

**CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**1943 TOSYA-LADİK DEPREM KIRIĞININ LADİK KUZEYİNDEKİ
BÖLÜMÜNÜN PALEOSİSMİK İNCELENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Vildan TAKCI

(201292081117)

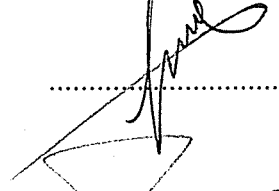
Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalı

Tez Danışmanı: Yrd. Doç. Dr. T. Fikret SEZEN

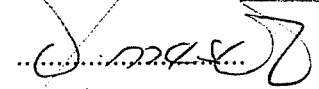
**SİVAS
ARALIK 2015**

VİLDAN TAKCI'nın hazırladığı ve "1943 Tosya-Ladik Deprem Kırığının Ladik Kuzeyindeki Bölümünün Paleosismik İncelenmesi" adlı bu çalışma aşağıdaki jüri tarafından JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANA BİLİM DALI'nda YÜKSEK LİSANS TEZİ olarak kabul edilmiştir.

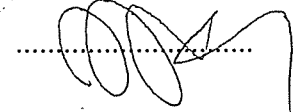
Tez Danışmanı : Yrd. Doç. Dr. T. Fikret SEZEN
Cumhuriyet Üniversitesi



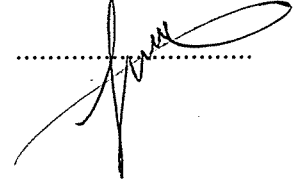
Jüri Üyeleri : Doç. Dr. B. Levent MESCİ
Cumhuriyet Üniversitesi



Yrd. Doç. Dr. Ali Murat KILIÇ
Balıkesir Üniversitesi



Yrd. Doç. Dr. T. Fikret SEZEN
Cumhuriyet Üniversitesi



Bu tez, Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü tarafından YÜKSEK LİSANS TEZİ olarak onaylanmıştır.

Prof. Dr. Mustafa DEĞİRMENCİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ MÜDÜRÜ

Bu tez Cumhuriyet Üniversitesi Senatosu'nun 20.08.2014 tarihli ve 7 sayılı toplantısında kabul edilen Fen Bilimleri Enstitüsü Lisansüstü Tez Yazım Kılavuzu adlı yönergeye göre hazırlanmıştır.

Bu tez, Cumhuriyet Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri (CÜBAP) Komisyonu tarafından M-527 Nolu proje kapsamında desteklenmiştir.

“Bana her zaman destek olan sevgili aileme...”

ETİK

Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Tez Yazım Kılavuzu (Yönerge)'nda belirtilen kurallara uygun olarak hazırladığım bu tez çalışmasında;

- ✓ Bütün bilgi ve belgeleri akademik kurallar çerçevesinde elde ettiğimi,
- ✓ Görsel, işitsel ve yazılı tüm bilgi ve sonuçları bilimsel ahlak kurallarına uygun olarak sunduğumu,
- ✓ Başkalarının eserlerinden yararlanılması durumunda ilgili eserlere, bilimsel normlara uygun olarak atıfta bulunduğumu ve atıfta bulunduğum eserlerin tümünü kaynak olarak gösterdiğimi,
- ✓ Bütün bilgilerin doğru ve tam olduğunu, kullanılan verilerde herhangi bir değişiklik yapmadığımı,
- ✓ Tezin herhangi bir bölümünü, Cumhuriyet Üniversitesi veya bir başka üniversitede, bir başka tez çalışması olarak sunmadığımı; beyan ederim.

25.12.2015

Vildan TAKCI

KATKI BELİRTME VE TEŞEKKÜR

Yüksek lisans tezi olarak hazırlanan bu çalışmada, tez konumun ve tez arazimin seçimine yönelik yönlendirmesi ile arazi çalışmaları ve tez yazımı sırasında değerli görüş ve eleştirileri ile yardımını esirgemeyen danışman hocam Yrd. Doç. Dr. T. Fikret SEZEN'e teşekkür ederim.

Yüksek lisansım döneminde çeşitli konularda yardım ve destek aldığım Doç.Dr.Levent MESCI'ye ,Yrd. Doç.Dr. Mehmet AKYAZI'ya ve Araştırma Görevlisi Oktay CANBAZ'a.

Tez çalışmama maddi destek sağlayan Cumhuriyet Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Başkanlığı'na,

Yüksek lisans dönemi boyunca yardımlarını gördüğüm Fen Bilimleri Enstitüsü çalışanlarına,

Tez çalışmasının her aşamasında maddi ve manevi desteklerini gördüğüm aileme teşekkürü bir borç bilirim.

ÖZET

1943 TOSYA-LADİK DEPREM KIRIĞININ LADİK KUZEYİNDEKİ BÖLÜMÜNÜN PALEOSİSMİK İNCELENMESİ

Vildan TAKCI

Yüksek Lisans Tezi

Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalı

Danışman: Yrd.Doç.Dr.T. Fikret SEZEN

2015, 64 + XI sayfa

Bu çalışma ile Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun (KAFZ) özellikle 1943 depremini de üreten ilgili fay segmenti üzerinde paleosismik çalışmalar yapılarak bu fay segmentine ait eski deprem verilerini elde etmek ; fayın neotektonik ve aktif tektonik özelliklerini ortaya koymak ; bu özelliklerinden yararlanarak diri olan bu fayın gelecekteki kırılmaları ile önemli deprem oluşturma potansiyeli üzerine öngörülerde bulunmak amaçlanmaktadır. Çalışma sırasında , 1943 depremi ile tekrar yırtılan Tosya -Ladik fay segmenti üzerinde seçilen lokasyonlarda hendekler açılarak fayın deprem üretme periyotları, gelecekteki deprem üretme olasılık öngörülleri ve fayın paleosismik davranışları gibi konularda veriler elde edilmesine paralel çalışmalar yapılmıştır. Ayrıca, inceleme alanını içeren fay koridorunun ilişkili bölümünde jeolojik harita alımı da gerçekleştirilmiştir.

KAFZ içerisindeki pek çok fay segmentinden birisi de aletsel dönemdeki Anadolu'da yaşanan büyük ($M_s = 7.6$) depremlerden olan 1943 depreminde yırtılan Tosya –Ladik segmentidir. İlgili deprem sırasında, KAFZ'nun Samsu'nun güneyinden Tosya- Ladik 'e kadar olan bölümü yaklaşık 280 km. yırtılmıştır. KAFZ üzerinde , son 30 yıl içerisinde paleosismik amaçlı pek çok çalışma yapılmıştır. Ancak, bunların nerede ise tamamı ilgili zonun Bolu-Gerede ile İstanbul arasındaki kesiminde gerçekleştirilmiştir. KAFZ'nun doğu ve orta bölümlerinde ise paleosismik çalışmalar çok yetersizdir. KAFZ'un doğu ve orta bölümündeki paleosismik çalışma eksikliğini gidermek amacıyla, Tosya-Ladik segmenti üzerinde paleosismolojik çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Tosya-Ladik fay segmenti üzerinde (Tatlıcak-Arslantaş arası) belirlenen lokasyonlarda hendekler açılmıştır. Açılan hendeklerde, fay segmenti ile ilişkili toplam 6 adet örnek alınıp C14 yaşlandırması yapılmıştır.

Çalışma alanından alınan örneklerin analizi sonucunda 1943 olayı dışında üç olaya daha rastlanmıştır. Ayrıca bir sagpound gölcüğünün oluşum yaşı hakkında bilgiler elde edilmiştir. Fakat verilerin yetersizliğinden dolayı bu fay segmenti için deprem tekrarlanma aralığı için net bir şey söyleyemeyiz.

Anahtar Sözcükler: Kuzey Anadolu Fay Zonu, 1943 Tosya-Ladik Depremi, Aktif Tektonik, Paleosismik, Hendek, Ladik, Tosya.

ABSTRACT

PALEOSEISMIC INVESTIGATION OF 1943 TOSYA-LADİK EARTHQUAKE FAULT RUPTURE ON THE NORTHERN PART OF LADİK

Vildan TAKCI

Master of Science Thesis

Department of Geological Engineering

Supervisor : Yrd.Doç.Dr. T. Fikret SEZEN

2015, 64 +XI pages

The main purpose of this study is to obtain of related data connecting with the old earthquake fault segment of NAFZ which producing earthquake in 1943; is to demonstrate of neotectonics and active tectonic features and is to make prediction on potential of creating major earthquake of this active fault. In this study, trenches were dug at the designated locations on the Tosya-Ladik fault segment that torn with earthquake in 1943 year. The seismic behaviors and generated earthquake time intervals of this fault segment are aimed to achieve with the findings obtained from these trenches. In addition, geological mapping has been made on the fault corridor that included the relevant studying area.

One of the many fault segments in the NAFZ is also Ladik-Tosya segment. This fault segment has been broken again at the one ($M_s=7.6$) of the earthquakes which occurred at "the instrumental recording period"; between Tosya and Ladik of this segment was torn about 280 km along during this earthquake in 1943 year. There have been numerous studies for paleoseismic aimed on the NAFZ in the last 30 years. However, the majority of these studies were realised between Bolu-Gerede and Istanbul at the concerned fault zone. The paleoseismic studies is very inadequate in central and eastern parts of the NAFZ. This paleoseismic study were carried out on Ladik-Tosya fault segment in order to resolve this deficiency studies. For this purpose, trenches were dug in designated locations on Ladik-Tosya fault segment (between Tatlıcak and Arslantaş). Taken six samples associated with fault segment from three excavated trenches were made analysis for radiocarbon dating.

Three more incidents, apart from 1943 incident, were observed as a result of analysis of samples taken from the work area. Also information was gathered regarding to age of formation of a sagpoud However it is not possible to make a certain statement about repetition frequency of earthquakes for this faultline segment due to lake of datas.

Keywords: North Anatolian Fault Zone, Tosya-Ladik Earthquake in 1943, Active tectonics, Paleoseismic, Trech, Ladik, Tosya.

İÇİNDEKİLER

ÖZET	VI
ABSTRACT	VII
TEŞEKKÜR	V
ŞEKİLLER DİZİNİ	IX
ÇİZELGELER DİZİNİ	XI
1.GİRİŞ	1
1.1 İncelemenin Amacı ve Kapsamı	2
1.2 İnceleme Alanının Konumu ve Topoğrafik Özellikleri	2
1.3 Materyal ve Yöntem	4
1.3.1 Paleosismolojik Çalışma Yöntemleri	4
1.3.1.1 Hendek (Trench) açma	6
1.3.1.2 Yaşlandırma Tekniği(Laboratuar Çalışmaları)	9
1.4 Önceki Çalışmalar	17
2.İNCELEME ALANI VE CİVARININ STRATİGRAFİSİ	22
3.İNCELEME ALANI VE CİVARININ TEKTONİĞİ	27
3.1 Paleotektonik Dönem	27
3.2 Neotektonik Dönem	27
4.İNCELEME ALANI VE CİVARININ DEPREMSELLİĞİ	29
4.1 İnceleme Alanı ve Civarının Deprem Risk Bölgeleri	30
4.2 İnceleme Alanı ve Civarındaki Tarihsel Depremler	31
4.2.1 M.S 236 depremi	35
4.2.2 M.S 343 Niksar Depremi	35
4.2.3 M.S 499 Suşehri Depremi	36
4.2.4 M.S 1035-1045-1050 deprem serisi	36
4.2.5 11Ekim 1254 Erzincan Depremi	37
4.2.6 6 Mart 1419 Tosya Depremi	37
4.2.7 M.S 1579-1590-1598 depremleri	38
4.2.8 M.S 1647 depremi	38
4.2.9 M.S 1668 depremi (Büyük Anadolu Depremi)	38
4.2.10 M.S 1776 depremi	39
4.2.11 26 Aralık 1939 Erzincan Depremi	39
4.2.12 20 Aralık 1942 Erbaa- Niksar Depremi	40
4.2.13 26 Kasım 1943 Tosya-Ladik Depremi	41
5.İNCELEME ALANININ PALEOSİSMİK İNCELENMESİ	43
5.1 Fay Kazıları	43
5.1.1 T1 Hendeği	48
5.1.1.1 Hendek Yeri ve Morfolojisi	48
5.1.1.2 Hendek Yeri Litolojik Özellikleri ve Faylanma	48
5.1.1.3 Hendek Deprem Tarihçesi	49
5.1.2 T2 Hendeği	50
5.1.2.1 Hendek Yeri ve Morfolojisi	50
5.1.2.2 Hendek Yeri Litolojik Özellikleri ve Faylanma	51
5.1.2.3 Hendek Deprem Tarihçesi	51
5.1.3 T3 Hendeği	52
5.1.3.1 Hendek Yeri ve Morfolojisi	53
5.1.3.2 Hendek Yeri Litolojik Özellikleri ve Faylanma	53
5.1.3.3 Hendek Deprem Tarihçesi	54
6.TARTIŞMA VE SONUÇLAR	56
KAYNAKLAR	57
ÖZGEÇMİŞ	64

ŞEKİLLER DİZİNİ

Sayfa

Şekil 1.1	20. Yüzyılda KAF boyunca 1939-1999 arasındaki depremlerin yüzey kırıkları Barka, 1992'den değiştirilmiştir. Büyük daireler 1939-1999 deprem dizisinin merkez üslerini göstermektedir.	1
Şekil 1.2	1943 Deprem fay izi, Tatlıcak Köyü KB'sından GB'ya Ladik Gölüne bakışı göstermektedir. (Barka, 1996;Koçyiğit, 1989; Pamir ve Ketin, 1941; Parejas ve diğ.,1942'den basitleştirilmiştir).	2
Şekil 1.3	Çalışma alanı yer bulduru haritası (Türkiye diri fay haritası Şengör, 1979; Gürsoy ve diğ., 1997, Özden ve diğ.,2002'den değiştirilerek oluşturulmuştur).	3
Şekil 1.4	Aktif bir doğrultu atımlı fay üzerinde gelişen morfolojik veriler (Borcherdt,1975'den değiştirilmiştir).	6
Şekil 1.5	İnceleme alanı içerisinde yer alan Tatlıcak Köyü KB'sında yapılan hendek açımından bir görüntü Batı'dan Doğu 'ya bakış.	8
Şekil 1.6	İnceleme alanı içerisinde yer alan Tatlıcak Köyü KB'sındaki hendek açımından sonra düzeltilmiş ve temizlenmiş duvar üzerinde 30x30 boyutunda kareleme yapılmış olup bu kareleme üzerinde yapıları belirginleştirmek için renkli çiviler kullanılmasından bir görünüm GD 'ya bakış.	9
Şekil 1.7	Radyokarbon(C-14) oluşum basamakları ve yer kürede dağılımı (www.c14dating.com)	12
Şekil 1.8	C-14 kalibrasyon eğrisi. Oxcal v.4.1.7 Bronk Ramsey(2010);r:5; Atmospheric data from Reimer et al (2009) 'e göre hazırlanmıştır.	13
Şekil 1.9	Radyokarbon yaşı ve gerçek yaş karşılaştırılması. .(Oxcal v.4.1.7 Bronk Ramsey(2010) r:5; Atmospheric data from Reimer et al (2009) 'e göre hazırlanmıştır.)	15
Şekil 1.10	Jeolojik harita alımı ve hendek açım yerlerinin belirlenmesi. Batıdan doğuya bakış; Ladik Gölü.	16
Şekil 1.11	Kazıcı yardımıyla hendek açımı	16
Şekil 1.12	Kazılan hendeğin duvarlarının temizliği ve düzeltilmesi ve karelej sistemiyle kareleyip fay sistemini diğer doğal toprak yapısından renkli çivilerle ayırma.	17
Şekil 1.13	İvme Kütle Spektrometresi (İKS aleti).	17
Şekil 1.14	Oxcal programıyla düzeltilmiş yaş grafiği. (Oxcal v.4.1.7 Bronk Ramsey(2010); r:5; Atmospheric data from Reimer et al (2009) 'e göre hazırlanmıştır.)	18
Şekil 1.15	Anadolu'nun tektonik çatısını ve tektonik birliklerin bağıl ilişkisini gösteren harita (Şengör,1979; Gürsoy ve diğ., 1997; Özden ve diğ., 2002'den değiştirilerek oluşturulmuştur).	19
Şekil 1.16	Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun ana ayrılma (splay) fayları ile ilişkili balık kılçığı(fishbone) yapısı ve bu faylar arasındaki bloklarda görülen saatin tersi yönündeki rotasyon.1.KAFZ'nun Suşehri-Toşavo segmenti; 2. KAFZ'nu Niksar-Kargı segmenti; 3. Almus Fay Zonu (splay); 4. Ezinepazarı- Sungurlu Fay Zonu (splay); 5. Taşova-Çorum Fay Zonu splay); 6. Laçın Fay Zonu (splay); 7. Merzifon Fay Zonu (splay); 8. Esençay Fayı (Bozkurt ve Koçyiğit 1996'dan basitleştirilmiştir.)	20
Şekil 2.1	İnceleme alanının jeolojik haritası (Akyazı, 2015'den değiştirilmiştir.)	25
Şekil 2.2	İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (Akyazı, 2015'den basitleştirilmiştir).	26
Şekil 4.1	Rölief görüntü üzerinde Kuzey Anadolu Fay Zonunun konumu, geometrisi ve zon üzerindeki önemli yerleşkeler (Barka (1992)'den değiştirilerek alınmıştır).	29
Şekil 4.2	Bölgenin deprem haritası.	30
Şekil 4.3	Yaklaşık son 1000 yıl içerisinde KAFZ üzerindeki deprem dizileri. Küçük kırmızı elipsler 967-1999 yılları arasındaki deprem dizisinin yüzey kırığı zonlarıdır. Daha yaşlı deprem dizileri (1943 ve daha yaşlı olanlar)Ambraseys (1970) ve Ambraseys ve Finkel'den(1995) yorumlanarak elipslerle gösterilmiştir (Barka, 1996'dan değiştirilmiştir).	32
Şekil 4.4	Çalışma alanı ve civarının çeşitli deprem kataloglarından derlenen (Tan ve diğ., 2008)'e göre tarihsel depremlerin bazı önemli olanlarına ait tarihsel izdüşümü.	34

Şekil 4.5	Çalışma alanı ve civarındaki diri faylar ve 1900-2006 yılları arasında olan depremlerin episantr dağılımı (Ateş ve diğ., 2006'dan değiştirilmiştir).	35
Şekil 4.6	1939 Depreminin yüzey kırığı boyunca kayma dağılımı. (Barka, 1996;Koçyiğit, 1989;Pamir ve Ketin, 1941; Parejas ve diğ.,1942'den basitleştirilmiştir).Odak mekanizması çözümü McKenzie 1972'den alınmıştır.	38
Şekil 4.7	1942 Niksar-Erbaa Depremi yüzey kırığı boyunca kayma dağılımı. İçi dolu noktalar bu çalışma sırasında elde edilen ölçümlerdir. İçi boş üçgenler depremden hemen sonra Pamir ve Akyol (1943) ve Blumenthal (1943) tarafından bildirilmiş olan ötelenmeleri göstermektedir. (Barka, 1996;Koçyiğit, 1989; Pamir ve Ketin, 1941; Parejas ve diğ., 1942'den basitleştirilmiştir.)	39
Şekil 4.8	1943 Tosya Depremi yüzey kırığı zonu boyunca kayma dağılımı (Barka ve Kadinsky-Cade 1988'den değiştirilmiştir). İçi dolu noktalar bu çalışma sırasında elde edilen ölçümlerdir. İçi boş daireler Öztürk (1980) tarafından yapılan ölçümlerdir: İçi boş üçgenler ise depremden hemen sonra Blumenthal (1945a ,1945b) ve Ketin (1969) tarafından bildirilmiş olan ötelenmeleri göstermektedir. (Barka, 1996; Koçyiğit, 1989; Pamir ve Ketin, 1941; Parejas ve diğ.,1942'den basitleştirilmiştir.)	42
Şekil 5.1	İnceleme alanında ön arazi çalışmaları yapılarak belirlenmiş hendek (trench) yerleri; T1, T2 ve T3.	44
Şekil 5.2	Tatlıcak Köyü KB'sında (Google Earth görüntüsünde), 1943 fay izi KB'ya bakış(a),bu fay izi üzerinde açılan T1 hendeği (b) ve açılan hendeğin karelenmiş duvarı (c).	45
Şekil 5.3	Google Earth görüntüsü üzerinde Hacıalî Çiftliği mevkiinde T2 hendeği.	46
Şekil 5.4	Arslantaş Köyü Google Earth görüntüsünde GD'sunda yer alan anayol kenarındaki sagpond gölcüğü.	47
Şekil 5.5.	1943 deprem fay kırığı, Ladik gölü içerisinde geçip gölün batı ucundan çıkarak Tatlıcak kuzeyinden K75B 'ya doğru gidişinin gösterimi	49
Şekil 5.6.	T1 hendeği K10B doğrultulu doğu duvarının loglanan genel görünümü. Kareleme boyutu 25X25 cm'dir. VT1 ve VT2 örnek yerleridir.	49
Şekil 5.7	Hendek açımı gerçekleştirilen bölümde belirgin şekilde yaklaşık 25 cm düşey atım ve yüzeyde ilgili deprem kırık izi, erozyon ile kapanmış olmasına rağmen belirgin olarak takip edilen T2 kazı alanı gösterimi.	51
Şekil 5.8.	T2 hendeği K10D doğrultulu doğu duvarının loglanan genel görünümü.Kareleme boyutu 25X25 cm'dir. VT3 ve VT4 örnek yerleridir.	52
Şekil 5.9	Sagpond gölü devamını teşkil eden gözle görülür durumdaki çöküntünün Arslantaş Köyüne doğru uzandığı morfolojik olarak belirlenmiştir.T3 hendeği	53
Şekil 5.10	T3 hendeği batı duvarının loglanan genel görünümü.Kareleme boyutu 25X25cm'dir. VT5 ve VT6 örnek yerleridir.	54

ÇİZELGELER DİZİNİ

		Sayfa
Çizelge 4.1	Tan ve diğ., 2008' e göre çalışma alanı ve civarında gerçekleşen tarihsel depremler.	33
Çizelge 4.2	M.S 343 Niksar Depremi.	36
Çizelge 4.3	M.S 499 Suşehri-Niksar Depremi.	36
Çizelge 4.4	M.S 1045 Erzincan Depremi.	37
Çizelge 4.5	11 Ekim Erzincan Depremi.	37
Çizelge 4.6	Mart 1419 Tosya Depremi.	38
Çizelge 4.7	17 Ağustos 1668 Büyük Anadolu Depremi.	39
Çizelge 5.1	Çalışma kapsamında paleosismik amaçlı açılan hendek lokasyonları ve araziden alınan örnek numaraları.	44
Çizelge 5.2	T1 hendeğindeki örneklerin radyokarbon analizleri ve kalibre edilmiş yaş sonuçları.	50
Çizelge 5.3	T2 hendeğindeki örneklerin radyokarbon analizleri ve kalibre edilmiş yaş sonuçları.	52
Çizelge 5.4	T3 hendeğindeki örneklerin radyokarbon analizleri ve kalibre edilmiş yaş sonuçları.	55

1. GİRİŞ

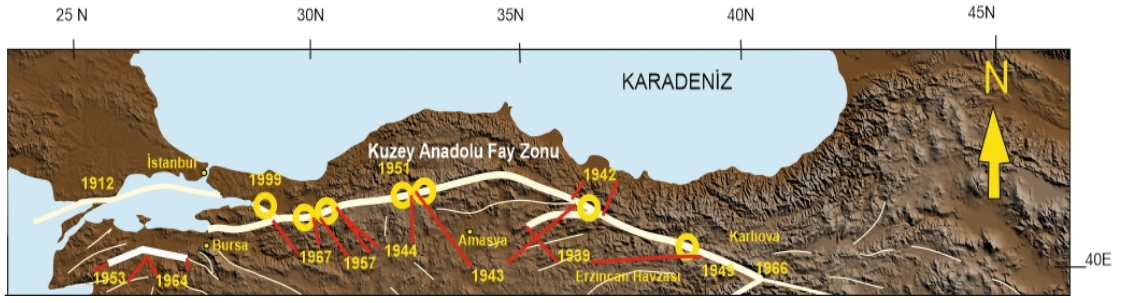
Bu yüksek lisans tezinin amacı, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun (KAFZ) Ladik kuzey kesimindeki aktif fayların ortaya konulması, bu faylar üzerinde meydana gelen büyük depremlere ait yüzey kırığı uzunluğu ve yer değiştirme miktarı, depremlerin tekrarlanma aralıkları gibi parametreleri, paleosismik amaçlı yöntemler ile belirlemektir.

KAFZ'nun sismik açıdan aktif bir fay olduğu bilinmekle beraber (Blumenthal, 1950; Ketin, 1969), 1939 tarihinde meydana gelen Erzincan Depremi ($M_s=7.8$) ve bunu takip eden yıllardaki 1942 Niksar-Erbaa ($M_s=7.1$), 1943 Tosya-Ladik ($M_s=7.6$), 1944 Bolu-Gerede ($M_s=7.3$) depremlerinden sonra yapılan araştırmalarla da ortaya konulmuştur (Barka, 1996; Şengör ve diğ., 2005). KAFZ'nun tarihsel dönemlerde de sismik açıdan aktif bir fay zonu olduğu, son 40 yıldan bu yana yapılan detaylı jeolojik ve paleosismolojik çalışmalarla kanıtlanmıştır (Ambraseys ve Finkel, 1988).

Çalışma alanı ve çevresinde Adıyaman ve diğ., 2001; Aktimur ve diğ., 1992; Barka, 1984; 1992; Barka ve diğ., 2000; Bozkurt, 2001; Dirik, 1994; Ketin 1968; 1969; Şengör ve diğ., 1985; Temiz ve diğ., 1992 tarafından bölgenin genel jeolojisi ve neotektonik özelliklerine yönelik çalışmalar yapılmıştır (Şekil 1.1).

Yaklaşık 4000 can kaybına neden olan Tosya-Ladik depremi ($M_s=7.6$) ile Tosya doğusundan Destek'e kadar uzanan bir hat boyunca 280 km'lik bir yüzey kırığı gelişmiştir (Ketin, 1969). Deprem sonucunda oluşan yüzey kırığı üzerinde fayın karakterini yansıtan 1.5 ile 4.5 m'lik sağ yanal ötelenmelerin yanı sıra 0.5–1 m'lik düşey atımların da geliştiği (Ketin, 1969; Öztürk 1980; Koçyiğit, 1989; Barka 1996) saptanmıştır. 1943 Deprem yüzey kırığının bu bölümü üzerinde, jeolojik haritalama amaçlı çalışmalar (Öztürk, 1979; Koçyiğit ve Tokay, 1985; Koçyiğit, 1989; v.b.) dışında, paleosismik amaçlı çalışmalar yetersizdir ya da yapılmamıştır (Barka, 1996).

Bu çalışmaya konu olan 1943 Tosya-Ladik depreminin oluşturduğu yüzey kırıkları zamanla kapanmış olmasına rağmen fay morfolojisinden yararlanarak kazı alanları belirlenmiş ve çalışmalar yapılmıştır (Şekil 1.2).



Şekil 1.1 20. Yüzyılda KAF boyunca 1939-1999 arasındaki depremlerin yüzey kırıkları. Barka, 1992'den değiştirilmiştir. Büyük daireler 1939-1999 deprem dizisinin merkez üslerini göstermektedir.



Şekil 1.2 1943 Deprem fay izi, Tatlıcak Köyü KB'sından GB'ya Ladik Gölüne bakış.

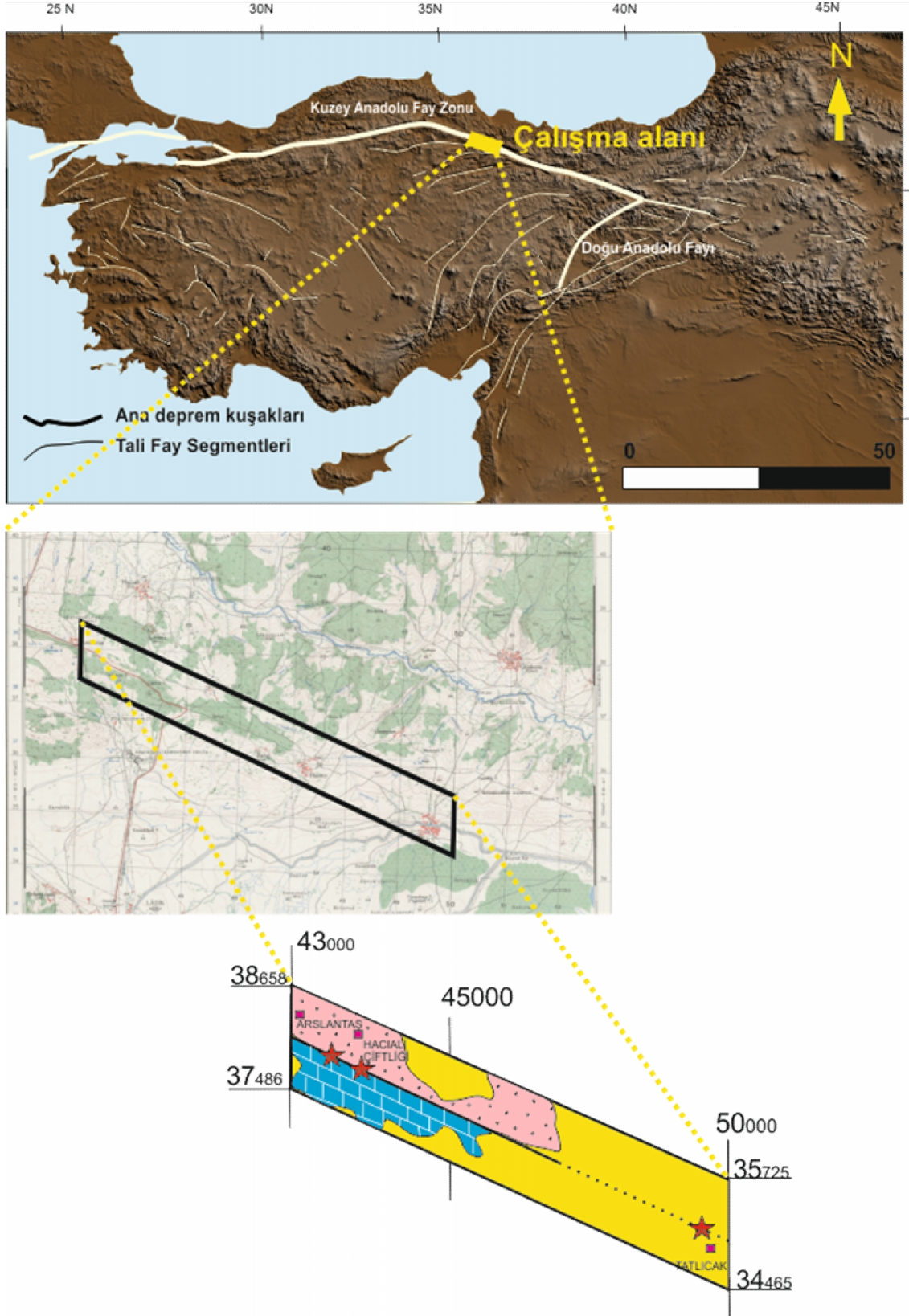
1943 deprem kırığı üzerinde yapılan ilgili paleosismik çalışmalar ile bu izin, olası tarihsel depremler tarafından da kullanılan kırık izi olabileceği düşünülerek, açılan hendeklerden elde edilen bilgilerle bazı tarihsel depremlere ait bulgulara ulaşılmıştır.

1.1 İncelemenin Amacı ve Kapsamı

Bu çalışmanın amacı, incelenmesi önerilen alandaki, 1943 Deprem kırığının haritalanması, bu kırık üzerinde tespit edilecek iki veya üç lokasyonda hendek açılarak ilgili fayın orta ve büyük magnitüdü deprem üretme aralıklarının tespit edilebilmesi, ilgili faya ait paleosismik bulguların değerlendirilmesi ve çalışma alanındaki ilgili fay sarplığının yer aldığı koridor boyunca jeolojik harita alımı çalışmalarının yapılmasıdır.

1.2 İnceleme Alanının Konumu ve Topoğrafik Özellikleri

Çalışılan alan, 1943 Tosya-Ladik depremi sonucunda oluşan deprem kırığı üzerindeki koridorda konumlanmakta; 1/25.000 ölçekli Çorum G35 b2 paftası içerisinde yer alan Tatlıcak- Arslantaş köyleri arasında odaklanmaktadır (Şekil 1.3).



Şekil 1.3 Çalışma alanı yer bulduru haritası (Türkiye diri fay haritası Şengör, 1979; Gürsoy ve diğ., 1997, Özden ve diğ., 2002'den değiştirilerek oluşturulmuştur).

Ladik ilçesinin bağlı olduğu Samsun ili; yurdumuzun kuzeyinde, Karadeniz kıyı şeridinin ortasında, kuzeyde $41^{\circ} 44'$; güneyde $40^{\circ} 05'$ kuzey enlemleriyle; doğuda $37^{\circ} 05'$ ve batıda $35^{\circ} 30'$ doğu boylamları arasında konumlanmaktadır. Doğuda Ordu, batıda Sinop, güneyde Amasya

ile Tokat ve kuzeyde Karadeniz'le sınır oluşturmaktadır. Ordu iline 165 km., Sinop iline 160 km., Amasya iline 130 km ve Tokat iline 225 km. mesafededir.

Samsun kent merkezi, 2-10m. yükseltileri arasında uzanan kıyı şeridi ile 150-200m. yükseltili sırtların doğu ve kuzeydoğusunda yer almaktadır. Dar kıyı şeridi dışındaki kent, eğimi % 10-12'yi bulan oldukça engebeli bir topoğrafya üzerinde kurulmuştur. Tekkeköy, Çinik, Kutlukent, Atakum, Atakent, Kurupelit ve Altinkum gibi kent merkezi dışındaki yerleşim birimleri oldukça düz bir topoğrafyaya sahiptir. Doğuda Çarşamba Ovası, batıda Bafra Ovası yer almaktadır. Bölgenin içmesuyu ihtiyacını karşılayacak olan akarsular doğudan batıya doğru; Abdal Irmağı, Mert Irmağı, Kürtün Çayı ve Engiz Çaylarıdır. En büyük akarsuları ise Çarşamba ve Bafra'da Karadeniz'e dökülen Yeşilirmak ve Kızılırmak'tır. Bölgede Karadeniz iklimi hüküm sürmektedir. Kışlar ılıman ve yağışlı, yazlar oldukça sıcak ve kurak geçer. 1974-2008 yılları arasında Samsun Devlet Meteoroloji istasyonu gözlemlerine göre; yıllık ortalama sıcaklık 14,3 °C, en yüksek sıcaklık 38,4 °C ile Ekim ayıdır, en düşük sıcaklık -7,0 °C ile Mart ayıdır.

Yıllık yağışlı gün sayısı 140 gün olup, en fazla yağış miktarı 113,2 mm. ile Ağustos ayıdır. Karla örtülü gün sayısı 13 gün olup, en yüksek kar örtüsü 36,0 cm ile Ocak ayıdır. Sisli gün sayısı 20 gündür. Yıllık ortalama rüzgar hızı 2,2 km/h ile SSW yönündedir. En kuvvetli rüzgar hızı 34,5 km/h, SSW yönü ile Aralık ayıdır. Toprak üstü en düşük sıcaklık ortalaması 8.7 °C, toprak üstü en düşük sıcaklık -11,7 °C ile Ocak ayıdır.

Samsun ili topraklarının Karadeniz kıyıları düzlüklerle, güneye uzanan iç kesimleri ise, yükseklikleri fazla olmayan dağ sıraları ile kaplıdır. Bölge, Karadeniz kıyıları ile bu kıyılara içeriden paralel olarak uzanan yüksek dağlar arasındadır. Bu dağlar Ünye-Çarşamba kesiminde doğu-batı, Samsun-Bafra kesiminde doğu-güney, batı-kuzeybatı yönünü takip eder. Doğudan batıya doğru uzanan ve birbirinin devamı olarak görünen başlıca iki sıra dağ vardır. Bunlardan doğudaki Canik Dağları, batıdaki ise Çangal dağlarıdır. Çalışma alanında Samsun ilinin en yüksekdağı olan Akdağ bulunmaktadır yüksekliği 2062 metredir. Ladik ilçesi ve Amasya arasında bulunan Akdağ, zengin orman örtüsüne sahiptir.

1.3 Materyal ve Yöntem

Bu yüksek lisans tezi kapsamında, ilgili alanının jeolojik harita alımı da gerçekleştirilmiş ve ilişkili fay izleri haritalanmıştır. Saha çalışmaları ile belirlenen 1943 Deprem kırığı üzerindeki en uygun noktalarda 3 adet hendek açılarak paleosismik çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Bu hendeklerden elde edilen; organik içerikli ve/veya paleosol (eski toprak) örnekleri üzerinde yapılan karbon-14 (C-14) yaş bulguları ile fay segmentinin tarihsel ve daha eski dönem sismik hareketlenme ve deprem olayları belirlenmeye çalışılmıştır. Bu veriler değerlendirilerek eski sismik olaylar ile gelecekteki aynı fay segmentine bağlı olabilecek sismik olayların büyüklük ve oluşabilme zaman aralıkları olasılığı (probabilistik) olarak öngörülmeye çalışılmıştır. İlgili bu çalışmanın başlangıç

tarihi olarak, 2014 yaz dönemi düşünülmüş ve 2014 yaz dönemi araziye çıkılmıştır. Arazi çalışmaları sırasında kullanılan harita, gps, pusula, çekiç gibi araç-gereç C.Ü. Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümünden; hendek açımında kullanılan kazıcı iş makinası, çalışılacak yöreden temin edilmiştir.

Ayrıca, elde edilen örnekler üzerindeki karbon-14 radyometrik yaşlandırma çalışmaları yurt dışı laboratuvarında (Geochron Lab. Mass.-USA) gerçekleştirilmiştir.

1.3.1 Paleosismolojik Çalışma Yöntemleri

Paleosismoloji, aletsel dönem öncesi, başka bir deyişle tarihsel ve tarih öncesi dönemlerde oluşmuş ve yüzey kırığı oluşturmuş depremlerin sayısını, büyüklüğünü, atım miktarını (düşey, yatay ya da her iki yönde) ve yinelenme aralığını saptamak için yapılan çalışmaların tümüdür.

Paleosismoloji'nin iki ana amacı vardır:

1. Aktif fay üzerindeki kayma hızını saptamak,
2. Aktif faydan kaynaklanan ve yüzey kırığı oluşturan tarihsel ve tarih öncesi depremlerin tarihlendirme ve yinelenme aralığını saptamak.

Her iki amaç, bir alan ya da bölgedeki deprem tehlike değerlendirmesinde kullanılan en önemli iki parametredir. Bu durum Paleosismoloji'nin deprem tehlikesi ve deprem riskinin azaltılmasındaki önemini göz ardı edilemeyecek biçimde ortaya koymaktadır.

Paleosismoloji de iki grup jeolojik veri kullanır:

i. Morfolojik veriler

1. Fay sarplıkları
2. Faylanmış yer biçimleri
 - Akarsu şekilleri (taraçalar)
 - Kıyı şekilleri
 - Ötelenmiş ya da saptırılmış dereler
 - Kıvrılmış ve eğimlenmiş yer biçimleri (Sieh ve Jahns,1984; Mayer,1986; Keller, 1986; Schumm, 1986; Lindvall ve diğ., 1989) (Şekil 1.4).

4. Sondaj
5. Yer altı görüntüleme teknikleri (Sismik yansıma kesitleri, Jeoradar/Yer radarı)
6. Hendek açılması (Trenching)
7. Radyometrik yaşlandırma

Bu yöntemler kullanılarak elde edilen morfolojik ve stratigrafik veriler, paleosismoloji tarafından analiz edilir ve böylece aktif bir fayın (sismik segmentin) tarihsel ve tarih öncesi dönemdeki depremselliği ortaya konulur.

1.3.1.1 Hendek (Trench) Açma

Bir fay sarplığı üzerinde hendek açılması, yüzey kırığı meydana getirmiş bir diri fayın araştırılması için en yaygın ve yüksek potansiyel taşıyan bir tekniktir. Bu tip uygulamanın geniş ölçüde kullanılmasından dolayı, hendek tekniği detaylı bir şekilde anlatılacaktır. Bu çalışma, geçmiş yüzey faylanması oluşturmuş depremlere ait jeolojik belirtilerin tanımlanması üzerinde yoğunlaşmıştır. Yukarıda bahsedildiği gibi geçmiş yüzey faylanması oluşturmuş depremlerin belirtilerinin, fay boyunca her yerde korunma ve tanınma olasılıkları aynı değildir. Bu yüzden hendek açılacak yerlerin çok dikkatli bir şekilde belirlenmesi gerekir. Bu amaç için iki şartın yerine getirilmesi gerekir;

1. Bu yerlerde fay sarplıklarının yerleri birkaç metre hassasiyetle saptanmalı
2. Bu yerlerin jeomorfolojik konumları, geçmiş depremlerin jeolojik kayıtlarının gömülmesi ile korunmasını sağlayacak uygun sedimantasyonun gelişmesi gerekir.

Hendek yerleri, fay tarafından kesilmiş ve yaşlandırılabilir sedimanların korunmasını sağlayabilecek alanlarda seçilmelidir (Şekil 1.5). Hendek derinliklerinde fayın her iki kenarında korunmuş daha fazla olay elde etmek için ötelenme miktarı az olsa da fayın her iki kenarında alüvyonların korunduğu yerlerde hendekler açmak daha iyi sonuçlar almamızı sağlamaktadır.



Şekil 1.5 İnceleme alanı içerisinde yer alan Tatlıcak Köyü KB 'sında yapılan hendek açımından bir görünüm Batı'dan Doğu 'ya bakış.

İncelenen fayın tipine bağlı olarak hendekler farklı şekillerde açılabilir. Eğim atımlı faylarda hendekler, fay sarplıklarına dik olarak, doğrultu atımlı faylarda sarplıklara dik ve paralel olarak iki adet hendek açılır. İlk durumda esas olarak düşey olan fay boyunca kayma, fay zonu mostrasında değerlendirilebilir. İkinci durumda ise, faya paralel olan hendeklerde eskiden yana olan hatların yeniden inşa edilmesi, yatay atımın değerlendirilmesi için gereklidir. Hendekler, genellikle kazıcılar ile yapılır. Bununla birlikte, kazıcılar ile erişilemeyen veya Çin gibi ülkelerde hendek açılmasının pahalı olduğu bölgelerde birkaç gün içerisinde el kazmaları ile hendek açılmaktadır (Wallace, 1977).

Hendekler genellikle 20 ile 30 m uzunlukta, 3 ile 4 metre derinlikte ve 1 ile 4 m genişliklerde açılır. Hendekler, fay tarafından etkilenmeyen kısımlara erişinceye kadar devam edilir. Sediman türüne bağlı olarak hendek genişliği ile derinliği arasındaki ilişki, hendek stabilitesi ve hendek içerisinde çalışan insanların güvenliği açısından önemlidir. Stabiliteyi artırmak için hendek duvarları desteklenebilir. Bu durumda hendek genişliği, 1 m kadar küçük olabilir. Desteklenme, makinelili veya hidrolik krikolar kullanılarak, ağaç çatılar inşa ederek yapılabilir. Desteklenme mümkün değilse hendek genişlikleri 3 ile 4 m kadar olmalıdır. İki duvarın birinde 1 m genişlikte ve 1 m derinlikte basamaklar yapılarak emniyet sağlanabilir. Hendek açıldıktan ve desteklendikten sonra bahçe veya inşaat araçları kullanılarak elle hendek duvarlarının düzenlenmesi sağlanır. Hendek duvarları mümkün olduğu kadar düzlemsel yapılarak sedimanter ve tektonik yapılar açık bir şekilde görülebilir. Önemli yapılar, boyalı çiviler veya çiviler ile

birleştirilmiş renkli bayraklar kullanılarak gösterişli bir hale getirilir. Hendek açıldıktan sonra çalışmak için, duvarlarda ipler kullanılarak 1m genişlikte karelerden oluşan yatay ve düşey gridler inşa edilir. Bu gridler, hendek duvarlarından kesitlerin çizilmesi ve aynı yerlerde diğer hendeklerdeki yapıların karşılaştırılması amacıyla yapılır. Hendek için gerekli hazırlık aşamaları bitirildikten sonra tüm yapıları ve özellikleri detaylı bir şekilde göstermek için hendek duvarlarının 1:30 ölçekli (1:20 ölçekli logları da çizmektedir) logları çizilir (Şeki 1.6). Log alımlarıyla birlikte hendek duvarlarındaki sedimanlar ve yapıların arasındaki ilişkilerin yorumlanmaları yapılabilir. Her bir ayrı paleodepremin jeolojik kayıtları incelenir ve aynı zamanda fay izlerinin geometrisi, hareketin tipi ve deformasyon miktarı değerlendirilebilir. Bazı durumlarda tekrarlı depremlerin birikmiş deformasyonlarına ait delilleri tanımak mümkün olabilir. Bir paleodeprem zamanında zemin yüzeyini teşkil eden stratigrafik seviye, genellikle bir depremin horizonu olarak kabul edilir (Wallace, 1977).



Şekil 1.6 İnceleme alanı içerisinde yer alan Tatlıcak Köyü KB 'daki hendek açımından sonra düzeltilmiş ve temizlenmiş duvar üzerinde 25X25 boyutunda kareleme yapılmış olup bu karelemeler üzerinde yapıları belirginleştirmek için renkli çivilerin kullanımından bir görünüm. GD 'ya bakış.

Hendek çalışmalarında en son ve en kritik aşama faydaki paleodepremlerin yaşlarını sınırlayacak deprem horizonlarını yaşlandırmaktır. Genellikle her bir olay için yaş ölçeği, her bir özel deprem horizonunun altındaki ve üstündeki sedimanların yaşları ile sınırlıdır. Bir fay sarplığının oluşumunu belirten en bariz özellik, kolüvyal kamalardır. Bunlar eğim atımlı faylardaki kaymalardan veya topoğrafyanın yanal olarak yan yana gelmesinden ileri gelen zemin yüzeyinin yükselimindeki ani ve keskin değişiklik doğrudan ilgilidir. Kolüvyal kamalar, fay sarplığını kısmen örten ve fay sarplığının erozyonundan meydana gelen kama biçimli tortulardır (Wallace,1977).

Kolüvyal kama, deprem sonrası tortulları temsil eder. Deprem horizonu, kamanın tabanında yer alır. Kolüvyal kamayı oluşturan birimler, depremden sonraki bir yaşa sahiptir ve örttüğü tortul, deprem öncesi bir yaşa sahiptir. Bazen eş-sismik deformasyon, hem fay yakınındaki

karışıklıklardan dolayı hem de keskin bir kırıktan ziyade fay sarpılığı, zemin ve sedimanların fleksürlenmesi ile eşlik edildiği için, sediman tabakaların titlenmesi gözlenir. Depremden sonra sedimantasyon yeniden başladığında, seride açılı bir uyumsuzluk oluşur ve yeni sedimanlar, fay sarpılığının üzerine gelir. Bu uyumsuzluk, bir deprem horizonunu temsil eder. Deprem horizonları, fayların yukarıya doğru sona erdikleri yerlerde de yer alabilirler. Fay sarpılıkları genellikle tekrarlı faylanmalı olaylar esnasında aktif hale geçerken, ikincil kolcuklar, daha sonraki olaylar esnasında kayma göstermezler ve faylanmış sedimanların altında gömülebilirler. Bir fay kolcuğunu örten bu faylanmamış sedimanların tabanı, bir deprem horizonunu temsil eder. Bununla birlikte, stratigrafide özel bir seviyede bir faylanma olayı için kanıt oluşturmayan görünür bir yukarıya doğru fayın sona erme olasılığı tartışmaya açıktır. Bu durum özellikle doğrultu atımlı faylarda olası olarak görünmektedir (Bonilla ve Lienkamper, 1990).

Tekrarlı yüzey faylanmalı depremler için diğer bir kanıt, artan sediman yaşı ile birlikte artan deformasyon miktarının saptanması ile ilişkilidir. Bu durum, özellikle kaymanın düşey bileşeni olduğu zaman belirgin olarak görünmektedir. Sedimanlar iyi tabakalanmışsa, sedimanlar tarafından kaydedilmiş düşey kayma miktarları detaylı bir şekilde ölçülebilir. Aynı kayma miktarına sahip bir seride üsttekiler daha belirgin olarak büyükse, seriler arasındaki sınır, bir deprem horizonu olarak yorumlanabilir. Stratigrafi masif veya tabakalanma ayırt edilemediği zaman, belli bir zaman aralığı esnasında fay boyunca birikmiş sadece uzun süreli deformasyonu tahmin etmek mümkündür. Bu sık sık doğrultu atımlı faylarda ötelenmiş hatların (dere kanalları, yelpaze sınırları, teras yükselimleri gibi) birleştirilmesi sonucu yapılabilir.

Depremın ikincil etkileri, sismojenik kaynaktan birkaç yüz kilometre uzaklıklarda yer alan stratigrafik kesitler içerisinde gözlenebilir. Bu yapıların kökenleri, depremler tarafından meydana getirilmiş sarsıntılar ile ilgilidir ve belirli yerlerdeki belirli şartlara bağlıdır. Bunlar; sıvılaşma, çökme, kaymalar, kaya düşmeleri, türbiditler ve tsunami tortuları gibi yapılardır. Bu tür deprem etkileri, belli bir yere kadar erişmiş ivmeler ve belli bir zamandaki bir tsunami dalgasının varışı hakkında bilgiler verir. Fakat bu depremlerle ilgili sismojenik yapıların özellikleri hakkında bilgi vermezler (Talwani ve Cox, 1985).

1.3.1.2 Yaşlandırma Tekniği (Laboratuar Çalışması)

Paleosismolojik araştırmaların en önemli kısmı, paleodepremlerin yaşlandırılması ve deformasyonu kaydeden sedimanların ve jeomorfolojik yapıların yaşlandırılmasıdır. Paleosismolojide yaşlandırma için kullanılan en yaygın metot, C14 yöntemidir. Kuvaterner yaşlı kıtasal tortullar, C14 yaşlandırması için uygun kömür parçaları, organik tabakalar ve toprak seviyeleri içerir. Geleneksel olarak C14 yaşlandırma tekniği, birkaç gram kömürlü kısım veya her zaman mevcut olmayan büyük miktarlarda zenginleşmiş malzemeye ihtiyaç duyulmaktadır. Yakın zamanda paleosismolojik araştırmalarda büyük gelişmeler, C14 yaşlandırması için İvme Kütle Spektrometrelerin (İKS) kullanılması sayesinde olmuştur. İKS

yaşlandırması, geleneksel yaşlandırma tekniklerinden daha pahalı olmakla birlikte sadece birkaç miligram karbona gerek duyar.

C14 Yöntemi (Radyokarbon Yöntemi)

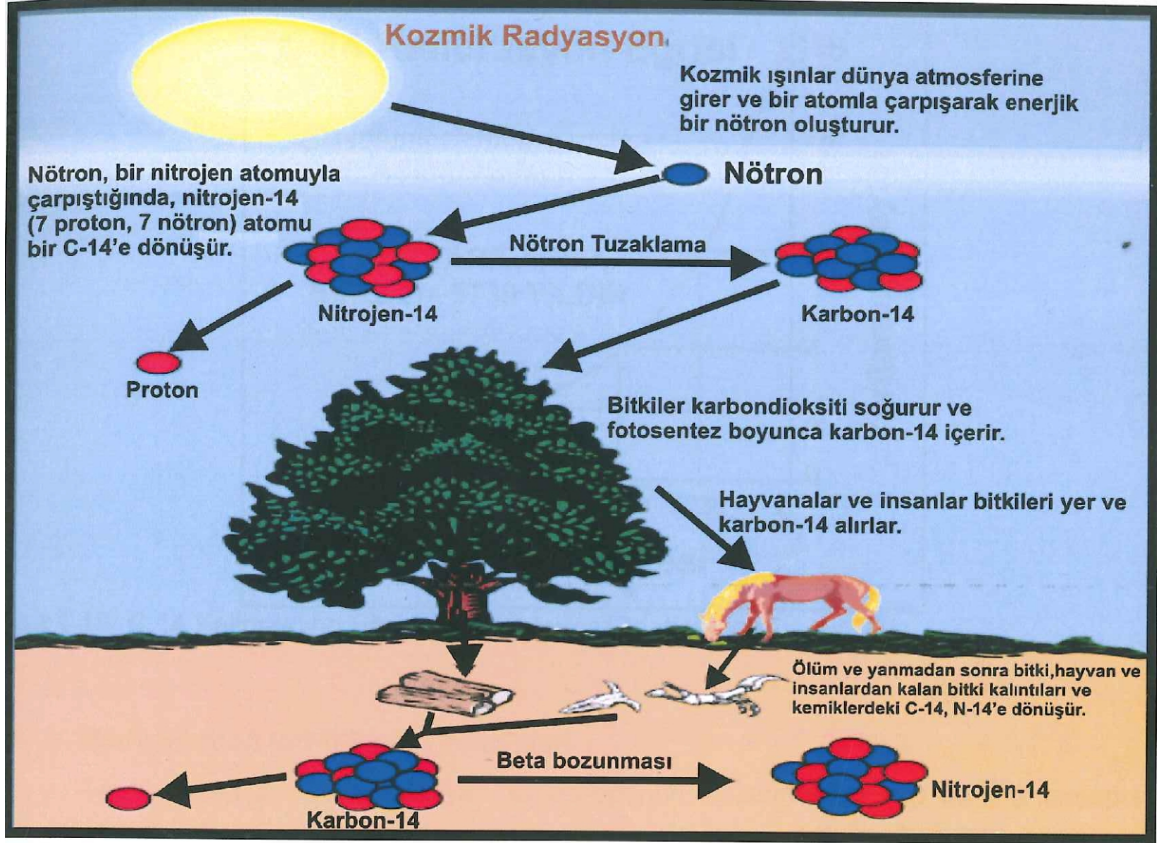
Radyokarbon yöntemini Chicago Üniversitesi'nde W.F.Libby (1908-1980) önderliğinde çalışan bir grup bilim insanı 2. Dünya Savaşı'nı izleyen yıllarda bulmuştur. Yöntemle ilgili ilk yayın Arnold ve Libby (1949) tarafından Sciens dergisinde "*Age determinations by radiocarbon content: Checks with samples of known age*" başlığıyla yapılmıştır. Libby ve arkadaşları, aynı zamanda yöntemlerini sınamak için, ilk ölçümlerini yaşları başka yöntemlerle de belirlenmiş olan Mısır medeniyeti buluntuları ile gerçekleştirmişlerdir. Elde ettikleri C14 sonuçlarının, deneysel belirsizlik sınırları içinde, başka laboratuvarlar kurulmuş ve 1950'li yılların başlarında 8 olan laboratuvar sayısı 1950'li yılların sonunda 20'ye yükselmiştir. Günümüzde ise bu sayı 130 'a çıkmıştır (Taylor, 1987).

Libby ¹⁴C izotopunun arkeoloji, jeoloji, jeofizik ve diğer bilim dallarında tarihleme amaçlı bu yöntemi bulduğu için 1960 yılı Nobel Kimya Ödülü'nü almıştır.

Radyokarbon Yönteminin Temelleri

Doğada yaygın olarak bulunan karbon elementinin radyoaktif izotopu ¹⁴C atmosferin üst tabakalarında uzaydan gelen kozmik ışınların atmosferdeki nitrojen gazıyla tepkimesi sonucunda oluşur. Oluşan ¹⁴C atomları atmosferdeki oksijen elementiyle tepkimeye girer, karbondioksit (CO₂) gazı haline gelir, atmosferdeki diğer gazlarla karışır ve hızla atmosferin her tarafına dağılır.

Atmosferdeki karbondioksit gazının büyük bir kısmı karbonat çözültisi halinde okyanus, deniz ve göllere geçer. Buralarda yaşayan canlıların vücutlarında yer alır. Zamanla okyanusların dibine iner ve çöker. Karbondioksit gazının bir kısmı bitkilerde gerçekleşen fotosentez olayında yer alarak yeryüzündeki tüm canlıların vücutlarına geçer. Böylece her canlı yaşadığı süre içinde çevresinden sürekli ¹⁴C alarak belirli bir ¹⁴C yoğunluğuna ve radyoaktivitesine sahip olur (Şekil 1.7). Zamanla bir denge ortaya çıkar ve atmosferdeki ve canlılardaki ¹⁴C yoğunluğu sabitlenir (Özbakan, 1985).



Şekil 1.7 Radyokarbon (C-14) oluşum basamakları ve yerkürede dağılımı(www.c14dating.com).

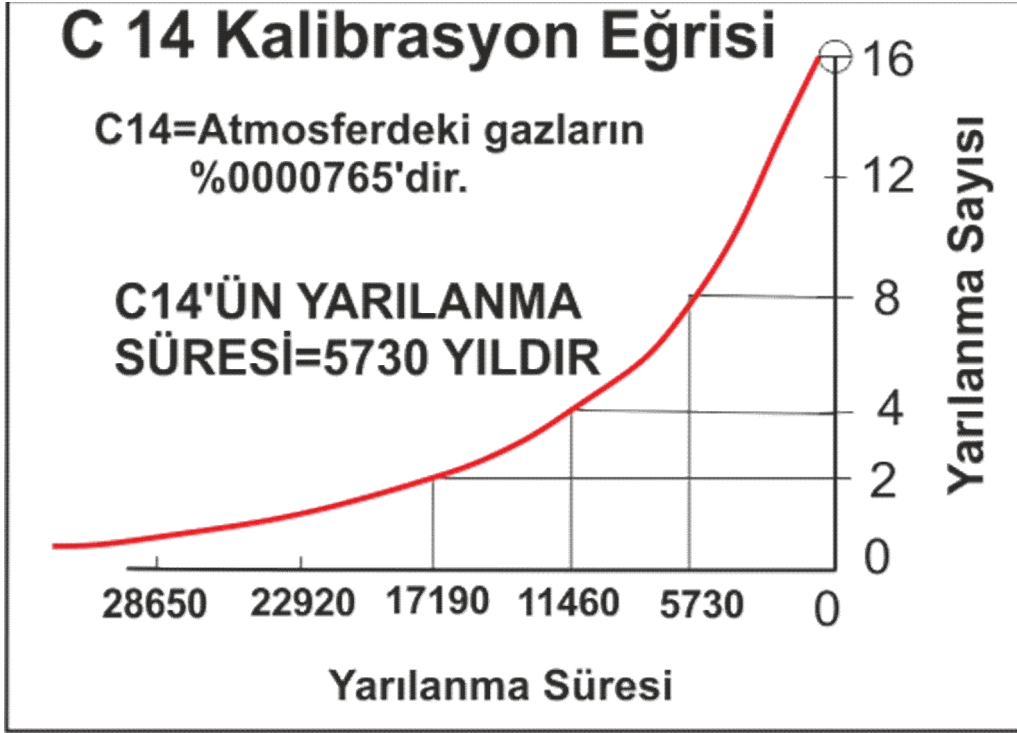
Canlılar öldükten sonra vücutlarına yeni ^{14}C girişi durur ve öldükleri esnada vücutlarında bulunan ^{14}C yoğunluğu ve radyoaktivitesi zamanla azalır. Arkeolojik kazıda ele geçen karbon içeren bir buluntunun günümüzde içerdiği ^{14}C yoğunluğu ya da radyoaktivitesi ölçülerek kaç yıl önce öldüğü bulunur.

Her radyoaktif izotopun kendine özgü belirli bir yarılanma süresi vardır. ^{14}C izotopunun yarılanma süresi 5730 yıldır. Kazı yerinde ele geçen ve karbon içeren buluntunun öldüğü andaki ^{14}C radyoaktivitesi A_0 olsun. Buluntu öldükten 5730 yıl (bir yarılanma süresi) sonra aktivite $A_0/2$; 11460 yıl (iki yarılanma süresi) sonra aktivite $A_0/4$; 17190 yıl (üç yarılanma süresi) sonra aktivite $A_0/8$ olur. Başka bir deyişle, bir buluntudaki ilk aktivite her 5730 yıllık zaman aralığında değerini başlatıldığı anın yarısına düşerek azalır. Örneğin, günümüzden 28650 yıl (beş yarılanma süresi) önce ölen bir buluntunun günümüzde sahip olduğu aktivite $A_0/32$, başka bir deyişle yaklaşık $0,03 A_0$ bulunur. Kalıntının öldüğü andan günümüze geçen süreye yaş diyelim ve T ile gösterelim. Kalıntının yaşını veren bağıntı;

$$T=8267 \ln(A_0/A)$$

olur. Burada \ln doğal logaritmayı gösterir. Bağıntıdaki 8267 sayısı ^{14}C izotopunun yarılanma süresine bağlıdır ve bu sayıya ^{14}C izotopunun **ortalama ömrü** denir. Bağıntıda A_0 buluntunun öldüğü zaman sahip olduğu ^{14}C yoğunluğunu ya da aktivitesini ve A buluntuda günümüzde (halen) var olan ^{14}C yoğunluğunu ya da aktivitesini gösterir. Görüldüğü gibi bir buluntunun yaşı

A_0/A orantısının doğal logaritması ile doğru orantılıdır (Şekil 1.8). Bu orantı ne kadar büyükse buluntunun yaşı da o kadar büyüktür (Libby, Anderson ve Arnold, 1949).



Şekil 1.8 C14 kalibrasyon eğrisi. Oxcal v.4.1.7 Bronk Ramsey(2010);r:5; Atmospheric data from Reimer et al (2009) 'e göre hazırlanmıştır.

Radyokarbon (C14) Sayım Teknikleri

Tarihlenecek bir buluntuda ^{14}C izotopunun bozunma hızı ya da ^{14}C izotopunun yoğunluğu ölçülerek ne kadar radyokarbon olduğu bulunur. Bozunma hızının ölçümünde radyoaktif sayaç adı verilen düzenekler kullanılır. Libby 1950 yılında buluntulardan elde ettiği katı haldeki karbonu doğrudan bir radyoaktif sayacın iç yüzeyine sürerek örnekteki ^{14}C bozunma hızını ölçmüştür. Daha sonra geliştirilen ve 1952 yılından başlayarak kullanılan orantılı gaz sayacı denilen düzeneklerde buluntulardan elde edilen karbondioksit, asetilen ve metan gazları kullanılır. Gaz sayaçlarına göre daha yeni olan ve sıvı sintilasyon sayacı denilen düzeneklerde ise buluntulardan elde edilen sıvı benzen kullanılır.

1977 yılında geliştirilen ve Hızlandırıcılı Kütle Spektrometresi (**AMS=Accelerator Mass Spectrometry**) adı verilen düzeneklerle buluntulardaki ^{14}C yoğunluğu doğrudan ölçülmeye başlanmıştır. ^{14}C bozunma hızına bağlı radyoaktif sayaç ölçüm tekniğine göre AMS tekniği bazı üstünlüklere sahiptir. Radyoaktif sayaçlarda, sayacına bağlı olarak, gramlar miktarında örnek gerekir. Oysa AMS tekniğinde gereken buluntu miktarı miligram aşamasındadır. Çok az örnek gerekliliği bir üstünlük olmasına karşı ,yapısı türdeş olmayan bir buluntunun neresinden alındığına bağlı olarak beklenmedik sapmalara neden olabilir (Gove ve diğ., 1980; Hall, 1980; Hedges, 1981; Gillespie ve diğ., 1984; Wölfi, 1984; Özbakan ,1985).

Sayaçlarla yapılan ölçümlerde genellikle 48 saat kadar sayım gerekirken, AMS ölçümünde, örneğin yaşına bağlı olarak, sayım süresi 15 dakika ile 2 saat arasındadır. AMS laboratuvarları diğerlerine göre çok daha pahalı olmasına karşılık, günümüzde 26 AMS laboratuvarında tarihleme yapılmaktadır.

Radyokarbon Analizinde Karşılaşılan Sorunlar ve Çözümleri

i. İzotop Ayrışması

Doğada karbon elementinin ^{12}C , ^{13}C ve ^{14}C olmak üzere üç izotopu vardır. Fotosentez esnasında $^{12}\text{CO}_2$ 'nin $^{14}\text{CO}_2$ 'ye göre öncelik aldığı gözlenir. Bir elementin bir izotopunun diğer izotopuna göre kimyasal tepkimelerde ve katı halden sıvı hale yada sıvı halden gaz haline geçişlerde öncelik almasına **izotop ayrışması** adı verilir. Aynı ortamda bulunan ve atmosferden aynı CO_2 gazını alarak yetişen iki farklı bitkideki ^{14}C yoğunluğu izotop ayrışması nedeniyle farklıdır. İzotop ayrışması nedeniyle bitkilerin radyokarbon yaşlarında sapmalar olur. Aynı durum ^{13}C izotopu için geçerli olmakla birlikte, bu izotop radyoaktif olmadığı için bitkilerdeki $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ oranı zamanla değişmeden kalır. Tarihlenecek örneklerde ^{14}C yoğunluğunun yanı sıra bu oranda ölçülerek izotop ayrışmasının neden olduğu sapma düzeltilir.

ii. Örnek Kirlenmesi

Örnekle birlikte oluşmayan ve örneğe sonradan karışan her türlü karbon içeren yabancı maddeye **örnek kirliliği** ya da sadece **kiri** denir. Kiri örnekten çok daha yaşlı olabileceği gibi, örneğe göre çok daha gençte olabilir. Yer altı sularıyla bir buluntuda biriken karbonatlar çok yaşlı kirlere, bitki kökleri ya da toplanmış olan buluntu üzerinde üreyen küf ve mantar ise çok genç kirlere örnek olarak sayılabilir. Örnekler kirlilerinden ayıklanmadığı takdirde bulunan yaşları ya olduğundan büyük ya da olduğundan küçük çıkar. Bu nedenle kazı yerlerinde örnek toplayanlar olası kirlenmenin farkına varmalı, olabildiğince temiz örnek toplamalı ve topladıkları örneğin sonradan kirlenmemesi için gerekli önlemleri almalıdır. Laboratuvara gelen örnekler fiziksel ve kimyasal işlemlerden geçirilir ve kirlilerinden temizlenir. Fiziksel işlemler genellikle elemek ve ayıklamak biçimindedir. Ayıklamak için gerekirse büyüteç ya da uygun mikroskoplar kullanılır. Kimyasal işlemler ana olarak asitle ve bazla yıkamak biçimindedir. Örnek kirlenmesi kazı yerinin doğal koşullarından ve toplayan kişiden kaynaklanabileceği gibi, sonradan yapılan koruma amaçlı işlemlerden ve paketleme materyallerinden de kaynaklanabilir. Buluntulara sonradan koruma amaçlı sürülen karbon içeren kimyasallar ile bir buluntuyu paketlemek için kullanılan bir bezden örneğe karışan pamuk lifleri örnek kirlenmesine neden olur. Toplama, koruma, laboratuvara iletme ve laboratuvar işlemleri sırasında gerekli önlemler alınarak örnek kirlenmesi olabildiğince önlenir.

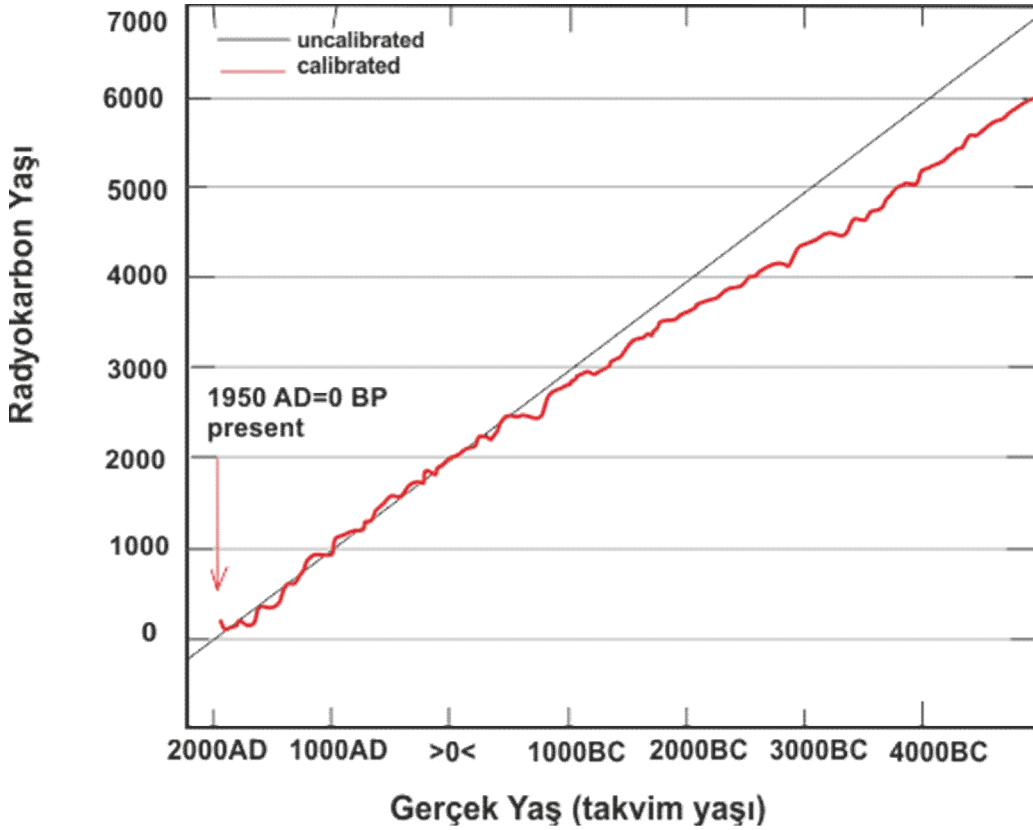
iii. ^{14}C Yoğunluğundaki Doğal Değişimler

Radyokarbon yönteminin en temel varsayımına göre, eski tarihlerden kalan bir buluntunun öldüğünde sahip olduğu ^{14}C aktivitesi A_0 günümüzdeki canlılardaki ^{14}C aktivitesine eşittir. Başka

bir deyişle, bu varsayıma göre atmosferdeki ^{14}C yoğunluğu eski zamanlardan günümüze değişmemiştir. Temel varsayımı doğrulamak üzere ağaç halkaları sayımı (dendrokronoloji) yöntemiyle gerçek halka yaşları belirlenen yüzlerce örneğin radyokarbon yaşları da bulunarak karşılaştırılmıştır. Gerçek yaş deyimini yerine aynı zamanda takvim yaşı deyimide kullanılır. Bu karşılaştırmalar temel varsayımın doğru olmadığını, yeryüzündeki ^{14}C yoğunluğunun eski yıllarda önemli miktarlarda değiştiğini, bazı zamanlarda arttığını bazı zamanlarda ise azaldığını göstermiştir.

Konuyla ilgili yürütülen kapsamlı araştırmalar sonucunda yeryüzündeki ^{14}C yoğunluğunun yaklaşık son 11 bin yıl içinde nasıl değiştiği ayrıntılı olarak bilinmektedir. Araştırmalarda uzun yıllar zor iklim koşullarında etkilenecek yaşamış ve eski yıllarda devrilen ağaçların halkaları kullanılmıştır.

Ağaç halkalarının (konvansiyonel radyokarbon yaşı) –(gerçek halka yaşı) grafiği son 8 bin yıl için kabaca çizilince alttaki grafik bulunmaktadır. Eğer son 8 bin yılda yeryüzündeki ^{14}C yoğunluğu değişmeden aynı kalsaydı, her örnek için (konvansiyonel radyokarbon yaşı) = (gerçek halka yaşı) olacağı için, grafiğin bir köşesinden karşı köşeye gösterilen düz doğru gibi olması gerekirdi. Oysa elde edilen grafik kırmızı renkli eğri biçimindedir (Şekil 1.9).



Şekil 1.9 Radyo karbon yaşı ve gerçek yaş karşılaştırılması.(Oxcal v.4.1.7 Bronk Ramsey(2010) r:5; Atmospheric data from Reimer et al (2009) 'e göre hazırlanmıştır.)

Bu çalışma kapsamında ilk aşama olarak jeolojik harita alımı ve hendek açım yerlerinin belirlenmesi (Şekil 1.10); ikinci aşama kazıcı yardımıyla hendek açımı (Şekil 1.11), üçüncü aşama kazılan hendeğin duvarlarının temizliği ve düzeltilmesi ve karelej sistemiyle kareleyip fay

sistemini diğer doğal toprak yapısından renkli çiviler yardımıyla ayırma (Şekil1.12), dördüncü aşama alınan örneklerin ¹⁴C (Radiokarbon) yöntemi ile yaş tayini yapılması (Şekil 1.13) ve son aşama ise Oxcal programı ile laboratuar yaş bulgularının kalibre edilmesidir (Şekil 1.14).



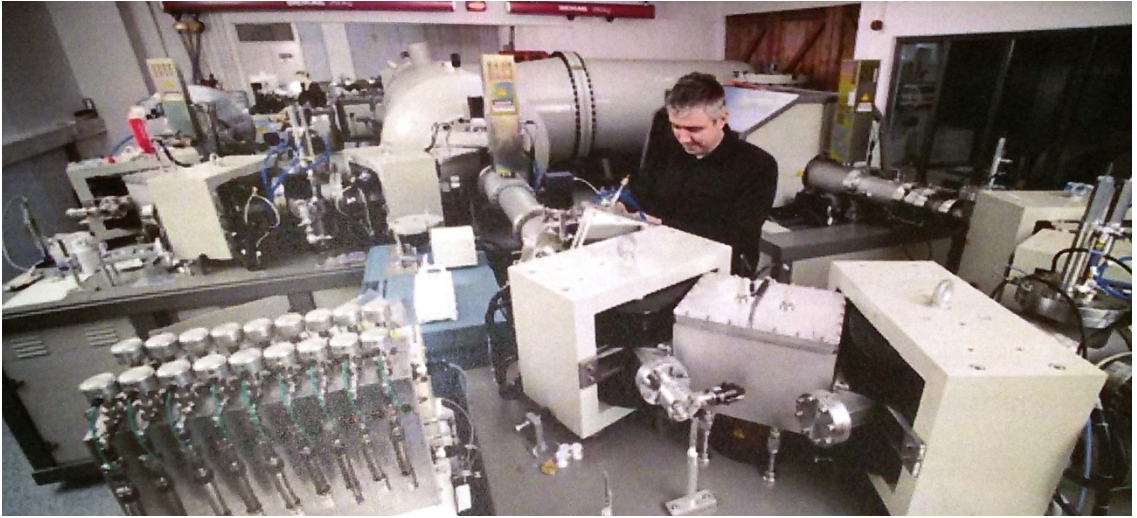
Şekil 1.10 Jeolojik harita alımı ve hendek açım yerlerinin belirlenmesi. Batıdan doğuya bakış; Ladik Gölü.



Şekil 1.11 Kazıcı yardımıyla hendek açımı.

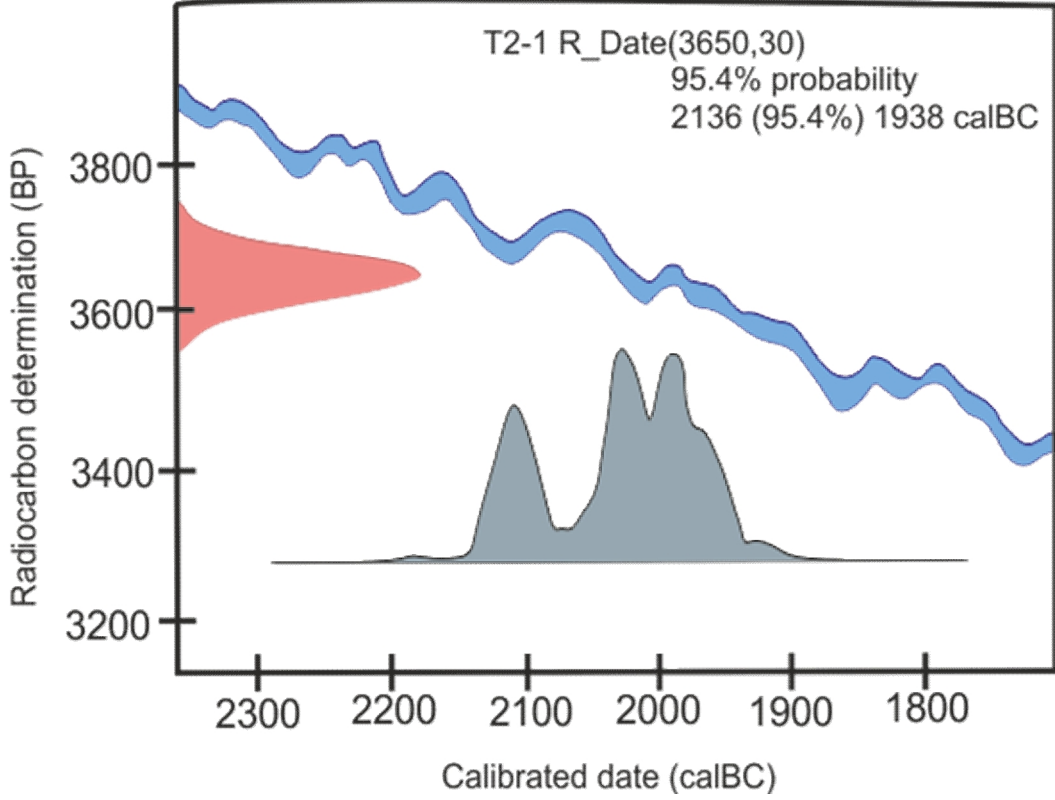


Şekil 1.12 Hendek duvar temizliği, düzeltilmesi ve karelej sistemiyle kareleyip fay izinin diğer doğal toprak yapısından renkli çiviler yardımıyla ayırma.



Şekil 1.13 İvme Kütle Spektrometresi (İKS) aleti.

“Oxcal Programı” Oxford Üniversitesi tarafından geliştirilmiş bir programdır. Bu program internet üzerinden online olarak çalışmaktadır. İlk olarak laboratuardan gelen örneğin yaşı programda yerine yazılır ve bize grafiklerle birlikte, grafiğin üstünde de hem düzeltilmiş yaşı hem de olabilirlik oranını vermektedir. Örnek: Araziden aldığımız bir örneğin laboratuvar çalışması sonucunda örneğe ait radyokarbon yaşı; **3650 ± 30 yıl-Present**. Bu örneğin Oxcal programı ile düzeltilmiş hali ise aşağıdaki şekilde gibidir.

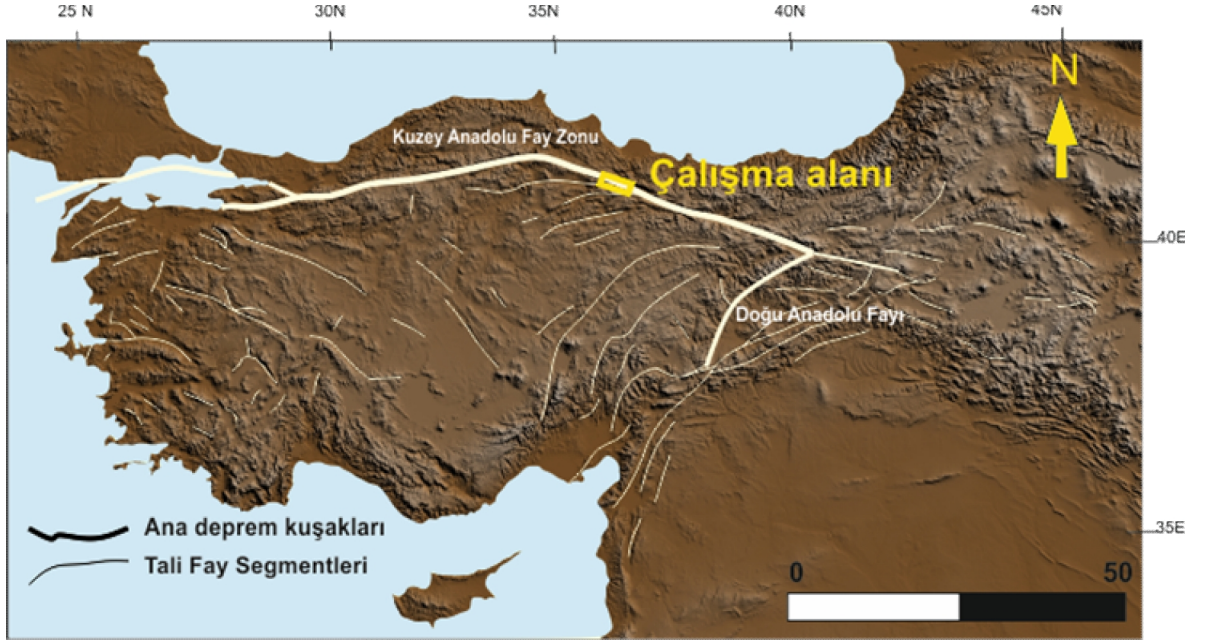


Şekil 1.14 Oxcal programıyla düzeltilmiş yaş grafiği. (Oxcal v.4.1.7 Bronk Ramsey(2010); r:5; Atmospheric data from Reimer et al (2009) 'e göre hazırlanmıştır.)

1.4 Önceki Çalışmalar

Çalışma alanında gözlenen çizgisellikleri şekillendiren ve onlarla aynı sistem içerisinde gelişen KAFZ güncel fay zonu , olağanüstü tektonomorfolojik yüzey şekilleri ve Doğu Akdeniz bölgesinin aktif sismik etkinliği nedeniyle , dünyada en iyi bilinen doğrultu atımlı faylardan birisidir (Ketin, 1968; Şengör ve diğ., 1985; Kiratzi, 1993).

KAFZ Karadeniz kıyı dağlarının güney kenarına az çok paralel, doğusunda KB-GD, batısında KD-GB ve orta kısmında ise D-B gidişli yaklaşık olarak 1500 km uzunluğunda, sağ yanal atımın çok iyi gözleendiği, genel olarak birkaç yüz metre ile 15 km arasında değişen genişlikte bir zon şeklinde gelişmiş, yay biçimli bir doğrultu atımlı fay sistemidir. Bu fay zonu aynı zamanda, Anadolu bloğu içinde ayrılan faylar (splay faults) ve diğer ikincil faylarla da temsil edilmektedir (Bozkurt, 2001) (Şekil 1.15).



Şekil 1.15 Anadolu'nun tektonik çatısını ve tektonik birliklerin bağılı ilişkisini gösteren harita (Şengör, 1979; Gürsoy ve diğ., 1997; Özden ve diğ., 2002'den değiştirilerek oluşturulmuştur).

KAFZ boyunca sağ yanal hareketin nedeni ve bu sistemin yaşı tartışmalıdır fakat temel olarak 4 farklı görüş vardır:

(1) McKenzie (1970), Şengör (1979,1985) 'e göre; Sağ yanal hareket Orta Miyosen'de Arap ve Avrasya plakaları çarpışmaları ile başlar ve bu hareket, Doğu Anadolu'daki çarpışma zonundan batıya doğru, Anadolu bloğunun hareketinin bir sonucudur.

(2) McKenzie (1970), Şengör (1979,1985) 'e göre; Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun gelişimi Geç Miyosen veya Erken Pliyosen'de başlamıştır.

(3) Tokay (1973), Toprak (1988), Barka ve Gülen (1989), Koçyiğit (1989), Bozkurt ve Koçyiğit (1996), Yalıtırak (1996), Barka ve diğ., (2000) ' e göre ; Aynı zamanda , Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Geç Miyosen esnasında Doğu Anadolu'da başladığı ve Pliyosen esnasında batıya doğru yayılarak Marmara Denizi bölgesine uzandığı da öne sürülmektedir.

(4) Şengör (1979), Suzanne ve diğ.,(1990), Barka (1992), Yalıtırak ve diğ., (2000) 'e göre; Son zamanlarda , Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun oluşum yaşının doğuda Geç Miyosen (16 My) veya daha yaşlı, batıda ise Erken Pliyosen (3My)'den daha genç olduğu düşünülmektedir.

Kuzey Anadolu Fay Zonu boyunca yapılan jeolojik çalışmalarda fay zonunun doğusunda 85 ± 5 km, batısında ise yaklaşık 25 ± 5 km arasında bir toplam atım hesaplanmıştır. KAFZ boyunca yer değiştirme doğudan batıya doğru azalmakta ve bu azalmanın nedeni olarak, ana faydan Anadolu bloğunun içerisine doğru uzanan birçok yan kolun (splay fayların) görünür (Şekil 1.16).

Ötelenmeleri olduğu ve bu tali ötelenmelerin ana fay izi üzerindeki yer değiştirme miktarını tolere ettiği şeklinde kabul edilebilir (Gautier ve diğ., 1999).

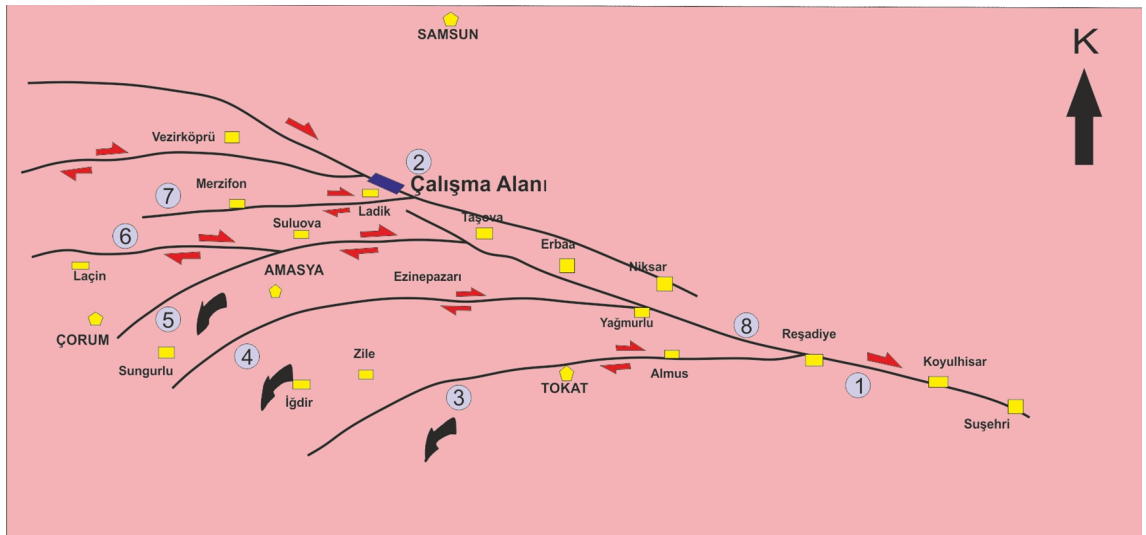
Jeolojik veri analizlerinden KAFZ üzerindeki kayma oranının yaklaşık 5-10 mm/yıl (Barka, 1992) veya 17 ± 2 mm/yıl (Westaway, 1994) olduğu ileri sürülürken; Tatar (1978), Şengör (1979), Barka (1981), Barka ve Hancock (1984), Şengör ve diğ., (1985), Şaroğlu (1985,1988), Koçyiğit (1988, 1989,1990), Toprak (1988), Yaltırak(1996), Piper ve diğ., (1997), Tüysüz ve diğ., (1998), Armijo ve diğ., (1999), Barka ve diğ., (2000), Yaltırak ve diğ., (2000) ise plaka hareketleri ve sismolojik verilere dayanarak, 30-40 mm/yıl arasında değişen değerlerde olduğunu belirtmektedirler.

Diğer yandan güncel GPS verileri, günümüzdeki kayma oranlarının 15-25 mm/yıl arasında olduğunu öne sürmektedir (Taymaz ve diğ., 1991).

Oral ve diğ., (1995), Ayhan ve diğ., (1995), Reillinger ve diğ., (1997), McClusky ve diğ., (2000) bilinen GPS verilerinden yola çıkarak yaptıkları tahminler ile Günümüz- Pliyosen aralığında 75-125 km kadar toplam bir hareket (atım) olduğunu ileri sürmektedirler.

Westaway (1994), Armijo ve diğ., (1999), Barka ve diğ.,(2000) yaptıkları çalışmaların sonuçları, 85 ± 5 km olarak hesaplanan değerler ile yaklaşık olarak bağdaşmaktadır.

Anadolu bloğu sadece büyük bir fay zonu boyunca değil, aynı zamanda plaka sınırlarından uzaktaki dağılmış kabuksal deformasyon zonu boyunca da iç deformasyona uğramaktadır. Ana faylar boyunca gelişen doğrultu atım, üst kabuğu oldukça karmaşık bir şekilde parçalara ayıran "ayrılma " (splay) faylarını da oluşturmakta ve bu ayrılma fayları arasında kalan küçük bloklar içerisinde karmaşık bir iç deformasyon gelişmekte ve saatin tersi yönünde bir rotasyonun varlığı görülmektedir (Piper ve diğ., 1997) (Şekil 1.16).



Şekil 1.16 Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun ana ayrılma (splay) fayları ile ilişkili balık kılıcı (fishbone) yapısı ve bu faylar arasındaki bloklarda görülen saatin tersi yönündeki rotasyon. 1.KAFZ'nun Suşehri-Toşavo segmenti; 2. KAFZ'ni Niksar-Kargı segmenti; 3. Almus Fay Zonu (splay); 4. Ezinepazarı- Sungurlu Fay Zonu (splay); 5. Taşova-Çorum Fay Zonu (splay); 6. Laçın Fay Zonu (splay); 7. Merzifon Fay Zonu (splay); 8. Esençay Fayı (Bozkurt ve Koçyiğit 1996'dan basitleştirilmiştir.)

Tosya-Ladik Fay Zonu, Ladik havzasının kuzey doğu kenarına yakın bir noktada sınırlanmakta ve daha sonra yönünü değiştirerek D-B uzantısında batıya doğru devam etmekte olup, ilk kez Ketin (1968) tarafından 1939 Erzincan depremini izleyen çalışmalar sonucunda belirlenmiştir.

Kuzey Anadolu Fay Zonu üzerinde yer alan havzaların Neojen-Kuvaterner'deki gelişimi iki evrede açıklanmaktadır. Açılma rejimi KAFZ ile sınırlanan kaçış zonunda ve KD-DKD yönlü fay zonları üzerinde gelişmiş, GGB yönlü açılma öncelikle Erbaa havzasının ve normal faylarla sınırlı Almus-Kazova fay zonunun oluşumunu sağlamış, daha sonra KAFZ boyunca BKB yönlü hareket romboyidal şekilli Niksar havzasını oluşturmuştur (Chorowicz ve diğ., 1999).

Bölgedeki hareketin Erbaa-Taşova havzasının güneyini sınırlayan Esençay Fayı'ndan, Ezinepazarı-Sungurlu Fay Zonu üzerine aktarılmasından sonra, Anadolu bloğunun geometrisi ve aynı zamanda rotasyona alt kutup noktasına sahip olup, bu değişimden sonra kutup noktası iki olmuştur. Kutup noktasının bu değişiminden sonra, Esençay Fayı üzerindeki hareket Ezinepazarı-Sungurlu Fay Zonu'nun oluşumundan sonra bu zona aktarılmıştır (Barka ve diğ., 2000). Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun doğu segmentleri üzerinde yer alan Niksar Havzası 1939 ve 1942 depremleri ile ilişkili birbirine paralel olmayan iki ana fay ile sınırlı, genç sigmoidal bir çek-ayır havzasıdır. Fay geometrisi havzanın düzensiz DKD kenarında karmaşıktır. Burada genç Pliyo-Kuvaterner yaşlı volkanik kayalar havza sedimanlarını da kesen doğrultu-atımlı fay çiftleri boyunca yüzeye çıkmaktadır. Niksar havzası civarında yüzeyleyen volkanik kayalar yüksek hassasiyetli K-Ar yöntemiyle yaşlandırılmış olup, yaşları 542 ± 9 ka ve 567 ± 9 ka arasında olduğu bulunmuştur (Tatar ve diğ., 2007).

Amasya ve yakın çevresi, KAFZ'un ana kolu ile sınırlanan, orta ve güneyinde ise KAF'dan ayrılarak anadolu içerisine doğru uzanan yan kollar, tarafından denetlenen geniş bir deformasyon alanı içerisinde yer almaktadır. Amasya Makaslama zonu (AMZ) olarak tanımlanan bu alanın tarihsel kayıtlarda yer alan KAF üzerinde bu çalışma ile bulunamamış birçok yıkıcı depremin AMZ içerisinde yer alan yan kollar üzerinde gerçekleştiği öngörülmektedir (Erturaç ve Tüysüz, 2010). KAFZ'un yapısal olarak karmaşık olan orta ve doğu bölümlerinin kırılma davranışının daha iyi anlaşılabilmesi için Kelkit vadisi segmenti üzerinde paleosismolojik hendek çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Reşadiye ve Umurca'da açılan iki hendek sonucu son bin yıl içerisinde gerçekleşmiş 1939 Erzincan depremine ek olarak toplam üç olay tespit edilmiştir. Bunlar, sırasıyla 17 ağustos 1668, M.S. 1254 ve M.S. 1045 tarihsel depremleri ile deneştirilmişlerdir. 17 Ağustos 1668 Büyük Anadolu depremine ait alt yüzey kırığı, 1942, 1943 ve 1944 deprem fay segmentlerinin üzerinde daha önceden gerçekleştirilen birçok paleosismoloji çalışmasında belirlenmiştir (Zapcı ve diğ., 2011).

Ladik ve Niksar Havzalarında depolanan genç çökellerin mikromemeli yaşlandırması, fayın oluşumunun Orta pleyistosen'de (0,7-1My) başladığını göstermektedir (Erturaç ve Tüysüz, 2012). KAFZ üzerinde 2006 ve 2008 yılları arasında yapmış oldukları GPS ölçümleri sonucunda KAFZ'un yaklaşık 400 km boyunca batıya doğru artan bir şekilde geliştiğini ortaya koymuşlardır. Yaptıkları GPS ölçümlerinin tümünün kullanarak da ortalama kayma hızının $20,1 \pm 2,4$ mm/yıl ve KAFZ'unda kilitleme derinliğinin $12,5 \pm 3,5$ km olduğunu bulmuşlardır (Tatar ve diğ., 2012).

2. İNCELEME ALANININ STRATİGRAFİSİ

Çalışma alanının temelinde yaşları ve fasiyesleri birbirinden farklı kayaçlar yer almaktadır. Paleozoyik, bölgede Permiyen yaşlı kireçtaşlarıyla temsil edilir. Permiyen yaşlı kireçtaşları tarafından açılı uyumsuz olarak örtülen şistler, Permiyen Öncesi yaşta kabul edilmiş olup, bölgenin en yaşlı kayaçlarını oluşturmaktadırlar. Liyas, bunlar üzerinde açılı uyumsuzlukla gelmektedir. Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Titonik fasiyeste gelişmiş kireçtaşları, Liyas üzerinde boşluklu uyumsuzlukla bulunurlar. İnceleme bölgesinde, Üst Kretase'nin alt düzeyleri kumtaşı-marn ardalanımlı fliş ve kireçtaşlarından, Maestrihtiyen ise volkano-flişlerden oluşmuştur. Bölgedeki kayaçların birbirileriyle olan ilişkileri gözönüne alınırsa, Mesozoyik boyunca aşamalı bir transgresyonun varlığı dikkati çeker. Tersiyer, denizel ortamda oluşmuş volkanik etkinliklerin gözlendiği Lütésiyen ve Neojen yaşlı karasal litolojilerden oluşmaktadır. En genç birim ise uyumsuzluk ile konumlanan, Kuvaterner yaşlı genç çökellerdir, Alp (1972) ve Akyazı (2014 ve 2015), (Şekil 2.1, 2.2).

Bölgenin genel jeolojik özellikleri Blumenthal (1943) tarafından ortaya konulmuş olup, çok çeşitli fasiyeslerde oluşmuş kayaçların stratigrafik durumları hakkında bilgi verilmiştir. Alp (1972), inceleme alanının güneyindeki Amasya yöresinin jeolojik incelemesini yapmıştır. Araştırmanın amacı, bölgedeki Jura-Kretase yaşlı kayaçlarının litolojik ve paleontolojik özellikleri ve bunların jeokronolojik konumunun saptanması ile bölge jeolojisine olanaklar ölçüsünde açıklık getirmektir (Şekil 2.2).

Permiyen: Permiyen yaşlı kireçtaşları ileri derecede tektonik hareketlerin etkisinde kalmış, kırıklı ve kıvrımlı bir yapı kazanmış olup, faylı olan dokunaklarında ezilme ve parçalanmadan dolayı ezik zonlar gözlenmektedir. Gri renkli, bol kalsit damarlı ve dolgulu, üst düzeyleri oolitik ve pizolitik kireçtaşları, İnceleme alanında, Ladik ilçesinin kuzeybatısında hamamayağı-hasırcı ve tekmezar tepe- ayvalı sokağı arasında; güneybatısında büyükkızıoğlu ve batıda keltepe, kuyucakta çok geniş yüzlekler verir.

Blumenthal (1943) tarafından Permiyen yaşlı verilen kireçtaşlarını, Alp (1972) Permo-Karbonifer olarak saptamıştır.

Birim, gri renkli, bol kalsit damarlı ve dolgulu, ince-orta tabakalı, intraklastik ve yer yer killi kireçtaşı fasiyesinde olup, içerisinde Permiyen yaşlı veren; *Polydiexodina bithynica* (Erk), *Nodosaria cf. longissima* (Sulemainav), *Neoschwagerina craticulifera* (Schwager), *Miscellenea cf. ovalis* (Deprat), *Globivalvulina vonderschmitti* (Reichel), *Hemigordiopsis reozl* (Reichel), *Neoschwagerina cf. simplex* (Ozova), *Globivalvulina gracea* (Reichel), *Neoschwagerina simplex* (Ozova), *Neofusulinella* sp., *Dunkalina* sp., *Pseudoendothyra* sp., *Parafusulina* sp., *Boultina* sp., *Pseudofusulina* sp., *Climacammina* sp., *Platogra* sp. fosilleri saptanmıştır (Blumenthal, 1943; Akyazı, 2014).

Permian yaşlı kireçtaşlarının tabanda az hareketli, sıcak, litoral ile neritik arası bir ortamda oluştuğuna, orta kesimlere doğru derinleştiğine ve üst düzeylerde ise; derin ve sakin deniz, yerini sığ, hareketli ve daha sıcak bir denize bırakmıştır.

Liyas: Ladik güneybatısında bulunan bu formasyon, Ulu,Uzungeriş ve Kilise tepeleri ve civarında yüzlekler vermektedir.

İnceleme alanında Liyas yaşlı birimler, temelde yer alan Permian yaşlı kireçtaşları üzerine, çakılları gnays, klorit şist, epidot-aktinolit şist, meta-diyabaz, meta-kuvarsit, fillit, hornfels, mermer parçaları ve Permian yaşlı kireçtaşlarından oluşan ince bir taban çakıltaşı düzeyi ile açılı uyumsuz şekilde gelir. Çakıltaşı daha üst düzeylere doğru bozunmuş split, diyabaz, tuf ve anglomera aratabakalı kumtaşı ve şeyllere geçer. Birimin üst düzeylerinde kırmızı renkli, yumrulu, ince tabakalı killi kireçtaşları yüzeyler. Killi kireçtaşları içerisinde Liyas yaşı veren; *Phylloeras anatolicum* (Meister), *Phylloceras bonorelli* (Bettoni), *Pentacrinus laevisutus* (Pomp) makro fosilleri ile *Vidalina cf. martana* (Farinacci), *Nodosaria* sp. ve *Ammodiscus* sp. mikro fosilleri saptanmıştır (Blumenthal,1943; Akyazı, 2014).

Titoniyen-Barremiyen: İnceleme alanındaki Ladik güneyinde yaklaşık doğu-batı uzanımlı yüzlekler veren birim, tabanda gri renkli, biyosparitik kumlu kireçtaşları düzeyi ile başlamakta olup, üst düzeylerde gri, yer yer kahve renkli, calpionelli biyomikrit mikro-biyofasiyesindeki killi kireçtaşlarına geçer. Birimin tabanında taban çakıltaşlarının olmayışı, bölgede ani bir transgresyona işaret eder.

Bu kireçtaşları içerisinde; kuvars, glaukonit kırıntıları, makro fosil parçacıkları ve radiolariaların yanı sıra Titoniyen-Barremiyen yaşı veren; *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANUI & FILIPESCU), *Tintinnopsella longa* COLOM, *Crassicollaria intermedia* (DURAND DELGA), *Crassicollaria parvula* REMANE, *Crassicollaria massutiniana* (COLOM), *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella elliptica* CADISCH, *Protopeneroplis* sp., *Mesoendothyra* sp. fosilleri saptanmıştır (Alp,1972; Akyazı, 2014).

Santoniyen-Kampaniyen: İnceleme alanında yer alan Ladik'in güneydoğusunda yaklaşık kuzey-güney doğrultusunda akan Sugözü deresinin doğusunda ve batısında yüzlek verirler. Kırmızı, yer yer yeşilimsi gri renkli, Globotruncanalı biyomikrit mikro-biyofasiyesindeki killi kireçtaşlarından oluşan birimin taban düzeyinde gri renkli marn ara katkıları ile üst düzeylerde ise yer yer yeşil renkli andezitik tuf aratabakaları gözlenmiştir. Birime ait bol fosilli killi kireçtaşları içerisinde Santoniyen-Kampaniyen yaşı veren; *Globotruncana tricarinata* (Quereau), *Globotruncana cf. ventricosa* (White), *Globotruncana concovata* (Brotzen) planktonik foraminiferleri saptanmıştır (Blumenthal,1943; Akyazı, 2014).

Birimi oluşturan kireçtaşları, sakin ve derin bir denizin ürünüdür. Kireçtaşları ile aratabakalı olarak bulunan andezitik tüfler, bölgenin zaman zaman volkanik hareketlilik kazandığını gösterirler.

Maestrihtiyen: İnceleme alanında Maestrihtiyen yaşlı birimler, sarımsı kahve renkli olup, bir taban çakıltaşı seviyesi ile başlar. Çakıltaşı; kalsit ve demirli killi matrisle bağlanmış, granit,

gnays, kuvarsit, çeşitli şist parçaları, diyabaz, Permilen ve Jura yaşlı kireçtaşı çakılları, radyolarit, grovak ve gabro çakıllarından oluşur. Birim, volkano-filiş fasiyesinde gelişmiş olup, üste doğru bol muskovit içeren kumtaşlarına geçer ve kumtaşı-marn araldanması ile sürer. Bölgede sedimantasyonla yaşıt bazalt, andezit, andezitik bazaltlar, tuf ve aglomeralar yer alması, sedimantasyon sırasında denizaltı volkanizmasının etkin rol oynadığını göstermektedir.

Lav, tuf ve aglomeralarla ara tabakalı olarak bulunan marnlı düzeylerden alınan örneklerde, Maestrihtiyen yaşı veren; *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Querau), *Globotruncana lapparenti coronata* (Bolli), *Globotruncana lapparenti* (Bolli), *Globotruncana globigerinoides* (Brotzen), *Globotruncana* sp., *Globigerina* sp. planktonik foraminiferleri saptanmıştır (Alp,1972; Akyazı, 2014).

Birime ait kayaçlar, oldukça hareketli bir denizde çökelmişlerdir. Yaygın olan denizaltı volkanizması bu hareketliliği daha da arttırmıştır.

Lütesiyen: İnceleme alanında yer alan Ladik'in hemen güneyinde yaklaşık doğu batı doğrultusunda Akyar, Büyükkızıoğlu, Çakırgümüş ve Hamitköy güneyinde; batısında ise Sivri tepe civarında geniş bir alanda yüzlek verirler.

Maestrihtiyen yaşlı birimler üzerine açılı uyumsuz olarak taban çakıltaşıyla gelen birim, üstte doğru volkanik kayaçlarla aratabakalı olarak bulunan sarımsı renkli kumtaşlarına, şeyllere ve marnlı düzeylere geçer. Gevşek dokulu çakıltaşıları, demirli-killi bir matriksle bağlanmış, kötü boylanmalı, granit, gnays, bazalt, aglomera çakılları ile Permilen, Jura ve Kretase yaşlı kireçtaşları çakıllarından oluşmuştur. Birim içinde ayrı bir düzey oluşturan mavimsi renkli marnlar, tüfler ve bazalt lavları vardır.

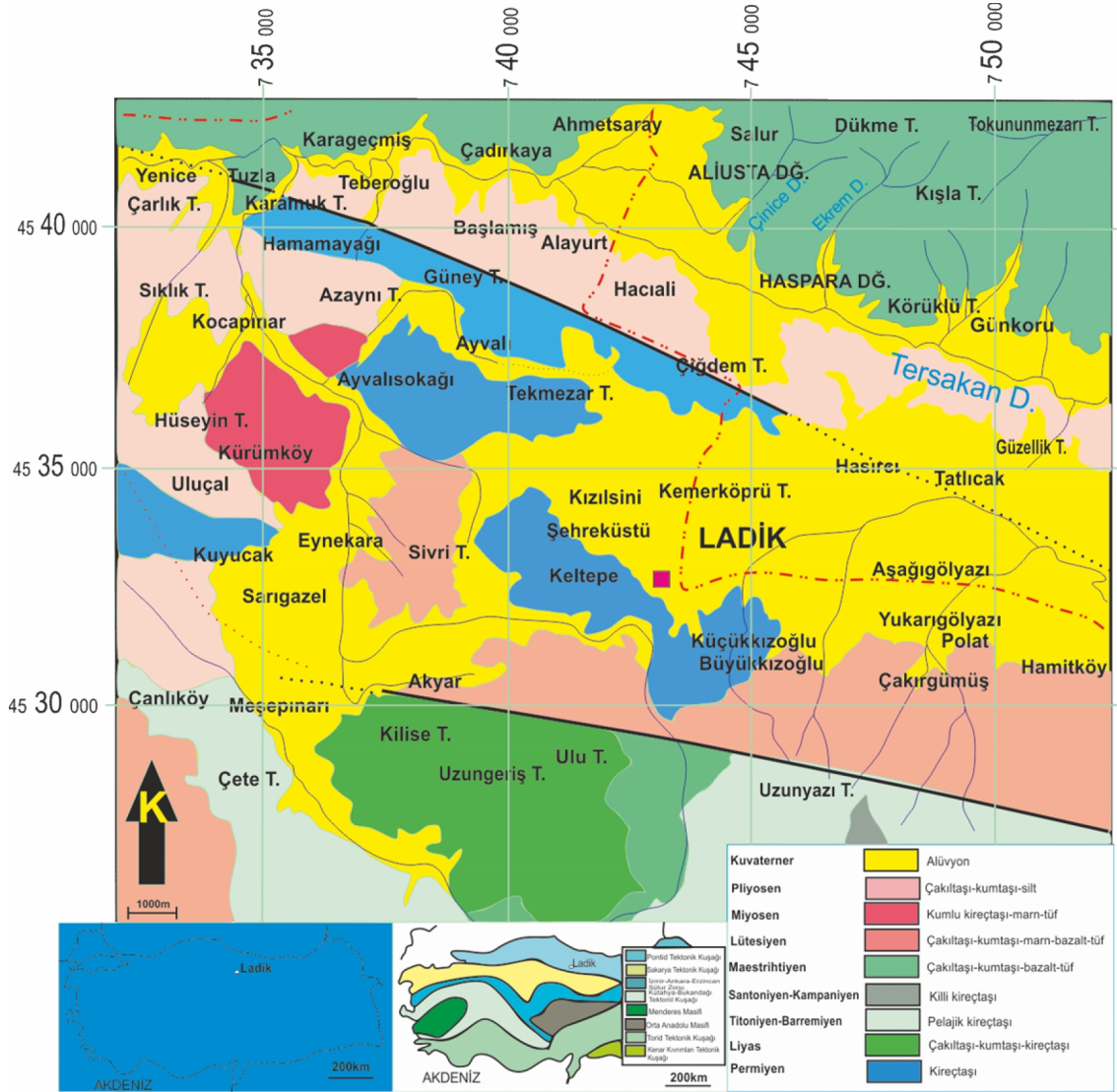
Birim içerisinde Lütesiyen yaşı veren; *Assilina praespira* (Douville), *Miscellanea miscella* (d'Orbigny), *Nummulites* sp. bentik foraminiferleri saptanmıştır (Alp,1972; Akyazı, 2014).

Birimi oluşturan kayaçlar, oldukça hareketli bir ortamın ürünüdür. Bölgedeki erozyon şiddetli, jeosenkinal tabanının çöküşü hızlıdır. Sedimantasyon sırasında, denizaltı volkanizmasının da etkili olduğu gözlenmektedir.

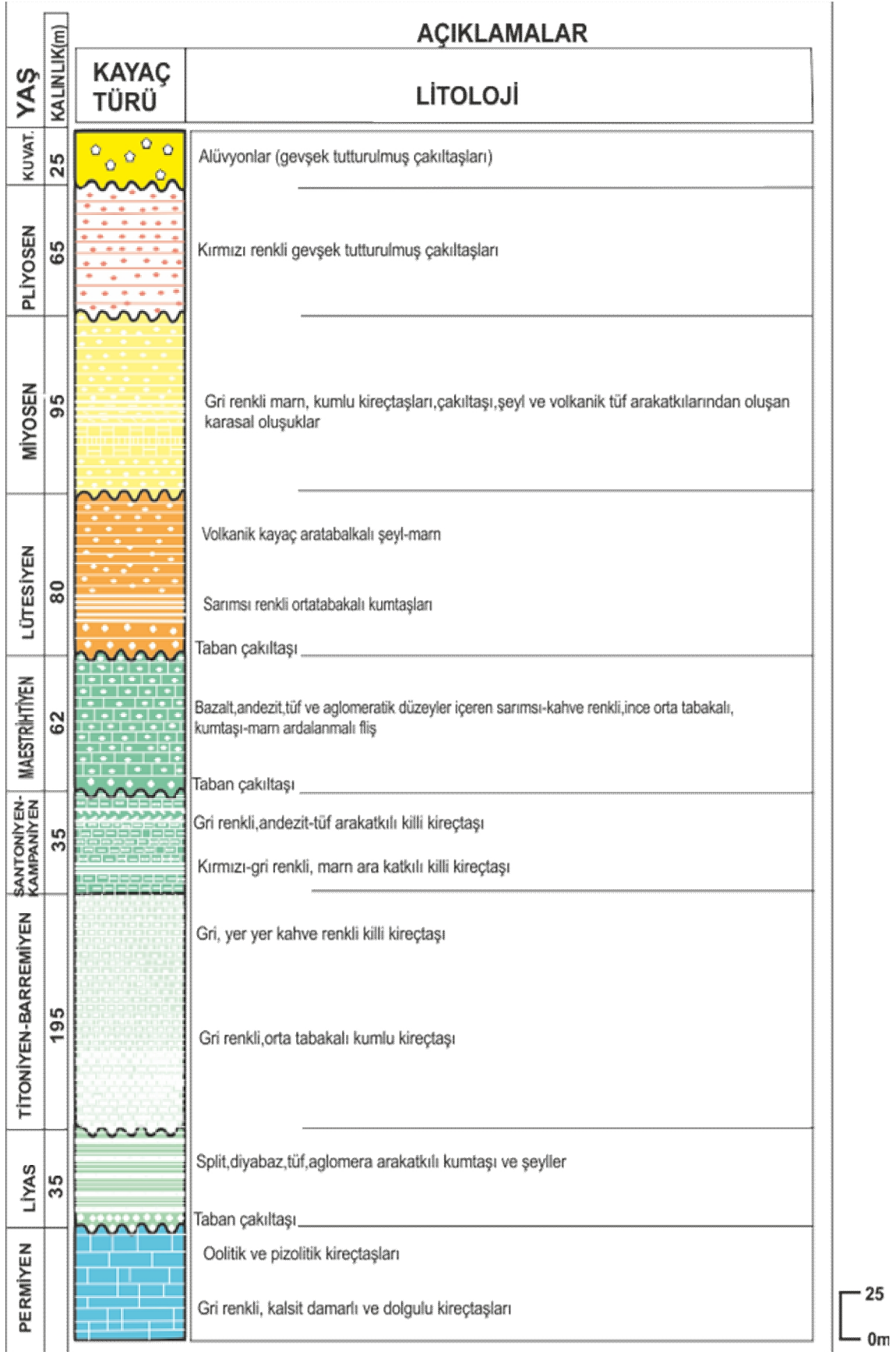
Miyosen: Bölge Miyosen'den itibaren karasallaşmış ve gri renkli marn, kumlu kireçtaşları, çakıltaşı, şeyl ve volkanik tuf arakatkılarından oluşan karasal oluşuklar, Lütesiyen yaşlı birimler üzerine uyumsuzlukla gelir. Giderek sığlaşan gösel ortama ait litoloji sunan birim içerisinde fosil bulunamamasına karşın, gerek bölgesel deneştirme gerekse stratigrafik konumu nedeniyle birimin Miyosen yaşında olduğu düşünülmektedir. Birim, inceleme alanında, Ladik kuzeybatısında Kürümköy, Hüseyin tepe ve Ayvalı sokak civarında küçük bir alanda yüzlek verir.

Pliyosen: İnceleme alanının kuzeyinde yaklaşık kuzey, kuzeybatı ve batısında yüzlekler verir. Ladik kuzeyinde doğu-batı doğrultulu uzanan Tersakan Çayının güneyinde akarsuya paralel ve batı kesimlerde yüzlekleri bulunan birim, daha yaşlı kayaçlardan oluşmuş ve bir diyajenez geçirmemiş gevşek tutturulmuş çakıllardan oluşmaktadır. Tamamen sığlaşmış sedimantasyon havzasında çökelen bu çakıllar, çoğunlukla yakın çevredeki kayaçlardan türemişlerdir.

Alüvyonlar: Karabit ve Tersakan vadileri ile Ladik ovasında görülür. Ladik Gölü eskiden olduğu gibi bugün de çökelmenin olduğu bir ortamdır. Karaömer dağından gelen erozyon malzemesi, özellikle ilkbaharda gelen sel sularıyla göle taşınır ve burada çökelirler. (Şekil 2.1, 2.2).



Şekil 2.1 İnceleme alanının jeoloji haritası (Akyazı, 2015'den revize edilmiştir.)



Şekil 2.2 İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (Akyazı, 2015'den basitleştirilmiştir).

3. İNCELEME ALANI VE CİVARININ TEKTONİĞİ

Çalışma alanı ve çevresinde paleotektonik ve neotektonik olmak üzere iki yapısal dönem izlenmektedir (Aktimur H.T., ve diğ., 1992).

3.1 Paleotektonik Dönem

Paleotektonik dönemde Liyas öncesi, Üst Maestrihtiyen öncesi ve Tortoniyen öncesi olmak üzere üç yapısal evre görülmektedir.

Liyas öncesi evre: Bu evrede bölgenin temelini oluşturan Turhal grubu kapsamındaki kayalar çökelmiştir. Turhal grubunu oluşturan metamorfik kayaç toplulukları olasılıkla Erken Kimmeriyende başkalaşım geçirmiştir.

Maestrihtiyen öncesi evre: Bu evrede Turhal grubu üzerine uyumsuz olarak Seyfe formasyonu çökelmiştir. Seyfe formasyonu Doğdu formasyonuna geçmektedir. Doğdu formasyonunu Yumaklı formasyonu takip etmektedir. Alt Kampaniyen-Alt Maestrihtiyen zaman aralığında bölgede ofiyolitik karışık üzerlemesi oluşmuştur. Avrasya levhası ile Anadolu levhacığı bu dönemde birbirlerine yaklaşmıştır. Bunun sonucu olarak bölgede kuzey-güney yönlü sıkışma meydana gelmiştir. Sıkışmanın neticesinde Seyfe formasyonu, batıda Ilıca dolaylarında Tersakan formasyonu üzerine, doğuda Gümüşalan dolaylarında Doğdu formasyonu üzerine bindirmiştir. Bindirme sonucu doğu-batı gidişli ve yer yer devrik kıvrımlar meydana gelmiştir.

Tortoniyen öncesi evre: Bu evrede çalışma alanında Üst Maestrihtiyen-Üst Eosen zaman aralığında deniz çekilmesi izlenmektedir. Kuzey-güney sıkışmanın fazlaşması sonucu çalışma alanının Eosen sonlarından itibaren kara haline dönüştüğü izlenmektedir.

3.2 Neotektonik dönem

Orta Miyosende Afrika-Arap kıtasının Avrasya kıtası ile çarpışması sonucu Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu transform (dönüşüm) faylarının oluştuğu kabul edilmekte ve aynı zamanda bu olay Türkiye neotektoniğinin başlangıcı olarak yorumlanmaktadır (Şengör, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1983; Şaroğlu ve diğ.,1987). Çalışma alanında Kuzey Anadolu Fayının meydana geliş zamanı ile ilgili doğrudan veri bulunamamıştır. Ancak Kuzey Anadolu Fayının gelişmesine bağlı olarak meydana gelen çukurluklarda Pliyosen yaşlı Çerkeşformasyonu çökelmiştir. Bundan dolayı fay Pliyosen öncesi meydana gelmiştir. Turoniyen'de kıta-kıta çarpışması sonucu bir çizgi halinde oluşan, Kuzey Anadolu Fayı ve Doğu Anadolu Fayı Orta Pliyosen'de Karlıova'dabirleşerek bugünkü konumlarını almaya başladıkları savunulmaktadır (Şaroğlu ve Yılmaz, 1986; Şaroğlu ve diğ., 1987).Çalışma alanında neotektonik dönemde Pliyosen ve Erken Pleyistosen-Günümüz olmak üzere iki yapısal evre görülmektedir.

Pliyosen evresi :Bu evrede, Kuzey Anadolu Fayının oluşması sonucu meydana gelen çukurluklarda ve karasal ortam koşullarında Çerkeş formasyonu çökelmiştir. Ayrıca Kozarası-Efe dolaylarında başlayıp Aydınca (Ezinepazarı) dolaylarında çalışma alanını terk eden, Şaroğlu ve diğ., (1987) tarafından tarif edilen Ezinepazarı fayı da meydana gelmiştir.

Erken Pleyistosen-Günümüz evresi: Bu evreye Kuzey Anadolu Fayının ve Ezinepazarı fayının bugünkü biçimlerini almak üzere yapmış oldukları hareketler hâkim olmuştur. Kuzey

Anadolu Fayı; Efe-İlca arasında izlenen ve 20 Aralık 1942 tarihinde M=7.3 büyüklüğündeki Erbaa depremine de neden olan, yaklaşık 60 km boyutundaki Erbaa deprem fayı, Taşova-Destek arasında izlenen ve 26 Kasım 1943 tarihinde M=7.6 büyüklüğündeki Tosya-Ladik deprem fayının doğu ucu, Niksar güneyinde Kozarası dolaylarında izlenen ve 20 Aralık 1939 tarihinde M=7.9 büyüklüğünde Erzincan depremine neden olan, Erzincan deprem fayının batı ucu (Ambraseys, 1970; 1971) ile Niksar-Umutlu arasında izlenen yaklaşık 40 km boyundaki fay parçasından oluşmuş olup, çalışma alanını GD-KB doğrultusunda kateden 10-15 km genişliğinde bir zon ile temsil edilmektedir. Kuzey Anadolu Fayı, Niksar dolaylarında 10-12 km lik bir sıçrama yapmış, dolayısıyla Niksar havzası çek-ayır havza olarak oluşmuştur (Barka, 1985; Şaroğlu ve diğ., 1987). Benzer şekilde Taşova dolaylarında 8-10 km lik bir sıçrama yapan Kuzey Anadolu Fayı Erbaa-Taşova havzasının da çek-ayır havza olarak meydana gelmesine neden olmuştur. Oluşan bu havzaların gelişmeleri günümüzde de devam etmektedir. Söz konusu iki havza arasındaki alan yükselerek, bu yükselti morfolojisi üzerinde de Ayan boğazı oluşmuştur (Keçer, 1990). Bu evrede fayın kontrolünde alüvyon konileri, heyelanlar, göller, sıcak ve soğuk su kaynakları oluşmuş, yan dereler ötelenmiş, özellikle Çerkeş formasyonunda faya paralel sırtlar ve vadiler meydana gelmiş, Taşova-Erbaa-Niksar ovaları şekillenmeye başlamış, Kelkit çayı ve Yeşilırmak gelişen bu yapıya kendilerini uydurmuşlardır.

4. İNCELEME ALANI VE CİVARININ DEPREMSELLİĞİ

İnceleme alanında depremselliğe neden olan en önemli yapısal unsur KAFZ olup Türkiye'nin depremselliği üzerinde oynadığı önemli rol nedeniyle bu fayın karakteristik özelliklerine ve deprem aktivitesine bu bölümde ayrıntılı olarak değinilmiştir. KAFZ, belirgin morfolojik özellikleri ve halen devam eden sismik aktivitesi ile batıda Saros körfezi ile doğuda Karlıova arasında uzanan, uzunluğu yaklaşık olarak 1500 km olan sağ yönlü doğrultu atımlı bir faydır (Ketin, 1968; Şengör ve diğ., 1985; Barka, 1992; Kiratzi, 1993) KAFZ doğuda Doğu Anadolu Fayı (DAF) ile kesiştiği Karlıova ilçesi kuzey doğusunda yer alan üçlü kesişim noktasında başlamakta, batıya doğru Erzincan, Suşehri, Reşadiye, Erbaa, Ladik, Havza, Kargı, Ilgaz, Kurşunlu ve Çerkeş kuzeyi, İsmetpaşa, Gerede, Bolu, Abant Gölünden geçerek devam etmekte, Mudurnu batısında kollara ayrılmaktadır. Kuzey kol Sapanca Gölü ve İzmit Körfezinden Marmara Denizi içine girmekte, daha sonra Trakya güneyinde karaya çıkarak Ganos Fayı adı altında 45 km uzunluğunda devam etmektedir (Okay ve diğ., 1999) . Güneybatıya ayrılan ikinci kol; Geyve, Mekece, İznik Gölü, Gemlik, Bandırma, Çan ve Bayramiç ilçelerinden geçerek Ege Denizi'ne girmektedir. Bu segment Geyve'nin güneybatısında tekrar bir kola daha ayrılmakta, bu da Yenişehir, Bursa, Mustafa Kemalpaşa, Manyas, Gönen, Pazarköy'den geçerek Edremit kuzeyinde Ege Denizi'ne girmektedir (Şekil 4.1) .



Şekil 4.1 Rölief görüntü üzerinde Kuzey Anadolu Fay Zonunun konumu, geometrisi ve zon üzerindeki önemli yerleşkeler (Barka, 1992'den değiştirilerek alınmıştır).

KAFZ boyunca Neojen-Kuvaterner yaşlı havzalar bulunmakta olup, bunlar KAFZ'na paralel uzanmış bir geometri sunmaktadır. (Barka, 1984) Havza-Ladik, Taşova-Erbaa, Niksar, Erzincan, Yedisu havzaları KAFZ boyunca gelişmiş önemli çek-ayır (pullapart) havzalarıdır. KAFZ'nu oluşturan segmentler hem geometrik, hem de deprem karakterleri açısından birbirinden farklı özellikler sergileyen parçalardan oluşmaktadır. Barka ve Cadinsky-Cade (1988) 'e göre, Türkiye'deki aktif fayların incelenmesi sonucu fay geometrisinin (kıvrımlanmalar, sıçramalar ve ana fay izleri türünde süreksizlikler) büyük fay kırıklarına ait yerlerde önemli bir etkiye sahip olduğu ortaya çıkmaktadır. Burada her bir süreksizliğin boyutundan çok süreksizliklerin geometrileri önem kazanmaktadır. 1939-1999 yılları arasında KAFZ üzerinde doğudan batıya doğru süregelen 7 büyük deprem sonucunda kırılmalar meydana gelmiştir (Şekil 1.1) .

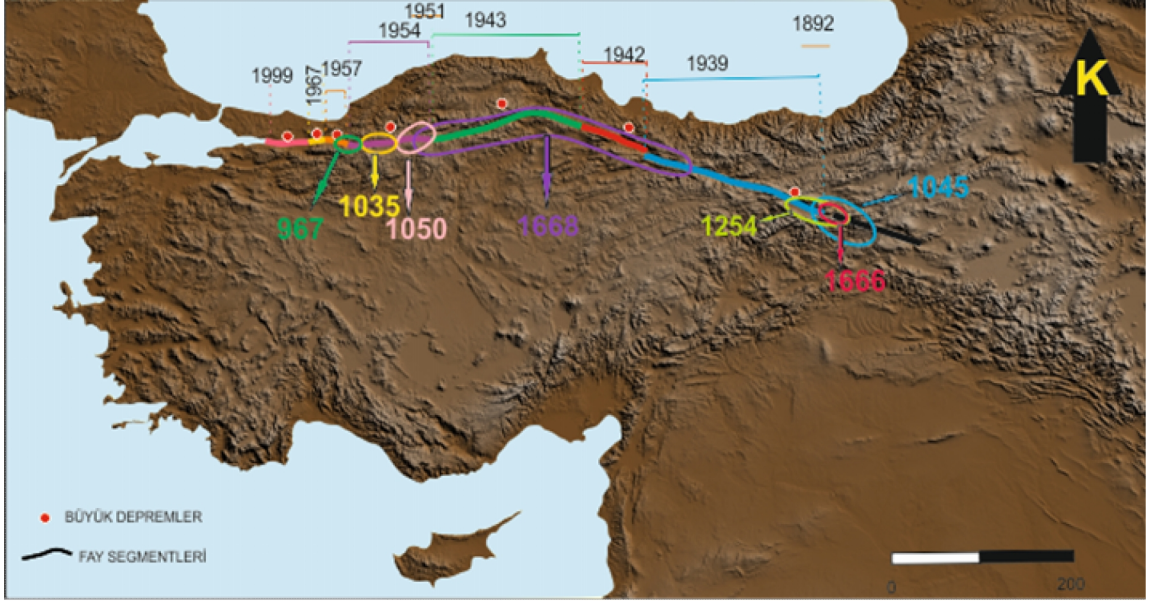
4.2 İnceleme Alanı ve Civarındaki Tarihsel Depremler

İnceleme alanını kontrol eden fayların tarihsel, dönem aktivitelerinin ve güncel deprem tehlikesinin belirlenebilmesi için tarihsel deprem kayıtlarına yönelik literatür derlemesi ile Samsun, Amasya, Tokat , Çorum illeri ve ilçeleri dahilinde saha araştırması ve literatür taraması yapılmıştır. Bu iller, tarihi çok eskilere dayanan özellikle de milattan sonra uzun bir dönem boyunca ilgi gören yerleşme merkezleri olmuştur. Şehirlerde günümüze kadar korunmuş Roma, Bizans, Selçuklu ve Osmanlı dönemine ait anıtsal yapılar vardır. Bununla birlikte, çoğunluğu 15.-17. yy. arasında yapılan toplam 100'den fazla kayıtlı kamu binasından ancak yarısı günümüze kadar ulaşılabilmiştir (Kuzucular, 1994). Bu yapıların önemli bir kısmı Yeşilirmak nehri'nin alüvyon dolgusu ve alüvyal yelpaze çökelleri üzerinde bulunmaktadır ve depremler sonucu tamir edilemeyecek ölçüde tahrip olup yıkılmışlardır. Saha çalışması ile eski tarihli yapılar üzerinde tamir kitabeleri aranmış ancak deprem nedeniyle yıkım ve tamire yönelik net bir bilgi elde edilememiştir (Yaşar, 1912;1928). Fakat bölge halkından depremlerde oluşan yarıklar hakkında birçok bilgi edinilmiştir.

Yapılan literatür derlemesi sonucunda Ambraseys (1970), Ambraseys ve Finkel (1987,1995) ve Ambraseys ve Melville (1994) tarafından son 1000 yıl içinde meydana gelen tarihsel deprem kayıtları belgelenmiş, uzun yüzey kırıkları ile oluşan Kuzey Anadolu Fayı boyunca bu olaylarda birkaç kümelenmenin varlığı belirlenmiştir (Şekil 4.3).

Türkiye ve yakın çevresinde gerçekleşen tarihsel depremlere dair çok sayıda katalog bulunmaktadır (Eyidoğan ve diğ., 1991; Guidoboni ve diğ., 1994; Ambraseys ve Finkel, 1995; Guidoboni ve Comastri, 2005; Tan ve diğ., 2008). KAFZ üzerinde gerçekleştirilen hendek çalışmaları ile (Yoshioka ve diğ., 2000; Hartleb ve diğ., 2003, 2006) inceleme alanı ve civarında gerçekleşen 236, 499, 1050, 1254 ve 1668 depremlerine ait yüzey kırıkları tespit edilmiştir.

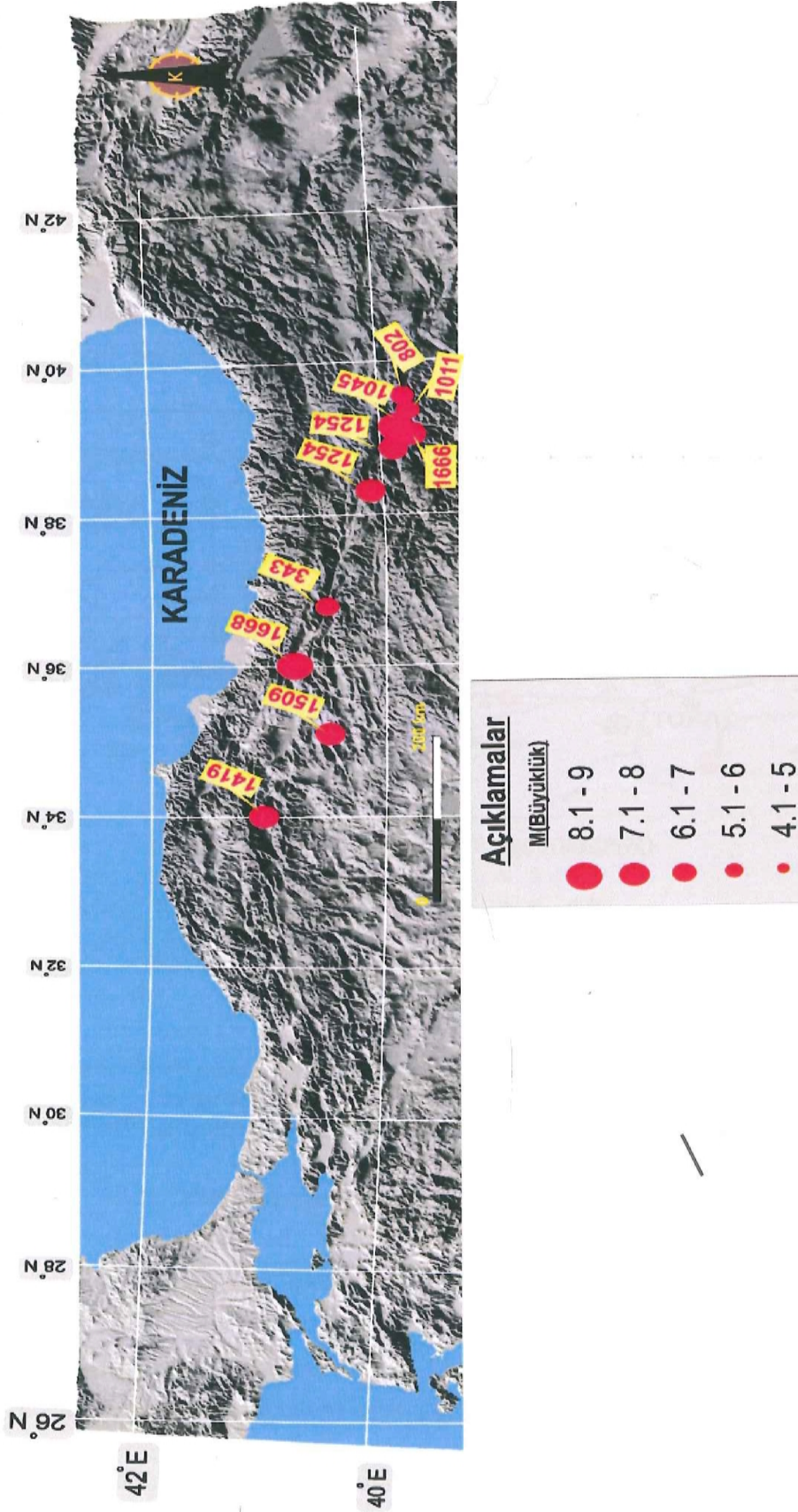
Yukarıda bir kısmı sayılan deprem katalogları ve daha birçoğunun içerdiği veriler Tan ve diğ., (2008) tarafından derlenmiştir. Bu deprem kataloğu düzenli olarak güncellenmektedir. İnceleme alanını ve çevresini kapsayan bölge de aletsel dönem öncesi, $M \geq 6.5$ tarihsel depremleri (Şekil 4.4) 'de gösterilmiştir. Tarihsel depremlerin dağılımı incelendiği zaman eski yerleşim yerleri civarında daha eksiksiz kayıt tutulduğu görülürken, bazı bölgelerde bu kayıt sıklığı bulunmamaktadır (Çizelge 4.1). Örneğin eski yerleşim yeri olan Amasya, Tokat ve Samsun merkezlerinde meydana gelen tarihsel kayıtlar oldukça fazla iken inceleme alanında eski yerleşim yeri bulunmakta olmasına rağmen bu yerleşim yerlerinin küçük olmasından dolayı tarihsel kayıtlar eksiktir.



Şekil 4.3 Yaklaşık son 1000 yıl içerisinde KAFZ üzerindeki deprem dizileri. Küçük kırmızı elipsler 967-1999 yılları arasındaki deprem dizisinin yüzey kırığı zonlarıdır. Daha yaşlı deprem dizileri (1943 ve daha yaşlı olanlar) Ambraseys (1970) ve Ambraseys ve Finkel'den (1995) yorumlanarak elipslerle gösterilmiştir (Barka, 1996'dan değiştirilmiştir).

Çizelge 4.1 Tan ve diğ ., 2008 'e göre çalışma alanı ve civarında gerçekleşen tarihsel depremler.

YER	TARİH	ENLEM	BOYLAM	M(Büyükük)
Ladik	236	40.9000	36.0000	-
Niksar	330	40.6000	37.0000	-
Niksar	335	40.6000	37.0000	-
Niksar	343	40.6149	36.9345	6,9
Niksar	366	40.6000	37.0000	-
Niksar	499	40.5000	37.0000	-
Niksar	506	40.6000	36.9000	-
Amasya	551	40.5500	35.8500	-
Erzincan	802	39.7000	39.5000	6,5
Kargı	968	41.1500	34.7500	-
Erzincan	1011	39.7000	39.5000	6,5
Erzincan	1045	39.7333	39.5000	8,1
Erzincan	1068	39.7500	39.5000	-
Çorum	1075	40.6000	34.9500	-
Erzincan	1236	39.7500	39.5000	-
Suşehri	1254	40.2000	38.3000	7,2
Erzincan	1254	39.7333	39.5000	7,5
Otlukbeli	1268	39.8000	40.4000	7,3
Erzincan	1287	39.7333	39.5000	6,9
Erzincan	1345	39.7500	39.5000	-
Otlukbeli	1457	39.9000	40.4000	7,6
Otlukbeli	1481	39.9000	40.4000	7,8
Erzincan	1482	39.7500	39.5000	-
Gümüşhacıköyü	1509	40.9000	35.2000	7,5
Amasya	1513	40.6500	35.8500	-
Erzincan	1576	39.7500	39.5000	-
Erzincan	1583	39.7500	39.5000	-
Refahiye	1584	40.0000	39.0000	6,6
Amasya	1585	40.6500	35.8500	-
Erzincan	1666	39.7000	39.5000	7,5
Anadolu	1668	41.0000	36.0000	8,1
Amasya	1684	40.6500	35.8500	-
Yedisu	1784	39.3000	40.3000	7,0
Erzincan	1787	39.7500	39.5000	-
Amasya	1877	40.6000	36.0000	-
Tosya	1882	41.0000	34.0000	-
Kargı	1885	41.3000	34.3000	-
Tokat	1887	40.3000	36.5000	-
Erzincan	1888	39.7500	39.5000	-
Niksar	1890	40.6000	36.9000	-



Şekil 4.4 Çalışma alanı ve civarındaki tarihsel depremlerin önemli olanlarının tarihsel izdüşümü (Tan ve diğ., 2008).

Çizelge 4.2 M.S. 343 Niksar Depremi.

Katalog	Tarih	Yer	Şiddet (I)	Büyükük (M)
(Guidoboni ve Comastri, 2005)	M.S 343	Niksar	IX ≤ I ≤ XI	-
(Ergin ve diğ., 1967)	M.S 343	Niksar	VI	-

4.2.3 M.S. 499 Suşehri Depremi

M.S. 499 yılı, Eylül ayı içerisinde Suşehri ve Niksar civarını şiddetle sarsan bir deprem gerçekleşmiştir. Suşehri gece yarısı gerçekleşen bu deprem sonrası harabe haline gelmiştir. Bütün şehrin kendisini çevreleyen duvarla birlikte deprem gecesinde yıkıldığı söylenir. İki gezgin tüccarın yazdıklarına göre gece olan ana şokla halk Arsamosata kilisesine akın etmiştir. Ancak, muhtemelen artçı bir şok yüzünden kilise binası üzerine yıkılarak çok sayıda kişinin ölmesine yol açmıştır. Farklı kaynaklarda ise bu tapınağın ve içindeki piskopos ile iki yardımcısının sağ kurtulduğu anlatılır. Deprem Karadeniz bölgesi toprakları genelinde hissedilirken Niksar'da büyük zarar görmüştür (Çizelge 4.3). Şehrin çoğu yıkılırken, St. Gregory kilisesi ayakta kalmayı başarmıştır (Guidoboni ve diğ., 1994).

Çizelge 4.3 M.S. 499 Suşehri-Niksar Depremi.

Katalog	Tarih	Yer	Şiddet (I)	Büyükük (M)
(Guidoboni ve diğ., 1994)	M.S. 499, Eylül	Suşehri, Arsamosata, Niksar	IX-X	-
(Ergin ve diğ., 1967)	M.S. 499	Niksar ve Suşehri	VIII	-
(Ambraseys ve Jackson, 1988)	M.S. 499, Eylül	Niksar	-	$6.0 \leq M_s \leq 7.0$

4.2.4 M.S. 1035-1045-1050 deprem serisi

KAFZ'un batı (1035), doğu (1045) ve orta kesiminde (1050) gerçekleşen, tarihsel kaynaklar yardımıyla hasar dağılımı ve hendek çalışmalarıyla da yüzey kırığının olası uzanımı belirlenen bir deprem serisi bulunmaktadır. 1034 ve/veya 1035 depremi, Ankara ve kuzeyi ile muhtemelen Bolu çevresinde yıkıcı etkileri olan bir deprem olarak tarihsel kayıtlarda geçmektedir (Guidoboni ve comastri, 2005). Depreme ait yüzey kırığı, Gerede ve Demirtepe (Hartleb ve diğ., 2006) hendeklerinde bulunmuştur (Çizelge 4.4). 1045 depremi, şimdiki Erzincan ili ve çevresinde çok şiddetli bir deprem olarak yaşanmıştır. Çevre bölgelerinde çok sayıda ev ve kilise harabeye dönmüştür. Yaklaşık bir sene boyunca artçı şoklar bölgeyi etkilemeye devam ederek, muhtemelen 6 Mart 1046 'ya kadar sürmüştür. Derin yarıkların oluştuğu, şehrin neredeyse tamamen yok olduğu bildirilir (Guidoboni ve Traina, 1995; Guidoboni ve Comastri, 2005). Başka kataloglar, bu büyük depremin 5 Nisan 1045 yılında gerçekleştiğini söyler (Ambraseys ve Jackson, 1998).

Çizelge 4.4 M.S. 1045 Erzincan Depremi.

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

4.2.5 11 Ekim 1254 Erzincan Depremi

11 Ekim 1254 'de Erzincan'dan Niksar (Sebaste)'a kadar uzanan bir alan çok şiddetli bir depremle hasar görmüştür. Erzincan 'ın batısına doğru, Kelkit vadisi boyunca yüzey kırığı ve bununla ilişkili olarak heyelanlar meydana gelmiştir (Çizelge 4.5). Muhtemelen heyelanların birisinin bir akarsu ağzını kapatması sonucu Köseadağ yakınlarında bir göl oluştuğu bilinmektedir. Depremden 5 ay sonra Şubat 1255 de bölgeden geçen Rubruck'lu William, depremin çevreye verdiği etki konusunda birincil kaynağı oluşturur. Rubruck'lu William buradan Niksar'a geçmiş ancak binalardaki yıkımdan çok fazla bahsetmemiştir. Bundan depremin burada, Erzincan'da olduğu kadar yıkım yapmadığı yorumlanabilir (Guidoboni ve Comastri, 2005). Tarihsel verilerin tamamına göre yapılan diğer bir yorum, Erzincan'a kadar uzanan yüzey faylanmasının toplam 150 km civarında olması gerektiğidir. Bu yaklaşıma göre deprem merkezi Suşehri civarındır. (Ambraseys ve Melville, 1995)

Çizelge 4.5 11 Ekim 1254 Erzincan Depremi.

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

4.2.6 Mart 1419 Tosya Depremi

Bilinen belli başlı kataloglarda yer almayan bu büyük depremin varlığına (Kondorskaya ve Ulomov, 1999) dikkat çekmiştir (Çizelge 4.6). Yıkım ve yüzey faylanması hakkında fazla veri içermeyen bu kaynağa göre, depremin büyüklüğü 7,6 gibi oldukça yüksek bir değerdir. Diğer kataloglarda Anadolu'nun bu kesimi ile ilgili veri bulunmaması ve bu kadar yüksek bir magnitüd değerinden bahsedilmesi, bu depremin mevcut bütün bilgilerle karşılaştırılarak değerlendirilmesi gerekliliğini ortaya çıkarır.

Çizelge 4.6 Mart 1419 Tosya Depremi.

Katalog	Tarih	Yer	Şiddet(I)	Büyükklük (M)
(Kondorskaya ve Ulomov, 1999)	Mart 1419	Tosya	-	7,6

4.2.7 M.S. 1579-1590-1598 depremleri

Tarihsel kaynaklarda 16. Yüzyılın sonlarına doğru gerçekleşen ve Amasya ile yakın çevresinde etkili olan bir deprem hakkında detaylı bilgi bulunmaktadır. Elde edilen ilk kayıt 19 Ekim 1579 tarihinde Çorum'da birçok evi yıkan ve kamu binalarına önemli derecede hasar veren bir depremden bahsetmektedir. Bu depremden Amasya da etkilenmiştir.(Ambraseys ve Finkel, 1995) Diğer bir kayıt ise Kasım 1590 tarihlidir. Sadece Yaşar (1912,1928) tarafından tanıtılan bu depremden Sultan Beyazıt Camii ve Burmalı Minare Camii önemli hasar görmüştür. Venedik kaynaklarında geçen 1598 depreminin de Amasya 'da büyük hasar yaptığı belirtilmektedir (Ambraseys ve Finkel, 1995).

4.2.8 M.S. 1647 depremi

Hicri 1057 yılında (6 Şubat 1647-26 Ocak 1648) meydana gelen bir deprem, Amasya'da aralarında Hamza ve Fethiye Camii'leri ile Hilafet Gazi Medresesi'nin de bulunduğu çok sayıda kamu binasının hasar görmesine neden olmuştur (Yaşar, 1912,1928).

4.2.9 M.S. 1668 depremi (Büyük Anadolu Depremi)

Kuzey Anadolu Fayı üzerinde tarihteki en büyük deprem 16 Ağustos 1668 tarihinde gerçekleşmiştir (Çizelge 4.7). Bu depremde, etki alanı değerlendirmelerine göre Niksar-Bolu arasındaki KAF hattı tamamen kırılmıştır. Bu depremin hissedilen en büyük şiddeti XI ($M_s:8$) olarak geçmektedir (Ambraseys ve Finkel, 1995). Depremin yüzey kırığının uzanımı hendek çalışmaları ile belirlenmiştir (Yoshioka ve diğ., 2000; Hartleb ve diğ., 2003).

Depremin 20 Temmuz'da başlayan öncüleri 15 Ağustos'a kadar sürmüştür. 15 Ağustos'ta öncü şok Ankara kalesine, evlere ve surlara hasar vermiştir. İki gün (17 Ağustos'ta) sonra başlayan sarsıntılarla kalenin bulunduğu tepeden aşağıya kayalar yuvarlanmış, yer yarılmış ve içinden sülfürlü alevler yükselmiştir. Herkes kenti boşaltarak dağlara, bahçelere, bağlara çekilmiş. Yalnızca kalenin Türk komutanı ve askerleri yerlerinde kalmıştır (Ambraseys ve Finkel, 1995).

Yüzey kırığının uzunluğu dikkate alındığında $M_s=8,0$ olarak hesaplanabilecek Anadolu depremi için, VI şiddetine ait isosismik alanının ortalama yarıçapı 270 km olarak alındığında $M_s=7,8$ büyüklüğü bulunur. Aylar öncesi başlayan şiddetli öncü şokların etkisiyle halkın çadırlarda yaşamaya başlamış olmaları, böyle büyük bir depreme rağmen toplam ölü sayısının 8000 kişi ile sınırlı kalmasını sağlamıştır (Ambraseys ve Finkel, 1988, 1995). Deprem sonucunda oluşan yüzey kırığının uzunluğu yaklaşık 400 km civarındadır. (Ambraseys ve Finkel, 1988; Ambraseys ve Jackson, 1998)

Çizelge 4.7 17 Ağustos 1668 Büyük Anadolu Depremi.

Katalog	Tarih	Yer	Şiddet (I)	Büyüklik (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	-

4.2.10 M.S. 1776 depremi

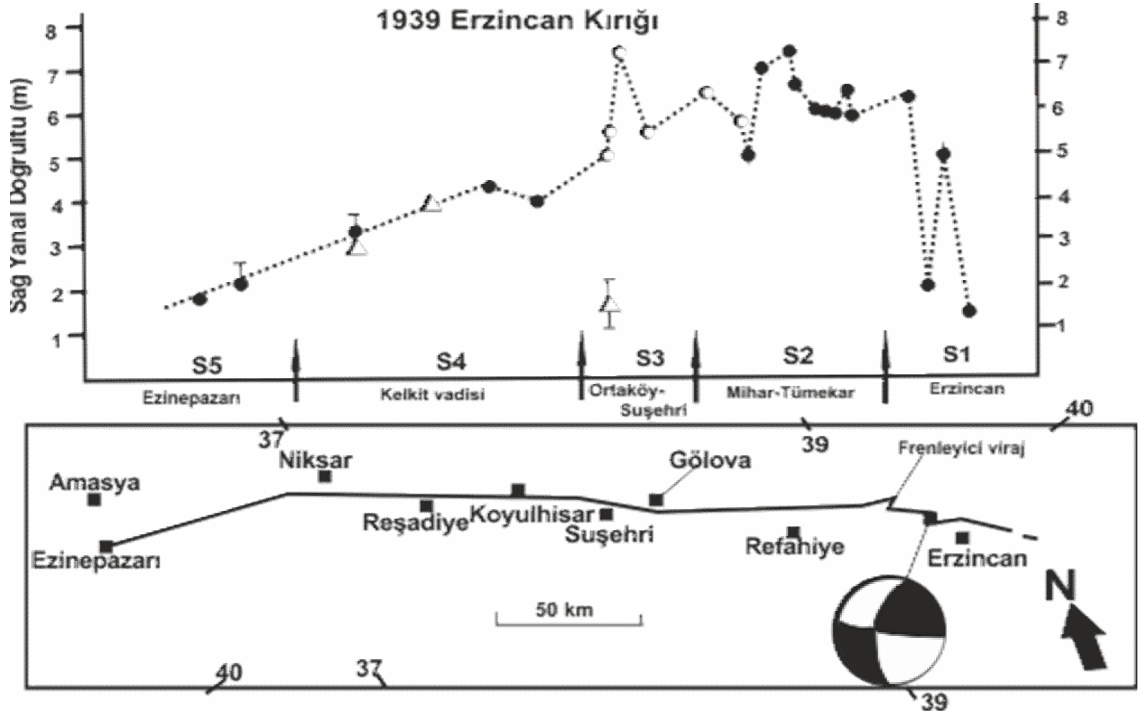
29 Aralık 1776 tarihinde gerçekleşen bu depremde, Vezirköprü ve Çorum yerleşkeleri etkilenmiştir ve bölgedeki bir çok bina yıkılmıştır (Ambraseys ve Finkel, 1995). KAF ana koluna oldukça yakın ve genç çökeller üzerinde bulunan bu yerleşkelerin yanısıra, Amasya ‘da hasarlı olan bir türbe yıkılmıştır (Yaşar, 1912,1928).

4.2.11 26 Aralık 1939 Erzincan Depremi

Erzincan depremi (M=7,9 ile 8) son üç yüzyıl süresince Anadolu’da meydana gelmiş en büyük deprem değildir ama 1939-2015 dönemindeki en büyük depremdir. Kuzey Anadolu Fay Zonu boyunca büyük depremlerin batıya doğru göçü bu depremle başlamıştır. Bu deprem Erzincan’ın doğusundan Amasya’nın güneyine kadar uzanan 360 km uzunluğunda bir yüzey kırığı oluşturmuştur. Dewey (1976) tarafından hesaplanan merkez üssü Erzincan’ın yaklaşık 10 km KB’sında 20° lik bir sıkıştırıcı bükülmüdür. Odak mekanizması 108 derece gidişli bir fay düzlemi olup, tamamen doğrultu atımlı bir harekettir (McKenzie, 1972). Artçı şok çalışmaları ile bağlantısı olmamakla birlikte, kırık zonu üzerindeki çek- ayır havzaları ve ana gevşeten bükümler boyunca yeralan Erzincan, Suşehri ve Niksar havzalarında meydana gelen büyük artçı şokları (M>4.9) Dewey (1976), Tabban (1980) ve Riad ve Meyer (1985) rapor etmiştir. Pamir ve Ketin (1941) ‘e göre yerel halk ana şoktan 2 hafta önce birkaç küçük deprem hissetmiştir. KD-GB gidişli KD Anadolu Fayı üzerinde 1939 Erzincan depreminden 5 hafta önce meydana gelen M=5.9 büyüklüğündeki 20 Kasım 1939 Tercan depremi, 1939 Erzincan depreminin bir öncü depremi olabileceği düşünülebilir. Depremi izleyen bir yıl içerisinde depremin merkez üssünün yaklaşık 200 km batısında Reşadiye’de 3.7 m’lik sağ yanal kayma ölçülmüştür (Pajeras ve diğ.,1942).

1939 Yüzey kırığı zonu geometrik olarak 5 farklı parçadan oluşmaktadır: (1) 60 km uzunlukta Erzincan segmenti; (2) 65 km uzunlukta Mihar-Timekar segmenti; (3) 45 km uzunlukta Ortaköy-Suşehri segmenti; (4) 100 km uzunlukta Kelkit vadisi segmenti ve (5) 90 km uzunlukta Ezinepazar segmenti. 1 ve 2 nolu segmentler 20° lik açı ile kesişen sıkıştırıcı büküm; 2 ile 4 nolu segmentler tümüyle gevşeten çift bükümü tanımlamaktadır. Niksar Havzası 1939 (4 nolu segment) ile 1942 yüzey kırığı zonlarının parçaları arasında bir çek-ayır havzası olarak

açılmaktadır. (Şekil 4.6) Erzincan'ın kuzeyinde 1 nolu segment boyunca kayma 2 m. daha sonra 1 ve 2 nolu segmentler boyunca Refahiye'nin kuzeyinde 6 m.ye yükselmektedir. Refahiye'nin kuzeyi ile Suşehri arasında 2 ve 3 nolu segmentler boyunca 7.5 m.ye ulaşan bir diğer artış vardır. Maksimum kaymanın benzer miktarları Şuşehri'nin KD sında Koçyiğit (1989) tarafından da ölçülmüştür. Kelkit vadisi segmenti (4 nolu segment) boyunca kayma 4 m.ye düşmekte ve daha da batıda (5 nolu segmentte 2 m. ve daha az) iyice azalmaktadır. Bu dağılım doğuda olan Suşehri segmenti ile batı segment (Kelkit segmenti) arasında kaymadaki farkın 3.5 m. olduğunu işaret etmektedir. 5 nolu segment boyunca kaymadaki azalma 1942 ve 1943 depremlerinin yüzey kırığı zonları üst üste binmesidir (Barka, 1996)(Şekil 4.6).

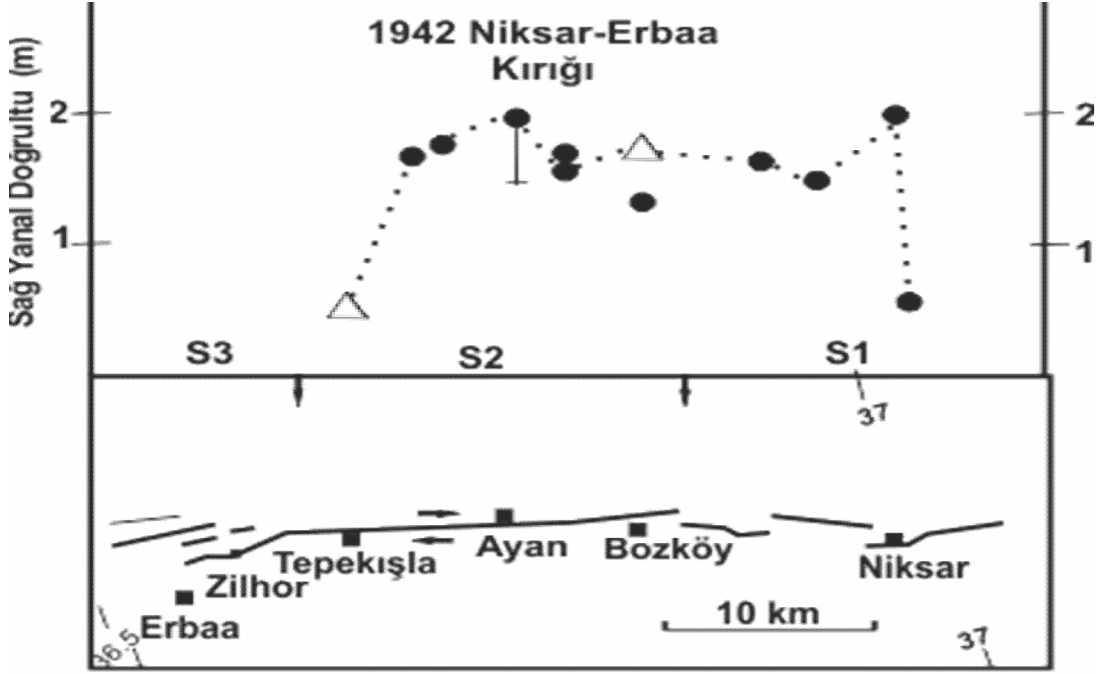


Şekil 4.6 1939 Depreminin yüzey kırığı boyunca kayma dağılımı. (Barka, 1996; Koçyiğit, 1989; Pamir ve Ketin, 1941; Parejas ve diğ.,'den(1942) basitleştirilmiştir). Odak mekanizması çözümü McKenzie'den (1972) alınmıştır.

4.2.12 20 Aralık 1942 Erbaa-Niksar Depremi

M=7.1 büyüklüğündeki 1942 Erbaa Depremi yaklaşık 50 km uzunluğunda bir yüzey kırığına sahiptir (Pamir ve Akyol 1943; Blumenthal 1943; Ambraseys 1970). Bu depremin merkez üssü için Dewey (1976) in verdiği lokasyon yüzey kırığının batı ucuna yakındır. Bu yüzey kırığı zonu geometrik olarak birkaç farklı parçadan oluşur (Şekil 4.7). Doğu kısmında Niksar ve Bozköy arasında iki küçük kademeli parçalarla bağlantılı bir gevşeten stepover vardır. Fayın Tepekışla – Bozköy kısmı çizgisel sırtlar, dere ötelenmeleri ve çöküntü gölcüğü kapsayan belirgin doğrultu atımlı morfolojili, devamlı ve oldukça düzenlidir. Bu kırık zonunun batı ucu Erbaa'nın kuzeyinde üç farklı yarıparalel gidişli koldan meydana gelmekte ve farklı olarak bir gidişe sahiptir. Maksimum kayma 1.6 ile 2 m. arasında değişmekte ve Nisar ile Tepekışla arasında oluşmuştur (Şekil 4.7). Bu değerler Blumenthal (1943) ve Ambraseys (1970) tarafından verilenlere benzerdir. Ayan köyünde Erzincan depremi olduğu zaman 10 yaşında olduğunu belirten yaşlı

bir tanık, aynı kırık zonu içerisinde Erzincan depreminde de bazı kırıkların oluştuğunu söylemiştir. Ancak kaymanın tipini ve miktarını bilmemektedir. Nitekim, Niksar-Erbaa arasındaki bu yüzey kırığı zonu için 1942 depremi ana olay olmakla beraber, aynı kırık zonu boyunca 1939 depremi de bir miktar kaymaya neden olmuştur (Barka, 1996).

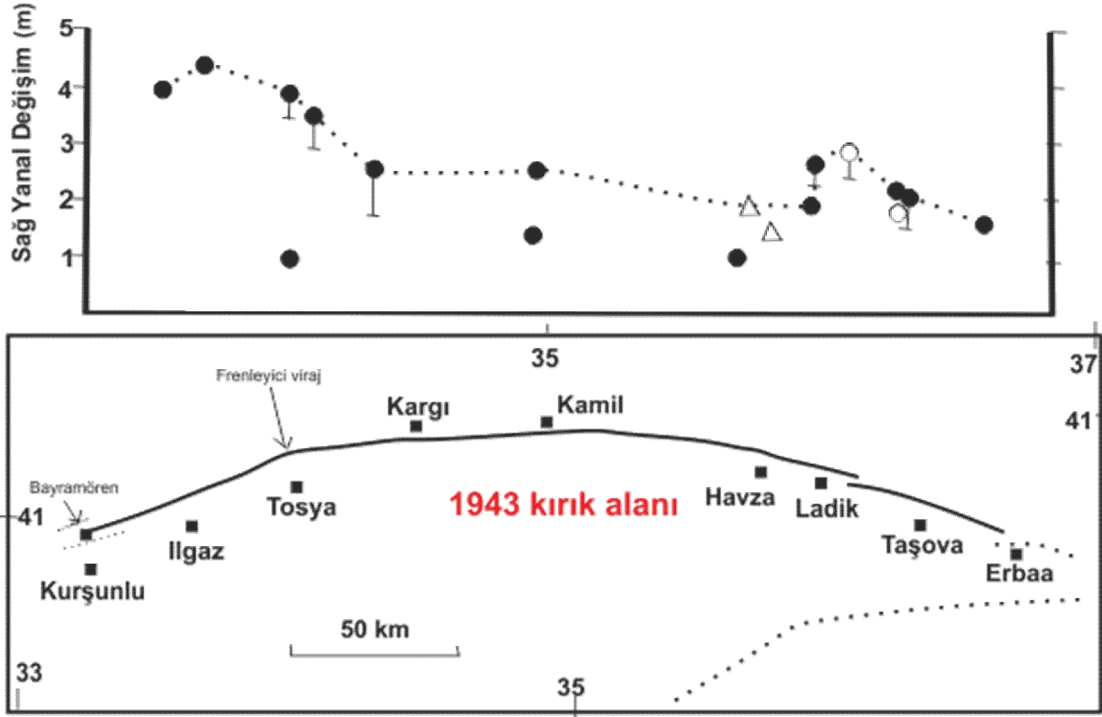


Şekil 4.7 1942 Niksar-Erbaa Depremi yüzey kırığı boyunca kayma dağılımı. İçerideki noktalar bu çalışma sırasında elde edilen ölçümlerdir. İçerideki boş üçgenler depremden hemen sonra Pamir ve Akyol (1943) ve Blumenthal (1943) tarafından bildirilmiş olan ötelenmeleri göstermektedir. (Barka, 1996; Koçyiğit, 1989; Pamir ve Ketin, 1941; Parejas ve diğ., 1942 'den basitleştirilmiştir.)

4.2.13 26 Kasım 1943 Tosya-Ladik Depremi

M=7.6 büyüklüğündeki 1943 Tosya- Ladik Depremi Erbaa'nın KB sından başlayan Kurşunlu'nun (Bayramören) kuzeyine kadar uzanan 280 km uzunluğunda bir yüzey kırığı oluşmuştur (Ketin 1969) (Şekil 4.8). Depremin merkez üssü kırık zonunun batı ucundadır (Dewey 1976). Maksimum yıkım (MMI=X) Tosya ve Ilgaz'da oluşmuştur (Ketin 1969). 1943 Yüzey kırığı KAF'ın kuzeye doğru kavisi ile sınırlanmaktadır. Bu kırık zonu içinde fayın en belirgin özelliği Tosya'nın kuzeyindeki 15° lik bir sıkıştırıcı bükülmüdür. Kırık Ilgaz ve Kurşunlu arasında sıkıştırıcı büküm biçimi, birkaç gevşeten sıçramayla sonlanır. Sağ yanal kayma Taşova'nın kuzeyi ile Destek arasında 1.5 ile 2 m arasında dağılmaktadır. Kayma Havza'nın kuzeyinde 2 m. kadar olmuştur. Kamil'deki kayma 1.4 ile 2.6 m arasında değişmektedir. Kargı yakınındaki Sopsökü'de bir köylü kendi tarla sınırında yatay ötelenmeyi adımlamış ve toplam üç adıma karşılık yaklaşık 2.6 m. olarak ölçülmüştür. Kaymanın miktarı Ilgaz ve Tosya arasında sıkıştırıcı büküm üzerinde 4 ile 4.5 m batıya doğru artmaktadır. 1943 Depremi kırık zonu boyunca önceki kayma tahminleri doğu kısım için sınırlıdır ve 1 ile 2.5 m. arasında olmuştur (Blumenthal, 1945; Ketin, 1969; Ambraseys, 1970) (Şekil 4.8).

1943 Tosya-Ladik Kırığı



Şekil 4.8 1943 Tosya Depremi yüzey kırığı zonu boyunca kayma dağılımı (Barka ve Kadinsky Cade 1988 den değiştirilmiştir). İçi dolu noktalar bu çalışma sırasında elde edilen ölçümlerdir. İçi boş daireler Öztürk (1980) tarafından yapılan ölçümlerdir. İçi boş üçgenler ise depremden hemen sonra Blumenthal (1945) ve Ketin (1969) tarafından bildirilmiş olan ötelenmeleri göstermektedir. (Barka, 1996; Koçyiğit, 1989; Pamir ve Ketin, 1941; Parejas ve diğ., 1942'den basitleştirilerek alınmıştır).

5. İNCELEME ALANININ PALEOSİSMİK İNCELENMESİ

Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), doğuda Karlıova (Bingöl), batıda Ege Denizi arasında yaklaşık 1500 km' lik bir mesafe boyunca dış bükey bir yay şeklinde uzanarak, Türkiye'nin en önemli deprem kuşağını oluşturur. (Blumenthal, 1945 ;Ketin, 1948, 1969; Barka ve Hancock, 1984; Barka ve Kandisky-Cade, 1988; Barka, 1992; Şengör ve diğ., 2005). 20. yüzyılda doğuda 1939 Erzincan depremiyle başlayan deprem silsilesi, batıya doğru sırası ile 1942 Niksar-Erbaa, 1943 Ladik, 1944 Gerede, 1957 Abant, 1967 Mudurnu Vadisi depremleriyle devam etmiş ve en son 1999 İzmit ve Düzce depremleri ile son bulmuştur. Bu depremler sonucu KAFZ üzerinde toplam 1100 km den fazla yüzey kırığı oluşurken, onbinlerce insan yaşamını yitirmiştir (Barka, 1996; Akyüz ve diğ., 2002; Barka ve diğ., 2002; Hartleb ve diğ., 2002; Cakir ve diğ., 2003).

Anadolu toprakları eski tarihlerden beri birçok uygarlığa ev sahipliği yapmıştır. Bu nedendir ki tarihsel deprem kayıtları çok eskilere uzanmakta ve bunların derlendiği çok sayıda, zengin deprem katalogları vardır (Pınar ve Lahn, 1952; Ergin ve diğ., 1967; Soysal ve diğ., 1981; Guidoboni ve diğ., 1994; Ambraseys ve Finkel, 1995; Guidoboni ve Comastri, 2005; Tan ve diğ., 2008). Ancak, eski büyük olaylara ait kayıtların, eski yerleşim yerlerinin dağılımı, olayı kayıt altına alan tarihçilerin öznelliği, zaman içinde kayıtların kaybolması ve benzeri etkiler yüzünden KAFZ üzerindeki dağılımları tam olarak belli değildir. Gerek fay geometrisinin ortaya konması, gerekse bu yerlerin üzerinde yapılacak olan paleosismolojik çalışmalar, tarihsel verilerin doğruluğunun saptanması ve gerekli eksikliklerin giderilmesi için büyük önem taşır. KAFZ 'nun batı kesiminde göreceli olarak çok sayıda paleosismik çalışma yapılmışken, doğu kesimlerde bu çalışmalar daha azdır (Barka, 2000; Hitchcock ve diğ., 2003; Klinger ve diğ., 2003; Hartleb ve diğ., 2006; Pavlides ve diğ., 2006, Palyvos ve diğ.,2007; Pantosti ve diğ., 2008). Bu eksikliğin biraz da olsa giderilmesi amacıyla CÜBAB M-527 nolu proje kapsamında 1943 Ladik Deprem kırığı üzerinde (Tatlıcak-Arslantaş köyleri arası) 3 ayrı lokasyonda paleosismolojik amaçlı örnekleme yapılmıştır. Bu lokasyonların her birinden 2 adet örnekte yapılan C14 (Radyokarbon Yöntemi) yaşlandırması ile belirli yaşlar bulunmuş, inceleme alanı ve civarının paleosismik incelenmesi kapsamında bilgiler elde edilmiştir.

5.1 Fay Kazıları

Oldukça zengin deprem kataloglarına sahip olan Türkiye eski yüzey kırıklarının hangi fay segmenti üzerinde yer aldığı büyük oranda henüz belirlenmemiştir. Bu eksikliğin giderilmesi yönünde paleosismolojik amaçlı fay kazılarının KAFZ üzerinde başlaması 1990'lı yılların başına rastlar (Okumura ve diğ., 1990; Ikeda ve diğ., 1991; Okumura ve diğ., 1993; Okumura ve Yoshioka, 1994; Okumura ve diğ., 1994). KAFZ geneline bakıldığında paleosismoloji çalışmalarının özellikle Bolunun batısında yoğunluk kazandığı görülür (Ikeda ve diğ., 1991; Rockwell ve diğ., 2001; Hitchcock ve diğ., 2003; Klinger ve diğ., 2003; Pavlides ve diğ., 2006;

Paliyvos ve diğ., 2007; Kürçer ve diğ., 2008b; Pantosti ve diğ., 2008). Fayın orta ve özellikle doğu kesimleri fay kazısı çalışmaları açısından daha yetersizdir.

Tarihsel kayıtlarda bulunan depremlerin hangi fay segmentinde gerçekleştiğinin bulunması, eksik kayıtların tamamlanması için paleosismolojik amaçlı hendek açımı çalışmalarının KAFZ 'un orta ve doğu kesimlerinde artırılması gerekmektedir. Bundan dolayı bu çalışma kapsamında, 1943 Tosya-Ladik depremi sonucunda oluşan yüzey kırığının Ladik (Tatlıcak-Arslantaş köyleri arası) KD'sunda yer alan bölümü üzerinde hendek kazıları yapılmıştır. İnceleme alanında ön arazi çalışmaları yapılarak, paleosismik amaçlı hendek (trench) yerleri belirlenmiş ve 3 lokasyonda hendek açımı gerçekleştirilmiştir (Şekil 5.1) ve (Çizelge 5.1).

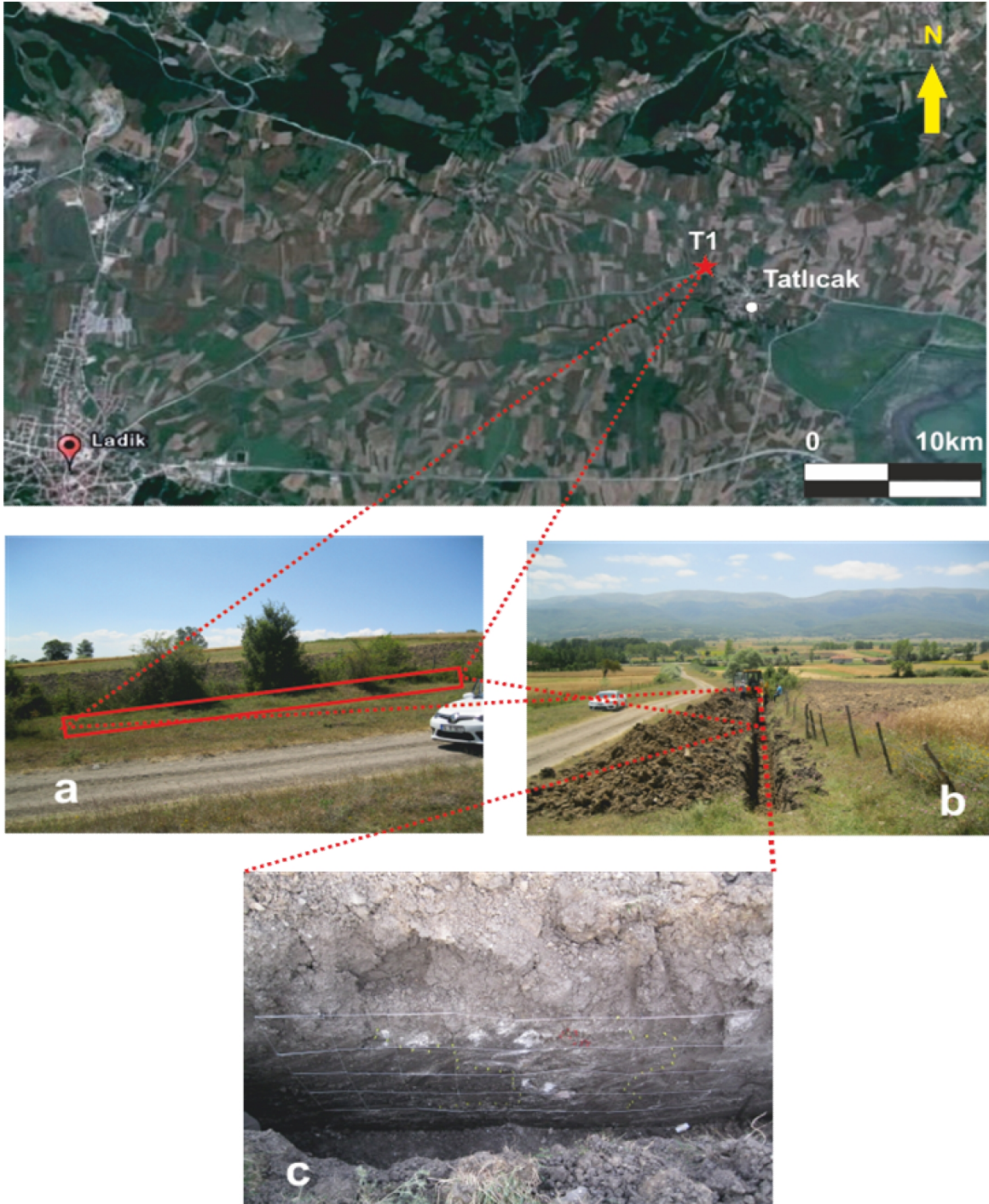


Şekil 5.1 İnceleme alanında ön arazi çalışmaları yapılarak belirlenmiş hendek (trench) yerleri; T1, T2 ve T3.

Çizelge 5.1 Çalışma kapsamında paleosismik amaçlı açılan hendek lokasyonları ve araziden alınan örnek numaraları.

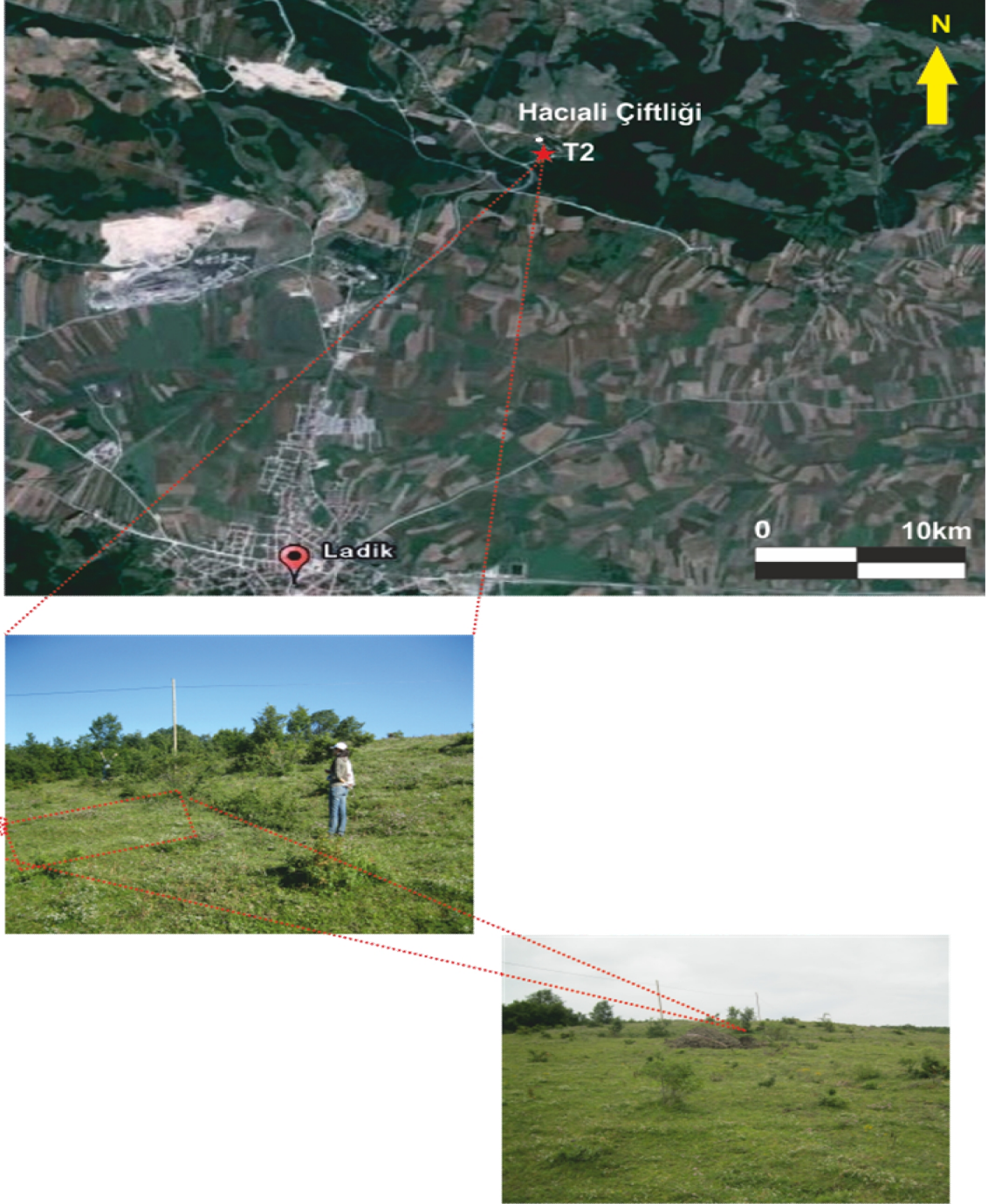
TRENCH NO	LOKASYON ADI	KOORDİNAT		KOT (METRE)	ALINAN ÖRNEK NO
		KUZEY	DOĞU		
T1	Tatlıcak Köyü	35538 K	49040 D	893 m	VT1 VT2
T2	Haciali Çiftliği	37167 K	45345 D	969 m	VT3 VT4
T3	Ağcapınar Mevkii	37322 K	44898 D	972 m	VT5 VT6

İnceleme alanı civarında yapılan gözlemler ve 1943 depremini yaşayan köylülerle yapılan sözlü görüşmelere dayanarak 1943 fay izi belirlenmiştir. Depremi yaşayan kişiler ile yapılan ilgili diyaloglarda belirtilenlere göre, 1943 depreminde, Tatlıcak köyünde depremden hemen önce bir yangın olduğu ve bir çok insanın dışarıda olmasından dolayı çok fazla can kaybı olmadığı; ancak, pek çok evin yıkıldığı belirtilmiştir (İsmail Şener-Tatlıcak Köyü, 86). İsmail Şener, 86 eşliğinde belirlenen T1 hendek yeri, kazı alanı ve çalışılan duvar görüntüsü (Şekil 5.2).



Şekil 5.2 Tatlıcak Köyü KB'sında (Google Earth görüntüsünde), 1943 fay izi KB'ya bakış (a), bu fay izi üzerinde açılan T1 hendeki (b) ve açılan hendeki karelenmiş duvarı (c).

Çerkez Mahallesi sakinlerinden Ahmet Ersan, 94 ve Şinasi Ersan, 87 tarafından verilen bilgilere göre Hacıali Çiftliği mevki güneybatısında kırığın geçtiği fay izinde ikinci hendek açımı gerçekleştirilmiştir (T2 hendeği) (Şekil 5.3).



Şekil 5.3 Google Earth görüntüsü üzerinde Hacıali Çiftliği mevkiinde T2 hendeği.

Yüzey kırığı, Arslantaş Köyü GD'sunda Ladik-Samsun yol kenarında bir sagpond gölcüğü oluşturmuş ve ilgili lokasyonda devamını teşkil ettiğini düşündüğümüz gölcüğün kuzeybatısında üçüncü hendek (T3 hendeği) çalışması yapılmıştır (Şekil 5.4).



Şekil 5.4 Google Earth görüntüsünde Arslantaş Köyü GD'sunda yer alan anayol kenarındaki sagpond gölcüğü.

Bu fay izi üzerinde yapılan gözlem ve çalışmalar sonucu fayın, doğrultu atımlı sağ yönlü bir niteliğinin olduğu ve az miktarda düşey bileşeni de bulunduğu belirlenmiştir. Fay izi Tatlıcak köyü kuzeydoğusundan Arslantaş köyü kuzeybatısına doğru uzanmaktadır.

5.1.1 T1 Hendeği

T1 hendeği (**35538K / 49040D**), 1943 Deprem kırığıının, Ladik kuzeyi bölümü üzerinde, Tatlıcak köyü'nün KB'sında ve yaklaşık olarak 800 metre uzağında açılmıştır. T1 hendeğinin bu lokasyonda açılma nedeni; çalışmanın temelini oluşturan ilgili fay kırığıının bu kesimde, morfolojik olarak izin yüzeyde gözlenebilmesi; ayrıca 1943 yılında depremi yaşayan Tatlıcak köyü sakinlerinden İsmail Şener (86)'in fay kırık izini arazide göstermesidir. Kazı işleminin gerçekleştirilmeden hemen önce, ilgili lokasyonun doğu ve batı uzantılarında da arazi gözlemi yapılarak, 1943 deprem kırığıının yüzeyde izlenebilen morfolojik emareleri de belirlenmeye çalışılmıştır. Bu irdelemelerin ışığında da kazı yeri belirlenmiştir.

5.1.1.1 Hendek Yeri ve Morfolojisi

Fay kazısının yapıldığı alan, doğrultu atımlı fay zonları boyunca gelişen tipik fay morfolojisine sahiptir. Hendek açım yeri tespitinden önce 1943 deprem kırığıı olası izi üzerinde ve belirlenen lokasyonun her iki uzantısında da arazi gözlemleri yapılmıştır. Fay kırık izinin deprem sonucu morfolojide bir takım değişiklikler oluşturduğu gözlenmiştir. Örneğin, seçilen hendek yerinden 150 metre batıda fay kırığıının küçük dere yatağında yaklaşık 2 metrelik sağ yan offset oluşturduğu; fay izinin geçtiği çizgisellik boyunca ve belirlenen lokasyonun doğu ve batı uzantıları üzerinde düşey yer değiştirmelerin de varlığı gözlemlenmiştir. Bunlara ek olarak, 1943 fay kırığıı üzerinde olmamakla birlikte lokasyonun 70 metre kuzeyinde ve ilgili fay segmentinin daha eski faylanmalarının işareti olan fay gölcüğü (sag pond) 'de yer almaktadır. Bu kurumuş fay gölcüğü, ilgili fay segmentinin 1943 depreminden daha eski faylanmalarına ait olabileceği şeklinde yorumlanmıştır. Buna göre 1943 deprem kırığıı, ilgili fay segmenti üzerinde olmakla birlikte, önceki oluşan orta ve büyük magnitüdü depremlerde yüzey fay kırıkları aynı iz üzerinde değil ama birbirine yakın paralel izler şeklinde yüzeyde yer almaktadırlar.

5.1.1.2 Hendek Yeri Litolojik Özellikleri ve Faylanma

Hendek açım yerindeki litolojiler genellikle genç alüvyonal çökellerden ve üzerindeki toprak örtüsünden oluşmaktadır. Hendeğin bulunduğu lokasyon ve çevresi genel olarak gevşek tutturulmuş alüvyonal malzemeden oluşmakta ve üzerinde ise kalan toprak örtüsü yer almaktadır. Açılan hendek duvarında, fay kırık dolgusu kesilmiştir. Fay kırık dolgusu, eski toprak (paleosol) ve bu toprak ile karışmış konumdaki kireçtaşı bloklarından oluşmaktadır.

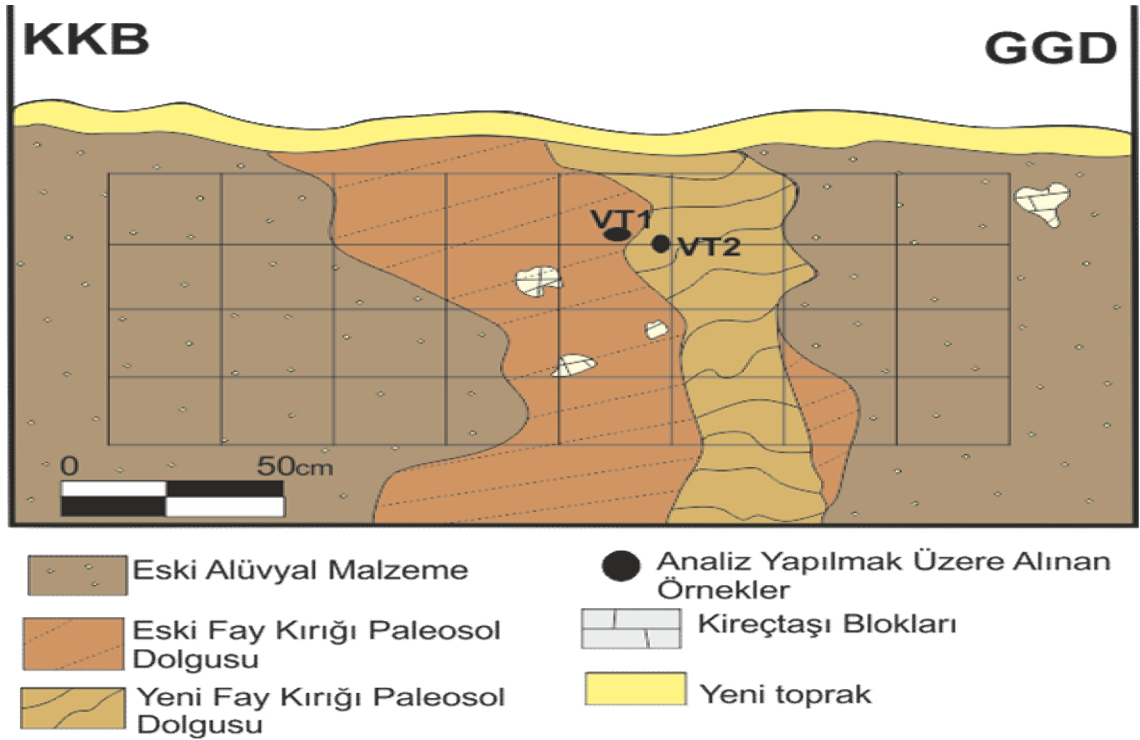
T1 hendeğinde kesilen 1943 deprem fay kırığıı, Ladik gölü içerisinde geçmekte; Gölün batı ucundan çıkarak Tatlıcak kuzeyinden K75B 'ya doğru uzanmaktadır (Şekil 5.5).



Şekil 5.5 1943 deprem fay kırığı, Ladik gölü içerisinde geçip gölün batı ucundan çıkarak Tatlıcak kuzeyinden K75B 'ya doğru gidişinin gösterimi.

5.1.1.3 Hendek Deprem Tarihçesi

T1 hendeğinde, 1943 deprem olayı dışında iki olay daha belirlenmiştir (Çizelge 5.2). Olası daha fazla olay içerisindeki bu üç deprem olayı; son üç olayı temsil etmektedir. Buna göre yaşlıdan gence doğru; 1. Olay (VT1): 5730-5628; 2. Olay (VT2) : 5207-4854; 3. Olay: 26 Kasım 1943' dür (Şekil 5.6).



Şekil 5.6 T1 hendeği K10B doğrultulu doğu duvarının loglanan genel görünümü. Kareleme boyutu 25X25 cm'dir. VT1 ve VT2 örnek yerleridir.

KAFZ'nun 1943 ladik bölümünde, 5730-5628 tarihi ile 26 Kasım 1943 tarihi arasındaki periyotta başka olaylarda gerçekleşmiş olabilir. Ancak, ilgili fay izinde değil; bu fay izi yakın paralelindeki yüzey kırıkları ile ilişkili bulunan kesimlerde gerçekleşmiş olmalıdır.

Çizelge 5.2 T1 hendeğindeki örneklerin radyokarbon analizleri ve kalibre edilmiş yaş sonuçları.

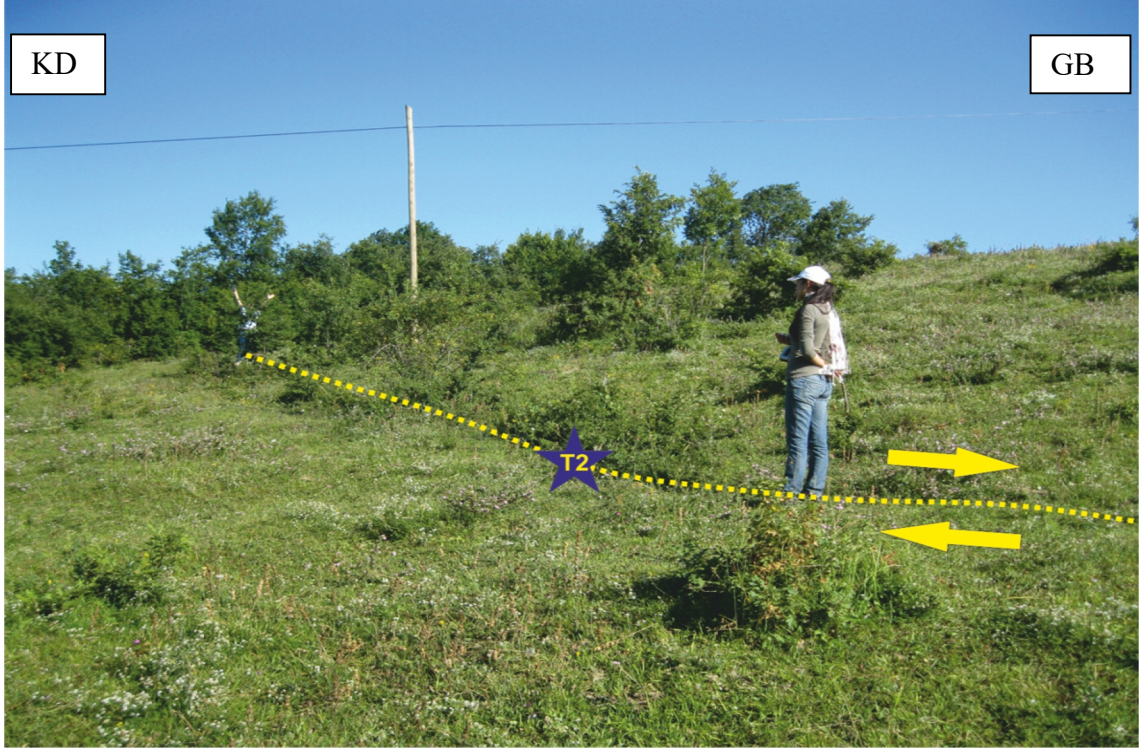
Lab. No	Örnek No	Radyokarbon Yaşı G.Ö(B.P)	$\delta^{13}C$	Kalibrasyon	Olabilirlik 0.95 (2 σ)	Materyalin Tipi
GX-33829-AMS	VT-1	6780± 40	-26.2	5730-5628	95.4%	Toprak
GX-33830-AMS	VT-2	6090±40	-26.8	5207-4854	95.3%	Toprak

5.1.2 T2 Hendeği

T2 hendeği (37167 K / 45345D) yer seçimi, çalışma alanında yapılan gözlemler ve 1943 depremini yaşayan İbi köyü sakinlerinden Şinasi Ersan (87) ile yapılan sözlü görüşmeye dayanarak 1943 fay izi üzerinde gerçekleştirilmiştir. Bu lokasyon, Hacıali Çiftliğinin güney batısında, eski bir sagpond gölüne yakın şekilde konumlanmıştır (Şekil 5.7).

5.1.2.1 Hendeğin Yeri ve Morfolojisi

Hendeğin açım yeri tespitinden önce 1943 deprem kırık olasılı izi üzerinde ve belirlenen lokasyonun her iki uzantısında da arazi gözlemleri yapılmıştır. Fay kırık izinin deprem sonucu morfolojide bir takım değişiklikler oluşturduğu gözlenmiştir. Bu lokasyonun 150-200 metre kuzey batısında kurumuş bir sagpond gölü de yer almaktadır. Hendeğin açımı gerçekleştirilen bölümde belirgin şekilde yaklaşık 25 cm düşey atım ve yüzeyde deprem kırık izi, erozyon ile kapanmış olmasına rağmen belirgin olarak takip edilebilmektedir (Şekil 5.7). Bu morfolojik veriler göz önünde bulundurularak ilgili fay kırık izi üzerinde kazı yapılmıştır.



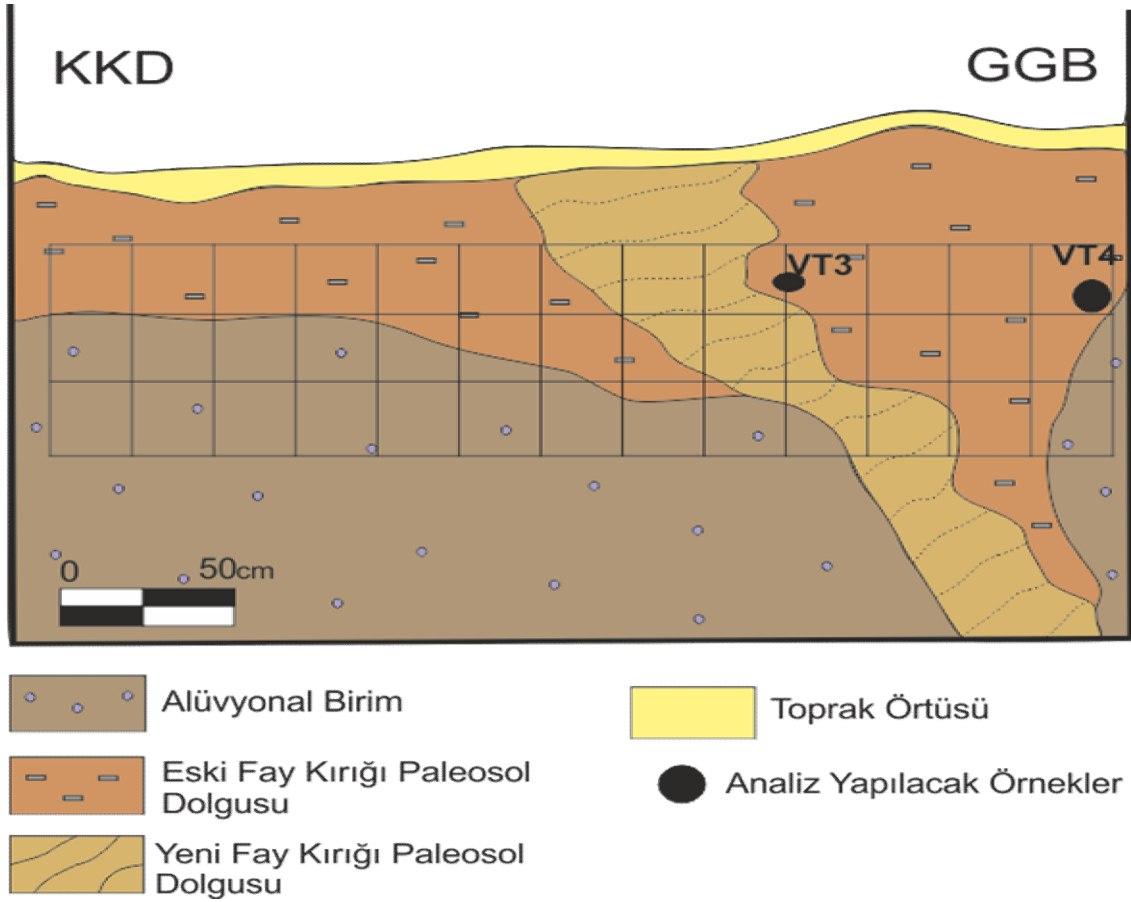
Şekil 5.7 Hendeğin açılması gerçekleştirilen bölümde belirgin şekilde yaklaşık 25 cm düşey atım ve yüzeyde ilgili deprem kırık izi, erozyon ile kapanmış olmasına rağmen belirgin olarak takip edilen T2 kazı alanı gösterimi.

5.1.2.2 Hendeğin Yeri Litolojik Özellikleri ve Faylanma

Çalışma alanındaki litolojiler genellikle genç alüvyonal çökellerden ve üzerindeki toprak örtüsünden oluşmaktadır. Hendeğin bulunduğu lokasyon ve çevresi genel olarak gevşek tutturulmuş alüvyonal malzeme ve üzerinde ise kalın toprak örtüsü şeklinde yer almaktadır. Açılan hendeğin duvarında, fay kırık dolgusu kesilmiştir. Fay kırık dolgusu, eski toprak (paleosol) ve dolgu içerisinde kömürleşmiş bitki kalıntılarında oluşmaktadır.

5.1.2.3 Hendeğin Deprem Tarihi

T2 hendeğinde yapılan çalışmada, alınan örnekler üzerinden yapılan C14 çalışmaları sonucu iki farklı olay tespit edilmiştir (Çizelge 5.3). Bu olaylar sırası ile 1. Olay (VT3-VT4) : 1695-1919; 2. Olay: 26 Kasım 1943 'dür (Şekil 5.8). Tarihsel dönem deprem kayıtlarında, genel olarak milattan sonra meydana gelen depremler ele alınmakta ve milattan önceki depremler bilinmemektedir. Ancak, aktif tektonik hareketler kapsamında uzun jeolojik zaman periyodunda defalarca, orta ve büyük magnitudlü depremleri doğuran hareketlenmelerin bu hendeğin yerinde de yer alması kaçınılmazdır.



Şekil 5.8 T2 hendeği K10D doğrultulu doğu duvarının loglanan genel görünümü. Kareleme boyutu 25X25 cm'dir. VT3 ve VT4 örnek yerleridir.

İlgili hendek çalışmasında VT3 ve VT4 örneklerinde (1695-1919) olarak aynı yaş bulunmuştur.

Çizelge 5.3 T2 hendeğindeki örneklerin radyokarbon analizleri ve kalibre edilmiş yaş sonuçları.

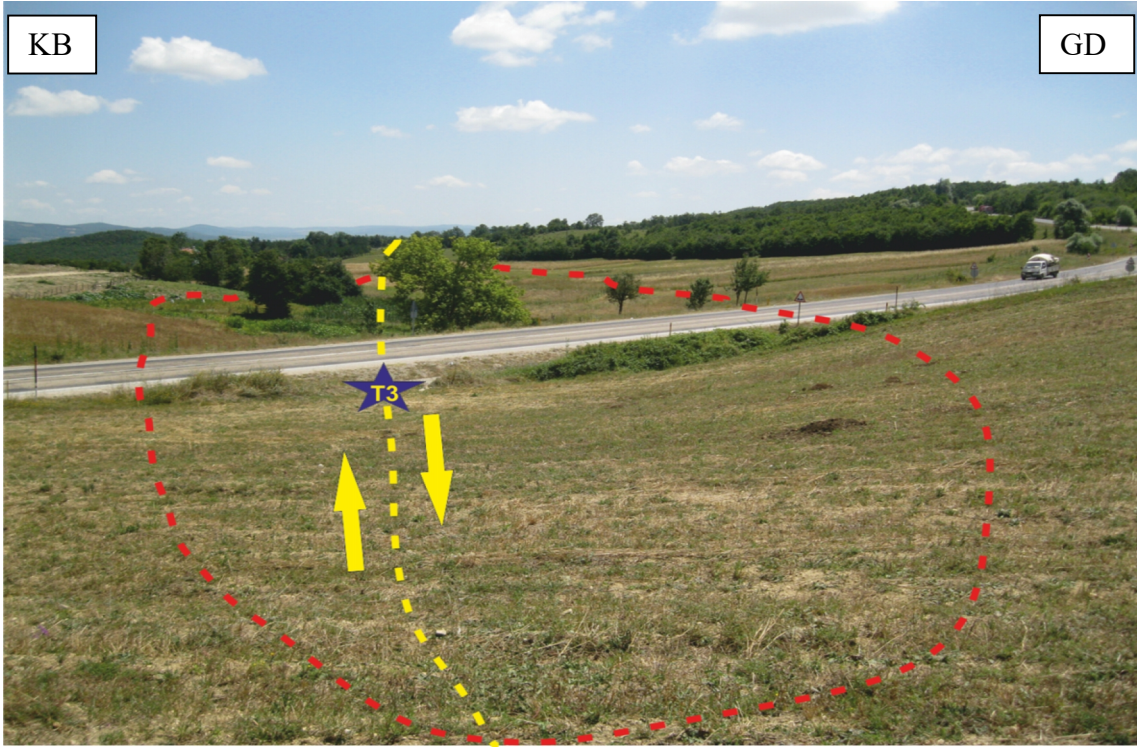
Lab. No	Örnek No	Radyokarbon Yaşı G.Ö.(B.P)	$\delta^{13}C$	Kalibrasyon	Olabilirlik 0.95(2 σ)	Materyalin Tipi
GX-33831-AMS	VT-3	108.7±0.4	-26.6	1695-1919	95.3%	Kömür
GX-33832-AMS	VT-4	108.7±0.4	-26	1695-1919	95.3%	Kömür

5.1.3 T3 Hendeği

T3 hendek (37322K / 44898D) çalışmalarında, Arslantaş köyü güneydoğusunda belirgin olarak sagpond gölü devamında çöküntü şeklinde görülen fay izi üzerinde çalışılmıştır. Bu hendek Ladik-Samsun karayolu kenarında konumlanmıştır.

5.1.3.1 Hendek Yeri ve Morfolojisi

Fay kazısının yapıldığı alan, doğrultu atımlı fay zonları boyunca gelişen tipik fay morfolojisine sahiptir. Hendek açım yeri tespitinden önce, 1943 deprem kırık olası izi üzerinde ve belirlenen lokasyonun her iki uzantısında da arazi gözlemleri yapılmıştır. Fay kırık izinin deprem sonucu morfolojide bir takım değişiklikler oluşturduğu gözlenmiştir. Çalışılan lokasyon Ladik-Samsun karayolunun KB'sında ve yola paralel şekilde konumlanmıştır. Kazı lokasyonu, Ladik-Samsun karayolu dolgusunun GD'sunda ve 5 metre aşağı kodunda bulunan sagpond gölünün devamını teşkil eden uzantısı üzerinde belirlenmiştir. Bu lokasyon, morfolojik olarak da karayolu dolgu malzemesinin böldüğü sagpond göl alanının devam eden ve batı sınırı üzerindeki bölümde seçilmiştir (Şekil 5.9). Bu hendek yerinin seçimindeki diğer amaç ise 1943 fay kırık izinin kesilememe olasılığına karşı, faya bağlı gelişen depresyon alanındaki sagpond çökellerinin temel kayaları üzerine çökme başlangıç yaşı ile ilgili olarak bilgi verme olasılığının var olması içindir. Dolayısı ile açılan kazıda, deprem olay belirlemesi olanaklı olamasa da paleodepremleri oluşturan bu fay izinin neden olduğu depresyonun başlangıç tarihi ve bu tarih ile ilişkili olarak fay kırığının ilk oluşum yaşınının sagpond çökellerinin en alt bölümünden alınan paleosol örnekleri yardımı ile belirlemek içindir.



Şekil 5.9 Sagpond gölü devamını teşkil eden gözle görülür durumdaki çöküntünün Arslantaş Köyüne doğru uzandığı morfolojik olarak belirlenmiştir. T3 hendeği .

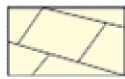
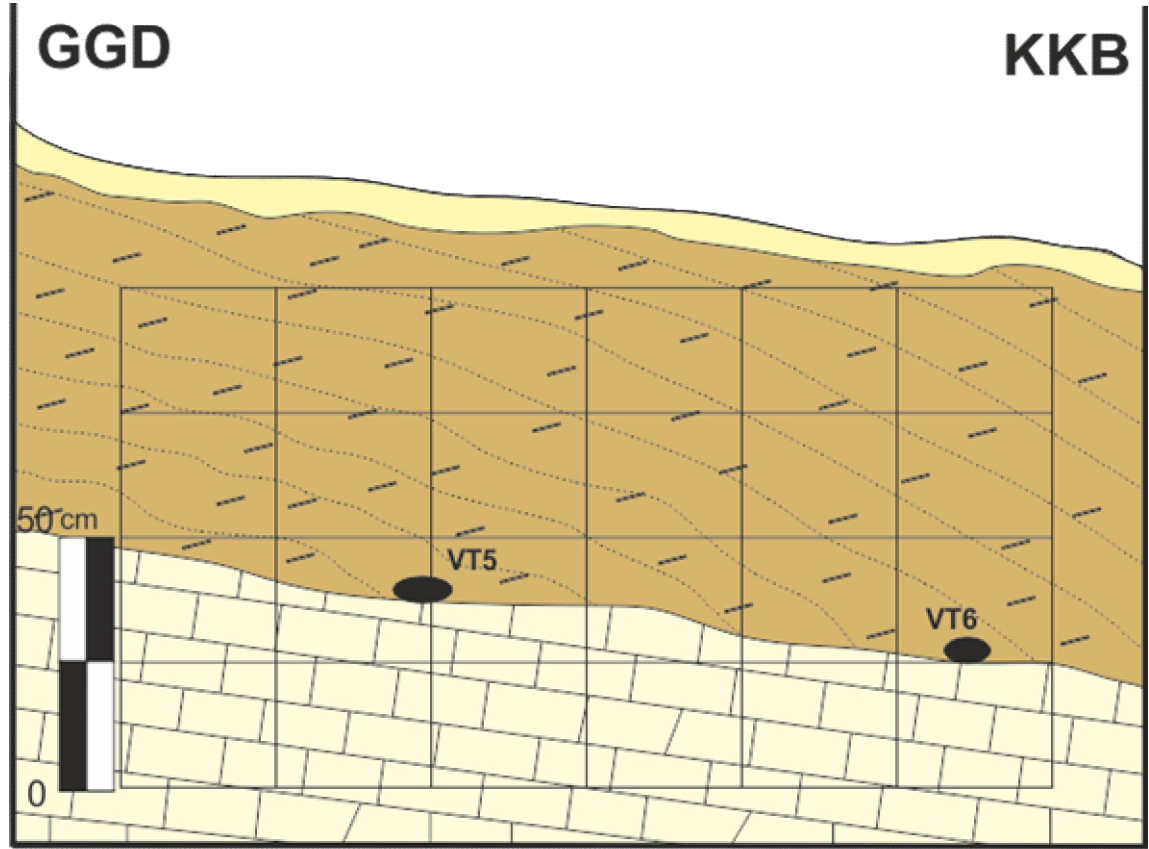
5.1.3.2 Hendek Yeri Litolojik Özellikleri ve Faylanma

Hendek açım yerindeki litolojiler genellikle genç alüvyonal çökellerden ve üzerindeki toprak örtüsünden oluşmaktadır. Hendeğin bulunduğu lokasyon ve çevresi genel olarak gevşek tutturulmuş sagpond gölcüğü alüvyonal malzemesinden oluşmakta ve üzerinde ise kalın toprak örtüsü yer almaktadır. Açılan hendek duvarında, en altta kireçtaşı istifi ve üzerinde sagpond gölcüğünün alüvyonal dolgusu bulunmaktadır. 1943 depreminden daha önceki bir tarihte

oluşmuş olan sagpond gölcüğü devamında arazide oluşan gözle görülür düzeydeki eski fay çöküntüsü üzerinde çalışma yapılmıştır. Bu çöküntüyü takip eden iz boyunca kuzey batıya doğru 400 metre ilerlediğimizde, işletilmekte olan bir taş ocağı bulunmaktadır.

5.1.3.3 Hendeğin Deprem Tarihçesi

T3 hendeğinde yapılan çalışmada, alınan örnekler üzerinden yapılan C14 çalışmaları sonucu üç farklı olay tespit edilmiştir. (Çizelge 5.4) Bu olaylar sırası ile 1. Olay (VT5) : 1281-1058 ; 2. Olay (VT6) : 539-399 ; 3. Olay : 26 Kasım 1943 'dür (Şekil 5.10).



Sığ Denizel Kireçtaşları



Analiz İçin Alınan Örnekler



Sag pond Gölcüğü
Alüvyon Dolgusu



Toprak Örtüsü

Şekil 5.10 T3 hendeği batı duvarının loglanan genel görünümü. Kareleme boyutu 25X25cm'dir. VT5 ve VT6 örnek yerleridir.

Çizelge 5.4 T3 hendeğindeki örneklerin radyokarbon analizleri ve kalibre edilmiş yaş sonuçları.

Lab. No	Örnek No	Radyokarbon Yaşı G.Ö(B.P)	$\delta^{13}C$	Kalibrasyon	Olabilirlik 0.95 (2 σ)	Materyalin Tipi
GX-33833-AMS	VT-5	2970 \pm 30	-25.9	1281-1058	95.4%	Toprak
GX-33834-AMS	VT-6	1600 \pm 30	-26.5	539-399	95.4%	Toprak

6. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Bu tez çalışması ile bölgede daha önce yapılan jeolojik çalışmalarda ortaya konulan litostratigrafi birimleri, inceleme alanının içerdiği kesim için daha anlaşılabilir şekilde çalışılarak litostratigrafi birim adlamaları şeklinde ele alınmamış; kronostratigrafik özellikleri ile belirtilmişlerdir. Bunun nedeni ise aynı çalışılan alanda, değişik araştırmacıların yaptıkları çalışmaların sonucunda eşdeğer litoloji birimlerine pek çok farklı formasyon veya üye adlamalarını kullanmaları; bunun da litostratigrafik adlandırmalarda, kavram karmaşasına neden olmasıdır. Bu kapsamda, çalışma alanında, Permian yaşlı kireçtaşları; Liyas yaşlı kumtaşı ve şeyler; Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Tironik fasiyeste gelişmiş kireçtaşları; Maestrihtiyen yaşlı volkano-fliş; Lütesiyen yaşlı çakıltası-kumtaşı-vulkanoklastik katkılı şeyl ve marn; Neojen yaşlı karasal litolojiler ve en genç birim olarak Kuvaterner yaşlı genç çökeller belirlenmiş ve haritalanmıştır.

Çalışılan alanda yer alan KAFZ içerisindeki ana fay segmentleri belirlenerek, özellikle 1943 Tosya-Ladik deprem kırığı irdelenmiş ve haritalanmıştır.

1943 Tosya-Ladik deprem kırığı üzerinde 3 ayrı lokasyonda paleosismik amaçlı örnekleme yapılmış; T1, T2, T3 hendeklerinden alınan 6 adet örnekte C₁₄ (radyokarbon) yaşlandırması yapılarak, tarihsel ve tarih öncesi deprem olayları ortaya konulmuştur.

Buna göre; 1943 Tosya-Ladik depremi dışında, T1 hendek çalışmasında, iki deprem olayı belirlenmiştir. Bunlardan birincisi, 5207-4854 kalibrasyon yaşını (takvim yaşı: M.Ö. 3193-2840); ikinci deprem olayı ise 5730-5628 kalibrasyon yaşını (takvim yaşı: M.Ö. 3716-3614) vermektedir.

T2 hendek çalışmasında, yine 1943 depremi dışında, bir deprem olayı tespit edilmiştir. İlgili bu deprem olayının kalibrasyon yaşı 1695-1919'dur (takvim yaşı: M.S. 319-95).

T3 hendek çalışmasında ise herhangi bir deprem kırığı kesilememiştir. Ancak, bu hendek çalışmasında, temeli oluşturan kireçtaşları üzerine çökelen sagpond tortularının en alt seviyelerinden alınan örnek üzerinde yapılan C₁₄ yaş tayininde 1281-1058 (takvim yaşı: M.S. 733-956) ve üst seviyelerden alınan örnekte ise 539-399 (takvim yaşı: M.S. 1475-1615) kalibrasyon yaşları verilmiştir. Buna göre ise 1943 deprem kırık izinin üzerindeki ilgili sagpond'un en az M.S. 733-956 yılında oluşmaya başladığı; dolayısı ile 1943 depreminden önce de ilgili fay kırık izinin büyük depremler üreterek morfolojide değişimler oluşturduğu sonucu çıkarılabilir.

KAYNAKLAR

- Adiyaman, O., Chorowicz, J., Arnaud, O.N., Gündoğdu, M.N., Gourgaud, A.,** (2001). Late Cenozoic tectonics and volcanism along the North Anatolian Fault: new structural and geochemical data. *Tectonophysics* 338, 135-165.
- Aktimur, T., Ateş S., Yurdakul, E., Tekirli, E., Keçer, M.,** (1992). Geology Niksar-Erbaa and Destek region, Min. Res. Expl. Inst. Turkey Bull.114, f-36.
- Akyazı, M. ve Tunç, M.** (1992). Zile(Tokat) yöresinin stratigrafisi.T.J.K. Bül., 35-2,35-46.
- Akyazı , M.,** (2014). Ortapontitlerde yüzeyleyen örtü birimlerinin stratigrafisi. CÜBAB Bilimsel Araştırma Projesi,119 s.
- Akyazı , M.,** (2015). Taşova (Amasya) yöresinin stratigrafisi. CÜBAP M-570 no'lu proje (Tamamlanmadı).
- 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.
- Alp , D.,** (1972), Amasya yöresinin jeolojisi:İÜ Fen Fak. Monografileri, 22, İstanbul.
- Altınlı, İ.E.** (1973): Bilecik Jurasıği. *Cumhuriyetin 50 nci yılı yerbilimleri Kong. Tebliği*, s. 103, Ankara.
- Ambraseys , N.N.,** (1970). Same characteristic features of the Anatolian fault zone: *Tectonophysics*, C. 9, s.2-3, 143-165.
- Ambraseys , N.N.,** (1971). Value of historical records of earthquakes:Nature, Lond. 232,375-379.
- Ambraseys , N.N. ve Finkel, C.F.,** (1987). The Saros- Marmara earthquake of 9 August 1912. *Earthquake Engineering Structured Dynamics*, 15, 189-211.
- Ambraseys , N.N. ve Finkel, C.F.,** (1988). The Anatolian Earthquake of 17 August 1668. In:Lee,W.H.K., Meyers, H. ve Shimazaki, k.(eds), *The Anatolian Earthquake of 17 August 1668*. Academic Press, San Diego, 173-180.
- Ambraseys N.N., Melville C.P., Adams R.D.,** (1994). *The Seismicity of Egypt, Arabia and the Red Sea*. Cambridge University Press, Cambridge, 182 pp.
- 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 Finkel, C.F.,** (1995). The seismicity of Turkey and adjacent areas. A historical review, 1500-1800, Eren Yayınları, İstanbul.
- 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.
- Armijo R., Meyer b., Barka A.A., Hubert A.,** (1999). Propagation of the North Anatolian fault into the Northern Aegean: timing and kinematics, *Geology* 27, 267-270.
- Ateş, Ş., Bulut-Üstün, A., Osmaçelebioğlu, R., Mutlu, G., Erkal, T., Özerk, O. C., Karakaya-Gülmez, F. Ve Çiçek, İ.,** (2006). Amasya ili ve (il-ilçe merkezleri) kentsel gelişme alanlarının yerbilim verileri, MTA Raporu No.10893,Ankara.
- Ayhan , M.E., Demir, C., Kahveci, M., Kaplan, M.,** (1995). 1990-1993 Yılları GPS ölçümleri ile Gerede- Adapazarı bölgesindeki alanın belirlenmesi. In:'Türk Haritacılığının 100 Yılı' Bilimsel Kongresi, Ankara, pp. 55-66.
- Barka , A. A.,** (1981). Seismo-tectonic aspects of the North Anatolian fault Zone, PhD Thesis, University of Bristol, Bristol.
- Barka , A. A.,** (1984). Kuzey Anadolu Fay zonundaki Bazı Neojen – kuvaterner Havzalarının Jeolojisi ve Tektonik Evrimi 72, 1-25.
- Barka , A. A. and Hancock, P.L.,** (1984). Neotectonic deformation patterns in the convex-northwards arc of the North Anatolian Fault zone. In:Dixon, J.G& Robertson, A. H. F.(eds), *Neotectonic deformation patterns in the convex-northwards arc of the North Anatolian fault zone*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 763-774.
- Barka , A. A.,** (1985). Büyük Magnitüdü depremlerin episantr alanlarını önceden belirleyebilecek bazı jeolojik veriler: *türkiye Jeol.Kur. Bül.*, 26/1,21-30.
- Barka , A.A. ve Cadinsky-Cade, k.** (1988). Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics* 7, 663-684.
- Barka , A.A. ve Gülen, L.,** (1989). New constraints on the age and total offset of the North Anatolian Fault Zone: implications for tectonics of the Eastern Mediterranean region ,*METU J. Pure Appl. Sci.* 21, 39-63.

- 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 period 1939 to 1967, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86, 5, 1238-1254.
- Barka, A.A.**, (2000). Paleoseismological studies along the North Anatolian Fault. Annual Meeting-Israel Geological Society 2000,12.
- Barka, A.A., Akyüz S.H., Cohen , H.A., Watchorn, F.**, (2000). Tectonic evolution of the Niksar and Taşova-Erbaa pull-apart basins, North Anatolian Fault Zone: their significance for the motion of the Anatolian block, *Tectonophysics* 322, 243-264.
- Barka, A.A., Akyüz S.H., Altunel, E., Sunal, G. ve Çakır, Z.** (2002). The surface rupture and slip distribution of the 17 August 1999 İzmit earthquake (M 7.4). *North Anatolian Fault*. *Bulletin of the Seismological Society of America* 92, 43-60.
- Barka , A.A. ve Wesnousky ,** (1994). (in press). The Erzincan-Yedisu segment of the North Anatolian fault, NE Turkey: its earthquake potentials. *Journal Seismology*.
- Baykal, F.** (1947): Zile-Tokat-Yıldızeli bölgesinin jeolojisi. *İst. Üniv. Fen Fak. Mecm.*, Seri B, XII/3, İstanbul.
- Blumenthal, M.M.**, (1943). Şimal Anadolu zelzele bölgesinin jeolojisi ve 1942 yılı sonunda buralarda yapılan makrosismik müşahedeler:MTA Derg.. 1/29, 33-58.
- Blumenthal, M.M.**, (1945). Die Kelkit - Dislokation und ihre tektonische Rolle: M.T.A. *Enst. Dergisi*,2-34, 372-386.
- Blumenthal, M.M.**, (1950). Beitrage zur geologie des landschttten am mittleren und nderen Yeşilirmak (Tokat,Amasya,Havza,Ladik,Erbaa,Niksar): MTA Yayl., Seri D, no.4, Ankara.
- Bonilla, M.G.,and Lienkamper, J.J.**, (1990). Visibility of fault strand in exploratory trenches and timing of rupture events, *Geology* , 18, 153-156.
- Borcherdt, R.D.**, (1975). Studies for seismic zonaton of the San Francisco Bay Regio: Basis for reduction of earthquake hazards, San Francisco Bay Region, California. U.S. Geological Survey Professional Paper 941-A.
- Bozkurt, E.**, (2001). Neotectonics of Turkey-a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14, 3-30.
- Bozkurt, E., Koçyiğit, A.**, (1995). Almus Fault Zone: its age, total offset and relation to the North Anatolian Fault Zone , *Turkish J. Earth Sci.* 4, 93-104.
- Bozkurt, E., 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.
- Bronk Ramsey, C., dee, M., Lee, S., Nakagawa, T. And Staff, R.** (2010). Developments in the calibration and modelling of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 52(3), 953-961.
- Chorowicz, J., Dhont, D., Gündoğdu, N.**, (1999). Neotectonics in the eastern Anatolian fault region(Turkey) advocates crustal extension: mapping from SAR ERS imagery and Digital Elevation Model, *J. Struct. Geol.* 21, 511-532.
- Cakir, Z., Chabaliier, J.B., Armijo, R., Meyer, B., Barka, A., Peltzer, G.**, (2003). 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.
- Dewey , J.W.**, (1976). Seismicity of Northern Anatolia, *Bull. Seism. Soc. Am.* 66, 843-868.
- Dirik , K.**, (1994). Vezirköprü Havzasının jeolojisi ve tektonik evrimi: O.D.T.Ü Araşt. Fonu Proje No:88-03-09-05, 52 s.
- Ergin, K., Güçlü, U. Ve Uz, Z.**, (1967). Türkiye ve Civarının Deprem Kataloğu (Milattan Sonra 11 yılından 1964 Sonuna Kadar) {Earthquake catalogue of Turkey and Nearby Regions (From A.D. 11 to 1964)}. İTÜ maden fakültesi Ofset Matbaası, İstanbul.
- Erturaç, M.K., Tüysüz, O.**, (2010). Amasya ve çevresinin depremselliği ve deterministik deprem tehlike analizi.İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, Yer Sistem Bilimi Programı, 34469, Ayazağa, İstanbul. 121-132.
- Erturaç, M.K., Tüysüz, O.**, (2012). Kinematics and Basin Formation along the Ezinepazarı-Sungurlu Fault Zone, NE Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 497-520. Doi:10.3906/yer-0910-27.
- Eyidoğan , H., Güçlü, U., Utku, Z. and Değirmenci, E.**, (1991). Türkiye büyük depremleri makrosismik rehberi (1900-1988), İstanbul Techn. Univer. Maden Fac. Jeofizik Müh., 198pp.
- Folk, R. L.**, (1968). Petrology of sedimentary rocks. Austin,Texas (HemphilPs Book Store).

- Gautier, P., Brun, J.P., Mariceau, R., sokoutis, D., Martinod, J., Jolivet, L.,** (1999). Timing kinematics and cause of Aegean extension: a scenario based on a comparison with simple analogue experiments, *Tectonophysics*, 315, 31-72.
- Gillespie, R. ve diğ.,** (1984). Radiocarbon Measurement by Accelerator Mass Spectrometry: An Early Selection of dates, *Archaeometry* 26,1, S. 15-20.
- Gove , H.E. ve diğ.,** (1980). Radiocarbon Dating with Tandem Electrostatic Accelerators, *Radiocarbon*, 22, 3, S. 785-793.
- Gökçe, A.,** (1983). Turhal antimon yataklarının maden jeolojisi-. Hacettepe Üniv., Doktora tezi (yayınlanmamış),150 s-
- Gözübol, A.M.,** (1980). Geological investigation of the Mudurnu-Dokurcun-Abant area (Bolu Province) and the structural behavior of the North Anatolian transform fault: 1st. Üniv. Fen. Fak. mec, 45, 18-22.
- Guidoboni, E., Comastri, A. and Traina, G.,** (1994). Catalogue of Ancient Earthquakes in the Mediterranean Area up to the 10th Century. INGV, Roma.
- Guidoboni, E., Comastri, A.** (2005). Catalogues of Earthquakes and Tsunamis in the Mediterranean area from the 11th to 15th Century. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Rome.
- Guidoboni, E., and G. Traina** (1995): A new catalogue of earthquakes in the historical Armenian area from antiquity to the 12th century, *Annali di Geofisica*, 38, 85-147.
- Gürsoy, H., Piper, J.D.A., Tatar, O., Temiz, H.,** (1997). A paleomagnetic study of the Sivas basin, Central Turkey: crustal deformation during lateral extrusion of the Anatolian block, *Tectonophysics*, 271, 89-105.
- Hall , E.T.,** (1980). Advances in Carbon Dating Using High Energy Mass Spectrometers, *Contemp. Phys.* 21, 4, S. 345-358.
- 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. and Altunel, E.,** (2002). Surface rupture and slip distributions along the Karadere segment of the 17 August 1999 Izmit and the western section of the 12 November düzce, Turkey, earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America* 92, 67-78.
- Hartleb, R., Dolan, J.F., Akyüz H.S. and 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., Dolan, J.F., Kozacı, Ö., Akyüz, H.S. ve Seitz, G.G.,** (2006). A 2500- year-long paleoseismologic record of large, infrequent earthquakes on the north Anatolian fault at Çukurçimen, Turkey, *Geological society of america Bulletin*, 118; 7/8; 823-840.
- Hedges, R.E.M.,** (1981). Radiocarbon Dating with an Accelerator: Review and Preview *Archaeometry*, 23,1, S.3-18.
- Hitchcock, C., Altunel, E., Barka, A.A., Bachhuber, J., Lettis, W., Kozacı, O., Helms, J. and Lindvall, S.,** (2003). Timing of late Holocene earthquakes on the eastern Düzce 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.
- Ikeda, Y., Suzuki, Y., Herece, E., Saroğlu, F., Isikara, A.M. and 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.
- İnan , S.,** (1979). Niksar –Erbaa(Tokat) arasının jeolojisi:MTA Jeo. Etüd. Dai. Küt. Rap., 126 (yayınlanmamış), Ankara.
- Keçer, M.,** (1990). Kitasal alandaki aktif plaka sınırının şekillenmesine bir örnek: Erbaa- Niksar havzası ve jeomorfolojik evrimi: *Jeomorfoloji Derg.*, 18, 11-18, Ankara.
- Keller , E.A.,** (1986). Investigation of active tectonics; use of surficial earth processes, in; *Studies in Geophysics, Active Tectonics*, National academy Press, Washington, D.C., pp.136-147.
- Ketin, İ.,** (1948). Ober die tektonisch-mechanischen Folgerungen aus den grossen anatolischen erdbeben des letzten Dezenniums, *Geol. Rudsch.* 36, 77-83.
- Ketin, İ.,** (1960). 1:2 500 000 ölçekli Türkiye Tektonik Haritası hakkında açıklama. *M.T.A. Derg.*,no. 54, Ankara.
- Ketin, İ.,** (1962). 1:500 000 ölçekli jeolojik harita ve izahnamesi (Sinop): MTA Yayl.
- Ketin, İ.,** (1968). Relations between general tectonic features and the main earthquake regions of Turkey, *Min. Res. Explor. Inst. Bull.* 71, 63-67.
- Ketin, İ.,** (1969). Kuzey anadolu fayı Hakkında. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi* 72, 1-27.

- Kiratzi, A., A.**, (1993). A study of the active crustal deformation of the North and East Anatolian fault zones, *Tectonophysics* 225, 191-203.
- Klinger, Y., Sieh, K., Altunel, E., akoglu, A., Barka, A.A., dawson, T.E., Gonzalez, T., Meltzner, A.J. and 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 Amerika* 93, 2317-2332.
- Koçyiğit, A.**, (1979), Tekneli bölgesinin (Tokat güneyi) tektonik özelliği: Tübitak Proje No:TBAG-262,63s.
- Koçyiğit, A., ve Tokay, M.**, (1985). Çatalçam (Zevker)-Erzincan arasında Kuzey Anadolu Fay Kuşağı'nın sismotektonik incelemesi, Fay kuşağı'nın tektonostratigrafisi,sistematığı ve neotektonik özellikleri:ODTÜ Uygulamalı araştırmalar Proje., No. 82-04- 06-00-01 (yayımlanmamış).
- Koçyiğit, A.**, (1988). Basic geologic characteristics and total offset of the North anatolian Fault zone in Suşehri area ,NE Turkey,METU Pure Appl. Sci. 22, 43-68.
- Koçyiğit, A.**, (1988a). Tectonic setting of the Geyve basin: age and total displacement of the Geyve fault zone, METU Pure Appl. Sci. 21, 81-104.
- Koçyiğit, A.**, (1989). Suşehri basin: an active fault-wedge basin on the North Anatolian Fault Zone, Turkey, *Tectonophysics* 167, 13-29.
- Koçyiğit, A.**, (1990). Tectonic setting of the Gölova basin, total offset of the North Anatolian Fault Zone,Eastern Pontide, Turkey, *Annales Tecton.* 4, 155-170.
- Kondorskaya, N.V. and Ulomov, V.I.** (1999). special Catalogue of Earthquakes of the Northern Eurasia (SECNE). <http://www.seismo.ethz.ch/gshap/neurasia/nordasiacat.txt>, Access date: 25.01.2009.
- Kürçer, A., Chatzipetros, A., tutkun, S.Z., Pavlides, S., Ates, O. And Valkaniotis, S.**, (2008b). The Yenice-Gonen active fault (NW Turkey): Active Tectonics and paleoseismology. *Tectonophysics*, 453, 263-275.
- Kuzucular, K.**, (1994). Amasya kentinin fiziksel yapısının tarihsel gelişimi, Doktora Tezi, İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, 166.
- Libby, W. F., Aderson, E.C. and Arnold, J.R.**, (1949). " Age Determination By Radiocarbon Content: World-Wide Assay of Natural Radiocarbons", *Science*, cilt:109, s.227-228; J.R. Arnold & W.F. Libby, " Age Determination By Radiocarbon Content: Checks With Samples Of Known age", *Science*, 1949, cilt:110, s. 678-680.
- Lindvall, S.C., Rockwell, T.K. and Hudnut, K.W.**, (1989). Evidence for prehistoric earthquakes on the Superstition Hills fault from offset geomorphic features, *Bulletin of the Seismological Society of America*, v.79, p. 342-361.
- Mayer, L.**, (1986). Tectonic geomorphology of escarpments using morphologic parameters:Quaternary Research, v. 22, no,3, p.300-313.
- McClusky , S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Georgiev, I., Hamburger, M., Kahle, H., Kastens,K., Kekelidse, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadaria, M., Ouzounis, A., Paradisissis, D., peter, Y., Pri-İepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Teableb, A., Toksoz, N., Veis, G.**, (2000). GPS constraints on crustal move- ments and deformations in the eastern mediterranean (1988-1997): implications for plate dynamics. *J. Geophys. Res.* İn press.
- McKenzie, D.P.**, (1970). Plate tectonics of the Mediterranean region, *Nature* 220, 239-343.
- McKenzie, D.P.**, (1972). Active tectonics of the Mediterranean Region, *Geophys. J.R.Astr.Soc.* 30, 109-185.
- MTA Jeoloji Etütleri Dairesi Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) Uygulamaları Bölümü**, (2003). KAF Boyu Jeolojik Haritası (Ladik-Havza), (1/100.000 ölçekli haritası).
- Okay A.I., Demirbağ, E., kurt, H., Okay, N., Kuşçu, I.**, (1999). An active, deep marine strike-slip basin along the North Anatolian Fault in Turkey, *Tectonics* 18, 129-148.
- Okay, A.C.**, (1955), Sivas ile Tokat arasındaki bölgenin jeolojik etüdü: ist. Üniv. Fen Fakültesi Mecm., seri B, 20,1-2, 95-108.
- Okumura, K., Yoshioka, T., Kuscu,I., Kayanne, H. and 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., Kuscu,I., Nakamura, T. and 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.

- Okumura, K. and Yoshioka, T.,** (1994). Surface faulting on the North Anatolian Fault in these two millennia. Proceeding on Workshop on Paleoseismology, Marshall, California, özler, 143-144.
- Okumura, K., Yoshioka, T., Kuscu, I., Nakamura, T. and Suzuki, Y.,** (1994). Recent surface Faulting on the North Anatolian Fault East of Erzincan Basin, Turkey-a Trenching Survey. Summaries of researchs using AMS at Nagoya University 5, 32-48.
- Oral, M.B., Toksoz, R.E., King, R.W., Barka, A.A., Kinik, I., Lenk, O.,** (1995). Global positioning system offers evidence of plate motions in Eastern Mediterranean. EOS 7(2), 9-11.
- Özbakan, M.,** (1985). O.D.T.U. Fizik Bölümü Radyokarbon Araştırma Laboratuvarı Tarihlandırma Sonuçları, TÜBİTAK Arkeometri Ünitesi Bilimsel Toplantı Bildirileri V, TÜBİTAK Yayınları No.613, S.103-108.
- Özcan, A., Armağan, F., Keskin, E., Oral, A., Özer, S., Sümengen, M. ve Tekeli, O.,** (1980). Kuzey Anadolu Fayı ile Kırşi Masifi arasında kalan alanın temel jeolojisi: MTA Rap., 6722 (yayımlanmamış), Ankara.
- Öztürk, A.,** (1979). Ladik- Destek dolayının stratigrafisi: Türkiye Jeo. Kur. Bült., 22/1, 27-34, Ankara.
- Palyvos, N., Pantosti, D., Zabci, C. And 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.
- Pamir, H.N. and Ketin, İ.,** (1941). Das Anatolische erdbeden Ende 1939, Geol. Rundsch. 32, 278-287.
- Pamir, H.N. ve Baykal, F.,** (1947), Istranca masifinin jeolojik etüdü: MTA Rap., 2257 (yayımlanmamış).
- Pamir, H.N. ve Akyol, H.İ .,** (1943). Çorum ve Erbaa Depremleri. TCK. Sayı :2s. 234-244, Ankara.
- Pantosti, D., Pucci, S., Palyvos, N., Martini, P.M.D., D'Addezio, G., Collins, P.E.F ve Zabci, C.,** (2008). Paleoeearthquakes of the Düzce fault (North anatolian Fault Zone): Insights for large surface faulting earthquake recurrence. Journal of Geophysical Research 113, B01309-B01309.
- Parejas, E., Akyol, H.İ. and Altınlı, E.,** (1942). Le tremblement de terre d'Erzincan du 17 Decembre 1939, Rev. Fac. Sci. Univ. Istanbul NVI, 177-222.
- Pavrides, 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.
- Pınar, N. ve Lahn, E.,** (1952). Türkiye Depremleri İzahlı Kataloğu. TC Bayındırlık Bakanlığı Yapı ve İmar İşleri Reisliği Yayınları, Ankara.
- Piper, J.D.A., Tatar, O. and Gürsoy, H.,** (1997). Deformational behaviour of Continental Lithosphere deduced from block rotations across the North Anatolian Fault Zone, Turkey. Earth and Planetary Science Letters, 150, 191-203.
- Reilinger, R., McClusky, S., Oral, B., King, R., Toksöz, M.N., Barka, A.A., Kinik, I., Lenk, O., Sanlı, I.,** (1997). Global positioning system measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. J. Geophys. Res. 102, 9983-9999.
- 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. and Weyhenmeyer, C.E.,** (2009). IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP, Radiocarbon, 51(4), 1111-1150.
- Riad, S. and Meyers, R.,** (1985). Earthquake catalog for the Middle East countries 1900-1983, world Data center A. Report, SE-40, 133pp.
- Rockwell, T., Barka, A., Dawson, T., Akyuz, S. and Thorup, K.,** (2001). Paleoseismology of the Gazikoy-Saros segment of the North Anatolian 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.
- Saner, .,** (1980). Batı Pontidlerin ve komşu havzaların oluşumlarının levha tektoniği kuramıyla açıklanması, Kuzeybatı Türkiye: MTA Derg., 93/94, 1 -19.

- Serdar, H.S.; Yarman, M. ; Kazdal, R.A. ve Namoğlu, C.,** (1984), Samsun-Ladik-Niksar-Terme (Kuzey Anadolu Fay Zonu alanının) jeolojik etüdü ve petrol olanakları: TPAO Rap., 2650 (yayımlanmamış)).
- Seymen, I.,** (1975). Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun tektonik özelliği. I.T.U.- Maden Fak., Doktora tezi, İstanbul, 192 pp.
- Seymen, I.,** (1993). Mecitözü dolayının stratigrafik gelişimi: Jeoloji sempozyumu bildirileri, AÜ Fen Fak.
- Soysal , H., Sipahioğlu, S., kolçak, D. ve Altınok, Y.,** (1981). Türkiye ve çevresinin tarihsel deprem kataloğu, MÖ.2100-MS.1900. TÜBİTAK Proje No TBAG-341, İstanbul.
- Suzanne, P., Lyberis, N., chorowicz, J., Nurlu, M., Yürür, T., Kasapoğlu, E.,** (1990). La geometrie de la faille nord anatolienne a d'images Landsat-MSS, Bull. Geol. Soc. France 8, 589-599. Geophys. Res. 99, 12071-12090.
- Schumm, S.A.,** (1986). Alluvial river response to active tectonics, in, Studies in Geophysics, Active Tectonics, National Academy Press, pp. 80-94.
- Sieh , K.E.,** (1984). Lateral offset and revised dates of large prehistoric earthquakes at Pallet Creek, California:Journal of Geophysical Research, v. 95, no:8, p. 883-896.
- Şaroğlu, F.,** (1985). Geological and Structural Evolution of East Anatolia during Neotectonic Period, Ph.D.Thesis,Istanbul University, İstanbul.
- Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y.,** (1986). Doğu Anadolu'da neotektonik dönemdeki jeolojik evrim ve havza modelleri:MTA Derg., 173-94, Ankara.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Boray, A.,** (1987). Türkiye'nin diri fayları ve depremsellikleri:MTA Rap., 8714(yayımlanmamış), Ankara.
- Şaroğlu, F.,** (1988). The age and offset on the North Anatolian Fault, METU J. Pure Appl. Sci. 21, 65-79.
- Şengör, A.M.C.,** (1979). The North Anatolian Transform Fault: its age, offset and tectonic significance, J. Geol. Soc., London 136, 269-282.
- Şengör, A.M.C.** (1980). Türkiye'nin neotektoniğinin esasları:Türkiye Jeo.Kur. Konf., Seri 2, 40,Ankara.
- Şengör, A.M.C ve Yılmaz, Y.,** (1983). Türkiye'de Tetisin evrimi. Levha tektoniği açısından bir yaklaşım:Türkiye Jeo. Kur., Yerbilimleri dizisi, 1, Ankara.
- Şengör, A.M.C., Görür, N., Saroğlu, F.,** (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, in:Biddle K.T., Christie-Blick N.(Eds.), Strike-slip Faulting and Basin Formation, Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Sp.Pub., 37, pp. 227-264.
- 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.
- Tabban, A.,** (1980). Geology and earthquake activity of the cities of turkey. T.C.İmar İskan Bakanlığı. Afet İşleri Genel Müd. Ankara, 343 pp.
- Talwani, P. and Cox, J.,** (1985). Paleoseismic evidence for recurrence of earthquakes near Charleston, South carolina, Science 229, 379-381.
- Tan, O., Tapirdamaz, M.C. ve Yoruk, A.,** (2008). The earthquake catalogues for Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences 17, 405-418.
- Tatar, O., Yurtmen, S., Temiz, H., Gürsoy, H., Koçbulut, F., Mesci, B.L. and Guezou, J.C.,** (2007). Intracontinental Quaternary volcanism in the Niksar pull-apart basin, north Anatolian Fault Zone, Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 16.p. 417-440.
- Tatar, O., Poyraz F., Gürsoy, H., Cakir, Z., Ergintav, S., Akpınar, Z., Koçbulut, F., Sezen, T.F., Türk, T., Hastaoğlu, K.Ö, Polat, A., Mesci, B.L., Gürsoy, Ö., Ayazlı,İ.E., Çakmak,R.,Belgen, A., Yavaşoğlu, H.,** (2012). Crustal deformation and kinematics of the Eastern part of the North Anatolian Fault zone(Turkey) from GPS measurements Tectonophysics, Volumes 518-521, 20 January 2012, Pages 55-62.
- Tatar, Y.,** (1978). Tectonic study of the Erzincan-Refahiye section of the north Anatolian Fault Zone, Hacettepe Univ. Earth Sci. 4, 201-236.
- Taylor, R.E.,** (1987). Radiocarbon dating: An Archaeological Perspective, Academic Press, Inc.: Orlando(FL), s. 169-170.
- Taymaz, T., Jackson, J., McKenzie, D.P.,** (1991). Active tectonics of the North and Central Aegean Sea, Geophy. J. Inter. 106, 433-490.
- Temiz, H.; Guezou, J.C.; Poisson, A. ve Tutkun, Z.,** (1992), Sivas havzası doğusunun tektonostratigrafisi vekinematiji (Kemah-Erzincan): Cum. Üniv. Müh.Fak: Derg., C.9,S.1, 27-35.

- Temiz, E.L., Tatar, O. Ve Tutkun, Z.**, (1993), Niksar-Erbaa havzaları paleotektonik dönem kayalarının stratigrafisi: A. Suat Erk Jeoloji Sempozyumu Bildirileri, A.Ü. Fen Fak., Jeoloji Müh. Böl., 157-170.
- Tokay, M.**, (1973). Geological observations on the North Anatolian fault zone between Gerede and Iğaz. İn:Proceedings of Symposium on North Anatolian Fault Zone and Earthquake Belt, Min. Res. Expl. Inst. Publ., Ankara, pp. 12-29(in Turkish with English Abstract).
- Toprak, V.**, (1988). Neotectonic Characteristics of the North Anatolian Fault Zone between Koyulhisar and Suşehri(NE turkey), METU J.Pure Appl.Sci. 21, 155-168.
- Tutkun, S.**, (1979). Niksar (Tokat) güneybatısının jeolojisi: MTA Jeo. Etüd. Dai. Küt. Rap., 125 (yayımlanmamış), Ankara.
- Tüysüz, O.**, (1990a). Tectonic evolution of a part of the Tethyside orogenic collage: The Kargı massif, Northern Turkey, Tectonics, v.9, p.141-160.
- Tüysüz, O.**, (1990b). Orta Pontidlerde Üst Jura-Alt Kretase stratigrafisi ve tektonik anlamı, Türkiye 8. Petrol Kongresi, s. 340-348, Ankara.
- Tüysüz, O.**, (1993). Karadeniz'den Orta Anadolu'ya bir jeotravers: Kuzey neo-Tetis'in tektonik evrimi. *Türk. Petrol Jeol. Dern. Bül.* 5:1-33
- Tüysüz O., Barka, A.A., Yiğitbaş, E.**, (1998). Geology of the Saros Graben:its implications on the evolution of the North Anatolian Fault in the Ganos- Saros region, NW Turkey, Tectonophysics 293, 105-126.
- Wallace, R.E.**, (1977). Profiles and young fault scarps,north – central Nevada: Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 1267-1281.
- Westaway, R.**, (1994). Evidence for dynamic coupling of surface processes with isostatic compensation in the lower crust during active extension of western Turkey, J. Geophys.Res. 99, 20203-20223.
- Winkler, H.G.F.**, (1974). Petrogenesis of metamorphic rock 3rd eds., Springer Verlag, Newyork.
- Wölfi, W.**, (1984). Single Atom Counting with Accelerators, Europhysics. News, 15, 2, S. 1-4.
- Yaltrak, C.**, (1996). Tectonic history of the Ganos fault System, Turkish Assoc. Petrol.Geol. Bull. 8, 137-156 (in Turkish with English abstract).
- Yaltrak, C., Alpar, B., Sakıncı, M., Yüce, H.**, (2000). Origin of the strait of Çanakkale (dardanelles): regional tectonics and the mediterranean-Marmara incursion, Marine Geol. 16, 139-156.
- Yaşar, H.H.**, (1912-1928). Amasya tarihi, 4 cilt, Necm-i İstikbal Matbaası,İstanbul, 846.
- Yılmaz, A.**, (1980). Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitlerin kökeni, iç yapısı ve diğer birimlerle ilişkisi: A.Ü. Fen Fakültesi Jeoloji Kürsüsü, Doktora tezi, 136 s. (yayımlanmamış).
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M., Genç, Ş.C., Elmas, A., Gürer, Ö.F., Bozcu, M., Gürpınar, O. ve Serdar H.S.**, (1995), Geology and development of the Tokat Massif: Second International Turkish geology workshop, Abstracts, Cumhuriyet Univ., Müh. Fak., Jeol.Müh. Böl.,117.
- Yoshioka, T., Okumura, K. ve Kuscu, I.**, (1991). Trench excavation of the North Anatolian Fault, Turkey. Chishitsu News 1991, 60-66.
- Yoshioka, T., Okumura, K. ve Kuscu, I. ve Emre, Ö.**, (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., 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 anatolian Earthquake”, Turkish Journal of Earth Sciences, Vol. 20. No. 4,07, s. 411-427.

İNTERNET KAYNAKLARI

- .[http:// www.radiocarbon.org/](http://www.radiocarbon.org/)
- .<http://www.rlaha.ox.ac.uk/orau/>
- .<http://www.c14dating.com>

ÖZGEŞMİŞ

Kişisel Bilgiler

Adı ve Soyadı	Vildan TAKCI
Doğum Yeri ve Tarihi	GÜRÜN/ 1990
Medeni Hali	Bekar
Yabancı Dili	İngilizce
İletişim Adresi	Şeyhşamil Mah. Megakent Siteleri 3A Blok Kat :3 No:11
E-posta Adresi	v.takci@gmail.com

Eğitim ve Akademik Durum

2012-2015	Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Genel Jeoloji-Tektonik Anabilim Dalı(Yüksek Lisans)
2010-2012	Cumhuriyet Üniversitesi Müh. Fak. Jeoloji Müh Böl. (Lisans)
2008-2012	Cumhuriyet Üniversitesi Müh. Fak. Jeoloji Müh Böl. (Lisans)
2004-2007	Çavuşbaşı Çok Programlı Lisesi
2003-2004	Ahmet Akça İlköğretim Okulu
1997-2003	Suçatı İlköğretim Okulu