan 9 ± 4 mm/yıl'a kadar gerilemiştir. Aynı zaman dilimi için San Jacinto Fayı üzerinde ise hızının 0 mm/yıl olduğu başlangıç aşamasından 26 ± 4 mm/yıl'lık değere kadar bir artış görülür. Son 90 bin yıl içerisinde bu bölgede SAF üzerinde kayma hızı tekrar artış gösterip güncel hızı olan 27 ± 4 mm/yıllık değere kavuşurken, San Jacinto Fayı üzerinde biriken deformasyon 8 ± 4 mm/yıllık orana düşmüştür (Bennett ve diğ., 2004). Aynı bölgede SAF tarafından ötelenen alüvyal yelpaze çökellerinin 35.5 ± 2.5 bin yıllık yaşı kullanılarak hesaplanan 15.9 ± 3.4 mm/yıl'lık kayma hızı, yamulma birikiminin 90 bin yıldan itibaren artmaya başladığı hipotezi için ek veri niteliği taşır (Van der Woerd ve diğ., 2006). SAFS'nin güney kesimi ve Doğu Kaliforniya Makaslama Zonu'na ait fayların birbirlerini etkileyerek dönemsel olarak bölgedeki deprem etkinliğini değiştirdikleri, son 12000 seneyi kapsayan paleosismoloji verilerine de yansımıştır. Jeodezi ve jeolojik kayma hızlarının farklı olmasına neden olan bu deformasyon paylaşımı/değişimi için iki mekanizma öne sürülmüştür: (a) deprem kümelerinin (cluster) üst kabuk faylarının derine uzantılarında sünek deformasyonu arttırması veya (b) alt kabukta meydana gelen ani sünek deformasyonun üstkabuk fayları üzerinde yükleme yapıp sismik kümeleşmeye yol açması (Dolan ve diğ., 2007). Doğu Kaliforniya Makaslama Zonu'nu oluşturan kollardan biri olan Owens Fayı üzerinde elastik blok modeli ile belirlenen 4.6 ± 0.5 mm/yıl'lık (McClusky ve diğ., 2001) jeodezik kayma hızı, jeolojik 2.6 ± 1.2 mm/yıl'lık değer (Lee ve diğ., 2001) oldukça üzerinde kalır. Aynı GPS verilerinin, elastik yarı uzay modeli yerine, elastik üst kabuk ve viskoelastik alt kabuk reolojisi varsayılarak modellenmesi sonucu, jeolojik orana çok daha yakın olan 2.1 ± 0.7 mm/yıl değeri elde edilmiştir. İki model sonucu arasındaki bu farklılık, faya yakın yüksek hız gradyanının görüldüğü deprem döngüsünün erken evrelerinde olunması ile ilişkilendirilmiştir (Dixon ve diğ., 2003). DKMZ ve San Jacinto Fayı üzerinde de elastik blok model hızlarının jeolojik

bulgulardan daha yüksek elde edilmesi, elastik katman ve viskoelastik alt katman reolojik ilişkisi göz önünde bulundurularak, bu fay zonlarının yine deprem döngüsünün erken evrelerinde oldukları şeklinde yorumlanmıştır (Chuang ve Johnson, 2011). Aynı çalışmada, Güney San Andreas ve Garlock fayları üzerinde belirlenen jeolojik kayma hızlarının, jeodezik oranlardan çok daha yüksek çıktığı zıt durum ise, bu fay zonlarının deprem döngülerinin son evrelerinde olması ile açıklanmıştır. SAFS'nin Mojave kesiminde elastik blok modeli sonucu elde edilen 14.3 ± 1.2 mm/yıl'lık jeodezik kayma hızı değerinin (Meade ve Hager, 2005) aynı GPS ölçümlerinin viskoelastik modele göre yeniden hesaplanması ile 20-30 mm/yıl'lık bir orana çıkması, litosferin viskosite yapısının kayma hızına etkisi ile ilgili başka bir örnektir (Johnson ve diğ., 2007). Elde edilen bu yeni jeodezik kayma hızı, jeolojik olarak elde edilen 30 ± 10 mm/yıl'lık değer (Matmon ve diğ., 2005) hata sınırları içerisinde yer alır.

Jeolojik ve jeodezik kayma hızları, Kaliforniya'da birçok fay parçası için benzer değerler taşıırken, özellikle sismik döngünün başı ve sonundaki fay zonları ve birbirlerine paralel kollarda görüldüğü yerlerde farklılık gösterir. Ayrıca elastik yerdeğiştirme modeli, büyük depremlerden sonra meydana gelen postsismik deformasyon değişimini açıklayamamaktadır (Segall, 2002). Özellikle büyük depremlerden sonra görülen bu geçici postsismik deformasyon üç nedenden kaynaklanabilir: (1) geçici asismik fay kayması, (2) üst kabukta akışanlara bağlı olarak meydana gelen poroelastik gevşeme, ve/veya (3) alt kabuk ve/veya üst manto'da viskoelastik gevşeme (Thatcher ve Pollitz, 2008). Jeodezik veriler kullanılarak yapılan kayma hızı hesabının, elastik katman (şizosfer) altında yer alan viskoelastik tabakanın (plastosfer) kabul edilen viskosite değerine göre ne kadar farklılık gösterebileceği, Dixon ve diğ. (2003)'nin Owens Fayı ve birçok araştırmacının sismik evrelerinin başı veya sonunda olan diğer fay zonlarında gerçekleştirdikleri çalışmalarda ortaya çıkmıştır. Kısa ve uzun dönem kayma hızları arasında geniş zaman aralıklarına bağlı (>10 bin yıl) belirlenen değişimi açıklayabilecek diğer bir mekanizma ise geniş fay zonlarının kendi aralarında toplam deformasyonun paylaşımı konusunda evrim geçirdiği hipotezidir.



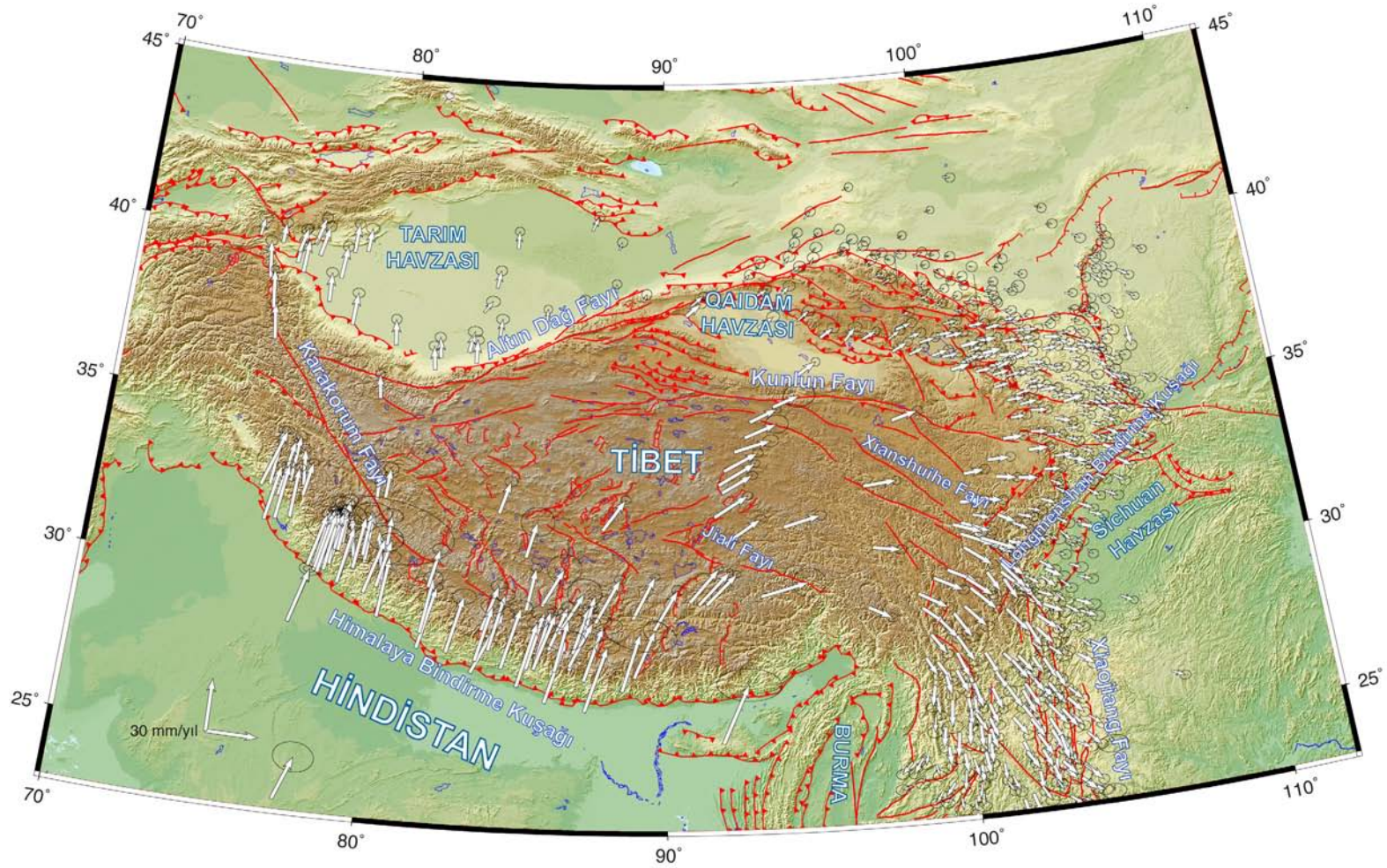
Şekil 2.5 : Kuzey Amerika, Kaliforniya Bölgesinde yer alan doğrultu atımlı faylar üzerinde gerçekleştirilen jeolojik ve jeodezik kayma hızı çalışmaları karşılaştırma grafiği. Kırmızı renkli çubuklar hata oranları ile birlikte jeolojik kayma hızı değerlerini gösterirken, mavi çubuklar jeodezik hız oranlarına karşılık gelmektedir. Kırmızı çizgi, iki değer karşılaştırılabilmesi için çizilmiş denge eğrisidir.

2.2.3 Tibet

Asya'nın güncel tektonik unsurlarını şekillendiren ana etken Hindistan-Avrasya çarpışması, günümüzden yaklaşık 70-50 My önce başlamıştır (Yin ve Harrison, 2000). Son 50 My'da gerçekleşen çarpışma sonrası devam eden yaklaşma hareketi, Hindistan'ın Asya'nın içine doğru yaklaşık 2000 km girmesine ve Himalaya dağ zinciri ile buranın 3000 km kadar kuzeyi arasında bir deformasyon zonunun oluşmasına yol açmıştır (Dewey ve diğ., 1989; Johnson, 2002). Hindistan levhasının kuzeydoğu yönlü hareketinin GPS ölçümlerinin modellenmesi ile bulunan yaklaşık 35-38 mm/yıl'lık hız değer (Chen ve diğ., 2000; Larson ve diğ., 1999; Shen ve diğ., 2000; Wang ve diğ., 2001), magnetik anomalilere dayanarak oluşturulmuş küresel levha hareket modeli (NUVEL-1A)'nden yaklaşık 11 mm/yıl (DeMets ve diğ., 1994), kinematik verilerin çoğunun deniz tabanı açılması ve okyanusal transform

faylardan elde edildiği MORVEL'den 6.4-7.7 mm/yıl daha düşük kalır (DeMets ve diğ., 2010). Hindistan ve Asya levhalarının bu göreceli hareketinin %90'dan büyük bir kısmı, Tibet platosu ve bunun sınırlarında yer alan tektonik unsurlar tarafından karşılanır (Şekil 2.6) (Wang ve diğ., 2001). Asya-Hindistan çarpışmasına bağlı olarak deformasyonun Tibet bölgesinde nasıl gerçekleştiği yönünde iki ana hipotez bulunur: (1) Deformasyonun, rijit blokları sınırlayan büyük fay zonları boyunca gerçekleşmesi (Armijo ve diğ., 1986; Armijo ve diğ., 1989; Avouac ve diğ., 1993a), (2) Mekanik olarak daha güçsüz olan üst kabuğun, daha güçlü ve viskozik altkatmanların (üst manto ve alt kabuk) sahip olduğu sürekli deformasyon etkisiyle çok sayıda fay ve kıvrım yapısı ile karakterize olan dağılmış rejyonel deformasyona maruz kalması (England ve Houseman, 1986; England ve McKenzie, 1982; England ve Molnar, 2005). Tibet platosunun sınırlarını oluşturan ana fay zonları üzerinde yapılan jeolojik kayma hızı çalışmaları, deprem tekrarlanma aralığının yanı sıra kıtasal deformasyonun nasıl gerçekleştiği konusunda da önemli veri sağlar.

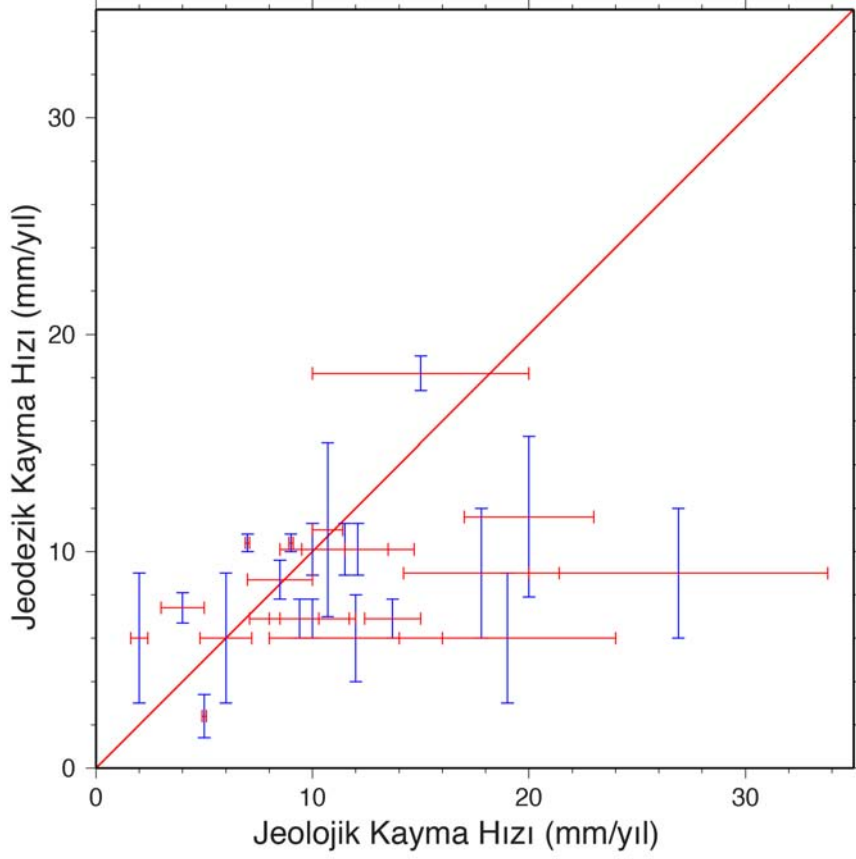
Tibet platosunun ana tektonik unsurlarına ait çok sayıda jeodezik (Banerjee ve Burgmann, 2002; Chen ve diğ., 2004; Chen ve diğ., 2000; Elliott ve diğ., 2008; Jouanne ve diğ., 2004; Thatcher, 2007; Wang ve diğ., 2011) ve jeolojik (Allen ve diğ., 1991; Avouac ve diğ., 1993b; Brown ve diğ., 2002; Burchfiel ve diğ., 1991; Chevalier ve diğ., 2005; Cowgill, 2007; Cowgill ve diğ., 2009; Haibing ve diğ., 2005; Jun ve diğ., 2003; Kirby ve diğ., 2007; Lasserre ve diğ., 2002; Lasserre ve diğ., 1999; Lave ve Avouac, 2001; Lin ve Guo, 2008; Meriaux ve diğ., 2004; Meriaux ve diğ., 2005; Replumaz ve diğ., 2001; Schoenbohm ve diğ., 2006; Tapponnier ve diğ., 1990; Thompson ve diğ., 2002; Valli ve diğ., 2007; Van der Woerd ve diğ., 1998; Van der Woerd ve diğ., 2000; Van der Woerd ve diğ., 2002) kayma hızı çalışması derlenmiş (Çizelge A.1) ve bunların arasından sadece doğrultu atımlı fay sistemleri üzerinde farklı yöntemlerle elde edilen değerlerin karşılaştırılması Şekil 2.7'de gösterilmiştir. Karşılaştırma şekli incelendiği zaman her iki değer arasında bazı benzerlikler görülsede, çoğu örneğin deneştirme eğrisinin sağında (jeodezik kayma hızının, jeolojik orana göre daha yüksek olması) veya solunda (jeolojik kayma hızının, jeodezik orana göre daha yüksek olması) yer aldığı görülür. Özellikle Karakorum, Altın Dağ ve Kunlun fayları üzerinde elde edilen jeolojik kayma hızı bulguları, jeodezik oranlara göre yüksek değerlere sahiptir.



Şekil 2.6 : Tibet ve çevresinin genelleştirilmiş aktif fay (Taylor ve Yin, 2009) ve GPS ölçümlerine göre güncel hız yapısını (Zhang ve diğ., 2004) gösteren harita.

Karakorum fayı üzerinde gerçekleştirilen GPS ölçümlerinin elastik blok model hızları, farklı çalışmalarda 7.4 ± 0.7 ile 11 ± 4 mm/yıl arasında elde edilmiştir (Banerjee ve Burgmann, 2002; Chen ve diğ., 2004; Wang ve diğ., 2001). Termokronolojik yöntemlerle bulunan çok uzun dönem (>10 My) kayma hızı, Indus nehrinin farklı ötelenme yorumlarından üretilen hipotezlere göre 20 ± 3 mm/yıl veya en az 8.5 ± 1.5 mm/yıl değerlerini taşır (Valli ve diğ., 2007). Ancak son 20-140 bin yıl yaş aralığına tarihlendirilen jeolojik birimlerin ötelenme miktarlarına göre hesaplanan uzun dönem kayma hızı değeri, bu çok uzun kayma hızının yarısı kadar, 10.7 ± 0.7 mm/yıl olarak hesaplanmıştır (Chevalier ve diğ., 2005). Bu oran, Karakorum Fayı için modellenen en son elastik blok model hızları ile (11 ± 4 mm/yıl ve 11.6 ± 3.7 mm/yıl) benzerlik gösterirken, InSAR kullanılarak bulunan 1 ± 3 mm/yıl'lık değer (Wright ve diğ., 2004) oldukça yukarısında kalır. Brown ve diğ. (2002), aynı fay zonu için son 10-15 bin yıl için belirledikleri 4 ± 1 mm/yıl'lık ortalama uzun dönem kayma hızı bulgusunun, Tibet'in genel olarak rijit bir levha özelliği göstermediği hipotezini desteklediğini öne sürer. Pleyistosen ve Holosen için kayma hızlarının farklılığı, yamulma birikiminde ani bir değişiklik gerçekleştiği veya ölçümlerin hata paylarının düşünülenden fazla olduğu hipotezlerini ortaya koyar.

Altın Dağ Fayı üzerinde belirlenen jeodezik ve jeolojik kayma hızları arasındaki büyük farklılıklar bulunur. 17.8 ± 6.9 (son 10 bin yıl) ve 26.9 ± 6.9 (6-113 bin yıl) mm/yıl'lık jeolojik kayma hızı değerleri (Meriaux ve diğ., 2004; Meriaux ve diğ., 2005), 6.9 ± 0.9 mm/yıl (Wang ve diğ., 2011) veya 9 ± 3 mm/yıl (Thatcher, 2007) gibi sonuçların elde edildiği jeodezik modellerden çok daha yüksektir. Ancak, bu fay zonu üzerinde ötelenmiş jeomorfolojik yapılar ile ilgili çalışmaların yeniden ele alındığı ve taraça ötelenmeleri ile ilgili jeomorfik indisler kullanılarak jeolojik kayma hızlarının yeniden belirlendiği bir diğer çalışmada, Altın Dağ Fayı için jeodezik oranlara çok daha yakın olan ortalama 9.4 ± 2.3 mm/yıl'lık bir değer geçerli olduğu öne sürülmüştür (Cowgill, 2007). Önceki çalışmalara nazaran çok daha düşük olan 8-12 ve 9-14 mm/yıl'lık jeolojik kayma hızları, gene benzer jeomorfolojik indisler kullanılarak elde edilmiştir (Cowgill ve diğ., 2009; Gold ve diğ., 2011). Jeolojik yaşlandırma tekniklerine dayanan bu daha düşük değerler, hata payları ile birlikte aynı fay zonu için belirlenen 11 ± 5 mm/yıl'lık InSAR kayma hızı (Elliott ve diğ., 2008) ile benzerlik gösterir.



Şekil 2.7 : Hindistan ve Asya levhalarının yaklaşma hareketinin %90'ının karşılandığı Tibet ve onu sınırlayan doğrultu atımlı faylar üzerinde yapılmış jeodezik ve jeolojik kayma hızı çalışmaları karşılaştırma grafiği. Kırmızı renkli çubuklar hata oranları ile birlikte jeolojik kayma hızı değerlerini gösterirken, mavi çubuklar jeodezik hız oranlarına karşılık gelmektedir. Kırmızı çizgi, iki değer karşılaştırılabilmesi için çizilmiş deneştirme eğrisidir.

Kunlun Fayı üzerinde yapılan jeodezik ve jeolojik kayma hızı çalışmaları arasında da Altın Dağ Fayı'ndakilere benzer bir uyumsuzluk vardır. Bölgesel GPS ağı kullanılarak modellenen 6 ± 2 mm/yıl'lık kısa dönem kayma hızı değeri (Chen ve diğ., 2000), fay zonu üzerinde yaklaşık 600 km uzunluğunda bir alanın farklı noktaları için belirlenen ve fayın geneli için türdeş bir davranışa karşılık geldiği önerilen 12.1 ± 2.6 (3-1.5 bin yıl), 11.5 ± 20 (40 bin yıl), 12.5 ± 2.5 (20-10 bin yıl) mm/yıl'lık jeolojik oranların (Van der Woerd ve diğ., 1998; Van der Woerd ve diğ., 2000; Van der Woerd ve diğ., 2002) oldukça altında kalır. Ancak daha yaygın bir GPS ağı kullanılarak üretilen elastik blok model, Kunlun Fayı'nın kısa dönem kayma hızını 10.1 ± 1.2 mm/yıl hesaplayarak, jeolojik değerler ile çakışan bir sonuca varır (Wang ve diğ., 2011). Aynı fay zonunun en doğu 150 km'lik kısmında ötelenmiş geç Pleyistosen-Holosen çökellerinin yaşlandırılmasıyla belirlenen ve 10-2 mm/yıl

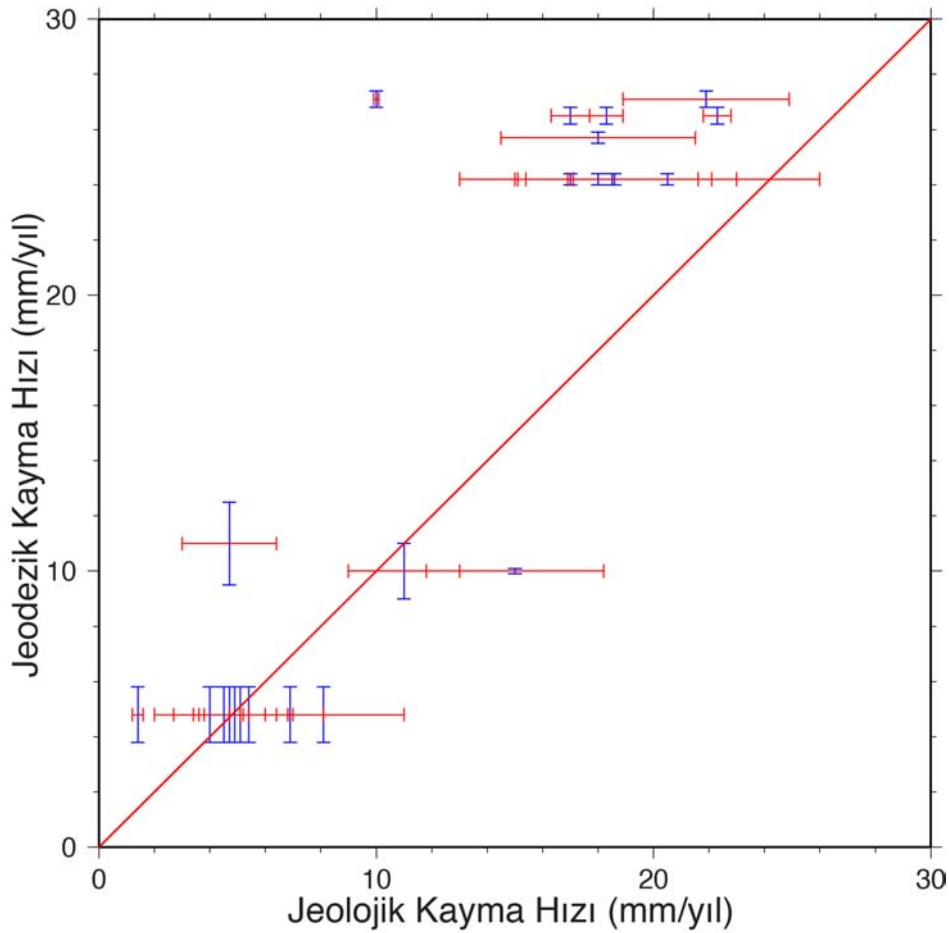
arasında değişen jeolojik kayma hızları, doğuya gidildikçe sistematik bir azalmanın varlığını gösterir (Kirby ve diğ., 2007). En doğu kesimde paleosismolojik yöntemlerle bulunan ortalama 3 mm/yıl'lık kayma hızı (Lin ve Guo, 2008), bu sistematik düşüş görülen hız gradyanı hipotezini destekler.

2.2.4 Orta Doğu

Arabistan ve Afrika levhalarının Avrasya levhası ile yakınlaşan hareketi, Orta Doğu aktif tektoniğinin ana hatlarını şekillendirir. Dalma-batma ve çarpışma kuşakları boyunca gerçekleşen levhalar arası bu hareketin büyük kısmı doğrudan atımlı deformasyon kuşakları tarafından karşılanır. Bu ana sistemlerden Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Fay Zonları (KAFZ ve DAFZ) batı yönlü kaçma hareketi yapan Anadolu bloğunun kuzey ve doğu sınırlarını oluştururken, Ölü Deniz Fay Zonu (ÖDFZ) Kızıldeniz rifti ile Bitlis-Zargos kenet zonunu birbirine bağlar (Garfunkel, 1981; Klinger ve diğ., 2000; Şengör, 1980; Şengör ve diğ., 1985; Şengör ve Yılmaz, 1981). Reilinger ve diğ. (2006), 1988-2005 yılları arasında gerçekleştirilen GPS ölçümlerini kullanarak bu üç ana fay zonunda içeren Orta Doğu ve çevresinin kabuk deformasyonunu modellemişlerdir. Bu elastik blok modelinde hesaplanan jeodezik kısa dönem kayma hızlarının yanı sıra, bu fay zonları üzerinde yapılmış çok sayıda jeolojik kayma hızı çalışması Çizelge A.1'de derlenmiştir (Aksoy ve diğ., 2010; Daeron ve diğ., 2004; Ferry ve diğ., 2007; Gomez ve diğ., 2003; Hubert-Ferrari ve diğ., 2002; Klinger ve diğ., 2000; Kozacı ve diğ., 2007; Kozacı ve diğ., 2009; Le Béon ve diğ., 2010; Meghraoui ve diğ., 2003; Niemi ve diğ., 2001; Polonia ve diğ., 2004; Pucci ve diğ., 2008; Westaway, 1994). Bu iki değer karşılaştırıldığında biri KAFZ, diğer ikisi ÖDFZ üzerinde olmak üzere üç bulgu hariç değerlerin birbirlerinin hata sınırı içerisinde örtüştüğü veya jeodezik kayma hızı değerlerinin jeolojik oranlardan daha yüksek olduğu görülür (Şekil 2.8).

Bu tezin konularından biri olan KAFZ'nun jeolojik kayma hızı daha sonraki bölümlerde ayrıntılı olarak ele alınacaktır. Doğu Anadolu Fayı üzerinde gerçekleştirilmiş tek jeolojik çok uzun dönem kayma hızı çalışması ise jeodezik oran ile hemen hemen aynı sonucu verir (Westaway, 1994). Ölü Deniz Fayı ile ilgili jeolojik kayma hızı çalışmalarının çoğu hata sınırları içerisinde, 4.8 ± 1 mm/yıl jeodezik kayma hızı değeri ile benzer oranlar içerir (Daeron ve diğ., 2004; Ferry ve diğ., 2007; Klinger ve diğ., 2000; Le Béon ve diğ., 2010; Niemi ve diğ., 2001).

Ancak bu uyum, fayın Araba Vadisi ve Misyaf kesimlerinde belirlenen 8.1 ± 2.9 (Le Béon ve diğ., 2010) ve 6.9 ± 0.1 mm/yıl'lık (Meghraoui ve diğ., 2003) jeolojik kayma hızı bulgularında görülmez. Sırasıyla son 110-60 bin yıl ve 830 yıl için belirlenmiş bu değerler, zaman dilimlerinin birbirlerinden farklılıkları göz önünde bulundurulduğu zaman fay boyunca yamulma oranının değiştiğini veya gerek atım miktarı gerekse yaşlandırma ölçümlerinin hata içerdiğini gösterir. Serghaya kesiminde bulunan 1.4 ± 0.2 mm/yıl'lık uzun dönem kayma hızı ise bütün değerlerden daha düşüktür (Gomez ve diğ., 2003). Ancak, Serghaya Fayı ile birlikte ona paralel olarak uzanan Yammouneh Fayının varlığı hesaba katıldığı zaman ÖDFZ'nun bu kesiminde toplam hareketin iki kol arasında paylaştığı anlaşılır.



Şekil 2.8 : Orta Doğu'da bulunan ana doğrultu atım fay sistemleri üzerinde gerçekleştirilmiş jeodezik ve jeolojik kayma hızı çalışmalarının karşılaştırma grafiği. Kırmızı renkli çubuklar hata oranları ile birlikte jeolojik kayma hızı değerlerini gösterirken, mavi çubuklar jeodezik hız oranlarına karşılık gelmektedir. Kırmızı çizgi, iki değer karşılaştırılabilmesi için çizilmiş denge eğrisidir.

3. KUZEY ANADOLU FAYI'NIN GENEL ÖZELLİKLERİ

Kıta kabuğu üzerinde görülen en önemli fay sistemlerinden biri olan Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), doğuda Karlıova üçlü ekleminden başlar ve Karadeniz kıyısına kabaca paralel kuzey yönlü geniş bir dış bükey yaparak batıda Saros Körfezi'ne kadar yaklaşık 1200 km boyunca uzanır (Andrieux ve diğ., 1995; Barka, 1992; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Ketin, 1957, 1969; Şengör, 1979; Şengör ve diğ., 2005). Bu tektonik hat, Doğu Anadolu platformu ile Ege Tafrojenezini birbirine bağlayarak Anadolu'nun batıya kaçış hareketinin kuzey sınırını oluşturur (Şengör ve diğ., 2005). Geç Paleozoyik - Tersiyer yaşlı yığılım karmaşıkları ile çevrilmiş bu makaslama zonunu Şengör ve diğ. (2005), Kuzey Anadolu Keirojeni (KAK) olarak adlandırmıştır. Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ve onun ait olduğu Kuzey Anadolu Makaslama Zonu (KAMZ), KAK'ın alt birimleridir.

Kuzey Anadolu'da meydana gelen depremlerin ana sorumlusu olan bu tektonik hattın yer bilimciler tarafından fark edilmesi 19. yüzyıla kadar uzanır (ayrıntılı kaynakça için bkz. Şengör ve diğ., 2005). KAFZ ile ilgili önceki çalışmalara göre ilk devrimsel görüş Ketin (1948) tarafından, kabaca doğu-batı uzanımlı fayın sağ yanal doğrultu atımlı karakteri ortaya konarak öne sürülmüştür. Ketin'e göre genelde kuzey bloğunun üzerinde düşme görülen bu fayın varlık nedeni Anadolu'nun batı yönlü hareketidir. İlk kez bu çalışmada sağ yanal doğrultu atımlı bir sistem olarak betimlenen KAFZ ile ilgili sonraki seneler içerisinde atım miktarı, morfotektonik özellikleri ve üzerinde yer alan depremler ile ilgili olarak çok sayıda çalışma yapılmıştır (Allen, 1969; Ambraseys, 1970; Ataman ve diğ., 1975; Ketin, 1957, 1969; Pavoni, 1961; Seymen, 1975). Bu çalışmalar arasında Ataman ve diğ. (1975) KAFZ'nun Paleo-Benioff zonunun oluşturduğu zayıflığa yerleştiğini öne sürererek fayın oluşum yeri ve geometrisi şekillendiren etkenler ile ilgili ilk hipotezlerden birini ortaya koyar. Benzer çalışmalar çok sayıda veri birikmesini sağlamış, buna paralel olarak KAFZ'nun genelinin yaşı, gerçekleştirdiği toplam birikimli atım miktarı ve nasıl bir evrimsel süreçten geçtiği ile ilgili hipotezlerin ileri sürülmesi başlamıştır (Barka, 1992; Şengör, 1979; Şengör ve diğ., 2005). KAFZ'nun üzerinde gelişen yapılar ve davranış karakterinin daha iyi anlaşılabilmesi için fay zonunun

geometrisine etki eden paleotektonik koşulların göz önünde bulundurulması gerekir. Bu sebepten ötürü KAFZ'nin tektonik çerçevesi paleotektonik ve neotektonik dönemler olmak üzere iki alt başlık altında anlatılacaktır.

3.1 Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Tektoniği

3.1.1 Kuzey Anadolu Fay Zonu öncesi paleotektonik dönem

Günümüzde Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)'nin kuzey sınırını oluşturduğu Anadolu'nun jeolojisine bakıldığında zaman karmaşık bir evrim sürecine sahip olduğu görülür. Güneyde Gondwana ve kuzeyde Lavrasya kıtaları arasında yer alan iki okyanus (Paleo-Tetis ve Neo-Tetis) ve bunların kollarının kapanması ile Anadolu'nun çevresinde yer alan karmaşık jeolojik yapı-boz oluşmuştur.

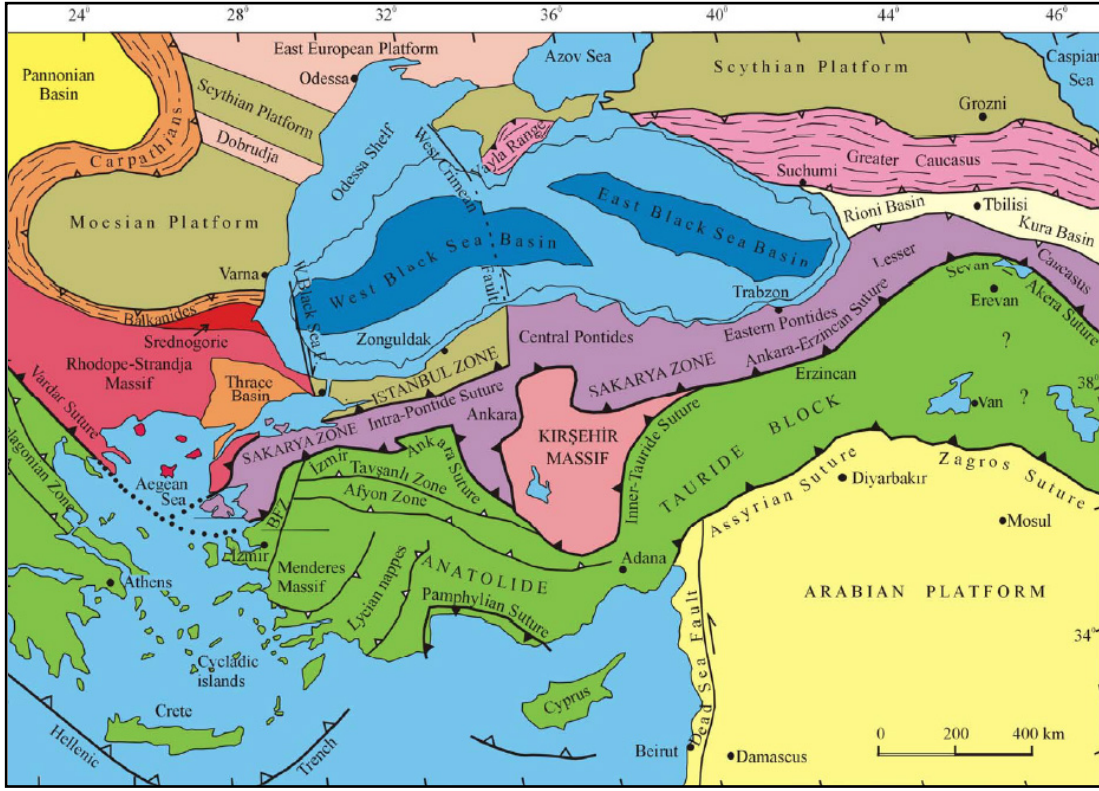
Geç Kretase boyunca günümüz Türkiye'sini oluşturan bölgede gerçekleşen kuzey yönlü dalma-batma sonucu İç-Pontid okyanusu kapanmaya başlamıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Aynı zamanda Sakarya Kıtası'nın güneyindeki dalma batma, İzmir-Ankara zonu (Brinkmann, 1966) olarak bilinen hat boyunca gerçekleşmiştir. İç Pontid ve Neo-Tetis okyanuslarının kapandığı bu her iki kenet zonu, Doğu Pontidler ile Küçük Kafkasya'nın sınırında birleşir. Geç Kretase boyunca Pontidler'de kalkalkelen volkanizma ürünleri oluşurken, bu tektonik birimin güney tarafında melanj yığılımları hakimdir (Şengör ve diğ., 1982). Karadeniz bu esnada Pontid ada yayının ardında, bir yay ardı havzası olarak açılmaya başlamıştır (Görür, 1988; Letouzey ve diğ., 1977; Okay ve diğ., 1994).

Geç Triyas-Senoniyen'de Anatolid-Torid platformu/Bitlis-Pötürge uzantısı arasında sakin bir ortama işaret eden karbonat çökelimi gerçekleşmiştir. Geç Sanoniyen'de ise Neo-Tetis'in kuzey kolunu oluşturan Vardar Okyanusu'na ait okyanusal kabuğun ve mantonun bir kısmı Anatolid-Torid platformunun kuzey kenarına üzerlenir. Bitlis/Pötürge-Arabistan çarpışmasından sonra güney Türkiye'de levhaların yaklaşması Bitlis-Pötürge parçasının kuzeyinde yer alan güney yönlü bir dalma-batma zonu boyunca meydana gelmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Anatolid-Torid platformu, Pontid aktif kıta kenarı ile orta Paleosen-geç Eosen arasında çarpışır. Güney ve güneydoğu Türkiye'de ise Yüsekova dalma-batma zonu etkinliğini orta Paleosen'de kaybederken, Arabistan-Avrasya arasındaki yaklaşma hareketinin tamamı, açılmaya devam eden Maden ve Cüngüş havzaları ile İç Torid

Okyanusu'nun kuzeyinde yer alan kuzeye eğimli dalma-batma zonu tarafından karşılanır. Doğu Anadolu yağışım karmaşığı bu dalma-batma zonunun üzerinde gelişmiştir (Şengör ve diğ., 1982; Şengör ve Yılmaz, 1981).

Geç Eosen-erken Miyosen boyunca, bütün Türkiye orojenezinin kuzey-güney kısılması, Metamorfik Menderes ve Kırşehir masiflerinin yükselmesi ve çatısız hale gelmesi devam eder. Güneydoğuda, Maden havzası ve İç Torid Okyanusu kapanırken, ana Avrasya-Afrika yaklaşma hareketi kuzeye eğimli bir dalma-batma zonuyla karşılanmaya başlar (Şengör ve diğ., 1982; Şengör ve Yılmaz, 1981). Serravaliyen-Tortoniyen'de ise Arabistan, Avrasya ve onun doğu uzantısı olan Doğu Anadolu yığışım karmaşığı ile sonunda çarpışır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Çarpışmayı izleyen dönem içerisinde Lice kıyı kırıntıları çökelmeye başlar ve bunların otokton karbonat kayaları ile birlikte deformasyona uğraması sonucu "Kenar Kıvrımları" meydana gelir (Ketin, 1966). Farklı çalışmalarda bölge stratigrafisi ve Arabistan-Avrasya çarpışmasının sınırlarında yer alan deformasyon yaşlarına dayanılarak verilen çarpışmanın başlangıç yaşı, Geç Kretase (Alavi, 1994; Berberian ve King, 1981; Hall, 1976) geç Oligosen (Agard ve diğ., 2005; Allen ve Armstrong, 2008) ve Miyosen (Dewey ve diğ., 1986; Görür, 1998; Görür ve diğ., 1995; Şengör ve diğ., 1985; Yılmaz, 1993) gibi farklı görüşleri içerir. Apatit-fizyon-iz yöntemi kullanılarak Bitlis Zagros kenet zonu boyunca alınan numunelerin çözümlene sonuçları, çarpışma ve yükselmenin erken Miyosen'de başladığı, orta-üst Miyosen arasında ise hızlandığı ortaya koyar (Okay ve diğ., 2010). Avrasya ve Anadolu levhaları arasında gerçekleşen bu çarpışma, Anadolu'nun batıya doğru kaçma hareketine başlamasına yol açarak Türkiye'nin Neotektonik evresini başlatmıştır (Şengör, 1980).

Yukarıda özetlenen bu süreçte Karbonifer-Triyas (Paleo-Tetis) ve Triyas-Kretase (Neo-Tetis) yaşlı iki ayrı okyanusal litosfer, kapanarak kenet kuşaklarını yaratmıştır (Şekil 3.1). Türkiye'nin Neotektonik dönemi içerisinde Kuzey Anadolu Fayı, zayıf bir kuşak oluşturan bu kenet kuşağının üzerinde geç Miyosen'den itibaren oluşmaya başlamıştır (Okay ve Tüysüz, 1999).



Şekil 3.1 : Türkiye'nin kenet kuşakları ve tektonik birlikleri (Okay ve Tüysüz, 1999).

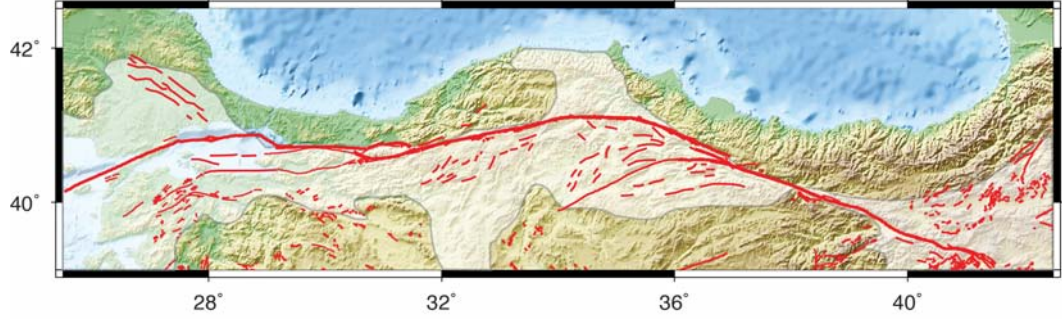
3.1.2 Türkiye'nin neotektonik dönemi ve Kuzey Anadolu Fayı

Avrasya-Arabistan levhalarının çarpışması, kıta içi deformasyonla özellikle Doğu Anadolu yığışım karmaşığı tarafından karşılanmaya başlar. Tortoniyen sonrası Doğu Anadolu'da kıtasal kabuğun kalınlaşması (Şengör ve Kidd, 1979) Anadolu'nun Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) boyunca itilmeye başlamasıyla son bulur (Şengör ve diğ., 1982; Şengör ve diğ., 1985).

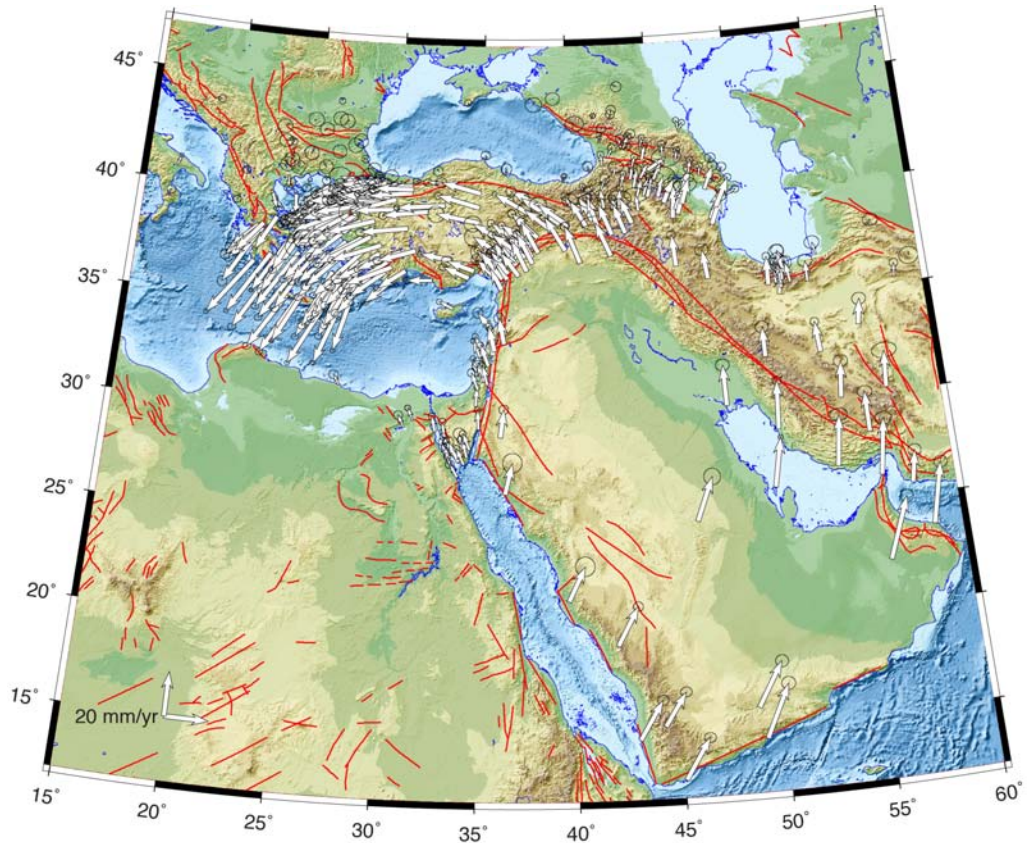
KAFZ, hem Kimmeridler hem de Alpidler'e ait olan Tetis kenarı yığışım karmaşıkları üzerinde yer alır (Şekil 3.2). Bu yığışım karmaşıklarının sahip oldukları zayıf zonlar, KAFZ'nun bunların üzerine yerleşmesine veya birbirine paralel kollardan oluşan geniş bir deformasyon zonuna sahip olmasını denetleyen başlıca etken olmuştur (Şengör ve diğ., 2005). Özellikle KAFZ'nun Marmara Bölgesi'nde karmaşık bir yapıya sahip olması, bu bölgenin çok fazlı neotektonik evrimi ile ilişkilendirilmiştir (Yaltırak, 2002).

Arabistan levhasının kuzey-kuzeybatı yönlü hareketi jeodezik modellere göre yaklaşık 20 ± 3 mm/yıl'lık bir hızda gerçekleşir (Reilinger ve diğ., 1997). Aynı zamanda Afrika Levhası göreceli olarak daha yavaş, 10 mm/yıl'lık bir hızla kuzey

yönüne doğru ilerler (Oral ve diğ., 1995). Güneyde gerçekleşen bu itme kuvveti sonucu, Anadolu Levhası KAFZ boyunca jeodezik ölçümlerden elde edilen modellere göre ortalama 25 mm/yıl'lık bir hızla batıya doğru hareket eder (Le Pichon ve Kreemer, 2010; McClusky ve diğ., 2000; Reilinger ve diğ., 1997; Reilinger ve diğ., 2006).



Şekil 3.2 : Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun yerleştiği Tetis yığılma karmaşıkları beyaz gölgeli çizilmiştir. Kırmızı çizgiler, halen aktif olan veya yakın zamanda çalışmış fayları gösterir. Şengör ve diğ. (2005)'ten alınmıştır.



Şekil 3.3 : Afrika/Arabistan-Avrasya levhalarının yaklaşması/çarpışma ile oluşan faylar ve GPS ölçümlerine göre (Reilinger ve diğ., 2006) blokların Avrasya'ya göreceli hareket yönleri.

3.2 Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Geometrisi

Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)'nin ana kısmı uzun segmentlerden ve genelde bunları ayıran açılmalı sıçramalardan oluşur (Barka, 1992). Bu zon üzerinde gerçekleşmiş depremlerin fay çözümleri, Anadolu Bloğu'nun saat yönünün tersi yönünde rotasyonel hareketini gösterir (Le Pichon ve Angelier, 1981; McKenzie, 1972). Fayın sahip olduğu kuzey yönlü geniş dış bükey, yay biçimli geometrinin batı kesimlerinde görülen bindirme yapıları bu dönme hareketinin blok sınırlarına tam olarak teğet gerçekleşmemesinden kaynaklanır (Barka ve Hancock, 1984). KAFZ'nu oluşturan segmentler, geometrileri ve üzerlerinde oluşan çoğu 20. yüzyıl depremlerine göre iki şekilde sınıflandırılmışlardır. Yüzey kırıkları birden fazla geometrik segmentin kırılması ile oluşurken, bunların bitim noktalarını sıçramalar veya bükümler gibi geometrik süreksizlikler denetlemiştir (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Lettis ve diğ., 2002).

Kuzey Anadolu Fayı (KAF) boyunca ana koldan ayrılmış iki sapma görülür. Bunlardan birincisi Erzincan havzasının doğu sınırında güneybatıya doğru uzanan sol yanal doğrultu atımlı Malatya-Ovacık, ikincisi ise Reşadiye batısında batı-güneybatı doğrultulu Sungurlu Fayları'dır. Bu tektonik hatların arasında iki fay zonu varlığı daha Koçyiğit ve Beyhan (1998) tarafından gösterilmiş, ancak Şengör ve diğ. (2005), söz konusu bölgelerde mikro sismik gözlem olmamasından yola çıkarak bu kolların diriliği ve KAFZ ile ilişkisi konusunda soru işaretleri olduğunu söylemiştir. Ancak bu iki koldan Orta Anadolu Fay Zonu'na ait Tecer Fayı üzerinde gerçekleştirilen paleosismoloji çalışması, kabaca 4300 senelik tekrarlanma aralığı ile oldukça düşük hızda bir deformasyonun hala süregeldiğini ileri sürer (Akyüz ve diğ., 2011).

En doğuda yaklaşık 10 km genişliğinde bir bölgeye yayılmış fay parçaları, Erzincan-Niksar (Tokat) arasında, özellikle Kelkit Vadisi boyunca oldukça dar bir zona sıkıştır. Tokat Lobu'nun olduğu bölgede KAFZ'nun tekrar geniş bir zona yayıldığı görülür (Herece ve Akay, 2003; Şengör ve diğ., 2005). Ancak bu geniş zonu güneyinde yer alan fayların çoğu etkinliklerini kaybetmişlerdir. Bütün lob genelinde sismik yoğunluk kuzey kesimde toplanır. Makaslama, Ilgaz Lobu'ndan batıya doğru genişleyerek devam ederken, sahip olduğu en yüksek genişliğe Marmara Lobu içerisinde ulaşır (Şengör ve diğ., 2005).

Karlıova ve Vezirköprü arasında K75-55B° arasında değişen açılarla 500 km boyunca devam eden KAF, Vezirköprü'den itibaren 35°'lik sıkışmalı bir büküm yaparak batı yönüne K75°D doğrultusunda 300 km boyunca uzanır (Bozkurt, 2001; Hubert-Ferrari ve diğ., 2002). Kargı civarında 15°'lik bir sıkışmalı büküm daha yapan fay, Bolu batısına kadar 250 km'lik bir mesafe kat eder. Bolu ilinin güneybatısında fay, Almacık bloğunu kuzey ve güneyden sınırlayacak şekilde iki ana kola ayrılır. Güneyde kalan fay kolu, Mudurnu Vadisi boyunca Taşkesti (Bolu)'ye kadar 25 km devam eder ve bu noktada yaklaşık 20°'lik açılmalı bir büküm yapar (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Neugebauer, 1995). Dokurcun (Sakarya) civarında ise fay bir kez daha K70-60°B ve K70°D doğrultulara sahip iki kola ayrılır (Ambraseys ve Zatopek, 1969; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988). Bunlardan ilki Sapanca Gölü'nün güney kıyısına, "Orta Kol" olarak adlandırılan ikincisi ise Geyve üzerinden İznik Gölü'nün güney kıyısından Gemlik Körfezi'ne doğru uzanır (Koçyiğit, 1988; Öztürk ve diğ., 2009; Sipahioğlu ve Matsuda, 1986; Yaltrak ve Alpar, 2002a). Geyve'nin güney batısında diğer bir kol (Güney Kol), ana hattan ayrılarak Yenişehir Havzasını sınırlar ve Uluabat Gölü'nün doğu kıyısına kadar kabaca doğu-batı doğrultusunda devam eder. Güney Kol, sıçramalar veya birbirlerine paralel fay parçalarından oluşan bir geometriye sahiptir (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Ketin ve Roesli, 1953). Almacık bloğunu kuzeyden sınırlayan "Kuzey Kol" ise Kaynaşlı-Gölyaka arasında Riedel ve P makaslamalarına karşılık gelen alt-fay parçalarına sahip bir geometride uzanır ve Efteni Gölü'nün batısında K60-80°D doğrultusunu kazanacak şekilde büküm yapar (Akyüz ve diğ., 2002; Hartleb ve diğ., 2002; Pucci ve diğ., 2006). 17 Ağustos 1999 İzmit depremi (Mw=7.4)'nin kırdığı fay parçası, Efteni Gölü (Düzce) ile Marmara Denizi'nin doğusundaki Çınarcık Çukuru arasındadır (Barka ve diğ., 2002; Çakır ve diğ., 2003b; Gasperini ve diğ., 2011a; Uçarkuş, 2010). Fayın, Marmara Denizi içerisinde sahip olduğu karmaşık yapı (Armijo ve diğ., 2005; Le Pichon ve diğ., 2003; Le Pichon ve diğ., 2001; Yaltrak, 2002), batıdaki son kara uzantısı olan Ganos'ta yerini daha basit bir geometriye bırakır (Aksoy, 2009; Altunel ve diğ., 2004; Okay ve diğ., 2004; Yaltrak ve Alpar, 2002b). Saros körfezinden denize giren fay, Kuzey Ege'de sonlanır (Şengör ve diğ., 2005; Yaltrak ve diğ., 1998).

3.3 Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Evrimi ve Toplam Atım

Kuzey Anadolu Fayı (KAF)'nın gerçekleştirdiği toplam yerdeğiştirme, çalışmaların yapıldığı fay kesimine göre değişik değerlere sahiptir. Pavoni (1961), Jura ve Kretase birimlerinin denestirmesine dayanarak KAF'nın sahip olduğu toplam atım miktarının 350-400 km olduğunu öne sürmüştür. Ketin (1969), ise bu fikire karşı çıkararak atımın Pliyosen'den günümüze birkaç on km'den fazla olamayacağını söyler. Ankara-Erzincan kenet zonu üzerinde belirlenen yaklaşık 85 ± 5 km'lik sağ yanal ötelenme (Seymen, 1975) ise bu önermelerin dışında bir değerdir. Ancak bu ötelenmenin bir kısmının, Havza-Niksar arasında belirlenen eski bir doğrultu atımlı fay (Yılmaz ve diğ., 1993) tarafından yapılmış olma olasılığına dikkat çekilmiştir (Şengör ve diğ., 2005). Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) üzerinde gerçekleştirilen diğer çalışmalar, bulunan bu azami atım ile hemen hemen aynı veya daha düşük değerler verir.

Barka (1992), Peri Çayı'nın Yedisu havzası boyunca 30 ± 5 km ötelendiğini söyler. Ancak bu akarsuyun fayın kuzey bloğunda kalan ve ötelendiği düşünülen doğu kolunun, aslında KAF'ın Elmalı Vadisi'nde gerçekleştirdiği sıkışmalı çift büklüm yapısını takip eden çizgisel vadi olduğu göz önünde bulundurulursa atım miktarının çok daha büyük olması gerektiği ortaya çıkar. Deformasyon zonunun genişliği hesaba katıldığı zaman bu akarsuyun toplam atımı 70 km'dir (Şengör ve diğ., 2005). Ayrıca Peri Çayı'nın Elmalı Çayı ile birlikte oluşturduğu akaçlama şebekesinin Pliyosen yaşında olması (Erinç, 1953), bu sağ yanal yer değiştirmenin KAFZ üzerinde minimum birikimli atıma karşılık geldiğini gösterir (Şengör ve diğ., 2005). Yedisu Fayı üzerinde yer alan Üst Senoniyen-Paleojen volkanik ve volkanoklastiklerin sahip olduğu ötelenme 50 km civarındadır (Herece ve Akay, 2003). Erzincan civarında Karasu Irmağı'nın atımı Barka (1992) tarafından 35-40 km olarak ölçülmüştür. Ancak fayın kuzey ve güney bloğu üzerinde, bu akarsu sistemine ait kolların büklümlü yapısı hesaba katıldığı zaman bu ötelenme 65-70 km'ye yükselir (Hubert-Ferrari ve diğ., 2002; Şengör ve diğ., 2005). Erzincan Havzası'nın karmaşık çek-ayır evrimi (Barka ve Gülen, 1989) ve Erzincan KB'sında yer alan geç Miyosen yaşlı karasal çökellerin sağ yanal ötelenmelerinden (Tatar, 1978) elde edilen sırasıyla 35 ve 30 km'lik atım miktarları bu bölgede ölçülen daha yüksek değerlerle tezatlık oluşturur. Benzer bir şekilde Suşehri civarında görülen Lütésiyan volkaniklerinin ötelenme miktarı 35 km gibi daha düşük bir değer olarak ölçülmüştür (Koçyiğit, 1989). Ancak Şengör ve diğ. (2005) bu ötelenme hesaplarının fayın

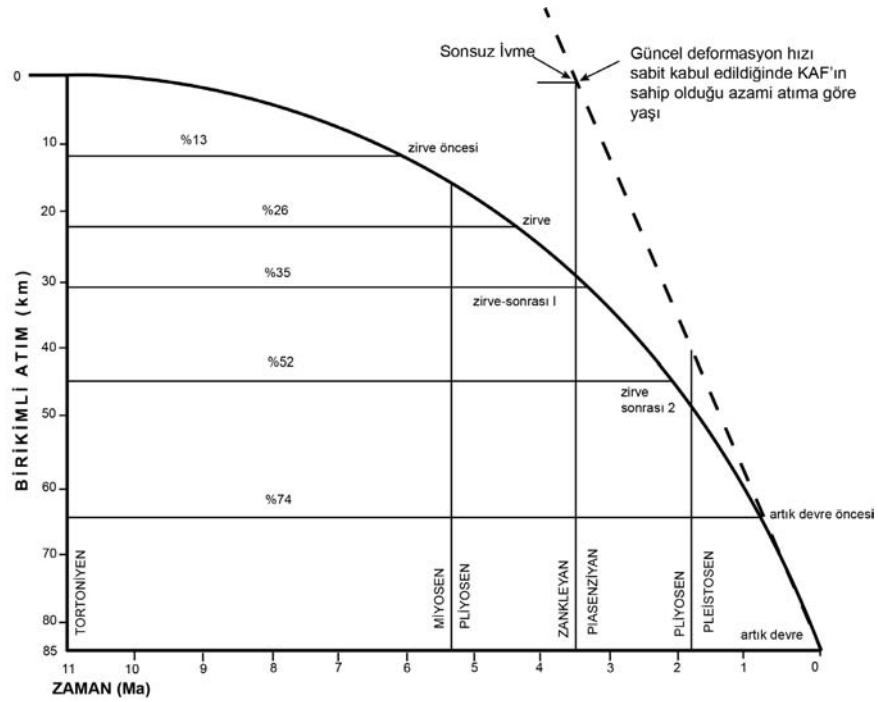
paralel kolları ve bu kollar üzerinde atım dağılımı göz ardı edilerek yapıldığını gösterir. Yeşilirmak, Amasya Ovası ve Ladik Çöküntüsü'nün bulunduğu bölgede KAFZ'nun ana kolu ve Sungurlu Fayı arasında 50 km civarında sağ yanal olarak ötelenmiştir (Şengör ve diğ., 2005). Havza'da Yeşilirmak'ın etkin olarak denetlediği göl çökellerinden yola çıkarak oluşturulan senaryoya göre ise bu akarsuyun sahip olduğu ötelenme miktarı 75 km civarındadır (Hubert-Ferrari ve diğ., 2002). Kızılırmak, Kargı-Kamil bölgesinde KAF tarafından 26 ± 2 km ötelenmiştir (Barka, 1981; Barka ve Hancock, 1984). Hubert-Ferrari ve diğ. (2002), aynı bölge için Kızılırmak'ın Kargı'da yaptığı keskin dönemeç ve Vezirköprü yakınlarındaki uzantısı arasını eşleştirerek ötelenme miktarını 80 km olarak ölçmüştür. Ancak Şengör ve diğ. (2005), Kızılırmak Vadisi'nde görülen taraçaların Soruk Vadisi'nde olmadığını söyleyerek, bu deneştirmeye karşı çıkararak aynı akarsu için 40 km'lik birikimli atım öngörmüşlerdir. Gerede ve Yeniçağa arasında Eosen volkaniklerinin sınırlarının daha doğudaki ölçümlere göre gene düşük bir oranda, 25 km ötelenmiştir (Şaroğlu, 1988). Gerede Çayı'nın Gerede veya İsmetpaşa'dan, Kurşunlu kuzeyine kadar olan yer değiştirme miktarı ise sırasıyla 95 veya 65 km'dir (Hubert-Ferrari ve diğ., 2002). Şengör ve diğ. (2005), Gerede çayının karmaşık kaptür tarihi göz önünde bulundurulduğunda bu akarsu için çok daha az bir ötelenmenin söz konusu olduğunu söyler. Almacık Bloğu'nu güneyden sınırlayan fay kolu üzerinde, üç farklı birim toplam 50 km civarında sağ yanal yer değiştirmiştir (Herece ve Akay, 2003). GB yönüne devam eden KAF'ın Güney Kol'u üzerinde, Pamukova'da Sakarya Nehri'nin yer değiştirmesi farklı çalışmalarda 22 km (Koçyiğit, 1988) ve 26 km (Şengör ve diğ., 2005) olarak hesaplanmıştır. KAF'ın İznik ve Mekece arasında uzanan kısmı üzerinde yer alan Tersiyer kayalarının sahip olduğu birikimli atım 25 km'dir (Sipahioğlu ve Matsuda, 1986). Kuzey Kol üzerinde, Karamürsel çek-ayır havzası, geometrisi dikkate alındığı zaman 8 km'lik bir atıma sahip olmalıdır (Barka, 1992). Marmara Denizi içerisinde Batı Sirt ve Orta Çukurluğun sahip oldukları toplam yer değiştirme 4 km civarındadır (Armijo ve diğ., 2002; Le Pichon ve diğ., 2003; Le Pichon ve diğ., 2001). Armijo ve diğ. (1999), Gelibolu Yarımada'sı üzerinde, Ganos antiklinali'nin uzantısının Saros körfezinde devam ettiğini söyleyerek toplam 75 ± 5 km'lik ötelenmenin varlığını iddia etmişlerdir. Ancak bu hipotez, stratigrafik ve yapısal veriler kullanılarak Yaltırak ve diğ. (2000) tarafından kabul edilmeyerek eleştirilmiştir.

Yukarıda sıralanan atım değerleri, sahip oldukları mekansal dağılım incelendiği zaman, doğudan batıya doğru genel bir azalış eğiliminde oldukları görülür. Şengör ve diğ. (2005)'e göre en doğuda 80 km civarında olan birikimli ötelenme miktarı, batıda Marmara Denizi içerisinde 4 km'ye kadar düşmektedir. Ancak, İzmit'in doğusunda 55 ± 3 km'lik (Uçarkuş, 2010), Ganos Fayı üzerinde yer alan 9 km'lik (Aksoy, 2009) ötelenme bulguları Şengör ve diğ. (2005) tarafından öne sürülen bu sınır değerlerle çelişir. Yaltırak (2002) ise Marmara Denizi içerisinde bölgenin neotektonik döneminin ilk evresinde etkinlik gösteren Trakya-Eskişehir Fayı'nın KAF tarafından Doğu Marmara, Gemlik Körfezi ve Bursa doğusunda olmak üzere üç yerde kesildiğine dikkat çekerek, bu noktalarda görülen sırasıyla 58-59, 7-8 ve 10-11 km'lik atımların KAF için toplam 75-78 km'lik toplam yer değiştirmeye karşılık geldiğini söyler.

Doğudan batıya gidildikçe fay boyunca iddia edilen bu birikimli atım azalımı farklı şekillerde yorumlanmıştır. Barka (1992), bu azalımı batıda Anadolu Bloğu'nun içsel deformasyon dağılımına bağlarken, Şengör ve diğ. (2005) fayın yaşının en doğuda orta-geç Miyosen, en kuzeybatıda en fazla Geç Pleyistosen olduğuna dayanan bir model önermiştir. Bu ikinci modele göre geç Miyosen'de Marmara Denizi ve çevresinde, geniş bir alanda makaslama ile ilişkin deformasyon başladığı halde, ana yer değiştirme zonu olarak KAF'ın bu noktaya varması 200 bin yıldan daha gençtir.

Şengör ve diğ. (2005), güncel 2.5 cm/yıl olan hareket hızının zamanda doğrusal olarak geriye sarılırsa günümüzdeki en yüksek toplam atım miktarının 3.5 milyon yılda oluşacağını, bu durumda KAFZ ve de KAF'nın erken Pliyosen'de (Zanklean-Piansenziyan arasında) oluşması gerektiğini, ancak bunun 13-11 milyon yıl yaşındaki tektonik kökenli havzalarla tezatlık taşıdığına işaret eder. Bu nedenden dolayı, ilk oluşum anından hemen önce geçerli olan 0 cm/yıl'lık hız, günümüzdeki hız olan 2.5 cm/yıl ile doğrusal değil, yumuşak bir eğri çizilerek ilişkilendirilmiştir (Şekil 3.4). KAMZ, 100 km kalınlığında 1200 km uzunluğunda tekdüze kabul edilerek, boy/en oranının Tchalenko (1970) 'nun gerçekleştirdiği deneyle aynı değerde olduğu belirtilmiştir. Bu deneyde zirve öncesi (pre-peak) olarak adlandırılan evrede KAMZ, yaklaşık 6 milyon yıl önce toplam 11 km lik atım ve 0.44 cm/yıl hareket hızına ulaşmıştır. Toplam yer değiştirmenin %13 ü bu devrede karşılanırken, deformasyon R ve R' yapıları ile karşılanmış, K45°B doğrultusunda gerilme çatlakları, K45°D yönünde ise bindirme ve kıvrımlar oluşmuştur. Zirve yapısı (peak) devresine 4.2

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



Şekil 3.4 : Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun sahip olduğu birikimli atım ve yaşı göz önünde bulundurularak üretilen "speedogram". Bu modele göre deformasyon hızı doğrusal değil ancak atım-zaman grafiğinde geniş bir eğri çizecek şekilde evrim geçirmiştir (Şengör ve diğ., 2005).

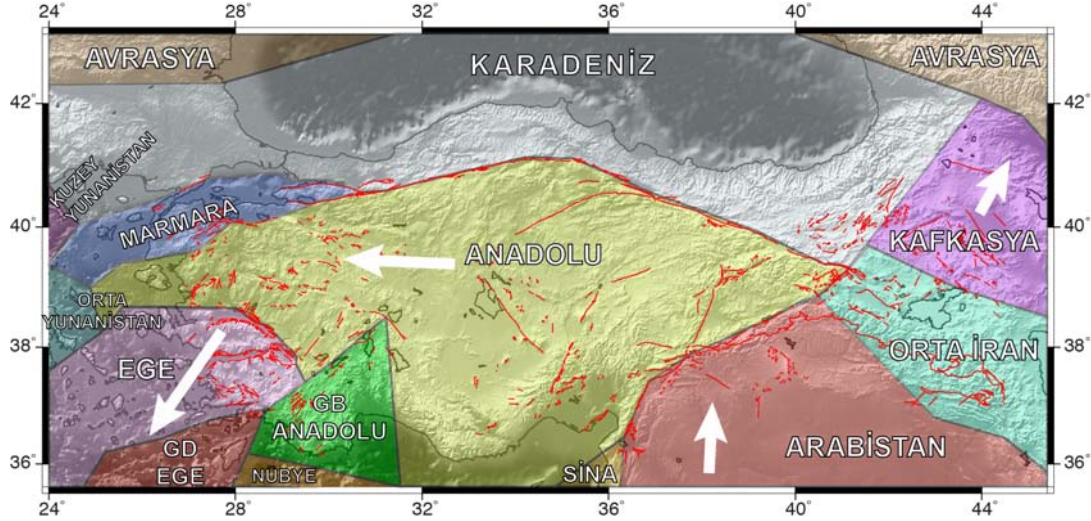
4. KUZEY ANADOLU FAYI'NIN YAMULMA DÖNGÜSÜ: JEOLJİK KAYMA HIZI BULGULARI

4.1 Kuzey Anadolu Fayı Üzerinde Yapılmış Kısa ve Uzun Dönem Kayma Hızı Çalışmaları

Anadolu Bloğu, Afrika Levhasının yaklaşık kuzey yönlü hareketi sonucu saat yönünün tersine doğru rotasyon hareketi gerçekleştirir (Reilinger ve diğ., 2006). Avrasya Levhası'na göreceli gerçekleşen bu rotasyonun Euler kutbu, Nil Deltası civarındadır (McClusky ve diğ., 2000; Reilinger ve diğ., 1997). Anadolu levhasının batı yönlü hareketinin sağlandığı ana yapı olan Kuzey Anadolu Fayı (KAF) için güncel jeodezik kayma hızı, elastik blok modeline göre 31°D boylamının doğusunda 24.2 ± 0.2 mm/yıl ile 25.8 ± 0.2 mm/yıl değerleri arasında değişir (Reilinger ve diğ., 2006). Bu elastik modelde kullanılan blok sınırları Şekil 4.1'de gösterilmiştir. KAF'nin belli kesimleri üzerinde sürekli kaymanın (krip) gerçekleştiği Ambraseys (1970) tarafından işaret edilmiş, Çakır ve diğ. (2005) bu kaymanın 1943 Ladik depremi yüzey kırığının batı bitimi olan Bayramören yakınlarından 70 km kadar batı yönüne doğru devam ettiğini InSAR çözümlmelerine dayanarak ortaya koymuştur. Hesaplanan krip hızı, bu parçanın orta kısmında en yüksek 11 ± 3 mm/yıl değerinde iken, İsmetpaşa civarında 8 ± 3 mm/yıl oranındadır. Yersel LiDAR kullanılarak Kuzey Anadolu Fayı üzerinde İsmetpaşa'nın yanı sıra, Destek'te (Taşova, Amasya) de gerçekleşen krip hareketi belirli aralıklarla ölçülmüş, sırasıyla $6.8-10.0 \pm 4.0$, $9.1-10.1 \pm 4.0$ ve $6.0-7.2 \pm 4.00$ mm/yıl'lık krip hızları elde edilmiştir (Karabacak ve diğ., 2011).

Jeolojik ve morfolotektonik yapılar kullanılarak elde edilmiş oranlar, birkaç yıl zaman aralığına sahip ölçümler sonucu elde edilmiş bu kayma hızlarının aksine zamana bağımlı olarak büyük değişiklik gösterir. Güncel kayma hızının zaman içerisinde sabit olduğu kabul edildiğinde, KAF üzerinde yer alan en büyük ötelenme miktarının 3.9 milyon yıl içerisinde oluşması gerekir (Şengör, 2005). Ancak, fayın doğuda 11-13 My önce oluşmaya başlamış olduğu bulgusu göz önünde bulundurulduğunda, kayma hızının zaman içerisinde değişiklik göstererek güncel oranı kazandığı açıktır.

Şengör ve diğ. (2005) bu bulgudan hareket ederek, KAF boyunca kayma hızı evriminin nasıl gerçekleştiğini Tchalenko (1970)'nun modelindeki evrim basamaklarına uygun olarak yorumlamıştır. Buna göre fay boyunca gerçekleşen kayma hızı, 6 My öncesine kadar 0.44 cm/yıl iken, 4.2 My önce 0.9 cm/yıl değerine çıkmıştır. Toplam atımın 31 km'ye ulaştığı 3.4 My öncesinde ise oran 1.2 cm/yıl'dır. Pleistosen başlangıcında yani 2 My öncesinde 1.4 cm/yıl olan kayma hızı, 800 bin yıl önce 2 cm/yıl'lık bir değere ulaşmıştır (Şekil 3.4).



Şekil 4.1 : Türkiye ve çevresinin, Reilinger ve diğ. (2006)'nın elastik blok modellemesinde kullandığı blok sınırları ve bunların sahip olduğu ana hareket yönleri. Kırmızı renkle gösterilen aktif faylar Şaroğlu ve diğ. (1992)'den alınmıştır.

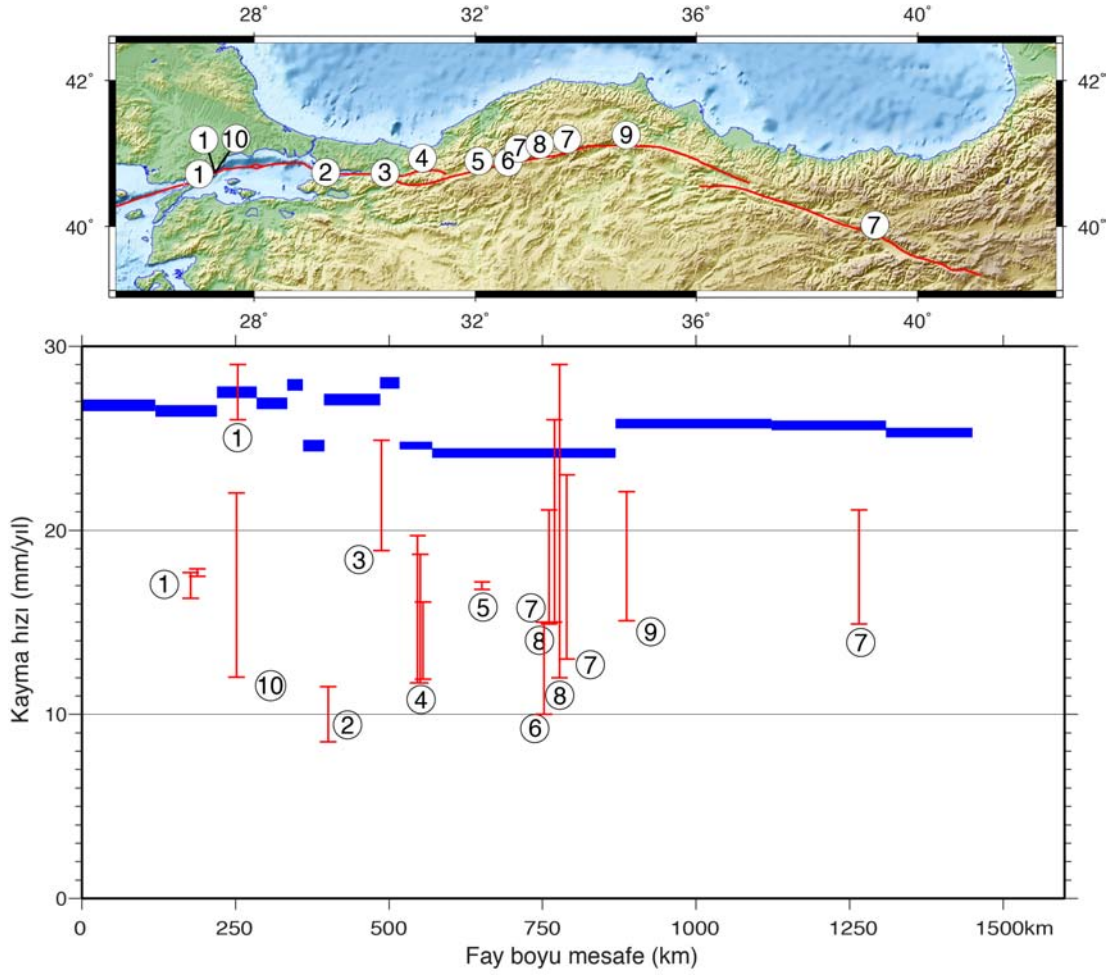
Hubert-Ferrari ve diğ. (2002), Pontid kenedi ve Tosya-Vezirköprü Havzası'nın toplam ötelenmelerini 85 km ölçerek, 13 My öncesinden günümüze ortalama çok uzun dönem kayma hızını 6.5 mm/yıl hesaplamıştır. KAF'nın Kuzey Kol'u üzerinde yer alan Gelibolu Antiklinali'nin son 5 My'da toplam 70 km ötelenmesi, 14 mm/yıl'lık ortalama kayma hızı verir (Armijo ve diğ., 1999). Ancak, bu ötelenmiş antiklinalin varlığı ve KAF'nın bu bölgedeki başlangıç yaşı yapısal ve stratigrafik ilişkiler göz önünde bulundurularak eleştirilmiş, KAF'ın Kuzey Kol'u olarak çalışan Ganos Segmenti'nin son 3.7-3.4 My'dan beri toplam 57-63 km birikimli atım gerçekleştirdiği öne sürülmüştür (Yaltırak ve diğ., 2000).

KAF boyunca farklı bölgelerde çok sayıda dere ve bunlara ait genç çökellerin 200 m civarında ötelenildiği görülür. Genç çökel birikiminin özellikle aynı miktarda ötelenmiş derelerde görülüyor olması, bu oluşumun son buzul çağı ile ilişkilendirilmesine yol açmıştır. Ani mevsim değişimi sonucu, akarsu ağının daha

çok yük boşaltmış olması gerekir. 12-10 bin yıl önce gerçekleşen bu mevsimsel değişim sonucu Ilgaz, Tosya ve Erzincan civarında oluşan akarsular ve ilgili yapıların ortalama 200 ± 20 m ötelenmiş olmaları, 18 ± 3.1 mm/yıl'lık bir kayma hızına karşılık gelir (Hubert-Ferrari ve diğ., 2002). Aynı araştırmacılar, Yukarıberçin-Aşağıberçin (Tosya) yakınlarında ötelenmiş iki farklı alüvyal yüzey belirlemiş, bu birimlerin üzerinde açılan hendeklerden alınan C-14 numunelerinin yaşlandırılması sonucu ortalama kayma hızının 18 ± 5 mm/yıl olması gerektiğini hesaplamışlardır. Ötelenmiş jeolojik yapıların yaşlandırılması ile kayma hızının belirlendiği diğer bir çalışma ise KAF'nın Düzce Segmenti üzerinde yapılmıştır. Beyköy (Düzce) batısında yaklaşık 300 ve 900 m ötelenmiş iki flüvyal taraça seviyesinin OSL yöntemi kullanılarak yaşlandırılması sonucu ortalama 15.0 ± 3.2 mm/yıl'lık kayma hızı elde edilmiştir (Pucci ve diğ., 2008). Başka bir yaşlandırma yöntemi olarak kozmojenik jeokronolojinin (Cl-36) kullanıldığı Eksik (Ilgaz) civarındaki 46 ± 10 m'lik taraça ötelenmesi, 20.5 ± 5.5 mm/yıl'lık kayma hızı verir (Kozacı ve diğ., 2007). Başka bir kozmojenik jeokronoloji yöntemi (Be-10) kullanılarak Tahtaköprü (Vezirköprü)'de fay tarafından kesilmiş bir alüvyal yelpazenin ötelenme ve yaş değerleri $18.6 +3.5/-3.3$ mm/yıl'lık kayma hızına işaret eder (Kozacı ve diğ., 2009). Marmara Denizi içerisinde KAF'nın Kuzey Kol'u üzerinde yapılmış bir kayma hızı çalışması, karada yapılan çalışmalardan oldukça düşük bir sonuç verir. Holosen'in başlangıcından bu yana (son 10 bin yıl) 100 m ötelendiği ileri sürülen denizaltı kanallarından elde edilen kayma hızı 10 mm/yıl'dır (Polonia ve diğ., 2004). Marmara Denizi'nde yapılan bu çalışmanın doğusunda, Sakarya Nehri'nin taraçalarını kesen KAF'nın Kuzey Kol'u üzerinde yapılan 3 boyutlu hendek çalışmasının sonuçları, Polonia ve diğ. (2004)'nin bulguları ile çelişir. Hendeklerin göstermiş olduğu stratigrafide gömülü bir taraça kenarının faylanma sonucu 18.5 ± 0.5 m ötelendiği tespit edilmiş ve KAF'nın Kuzey Kol'unun Doğu Marmara için sahip olduğu kayma hızı 21.9 ± 3 mm/yıl olarak hesaplanmıştır (Dikbaş ve diğ., 2009). Buna ek olarak Marmara Denizi'nin batısında, Ganos Fayı üzerinde Aksoy (2009), hem jeomorfoloji-iklim-tektonik ilişkisi, hem de fay kazılarında açığa çıkarılan ötelenmiş kanal çökellerinin yaşlandırılması sonucu 17 ila 26 mm/yıl arasında değişen kayma hızı değerleri hesaplayarak, Marmara bölgesinde KAF'nın Kuzey Kol'u için ortalama 20 mm/yıl civarında bir değer geçerli olduğunu göstermiştir. KAF boyunca farklı segmentlerde jeolojik kayma hızı bulguları ve bunların jeodezik oranlarla karşılaştırması Şekil 4.2'de gösterilmiştir.

Bütün bu araştırmalar sonucunda elde edilen jeolojik kayma hızları, bir iki örnek hariç GPS ölçümlerinden türetilen elastik blok modellerinden daha yavaş değerlere sahiptir. 18-20 mm/yıl arasında değişen bu oranlara alt sınırdaki anomali oluşturan örnekler, Polonia ve diğ. (2004)'ün Marmara Denizi içerisinde radyokarbon yöntemi ile yaşlandırdıkları 100 m civarında ötelenenmiş kanyon için hesaplanan 10 ± 1.5 mm/yıl ve Pucci ve diğ. (2008)'nin Düzce Fayı için farklı yapıları radyokarbon ve OSL yaşlarını kullanarak elde ettikleri ortalama 15 ± 3.2 mm/yıl'lık değerlerdir. Bunlardan Marmara Denizi'nde yapılan çalışmada belirlenen kanalın ötelenme değerinin yeniden kurgulanması sonucu 16-17 mm/yıl civarında jeolojik kayma hızı elde edilmiştir (Dolan, 2009). Fayın bu kesimi için yapılan 3B mekanik model sonucu belirlenen 12.8 ve 17.8 mm/yıl arasındaki kayma hızı verisi de yeniden kurgulanan bu kayma hızı değerini destekler (Hergert ve Heidbach, 2010). Pucci ve diğ. (2008)'ne ait kayma hızı bulgusu, paralel iki koldan, kuzeyde yer alan Düzce Fayı üzerindedir. Almacık bloğunu güneyden sınırlayan faylar üzerinde meydana gelen 26 Mayıs 1957 Abant ($M_s=7.0$) ve 22 Temmuz 1967 ($M_s=7.1$) Mudurnu Vadisi depremleri göz önüne alındığı zaman, toplam yamulmanın bu iki kol arasında paylaşıldığı açıktır. Sugai ve diğ. (1999)'nin Ilgaz kuzeyinde elde ettikleri 12.5 ± 2.5 mm/yıl'lık kayma hızı, son 3 depreme ait atımın yaşlandırılması ile bulunmuştur. Bu olaylardan 1943 depremi, 2.5-3 m'lik kosismik atım ile en düşük değeri taşır. Ancak, bu yüzey kırığı üzerinde yapılan yeni çalışmalar, 1943 depremine ait kosimik atımın ortalama 3.8 m, en yüksek 6 m'lik değerlerle önceki çalışmalara nazaran daha yüksek olduğunu gösterir (Emre ve diğ., 2005a).

KAF geneli için Reilinger ve diğ. (2006)'nın elastik blok modeli ile ön gördüğü jeodezik kayma hızı ortalama 24 ± 1 mm/yıl iken jeolojik kayma hızları bundan daha yavaş 15-20 mm/yıl arasında değerlere işaret eder. İki oran arasındaki görülen bu uyumsuzluk ile ilgili üç farklı hipotez öne sürülebilir: (1) Her iki yönteminde doğru olduğu varsayıldığında, kayma hızının kısa zaman aralıklarında keskin değişiklik göstermesi, (2) Jeolojik ve/veya jeodezik ölçümlerin sistematik hata içermesi, (3) Doğru olan jeolojik ve jeodezik ölçümlerinin yanlış değerlendirilmesi. Jeodezik ve jeolojik kayma hızları arasında görülen farklılık, bu hipotezlerin biri veya birkaçının birlikte etken olması yüzünden ortaya çıkmış olabilir.



Şekil 4.2 : Kuzey Anadolu Fayı üzerinde yapılan jeolojik kısa ve uzun dönem kayma hızı bulguları. Kırmızı çubuklar jeolojik hızları hata paylarını gösterecek şekilde temsil ederken, mavi çubuklar jeodezik oranları (Reilinger ve diğ., 2006) gösterir. Rakamların işaret ettiği çalışmalar: (1) Aksoy (2009), (2) Polonia ve diğ. (2004), (3) Dikbaş ve diğ. (2009), (4) Pucci ve diğ. (2008), (5) Kondo ve diğ. (2010) (6) Sugai ve diğ. (1999) (7) Hubert-Ferrari ve diğ. (2002), (8) Kozacı ve diğ. (2007), (9) Kozacı ve diğ. (2009) ve (10) Meghraoui ve diğ. (2012)

KAF üzerinde yapılan jeolojik kayma hızı ölçümlerinin büyük bir çoğunluğunun ağırlıklı olarak <10 by gibi kısa bir dönem kapsar. Daha geniş zaman aralıklarını temsil eden çok sayıda çalışma bulunmamaktadır. Aynı fay kesimi üzerinde, farklı zaman aralıklarını kapsayan az sayıda çalışmada jeolojik kayma hızında anlık değişim görülmez. Pucci ve diğ. (2008)'in 21 bin ve 60 bin yıllık zaman dilimleri için elde ettiği sırasıyla 14 ± 2.1 ve 15.2 ± 3.5 mm/yıl değerindeki uzun dönem kayma hızları, hata sınırları içerisinde birbirlerine göre önemli bir fark içermez. Ilgaz ve Tosya'da yapılan çalışmalarda da hata payları içerisinde, 15-20 mm/yıl'lık oran son 10 bin yıllık ortalama kayma hızıdır (Hubert-Ferrari ve diğ., 2002; Kozacı ve diğ., 2007).

Jeolojik kayma hızı çalışmalarında gerek ölçüm, gerekse yaşlandırma sonuçlarının hatalı olması, fazla sayıda çalışmanın benzer sonuçlar vermesi göz önünde bulundurulduğunda düşük bir olasılıktır. Marmara Denizi içerisinde yapılan ve denizaltı kanyon ötelenmesine dayanan çalışma (Polonia ve diğ., 2004), diğer çalışmalarda elde edilen bulgulara göre oldukça yavaş bir değer ortaya koyar. Ancak aynı yapıya ait ötelenmenin yeniden kurgulanmasıyla elde edilen daha yüksek yerdeğiştirme ölçümü diğer jeolojik kayma hızı çalışmalarına yakın bir değere işaret eder (Dolan, 2009). Jeodezik ölçümlerin de KAF genelinde 10 seneyi aşkın bir zamandır düzenli ve sürekli yapıldıkları göz önünde bulundurulduğunda, ölçüm hatasının olmadığı kabul edilebilir.

Doğru olan jeolojik ve jeodezik ölçümlerin uyumsuzluğu iki yanlış değerlendirme yüzünden ortaya çıkabilir. Bunlardan ilkinde doğru atım miktarı ve yaş ölçümü sonucu elde edilen jeolojik kayma hızı, bölgede fay zonuna ait diğer fay kollarının gözden kaçırılması nedeni ile yanlış yorumlanmış olabilir. Pucci ve diğ. (2008), Düzce Fayı üzerinde yapılan ve 15.0 ± 3.2 mm/yıl olarak bulunan kayma hızının Almacık Bloğu'nu kuzeyden sınırlayan kesim için geçerli olduğunu, toplam hareket miktarının belirli bir kısmının ise 1957 Abant ve 1967 Mudurnu Vadisi depremlerine yol açan fay segmentleri tarafından paylaşıldığını belirtir. Özellikle 31° D boylamının doğusunda yapılan çalışmalar ise fayın oldukça dar bir deformasyon zonuna sıkışarak tek bir kol halinde gidişat gösterdiği kesimleri üzerindedir. İkinci yanlış değerlendirme ise litosfer için kabul edilen reolojik modelin (ör: elastik yarı uzay) jeodezik ölçümlerin yanlış yorumlanmasına yol açmasından kaynaklanabilir. Farklı mekanik özelliklere sahip şizosfer ve plastosfer etkileşiminin kayma hızına nasıl yansıtıldığı, özellikle Kaliforniya bölgesinde yapılan benzer çalışmalar özelinde Bölüm 2.2.2'de ayrıntılı bir şekilde anlatılmıştır.

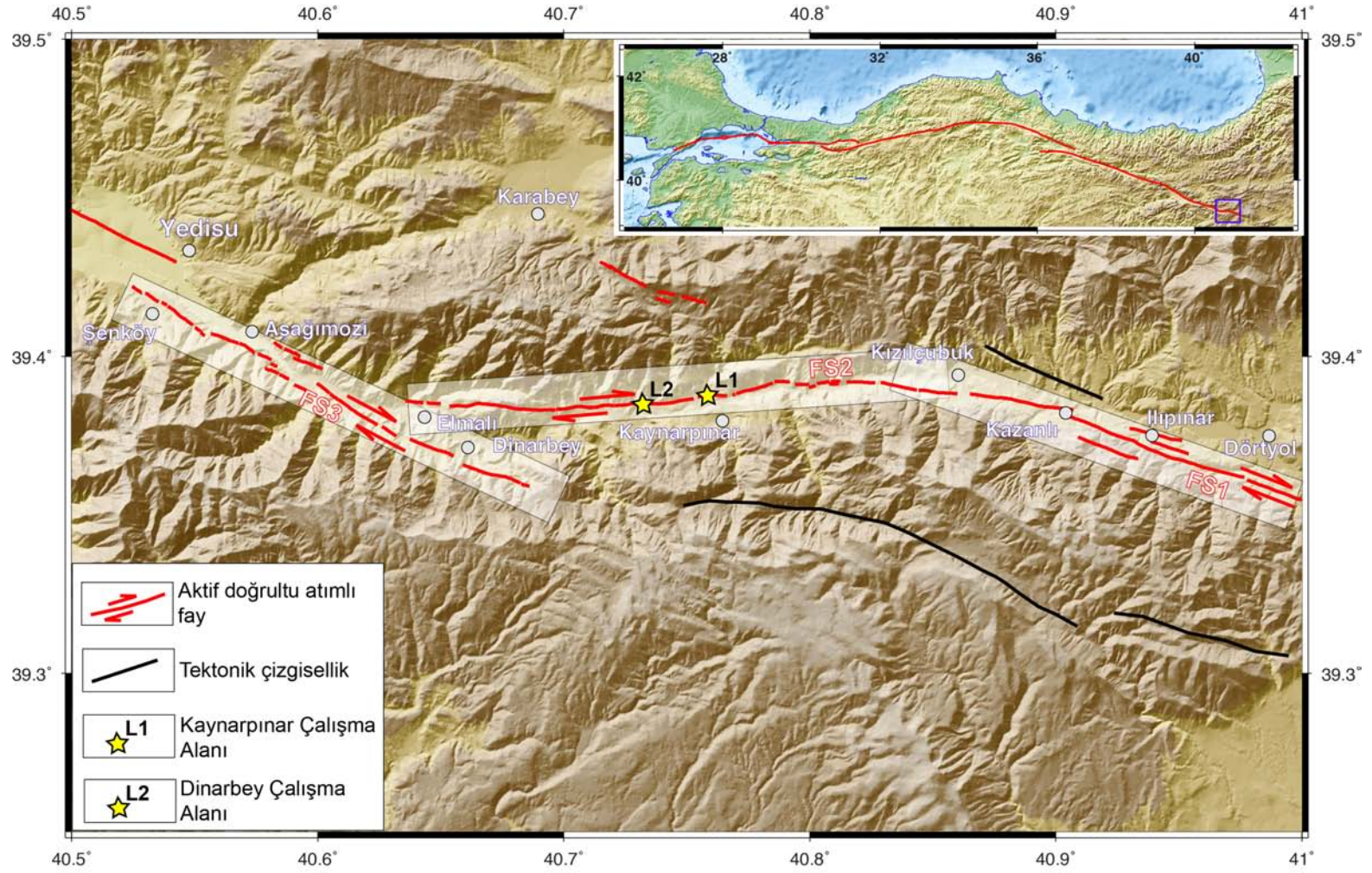
Yukarıda özet bir şekilde tartışılan bu üç durumdan hangisi veya hangilerinin geçerli olduğunun anlaşılabilmesi için mekansal ve zamansal olarak daha yüksek çözünürlük sağlayacak jeolojik kayma hızı bulgularına ihtiyaç vardır. Bu tez kapsamında KAF genelinde yamulma birikim ve salınım döngüsünün daha iyi anlaşılması ve bu sonuçlardan yola çıkılarak sismik tehlike çözümlerinin daha gerçekçi yapılabilmesi için, jeolojik kayma hızı bulgularının KAF genelinde zamansal ve mekansal olarak arttırılması hedeflenmiştir. Ayrıca bu konu ile ilgili hemen hemen hiç veri olmayan Erzincan-Karlıova (Bingöl) ve Erzincan-Vezirköprü (Samsun)

aralarındaki eksiklik giderilmeye çalışılmıştır. Jeolojik kayma hızlarının fay geneli için belirlenmesi, aynı zamanda yamulma döngüsünün fay boyunca türdeş olup olmadığının anlaşılmasına ve bu davranış biçiminin ne tip bir deprem tekrarlanma karakteri ortaya koyduğu konusunda fikir verecektir. Bu çalışma kapsamında jeolojik kayma hızı, KAF'ın 6 farklı segmenti üzerinde toplam 7 lokasyonda görülen ötelenmiş jeolojik birimlerin yaşlandırılması sonucu belirlenmiştir. Bu bulgular, doğudan-batıya doğru sırasıyla Elmalı Segmenti üzerinde Kaynarınar ve Dinarbey, Yedisu Segmenti üzerinde Ayanoğlu, Mihar-Tümekear Segmenti üzerinde Koçyatağı, Kelkit Vadisi Segmenti üzerinde Çığlıcadibi, Kargı-Kamil Segmenti üzerinde Karapürçek ve Ilgaz Segmenti üzerinde Üçoluk çalışma alanlarından elde edilmiştir.

4.2 Elmalı Segmenti: Kaynarınar ve Dinarbey Çalışma Alanları

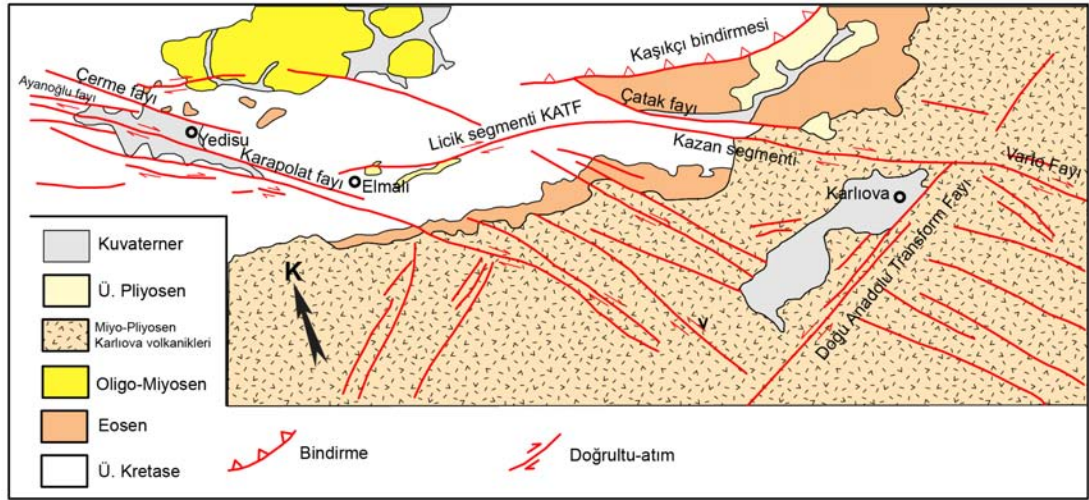
4.2.1 Elmalı ve Kargapazarı segmentlerinin geometrisi ve morfolotektonik özellikleri

Kuzey Anadolu Fayı (KAF), Erzincan ve Yedisu arasında göreceli olarak daha dar bir makaslama zonu boyunca uzanırken, Yedisu ve Karlıova arasında yaklaşık 10 km genişliğinde bir zon içerisinde yer alır (Şengör ve diğ., 2005). KAF'nın Yedisu (Bingöl) ve Karlıova (Bingöl) arasında uzanan en doğu kesimi, Elmalı ve Ilıpınar segmentlerini içerir. Adlarını Elmalı Vadisi ve Ilıpınar Köyü'nden alan bu iki segment, sahip oldukları geometriye göre toplam üç alt segmentten oluşur (Şekil 4.3). Barka ve Kadinsky-Cade (1988), sıkışmalı çift büküm geometriye sahip bu alt segmentleri FS1, FS2 ve FS3 olarak adlandırmıştır. Bunlardan FS1 ve FS3 üzerinde gelişen morfolotektonik yapılar açık bir şekilde görülürken, FS2'nin fizyografik izleri göreceli olarak daha az belirgindir (Allen, 1969; Barka ve diğ., 1987a; Tutkun ve Hancock, 1990). Elmalı Segmenti'nin en batı kesimi olan FS3, Yedisu Segmenti'nin FS4 alt segmentinden açılmalı bir sıçrama ile ayrılır (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988). Elmalı Segmenti'nin doğu sınırı, FS1 alt segmenti (Ilıpınar) ile yayvan bir sıkışmalı büküm yaptığı Kızılçubuk köyü civarındır. FS2 üzerinde, Miyosen yaşlı kireçtaşları sınırında 300-400 m gibi KAF'ın diğer kısımlarına nazaran çok düşük bir ötelenme miktarı ölçülmüştür (Tutkun ve Hancock, 1990). Aynı çalışmada bu üç segmentin daha güneyinde kabaca KB-GD doğrultulu birbirlerine paralel birçok tektonik çizgiselliğin varlığı gösterilmiştir (Şekil 4.4).



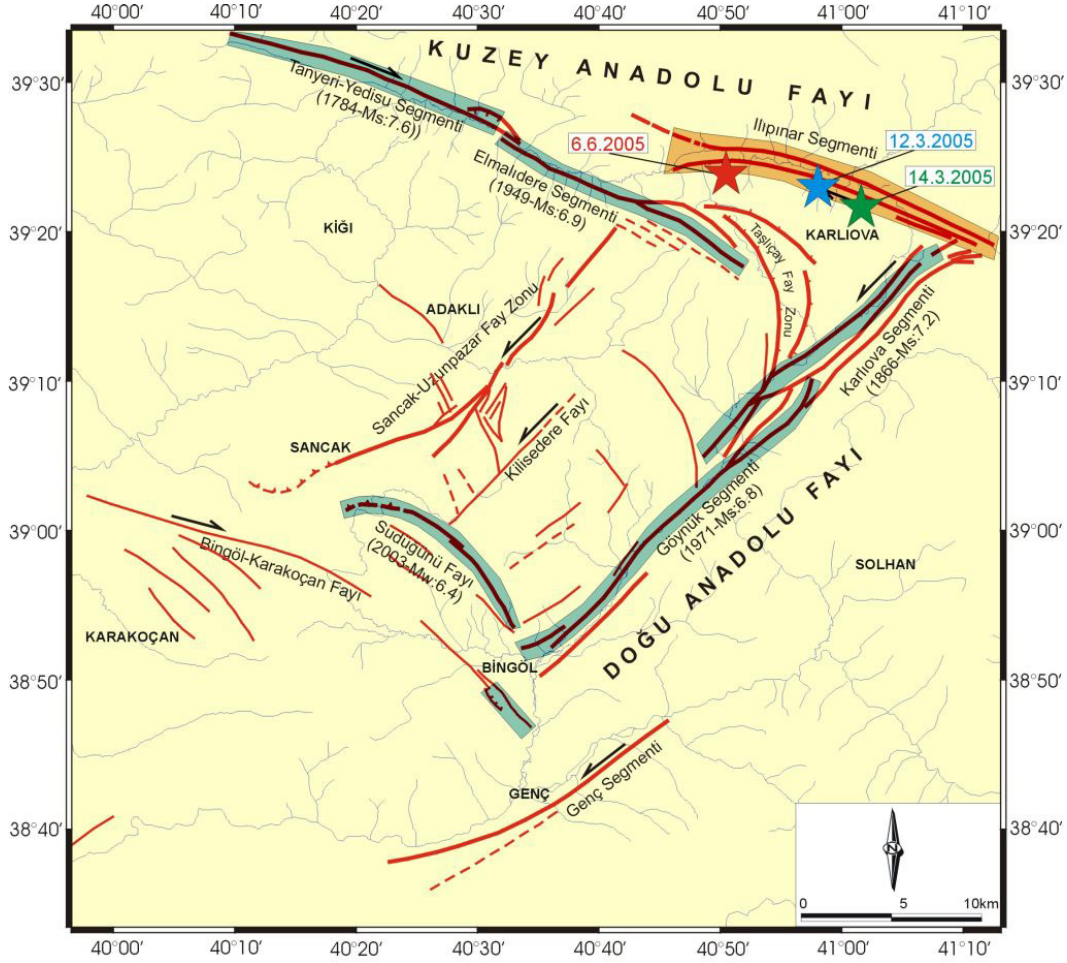
Şekil 4.3 : Elmalı ve Ilıpınar segmenlerinin sıkışmalı çift büküm geometrisi. Barka ve Kadinsky-Cade (1988) tarafından FS1 olarak işaretlenen fay kısmı için bu çalışmada Ilıpınar Segmenti, FS2 ve FS3 içinse Elmalı Segmenti adları kullanılmıştır.

KAF'ın bu bölgedeki geometrisi konusunda farklı görüşler de bulunur. Bunların ilkinde FS1'in (Elmalıdere Segmenti) güneydoğuya doğru devam ettiği ve Karlıova'ya yakın bir bölgede yay çizerek normal fay karakteri kazandığı ileri sürülmüştür (Emre ve diğ., 2005b; Özalp ve diğ., 2005; Yıldırım ve Kürçer, 2007). Ayrıca bu çalışma ve Şaroğlu ve diğ. (1992)'ye göre Ilıpınar Segmenti'nin kuzeyinde ana fay zonuna paralel ikinci bir kol bulunur (Şekil 4.5). Bölge için üretilen diğer bir fay haritasında ise FS2 süreksiz çizgiselliğe sahip ikincil bir yapı olarak gösterilmiştir (Hubert-Ferrari ve diğ., 2009).



Şekil 4.4 : Tutkun ve Hancock (1990)'a göre Yedisu ve Karlıova arasının basitleştirilmiş jeolojisi ve fayları. Yazarlara göre KAFZ'nun ana kollarını Karapolat, Licik ve Kazan segmentleri oluştururken, bunlara paralele yakın birçok doğrultu atımlı fay vardır.

17 Ağustos 1949 Elmalı Depremi ($M_s=6.9$), özellikle deprem odağına çok yakın olan ve FS2 üzerinde yer alan Kaynarıpınar (Liçik) Köyü'nde büyük yıkıma yol açmıştır (Lahn, 1952). Depremi yaşamış halka göre, FS1 segmentinin batı ucundaki Kızılcubuk Köyü'nün doğusunda daha az hasar gerçekleşirken yüzeyde kırılma görülmemiştir. Bu bilgi ve önceki çalışmalar sonucu, 1949 Elmalı Depremi'nin FS2 ve FS3 üzerinde gerçekleştiği, geçtiğimiz yüzyıl içerisinde Ilıpınar Segmenti olarak ta adlandırılan FS1 üzerinde yüzey kırığı oluşmadığı, 25 km uzunluğundaki bu fayın sismik boşluk özelliği taşıdığı yorumlanmıştır (Sançar ve diğ., 2009). 20 Ağustos 1966 Depremi'nin ($M_s=6.2$), 19 Ağustos 1966 Varto Depremi'nin ($M_s=6.8$) artçı soku olarak FS1 üzerinde gerçekleştiği öne sürülür (Ambraseys ve Zatopek, 1968; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Dewey, 1976; Tutkun ve Hancock, 1990). Bu depremin odak yeri daha sonraki çalışmalarda Karlıova üçlü eklemının doğusunda, Varto Fayı'nın en batı kısmı üzerinde gösterilmiştir (Ambraseys ve Jackson, 1998).



Şekil 4.5 : Emre ve diğ. (2005)'e göre Yedisu ve Karlıova arasındaki aktif fay haritası. Diğer çalışmalarda çizilen ve Elmalı vadisi boyunca uzanan fay kolu (FS2) bu çalışmada yer almazken Ilıpınar segmentinin (FS1) birbirine paralel iki koldan oluşması dikkati çeker.

Hava fotoğraflarının yorumlanması ve arazi gözlemleri sonucunda FS1, FS2 ve FS3'ün aktif izi ve sahip oldukları çift büküm geometrisi haritalanmıştır (Şekil 4.3). KAF üzerinde en belirgin sıkışmalı çift bükümlerden biri olan bu yapı, fayın doğrultusu boyunca önce sol, sonra sağ yönlü bir büküm yapması sonucu oluşur. FS1, Ilıpınar (Karlıova, Bingöl)'nda KAF'ın Doğu Anadolu Fayı (DAF) ile birleşerek üçlü eklemi oluşturduğu noktadan başlar ve kabaca $K70-75^{\circ}B$ doğrultusunda 30 km kadar devam eder. Fayın bu kesimi yumuşak bir sıkışmalı büküm yaparak Kızılçubuk Köyü yakınlarında sonlanır. FS2 ise, Kızılçubuk ve Elmalı köyleri arasında genel olarak $K85^{\circ}D$ doğrultu ve 20 km uzunluğa sahiptir. Elmalı Segmenti'nin batı parçasını oluşturan FS1 ise, Elmalı Köyü'nün güneyi ve Yedisu Havzası'nın güneydoğusunda yer alan Şenköy arasında 15 km boyunca uzanır. Elmalı Segmenti'ni oluşturan fay parçaları boyunca düz ve dar bir zona

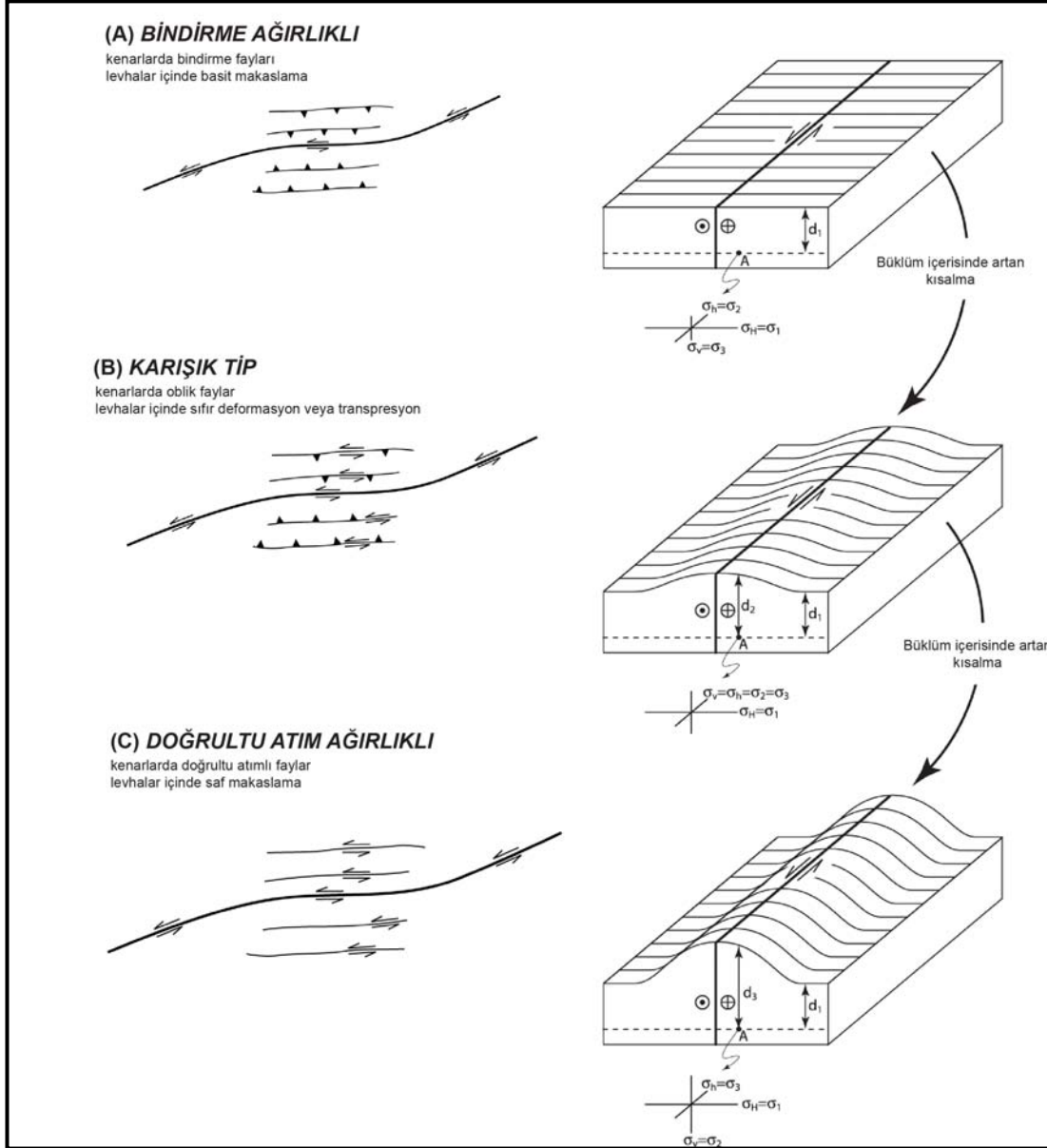
sıkışan deformasyonun FS1 üzerinde Ilıpınar civarında birkaç küçük yan kol, FS3 üzerinde ise Aşağımozi Mahallesi civarında gene birkaç ikincil fay parçası üzerine dağıldığı görülür. FS2'nin kuzey kenarında süreksiz bir yapı olarak haritalanan faylanma ise genel gerilme yönleri dikkate alındığında R makaslaması ile aynı doğrultuya sahiptir.

4.2.1.1 Elmalı Segmenti'nin yapısı ve evrimi

Doğrultu atımlı fay üzerinde sıkışmalı çift büklüm yapısının görüldüğü bölgeler, aktif yatay kısalmanın ve yükselmenin gerçekleştiği deformasyon zonlarını oluşturur (Crowell, 1974). Bu sıkışma ve makaslama bileşenli zonlarda yatay kısalma bindirme fayları oluşturabileceği gibi, meydana gelen yükselme kıvrımlarla da karşılanabilir. Sıkışmalı çift büklümler, kendilerini oluşturan faylara göre üç ana sınıfta incelenebilir: (1) Bindirme faylarının ağırlıkta olduğu büklümler, (2) İki tip faylanmanın da görüldüğü karışık tip sıkışmalı büklümler ve (3) Doğrultu-atım fayların ağırlıkta olduğu büklümler (Şekil 4.6) (Cowgill ve diğ., 2004b). San Andreas Fayı üzerinde bulunan Santa Cruz Büklümü, bindirme faylarının ağırlıkta olduğu ve yatay kısalmanın ağırlıklı olarak bu faylar tarafından karşılandığı yapılara örnek olarak verilebilir. Bu sıkışmalı büklümün yer aldığı deformasyon zonunda yatay kısalmanın bindirme faylarının hakimiyetinde 0.8 mm/yıl'lık bir düşey hızla gerçekleşmesi denizel taraçalar yaşlandırılarak belirlenmiştir (Anderson, 1990). Fizyon-iz yöntemine göre ise aynı büklümde yer alan Foothill bindirmesi üzerinde geç Pliyosen'den bu yana ortalama 2-3 mm/yıl'lık bir yükselme hızının olması gerekir (Burgmann ve diğ., 1994). Doğrultu atımlı fayların ağırlıklı olarak görüldüğü sıkışmalı büklümlere verilebilecek en iyi örnekler, Ölü Deniz Fay Zonu'nun Yammouneh kısmı (Beydoun, 1999; Gomez ve diğ., 2003) ve Altın Dağ Fayı üzerindeki Akota Dağ Büklümü'dür (Cowgill ve diğ., 2004a; Cowgill ve diğ., 2004b). Her iki fay tipinin görüldüğü, kısalmanın bindirmeler, oblik faylar ve kıvrımlarla karşılandığı üçüncü tip bölgelerden biri San Bernardino Büklümü'dür (Spotila ve Sieh, 2000).

Elmalı ve Ilıpınar segmentlerinin birlikte oluşturdukları sıkışmalı çift büklüm yapısı, ana fay zonuna paralel uzanan tektonik çizgiselliklerin doğrultu atımlı karakterinden yola çıkarak yukarıda sıralanan sıkışmalı çift büklüm tiplerinden ikincisine dahil edilmiştir. Bölge için yapılan jeoloji ve fay haritalarında da, bu doğrultu atım

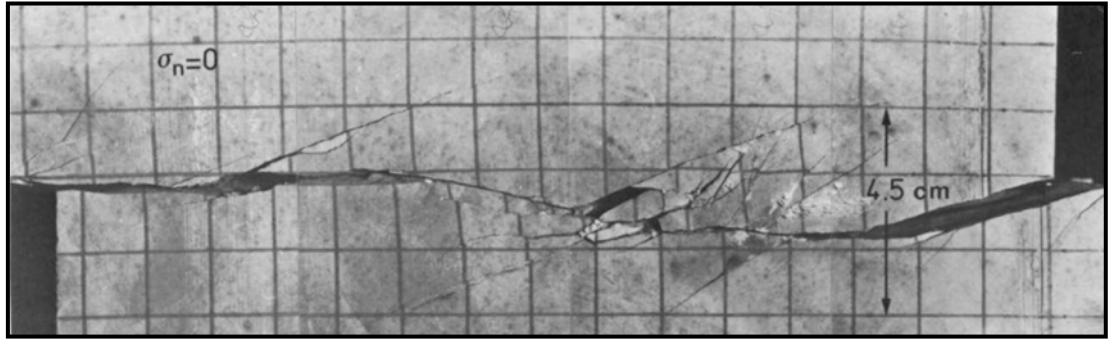
karakterli fayların varlığı gösterilmiştir (Herece, 2008; Tutkun ve Hancock, 1990). Doğrultu atımlı faylar boyunca gerçekleşen hareketin sıkışmalı büküm içerisinde oluşturduğu yatay kısalma, kıvrımlanma ve buna eşlik eden topoğrafik yükselme ile karşılaşılır.



Şekil 4.6 : Doğrultu atımlı faylar üzerinde sıkışmalı çift büküm geometrisine sahip olan alanların farklı deformasyon tipleri: (1) Bindirme ağırlıklı, (2) Karışık tip ve (3) Doğrultu atım ağırlıklı (Cowgill ve diğ., 2004b).

Sıkışmalı çift büküm yapıları ile ilgili yapılan analog model deneylerde, düşey gerilimin, büküm açısının ve büküm yapan ana fay kollarının sahip oldukları sıçrama aralığının, büküm alanının yükselmesinde ve burada hangi tür fayların hangi özelliklere sahip olarak oluşacağı konularında birinci dereceden sorumlu olduğu

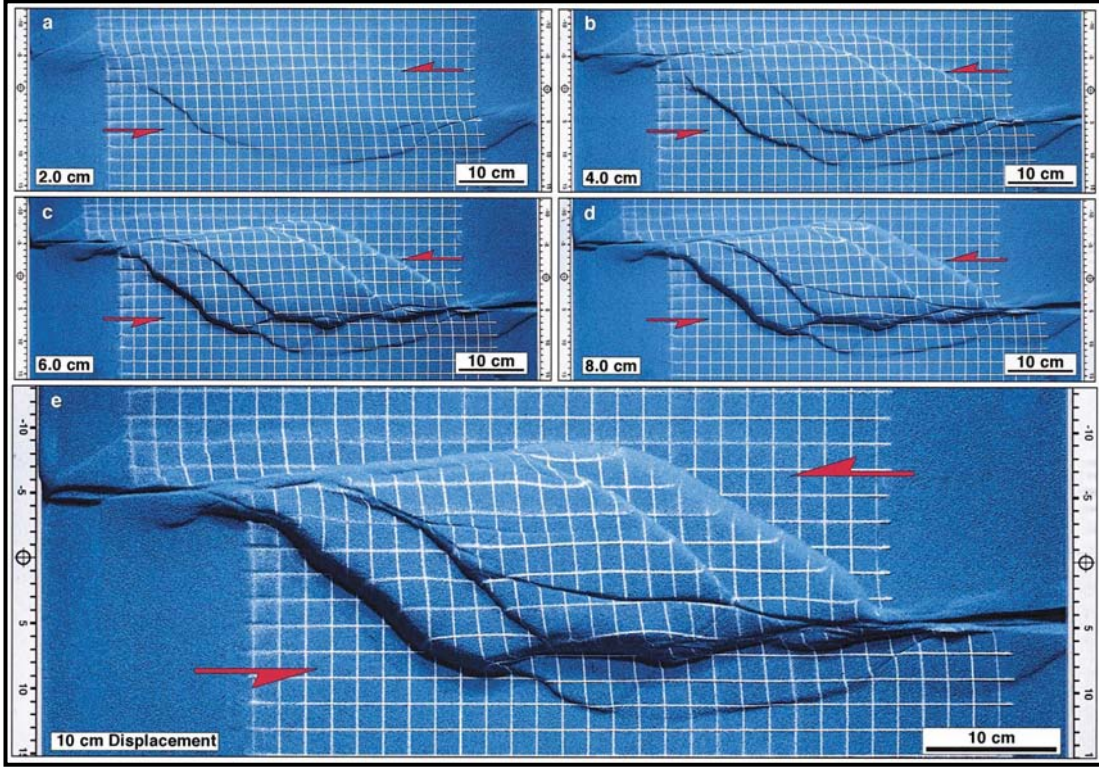
görülür (Gamond, 1987; Keller ve diğ., 1997; McClay ve Bonora, 2001). Bu analog deneylerden, düşey gerilimin 0 olduğu düzenekte, ilk önce R makaslama yönüne paralel iki faylanmanın, daha sonra bunları bağlayan P makaslama yönünde bir kolun oluştuğu görülür (Şekil 4.7). P makaslamasına karşılık gelen fay üzerinde diğerlerine nazaran, sonradan oluşmasına bağlı olarak daha düşük miktarda birikimli atım mevcuttur (Gamond, 1987). Ancak kil kullanılarak yapılan deneylerde bu duruma zıt olarak transpresyonel zonlarda P makaslamlarının aynı zamanda hatta R makaslamlarından daha önce oluşabileceği iddia edilmiştir (Keller ve diğ., 1997). Farklı sıçrama açısı (30°/açık, 90°/doğal, 150°/örtüşen) ve açıklıklarının sınındığı kum malzemeli düzenekte, açık modelde uzamış baklava şekilli, doğal modelde kısa ve daha küçük romboedrik ve örtüşen modelde ise sigmoidal antiform geometrili yükseltmeler oluşur (McClay ve Bonora, 2001). Ayrıca sadece açık modelde, sıçramayı oluşturan ana kollar arasında yeterli uzunlukta doğrultu atımlı bir fay oluşmuştur (Şekil 4.8).



Şekil 4.7 : Düşey kuvvetin 0 olarak kabul edildiği ve sol yanal hareket içeren analog deney düzenekinde sıkışmalı sıçrama yapan fay kolları ve bunların arasında gelişen yapılar (Gamond, 1987). Özellikle P makaslamasına karşılık gelen orta kol üzerinde, diğerlerine nazaran daha düşük miktarda birikimli atım gerçekleşmiştir.

Elmalı ve Ilıpınar segmentleri, sıkışmalı çift bükümü oluşturan sıçramalı kollar arasında yaklaşık 30° açığa sahip olmasıyla, McClay ve Bonora (2001)'in modellerinden ilki olan “açık” model ile benzerlik gösterir. Ayrıca sıkışmalı sıçrama yapan ve R makaslamlarına karşılık gelen fay segmentlerinin (FS1 ve FS3) belirgin fizyografik yapıları ile P makaslaması ile aynı doğrultuya sahip FS2'nin daha az belirgin fay morfolojisi, gerek McClay ve Bonora (2001), gerekse Gamond (1987)'nin analog deney sonuçları ile örtüşür. FS1 üzerinde yer alan Pliyosen yaşlı volkaniklerin sınırı üzerinde ölçülen toplam 8 km'lik ötelenme, Tutkun ve Hancock (1990)'un iddia etmiş olduğu FS2 üzerindeki Miyosen yaşlı kireçtaşların sahip

olduğu 400 m'lik atımdan oldukça fazladır. KAFZ'nun bu bölgedeki evrimi sırasında, önce R makaslama yönüne paralel olarak FS1 ve FS3 segmentleri gelişmiş, sonradan bu iki kolu birleştirecek şekilde FS2 oluşmuş ve günümüzde çalışan sıkışmalı çift büklüm yapısı ortaya çıkmıştır.



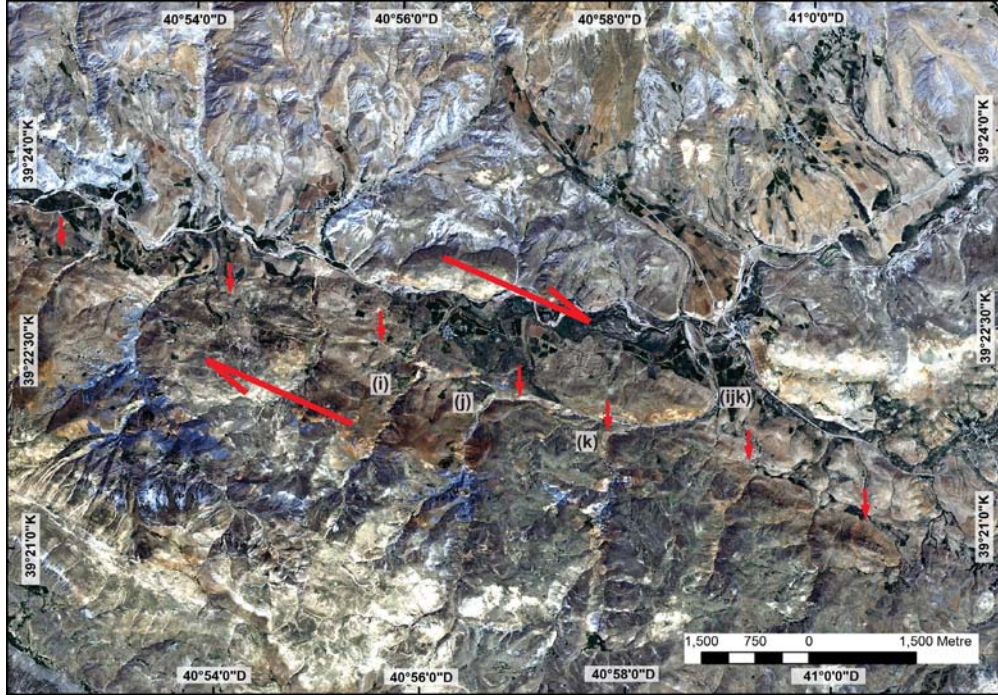
Şekil 4.8 : Aralarında 30° açıklıkla sıkışmalı sıçrama yapan iki ana fay kolunun kum malzeme kullanılarak yapılmış analog modeli (McClay ve Bonora, 2001). İlerleyen deformasyona bağlı olarak (a-e) önce uzamış baklava geometrisine sahip yükselme gerçekleşirken, sonraki aşamalarda sıçrama yapan iki kolu birleştiren doğrultu atımlı fay oluşur.

4.2.1.2 Elmalı Segmenti'nin morfotektonik özellikleri

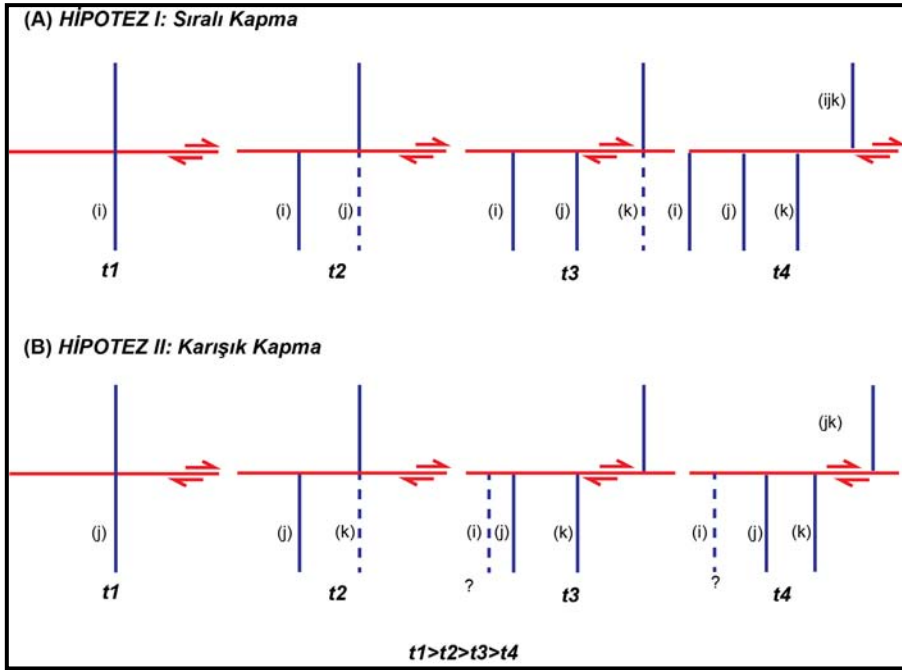
Elmalı ve Ilıpınar segmentlerinin birlikte oluşturdukları sıkışmalı çift büklüm ana yapısını oluşturan FS1, FS2 ve FS3 alt segmentleri üzerinde doğrultu atım fay tektoniği ile ilgili gelişmiş çok sayıda morfolojik yapı bulunur. Hemen hemen her üç alt segmentinde en belirgin fizyografik yapısı, faya paralel ve üzerinde gelişmiş çizgisel vadilerin varlığıdır. Elmalı Çayı'nın akarak Peri Çayı'na kavuştuğu bu vadiler, doğuda Dört Yol Köyü (Karlıova, Bingöl) civarında başlarken, batıda Yedisu Havzası'nda sonlanır. Ancak bu segmentlerden FS1, mevcut çizgisel vadinin ekseninde değil, daha güneyde ona paralel olarak yer alır. Şaroğlu (1988), FS1'in daha kuzeyinde, Elmalı Vadisi'nin eksenine yakın ikinci bir fay segmenti haritalamış olsada, Sançar ve diğ. (2009), üzerinde yer alan çok sayıda ötelenmiş dere ve bel

verme gölcüğü gibi morfotektonik yapılara dayanarak mevcut deformasyonun ağırlıklı olarak güney kol üzerinde olduğunu göstermiştir. FS1'in oldukça belirgin çizgisel yapısı üzerinde çok sayıda ötelenmiş dere bulunur (Sançar ve diğ., 2009; Zabcı ve diğ., 2010). K-G yönlü bu akaçlama sisteminde, fayın güney bloğu üzerinde çok sayıda kanal görülürken, bu dereler kuzey blokta tek bir vadi üzerinde birleşir. Tekrarlanan sağ yanal yer değiştirme ve kapma evrimine bağlı olarak bu dereler, farklı miktarda ötelenme değerlerine sahiptir. Bu karmaşık kapma süreci ve süregelen sağ yanal deformasyon göz önünde bulundurularak en yüksek miktarda ötelenmeye sahip derelerin içerdiği birikimli yer değiştirme miktarları iki farklı şekilde açıklanabilir: (1) Fayın güney bloğunda yer alan (i), (j) ve (k) numaralı kollar, kuzey blokta (ijk) ile eşleştirilmiş, buna göre ötelenme miktarları sırasıyla (i) 3950 ± 250 m, (j) 2900 ± 250 m, (k) 1250 ± 150 m olarak hesaplanmıştır (Şekil 4.9 ve Şekil 4.10a), (2) İkinci görüş ise akarsu yataklarının kapma ilişkisi göz önünde bulundurularak kurgulanmıştır. Aynı litolojiyi kesen ve birbirlerine oldukça yakın konumlu bu derelerin vadi derinlikleri dikkate alındığında (i)'nin, daha derin bir vadiye sahip (j)'den daha genç olduğu, bir başka deyişle karmaşık süreç sırasında (j) ve (k)'nin sırasıyla oluşarak ötelendiği, (i)'nin ise sonradan oluşarak fay üzerinde yer alan çizgisel vadi tarafından kapıldığı yönünde ikinci bir hipotez öne sürülebilir (Şekil 4.10b). Bu durumda (j) ve (k)'nin birikimli ötelenme değerleri ilk görüşle aynı olurken, akaçlaması kesilerek kapılan (i)'nin ötelenme değeri belirlenemez. FS1 üzerinde yer alan Oligo-Miyosen yaşlı çakıltası-kumtaşı-miltaşı biriminin (OM) sınırı yaklaşık 10 km ötelenmiştir (Herece ve Akay, 2003).

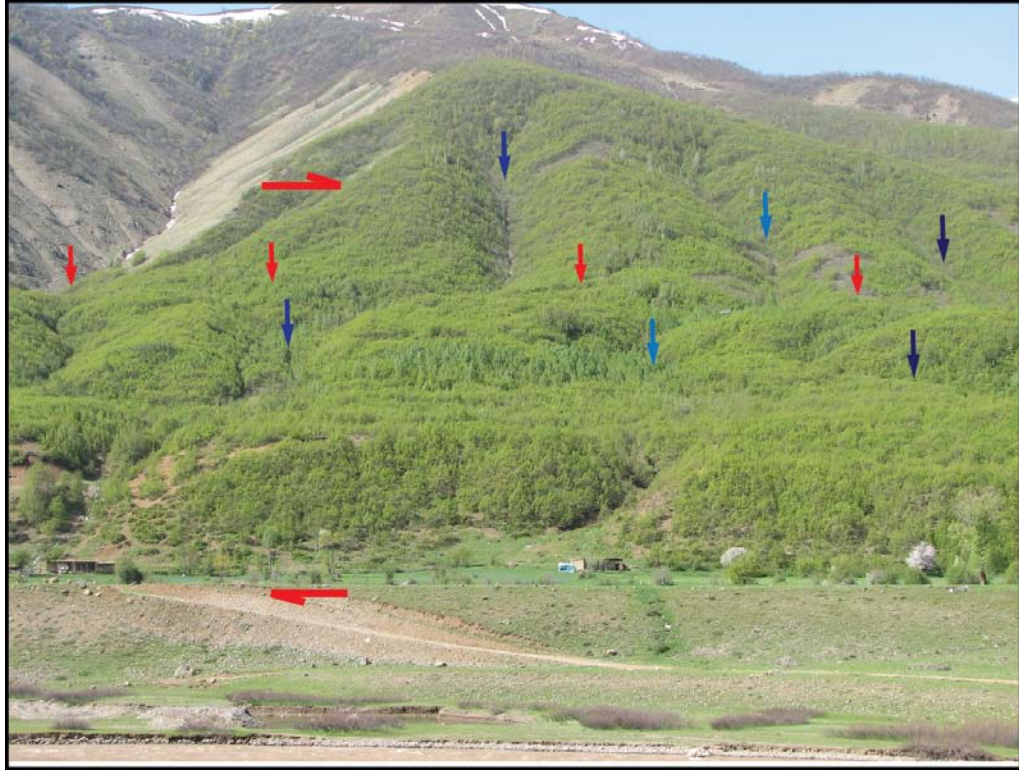
Sıçrama yapan iki ana koldan daha batıda yer alan FS3 üzerinde ise fayın çizgisel izi belirgin olsada, FS1'de olduğu kadar büyük dere atımları görülmez. Batıda Yedisu Havzası'nın GD'sunda yer alan Şenköy civarında başlayan fay, bu köyün hemen doğusunda ötelemediği dereler boyunca açık bir şekilde izlenir (Şekil 4.11). Aşağımozi Mahallesi civarında ikincil kolların görüldüğü fay zonu, bir iki dere üzerinde 100 m civarında ötelenme yaparak Elmalı Köyü'nün güneyine kadar uzanır.



Şekil 4.9 : Ilıpınar Segmenti üzerinde yer alan derelerde ötelenme miktarları Kızılcubuk ve Ilıpınar köyleri arasında SPOT görüntüler kullanılarak ölçülmüştür.



Şekil 4.10 : Ilıpınar Segmenti (FS1)'nin en batı kesiminde görülen dere ötelenmelerinin (Şekil 4.9) gelişimi ile ilgili öne sürülen iki hipotez: **(a)** Sıralı kapma hipotezine göre sırayla oluşan i, j ve k dereleri ilerleyen deformasyona bağlı olarak aynı sıraya göre artan birikimli ötelenmeye sahiptir, **(b)** j deresinin, i deresine göre daha derin bir vadiye sahip olmasından yola çıkılarak öne sürülen bu hipoteze göre j ve k dereleri sırayla oluşurken, i daha sonradan oluşmuş ve fayın üzerinde gelişen çizgisel vadi tarafından kapılmıştır.



Şekil 4.11 : Şenköy (Yedisu, Bingöl) doğusunda fay üzerinde sıralı bir şekilde ötelenmiş dereler. Kırmızı oklar fayın gidişatı göstermek için, mavi olanlar ise ötelenen dereleri göstermek için kullanılmıştır. Fotoğraf bakış yönü kuzeyden güneye doğrudur.

Elmalı Segmenti'nin en doğu kısmını ve sıkışmalı çift büklümün orta segmentini oluşturan FS2, Elmalı Köyü'nün hemen kuzeyinden başlar ve bu bölgede bulunan dere ötelenmeleri sayesinde açık bir şekilde takip edilir. Ancak bu alanda en açık morfolojik iz, yaklaşık doğu batı uzanımlı bir sırtın ortasında fayın gidişatı ile ilişkili oluşmuş eğer yapısıdır (Şekil 4.12). SPOT görüntüsünde de açık bir şekilde iki farklı renkle görülen ve faylanma ile yan yana gelmiş birimler, Herece ve Akay (2003) tarafından üst Senoniyen ve Paleojen aglomera, andezit, bazalt, dasit, trakit (T2) ve (T3) olarak haritalanmıştır. Fayın güney bloğunda yer alan T3 biriminin kuzey bloktaki devamı görülemediği için fayın bu kesiminde, bu birim için birikimli ötelenmenin ne kadar olduğu ölçülememiştir.

Sıkışmalı çift büklümün bölgede yarattığı yatay kısalma ve buna eşlik eden yükselme, orta segment boyunca alüvyal yelpazeler ve bunların içlerine yerleşmiş farklı taraça seviyeleri ile temsil olur. Bu oluşumlardan özellikle Kaynarçınar ve Dinarbey lokasyonları, yaşlandırılabilir ötelenmiş taraça yüzeylerini barındırması nedeniyle jeolojik kayma hızının belirlenebileceği çalışma alanları olarak seçilmişlerdir.



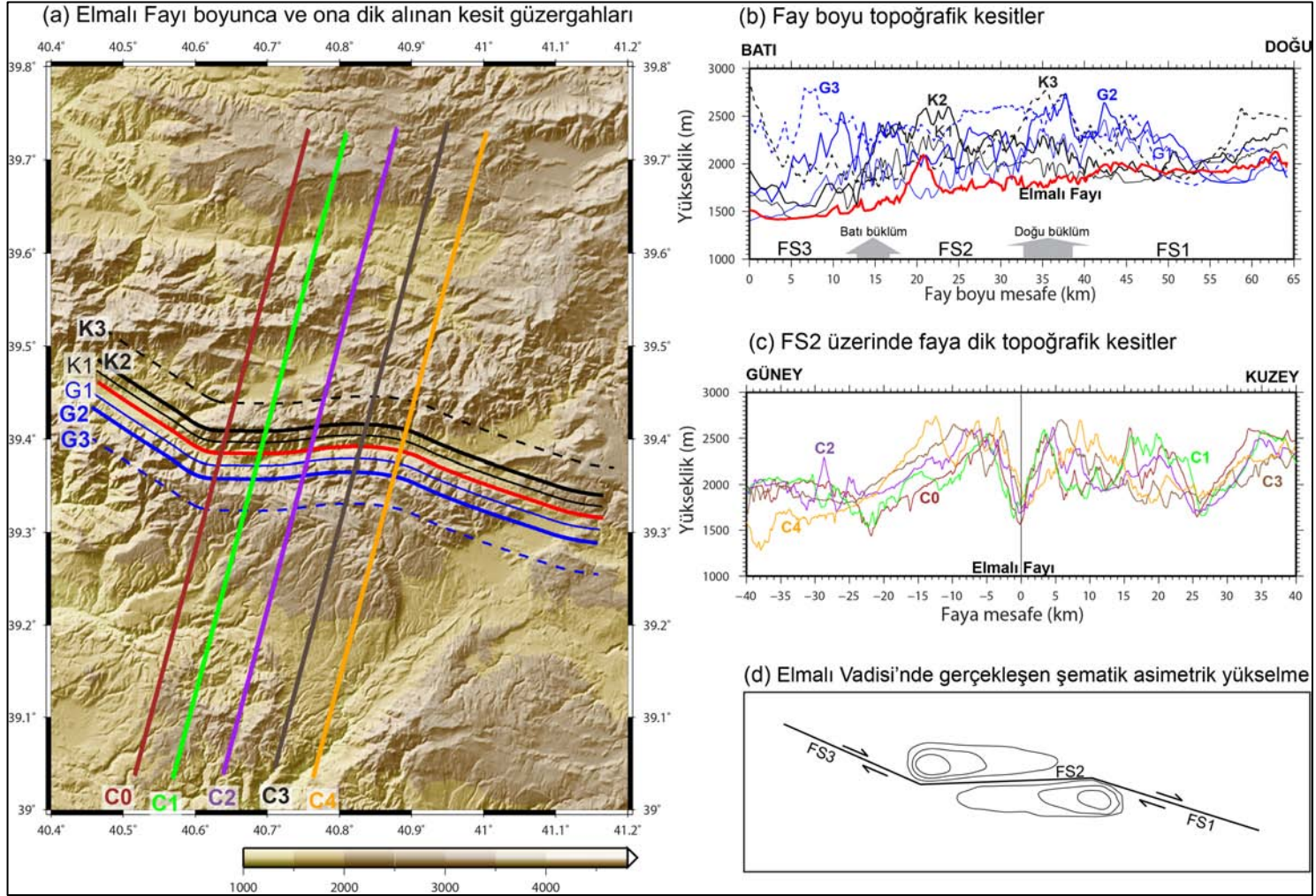
Şekil 4.12 : Elmalı köyünün kuzeyinde yer alan sırtın fay tarafından birbirinden ayrılmış iki farklı birimden oluştuğu SPOT görüntü üzerinde açıkça görülür. Kırmızı oklarla gösterilen fay, sırt ekseninde eğer yapısı oluşmasına yol açmıştır.

FS1, FS2 ve FS3 alt segmentleri boyunca gerçekleşen sıkışma ve yatay kışılmanın topoğrafya üzerinde olan etkisi, Cowgill ve diğ. (2004b)'nin Altın Dağ Fayı üzerinde yer alan Akato Dağ Büklümü'nde uygulamaya benzer olarak, faya paralel altı ve faya dik toplam beş adet topoğrafik kesit alınarak incelenmiştir (Şekil 4.13). SRTM 90 temelli sayısal yükseklik modeli (DEM) kullanılarak üretilen bu kesitlere göre azami yükseklik ~2500 ila 3000 m arasında değişir (Şekil 4.13a). Faya paralel konumlu kesitler, düşük rölyefli çok sayıda küçük farklılıkların yanı sıra, fay boyunca asimetric bir yükselmenin varlığına işaret eder (Şekil 4.13b).

Faya göre kuzey blok üzerinde yer alan paralel kesitler (K1 ve K2) üzerinde doğudan batıya doğru yükseltide bir artış görülürken, güney blok kesitlerinde (G1 ve G2) bunun tersi, batıdan doğuya doğru bir yükselme dikkati çeker. K1 ve K2, FS3 üzerinde sırasıyla ~1400-1900 ve ~1600-1900 m'ler arasında dalgalanma gösterirken, batı büklümünden sonra FS2 üzerinde ilk ~10 km içerisinde en çok

~2300 ve ~2600 m yüksekliğe çıkar (Şekil 4.13b). K1 ve K2 üzerinde FS2'nin kuzeyinde batıdan doğuya doğru ilk 10 km'de anomali yapan yükselik, doğuya doğru ortalama 1900–2100 m'nin üzerine çıkmaz. Doğu bükümünü de bu ortalama yükseklik gidişatını etkilemez. Güney blok üzerindeki G1 ve G2 faya paralel topoğrafik kesitleri, Yedisu Havzası'nın güneyinde Şeytan Dağları yüzünden yüksek bir topoğrafyaya sahiptir. G1 ve G2 boyunca, fayın bu kesiminde sırasıyla en çok ~2100 ve ~2550 m yükseklik görülür. Bu iki kesit üzerinde doğuya doğru gidildikçe dereceli olarak azalma eğilimi gösteren topoğrafik yüksekliğin batı bükümünde hiç bir etkiye uğramadığı görülür. Ancak doğu bükümünden sonra fayın güney bloğu üzerinde, G1 ve G2 boyunca sırasıyla ~2450 ve ~2750 m'ye kadar çıkan ani bir yükselme dikkati çeker (Şekil 4.13b). Yumuşak geçiş karakterli doğu bükümünden sonra ~17 km boyunca uzanan bu yükselti, daha sonra doğuya doğru gene ani bir düşüşle ortalama ~1900-2000 m kotlarına kadar düşer. Faya paralel kuzey ve güney topoğrafik kesitlerde görülen bu asimetrik anomaliler, KAF'nın bu kesiminde sahip olduğu sıkışmalı çift büküm geometrisi ve onun yarattığı asimetrik yükselme yüzünden oluşmuştur. Fay zonuna daha uzak alınan K3 ve G3 kesitleri ise K1, K2, G1 ve G2 boyunca yukarıda anlatılan asimetrik yükselmeyi göstermez. Fay zonuna yakın kesitlerde görülen davranışın daha uzak olanlarda görülmemesi, kabuk kısılmasıyla ilgili deformasyonun Elmalı Segmenti boyunca oldukça dar bir zona sıkıştığı şeklinde yorumlanmıştır.

KAFZ'nin bu bölgede genel hareket yönüne dik alınan kesitler (C1, C2, C3 ve C4) incelendiği zaman bu asimetrik yükselme, faya paralel alınan kesitlerde gözüktüğü kadar açık değildir (Şekil 4.13c). Faya kabaca dik olarak alınan kesitlerde en belirgin yapı, ekseni fay zonu üzerinde yer alan vadi tabanıdır. Fayın güney bloğu üzerinde faya yakın olan yükselti fay zonundan yaklaşık 20 km uzakta ortalama 2000 m kotuna düşer. Kuzeyde ise farklı kesit yerlerine göre 10. km den itibaren düşmeye başlayan yükseklik, ~25. km yakınlarında ~1750 m civarlarına kadar indikten sonra tekrar yükselmeye başlar.



Şekil 4.13 : Elmalı ve Kaynarpınar faylarının oluşturdukları sıkışmalı çift büküm ve ona bağlı gelişen asimetrik yükselme

Topoğrafik kesitlerde görülen rölyefi özetlersek, özellikle faya paralel olanlarda asimetric bir yükselme dikkati çeker. Bu asimetri, FS2'nin kuzey bloğunun batı kesiminin, güney bloğunun ise doğu kesiminin yatay kısalmaya bağlı gelişen yükselmeyle karakterize olur (Şekil 4.13d). Fayın bu kesiminin Doğu Anadolu Platosuna yakınlığı ve bu geniş bölgenin geçirmiş olduğu karmaşık jeolojik evrim (çarpışma, Pliyosen ve Kuvaterner volkanizması) dikkate alındığı zaman sadece Elmalı ve Ilıpınar segmentlerine ait yükselmeyi ayırt etmenin oldukça zor olduğu görülür.

4.2.1.3 Elmalı Segmenti ve çevresinin jeolojisi

Elmalı Segmenti, Refahiye ofiyolitik karmaşığı ve Elmalı Formasyonu'na ait birimleri keserek Yedisu İlçesi'nden doğuya doğru uzanır (Herece, 2008). Bu jeolojik birimler, aralarında açısız uyumsuzlukla birbirlerinden ayrılır.

Refahiye ofiyolitik karmaşığı

Farklı boyutlarda ofiyolitik (peridotit, piroksenit, gabro, levha dayk karmaşığı), metamorfik şistler, breşik rekristalize kireçtaşı, radyolaritli pelajik kireçtaşı dilimleri, yastık yapılı spilitle ve meta-volkanitler, fosilli Triyas-Jura ve Kretase yaşlı kireçtaşı bloklarından oluşan birim, Yedisu ve Karlıova arasında, Yedisu Havzası'nın kuzeyinde ve Ilıpınar Segmenti'nin güneyinde iki farklı bölgede yüzeylenir (Herece, 2008; Sançar, 2006; Tarhan ve diğ., 1991).

Herece (2008), bu birimi Refahiye ofiyolitik karmaşığı olarak adlandırılmıştır.

Farklı litolojik özelliklere sahip bloklardan oluşan Refahiye ofiyolitik karmaşığı, Yedisu Havzası'nın kuzeyinde, özellikle Yedisu İlçesi ve Ekşipınar Köyü arasında yeşil, koyu yeşil ve yer yer siyah renge yakın serpantin kayalarından oluşur. Hidrotermal alterasyon sonucu yer yer lisfenit ve krizolit liflerinin görüldüğü bu blokların boyutları bir kaç on metre ile sınırlıdır. Serpantin bloklarının yanı sıra, kırmızımsı rengi ve dayanımlı dokusuyla çört blokları ve pelajik kireçtaşları bu birimi oluşturan diğeri litolojik unsurlardır. Biyomikritik kireçtaşlarının oluşturduğu blokların içerisinde 5-10 cm kalınlığında tabakalar dikkati çeker (Sançar, 2006).

Refahiye ofiyolitik karmaşığı altta tektonik bir dokanakla Bitlis metamorfiklerinin üzerinde yer alırken, geç Maastrichtiyen yaşlı Elmalı Formasyonu tarafından aşısız uyumsuzlukla örtülür.

Sançar (2006), biyomikritik kireçtaşları içerisinde bulunduğu *Inoceramus* sp. fosiline dayanarak birime Geç Kretase yaşını vermiştir. Tarhan ve diğ. (1991) ise aynı pelajik kireçtaşı dilimleri içerisinde buldukları *Helvetoglobotruncana* cf. *Helvetica* Bolli planktik foraminiferaları'na göre Türoniyen; *Marginotruncana coronata* Bolli, *Marginotruncana* sp., *Dicahnella* sp. Planktik foraminiferaları'na göre birimi Türoniyen-Santoniyen'e dahil etmiştir.

Refahiye ofiyolitik karmaşığı, Neotetis okyanusuna ait Kuzey Kol'un kapanması sırasında oluşmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Elmalı Formasyonu

Killi kireçtaşı, kıltaşı-silttaşı, marn, tüfit, volkanit ve piroklastik seviyelerin birbirleri ile yatay ve düşey yönde geçiş yaptığı Elmalı Formasyonu, Perisuyu vadisi boyunca Yedisu'dan doğuya doğru uzanan alanda yüzeylebilir. Özellikle 1949 depremi sonrasında kırılan Elmalı Fayı, bu formasyona ait birimleri keser.

Yedisu ve Karlıova İlçeleri arasında yüzlekler veren bu birime "Elmalı Formasyonu" adı Tarhan ve diğ. (1991) tarafından verilmiştir.

Birim, çakıltaşı, volkanit ve kireçtaşı olmak üzere toplam üç üyeden oluşur. Elmalı Formasyonu'nun tabanında yer alan çakıltaşı üyesi, Kaynarpmar Köyü kuzeyinde görülür. Kızıl renkli çakıltaşı, silttaşı ve kumtaşından oluşan birim, yatay yönde merceklenen marn, tüfit, kireçtaşı, lav ve piroklastik araseviyelerini içerir. Volkanit üyesi'ne ait lav ve piroklastikler, Yedisu doğusu, Şeytandağı kuzey yamaçları, Elmalı Vadisi'nin kuzey kesimleri ve Aktaş-Aşağı Dikan komu dolaylarında yüzeylebilir. Bazaltik andezit, andezit, trakit, dasit-riyolit ve piroklastik kayalardan oluşan bu üye, Elmalı Formasyonu'nu oluşturan diğer birimlerle yatay ve düşey geçişlidir. Yedisu doğusunda sınırlı alanlarda kireçtaşı üyesini oluşturan yer yer kalın mercek ve ara katkılar halindeki resifal kireçtaşları yüzeylebilir (Herece, 2008).

Elmalı Formasyonu aşıl uyumsuzlukla Refahiye ofiyolitik karmaşığının üzerinde yer alırken, üstte Navru Formasyonu tarafından uyumlu bir şekilde örtülür (Herece, 2008).

Kireçtaşı üyesi'nde bulunan *Orbitoides medius* d'Archiac, *Globotruncana bulloides* Vogler, *Abathomphalus mayaroensis* Bolli, *Globotruncana ventricose* White, *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Globotruncanita stuarti* de Lapparent, *Globorotalia* cf. *velascoensis* Cushman, *Globorotalia* cf. *ehrenbergi* Bolli,

Globotruncanella sp., *Globigerine* sp., *Plaorbulina* sp. fosil topluluğuna göre Elmalı Formasyonu'nun yaşı Geç Maastrichtiyen-geç Paleosen olarak belirlenmiştir (Tarhan ve diğ., 1991).

Elmalı Formasyonu'nun tabanını oluşturan çakıltası üyesi, akarsu ortamında çökelmiştir. Volkanizma sonucu birimin volkanit üyesi meydana gelirken, yer yer merccekler ve ara katkılar şeklinde kireçtaşı oluşumu dikkati çeker.

4.2.2 Kaynarıpınar Çalışma Alanı

Kaynarıpınar Çalışma Alanı, Yedisu ve Karlıova arasında uzanan fay kollarından FS2'nin orta kesimlerine yakın, Kaynarıpınar Köyü'nün hemen kuzeyinde yer alır (Şekil 4.3'te L1). Ana vadi eksenine dike yakın akan bir dere KAF tarafından kesilmiş, hem dere yatağı hem de onunla ilişkili olarak değişik zaman dilimlerinde oluşmuş flüvyal yüzeyler, farklı oranlarda ötelenmişlerdir. Bu bölge ile ilgili yapılmış uzaktan algılama, arazi gözlemleri, mikrotopoğrafik ölçüm ve OSL yaşlandırma sonuçları morfoloji ve yaşlandırma alt başlıkları altında anlatılacaktır.

4.2.2.1 Kaynarıpınar Çalışma Alanı'nın morfolojisi

Kaynarıpınar Çalışma Alanı'ndaki hakim morfolojik yapı, Elmalı Vadisi'nin eksenine dike yakın olarak akan bir dere ve onun oluşturduğu farklı alüvyal yelpaze ve taraça seviyelerinden oluşur (Şekil 4.14). 1:8000 ölçekli hava fotoğrafı çiftlerinin yorumlanması, arazi gözlemleri ile önemli seviye ve yüzey sınırlarında yapılan mikrotopoğrafya ölçümleri sonucunda alanın ayrıntılı morfotektonik haritası oluşturulmuştur (EK B).

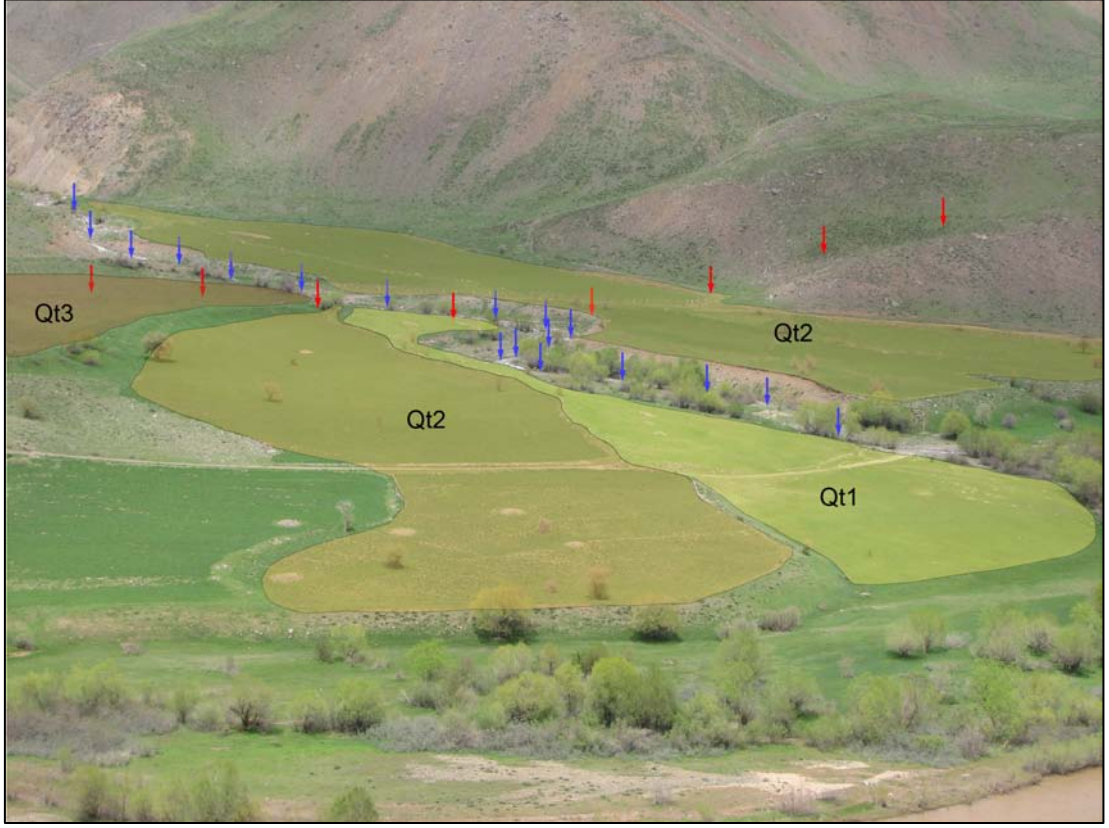
Dağ önünde, büyük olasılıkla apeks kısmında dar bir vadi tarafından beslenen alüvyal yelpaze ve bunun çökel kalıntıları, bu sistemin en yaşlı birimini (Qt4) oluşturur. Diğer topoğrafik düzlükler ise, bu ilk yapının aşındırılması ve sonrasında yeni alüvyal yelpazeler ve akarsu taraçalarının oluşması ile meydana gelmiştir. En yaşlı alüvyal yelpaze seviyesi (Qt4) günümüzde aşınmadan dolayı sadece küçük bir alanda görülürken, akarsu tarafından aşındırılıp taşınmış kısımlarının yerini, yaşlıdan gence doğru sırası ile Qt3, Qt2, Qt1 yüzeyleri ile güncel kanal ve ona ait taşkın düzlüğünü temsil eden Qt0 almıştır.

Sistemin gelişim süreci içerisinde ilk oluşum anında dar olan besleme vadisi, zaman içerisinde genişleyerek yayvan bir geometriye kavuşmuştur. Buna göre besleme

kanalı ile sınıra sahip en eski yüzey olan Qt2 göz önünde bulundurulduğunda, vadinin Qt2 ile eş veya hemen onun birikmesinden önce yayvanlaşmaya başladığı yorumlanabilir. Morfolojik yüzeylerden özellikle Qt3 ve Qt2 yüzeylerinin geometrisi dikkate alındığında, hemen hemen aynı genişlikte uzanan akarsu taraçasından çok yelpaze geometrisi göstermeleri dikkati çeker.

Birbirlerini içine geçmiş alüvyal yelpaze seviyelerinin farklı taraça seviyeleri olarak görüldüğü bu tip morfolojik yapılara, geometrik özelliklerinden dolayı “teleskopik alüvyal yelpaze” adı verilmiştir (Bowman, 1978; Colombo, 2005; Sorriso-Valvo ve diğ., 1998; White, 1991). Bu segmentli yelpazelerin, iklimsel değişikliklerin yanı sıra tektonik etki ile de oluştuğu farklı çalışmalarda ortaya konmuştur (Sorriso-Valvo ve diğ., 1998; Wallace, 1978). Teleskopik alüvyal yelpazelerin bu segmentli/taraçalı morfolojisi ve taraça sayısı, bu yapının sadece temel seviyenin değişimi etkisi altında olmadığını, belirgin ve ani tektonik veya iklimsel olayların oluşum sürecinde oldukça belirleyici rol oynadığını gösterir (Colombo, 2005).

Alüvyal yelpazeler, doğrultu atımlı faylar boyunca görülen ve deformasyon için referans noktası oluşturabilecek ana yerçekillerinden biridir (McCalpin, 2009). Ötelenmiş güncel alüvyal yelpazelerde, dere sistemlerine nazaran sadece akış yönünün yukarı kesiminde bir kanal bulunurken, akış yönünün aşağısında buna karşılık gelen apeks bulunur. Sieh ve Jahns (1984), San Andreas Fayı üzerindeki Wallace Creek alanında yaptıkları çalışmada, ötelenmiş bir alüvyal yelpazenin eş kalınlık haritasına göre nasıl ilk haline getirilerek toplam atım miktarının ölçüleceğini göstermiştir. Bu çalışmada oluşturulan eş kalınlık haritası sonrası deformasyonun geri çekilmesi, yelpazenin en kalın kesiminin apeksinde yer alan besleyici kanal ile karşılaştırılarak yapılmıştır. Alüvyal yelpaze yeniden kurgusu en iyi sonucu fayın apeksini kestiği durumlarda yapılırken, bu yöntemin apeksin veya büyük sistemlerde besleyici ağzın hassas bir şekilde belirlenememesinden dolayı 10 m den düşük atımlar için kullanılması önerilmez (McCalpin, 2009). Bundan dolayı son bir veya iki depreme ait ötelenme miktarlarının alüvyal yelpazeler üzerinde izlerinin ayıklanması mümkün değildir. 10-15 m’den daha büyük ötelenmeler ise ancak bu sistemin yaşlandırılması ve hata payının eklenmesi ile belirlenebilir. Jeomorfik başvuru seviyesi olarak kullanılacak diğer bir unsur ise, kaynak vadisinin olası eski eksenini ve akış yönünün alt kesiminde yer alan uzantısıdır. Bu iki referans çizgisi karşılaştırılarak faylanmanın etkisi hesaplanabilir.



Şekil 4.14 : Kaynarpinar Çalışma Alanı'nın uzaktan çekilmiş oblik bir görüntüsü (Bakış yönü GGB'dan KKD'ya doğru). Farklı jeomorfolojik yüzeyler boyanmış ve simgeleri ile işaretlenmiştir. Fayın gidişatı kırmızı oklarla gösterilirken, mavi oklar güncel dere yatağına karşılık gelir.

Kaynarpinar Çalışma Alanı'nda Qt4 dağ önünde oluşan alüvyal yelpazenin korunmuş en eski seviyesini oluştururken, teleskopik yelpazelerde gerçekleştiği gibi, bunun iç kesiminde oluşan Qt3 ve Qt2 sırasıyla daha genç yelpaze yüzeylerini temsil eder. Qt1 yüzeyi ise yelpaze içerisini kazarak malzeme ile doldurmuş bir akarsu taraça seviyesidir. Bu yapı, aynı zamanda kes-doldur tipi akarsu taraçalarında sık olarak görülebilen tek taraflı (unpaired) oluşum özelliğine sahiptir (Bull, 1991; Mizutani, 1998). Kuzey Anadolu Fayı, bu sistemi yelpazenin apeks kısmına yakın olarak kesmiş, özellikle Qt2 seviyesinin en doğu tarafta, ana kaya ile yapmış olduğu dokanakta belirgin bir ötelenmeye sebep olmuştur (EK B). Her ne kadar bu akaçlama sisteminin güncel kanalı fay tarafından oldukça belirgin olarak ötelenmiş olsada, derenin sahip olduğu enine erozyonun izleri özellikle güncel taşkın düzlüğü ve Qt1'in akış yönünün aşağısına olan uzanımında görülür. Aşınma sebebiyle, yelpaze segmentleri ve kes-doldur taraçalarının sahip oldukları taraça kenarı ötelenmeleri hassas bir şekilde belirlenememektedir. Bundan dolayı, sadece mevcut taraça kenarları değil, derenin güncel görünen toplam ötelenmesi, Qt2'nin ana kaya ile

sınırı ve yelpazenin genişleyen gövdesinin ağız noktasına göre yeniden kurgulanması gibi birçok etken göz önünde bulundurularak yapılmıştır (Şekil 4.15). Derenin yol açmış olduğu yanal aşındırma etkisi göz önünde bulundurularak atım geri çekim işlemi, yüksek hata payları göz önünde bulundurularak gerçekleştirilmiştir.

Kaynarınar Çalışma Alanı'nda kayma hızının belirlenmesi için çökeltme ve çökeltme sonrası süreç göz önünde bulundurularak iki senaryo hazırlanmıştır. Birinci durumda, özellikle Qt2 yüzeyine ait farklı sınırların tamamı göz önünde bulundurulmuş, ikinci senaryoda ise Qt2'nin sadece güncel kanal ve Qt3 ile dokanağını oluşturan T2/T3 sınırları dikkate alınmıştır.

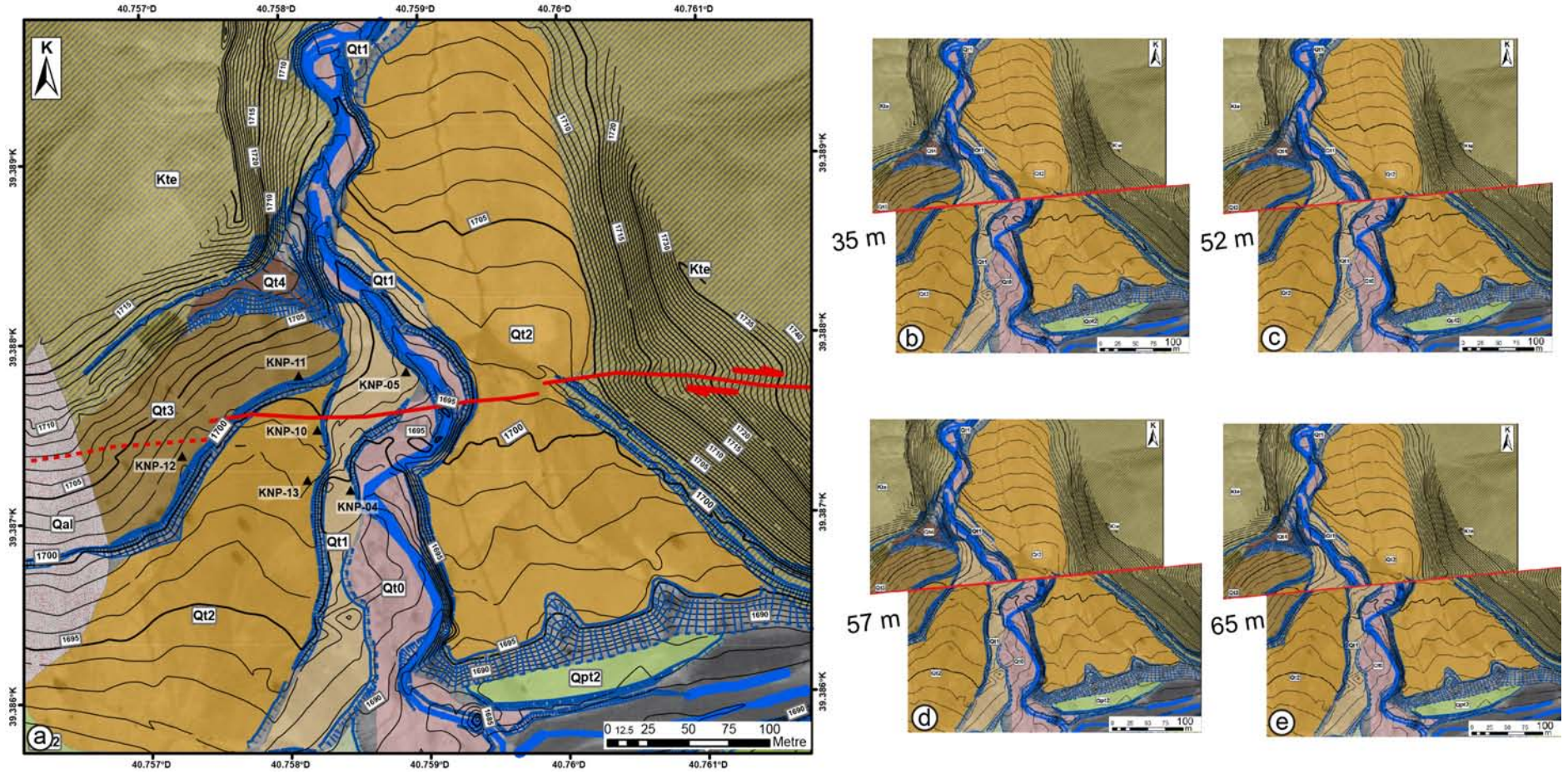
İlk senaryo, Qt2 yüzeyine ait bütün sınırları üzerinde ölçülen ötelenme miktarları kullanılarak oluşturulmuştur. Bu değerler ve nasıl yaşlandırılacaklarını özetlemek gerekirse:

- a) 35 m'lik atım, akarsuyun doğusunda Qt2'nin ana kaya ile yaptığı sınırın tek hat olacak şekilde geri çekilmesi ile elde edilmiştir (Şekil 4.15a). Morfolojik yapı dikkate alındığı zaman, fayın kuzey bloğundaki kesimin bir alüvyal yelpaze sisteminde kaynak vadiyi oluşturduğu, güney blok tarafının ise yelpaze gövdesini temsil ettiği görülür. Ancak sürülmüş tarlalar, sınırı takip eden yol ve özellikle fayın kuzey bloğu kısmında moloz akıntısı olması bu, sınırın tam olarak belirlenmesini engellemektedir. Ayrıca, alüvyal yelpaze kenarlarının paleotopoğrafya'ya göre şekilleneceği göz önünde bulundurulsa bu oranın oldukça yüksek bir hata payına sahip olacağı ve kesinlikle başka referans seviyelerinin de hesaba katılması gerektiği kabul edilmelidir. Bu atımın ne kadar zamanda gerçekleştiği ve kayma hızı değeri, deneştirilen birim olan Qt2'nin yaşının belirlenmesi ile hesaplanacaktır.
- b) Ortalama 52 m'lik ötelenme Qt2 yüzeyinin güncel kanalla sınırını oluşturan şevin başvuru hattı oluşturması sonucu elde edilmiştir (Şekil 4.15b). Bu değer, fayın her iki bloğunda, bu kenarı temsil eden birer düz referans çizgisi çekilerek ölçülmüştür. Qt2 ile güncel kanal arasında başka birim olmayışı, ötelenmenin hangi birimle eşyaşlı olduğunun anlaşılmasını zorlaştırır. Ancak bu senaryoda hata payı ile birlikte toplam ötelenmenin Qt2'nin oluşumundan sonra gerçekleştiği kabulü ile kayma hızı hesabı yapılacaktır.

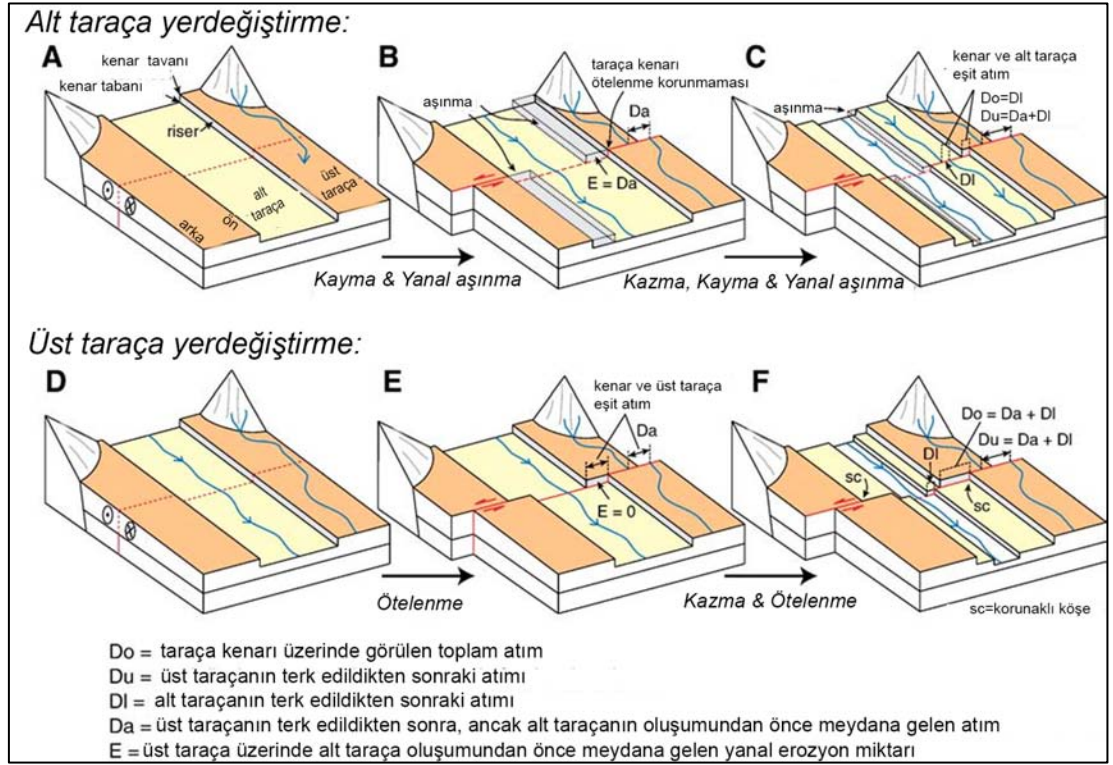
- c) Ortalama 57 m'lik ötelenme ise Qt3 ile Qt2 arasındaki sınırın (T3/T2) geri çekilmesi ile hesaplanmıştır (Şekil 4.15c). Taraça kenarları, özellikle doğrultu atımlı fayların yol açtığı deformasyon tarihçesinin anlaşılması için oldukça sık kullanılan bir başvuru seviyesidir. Ancak deformasyon ve yanal erozyon hızları arasında var olan karmaşık süreç, taraça kenarının hangi taraça seviyesinin oluşumu ile eş yaşlı olduğunun belirlenememesine yol açar. Bu durum kayma hızı hesabında hata oranının artmasına sebep olur (Şekil 4.16). Örneğin, taraça kenarının alt seviye tarafından şekillendiği durumlarda üst taraça yüzeyine ait yaşların kullanılması, kayma hızının gerçekten daha düşük olarak elde edilmesine yol açarken, bunu tam tersi durumlarda daha hızlı oranlar bulunabilir (Cowgill, 2007). Cowgill (2007)'de verilen jeomorfik indislere göre, taraça kenarının (T3/T2) sahip olduğu ötelenme, alt taraçayı kesen kanal ve diğer birimlerin toplam ötelenmesi ile aynı olduğu için alt taraça yeniden kurgusunun yapılması gerekir. Bundan dolayı bu ötelenme miktarının tarihlendirilmesi için alt taraça seviyesi olan Qt2 yüzeyinin yaşı kullanılacaktır.
- d) Son olarak Şekil 4.15d, yaklaşık 65 m'lik yer değiştirme geri çekilerek görsellenmiştir. Bu şekile göre morfolojik yüzeylerden kalan kısımların neredeyse hiç bir kesiminin tam olarak birbirine karşılık gelmediği görülür.

Qt2'nin farklı sınırlarında ki değişik miktarda ötelenmeye dayanan bu birinci senaryoda, bütün ötelenme miktarlarının kullanılması ile elde edilen ortalama atım ve hata oranı 48 ± 9 m'dir.

İkinci senaryoda ise sadece Qt2 yüzeyinin, Qt3 ve güncel dere yatağı ile yaptığı sınırların ötelenme miktarları hesaba katılmıştır. Bunlardan T2/T3 taraça kenarı üzerinde gerçekleşen toplam yerdeğiştirme 57 ± 5 m ölçülmüştür. Ancak fayın kuzey bloğu üzerinde Qt3'ün büyük kısmının aşınmış olması, bu değer hassasiyeti ile ilgili olarak soru işareti doğurur. Derenin doğusunda yer alan Qt2 yüzeyi ve güncel dereye ait sınırın ötelenme miktarı ise 52 ± 9 m'dir. Aynı yüzeye ait iki farklı referans seviyesinin benzer ötelenme miktarlarının sahip olduğu görülür. Ancak T2/T3 kenarının tam korunmamış olmasından dolayı, Qt2 yüzeyinin ötelenmesi 52 ± 9 m olarak kabul edilecektir.



Şekil 4.15 : Kaynarçınar Çalışma Alanı'nda atımın farklı referans seviyelerine göre kademeli olarak geri çekilmesi: (a) güncel durum, (b) 35 m, (c) 52 m, (d) 57 m ve (e) 65 m

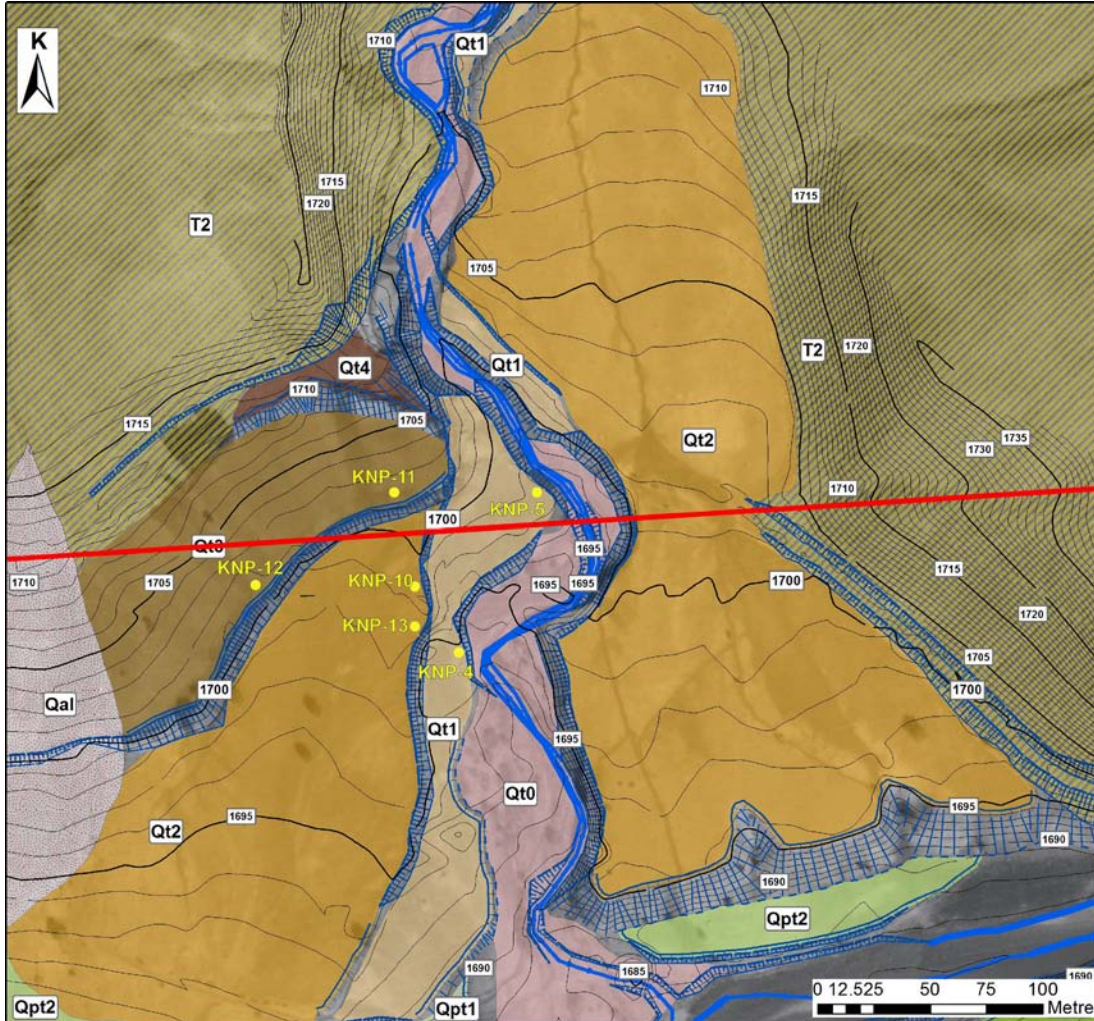


Şekil 4.16 : Doğrultu atımlı fayların etkilediği taraça sistemlerinde deformasyon ve yanıl erozyon hızları arasındaki ilişki (Cowgill, 2007). A-C arasındaki blok diyagramlar alt taraça yerdeğiştirmesini gösterirken, D-F üst taraça yerdeğiştirmesine karşılık gelir. (A) Derenin, alt taraça oluşmadan önce üst seviyeyi ilk kazdığı an, (B) Alt taraça modeli, üst seviyede gerçekleşen yerdeğiştirmenin tamamının etki akarsu tarafından aşındırılmasına dayanır. Bunun sonucunda oluşan yeni kanalın en az D_a miktarı kadar genişlemesi gerekir, (C) Üst ve alt seviyeleri ayıran taraça kenarının sahip olduğu bütün atım, alt taraça yüzeyinin kazılmaya başlamasının sonraki zaman aralığına aittir, (D) A ile aynı durum, (E) Üst taraça modeli yanıl deformasyonun olmadığını var sayar, bu yüzden toplam atım ve kenar atımı birbirine eşittir, (F) Kenar, alt seviye kazılmaya başladığı zamandan sonra da meydana gelen yerdeğişimini biriktirmeye devam eder.

4.2.2.2 Yaşlandırma ve Kaynarınar Çalışma Alanı için kayma hızı hesabı

Yukarıda özetlenen ötelenmiş morfolojik yüzeylerin yaşlandırılması için Q_{t3} , Q_{t2} ve Q_{t1} yüzeylerinden ikişer adet OSL amaçlı örnekleme yapılmıştır (Şekil 4.17). Örnekleme, taraça kenarlarına yakın bölgelerde açılan gözlem çukurlarından, gözlenen seviyelere göre farklı derinliklerden alınmıştır. Alınan malzemenin ışık görmemesi için 5 cm çapında, 25 cm uzunluğunda metal borular kullanılmıştır. Örnekleme sonrası her iki uçta ışık geçirmeyecek siyah malzeme ile kapatılmış, örnek borusu siyah renkli kalın plastik torbalara sarılmıştır. Doz oranının anlaşılabilmesi için her örnek noktasında T.C. Atom Enerji Kurumu tarafından üretilen ve kalibrasyonu

yapılan NEB211.L el tipi dozimetre ile radyasyon ölçümü yapılmıştır. Ayrıca elementer analiz yapmak için, her noktadan ışık görüp görmediğine önem verilmeden ek numune alınmıştır.



Şekil 4.17 : Kaynarpınar Çalışma Alanı'nda toplanan OSL numuneleri ve yerleri sarı renkli dairelerle işaretlenmiştir.

Alınan OSL numunelerinin hazırlanması ve doz ölçümü SAR protokolüne (Murray ve Wintle, 2000) uygun olarak Işık Üniversitesi, Fizik Bölümü, Lüminesans Araştırma ve Arkeometri Laboratuvarı'nda gerçekleştirilmiştir. OSL numunelerine ek olarak toplanan çökel numuneleri, K₂O, U, Th ve Rb gibi oksit ve elementlerin oranlarının belirlenmesi için ICP ve ICP-MS kullanılarak Acme Laboratuvarı'nda (Kanada) analiz edilmiştir. Elementlerin yol açtığı ışımaya dayanan doz oranı, Adamiec ve Aitken (1998) ve Aitken (1998)'in dönüşüm katsayıları ve kozmik ışımamın etkisi Prescott ve Hutton (1994)'ün hesap ve dönüşüm formülleri kullanılarak belirlenmiştir. Enlem ve yükseklik düzeltmeleri ise Prescott ve Stephan (1982)'ün bağıntıları kullanılarak yapılmıştır.

Çizelge 4.1 : Kaynarpınar ve Dinarbey çalışma alanları için elde edilen OSL yaşları.

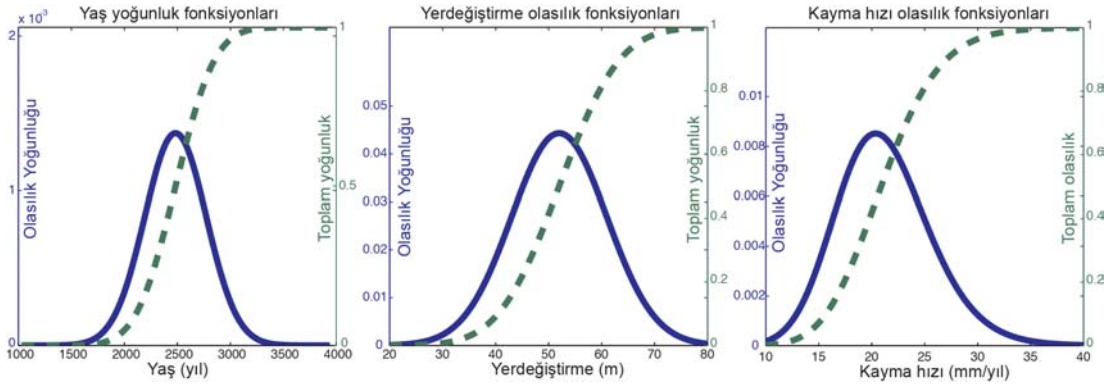
Örnek No	Derinlik (cm)	Su Oranı (%)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Rb (ppm)	Kosmik Işın (Gy/by)	Doz Oranı (Gy/by)	Doz (Gy)	Yaş (yıl)
KNP-04	45	15±5	1.40	1.8	5.9	50.8	0.25	1.8914±0.095	1.68±0.21	888±120
KNP-05	50	15±5	1.42	2.0	6.0	51.0	0.25	1.9315±0.098	2.04±0.32	1056±174
KNP-10	45	15±5	1.39	1.9	6.3	50.7	0.25	1.9177±0.097	4.76±1.35	2482±715
KNP-11	110	15±5	1.43	1.7	5.8	51.3	0.23	1.881±0.095	7.15±0.69	3801±414
KNP-12	35	15±5	1.51	2.2	5.8	52.0	0.26	2.015±0.102	5.70±0.55	2829±308
KNP-13	55	15±5	1.66	2.1	6.1	51.8	0.25	2.139±0.109	5.31±0.56	2483±291
DNR-10	70	9±5	1.64	1.5	5.2	60.4	0.25	2.138±0.116	14.21±3.40	6646±1630
DNR-11	65	9±5	1.62	1.7	6.1	68.9	0.25	2.204±0.119	18.36±8.28	8330±3783
DNR-12	70	12±5	1.56	1.6	5.6	59.2	0.25	2.0391±0.107	5.64±0.89	2765±460

Kaynarıpınar alışma Alanı'nda farklı morfolojik yüzeylerden alınan örneklerin OSL yaşları, alındıkları stratigrafik seviyeye göre bir uyum içerisinde (izelge 4.1 ve Şekil 4.17). En genç taraça yüzeyi olan Qt1'den alınan iki adet örnek, günümüzden 888±120 ve 1056±174 yıl öncesine yaşlandırılmıştır. Aynı yüzeyin farklı yerlerinden hemen hemen aynı seviyelerinden elde edilen bu iki yaş (KNP-04 ve KNP-05) arasındaki kk fark, büyük olasılıkla flüvyal sistemin yanal fasiyes değişimini veya taraça terk edilmesinin ani değil, daha geniş bir zaman aralığında olduğunu gösterir. Qt2'den alınan KNP-10 ve KNP-13 örneklerini ise, 2482±715 ve 2483±291 yıl gibi birbirlerine yakın zaman aralıklarına tarihlendirilmiştir. KNP-11 ve KNP-12 rnekleri ise Qt3 alüvyal yelpaze yüzeyinin yüzeyden 35 cm derinlikte 2829±308, 110 cm derinlikte ise 3801±414 yıl yaşlarını vererek stratigrafik bir uyum gösterir.

Yukarıda ayrıntıları verilen bir ve iki numaralı birikimli atım senaryolarının yaşlandırılmasında Qt2 yüzeyini temsil eden KNP-10 ve KNP-13 rneklerinin yaşı kullanılmıştır. Standart sapma değerlerine sahip ötelenme ve yaş değerlerinin girildiği McCalpin (2009)'da verilen formül (4.1) kullanılarak kayma hızı değerleri hesaplanmıştır. Bu bağıntıya göre, birinci senaryodaki 48±9 m'lik atım ve daha az hata payına sahip KNP-13 yaş değeri dikkate alındığı zaman kayma hızı 18.9±4.2 mm/yıl elde edilir. İkinci senaryoya göre hesaplanan oran ise 20.9±4.4 mm/yıl'dır.

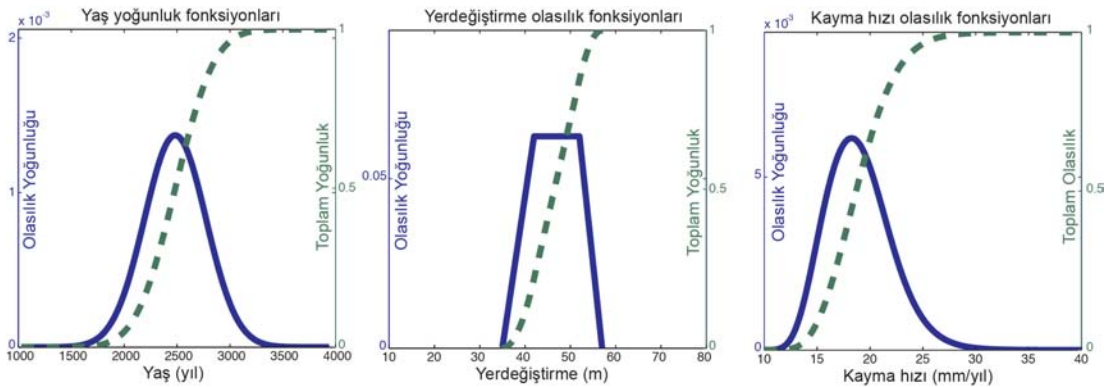
$$t^* \pm \sigma^* = \frac{t_1}{t_2} \pm t^* \sqrt{\left(\frac{\sigma_1^2}{t_1^2}\right) + \left(\frac{\sigma_2^2}{t_2^2}\right)} \quad (4.1)$$

Yukarıda anlatılan atım ve yaş ölümü ile kayma hızı hesabında kullanılan değerler mutlak nicelikler olmayıp, ortamın jeomorfolojik ve tektonik geçmişine göre değişen hata payları içermektedir. Hata paylı değerlerin kullanıldığı olasılık hesapları ise yapıldıkları çalışmadan çalışmaya değişiklik göstermekte, bu durum standart olmayan ve karşılaştırma yapılamayacak sonuçların elde edilmesine yol amaktadır. (Zechar ve Frankel, 2009), kayma hızı hesaplarının istatistiksel olarak daha doğru ve standart bir Şekilde yapılabilmesi için olasılık yoğunluk fonksiyonlarına dayalı modeller geliştirmiştir. Kaynarıpınar alışma Alanı'nda, ikinci senaryoda llen 52±9 m'lik atım düşük hata payı içeren 2483±291 yıl OSL yaşı ile birlikte, Gaussiyen olasılık modeline göre ve %68.27 olasılık aralığında 21.0 +4.6/-4.2 mm/yıl'lık jeolojik kayma hızını verir (Şekil 4.18). Qt2 seviyesinden elde edilen her iki yaşın birlikte kullanılmasıyla elde edilen oran ise 21.0 +6.5/-4.8 mm/yıl'dır.



Şekil 4.18 : Kaynarpınar Çalışma Bölgesi'nde Qt2 yüzeyinden elde edilen en iyi OSL yaş sonucu olan 2483 ± 291 yıl ve bu morfolojik yüzeyin sahip olduğu taraça kenarının 52 ± 9 m'lik birikimli yerdeğiştirme değerlerinin Gaussiyen olasılık yoğunluk fonksiyonu ile modellenmesi. Buna göre hesaplanan jeolojik kayma hızı değeri $21.0 +4.6/-4.2$ mm/yıl'dır.

Zachar ve Frankel (2009)'un hazırlamış olduğu modellerin farklı olasılık yoğunluk fonksiyonlarını içermesi, Kaynarpınar Çalışma Alanı'nda dikkat çekilen geniş ötelenme aralığının çözümlenmesi konusunda kolaylık sağlar. Qt2 yüzeyinin en doğu kesimde ana kaya ile yaptığı ve yer yer yamaç molozu ile örtülmüş sınırın sahip olduğu 35 m ve aynı yüzeyin taraça kenarının en yüksek 57 m'lik yerdeğiştirmeleri Gaussiyen olarak değil ama Trapezoid bir olasılık modeli içerisinde değerlendirilebilir. Buna göre 35 ve 57 m değerleri en yüksek ve en düşük sınırları oluştururken, yeniden kurgu modellerine göre 42 ila 52 m arasındaki değerler eşit olasılığa sahip kabul edilmiştir (Şekil 4.19). Yerdeğiştirmenin Trapezoid olarak kabul edildiği olasılık yoğunluk fonksiyonları kullanılarak 2483 ± 291 yıl'lık OSL yaşına göre hesaplanan kayma hızı $18.7 +3.3/-2.8$ mm/yıl'dır.



Şekil 4.19 : Kaynarpınar Çalışma Alanı'nda 42 ila 52 m arasında yerdeğiştirmenin eş olasılığa sahip olarak kabul edildiği Trapezoid model ve 2483 ± 291 yıl'lık OSL yaşına göre $18.7 +3.3/-2.8$ mm/yıl kayma hızı değeri hesaplanmıştır.

4.2.3 Dinarbey Çalışma Alanı

Dinarbey Çalışma Alanı, Kaynarpınar inceleme bölgesinin yaklaşık 4 km batısında, Elmalı Segmenti'nin FS2 parçası üzerinde yer alır (Şekil 4.3'te L2). Bu fay kesimi ve onun üzerinde yer aldığı çizgisel vadinin büyük bir kesiminde, yükselme ve ona bağlı olarak farklı taraça seviyelerinin oluşumu görülür. Ayrıca, ana vadi eksenine dik olarak akan bir akaçlama sistemi, bir önceki çalışma noktasında olduğu gibi hem teleskopik yelpazelerin hem de bunun içerisinde yer alan kes-doldur taraçalarının oluşmasına yol açmıştır. Kuzey Anadolu Fayı'nın keserek yerdeğiştirdiği bu morfolojik yüzeylerin üzerinde gerçekleştirilen ayrıntılı hava fotoğrafı incelemesi, arazi gözlemleri, mikrotopoğrafya yorumlaması ve yaşlandırma çalışmalarının sonuçları morfoloji ve yaşlandırma alt başlıkları altında verilmiştir.

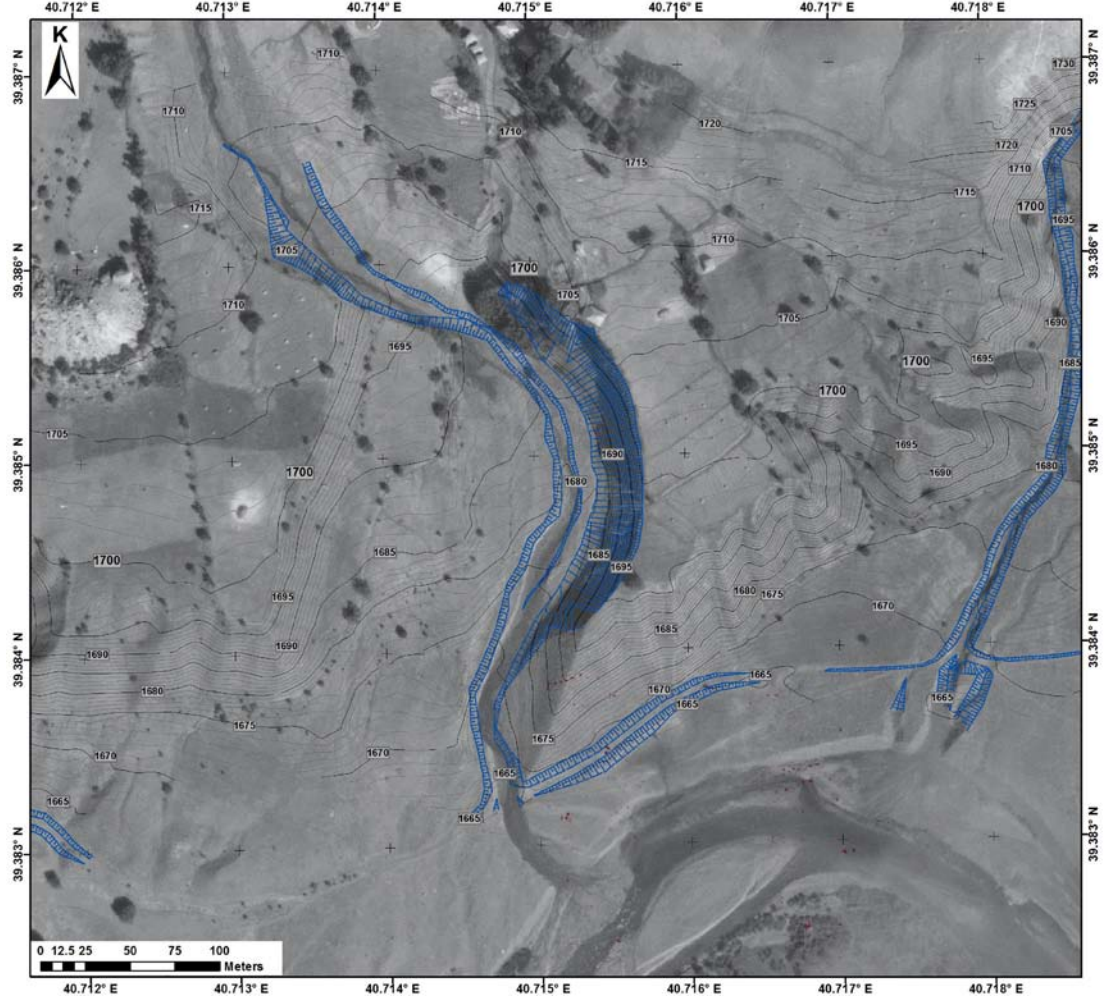
4.2.3.1 Dinarbey Çalışma Alanı'nın morfolojisi

Bu alandaki ana morfolojik sistemi oluşturan dere, kabaca K-G yönünde bölgenin ana akarsu sistemini oluşturan Elmalı Deresi'ne kabaca dik olarak akar. Derenin kanal geometrisi, kendi profili boyunca düz bir hat izlemez. Geometri, büyük olasılıkla gerçekleşen deformasyona tepki olarak derenin bükümler yapmasıyla şekillenmiştir (Şekil 4.20). 1:8000 ölçekli hava fotoğrafları, arazi gözlemleri ve mikrotopoğrafik ölçümlerin değerlendirilmesi sonucu bölgenin büyük ölçekli morfotektonik haritası üretilmiştir (EK C). Buna göre, bu sisteme ait farklı en az 5 morfolojik yüzey tespit edilirken, bunlardan Qt5 ve Qt4 teleskopik alüvyal yelpaze özelliği taşır. Qt3, Qt2 ve Qt1 sembolleri, sırasıyla yaşlıdan gence doğru kes-doldur tipi flüvyal taraça yüzeylerini gösterir. Güncel dere kanalı (taşkın düzlüğü) ise Qt0 ile işaretlenmiştir.

Akaçlama sisteminin düz bir hat yerine, deformasyona bağlı olarak bükümlü bir geometriye sahip olması Qt3 ve Qt2 gibi taraça yüzeylerinin tek taraflı (unpaired) oluşması ile sonuçlanmıştır. Sadece tek tarafta taraça oluşmasını açıklayabilecek diğer bir mekanizma ise bu taraçaların kes-doldur tipi olmalarıdır. Bull (1991), tek taraflı taraça yüzeylerinin nasıl menderes benzeri akarsu sistemlerin büküm kısımlarında veya kes-doldur taraça sistemlerinde oluşacağını gösterir.

Bu sistemin oluşum sırası, günümüze kalan yüzeylere göre Qt5 alüvyal yelpazesi ile başlar. Daha sonra Qt4, teleskopik bir yelpaze segmenti olarak Qt5 yüzeyini aşındırarak içine yerleşir. Kanalin kazarak, gerek akış yönünün yukarısında gerekse

aşağısında oluşturduğu kes-doldur tipli taraça olan Qt3, tek taraflı olma özelliği taşır. Benzer oluşum ortamına ait Qt2 ve Qt1 ise sırasıyla Qt3'ten sonra oluşmuşlardır. Elmalı Segmenti'nin FS2 kesimi üzerinde yaygın olarak görülen taraça seviyeleri, fayın bu bölgede çift büküm geometrisine bağlı sıkışma ve ona eşlik eden yükselmeye bağlı olarak gelişmektedir.

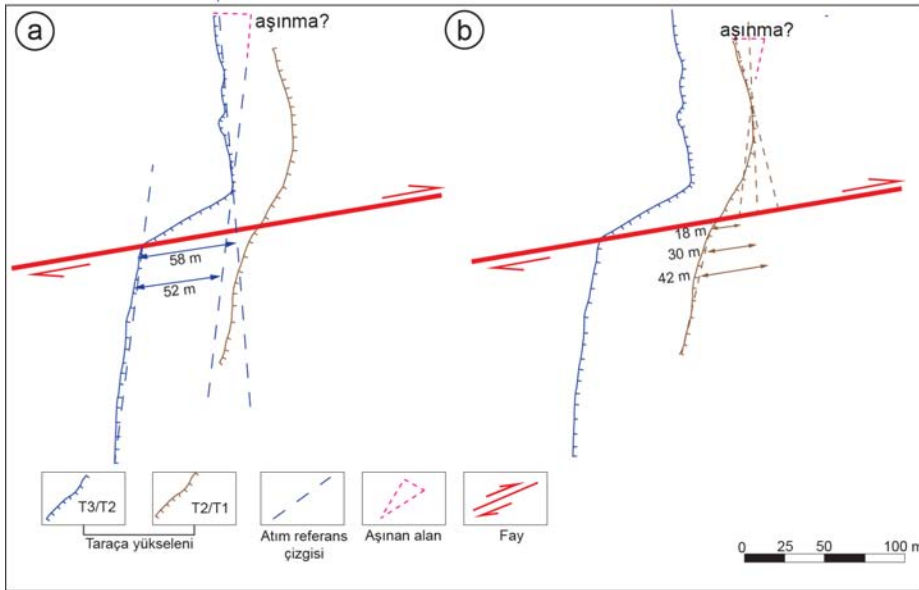


Şekil 4.20 : Dinarbey Çalışma Alanı'nın 1:8000'lik hava fotoğrafı ve mikrotopoğrafya haritası. Kabaca K-G yönlü olan dere, ana vadi eksenine deformasyona bağlı olarak bükümler yaparak akar.

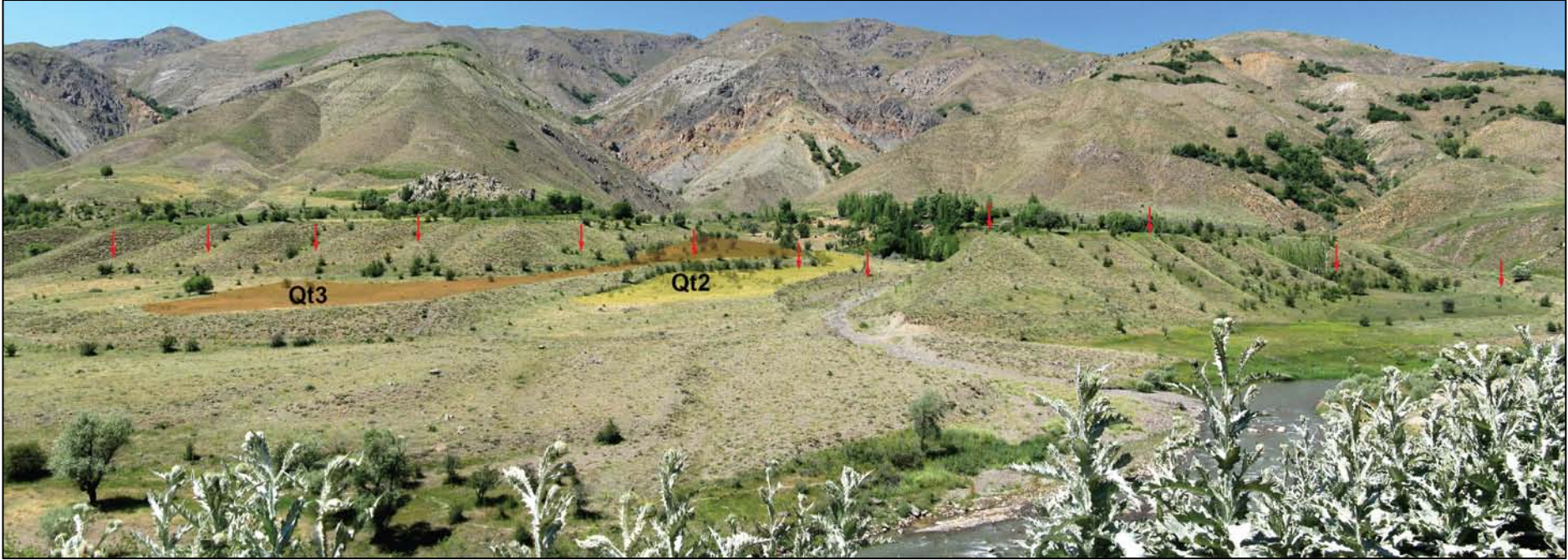
Çalışma alanının morfotektonik unsurları incelendiği zaman, birbirlerinden ayrık kısmi parçalar şeklinde kalan alüvyal yelpaze yüzeyleri Qt5 ve Qt4'ün fay tarafından kesilmediği veya atımın net olarak anlaşılamayacağı uç kesimlerinden kesildiği görülür. Bundan dolayı bu iki morfolojik yüzey, daha uzun döneme ait kayma hızı değeri belirlenmesi için kullanılmaya uygun değildir. Ancak, alüvyal yelpazelerin içerisinde kes-doldur tipi yerleşen taraçalar ve bunların arasındaki sınırı oluşturan taraça kenarları, oldukça açık bir şekilde faylanmaya bağlı deformasyonun etkisini

gösterirler (EK C ve Şekil 4.22). Qt3 ve Qt2 arasındaki sınırı oluşturan T3/T2, Qt2 ve Qt1 arasındaki sınırı oluşturan T2/T1 taraça kenarları kademeli olarak azalan miktarlarda fay boyunca sağ yanal ötelenme gösterir.

Dinarbey Çalışma Alanı için yapılan mikrotopoğrafya ölçümleri sonucu sırasıyla T3/T2 ve T2/T1 taraça kenarlarının ötelenme miktarları belirlenmiştir (Şekil 4.21a ve Şekil 4.21b). Kayma hızı hesabında kullanılan iki parametreden biri olan bu değer ölçülmesi ve hata payının dikkatli bir şekilde belirlenmesi, yapılacak kayma hızı hesabının doğruluğu açısından büyük önem taşır. Bu yüzden jeolojik kayma hızı ile ilgili yapılan çalışmalarda, atımın geri çekilmesi için çeşitli yöntemler önerilmiştir. Bu çalışma bölgesinde kısmen korunan taraça kenarlarının sahip oldukları atım miktarlarının ölçümü, Gold ve diğ. (2011) 'de gösterildiği şekilde yapılmıştır. Buna göre T3/T2 ve T2/T1 taraçalarının sahip oldukları ötelenme miktarları sırası ile 52-58 m (Şekil 4.21a) ve 18-42 m (Şekil 4.21b) arasında değerler alır. Daha genç olan T2/T1 kenarına ait aralığın oldukça yüksek olmasının sebebi, bu sınırın T3/T2'ye göre daha geniş bükümlü bir geometriye sahip ve büyük ihtimalle kanal geometrisine bağlı olarak yanal erozyondan etkilenmiş olmasıdır.



Şekil 4.21 : Dinarbey Çalışma Alanı'nda taraça kenarlarının atımları: (a) T3/T2 sınırının geri çekilmesi sonucu mevcut sınırın izdüşü ve aşınmanın var sayıldığı iki duruma göre sırasıyla 52 ve 58 m, (b) T2/T1 kenarı ise kuzey blok üzerinde kıvrık geometrisi yüzünden, 18, 30 ve 42 m gibi farklı atım değerleri verir.



Şekil 4.22 : Dinarbey Çalışma Alanı'nın güneyden kuzeye doğru çekilmiş panoramik fotoğrafı. Kırmızı oklar Elmalı Segmenti'ni, turuncu Qt3 ve sarı Qt2 morfolojik yüzeylerini gösterir. Fay tarafından kesilen bu her iki seviyeninde, yaşlı yüzeyden gence doğru kademeli olarak azalan atıma sahip oldukları açıkça görülür. Qt3 ve Qt2 arasında sınırı oluşturan T3/T2 taraça kenarı üzerinde toplam yer değiştirme 52-58 m olarak ölçülürken, Qt2'nin alt seviyesi ile yaptığı T2/T1 sınırında 18, 30 ve 42 m olmak üzere üç farklı oran ölçülmüştür.

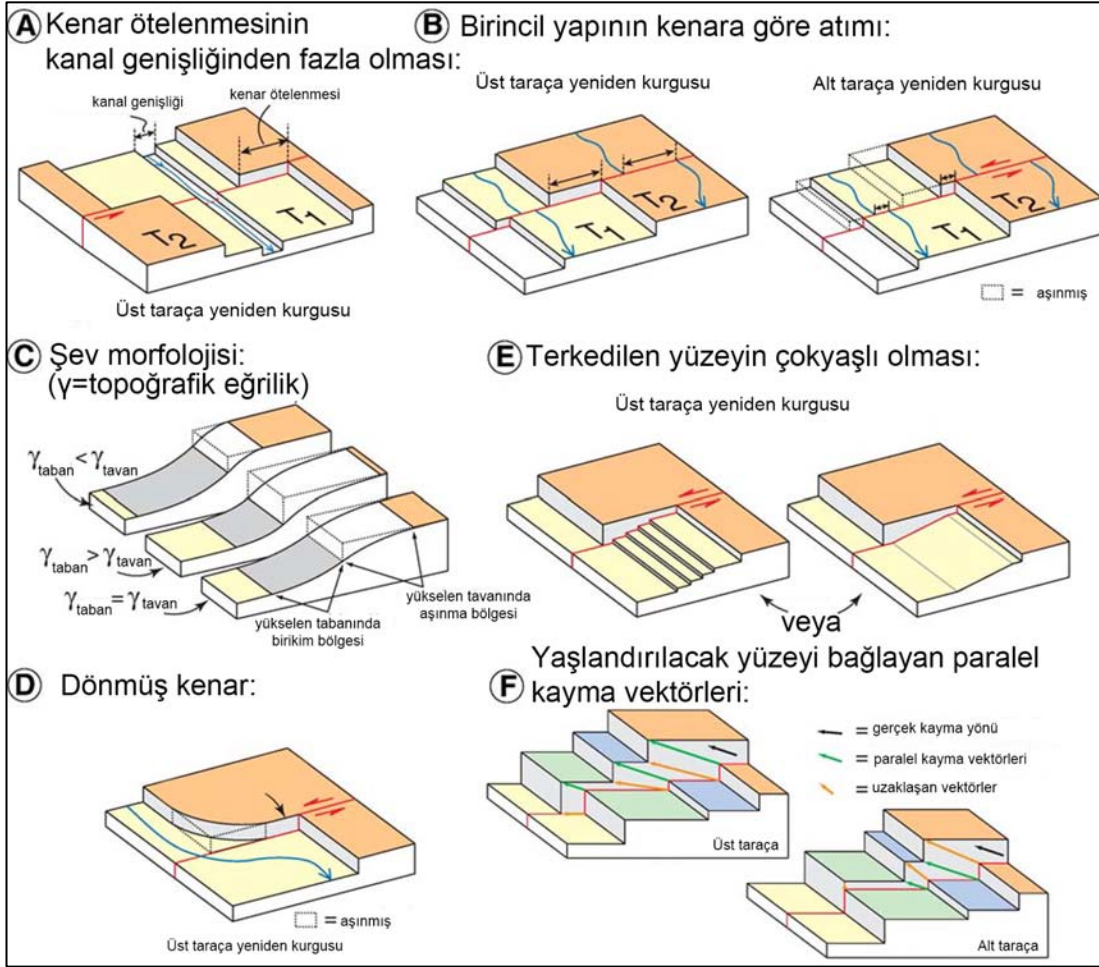
İki taraça kenarının ötelenmesi ile ilgili ölçülen bu değerlerin hangi morfolojik yüzeye ait yaşların kullanılmasıyla kayma hızı değerinin elde edileceği, Cowgill (2007)'nin tanımladığı jeomorfik indislere göre aşağıda irdelenmiştir.

- a) *Kanal genişliği ve taraça kenarı ötelenmesinin karşılaştırılması*: Bu jeomorfik indis, eğer alt taraça oluşumu sırasında taraça kenarı aşındırılıp yenilendiyse, kenar atımının alt taraçayı kazan kanal genişliği/ötelenmesi ile aynı veya daha düşük miktarda olması gerektiğine dayanır (Şekil 4.23a). Bir başka deyişle eğer kanal eni ve/veya ötelenme miktarı, taraça kenarından daha fazla ise alt taraça, daha az ise üst taraça yeniden kurgusunun uygulanması gerekir. Dinarbey Çalışma Alanı'nda görülen mevcut güncel kanalın genişliği 2 ila 12 m arasında değişen, göreceli olarak dar bir enine sahiptir. Ancak, kanalın gidişatı fay boyunca belirgin bir şekilde ötelenmiştir. Yukarıda bahsedildiği üzere kanalın bükümlü geometrisi yüzünden üzerinde gerçekleşen toplam yerdeğiştirme miktarının ölçülmesi zordur. Her iki kanal kenarının da sadece faya yakın kesimlerinin referans olarak kullanıldığı zaman, ölçülen sağ yanal sapma 63 ± 3.8 m'dir. Kanal genişliği ile birlikte üzerinde görülen ötelenmenin T3/T2 taraça kenarının sahip olduğundan daha yüksek bir değere işaret etmesi, bu atımın yaşlandırılmasında alt taraça kurgusunun yapılmasını gerektirir.
- b) *Taraça ve kenar ötelenmeleri arasındaki benzerlik*: Lensen (1968) tarafından ortaya konan bu indiste, yeniden kurgulanma, gözlenen taraça kenarı ötelenmesi (D_o) ile üst (D_u) ve alt taraçalarda (D_l) görülen birincil yapıların sahip oldukları ötelenmelerin karşılaştırmasına dayanır (Şekil 4.23b). Bu birincil yapılar, taraçaların terk edildiği zaman oluşmuş kanallar, yamaç molozu kenarları, alüvyal yelpazeler veya morenler gibi morfolojik unsurlar olabilir. Kenarın tamamen yenilediği durumlarda ($E=D_a$) $D_o=D_l$ ile aynı ve $D_u>D_o$ olacaktır. Kenarın yenilenmediği/hiç aşınmadığı durumlarda ($E=0$)'da ise $D_o=D_u$ ve/veya $D_o>D_l$ olarak gözlenecektir. $D_o=D_u=D_l$ olduğu durumlarda ise en alt taraça seviyesinin yaşı minimum kayma hızı oranını elde etmek için kullanılır. Dinarbey Çalışma Alanı'nda, "tek taraflı" oluşmuş taraça yüzeylerinde yukarıda bahsedilen birincil yapılar ve bunlara ait herhangi bir ötelenme gözlenmediği için bu indis uygulaması yapılamamıştır.
- c) *Kenarların morfolojik yaşlandırması*: Üçüncü kriter ise kenar şevlerine dik alınmış topoğrafik kesitlerin çözümlenmesi ile elde edilir. Kütle taşımalarının

yerel topoğrafya göre doğrusal olarak orantılı olması gerektiği ve kütlenin korunumu ön kabüllerine dayanan bu yöntemde, şevin yaşı diffüzyon denklemi kullanılarak belirlenir. Aynı zamanda simetrik bir şev aşınma olmadığına karşılık gelirken, asimetrik şevler kısmi aşınma veya tabanda lös birikimine işaret eder (Şekil 4.23c). T3/T2 taraça kenarı boyunca alınan topoğrafik kesit, şevin üst kesimlerinde 4.68 m²'lik aşınma gerçekleşirken şev tabanında 3.93 m²'lik bir alanda birikim gösterir (Şekil 4.24). Şev dibinin daha geniş eğri geometrisi, kısmi kenar aşınması sırasında bu kesimden malzemenin taşındığına işaret eder. Bir başka tanımla, T3/T2 kenarının üst ve alt kısımlarının kendi aralarında sahip oldukları 0.8'lik oran, bu yapının yanal olarak aşınmasından kaynaklanır.

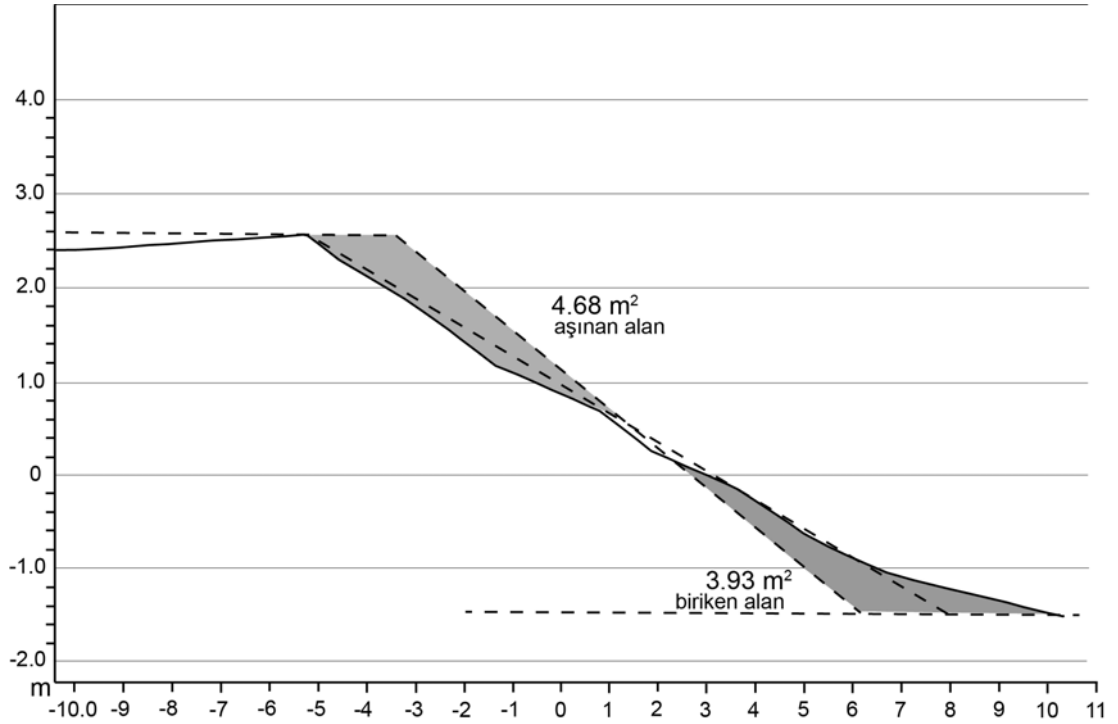
- d) *Kenarın bükülmesi*: Taraça kenarları ile ilgili diğer bir morfolojik indis ise kenarın fayı kestiği noktada aniden kesilmesi veya eğri bir geometriye sahip olup olmamasıdır. Eğri şeklinde bükülmüş, faya yaklaştıkça farklı açı değerleri alan bir kenar oluşumunun iki açıklaması olabilir: (1) fay daha önceden oluşmuş menderes benzeri bir yapıyı kesmiştir, (2) kenar alt taraça terk edilmeden önce eksik yatay aşınmaya maruz kalmıştır (Şekil 4.23d). Dinarbey Çalışma Alanı'nda T3/T2'nin sahip olduğu geometri (EK C), kısmi aşınmaya maruz kaldığını gösterir. Bu durum, üst ve alt taraça kurgusu arasında orta bir modelin uygulanması gerektiğini gösterir (McCalpin, 2009).
- e) *Taraçaların art zamanlı oluşumu*: Bütün alt taraça yeniden kurgusu, taraça kenarının sahip olduğu bütün atımın alt taraça oluşumundan (alt taraça yüzeyinin kanal tarafından terk edilmesinin) önce tamamen aşındığı kabulüne dayanır. Bu ani oluşum bütün yüzeyin eşyaşlı (isokronik) olmasını gerektirir. Göreceli yüzey yaşı, bitki yoğunluğu, toprak gelişimi veya kanal/bar korunum derecesi ile belirlenebilir. Aynı zamanda özellikle küçük taraça yüzeylerinde, arka taraftan ön tarafa (aktif kanala doğru) eğimli bir yapı art zamanlılığa işaret eder (Şekil 4.23e). Qt2 taraça yüzeyinin T3/T2 kenarından, aktif kanala doğru sahip olduğu yüzey eğim geometrisi değişiklikler gösterir. Bu yüzeyden mekansal olarak yeteri yoğunlukta yaş sonucu olmadığı için bu indis uygulanamamıştır.
- f) *Kenar tavan/tabana ötelenmesi ve kayma vektörü arasında paralellik*: Sonuncu indis, kenar tavanının veya tabanının kayma vektörü ile paralel olup

olmadığına dayanır (Şekil 4.23f). Bu yaklaşım ancak fayın oblik atım göstermesi durumunda geçerlidir. Dinarbey Çalışma Alanı'nda, kayma vektörü belirlenemediği ve oblik atım ile ilgili herhangi bir veri bulunmadığından dolayı bu indis uygulanamamıştır.

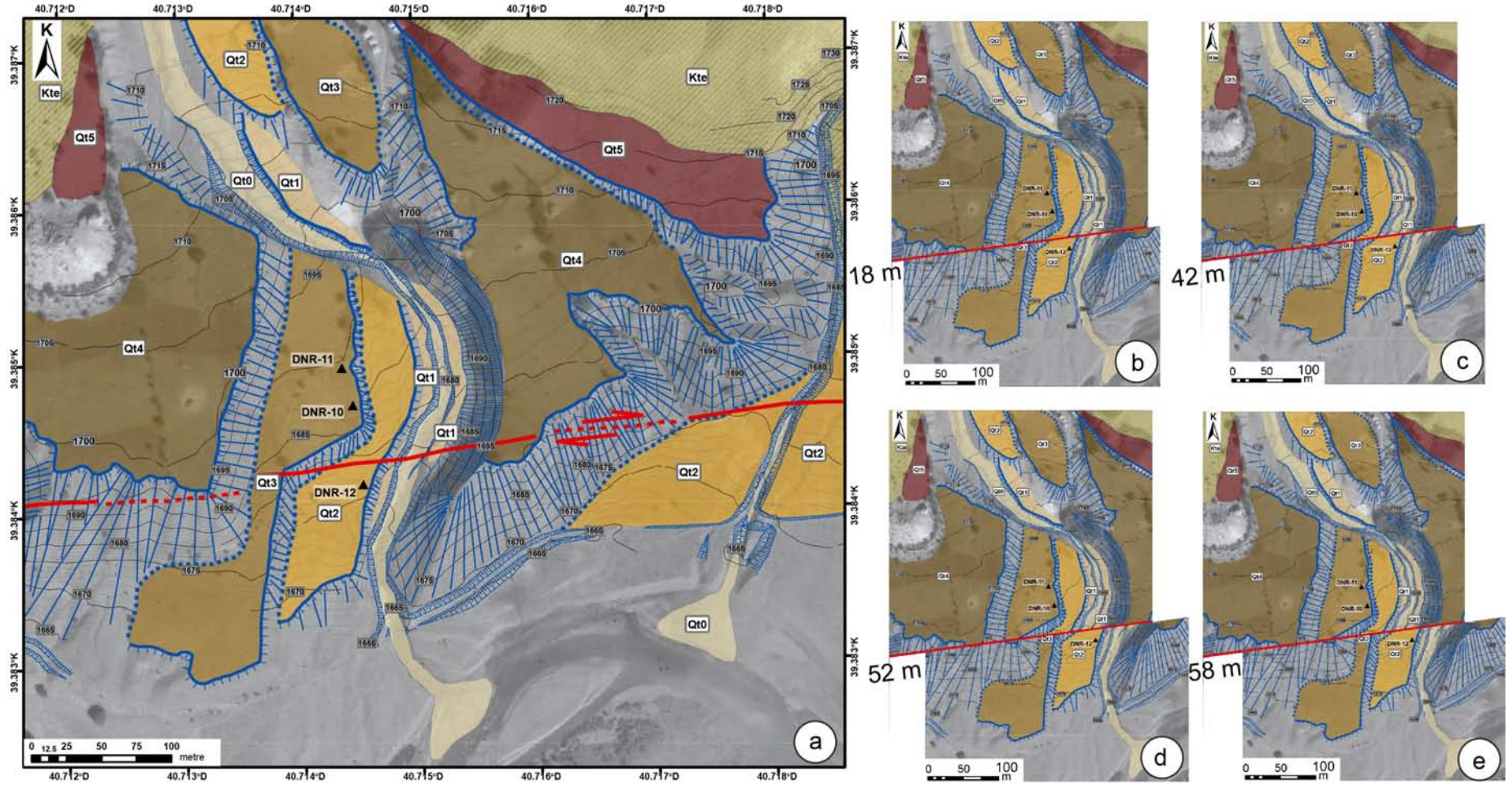


Şekil 4.23 : Cowgill (2007)'ye göre ötelenmiş taraça kenarları ile ilgili uygulanması gereken jeomorfik indisler; (A) Kenar atım miktarı ve alt yüzeyi kazanan kanal genişliği ilişkisi, (B) Kenar atım miktarı ve birincil yapıların ötelenmesi arasındaki ilişki, (C) Şev morfolojisi Alt kesit difüzyon sonucu oluşmuş simetrik bir şevi gösterirken; orta kesit yanal aşınma sırasında şevin üst kesiminin erozyona uğramadan, kısmi kenar yenilenmesi sonucu şev tavanının düşük eğrilige ve tabanın ise daha yüksek eğrilige sahip olduğu asimetrik geometriye; en üstteki kesit ise Lös birikimi veya daha dayanımlı bir üst seviye varlığı nedeniyle şev tabanının eğriligi daha düşük, tavanın ise daha yüksek olduğu bir geometriye sahiptir. (D) Kenarın sahip olduğu eğriliğin fay ile ani kesişmesi, (E) Taraçanın eş yaşlı veya art yaşlı olması, (F) Kenar taban ve tavanını birbirlerine bağlayan vektör ile gerçek kayma vektörü arasındaki ilişki

Yukarıdaki indislerin Dinarbey Çalışma Alanı'na uygulanması sonucu Qt3 ve Qt2 taraça yüzeyleri arasındaki sınırı oluşturan T3/T2 yüzeyinin kısmi veya tamamen yanal aşınmaya maruz kaldığı anlaşılır. Kes-doldur tipi bu taraçaların sağ yanal ötelenen T3/T2 yüzeyinin yaşlandırılmasında Qt3'den alınan örneklerin kullanılması en düşük, Qt2'ye ait örneklerin kullanılması ise en yüksek kayma hızını verecektir. Ancak, yukarıda belirtildiği üzere bu taraça kenarının geçirmiş olduğu kısmi veya tam yanal aşınma alt taraça kurgusu yapılması gerektiğini gösterir. Bundan dolayı bu sınır boyunca ölçülen toplam yer değiştirme olan 55 ± 3.8 m ile birlikte Qt2 taraça yüzeyinin yaşı kullanılarak kayma hızı değeri hesaplanacaktır. Şekil 4.25'te atım T2/T1 ve T3/T2 taraça kenarlarına göre geri çekilmiştir.



Şekil 4.24 : T3/T2 kenarı üzerinden alınan topoğrafik kesit. Şev boyunca çizilen ortalama eğrisinin tam ortasından kesilen referans çizgisine göre üst kesimde toplam 4.68 m²'lik bir alan aşınırken, şev dibince birikme gerçekleşen alan 3.93 m²'dir. İki kesim arasında görülen 0.8'lik oran şevin kısmi olarak yanal aşınmaya maruz kaldığını gösterir.



Şekil 4.25 : Dinarbey Çalışma Alanı'nda meydana gelen birikimli atımın T2/T1 ve T3/T2 taraça kenarları dikkate alınarak geri çekilmesi: (a) güncel durum, (b) 18 m, (c) 42 m, (d) 52 m ve (e) 58 m.

4.2.3.2 Yaşlandırma ve Dinarbey Çalışma Alanı için kayma hızı hesabı

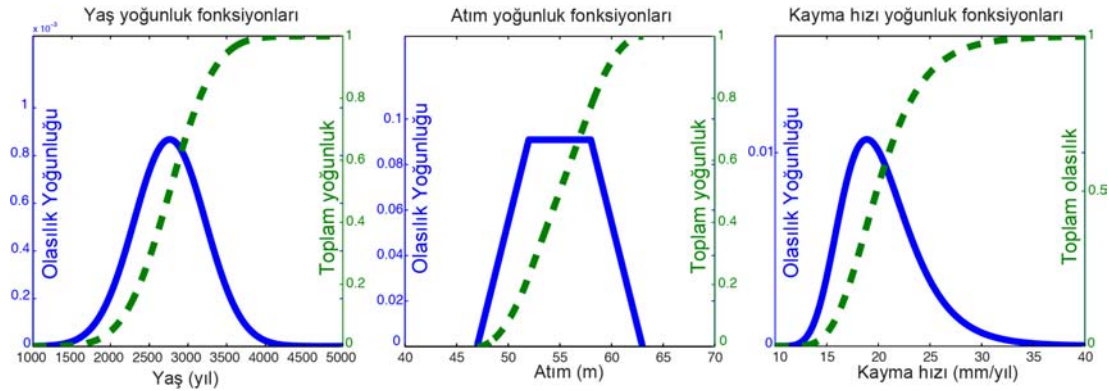
Dinarbey alanında Elmalı Segmenti'nin ötelediği iki taraça yüzeyinden göreceli olarak daha yaşlı olan Qt3'ten iki, Qt2'den ise bir adet OSL örneği alınmıştır. Örnek alımı 25 cm uzunluğunda ve 5 cm çapında ışık geçirmeyecek kalınlığa sahip metal borular kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Her iki taraçanın genel olarak çakıl ve bloklu seviyeler içermesi örnek alımına en büyük engeli oluşturmuştur. Kazılan birçok gözlem çukurunda belirlenen uygun seviyelere göre Qt3'de iki (DNR-10 ve DNR-11), daha çakıllı ve bloklu çökellere sahip Qt2'de ise sadece bir adet örnek (DNR-12) alınabilmiştir. Bu örneklerden elde edilen az sayıdaki kuvars mineralleri üzerinde yapılan doz ölçümü ve önceki bölümlerde anlatılan ilkelere göre gerçekleştirilen yaş hesabı Çizelge 4.1'de verilmiştir.

Qt3 taraçasından alınan iki örnekten daha düşük hata payına sahip ve daha sağlıklı sonuç alınan DNR-10 numunesi 6646 ± 1630 yıl yaşına sahiptir. Qt2 morfolojik yüzeyinden alınan tek örnek DNR-12'den elde edilen sonuç 2765 ± 460 yıl'dır.

Dinarbey Çalışma Alanı'nda Elmalı Segmenti tarafından kesilen ve ötelenen en belirgin yapı Qt3 ve Qt2 taraçaları arasındaki sınırı oluşturan T3/T2 taraça kenarıdır. Bu referans seviyesinin toplam atım miktarı, kenar geometrisinin ve ölçüm hassasiyetinin hata payı göz önünde bulundurulduğu alacak trapezoid olasılık modelinde en düşük, 47 m, 52 ila 58 m'ler arasında eş olasılık ve en yüksek ise 63 m verileri kullanılarak 55 ± 3.8 m olarak hesaplanmıştır. Kabaca, bu atım değeri ile Qt3'ün yaşı kullanılarak en düşük, Qt2'nin yaşı ile ise en yüksek kayma hızı değerleri hesaplanabilecektir. Hassas olarak kayma hızının belirlenmesi için yapılan çalışmalardan Meriaux ve diğ. (2005)'e göre Dinarbey Çalışma Alanı'nda da görülen derenin yatağını kazarak oluşturduğu taraçaların sahip oldukları kenarlar, alt taraça seviyesi ile yaşlandırılır. Cowgill (2007)'de hangi taraça yaşının kenarı temsil edeceği ile ilgili formülize edilen jeomorfik indislerden Dinarbey Çalışma Alanı için uygulanabilecek olanları bir önceki bölümde ayrıntılı olarak anlatılmıştır. Kanal genişliği ve sahip olduğu toplam atımın, kenarın birikimli ötelenmesinden fazla olması yan al aşınmaya yani alt taraçanın yaşı ile kayma hızı hesabının yapılması gerektiğine işaret eder. Ancak, kenarın faya yaklaşırken bükümlü bir geometri kazanması bu aşınmanın tamamen değil, kısmen olduğunu söyler. Kenar boyunca alınan topoğrafik kesitte ise şevin üst kesimlerinde aşınan alanın, tabandaki birikim

alanından daha büyük olması yanal aşınmanın varlığına dair diğer bir kanıttır. Bütün bu verilerin birlikte değerlendirilmesi sonucu T3/T2 kenarının oluşumu sırasında tamamen olmasada yanal aşınmadan oldukça etkilendiği yorumlanmıştır. Qt2 seviyesinden elde edilen ve teorik olarak bu birikimli atım ile en yüksek kayma hızını verecek 2765 ± 460 yıl yaşı, bütün bu ayrıntılı jeomorfolojik incelemeye göre bu T3/T2 kenarının oluşum zamanına en yakın değeri taşıyacaktır.

Kayma hızı, elde edilen yaş sonuçları için Gaussiyen olasılık modeli ve T3/T2 kenarına ait atımın yukarıda verilen sınır değerlerinin girildiği Trapezoid olasılık modeli kullanılarak hesaplanmıştır (Şekil 4.26). Buna göre Qt3'den elde edilen 6646 ± 1630 yıl yaşa göre en düşük $8.3 + 2.8/-1.7$ mm/yıl, Qt2'nin 2765 ± 460 yıl yaşı ile ise en yüksek $19.9 + 4.2/-3.1$ mm/yıl kayma hızı değerleri hesaplanmıştır. Zechar ve Frankel (2009)'un olasılık yoğunluk fonksiyonlarının kullanıldığı bu hesaplama sonucu, Qt3'ün yaşı kullanılarak hesaplanan kayma hızı oranının, jeomorfik indislerinde ön gördüğü üzere KAF üzerinde yapılan bütün diğer çalışmalardan oldukça aşağıda kaldığı ve gerçek kayma hızını yansıtmadığı görülür. Bu çalışmada, Dinarbey Çalışma Alanı için Qt2'nin yaşı kullanılarak hesaplanan $19.9 + 4.2/-3.1$ mm/yıl değerindeki jeolojik kayma hızı kabul edilmiştir.



Şekil 4.26 : Dinarbey Çalışma Alanı'nda T3/T2 taraça kenarının atımı ve Qt2 yüzeyinin yaşı kullanılarak gerçekleştirilen olasılık yoğunluk fonksiyonu modeli. Model verisi olarak tek bir OSL yaşı Gaussiyen olarak, atım ise 52- 58 m'ler arası eş olasılık değerine sahip en yüksek ve en düşük sınır değerlerinin ise sırasıyla 63 ve 47 m olarak kabul edildiği trapezoid nitelikte kullanılmıştır. Model sonucu %68.27 olasılık aralığında elde edilen jeolojik kayma hızı değeri $19.9 + 4.2/-3.1$ mm/yıl'dır.

4.2.4 Elmalı Segmenti'nin jeolojik kayma hızı ile ilgili değerlendirme

Elmalı ve Kaynarınar segmentlerinin birlikte oluşturdıkları sıkışmalı çift büküm yüzünden Elmalı ve Kızılçubuk köyleri arasında kalan fay kesiminin (FS2) üzerinde sıkışma ve buna bağlı flüvyal yüzeylerin varlığı zon boyunca görülür. Bu morfolojik yüzeylerin bazıları fay tarafından kesilerek farklı oranlarda ötelenmişlerdir. Bunlar arasından ötelenmenin belirlenebileceği belirgin referans seviyelerine sahip olan ve yaşlandırılabilir nitelik taşıyan Kaynarınar ve Dinarbey çalışma alanlarının ayrıntılı morfotektonik haritaları üretilmiş ve önemli jeomorfolojik yüzeylerin OSL yaşları elde edilmiştir.

Bu noktalardan Kaynarınar'da içiçe girmiş yüzeylerden oluşan teleskobik alüvyal yelpaze segmentlerinden Qt4 ve Qt3'ün sadece ufak bir kesimleri korunurken, Qt2'nin yanal aşınmadan göreceli olarak daha az etkilendiği ve güncel kanalın her iki kenarında da korunduğu görülür. Qt2'nin doğu – batı sınırları ve güncel kanal ile sahip olduğu kenarı, bu alanda görülen birikimli ötelenmenin yeniden kurgulanmasında referans seviyeleri olarak kullanılmıştır. Bu referans seviyelerinden sadece Qt2'nin kanal ile yaptığı kenarın ötelenmesine dayanan senaryoda jeolojik kayma hızı $21.0 +4.6/-4.2$ mm/yıl olarak hesaplanmıştır. Qt2 yüzeyinin adım adım geri çekilmesi ile yüzey genelinde uyumun göz önünde bulundurulduğu diğer senaryoda ise elde edilen oran $18.7 +3.3/-2.8$ mm/yıl'dır. Dinarbey Çalışma Alanı'nda ise birikimli atımın kaydını tutan seviye, iki taraça yüzeyi arasındaki taraça kenarıdır. Güncel kanal genişliği ve sahip olduğu ötelenmenin bu kenar üzerinde ölçülen toplam yerdeğiştirmesinden yüksek ve taraça kenarının üst kısımlarından aşınıp taşınan kısmın alanının, şev tabanında birikim alanından daha büyük olması, bu kenarın alt taraça oluşumu sırasında yanal yönde aşındırıldığı ve ölçülen ötelenmenin alt taraçadan alınacak örnekle yaşlandırılabilirliğini gösterir. Buna göre Qt2 yüzeyinden alınan tek OSL yaşına göre kayma hızı bu nokta için en yüksek $19.9 +4.2/-3.1$ mm/yıl olabilir.

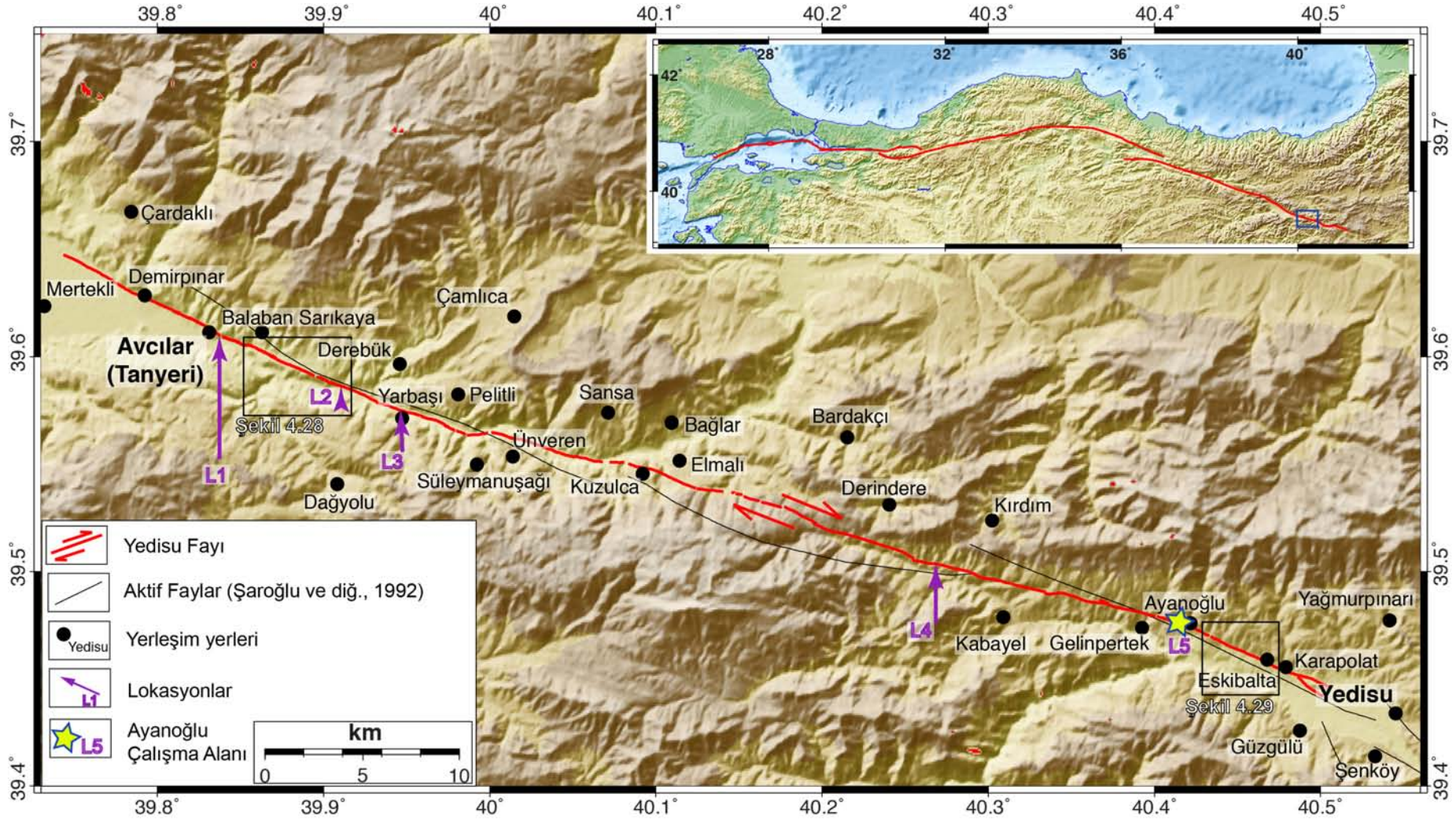
Aynı fay kesimi üzerinde ve birbirlerinden yaklaşık 4 km ara ile konumlu bu iki çalışma alanında belirlenen jeolojik kayma hızları, birbirleriyle büyük benzerlik gösterir. Dinarbey Çalışma Alanı için hesaplanan değerin, olabilecek en yüksek oran niteliğini taşıması Kaynarınar noktasında birinci senaryo ile elde edilen $18.7 +3.3/-2.8$ mm/yıl kayma hızının daha yüksek olasılığa sahip olduğuna işaret eder.

4.3 Yedisu Segmenti: Ayanoğlu alışma Alanı

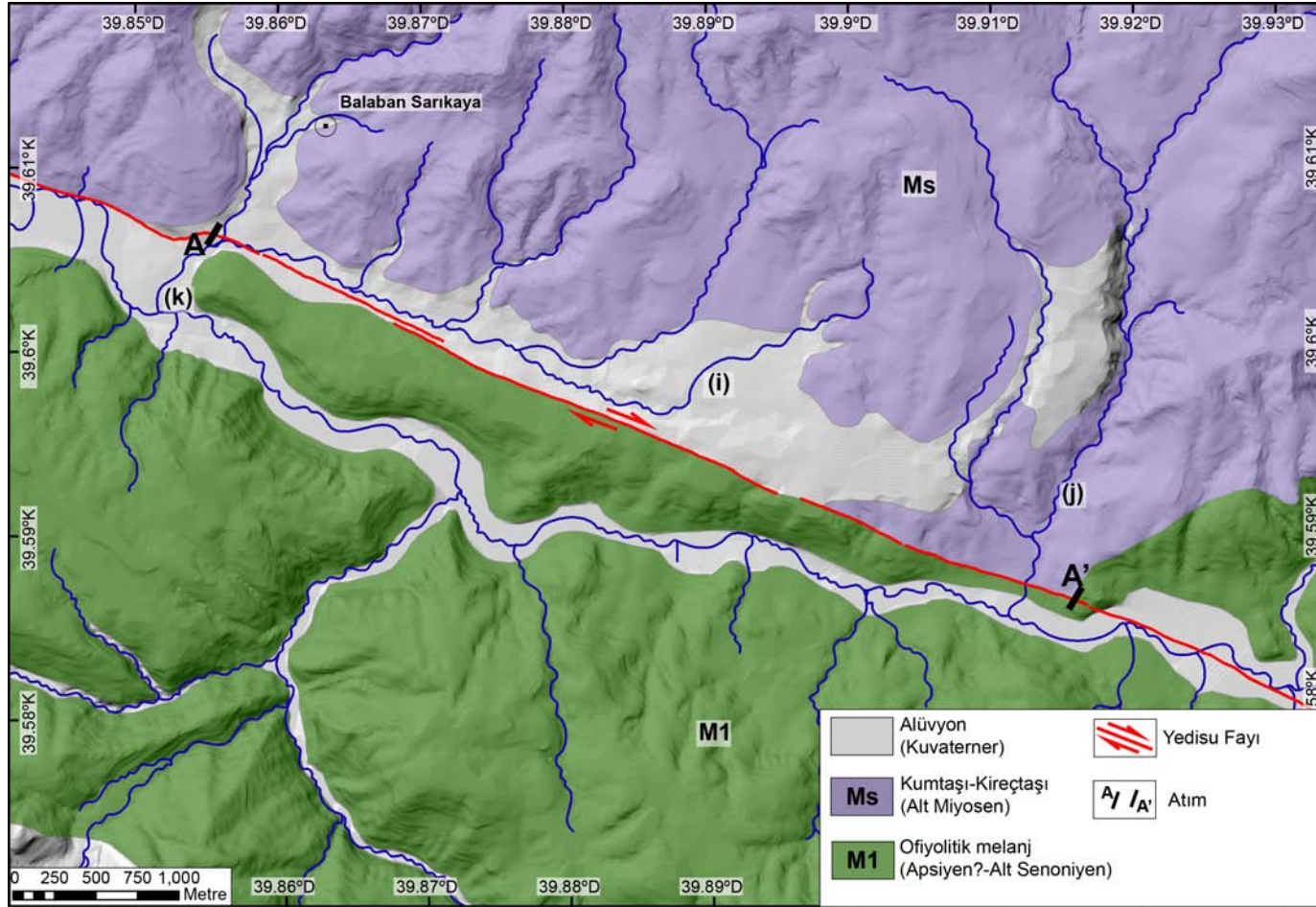
4.3.1 Yedisu Segmenti'nin geometrisi ve morfolotektonik zellikleri

Yedisu Segmenti, KAF'ın batıda Tanyeri (Erzincan), doğuda ise Yedisu İlçesi (Bingöl) arasında, yaklaşık 70 km'lik bir kesimini oluşturur (şekil 4.27). Ortalama K65-70°B doğrultusunda uzanan bu fay, birkaç ufak büklüm hariç dar bir zon boyunca devam eder ve Yedisu Havza'sının doğu bitimine doğu açılmalı bir sıçramayla havzanın güneyindeki Elmalı Segmenti'nden ayrılır. Doğrultu atımlı faylara özgü birçok morfolotektonik yapı, bu tektonik hat üzerinde oldukça belirgindir. Kapan ve basınç sırtları, ötelenmiş dereler, bel verme gölcükleri, sıramaya bağlı havza oluşumu ve çizgisel vadiler başlıca yapılar arasında yer alır. Genel olarak incelenen bu morfolotektonik unsurların yanı sıra, Yedisu Havza'sının özellikle kuzey kenarında yer alan yapılar ayrıntılı çalışılmıştır.

Fayın yaratmış olduğu çizgisel vadi boyunca akan Karasu Nehri, ana fizyografik yapıyı oluşturur. Bu yapının izi, Erzincan Havzası'nın içinde kaybolur. Çizgisel vadinin, Tanyeri (Avcılar) ve Karasu Vadisi'ni terk ettiği Kuzulca Köyü'ne kadar olan kesimin uzunluğu 24 km'dir. Fırat'ın Karasu kolu Kuzulca'dan itibaren bükülerek kuzeye doğu uzanır. Bu nokta ile Fırat'ın Erzincan Havzası içerisinde güneye döndüğü bölgenin arası toplam 50 km civarındadır. Barka ve Gülen (1989), bu birikimli atım için 50 km'lik bu mesafeyi n görürken, şengör ve diğ. (2005)'e göre akaçlama sisteminin sahip olduğu büklümler hesaba katıldığı zaman toplam yer değiştirme yaklaşık 70 km olarak hesaplanmaktadır. Balabanlı ve Derebk köylerinin güneyinde Karasu'ya paralel konumlu ikinci bir çizgisel vadi, fayın etkinliği sonucu bir kapan sırtının kuzeyden güneye doğu akan derelerin önünü kesmesiyle şekillenmiştir (şekil 4.28). Faya paralel uzanan bu kapan sırtının keştiği K-G yönlü dere yataklarının yer değiştirme miktarları göz önünde bulundurularak, birikimli atım için iki adet senaryo ne sürülebilir: (a) Birinci senaryoya göre i ve k dere kollarının denkleştirilmesi 2.8±0.3 km, (b) İkinci senaryoya göre ise, j ve k kollarının ağıştırılması sonucu 5.5±0.5 km'lik atım vardır. Kapan sırtını oluşturan ofiyolitik melanj (M1; Refahiye ofiyolitleri veya karmaşığı)'ın (Herece ve Akay, 2003) fayın her iki bloğunda yer alan sınırlarına göre toplam sağ yanal ötelenme en az 5.8±0.5 km'dir.



Şekil 4.27 : Avcılar (Erzincan) ve Yedisu (Bingöl) arasında yaklaşık 70 km uzunluğa sahip Yedisu Segmenti.



Şekil 4.28 : Balaban Sarıkaya köyü güney-güneydoğusunda yer alan kapan sırtı ve onun önünü keserek ötelediği akaçlama sistemi. Aynı zamanda kapan sırtını oluşturan ofiyolitik melanj (M1)'in sınırı en az 5.8 ± 0.5 km (A-A') kadar yer değiştirmiştir. Jeoloji birimlerin sınırları Herece ve Akay (2003)'dan değiştirilerek çizilmiştir.

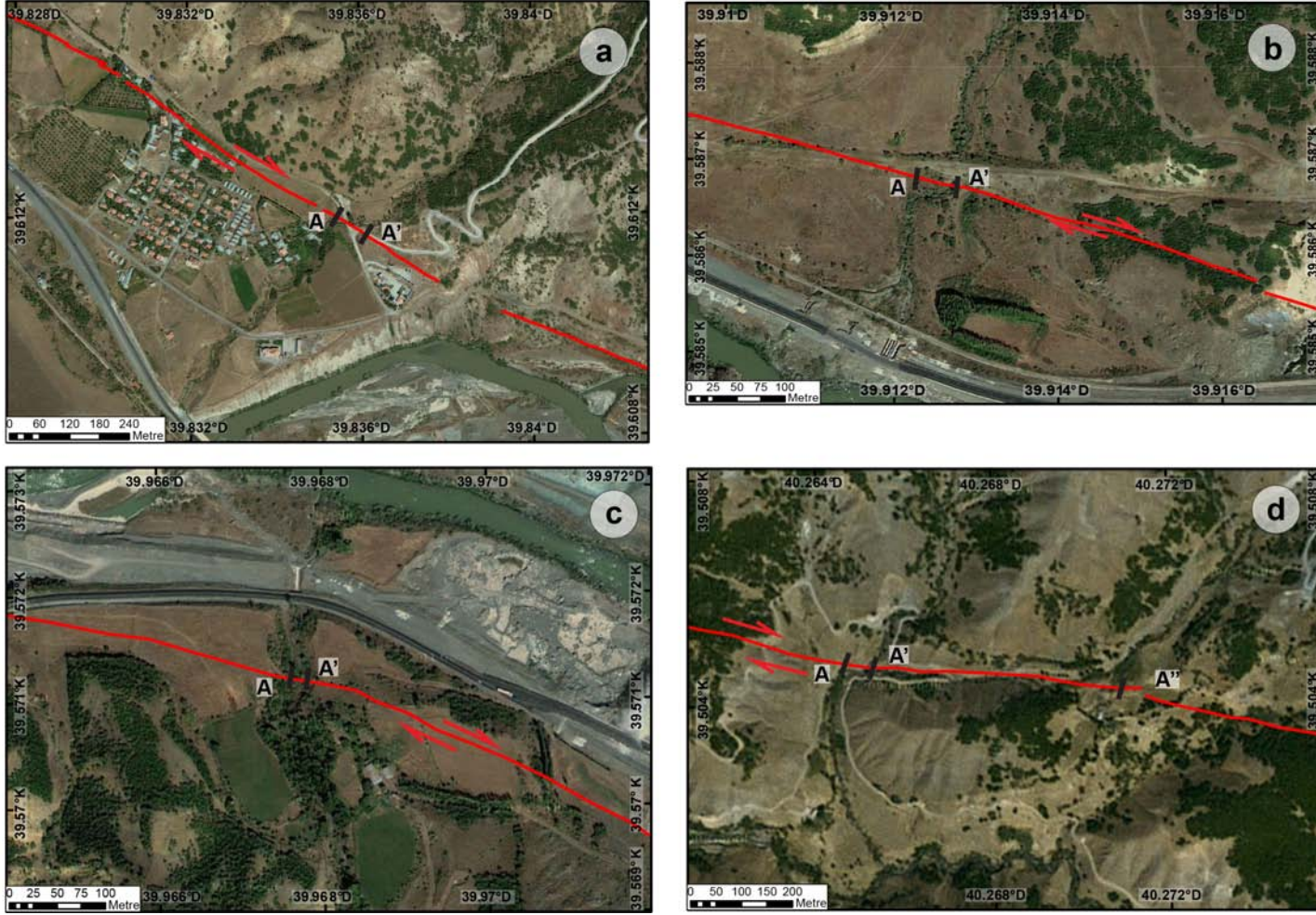
Fay kontrollü olarak gelişmiş diğer bir büyük ölçekli yapı, uzun eksenini 11 km, ortalama eni ise 1.5 km civarında olan Yedisu Havzası'dır. Havzanın kuzey sınırında, özellikle Ayanoğlu ve Eskibalta köyleri arasında fayın morfolojik izi, ötelenmiş çok sayıda derenin varlığı ile oldukça belirgindir (Şekil 4.29). Arazi gözlemleri ve hava fotoğraflarının incelenmesi sonucu bu hat boyunca yer alan K-G yönlü dereler üzerinde 8 ila 25 m arasında değişen miktarlarda atım ölçülmüştür.

Fay üzerinde, batıdan doğuya doğru, son birkaç onbin yıl içerisinde gerçekleşmiş depremlerin izi, faya dik olarak akan dereler üzerinde görülür. Farklı birikimli atım değerlerine sahip bu yapılara örnekler Şekil 4.30'da gösterilmiştir.

Yedisu Segmentinin tamamının en son 1784 yılında gerçekleşmiş ve bölgede ciddi hasara yol açmış deprem sırasında kırıldığı varsayılmaktadır (Barka ve diğ., 1987b). KAF'ın sismik boşluk niteliği taşıdığı bu kesimi üzerinde son yüz yıl içerisinde 1967 Pülümür Depremi ($M_s=5.6-6.0$) sonrası sadece 20 cm sağ yanal ötelenme gerçekleşen 4 km uzunluğunda yüzey kırığı oluşmuştur (Ambraseys, 1975).



Şekil 4.29 : Yedisu Havzası'nın kuzey kenarında Ayanoğlu ve Eskibalta köyleri arasında kalan kesimde, fay belirgin bir çizgiselliğe sahiptir. Bu hat boyunca farklı yaşlardaki dereler 8 ila 25 m arasında değişen miktarlarda ötelenmiştir. Kırmızı oklar, fayın izini gösterir.



Şekil 4.30 : Yedisu Segmenti üzerinde farklı miktarlarda ötelenmiş dereler. Şekil 4.27’de yerleri gösterilen bu derelerin sahip oldukları atım miktarları (A-A’): (a) 53±7 m (L1), (b) 38±3 m (L2), (c) 20±4 m ve (d) A-A’ arası 53±4 m, A-A’’ arası 500±25 m’dir (L4).

4.3.2 Ayanoğlu alışma Alanı

Ayanoğlu alışma Alanı, Yedisu Havzası'nın kuzeybatı sınırında, Ayanoğlu Köyü yakınındadır. Havza'nın güneye doğru eğimlenmesi (Sançar, 2006), kuzey kenarda oluşan alüvyal yelpazelerin, bunları oluşturan dereler tarafından kazıldığı bir morfolojik sistemin gelişmesine yol açmıştır (EK D). Bu noktada kabaca K-G yönlü olarak akan Ameriç Deresi, farklı seviyelerde alüvyal ve flüvyal yüzeyler oluşturmuştur. Kuzey Anadolu Fayı'nın keserek yerdeğiştirdiği bu morfolojik yüzeylerin üzerinde gerçekleştirilen ayrıntılı hava fotoğrafı incelemesi, arazi gözlemleri, mikrotopoğrafya yorumlaması ve yaşlandırma çalışmalarının sonuçları morfoloji ve yaşlandırma alt başlıkları altında verilmiştir.

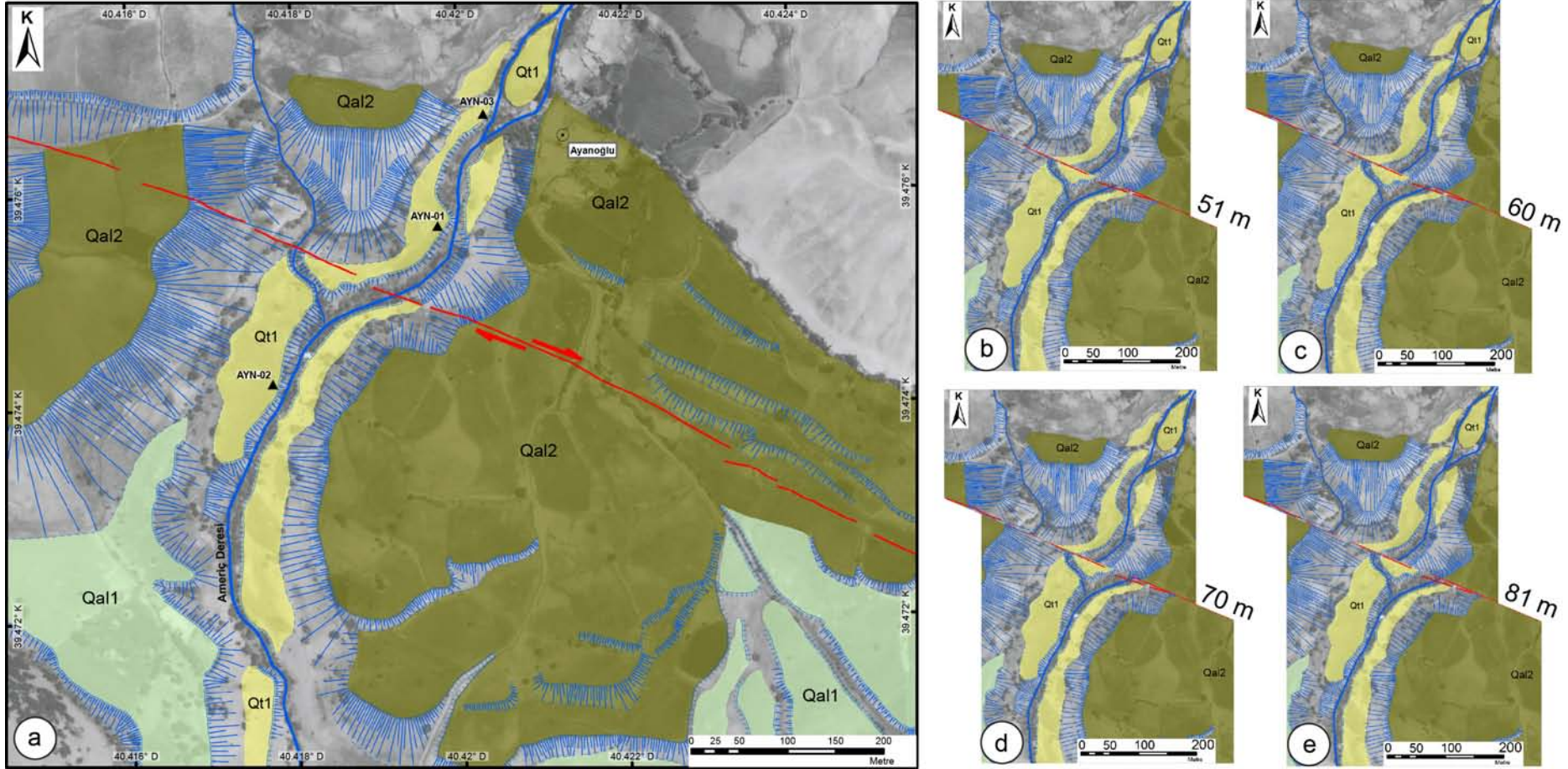
4.3.2.1 Ayanoğlu alışma Alanı'nın morfolojisi

Ayanoğlu alışma Bölgesi'ni şekillendiren ana morfolojik unsur kabaca faya dik olarak K-G yönlü akan Ameriç Deresi'dir. Bu akarsu, önce yamaç-düzlük sınırında alüvyal yelpaze (Qal2) oluşturmuş, daha sonra Yedisu Havzası'nın güneye doğru eğimlenmesine paralel olarak bu yüzeyi kazmaya başlamıştır. Yelpazeyi kazarak içine yerleşmiş olan kanalın her iki yanında da Qt1 taraça seviyesi görülür. Diğer bir morfolojik yüzey ise Qal2'nin farklı kesimlerini aşındırarak oluşmuş Qal1 alüvyal yelpazesidir (EK D). Stratejik olarak büyük bir öneme sahip bu bölgede bulunan askeri karakolun varlığından dolayı, herhangi mikrotopoğrafya ölçümü yapılamamış, morfotektonik harita ortohava fotoğrafları ve arazi gözlemleri sonrasında oluşturulmuştur.

Yedisu Segmenti, birbirlerinin içine girerek grift bir yapı gösteren bu yüzeyleri Qal2'nin apeks bölgesine yakın bir kesimden keser. Özellikle kes-doldur tipi Qt1 taraçasının gerek alüvyal yelpazesi ile sahip olduğu, gerekse güncel kanal ile yaptığı sınırlar oldukça belirgin bir şekilde sağ yanal ötelenme gösterir. telenmeye ait bu sınırlar derenin doğu kenarında eksik kelme ve/veya kısmi yanal aşınmadan dolayı daha az belirgindir. Batı kenarında ise özellikle Qal2/Qt1 sınırının göreceli olarak daha yüksek bir rlyefe sahip olan Qal2'den aşınan malzemenin şev tabanında kelmesiyle değiştirilmiştir. Qt1 taraçasının, Ameriç Deresi'nin güncel taşkın düzlüğü ile sahip olduğu T1/T0 taraça kenarı ise keskin düz bir geometri yerine, yer yer yanal olarak aşındırılmış, girintili ktıntılı bir gidişata sahiptir. Özellikle iki noktada görülen bu yanal aşınmanın nedeni, kuzey blokta faydan uzak bir kesimde

Ameriç Deresi'nin yaptığı ufak bir büküm iken, güney blokta ana sistemle birleşen ikincil bir akarsu koludur. Yanal aşınmanın atım ölçümüne etkisi, hesaplanan ötelenmede hata payının artması yönündedir. Gold ve diğ. (2011)'in taraça kenarlarında atım hesaplanması için önerdikleri yöntem, Ayanoğlu Çalışma Bölgesinde'de ötelenme hata payının hassas olarak belirlenmesi için kullanılmıştır. Buna göre, taraça kenarının faya en yakın kenarının ucundan geçecek şekilde çizilen bir hat ortalama birikimli atımı verirken, o uca doğru uzanan kenardan ve onun simetriğinden faya kadar uzatılacak izdüşümleri en büyük ve en az ötelenmeye karşılık gelir. Güncel dere kanalının batısında yer alan T1/T0 taraça kenarının bu ilkeye göre hesaplanan en düşük, ortalama ve en yüksek atımları sırasıyla 51, 66 ve 81 m olarak ölçülmüştür. Bu üç değer hata payı ile birlikte ortalaması 66 ± 15 m'dir. Atım dereceli olarak geri çekilerek görsel bir deneyim yapıldığı zaman ise 60 ila 70 metreleri arasında en iyi çakışmanın sağlandığı görülür (Şekil 4.31). Sınır olarak en düşük ve en yüksek sırasıyla 51 ve 81 m, eş olasılıklı aralığında 60 ila 70 m atımın kabul edildiği trapezoid olasılık fonksiyonuna göre hesaplanan toplam yerdeğiştirme miktarı $65.5 + 7.1/-6.9$ m'dir.

Qt1 taraça yüzeyi ile güncel kanal arasında başka bir morfolojik yapı bulunmaz. Bir başka deyişle, T1/T0 taraça kenarı Qt1 yüzeyi ile Ameriç Deresi'nin taşkın düzlüğü arasındaki kenarı oluşturur. Ameriç Deresi'nin fay boyunca sahip olduğu 67.5 ± 12.5 m'lik atım değeri ve T1/T0'ın sahip olduğu toplam yerdeğiştirme, hata payları içerisinde aynı sınırlar içerisinde yer alırlar. Qt1'in Qal2 ile yaptığı dış sınır her ne kadar yer yer yüksek şeve bağlı kolüvyum ile örtülü olsada, aynı yüzeyin güncel dereyle olan sınırı aynı ötelenme oranını gösterir (Şekil 4.31). Bu durum, T1/T0 taraça kenarının, halen sürmekte olan Qt0 taraça seviyesinin yanıl aşınma sürecinden en az derecede etkilendiğini gösterir. Bütün bu morfolojik süreç değerlendirildiği zaman Qt1 yüzeyinin sahip olduğu en sağlıklı referans seviyesi olan T1/T0 taraça kenarının trapezoid model kullanılarak hesaplanan $65.5 + 7.1/-6.9$ m ve 66 ± 15 m'lik Gaussiyen atım değerleri ayrı ayrı Qt1 yüzeyinden alınan OSL örnekleri ile karşılaştırılacaktır.



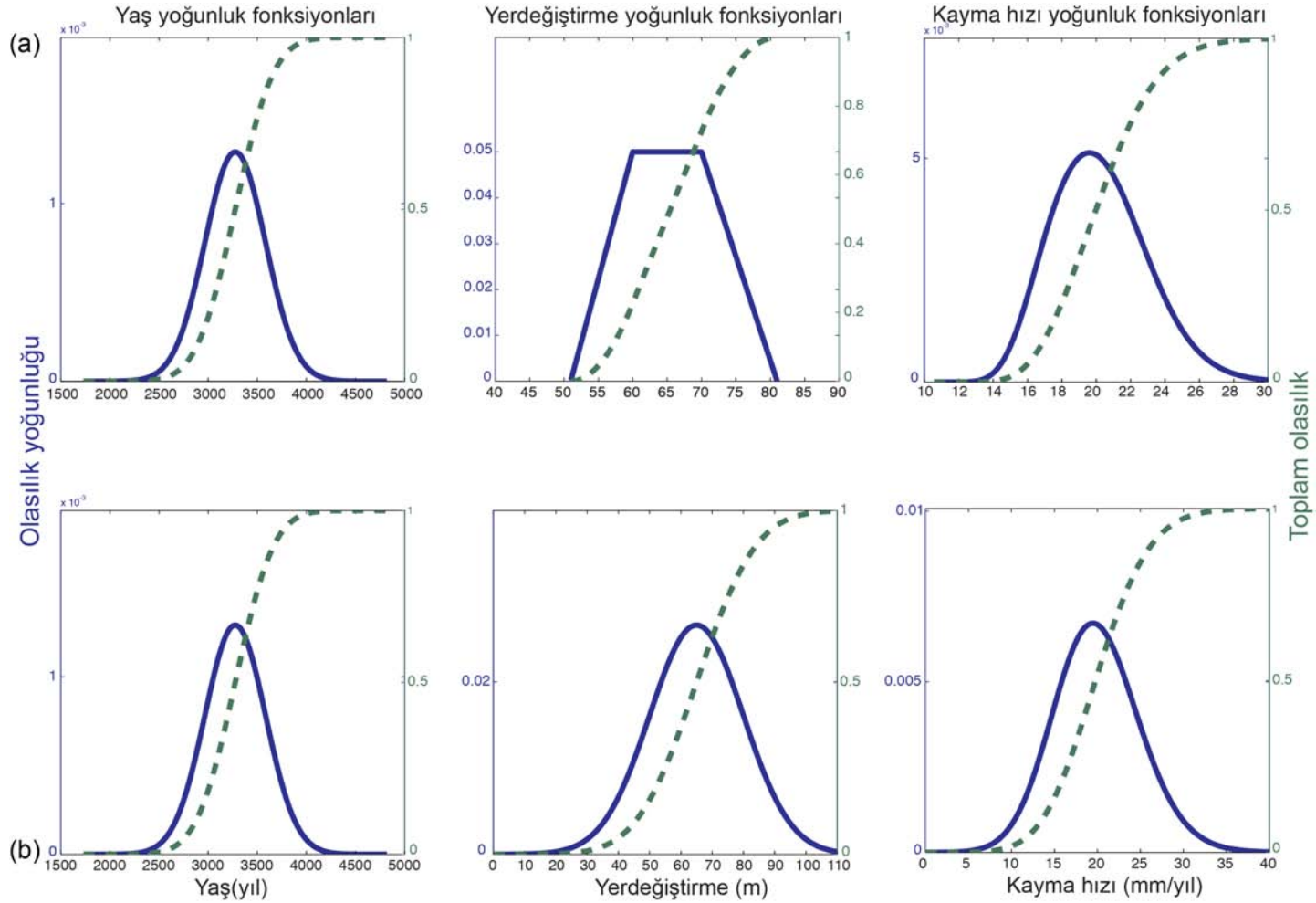
Şekil 4.31 : Ayanoglu Çalışma Alanı'nda Qt1 yüzeyinin sahip olduğu atımın trapezoid olasılık modeline göre dereceli olarak geri çekilmesi: (a) Güncel durum, (b) en alt sınır 51 m, (c) ve (d) eş olasılığa sahip 60-70 m aralığı, (e) üst sınır 81 m. T1/T0 taraça kenarının sahip olduğu ortalama atım 66 m'dir.

4.3.2.2 Yaşlandırma ve Yedisu Segmenti'nin Ayanoğlu Çalışma Alanı için kayma hızı hesabı

Ayanoğlu Çalışma Alanı'nda Qt1 taraça seviyesinden, iki tanesi fayın kuzey bloğundan ve bir tanesi güney blokta olmak üzere toplam üç adet OSL örneği alınmıştır (EK D). AYN-01 ve AYN-02 numuneleri, 6 cm çapında ve 25 cm uzunluğunda siyah renkli PVC borular, AYN-03 ise aynı boyutlarda metal boru kullanılarak alınmıştır.

Toplanan bu örneklerin, önceki bölümlerde ayrıntılı olarak anlatılan analiz ve yorumlama adımları izlenerek OSL yaşları hesaplanmıştır (Çizelge 4.2). Buna göre AYN-01, AYN-02 ve AYN-03'ün sırasıyla 3204 ± 371 , 3276 ± 309 ve 2850 ± 322 yıl yaşlarına karşılık geldikleri belirlenmiştir. Bu sonuçlardan ilk ikisi birbirlerine oldukça yakın sonuç verirken, AYN-03 yaklaşık 400 yıl kadar daha genç bir zaman aralığına karşılık gelir. Bu sonuç, AYN-03 örneğinden çok az kuvars ayıklanmış olması ve alınan malzeme içerisinde belirlenen çok sayıda bitkisel kökün kirlenme olarak yorumlanmasından dolayı jeolojik kayma hızı hesabında kullanılmamıştır.

AYN-01 ve AYN-02 örneklerinin Gaussiyen, $65.5 +7.1/-6.9$ m'lik toplam sağ yanal yerdeğiştirme ise Trapezoid olasılık fonksiyonları kullanılarak yapılan olasılık yoğunluk fonksiyonları modeline göre, Ayanoğlu Çalışma Alanı'nın sahip olduğu jeolojik kayma hızı %68.27 olasılık aralığı için $20.2 +3.2/-2.8$ mm/yıl olarak hesaplanır. Bu örneklerden daha düşük standart sapma değerine sahip olan AYN-02 yaşı tek başına kullanıldığı zaman aynı model sonucu $20.0 +3.0/-2.6$ mm/yıl'dır (Şekil 4.32a). Ölçülen yerdeğiştirmenin trapezoid yerine Gaussiyen olasılık fonksiyonu kullanılarak belirlenen değerler ise her iki yaşın birlikte veya AYN-02'nin tek başına modellenmesine göre sırasıyla $20.0 +5.4/-4.9$ mm/yıl ve $19.8 +5.1/-4.8$ mm/yıl'dır (Şekil 4.32b). Ayanoğlu Çalışma Alanı için kabul edilecek jeolojik kayma hızı, her iki yaş sonucu ile birlikte toplam yerdeğiştirme için trapezoid olasılık modeli kullanılarak hesaplanmış $20.2 +3.2/-2.8$ mm/yıl'dır.



Şekil 4.32 : Ayanoğlu çalışma alanında Qt1 yüzeyine ait en düşük hata payına sahip AYN-02 yaşı ve T1/T0 kenarının ötelenme ölçümleri kullanılarak farklı olasılık yoğunluk fonksiyonları hesapları: (a) Trapezoid model, (b) Gaussiyen model

Çizelge 4.2 : Ayanoğlu, Koçyatağı ve Çığlıcadibi çalışma alanlarında toplanan OSL örneklerinin yaş sonuçları

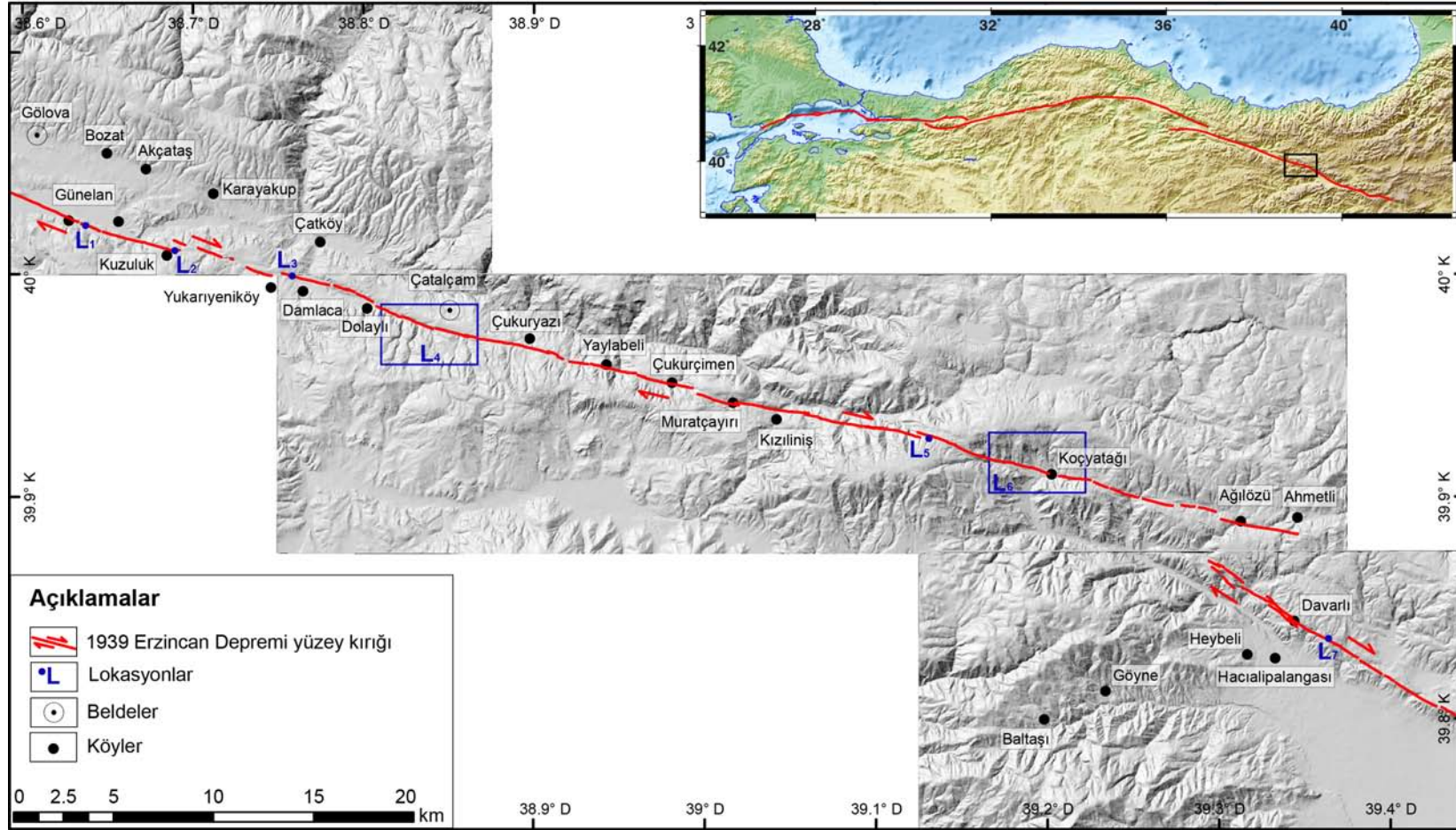
Örnek No	Derinlik (cm)	Su Oranı (%)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Rb (ppm)	Kosmik Işın (Gy/by)	Doz Oranı (Gy/by)	Doz (Gy)	Yaş (yıl)
AYN-01	55	17±5	1.2	1	4	33.8	0.24	1.4918±0.0742	4.78±0.50	3204±371
AYN-02	60	17±5	1.14	1.1	4.5	35.8	0.24	1.4834±0.0737	4.86±0.39	3276±309
AYN-03	45	17±5	1.14	1.1	4.5	35.8	0.24	1.4876±0.0739	4.24±0.43	2850±321
KCY-01	55	8±5	1.34	1.6	6.3	53.6	0.28	2.0052±0.1094	35.24±3.43	17573±1960
KCY-03	45	8±5	1.29	1.8	7.5	66.8	0.28	2.0690±0.1127	3.37±0.24	1629±146
KCY-04	90	8±5	1.54	1.8	7.2	66.1	0.26	2.2576±0.1232	5.47±0.94	2422±437
RSD-01	60	14±5	2.32	3.6	12.7	104.0	0.20	3.2208±0.1651	4.13±0.98	1283±311
RSD-02	120	12±5	2.47	5.0	16.7	101.3	0.18	3.7875±0.1979	6.34±1.00	1674±278

4.4 Mihar-Tümekekar Segmenti: Koçyatağı Çalışma Alanı

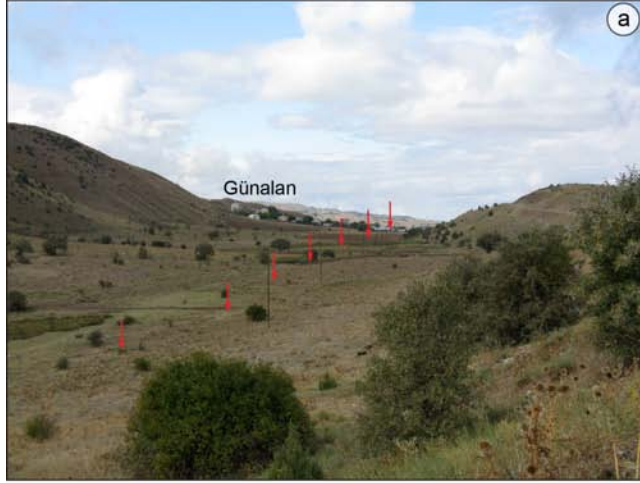
4.4.1 Mihar-Tümekekar Segmenti'nin geometrisi ve morfolojik özellikleri

26 Aralık 1939 Erzincan depreminde (M~7.9) kırılan beş geometrik fay parçasından biri olan Mihar-Tümekekar Segmenti, batıda Tepecik doğuda ise Koçyatağı (Mihar) köyleri arasındadır (Şekil 4.33). Bu segment, Ortaköy-Suşehri Segmenti'nden açılmalı büklümle, Erzincan Segmenti'yle ise sıkışmalı bir büklüm yaparak ayrılır (Barka, 1996). Ortalama K75°B doğrultusunda Günalan (Tümekekar) Köyü civarından başlayarak batıdan doğuya doğru sırasıyla Damlaca (Buğdaçor), Çukuryazı (Mahmer), Muratçayırı (Riçkan) ve Koçyatağı (Mihar) köylerinden geçen fay, daha doğuda Ağılöz (Kırmana) yakınlarında belirsizleşerek sonlanır. Erzincan Segmenti, Koçyatağı (Mihar) doğusunda 20°'lik bir sıkışmalı büklüm yaptıktan sonra, K55°B yönünde Davarlı (Bahik) Köyü'nden geçerek doğuya doğru uzanır (Tatar, 1978).

Mihar-Tümekekar Segmenti, en batı kesiminde Günalan Köyü (Tümekekar) civarında faya paralel uzamış bir sırtı hemen güneyinden sınırlar (Şekil 4.33 L₁ ve Şekil 4.34a). Fayın uzandığı yerde, sırt ve ana kaya arasında belirgin bir oluk morfolojisi görülürken, yer yer ufak çöküntüler dikkati çeker. Ortalama K70°B doğrultusunda doğu-güneydoğuya doğru ilerleyen fayın izi genelde yamaç üzerindeki eğim kesiklikleri ile belli olur. Kuzuluk Köyü'nün yaklaşık 300 m kadar kuzeyinde ufak bir bel verme gölcüğü görülür (Şekil 4.33 L₂ ve Şekil 4.34b). Bu noktadan daha doğuya doğru fayın kuzeye çok kısa mesafeli bir sıçrama ve oldukça düşük açılı bir açılmalı büklüm yaptığı görülür. Fay, Kuzuluk ve Damlaca (Buğdaçor) köyleri arasında yer yer belirginleşen çizgisel bir vadi boyunca ilerlerken, birkaç uzamış sırtı sınırlar. Damlaca Köyü'nün içerisinden geçerek G-K yönünde akan Armutlu Deresi, Çatköy'e doğru Değirmen Deresi adını alır. Bu akaçlama sistemi Damlaca Köyü kuzeyinde fay boyunca geniş bir sağ büklüm geometriye sahiptir (Şekil 4.33 L₃ ve Şekil 4.34c). Damlaca Köyü'nün güneyinde Armutlu Deresi'nin ve Çatköy'ün güneyinde Değirmen Deresi'ne ait vadilerin, çizgisel uzatılarak denestirilmesi, toplam 240 m'lik bir ötelenmeye işaret eder. Ancak, akarsuyun büklümlü geometrisi dikkate alındığı zaman bu oran 500 m'ye kadar çıkar.

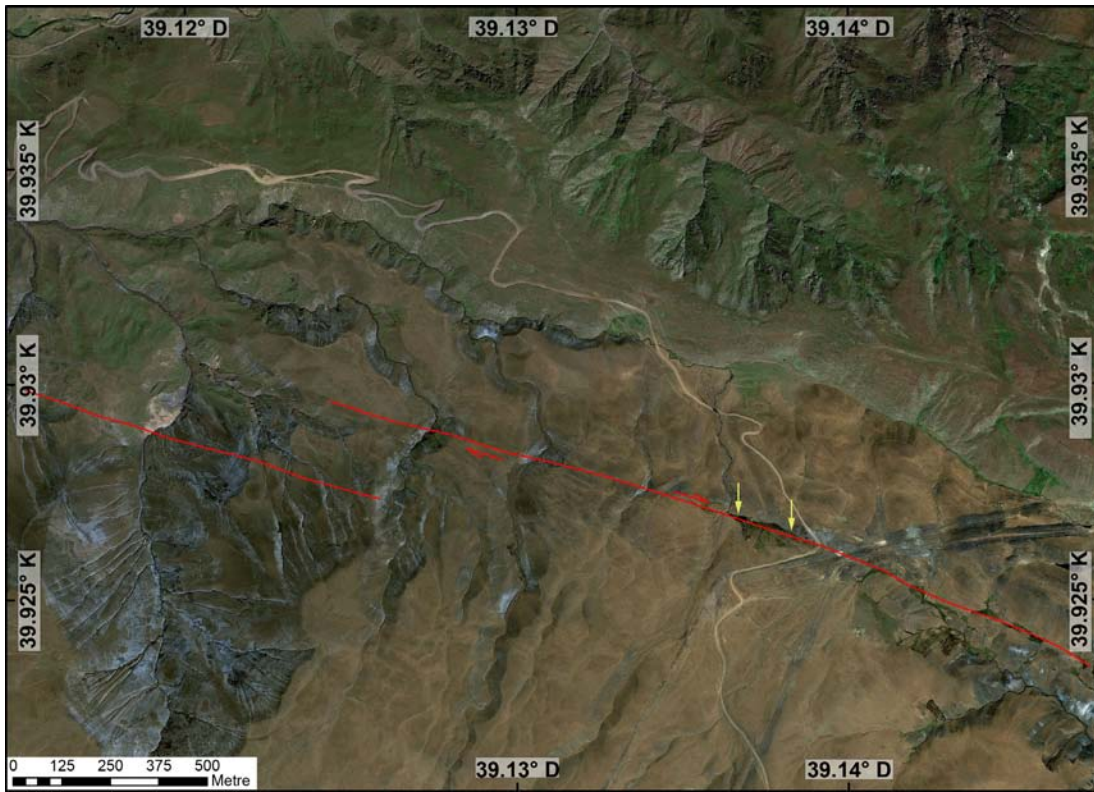


Şekil 4.33 : 1939 Erzincan Depremi sonrasında Gölova ve Erzincan KB'sı arasında meydana gelen yüzey kırığı. Mihar-Tümekekar Segmenti batıda Gölova güneyi, doğuda ise Ağılızü civarı arasında toplam 60-65 km uzunluğa sahiptir. Uydu görüntüleri, arazi gözlemleri ve sayısal yükseklik modeli kullanılarak Tatar (1978)'den değiştirilerek çizilmiştir.



Şekil 4.34 : (a) Günalan doğusunda uzamış sırt ve güneyinde uzanan fay, (b) Kuzuluk kuzeyindeki bel verme gölcüğü, (c) Damlaca Köyü'nde ötelenmiş dere ve (d) Çatalçam güneyinde dağ önünde yer alan belirgin çizgisel sırt

Dolaylı Köyü'nden Çatalçam Beldesi'nin güneyine kadar faya paralel uzanan çizgisel vadi oldukça belirginleşir. Batıda daha yayvan bir tabana sahip olan vadi doğuya gittikçe darlaşır (Şekil 4.33 L₄ ve Şekil 4.34d). Aralarında sadece 2.5-3 km mesafa bulunan Yaylabeli ve Çukurçimen'de fayla ilişkili olarak gelişmiş çukurluklar üzerinde gerçekleştirilen hendek kazıları sonucu, bu segmentin deprem tarihçesi ile ilgili veriler ortaya konmuştur (Hartleb ve diğ., 2006; Kozacı ve diğ., 2011). Muratçayırı'ndan (Riçkan) geçerek doğuya doğru devam eden Mihar-Tümekekar Segmenti, Kızıliniş Köyü kuzeyinde Kara Deresi'ni 100-140 m civarında öteler. Bu nokta ve Koçyatağı (Mihar) arasında fayın en belirgin izi yan yana dizilmiş bir dizi akarsuyun fay tarafından kesilip ötelenmesiyle oluşmuştur (Şekil 4.33 L₅ ve Şekil 4.35). Fayın üzerinde gelişmiş diğer bir morfolojik yapı ise çizgisel bir gölcüktür. Bu alandan doğuya gidildikçe, ana kaya içerisine giren fayın morfolojik izi silikleşir.



Şekil 4.35 : Mihar-Tümekekar Segmenti'nin morfolojik izi, Muratçayırı ve Koçyatağı köyleri arasında en iyi yan yana sıralanmış paralel akan dere sisteminin farklı oranlarda ötelenmesi ile belli olur. Bu alanda görülen ve fayın etkinliğine bağlı olarak gelişmiş diğer bir yapı, çizgisel bir gölcüktür. Bu gölcüğün doğu ve batı sınırları sarı oklarla gösterilmiştir.

Koçyatağı (Mihar), fayın izinin tekrar belirginleştiği ve burada gerek eski alüvyal yüzeyleri gerekse bunları kazarak oluşmuş dere yataklarını ötelediği alandır. Fayın keserek ötelediği bu akaçlama sistemlerinden bir tanesi, oluşturduğu taraça sayesinde yaşlandırılarak kayma hızı hakkında veri sağlayacaktır. Bundan dolayı Koçyatağı, bu tez kapsamında belirlenen çalışma alanları arasında yer alır.

Aynı doğrultuda daha doğuya doğru gidildikçe fayın izi silikleşir ve Ağılözü (Kırmana) yakınlarından itibaren devamı morfoloji üzerinde izlenmez. Mihar-Tümekar Segmenti, Ağılözü Köyü civarında 2-2.5 km'lik sıçrama ve 20°'lik sıkışmalı bir büküm yapan Erzincan Segmenti'nden ayrılır (Şekil 4.33). K55°B doğrultusunda Davarlı Köyü'nden geçerek Erzincan kuzeyine doğru ilerleyen bu fay kesimi üzerinde en belirgin morfotektonik yapılardan biri, Davarlı güneydoğusundaki çizgisel bir çöküntü alanıdır. Bu noktada kuzeyden güneye doğru akan birçok kanalın fay boyunca kesildiği veya sağ yanal ötelendiği görülür (Şekil 4.36). Aynı zamanda bu ufak derelerin bölgede birleştiği ana akaçlama sistemi olan Kalberis Deresi'nin (güney kesimde Şehitler Deresi) sahip olduğu toplam atım 2.3 km civarındadır.



Şekil 4.36 : Erzincan KB'sında, Davarlı Köyü'nün doğusunda Erzincan Segmenti üzerinde yer alan çöküntü alanı. Çöküntü yeşil renkli alanla gösterilirken, fay kırmızı çizgi ile, dere kolları mavi oklarla, faya paralel uzanan sırt eksenini ise siyah çizgi ile gösterilmiştir. Fotoğrafın bakış yönü kabaca kuzeyden güneye doğrudur.

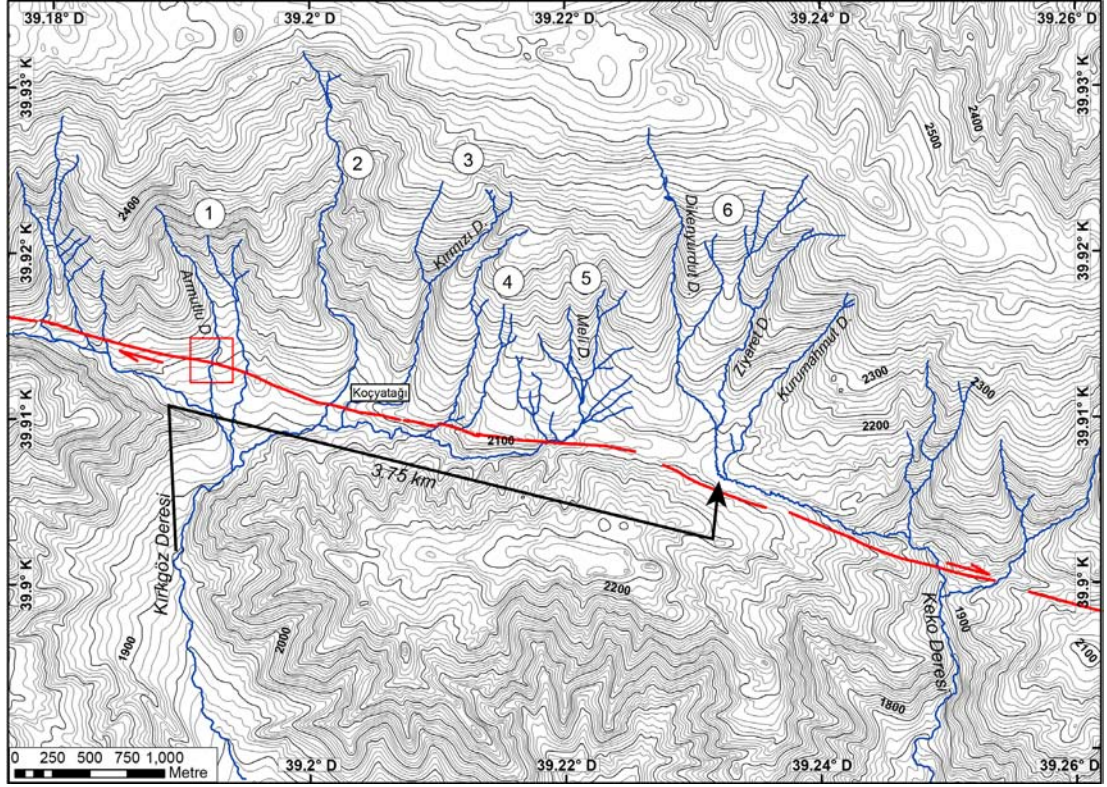
1939 Erzincan Depremi'ne ait odak üssünün (Dewey, 1976) çok yakın olduğu Mihar-Tümekekar Segmenti, bu deprem sonrası Ortaköy-Suşehri Segmenti ile birlikte en yüksek kosismik atımın görüldüğü kesimleri oluşturur. Koçyatağı ve Muratçayırı civarında 6 ila 6.4 m civarında ölçülen ötelenme, Çukurçimen'de bir tarla sınırında 7.5 m'ye kadar çıkar. Segmentin en batı kesiminde, Tümekekar yakınlarında bir ağaç sırası 7.1 m, tarla sınırları ise 3 ila 5 m arasında değişen oranlarda yer değiştirmiştir (Barka, 1996).

4.4.2 Koçyatağı Çalışma Alanı

Koçyatağı Çalışma Alanı, Erzincan il merkezinin yaklaşık 30 km KB'sında eski adı Mihar, yeni adı Koçyatağı olan köyde yer alır (Şekil 4.33 L₆). Mihar-Tümekekar Segmenti'nin keserek, farklı oranlarda ötelendiği birçok akarsu ve alüvyal yüzeyden oluşan bir bölge, özellikle genç flüvyal taraça seviyeleri içeren belirgin sağ yanal ötelenme gösteren bir derenin varlığı nedeniyle çalışma alanı olarak seçilmiştir. Koçyatağı çalışma alanının morfolojik özellikleri ve belirlenen morfolojik yüzeylerin yaşlandırılması ile hesaplanan jeolojik kayma hızı alt başlıklar halinde verilecektir.

4.4.2.1 Koçyatağı Çalışma Alanı'nın morfolojisi

Refahiye karmaşığına ait ofiyolitik kayaların ve erken Miyosen yaşlı kumtaşı, çakıltaşı ve miltaşı birimlerinin yüzeylendiği (Herece ve Akay, 2003; Tatar, 1978; Yılmaz, 1985) Koçyatağı ve civarında, yaklaşık K-G yönlü olarak akan çok sayıda akarsu ve bunlarla ilişkili oluşmuş genç alüvyal yüzey görülür. Mihar-Tümekekar Segmenti'nin keserek farklı oranlarda ötelediği bu akaçlama ağları, Hubert-Ferrari ve diğ. (2002) tarafından Mihar su toplama havzası olarak adlandırılmıştır. Bu çalışmaya göre bölgedeki akaçlama ağının sahip olduğu toplam atım, Kırkgöz Deresi'nin fayın kuzey bloğunda kalan Ziyaret Deresi ile denestirilmesi sonucu 3.75 km olarak hesaplanmıştır (Şekil 4.37). Kuzey blokta kalan akaçlama sistemlerinden Şekil 4.37'de 6 rakamı ile gösterilen Ziyaret Deresi ve yan kollarının (Dikenyuru ve Kurumahmut dereleri), günümüzde Kırkgöz Deresi'ne doğru değil, daha doğudaki Keko Deresi'ne aktığı görülür. Bu durum, deformasyonun son aşamalarında Ziyaret Deresi'nin Keko Deresi tarafından kapıldığını gösterir. Ziyaret Deresi'nin ötelenmiş kuzey kollarından halen bağlantısı bulunan en yüksek ötelenmeye sahip akaçlama sistemi Meli Deresi'dir (Şekil 4.37, 5 no'lu ağ). Fayın farklı bloklarında kalan bu iki vadi arasındaki toplam yerdeğiştirme 2.9 km'dir.

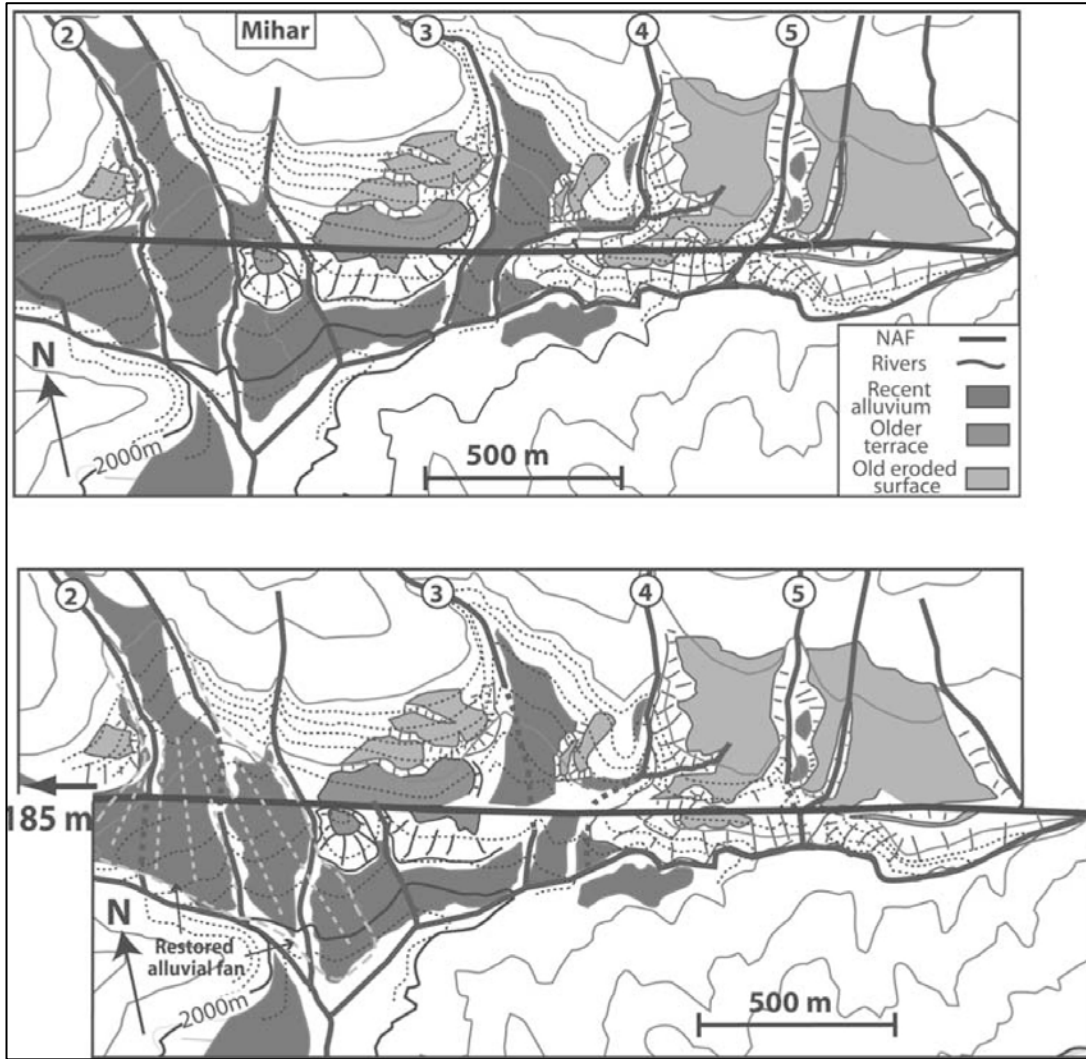


Şekil 4.37 : Koçyatağı Çalışma Alanı'nda fayın kuzey bloğunda yan yana konumlu kabaca K-G yönlü akaçlama ağları, güney blokta yer alan Kırkgöz Deresi'ne göre farklı oranlarda ötelenmişlerdir. En yüksek atım Ziyaret Deresi ile olan 3.75 km ölçülmüşken, bu akaçlama ağının daha doğuda yer alan Keko Deresi tarafından kapıldığı görülür. Kırmızı çerçeve yaşlandırma ve ayrıntılı morfotektonik haritası yapılan Koçyatağı çalışma alanını gösterir. Hubert-Ferrari ve diğ. (2002)'den alınarak, yeniden çizilmiştir.

Kuzey blokta yer alan ve Kırkgöz Deresi'nin ana vadisine göre ötelenmiş derelerden (2), (3) ve (4) rakamı ile gösterilenler, sırasıyla yaklaşık 1.25, 1.7 ve 2 km toplam atıma sahiptir. Ancak, (2) numaralı dere (3), (4) ve (5) no'lu olanlara nazaran çok daha derin bir vadiye sahiptir. Litoloji ve iklim koşullarının aynı olduğu göz önünde bulundurulduğunda daha derin bir yatağa sahip (2)'nin (3), (4) ve (5) derelerinden daha eski olduğu, bu genç derelerin Kırkgöz Vadisine göre gerçek atım oranlarına sahip olmayıp sadece bu ana akarsunun mevcut vadisi tarafından kapıldıkları anlaşılır.

Koçyatağı ve çevresindeki morfolojik yapıların sahip oldukları ötelenme miktarları, akaçlama ağlarında olduğu gibi km ölçeğinden, farklı yaşta alüvyal yüzeyler üzerinde yüzlerce, güncel kanallarda ise onlarca m ölçeğinde değişiklikler gösterir. Hubert-Ferrari ve diğ. (2002), bu farklı yapıların 170 m ila 390 m arasında değişen değerlerde ötelendiklerini öne sürmüşlerdir. Daha eski olduğu düşünülen 390 m'lik

ötelenme hariç, bu eski alüvyal yelpaze ve erozyonel yüzeylerinin sahip oldukları toplam yerdeğiştirme ortalama 185 ± 35 m'dir (Şekil 4.38). Eski alüvyal yüzeyleri kazarak oluşmuş genç dere yatakları ise çok daha düşük oranlarda atım gösterir. Yatak derinlikleri 5 ila 10 m arasında değişen bu kanallardan Armutlu Deresi'nin kazdığı alüvyal yelpaze yüzeyinin kanal ile sınırını referans olarak kullanan Hubert-Ferrari ve diğ. (2002), batı kenar üzerinde 28 m, erozyonel doğu kenarında ise 19-26 m'lik atım ölçmüşlerdir.

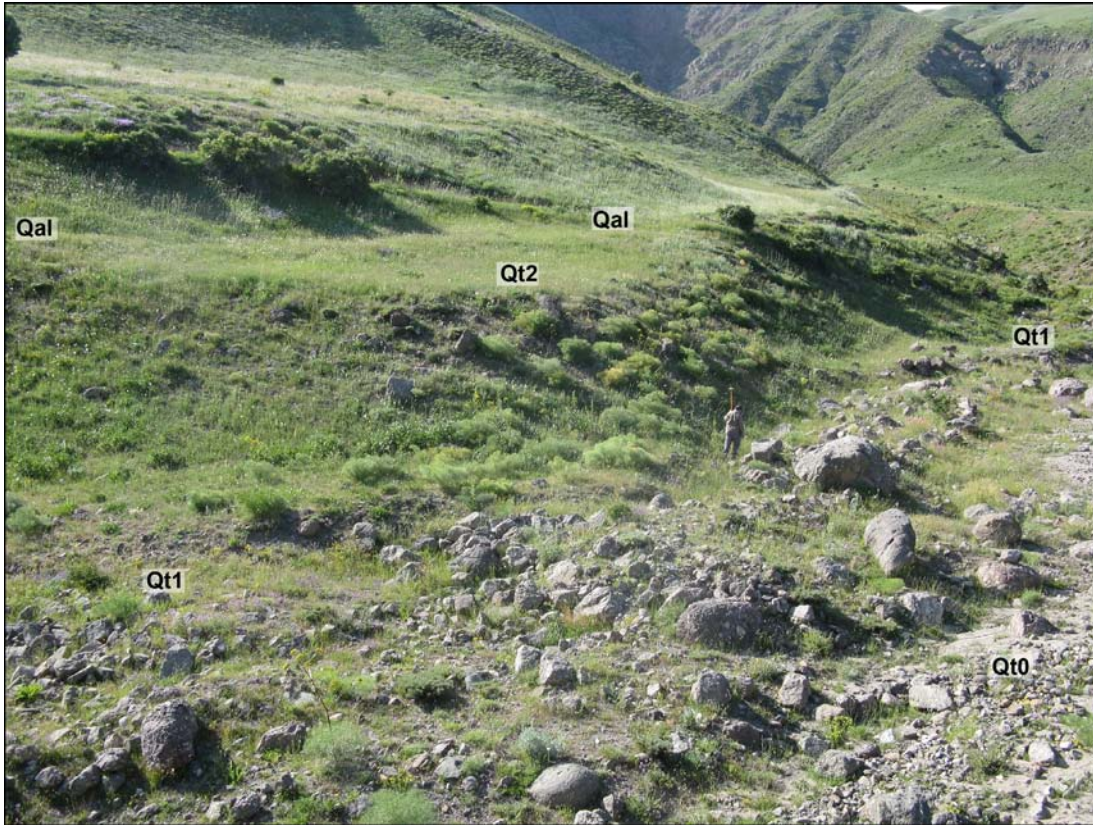


Şekil 4.38 : Hubert-Ferrari ve diğ. (2002)'ye göre Koçyatağı ve çevresinde görülen farklı morfolojik yüzeyler ve bunların sahip oldukları ortalama 185 m'lik ötelenme. Araştırmacılar tarafından, bu ötelenme oranının geri çekilmesi sonucu, mevcut alüvyal yelpaze yüzeyi, eski taraçalar ve daha eski erozyonel yüzeylerin birbirleri ile eşleştikleri gösterilmiştir.

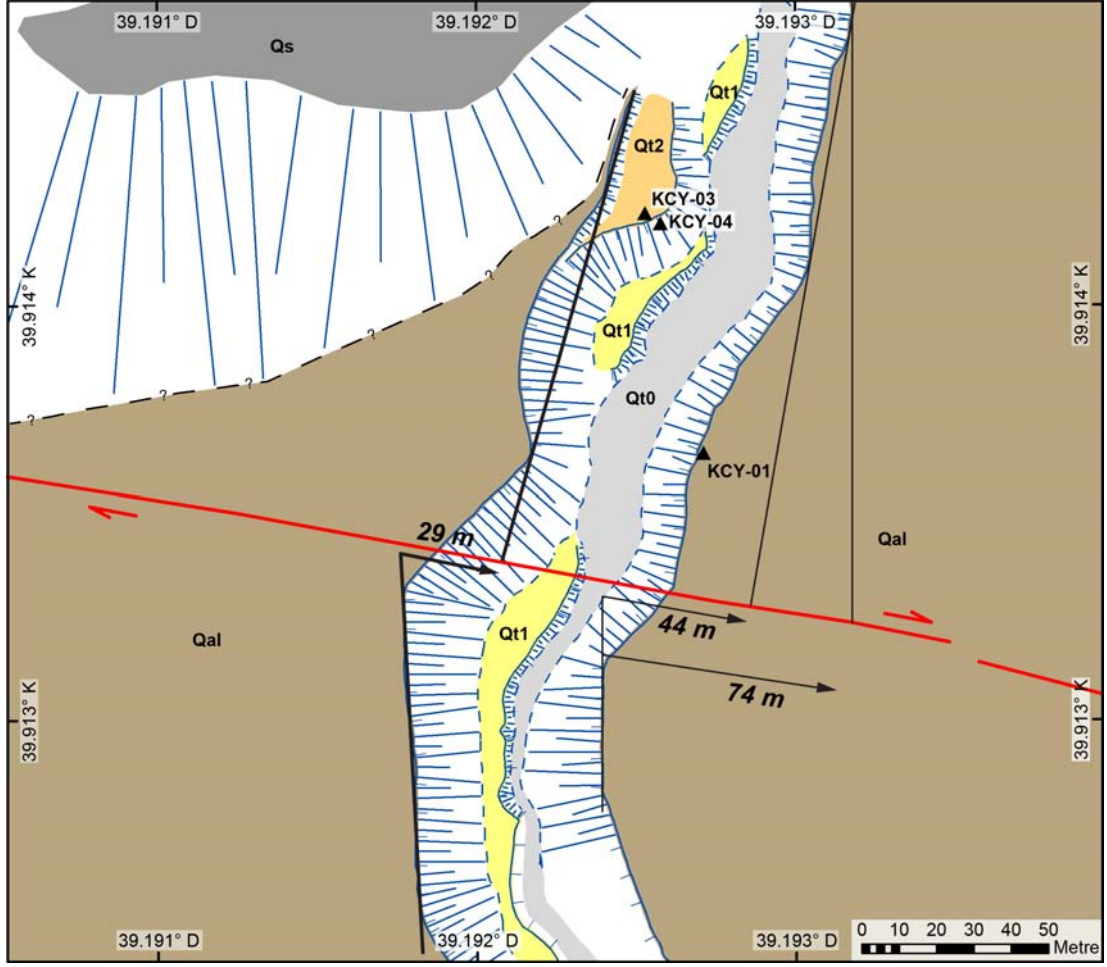
Bu tez çalışması kapsamında da, Koçyatağı Köyü'nün yaklaşık 900 m batı-kuzeybatısında yer alan (Şekil 4.37) ve Hubert-Ferrari ve diğ. (2002) tarafından batı kenarında 28 m, doğu kenarında ise 19-26 m ötelenme ölçülen Armutlu Deresi çalışma alanı olarak belirlenmiş, gerek uydu görüntülerinin yorumlanması gerekse arazide ayrıntılı gözlemler ve mikrotopoğrafik ölçümler yapılarak çalışılmıştır. Günümüzde kabaca K-G yönlü akan birbirine paralel iki derenin, aynı kaynak noktasına bağlı olarak gelişmiş alüvyal yelpaze yüzeyini (Qal) kazarak yer yer 10 m derinlikte kanal oluşturdukları görülür. Bu akarsu çiftlerinden Armutlu Deresi, sahip olduğu kanalın batı kenarında iki farklı taraça yüzeyine sahiptir (Qt1 ve Qt2). Bunlardan daha yaşlı olan Qt2, derenin yanal aşındırmasına bağlı olarak sadece küçük bir alanda korunmuştur. Günümüzde zaman zaman Armutlu Deresi'nin taşkın zamanlarında getirdiği büyük blokların yığıldığı Qt1 ise gene kanalın batı yakasında hem fayın kuzey bloğunda hem de güney bloğunda dar bir alan boyunca görülür. Alüvyal yelpaze kenarı, taraça kenarları ve dere yatağı sınırlarında yapılan kinematik GPS ölçümleri sonucu fay çevresinin ayrıntılı morfotektonik haritası oluşturulmuştur (EK E). Belirlenen bu morfolojik yüzeylerden Qt2, Hubert-Ferrari ve diğ. (2002) tarafından, bu çalışmada Qal olarak ayrıca haritalanan alüvyal yelpazenin bir parçası olarak kabul edilmiştir. Qt2'nin Qal'den farklı bir birim olarak haritalanmasının nedeni, iki yüzey arasında görülen kot farkının alüvyal yelpaze kenarının devamı olması ve Qal ile Qt1 arasında farklı yüksekliğe sahip alanın iki yüzeyin oluşum zamanlarının arasında çökeldiği yorumuna dayanır (Şekil 4.39).

Qal'nin doğu kenarın sahip olduğu birikimli atım, Hubert-Ferrari ve diğ. (2002)'de 19-26 m olarak ölçülmüştür. Ancak, deformasyonun zaman içerisinde daha geniş bir zona yayıldığı ve Armutlu Deresi'nin bükümlü yapısı dikkate alındığı zaman bu oranın yanal aşınmaya bağlı olarak 44 ila 74 m arasında değiştiği görülür. Alüvyal yelpazenin batı kenarın ise gene yanal aşınmadan etkilendiği, girintili çıkıntılı geometrisi ve bu kesimlerin kazınmasından sonra oluşmuş taraçaların varlığından bellidir. Alüvyal yelpazenin batı kenarın sahip olduğu ötelenme, kuzey blokta Qal/Qt2'nin göreceli olarak düz sınırı ve faya en yakın noktası arasında çekilen düz bir çizgi ile güney blokta kenarın neredeyse faya kadar düz bir hat boyunca devam eden kenar sınırı arasında ortalama 29 m olarak ölçülmüştür (Şekil 4.40). Ancak, kenarın yanal aşınma yüzünden sahip olduğu girintili çıkıntılı geometrisi ve bu sınırın oluşumunu denetleyen Qt2'nin sadece küçük bir kısmının korunmuş olması,

ölçülen bu değerin hata payını yükseltir. Bütün bu etkenler göz önünde bulundurularak Qal/Qt2 yüzeyleri arasındaki kenarın ötelenmesi 29 ± 8 m olarak kabul edilmiştir. Deformasyonun geniş bir zona yayıldığı ve Armutlu Deresi'nin sahip olduğu bükümlü geometrisi dikkate alındığı zaman alüvyal yelpaze kenarının sahip olduğu toplam atımın daha yüksek olması gerektiği görülür. Ancak, ölçülen ortalama 29 m'lik ötelenme, Qt2'nin oluşumu esnasında şekillenen kenar sınırına göre yapılmıştır. Bir başka deyişle bu oran, Qal'nin Armutlu Deresi tarafından kazılmaya başlanmasıyla şekillenen kenara göre değil, Qt2'nin oluşumu sonrasında gerçekleşen ötelenmeyi temsil eder. Belirlenen bu atımın yaşlandırılabilmesi için Qal ve Qt2 yüzeylerinden OSL örnekleri alınmıştır. Qt1 yüzeyi ise halen mevcut derenin taşıdığı malzeme ile taşkınlara maruz kaldığı için örneklenmemiştir.



Şekil 4.39 : Armutlu Deresi ve onunla ilişkili oluşmuş morfolojik yapılar. En eski birim Qal ile gösterilen alüvyal yelpaze yüzeyidir. Dere yatağının doğu tarafında herhangi bir yüzey görülmezken, batı kenarında iki adet taraça yüzeyi bulunur. Bunlardan Qt2, Qal ile oldukça düşük bir yükselti farkı ile ayrılırken, oldukça küçük bir alanda kısmen korunmuştur. En genç taraça yüzeyi olan Qt1'in ise güncel dere yatağının taşkın zamanlarında büyük bloklarla örtülmesi dikkati çeker. Fotoğraf yönü kabaca güneyden kuzeye doğrudur.



Şekil 4.40 : Koçyatağı Çalışma Alanı için üretilen morfolotektonik harita (EK E) üzerinde kullanılan referans seviyelere göre ölçülen atım miktarları. Qal'nin Qt2, Qt1 ve güncel taşkın düzlüğünü oluşturan Qt0 ile sınırını oluşturan alüvyal yelpaze kenarının batıda yanıl aşınmanın etkisi ile şekillenen geometrisinin ortalama 29 m ötelendiği ölçülmüştür. Kanalin doğusundaki sınırı oluşturan kenar ise Armutlu Deresi'nin bükümlü yapısı göz önünde bulundurulduğunda 44 ila 74 m arasında ötelenmiş olmalıdır.

4.4.2.2 Yaşlandırma ve Mihar-Tümekekar Segmenti'nin Koçyatağı Çalışma Alanı için kayma hızı hesabı

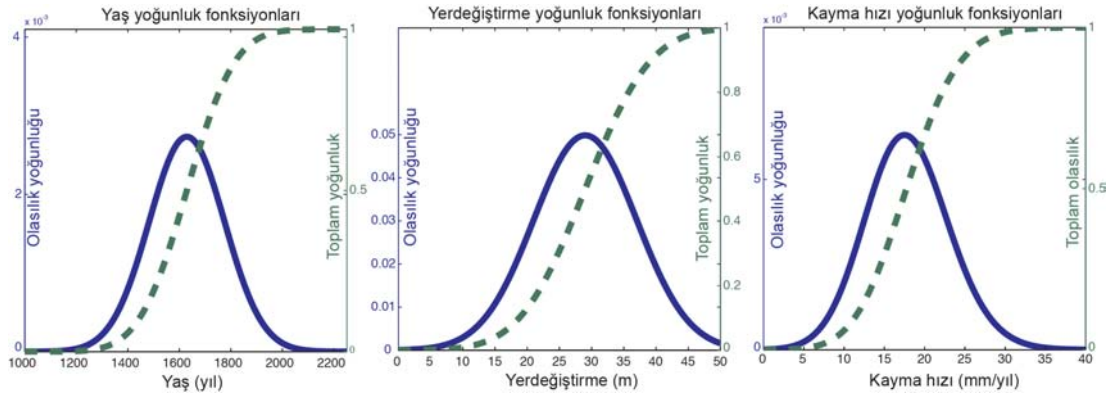
Koçyatağı Çalışma Alanı'nın en yaşlı morfolojik unsuru olan Qal yüzeyinin farklı iki noktasından iki adet örnek alınmıştır. Yüzeyin terk edildiği en yakın zaman aralığını temsil etmesi amacıyla, güncel toprak seviyesinin altına inildikten sonra kum veya ince kum görülen ilk seviyelerin örneklenmesine dikkat edilmiştir. Buna göre KCY-01 ve KCY-02 numuneleri sırasıyla 55 ve 45 cm derinliğe sahiptir. Göreceli olarak çok daha küçük bir alan kaplayan Qt2 yüzeyi ise aynı noktada farklı derinliklerden örnek alınarak yaşlandırılmıştır. Buna göre KCY-03 45 cm derinlikten, az çakıllı killi

kum bir seviyeden sağlanırken, KCY-04 çok daha fazla çakıl içeren siltli kum bir katmandandır. Bütün örnekler 4 cm çapında ve 25 cm uzunluğunda çelik borular kullanılarak alınmıştır.

Işık Üniversitesi, Fizik Bölümü, Lüminesans Laboratuvarında bütün bu dört örnek mineral ayıklama ve doz ölçümü aşamalarından geçirilmiş, ancak KCY-02 içerdiği yoğun organik madde ve kuvars eksikliğinden dolayı yaşlandırılmamıştır (Çizelge 4.2). Qal'den alınan tek örnek olan KCY-01 ise günümüzden 17573 ± 1960 yıl gibi oldukça eski bir zamana tarihlendirilmiştir. Bu yaş sonucu, Qal'nin Hubert-Ferrari ve diğ. (2002)'de ön görüldüğü üzere Holosen öncesinden çok daha yaşlı olduğuna veya analiz edilen minerallerin kristal yapılarındaki elektron kapanlarının gömülme öncesi tamamen değil, kısmen boşaldığına işaret eder. Qt2 yüzeyinin KCY-03 ve KCY-04 örnekleri ise sahip oldukları sırasıyla 1629 ± 146 ve 2422 ± 437 yıl'lık yaş sonuçları ile stratigrafik bir uyum gösterir.

Koçyatağı çalışma alanında Qt2'nin çökmesi sırasında şekillenen alüvyal yelpaze kenarının, Mihar-Tümekekar Segmenti tarafından 29 ± 8 m ötelenmesi, bu yüzeyin terk edilmesine karşılık gelen en üst seviyelerinden elde edilen KCY-03 örneğinin OSL yaşı kullanılarak yaşlandırılmıştır. Kuzey Anadolu Fayı'nın (KAF) bu kesimi için jeolojik kayma hızı, bu iki değer kullanıldığı Gaussiyen olasılık modeline göre $17.7 +5.4/-5.1$ mm/yıl olarak hesaplanmıştır (Şekil 4.41).

Qal ve Qt2 yüzeyleri arasındaki sınır bölgede görülen eski erezyonal yüzeyin yamacına oldukça yakındır. Ayrıca bu kenar ile şev arasında Qal oldukça dar bir alana sıkışmıştır. Eğer, Qt2'nin ayrı ve daha genç bir taraça yüzeyi olarak yorumlanmasına yol açan kot farkı, bu yamaca bağlı kütle hareketleri yüzünden oluştuysa, yukarıda kayma hızı yapılan senaryo geçersiz kalır. Bu kenar üzerindeki atım gene 29 ± 8 m olarak kabul edilse bile, yukarıda hesaplanan değer, en düşük jeolojik kayma hızına karşılık gelecektir. Qal'nin Qt2 ve eski yüzeyin sevi arasında dar bir bölgede görülen kesiminin güneye doğru bölgenin genel eğimi ile uyumlu bir gidişata sahip olması, Qt2'nin ayrı ve daha genç bir taraça olduğu yorumunu güçlendirir. Bundan ötürü bu çalışmada yukarıda özetlenen ilk senaryo kabul edilmiştir.

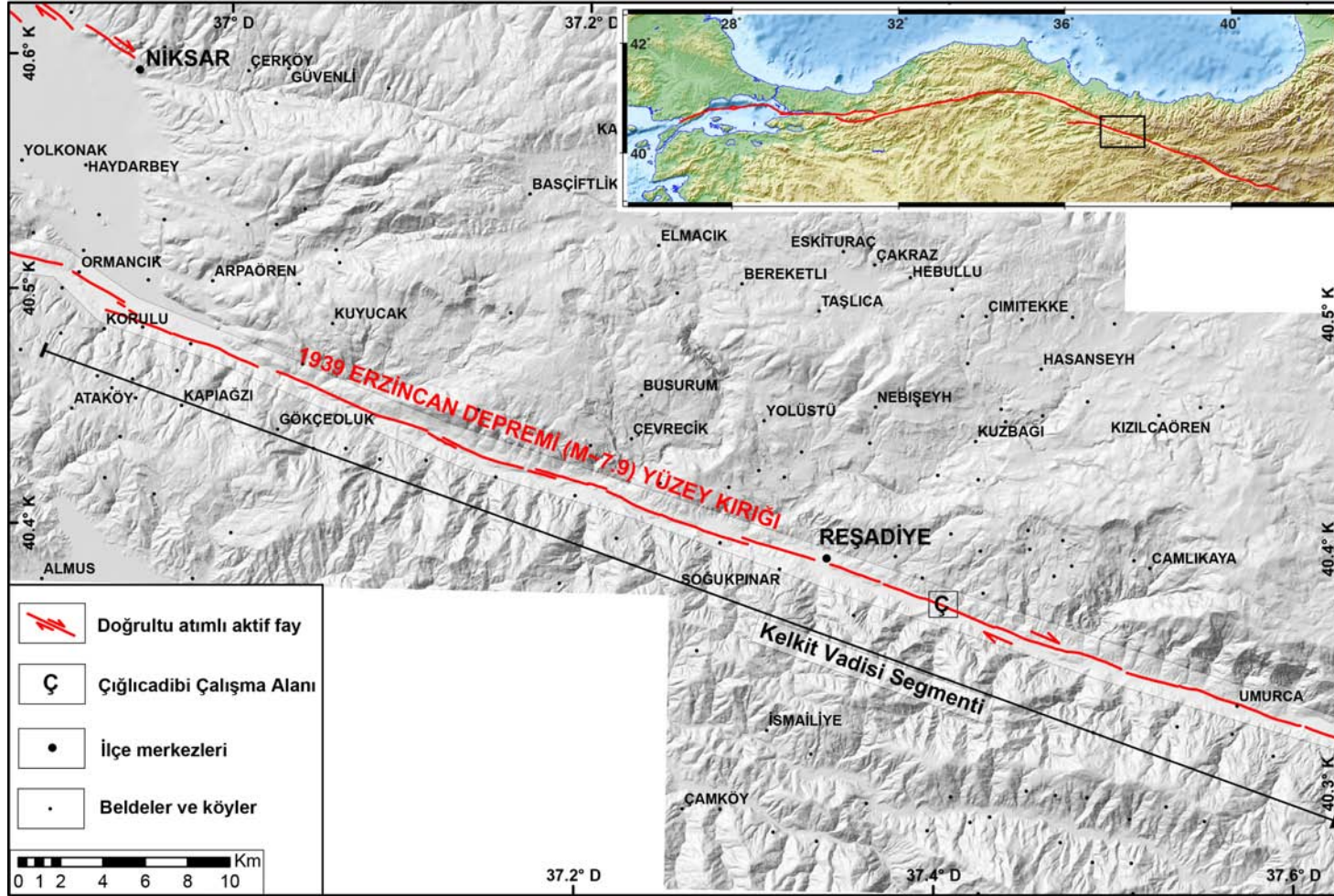


Şekil 4.41 : Koçyatağı Çalışma Alanı için üretilen Gaussiyen olasılık yoğunluk fonksiyonları. Model sonucu bu bölgede KAF’ın son 1600 sene için geçerli ortalama jeolojik kayma hızının $17.7 +5.4/-5.1$ mm/yıl olduğu hesaplanmıştır.

4.5 Kelkit Vadisi Segmenti: Çığlıcadibi Çalışma Alanı

Kelkit Vadisi Segmenti, 26 Aralık 1939 Erzincan depremi ($M \sim 7.9$) sonrası kırılan ve geometrik özellikleri açısından birbirlerinden ayrılan 5 fay parçasından biridir. Batıda Ormancık Köyü civarında Ezinepazarı Segmenti ile sıkışmalı büklüm, Niksar-Erbaa Segmenti ile ise 10 km genişliğinde açılmalı sıçrama yapan Kelkit Vadisi Segmenti, doğuda Ortaköy-Suşehri Segmenti ile düşük açılı bir büklüm ile ayrılır (Şekil 4.42). Deformasyonun oldukça dar bir zona sıkıştığı (Şengör ve diğ., 2005) ve son depreme ait yüzey kırığının genel olarak tek bir hat boyunca, yerel büklümler ve ufak sıçramalar hariç düz olarak uzandığı bu fay kesiminin toplam uzunluğu yaklaşık 100 km’dir (Barka, 1996). Bu yapı üzerinde 1939 Erzincan depremi sonrasında meydana gelen ortalama kosismik yerdeğiştirme 4 m civarındadır. Bu oran segmentin batı ucunda 3-3.5 m’ye kadar düşerken, doğuda Koyulhisar civarında 4-4.5 m’ye kadar çıkar (Barka, 1996; Zabcı ve diğ., 2011).

Kelkit Vadisi Segmenti üzerinde gelişmiş başlıca morfotektonik yapı, fayında üzerinde yer aldığı çizgisel Kelkit Vadisi’dir. Fay, Kelkit Çayı’nın büklümlü geometrisine göre vadinin kuzey veya güney kenarını keserken, nadir olarak vadi eksenini keser. Kelkit Çayı bu bölgede ana akaçlama sistemini oluştururken, kabaca K-G yönlü çok sayıda yan kolun bu ağa dahil olduğu görülür. Fay, vadinin kuzey ve güney kenarında bu ikincil akarsuları ve onlarla ilişkili oluşmuş alüvyal ve flüvyal yüzeyleri keserek, farklı oranlarda birikimli atım meydana getirmiştir. Bunlar arasında dikkati en çok dikkati çeken, Koyulhisar güneyinde Karaçay Deresi’nin sahip olduğu toplam atım 3.25 km civarındadır.



Şekil 4.42 : Kelkit Vadisi Segmenti'nin Niksar Havzası ve Umurca Köyü arasında yer alan kesimi. Arazi gözlemleri ve uydu görüntülerinin yorumlanmasının yanı sıra Barka (1996) ve Ketin (1969)'dan yararlanılarak yeniden çizilmiştir.

Reşadiye ilçe merkezinde görülen traverten oluşumu ise KAF ile ilişkili diğer bir yapıdır. Ayrıca fayın yerel ölçekli büklümleri ve ufak sıçramaları ile ilişkili olarak basınç sırtları, çizgisel çöküntü alanları ve yamaç kesiklikleri görülen diğer morfolojik unsurlardır. Bu yapıların bir kısmı, bölgede başlayan hidroelektrik santral çalışmaları nedeniyle artık görülememektedir.

4.5.1 Çığlıcadibi Çalışma Alanı

Çığlıcadibi Çalışma Alanı, Reşadiye İlçesi'nin 6 km GGD'sunda yer alır. Adını Çığlıcadibi mevki'nden alan bu bölgede KAF, yaklaşık KKD-GGB yönlü olarak akan bir dere ve onunla ilgili oluşmuş morfolojik yapıları keserek ötelemiştir. Çığlıcadibi Çalışma Alanı'nın morfoloji ve bu morfolojik yüzeylerin yaşlandırılması sonucu hesaplanan jeolojik kayma hızı alt başlıklar halinde sunulacaktır.

4.5.1.1 Çığlıcadibi Çalışma Alanı'nın morfolojisi

Çığlıcadibi Çalışma Alanı'nın ana morfolojik unsurunu, önce dağ önünde kot farkına dayalı olarak bir alüvyal yelpaze (Qal2), daha sonra ise bu yüzeyi kazarak derinliği yer yer 10 m'yi bulan bir kanal oluşturan KKD-GGB yönlü bir deredir. Bu flüvyal sistem içerisinde oluşmuş diğer bir yapı ise, dere kanalının sadece batı kenarında görülen Qt1 taraçasıdır. Bu derenin güncel kanalı, Kelkit Vadisi ile kesiştiği noktada ufak bir birikim konisi (Qal0) oluşturmuştur. Kelkit Çayı, Qal2'yi iraksak kesiminde keserek aşındırmıştır. Bu bölgede görülen iki farklı morfolojik yüzeyin (Qkt1 ve Qkt2), KKD-GGB yönlü dere yerine Kelkit Çayı'nın etkinliğine bağlı olarak oluştuğu yorumlanmıştır. Qal1 ile etiketlenen alüvyal yelpazeler ise Kelkit Çayı'na doğru akan diğer yan kolların etkisiyle oluşmuş ve sınırları tam olarak belirlenememiş morfolojik yüzeylerdir (EK F). Bu morfolojik yapılardan Qt0, Qt1 ve Qal2'nin bunlarla sınır kesimlerinin geometrisi mikrotopoğrafya ölçümleri ile belirlenmiştir.

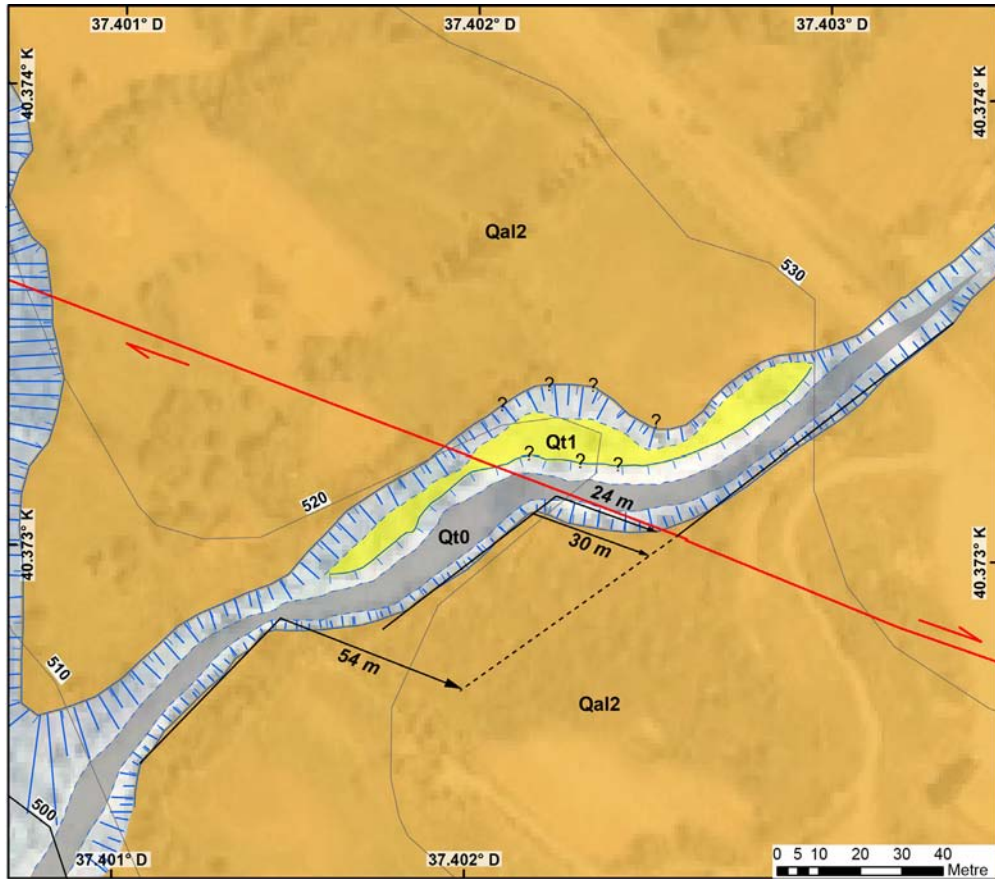
Bu morfolojik unsurlar arasında KAF'ın bu kesimi için jeolojik kayma hızının hesaplanmasında büyük önem taşıyan yapılar, Qal2 alüvyal yüzeyi, Qt1 taraçası, güncel kanal geometrisi (Qt0) ve bunların birbirleri ile yaptıkları sınırlardır (Şekil 4.43). Bu civarda görülen endüstriyel yapılar (ham madde depoları), ev ve tarla gibi insan yapılarının morfoloji üzerindeki yoğun etkisi dikkati çeker. Özellikle Qal2'nin batı tarafında konumlandırılan Hidroelektrik Santral binasının inşaatı sırasında bu kesim 2011 Temmuz-Eylül ayları arasında neredeyse tamamen kazılarak ortadan

kaldırılmıştır. Aynı şekilde Qt1 taraçasında ne kadarının doğal, ne kadarının insan eliyle yapıldığı açık değildir. Bununla ilişkili olarak Qal2 alüvyal yelpazesinin Qt1 taraçası ile sınırını oluşturan yelpaze kenarının sahip olduğu geometrinin, insan etkisiyle değiştirilmiş olma olasılığı vardır. Güncel kanalın doğu kenarında ise insan etkisinin göreceli olarak daha az olduğu dikkati çeker. Yelpaze kenarı, Qal2 ile Qt0 arasındaki sınırı temsil eder.



Şekil 4.43 : Çığlıcadibi Çalışma Alanında belirlenen ötelenmiş derenin güneyden kuzeye doğru fotoğrafları: (a) Bölgedeki morfolojik unsurlar, güncel kanal, Qt1 taraçası, Qal2 alüvyal yelpazesini, (b) Qal2 kenarının toplam sağ yanal atımı.

Yelpaze kenarının geometrisi ve fayın konumu göz önünde bulundurularak, bu sınırın sahip olduğu toplam atımla ilgili iki adet olası senaryo önerilmiştir. Bunlardan ilkinde göre, fayın en azından son birkaç bin yıldır sadece aynı yerden kırıldığı kabulüyle Qal2 alüvyal yelpaze kenarının sahip olduğu toplam atım 27 ± 3 m olarak ölçülmüştür. Ancak, Qal2 kenarının güney devamında, fay zonunun 50 m güneyinde, bu sınırın sağ yanal ötelenme yönüne uygun ve göreceli olarak daha geniş bir dönme yaptığı görülür. KAF'ın, kanalın Qal2 yüzeyini kazmaya başladıktan sonra en az 50 m'lik bir deformasyon zonuna dağılmış olarak çalıştığına dayanan ikinci senaryoya göre, kenarın sahip olduğu toplam atım ortalama 54 m'dir (Şekil 4.44). Morfolojinin insan etkisi ile oldukça değiştirilmiş olması, faylanmanın yelpaze üzerinde dar veya geniş bir zona yayılıp yayılmadığının arazide kontrol edilmesini imkansız hale getirmiştir. İnceleme alanının mevcut uydu görüntüleri ise, yeni tarihli olup hammadde deposu ve benzeri yapıların inşasından sonraki zaman dönemini temsil etmektedirler.



Şekil 4.44 : Çığlıcadibi Çalışma Alanında Qal2 alüvyal yelpazesinin sahip olduğu kenara göre ortaya konan iki adet atım senaryosu: birinci senaryoya göre toplam atım 27 ± 3 m, ikinci senaryoya göre ise 54 m'dir.

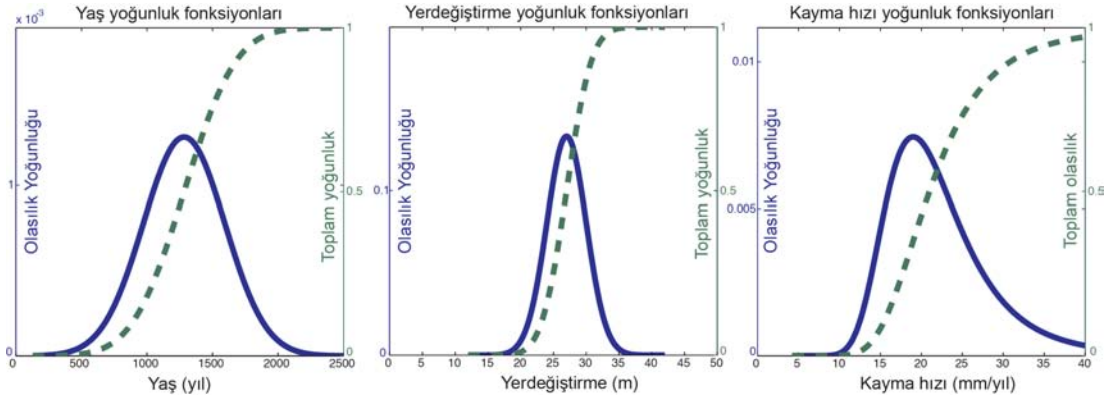
4.5.1.2 Yaşlandırma ve Kelkit Vadisi Segmenti'nin Çığlıcadibi Çalışma Alanı

İçin kayma hızı hesabı

Çığlıcadibi Çalışma Alanı'nda ölçülen atımın yaşlandırılarak, jeolojik kayma hızının hesaplanması için Qal2 yüzeyi iki yerden örneklenmiştir (EK F). RSD-01 ve RSD-02 OSL örnekleri, 5 cm çapında ve 25 cm uzunluğunda metal borular kullanılarak, stratigrafik kontrol yapılabilmesi için aynı yüzeyin farklı derinliklerinden alınmıştır. Genellikle çakıllı ve bloklu katmanların arasında görülen kum ara seviyelerinden alınan bu örneklerin yaş sonuçları, aynı zamanda bir önceki bölümde ileri sürülen atım senaryolarından hangisinin geçerli olduğu konusunda veri sağlayacaktır.

Bu örnekler üzerinde yapılan doz ölçümleri, aynı noktalardan alınan ek çökel numunelerinin elementer analiz sonuçlarından elde edilen doz oranları ve hesaplanan yaşlar, Çizelge 4.2'de verilmiştir. Buna göre yelpazenin en üst yani en genç seviyelerinden alınan RSD-01 örneği 1283±311 yıl öncesine karşılık gelirken, yaklaşık 60 cm daha derinden alınan RSD-02 için bu değer 1674±278 yıl'dır. Her iki örneğin, özellikle RSD-01'e ait sonuçların yüksek hata payı içermesi dikkati çeker. Bu yüksek hata paylarına rağmen iki örnekte alındıkları derinliklere göre stratigrafik olarak uyumludur. Alüvyal yelpazeye ait kenar ötelenmesi yaşlandırılarak kayma hızı hesaplanacağı için, yelpazenin terk edildiği ve kanalın bu yüzeyi kazmaya başladığı zamanın bulunması önemlidir. Çığlıcadibi Çalışma Alanı'nda bu morfolojik olayı alttan sınırlayabilecek en uygun seviye, Qal2'nin üst seviyeleri olacağı için kenar ötelenmesinin yaşlandırılmasında RSD-01 örneğine ait yaş kullanılacaktır.

Çığlıcadibi Çalışma Alanı için belirlenen iki atım senaryosuna göre 27±3 m ve ortalama 54 m'lik toplam ötelenme değerleri RSD-01 yaşı ile birlikte değerlendirildiğinde, ikinci senaryonun oldukça yüksek bir jeolojik kayma hızına karşılık geldiği görülür. Bu atım ve yaş sonucu ile hesaplanacak jeolojik kayma hızı değeri, KAF genelinde yapılmış diğer bütün jeolojik ve jeodezik bulguların hiç biri ile denestirilemez. Mevcut yaş sonuçlarının işaret ettiği birinci senaryodaki atım değeri ve RSD-01 yaşının kullanıldığı Gaussiyen olasılık modeline göre hesaplanan jeolojik kayma hızı değeri, 21.0 +7.3/-4.6 mm/yıl'dır (Şekil 4.45). RSD-01 yaşının sahip olduğu yüksek hata payı, bu bölge için hesaplanan kayma hızının hata oranına yansımıştır.

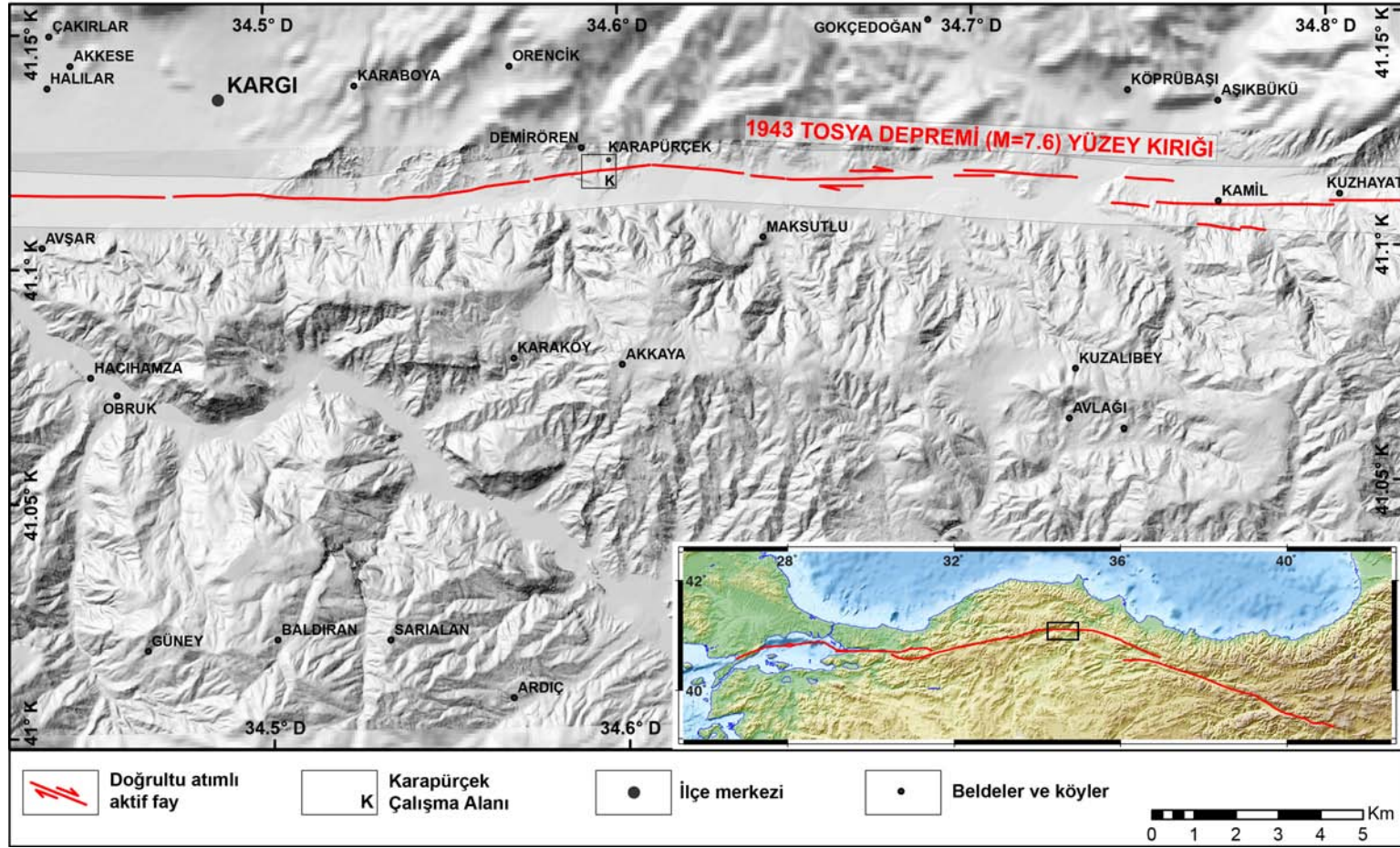


Şekil 4.45 : Çığlıcadibi Çalışma Alanı'nda ölçülen 27 ± 3 m'lik ötelenme ve RSD-01 örneğine ait 1283 ± 311 yıl'lık yaş sonuçlarının kullanılması sonucu hesaplanan $21.0 +7.3/-4.6$ mm/yıl'lık kayma hızı ve bu değerlerin olasılık yoğunluk fonksiyonları grafikleri.

4.6 Kargı-Kamil Segmenti: Karapürçek Çalışma Alanı

26 Kasım 1943'te meydana gelen Tosya Depremi ($M=7.6$) sonrasında Erbaa KB'sı ve Bayramören arasında yaklaşık 280 km uzunluğunda yüzey kırığı oluşmuştur (Barka, 1996; Ketin, 1969). Kırık boyunca en belirgin geometrik yapı, Tosya kuzeyinde görülen 15° 'lik sıkışmalı büklümdür (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988). Bu çalışmada Kargı-Kamil Segmenti olarak adlandırılan kesim ise, 1943 Tosya Depremi yüzey kırığınının Kargı Ovası'nın batısı ile, Kamil arasında kalan kesimini oluşturur (Şekil 4.46). Bu aralıkta neredeyse tam olarak D-B olarak uzanan fay kesimi, batıda Tosya kuzeyindeki 15° 'lik sıkışmalı büklüm ve doğuda Kamil kuzeyinde yer alan 500 m'lik açılmalı bir sıçrama ile sınırlanır.

Dümdüz bir geometri yerine ufak açılı yerel büklümlerden oluşan Kargı-Kamil Segmenti'nin genelde Kızılırmak Vadisi'nin kuzey kenarını sınırladığı görülür. KAF'ın bu kesimi üzerindeki ana morfolojik yapıyı oluşturan Kızılırmak'ın sahip olduğu toplam ötelenme, Soruk Deresi ve Hacıhamza arasında yaklaşık 80 km ölçülmüştür (Hubert-Ferrari ve diğ., 2002). Ancak Kızılırmak Vadisi'nde görüldüğünün aksine Soruk Vadisi'nde hiç taraça bulunmaması, Şengör ve diğ. (2005) tarafından bu atımın en fazla 40 km olabileceği şeklinde yorumlanmıştır. Kızılırmak Vadisi'nin U-tabanlı geometrisi ve bunu yaratan taraçaları, son depreme ait yüzey kırığının günümüzde açıkça takip edilmesini engeller. Fay, vadi ekseninin kuzeyinde, yamaç önünü kestiği yerlerde ötelenmiş sırtların varlığı ile belli olur.



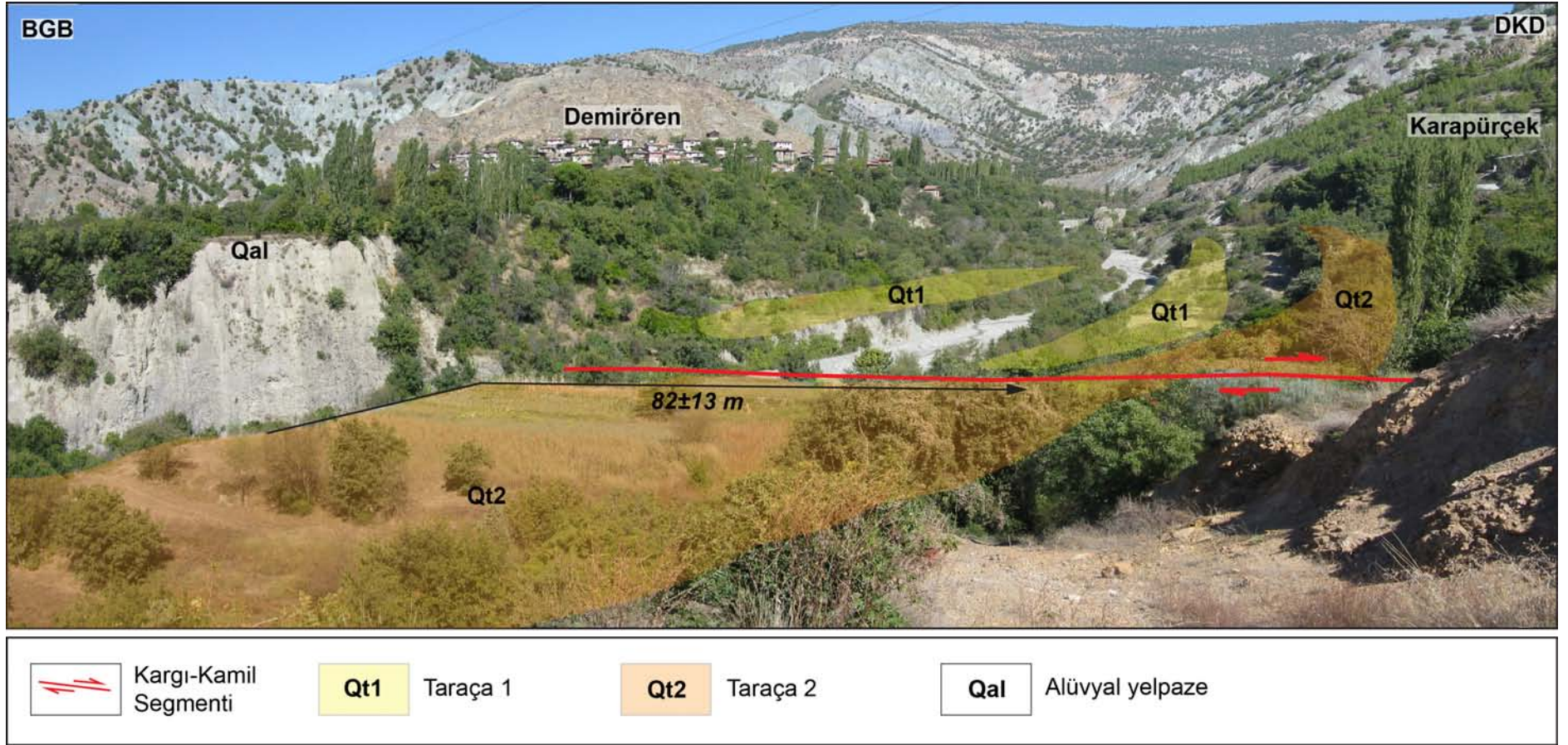
Şekil 4.46 : KAF'nın Kargı ve Kamil arasında uzanan kesimi. Arazi gözlemleri ve uydu görüntülerinin yorumlanması sonucu Ketin (1969)'dan yeniden çizilerek elde edilmiştir.

4.6.1 Karapürçek Çalışma Alanı

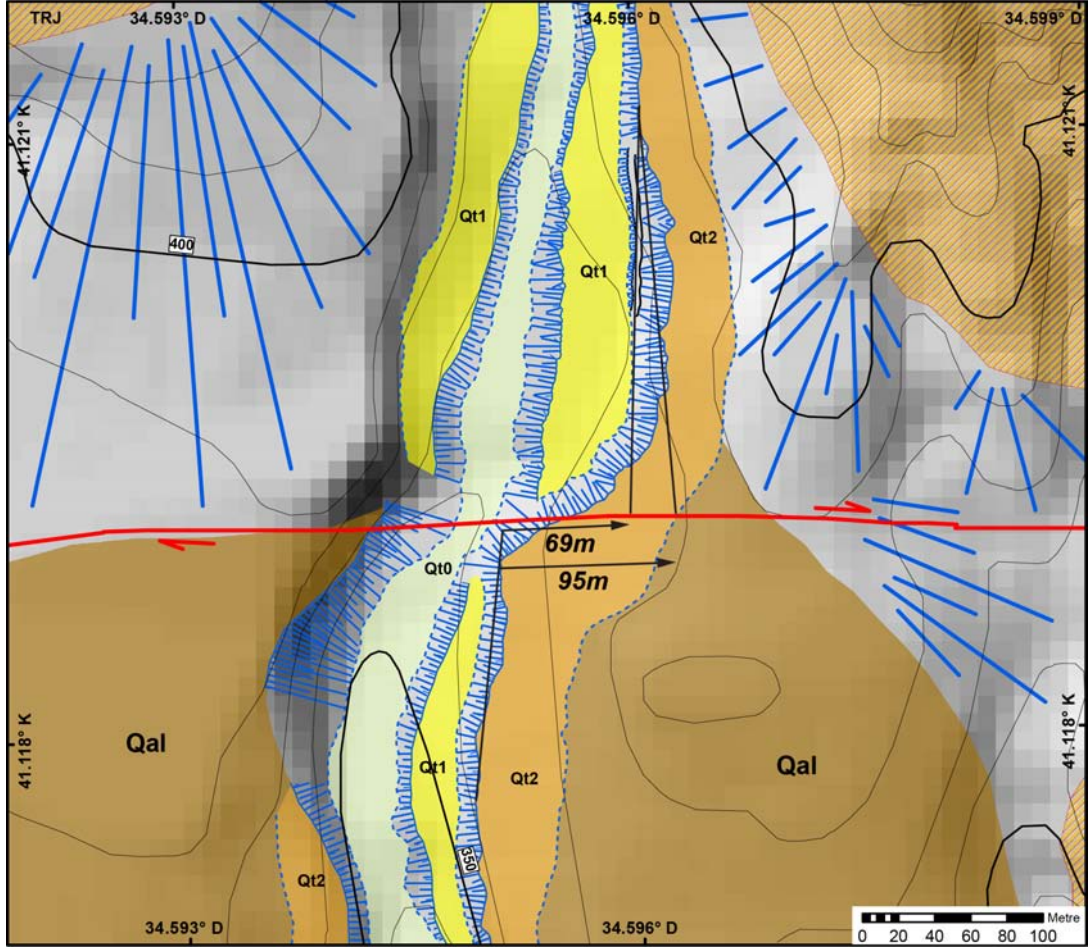
Karapürçek Çalışma Alanı, Kargı İlçesi'nin yaklaşık 11 km doğusunda, Karapürçek ve Demirören köyleri arasında yer alır (Şekil 4.46). Kuru Dere ve onunla ilişkili olarak oluşmuş morfolojik yapıların Kargı-Kamil Segmenti tarafından kesilerek ötelendiği bu alanda gerçekleştirilen jeolojik kayma hızı çalışması, morfoloji ve yaşlandırma alt başlıklarında ayrıntılı olarak anlatılacaktır.

4.6.1.1 Karapürçek Çalışma Alanı'nın morfolojisi

Karapürçek Çalışma Alanı'nda yer alan ve Kargı-Kamil Segmenti tarafından ötelenmiş flüvyal yapılar, K-G yöneline sahip Kuru Deresi'nin etkinliği ile oluşmuşlardır. Kunduz Formasyonu'nu (TRJ) kazarak uzun bir vadi oluşturmuş bu akaçlama ağının oluşturduğu en eski morfolojik yapı dağ önünde oluşmuş alüvyal yelpazedir (Qal). Kunduz Formasyonu'nun (TRJ) alt kesimlerinde kırıntılı ve karbonatlı ara seviyeler içeren mafik lavlar, eş çökelim (sinsedimenter) ofiyolit ve mermer blokları, tuf ve aglomera ara seviyeleri içeren yerel kaba kırıntılı katmanlar ve üst kesimlerinde gene mafik lav, mermer ve kalkışist seviyeleri içeren fillatlardan oluşan litolojisi (Tüysüz, 1990), bu alüvyal yelpaze ve sonradan oluşmuş daha genç morfolojik yüzeylerin ana malzemesini oluşturur. Morfolojik evrim süreci içerisinde Kuru Deresi, oluşturmuş olduğu Qal alüvyal yelpazesini kazmaya başlamış ve sonuçta günümüzde 20 m'yi bulan derinlikte bir kanal oluşturmuştur. Ayrıca, kanalın tek veya her iki tarafında iki farklı taraça seviyesi bulunur (Qt1 ve Qt2). Daha yaşlı Qt2 taraçası güncel taşkın düzlüğünün sadece doğu kenarında görülürken, Qt1 fayın kuzey bloğunda her iki, güney blokta ise sadece doğu kenarında yer alır. Bu morfolojik unsurlardan özellikle Qt2'nin Qal ve Qt1 ile yapmış olduğu sınır, arazide kinematik GPS kullanılarak ölçülmüş, uydu görüntülerinin çözümlenmesi ve arazi gözlemleri sonucu bölgenin ayrıntılı morfotektonik haritası oluşturulmuştur (EK G). Bütün bu morfolojik yüzeylerin üst kısımları, yörede sıkça görülen özellikle pirinç ekimi sebebiyle, ufak rölyef farklı ve eğime uygun olarak sıralanmış yapay taraçalar içerecek şekilde değiştirilmişlerdir.



Şekil 4.47 : Demirören ve Karapürçek köyleri arasından akarak Kızılırmak'a kavuşan Kuru Deresi ve onunla ilgili oluşan morfolojik yüzeylerin Kargı-Kamil Segmenti tarafından kesilerek ötelendiği nokta. Panoramik olarak çekilen bu fotoğrafta, morfolojik yüzeyler farklı renklerde gölgelendirilirken, Qt2 ile Qt1 arasındaki sınırı oluşturan T2/T1 taraça kenarı, toplam 82±13 m'lik atıma sahiptir.



Şekil 4.48 : Qt2 ve Qt1 yüzeylerinin sınırını oluşturan T2/T1 taraça kenarının sahip olduğu birikimli atım kinematik GPS kullanılarak ve girintili çıkıntılı geometrisi göz önünde bulundurularak en az 69 m, en çok 95 m olarak ölçülmüştür.

Belirlenen bu morfolojik yüzeylerden özellikle Qt2 taraçasının Kargı-Kamil Segmenti tarafından belirgin bir şekilde ötelendiği görülür (Şekil 4.47 ve Şekil 4.48). Bu yüzeyin Qt1 ile sınırını oluşturan T2/T1 taraça kenarı, kinematik GPS kullanılarak haritalanmıştır. Bu kenarın barındırdığı toplam atım, yer yer kısmi aşınmalara bağlı olarak girintili çıkıntılı geometrisi göz önünde bulundurularak en az 69 m, en çok 95 m olarak ölçülmüştür (Şekil 4.48). T2/T1'in sahip olduğu 82 ± 13 m'lik bu ötelenmenin, güncel kanal yatağının 37 ± 5 m'lik atım ve yaklaşık 30 m'lik kanal eninden daha yüksek olması, bu sınırın kullanılacağı jeolojik kayma hızı hesabında üst taraça kurgusu yapılmasına işaret eder. Ayrıca, T2/T1'in fay zonuna yakın kesimlerinde bükümlü geometrisi kısmi aşınmaya işaret eder. Alt veya üst taraça kurgusundan hangisinin yapılacağı ile ilgili diğer jeomorfik indislerden, taraça yüzeylerinin çok yaşlılığı, şev morfolojisi ve kayma vektörünün yönü, veri eksikliğinden dolayı uygulanamamıştır.

4.6.1.2 Yaşlandırma ve Karapürçek Çalışma Alanı için kayma hızı hesabı

T2/T1 taraça kenarının sahip olduğu 82 ± 13 m'lik yerdeğiştirmenin yaşlandırılabilmesi için Qt2 yüzeyinin farklı noktalarından toplam 3 adet OSL örneği alınmıştır (EK G). Örnekleme sırasında 5 cm çapında ve 25 cm uzunluğunda metal boruların kullanılmış, ayrıca hem su oranı hem de elementer analiz yapılması için ışık görmesine önem verilmeden her bir lokasyondan ek çökel numunesi alınmıştır.

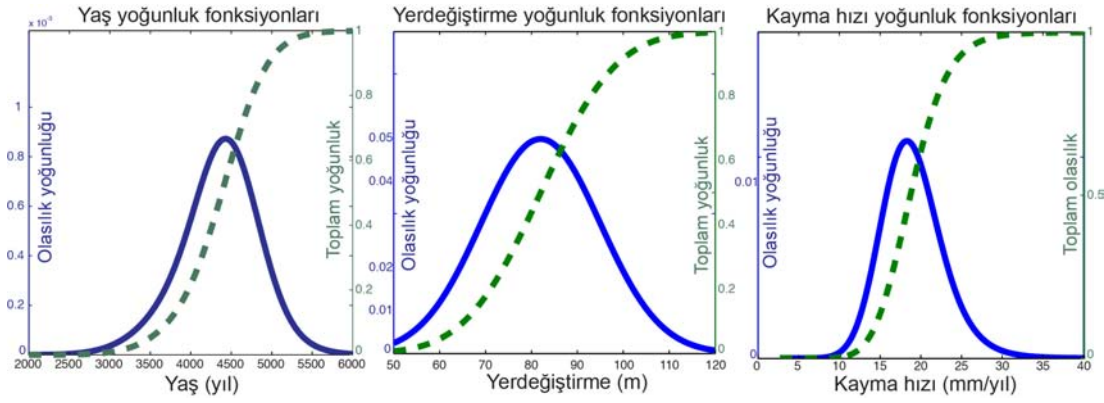
Bu örneklere ait doz ölçümü, doz oranı ve bu değerlerin hesaplanmasında kullanılan parametreler ile hesaplanan yaşları Çizelge 4.3'te verilmiştir. Qt2 taraçasının fay zonuna yakın bir noktasından ve güney blok kesiminden alınan KRP-20 ve KRP-21 no'lu örneklerinin verdiği sırasıyla 4241 ± 585 ve 4472 ± 361 yıllık sonuçlar, hata sınırları içerisinde birbirleri ile eşleşir. Ancak, fay zonunun yaklaşık 200 m kadar kuzeyinden alınan KRP-11 örneği, elde edilen 2600 ± 381 yıl yaş sonucu ile diğer iki değerlerin oldukça altında kalır.

Şayet KRP-20 ve KRP-21 sonuçlarının yanlış olduğu kabul edilir ve KAF'ın bu kesimi için KRP-11'in verdiği yaş ve 82 ± 13 m'lik ötelenme değerleri kullanılarak jeolojik kayma hızı hesaplanırsa, elde edilen $31.5 +7.6/-6.3$ mm/yıl'lık değer, gerek jeodezik gerekse diğer jeolojik çalışmalarda elde edilen kayma hızı oranlarının oldukça üzerinde kalacaktır. Ayrıca diğer iki örneğin birbirleri ile benzer yaş aralığına sahip olmaları, KRP-11'e ait sonucun sorgulanması gerektiğine işaret eder. Bu örneğe ait yaş sonucunun beklenenden ve diğer örneklere göre daha düşük çıkmasının sebebi, KRP-11'de anormal zayıflama (anomalous fading), nem oranındaki belirsizlik, U-Th serisine bağlı denksizlikten ve/veya laboratuvar ışınlanması sırasında örneğin duyarlılık değişimine bağlı olarak farklı davranışı sebep olabilir (Forman ve diğ., 2000).

KRP-20 ve KRP-21 örneklerinden elde edilen yaş sonuçları ve T2/T1 kenarının sahip olduğu yerdeğiştirme miktarlarının birlikte Gaussiyen olasılık modelinde kullanılması sonucu hesaplanan jeolojik kayma hızı değeri $18.8 +4.0/-3.4$ mm/yıl'dır (Şekil 4.49). Bu değer, bu çalışma alanının yaklaşık 40 km doğusunda, Kozacı ve diğ. (2009) tarafından belirlenen Be-10 kozmojenik yaşlandırması kullanılarak son 3000 yıl için hesaplanan $18.6 +3.5/-3.3$ mm/yıl'lık jeolojik kayma hızı ile büyük benzerlik gösterir.

Çizelge 4.3 : Karapürçek ve Üçoluk çalışma alanlarına ait OSL örneklerinin analiz sonuçları.

Örnek No	Derinlik (cm)	Su Oranı (%)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Rb (ppm)	Kosmik Işın (Gy/by)	Doz Oranı (Gy/by)	Doz (Gy)	Yaş (yıl)
KRP-11	55	11±5	1.66	1.1	4.1	60.7	0.19	1.9113±0.0995	4.97±0.68	2600±381
KRP-20	70	8±5	1.31	1.0	4.6	51.8	0.19	1.7308±0.0948	7.34±0.93	4241±585
KRP-21	90	8±5	1.37	1.2	4.7	55.7	0.19	1.4876±0.0739	8.10±0.48	4472±361
UCL-01	65	9±5	1.84	2.1	9.2	90.8	0.24	2.6372±0.1426	5.05±0.39	1915±180
UCL-02	50	12±5	2.54	2.9	14.4	128.9	0.25	3.5559±0.1863	5.46±0.71	1535±215
UCL-03	50	13±5	2.02	1.9	8.2	92.7	0.25	2.5956±0.1347	3.88±0.64	1497±258
UCL-04	55	11±5	1.98	2.1	9.8	96.3	0.24	2.7397±0.1451	4.41±0.59	1610±232

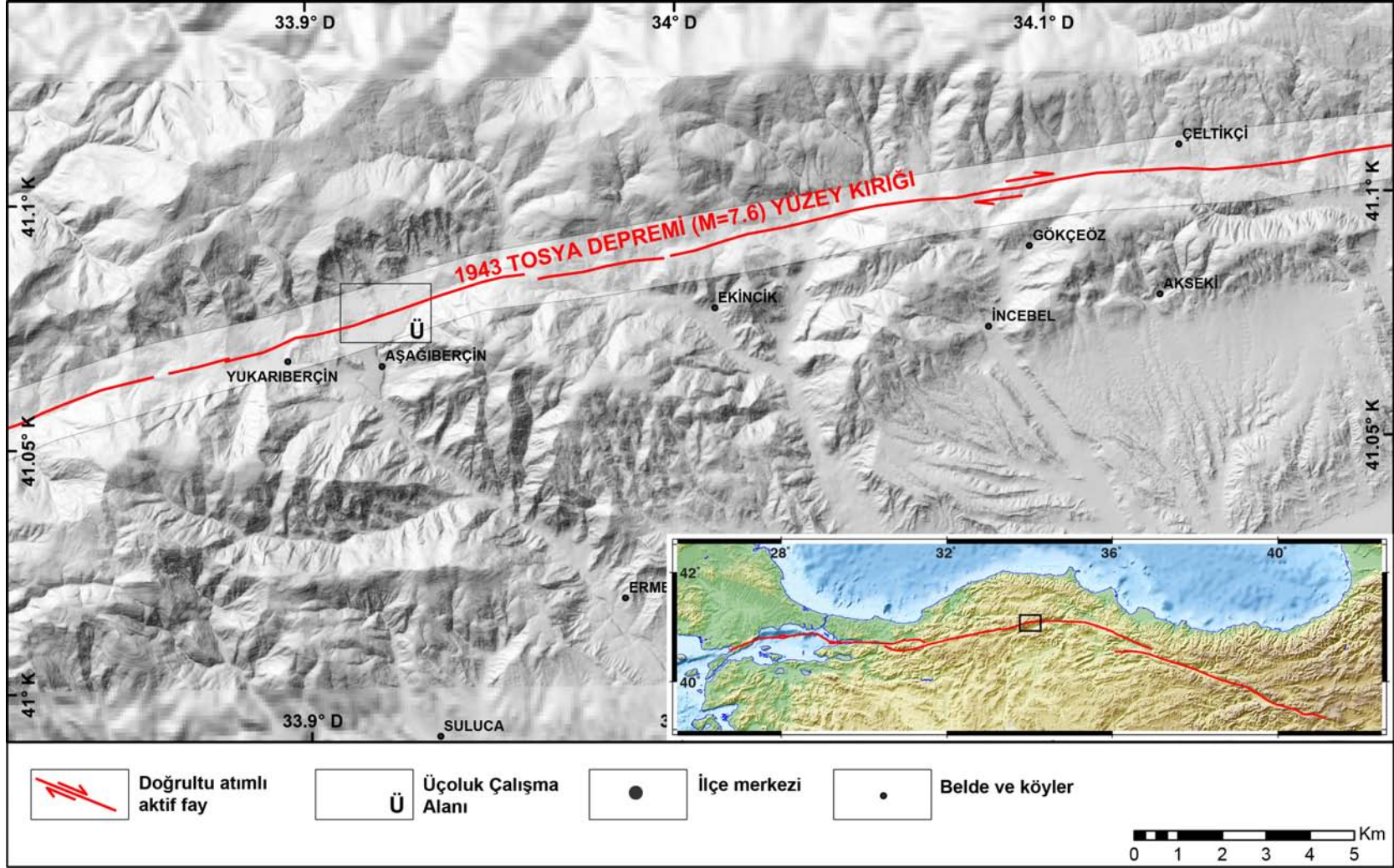


Şekil 4.49 : Karapürçek Çalışma Alanı'nda belirlenen 82 ± 13 m'lik yerdeğiştirme ve KRP-20 ve KRP-21 örneklerinin OSL yaşlarının olasılık yoğunluk fonksiyonları kullanılarak hesaplanan $18.8 \pm 4.0/3.4$ mm/yıl değerine ait grafikler.

4.7 Ilgaz Segmenti: Üçoluk Çalışma Alanı

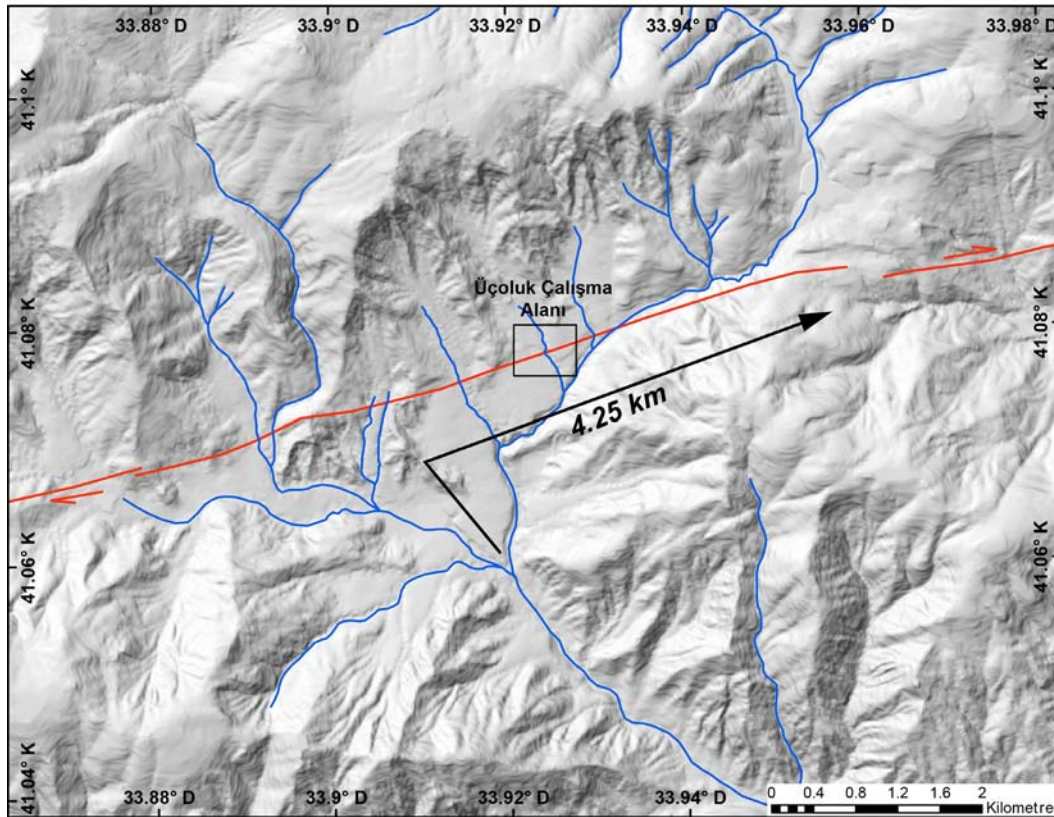
Ilgaz Segmenti, KAF'nin doğuda Toysa kuzeyinde 15° 'lik sıkışmalı büküm yaptığı yer ve batıda 1943 Tosya depremine ait yüzey kırığının da sonlandığı, Ilgaz-Kurşunlu kuzeyi arasında çok sayıda açılmalı sıçramanın oluşturduğu sıkışmalı büküm ile sınırlanır (Barka, 1996). Fayın bu kesiminde son deprem sonucu oluşan en yüksek kosismik atım değeri önceki çalışmalarda Eksik (Ilgaz) civarında 4.5 m ve Yukarıberçin'de 3.5-4 m olarak ölçülmüşken (Barka, 1996), yeni ölçümlerin eklenmesiyle ortalama yatay yerdeğiştirme miktarının 3.6 m olduğu belirlenmiştir (Emre ve diğ., 2005a, 2006). Ilgaz Segmenti'nin Tosya kuzeyinde, Yukarıberçin ve Çeltikçi köyleri arasında sahip olduğu doğrultu ortalama $K75^\circ D$ 'dur (Şekil 4.50).

Ilgaz ve Tosya kuzeyinde kalan alanda, ortalama 1750 m rakımında KKB-GGD yönlü olarak faya dik veya dike yakın akan neredeyse bütün akarsu şebekelerinin ötelenerek, özellikle fayın kuzey bloğu üzerinde kalan kısımlarının deformasyona bağlı olarak döndüğü ve doğuya doğru uzadığı görülür. Bu akarsular üzerinde görülen en yüksek birikimli atım 14 km olarak ölçülürken, en az üç farklı vadi 5 km civarında ötelenmiştir. Derelerin, metreler ölçeğinden 14 km'ye kadar farklı miktarlarda 1943 yüzey kırığı üzerine denk gelen zon boyunca benzer özelliklerde ötelenmesi, sürekli deformasyonun yüz binlerce yıldır dar bir alana sıkıştığını ve/veya aynı fay düzlemi boyunca gerçekleştiğini gösterir (Hubert-Ferrari ve diğ., 2002).



Şekil 4.50 : Yukarıberçin ve Çeltikçi köyleri (Tosya) arasında Ilgaz Segmenti'nin geometrisi.

Bu ötelenen akaçlama sistemleri arasında özellikle Eksik ve Berçin su toplama havzaları, ötelenmiş çok sayıda alüvyal yüzey ve sırtların varlığı ile dikkati çeker (Barka, 1992; Hubert-Ferrari ve diğ., 2002). Berçin havzasının en derin vadisi olan Deringöz Çayı'nın bu bölge için de en yüksek değer olan birikimli atımı, 4.25 km civarındadır (Şekil 4.51). Yaklaşık olarak KKB-GGD yönlü akan derelerin kazarak oluşturduğu 300-500 m genişliğinde vadiler, kendilerine paralel sırtları birbirlerinden ayırır. Ilgaz Segmenti'nin keserek ötelediği bu sırt ve vadi morfolojisinde, vadileri dolduran genç çökellerin sahip olduğu ötelenmenin 200 m civarında olduğu Hubert-Ferrari ve diğ. (2002) tarafından belirlenmiştir. Ayrıca aynı çalışmada bu vadileri ayıran iki adet sırtın, geniş bir zon boyunca 500 ila 800 m gibi iki farklı oranda yerdeğiştirdikleri ölçülmüştür. Aynı sırtların, geniş bir zondan ziyade doğrudan fay zonu üzerinde görülen keskin ötelenmeleri 200 m'dir. Bu yüzlerce metre ölçeğinde ötelenmelerin yanı sıra, bu genç alüvyal yüzeyleri kazarak oluşmuş dere kanalları ve onlarla ilişkili alüvyal yapıların onlarca metre mertebesinde yerdeğiştirdikleri görülür.



Şekil 4.51 : Berçin su toplama havzasının bulunduğu bölgenin sayısal yükselik modeli. Bu alanda görülen yüksek akarsu ötelenmesi 4.25 km olarak ölçülmüştür. Aynı zamanda KKB-GGD yönlü dereleri ayıran sırtlarda sağ yanal deformasyona bağlı olarak görülen bükülme dikkati çeker.

4.7.1 Üçoluk Çalışma Alanı

Üçoluk Çalışma Alanı, Tosya İlçesi'nin yaklaşık 12 km ve Yukarıberçin-Aşağıberçin köylerinin 1.5-2 km kuzeybatısında yer alır (Şekil 4.50 ve 4.51). Üçoluk deresi ve onunla ilişkili olarak oluşmuş morfolojik yapıların Ilgaz Segmenti tarafından kesilerek ötelendiği bu alanda gerçekleştirilen jeolojik kayma hızı çalışması, morfoloji ve yaşlandırma alt başlıklarında ayrıntılı olarak anlatılacaktır.



Şekil 4.52 : Üçoluk deresinin oblik fotoğrafı. Bu çalışma alanının ana morfolojik yapısı geniş bir yayılıma sahip alüvyal yelpaze (Qal) yüzeyidir. Ilgaz Segmenti'nin gidişatı kırmızı oklarla gösterilmiştir.

4.7.1.1 Üçoluk Çalışma Alanı'nın morfolojisi

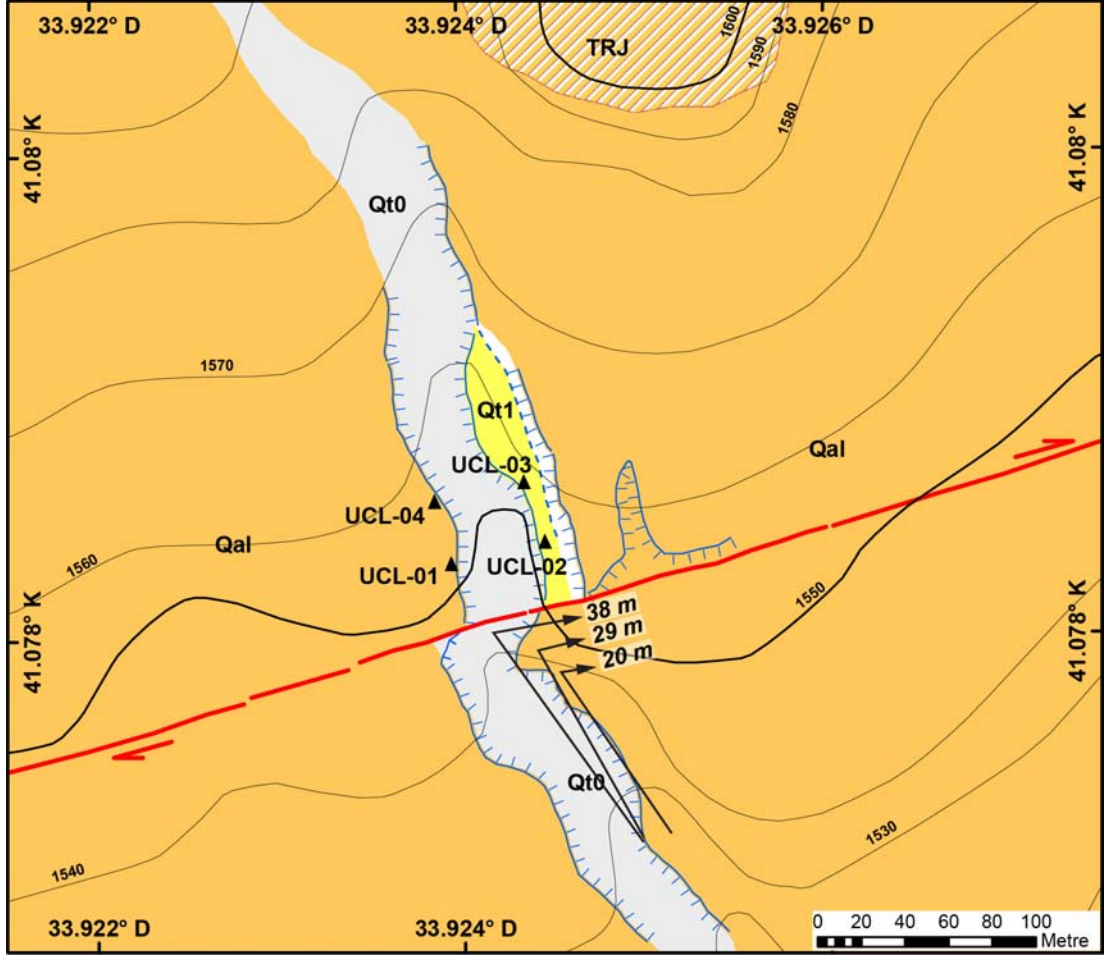
Üçoluk Çalışma Alanı'nın güncel morfolojisini oluşturan ve şekillendiren başlıca etken Üçoluk Deresi'dir. Günümüzde yer yer 5 m derinliğe sahip bir kanal oluşturan bu akarsu, iki farklı alüvyal seviyenin içerisinde yer alır (EK H). Bu yüzeylerden en üstte olan alüvyal yelpaze (Qal), bölgede görülen sırtlar arasında KKB-GGD yönlü akaçlama sisteminin yamaç önünde taşıdığı malzemeyi çökeltmesiyle oluşmuştur (Şekil 4.52). Qt1 ile simgelenen yüzey ise, Üçoluk Deresi'nin Qal'yi kazıp sonrasında yeni malzeme doldurmasıyla oluşmuş kes-doldur tipi taraça seviyesidir (Şekil 4.53). Yaklaşık 125 m uzunluğa ve 7 ila 21 m arasında değişen genişliğe sahip

bu morfolojik yüzeyin Üçoluk Deresi'nin sadece doğu kenarında yer aldığı görülür. Çalışma Alanında görülen güncel kanal ve ona ait taşkın düzlüğünün yer yer 30 m kadar genişlediği dikkati çeken diğer bir morfolojik özelliktir.



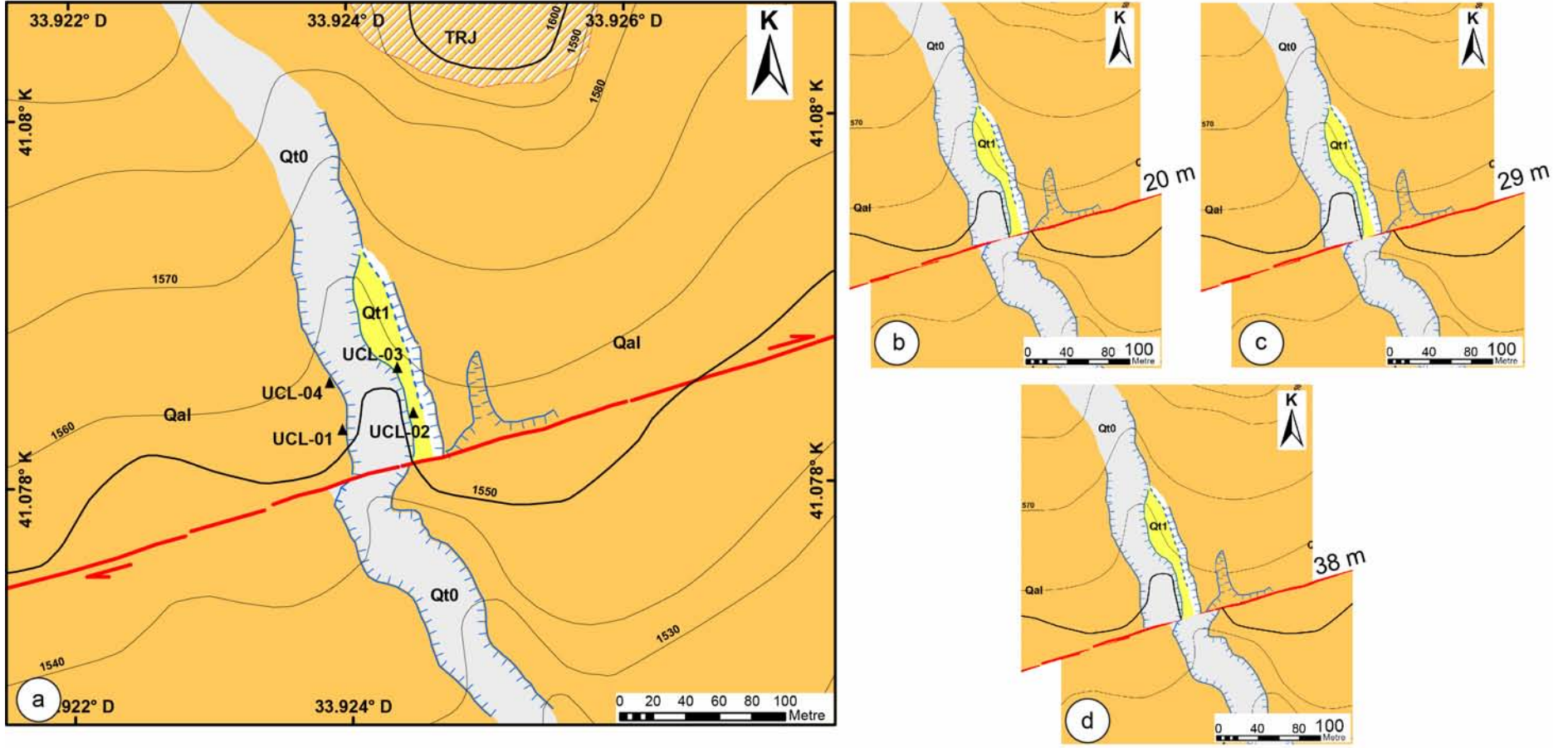
Şekil 4.53 : Üçoluk Deresi ve onunla ilişkili olarak gelişmiş morfolojik yüzeyler. Qt1 ile gösterilen taraça seviyesi, kanalın sadece doğu kenarında görülür.

Ilgaz Segmenti'nin kestiği bu morfolojik yapılar ve bunların sınırlarının fay boyunca keskin bir şekilde ötelendikleri görülür (Şekil 4.54). Qal ve Qt1 arasındaki sınırı oluşturan yelpaze kenarının sahip olduğu birikimli yerdeğiştirme, Hubert-Ferrari ve diğ. (2002)'de 34 ± 3.5 m olarak ölçülmüştür. Gerek bu araştırmacıların verileri ve önemli seviyelerin arazide kinematik GPS ile ölçülmesi sonucu oluşturulan morfotektonik haritada, atımın ölçüldüğü bu kenarın özellikle fay zonuna yakın bölgede oldukça girintili çıkıntılı bir geometriye sahip olduğu görülür. Yelpaze kenarının sahip olduğu bu geometri göz önünde bulundurularak, bu sınırın sahip olduğu toplam yerdeğiştirme 29 ± 9 m olarak ölçülmüştür (Şekil 4.54 ve Şekil 4.55). Yerdeğiştirme miktarındaki hata payının bu kadar yüksek olmasının sebebi, alüvyal yelpazeye ait doğu kenarının özellikle fayın güney bloğu üzerinde sahip olduğu büyük bir çıkıntıdır.



Şekil 4.54 : Üçoluk Çalışma Alanı'nın Hubert-Ferrari ve diğ. (2002)'nin verileri, uydu görüntüleri, kinematik GPS ölçümü ve arazi gözlemlerine dayalı olarak çizilen ayrıntılı morfolojik haritası (Şekil açıklamaları için EK H'ye bakınız). Qt1 taraça yüzeyinin görüldüğü kanalın doğu kenarında kalan, Qal alüvyal yelpaze taraçasına ait kenarın sahip olduğu geometriye göre en düşük 20 m, en yüksek 39 m'lik sağ yanal yerdeğiştirme ölçülmüştür.

Ölçülen bu ötelenme, Üçoluk Deresi'nin Qal yüzeyini kazmaya başlamasından sonra ve Qt1 taraçasının oluşumdan önce meydana gelmiştir. Bir başka deyişle bu bölge için Qal yüzeyinin yaşı en düşük, Qt1 taraçasının yaşı ise en yüksek jeolojik kayma hızını verecektir. Yanal aşınmanın ne derece etkili olduğu ve Cowgill (2007)'ye göre hangi yüzey yaşının jeolojik kayma hızı hesabında kullanılması önceki bölümlerde ayrıntılı olarak tartışılmıştır. Buna göre Üçoluk Çalışma Alanı incelendiği zaman, yelpaze kenarının atım değerinin güncel kanal eni ve ötelenmesinden daha düşük olduğu görülür. Qt1'in çökelişi sırasında yelpaze kenarının yanal yönde aşınması o ana kadar sahip olduğu atımın silinmesine ve kanal tabanının genişlemesine yol açmıştır. Bu durum alt taraça kurgusunun yapılmasını gerektirir.



Şekil 4.55 : Üçoluk Çalışma Alanı için uygulanan farklı atım kurguları; (a) Güncel durum, (b) 20 m, (c) 29 m, (d) 38 m.

4.7.1.2 Yaşlandırma ve Üçoluk Çalışma Alanı için kayma hızı hesabı

Üçoluk Çalışma Alanı'nda Qal yüzeyine ait yelpaze kenarının ölçülen 29 ± 9 m'lik atımın yaşlandırılarak jeolojik kayma hızının hesaplanması amacıyla Qal ve Qt1 yüzeylerinden ikişer adet OSL örneği alınmıştır. 5 cm çapında ve 25 cm uzunluğunda metal boruların kullanılarak ışık görmeyecek şekilde alınan bu örneklerin yanı sıra, elementer analiz amacıyla aynı seviyelerden en az 100 gr ek çökel numunelendirilmiştir. Bir önceki bölümde de anlatıldığı üzere, yelpaze yüzeyinin sahip olduğu birikimli atım ile Qt1 yüzeyinin yaşının kullanılması en yüksek, Qal yüzeyinin yaşının kullanılması ise en düşük jeolojik kayma hızının elde edilmesine yol açacaktır. Ancak, Üçoluk Deresi'nin sahip olduğu güncel kanalın toplam eni ve atımının yelpaze kenarınıkinden fazla olması, alt taraça kurgusunun yapılmasına, yani Qt1 yüzeyine ait yaş sonuçlarının jeolojik kayma hızında kullanılmasına işaret eder.

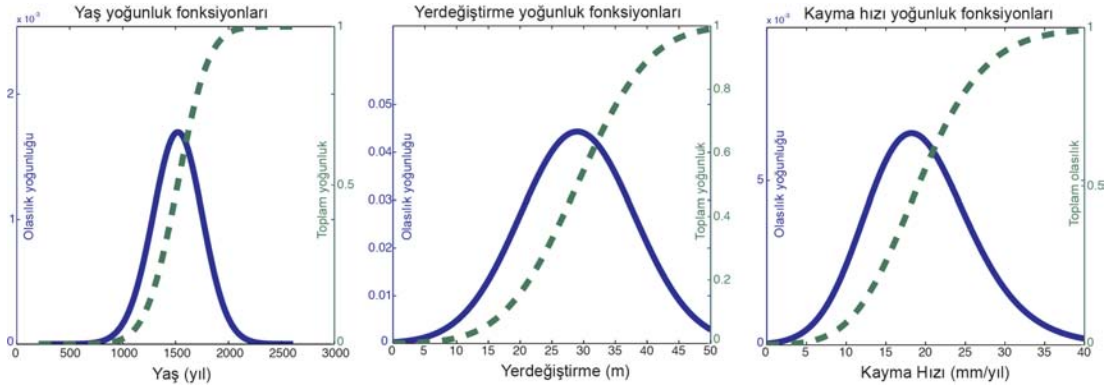
Hubert-Ferrari ve diğ. (2002), Qt1'den bir, Qal'den iki adet olmak üzere toplam üç C-14 örneği ile yaşlandırmışlardır (Çizelge 4.4). Aynı araştırmacılar, bu sonuçlardan Qt1 yüzeyine ait olan G.Ö. 1640 ± 60 yıl radyokarbon yaşını kullanılarak bu çalışma alanı için en yüksek jeolojik kayma hızını 21 ± 2 mm/yıl olarak hesaplamışlardır. Bu sonuç Qal'den elde edilen G.Ö. 3970 ± 80 ve 4310 ± 80 yıl radyokarbon yaşları ile birlikte, fayın bu kesimi jeolojik kayma hızı değerinin en düşük 12.5 en yüksekse 23 mm/yıl ile sınırlı olduğuna işaret eder.

Bu çalışmada alınan Qt1 yüzeyine ait örneklerden (UCL-02 ve UCL-03), 1535 ± 215 ve 1497 ± 258 yıl yaşları hesaplanmıştır (Çizelge 4.3). Qt1 yüzeyinin 50 cm derininden alınan bu iki örnek hata sınırları içerisinde birbirleri ile uyum içerisindedir. Bu sonuçlar, aynı yüzeyden Hubert-Ferrari ve diğ. (2002)'nin çalışmasında elde edilen radyokarbon yaşı ile de uyum içindedir. Qal yüzeyinden alınan UCL-01 ve UCL-04 örneklerinden sırasıyla elde edilen 1915 ± 180 ve 1610 ± 232 yıl yaşları ise, aynı önceki çalışmaya ait radyokarbon yaşlarına nazaran çok daha genç bir zaman aralığına karşılık gelir. Bu örneklerden UCL-01, Qal yüzeyinin 55 cm altında yer alan seviyeyi temsil ederken, daha yaşlı sonuç veren UCL-04 örneği aynı yüzeyin 65 cm altından alınmıştır.

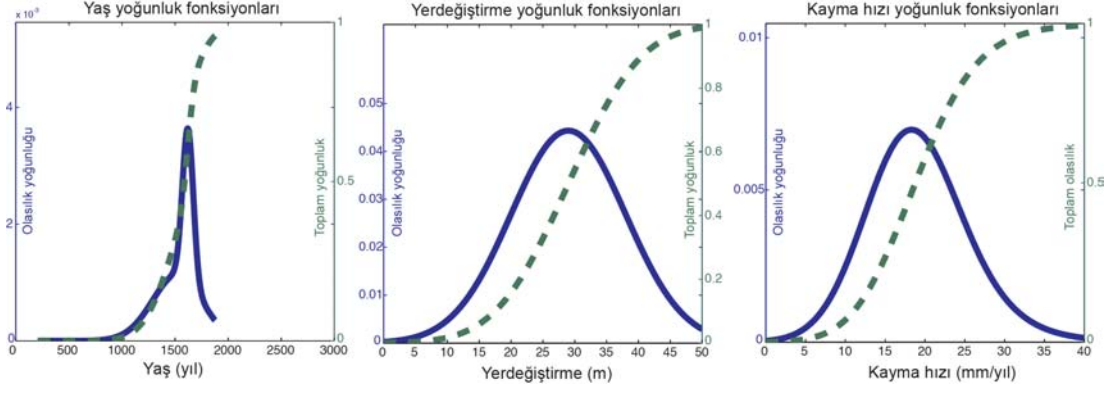
Çizelge 4.4 : Üçoluk Çalışma Alanı'nda Qal ve Qt1 morfolojik yüzeyleri üzerinde Hubert-Ferrari ve diğ. (2002)'nin elde ettiği radyokarbon yaşları. G.Ö. takvim yaşları ise (Reimer ve diğ., 2009)'a göre yapılmıştır.

Birim	Örnek	Radyokarbon yaşı G.Ö.	Düzeltilmiş yaş	Olasılık (1 σ)	Örnek tipi
Qal	1	3970±80	M.Ö. 2580-2340 M.Ö. 2313-2310	0.995 0.005	kömür
Qal	2	4310±80	M.Ö. 3090-3047 M.Ö. 3033-2873	0.128 0.872	kömür
Qt1	3	2750±38	M.S. 340-442 M.S. 452-461 M.S. 484-532	0.677 0.047 0.276	kömür

Hubert-Ferrari ve diğ. (2002)'nin Qt1 yüzeyi için sahip oldukları tek radyokarbon örneğinin en yüksek olasılıklı takvim yaşına göre G.Ö. 1621±51 yıl'lık değeri ile bu çalışmada belirlenen 29±9 m'lik birikimli atımın birlikte kullanılması ile hesaplanacak jeolojik kayma hızı 17.8 +5.6/-5.5 mm/yıl olarak bulunur. Bu çalışmada aynı yüzeyden elde edilen OSL yaşları kullanılarak yapılan hesaplama ise 19.0 +7.3/+6.3 mm/yıl değerini verir (Şekil 4.56). UCL-02 ve UCL-03 örneklerinde ölçülen doz miktarlarının göreceli yüksek hata payları, hesaplanan jeolojik kayma hızı değerine de yansıdığı görülür. Her üç yaş sonucu kullanılarak hesaplanan jeolojik kayma hızı değeri, 18.8 +6.6/-6.0 mm/yıl'dır (Şekil 4.57).



Şekil 4.56 : Üçoluk Çalışma Alanı'nda belirlenen 29±9 m'lik toplam yerdeğiştirme ve Qt1'den alınan UCL-02 ve UCL-03 OSL örneklerine ait yaşların birlikte olasılık yoğunluk fonksiyonları kullanılarak 19.0 +7.3/-6.3 mm/yıl jeolojik kayma hızı değerine hesaplanmıştır. Belirlenen bu değer yüksek hata payı, OSL örneklerine ait doz ölçümünden kaynaklanır.



Şekil 4.57 : Üçoluk Çalışma Alanı için bu çalışmada gerçekleştirilen OSL yaşları ve aynı birimden Hubert-Ferrari ve diğ. (2002) tarafından elde edilen radyokarbon yaşının birlikte olasılık yoğunluk fonksiyonları kullanılarak $18.8 +6.6/-6.0$ mm/yıl'lık jeolojik kayma hızı değeri hesaplanmıştır.

Qal alüvyal yüzeyinden alınan UCL-01 ve UCL-04 OSL örneklerine ait, sırasıyla 1915 ± 180 ve 1610 ± 232 yıl'lık yaşları ve yelpaze kenarının aynı ötelenme miktarını birlikte kullanarak hesaplanacak en düşük jeolojik kayma hızı değeri ise $16.4 +6.1/-5.4$ mm/yıl'dır.

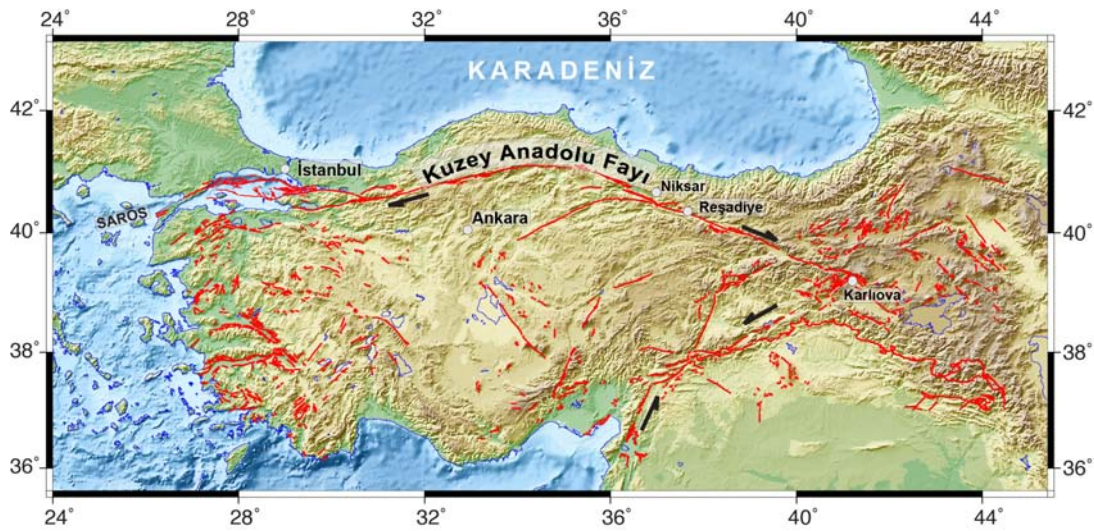
5. PALEOSİSMOLOJİ: KELKİT VADİSİ SEGMENTİ'NİN ESKİ DEPREMLERİ VE 1668 ANADOLU DEPREMİ YÜZEY KIRIĞI UZANIMI HAKKINDA FİKİRLER

5.1 Giriş

Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), doğuda Karlıova (Bingöl)'da başlar ve Karadeniz kıyı çizgisine paralel kuzey yönlü dışbükey bir yay çizerek devam ederek, batıda Saros Körfezi'ne kadar yaklaşık 1200 km boyunca uzanır (Andrieux ve diğ., 1995; Barka, 1992; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Şengör, 1979; Şengör ve diğ., 2005; Yalıtırak ve diğ., 1998) (Şekil 5.1). Kıta kabuğu üzerinde en önemli deprem kuşaklarından birini oluşturan bu fay zonu, tarih boyunca üzerinde yer alan yerleşim bölgelerinde büyük yıkımlara yol açan depremler üretmiştir (Ambraseys, 1970; Şengör ve diğ., 2005). Özellikle geçtiğimiz yüzyıl içerisinde doğuda 1939 Erzincan depremi ile başlayan, batıda 1999 İzmit ve Düzce depremleri ile biten seri, toplamda 1000 km civarında bir yüzey kırığı yaratmıştır (Akyüz ve diğ., 2002; Barka, 1996; Barka ve diğ., 2002; Çakır ve diğ., 2003b; Hartleb ve diğ., 2002; Ketin, 1969; Pucci ve diğ., 2006). Komşu fay segmentleri, domino taşları gibi doğudan batıya doğru birbirlerini tetikleyerek kırılmış ve yirminci yüzyıl deprem serisinin oluşmasına yol açmıştır (Çakır ve diğ., 2003a; Parsons ve diğ., 2000; Stein ve diğ., 1997). KAFZ üzerinde meydana gelmiş benzer eski deprem serilerinin varlığına Şengör ve diğ. (2005) ve Kozacı ve diğ. (2011) tarafından işaret edilmiştir.

Binlerce yıllık geçmişe sahip yerleşim ve medeniyetlerin bulunduğu Doğu Akdeniz, sahip olduğu tarihsel kalıntılar ve belgeler sayesinde, bu bölgede meydana gelmiş yıkıcı tarihsel depremler hakkında emsalsiz kayıtlar barındırır. Bu tarihsel verilerin derlenmesi ve meydana gelen depremlerden etkilenmiş yerleşim yerlerine ait tarihsel belgelerin yorumlanması sonucu çok sayıda tarihsel deprem kataloğu derlenmiştir (Ambraseys, 2009; Ambraseys ve Finkel, 1995; Ergin ve diğ., 1967; Guidoboni ve Comastri, 2005; Guidoboni ve diğ., 1994; Pınar ve Lahn, 1952; Soysal ve diğ., 1981b; Tan ve diğ., 2008). Tarihsel depremlerin varlığı, yeri ve/veya tarihi sayısız etkene bağlı olarak hatalı bir şekilde yorumlanmış olabilir. Örneğin, arkeolojik hasar

görmüş veya kısmen yıkılmış duvar bulgularının nedeni tarihsel bir deprem veya eski yerleşim yerlerindeki çağlar boyu aşınmış eski olanların üzerine yenilerinin inşa edilmesi olabilir. Ayrıca, terk edilmiş bir yerleşim alanında görülen zarar, bir değil birden fazla depremi de yansıtabilir. Yazılı kayıtlar ise içerdikleri abartı ve/veya yorumlarla yanlış çözümlene yapılmasına neden olabilir. Tarihsel verilerin eksikliği göz önünde bulundurulduğunda, geçmiş ile ilgili olgular üzerine kurulacak bir kurgu hipotetik olacaktır (Şengör, 2001). Tarihsel kayıtlardaki bu belirsizlik Kuzey Anadolu'da gerçekleşmiş en büyük depremlerden biri olan 17 Ağustos 1668 felaketi için de geçerlidir. Bir kısım kataloga göre 1668 Temmuz ve Eylül ayları arasında, birbirini takip eden birçok sayıda şoktan oluşan bir seri deprem gerçekleşmişken (Ergin ve diğ., 1967; Pınar ve Lahn, 1952), gene tarihsel kayıtlardan yola çıkılarak bu olayların 17 Ağustos 1668'de meydana gelen tek ve çok büyük bir deprem ve onun artçı sarsıntılarında oluştuğu yorumlanmıştır (Ambraseys ve Finkel, 1988).



Şekil 5.1 : Türkiye'nin aktif fayları ve bunlar arasında en önemli kuşaklardan biri olan Kuzey Anadolu Fayı (Armijo ve diğ., 2005; Şaroğlu ve diğ., 1992). Bingöl'ün Karlıova ilçesinden başlayan KAF, yaklaşık 1200 km yol kat ederek Saros Körfezi'ne girer.

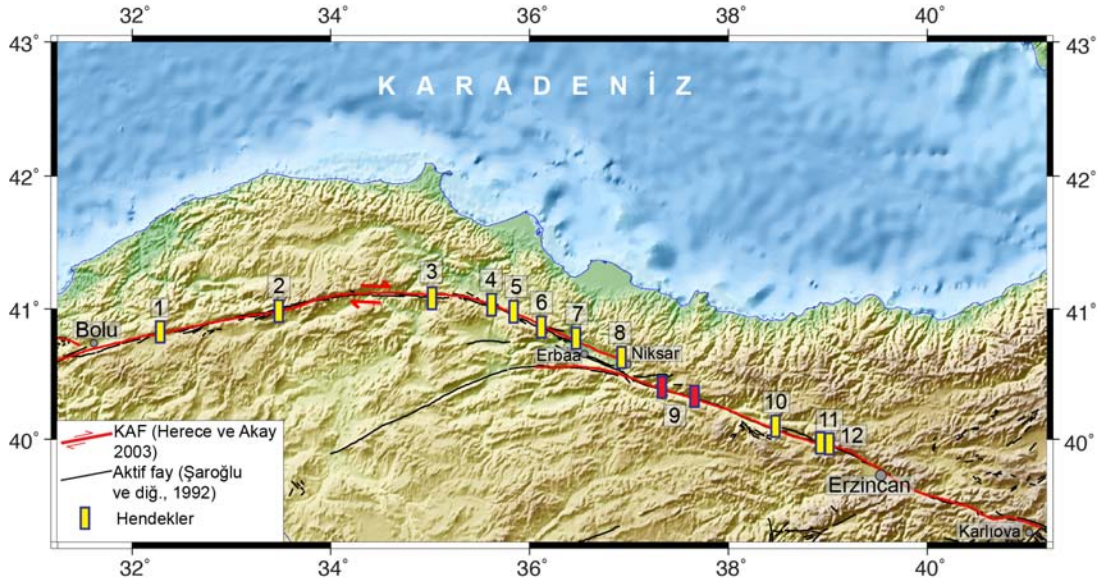
Kuzey Anadolu Fayı (KAF)'nın üzerinde gerçekleşmiş tarihsel depremlerin yeri, zamanı ve büyüklüklerinin daha iyi anlaşılabilmesi için 1980'li yılların sonundan itibaren paleosismolojik hendek çalışmaları başlatılmıştır (Okumura, 2003). Bu tarihten itibaren KAF'ın değişik segmentleri üzerinde çok sayıda fay kazısı gerçekleştirilmiştir (Fraser ve diğ., 2009; Hartleb ve diğ., 2003; Hartleb ve diğ., 2006; Klinger ve diğ., 2003; Kondo ve diğ., 2009; Kondo ve diğ., 2004; Kozacı ve diğ., 2011; Kurçer ve diğ., 2009; Okumura ve diğ., 2003; Okumura ve diğ., 1993;

Palyvos ve diğ., 2007; Pantosti ve diğ., 2008; Pavlides ve diğ., 2006; Rockwell ve diğ., 2001; Sugai ve diğ., 2001; Sugai ve diğ., 1999; Yoshioka ve diğ., 2000). Bu çalışmalar, özellikle KAFZ'nun Bolu ve Erzincan arasında tek ve dar bir deformasyon zonuna sıkıştığı alanda, tarihsel depremlerin mekansal ve zamansal dağılımı ile ilgili oldukça değerli veriler ortaya koyar.

KAF'ı oluşturan segmentler Bolu ve Erzincan arasında bu dar deformasyon zonu boyunca konumlanmışken, Niksar Havzası'nın doğusunda yer alan 10 km genişliğindeki bir açılmalı sıçrama, genel yapı üzerinde karmaşık yapısal sistem oluşturur (Barka ve diğ., 2000; Barka, 1996; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988). Bu yapısal karmaşıklık, yirminci yüzyıl içerisinde gerçekleştirmiş 26 Aralık 1939 Erzincan ($M_s=7.8$) ve 20 Aralık 1942 Niksar-Erbaa ($M_s=7.1$) depremleri arasında bir sismik bariyer görevi görmüştür (Wesnousky, 1988, 2006). Bu iki deprem sonucunda oluşan 400 km'den uzun yüzey kırığı, Köklüce ve Niksar arasında yer alan bu açılmalı sıçrama ile birbirlerinden mekansal ve zamansal olarak ayrılırlar. Ancak bazı kataloglar, oluşturduğu yıkımdan yola çıkarak tarihsel 17 Ağustos 1668 depremi sonucunda oluşan yüzey faylanmasının büyük olasılıkla bu sismik bariyeri aştığı ve bu depreme ait yüzey kırığının Koyulhisar yakınlarına kadar devam ettiğini öne sürer (Ambraseys ve Finkel, 1988). Bolu ili ile KAF'ın yapısal karmaşıklık gösteren bu kesimi arasında gerçekleştirilen paleosismoloji çalışmalarında MS. 1668 depreminin yüzey faylanması ile ilgili izler ortaya çıkarılmıştır (Fraser ve diğ., 2009; Hartleb ve diğ., 2003; Kondo ve diğ., 2009; Kondo ve diğ., 2010; Kondo ve diğ., 2004; Kurçer ve diğ., 2009; Okumura ve diğ., 2003). Ancak Niksar'ın 200 km doğusunda gerçekleştirilmiş paleosismoloji çalışmaları Çukurçimen ve Yaylabeli (Refahiye, Erzincan) hendeklerinde bu depreme ait izler görülmez (Şekil 5.2) (Hartleb ve diğ., 2006; Kozacı ve diğ., 2011).

KAF'ın Kelkit Vadisi Segmenti üzerinde daha önceden gerçekleştirilmiş paleosismoloji çalışması olmaması, eski depremlerin anlaşılmasında büyük bir eksiklik oluşturmaktadır. Tarihsel verilerden yola çıkılacak yapılan farklı yorumlar, 1668 depreminin yüzey kırığı uzunluğunun ne kadar olduğu ve hangi bölgeler arasında yer aldığı konularında belirsizlik yaratmaktadır. Ayrıca, KAF'ın Niksar doğusunda bulunan 10 km genişliğinde açılmalı sıçrama yapısının yirminci yüzyılda olduğu gibi her depremde fayın kırılmasını durdurucu bir özellik taşıyıp taşımayacağı, Kuzey Anadolu bölgesinin depremselliğinin daha iyi anlaşılabilmesi

açısından büyük önem taşımaktadır. Bu problemlerin çözülmesi için bu çalışma kapsamında KAF'ın Niksar ve Suşehri arasında kalan kısmı üzerinde, batıdan doğuya doğru Velibey tepesi (Çevrecik, Tokat), Reşadiye (Tokat) ve Umurca (Reşadiye, Tokat)'da toplam dört adet paleosismoloji amaçlı fay kazısı yapılmıştır.

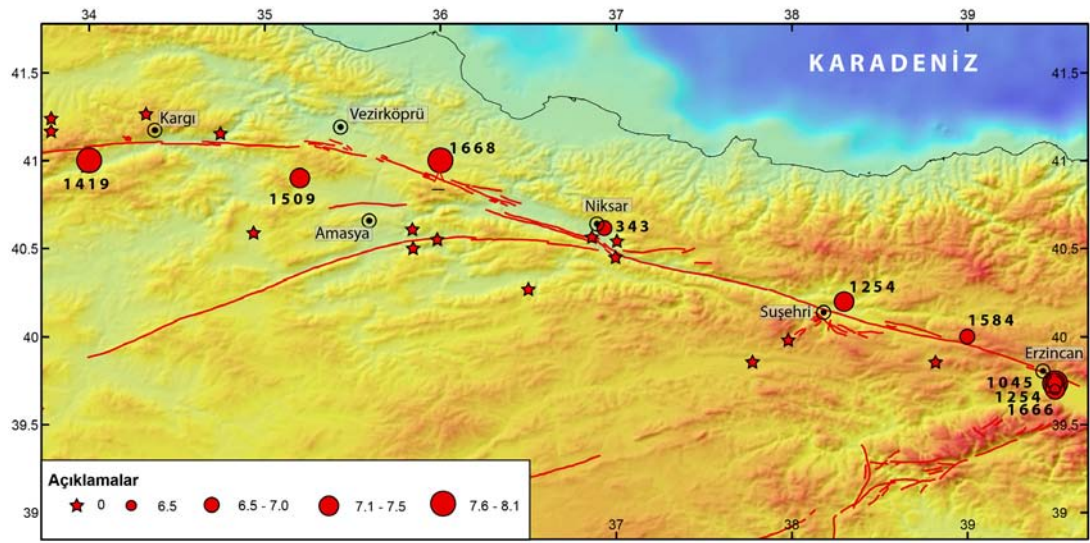


Şekil 5.2 : KAF üzerinde, Bolu ve Erzincan arasında yapılmış paleosismoloji çalışmaları: (1) Okumura ve diğ. (2003); Kondo ve diğ., (2010), (2) Sugai ve diğ. (1999), (3) Fraser ve diğ. (2010), (4) Yoshioka ve diğ., (2000), (5) Hartleb ve diğ. (2003), (6) Fraser ve diğ. (2009), (7) Kurçer ve diğ. (2009), (8) Kondo ve diğ. (2009), (9) Bu çalışma, (10) Okumura ve diğ. (1994), (11) Kozacı ve diğ. (2011), (12) Hartleb ve diğ. (2006).

5.2 Tarihsel Depremler

Anadolu'nun tarih boyunca birçok medeniyete beşiklik etmesi, gerçekleşen doğal afetlere ait kayıtların oldukça eski zamanlara kadar uzanmasını sağlamıştır. Özellikle afet bölgelerinde faaliyet gösteren yabancı kökenli tüccarların ve din adamlarının yazışmaları ile günlükleri, önemli tarihsel depremlerin anlaşılmasında kilit rol oynar. KAF'nın deprem tekrarlanma aralığı ve geçmiş depremlerin nitelikleri hakkında önemli ipuçları içeren bu kayıtlar, son yüzyıl içerisinde çeşitli araştırmacılar tarafından derlenmiş ve farklı kataloglar halinde yayınlanmıştır (Ambraseys, 2009; Ambraseys ve Finkel, 1995; Ergin ve diğ., 1967; Guidoboni ve Comastri, 2005; Guidoboni ve diğ., 1994; Pınar ve Lahn, 1952; Soysal ve diğ., 1981b; Tan ve diğ., 2008).

Yukarıda sayılan kataloglardan bazıları ortak bilgileri aktarırken, bazıları ise bu benzer bilgilere içerdikleri ek kayıtlarla farklı yorumlar getirmektedir. Örneğin 17 Ağustos 1668 depremi, Pınar ve Lahn (1952) ile Ergin ve diğ. (1967) tarafından Temmuz-Eylül 1668 ayları arasında gerçekleşmiş bir seri olay olarak tanımlanırken Ambraseys ve Finkel (1988), bu depremi çok büyük bir olay ve onun artçı şokları olarak yorumlar. Bunun gibi benzerlikler ve zıtlıkları içeren birçok sayıda katalog, Tan ve diğ. (2008)'in yaptıkları çalışmada derlenmiştir. Türdeş hale getirilmiş bu deprem kataloğunda Kargı (Çorum) ve Erzincan arasında meydana gelmiş tarihsel dönem depremleri Şekil 5.3'te gösterilmiştir.



Şekil 5.3 : Kargı (Çorum) ve Erzincan arasında gerçekleşmiş büyüklüğü belli olmayan ($M=0$) ve $M>6.5$ 'dan yüksek olan tarihsel depremler, Tan ve diğ. (2008)'den derlenerek izdüşürülmüştür. Bunlar arasından özellikle 343, 1045, 1254, 1419, 1509, 1584, 1666 ve 1668 depremleri yapmış oldukları yüksek yıkım ile dikkati çeker.

Bu depremler arasından yüzey kırığı yaratabilecek $M > 6.5$ büyüklüğünde depremler listelenmiştir. Ayrıca bu listeye katologlarda büyüklüğü hakkında yeterli veri bulunmayan diğer tarihsel depremlerde eklenmiştir. Çizelge 5.1'de yer alan bu olaylar arasında, büyüklükleri göz önüne alındığı zaman, sırasıyla Niksar yerleşim bölgesinde ciddi hasara yol açmış olan MS. 343, Erzincan'da büyük yıkım yaptığı farklı kataloglarda vurgulanan 1045, Niksar ve Erzincan arasında büyük yıkıma yol açtığı bilinen 1254, Çorum ve civarında yer alan oldukça geniş bir alanı etkilemiş 1419, merkez üssü Amasya ili yakınlarında olduğu düşünülen 1509, Erzincan ve civarında yıkıma yol açan 1666 ve Kuzey Anadolu'nun büyük bir kesimini etkilemiş 1668 depremleri dikkati çeker.

Çizelge 5.1 : Tan ve diğ. (2008) tarafından derlenmiş olan tarihsel deprem kataloğuna göre Kargı (Çorum) ve Erzincan arasında meydana gelmiş tarihsel depremler. Türdeş hale getirilmiş bu kataloğun hazırlanmasında kullanılan kaynaklar; HS (Soysal ve diğ., 1981a), AJ (Ambraseys ve Jackson, 1998), EG (Guidoboni ve diğ., 1994), ST (Shebalin ve Tatevossian, 1997), EG2 (Guidoboni ve Comastri, 2005), KU (Kondorskaya ve Ulomov, 1999)

Yıl	Ay	Gün	Enlem	Boylam	Büyüklik	Büyüklik Türü	Derinlik	Kaynak
-330	-	-	40.6	37	-	-	-	HS
127	-	-	40.6	37	-	-	-	HS
236	-	-	40.9	36	-	-	-	AJ
330	-	-	40.6	37	-	-	-	HS
335	-	-	40.6	37	-	-	-	HS
343	-	-	40.6149	36.9345	6.90	M*	-	EG
366	-	-	40.6	37	-	-	-	HS
499	09	-	40.5	37	-	-	-	AJ
506	-	-	40.6	36.9	-	-	-	HS
551	-	-	40.55	35.85	-	-	-	HS
802	-	-	39.7	39.5	6.50	Ms	15.0	ST
968	09	03	41.15	34.75	-	-	-	HS
1011	-	-	39.7	39.5	6.50	Ms	15.0	ST
1045	-	-	39.7333	39.5	8.10	M*	-	EG2
1045	04	05	40	38	-	-	-	AJ
1047	-	-	39.75	39.5	-	-	-	HS
1068	-	-	39.75	39.5	-	-	-	HS
1075	-	-	40.6	34.95	-	-	-	HS
1236	-	-	39.75	39.5	-	-	-	HS
1254	04	28	40.2	38.3	7.20	Ms	15.0	ST
1254	10	11	39.7333	39.5	7.50	M*	-	EG2
1281	-	-	39.75	39.5	-	-	-	HS
1287	05	16	39.7333	39.5	6.90	M*	-	EG2
1289	-	-	39.75	39.5	-	-	-	HS
1290	-	-	39.75	39.5	-	-	-	HS
1345	-	-	39.75	39.5	-	-	-	HS
1356	-	-	39.75	39.5	-	-	-	HS
1366	-	-	39.75	39.5	-	-	-	HS
1415	-	-	40.65	35.85	-	-	-	HS
1419	03	-	41	34	7.60	Mw	25.0	KU
1419	03	26	39.7333	39.5	6.60	M*	-	EG2
1422	-	-	39.75	39.5	-	-	-	HS
1433	-	-	39.75	39.5	-	-	-	HS
1456	04	13	39.75	39.5	-	-	-	HS
1482	12	21	39.75	39.5	-	-	-	HS
1509	-	-	40.9	35.2	7.50	Mw	40.0	KU
1513	-	-	40.65	35.85	-	-	-	HS
1576	11	05	39.75	39.5	-	-	-	HS
1583	05	28	39.75	39.5	-	-	-	HS
1584	06	17	40	39	6.60	Ms	15.0	ST
1585	-	-	40.65	35.85	-	-	-	HS
1666	-	13	39.7	39.5	7.50	Ms	10.0	ST
1668	08	17	41	36	8.10	Mw	40.0	KU
1684	09	14	40.65	35.85	-	-	-	HS
1787	-	-	39.75	39.5	-	-	-	HS
1870	09	01	40.65	35.85	-	-	-	HS
1877	-	-	40.6	36	-	-	-	HS

Çizelge 5.1 (devam): Tan ve diğ. (2008) tarafından derlenmiş olan tarihsel deprem kataloğuna göre Kargı (Çorum) ve Erzincan arasında meydana gelmiş tarihsel depremler. Türdeş hale getirilmiş bu kataloğun hazırlanmasında kullanılan kaynaklar; HS (Soysal ve diğ., 1981a), AJ (Ambraseys ve Jackson, 1998), EG (Guidoboni ve diğ., 1994), ST (Shebalin ve Tatevossian, 1997), EG2 (Guidoboni ve Comastri, 2005), KU (Kondorskaya ve Ulomov, 1999)

Yıl	Ay	Gün	Enlem	Boylam	Büyüklik	Büyüklik Türü	Derinlik	Kaynak
1882	-	-	41	34	-	-	-	HS
1885	-	-	41.3	34.3	-	-	-	HS
1887	07	-	40.3	36.5	-	-	-	HS
1888	05	-	39.75	39.5	-	-	-	HS
1890	05	20	39.9	38.8	-	-	-	HS
1890	-	-	40.6	36.9	-	-	-	HS
1893	-	-	39.85	37.7	-	-	-	HS

Çizelge 5.1’de mavi renkle işaretlenmiş olanlar ve diğer kataloglarda belirlenen önemli depremler alt başlıklar halinde anlatılacaklardır.

5.2.1 MS. 343 Niksar Depremi

Tarihsel belgelerde, Aziz Jerome’un Niksar (Neocaesarea)’da gerçekleşen büyük bir deprem sonucu şehrin piskoposluk sarayı ile kilise ve içinde bulunanlar dışında herşeyin zarar gördüğünü aktardığı yer alır (Çizelge 5.2). Theophanes’in yazıtlarından, Niksar’ı neredeyse tamamen yıkmış bu depremin, MS. 343 yılında gerçekleştiği anlaşılır. Aynı kaynağa göre kilise, piskoposluk sarayı ve bunların içinde bulunanlar dışında bütün şehir zarar görmüştür (Ambraseys, 2009). Kent deniz kenarından en az 70 km uzakta olmasına rağmen Cedrenus, yukarıda bahsedilen yıkımlar dışında heryerin deniz suları altında kaldığından bahseder. Yerleşim yerinin denize olan uzaklığı göz önünde bulundurulduğunda, bu yorumun kaynağı büyük bir olasılıkla depremden sonra gerçekleşmiş bir sel olayı olmalıdır (Guidoboni ve diğ., 1994).

Çizelge 5.2 : MS. 343 Niksar depremi ile ilgili katalog kayıtları

Katalog	Tarih	Yer	Şiddet (I)	Büyüklik (M)
(Guidoboni ve diğ., 1994)	MS. 343	Niksar (Neocaesarea)	$IX \leq I \leq XI$	-
(Ergin ve diğ., 1967)	MS. 343	Niksar	VI	-

5.2.2 MS. 499 Suşehri (Nicopolis) Depremi

MS. 499 yılı, Eylül ayı içerisinde Suşehri ve Niksar civarını şiddetle sarsan bir deprem gerçekleşmiştir. Suşehri (Nicopolis), gece yarısı gerçekleşen bu deprem sonrası harabe haline gelmiştir (Çizelge 5.3). Bütün şehrin kendisini çevreleyen duvarla birlikte deprem gecesinde yıkıldığı söylenir. İki gezgin tüccarın yazdıklarına göre gece yarısı meydana gelen ana şokla halk, Arsamosata kilisesine akın etmiştir. Ancak muhtemelen artçı bir şok yüzünden kilise binası halkın üzerine yıkılarak, çok sayıda kişinin ölmesine yol açmıştır. Farklı kaynaklarda ise bu tapınağın ve içindeki piskopos ile iki yardımcısının sağ kurtulduğu anlatılır. Deprem Pontus toprakları genelinde hissedilirken, Niksar (Neocaesarea)'da büyük zarar görmüştür. Theophanes'in aktardıklarına göre şehrin çoğu yıkılırken Aziz Gregory kilisesi ayakta kalmayı başarmıştır (Ambraseys, 2009; Guidoboni ve diğ., 1994).

Gerek Suşehri, gerekse Niksar'ın büyük hasar görmesi, bu deprem sonucunda büyük olasılıkla Niksar ve Erzincan batısı arasında bir yüzey kırığı oluştuğunu göstermektedir. Kelkit vadisi boyunca kırılma gerçekleşmiş ve bu bölgede yer alan devrin iki önemli kentinin aynı 20. yy'da, 1939 Erzincan depremi sonrasında olduğu gibi ağır hasar görmüştür.

Çizelge 5.3 : MS. 499 Suşehri (Nicopolis) depremi ile ilgili katalog kayıtları

Katalog	Tarih	Yer	Şiddet (I)	Büyükklük (M)
(Guidoboni ve diğ., 1994)	MS. 499, Eylül	Suşehri (Nicopolis), Arsamosata, Niksar (Neocaesarea)	IX-X	-
(Ergin ve diğ., 1967)	MS. 499	Niksar ve Suşehri	VIII	-
(Ambraseys ve Jackson, 1998)	MS. 499, Eylül	Niksar	-	$6.0 \leq M_s \leq 7.0$

5.2.3 5 Nisan 1045 Erzincan Depremi

1045 yazında, şimdiki Erzincan ili ve çevresinde çok şiddetli bir deprem meydana gelmiştir. Suşehri ve Tercan arasında kalan bölgeyi etkileyen bu deprem sonucu en ağır hasar Erzincan'da gerçekleşmiştir (Çizelge 5.4). Erzincan il merkezinde çoğu ev harabeye dönerken, şehirdeki kiliselerin çoğu yıkılmıştır. Aynı yıkım Kemah bölgesi için de geçerlidir. Tarihsel kaynaklarda muhtemel yüzey kırığı ile ilgili oluşmuş derin yarıklardan bahsedilir (Ambraseys, 2009). Urfa'lı Matthew, bu büyük olayı

takiben özellikle bütün yaz boyunca artçı şokların devam ettiğini söyler (Guidoboni ve Comastri, 2005; Guidoboni ve Traina, 1995). Suriye’li Michael’in tuttuğu notlara göre bu depremin 5 Nisan 1045’te gerçekleştiği hesaplanmıştır (Ambraseys, 2009; Ambraseys ve Jackson, 1998).

Çizelge 5.4 : MS. 1045 Erzincan depremi ile ilgili katalog kayıtları

Katalog	Tarih	Yer	Şiddet (I)	Büyüklik
(Guidoboni ve Comastri, 2005)	MS. 1045, Yaz	Erzincan (Erznka)	IX	-
(Ambraseys ve Jackson, 1998)	5 Nisan 1045	Erzincan	-	$7.0 \leq M_s \leq 7.8$
(Ergin ve diğ., 1967)	MS. 1045	Erzincan	IX	-

5.2.4 11 Ekim 1254 Erzincan - Suşehri Depremi

11 Ekim 1254’de Erzincan’dan Niksar’a kadar uzanan bir alan çok şiddetli bir depremle hasar görmüştür (Çizelge 5.5). Erzincan’ın batısına doğru, Kelkit vadisi boyunca yüzey kırığı ve bunla ilişkili olarak heyelanlar meydana gelmiştir. Muhtemelen heyelanların birisinin bir akarsu ağzını kapatması sonucu Köseadağ yakınlarında bir göl oluştuğu bilinir. Depremden 5 ay sonra Şubat 1255’te bölgeden geçen Rubruck’lu William, depremin çevreye verdiği etki konusunda birincil kaynağı oluşturur:

“ Karlı dağların batısında bulunan Arsenen (Erzincan) kenti o yıl büyük bir depremle yıkılmıştı. Nüfus kaydı bile olmayan fakir insanlar dışında, ismi bilinen 10 bin kişi bu deprem sonucu hayatını yitirmiştir. Üç gün boyunca yola devam ederken, yol boyunca deprem sonucu oluşmuş yer çatlaklarını gördük. Ayrıca yamaçlardan inen yer malzemesi, vadileri doldurmuştu. Türk Sultanı’nın Moğollara savaşı kaybettiği vadiden geçerek, muharebenin gerçekleştiği ovaya vardık. Bu ova’da depremden sonra bir göl oluştuğunu gördük.”

Rubruck’lu William buradan Sivas (Sebaste)’a geçmiş ancak bu bölgede yıkımdan çok fazla bahsetmemiştir (Guidoboni ve Comastri, 2005). Tarihsel verilere göre yapılan diğer bir yorum, Erzincan’dan başlayıp batıya doğru uzanan ve 150 km civarında uzunluğa sahip yüzey kırığının üzerinde büyük ötelenmeler gerçekleştiğini söyler. Bu yaklaşıma göre deprem merkezi Suşehri civarındadır (Ambraseys & Melville, 1995). Deprem sonucunda meydana gelen can kaybı, farklı kaynaklara göre 15000 ila 56000 kişi arasında değişir (Ambraseys, 2009).

Çizelge 5.5 : 11 Ekim 1254 Erzincan-Suşehri depremi ile ilgili katalog kayıtları

Katalog	Tarih	Yer	Şiddet (I)	Büyüklik (M)
(Guidoboni ve Comastri, 2005)	11 Ekim 1254	Erzincan (Erznka)	X	-
((Ambraseys ve Jackson, 1998)Ambraseys ve Jackson, 1998)	11 Ekim 1254	Suşehri	-	$7.0 \leq M_s \leq 7.8$
(Ergin ve diğ., 1967)	1254/55	Erzincan	VIII	-

5.2.5 Mart 1419 (1418) Amasya Depremi

1418-1419 yılları içerisinde Amasya ve çevresindeki geniş bir bölgede ciddi yıkıma yol açan bir deprem meydana gelmiştir (Çizelge 5.6). Kısa zaman aralıkları içinde peşpeşe olmaları göz önünde bulundurularak bu olay, Erzincan’da büyük hasara yol açan 26 Mart 1419 depremi ile de denştirilmiştir. Güneş tutulmasını takiben gerçekleşen ana şoku beş gün boyunca süren şiddetli artçı sarsıntılar takip etmiştir (Ambraseys, 2009). Bu deprem, Kondorskaya ve Ulomov (1999)’nun katalogunda büyüklüğü 7.6 olarak yorumlanarak yer almıştır. Bu kadar büyük bir depremin yaygın kullanılan diğer kataloglarda bulunmaması, bu depremin mevcut bütün bilgilerle karşılaştırılarak dikkatli bir şekilde yorumlanması gerekliliğini ortaya koyar.

Çizelge 5.6 : 1418/1419 Amasya-Erzincan depremi ile ilgili katalog kayıtları

Katalog	Tarih	Yer	Şiddet (I)	Büyüklik (M)
(Kondorskaya ve Ulomov, 1999)	Mart 1419	Tosya	-	7.6

5.2.6 1509 Amasya Depremi

Kondorskaya ve Ulomov (1999)’a göre Amasya yakınlarında meydana gelen bu depremin büyüklüğü 7.5 civarındadır. Bu depremle ilgili diğer tarihsel deprem kataloglarında bir bilgiye rastlanmamaktadır.

5.2.7 1579 Amasya-Çorum Depremi

Anadolu’nun kuzeyinde meydana gelen deprem, Çorum-Amasya arasında, muhtemelen Erzincan bölgesine kadar büyük hasara yol açmıştır (Çizelge 5.7). Çorum iline bağlı köyler, il merkezinde çok sayıda vakıf binası ve cami büyük hasar

görmüştür. Depremiın Çorum kalesine açtığı hasar, yaklaşık on yıl boyunca onarılmamıştır. Amasya’da bulunan imaretin, medresenin ve Hızır Paşa camisinin büyük zarar gördüğü bilinir. Yakın döneme ait bir Ermeni el yazmasında, 1578/1579 yılında Erzincan’da meydana gelen bir depremde bütün şehir kulelerin yıkıldığı ve can kaybı gerçekleştiği bilgisi, hasarın bu yöreye kadar uzandığını gösterir (Ambraseys ve Finkel, 1995). Bu depremle ilgili medrese ve cami onarımı gibi kayıtlardan yola çıkılarak Amasya ve Çorum tarafında daha çok hasar bilgisine ulaşılırken, benzer kayıtlar Erzincan için bulunmaz.

Çizelge 5.7 : 1579 Amasya-Çorum depremi ile ilgili katalog kayıtları

Katalog	Tarih	Yer	Şiddet (I)	Büyüklik (M)
(Ambraseys ve Finkel, 1995)	1579	Amasya-Çorum	-	-
(Ergin ve diğ., 1967)	1578	Erzincan	VII	-

5.2.8 24 Kasım 1666 Erzincan Depremi

Özellikle Erzincan’ı etkileyen deprem, birçok evin, caminin, kilisenin ve kent duvarlarının yıkılmasına veya hasar görmesine neden olmuştur (Çizelge 5.8). Erzincan bu kadar kayıp verirken, Erzurum’da bir kilisenin sadece sallandığını, herhangi bir yıkımın olmadığı bilinir. Osmanlı kaynaklarına göre ise sadece Erzincan’da 1500 kişi ölmüştür (Ambraseys, 2009; Ambraseys ve Finkel, 1995). Ergin ve diğ. (1967), depremin Temmuz ayında gerçekleştiğini belirtirken Erzincan’dan başka bir yerde yıkım veya hasar görüldüğünden bahsetmez. İki sene sonra, 17 Ağustos 1668’de gerçekleşen ve Kuzey Anadolunun neredeyse tamamını etkileyen Büyük Anadolu depremi yüzünden bu depremin etkisi unutulmuş ve/veya doğrudan bu olayla karıştırılmış olabilir.

Çizelge 5.8 : 24 Kasım 1666 Erzincan depremi ile ilgili katalog kayıtları

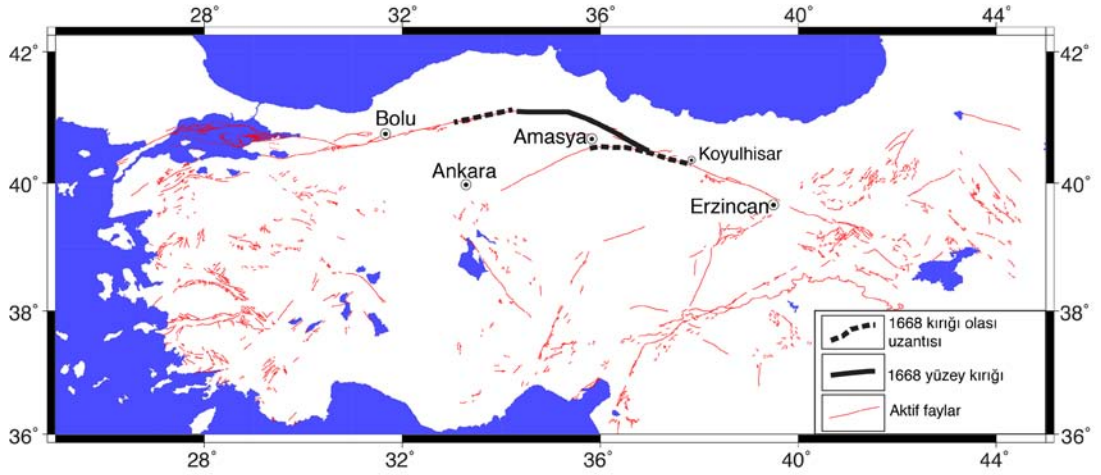
Katalog	Tarih	Yer	Şiddet (I)	Büyüklik (M)
(Ambraseys ve Finkel, 1995)	24 Kasım 1666	Erzincan	-	-
(Shebalin ve Tatevossian, 1997)	1666	Erzincan	-	7.5
(Ergin ve diğ., 1967)	Temmuz 1666	Erzincan	VII	-
(Kondorskaya ve Ulomov, 1999)	1666	Erzincan	-	6.0

5.2.9 17 Ağustos 1668 Kuzey Anadolu Depremi

16 ila 18 Ağustos arasında, büyük ihtimalle ayın 17'sini 18'e bağlayan gece içerisinde Kuzey Anadolu'nun büyük bir kesimini etkileyen çok büyük bir deprem meydana gelmiştir (Ambraseys, 2009). Bolu ve Erzincan illeri arasında yaklaşık 600 km uzunluğunda ve 100 km genişliğinde bir bölge içerisinde ağır hasar meydana gelmiştir (Çizelge 5.9). Depremden önce özellikle batı bölgelerde öncü şoklar yaşanmış, sonrasında ise 6 ay boyunca artçı sarsıntılar devam etmiştir (Ambraseys ve Finkel, 1988).

Gerçekleşen bu devasa deprem sonrasında meydana gelen hasar, farklı tarihsel belgelerin yorumlanmasıyla ortaya konmuştur. Bolu kenti neredeyse tamamen yıkılırken, 60'ı Hristiyan tüccar olmak üzere toplam 1800 kişi hayatını kaybetmiştir. Ankara'da hem daha önceden meydana gelen öncü şokların yol açtığı zarar, hem de meydana gelen kütle hareketleri yüzünden çok sayıda ev yıkılmıştır. Kentin özellikle kuzeydoğu kesimlerinde oldukça büyük hasar meydana gelmiştir. Hacıhamza (Çorum) doğusu tamamen yerle bir olurken sadece küçük bir kale kısmen ayakta kalmıştır. Bu büyük depremin neredeyse tamamen yok ettiği yerleşim yerleri arasında Amasya ve çevre köyleri de yer alır. Şehir surları, taş evler, dini ve ticari binalar ile pazarın bir kısmı yıkılırken çok sayıda insan hayatını kaybetmiştir. Zara ve Ilgaz civarında yıkımın çoğu, büyük ölçekli yer deformasyonuna bağlı olarak gelişmiştir. Tokat ili depremden kötü etkilenirken, şehir duvarları ve kısmen şehir kalesi yıkılmıştır. Merzifon ve Hisarcık'da kötü etkilenen yerlerin arasında yer alırken, yıkılan kervansaraylar ve diğer yapılar toplam 6000 civarında insanın ölmesine yol açmıştır. Samsun'da liman savunma binaları ve kalede ciddi hasar oluşurken, Kastamonu'da çoğu bina yıkılmış ve çok sayıda kişi hayatını kaybetmiştir. Bütün ayrıntıları tam olarak bilinmesede, Erzincan ilinde de hasar meydana geldiği çeşitli kaynaklarda belirtilmektedir (Ambraseys, 2009; Ambraseys ve Finkel, 1988, 1995).

Hasar dağılımı ve etkilenen bölgeler göz önünde bulundurulduğu zaman bu depremin KAF'ın dış bükey bir büküm yaptığı orta kısımlarında ve daha güneyde bulunan ana faydan ayrılmış kollarda olduğu düşünülmektedir (Ambraseys, 2009). Bu büyüklükte bir deprem için tarihsel kayıtlardan yola çıkılarak ön görülen olası yüzey kırığı Bolu doğusu ile Koyulhisar (Sivas) arasında uzanmaktadır (Şekil 5.4) (Ambraseys ve Finkel, 1988).



Şekil 5.4 : Hasar dağılımı göz önünde bulundurularak Ambraseys ve Finkel (1988) tarafından 17 Ağustos 1668 depremini için önerilen yüzey kırığı dağılımı. Buna göre olası olarak görülen kısmı ile beraber 1668 depreminin yüzey kırığı Bolu'nun doğusundan Koyulhisar (Sivas)'a kadar 400 km'den daha uzun bir mesafe boyunca uzanmaktadır. Türkiye'nin aktif fayları, Şaroğlu ve diğ. (1992) ve Armijo ve diğ. (2005)'ten alınmıştır.

Çizelge 5.9 : 17 Ağustos 1668 Kuzey Anadolu Depremi ile ilgili katalog kayıtları

Katalog	Tarih	Yer	Şiddet (I)	Büyükklük (M)
(Ambraseys ve Jackson, 1998)	17 Ağustos 1668	Amasya	-	7.9
(Kondorskaya ve Ulomov, 1999)	17 Ağustos 1668	Amasya	-	8.1
(Ergin ve diğ., 1967)	1668	Bolu-Kastamonu-Amasya	VII	-

5.3 26 Aralık 1939 Erzincan Depremi, Kelkit Vadisi Segmenti

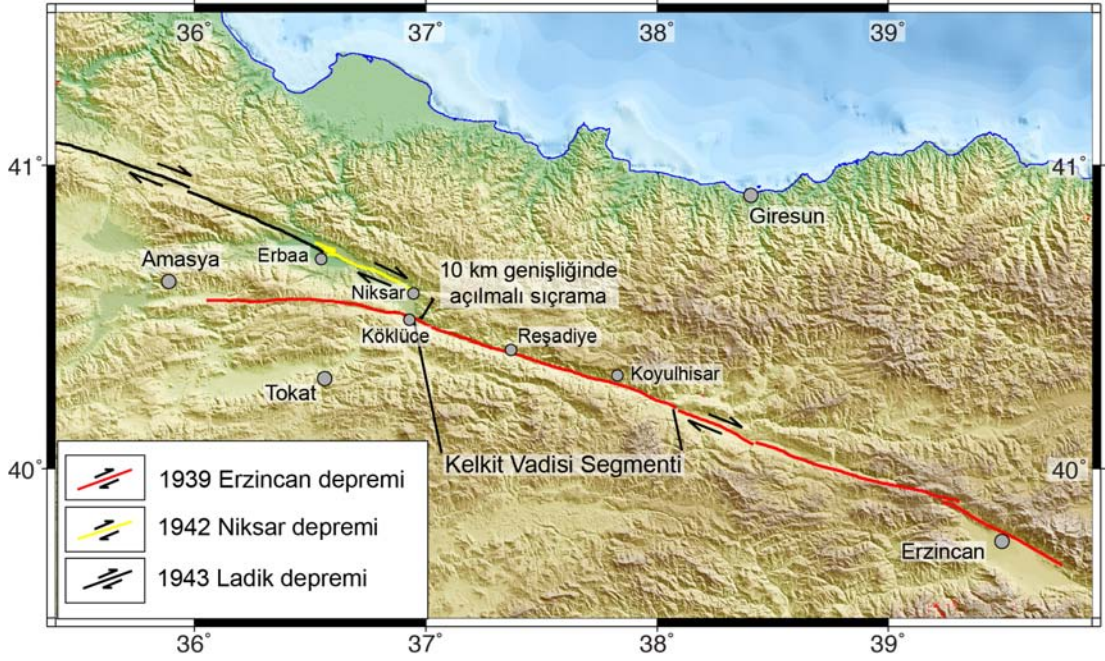
26 Aralık 1939'da meydana gelen Erzincan depremi (M_s 7.8) (Ambraseys ve Jackson, 1998) sonrasında Erzincan havzası ve Amasya'nın güneyi arasında toplam 360 km uzunluğunda yüzey kırığı oluşmuştur (Şekil 5.5) (Barka, 1996). Bu büyük depremin odağı, Erzincan ilinin 10 km kadar kuzeybatısında ($39.80^\circ K$, $39.38^\circ D$) yer alır (Dewey, 1976). Odak mekanizması çözümü, $K72^\circ D$ doğrultulu ve $86^\circ KB$ eğimli bir düzlem sonucu vererek, neredeyse saf sağ yanallı doğrultu atımlı bir fayı işaret eder (McKenzie, 1972).

1939 Erzincan depremine yol açan fay, toplam beş adet geometrik segmentten oluşur: (a) Erzincan Segmenti, (b) Mihar-Tümekekar Segmenti, (c) Ortaköy-Suşehri Segmenti, (d) Kelkit Vadisi Segmenti ve (e) Ezinepazarı Segmenti (Barka, 1996). Yaklaşık 100 km uzunluğunda olan Kelkit Vadisi segmenti, doğu ve batı komşuları

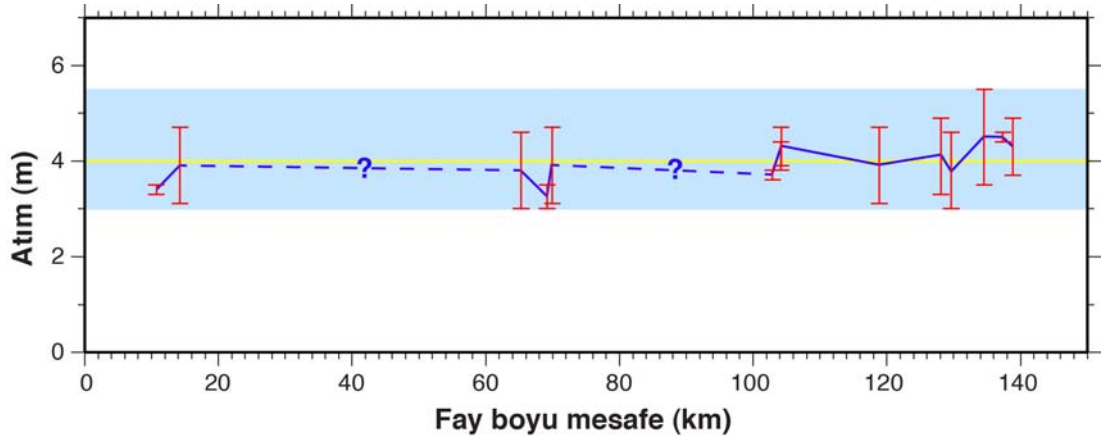
olan Ortaköy-Suşehri ve Ezinepazarı segmentlerinden fayın büküm yapması ile ayrılır. Ayrıca 10 km genişliğinde bir açılmalı sıçrama, KAF'ın bu kesimi ile 1942 kırığı birbirlerinden ayırır (Barka ve diğ., 2000). Ortaköy-Suşehri Segmenti üzerinde görülen ortalama 7 m'lik atım miktarı, Kelkit Vadisi segmentinde 4 m'ye düşer. 1939 Erzincan depreminin hemen ardından yüzey kırığı üzerinde gerçekleştirilen arazi gözlemleri sırasında odağın yaklaşık 200 km kadar batısında, Reşadiye'de bulunan bir ağaç sırası ile araç yolu üzerinde 3.7 m'lik sağ yanal yer değiştirme ölçülmüştür (Parejas ve diğ., 1942). Barka (1996)'nın bütün KAF boyunca gerçekleştirdiği atım dağılımı çalışmasına göre fayın bu kesiminin en doğusunda 4.5 m civarında olan atım, segmentin batı ucunda yer alan Köklüce'de bu 3.4 m'ye düşer. Bu tez kapsamında Kelkit Vadisi segmenti için mevcut atım ölçümlerine yenileri eklenmiştir (Çizelge 5.10). Farklı araştırmalar sonucunda toplanan bütün bu veriler, KAF'ın bu kesimi için 1939 depremi sonrasında oluşan ortalama 4 m'lik türdeş bir atıma işaret eder (Şekil 5.6).

Çizelge 5.10 : 1939 Erzincan depremi sonrasında Kelkit Vadisi segmenti üzerinde oluşmuş atım dağılımı.

No	Yer	Boylam (wgs84)	Enlem (wgs84)	Ölçülen yapı	Yatay atım (m)	Kalite	Köylü onayı	Notlar
1	Ormancık	36.9078	40.5068	Tarla sınırı	3.9±0.8	C	-	Bu çalışma
2	Camidere	36.9612	40.4915	Tarla sınırı	3.8±0.8	C	-	Bu çalışma
3	Köklüce			Duvar	3-3.5			Parejas et al (1942)
4	Köklüce			Yol	3.4	B	+	Barka (1996)
5	Köklüce	36.9923	40.477	Tarla sınırı	3.9±0.8	C	-	Bu çalışma
6	Reşadiye			Yol ve ağaç dizisi	3.7			Parejas et al (1942)
7	Reşadiye	37.3583	40.3835	Tarla sınırı	4.1±0.3	B	+	Bu çalışma
8	Reşadiye	37.3586	40.3834	Tarla sınırı	4.3±0.4	B	+	Bu çalışma
9	Umurca	37.5213	40.3413	Tarla sınırı	3.9±0.8	B	-	Bu çalışma
10	Gökdere	37.6247	40.3174	Tarla sınırı	4.1±0.8	B	-	Bu çalışma
11	Gökdere	37.6411	40.3133	Tarla sınırı	3.8±0.8	C	-	Bu çalışma
12	Yeşilyurt	37.6917	40.299	Tarla sınırı	4.5±1.0	C	-	Bu çalışma
13	Çaylı			Sulama kanalı	4.5	B	+	Barka (1996)
14	Çimenli	37.7355	40.2918	Tarla sınırı	4.3±0.6	D	-	Bu çalışma



Şekil 5.5 : KAF üzerinde gerçekleşen 1939 Erzincan, 1942 Niksar-Erbaa ve kısmen 1943 Ladik depremlerinin yüzey kırıklarını gösteren harita (Barka, 1996; Ketin, 1969). Kelkit Vadisi Segmenti, 1939 Erzincan Depremi'ne ait yüzey kırığı üzerinde yer alırken, KAF'ın batıya uzanan ana kolu üzerinde gerçekleşmiş 1942 fayından 10 km genişliğinde açılmı bir sıçrama ile ayrılmaktadır.



Şekil 5.6 : Kelkit vadisi segmenti boyunca 1939 depremi ile ilişkili oluşmuş, bu ve diğer çalışmalarda (Barka, 1996; Parejas ve diğ., 1942) ölçülmüş kosismik atım dağılımı. Atım miktarı, segmentin en batı ucunda 3.5 m civarında iken, segment genelinde çok fazla değişiklik göstermeyerek en doğu ucunda 4.5 m'lik bir değere çıkar.

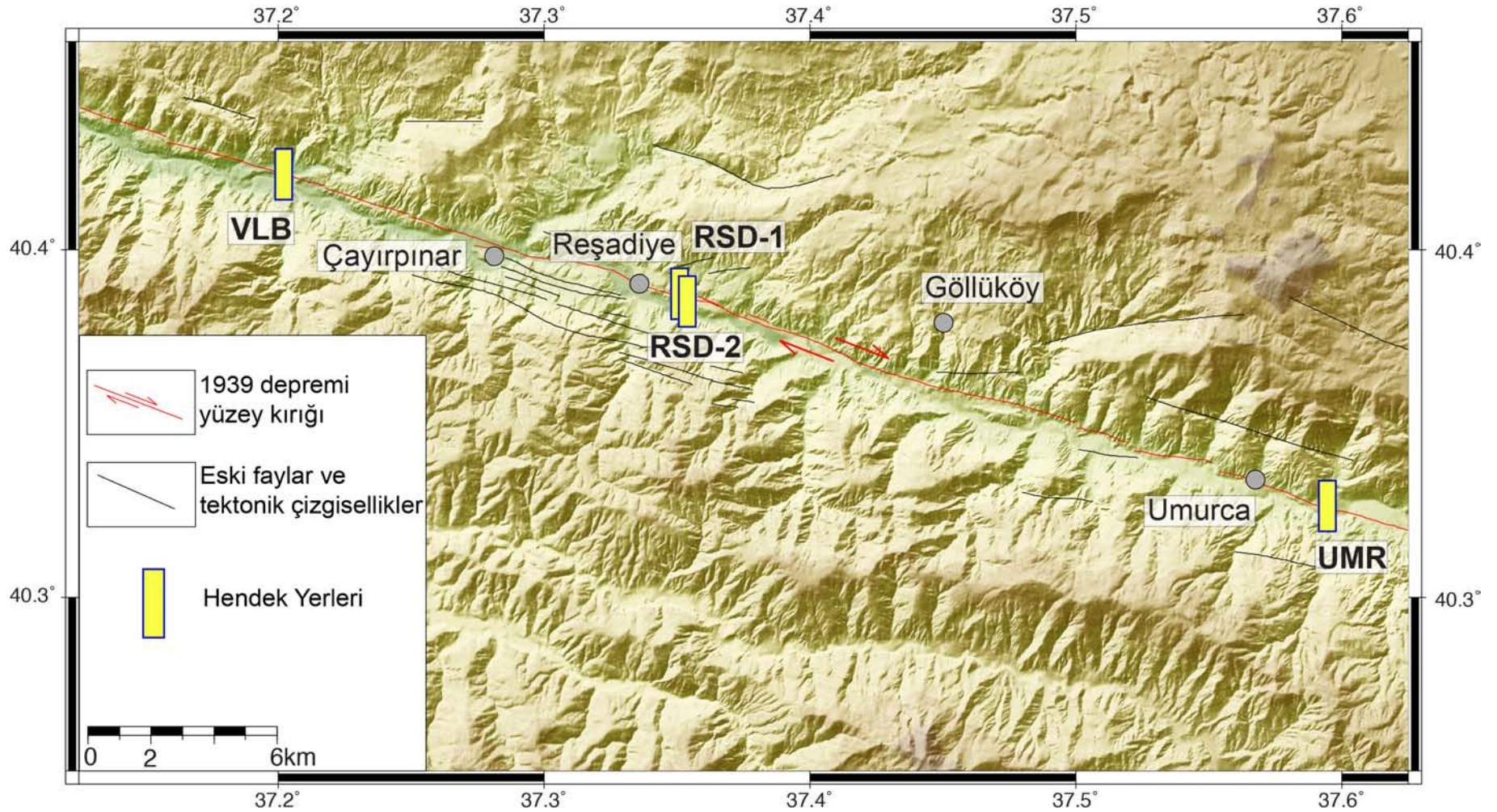
5.4 Kelkit Vadisi Segmenti Fay Kazıları

Bu çalışma kapsamında 1939 yüzey kırığı, Kelkit Vadisi segmenti boyunca Velibey, Reşadiye-1, Reşadiye-2 ve Umurca hendekleri olmak üzere 3 ayrı bölgede toplam 4 adet fay kazısı gerçekleştirilmiştir (Şekil 5.7). Hendek yeri seçimi bölgelerde Holosen allüvyal çökellerin varlığı, yöre halkının yüzey kırığının yerini onaylaması ve kazı alanında veya yakınlarında atım görülmesi gibi kriterler göz önünde bulundurularak yapılmıştır. Hendek duvarlarından toplanan örnekler Hızlandırılmış Kütle Spektrometrisi (Accelerator Mass Spectrometry – AMS) kullanılarak çözümlenmiş, elde edilen radyokarbon yaş sonuçları (Reimer ve diğ., 2004)'nin atmosferik düzeltme eğrilerini kullanan OxCal 4.1.3 yazılımıyla (Bronk Ramsey, 2009) takvimlendirilmiştir.

Gerçekleştirilen bu fay kazılarından Velibey hendeğinde faylanma izleri bulunamamış, Reşadiye-1 hendeğinde ise 1939 yüzey kırığı da dahil olmak üzere birçok fay kolunun belirlenmesine rağmen büyük olasılıkla süreksizlikler içeren çökelme süreci veya taşınmış karbon örneklerinin yaşlandırılması yüzünden eski depremlerin tarihleri belirlenememiştir. Reşadiye-2 ve Umurca hendekleri ise sahip oldukları stratigrafi ve yapısal unsurlar sayesinde Kelkit Vadisi segmenti için eski deprem tarihçesinin ortaya konduğu başarılı fay kazılarıdır. Yapılan bu hendek çalışmaları sırasıyla batıdan doğuya doğru anlatılacaklardır.

5.4.1 Velibey Hendeği

Velibey hendeği, Reşadiye (Tokat) ilçesinin 8 km batısında, Velibey tepesinin kuzeyinde açılmıştır (Şekil 5.8). Bu alanın fay kazısı için seçilmesinde en büyük etken, bölgenin belirgin bir eğer morfolojisine sahip olmasıdır. Uzun eksenli faya paralel uzantılı bu yayvan oluk şekilli yüzey topoğrafyası, iki yaçmaçtan kırıntılı malzemenin taşınarak çökmesi için uygun ortam oluşturur. Ayrıca eğer eksenli boyunca uzanan çizgisel çukurluğun hemen güneyinde yer alan sırt (Velibey tepesi), kuzey yükseltisinin önünü kapatarak, akaçlama ağının malzemesini burada biriktirmesine yol açar.

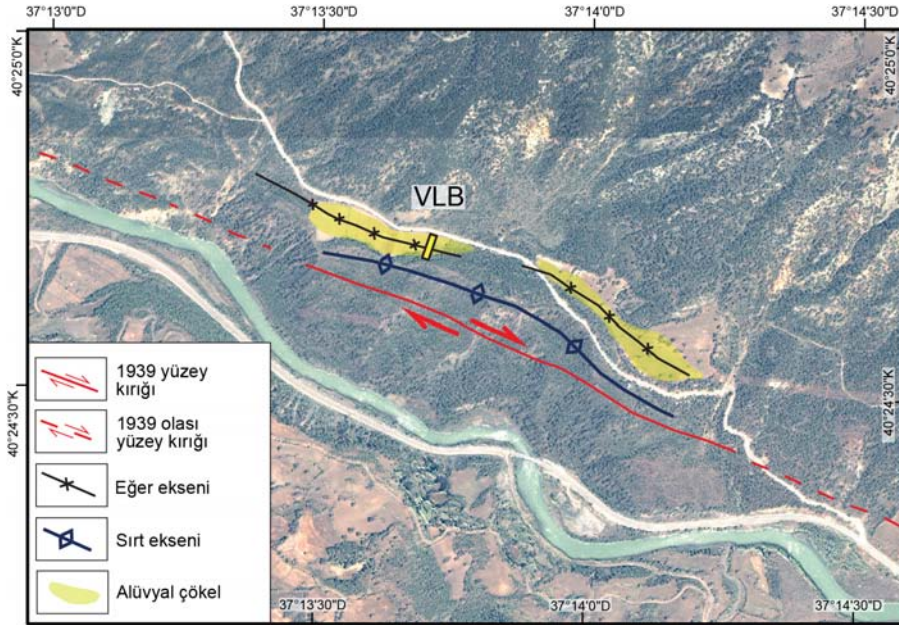


Şekil 5.7 : Kelkit Vadisi segmenti üzerinde açılan hendek yerleri; VLB: Velibey, RSD-1: Reşadiye-1, RSD-2: Reşadiye-2, UMR: Umurca..

Velibey tepenin uzanımı ve kuzeyindeki bu eğer morfolojisinin konumu dikkate alındığında burdaki fay kolunun doğrultusu $K75B^{\circ}$ 'dir. Fayın batıya uzanımında Çakmak köyü yakınlarındaki 150 m'lik birikimli dere ötelenmesi, bölgede doğrultu atım tektoniği ile gelişmiş diğer bir yapıdır. Bu noktadan doğuya doğru ise fay, Çayırpınar köyü civarında gene belirgin bir eğer morfolojisi yaptıktan sonra Kelkit çayının taraçalarını ve yatağını keserek Reşadiye ilçe merkezinin güneyine doğru devam eder.

Morfotektonik yapısı ve kesintisiz genç çökel birikimi ile hendek çalışmasına uygun olan bu alanda, gerçekleştirilen fay kazısı sonucu malesef stratigrafide herhangi bir kesiklik veya ötelenme görülmemiştir. Özellikle her iki duvarında en yaşlı birimleri olan en alt stratigrafik seviyeleri incelenmiş, faylanma ile ilişkili hiç bir yapısal süreksizlik tespit edilmemiştir.

Herhangi bir faylanma ve eski deprem izine rastlanmadığı için bu hendek loglanmamış ve yaşlandırma amaçlı örnek alınmamıştır. Bölgedeki eğer morfolojisi, fayın daha önceden burayı kullandığını gösterse de, açılan 2.5-3 m'lik hendek derinliği göz önünde bulundurulduğu zaman en az 4-5 depremdir bu noktanın kırılmadığı anlaşılmaktadır. Bölgede bu eğer morfolojisi kadar belirgin olmayan, ancak Velibey tepesinin güney yamacını kesen bir sarplık, aktif fayın artık sırtın güneyinden çalışmaya başladığını gösterir.



Şekil 5.8 : Velibey hendeğinin açıldığı bölgenin IKONOS uydu görüntüsü ve ana morfotektonik yapıları. 1939 yüzey kırığı, Velibey tepesini oluşturan sırtın güney yamacından geçmektedir.

5.4.2 Reşadiye hendekleri

Reşadiye-1 (RSD-1) ve Reşadiye-2 (RSD-2) hendekleri, Reşadiye (Tokat) ilçe merkezinin 2 km doğusunda, birbirlerinden yaklaşık 600 m mesafe ile açılmışlardır. Bu bölgede KAF belirgin çizgisel bir morfolojiye sahiptir. Bu çizgisellik üzerinde Reşadiye-1 hendeği birbirlerine paralel iki fay kolunun yarattığı çizgisel bir çöküntü alanı üzerinde yer alırken, Reşadiye-2 alüvyal yelpaze çökelleri üzerinde faylanma ile ilişkili bir tarla sınırı ötelenmesinin hemen yanında kazılmıştır (Şekil 5.9). İki hendek arasında K-G yönlü akan bir dere üzerinde toplam 150 m'lik birikimli atım görülür. Reşadiye-2 hendeğinin yer aldığı bölgede, yanyana birçok tarla sınırlarında farklı miktarlarda sağ yanal ötelenmenin varlığı dikkati çekmektedir.

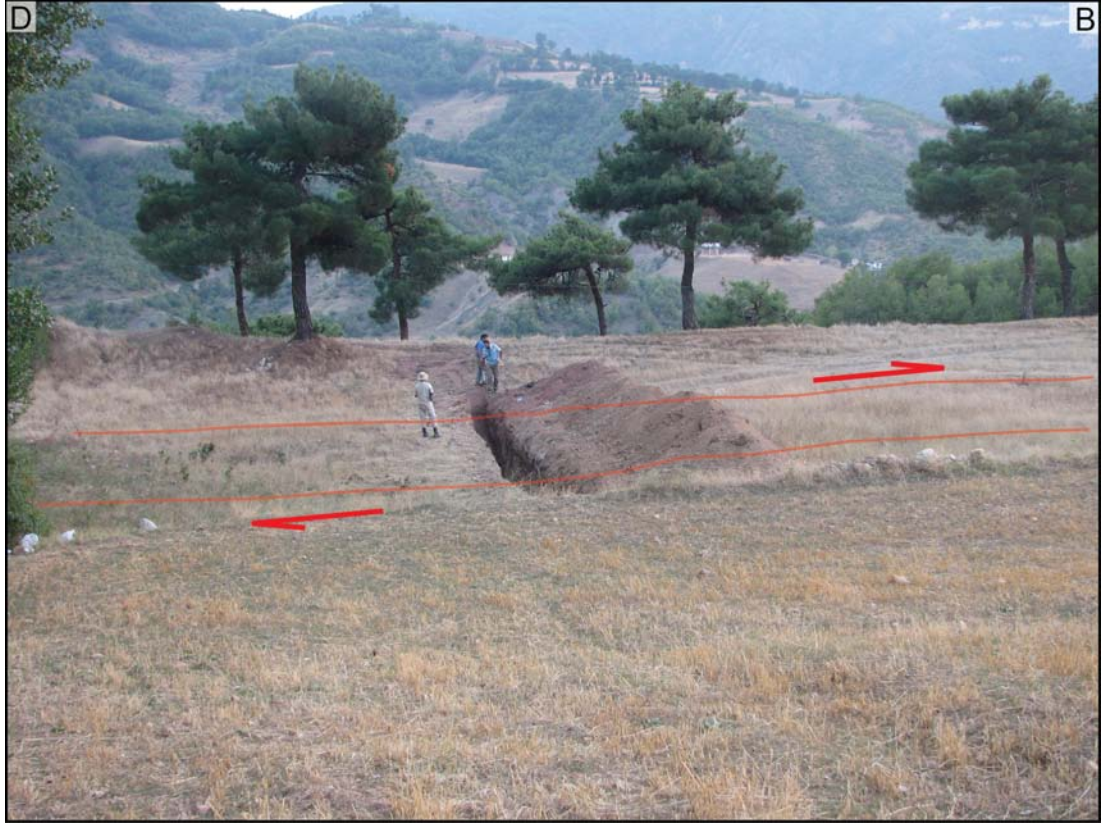


Şekil 5.9 : Aralarında yaklaşık 600 m mesafe bulunan Reşadiye-1 (RSD-1) ve Reşadiye-2 (RSD-2) hendeklerinin birbirlerine göre konumlarının IKONOS uydu görüntüsü üzerinde iz düşümü. İki hendek sahası da belirgin fay morfolojisine sahipken, aralarında yer alan ve 150 m birikimli atıma sahip bir dere fayın bu uzun süreli etkinliğinin göstergesidir. RSD-1 birbirlerine paralel iki adet fay kolunun yarattığı çizgisel bir çöküntü alanı üzerinde, RSD-2 ise faylanma sonucu ötelenmiş bir tarla sınırının yanında açılmışlardır. RSD-2'nin hemen batısında yer alan bir basınç sırtı fayın yersel sıkışmalı bir sıçrama yapmasına bağlı olarak gelişmiştir.

5.4.2.1 Reşadiye-1 (RSD-1)

Reşadiye-1 hendeği, birbirlerine paralel iki fay kolu arasında oluşan çizgisel çöküntü havzası üzerinde açılmıştır (Şekil 5.10). Yamaçlardan taşınan çökellerin biriktiği bu çukurluk, kilden iri çakıllara kadar değişik nitelikte kırıntılı malzeme içerir. Holosen öncesi çökellerle, bu genç çökeller arasındaki faylı dokanak, hendeğin güney kenarında açıkça görülmektedir. Reşadiye-1 hendeği, 19 m uzunluğa, 1 m eni ve azami 2.5 m derinliğe sahiptir. Sadece batı duvar çalışılmıştır.

Hendek stratigrafisi, yamaçlardan taşınan malzemenin oluşturduğu ve çeşitli kırıntı boyuna sahip bir çökel istifinden oluşur. En üstte tarım amaçlı sürülmüş bir zon varken, bunun altında kireçtaşı bloklarından oluşan yapay bir dolgu (a) yer alır. Hendeğin birinci metresinde kama şeklinde başlayan bu seviye, tekrar incelerken 14. metre yakınlarında sonlanır. Hendeğin en güneyinde, bu dolgunun altında yer alan ve de Holosen öncesi çökellerden türemiş kırmızı killi silt bir matrikse sahip, çakıllı bir katman (b) yer alır. Bu birimin altına hendek güneyinde kırmızımsı kahverengi siltli matriks içerisinde orta çakıllardan oluşan ve gene Holosen öncesine ait bir seviye (c) gelir. Bu eski birim, düşeyde hendek duvarının -1 ila 0. m leri arasında (b)'nin altına kadar çıkarken, yatayda 0 ila 4. m ler arasında topoğrafya ile uygun bir şekilde çökelen daha genç çökellerin altında kalır. (c)'nin yanal bir süreksizlikle geçiş yaptığı ilk genç birim, az çakıllı sarımsı kahverengi silt bir seviyedir (d). Bu katmanda gene yanal bir süreksizlikle, hendek kuzeyine doğru üstten alta doğru sırasıyla kalışli çakıllı killi koyu kahverengi kum (e), kalışli az çakıllı kumlu açık kahverengi silt (f) ve sarımsı kahverengi silt (g) birimlerine geçiş yapar. Bu tabakaların altında, hendek tabanına kadar uzanan kumlu az çakıllı sarımsı kahverengi silt malzemedan oluşan (h) yer alır. (h) seviyesinin diğer bir özelliği içerisinde ufak merccekler halinde kum paketleri barındırıyor olmasıdır. Hendek batı duvarının 3 ila 14. metreler arasında yukarıdan aşağıya doğru bir süreklilik gösteren (e), (f) ve (g) birimleri 14. metrede gene yatay bir süreksizlikle başka bir istife geçer. Bu istif en üstte, toprak seviyesinin altında az çakıllı, az kumlu sarı siltle (i) başlarken, hendek tabanına doğru kahverengi ince kum/silt matriksli çakıllara (j) yerini bırakır. 15 ila 18. metreler arasında (j) alta doğru az çakıllı sarımsı kahve siltle (k) ardalaşım gösterir.



Şekil 5.10 : Reşadiye-1 hendeğinin açıldığı iki paralel fay kolu arasında oluşmuş çizgisel çöküntü alanı.

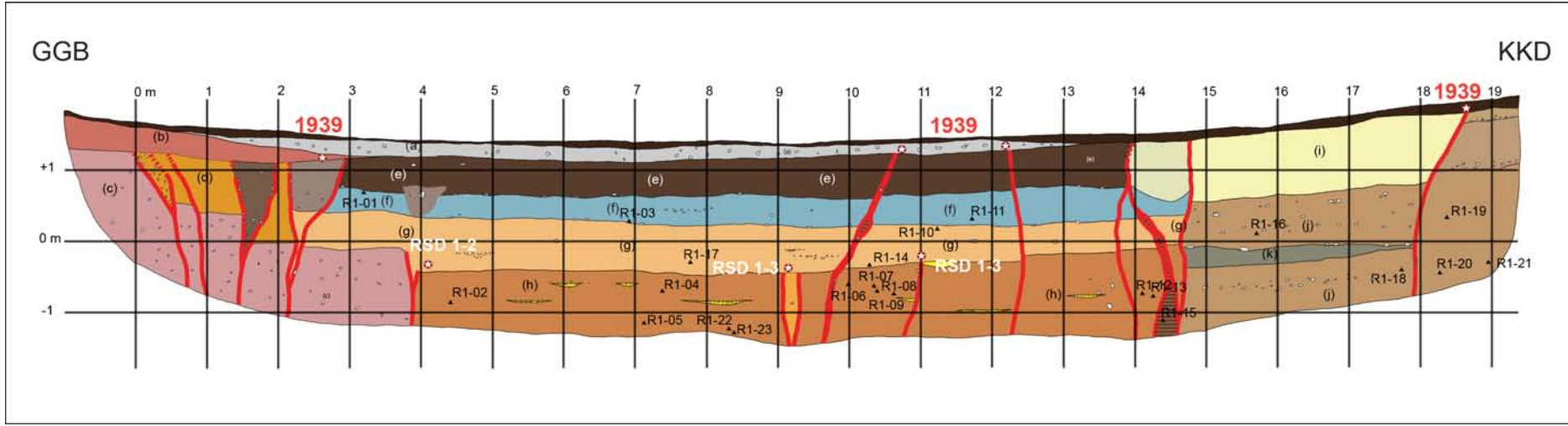
Reşadiye-1 kazısında faylanma geniş bir zon boyunca farklı kollar halinde hendek tabanından güncel sürülen zonun altına kadar çıkar. Bu kollar stratigrafik seviyeleri bozduğu gibi, kazının en kuzeyi ve güneyinde yer alan Holosen öncesi çökellerle bu çukurluğa çökelen genç birimleri birbirlerinden ayırır. Hendeğin en güneyinde yer alan ve 1939 Erzincan depremi sonrası yüzey faylanması (RSD1-1) ile ilişkili birbirine paralel dört kol halinde (b) kolüvyal kamasının altına kadar çıkar. Yukarıya doğru çatallanan bu kolların arasına farklı dolgu malzemeleri girmiştir (Şekil 5.11). 11 ila 15. metreler arasında 1939 yüzey kırığı ile ilgili diğer faylar dört kol halinde görülür. Bunlardan 11 ila 12. metrelerde olanlar yapay dolgunun altına kadar uzanırken, diğerleri güncel toprak seviyesi ile örtülür. 1939 olayı ile ilişkili son faylanma 18 ila 19. metreler arasında yer alır. RSD1-1'den bir önceki olaya ait uyumsuzluk, 4. metrede görülür. Tek parçalı bir fay yukarı çıkarken iki kola ayrılmış, (g) biriminin altını kestikten sonra, dolgu maddesi olarak bu birimin malzemesini kullanmıştır. RSD1-2 depremi, en son (g) birimini keserken, üzerine gelen (f) birimi bu faylanmanın üzerini örten olay seviyesini oluşturur. Hendekteki en yaşlı olay olan RSD1-3, 9 ila 11. metreler arasında yüzeye çıkan üç parçalı fay

zonu ile ilişkilidir. (h) birimini kesen bu fay kolları, (g) birimi tarafından örtülür. Dolayısı ile RSD1-3 için olay seviyesi (g)'dir (Şekil 5.12).

Reşadiye-1 hendeğinde belirlenen olaylar içerisinde son deprem olan 1939 Erzincan yüzey faylanması (RSD1-1) ile ilişkilendirme hariç doğru bir tarihlendirme yapılamamıştır. Olay öncesi ve sonrası seviyelerden alınan örneklerin C-14 yaş analizleri hem stratigrafi ile uyumsuz hem de göreceli olarak oldukça eski tarihlere karşılık gelecek sonuçlar vermiştir (Çizelge 5.11). Alınan örneklerin çözümlenmesi sonucu elde edilen bu uyumsuz sonuçlar, hendek stratigrafisini oluşturan çökme sürecinin süreksizliğine ve/veya yaşlandırılan C-14 numunelerinin taşınmış olduğu şeklinde yorumlanmıştır. Her ne kadar 1939 yüzey kırığının izleri bu hendek çalışmasında tespit edilmiş olsa da, daha önceki olaylara karşılık gelen RSD1-2 ve RSD-2 yukarıda öne sürülen nedenlerden ötürü tarihlendirilememişlerdir.



Şekil 5.11 : Reşadiye-1 hendeği batı duvarı güney ucunun yan görünüşü (2 ila 4. metre arası). Holosen öncesi çökeller ile çöküntü alanı içerisinde biriken daha genç çökellerin faylı dokanağını 1939 depremi sırasında da kırılan kol oluşturmaktadır. Daha kuzeyde, 4. metrede yer görülen faylanma ise RSD-2 olarak yorumlanmıştır.



Şekil 5.12 : Reşadiye-1 hendeği batı duvarı logu. Hendeğin duvarında hem güney hem de kuzey kenarlarında birbirlerine paralel uzanan ve de 1939 depremi ile ilişkili oluşmuş fay zonları belirlenmiştir. Daha önceki olaylar ise (RSD 1-2 ve RSD 1-3) karbon örneklerinin taşınmış olması veya çökme sürecinin süreksizliklerden oluşması yüzünden tarihlendirilememiştir. Hendeğin stratigrafisini oluşturan birimler: en üstte tarım amaçlı sürülmüş bir zon, (a) kireçtaşı çakıl ve blokları içeren yapay dolgu, (b) kırmızı killi silt matriksli çakıl, (c) kırmızımsı kahverengi silt matriksli orta boylu çakıl, (d) sarımsı kahverengi silt, (e) kalınlı, ince çakıl ve killi koyu kahverengi kum, (f) kalınlı, az çakıllı ve kumlu açık kahverengi silt, (g) sarımsı kahverengi silt, (h) çakıllı sarımsı kahverengi silt, (i) kumlu sarı silt, (j) kumlu silt matriksli çakıl, (k) az çakıllı sarımsı kahverengi silt.

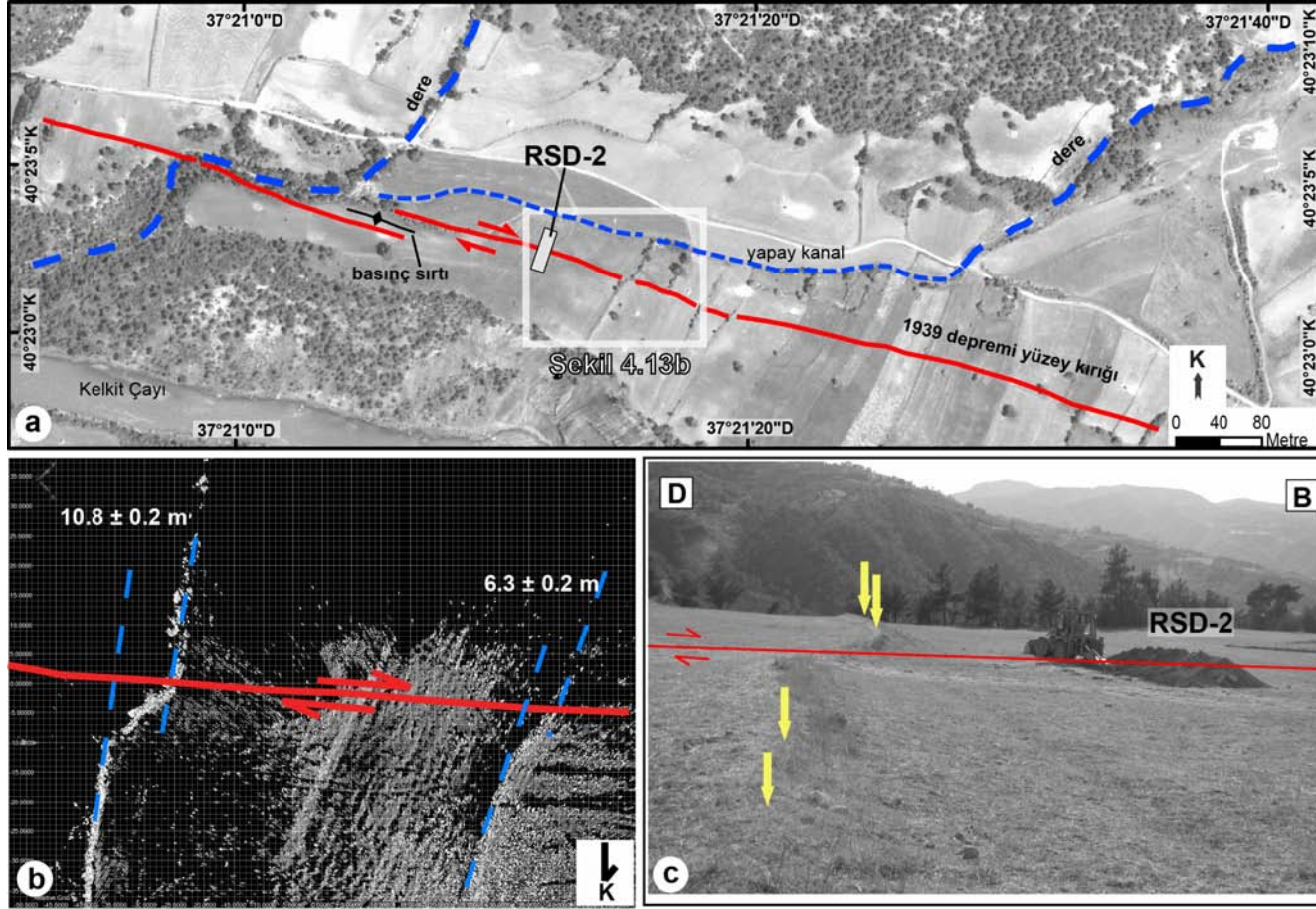
Çizelge 5.11 : Reşadiye-1 hendeğinde örneklenen C-14 numunelerinin analiz sonuçları

Lab	Örnek	Radyokarbon yaşı G.Ö.	$\delta^{13}\text{C}$	Düzeltilmiş yaş	Olasılık 0.95 (2 σ)	Örnek tipi
AA79231	R1-10	1622±85	-23.8	M.S. 209-607	1.000	kömür
AA79232	R1-11	1037±41	-23.9	M.S. 137-202 M.S. 205-468 M.S. 479-534	0.073 0.855 0.072	kömür
AA78142	R1-17	2750±38	-7.8	M.Ö. 995-989 M.Ö. 979-816	0.011 0.989	kömür
AA79233	R1-16	3774±69	-20.1	M.Ö. 2459-2416 M.Ö. 2411-2026	0.043 0.957	kömür
AA78139	R1-04	5565±50	-13.5	M.Ö. 4493-4335	1.000	kömür
AA78141	R1-14	3528±42	-25	M.Ö. 1972-1743	1.000	kömür

5.4.2.2 Reşadiye-2 (RSD-2)

Reşadiye-2 hendeği, 1939 yüzey kırığı üzerinde alüvyal yelpaze çökelleri üzerine açılmıştır (Şekil 5.13a). Alüvyal yelpaze oluşumuna kaynak oluşturan dere, zaman içerisinde tarım amaçlı olarak islah edilmiş ve tarlalara daha rahat sulama yapabilmek amacıyla yapay bir kanalla daha batıda yer alan komşu dere sistemine bağlanmıştır. Bu bölgede 1939 Erzincan depreminin yatay atımı 4 m civarında ölçülmüştür (Çizelge 5.10). Ancak çoğu tarla sınırında 4 m'lik atım ölçülürken, iki adet tarla sınırında yaklaşık 6.5 m ve 10.5 m olmak üzere iki farklı ötelenme görülmüştür (Şekil 4.13a & 4.13b). 1939 depreminden daha yüksek atıma sahip bu yapıların büyük olasılıkla birden çok olayın izlerini taşıdığı yorumlanmıştır.

12 m uzunluğunda ve 2.5 m derinliğinde gerçekleştirilen fay kazısı, ağırlıklı olarak çakıl araseviyeleri içeren ince-orta büyüklükte kırıntılı malzemedan (kil, silt ve kum) oluşur. Çakıllı ve bloklu seviyelerin hendek stratigrafisinin en alt kesimlerinde yüzlek verdiği görülür. Hendek duvarlarında görülen bütün stratigrafik birimlerin tanımları Şekil 5.14'te verilmiştir. Bu birimlerden (b), (d), (g), (j) ve (m)'den alınan toplam 5 adet kömür örneği AMS kullanılarak radyokarbon yöntemiyle yaşlandırılmıştır (R2-02, R2-04, R2-07, R2-11, R2-14; Çizelge 5.12 ve Şekil 5.14). Bunlardan muhtemelen taşınmış olan tek bir örnek M.Ö. 2024-1742 aralığına tarihlendirilirken, diğer örnekler M.S. 1423-1523 ila M.S. 893-1045 aralığında yaşlar vermiştir.

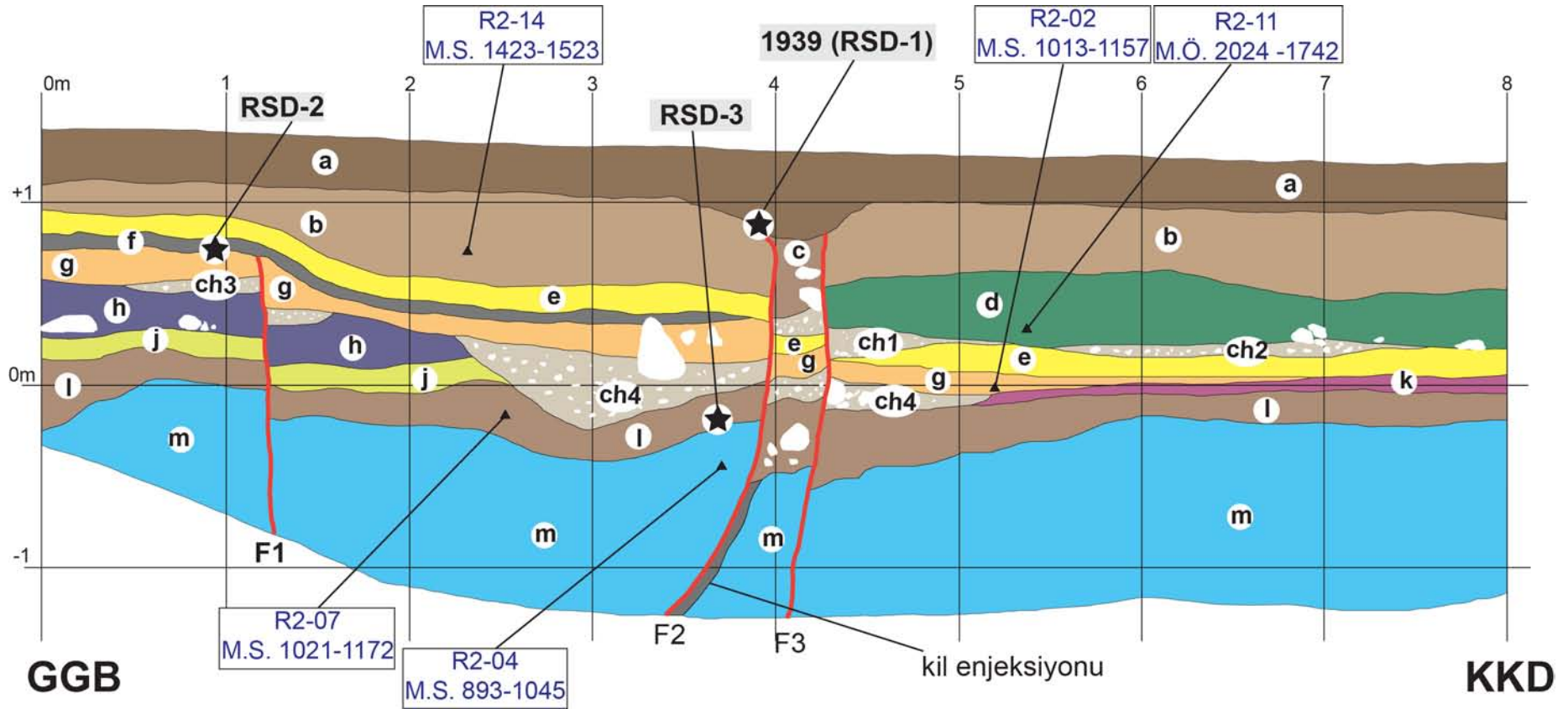


Şekil 5.13 : (a) RSD-2 hendek yerinin IKONOS görüntüsü; 1939 depreminin yüzey kırığı özellikle sıralanmış tarla sınırı ötelenmeleri ile açık bir şekilde görülmektedir. (b) Son depreme ait kosismik yerdeğiştirme miktarının 4 m olduğu fayın bu kesiminde yan yana iki tarla sınırının atım oranları yersel LiDAR kullanılarak 6.3 ve 10.8 m olarak ölçülmüştür. (c) RSD-2 hendeği ötelenmiş bu tarla sınırlarından bir tanesinin batı yanına açılmıştır.

Hendeğin ayrıntılı olarak tek çalışılan duvarı olan batı kısım genelinde sadece bir fay zonu görülür. Bu zon, duvarın 1 ve 5. metreleri arasında birçok sayıda fay kolundan oluşur. Birbirlerine paralel faylardan F2 ve F3, duvarın 4. metresinde hendek tabanından tarım amaçlı sürülen zonun altına kadar çıkarak 1939 depreminin yüzey faylanmasına karşılık gelirler. En güneydeki fay kolu F1 ise güncel yüzeyin 0.5 m altına kadar çıkıp burada sonlanır.

Sürülmüş seviye, 1939 depremine (RSD 2-1) bağlı olarak gerçekleşen kısmi çökmeye bağlı olarak hendek duvarının 4. metresinde kalınlaşır. Bu olaya bağlı olarak F2 ve F3'ün kuzey bloğu üzerinde (“e”, “g” ve “l” birimleri) 25 cm'ye civarında belirgin bir normal düşey yer değiştirme görülür. (c) birimi, kil matrisi içerisinde iri çakıl ve bloklar içeren olay sonrası dolgu malzemesidir. Yüzey kırığı yaratan depremlerden sonra, özellikle tarım amaçlı kullanılan arazilerde, tarla sahiplerinin yerde oluşan çatlak ve kırıkları kaba malzeme kullanarak doldurduğu bilinen bir gerçektir. Bazı birimlerde görülen bu düşey yerdeğiştirmenin yanı sıra hendek stratigrafisini oluşturan birimlerden (h), (d), (j) ve (k)'nın F2 ve F3'ün sınırladığı bloklarda yanal devamlılığı yoktur. Bu birimlerden (d) seviyesi F3 ile sınırlanarak sonlanırken, (h), (j) ve (k) seviyeleri kamalaşarak sonlanmaktadır.

F1, “m-g” arasında kalan birimleri keserken fayın kuzey bloğunda yaklaşık 25 cm'lik bir düşme görülür. Fayın, (f) biriminin altında yukarı doğru sonlanması, 1939 depreminden bir önceki olay (RSD 2-2) olarak yorumlanmıştır. Bükümlü bir yapıya sahip olan (f) ve (e) birimleri, faylanmadan etkilenmiş seviyeleri uyumsuzlukla örter. RSD 2-2 için olay seviyesi (f) biriminin tabanıdır. Her ne kadar (f) birimi içerisinde kömür örneği bulunamamış olsa da onun üzerinde yer alan (b) biriminden toplam dört adet numune alınmıştır. Ancak, yaşlandırılan bu örneklerden sadece bir adet güvenilir yaş elde edilebilmiştir. (b) biriminin alt-orta kesiminden alınan R2-14 no'lu örnek, M.S. 1423-1523 (en yüksek 2σ olasılığı) olarak tarihlendirilirken, RSD 2-2 depreminin olay seviyesini alttan sınırlayan, (g) ve (l) seviyelerinden alınan iki örnek ise M.S. 1013-1157 (R2-02) ve M.S. 1021-1172 (R2-07) olarak yaşlandırılmışlardır. Bunlardan stratigrafik olarak daha üstte yer alan (g) biriminden alınan R2-02 örneğinin, R2-07'ye nazaran az da olsa daha eski bir yaş vermesi stratigrafik dizilim ile çelişki yaratsa da, RSD 2-2 olayının alttan 12. yüzyıl ile sınırlandığı açıktır.



Şekil 5.14 : Reşadiye-2 hendekğine ait batı duvarının ilk 8 metresinin kesiti; Yıldızlar, olay seviyelerine işaret ederken, radyokarbon yaş sonuçlarını en yüksek 2σ olasılıkları ile gösterişmişlerdir (Çizelge 4.12). Hendek stratigrafisi; (a) sürülmüş zon, (b) açık kahverengi kil, (c) kil matriks içerisinde çakıl ve bloklar (1939 olayının dolgu malzemesi), (d) az miktarda kalış içeren yeşilimsi kahverengi kil, (e) sarı silt, (f) koyu gri kil (RSD 2-2 sonrası paket), (g) çakıllı ince kum, (h) alt seviyelerinde çakıl ve küçük bloklar içeren kum, (j) kaba kumlu silt, (k) çakıllı ince kum, (l) kahverengi silt (RSD 2-3? sonrası seviye), (m) ince kum-silt matriks içerisinde çakıl ve blok, (ch) kanal çökelleri.

F2 fay kolunun keserek ötelediği (m) birimi üst sınırının sahip olduğu düşey atım, aynı kol üzerinde daha üst birimlerin sahip olduğu yer değiştirmeye göre neredeyse iki katıdır. Bunun yanı sıra F2 fay zonu üzerinde, (l) seviyesinin altına kadar uzanan kil enjeksiyonu dikkati çeker. Bu iki yapı dikkate alınarak, F2'nin en az iki olayda çalıştığı anlaşılmaktadır. Ancak atım miktarı ve birimlerinin stratigrafik ilişkisi dikkate alındığında, bu kol üzerinde gerçekleşen bir önceki olay RSD 2-2'den daha öncedir. RSD 2-3 olarak adlandırdığımız bu eski depreme ait, olay seviyesi (l) biriminin tabanıdır. Bu olay seviyesinin altından (R2-04) ve üstünden (R2-07) alınan iki adet kömür örneği sırası ile M.S. 893-1045 ve M.S. 1021-1172 olarak tarihlendirilmişlerdir. Yaşlandırılan bu örnekler göre RSD 2-3, M.S. 893 ila 1172 tarihlerinde arasında gerçekleşmiş olmalıdır.

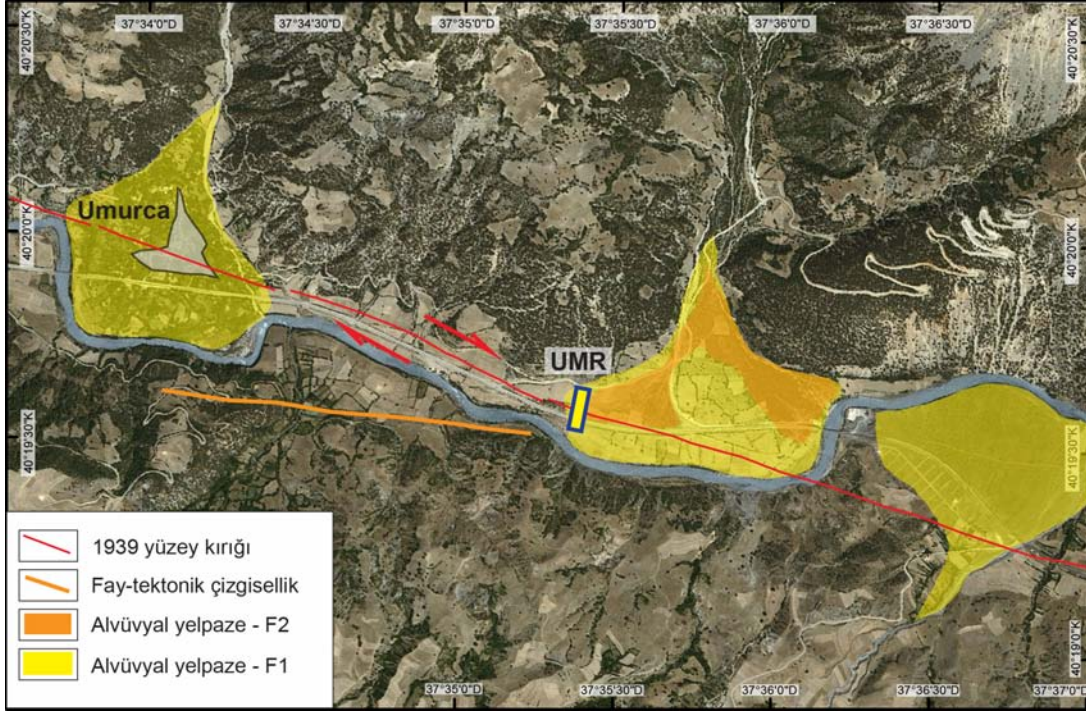
5.4.3 Umurca (UMR) Hendeği

Umurca hendeği, Reşadiye'nin (Tokat) yaklaşık 20 km doğusunda yer alan Umurca köyünün 3 km doğusunda açılmıştır. Fay kazısı, kaynak noktası yüzey kırığının kuzeyinde kalan bir alüvyal yelpazesinin ıraksak kesiminin üzerinde gerçekleştirilmiştir (Şekil 5.15). 15 m uzunluğunda ve 2 m derinliğindeki hendek, çakıl ve kum arakatmanlar içeren çok inceden ince boyuta kırıntılı malzemenin (silt ve kil) açığa çıkmasını sağlamıştır. Çukur temelinde rastlanan büyük boyutlu bloklar, daha derine inilmesini engellemiştir. Hendek duvarında görülen birimlerden (d), (e), (f), (g) ve (h)'den toplanan toplam 7 adet kömür örneği (UMR D-1, UMR B-1, UMR B-9, UMR D-2, UMR B-1 ve UMR B-7; Çizelge 5.12 ve Şekil 5.16) yaşlandırılmış, ancak bunlardan stratigrafik konumu uyumlu olan sadece 3 tanesi eski deprem tarihlerinin belirlenmesinde kullanılmıştır.

Her iki duvarda yer alan stratigrafik birimler; **a.** sürülmüş zon, **b.** az çakıllı yeşilimsi kahverengi silt, **c.** sarı silt, **d.** kum, **e.** açık sarı silt, **f.** açık kahverengi kil, **g.** kahverengi çakıllı silt, **h.** kahverengi killi kum, **i.** sarı silt matriks içerisinde çakıl ve bloklar, **j.** kum, **k.** çakıllı sarı siltli kil, **l.** açık kahverengi kil, **m.** sarı silt, **n.** kahverengi kil, **o.** çakıllı ve bloklu kahverengi kil, **p.** sarı siltli kil, **r.** çakıllı sarımsı kahverengi kil, **s.** ince çakıllı koyu kahverengi kil, **t.** açık sarı silt matriksli çakıl, **u.** sarı silt, **v.** kırmızı kil, **vi.** sarı kil, **vl.** çakıllı açık kırmızı kil, **vp.** çakıllı kırmızı kil, **w.** sarı silt matriksli çakıl ve bloklar, **x.** az çakıllı silt, **y.** az çakıllı sarı siltli kil ve **z.** sarı silt şeklinde özetlenebilir (Şekil 5.16).

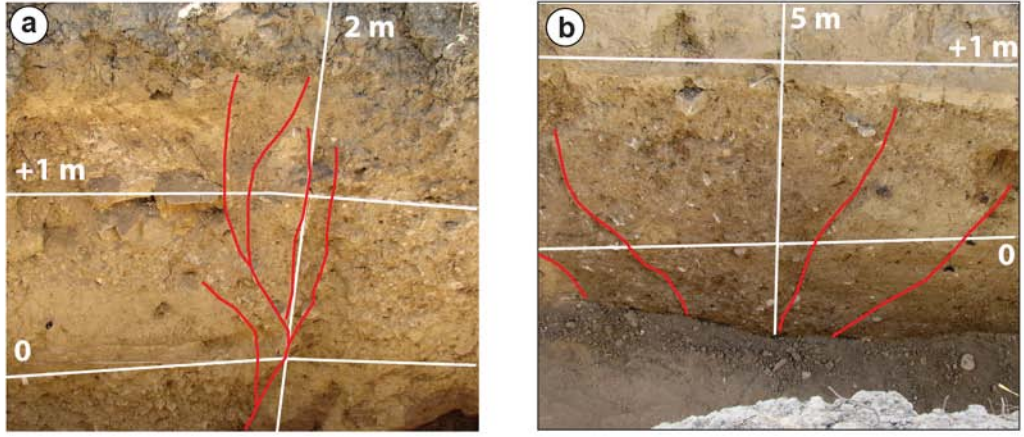
Her iki duvarında çalışıldığı Umurca hendeğinin genelinde alttan yukarıya doğru farklı derinliklerde sonlanan çok sayıda fay kolunun varlığı dikkati çeker (Şekil 5.16). Bunlardan F2 fayı, paralel yan kolları ile beraber her iki duvarda da sürülen zonun altına kadar uzanarak 1939 depremine (UMR-1) karşılık gelir. Özellikle batı duvarında bu kollar arasında yoğun bir şekilde makaslanmış bir zon görülür. Hendek birimlerinden (y), (z) ve (w)'nin yanal uzanımları bu zonun etkinliği yüzünden kesilmiştir. Ayrıca, (c) ve (i) seviyelerinin fayın güney bloğunda 30 cm'ye kadar düşey ötelenmeye maruz kaldığı ölçülmüştür.

Hendek duvarının beşinci metresinde görülen F3 fayının (e) biriminin altında sonlanması, bir önceki olay (UMR-2) olarak yorumlanmıştır. Bu fay boyunca (e)'nin altında kalan bütün birimlerin yanal devamlılıkları ani kesiklik göstererek sonlanır. Bu seviyelerin tamamı hiç bir deformasyon izi taşımayan (e) tarafından örtülür. Bu verilere göre (e) biriminin tabanı, UMR-2'nin olay seviyesidir. Bu seviyenin hemen altındaki birim olan (g)'nin en üst kesimlerinden alınan bir adet kömür örneği (UMR B-4), M.S. 1622-1668 (%53.70 2σ olasılığı) tarih aralığına yaşlandırılmıştır. Doğu duvarında, UMR-2'nin olay seviyesinin 25 cm kadar altından ("h" biriminin orta kesimleri) yapılan diğer bir örnekleme ise M.S. 1415-1451 olarak yaşlandırılmıştır. Stratigrafik olarak daha altta bulunan birimlere göre daha yaşlı sonuçlar vererek çelişki doğuran UMR B-9 ve UMR B-3 örneklerinin taşınmış oldukları yargısına varılmıştır. UMR-2'nin üzerindeki bir seviyeden (d) alınan UMR D-1 numunesi ise 300 yıldan daha genç (en yüksek 2σ olasılığına göre M.S. 1726-1814) bir yaş sonucu verir. Bu zaman dilimi içerisinde fosil yakıtların yakılmaya başlamasına (Suess etkisi: (Suess, 1965)) ve Maunder düşüklüğünü takip eden güneş ışınması artışına (Stuiver ve Quay, 1980) bağlı olarak oluşan radyokarbon platosu, tek bir yaş aralığının belirlenmesini engeller. Radyokarbon sonuçlarına göre (Çizelge 5.12) UMR-2, 17. yüzyıldan, büyük olasılıkla 1600'lü yılların ortasından sonra ve 18. yüzyılın sonundan önce meydana gelmiştir.

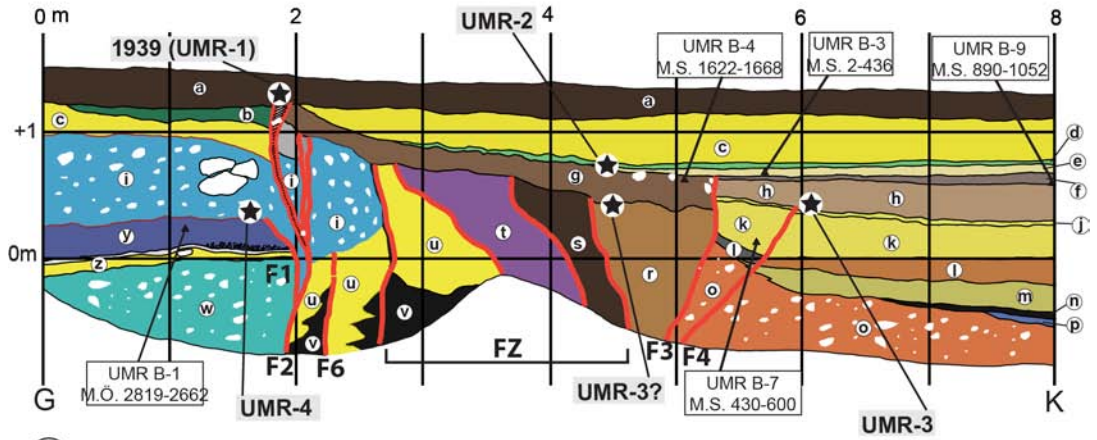


Şekil 5.15 : Umurca hendeği'nin yeri; fay kazısı Umurca köyü'nün 3 km doğusunda yer alan bir alüvyal yelpazenin ıraksak kesiminde gerçekleştirilmiştir.

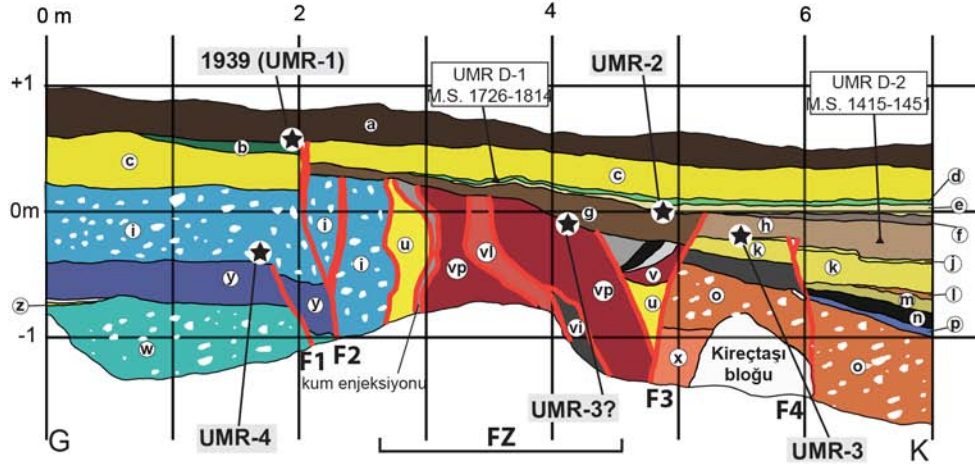
Diğer fay kollarından F4, (h) biriminin hemen altında sonlanarak iki önceki olaya (UMR-3) karşılık gelir (Şekil 5.16). Hendeğin doğu duvarının 6. metresinde F4 daha düz bir geometri gösterirken gene (h) biriminin altında sonlanır. Deformasyon batı duvarda (k), (l), (m) ve (o) birimlerinin eğim derecelerinin ani değişimi ile belirgin, doğu duvarda (1) düşey ayrılma, (2) seviye kalınlıklarının değişmesi ve (3) yatay devamsızlık ile karakterize olur. Buna ek olarak hendeğin orta kısımlarında (2 ve 4. metreler arasında) çok sayıda fay kolu (Şekil 5.16c'de FZ) yukarı doğru kesilerek (g) birimi tarafından örtülür. Stratigrafik ve yapısal ilişkiye göre (g) biriminin en son UMR-2 olayı sonucu deforme olduğu göz önüne alındığı zaman, bu faylanma da UMR-3 ile denestirilebilir. Ancak, gene de F3 fayının her iki yanında yer alan birimlerin yanal kesiklik göstermesinden dolayı hendeğin 2 ve 5. metreleri arasında tam bir denestirme gerçekleştirilemediği için bu olay UMR-3? olarak adlandırılmıştır. (k) biriminin alt kesimlerinden alınan UMR B-7 örneği (M.S. 430-600) UMR-3 olayı için alt sınır verirken, (h) birimine ait UMR D-2 numunesinin M.S. 1415-1451 yaşı üst sınırı oluşturur. Oldukça geniş bir dilim olan altıncı ve onbeşinci yüzyıl zaman aralığı, bu olayın herhangi bir tarihsel deprem ile denestirilebilmesine olanak tanımamaktadır.



(c) Umurca Hendeği - Batı Duvarı



(d) Umurca Hendeği - Doğu Duvarı (Ayna görüntüsü)



Şekil 5.16 : (a) Umurca hendeğinin batı duvarında, 2. metrede 1939 yüzey faylanması izi. (b) 4. ve 6. metreler arasında UMR-2 ve UMR-3 olaylarına karşılık gelen kırıklar. (c) Umurca hendeği batı duvarı; radyokarbon yaş sonuçları en yüksek 2σ olasılıkları ile gösterilmiştir. (d) Doğu duvar, diğer duvar ile kolay görsel denetim yapılabilmesi amacıyla düşey eksene göre yansıtılarak çizilmiştir.

Hendek stratigrafisinde görülen en eski olay (UMR-4), 1939 yüzey faylanmasından ayrılan F1 fayının hem batı, hem de doğu duvarda 1 ve 2. metreler arasında yukarıya doğru sonlanması ile karakterize olur. F1 fayı, (w), (y) ve (z) birimlerini sınırlayarak yukarı doğru çıkarken, (y) ve (i) birimlerinin dokanağının altında sonlanır (Şekil 5.16c). Bundan ötürü UMR-4'e ait olay seviyesi i seviyesinin alt sınırındadır. Genellikle çakıl ve bloklardan oluşan (i) birimi içerisinde yaşlandırılabilir radyokarbon örneği bulunamamıştır. Olay seviyesinin altındaki birimlerden biri olan (y)'den alınmış bir örneğin M.Ö. 2819-2662'ye karşılık gelen yaşı, bu numunenin taşınmış olduğunu gösterir. Yaşlandırılabilir malzemenin eksikliğinden ötürü hendek genelinde bulunan bu en eski olay tarihlendirilememiştir.

5.5 Kelkit Vadisi Segmenti'nin Eski Depremleri

Kelkit Vadisi segmenti üzerinde bu tez kapsamında toplam dört adet hendek çalışması gerçekleştirilmiştir. Bunlardan Velibey ve Reşadiye-1 hendeklerinden fayın bulunamaması veya bulunan olayların tarihlendirilememesinden ötürü sonuç alınamamıştır. Reşadiye-2 ve Umurca hendeklerinde ise stratigrafik ve yapısal ilişkilere dayanarak 1939 Erzincan depremi de dahil olmak üzere toplam 4 eski deprem belirlenmiştir. Bu sonuçlar, tarihsel kayıtlar ve KAF'ın yakın kesimlerinde yapılan diğer paleosismoloji çalışmaları ile deneştirilmiş ve Bölüm 5.2'de özetlenen tarihsel kataloglara göre Kelkit Vadisi segmenti üzerinde gerçekleşme olasılığı en yüksek olan M.S. 1045, M.S. 1254, M.S. 1254, M.S. 1666 ve M.S. 1668 depremleri ile olabileceği anlaşılmıştır.

Şekil 5.17, hendeklerde belirlenen depremlerin yaş aralıklarını ve birbirleri ile olan göreceli zamansal ilişkilerini özetler. Her iki hendek stratigrafisinde de 1939 yüzey kırığı (RSD 2-1 ve UMR-1) açıkça görülürken, diğer olaylarla ilgili bulguların hepsi aynı zaman aralıklarına karşılık gelmez. Reşadiye-2 hendeğinde görülen son depremden bir önceki olay (RSD 2-2) 12 ila 15. yüzyıllar arasına tarihlendirilirken, Umurca hendeğinde belirlenen UMR-2, 1600'lerin başından sonra 18. yüzyıl sonlarından önce (%68.2 olasılıkla M.S. 1618-1778 yılları arasında) gerçekleşmiş olmalıdır.

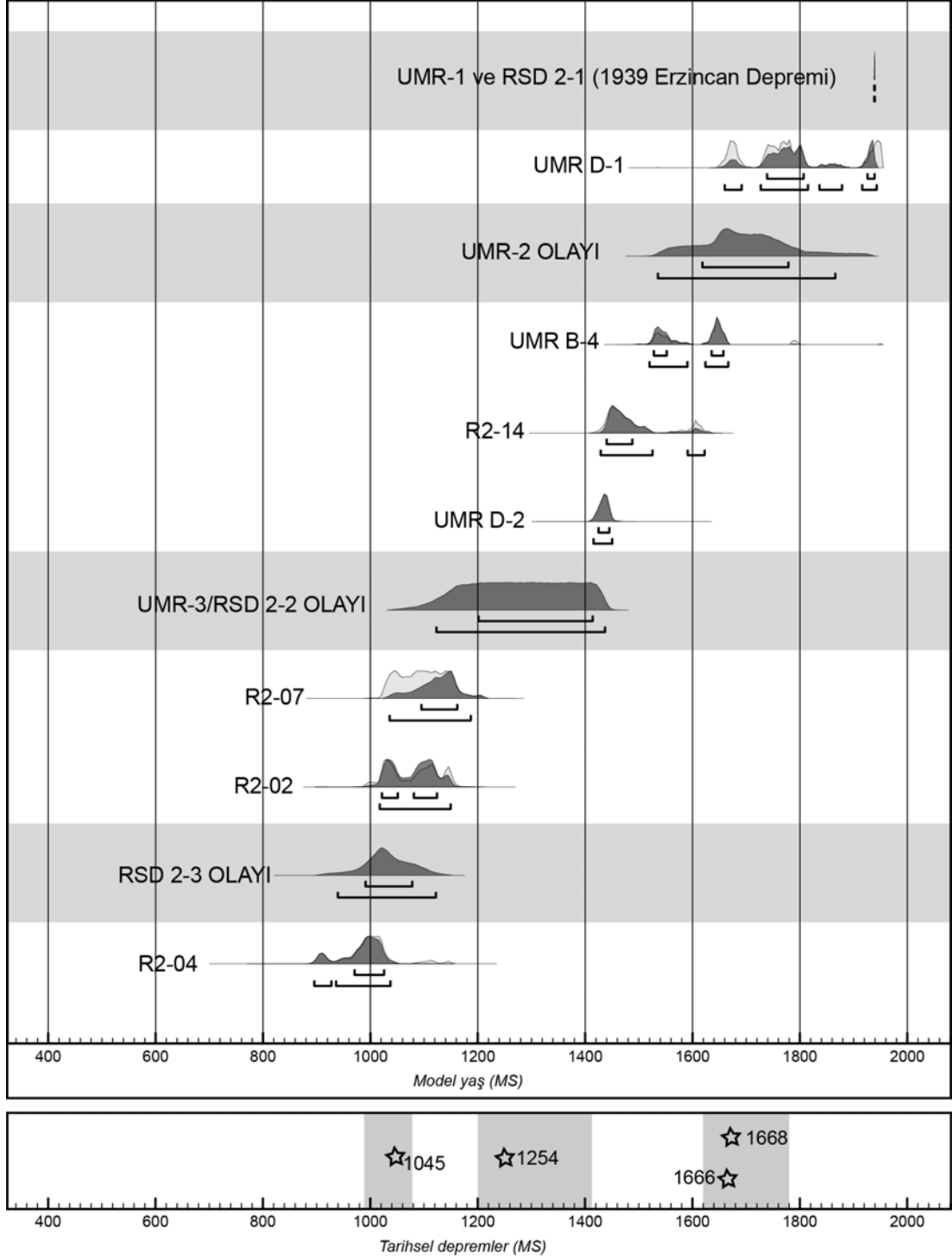
Umurca ve Reşadiye-2 hendeklerinde belirlenen depremlerin zamansal uyumsuzluğunu açıklamak üzere iki adet hipotez önerilmektedir; (a) Umurca hendeğinin olduğu bölgedeki fay kesimi, Reşadiye'ye göre son 600 yıl içerisinde

fazladan bir depreme daha yol açmıştır veya (b) Reşadiye-2 hendeğinde RSD-2'den daha sonra gerçekleşmiş bir deprem, yapılan gözlemin öznelliği veya yüzey kırığı ile ilgili stratigrafik kaydın sürekliliğini engelleyecek çökeltmede kesiklik/erozyon varlığı. İki hendek sahasının birbirlerine oldukça yakın olmaları (25 km) ve fayın doğrultusunda herhangi bir değişim olmaması, bu hipotezlerden birincisinin çok geçerli olamayacağını gösterir. Reşadiye hendek sahasında çok sayıda tarım alanının varlığı dikkati çeker (Şekil 5.13a). Bölgede kuzeyden güneye doğru birbirlerine paralel akan iki ana dere bulunur. Tarlaların tamamı doğudaki derenin oluşturduğu alüvyal yelpaze çökellerinin üzerinde yer alır. Ayrıca bu doğudaki dere yatağının değiştirilerek sulama amaçlı yapay bir kanalla akaçlamanın batıdaki dereye yöneltildiği görülür. Yerel coğrafyada yapılan bu değişiklik, yatağı değiştirilen dereye bağlı çökeltmenin kesilmesine yol açmıştır. Bu dereye bağlı gelişmiş alüvyal yelpaze üzerinde yanyana sıralanan tarla sınırları, fay boyunca yaklaşık 4, 6.5 ve 10.5 m oranlarında farklı 3 grup ötelenme miktarına sahiptir. Bunlardan 4 m olan birinci grup, bu tarla sınırlarının dört tanesinde görülür ve 1939 depremi sonrası olduğu eski atım dağılımı çalışmalarından da bilinmektedir. İkinci gruba ait 6.5 m civarında atım gösteren iki adet tarla sınırı ölçülmüştür. Bir tarla sınırı ise ölçülen en yüksek değer olan 10.8 m'lik atım miktarı ile üçüncü grubu oluşturur. Bu üç farklı atım grubunun aralarında zaman boşluğu olmadığını varsayıldığında, bir önceki olay (UMR-2) için atım miktarının 2.5 m, iki önceki olay (RSD 2-2 ve UMR-3) sonucu ise 4 m civarında bir sağ yanal ötelenme gerçekleştiği anlaşılır. Akaçlama sisteminin değiştirilmesi ve bu birikimli atımların korunmuş olması 15. yüzyıldan sonra Reşadiye-2 hendeğinin konumlandığı yerde çökeltmenin kesildiğini gösterir. Bu süreç ilk bakışta çökelt kaydın süreksiz olması açısından bir dezavantaj olarak gözüksede, birikimli atımların korunmuş olması ve eski depremlere daha sığ derinlikte erişebilmek gibi avantajları sağlamıştır. Ayrıca, farklı atım grupları Kelkit Vadisi segmenti üzerinde gerçekleşmiş eski depremler ile ilişkilendirilmiş, bu sayede eski olayların her birinin atım miktarları hakkında bir model önerilmiştir.

Kelkit Vadisi segmenti için UMR-2 olayının yaş aralığına karşılık iki adet tarihsel deprem (M.S. 1666 ve M.S. 1668) vardır. Bunlardan 1666 depremi için Erzincan'ın batısında yıkım olduğuna dair herhangi bir kaydın olmaması (Pinar ve Lahn, 1952), UMR-2'nin 17 Ağustos 1668 depremi sırasında olduğu sonucu doğurur.

Her iki hendekte de görülen iki önceki olayın (RSD 2-2 ve UMR-3) üst sınırı, Reşadiye-2 hendeğinde M.S. 1423-1523, Umurca hendeğinde ise M.S. 1415-1451'tir. Reşadiye-2 hendeğinde iki adet farklı seviyeden elde edilen radyokarbon yaşlarına göre ise alttan 12. yüzyıl ile sınırlanmaktadır. RSD 2-2/UMR-3 depremi, modellenen yaşlara göre %68.2 olasılıkla M.S. 1201 ila 1414 yılları arasında gerçekleşmiştir (Şekil 5.17). Çizelge 5.1'de bu zaman aralığının kapsadığı çok sayıda tarihsel deprem görülür. Bu tarihsel kayıtların bir kısmı sadece Erzincan ve yakın çevresi ile ilgili yıkımları içerirken, büyük bir kısmı hasar dağılımı ile ilgili ayrıntılı bilgi taşımaz. Bu olayların arasından 11 Ekim 1254 depreminin Erzincan'ın yanı sıra Niksar'ı da (Tokat) etkilediği bilinmektedir. Bir Fransiskan papazı olan Rubruck'lu William, depremin hemen beş ay sonrasında, Şubat 1255'te bölgeden geçmiş, tuttuğu notlarda yüzeyde görülen kırık ve çatlakların Erzincan ilinin en az 50 km batısına kadar devam ettiğini söylemiştir (Guidoboni ve Comastri, 2005). Tarihsel kayıtlarda belirtilen hasar dağılımından yola çıkılarak bu depremin en az 150 km uzunluğunda bir yüzey kırığına sahip olması gerektiği yorumlanmıştır (Ambraseys ve Melville, 1995). Ayrıca M.S. 1254 depremi Hartleb ve diğ. (2006)'nin Çukurçimen'de (Erzincan) ve Kozacı ve diğ. (2011)'nin Yaylabeli'nde (Erzincan) gerçekleştirdikleri fay kazısı çalışmaları sonucunda belirlenen 1939'dan bir önceki olay bulgusudur. Bütün bu veriler ışığında, M.S. 1254 tarihsel depremi, RSD 2-2 ve UMR-3'nin sahip olduğu zaman aralığına en iyi uyan olaydır. Bu bulguya göre 1254 depremi, Erzincan'dan başlayarak batıya doğru devam etmiş ve en az 200 km uzunluğunda bir yüzey kırığı yaratmıştır.

Bu çalışmada tarihlendirilebilen en eski olay, Reşadiye-2 hendeğinde görülen RSD 2-3 depremidir. Olay seviye, üstten M.S. 1021-1172, alttan ise M.S. 893-1045 yaşları ile sınırlıdır. Bu sınırlara göre üretilen modele göre RSD 2-3 olayı %68.2 olasılıkla M.S. 991 ila 1078 yılları arasında gerçekleşmiş olmalıdır. Tarihsel kataloglar (Ambraseys ve Jackson, 1998; Ergin ve diğ., 1967; Guidoboni ve Comastri, 2005) bu zaman dilimi için Erzincan ilinin neredeyse tamamının yıkılması ile sonuçlanan M.S. 1045 depreminden bahsederler. Bu depremin izleri, Çukurçimen ve Yaylabeli'nde gerçekleştirilen fay kazılarında da görülmüştür (Hartleb ve diğ., 2006; Kozacı ve diğ., 2011). Bu deprem sonucu oluşan yüzey kırığının Erzincan'dan batıya doğru devam ettiğini varsayarak, hendeklerde belirlenen en eski olay olan RSD-3 M.S. 1045 tarihsel depremi ile deneştirilmiştir.



Şekil 5.17 : Reşadiye -2 ve Umurca hendeklerinde ortaya çıkarılan eski depremler ve hesaplanan yaş aralıkları. Her yaş eğrisinin altında yer alan büyük altlık %95.4 olasılık alanını gösterirken, daha dar altlık %68.2'lik olasılığa karşılık gelmektedir. Hendeklerde belirlenen olaylar yaş sıraları dikkate alınarak birbirleri ile denştirilmişlerdir. Şeklin en altında bu bölge için Tan ve diğ. (2008)'in derlediği katalogdan seçilen büyük depremleri gösterir. Tarihsel depremler bölümünde gri renkli kutularla gösterilen alanlar, hendek çalışmalarında belirlenen olayların olası yaş aralıklarına (%68.2 olasılık) göre çizilmiştir.

Çizelge 5.12 : Umurca ve Reşadiye-2 hendeklerinden toplanan örneklerin ölçülen ve düzeltilmiş radyokarbon yaşları. Ölçümler Reimer ve diğ. (2004)'ün atmosferik düzeltme eğrisini kullanan OxCal 4.1.3 yazılımı kullanarak tarihlendirilmiştir (Bronk Ramsey 2009).

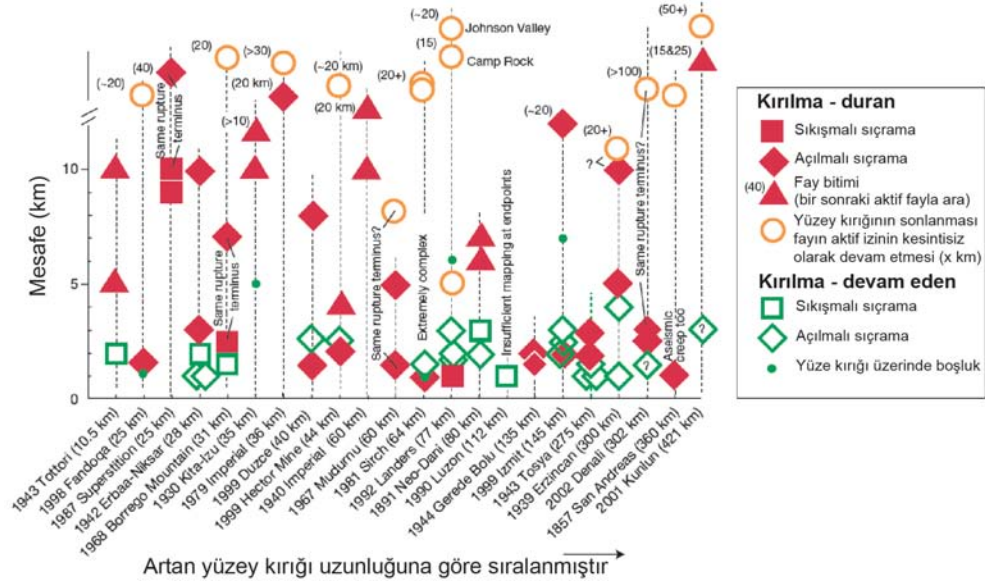
Lab. kodu	Örnek	Radiokarbon yaşı G.Ö.	$\delta^{13}C$	Kalibrasyon	Olasılık 0.95 (2 σ)	Örnek Türü
AA78143	R2-02	974±34	-24	M.S. 998-1004 M.S. 1013-1157	%1.20 %94.20	kömür
AA78144	R2-04	1037±41	-23.4	M.S. 893-1045 M.S. 1095-1120 M.S. 1141-1148	%91.30 %3.30 %0.80	kömür
AA78145	R2-07	937±34	-22.6	M.S. 1021-1172	%95.40	kömür
AA78146	R2-11	3539±52	-6.2	M.Ö. 2024-1742	%95.40	kömür
AA78147	R2-14	417±37	-25	M.S. 1423-1523 M.S. 1574-1626	%79.70 %15.70	kömür
KIA31198	UMR B-1	4180±35	-22.79±0.19	M.Ö. 2889-2833 M.Ö. 2819-2662 M.Ö. 2650-2635	%22.00 %71.10 %2.30	kömür
KIA31200	UMR B-3	1790±100	-28.51±0.22	M.S. 2-436 M.S. 490-510 M.S. 517-529	%94.10 %0.80 %0.50	kömür
KIA31201	UMR B-4	270±25	-25.38±0.12	M.S. 1521-1577 M.S. 1582-1591 M.S. 1622-1668 M.S. 1782-1797	%35.30 %1.70 %53.70 %4.70	kömür
KIA31202	UMR B-9	1035±50	-23.90±0.20	M.S. 890-1052 M.S. 1081-1128 M.S. 1135-1153	%84.00 %8.60 %2.90	kömür
AA78138	UMR B-7	1534±36	-24.3	M.S. 430-600 M.S. 1650-1695 M.S. 1726-1814	%95.40 %20.80 %53.30	kömür
KIA31204	UMR D-1	185±30	-22.38±0.12	M.S. 1838-1842 M.S. 1853-1867 M.S. 1874-1875 M.S. 1918-1955	%0.40 %1.30 %0.09 %19.60	kömür
KIA31205	UMR D-2	470±25	-22.18±0.16	M.S. 1415-1451	%95.40	kömür

5.6 Tartışmalar

Reşadiye-2 ve Umurca hendeklerinde açığa çıkan eski depremler için jeokronolojik olarak elde edilen yaş aralıkları, 1939 kırılığında önce gerçekleşen M.S. 1045, M.S. 1254 ve M.S. 1668 tarihsel depremleri ile deneştirilmişlerdir. 1045 ve 1254 depremleri ile ilgili bulgular, yaklaşık olarak 150 km daha doğuda Çukurçimen

(Hartleb ve diğ., 2006) ve Yaylabeli'nde (Kozacı ve diğ., 2011) yapılan paleosismoloji çalışmaları ile örtüşür. 17 Ağustos 1668 Anadolu depremi ile ilgili paleosismolojik veri, 1944, 1943 ve 1942 yüzey kırıkları üzerinde yapılmış çok fazla sayıda fay kazısı çalışması sonucunda görülür (Şekil 5.2). Ayrıca 1939 Erzincan depremi sonucu oluşan yüzey kırığının, Niksar-Köklüce arasındaki 10 km genişliğindeki açılmalı sıçramayı (Şekil 5.5) geçerek KAF'ın ana kolu üzerinden batıya doğru devam etmediği bilinmektedir (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Wesnousky, 1988, 2006, 2008).

Deprem kırıklarının ilerlemesi üzerine yapılan gözlemsel çalışmalarda, depremlerin küçük sıçramaları geçerek ilerleyebildikleri, ancak büyük sıçramaların sismik bariyer görevi yaparak bu ilerleyişi durdurdukları gösterilmiştir (Şekil 5.18) (örnek: Lettis ve diğ., 2002; Wesnousky, 1988, 2006, 2008). Dünyanın çeşitli yerlerinde gerçekleşmiş depremlerin yüzey kırığı verilerini kullanan Knuepfer (1988) kırılmanın açılmalı sıçramalar için aşabileceği azami eşiğin 8 km olduğunu söyler. Toplam 30 adet doğrultu atım deprem verisini derleyen Lettis ve diğ. (2002), bu kırıklar üzerinde yer alan 59 sıçrama yapısını kullanarak yaptıkları çalışmada 4-5 km den daha büyük genişliğe sahip açılmalı sıçramaların kırılma ilerlemesini durdurduklarını öne sürer.



Şekil 5.18 : Büyük ve bilinen doğrultu atımlı fay depremlerinin yüzey kırıklarının ilerlemesine etki eden açılmalı ve sıkışmalı sıçramalar (Wesnousky (2006)'dan alınmıştır). Bu araştırmaya göre açılmalı sıçramalar için yüzey kırığının aşarak ilerleyebildiği en büyük genişlik 4 km'dir. Birden fazla depremde 5 km genişliğindeki açılmalı sıçramanın kırık ilerleyişini durdurduğu görülmektedir.

Türdeş içsel fay stresi göz önünde bulundurularak yapılan dinamik kırılma modellerinde, açılmalı sıçramalar için azami aşılabilecek genişlik 5 km olarak bulunur (Harris ve Day, 1993). Doğrultu atımlı faylarda anlık kırılma ilerlemesi ile ilgili yapılan 3B fiziksel dinamik kırılma modeli sonucunda 5 km'den daha geniş açılmalı sıçramaların oldukça ender aşılabilecekleri sonucuna varılmıştır (Harris ve Day, 1999). Ancak olgunlaşmış ve üzerinde birçok deprem gerçekleşmiş bir fay sisteminin, türdeş olmayan fay stres dağılımına sahip olacağı öngörülerek kurgulanan başka bir kırılma dinamiği modelinde, yüzey kırığının 8 km ve daha geniş açılmalı sıçramaları aştığı görülür (Duan ve Oglesby, 2006). Başka bir deyişle kırık ilerlemesi, genç fay sistemlerine nazaran yaşlı ve olgunlaşmış fay zonları üzerinde daha geniş aralıklı sıçrama yapılarını daha kolay aşmaktadır. Kun-lun fayı üzerinde gerçekleşen 2001 Kunlunshan (M_w 7.8) depreminde (Kokoxili depremi) oluşan yüzey kırığı, 10 km'den daha geniş bir açılmalı sıçramayı aşarak türdeş olmayan stres dağılımına dayalı bu modeli destekleyen gözlemsel veriyi oluşturur. Bu çok büyük depremin yüzey kırığı ve atım dağılımı ile ilgili yapılan farklı çalışmalarda, diagonal olarak 30 km'lik genişliğe sahip bu açılmalı sıçrama zonunda, paralel iki segment arasında yüzey faylanmasının görülmediği (Fu ve diğ., 2005) veya üzerinde çok az miktarda yüzey atımı gerçekleştiği (Xu ve diğ., 2006) belirlenmiştir.

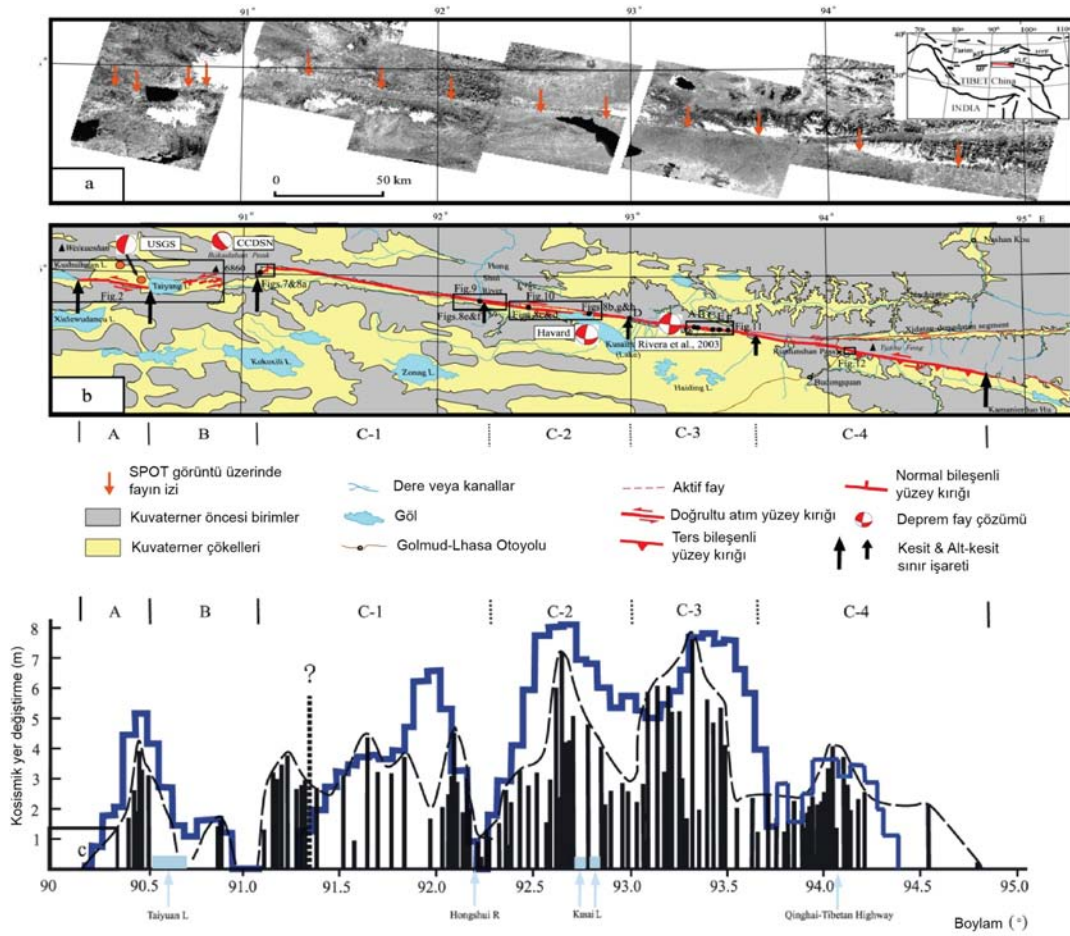
1668 depreminin yüzey faylanmasının izlerini taşıyan Reşadiye ve Umurca hendekleri, 10 km genişliğinde açılmalı sıçramanın doğusunda yer alır (Şekil 5.2). Dinamik kırılma modelleri ve doğrultu atımlı faylarda gerçekleşen yüzey kırıkları ile ilgili gözlemlere dayanan çalışmalar ışığında 17 Ağustos 1668 Anadolu depreminin yüzey kırığı uzanımı ile ilgili olarak iki adet hipotez önerilmiştir; (a) 1668 depremi, Bolu'nun doğusu ile Koyulhisar arasında tek parça halinde kırılırken, Niksar'da bulunan 10 km genişliğinde açılmalı sıçramayı aşmıştır, (b) Bazı tarihsel deprem kataloglarında da belirtildiği gibi 1668 yılı içerisinde, Temmuz ve Eylül ayları arasında KAF'ın farklı segmentleri parça parça kırılarak birden fazla depremin meydana gelmesini sağlamıştır. Faylarda türdeş içsel stresin varlığını dikkate alınarak yapılan dinamik kırılma modellerinde her ne kadar aşılabilecek açılmalı sıçrama yapılarının azami genişliği 5 km ile sınırlı olsada, çok döngülü depremlerin görüldüğü olgun fay zonları için geçerli türdeş olmayan stres dağılımına göre yapılan hesaplarda bu sınır, 8 km ve hatta daha fazla miktarlara ulaşabilmektedir. Ayrıca Kondo ve diğ. (2009), Niksar'da, KAF'ın 10 km genişliğinde açılmalı sıçrama

yapmadan önceki kesiminin en doğu noktasında (Şekil 5.2) gerçekleştirdikleri 3 boyutlu fay kazısı çalışmasında, 1668 depreminin kosismik atımının 6.5 m civarında olduğunu belirlemişlerdir. Buna ek olarak 1939 ve 1942 depremleri üzerinde yapılan yüzey kırığı çalışmaları sırasında KAF'ın açılmalı sıçrama yapan ana kolları arasında Niksar havzasını sınırlayan normal fayların varlığına dikkat çekilir (Kondo ve diğ., 2006). Birbirine paralel iki doğrultu atımlı fayı bağlayan eğim atımlı fayların kırık ilerlemesine etkisi üzerine yapılan dinamik kırılma modellerinde, açılmalı sıçramaları birbirlerine bağlayan normal fayların kırılma ilerlemesini kolaylaştırdığı görülür (Oglesby, 2005). Bu durumda Kondo ve diğ. (2006) tarafından haritalanan ve iki ana kolu birbirine bağlayan normal fayların varlığı bu bölgede kırık ilerlemesini sağlayıcı yönde etkisi olacaktır. Bu bulgu ve fiziksel olgular dikkate alındığı zaman birinci hipotezin geçerli olduğu, yani 1668 depreminin KAF'ın orta kesimlerinden (veya daha batıdan) kırılmaya başladığı, Niksar'da bulunan 10 km genişliğinde açılmalı sıçramayı aştığı ve Koyulhisar civarlarına kadar ilerlediği sonucu çıkmaktadır. Reşadiye'de ölçülen 4 m'lik birinci grup ve 6.5 m'lik ikinci grup atımlar dikkate alınarak bir önceki, yani 1668 depremine ait yer değiştirme miktarının Reşadiye civarında 2.5 m olduğu anlaşılır. Buna göre, batıdan doğuya doğru geldiği zaman açılmalı sıçramadan önce üzerinde 6.5 m civarında atım meydana getiren yüzey kırığı, sıçrama yapısını aştıktan sonra Reşadiye civarında 2.5 m'lik kosismik ötelenme yaratmıştır. Kunlunshan depreminde de açılmalı sıçrama aşılmadan önce ana kol üzerinde gerçekleşen 5 m'lik atım, diğer paralel segmente geçtikten sonra azami 4, ortalama 2.5-3 m'lik bir değere düşmektedir (Şekil 5.19) (Lasserre ve diğ., 2005; Xu ve diğ., 2006).

5.7 Sonuçlar

Bu çalışmada, Kelkit Vadisi segmenti üzerinde gerçekleştirilen fay kazıları sonucunda 1939 Erzincan depremi öncesi toplam üç eski olayın (UMR-2, RSD 2-2/UMR-3 ve RSD 2-3) izleri belirlenmiştir. Bu paleosismolojik bulgular gençten yaşlıya doğru sırasıyla M.S. 1668, 1254 ve 1045 tarihsel depremleri ile deneştirilmişlerdir. KAF üzerinde 20. yüzyılda gerçekleşen depremler sırasında oluşan 1944, 1943 ve 1942 yüzey kırıkları üzerinde yapılan birçok paleosismoloji çalışmasında 17 Ağustos 1668 depremi ile ilgili izler bulunmuştur. Bunlar ve Kelkit Vadisi Segmentinden elde edilen veriler birlikte yorumlanarak, Niksar'da bulunan ve

1939 depremi sırasında sismik bariyer görevi gören 10 km genişliğindeki açılmalı sıçrama yapısının 17 Ağustos 1668 depremi sırasında oluşan yüzey kırığı tarafından aşılılarak, faylanmanın Koyulhisar yakınlarına kadar uzandığı sonucuna varılmıştır. Ayrıca Reşadiye yakınlarında ötelenmiş tarla sınırları üzerinde yapılan ölçümler sonucunda 4 m, 6.5 m ve 10.5 m civarında üç farklı atım grubunun varlığı ortaya konmuştur. Buna göre Kelkit Vadisi segmenti üzerinde gerçekleşen son üç deprem (1939, 1668 ve 1254) sırasında sırasıyla 4 m, 2.5 m ve yine 4 m civarında kosismik yer değiştirme meydana gelmiştir.



Şekil 5.19 : Kunlunshan (Kokoxili) depremi (M_w 7.8) sırasında oluşan yüzey kırığı ve atım dağılımı (a) SPOT görüntü üzerinde Kunlun fayının izi, (b) Kunlunshan depremi sonrası oluşan yüzey kırığı, (c) Siyah çubuklar; saha gözlemleri sırasında ölçülen atım (Xu ve diğ., 2006), Mavi eğri; InSAR ile modellenen yüzey atım dağılımı (Lasserre ve diğ., 2005). Xu ve diğ. (2006)'dan değiştirilerek alınmıştır.

6. SONUÇLAR

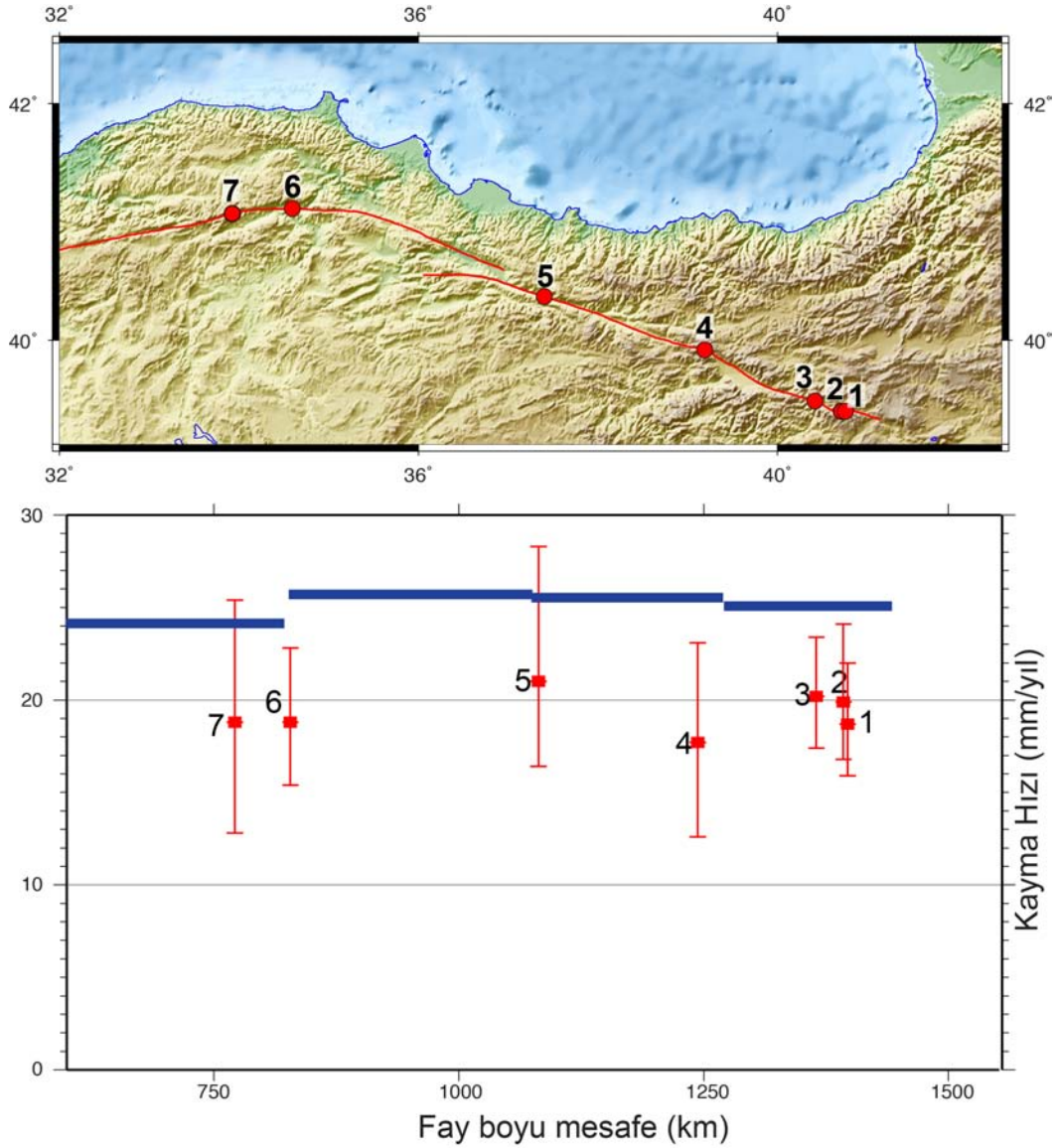
Bu çalışmada, Kuzey Anadolu Fayı (KAF)'nın batıda Tosya (Kastamonu), doğuda ise Karlıova (Bingöl) arasında kalan kesiminin farklı noktalarında jeolojik kayma hızı araştırılmıştır. Ayrıca, 1939 Erzincan Depremi ($M_s=7.8$) sırasında kırılan Kelkit Vadisi Segmenti üzerinde son dört depreme ait yüzey faylanmasının izleri bulunmuştur. Bu bulgular, alt başlıklar halinde önce ayrı ayrı tartışılacak, daha sonra birlikte değerlendirilerek doğrultu atımlı fayların deprem tekrarlanma aralığı ile ilgili 2 boyutlu yeni bir model ileri sürülerek KAF'ın deprenselliği tartışılacaktır.

6.1 Kuzey Anadolu Fayı Boyunca Jeolojik ve Jeodezik Kayma Hızı Bulgularının Karşılaştırılması

Kuzey Anadolu Fayı üzerinde son yirmi yılı aşkın zamandır artarak gerçekleştirilen GPS ölçümlerinin blok model hızları ile farklı yöntemler kullanılarak yaşlandırılan ötelenmiş jeolojik yapılardan elde edilen oranlar karşılaştırıldığı zaman, jeolojik kayma hızlarının jeodezik değerlerden daha düşük olduğu Bölüm 4.1'de ayrıntılı olarak tartışılmıştı. Bu tez kapsamında, KAF'ın Tosya (Kastamonu) ve Karlıova (Bingöl) arasında kalan kesimi üzerinde 7 farklı alanda elde edilen, hata payları göz ardı edildiğinde 18 ila 21 mm/yıl arasında değişen jeolojik kayma hızı bulguları ortaya konmuştur.

Bu alanlardan en doğuda, Elmalı Segmenti üzerinde yer alan Kaynarıpınar Çalışma Alanı'nda, Qt2 alüvyal yelpazesi ve güncel kanalın sınırını oluşturan yelpaze kenarının sahip olduğu 52 ± 9 m atım ve Qt2'den elde edilen OSL yaşları sonucu $21.0 +4.6/-4.2$ mm/yıl jeolojik kayma hızı elde edilmiştir. Aynı yer için atımın kademeli olarak geri çekilerek Qt2 yüzeyinin geneli için yeniden yapılan kurguda, 42 ila 52 m'lik atımın eş olasılığa sahip olduğu 35 ve 57 m'lerin ise sırasıyla alt ve üst sınırlar olarak kabul edildiği trapezoid atım modeline göre, hesaplanan kayma hızı $18.7 +3.3/-2.8$ mm/yıl'dır. Bu noktanın sadece 4 km batısında, aynı segment üzerinde Dinarbey Çalışma Alanı'nda elde edilen $19.9 +4.2/-3.1$ mm/yıl'lık kayma hızı bulgusunun alt taraça kurgusu ile elde edilmesi, yani bir başka değişle olabilecek en

yüksek değere karşılık gelmesi, Kaynarpinar Çalışma Alanı için geçerli seçeneklerden $18.7 \pm 3.3/2.8$ mm/yıl'lık hızı daha olası kılar. Tanyeri (Avcılar, Erzincan) ve Yedisu (Bingöl) arasında 70 km den fazla bir uzunluğa sahip Yedisu Segmenti için ise aynı oran, Ayanoğlu Çalışma Alanı'nda ötelenmiş bir taraçanın (60 ila 70 m arası eş olasılık, 51 ve 81 m ise sırasıyla en düşük ve en yüksek ötelenme sınırları olarak uygulanan trapezoid atım modeli) yaşlandırılması sonucu $20.2 \pm 3.2/-2.8$ mm/yıl olarak hesaplanmıştır. 1939 Erzincan Depremi sırasında kırılan Mihar-Tümekekar Segmenti'nin en doğu kesiminde yer alan Koçyatağı Çalışma Alanı'nda (Erzincan) alüvyal yelpaze içerisinde çökelmiş kaz-doldur taraça ve bu yelpazenin sınırını oluşturan kenar 29 ± 8 m ötelenmiştir. Hubert-Ferrari ve diğ. (2002)'nin aynı noktada gerçekleştirdikleri çalışmada da belirlenen benzer atım karbon örneği bulunamadığı için yaşlandırılmamıştır. Bu tez kapsamında kısmi olarak korunmuş/oluşmuş taraçadan alınan OSL yaşı, fayın bu kesimi için $17.7 \pm 5.4/-5.1$ mm/yıl'lık jeolojik kayma hızına işaret eder. Aynı depremde kırılan Kelkit Vadisi Segmenti üzerinde belirlenen Çığlıcadibi Çalışma Alanı (Reşadiye, Tokat), Koçyatağı'nda ölçülen atıma benzer dar alanda keskin 27 ± 3 m, geniş alanda ise ~ 54 m ötelenmiş bir yelpaze kenarına sahiptir. Bu yelpazenin en üst kesimlerinden elde edilen yaş sonucu ve 27 ± 3 m'lik keskin atımın birlikte değerlendirilmesi $21.0 \pm 7.3/-4.6$ mm/yıl gibi oldukça yüksek hata payına sahip bir kayma hızı değeri verir. Bu gözlem yerlerinin daha batısında, KAF'ın orta kesimlerini oluşturan ve Tosya Depremi ($M=7.6$) sırasında kırılan kesimlerden Kargı-Kamil ve Ilgaz segmentlerinin üzerinde birer adet çalışma alanı daha belirlenerek çalışılmıştır. Bunlardan daha doğuda bulunan Karapürçek Çalışma Alanı'nda, 82 ± 13 m ötelenmiş bir yelpaze içi taraçasının yaşlandırılması sonucu $18.8 \pm 4.0/-3.4$ mm/yıl değerindeki jeolojik kayma hızı hesaplanmıştır. Ilgaz Segmenti üzerinde yer alan Üçoluk Çalışma Alanı'nda görülen yelpaze kenarının sahip olduğu atım, Hubert-Ferrari ve diğ. (2002) tarafından 34 ± 3.5 m ölçülmüş ve tek bir radyokarbon yaşı kullanılarak 21.0 ± 2.0 mm/yıl olarak belirlenmiştir. Bu tez kapsamında ise aynı çalışmada üretilen bölgenin morfolotektonik haritası temel olarak alınmış, ancak yelpaze kenarının aşırı girintili-çiktıntılı geometrisi yüzünden atım 29 ± 9 m olarak belirlenmiştir. Bu noktada oluşan taraça seviyesinden alınan iki adet OSL örneği ve Hubert-Ferrari ve diğ. (2002)'de yer alan radyokarbon yaşı birlikte değerlendirilerek fayın bu kesimi için $18.8 \pm 6.6/-6.0$ mm/yıl'lık jeolojik kayma hızı değeri hesaplanmıştır.



Şekil 6.1 : Bu çalışmada toplam 7 çalışma alanında belirlenen ötelenmiş morfolojik/jeolojik yapıların yaşlandırılması sonucu hesaplanan jeolojik kayma hızları, asimetrik hata paylarına uygun olarak fay boyunca kırmızı çizgilerle gösterilmiştir. Lacivert renkli çizgiler ise Reilinger ve diğ. (2006)'da yer alan blok model sınırları ve bunlar için belirlenen jeodezik kayma hızlarına uygun olarak çizilmiştir. Jeolojik kayma hızı bulgularının çoğunun jeodezik oranlarının altında kaldığı görülürken, sadece Üçoluk ve Çığlıcadibi çalışma alanlarında belirlenen değerler, hata payları içerisinde GPS model sonuçları ile çakışır. Çalışma alanları doğudan batıya doğru: (1) Kaynarıpınar, (2) Dinarbey, (3) Ayanoğlu, (4) Koçyatağı, (5) Çığlıcadibi, (6) Karapürçek ve (7) Üçoluk.

Çalışma alanlarının çoğunda elde edilen jeolojik kayma hızı bulgularının, blok model sonucu hesaplanan jeodezik değerlerin altında kaldığı görülür (Şekil 6.1). Sadece Çığlıcadibi (Reşadiye, Tokat) ve Üçoluk (Tosya, Kastamonu) çalışma alanlarında belirlenen oranlar hata paylarının üst kesimlerinde, blok model hızları ile çakışır.

Daha uzun zaman aralığı için ortalama bir değer taşıyan jeolojik kayma hızı sonuçları ile jeodezik model sonucu elde edilen oranların arasında görülen bu farklılığın nedeni bir veya birden çok etkenin tek başlarına veya birlikte geçerli olmasından kaynaklanabilir. Bu etkenler: (a) Jeolojik bulgularda yerdeğiştirme ve/veya yaşlandırma ölçümü ile ilgili sorunlar, (b) Jeodezik ölçümlerin sistematik hata içermesi, (c) Doğru ölçümlerin ve yaş sonuçlarının yanlış değerlendirilmesi ve/veya hatalı önkabullerle modellenmesi ve (d) Kayma hızının zaman içinde ani değişiminden biri veya birkaçı olabilir. Aşağıda bu etkenlerin nedenleri ayrıntılı olarak tartışılmıştır.

6.1.1 Jeolojik kayma hızında yerdeğiştirme ve/veya yaşlandırma ölçümü ile ilgili sorunlar

Temelde oldukça basit olan jeolojik kayma hızı hesabı sadece iki değişkene bağlıdır: yerdeğiştirme ve zaman. Bu iki unsurdan biri ve/veya diğerinin ölçümü veya değerlendirmesi sırasında yapılacak herhangi bir hata, kayma hızının da yanlış hesaplanmasına yol açacaktır. Dünyada son senelerde geniş alanların daha yüksek çözünürlükte 3 boyutlu olarak ölçüldüğü, hava tabanlı LiDAR benzeri sistemlerin yaygınlaşması yüksek çözünürlüklü topoğrafya ve sayısal yer modellerinin üretilmeye başlamasına yol açmıştır. LiDAR gibi çok yüksek çözünürlüklü veri demetlerinin kapsadığı morfolojik yapıların atım miktarını nesnel ve çok fazla parametreye dayalı olarak ölçen araçlar/yazılımlar gün geçtikçe artmaktadır (Zielke ve Arrowsmith, 2012). Malesef bu yüzey tarama aracının henüz Türkiye’de mevcut olmaması ve özellikle fay zonlarını kapsayan bir veritabanının bulunmamasından dolayı bu tür yazılım temelli atım ölçümleri yapılamamaktadır. Kuzey Anadolu Fayı üzerinde yapılmış jeolojik kayma hızı çalışmalarının büyük bir kısmı, yüksek çözünürlüklü uydu görüntüleri ve hava fotoğraflarının yanı sıra belirlenen atım sahalarında özellikle referans seviyelerin elektronik teodolit veya diferansiyel/kinematik GPS kullanılarak yapılan mikro topoğrafya ölçümlerine dayanır. Bu veriler kullanılarak yapılan atım kurgusu ise taraça kenarı gibi referans oluşturan seviyenin geometrisine bağlı olarak farklı hata payları içerebilir. Bu çalışmada da ölçülen ve/veya yüksek çözünürlüklü görüntüler kullanılarak çizilen yapıların atım kurgusu ve hata payı, Gold ve diğ. (2011)’nin taraça kenarının geometrisine göre en yüksek, ortalama ve en düşük atım ölçümü ve/veya Kozacı ve diğ. (2007) ve Kozacı ve diğ. (2009)’nde yapıldığı üzere atımın dereceli olarak geri

çekilerek yeniden kurgusunun yapılması gibi teknikler kullanılarak belirlenmiştir. Ayanoğlu Çalışma Alanı hariç, diğer bütün çalışma alanlarında ötelenmiş seviyeler veya alanın tamamı için gerçekleştirilen mikrotopoğrafya ölçümleri kullanılmıştır. Ayanoğlu Çalışma Alanı'nda lojistik sebeplerden ötürü ölçüm yapılamamış, bölgenin ayrıntılı morfotektonik haritası orthorektifiye edilmiş 1:10000 ölçekli hava fotoğrafları ve arazi gözlemleri sonucu oluşturulmuştur.

Kuvaterner, özellikle geç Pleyistosen ve Holosen zaman dilimlerini kapsayan yaşlandırma yöntemlerinin aktif tektonik ile ilgili konularda kullanılması da gittikçe yaygınlık ve hassasiyet kazanmaktadır. Özellikle kozmojenik (Be-10, Al-26, Cl-36, vd.) ve lüminesans yaşlandırma tekniklerinin ilerlemesi *in situ* (yerinde) meydana gelen yaşların ölçümüne olanak tanımıştır. Bu tez çalışmasında kullanılan Optik Uyarımlı Işınım (OSL), SAR protokolünün (Murray ve Wintle, 2000) geliştirilmesi, aynı protokol kullanılarak özellikle kuvars minerallerinin tek tek ölçülebildiği “tek tane optik uyarımlı ışınım” okumalarının yapılabilmesi (Bøtter-Jensen ve diğ., 2000; Duller, 2008; Olley ve diğ., 2004; Porat ve diğ., 2009; Thomsen ve diğ., 2007) ve nabız (pulsed) optik uyarımlı ışınım (Denby ve diğ., 2006; Feathers ve diğ., 2012; Thomsen ve diğ., 2006) gibi yeniliklerle gün geçtikçe daha yaygın olarak kullanılan bir yöntem olmuştur. OSL yaşı, temel olarak doz okumasına ve çevre doz oranı belirlenmesine dayanır. Doz ölçümü, ölçülen mineralin kristal yapısında bulunan elektron kapanının niteliği ve bu kapanın kısmi resetlenmesi gibi etkenlere bağlı olarak hata payı içerebilir. Yukarıda verilen tekniklerin gelişmesine bağlı olarak, doz ölçümünde hata payı son yıllarda oldukça düşmüş, kısmi resetlenme de dahil olmak üzere çoğu kusur tespit edilebilir hale gelmiştir. Bu çalışma süresince elde edilen OSL yaşlarının çoğunlukla stratigrafik uyum içinde oldukları gözlenirken, Üçoluk Çalışma Alanı'na ait sonuçların daha önceki çalışmalarda aynı seviyeden elde edilmiş radyokarbon yaşları ile benzerlik taşıdıkları görülür. Ancak, özellikle Üçoluk ve Çığlıcadibi çalışma alanlarında 1200 ve 1500 yıllık yaş sonuçlarının hata payları doz ölçümlerine bağlı olarak oldukça yüksek çıkmış, bunun sonucunda hesaplanan jeolojik kayma hızına yüksek hata payları olarak yansımıştır. Bu tezde elde edilen sonuçların önceki jeolojik kayma hızı çalışmaları ile birlikte değerlendirildiği zaman ortaya çıkan benzerlik, atım ve/veya yaş ölçümlerinde sistematik hata olasılığının düşük olduğuna işaret eden başka bir göstergedir.

6.1.2 Jeodezik ölçümlerin sistematik hata içermesi

KAF için jeodezik kayma hızının hesaplanmasına temel oluşturan GPS ölçümleri ise Türkiye genelinde yirmi yılı aşkın bir zamandır kalıcı ve düzenli aralıklarla tekrarlanan geçici istasyonlar aracılığı ile gerçekleştirilmektedir. Uzun bir süredir sistematik olarak yapılan bu ölçümler sonucu üretilen modeller ve bunların sonuçları çok sayıda yayına kaynak oluşturmuştur (Kahle ve diğ., 2000; McClusky ve diğ., 2000; Oral ve diğ., 1995; Reilinger ve diğ., 1997; Reilinger ve diğ., 2006). Ölçümlerin bu kadar uzun zamandır ve sistematik olarak yapılması, jeodezik kayma hızı belirlenmesinde veri hatası olasılığını oldukça azaltmaktadır.

6.1.3 Doğru ölçümlerin ve yaşların yanlış değerlendirilmesi veya hatalı ön kabullerle modelleme

6.1.3.1 Morfoloji sürecinin yorumu

Ötelenme veya yaşlandırma doğru yapılırsa bile, bu verilerin değerlendirme aşamasında yapılacak yorum hatası, hesaplanan kayma hızı değerinin de hatalı olmasına yol açacaktır. Özellikle taraça kenarı kullanılarak belirlenen jeolojik kayma hızı değerleri, çalışma alanında üst veya alt taraça kurgularından birinin yapılmasına göre büyük farklılıklar içerir (Cowgill, 2007). Örneğin, Altın Dağ Fayı üzerinde Cherchen He bölgesinde yapılan bir çalışma sonucunda atım miktarı 166 ± 10 m olarak ölçülen bir taraça kenarı alt taraça yüzeyi yaşları kullanılarak değerlendirilmiş ve 25.9 ± 1.6 mm/yıl'lık jeolojik kayma hızı değeri hesaplanmıştır (Meriaux ve diğ., 2004). Ancak, bu kenarın ötelenme değerinin mevcut kanal enine göre çok daha yüksek olmasına ve üst taraça kurgusuna dayanarak yapılan yeniden yorum sonucu, kayma hızı 9.4 ± 2.3 mm/yıl olarak belirlenmiştir (Cowgill, 2007). Çalışma alanının yeniden değerlendirilmesine dayanarak belirlenen bu daha düşük jeolojik kayma hızı, fayın bu kesimi için hesaplanan jeodezik oranlara (Chen ve diğ., 2000; Thatcher, 2007; Wang ve diğ., 2011) daha yakın bir değere sahiptir. Aynı yapı üzerinde bu kadar farklı iki yorumun kurgulanabilmesi, özellikle taraça kenarlarında yanal aşınma etkisinin ne kadar büyük önem taşıdığını gösterir. Alt veya üst taraça kurgusundan hangisinin seçileceği, özellikle oluşan taraça türü ve bunların oluşum veya terk edilme zamanları göz önünde bulundurularak yapılmaktadır (Meriaux ve diğ., 2005). Ancak, Cowgill (2007) oluşan taraça türünden bağımsız olarak, örneğin kes-doldur tipi taraçalarda da üst-taraça kurgusunun yapılabileceğini göstererek, bu

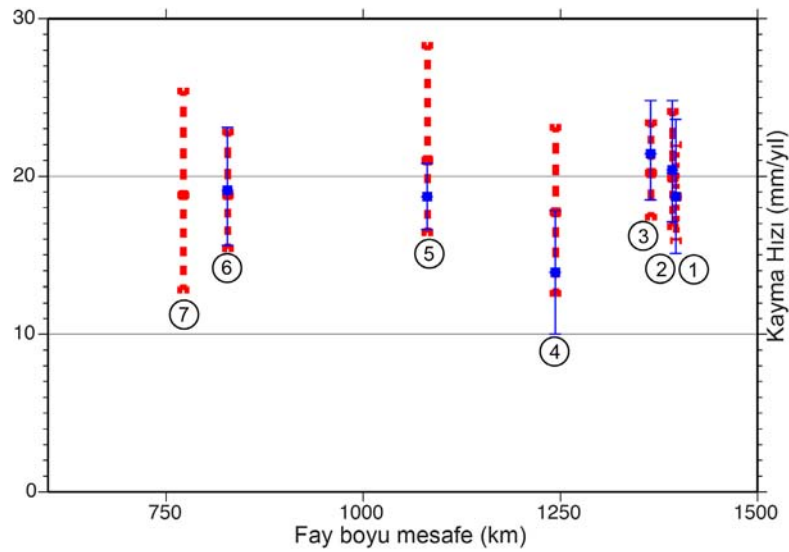
seçimin neye göre yapılacağını formüle ettiği toplam altı adet jeomorfik indisle özetlemiştir. Bu kriterler; (a) kenar atımının kanal genişliği veya atımı ile karşılaştırılması, (b) yüzey ve kenar atımlarındaki benzerlik, (c) kenarın morfolojik yaşlandırılması, (d) kenar bükümü, (e) taraçanın diakronik (çok zamanlı) olarak terk edilmesi ve (f) kenar ve kayma vektörünün paralelligidir. Bu tez çalışması kapsamında, belirlenen bütün çalışma alanlarında, elde edilen veriler olanağında bu indisler uygulanmıştır. Buna göre yüzey kurgusu yerine sadece kenar atımının belirlendiği Dinarbey, Koçyatağı ve Üçoluk çalışma alanlarında alt taraça kurgusu yapılırken, Karapürçek Çalışma Alanı'nda jeolojik kayma hızı hesabında üst taraçaya ait yaş sonuçları kullanılmıştır.

6.1.3.2 Morfolojik yapının yaşı ve sismik döngü

Doğru atım ve yaş verisine dayalı jeolojik kayma hızı konusunda yapılabilecek diğer bir yorum hatası ise ölçülen morfolojik yapıların oluşum anının sismik döngünün neresine denk düştüğü ile ilgilidir. Ötelenen morfolojik yapının yaşlandırılma anının yüzey kırığı yaratan son depremden kaç yıl sonra yapıldığı ve bu yapının oluşum anının eski deprem öncesi veya sonrasında neresine denk düştüğü yapılacak jeolojik kayma hızı hesabını doğrudan etkileyecektir. Bu etki, özellikle ~1000 yıl yaşında göreceli genç yapıların kullanıldığı çalışmalarda görülür. Örneğin, Ganos Fayı üzerinde 3 Boyutlu hendek çalışmasında açığa çıkarılan 21 ± 0.5 m ötelenmiş gömülü kanalın yaşlandırılması sonucu yapılan ilk yorumlarda son 781 yıl için 26.9 ± 0.5 mm/yıl değerinde kayma hızı hesaplanmışken (Aksoy ve diğ., 2010), aynı verilerin aynı hendek çalışmasında belirlenen ayrıntılı deprem tarihçesi ve sismik döngü göz önünde bulundurularak yeniden yorumlanması 17 ± 5 mm/yıl'lık kayma hızını vermiştir (Meghraoui ve diğ., 2012). Karlıova ve Saros Körfezi arasında yaklaşık 1200 km uzunluğundaki Kuzey Anadolu Fayı'nın 1000 km'lik bir kesimi parçalar halinde yirminci yüzyılda meydana gelen depremler sonucunda kırılmıştır. Jeolojik kayma hızı bulgularının elde edildiği çalışmaların büyük bir çoğunluğunun son depremden bu yana ~60 yıl geçmiş olan bu fay kesimlerinde de yer alması, olay sonrası zaman boşluğu açısından hata payının oldukça düşük olması anlamına gelir. Ayrıca, Erzincan ve Bolu arasında gerçekleştirilen paleosismoloji çalışmaları ile açığa çıkarılan deprem tarihçesi ve ortalama deprem tekrarlanma aralığı bulguları, ölçülen morfolojik yapıların sismik döngülerin neresine düştüğü konusunda fikir verir. Kozacı ve diğ. (2009), jeolojik kayma hızı hesaplarında kullandıkları 55 m'lik

kenar atımının ~300 sene deprem tekrarlanma aralığı olduğunu göz önünde bulundurulduğunda ve kenarı oluşturan Kara Dere'nin bir depremden hemen önce alüvyal yüzeyi kazmaya başladığı varsayımında en yüksek hızın 16.4 mm/yıl veya 14.7 mm/yıl olması gerektiğini söyler. Ancak yazarlara göre, Kara Dere'nin kısa ve yüksek eğimli bir yatağa sahip olması alüvyal yelpazenin terk edilir edilmez kazılmaya başladığına işaret ederken, hesaplanan 18.6 +3.5/-3.3 mm/yıl'lık değer gerçek orana yakın olduğunu göstermektedir. Bu tez kapsamında hesaplanan jeolojik kayma hızı değerlerinin tamamı, Ayanoğlu Çalışma Alanı'ndan elde edilen hariç olmak üzere yirminci yüzyılda meydana gelmiş depremler sonrasında kırılmış fay parçalarını temsil eder. Ayanoğlu'nun yer aldığı Yedisu Segmenti üzerinde meydana gelmiş ve yüzey kırığı yaratmış son büyük deprem 18 Temmuz 1784 tarihinde meydana gelmiştir (Ambraseys, 1975, 2009; Ambraseys ve Jackson, 1998). Son depremden bu yana geçen ~226 yıl, bu çalışma alanında hesaplanan jeolojik kayma hızı değerinin yeniden değerlendirilmesinde göz önünde bulundurulmuş ve yeni oran 21.4 +3.4/-2.9 mm/yıl olarak hesaplanmıştır. Ancak, bu taraça yüzeyinin oluşumunun sismik döngünün başı veya sonuna denk düşüp düşmediği, bu segmentin eski deprem tarihçesinin ve/veya ortalama deprem tekrarlanma aralığının iyi bilinmiyor olmasından dolayı belirlenememiştir. Aynı durum, Kaynarıpınar ve Dinarbey çalışma alanları içinde geçerlidir. Göreceli olarak paleosismik kayıdın daha tam olduğu Karapürçek Çalışma Alanı'nda elde edilen yaşların hata payı, deprem tekrarlanma aralığından daha yüksektir. Bu nedenlerden ötürü, diğer alanlara nazaran daha eski yapıların ve yüksek ötelenmelerin belirlendiği bu alanlar için hesaplanan jeolojik kayma hızları ve gözden geçirilmiş model hızlar gerçeğe yakın değerler olarak kabul edilmiştir. Ancak, Meghraoui ve diğ. (2012)'nin gerçekleştirdikleri çalışmada görüldüğü üzere kayma hızı hesabı sırasında, özellikle genç yapıların (~1000 yıl) oluşum anının, sismik döngünün neresinde olduğu konusu büyük önem taşır. Bu tezde göreceli olarak en düşük birikimli atım ölçümlerinin yapıldığı ve en genç yaşların elde edildiği doğudan batıya doğru sırası ile Koçyatağı, Çığlıcadibi ve Üçoluk çalışma alanları bu bakış açısı ile yeniden değerlendirilmiştir. Buna göre, Çığlıcadibi'nde ölçülen 27±3 m'lik ötelenmeye sahip kenar sahip olduğu 1283±311 yıllık yaş ile gene bu tezde Kelkit Vadisi için belirlenebilen en eski deprem olan MS. 1045 olayından önceki sismik döngünün başlangıcına ait olmalıdır. Tarihsel deprem kayıtlarında bu fay kesimi için MS. 1045 yılından önceye ait kayıt MS. 499 Suşehri depremine aittir. Çığlıcadibi'nde ölçülen kenarın yaşı göz önünde

bulundurulduğunda bu depremden sonra başlayan yeni sismik döngüden itibaren yamulma biriktirmiş olması gerekir. Bu kabulde yeniden yapılacak bir hesap, Çığlıcadibi Çalışma Alanı'nın model kayma hızı 18.7 ± 2.1 mm/yıl olarak verir. Ancak, MS. 499 ve MS. 1045 depremleri arasında belirlenecek bir olay, bu alan için kayma hızının daha yüksek olmasına işaret eder. Koçyatağı Çalışma Alanı'nın 20 km batısında gerçekleştirilen iki farklı paleosismoloji çalışmasının (Hartleb ve diğ., 2006; Kozacı ve diğ., 2011) sonuçları aynı yaklaşımla değerlendirildiği zaman, bu alanda elde edilen 29 ± 8 m'lik atıma yol açan toplam yamulma birikiminin, büyük olasılıkla MÖ. 230-50 yılları arasında gerçekleşmiş bir depremden sonra başlamış olması gerekir. Bu unsurlar göz önünde bulundurularak yeniden yapılan kayma hızı hesabı 13.9 ± 3.9 mm/yıl'lık oran ile diğer bütün bulgulardan çok daha düşük bir değer verir. Yeni değer bu kadar küçük çıkması, yapılan hendek çalışmalarında MS. 499 ve MÖ. 230-50 yılları arasında gerçekleşmiş bir depremin kaçırılması veya morfolojik yüzeyin belirlenen yaşının hatalı olmasından kaynaklanabilir. Diğer göreceli genç bir bölge olan Üçoluk Çalışma Alanı'nda elde edilen yaşlar ve bunların hata payına göre, ölçülen yelpaze kenarın sahip olduğu toplam atıma yol açan yamulma birikimi MS. 0-150 yılları arasında yaşlandırılan olaydan kısa bir süre sonra başlamış olmalıdır. Bu neden ötürü bu noktada model kayma hızı hesaplanmamıştır. Bütün çalışma alanları için hesaplanan jeolojik kayma hızı ve sismik döngü dikkate alınarak yeniden hesapla elde edilen model kayma hızları Çizelge 6.1 ve Şekil 6.2'de gösterilmiştir.



Şekil 6.2 : Kırmızı kesikli çizgiler jeolojik hızları, mavi çizgiler ise model kayma hızlarını hata payları ile birlikte gösterir. (1) Kaynarpinar, (2) Dinarbey, (3) Ayanoğlu, (4) Koçyatağı, (5) Çığlıcadibi, (6) Karapürçek, (7) Üçoluk çalışma alanları

Çizelge 6.1 : Çalışma alarında hesaplanan jeolojik ve model kayma hızları. Her bir çalışma alanı için deprem tarihçesi kaynakları: (1) Ambraseys ve Jackson (1998), (2) Ambraseys (2009), (3) Hartleb ve diğ. (2006), (4) Kozacı ve diğ. (2009), (5) Sugai ve diğ. (1999), (6) Fraser ve diğ. (2010)

Çalışma Alanı	Son Deprem	Deprem Tarihçesi	Toplam Yerdeğiştirme (m)	Yaş (yıl)	Jeolojik Kayma Hızı (mm/yıl)	Model Kayma Hızı** (mm/yıl)	Kaynakça
Kaynarpınar	17 Ağustos 1949 (M=7.0)	MS. 1949	46.5±5.5*	2483±291	18.7 +3.3/-2.8	18.7 +4.9/-3.6	Bu çalışma
Dinarbey	17 Ağustos 1949 (M=7.0)	MS. 1949	55.0±3.8*	2765±460	19.9 +4.2/-3.1	20.4 +4.4/-3.3	Bu çalışma
Ayanoğlu	18 Temmuz 1784 (M=7.6)	MS. 1784	65.5 +7.1/-6.9*	3276±309	20.2 +3.2/-2.8	21.4 +3.4/-2.9	1
		MS. 1457					2
Koçyatağı	26 Aralık 1939 (M=7.9)	MS. 1939	29±8	1629±146	17.7 +5.4/-5.1	13.9 +3.9/-3.9	3,4
		MS. 1254					3,4
		MS. 1045					3,4
		MS. 717-844					4
		MS. 499					3,4
		MÖ. 230-50					3
		MÖ. 1450-830					3
Çıgılcadibi	26 Aralık 1939 (M=7.9)	MS. 1939	27±3	1283±311	21.0 +7.3/-4.6	18.7 +2.1/-2.1	Bu çalışma
		MS. 1668					Bu çalışma
		MS. 1254					Bu çalışma
		MS. 1045					Bu çalışma
		MS. 499					1
Karapürçek	26 Kasım 1943 (M=7.6)	MS. 1943	82±13	4385 +447/-506	18.8 +4.0/-3.4	19.1 +4.0/-3.5	5
		MS. 1668					5
		MS. 1050					5
		MS. 640-810/ MS. 550-651					5, 6
		MS. 0-150 / MÖ. 23-MS.103					5, 6
		MÖ. 610-186					6
		MÖ. 971-813					6
		MÖ. 1228-969					6
Üçoluk	26 Kasım 1943 (M=7.6)	MS. 1943	29±9	1588 +117/-239	18.8 +6.6/-6.0	-	5
		MS. 1668					5
		MS. 1050					5
		MS. 640-810					5
		MS. 0-150					5

* Trapezoid yerdeğiştirme modeli uygulanmıştır.

** Model Kayma Hızı sütunu, son yüzey kırığı oluşan depremden bu yana geçen zaman ve/veya sismik döngü dikkate alınarak yeniden hesaplanmış jeolojik kayma hızlarını temsil eder

6.1.3.3 Deformasyon zonunun genişliği

Doğru verinin değerlendirilmesinde olabilecek diğer bir yorum hatası, deformasyonu paylaşan diğer fay kolları ve yapıların gözden kaçıırılması veya derinde meydana gelen atımın yüzeye tam olarak yansımamasından kaynaklanabilir. Bu her iki durumda, ötelenmiş morfotektonik yapıların yaşlandırılmasına dayanan jeolojik kayma hızı değerinin, bölgesel tektonik deformasyonu tam olarak yansıtmaması anlamına gelir. Bu etkenlerden, yüzeye doğru atım sönümlenmesinden etkilenmemek için, kalın genç çökel katmanlarından ziyade, ana kayaya yakın noktalarda jeolojik kayma hızı çalışmasının yapılması hedeflenir. Bu tezde çalışılan bütün alanlar bu kriteri sağlamaktadır. Ayrıca bu çalışma alanları, özellikle Erzincan ve Ilgaz arasında, KAF'nın dar bir deformasyon zonuna sıkıştığı ve tek kol olarak uzandığı kesimi üzerinde yer alır. Ancak, Yedisu – Karlıova (Bingöl) arasında kalan fay kesiminin göreceli olarak daha geniş bir zona yayıldığı görölür (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Barka ve diğer., 1987b; şengör ve diğer., 2005).

Kaynarpinar ve Dinarbey alışma alanları

Her ne kadar doğrultu atım tektoniği ile ilgili ana fizyografik yapılar, Kaynarpinar ve Dinarbey alışma alanlarında üzerinde bulunduğu sıkışmalı çift büküm yapan segmentler üzerinde gelişmiş olsada (Bölüm 4.2.1), daha güneyde ana fay zonuna paralel fayların varlığı farklı çalışmalarda öne sürölmüştür (Emre ve diğer., 2005b; Hubert-Ferrari ve diğer., 2009; Tutkun ve Hancock, 1990). Hava fotoğrafları ve sayısal yükseklik modelleri kullanılarak daha güneyde bu fayların bulunduğu bölge incelenmiş, derin ve yaşlı iki adet vadide sağ yanal deformasyona uygun dönme belirlenirken, aynı hat boyunca genç derelerde sistematik ötelenme görölmemiştir. Ayrıca bu hattın doğu devamında, fayın GD'ya dönen kesimi üzerinde görölen “cuesta” tipi morfoloji, normal faylanmaya işaret eder (Sançar ve diğer., 2011a). Aynı bölgedeki akaçlama ağı üzerinde gerçekleştirilen morfometrik analizler, Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ve Doğu Anadolu Fayı (DAF) arasında iki farklı ikincil deformasyon zonu gösterir. Bunlardan daha kuzeyde olan ve yukarıda bahsedilen tektonik hattın morfoloji üzerindeki izi göreceli olarak daha belirgin, güneyde DAF'a yakın ikinci kolun izi ise oldukça siliktir (Sançar ve diğer., 2011b). Aynı alışma, bu ikincil faylardan en güneyde DAF'a yakın olan kolun sol yanal doğrultu atımlı fay karakteri taşıdığını söyler.

Ana fay zonu üzerinde gerçekleşen yerdeğiştirme dışında görülen diğer bir deformasyon, sıkışmalı çift büküm geometrisine bağlı olarak gelişen asimetrik yükselmedir (Bölüm 4.2.1.2; Şekil 4.13). Farklı doğrultuya sahip fay segmentlerinin yanal atımlarına bağlı olarak orta segmentin (Şekil 4.5'te FS2) uç noktalarında gelişen bu sıkışmalı yamulma ve daha güneydeki tektonik çizgiselliklerin jeolojik ve jeodezik kayma hızları arasında görülen ~5 mm/yıl'lık farkı karşılayıp karşılamadığı tartışma konusudur.

Koçyatağı Çalışma Alanı

Koçyatağı Çalışma Alanı, 1939 Erzincan Depremi sonrası tek bir hat boyunca yüzey kırığı oluşturan fay kesimi üzerinde yer alır (Barka, 1996). Ancak, bu bölgenin Mihar-Tümekekar ve Erzincan segmentlerini birbirinden ayıran 20°'lik sıkışmalı büküme çok yakın olması (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988), yapısal karmaşıklığın yaratabileceği defromasyon zonu genişlemesinden etkilenme olasılığını artırır. Hubert-Ferrari ve diğ. (2002), bu görünür karışık fay geometrisine rağmen, bükümün her iki tarafında 1939 depremi sonrası ölçülen sağ yanal ötelenme ve birikimli atım oranlarının benzerliğinden yola çıkarak deformasyonun dar ve tek bir zon üzerinde gerçekleştiği yargısına varmışlardır. Derinde tek bir fay düzlemine bağlı gerçekleşen deformasyonun, yüzeyde daha geniş bir zona dağılıbilir. Her ne kadar 1939 depremi sonrasında tek kol geometrili bir yüzey kırığı rapor edilmiş olsa da, deformasyonun bir kısmı bu bölgedeki büküme bağlı gelişen sıkışmalı yamulma tarafından karşılanabilir.

Çığlıcadibi Çalışma Alanı

Çığlıcadibi Çalışma Alanı, KAF'ın Kelkit Vadisi boyunca en dar ve düz geometriye sahip kesimi üzerinde yer alır. Bu bölge, KAFZ'nun en dar alana sıkıştığı yerlerden biri olarak kabul edilmektedir (Şengör ve diğ., 2005). Bu fay kesimi üzerinde gerçekleşen en son deprem olan 1939 olayına ait yüzey kırığının, bir iki yerde birbirleri ile birkaç on metre mesafede paralel kol geometrisine sahip olduğu alanlar haricinde genelde tek bir hat boyunca ilerlediği görülür. Ancak bu deprem esnasında kırılmayan ve Çığlıcadibi'nin kabaca 20 km GB'sında yer alan Almus Fayı bölgeye en yakın aktif yapıdır. D-B uzanımlı Almus Fay Zonu, doğuda Reşadiye yakınlarından başlar ve batıda Iğdır'a kadar 150 km boyunca devam eder. Bu faya bağlı olarak gelişen deformasyon zonunu doğu kesiminde birkaç yüz metre ene sahipken, batı bitiminde bu aralık 12 km'ye kadar çıkar (Bozkurt ve Koçyiğit, 1995,

1996). Kuzey Anadolu Fayı'nın ana ayrımlarından biri olarak kabul edilen bu aktif yapı üzerinde bir köprü üzerinde ölçülen 1.6 cm'lik sağ yanal yerdeğiştirme, krip olarak yorumlanmış ve buna bağlı kayma hızının 0.33 mm/yıl olduğu ileri sürülmüştür. Bu oranın geçmişe doğru ekstrapolasyonu fayın değişik kesimlerinde ölçülen 1.3, 1.1 ve 1.25 km'lik toplam atım ve fay zonunun yaşı (Burdigaliyan sonrası, büyük olasılıkla geç Pliyosen) ile uyumludur (Bozkurt ve Koçyiğit, 1995). Ancak, bu krip oranının fay zonunun düşey ekseninde sadece belli bir kesmi temsil etme olasılığının yüksek olduğu (ör: Çakır ve diğ., 2005) göz önünde bulundurulmalıdır. Ayrıca, Şengör ve diğ. (2005)'in KAFZ'nun evrimi için ön gördükleri "speedogram" (Şekil 3.4)'da olduğu üzere giderek hızlanan bir yapı göz önünde bulundurulursa, fayın deformasyon oranının daha yüksek olması gerekir. Buna rağmen, Almus Fay Zonu'nun jeolojik ve jeodezik oranlar arasında görülen yaklaşık ~5 mm/yıl'lık yamulma birikimi farkını karşılayacak etkinliğe sahip olup olmadığı tartışmalıdır ve KAF üzerinde gerçekleştirilen benzer çalışmalarla sınanmalıdır.

Daha dar ölçekte, Çığlıcadibi Çalışma Alanı'nda keskin 27 ± 3 m'lik ötelenmenin yanı sıra (senaryo 1), 50 m genişlikte bir zonda daha yayvan bir bükümle birlikte belirlenen 54 m'lik toplam yerdeğiştirme (senaryo 2), fay zonunun ana kayadan, daha yumuşak olan yelpaze çökellerine geçmesi üzerine daha geniş bir alana yayılmasından kaynaklanabilir. Ancak bu çalışma alanında elde edilen yaş sonucu, geniş deformasyon zonu senaryosu ile birlikte değerlendirildiğinde KAF üzerinde yapılmış bütün kayma hızı çalışmalarından daha yüksek bir sonuç verir. Farklı jeokronoloji yöntemleri ve/veya ek örnek alımı ile hangi atım senaryosunun geçerli olduğu daha açık bir şekilde ortaya konabilecektir.

Karapürçek ve Üçoluk çalışma alanları

Karapürçek ve Üçoluk çalışma alanları, dar bir deformasyon zonu içerisinde genelde tek bir tektonik hat boyunca yatay yamulmanın karşılandığı KAF segmentleri üzerinde yer alır. Bu bölgede KAF'tan ayrılmış herhangi bir ikincil kol belirlenmemiştir. Ancak Orta Pontidler'in genelinde morfometrik indisler ve yapısal veriler, bölgesel yamulmanın KAF'ın sıkışmalı büküm yapan geometrisine bağlı olarak göreceli olarak geniş bir zona yayıldığına işaret eder. Yamulmanın geniş bir zona yayılması, özellikle KAF'ın kuzey kesimlerinde diferansiyel yükselme ve ana makaslama zonuna paralel veya diagonal gelişmiş ters faylarla karakterize olur

(Yıldırım ve diğ., 2011). Daha önceki çalışmalarda, sıkışmaya bağlı deformasyonun varlığı sadece Orta Pontidler ile sınırlı olmayarak, Karadeniz'in kuzey kenarında Kırım ve Büyük Kafkasya arasında görülen aktif bindirme (Alptekin ve diğ., 1986; Jackson ve McKenzie, 1984) ve güney kenarda, özellikle Ereğli ve Küçük Kafkasya arasında kalan kesimde benzer yapıların varlığı ile gösterilmiştir (Barka ve Reilinger, 1997). Barka ve Reilinger (1997)'a göre bu kesimlerde kayma hızı 5 mm/yıl'dan daha düşük bir değere sahiptir. KAF ve Karadeniz arasında kalan bölge için belirlenen bu sıkışmalı yamulmanın, Karapürçek ve Üçoluk çalışma alanları ve bu noktaya yakın yerlerde gerçekleştirilmiş diğer jeolojik kayma hızı çalışmalarından (Hubert-Ferrari ve diğ., 2002; Kozacı ve diğ., 2007; Kozacı ve diğ., 2009) elde edilen sonuçlar ile jeodezik oranlar arasında yatayda görülen ~5 mm/yıl'lık farkı karşılayıp karşılamadığı, sınılanması gereken başka bir hipotezdir. Kozacı ve diğ. (2009), Tahtaköprü'de gerçekleştirdikleri çalışma sonrasında KAF'a paralel yatay jeolojik ve jeodezik kayma hızı değerleri arasında belirledikleri farkın, bu ters faylarla karşılanamayacağını öne sürer.

Diğer çalışma alanları ve genel değerlendirme

Yukarıda irdelenen çalışma alanlarının dışında kalan tek yer olan Ayanoğlu'nda önceki çalışmalarda haritalanmış, KAF'a paralel ikincil faylar veya diğer yapılar bulunmaz. Bundan yola çıkarak, bu kesimdeki yatay deformasyonun nispeten düz bir geometriye sahip KAF'ın Yedisu Segmenti üzerinde biriktiği kabul edilmiştir.

Bu tez çalışmasının dışında diğer jeolojik kayma hızı çalışmalarının KAF geneli dikkate alındığı zaman, düz ve dar bir deformasyon zonunun hakim olduğu Bolu-Karlıova (Bingöl) arasında kalan kesimde bu değerlerin hata payları içerisinde birbirleri ile benzer oranlara sahip oldukları görülür. Bolu batısında ise KAF'ın birbirlerine paralel kollardan oluşması, yatay yamulma birikiminin de bu fay parçalarına dağılması anlamına gelir.

KAF'ın Bolu batısında ikiye ayrılan kollarından kuzey kesimi (Düzce Segmenti) üzerinde son 60 bin yıl için belirlenen ortalama 15.0 ± 3.2 mm/yıl'lık kayma hızı (Pucci ve diğ., 2008), Bolu doğusunda 17-21 mm/yıl arasında değişen değerlerin altında kalır. Ancak, güneydeki kolu oluşturan Mudurnu Vadisi Segmenti'nin MS. 1692 yılından bu yana en az iki defa yüzey kırığı yaratan deprem ürettiği (Palyvos ve diğ., 2007) göz önünde bulundurulduğunda, genel yatay hareketin artan miktarının bu fay kesimi tarafından karşılandığı açıktır.

KAF, Marmara Bölgesinde üç farklı kola (Kuzey, Orta ve Güney) ayrılarak çok daha karmaşık bir yapıya bürünür (Armijo ve diğ., 2005; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Le Pichon ve diğ., 2003; Le Pichon ve diğ., 2001; Yalıtırak, 2002). Jeodezik ölçümler (Reilinger ve diğ., 2006) ve tarihsel depremler (Ambraseys, 2002) Kuzey Kol'un sahip olduğu hareket miktarının ve sismisitenin diğerlerine nazaran çok daha yüksek olduğunu gösterir. Kuzey Kol'un Marmara Denizi ve Saros Körfezi kesimlerinde yapılan jeolojik kayma hızları, son 10-12.5 bin yıl için Bolu doğusunda gerçekleştirilen çalışmaların ve mevcut jeodezik ölçümlerin nerdeyse yarısı kadar olan ~ 10 mm/yıl civarındadır (Gasperini ve diğ., 2011b; Polonia ve diğ., 2004). Orta Kol üzerinde yer alan Gemlik Körfezi'nde gerçekleştirilen benzer çalışma sonucunda ise 3.7 ± 0.7 mm/yıl'lık jeolojik kayma hızı hesaplanmıştır (Gasperini ve diğ., 2011b). Bu sonuçlar, yazarlar tarafından KAF'nın sahip olduğu deformasyonun ağırlıklı olarak sadece Kuzey Kol üzerinde gerçekleşmediği ve diğer kolların da güncel durumdan daha aktif olduğu ve/veya son birkaç on yıla karşılık gelen GPS ölçümlerinin meydana gelen 1999 depremlerine bağlı olarak uzun zaman ortalamasından çok daha yüksek olduğu şeklinde yorumlanmıştır. Paralel faylar arasında deformasyonun zamana bağlı olarak değişimi, San Andreas Fay Sistemi (SAFS)'nin güney kesimlerinde San Andreas ve San Jacinto fayları arasında görülür. San Jacinto 1.5 My gerçekleşen oluşumundan sonra SAF'in etkinliği azalırken, 90 bin yıldan itibaren yeniden artmaya başlamıştır (ayrıntılar için bkz. Bölüm 2.2.2) (Bennett ve diğ., 2004; Van der Woerd ve diğ., 2006). KAF'nın Marmara Bölgesi'nde görülen paralel kolları arasında benzer şekilde deformasyon oranı paylaşımı olduğunu ileri sürmek için 10-12.5 bin yıllık zaman aralığı oldukça kısadır. Ayrıca, Kuzey Kol'un karada görülen farklı kesimlerinde gerçekleştirilen 3 boyutlu hendek çalışmalarında son 780 ve 1000 yıl için sırasıyla belirlenen 17.7 ± 5 mm/yıl (Meghraoui ve diğ., 2012) ve 21.9 ± 3 mm/yıl'lık (Dikbaş ve diğ., 2009) jeolojik kayma hızları Marmara Denizi ve Saros Körfezi'ndeki bulgularla çelişir. Tekirdağ ve Saros Körfezi arasındaki kesimini oluşturan Ganos Segmenti üzerinde jeomorfolojik olarak hesaplanan ve son 10.2-17.5 bin yıllık zaman diliminde $17.7-18.9$ mm/yıl jeolojik kayma hızları ise bu fay kesiminin daha uzun zaman diliminde de deniz içerisinde belirlenen oranlardan çok daha yüksek bir deformasyon hızına sahip olduğunu gösterir. Marmara Denizi ve Saros Körfezi içerisinde jeolojik kayma hızı değerlerinin, gerek diğer jeolojik gerekse jeodezik oranlardan daha düşük hesaplanması ile ilgili iki hipotez öne sürülebilir: (a) Hesapların ölçüm veya

yaşlandırma hatası içeriyor olması ve/veya (b) Marmara Denizi'nin sahip olduğu karmaşık fay geometrisi yüzünden deformasyonun Kuzey Kol'u oluşturan göreceli olarak birbirlerine yakın fay parçaları arasında paylaşılması. Bu tez çalışmasında Marmara Bölgesi'nin ayrıntılı morfolotektonik verisi incelenip bu hipotezler sorgulanmamıştır. Ancak, Polonia ve diğ. (2004)'ün kayma hızı hesapladığı İzmit Körfezi'nde yer alan ötelenmiş kanyon, Dolan (2009) tarafından yeniden değerlendirilip jeolojik kayma hızının 15-17 mm/yıl civarında olması gerektiği belirtilmiştir.

Anadolu ve Avrasya levhaları arasındaki hareket oranının, KAF'a paralel doğrultu atımlı diğ.er faylar tarafından paylaşılması dışında diğ.er bir olasılık ise bu deformasyonun bir kısmının daha geniş bir zon içerisinde kıvrımlanmayla karşılanmasıdır. Geniş bölgeye yayılmış olası deformasyonun sınılanması için KAF boyunca, üst Miyosen ve sonrası genç birimlerin yapısal özelliklerinin incelenmesi gerekir.

6.1.4 Kayma hızının zaman içerisinde değişmesi

Jeolojik ve jeodezik kayma hızları arasında görülen farklılığa sebep olan diğ.er bir etken deformasyon hızının zaman içerisinde değişiklik göstermesidir. Bu değişikliğe yol açan mekanizmalar farklı çalışmalarda; (a) Yamulma zayıflaması ve güçlenmesi (Dolan ve diğ., 2007; Oskin ve diğ., 2008), sismojenik olmayan litosfer katmanında postsismik döngünün etkisi (Kenner ve Simons, 2005) - litosferin vizkoelastik alt katmanının (plastosfer), üst elastik katmana (şizosfer) etkisi (Chuang ve Johnson, 2011; Dixon ve diğ., 2003; Meade ve Hager, 2004), (b) kıtasal su oranının büyük iklimsel değişikliklere bağılı olarak değişimi (Chery ve Vernant, 2006), (c) buzullar veya büyük göller gibi yüzey yüklerinde kütle değişimi (Hampel ve Hetzel, 2006; Hampel ve diğ., 2009; Hetzel ve Hampel, 2005; Turpeinen ve diğ., 2008) olarak sıralanmıştır. Bu ve önceki çalışmalar sırasında belirlenen jeolojik kayma hızları ile jeodezik oranlar arasındaki farklılık, yukarıda sayılan etkenlerin sondan başa doğru bir sıra içinde ele alınması ile irdelenecektir.

Geniş buzul veya göllerin buzul-buzularası devrelerdeki kütle değişimi ve bunu takip eden litosfer tepkisine bağılı olarak özellikle eğim atımlı fayların kayma hızını ciddi oranda etkiledikleri, yapılan modeller ve sonuçların dünyanın farklı bölgelerindeki çalışmalara karşılaştırılması sonucu belirlenmiştir (Hampel ve Hetzel, 2006).

Jeolojik ve paleosismolojik çalışmalarla uyumlu sonlu elemanlar modeli, Wasatch Bölgesi'ndeki normal fayların sahip olduğu kayma hızının önce Bonneville Gölü'ndeki küçülme ve dağ buzullarındaki erime ile ilişkili kütle azalmasına bağlı olarak düşüş gösterdiğine, daha sonra litosferin bu kütle azalmasına geri tepkisi sonucu Holosen'de yükseldiğine işaret eder (Hetzl ve Hampel, 2005). 3 Boyutlu sayısal modeller, kıta buzullarındaki bu değişimin sadece normal değil, ters faylarında kayma evrimini denetlediğini gösterir. Buna göre her iki fay türü de, buz takkesinin altında olmaları durumunda eğim miktarlarından bağımsız olarak buzul ilerlemesinde daha düşük, buzul gerilemesinde ise daha yüksek kayma hızı değerlerine sahiptir. Fayların buz takkesinin dışında olduğu durumda ise tavan ya da taban bloklarının yük altında kalmasına bağlı farklı davranış biçimi görülür. Eğer yük fay doğrultusu boyunca ise kayma hızı değişimi fay türüne bağlı olarak değişiklik gösterir. Ters faylarda buzul ilerlemesi sırasında kayma hızında yükselme olurken, normal faylarda bu durum buzul gerilemesi sonrası meydana gelir (Hampel ve diğ., 2009). Oldukça kısa bir şekilde özetlenen bu çalışmalarda irdelenen ve buzul ilerlemesi veya gerilemesinden etkilenen fay türlerinin tamamı eğim atımlıdır. Ters fayların yanı sıra sağ yanal makaslamanın da var olduğu (Guccione, 2005) Yeni Madrid Sismik Zonunda da buzul gerilemesinin Holosen boyunca sismik etkinliğin artmasını tetiklediği belirlenmiştir (Grollmund ve Zoback, 2001). KAF üzerinde jeokronolojik yöntemler kullanılarak elde edilen çoğu kayma hızı bulgusu, son buzul çağından sonraki döneme denk düşen son 5 bin yıllık zaman aralığına aittir. Bundan dolayı, bu oranların jeodezik değerlerle sergiledikleri farklılığın kıtasal buzul gerilemesinden kaynaklanması söz konusu değildir. Ancak böyle bir etkinin varlığı, litosferin kütle kaybı/kazancı ve bu değişime tepkisine bağlı olarak bükülmesinin doğrultu-atımlı bir faya etkisi, buzul-buzularası döngülere denk düşen jeolojik kayma hızlarının bulunması ve karşılaştırması ile sınanabilir.

Kayma hızını değiştiren bir diğer etken ise, kıta kabuğu içerisindeki su oranını denetleyerek fay sürtünmesinin evrimine yol açan iklim değişiklikleridir. Chery ve Vernant (2006), iklim patlamalarının kıta kabuğu üzerinde yük oluşumuna ve boşluk basıncının değişimine doğrudan etkisi sonucu makaslama geriliminde değişiklik gerçekleşebileceğini göstermişlerdir. İklimle bağlı boşluk suyu değişimi ve bunun fay davranışına etkisini ortaya koymuş çok fazla çalışma bulunmamaktadır. Kuzey Anadolu Fayı özeli ve son 5 bin sene için belirlenen jeolojik kayma hızı bulguları

üzerinde bu etkiyi irdelemek için iklim değişikliğine bağlı Karadeniz deniz seviyesi evrimine bakıldığı zaman özellikle son 5 bin sene içerisinde ciddi bir anomali yaşanmadığı görülür (Lericolais ve diğ., 2009; Lericolais ve diğ., 2011). Bu karşılaştırmadan yola çıkarak, son 5 bin seneye ait jeolojik kayma hızları ile jeodezik oranlar arasında görülen farklılığın nedeninin ani iklimsel değişiklikle ilgili olmadığı yorumuna varılır.

Fay zonunun zayıflaması (weakening/softening) veya güçlenmesi (hardening) deformasyon hızına doğrudan etki eder. Dolan ve diğ. (2007), makaslama zonlarının artan tektonik yüklemeye etkisi altında yamulma güçlenmesi sürecine girerken daha durgun dönemlerde yamulma zayıflamasına maruz kaldığına işaret etmiştir. Kosismik kırılma ve buna bağlı olarak yarı kırılğan zona periyodik akışkan gelimi sonrası “power-law krip” (Hirth ve Tullis, 1992) ve sürtünme katsayısı düşmesi (Chester, 1995) görülebilir. Yüksek postsismik gerilme ayrıca tane boyu azalımı, difüzyon kripti ve tane sınırı kaymasına (grain-boundary sliding) yol açabilir (Montési ve Hirth, 2003). Bu süreç, Güney Kaliforniya’da olduğu gibi yamulma zayıflamasına ve deprem kümeleşmesine (cluster) yol açmıştır (Dolan ve diğ., 2007). Akışkanların metamorfik tepkimelere girmesi ve çevre basıncına bağlı olarak tane boyunun dengelenmesi sünek zonu güçlendirebilir. Oskin ve diğ. (2008), makaslama zonlarında büyük depremlerin yamulma zayıflamasına ve daha sonra deprem kümeleşmesine yol açtığına dikkati çeker. Doğu Kaliforniya Makaslama Zonu’nda jeodezik (~12 mm/yıl) ve jeolojik (~6 mm/yıl) kayma hızları arasında görülen yaklaşık 2 katlık fark, bu deprem kümeleşmesi yüzündendir. Deprem küme döngüsü, kısa aralıklarla aynı fay segmentinde meydana gelen belli sayıda (2-6) depremden oluşur (Meade ve Hager, 2004). Bu aktif dönemi göreceli olarak uzun bir asismik evre takip eder. Tek grup deprem döngüsüne ait zaman aralığı oldukça farklılık gösterebilir. San Andreas Fayı’nın Carizzo Segmenti için bu aralık birkaç yüz yıl olarak belirlenmişken (Sieh ve diğ., 1989), Wasatch Fayı (Friedrich ve diğ., 2003), Ölü Deniz Fayı (Marco ve diğ., 1996) ve Xiaojiang Fayı için (Xiwei ve Qidong, 1996) bu değer 20000-30000 yıldır. Bu durumun yanı sıra deprem kümeleşmesi, tek bir fay sistemi boyunca mekansal olarak dağılım gösterebilir (Barka, 1996; Goes, 1996; King ve diğ., 1994; McCalpin ve Nishenko, 1996; Rockwell ve diğ., 2000; Wallace, 1987). “Yay-sönümleyici-kaydırak” (spring-dashpot-slider) düzenekli analog deneyler sonucu, çok sayıda olay ölçeğinde litosferin sismojenik olmayan

kesimindeki postsismik gerilmenin deprem tekrarlanma aralığına etkisinin büyük olduğu belirlenmiştir. Bu deney sonuçlarına göre düşük uzun vadeli kayma hızına, litosferin sismojenik olmayan kısmının düşük vizkozite ve deprem sonrası yüksek gerilim (stress) düşmesine sahip fay zonlarının, deprem kümeleşmesi oluşturmaya yatkın olduğu ortaya çıkmıştır. Kosismik evrede gerçekleşen ortalama gerilim düşmesi (stress drop)'nin uzun vadeli jeolojik yamulma ve vizkozite değerlerine olan oranı düşük olduğunda ise (yüksek vizkozite ve/veya kayma hızı oranları) fay zonunun sahip olduğu deformasyon hızı genelde kararlı hal durumuna ulaşamaz. Deprem döngüsüne ana etki, deprem kümeleşmesinden ziyade uzak alan tektonik güçler tarafından sağlanır. Olay sonrası zirve postsismik oranları, ortalama jeolojik deformasyon hızının genelde 1.5 katından daha fazla değildir. Deprem döngüsü zaman aralığının ~%15'lik bir kısmında postsismik etkinliğe bağlı olarak ortalama deformasyon hızından daha yüksek bir evre yaşanabilir (Kenner ve Simons, 2005). San Andreas Fayı gibi levha sınırı oluşturan bir sistemde, bu postsismik etkiye eşlik eden geçici deformasyon davranış biçimleri, farklı çalışmalarda ortaya konmuştur (Kenner ve Segall, 2000; Segall, 2002; Thatcher, 1983, 1990). Bu geçici deformasyon davranışı, kosismik faylanma derinliğinin elastik litosfer kalınlığından az olduğu kalın litosfer modelinde fay düzleminin hemen altındaki postsismik asismik kaymaya ve kosimik katman derinliğinin elastik kalınlığa hemen hemen eşit olduğu ince litosfer modelinde astenosferde faylanmaya bağlı gelişen gerilme gevşemesi sonucu gerçekleşir (Thatcher, 1983, 1990). San Andreas Fayı'nın genelinde elde edilen ölçüm verileri, yamulma oranının 30 senelik zaman dilimi boyunca azaldığını ve bu davranış biçiminin muhtemelen deprem döngüsünün sonuna kadar devam edeceğini gösterir (Thatcher, 1983). 1906 San Fransisco Depremi'nden sonra farklı zaman aralıklarında gerçekleştirilen nirengi çalışmaları, postsismik etkinin fay düzlemi boyunca asismik kayma olarak gerçekleştiğini gösterir. Ortalama kayma hızı, 10 km derinliğinde ve 25 km genişliğinde bir zonda 1906-1930 yılları arasında 11.2 cm/yıl, 1929-1975 yılları arasında 4.6 cm/yıl olarak hesaplanmıştır. Buna göre 1906 depreminin postsismik gevşeme evresi 36 ± 16 yıl'dır (Kenner ve Segall, 2000). Segall (2002), litosferin bu türdeş olmayan reolojik ve davranış yapısından yola çıkarak GPS gibi jeodezik ölçümlerin tek başına yetersiz kalacağını, bu ölçümlerin jeolojik veriler ile birlikte değerlendirilerek, ortalama tekrarlanma aralığı gibi parametrelerin daha gerçekçi bir biçimde ortaya konacağını ileri sürmüştür. Aynı çalışmada Maxwell vizkoelastik ortam üzerinde yer alan elastik

levha modeline dayalı olarak hem jeodezik hem de jeolojik veriler birlikte değerlendirilerek SAF'ın kuzey sahil kesimi için ortalama tekrarlanma aralığı yaklaşık 280 yıl olarak hesaplanmıştır. Doğu Kaliforniya Makaslama Zonu'nda elastik yarı uzay modeli ile jeodezik kayma hızı oranının jeolojik değerlerden daha yüksek hesaplanması, benzer şekilde vizkoelastik alt kabuk-mantonun ve elastik üst kabuk reolojik katmanlaşması ve deprem döngüsü içerisinde bu katmanların etkileşimine bağlanmıştır (Dixon ve diğ., 2003). Vizkoelastik alt katmanın, elastik üst katmana benzer etkisi göz önünde bulundurularak Güney Kaliforniya genelinde jeodezik oranlar ile jeolojik değerler arasındaki farklılık, San Andreas Fayı'nın Mojave Segmenti ve Garlock Fayı'nın deprem döngülerinin orta ve son aşamaları arasında olması, Doğu Kaliforniya Makaslama Zonu'nun ise kendi döngüsünün hemen başında olması ile ilişkilendirilmiştir (Chuang ve Johnson, 2011). Kuzey Anadolu Fayı için belirlenen jeolojik kayma hızları ve jeodezik oranlar arasında görülen ~%30'luk farkın anlaşılmasında, bu fay zonunun büyük kısmının kırılması ile sonuçlanan (>1000 km) yirminci yüzyılda meydana gelen depremler önemli rol oynar. Özellikle 1999 İzmit ve Düzce depremlerinin öncesinde ve sonrasında gerçekleştirilen GPS ölçümleri, olayların hemen sonrasında ani ve sığ olay sonrası kayma (afterslip) gerçekleştiğini, daha sonraki zamanda ise postsismik deformasyonun daha geniş bir alana yayıldığını gösterir. Depremden sonra 7 yıllık periyot içinde, İzmit Depremi yüzey kırığının 10-20 km uzağına kadar olan GPS istasyonlarında ~150 mm'ye varan postsismik kayma ölçülmüştür. KAF boyunca deformasyon oranı depremlerden önceki duruma göre kabaca iki kat daha yüksek, ~10-12 mm/yıl belirlenmiştir. Ayrıca, postsismik deformasyonun etkisinin yüzey kırığının ~200 km kadar güneydoğusuna kadar yayıldığı görülür (Ergintav ve diğ., 2009). Hearn ve diğ. (2009), sonlu elemanlar modeli ile postsismik deformasyonun vizkoelastik bir gevşemeden ziyade, "power law" veya "Burger hacim" reolojisinden kaynaklandığını ileri sürmüştür. KAF'ın daha doğu kesimlerinde belirlenen krip ve bu hareketin farklı zaman dilimlerinde gerçekleştirilen ölçüm sonuçları (Altay ve Sav, 1991; Ambraseys, 1970; Aytun, 1982; Çakır ve diğ., 2005; Deniz ve diğ., 1993), değişken bir davranışı işaret eder. Çakır ve diğ. (2005), bu değişken davranışı 1944 Bolu Depreminin postsismik deformasyonu ile ilişkilendirir. Gerek bu, gerekse önceki çalışmalarda KAF için belirlenen jeolojik kayma hızlarının, jeodezik oranlardan ~5-6 mm/yıl daha düşük değer taşımasını açıklayan en önemli mekanizma, bu fay zonunun komşu segmentlerinin birbiri ardına kırılması ile

meydana gelen yirminci yüzyıl deprem serisi ve bunun sonucu meydana gelen ve etkisinin hala sürdüğü yer yer tespit edilen postsismik (vizkoelastik rahatlama ve/veya sonradan kayma) davranıştır.

6.2 KAF Üzerinde Ilgaz Doğusu İçin Belirlenen Jeolojik Kayma Hızlarının Zamansal Çözümü ve Türdeş Deformasyon Hızı

Bu tezin çalışma alanı içerisinde, önceki çalışmalarda Eksik (Ilgaz) , Üçoluk (Tosya) ve Tahtaköprü (Vezirköprü)'de jeokronolojik yöntemlere dayalı olarak elde edilen sırasıyla 20.5 ± 5.5 (Kozacı ve diğ., 2007), 21.0 ± 2 (Hubert-Ferrari ve diğ., 2002) ve $18.6 + 3.5/-3.3$ mm/yıl'lık (Kozacı ve diğ., 2009) kayma hızı bulgularına ek olarak, beşi yeni, toplam yedi çalışma alanında yeni jeolojik kayma hızları hesaplanmıştır. Bunlar doğudan batıya doğru sırası ile Kaynarpinar Çalışma Alanı için $18.7 + 3.3/-2.8$, Dinarbey için $19.9 + 4.2/-3.1$, Ayanoğlu için $20.2 + 3.2/-2.8$, Koçyatağı için $17.7 + 5.4/-5.1$, Çığlıcadibi için $21.0 + 7.3/-4.6$, Karapürçek için $18.8 + 4.0/-3.4$ ve Üçoluk için $18.8 + 6.6/-6.0$ mm/yıl'dır (Şekil 6.1). Kuzey Anadolu Fayı'nın Ilgaz (Çankırı) ve Karlıova (Bingöl) arasında kalan kesimlerinden elde edilen bu kayma hızı değerleri, hata sınırları içerisinde fay boyunca türdeşdir.

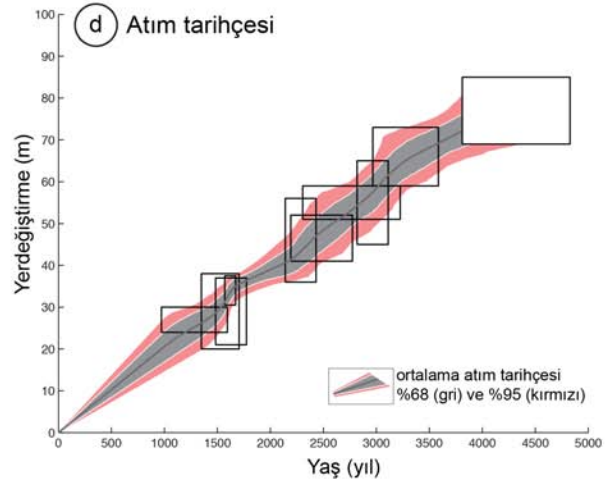
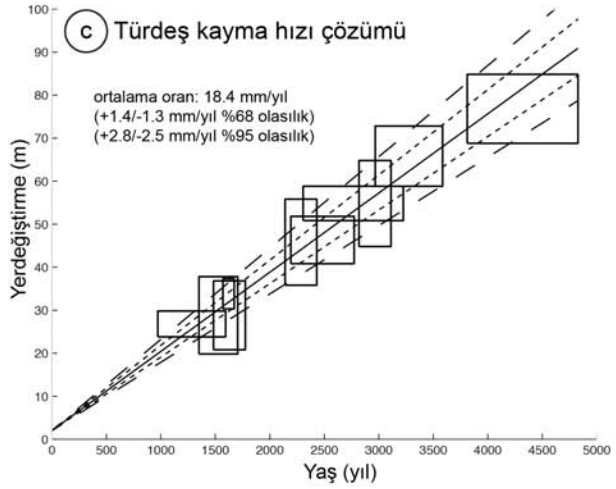
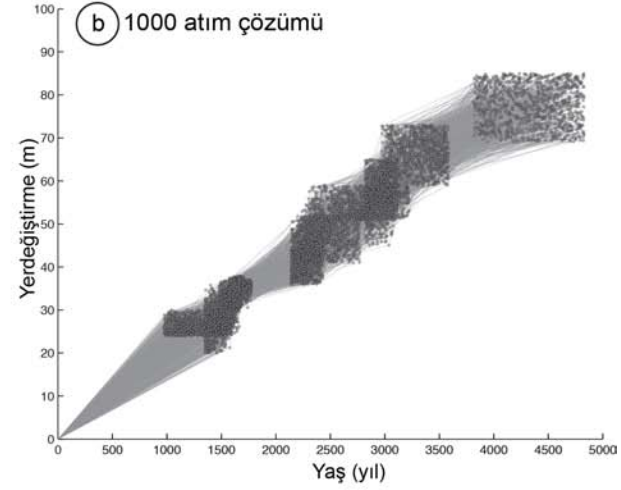
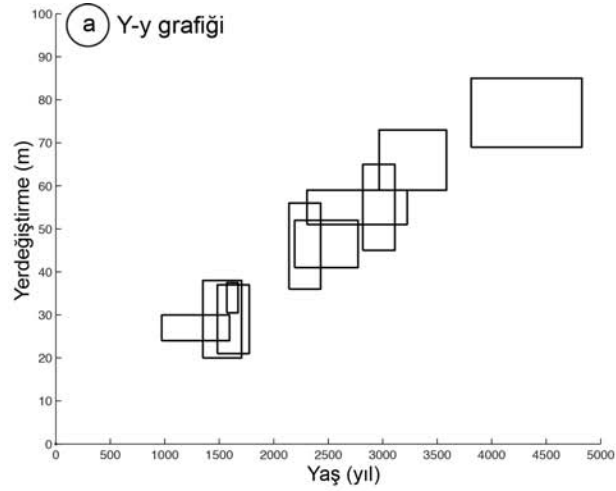
Her çalışma bölgesi için birbirlerinden farklı yerdeğiştirme oranları ve yaş sonuçlarının zaman boyutunda karşılaştırılması için, Gold ve Cowgill (2011) tarafından geliştirilen ve fay atım tarihçesinin analizini yapan model kullanılmıştır. Monte Carlo yöntemine dayalı bu model sırasıyla aşağıda özetlenen adımlardan oluşur:

- a. *Y-y zarflarının oluşturulması*: Belirlenen morfolotektonik yapıların en düşük ve en yüksek yerdeğiştirme (Y) ve yaş (y) değerleri girilir.
- b. *Verinin düzenlenmesi*: Y-y zarfları, 0'dan küçük eğim (ters tektonik hareket) olmayacak şekilde düzenlenir.
- c. *Rastgele noktaların seçilmesi*: Her atım tarihçesi için düzenlenmiş Y-y zarflarının içerisinde rastgele bir nokta seçilir. Her zarf için belirlenen rastgele noktalardan birinden geçen her bir doğru, olası atım tarihçesi çözümüdür.
- d. *Kontrol Eğrisi*: Her Y-y zarfından sadece bir noktadan geçerek zarfları birbirlerine bağlayan ve atım tarihçesini gösteren doğruların 0'dan büyük eğime sahip olanları jeolojik açıdan gerçek olabilir. 0'dan küçük eğime sahip olan doğrular ise model tarafından dışlanır.

- e. *Tekrarlama*: Sonlu sayıda atım çözümü kabul edilinceye kadar (c) ve (d) adımları tekrar edilir. Bu çalışmada derlenen veriler için çözüm sayısı 1000 olarak ayarlanmıştır.

Bu tez ve jeokronoloji yöntemlerine dayalı önceki çalışmalarda KAF üzerinde, Ilgaz (Çankırı) doğusunda elde edilen jeolojik kayma hızı bulgularının yukarıda özetlenen modele göre atım analiz sonuçları Şekil 6.3'te verilmiştir. En yüksek ve en düşük yerdeğiştirme ve yaş değerleri ile oluşturulan Y-y zarflarının (Şekil 6.3a) içerisinde seçilen rastgele noktalar ve bunlardan geçen doğrular kullanılarak 1000 adet atım tarihçesi kurgulanmıştır (Şekil 6.3b). Y-y zarflarından geçirilen ve türdeş atım çözümüne karşılık gelen ortalama eğri 18.4 mm/yıl'lık bir kayma hızına işaret ederken, bu oranın %68.27 ve %95.45 olasılık aralıklarında hata payları sırasıyla +1.4/-1.3 ve +2.8/-2.5 mm/yıl'dır (Şekil 6.3c). Atım çözümlerine dayalı tariheye bakıldığı zaman ise, Y-y zarfları arasında genelde benzer eğim oranının görüldüğü dikkati çeker. Ancak, GÖ. ~1600-1700 yılları arasında eğimde bir artış (veya ~1800-2200 yılları arasında eğimde küçük bir azalma) görülür (Şekil 6.3d). Bunun nedeni yeniden değerlendirilen Üçoluk Çalışma Alanı'nın önceki çalışmalarda belirlenmiş göreceli olarak diğerlerinden daha yüksek olan 21.0 ± 2 mm/yıl'lık jeolojik kayma hızı değeridir.

Mekansal ve zamansal olarak türdeş karakterdeki jeolojik kayma hızı değerlerinin, jeodezik oranlardan ~5-6 mm/yıl daha düşük çıkmasının açıklayan iki hipotez öne çıkar: (a) Anadolu ve Avrasya arasında gerçekleşen deformasyonun, özellikle üst Miyosen sonrası birimlerin kıvrımlanmaları ile sonuçlanan geniş bir alanda gerçekleşmesi ve/veya (b) son yüzyıl içerisinde KAF üzerinde gerçekleşen ve yaklaşık 1000 km yüzey kırığı oluşturan çok sayıda depremin postsismik etkisiyle deformasyon oranında geçici bir artış olması. Üst Miyosen sonrası birimlerin yapısal özellikleri hakkında göreceli az bilgi olması, birinci hipotezin sınanmasını güçleştirir. KAF civarındaki alanlarda özellikle Pliyosen ve daha genç birimler üzerinde gerçekleştirilecek yapısal çalışmalar ile KAF'a paralel ikincil fay kollarının varlığının araştırılması bu önermenin geçerliliğini test edecek unsurlardır. KAF üzerinde yirminci yüzyıl içerisinde meydana gelen ve yaklaşık 1000 km'lik bir kesimin kırılması ile sonuçlanan deprem serisinin yol açtığı postsismik süreç, deformasyon hızının değişmesini açıklayabilecek en olası mekanizmadır.



Şekil 6.3 : KAF boyunca Ilgaz ve doğusu için belirlenen jeolojik kayma hızlarının atım tarihçesi analizi

6.3 Kelkit Vadisi Segmenti'nde Gerçekleştirilen Paleosismolojik Hendek Sonuçlarının KAF Üzerinde Yapılmış Diğer Çalışmalar Işığında Değerlendirilmesi

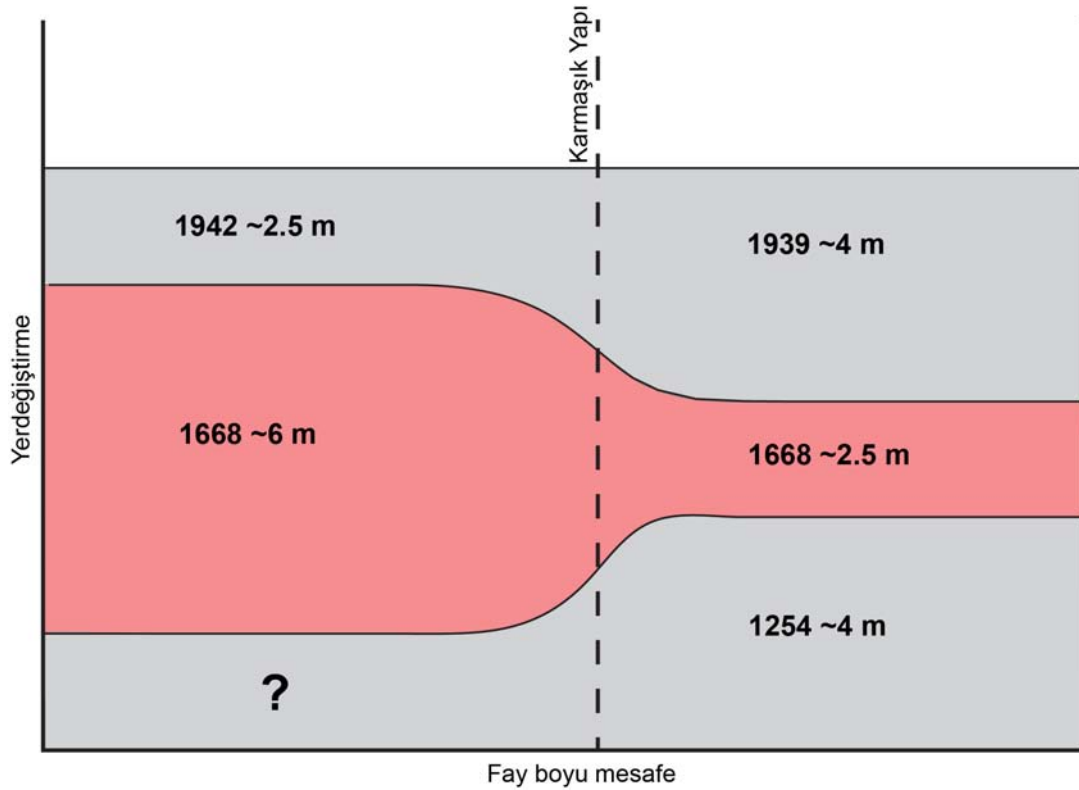
Bu tez çalışması kapsamında, 1939 Erzincan Depremi'ne ait yüzey kırığını oluşturan parçalardan biri olan Kelkit Vadisi Segmenti üzerinde toplam dört adet paleosismoloji amaçlı hendek açılmış, bunlardan sürekli stratigrafik kayıt içeren Reşadiye-2 ve Umurca hendeklerinden son deprem ve daha eski 3 olay hakkında veri elde edilmiştir. Günümüzden geçmişe doğru sırasıyla 17 Ağustos 1668 Anadolu, MS. 1254 ve 1045 Erzincan depremleri ile deneştirilen bu eski olaylar, KAF'ın bu kesimi için yeni bulgulardır. MS. 1045 ve 1254 depremleri, 140 km daha doğuda, Erzincan kuzeybatısında açılan hendeklerde belirlenirken (Hartleb ve diğ., 2006; Kozacı ve diğ., 2011), her iki çalışmada da 1668 depreminin izine rastlanmamıştır. Tarihsel kataloglarda kısa zaman aralığında birkaç büyük olay (Ergin ve diğ., 1967; Pınar ve Lahn, 1952) veya tek büyük bir deprem ve onun artçı şokları (Ambraseys, 2009; Ambraseys ve Finkel, 1988) şeklinde yorumlanan 1668 depreminin yüzey faylanmasına ait izler Niksar (Tokat) ve Gerede (Bolu) arasında açılan çok sayıda hendekte belirlenmiştir (Fraser ve diğ., 2009; Hartleb ve diğ., 2003; Kondo ve diğ., 2009; Kondo ve diğ., 2010; Kurçer ve diğ., 2009; Okumura ve diğ., 2003; Sugai ve diğ., 1999). Önceki çalışmalarda bu büyük deprem ile ilgili en doğu bulgusu, Niksar-Erbaa Segmenti üzerindedir. KAF'ın bu kesiminin doğuda ~10 km genişliğinde açılmalı bir sıçrama ile Kelkit Vadisinden ayrılması, 1668 depremine ait yüzey kırığının bu sismik bariyere takılarak daha doğuya ilerleyemediği varsayımını doğurmuştur. Ancak, Kondo ve diğ. (2009)'nin Niksar'da açtıkları hendekte 1668 depremine ait 6 m'lik kosismik atım ölçümü ve Kelkit Vadisi'nde bu olayın yüzey faylanması izleri birlikte değerlendirilerek, 1668 depremine ait yüzey kırığının Niksar doğusundaki açılmalı sıçramada durmayarak bu yapıyı geçtiği ve Kelkit Vadisi segmenti üzerinden daha doğuya ilerlediği yorumlanmıştır. 10 km genişliğindeki açılmalı sıçramanın yarattığı sismik bariyerin aşılmasına yol açan mekanizma, bu yapısal karmaşıklıktan kaynaklanan ve türdeş olmayan gerilme birikimi ve/veya sıçramanın iki kenarında kalan fay parçalarını birbirlerine bağlayan eğim atımlı bir fayın varlığıdır (ayrıntılı tartışma için bkz. Bölüm 5.6).

Kelkit Vadisi Segmenti üzerinde gerçekleştirilen paleosismoloji çalışmasında, hendeklerde belirlenen eski olayların yanı sıra diğer önemli bir bulgu, özellikle tarla sınırlarında görülen farklı miktarlardaki birikimli atımlardır. Bu fay kesimi üzerinde gerçekleşmiş son olay olan 1939 Erzincan Depremi'nin Reşadiye'de 4 m'lik kosismik atıma sahip olması ve ~6.5 ve ~10.5 m ölçülen tarla sınırlarından yola çıkarak Reşadiye'de bir önceki olay olan 1668 depreminin ~2.5 m, 1254 depreminin ise ~4 m'lik bir atıma sahip olduğu hesaplanmıştır.

Gerede (Bolu)'nin 10 km doğusunda, 3 boyutlu Demirtepe hendeklerinde, 1944 depremi için 4.5 ± 0.5 m, 1668 için 6.1 ± 0.7 m, 13-15. yüzyıllar arasında gerçekleşen olay için 4.7 ± 0.4 m, 1035 için 4.6 ± 0.6 m'lik ayrı ayrı kosismik yerdeğiştirmeler belirlenmiştir. Her ne kadar 1668 olayına ait atım biraz daha yüksek olsada, son dört deprem birbirlerine yakın zaman aralıkları içerisinde tekrarlanan ve ortalama 5.0 ± 0.8 m'lik türdeş bir atım dağılımına sahiptir (Kondo ve diğ., 2010). Ilgaz yakınlarında gerçekleştirilen diğer bir 3 boyutlu hendekte ise, 1943, 1668 ve 1050 depremleri ile denestirilen son 3 olayın kosismik atımları sırasıyla 2.5-3.0 m, 5.0-6.0 m ve 6.0-7.0 m'dir. Bu bulgular, son depremde meydana gelen kosismik atımın daha eski olaylara nazaran neredeyse yarı oranda daha düşük olduğuna işaret eder (Sugai ve diğ., 1999). Niksar'da, 10 km'lik genişliğe sahip açılmalı sığramaya yakın bir noktada açılan 3 boyutlu hendekte ise bir önceki olay olan 1668 depremine ait ~6 m'lik yerdeğiştirme, 1942 depreminde bu nokta için belirlenmiş ~2.5 m'lik atımdan çok daha yüksek bir değerdir.

Kondo ve diğ. (2010), Demirtepe hendeklerinde belirlenen atım tarihçesinin fayın karakteristik, türdeş veya "slip patch" atım modellerinden biri ile açıklanabileceğini söyler. Ilgaz'da gerçekleştirilen paleosismoloji çalışmasında ise son olay olan 1943 depremin 2.5-3.0 m'lik atımı hariç, diğer olaylara ait yerdeğiştirmeler kendi aralarında benzerdir (Sugai ve diğ., 1999). Ancak, gerek eski (Barka, 1996) gerekse yeni çalışmalarda (Emre ve diğ., 2005a, 2006) son depremin atım miktarının bu noktada çok daha yüksek olduğu yönündedir. Ilgaz hendekleri çalışmasında her bir depreme ait münferit atımın nasıl belirlendiği açık bir şekilde belirtilmesede, son depremin 1.0-2.0 m daha yüksek atıma sahip olması, bir önceki olay olan 1668 depreminin atımının aynı oranda daha düşük olması demektir. Bundan yola çıkarak, Sugai ve diğ. (1999) çalışmasının 1943, 1668 ve 1050 depremleri için yeniden kurgulanmış atım tarihçesi sırasıyla 4.0-4.5 m, 3.5-4.5 m ve 6.0-7.0 m'dir. Bu yeni

kuşu, son iki olaya ait atımların birbirleri ile hemen hemen aynı değeri taşıdığını, iki önceki olay olan 1050 depreminin ise 2.0-2.5 m daha yüksek atıma sahip olduğunu gösterir. Kısaca son iki deprem türdeş, ancak iki önceki deprem değişken atıma sahiptir. Kondo ve diğ. (2009)'un Nıksar çalışmalarında belirledikleri son iki depreme ait birbirlerinden oldukça farklı atım miktarları (sırasıyla 2.5 ve 6 m), bilinen atım modellerinden sadece “değişken atım” olana uyar. Ayrıca, Benzer şekilde bu tez çalışması sırasında, Kelkit Vadisi Segmenti'nde belirlenen son 3 depremin aynı noktada sırasıyla ~4, ~2.5 ve ~4 m'lik atımlara sahip olması, karakteristik deprem, türdeş ve ikili (coupled) atım modellerinin geçersiz olduğunu gösterir. Her depremde farklı miktarda yerdeğiştirmenin görülebildiği değişken atım modeli geçerli olsada, son ve iki önceki olayların oldukça benzer ötelenme değerlerinden yola çıkılarak bu nokta için “yarı değişken atım modeli” önerilmiştir (Şekil 6.3). Bu yeni modele göre, her depremde farklı miktarda kosismik yerdeğiştirme gerçekleşebilirken, çoklu deprem döngüsü içerisinde bir benzerlik/düzen bulunur. 1939 Erzincan Depremi'nin Reşadiye'de atım miktarı olan 4 m, 1668 depreminin aynı noktadaki 2.5 m'lik yerdeğiştirmeden neredeyse iki katı daha büyükken, 1254 depreminin 4 m'lik atımı ile aynıdır.



Şekil 6.4 : Şematik olarak çizilen “yarı değişken atım modeli”. Şekilde belirtilen karmaşık yapı Nıksar'daki açılmalı sıçramayı, her kesimde yer alan sayılar sırasıyla deprem tarihlerini ve meydana gelen atımı temsil ederler.

Bu yeni değişken ama kendi içinde düzen gösteren atım hipotezinde, karakteristik deprem ve örtüşüm (overlap) atım modellerinin tersine kayma hızı fayın her noktası için aynıdır. KAF genelinde yapılan gerek jeolojik gerekse jeodezik çalışmalarla elde edilen kayma hızı değerlerinin, fayın özellikle tek kol kesiminde birbirleri ile oldukça benzer olması, zaten bu iki atım modelinin bu fay zonu için geçerli olmadığını gösterir. Bu yeni atım modeli, Kondo ve diğ. (2010)'nin Demirtepe hendeklerinde (Gerede) deprem ve atım tarihçesi bulguları ile uyuşmaz. KAF'ın farklı davranış tipi gösteren Gerede ve Niksar-Kelkit kesimlerine ayrı ayrı bakıldığı zaman, Gerede doğusunda oldukça uzun bir mesafe boyunca dar, aynı doğrultuda ve basit bir fay geometrisi görülürken, Niksar ve Kelkit Vadisi Segmenti arasında 10 km genişliğindeki açılmalı sıçrama karmaşık bir yapı ortaya koyar. Fayın yapısal ve geometrik olarak birbirinden oldukça iki farklı kesiminin değişik davranış biçimi göstermesi, deprem tekrarlanma ve büyüklüğü üzerinde fay zonların yapısal ve geometrik özelliklerinin oldukça etkin bir rol oynadıklarının delilidir.

Özetlemek gerekirse “yarı değişken” atım modelinde, fayın aynı noktası için farklı miktarda atım görülebilirken, bu farklı atım gruplaşmaları çoklu deprem döngüsü içerisinde tekrarlanabilir. Farklı büyüklükte depremlerin gerçekleştiği bu modele göre, fay boyunca deformasyon hızı sabittir. Bu tip davranış biçimi özellikle fayların yapısal ve geometrik açıdan karmaşık kesimlerinde gerçekleşir.

6.4 Sonuçlar ve Öneriler

Bu tez çalışmasında Tosya (Kastamonu) ve Karlıova (Bingöl) arasında kalan kesimde toplam 7 alanda, OSL yaşlandırma yöntemine dayalı olarak jeolojik kayma hızı değerleri hesaplanmıştır. Bu bulguların tamamı ve jeokronoloji temelli önceki çalışmalar birlikte değerlendirilerek, KAF'nın tek ve dar bir deformasyon zonu boyunca uzandığı Ilgaz (Çankırı) ve Karlıova (Bingöl) arasında sahip olduğu ortalama kayma hızının, son beş bin sene için $18.4 \pm 2.8/-2.5$ mm/yıl (%95.45 olasılık aralığı) olduğu modellenmiştir. Belirlenen bu ortalama değer, KAF'ın aynı kesimi için 24.2 ve 25.8 mm/yıl arasında değişen GPS temelli blok model jeodezik hızların oldukça altında kalmaktadır. Zamansal ve mekansal olarak fayın farklı kesimlerini temsil eden bu değerlerin, fay zonunun aktivitesinin “anlık” bir görüntüsü sayılabilecek jeodezik değerlerden arasındaki farklılığı açıklayan iki hipotez öne çıkar: (a) Anadolu ve Avrasya arasında gerçekleşen deformasyonun, özellikle üst

Miyosen sonrası birimlerin kıvrımlanmaları ile sonuçlanan geniş bir alanda gerçekleşmesi ve/veya (b) son yüzyıl içerisinde KAF üzerinde gerçekleşen ve toplam 1000 km'den daha uzun yüzey kırığı oluşturan deprem serisinin postsismik etkisiyle deformasyon oranında geçici bir artış olması. Üst Miyosen sonrası birimlerin yapısal özellikleri hakkında göreceli az bilgi olması birinci hipotezin sınanmasını güçleştirir. KAF civarındaki alanlarda özellikle Pliyosen ve daha genç birimler üzerinde gerçekleştirilecek yapısal çalışmalar ile KAF'a paralel ikincil fay kollarının varlığının araştırılması bu önermenin geçerliliğini test edebilecektir. KAF üzerinde yirminci yüzyıl içerisinde meydana gelen ve 1000 km'den daha fazla bir kesimin kırılması ile sonuçlanan deprem serisinin yol açtığı postsismik süreç, deformasyon hızının değişmesini açıklayabilecek en olası mekanizmadır. Özellikle 1999 İzmit ve Düzce depremlerinin postsismik deformasyonu sürekli ve sık tekrarlanan jeodezik ölçümler tarafından ortaya konmuştur. Ayrıca İsmetpaşa'da ölçülen krip oranının zamansal değişimi, değişken deformasyona işaret eder. Deneysel çalışmalarda elde edilen bulgular ise KAF gibi yüksek etkinliğe sahip ve levha sınırı oluşturan büyük bir yapılar da postsismik etkinin, elastik bir katman altında vizkoelastik gevşemeden ziyade, kırık zonunun hemen altında asismik kayma şeklinde olacağı yönündedir. KAF'tan nispeten uzak genç birimler üzerinde gerçekleştirilecek yapısal çalışma, postsismik deformasyonun geniş bir zonu etkileyen vizkoelastik bir gevşeme mi, yoksa kırık zonunun altında daha dar bir bölgede "power-law" krip gibi sünek deformasyona bağlı asismik kayma ile mi olduğu konusunda fikir verebilir.

Morfotektonik yapıların yaşlandırılmasına dayalı kayma hızı çalışmalarının yanı sıra bu tez çalışmasında elde edilen diğer önemli bir bulgu 1939 Erzincan Depremi yüzey kırığının yaklaşık 100 km'lik bir kesimini oluşturan Kelkit Vadisi Segmenti üzerinde yapılan paleosismolojik hendeklerde elde edilmiştir. Tokat'ın Reşadiye İlçesi civarında gerçekleştirilen bu çalışmalar sonucu 1939 öncesi belirlenen toplam 3 eski olay, gençten yaşlıya doğru sırasıyla MS. 1668, 1254 ve 1045 tarihsel depremleri ile deneştirilmiştir. KAF üzerinde 20. yüzyılda gerçekleşen depremler sırasında oluşan 1944, 1943 ve 1942 yüzey kırıkları üzerinde yapılan birçok paleosismoloji çalışmasında 17 Ağustos 1668 depremi ile ilgili izler bulunmuştur. Bunlar ve Kelkit Vadisi Segmentinden elde edilen veriler birlikte yorumlanarak, Niksar'da bulunan ve 1939 depremi sırasında sismik bariyer görevi gören 10 km genişliğindeki açılmalı sıçrama yapısının 17 Ağustos 1668 depremi sırasında oluşan yüzey kırığı tarafından

aşılarak, faylanmanın Koyulhisar yakınlarına kadar uzandığı sonucuna varılmıştır. Önceki çalışmalar Reşadiye’de 1939 depremine bağlı kosismik atımın ~4 m civarında olduğuna işaret eder. Bu 4 m’lik ötelenmenin yanı sıra korunmuş çoğu tarla sınırında ölçülen ~6.5 ve 10.5 m gibi farklı atım değerleri, hendeklerden elde edilen deprem tarihçesi ile birlikte değerlendirilerek, 1668 ve 1254 depremlerinin sırasıyla ~2.5 m ve ~4.0 m’lik kosismik yerdeğiştirmeye sahip oldukları yorumlanmıştır. Kendi aralarında değişken ama grup olarak bir düzen gösteren bu atım oranlarına dayanarak “yarı değişken” atım modeli önerilmiştir. Fayın aynı noktasında olaylar arası değişken, ancak çoklu deprem döngüsü içerisinde bir düzene sahip bu modelde fayın her kesiminde kayma hızı değeri aynıdır. Bu değişken davranış biçimini denetleyen en büyük etken, KAF’ın bu bulguların yapıldığı yerde sahip olduğu yapısal karmaşıklığıdır. Bu modelin sınanması, bölgede yapılacak daha ayrıntılı ve zamansal olarak daha geniş bir aralığı kapsayan çalışmaların yanı sıra, dünyadaki diğer doğrultu atım fay zonlarının özellikle sıçrama ve büküm gibi yapısal karmaşıklığa sahip kesimlerinden elde edilen bulgularla karşılaştırılarak yapılabilecektir.

KAYNAKLAR

- Adamiec, G. ve Aitken, M.** (1998). Dose rate conversion factors: update, *Ancient TL*, **16**, 37-50.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. ve Mouthereau, F.** (2005). Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation, *International Journal of Earth Sciences*, **94**, 401-419.
- Aitken, M. J.** (1998). *An Introduction to Optical Dating*, New York: Oxford University Press.
- Aksoy, M. E.** (2009). *Active Tectonics and Paleoseismology of the Ganos Fault Segment and Seismic Characteristics of the 9 August 1912 Mürefte Earthquake of the North Anatolian Fault (Western Turkey)*, (PhD), Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü ve IPGS, İstanbul ve Strasbourg
- Aksoy, M. E., Meghaoroui, M., Çakır, Z., Ferry, M. ve Uçarkuş, G.** (2010). Short-term and long-term slip rate along the westernmost segment of the North Anatolian Fault using paleoseismic trenching and drainage offsets, *EGU*, Vienna, EGU2010-12447.
- Akyüz, H. S., Hartleb, R., Barka, A. A., Altunel, E. ve Sunal, G.** (2002). Surface rupture and slip distribution of the 12 November 1999 Düzce Earthquake (M 7.1), North Anatolian Fault, Bolu, Turkey, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **92**, 61-66.
- Akyüz, H. S., Uçarkuş, G., Altunel, E., Doğan, B. ve Dikbaş, A.** (2011). Paleoseismological investigations on a slow-moving active fault in Central Anatolia, Tecer Fault, Sivas, *Annales of Geophysics, Baskıda*.
- Alavi, M.** (1994). Tectonics of the zagros orogenic belt of iran: new data and interpretations, *Tectonophysics*, **229**, 211-238.
- Allen, C. R.** (1969). Active Faulting in Northern Turkey, *Contribution No. 1577, Division of Geological Sciences, California Institute of Technology*, 32.
- Allen, C. R., Zhuoli, L., Hong, Q., Xueze, W., Huawei, Z. ve Weishi, H.** (1991). Field study of a highly active fault zone: The Xianshuihe fault of southwestern China, *Geological Society of America Bulletin*, **103**, 1178-1199.
- Allen, M. B. ve Armstrong, H. A.** (2008). Arabia-Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **265**, 52-58.

- Alptekin, Ö., Nábělek, J. L. ve Toksöz, M. N.** (1986). Source mechanism of the Bartın earthquake of September 3, 1968 in northwestern Turkey: Evidence for active thrust faulting at the southern Black Sea margin, *Tectonophysics*, **122**, 73-88.
- Altay, C. ve Say, H.** (1991). Continuous creep measurement along the North Anatolian fault zone, *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, **6**, 77-84.
- Altunel, E., Megharoui, M., Akyüz, H. S. ve Dikbaş, A.** (2004). Characteristics of the 1912 co-seismic rupture along the North Anatolian Fault Zone (Turkey): implications for the expected Marmara earthquake, *Terra Nova*, **16**, 198-204.
- Ambraseys, N. N.** (1970). Some Characteristic Features of the Anatolian Fault Zone, *Tectonophysics*, **9**, 143-165.
- Ambraseys, N. N.** (1975). Studies in historical seismicity and tectonics. In *Geodynamics of Today*, **Volume**, ss. 7-16. Eds. Royal Society, London.
- Ambraseys, N. N.** (2002). The Seismic Activity of the Marmara Sea Region over the Last 2000 Years, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **92**, 1-18.
- Ambraseys, N. N.** (2009). *Earthquakes in the Mediterranean and Middle East: A Multidisciplinary Study of Seismicity up to 1900*, New York: Cambridge University Press.
- Ambraseys, N. N. ve Finkel, C. F.** (1988). The Anatolian Earthquake of 17 August 1668. In *Historical Seismograms and Earthquakes of the World*, **Volume**, ss. 173-180. Eds. Lee W. H. K., Meyers H. ve Shimazaki K., Academic Press, San Diego.
- Ambraseys, N. N. ve Finkel, C. F.** (1995). *The Seismicity of Turkey and Adjacent Areas*, İstanbul: Eren Yayıncılık.
- Ambraseys, N. N. ve Jackson, J. A.** (1998). Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region, *Geophysical Journal International*, **133**, 390-406.
- Ambraseys, N. N. ve Melville, C. P.** (1995). Historical evidence of faulting in Eastern Anatolia and Northern Syria, *Annali di Geofisica*, **XXXVIII**, 337-343.
- Ambraseys, N. N. ve Zatopek, A.** (1968). The Varto Ustukran (Anatolia) earthquake of 19 August 1966 summary of a field report, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **58**, 47-102.
- Ambraseys, N. N. ve Zatopek, A.** (1969). The Mudurnu valley, west Anatolia, Turkey, earthquake of 22 July 1967, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **59**, 521-589.

- Anderson, R. S.** (1990). Evolution of the Northern Santa Cruz Mountains by Advection of Crust Past a San Andreas Fault Bend, *Science*, **249**, 397-401.
- Andrieux, J., Over, S., Poisson, A. ve Bellier, O.** (1995). The North Anatolian fault zone; distributed Neogene deformation in its northward convex part, *Tectonophysics*, **243**, 135-154.
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert-Ferrari, A. ve Barka, A. A.** (1999). Westward propagation of North Anatolian Fault into the Northern Aegean: timing and kinematics, *Geology*, **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.
- Armijo, R., Pondard, N., Meyer, B., Uçarkus, G., Lepinay, B. M. d., Malavieille, J., Dominguez, S., Gustcher, M.-A., Schmidt, S., Beck, C., Çagatay, N., Çakir, Z., Imren, C., Eris, K., Natalin, B., Özalaybey, S., Tolun, L., Lefevre, I., Seeber, L., Gasperini, L., Rangin, C., Emre, O. ve Sarikavak, K.** (2005). Submarine fault scarps in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault): Implications for seismic hazard in Istanbul, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **6**, 1-29.
- Armijo, R., Tapponnier, P., Mercier, J. ve Tong-Lin, H.** (1986). Quaternary Extension in Southern Tibet: Field Observations and Tectonic Implications, *J. Geophys. Res.*, **91**, 13803-13872.
- Armijo, R., Tapponnier, P. ve Tonglin, H.** (1989). Late Cenozoic Right-Lateral Strike-Slip Faulting in Southern Tibet, *J. Geophys. Res.*, **94**, 2787-2838.
- Ataman, G., Buket, E. ve Çapan, U. Z.** (1975). Kuzey Anadolu Fay Zonu Bir Paleo-Benioff Zonu Olabilir mi? (Could North Anatolian Fault Zone be a paleo-Benioff zone?), *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, **84**, 112-118.
- Atwater, T.** (1970). Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution of Western North America, *Geological Society of America Bulletin*, **81**, 3513-3536.
- Avouac, J., Philippe ve Tapponnier, P.** (1993a). Kinematic model of active deformation in central Asia, *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 895-898.
- Avouac, J. P., Tapponnier, P., Bai, M., You, H. ve Wang, G.** (1993b). Active Thrusting and Folding Along the Northern Tien Shan and Late Cenozoic Rotation of the Tarim Relative to Dzungaria and Kazakhstan, *J. Geophys. Res.*, **98**, 6755-6804.

- Aytun, A.** (1982). Creep measurements in the İsmetpaşa region of the North Anatolian Fault Zona. In *Multidisciplinary Approach to Earthquake Prediction*, Volume, ss. 279-292. Eds. Işıkara A. M. ve Vogel A., Friedr. Vieweg and Sohn, Braunschweig/Wiesbaden.
- Baldwin, J. N., Kelson, K. I., Witter, R., Koehler, R. D., III, Helms, J. ve Barron, A. D.** (2002). Preliminary Report on the Late Holocene Slip Rate Along the Central Calaveras Fault, Southern San Francisco Bay Area, Gilroy, California, William Lettis & Associates, Inc., Walnut Creek.
- Banerjee, P. ve Burgmann, R.** (2002). Convergence across the northwest Himalaya from GPS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1652.
- Barka, A.** (1999). The 17 August 1999 Izmit Earthquake, *Science*, **285**, 1858-1859.
- Barka, A., Akyüz, H. S., Cohen, H. A. ve Watchorn, F.** (2000). Tectonic evolution of the Niksar and Tasova-Erbaa pull-apart basins, North Anatolian Fault Zone: their significance for the motion of the Anatolian block, *Tectonophysics*, **322**, 243-264.
- Barka, A. ve Wesnousky, S. G.** (1994). Potential of a large earthquake in the Erzincan region following the 1992 Erzincan earthquake, M=6.9; preliminary trench study results, *Open-File Report - U. S. Geological Survey*, 14-15.
- Barka, A. A.** (1981). *Seismo-tectonic aspects of the North Anatolian fault zone*, (PhD),
- Barka, A. A.** (1992). The North Anatolian fault zone, *Annales Tectonicae*, **6**, 164-195.
- Barka, A. A.** (1996). Slip distribution along the North Anatolian Fault associated with large earthquakes of the period 1939 to 1967, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **86**, 1238-1254.
- Barka, A. A., Akyüz, H. S., Altunel, E., Sunal, G., Çakır, Z., Dikbaş, A., Yerli, B., Armijo, R., Meyer, B., De Chabaliere, J. B., Rockwell, T., Dolan, J. R., Hartleb, R., Dawson, T., Christofferson, S., Tucker, A. Z., Fumal, T. E., Langridge, R., Stenner, H. D., Lettis, W., Bachhuber, J. ve Page, W. D.** (2002). The surface rupture and slip distribution of the 17 August 1999 İzmit earthquake (M 7.4), North Anatolian Fault, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **92**, 43-60.
- Barka, A. A. ve Gülen, L.** (1989). Complex evolution of the Erzincan Basin (Eastern Turkey), *Journal of Structural Geology*, **11**, 275-283.

- Barka, A. A. ve Hancock, P. L.** (1984). Neotectonic deformation patterns in the convex-northwards arc of the North Anatolian fault zone. In *The geological evolution of the Eastern Mediterranean*, **Volume**, ss. 763-774. Eds. Dixon J. G. ve Robertson A. H. F., Geol. Soc. London, Spec. Publ.,
- 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 Reilinger, R.** (1997). Active Tectonics of the Eastern Mediterranean Region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data, *Annali di Geofisica*, **XL**, 587-610.
- Barka, A. A., Toksöz, M. N., Kadinsky-Cade, K. ve Gülen, L.** (1987a). The segmentation, seismicity and earthquake potential of the eastern part of the North Anatolian Fault Zone, The Interpretation of Crustal Dynamics Data in Terms of Plate Interactions and Active Tectonics of the "Anatolian Plate" and Surrounding Regions in the Middle East, National Aeronautics and Space Administration (Crustal Dynamics), Cambridge.
- Barka, A. A., Toksöz, M. N., Kadinsky-Cade, K. ve Gülen, L.** (1987b). The Segmentation, Seismicity and Earthquake Potential of the Eastern Part of the North Anatolian Fault Zone, The Interpretation of Crustal Dynamics Data in Terms of plate Interactions and Active Tectonics of the "Anatolian plate" and Surrounding Regions in the Middle East, Massachusetts Institute of Technology, **NAG5-753**, Massachusetts.
- Barnes, P. M.** (2009). Postglacial (after 20 ka) dextral slip rate of the offshore Alpine fault, New Zealand, *Geology*, **37**, 3-6.
- Beanland, S. ve Clark, M. M.** (1995). The Owens Valley fault zone, eastern California, and surface faulting associated with the 1872 earthquake. In *Bulletin 1982, USGS Numbered Series*, pp. vi, 29 p. ill, 24 plates in pocket, maps ;28 cm.
- Bennett, R. A., Friedrich, A. M. ve Furlong, K. P.** (2004). Codependent histories of the San Andreas and San Jacinto fault zones from inversion of fault displacement rates, *Geology*, **32**, 961-964.
- Benson, A. M., Little, T. A., Van Dissen, R. J., Hill, N. ve Townsend, D. B.** (2001). Late Quaternary paleoseismic history and surface rupture characteristics of the eastern Awatere strike-slip fault, New Zealand, *Geological Society of America Bulletin*, **113**, 1079-1091.
- Berberian, M. ve King, G. C. P.** (1981). Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canadian Journal of Earth Sciences*, **18**, 210-265.
- Berryman, K. ve Beanland, S.** (1991). Variation in fault behaviour in different tectonic provinces of New Zealand, *Journal of Structural Geology*, **13**, 177-189.

- Bertrand, S., Doner, L., Akçer Ön, S., Sancar, U., Schudack, U., Mischke, S., Çagatay, M. N. ve Leroy, S. A. G.** (2011). Sedimentary record of coseismic subsidence in Hersek coastal lagoon (Izmit Bay, Turkey) and the late Holocene activity of the North Anatolian Fault, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **12**, Q06002.
- Beydoun, Z. R.** (1999). Evolution and the development of the Levant (Dead Sea Rift) Transform System: a historical-chronological review of a structural controversy. In *Continental Tectonics*, **Volume**, ss. 239-255. Eds. MacNiocaill C. ve Ryan P. D., The Geological Society Special Paper, London.
- Bøtter-Jensen, L., Bulur, E., Duller, G. A. T. ve Murray, A. S.** (2000). Advances in luminescence instrument systems, *Radiation Measurements*, **32**, 523-528.
- Bouchon, M., Karabulut, H., Aktar, M., İnçalaybey, S., Schmittbuhl, J. ve Bouin, M.-P.** (2011). Extended Nucleation of the 1999 Mw 7.6 Izmit Earthquake, *Science*, **331**, 877-880.
- Bourne, S. J., England, P. C. ve Parsons, B.** (1998). The motion of crustal blocks driven by flow of the lower lithosphere and implications for slip rates of continental strike-slip faults, *Nature*, **391**, 655-659.
- Bowman, D.** (1978). Determination of intersection points within a telescopic alluvial fan complex, *Earth Surface Processes*, **3**, 265-276.
- Bozkurt, E.** (2001). Neotectonics of Turkey; a synthesis, *Geodinamica Acta*, **14**, 3-30.
- Bozkurt, E. ve Koçyiğit, A.** (1995). Almus Fault Zone: its age, total offset and relation to the North Anatolian Fault Zone, NE Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, **4**, 93-104.
- 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**, 239-254.
- Brinkmann, R.** (1966). Geoteknische Gliederung von Westanatolien, *N. Jb. Geol. Paleont. Mh.*, **10**, 603-618.
- Bronk Ramsey, C.** (2009). Bayesian analysis of radiocarbon ages, *Radiocarbon*, **51**, 337-360.
- Brown, E. T., Bendick, R., Bourlès, D. L., Gaur, V., Molnar, P., Raisbeck, G. M. ve Yiou, F.** (2002). Slip rates of the Karakorum fault, Ladakh, India, determined using cosmic ray exposure dating of debris flows and moraines, *J. Geophys. Res.*, **107**, 2192.

- Budding, K. E., Schwartz, D. P. ve Oppenheimer, D. H.** (1991). Slip rate, earthquake recurrence, and seismogenic potential of the Rodgers Creek Fault Zone, northern California: Initial results, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 447-450.
- Bull, W. B.** (1991). *Geomorphic responses to climate change*, New York: Oxford Univ. Press.
- Burchfiel, B. C., Zhang, P., Wang, Y., Zhang, W., Song, F., Deng, Q., Molnar, P. ve Royden, L.** (1991). Geology of the Haiyuan Fault Zone, Ningxia-Hui Autonomous Region, China, and its relation to the evolution of the Northeastern Margin of the Tibetan Plateau, *Tectonics*, **10**, 1091-1110.
- Burgmann, R., Arrowsmith, R., Dumitru, T. ve McLaughlin, R.** (1994). Rise and fall of the southern Santa Cruz Mountains, California, from fission tracks, geomorphology, and geodesy, *J. Geophys. Res.*, **99**, 20181-20202.
- Çakır, Z., Akoglu, A. M., Belabbes, S., Ergintav, S. ve Meghraoui, M.** (2005). Creeping along the Ismetpasa section of the North Anatolian fault (Western Turkey): Rate and extent from InSAR, *Earth and Planetary Science Letters*, **238**, 225-234.
- Çakır, Z., Barka, A. A. ve Evren, E.** (2003a). Coulomb Stress Interactions and the 1999 Marmara Earthquakes, *Turkish Journal of Earth Sciences*, **12**, 91-103.
- Çakır, Z., de Chabalier, J. B., Armijo, R., Meyer, B., Barka, A. ve Peltzer, G.** (2003b). Coseismic and early post-seismic slip associated with the 1999 Izmit earthquake (Turkey), from SAR interferometry and tectonic field observations, *Geophysical Journal International*, **155**, 93-110.
- Chang, W.-L. ve Smith, R. B.** (2002). Integrated Seismic-Hazard Analysis of the Wasatch Front, Utah, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **92**, 1904-1922.
- Chen, Q., Freymueller, J. T., Wang, Q., Yang, Z., Xu, C. ve Liu, J.** (2004). A deforming block model for the present-day tectonics of Tibet, *J. Geophys. Res.*, **109**, B01403.
- Chen, Z., Burchfiel, B., Liu, Y., King, R., Royden, L., Tang, W., Wang, E., Zhao, J. ve Zhang, X.** (2000). Global Positioning System measurements from eastern Tibet and their implications for India-Eurasia intercontinental deformation, *J. Geophys. Res.*, **105**, 16215-16227.
- Chery, J. ve Vernant, P.** (2006). Lithospheric elasticity promotes episodic fault activity, *Earth and Planetary Science Letters*, **243**, 211-217.

- Chester, F. M.** (1995). A rheologic model for wet crust applied to strike-slip faults, *J. Geophys. Res.*, **100**, 13033-13044.
- Chevalier, M.-L., Ryerson, F. J., Tapponnier, P., Finkel, R. C., Van Der Woerd, J., Haibing, L. ve Qing, L.** (2005). Slip-Rate Measurements on the Karakorum Fault May Imply Secular Variations in Fault Motion, *Science*, **307**, 411-414.
- Chuang, R. Y. ve Johnson, K. M.** (2011). Reconciling geologic and geodetic model fault slip-rate discrepancies in Southern California: Consideration of nonsteady mantle flow and lower crustal fault creep, *Geology*.
- Colombo, F.** (2005). Quaternary telescopic-like alluvial fans, Andean Ranges, Argentina, *Geological Society, London, Special Publications*, **251**, 69-84.
- Cowgill, E.** (2007). Impact of riser reconstructions on estimation of secular variation in rates of strike-slip faulting: Revisiting the Cherchen River site along the Altyn Tagh Fault, NW China, *Earth and Planetary Science Letters*, **254**, 239-255.
- Cowgill, E., Arrowsmith, J. R., Yin, A., Xiaofeng, W. ve Zhengle, C.** (2004a). The Akato Tagh bend along the Altyn Tagh fault, northwest Tibet 2: Active deformation and the importance of transpression and strain hardening within the Altyn Tagh system, *Geological Society of America Bulletin*, **116**, 1443-1464.
- Cowgill, E., Gold, R. D., Xuanhua, C., Xiao-Feng, W., Arrowsmith, J. R. n. ve Southon, J.** (2009). Low Quaternary slip rate reconciles geodetic and geologic rates along the Altyn Tagh fault, northwestern Tibet, *Geology*, **37**, 647-650.
- Cowgill, E., Yin, A., Arrowsmith, J. R. n., Feng, W. X. ve Shuanhong, Z.** (2004b). The Akato Tagh bend along the Altyn Tagh fault, northwest Tibet 1: Smoothing by vertical-axis rotation and the effect of topographic stresses on bend-flanking faults, *Geological Society of America Bulletin*, **116**, 1423-1442.
- Crowell, J. C.** (1974). Origins of the late Cenozoic basins in southern California. In *Tectonics and Sedimentation*, **Volume**, ss. 190-204. Eds. Dickinson W. R., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, Oklahoma.
- d'Alessio, M. A., Johanson, I. A., Brgmann, R., Schmidt, D. A. ve Murray, M. H.** (2005). Slicing up the San Francisco Bay Area: Block kinematics and fault slip rates from GPS-derived surface velocities, *J. Geophys. Res.*, **110**, B06403.

- Daeron, M., Benedetti, L., Tapponnier, P., Sursock, A. ve Finkel, R. C.** (2004). Constraints on the post ~25-ka slip rate of the Yammo^oneh fault (Lebanon) using in situ cosmogenic ³⁶Cl dating of offset limestone-clast fans, *Earth and Planetary Science Letters*, **227**, 105-119.
- DeMets, C., Gordon, R., Stein, S. ve Argus, D.** (1987). A Revised Estimate of Pacific-North America Motion and Implications for Western North America Plate Boundary Zone Tectonics, *Geophys. Res. Lett.*, **14**, 911-914.
- DeMets, C., Gordon, R. G. ve Argus, D. F.** (2010). Geologically current plate motions, *Geophysical Journal International*, **181**, 1-80.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. ve Stein, S.** (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191-2194.
- Demirtaş, R.** (1994). Kuzey Anadolu fay zonunun batı kesiminde Taşkesti-Çayköy (Bolu-Adapazarı) arasında trench çalışmaları, *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, **9**, 62-76.
- Denby, P. M., Bøtter-Jensen, L., Murray, A. S., Thomsen, K. J. ve Moska, P.** (2006). Application of pulsed OSL to the separation of the luminescence components from a mixed quartz/feldspar sample, *Radiation Measurements*, **41**, 774-779.
- Deniz, R., Aksoy, A., Yahn, D., Seeger, H., Franke, P., Hirsch, O. ve Bautsch, P.** (1993). Determination of crustal movements in Turkey by terrestrial geodetic methods, *Journal of Geodynamics*, **18**, 13-22.
- Dewey, J. F., Cande, S. ve Pitman, W. C.** (1989). Tectonic evolution of the India/Eurasia collision zone, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **82**, 717-734.
- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Saroglu, F. ve Sengor, A. M. C.** (1986). Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia -- a young collision zone, *Geological Society, London, Special Publications*, **19**, 1-36.
- Dewey, J. W.** (1976). Seismicity of Northern Anatolia, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **66**, 843-868.
- Dikbaş, A., Akyüz, H. S., Meghraoui, M., Ferry, M., Yalciner, C. C., Zabcı, C., Karabacak, V., Kıyak, N. ve Altunel, E.** (2009). Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun batı kesiminde Sapanca-Akyazı segmentinin son 1000 yıllık deprem tarihçesi ve kayma hızı (Earthquake history and slip-rate of Sapanca-Akyazı segment on western of north anatolian fault for the past 1000 years), *62. Türkiye Jeoloji Kurultayı*, Ankara, 1000-1001.

- Dixon, T. H., Norabuena, E. ve Hotaling, L.** (2003). Paleoseismology and Global Positioning System; earthquake-cycle effects and geodetic versus geologic fault slip rates in the Eastern California shear zone, *Geology Boulder*, **31**, 58-55.
- Dokka, R. ve Travis, C.** (1990). Role of the Eastern California Shear Zone in Accommodating Pacific-North American Plate Motion, *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 1323-1326.
- Dolan, J.** (2009). Possible Transient Strain Accumulation along the North Anatolian Fault (NAF): Precursor or Artifact?, *1509 Marmara Earthquake Symposium Program*, Istanbul,
- Dolan, J. F., Bowman, D. D. ve Sammis, C. G.** (2007). Long-range and long-term fault interactions in Southern California, *Geology Boulder*, **35**, 858-855.
- Duan, B. ve Oglesby, D. D.** (2006). Heterogeneous fault stresses from previous earthquakes and the effect on dynamics of parallel strike-slip faults, *J. Geophys. Res.*, **111**, 1-15.
- Duller, G. A. T.** (2008). Single-grain optical dating of Quaternary sediments: why aliquot size matters in luminescence dating, *Boreas*, **37**, 589-612.
- Elliott, J. R., Biggs, J., Parsons, B. ve Wright, T. J.** (2008). InSAR slip rate determination on the Altyn Tagh Fault, northern Tibet, in the presence of topographically correlated atmospheric delays, *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L12309.
- Emre, Ö., Kondo, H., Yıldırım, C. ve Özaksoy, V.** (2005a). Fault geometry and slip distribution of the 1943 Tosya Earthquake rupture, North Anatolian Fault, Turkey, *AGU Faal Meeting Abstracts*, San Francisco, B1291.
- Emre, Ö., Kondo, H., Yıldırım, C. ve Özaksoy, V.** (2006). Kuzey Anadolu Fayı 1943 Tosya Depremi Yüzey Kırığı, *59. Türkiye Jeoloji Kurultayı*, Ankara,
- Emre, Ö., Özalp, S., Yildirim, C., Özaksoy, V. ve Doğan, A.** (2005b). 12 ve 14 Mart Karlıova Depremleri'nin Değerlendirilmesi, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- England, P. ve Houseman, G.** (1986). Finite Strain Calculations of Continental Deformation 2. Comparison With the India-Asia Collision Zone, *J. Geophys. Res.*, **91**, 3664-3676.
- England, P. ve McKenzie, D.** (1982). A thin viscous sheet model for continental deformation, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **70**, 295-321.
- England, P. ve Molnar, P.** (2005). Late Quaternary to decadal velocity fields in Asia, *J. Geophys. Res.*, **110**, B12401.

- Ergin, K., Güçlü, U. ve Uz, Z.** (1967). *Türkiye ve Civarının Deprem Kataloğu (Milattan Sonra 11 yılından 1964 sonuna kadar)*, İstanbul: İTÜ Maden Fakültesi Ofset Matbaası.
- Ergintav, S., McClusky, S., Hearn, E., Reilinger, R., Cakmak, R., Herring, T., Ozener, H., Lenk, O. ve Tari, E.** (2009). Seven years of postseismic deformation following the 1999, $M = 7.4$ and $M = 7.2$, Izmit-Düzce, Turkey earthquake sequence, *J. Geophys. Res.*, **114**, 1-19.
- Erinç, S.** (1953). *Doğu Anadolu Coğrafyası*, İstanbul: İstanbul Üniversitesi Yayınları.
- Feathers, J. K., Casson, M. A., Schmidt, A. H. ve Chithambo, M. L.** (2012). Application of pulsed OSL to polymineral fine-grained samples, *Radiation Measurements*, **47**, 201-209.
- Ferry, M., Meghraoui, M., Karaki, N. A., Al-Taj, M., Amoush, H., Al-Dhaisat, S. ve Barjous, M.** (2007). A 48-kyr-long slip rate history for the Jordan Valley segment of the Dead Sea Fault, *Earth and Planetary Science Letters*, **260**, 394-406.
- Forman, S. L., Pierson, J. ve Lepper, K.** (2000). Luminescence Geochronology. In *Quaternary Geochronology: Methods and Applications*, **Volume**, ss. 157-176. Eds. Noller J. S., Sowers J. M. ve Lettis W. R., American Geophysical Union, Washington DC.
- Frankel, K. L., Brantley, K. S., Dolan, J. F., Finkel, R. C., Klinger, R. E., Knott, J. R., Machette, M. N., Owen, L. A., Phillips, F. M., Slate, J. L. ve Wernicke, B. P.** (2007a). Cosmogenic ^{10}Be and ^{36}Cl geochronology of offset alluvial fans along the northern Death Valley fault zone: Implications for transient strain in the eastern California shear zone, *J. Geophys. Res.*, **112**, 1-18.
- Frankel, K. L., Dolan, J. F., Finkel, R. C., Owen, L. A. ve Hoefft, J. S.** (2007b). Spatial variations in slip rate along the Death Valley-Fish Lake Valley fault system determined from LiDAR topographic data and cosmogenic ^{10}Be geochronology, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, 1-6.
- Fraser, J., Hubert-Ferrari, A., Vanneste, K., Altinok, S. ve Drab, L.** (2010a). A relict paleoseismic record of seven earthquakes between 2000 B.C. and 600 AD. on the central North Anatolian fault at Elmacik, near Osmancik, Turkey, *Geological Society of America Bulletin*.
- Fraser, J., Pigati, J. S., Hubert-Ferrari, A., Vanneste, K., Avsar, U. ve Altinok, S.** (2009). A 3000-Year Record of Ground-Rupturing Earthquakes along the Central North Anatolian Fault near Lake Ladik, Turkey, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **99**, 2681-2703.
- Fraser, J., Vanneste, K. ve Hubert-Ferrari, A.** (2010b). Recent behavior of the North Anatolian Fault: Insights from an integrated paleoseismological data set, *J. Geophys. Res.*, **115**, B09316.

- Friedrich, A. M., Wernicke, B. P., Niemi, N. A., Bennett, R. A. ve Davis, J. L.** (2003). Comparison of geodetic and geologic data from the Wasatch region, Utah, and implications for the spectral character of Earth deformation at periods of 10 to 10 million years, *Journal of Geophysical Research*, **108**.
- Fu, B., Awata, Y., Du, J., Ninomiya, Y. ve He, W.** (2005). Complex geometry and segmentation of the surface rupture associated with the 14 November 2001 great Kunlun earthquake, northern Tibet, China, *Tectonophysics*, **407**, 43-63.
- Gamond, J. F.** (1987). Bridge structures as sense of displacement criteria in brittle fault zones, *Journal of Structural Geology*, **9**, 609-620.
- Garfunkel, Z.** (1981). Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics, *Tectonophysics*, **80**, 81-108.
- Gasperini, L., Polonia, A., Bortoluzzi, G., Henry, P., Le Pichon, X., Tryon, M., Çağatay, N. ve Geli, L.** (2011a). How far did the surface rupture of the 1999 İzmit earthquake reach in Sea of Marmara?, *Tectonics*, **30**, TC1010.
- Gasperini, L., Polonia, A., Çağatay, M. N., Bortoluzzi, G. ve Ferrante, V.** (2011b). Geological slip rates along the North Anatolian Fault in the Marmara region, *Tectonics*, **30**, TC6001.
- Goes, S. D. B.** (1996). Irregular recurrence of large earthquakes: An analysis of historic and paleoseismic catalogs, *J. Geophys. Res.*, **101**, 5739-5749.
- Gold, R. D. ve Cowgill, E.** (2011). Deriving fault-slip histories to test for secular variation in slip, with examples from the Kunlun and Awatere faults, *Earth and Planetary Science Letters*, **301**, 52-64.
- Gold, R. D., Cowgill, E., Arrowsmith, J. R. n., Chen, X., Sharp, W. D., Cooper, K. M. ve Wang, X.-F.** (2011). Faulted terrace risers place new constraints on the late Quaternary slip rate for the central Altyn Tagh fault, northwest Tibet, *Geological Society of America Bulletin*, **123**, 958-978.
- Gomez, F., Meghraoui, M., Darkal, A. N., Hijazi, F., Mouty, M., Suleiman, Y., Sbeinati, R., Darawcheh, R., Al-Ghazzi, R. ve Barazangi, M.** (2003). Holocene faulting and earthquake recurrence along the Serghaya branch of the Dead Sea fault system in Syria and Lebanon, *Geophysical Journal International*, **153**, 658-674.
- Görür, N.** (1988). Timing of opening of the Black Sea basin, *Tectonophysics*, **147**, 247-262.
- Görür, N.** (Ed.). (1998). *Türkiye'nin Triyas-Miyosen paleocoğrafya atlası*, Ankara: MTA Genel Müdürlüğü Matbaası.

- Görür, N., Sakiñ, M., Barka, A., Akkök, R. ve Ersoy, S.** (1995). Miocene to Pliocene palaeogeographic evolution of Turkey and its surroundings, *Journal of Human Evolution*, **28**, 309-324.
- Grollimund, B. ve Zoback, M. D.** (2001). Did deglaciation trigger intraplate seismicity in the New Madrid seismic zone?, *Geology*, **29**, 175-178.
- Guccione, M. J.** (2005). Late Pleistocene and Holocene paleoseismology of an intraplate seismic zone in a large alluvial valley, the New Madrid seismic zone, Central USA, *Tectonophysics*, **408**, 237-264.
- Guidoboni, E. ve Comastri, A.** (2005). *Catalogues of Earthquakes and tsunamis in the Mediterranean area from the 11th to 15th century*, Rome: Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.
- Guidoboni, E., Comastri, A. ve Traina, G.** (1994). *Catalogue of Ancient Earthquakes in the Mediterranean Area up to the 10th Century*, Roma: INGV.
- Guidoboni, E. ve Traina, G.** (1995). A new catalogue of earthquakes in the historical Armenian area from antiquity to the 12th century, *Annali di Geofisica*, **XXXVIII**, 85-147.
- Haibing, L., Van der Woerd, J., Tapponnier, P., Klinger, Y., Xuexiang, Q., Jingsui, Y. ve Yintang, Z.** (2005). Slip rate on the Kunlun fault at Hongshui Gou, and recurrence time of great events comparable to the 14/11/2001, Mw~7.9 Kokoxili earthquake, *Earth and Planetary Science Letters*, **237**, 285-299.
- Hall, N. T., Wright, R. H. ve Clahan, K. B.** (1999). Paleoseismic studies of the San Francisco Peninsula segment of the San Andreas fault zone near Woodside, California, *J. Geophys. Res.*, **104**, 23215-23236.
- Hall, R.** (1976). Ophiolite emplacement and the evolution of the Taurus suture zone, southeastern Turkey, *Geological Society of America Bulletin*, **87**, 1078-1088.
- Hampel, A. ve Hetzel, R.** (2006). Response of normal faults to glacial-interglacial fluctuations of ice and water masses on Earth's surface, *J. Geophys. Res.*, **111**, B06406.
- Hampel, A., Hetzel, R., Maniatis, G. ve Karow, T.** (2009). Three-dimensional numerical modeling of slip rate variations on normal and thrust fault arrays during ice cap growth and melting, *J. Geophys. Res.*, **114**, B08406.
- Harris, R. ve Day, S.** (1993). Dynamics of Fault Interaction: Parallel Strike-Slip Faults, *J. Geophys. Res.*, **98**, 4461-4472.
- Harris, R. ve Day, S.** (1999). Dynamic 3D Simulations of Earthquakes on En Echelon Faults, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2089-2092.

- Hartleb, R., Dolan, J. F., Akyüz, H. S., Dawson, T. E., Tucker, A. Z., Yerli, B., Rockwell, T. K., Toroman, E., Çakır, Z., Dikbaş, A. ve Altunel, E.** (2002). Surface rupture and slip distributions along the Karadere segment of the 17 August 1999 İzmit and the western section of the 12 November Düzce, Turkey, earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **92**, 67-78.
- Hartleb, R. D. ve Dolan, J. F.** (2004). Paleoseismology of the North Anatolian Fault, Turkey; a 2,000-2,500-year record of large, infrequent earthquakes, *Seismological Research Letters*, **75**, 281.
- Hartleb, R. D., Dolan, J. F., Akyuz, H. S. ve Yerli, B.** (2003). A 2000-year-long paleoseismologic record of earthquakes along the central North Anatolian Fault, from trenches at Alayurt, Turkey, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **93**, 1935-1954.
- Hartleb, R. D., Dolan, J. F., Kozacı, Ö., Akyüz, H. S. ve Seitz, G. G.** (2006). A 2500-yr-long paleoseismologic record of large, infrequent earthquakes on the North Anatolian fault at Çukurçimen, Turkey, *Geological Society of America Bulletin*, **118**, 823-840.
- Hearn, E. H., McClusky, S., Ergintav, S. ve Reilinger, R. E.** (2009). İzmit earthquake postseismic deformation and dynamics of the North Anatolian Fault Zone, *J. Geophys. Res.*, **114**, 1-21.
- Herece, A. ve Akay, E.** (2003). *Kuzey Anadolu Fay (KAF) Atlası/Atlas of North Anatolian Fault (NAF)*, Ankara: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Özel Yayın, Ser. 2.
- Herece, E.** (2008). *Doğu Anadolu Fay (DAF) Atlası*, Ankara: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü.
- Hergert, T. ve Heidbach, O.** (2010). Slip-rate variability and distributed deformation in the Marmara Sea fault system, *Nature Geoscience*, **3**, 132-135.
- Hetzl, R. ve Hampel, A.** (2005). Slip rate variations on normal faults during glacial-interglacial changes in surface loads, *Nature*, **435**, 81-84.
- Hirth, G. ve Tullis, J.** (1992). Dislocation creep regimes in quartz aggregates, *Journal of Structural Geology*, **14**, 145-159.
- Hitchcock, C., Altunel, E., Barka, A. A., Bachhuber, J., Lettis, W., Kozacı, O., Helms, J. ve Lindvall, S.** (2003). Timing of late Holocene earthquakes on the eastern Duzce Fault and implications for slip transfer between the southern and northern strands of the North Anatolian fault system, Bolu, Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, **12**, 119-136.
- Hubert-Ferrari, A., Armijo, R., King, G., Meyer, B. ve Barka, A.** (2002). Morphology, displacement, and slip rates along the North Anatolian Fault, Turkey, *J. Geophys. Res.*, **107**, ETG 9-1-ETG 9-33.

- Hubert-Ferrari, A., King, G., Woerd, J., Villa, I., Altunel, E. ve Armijo, R.** (2009). Long-term evolution of the North Anatolian Fault: new constraints from its eastern termination, *Geological Society London Special Publications*, **311**, 133.
- Ikeda, Y., Suzuki, Y., Herece, E., Saroglu, F., Isikara, A. M. ve Honkura, Y.** (1991). Geological evidence for the last two faulting events on the North Anatolian fault zone in the Mudurnu Valley, western Turkey, *Tectonophysics*, **193**, 335-345.
- Imamura, A.** (1937). *Theoretical and Applied Seismology*, Tokyo: Maruzen.
- Jackson, J. ve McKenzie, D.** (1984). Active Tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, *The Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **77**, 185-264.
- Johnson, K. M., Hilley, G. E. ve Brgmann, R.** (2007). Influence of lithosphere viscosity structure on estimates of fault slip rate in the Mojave region of the San Andreas fault system, *J. Geophys. Res.*, **112**, B07408.
- Johnson, M. R. W.** (2002). Shortening budgets and the role of continental subduction during the India-Asia collision, *Earth-Science Reviews*, **59**, 101-123.
- Jouanne, F., Mugnier, J. L., Gamond, J. F., Fort, P. L., Pandey, M. R., Bollinger, L., Flouzat, M. ve Avouac, J. P.** (2004). Current shortening across the Himalayas of Nepal, *Geophysical Journal International*, **157**, 1-14.
- Jun, S., Yipeng, W. ve Fangmin, S.** (2003). Characteristics of the active Xiaojiang fault zone in Yunnan, China: a slip boundary for the southeastward escaping Sichuan-Yunnan Block of the Tibetan Plateau, *Journal of Asian Earth Sciences*, **21**, 1085-1096.
- Kahle, H.-G., Cocard, M., Peter, Y., Geiger, A., Reilinger, R., Barka, A. ve Veis, G.** (2000). GPS-derived strain rate field within the boundary zones of the Eurasian, African, and Arabian Plates, *J. Geophys. Res.*, **105**, 23353-23370.
- Karabacak, V., Altunel, E. ve Çakır, Z.** (2011). Monitoring aseismic surface creep along the North Anatolian Fault (Turkey) using ground-based LIDAR, *Earth and Planetary Science Letters*, **304**, 64-70.
- Keller, J. V. A., Hall, S. H. ve McClay, K. R.** (1997). Shear fracture pattern and microstructural evolution in transpressional fault zones from field and laboratory studies, *Journal of Structural Geology*, **19**, 1173-1187.
- Kelson, K. I., Simpson, G. D., Lettis, W. R. ve Haraden, C. C.** (1996). Holocene slip rate and earthquake recurrence of the northern Calaveras fault at Leyden Creek, northern California, *J. Geophys. Res.*, **101**, 5961-5975.

- Kenner, S. J. ve Segall, P.** (2000). Postseismic deformation following the 1906 San Francisco earthquake, *J. Geophys. Res.*, **105**, 13195-13209.
- Kenner, S. J. ve Simons, M.** (2005). Temporal clustering of major earthquakes along individual faults due to post-seismic reloading, *Geophysical Journal International*, **160**, 179-194.
- Ketin, İ.** (1948). Ueber die tektonisch-mechanischen Folgerungen aus den grossen anatolischen Erdbeben des letzten Dezenniums, *Geologische Rundschau*, **36**, 77-83.
- Ketin, İ.** (1957). Kuzey Anadolu Deprem Fayı, *İstanbul Teknik Üniversitesi Dergisi*, **15**, 49-52.
- Ketin, İ.** (1966). Anadolu'nun Tektonik Birlikleri, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, **66**, 20-35.
- Ketin, İ.** (1969). Kuzey Anadolu Fayı Hakkında, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, **72**, 1-27.
- Ketin, I. ve Roesli, F.** (1953). Makroseismische über das nordwest-anatolische Beben vom 18 März 1953, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **46**, 187-208.
- King, G. C. P., Stein, R. S. ve Lin, J.** (1994). Static stress changes and the triggering of earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84**, 935-953.
- Kirby, E., Harkins, N., Wang, E., Shi, X., Fan, C. ve Burbank, D.** (2007). Slip rate gradients along the eastern Kunlun fault, *Tectonics*, **26**, 1-16.
- Klinger, Y., Avouac, J. P., Abou Karaki, N., Dorbath, L., Bourles, D. ve Reyss, J. L.** (2000). Slip rate on the Dead Sea transform fault in northern Araba valley (Jordan), *Geophysical Journal International*, **142**, 755-768.
- Klinger, Y., Sieh, K., Altunel, E., Akoglu, A., Barka, A. A., Dawson, T. E., Gonzalez, T., Meltzner, A. J. ve Rockwell, T. K.** (2003). Paleoseismic evidence of characteristic slip on the western segment of the North Anatolian Fault, Turkey, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **93**, 2317-2332.
- Knuepfer, P. L. K.** (1988). Implications of the characteristics of end-points of historical surface fault ruptures for the nature of fault segmentation. In *Fault Segmentation and Controls of Rupture Initiation and Termination*, pp. 193-228.
- Koçyiğit, A.** (1988). Tectonic setting of the Geyve basin: age and total displacement of the Geyve fault zone. In *1987 Melih Tokay Symposium, Volume*, ss. 81-104. Eds. Spec. Publ. Middle-East Technical University, Ankara.

- Koçyiğit, A.** (1989). Suşehri basin: an active fault-wedge basin on the North Anatolian Fault Zone, Turkey, *Tectonophysics*, **167**, 13-29.
- Koçyiğit, A. ve Beyhan, A.** (1998). A new intracontinental transcurrent structure: the Central Anatolian Fault Zone, Turkey, *Tectonophysics*, **284**, 317-336.
- Kondo, H., Emre, Ö. ve Yıldırım, C.** (2006). Surface ruptures associated with the 1942 and 1951 earthquakes along the North Anatolian fault system - Implications for non-characteristic earthquakes and macroscopic barrier segments, *EGU, Geophysical Research Abstracts*, Vienna, 02473.
- Kondo, H., Kürçer, A., Özalp, S. ve Emre, Ö.** (2009). Non-characteristic recurrence behavior on the 1942 Niksar-Erbaa earthquake rupture along the North Anatolian fault system, Turkey, *EGU General Assembly - Geophysical Research Abstracts*, Vienna, EGU2009-7712-2002.
- Kondo, H., Özaksoy, V. ve Yıldırım, C.** (2010). Slip history of the 1944 Bolu-Gerede earthquake rupture along the North Anatolian fault system: Implications for recurrence behavior of multisegment earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **115**, 1-16.
- Kondo, H., Ozaksoy, V., Yildirim, C., Awata, Y., Emre, O. ve Okumura, K.** (2004). 3D trenching survey at Demir Tepe site on the 1944 earthquake rupture, North Anatolian fault system, Turkey, *Annual Report on Active Fault and Paleoseismicity Researches*, 231-242.
- Kondorskaya, N. V. ve Ulomov, V. I.** (1999). Special Catalogue of Earthquakes of the Northern Eurasia (SECNE) 25.01.2009.
- Kozacı, Ö., Dolan, J., Finkel, R. ve Hartleb, R.** (2007). Late Holocene slip rate for the North Anatolian Fault, Turkey, from cosmogenic (super 36) Cl geochronology; implications for the constancy of fault loading and strain release rates, *Geology Boulder*, **35**, 867-870.
- Kozacı, O., Dolan, J. F. ve Finkel, R. C.** (2009). A late Holocene slip rate for the central North Anatolian fault, at Tahtaköy, Turkey, from cosmogenic 10 Be geochronology: Implications for fault loading and strain release rates, *J. Geophys. Res.*, **114**, 1-12.
- Kozacı, Ö., Dolan, J. F., Yönlü, Ö. ve Hartleb, R. D.** (2011). Paleoseismologic evidence for the relatively regular recurrence of infrequent, large-magnitude earthquakes on the eastern North Anatolian fault at Yaylabeli, Turkey, *Lithosphere*, **3**, 37-54.
- Kurçer, A., Kondo, H., Özalp, S. ve Emre, Ö.** (2009). Paleoseismological findings on the western portion of the surface rupture associated with 1942 Erbaa-Niksar earthquake, North Anatolian fault system, Turkey, *EGU General Assembly - Geophysical Research Abstracts*, Vienna, EGU2009-8733.

- Lahn, E.** (1952). Seismic activity in Turkey from 1947 to 1949, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **42**, 111-114.
- Langridge, R. M., Villamor, P., Basili, R., Almond, P., Martinez-Diaz, J. J. ve Canora, C.** (2010). Revised slip rates for the Alpine fault at Inchoy: Implications for plate boundary kinematics of South Island, New Zealand, *Lithosphere*, **2**, 139-152.
- Larson, K. M., Brgmann, R., Bilham, R. ve Freymueller, J. T.** (1999). Kinematics of the India-Eurasia collision zone from GPS measurements, *J. Geophys. Res.*, **104**, 1077-1093.
- Lasserre, C., Gaudemer, Y., Tapponnier, P., Meriaux, A. S., Van der Woerd, J., Yuan, D. Y., Ryerson, F. J., Finkel, R. C. ve Caffee, M. W.** (2002). Fast late Pleistocene slip rate on the Leng Long Ling segment of the Haiyuan fault, Qinghai, China, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **107**.
- Lasserre, C., Morel, P. H., Gaudemer, Y., Tapponnier, P., Ryerson, F. J., King, G. C. P., MÈtievier, F., Kasser, M., Kashgarian, M., Baichi, L., Taiya, L. ve Daoyang, Y.** (1999). Postglacial left slip rate and past occurrence of M 8 earthquakes on the western Haiyuan fault, Gansu, China, *J. Geophys. Res.*, **104**, 17633-17651.
- Lasserre, C., Peltzer, G., Crampe, F., Klinger, Y., Woerd, J. V. d. ve Tapponnier, P.** (2005). Coseismic deformation of the 2001 M w = 7.8 Kokoxili earthquake in Tibet, measured by synthetic aperture radar interferometry, *J. Geophys. Res.*, **110**, 1-17.
- Lave, J. ve Avouac, J. P.** (2001). Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal, *J. Geophys. Res.*, **106**, 26561-26591.
- Le Béon, M., Klinger, Y., Al-Qaryouti, M., Mériaux, A.-S., Finkel, R. C., Elias, A., Mayyas, O., Ryerson, F. J. ve Tapponnier, P.** (2010). Early Holocene and Late Pleistocene slip rates of the southern Dead Sea Fault determined from ¹⁰Be cosmogenic dating of offset alluvial deposits, *J. Geophys. Res.*, **115**, B11414.
- Le Pichon, X. ve Angelier, J.** (1981). The Aegean Sea, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **300**, 357-372.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Rangin, C. ve Şengör, A. M. C.** (2003). The North Anatolian Fault in the Sea of Marmara, *Journal of Geophysical Research*, **108**, No. B4, 2179, doi:10.1029/2002JB001862.
- Le Pichon, X. ve Kreemer, C.** (2010). The Miocene-to-Present Kinematic Evolution of the Eastern Mediterranean and Middle East and Its Implications for Dynamics, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **38**, 323-351.

- Le Pichon, X., Şengör, A. M. C., Demirbağ, E., Rangin, C., İmren, C., Armijo, R., Görür, N., Çağatay, N., Mercier de Lapinay, B., Meyer, B., Saatçılar, R. ve Tok, B.** (2001). The active Main Marmara Fault, *Earth and Planetary Science Letters*, **192**, 595-616.
- Lee, J., Spencer, J. ve Owen, L.** (2001). Holocene slip rates along the Owens Valley fault, California: Implications for the recent evolution of the Eastern California Shear Zone, *Geology*, **29**, 819-822.
- Lensen, G. J.** (1968). Analysis of Progressive Fault Displacement During Downcutting at the Branch River Terraces, South Island, New Zealand, *Geological Society of America Bulletin*, **79**, 545-556.
- Lericolais, G., Bulois, C., Gillet, H. ve Guichard, F.** (2009). High frequency sea level fluctuations recorded in the Black Sea since the LGM, *Global and Planetary Change*, **66**, 65-75.
- Lericolais, G., Guichard, F., Morigi, C., Popescu, I., Bulois, C., Gillet, H. ve Ryan, W. B. F.** (2011). Assessment of Black Sea water-level fluctuations since the Last Glacial Maximum. In *Geology and Geoarchaeology of the Black Sea region: Beyond the Flood Hypothesis*, **Volume**, ss. 33-50. Eds. Buynevich I. V., Yanko-Hombach V., Gilbert A. S. ve Martin R. H., GSA, Colorado.
- Letouzey, J., Biju-Duval, B., Dorkel, A., Gonnard, R., Kristchev, K., Montadert, L. ve Sungurlu, O.** (1977). The Black Sea: a marginal basin. Geophysical and geological data. In *Structural History of the Mediterranean Basins*, **Volume**, ss. 363-376. Eds. Biju-Duval B. ve Montadert L., Editions Technip, Paris.
- Lettis, W., Bachhuber, J., Witter, R., Brankman, C., Randolph, C. E., Barka, A., Page, W. D. ve Kaya, A.** (2002). Influence of Releasing Step-Overs on Surface Fault Rupture and Fault Segmentation: Examples from the 17 August 1999 Izmit Earthquake on the North Anatolian Fault, Turkey, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **92**, 19-42.
- Lienkaemper, J. J. ve Borchardt, G.** (1996). Holocene slip rate of the Hayward fault at Union City, California, *J. Geophys. Res.*, **101**, 6099-6108.
- Lin, A. ve Guo, J.** (2008). Nonuniform Slip Rate and Millennial Recurrence Interval of Large Earthquakes along the Eastern Segment of the Kunlun Fault, Northern Tibet, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **98**, 2866-2878.
- Little, T. A., Grapes, R. ve Berger, G. W.** (1998). Late Quaternary strike slip on the eastern part of the Awatere fault, South Island, New Zealand, *Geological Society of America Bulletin*, **110**, 127-148.
- Marco, S., Stein, M., Agnon, A. ve Ron, H.** (1996). Long-term earthquake clustering: A 50,000-year paleoseismic record in the Dead Sea Graben, *J. Geophys. Res.*, **101**, 6179-6191.

- Matmon, A., Schwartz, D. P., Finkel, R., Clemmens, S. ve Hanks, T.** (2005). Dating offset fans along the Mojave section of the San Andreas fault using cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be , *Geological Society of America Bulletin*, **117**, 795-807.
- McCalpin, J. P.** (Ed.). (2009). *Paleoseismology*, Amsterdam: Academic Press.
- McCalpin, J. P. ve Nishenko, S. P.** (1996). Holocene paleoseismicity, temporal clustering, and probabilities of future large ($M > 7$) earthquakes on the Wasatch fault zone, Utah, *J. Geophys. Res.*, **101**, 6233-6253.
- McClay, K. ve Bonora, M.** (2001). Analog Models of Restraining Stepovers in Strike-Slip Fault Systems, *AAPG Bulletin*, **85**, 233-260.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksoz, M. ve Veis, G.** (2000). Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *J. Geophys. Res.*, **105**, 5695-5719.
- McClusky, S. C., Bjornstad, S. C., Hager, B. H., King, R. W., Meade, B. J., Miller, M. M., Monastero, F. C. ve Souter, B. J.** (2001). Present day kinematics of the Eastern California Shear Zone from a geodetically constrained block model, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3369-3372.
- McGill, S. ve Sieh, K.** (1993). Holocene Slip Rate of the Central Garlock Fault in Southeastern Searles Valley, California, *J. Geophys. Res.*, **98**, 14217-14231.
- McHugh, C. M. G., Seeber, L., Cormier, M.-H., Dutton, J., Cagatay, N., Polonia, A., Ryan, W. B. F. ve Gorur, N.** (2006). Submarine earthquake geology along the North Anatolia Fault in the Marmara Sea, Turkey; a model for transform basin sedimentation, *Earth and Planetary Science Letters*, **248**, 661-684.
- McKenzie, D.** (1972). Active Tectonic of the Mediterranean Region, *The Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **30**, 109-185.
- Meade, B. J. ve Hager, B. H.** (2004). Viscoelastic deformation for a clustered earthquake cycle, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L10610.
- Meade, B. J. ve Hager, B. H.** (2005). Block models of crustal motion in southern California constrained by GPS measurements, *J. Geophys. Res.*, **110**, B03403.

- Meghraoui, M., Aksoy, M. E., Akyüz, H. S., Ferry, M., Dikbaş, A. ve Altunel, E.** (2012). Paleoseismology of the North Anatolian Fault at Güzelköy (Ganos segment, Turkey): Size and recurrence time of earthquake ruptures west of the Sea of Marmara, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **13**, Q04005.
- Meghraoui, M., Gomez, F., Sbeinati, R., van der Woerd, J., Mouty, M., Darkal, A. N., Radwan, Y., Layyous, I., Al Najjar, H., Darawcheh, R., Hijazi, F., Al-Ghazzi, R. ve Barazangi, M.** (2003). Evidence for 830 years of seismic quiescence from palaeoseismology, archaeoseismology and historical seismicity along the Dead Sea Fault in Syria, *Earth and Planetary Science Letters*, **210**, 35-52.
- Meriaux, A. S., Ryerson, F. J., Tapponnier, P., Van der Woerd, J., Finkel, R. C., Xu, X., Xu, Z. ve Caffee, M. W.** (2004). Rapid slip along the central Altyn Tagh Fault: Morphochronologic evidence from Cherchen He and Sulamu Tagh, *J. Geophys. Res.*, **109**, B06401.
- Meriaux, A. S., Tapponnier, P., Ryerson, F. J., Xiwei, X., King, G., Van der Woerd, J., Finkel, R. C., Haibing, L., Caffee, M. W., Zhiqin, X. ve Wenbin, C.** (2005). The Aksay segment of the northern Altyn Tagh fault: Tectonic geomorphology, landscape evolution, and Holocene slip rate, *J. Geophys. Res.*, **110**, B04404.
- Mizutani, T.** (1998). Laboratory experiment and digital simulation of multiple fill-cut terrace formation, *Geomorphology*, **24**, 353-361.
- Mogi, K.** (1985). *Earthquake prediction*, Tokyo: Academic Press.
- Montési, L. G. J. ve Hirth, G.** (2003). Grain size evolution and the rheology of ductile shear zones: from laboratory experiments to postseismic creep, *Earth and Planetary Science Letters*, **211**, 97-110.
- Murray, A. S. ve Wintle, A. G.** (2000). Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol, *Radiation Measurements*, **32**, 57-73.
- Neugebauer, J.** (1995). Structures and kinematics of the North Anatolian fault zone, Adapazari-Bolu region, Northwest Turkey, *Tectonophysics*, **243**, 119-134.
- Niemi, T. M. ve Hall, N. T.** (1992). Late Holocene slip rate and recurrence of great earthquakes on the San Andreas fault in northern California, *Geology*, **20**, 195-198.
- Niemi, T. M., Zhang, H., Atallah, M. ve Harrison, J. B. J.** (2001). Late Pleistocene and Holocene slip rate of the Northern Wadi Araba fault, Dead Sea Transform, Jordan, *Journal of Seismology*, **5**, 449-474.
- Norris, R. J. ve Cooper, A. F.** (2001). Late Quaternary slip rates and slip partitioning on the Alpine Fault, New Zealand, *Journal of Structural Geology*, **23**, 507-520.

- Oglesby, D. D.** (2005). The Dynamics of Strike-Slip Step-Overs with Linking Dip-Slip Faults, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **95**, 1604-1622.
- Okay, A. I., 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, *Geological Society, London, Special Publications*, **156**, 475-515.
- Okay, A. I., Tüysüz, O. ve Kaya, S.** (2004). From transpression to transtension: changes in morphology and structure around a bend on the North Anatolian Fault in the Marmara region, *Tectonophysics*, **391**, 259-282.
- Okay, A. I., Zattin, M. ve Cavazza, W.** (2010). Apatite fission-track data for the Miocene Arabia-Eurasia collision, *Geology*, **38**, 35-38.
- Okumura, K.** (2003). Paleoseismology of the North Anatolian Fault, A Perspective, *XVI INQUA Congress, Tahoe*, 92.
- Okumura, K., Awata, Y., Duman, T. Y., Tokay, F., Kusu, I. ve Kondo, H.** (2002). Rupture history of the 1944 Bolu-Gerede segment of the North Anatolian Fault; Gerede-Ardicli trench re-excavated, *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, **83**, 1046.
- Okumura, K., Kondo, H., Rockwell, T. K., Awata, Y., Duman, T., Tokay, E., Yildirim, C. ve Ozaksoy, V.** (2004). Slip history of the 1944 segment of the North Anatolian Fault to quantify irregularity of the recurrence, *Seismological Research Letters*, **75**, 253-254.
- Okumura, K., Rockwell, T. K., Duman, T., Tokay, F., Kondo, H., Yildirim, C. ve Ozaksoy, V.** (2003). Refined slip history of the North Anatolian Fault at Gerede on the 1944 rupture, *American Geophysical Union Fall Meeting, San Francisco*, S12B-0384.
- Okumura, K., Yoshioka, T., Kusu, I., Kayanne, H. ve Suzuki, Y.** (1990). Activity of the North Anatolian Fault during these two millennia on the surface faults of 1944 earthquake based on trenching and microtopographic studies, *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, **71**, 1560.
- Okumura, K., Yoshioka, T., Kusu, I., Nakamura, T. ve Suzuki, Y.** (1993). Recent surface faulting along the North Anatolian Fault, east of the Erzincan Basin, Turkey; a trenching survey, *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, **74**, 545.
- Olley, J. M., Pietsch, T. ve Roberts, R. G.** (2004). Optical dating of Holocene sediments from a variety of geomorphic settings using single grains of quartz, *Geomorphology*, **60**, 337-358.

- Oral, M. B., Reilinger, R. E., Toksöz, M. N., Kong, R. W., Barka, A. A., Kınık, İ. ve Lenk, O.** (1995). Global positioning system offers evidence of plate motions in eastern Mediterranean, *EOS Transac.*, **76(9)**.
- Oskin, M. ve Iriondo, A.** (2004). Large-magnitude transient strain accumulation on the Blackwater fault, Eastern California shear zone, *Geology*, **32**, 313-316.
- Oskin, M., Perg, L., Blumentritt, D., Mukhopadhyay, S. ve Iriondo, A.** (2007). Slip rate of the Calico fault: Implications for geologic versus geodetic rate discrepancy in the Eastern California Shear Zone, *J. Geophys. Res.*, **112**, B03402.
- Oskin, M., Perg, L., Shelef, E., Strane, M., Gurney, E., Singer, B. ve Zhang, X.** (2008). Elevated shear zone loading rate during an earthquake cluster in eastern California, *Geology*, **36**, 507-510.
- Özalp, S., Doğan, A. ve Emre, Ö.** (2005). 6 Haziran 2005 Karlıova Depremi'nin Değerlendirilmesi, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Öztürk, K., Yalıtırak, C. ve Alpar, B.** (2009). The relationship between the tectonic setting of the Lake İznik Basin and the middle strand of the North Anatolian Fault, *Turkish Journal of Earth Sciences*, **18**, 209-224.
- Palyvos, N., Pantosti, D., Zabcı, C. ve D'Addezio, G.** (2007). Paleoseismological Evidence of Recent Earthquakes on the 1967 Mudurnu Valley Earthquake Segment of the North Anatolian Fault Zone, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **97**, 1646-1661.
- Pantosti, D., Pucci, S., Palyvos, N., Martini, P. M. D., D'Addezio, G., Collins, P. E. F. ve Zabcı, C.** (2008). Paleoearthquakes of the Duzce fault (North Anatolian Fault Zone): Insights for large surface faulting earthquake recurrence, *Journal of Geophysical Research*, **113**, B01309-B01309.
- Parejas, E., Akyol, I. H. ve Altinli, E.** (1942). 27 Aralık 1939 Erzincan yerdepremi (bati kısmi); la tremblement de terre d'Erzincan du 27 decembre 1939 (secteur occidentale), *Istanbul Univ., Inst. Geol., Pub B6(Nos. 3-4)*;, **10**, 187-222.
- Parsons, T., Toda, S., Stein, R. S., Barka, A. ve Dieterich, J. H.** (2000). Heightened Odds of Large Earthquakes Near Istanbul: An Interaction-Based Probability Calculation, *Science*, **288**, 661-665.
- Pavlidis, S. B., Chatzipetros, A., Tutkun, Z. S., Ozaksoy, V. ve Dogan, B.** (2006). Evidence for late Holocene activity along the seismogenic fault of the 1999 Izmit earthquake, NW Turkey, *Geological Society Special Publications*, **260**, 635-647.
- Pavoni, V. N.** (1961). Die Nordanatolische Horizontalverschiebung, *Geologische Rundschau*, **51**, 122-139.

- Pınar, N. ve Lahn, E.** (1952). *Türkiye Depremleri İzahlı Kataloğu*, Ankara: TC Bayındırlık Bakanlığı Yapı ve İmar İşleri Reisliği Yayınları.
- Polonia, A., Gasperini, L., Amorosi, A., Bonatti, E., Bortoluzzi, G., Cagatay, N., Capotondi, L., Cormier, M. H., Gorur, N., McHugh, C. ve Seeber, L.** (2004). Holocene slip rate of the North Anatolian Fault beneath the Sea of Marmara, *Earth and Planetary Science Letters*, **227**, 411-426.
- Porat, N., Duller, G. A. T., Amit, R., Zilberman, E. ve Enzel, Y.** (2009). Recent faulting in the southern Arava, Dead Sea Transform: Evidence from single grain luminescence dating, *Quaternary International*, **199**, 34-44.
- Prescott, H. ve Stephan, L. G.** (1982). The contribution of cosmic radiation to the environmental dose for thermoluminescent dating. Latitude, altitude and depth dependences, *PACT J. (Council of Europe)*, **6**, 17-25.
- Prescott, J. R. ve Hutton, J. T.** (1994). Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations, *Radiation Measurements*, **23**, 497-500.
- 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.
- Pucci, S., Palyvos, N., Zabcı, C., Pantosti, D. ve Barchi, M.** (2006). Coseismic ruptures and tectonic landforms along the Düzce segment of the North Anatolian Fault Zone (Ms 7.1, November 1999), *Journal of Geophysical Research*, **111**, B06312-B06312.
- Reilinger, R., McClusky, S., Oral, M., King, R., Toksoz, M., Barka, A., Kinik, I., Lenk, O. ve Sanli, I.** (1997). Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone, *J. Geophys. Res.*, **102**, 9983-9999.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S. V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R. ve Karam, G.** (2006). GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, *Journal of Geophysical Research*, **111**.
- Reilinger, R. E., Ergintav, S., B^orgmann, R., McClusky, S., Lenk, O., Barka, A., Gurkan, O., Hearn, L., Feigl, K. L., Cakmak, R., Aktug, B., Ozener, H. ve T^orksoz, M. N.** (2000). Coseismic and Postseismic Fault Slip for the 17 August 1999, M = 7.5, Izmit, Turkey Earthquake, *Science*, **289**, 1519-1524.

- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C. J. H., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G. S., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Ramsey, C. B., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuvier, M., Talamo, S., Taylor, F. W., van der Plicht, J. ve Weyhenmeyer, C. E. (2004).** IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 26-0 ka BP, *Radiocarbon*, **46**, 1029-1058.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Burr, G. S., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S. W., Reimer, R. W., Richards, D. A., Southon, J. R., Talamo, S., Turney, C. S. M., van der Plicht, J. ve Weyhenmeyer, C. E. (2009).** IntCal09 and Marine09 Radiocarbon Age Calibration Curves, 0-5000 Yeras cal BP, *Radiocarbon*, **51**, 1111-1150.
- Replumaz, A., Lacassin, R., Tapponnier, P. ve Leloup, P. H. (2001).** Large river offsets and Plio-Quaternary dextral slip rate on the Red River fault (Yunnan, China), *J. Geophys. Res.*, **106**, 819-836.
- Rockwell, T., Barka, A., Dawson, T., Akyuz, S. ve Thorup, K. (2001).** Paleoseismology of the Gazikoy-Saros segment of the North Anatolia fault, northwestern Turkey: Comparison of the historical and paleoseismic records, implications of regional seismic hazard, and models of earthquake recurrence, *Journal of Seismology*, **5**, 433-448.
- Rockwell, T. K., Lindvall, S., Herzberg, M., Murbach, D., Dawson, T. ve Berger, G. (2000).** Paleoseismology of the Johnson Valley, Kickapoo, and Homestead Valley Faults: Clustering of Earthquakes in the Eastern California Shear Zone, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **90**, 1200-1236.
- Sakıncı, M. ve Bargu, S. (1989).** İzmit Körfezi güneyindeki geç Pleystosen (Hreniyen) çökel stratigrafisi ve bölgenin neotektonik özellikleri, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, **32**, 51-64.
- Sançar, T. (2006).** *Yedisu Fay Segmentinin Paleosismolojik ve Morfotektonik Özellikleri*, (Yüksek Lisans), Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, İstanbul
- Sançar, T., Akyüz, H. S. ve Zabcı, C. (2011a).** Quaternary faulting mechanism around the Karlıova Triple Junction, *EGU, Geophysical Research Abstracts*, Vienna, EGU2011-5040.
- Sançar, T., Zabcı, C. ve Akyüz, H. S. (2011b).** Morphometric analysis of secondary faults around the Karlıova Triple Junction, *EGU, Geophysical Research Abstracts*, Vienna, EGU2011-4991.

- Sançar, T., Zabcı, C., Akyüz, H. S., Karabacak, V. ve Altunel, E.** (2009). Late Holocene Activity of Kargapazarı Segment, Eastern part of the North Anatolian Fault Zone, Bingöl, Turkey, *EGU, Geophysical Research Abstracts*, Vienna, EGU2009-7710-2006.
- Şaroğlu, F.** (1988). Age and offset of the North Anatolian fault. In *1987 Melih Tokay Symposium, Volume*, ss. 65-79. Eds. Spec. Publ. Middle-East Technical University, Ankara.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Kuşçu, I.** (1992). *Türkiye Diri Fay Haritası (Active Fault Map of Turkey)*, Ankara: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü.
- Sauber, J., Thatcher, W., Solomon, S. C. ve Lisowski, M.** (1994). Geodetic slip rate for the eastern California shear zone and the recurrence time of Mojave desert earthquakes, *Nature*, **367**, 264-266.
- Savage, J. C. ve Lisowski, M.** (1995). Interseismic deformation along the San Andreas fault in southern California, *J. Geophys. Res.*, **100**, 12703-12717.
- Savage, J. C. ve Svarc, J. L.** (1997). Postseismic deformation associated with the 1992 Mw = 7.3 Landers earthquake, southern California, *J. Geophys. Res.*, **102**, 7565-7577.
- Savage, J. C. ve Svarc, J. L.** (2010). Postseismic relaxation following the 1994 Mw6.7 Northridge earthquake, southern California, *J. Geophys. Res.*, **115**, B12420.
- Schoenbohm, L. M., Burchfiel, B. C., Liangzhong, C. ve Jiyun, Y.** (2006). Miocene to present activity along the Red River fault, China, in the context of continental extrusion, upper-crustal rotation, and lower-crustal flow, *Geological Society of America Bulletin*, **118**, 672-688.
- Scholz, C. H.** (2002). *The mechanics of earthquakes and faulting*, Cambridge: Cambridge University Press.
- Schwartz, D. ve Coppersmith, K.** (1984). Fault Behavior and Characteristic Earthquakes: Examples From the Wasatch and San Andreas Fault Zones, *J. Geophys. Res.*, **89**, 5681-5698.
- Segall, P.** (2002). Integrating Geologic and Geodetic Estimates of Slip Rate on the San Andreas Fault System, *International Geology Review*, **44**, 62-82.
- Şengör, A. M. C.** (1979). The North Anatolian transform fault; its age, offset and tectonic significance, *Journal of the Geological Society of London*, **136, Part 3**, 269-282.
- Şengör, A. M. C.** (1980). *Türkiye'nin neotektoniğinin esasları (Principles of the Neotectonics of Turkey)* Türkiye Jeoloji Kurumu Konferans Serisi.

- Şengör, A. M. C.** (2001). *Is the Present the Key to the Past or the Past Key to the Present? James Hutton and Adam Smith versus Abraham Gottlob Werner and Karl Marx in Interpreting History*, Colorado: Geological Society of America.
- Şengör, A. M. C., Burke, K. ve Dewey, J. F.** (1982). Tectonic of the North Anatolian Transform Fault. In *Multidisciplinary Approach to Earthquake Prediction*, **Volume**, ss. 3-22. Eds. Işıkara A. M. ve Vogel A., Vieweg&Sohn, Brunschweig.
- 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, Soc. Econ. Paleontol. Spec. Publ.*, **Volume**, ss. 227-264. Eds. Biddle K. T. ve Christie-Blick N.,
- Şengör, A. M. C. ve Kidd, W. S. F.** (1979). Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and a comparison with Tiber, *Tectonophysics*, **55**, 361-376.
- Şengör, A. M. C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakıncı, M., Eyidoğan, H., Gorur, N., Le Pichon, X. ve Rangin, C.** (2005). The North Anatolian Fault: A New Look, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **33**, 37-112.
- Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y.** (1981). Tethyan evolution of Turkey; a plate tectonic approach, *Tectonophysics*, **75**, 181-241.
- Seymen, İ.** (1975). *Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun tektonik özellikleri*, (PhD), Maden Fakültesi, İstanbul
- Sharp, R.** (1981). Variable Rates of Late Quaternary Strike Slip on the San Jacinto Fault Zone, Southern California, *J. Geophys. Res.*, **86**, 1754-1762.
- Shebalin, N. V. ve Tatevossian, R. E.** (1997). Catalogue of large historical earthquakes of the Caucasus. In *Historical and Prehistorical earthquakes in the Caucasus*, **Volume**, ss. 201-232. Eds. Giardini D. ve Balassanian S., Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Shen, Z.-K., Zhao, C., Yin, A., Li, Y., Jackson, D. D., Fang, P. ve Dong, D.** (2000). Contemporary crustal deformation in east Asia constrained by Global Positioning System measurements, *J. Geophys. Res.*, **105**, 5721-5734.
- Shimazaki, K. ve Nakata, T.** (1980). Time-predictable recurrence model for large earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, **7**, 279-282.
- Sieh, K.** (1981). A review of geological evidence for recurrence times of large earthquakes. In *Earthquake Prediction: an International Review*, **Volume**, ss. 209-216. Eds. Simpson D. ve Richards P. G., American Geophysical Union, Washington DC.

- Sieh, K., Stuiver, M. ve Brillinger, D.** (1989). A more precise chronology of earthquakes produced by the San Andreas Fault in Southern California, *Journal of Geophysical Research*, **94**, 603-623.
- Sieh, K. E. ve Jahns, R. H.** (1984). Holocene activity of the San Andreas fault at Wallace Creek, California, *Geological Society of America Bulletin*, **95**, 883-896.
- Sipahioğlu, Ő. ve Matsuda, T.** (1986). Geology and Quaternary fault in the İznik-Mekece area. In *Electric and magnetic research on active faults in North Anatolian fault zone*, **Volume**, ss. 25-42. Eds. IŞıkara A. M. ve Honkura Y.,
- Sorriso-Valvo, M., Antronico, L. ve Le Pera, E.** (1998). Controls on modern fan morphology in Calabria, Southern Italy, *Geomorphology*, **24**, 169-187.
- Soysal, H., Sipahiođlu, S., Kolçak, D. ve Altınok, Y.** (1981a). Tűrkiye ve çevresinin tarihsel deprem katalođu, TUBİTAK, İstanbűl.
- Soysal, H., Sipahiođlu, S., Kolçak, D. ve Altınok, Y.** (1981b). *Tűrkiye ve çevresinin tarihsel deprem katalođu, MÖ. 2100 - MS. 1900*, İstanbűl: TűBİTAK Proje No TBAG-341.
- Spotila, J. A. ve Sieh, K.** (2000). Architecture of transpressional thrust faulting in the San Bernardino Mountains, southern California, from deformation of a deeply weathered surface, *Tectonics*, **19**, 589-615.
- Stein, R. S., Barka, A. A. ve Dieterich, J. H.** (1997). Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering, *Geophysical Journal International*, **128**, 594-604.
- Straub, C., Kahle, H.-G. ve Schindler, C.** (1997). GPS and geologic estimates of the tectonic activity in the Marmara Sea region, NW Anatolia, *J. Geophys. Res.*, **102**, 27587-27601.
- Stuiver, M. ve Quay, P. D.** (1980). Changes in Atmospheric Carbon-14 Attributed to a Variable Sun, *Science*, **207**, 11-19.
- Suess, H. E.** (1965). Secular Variations of the Cosmic-Ray-Produced Carbon 14 In the Atmosphere and Their Interpretations, *J. Geophys. Res.*, **70**, 5937-5952.
- Sugai, T., Awata, Y., Toda, S., Emre, O., Dogan, A., Ozalp, 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 Paleoeearthquake Researches*, **1**, 339-351.

- Sugai, T., Emre, O., Duman, T. Y., Yoshioka, T. ve Kusu, I.** (1999). Geologic evidence for five large earthquakes on the North Anatolian Fault at Ilgaz, during the last 2000 years; a result of GSJ-MTA international cooperative research. In *The Peleoseismology Workshop*, pp. 66-72.
- Sutherland, R., Berryman, K. ve Norris, R.** (2006). Quaternary slip rate and geomorphology of the Alpine fault: Implications for kinematics and seismic hazard in southwest New Zealand, *Geological Society of America Bulletin*, **118**, 464-474.
- Tan, O., Tapirdamaz, M. C. ve Yoruk, A.** (2008). The earthquake catalogues for Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, **17**, 405-418.
- Tapponnier, P., Meyer, B., Avouac, J. P., Peltzer, G., Gaudemer, Y., Guo, S., Xiang, H., Yin, K., Chen, Z., Cai, S. ve Dai, H.** (1990). Active thrusting and folding in the Qilian Shan, and decoupling between upper crust and mantle in northeastern Tibet, *Earth and Planetary Science Letters*, **97**, 382-383, 387-403.
- Tapponnier, P., Ryerson, F. J., Van der Woerd, J., Meriaux, A. S. ve Lasserre, C.** (2001). Long-term slip rates and characteristic slip: keys to active fault behaviour and earthquake hazard, *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule a-Sciences De La Terre Et Des Planetes*, **333**, 483-494.
- Tarhan, N., Yusufoglu, H., Bagirsakci, S., Papak, I. ve Karabalik, N.** (1991). Bingöl-Karlıova-Yedisu dolayının jeolojisi ve petrolojisi, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Tatar, Y.** (1978). Tectonic investigations on the North Anatolian Fault Zone between Erzincan and Refahiye, *Publ. Inst Earth Sci. Hacettepe Univ.*, **4**, 136-201.
- Taylor, M. ve Yin, A.** (2009). Active structures of the Himalayan-Tibetan orogen and their relationships to earthquake distribution, contemporary strain field, and Cenozoic volcanism, *Geosphere*, **5**, 199-214.
- Tchalenko, J. S.** (1970). Similarities between shear zones of different magnitudes, *Geological Society of America Bulletin*, **81**, 1625-1639.
- Thatcher, W.** (1983). Nonlinear Strain Buildup and the Earthquake Cycle on the San Andreas Fault, *J. Geophys. Res.*, **88**, 5893-5902.
- Thatcher, W.** (1990). Present-Day Crustal Movements and The Mechanics of Cyclic Deformation. In *The San Andreas Fault System, California*, U.S. Geological Survey Professional Papers, **Volume**, ss. 189-205. Eds. Wallace R. E., U.S. Geological Survey, Denver.
- Thatcher, W.** (2007). Microplate model for the present-day deformation of Tibet, *J. Geophys. Res.*, **112**, B01401.

- Thatcher, W. ve Pollitz, F. F.** (2008). Temporal evolution of continental lithospheric strength in actively deforming regions, *GSA Today*, **18**, 4-11.
- Thomas, A. P. ve Rockwell, T. K.** (1996). A 300- to 550-year history of slip on the Imperial fault near the U.S.-Mexico border: Missing slip at the Imperial fault bottleneck, *J. Geophys. Res.*, **101**, 5987-5997.
- Thompson, S. C., Weldon, R. J., Rubin, C. M., Abdrakhmatov, K., Molnar, P. ve Berger, G. W.** (2002). Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, central Asia, *J. Geophys. Res.*, **107**, ETG 7-1-ETG 7-32.
- Thomsen, K. J., Bøtter-Jensen, L., Denby, P. M., Moska, P. ve Murray, A. S.** (2006). Developments in luminescence measurement techniques, *Radiation Measurements*, **41**, 768-773.
- Thomsen, K. J., Murray, A. S., Bøtter-Jensen, L. ve Kinahan, J.** (2007). Determination of burial dose in incompletely bleached fluvial samples using single grains of quartz, *Radiation Measurements*, **42**, 370-379.
- Toke, N. A., Arrowsmith, J. R., Rymer, M. J., Landgraf, A., Haddad, D. E., Busch, M., Cayan, J. ve Hannah, A.** (2011). Late Holocene slip rate of the San Andreas fault and its accommodation by creep and moderate-magnitude earthquakes at Parkfield, California, *Geology*, **39**, 243-246.
- Turpeinen, H., Hampel, A., Karow, T. ve Maniatis, G.** (2008). Effect of ice sheet growth and melting on the slip evolution of thrust faults, *Earth and Planetary Science Letters*, **269**, 230-241.
- Tutkun, S. ve Hancock, P.** (1990). Tectonic landforms expressing strain at the Karlova continental triple junction (E Turkey), *Annales Tectonicae*, **IV**, 182-195.
- Tüysüz, O.** (1990). Tectonic evolution of a part of the Tethyside orogenic collage: The Kargi Massif, northern Turkey, *Tectonics*, **9**, 141-160.
- Uçarkuş, G.** (2010). *Active Faulting and Earthquake Scarps in the Sea of Marmara (North Anatolian Fault)*, (PhD), Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, İstanbul
- USGS ve California Geological Survey** (2006). Quaternary fault and fold database for the United States.
- Valli, F., Arnaud, N., Leloup, P. H., Sobel, E. R., Maheo, G., Lacassin, R., Guillot, S., Li, H., Tapponnier, P. ve Xu, Z.** (2007). Twenty million years of continuous deformation along the Karakorum Fault, western Tibet; a thermochronological analysis, *Tectonics*.

- Van der Woerd, J., Klinger, Y., Sieh, K., Tapponnier, P., Ryerson, F. J. ve MÈriaux, A.-S.** (2006). Long-term slip rate of the southern San Andreas Fault from ^{10}Be - ^{26}Al surface exposure dating of an offset alluvial fan, *J. Geophys. Res.*, **111**, B04407.
- Van der Woerd, J., Ryerson, F. J., Tapponnier, P., Gaudemer, Y., Finkel, R., Meriaux, A. S., Caffee, M., Guoguang, Z. ve Qunlu, H.** (1998). Holocene left-slip rate determined by cosmogenic surface dating on the Xidatan segment of the Kunlun fault (Qinghai, China), *Geology*, **26**, 695-698.
- Van der Woerd, J., Ryerson, F. J., Tapponnier, P., Meriaux, A. S., Gaudemer, Y., Meyer, B., Finkel, R. C., Caffee, M. W., Zhao, G. G. ve Xu, Z. Q.** (2000). Uniform Slip-Rate along the Kunlun Fault: Implications for seismic behaviour and large-scale tectonics, *Geophysical Research Letters*, **27**, 2353-2356.
- Van der Woerd, J., Tapponnier, P., Ryerson, F. J., Meriaux, A. S., Meyer, B., Gaudemer, Y., Finkel, R. C., Caffee, M. W., Zhao, G. G. ve Xu, Z. Q.** (2002). Uniform postglacial slip-rate along the central 600 km of the Kunlun Fault (Tibet), from Al-26, Be-10, and C-14 dating of riser offsets, and climatic origin of the regional morphology, *Geophysical Journal International*, **148**, 356-388.
- Van Dissen, R. J. ve Berryman, K. R.** (1996). Surface rupture earthquakes over the last ~1000 years in the Wellington region, New Zealand, and implications for ground shaking hazard, *J. Geophys. Res.*, **101**, 5999-6019.
- Wallace, L. M., Beavan, J., McCaffrey, R., Berryman, K. ve Denys, P.** (2007). Balancing the plate motion budget in the South Island, New Zealand using GPS, geological and seismological data, *Geophysical Journal International*, **168**, 332-352.
- Wallace, L. M., Beavan, J., McCaffrey, R. ve Darby, D.** (2004). Subduction zone coupling and tectonic block rotations in the North Island, New Zealand, *J. Geophys. Res.*, **109**, B12406.
- Wallace, R. E.** (1970). Earthquake Recurrence Intervals on the San Andreas Fault, *Geological Society of America Bulletin*, **81**, 2875-2890.
- Wallace, R. E.** (1978). Geometry and rates of change of fault-generated range fronts, north-central Nevada *U. S. Geological Survey Journal of Research*, **6**, 637-350.
- Wallace, R. E.** (1987). Grouping and migration of surface faulting and variations in slip rates on faults in the Great Basin province, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **77**, 868-876.
- Wallace, R. E.** (1990). General Features. In *The San Andreas Fault System, California*, U.S. Geological Survey Professional Papers, **Volume**, ss. 8-12. Eds. Wallace R. E., U.S. Geological Survey, Denver.

- Wang, H., Liu, M., Cao, J., Shen, X. ve Zhang, G.** (2011). Slip rates and seismic moment deficits on major active faults in mainland China, *J. Geophys. Res.*, **116**, B02405.
- Wang, Q., Zhang, P.-Z., Freymueller, J. T., Bilham, R., Larson, K. M., Lai, X. a., You, X., Niu, Z., Wu, J., Li, Y., Liu, J., Yang, Z. ve Chen, Q.** (2001). Present-Day Crustal Deformation in China Constrained by Global Positioning System Measurements, *Science*, **294**, 574-577.
- Weldon, R. J. ve Sieh, K. E.** (1985). Holocene rate of slip and tentative recurrence interval for large earthquakes on the San Andreas fault, Cajon Pass, southern California, *Geological Society of America Bulletin*, **96**, 793-812.
- Wesnousky, S. G.** (1988). Seismological and structural evolution of strike-slip faults, *Nature*, **335**, 340-343.
- Wesnousky, S. G.** (2006). Predicting the endpoints of earthquake ruptures, *Nature*, **444**, 358-360.
- Wesnousky, S. G.** (2008). Displacement and Geometrical Characteristics of Earthquake Surface Ruptures: Issues and Implications for Seismic-Hazard Analysis and the Process of Earthquake Rupture, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **98**, 1609-1632.
- Wessel, P. ve Smith, W. H. F.** (1998). New, improved version of the Generic Mapping Tools released, *Eos*, **79**, 579.
- Westaway, R.** (1994). Present-day kinematics of the Middle East and eastern Mediterranean, *J. Geophys. Res.*, **99**, 12071-12090.
- White, K.** (1991). Geomorphological Analysis of Piedmont Landforms in the Tunisian Southern Atlas Using Ground Data and Satellite Imagery, *The Geographical Journal*, **157**, 279-294.
- Working Group On California Earthquake, P.** (2003). Earthquake probabilities in the San Francisco Bay Region, 2002-2031. In *Open-File Report 2003-214, USGS Numbered Series*, pp. 235 p.
- Wright, T. J., Parsons, B., England, P. C. ve Fielding, E. J.** (2004). InSAR Observations of Low Slip Rates on the Major Faults of Western Tibet, *Science*, **305**, 236-239.
- Wyss, M.** (1997). Second round of evaluations of proposed earthquake precursors, *Pure and Applied Geophysics*, **149**, 3-16.
- Xiwei, X. ve Qidong, D.** (1996). Nonlinear characteristics of paleoseismicity in China, *J. Geophys. Res.*, **101**, 6209-6231.

- Xu, X., Yu, G., Klinger, Y., Tapponnier, P. ve Woerd, J. V. D.** (2006). Reevaluation of surface rupture parameters and faulting segmentation of the 2001 Kunlunshan earthquake (M w 7.8), northern Tibetan Plateau, China, *J. Geophys. Res.*, **111**, 1-16.
- Yaltırak, C.** (2002). Tectonic evolution of the Marmara Sea and its surroundings, *Marine Geology*, **190**, 493-529.
- Yaltırak, C. ve Alpar, B.** (2002a). Evolution of the middle strand of North Anatolian Fault and shallow seismic investigation of the southeastern Marmara Sea (Gemlik Bay), *Marine Geology*, **190**, 307-327.
- Yaltırak, C. ve Alpar, B.** (2002b). Kinematics and evolution of the northern branch of the North Anatolian Fault (Ganos Fault) between the Sea of Marmara and the Gulf of Saros, *Marine Geology*, **190**, 351-366.
- Yaltırak, C., Alpar, B. ve Yüce, H.** (1998). Tectonic elements controlling the evolution of the Gulf of Saros (northeastern Aegean Sea, Turkey), *Tectonophysics*, **300**, 227-248.
- Yaltırak, C., Sakıncı, M., Aksu, A. E., Hiscott, R. N., Galeb, B. ve Ulgen, U. B.** (2002). Late Pleistocene uplift history along the southwestern Marmara Sea determined from raised coastal deposits and global sea-level variations, *Marine Geology*, **190**, 283-305.
- Yaltırak, C., Sakıncı, M. ve Oktay, F. Y.** (2000). Westward propagation of North Anatolian Fault into the northern Aegean: Timing and kinematics. Comment, *Geology*, **28**, 187-189.
- Yavaşoğlu, H., Tarı, E., Tüysüz, O., Çakır, Z. ve Ergintav, S.** (2011). Determining and modeling tectonic movements along the central part of the North Anatolian Fault (Turkey) using geodetic measurements, *Journal of Geodynamics*, **51**, 339-343.
- Yıldırım, C. ve Kürçer, A.** (2007). 26 Ağustos 2007 Karlıova (Bingöl) Depreminin Değerlendirilmesi, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Yıldırım, C., Schildgen, T. F., Echtler, H., Melnick, D. ve Strecker, M. R.** (2011). Late Neogene and active orogenic uplift in the Central Pontides associated with the North Anatolian Fault: Implications for the northern margin of the Central Anatolian Plateau, Turkey, *Tectonics*, **30**, TC5005.
- Yılmaz, A.** (1985). Yukarı Kelkit çayı ile Munzur dağları arasının temel jeolojik özellikleri ve yapısal evrimi, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, **28**, 79-92.
- Yılmaz, Y.** (1993). New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen, *Geological Society of America Bulletin*, **105**, 251-271.

- Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M. ve Genç, Ş. C.** (1993). Tokat Masifi ve yakın çevresinin jeolojisi, TPAO Arama Grubu Başkanlığı (basılmamış), Ankara.
- Yin, A. ve Harrison, T. M.** (2000). Geologic Evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **28**, 211-280.
- Yoshioka, T., Okumura, K., Kuscu, I. ve Emre, O.** (2000). Recent surface faulting of the North Anatolian Fault along the 1943 Ladik earthquake ruptures, *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **51**, 29-35.
- Zabcı, C., Akyüz, H. S., Karabacak, V., Sançar, T., Altunel, E., Gürsoy, H. ve Tatar, O.** (2011). Palaeoearthquakes on the Kelkit Valley Segment of the North Anatolian Fault, Turkey: Implications for the Surface Rupture of the Historical 17 August 1668 Earthquake, *Turkish Journal of Earth Sciences*, **20**, 411-427.
- Zabcı, C., Sançar, T., Akyüz, H. S. ve Güneç Kıyak, N.** (2010). Luminescence dating of offset terraces at the Elmali segment of the North Anatolian Fault (NE Turkey): Implications for long term geologic slip-rate, *EGU, Geophysical Research Abstracts*, Vienna, EGU2010-9212.
- Zackariassen, J., Villamor, J. P., Lee, J., Lukovic, B. ve Begg, J.** (2000). Late Quaternary faulting of the Masterton and Carterton Faults, Wairarapa, New Zealand, Client Rep. 2000/70, Inst. Geol. and Nucl. Sci., New Zealand.
- Zechar, J. D. ve Frankel, K. L.** (2009). Incorporating and reporting uncertainties in fault slip rates, *J. Geophys. Res.*, **114**, B12407.
- Zhang, P.-Z., Shen, Z., Wang, M., Gan, W., Burgmann, R., Molnar, P., Wang, Q., Niu, Z., Sun, J., Wu, J., Hanrong, S. ve Xinzhao, Y.** (2004). Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data, *Geology*, **32**, 809-812.
- Zielke, O. ve Arrowsmith, J. R.** (2012). LaDiCaoz and LiDARimager—MATLAB GUIs for LiDAR data handling and lateral displacement measurement, *Geosphere*, **8**, 206-221.

EKLER

EK A: Yeni Zellanda, Kaliforniya, Tibet (Asya) ve Orta Doğu Fayları üzerinde yapılmış jeodezik ve jeolojik kayma hızı çalışmalarının karşılaştırma izelgesi

EK B: Kaynarpınar alışma Alanının morfotektonik haritası

EK C: Dinarbey alışma Alanının morfotektonik haritası

EK D: Ayanoğlu alışma Alanının morfotektonik haritası

EK E: Koçyatağı alışma Alanının morfotektonik haritası

EK F: ığlıcadibi alışma Alanının morfotektonik haritası

EK G: Karapürçek alışma Alanının morfotektonik haritası

EK H: Üçoluk alışma Alanının morfotektonik haritası

EK A: Yeni Zallanda, Kaliforniya, Tibet (Asya) ve Orta Doğu fayları üzerinde yapılmış jeodezik ve jeolojik kayma hızı çalışmalarının karşılaştırmalı çizelgesi

Çizelge A.1: Yeni Zallanda, Kaliforniya, Tibet (Asya) ve Orta Doğu Fayları üzerinde yapılmış jeodezik ve jeolojik kayma hızı çalışmalarının karşılaştırma çizelgesi. DA: Doğru Atımlı Fay, TA: Ters Fay

Bölge	Fay	Segment	GPS			Jeolojik				Fay türü	Zaman
			Hız (mm/yıl)	Standart sapma (mm/yıl)	Referans	Hız (mm/yıl)	Standart sapma (mm/yıl)	Yaşlandırma Yöntemi	Referans		
Yeni Zallanda	Wellington		4.3	1.5	Wallace ve diğ. (2004)	6.8	0.8	lös ve tefra stratigrafisi	Van Dissen ve Berryman (1996)	DA	14-140 by
	Wairarapa	Waiohine Nehri			Wallace ve diğ. (2004)	8.1	1.3	Jeomorfoloji	Van Dissen ve Berryman (1996)	DA	13-18 by
	Wairarapa	Tea Creek			Wallace ve diğ. (2004)	6.2	0.2	C-14	Van Dissen ve Berryman (1996)	DA	6 by
	Ohariu	Horokiri Vadisi				2.3	0.1	C-14	Van Dissen ve Berryman (1996)	DA	> 40 by
	Shepard Gully					1.1	0.3	Jeomorfoloji	Van Dissen ve Berryman (1996)	DA	18 by
	Carteron / Masteron		5	1.5	Wallace ve diğ. (2004)	3	1		Zackariasen ve diğ. (2000)	DA	
	Awatere		5.7	1	Wallace ve diğ. (2007)	7	1	Radyokarbon, TL	Little ve diğ. (1998)	DA	15 by
	Awatere		5.7	1	Wallace ve diğ. (2007)	6	2	Radyokarbon	Benson ve diğ. (2001)	DA	20 by
	Alpine Fayı	Inchbonnie	14.7	1.1	Wallace ve diğ. (2007)	13.6	1.8	Radyokarbon	Langridge ve diğ. (2010)	DA	1.5 by

Çizelge A.1 (devam): Jeodezik ve Jeolojik kayma hızı karşılaştırma çizelgesi

Bölge	Fay	Segment	GPS			Jeolojik				Fay türü	Zaman
			Hız (mm/yıl)	Standart sapma (mm/yıl)	Referans	Hız (mm/yıl)	Standart sapma (mm/yıl)	Yaşlandırma Yöntemi	Referans		
Yeni Zellanda	Alpine Fayı	Milford Sound - Hokitika	23.9	2.5	Wallace ve diğ. (2007)	27	5	Radyokarbon	Norris ve Cooper (2001)	DA	
	Alpine Fayı	South Westland	23.9	2.5	Wallace ve diğ. (2007)	23.1	1.7	Jeomorfoloji	Sutherland ve diğ. (2006)	DA	18-79 by
	Alpine Fayı	Milford-George Sounds	23.9	2.5	Wallace ve diğ. (2007)	26.6	2.4	Jeomorfoloji	Barnes (2009)	DA	18 by
	Alpine Fayı	South Westland	23.9	2.5	Wallace ve diğ. (2007)	24	2.3	Jeomorfoloji	Barnes (2009)	DA	18 by
Kaliforniya	San Gregorio	Kuzey	2.4	1	d'Allesso ve diğ. (2005)	7	3	Kinematik	WGCEP (2002)	DA	
	San Gregorio	Güney	3	0.8	d'Allesso ve diğ. (2005)	3	2	Kinematik	WGCEP (2002)	DA	
	Rodgers Creek / Hayward	Rodgers Creek	6.6	2.4	d'Allesso ve diğ. (2005)	3.9	1.8	Radyokarbon	Budding ve diğ. (1991) - en az hız	DA	1.3 by
	Rodgers Creek / Hayward	Hayward	6.5	1.4	d'Allesso ve diğ. (2005)	8	0.7	Radyokarbon	Lienkaemper ve Borchardt (1996)	DA	8 by

Çizelge A.1 (devam): Jeodezik ve Jeolojik kayma hızı karşılaştırma çizelgesi

Bölge	Fay	Segment	GPS			Jeolojik				Fay türü	Zaman
			Hız (mm/yıl)	Standart sapma (mm/yıl)	Referans	Hız (mm/yıl)	Standart sapma (mm/yıl)	Yaşlandırma Yöntemi	Referans		
Kaliforniya	Calaveras	Kuzey	6.2	0.8	d'Alleso ve diğ. (2005)	5	2	Radyokarbon	Kelson ve diğ. (1996)	DA	11.5 by
	Calaveras	Orta	12.9	0.6	d'Alleso ve diğ. (2005)	14	5	Radyokarbon	Baldwin ve diğ. (2002)	DA	2.5-4.1 by
	Calaveras	Güney	12.7	0.4	d'Alleso ve diğ. (2005)	15	3		WGCEP (2002)	DA	
	Green Valley / Greenville	Green Valley	7	1.8	d'Alleso ve diğ. (2005)	5	3		WGCEP (2002)	DA	
	Green Valley / Greenville	Concord	6.7	1.4	d'Alleso ve diğ. (2005)	4	2		WGCEP (2002)	DA	
	Green Valley / Greenville	Greenville	5.4	0.6	d'Alleso ve diğ. (2005)	2	1		WGCEP (2002)	DA	
	San Andreas Fayı	Deniz	20.2	1.4	d'Alleso ve diğ. (2005)	24	3	Radyokarbon	Niemi ve Hall (1992)	DA	1.8 by
	San Andreas Fayı	San Francisco Peninsula	17.1	1.4	d'Alleso ve diğ. (2005)	17	4	Radyokarbon	Hall ve diğ. (1999)	DA	2 by

Çizelge A.1 (devam): Jeodezik ve Jeolojik kayma hızı karşılaştırma çizelgesi

Bölge	Fay	Segment	GPS			Jeolojik				Fay türü	Zaman
			Hız (mm/yıl)	Standart sapma (mm/yıl)	Referans	Hız (mm/yıl)	Standart sapma (mm/yıl)	Yaşlandırma Yöntemi	Referans		
Kaliforniya	San Andreas Fayı	Parkfield	36	0.5	Meade ve Hager (2005)	26.2	+6.4/4.3	Radyokarbon	Toke ve diğ. (2011)	DA	1-1.5 by
	San Andreas Fayı	Carrizo	35.9	0.7	Meade ve Hager (2005)	33.9	2.9	Radyokarbon	Sieh ve Jahns (1984)	DA	3.7 by
	San Andreas Fayı	Mojave	14.3	1.2	Meade ve Hager (2005)	30	10	Be-10, Al-26	Matmon ve diğ. (2005)	DA	400 by
	San Andreas Fayı	San Bernardino	5.1	1.5	Meade ve Hager (2005)	24.5	3.5	Radyokarbon	Weldon ve Sieh (1985)	DA	14.4 by
	San Andreas Fayı	Salton Sea - Coachella	23.3	0.5	Meade ve Hager (2005)	15.9	3.4	Be-10, Al-26	van der Woerd ve diğ. (2006)	DA	35 by
	San Andreas Fayı	Imperial	36.1	0.7	Meade ve Hager (2005)	17.5	2.5	Radyokarbon	Thomas ve Rockwell (1996)	DA	0.3-0.5 by
	San Andreas Fayı	Cerro Prieto	40	1.5	Meade ve Hager (2005)					DA	
	San Jacinto	geç Kuvaterner	11.9	1.2	Meade ve Hager (2005)	10	2	Volkanizma	Sharp (1981)	DA	0.73 My

Çizelge A.1 (devam): Jeodezik ve Jeolojik kayma hızı karşılaştırma çizelgesi

Bölge	Fay	Segment	GPS			Jeolojik				Fay türü	Zaman
			Hız (mm/yıl)	Standart sapma (mm/yıl)	Referans	Hız (mm/yıl)	Standart sapma (mm/yıl)	Yaşlandırma Yöntemi	Referans		
Kaliforniya	San Jacinto	geç Holosen	11.9	1.2	Meade ve Hager (2005)	3.5	1.5	Radyokarbon	Sharp (1981)	DA	0.3-0.5 by
	Doğu Kaliforniya Makaslama Zonu	Garlock fayı (batı)	3.2	0.7	McClusky et al (2001)					DA	
	Doğu Kaliforniya Makaslama Zonu	Garlock fayı (orta)	4	0.7	McClusky et al (2001)	7	2	Radyokarbon	McGill ve Sieh (1993)	DA	
	Doğu Kaliforniya Makaslama Zonu	Garlock fayı (doğu)	3.5	0.6	McClusky et al (2001)					DA	
	Doğu Kaliforniya Makaslama Zonu	Garlock fayı (en doğu)	1.1	1.3	McClusky et al (2001)					DA	
	Doğu Kaliforniya Makaslama Zonu	Garlock fayı (batı)	3.2	1.5	Meade ve Hager (2005)					DA	

Çizelge A.1 (devam): Jeodezik ve Jeolojik kayma hızı karşılaştırma çizelgesi

Bölge	Fay	Segment	GPS			Jeolojik				Fay türü	Zaman
			Hız (mm/yıl)	Standart sapma (mm/yıl)	Referans	Hız (mm/yıl)	Standart sapma (mm/yıl)	Yaşlandırma Yöntemi	Referans		
Kaliforniya	Doğu Kaliforniya Makaslama Zonu	Garlock fayı (orta)	1.8	1.5	Meade ve Hager (2005)	7	2	Radyokarbon	McGill ve Sieh (1993)	DA	10-13 by
	Doğu Kaliforniya Makaslama Zonu	Garlock fayı (doğu)	1.1	1.9	Meade ve Hager (2005)					DA	
	Doğu Kaliforniya Makaslama Zonu	Owens Valley (kuzey)	5	0.6	McClusky et al (2001)					DA	
	Doğu Kaliforniya Makaslama Zonu	Owens Valley (güney)	4.6	0.5	McClusky et al (2001)	2.6	1.2	OSL	Lee ve diğ. (2001)	DA	3.3-3.8 by
	Doğu Kaliforniya Makaslama Zonu	Owens Valley	3.5	0.9	Meade ve Hager (2005)	2	1	Jeomorfoloji	Beanland ve Clarck (1994)	DA	10-12 by
	Doğu Kaliforniya Makaslama Zonu	Kuzey Death Valley fay zonu	2.8	0.5	McClusky et al (2001)	4.6	1.5	Be-10	Frankel ve diğ. (2007)	DA	50-91 by

Çizelge A.1 (devam): Jeodezik ve Jeolojik kayma hızı karşılaştırma çizelgesi

Kaliforniya	Doğu Kaliforniya Makaslama Zonu	Kuzey Death Valley fay zonu	2.8	0.5	McClusky et al (2001)	4.8	0.7	Cl-36	Frankel ve diğ. (2007)	DA	55-71 by
	Doğu Kaliforniya Makaslama Zonu	Death Valley fay zonu	2.4	1.2	Meade ve Hager (2005)	4.6	1.5	Be-10	Frankel ve diğ. (2007)	DA	50-91 by
	Doğu Kaliforniya Makaslama Zonu	Fish Lake Valley fay zonu	5.8	0.4	McClusky et al (2001)	3.1	0.4	Be-10	Frankel ve diğ. (2007b)	DA	83-105 by
	Doğu Kaliforniya Makaslama Zonu	Fish Lake Valley fay zonu	6	2.1	Meade ve Hager (2005)	3.1	0.4	Be-10	Frankel ve diğ. (2007b)	DA	83-105 by
	Doğu Kaliforniya Makaslama Zonu	Calico-Blackwater (kuzey)	1.7	1.5	McClusky et al (2001)	0.49	0.04	Arg-40/Ar-39	Oskin ve Iriondo (2004)	DA	3.5 My
	Doğu Kaliforniya Makaslama Zonu	Calico-Blackwater (güney)	1.4	1.4	McClusky et al (2001)	1.8	0.3	Be-10	Oskin ve diğ. (2007)	DA	50 by

Çizelge A.1 (devam): Jeodezik ve Jeolojik kayma hızı karşılaştırma çizelgesi

Bölge	Fay	Segment	GPS			Jeolojik				Fay türü	Zaman
			Hız (mm/yıl)	Standart sapma (mm/yıl)	Referans	Hız (mm/yıl)	Standart sapma (mm/yıl)	Yaşlandırma Yöntemi	Referans		
Kaliforniya	Doğu Kaliforniya Makaslama Zonu	Calico-Blackwater (güney)	1.4	1.4	McClusky et al (2001)	1.4	0.4	Arg-40/Ar-39	Oskin ve diğ. (2007)	DA	650 by
	Doğu Kaliforniya Makaslama Zonu		12	2	Sauber ve diğ. (1994)	6.2	1.9		Oskin ve diğ. (2008)	DA	30-70 by
Asya	Karakorum		11.6	3.7	Wang ve diğ. (2011)	20 (9)	3 (1)	Termokronoloji	Valli ve diğ. (2007)	DA	>10 My
	Karakorum		7.4	0.7	Chen ve diğ. (2004)	4	1	Be-10	Brown ve diğ. (2002)	DA	10-15 by
	Karakorum		11	4	Banerjee ve Burgmann (2002)	10.7	0.7	Be-10	Chevalier ve diğ. (2005)	DA	20-140 by
	Red River		2.4	1	Wang ve diğ. (2011)	5		Jeomorfoloji	Replumaz ve diğ. (2001)	DA	5 My
	Red River		2.4	1	Wang ve diğ. (2011)	5		Jeomorfoloji	Schoenbohm ve diğ. (2006)	DA	5 My

Çizelge A.1 (devam): Jeodezik ve Jeolojik kayma hızı karşılaştırma çizelgesi

Bölge	Fay	Segment	GPS			Jeolojik				Fay türü	Zaman
			Hız (mm/yıl)	Standart sapma (mm/yıl)	Referans	Hız (mm/yıl)	Standart sapma (mm/yıl)	Yaşlandırma Yöntemi	Referans		
Asya	Xianshuihe		18.2	0.8	Wang ve diğ. (2011)	15	5	Radyokarbon	Allen ve diğ. (1991)	DA	5-10 by
	Xiaojiang		10.4	0.4	Wang ve diğ. (2011)					DA	
	Xiaojiang	Doğu segment				9		Jeomorfoloji	Jun et al (2003)	DA	80 by
	Xiaojiang	Batı segment				7		Radyokarbon?	Jun et al (2003)	DA	10-30 by
	Longmen Shan		1.2	0.5	Wang ve diğ. (2011)					DA	
	Kunlun	Batı	0.5	2	Wang ve diğ. (2011)					DA	
	Kunlun	Doğu	10.1	1.2	Wang ve diğ. (2011)					DA	
	Kunlun	Doğu-Batı				10	1.5	TL	Haibing ve diğ. (2005)	DA	3-6 by

Çizelge A.1 (devam): Jeodezik ve Jeolojik kayma hızı karşılaştırma çizelgesi

Bölge	Fay	Segment	GPS			Jeolojik				Fay türü	Zaman
			Hız (mm/yıl)	Standart sapma (mm/yıl)	Referans	Hız (mm/yıl)	Standart sapma (mm/yıl)	Yaşlandırma Yöntemi	Referans		
Asya	Kunlun	Doğu-Batı				12.1	2.6	Be-10, Al-26	Van Der Woerd ve diğ. (1998)	DA	1.5-3 by
	Kunlun	Doğu-Doğu				6	1.2	Radyokarbon	Kirby ve diğ. (2007)	DA	5 by
	Kunlun	Doğu-Doğu				3			Lin ve Guo (2008)	DA	10 by
	Kunlun	Doğu-Doğu				2	0.4	Radyokarbon	Kirby ve diğ. (2007)	DA	9 by
	Kunlun	Genel				2-10			Kirby ve diğ. (2007)	DA	5-15 by
	Kunlun	Genel	6	3	Thatcher (2007)	11.5	2	Be-10, Al-26	Van der Woerd ve diğ. (2000; 2002)	DA	1-40 by
	Kunlun		10.3 (4.4)	0.4 (1.1)	Chen ve diğ. (2004)					DA	
	Kunlun		6	2	Chen ve diğ. (2000)					DA	
	Altın Dağ		6.9	0.9	Wang ve diğ. (2011)	9.4	2.3	Jeomorfoloji	Cowgill (2007)	DA	
	Altın Dağ					9.4	0.9	Radyokarbon	Cowgill ve diğ. (2009)	DA	6 by

Çizelge A.1 (devam): Jeodezik ve Jeolojik kayma hızı karşılaştırma çizelgesi

Bölge	Fay	Segment	GPS			Jeolojik				Fay türü	Zaman
			Hız (mm/yıl)	Standart sapma (mm/yıl)	Referans	Hız (mm/yıl)	Standart sapma (mm/yıl)	Yaşlandırma Yöntemi	Referans		
Asya	Altın Dağ					13.7	1.3	Radyokarbon	Cowgill ve diğ. (2009)	DA	4 by
	Altın Dağ					8-12		U/Th	Gold ve diğ. (2011)	DA	5-25 by
	Altın Dağ		9	3	Thatcher (2007)	26.9	6.9	Be-10, Al-26	Meriaux ve diğ. (2004)	DA	6-113 by
	Altın Dağ					17.8	3.6	Be-10, Al-26	Meriaux ve diğ. (2005)	DA	10 by
	Altın Dağ	Batı	9	2	Chen ve diğ. (2000)					DA	
	Altın Dağ	Doğu	6	2	Chen ve diğ. (2000)					DA	
	Qilian		1.3	1.1	Wang ve diğ. (2011)					DA	
	Qilian		6	1.1	Wang ve diğ. (2011)	0.4-1.9			Tapponnier ve diğ. (1990)	TF	10 by
	Qilian		10	2	Chen ve diğ. (2000)					TF	
	Haiyuan		8.7	0.9	Wang ve diğ. (2011)	8.5	1.5	Jeoloji	Burchfiel ve diğ. (1991)	DA	2 My
	Haiyuan		6	3	Thatcher (2007)	19	5	Be-10, Al-26	Lasserre ve diğ. (2002)	DA	11 by

Çizelge A.1 (devam): Jeodezik ve Jeolojik kayma hızı karşılaştırma çizelgesi

Bölge	Fay	Segment	GPS			Jeolojik				Fay türü	Zaman
			Hız (mm/yıl)	Standart sapma (mm/yıl)	Referans	Hız (mm/yıl)	Standart sapma (mm/yıl)	Yaşlandırma Yöntemi	Referans		
Asya	Haiyuan		6	2	Chen ve diğ. (2000)	12	4	Radyokarbon	Lasserre ve diğ. (1999)	DA	14 by
	Tian Shan	Güney	2.8	0.6	Wang ve diğ. (2011)					DA	
	Tian Shan	Güney	6.8 (2.9)	2.9 (1.0)	Wang ve diğ. (2011)					TF	
	Tian Shan	Kuzey	1.1	0.8	Wang ve diğ. (2011)					DA	
	Tian Shan	Kuzey	6.3	1.1	Wang ve diğ. (2011)	3	1.5		Avouac ve diğ. (1993)	TF	10 by
	Tian Shan					0.1-3		Radyokarbon, OSL, TL	Thompson ve diğ. (2002)	TF	10 by
	Altay		4.9	0.5	Wang ve diğ. (2011)					DA	
	Altay		7.9	0.7	Wang ve diğ. (2011)					DA	

Çizelge A.1 (devam): Jeodezik ve Jeolojik kayma hızı karşılaştırma çizelgesi

Bölge	Fay	Segment	GPS			Jeolojik				Fay türü	Zaman
			Hız (mm/yıl)	Standart sapma (mm/yıl)	Referans	Hız (mm/yıl)	Standart sapma (mm/yıl)	Yaşlandırma Yöntemi	Referans		
Asya	Altay		5.4	0.6	Wang ve diğ. (2011)					TF	
	Himalaya		22	1.8	Wang ve diğ. (2011)					TF	
	Himalaya		20	3	Jouanne ve diğ. (2004)	19	3		Lave ve Avouac (2001)	TF	
Orta Doğu	Kuzey Anadolu Fayı	Ganos	26.5	0.3	Reilinger ve diğ. (2006)	18.3	0.6	Jeomorfoloji	Aksoy (2009)	DA	10-17.5 by
	Kuzey Anadolu Fayı	Ganos	26.5	0.3	Reilinger ve diğ. (2006)	22.3	0.5	Radyokarbon	Aksoy (2009)	DA	700 y
	Kuzey Anadolu Fayı	Ganos	26.5	0.3	Reilinger ve diğ. (2006)	17	0.7	Radyokarbon	Aksoy (2009)	DA	3 by
	Kuzey Anadolu Fayı	İzmit (Marmara Denizi)	27.1	0.3	Reilinger ve diğ. (2006)	10		Jeomorfoloji	Polonia ve diğ. (2004)	DA	10 by
	Kuzey Anadolu Fayı	İzmit	27.1	0.3	Reilinger ve diğ. (2006)	21.9	3	OSL	Dikbaş ve diğ. (2009)	DA	1 by

Çizelge A.1 (devam): Jeodezik ve Jeolojik kayma hızı karşılaştırma çizelgesi

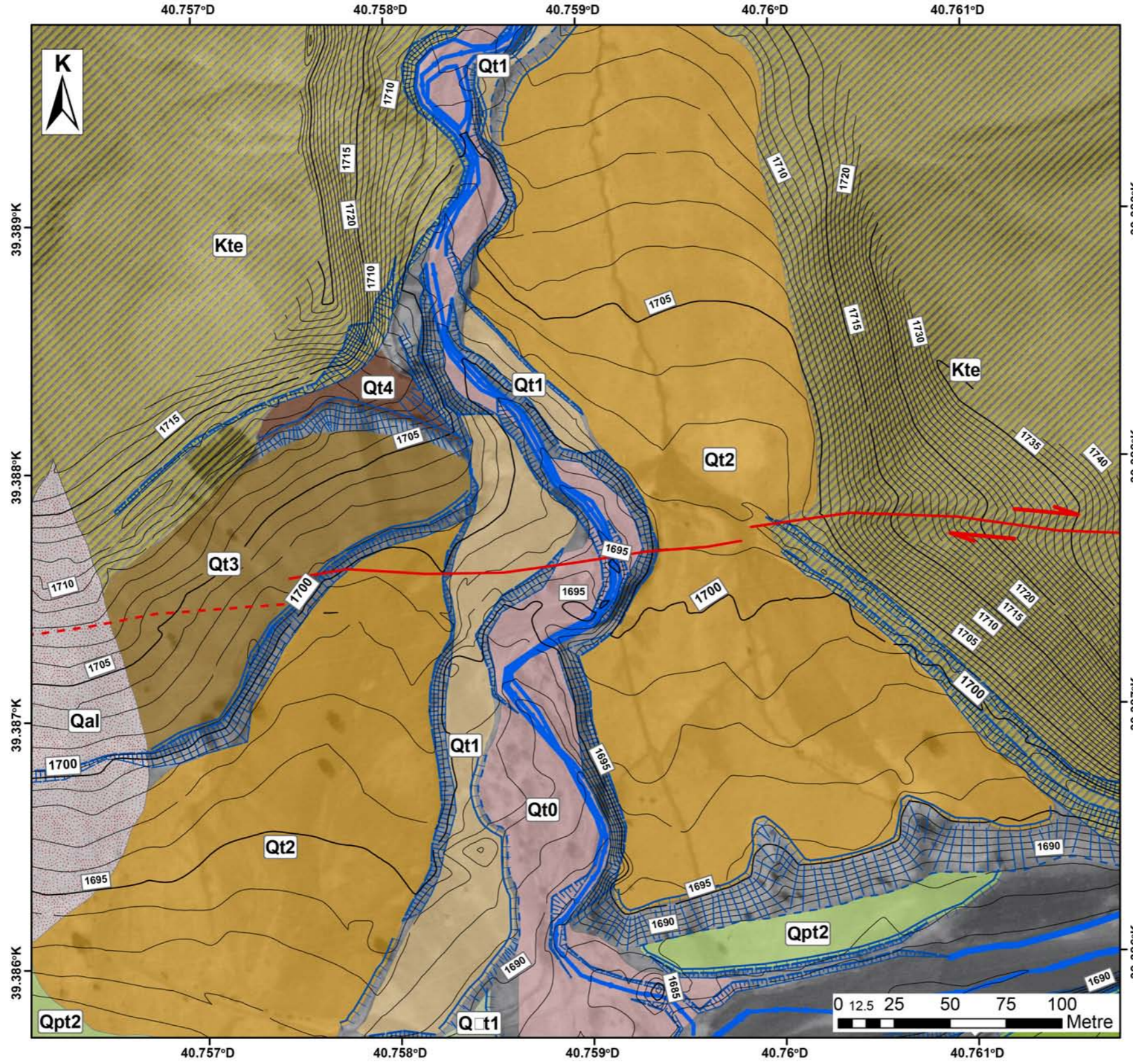
Bölge	Fay	Segment	GPS			Jeolojik				Fay türü	Zaman
			Hız (mm/yıl)	Standart sapma (mm/yıl)	Referans	Hız (mm/yıl)	Standart sapma (mm/yıl)	Yaşlandırma Yöntemi	Referans		
Orta Doğu	Kuzey Anadolu Fayı	Marmara Bölgesi				20	4	Tarihsel depremler	Ambraseys (2006)	DA	2 by
	Kuzey Anadolu Fayı	Düzce-Mudurnu	24.6	0.2	Reilinger ve diğ. (2006)					DA	
	Kuzey Anadolu Fayı	Düzce	10		Ayhan ve diğ. (1999)	15	3.2	OSL	Pucci ve diğ. (2008)	DA	60 by
	Kuzey Anadolu Fayı	Bolu-Gerede	24.2	0.2	Reilinger ve diğ. (2006)	17		Radyokarbon	Kondo ve diğ. (2010)	DA	2 by
	Kuzey Anadolu Fayı	Tosya	24.2	0.2	Reilinger ve diğ. (2006)	18.5	3.1	Jeomorfoloji	Hubert-Ferrari ve diğ. (2002)	DA	10-12 by
	Kuzey Anadolu Fayı	Tosya	24.2	0.2	Reilinger ve diğ. (2006)	18	5	Radyokarbon	Hubert-Ferrari ve diğ. (2002)	DA	1-2 by
	Kuzey Anadolu Fayı	Tosya	24.2	0.2	Reilinger ve diğ. (2006)	20.5	5.5	Cl-36	Kozacı ve diğ. (2007)	DA	2-3 by
	Kuzey Anadolu Fayı	Tosya	24.2	0.2	Reilinger ve diğ. (2006)	18.6	3.5	Be-10	Kozacı ve diğ. (2009)	DA	2.5-3.5 by

Çizelge A.1 (devam): Jeodezik ve Jeolojik kayma hızı karşılaştırma çizelgesi

Bölge	Fay	Segment	GPS			Jeolojik				Fay türü	Zaman
			Hız (mm/yıl)	Standart sapma (mm/yıl)	Referans	Hız (mm/yıl)	Standart sapma (mm/yıl)	Yaşlandırma Yöntemi	Referans		
Orta Doğu	Kuzey Anadolu Fayı	Erzincan	25.7	0.2	Reilinger ve diğ. (2006)	18	3.5	Jeomorfoloji	Hubert-Ferrari ve diğ. (2002)	DA	10-12 by
	Doğu Anadolu Fayı		10	1	Reilinger ve diğ. (2006)	11	2	Jeoloji	Westaway (1994)	DA	
	Ölü Deniz Fayı	Ürdün Vadisi	4.8	1	Reilinger ve diğ. (2006)	4.9	0.2	Jeomorfoloji	Ferry ve diğ. (2007)	DA	48 by
	Ölü Deniz Fayı	Araba Vadisi	4.8	1	Reilinger ve diğ. (2006)	4.5	0.9	Be-10	Le Beon ve diğ. (2010)	DA	32-42 by
	Ölü Deniz Fayı	Araba Vadisi	4.8	1	Reilinger ve diğ. (2006)	5.4	2.7	Be-10	Le Beon ve diğ. (2010)	DA	7-15 by
	Ölü Deniz Fayı	Araba Vadisi	4.8	1	Reilinger ve diğ. (2006)	8.1	2.9	Be-10	Le Beon ve diğ. (2010)	DA	60-110 by
	Ölü Deniz Fayı	Misyaf	4.8	1	Reilinger ve diğ. (2006)	6.9	0.1	Radyokarbon	Meghraoui ve diğ. (2003)	DA	830 y
	Ölü Deniz Fayı	Yammouneh	4.8	1	Reilinger ve diğ. (2006)	5.1	1.3	Cl-36	Daeron ve diğ. (2004)	DA	6-27 by

Çizelge A.1 (devam): Jeodezik ve Jeolojik kayma hızı karşılaştırma çizelgesi

Bölge	Fay	Segment	GPS			Jeolojik				Fay türü	Zaman
			Hız (mm/yıl)	Standart sapma (mm/yıl)	Referans	Hız (mm/yıl)	Standart sapma (mm/yıl)	Yaşlandırma Yöntemi	Referans		
Orta Doğu	Ölü Deniz Fayı	Serghaya	4.8	1	Reilinger ve diğ. (2006)	1.4	0.2	Radyokarbon	Gomez ve diğ. (2003)	DA	10 by
	Ölü Deniz Fayı	Araba Vadisi	4.8	1	Reilinger ve diğ. (2006)	4	2	Be-10	Klinger ve diğ. (2000)	DA	75 by
	Ölü Deniz Fayı	Araba Vadisi	4.8	1	Reilinger ve diğ. (2006)	4.7	1.3	Radyokarbon	Niemi ve diğ. (2001)	DA	15 by
	Tebriz Fayı		8		Reilinger ve diğ. (2006)	4.7	1.7	Radyokarbon	Hessami ve diğ. (2003)	DA	?
	Tebriz Fayı		11	1.5	Reilinger ve diğ. (2006)						
	Çaldıran Fayı		12	1	Reilinger ve diğ. (2006)						

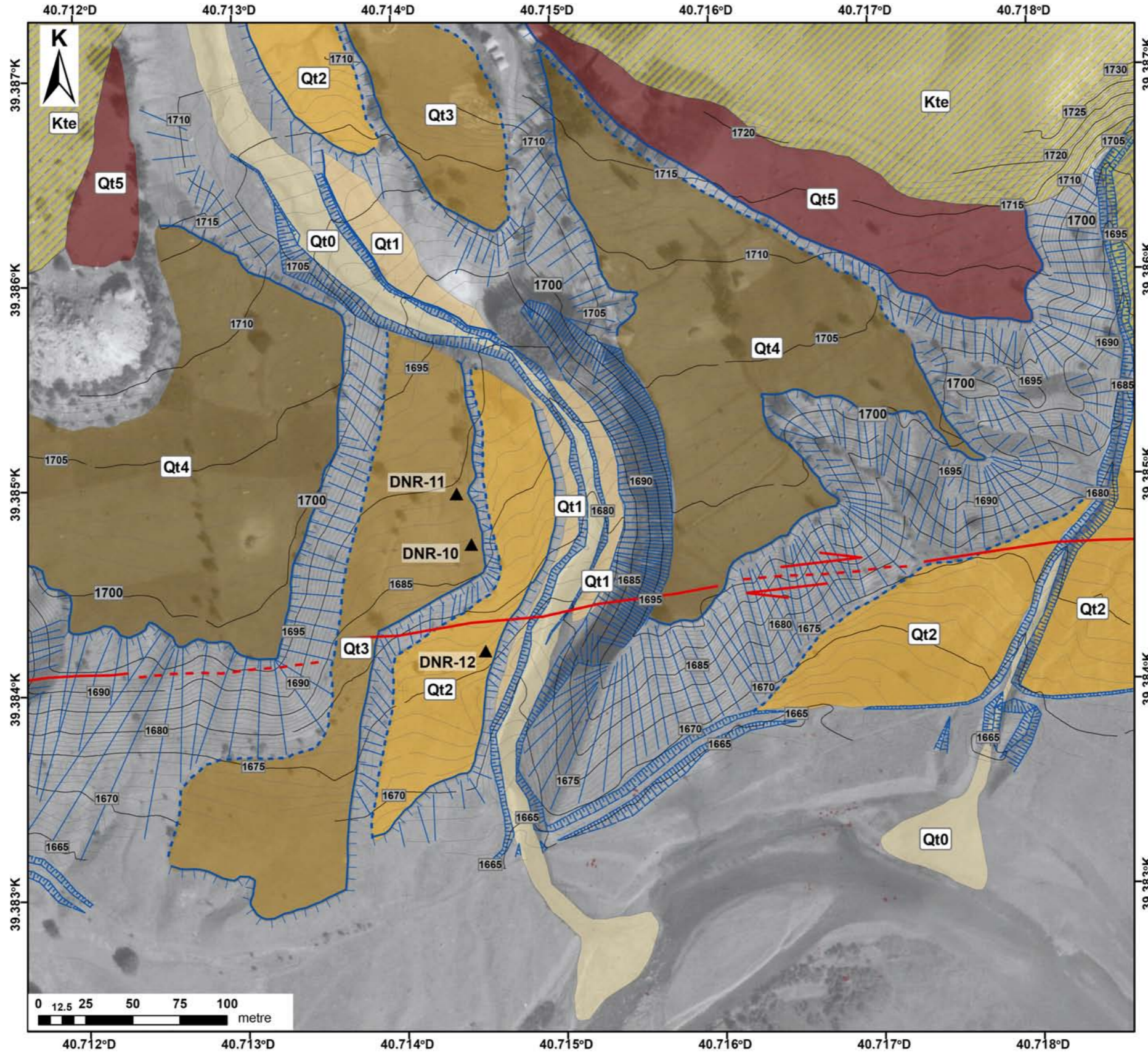


AÇIKLAMALAR

- Aktif Fay
- Olası Aktif Fay
- Şev Tavanı
- Şev
- Şev Tabanı
- Qal Güncel Alüvyal Yelpaze
- Qpt2 Perisuyu Taraça 2
- Qt0 Taşkın düzlüğü
- Qt1 Taraça 1
- Qt2 Alüvyal Yelpaze 1
- Qt3 Alüvyal Yelpaze 2
- Qt4 Alüvyal Yelpaze 3
- Kte Eimalı Formasyonu

EK B

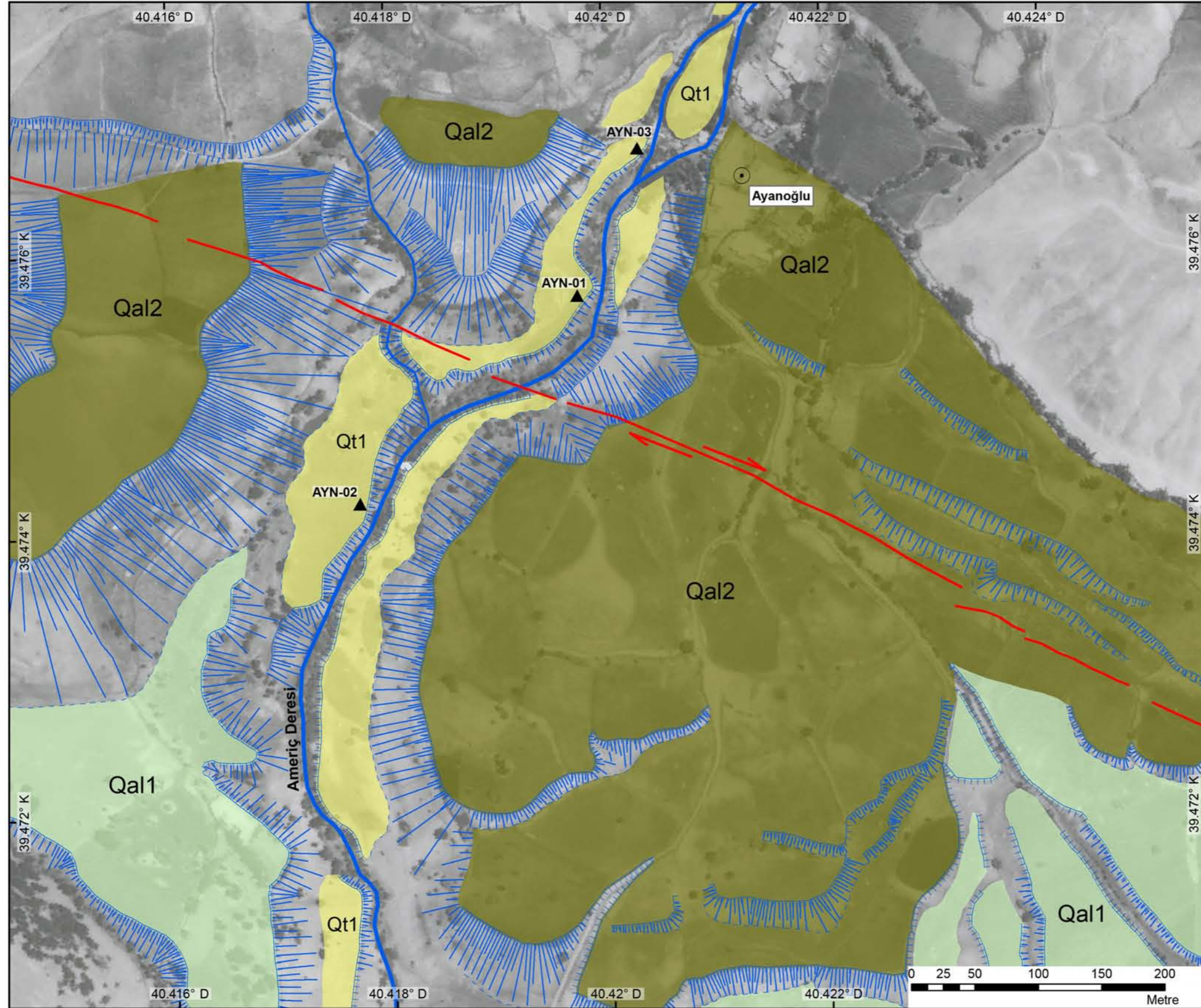
Kaynarçınar Çalışma Alanı
Morfolojik Haritası











AÇIKLAMALAR

-  Aktif doğrultu atımlı fay
-  Olası aktif doğrultu atımlı fay
-  Şev
-  Şev Tavanı
-  Şev Tabanı
-  OSL Örnek Yerleri
-  Qt0 Güncel taşkın düzlüğü
-  Qt1 Taraça 1
-  Qt2 Taraça 2
-  Qt3 Taraça 3
-  Qt4 Alüvyal Yelpaze 1
-  Qt5 Alüvyal Yelpaze 2
-  Kte Elmalı Formasyonu (çakıltaşı, volkanit, kireçtaşı)

EK C
Dinarbey Çalışma Alanı
Morfotektonik Haritası

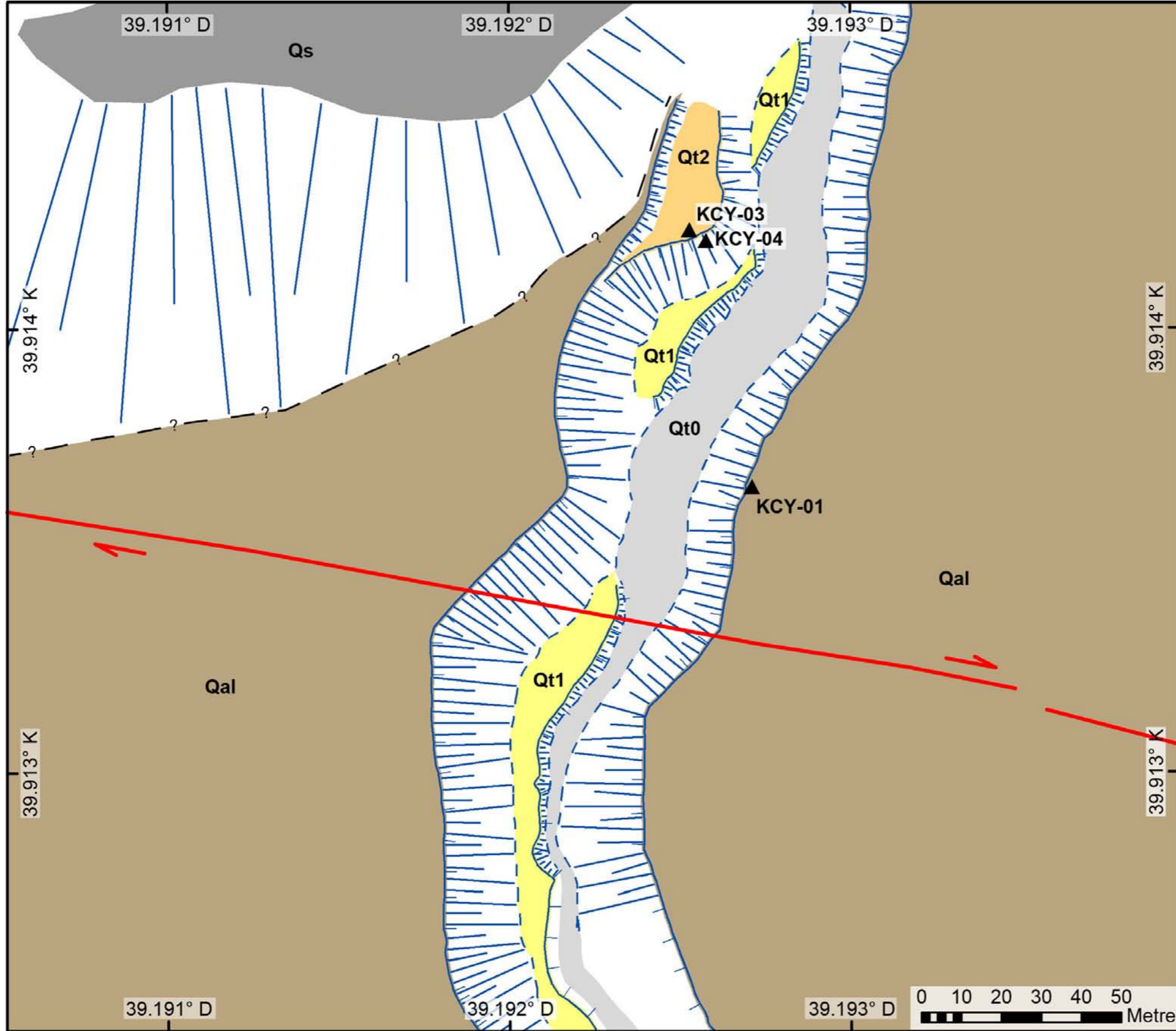


Açıklamalar












-  Aktif doğrultu atımlı fay
-  Şev Tavanı
-  Şev Tabanı
-  Şev
-  OSL Örnek Yerleri
-  Qt1 Flüvyal Taraça
-  Qal1 Alüvyal Yelpaze 1
-  Qal2 Alüvyal Yelpaze 2

EK D

Ayanoğlu Çalışma Alanı
Morfotektonik Haritası

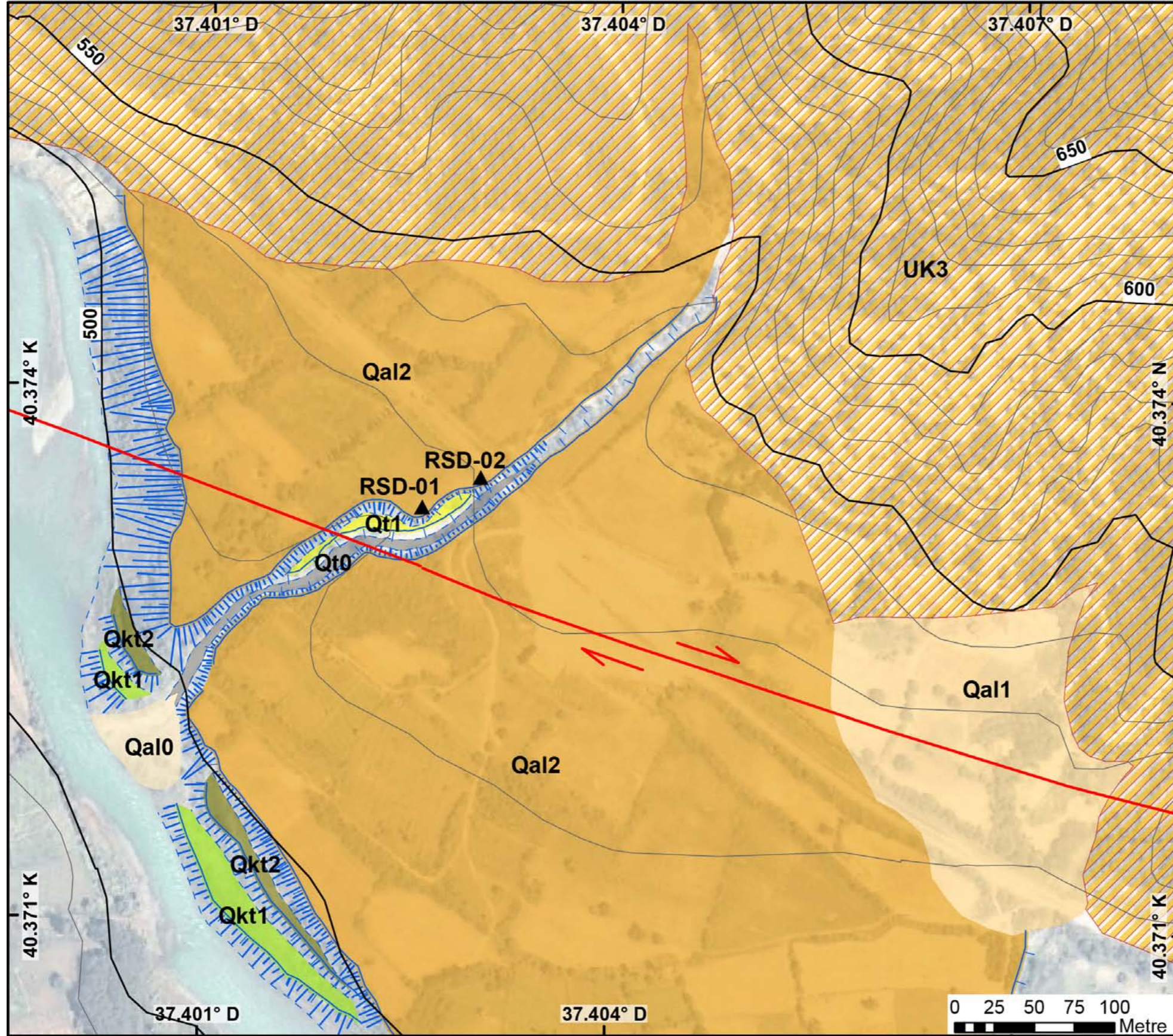


Açıklamalar














-  Aktif doğrultu atımlı fay
-  Şev tavanı
-  Şev
-  Şev tabanı
-  OSL örnek yerleri
-  Olası sınır
-  Qt0 Güncel taşkın düzlüğü
-  Qt1 Taraça 1
-  Qt2 Taraça 2
-  Qal Alüvyal yelpaze
-  Qs Eski morfolojik yüzey

EK E

Koçyatağı Çalışma Alanı
Morfotektonik Haritası

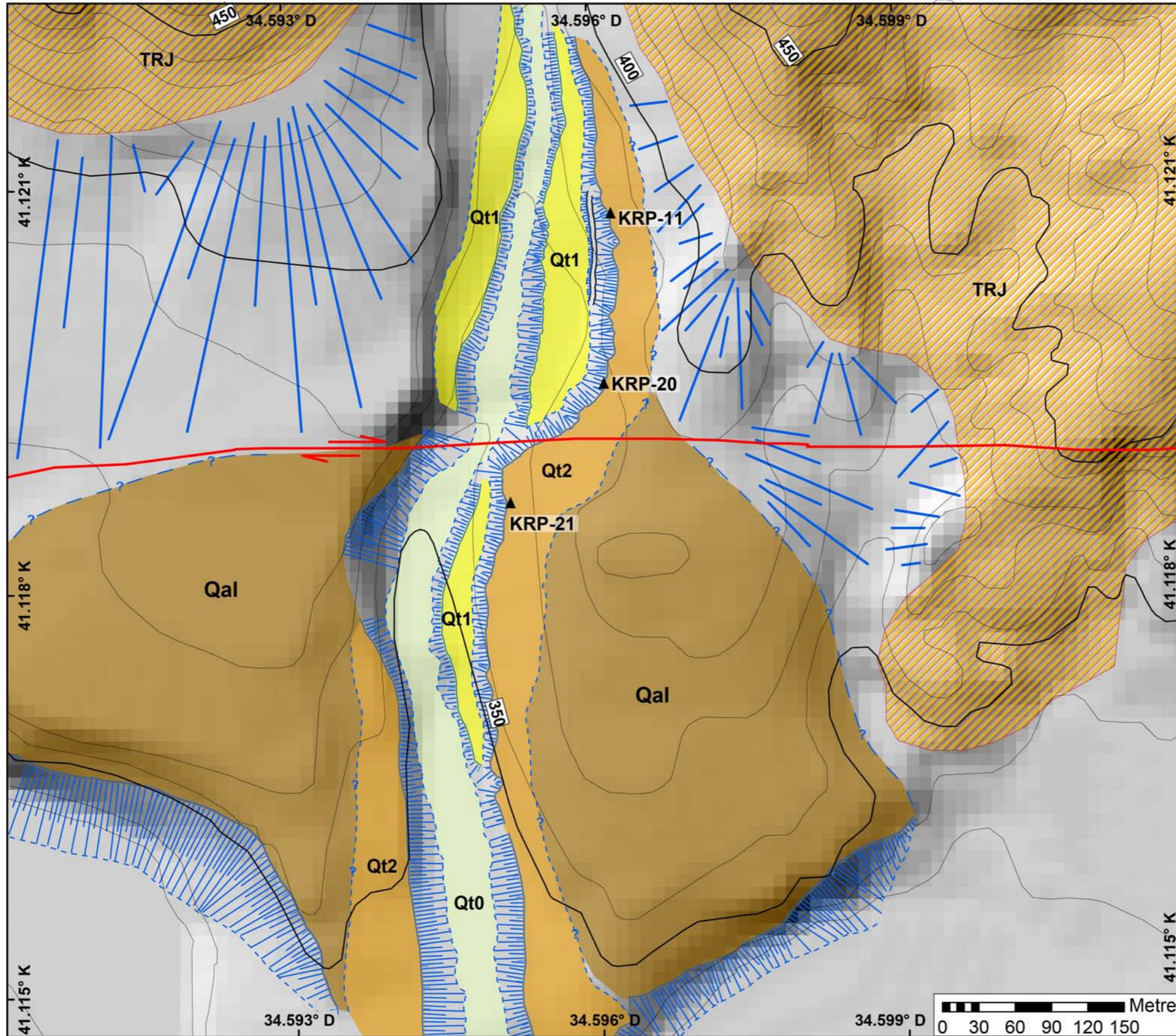


Açıklamalar













-  Aktif doğrultu atımlı fay
-  Şev tavanı
-  Şev
-  Şev tabanı
-  OSL örnek yerleri
-  Qt0 Güncel taşkın düzlüğü
-  Qal0 Güncel alüvyal yelpaze
-  Qal1 Alüvyal yelpaze 1
-  Qt1 Taraça 1
-  Qkt1 Kelkit taraça 1
-  Qkt2 Kelkit taraça 2
-  Qal2 Alüvyal yelpaze 2
-  UK3 Kumtaşı, şeyl, aglomera lav, killi kireçtaşı

EK F

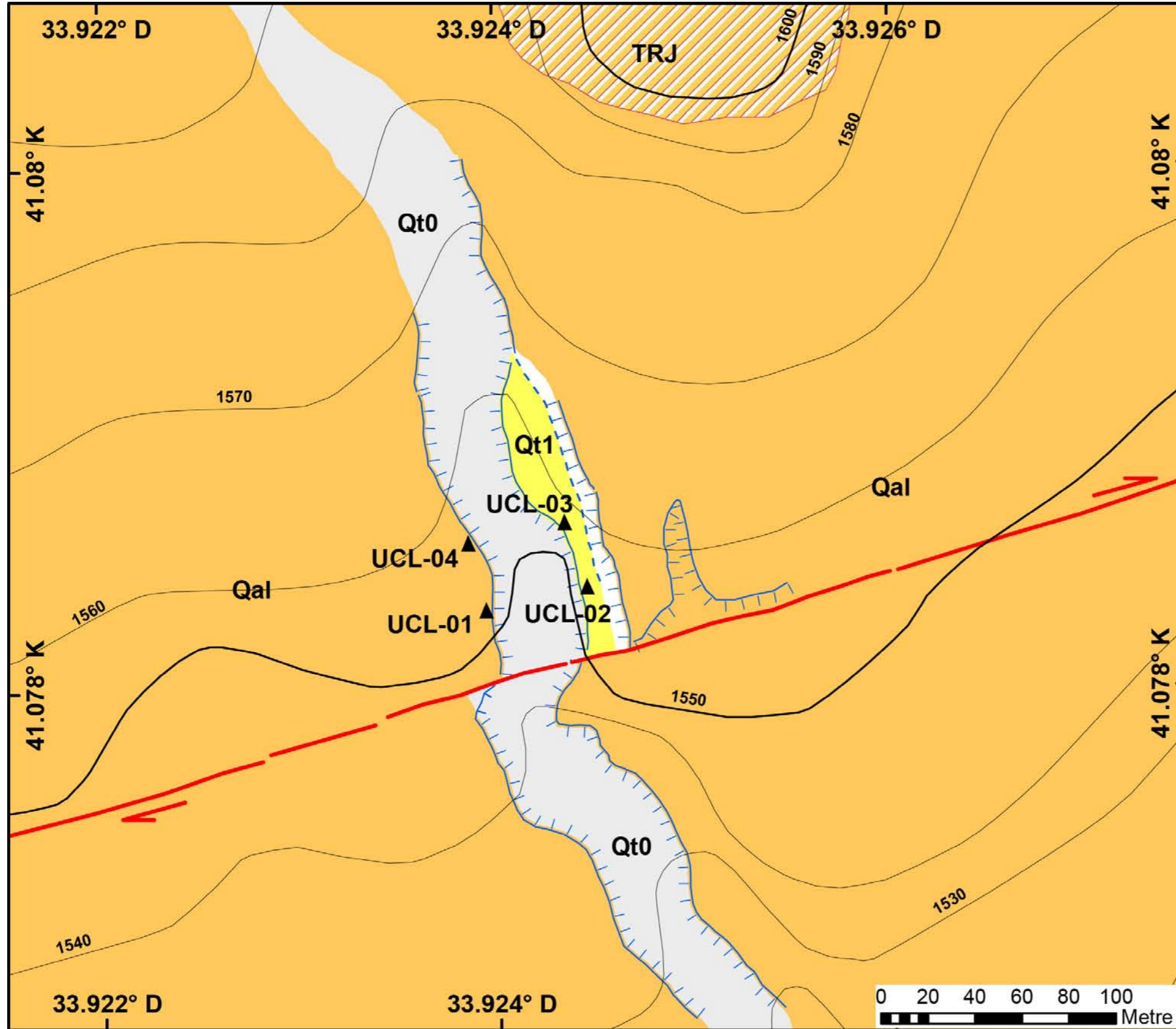
Çıgılcadibi Çalışma Alanı
Morfotektonik Haritası




Açıklamalar

-  Doğrultu atımlı aktif fay
-  Şev tavanı
-  Şev
-  Şev tabanı
-  Patika yol
-  OSL örnek yerleri
-  Olası sınır
-  Qt0 Güncel dere yatağı
-  Qt1 Taraça 1
-  Qt2 Taraça 2
-  Qal Alüvyal yelpaze
-  TRJ Kunduz Formasyonu

EK G
Karapürçek Çalışma Alanı
Morfotektonik Haritası



Açıklamalar

-  Tosya Segmenti
-  Şev tavanı
-  Şev tabanı
-  OSL örnek yerleri
-  Qt0 Güncel dere kanalı
-  Qt1 Taraça
-  Qal Alüvyal yelpaze
-  TRJ Şist-mermer ve metabazit birimi

EK H

Üçoluk Çalışma Alanı
Morfotektonik Haritası

ÖZGEÇMİŞ

Ad Soyad: Cengiz Zabcı
Doğum Yeri ve Tarihi: Ankara, 1976
Lisans Üniversitesi: İstanbul Teknik Üniversitesi
Yüksek Lisans Üniversitesi: İstanbul Teknik Üniversitesi

Yayın Listesi:

- Yalıtırak, C., Ülgen, U. B., **Zabcı, C.**, Franz, S., Ön, S., Sakıncı, M., Çağatay, M. N., Alpar, B., Öztürk, K., Tunoğlu, C. ve Ünlü, S., **2012**. Discussion: a critique of Possible waterways between the Marmara Sea and the Black Sea in the late Quaternary: evidence from ostracod and foraminifer assemblages in lakes İznik and Sapanca, Turkey, *Geo-Marine Letters*, 2011, *Geo-Marine Letters*, **32**, 267-274.
- **Zabcı, C.**, Akyüz, H. S., Karabacak, V., Sançar, T., Altunel, E., Gürsoy, H. ve Tatar, O., **2011**. Palaeoearthquakes on the Kelkit Valley Segment of the North Anatolian Fault, Turkey: Implications for the Surface Rupture of the Historical 17 August 1668 Earthquake, *Turkish Journal of Earth Sciences*, **20**, 411-427.
- Pantosti, D., Pucci, S., Palyvos, N., Martini, P. M. D., D'Addezio, G., Collins, P. E. F. ve **Zabcı, C.**, **2008**. Paleearthquakes of the Duzce fault (North Anatolian Fault Zone): Insights for large surface faulting earthquake recurrence, *Journal of Geophysical Research*, **113**, B01309-B01309.
- Palyvos, N., Pantosti, D., **Zabcı, C.** ve D'Addezio, G., **2007**. Paleoseismological Evidence of Recent Earthquakes on the 1967 Mudurnu Valley Earthquake Segment of the North Anatolian Fault Zone, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **97**, 1646-1661.
- Pucci, S., Palyvos, N., **Zabcı, C.**, Pantosti, D. ve Barchi, M., **2006**. Coseismic ruptures and tectonic landforms along the Düzce segment of the North Anatolian Fault Zone (Ms 7.1, November 1999), *Journal of Geophysical Research*, **111**, B06312-B06312.

