

T.C.
PAMUKKALE ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**BABADAĞ FAY ZONU'NUN DOĞU UCUNDAKİ BAŞKARCI-
CANKURTARAN (DENİZLİ) SEGMENTİNİN YAPISAL VE
PALEOSİSMOLOJİK ÖZELLİKLERİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

ÖZKAN AKSOY

DENİZLİ, KASIM - 2019

T.C.
PAMUKKALE ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI



**BABADAĞ FAY ZONU'NUN DOĞU UCUNDAKİ BAŞKARCI-
CANKURTARAN (DENİZLİ) SEGMENTİNİN YAPISAL VE
PALEOSİSMOLOJİK ÖZELLİKLERİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

ÖZKAN AKSOY

DENİZLİ, KASIM - 2019

**Bu tez çalışması Pamukkale Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri
Koordinasyon Birimi tarafından 2019FEBE029 nolu proje ile desteklenmiştir.**

Bu tezin tasarımı, hazırlanması, yürütülmesi, araştırmalarının yapılması ve bulgularının analizlerinde bilimsel etiğe ve akademik kurallara özenle riayet edildiğini; bu çalışmanın doğrudan birincil ürünü olmayan bulguların, verilerin ve materyallerin bilimsel etiğe uygun olarak kaynak gösterildiğini ve alıntı yapılan çalışmalara atfedildiğine beyan ederim.


ÖZKAN AKSOY

ÖZET

BABADAĞ FAY ZONU'NUN DOĞU UCUNDAKİ BAŞKARCI-CANKURTARAN (DENİZLİ) SEGMENTİNİN YAPISAL VE PALEOSİSMOLOJİK ÖZELLİKLERİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ
ÖZKAN AKSOY

PAMUKKALE ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

(TEZ DANIŞMANI:DOÇ. DR. ALİ KAYA)

DENİZLİ, KASIM - 2019

Batı Anadolu'daki KKD-GGB yönlü genişleme hareketi, bölgede farklı boyutlarda grabenlerin oluşumuna neden olmuştur. Bu grabenlerden biri de güneyde Babadağ Fay zonu, kuzeyde ise Pamukkale Fay Zonu ile sınırlanmış ve tektonik bakımdan oldukça aktif, KB-GD uzanımlı Denizli Grabeni'dir.

Babadağ Fayı güneydeki Paleozoyik yaşlı kuvarsit ve şistler, Jura-Kratase yaşlı mermerler, Eosen yaşlı kırıntılı karbonatlardan oluşan horst ile grabeni dolduran Neojen yaşlı birimler (alüvyon yelpazeleri ve yamaç molozları) arasındaki sınırı oluşturmaktadır.

Çalışma alanı Babadağ Fayı'nın doğu ucundaki Başkarcı-Cankurtaran segmentidir. BKB-DGD doğrultulu ve DKD'ya eğimli olan bu segment, yaklaşık 20 km uzunluğa sahiptir. Segmentin en doğu ucuna yakın Bağbaşı mahallesi civarında bu faya 300 m uzaklıkta MTA Yenilenmiş Diri Fay Haritası'nda bir Holosen fayı çizilmiştir. Bu Holosen fayının yeri jeofizik yöntemler ile tespit edilmiş ve bu kesimlerde hendekli paleosismolojik çalışmalar yapılmıştır.

Jeofizik profil hattının 50-70 metreleri, 85-90 metreleri ve 135-145 metreleri arasında rezistivite değerinde anomaliler belirlenmiştir. Bu anomalilerin derindeki muhtemel faylara ait olabileceği kanaatine varılmış ve iki adet hendek kazılmıştır. Kozlupınar-1 hendeği 27m x 3.20m x 4.50m boyutlarında, Kozlupınar-2 hendeği ise 32m x 2.40m x 3.50m boyutlarında açılmıştır.

Her iki hendekte de tabandan itibaren A, B, C ve D seviyelerinden oluşan 4 ayrı birim tespit edilmiştir. Jeofizik analizlerle belirlenen fay anomalilerine rağmen her iki hendekte de gözlenen birimler yatay konumda olup her hangi bir deformasyon yapısı göstermemektedir. Sonuç olarak fayın kazılan hendek derinliği olan 5.00 metreden daha derinde olabileceği kanaatine varılmıştır. Fayın yaşını Optik Uyarmalı Luminesans / Termo Luminesans yöntemi ile tespit edebilmek için hendeklerden 10 adet numune ile ayrıca her bir hendekten birer adet C14 yaşlandırması için numune alınmıştır.

ANAHTAR KELİMELER: Paleosismoloji, Aktif tektonik, Denizli grabeni, Babadağ Fay Zonu, Batı Anadolu

ABSTRACT

STRUCTURAL AND PALEOSEISMOLOGICAL FEATURES OF THE BAŞKARCI-CANKURTARAN (DENİZLİ) SEGMENT AT THE EASTERN END OF BABADAĞ FAULT ZONE

**MSC THESIS
ÖZKAN AKSOY**

**PAMUKKALE UNIVERSITY INSTITUTE OF SCIENCE
GEOLOGICAL ENGINEERING**

(SUPERVISOR:ASSOC. PROF. DR. ALİ KAYA)

DENİZLİ, NOVEMBER 2019

The NNE-SSW directional extension movement in Western Anatolia has led to the formation of grabens of different sizes. One of these grabens is the NW-SE trending Denizli Graben bounded by the Babadağ Fault zone in the south and Pamukkale Fault Zone in the north..

The Babadağ Fault forms the boundary between the Paleozoic quartzite and schists in the south, the Jurassic-Kratase marbles, the Eocene aged clastic carbonates and the Neogene units (alluvial fans and slope debris) that fill the graben.

The study area is Başkarcı-Cankurtaran segment at the eastern end of the Babadağ Fault. This segment, which is in the direction of WNW-ESE and inclined to ENE, has a length of approximately 20 km. A Holocene fault was drawn on the MTA Renewed Alive Fault Map, 300 m away from this fault near Bağbaşı neighborhood near the eastern end of the segment. The location of this Holocene fault was determined by geophysical methods and paleoseismological studies were carried out in the trench.

Abnormalities of resistance values between 50-70 meters, 85-90 meters and 135-145 meters of geophysical profile line were determined. It was concluded that these anomalies might belong to possible faults in the deep and two trenches were excavated. The trench of Kozlupinar-1 was opened in dimensions of 27m x 3.20m x 4.50m and the trench of Kozlupinar-2 was opened in dimensions of 32m x 2.40m x 3.50m.

In both trenches, 4 units separate consisting of A, B, C and D levels were identified from the bottom to top. Despite fault anomalies determined by geophysical analysis, but show any deformation structure the units observed in both trenches are horizontal situation. As a result, it was concluded that the fault could be deeper than the depth of 5.00 m. In order to determine the age of the fault by Optical Stimulated Luminescence / Thermo Luminescence method, 10 samples were taken from the trenches and also one sample for C14 aging was taken from each trench.

KEYWORDS: Paleosismology, Active Tectonics, Denizli Graben, Babadağ Fault Zone, Western Anatolia

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖZET	i
ABSTRACT	ii
İÇİNDEKİLER	iii
ŞEKİL LİSTESİ	iv
TABLO LİSTESİ	vii
SEMBOL LİSTESİ	viii
ÖNSÖZ	ix
1. GİRİŞ	1
1.1 Çalışma Alanı	2
1.2 Amaç	4
1.3 Materyal ve Yöntem	4
1.3.1 Uydu Görüntüleri Üzerinde Çalışmalar	4
1.3.2 Jeolojik ve Jeomorfolojik Çalışmalar	7
1.3.3 Jeofizik Çalışmalar	7
1.3.4 Hendek Çalışmaları.....	8
1.3.5 Laboratuvar Çalışmaları	9
1.3.6 Paleosismolojik Verilerin Değerlendirilmesi ve Tez Yazımı	9
2. STRATİGRAFİ	11
2.1 Menderes Masifi Metamorfik Kayaçları	12
2.2 Likya Napları.....	14
2.3 Neojen Birimleri.....	15
2.3.1 Sazak Formasyonu	15
2.3.2 Kolonkaya Formasyonu	15
2.4 Kuvaterner yaşlı çökeller.....	16
3. YAPISAL JEOLJİ	17
3.1 Denizli Çevresinin Tektonik Özellikleri	22
3.1.1 Babadağ Fayının Özellikleri	26
3.1.1.1 Babadağ Fayı Başkarcı-Cankurtaran Segmentinin Özellikleri.....	29
4. DEPREMSELLİK	34
4.1 Denizli Çevresinin Tarihsel Dönem Depremleri	35
4.2 Denizli Çevresinin Aletsel Dönem Depremleri.....	37
5. PALEOSİSMOLOJİ	44
5.1 Jeofizik Çalışmalar	45
5.2 Hendek Çalışmaları:	49
5.3 Laboratuvar Çalışmaları	56
5.4 Yaşlandırma (OSL/TL Tarihlendirme) Çalışmaları	58
6. TARTIŞMA VE SONUÇ	60
7. KAYNAKLAR	63
8. EKLER	69
9. ÖZGEÇMİŞ	71

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

- Şekil 1.1: Çalışma alanı yer buldurur haritası (Harita, MTA-Yerbilimleri Harita Görüntüleyici ve Çizim Editörü programından değiştirilmiştir)..... 3
- Şekil 1.2: Uydu görüntüleri üzerinde yapılan çalışmalar A) Babadağ Fay zonu, B) Başkarcı-Cankurtaran segmenti, C) Paleosismolojik çalışmanın yapılacağı MTA Diri Fay Haritasında belirtilen diri fay. Faylar kırmızı ve sarı çizgilerle gösterilmiş olup, kırmızı çizgiler diri fayları temsil etmektedir (Faylar MTA-Yerbilimleri Harita Görüntüleyici ve Çizim Editöründen yararlanılarak çizilmiştir).6
- Şekil 1.3: A) Babadağ Fayı Cankurtaran Başkarcı Segmenti, B) Jeofizik ölçüm hattı ve hendek alanları (Sarı çizgi sahada jeomorfolojik ve yapısal olarak tespit edilen fayı, Kırmızı çizgi diri fayı, mavi renkli çizgi jeofizik ölçüm hattını, mor renkler rezistivite anomalilerini ve beyaz alanlar belirlenen hendek alanlarını göstermektedir)..... 8
- Şekil 2.1: Denizli ve Babadağ arasının jeoloji haritası (Hançer ve Çemen 2005).....11
- Şekil 2.2: Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Şimşek 1984; Sun 1990; Alçiçek ve diğ. 2007).12
- Şekil 2.3: Zeybekölen tepe formasyonunda gözlenen ince tabakalı, açık yeşil şeylere ait görüntü (Zeytinköy-Bağbaşı sıradaki ormanlık alan, bakış yönü güney).....13
- Şekil 2.4: Zeybekölen tepe formasyonunda gözlenen ince tabakalı, açık yeşil şeylerle ardalanmalı kireçtaşları (Zeytinköy-Bağbaşı sıradaki ormanlık alan, bakış yönü güney).....14
- Şekil 3.1: (1988–2005) GPS hız verilerine göre Dünya yüzeyinin geniş bir alanının saat yönünün tersine döndüğünü gösteren harita (Reilinger ve diğ. 2006).....18
- Şekil 3.2: Doğu Akdeniz'in ve Anadolu'nun tektonik yapısını gösteren harita (McClusky ve diğ. 2000).....19
- Şekil 3.3: Metamorfik çekirdek kompleksi modelleri A) Simetrik, B) Asimetrik çekirdek kompleksi (Seyitoğlu ve Işık 2015).....21
- Şekil 3.4: Batı Anadolu'nun grabenlerini gösteren jeolojik harita (Yılmaz ve diğ. 2000). ALG: Alaşehir grabeni; BMG: Büyük Menderes grabeni; KMG: Küçük Menderes grabeni; DG: Denizli grabeni; CBG: Çivril-Baklan grabeni; DIG: Dinar grabeni; AG: Acigöl grabeni; BG: Burdur grabeni.23
- Şekil 3.5: Denizli Horst-Graben Sisteminin önemli tektonik yapılarını gösteren basitleştirilmiş harita (Koçyiğit 2005).....24
- Şekil 3.6: Denizli çevresini etkileyen faylar (MTA Genel Müdürlüğü, Türkiye Diri Fay Haritası Serisi, Denizli NJ35-12 Paftasından değiştirilmiştir).....25
- Şekil 3.7: Denizli graben sisteminde analiz edilen depremlerin odak mekanizmaları ve Denizli grabeninin genişleme yönü (Irmak 2013). Kırmızı üçgen, 13 Haziran 1965 depreminin merkez üssünü işaret ediyor. Kesikli alan Denizli Grabeninin yaklaşık alanını gösterir. Beyaz oklar genişleme yönünü gösterir.....26

- Şekil 3.8: Metamorfik taban kayalar, kıvrımlanmış eski graben dolgusu ve faylanma ile modern graben dolgusu arasındaki temas ilişkisini gösteren jeolojik enine kesit (Koçyiğit 2005).27
- Şekil 3.9: Başkarcı-Cankurtaran Fay segmentinin taban bloğunda gelişmiş fay sarplıkları ve derine aşındırılmış vadi (Kınıklı yerleşkesinin güneyi, bakış yönü güneydoğu).28
- Şekil 3.10: Başkarcı-Cankurtaran Fay segmentinin taban bloğundaki metamorfik temel kayalarında gelişen fay sarplıklarının yakın görüntüsü (Orman işletme tamir ve bakım atölyesi batısı, bakış yönü güney).28
- Şekil 3.11: Babadağ Fayı'nın Drenaj Alanı Asimetrisi (AF) ve Topografik Simetri Faktörü (T) indekslerine göre segmentlere ayrılması (Topal 2012).29
- Şekil 3.12: Başkarcı-Cankurtaran segmentinin Google Earth görüntüsü üzerindeki konumu. Faylar kırmızı ve sarı çizgilerle gösterilmiş olup, kırmızı çizgiler diri fayları temsil etmektedir (MTA-Yerbilimleri Harita Görüntüleyici ve Çizim Editörü programından değiştirilmiştir).30
- Şekil 3.13: Çalışma alanının jeolojik haritası (Haritadaki çizgilerden kırmızılar Holosen faylarını, eflatunlar Kuvaterner faylarını ve siyahlar ise olası Kuvaterner fayları göstermektedir. Harita, MTA-Yerbilimleri Harita Görüntüleyici ve Çizim Editörü programından değiştirilmiştir).30
- Şekil 3.14: A) Orman İşletme Şefliği Tamir ve Bakım Atölyesinin bulunduğu alanın Google Earth üzerindeki yeri, B) Alanın güneydoğusunda kireçtaşları içinde gelişmiş antitetik fay, C) Fay düzleminin her iki tarafındaki tabakaların kıvrımlanmasının yakından görünüşü (Bakış yönü güneydoğu).31
- Şekil 3.15:A) Zeytinköy-Bağbaşı sıradaki ormanlık alanın Google Earth görüntüsündeki yeri B) Ana fay, C) ikincil fay, D) İki fay arasındaki ezilme zonunda gelişen fay breşi, E) Fay zonunun genel görüntüsü (Bakış yönü güneydoğu).32
- Şekil 3.16:A) Cankurtaran Köyü mevkiinde Denizli-Muğla yolu yarmasının Google Earth görüntüsü üzerindeki yeri, B) Fay kırığında gözlenen ezilme zonu ve gelişen kataklastik fay kayacı, C) Ezilme zonunun 10-15 m kuzeydeki fay kırığında gözlenen mineralizasyon, D) Mineralizasyonun yakından görünüşü (Bakış yönü güneybatı).33
- Şekil 4.1: 1900-2019 yılları arasında Denizli İli ve çevresinde meydana gelen aletsel dönem depremler (Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Dairesi Başkanlığı, <https://depem.afad.gov.tr/depemkatalogu#>)..... 37
- Şekil 4.2: 1900-2019 yılları arasında Denizli İli ve çevresinde meydana gelen aletsel dönem depremlerin büyüklük sayı değerleri (Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Dairesi Başkanlığı, <https://depem.afad.gov.tr/depemkatalogu#> verilerine göre).38
- Şekil 4.3: 1900-2019 yılları arasında magnitüdü 4 ve üzeri olan depremlerin 10 yıllık periyotlara göre sayısı (Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Dairesi, <https://depem.afad.gov.tr/depemkatalogu#> verilerine göre).38
- Şekil 4.4: 1900-2019 yılları arasında magnitüdü 4 ve üzeri olan depremlerin Enlem-Derinlik ilişkisi (Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı

	Deprem Dairesi, https://deprem.afad.gov.tr/depremkatalogu# verilerine göre).	39
Şekil 4.5:	1900-2019 yılları arasında magnitüdü 4 ve üzeri olan depremlerin odak derinliği-deprem sayısı ilişkisi (Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Dairesi, https://deprem.afad.gov.tr/depremkatalogu# verilerine göre).....	40
Şekil 4.6:	1900-2019 yılları arasında magnitüdü 4 ve üzeri olan depremlerin Denizli Grabenindeki dağılımının Google Earth görüntüsü (Fay hatları: MTA Harita Görüntüleyici ve Çizim Editörü'nden, Deprem verileri: Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Dairesi'nden).....	41
Şekil 4.7:	1900-20xx Deprem Kataloğuna göre 1900-2019 yılları arasında Babadağ Fayı ve yakın çevresinde meydana gelmiş depremler.....	41
Şekil 5.1:	Elektrik özdirenç yöntemi (Erişim tarihi: 17 Haziran 2019), https://web.itu.edu.tr/~caglari/jeotermal/jeoelek.html#2	46
Şekil 5.2:	Özdirenç dizilim geometrisi ve görünür özdirenç hesaplama formülü (Erişim tarihi: 17 Haziran 2019), https://web.itu.edu.tr/~caglari/jeotermal/jeoelek.html#2	46
Şekil 5.3:	1) Jeofizik profil hattı ve özdirenç kesitinin uydu görüntüsü üzerindeki konumu, 2) Ölçüm sonuçlarına göre oluşturulmuş gerçek özdirenç kesitinin yakın görüntüsü (Kırmızı-çizgi diri fayı, mavi renkli çizgi ise A-A' Jeofizik profil hattını göstermektedir).	48
Şekil 5.4:	Hendek yerlerinin uydu görüntüsü üzerindeki konumu ve köşe koordinatları.	49
Şekil 5.5:	Hendek kazı çalışmaları A ve B) Kozlupınar Hendeği-1, C ve D) Kozlupınar Hendeği-2.....	50
Şekil 5.6:	Hendek tesviye çalışmaları A) Kozlupınar Hendeği-1, B) Kozlupınar Hendeği-2.....	51
Şekil 5.7:	Kareajlama çalışması A ve B) Kozlupınar Hendeği-1, C ve D) Kozlupınar Hendeği-2.....	52
Şekil 5.8:	1 nolu Kozlupınar hendeği 1) Fotoğrafların birleştirilmesi ile oluşturulan hendek fotomozayı, 2) Fotomozayikten oluşturulan hendek logu. ...	53
Şekil 5.9:	1 nolu Kozlupınar hendeği 1) Fotoğrafların birleştirilmesi ile oluşturulan hendek fotomazayı, 2) Fotomozayikten oluşturulan hendek logu. ...	53
Şekil 5.10:	Kozlupınar hendeği-1 de gözlenen birimler A) Hendekte birimlerin genel görünümü, B) Kuzeyinden ayrıntılı görüntü, C) Güneyinden ayrıntılı görüntü.....	55
Şekil 5.11:	Kozlupınar hendeği-2 de gözlenen birimler A) Hendekte birimlerin genel görünümü, B) Kuzeyinden ayrıntılı görüntü, C) Güneyinden ayrıntılı görüntü.....	56
Şekil 5.12:	Labaratuvar ortamında yapılan çalışmalar A ve B) Karanlık labaratuvar ortamında numunelerin asitler ve saf su ile yıkanması, C) Yıllık doz tespiti için numunelerin öğütülmesi.	57
Şekil 5.13:	Band modeline göre lüminesans olayının enerji diyagramı (Atlıhan 2008).....	58
Şekil 5.14:	Feldspat numunenin infrared ışıkla uyarılması sonucunda elde edilmiş olan ve uyarma süresi ile OSL şiddeti arasındaki ilişkiyi gösteren OSL bozunum eğrisi (Atlıhan 2008).	59

TABLO LİSTESİ

Sayfa

Tablo 4.1: Denizli ve yakın çevresinde meydana gelen tarihsel depremlerin enlem, boylam ve büyüklük değerleri (Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Dairesi, erişim tarihi: 09.07.2019), https://depem.afad.gov.tr/tarihseldepremler	35
Tablo 4.2: Denizli ve yakın çevresinde meydana gelen tarihsel depremlerin yaptığı hasarlar (Topal 2003'ten değiştirilerek).	36
Tablo 4.3: Denizli İlinde Meydana gelmiş Önemli Depremler (Erişim tarihi: 07.07.2019), www.koeri.boun.edu.tr/sismo/Depremler	42

SEMBOL LİSTESİ

ALG	: Alaşehir graben
AG	: Acıgöl graben
AF	: Alan Asimetrisi
BG	: Burdur grabeni
BMG	: Büyük Menderes graben
BKB-DGD	: Batı kuzeybatı-Doğu güneydoğu
CBG	: Çivril-Baklan grabeni
DHGS	: Denizli horst-graben sistemi
DG	: Denizli graben
DIG	: Dinar graben
D-B	: Doğu-Batı
ED	: Eşdeğer doz
GA	: Grup aralığı
GS	: Grup sayısı
KMG	: Küçük Menderes grabeni
K-G	: Kuzey-Güney
KB-GD	: Kuzeybatı-Güneydoğu
KD-GB	: Kuzeydoğu-Güneybatı
KKB-GGD	: Kuzey kuzeybatı-Güney güneydoğu
MTA	: Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü
m	: Metre
cm	: Santimetre
mm	: Milimetre
OSL	: Optik Uyarmalı Luminesans
PAÜ	: Pamukkale Üniversitesi
T	: Topografik Simetri Faktörü
TL	: Termo Luminesans
$X_{\max} - X_{\min}$: Maksimum- Minimum
YD	: Yıllık doz

ÖNSÖZ

Bu yüksek lisans tezinin her aşamasında destek ve yardımlarını esirgemeyen değerli hocam Doç. Dr. Ali KAYA'a çok teşekkür ederim. Tez çalışma alanı Denizli İli, iş ve ikamet adresim Düzce İli olması nedeniyle çoğu zaman ailemden ayrı kalmak durumunda kaldım. Bu konuda beni anlayışla karşılayarak tez çalışmama maddi ve manevi destek veren değerli eşim Mine AKSOY'a; eşim ve oğlumun yanında bulunarak aileme ve bana destek olan babam Ferit FİDAN ve annem Selma FİDAN'a; ilk arazi çalışmaları sırasında benimle birlikte arazi çalışmalarına eşlik eden kardeşim Yasin AKSOY'a çok teşekkür ederim.

Bu tezin henek kazı çalışması Denizli Büyük Şehir Belediyesi Su ve Kanalizasyon İdaresi Genel Müdürlüğü (DESKİ) tarafından gerçekleştirilmiştir. Denizli Büyük Şehir Belediyesi DESKİ Genel Müdürü Prof. Dr. Mahmud GÜNGÖR'e, Şube Müdürü İbrahim KÖSE'ye ve Jeoloji Mühendisi Osman KURT'a katkılarından dolayı çok teşekkür ederim.

Henek fotoğraflarını bilgisayarda Adobe Animate programı kullanarak birleştirip fotomozağını yapan iş arkadaşım İnşaat mühendisi Semih TERGEK'e çok teşekkür ederim.

Tez projesinin gerçekleşmesi için maddi destek veren PAÜ Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinatörlüğü'ne çok teşekkür ederim.

1. GİRİŞ

Yer kabuğunun dinamik yapısından dolayı yer kabuğunda aktif deformasyonlar gelişmekte ve deprem (yer sarsıntısı), su baskını, yer kayması, kaya düşmesi vb. afetler meydana gelmektedir. Afet; kavram olarak toplumun tamamında veya belirli kesiminde can ve mal kayıpları meydana getiren ve meydana gelen doğal veya insan kaynaklı olayla toplumun baş etme kapasitesini zorlayan olaylardır. Bu tezin konusu hendekli paleosismoloji çalışması yaparak geçmişte olan depremlerin araştırılması ve sonucunda bölgede devam eden tektonik aktivitenin derecesinin ölçülmesi, bu aktivitenin etkilerinin irdelenmesidir. Paleosismoloji, tarih öncesi zamanda meydana gelen depremleri, yer, zaman ve büyüklük bakımından incelenmesidir (McCalpin 2009). Bu amaçlar doğrultusunda, bir fay üzerinde meydana gelen deprem sayısı, deprem yinelenme süresi, son büyük depremden sonra geçen zaman miktarı, kayma hızı, kayma miktarı ve depremin büyüklüğü gibi bazı parametreler araştırılır. Deprem; Yer kabuğunda tektonik kuvvetler etkisi altında biriken enerjinin kayaç yapısına bağlı olarak belli bir eşik değeri, yer kabuğundaki fay düzlemlerindeki sürtünme kuvvetini, aştığı durumda oluşan kayaç blokları arasındaki ani yer değiştirme hareketidir. Bu hareket sonucu biriken birim deformasyon enerjisi açığa çıkarak mekanik enerjiye dönüşmektedir.

Batı Anadolu karışık tektonik yapısı nedeniyle geçmişte çok sayıda depremlere maruz kalmış olup gelecekte de deprem oluşturma potansiyeli yüksek olan bir bölgedir. KKD-GGB yönlü çekme rejiminin etkisi altında olan bölgede D-B doğrultu normal fay karakterinde sınır fayları ve bu sınır fayları arasında grabenler meydana gelmiştir. En önemlileri Gökova, Gediz, Büyük Menderes, Küçük Menderes, Denizli, Çivril-Baklan ve Burdur grabenleridir.

Tez konusu alan Denizli horst-graben sistemi (DHGS) içerisindeki Babadağ fay zonunun doğu ucundaki Başkarcı-Cankurtaran segmentinin doğu kesimidir. Denizli horst-graben sistemi Menderes masifini oluşturan Paleozoyik yaşlı metamorfik kayaçları ve Mesozoyik yaşlı Likya Napları ile Örtü serilerini oluşturan Oligosen-Alt Miyosen yaşlı birimler arasında gelişmiş genç bir açılma zonudur.

Grabeni kuzeyden ve güneyden sınırlayan faylar oblik atımlı normal faylar olup tek bir faydan ziyade segmentlerden oluşmuşlardır. Bu sınır faylarında (Babadağ, Honaz, Pamukkale, Kaleköy ve Eskihisar) 1703 ve 1717, 1965 ve 1976 yıllarında meydana gelen depremler potansiyel olarak bu fayların magnitudü 6 ve üzeri sismik aktiviteye sahip olduklarını göstermektedir. Bu yıkıcı depremlerin odak mekanizması çözümleri, grabende kıtasal genişlemenin KKD-GGB yönünde devam ettiğini göstermektedir.

Babadağ Fay zonu her biri yaklaşık 20 km uzunluğunda üç ayrı segmentten oluşmuş toplamda 60 km uzunluğunda bir zondur. Fayın doğu ucunu oluşturan Başkarcı-Cankurtaran Segmenti güneydeki horstu oluşturan temel kayaları (Paleozoik yaşlı kuvarsit ve şistler, Jura-Kretase yaşlı mermerler, Eosen yaşlı kırıntılı karbonatlar) ile grabeni dolduran Neojen yaşlı birimler (alüvyon yelpazeleri ve yamaç molozları) arasından geçmekte olup BKB-DGD doğrultulu ve KKD'ya eğimli ve yaklaşık 20 km uzunluğundadır.

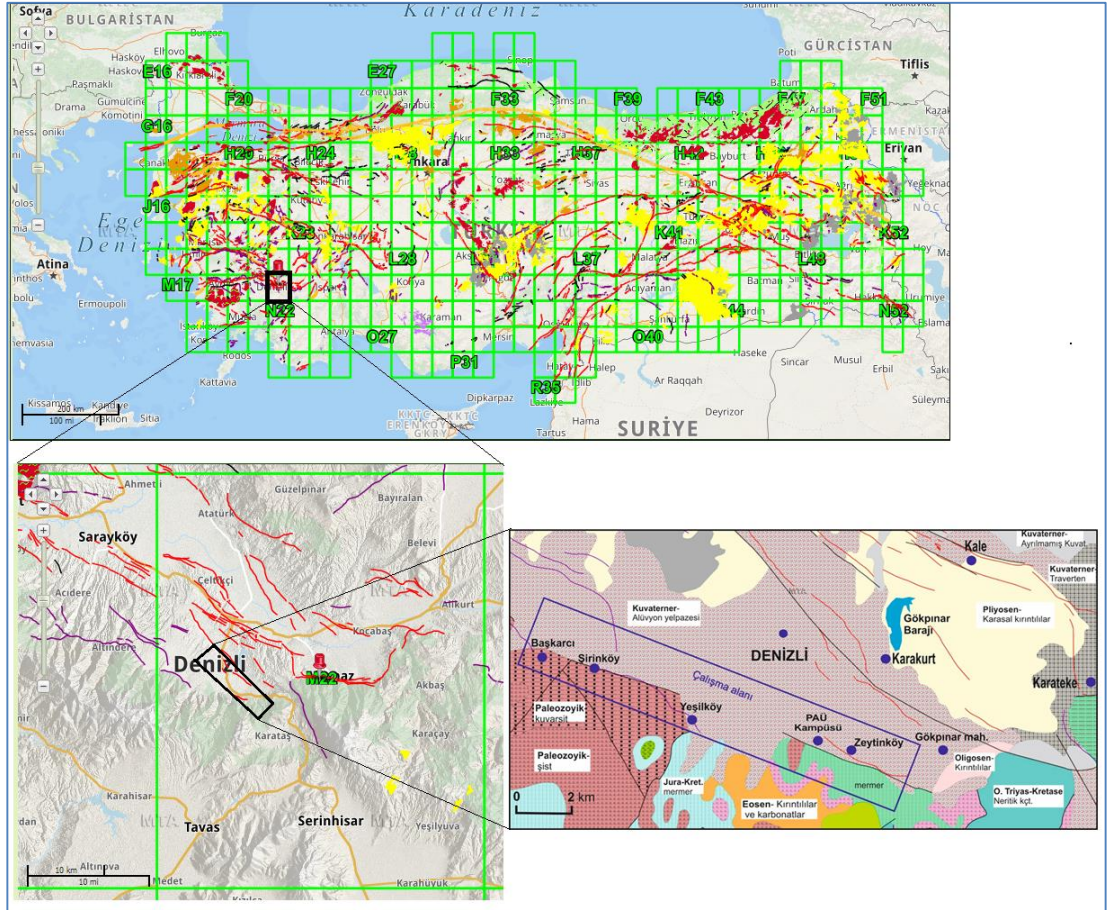
Bu fay segmentinin 300 metre kuzeyinde, Bağbaşı (Kozlupınar mevki) civarında, bir Holosen fayının geçtiği MTA Yenilenmiş Diri Fay Haritası'nda görülmektedir. Bu fayın yeri metre hassasiyetinde jeofizik yöntemler ile tespit edilerek, bu kesimlerde faya dik jeofizik profil hattı boyunca 27 metre ve 32 metre uzunluğunda iki adet hendek kazılmıştır. Ortalama 3.5 ve 4.5 metre derinliğinde kazılan hendeklerde yatay düzlemde 4 ayrı birim tespit edilmiştir. Her iki hendekte de fay belirtisine rastlanmamış olup buradan geçen fayın 5 metreden daha derinde olduğu kanaatine varılmıştır. Optik Uyarmalı Lüminesans / Termo Lüminesans yöntemi ile birimlerin yaşının tespiti için toplam 10 adet numune alınarak Ankara Üniversitesi Nükleer Bilimler Enstitüsü tarihlendirme laboratuvarı'na gönderilmiştir. Ayrıca her bir hendekten organik maddece zengin olduğu tahmin edilen yerlerden birer adet C14 (Radyokarbon) yaşlandırması için numune alınmış ve TÜBİTAK MAM'a gönderilmiştir.

1.1 Çalışma Alanı

Anadolu Yarımadasının güneybatısında, Ege Bölgesinin doğusunda, Ege çöküntü sistemi içerisinde yer alan Denizli havzası kuzeyden Pamukkale, güneyden Babadağ ve Honaz faylarıyla sınırlı olan bir çöküntü alanıdır.

Denizli ili $28^{\circ} 30' - 29^{\circ} 30'$ doğu meridyenleri ile $37^{\circ} 12' - 38^{\circ}12'$ kuzey paralelleri arasında yer alır. Doğudan Burdur, Afyon, batıdan Aydın, Manisa, kuzeyden Uşak, güneyden Muğla illeri ile komşudur. Yüzölçümü 12.134 km^2 ve denizden yüksekliği ise 219 m 'dir.

M22-A4, M22-D1 ve M22-D2 paftalarında yer alan çalışma alanı Denizli yerleşim alanının güneyini sınırlayan Babadağ Fay Zonu'nun Başkarcı-Cankurtaran arasındaki yaklaşık 20 km 'lik segmentidir. Yaklaşık 40 km^2 'lik bir alanı kapsayan çalışma alanında Başkarcı, Şirinköy, Yeşilköy, PAÜ kampüsü ve Zeytinköy yerleşim alanları bulunmaktadır.



Şekil 1.1: Çalışma alanı yer buldurur haritası (Harita, MTA-Yerbilimleri Harita Görüntüleyici ve Çizim Editörü programından değiştirilmiştir).

1.2 Amaç

Bu çalışmanın amacı, Denizli çöküntü havzasını güneyden sınırlayan Babadağ Fay Zonu'nun Başkarcı-Cankurtaran arasındaki (Denizli yerleşim alanının güneyini sınırlayan) yaklaşık 20 km lik segmentinin yapısal ve paleosismolojik özelliklerini araştırarak, bu fayın diri olup olmadığı, diri ise üretebileceği depremin büyüklüğü ve zamanını tahmin etmektir. Depremsellik açısından diri fayların belirlenmesi deprem tehlike analizlerinin doğru ve güvenilir olarak yapılması açısından önemlidir. BKB-DGD uzanımlı Başkarcı-Cankurtaran fay segmentinin Bağbaşı-Zeytinköy civarında yaklaşık 300 metre kuzeyinde fay segmentine yaklaşık paralel uzanan 3.50 km uzunluğunda bir Holosen fayı (11.000 yıl, Holosen'de yüzey faylanması oluşturan fay) MTA Yenilenmiş Diri Fay Haritası'nda belirtilmiştir. Hendekli paleosismolojik çalışma, bu diri fay üzerinde yapılarak fayın sismik aktivitesinin araştırılması planlanmıştır. Başkarcı-Cankurtaran arasındaki fay segmenti hattı boyunca Başkarcı, Şirinköy, Yeşilköy, PAÜ kampüsü ve Zeytinköy yerleşim alanlarının bulunması çalışmanın önemini arttırmaktadır. Bu alandan elde edilecek bilgi ve bulgular Denizli için deprem tehlike analizlerinin daha doğru ve güvenilir biçimde yapılmasına katkı sağlayabilecektir.

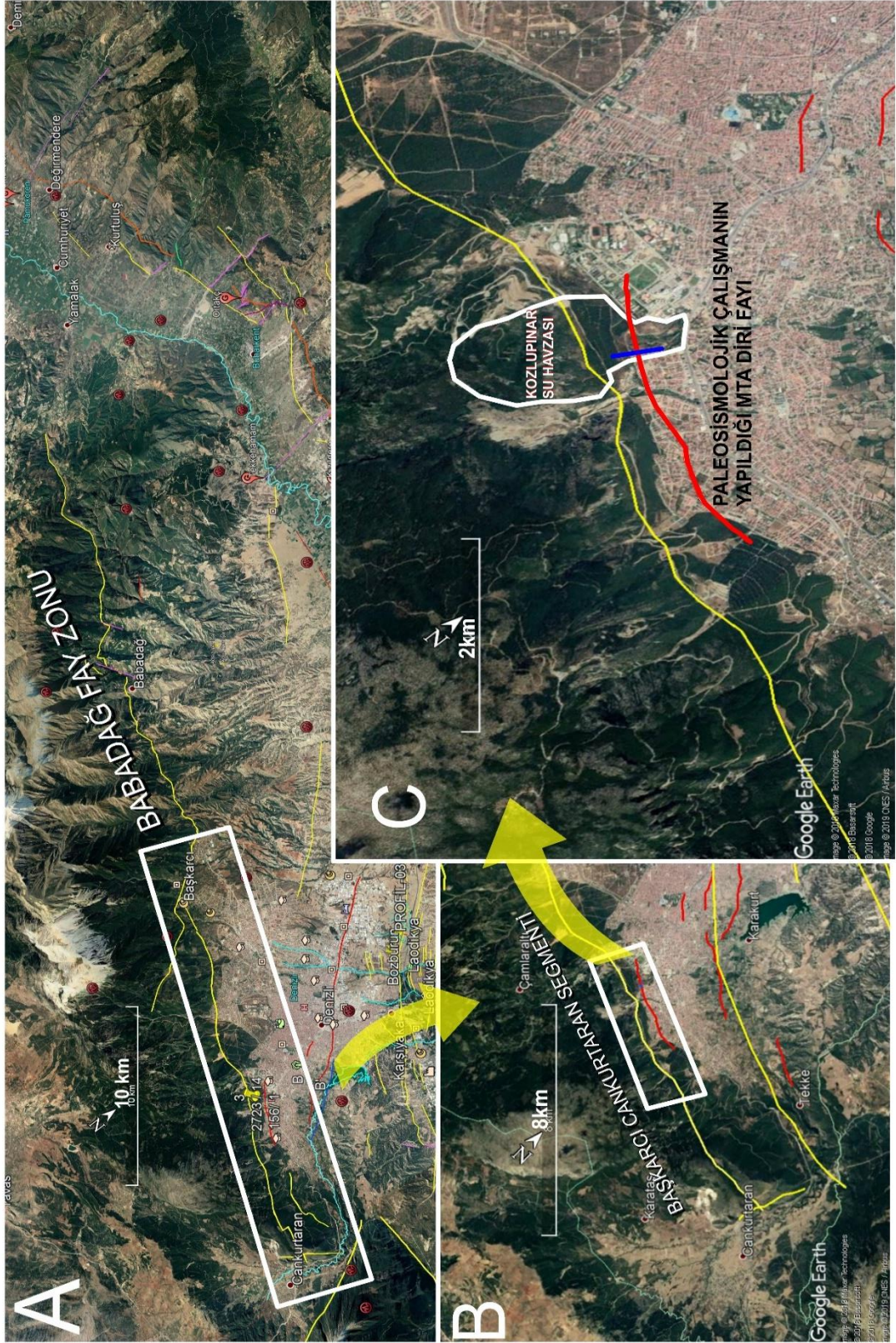
1.3 Materyal ve Yöntem

Yaklaşık 40 km²'lik alanda yüksek lisans tezi olarak yapılan bu çalışma, uydu görüntüleri üzerinde çalışmalar, jeolojik ve jeomorfolojik çalışmalar, jeofizik çalışmalar, hendek çalışmaları, laboratuvar çalışmaları ile paleosismolojik verilerin değerlendirilmesi ve tez yazımı aşamalarından oluşmaktadır.

1.3.1 Uydu Görüntüleri Üzerinde Çalışmalar

Google Earth görüntüleri ve uydu fotoğrafları üzerinden Babadağ Fay Zonunun, özellikle çalışma alanı olan Başkarcı-Cankurtaran arasındaki fay segmentinin yeri ve konumu belirlenip uydu görüntüleri üzerine çizilmiştir. BKB-DGD uzanımlı Başkarcı-Cankurtaran segmentine paralel uzanan diri bir fayın varlığı MTA Yenilenmiş Diri Fay Haritası'nda görülmektedir. Bu diri fay yerleşim birimleri

içinde kalmıştır. Ancak fayın bir kısmı Su ve Kanalizasyon İdaresi Genel Müdürlüğü (DESKİ) tarafından çevresi duvarlarla çevrilerek koruma altına alınmış olan Kozlupınar su havzası içerisinde geçmektedir. Hendekli paleosismolojik çalışma bu koruma alanından geçen diri fay üzerinde yapılması planlandığından MTA Yerbilimleri Harita Görüntüleyici ve Çizim Editörü programı kullanılarak Başkarcı-Cankurtaran segmentinin yaklaşık 300 metre kuzeyinde, fay segmentine yaklaşık paralel uzanan 3.50 km uzunluğundaki diri fayın yeri özel olarak belirlenerek uydu görüntüleri üzerine çizilmiştir (Şekil 1.2).



Şekil 1.2: Uydu görüntüleri üzerinde yapılan çalışmalar A) Babadağ Fay Zonu, B) Başarcı-Cankurtaran segmenti, C) Paleosismolojik çalışmanın yapılacağı MTA Dirir Fay Haritasında belirtilen diri fay. Faylar kırmızı ve sarı çizgilerle gösterilmiş olup, kırmızıçizgiler diri fayları temsil etmektedir (Faylar MTA-Yerbilimleri Harita Görüntüleyici ve Çizim Editörü'nden yararlanılarak çizilmiştir).

1.3.2 Jeolojik ve Jeomorfolojik Çalışmalar

Uydu görüntüleri üzerinde yerleri belirlenen Başkarcı-Cankurtaran arasında BKB-DGD uzanımlı fay segmenti boyunca fayın özelliklerini ve fayın kestiği jeolojik birimleri belirleyebilmek için 1/25.000 ölçekli topoğrafik haritalar kullanılarak arazi çalışmaları yapılmıştır. Fay hattı boyunca mostra vermiş kayalarda ve yol yarmalarında fayın tanımlanması yapılmıştır.

Saha çalışmasında özellikle fayda kayma hareketinin olduğu fay düzlemleri (fay aynası) ve bu düzlemler üzerindeki fay çizikleri ile fay blokları arasındaki sürtünme ve ezilmeye bağlı gelişen fay kayalarının varlığı ile fayın taban ve tavan bloklarını oluşturan jeolojik birimler incelenmiştir.

1.3.3 Jeofizik Çalışmalar

BKB-DGD uzanımlı Başkarcı-Cankurtaran segmentinin Bağbaşı-Zeytinköy civarında yaklaşık 300 metre kuzeyinde fay segmentine yaklaşık paralel uzanan 3.50 km uzunluğunda bir Holosen fayı (11.000 yıl, Holosen'de yüzey faylanması oluşturan fay) MTA Yenilenmiş Diri Fay Haritası'nda belirtilmiştir. Hendekli paleosismolojik çalışma bu diri fay üzerinde yapılacağından fayın yerinin metre hassasiyetinde belirlenmesi için alanda bir adet jeofizik ölçüm (çok elektrotlu ölçüm) yapılmıştır. Bunun için uydu görüntüleri ve saha çalışmaları ile önceden belirlenmiş diri fayı dik kesecek şekilde 1 adet jeofizik hattı belirlenmiştir. Bu diri fay yerleşim birimleri içinde kaldığından hendek kazısı için en uygun alan Su ve Kanalizasyon İdaresi Genel Müdürlüğü (DESKİ) tarafından çevresi duvarlarla çevrilerek koruma altına alınmış olan Kozlupınar su havzasıdır. Bu havza içerisinde diri faya dik KKD-GGB doğrultusunda belirlenen jeofizik ölçüm hattında 205 metre uzunluğunda 5 metre elektrot açıklığında gerçek öz direnç yöntemi uygulanarak ölçüm yapılmıştır. Rezistivite kesitlerindeki anomalilerin olduğu yerler fayın gerçek yeri olarak tespit edilerek Google Earth uydu görüntüsüne hassas bir şekilde işaretlenmiştir (Şekil 1.3).



Şekil 1.3: A) Babadağ Fayı Cankurtaran Başkarcı Segmenti, B) Jeofizik ölçüm hattı ve hendek alanları (Sarı çizgi sahada jeomorfolojik ve yapısal olarak tespit edilen fayı, Kırmızı-çizgi diri fayı, mavi renkli çizgi jeofizik ölçüm hattını, mor renkler rezistivite anomalilerini ve beyaz alanlar belirlenen hendek alanlarını göstermektedir).

1.3.4 Hendek Çalışmaları

Hendekli paleosismoloji çalışmaları (paleoseismological trenching), paleosismolojik araştırmalarda kullanılan en önemli yöntemlerdendir. Bu yöntem; diri faylar boyunca geçmişte yüzey kırığı oluşturmuş eski depremlerin izlerini kaydeden genç çökeller içerisinde kazılacak hendeklerde, eski depremlerin tanımlanması ve uygun radyometrik yöntemler ile yaşlandırılması esasına dayanır.

Hendek kazısı Denizli Büyükşehir Belediyesi (DESKİ) Su ve Kanalizasyon İdaresi Genel Müdürlüğünden temin edilen paletli ekskavatörler ile Bağbaşı-Zeytinköy sınırları içerisindeki Belediyenin korumasında bulunan Kozlupınar su havzasında yapılmıştır. Belirlenen 205 metre uzunluğundaki jeofizik ölçüm hattı boyunca rezistivite anomalilerinin bulunduğu kesimleri içerecek şekilde iki adet hendek açılmıştır. Bunlardan güneyde olan Kozlupınar-1 hendeği 27 metre uzunluğunda, 3.20 metre genişliğindedir ve bu hendeğin 28 metre kuzeyinde aynı hat üzerinde Kozlupınar-2 hendeği açılmış olup 32 metre uzunluğunda 2.40 metre genişliğindedir. Kozlupınar-1 hendeğinin derinliği güney kesiminde yaklaşık 4.80 metre kuzey ucunda 4.20 metre; Kozlupınar-2 hendeğinin derinliği güney ucunda 4.10 metre kuzey ucunda ise 3.00 metredir.

Hendek duvarlarının kayıt altına alınabilmesi için ölçekli olarak fotoğraflanması ve loglanması gerekmektedir. Bu amaçla, hendek duvarlarındaki yapısal ayrıntılar göz önüne alınarak hendek duvarları 1m x 1m boyutlarında karelajlanmıştır.

Hendek duvarlarının hassas bir şekilde loğlarının çıkarılabilmesi için fotomozayik oluşturulması amacıyla hendek duvarlarının her bir karenin (1mx1m) yüksek çözünürlüklü fotoğrafları çekilmiştir. Çekilen fotoğraflar birleştirilerek hendek duvarının fotomozayikleri oluşturulmuş ve daha önce hendekte yapılan birim tanımlama ve loglama işlemi bu fotomozayikler üzerinden ayrıntılı hale getirilmiştir.

Paleosismoloji çalışmalarında eski depremlerin tanımlanması kadar önemli olan bir diğer çalışma ise bunların tarihlendirilmesidir. Bu sebeple tarihlendirme yapılamamış bir paleosismoloji çalışmasının deprem tehlike değerlendirmesi çalışmalarında veri olarak kullanılması mümkün olmadığından kuvars kumu elde edilebilecek uygun yerlerden Optik Luminesans/Termo Luminesans yöntemi için Kozlupınar Hendeği-1'den 6 adet; Kozlupınar Hendeği-2'den 4 adet numune alınmıştır. Her iki hendeğin organik maddece zengin olduğu tahmin edilen kesimlerinden birer adet C14 (Karbon 14) yaşlandırması için numune alınmıştır.

1.3.5 Laboratuvar Çalışmaları

Çelik tüpler ile alınan 10 adet numune kırmızı karanlık oda ışığı ile aydınlatılan laboratuvar ortamında çelik tüplerden çıkarılmış ve 90-140 µm boyutlu elekler kullanılarak yıkanmış ve elekte kalan 90-140 µm tane boylu tanecikler, kimyasal solüsyonlarda (%10 HCl, H₂O₂, %40 HF ve saf su) belirli süre bekletilip kurutulduktan sonra ışık geçirmez kutulara paketlenmiş ve tarihlendirilme analizi için Ankara Üniversitesi Nükleer Bilimler Enstitüsü'ne gönderilmiştir.

1.3.6 Paleosismolojik Verilerin Değerlendirilmesi ve Tez Yazımı

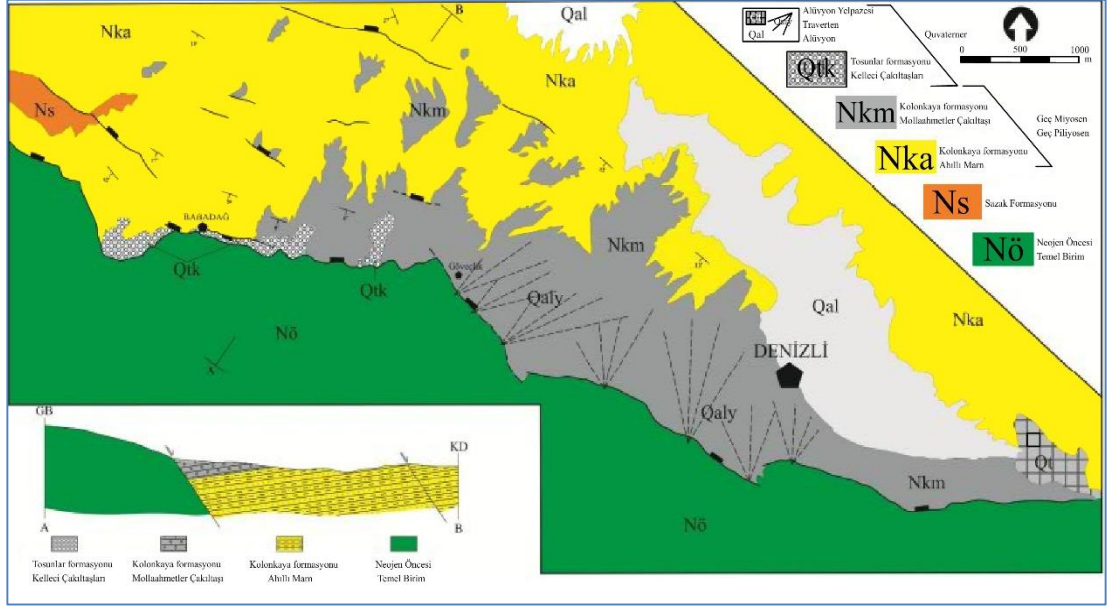
Yüksek lisans tezi olarak hazırlanan bu çalışma, Başkarcı ve Cankurtaran yerleşimleri arasında kalan BKB-DGD uzanımlı, yaklaşık 40 km²'lik alandaki (yaklaşık 20 km uzunluğunda, 2 km genişliğindeki bir alan) fay segmentinin yapısal ve paleosismolojik özelliklerinin incelenmesini içermektedir.

Saha çalışmalarına başlamadan önce çalışma alanı ve yakın çevresi ile ilgili yapısal, stratigrafik ve sedimantolojik özelliklerini ortaya koyabilmek için literatür taraması yapılarak, günümüze kadar yapılmış olan jeolojik çalışmalar incelenmiştir.

Literatür çalışmaları, jeolojik ve jeomorfolojik çalışmalar, jeofizik çalışmalar, hendek çalışmaları, laboratuvar çalışmaları ile paleosismolojik çalışmalardan elde edilen veriler değerlendirilerek tez yazılmıştır.

2. STRATİGRAFİ

Çalışma alanındaki kaya birimleri, Menderes Metamorfikleri ve Likya Naplarından oluşan Temel birimler ile Neojen birimleri (Erken Miyosen-Geç Pliyosen yaşlı havza dolgusu birimleri) ve Kuvaterner birimlerinden (alüvyon ve kolüvyon) oluşmaktadır (Şekil 2.1; Şekil 2.2).



Şekil 2.1: Denizli ve Babadağ arasındaki jeoloji haritası (Hançer ve Çemen 2005).

Periyod	Yaş	Grup	Formasyon	Kalınlık	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
NEOJEN	Kuvaterner		Alüvyon yelpazesi			Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı
			Tosunlar formasyonu	50 m		Açısal Uyumsuzluk Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı
	Geç Miyosen-Pliyosen	Denizli Grubu	Kolonkaya formasyonu	500 m		Açısal Uyumsuzluk Konglomera, kumtaşı silttaşı ar dalanması Memeli fosili Çamurtaşı, silttaşı, marn
			Sazak formasyonu	300 m		Jips Çörtlü kireçtaşı Kilttaşı, silttaşı, marn ar dalanması
Mesozoyik			Likya Napları			Uyumsuzluk Dolomitik kireçtaşı, mermer, ofiyolitik melanj, evaporit Tektonik Dokanak
Paleozoyik Mesozoyik			Menderes Masifi			Mermer, şist, kuvarsit, gnays, rekrystalize dolomitik kireçtaşı

Şekil 2.2: Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Şimşek 1984; Sun 1990; Alçiçek ve diğ. 2007).

2.1 Menderes Masifi Metamorfik Kayaçları

Denizli havzasının güneybatısından Honaz Dağı'na kadar olan bölgede Menderes masifinin Paleozoyik yaşlı Ortaköy formasyonu ile Mesozoyik yaşlı Yılanlı ve Zeybekölen tepe formasyonları bulunur.

Ortaköy formasyonu; düşük dereceli granat şist, iki mikalı şist, fillat ve serizit klorit şist, kloritoyidli kuvars-muskovitşist, kuvarsit, kuvars şist, kuvars-muskovit şist, mermer mercek ve bantlarından oluşur ve yaklaşık 1000 m kalınlığa sahiptir. içindeki mermerlerde Permo-Karbonifer yaşlı fosillere göre formasyonun yaşı Siluriyen-Devoniyen olarak bildirilmiştir (Sun 1990).

Yılanlı formasyonu; yaklaşık 1500 metre kalınlıkta olup kalın tabakalı-masif, yer yer laminalı, ince taneli, yer yer gastropod kavkılı rekrystalize kireçtaşlarından oluşan bir karbonat istifidir. Karbonat istifinin en üst kesimlerinde bulunan rudist kavkı izlerine göre formasyonunun yaşı Üst Kretase'dir (Okay 1989).

Zeybekölen tepe formasyonu; 1000 metreyi aşan kalınlıkta, rekrystalize pelajik kireçtaşı ve şeylden oluşan bir istiftir. Düşük dereceli metamorfizma ürünü, ince-orta tabakalı, sıkça çört yumrulu ve ardalı kireçtaşı, karbonatlı şeyl, ince taneli, dağılgan, açık yeşil şeyllerden oluşur (Okay 1989; Şekil 2.3; Şekil 2.4).



Şekil 2.3: Zeybekölen tepe formasyonunda gözlenen ince tabakalı, açık yeşil şeyllere ait görüntü (Zeytinköy-Bağbaşı sırnındaki ormanlık alan, bakış yönü güney).



Şekil 2.4: Zeybekölen tepe formasyonunda gözlenen ince tabakalı, açık yeşil şeylerle ardalanmalı kireçtaşları (Zeytinköy-Bağbaşı sıradaki ormanlık alan, bakış yönü güney).

2.2 Likya Napları

Menderes masifinin Alt Eosen flişi üzerine, tektonik bir dokanakla gelir. Mesozoyik kıta yamacı çökellerden oluşan köksüz bir istifdir (Okay 1989). Likya napları alttan üste doğru Mesozoyik yaşlı Honaz şeyili, Sandak birimi, Honaz ofiyoliti ve Göbecik tepe biriminden oluşur.

Honaz şeyili; Hafif metamorfizma geçirmiş şeyl ve silttaşından oluşan istifdir. Honaz şeylinde düzenli bir yapraklanma ve tabakalanma gözlenmez. Tektonik bir dokanakla Menderes masifinin Yılanlı ve Zeybekölen tepe formasyonlarının üstüne gelir. Honaz şeylinde şimdiye kadar herhangi bir fosil bulunamamıştır (Okay 1989).

Sandak Birimi: Karaova formasyonu, Gereme formasyonu ve Çatalca tepe kireçtaşı olmak üzere üç birimden oluşur. Alacalı şeylleri ile arazide çarpıcı ve tipik bir görüntü oluşturan Karaova formasyonu, üste doğru tedrici olarak Gereme formasyonuna geçer. Gereme formasyonu masif-kalın tabakalı dolomitlerden oluşur. Dolomitleşmemiş seviyelerinde tespit edilen fosillere göre Üst Triyas-Liyas yaşında

olan Gereme formasyonu üzerine masif-kalın tabakalı, seyrek ufak çört yumrulu kireçtaşlarından oluşan Çatalca tepe kireçtaşı gelmektedir (Okay 1989).

Honaz ofiyoliti: kısmen serpantinleşmiş peridotitlerden oluşan birim Sandak birimine ait Çatalca tepe kireçtaşı üzerine tektonik dokanak ile gelir (Okay 1989).

Göbecik tepe birimi; Mesozoyik-Erken Tersiyer yaşlı tortul kayalardan oluşmaktadır (Okay 1989). Bu birim, Menderes masifinin veya Honaz ofiyoliti üstünde tektonik dokanakla yer alır.

2.3 Neojen Birimleri

Temel birimler üzerine gelen Neojen birimlerini, inceleme alanında Erken-Orta Miyosen yaşlı Sazak formasyonu ile Geç Miyosen-Geç Pliyosen yaşlı Kolankaya formasyonları oluşturur. Kuvaterner yaşlı Tosunlar formasyonu'na ait Kelleci çakıltaşları, alüvyal yelpazeler ve yamaç molozları altındaki tüm birimleri aşıl uyumsuzlukla örtmektedir.

2.3.1 Sazak Formasyonu

Sarayköy yakınlarındaki Sazak Köyünde Şimşek (1984) tarafından tanımlanmış olan formasyon altta kiltası, silttaşı, killi kireçtaşı, marn ile üstte masif kireçtaşlarından oluşmaktadır. Birim içindeki marn ve kireçtaşı seviyeleri gastrapodludur. Birim içerisinde evaporasyon ürünü olan jipsler görülmesi birimin oluşum ortamının düşük enerjili göl ortamı olduğuna işaret etmektedir (Sun 1990). Birim 250-300 m kalınlığındadır.

2.3.2 Kolankaya Formasyonu

Sarayköy yakınlarındaki Kolankaya Tepede Şimşek (1984) tarafından tanımlanmış olan formasyonunun egemen kaya türü olan kumtaşları gastrapod ve pelesipod kavkıları yönünden zengindir ve genellikle gevşek tutturulmuş, tane

destekli, iyi boylanmalıdır. Ayrıca birimin içinde çok sık olarak kuvars çakıllarına rastlanmaktadır.

2.4 Kuvaterner yaşlı çökeller

Tosunlar formasyonu (Kelleci çakılları): Şimşek (1984) tarafından tanımlanan, kalınlığı yaklaşık 50 m olan konglomera, kumtaşı ve silttaşından oluşan birimde çakılları-kumtaşı-silttaşı-çamurtaşı ardalanması yaygındır. Çakıllar çoğunlukla kuvarsit, kuvars şist, kuvars-muskovit şist, granatlı şist, fillat ve mermer gibi metamorfik kayaç çakıllarıdır. Birim içinde çok iyi yuvarlaklaşmış çakılların yansıra, köşeli ve az köşeli çakıllar da bulunur. Birim alüvyon yelpazesinde başlayıp örgülü ve menderesli akarsu çökellerine geçen bir ortamda depolanmıştır (Alçicek 2007). Neojen örtüsünün en genç birimi olan Geç Pliyosen yaşlı Kolankaya formasyonunu aşıl uyumsuzlukla üzerleyen birimin yaşı Erken Kuvaterner'dir (Alçicek 2007).

Alüvyal yelpazeler: Babadağ Fayı'nın tavan bloğunda çeşitli boyutlarda, birbiriyle yana geçişler sunan çok sayıda alüvyal yelpazeleri oluşmuştur. Bu yelpazeler metamorfik çakıllar, kireçtaşı blokları gibi kırıntılardan meydana gelmişlerdir.

Yamaç Molozu: Yamaç molozları Babadağ Fayı boyunca, fayın hemen önünde depolanmıştır. Yamaç molozlarını oluşturan kayaçlar genellikle fayın taban bloğundaki kayaçlardan kopan veya aşınan karbonatlı kayaçlardan oluşmuştur.

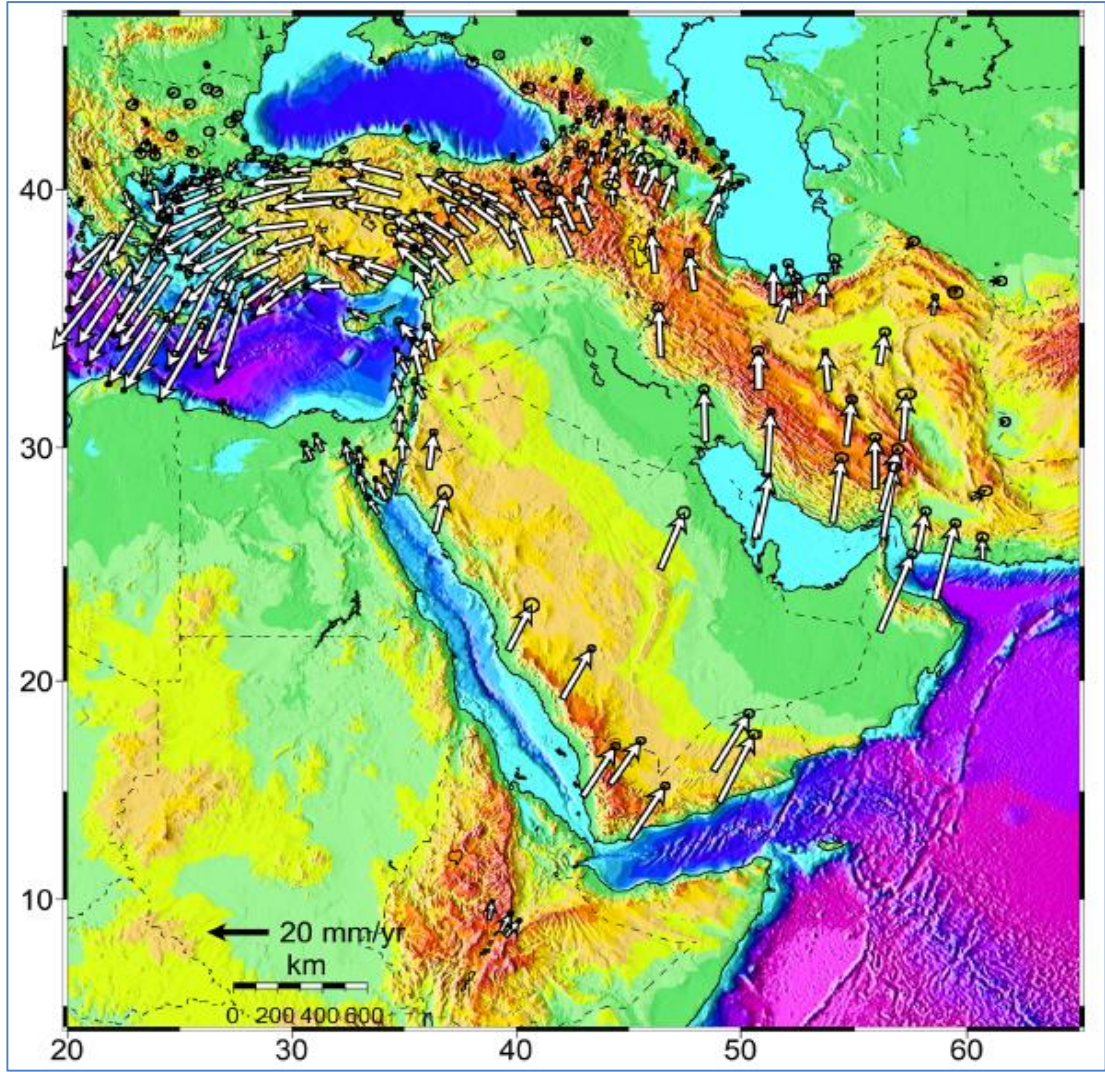
Çalışma alanının en doğu ucunda açılan hendeklerin civarı ve hendek içleri tamamen bu neojen çökelleri ile doldurulmuştur. Birim birkaç metre derinde oldukça sıklaşmış bir yapı sunmaktadır. Kireçtaşı bloklarının arasını daha küçük çakıl ve sıklaşmış topraklar doldurmuştur.

3. YAPISAL JEOLJİ

“Plaka Tektoniği” yerin en dış kısmını oluşturan 70-100 km kalınlıktaki katı yerkabuğunun (litosfer), daha yumuşak ve kısmen akıcı bir bölge olan astenosfer üzerinde, birbirine göre çeşitli yönlerde kayarak hareket etmekte olan çok sayıda büyük ve kk plakadan meydana geldiğini söylemektedir.

Türkiye ve çevresinin genel tektonik yapısına göre; tektonik plaka tanımlaması Türkiye’nin doğusu, Kafkaslar ve Zagros bölgesindeki aktif kıtasal çarpışmayı, Anadolu'nun (Türkiye) Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu fayları boyunca batıya doğru yanal transferini, Yunan ve Kıbrıs hendeği boyunca Afrika okyanus litosferinin alta dalmasını, Ege ve Batı Anadolu’daki genişlemeyi, Doğu Afrika Rift sistemi boyunca kabuksal yayılmayı, Kızıldeniz ve Aden Körfezi boyunca okyanusal riftleşmeyi, yansıtmaktadır (Reilinger ve diğ. 2006).

Doğu Akdeniz, Kk Asya, Orta Doğu ve Kuzeydoğu Afrika; Dünya’nın birbirini etkileyen 4 ana Litosferik plakasının (Arabistan, Nubia, Somali ve Avrasya) birleştiği, karmaşık tektonik bir bölgedir (McKenzie 1972). Arap, Afrika (Nubian, Somali), Avrasya plakalarının etkileşim bölgesi için (1988–2005) yıları arasında yapılan GPS'den türetilmiş hız değerleri; Merkezi İnan, Türkiye ve Ege / Peloponnesus ve Zagros'un bitişiğindeki Arap plakası da dahil olmak üzere, Dünya yüzeyinin geniş bir alanının, Avrasya plakasına göre 20-30 mm / yıl değerinde bir hızla saat yönünün tersine döndüğünü göstermektedir (şekil 3.1). Bu Dönüş hareketinin belirginliği Helen Hendeği’ne doğru artmaktadır (Reilinger ve diğ. 2006).

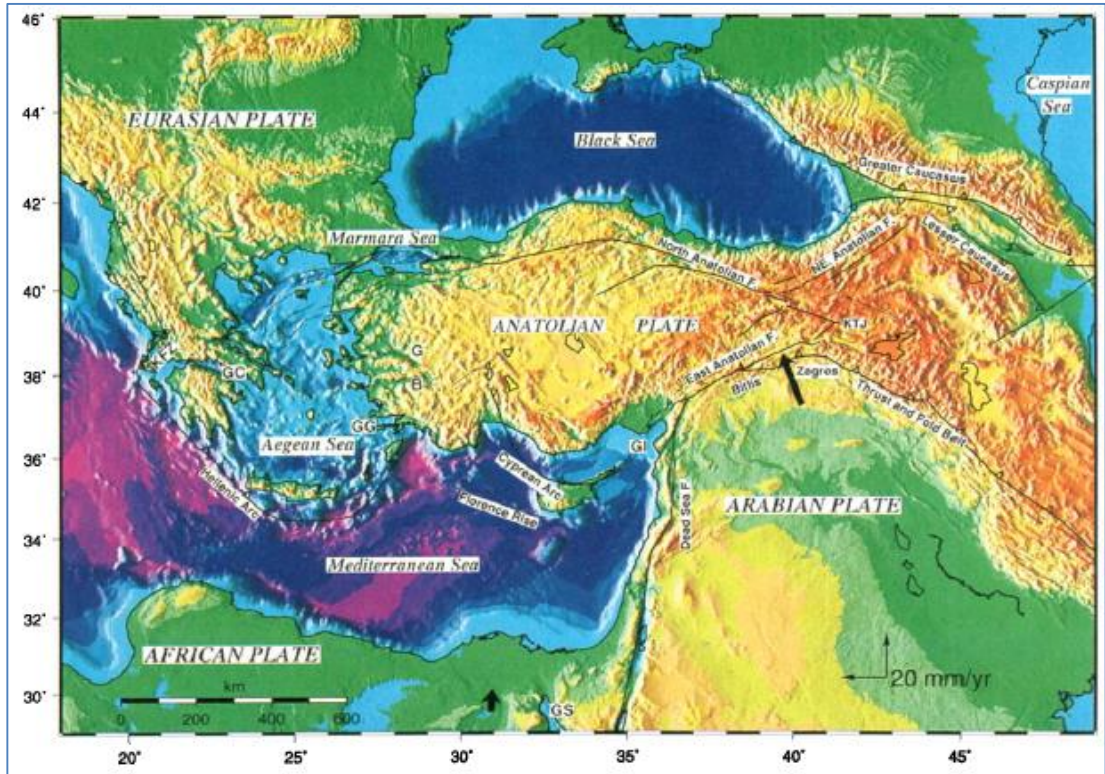


Şekil 3.1: (1988–2005) GPS hız verilerine göre Dünya yüzeyinin geniş bir alanının saat yönünün tersine döndüğünü gösteren harita (Reilinger ve diğ. 2006).

Doğu Akdeniz'in ve Anadolu'nun tektonik yapısı, Arap ve Afrika levhalarının Avrasya Levhası ile çarpışmasından kaynaklanmaktadır. Arap Levhası yılda ortalama 18 mm, Afrika Levhası ise yılda ortalama 8 mm Avrasya'ya doğru hareket etmektedir (McClusky ve diğ. 2000). İki plaka arasındaki hız farkı, Ölüdeniz Transform Fay Zonu boyunca oluşan doğrultu atımın temel nedenini oluşturmaktadır. Bu kuzeye doğru hareket, Bitlis-Zagros Kenet Zonu boyunca kıtasal çarpışmaya, yoğun deprem aktivitesine ve Türkiye'nin doğusunun ve Kafkaslar'ın topografik olarak yükselmesine ve Doğu Anadolu ile Kuzey Anadolu Fayları arasında kalan Anadolu plakasının ise batıya kaçmasına neden olmaktadır (Şekil 3.2).

McKenzie (1970), Jackson ve McKenzie (1988) ve Jackson (1992) Doğu Akdeniz bölgesindeki deformasyonu anlamak için sismik analiz, yüzey faylarının saha

çalışmaları ve hava / uydu görüntüleri verilerini kullanarak, geliştirdikleri modelde; Kıtasal litosferin, çarpışma bölgelerinde aşırı kabuk kalınlaşmasını önlemek için sıkıştırma bölgelerinden yanal olarak uzaklaşma eğiliminde olduklarını ve Anadolu plakasının, Türkiye'nin doğusunda oluşan yoğun sıkışmadan dolayı batıya doğru hareket ettiğini, Anadolu plakasından daha hızlı hareket eden bir Ege plakasının varlığını ve bu iki plakanın, Batı Anadolu'da kuzey-güney yönlü bir genişleme zonu ile birbirinden ayrıldığını ileri sürmektedirler.



Şekil 3.2: Doğu Akdeniz'in ve Anadolu'nun tektonik yapısını gösteren harita (McClusky ve diğ. 2000).

Anadolu'nun batıya doğru olan hareketinde Güneybatı Ege Bölgesi'nin GGB yönünde $30 + 2$ mm / yıl hızında, düşük iç deformasyona sahip (< 2 mm / yıl) tutarlı hareketine karşılık Güneydoğu Ege Bölgesi bu tutarlı hareketten önemli ölçüde sapmakta, saat yönünün tersine dönmekte ve Güneybatı Ege'ye göre $10 + 1$ mm / yıl hızında GD yönünde hareket etmektedir (Şekil 3.1). Bu hareket farklılığı Ege bölgesinde genişlemeli stres alanının oluşmasına neden olmaktadır. Anadolu Levhası'nın Bu karmaşık hareketi ve Afrika Levhası'nın Anadolu Levhası'nın güney sınırı boyunca alta dalması, K-G yönlü genişleme rejiminin oluşmasına neden olmaktadır (McClusky ve diğ. 2000).

Ege bölgesindeki genişmeli tektoniğin nedeni ve başlangıç yaşı konusunda farklı görüşler ileri sürülmüş olup bu görüşlere ait modeller aşağıda verilmiştir.

Tektonik kaçma modeli (Dewey ve Şengör 1979; Şengör ve diğ. 1985): Arabistan Plakası'nın Avrasya Levhası'yla Güneydoğu Anadolu'da Bitlis Kenet Kuşağı boyunca çarpışması sonucu kalınlaşan Anadolu Levhası Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu fayları boyunca batıya doğru hareket etmeye başlamıştır. Böylece Batı Anadolu'da D-B yönlü bir sıkışma buna karşılık K-G yönlü bir genişleme ortaya çıkmıştır.

Yay ardı açılma modeli (Le Pichon ve Angelier 1979): Afrika Levhası'nın, Helenik Yay boyunca kuzeye dalması ve sonrasında dalan levhanın geriye hareketiyle (roll-back) Ege Bölgesi'nde Geç Serravaliyen-Tortoniyen'de K-G yönlü bir genişleme olmuştur.

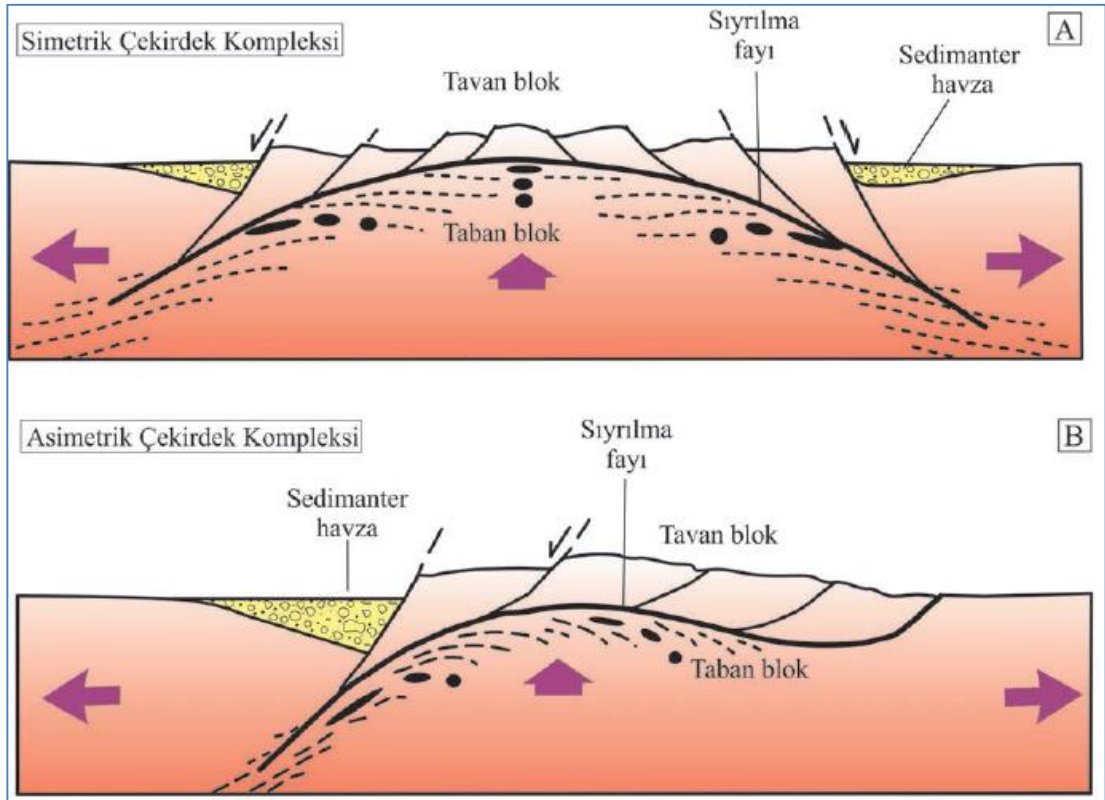
Orojenik çökme modeli (Dewey 1988) : Paleosen'deki çarpışmaya bağlı olarak Anadolu Levhası İzmir-Ankara-Erzincan-Neotetis Kenet Kuşağı boyunca kısalıp kalınlaşmıştır. Aşırı kalınlaşan kabuğun Geç Oligosen-Erken Miyosen'de ağırlığına dayanamayıp yayılması sonucu genişlemeli tektonik rejimin başlamıştır.

İki safhalı grabenleşme modeli (Koçyiğit ve diğ. 1999; Koçyiğit 2000): Orta Miyosen-Orta Pliyosende, güneybatı Anadolu'da genişlemenin ilk aşaması orojenik çöküntü ile başlamış ve Orta Pliyosen sonundaki sıkıştırma ile ilk genişleme aşaması kesilmiştir. Pliyosen sonunda, sıkışma rejimi yerini genişleme rejiminin ikinci aşamasına bırakmıştır. Bu olay aynı zamanda güneybatı Anadolu'da genişlemeli neotektonik dönemin başlangıcıdır. Bu fikir, deforme olmuş eski graben dolguları ve deforme olmamış modern graben dolguları arasındaki açısal uyumsuzluğun varlığı ile desteklenmektedir.

Çekirdek kompleksi modeli: Bozkurt ve Park (1994) ve Verge (1993)' e göre Batı Anadolu'da önemli tektonik yapı olan Menderes Masifi bir çekirdek kompleksidir. Ring ve diğ. (2003) ile Işık ve diğ. (1997) Oligosen'de Menderes Masifini güneye eğimli Likya Sıyrılma Fayı ve kuzeye eğimli Simav Sıyrılma Fayı nedeniyle simetrik çekirdek kompleksi olarak tanımlamaktadır. Buna karşın Seyitoğlu

ve diğ. (2004) Oligosen’de Menderes Masifi’ni bir asimetrik çekirdek kompleksi olarak Miyosen’de ise simetrik çekirdek kompleksi olarak değerlendirmektedir.

Metamorfik çekirdek kompleksleri, yapısal olarak üstten alta doğru metamorfik ve/veya metamorfik olmayan litolojiler ile temsil edilen bir veya birkaç tektonik dilimden, düşlük-açılı normal faylar ve temel kaya birimlerinden oluşur. Simetrik ve asimetrik olmak üzere iki tür çekirdek kompleksi modeli bulunur. (Şekil 3.3). Simetrik metamorfik çekirdek kompleksi birbirlerine zıt yönelimli iki sıyrılma fayı ve ilişkili makaslama zonları ile asimetrik metamorfik çekirdek kompleksi ise tek bir sıyrılma fayı ve ilişkili makaslama zonu ile temsil edilir (Seyitoğlu ve Işık 2015).



Şekil 3.3: Metamorfik çekirdek kompleksi modelleri A) Simetrik, B) Asimetrik çekirdek kompleksi (Seyitoğlu ve Işık 2015).

Menderes masifinin üzerinden bütün Mesozoik örtüsü erozyon ile kalkmış olması, 2000 m yükseklikte ileri derecede metamorfizmaya uğramış gözlü gnaysların mostra vermeleri ve bölgedeki nehir ve derelerin yan aşındırmaya nispetle çok süratli şekilde derine yatağını aşındırması, Ege bölgesinin merkezî kısımlarının kitle halinde yükseldiğine yani metamorfik çekirdek kompleksi olduğuna işaret etmektedir (Arpat ve Bingöl 1969).

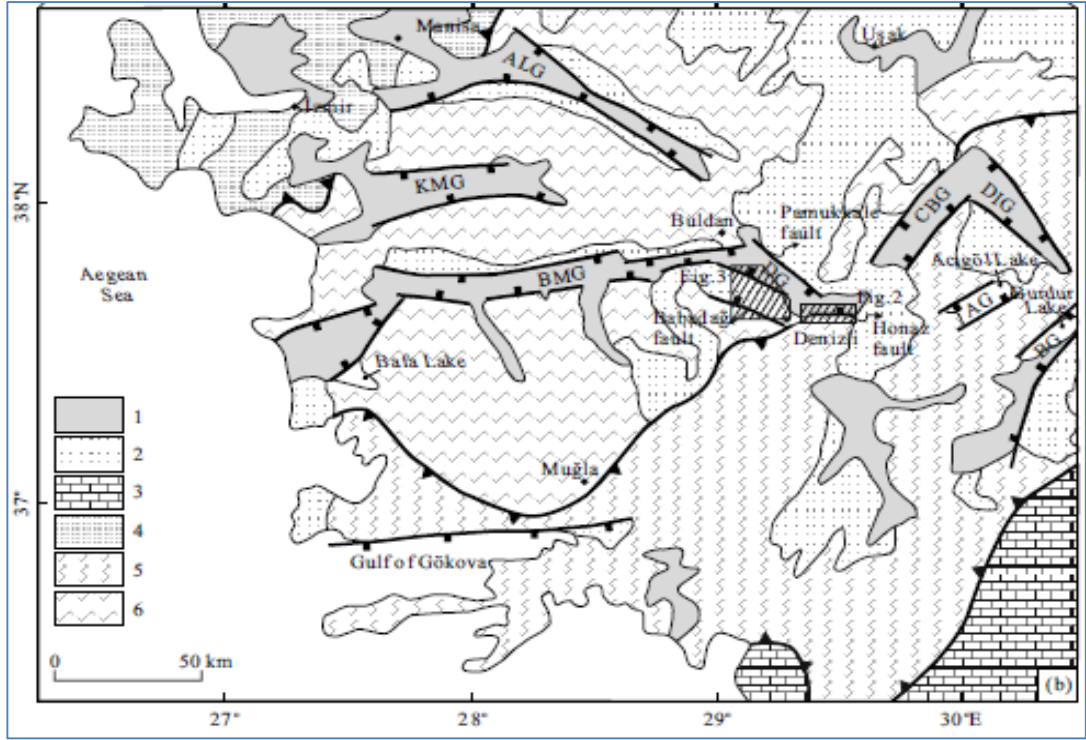
Günümüze değin, Batı Anadolu için jeolojik, sismolojik ve uzaktan algılama verilerinden yararlanılarak çeşitli oluşum modelleri önerilmiştir. Bouguer gravite verileri üzerinde veri-işlem ve kuramsal modelleme uygulamaları yardımıyla Akçığ (1988) tarafından gerçekleştirilen çalışma sonucunda ise önerilen bu modeller irdelenerek, Batı Anadolu için olası bir model oluşturulmuştur. Tüm veriler bir arada değerlendirildiğinde; Batı Anadolu'daki D-B yönelimli çöküntü alanlarının üst mantoda bir yükselim sonucu, K-G doğrultulu gerilme tektoniğine paralel olarak gelişen rift sistemleri olduğu önerilmiştir. Gediz ve Büyük Menderes çöküntü alanları da bu açılma tektoniğine bağlı olarak oluşmuş D-B doğrultulu kıtasal rift sistemleridir (Akçığ 1988).

3.1 Denizli Çevresinin Tektonik Özellikleri

Güneybatı Anadolu'daki KKD-GGB yönlü olan genişleme rejimi Güneybatı Anadolu'da doğu-batı yönlü ana grabenlere ve bu grabenler içerisinde KB-GD ve KD-GB yönlü nispeten kısa, yerel, çapraz kesişen grabenlere ve grabenleri geliştiren D-B, KB-GD, KD ve GB yönlü normal faylara yol açmıştır (Koçyiğit ve diğ. 1999).

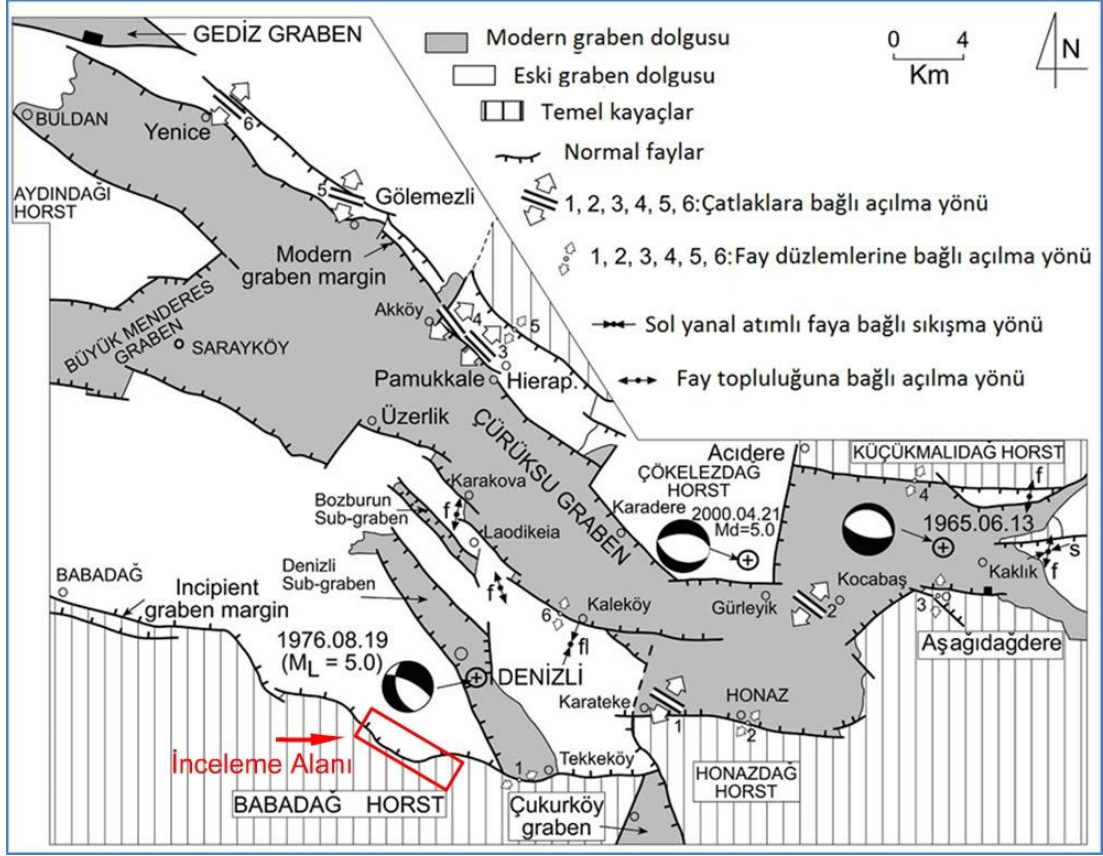
Batı Anadolu'da gelişmiş olan bu grabenler; Büyük Menderes grabeni, Gediz grabeni, Küçük Menderes grabeni, Çivril-Baklan graben, Dinar grabeni, Acıgöl graben, Burdur grabeni ve Denizli grabenidir (Şekil 3.4).

Denizli horst-graben sistemi (DHGS) 7-28 Km genişliğinde 62 km uzunluğunda aktif olarak büyüyen Menderes Masifi'nin metamorfik kayaları ile Likya Napları ve Oligosen-Alt Miyosen örtü serilerinden oluşan genç bir açılma zonudur. Örtü serileri araya giren açılma uyumsuzluk ile eski ve yeni graben dolgusu olarak ikiye ayrılır. Eski graben dolguları 660 m kalınlığındadır ve Orta Miyosen-Orta Pliyosen serilerinden oluşmaktadır. Pliyosen'de KKB-GGD yönlü sıkışma evresinde kıvrımlanıp faylanarak deforme olmuştur. Yeni graben dolguları ise 350 metre kalınlığında olup aktif fay sınırları hariç deforme olmamış yelpaze çökelleri ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı travertenlerden oluşmuştur. Eski graben dolguları graben içinde ve graben dışında gözlenirken yeni graben dolguları sadece graben içerisinde gözlenir (Koçyiğit 2005; Şekil 3.5).



Şekil 3.4: Batı Anadolu'nun grabenlerini gösteren jeolojik harita (Yılmaz ve diğ. 2000). ALG: Alaşehir grabeni; BMG: Büyük Menderes grabeni; KMG: Küçük Menderes grabeni; DG: Denizli grabeni; CBG: Çivril-Baklan grabeni; DIG: Dinar grabeni; AG: Acigöl grabeni; BG: Burdur grabeni.

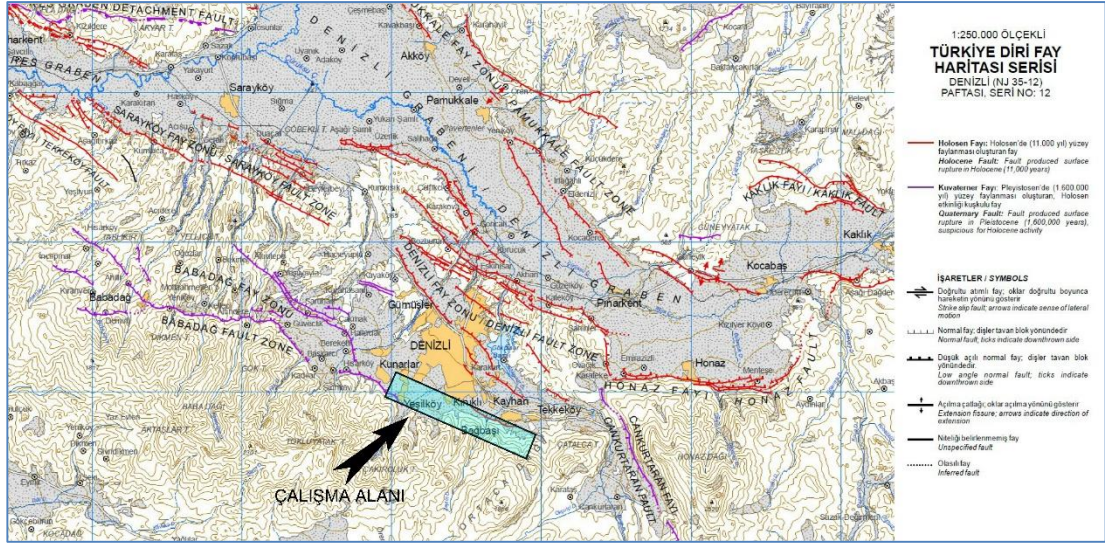
Bu kanıtlar grabenin araya giren bir sıkışma rejimi ile kesintiye uğrayan iki aşamalı genişleme rejimine işaret eder. Denizli graben-horst sistemini kuzeyde ve güneyde sınırlayan faylar oblik atımlı normal faylardır ve segmentlerden oluşmuştur. Babadağ, Honaz, Pamukkale ve Kaleköy fay zonları halen aktif olup potansiyel olarak magnitüdü 6 ve üzeri sismik aktiviteye sahiptir. Bu sınır faylarında 1703 ve 1717 1965, 1976 yıllarında depremler meydana gelmiştir. Bazı yıkıcı depremlerin odak mekanizması çözümleri, DHGS'de normal faylanmaya bağlı kıtasal genişlemenin KKD-GGB yönünde halen devam ettiğini göstermektedir (Koçyiğit 2005).



Şekil 3.5: Denizli Horst-Graben Sisteminin önemli tektonik yapılarını gösteren basitleştirilmiş harita (Koçyiğit 2005).

Westaway (1993)'e göre ise havzada yaklaşık 14 milyon yıl önce başlamış KD-GB yönünde genişleme rejimi hakim olup havzayı sınırlayan faylar o zamandan beri aktiftir. Havzada sınır faylarının yanı sıra havza ortasında da KB-GD yönlü faylar bulunmaktadır (Altınoğlu 2012).

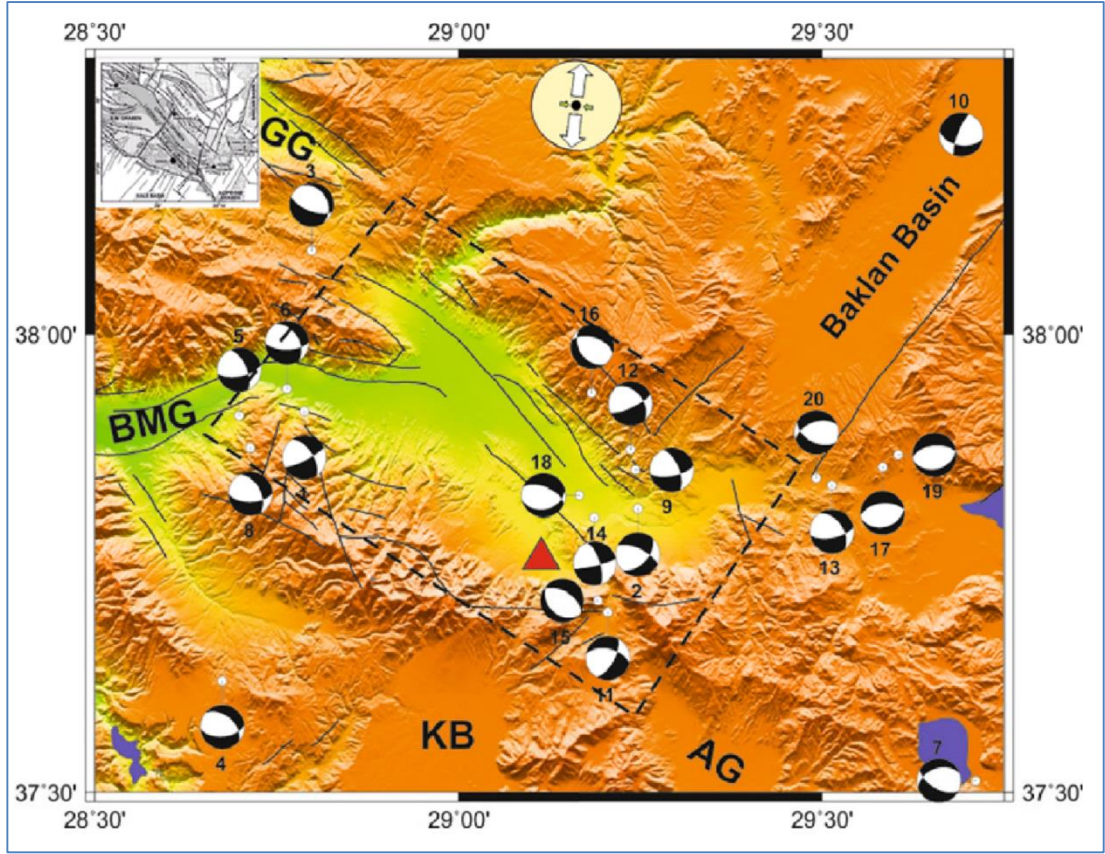
MTA Yenilenmiş Diri Fay Haritasına göre genel olarak KB-GD yönelimli Havzadaki önemli aktif fay zonları; kuzeydoğuda Pamukkale Fay Zonu ve Kınıklı Fay Zonu; güneybatıda ise Sarayköy Fay Zonu, Denizli Fay Zonu ve Honaz Fay Zonu'dur. Bu faylar normal fay karakterindedir ve Holosen fayı (11.000 yıl, Holosen'de yüzey faylanması oluşturan fay) olarak belirtilmiştir. Daha güneybatıda ise Babadağ Fay zonu ve Cankurtaran Fayı yer almaktadır. Bu faylar ise Kuvaterner fayı (1.600.000 yıl, Pleyistosen'de yüzey faylanması oluşturmuş, Holosen'de etkinliği kuşkuyla fay) olarak belirtilmiştir (Şekil 3.6).



Şekil 3.6: Denizli çevresini etkileyen faylar (MTA Genel Müdürlüğü, Türkiye Diri Fay Haritası Serisi, Denizli NJ35-12 Paftasından değiştirilmiştir).

Gerek havza kenarlarını sınırlandıran ana faylar üzerinde, gerekse havza içindeki fay düzlemlerinde, fay çiziklerinin önemli miktarlarda doğrultu atım bileşenlerine sahip oluşu havzada sadece K-G doğrultulu çekme gerilmesinin değil aynı zamanda yaklaşık D-B doğrultulu bir basınç gerilmesinin olduğunu, bu gerilmelerin yaklaşık yakın değerlerde değiştiğini göstermektedir. Bu çekme ve basınç gerilmelerinin birbirlerine yakın değerlerde oluşu, zaman içinde bu gerilmelerin yer değiştirebileceği ve dolayısıyla fay kayma yönlerinin de (açılma doğrultuları) değişebileceği anlamına gelir (Kaya 2012).

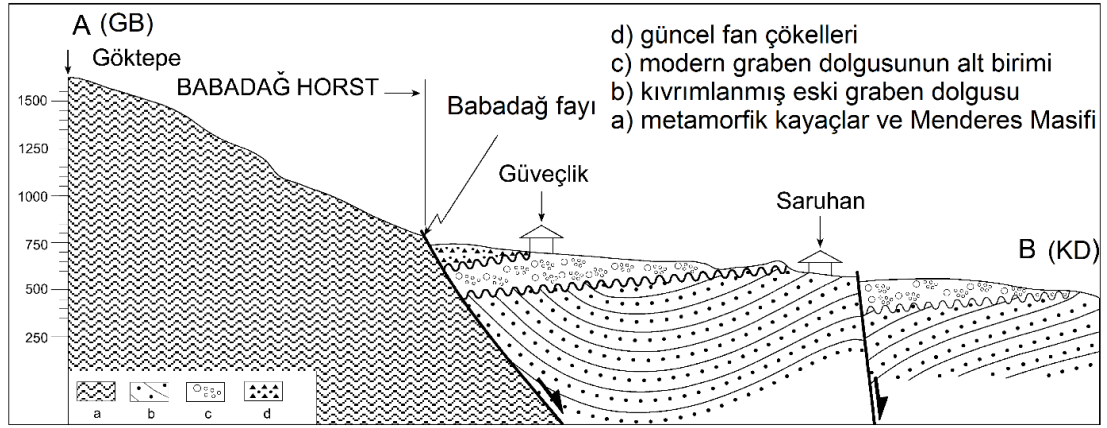
Çalışılan deprem odak mekanizması verilerinin gerilme yönü çözümleri Denizli grabeninde $K9^0$ D yönünde saf bir genişleme rejimi olduğunu göstermektedir. Stres çözümleri, ana gerilme eksenleri yönelimlerinin σ_1 için yaklaşık dikey ve büyük, σ_2 ve σ_3 için yaklaşık yatay ve birbirine yakın olduğunu ortaya koymaktadır (Irmak 2013). Bu sonuç Kaymakçı (2006) ve Noten Van ve diğerlerinin (2013) çalışmaları ile uyumaktadır. Kaymakçı (2006)' ya göre Baklan, Acıgöl ve Burdur Havzaları da dâhil olmak üzere Denizli Grabeninde genişleme rejimi KD-GB ve KB-GD yöneliminde günümüzde de aktiftir (Şekil 3.7).



Şekil 3.7: Denizli Graben Sisteminde analiz edilen depremlerin odak mekanizmaları ve Denizli grabeninin genişleme yönü (Irmak 2013). (Kırmızı üçgen, 13 Haziran 1965 depreminin merkez üssünü işaret ediyor. Kesikli alan Denizli Grabeni'nin yaklaşık alanını gösterir. Beyaz oklar genişleme yönünü gösterir).

3.1.1 Babadağ Fayının Özellikleri

Denizli yerleşim alanının güneyinde BKB-DGD yönlü genel olarak $K70^{\circ}B$ uzanımlı Babadağ Fay Zonu yaklaşık 3 km genişliğinde, 66 km uzunluğundadır. İki ana faydan ve birbirine yakın sintetik normal faylardan oluşmaktadır. Sintetik faylar sadece graben dolgularını keserken ana fay segmenti taban kayaları ile grabeni dolduran çökeller arasında tektonik sınırı oluşturur. Fay izleri boyunca yaşlı taban kayaları ile graben dolgu çökelleri tektonik olarak yan yanadır (Koçyiğit 2005; Şekil 3.8). Batıda Hisar köyden başlar Demirli ve Babadağ köylerini geçerek Göveçlik köyü ve Denizli güneyi boyunca uzanır. Fayın taban bloğunu Paleozoyik yaşlı metamorfik ve Mesozoyik yaşlı kireçtaşları oluşturur. Tavan bloğunu ise havzanın batısında Neojen gölsel çökeller; havzanın doğusunda ise Pliyo-Kuvaterner yaşlı alüvyal çökeller ve kolüvyal çökeller oluşturmaktadır (Hançer 2013).



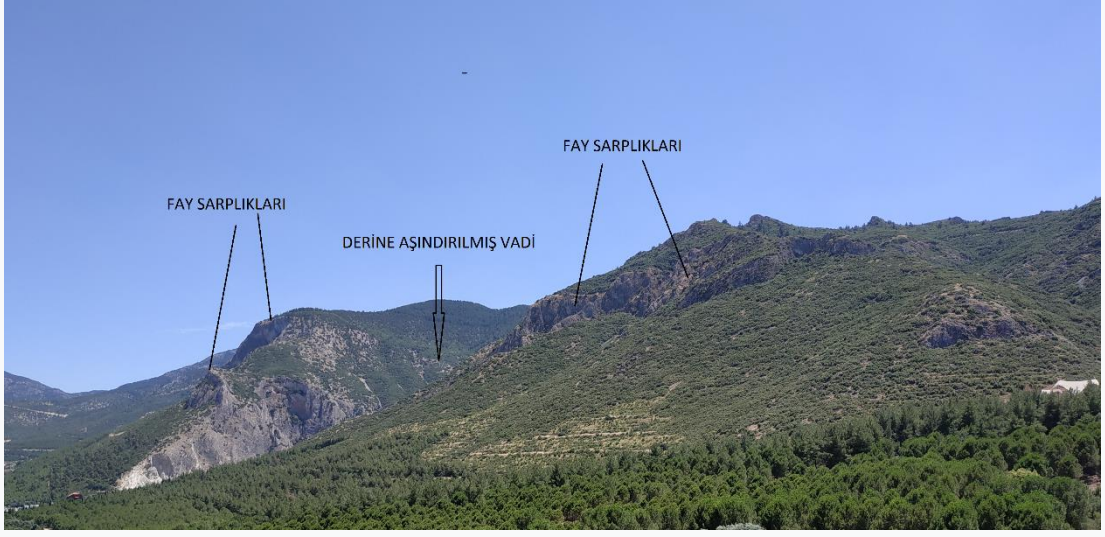
Şekil 3.8: Metamorfik taban kayalar, kıvrımlanmış eski graben dolgusu ve faylanma ile modern graben dolgusu arasındaki temas ilişkisini gösteren jeolojik enine kesit (Koçyiğit 2005).

Babadağ fayı Babadağ yakınlarında 34 km uzunluğunda genel olarak $K80^{\circ}B$ ve $K75^{\circ}B$ doğrultulu ve $35^{\circ} - 45^{\circ} KD$ 'ya dalımlıdır. İyi gelişmiş fay yüzeyi Mollaahmetler köyü civarında $45^{\circ} KD$ 'ya dalım göstermektedir. Göveçlik ile Denizli güneyi arasında $K80^{\circ}B$ doğrultulu olan fay Aksaz'da 32 km uzunluğunda ve $K70^{\circ}B$ doğrultuludur (Koçyiğit 2005; Hançer 2013)

Eski faylar/fay zonları fay aktifken kayda değer derinliklere karşılık gelen erozyon seviyelerine maruz kalmaktadır. Dikey kayma oranı 0.15-0.14 mm / yıl olan DHGS'nin kuzeyini ve güneyini sınırlayan faylarda toplam atım miktarı sırasıyla 1.050 m ve 2.080 m civarındadır (Koçyiğit 2005). Buradan Babadağ fayındaki toplam düşey atım miktarı yaklaşık olarak 2000 m'dir.

Cankurtaran-Başkarcı segmentinde fay sarplıklarının en üst kotunun deniz seviyesinden yüksekliği Google Earth programı kullanılarak 1320 m, ova seviyesinin ise 507 m ölçülmüştür. Graben dolgularının kalınlığı ortalama 600 m olduğu dikkate alındığında Cankurtaran-Başkarcı segmentinde fayın düşey atım miktarının ortalama 1500 m olabileceği tahmin edilmektedir.

Babadağ fay segmentinde fay hareketine bağlı olarak fayın taban bloğunda yatağını 1000 metre derine doğru dikey aşındıran, graben içinde kuzeye akan bir dizi yakın konumlu akarsuları kesen hatlar boyunca 1500 metreye kadar yükselen dik eğimli fay sarplıkları ve fay hattı boyunca birbirine paralel aktif olarak büyüyen alüvyon fanlar gözlenir (Koçyiğit 2005; Şekil 3.9; Şekil 3.10).



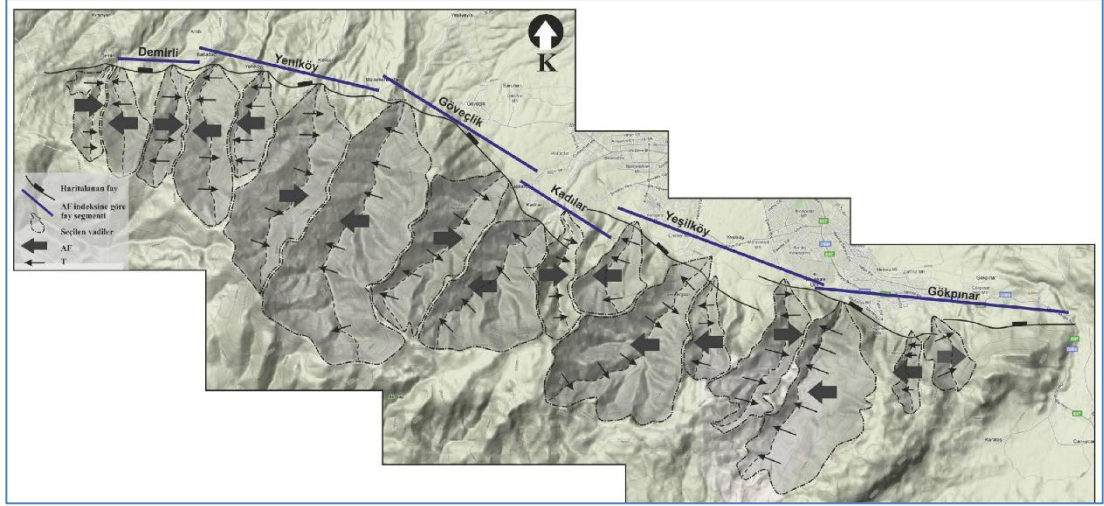
Şekil 3.9: Başarcı-Cankurtaran Fay segmentinin taban bloğunda gelişmiş fay sarplıkları ve derine aşındırılmış vadi (Kınıklı yerleşkesinin güneyi, bakış yönü güneydoğu).



Şekil 3.10: Başarcı-Cankurtaran Fay segmentinin taban bloğundaki Metamorfik temel kayalarında gelişen fay sarplıklarının yakın görüntüsü (Orman işletme tamir ve bakım atölyesi batısı, bakış yönü güney).

Babadağ Fayı'nın taban bloğunda gelişen vadilerde Drenaj Alanı Asimetrisi (AF) ve Topografik Simetri Faktörü (T) indeks değerlerine göre litoloji ve tektoniğin etkisi dikkate alınarak vadilerin eğimlendiği yönler bulunmuş ve teorik modele uygulanarak Babadağ Fayı; Demirli, Yeniköy, Göveçlik, Kadılar, Yeşilköy ve Gökpınar

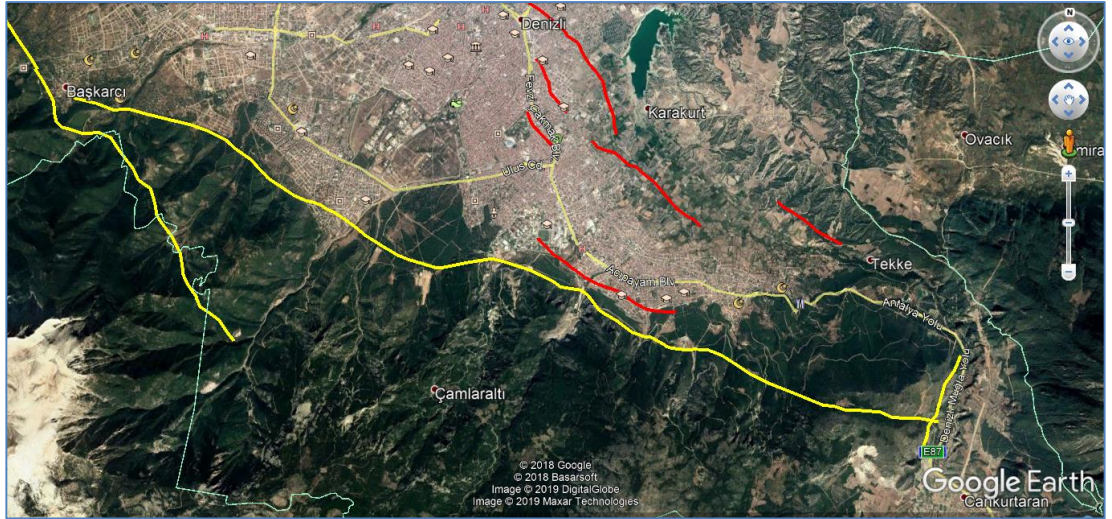
segmentleri olarak 6 segmente ayrılmıştır (Topal 2012; Şekil 3.11). Ancak Göveçlik'in doğusundaki Başkarcı'dan Cankurtaran'a kadar 3 segmente ayrılan kısmı uydu görüntüleri ve arazi çalışmalarında kesintisiz bir şekilde devam ettiğinden tek bir segment olarak düşünülp Başkarcı-Cankurtaran segmenti olarak adlandırılıp çalışılmıştır.



Şekil 3.11: Babadağ Fayı'nın Drenaj Alanı Asimetrisi (AF) ve Topografik Simetri Faktörü (T) indekslerine göre segmentlere ayrılması (Topal 2012).

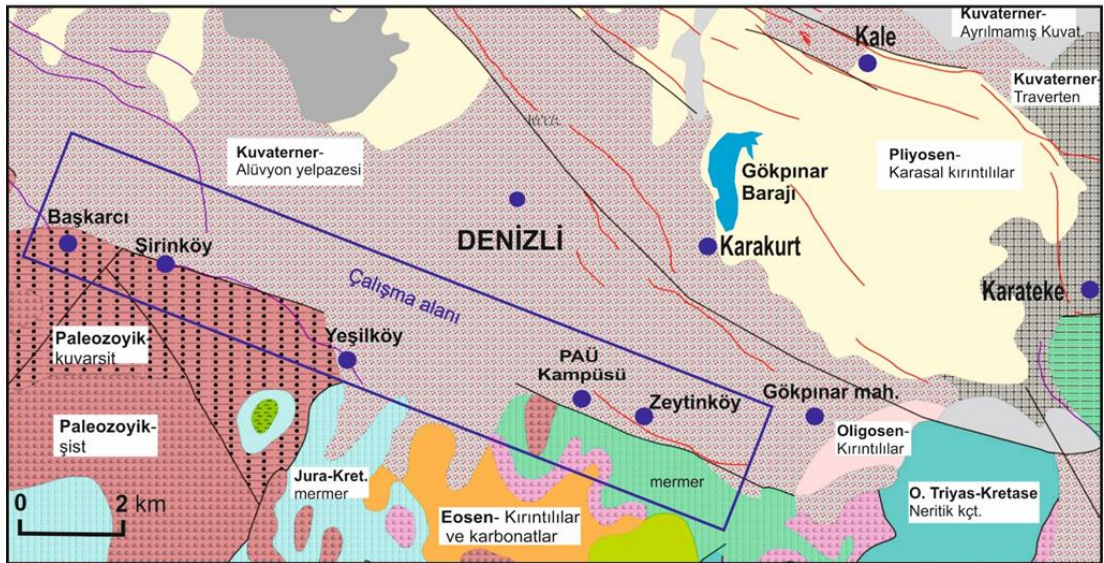
3.1.1.1 Babadağ Fayı Başkarcı-Cankurtaran Segmentinin Özellikleri

Babadağ Fayı Başkarcı-Cankurtaran segmenti taban bloğundaki horstu oluşturan Paleozoik ve Mezozoik yaşlı temel kayalar ile tavan bloğundaki grabeni dolduran Neojen yaşlı birimler arasında geçmekte olup BKB-DGD doğrultulu, KKD'ya eğimli ve yaklaşık 20 km uzunluğundadır (Şekil 3.12).



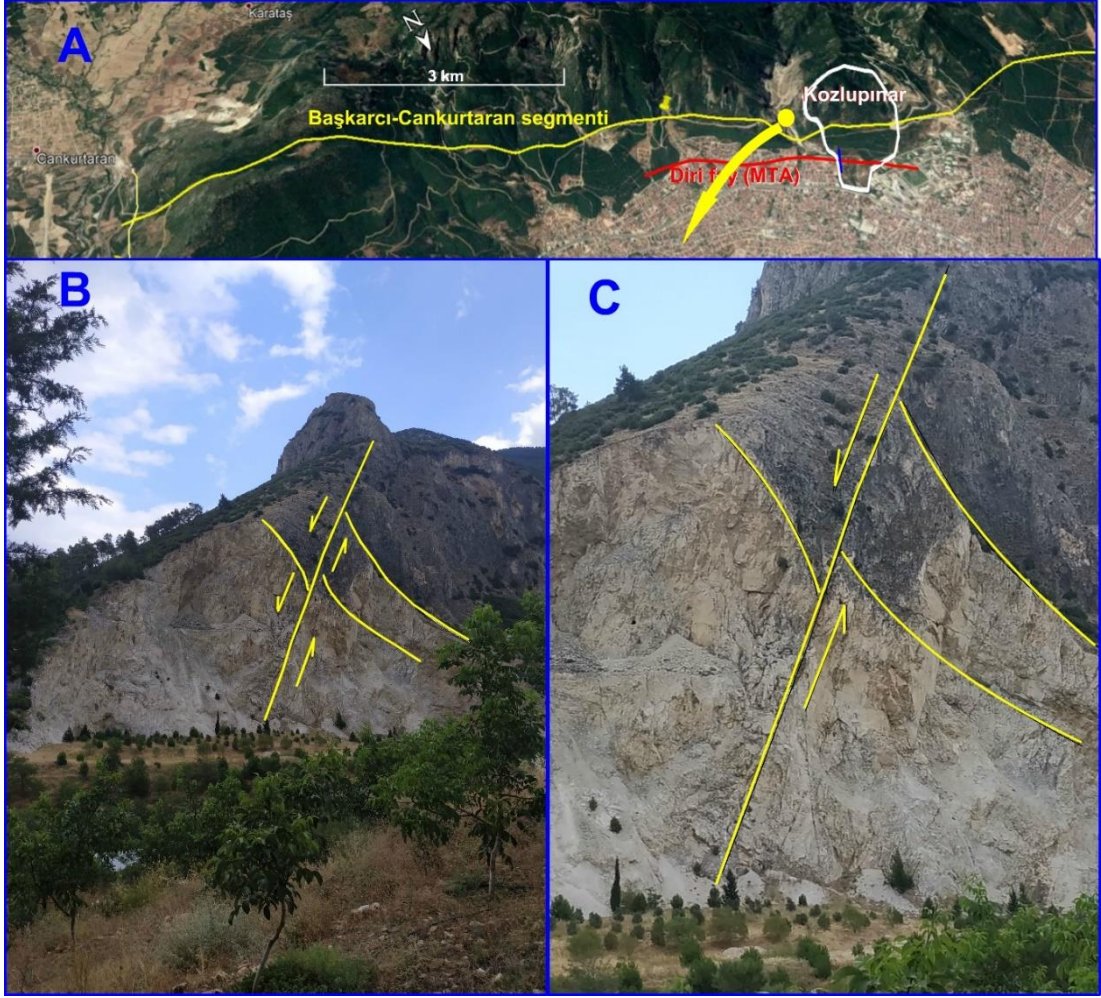
Şekil 3.12: Başkarcı-Cankurtaran segmentinin Google Earth görüntüsü üzerindeki konumu. Faylar kırmızı ve sarı çizgilerle gösterilmiş olup, kırmızı çizgiler diri fayları temsil etmektedir (MTA-Yerbilimleri Harita Görüntüleyici ve Çizim Editörü programından değiştirilmiştir).

Fay segmentinin taban bloğunu Paleozoik yaşlı kuvarsit ve şistler, Jura-Kratase yaşlı mermerler, Eosen yaşlı kırıntılı karbonatlar oluşturur. Tavan bloğunu ise Kuvaterner yaşlı alüvyon yelpazeleri ve yamaç molozları oluşturur (şekil 3.13).



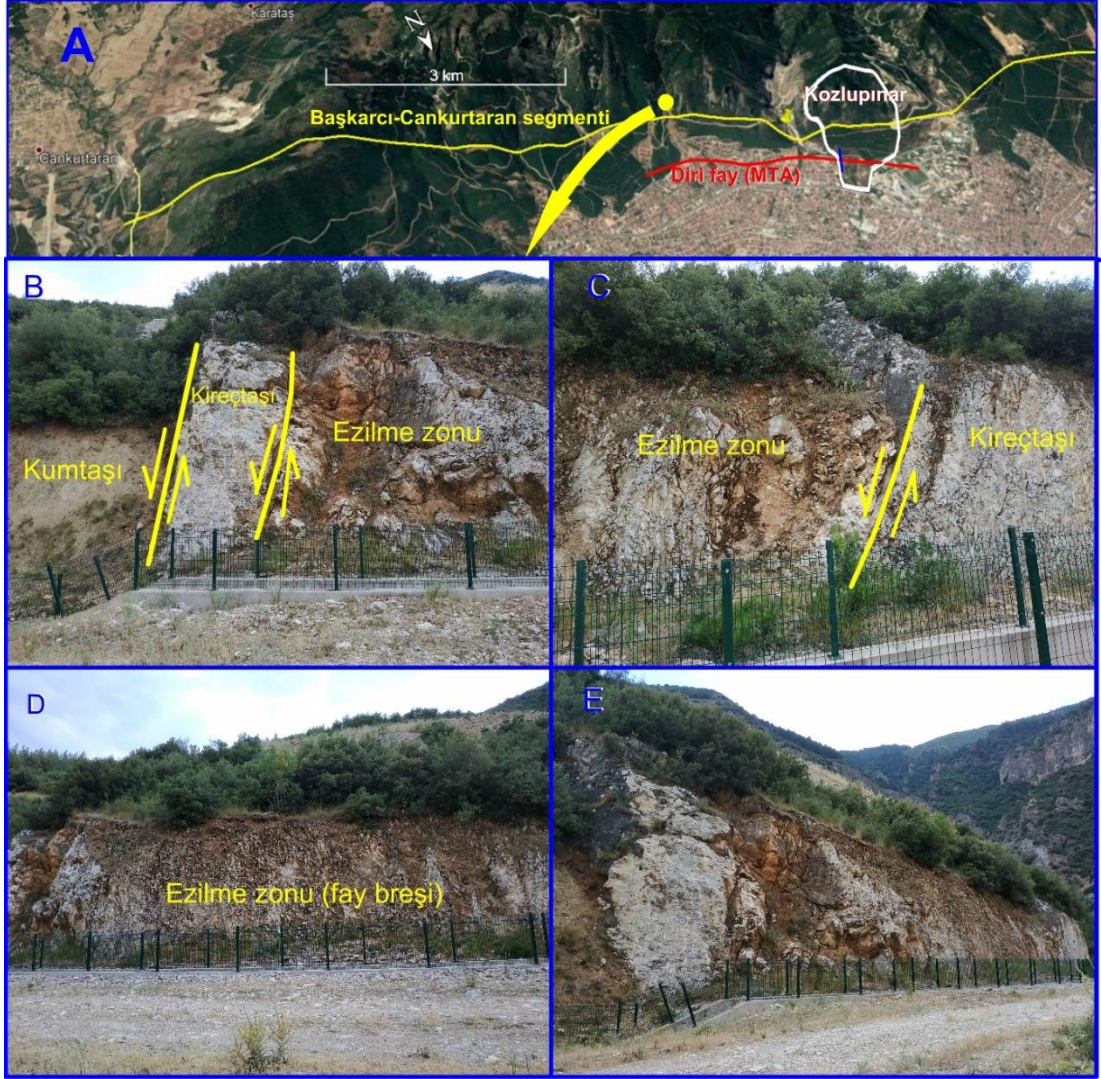
Şekil 3.13: Çalışma alanının jeolojik haritası (Haritadaki çizgilerden kırmızılar Holosen faylarını, eflatunlar Kuvaterner faylarını ve siyahlar ise olası Kuvaterner fayları göstermektedir. Harita, MTA-Yerbilimleri Harita Görüntüleyici ve Çizim Editörü programından değiştirilmiştir).

Denizli güneyinde, hendek çalışmasının yapıldığı Kozlupınar su havzasının 850 m güneydoğusunda, Orman İşletme Şefliği Tamir ve Bakım Atölyesinin bulunduğu vadinin güneydoğusunda, kireçtaşları arasında ana faya paralel gelişen antitetik fay gözlenmiştir. Fay düzleminin her iki tarafındaki tabaka uçlarının kıvrımlanması görülebilmektedir (Şekil 3.14).



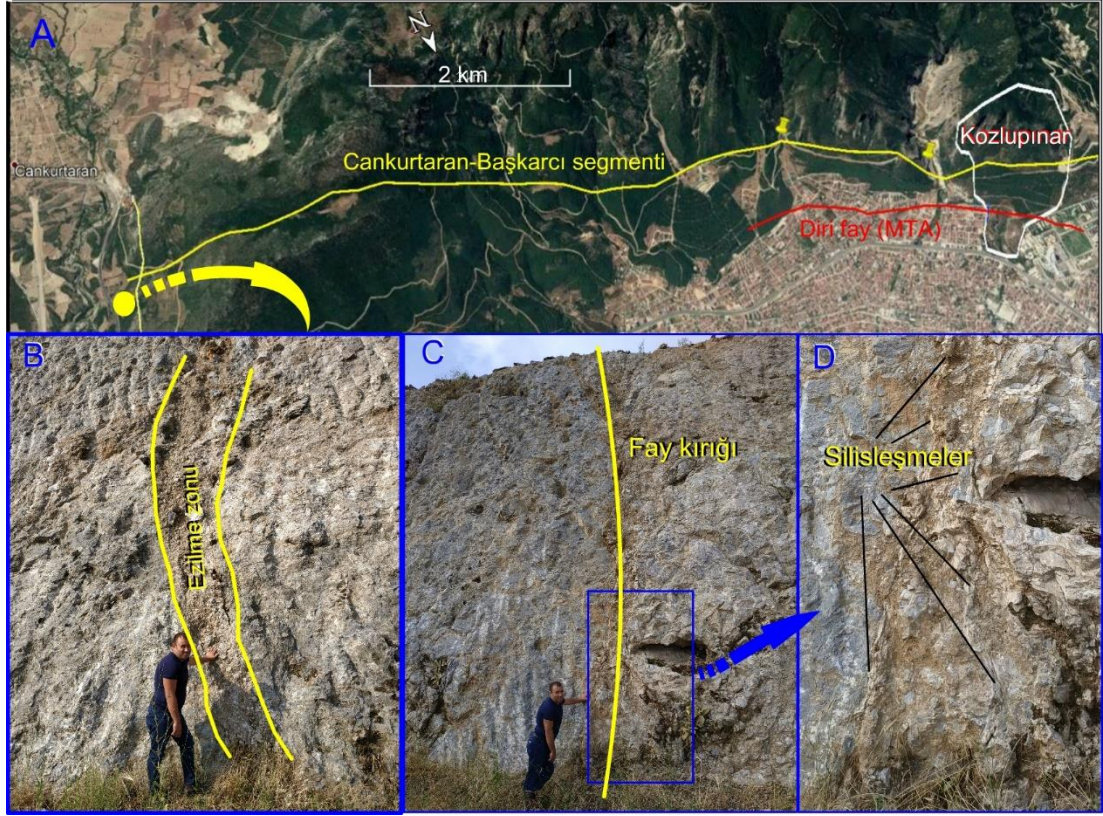
Şekil 3.14: A) Orman İşletme Şefliği Tamir ve Bakım Atölyesinin bulunduğu alanın Google Earth üzerindeki yeri, B) Alanın güneydoğusunda kireçtaşları içinde gelişmiş antitetik fay, C) Fay düzleminin her iki tarafındaki tabakaların kıvrımlanmasının yakından görünüşü (Bakış yönü güneydoğu).

Faylar genelde belirgin düzlem boyunca gelişmesine karşın deformasyonun yoğun olduğu kesimlerde bir fay yerine birbirine paralel veya birbirini kesen fay segmanlarından oluşan fay zonlarını/kuşaklarını oluştururlar (Dirik 2011). Benzer bir durum çalışma alanında gözlenmiş olup hendek çalışmasının yapıldığı Kozlupınar su havzasının 2 km güneydoğusunda, Zeytinköy-Bağbaşı sıradaki ormanlık alanda graben dolgusunu oluşturan kumtaşı birimi ile temel kayaları oluşturan kireçtaşı birimi arasında K76B doğrultulu 80 KD eğimli ana fay (fay aynası) gözlenmiştir. Bu fayın 10-15 metre güneybatısında kireçtaşı biriminde K78B doğrultulu 77 KD eğimli ikincil fay gözlenmektedir. Bu iki fay arasında kırıklaşıp ufalanmış ve tekrar çimentolanmış kireçtaşı parçalarından oluşan fay breşi gözlenmektedir. Bu ana fay ve ana faya paralel gelişen diğer ikincil faylar, fay zonu oluşturmaktadır. (Şekil 3.15).



Şekil 3.15: A) Zeytinköy-Bağbaşı sıradaki ormanlık alanın Google Earth görüntüsündeki yeri, B) Ana fay, C) ikincil fay, (D) İki fay arasındaki ezilme zonunda gelişen fay breşi, E) Fay zonunun genel görüntüsü (Bakış yönü güneydoğu).

Fay zonu boyunca kayaların kırılıp, parçalanması sonucu oluşan bu kırıklı parçalı alanlarda yeraltı suları veya çeşitli kimyasal solüsyonlar dolaşırken içerisindeki çeşitli mineral maddeler kristal haline dönüşerek, fay kırığındaki (breş zonundaki) boşlukları doldurur. Böylece kırıklı, çatlaklı ve breşik fay zonları, zamanla çeşitli mineral yoğunlaşmalarına sahip olur. En çok rastlanan mineralizasyon, kuvars oluşumu ile meydana gelen silisleşmedir (Dirik 2011). Hendek çalışmasının yapıldığı Kozlupınar su havzasının 8 km güneydoğusunda Cankurtaran köyü mevkiinde Denizli-Muğla yolu yarmasında ikincil fay kırığında oluşmuş ezilme zonu ve ezilme zonunu 10-15 m kuzeyinde gelişen fay kırığında meydana gelen mineralizasyon (silisleşme) gözlenmektedir (Şekil 3.16).



Şekil 3.16: A) Cankurtaran Köyü mevkiinde Denizli-Muğla yolu yarmasının Google Earth görüntüsü üzerindeki yeri, B) Fay kırığında gözlenen ezilme zonu ve gelişen kataklastik fay kayacı, C) Ezilme zonunun 10-15 m kuzeydeki fay kırığında gözlenen mineralizasyon, D) Mineralizasyonun yakından görünüşü (Bakış yönü güneybatı).

4. DEPREMSELLİK

Genişlemeli tektonik rejimin etkin olduğu Denizli havzası Gediz ve Büyük Menderes grabenlerinin kesiştiği alanın doğusunda yer aldığından depremsellik açısından oldukça aktif bir bölgedir. Bölgede tarihi ve aletsel dönemlerde çok sayıda büyük depremler meydana gelmiştir.

İç Ege Bölgesi için yapılan sismisite, tektonik, gravite ve jeolojik çalışmalar karşılaştırılarak bölgenin kabuk yapısı araştırılmıştır. Bunun sonucu, bölgede ortalama kabuk derinliğinin 33 km olduğu ve doğuda 40 km olan bu derinliğin batıda 28 km civarında olduğu hesaplanmıştır. İncelenen alanın en etkin sismik aktivitesi 0-10 km derinliğe sahip olup meydana gelen depremlerin %98'inin kabukta olduğu görülmüştür. Depremlerin episantr dağılımına bakıldığında bölgenin tamamı etkin sismik aktiviteye sahiptir (Aydın ve diğ. 2005).

Utku (2009) Denizli ve çevresi deprem etkinliğinin zamanla değişimini incelediği çalışmasında Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü veri bankasına göre, 1900-2006 tarihleri arasında büyüklüğü 7'yi ($M > 7$) aşan bir deprem kaydına rastlanmadığını; Magnitudü 4'ten büyük 106 deprem, Magnitudü 5'ten büyük 20 deprem ve Magnitudü 6'dan büyük 1 deprem meydana geldiğini; 1971-2006 yıl aralığında deprem etkinliğinin 1900-1970 yıllarına göre fazla olduğunu; tarihsel depremlere göre bölgedeki fayların gelecekte en az $M=6.7$ ($I_0=IX$) büyüklüğünde bir deprem üretebilme potansiyeline sahip olduğunu ve $M=5.5$ büyüklüğündeki bir depremin, bölgedeki yinelenme periyodunun olasılıksal olarak 24 yıl olduğunu ortaya koymuştur.

Denizli Havzası'nda yer alan gölsel çökellerin farklı seviyelerinde sismitlerin, deprem kökenli deformasyon yapılarının, yaygın olarak gözlenmesi, 5 ve üzeri büyüklüklerde depremlerin havzada sıklıkla meydana geldiğini ve bölgenin Üst Miyosenden beri aktif bir tektonizmaya sahip olduğunu göstermektedir (Topal 2016)

4.1 Denizli Çevresinin Tarihsel Dönem Depremleri

Denizli havzasındaki yerleşim yerlerinde, arkeolojik bulgulara ve Osmanlı arşivlerine göre MS 60, 305, 494, 610-620 arası, 1358, 1651, 1702, 1717 ve 1899 tarihlerinde büyüklükleri 6 ile 7 arasında depremler meydana gelmiştir. MS 610-620 arasında meydana gelen deprem sonrasında Laodikeia antik kenti, MS 1358 tarihinde meydana gelen deprem sonrasında da Hierapolis terk edilmiştir. Osmanlı arşivlerine göre, 19 Kasım 1717 tarihli depremde 12000 olan nüfusun yarısı; 20 Eylül 1899 tarihli depremde 1117 kişi hayatını kaybetmiştir. Bu tarihsel depremlerin büyüklükleri ve oluşum tarihleri değerlendirilerek depremlerin tekrarlanma süresi yaklaşık 500 yıl; fayların uzunluğu da dikkate alınarak yapılan hesaplamada, depremlerin moment büyüklüğünün üst sınırı 6.8 ile 7.1 arasında hesaplanmıştır (Kumsar ve diğ. 2016)

19.11.1717 tarihsel dönem depreminde Denizli ve Sarayköy ile Honaz arasında yer alan köylerde ağır yıkım meydana gelmiş ve yaklaşık 6000 kişi hayatını kaybetmiştir (Altunel 2000).

Tablo 4.1: Denizli ve yakın çevresinde meydana gelen tarihsel depremlerin enlem, boylam ve büyüklük değerleri (Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Dairesi, erişim tarihi:09.07.2019), <https://deprem.afad.gov.tr/tarihseldepremler>.

Milad	Yıl	Enlem	Boylam	Yer	Büyüklük
M.Ö	65	38.0000	29.0000	Honaz-Denizli	VIII
M.Ö	26	38.0000	28.0000	Aydın,Efes,Nazilli	IX
M.Ö	20			Denizli,Akhisar,Sakız adası	VIII
M.S	17	38.0000	28.0000	Manisa,Sart,Muradiye,Aydın	IX
M.S	23			Göhlhisar yöresi-Denizli	
M.S	60	38.0000	29.0000	Pamukkale,Honaz,Denizli	IX
M.S	1651	38.0000	29.0000	Honaz-Denizli	VIII
M.S	1703	38.0000	29.0000	Denizli,Sarayköy,Pamukkale	VIII
M.S	1875	38.0000	30.0000	Dinar,Çivril,Denizli,Uşak	IX
M.S	1886	38.0000	29.0000	Denizli	VI
M.S	1887	38.0000	29.0000	Denizli ve Geniş Yöresi	VII
M.S	1899	38.0000	28.0000	Nazilli,Aydın,Denizli,Uşak	IX
M.S	1899	38.0000	29.0000	Denizli	VI

Tablo 4.2: Denizli ve yakın çevresinde meydana gelen tarihsel depremlerin yaptığı hasarlar (Topal 2003'ten değiştirilerek).

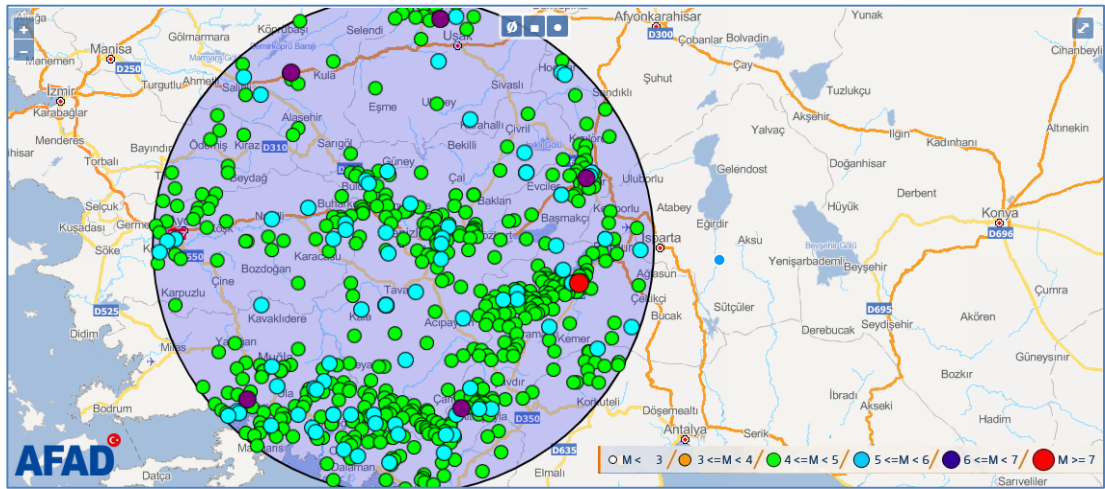
Tarih	Yarattığı Hasar
MÖ. 65	Honaz- Denizli'de VIII şiddetinde hasar verici bir deprem.
MÖ. 26	Büyük Menderes grabeninde bulunan Trailes antik kenti (şimdiki Aydın ili) bu depremle yıkılmıştır. Bu depremde Büyük Menderes grabeninin kuzey kenarı boyunca güney blok yaklaşık 1 m kadar aşağı düşmüştür (Altunel 2000).
MS. 17	Bu deprem, Gediz ve Büyük Menderes grabeninde yer alan 12 şehirde önemli hasara neden olmuştur. Depremde Gediz grabeninin bazı kesimlerinde yükselme ve alçalmalar olmuştur (Altunel, 2000). Deprem sonucu Hierapolis kenti yıkılmış ve Roma İmparatorluğu'ndan büyük yardım alınmıştır (Kumsar ve diğ. 2008).
MS. 60	Hierapolis, Laodikya, Denizli ve Honaz'da ağır yıkımlar olmuştur (Ambraseys,1971). Bu depremden sonra Hierapolis antik kenti yeniden inşa edildi (Altunel, 2000). Pamukkale'deki yapılarda yıkılmalar meydana gelmiş, Roma İmparatorluğu'ndan Domitian, Ana cadde ve Kaplanı yaptırmıştır (Kumsar ve diğ. 2008).
MS. 300	Pamukkale'deki Apollon tapınağı yıkılmış, daha sonra onarımlarla beraber yeni kiliseler yapılmıştır (Kumsar ve diğ. 2008). Muhtemelen Laodikya'yı da çok ağır şekilde yıkan depremdir.
MS. 700	Pamukkale'deki antik tiyatro, antik hamam ve anıtsal çeşme büyük hasar görmüştür (Kumsar ve diğ. 2008).
1354	Hierapolis kenti bu depremde tamamen yıkılmıştır ve şehirde yaşayanlar çevre şehirlere göç etmiştir (Ateş ve Bayülke 1982).
1358	Bu deprem ile Pamukkale ağır hasar görmüş ve yerleşim yeri terk edilmiştir (Kumsar ve diğ. 2008).
09.06.1651	Honaz- Denizli'de VIII şiddetinde hasar verici bir deprem.
22.02.1653	Bütün Batı Anadolu'da hissedilen IX şiddetindeki (M=6.6-7.2 arası) bu depremde Büyük Menderes grabeninde bulunan yerleşim yerleri yıkılmıştır (Altunel 2000).
25.02.1702	Denizli, Sarayköy, Pamukkale'de VIII şiddetinde hasar verici bir deprem. Eskihisar yakınlarındaki Gümüşçay derenin (Kuzgun dere ?) akış yönünün değiştiği de söylenir (Ambraseys ve Finkel 1995).

19.11.1717	Denizli ve Sarayköy ile Honaz arasında yer alan köylerde ağır yıkım meydana gelmiş ve yaklaşık 6000 kişi hayatını kaybetmiştir (Altunel 2000).
1878	Denizli ve Pamukkale’de önemli hasarlar meydana gelmiş, Sultan II. Abdulhamit Denizli’deki deprem hasar tespiti için bir teknik eleman göndermiştir.
? .01.1887	Denizli ve geniş yöresinde VII şiddetinde yıkıcı bir deprem.
20.09.1899	Nazilli, Aydın, Denizli ve Uşak’ta saat 10.30 da IX şiddetinde (M=6.9) yıkıcı bir deprem meydana gelmiştir. Bu depremde 1117 kişi ölmüştür.

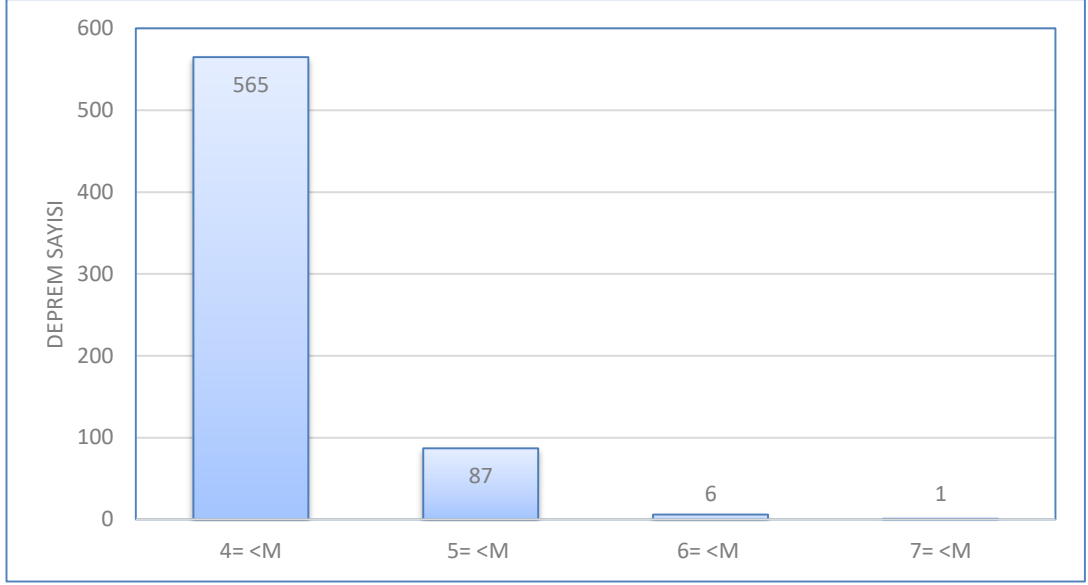
4.2 Denizli Çevresinin Aletsel Dönem Depremleri

Denizli ve çevresinde aletsel dönem depremselliği Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Dairesi Başkanlığı veritabanı, 1900-20xx Deprem Kataloğu ($M \geq 4$) temel alınarak 300 metre derinliğine kadar irdelenmiştir.

1900-2019 yılları arasında Denizli İli Merkezi (enlem: 37.77 boylam: 29.10 noktası) temel alınarak yaklaşık 125 km yarıçapındaki alanda yapılan sorgulamada magnitudü 4 ve üzeri ($M \geq 4$) toplam 565 deprem, magnitudü 5 ve üzeri ($M \geq 5$) toplam 87 deprem, magnitudü 6 ve üzeri ($M \geq 6$) toplam 6 deprem ve magnitudü 7 ve üzeri ($M \geq 7$) toplam 1 deprem gözlenmiştir (Şekil 4.1; Şekil 4.2).

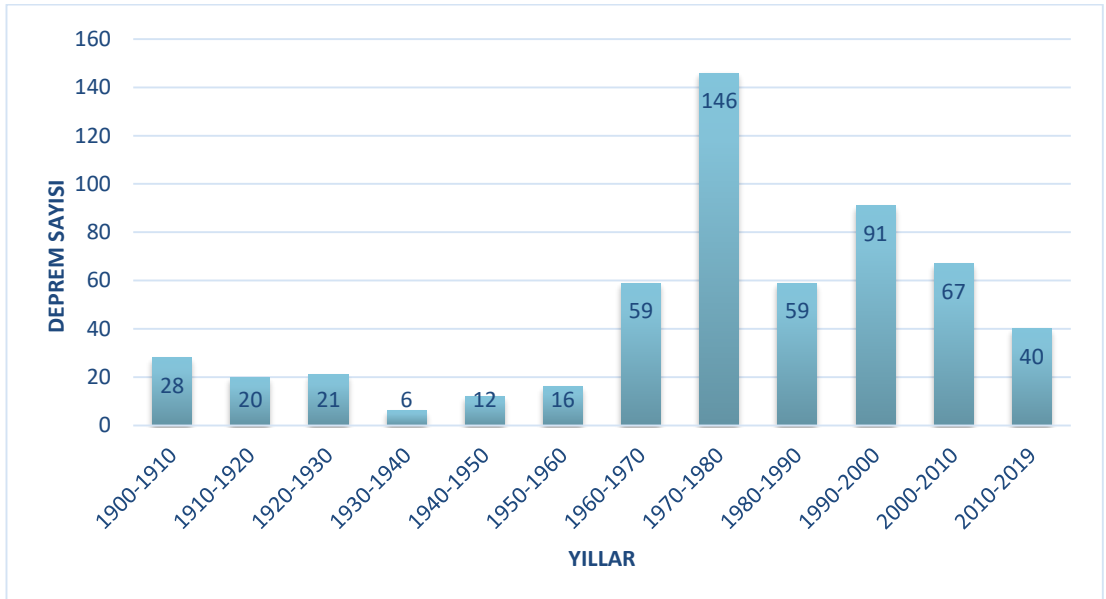


Şekil 4.1: 1900-2019 yılları arasında Denizli İli ve çevresinde meydana gelen aletsel dönem depremler (Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Dairesi Başkanlığı, <https://deprem.afad.gov.tr/depremkatalogu#>).



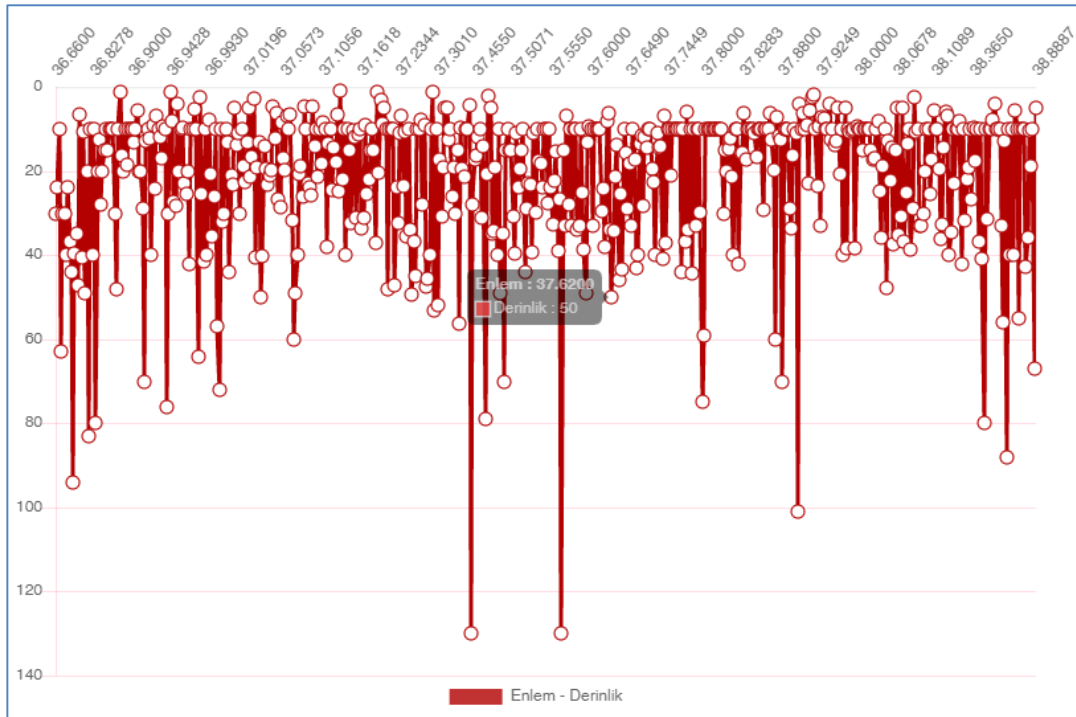
Şekil 4.2: 1900-2019 yılları arasında Denizli İli ve çevresinde meydana gelen aletsel dönem depremlerin büyüklük sayı değerleri (Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Dairesi Başkanlığı, <https://deprem.afad.gov.tr/depremkatalogu#> verilerine göre).

Elde edilen deprem verileri istatistiksel olarak değerlendirildiğinde; 1900-2019 yılları arasında magnitüdü 4 ve üzeri olan depremlerin 10 yıllık periyotlara göre sayısı incelendiğinde 1900-1960 yılları arası sismik aktivite açısından sakin olduğu görülür. 1960 yılından sonra deprem sayısında ani artış meydana gelmiş ve 1970-1980 yılları arasında sayıca en yüksek değere ulaşmıştır (Şekil 4.3). 1960 yılından sonra gözlenen bu artışın sebebi ülke geneline yerleştirilen sismik ölçüm cihazlarının artışına bağlıdır.

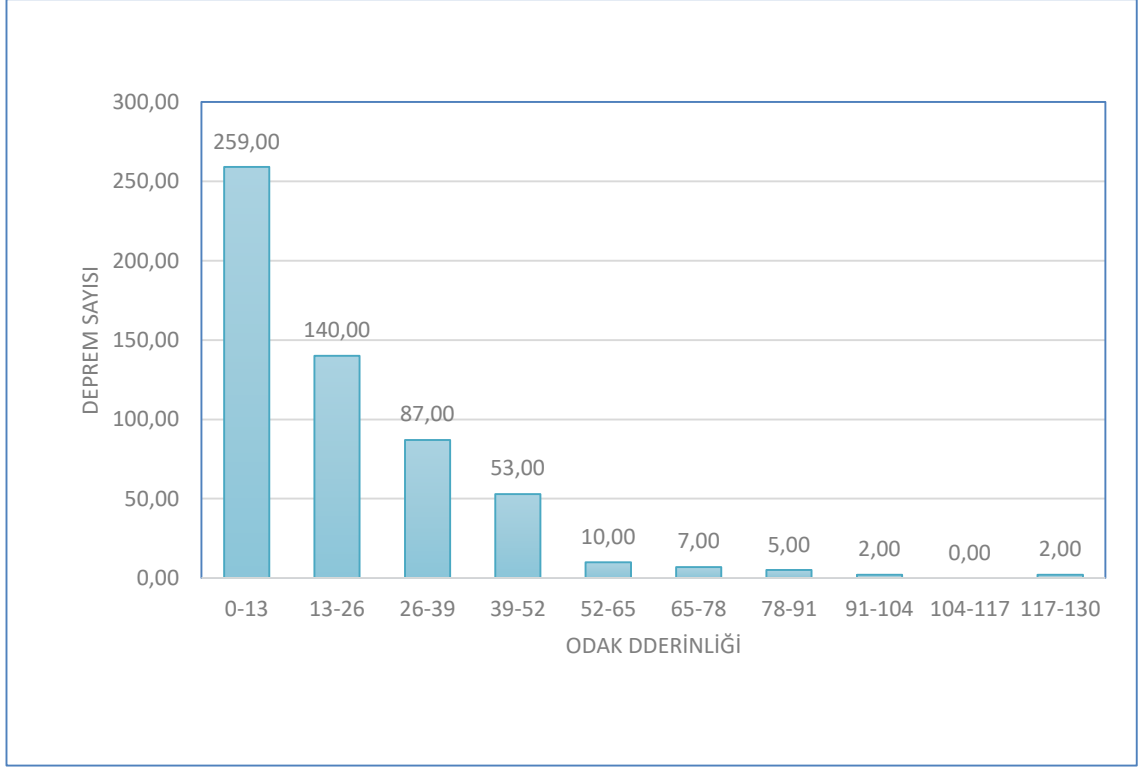


Şekil 4.3: 1900-2019 yılları arasında magnitüdü 4 ve üzeri olan depremlerin 10 yıllık periyotlara göre sayısı (Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Dairesi, <https://deprem.afad.gov.tr/depremkatalogu#> verilerine göre).

1900-2019 yılları arasında magnitüdü 4 ve üzeri olan depremlerin odak derinlikleri-Enlem dağılımında maksimum derinlik 130 metre, minimum derinlik 1 metre gözlemlendiğinden (Şekil 4.4) Grup Aralığı (GA)=($X_{max} - X_{min}$)/(GS), Grup Sayısı (GS)= $1+3,3 \cdot \log(465)$ formüllerinden GA=13 km, GS=10 bulunarak 13 km derinlik aralığında 10 grupta deprem sayıları hesaplanmış ve depremlerin %45.84'ünün ilk 13 km derinlikte, %70,62'sinin ilk 26 km derinlikte yoğunlaştığı görülmüştür. Altınoğlu (2005)'e göre bölgenin kabuk kalınlığı 27 km olduğu dikkate alınırsa depremlerin %70'ten fazlasının kabukta meydana geldiği söylenebilir (Şekil 4.5).

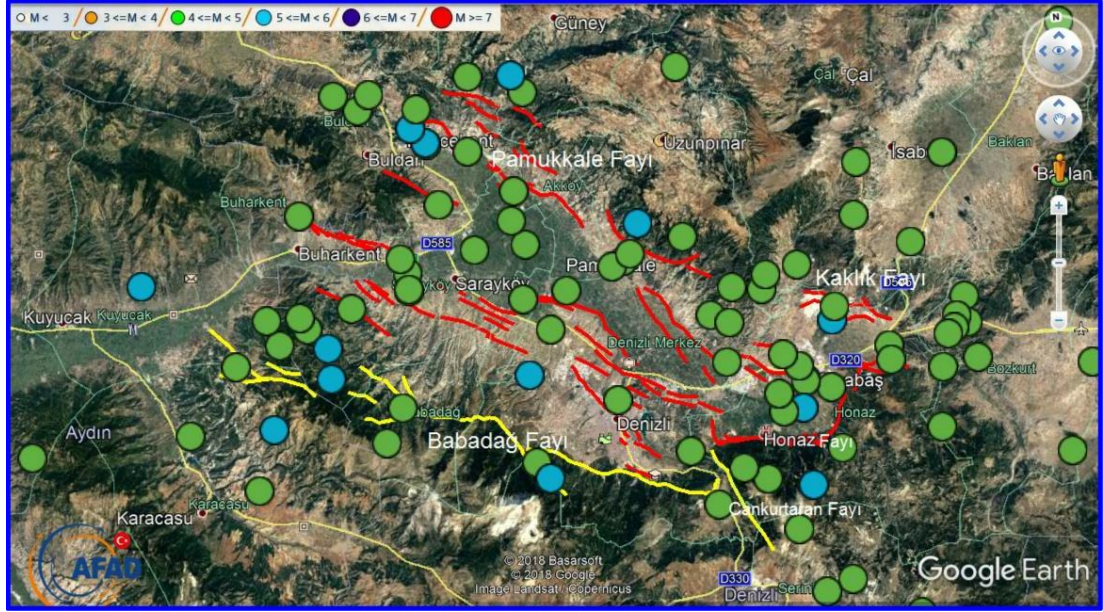


Şekil 4.4: 1900-2019 yılları arasında magnitüdü 4 ve üzeri olan depremlerin Enlem-Derinlik ilişkisi (Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Dairesi, <https://deprem.afad.gov.tr/depremkatalogu#> verilerine göre).



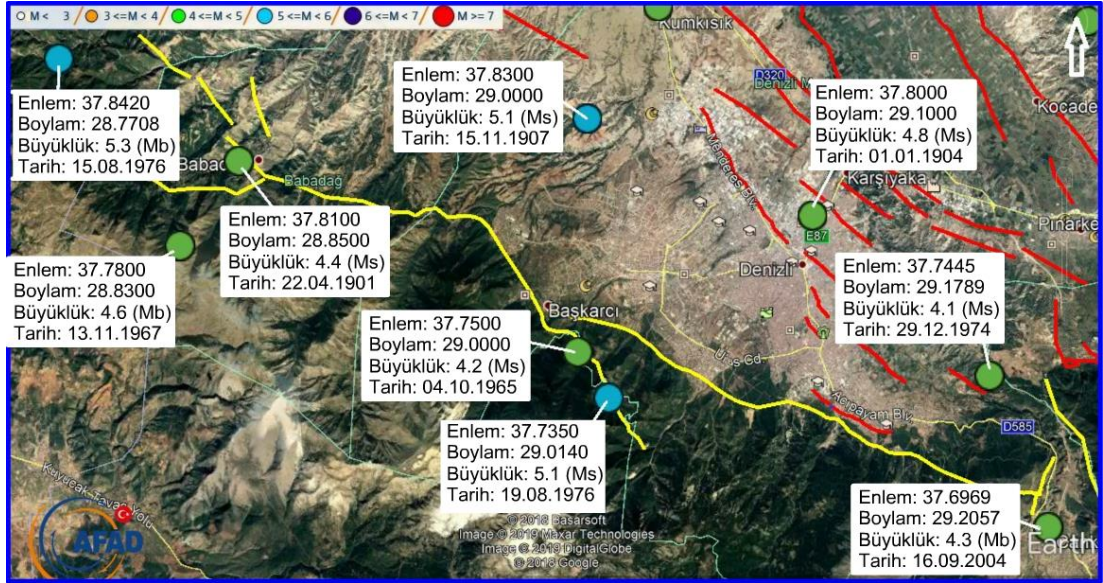
Şekil 4.5: 1900-2019 yılları arasında magnitüdü 4 ve üzeri olan depremlerin odak derinliği-deprem sayısı ilişkisi (Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Dairesi, <https://deprem.afad.gov.tr/depremkatalogu#> verilerine göre).

1900-2019 yılları arasında magnitüdü 4 ve üzeri depremler, grabende daha çok grabeni kuzeyde sınırlayan Pamukkale Fayı ve Kaklık fayları ile güneyde sınırlayan Babadağ ve Cankurtaran fayları üzerinde ve bu faylar arasındaki graben çöküntülerinde dağılmış şekilde dağılım göstermektedir (Şekil 4.6).



Şekil 4.6: 1900-2019 yılları arasında magnitüdü 4 ve üzeri olan depremlerin Denizli Grabeni'ndeki dağılımının Google Earth görüntüsü (Fay hatları: MTA Harita Görüntüleyici ve Çizim Editörü'nden, Deprem verileri: Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Dairesi'nden).

1900-20xx Deprem Kataloğuna göre 1900-2019 yılları arasında Babadağ Fayı ve yakın çevresinde toplam 9 adet deprem gözlenmektedir (Şekil 4.7).



Şekil 4.7: 1900-20xx Deprem Kataloğuna göre 1900-2019 yılları arasında Babadağ Fayı ve yakın çevresinde meydana gelmiş depremler.

Babadağ fayı üzerinde 19 Ağustos 1976 günü 4.7 (The International Seismological Centre (ISC)'nin verilerine göre) büyüklüğünde meydana gelen depremde şehir merkezinde 40 ev yıkılmış, 1284 ev ağır hasar görmüş ve dört kişi hayatını kaybetmiştir. Depremde kaydedilen ivme değerleri, 4.7 deprem büyüklük

değeri için göreceli olarak fazladır. Denizli'deki yapı stokunun modern yapı olmasına rağmen hasarın çok oluşunun bu yüksek frekanslı geniş ivme değerlerine bağlanabilir. (Ateş ve Bayülke 1982).

Fay üzerinde 1976 yılında magnitüdü ($M=5.0$ ve 5.3) olan iki adet deprem meydana gelmiştir (Hançer 2013). 1703, 1717, 1744 tarihsel depremleri ile $ML = 5.0$ büyüklüğündeki 19 Ağustos 1976 depremi Babadağ fay segmentinde meydana geldiğinden Babadağ fayı Denizli Grabeni'nin hem geçmiş hem de günümüzdeki gelişiminde önemli bir rol oynayan ve halen aktif olan bir faydır (Koçyiğit 2005)

Denizli'de meydana gelmiş önemli depremler aşağıda (Tablo 4.3) halinde verilmiştir.

Tablo 4.3: Denizli İlinde Meydana Gelmiş Önemli Depremler (Erişim tarihi 07.07.2019), www.koeri.boun.edu.tr/sismo/Depremler.

TARİH	DEPREM ADI	MAGNİTÜD	AÇIKLAMA
19.07.1933	Çivril-Denizli Depremi	$M=5.8$	10 yaralı, 10 ölü
13.06.1965	Honaz-Denizli Depremi	$M=5.7$	2 ölü 2 yaralı
19.07.1967	Denizli Depremi	$M=5.3$	
19.08.1976	Denizli Depremi	$M=4.9$	4 ölü, 50 yaralı
11.10.1986	Kuyucak-Denizli Depremi	$M=5.4$	
24.02.1989	Honaz-Denizli Depremi	$M=5.0$	
14.03.1997	Buldan-Denizli Depremi	$M=4.0$	
21.04.2000	Honaz-Denizli Depremi	$M=4.5$	
23.07.2003	Buldan-Denizli Depremi	$M=5.2$	
26.07.2003	Buldan-Denizli Depremi	$M=5.6$	
29.10.2007	Çameli-Denizli Depremi	$M=5.1$	
16.11.2007	Çameli-Denizli Depremi	$M=5.0$	
25.04.2008	Honaz-Denizli Depremi	$M=4.8$	

20 Mart 2019 Denizli, Acıpayam Depremi ve 8 Ağustos 2019 Mecidiye-Bozkurt (Denizli) depremleri bölgede meydana gelmiş olan son depremlerdir.

Burdur Fethiye Makaslama Zonu (BFMZ) içerisindeki Acıpayam Baseninde meydana gelmiş Mw:5.7 Büyüklüğündeki 20 Mart 2019 Denizli, Acıpayam Depremi BFMZ'nun makaslama etkinliğinin sürdürdüğünü gösteren önemli bir örnektir (Eyidoğan 2019). Depremin odak zm K50B gidişli, 42 derece KD'ya eğimli ve kayma açısı -89 derece olan eğim atımlı normal faylanma mekanizması vermiş olup Depremin en büyük şiddeti $I_0 = VII$ olarak belirlenmiştir. 21 köyde etkili olan depremde 44 yıkık, 303 ağır hasar ve 225 az hasarlı olmak üzere, toplam 572 kırsal konut depremde hasar grmştir (Demirtaş ve diğ. 2019).

Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi verilerine göre, 8 Ağustos 2019 Mecidiye-Bozkurt depremi aletsel büyüklüğü $M_l=5.7$ ($M_w=5.7$) şiddetinde odak derinliği yaklaşık 8 km civarında sığ odaklı bir depremdir. Hızlı fay düzlemi zm depremin DB doğrultulu normal faylanma ile meydana geldiğini ortaya koymaktadır. Depremin merkezinde şiddet değeri $I_0=VI$ 'dir.

Sonuç olarak, Denizli deprem yöresi, tektonik bakımdan oldukça aktif bir özellik taşıyan bir bölgedir.

1900-2019 yılları arasında magntd 4 ve üzeri meydana gelen depremler havza geneline dağılmış halde çoğunlukla kuzeyi sınırlayan faylar üzerinde ve %70'inin 26 km derinliğe kadar kabukta meydana gelmiştir.

Denizli ve çevresinde 4.0 büyüklüğünde depremler her zaman, 5.5 büyüklüğü en fazla 24 yılda en az bir kez meydana gelebilir. Büyük olasılıkla 100 ylık periyotta meydana gelebilecek en büyük deprem 6.1 olarak değerlendirilmektedir (Utku 2009). Bu durumda, bölgede 17 Ağustos 1999 Kocaeli-Gölcük depremi (7.4 Mw: Moment magnitüdü) büyüklüğünde bir depremin olamayacağı ifade edilebilir (Sezer 2003).

5. PALEOSİSMOLOJİ

Üretecekleri deprem potansiyelleri bakımından faylar, aktif (diri) ve aktif olmayan (pasif) faylar olarak ikiye ayrılır. Geçmişte deprem üretmiş ve günümüzde sismik bakımdan aktif olan faylar, aktif fay (diri fay) olarak adlandırılır. Diğer bir tanımlama ile diri fay, son 10.000 yılda (Holosen dönemi) en az bir kez deprem üretmiş faylardır. Diri fayların sismolojik davranışlarının ortaya çıkarılmasında günümüzde kabul gören ve yaygın olarak kullanılan en önemli aktif tektonik çalışma yöntemi paleosismolojidir. Paleosismoloji; jeolojik ve jeomorfolojik verilerden yararlanarak, eski depremlerin yeri, doğası, zamanı ve büyüklüğü hakkında bilgi elde etmeyi amaçlayan ve bu yolla bir fayın sismik davranış biçimini belirlemeyi hedefleyen bir jeoloji yöntemidir (Mc-Calpin ve Nelson 2009).

Paleosismoloji'de esas, depremsellik ile ilgili tarihsel kayıtları tarih öncesi zamana uygulamaya dayanır. Paleosismoloji çalışmalarında birkaç ana konu araştırılmaktadır. Bunlar;

1- Tarih öncesi ve günümüzde meydana gelen büyük magnitudlü depremler tarafından şekillendirilmiş fay sarplıklarının jeolojisi ve jeomorfolojisi,

2- Fay sarplıkları boyunca Geç Kuvaterner veya Holosen çökelleri üzerinde hendek (trench) çalışmalarıdır.

Bu araştırmalardan elde edilen veriler bir sismojenik fayı karakterize eden ana parametreler hakkında bilgiler sunar. Bunlar; deprem yüzey kırığının uzunluğu, depremlerde oluşan kayma miktarının dağılımı, son büyük depremden bu zamana kadar geçen zaman miktarı, tekrarlanma periyodu, tekrarlanma periyodundaki değişimler, deprem büyüklüğü ve kayma hızıdır. Bu parametreler sismik tehlikenin olasılık analizlerinin esasını ve segmentasyon modellerinin geliştirilmesinde kullanılan jeolojik veri tabanını oluşturur (McCalpin ve Nelson 2009; Demirtaş, 1997).

Bir paleosismoloji çalışması sonucunda ulaşılmak istenen ana hedefler;

1. Depremde meydana gelen yer değiştirmeler
2. Yıllık kayma hızı
3. Deprem davranış biçimi

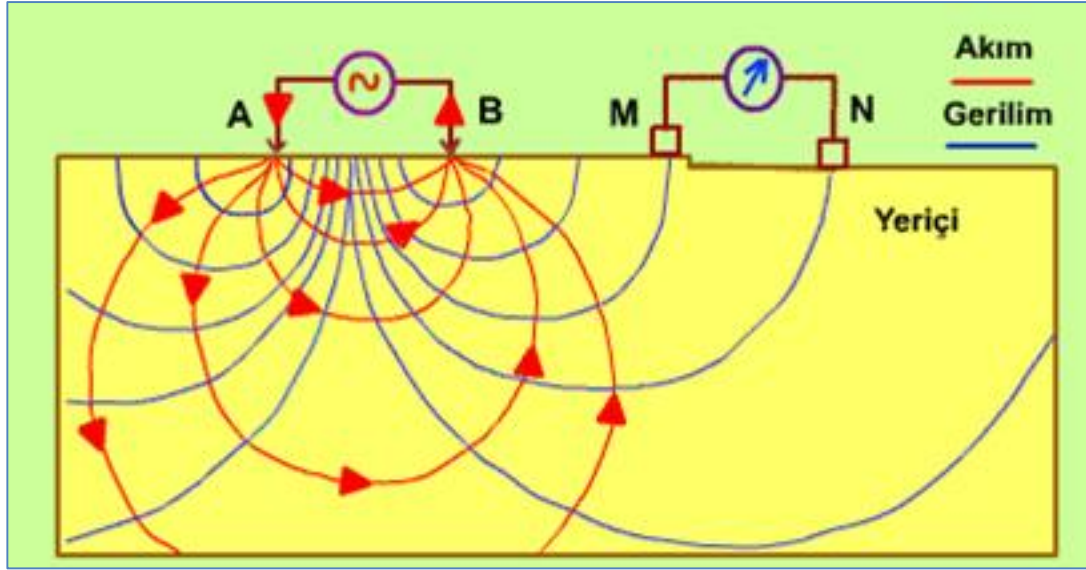
4. Deprem tekrarlanma aralığı
5. Son depremden günümüze kadar geçen süredir.

Paleosismoloji araştırmalarında yukarıda sıralanan hedeflere ulaşılabilmesi için;

- 1- Fay izinin birkaç metre hassasiyetle haritalanması,
- 2- Fay kazısı (hendek) planlanan alanlarda, fay tarafından kesilen ve ötelenen genç çökellerin bulunması,
- 3- Kazı yapılan alanlardaki çökellerin zamansal açıdan günümüze kadar kesiksiz bir stratigrafi sunması,
- 4- Hendek çökellerinin radyometrik yöntemlerle tarihlendirilebilecek özellikte olması,
- 5- Yer altı su koşullarının hendek çalışmalarına engel oluşturmayacak veya hendeğe zarar vermeden tahliye edilebilir miktarda olması gibi ön koşulların sağlanmış olması gerekmektedir (Kürçer ve diğ. 2016).

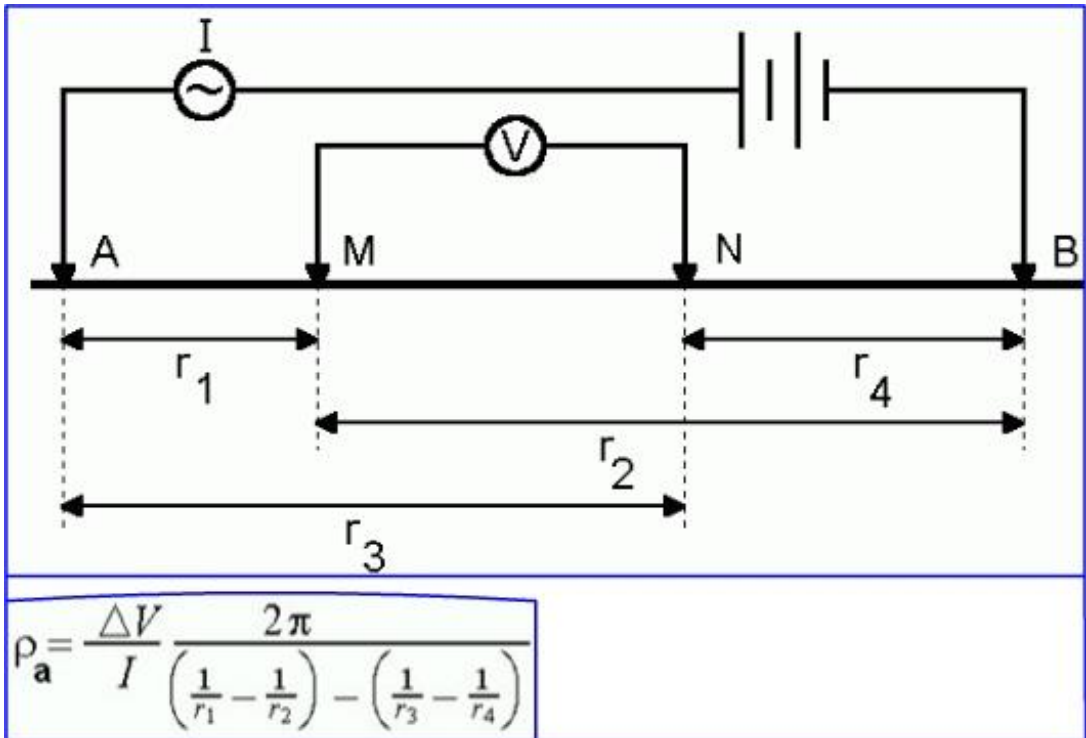
5.1 Jeofizik Çalışmalar

Jeofizik yöntemlerden biri olan elektrik özdirenç (rezistivite) yöntemi ile yeraltına ait parametrelerin belirlenmesi ilk defa 1915 yılında Wenner tarafından uygulanmış ve Schlumberger (1920) tarafından geliştirilmiştir. Elektrik özdirenç yöntemi, kayaçların yatay veya düşey yöndeki elektriksel iletkenlik farklarından yararlanarak jeolojik yapının ortaya konması esasına dayanmaktadır. En yaygın kullanılan ölçüm şekli, iki akım elektrotu (A,B) ile yerin içine elektrik göndermek ve iki potansiyel elektrotu (M,N) ile bu akımın meydana getirdiği potansiyel dağılımının yüzeyden ölçülmesi yöntemidir (Şekil 5.1).



Şekil 5.1: Elektrik özdirenç yöntemi (Erişim tarihi: 17.07.2019), <https://web.itu.edu.tr/~caglari/jeotermal/jeoelek.html#2>.

Elektrodların geometrik konumlarına bağlı olarak görünür özdirenç değerleri aşağıdaki bağıntı ile hesaplanır (Şekil 5.2). Uygulanan akım (I : miliamper) ve ölçülen gerilim (V : milivolt) bağıntıda yerine konularak elektrik özdirenç (ρ_a : ohm-m) değeri bulunur (Çağlar 2009).



Şekil 5.2: Özdirenç dizilim geometrisi ve görünür özdirenç hesaplama formülü (Erişim tarihi: 17.07.2019), <https://web.itu.edu.tr/~caglari/jeotermal/jeoelek.html#2>.

Yönteminin uygulama alanları şunlardır;

- 1- Jeolojik yapıların kalınlık ve derinliklerinin belirlenmesi
- 2- Yanal değişimlerin saptanması ve jeolojik koşullara bağlı anomalilerin belirlenmesi
- 3- Tuzlu su girişi ve kirlilik haritalarının elde edilmesi
- 4- Gömülü yapılar ve gömülü atık yerlerinin belirlenmesi
- 5- Yeraltı suyu, petrol, maden gibi doğal zenginliklerin aranması
- 6- Kuyu logları'dır.

MTA Yenilenmiş Diri Fay Haritasında belirtilmiş ve yeri uydu görüntüleri, hava fotoğraflarıyla yaklaşık olarak tespit edilmiş olan Holosen fayının yerinin metre hassasiyetinde belirlenmesi için alanda bu faya dik bir adet jeofizik ölçüm (çok elektrotlu ölçüm) yapılmıştır. Çok elektrotlu öz direnç aleti ile etüt alanı içerisinde 5 metre aralıklarla oluşturulan ortalama 205 metre uzunluklu toplam 1 adet profil (kesit) üzerinde wenner-schlumberger elektrot dizilimi kullanılarak, her tomografi ölçüsü için yaklaşık 500 adet data alınmıştır.

Rezistivite çalışmaları sırasında kullanılan makine; dijital alıcı, dijital verici ve invertör ünitelerinden oluşan Metz SAS.24SD marka bir rezistivite cihazı kullanılmıştır. Cihaz 12 VDC akümülatörle beslenmekte ve yeraltına en çok 500 mA akım uygulayabilmektedir. Arazide toplam uzunluğu 240 m olan 6 adet kablo-makara seti ve 42 adet paslanmaz çelik elektrotla çalışılmıştır.

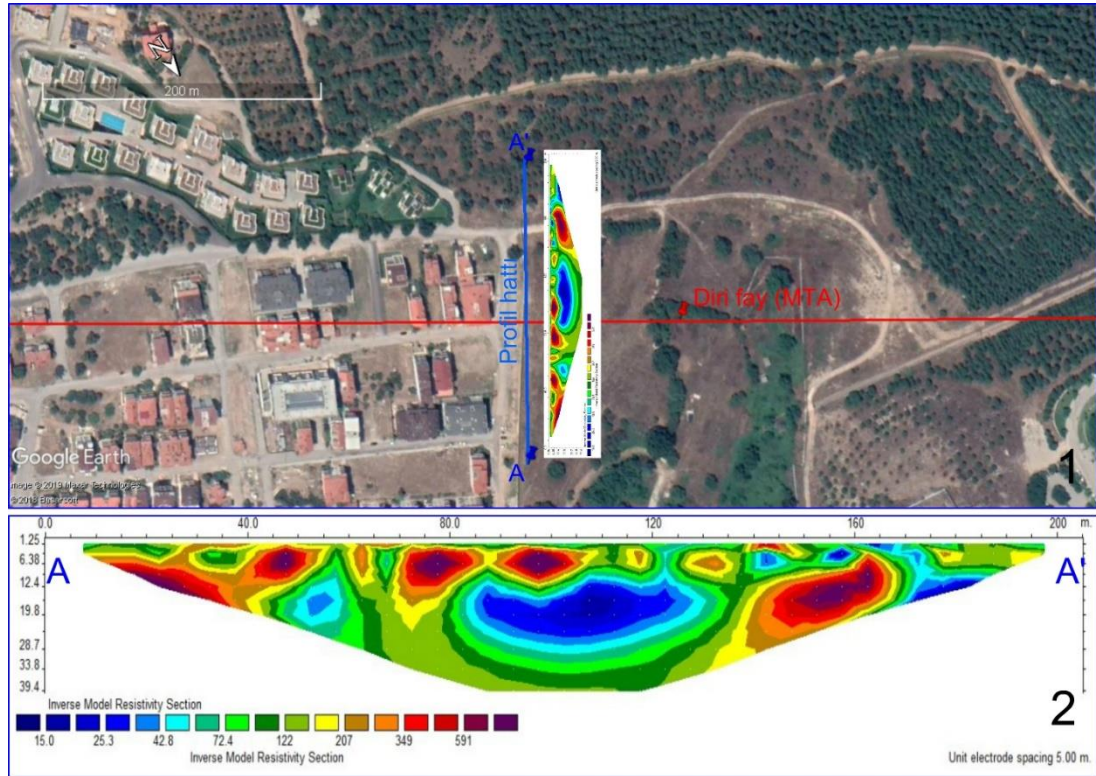
Arazi çalışması sonucunda elde edilen verileri değerlendirmek için bu çalışma kapsamında iki boyutlu bir modelleme programı olan "Res2Dinv" kullanılmıştır. Bu iki boyutlu modelde yeryüzünü birçok dikdörtgen bloklara bölünerek arazi ölçüleriyle uyumlu, dikdörtgen blokların görünür öz direnci tanımlanmaktadır. Program; Wenner, Dipol-dipol, Pole-pole, Pole-dipol vs. gibi klasik dizilim türleriyle alınan ölçüleri değerlendirip, çeşitli ters çözüm teknikleriyle sonuç modellerini oluşturabilmeyi sağlamaktadır.

Bu çalışmada veriler değerlendirilirken "En Küçük Kareler" ters çözüm yöntemi kullanılmıştır. Veriler üçlü-beşli iterasyona sokulmuş; ölçülen, hesaplanan

görünür öz direnç kesitleri ve doğru öz direnç model sonuçları hata oranları ile birlikte elde edilmiştir.

Yer-Elektrik Kesiti ve Yapma-Kesit, kesit boyunca ölçülen derinliklere ait rezistivite değerlerinin yerlerine yazılıp konturlanması ya da bu değerlere göre renklendirilmesiyle elde edilmiştir. Bu kesitler, katmanların doğrultu ve eğimleri, süreksizlikler, boşluk, blok, birimlerin tuzlanma vb. yeraltı yapılarının belirlenmesini sağlarlar. 2-B Ters Çözüm ise yeni bir veri işlem tekniğidir. Olası yapının konumu, derinliği ve boyutları hakkında bilgi verir. Bilgisayar ortamında yapılan tüm bu jeofizik kesit ve haritalar jeolojik açıdan değerlendirilip yorumlanmıştır.

Profilin 50-70 metreleri, 85-90 metreleri ve 135-145 metreleri arasında rezistivite değerinde anomaliler belirlenmiştir. Bu anomalilerin bulunduğu yerlerin, muhtemel fay kırığı olabileceği kanaatine varılmıştır (Şekil 5.3).



Şekil 5.3: 1) Jeofizik profil hattı ve öz direnç kesitinin uydu görüntüsü üzerindeki konumu, 2) Ölçüm sonuçlarına göre oluşturulmuş gerçek öz direnç kesitinin yakın görüntüsü (Kırmızı-çizgi diri fayı, mavi renkli çizgi ise A-A' Jeofizik profil hattını göstermektedir).

5.2 Hendek Çalışmaları:

Paleosisimolojik hendek çalışması; Hendek Yerleri Seçimi, Hendek Kazı Tesviye ve Temizleme Çalışmaları, Karelajlama, Örnekleme, Fotomozayik Oluşturma ve Loglama ile Paleosisimolojik Yorum aşamalarından oluşmaktadır.

Hendek Yerleri Seçimi: Çalışmanın en önemli aşamalarından biridir. Arazi çalışmaları, jeofizik ölçümler sonucu ile Zeytinköy sınırları içerisinde Belediyenin korumasında bulunan Kozlupınar su havzasında jeofizik ölçüm hattına paralel hendek yerleri (Kozlupınar Hendeği-1 ve Kozlupınar Hendeği-2) tespit edilmiştir (Şekil 5.4).



Şekil 5.4: Hendek yerlerinin uydu görüntüsü üzerindeki konumu ve köşe koordinatları.

Hendek Kazı Tesviye ve Temizleme Çalışmaları: Kazı çalışmaları, hendek alanının jeomorfolojik koşullarına ve yer altı su seviye durumuna göre paletli ekskavatörler ile yapılmaktadır. Hendek kazıları fayın karakterine göre değişmektedir. Normal faylarda faya dik, doğrultu atımlı faylarda hem faya dik hem de faya paralel yapılır. Hendekler genellikle 20-30 m. uzunlukta, 3-4 m. derinlikte ve 1-4 m. genişlikte olmak üzere hendek güvenliği açısından basamaklı veya şevli kazılır (Demirtaş 1997). Kazı çalışmalarındaki en önemli ayrıntı, hendek duvarlarının kurumadan tesviye

edilmesidir. Hendek duvarlarının elle, kazıcının izlerini ortadan kaldırmak, sedimanter ve tektonik yapıları belirginleştirmek için yapılan düzeltme işlemidir.

Hendek kazısı Denizli Büyükşehir Belediyesi Su ve Kanalizasyon İdaresi Genel Müdürlüğü'nden (DESKİ) temin edilen paletli ekskavatörler ile Zeytinköy sınırları içerisinde bulunan ve Belediyenin korumasında bulunan Kozlupınar su havzasında yapılmıştır (Şekil 5.5; Şekil 5.6). 205 metre uzunluğundaki jeofizik ölçüm hattı boyunca rezistivite anomalilerinin bulunduğu kesimleri içerecek şekilde iki adet hendek kazısı yapılmıştır. Kozlupınar-1 hendeği, 27 metre uzunluğunda, 3.20 metre genişliğinde; Kozlupınar-2 hendeği 32 metre uzunluğunda 2.40 metre genişliğinde açılmıştır. Kozlupınar-1 hendeğinin derinliği güney kesiminde 4.85 metre kuzey ucunda 4.20 metre; Kozlupınar-2 hendeğinin derinliği güney ucunda 4.10 metre kuzey ucunda ise 3.00 metredir.



Şekil 5.5: Hendek kazı çalışmaları A ve B) Kozlupınar Hendeği-1, C ve D) Kozlupınar Hendeği-2.



Şekil 5.6: Hendek tesviye çalışmaları A) Kozlupınar Hendeği-1, B) Kozlupınar Hendeği-2.

Karelajlama: Tesviye işleminden sonra hendek duvarlarını kayıt altına almak için ölçekli olarak fotoğraflanması ve loglanması gerekmektedir. Bu amaçla, hendek duvarlarındaki yapısal ayrıntılar göz önüne alınarak seçilecek ölçek doğrultusunda hendek duvarları duvar rengine zıt tonda iplerle karelajlanmaktadır. MTA Genel Müdürlüğü paleosismoloji çalışmalarında genellikle 1 m² karelajlama uygulamaktadır (Kürçer ve diğ. 2016).

Hendeklerin GB'ya bakan duvarları daha düzgün olduğundan bu duvarlar 1 m² (1 m x 1m) boyutunda karelajlanmıştır (Şekil 5.7).

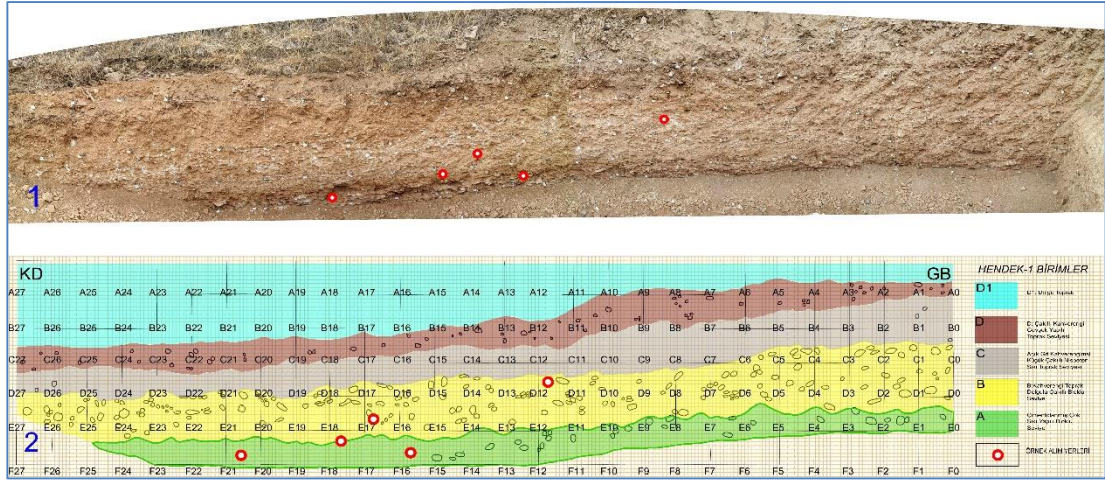


Şekil 5.7: Karelajlama çalışması A ve B) Kozlupınar Hendeği 1, C ve D) Kozlupınar Hendeği 2.

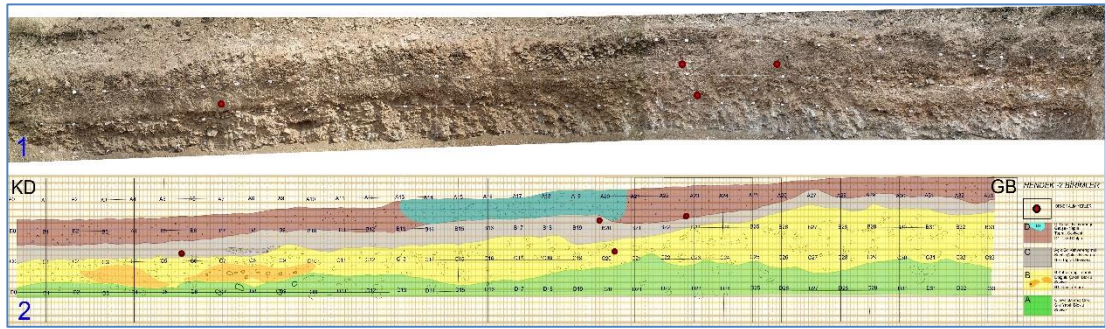
Fotomozayik Oluşturma ve Loglama: Karelajlamayı takiben hendek duvarlarından çekilen yeterli sayıda ve kalitede fotoğraflar, bir sonraki aşamada birleştirilmek suretiyle hendek duvarının fotomozayikleri oluşturulur ve hendek içinde 1/20 ölçekli gerçekleştirilen loglama işlemi bu fotomozayikler üzerinde daha ayrıntılı bir şekilde gerçekleştirilir. Bu sebeple fotomozayikte kullanılacak fotoğrafların belirli bir düzen içerisinde ve standartlara uygun olarak çekilmesi gerekmektedir.

Paleosismoloji çalışmalarında loglama, manuel loglama ve fotomozayik loglaması olmak üzere iki şekilde yapılmaktadır. zaman kaybı ve hata olasılığı az olmasından dolayı son yıllarda fotomozayik loglama tercih edilmektedir.

Hendek duvarlarından belli bir sırada çekilen fotoğraflar “Adobe Amimate” programı kullanılarak birleştirilerek fotomozayikler oluşturulmuştur. Oluşturulan bu fotomozayikler üzerinden 3/100 ölçeğinde hendek logları oluşturulmuştur (Şekil 5.8; Şekil 5.9).



Şekil 5.8: 1 nolu Kozlupınar hendeği 1) Fotoğrafların birleştirilmesi ile oluşturulan hendek fotomozayığı, 2) Fotomozayikten oluşturulan hendek logu.



Şekil 5.9: 2 nolu Kozlupınar hendeği 1) Fotoğrafların birleştirilmesi ile oluşturulan hendek fotomozayığı, 2) Fotomozayikten oluşturulan hendek logu.

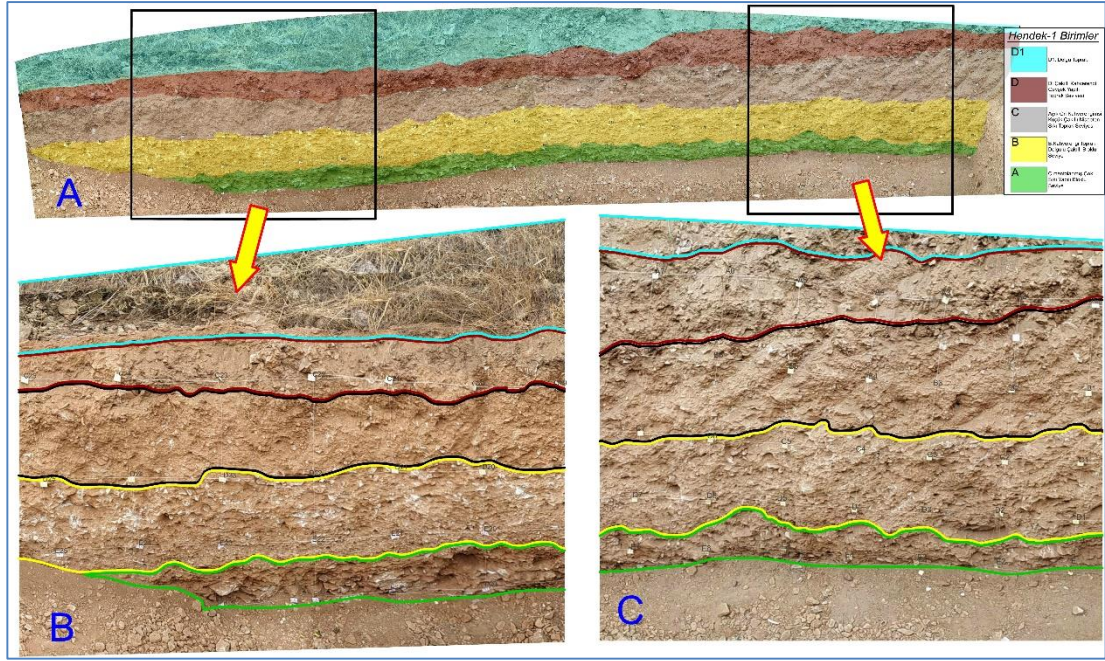
Örnekleme: Paleosismoloji çalışmalarında tanımlanmış eski depremlerin tarihlendirilmesi amacıyla hendek duvarlarından çelik tüpler yardımı ile örnek numune alınmaktadır. Önceden hazırlanmış ve karelajlanmış hendek içinde fay yerleri, kolüvyon kamaları ve paleosismik olaylar tespit edilerek numune alım yerleri önceden belirlenir. Numuneler kolüvyon kamalarının içinden ve tavan blokta fayın kesitiği en son birimin tabanından alınır.

Açılmış olan hendeklerde belirlenen tabakaların yaşlarının Luminesans yöntemi ile tespiti için kuvars kumu elde edilebilecek uygun yerlerden Kozlupınar Hendeği-1'den 6 adet; Kozlupınar Hendeği-2'den 4 adet örnekleme yapılmıştır. Her iki hendeğin organik maddece zengin olduğu tahmin edilen kesimlerinden birer adet C14 (Karbon 14) yaşlandırması için numune alınmıştır.

Paleosismolojik Yorum: BKB-DGD uzanımlı Başkarcı-Cankurtaran segmentinin yaklaşık 300 metre kuzeyinde fay segmentine yaklaşık paralel uzanan 3.50 km uzunluğunda MTA Diri Fay Haritası'nda gösterilen Holosen fayına dik şekilde yapılan çok elektrotlu ölçüm sonrasında tespit edilen anomali yerlerini içine alacak şekilde iki hendek açılmıştır.

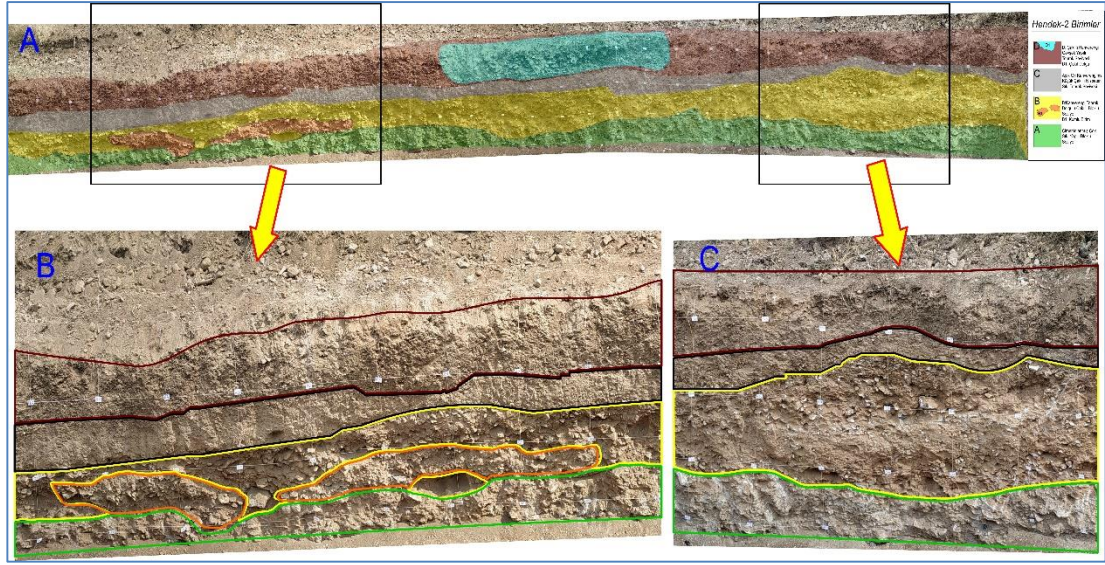
Kozlupınar-1 hendeği; 27 metre uzunluğunda, 3.20 metre genişliğinde, derinliği güney kesiminde yaklaşık 4.80 metre kuzey ucunda 4.00 metredir. Bu hendeğin 28 metre kuzeyinde aynı hat üzerinde 30 metre uzunluğunda 2.40 metre genişliğinde Kozlupınar-2 hendeği açılmıştır. Hendeğin derinliği güney ucunda yaklaşık 4.00 metre kuzey ucunda ise 3.00 metredir.

Kozlupınar-1 hendeğinin güney ucunda topografyada yaklaşık 3-4 metre düşüm gözlemlendiğinden bu morfolojik değişimin faydan kaynaklanabileceği dikkate alınarak hendek kazısı bu düşümde içine alacak şekilde yapılmıştır. Hendeğin tabanında yaklaşık 1 metre kalınlığında çimentolanmış gibi çok sıkı bloklu kesim yer almaktadır (A seviyesi). Bu birimin üzerinde araları kahverengi toprak dolgulu çakıllı B seviyesi yer almaktadır. Birimin kalınlığı yaklaşık 2 metredir. Birimin üzerine gelen C seviyesinin kalınlığı yaklaşık 1 metre civarında olup içerisinde yer yer küçük çakılar gözlenmektedir. Açık gri-kahverengimsi renkte olan birim üstünde yer alan D seviyesine göre nispeten daha sıklıdır. D seviyesi ise az çakıllı kahverengi gevşek yapılı birimdir. Bu birimin üzerinde ise yüksekliği hendeğin güneyinden kuzeyine doğru azalan dolgu seviyesi yer almaktadır. Dolgu seviyesinin yüksekliği güneyde 4 metre civarındadır. Hendek içerisindeki birimler yatay konumlu olup bu birimlerde herhangi bir tektonik deformasyon gözlenmemiştir (Şekil 5.10).



Şekil 5.10: Kozlupınar hendeği-1 de gözlenen birimler A) Hendeğe birimlerin genel görünümü, B) Kuzeyinden ayrıntılı görüntü, C) Güneyinden ayrıntılı görüntü.

Kozlupınar-2 hendeği, aynı hat üzerinde olan 1 nolu hendeğin devamı niteliğindedir. Tabanda çimentolanmış gibi çok sıkı bloklu kesim bulunmaktadır. Kayaç blokları dik fay sarplıklarından koparak gelen Menderes Masifine ait şist, kristalize kireçtaşı ve ofiyolitik kayalardır. Birimin kalınlığı ortalama 1-1.20 metredir (A seviyesi). Bu birimin üstünde ortalama 80 cm kalınlığında araları kahverengi toprak dolgu çakıllı bloklu seviye yer alır (B seviyesi). Çakılların boyutu 5 cm'yi blokların boyutu 40-50 cm'yi bulabilmektedir. Bu birimin içerisinde hendeğin kuzey ucuna yakın kesimlerinde kum mercekleri gözlenmektedir. Birimin üzerine en üsteki D seviyesine göre nispeten daha sıkı olan ortalama 50 cm kalınlığında C seviyesi gelmektedir. Açık gri-kahverengimsi renkte olan birim içerisinde yer yer küçük çakıllar gözlenmektedir. En üsteki D seviyesi ise az çakıllı kahverengi gevşek yapılı toprak seviyesidir. Bu birim içerisinde hendeğin yaklaşık ortasına gelen kısımda yaklaşık 7 metre genişliğinde çakıl dolgu seviyesi gözlenmektedir. Hendeğin içerisindeki birimler yatay konumlu olup bu birimlerde herhangi bir tektonik deformasyon gözlenmemiştir (Şekil 5.11).



Şekil 5.11: Kozlupınar hendeği-2 de gözlenen birimler A) Hendekte birimlerin genel görünümü, B) Kuzeyinden ayrıntılı görüntü, C) Güneyinden ayrıntılı görüntü.

Jeofizik ölçümlerde belirlenen fay anomalileri gözlenmesine rağmen her iki hendekte de gözlenen birimlerde herhangi bir deformasyon görülmeyip yatay konumludur. Sonuç olarak fayın 5.00 metreden daha derinde olduğu kanaatine varılmıştır.

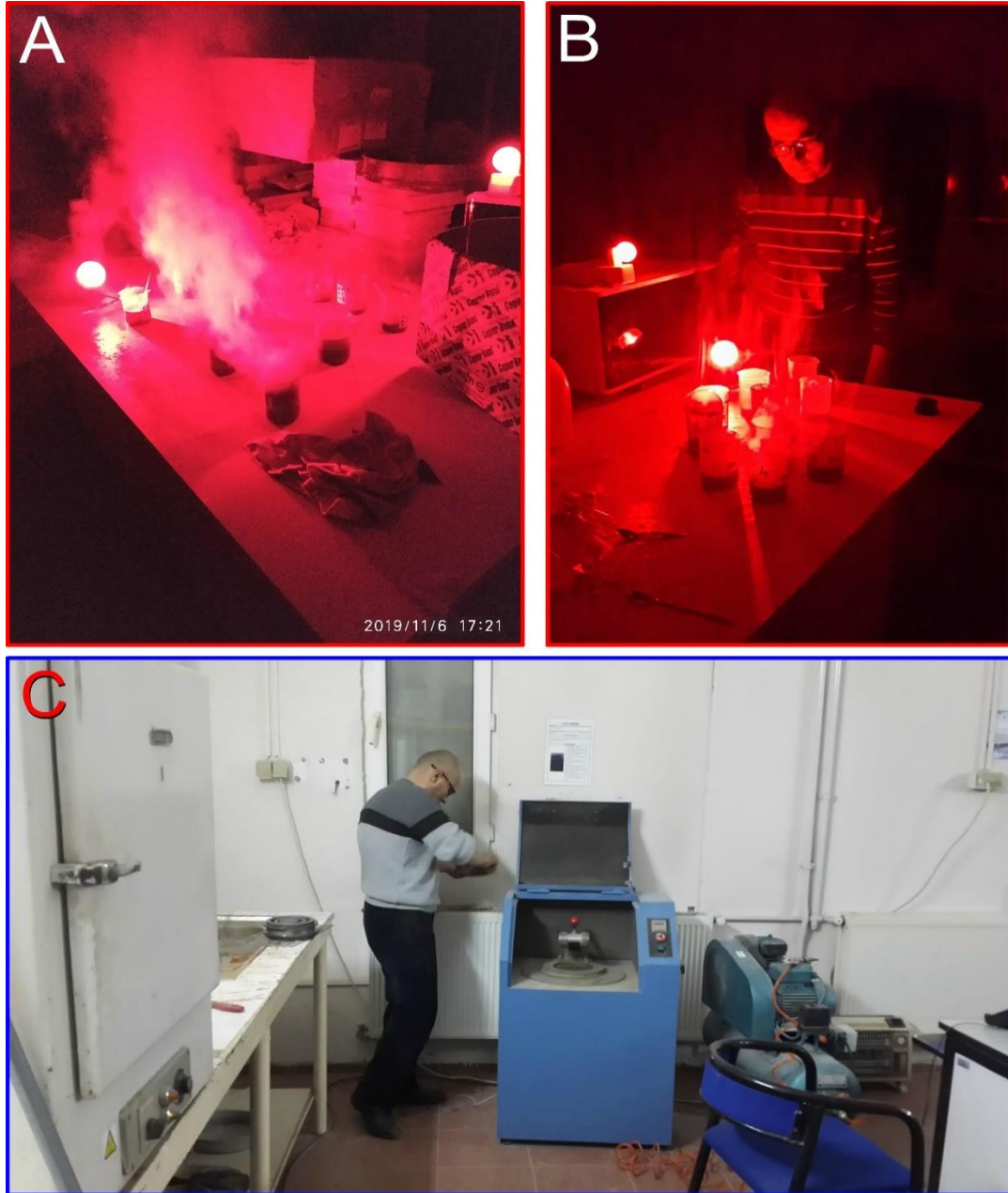
5.3 Laboratuvar Çalışmaları

Alınan numune örnekleri Ankara Üniversitesi Nükleer Bilimler Enstitüsü tarihlendirme laboratuvarı'na gönderilmeden önce kırmızı karanlık oda ışık ile aydınlatılan karanlık laboratuvar ortamında belirli işlemlere tabi tutulmuş olup işlem basamakları aşağıda verilmiştir.

1. Eşdeğer doz tespiti için çelik tüpler ile alınan numuneler 90-140 µm boyutlu elekler kullanılarak yıkanmıştır.
2. 90 µm boyutlu numunler içerdikleri kalsit minerallerinden temizlenmek için %10 HCl çözeltisinde 3 saat bekletilmiştir.
3. Saf su ile 3 kez yıkanmıştır.
4. Organik malzemelerden temizlenmesi amacıyla H₂O₂ çözeltisinde 1 gece bekletilmiştir.
5. Saf su ile 3 kez yıkanmıştır.

6. Feldispat minerallerinden temizlenmesi için %40 HF çözeltisinde 70 dakika bekletilmiştir.
7. Saf su ile 3 kez yıkayıp 40 derecelik etüvde kurutulduktan sonra ışık geçirmez kutulara konulmuş ve Ankara Üniversitesi Nükleer Bilimler Enstitüsü Lüminesans Tarihlendirme Araştırma Laboratuvarına gönderilmiştir.

Yıllık doz tespiti için alınan numunelerse 40 derecelik etüvde kurutulup öğütülerek paketlenmiş ve Pamukkale Üniversitesi İleri Teknoloji Uygulama ve Araştırma Merkezi'ne (İLTAM) gönderilmiştir (Şekil 5.12).

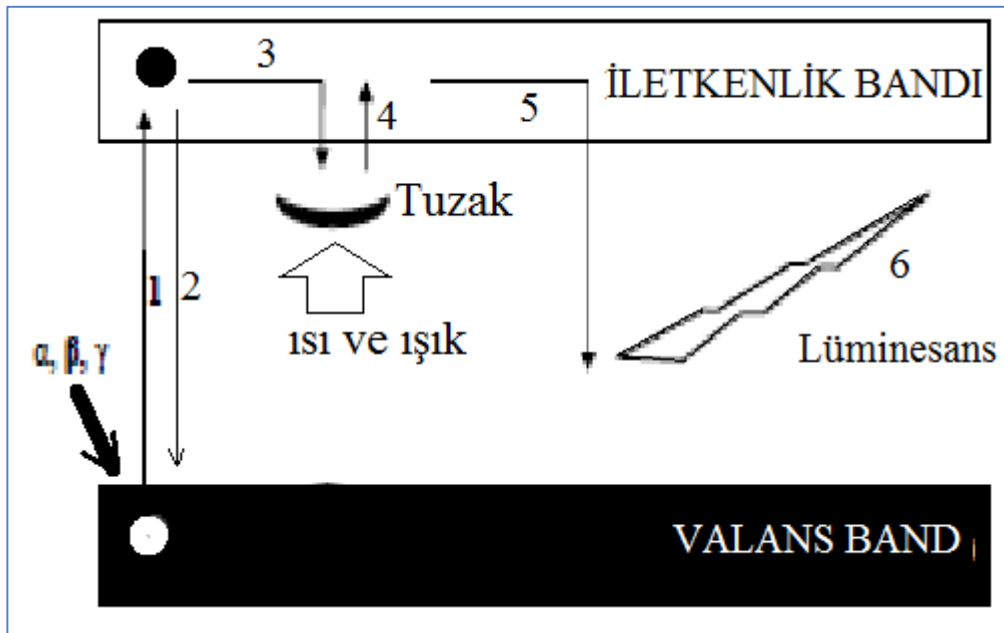


Şekil 5.12: Labaratuvar ortamında yapılan çalışmalar A ve B) Karanlık labaratuvar ortamında numunelerin asitler ve saf su ile yıkanması, C) Yıllık doz tespiti için numunelerin öğütülmesi.

5.4 Yaşlandırma (OSL/TL Tarihlendirme) Çalışmaları

Tarihlendirmede kullanılan temel fiziksel yöntemlerden birisi lüminesans yöntemidir. Lüminesans, fosfor olarak adlandırılan bazı katılardan ışık yayımıdır. Kristal katılar radyasyona maruz kaldığında bir miktar enerjiyi soğurur. Herhangi bir uyartım olmazsa bu enerji uzun yıllar kristal içinde depo edilir. Bir uyartım enerjisi uygulanırsa depolanmış bu enerji ışık olarak (çoğunlukla görünür bölgede) geri salınır. Uyartım ısı ile meydana getiriliyorsa termo ışımaya, ışık ile meydana getiriliyorsa optik uyartımlı ışımaya (OSL) adını alır (Aitken 1998). Yayınlanan ışımaya şiddeti, soğurulan radyasyon dozu ile orantılıdır. Toplam soğurulan doz miktarına, örneğin son güneş ışığına maruz kaldığı günden bu yana aldığı toplam nükleer radyasyona, eşdeğer doz (ED) denir (Aitken 1985). Yıllık doz (YD) ise toprağın içinde bulunan radyoaktif elementlerden ve kozmik ışınlardan dolayı bir yılda soğurmuş olduğu dozudur. Yaş basitçe eşdeğer dozun yıllık doza bölünmesiyle bulunur (Aitken 1985).

Lüminesans olayı enerji band modeliyle açıklanabilmektedir (Şekil 5.13).



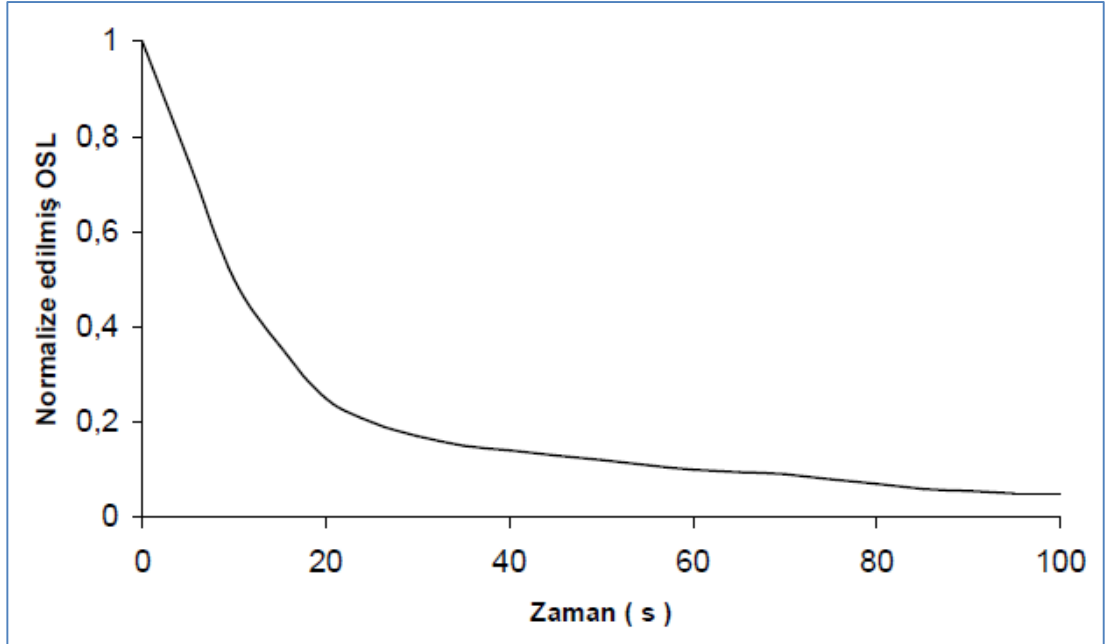
Şekil 5.13: Band modeline göre lüminesans olayının enerji diyagramı (Atlıhan 2008).

Kristal madde radyasyona maruz kalırsa elektronlar, uyarılarak valans bandından iletkenlik bandına çıkarlar (1). Elektronların ayrıldığı yerde oluşan boşluklar difüzyonla valans bandı üzerindeki lüminesans merkezlerine taşınır. İletim bandında elektronlar kararsızdır kısa süre sonra valans bandına doğru hareket eder (2).

Bu esnada yasak bölgede bulunan tuzaklarda yakalanabilirler (3). Elektronların yakalandığı bu tuzaklardaki ömürleri tuzağın derinliğine bağlı olup bir uyarın (ısı, ışık) vasıtasıyla elektronlar tuzaklardan çıkartılabilir. Tuzaklarda uyarılan elektronlar önce iletim bandına, oradan da birleşme merkezlerine geri dönerler (4,5). Bu sırada sistemden ısı veya ışık yayılımı (lüminesans) gözlemlenir (6) (Atlıhan 2008).

Tarihlendirme çalışmalarında temel esas tarihlendirilecek numune için sıfırlanma olayının gerçekleşmiş olmasıdır. Jeolojik numunenin tuzakları, toprağa gömülme anından itibaren çıkartılma anına kadar geçen süreçte çevresel radyasyon dozuyla orantılı olarak dolar. Dolan bu tuzaklar ışığa çok duyarlı olduğundan arazi ve laboratuvar çalışmaları süresince düşük şiddetli kırmızı ışık kullanılır. laboratuvarda ışıkla veya ısıyla uyarılan numunenin tuzakları boşalır. Bu boşalmayla elde edilen lüminesansın şiddet değeri kaydedilir. Bu şiddet değeri numunenin lüminesans saatinin sıfırlanmasından (son gün ışığı görmesinden) itibaren soğurduğu doz (eşdeğer doz (ED)) ile orantılıdır (Aitken 1985).

Çalışmalarda OSL sinyalinin şiddet değeri uyarma süresinin bir fonksiyonu olarak bozunum eğrisi şeklindedir. OSL bozunum eğrisinde şiddet, süreye bağlı olarak sifıra yaklaşmaktadır ((Atlıhan 2008; Şekil 5.14).



Şekil 5.14: Feldspat numunenin infrared ışıkla uyarılması sonucunda elde edilmiş olan ve uyarma süresi ile OSL şiddeti arasındaki ilişkiyi gösteren OSL bozunum eğrisi (Atlıhan 2008).

6. TARTIŞMA VE SONUÇ

Denizli horst-graben sistemi (DHGS) 7-28 Km genişliğinde 62 km uzunluğunda aktif olarak büyüyen Menderes masifinin metamorfik kayaları ile Likya napları ve Oligosen-Alt Miyosen örtü serilerinden oluşan genç bir açılma zonudur. Örtü serileri araya giren açılma uyumsuzluk ile eski ve yeni graben dolgusu olarak ikiye ayrılır.

Dikey kayma oranı 0.15-0.14 mm / yıl olan DGHS'nin kuzeyini ve güneyini sınırlayan faylarda toplam atım miktarı sırasıyla 1.050 m ve 2.080 m civarında olduğundan havzanın oluşum yaşı 7.5 ile 13.8 milyon yıl arasındadır (Epoch: Miyosen, Age: Serravallian ve Tortonian)

Havzadaki önemli aktif fay zonları kuzeydoğuda Pamukkale Fay Zonu ve Kınıklı Fay Zonu; güneybatıda ise Sarayköy Fay zonu, Denizli Fay zonu, Honaz Fay Zonu ve Babadağ Fay Zonudur. Bu faylar normal fay karakterindedir.

Anadolu'nun batıya doğru olan hareketinde Güneybatı Ege Bölgesinin GGB yönünde $30 + 2$ mm / yıl hızında, düşük iç deformasyona sahip (<2 mm / yıl) tutarlı hareketine karşılık Güneydoğu Ege bölgesi bu tutarlı hareketten önemli ölçüde sapmakta, saat yönünün tersine dönmekte ve güneybatı Ege'ye göre $10 + 1$ mm / yıl hızında GD yönünde hareket etmektedir (McClusky ve diğ. 2000). Bu hareket farklılığı Ege bölgesinde genişlemeli stres alanının oluşmasına neden olmakta ve kıtasal genişleme KKD-GGB yönünde halen devam etmektedir.

Denizli deprem yöresi, tektonik bakımdan oldukça aktif bir özellik taşıyan bir bölgedir. 1900-2019 yılları arasında magnitudü 4 ve üzeri meydana gelen depremler havza geneline dağılmış halde çoğunlukla kuzeyi sınırlayan faylar üzerinde ve %70'i 26 km derinliğe kadar kabukta meydana gelmiştir.

Babadağ Fayı yaklaşık 20 km uzunluğunda üç ayrı segmentten oluşmuş toplamda 60 km uzunluğunda bir faydır. Fayın doğu ucunu oluşturan Başkarcı-Cankurtaran segmenti güneydeki horstu oluşturan temel kayaları (Paleozoyik yaşlı kuvarsit ve şistler, Jura-Kratse yaşlı mermerler, Eosen yaşlı kırıntılı karbonatlar) ile grabeni dolduran Neojen yaşlı birimler (alüvyon yelpazeleri ve yamaç molozları)

arasından geçmekte olup BKB-DGD doğrultulu, KKD'ya eğimli ve yaklaşık 20 km uzunluğundadır.

Bu fay segmentinin 300 m kuzeyinden geçtiği MTA Yenilenmiş Diri Fay Haritası'nda belirtilmiş olan bir Holosen fayının yeri jeofizik yöntemler ile 205 metre uzunluğunda 5 metre elektrot açıklığında gerçek özdirenç yöntemi uygulanarak metre hassasiyetinde tespit edilmiştir. Jeofizik profilin 50-70 metreleri, 85-90 metreleri ve 135-145 metreleri arasında rezistivite değerinde anomaliler belirlenmiştir. Bu anomalilerin bulunduğu yerlerin, muhtemel faylar olabileceği kanaatine varılmıştır.

Denizli Büyük Şehir Belediyesi tarafından korunan Kozlupınar su havzasında 205 metre uzunluğundaki jeofizik ölçüm hattı boyunca rezistivite anomalilerinin bulunduğu kesimleri içerecek şekilde Kozlupınar-1 hendeği, 27 metre uzunluğunda, 3.20 metre genişliğinde; Kozlupınar-2 hendeği 32 metre uzunluğunda 2.40 metre genişliğinde açılmıştır.

Her iki hendekte aynı ölçüm hattında açıldığından birbirinin devamı niteliğindedir. Hendeklerde tabandan itibaren A, B, C ve D seviyelerinden oluşan 4 ayrı birim tespit edilmiştir. A seviyesi; çimentolamış gibi sıkı bloklu seviyedir. Kırıcı ile kazılabilmektedir. Kayaç blokları dik fay sarplıklarından koparak gelen Menderes Masifine ait şist, kristalize kireçtaşı ve ofiyolitik kayaçlardır. B seviyesi; kahverengi toprak dolgulu çakıllı bloklu seviyedir. Çakılların boyutu 5 cm'yi blokların boyutu 40-50 cm'yi bulabilmektedir. C seviyesi Açık gri-kahverengimsi renkte olan birim içerisinde yer yer küçük çakıllar gözlenmektedir. Birim üzerindeki D seviyesine göre nispeten daha sıklıdır. En üsteki D seviyesi ise az çakıllı, kahverengi, gevşek yapılı ve humus yönünden zengin toprak seviyesidir.

Jeofizik ölçümde belirlenen fay anomalileri gözlenmesine rağmen her iki hendekte de gözlenen birimler yatay konumda olup her hangi bir fay belirtisine rastlanmamıştır. Sonuç olarak fayın kazılan hendek derinliğinden (5.00 metreden) daha derinde olduğu kanaatine varılmış ve göreceli olarak fayın yaşını tespit edebilmek için hendeklerde belirlenen birimlerin çökelim yaşlarının Optik Uyarmalı Luminesans/Termo Luminesans yöntemi ile tespiti için kuvars kumu elde edilebilecek uygun yerlerden Kozlupınar Hendeği-1'den 6 adet; Kozlupınar

Hendeği-2'den 4 adet örnekleme yapılmıştır. Ayrıca her hendekten 1 adet C14 (Karbon 14) yaşlandırma için toprak numunesi alınmıştır.

elik tüplerle alınan numuneler kırmızı karanlık oda ışığı ile aydınlatılan karanlık laboratuvar ortamında belirli işlemlere tabi tutulmuş ve eşdeğer doz tespiti için Ankara Üniveritesi Nkler Bilimler Enstitüsü Lüminesans Tarihlendirme Araştırma Laboratuvarına; Yıllık doz tespiti için alınan numunelerse kurutulup öğütülerek paketlenmiş ve Pamukkale Üniversitesi İleri Teknoloji Uygulama ve Araştırma Merkezi'ne (İLTAM) gönderilmiştir. Karbon 14 numuneleri ise analiz için TÜBİTAK Marmara Araştırma Merkezi'ne gönderilmiştir.

Geçmişte deprem üretmiş ve günümüzde sismik bakımdan aktif olan faylar, aktif fay (diri fay) olarak adlandırılır. Diğer bir tanımlama ile diri fay, son 10.000 yılda (Holosen dönemi) en az bir kez deprem üretmiş faylardır. Buna göre alınan numuneler eğer 10.000 yıldan büyük yaş değerleri verirse fayımızın uzun zamandan beri deprem üretmediği pasif durumda olduğu söylenebilir. Ancak 10.000 yıldan kk yaş değerleri vermesi halinde fayın derinliği, alandaki sedimantasyon hızı bilinmeden fayın aktifliği-pasifliği hakkında kesin bir şey söylenemez.

Laboratuvar sonuçları tezin yazıldığı dönemde henüz çıkmamış olduğundan fayın aktifliği veya pasifliği hakkında değerlendirme yapmak mümkün olmamıştır. Ancak tezin makalesinde yapılacaktır.

7. KAYNAKLAR

Aitken, M.J., *Thermoluminescence dating*, Academic Press, 351 s., England, (1985).

Aitken, M.J., *An introduction to optical dating*, Oxford University Press, 267 s., Oxford, (1998).

AFAD, 1900 - 20xx Deprem Kataloğu ($M \geq 4.0$) (online), (erişim tarihi: 21.06.2019), <https://deprem.afad.gov.tr/depremkatalogu>,

Akçığ, Z., “Batı Anadolu’nun yapısal sorunlarının gravite verileri ile irdelenmesi”, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 31, 63-70, (1988).

Alçıçek, H., “Denizli havzası (Sarayköy-Buldan bölgesi, GB Türkiye) Neojen çökellerinin sedimentolojik incelemesi”, Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi, (2007).

Altınoğlu, F. F., “Denizli ve yöresinin depremselliği ve kabuk yapısının araştırılması”, Master's thesis, Pamukkale Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, (2005).

Altınoğlu, F. F., “Batı Anadolu tektoniğinin jeofizik yöntemlerle incelenmesi”, (2012).

Arpat, E., ve Bingöl, E., “Ege Bölgesi graben sisteminin gelişimi üzerine düşünceler”, *MTA Dergisi*, 73, 1-8, (1969).

Ates, R. A. C., ve Bayülke, N., “The 19 August 1976 Denizli, Turkey, earthquake: evaluation of the strong motion accelerograph record”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(5), 1635-1649, (1982).

Atlıhan, M. A. “Ege çöküntü sistemindeki bazı deprem izlerinin lüminesans yöntemiyle incelenmesi”, Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü. Yönetilen Yüksek Lisans Tezleri, 14, (2008).

Aydın, A., Kargı, H., Altınoğlu, F., ve Sarı, N., “İç Ege tektoniğinin mevcut veri ve çalışmalarla irdelenmesi”, Deprem sempozyumu, Kocaeli (2005).

Bozkurt, E., and Park, R.G., “Southern Menderes Massif: an incipient metamorphic core complex in western Anatolia Turkey”, *Journal of the Geological Society, London* 151, 213–216, (1994)

B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Bölgesel Deprem-Tsunami İzleme Ve Değerlendirme Merkezi, “8 Ağustos 2019 Mecidiye-Bozkurt (Denizli) Depremi Basın Bülteni”, (2019).

B.Ü Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, 4 Aralık 2009 Buharkent (Aydın) Depremi (online), (07 Temmuz 2019), http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/Depremler/onemliler/4_ARALIK_2009_BUHA_RKENT_AYDIN.htm, (2009).

Demirtaş, R., *Paleosismoloji*, Ankara: Afet İşleri Genel Müdürlüğü Yayınları, 245 s, (1997).

Demirtaş R., Murat, N., ve Bekir, M.T., “20 Mart 2019 Ucarı-Yeniköy (Acıpayam, Denizli) Depremi, Mw 5.5 ve Yırtılma Mekanizması”, (2019)

Dewey J. and Şengör, C., “Aegean and Surrounding Regions Complex Multiplate and Continuum Tectonics in a Convergent Zone”, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90: 84-92, (1979)

Dirik, K., Yapısal Jeoloji Ders Notları (online), (15 Haziran 2019) http://yunus.hacettepe.edu.tr/~kdirik/YJ_giris.pdf, (2011)

Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S., Elmacı, H., “1:250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Harita Serisi (MTA)”, Denizli (NJ 35 - 12) Paftası, Seri No: 12, Ankara, (2011).

Eravcı, B., “Büyük Menderes Grabeni içindeki aktif fayların jeolojisi ve paleosismisitesi”, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, (2006).

Hançer, M., “Study of the structural evolution of the Babadağ-Honaz and Pamukkale fault zones and the related earthquake risk potential of the Buldan region in SW Anatolia, east of the Mediterranean”, *Journal of Earth Science*, 24,3, 397-409, (2013).

Kumsar, H., Aydan, Ö., Şimşek, C., D' Andria, F., "Hierapolis ve Laodikeia antik kentlerindeki tarihsel deprem izlerinin Denizli'nin deprem potansiyeli açısından değerlendirilmesi", *Aktif Tektonik Araştırma Grubu Toplantıları Bildiri Özetleri*, Denizli, s 22, (2016)

Irmak, T. S., "Focal mechanisms of small-moderate earthquakes in Denizli Graben SW Turkey", *Earth, Planets and Space*, 65,9, 943, (2013).

Işık V., and Tekeli O., "Late orogenic crustal extension in the northern Menderes massif western Turkey: evidence for metamorphic core complex formation", *International Journal of Earth Sciences*, 89: 757-765, (2001)

Jackson, J., "Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and the Caucasus", *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97,B9, 12471-12479, (1992).

Çağlar, H.İ., Jeoelektirik yöntemler (online), (01 Haziran 2019) <https://web.itu.edu.tr/~caglari/jeotermal/jeoelek.html#2>, (2009)

Kaya, A., "Mikrozonlama Bölgelerinde Paleosismolojik Araştırmalar: Çardak Örneği GB Türkiye", *Niğde Ömer Halis Demirel Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 7, 3, 1113, 1118, (2018)

Kaya, A., "Kinematics And Structural Properties Of Active Faults In The Denizli Basin", *International Geosciences Workshop of Korea, Azarbaijan and Turkey, Abstract Book*, s.87-87, (2012)

Kaymakci, N., "Kinematic development and paleostress analysis of the Denizli Basin (Western Turkey): implications of spatial variation of relative paleostress magnitudes and orientations", *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 2, 207-222, (2006).

Kürçer, A., Özalp, S., Özdemir, E., Uygun Güldoğan, Ç., ve Duman, T. Y., "Yüzey Kırığı Oluşturmuş Faylar üzerinde aktif tektonik ve paleosismolojik araştırmalar hakkında örnek çalışma: Yenice Gönen Fayı, KB Türkiye", *MTA Doğal Kay. ve Eko. Bült.*, 21, 1-18, (2016).

Kürçer, A., ve Gökten, Y. E., “Paleosismolojik Üç Boyutlu Sanal Fotoğraflama Yöntemi, Örnek Çalışma: Duru-2011 Hendeği, Tuz Gölü Fay Zonu, Orta Anadolu, Türkiye”, Türkiye Jeoloji Bülteni, 57,1, 45-72, (2014).

Koçyiğit A, Yusufoglu H, and Bozkurt E., “Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey”, Journal of the Geological Society, London, 156: 605–616, (1999)

Koçyiğit, A., “Güneybatı Türkiye’nin depremselliği”, Batı Anadolu’nun depremselliği Sempozyumu, 30-38, (2000)

Koçyiğit, A., “The Denizli graben-horst system and the eastern limit of western Anatolian continental extension: basin fill, structure, deformational mode, throw amount and episodic evolutionary history, SW Turkey”, Geodinamica Acta, 18, 3-4, 167-208, (2005).

Le Pichon, X., and Angelier, J., “The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area”, Tectonophysics, 60, 1 – 42, (1979)

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., ... and Kastens, K., “Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus”, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 105, B3, 5695-5719, (2000).

McKenzie, D. P., “Plate tectonics of the Mediterranean region”, Nature, 226, 5242, 239, (1970).

Mc Kenzie, D.P., “Active tectonic of the Mediterranean regions”, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 30, 109-185, (1972)

MTA, Yerbilimleri Harita Görüntüleyici ve Çizim Editörü (online), (01 Mayıs 2019), <http://yerbilimleri.mta.gov.tr/anasayfa.aspx>, (2016)

Okay, A. İ., “Denizli”nin güneyinde Menderes Masifi ve Likya Naplarının jeolojisi”, MTA Dergisi, 109, 45-58, (1989).

Reilinger, R. E., McClusky, S. C., Oral, M. B., King, R. W., Toksoz, M. N., Barka, A. A., ... and Sanli, I., "Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone", *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102, B5, 9983-9999, (1997).

Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., ... and Nadariya, M., "GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions", *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111, B5, (2006).

Sezer, L. İ., "Çivril-Denizli Deprem Yöresinde Deprem Aktivitesi ve Riski", *Ege Coğrafya Dergisi*, 12,2, "Çivril-Denizli Deprem Yöresinde Deprem Aktivitesi ve Riski", *Ege Coğrafya Dergisi*, 12, 2, (2003).

Seyitoğlu, G., ve Işık, V., "Batı Anadolu'da Geç Senozoyik Genişleme Tektoniği: Menderes Çekirdek Kompleksinin Yüzeylemesi ve İlişkili Havza Oluşumu", *MTA Dergisi*, 151, 49-109, (2015).

Sun, S., "Denizli-Uşak arasının jeolojisi ve linyit olanakları", *MTA Rap. No: 9985*, 92 s. (yayınlanmamış), (1990).

Şimşek, Ş., "Denizli, Sarayköy-Buldan alanının jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları", *Doktora tezi, İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi*, (1984)

Topal, S., "Denizli havzasındaki fayların tektonik jeomorfolojisi". *Unpublished PhD thesis, Pamukkale University*, (2012).

Utku, M., "Etkinlik ve Yığınsal Etkinlik Dönemlerine Göre Denizli Depremlerinin Analizi", *MTA Dergisi*, 138, 9-34, (2009).

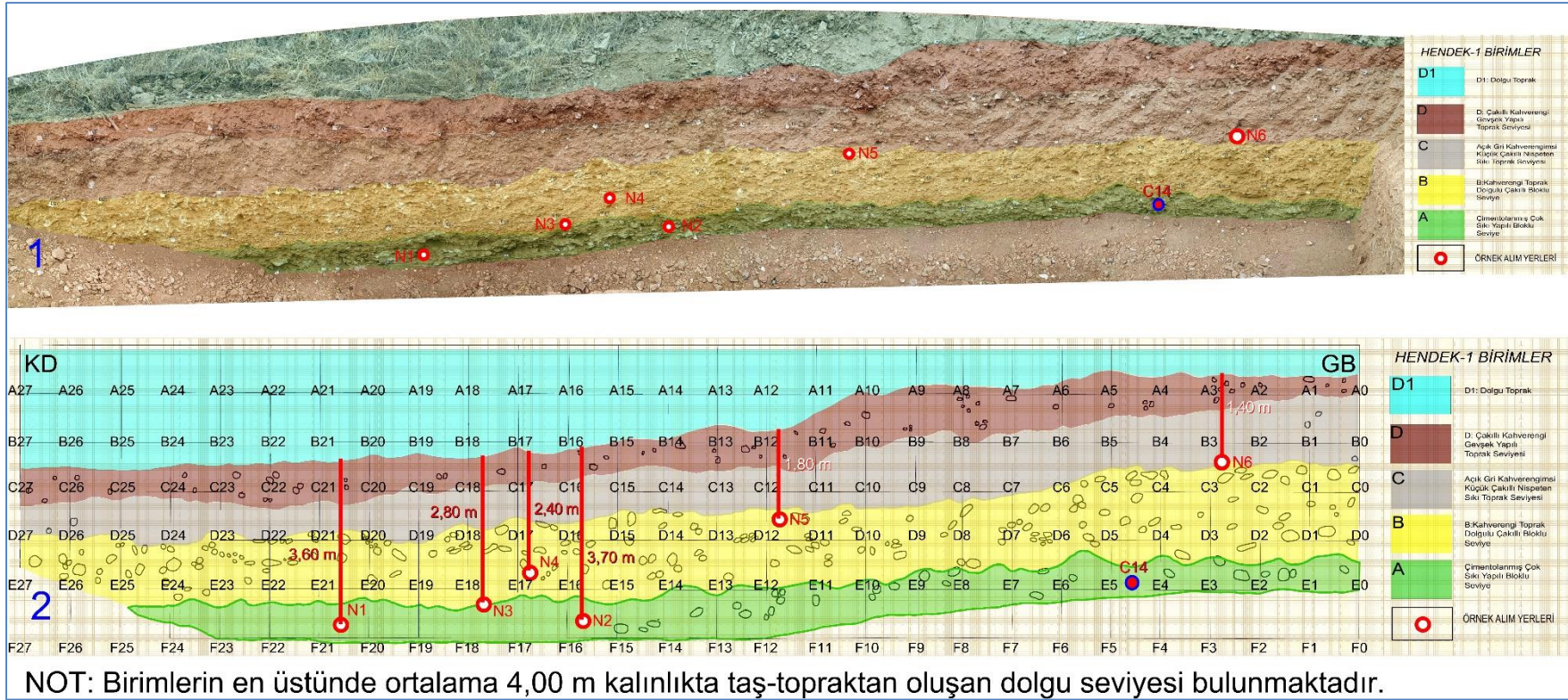
Westaway, R., "Neogene evolution of the Denizli region of western Turkey", *Journal of Structural Geology*, 15, 1, 37-53, (1993).

Yilmaz, Y., Genç, Ş. C., Gürer, F., Bozcu, M., Yilmaz, K., Karacik, Z., ... and Elmas, A., "When did the western Anatolian grabens begin to develop?", *Geological Society, London, Special Publications*, 173, 1, 353-384, (2000).

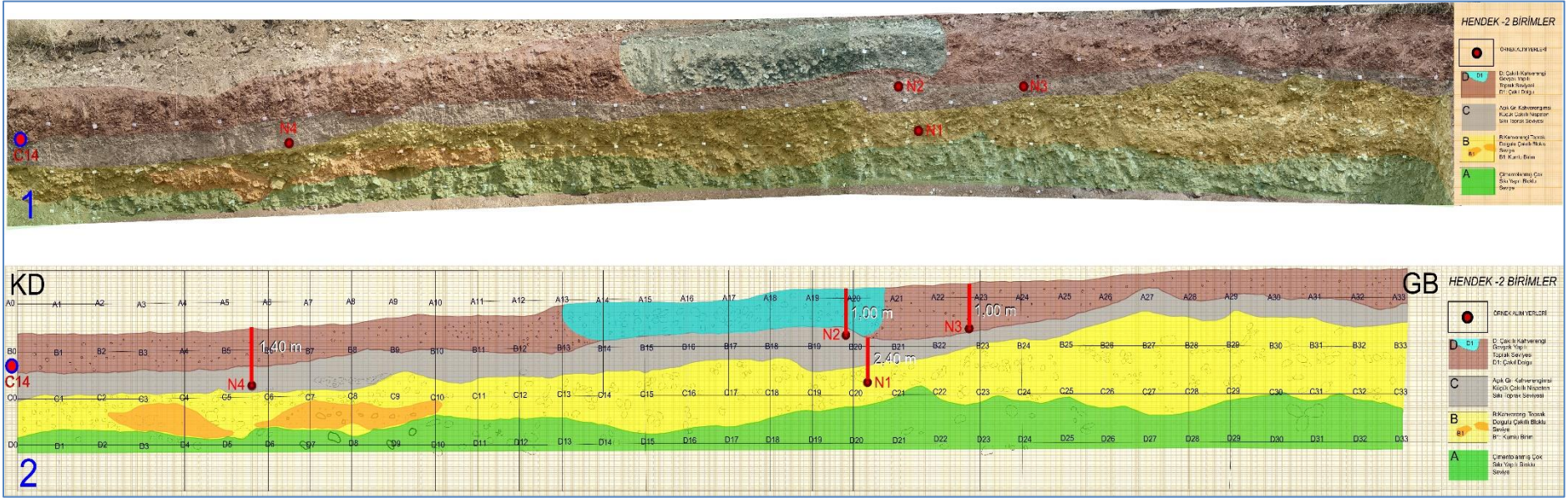
EKLER

8. EKLER

EK A:



Şekil A1: 1 nolu Kozlupınar hendeği 1) Hendeğin fotomozayığında birimlerin gösterimi, 2) Fotomozaya göre oluşturulmuş hendeğin loğu ve numune yerleri.



Şekil A2: 2 nolu Kozlupınar hendeki 1) Hendek fotomozayiginde birimlerin gösterimi, 2) Fotomozayiğe göre oluşturulmuş hendek loğu ve numune yerleri.

9. ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Özkan AKSOY

Doğum Yeri ve Tarihi : Denizli 1977

Lisans Üniversite : Hacettepe Üniversitesi

Y. Lisans Üniversite (varsa) :

Elektronik posta : ozkan.aksoy@afad.gov.tr

İletişim Adresi : Çamlıevler Mah. 17. Sk. No:13/8 Merkez
DÜZCE

Yayın Listesi :