DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

İZMİR FAYI'NIN PALEOSİSMOLOJİSİ VE DEPREM ÜRETME POTANSİYELİ

Çiğdem TEPE

Şubat, 2022
İZMİR

İZMİR FAYI'NIN PALEOSİSMOLOJİSİ VE DEPREM ÜRETME POTANSİYELİ

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Doktora Tezi

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Uygulamalı Jeoloji Programı

Çiğdem TEPE

Şubat, 2022

İZMİR

DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

ÇİĞDEM TEPE, tarafından **PROF. DR. HASAN SÖZBİLİR** yönetiminde hazırlanan **"İZMİR FAYI'NIN PALEOSİSMOLOJİSİ VE DEPREM ÜRETME POTANSİYELİ"** başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir doktora tezi olarak kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Hasan SÖZBİLİR

Yönetici

Prof. Dr. Talip GÜNGÖR	Prof. Dr. Mustafa AKGÜN
Tez İzleme Komitesi Üyesi	Tez İzleme Komitesi Üyesi

Prof. Dr. Ercan AKSOY	Doç. Dr. Oğuz GÖĞÜŞ
Jüri Üyesi	Jüri Üyesi

Prof. Dr. Okan FISTIKOĞLU
Müdür
Fen Bilimleri Enstitüsü

Canımın içi ablam Şafak Sevgi TEPE ve
Sevgili dayım Yunus TEPE'nin değerli anısına
yeryüzünden gökyüzüne özlemle…

TEŞEKKÜR

Henüz bir lisans öğrencisiyken “sende akademisyen kafası var, başka bir şey seni mutlu etmez” deyip ne istediğimi gören, yürümek istediğim o yolda neler yapmam gerektiğini gösteren, fikir veren, neredeyse 15 senedir öğrencisi olduğum danışmanım sayın Prof. Dr Hasan SÖZBİLİR’e teşekkür ederim. Umarım akademisyenlik hayatım boyunca, kendisi gibi, yetiştirdiği her öğrencisinin fikirlerini önemseyen, herkese eşit fırsatlar sunan, öğrenmeyi sınırlamayan, bilimsel bakış açısı kuvvetli, adil ve adından söz ettiren bir bilim insanı olurum.

Tez sürecimi yakından takip ederek, öneri ve görüşleri ile tezimin gelişimine katkı sağlayan tez komite üyeleri sayın Prof. Dr. Mustafa AKGÜN’e ve sayın Prof. Dr. Talip GÜNGÖR’e, emekliliğine kadar bu görevi sürdüren, tüm samimiyetiyle yanımda olan, her karşılaşmamızda güler yüzüyle beni motive eden Sayın Prof. Dr. Hülya İNANER’e,

Doktora çalışmalarım boyunca bilimsel desteğini esirgemeyen, mesleki bilgi ve tecrübesini paylaşmaktan hiçbir zaman çekinmemiş, bilimsel araştırma ve öğrenme yöntemleri yönlendirmeleriyle kendimi geliştirmeme yardımcı olan, mesleğine olan tutkusunu örnek aldığım sayın Doç. Dr. Ökmen SÜMER’e,

Kendisiyle şahsen tanışamamış olsam da, yazışmalarımızda hiçbir sorumu yanıtsız bırakmayarak paleosismolojik çalışmaların işleyişi, prensibi ve amaçlarına yönelik bilgilendirmeleri, görüş ve önerileriyle gelişimime katkıda bulunan sayın Prof. Dr. Thomas ROCKWELL’e, yaş sonuçlarının OxCal programına entegrasyonunda, ilgili basamakları paylaşan, yönlendirmeleri ile öğrenmemi sağlayan sayın Prof. Dr. Christopher BRONK-RAMSEY’e,

Doktora tezi kapsamında hendeklerden alınan Kuvaterner/Holosen çökellerin analiz ve yaşlandırma süreçlerinin yürütüldüğü Ankara Üniversitesi Nükleer Bilimler Enstitüsü ve TÜBİTAK-MAM nezdinde, ilgili analizleri sonuçlandıran uzman ve yardımcılarına,

Her fırsatta yardıma ihtiyacım olup olmadığını soran, birlikte moral-motivasyon konuşmaları yaptığımız, kahve molalarındaki kısacık sohbetlerle enerjimi yükselten, manevi destekleriyle yanımda olan çalışma arkadaşlarım Araş. Gör. Zeynep BÜÇKÜN, Araş. Gör. Dr. Mustafa ÇİÇEK, Araş. Gör. Ayça YILDIRIM, Araş. Gör. Anıl KÜÇÜKSÜMBÜL, Araş. Gör. Seher SARI ve Öğr. Gör. Hilal KILINÇ'a,

Arazi çalışmalarında bana eşlik ve yardım eden, şimdi her biri meslektaşım olan kıymetli öğrencilerim Serkan Edip DEMİR ve Mertkan GEÇİEVİ başta olmak üzere Tuğba KIRMIZI, Ecem TUNÇ ve Büşra YERLİ'ye,

Destekleyici konuşmalarıyla beni motive eden, benimle üzülen, benimle gülen, en iyisini yapacağıma benden daha çok inanan, her zaman yanımda olan canım dostum Emel ALIÇ ve canım Bahriye TURHAN'a çok teşekkür ederim.

Doktora sürecimin her aşamasında yanımda olan, hatta bu süreci benimle yaşayan, ilerleyemediğim zamanlarda verdiği fikir ve farklı bakış açısıyla devam etmemi sağlayan, her düştüğümde tutup kaldıran, hep kavga ettiğim ama en iyi anlaştığım meslektaşım, yol arkadaşım Semih ESKİ...iyi ki varsın, yanımda olduğun için teşekkür ederim. Hep dediğin gibi birlikte daha çok işler yapacağız.

Ve Canım Ailem…Doktora sürecimde sizi fazlasıyla ihmal ettim. Her şeye rağmen, bunu hissettirmediğiniz, bana inandığınız ve desteklediğiniz için çok teşekkür ederim. İyi ki varsınız…İsteklerimi ve ideallerimi gerçekleştirmem için maddi-manevi her türlü destekleriyle yanımda olan, inandığım yolda yürümem için beni destekleyen, bana özgüven aşılayan, varlıklarıyla bana güç veren canım ablam Dr. Birgül TEPE'ye ve biricik kardeşim Çağla TEPE'ye minnettarım. Biz bir olalım yeter.

Doktora tez çalışmalarım TÜBİTAK-ÇAYDAG 117Y190 no'lu proje tarafından desteklenmiştir

Çiğdem TEPE

İZMİR FAYI'NIN PALEOSİSMOLOJİSİ VE DEPREM ÜRETME POTANSİYELİ

ÖZ

İzmir Körfezi'nin güney kenarını sınırlayan İzmir Fayı, Balçova ve Pınarbaşı olarak adlandırılmış birbirine paralel iki geometrik segmentten oluşan, yaklaşık 40 km uzunluğunda aktif bir normal faydır. İzmir şehir yerleşimi içinden geçmesi nedeniyle depremsellik açısından potansiyel bir risk unsuru olarak kabul edilmektedir. Tarih öncesi ya da tarihsel dönemlerde yıkıcı depremlerden sıklıkla etkilendiği bilinen İzmir şehir yerleşiminde, meydana gelen depremlerden hangisine ya da hangilerine İzmir Fayı'nın neden olduğunu ortaya çıkarmak için, ilk kez tektonik jeomorfolojik ve yaş verileriyle desteklenen paleosismolojik çalışmalar yapılmıştır. İzmir Fayı'nın göreceli tektonik aktivitesini ortaya çıkarmak için İzmir Fayı üzerinde yapılan jeomorfolojik çalışmalar, İzmir Fayı'nın yüksek-orta aktivite derecesinde olduğunu ortaya koymanın yanı sıra, Balçova segmentindeki aktivitenin Pınarbaşı segmentine göre daha yüksek olduğunu göstermektedir. Uygulanan morfometrik analizlerin sonuçları, İzmir Fayı'nın kontrol ettiği dağ önü cephelerinde aktif yükselime işaret ederken, drenaj havzalarındaki gelişimin tektonik ve erozyon kontrolünde gerçekleştiğini ortaya koymaktadır. Yapılan morfometrik analizlerde, ortalama yükselim miktarı Balçova segmenti boyunca 0,52 mm/yıl, Pınarbaşı segmenti boyunca 0,43 mm/yıl olarak hesaplanmıştır. Bu sonuç İzmir Fayı boyunca asimetrik bir yükselimin varlığına işaret etmektedir. İzmir fay segmentleri üzerinde ilk gez gerçekleştirilen paleosismolojik çalışmalar, İzmir Fayı'nın geçmişte birden çok kez hareket ederek deprem ürettiğini ortaya koymaktadır. Yapılan hendek tabanlı paleosismolojik çalışmalarda Balçova segmentinde 4, Pınarbaşı segmentinde 2 olmak üzere İzmir Fayı üzerinde toplam 6 depreme ait iz saptanmış, belirlenen depremlerin yaş analizi sonuçları İzmir Fayı'nın minimumda 700 yıl, maksimumda 5700 yıl arasında değişen aralıklarda deprem ürettiğini ortaya koymuştur.

Anahtar kelimeler: İzmir Fayı, paleosismoloji, tarihsel dönem depremselliği, tektonik jeomorfoloji, morfometrik analiz, aktif tektonik, Batı Anadolu

PALEOSEİSMOLOGY AND EARTHQUAKE POTENTIAL OF THE İZMİR FAULT

ABSTRACT

The İzmir Fault, which borders the southern margin of İzmir Bay, is an active normal fault with a length of approximately 40 km, consisting of two parallel geometric segments named Balçova and Pınarbaşı. It is accepted as a potential risk factor in terms of seismicity since it passes through the city settlement of İzmir. For the first time, paleoseismological studies supported by tectonic geomorphological and age data were carried out in order to reveal which earthquakes are produced by the Izmir Fault in Izmir city settlement, which is known to be frequently affected by destructive earthquakes in prehistoric or historical periods. Geomorphological studies on the İzmir Fault in order to reveal the relative tectonic activity of the İzmir Fault have revealed that the İzmir Fault is at a high-medium activity level, as well as showing that the activity in the Balçova segment is higher than in the Pınarbaşı segment. The results of the applied morphometric analyzes reveal that there is active uplift on the front of the mountain fronts and that the morphologic development in the drainage basins is under tectonic and erosion control. In the analyzes made, the average uplift was calculated as 0.52 mm/year along the Balçova segment and 0.43 mm/year along the Pınarbaşı segment. This result indicates the existence of an asymmetrical uplift along the İzmir Fault. The paleoseismological studies carried out for the first time on İzmir fault segments reveal that İzmir Fault has acted more than once and produced earthquakes in the past. In the trench-based paleoseismological studies, traces of 6 earthquakes in total were found on the İzmir Fault. 4 of them are in Balçova segment and 2 of them are in Pınarbaşı segment. The results of the age analysis of the determined earthquakes revealed that the İzmir Fault produces earthquakes at intervals varying between 700 years at minimum and 5700 years and maximum.

Keywords: İzmir Fault, paleoseismology, historical seismicity, tectonic geomorphology, morphometric analysis, active tectonics, Western Anatolia

İÇİNDEKİLER

Sayfa

DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU ii
TEŞEKKÜR iv
ÖZ vi
ABSTRACT vii
ŞEKİLLER LİSTESİ xiii
TABLOLAR LİSTESİ xix

BÖLÜM BİR - GİRİŞ 1

1.1 Tezin Konusu, Amacı ve Çalışma Yöntemleri 1
1.2 Tez Alanının Tanıtımı 3
1.3 Tez Alanı ve Yakın Çevresinde Yapılan Yerbilimi Çalışmaları 9
1.4 Tezin Organizasyonu 15

BÖLÜM İKİ – BÖLGESEL JEOLOJİ VE NEOTEKTONİK 18

BÖLÜM ÜÇ – İZMİR FAYI: TANIMI, SEGMENT YAPISI VE KUŞAK JEOLOJİSİ 27

3.1 İzmir Fayı'nın Tanımı ve Segment Yapısı 27
3.2 İzmir Fayı'nın Taban ve Tavan Bloğu Stratigrafisi 34
3.2.1 Miyosen Öncesi Temel Kaya Birimleri 35
3.2.1.1 Bornova Karmaşığı 35
3.2.2 Miyosen Kaya Birimleri 42
3.2.2.1 Çatalca Formasyonu 42
3.2.2.2 Yamanlar Volkanikleri 43
3.2.2.3 Ürkmez ve Yeniköy Formasyonları 44
3.2.3 Miyosen Sonrası Kaya Birimleri 45
3.2.3.1 Görece Formasyonu 45

3.2.3.2 Kuvaterner Çökeller 46
3.3 İzmir Fayı'nın Yapısal Özellikleri 48

BÖLÜM DÖRT – İZMİR VE YAKIN ÇEVRESİ SİSMOTEKTONİĞİ..... 55

4.1 İzmir ve Yakın Çevresi Aktif Faylarının Batı Anadolu Sismotektoniğindeki Yeri 55
4.2 İzmir ve Yakın Çevresi Tarihsel Dönem Depremselliği..... 61
4.2.1 Tarihsel Deprem Kataloğu Oluşturmada Kullanılan Yöntem ve Veri Kaynakları 63
4.2.2 İzmir ve Yakın Çevresinde Meydana Gelen Önemli Tarihsel Dönem Depremleri..... 69
4.3 İzmir ve Yakın Çevresinde Tarihsel Kayıtlara İlişkin Değerlendirmeler 74
4.3.1 Tarihsel Depremlerin Şiddet Dağılımları..... 76
4.3.2 Tarihsel Depremlerin Şiddet-Magnitüd Dönüşümleri 79
4.4 İzmir ve Yakın Çevresi Aletsel Dönem Depremselliği..... 81
4.4.1 İzmir ve Yakın Çevresinde Meydana Gelen Önemli Aletsel Dönem Depremleri..... 84

BÖLÜM BEŞ – TEKTONİK JEOMORFOLOJİ..... 89

5.1 Giriş..... 89
5.2 Jeomorfolojinin Tanımı ve Tarihsel Süreçteki Gelişimi..... 90
5.3 Tektonik Jeomorfoloji Çalışmalarında Kullanılan Yöntemler..... 93
5.3.1 Topografik Analiz 93
5.3.2 Tektonikle İlişkili Jeomorfik Yapıların Belirlenmesi 95
5.3.3 Morfometrik Analiz 99
5.3.3.1 Dağ Önü Cephelerinde Kullanılan Morfometrik Analizler 100
5.3.3.1.1 Dağ Önü Sinüslüğü 100
5.3.3.1.2 Vadi Tabanı Genişliği-Yüksekliği Oranı 101
5.3.3.1.3 Üçgen Yüzey Eğim Açısı ve Yükselim Oranı 103
5.3.3.2 Drenaj Havzalarına Uygulanan Morfometrik Analizler 104

5.3.3.2.1 Havza Şekli İndisi 105
5.3.3.2.2 Drenaj Yoğunluğu 105
5.3.3.2.3 Asimetri Faktörü 106
5.3.3.2.4 Hipsometrik Eğri ve Hipsometrik İntegral 107
5.3.3.2.5 Dere Boy Gradyan İndisi 108
5.3.3.2.6 Kanal Diklik İndisi ve Normalize Edilmiş Kanal Diklik İndisi 110
5.3.3.2.7 Kaya Dayanımı 113
5.3.3.2.8 Drenaj Sınırı Hareketliliği Analizi 113
5.3.4 İstatistiksel Analiz Uygulamaları 115
5.3.4.1 Göreceli Tektonik Aktivite İndisi 115
5.3.4.2 Analitik Hiyerarşi Yöntemi 116
5.4 İzmir Fayı'nın Tektonik Jeomorfolojisi 118
5.4.1 Veri Kaynakları ve Yöntemsel Yaklaşım 118
5.4.2 İzmir Fay Kuşağı'nın Topografik Analizi 121
5.4.3 İzmir Fayı'nın Morfometrik Analiz Sonuçları 127
5.4.3.1 İzmir Fayı Dağ Önü Cephesi Morfometrisi 127
5.4.3.1.1 Dağ Önü Sinüslüğü 128
5.4.3.1.2 Vadi Tabanı Genişliği-Yüksekliği Oranı 128
5.4.3.1.3 Üçgen Yüzey Eğim Açısı ve Yükselim Oranı 133
5.4.3.2 İzmir Fayı Drenaj Havzalarının Morfometrisi 134
5.4.3.2.1 Kaya Dayanımı 134
5.4.3.2.2 Havza Şekli İndisi 136
5.4.3.2.3 Drenaj Yoğunluğu 138
5.4.3.2.4 Asimetri Faktörü 138
5.4.3.2.5 Hipsometrik İntegral ve Hipsometrik Eğri 141
5.4.3.2.6 Normalize Edilmiş Kanal Dikliği 144
5.4.4 İzmir Fayı Tektonik Aktivitesinin İstatistiksel Analizi 146
5.4.5 İzmir Fayı Tektonik Aktivitesinin Jeomorfolojik Yorumu 151

BÖLÜM ALTI – PALEOSİSMOLOJİ 161

6.1 Giriş 161

6.2 Paleosismolojinin Tanımı ve Tarihsel Süreçteki Gelişimi 161
6.3 Paleosismolojinin Kapsamı ve Kullanım Amacı 166
6.4 Paleosismoloji Çalışmalarında Kullanılan Yöntemler 170
6.4.1 Yüzey Morfolojisinin Araştırılması 172
6.4.2 Paleosismik Verilerin Tanımlanması 175
6.4.3 Fay Kazısı (Hendek) Çalışmaları 178
6.4.4 Kolüvyal Kamaların Tanımlanması 182
6.4.5 Paleosismolojide Yaşlandırma Teknikleri 184
6.4.5.1 Radyokarbon (14C) Tarihlendirme Yöntemi 185
6.4.5.2 Optiksel Uyarılmayla Lüminesans (OSL) Tarihlendirme Yöntemi ... 187
6.5 İzmir Fayı'nın Paleosismolojisi 189
6.5.1 İzmir Fayı'nda Gerçekleştirilen Hendek Çalışmaları 190
6.5.2 İzmir Fay Segmentlerinin Hendek İçi Stratigrafileri 195
6.5.2.1 Balçova Hendeği 195
6.5.2.2 Pınarbaşı Hendeği 198
6.5.3 Tarihlendirme Çalışmaları 201
6.5.4 Paloesismolojik Yorum 205

BÖLÜM YEDİ – TARTIŞMA VE SONUÇLAR 210

7.1 Tarihsel Deprem Kayıtlarının İncelenmesi ve Kataloglamanın Sismojenik Kaynakların Belirlenmesindeki Önemi 211
7.1.1 Tarihsel Depremlerin Şiddet, Büyüklük ve Merkez Üssü Değerlendirmesi 212
7.1.2 İzmir ve Yakın Çevresinde Meydana Gelen Tarihsel Dönem Depremlerinin Sismik Kaynaklarla Yaklaşımsal Korelasyonu 216
7.1.3 İzmir Fayı Üzerinde Gerçekleşen Deprem Büyüklükleri 226
7.2 İzmir Fayı Güncel Aktivitesinin Tektonik Jeomorfolojik Yöntemlerle Değerlendirilmesi 228
7.2.1 İzmir Fayı Tektonik Aktivitesinin Drenaj Havzası Gelişimi Üzerine Etkisi 228

7.2.2 İzmir Fayı'nın Sınırladığı Dağ Önü Cephesi Boyunca Göreceli Tektonik Aktivite Derecesi..... 231
7.2.3 Morfolojik Yükselim Oranı 233
7.3 İzmir Fayı'nın Paleosismolojik Değerlendirmesi 237

KAYNAKÇA 239

EKLER..... 307

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1 Tez alanı ve yakın çevresini gösteren basitleştirilmiş jeoloji haritası..... 4
Şekil 1.2 Tez alanı ve civarındaki önemli lokasyonları gösteren topografya haritası . 6
Şekil 1.3 İzmir Fayı'nın içinden geçtiği yerleşim alanlarını gösteren il haritası. 8
Şekil 1.4 İzmir Körfezi ve yakın çevresindeki kaya birimlerinin gösterildiği, bilinen ilk jeoloji haritaları, a) Strickland (1840), b) Spratt (1845) tarafından yapılan jeoloji haritası 10
Şekil 2.1 Batı Anadolu'nun sadeleştirilmiş tektonik haritası..... 19
Şekil 2.2 a) Türkiye ve yakın çevresindeki ana tektonik yapıları gösteren basitleştirilmiş bölgesel harita, b) Avrasya sabit sistemine göre tüm Türkiye ve Batı Anadolu için karşılaştırmalı GPS ve GNSS hız vektörleri 21
Şekil 2.3 Batı Anadolu graben sistemleri ve Kuvaterner çöküntü alanlarını gösteren sayısal yükseklik modeli (SYM) görüntüsü 23
Şekil 3.1 İzmir Fayı'nın, yakınındaki diğer aktif yapılarla ilişkisi ve İzmir fay segmentlerinin İzmir Körfezi güneyi boyunca uzanımını gösteren 1/25.000 ölçekli topografya haritası..... 29
Şekil 3.2 İzmir Fayı Balçova segmentinin Agamemnon Kaplıcaları civarındaki parçaları ve uzanımını gösteren Google Earth görüntüsü 32
Şekil 3.3 Tez alanı ve yakın çevresinde yüzeyleyen kaya birimlerini gösteren basitleştirilmiş jeoloji haritası 33
Şekil 3.4 İzmir fay kuşağını gösteren jeoloji haritası..... 36
Şekil 3.5 İzmir fay kuşağı boyunca yüzlek veren kaya birimlerine ait genelleştirilmiş kolon kesit 37
Şekil 3.6 İzmir Fayı taban bloğunda yüzlek veren Bornova Karmaşığı'nın kumtaşı çamurtaşı matriksine ait arazi görüntüleri: a-d) Balçova segmentine ait görüntüler, e ve f) Pınarbaşı segmentine ait görüntüler 39
Şekil 3.7 İzmir Fayı Pınarbaşı segmenti boyunca yüzlek veren blok konumlu rekristalize kireçtaşına ait arazi görüntüleri: a-c) uzaktan genel görünüm, d-f) birim içinde gözlenen rudist fosiline ait görüntüler 41

Şekil 3.8 Tez alanı içinde gözlenen güncel çökellere ait arazi görüntüleri: a-c) Pınarbaşı segmenti civarında gözlenen alüvyal çökeller, d ve e) kolüvyal çökeller, f) Balçova segmenti önünde yayılım sunan delta düzlüğü çökelleri 47
Şekil 3.9 zmir fayı Balçova segmenti yükselen bloğunda asılı kalmış oblik doğrultu atımlı eski fay düzlemlerine (a ve b) ve düzlemlerde gözlenen fay çiziklerine (c ve d) ait arazi fotoğrafları 50
Şekil 3.10 İzmir Fayı Balçova segmenti boyunca gözlenen Holosen fay sarplıklarına ait arazi fotoğrafları 51
Şekil 3.11 İzmir Fayı Pınarbaşı segmenti boyunca gözlenen eski fay düzlemleri ve fayın hareketini gösteren kinematik verilere ait arazi fotoğrfaları 53
Şekil 3.12 İzmir fay segmentlerine ait fay düzlemlerinden elde edilen verilerin kinematik analizi ve paleostress yönleri 54
Şekil 4.1 a) Türkiye'deki ana neotektonik yapıları gösteren basitleştirilmiş bölgesel harita, b) Batı Anadolu'daki ana aktif yapısal elemanları ve tez alanının yerini gösteren sadeleştirilmiş jeoloji haritası 57
Şekil 4.2 İzmir ve yakın çevresindeki ana aktif yapıları gösteren harita 58
Şekil 4.3 Batı Anadolu'daki antik yerleşim yerlerini gösteren harita 62
Şekil 4.4 Tarihsel dönemde İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen depremleri gösteren sismotektonik harita 70
Şekil 4.5 Farklı çalışmacılara göre etki alanı İzmir Fayı çevresinde yoğunlaşan bazı önemli tarihsel depremler 73
Şekil 4.6 İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen yıkıcı tarihsel depremlerin ($I_o \geq VIII$) farklı çalışmacılar tarafından önerilen ortak dağılımını gösteren sismotektonik harita 74
Şekil 4.7 a) İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen tarihsel dönem depremlerinin şiddet dağılım grafiği, b) İzmir merkezli tarihsel depremlerin şiddet dağılım grafiği, c) İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen tarihsel depremlerin şiddet değerlerinden dönüştürülmüş magnitüdlerinin dağılım grafiği 78
Şekil 4.8 İzmir ve yakın çevresindeki aletsel depremlerin dağılımını gösteren sismotektonik harita 82

Şekil 4.9 1949 Karaburun depremine ait eşşiddet haritası 86
Şekil 4.10 1977 İzmir depremine ait eşşiddet haritası 88
Şekil 4.11 1992 Doğanbey depremine ait eşşiddet haritası..... 88
Şekil 5.1 Normal faylarla kontrol edilen dağ önü cephelerinde gelişen jeomorfik yapılar..... 97
Şekil 5.2 Fay sarplıkları üzerinde gelişen üçgen ve trapezoidal yüzeylerin evrimini gösteren blok diagram 98
Şekil 5.3 Denge ve dengesizlik durumunda drenaj sınırlarının dinamik evrimini gösteren şematik harita..... 115
Şekil 5.4 İzmir Fayı'nda yapılan tektonik jeomorfoloji çalışmalarının sınırlandırıldığı paftaların konumunu gösteren indeks SYM görüntüsü..... 119
Şekil 5.5 İzmir Fayı ve yakın çevresinin morfolojisini gösteren 3 boyutlu SYM görüntüsü..... 122
Şekil 5.6 İzmir Fayı boyunca maksimum, ortalama ve minimum topografyayı gösteren swath profiller: a) İzmir Fayı'na paralel yönde alınan swath profil, b-f) İzmir Fayı'na dik yönde alınan swath profilleri..... 125
Şekil 5.7 İzmir Fayı boyunca gelişen ana drenaj havzalarının dağılımını gösteren SYM görüntüsü 126
Şekil 5.8 İzmir fay segmentleri tarafından kontrol edilen dağ önü cephelerinde kullanılan jeomorfik indislerin uygulanma noktalarını gösteren jeomorfoloji haritası 129
Şekil 5.9 İzmir Fayı boyunca aktivite sınıflarına göre Vf indisinin dağılımı 131
Şekil 5.10 İzmir Fayı tarafından sınırlanan dağ önü cephelerinden alınan vadi profilleri..... 132
Şekil 5.11 İzmir Fayı taban bloğunda yüzlek veren kaya birimlerinin dayanım derecelerine göre dağılımı..... 135
Şekil 5.12 İzmir Fayı tarafından kontrol edilen drenaj havzaları için hesaplanan Bs değerlerinin aktivite sınıflarına göre dağılımı..... 137
Şekil 5.13 İzmir Fayı tarafından kontrol edilen drenaj havzaları için hesaplanan AF değerlerinin aktivite sınıflarına göre dağılımı..... 139
Şekil 5.14 İzmir Fayı tarafından kontrol edilen drenaj havzaları için hesaplanan HI değerlerinin aktivite sınıflarına göre dağılımı..... 142

Şekil 5.15 İzmir fay segmentleri tarafından kontrol edilen drenaj havzalarının hipsometrik eğri dağılımları 143
Şekil 5.16 İzmir fay segmentleri boyunca drenaj havzalarındaki ksn dağılımlarını gösteren ksn haritası 147
Şekil 5.17 İzmir fay segmentleri tarafından kontrol edilen drenaj havzalarının Chi yükseklik profilleri 148
Şekil 5.18 Fay düzlemi üzerinde zamana bağlı olarak gelişen deformasyon evrelerinin şematik gösterimi 153
Şekil 5.19 a) Üçgen yüzeylerdeki bölünme aşamaları, b)İzmir Fayı'nın hareketine bağlı olarak gelişen üst üste binmiş üçgen yüzeyler, c) İzmir Fayı için şematik gösterim 155
Şekil 5.20 İzmir Fayı'nda gerçekleştirilen jeomorfik indis analizlerinin Balçova ve Pınarbaşı segmentinde aktivite sınıflarına göre dağılımlarını gösteren grafikler: a) dağ önü sinüslüğü, b) vadi tabanı genişliği-vadi yüksekliği oranı, c) asimetri faktörü, d) hipsometrik integral, e) havza şekli faktörü, f) drenaj yoğunluğu 160
Şekil 6.1 Geçmiş depremleri inceleyen farklı çalışma disiplinlerinin kullandığı veri setleri ve zaman aralığı kıyaslamaları 168
Şekil 6.2 Paleosismoloji çalışmalarında kullanılan uygulama basamaklarını gösteren akış şeması 173
Şekil 6. 3 Paleodepremlerin belirlenmesinde kullanılan veriler 177
Şekil 6.4 Paleosismoloji çalışmalarında uygulanan farklı hendek tiplerinin kesitler 181
Şekil 6.5 Kolüvyal kama oluşum basamaklarının şematik gösterimi 183
Şekil 6.6 Paleosismoloji çalışmalarına uygulanabilen Kuvaterner/Holosen tarihleme yöntemleri 185
Şekil 6.7 Tez kapsamonda İzmir fay segmentleri üzerinde açılan hendeklerin lokasyonlarını gösteren diri fay haritası 191
Şekil 6.8 İzmir fay segmentleri üzerinde açılan hendek yerlerini gösteren Google Earth görüntüleri: a) Pınarbaşı hendeği, b) Balçova hendeği..... 191

Şekil 6.9 İzmir fay segmentlerinde gerçekleştirilen hendek açma (fay kazısı) çalışmalarına ait görüntüler: a-c) Balçova hendeği, d-e) Pınarbaşı hendeği 192
Şekil 6.10 İzmir fay segmentlerinde gerçekleştirilen hendek temizleme, karelajlama ve loglama çalışmalarından görüntüler: a-c) temizleme, d-f) karelajlama, d) loglama..... 194
Şekil 6.11 İzmir Fayı Balçova hendeği batı ve doğu duvarına ait hendek logu ve fotomozağiyi 197
Şekil 6.12 İzmir Fayı Pınarbaşı hendeği batı ve doğu duvarına ait hendek logu ve fotomozağiyi 200
Şekil 6.13 İzmir Fayı Balçova hendeğinden alınan OSL numunelerinden elde edilen kuvars minerallerinin eşdeğer doz saçınım grafikleri 204
Şekil 6.14 İzmir Fayı Pınarbaşı hendeğinden alınan OSL numunelerinden elde edilen kuvars minerallerinin eşdeğer doz saçınım grafikleri 205
Şekil 6.15 İzmir Fayı Balçova segmentinden elde edilen yaş sonuçlarıyla oluşturulan OxCal modeli 206
Şekil 6.16 İzmir Fayı Pınarbaşı segmentinden elde edilen yaş sonuçlarıyla oluşturulan OxCal modeli 207
Şekil 6.17 İzmir Fayı Balçova ve Pınarbaşı segmentlerinden elde edilen tüm yaş sonuçlarının korelasyonuyla oluşturulan birleşik OxCal modeli 208
Şekil 7.1 M.S. 178 ve 1688 depremleri ile 30 Ekim 2020 depreminin tahribat/hasar alanlarını gösteren Google Earth görüntüsü..... 215
Şekil 7.2 Tarihsel kayıtlardan elde edilen hasar verilerine göre M.S. 178 depremi için oluşturulan eşşiddet haritası 218
Şekil 7.3 Tarihsel kayıtlardan elde edilen verilere göre M.S. 1688 depremi için oluşturulan eşşiddet haritası 221
Şekil 7.4 M.S. 1688 depreminin İzmir kent yerleşiminde meydana getirdiği hasar dağılımlarını gösteren şehir planı: a) 17. ve 18. yüzyılda İzmir kent yerleşiminin kurulduğu alanları gösteren kroki, b) M.S. 1688 depreminde İzmir kent yerleşiminde yıkılan ve ağır hasar gören yapıların konumunu gösteren şehir planı. 222

Şekil 7.5 Tarihsel kayıtlardan elde edilen hasar verilerine göre M.S. 1778 depremi için oluşturulan eşşiddet haritası 224
Şekil 7.6 a) İzmir ve yakın çevresinde son 2000 yıllık sürede meydana gelen tarihsel dönem depremlerinin şiddet dağılım grafiği, b) Tarihsel dönemde kaydedilen İzmir merkezli yıkıcı depremlerin dağılım grafiği 226
Şekil 7.7 Göreceli tektonik aktivite indeksi'ne göre tektonik aktivite sınıflarının İzmir Fayı boyunca dağılımı 234
Şekil 7.8 Analitik hiyerarşi prosedürü'ne göre tektonik aktivite sınıflarının İzmir Fayı boyunca dağılımı 235
Şekil 7.9 Smf ve Vf indislerinin korelasyonuna göre İzmir Fayı'ndaki yükselim miktarını gösteren şematik tablo 236

TABLOLAR LİSTESİ

Sayfa

Tablo 3.1 İzmir Fayı'nın karakteristik özellikleri 30
Tablo 4.1 İzmir ve yakın çevresindeki ana aktif fayların genel özellikleri..... 60
Tablo 4.2 İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen tarihsel dönem depremlerin derlendiği ulusal ve uluslararası deprem katalogları 65
Tablo 4.3 İzmir kenti ve çevresindeki yerleşimleri etkileyen önemli tarihsel depremlerin özet tanımlamaları..... 75
Tablo 4.4 İzmir ve yakın çevresinde yıkıma ya da ağır hasara sebep olan tarihsel depremleri ($I_o \geq$VIII) ve bu depremlere ilişkin şiddet/büyüklük dönüşümleri..... 80
Tablo 4.5 İzmir ve yakın çevresinde 1900-2020 yılları arasında meydana gelen büyüklüğü 4 ve üzerindeki ($M_w \geq 4.0$) aletsel dönem depremleri 83
Table 5.1 Dağ önü morfometrisinde kullanılan jeomorfik indisler ve tektonik aktivite sınıfları 102
Tablo 5.2 Drenaj havzası morfometrisinde kullanılan jeomorfik indisler ve aktivite sınıfları 109
Tablo 5.3 İzmir fay segmentleri boyunca belirlenen drenaj havzalarının genel özellikleri..... 124
Tablo 5.4 İzmir Fayı tarafından kontrol edilen dağ önü cephelerine uygulanan morfometrik analizlerin sonuçları 130
Tablo 5.5 İzmir Fayı tarafından kontrol edilen drenaj havzalarına uygulanan morfometrik analizlerin sonuçları 140
Tablo 5.6 İzmir Fayı drenaj havzalarının normalize edilmiş diklik indisi (ksn) değerleri..... 145
Tablo 5.7 İzmir Fayı'nın morfometrik analizinde kullanılan indislerin önem sıralamasına göre oluşturulmuş karşılaştırmalı indis tablosu..... 149
Tablo 5.8 İzmir fay segmentleri için hesaplanan jeomorfik indislerin aktivite sınıfları ve bu sınıflara göre hesaplanan IAT ve AHP değerleri 150
Tablo 6.1 Paleosismik verilerin sınıflaması..... 178

Tablo 6.2 İzmir fay segmentlerinde açılan hendeklerden alınan OSL (optiksel uyarılmayla lüminesans) analiz sonuçları 203
Tablo 6.3 İzmir Fayı'nın kaynaklık ettiği deprem olayları ve tekrarlanma aralıklar 209
Tablo 7.1 İzmir Fayı ve Batı Anadolu'daki bazı faylar için benzer yöntemlerle elde edilen Smf değeri ve yükselim oranlarının karşılaştırmalı tablosu 237
Tablo 7.2 İzmir Fayı'na ait saptanan olayların R ve OxCal programındaki sonuçları ve deprem kataloglarıyla karşılaştırması 238

BÖLÜM 1
GİRİŞ

1.1 Tezin Konusu, Amacı ve Çalışma Yöntemleri

"İzmir Fayı'nın Paleosismolojisi ve Deprem Üretme Potansiyeli" konulu bu çalışma, Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Lisansüstü Eğitim ve Öğretim Yönetmeliği'ne uygun formatta bir *Doktora Tezi* olarak hazırlanmıştır. Tezin ana çalışma konusunu oluşturan İzmir Fayı, İzmir şehir yerleşim alanları içinden geçen aktif bir fay olması nedeniyle depremsellik açısından önem taşımaktadır. Önceki çalışmalarda İzmir Fayı'nın jeolojik ve sismolojik özellikleri tanımlanmış olsa da, bu fayın geçmişteki aktivitesi ve günümüz deprem potansiyeli henüz açığa çıkarılmamıştır. Tarih öncesi veya tarihsel dönemlerde meydana gelen depremlerden sıklıkla etkilendiği bilinen İzmir ve yakın çevresinde, bu depremlere mevcut sismojenik kaynaklardan hangisinin neden olduğu bilinmemektedir. Bu kapsamda bu çalışmanın temel amacı, İzmir bölgesindeki aktif faylardan biri olan İzmir Fayı üzerinde hendek tabanlı paleosismolojik çalışmalar yaparak fayın geçmişteki hareketlerini ortaya çıkarmak ve gelecekteki deprem davranışlarına yönelik tahminlerde bulunmaktır.

Bu amaç kapsamında, jeolojik ve sismotektonik özellikleri göz önünde bulundurularak, İzmir Fayı üzerinde gerçekleştirilen tektonik jeomorfoloji, paleosismoloji ve jeokronoloji uygulamaları ile;

- İzmir Fayı'nın güncel morfoloji üzerindeki etkisi ve göreceli tektonik aktivitesi,
- İzmir Fayı'nın tarihsel dönemde meydana gelen depremlerden hangisine veya hangilerine kaynaklık ettiği ve
- Elde edilen sonuçlarla İzmir Fayı'nın deprem üretme potansiyelinin ortaya çıkarılması hedeflenmiştir.

İzmir Fayı aktivitesi ile ilgili olarak literatürdeki eksik konu başlıklarının tamamlanması yönünde planlanan bu çalışma, önceki yıllarda yapılan çalışmaların

derlenmesi ve değerlendirilmesi ile başlamıştır. Çalışma kapsamında, aktif tektonik ve paleosismoloji uygulamaları hakkında literatür taraması yapılarak kullanılabilecek araştırma materyal ve yöntemleri belirlenmiştir. Sonrasında ise İzmir Fayı üzerinde daha önce uygulanmamış veya eksik bırakılmış çalışma konuları temelinde, tezin ana başlıkları çıkarılmıştır. Kullanılan çalışma yöntemleri, ilgili bölümlerde ayrıntısıyla verilmiş olmakla birlikte, tez çalışması kapsamında ana çerçevede uzaktan algılama, tektonik jeomorfoloji ve paleosismoloji çalışmalarına ağırlık verilmiştir.

İzmir Fayı'ndaki sismik aktivitenin geçmişe dönük korelasyonu, çok sayıda eski katalog ve tarihsel kayıt kullanılarak İzmir ve yakın çevresi için hazırlanan deprem kataloğu ile sağlanmıştır. İzmir Fayı'nın tektonik jeomorfolojik özellikleri, Bull (1977), Bull ve McFadden (1977), Hack (1973), Keller ve Pinter (2002), Strahler (1952) gibi çalışmacılar tarafından ortaya konan morfometrik analiz yöntemleri kullanılarak ortaya çıkarılmıştır. Bunun için, 1/25.000 ölçekli topografya haritaları, Sayısal Yükseklik Modeli (SYM; *Digital Elevation Model, DEM*) görüntüleri ve Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS; *Geographic Information System, GIS*) tabanlı analiz programları kullanılmıştır. İzmir Fay'ının geçmişteki deprem davranışlarının ortaya çıkarılmasında paleosismolojik araştırma yöntemleri kullanılmış ve çalışmalar (i) kazı öncesi hazırlık çalışmaları (deprem kataloğu oluşturma, hendek yerinin belirlenmesi vb.), (ii) fay kazısı (hendek) çalışmaları, (iii) hendek içinde tespit edilen olayların yaşlandırılması ve (iv) paleosismolojik yorum/değerlendirme olmak üzere 4 aşamada gerçekleştirilmiştir. Tezle ilgili kantitatif ve kalitatif verilerin arazi, laboratuvar ve ofis çalışmaları ile elde edilmesini takiben, sonuçlara ilişkin tüm değerlendirmeler bilgisayar ortamında dijitalleştirilerek tez formatında düzenlenmiştir.

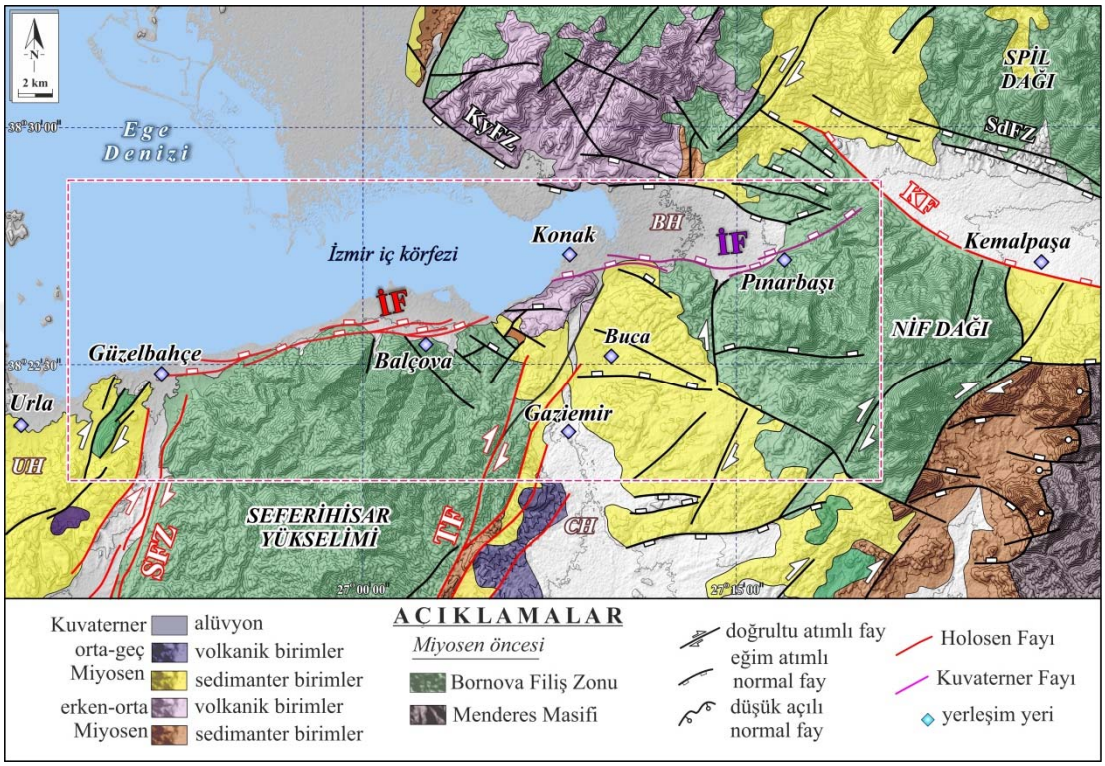
Bir bölgede meydana gelen son tektonik rejim değişikliğinin günümüzde de devam eden etkilerini kapsayan neotektonik (Becker, 1993; Gerbova ve Tikhomirov, 1982; Hancock ve Williams, 1986; Obruchev, 1948; Stewart ve Hancock, 1994; Şengör, 1980; Vita-Finzi, 1986; Winslow, 1986), güncel deformasyonun ortaya çıkarılmasında aktif faylar özelinde yapılan jeolojik, sismolojik, jeodezik, jeomorfolojik veya paleosismolojik çalışmaların bütünleşik verilerine ihtiyaç duyar

(Stewart ve Hancock, 1994; Vita-Finzi, 1986). Farklı yaklaşım ve çalışma teknikleri ile her biri kendi sınırları içinde farklı noktaları aydınlatan bu çalışmaların birlikte kullanılması, sonuçların daha geniş kapsamda değerlendirilmesini ve daha sağlıklı sonuçların elde edilmesini sağlar. Bu çalışmaların her biri, Türkiye neotektoniğinin önemli aktif alanlarından biri olan Batı Anadolu'da da birçok yerbilimci tarafından farklı çalışma alanları için uygulanmıştır. Doktora tezi kapsamında hazırlanan bu çalışmada, Batı Anadolu neotektoniğinin aktif yapısal elemanlarından biri olan İzmir Fayı'nın, bu tektonik ortam içindeki aktivitesi jeoloji, tarihsel sismisite, tektonik jeomorfoloji ve paleosismoloji gibi farklı çalışma disiplinleri kullanılarak değerlendirilmiş ve yorumlanmıştır.

1.2 Tez Alanının Tanıtımı

Doktora tezinin ana çalışma konusu olan İzmir Fayı, bölgesel ölçekte, Batı Anadolu Genişleme Bölgesi'nin (BAGB) en batı ucundaki güncel çöküntü alanlarından biri olan İzmir Körfezi'nin güney sınırını oluşturmaktadır (Şekil 1.1). Gediz Grabeni'nin en güneydeki kolunun devamında bulunan bu alan aynı zamanda, İzmir-Balıkesir Transfer Zonu (İBTZ) güney bölümünün de içinde kalmaktadır. Güney kenarı İzmir Fayı tarafından kontrol edilen İzmir iç körfezi, yaklaşık 60 km uzunluğunda, 5-7 km genişliğinde ve 20 m derinlikte sığ bir çöküntü havzasıdır (Aksu ve Piper, 1983; Aksu, Konuk, Uluğ, Duman ve Piper, 1990; Sözbilir, Uzel, Sümer, İnci, Ersoy ve diğer., 2008). Körfezin D-B uzanımlı iç kısmını kıyı şeridi boyunca kat eden İzmir Fayı, doğuda, morfolojik olarak körfezin karadaki devamı sayılan Bornova Havzası'nı da güneyden sınırlamaktadır. Bornova Havzası ise D-B yönünde 9 km uzunluğunda bir çukurluk olarak tanımlanmaktadır (Karadaş, 2012, 2014). İzmir Fayı'nın batıda körfez içinde devam eden parçası, körfezin dış ve orta bölümündeki ana çöküntüyü kontrol eden Uzunada Fayı'na doğru uzanmaktadır (Çiftçi ve diğer., 2013; Coşkun, Dondurur, Çiftçi, Aydemir ve Drahor, 2016; Coşkun ve diğer., 2017). İzmir Fayı, batıda KD-GB uzanımlı Seferihisar Fay Zonu (SFZ), batıda ise D-B uzanımlı Kemalpaşa Fayı (KF) ile sınırlanan alan arasında kalmaktadır. Batı Anadolu'daki Kuvaterner havzalardan olan Urla Havzası tez alanının güneybatısında, Cumaovası Havzası ise tez alanının güneyinde kalır.

Cumaovası Havzası'nın batı kenar fayı niteliğindeki Tuzla Fayı'nın KD ucu ise İzmir Fayı'nın orta kesimlerine kadar uzanır (Şekil 1.1). İzmir Fayı'nın güney sınırı boyunca, batıda KD-GB uzanımlı Seferihisar Yükselimi, doğuda ise yaklaşık D-B uzanımlı Nif (Kemalpaşa) Yükselimi yer almaktadır.



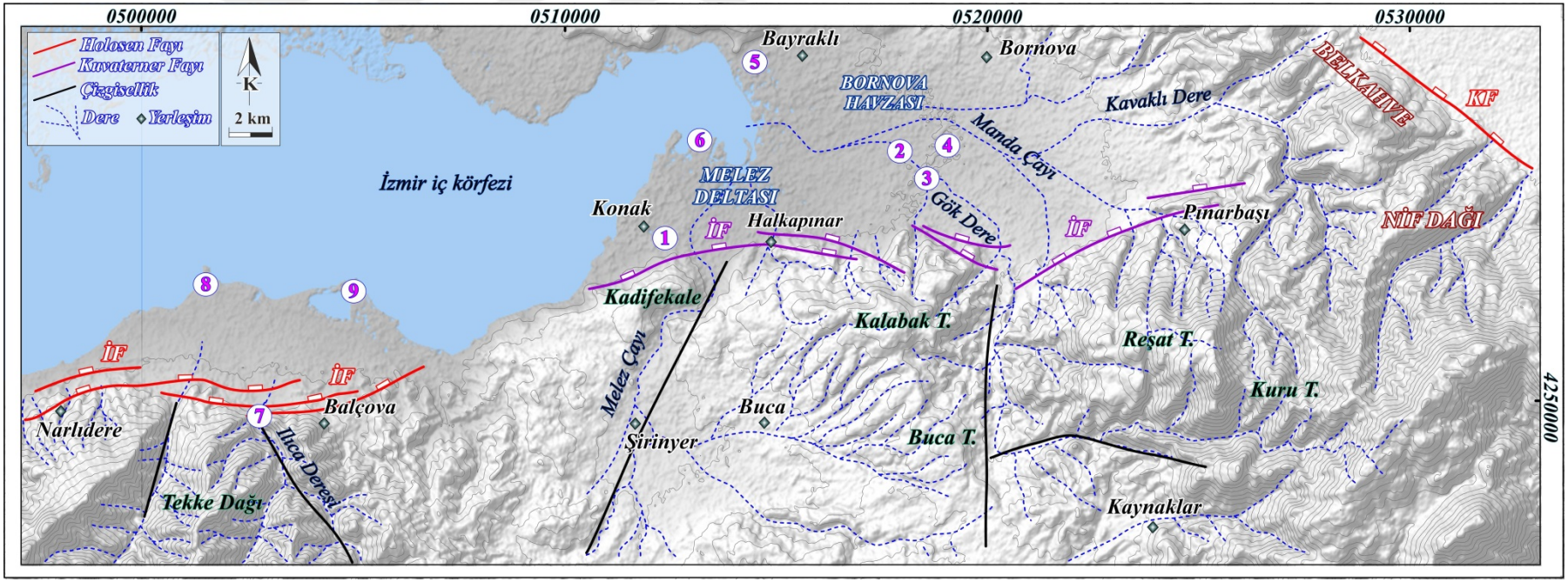
Şekil 1.1 Tez alanı ve yakın çevresini gösteren basitleşitilmiş jeoloji haritası (aktif faylar: Emre, Özalp ve Duman, 2011; Emre ve diğer., 2018'den; jeolojik birimler: Sözbilir, Sarı, Uzel, Sümer ve Akkiraz, 2011; Uzel ve Sözbilir, 2008; Uzel, Sözbilir ve Özkaymak, 2012; Uzel, Sözbilir, Özkaymak, Kaymakçı ve Langereis, 2013'den) Kısaltmalar: İF: İzmir Fayı; SFZ: Seferihisar Fay Zonu; TF: Tuzla Fayı; KF: Kemalpaşa Fayı; KyFZ: Karşıyaka Fay Zonu; SdFZ: Spildağı Fay Zonu, CH: Cumaovası Havzası, UH: Urla Havzası, BH: Bornova Havzası (çerçeve ile sınırlandırılan alan tez alanını göstermektedir)

Nif Yükselimi'nin Konak-Pınarbaşı arasındaki Kalabak Tepe (379 m) ve Reşat Tepe (791 m.) uzanımları, Bornova Havzası güney sınırı boyunca İzmir Fayı taban bloğunda yükselir. İzmir Körfezi güneyinde yükselen Dede Dağı (Tekke Dağı, Kızıldağ ya da Çatalkaya) ise Seferihisar Yükselimi'nin İzmir Fayı taban bloğunda kalan uzanımıdır. Bu dağın batı etekleri ise Urla Havzası'nı doğudan sınırlandırır. İzmir Fayı'nın doğu ucunda yer alan Belkahve Eşiği, Bornova Havzası ile

Kemalpaşa arasındaki bağlantı konumundadır (Karadaş, 2012). Pınarbaşı-Konak arasında kalan Manda Çayı, Gökdere ve Melez Çayı ile Balçova'daki Ilıca Deresi tez alanı içinde İzmir Fayı taban bloğunu drene ederek İzmir Körfezi'ne dökülen en büyük akarsulardır. Manda Çayı, Gökdere ve Melez Çayı'nın Bornova Havzası'nda birleşerek oluşturdukları Melez Deltası, körfezin doğu ucunda yer almaktadır (Şekil 1.2). Alsancak Limanı olarak da bilinen İzmir Limanı, bu deltanın hemen batısında kurulmuştur.

Tez alanının içinde yer aldığı İzmir kenti, antik dönemlerden bu yana önemli bir yerleşim ve ticaret merkezi olmuştur. İzmir kentinin, antik dönemde Smyrna olarak kullanılan adını, kentin kurucusu olduğu düşünülen bir Amazon'dan aldığı ifade edilmektedir (Akurgal, 1997). Bir İon kenti olarak kurulan İzmir, İzmir Körfezi'nin varlığı nedeniyle Helen, Lidya, Pers, Roma ve Osmanlı gibi pek çok uygarlığına ev sahipliği yapmış bir liman kenti olarak varlığını sürdürmüştür. Konak ilçesi kuzeyinde İzmir Fayı tarafından sınırlanan Kadifekale (Pagus Dağı), Smyrna (İzmir) kentinin erken Hellenistik dönemdeki yerleşim yeridir. Strabon ve Aristeides'in anlatımlarına göre Bornova Havzası kuzeybatısında kalan Tepekule (Bayraklı) Höyüğü'nde kurulmuş olan Smyrna kent yerleşimi, M.Ö. 300 tarihinde Kadifekale'nin denize bakan yamaçlarına taşınmıştır (Akurgal, 1997; Doğer, 2006). Kent, o dönemlerde Akropol Tepesi olarak bilinen 185 m. rakımlı Kadifekale yamaçlarından antik limana doğru (bugünkü Konak-Kemeraltı) doğru bir yelpaze şeklinde kurulmuştur (Ersoy, 2015, 2018). Günümüzde Smyrna antik kentine ait korunmuş kalıntılar, halen Kadifekale eteklerindeki Agora (Namazgah-Konak) kazı alanında bulunmaktadır (Şekil 1.2). Benzer şekilde, Bornova Havzası düzlüğündeki Yassıtepe, Yeşilova ve İpeklikuyu höyükleri de İzmir Fayı tavan bloğu üzerinde yer almaktadır (Şekil 1.2). Tarihleri günümüzden 8000-8500 yıl öncesine kadar uzanan bu höyükler, Neolitik dönemde (tarih öncesi) kurulmuş Smyrna'daki ilk yerleşim yerleridir (Derin ve Batmaz, 2005; Derin ve Öner, 1996; Derin, 2009).

Tez alanı içinde kalan bir diğer önemli alan Agamemnon (Balçova) Kaplıcaları'dır. Balçova ilçesi sınırları içindeki Agamemnon kaplıcası, İzmir Fayı'nın Tekke (Dede) Dağı yükselimini sınırladığı yerde bulunmaktadır (Şekil 1.2).

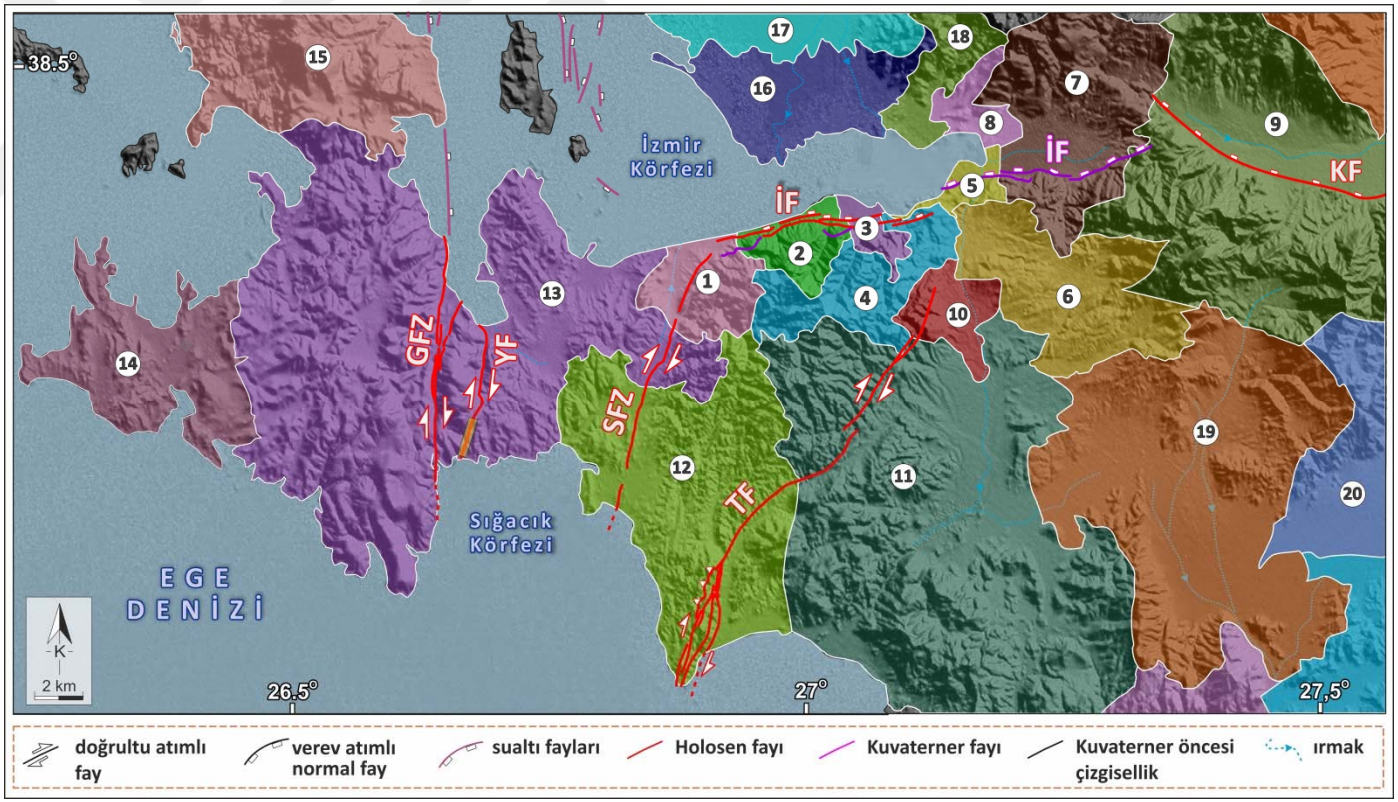


Şekil 1.2 Tez alanı civarındaki önemli lokasyonları gösteren topografya haritası (diri faylar Emre ve diğer., 2011, 2018'den alınmıştır). Açıklamalar: 1- Agora (eski Smyrna kent yerleşimi), 2- Yassıtepe Höyüğü, 3- Yeşilova Höyüğü, 4- İpeklikuyu Höyüğü, 5- Tepekule (Bayraklı) Höyüğü, 6- İzmir (Alsancak) Limanı, 7- Agamemnon Kaplıcaları, 8- Sancak Kale (Yeni Kale), 9- Çakalburnu Lagünü, Kısaltmalar: İF: İzmir Fayı, KF: Kemalpaşa Fayı

Adını Mykene Kralı Agamemnon'dan alan ve Hellenistik dönemde şifa merkezi olarak kullanılan kaplıca, 1763 yılında Elfont Mil tarafından ortaya çıkarılmış ve yeniden kullanılmaya başlamıştır (Tulunay, 2002). Günümüzde Agamemnon kaplıcalarına ait eski kalıntılar Balçova Termal ve Kaya Termal adıyla işletilen tesislerin içinde yer almaktadır.

Ilıca deresi civarında İzmir Fayı'na ait parçalar boyunca sıcak su çıkışlarının gözlendiği kaplıca alanı ve çevresi, günümüzde Balçova-Narlıdere Jeotermal Alanı olarak birçok çalışmaya konu olmuştur. Türkiye'nin en eski jeotermal sistemlerinden biri olarak bilinen bu alandaki ilk kuyu 1963 yılında Maden Tetkik Arama (MTA) Genel Müdürlüğü tarafından açılmıştır (Serruya, 1962; Şamilgil, 1964; Yılmazer, 1989). Kaplıca alanının kuzeyinde, İzmir Körfezi kıyısında bulunan Sancak Kale (yeni Kale) de tez alanı içindeki bir başka tarihi kalıntıdır. 1666 yılında deniz trafiğinin kontrol altına alınması amacıyla körfezin en dar yeri olan Sancakburnu'na inşa edilen bu kale, 1688 yılında meydana gelen depremde büyük ölçüde yıkıma uğramış, onarılarak 1691 yılında yeniden hizmete açılmıştır (Ülker, 1982). Günümüzde askeri bölge olarak kullanılan kale, 1688 depreminin meydana getirdiği etkilerin en iyi gözlendiği alan olması sebebiyle tez alanındaki önemli lokasyonlardan biridir.

Coğrafi olarak 26º54' - 27º20' D boylamları ile 38º20' - 38º28' K enlemleri arasında kalan tez alanı, genel olarak İzmir kent merkezinin güneyinde kalan alanlar ile sınırlıdır. Türkiye'nin 3. büyük metropolü olan İzmir il sınırları içindeki İzmir Fayı, İzmir il merkezi (Konak) dâhil olmak üzere körfez güneyinde yer alan Güzelbahçe, Narlıdere, Balçova, Bornova gibi nüfus yoğunluğunun en fazla olduğu yerleşim alanların içinden geçmektedir (Şekil 1.3). Tez alanının KB'sında Kemalpaşa, GB'sında ise Urla, Seferihisar gibi önemli yerleşim alanları da yer almaktadır. Türkiye İstatistik Kurumu (TÜİK)-2020 verilerine göre, resmi olarak 30 ilçenin bağlı olduğu İzmir il sınırları içinde toplam nüfus 4,39 milyon olarak verilmektedir. İzmir Körfezi güneyindeki ilçeleri bir uçtan diğer uca kat eden İzmir Fayı, bu konumu sebebiyle hem İzmir kenti hem de yakınındaki yerleşimler için önemli bir risk faktörü olarak düşünülmektedir.



Şekil 1.3 İzmir Fayı'nın içinden geçtiği yerleşim alanlarını gösteren il haritası (diri faylar Emre ve diğer., 2011, 2018; Uzel ve diğer., 2012, 2013'den alınmıştır, renkli alanların her biri İzmir iline bağlı ilçe sınırlarını göstermektedir). Kısaltmalar: İF: İzmir Fayı; TF: Tuzla Fayı; SFZ: Seferihisar Fay Zonu; YF: Yağcılar Fayı; GFZ: Gülbahçe Fay Zonu. İlçe numaraları: 1-Güzelbahçe, 2-Narlıdere, 3-Balçova, 4-Karabağlar, 5-Konak, 6-Buca, 7-Bornova, 8-Bayraklı, 9-Kemalpaşa, 10-Gaziemir, 11-Menderes, 12-Seferihisar, 13-Urla, 14-Çeşme, 15-Karaburun, 16-Çiğli, 17-Menemen, 18-Karşıyaka, 19-Torbalı, 20-Bayındır

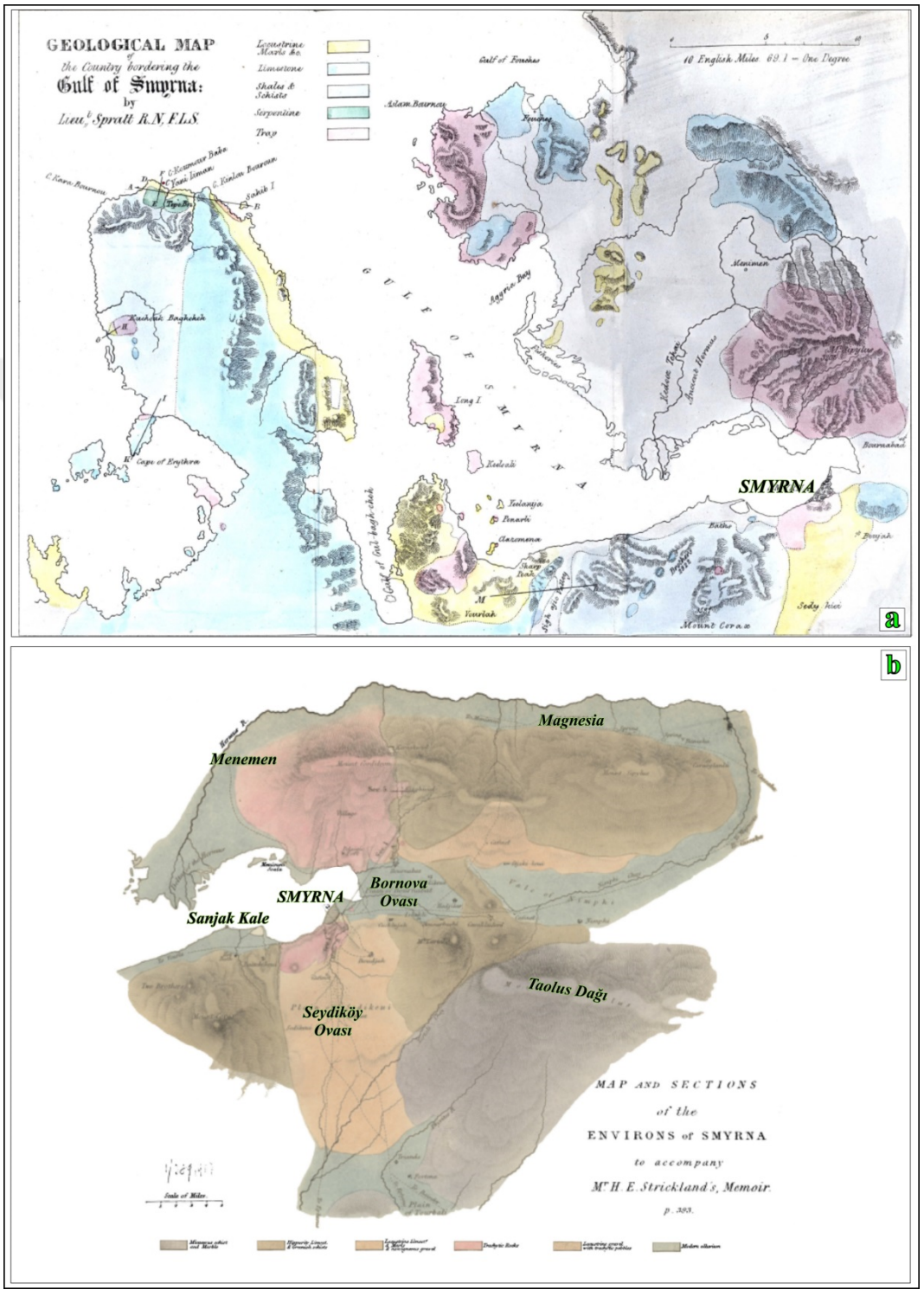
1.3 Tez Alanı ve Yakın Çevresinde Yapılan Yerbilimi Çalışmaları

Tez alanının da içinde bulunduğu İzmir ve yakın çevresinde yapılan ilk jeolojik çalışma Strickland (1840)'a aittir. İzmir ve yakın çevresi için yapılmış bilinen ilk jeoloji haritasını da içeren bu çalışmada, bölgede yüzeyleyen kaya birimleri, temelde mermer ve mikalı şist, Hippuritli kireçtaşı ve yeşil şist, gölsel kireçtaşı ve magmatik olmayan çakıltaşı, trakitik kayalar ve güncel alüvyon olarak gösterilmiştir (Şekil 1.4a). Benzer şekilde Spratt (1845) tarafından İzmir ve çevresi için yapılan jeoloji haritasında bölgede baskın olarak şist, kireçtaşı, gölsel çökeller ve alüvyonun yüzeylediği görülmektedir (Şekil 1.4b). Philipson (1911) Batı Anadolu üzerine yaptığı çalışmasında, İzmir ve yakın çevresini önceki çalışmalara benzer şekilde haritalamıştır. Batı Anadolu temelinde yapılan sonraki çalışmalarda ise İzmir ve yakın çevresinde yüzlek veren Bornova Karmaşığı'nın filiş fasiyesinde çökelen birimler olduğu ortaya konmuştur (Akartuna, 1962; Brinkmann, 1966; Chaput ve Hakkı, 1930; Erdoğan, 1990; Paréjas, 1940).

Bölgede yayılım gösteren Neojen sedimanter istiflere ilişkin incelemeler Eşder (1988), Eşder ve Şimşek (1975), İnci, Sözbilir, Erkül ve Sümer (2003), Genç, Altunkaynak, Karacık, Yazman ve Yılmaz (2001), Kaya (1979), Sümer (2007), Uzel ve Sözbilir (2008) vb. çalışmacılar tarafından, Miyosen volkanizmasına ilişkin değerlendirmeler ise Akdeniz, Konak, Öztürk ve Çakır (1986), Borsi, Ferrara, Innocenti ve Mazzuoli (1972), Ercan, Akat, Günay ve Savaşçın (1985), Ercan, Satır, Sevin ve Türkecan (1996), Fytikas ve diğer (1984), Innocenti ve Mazzuoli (1972), Özgenç (1978) vb. çalışmacılar tarafından gerçekleştirilmiştir.

Tez alanı ve yakın çevresi de dâhil olmak üzere Batı Anadolu Kuvaterner çökelleri ve aktif faylarına yönelik bilinen ilk çalışmalar Angelier ve diğer. (1981) ve Hancock ve Barka (1987) tarafından yapılmıştır. Aktif normal fayların kinematiğine yoğunlaşan bu çalışmalarda İzmir ve yakın çevresindeki faylar kısmen haritalanmıştır. Dumont ve diğer. (1980), Batı Anadolu'da Miyosen-Kuvaterner çökellerindeki fayları değerlendirmiş, buradaki grabenleşmelerin sırasıyla Miyosen

sonu-Pliyosen başı basınç fazı, Pliyosen grabenleşmesi, eski Kuvaterner basınç fazı ve Kuvaterner grabenleşmesi olmak üzere dört fazda gerçekleştiğini saptamışlardır.



Şekil 1.4 İzmir Körfezi ve yakın çevresindeki kaya birimlerinin gösterildiği, bilinen ilk jeoloji haritaları; a) Strickland (1840), b) Spratt (1845) tarafından yapılmış jeoloji haritası

İzmir ve yakın çevresini geniş ölçekte çalışan Kaya (1979, 1981), buradaki mevcut fayların havza ve yükselti sınırlarına karşılık gelen basamak şekilli yapısal hatlar olduğunu belirtmiş ve bu fayları Miyosen'den kalıtsal re-aktive faylar olarak değerlendirmiştir. Çalışmacı ayrıca, İzmir Körfezi uzanımının Batı Anadolu'da var olan D-B gidişli grabenlerle uyumsuzluk gösterdiğini, Paleotektonik dönemde körfezin oluşumunu sağlayan K-G ve KD-GB uzanımlı oblik fayların, günümüz Kuvaterner tektoniğinde de etkili olduğunu vurgulamıştır. Kaya (1979), İzmir ve yakın çevresindeki KD-GB uzanımlı fayların aralarındaki D-B faylardan daha yaşlı olduğunu belirtir. Benzer şekilde İzmir Körfezi ve çevresinde İzdar (1975) tarafından yapılan çalışma, bölgede Geç Miyosen'den itibaren başlayan açılma tektoniği ve düşey hareketlerin, Ege kıyılarına yaklaşık dik grabenlerin oluşumunu sağladığını, körfez içindeki çöküşün de bu hareketlere bağlanması gerektiğini belirtmektedir.

Uzel ve diğer. (2012) İzmir Körfezi jeolojik evrimini 4 fazda tanımlamıştır. Çalışmacılara göre erken-orta Miyosen'de eski gölsel çökeller ve kalk-alkali volkanitlerle dolu KD-GB doğrultulu çöküntünün oluşumunu takiben, orta-geç Miyosen'de gölsel karbonatlar tarafından üzerlenen ve KD-GB uzanımlı doğrultu atımlı faylarla kontrol edilen daha genç bir dolgu çökelimi başlamıştır. Erken Pliyosen'de eğim ve doğrultu atımlı fayların kontrolünde eski havza dolgusu deformasyona uğrayarak yükselmiş, Geç Pliyosen-Holosen'de ise birlikte çalışan KD-GB uzanımlı doğrultu atımlı faylar ve D-B gidişli normal faylar İzmir Körfezi'nin açılmasını sağlamıştır. Bu faz boyunca Miyosen çökeller ve daha yaşlı bazı doğrultu atımlı faylar İzmir fayı tarafından kesilmiştir. D-B sıkışma ve K-G genişleme etkilerinden kaynaklanan tektonik evre İzmir iç körfezinde ikinci sistemi başlatmıştır. Fay kontrollü kenarlar boyunca oluşan alüvyal yelpazeler ile karakterize edilen bu sistem havzaya doğru daha ince alüvyal düzlük, delta ve denizel çökellere derecelenir.

Benzer şekilde, İzmir ve yakın çevresindeki aktif fayların kinematik özelliklerine ilişkin değerlendirmelerin yer aldığı Sözbilir ve diğer. (2008), Uzel ve Sözbilir (2008), Uzel ve diğer. (2013) gibi çalışmalarda, İzmir Körfezi çevresindeki normal ve doğrultu atımlı fayların belirli dönemlerde birlikte çalışarak bu alanda

transtansiyonel bir tektonik ortamın gelişimini sağladıkları belirtilmektedir. Diğer yandan, İzmir Körfezi içindeki aktif fayların sismik yöntemlerle incelendiği ve karadaki morfolojiyle ilişkilendirildiği Ocakoğlu (2004) ve Ocakoğlu, Demirbağ ve Kuşçu (2004)'e ait çalışmada, bölgedeki eski normal fayların oluşturduğu zayıflık zonlarının günümüzde aktif doğrultu atımlı faylar tarafından kullanıldığı, körfezin D-B uzanımlı iç kısmının İzmir Fayı, KKB-GGD uzanımlı dış kısmının ise doğrultu atımlı faylar etkisinde gelişimini sürdürdüğü ifade edilir. Coşkun ve diğer. (2016) ve Çiftçi ve diğer. (2013) gibi çalışmalarda batimetrik haritalama ile İzmir Fayı'nın açık deniz uzantıları belirlenmiştir. Coşkun ve diğer. (2017), doğrultusu tamamen D-B olan İzmir Fayı'nın, İzmir kıyı şeridinin güneyini kontrol eden ve L şeklindeki körfezin K-G yönde yatay olarak açılmasını sağlayan tek tektonik unsur olduğunu vurgulamaktadır. Yüksek genlikli yansıma kesitlerinden elde ettikleri veriler, derindeki eski tortul tabakalara nüfuz etmediği için İzmir Fayı'nın genç bir fay olduğunu ve fayın tavan bloğundaki tabaka kalınlığının taban bloğundaki tabaka kalınlığından daha fazla olduğunu göstermiştir. Çalışmada ayrıca, İzmir Fayı'nın Seferihisar ve Tuzla faylarının kuzey uzantılarını kontrol ettiği de belirtilmektedir. Bunların dışında, İzmir ve yakın çevresindeki aktif fayların karadaki uzanımlarıyla ilgili çalışmalar, en güneyde kalan segmentin yaklaşık 500 m genişliğindeki İzmir Fayı'nın ana segmenti olduğunu göstermektedir (Sözbilir ve diğer, 2008). Drahor ve Berge (2017) tarafından İzmir GB'sında gerçekleştirilen entegre jeofizik çalışmalarda ise, İzmir Fayı'na ait ana fay zonunun KD-GB yönünde uzandığını ve yaklaşık 250 m genişliğinde olduğunu tanımlamış ve ana fay sistemine bağlı ikincil faylar belirlemişlerdir.

İzmir ve yakın çevresindeki güncel deformasyonu jeodezik, kinematik ve jeofiziksel anlamda ele alan çalışmalar da bulunmaktadır. Kahle ve diğer. (1998)'in, GPS verilerini kullanarak elde ettiği hız vektörleri, İzmir Körfezi ve çevresinde D-B yönlü sıkıştırma ve K-G yönlü çekme geriliminin olduğunu göstermektedir. İzmir ve çevresini yoğun bir GPS ağı ile izleyerek bölgedeki deformasyonu analiz eden Aktuğ ve Kılıçoğlu (2006), Avrasya ve Anadolu sabit sistemlerini baz alarak hesapladıkları yatay hız alanına göre, maksimum gerilmenin İzmir Körfezi'nde olduğunu ve gerilmenin batıya doğru arttığını ortaya koymuşlardır. Çalışmacılar, Tuzla Fayı ile

Gülbahçe-Karaburun Fayı arasında kalan bloğun 3-5 ± 1 mm/yıl hızla doğu yönüne, 5-6 ± 1 mm/yıl hızla güney yönüne hareket ettiğini hesaplamışlardır. Ayrıca bu değerlerin, Karaburun yarımadası ile İzmir Körfezi kuzey kısmı arasındaki D-B kısalmanın Batı Anadolu ve Doğu Ege'nin genel yayılım rejimine uygun olduğunu belirtmektedirler.

Özener, Doğru ve Acar (2013)'ün GPS ve hassas Nivelman ölçümleri kullandığı çalışması, İzmir ve çevresindeki göreceli yer değiştirmenin, Avrasya sabit referans çerçevesine göre 21 mm/yıl ile 25 mm/yıl arasında değiştiğini göstermektedir. Hassas Nivelman ölçüm sonuçları, özellikle Tuzla Fayı boyunca beklenenden daha yüksek bir düşey yer değiştirmeye (7 mm) işaret etmektedir. Çırmık ve diğer. (2017) tarafından İzmir ve çevresindeki deformasyonu belirlemek ve göreceli plaka hareketlerini tahmin etmek için yapılan benzer bir çalışmada da GPS verileri kullanılmıştır. Çalışmada Avrasya sabit sistemine göre, bölgenin 25 mm/yıl hızla GGB'ya doğru hareket ettiği saptanmış, Batı Anadolu'nun D-B graben sistemini İzmir ve çevresinin K-G yönlü yapı elemanlarından ayıran üç hat ve iki bölge tanımlanmıştır. Ayrıca paleomanyetik dönmeler ile güncel GPS hızları arasındaki benzerlikler nedeniyle, İzmir ve çevresindeki bazı bölgelerdeki hareketin jeolojik zaman ölçeğinde çok fazla değişmediği belirtilmiştir. Pamukçu, Gönenç, Uyanık, Sözbilir ve Çakmak (2014) tarafından İzmir ve çevresinde yapılan çalışmada bölgedeki aktif zonlar ilk kez bir mikrogravite çalışması ile belirlenmiştir. Çalışmada, yapısal hatların kalınlıklarının kuzeyden güneye azaldığı belirtilmektedir. GPS/GNSS izleme ve mikrogravite çalışmaları ile İzmir ve çevresinin düşey yer değiştirme davranışlarını inceleyen Pamukçu ve diğer. (2015), ölçümlerin bölgedeki yüksek sismik aktiviteyi desteklediğini ortaya koymuşlardır.

Deprem kayıtları, İzmir ve yakın çevresinin tarihsel ve aletsel dönemde çok sayıda depremden etkilendiğini göstermektedir (Ambraseys, 2009; Ambraseys ve Finkel, 1995; Benetatos ve diğer., 2006; Ergin, Güçlü ve Uz, 1967; Guidoboni, Comastri ve Triana, 1994; Papazachos ve Papazachou, 1997; Pınar ve Lahn, 1952; Soysal, Sipahioğlu, Kolçak ve Altınok, 1981; Tan ve diğer., 2008). Aletsel dönemde ağır hasarlı ya da yıkıcı bir deprem yaşanmamasına karşın, tarihsel dönemde İzmir ve

yakın çevresinde yıkım meydana getiren birden fazla şiddetli deprem meydana gelmiştir. Çalışmacılar, tarihsel dönemde meydana gelen 1688 depreminin İzmir'de en fazla hasara sebep olan deprem olduğunu belirtmektedirler. Aletsel dönemde büyüklüğü 3,5 ve üzerinde olan toplamda 200'ün üzerinde deprem meydana gelmiştir. Bu depremlerin odak mekanizma çözümleri, depremlerin büyük çoğunluğunun doğrultu atımlı faylanma, daha az bir miktarının normal faylanma ve 3 tanesinin ise ters faylanma mekanizmasıyla ilişkili olduğu belirlenmiştir (Gök ve Polat, 2014). Benzer şekilde, aletsel dönemde meydana gelen 1992 Doğanbey, 2003 Urla ve 2005 Seferihisar depremlerine ilişkin veriler, bu depremlerin İzmir ve yakın çevresindeki doğrultu atımlı faylardan kaynaklandığını ortaya koymaktadır (Benetatos ve diğer., 2006; Kalafat ve diğer., 2009; Tan ve Taymaz, 2001).

Bjerrum, Sorensen, Ottemöller ve Atakan (2013) tarafından deprem senaryolarına dayalı olarak İzmir için olası yer hareketlerinin tahmin edildiği çalışmada, İzmir Fayı boyunca M_w=6,8'lik bir depremin, anakaya seviyesinde oluşturacağı sarsıntının 600 cm/s^{2}'yi aşan bir PGA (Peak Ground Acceleration) ve 60 cm/s'yi aşan bir PGV (Peak Ground Velocity) değerleri oluşturacağını tespit edilmiştir. Çalışmaya göre böyle bir depremde, İzmir Körfezi güneyinde 40 m'ye kadar ötelenme ve şehir merkezinde yüzey yer değiştirmeleri beklenmektedir.

İzmir ve yakın çevresinin jeotermal potansiyeline ilişkin de çok sayıda çalışma bulunmaktadır (Akar, 2012; Aksoy, 2001; Aksoy, Şimşek ve Gündüz, 2009; Eşder, 1988; Eşder ve Şimşek, 1975; Magri, Akar, Gemici ve Pekdeğer, 2012; Öngür, 2001; Satman, Serpen ve Onur, 2002; Serpen, 2004; Yılmazer, 1989). Tez alanı içinde kalan Balçova jeotermal sistemini konu alan çalışmalar, bu alanda sıcak suyun İzmir Fayı ile ilişkili büyük bir kırılma bölgesi içinde, yaklaşık 2 km^2'lik bir alan boyunca yükseldiğini ve yüzeye yakın noktalarda kaynama sıcaklığına ulaştığını ortaya koymaktadır (Aksoy, 2001; Öngür, 2001; Satman ve diğer., 2002; Serpen, 2004). Çalışmacılar sıcak suyun alüvyon ve fliş olmak üzere iki gizli yatay akış yoluyla 2,5 kg/s'lik tahliye miktarı ile deşarj olduğunu, üretim kuyularının sıcaklığının ise 100°C ile 140°C arasında değiştiğini belirtmektedirler.

Literatürde yukarıda bahsi geçen çalışmalar dışında, tez alanı da dâhil olmak üzere, İzmir ve çevresinin jeolojik, kinematik ve sismolojik özelliklerini konu alan daha fazla sayıda çalışma bulunmaktadır. Ancak, Batı Anadolu genelinde yapılmış çalışmalar dışında İzmir ve yakın çevresindeki aktif faylar üzerinde tektonik jeomorfolojik ve yaş verileriyle desteklenen paleosismolojik çalışmalar henüz gerçekleştirilmemiştir.

1.4 Tezin Organizasyonu

İzmir Fayı tektonik aktivitesinin farklı jeolojik yaklaşımlar kullanılarak değerlendirildiği, multidisipliner bir çalışma örneği olan bu tez, toplamda 6 ana bölümden oluşmaktadır. Tezin ilk üç bölümü, Batı Anadolu'nun tektonik çatısı ve Batı Anadolu ölçeğinde tez alanının tektonik konumu, çalışma alanının stratigrafik ve yapısal özelliklerine ilişkin bilgiler içermektedir. Bölüm 4 tez alanı ve çevresindeki sismotektonik geçmişi, Bölüm 5 ise tez alanının tektonik jeomorfolojisi üzerine yapılan değerlendirmelerin sonuçlarını sunmaktadır. Bölüm 6 tez alanının tektonik aktivitesini paleosismolojik ve jeokronolojik uygulamalarla detaylandırmaktadır. Son bölüm ise, bu çalışmadan elde edilen jeolojik çıkarımların tartışıldığı bölümdür. Tez kapsamında sunulan bölümler aşağıda özetlenmiştir.

Bölüm 1, ana hatlarıyla çalışmanın amacı ve ulaşılmak istenen hedefler konusunda kısa bilgiler içermektedir. Bu bölümde tezin ortaya koyacağı özgün değere ulaşmak için kullanılacak çalışma yöntemlerine değinilmiş, tez alanı tanıtılmış, tez alanı ve yakın çevresinde önceki yıllarda yapılan literatür çalışmaları özetlenmiştir.

Bölüm 2, Batı Anadolu neotektonik evrimi üzerine temel jeolojik bilgilerin yer aldığı bölümdür. Batı Anadolu'daki aktif yapılardan biri olan İzmir Fayı'nın, bölgesel tektonik çatı içindeki konumu anlatılmıştır.

Bölüm 3'te, İzmir fay kuşağında kalan alanın ayrıntılı litolojik ve yapısal özelliklerinden bahsedilmiştir. İzmir Fayı'nın taban ve tavan bloğunda yüzlek veren

kaya birimlerinin stratigrafisi ve fay segmentleri özelinde İzmir Fayı'nın genel kinematik özellikleri, önceki çalışmalar ve arazi gözlemlerinden elde edilen verilerin korelasyonu ile sunulmuştur.

Bölüm 4, İzmir ve yakın çevresindeki deprem aktivitesine ilişkin bilgiler içermektedir. Detaylı ve kapsamlı bir deprem araştırmasının sunulduğu bu bölümde, İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen tarihsel depremler ile mevcut sismojenik kaynaklar ilişkilendirilmeye çalışılmış, başta İzmir Fayı olmak üzere İzmir ve yakın çevresindeki aktif fayların bölgenin deprem aktivitesindeki rolü değerlendirilmiştir. Ayrıca, bu bölüm kapsamında, İzmir ve yakın çevresi için güncellenmiş ve detaylı bir tarihsel deprem kataloğu hazırlanmış, bu bölümdeki değerlendirmeler *Turkish Journal of Earth Science* dergisinin Ekim 2021 özel sayısında *"Updated historical earthquake catalog of İzmir region (western Anatolia) and its importance for the determination of seismogenic source"* başlığıyla yayınlanmıştır.

Bölüm 5'te İzmir Fayı üzerinde yapılan tektonik jeomorfolojik çalışmalara yer verilmiştir. İzmir Fayı'ndaki tektonik aktivitenin güncel morfoloji üzerindeki etkisinin ilk kez değerlendirildiği bu bölüm, kullanılan yöntemlerin ayrıntılı terminolojisi ile başlamaktadır. Devamında, bahsi geçen jeomorfik analizlerin İzmir Fayı üzerindeki uygulamalarından elde edilen sonuçlar verilmiş, sonuçlara göre İzmir Fayı'nın bölgenin tektonik aktivitesi ve morfolojik evrimindeki anlamı yorumlanmıştır.

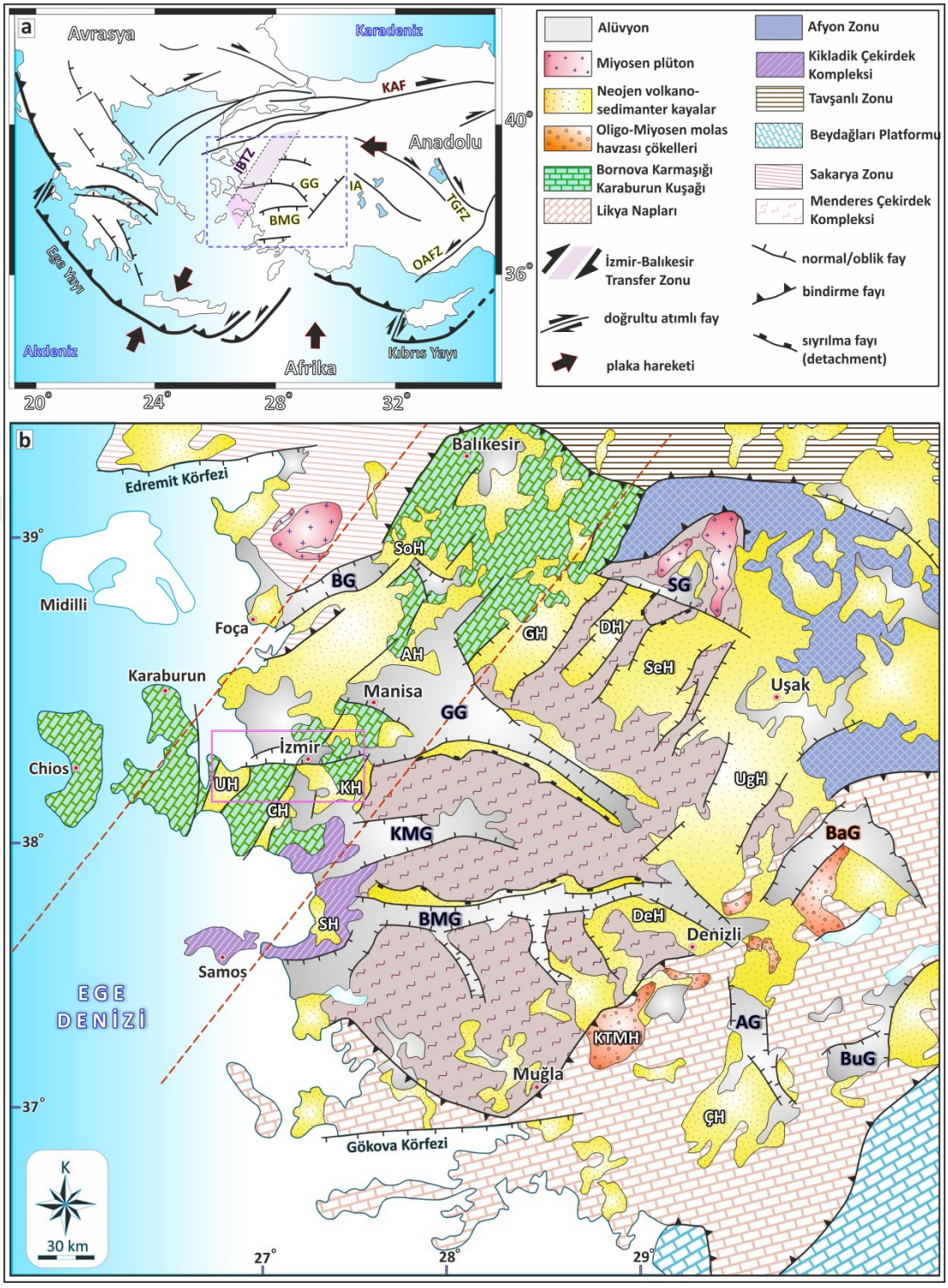
Bölüm 6, doktora tez çalışmasının temelini oluşturan paleosismolojik uygulamaların ele alındığı bölümdür. Bu bölüm, tezin odaklandığı ana konu olması ve aktif tektonikteki yerinin daha iyi anlaşılabilmesi için paleosismolojinin tanımı, kapsamı ve çalışma yöntemlerine ilişkin ayrıntılı bilgilendirmeler ile başlamaktadır. Ek olarak paleosismolojide kullanılan jeokronoloji uygulamaları genelinde, çalışmada kullanılan yaş teknikleri de özetlenmiştir. Devamında, İzmir Fayı üzerinde ilk kez yaş verileri kullanılarak gerçekleştirilen hendek tabanlı paleosismolojik analizler ve elde edilen sonuçlarına yer verilmiş, sonuçların paleosismik yorumu ile İzmir Fayı deprem geçmişi ve sismik potansiyeli değerlendirilmiştir.

Bölüm 7, çalışma kapsamında elde edilen tüm sonuçların bir bütün olarak değerlendirildiği ve tartışıldığı bölümdür. Bu bölümde, İzmir Fayı'nın tektonik aktivitesi geçmişte meydana gelen depremler ve İzmir Fayı'nın bölgesel ölçekli konumu dikkate alınarak, tektonik jeomorfolojik ve paleosismolojik analizlerin sonuçlarına göre yorumlanmış ve İzmir Fayı'nın günümüz deprem üretme potansiyeli tartışılmıştır. İzmir ili yerleşim alanlarından geçmesi nedeniyle İzmir Fayı'na ilişkin bu değerlendirmeler, İzmir gibi nüfusun yoğun olduğu bir kent için yapılacak sismik risk değerlendirmeleri ve deprem stratejilerinin doğru bir biçimde planlanması ve uygulanmasını kolaylaştıracaktır.

BÖLÜM 2
BÖLGESEL JEOLOJİ VE NEOTEKTONİK

Alpin orojenik kuşağınının özelliklerini yansıtan Batı Anadolu'da kuzeyden güneye Sakarya Zonu, Tavşanlı Zonu, Bornova Karmaşığı (Karaburun Kuşağı da dâhil), Menderes Çekirdek Kompleksi, Kiklad Çekirdek Kompleksi, Likya Zonu ve Beydağı platformu kayaları yüzlek vermektedir (Şekil 2.1). Bölgedeki temel kayaları oluşturan bu birimlerin büyük bir bölümü Neojen yaşlı karasal ve denizel sedimanter kayalar ile volkanik-volkanosedimanter kaya birimleri tarafından uyumsuzlukla örtülür. Bölge Pliyo-Kuvaterner'de gelişen doğrultu atımlı faylar ve normal faylarla deforme olmuş ve bu tektonik etkilerle çökelen Neotektonik dönem birimleri bölgedeki son dönem havza dolgularını oluşturmuştur.

Neotetis'in Afrika ve Avrasya levhaları arasındaki güney kolunda başlayan kapanmanın, Anadolu ve Arap levhaları arasında Bitlis-Zagros sütur zonu boyunca meydana getirdiği çarpışma, Türkiye neotektoniği ile birlikte Batı Anadolu neotektoniğinin de şekillenmesini sağlamıştır (Jackson ve McKenzie, 1974; McKenzie, 1972; Şengör, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981). Bu çarpışma, Anadolu levhasının sıkışarak kalınlaşmasına ve oluşan ana neotektonik hatlar kontrolünde batıya doğru ilerlemesine yol açmıştır (Dewey, Hempton, Kidd, Şaroğlu ve Şengör, 1986; LePichon ve Gaulier, 1988; McKenzie, 1972; Philip, Cisternas, Gvishiani ve Gorshkov, 1989; Şengör, Görür ve Şaroğlu, 1985). Sıkışmanın etkisiyle sağ yanal Kuzey Anadolu (KAF) ve sol yanal Doğu Anadolu (DAF) fay zonları boyunca batıya doğru hareket eden Anadolu levhasının bu kaçışı, Yunanistan batısındaki kıtasal kalınlaşma ile engellenmekte ve bunun sonucunda Batı Anadolu rotasyonal bir hareketle saatin tersi yönünde dönerek B-GB yönünde, Helenik Yay boyunca Afrika levhası üzerine itilmektedir (Şekil 2.2a) (Armijo, Meyer, Hubert-Ferrari ve Barka, 1999; Barka, 1992, 1999; Barka ve Kadinsky-Code, 1988; Barka ve Reilinger, 1997; Bozkurt, 2001; Dewey ve Şengör, 1979; Hubert-Ferrari, Armijo, King, Meyer ve Barka, 2002; Jackson ve McKenzie, 1984; Kahle ve diğer., 2000; Kreemer, Chamot-Rooke ve LePichon, 2004; LePichon ve Angelier, 1979; McClusky ve diğer., 2000; McKenzie, 1972, 1978; Ocakoğlu, Demirbağ ve Kuşçu, 2005; Reilinger, McClusky,

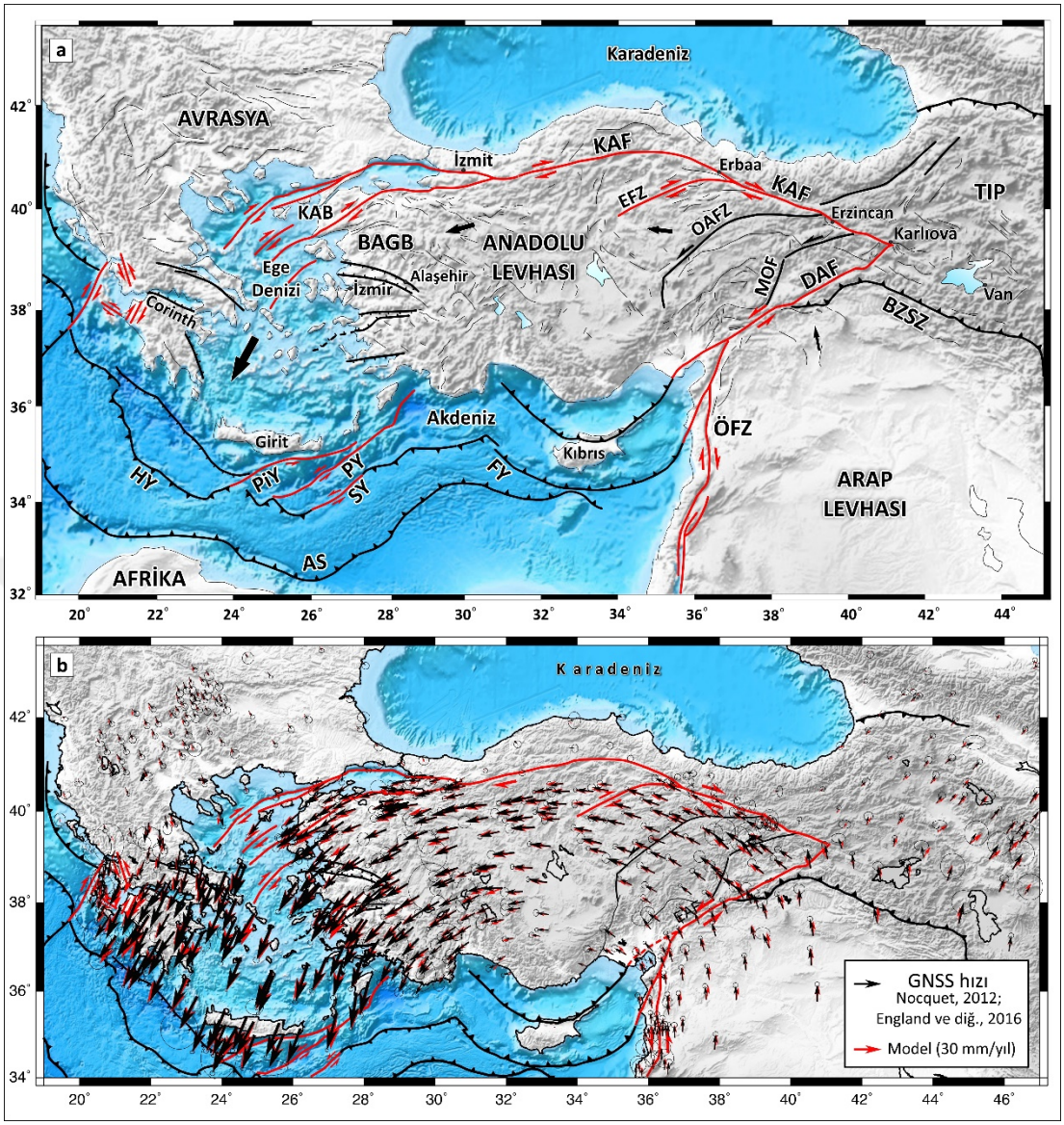


Şekil 2.1 a) Batı Anadolu'nun sadeleştirilmiş tektonik haritası (Barka, 1992; Bozkurt, 2001; Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Şengör ve diğer., 1985'ten düzenlenmiştir). Kısaltmalar: GG: Gediz Grabeni; BMG: Büyük Menderes Grabeni; KAF: Kuzey Anadolu Fayı; IA: Isparta Açısı; TGFZ: Tuz Gölü Fay Zonu; OAFZ: Orta Anadolu Fay Zonu; IBTZ: İzmir-Balıkesir Transfer Zonu b) Batı Anadolu graben sistemleri ve bu grabenler arası havzaları gösteren jeoloji haritası (Bozkurt ve Park, 2004; Bozkurt ve Sözbilir, 2004, Collins ve Robertson, 2003; Çiftçi ve Bozkurt, 2009; Sözbilir ve diğer, 2011'den

düzenlenmiştir). Kısaltmalar: AG: Acıpayam Grabeni, BG: Bakırçay Grabeni; BaG: Baklan Grabeni; BMG: Büyük Menderes Grabeni; BuG: Burdur Grabeni; GG: Gediz Grabeni; KMG: Küçük Menderes Grabeni; SG: Simav Grabeni; AH: Akhisar Havzası; CH: Cumaovası Havzası; ÇH: Çameli Havzası; DH: Demirci Havzası; DeH: Denizli Havzası; GH: Gördes Havzası; KH: Kocaçay Havzası; KTMH: Kale-Tavas Molas Havzası; UH: Urla Havzası; UgH: Uşak-Güre Havzası; SH: Söke Havzası; SeH: Selendi Havzası; SoH: Soma Havzası (kesikli çizgiler İBTZ sınırını, dikdörtgen çerçeve ile sınırlı alan tez alanını göstermektedir)

Oral, King ve Toksöz, 1997; Reilinger ve diğer., 2006; Reilinger, McClusky, Paradissis, Ergintav ve Vernant, 2010; Şengör, 1980; Şengör ve Kidd, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör ve diğer., 1985; Taymaz, Jackson ve McKenzie, 1991). Bu tektonik etkileşim, Anadolu levhasının doğu, orta ve batı bölümlerinde farklı deformasyon paternlerine sahip neotektonik alanların oluşmasını sağlamıştır (Barka, 1992; Bozkurt, 2001; Dewey ve Şengör, 1979; Şengör, 1980).

Batı Anadolu Genişleme Bölgesi (BAGB), Anadolu levhasının güncel deformasyon modeli içinde 20-40 mm/yıl hızla K-G yönde açılan bir alan olarak kabul edilmektedir (Ambraseys ve Jackson, 1998; Barka ve Reilinger, 1997; Jackson ve McKenzie, 1988; McClusky ve diğer., 2000; Reilinger ve diğer., 1997; 2006; Taymaz ve diğer., 1991). Güncel GPS (Global Positioning System) verileri, Anadolu levhasındaki batıya kaçışın, doğu ve iç kesimlerde 18-23 mm/yıl'lık bir hızla gerçekleştiğini ve bu değerin, Batı Anadolu'da artarak 30-40 mm/yıl'lık bir hıza ulaşarak devam ettiğini göstermektedir (Şekil 2.2b) (Barka ve Reilinger, 1997; McClusky ve diğer., 2000; McKenzie, 1978; Mueller, Kahle ve Barka, 1997; Nyst ve Thatcher, 2003; Oral, 1994; Oral ve diğer., 1995; Reilinger ve diğer., 1997; 2006; Taymaz ve diğer., 1991). Benzer şekilde, GNSS (Global Navigation Satelitte System) gözlemlerinden elde edilen jeodezik veriler de Batı Anadolu'daki batıya kaçışı desteklemektedir (Şekil 2.2b) (Barbot ve Weiss, 2021, Blewitt, Kreemer, Hammond ve Gazeaux, 2016; England, Houseman ve Nocquet, 2016; Nocquet, 2012).



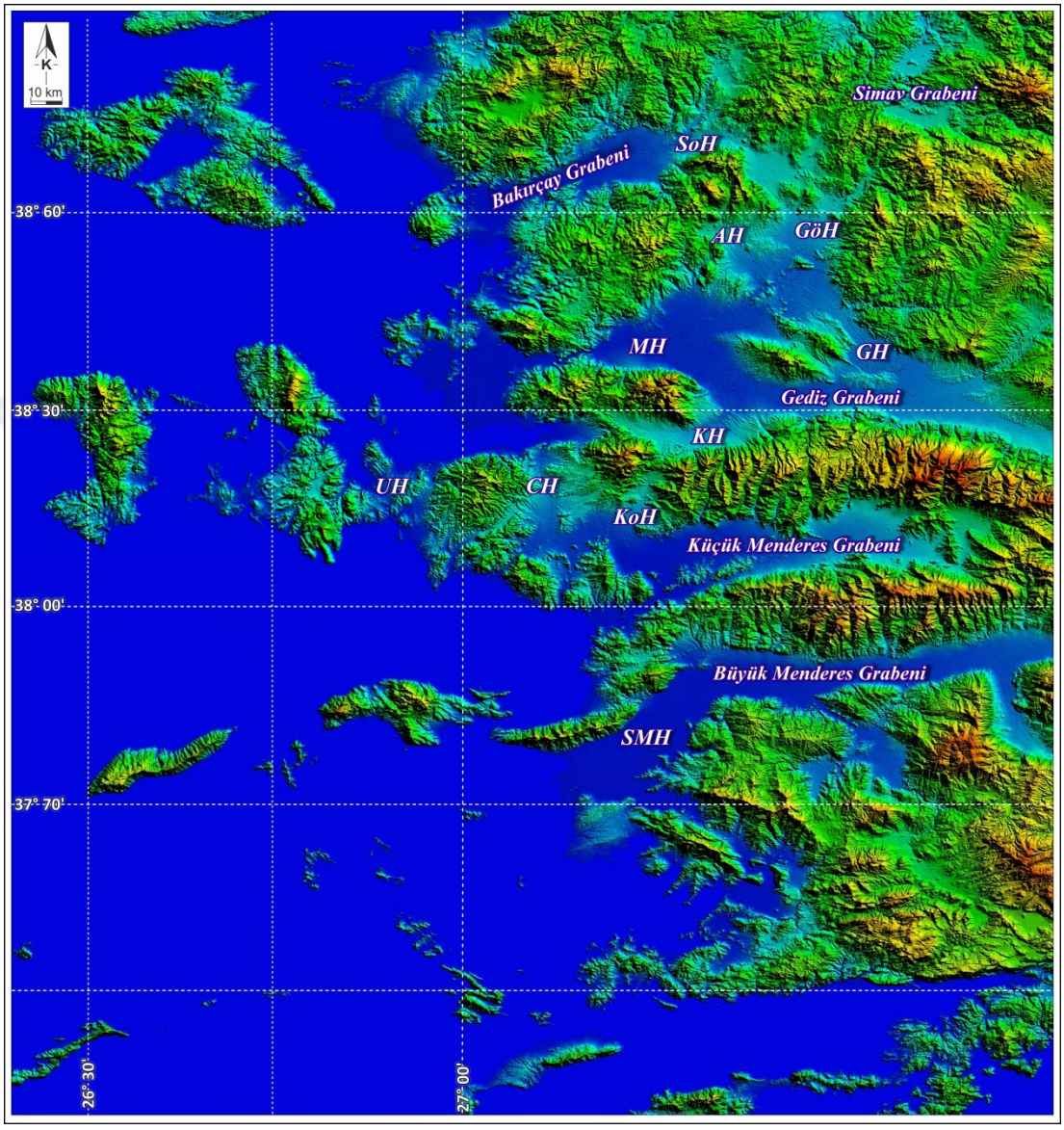
Şekil 2.2 a) Türkiye ve yakın çevresindeki ana neotektonik yapıları gösteren basitleşitilmiş bölgesel harita (Barka, 1992; Barbot ve Weiss, 2021; Bozkurt, 2001; Şengör ve diğer., 1985 ve bu çalışmalarda bahsedilen referanslar). Siyah oklar Avrasya plakasına göre yerel hızı temsil etmektedir. Okların boyutlarında doğudan batıya görülen artış yüzey hızlarındaki 20 mm/yıl'lık artışı temsil eder. Kısaltmalar: KAF: Kuzey Anadolu Fayı; DAF: Doğu Anadolu Fayı; ÖFZ: Ölü Deniz Fayı; MOF: Malatya-Ovacık Fayı; OAFZ: Orta Anadolu Fay Zonu; EFZ: Ezinepazarı Fay Zonu; BZSZ: Bitlis-Zagros Sütur Zonu; TIP: Türkiye-İran Platosu; BAGB, Batı Anadolu Genişleme Bölgesi; KAB, Kuzey Anadolu Bölgesi; HY, Hellen Yayı; PiY, Pielemous Yayı; PY, Pliny Yayı; SY, Strabo Yayı; FY, Florence Yükselimi; AS, Akdeniz Sırtı, b) Avrasya sabit sistemine göre tüm Türkiye ve Batı Anadolu için karşılaştırmalı GPS ve GNSS hız vektörleri (Barot ve Weiss, 2021; Blewitt ve diğer., 2016; England ve diğer., 2016; Nocquet, 2012; kırmızı oklar Batı Anadolu için McClusky ve diğer., 2000; Nyst ve Thatcher, 2004 tarafından önerilen GPS hız vektörleri, siyah oklar GNSS hız vektörleri)

Bazı çalışmalar (Angelier ve diğer., 1981; Mercier, 1981; Zanchi, Kissel ve Tapırdamaz, 1990 vb.), BAGB'deki K-G yönlü genişlemenin Pliyo-Kuvaterner'de yerini KD-GB yönlü bir dönmeye bıraktığını öne sürmektedir. Aktuğ ve diğer. (2009) ise, Türkiye kuzeybatısındaki KKD-GGB yönlü açılmaların, güneybatıda yerini KB-GD yönlü açılmalara bıraktığını ifade etmektedir. Levha tektoniğine uyarlanan GPS ölçümleri, grabenlerdeki K-G yönlü genişlemenin, Batı Anadolu'daki KD-GB yönlü gerilmeye kıyasla daha düşük değerler verdiğini göstermiştir (Barka ve Reilinger, 1997; Kahle ve diğer., 1988; McClusky ve diğer., 2000; Westeway, 1994). Veriler, Batı Anadolu'nun, yıllık 20 mm/yıl GPS hızı ile dünyadaki en hızlı genişlemeli tektonik alanlarından biri olduğunu göstermektedir (Aktuğ ve diğer., 2009).

Anadolu levhasındaki sıkışmayı takiben başlayan rotasyonun BAGB'de meydana getirdiği K-G yönlü genişleme, bölgede düşük ve yüksek açılı normal faylarla sınırlı D-B gidişli graben sistemleri ile (Gediz, Büyük Menderes, Küçük Menderes vb.) KD-GB ve KB-GD uzanımlı kıta içi çöküntü alanlarının (Cumaovası, Urla, Kocaçay vb.) oluşmasına da katkıda bulunmuştur (Şekil 2.2 ve 2.3) (Angelier ve diğer., 1981; Bozkurt, 2001, 2003; Bozkurt ve Park, 1997; Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Cohen, Dart, Akyüz ve Barka, 1995; Çiftçi ve Bozkurt, 2008; Dewey ve Şengör, 1979; Dumont, Uysal, Şimşek, Karamanderesi ve Letouzey, 1979; Emre ve Sözbilir, 1997; Hetzel, Ring, Akal ve Troesch, 1995; Kissel, Laj, Şengör ve Poisson, 1987; Koçyiğit, Yusufoğlu ve Bozkurt, 1999; Lips, Cassard, Sözbilir, Yılmaz ve Wijbrans, 2001; Seyitoğlu ve Scott, 1991, 1992, 1996; Sözbilir, 2001, 2002; Şengör ve diğer., 1985; Yılmaz ve diğer., 2000).

Bölgedeki graben sistemlerinin ilk tanımlamasına ait çalışmalardan biri, Arpat ve Bingöl (1969) tarafından yapılmıştır. Normal faylarla sınırlı grabenlerin fay düzlemi çözümleri, ilk hareketin küçük sağ yönlü oblik bileşene sahip D-B doğrultulu normal faylanma olduğunu göstermektedir (McKenzie, 1972). Batı Anadolu Miyosen-Kuvaterner çökellerindeki faylar üzerinde yapılan çalışmalar sonucu, bölgede sırasıyla Miyosen sonu-Pliyosen başı basınç fazı, Pliyosen grabenleşmesi, eski

Kuvaterner basınç fazı ve Kuvaterner grabenleşmesi olmak üzere dört faz saptanmıştır (Dumont ve diğer., 1979).



Şekil 2.3 Batı Anadolu graben sistemleri ve Kuvaterner çöküntü alanlarını gösteren sayısal yükseklik modeli (SYM) görüntüsü. Kısaltmalar: AH: Akhisar Havzası, CH: Cumaovası Havzası, GH: Gölmarmara Havzası, GöH: Gördes Havzası, KH: Kemalpaşa Havzası, KoH: Kocaçay Havzası, MH: Manisa Havzası, SoH: Soma Havzası, SMH: Söke Milet Havzası

Literatürde, BAGB'yi şekillendiren K-G genişlemenin başlangıç yaşı ve dolayısıyla graben sistemlerinin tektonik oluşum mekanizmaları için öne sürülen farklı görüşler bulunmaktadır. Buna göre bazı çalışmalarda, BAGB'yi şekillendiren genişlemeli tektonik rejimin Erken Miyosen'de (*yay ardı açılma modeli,* Jackson ve

McKenzie, 1988; LePichon ve Angelier, 1979, 1981; McKenzie, 1978; Meulenkamp, Wortel, Van Wamel, Spakman ve Strating, 1988; Okay ve Satır, 2000), bazı çalışmalarda ise Geç Oligosen-Erken Miyosen'de başladığı (*orojenik çökme modeli,* Seyitoğlu ve Scott, 1991, 1992, 1996; Seyitoğlu, Tekeli, Çemen, Şen ve Işık, 1992) belirtilmektedir. BAGB'deki KD uzanımlı havzaların, K-G açılmaya sebep olan tektonik kaçış ile Tortoniyen'de (Geç Miyosen) bugünkü halini aldığını belirten çalışmalar da vardır (*tektonik kaçış modeli,* Dewey ve Şengör, 1979; Görür ve diğer, 1995; Şengör, 1980, 1982, 1987; Şengör ve diğer., 1985). Purvis ve Robertson, (2004)'e göre KD-GB gidişli havzalar, Menderes metamorfik çekirdek kompleksinin yüzeylemesini sağlayan sıyrılma fayları boyunca Geç Oligosen'de gelişmiştir. Diğer bir görüş, Oligosen-Erken Miyosen'de düşük açılı normal fayların denetimindeki orojenik çökmeyi, Pliyo-Kuvaterner'de yüksek açılı normal faylarla kontrol edilen riftleşmenin takip ettiğini öne sürmektedir (*iki aşamalı grabenleşme modeli,* Bozkurt, 2001, 2003; Bozkurt ve Sözbilir, 2004, Emre ve Sözbilir, 1996; Işık ve Tekeli, 2001; Koçyiğit ve diğer., 1999; Lips ve diğer., 2001; Sözbilir, 2001, 2002). Dogliani, Agostini, Crespi, Innocenti, Manetti ve diğer. (2002) Afrika plakası üzerinde baskı oluşturan levhalar (Ege ve Anadolu) arasındaki hız farkı nedeniyle Batı Anadolu'nun Hellen yayı üzerine sürüklendiği görüşünü savunmaktadırlar.

Öte yandan, Batı Anadolu'da yapılan güncel çalışmalar, grabenleri sınırlayan yaklaşık D-B doğrultulu normal fayların bölgede meydana getirdiği gerilimin, doğrultu atımlı fayların baskın olduğu kıtasal ölçekli bir zayıflık zonu tarafından karşılandığını göstermektedir (Kaya, 1979, 1981; İnci, Sözbilir, Erkül ve Sümer, 2003; Özkaymak ve Sözbilir, 2008; Sözbilir, İnci, Erkül ve Sümer, 2003; Sözbilir, Sarı, Uzel, Sümer ve Akkiraz, 2011; Sözbilir ve diğer., 2008; Uzel ve Sözbilir, 2008; Uzel, Sözbilir ve Özkaymak, 2012). Okay ve Siyako (1991)'in "Soma Transfer Zonu (STZ)" olarak adlandırdığı bu zon, Ring, Laws ve Bernet (1999) tarafından "sol yönlü doğrultu atım koridoru" olarak nitelendirilmiştir. Söz konusu zon; Sözbilir, İnci, Erkül ve Sümer (2003) tarafından İzmir-Balıkesir Transfer Zonu (İBTZ) olarak adlandırılmış ve önce sol daha sonra sağ yanal bir makaslama zonu şeklinde çalıştığı belirtilmiştir (Bakınız Şekil 2.1, 2.2a). Batı Anadolu'nun GB yönündeki rotasyonel hareketine yaklaşık paralel olarak gelişen İBTZ, Neotetis'in kuzey kolunun oblik

kapanımını karşılayan ve Miyosen'den günümüze belirli aralıklarla reaktive olmuş normal ve doğrultu atımlı fayların birlikte çalıştığı bir yırtılma zonu olarak kabul edilmektedir (Özkaymak, Sözbilir, Uzel ve Akyüz, 2011; Sözbilir, Sümer, Uzel, Saygılı ve Ramazanoğlu, 2004; Sözbilir ve diğer., 2003, 2011; Uzel ve Sözbilir, 2008; Uzel, Sözbilir, Özkaymak, Kaymakçı ve Langereis, 2013; Uzel ve diğer., 2012).

Ege ve Anadolu mikro-levhaları arasındaki farklılıkları jeolojik veri, sismik hız anomalileri ve deprem lokasyonlarını dikkate alarak değerlendiren Gessner, Gallardo, Markwitz, Ring ve Thomson (2013), farklılıkların KD gidişli İBTZ'yi yansıtacak şekilde litosferik ölçekli bir kesme zonu (Batı Anadolu Kesme Zonu) ile uyumlu olduğunu belirtmektedir. Benzer şekilde, bölgede yapılan paleomanyetik çalışmalar, İBTZ'nin yer aldığı bölgedeki kaotik rotasyonların varlığına dikkat çekmektedir (Kissel ve Laj, 1988; van Hinsbergen, 2010). Miyosen-Kuvaterner arası havzaları sınırlayan KD uzanımlı sağ yönlü doğrultu atımlı faylarla temsil edilen İBTZ'nin, Miyosen'den sonra da aktif kaldığı ve Kiklatların orta bölümüne koşut uzanımda olduğu da ortaya konmuştur (Ersoy, Helvacı ve Palmer, 2011; Sözbilir ve diğer., 2009; Sözbilir ve diğer., 2003; Sümer, İnci ve Sözbilir, 2013; Uzel ve Sözbilir, 2008; Uzel ve diğer., 2012). Kaya (1981) İBTZ içinde yer alan tortul havzaları inceleyerek Geç Kretase'den kalma KD uzanımlı yapıların yeniden aktifleştiğini Miyosen stratigrafik kayıtlarıyla göstermiştir.

Eski zayıflık zonlarının kıtasal kabukta meydana gelen gerilimleri karşılamak için yeniden aktif olmaya eğilimli oldukları bilinmektedir (Holdsworth, Butler ve Roberts, 1997). Bu kapsamda, Menderes Masifi ve Kiklatlar arasındaki farklı deformasyonları karşılayan İBTZ, BAGB'de yeniden aktif olan en büyük yapıdır (Özkaymak ve diğer., 2011; Sözbilir ve diğer., 2009, 2011; Uzel ve Sözbilir, 2008; Uzel ve diğer., 2012, 2013). Kinematik veriler, BAGB'deki Neojen öncesi temel kayalar, volkano-sedimanter istifler ve Pliyo-Kuvaterner birimleri deforme ettiği bilinen İBTZ'de üç defomasyon evresinin tanımlanmasını sağlamıştır (Özkaymak ve diğer., 2011; Uzel ve Sözbilir, 2008; Uzel ve diğer., 2012, 2013). Çalışmacılara göre, K-G genişleme ve D-B sıkışma sonucunda gelişen doğrultu atımlı fayların baskın

olduğu ilk evrede KD-GB uzanımlı Miyosen volkano-sedimanter havzalar oluşmuş, ikinci evrede ise doğrultu atım baskın transtansiyondan, genişleme baskın transpresyona dönüşen tektonik rejimle ilişkili deformasyonlar gelişmiştir. Son evrede ise, sol yönlü KB-GD uzanımlı ve sağ yönlü KD-GB uzanımlı doğrultu atımlı faylar ile D-B doğrultulu normal fayların birlikte çalışmasıyla İBTZ parçalanmış ve daha dar bir makaslama zonuna dönüşmüştür. BAGB'deki Pliyo-Kuvaterner yaşlı havzaların yeniden aktif olan bu zonun etkisinde şekillenmektedir.

İBTZ aynı zamanda Anadolu ve Ege arasındaki yapısal bağlantıyı şekillendirmektedir (Ring ve diğer., 1999; Sözbilir ve diğer., 2011, Uzel ve Sözbilir, 2008). İBTZ doğuda, havza kenarları D-B uzanımlı normal faylarla sınırlı Gediz, Büyük Menderes ve Küçük Menderes gibi grabenler ile Menderes metamorfik çekirdek kompleksi ve bununla ilişkili sıyrılma faylarının batı sınırını oluşturur. Grabenlerin batı uçlarında, İBTZ içinde kalan ve uçları KD-GB uzanımlı doğrultu atımlı faylarla sınırlı Kuvaterner havzalar yer almaktadır. Gediz Grabeni batı ucunda yer alan İzmir Körfezi bu güncel çöküntü alanlarından biridir. İzmir Körfezi çevresinde meydana gelen son depremler de, KD-GB uzanımlı sağ yanal ve KB-GD uzanımlı sol yanal olmak üzere dağılmış bir doğrultu atım hareketine işaret etmektedir (Benetatos ve diğer., 2006; Kiratzi ve Louvari, 2003; Tan, Tapırdamaz ve Yörük, 2008; Tan, 2013; Uzel ve diğer., 2013). Kemalpaşa ile Torbalı arasında uzanan Kocaçay Havzası, İBTZ'nin Miyosen'den kalıtsal doğu sınırını oluşturur (Sözbilir ve diğer., 2011). Batı sınırında ise Karaburun Kuşağı yer alır (Uzel ve Sözbilir, 2008; Uzel ve diğer., 2012).

BÖLÜM 3
İZMİR FAYI: TANIMI, SEGMENT YAPISI ve KUŞAK JEOLOJİSİ

Bu bölüm, Batı Anadolu Genişleme Bölgesi'ndeki aktif yapısal elemanlardan biri olan İzmir Fayı'nın segment yapısı ve niteliksel özelliklerini tanımlamakta, fay kuşağı boyunca yüzlek veren tavan ve taban bloğu kayalarının stratigrafisi ve yapısal ilişkilerini açıklamaktadır. Bu bölüm kapsamında, literatürden derlenen ve arazi gözlemlerinden elde edilen veriler deneştirilmiş, İzmir Fayı'nın birbirinden ayırdığı kaya birimlerinin litolojik özellikleri ve fay düzlemi verileri değerlendirilerek İzmir Fayı'nın yapısal özellikleri ortaya konmuştur.

3.1 İzmir Fayı'nın Tanımı ve Segment Yapısı

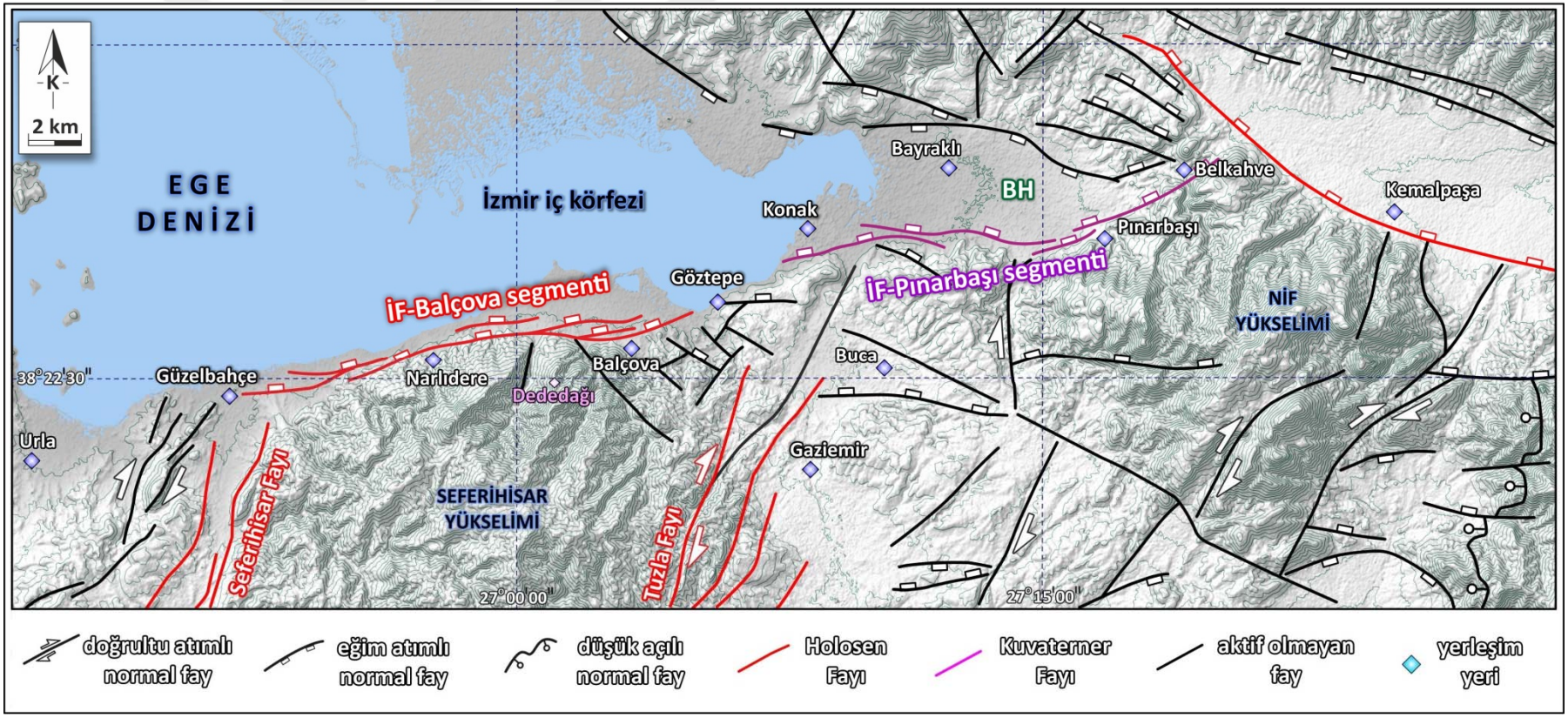
Batı Anadolu tektoniğinin bir parçası olarak İzmir ve yakın çevresi deformasyon alanı içinde yer alan İzmir Fayı, İzmir iç körfezi ve bu alanın karadaki devamında bulunan Bornova Havzası'nı güneyden morfolojik olarak sınırlayan yaklaşık D-B uzanımlı bir yapısal süreksizlik olarak tanımlanmaktadır (Barka ve diğer., 1998; Emre ve Barka, 2000; Ocakoğlu, 2004; Ocakoğlu ve diğer., 2005; Sözbilir ve diğer., 2004; 2008; Uzel, 2013; Uzel ve diğer., 2012). Bölgedeki ana basamakları enine kat eden İzmir Fayı, aynı zamanda, Yamanlar yükseltisinin Seferihisar bölümünü kuzeydoğudan yapısal olarak sınırlamaktadır (Kaya, 1979; 1981). İzmir Körfezi'nin doğu yarısını oluşturan İzmir iç körfezi, İzmir Fayı'nın kuzey bloğunda gelişmiş bir tektonik çöküntü alanı niteliğindedir (Şekil 3.1) (Emre ve diğer., 2005).

Karaburun yarımadası ile Bayraklı ilçesi arasında Ege denizi suları altında kalan bu havzanın tabanı güncel iç körfezi oluşturur (Emre ve diğer., 2005). Körfezin doğu uzantısında gelişen D-B uzanımlı alüvyal düzlük Bornova Havzası olarak adlandırılmaktadır ve İzmir Fayı bu havzanın doğusunda yer alan Belkahve Eşiği'ne kadar bir zon şeklinde havza içinde devam etmektedir (Emre ve diğer., 2005; Karadaş, 2012). Buna göre, İzmir iç körfezi ve Bornova Havzası İzmir Fayı'nın kuzey bloğunda gelişmiş bir tektonik çukurluk olarak ifade edilmektedir. Fayın uzanımı, Gediz Grabeni'nin batı ucunda grabenin kenar faylarının devamı

niteliğindeki bir yapısal hat ile paralellik göstermektedir (Barka ve diğer., 1998; Sözbilir ve diğer., 2008). İzmir Fayı'nın batı ucu, fayın güneyinde KD-GB uzanım sunan Seferihisar Yükselimi'ni batıdan sınırlayan Seferihisar Fayı ile bağlantılıdır. Bu yükselimi doğudan sınırlayan Tuzla Fayı ise İzmir Fayı orta bölümlerine kadar ulaşır (Şekil 3.1).

Karadaki uzunluğu yaklaşık 40 km'ye ulaşan İzmir Fayı, baskın olarak D-B uzanımlı, kuzeye eğimli, oblik atım bileşeni olan eğim atımlı bir normal fay olarak tanımlanmaktadır (Emre ve diğer., 2005; Sözbilir ve diğer., 2004; 2008). Körfezin güney bölümündeki İzmir kent yerleşimini D-B yönünde boydan boya kat eden İzmir Fayı, batıda Güzelbahçe, doğuda ise Pınarbaşı arasında uzanır (Emre ve diğer., 2005; Sözbilir ve diğer., 2008). Doğrultu değişimleri ve sıçrama geometrisi dikkate alınarak iki geometrik segmente ayrılan fayın, her iki segmenti de kabaca birbirine paralel gelişmiş normal faylardan yapılı bir zon şeklindedir (Emre ve diğer., 2005). İzmir Fayı'nın batıda, Güzelbahçe-Göztepe arasında kalan D-B uzanımlı parçası *Balçova Segmenti*, Konak-Pınarbaşı arasında kalan BGB-DKD uzanımlı doğudaki parçası ise *Pınarbaşı Segmenti* olarak adlandırılmaktadır (Şekil 3.1 ve Tablo 3.1). Her iki segmentin uzunluğu da 19 km'dir (Emre ve diğer., 2018).

İzmir Fayı'nın batı bölümünü oluşturan K82D genel doğrultudaki Balçova segmenti, İzmir Körfezi ile Seferihisar yükselimi arasında devam eden bir zon şeklinde uzanım sunmaktadır (Emre ve diğer., 2005). Bu zon içinde en güneyde kalan fay, segmentin ana fayı niteliğindedir (Emre ve diğer., 2005; Sözbilir ve diğer., 2004, 2008). İzmir Fayı'nın jeolojik ve jeomorfolojik olarak en iyi izlenebildiği parçası olan bu segment, tavan bloğuna yerleşmiş olan İzmir iç körfezini denetlemektedir (Emre ve diğer., 2005; Ocakoğlu ve diğer., 2005; Uzel ve diğer., 2012). Bu segment aynı zamanda, İzmir Fayı'ndaki atımın en fazla izlenebildiği bölümdür (Emre ve diğer., 2005). En batı ucunda ikiye çatallanan Balçova segmentinin güneybatıya uzanan bölümü sağ yönlü doğrultu atımlı Seferihisar Fayı ile karşılaşırken, kuzeybatıda kalan bölümü BKB uzanımında körfez sularının altına dalmaktadır (Emre ve diğer., 2005).



Şekil 3.1 İzmir Fayı'nın yakınındaki değer aktif yapılarla ilişkisi ve İzmir fay segmentlerinin İzmir Körfezi boyunca uzanımını gösteren 1/25.0000 ölçekli topogrfaya haritası (aktif faylar (Holosen ve Kuvaterner fayları) Emre ve diğer., 2011, 2018'den, diğer yapısal elemanlar Uzel ve Sözbilir, 2008; Uzel ve diğer., 2012'den)

Kısaltmalar: İF: İzmir Fayı, BH: Bornova Havzası

Körfezin batısında yapılan sismik çalışmalar, Uzunada doğusunda körfez tabanındaki Kuvaterner sedimanları kesen ve körfezin taban morfolojisi ile uyumlu KKB-GGD uzanımlı yüksek açılı fayların İzmir Fayı'nın denizaltında devam eden parçaları olduğunu göstermektedir (Aksu ve diğer., 1987; Emre ve diğer., 2005; Ocakoğlu ve diğer., 2005). Akustik veriler, İzmir Fayı'nın Balçova'daki Ilıca nehri açık deniz deltasından sonra açık denizde batıya doğru bir fay zonu yerine tek bir fay olarak 10 km devam ettiğini göstermektedir (Çiftçi ve diğer., 2013; Coşkun ve diğer., 2017).

Tablo 3.1 İzmir Fayı'nın karakteristik özellikleri (Kaynaklar: 1-Sözbilir ve diğer., 2004; 2-Emre ve diğer., 2005; 3- Sözbilir ve diğer., 2008; 4- Emre ve diğer., 2018; 5- Ocakoğlu ve diğer., 2005)

	İZMİR FAYI		
	Balçova Segmenti	**Pınarbaşı Segmenti**	Kaynak
Fay türü	oblik atım bileşenli normal fay		1, 2, 3, 4
Uzunluğu	19 km	19 km	4
Doğrultusu	D - B genel uzanımlı		1, 2, 4, 5
Eğim yönü / Eğim açısı	K 50^{o}*(min.)* - 85^{o}*(max.)*	K 60^{o}*(min.)* - 80^{o}*(max.)*	1, 4
Genişlik	500 m		1, 3
Derinlik	13 - 22 km		4
Taban bloğu kayaları	Bornova Karmaşığı	Bornova Karmaşığı Miyosen sediment ve volkanik kayalar	1, 2
Tavan bloğu kayaları	Bornova Karmaşığı Alüvyon Alüvyal yelpaze çökelleri		
Aktivite sınıfı	Holosen	Kuvaterner	4

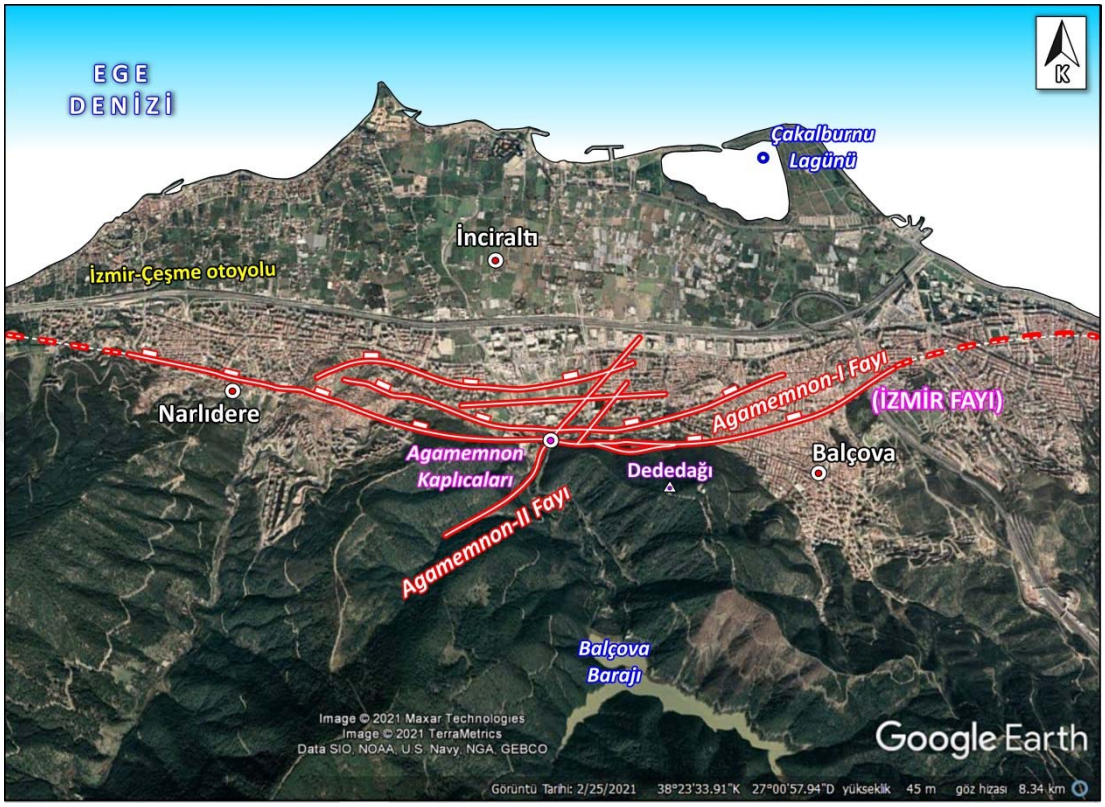
Balçova segmentinin, Narlıdere ile Balçova-Agamemnon kaplıcaları arasında güneye doğru içbükey bir yay şeklinde uzanan K80D gidişli parçası, kesintisiz bir çizgisellik şeklinde izlenebilmektedir (Emre ve diğer., 2005). Bu civarda fayın yüzeyleyen düzlemlerinden alınan ölçümler fayın eğiminin 60-70^{o}K olduğunu göstermektedir. Balçova segmenti üzerinde gelişen ve eksenleri yaklaşık KD

uzanımlı alüvyal yelpazeler, Narlıdere-Balçova arasındaki alanlarda yelpaze delta şekilli kıyı ovalarının meydana gelmesini sağlamıştır (Emre ve diğer., 2005; Sözbilir ve diğer., 2008). Holosen yaşlı bu yelpazeler, Balçova-Limanreis civarında Balçova segmentinin parçaları tarafından kesilmektedir ve yelpazelerin morfolojik olarak daha alçakta olan kuzey blokta kalan kısımlarında fay sarplıkları belirgin şekilde izlenebilmektedir (Emre ve diğer., 2005).

Balçova segmentinin, Dededağı yükselimi ile İzmir Körfezi'ne doğru uzanan düzlük alanlar arasında sınır oluşturan yaklaşık D-B uzanımlı parçası, yerel olarak Agamemnon-I Fayı olarak adlandırılmaktadır (Şekil 3.2) (Aksoy, 2001; Öngür, 2001; Satman ve diğer., 2002; Serpen, 2004; Yılmazer, 1989). Agamemnon-I Fayı, Dededağı yükseliminin batısında kalan Ilıca deresi civarında Agamemnon-II Fayı olarak adlandırılan KD-GB uzanımlı bir diğer parça ile kesişmektedir (Yılmazer, 1989; Satman ve diğer., 2002). Sıcak su çıkışlarının gözlendiği bu alanda, antik çağlardan bu yana tedavi merkezi olarak da kullanılan Agamemnon Kaplıcaları bulunmaktadır. İzmir Fayı Balçova segmenti üzerinde yer alan Balçova (Agamemnon) jeotermal sistemi, sıcak suyun Agamemnon fayları ile ilişkili büyük bir kırık zonu boyunca yükseldiği bir sistem olarak tanımlanmaktadır (İlkışık, 1995; Öngür, 2001; Satman ve diğer., 2002; Serpen, 2004). Hidrojeolojik modellemeler, sistemdeki ana fayın Agamemnon-I Fayı olduğunu ve derinlerde ısınan suyun bu fay boyunca yükselerek yüzeye ulaştığını gösterir (Serpen, 2004).

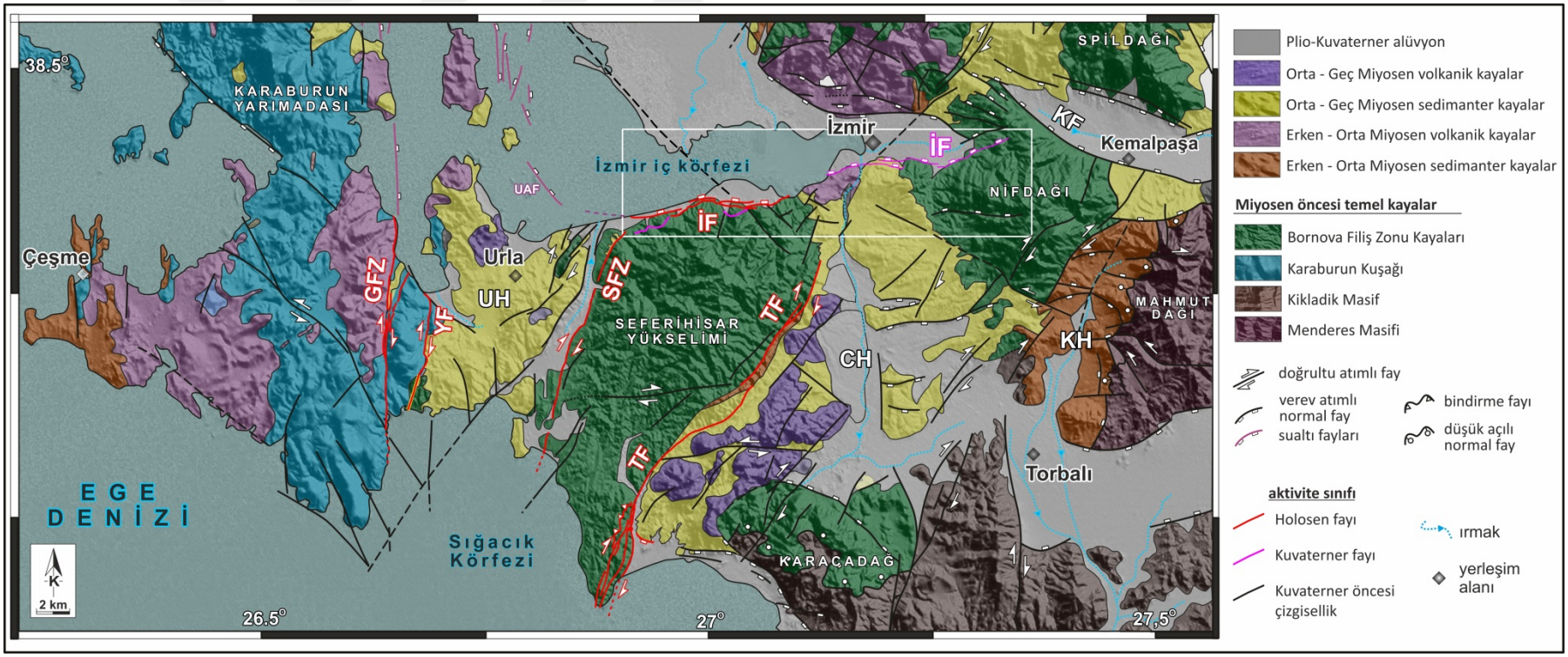
Halkapınar ile Belkahve arasında uzanan D-B genel gidişli Pınarbaşı segmentinin Göztepe-Konak arasında kalan bölümü, Balçova segmentini takip edecek şekilde kıyı çizgisi olarak izlenirken, Konak-Halkapınar arasında kalan kısmı belirgin bir çizgisellikle Kadifekale yükselimini (Pagus Dağı) sınırlandırır (Emre ve diğer., 2005). Altındağ-Işıkkent arasında yüzlek veren fay sarplıkları boyunca heyelanlar yaygındır. Pınarbaşı civarında keskin bir morfolojik uyumsuzluk şeklinde gözlemlenen Pınarbaşı segmentinin, güney bloktan beslenen akarsuların kuzey blok üzerinde oluşturduğu alüvyal yelpaze çökellerini kestiği saptanmıştır (Emre ve diğer., 2005). Pınarbaşı segmenti, Pınarbaşı doğusundan Belkahve mevkiine kadar temel kayalar içinde çizgisellik şeklinde takip edilmektedir. Segmentin sonlandığı

Belkahve yakınlarında, Kemalpaşa fay segmentinin batı ucu İzmir Fayı'na bağlanmaktadır (Emre ve diğer., 2016).



Şekil 3.2 İzmir Fayı Balçova segmentinin Agamemnon Kaplıcaları civarındaki parçaları ve uzanımını gösteren Google Earth görüntüsü (faylar Öngür, 2001; Serpen, 2004, Yılmazer, 1989'dan birleştirilerek çizilmiştir)

İzmir Körfezi güneyinde kalan jeolojik birimleri kesen İzmir Fayı'nın, morfolojik olarak da daha yüksekte yer alan güney bloğunda (yükselen blok/taban bloğu) Kretase ve Miyosen yaşlı sedimanter ve volkanosedimanter kayalar, kuzey bloğunda (alçalan blok/tavan bloğu) ise Kuvaterner-Holosen yaşlı alüvyal, flüvyal ve denizel girdisi olan çökeller yüzeylemektedir (Şekil 3.3) (Emre ve diğer., 2005; Sözbilir ve diğer., 2004; 2008; Sümer, 2007; Uzel ve diğer., 2012). İzmir Fayı, güneyinde kalan yükselimlerde yüzlek veren Bornova Karmaşığı ve Miyosen yaşlı birimler ile güncel çökelleri İzmir Körfezi güney sınırı boyunca yan yana getirmektedir. Körfezin Karşıyaka-Bayraklı arasında kalan kuzey kenarını sınırlayan Karşıyaka Fayı ise, İzmir Fayı'nın antiteği olarak kabul edilmektedir (Şekil 3.3) (Sözbilir ve diğer., 2008).



Şekil 3.3 Tez alanı ve yakın çevresinde yüzeyleyen kaya birimlerini gösteren basitleştirilmiş jeoloji haritası (Emre, Özalp ve Duman, 2011; Emre ve diğer., 2018; Sözbilir ve diğer., 2011; Uzel ve Sözbilir, 2008; Uzel ve diğer., 2012, 2013). Kısaltmalar: İF: İzmir Fayı; TF: Tuzla Fayı; SFZ: Seferihisar Fay Zonu; YF: Yağcılar Fayı; GFZ: Gülbahçe Fay Zonu; UAF: Uzunada Fayı; KF: Kemalpaşa Fayı; UH: Urla Havzası; CH: Cumaovası Havzası; KH: Kocaçay Havzası, (tez alanı beyaz çerçeveli alan ile sınırlıdır)

Pliyosen'deki aşınım ile şekillenen Buca-Cumaovası oluğunu kuzeyden sınırlayan ve bu oluğu askıda bırakan İzmir Fayı'nın tavan bloğunda gelişen çöküntü alanında Kuvaterner'den daha yaşlı çökellere rastlanmaz. Bu da, jeolojik verilerle Miyosen sonrasında ortaya çıktığı söylenebilen İzmir Fayı'nın Geç Pliyosen-Erken Kuvaterner aralığında aktifleştiğini düşündürmektedir (Emre ve diğer., 2005).

İzmir Fayı'na ilişkin yapısal bulgular, fayın birbirinden ayırdığı blokların sınır litolojileri ve özellikle Balçova segmenti boyunca elde edilen morfolojik veriler, İzmir Fayı'nın eğim atımı baskın normal fay olduğunu göstermektedir (Emre ve diğer., 2005; Sözbilir ve diğer., 2004, 2008). Kinematik veriler, İzmir Fayı'nın oblik (verev) atım karakterinin de olduğunu ortaya koymaktadır (Sümer, 2007). Bununla birlikte, İzmir Fayı'nın morfolojisi fayın Holosen'de aktif olduğuna işaret etmektedir (Barka ve diğer., 1998; Emre ve diğer., 2005; Sözbilir ve diğer., 2004). Emre ve diğer (2018) tarafından hazırlanan Türkiye Aktif Fay Haritası'nda ise İzmir Fayı'nın Balçova segmenti Holosen Fayı, Pınarbaşı segmenti ise Kuvaterner Fayı olarak gösterilmiştir. Belirli periyotlarla izlenen istasyon verileri, mikrodeprem aktivitesinin İzmir Fayı doğu ucunda yoğunlaştığını ortaya koymaktadır (Akıncı, Eyidoğan, Göktürkler, Akyol ve Ankaya, 2000).

3.2 İzmir Fayı'nın Taban ve Tavan Bloğu Stratigrafisi

Bölgesel ölçekte ele alındığında, İzmir'in içinde yer aldığı bölge temelde Batı Pontidlerin Neojen öncesi tektonik birimlerinden biri olan İzmir-Ankara Zonu içindeki kaya gruplarından oluşmaktadır. Bölgede gelişen tektonik süreçler ise Miyosen karasal tortul ve volkanik birimler ile Kuvaterner çökellerin, bu temel üzerine birikimini sağlamıştır. İzmir yerleşiminin körfezin güneyinde kalan kısmını boydan boya kat eden İzmir Fayı ise, bu birimler arasındaki yapısal sınırı oluşturmaktadır. Fay, kuzeyde İzmir iç körfezi ve Bornova Havzası, güneyde ise Seferihisar yükselimi, Cumaovası Havzası ve Nif yükselimi ile sınırlı bir alan içinde kalan kaya birimlerini birbirinden ayırmaktadır. Genel olarak İzmir fay kuşağı boyunca, Geç Kretase'den Kuvaterner'e kadar farklı yaşta kaya birimleri yer almaktadır. Geç Kretase-Paleosen yaşlı Bornova Karmaşığı ile Miyosen yaşlı tortul

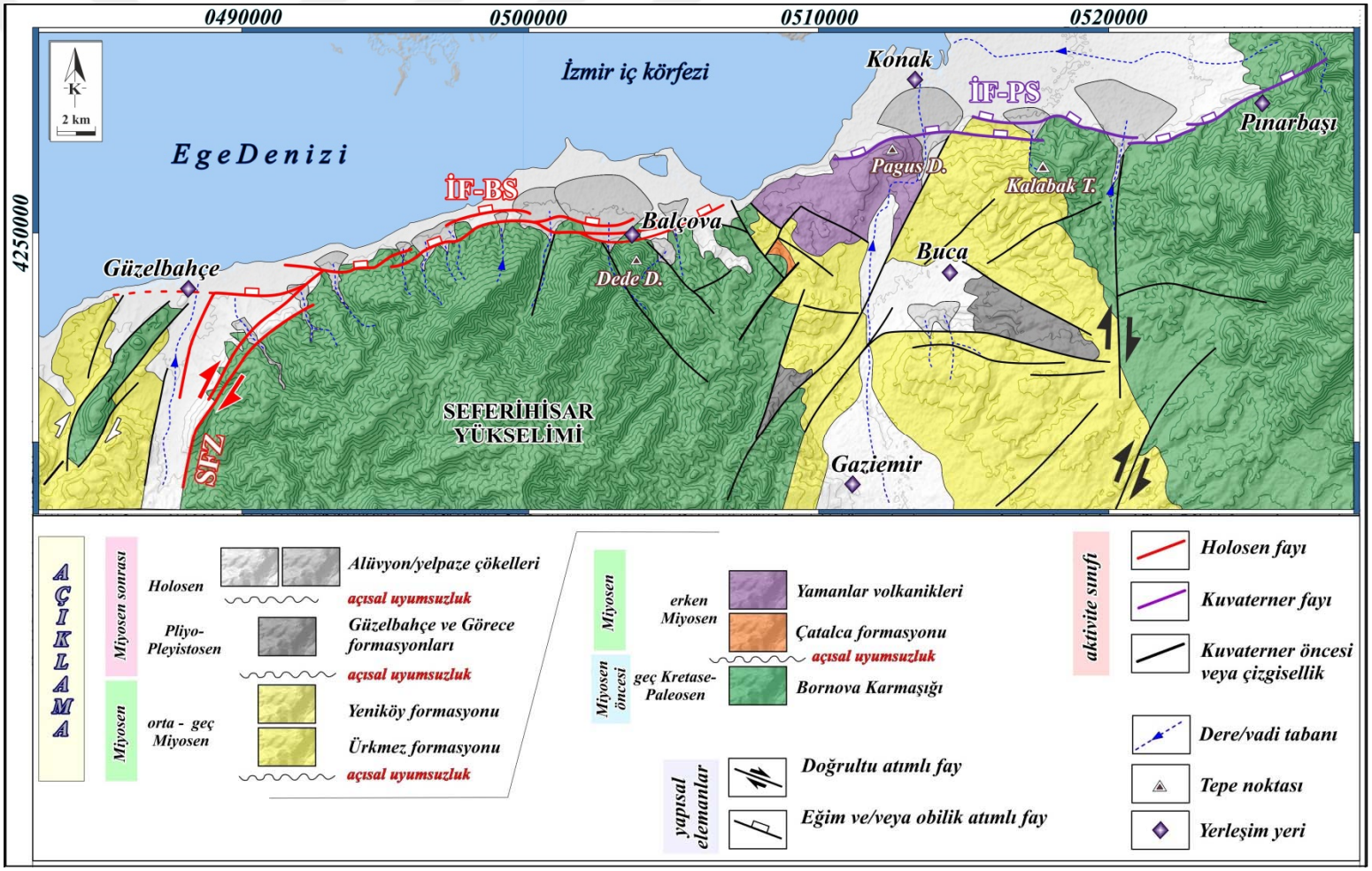
ve volkanik kayalar İzmir Fayı taban bloğunda (yükselen blok) yüzlek veren Kuvaterner öncesi birimlerdir. Alüvyon yelpazesi, yelpaze delta çökelleri ve yamaç molozlarından oluşan Kuvaterner çökeller ise fayın tavan bloğunda (düşen blok) yer almaktadır (Şekil 3.4).

İzmir Fayı taban ve tavan bloğu stratigrafisi Miyosen öncesi temel kaya birimleri, Miyosen kaya birimleri ve Miyosen sonrası kaya birimleri olmak üzere 3 başlık altında incelenmiştir (Şekil 3.5). Fay kuşağı boyunca taban ve tavan blokta gözlenen Miyosen öncesi ve Miyosen kaya birimleri İzmir Fayı oluşumu öncesinde alanda var olan kaya birimlerini temsil etmektedir. Miyosen sonrası kaya birimleri ise İzmir Fayı hareketiyle oluşan güncel çökellerdir.

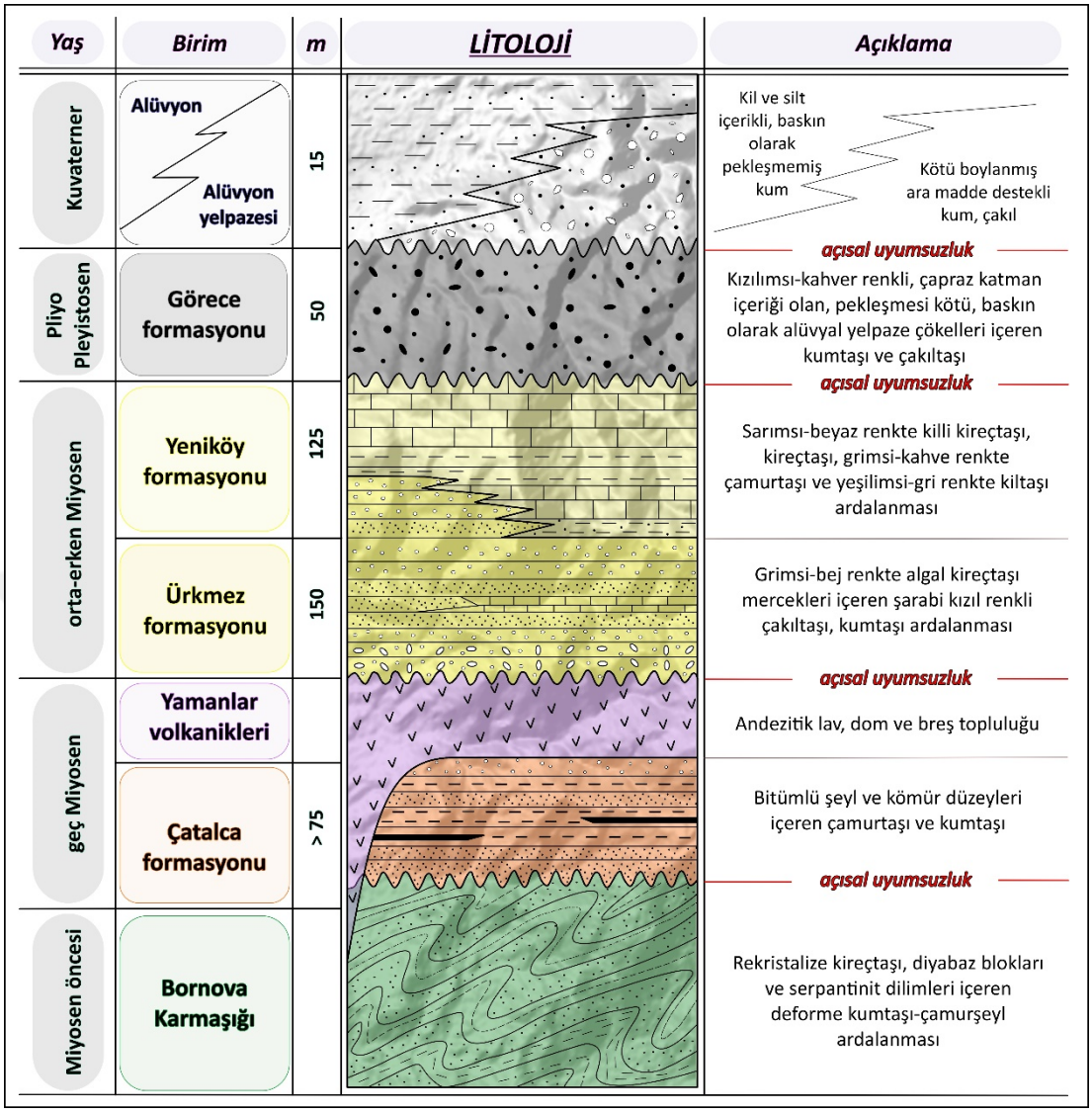
3.*2.1 Miyosen Öncesi Temel Kaya Birimleri*

3.*2.1.1 Bornova Karmaşığı*

İzmir Fayı taban bloğunda kalan ana yükseltilerde yüzlek veren Bornova Karmaşığı, İzmir fay kuşağının temel kayasını oluşturmaktadır. Genel jeolojik ölçekte Neotetis Okyanusu'nun kapanması sırasında oluşan bu paleotektonik birim, Menderes Masifi ile İzmir-Ankara Zonu arasında kalan bölgesel bir olistostrom-melanj kuşağıdır (Erdoğan, 1990; Okay, 2012; Okay ve Siyako, 1991). Bornova Karmaşığı, daha detayda, filiş fasiyesinde çökelmiş kumtaşı-çamurtaşı-çamurşeyl ardalanması ile bu ardalanmayla uyumlu mikritik kireçtaşı merceklerinden oluşan makaslanmış bir matriks ve bu matriks içinde yer alan blok konumlu rekristalize kireçtaşları, çört, serpantinit, mafik-ultramafik kayaçlar ve denizaltı volkanitleri gibi litolojiler ile karakterizedir (Brinkmann, 1966, 1972; Erdoğan, 1990). Literatürde Belkahve ve Kavaklıdere flişi (Parejas, 1940), Kretase flişi (Brinkman, 1966), İzmir flişi (Eşder ve Şimşek, 1975), Bornova fliş formasyonu (Konuk, 1977) gibi değişik isimlerde kullanılmıştır. Son olarak Erdoğan (1990)'ın Bornova Karmaşığı (Bornova Mélange) olarak tanımladığı birim, Okay ve Siyako (1991) tarafından Bornova Filiş Zonu olarak adlandırılmıştır.



Şekil 3.4 İzmir fay kuşağını gösteren jeoloji haritası (diri faylar Emre ve diğer., 2011, 2018'dan, diğer yapısal elemanlar Uzel ve diğer., 2012'den alınmıştır)
Kısaltmalar: İF-BS: İzmir Fayı Balçova Segmenti, İF-PS: İzmir Fayı Pınarbaşı Segmenti, SFZ: Seferihisar Fay Zonu



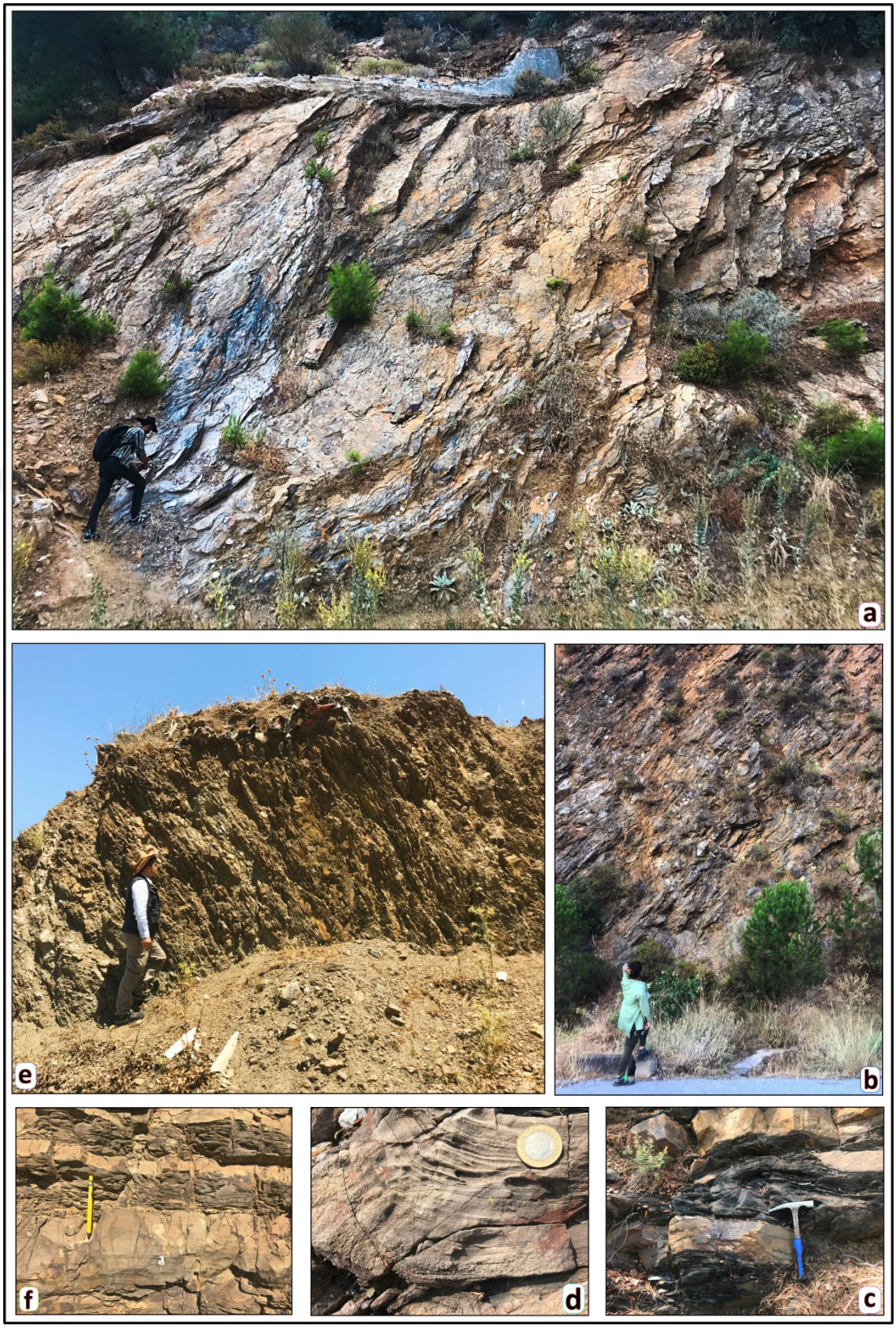
Şekil 3.5 İzmir fay kuşağı boyunca yüzlek veren kaya birimlerine ait genelleştirilmiş litostratigrafik kolon kesit (Sözbilir ve diğer., 2008; Uzel, 2013; Uzel ve diğer., 2012)

Strickland (1840) tarafından İzmir Körfezi ve çevresi için yapılan ilk jeoloji haritasında Bornova Karmaşığı, gölsel kireçtaşları, yeşilimsi şist ve trakitik kayalar olarak üç farklı litolojide haritalanmıştır. Thomas A.B. Spratt'ın 1845 tarihli İzmir haritasında ise bu birim "şeyl ve şist" olarak tanımlanmıştır. Philippson (1911) hazırladığı jeoloji haritasında, Bornova Karmaşığı'nı Paleozoyik yaşlı kumtaşı ve killi şist birimi içinde yer alan kireçtaşı mercekleri ve serpantinit dilimleri olarak göstermiştir. Bornova Karmaşığı'nın temelde tortul kaya baskın bir birim olduğu Chaput ve Hakkı (1930) tarafından vurgulanmakla birlikte, bu kayaların filiş fasiyesinde çökelen Kretase yaşlı birimler olduğu ilk kez Parejas (1940) tarafından

ortaya konulmuştur. Akartuna (1962), bu birimi Kretase filişi, Brinkmann (1966) ise İzmir-Ankara Zonu kayaları içine dâhil etmiştir.

Yanalda ve düşeyde filiş fasiyesine ait karakteristik özellikleri yansıtan Bornova Karmaşığı, Eosen ve sonrasında gelişen tektonik etkiler etkisiyle deformasyona uğrayarak kıvrımlı ve kırıklı bir yapı kazanmıştır (Erdoğan, 1990; Okay ve Siyako, 1991; Okay, İşintek, Altıner, Özkan-Altıner ve Okay, 2012). Bu deformasyon, birim içindeki katmanların ilksel yapılarının bozulmasını ve çeşitli doğrultularda süreksizlerin meydana gelmesini sağlamıştır.

İzmir fay kuşağı boyunca her iki segmentin de taban bloğunda yüzlek veren Bornova Karmaşığı, bu alanlarda daha çok kumtaşı-çamurtaşı/çamurşeyl ardalanması ve blok konumlu rekristalize kireçtaşı olarak gözlemlenir. Çalışma alanı içinde Bornova Karmaşığı'nın kumtaşı-çamurtaşı ardalanmalı matriksi büyük ölçüde Balçova segmenti taban bloğunda yayılım sunarken, Pınarbaşı segmenti boyunca daha çok rekristalize kireçtaşlarına rastlanır. Birimin matriksi tipik olarak grimsi kahve renktedir ancak meydana gelen ayrışmalara bağlı olarak çok kısa mesafelerde birim içinde belirgin renk değişimleri gözlenmektedir. Süreksizlikler boyunca altere olmuş kısımlarda birimin rengi sarımsı kahve ayrışma yüzey rengine sahiptir. Matriksi oluşturan kumtaşları turuncumsu kahveden bejimsi kahveye değişkenlik gösterirken, çamurtaşları yeşilimsi ya da siyahımsı gri renktedir. Birimin Balçova segmentinde yüzeyleyen ardalanmalı matriksinde orta-kalın katmanlı ince kumtaşları ve çamurşeyler, Pınarbaşı segmentinde ise ince-orta katmanlı kumtaşları ve çamurtaşları baskındır. İyi pekleşmiş kumtaşlarının dayanımı yüksektir. Orta-iyi pekleşmiş çamurtaşı ya da çamurşeyler ise ayrışmanın etkili olduğu yerlerde oldukça dayanımsızdır. Birim geçirdiği deformasyonun bir sonucu olarak genel görüntüsü itibariyle kırıklı ve parçalanmış yapıdadır. Katman doğrultu/eğimleri oldukça değişkendir ve bu sebeple birim kendi içinde büyük ve küçük ölçekli kıvrımlanmalar sunmaktadır. Balçova segmenti boyunca yüzlek veren kumtaşı-çamurtaşı matriksi içinde, yer yer kesikli Bouma istifleri gözlemlenmiştir (Şekil 3.6).



Şekil 3.6 İzmir Fayı taban bloğunda yüzlek veren Bornova Karmaşığı'nın kumtaşı-çamurtaşı matriksine ait arazi görüntüleri: (a, b, c ve d) Balçova segmentine ait görüntüler, (e ve f) Pınarbaşı segmentine ait görüntüler (Kişisel arşiv, 2018)

Birim içindeki rekristalize kireçtaşları bejimsi gri ayrışma yüzey rengine ve beyazımsı gri taze yüzey rengine sahiptir. Daha çok Pınarbaşı segmenti taban bloğunda kütleler halinde geniş yüzlekler sunan rekristalize kireçtaşlarının dayanımı ve pekleşmesi yüksektir. Orta-kalın katmanlı ya da yer yer masif görünümlü olmakla birlikte bol kırıklı ve çatlaklı bir yapıdadır. Ayrıca, kumtaşı-çamurtaşı matriksi içinde blok konumunda bulunan rekristalize kireçtaşları içinde rudist fosillerine rastlanmıştır (Şekil 3.7). Özer ve İrtem (1982) tarafından Işıklar-Altındağ civarındaki kireçtaşlarının litofasiyes özellikleri üzerine yapılan çalışma, bölgedeki rekristalize kireçtaşlarının foraminiferli-rudistli istiftaşı litofasiyesine ait kayalar olduklarını ortaya koymaktadır. Çalışmacılar lagün şelfi ortamında çökelen kireçtaşlarına Turoniyen sonu-Santoniyen (Üst Kretase) yaşı verilebileceğini belirtmektedirler. Benzer şekilde Sarı (2013) de Bornova Karmaşığı matriksi içinde rudistli neritik kireçtaşı bloklarının varlığından bahsetmektedir.

İzmir fay kuşağı içinde Bornova Karmaşığı'nın alt dokanağı gözlenmez. Ancak önceki çalışmalarda birimin tektonik bir dokanakla Menderes Masifi'ne ait kayalar üzerine geldiği belirlenmiştir (Başarır ve Konuk, 1981; Erdoğan, 1990; Sözbilir ve diğer., 2011). Ağırlıklı olarak batıda Balçova segmentinin taban bloğunu oluşturan Seferihisar yükselimi ve doğuda Pınarbaşı segmentinin taban bloğunu oluşturan Nif yükseliminde yüzlek veren Bornova Karmaşığı, İzmir fay kuşağı boyunca Miyosen tortul ve volkanik birimler ile Kuvaterner çökeller ile yan yana gelir. İzmir Fayı'nın her iki segmentte de basamaklı yapı sunan parçalarından en güneyde kalanlar Bornova Karmaşığını keserken, kuzeydekiler Bornova Karmaşığı ile diğer çökeller arasındaki yapısal sınırı oluşturur. Bununla birlikte, stratigrafik olarak Miyosen tortul ve volkanik birimler Bornova Karmaşığı'nı uyumsuz olarak üzerler. Matriksle uyumlu kireçtaşı merceklerinden elde edilen paleontolojik bulgular birimin yaşının Geç Kretase (Maastrihtiyen)-Paleosen olduğunu göstermektedir (Erdoğan, 1990; Sarı, 2013).



Şekil 3.7 İzmir Fayı Pınarbaşı segmenti boyunca yüzlek veren blok konumlu rekristalize kireçtaşına ait arazi görüntüleri: (a, b ve c) uzaktan genel görünüm; (d, e ve f) birim içinde gözlenen rudist fosillerine ait görüntüler (Kişisel arşiv, 2018)

3.2.2 Miyosen Kaya Birimleri

Baskın olarak kırıntılı, karbonat ve volkanik kayalardan oluşan Miyosen birimler, İzmir fay kuşağı boyunca segmentlerin taban bloğunda ve özellikle Balçova ve Pınarbaşı segmentleri arasındaki aktarım rampasına karşılık gelen alanda yüzlek vermektedir. Tabanda kırıntılı tortullarla başlayan istif üste doğru volkanik kayalara geçiş göstermekte ve en üstte gölsel karbonatlarla son bulmaktadır. Bornova Karmaşığı üzerine açısal uyumsuzlukla gelişen Miyosen tortullaşması fay kuşağı boyunca alttan üstte doğru Çatalca formasyonu, Yamanlar volkanitleri ve Yeniköy-Ürkmez formasyonu şeklinde istiflenme sunmaktadır.

3.2.2.1 Çatalca Formasyonu

İzmir Fayı taban bloğunda küçük bir alanda yüzlek veren birim baskın olarak kiltaşı ve kumtaşı arakatmanlı şeyllerden oluşmaktadır. Formasyon " Alt horizon" başlığıyla ilk kez, Eşder ve Şimşek (1975) tarafından yöntemsiz olarak tanımlanmıştır. Akartuna (1962)'nın Neojen tabakalar şeklinde tanımladığı birim, Genç ve diğer. (2001) tarafından Çatalca formasyonu olarak adlandırılmıştır. Formasyonun alt kısımları kömürlü bataklık düzeyleri içeren kırıntılı gölsel çökellerden oluşur (Göktaş, 2019). Birim genel olarak ince-kalın tabakalı çakıltaşları, çamurtaşı arabantlı kumtaşları, silttaşları ve linyit mercekleri içeren şeyl ardalanması ile temsil edilmektedir (Genç ve diğer., 2001; Uzel ve Sözbilir, 2008; Uzel ve diğer., 2013). Birimin kumtaşı baskın üst bölümünde çapraz katmanlı çakıltaşları ve konglomera mercekleri yer alır (Genç ve diğer., 2001; Göktaş, 2019). Birimin alt dokanağı Bornova Karmaşığı ile açısal uyumsuz, üst dokanağı ise Yamanlar volkanikleri ile uyumlu olarak örtülmüştür (Genç ve diğer., 2001; Uzel ve Sözbilir, 2008). Paleontolojik ve palinolojik bulgular, Çatalca formasyonunun göl-yelpaze delta fasiyesi ortamı ürünü bir istif olduğunu ve birimin Alt-Orta Miyosen'de çökeldiğini göstermektedir (Akartuna, 1962; Genç ve diğer., 2001; Kaya, 1979; 1981; Uzel ve Sözbilir, 2008).

3.2.2.2 Yamanlar Volkanikleri

Baskın olarak lav ve breş fasiyesinde oluşmuş andezitik volkanik kayalardan oluşan birim, İzmir fay kuşağının doğu kesiminde, Pınarbaşı segmenti taban bloğunda yüzlek vermektedir. Strickland (1840) tarafından trakitik kayalar olarak ayırtlanan birimi, Philippson (1911) andezit, trakit ve riyolit olarak haritalamıştır. Chaput (1936) ise bu birimi andezitik ve dasitik lavlar olmak üzere ikiye ayırarak incelemiştir. İzmir ve çevresinde, özellikle körfezin kuzeyindeki Yamanlar yükseliminde yüzlek veren bu kayalar, Akdeniz ve diğer. (1986) tarafından Yamanlar volkanikleri olarak tanımlanmıştır. Daha çok kalk-alkali nitelikte volkanik malzeme içeren birim, lav akıntıları, piroklastik kayaçlar, dayklar ile dasitik, andezitik, riyolitik ve bazaltik bileşimli domlardan oluşmaktadır (Sözbilir ve diğer., 2011; Uzel ve diğer., 2013). Genel itibariyle dayanımı yüksek olan birimin, alterasyona uğramış kısımlarda dayanımı düşmektedir. Birim içinde yer yer akma bantları ve buna dik yönde gelişmiş soğuma çatlakları gözlenir. Baskın olarak afanitik dokuda, belli alanlarda ise porfiritik dokuda gözlenen birime ait lavlarda plajioklas ve ortoklas fenokristalleri baskındır. Neojen öncesi birimlerin üzerine geldikleri yerlerde, tabanda yer alan ince çakıltaşı veya çakıllı tüf seviyesi, yukarı doğru kalın tabakalı tüfler, aglomera ve lav örtülerine geçmektedir (Uzel ve Sözbilir, 2008). Düzensiz tabakalar şeklinde akma gösteren lavlar, tüfler ile ardalanmalıdır (Akdeniz ve diğer., 1986). Yamanlar volkaniklerinin alt dokanağı Çatalca formasyonu ile geçişli, üst dokanağı ise Yeniköy ve Ürkmez formasyonları tarafından açısal uyumsuzlukla örtülmektedir (Uzel ve Sözbilir, 2008; Sözbilir ve diğer., 2011). Kaya (1981), alt-orta Miyosen'de ortaç karakterde, üst Miyosen'de ise silisik karakterde olmak üzere iki ayrı dönemde gerçekleşen volkanizmadan ve bu iki aktif volkanik evre arasında (16,2-12,5 milyon yıl arası) durgun bir dönemin varlığından bahsetmektedir. Yamanlar volkaniklerinden alınan örneklerin K-Ar temelinde elde edilen radyometrik yaş sonuçları, birimin yaşının 14.0 ile 21.5 milyon yıl aralığında olduğunu, dolayısıyla volkanizmanın Alt-Orta Miyosen'de gerçekleştiğini göstermektedir (Borsi ve diğer., 1972; Ercan ve diğer., 1996; Karaoğlu, 2014; Savaşçın, 1978; Sözbilir ve diğer., 2011; Uzel ve diğer., 2013).

3.2.2.3 Ürkmez ve Yeniköy Formasyonları

İzmir fay kuşağının orta kesimlerinde Balçova ve Pınarbaşı segmentleri arasındaki aktarım rampasına karşılık gelen baskın olarak kırıntılı kayalardan oluşan K-G yayılımlı birim Ürkmez ve Yeniköy formasyonu olarak değerlendirilmiştir. Seri altında altta kırmızımsı renkli iri çakıltaşlarıyla başlayıp üste doğru kademeli olarak, gri-bejimsi gölsel kireçtaşı mercekleri içeren ince taneli çakıltaşları ile çamur arakatmanlı kumtaşlarına doğru geçiş gösteren Ürkmez formasyonu ile başlar (Genç ve diğer., 2001; Sözbilir ve diğer., 2011; Uzel ve Sözbilir, 2008; Uzel ve diğer., 2013). Yukarı doğru tane boyu incelen bir profil sunan bu tortul istifin üst kısımlarında çamurtaşları ve çamur arakatmanlı sarımsı kumtaşları baskın hale gelir (Genç ve diğer., 2001). İstifin tabanındaki iri kırıntılı kayaçlar yüksek enerjili bir çökelme ortamını düşündürdüğünden fay kaynaklı yelpaze çökelleri olarak yorumlanabilirler (Genç ve diğer., 2001). İzmir fay kuşağı içinde, Yamanlar volkanikleri üzerine açısal uyumsuzlukla çökelen Ürkmez formasyonu, üstte Yeniköy formasyonu ile geçişli bir dokanak sunar. Ürkmez formasyonuna ait kırıntılı kayaçlar istifin üst kesimlerinde Yeniköy formasyonunun gölsel kireçtaşları ile arakatmanlıdır (Eşder ve Şimşek, 1975; Genç ve diğer., 2011: Sözbilir ve diğer., 2011; Uzel ve Sözbilir, 2008). Birimin yaşı en geç Orta Miyosen-Erken Miyosen olarak verilmektedir (Genç ve diğer., 2001).

Eşder (1988) tarafından adlandırılan Yeniköy formasyonu, kabaca Miyosen yaşlı volkano-sedimanter bir paketin en üst bölümünü temsil eden kırıntılı karbonat kayalardan yapılıdır. Esas olarak açık renkli marn, şeyl ve killi kireçtaşından oluşan birimde yer yer linyit damarları içeren ince taneli kumtaşı, kiltaşı ve çamurtaşı ardalanmaları da gözlenir (Genç ve diğer., 2001; Uzel ve Sözbilir, 2008). İstifin altında kırmızımsı çakıltaşları, orta-kalın tabakalı kumtaşları ve killi kumtaşları ile ardalanma sunan gölsel ve lagünsel çökeller hakimdir (Eşder ve Şimşek, 1975; Genç ve diğer., 2001). Orta kesimlerinde kiltaşı-kumtaşı ardalanması ve ince kireçtaşı tabakaları şeklinde devam eden birim, üst bölümlerinde yeşilimsi kiltaşı, sarımsı kireçtaşı, killi kireçtaşı ve kumtaşı ile karakterize edilen bir litolojiye sahiptir (Eşder ve Şimşek, 1975; Uzel ve Sözbilir, 2008). Birim, Sözbilir ve diğer (2011) tarafından

Koçacay havzasında yüzlek veren Kızılca formasyonunun yanal eşleniği olarak verilmektedir. Uzel ve diğer. (2012) ise bu birime Yaka formasyonu adını vermişlerdir. Yeniköy formasyonunun yaşı, paleontolojik bulgular ve yanal-düşey geçişli olduğu volkanik kayalardan elde edilen radyometrik yaş sonuçları baz alınarak Orta-Üst Miyosen olarak verilmektedir (Borsi ve diğer., 1972; Genç ve diğer., 2001; Sözbilir ve diğer., 2011; Uzel ve Sözbilir, 2008; Uzel ve diğer., 2012).

3.2.3 Miyosen Sonrası Kaya Birimleri

İzmir fay kuşağı içinde çoğunlukla tavan blokta olmak üzere yer yer taban blokta da yüzlek veren Miyosen sonrası kaya birimleri Pliyo-Pleyistosen yaşlı Görece formasyonu ile Holosen yaşlı alüvyal çökellerdir.

3.2.3.1 Görece Formasyonu

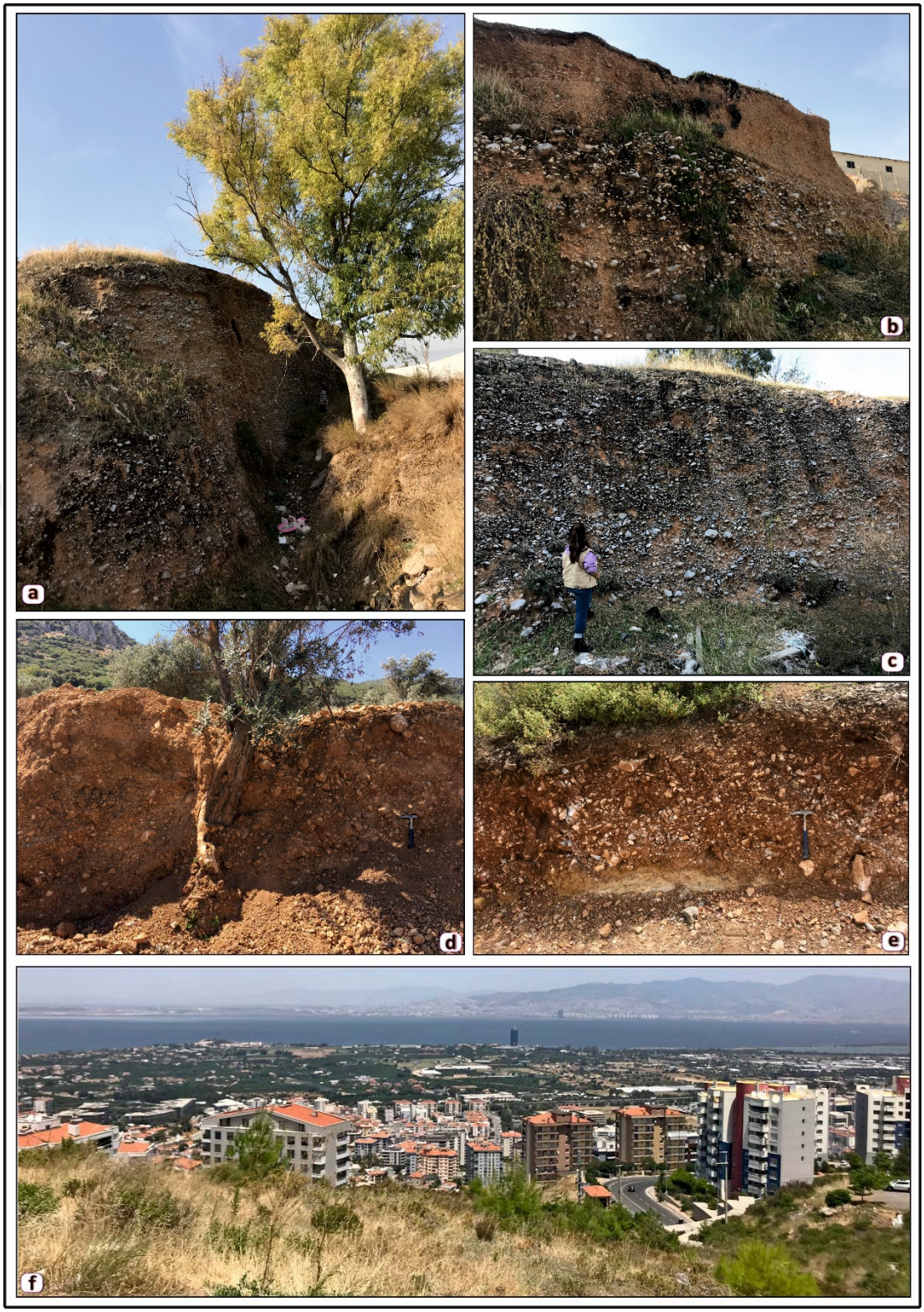
İzmir Fayı taban bloğunda Buca-Gaziemir ve Güzelbahçe yörelerinde yüzlek veren birim fay zonu boyunca Bornova Karmaşığı ve Miyosen karasal çökellerle yan yana gelir. Baskın olarak alüvyon yelpazesi çökellerinden oluşan birim ilk kez Uzel ve Sözbilir (2008) tarafından tanımlanmış, sedimanter ve geometrik özellikleri sebebiyle alüvyal yelpaze sisteminin proksimal, orta-distal ve alüvyal düzlük kısımlarını içeren bir birim olarak değerlendirilmiştir. Yarı konsolide karasal kırıntılılar ile karakterize edilen birim, kalın katmanlı, ara madde destekli, orta-kötü boylanmalı kırmızımsı kahve renkli çakıltaşları ile orta boylanmalı sarımsı kahve renkli kumtaşı ardalanmasından oluşmaktadır (Uzel ve Sözbilir, 2008; Uzel ve diğer., 2012). Bölgesel ölçekte korole edildiğinde, Urla havzasında tanımlanan Güzelbahçe formasyonu (İnci ve diğer., 2003) ile Kocaçay havzasında tanımlanan Plio-Pleyistosen yaşlı Sütçüler formasyonu (Sözbilir ve diğer., 2011), Görece formasyonunun eşlenikleri olarak verilmektedir. Bu kapsamda, Batı Anadolu grabenlerinde yüzeyleyen Plio-Pleyistosen çökelleri de Görece formasyonu ile ilişkilendirilebilir (Koçyiğit ve diğer., 1999; Sarıca, 2000; Rojay, Toprak, Demirci ve Süzen, 2005). Bu anlamda formasyonun grabenlerdeki stratigrafik karşılığı Emre (1996)'nın Gediz Grabeni güney kesiminde tanımladığı Asartepe formasyonudur.

Altındaki Miyosen birimleri açısal uyumsuz bir dokanakla üzerleyen Görece formasyonu, Holosen yaşlı alüvyal çökeller tarafından uyumsuzlukla örtülür. Birime yaş verebilecek herhangi bir paleontolojik veri olmamasına karşın, yakın alanlardaki stratigrafik korelasyon kullanılarak (Kemalpaşa Havzası'nda yüzlek veren Sütçüler formasyonu) birimin yaşı Pliyo-Pleyistosen olarak verilmektedir (Sözbilir ve diğer., 2004, 2011; Uzel ve Sözbilir, 2008; Uzel ve diğer., 2012).

3.2.3.2 Kuvaterner Çökeller

Alüvyon yelpazesi çökelleri, kolüvyal çökeller, alüvyon düzlüğü ve yelpaze delta çökelleri ile belirli alanlarda yer yer gözlenen yamaç molozları İzmir Fayı tavan bloğu boyunca yüzlek veren en genç jeolojik birimlerdir. Bu birimler Kuvaterner ve daha çok Holosen yaşlı az pekleşmiş ya da çökelimi devam eden tortullardan yapılıdır (Şekil 3.8). Kolüvyal çökeller, özellikle İzmir Fayı'nın en güneyindeki kollarında gelişen sarplıkların önünde gözlenmektedir. Alüvyal yelpazelerin üst kısımlarındaki sınırlı alanlarda yayılım sunan kolüvyaller, kötü boylanmalı, az pekleşmiş ya da pekleşmemiş kaba kırıntılı çökellerden oluşmaktadır.

İzmir Fayı'nın tavan bloğu üzerinde gelişen alüvyal yelpazeler, bloktan kuma değişen tane boyuna sahip kırmızımsı turuncu renkteki kırıntılardan yapılıdır. Çoğunlukla ara madde destekli bu çökeller, boylanması ve yuvarlaklaşması orta-kötü bloklu kaba çakıl, çakıllı kum ve kaba kum gibi kırıntılar içerir. Blok ve çakıllar egemen olarak kumtaşı, kireçtaşı ve kuvarsitten oluşmaktadır. Topografyanın düzleştiği yerlerde alüvyon yelpazesi çökelleri ile yanal ve düşey yönde geçişli olan alüvyon düzlüğü çökelleri, orta-ince kum ve çamur gibi ince kırıntı baskın kırıntılardan oluşur. Alüvyonal tortullar, en batıda İzmir Körfezi'ne doğru kıyı fasiyesine ait denizel çökeller ile yanal ve düşey yönde giriktir. Çoğunlukla İzmir Fayı Pınarbaşı segmenti önündeki yamaçlar boyunca yüzlek veren yamaç molozları, daha çok Bornova Karmaşığı'na ait rekristalize kireçtaşları ile filiş fasiyesi matriksine ait kumtaşı ve çamurtaşlarından meydana gelir. Kırmızımsı-kahve ve bejimsi-gri renkte gözlenen yamaç molozları kötü boylanmalı, köşeli ve pekleşmemiş kaba kırıntılardan oluşmaktadır.



Şekil 3.8 Tez alanı içinde gözlenen güncel çökellere ait arazi görüntüleri: (a, b ve c) Pınarbaşı segmenti civarında gözlenen alüvyal çökeller, (d ve e) kolüvyal çökeller, (f) Balçova Segmenti önünde yayılım sunan delta düzlüğü çökelleri (Kişisel arşiv, 2018)

3.3 İzmir Fayı'nın Yapısal Özellikleri

İzmir Körfezi'ni güneyden D-B doğrultuda sınırlayan İzmir Fayı'nda yapılan kinematik analiz çalışmaları, fayın belli noktalarda oblik atım bileşenine sahip eğim atımlı bir normal fay olduğunu göstermektedir (Sözbilir ve diğer., 2008; Uzel ve diğer., 2012). Her biri yaklaşık 20 km uzunluğunda iki ana segmentten oluşan İzmir Fayı, doğrultusu boyunca yer yer Holosen yaşlı çökelleri kestiğinden dolayı jeolojik olarak aktif fay sınıfında değerlendirilmektedir. Fay segmentleri boyunca gözlenen üçgen yüzeyler ve dağ önlerindeki çizgisel gidişler, fayın Holosen'de aktif olduğuna işaret eden morfolojik verilerdendir (Emre ve diğer., 2005; Sözbilir ve diğer., 2004). Yerleşim alanlarının yoğunluğu nedeniyle sınırlı alanlarda gözlemlenebilen fay düzlemleri dışında, arazide net olarak izlenebilen fay sarplıkları/basamakları da İzmir Fayı'nın normal fay karakterinde olduğunu göstermektedir.

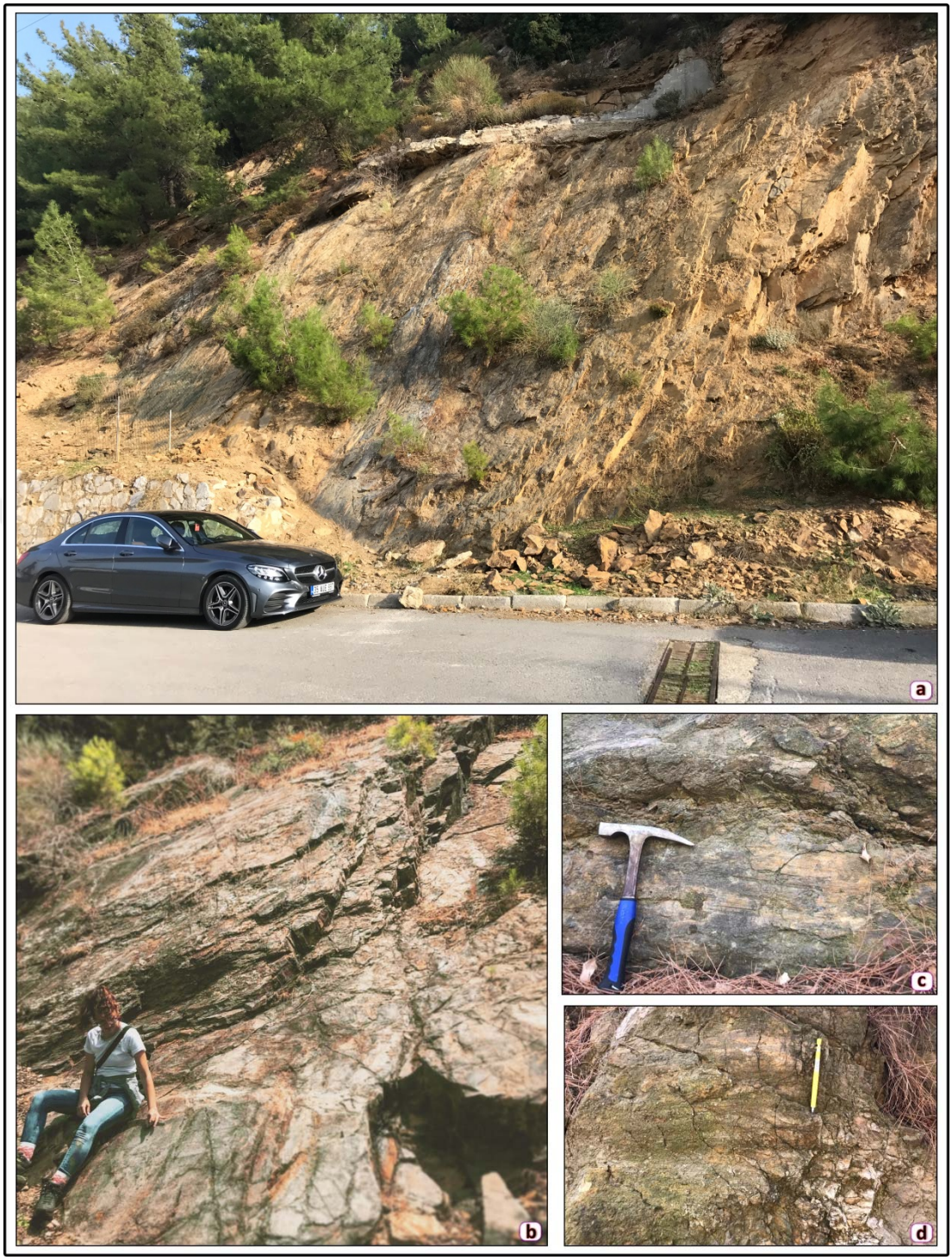
Birbirine paralel fay parçalarından oluşan zonal yapıdaki Balçova segmentinde, güneyde kalan parça segmentin ana fayı niteliğindedir ve genel olarak Bornova Karmaşığı'nın oluşturduğu temel kayalar içinde belirgin bir çizgisellik şeklinde izlenebilmektedir (Emre ve diğer., 2005). Kuzeyde kalan parçalar ise körfeze açılan akarsuların kıyı düzlüğünde oluşturduğu alüvyal yelpaze çökellerini keser. Balçova segmenti tavan bloğunda gözlenen güneye eğimlenmiş ya da çarpılmış morfolojik yüzeyler eğim atımlı normal faylanma mekanizmasına, taban bloğunda kalan dereler boyunca gözlenen yatak yarılmaları ise Holosen'de gerçekleşen tektonik yükselime işaret etmektedir (Emre ve diğer., 2005).

Günümüzde Balçova Kaya Termal Otel adıyla işletilen Agamemnon Kaplıcaları ve bu alanın doğusunda kalan İzmir Ekonomi Üniversitesi Kampüs alanı çevresi, İzmir Fayı'na ait fay basamaklarının/şevlerinin morfolojik olarak en net izlenebildiği yerlerdir. Fayın Balçova segmenti üzerinde kalan bu alanlar, alüvyal düzlük ve yelpaze çökellerinden oluşan yatay ya da yataya yakın topografyanın, yerini İzmir Fayı tarafından oluşturulan sarplıklara bıraktığı sınır olarak düşünülebilir. Bu alanlarda izlenen fay basamaklarında, 4 m'ye varan düşey yer değiştirmeler gözlemlenir. Ayrıca, güneyde, fayın taban bloğunda yüzlek veren Bornova

Karmaşığı'na ait kayaçlar, yaklaşık 450 m kadar yükselmiştir. Kaplıca alanının güneyinde kalan Ilıca deresi, İzmir Fayı'na ait basamaklarla doğuya doğru 70 m. kadar ötelenmiştir.

Balçova segmenti taban bloğunu drene eden ana drenaj sistemini oluşturan Ilıca deresi boyunca Balçova barajına doğru gidildikçe, İzmir Fayı'nın taban bloğunda asılı kalmış eski deformasyon izlerine rastlanır (Şekil 3.9). Yol üzerinde gözlenen fay düzlemleri, bazı çalışmalarda Agamemnon-II Fayı olarak adlandırılan yapısal hatta karşılık gelir. Buradaki deformasyona ilişkin veriler, bölgede aktivitesini yitirmiş bazı oblik ve doğrultu atım fayların varlığına işaret etmektedir. Alınan ölçümler, eski fay düzlemlerinin K10°B-K45°D arasından değişen doğrultu açılarına sahip olduğunu göstermektedir. Bu düzlemlerin eğim açıları ise 65° - 88° arasında ölçülmüştür. Gözlemlenen deformasyon yapıları, Ilıca deresinin Balçova düzlüğüne ulaştığı noktada İzmir Fayı'na ait fay basamakları tarafından ötelenmektedir.

Balçova segmenti civarında yapılan arazi çalışmalarında, güncel ve yoğun yapılaşmaya rağmen, İzmir Fayı'na ait fay izinin topografya üzerinde korunduğu alanların varlığı gözlemlenmiştir (Şekil 3.10). Fay düzlemlerinin korunabildiği sınırlı alanlardan alınan ölçümler, doğrultusu K60°B – K85°D arasında değişen K'ye eğimli İzmir Fayı'nın, 50° - 82° arasında değişen eğim açılarına sahip olduğunu göstermiştir. Ayrıca, düzlem üzerindeki hareket vektörleri 65° - 85° arasında değişmektedir. Balçova segmentinin Narlıdere civarındaki batı kısmında fayın uzanımı yaklaşık D-B gidişlidir. Bu alanda yapılan arazi gözlemlerinde, eğim açıları 45° - 75° arasında ölçülmüştür. Fay çiziklerine ait rake açıları 85° - 90° arasında değişmektedir. Balçova ve Buca arasında, fayın taban bloğunda yüzeyleyen Miyosen yaşlı volkanosedimanter kayalar üzerinde gelişen Pliyosen aşınım düzlükleri, İzmir Fayı tarafından kesilerek askıda kalmıştır (Emre ve diğer., 2005).



Şekil 3.9 İzmir Fayı Balçova segmenti yükselen bloğunda asılı kalmış oblik ve doğrultu atımlı eski fay düzlemlerine (a ve b) ve düzlemlerde gözlenen fay çiziklerine (c ve d) ait arazi fotoğrafları (Kişisel arşiv, 2018)



Şekil 3.10 İzmir Fayı Balçova segmenti boyunca gözlenen Holosen fay sarplıklarına ait arazi fotoğrafları (Kişisel arşiv, 2021)

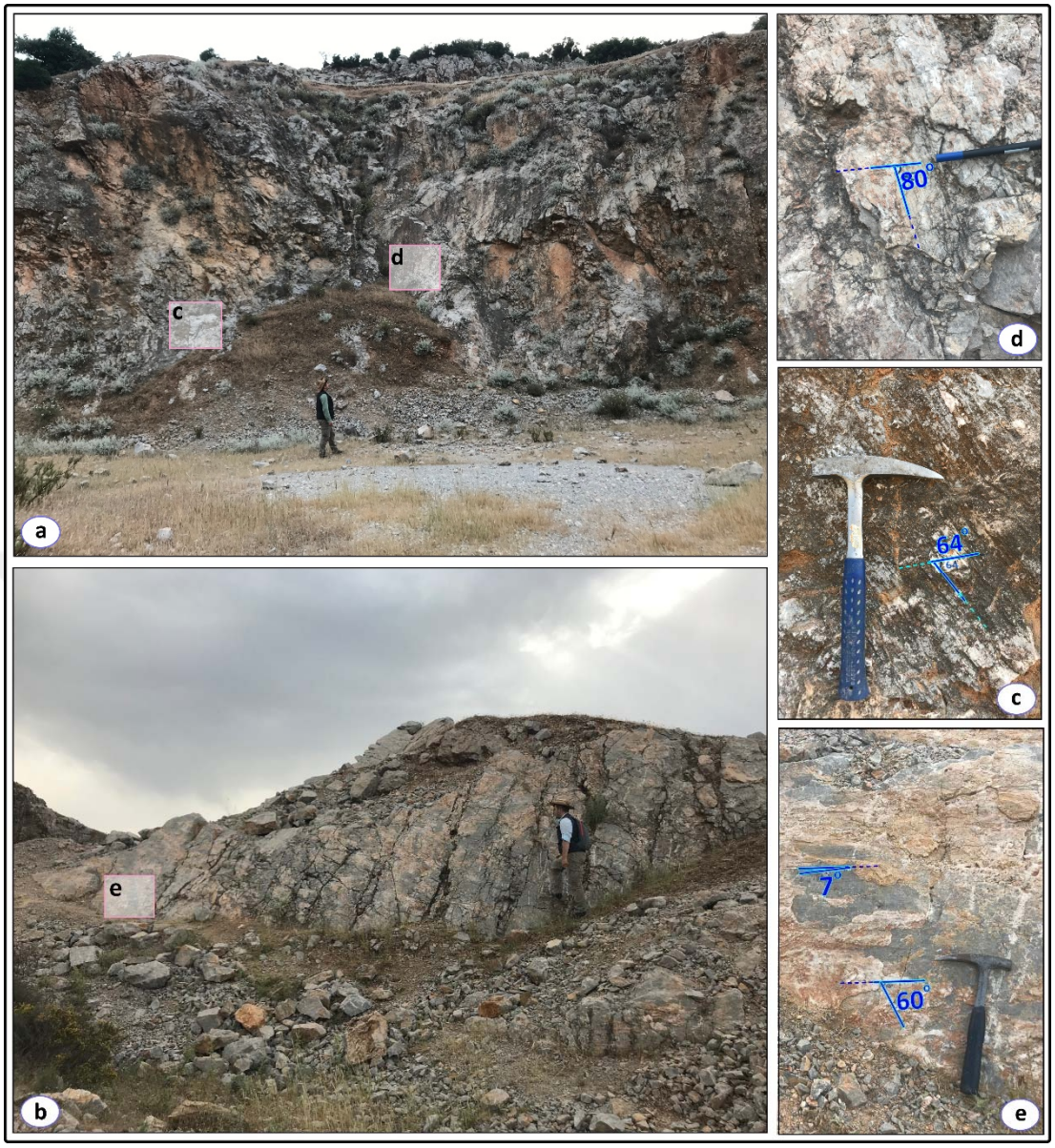
Pınarbaşı segmenti, İzmir Fayı'nın Halkapınar-Belkahve arasında uzanan yaklaşık 20 km'lik doğu bölümünü oluşturur. Temelde iki alt bölümden oluşan basamaklı bir morfoloji sunan bu segment, Altındağ civarında D-B doğrultulu olup, taban blokta kalan Miyosen çökeller ile tavan bloktaki alüvyal çökelleri arasındaki yapısal sınırı oluşturmaktadır. Basamaklı morfolojide devam eden bu hat, tek parça şeklinde Işıkkent'e doğru döner ve burada Bornova Karmaşığı'na ait kireçtaşı bloklarına

ulaşır. Segmentin doğuda kalan Işıkkent-Pınarbaşı arasındaki bölümü D-B uzanımdan K65°D doğrultuya değişecek şekilde devam eder. Fay, bu bölümde Miyosen öncesi kayalar ile alüvyal çökeller arasındaki keskin bir morfolojik uyumsuzluğa karşılık gelir.

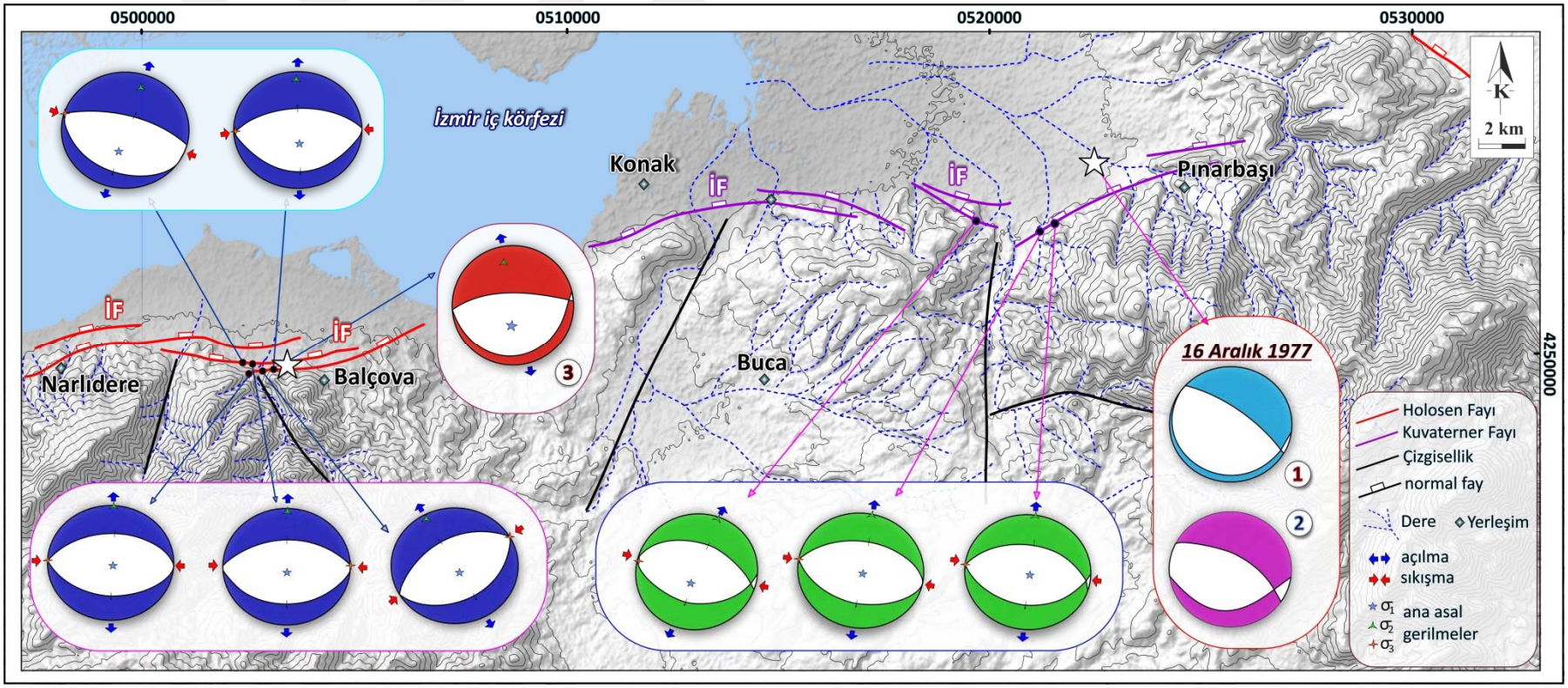
Pınarbaşı segmenti, Altındağ bölümünde yer alan Kokluca mezarlığı civarında, Miyosen gölsel kireçtaşları ile Holosen alüvyal çökeller arasındaki sınırı oluşturmaktadır. Kokluca mezarlığı batı sınırında 3,5 m'ye varan fay şevleri gözlemlenmiştir. Bu alanlarda Pınarbaşı segmentine ait fay şevleri, yoğun yapılaşma nedeniyle topografik olarak izlenebilmektedir. Yapılan arazi çalışmalarında fay düzlemlerinden alınan ölçümler, bu segmentteki doğrultuların K75°B – K65°D arasında değiştiğini göstermektedir. Fay düzlemi yaklaşık 70° K'ye eğimlidir. Gözlemlenen düzlemlerde saptanan hareket vektörleri ise 60° ile 85° arasında değişmektedir (Şekil 3.11). Ayrıca incelenen fay parçaları üzerinde 0,1-2 m genişliğinde deformasyon zonlarının geliştiği saptanmıştır.

Kokluca mezarlığı doğusunda kalan Pınarbaşı ilçe merkezinde yapılan arazi çalışmalarında, Pınarbaşı segmentine ait fay parçalarının basamaklı bir morfolojiyle güneyde Bornova Karmaşığı'na ait kireçtaşlarını kestiği, kuzeye doğru düzlük alanlarda ise Bornova Karmaşığı kumtaşı-çamurtaşı matriksi ile alüvyal çökeller arasında sınır oluşturduğu gözlemlenmiştir. Kireçtaşını kesen fay düzlemlerinden doğrultular K40°-70°D, eğimleri ise 52°-84° KKB olarak ölçülmüştür. Düzlemler üzerindeki fay çiziklerinin rake açıları 50°-80° arasında değişmektedir.

İzmir fay segmentleri üzerinde yapılan arazi gözlemlerinden elde edilen kinematik veriler, İzmir Fayı'ndaki hareketin, K-G yönlü açılma ve D-B yönlü sıkışma etkisinde gelişen, az miktarda oblik atım bileşenine sahip eğim atımlı normal faylanma mekanizmasıyla gerçekleştiğini göstermektedir (Şekil 3.12).



Şekil 3.11 İzmir Fayı Pınarbaşı segmenti boyunca gözlenen eski fay düzlemleri ve fayın hareketini gösteren kinematik verilere ait arazi fotoğrafları (Kişisel arşiv, 2018)



Şekil 3.12 İzmir fay segmentlerine ait fay düzlemlerinden elde edilen verilerin kinematik analizi ve paleostres yönleri (diri faylar Emre ve diğer., 2018'dan alınmıştır).

İF: İzmir Fayı, Önceki çalışmalardan elde edilen sonuçlar: 1- Drakopoulos ve Delibasis, 1982; 2- Jackson, King ve Vita-Finzi, 1982; 3- Uzel ve diğer., 2012

BÖLÜM 4
İZMİR VE YAKIN ÇEVRESİNİN SİSMOTEKTONİĞİ

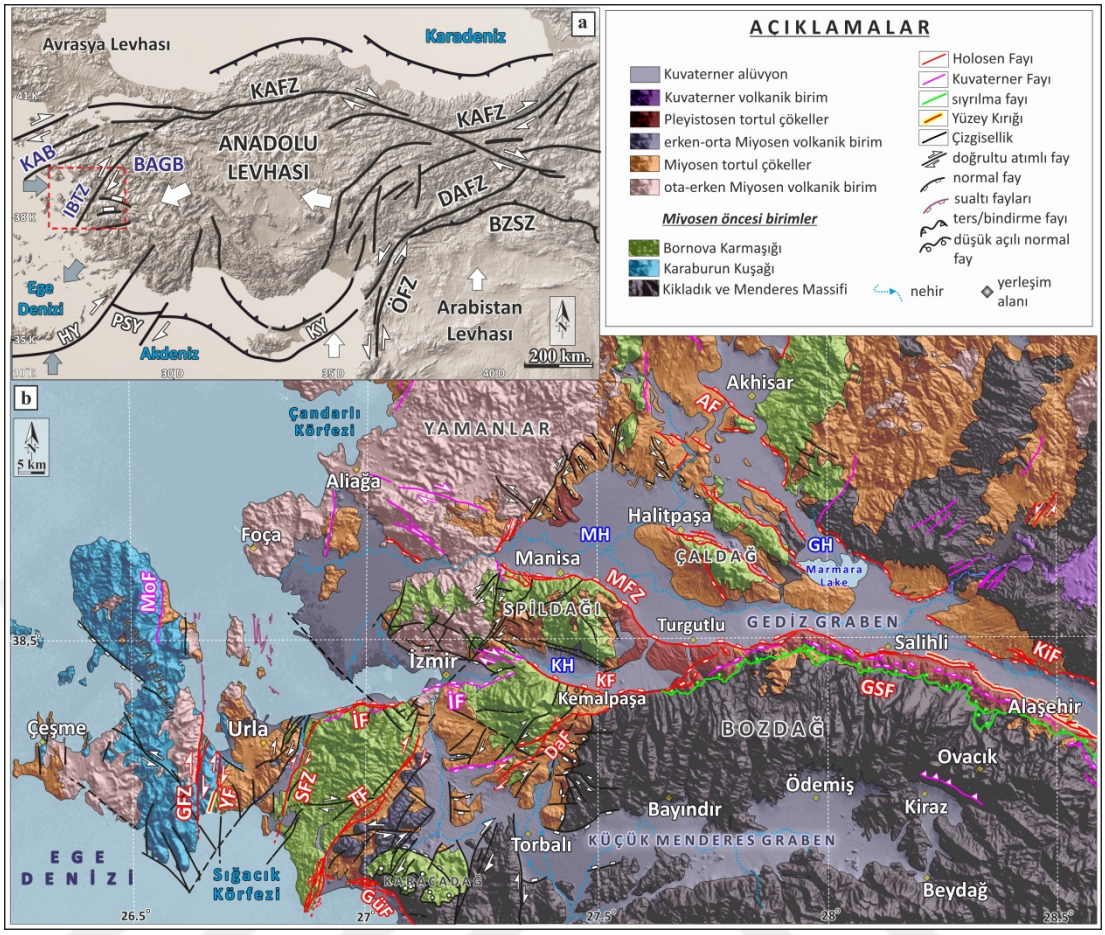
Herhangi bir bölgenin deprem potansiyelinin belirlenmesi, o bölgede etkili olan tektonik rejim temelinde, mevcut faylarla depremler arasındaki ilişkinin anlaşılmasını gerektirir. Bölgenin sismotektonik çatısı içinde, bir fayın deprem üretip üretmediği, o bölgede meydana gelmiş geçmiş depremlerin incelenmesi ile mümkündür. Bu bakımdan bir bölgedeki güncel depremselliğini ortaya çıkarmak için, deprem üretebilecek fay veya fayların yapısal özellikleri ve niteliklerinin tanımlanması, deprem aktivitelerinin mümkün olduğunca geriye dönük olarak araştırılması gerekir. Bu çerçevede bu bölüm, Batı Anadolu sismotektoniğinin de bir parçası olan İzmir Fayı'nın deprem geçmişi ve günümüz deprem üretme potansiyeline ilişkin mevcut açıklamaları kapsamaktadır. Bu çalışmada, İzmir Fayı'nın hangi depremlere kaynaklık etmiş olabileceğini belirlemek amacıyla, ayrıntılı bir deprem araştırması yapılmış, elde edilen verilerle İzmir ve yakın çevresi için yerel ve güncel yeni bir tarihsel deprem kataloğu hazırlanmış ve Batı Anadolu (İzmir) depremselliğinde İzmir Fayı'nın rolü tartışılmıştır.

4.1 İzmir ve Yakın Çevresi Aktif Faylarının Batı Anadolu Sismotektoniğindeki Yeri

İzmir ve yakın çevresindeki sismik aktivite, içinde yer aldığı Batı Anadolu Genişleme Bölgesi'ni (BAGB) şekillendiren aktif tektonik süreçlerle ilişkilidir. Batı Anadolu tektonizmasının zamansal gelişimi ve günümüz kinematiği, genelden özele, çalışma alanı sismotektoniğinin de anlaşılmasını sağlamıştır. Orojenik sıkışma ve onu takip eden kıtasal açılmanın bir sonucu olarak K-G doğrultuda genişlediği bilinen Batı Anadolu, Dünya'nın sismik açıdan en aktif ve hızla deforme olan tektonik alanlarından biri olarak kabul edilmektedir (Barka ve Reilinger, 1997; Bozkurt, 2001; Caputo ve Helly, 2005, 2008; Dewey ve Şengör, 1979; Jackson ve Mckenzie, 1984; McKenzie, 1978; Pavlides ve Caputo, 2004; Reilinger ve diğer., 1997; Seyitoğlu ve Scott, 1991; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör ve diğer., 1985; Taymaz ve diğer., 1991). Tektonik kaçmayla ilişkili deformasyon modeli ile

açıklanan Batı Anadolu aktif tektonizması, Arabistan ve Avrasya levhalarının çarpışmasıyla başlayan sıkışmanın, Anadolu levhasında meydana getirdiği jeodinamik süreçlerle karakterize edilmektedir (Şekil 4.1a). Bu jeodinamik kontrol altında, K-G açılmaya başlayan Batı Anadolu, bölgede gelişen fay sistemleri ile deforme olmaya ve şekillenmeye devam etmektedir. Özellikle İzmir ve çevresi için elde edilen GPS verileri, D-B kısalma ve buna karşı gelişen K-G genişleme ile ilişkili olarak sağ yönlü doğrultu atımlı faylanma ve saat yönünde bir dönüşe işaret eden kanıtlar sunmaktadır (Aktuğ ve Kılıçoğlu, 2006).

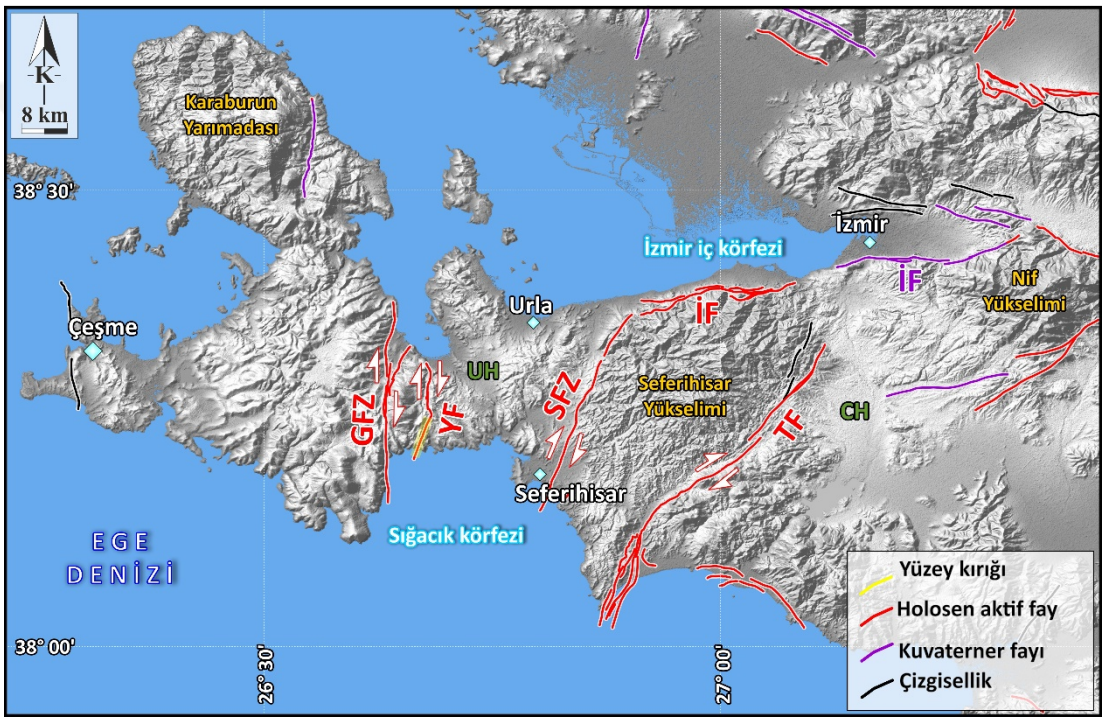
Anadolu levhasındaki sıkışma ve rotasyonun bir sonucu olarak, Miyosen-Kuvaterner boyunca etkili K-G genişlemeli tektonik rejimle şekillenen Batı Anadolu, bu deformasyon sonucu gelişen düşük açılı normal faylarla sınırlı supradetachment ve yüksek açılı normal faylarla sınırlı rift havzaları ile karakterizedir (Şekil 4.1b) (Bozkurt, 2001, 2003; Bozkurt ve Park, 1997; Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Dewey ve Şengör, 1979; Emre ve Sözbilir, 1997; Hetzel ve diğer., 1995; Koçyiğit ve diğer., 1999; Lips ve diğer., 2001; Özkaymak ve Sözbilir, 208; Özkaymak ve diğer., 2011; Seyitoğlu ve Scott, 1991, 1992, 1996; Seyitoğlu ve diğer., 2002; Sözbilir, 2001, 2002; Şengör ve diğer., 1985; Yılmaz ve diğer., 2000). Bununla birlikte, grabenleri sınırlayan normal fayların bölgede meydana getirdiği gerilim, doğrultu atımlı fayların baskın olduğu İBTZ varlığı ile karşılanmaktadır (Kaya, 1979; İnci ve diğer., 2003; Özkaymak ve Sözbilir, 2008; Sözbilir ve diğer., 2003, 2009; 2011; Uzel ve Sözbilir, 2008; Uzel ve diğer., 2012, 2013). İBTZ doğuda, havza kenarları D-B uzanımlı faylarla sınırlı Gediz, Büyük Menderes ve Küçük Menderes gibi grabenlerin batı sınırını oluşturur. Bu grabenlerin batı uçlarında, İBTZ içinde kalan ve kenarları KD-GB uzanımlı doğrultu atımlı faylarla sınırlı Kuvaterner havzalar yer almaktadır. Güney kenarı İzmir Fayı tarafından sınırlanan İzmir Körfezi de, Gediz Grabeni batı ucunda yer alan önemli güncel çöküntü alanlarından biridir. İzmir Körfezi çevresinde meydana gelen son depremler, KD-GB uzanımlı sağ yanal ve KB-GD uzanımlı sol yanal olmak üzere dağılmış bir doğrultu atım hareketine işaret etmektedir (Benetatos ve diğer., 2006; Kiratzi ve Louvari, 2003; Tan ve diğer., 2008; Tan, 2013; Uzel ve diğer., 2013).



Şekil 4.1 a) Türkiye'deki ana neotektonik yapıları gösteren basitleştirilmiş bölgesel harita. İzmir-Balıkesir Transfer Zonu, normal fay ağırlıklı Batı Anadolu Genişleme Bölgesi ile doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Bölgesi arasında yapısal bir sınırdır (Barka, 1992; Bozkurt, 2001; Özkaymak ve diğer., 2013; Şengör ve diğer., 1985; Uzel ve Sözbilir, 2008'den değiştirilerek), Kısaltmalar: BAGB: Batı Anadolu Genişleme Bölgesi, IBTZ: İzmir-Balıkesir Transfer Zonu, KAB: Kuzey Anadolu Bölgesi, KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, ÖFZ: Ölüdeniz Fay Zonu, BZSZ: Bitlis-Zagros Sütur Zonu, HY: Helen Yayı, PSY: Pliny-Strabo Yayı, KY: Kıbrıs Yayı, b) Batı Anadolu'daki ana aktif yapısal elemanları ve tez alanının yerini gösteren sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Emre ve diğer., 2016; Eski ve diğer., 2020; Özkaymak ve diğer., 2011, 2013; Sümer, 2015; Tepe ve Sözbilir, 2017; Uzel ve diğer., 2012, 2013'den yeniden çizilmiştir). Kısaltmalar: İF: İzmir Fayı, TF: Tuzla Fayı, SFZ: Seferihisar Fay Zonu, GFZ: Gülbahçe Fay Zonu, YF: Yağcılar Fayı, MFZ: Manisa Fay Zonu, KF: Kemalpaşa Fayı, GSF; Gediz Sıyrılma Fayı, MoF: Mordoğan Fayı, DaF: Dağkızılca Fayı, GüF: Gümüldür Fayı, AF: Akhisar Fayı, KiF: Killik Fayı, MH: Manisa Havzası, KH: Kemalpaşa Havzası, GH: Gölmarmara Havzası,

İzmir ve çevresi, Batı Anadolu açılmalı tektonik rejimi içinde, İBTZ'nin KD-GB uzanımlı doğrultu atımlı fayları ile Gediz Graben Sistemi'nin D-B uzanımlı normal faylarının kesiştiği sismotektonik alana karşılık gelmektedir. Bölgedeki mevcut

deformasyon ve buna bağlı depremsellik, birlikte hareket eden normal ve doğrultu atımlı faylar tarafından kontrol edilmektedir. Emre ve diğer. (2005, 2011, 2013, 2016), İzmir ve yakın çevresinde, uzunlukları 12 ile 70 km arasında değişen K-G, KD-GB, KB-GD ve D-B uzanımlı ve M=7 büyüklüğüne kadar deprem üretebilme potansiyeli olan aktif fayların varlığından bahsetmektedirler. Bölgesel ölçekte İBTZ'nin güney bölümünü oluşturan bu faylardan en önemlileri, kuzeyde İzmir Körfezi ile güneyde Sığacık/Kuşadası Körfezi arasında kalan İzmir Fayı, Tuzla Fayı, Seferihisar Fayı, Gülbahçe Fay Zonu ve Yağcılar Fayı'dır (Şekil 4.2 ve Tablo 4.1).



Şekil 4.2 İzmir ve yakın çevresindeki ana aktif yapıları gösteren harita (aktif faylar Emre ve diğer., 2011, 2018'den alınmıştır). Kısaltmalar: İF: İzmir Fayı, TF: Tuzla Fayı, SFZ: Seferihisar Fay Zonu; YF: Yağcılar Fayı; GFZ: Gülbahçe Fay Zonu, UH: Urla Havzası, CH: Cumaovası Havzası

Ayrıntılı tanımlaması Bölüm 2.1'de verilen *İzmir Fayı,* İzmir körfezinin D-B gidişli iç kısmını güneyden sınırlayan ana fay niteliğindedir. Bunun dışında, İzmir güney batısında yer alan Gaziemir ve Doğanbey yerleşimleri arasındaki KD-GB uzanımlı yapısal hat *Tuzla Fayı* olarak tanımlanmaktadır (Emre ve Barka, 2000; Emre ve diğer., 2005, 2011, 2016). Literatürde Cumaovası çizgiselliği (Şaroğlu ve diğer., 1992), Cumalı Ters Fayı (Eşder, 1988) ve Orhanlı Fay Zonu (Genç ve diğer., 2001; Uzel ve Sözbilir, 2008) gibi isimlerle de kullanılan bu fay İBTZ içindeki bir

yapısal sınır olarak kabul edilir (Uzel ve Sözbilir, 2008). Bu fayın denizdeki devamıyla birlikte toplam uzunluğunun 50 km'yi geçtiği düşünülmektedir (Ocakoğlu ve diğer., 2004, 2005). Kinematik analiz çalışmaları, Tuzla Fayı'nın Miyosen'de sol yanal olarak hareket ettiğini, Kuvaterner'de sağ-yanal doğrultu atımlı bir fay olarak yeniden aktifleştiğini göstermektedir (Uzel ve Sözbilir, 2008).

Seferihisar Fay Zonu, Urla havzası ile Seferihisar Yükselimini sınırlayan ana yapısal hat olarak tanımlanmaktadır (Kaya, 1979, 1981; Emre ve diğer., 2005). Urla Havzası'nın doğu sınırı olan bu fay, sağ yönlü doğrultu atımlı fay segmentlerinden oluşan yaklaşık 23 km uzunluğunda ve 2-3 km genişliğinde bir zonu temsil etmektedir (İnci ve diğer., 2003; Sümer, 2007). İBTZ içindeki ana aktif yapılardan biri olan Seferihisar Fay Zonu (Sözbilir ve diğer., 2003) güneye doğru deniz tabanında yaklaşık 10 km daha devam etmektedir (Ocakoğlu ve diğer., 2004, 2005). İzmir iç körfezi güneyinde kalan Seferihisar yükselimini doğudan sınırlayan Tuzla Fayı ve batıdan sınırlayan Seferihisar Fay Zonu, KD-GB uzanımlı Cumaovası Havzası'nın oluşumunu da kontrol etmektedir.

Urla Havzasını morfolojik ve yapısal olarak Karaburun Yarımadası'ndan ayıran K-G uzanımlı *Gülbahçe Fay Zonu* ve *Yağcılar Fayı* bölgedeki diğer yapısal süreksizliklerdir (Emre ve diğer., 2005). Karada 24 km uzunluğunda olan Gülbahçe Fay Zonu'nun her iki ucunun denizaltında devam ettiği ve toplam uzunluğunun ~70 km'ye ulaşabileceği belirtilmektedir (Emre ve diğer., 2005; Ocakoğlu ve diğer., 2004, 2005). Deniz tabanındaki en genç birimleri kesmesi bu fayın Holosen'de aktif olduğunu göstermektedir (Ocakoğlu ve diğer., 2005). İnci ve diğer. (2003) tarafından Demircili-Yağcılar Fayı olarak adlandırılmış olan *Yağcılar Fayı,* 11 km uzunluğunda ve 2 km genişliğinde bir zon olarak tanımlanır (Sümer, 2007; Sözbilir ve diğer., 2009). Bu fay Seferihisar Fay Zonu ve Gülbahçe Fayı ile Sığacık Körfezi içinde birleşerek negatif çiçek yapısı oluşturur (Sözbilir ve diğer., 2009). Sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay olarak tanımlanan Yağcılar Fayı, İzmir bölgesindeki aktif yapılardan biri olarak kabul edilmektedir (Emre ve Özalp, 2011; Emre ve diğer., 2016). Bu aktif yapılardan yalnızca İzmir Fayı normal fay kinematiğine sahipken, diğer faylar doğrultu atım ya da doğrultu atımı baskın oblik karakter sunarlar (Emre

ve diğer., 2005, 2016). Doğrultu atımlı faylar, aynı zamanda, Gediz Grabeni batısındaki sönümlenmeyi sağlayan transfer yapılardır (Emre ve diğer., 2005). Körfez içinde yapılan çalışmalardan elde edilen sismik verilerin stratigrafik ve yapısal yorumları, önemli bölümleri karada uzanım sunan bu fayların deniz içinde de devam ettiğini ortaya koymaktadır (Ocakoğlu, 2004; Ocakoğlu ve diğer., 2004, 2005).

Tablo 4.1 İzmir ve yakın çevresindeki ana aktif fayların genel özellikleri (faylara ilişkin veriler Emre ve diğer., 2018; İnci ve diğer., 2003; Ocakoğlu ve diğer., 2005; Uzel ve Sözbilir, 2008'den derlenmiştir)

	Fayın türü	Toplam Uzunluğu	Genel Uzanımı	Segment Sayısı	Aktivite Sınıfı	Ürettiği Deprem	Üretebileceği max.deprem (M_w)
İzmir Fayı	Normal	38 km	D-B	2	Holosen	1977 (M=5.5)	6.6
Seferihisar Fayı	Sağ yanal doğrultu atımlı	35 km	KD-GB	1	Holosen	2003 (M=5.6)	6.7
Tuzla Fayı	Sağ yanal doğrultu atımlı	> 50 km	KD-GB	3	Holosen	1992 (M=6.0)	6.7
Gülbahçe Fayı	Sağ yanal doğrultu atımlı	> 70 km	KKD-GGB	3	Holosen		6.7
Yağcılar Fayı	Sağ yanal doğrultu atımlı	34 km	KKD-GGB	1	Yüzey Kırığı	2005 (M=5.9)	6.3

Birlikte çalışan bu aktif fay sistemlerinin varlığı ve dağılımına bağlı olarak İzmir ve çevresi yoğun sismik aktivite ile karakterize edilmektedir. Veriler, sismik aktivitenin, ağırlıklı olarak bölgedeki doğrultu atımlı fay zonlarında yoğunlaştığını göstermektedir. Yapılan çalışmalar, depremlere kaynaklık eden fayların birbirleri ile etkileşim halinde olduğunu, İzmir ve çevresinde normal fay mekanizmasıyla oluşan deprem aktivitesinin, bölgedeki gerilim farkını gidermek adına İBTZ içindeki doğrultu atımlı fayları tetiklediğini öne sürmektedir (Kaya, 1979; Sözbilir ve diğer., 2011; Sümer, İnci ve Sözbilir, 2013; Uzel ve diğer., 2012). Aletsel dönemde değişik büyüklükte çok sayıda depreme kaynaklık ettiği belirlenen bu fayların, tarihsel dönemde yüzey yırtılmasıyla sonuçlanmış yıkıcı depremlere kaynaklık ettiği düşünülmektedir (Ambraseys ve Finkel, 1995; Emre ve diğer., 2005; Papazachos ve

Papazachou, 1997; Sözbilir ve diğer., 2008, 2009; Tan ve diğer., 2008; Taymaz ve diğer., 1991; Zhu, Akyol, Mitchell ve Sözbilir, 2006). Kayıtlar, tarihsel dönemde meydana gelen yıkıcı depremlerin etki alanlarının bu fay zonlarında yoğunlaştığını gösterse de, depremlerin hangi faydan kaynaklandığına ilişkin net bir bilgi henüz yoktur.

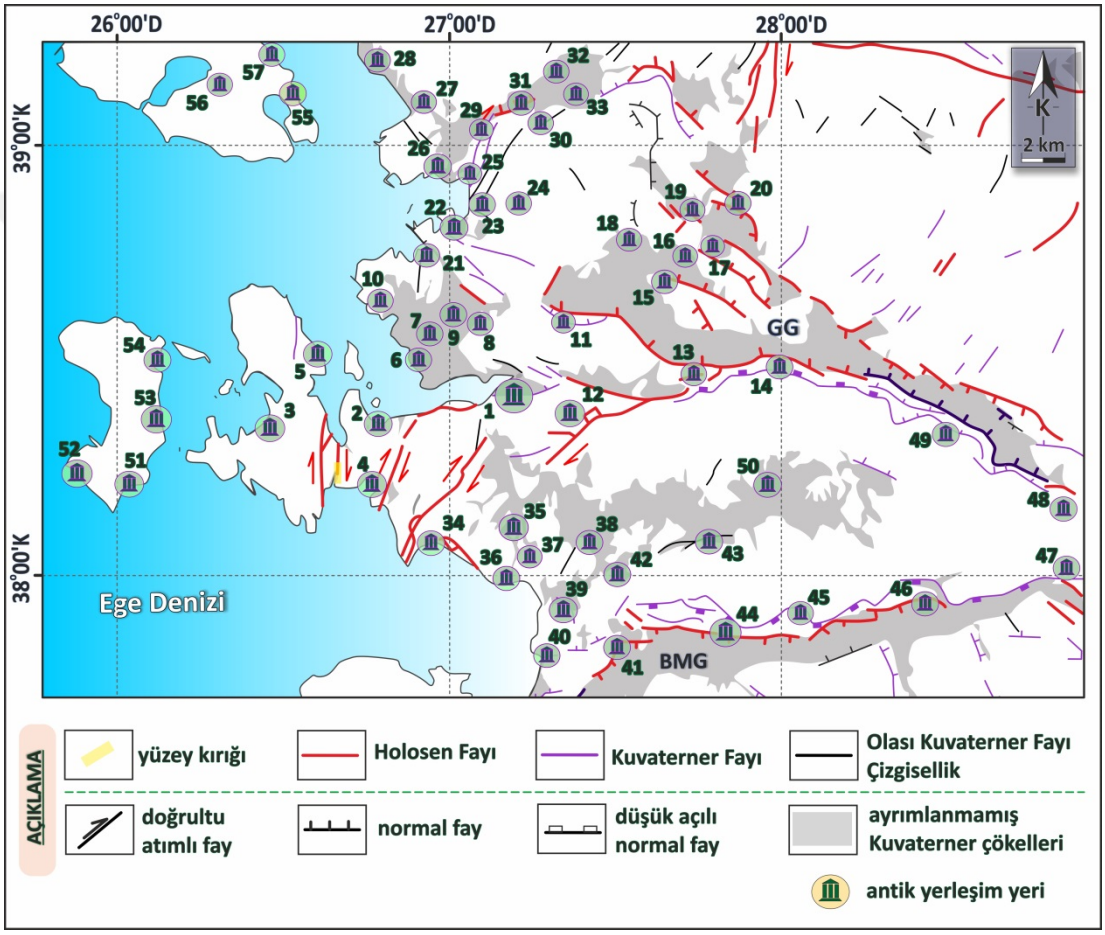
4.2 İzmir ve Yakın Çevresi Tarihsel Dönem Depremselliği (M.S. 1900 öncesi)

İzmir ve yakın çevresi, Ege Denizi kıyısındaki konumu ve İzmir Körfezi gibi doğal bir limanın varlığı nedeniyle, Dünya'nın pek çok eski uygarlığına ev sahipliği yapmıştır (Şekil 4.3). Antik çağlardan bu yana önemli bir ticaret ve yerleşim alanı olması nedeniyle kenti etkileyen çoğu önemli olay kayıt altına alınmıştır. İzmir ve yakın çevresi de dâhil olmak üzere dünyanın en eski medeniyetlerini barındıran Batı Anadolu'da, yerleşim alanlarının şekillenmesinde meydana gelen yıkıcı depremler de etkili olmuştur (Altunel ve Barka, 1996; Hancock ve Altunel, 1997; Stiros, 1988).

Jeolojik ve sismolojik özellikleri, İzmir ve yakın çevresindeki deprem geçmişinin daha eski dönemlere gidebileceğini mümkün kılsa da, katalog verileri doğrudan İzmir kent yerleşimine atfedilen depremlerin M.S. 2. yüzyıldan itibaren kaydedildiğini göstermektedir (örn. Bonito, 1691; von Hoff, 1840; Schmidt, 1879, 1881; Calvi, 1941; Pınar ve Lahn, 1952; Ambraseys, 2009 vb). Deprem etkilerinin daha net tanımlandığı ve deprem farkındalığının artmaya başladığı ilerleyen dönemlerde, kayıtların sayısı da artmaya başlamıştır. Kayıtlar, İzmir ve çevresinin çok eski zamanlardan beri değişen büyüklükteki şiddetli depremlerden önemli ölçüde etkilendiğini ve yoğun deprem aktivitesinin günümüze kadar devam ettiğini göstermektedir.

Tarihsel dönemde İzmir ve yakın çevresi için pek çok deprem kaydı olsa da, bu depremlerin hangi fay tarafından üretildiği bilinmemektedir. Meydana gelen tarihsel depremlerin bölgedeki faylarla ilişkilendirilmesi, fayın uzun dönemli davranışını ortaya çıkaracak olasılıksal yaklaşımlar için önemli veriler olabilir. Tarihsel kayıtlar, nitel özellikleri sebebiyle objektif olmayan ve güvenilmez veri kaynakları gibi

görünseler de, bir bölge için öngörülen deprem aktivitesinin, aletsel dönem gibi sınırlı bir zamanın ötesine genişletilmesini sağlarlar. Günümüzden yaklaşık 100 yıl kadar geriye gidebildiğinden, aletsel kayıtlardan elde edilen veriler uzun dönemli depremselliği karakterize etmede yetersiz kalmaktadır (Tan ve diğer., 2008). Başka bir ifadeyle deprem tekrarlanma periyodunun belirlenmesi, aletsel verinin sağlayabildiğinden daha uzun bir zaman aralığı gerektirmektedir.



Şekil 4.3 Batı Anadolu'daki antik yerleşim yerlerini gösteren harita (Bean, 1977; diri faylar Emre ve diğer., 2011, 2018'den). Kısaltmalar: GG: Gediz Grabeni, BMG: Büyük Menderes Grabeni, Antik yerleşimler: 1-Smyrna, 2-Klazomenai, 3-Erythrai, 4-Teos, 5-Mardawana, 6-Leukai, 7-Larissa Phrikonis, 8-Temnos, 9-Neonteichos, 10-Phokaia, 11-Magnesia, 12-Nif (Olympos), 13-Troketta, 14-Sardeis, 15-Hyrkanis, 16-Alustepe, 17-Hierakome, 18-Persikai, 19-Apollonis, 20-Thyateria, 21-Kyme, 22-Myrina, 23-Grynion, 24-Aigai, 25-Elaia, 26-Pitane, 27-Atarneus, 28-Melene, 29-Teuthrania, 30-Gambrion, 31-Pergamon, 32-Allianoi, 33-Stratonikeia, 34-Lebedos, 35-Kolophon, 36-Notion, 37-Klaros, 38-Metropolis, 39-Ephesos, 40-Phygela, 41-Magnesia on the Meander, 42-Larissa, 43-Teira, 44-Tralleis, 45-Nysa, 46-Aninetos, 47-Blaundos, 48-Klannudda, 49-Philedelphia 50-Hypaipa, 51-Emporio, 52-Phana, 53-Chios, 54-Delphinion, 55-Mytilene, 56-Pyrrha, 57-Therme

Aletsel kayıtlara ek olarak, mümkün olan en uzun deprem kayıtları ile kapsamlı bir veri seti hazırlamak, büyük depremlere kaynaklık eden fayların uzun vadeli davranışlarının anlaşılmasına ve gelecekteki tekrarlarının tahmin edilmesine önemli ölçüde katkı sağlar. Kataloglama çalışmaları sırasında birden fazla kaynak kullanılarak, belirlenen her bir depremin nitel ve nicel özelliklerinin standartlaştırılması ve deprem parametrelerinin kullanılabilir bir veri setine dönüştürülmesi gerekmektedir (Albini ve diğer., 2013). Ancak uzun bir tarihi geçmişe rağmen, henüz Türkiye'de böyle bir metodoloji ile hazırlanmış bir tarihsel deprem kataloğu bulunmamaktadır.

Bu çalışmada, Türkiye'deki diğer kataloglama çalışmalarından farklı olarak İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen tarihsel depremler için bu türden bir araştırma örneği uygulanmıştır. İzmir bölgesinde meydana gelen tarihsel depremler, depremlerin kaydedildiği en eski tarihli katalog ve kayıtlardan araştırılmış ve kontrol edilmiştir. Daha sonra bu depremler, depremlerin ayrıntılı açıklamaları ve güncel referansları ile tek bir katalogda listelenmiştir (EK). Böylece İzmir ve çevresinin sismik tehlike değerlendirmelerine hizmet edebilecek yeni, yerel ve güncel bir tarihsel deprem kataloğu hazırlanmıştır. Ek olarak, elde edilen veriler kullanılarak, İzmir'in deprem tarihinde iyi bilinen bazı önemli olaylar için izosismik haritalar oluşturulmuştur. Bu bakımdan hazırlanan bu katalog, İzmir ve yakın çevresindeki aktif faylar üzerinde henüz yapılmamış veya hali hazırda yapılan paleosismolojik araştırmalar için rehber kaynak olarak kullanılabilecek niteliktedir.

4.2.1 Tarihsel Deprem Kataloğu Oluşturmada Kullanılan Yöntem ve Veri Kaynakları

Pınar ve Lahn (1952) tarafından hazırlanan Türkiye'nin bilinen ilk tarihsel deprem kataloğu, deprem tanımlamalarındaki eksikliklere rağmen, sonraki çalışmalara referans olması sebebiyle önemli bir çalışmadır. Depremleri hasar dağılımlarına göre listeleyen bu çalışma, Ergin ve diğer. (1967) ve ardından Soysal ve diğer. (1981) tarafından güncellenmiştir. Tan ve diğer. (2008), bu katalogları ve bazı komşu ülkelerin verilerini kullanarak Türkiye'deki tarihsel ve aletsel dönem depremlerini

içeren bir sayısal veri tabanı hazırlamıştır. Türkiye için bilinen son deprem kataloğu ise Baştürk, Özel, Altınok ve Duman (2017) tarafından hazırlanmıştır. Günümüzde, Türkiye'nin depremselliği üzerine yapılan herhangi bir çalışmada, çalışılan alanda meydana gelen tarihsel depremler, genellikle bu kataloglar kullanılarak ve kataloglarda verilen benzer bilgiler ölçüsünde listelenmektedir.

İzmir ve yakın çevresi için katalog hazırlanırken, Türkiye'deki sismisite çalışmalarında sıklıkla başvurulan üç önemli katalog (Ergin ve diğer., 1967; Pınar ve Lahn, 1952; Soysal ve diğer., 1981) rehber kaynak olarak kullanılmıştır. Bu kataloglarda yer alan tarihsel depremlere ilişkin bilgiler, çok sayıda kaynak kullanılarak kontrol edilmiş ve detaylandırılmıştır. Tarihsel dönemdeki yıkıcı depremler, mümkün olduğunca geriye gidilip kaydedildikleri en eski kaynağa ulaşılarak listelenmiştir. Bunun yanı sıra, kullanılan kataloglarda yer alan her bir deprem kaydı, kendinden önceki katalog kayıtları ile karşılaştırılmış ve referans oluşturma sırasında oluşabilecek hataların düzeltilmesi için çaba gösterilmiştir. Bu nedenle, bu kataloglardan yola çıkılarak listelenen her deprem için geriye dönük kontroller yapılmış, İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen tarihsel depremlere ilişkin bilgiler Tablo 4.2'de verilen deprem katalogları kullanılarak eksiksiz hale getirilmeye çalışılmıştır.

İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen tarihsel depremlerin listelenmesinde, Türkiye'ye yakın komşu olan ülkelerin deprem kayıtları, veri tabanları ve tarihsel depremlerine ilişkin yayınlarından faydalanılmıştır (Galanopoulos, 1963; Antonopoulos, 1979; Lambros, 1910 vb). Uluslararası dijital kataloglar olarak kullanılan AHEAD (Avrupa Tarihsel Deprem Verileri Arşivi) ve SHEEC (SHARE Avrupa Kataloğu) veri tabanları incelenmiş, ancak tarihsel dönem İzmir depremleri ile ilgili verileri bu çalışma kapsamında hazırlanan kataloğun da referans listesinde olan kataloglardan derlediği için göz ardı edilmiştir. Benzer şekilde, Türkiye için hazırlanan son deprem katalogları da (Baştürk ve diğer., 2017; Tan ve diğer., 2008 gibi), bu çalışma kapsamında öncelikli olarak kullanılan Türkiye deprem kataloglarına atıfta bulundukları için referans listesine eklenmemiştir. İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen tarihsel depremleri mevcut sismik kaynaklarla

ilişkilendirebilecek verilerin tespitinde, Tablo 4.2'de verilen deprem kataloglarına ek olarak, arkeolojik yayınlar, tarih kitapları, depremlere tanıklık eden seyyah veya tüccarların anı notları, araştırma ve inceleme makaleleri de kullanılmıştır.

Tablo 4.2 İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen tarihsel dönem depremlerin derlendiği ulusal ve uluslararası deprem katalogları

Deprem Kataloğu	Kronolojik aralık	Kapsam	Katalog Dili
Bonito (1691)	M.Ö.3700-1690	Global	İtalyanca
Seyfart (1756)	18. yy'a kadar	Avrupa	Almanca
von Hoff (1840, 1841)	M.Ö.3450-1759	Global	Almanca
Perrey (1848-1851)	M.Ö.306-1850	Akdeniz	Fransızca
Mallet ve Mallet (1858)	M.Ö.1606-1842	Global	İngilizce
Schmidt (1879, 1881)	M.Ö.1000-1842	Akdeniz	Almanca
O'Reilly (1885)	33-1890	Avrupa ve çevresi	İngilizce
Milne (1911)	7-1899	Global	İngilizce
Sieberg (1932)	M.Ö.2200-1930	Akdeniz	Almanca
Calvi (1941)	tarihsel dönem	Akdeniz	Almanca
Pınar ve Lahn (1952)	11-1951	Türkiye	Türkçe
Engin ve diğ. (1967)	11-1964	Türkiye	Türkçe
Shebalin ve diğ. (1974)	M.Ö.2100-1900	Akdeniz	İngilizce
Poirier ve Toher (1980)	200-1800	Akdeniz	İngilizce
Soysal ve diğ. (1981)	M.Ö.2100-1899	Türkiye	Türkçe
Ganse ve Nelson (1982)	M.Ö.200-1979	Global	İngilizce
Dunbar ve diğ. (1992)	M:ö.2150-1991	Global	İngilizce
Guidoboni ve diğ. (1994)	10. yy'a kadar	Akdeniz	İng./İtalyanca
Ambraseys ve Finkel (1995)	1500-1800	Türkiye ve Orta Doğu	İng./Türkçe
Papazachos ve Papazachou (1997)	M.Ö.550-1995	Yunanistan çevresi	İng./Yumanca
Ambraseys ve Jackson (1998)	M.Ö.464-1995	Doğu Akdeniz	İngilizce
Utsu (2002)	1500-2000	Global	İngilizce
Taxeidis (2003)	M.Ö.494-1899	Doğu Ege adaları	Yumanca
Guidoboni ve Comastri (2005)	1000-1499	Doğu Ege adaları	İng./İtalyanca
Tan ve diğ. (2008)	M.Ö.2100-2007	Türkiye	İngilizce
Ambraseys (2009)	M.Ö.2100-1899	Doğu Akdeniz/Orta Doğu	İngilizce
Baştürk ve diğ. (2017)	M.Ö.2100-1899	Türkiye ve çevresi	Türkçe

Tüm kaynaklardan derlenen detaylı açıklamalar, tarihsel dönemde İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen depremlerle ilgili sismik olayların değerlendirilmesi ve yorumlanması için gerekli nicel ve nitel bilgileri sağlamıştır. Böylelikle, M.Ö.

496'dan M.S. 1899 yılına kadarki yaklaşık 2400 yıllık bir süre içinde meydana gelen depremler incelenerek, şiddeti VII'den büyük ($I_o \geq VII$) yıkıcı depremleri ayrıntıları ile listeleyen yerel bir katalog hazırlanmıştır. Her bir depremin etki alanı, olası merkez üssü konumu, şiddet ve büyüklük değerleri ilgili referanslarıyla birlikte kronolojik olarak kataloğa eklenmiştir (Bakınız EK). Her deprem için birçok farklı tarihsel kayıttan elde edilen farklı bilgiler tek bir katalogda birleştirilerek İzmir ve yakın çevresi için detaylı bir veri seti oluşturulmuştur.

Tarihsel deprem araştırmalarında, depremin meydana geldiği andaki sosyal tarih hakkında fikir sahibi olmak önemlidir. Deprem meydana geldiğinde, hali hazırda var olan şehir ya da kasabaların yerleri, hem deprem kayıtlarının nerden gelebileceğine dair bilgileri sağlar, hem de depremin mekânsal dağılımını kısıtlamaya yardımcı olur. Bu kapsamda, İzmir bölgesindeki yıkıcı tarihsel depremler için, depremin meydana geldiği tarihte var olan şehir ya da kasabalar araştırılmış ve bu lokasyonlardan gelen kayıtlar dikkate alınarak depremlere ilişkin şiddet dağılımları belirlenmiştir. Depremlerden etkilenen yerleşim yerlerindeki hasar bilgileri kullanılarak İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen tarihsel depremlerin şiddet değerleri EMS-98 ölçeğinde belirtilen kriterlere göre güncellenerek listelenmiştir. Şiddet verileri, çevresel etkiler mevcut olmadığında hasara dayalı geleneksel ölçeklerle değerlendirilmiştir. Ayrıca EMS-98'e göre belirlenen şiddet değerlerinin, MMI ve JMA şiddet ölçeklerindeki eşdeğerleri de saptanmıştır. Ancak bölgedeki tarihsel depremselliğe ilişkin değerlendirmelerde şiddet değerlerinin EMS-98 ölçeğindeki karşılıkları dikkate alınmıştır.

Şiddet, meydana gelen bir deprem sonrasında gözlenen etkilerin doğasına göre bir sınıflamadır ve belirli bir yerde gözlenen etkilere dayalı olarak depremin gücünü temsil eder (Grünthal, Musson, Schwarz ve Stucchi, 1998; Musson, Grünthal ve Stucchi, 2010). Skaler olmayan bir kriter olduğu için, spesifik herhangi bir deprem parametresi ile bir dönüşüm formülü üretilemeyeceği düşünülse de (Musson ve diğer., 2010), şiddet, tarihsel depremlerin parametreleştirebileceği konum, büyüklük ve odak derinliği gibi temel araçları belirleyebilmek için bilgi sağlar (Grünthal ve Musson, 2020). Ayrıca, şiddeti büyüklüğe dönüştüren bazı ampirik ilişkiler uzun

süredir tarihsel deprem çalışmalarında kullanılmaktadır (örn. Bakun ve Wentworth, 1997; Gutenberg ve Richter, 1942; Howell ve Schultz, 1975 vb). Bu türden teorik yaklaşımlar kullanılarak, İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen tarihsel depremler ($I_o \geq VII$) için şiddet-büyüklük dönüşümleri yapılmış ve bu bölgedeki sismik kaynaklar tarafından üretildiği düşünülen depremlerin maksimum büyüklükleri tahmin edilmiştir. Dönüşümlerde EMS-98'e göre belirlenen şiddet değerleri (I_o) kullanılmıştır. İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen yıkıcı depremlere atanan I_o değerleri, Gutenberg ve Richter (1942) tarafından önerilen kullanılarak olası maksimum büyüklük (M_{max}) değerinde dönüştürülmüştür (Formül 4.1).

$$M_{max} = 1{,}3 + 0{,}6\, I_o \tag{4.1}$$

Benzer şekilde, Papazachos ve Papaioannou (1997) tarafından önerilen eşitlik (Formül 4.2) ile I_o değerlerine karşılık gelen magnitüd (M) değerleri belirlenmiştir.

$$I_o = 1{,}43\, M - 0{,}22 \tag{4.2}$$

Daha sonra, Scordilis (2006)'da verilen ampirik ilişkiler kullanılarak elde edilen M değerlerinden olası moment büyüklük (M_w) değeri hesaplanmıştır. Grünthal ve diğer (2009)'un önerdiği (Formül 4.3) ve Alexandrova, Solakov, Simeonova ve Raykova (2019)'un verdiği (Formül 4.4 ve 4.5) dönüşüm formülleri de İzmir ve yakın çevresi tarihsel depremleri için uygulanmış ve benzer sonuçlar elde edilmiştir. Bu şekilde, farklı araştırmacılara göre belirlenen büyüklük değerleri karşılaştırılarak İzmir bölgesindeki sismik kaynakların tarihsel süreçteki deprem potansiyelleri yorumlanmıştır.

$$M_w = 0{,}682\, I_o + 0{,}16 \tag{4.3}$$

$$M_w = 0{,}531\, I_o + 1{,}7 \pm 0{,}4 \quad (LSQ) \tag{4.4}$$

$$M_w = 0{,}56\, I_o + 1{,}52 \pm 0{,}4 \quad (OR) \tag{4.5}$$

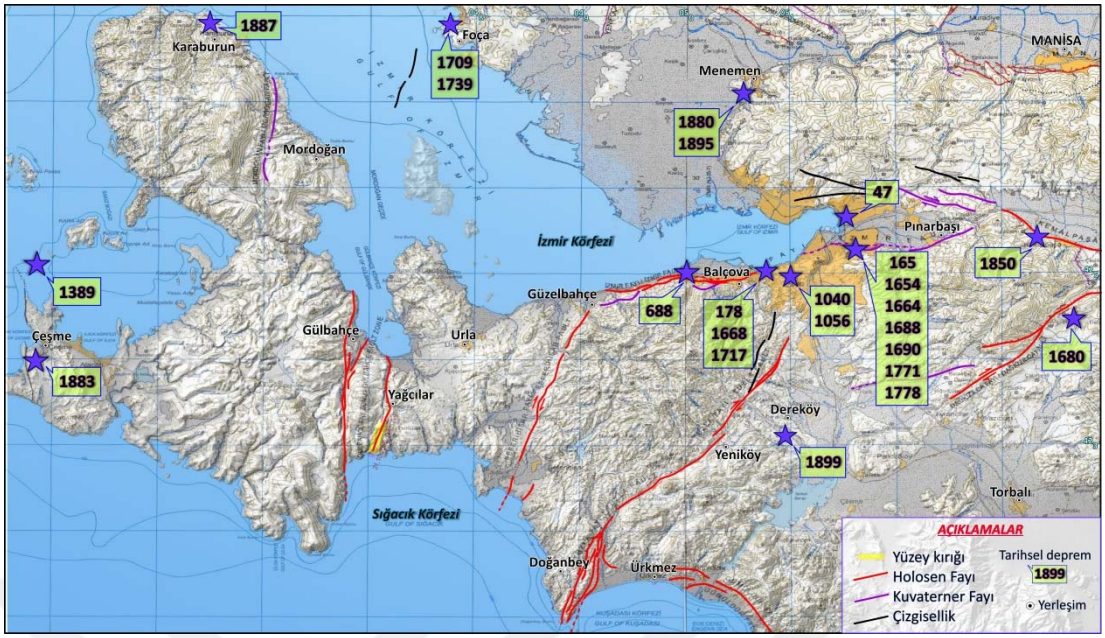
Daha önceki yıllarda yapılan çalışmalarda, İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen sismik olayların kaynağı olabilecek aktif faylar haritalanmış, türleri ve aletsel dönemde ürettikleri depremler belirlenmiştir. Ancak bu fayların tarihsel dönemde deprem üretip üretmediği, ürettiyse hangi depremlere kaynaklık ettikleri henüz netlik kazanmamıştır. Bunu ortaya çıkarmak için tarihsel depremlere ilişkin veriler çoklu kaynak kullanılarak detaylandırılmış, jeolojik bulgular ve çevresel kanıtlar yorumlanarak tarihsel depremler çalışma alanı içindeki sismik kaynaklarla olasılıksal olarak ilişkilendirilmeye çalışılmıştır. Ayrıca, tarihsel depreme/depremlere neden olan sismik kaynağı ve merkez üssünün olası konumlarını tahmin edebilmek için, İzmir bölgesindeki sismik kaynaklar dikkate alınarak, tarihsel kayıtlardan elde edilen şiddet verileri yeniden değerlendirilmiştir.

Öte yandan, şiddet verilerini analiz etmek için nesnel ve nicel yaklaşımların geliştirilmesi, makrosismik etkilerin değerlendirilmesinde deprem şiddet verilerinin kullanılmasında yeniden ilgi uyandırmıştır (örn. Bakun ve Wentworth, 1997; Gasperini, Bernardini, Valensise ve Boschi, 1999; Musson, 2000). Şiddet değerlerinin kullanımı ile elde edilen parametreler ve bu parametrelerdeki sapmalar, girdi verilerinin niceliği ve kalitesine bağlı olmakla beraber, bu sapmaların, aynı zamanda, verilerin getirdiği hataların içinde olması beklenir (Papazachos ve Papaioannou, 1998). Tipik olarak, şiddet değerleri, farklı şiddetteki deprem alanlarını ayıran izosismik (eşşiddet) çizgileri tanımlamak için kullanılır (Bakun ve Wentworth, 1997; Toppozada, Real, Bezore ve Parke, 1981). Shebalin (1973), sismojenik bir kaynağın boyut ve yönünün, en yüksek dereceli izosismiklerin eliptikliğinden tahmin edilebileceğini öne sürmektedir. Benzer şekilde, Gasperini ve diğer. (1999), makrosismik şiddet verilerinin, yıkıcı tarihsel depremlerin olası kaynağının konumu ve yönünü değerlendirmek için kullanılabileceğini ifade etmektedirler, Çalışmacılar, izosismik eğrilerin maksimum uzama yönü sismojenik yapının geometrisi tarafından kontrol edildiğini ve tarihsel depremin merkez üssünün en yüksek şiddet değerlerinin ağırlık merkezinde olduğunu öne sürmektedirler. Buna bağlı olarak, tarihsel kayıtlardan elde edilen hasar bilgilerine göre, İzmir'de meydana gelen bazı yıkıcı depremler için şiddet dağılımları belirlenmiş ve izosismik (eşşiddet) haritaları oluşturulmuştur.

Eşşiddet haritaları oluşturulurken, depremden etkileneceği belirlenen alanlar, harita üzerine noktasal olarak işaretlenmiş ve bu noktalara o bölgedeki hasar derecesine göre bir şiddet değeri atanmıştır. Daha sonra, CBS tabanlı doğal komşu enterpolasyon yöntemi kullanılarak şiddet dağılımlarını sınırlayan şiddet konturları (şiddet eğrileri) oluşturulmuştur. Bu haritalar, muhtemelen İzmir ve yakın çevresi için tarihsel verilerden elde edilen nitel deprem tanımlamalarını, nicelleştirmeye yönelik ilk girişimdir. İzmir ve yakın çevresindeki sismik kaynakların meydana gelen yıkıcı tarihsel depremlerle ilişkisi, kayıtlardan elde edilen şiddet ve hasar dağılımı, sıvılaşma, heyelan, yüzey deformasyonları, tsunami, öncü ve artçı sarsıntı bilgisi gibi jeolojik veya çevresel veriler kullanılarak yorumlanmıştır. Nitel verilerin yorumlanmasına dayanan bu olasılıksal değerlendirmeler, çizilen eşşiddet haritalarıyla karşılaştırılmış ve aralarında bir eşleşme olup olmadığı kontrol edilmiştir.

4.2.2 İzmir ve Yakın Çevresinde Meydana Gelen Önemli Tarihsel Dönem Depremleri

İzmir ve çevresi, aktif fay sistemlerinin varlığı ve yoğunluğu nedeniyle depremsellik açısından önemli bir sismik alandır. Tarihsel katalog ve kayıtlardan elde edilen veriler, İzmir ve çevresinin çok eski zamanlardan beri yoğun olarak değişik şiddetlerdeki depremlerden etkilendiğini ve deprem aktivitesinin günümüzde de devam ettiğini ortaya koymaktadır. Aletsel dönemde İzmir kent yerleşiminde veya yakınındaki yerleşimlerde yıkıcı bir deprem yaşanmamasına karşın, tarihsel kayıtlarda İzmir kentinin neredeyse tamamını yok eden çok sayıda yıkıcı şiddette depremin varlığından bahsedilmektedir (Ambraseys, 2009; Ambraseys ve Finkel, 1995; Bonito, 1691; Cadoux, 1938; Calvi, 1941; Guidoboni ve diğer., 1994; Mallet ve Mallet, 1858; Milne, 1911; Papazachos ve Papazachou, 1997; Pınar ve Lahn, 1952; Schmidt, 1879, 1881; Seyfart, 1756; Sieberg, 1932; Soysal ve diğer., 1981, Slaars ve Iconomos, 1868; von Hoff, 1840; Tan ve diğer., 2008; Taxeidis, 2003). Meydana gelen depremlerin dağılımı Duman ve diğer. (2016) tarafından Şekil 4.4'teki gibi gösterilmiştir.



Şekil 4.4 Tarihsel dönemde İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen depremleri gösteren sismotektonik harita (Duman ve diğer., 2016'dan değiştirilerek)

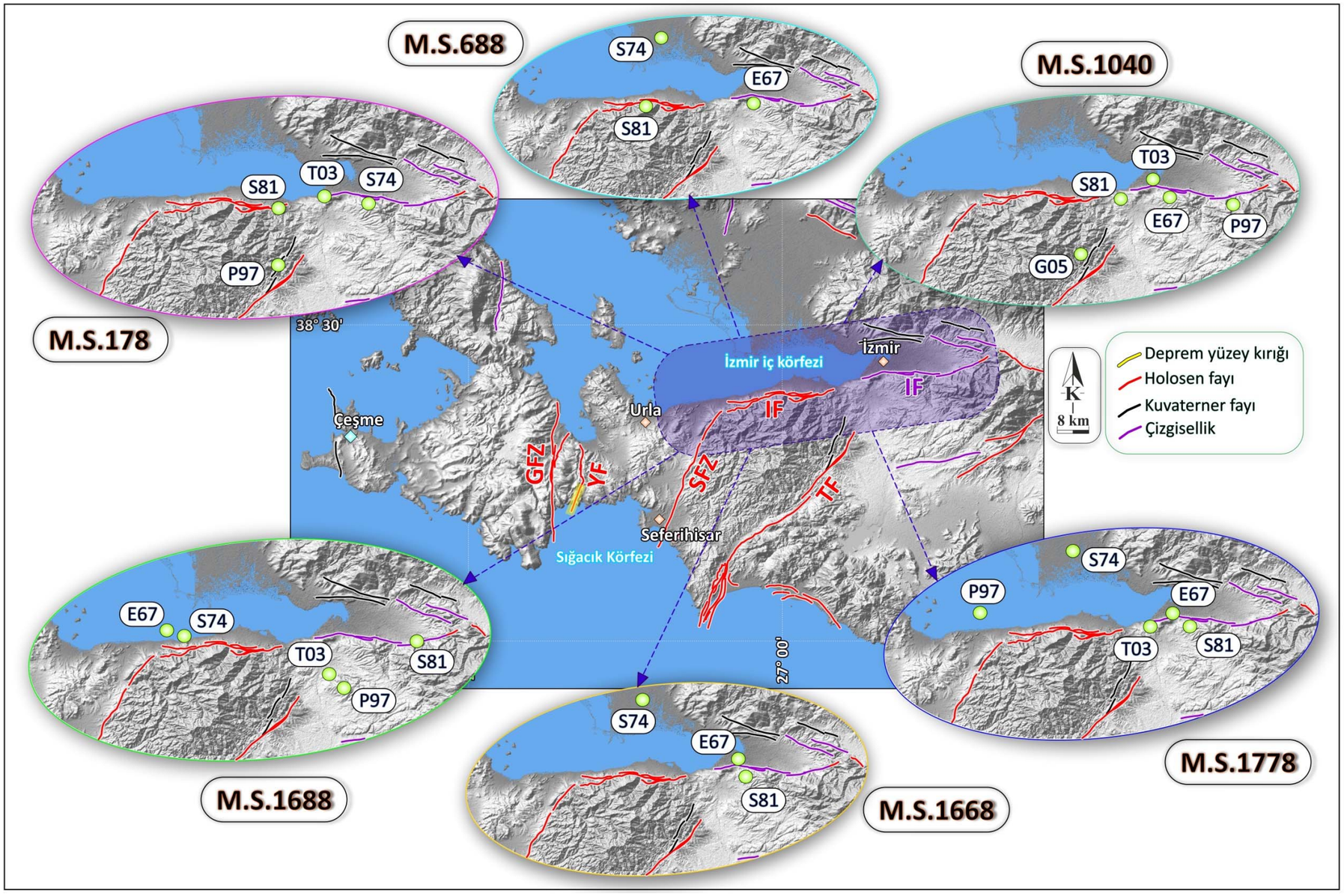
M.Ö. 3000'li yıllarda körfezin kuzeydoğusunda, bugünkü Bayraklı-Tepekule bölgesinde kurulan İzmir (antik dönemdeki adıyla Smyrna) kent yerleşimi, Perslerin meydana getirdiği yıkımla birlikte M.Ö. 300'lü yıllarda Pagus (Kadifekale) Dağı'nın denize bakan eteklerine ve önündeki düzlük alana taşınmıştır (Akurgal, 1997; Baykara, 1974; Doğer, 2006). Rivayete göre M.Ö. 4. yüzyılda Büyük İskender'in gördüğü bir rüya üzerine Smyrna yerleşimi bu alanda yeniden kurulmuştur (Baykara, 1974; Doğer, 2006). Genel olarak İç Kale olarak bilinen Kadifekale ve çevresinde varlığını sürdüren Smyrna yerleşimi, M.S. 14. yüzyıl itibariyle, İç Liman-Hisar Kalesi (Ok Kalesi)'ne kadar (bugünkü Kemeraltı-Konak semtinin olduğu yer) yayılmıştır (Baykara, 1974). Pagus Dağı ile İzmir iç körfezi arasındaki düzlük alanda yer alan Smyrna kent yerleşimi, İzmir Fayı'nın içinden geçtiği alan olması nedeniyle jeolojik ve morfolojik açıdan önemli bir lokasyondur. Bunun yanı sıra, M.S.17. yüzyılda Balçıkova (Balçova)'da Sancak Kale'nin (Yeni Kale) inşa edilmesiyle birlikte, Smyrna halkı kale çevresine yerleşmeye başlamıştır (Baykara, 1974). Sancak Kale'nin bulunduğu alan da, İzmir Fayı segmentlerinin geçtiği bir başka önemli lokasyondur.

Tarihsel kayıtlar, Batı Anadolu'nun en büyük depremlerinden biri olan M.S. 17 depreminden etkilenen yerleşimlerde adı geçse de, doğrudan Smyrna kent yerleşimine atfedilen ilk deprem kaydı İmparator Cladius'un hükümdarlık döneminde (M.S. 41-54) meydana geldiği söylenen depremdir (Cadoux, 1938; Doğer, 2006). Ayrıntısı olmamakla birlikte M.S. 160 ve 165'te Smyrna'yı etkileyen depremlerin meydana geldiğinden bahsedilmektedir (örn. Bonito, 1691; Calvi, 1941; von Hoff, 1840 vb). Ancak sonraki önemli kayıt, Smyrna tarihinin en büyük deprem felaketlerinden biri olarak bilinen ve Smyrna kent yerleşiminin neredeyse tamamında ağır yıkımlara neden olan M.S. 178 depremidir (Ambraseys ve Finkel, 1995; Ambraseys, 2009; Bonito, 1691; Cadoux, 1938; Calvi, 1941; Guidoboni ve diğer., 1994; Mallet ve Mallet, 1858; Papazachos ve Papazachou, 1997; Pınar ve Lahn, 1952; Schmidt, 1879, 1881; von Hoff, 1840). Dönemin tarihçisi Dio Cassius, 178'de meydana gelen depremden sonra kentin yeniden inşa edilmesi için İmparator Marcus Aurelius'un finansal yardımda bulunarak Smyrna kentini 10 yıl süreyle vergiden muaf ettiğini yazmıştır (Bonito, 1691; von Hoff, 1840; Mallet ve Mallet, 1858; Calvi, 1941; Guidoboni ve diğer., 1994; Papazachos ve Papazachou, 1997). Bu depremden sonra M.S. 7. yüzyıla kadar Smyrna kent yerleşimini ya da çevresini etkileyen yıkıcı bir deprem kaydı bulunmamaktadır. Ancak bazı kaynaklarda, M.S. 6. yüzyılda Smyrna kentinde yıkıma neden olan bir depreme (M.S. 551) ait arkeolojik bulguların varlığından söz edilmektedir (Ersoy, 2012; Doğer, 2006). Ancak bahsi geçen depremle ilgili net bir kayıt bulunmamaktadır.

Tarihsel kayıtlardan elde edilen verilere göre, M.S. 7. yüzyıldan M.S. 11. yüzyıla kadar Smyrna ve çevresinde herhangi bir yıkıcı sismik aktivite yaşanmamıştır. 11. yüzyılın başlarında meydana gelen 1025 ve 1040 depremlerinin özellikle Smyrna kent merkezinde etkili olduğu kaydedilmiştir. Bizanslı tarihçi Cedrenus'un tarihlendirdiği 1040 depreminin yalnızca Smyrna'da değil çevre kentlerde de hissedildiği ve büyük hasarlar meydana getirdiği belirtilmektedir (Seyfart, 1756; von Hoff, 1840; Mallet & Mallet, 1858). 11. yüzyıldan sonraki her yüzyıl içinse en az 1 tane yıkıcı deprem kaydı vardır. 15. yüzyıl itibariyle yalnızca yıkım meydana getiren şiddetli depremler değil, aynı zamanda sarsıntı meydana getiren küçük şiddetteki depremler de kaydedilmiştir.

Kayıtlara göre, 10 Temmuz 1688 depremi, 178 depreminden sonra Smyrna kent yerleşiminde, büyük yıkımlara neden olan bir diğer önemli depremdir. Bu depremde Konak, Kadifekale ve Balçova üçgeni içinde yayılım sunan Smyrna yerleşiminin neredeyse tamamı yıkıma uğramış ya da ağır hasar görmüştür. Depremde yalnızca Pagus (Kadifekale) Dağı üzerindeki kale ve Aziz Petrus kilisesisinin yıkıma uğramadığı belirtilmektedir (Rolleston, 1856; Slaars ve Iconomos, 1868). Smyrna kent yerleşimi için kaydedilmiş öne çıkan bir diğer deprem 1778 depremidir. Bu depremin 1688 depremi ile aynı etkide olduğu kaydedilmiştir (Slaars ve Iconomos, 1868). Bunun yanı sıra, tarihsel kayıtlar, M.S. 688, 1056, 1654, 1668, 1680, 1739 ve 1880 yıllarında meydana gelen yıkıcı şiddetteki depremlerin de özellikle Smyrna kent yerleşimi ve çevresinde etkili olduğunu göstermektedir. Kenti önemli ölçüde etkileyen bu depremlerin olası sismik kaynaklarının İzmir Fayı, Tuzla Fayı, Seferihisar Fay Zonu, Gülbahçe Fay Zonu ve Yağcılar Fayı gibi İzmir kent yerleşimi içinden ya da yakınından geçen ana aktif yapılar olması muhtemeldir. Ancak meydana gelen depremlerin bu faylar tarafından üretilip üretilmediği henüz netlik kazanmamıştır. Bu depremlerin tarihsel katalog ve kayıttan derlenen detaylı açıklamaları EK'de verilmiştir.

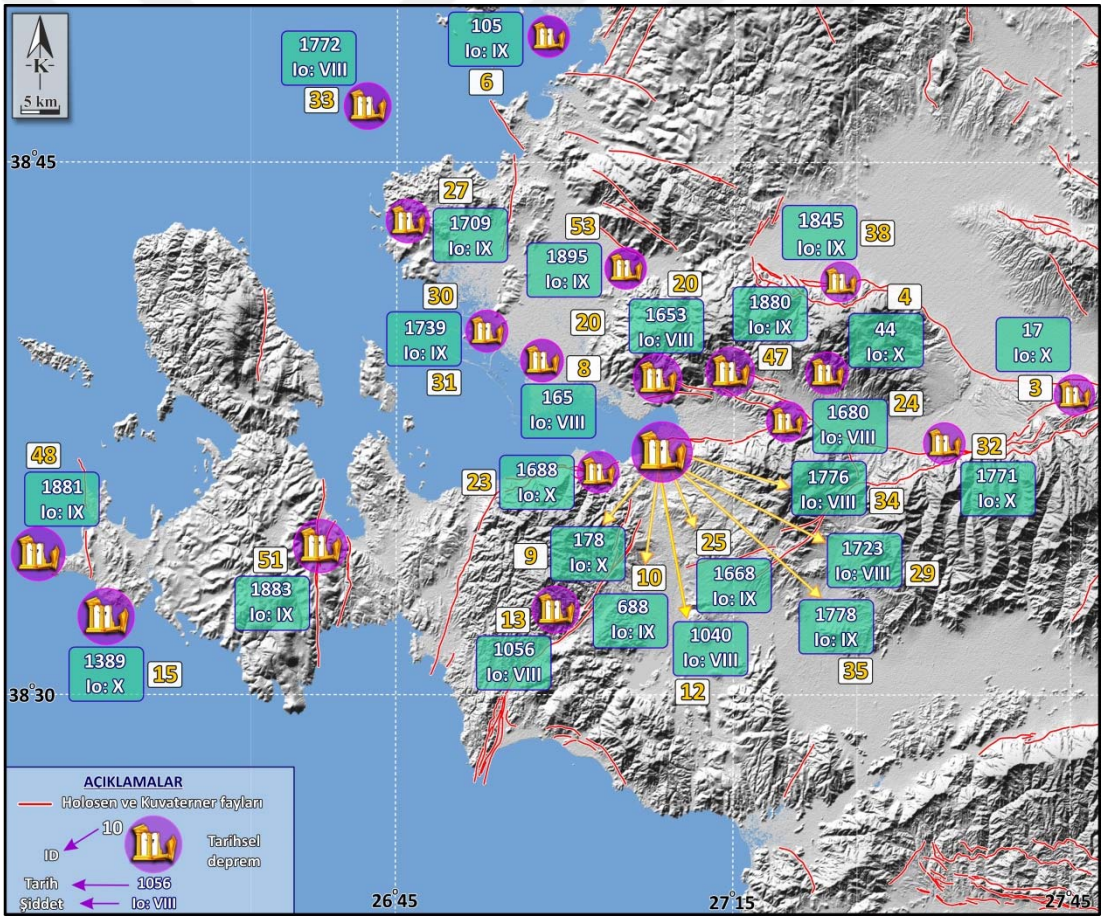
Genel olarak İzmir'in düzlük ve konsolide olmamış alüvyal alanlarına kurulu Smyrna (İzmir) kent merkezi, bölgedeki yoğun sismik aktiviteden sıklıkla etkilenmiştir. Çoğu yıkıcı depremin görünür etkisi, büyük ölçüde depreme tanıklık eden kişilerin yaşam alanları ile sınırlı kalmıştır. Bu sebeple, İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen depremlerin çoğunda, önemli bir ticaret merkezi olması ve çevre yerleşimlere nüfusun daha yoğun olması nedeniyle, İzmir kent merkezindeki görünür etkiler daha çok dikkat çekmiştir. Öyle ki, İzmir ve yakın çevresinde yıkım meydana getirmeyen sarsıntılar da İzmir merkezli kaydedilmiştir. İzmir ve yakın çevresinde günümüzdeki kadar yoğun yerleşim alanları olmadığından çoğu depremin İzmir merkezli kaydı tarihsel dönem için olağan bir durumdur. Ancak kaydedilen hasar ya da yıkım bilgisine göre neredeyse çoğu depremin olası merkez üssünün İzmir kent merkezine atfedilmesi meydana gelen çoğu depremin İzmir Fayı'ndan kaynaklandığını düşündürebilecek çelişkilere yol açmıştır (Şekil 4.5).



Şekil 4.5 Farklı çalışmacılara göre etki alanı İzmir Fayı çevresinde yoğunlaşan bazı önemli tarihsel depremler (diri faylar Emre ve Özalp, 2011; Emre ve diğer., 2011, 2018'den). Kısaltmalar: E67-Ergin ve diğer., 1967; G05-Guidoboni ve Comastri, 2005; P97-Papazachos ve Papazachou, 1997; S74-Shebalin ve diğer., 1974; S81-Soysal ve diğer,, 1981; İF-İzmir Fayı, TF-Tuzla Fayı; SFZ-Seferihisar Fay Zonu; YF-Yağcılar Fayı; GFZ-Gülbahçe Fay Zonu

4.3 İzmir ve Yakın Çevresindeki Tarihsel Kayıtlara İlişkin Değerlendirmeler

İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen tarihsel depremlerin, çok sayıda ulusal/uluslararası katalog ve kayıt kullanılarak yeniden düzenlenmesi ile İzmir bölgesi için güncel bir tarihsel deprem kataloğu hazırlanmış, meydana gelen tarihsel depremler için olası lokasyonlar, katalog ve kayıtlarda verilen bilgilere uygun, ortak noktalara işaretlenmiştir (Şekil 4.6). İzmir kent yerleşiminde etkisi en fazla olan tarihsel depremlerin meydana getirdiği çevresel ve jeolojik etkiler ise Tablo 4.3'te özetlenmiştir. Buna ek olarak elde edilen verilerin korelasyonu ile tarihsel depremlerin şiddet ve büyüklükleriyle ilgili aşağıdaki değerlendirmeler yapılmıştır.



Şekil 4.6 İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen yıkıcı tarihsel depremlerin ($I_o \geq VIII$) farklı çalışmacılar tarafından önerilen ortak dağılımını gösteren sismotektonik harita (aktif faylar Emre ve Özalp, 2011; Emre ve diğer., 2011, 2018'den alınmıştır. Depremlerin ayrıntılı açıklamaları için yanlarında verilen ID numaralarına göre EK'e bakınız)

Tablo 2.3 İzmir kenti ve çevresindeki yerleşimleri etkileyen önemli tarihsel depremlerin özet tanımlamaları (depremlerin detaylı açıklamaları için ID numarasına göre EK'de verilen deprem kataloğuna bakınız).

TARİH (M.S)	LOKASYON	ETKİ TÜRÜ	ID
178	Smyrna (İzmir)	- yüzey faylanması - jeomorfolojik değişiklikler - geniş zemin çatlakları - zemin hareketleri - zemin çökmesi - heyelan - İzmir'in tamamında büyük yıkım - çevre yerleşimlerde hasar	9
688	İzmir	- şiddetli /ağır hasar - İzmir'de yüksek can kaybı oranı	10
1025	İzmir	- büyük yıkım - İzmir'de yüksek can kaybı oranı	11
02.02.1040	İzmir	- zemin açılmaları/çatlaklar - heyelan - hidrojeolojik anomaliler - İzmir şehrinin tamamında büyük yıkım - çevre yerleşimlerde hasarlar	12
1668	İzmir	- geniş zemin açılmaları / çatlaklar - şehrin belli alanlarında toprak sıkışmaları - deniz yüzeyi dalgalarında anomaliler - şehirde büyük yıkım - devrilen ağaçlar	23
10.07.1688	İzmir	- 30 saniye - Batıdan doğuya hareket - yüzey faylanması (?) - geniş zemin açılmaları / çatlaklar - zemin oturmaları - deniz yüzeyinde dalgalanma anomalileri - deniz seviyesi değişimleri - çatlaklardan siyah su çıkışları - yoğun sülfür kokusu - devrilen ağaçlar - İzmir şehrinin tamamında büyük yıkım - çevre yerleşimlerde hasarlar - yüksek ölüm oranı - günlerce süren artçı sarsıntılar	25
1778	İzmir	- 15 saniye - geniş zemin açılmaları / çatlaklar - zemin oturmaları / çökme - heyelan - hidrojeolojik anomaliler - İzmir şehrinin tamamında büyük yıkım - çevre yerleşimlerde hasarlar - yüksek ölüm oranı - uzun süre devam eden artçı sarsıntılar	35

4.3.1 Tarihsel Depremlerin Şiddet Dağılımları

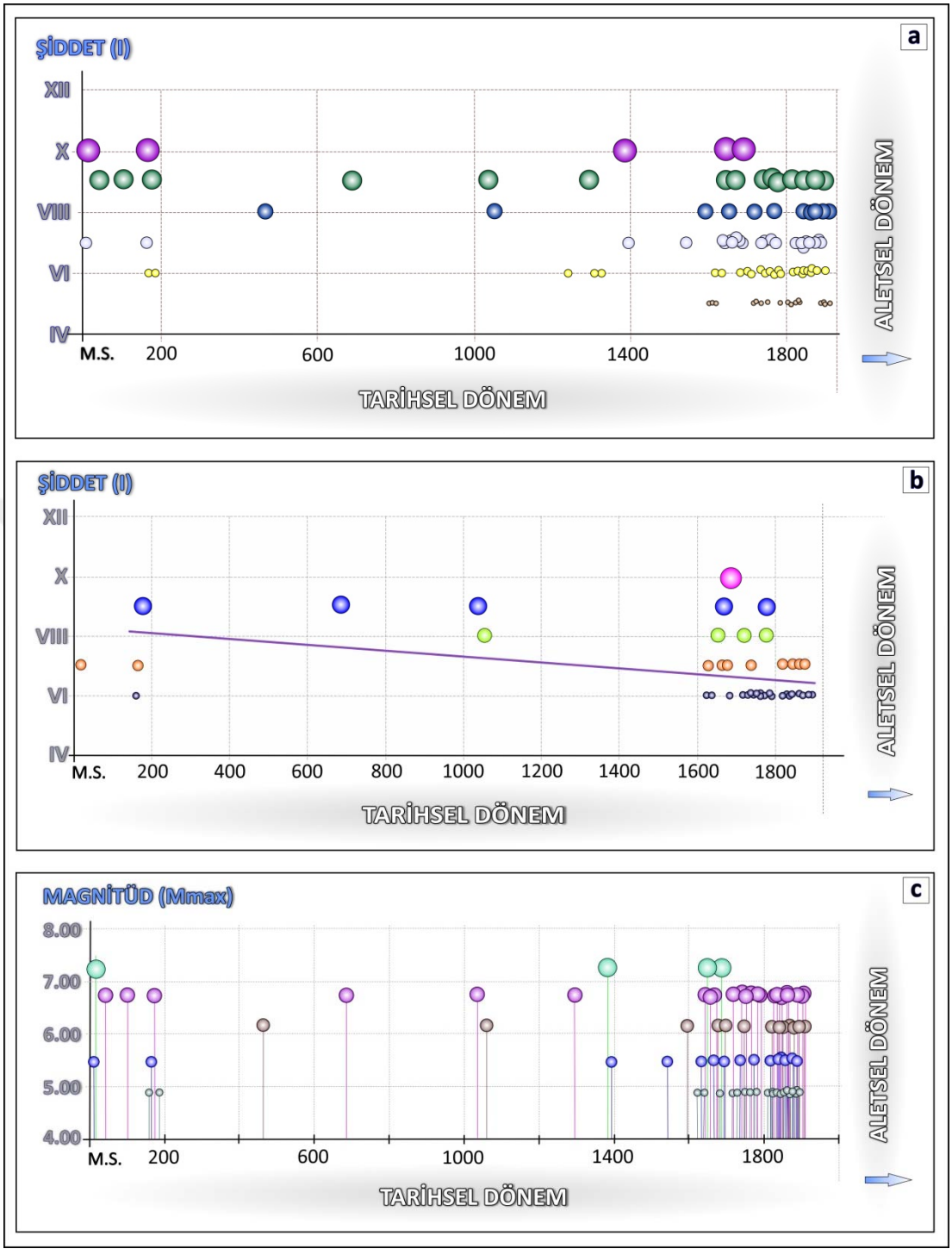
Elde edilen verilere göre, İzmir ve yakın çevresinde 1900 yılına kadar orta şiddetteki ($I_o \leq VI$) depremler de dâhil olmak üzere 450'in üzerinde deprem kaydedilmiştir. İzmir ve yakın çevresini etkileyen yıkıcı tarihsel depremlerin ($I_o \geq VII$) ortak makrosismik tanımları ve şiddet değerleri Tablo 4.4'de listelenmiştir.

Tarihsel dönemde, İzmir ve yakın çevresinde şiddeti IV ve X arasında değişen çok sayıda deprem meydana gelmiştir. Elde edilen verilere göre tarihsel dönemde, şiddeti IV ve üzerinde ($I_o \geq IV$) olan deprem sayısı 439'dur. Bunlardan 333 tanesinin merkez üssü İzmir kent yerleşimi olarak kaydedilmiş, geri kalanlar ise İzmir kent yerleşimi yakınındaki yerleşimler olarak verilmiştir. İzmir ve yakın çevresi için şiddeti VIII ve üzerinde olan ($I_o \geq VIII$) yıkıma ya da ağır hasar neden olan toplam 26 deprem kaydı vardır. Bu depremlerden 12 tanesinin ise etki alanı doğrudan İzmir kent yerleşimine atfedilmiştir.

İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen yıkıcı depremlerin maksimum şiddeti X'tir. Merkez üssü İzmir olarak kaydedilen depremler için bu değer VIII ile X arasında değişmektedir (Tablo 4.4). Elde edilen verilere göre, şiddeti VIII-X aralığında olan tarihsel depremler İzmir'de büyük yıkımlara neden olmuştur. Yapıların çoğunun tamamen yıkılığı depremlerin şiddeti İzmir kent merkezi için X olarak kabul edilmiştir. Yapıların en az yarısının çöktüğü depremler IX şiddetinde değerlendirilmiştir. VIII şiddetindeki depremlerin İzmir kent yerleşiminde kısmi/lokal yıkımlara neden olduğu belirlenmiştir. Ayrıca yüzey çatlağı, şev hareketi gibi deprem kaynaklı çevresel etkilerin VIII ve üzeri şiddetlerde tanısal hale geldiği saptanmıştır. VII şiddetindeki depremlerde genellikle hafif hasarlar meydana gelmiştir. İzmir ve yakın çevresinde şiddeti VII'nin altında olan tarihsel depremler için hasar bilgisi mevcut değildir. Bu nedenle $I_o = VII$ değeri hasar yapan ve yapmayan depremler arasında bir sınır olarak kabul edilmiştir. Başka bir deyişle, bu değer İzmir ve çevresinde meydana gelen tarihsel depremler için alt tahribat sınırı (eşik değeri) olarak kabul edilmiştir.

Elde edilen veriler, M.S. 1500'lerde önce kayıt sayısının çok düşük olduğunu ve aletsel döneme yaklaştıkça İzmir ve çevresi için kaydedilen deprem sayısının arttığını göstermektedir. 1500'lü yıllardan önce genellikle VIII ve üzeri şiddetteki yıkıcı depremlerin kaydedildiği ve bu depremlerin uzun aralıklarla meydana geldiği görülmektedir. 1500'lerden sonra tarihsel depremlerin kaydı sayısı fark edilir ölçüde artmıştır (Şekil 4.7). Bu dönemden günümüze kadar her yüzyılda en az 1 ya da 2 yıkıcı deprem meydana gelmiş ve algılanabilir hemen hemen her deprem ($I_o \geq IV$) kaydedilmiştir. Benzer şekilde sadece İzmir depremleri dikkate alındığında 1600'lü yıllara kadar İzmir'de meydana gelen M.S. 178, 688, 1040 ve 1056 depremleri dışında kısmi hasar veren orta dereceli depremler de dâhil olmak üzere herhangi bir deprem kaydının olmadığı görülmüştür (Şekil 4.7). Dolayısıyla, belirli bir döneme kadar bilinenden daha fazla deprem meydana gelmiş olsa bile, muhtemelen kaydedilmemiş ya da kayıtların günümüze kadar korunamamıştır. Öte yandan, İzmir merkezli kaydedilen yıkıcı depremlerin ($I_o \geq VIII$) zamansal dağılımı dikkate alındığında, İzmir'de düzensiz bir geçiş paterninin olduğu söylenebilir. Depremlerin olabildiğince eksiksiz kaydedildiği dönemlerde, kısa aralıklarla birden fazla yıkıcı deprem meydana gelmiştir (Şekil 4.7). Buradan, İzmir ve yakın çevresinde bulunan aynı ya da farklı sismik kaynakların birbiri ardına deprem ürettiği anlaşılsa da, Batı Anadolu'daki aktif faylar için birkaç yıllık kısa tekrarlanma aralıkları mümkün görünmemektedir. Dolayısıyla deprem sıklıklarındaki bu artış, İzmir'de yıkıcı deprem üretebilen aktif fayların birbirini tetiklemiş olduğunu göstermektedir.

Genel olarak, İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen tarihsel depremlerin istatistiksel dağılımı, düzensiz aralıklarla meydana gelen büyük depremlere orta-hafif dereceli sismik aktivitenin eşlik ettiğini göstermektedir. Bu düzensiz tekrar aralığı, İzmir ve yakın çevresinde deprem üretebilecek potansiyelde birden fazla sismojenik kaynağın bulunmasından ve tarihsel depremlerin henüz bölgedeki faylarla ilişkilendirilmemiş olmasından kaynaklanmaktadır. Bu nedenle tekrarlanma aralığını daha net bir biçimde ortaya çıkarmak için İzmir ve çevresinde yer alan fayların geçmişteki hareketlerinin bilinmesi gerekir.



Şekil 4.7 a) İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen tarihsel dönem depremlerinin şiddet dağılım grafiği, b) İzmir merkezli tarihsel depremlerin şiddet dağılım grafiği, c) İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen tarihsel depremlerin şiddet değelerinden dönüştürülmüş magnitüdlerinin dağılım grafiği (aynı şiddet ya da magnitüddeki depremler aynı renkte gösterilmiştir)

4.3.2 Tarihsel Depremlerin Şiddet-Magnitüd Dönüşümleri

Şiddet verileri, bir olayın büyüklüğünü, aletsel magnitüd okumaları olarak aynı belirsizlik sırası ile sınırlandırabilme niteliğine sahiptir (Johnston, 1996). Şiddet verileri, deprem büyüklüğünün şaşırtıcı derecede sağlam ölçümlerini verir ve bu önemli gerçek, tarihsel depremlerin büyüklük belirlemeleri için kullanılacak makrosismik yöntemi nitelendirir (Grünthal ve Musson, 2020). Şiddetin büyüklüğe dönüştürülmesi, uzun vadeli sismisite için en güvenilir yaklaşımı sağlar. Ayrıca, böyle bir dönüşüm, sismik tehlike analizi için yararlı bir araç olan homojen bir deprem kataloğunun oluşturulmasına olanak sağlayacaktır (Grünthal ve Musson, 2020; Grünthal ve diğer., 2009; Kadiroğlu ve Kartal, 2016; Scordilis, 2006). Büyüklük (magnitüd), merkez üssü şiddeti, belirli şiddet seviyelerinden etkilenen alanlar ve tüm şiddet veri noktalarının alanı kullanılarak belirlenebilir (Grünthal ve Musson, 2020). İzmir ve yakın çevresinden meydana gelen tarihsel depremler için bir büyüklük eşik değeri belirlemek amacıyla literatürdeki farklı denklemlerden elde edilen büyüklük değerleri kendi aralarında karşılaştırılmıştır.

Bu çalışma kapsamında, İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen yıkıcı tarihsel depremlere atanan şiddet değerleri, tarihsel sismisite derecesini doğru bir şekilde belirleyebilmek için literatürdeki çeşitli araştırmacılar tarafından türetilen farklı dönüşüm formülleri kullanılarak büyüklüğe dönüştürülmüştür (Tablo 4.4). Gutenberg ve Richter (1942) tarafından önerilen dönüşüm formüllerine göre İzmir ve yakın çevresini etkileyen tarihsel depremlerin şiddet değerleri 5,4 ile 7,3 arasında değişen maksimum büyüklük (M_{max}) değerine karşılık gelmektedir. Diğer araştırmacılar tarafından önerilen ampirik ilişkilerden elde edilen deprem büyüklükleri birbirine daha yakın sonuçlar verdiği için hesaplanan bu değerler korelasyona dahil edilmemiştir. Papazachos ve Papaionnou (1997) tarafından düşük hata oranıyla önerilen şiddet-magnitüd ilişkisine göre, İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen yıkıcı depremlerin büyüklüğü 5,7 ile 7,1 arasında değişmektedir (Tablo 4.4). Elde edilen büyüklük değerleri (M), Scordilis (2006)'ya göre olası moment büyüklüğüne dönüştürülmüş ve değerlerin 5,8 ve 7,1 aralığında olduğu saptanmıştır. Her iki dönüşümden elde edilen değerlerin birbiriyle uyumlu olması dikkat çekicidir.

Tablo 4.4 İzmir ve yakın çevresinde yıkıma ve ağır hasara sebep olan tarihsel depremler ($I_o \geq VIII$) ve bu depremlere ilişkin şiddet/büyüklük dönüşümleri (Kısaltmalar: I_o: şiddet; EMS-98: Avrupa Makrosismik Şiddet Ölçeği; MMI: Modifiye Mercalli Şiddet Ölçeği; JMA: Japon Meteoroloji Ajansı Ölçeği; M_E: Maksimum magnitüd; M_w: Moment magnitüd M_w^*: Olası moment magnitüdü. Dönüşüm formüllerinde EMS-98 ölçeğine göre belirlenen I_o değerleri kullanılmıştır. GR42: Gutenberg ve Richter, 1942; PP97: Papazachos ve Papaioannou, 1997; S06: Scordilis, 2006; G09: Grünthal ve diğer., 2009; A19: Alexandrova ve diğer., 2019, LSQ-en küçük kareler yöntemi, OR-ortogonal regresyon yöntemi

TARİH (M.S)	KONUM	ŞİDDET (I_o)			BÜYÜKLÜK (MAGNİTÜD)						ID
		EMS-98	MMI	JMA	M_E	M	M_w^*	M_w			
					(GR42)	(PP97)	(S06)	(G09)	(A19)		
									LSQ	OR	
17	Manisa, Sart	X	X	VI	7.3	7.1	7.1	6.9	7.0	7.1	3
44	Manisa, Efes	IX-X	IX	≤ VI	6.7 - 7.3	6.4 - 7.1	6.3 - 7.1	6.3 - 6.9	6.5 - 7.0	6.6 - 7.1	4
105	Çandarlı K.	VIII-IX	IX	≤ V	6.1 - 6.7	5.7 - 6.4	5.8 - 6.3	5.6 - 6.3	5.9 - 6.5	6.0 - 6.6	6
165	İzmir	VIII	VIII	V	6.1	5.7	5.8	5.6	5.9	6.0	8
178	İzmir	IX-X	X	≤ VI	6.7 - 7.3	6.4 - 7.1	6.3 - 7.1	6.3 - 6.9	6.5 - 7.0	6.6 - 7.1	9
688	İzmir	IX-X	IX	≤ VI	6.7 - 7.3	6.4 - 7.1	6.3 - 7.1	6.3 - 6.9	6.5 - 7.0	6.6 - 7.1	10
02.02.1040	İzmir	VIII-IX	VIII	≤ VI	6.1 - 6.7	5.7 - 6.4	5.8 - 6.3	5.6 - 6.3	5.9 - 6.5	6.0 - 6.6	12
1056	İzmir	VIII	VIII	V	6.1	5.7	5.8	5.6	5.9	6.0	13
22.10.1595	Manisa	VIII	VIII	V	6.1	5.7	5.8	5.6	5.9	6.0	16
22.05.1654	İzmir	VIII	VIII	V	6.1	5.7	5.8	5.6	5.9	6.0	21
1668	İzmir	IX	IX	< VI	6.7	6.4	6.3	6.3	6.5	6.6	23
14.02.1680	İzmir	VIII	VIII	V	6.1	5.7	5.8	5.6	5.9	6.0	24
10.07.1688	İzmir	X	X	VI	7.3	7.1	7.1	6.9	7.0	7.1	25
03.07.1709	Foça	IX	IX	< VI	6.7	6.4	6.3	6.3	6.5	6.6	27
1719	İzmir	VIII-IX	VIII	≤ V	6.1 - 6.7	5.7 - 6.4	5.8 - 6.3	5.6 - 6.3	5.9 - 6.5	6.0 - 6.6	28
1723	İzmir	VIII	VIII	V	6.1	5.7	5.8	5.6	5.9	6.0	29
1739	Foça	IX	IX	< VI	6.7	6.4	6.3	6.3	6.5	6.6	31
01.10.1771	Kemalpaşa	IX	IX	< VI	6.7	6.4	6.3	6.3	6.5	6.6	32
24.11.1772	Foça	VIII	VIII	V	6.1	5.7	5.8	5.6	5.9	6.0	33
03.07.1778	İzmir	VIII-IX	IX	< VI	6.1 - 6.7	5.7 - 6.4	5.8 - 6.3	5.6 - 6.3	5.9 - 6.5	6.0 - 6.6	35
23.06.1845	Manisa	VIII-IX	VIII	≤ V	6.1 - 6.7	5.7 - 6.4	5.8 - 6.3	5.6 - 6.3	5.9 - 6.5	6.0 - 6.6	38
1850	Kemalpaşa	VIII	VIII	V	6.1	5.7	5.8	5.6	5.9	6.0	40
1862	Turgutlu	VIII-IX	IX	≤ VI	6.1 - 6.7	5.7 - 6.4	5.8 - 6.3	5.6 - 6.3	5.9 - 6.5	6.0 - 6.6	41
29.07.1880	Menemen	IX	IX	< VI	6.7	7.1	7.1	6.3	6.5	6.6	47
15.10.1883	Çeşme Y.	IX	IX	≤ VI	6.7	7.1	7.1	6.3	6.5	6.6	49
00.05.1888	Çeşme Y.	VIII	VIII	V	6.1	5.7	5.8	5.6	5.9	6.0	50

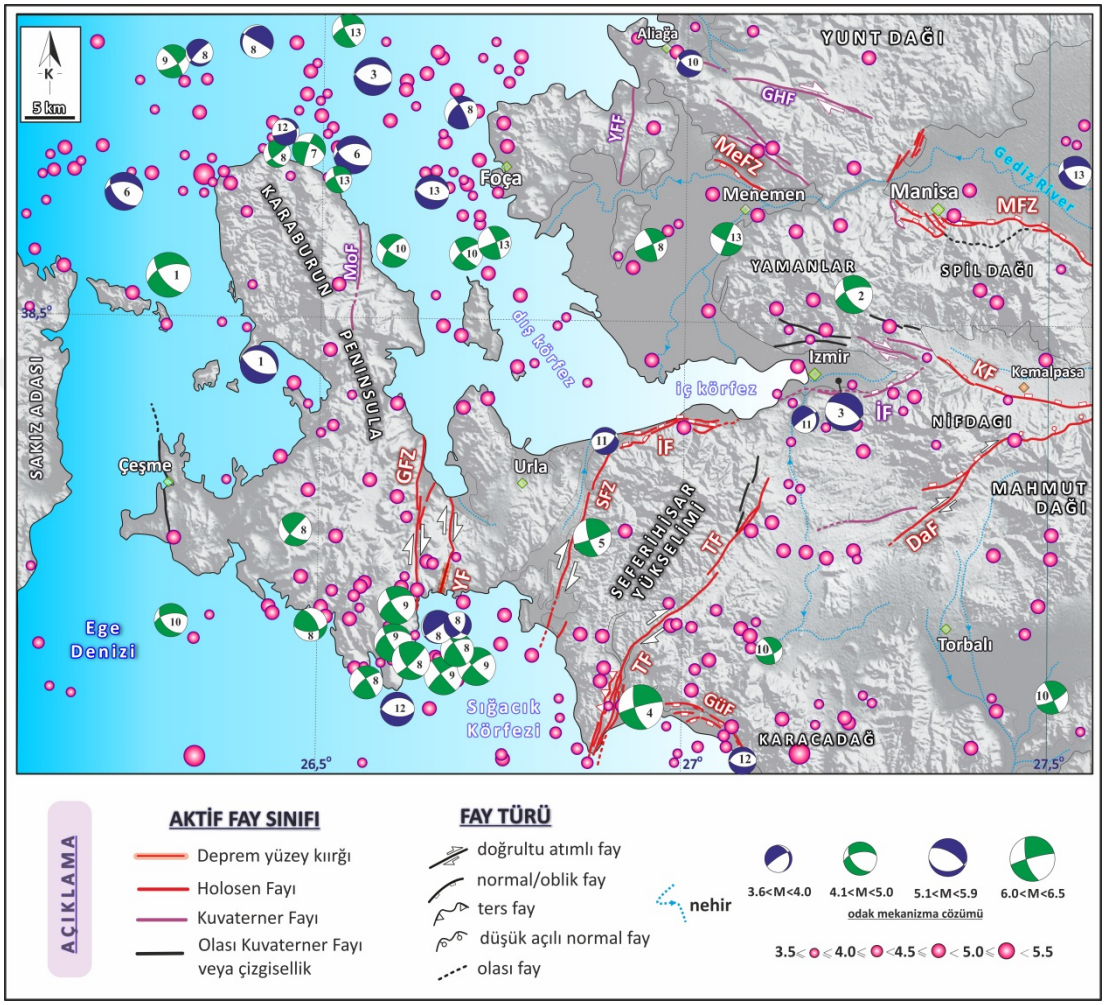
Grünthal ve diğer. (2009) tarafından önerilen dönüşüme göre, İzmir'deki en şiddetli tarihsel depremler (I_o=X) için büyüklük değeri 6,9'dur. En düşük şiddetteki depremler (I_o=VIII) için bu değer 5,6 olarak hesaplanmıştır. Aleksandrova ve diğer. (2019)'daki ampirik ilişkiler uygulandığında da benzer sonuçlar elde edilmektedir (Tablo 4.4). Elde edilen verilerin korelasyonu sonucunda, tarihsel dönemde İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen maksimum şiddet değerindeki depremler için büyüklüğün 6,9-7,1 değer aralığına karşılık geldiği belirlenmiştir. Bu da İzmir ve yakın çevresindeki sismik kaynakların 7.1 büyüklüğüne ulaşabilen depremler üreteceği anlamına gelmektedir.

Ek olarak, dönüşümlerden elde edilen veriler, tarihsel dönemde I_o=VIII olan depremlerin büyüklüklerinin minimumda 5,6'ya, I_o=IX olan depremlerin ise 6,3'e karşılık geldiğini göstermektedir. Tarihsel kayıtlardan alınan hasar bilgileri ile bu çalışmada kullanılan ampirik ilişkiler arasındaki korelasyon, büyüklüğü 5,6 ve üzeri olan tarihsel depremlerin, İzmir ve yakın yerleşim yerlerinde yıkım meydana getirmeden az da olsa hasar verici etkiye sahip olduğunu göstermektedir. Dönüşümlere göre, büyüklüğü 5,6 ile 5,9 arasında değişen depremlerde kısmi yıkımlar rapor edilmiştir. Tarihsel depremlerin büyüklük değerleri minimumda 6,3'e ulaştığında, İzmir kent yerleşiminin neredeyse tamamının önemli ölçüde çöktüğü ve çevre yerleşimlerdeki belirli alanların hasara uğradığı belirlenmiştir.

4.4 İzmir ve Yakın Çevresi Aletsel Dönem Depremselliği (M.S. 1900 ve sonrası)

Tarihsel dönemde İzmir ve yakın çevresinde büyük yıkımlara neden olmuş deprem aktivitesi, aletsel dönemde de etkinliğini devam ettirmektedir. Aletsel dönemde, İzmir bölgesindeki aktif fayların, yıkıcı olmayan ve yüzey faylanmasıyla sonuçlanmayan, farklı büyüklüklerde birçok depreme neden olduğu bilinmektedir (Şekil 4.8) (Ambraseys ve Finkel, 1995; Emre ve diğer., 2005; Papazachos ve Papazachou, 1997; Tan ve diğer., 2008; Taymaz ve diğer., 1991; Zhu ve diğer., 2006). Meydana gelen bu depremler genellikle lokal hasarlara neden olmuş orta büyüklükteki depremler olarak kayıtlara geçmiştir. Başka bir ifadeyle, aletsel dönemde büyüklüğü 6,5'ten büyük (M≥6,5) hiçbir depremin yaşanmadığı İzmir ve

yakın çevresinde büyüklüğü 3,5 ve üzerinde olan (M≥3,5) toplamda 1000'den fazla deprem kaydedilmiştir. Bunlardan yaklaşık 15 tanesinin, büyüklüğü 5 ≤ M ≤ 6 arasında değişmektedir (Tablo 4.5).



Şekil 4.8 İzmir ve yakın çevresindeki aletsel depremlerin dağılımını gösteren sismotektonik harita (diri faylar Emre ve Özalp, 2011; Emre ve diğer., 2011, 2018'den alınmıştır). [Odak mekanizma çözümleri: (1) McKenzie, 1972; (2) Kıyak, 1986; (3) Jackson ve diğer., 1982; (4) Tan ve Taymaz, 2001; (5) Tan ve Taymaz, 2003; (6) Tan ve Taymaz, 2004; (7) Kalafat, 1998; (8) Kalafat ve diğer., 2009; (9) HRV; (10) NOA; (11) Gök ve Polat, 2014; (12) KOERI; (13) AFAD]. Kısaltmalar: IF-İzmir Fayı, SFZ-Seferihisar Fay Zonu, TF-Tuzla Fayı, YF-Yağcılar Fayı, GFZ-Gülbahçe Fay Zonu, MoF-Mordoğan Fayı, GüF-Gümüldür Fayı, DaF-Dağkızılca Fayı, KF-Kemalpaşa Fayı, MFZ-Manisa Fay Zonu, MeFZ-Menemen Fay Zonu, YFF-Yeni Foça Fayı, GHF-Güzelhisar Fayı

Tablo 4.5 İzmir ve yakın çevresinde 1900-2020 yılları arasında meydana gelen büyüklüğü 4 ve üzerindeki ($M_w \geq 4.0$) aletsel dönem depremleri

	TARİH	SAAT	ENLEM	BOYLAM	DERİNLİK	MAGNİTÜD	REFERANS
	G/A/Y	UTC	derece	derece	km	Mw	
1	31.03.1928	02:27	38,50	28,10	-	6,2	Gutenberg ve Richter, 1949
2	23.07.1949	18:03	38,57	26,29	10	6,4	McKenzie, 1972
3	02.05.1953	01:22	36,60	26,30	40	5,6	Ambraseys, 1988
4	06.04.1969	03:49	38,47	26,41	16	5,9	McKenzie, 1973
5	01.02.1974	00:01	38,55	27,22	24	5,5	Kıyak, 1986
6	16.12.1977	07:37	38,41	27,19	24	5,6	Jackson ve diğ., 1982
7	14.06.1979	18:42	38,79	26.57	15	5,9	Jackson ve diğ., 1983
8	06.11.1992	19:08	38,11	26,95	17	6,0	Tan ve Taymaz, 2001
9	28.01.1994	15:45	38,69	26,53	10	5,2	Tan ve Taymaz, 2004
10	24.05.1994	02:05	38,66	26,23	21	5,2	Tan ve Taymaz, 2004
11	24.05.1994	03:35	38,69	26,48	14	4,9	Kalafat, 1998
12	10.04.2003	00:40	38,25	26,89	11	5,7	Tan ve Taymaz, 2003
13	29.01.2005	18:53	38,17	26,66	10	4,6	Kalafat ve diğ., 2009
14	17.10.2005	05:45	38,21	26,59	15	5,5	HRV
15	17.10.2005	09:47	38,15	26,66	12	5,8	HRV
16	17.10.2005	09:55	38,16	26,59	18	5,2	HRV
17	19.10.2005	10:11	38,15	26,67	10	4,5	Kalafat ve diğ., 2009
18	20.10.2005	21:40	38,15	26,71	13	5,9	HRV
19	31.10.2005	05:26	38,13	26,57	10	4,7	Kalafat ve diğ., 2009
20	20.12.2005	21:40	38,17	26,58	7	5,6	Kalafat ve diğ., 2009
21	13.04.2006	16:18	38,20	26,49	8	4,2	Kalafat ve diğ., 2009
22	12.06.2006	08:07	38,18	26,68	6	3,9	Kalafat ve diğ., 2009
23	12.07.2006	14:40	38,75	26,69	25	4,3	Kalafat ve diğ., 2009
24	10.06.2007	08:15	38,81	26,31	26	4,0	Kalafat ve diğ., 2009
25	09.09.2007	05:14	38,83	26,41	16	4,4	Kalafat ve diğ., 2009
26	11.11.2007	03:23	38,30	26,47	10	4,2	Kalafat ve diğ., 2009
27	05.01.2008	05:11	38,61	26,95	10	4,1	Kalafat ve diğ., 2009
28	20.07.2008	10:15	38,68	26,44	20	4,0	Kalafat ve diğ., 2009
29	26.03.2010	18:35	38,20	26,30	6	4,5	NOA
30	05.12.2011	08:17	38,80	26,30	20	4,7	NOA
31	30.07.2011	23:51	38,38	26,89	11	3,6	Gök ve Polat, 2014
32	30.10.2011	21:44	38,39	27,17	12	3,8	Gök ve Polat, 2014
33	20.02.2012	06:34	38,10	27,50	20	4,3	NOA
34	01.05.2012	14:48	38,60	26,60	10	4,8	NOA
35	02.05.2012	00:02	38,60	26,70	8	4,1	NOA
36	09.06.2013	15:15	38,80	27,00	16	4,0	NOA
37	21.10.2014	03:03	38,10	27,10	19	4,0	NOA
38	27.02.2015	00:25	38,68	26,40	18	4,1	KOERI
39	27.03.2015	01:42	38,00	27,20	8	3,9	KOERI
40	06.07.2015	01:04	38,03	26,60	6	4,1	KOERI
41	12.09.2015	11:14	38,60	26,60	9	3,7	ERD
42	05.06.2016	21:34	38,60	26,69	21	4,2	ERD
43	21.04.2017	14:21	38,63	27,58	6	4,9	ERD
44	25.12.2017	05:13	38,56	26,72	15	4,8	ERD
45	07.11.2018	13:38	38,77	26,53	12	4,1	ERD
46	25.01.2019	20:20	38,56	27,07	15	4,3	ERD

Aletsel dönem verileri, İzmir ve yakın çevresinde doğrultu atım mekanizmasının baskın olduğu bir sismik aktiviteye işaret etse de normal faylardan kaynaklanan depremlerin de kaydedildiği bilinmektedir. Örneğin, 1992-Doğanbey (M_w=6,0), 2003-Urla (M_w=5.4-5,8) ve 2005-Seferihisar (M_w=5,9) depremlerinin odak mekanizma çözümleri, dış merkez lokasyonları ile uyumlu olarak, sırasıyla, KD-GB uzanımlı sol yanal Tuzla Fayı (Benetatos ve diğer., 2006; Tan ve Taymaz, 2001; Türkelli, Kalafat ve Gündoğdu, 1995), KD-GB uzanımlı sağ yanal Seferihisar Fay Zonu (Benetatos ve diğer., 2006; Ocakoğlu ve diğer., 2005; Tan ve Taymaz, 2003) ve KKD-GGB uzanımlı sağ-yanal Gülbahçe Fay Zonu (Benetatos ve diğer., 2006; Kalafat ve diğer., 2009; Ocakoğlu ve diğer., 2005) üzerinde veya yakınlarında çıkmıştır. 16 Aralık 1977 İzmir depreminin (M_w=5,6) odak mekanizma çözümü ise normal faylanmaya işaret eden ve İzmir Fayı uzanımına yaklaşık koşut bir görüntü sunmaktadır (Jackson ve diğer., 1982). 1977 depremi İzmir kent merkezine en yakın deprem olmakla birlikte, aletsel dönem içinde İzmir Fayı ile açıkça ilişkilendirilmiş son hasarlı deprem olma özelliği göstermektedir.

4.4.1 İzmir ve Yakın Çevresinde Meydana Gelen Önemli Aletsel Dönem Depremleri

Aletsel dönemde İzmir kent yerleşiminde yıkıma neden olan büyük depremler yaşanmazken, yakınındaki yerleşimlerde etkisi daha fazla olan lokal hasarlı depremler meydana gelmiştir. Aletsel dönemde kaydedilmiş ilk deprem *31 Mart 1928 Torbalı* depremidir. Akyol ve Pamir (1929) tarafından şiddeti VIII olarak verilen depremin büyüklüğü Gutenberg ve Rihter (1949) tarafından 6.25 olarak verilmiştir. 13-15 sn süren depremde en fazla hasarın Torbalı ve Tepeköy'de meydana geldiği belirtilmektedir (Akyol ve Pamir, 1929; Pınar ve Lahn, 1952). Ana şoktan sonra şiddetli ve hasara neden olan artçı şoklar meydana gelmiştir (Eyidoğan, Utku, Güçlü ve Değirmenci, 1991). Batı Anadolu'nun büyük bir bölümünde hissedilen depremde 2000'e yakın ev yıkılmıştır (Pınar ve Lahn, 1952). Tepeköy'den ortalama 1,5 km uzaklıktaki bir tren yolu üzerinde önemli bir çöküntü oluşmuş, zeminde su sızıntıları görülmüştür (Eyidoğan ve diğer, 1991). Deprem İzmir, Manisa, Salihli, Bayındır, Ödemiş ve Tire gibi yerleşimlerde de hasara neden

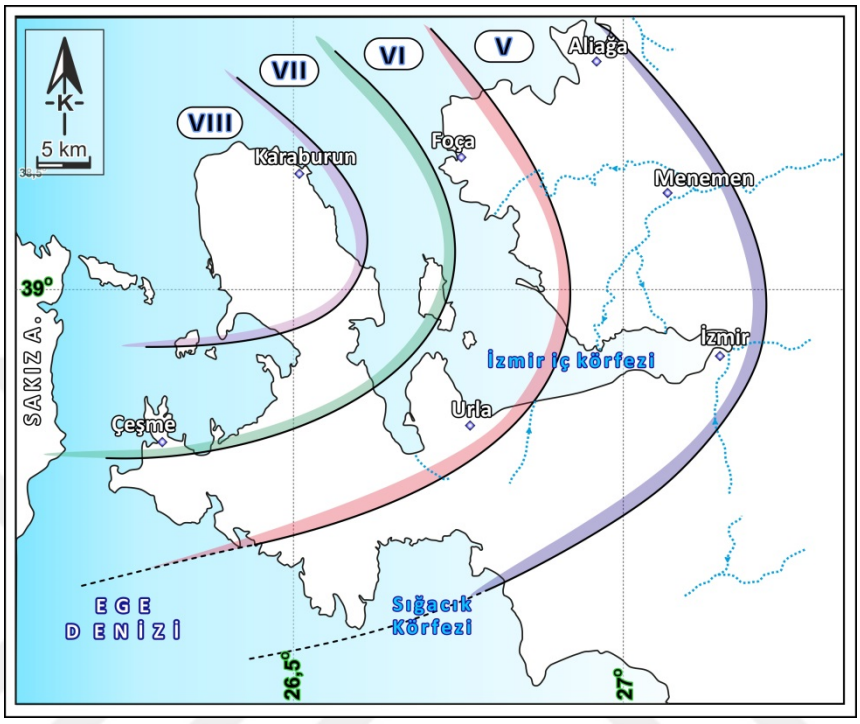
olmuştur (Akyol ve Pamir, 1929). İzmir Kordon'da bulunan rıhtımın bir bölümü kıyıya koşut olacak şekilde yarılmış ve denize doğru eğilmiş, Alsancak'taki fabrikaların bacaları çatlamış ya da devrilmiştir (Tınal, 2011). Depremin etkisinin körfezin kıyı düzlüklerinde daha fazla, Kadifekale ve Bornova'nın yüksek kesimlerinde ise daha az hissedildiği belirtilmektedir (Akyol ve Pamir, 1929; Eyidoğan ve diğer., 1991).

23 Temmuz 1949 Karaburun depremi, Karaburun-Çeşme yarımadasının doğu bölümünde ağır hasarlar meydana getirmiştir (Erkman, 1949; Pınar ve Lahn, 1952). Ambraseys (1988)'e göre şiddeti VIII, büyüklüğünü ise 6,6 olan depremin episantırı, Sakız adası kuzeydoğusundadır. Pınar ve Lahn (1952) ise depremin merkez üssünün Karaburun yarımadasından geçen KD uzanımlı bir fayla ilişkili olduğunu öne sürmektedir. McKenzie (1972)'ye göre depremin büyüklüğü 6.4'tür. Pınar ve Lahn (1952) depremin şiddetini X, Erkman (1949) ise VII olarak vermektedir. Depremde Karaburun merkezde 83, köylerinde ise 130 ev kısmen ya da tamamen yıkılmış, Çeşme Ilıca'da ise 80 bina ağır hasar görmüştür (Tınal, 2011). Sakız adasında ise 2200 evin yıkıldığı bildirilmiştir (Pınar ve Lahn, 1952). Çeşme yarımadası ile Sakız adası arasında meydana gelen 70 cm'lik deniz dalgası Sakız adası kuzeyini basmış, kıyıda zemin açılmaları meydana gelmiştir (Ambraseys, 1988). Depremin Erkman (1949) tarafından önerilen eşşiddet haritası Şekil 4.9'da verilmiştir.

2 Mayıs 1953 Karaburun depremi'nde Karaburun merkezde 166 ev ağır, 53 ev hafif hasara uğramıştır. Şiddeti VII (Shebalin ve diğer., 1974), büyüklüğü 5,6 (Ambraseys, 1988) olarak verilen deprem Dikili, Bergama ve Foça'dan da hissedilmiştir. Ayrıca Ambraseys (1988) iki öncü şoku olan depremin episantırının İzmir Körfezi açıklarında bulunduğunu belirtmektedir.

1 Şubat 1974 İzmir depremi VII şiddetinde ve 5,5 büyüklüğünde orta hasarlı bir depremdir (Ambraseys, 1988). 300 kadar evde ağır hasara neden olan depremde, Alsancak'ta 22, Karşıyaka'da ise 30 bina oturulamaz hale gelmiştir (Tınal, 2011). İzmir Konak meydanındaki saat kulesinin taç kısmı yıkılmış, vilayet konağının duvarı yıkılmış, Özel Türk Koleji'nin ise çatısı çökmüştür (Eyidoğan ve diğer., 1991;

Tınal, 2011). İzmir'den 2 km uzaklıkta bir bölgeye yerleştirilen sismograflar, alüvyon ve kaya üzerinde 16 ve 7 mm'lik yatay yer değiştirmeler kaydetmiştir (Eyidoğan ve diğer., 1991).



Şekil 4.9 1949 Karaburun depremine ait eşşiddet haritası (Erkman, 1949'dan düzenlenmiştir)

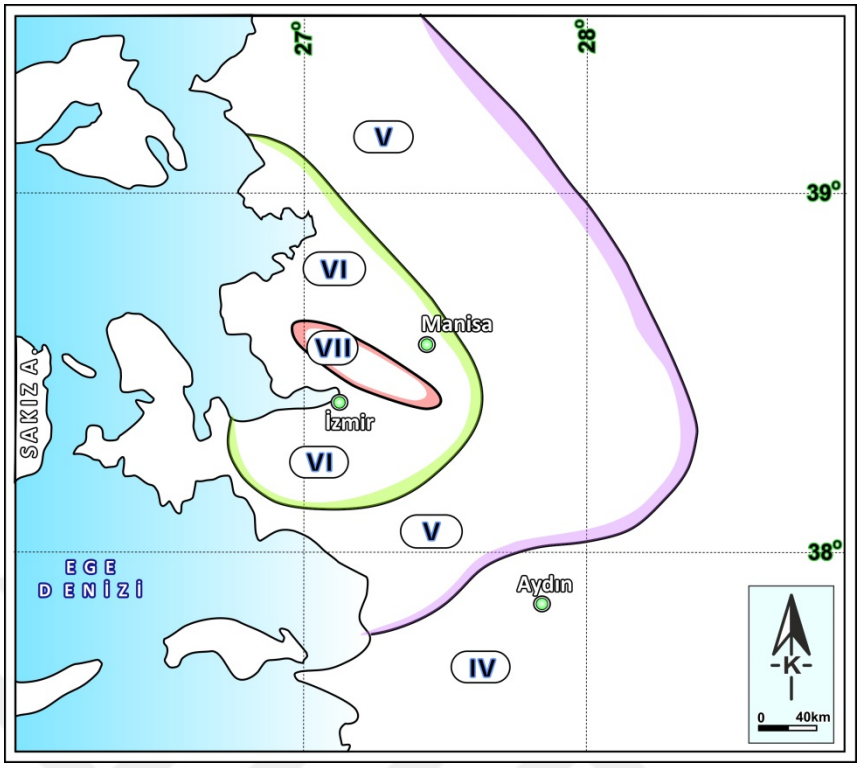
16 Aralık 1977 İzmir depremi dış merkez lokasyonu İzmir Fayı'na en yakın depremdir (Jackson ve diğer., 1982). Saat 09:38'de meydana gelen depremde Alsancak, Hatay, İkiçeşmelik, Bornova, Karşıyaka, Gürçeşme ve Tepecik semtlerinde evler hasar görmüş, duvarları yıkılmıştır (Eyidoğan ve diğer., 1991). Heyelan tehlikesinin olduğu Kadifekale'de birçok ev hasar görmüştür (Tınal, 2011). Depremin odak mekanizma çözümü, fay düzleminin İzmir Fayı'nın uzanımına benzer şekilde D-B uzanımda olduğuna işaret etmektedir (Jackson ve diğer., 1982). Depremin eşşidet haritası Eyidoğan ve diğer. (1991)'de Şekil 4.10'daki gibi verilmiştir.

İzmir ve yakın çevresinde aletsel dönemde meydana gelen bir diğer önemli deprem *6 Kasım 1992 Doğanbey depremi*'dir. Depremin büyüklüğü, USGS (*United States Geological Survey* = Amerika Birleşik Devletleri Jeoloji Araştırmaları

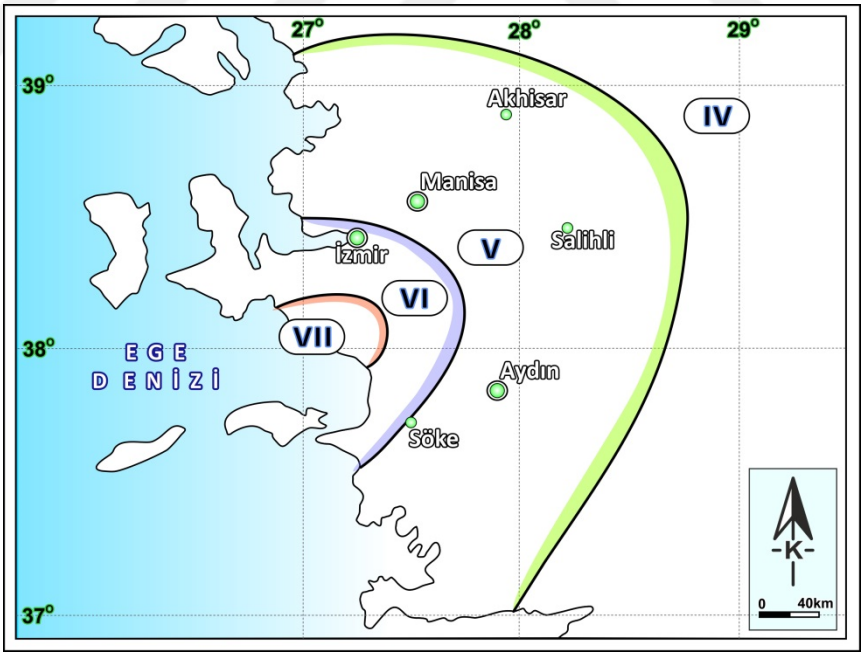
Kurumu) tarafından 6.2 olarak verilmiştir. Dışmerkezi Doğanbey ve Ürkmez arasında olan depremin artçı şokları Tuzla (Orhanlı) Fayı üzerinde yoğunlaşmaktadır (Türkelli, Kalafat ve İnce, 1990; Türkelli ve diğer., 1995). En fazla hasarın Seferihisar, Ürkmez ve Gümüldür ilçelerinde kaydedildiği depremde 4 bina tamamen yıkılmış, 79 bina ağır hasar görmüştür (Tınal, 2011). Odak mekanizma çözümü, Doğanbey depreminin sağ yönlü doğrultu atımlı bir kırılma mekanizmasıyla gerçekleştiğini ortaya koymaktadır (Tan ve Taymaz, 2001). Emre ve diğer. (2005) tarafından yapılan çalışmalarda, Cumaovası kaplıcaları civarında gözlenen kırıklar ve sağ yönlü ötelenmeler, yüzey kırığı oluşturmamış olsa da bu depremin meydana getirdiği yüzey deformasyonları olarak tanımlanmıştır. Depremin Türkelli ve diğer. (1995) tarafından önerilen eşşiddet haritası Şekil 4.11'da verilmiştir.

2003 Urla depremi'nin büyüklüğü Tan ve Taymaz (2003) tarafından 5,7 olarak verilmiştir. Merkez üssü Urla olarak açıklanan depremde, en fazla hasar Seferihisar ilçesinde meydana gelmiş, Urla ve Seferihisar'da 74, Gümüldür, Menderes, Gaziemir, Buca, Bornova, Konak'ta ise 99 ev hasar görmüştür (Tınal, 2011). Depremin odak mekanizma çözümü, Seferihisar Fayı'nın KD-GB uzanımıyla uyumlu bir kayma düzlemi ve sağ yönlü kırılma mekanizmasına işaret etmektedir (Tan ve Taymaz, 2003).

2005 Seferihisar depremi, aletsel dönemde İzmir ve yakın çevresini etkileyen önemli depremlerden bir diğeridir. Can kaybı bildirilmeyen depremde İzmir çevresi dışında Sakız ve Sisam adasında da sarsıntı hissedilmiş, depremde en fazla hasar Seferihisar ve Urla ilçelerinde meydana gelmiştir (Benetatos ve diğer., 2006). Depremde Seferihisar ve Urla'da 96 ev ağır, 232 ev ise orta derecede hasar görmüştür (Tınal, 2011). Ana şokları Sığacık Körfezi'ndeki 17, 19 ve 20 Ekim 2005 tarihli depremlerin büyüklükleri sırasıyla 5,4, 5,8 ve 5,9 olarak verilmiş, yapılan saha çalışmalarında körfezin kara kısmında sismit (sismik şokla oluşan tortullaşmayla yaşıt deformasyon yapıları) oluştuğu gözlenmiştir (Sözbilir ve diğer., 2009). Depreme ilişkin odak mekanizma çözümleri, K-G uzanımın hakim olduğu saf doğrultu atımlı fayların hareket mekanizmasını ortaya koymaktadır (Benetatos ve diğer., 2006).



Şekil 4.10 1977 İzmir depremine ait eşşiddet haritası (Eyidoğan ve diğer., 1991'den düzenlenmiştir)



Şekil 4.11 1992 Doğanbey depremine ait eşşiddet haritası (Türkelli ve diğer., 1995'den düzenlenmiştir)

BÖLÜM 5
TEKTONİK JEOMORFOLOJİ

5.1 Giriş

Tektonik ve yüzey süreçleri arasındaki etkileşimin incelenmesi olarak tanımlanan *tektonik jeomorfoloji* ya da diğer adıyla *morfotektonik*, 18.yy'da John Hutton'ın, yer şekillerinin büyük bir zaman diliminde geliştiğini ve gelişim evrelerinin flüvyal süreçlerden etkilendiğini fark etmesiyle ortaya çıkmıştır (Bishop, 2007). Tektonik jeomorfoloji, günümüzde de, Dünya yüzeyinin aktif deformasyonunu keşfetmenin popüler bir yöntemi olarak kabul edilmektedir (Bishop, 2007; Burbank ve Anderson, 2001, 2011; Keller ve diğer., 2020; Keller ve Pinter, 2002; Mayer, 1986; Owen, 2013). Buna göre, tektonik kontrolün etkin olduğu alanlarda gelişen yer şekilleri, mevcut morfolojinin aktif fayların mekânsal dağılımına verdiği tepkiyi kaydeder (Boulton ve Whittaker, 2009; Kirby ve Ouimet, 2011; Kirby, Whipple, Tang ve Chen, 2003; Liu, Han, Boulton, Wu ve Guo, 2020; Mayer, 1986; Özkaymak ve Sözbilir, 2012; Tepe ve Sözbilir, 2017).

Fay kontrollü dağ cepheleri, aktif tektonik süreçler ile yüzey süreçlerinin etkileşime girdiği bir ara yüzdür ve bu ara yüz, etkileşimdeki süreçlerin hızlarına ve kaya mukavemetine duyarlıdır (Bull, 2007; Bull ve McFadden, 1977; Keller ve Pinter, 2002; Rockwell, Keller ve Johnson, 1984). Bu etkileşim, faylar boyunca ölçülebilir jeomorfik işaretlerin oluşmasına neden olur. Fay önlerinde meydana gelen morfolojik yapılar ve bu yapılar üzerinde yapılan kantitatif değerlendirmeler, deformasyon dağılımı ve hızının morfoloji üzerindeki etkisi, yer şekillerinin evrimi ve bu evrimi denetleyen tektonik yapının aktivitesi ve faylanma mekanizmasının belirlenmesini sağlar (Azor, Keller ve Yeats, 2002; Bishop, 2007; Brookfield, 1998; Burbank ve Anderson, 2001; Chen, Sung ve Cheng, 2003; Cox, 1994; Giaconia ve diğer., 2012; Keller, 1986; Keller ve Pinter, 2002; Kirby ve Whipple, 2012; Molin, Pazzaglia ve Dramis, 2004; Owen, 2013; Pedrera, Peréz-Pena, Galindo-Zaldivar, Azañon ve Azor, 2009; Peréz-Peña, Azañon, Azor, Delgado ve González-Lodeiro, 2009).

Son yıllarda, aktif olarak deforme olan bölgelerde jeomorfik değişiklikleri tanımlama ve tektonik kontrolün büyüklüğünü ortaya çıkarmada, fay cephelerinde gelişen morfolojik yapıların nicel ölçümlerine dayanan çalışmalar oldukça yaygınlaşmış, bu analizlerin güvenilir ve hızlı bir değerlendirme sağladığı da çeşitli çalışmacılar tarafından kanıtlanmıştır (Brookfield, 1998; Bull, 1977, 2007; Bull ve McFadden, 1977; Burbank ve Anderson, 2001, 2011; Chen ve diğer., 2003; El Hamdouni, Irigaray, Fernández, Chacon ve Keller, 2008; Hare ve Gardner, 1985; Keller ve Pinter, 2002; Kirby ve Whipple, 2001; Peréz-Peña, Azor, Azañon ve Keller, 2010; Rockwell ve diğer., 1984; Silva, Goy, Zazo ve Bardajı, 2003; Tsimi ve Ganas, 2015; Wallace, 1977, 1978; Wells, 1988; Whittaker, Attal, Cowie, Tucker ve Roberts, 2008; Wobus ve diğer., 2006).

Tektonik jeomorfoloji uygulamaları, tüm Dünya'da olduğu gibi Türkiye'deki aktif tektonik çalışmalarında da sıklıkla kullanılan bir yöntem haline gelmiştir. Bu tür çalışmaların güncel örnekleri Batı Anadolu'da, özellikle normal faylarla sınırlanan alanlara uygulanmıştır (Eski, Sözbilir, Uzel, Özkaymak ve Sümer, 2020; Kent, Boulton, Stewart, Whittaker ve Alçiçek, 2016; Özkaymak ve Sözbilir, 2012; Özkaymak, 2015; Tepe ve Sözbilir, 2017; Topal, Keller, Bufe ve Koçyiğit, 2016 vs.). Yakın çevresindeki çoğu çalışmaya rağmen, literatürde İzmir Fayı'nın aktif tektoniğini jeomorfolojik yaklaşımlarla ele alan bir çalışma henüz yapılmamıştır. Doktora tezi kapsamında hazırlanan bu çalışmada, literatürdeki bu boşluğu da doldurmak amacıyla, İzmir Fayı'nın tektonik aktivitesi, morfolojik yöntemler kullanılarak ilk kez değerlendirilmiştir. Bu çerçevede, bu bölümde öncelikle jeomorfoloji ve jeomorfolojide kullanılan yöntemler ayrıntılı olarak tanımlanmış, sonrasında bu yöntemlerin İzmir Fayı üzerindeki uygulamalarına ve elde edilen sonuçlara değinilmiştir.

5.2 Jeomorfolojinin Tanımı ve Tarihsel Süreçteki Gelişimi

Yunanca kökenli yer (*geo*), şekil (*morphe*) ve bilim (*logos*) kelimelerinden türetilen ve Dünya yüzeyinin topografik özelliklerinin kökeni ve evriminin araştırılması olarak tanımlanan jeomorfoloji, terimsel olarak ilk kez 1858'de

Laumann'ın kullanımıyla Alman literatüründe ortaya çıktığı belirtilse de (Gregory ve Goudie, 2011; Roglic, 1972; Tinkler, 1985) ilk olarak 1888'de McGee ve Powell tarafından yazılan bilimsel makalelerde kullanılmıştır (Tinkler, 1985). Ancak, yer şekillerinin oluşumu ile ilgili görüşlerin ortaya çıkışı çok daha geriye uzanmaktadır. 1669'da *Nicolaus Steno*'nun Toskana (İtalya) bölgesinde Apenin dağları, Arno nehri ve kıyı ovalarını inceleyerek yaptığı jeolojik çalışmalar, stratigrafinin temel ilkelerini ortaya koymuş ve tarihsel jeomorfolojinin ortaya çıkmasında bir temel oluşturmuştur (Hansen, 2009). Steno'nun "*Prodromus*" adlı eserinde topladığı çalışmaları, antik jeomorfolojiden klasik jeomorfolojiye geçiş dönemi olarak kabul edilse de, bazı jeologlar jeomorfoloji konusundaki teorilerin İncil ile bağlantılı olması gerektiğini vurgulamış ve yer şekilleri ile ilgili açıklamaları katastrofik olaylara bağlamışlardır (Chorley, Dunn ve Beckinsale, 1964). 18 yy. sonlarında James Hutton, Georges Cuvier, Abraham Werner gibi teorisyenlerin tanımlamaları, jeomorfolojinin bir bilim olarak gelişimi ve temel prensiplerinin ortaya konulmasını sağlamıştır (Puche-Riart, 2005). Werner'in, yer şekillerinin büyük bir okyanus dibinde düzenli olarak biriken çökellerle oluştuğunu öne sürdüğü "*evrensel okyanus*" teorisine karşı, Hutton yer yüzeyindeki şekillerin akarsu aşındırmasıyla meydana geldiği ve sürekli değişime uğradığı fikrini savunmuş, böylece jeomorfolojinin ayrı bir disiplin olarak ortaya çıkmasını sağlamıştır (Dodick ve Orion, 2003).

1802 yılında John Playfair "*Illustrations of the Huttonian Theory of the Earth"* adlı kitabında, akarsu sistemlerinin doğası ve davranışı hakkındaki orijinal fikirleriyle, Hutton'ın teorilerine katkıda bulunmuştur (Chorley ve diğer., 1964; Oldroyd ve Rodney, 2008; Sack, 2002; Tinkler, 1985). Hutton ve Playfair gibi yer yüzeyinin sürekli ve birbirini izleyen süreçlerle değiştiğini savunan Charles Lyell, "*Principles of Geology"* adlı çalışmasında, geçmişte yer yüzeyinde meydana gelen değişimlerin işlemekte olan erozyonal süreçlere bakarak ortaya çıkarılabileceğini öne sürmüş, güncel bilgilerin geçmişi anlamanın anahtarı olduğu görüşünün kabul edilmesini sağlamıştır (Chorley ve diğer., 1964). Ayrıca Lyell, bu çalışmasıyla bir bölgenin jeolojik tarihini geliştirmek için jeomorfolojik ve tektonik değerlendirmelerin kullanıldığını göstermiştir (Oldroyd ve Grapes, 2008).

19. yy'ın sonlarında Karl Gilbert, dinamik denge kavramı ile jeomorfolojik ilkelerin araştırılmasında önemli bir ilerleme kaydederek, flüvyal jeomorfolojinin temellerini atmıştır (Chorley ve diğer., 1964; Gregory ve Goudie, 2011; Oldroyd ve Grapes, 2008; Sack, 2002). Gilbert'tan sonra W. Morris Davis, akarsular tarafından aşındırılan yer şekillerinin gençlik, olgunluk ve yaşlılık olarak adlandırılan farklı gelişim aşamalarından geçtiğini öne sürmüş ve "*erozyon döngüsü*" olarak adlandırılan bir morfolojik evrim modeli ortaya atmıştır (Davis, 1899; Gregory ve Goudie, 2011; Tinkler, 1985). Davis'in erozyon döngüsü yeryüzü morfolojisini tektonik ile ilişkilendirmeye yönelik en popüler erken girişim olmuştur (Mayer, 1986). Çağdaş jeomorfolojinin ortaya çıkmasını sağlayan bu görüşü değerlendiren Walther Penck, topografik gençleşmenin yer hareketlerinden kaynaklandığını öne sürmüş ve tektonik aktivite ile eğim gelişimi arasında ampirik bir ilişki olabileceğini öngörmüştür (Oldroyd ve Grapes, 2002).

1950'lerden sonra jeomorfoloji niceliksel çalışmalar ile karakterize edilmiş ve jeomorfolojinin nicel verilere, deneylere, tahmine dayalı modellemelere ve tektonik jeomorfolojiye vurgu yapan bir disiplin olarak büyümeye devam edeceği belirtilmiştir (Burbank ve Anderson, 2001; Dury, 1978; Gregory ve Goudie, 2011). Tektonik jeomorfolojideki gelişmeler, yer şekillerindeki uzun vadeli değişikliklere ve büyük ölçekli tektonik süreçlere uygulanan modellemelerin, jeomorfolojik evrimin ortaya çıkarılmasında etkili olduğunu göstermiştir (Burbank ve Anderson, 2001). Bull ve McFadden (1977), Wallace (1977) gibi çalışmacılar, tektonik ve yer şekilleri arasındaki etkileşimin amprik yaklaşımlarla incelenmesine öncülük etmişlerdir. Bu çalışmalarda, tektonik yorumların dayandırılabileceği nihai hedef, yeryüzü morfolojisinin değişim oranlarının belirlenmesi ya da tarihlendirilmesi olmuştur (Mayer, 1986).

Günümüzde, yüzey morfolojisinde tektonik süreçlerin öneminin tanınmasına ek olarak, (i) küresel ölçekli jeomorfolojik uygulamalar için yüksek çözünürlüklü dijital topografik verilerin çoğalması, (ii) son yüzeyleme yaşının nicel olarak belirlenmesine olanak sağlayan Kuvaterner yaşlandırma tekniklerinin gelişmesi ve (iii) morfolojik evrim modellerine ilişkin gerçek analog deneylerinin laboratuvar

koşullarında uygulanabilmesi de tektonik jeomorfoloji araştırmalarındaki artışta etkili olmuştur (Farr ve Kobrick, 2000; Molnar ve England, 1990; Turowski, Lague, Crave ve Hovius, 2006; Willgoose, 2005).

5.3 Tektonik Jeomorfoloji Çalışmalarında Kullanılan Yöntemler

5.3.1 Topografik Analiz

Topografik profillere dayalı analizler, tektonik aktivite ve iklim değişiklikleri karşısında morfolojinin kısa ve uzun vadeli değişimini incelemek için önemli veriler olmakla birlikte, hem donanım hem de yazılım gereksinimlerinde CBS'nin gelişimi ile birlikte yaygın olarak kullanılmaya başlamıştır (Garcìa-Delgado ve Velandia, 2020; Pérez-Peña ve diğer., 2017; Zhu, Dortch, Massey, Haneberg ve Curl, 2021). Enine topografik kesitlerin grafiksel gösterimi, jeomorfolojide kullanılan en geleneksel yöntem olsa da, günümüzde SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) veya ASTER GDEM (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer, Global Digital Elevation Model*) gibi çeşitli çözünürlükte global SYM'ler, bir bölgenin morfolojisi ya da bu alanlardaki mevcut aktif süreçlerin daha kolay anlaşılmasını sağlar (Grohmann, Riccomini ve Alves, 2007; Pérez-Peña ve diğer., Zhu ve diğer., 2021). Morfoloji, topografyadan türetilen boyutsal ya da düzlemsel jeomorfik parametrelerle karakterize edilebildiğinden, morfolojinin genel unsurlarını tanımak ve tektonik ile ilişkilendirebilmek için topografik analiz yapılır (Seeber ve Gornitz, 1983; Pérez-Peña ve diğer., 2017; Telbisz, Kovács, Székely ve Szabo, 2013). Swath profilleri ve boylamsal nehir profilleri tektonik jeomorfoloji çalışmalarında en çok kullanılan topografik analizlerdendir (Andreani, Stanek, Gloaguen, Krentz ve Domìnguez-González, 2014; Azañon ve diğer., 2015; Molin ve diğer., 2004; Scotti, Molin, Facenna, Soligo ve Casas-Sainz, 2014).

Geleneksel enine kesit analizinin SYM tabanlı bir versiyonu olarak kabul edilen *Swath Profil*, büyük ve küçük ölçekli yer şekilleri üzerindeki yükseklik eğilimlerini nicel olarak özetlemek, topografyayı jeomorfik ve tektonik süreçlere bağlamak için kullanılan faydalı bir yöntemdir (Andreani ve diğer., 2014; Garcìa-Delgado ve

Velandia, 2020; Molin ve diğer., 2004; Pérez-Peña ve diğer., 2017; Scotti ve diğer., 2014; Telbisz ve diğer., 2013; Zhu ve diğer., 2021). Bir alan ya da menzil içinde eşit aralıklı topografik kesitler yansıtılarak oluşturulan swath profiller, bir bölgedeki topografik düzenin genel görünümünü yansıttığından topografyanın karakterize edilmesini sağlar (Grohmann, 2005; Molin ve diğer., 2014; Pérez-Peña ve diğer., 2017; Telbisz ve diğer., 2013). Ayrıca, swath profil, jeolojik, tektonik ve klimatolojik süreçlere yanıt olarak, uzun vadeli morfolojik durumu ifade eder (Fielding, Isacks, Barazangi ve Duncan, 1994; Grohmann, 2005; Pérez-Peña ve diğer., 2017).

Swath profiller, bir eğri, dikdörtgen veya dairesel bölge içindeki kesitlerden maksimum, minimum ve ortalama topografik yükseklik elde etme prensibiyle oluşturulur (Telbisz ve diğer., 2013). Ortalama yükseklik, profili istenen alan bandı içindeki morfolojinin genel topografik eğilimine en iyi yaklaşımken, maksimum ve minimum yükseklik, alan profiline dik yöndeki morfolojik değişimler hakkında bilgi verir (Pérez-Peña ve diğer., 2017). Ayrıca, swath profillerdeki maksimum ve minimum eğriler arasındaki mesafenin birbirinden en fazla ayrıldığı yerde tektonik aktivite en fazla, birbirine en yakın olduğu yerde en azdır (Montgomery, Balco ve Willet, 2001).

Swath profillerde, kesit alanının uzunluğu ve genişliği çalışma alanının ölçeği ölçüsünde değişkenlik gösterebilmektedir. Büyük alanların topografik analizinde swath profillerin uzunlukları 500-1500 km, genişlikleri ise 10-100 km bandında seçilirken, küçük alanlarda 500-1000 m'lik uzunluk ve orantılı genişlikte profil alanları oluşturulur (Telbisz ve diğer., 2013). Dikdörtgen swath profiller, karmaşık morfolojik alanlarda önemli olmayan verilerin topografik profile dahil edilmesinden kaynaklanan sistematik hatalara sebep olabildiğinden (Hergarten, Robl ve Stüwe, 2014), topografik verilerin bir hat boyunca yakalanmasını sağlayan eğrisel/şerit şekilli swath profiller topografik analizde daha sık tercih edilmektedir (Pérez-Peña ve diğer., 2017; Zhu ve diğer., 2021).

5.3.2 Tektonikle İlişkili Jeomorfik Yapıların Belirlenmesi

Topografyayı şekillendirmeye çalışan tektonik süreçler ile düzleştirmeye çalışan yüzey süreçleri arasındaki etkileşimin doğal bir sonucu olarak, deformasyon mekanizması ve kinematiğini yansıtan jeomorfik yapılar oluşur (Burbank ve Anderson, 2001, 2011; Mayer, 1986; Keller, 1986; Keller ve Pinter, 2002). Tektonik kontrolün etkin olduğu alanlarda, faylar genellikle mevcut topografya üzerinde oluşan bu yapılarla tanınırlar (Wallace, 1977). Jeomorfik yapılar, yükselme veya eğimlenmeye neden olan tektonik etkilere karşı oldukça hassastır (Cox, 1994; Snyder, Whipple, Tucker ve Merritts, 2000). Dolayısıyla, faylanmanın topografya üzerindeki yapılarda bıraktığı izler, göreceli tektonik aktivitenin değerlendirilmesine olanak sağlayan sayısal parametrelerin elde edileceği birincil verilerdir. Bu bakımdan fayla ilişkili jeomorfik yapıların belirlenmesi tektonik jeomorfolojinin öncelikli araştırma basamağıdır.

Aktif genişleme bölgelerinde oluşan basamaklı ya da parçalı normal faylar yer şekillerinin tektonik evriminde önemli bir rol oynar (Koukouvelas, 1998; Soliva ve Benedicto, 2004; Tsodoulos, Koukouvelas ve Pavlides, 2008). Normal faylarla denetlenen dağ cephelerinin dinamik evrimi, faylanma, erozyon ve çökelme arasındaki oranlarla ilişkilidir (Burbank ve Anderson, 2001; Ellis, Densmore ve Anderson, 1999). Morfolojik olarak, normal faylanmanın yüzeydeki topografik ifadelerinden biri, normal fayın sınırladığı dağ önlerinde gelişen fay sarplıkları (*fault scarps*)'dır. Fay sarplıkları, normal fayların aktivitesini karakterize eden morfolojik yapılardır (Armijo, Tapponnier, Mercier ve Han, 1986, 1992; dePolo ve Anderson, 2000; Tsimi ve Ganas, 2015; Wallace, 1978).

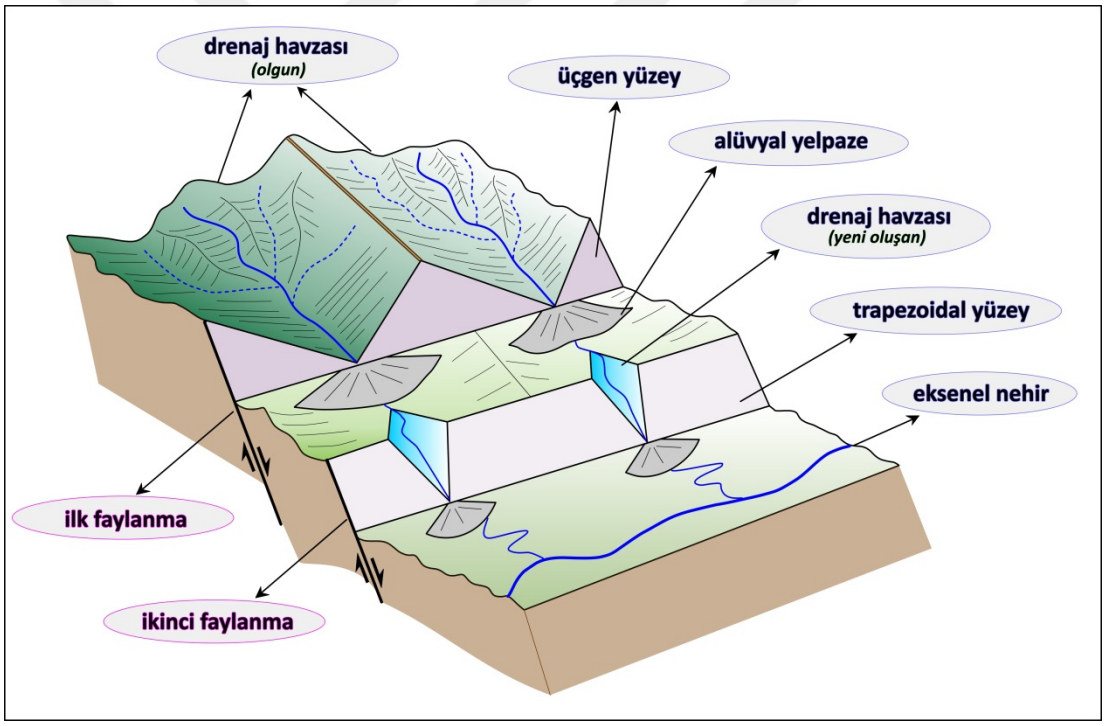
Fay sarplıklarının jeomorfik özellikleri, faydaki yer değiştirme miktarı ve yaşının saptanmasında bir anahtar olarak kullanılabilmektedir (Wallace, 1977). Dağ önü morfolojisinin bir bileşeni olan fay sarplıkları, tavan bloğu topografik bir basamak oluşturduğunda taban bloğundaki mevcut drenaj sistemleri ile kademeli olarak kazınır (Hamblin, 1976; Wallace, 1978; Petit, Gunnell, Gonga-Saholiariliva, Meyer ve Séguinot, 2009). Bu kazıma fay sarplığına dik ve dolayısıyla taban bloğu üzerinde

vadi oluşumlarını meydana getirir. Genel olarak, V şekilli vadilerin olduğu dik ve düz dağ cepheleri aktif tektonik alanları, U şekilli vadilere sahip yumuşak ve kıvrımlı dağ cepheleri ise erozyonal süreçlerin baskın olduğu alanları karakterize eder (Bull ve McFadden, 1977). Normal faylar dağ önü morfolojisini şekillendirmenin dışında, drenaj sistemleri üzerinde de iz bırakma potansiyeline sahiptir (Burbank ve Anderson, 2001; Keller ve Pinter, 2002; Kirby ve Whipple, 2012; Schumm, Dumont ve Holbrook, 2000; Whittaker ve diğer., 2008). Dolayısıyla, drenaj veya kanal paterni, normal fayların morfoloji üzerindeki etkisini yansıtan jeomorfik işaretler olarak kullanılmaktadır.

Çizgisel gidişli dağ önü cepheleri, fay sarplıkları üzerinde gelişen trapezoidal ya da üçgen yüzeyler, drenaj havzaları ve alüvyal yelpazeler aktif tektonik alanlarda normal faylanmanın morfoloji üzerinde ortaya çıkardığı jeomorfik yapılar olarak sıralanabilir (Şekil 5.1) (Burbank ve Anderson, 2001, 2011; Cotton, 1950; Keller, 1986; Keller ve Pinter, 2002; Mayer, 1986; Schumm ve diğer., 2000; Tepe ve Sözbilir, 2017). Bu yapıların niteliksel özellikleri ve geometrileri, tektonik etkinin morfoloji üzerindeki göreceli oranının belirlenmesini sağlar. Ayrıca bu yapıların sayısallaştırılabilir özellikleri, tektonik aktivitenin derecesi ve fay ile ilişkili deformasyon modelinin ortaya çıkarılmasına izin verir (Bull, 1977; Rockwell ve diğer., 1984).

Normal faylar, taban ve tavan bloğu arasındaki sınırı tanımlayan nispeten doğrusal bir dağ cephesi oluşturma eğilimindedirler (Burbank ve Anderson, 2001). Yüksek kayma oranı ile karakterize edilen aktif alanlarda, genel olarak doğrusal ya da doğrusala yakın düşük sinüsiteye (kıvrımlılık) sahip dağ cepheleri normal faylar için tipiktir. Bununla birlikte tektonik aktivitenin düşük olduğu alanlarda tektonik ve erozyon/sedimentasyon arasındaki ilişki dağ cephelerindeki doğrusal gidişi yumuşatabilir ya da bozabilir. Farklı çalışmacılar tarafından önerilen sinüsite hesaplamaları dağ cepheleri için aktif, az aktif ve aktif olmayan olmak üzere farklı kıvrımlılık aralığı vermektedir (Bull ve McFadden, 1977; Rockwell ve diğer., 1984; Silva ve diğer., 2003; Wells ve diğer., 1988).

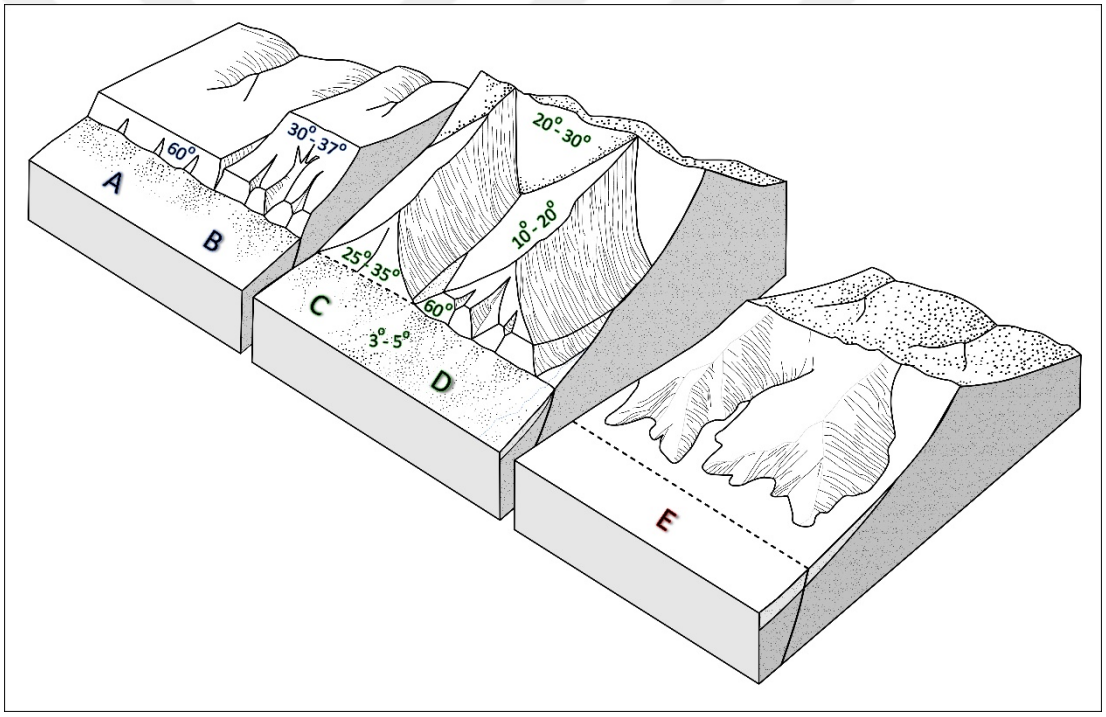
Litolojik faktörlerin göz önünde bulundurulmasına ilaveten, drenaj sistemleri çoğunlukla fay aktivitesi ve geometrisinden etkilenir (Burbank ve Anderson, 2001; Schumm ve diğer., 2000). Drenaj havzaları, morfolojik değişiklikler ve fay evrimi ile ilgili bilgileri kaydeden jeomorfik göstergelerdir (Ollier, 1981). Normal fay kontrollü aktif alanlarda, drenaj havzalarının taban bloğu morfolojisi üzerindeki değişimlere duyarlı olduğu söylenebilir. Sayısallaştırılabilir parametrelerine ek olarak, drenaj havzalarının geometrileri göreceli tektonik aktivitenin ortaya çıkarılmasında kullanılabilmektedir. Genel olarak normal fayla denetlenen tektonik alanlarda, uzunlamasına drenaj havzalarının varlığı hızlı yükselime, dairesel drenaj havzalarının varlığı ise normal fay aktivitesinin azaldığı daha yavaş deformasyona işaret eder (Burbank ve Anderson, 2001, 2011).



Şekil 5.1 Normal faylarla kontrol edilen dağ önü cephelerinde gelişen jeomorfik yapılar (Burbank ve Anderson, 2001; Keller ve Pinter, 2002; Tepe ve Sözbilir, 2017'den)

Drenaj sistemlerinin taban bloğunu kazımasıyla fay sarplıkları üçgen ya da trapezoidal yüzeylere bölünür (Şekil 5.2) (Wallace, 1978). Bu yüzeyler, normal faylarla sınırlanmış dağ cephelerinde erozyonla değiştirilen fay düzlemleri olarak tanımlanır (Blackwelder, 1934; Hamblin, 1976; Wallace, 1978). Taban bloğunu

kazıyan birbirine bitişik iki drenaj havzası arasında oluşan üçgen ya da trapezoidal yüzeyler, dağ cephesinin yükselimi ile akarsu erozyonu arasındaki etkileşimi yansıtır (Petit ve diğer., 2009; Wells ve diğer., 1988). Bu yüzeylerin geometrisi ve eğimleri, dağ cephesindeki aktif yükselimin kümülatif değerini ve normal faylanmanın morfolojik evrim üzerindeki etkisinin değerlendirilmesini sağlar (Şekil 5.2) (Tsimi ve Ganas, 2015; Wallace, 1978). Bu yüzeylerin tabanları, fayın bozulmuş parçaları olarak düşünülebilir (Ellis ve diğer., 1999; Hamblin, 1976; Menges, 1990). Yüksek üçgen yüzeyler hızlı yükselen tektonik alanlara işaret eder (Bull, 2007). Litolojik faktörlerin dikkate alınması koşulu ile tektonik olarak aktif alanlarda trapezoidal yüzeyler daha genç faylanmanın işaretçileridir (Tepe ve Sözbilir, 2017).



Şekil 5.2 Fay sarplıkları üzerinde gelişen üçgen ve trapezoidal yüzeylerin evrimini gösteren blok diagram (Wallace, 1978'den) A-genç sismik sarplık, B-son sismik eğime sahip genç morfoloji, trapezoidal yüzeyler vardır, C-üçgen yüzeylerin olduğu olgun morfoloji, D-yakın zamanlı bir sismik sarplık ile aynı yaşlı kazınma ile yeniden gençleşen üçgen yüzeylere sahip morfoloji, E-durağanlık zamanındaki kalıntı morfoloji

Normal faylanmayı tanımlayan bu jeomorfik yapılar, tektonik aktivitenin morfoloji üzerindeki göreceli etkisini yansıtmanın yanında, morfometrik analizler yoluyla kantitatif değerlendirmeler yapılmasını sağlayacak verilerin eldesini sağlar.

5.3.3 Morfometrik Analiz

Fay kontrollü tektonik alanlarda, tektonik aktivitenin jeomorfik evrim üzerindeki etki derecesi *morfometrik analiz (morfometri)* yöntemleri kullanılarak nicel olarak ifade edilebilmektedir (Brookfield, 1998; Bull ve McFadden, 1977; Keller, 1986; Keller ve Pinter, 2002; Mayer, 1986). Jeomorfik yapıların boyut, yükseklik, eğim gibi sayısallaştırılabilir özellikleri kullanılarak yapılan kantitatif yaklaşımlar, morfolojiyi şekillendiren tektonik yapının günümüz güncel aktivitesinin değerlendirilmesinde, erozyonal yüzeylerin yükselim oranlarının hesaplanmasında, tektonik yapının drenaj sistemleri üzerindeki etkisinin belirlenmesinde ve yapısal veya litolojik kontrolün morfolojik evrim üzerindeki etki derecesinin saptanmasında sıklıkla kullanılmaktadır (Amine, El Quardi, Zebari ve El Makrini, 2020; Biswas ve Paul, 2021; Brookfield, 1998; Burbank ve Anderson, 2001; Basmenji, Sançar, Dikbaş, Boulton ve Akyüz, 2010; Chen ve diğer., 2003; García-Delgado ve Velandia, 2020; El Hamdouni ve diğer., 2008; Eski ve diğer., 2020; Gailleton, Mudd, Clubb, Grieve ve Hurst, 2021; He ve diğer., 2018; Keller ve Pinter, 2002; Keller ve diğer., 2020; Özkaymak ve Sözbilir, 2012; Peréz-Peña ve diğer., 2010; Rockwell ve diğer., 1984; Schumm ve diğer., 2000; Silva ve diğer., 2003; Sinha ve Sinha, 2021; Tepe ve Sözbilir, 2017; Topal ve diğer., 2016; Wobus ve diğer., 2006).

Yüzeye yakın tektonik süreçlerin doğasını, modelini, aktivite oranını ve yaşını ortaya çıkarmak için Kuvaterner yer şekillerini kullanan tektonik jeomorfolojide öncelikli yaklaşım topografyadan tektonik bilgilerin nasıl çıkarılacağıdır (Dar, Romshoo, Chandara ve Ahmad, 2014; Wang ve diğer., 2009). Dünya yüzeyinin sayısal ifadesi ve simülasyonu olan sayısal yükseklik modellerine (SYM) dayalı araştırmalar farklı jeomorfolojik ve topografik özelliklerin ortaya çıkarılması ve morfotektonik analiz uygulamalarında ana kaynak olarak kullanılmaktadır (Bishop, Shroder ve Colby, 2003; Cheng ve diğer., 2018; Dar ve diğer., 2014; Duncan, Klein, Masek ve Isacks, 1998; El Hamdouni ve diğer., 2008; Gao, Zeilinger, Xu, Wang ve Hao, 2013; Giaconia ve diğer., 2012; He ve diğer., 2018, Summerfield, 2000). Yüksek çözünürlüklü SYM'lerin yanı sıra bilgi işlem teknolojisindeki ilerleme, morfotektonikte kullanılan nicel analizlerin de gelişmesini sağlamıştır (Cheng,

Zhang, Lu ve Ko, 2004; He ve diğer., 2018; Ji, 2021). ArcGIS, QGIS, GRASS vb. yazılımlar, SYM'ler kullanılarak morfometrik parametrelerin elde edilmesinde yaygın olarak kullanılmaktadır (Grohman, 2004; Guth, 2006; Pérez-Peña ve diğer., 2017; Shahzad ve Gloaguen, 2011). Aktif deformasyon alanlarının nispeten daha hızlı tanınmasını sağlayan morfometrik analizler, fay kontrollü dağ önü cepheleri ve drenaj sistemlerine uygulanan farklı jeomorfik indis hesaplamalarını içerir. Bu indisler, tektonik bir alanın morfolojik gelişimindeki erozyon ve yükselim oranları arasındaki ilişkiyi yansıtır (Montgomery ve Brandon, 2002; Kirby ve Whipple, 2012; Wobus ve diğer., 2006). Normal faylarla sınırlandırılan alanlar için sıklıkla kullanılan jeomorfik indisler yöntemsel olarak aşağıdaki bölümlerde özetlenmiştir (Tablo 5.1 ve 5.2).

5.3.3.1 Dağ Önü Cephelerinde Kullanılan Morfometrik Analizler

Faylanmanın dağ önünde meydana getirdiği değişim, tektonik aktivite derecesi ile yakından ilişkilidir. Dağ önünde gelişen jeomorfik yapıların nicel özelliklerinden elde edilen veriler erozyonal süreçlerle ve tektonik aktivite arasındaki etkileşiminin belirlenmesinde yaygın olarak kullanılmaktadır. Lineer dağ önü cepheleri genellikle aktif faylanma ile ilgiliyken, sinüzoidal şekilli cepheler tektonik aktivite etkisinin düşük olduğu alanlarda gelişir (Bull ve McFadden, 1977). Dağ önü cephelerindeki morfolojik gelişimin derecesi aşağıda açıklanan yöntemler kullanılarak saptanabilmektedir.

5.3.3.1.1 Dağ Önü Sinüslüğü (Mountain Front Sinousity). Dağ cephesi sinüslüğü (S_{mf}) düzensiz ve kıvrımlı dağ önleri oluşturma eğiliminde olan erozyonal süreçler ile nispeten düz bir dağ cephesi oluşturma ya da o çizgisel gidişi koruma eğiliminde olan tektonik kuvvetler arasındaki ilişkiyi yansıtan bir indistir (Bull, 1977, 2007; Bull ve McFadden, 1977; Keller, 1986; Keller ve Pinter, 2002; Peréz-Peña ve diğer., 2010; Rockwell ve diğer., 1984; Silva ve diğer., 2003). Çizgisel gidişli dağ önü cepheleri, yükselim oranının erozyon oranını aştığını gösterir (Xue ve diğer., 2017). Aktif dağ cephelerindeki yükselim ile mevcut erozyon arasındaki ilişkinin nicel bir ifadesi olan S_{mf}, 5.1'de verilen eşitlik ile ifade edilmektedir.

$$S_{mf} = L_{mf} / L_s \quad (5.1)$$

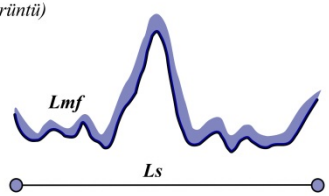
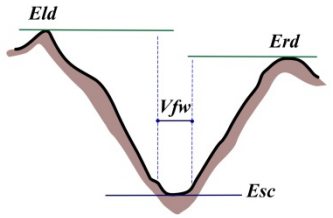
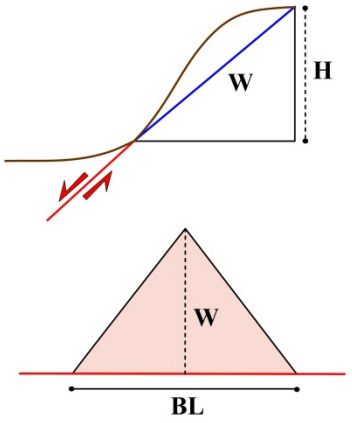
Verilen eşitlikte L_{mf} kırık boyunca dağ cephesinin gerçek uzunluğunu, L_s ise dağ cephesinin düz bir hat boyunca ölçülen uzunluğunu ifade eder (Bull, 1977; Bull ve McFadden, 1977). S_{mf} yükselim oranına bağlı sinüslik (kıvrımlık) değerlerine sahip tektonik aktivite ile erozyonun bir fonksiyonudur (Rockwell ve diğer., 1984). Litolojik varyasyonlardan bağımsız olarak, yükselimin erozyonal süreçlerden daha baskın olduğu aktif alanlarda, çoğunlukla doğrusal dağ önü cephelerine işaret eden düşük S_{mf} değerleri elde edilir. Erozyonal süreçlerin tektonik süreçleri yendiği az aktif ya da aktif olmayan alanlarda ise, daha yüksek S_{mf} değerine sahip düzensiz ve kıvrımlı cepheler meydana gelir (Giaconia ve diğer., 2012; Keller ve Pinter, 2002; Pérez-Peña ve diğer., 2010).

Genel olarak, 1,4'ten daha düşük S_{mf} değerleri (S_{mf}<1,4) yüksek tektonik aktiviteye sahip dağ cephelerinin bir göstergesidir (Tablo 5.1) (Bull, 2007; Keller, 1986; Keller ve Pinter, 2002; Peréz-Peña ve diğer., 2010; Rockwell ve diğer., 1984; Silva ve diğer., 2003). Bazı çalışmacılar S_{mf} değerlerini yüksek, orta ve düşük olmak üzere 3 aktivite sınıfına ait değer aralıklarına bölerek değerlendirmişlerdir (El Hamdouni ve diğer., 2008). S_{mf} değeri 3'ten büyükse (S_{mf}>3) aktif olmayan dağ cephelerinden bahsedilir (Bull, 2007; Bull ve McFadden, 1977). Böylesi yüksek değerler, fayın başlangıçta oluşan dağ cephesi menziline kıyasla erozyonla birlikte değişen dağ cephesinden biraz uzakta olduğu (>1) anlamına gelebilir (Bull ve McFadden, 1977; El Hamdouni ve diğer., 2008; Silva ve diğer., 2003; Tepe ve Sözbilir, 2017; Yıldırım, 2014).

5.3.3.1.2 Vadi Tabanı Genişliği-Yüksekliği Oranı (Ratio of Valley Floor Width To Valley Height). Vadi tabanı genişliği ve yüksekliği oranı (V_f), erozyon ve tektoniğin vadi geometrisi üzerindeki etki derecesinin nicel ifadesidir (Bull ve McFadden, 1977).

Tablo 5.1 Dağ önü morfometrisinde kullanılan jeomorfik indisler ve tektonik aktivite sınıfları

DAĞ ÖNÜ MORFOMETRİSİ

Jeomorfik İndis	Dağ Önü Sinüslüğü (Smf)			Vadi Tabanı Genişliği-Yüksekliği (Vf)			Üçgen Yüzey Eğim Açısı
Matematiksel ifadesi	Smf = Lmf / Ls			Vf = 2 Vfw / (Eld + Erd - 2 Esc)			
Jeomorfik yapıdaki uygulaması	(Kuşbakışı görüntü) 			(Enine kesit) 			
Tektonik aktivite sınıfı	yüksek	orta	düşük	yüksek	orta	düşük	
	1	2	3	1	2	3	
Bull ve McFadden (1977)	1,0 < Smf < 1,4	1,4 < Smf < 3,0	3,0 < Smf	0,05 < Vf < 0,9	0,9 < Vf < 2,0	2,0 < Vf	H - yükseklik W - genişlik BL - taban uzunluğu
Rockwell ve diğer (1984)	1,01 < Smf < 1,34		1,57 < Smf < 2,72	0,43 < Smf < 1,91			
Silva ve diğer (2003)	1,17 < Smf < 1,53	1,8 ⩽ Smf < 2,3	2,8 ⩽ Smf ⩽ 3,5	Vf < 0,5	0,5 < Vf ⩽ 0,8	0,8 < Vf ⩽ 1,2	
El Hamdouni ve diğer (2008)	Smf < 1,1	1,1 ⩽ Smf ⩽ 1,5	1,5 < Smf	Vf < 0,5	0,5 ⩽ Vf ⩽ 1,0	1,0 < Vf	Tsimi ve Ganas (2015)

V şekilli ve U şekilli vadilerin erozyon paternleri arasındaki farklılıkları yansıtan (Bull ve McFadden, 1977; Keller ve Pinter, 2002) V_f indisi 5.2'de verilen eşitlik kullanılarak hesaplanır.

$$V_f = 2\ V_{fw}\ /\ [(E_{ld} - E_{sc}) - (E_{rd} - E_{sc})] \quad (5.2)$$

Bu eşitlikte V_{fw} vadi tabanı genişliğini, E_{sc} vadi tabanı yüksekliğini, E_{ld} ve E_{rd} ise sırasıyla vadinin sol ve sağ cephelerinin yüksekliğidir. V_f indisi, her bir vadi profili için dağ cephesinden belirli bir uzaklıkta hesaplanmakla birlikte bu uzaklıklar farklı çalışmalar için değişkenlik gösterebilmektedir (Bull, 2007; Eski ve diğer., 2020; Özkaymak ve Sözbilir, 2012; Ramìrez-Herrera, 1998).

Bununla birlikte V_f profilleri farklı uzaklıklardan alındığında ölçümler önemli ölçüde değişebilir (Ramìrez-Herrera, 1998). Genel olarak küçük yüzölçümlü havzalarda, V_f profilleri dağ cephesinden 100-250 m arası bir uzaklıktan, daha büyük havzalarda ise 500-1000 m arası bir uzaklıktan alınır (Eski ve diğer., 2020; Özkaymak ve Sözbilir, 2012; Ramìrez-Herrera, 1998, Silva ve diğer., 2003; Tepe ve Sözbilir, 2017). Düşük V_f değerleri (V_f<1) hızlı yükselimin olduğu aktif alanlardaki lineer aşınma ile ilişkilendirilen V şekilli derin vadileri, yüksek V_f değerleri ise (V_f>1) tektonik aktivite durgunluğunun bir sonucu olarak erozyonun taban seviyesine ulaşmasıyla ilişkilendirilen U şekilli geniş ve düz tabanlı vadileri karakterize eder (Tablo 5.1) (Bull, 2007; Bull ve McFadden, 1977; Keller ve Pinter, 2002; Peréz-Peña ve diğer., 2010; Ramìrez-Herrera, 1998; Rockwell ve diğer., 1984, Silva ve diğer., 2003).

5.3.3.1.3 Üçgen Yüzey Eğim Açısı ve Yükselim Oranı (Slope Angle of Triangular Facet and Uplift Rate). Erozyonal süreçlerin topografyadaki karşılığı olarak, üçgen yüzeyler, bir normal fayın doğrultusu boyunca taban bloğunda oluşan yaygın jeomorfolojik yapılardır (Menges, 1990; Tsimi ve Ganas, 2015; Tsimi, Ganas, Soulakellis, Kairis ve Valmis, 2007; Wallace, 1978). Normal faylar boyunca taban bloğunda oluşan yüzeyler üçgen veya yamuk şekilli olup, yaklaşık 60°lik bir eğimle başlayan ve yaklaşık 20-30°lik bir eğime indirgenen aşınmış fay sarplıklarıdır

(Wallace, 1978). Genç normal faylar boyunca oluşan üçgen yüzeylerin yükseklik, genişlik, taban uzunluğu ve eğim açıları gibi ölçülebilir özellikleri ile fayın kayma hızı arasındaki korelasyon tektonik aktivite oranını belirlemede kullanılabilmektedir Tsimi ve Ganas (2015) tarafından önerilen eşitlikler genç normal faylar için eğim açısı, yükseklik ve kayma miktarı arasındaki ilişkiyi ortaya koymaktadır (5.3, 5.4, 5.5, 5.6)

$$y = 0{,}057x - 1 \quad (5.3)$$

$$y = 0{,}046x - 0{,}78 \quad (5.4)$$

$$y = 0{,}005x + 0{,}075 \quad (5.5)$$

$$y = 0{,}005x + 0{,}026 \quad (5.6)$$

Eşitlik 5.3 ve 5.4'te verilen y değerleri mm/yıl cinsinden kayma miktarını, x değerleri ise derece cinsinden eğim açısını, eşitlik 5.5 ve 5.6'da verilen y değerleri mm/yıl cinsinden düşey kayma miktarı, x değerleri metre cinsinden üçgen yüzeyin yüksekliğini ifade etmektedir (Tablo 5.1). Eşitlikler için verilen doğruluk payı (R^2) değerleri sırasıyla 0,728, 0,647, 0,292 ve 0,327'dir. Bu da faylardaki kayma hızının büyük ölçüde eğim açıları ile ilişkili olduğunu gösterir (Tsimi ve Ganas, 2015). Kayma hızı yüksek olan faylar, taban bloklarındaki üçgen yüzeyleri, daha yüksek açı ile meydana getirme eğilimindedirler (Strak, Dominguez, Petit, Meyer ve Loget, 2011; Tsimi ve Ganas, 2015).

5.3.3.2 Drenaj Havzalarına Uygulanan Morfometrik Analizler

Akarsuların, tektonik yükselim oranını kaydedebildiği ve dolayısıyla göreceli tektonik aktivitenin özellikleri ve sürecinin tahmininde kullanılabileceği belirtilmektedir (Alipoor, Poorkermani, Zare ve El Hamdouni, 2011; Azor ve diğer., 2002; Clark, Maheo, Saleeby ve Farley, 2005; Hack, 1973; Howard ve Kerby, 1983; Keller ve Pinter, 2002; Kirby ve Whipple, 2012; Molin ve diğer., 2004; Ouchi, 1985; Silva ve diğer., 2003). Bu sebeple, drenaj havzalarının şekil, yükseklik değişimi, akarsu ağı ve akarsu profillerinin morfometrik analizi, tektonik olarak aktif bölgelerde faylanmayı incelemek için yaygın olarak kullanılan bir yöntem haline

gelmiştir (Bahrami, 2013; Bahrami, Capolongo ve Mofrad, 2020; Camafort ve diğer., 2020; Clement ve Brook, 2008; Whittaker ve Boulton, 2012; Whittaker ve diğer., 2008; Whipple ve Tucker, 1999).

5.3.3.2.1 Havza Şekli İndisi (Basin Shape Index). Bir drenaj havzasının şekli, tektonik süreçlerin etkisini yansıtabilir ya da kaydedebilir. 5.7'te verilen eşitlik ile ifade edilen havza şekli indisi veya uzama oranı indisi (B_s), farklı geometrideki havzaların tektonik aktiviteden etkilenme derecelerini kıyaslamak için kullanılır (Cannon, 1976; El-Hamdouni ve diğer., 2008; Ramìrez-Herrera, 1998).

$$B_s = B_l / B_w \tag{5.7}$$

Eşitlikte verilen ifadelerden B_l drenaj havzasının uzunluğu, B_w ise havza genişliğinin maksimum uzunluğudur. Yüksek B_s değerleri (B_s>4) ile karakterize edilen uzun ve dar drenaj havzaları yüksek tektonik aktivite ilişkilendirilirken, düşük B_s değerlerine sahip (B_s<3) dairesel drenaj havzaları ise düşük tektonik aktiviteye işaret eder (Tablo 5.2) (Bull ve McFadden, 1977; Ramìrez-Herrera, 1998). Nexer ve diğer (2015)'in, şekil faktörü (Shp) olarak tanımladığı bu indisi 5.8'te verilen matematiksel eşitlik ile ifade etmektedir.

$$Shp = \sqrt{A} / d \tag{5.8}$$

Verilen eşitlikte A drenaj havzasının alanını, d ise havza genişliğinin maksimum uzunluğunu ifade eder. Buna göre Shp değeri yüksek olan (Shp>0,68) drenaj havzaları dairesel, Shp değeri düşük olan (Shp<0,51) havzalar ise yüksek derecede uzamış geometri sunarlar (Xue ve diğer., 2017; Eski ve diğer., 2020).

5.3.3.2.2 Drenaj Yoğunluğu (Drainage Density). Bir drenaj havzasında birim alana düşen toplam akarsu uzunluğu olarak tanımlanan drenaj yoğunluğu (D_d), morfolojideki diseksiyonu yöneten süreçleri yansıtan önemli bir morfometrik indistir (Bahrami, 2013; Dar ve diğer., 2014; Horton, 1932, 1945; Tarboton, Bras ve Rodriguez-Iturbe, 1992). Genel olarak akarsu uzunluğunun drenaj havzasına oranıyla

ifade edilen bu indis (Azor ve diğer., 2002; Horton, 1932; Khalifa, Çakır, Owen ve Kaya, 2018; Rana, Singh, Sundriyal, Rawat ve Juyal, 2016; Tarbaton ve diğer., 1992) matematiksel olarak 5.9'te verilen formülle hesaplanır.

$$D_d = L / A \tag{5.9}$$

Verilen ifadede, L akarsuyun kanal uzunluğunu, A ise drenaj havzasının alanını ifade eder. Aktif tektoniğin drenaj havzası üzerindeki etkisini ortaya çıkarmada ipuçları sağlayabilen bu indis, kaya türü, bitki örtüsü, iklim koşulları gibi faktörlerden etkilenir (Bahrami, 2013; Dar ve diğer., 2014; Khalifa ve diğer., 2018). Genel olarak akarsu deşarjı, ortalama yıllık yağış miktarı ve tortu miktarı ile ilişkilendirilen drenaj yoğunluğunun erozyon ve yükselme oranı ile de ilişkili olduğu belirtilmektedir (Rana ve diğer., 2016). Yüksek drenaj yoğunluğu değerleri düşük tektonik aktiviteye işaret eder (Khalifa ve diğer., 2018).

5.*3.3.2.3 Asimetri Faktörü (Asymmetry Factor)*. Asimetri faktörü (AF), tektonik kontrolün havza evrimi üzerindeki etkisini belirlemek ve drenaj havzasında meydana gelen eğimlenmeyi ölçmek için kullanılan bir indistir (Cox, 1994; El-Hamdouni ve diğer., 2008; Hare ve Gardner, 1985; Keller ve Pinter, 2002; Peréz-Peña ve diğer., 2010). Tektonik olarak aktif olmayan stabil alanlarda, homojen litolojik birimler üzerinde akan akarsular simetriktir ve dendritik drenaj paternine sahiptir (Schumm ve diğer., 2000). Tektonik yükselim ya da eğimlenme ise, drenaj havzalarında asimetriye neden olur (Hare ve Gardner, 1985). Tektonikle ilişkili bir eğimlenmenin olup olmadığını belirlemede kullanılan AF indisinin sayısal ifadesi 5.10'da verilen eşitlikle ifade edilir.

$$AF = 100 (A_r / A_t) \tag{5.10}$$

Bu eşitlikte A_r akış yönüne doğru ana akarsu hattının sağında kalan alanı, A_t ise drenaj havzasının toplam alanını ifade eder. Buna göre 50'ye yakın AF değerleri stabil koşullar altında gelişen az eğimli ya da eğimsiz simetrik havzaları, 50'nin üzerinde ya da altında çıkan AF değerleri eğimli asimetrik havzaları karakterize eder

(Tablo 5.2) (Hare ve Gardner, 1985; Peréz-Peña ve diğer., 2010). 50'nin üzerinde çıkan değerler akış yönüne doğru sola eğimlenen, 50'nin altında çıkan değerler ise akış yönüne doğru sağa eğimlenen asimetrik havzalar olarak ifade edilir (Scotti ve diğer., 2014). Peréz-Peña ve diğer (2010), 5.11'deki ifade ile AF'nin mutlak ifadesini kullanarak belirli değer aralıkları için havzalardaki eğimlenme derecelerini sınıflamıştır.

$$AF = |50 - 100\ (A_r / A_t)| \tag{5.11}$$

Yukarıda verilen ifadeye göre AF değeri dört sınıfa ayrılmıştır. Buna göre, AF<5 simetrik havzaları, AF=5-10 hafif asimetrik havzaları, AF=10-15 orta dereceli asimetrik havzaları, AF>15 kuvvetli asimetrik havzaları göstermektedir. Drenaj havzasında asimetriye neden olabilecek eğimlenme, tektonik kontrol dışında litolojik kontrolle ilişkili olarak düşük dayanımlı kayaçların varlığından da kaynaklanabilmektedir (Cox, 1994; El Hamdouni ve diğer., 2008).

5.3.3.2.4 Hipsometrik Eğri ve Hipsometrik İntegral (Hypsometric Curve and Integral). Hipsometrik eğri ve hipsometrik integral (HI), tektonik veya litolojik kontrolün drenaj evrimi üzerindeki etkisini yansıtan jeomorfik indislerdir. Hipsometrik eğri, farklı büyüklüklerdeki drenaj havzalarının yükseklik/alan oranı dağılımını tanımlarken, hipsometrik integral drenaj havzasının sınırladığı alan içindeki göreceli yükseklik dağılımını temsil eder (Strahler, 1952). Drenaj havzalarının diseksiyon derecesi ile ilgili olan hipsometrik eğri şekilleri ve dolayısıyla HI değerleri, havzayı şekillendiren tektonik, litolojik ve erozyonal faktörlerden hakkında önemli bilgiler verir (Hurtez, Sol ve Lucazeau, 1999; Keller ve Pinter, 2002; Lifton ve Chase, 1992; Moglen ve Bras, 1995; Willgoose ve Hancock, 1998). Hipsometrik analiz farklı denge aşamalarındaki erozyonal yer şekilleri arasında ayrım yapılmasını sağlar (Ohmori, 1993). Havza boyutu ve yüksekliğinden bağımsız olması nedeniyle farklı boyuttaki havzalar hipsometrik eğriler kullanılarak karşılaştırılabilmektedir (Keller ve Pinter, 2002; Peréz-Peña ve diğer., 2010). Aşınmanın zayıf olduğu "genç" havzalar dışbükey (konveks) eğrilerle karakterize

edilirken, orta derecede aşınmış "olgun" havzalar S şekilli eğriler, oldukça aşınmış "yaşlı" havzalar ise içbükey (konkav) eğriler sunar (Strahler, 1952).

Hipsometrik integral (HI,) hipsometrik eğrinin altında kalan alan olarak tanımlanır ve aşınmamış havza hacmini ifade eder (El Hamdouni ve diğer., 2008; Keller ve Pinter, 2002; Pike ve Wilson, 1971). Havza alanından bağımsız olan HI, 5.12'de verilen matematiksel ifadeyle elde edilir.

$$HI = (h_{mean} - h_{min}) / (h_{max} - h_{min}) \quad (5.12)$$

Verilen eşitlikte h_{mean} havzanın ortalama yükseklik değeri, h_{max} ve h_{min} ise sırasıyla havzanın maksimum ve minimum yükseklik değeridir. Teorik olarak drenaj havzalarının denge aşamasında olduğunu gösteren iç bükey ve S-şekilli hipsometrik eğrilerin düşük HI değerleri (HI<0,25) ile ilişkili olduğu kabul edilir. Öte yandan tektonik kontrollü havzaları temsil eden dışbükey eğriler ise yüksek HI değerleri (HI>0,38) ile karakterize edilir (Tablo 5.2) (Peréz-Peña ve diğer., 2009; Strahler, 1952; Xue ve diğer., 2017; Willgoose and Hancock, 1998).

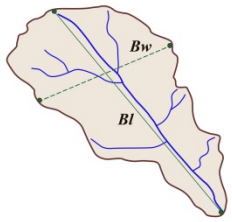
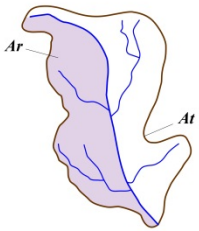
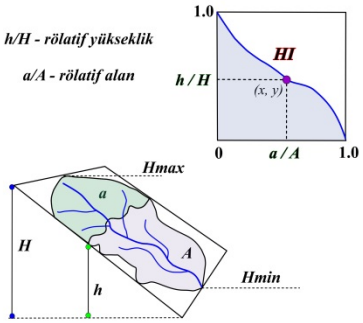
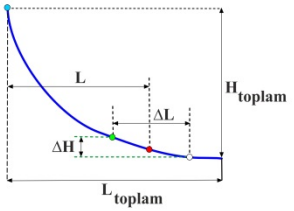
5.3.3.2.5 Dere Boy Gradyan İndisi (Stream Length Gradient / Hack Index). Bir akarsu kanalındaki eğim değişikliklerini tanımlayan dere boy gradyan indisi (SL), akarsu kanalı boyunca tektonik aktivite ve farklı kaya direncinin olası etkilerini değerlendirmek için kullanılır (Hack, 1973; Keller ve Pinter, 2002). Akarsuyun uzunlamasına profili boyunca kanalı aşındırma gücünü vurgulayan SL indisi 5.13'de verilen eşitlik ile hesaplanır.

$$SL = (\Delta H / \Delta L) \times L \quad (5.13)$$

Eşitlikte $\Delta H/\Delta L$ ifadesi değerlendirilen akarsu kanalının ortalama gradyanı (yükseklik değişiminin uzunluk değişimine oranı), L ise indisin hesaplandığı bölümün orta noktasından drenaj sınırına kadar kanal uzunluğudur (Hack, 1973).

Tablo 5.2 Drenaj morfometrisinde kullanılan jeomorfik indisler ve tektonik aktivite sınıfları

DRENAJ HAVZASI MORFOMETRİSİ

Jeomorfik İndis	**Havza Şekli**	**Asimetri Faktörü**	**Hipsometrik Eğri Hipsometrik İntegral**	**Dere Boy-Gradyanı**
Matematiksel ifadesi	$Bs = Bl \ / \ Bw$	$AF = 100 \, . \, (Ar / At)$	$HI = (Hmean - Hmin) / (Hmax - Hmin)$	$SL = (\Delta H / \Delta L) \, L$ $SLK = SL / K$ $K = Htoplam / Ltoplam$
Jeomorfik yapıdaki uygulaması				

Tektonik aktivite sınıfı	yüksek	orta	düşük	yüksek	orta	düşük	yüksek	orta	düşük	yüksek	orta	düşük
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Canon (1976) *Ramirez - Herrera (1998)*	$Bs > 4$	$4 > Bs > 3$	$Bs < 3$									
Hare ve Gardner (1985)				$AF > 65$ $AF < 35$	$35 < AF < 43$ $57 < AF < 65$	$43 < AF < 57$						
El Hamdouni ve diğer (2008)	$Bs \geq 4$	$4 > Bs \geq 3$	$Bs < 3$	$\|AF-50\| > 15$	$7 \leq \|AF-50\| \leq 15$	$\|AF-50\| < 7$	$HI \geq 0,5$	$0,4 \leq HI < 0,5$	$HI < 0,4$	$SL \geq 500$	$300 \leq SL < 500$	$SL < 300$
Pike ve Wilson (1971)							$HI > 0,5$	$0,4 < HI < 0,5$	$HI < 0,4$			
Xue ve diğer (2017)							$HI < 0,25$	$0,26 < HI < 0,37$	$HI > 0,38$			
Chang ve diğer (2015)	$Bs \geq 3,4$	$3,4 > Bs > 2,1$	$2,1 \geq Bs$									

Kanal profilindeki herhangi bir düzensizliği yansıtan SL indisi, diferansiyel yükselişe neden olan tektonik aktivite, kaya direnci ve topografik değişimler arasındaki dinamik dengeyi yansıtır (Azor ve diğer., 2002; El Hamdouni ve diğer., 2008; Font, Amorese ve Lagarde, 2010; Hack, 1973; He ve diğer., 2018).

Hiçbir litolojik varyasyon ve iklimsel değişiklik olmadığı varsayıldığında, SL genellikle aktif fayları ve bunların aktivite derecelerini tanımlamak için kullanılır (Keller ve Pinter, 2002; Troiani ve Della-Seta, 2008; Troiani, Galve, Piacentini, Della Seta ve Guerrero, 2014; Xue ve diğer., 2017). Yüksek SL değerleri, yüksek tektonik aktivite ya da yüksek kaya direnci veya ani litolojik değişimlere karşılık gelir (Tablo 5.2) (Azor ve diğer., 2002; Font ve diğer., 2010; Keller ve Pinter, 2002). Tektonik olarak aktif alanlarda SL'nin pik yaptığı yerler drenaj havzasındaki yükselimin bir göstergesi olarak kullanılır (El Hamdouni ve diğer., 2008; Troiani ve Della-Seta, 2008).

5.3.3.2.6 Kanal Diklik İndisi ve Normalize Edilmiş Kanal Diklik İndisi (Channel Steepness Index and Normalized Channel Steepness Index). Akarsu profillerinin şekil ve geometrilerini temel alan akarsu jeomorfolojisi, bir bölgedeki morfolojik evrim ve dış kuvvetler arasındaki ilişkinin yorumlanmasında kullanılan anahtar araçlardan biridir (Davis, 1899; Gilbert, 1877; Hack, 1973; Knopf, 1924). Akarsu kanallarındaki erozyondan kaynaklanan morfoloji, akarsuyun kanalı kazıma sürecini yansıtabilir (Whipple, 2004). Akarsu kanalındaki erozyon akarsuyun gücü ile ilişkilidir (Flint, 1974; Howard ve Kerby, 1983). Drenaj havzalarının alanı ve akarsu kanallarının eğimi zaman içinde sistematik olarak değişir ve tektonik aktiviteye bağlı olarak daha dik uzunlamasına akarsu profilleri oluşur (Hack, 1973).

Akarsu kanal eğiminin erozyon, litoloji veya tektonik gibi faktörlere ait bilgileri kodladığı varsayıldığında, akarsuyun içbükey doğası, farklı drenaj havzaları ile akarsu kolları arasındaki eğimlerin karşılaştırılmasını engeller. Başka bir deyişle, bir akarsu kanalının, akarsuyun aşağı kısmındaki bölümünden daha dik olup olmadığı anlaşılamayabilir. Dolayısıyla akarsu bölümlerini drenaj alanları ile karşılaştırmak için normalleştirme gerekir (Gailleton ve diğer., 2021). Morisawa (1962), akarsuyun

tektonik yükselmeye karşı jeomorfik tepkisini analiz etmek için kanal eğimi ve drenaj alanı arasında, akarsu eğimlerini normalleştirebilecek bir kuvvet yasasına dikkat çekmiştir. Daha sonra bu kuvvet yasası, Flint (1974) tarafından 5.14'te verilen ampirik denklem ile tanımlanmıştır.

$$S = k_s \, . \, A^{-\theta} \tag{5.14}$$

Burada S kanal eğimini, A drenaj havzasının alanını, θ akarsu profilinin içbükeylik indisini ve k_s ise kanal diklik indisini ifade eder. Farklı tektonik ve iklimsel ortamlarda akarsu kanallarının uzunlamasına profilini sergileyen ve dış etkenlerin kanal morfolojisinde neden olduğu değişiklikleri kaydeden kanal diklik indisi, kanaldaki erozyon oranları ile olan pozitif korelasyonu sebebiyle yaygın olarak kullanılmaktadır (Boulton ve Whittaker, 2009; Howard ve Kerby, 1983; Kirby ve Whipple, 2001, 2012; Ouimet, Whipple ve Granger, 2009; Whipple, 2004; Whipple ve Tucker, 1999). k_s değerindeki artış, önemli bir litolojik varyasyon yoksa anormal bir yükselme oranının varlığına ya da erozyon etkinliğindeki azalmaya işaret eder (Kirby ve Whipple, 2001, 2012; Snyder ve diğer., 2000).

Pratikte içbükeylik indisi (θ) ve diklik indisi (k_S), bir log-log grafiğinde eğim ile drenaj alanı arasındaki doğrusal regresyondan elde edilir. Temelde güç yasasına bağlı olarak elde edilen log(S)-log(A) grafiğinde, çizginin eğimi θ değerini, log(S) ekseni ile kesiştiği nokta ise k_s değerini verir. Bir akarsu profili boyunca kanal eğiminin değişim oranını tanımlayan θ değerinin, dinamik denge durumundaki akarsu profillerinde tipik olarak $0{,}4 \leq \theta \leq 0{,}8$ arasında değiştiği kabul edilir (Hack, 1957, 1973; Kirby ve Whipple, 2012; Whipple, 2004; Wobus ve diğer., 2006).

Çeşitli çalışmalar θ'nın iklim, litoloji veya tektonik yükselimdeki değişimlerden bağımsız olduğunu, k_s'nin ise bu faktörden duyarlı olduğunu göstermektedir (Kirby ve Whipple, 2012; Snyder ve diğer., 2000; Whipple ve Tucker, 1999). Bununla birlikte θ'daki değişim aynı zamanda k_s'yi de değiştireceğinden, farklı içbükeyliğe sahip drenaj havzaları için erozyon ve tektonik etkisini değerlendirmek zorlaşacaktır. k_s ve θ arasındaki bu komplikasyondan kaçınmak için, tektonikten etkilenmemiş

nehir kollarında bölgesel içbükeyliğe karşılık gelen bir referans θ (θ_{ref}) kullanarak normalize edilmiş bir diklik indisi (k_{sn}) hesaplamak birçok jeomorfolojik çalışmada kabul gören bir yaklaşım olmuştur (Duvall, Kirby ve Burbank, 2004; Kirby ve Ouimet, 2011; Kirby ve Whipple, 2001, 2012; Shi, Yang, Dong, Wang ve He, 2018; Snyder ve diğ., 2000; Wobus ve diğer., 2006). Farklı büyüklükteki drenaj havzalarının karşılaştırılmasını kolaylaştıran normalize kanal dikliği 5.15'da verilen eşitlik kullanılarak hesaplanır.

$$S = k_{sn} \, . \, A^{- \theta ref} \tag{5.15}$$

Belirli bir akarsu bölümünün toplama alanının normalize edilmesiyle elde edilen k_{sn}, litoloji ve iklim tek tip olduğunda akarsu kanal profillerinde farklı yükselim oranlarına maruz kalmış alanların belirlenmesini sağlar (Cyr, Granger, Olivetti ve Molin, 2010; Snyder ve diğer., 2000; Wobus ve diğer., 2006). Tektonik etkiye maruz kalan akarsu kanallarında eğim artacağından normalize edilmiş kanal diklik indisi (k_{sn}) akarsuyun dengede olduğu ideal koşulda, kanal dikliğindeki sapmayı değerlendirecek referans veri olarak kullanılır. Dolayısıyla bir akarsu profili üzerindeki yüksek k_{sn} değerleri, dik eğimli kanal profilleri ve yüksek erozyon oranlarının beklendiği tektonik alanların tespit edilmesine olanak sağlar (Castillo, Muñoz-Salinas ve Ferrari, 2014; DiBase, Whipple, Heimsath ve Ouimet, 2010; Kirby ve Whipple, 2012).

k_{sn} analizinde, hem profilleri doğrusallaştırması hem de ana dere ve kolları tek bir hatta daraltması sebebiyle öncelikli olarak uygun bir referans içbükeyliliğin (θ_{ref}) belirlenmesi gereklidir (Perron ve Royden, 2013). Erozyon ve yükselim oranlarından bağımsız olarak akarsu kanalları için kullanılan değer aralığı içinde olması nedeniyle genellikle θ_{ref} değeri 0,45 seçilir (Kirby ve Whipple, 2012; Snyder ve diğer., 2000; Wobus ve diğer., 2006). Ancak, yükselim veya erozyon değişiklikleri ile mekânsal heterojenlik arasında daha iyi bir ayrım yapılması için, tektonikten etkilenmeyen alanlarda havza bazında spesifik θ_{ref} değerlerinin seçilmeli ve optimizasyonu yapılmalıdır (Gailleton ve diğer., 2021; Hergarten, Robl ve Stüwe, 2016).

5.3.3.2.7 Kaya Dayanımı (Rock Strenght). Kaya birimlerindeki dayanım gücü, yüzey morfolojisinin şekillenmesi ve evrimi üzerinde önemli bir kontrol mekanizması olarak kabul edilmektedir (Davis, 1899, Gilbert, 1877; Hack, 1973; Montgomery ve Brandon, 2002; Schmidt ve Montgomery, 1995). Erozyon, iklim ve tektonik süreçlerin morfoloji üzerindeki etki oranı, mevcut kaya kütlesinin dayanımına duyarlıdır (Hoek ve Brown, 1980; Schmidt ve Montgomery, 1995; Selby, 1980). Tektonik yükselim, kaya dayanımında bir azalmaya, dolayısıyla erozyon oranında bir artışa neden olur (DiBiase, Rossi ve Neely, 2018; Molnar, Anderson ve Anderson, 2007). Morfoloji, erozyon ve tektonik arasındaki dengeyi yansıttığından, kaya dayanımının mevcut topografya üzerindeki etkisini azaltmak için tektonik aktivite ve erozyon oranının dikkate alınması gerekir (Montgomery, 2001; Montgomery ve Brandon, 2002). Farklı litolojilerdeki kaya birimlerinin erozyona karşı dayanım gücünün bilinmesi, tektonik aktivitenin morfoloji üzerindeki etkilerinin daha doğru şekilde yorumlanmasını sağlar. Bu bakımdan morfometrik analiz çalışmalarında, fay zonunun taban ve tavan bloğundaki kayaların dayanım gücüyle ilgili değerlendirmeler de göz önünde bulundurulur. Litolojik birimler, Selby (1980) tarafından tanımlanan mekanik kaya dayanım sınıflaması dikkate alınarak 5 farklı kategoriye (çok düşük, düşük, orta, yüksek ve çok yüksek dayanımlı) ayrılır.

5.3.3.2.7 Drenaj Sınırı Hareketliliği Analizi (Drainage Mobility Analysis). Drenaj havzaları, akarsu kanalının geometrisi ve eğimi ile akarsu ağı paterninin, tektonik yükselim ve erozyon veya klimatolojik etki ve kaya aşınımı arasındaki etkileşime bağlı olarak dengelendiği dinamik bir sistemin parçalarıdır (Hack, 1960; Howard, 1965; Whipple, 2001). Morfolojideki bu dinamizm, drenaj havza sınırlarının rutin olarak göç etmesine, hatta bazı durumlarda akarsu ağlarının yeniden düzenlenmesine yol açarlar (Bonnet, 2009; Pelletier, 2004; Forte ve Whipple, 2018; Perron, Richardson, Ferrier ve Lapotre, 2012; Willett, Slingerland ve Hovius, 2001). Drenaj havzalarının göçü, havza sınırı boyunca karşıt taraflardaki akarsu kanal erozyonunun farklı oranlarda olmasının bir sonucu olarak meydana gelir (Forte ve Whipple, 2018, Willett, McCoy, Perron, Goren ve Chen, 2014). Diğer bir deyişle, karşıt akarsu kanalları arasındaki dengesizlik, denge koşulu sağlanıncaya kadar ortak havza sınırının hareket etmesine (göçüne) neden olur (Willett ve diğer., 2014).

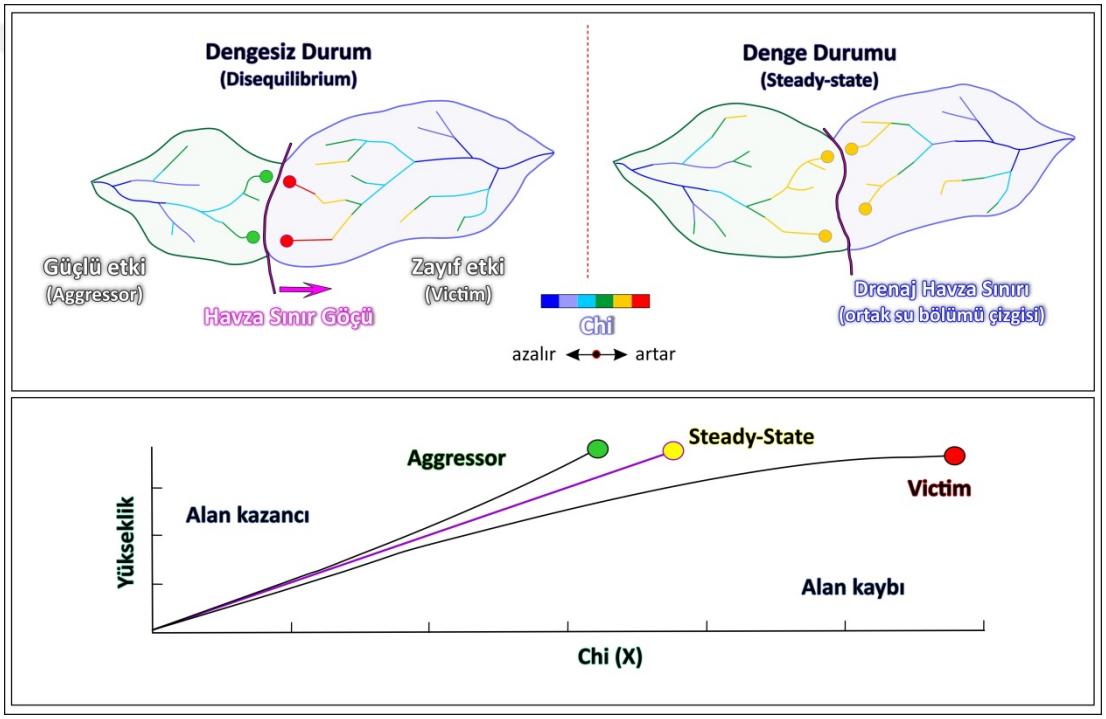
Drenaj havzaları arasındaki dengesizliğe ilişkin nicel parametrelerle yapılan Chi (χ) analizi, drenaj havza sınırlarındaki hareket yönü ve akarsu ağındaki değişikliklerin tahmin edilmesini sağlar (Forte ve Whipple, 2018; Peron ve Royden, 2013; Willett ve diğer., 2014). Boylamsal olarak değişen erozyon hızının drenaj havzası geometrisine bağımlılığını incelemek için kullanılan Chi (χ) değerleri ve bu değerlerden oluşturulan haritalar (Şekil 5.3), farklı oranlarda aşınan drenaj havzalarının zaman içindeki evrimini ve drenaj havza sınırlarındaki hareketliliği değerlendirmede oldukça kullanışlıdır (Beeson, McCoy ve Keen-Zebert, 2017; Forte ve Whipple, 2018; Garcìa-Delgado ve Velandia, 2020; He ve diğer., 2018; Peron ve Royden, 2013; Whipple, Forte, DiBiase, Gasparini ve Ouimet, 2017; Willett ve diğer., 2014).

χ (Chi) indisi hem değişken hem de stabil durumdaki boylamsal akarsu profillerinin analizinde, yüksekliği bağımlı değişken olarak kullanan akasu-güç yasası dikkate alınarak elde edilir (Basmenji ve diğer., 2010; Mudd, Attal, Milodowski, Grieve ve Valters, 2014; Perron ve Royden, 2013). χ (Chi) indisi, 5.17'de verilen eşitlik ile hesaplanır.

$$\chi = \int_{xb}^{x} (Ao/A(x'))^{\theta ref}\, dx' \tag{5.17}$$

Verilen eşitlikte *x'* yapay değişken olmak üzere, *xb* çalışma alanındaki minimum kanal taban seviyesini, *A* drenaj alanını, *Ao* referans ölçekleme alanını ve θ_{ref} ise referans içbükeyliği ifade eder (Forte ve Whipple, 2018, 2019; Kirby ve Whipple, 2012;). Chi (χ) indisi, havza sınırları arasındaki dengesizliğe karşı hassastır ve farklı büyüklükteki havzaların karşılaştırılmasına olanak tanır (Perron ve Royden, 2013; Willett ve diğer., 2014). Teorik olarak drenaj havza sınırları, düşük χ (chi) değerine sahip kanallardan (*aggressor*) yüksek χ (chi) değerine sahip kanallara (*victim*) doğru hareket etme eğilimindedir (Şekil 5.3). (Basmenji ve diğer., 2010; Forte ve Whipple, 2018; Garcìa-Delgado ve Velandia, 2020; Torrefranca, Otadoy ve Tongco, 2021; Willet ve diğer., 2014).

χ (chi) indislerinden türetilen Chi haritaları *(Chi-Map)*, kanal eğimi, yerel rölyef, kanal yüksekliği gibi Gilbert metrikleri olarak tanımlanan ek topografik parametrelerle tamamlanır (Forte ve Whipple, 2018; Hu ve diğer., 2021; Whipple ve diğer., 2017). Gilbert metrikleri ile χ arasındaki pozitif korelasyon drenaj havza sınırlarının göç ettiğini gösterir (Garcìa-Delgado ve Velandia, 2020). Drenaj havza sınır göçü esas olarak çapraz bölmeli diferansiyel erozyon tarafından yönlendirilir, çapraz bölmeli erozyon oranları ise sınır göçü hızını hesaplamak için kullanılan kozmojenik ^{10}Be tarihleme tekniklerinden türetilir (Beeson ve diğer., 2017; Hu ve diğer., 2021; Willett ve diğer., 2014).



Şekil 5.3 Denge ve dengesizlik durumunda drenaj havza sınırlarının dinamik evrimini gösteren şematik harita (Forte ve Whipple, 2018; Willett ve diğer., 2014'den)

5.3.4 İstatistiksel Analiz Uygulamaları

5.3.4.1 Göreceli Tektonik Aktivite İndisi (Relative Tectonic Activity Index – IAT)

Göreceli tektonik aktivite indisi, uygulanan indisleri sınıflayarak tektoniğin morfoloji üzerindeki etkisini özetlemek için önerilen, basit ve kullanımı yaygınlaşan bir morfolojik yaklaşımdır (Ali, Ali, Yousuf, Rasool, Ahmad ve diğer., 2021; El

Hamdouni ve diğer., 2008; Yadav ve Singh, 2021). Litoloji ve yapısal özellikler değiştiğinde, uygulanan her bir jeomorfik indisin farklı seviyeleri arasındaki sınır değerleri değişebilir (Rockwell ve diğer., 1984; Silva ve diğer., 2003; Wells ve diğer., 1988). Bu bakımdan, bir drenaj havzasının potansiyel tektonik aktivitesini, havzaya uygulanan indislerin korelasyonu ile tahmin eden bir indis önerilmiştir (El Hamdouni ve diğer., 2008). Göreceli tektonik aktivite indisi, 5.16'de verilen eşitliğe uygun olarak farklı jeomorfik indislerin aktivite sınıflarının ortalaması alınarak yapılır.

$$Iat = S / N \tag{5.16}$$

Eşitlikteki S ifadesi, jeomorfik indislerin tanımlanan aktivite sınıf değerlerinin toplamına, N ifadesi ise kullanılan indislerin sayısına karşılık gelir. El Hamdouni ve diğer (2008), göreceli tektonik aktivite indisini, tektonik etki düzeyine göre 4 sınıfa ayırmıştır. Buna göre $1<Iat\leq1,5$ çok yüksek tektonik aktiviteyi, $1,5<Iat\leq2$ yüksek tektonik aktiviteyi, $2<Iat\leq2,5$ orta dereceli tektonik aktiviteyi ve $Iat<2.5$ ise düşük tektonik aktiviteyi gösterir.

5.3.4.2 Analitik Hiyerarşi Yöntemi (Analytical Hierarchy Process - AHP)

Saaty (1977) tarafından geliştirilen Analitik Hiyerarşi Yöntemi, birden fazla alternatif arasındaki seçim sürecinde, nitel ve nicel kriterleri değerlendirilerek bu kriterlerin kullanılabilmesini sağlayan çok ölçütlü bir karar verme yöntemidir. Son yıllarda tektonik jeomorfoloji çalışmalarında da kullanılan bu yöntem, göreceli tektonik aktivite değerlendirmesinde kullanılan farklı jeomorfik indislerin önemini belirlemek ve indisleri sıralama esasına dayanmaktadır (Alipoor ve diğer., 2011; Bagha ve diğer., 2014; 2011; Jaberi, Ghassemi, Shayan, Yamani ve Zamanzadeh, 2018; Saber, Işık ve Çağlayan, 2020). Hedefe ulaşmak için uygun kriterler ve istenen seçeneklerle konunun mantıksal şemasını tasarlamak AHP yöntemindeki ilk adımdır (Saber ve diğer., 2020).

Karar vermeyle ilişkili tüm faktörler, göreceli tercihi ifade etmenin bir ölçüsü olarak, önem derecesi 1'den 9'a kadar değişen değerlerle tanımlanır ve ikili karşılaştırma matrisi kullanılarak birbiriyle karşılaştırılır (Alipoor ve diğer., 2011; Bagha ve diğer., 2014; Saaty, 1977; Saaty ve Vargas, 1991). Karşılaştırmada kullanılan önem ölçeğinde 2, 4, 6 ve 8 ara değerler olmak üzere 1, 3, 5, 7 ve 9 sırasıyla eşit, orta, güçlü, çok güçlü ve aşırı güçlü önemi ifade etmektedir (Saaty, 1977). İkili matris karşılaştırmasıyla elde edilen ağırlık değerlerinin (*weight*) bulunmasını takiben, 5.17'de verilen eşitlik kullanılarak "Tutarlılık İndisi (*Consistency Index – CI*)" hesaplanır. CI değerinin karşılaştırmalı matrisler için tanımlanan standart RI (*Random Index*) değerine bölünmesiyle "Tutarlılık Oranı (*Consistency Ratio – CR*) belirlenir ve oluşturulan matrisin tutarlı olup olmadığına karar verilir (Saaty, 1977; Jaberi ve diğer., 2018). Karşılaştırma matrisinin kabul edilebilir olması için CR ≤ 0,1 koşulu gereklidir (Alipoor ve diğer., 2011; Jaberi ve diğer., 2018; Saaty ve Vargas, 1991).

$$CI = (\lambda_{max} - n) / (n - 1) \tag{5.17}$$

Verilen eşitlikte λ_{max} kullanılan kriterlerin önem ölçeğine göre toplam ağırlıklı ortalamalarını, n ise kullanılan kriter sayısını ifade etmektedir. Temelde ağırlıklı ortalama hesabına dayanan AHP yönteminde, her alternatife, önem ölçeğine göre verilen değerin, karar verici tarafından atanan göreceli önem ağırlıkları ile çarpılmasıyla bir değerlendirme puanı hesaplanmış olur (Bagha ve diğer., 2014). AHP puanları *yüksek derecede aktif* (1≤AHP<1,27; Sınıf 1), *aktif* (1,27≤AHP<1,9; Sınıf 2), *orta derecede aktif* (1,9≤AHP<2,25; Sınıf 3) ve *düşük derecede aktif* (2,25≤AHP<3; Sınıf 4) olmak üzere 4 aktivite sınıfında değerlendirilmektedir (Alipoor ve diğer., 2011; Jaberi ve diğer., 2018).

AHP'nin tektonik jeomorfoloji çalışmalarında kullanılmasının amacı, farklı indisler için ifade edilen göreceli değer aralıklarını standartlaştırmak ve tektonik aktivite derecesini belirlemede her bir indisi kullanmaktır (Alipoor ve diğer., 2011; Bagha ve diğer., 2014; Jaberi ve diğer., 2018). Tektonik süreçleri iklim, litoloji, havza boyutu gibi parametreler jeomorfik indisleri etkiler (Keller ve Pinter, 2002).

Dolayısıyla, AHP yöntemi göreceli tektonik aktivitenin değerlendirilmesinde indisleri tercih değerlerine göre kullanır (Alipoor ve diğer., 2011; Jaberi ve diğer., 2018; Saber ve diğer., 2020).

5.4 İzmir Fayı'nın Tektonik Jeomorfolojisi

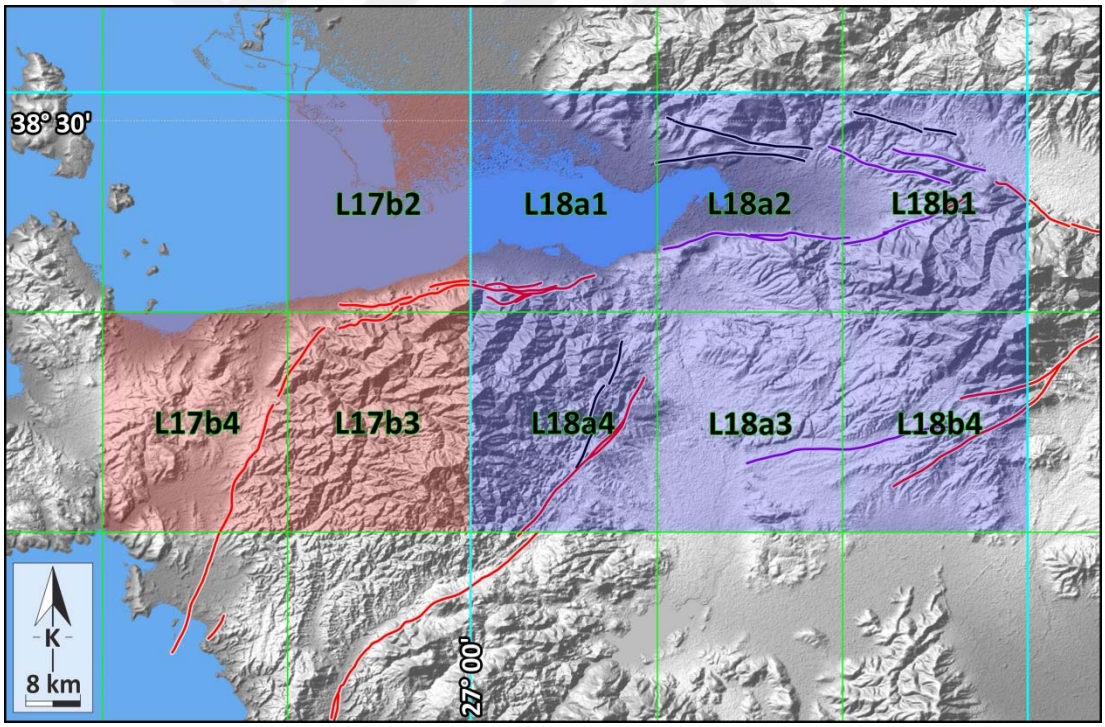
5.4.1 Veri Kaynakları ve Yöntemsel Yaklaşım

Jeomorfolojik yapı ve bu yapıların sayısallaştırılabilir özellikleri kullanılarak yapılan morfometrik analizler, tektonik kaynaklı değişiklikleri ortaya koymanın yanı sıra, normal faylarla kontrol edilen dağ cephelerindeki göreceli tektonik aktivite ve bölgenin göreceli yükselim oranının belirlenmesini sağlamaktadır. Batı Anadolu'daki mevcut tektonik süreçlerin erozyonal süreçlerden daha hızlı geliştiği ve morfolojinin bölgedeki diri faylar tarafından kontrol edildiği bilinmektedir (Eski ve diğer., 2020; Kent ve diğer., 2016; Özkaymak ve Sözbilir, 2012; Özkaymak, 2015; Özsayın, 2016; Tepe ve Sözbilir, 2017; Topal ve diğer., 2016). Jeomorfik indislerin nicel ölçüm ve analizlerini içeren çalışmaların eksikliği nedeniyle, İzmir Fayı aktivitesinin morfoloji üzerinde ne derece etkili olduğu henüz netlik kazanmamıştır. Bu bakımdan bu çalışma, İzmir Fayı Kuvaterner/Holosen aktivitesini morfometrik yöntemler kullanarak değerlendiren ilk çalışmadır.

İzmir Fayı boyunca yapılan tektonik jeomorfoloji çalışmaları 1/25.000 ölçekli İzmir L17 b2, b3, b4, L18 a1,a2, a3, a4, b1, b2, b3, b4 paftalarıyla sınırlı alanlarda gerçekleştirilmiştir (Şekil 5.4). İzmir Fayı tarafından kontrol edilen morfolojik yapılar ana hatları ile sayısallaştırılan haritalardan elde edilmiştir. SYM görüntüleri, aynı zamanda alanın genel morfolojik özelliklerini değerlendirmede de kullanılmıştır. Topografik haritalar üzerinde gerçekleştirilen geleneksel yöntemlere oranla daha hızlı ve daha objektif ölçümler sağlaması ve Coğrafi Bilgi Sistemi (CBS) tekniklerindeki ilerleme nedeniyle, tektonik aktivitenin nicel olarak belirlenmesinde SYM görüntüleri kullanılmaktadır (Bagha, Arian, Ghorashi, Pourkermani, El Hamdouni ve diğer., 2008; Cheng, Wang, Zhao ve Zhao, 2016; Cheng ve diğer.,

2018; Gao ve diğer., 2013; He ve diğer., 2018; Purinton ve Bookhagen, 2017; Yadav ve Sinhg, 2021; Zhang, Fan, Chen, Li ve Lu, 2019).

Bu çalışmada, örneklerine benzer şekilde, belirlenen jeomorfik yapılar üzerinde uygulanan morfometrik analizler, ALOS PALSAR verilerinden elde edilen 12,5 m çözünürlüklü SYM görüntüleri kullanılarak CBS ortamında gerçekleştirilmiştir. Morfometrik analizler öncesinde, SYM görüntüleri kullanılarak İzmir fay segmentleri tarafından denetlenen alanın topografik değerlendirmesi yapılmıştır. Bunun yanı sıra, morfolojinin kaydettiği anormal topografik sinyalleri belirleyebilmek için İzmir Fayı boyunca belirli aralıklarla swath profil olarak bilinen topografik alan profilleri oluşturulmuştur. İzmir fay segmentleri boyunca alınan Swath profiller, Pérez-Peña ve diğer (2017) tarafından önerilen ArcGIS® 10.4 yazılımına entegre *SwathProfiler* eklentisi kullanılarak elde edilmiştir.



Şekil 5.4 İzmir Fayı'nda yapılan tektonik jeomorfoloji çalışmalarının sınırlandırıldığı paftaların konumunu gösteren indeks SYM görüntüsü

Topografyadaki tektonik sinyalleri belirleyebilmek için yapılan morfometrik analizlerde, drenaj ağlarının belirlenmesinde, çalışma kapsamında incelenen tüm

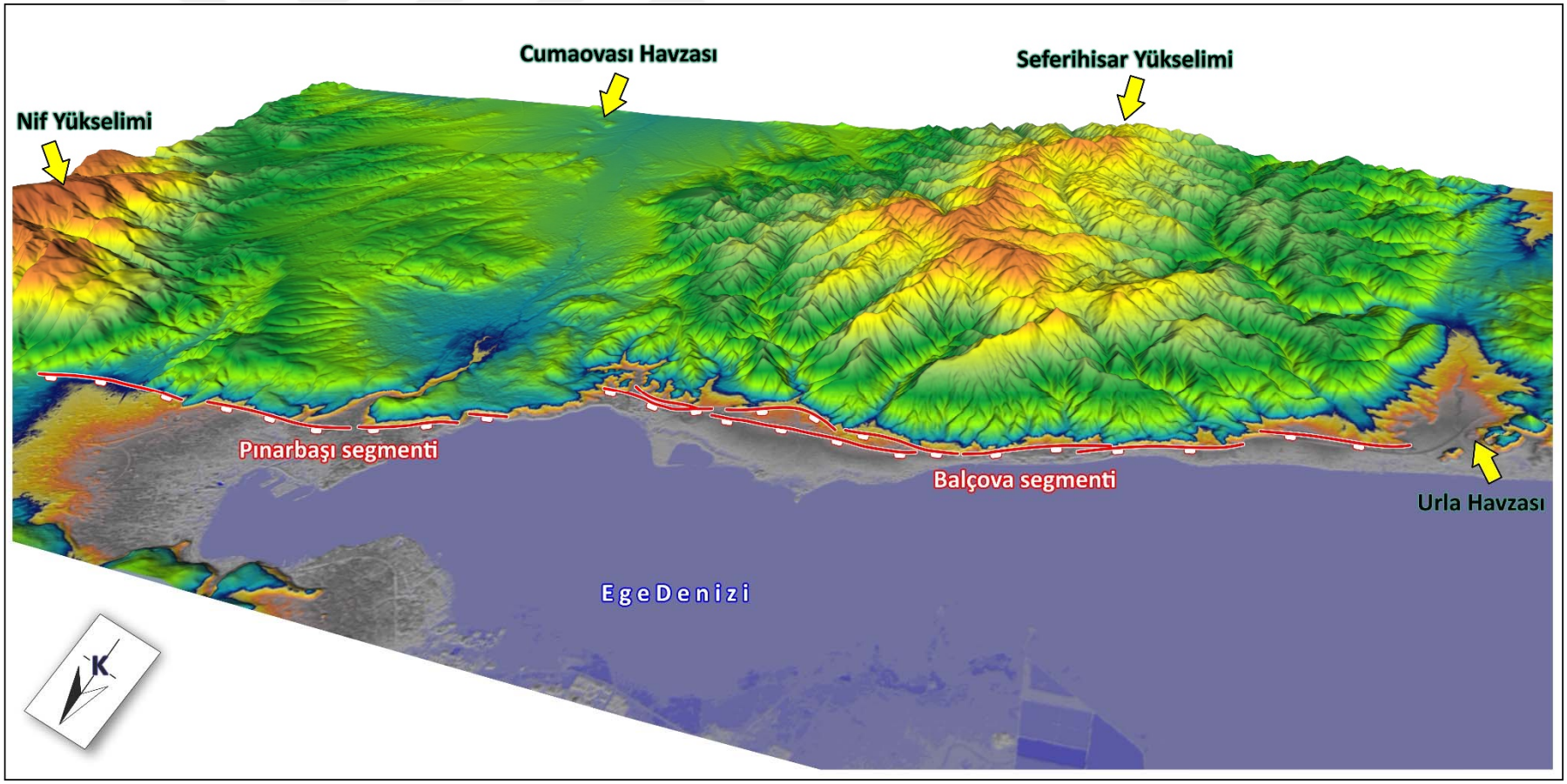
drenaj havzaları için veri işleme ve jeomorfik indislerin eldesinde, MATLAB® TopoToolbox-2 yazılımına (Gallen ve Wegmann, 2017; Schwanghart ve Kuhn, 2010; Schwanghart ve Scherler, 2014) entegre edilmiş Topografik Analiz Kiti (TAK) araçları (Forte ve Whipple, 2018, 2019) kullanılmıştır. SYM'nde var olan boş pikseller, ArcMAP® yazılımındaki Bilenear Interpolation methodu kullanılarak Sinkfill aracı ile düzeltilmiştir.

İzmir Fayı boyunca yapılan jeomorfik indis hesaplamaları, dağ önü ve drenaj havzası analizleri olmak üzere iki ayrı başlık altında verilmiştir. Balçova ve Pınarbaşı segmentlerinin oluşturduğu dağ önü cephelerinde, Bölüm 5.3.2.1'de verilen yöntemlere uygun olarak, S_{mf} ve V_f değerleri hesaplanmıştır. Topografik haritalar ve SYM görüntülerinin korelasyonu ile İzmir fay segmentleri boyunca belirlenen üçgen yüzeyler, Tsimi ve Ganas (2015)'de verilen parametreler kullanılarak değerlendirilmiştir. Benzer şekilde, drenaj havzalarının özelliklerini tanımlamak ve faylanmanın drenaj havzalarının evrimi üzerindeki etkisini değerlendirmek için, İzmir fay segmentleri boyunca belirlenen drenaj havzaları üzerinde, ayrıntısı Bölüm 5.3.2.2'de verilen morfometrik analizler uygulanmıştır. Drenaj havzalarındaki akarsu profillerini analiz etmek ve havza sınırlarının stabilitesini değerlendirmek için Forte ve Whipple (2019) ve Gallen ve Wegmann (2017) tarafından önerilen MATLAB® TopoToolbox- 2 fonksiyonları kullanılmıştır. IRAT ve AHP gibi istatistiksel analizler "Super Decisions" yazılımı kullanılarak yapılmıştır.

Çalışma kapsamında Balçova segmentinde 25, Pınarbaşı segmentinde 14 olmak üzere toplamda 39 drenaj havzası belirlenmiştir. Balçova segmenti kontrolünde gelişen drenaj havzaları, "B", Pınarbaşı segmenti kontrolünde gelişen drenaj havzaları "P" simgesi kullanılarak, batıdan doğuya doğru artan sıra numaraları ile (B1, B2, P1, P2 gibi) gösterilmiş ve simgesel olarak birbirinden ayrılmıştır. Her bir drenaj havzası için elde edilen indis sonuçları, önceki çalışmalarda önerilen değer aralıklarıyla tutarlı olacak şekilde, drenaj havzalarının özellikleri ve dağılımları da dikkate alınarak, maksimum, minimum ve ortalama değerler ölçüsünde farklı aktivite sınıflarında değerlendirilmiş, İzmir fay segmentleri için göreceli tektonik aktivite dereceleri belirlenmiştir.

5.4.2 İzmir Fay'ının Topografik Analizi

İzmir iç körfezi ve Bornova Havzası'nı güney kenarlarından morfolojik olarak sınırlayan İzmir Fayı, genel olarak basamaklı ve kavisli bir geometri sunmaktadır. Topografik olarak, düşük kotlu alüvyal alanlarla yüksek kotlu dağlık alanları birbirinden ayırmaktadır. Taban ve tavan bloğu arasındaki bu belirgin kot farkı İzmir Fayı'nın topografya üzerindeki izi olarak takip edilebilmektedir. Tavan bloğundaki yatay ya da yataya yakın topografya, güneye, taban bloğuna doğru gidildikçe yerini ani yükselimlere bırakmaktadır (Şekil 5.5). Batısı Balçova, doğusu ise Pınarbaşı olmak üzere iki geometrik segment olarak tanımlanan İzmir Fayı'nın batı segmenti Seferihisar yükseliminin, doğu segmenti ise Nif yükseliminin uzanımlarını sınırlamaktadır (Şekil 5.5). Her iki segmentin taban bloğunda kalan yükselimler, tepelik alanlarda yayvan sırtlar, yükselimin arttığı alanlarda ise dik yamaçlı derin vadiler ve bu vadileri birbirinden ayıran keskin sırtlar şeklinde takip edilmektedir. İzmir Fayı tarafından sınırlanan yükselimlerin kuzeye bakan yamaçları daha yüksek eğimliyken, güney yamaçlarda eğim nispeten azalmaktadır. Genel olarak, fayın D-B uzanımı boyunca, ortada deniz seviyesine yakın peneplen bir topografyanın, doğu ve batı uçlarındaki yükselimlerle asimetik olarak sınırlandığı bir morfoloji gözlenir (Şekil 5.5). Balçova segmenti ile sınırlanan Seferihisar Yükselimi'nin, segmente yaklaşık dik konumda gelişen KKD uzanımlı sırtları, bu bölümdeki sarp topografyayı oluşturmakta, sırtların yamaçları arasındaki eğim farklılıkları ise belirli alanlarda topografyaya asimetrik bir görünüm kazandırmaktadır. Pınarbaşı segmentinin doğu ucunun sınırladığı Nif Yükselimi'nde yüksek ve dik yamaçları birbirinden ayıran sırtlar üzerinde eski aşınım yüzeylerine karşılık gelen daha ez eğimli alanlar görmek mümkündür. İzmir Fayı'nın Balçova segmenti kesimininde kuzeyden güneye, Pınarbaşı segmenti kesiminde ise batıdan doğuya doğru gidildikçe yükseklik artar. İzmir Fayı Pınarbaşı segmenti, morfolojik olarak, Balçova segmentine göre daha yüksek bir topografyaya sahiptir. İzmir Fayı Balçova segmentinde 1035 m olan maksimum yükseklik değeri, Pınarbaşı segmentinde 1347 m'ye kadar ulaşmaktadır (Tablo 5.3).



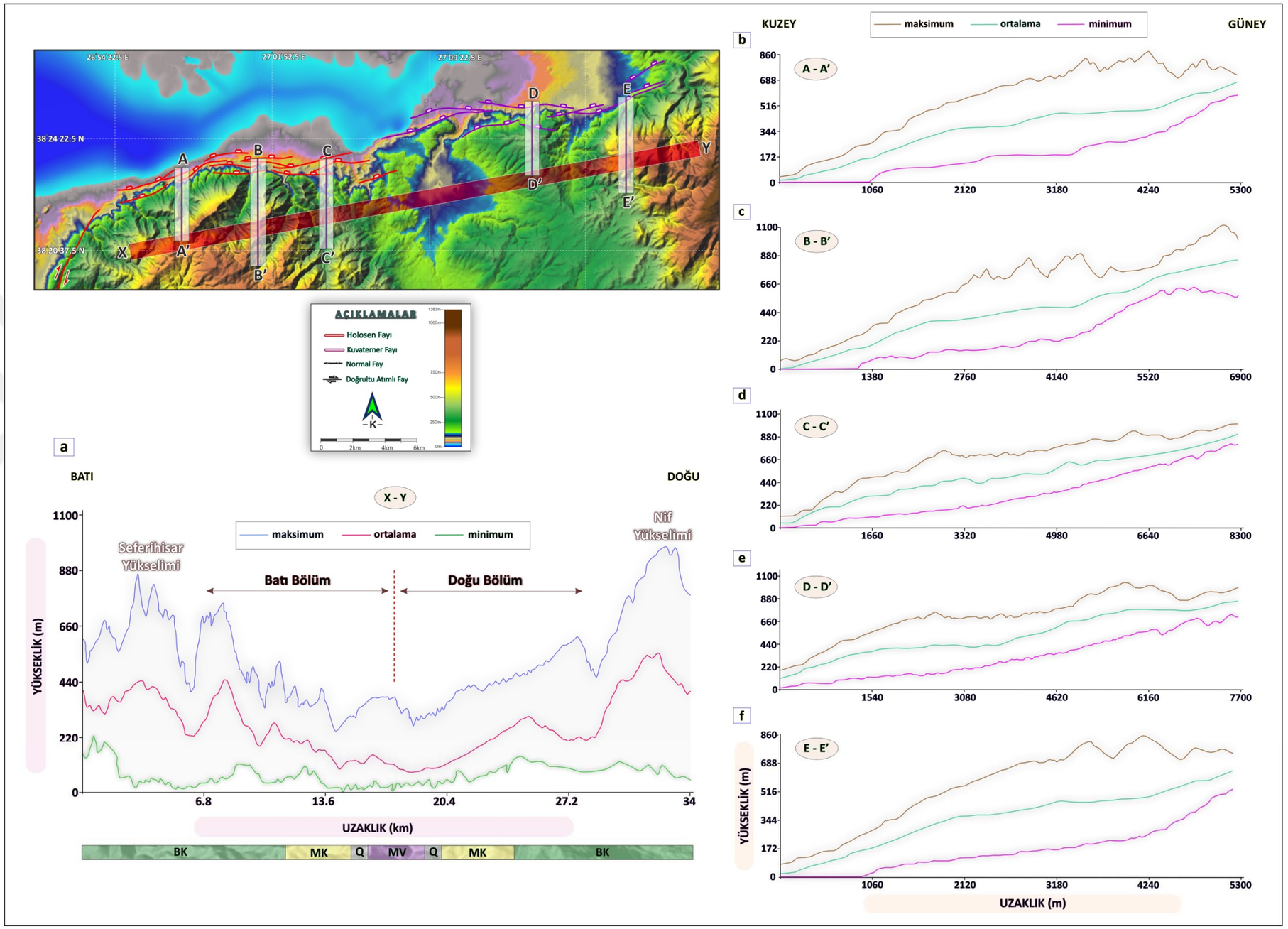
Şekil 5.5 İzmir Fayı ve yakın çevresinin morfolojisini gösteren 3 boyutlu SYM görüntüsü

Fayın tavan bloğundaki düzlük alanlar, deniz seviyesinde ya da maksimum yükseltisi 120 m'ye ulaşan yumuşak topografya ile temsil edilir. Maksimum ve minimum eğriler arasındaki uzaklığın özellikle İzmir Fayı'nın geçtiği kesimlerde az olması fayın aktivitesini destekler niteliktedir. İzmir Fayı'na dik yönde alınan swath profillerin kuzey uçlarında, eğimi fazla ani topografik kırılmalar ve güneye doğru eğimlerin azalması İzmir Fayı'nın aktivitesiyle ilişkilidir. Balçova segmentinden alınan swath profillerde farkın Pınarbaşı segmentine oranla daha az olması ise, Balçova segmentinin daha aktif olduğuna işaret eder. Güneye doğru gidildikçe eğriler arası mesafe açılır. Ancak profillerde güney kesimlerde de faylanmaya işaret eden yükselimler görülmektedir (Şekil 5.6). Bunlar eski faylar olarak düşünülmüştür. Eğrilerdeki varyasyonlar İzmir Fayı'ndan güneye doğru gidildikçe aşındırma faktörlerinin daha etkin olduğunu, aktif tektoniğin kuzey uçlarda daha fazla olduğuna işaret etmektedir. Ayrıca swath profiller İzmir Fayı boyunca yükselim ve erozyonun tek tip olmadığını göstermektedir.

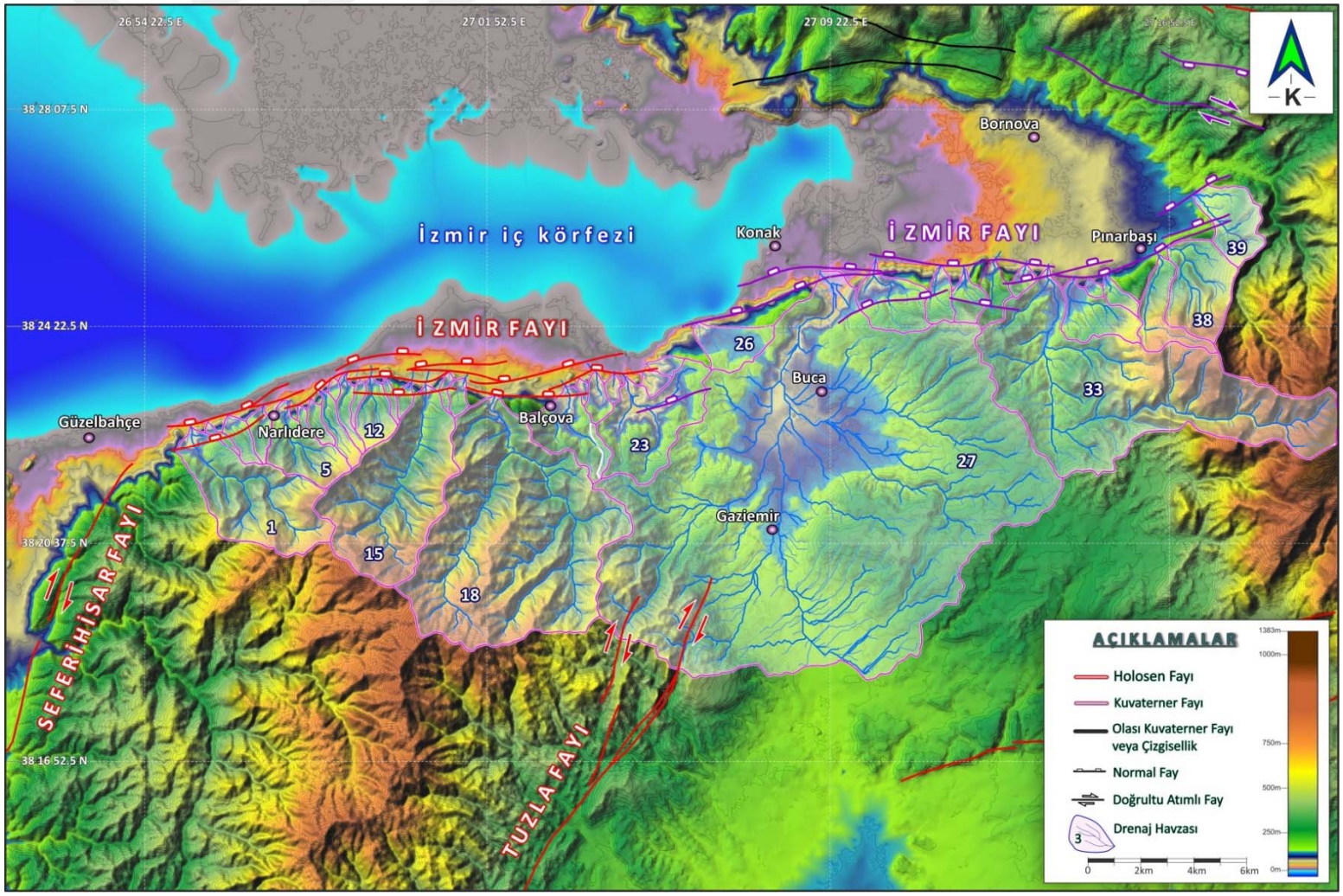
İzmir fay segmentleri boyunca, taban ve tavan bloklarını drene eden farklı büyüklüklerde 39 adet drenaj havzası belirlenmiştir. (Şekil 5.7). Bunlardan 25 tanesi Balçova segmenti, 14 tanesi ise Pınarbaşı segmenti tarafından kontrol edilmektedir. Drenaj havzalarının büyüklükleri 0,2 km^2'den 118 km^2'ye kadar değişmektedir. İzmir fay segmentlerinin taban ve tavan bloklarını drene eden bu drenaj havzaları, uzunlukları 1 km'den 17 km'ye değişen ana dereler ve kolları tarafından aşındırılmaktadır (Tablo 5.3). Belirlenen drenaj havzaları dendritik (*dentritic*), kafes biçimli (*trellis*), dikdörtgensel (*rectangula*r) ya da paralel geometri sunmaktadır. Drenaj havzalarındaki farklı desenler, İzmir Fayı ile birlikte gelişen kırık-çatlak sistemleri ya da İzmir Fayı boyunca yüzeylemiş farklı litolojilerden kaynaklanmaktadır. Belirlenen drenaj havzaları çoğunlukla, İzmir Fayı'na dik olacak şekilde K-G uzanım sunmaktadır, ancak KB-GD, KKD-GGB uzanım gösteren havzalar da mevcuttur (Tablo 5.3). Pınarbaşı segmenti doğu ucunda D-B uzanımlı bazı drenaj havzalarında ani K-G uzanımlar göze çarpmaktadır (Şekil 5.7). Pınarbaşı segmenti doğu ucunda birbirine paralel olarak gelişmiş L şekilli drenaj havzalarının, aktif tektonik süreçler öncesindeki mevcut kırık sistemleri ile şekillendiği ve yön değiştirdiği düşünülmektedir.

Tablo 5.3 İzmir fay segmentleri boyunca belirlenen drenaj havzalarının genel özellikleri

	Drenaj Havzası Numarası	Drenaj Alanı (km^2)	Ana Dere Uzunluğu (km)	Maksimum Boy/Genişlik (km/km)	Minimum Yükseklik (m)	Maksimum Yükseklik (m)	Havza Uzanımı
BALÇOVA SEGMENTİ	1	10.75	6.9	7.18 / 2.48	30	874	KB-GD
	2	0.30	1.28	1.51 / 0.26	56	337	KB-GD
	3	0.97	2.11	1.95 / 0.62	31	416	KB-GD
	4	0.87	2.02	1.83 / 0.61	28	439	K-G
	5	3.77	3.16	3.15 / 1.18	0	827	KKB-GGD
	6	0.20	0.78	0.94 / 0.31	64	290	KKB-GGD
	7	0.38	1.57	1.64 / 0.43	71	474	KKB-GGD
	8	1.20	2.7	2.70 / 0.45	85	222	K-G
	9	0.20	0.59	0.79 / 0.35	44	220	K-G
	10	0.90	2.33	2.67 / 0.45	30	681	K-G
	11	0.37	1.34	1.61 / 0.37	81	457	K-G
	12	1.91	2.01	2.49 / 0.99	60	645	K-G
	13	0.31	1.12	1.59 / 0.46	101	498	KKB-GGD
	14	0.40	0.99	1.29 / 0.50	89	472	KKD-GGB
	15	16.10	7.13	6.71 / 2.85	40	1035	KKD-GGB
	16	0.32	1.07	1.59 / 0.26	41	326	K-G
	17	0.59	1.01	1.31 / 0.52	38	429	K-G
	18	36.26	10.93	8.78 / 4.99	40	1005	K-G
	19	4.08	3.41	2.96 / 1.68	30	456	KKB-GGD
	20	0.20	0.51	0.92 / 0.33	43	174	K-G
	21	0.88	1.33	1.70 / 0.67	20	214	K-G
	22	0.34	0.68	0.98 / 0.45	10	142	K-G
	23	7.85	4.1	3.45 / 3.12	10	383	KKD-GGB
	24	0.53	0.74	0.91 / 0.74	12	81	KKB-GGD
	25	0.49	1.01	1.02 / 0.58	0	102	KKB-GGD
PINARBAŞI SEGMENTİ	26	2.60	2.41	2.18 / 1.72	12	140	KB-GD
	27	118.32	16.16	13.08 / 14.38	0	575	K-G
	28	3.43	3.45	2.70 /1.61	11	300	KKD-GGB
	29	1.22	1.88	1.83 / 0.73	31	342	K-G
	30	1.26	1.99	1.61 / 1.07	45	379	K-G
	31	1.32	1.82	2.42 / 0.72	42	380	K-G
	32	0.51	0.77	1.10 / 0.57	52	265	K-G
	33	34.66	15.46	12.95 / 3.56	0	1347	D-B / K-G
	34	3,08	3.34	2.96 / 1.25	62	642	D-B / K-G
	35	0.26	0.48	0.79 / 0.35	70	200	K-G
	36	0,66	1.22	1.68 / 0.50	89	534	KB-GD
	37	2.96	4.99	4.60 / 0.89	123	1043	D-B / K-G
	38	5.52	3.7	3.59 / 1.74	0	1027	KKB-GGD
	39	3.66	2.77	2.88 / 1.43	0	508	KB-GD



Şekil 5.6 İzmir Fayı boyunca maksimum, ortalama ve minimum topogrfayayı gösteren swath profiller, (a) İzmir Fayı'na paralel yönde alınan swath profil (profilin altındaki renk çubuğu İzmir Fay kuşağı boyunca yüzlek veren kaya birimlerini temsil eder, BK-Bornova Karmaşığı, MK-Miyosen karasal kırıntılar, MV-Miyosen volkanikler, Q-Güncel), (b-f) İzmir Fayı'na dik yönde alınan swath profiller



Şekil 5.7 İzmir Fayı boyunca gelişen ana drenaj havzalarının dağılımını gösteren SYM görüntüsü

İzmir fay segmentlerinin sınırladığı Seferihisar ve Nif yükselimleri, Gaziemir'den Konak-Kadifekale'ye kadar uzanan bir drenaj havzası ile birbirinden ayrılmaktadır. Bu bölüm aynı zamanda, İzmir Fayı Balçova segmenti ile Pınarbaşı segmentinin KD-GB uzanımlı bir aktarım rampası (*relay ramp*) ile birbirine bağlandığı düşünülen yerdir. İlk kez Goguel (1952) tarafından kullanılan aktarım rampası terimi, bitişik iki normal fay arasındaki bağlantıyı tanımlamak için kullanılmıştır (Chadwick, 1986; Gibbs, 1984; Larsen, 1988; Peacock ve Sanderson, 1991). Aynı yöne eğimli iki normal fay arasında oluşan aktarım rampaları için daha çok "*linkage*" (bağlantı) terimi kullanılır ve fay bağlantılarının drenaj havzalarının oluşumunu kontrol ettiği belirtilir (Peacock, Knipe ve Sanderson, 2000). Bu kapsamda, iki segment arasındaki ve aynı zamanda Tuzla Fayı'nın da kuzeydoğu ucundaki aktarım rampasının, burada büyük ölçekli bir drenaj havzasının oluşumunu kontrol ettiği düşünülmektedir.

5.4.3 İzmir Fayı'nın Morfometrik Analiz Sonuçları

İzmir Fayı'nın genel ve segment bazlı tektonik aktivite derecesini belirlemek için, İzmir Fayı tarafından denetlenen jeomorfik yapılar üzerinde morfometrik analizler yapılmıştır. İlgili yapıların sayısallaştırılabilir özellikleri kullanılarak yapılan analizler, İzmir fay segmentleri tarafından kontrol edilen dağ önü cephesi ve drenaj havzaları olmak üzere iki aşamada gerçekleştirilmiştir. Elde edilen sonuçlar aşağıdaki alt başlıklarda özetlenmiştir.

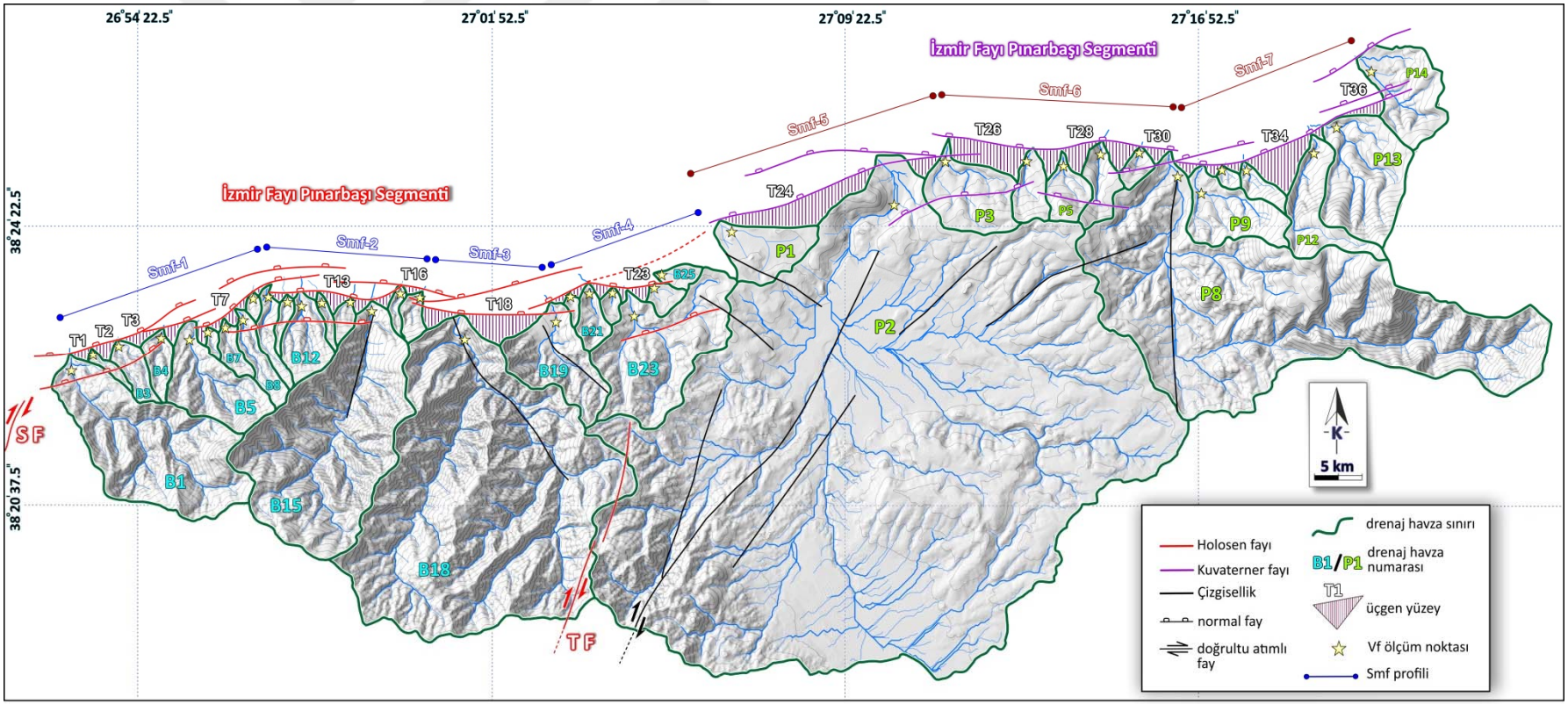
5.4.3.1 İzmir Fayı Dağ Önü Cephesi Morfometrisi

İzmir fay segmentleri tarafından sınırlanan dağ önü cephelerindeki tektonik aktivitenin derecesi, S_{mf} (dağ önü sinüslüğü) ve V_f (vadi genişlik-yükseklik oranı) indisleri kullanılarak nicel olarak ifade edilmiştir. Smf indisi, İzmir Fayı boyunca dağ cephesini aşındıran drenaj ağlarının konumu ve cephenin uzanım özelliklerine göre belirlenen 7 profil için hesaplanmıştır. V_f indisi hesaplanırken, enine vadi profillerinin alındığı noktaların dağ önünden uzaklığı, 1 km^2'den daha küçük havzalarda 100-500 m, daha büyük havzalarda ise 500-1000 m aralığında seçilmiştir. Ayrıca, fay düzlemi boyunca belirlenen üçgensel yapıların SYM analizlerinden elde

edilen geometrik özellikleri kullanılarak İzmir Fayı'ndaki aktivite oranı değerlendirilmiştir. S_{mf} profil hatları, V_f ölçüm noktaları ve İzmir Fayı'nın sınırladığı dağ önü cephelerindeki üçgen yüzeyler Şekil 5.8'de gösterilmiştir.

5.4.3.1.1 Dağ Önü Sinüslüğü: İzmir Fayı'nın fayın lineer devamlılığına göre, uzunluğu ~ 4-8 km arasında değişen 7 farklı dağ önü cephesi profilinde S_{mf} değeri hesaplanmıştır (Şekil 5.8). Genel olarak, İzmir Fayı'nın uzanımı boyunca elde edilen S_{mf} değerleri 1,08 ile 1,46 arasında değişmektedir. İzmir Fayı Balçova segmenti boyunca S_{mf} indisi hesaplanan 4 dağ önü profilinde ortalama değer 1,13 iken, Pınarbaşı segmentindeki 3 profilin S_{mf} ortalaması 1,38 olarak belirlenmiştir (Tablo 5.4). Balçova segmentinde en düşük S_{mf} değerleri batı uçtadır, doğuya doğru değerler artmaktadır. Pınarbaşı segmentinde en düşük değer segmentin orta kesimi için hesaplanmıştır. İzmir fay segmentleri boyunca dağ cephesi etkinliğini karakterize etmek için, belirlenen profillerden elde edilen S_{mf} değerleri, El Hamdouni ve diğer. (2008) tarafından önerilen sınıflamaya uygun olarak, hesaplanan S_{mf} değerleri tektonik aktivite derecelerine göre *yüksek (S_{mf} <1,1; Sınıf 1), orta dereceli (1,1≤S_{mf}≤1,5; Sınıf 2) ve düşük (S_{mf}>1,5; Sınıf 3)* olarak sınıflandırılmıştır. Buna göre, İzmir Fayı Balçova segmentine ait S_{mf} değerleri yüksek ve orta dereceli tektonik aktivite, Pınarbaşı segmentine ait S_{mf} değerleri ise orta ve düşük dereceli tektonik aktivite aralıklarında kalmaktadır.

5.4.3.1.2 Vadi Tabanı Genişliği-Vadi Yüksekliği Oranı: İzmir fay segmentleri boyunca elde edilen V_f değerleri, diğer indis sonuçlarının korelasyonu da dikkate alınarak El Hamdouni ve diğer. (2008) tarafından önerilen sınıflamaya *yüksek (V_f≤0,5; Sınıf 1), orta dereceli (0,5<V_f≤1,0; Sınıf 2) ve düşük (1,0<V_f; Sınıf 3)* olmak üzere 3 aktivite sınıfında değerlendirilmiştir. İzmir Fayı boyunca elde edilen V_f değerleri 0,26 ile 2,96 aralığında değişim göstermektedir. Elde edilen sonuçlar, Balçova segmentinde 0,26-1,48 arasında, Pınarbaşı segmentinde ise 0,44-2,96 arasındadır (Tablo 5.4). Ayrıca, S_{mf} profil hatlarına karşılık gelen dağ önü cepheleri boyunca ortalama V_f değerlerinin Balçova segmentinde 0,39-0,95, Pınarbaşı segmentinde 0,91-1,75 arasında değiştiği saptanmıştır. Balçova segmenti batı ve orta kısımlarından elde edilen V_f değerleri doğu kısıma göre daha düşüktür (Şekil 5.9).

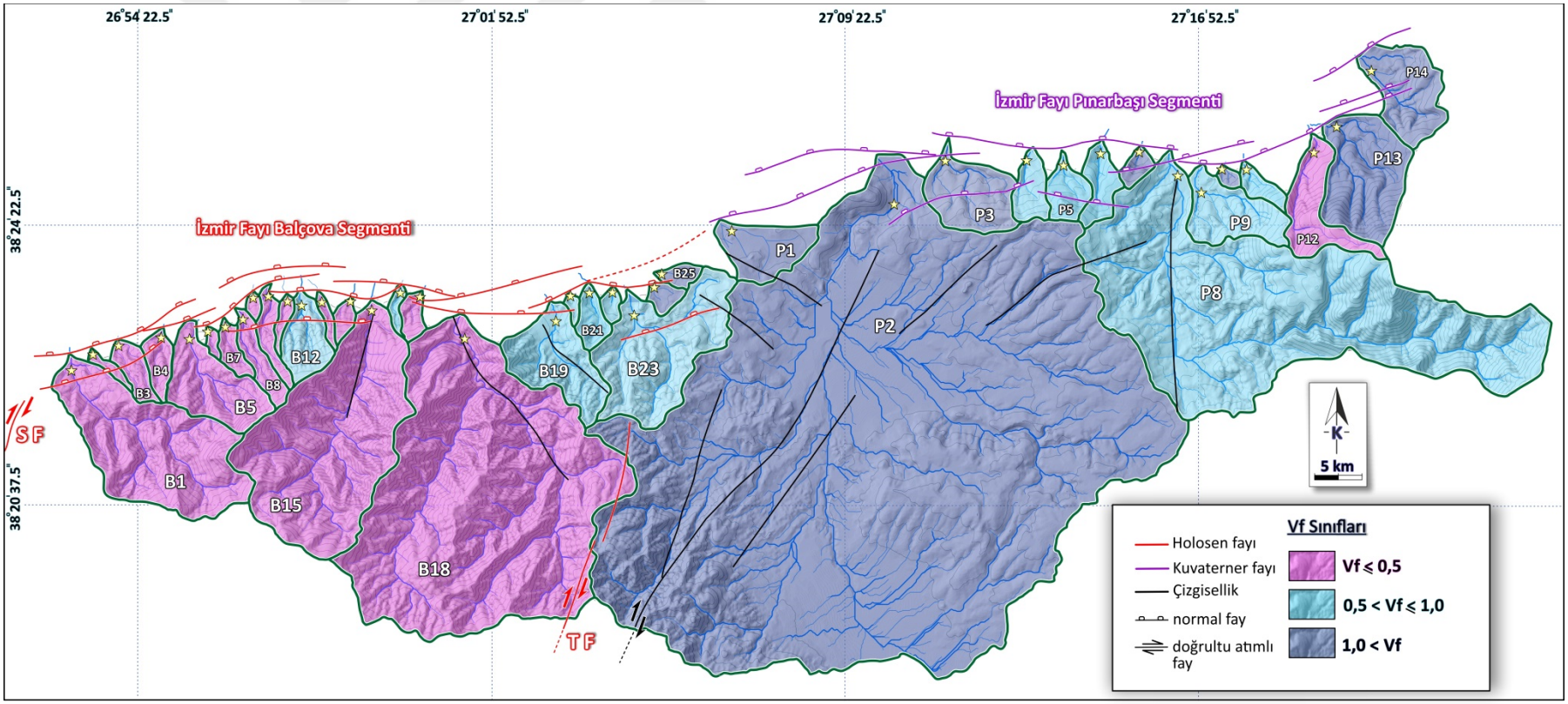


Şekil 5.8 İzmir fay segmentleri tarafından kontrol edilen dağ önü cephelerinde kullanılan jeomorfik indislerin uygulanma noktalarını gösteren jeomorfoloji haritası (diri faylar Emre ve diğer., 2011, 2018; Uzel ve Sözbilir, 2008'den). Kısaltmalar: SF: Seferihisar Fay Zonu; TF: Tuzla Fayı

Tablo 5.4 İzmir Fayı tarafından kontrol edilen dağ önü cephelerine uygulanan morfometrik analizlerin sonuçları

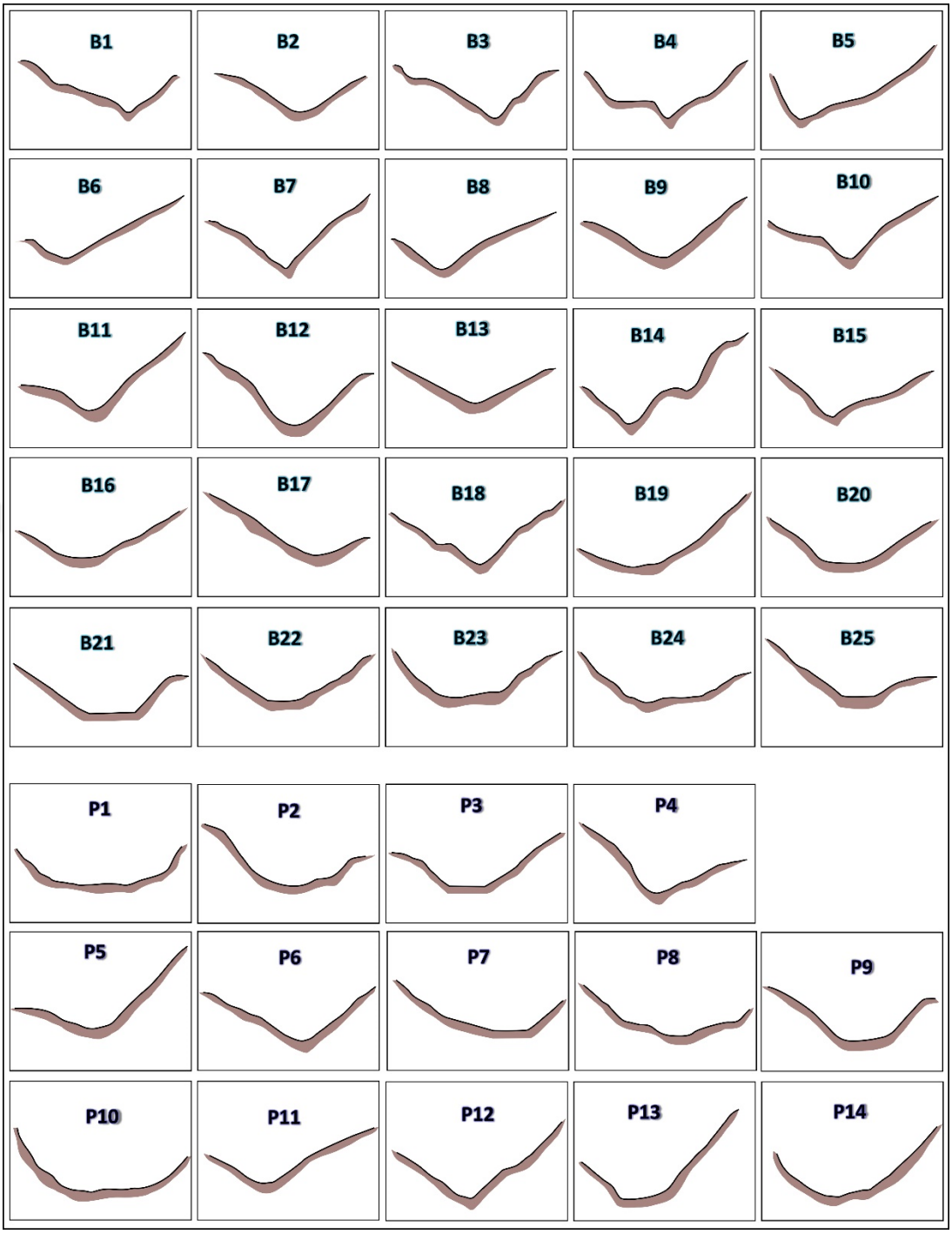
	Drenaj Havzası	Eld	Erd	Esc	Vfw	Vf		Lmf	Ls	Smf		Eğim açısı (Derece)		Yükselim oranı (mm/yr)		
BALÇOVA SEGMENTİ	B1	140	147	45	33	0,33						T1	22	0,26		
	B2	116	104	68	20	0,48						T2	23	0,30		
	B3	172	155	98	27	0,41						T3	27	0,51		
	B4	133	139	46	33	0,36						T4	25	0,34		
	B5	98	114	54	22	0,41						T5	26	0,45	0,43	
	B6	139	144	79	27	0,42	0,39	5,34	4,79	1,11		T6	26	0,51		
	B7	215	218	85	34	0,26						T7	28	0,54		
	B8	183	182	94	34	0,38						T8	28	0,59	———	
	B9	63	73	26	21	0,48						T9	26	0,50		
	B10	105	115	60	20	0,41						T10	30	0,69		
	B11	120	170	95	24	0,48						T11	26	0,50		
	B12	171	176	102	37	0,52						T12	21	0,21	0,46	0,52
	B13	161	147	107	21	0,45	0,41	3,61	3,32	1,08		T13	27	0,53		
	B14	166	171	94	26	0,34						T14	23	0,32	———	
	B15	261	413	80	81	0,31						T15	25	0,43		
	B16	97	102	56	28	0,64						T16	26	0,48	0,72	
	B17	101	148	57	31	0,45	0,46	4,31	3,79	1,13		T17	39	1,25	———	
	B18	443	428	106	99	0,30						T18	43	1,45		
	B19	134	179	38	93	0,78						T19	24	0,37	0,69	
	B20	91	97	41	43	0,81						T20	22	0,27		
	B21	111	88	30	68	0,97						T21	16	-		
	B22	49	45	10	36	0,97	0,95	6,87	5,54	1,23		T22	17	-		
	B23	164	86	30	88	0,91										
	B24	98	63	15	97	1,48						T23	18	-		
	B25	53	33	21	17	0,79										
PINARBAŞI SEGMENTİ	P1	127	96	66	134	2,96						T24	21	0,19	0,21	
	P2	172	133	20	135	1,02	1,75	6,97	4,87	1,43		T25	21	0,24		
	P3	69	65	36	39	1,27						T26	-	-	———	
	P4	63	69	40	16	0,59						T27	15	-		
	P5	102	128	71	30	0,68						T28	22	0,26	0,39	
	P6	158	158	71	43	0,49	0,91	6,96	5,59	1,24		T29	25	0,44		
	P7	98	105	59	81	1,92						T30	26	0,48		
	P8	198	185	74	104	0,89						T31	13	-	———	0,42
	P9	99	118	62	41	0,87						T32	24	0,39		
	P10	106	95	73	56	2,05						T33	27	0,55		
	P11	157	159	104	32	0,60	1,14	7,91	5,38	1,46		T34	32	0,82	0,52	
	P12	238	287	159	46	0,44						T35	26	0,45		
	P13	209	198	118	118	1,39						T36	24	0,41		
	P14	155	168	102	92	1,54										

Elde edilen vadi profilleri, İzmir Fayı Balçova segmentinde düşük V_f değerine (V_f<1) sahip V şekilli genç vadilerin, Pınarbaşı segmentinde ise daha yüksek V_f değerine (Vf>1) sahip U şekilli, daha olgun vadilerin baskın olduğunu göstermektedir (Şekil 5.10).



Şekil 5.9 İzmir Fayı boyunca aktivite sınıflarına göre Vf indisinin dağılımı (diri faylar Emre ve diğer., 2011, 2018; diğer yapısal elemanlar Uzel ve Sözbilir, 2008'den)

Kısaltmalar: SF: Seferihisar Fay Zonu, TF: Tuzla Fayı



Şekil 5.10 İzmir Fayı tarafından sınırlanan dağ önü cephelerinden alınan vadi profilleri (indeks numaralarına göre profillerin alındığı noktalar için Şekil 5.8'e bakınız (B ile simgelenen vadi profilleri Balçova segmenti, P ile simgelenen vadi profilleri Pınarbaşı segmentine aittir)

5.4.3.1.3 Üçgen Yüzey Eğim Açısı ve Yükselim Oranı: Dağ önü cephesinin morfolojik evrimini yansıtmaları nedeniyle fay düzlemi üzerinde ayrılan yüzeyler aktif tektonik süreçlerin önemli bir parçası olarak kabul edilir. İzmir Fayı tarafından oluşturulan dağ önü cephelerinde farklı yükseklik ve boyutlarda üçgen yüzeylerin varlığı göze çarpmaktadır. Balçova segmentinde 23 üçgen yüzey, Pınarbaşı segmentinde ise 12 üçgen yüzey ve 1 trapezoidal yüzey saptanmıştır. Belirlenen her bir yüzey "T" simgesi ve batıdan doğuya doğru artan sıra numaraları ile gösterilmiştir (bakınız Şekil 5.8). Balçova segmentinde yer alan üçgen yüzeyler yaklaşık olarak eş boyuta sahip ikizkenar üçgen geometrisine sahiptir. En yüksek üçgen yüzeyler, Balçova segmentinde T17 ve T18, Pınarbaşı segmentinde ise T34'tür. Pınarbaşı segmentindeki T26 yüzeyi trapezoidal geometri sunmaktadır. Balçova segmentindeki üçgen yüzeylerin taban uzunlukları ~178 m. ile ~1645 m. aralığında değişim gösterirken, yükseklikleri ~50 m.'den ~366 m.'ye kadar ulaşır. Pınarbaşı segmentindeki yüzeylerin ise taban uzunlukları ~347 m. ile ~3110 m., yükseklikleri ~36 m. ile 365 m. arasında değişmektedir. Belirlenen üçgen yüzeylerin eğim açılarının Balçova segmentinde 16°-43°, Pınarbaşı segmentinde ise 13°-32° arasında değişim gösterdiği görülmüştür. Balçova segmenti orta kesiminde 26°-28° arası değerler baskındır, doğuya doğru ise eğim değerleri 16°'ye kadar düşmektedir (Tablo 5.4).

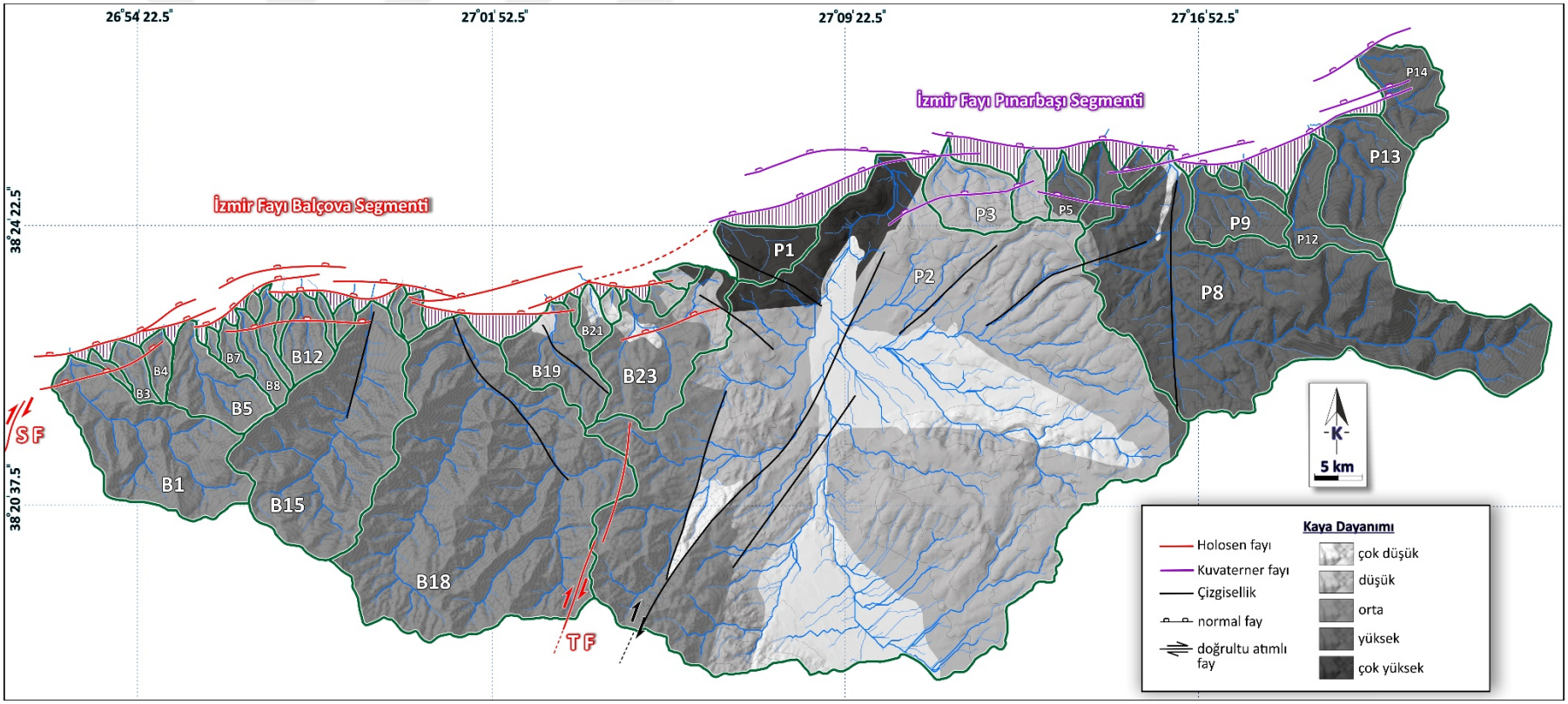
Aktif faylar boyunca, üçgen yüzeylerin geometrik özellikleri ile kayma miktarları arasında önemli bir korelasyon olduğu kanıtlanmıştır (Petit ve diğer., 2009; Tsimi ve Ganas, 2015). Bu kapsamda, İzmir Fayı boyunca belirlenen üçgen yüzeylerin SYM görüntüleri üzerinden elde edilen geometrik özellikleri kullanılarak, kayma miktarı belirlenmiştir. Bu kapsamda, önerilen prosedüre uygun olarak, metodolojik yaklaşımları sadeleştirmek için, doğada öyle olmasa da, fay kayma hızının doğrultu boyunca sabit olduğu ve üçgen yüzeylerin benzer iklimsel koşullar altında geliştiği varsayılmış, var olan trapezoidal yüzey (T26) değerlendirme dışında tutulmuştur. Aktif normal faylarda kayma hızının büyük ölçüde eğim açısı ile ilişkili olması, üçgen yüzeylerin eğim açılarının genel olarak 20˚ üzerinde kümelenmesi ve önerilen eşitliklerden doğruluk payı en yüksek olan (R^2=0,728) olması nedeniyle, kayma miktarları Tsimi ve Ganas (2015) tarafından önerilen "eğim açısı-kayma miktarı

regresyon eşitliği" (Bölüm 5.3.3.1.3, eşitlik 5.3) kullanılarak hesaplanmıştır. Eğim açısı 20˚ altında olan yüzeyler (T20, T22, T24 ve T25) değerlendirmenin dışında tutulmuştur. Elde edilen sonuçlar, yıllık kayma miktarının Balçova segmentinde 0,15-1,45 mm/yıl, Pınarbaşı segmentinde ise 0,15-0,93 mm/yıl aralığında değiştiğini göstermektedir (Tablo 5.4). Balçova segmenti için yıllık ortalama kayma miktarı 0,52 mm/yıl, Pınarbaşı segmenti için 0,42 mm/yıl olarak hesaplanmıştır.

5.4.3.2 İzmir Fayı Drenaj Havzalarının Morfometrisi

Bu bölümde İzmir Fayı tarafından kontrol edilen drenaj havzalarına uygulanan farklı jeomorfik indislerin sonuçları sunulmuştur. İzmir Fayı taban bloğunu drene eden farklı büyüklüklerde 39 drenaj havzasından 25 tanesinin Balçova segmenti, 14 tanesinin ise Pınarbaşı segmenti tarafından kontrol edildiği saptanmıştır. Belirlenen her bir drenaj havzası için Bs, Shp, Dd, AF, HI ve ksn indisleri hesaplanarak İzmir Fayı'ndaki tektonik aktivite derecesi sayısal olarak tanımlanmıştır.

5.4.3.2.1 Kaya Dayanımı: Morfometik analiz açısından, kaya birimi litolojisinin sertlik ve dayanımlarındaki farklılık morfolojik evrimi etkileyebilir. Ayrıca kaya dayanım sınıflamasını değerlendirmek, morfolojik özelliklerin farklı tektonik kuvvetlerle olan ilişkisini anlayabilmede önemlidir (Alipoor ve diğer., 2011; Basmenji ve diğer., 2014; El Hamdouni ve diğer., 2008). Bu bakımdan, öncelikli olarak İzmir Fayı boyunca yüzlek veren kaya birimleri Selby (1980) sınıflaması kapsamında dayanım derecelerine göre sınıflandırılmıştır. Buna göre, İzmir Fayı taban ve tavan blokları boyunca yüzlek veren Miyosen volkanik kayalar *çok yüksek*, Bornova Karmaşığı'na ait kireçtaşı blokları *yüksek*, Bornova Karmaşığı kumtaşı-çamurtaşı matriksi *orta,* Miyosen karasal kırıntılar *düşük* ve Kuvaterner alüvyonlar ise *çok düşük* kaya dayanım sınıfında değerlendirilmiştir (Şekil 5.11). İzmir fay segmentleri boyunca taban bloğunu drene eden drenaj havzalarında çok yüksekten düşüğe kaya dayanımına sahip birimler düzensiz dağılımda gözlenirken, dağ önü cephelerinin yoğun olarak yüksek dayanıma sahip kaya birimleri ile karakterize edildiği görülür.

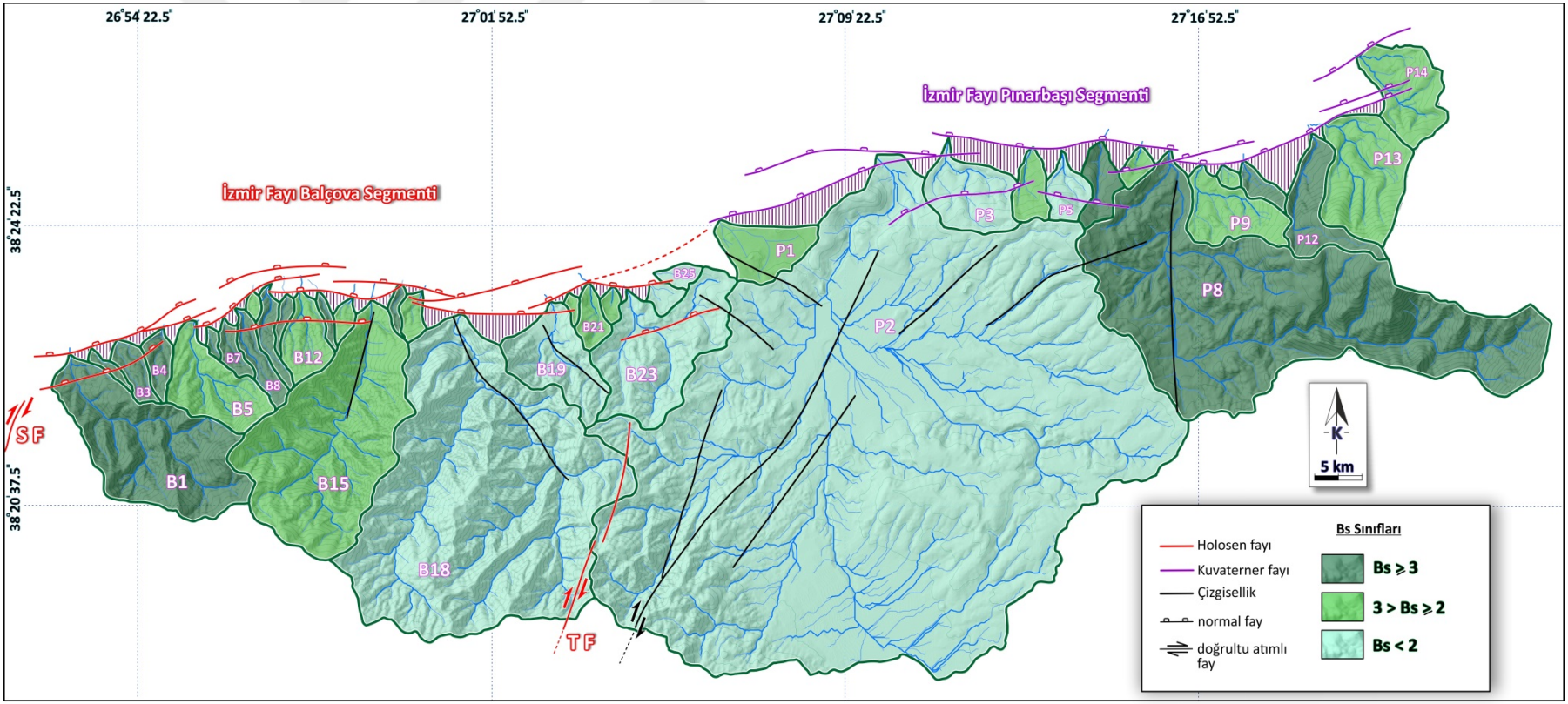


Şekil 5.11 İzmir Fayı taban bloğunda yüzlek veren kaya birimlerinin dayanım derecelerine göre dağılımı (diri faylar Emre ve diğer., 2011, 2018; diğer yapısal elemanlar Uzel ve Sözbilir, 2008'den). Kısaltmalar: SF: Seferihisar Fay Zonu, TF: Tuzla Fayı

5.4.3.2.2 Havza Şekli İndisi: Drenaj havzalarının geometrisi, bir bölgedeki tektonik aktivitenin derecesini göreceli olarak ortaya koyabilmektedir. İzmir Fayı aktivitesinin drenaj havzalarının geometrileri üzerindeki etkisi, *Bs* (havza şekli) ve *Shp* (şekil faktörü) indisleri kullanılarak sayısal olarak tanımlanmıştır. İzmir Fayı kontrolündeki drenaj havzaları için hesaplanan Bs değerleri; *yüksek (Bs≥3; sınıf 1), orta dereceli (3>Bs≥2; sınıf 2) ve düşük (Bs<2; sınıf 3)* olarak 3 aktivite sınıfında değerlendirilmiştir. İzmir Fayı Balçova segmentinde 1.27 ile 6.22 arasında değişen Bs değerleri, Pınarbaşı segmentinde 0.91 ile 5.15 aralığındadır (Tablo 5.5). Balçova segmentinde ortalama Bs değeri 3.2, Pınarbaşı segmentinde ise 2,4 olarak hesaplanmıştır.

Genel olarak düşük aktivite sınıfına ait Bs değerleri azdır. Her iki segment boyunca hem uzun hem de dairesel geometride drenaj havzaları yer almaktadır. Balçova segmentindeki drenaj havzalarının %52'si, Pınarbaşı segmentindeki havzaların ise %29'u uzamış geometriye sahiptir. Uzunlamasına ve dairesel drenaj havzaları Pınarbaşı segmentinde düzensiz bir dağılım sunmaktadır. Balçova segmentinde ise, batı uçtan doğu uca doğru Bs değerlerinde düşüş görülür. İzmir Fayı kontrolünde gelişen drenaj havzalarının Bs dağılımları Şekil 5.12'da gösterilmiştir.

Havza geometrisinin bir başka ifadesi olan Shp indisi, Bs indisi ile karşılaştırmalı kullanılmış ve benzer nitelikte sonuçlar vermiştir. İzmir Fayı için hesaplanan Shp değerleri Xue ve diğer. (2017)'in önerdiği değer aralıklarına benzer şekilde; *yüksek (0,51≥Shp; sınıf 1), orta dereceli (0,52<Shp<0,67; sınıf 2) ve düşük (0,68≤Shp; sınıf 3)* olarak sınıflandırılmıştır. Shp değerleri, Balçova segmentinde 0,35-0,81, Pınarbaşı segmentinde ise 0,37-0,83 arasında değişmektedir (Tablo 5.5). Elde edilen değerler Bs verileriyle de uyumludur. Balçova segmenti için 0,53 olarak hesaplanan Shp değeri, Pınarbaşı segmenti için 0,61 olarak hesaplanmıştır. Shp indis sonuçları da, Balçova segmentindeki drenaj havzalarının %52'sinde, Pınarbaşı segmentindeki drenaj havzalarının ise %29'inde yüksek derecede uzamış geometriye işaret etmektedir.

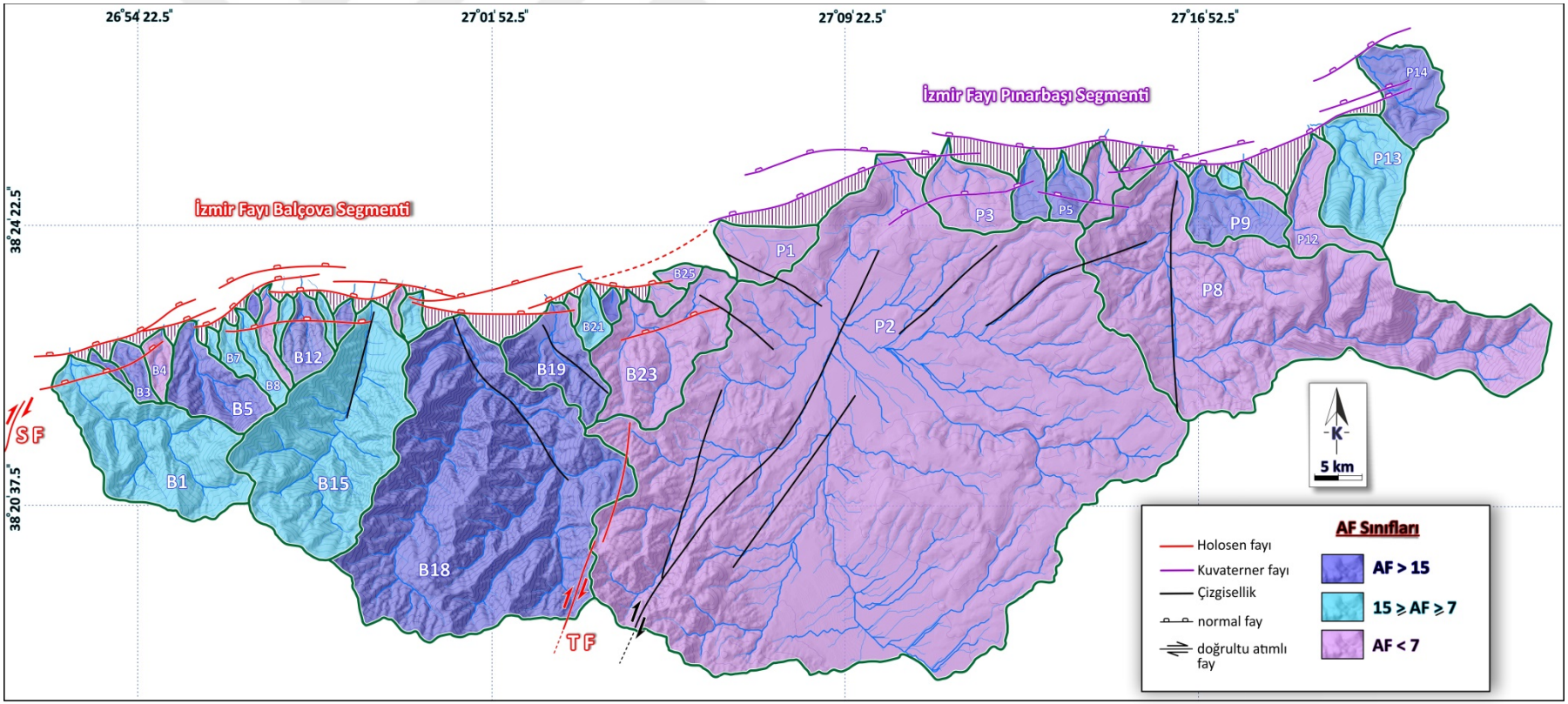


Şekil 5.12 İzmir Fayı tarafından kontrol edilen drenaj havzaları için hesaplanan Bs değerlerinin aktivite sınıflarına göre dağılımı (diri faylar Emre ve diğer., 2011, 2018; diğer yapısal elemanlar Uzel ve Sözbilir, 2008'den). Kısaltmalar: SF: Seferihisar Fay Zonu, TF: Tuzla Fayı

5.4.3.2.3 Drenaj Yoğunluğu: Drenaj havzalarında akarsu kazımalarının meydana getirdiği bölünmelerin tektonik aktivite ile ilişkisi niceliksel olarak *D_d indisi* (drenaj yoğunluğu) ile ifade edilmiştir. İzmir Fayı boyunca hesaplanan D_d değerleri 0.1 ile 4.4 arasında değişmektedir. Havza boyutları, konumları ve elde edilen değer aralıkları dikkate alınarak D_d indisi için *yüksek (D_d≤1,8; sınıf 1), orta dereceli (3.5≥D_d>1,8; sınıf 2) ve düşük (D_d>3,5; sınıf 3)* olmak üzere 3 aktivite sınıfı belirlenmiştir. Balçova segmentinde ortalama D_d değeri 2,1, Pınarbaşı segmentinde ise 1,1 olarak hesaplanmıştır (Tablo 5.5). Havzalar genel olarak derin insizisyonu (kazıma) yansıtan düşük D_d değerine sahiptir. B2, B6, B11ve B13 kodlu drenaj havzaları İzmir Fayı boyunca elde edilen en yüksek D_d değerlerine sahiptir. Diğer drenaj havzaları için elde edilen D_d değerleri yüksek ve orta dereceli tektonik aktivite sınıfları içinde kalmaktadır.

5.4.3.2.4 Asimetri Faktörü: Drenaj havzalarında tektonikle ilişkili eğimlenmeyi ve bunun derecesini belirlemek için İzmir Fayı drenaj havzalarında *AF* (asimetri faktörü) indisi hesaplanmıştır. İki farklı hesaplama yöntemi kullanılarak elde edilen AF sonuçları Tablo 5.5'te listelenmiştir.

AF değeri, merkez 50 değerinden uzaklaştıkça tektonik eğimin havza asimetrisi üzerindeki etkisi artmaktadır. Bu kapsamda, İzmir Fayı boyunca hesaplanan AF değerlerinin genel olarak 50'den büyük veya küçük olduğu görülmektedir. AF sonuçları, El-Hamdouni ve diğer. (2008)'in önerdiği |AF-50| değer aralıklarına göre *yüksek (AF>15; sınıf 1), orta dereceli (7≤AF≤15; sınıf 2) ve düşük (AF<7; sınıf 3)* olmak üzere 3 aktivite sınıfında değerlendirilmiştir. İzmir Fayı tarafından kontrol edilen drenaj havzaları için 0 ile 27 arasında değişen AF değerleri elde edilmiştir. Balçova segmentindeki havzaların %48'i, Pınarbaşı segmentindeki havzaların ise %29'u Sınıf 1'e ait AF değerlerine sahiptir. Yüksek AF değerleri genel olarak Balçova segmenti batı ve orta bölümlerinde yoğunlaşmıştır, doğu uca doğru AF değerleri kısmi olarak azalmaktadır. Pınarbaşı segmentinde ise AF değerlerinin dağılımı düzensizdir. Pınarbaşı segmentindeki P4, P5 ve P9 kodlu drenaj havzaları segment bazındaki en yüksek AF değerine sahiptir. İzmir Fayı kontrolündeki drenaj havzalarının aktivite sınıflarına göre AF dağılımları Şekil 5.13'da gösterilmiştir.



Şekil 5.13 İzmir Fayı tarafından kontrol edilen drenaj havzaları için hesaplanan AF değerlerinin aktivite sınıflarına göre dağılımı (diri faylar Emre ve diğer., 2011, 2018; diğer yapısal elemanlar Uzel ve Sözbilir, 2008'den). Kısaltmalar: SF: Seferihisar Fay Zonu, TF: Tuzla Fayı

Tablo 5.5 İzmir Fayı tarafından kontrol edilen drenaj havzalarına uygulanan morfometrik analizlerin sonuçları (BK-Bornova Karmaşığı, MK-Miyosen karasal kırıntı, MV-Miyosen volkanosedimanter, Q-Kuvaterner alüvyon; ÇD-Çok düşük, D-Düşük, Y-Yüksek, ÇY-Çok yüksek). Kısaltmalar: HG85-Hare ve Gardner, 1985; PP10- Pérez-Peña ve diğer., 2010

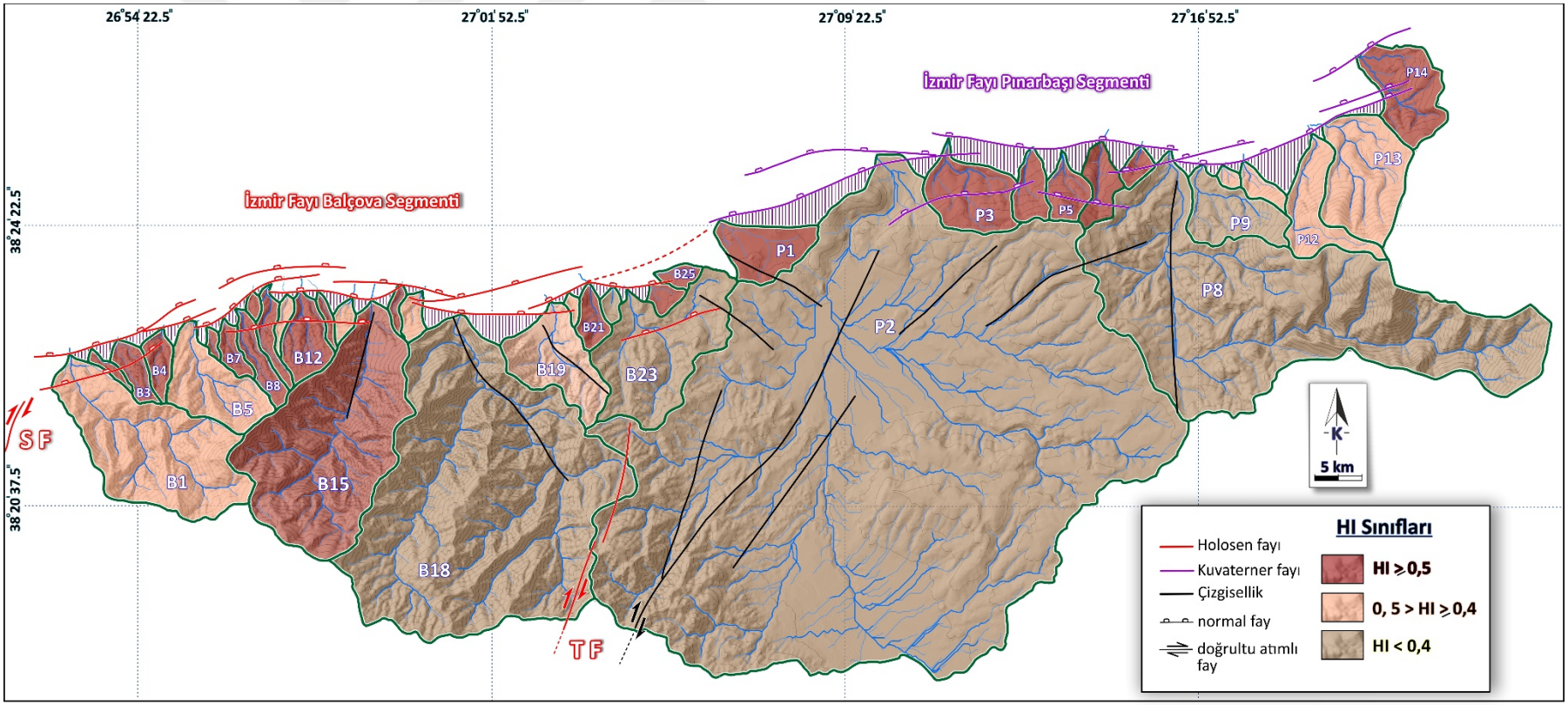
	Drenaj Havzası	Drenaj Alanı (km²)	Geometri Dd	Geometri Bs	Geometri Shp	Simetri AF HG85	Simetri AF PP10		HI	Litoloji	Kaya Dayanımı
BATI (1)	B1	10.75	0.642	3.08	0.457	34	16	HA	0.46	Q/BK	ÇD/Y
BALÇOVA SEGMENTİ	B2	0.30	4.224	5.76	0.364	26	24	KA	0.52	BK	Y
	B3	0.97	2.184	3.16	0.504	28	22	KA	0.54	BK	Y
	B4	0.87	2.322	3.11	0.509	58	8	HA	0.50	BK	Y
	B5	3.77	0.839	3.22	0.615	31	19	KA	0.44	BK	Y
	B6	0.20	3.881	3.08	0.477	61	11	OA	0.57	BK	Y
	B7	0.38	4.176	3.81	0.375	38	12	OA	0.54	BK	Y
	B8	1.20	2.254	5.62	0.405	61	11	OA	0.52	BK	Y
	B9	0.20	2.950	2.29	0.563	71	21	KA	0.51	Q/BK	ÇD/Y
	B10	0.90	2.580	5.93	0.356	59	9	S	0.50	BK	Y
	B11	0.37	3.622	4.33	0.378	67	17	OA	0.46	BK	Y
	B12	1.91	1.047	2.52	0.557	76	26	KA	0.54	BK	Y
	B13	0.31	3.636	3.45	0.350	37	13	OA	0.52	BK	Y
	B14	0.40	2.494	2.58	0.488	75	25	KA	0.43	BK	Y
	B15	16.10	0.443	2.66	0.598	66	16	HA	0.52	BK	Y
	B16	0.32	3.397	6.22	0.354	47	3	S	0.54	BK	Y
	B17	0.59	1.700	2.54	0.587	61	11	OA	0.43	BK	Y
	B18	36.26	0.301	1.87	0.686	31	19	KA	0.36	BK	Y
	B19	4.08	0.836	2.25	0.683	29	21	KA	0.41	Q/BK	ÇD/Y
	B20	0.20	2.537	2.78	0.487	55	5	S	0.46	BK	Y
	B21	0.88	1.505	3.11	0.553	34	16	OA	0.50	Q/BK	ÇD/Y
	B22	0.34	2.018	2.17	0.595	34	16	KA	0.38	Q/BK	ÇD/Y
	B23	7.85	0.522	1.27	0.813	54	4	S	0.32	Q/MK/BK	ÇD/D/Y
	B24	0.53	1.391	1.42	0.801	59	9	HA	0.53	MK/BK	D/Y
	B25	0.49	2.070	2.09	0.687	46	4	S	0.55	MK/BK	D/Y
PINARBAŞI SEGMENTİ	P1	2.60	0.928	1.27	0.739	54	4	S	0.66	MV	ÇY
	P2	118.32	0.137	0.91	0.831	54	4	S	0.31	Q/MK/MV/BK	ÇD/D/ÇY/Y
	P3	3.43	1.007	2.00	0.686	51	1	S	0.51	MK	D
	P4	1.22	0.547	2.51	0.601	74	24	KA	0.53	MK	D
	P5	1.26	1.586	1.72	0.697	77	27	KA	0.62	BK	Y
	P6	1.32	1.382	3.10	0.474	50	0	S	0.56	BK	Y
	P7	0.51	1.507	2.02	0.647	54	4	S	0.68	BK	Y
	P8	34.66	0.446	3.63	0.455	59	9	S	0.32	Q/BK	ÇD/Y
	P9	3.08	1.086	2.37	0.593	27	23	KA	0.32	BK	Y
	P10	0.26	1.882	2.21	0.649	43	7	HA	0.43	BK	Y
	P11	0.66	1.857	3.39	0.483	60	10	HA	0.42	BK	Y
	P12	2.96	1.686	5.15	0.374	53	3	S	0.47	BK	Y
	P13	5.52	0.671	2.07	0.655	64	14	OA	0.46	BK	Y
DOĞU (39)	P14	3.66	0.758	2.02	0.665	66	16	OA	0.50	BK	Y

Ek olarak, elde edilen AF değerleri Pérez-Peña ve diğer. (2010) tarafından önerilen sınıflandırmaya göre 4 sınıfa ayrılmıştır. Buna göre, İzmir Fayı kontrolünde

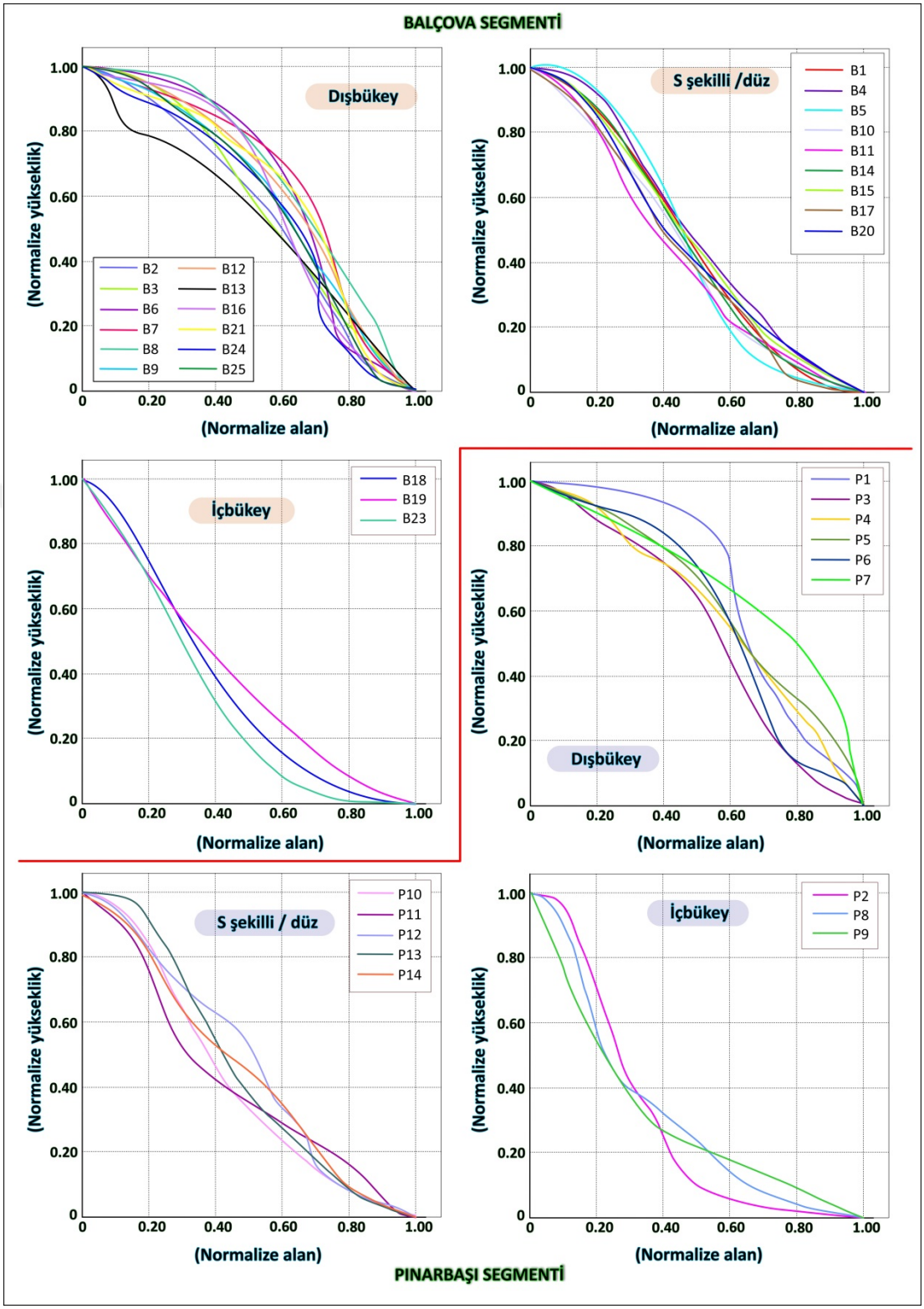
gelişen drenaj havzalarının %43,6'sı kuvvetli asimetrik, %23,1'i ise simetriktir. Balçova segmentini drene eden drenaj havzalarının %88'i kuvvetliden hafife asimetrikken, Pınarbaşı segmentindeki drenaj havzalarında asimetri derecesi %57'dir.

5.4.3.2.5 Hipsometrik İntegral ve Hipsometrik Eğri: İzmir Fayı ile ilişkili morfolojik gelişimin bir ölçüsü olarak, Balçova ve Pınarbaşı segmentlerinin denetlediği her bir havza için *HI* (hipsometrik integral) indisi hesaplanmış, bu indisle bağlantılı hipsometrik eğriler oluşturulmuştur. Elde edilen HI değerleri El Hamdouni ve diğer (2018) tarafından önerilen sınıflamaya uygun olarak her iki segment için *yüksek (HI≥0,5; sınıf 1), orta dereceli (0,4≤HI<0,5; sınıf 2) ve düşük (HI<0,4; sınıf 3)* olarak 3 ayrı aktivite sınıfında değerlendirilmiştir. İzmir fay segmentleri boyunca hesaplanan HI değerleri 0,31 ile 0,68 aralığında değişmektedir. Balçova segmentindeki drenaj havzalarından 15 tanesi (%60) 0,50 ile 0,57 arasında değişne yüksek HI değerlerine, 3 tanesi (%12) 0,32-0,38 arasındaki düşük HI değerlerine sahiptir.

Pınarbaşı segmentini drene eden havzalarından 7 tanesi 0,50 ile 0,68 arasında değişen yüksek HI değerlerine (%50), 3 tanesi ise 0,31-0,32 aralığındaki düşük HI değerine (%21) sahiptir (Tablo 5.5). Ayrıca İzmir Fayı boyunca en yüksek HI değerleri Pınarbaşı segmentindeki drenaj havzalarından elde edilmiştir. HI değerlerinin İzmir fay segmentleri boyunca dağılımı Şekil 5.14'de gösterilmiştir. Yüksek HI değerlerine sahip havzalar, fazla aşınmamış genç jeomorfik yüzeylere işaret eden dışbükey (*convex*) eğriler, düşük HI değerine sahip havzalar ise uzun vadeli erozyonla aşınan jeomorfik yüzeyleri düşündüren içbükey (*concave*) eğriler ile karakterize edilir (Hurtez ve diğer., 1999; Keller ve Pinter, 2002). Balçova segmentini drene eden yüksek HI değerine sahip drenaj havzaları (B2, B3, B4, B6, B7, B8, B9, B10, B12, B13, B15, B16, B21, B24 ve B25) dışbükey hipsometrik eğri sunmaktadır. Düz veya S şekilli hipsometrik eğri sunan drenaj havzalarının (B1, B5, B11, B14, B15, B17, B19 ve B20) HI değerleri 0,43 ile 0,46 aralığındadır. Kalan drenaj havzaları (B18, B22 ve B23) düşük HI değerleri ile karakterize edilen içbükey hipsometrik eğri sunmaktadır (Şekil 5.15).



Şekil 5.14 İzmir Fayı tarafından kontrol edilen drenaj havzaları için hesaplanan HI değerlerinin aktivite sınıflarına göre dağılımı (diri faylar Emre ve diğer., 2011, 2018; diğer yapısal elemanlar Uzel ve Sözbilir, 2008'den). Kısaltmalar: SF: Seferihisar Fay Zonu, TF: Tuzla Fayı



Şekil 5.15 İzmir fay segmentleri tarafından kontrol edilen drenaj havzalarının hipsometrik eğri dağılımları (A-C: Balçova segmenti; D-F: Pınarbaşı segmenti)

Balçova segmenti boyunca elde edilen dışbükey ve S şekilli hipsometrik eğriler çoğunlukla segmentin batı ve orta kesimlerinden elde edilmiştir. Segmentin doğu ucunda doğru eğrilerin şekli içbükeyliğe dönmektedir. Diğer yandan, Balçova segmentindekine benzer şekilde Pınarbaşı segmentinde de düşük HI değerlerine sahip drenaj havzaları (P2, P8 ve P9) içbükey hipsometrik eğri sunmaktadır. Segmentin doğu ucundaki drenaj havzalarının (P10, P11, P12 ve P13) S şekilli veya düz hipsometrik eğri paterni gösterdiği belirlenmiştir. Segment boyunca yüksek HI değerlerine sahip diğer drenaj havzaları ise (P1, P3, P4, P5, P6, P7 ve P14) dışbükey hipsometrik eğrilere sahiptir. Pınarbaşı segmentini drene eden drenaj havzaları, segmentin batı ucunda çoğunlukla dışbükey hipsometrik eğri sunarken, doğuya doğru gidildikçe eğriler S-şekilli olmaya başlar. İzmir fay segmentleri tarafından kontrol edilen drenaj havzalarının segment bazlı hipsometrik eğri dağılımları Şekil 5.15'de gösterilmiştir.

5.4.3.2.6 Normalize Edilmiş Kanal Dikliği: Drenaj havzalarına uygulanan ve yaygın olarak kullanılan bir diğer morfometrik analiz, normalize edilmiş kanal diklik indisi (ksn) ve bu indis ile ilişkili Chi (χ) indisidir. Ksn indisi erozyon oranlarındaki değişiklikleri kaydeden en hassas indis olması nedeniyle bölgesel yükselim paterni hakkında bilgi verebilmektedir (Kirby ve Whipple, 2012; Ouimet ve diğer., 2009). ksn verilerinden türetilen ksn haritası ve Chi-profilleri (*χ-plots*), tektonik aktivite ilgili olabilecek ana drenaj ağı bozulmaların konumlarının değerlendirilmesine de olanak sağlar. Bu kapsamda, tektonik yükselimin kanal profillerinde meydana getirdiği değişimleri takip edebilmek için İzmir Fayı drenaj havzalarında bu türden drenaj ağı analizleri yapılmıştır. Yamaç döküntülerinin hakim olduğu olası kolüvyal kanalları değerlendirmeye dahil etmemek için (Kirby ve Whipple, 2012; Stock ve Dietrich, 2003; Whipple ve Tucker, 1999; Wobus ve diğer., 2006), İzmir Fayı boyunca, alanı 1 km^2'den daha büyük drenaj havzaları seçilmiştir. Drenaj havzalarının tektonik kontrollü olması nedeniyle, hesaplamalarda θ_{ref} değeri 0,45 alınmıştır.

İzmir Fayı tarafından kontrol edilen drenaj havzaları için hesaplanan ksn değerleri, Balçova segmentinde 25-101 arasında, Pınarbaşı segmentinde ise 15-108

arasındadır (Tablo 5.6). Tüm drenaj havzaları içinde en yüksek ksn değeri Pınarbaşı segmentinde olmasına rağmen, Balçova segmentindeki drenaj havzaları, genel olarak Pınarbaşı segmentindeki drenaj havzalarına göre daha yüksek ksn değerlerine sahiptir. Balçova segmentinde ortalama ksn değeri 66, Pınarbaşı segmentinde ise 43 olarak hesaplanmıştır. Balçova segmenti için hesaplanan en yüksek ksn değeri, segmentin orta kesiminde kalırken, Pınarbaşı segmentinde en yüksek değer doğu uçtadır.

Tablo 5.6 İzmir Fayı drenaj havzalarının normalize edilmiş kanal diklik indisi değerleri

	Drenaj Havzası	Drenaj Alanı (km^2)	Ana dere (km)	Max. Yükseklik (m)	Ortalama Yükseklik (m)	Ortalama Gradyan	Ortalama Ksn
BALÇOVA SEGMENTİ	B1	10,75	7	873	407	0,45	**70,71**
	B5	3,77	3	827	354	0,46	**63,40**
	B8	1,20	3	704	379	0,38	**80,91**
	B12	1,91	2	658	275	0,36	**52,41**
	B15	16,10	7	637	355	0,38	**64,60**
	B18	36,26	11	1034	497	0,50	**101,10**
	B19	4,08	3,5	1007	475	0,47	**67,87**
	B23	7,81	4	442	175	0,37	**25,58**
	ORT	**10,24**	**5**	**772**	**365**	**0,42**	**65,82**
PINARBAŞI SEGMENTİ	P1	2,60	2,5	370	122	0,25	**15,27**
	P2	118,32	16	140	96	0,10	**49,36**
	P3	3,43	3,5	573	176	0,14	**19,48**
	P4	1,22	2	312	149	0,17	**22,63**
	P5	1,26	2	345	179	0,25	**28,58**
	P6	1,32	2	380	218	0,27	**50,44**
	P8	34,66	15,5	1353	460	0,35	**53,28**
	P9	3,08	3,5	652	241	0,27	**29,82**
	P12	2,96	5	1044	538	0,35	**108,51**
	P13	5,52	4	1012	447	0,36	**75,13**
	P14	3,66	3	507	258	0,27	**25,85**
	ORT	**16,18**	**4**	**608**	**262**	**0,25**	**43,49**

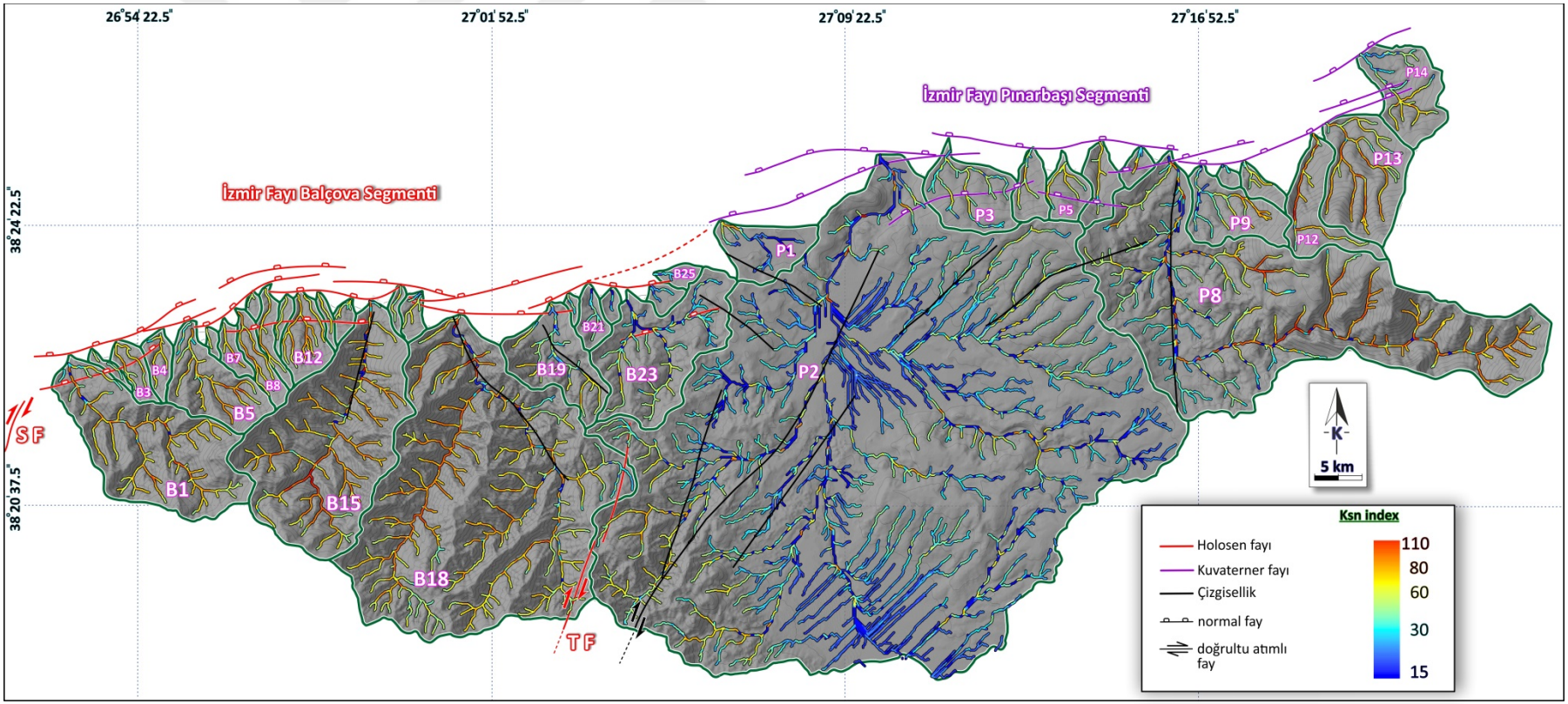
Değerlendirme kapsamında ksn indisi, elde edilen sonuçlar, havza boyutları ve değerlerin harita dağılımı dikkate alınarak drenaj sistemi boyunca göreceli aktiviteye karşılık gelebilecek 3 sınıfta değerlendirilmiştir. Buna göre, 0-20: *düşük aktivite (Sınıf 3)*, 20-60: *orta aktivite (Sınıf 2)* ve 60-120: *yüksek aktivite (Sınıf 1)* olarak belirlenmiştir. Aktivite sınıfları bazında değerlendirildiğinde, Balçova segmentinin yüksek, Pınarbaşı segmentinin ise orta ksn değerleri ile karakterize edildiği

görülmektedir. Elde edilen ksn değerleri kullanılarak üretilen ksn haritası da yüksek değerlerin Balçova segmenti ve Pınarbaşı segmenti doğu ucunda yoğunlaştığını göstermektedir (Şekil 5.16). İzmir Fayı boyunca, analiz edilen 20 havzanın tüm ana kanalları için ksn indisi analizine ek olarak, akarsulardaki bozunmaları tanımlayabilmek için belirlenen drenaj havzaları için Chi (χ)-yükseklik profilleri oluşturulmuştur (Şekil 5.17). Chi (χ) profillerinin eğimi ksn'yi temsil etmektedir (Perron ve Royden, 2013; Royden, Clark ve Whipple, 2000). Ayrıca, Chi (χ) profillerinde durağan durum (*steady-state*) çizgisi üzerinde kalan drenaj ağı paterni, erozyonun tektonik yükselimden daha fazla olduğunu, altında kalan drenaj ağı paterni ise erozyonun az, tektonik yükselimin daha fazla olduğunu gösterir (Royden ve Perron, 2013). İzmir fay segmentleri tarafından kontrol edilen drenaj havzaları için oluşturulan Chi-profilleri, belirlenen drenaj havzalarındaki ana akarsu ve kollarının, doğrusallıktan ayrılan dışbükey ve içbükey eğriler sunduğunu ortaya koymaktadır (Şekil 5.17).

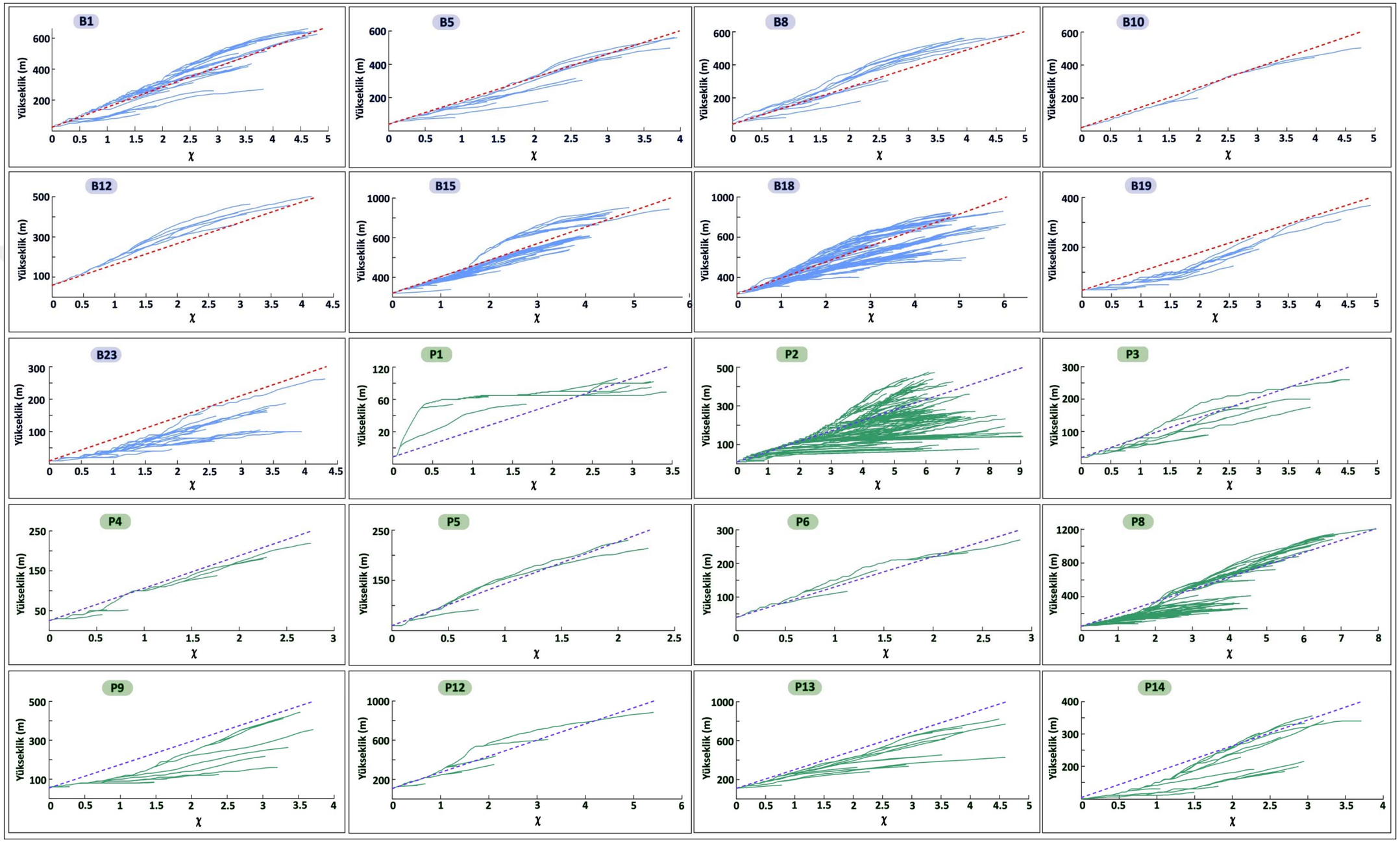
5.4.4 İzmir Fayı Tektonik Aktivitesinin İstatistiksel Analizi

İzmir Fayı tektonik aktivitesi, jeomorfik indis sonuçlarının korelasyonunu içeren IAT (göreceli tektonik aktivite indisi) ve AHP (analitik hiyerarşi prosedürü) yöntemleri kullanılarak istatistiksel olarak değerlendirilmiştir. İzmir Fayı'nın göreceli aktivitesinin istatistiksel değerlendirmesi Smf, Vf, AF, HI, ksn, Bs ve Dd indisleri kullanılarak yapılmıştır. Benzer etkilere işaret etmeleri nedeniyle ksn kullanıldığı için SL, Bs kullanıldığı için Shp analize dahil edilmemiştir.

AHP yöntemi uygulanırken, tektonik aktivitenin yorumlanmasında kullanılan morfometrik indislerin önem derecesine göre bir matris oluşturulmuştur (Tablo 5.7). Matristeki en yüksek ağırlıklar, İzmir Fayı'nın tektonik aktivitesinin belirlenmesinde etkisinin en fazla olduğu düşünülen indislere atanmıştır. Smf ve Vf, İzmir Fayı kontrolündeki dağ önü cephelerinde fayın aktivitesini belirlemede etkili indisler olarak kullanılmıştır. Bu nedenle en yüksek ağırlıkta değerlendirilmişlerdir.



Şekil 5.16 İzmir fay segmentleri boyunca drenaj havzalarındaki k_{sn} dağılımlarını gösteren k_{sn} haritası (diri faylar Emre ve diğer., 2011, 2018; diğer yapısal elemanlar Uzel ve Sözbilir, 2008'den). Kısaltmalar: SF: Seferihisar Fay Zonu, TF: Tuzla Fayı)



Şekil 5.17 İzmir fay segmentleri tarafından kontrol edilen drenaj havzalarının Chi-yükseklik profilleri (Balçova segmentine ait drenaj havzaları B, Pınarbaşı segmentine ait drenaj havzaları P simgesi ile gösterilmiştir. Kesikli çizgiler olağan denge durumunu (stedy-state) göstermektedir)

Normal faylar ile eğimlenen havzalar için AF indisi tektonik etki derecesinin belirlenmesinde etkilidir. İzmir Fayı segmentleri boyunca neredeyse benzer litolojinin devam etmesi nedeniyle AF indisinin de etkili bir değerlendirme kriteri olduğu düşünülmüş ve diğer indislere göre daha yüksek matris ağırlığı verilmiştir. HI ve ksn indisleri de drenaj havzaları boyunca tektonik ve erozyonal süreçlerin karşılaştırılmasında etkili indislerdir. Havza boyutu ve litolojiye göre değişim gösterebildiğinden, orta dereceli matris ağırlıkları verilmiştir. Erozyon, litoloji, iklim ve tektonik gibi çoklu faktörlerden etkilenme derecesi nedeniyle matriste en düşük ağırlıklar Bs ve Dd indisleri için kullanılmıştır. Matristeki ağırlıkların belirlenmesinde İzmir Fayı boyunca elde edilen indis sonuçları da dikkate alınmıştır.

İzmir Fayı'nın tektonik aktivite derecesini AHP yöntemi kullanarak belirlemede, önem sırası Smf, Vf, AF, HI, ksn, Bs ve Dd olacak şekilde bir matris oluşturulmuştur (Tablo 5.7). Oluşturulan matris için tutarlılık oranı 0,027 olarak hesaplanmıştır. Bu değerin, yöntemin uygulama prosedürüne uygun olarak 0.1'i geçmemiş olması ve 0'a yakın olması, matriste karşılaştırılan parametrelerin mükemmel tutarlılık derecesinde olduğunu göstermektedir. Ayrıca, drenaj havzalarına uygulanan her bir indis için elde edilen ağırlık değeri (*weight*) kullanılarak AHP değeri bulunmuş ve AHP sınıfları belirlenmiştir (Tablo 5.8).

Tablo 5.7 İzmir Fayı'nın morfometrik analizinde kullanılan indislerin önem sıralamasına göre oluşturulmuş karşılaştırmalı matris tablosu

Öncelik	Önem		Smf	Vf	AF	HI	Ksn	Bs	Dd	Ağırlık
%36.6	1	Smf	**1.00**	2.00	3.00	4.00	6.00	8.00	9.00	0.366045
%24.4	2	Vf	0.50	**1.00**	2.00	3.00	4.00	7.00	8.00	0.243583
%16.2	3	AF	0.33	0.50	**1.00**	2.00	3.00	5.00	8.00	0.162451
%10,3	4	HI	0.25	0.33	0.50	**1.00**	2.00	4.00	5.00	0.103361
%6.6	5	Ksn	0.17	0.25	0.33	0.50	**1.00**	2.00	5.00	0.066456
%3.5	6	Bs	0.12	0.14	0.20	0.25	0.50	**1.00**	2.00	0.035101
%2.3	7	Dd	0.11	0.12	0.12	0.20	0.20	0.50	**1.00**	0.023003
		TOPLAM	2.48	6.82	7.15	10.95	16.70	27.50	38	**1.00**

İzmir Fayı tarafından kontrol edilen dağ önü cephesi ve drenaj havzalarında kullanılan jeomorfik indislerin sonuçları, kabul gören tektonik aktivite sınıfları

dikkate alınarak değerlendirilmiş, El Hamdouni ve diğer. (2008) tarafından önerilen analize uygun olarak her bir drenaj havzasının jeomorfik indis değerine karşılık gelen IAT sınıfı elde edilmiştir (Tablo 5.8).

Tablo 5.8 İzmir fay segmentleri için hesaplanan jeomorfik indislerin aktivite sınıfları ve bu sınıflara göre hesaplanan IAT ve AHP değerleri

	Drenaj Havzası	Smf sınıfı	Vf sınıfı	HI sınıfı	ksn sınıfı	AF sınıfı	Bs sınıfı	Dd sınıfı	IAT	IAT sınıfı	AHP	AHP sınıfı
BALÇOVA SEGMENTİ	B1		1	2	1	1	1	1	1.143	1	1.101	1
	B2		1	1		1	1	3	1,333	1	0,978	1
	B3		1	1		1	1	2	1,167	1	0.852	1
	B4		1	1		2	1	2	1,333	1	1.969	3
	B5	1	1	2	1	1	1	1	1,143	1	1.101	1
	B6		1	1		2	1	3	1.5	1	1.14	1
	B7		1	1		2	1	3	1.5	1	1.14	1
	B8		1	1	1	2	1	2	1.286	1	1.183	1
	B9		1	1		1	2	2	1.333	1	0,99	1
	B10		1	1		2	1	2	1.333	1	1.117	1
	B11		1	2		1	1	3	1.5	1	1.081	1
	B12	1	2	1	2	1	2	1	1.429	1	1.342	2
	B13		1	1		2	1	3	1.286	1	1.14	1
	B14		1	2		1	2	2	1.5	1	1.093	1
	B15		1	1	1	1	2	1	1.143	1	1.033	1
	B16		2	1		3	1	2	1.833	2	1.911	3
	B17	2	1	2		2	2	1	1.668	2	1.598	2
	B18		1	3	1	1	3	1	1.714	2	1.64	2
	B19		2	2	1	1	2	1	1.571	2	1.745	2
	B20		2	2		3	2	2	2.167	3	1.82	2
	B21		2	1		1	1	1	1.333	1	1.541	2
	B22	2	2	3		1	2	2	2.0	2	1.805	2
	B23		2	3	2	3	3	1	2.286	3	2.238	4
	B24		3	1		2	3	1	2.0	2	2.016	3
	B25		2	1		3	2	2	2.0	2	1.923	2
PINARBAŞI SEGMENTİ	P1		3	1	3	3	3	1	2.286	3	2.376	4
	P2	2	3	3	2	3	3	1	2.429	3	2.516	4
	P3		3	1	3	3	2	1	2.143	3	2.341	4
	P4		2	1	2	1	2	1	1.571	2	1.708	2
	P5		2	1	2	1	3	1	1.714	2	1.737	2
	P6	2	1	1	2	3	1	1	1.571	2	1.754	2
	P7		3	1		3	2	1	2.0	2	2.143	3
	P8		2	3	2	2	1	1	1.857	2	2.041	3
	P9		2	3	3	1	2	1	2.0	2	1.98	3
	P10		3	2		2	2	1	2.0	2	2.093	3
	P11	2	2	2		2	1	1	1.667	2	1.806	2
	P12		1	2	1	3	1	1	1.571	2	1.791	2
	P13		3	2	1	1	2	1	1.714	2	1.988	3
	P14		3	1	2	1	2	1	1.714	2	1.951	3

Jeomorfik indislerin genel değerlendirmesini içeren istatistiksel analizler, İzmir Fayı boyunca elde edilen IAT değerlerinin 1,143 ve 2,429 arasında değiştiğini göstermektedir. AHP analizinde ise 0,852-2,516 arasında değişen sonuçlar elde edilmiştir. İzmir Fayı için ortalama IAT değeri 1,85 olarak hesaplanmıştır. Segment bazında değerlendirildiğinde, Balçova segmentinde için bu değer 1,44, Pınarbaşı segmenti için 2.21 olarak belirlenmiştir. Benzer şekilde Balçova segmenti için 1.68 olarak belirlenen AHP değeri, Pınarbaşı segmenti için 2,86 olarak hesaplanmıştır. İzmir Fayı için ortalama AHP değeri ise 2,27'dir. Elde edilen IAT sonuçları, Balçova segmentindeki drenaj havzalarının %64'ünün, AHP sonuçları ise %52'sinin çok yüksek tektonik aktivite sınıfında olduğunu göstermektedir. Pınarbaşı segmentinin AHP sonuçları, %21 düşük tektonik aktivite, %43 orta dereceli tektonik aktivite ve %36 yüksek tektonik aktivite oranı vermektedir.

5.4.5 İzmir Fayı Tektonik Aktivitesinin Jeomorfolojik Yorumu

Bu bölümde, İzmir Fayı'nın göreceli tektonik aktivitesini belirleyebilmek için İzmir fay segmentleri tarafından kontrol edilen dağ önü cephesi ve drenaj havzalarına uygulanan morfometrik analiz sonuçlarının genel değerlendirmesi yapılmıştır.

İzmir Fayı tarafından kontrol edilen drenaj havzalarında farklı drenaj modellerinin olduğu görülür. Yaygın olarak paralel ve dendritik drenaj modellerine rastlamakla birlikte, köşeli ve kafes tipi drenaj modelinde havzalar da mevcuttur. İzmir Fayı boyunca, uçlardaki paralel drenaj modelindeki havzalar, orta kesimlere doğru daha geniş yayılımlı drenaj ağlarına sahip ağaç dalı şekilli (dendritik) havzalara geçiş yapar. Bu değişim, fayın orta kesimlerine doğru yüksek eğimli ve litolojik olarak daha dayanımlı kayaçlardan, daha düşük eğimli ve daha kolay aşınabilen kaya birimlerine geçiş ile açıklanabilir. Bununla birlikte ince-uzun drenaj havzaları için tipik olduğu bilinen paralel drenaj modeli (Schumm ve diğer., 2002), Balçova ve Pınarbaşı segmentlerinin oluşturduğu dik topografik alanlarda yaygın olarak gözlenmektedir. İzmir Fayı'nın segmentlerini birbirine bağlayan relay ramp alanında gelişen dendritik drenaj ağı, İzmir Fayı taban bloğunda gelişen en büyük drenaj ağı olmakla beraber, eğimin en düşük olduğu ve Kuvaterner çökellerin baskın olarak

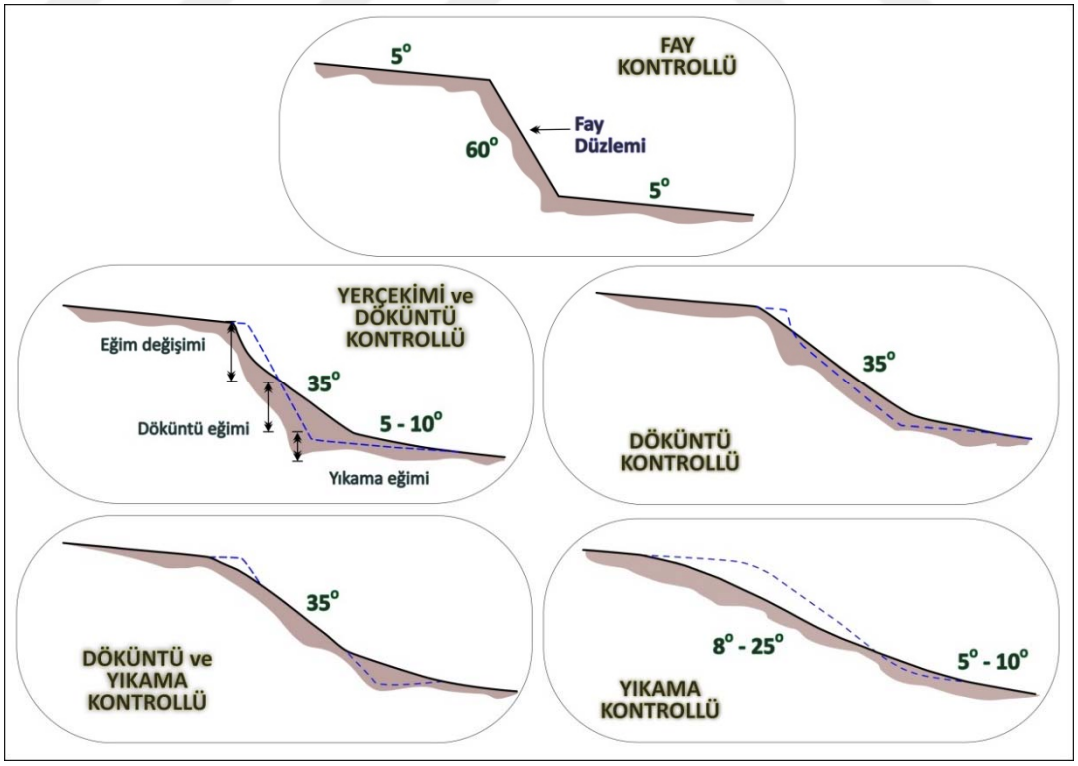
bulunduğu alanda yer almaktadır. İzmir Fayı boyunca bazı drenaj havzaları, eski yapısal hatların varlığından kaynaklanan köşeli (rectangular) drenaj modeline sahiptir. Pınarbaşı segmentindeki bazı drenaj havzalarında görülen kafes tipi (trellis) drenaj modelinin ise, var olan dayanımı yüksek karbonatlı kayaçların oluşturduğu dik topografya nedeniyle oluştuğu düşünülmüştür. İzmir Fayı tarafından kontrol edilen havzaların drenaj modellerinin, litoloji, tektonik ve erozyonal süreçlerle farklılaştığı söylenebilir.

İzmir Fayı'nın sınırladığı çizgisel gidişli dağ önü cepheleri, bu cephelerde gelişen üçgen yüzeyler, drenaj havzaları ve alüvyal yelpazeler normal faylanmaya işaret eden jeomorfik yapılardır. Tektonik yükselim ve erozyon arasındaki dengeyi yansıtan üçgen yüzeyler (Keller ve Pinter, 2002; Menges, 1990; Tsimi ve Ganas, 2015; Wallace, 1978), İzmir Fayı tektonik aktivitesinin önemli göstergelerinden biridir. İzmir fay segmentleri boyunca orta ve yüksek dayanımlı kayalar üzerinde gelişmiş çok sayıda üçgen yüzey mevcuttur. Balçova segmentinde mevcut olan üçgen yüzeylerin Pınarbaşı segmentindekilere göre daha küçük boyutta olması, Pınarbaşı segmentindeki kaya dayanımının daha yüksek olması ile açıklanabilir.

Üçgen yüzeyler dağ önü cephesinin aşınması nedeniyle zamanla karmaşıklığı artan özellikler haline gelmekle birlikte, yükselim ve erozyon arasındaki etkileşimin niceliksel olarak tanımlanmasını sağlar. Üçgen yüzeylerin yükseklik, taban uzunluğu, yüzey uzunluğu, eğim gibi sayısallaştırılabilir özellikleri fayın aktivitesi hakkında bilgi verir ve deformasyonun nasıl kontrol edildiğini gösterir. Wallace (1977), birkaç bin yıldan daha genç olan fay düzlemlerindeki eğim değişimlerinin, üçgen yüzeylerin gelişim evrelerini ortaya koyduğunu belirtmektedir (Şekil 5.18). Buna göre eğimin 35° olması durumunda dağ cephesi ve üçgen yüzey gelişimi döküntü kontrollü, daha düşük eğim açılarında yıkama kontrollü olarak devam etmektedir.

Bu türden bir değerlendirme İzmir Fayı'nın kontrol ettiği dağ cephelerinde gelişen üçgen yüzeylerde de yapılmıştır. İzmir Fayı Balçova segmentinde, kumtaşı-çamurtaşı litolojisine sahip kayalar üzerinde gelişen üçgen yüzeyler 26°'lik bir ortalama eğime, Pınarbaşı segmentinde yüksek dayanımlı karbonat kayalar üzerinde gelişen üçgen

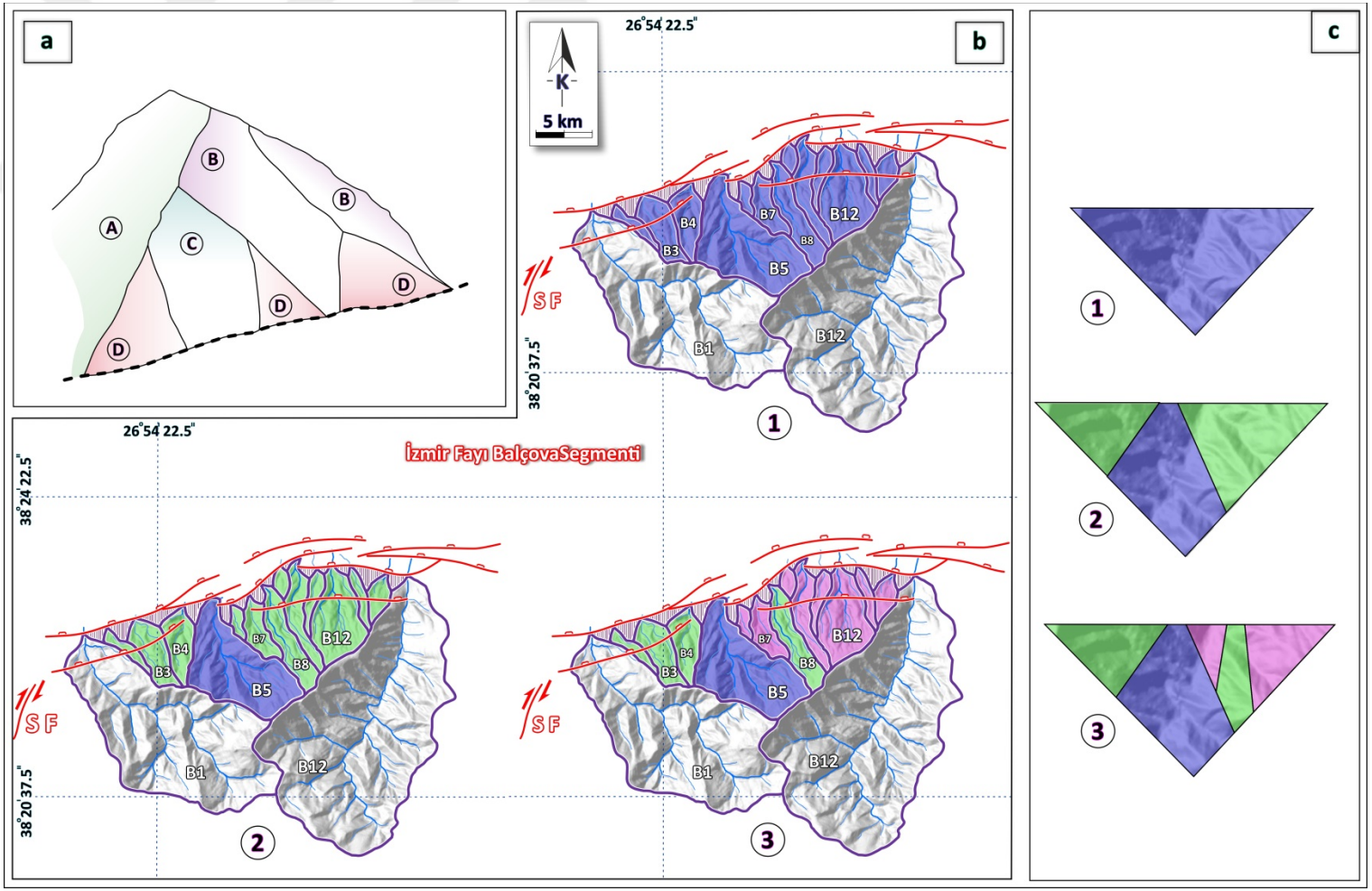
yüzeyler ise 23°lik bir ortalama eğime sahiptir. Buna göre Wallace (1978) tarafından önerilen deformasyon evreleri dikkate alındığında, ~70° eğime sahip İzmir Fayı düzlemi üzerinde gelişen üçgen yüzeylerin, tektonik ve erozyon arasındaki dengeye bağlı olarak döküntü ve yıkama kontrolünde geliştiği söylenebilir. Üçgen yüzeylere ait en yüksek eğim açısı değerleri, her iki segmentte de, atımın maksimuma ulaşacağı orta kesimde ölçülmüştür. En düşük değerler ise segment bitim noktalarında ölçülmüştür. Üçgen yüzey gelişiminde, tektonik aktivite derecesi ile birlikte litolojik kontrol de önemlidir. Daha dayanımlı kaya litolojisine rağmen, Pınarbaşı segmentindeki üçgen yüzeylerin eğim açılarının Balçova segmentine göre daha düşük değerde olması, Pınarbaşı segmentindeki tektonik aktivite derecesinin göreceli olarak daha düşük olması ile ilişkilendirilmiştir. İzmir Fayı tarafından sınırlanan dağ önü cephelerinde, yüzey alanlarına göre üçgen yüzeylerin düzensiz dağılmış olması, üçgen yüzeyin geliştiği cephedeki kayanın erozyonal süreçlere karşı dayanımı ve drenaj havza şekillerinden de kaynaklanmış olabilir. İzmir fay segmentlerini drene eden uzunlamasına drenaj havzaları kısa tabanlı üçgen yüzeylerin, daha dairesel drenaj havzaları ise uzun tabanlı üçgen yüzeylerin gelişimini sağlamıştır.



Şekil 5.18 Fay düzlemi üzerinde zamana bağlı olarak gelişen deformasyon evrelerinin şematik gösterimi (Wallace, 1977'den)

Petit ve diğer. (2009), Tsimi ve Ganas (2015) gibi çalışmacılar tarafından üçgen yüzeylerin istatistiki analizine yönelen çalışmalar, yükselim oranı/kayma hızı ile üçgen yüzeyin eğimi arasında doğrusal bir korelasyon olduğunu göstermiştir. İzmir Fayı boyunca gelişen üçgen yüzeylerin morfometik analizi, elde edilen kayma hızının üçgen yüzeylerin eğimi ile orantılı olarak değiştiğini göstermektedir. İzmir fay segmentlerinde en yüksek kayma hızı segmentlerin orta kesimlerinde yer alan yüksek eğimli üçgen yüzeylerden, en düşük kayma hızı ise segmentlerin bitim noktalarında yer alan üçgen yüzeylerden elde edilmiştir. Ortalama yükselim oranı Balçova segmenti için 0,52, Pınarbaşı segmenti için 0,43 olarak hesaplanmıştır. Bu durum, göreceli olarak Balçova segmentindeki hareketin daha fazla olduğuna ve dolayısıyla Pınarbaşı segmentindeki tektonik aktivite derecesinin daha düşük olduğuna işaret etmektedir.

Öte yandan üçgen yüzeyler, jeomorfik sistemdeki yeni bir denge koşulunun oluşma sürecini başlatan ani bir değişimin ürünüdür ve dolayısıyla erozyon, üçgen yüzeylerin bozunmasına neden olma eğilimindedir (Blackwelder, 1934; Bull, 2007; Hamblin, 1976; Petit ve diğer., 2009; Wallace, 1978). Üçgen ya da trapezoidal yüzeylerin tümü, onların oluşumuna neden olan fay sistemine eşit yönelimdedir ve morfolojik olarak farklı yüksekliklerde tanımlanabilirler (Paliaga, 2015). Normal fay üzerinde yenilenen bir yer değiştirme, hiyerarşik bir yapı oluşturarak başka üçgen yüzeylerin oluşmasını sağlayabilir (Şekil 5.19 a) (Bull, 2007; Hamblin, 1976; Petit ve diğer., 2009; Wiwegwin, Sugiyama, Hisada ve Charusiri, 2011). Başka bir değişle, fayların yeniden aktifleşmesi, üst üste binen üçgen yüzeylerin oluşmasına neden olabilir (Petit ve diğer., 2009). Üst üste binen üçgen yüzeyler zamansal olarak fayın evrimi hakkında bilgi verir. İzmir Fayı Balçova segmentinde bu türden üst üste binmiş üçgen yüzeyler tespit edilmiştir (Şekil 5.19 b ve c). Buna göre geride olan büyük üçgen yüzeyler üzerinde, öndeki daha genç üçgen yüzeyler oluşmuştur. İzmir Fayı'nın ilk hareketiyle birlikte oluşan büyük üçgen yüzey, İzmir Fayı'nın sonraki hareketleriyle yeniden parçalara bölünmüştür. Dolayısıyla, özellikle Balçova segmentinde gözlenen üst üste binmiş üçgen yüzeyler, İzmir Fayı'nın birden çok kez hareket ettiğinin jeomorfolojik göstergesi olarak kabul edilmiştir.



Şekil 5.19 a) Üçgen yüzeylerdeki bölümlenme aşamaları, A ve B daha eski, derin oyulmuş vadiler, C ve D daha genç iç içe geçmiş üçgen yüzeyler (Bull, 2007'den), b) İzmir Fayı'nın hareketine bağlı olarak gelişen üst üste binmiş üçgen yüzeyler, c) İzmir Fayı için şematik gösterim, Kısaltmalar: SF: Seferihisar Fay Zonu

İzmir Fayı'nın basamaklı yapısı, fay segmentlerinin bir aktarım rampası (relay ramp) ile birbirine bağlanması ve yer yer parçalı gidişler sunmaları nedeniyle, Smf (dağ önü sinüslüğü) değeri İzmir Fayı'ndaki parçalar için ayrı ayrı hesaplanmıştır. Balçova segmentinde en düşük Smf değeri (1,08) segmentin orta bölümünden elde edilmiştir. Benzer şekilde Pınarbaşı segmentinde de en düşük değer (1,24) segmentin orta bölümündedir. Segmentlerin doğu ve batı bölümlerindeki Smf değerleri daha yüksektir. İzmir Fayı boyunca belirlenen dağ önü cephelerinden elde edilen ortalama Smf değeri 1,2'dir. Bu değer, İzmir Fayı'nın sınırladığı cephenin aktif olduğuna işaret etmektedir. Ek olarak, elde edilen Smf sonuçları, Balçova segmentindeki değerin (1,13) Pınarbaşı segmentindeki değere (1,38) göre daha düşük olduğunu göstermektedir. Bu sonuç İzmir fay segmentlerindeki tektonik aktivite derecesinin fay boyunca aynı olmadığını da göstermektedir.

Genel olarak 1,4'ten daha düşük Smf değeri ile karakterize edilen dağ önü cepheleri aktif kabul edilmektedir (Bull ve McFadden, 1977). Buna göre Balçova segmentinin tektonik olarak aktif olduğunu söylemek mümkündür. Bunun yanı sıra, El Hamdouni ve diğer. (2008)'in daha spesifik değer aralıklarıyla yaptığı değerlendirme baz alındığında, İzmir Fayı için elde edilen Smf sonuçlarının Balçova segmenti için yüksek, Pınarbaşı segmenti için ise orta dereceli tektonik aktiviteye işaret ettiği görülmektedir. İzmir Fayı boyunca izlenebilen dağ önü cephelerinin Balçova segmentinde Pınarbaşı segmentine göre daha doğrusal bir morfoloji sunması, bu segmentte erozyonal süreçlerin tektonik aktiviteden daha düşük olduğuna işaret eder.

İzmir Fayı için hesaplanan Vf değerleri de Balçova segmentinin tektonik olarak Pınarbaşı segmentine göre daha aktif olduğunu göstermektedir. Balçova segmenti için elde edilen değerler (Vf_{ort}=0,55), Pınarbaşı segmentindeki değerlere (Vf_{ort}= 1,26) göre daha düşüktür. Genel olarak 1'den küçük Vf değerleri yüksek tektonik ile karakterize edilir (Bull, 1977; Bull ve McFadden, 1977; Ramìrez-Herrera, 1998; Rockwell ve diğer., 1984). Dolayısıyla, Balçova segmentindeki Vf değerlerinin 1'den küçük olması Balçova segmenti taban bloğunun (Seferihisar Yükselimi) aktif yükselimine işaret etmektedir. Bunun yanı sıra, hesaplanan ortalama Vf değerleri

Balçova segmentinin yüksek, Pınarbaşı segmentinin ise düşük tektonik aktivite sınıfında olduğunu göstermektedir. Genel olarak her iki segmentte de yüksek Vf değerleri, segmentin doğu ve batı uçlarında yoğunlaşmıştır. Bu, merkezde maksimum uçlarda ise minimum atımı gerektiren normal fay atım dağılımı ile uyumludur.

İzmir fay segmentleri boyunca elde edilen Bs değerleri Balçova segmentinde yüksek, Pınarbaşı segmentinde ise orta dereceli tektonik aktiviteye işaret etmektedir. İzmir fay segmentlerin bağlantı noktasına karşılık gelen relay ramp bölümünden elde edilen düşük Bs değerleri, düşük tektonik aktiviteyi gösterir. Drenaj havzalarının dağılımı dikkate alındığında, aktif tektoniğe işaret eden uzunlamasına drenaj havzalarının, Balçova segmentinde sayıca daha fazla olduğu görülür. Balçova segmentindeki drenaj havzalarının daha dar ve uzun olması, bu segmentteki tektonik aktivite derecesinin, göreceli olarak, Pınarbaşı segmentine göre daha fazla olduğunu düşündürmüştür. Balçova segmenti batı ucunda dar ve uzun olan drenaj havzaları, doğu uçta orta derecede uzamış ya da daireseldir. Segmentin aktivitesinin doğuya doğru sönümlendiği söylenebilir. Pınarbaşı segmentindeki drenaj havzaları baskın olarak orta derecede uzamış havzalardır. Drenaj havzalarının bu geometrisi Pınarbaşı segmentindeki tektonik aktivitenin orta ya da düşük dereceli olduğunu düşündürür.

İzmir fay segmentlerini drene eden drenaj havzalarının oldukça büyük bir çoğunluğu kuvvetliden zayıfa asimetrik havza modeli sunmaktadır. Elde edilen AF sonuçları, Balçova segmentindeki asimetri oranının Pınarbaşı segmentine göre daha fazla olduğunu göstermektedir. Genel olarak, K yönlü akış sistemine sahip ve İzmir fay segmentlerine dik yönde gelişen drenaj havzalarının AF değerleri baskın olarak batıya doğru eğimlenmeye işaret etmektedir. Bu eğimlenmenin, İzmir Fayı'ndaki hareket mekanizmasının bir sonucu olarak taban bloğunun yükselimi ile geliştiği düşünülebilir. Ek olarak elde edilen AF değerleri İzmir Fayı Balçova segmenti batı ve orta bölümü ile Pınarbaşı segmenti doğu bölümünde yüksek tektonik aktiviteye işaret eden sonuçlar vermiştir. Pınarbaşı segmenti batı bölümünde AF değerlerinin yüksek çıkması, bu bölümde yer alan eski yapısal hatların veya Tuzla Fayı'nın da drenaj havzalarında asimetrik yönelimler meydana getirmiş olması ile açıklanmıştır.

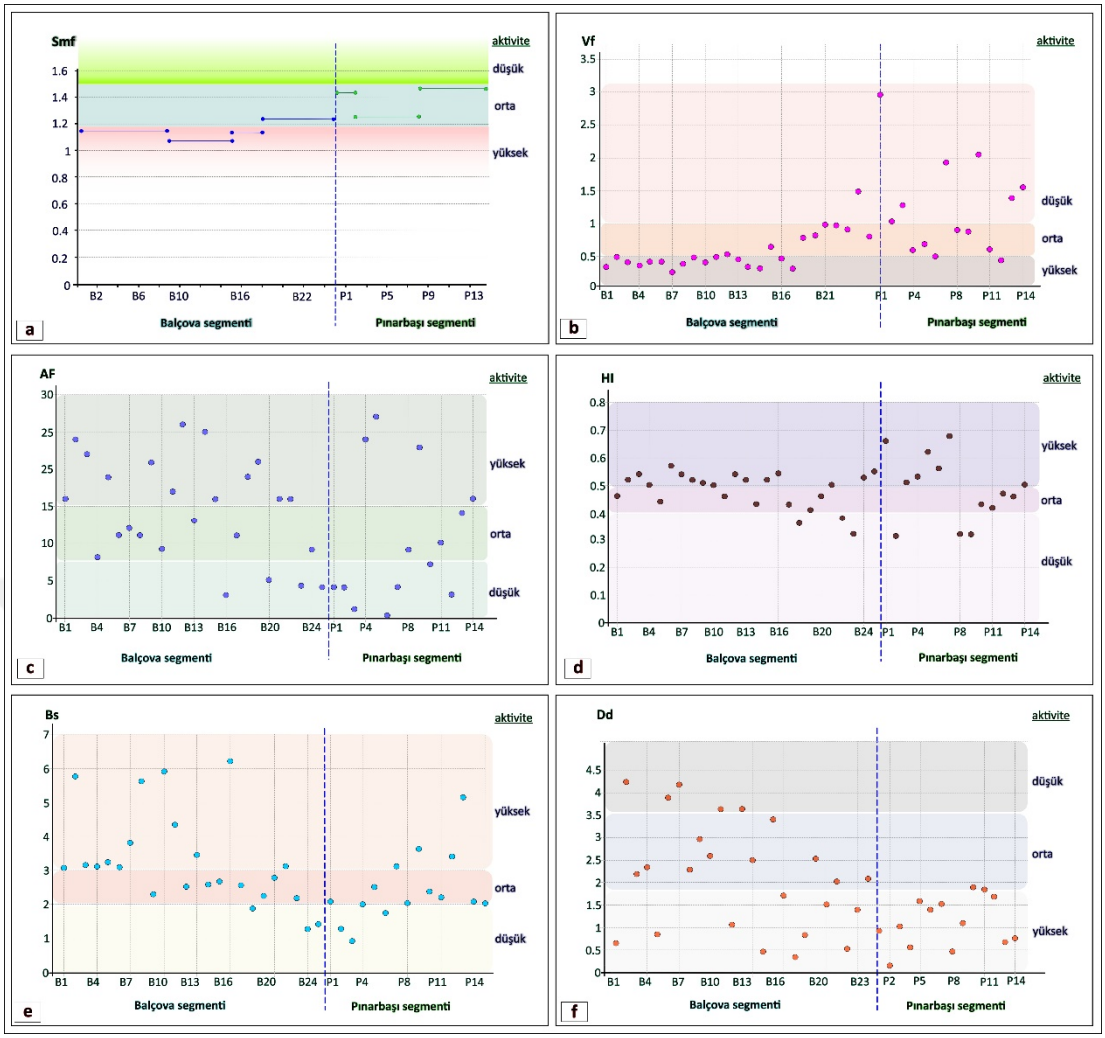
İzmir Fayı boyunca kısmen farklı litolojik birimler üzerinde gelişen drenaj havzaları aynı tektonik etki altında değişim geçirmektedir. Tektonik ve erozyonal süreçler arasındaki ilişkiyi yansıtan hipsometrik eğriler, İzmir Fayı'nın denetlediği drenaj havzalarının genel olarak fazla aşınmamış genç ya da orta derecede aşınmış dengeli havzalar olduğunu ortaya koymaktadır. Benzer şekilde elde edilen HI sonuçları da İzmir Fayı'nda yüksek ve orta dereceli tektonik aktiviteye işaret etmektedir. Hipsometrik indis yaklaşımında tektonik kontrolün yanı sıra litolojik faktörlerin de dikkate alınması gerekmektedir. İzmir Fayı tarafından kontrol edilen drenaj havzaları, Bornova Karmaşığı'na ait kaya birimleri, Miyosen karasal ve volkanik birimler ile Kuvaterner güncel çökellerden oluşan farklı litolojiler içermektedir. Aynı faydan etkilenmelerine rağmen, litolojik olarak farklı kaya türlerini de içermeleri sebebiyle hipsometrik eğrilerin farklı şekiller sunması olağandır. Aynı litolojide farklı eğriler gösteren drenaj havzalarının morfolojik gelişiminde öncelikli olarak tektonik etki düşünülebilir. İzmir Fayı boyunca farklı litolojide kaya birimleri olmasına rağmen, çoğu ardışık havza benzer litolojidedir. Bu bakımdan tektonik etki derecesine göre havzaların göreceli kıyaslaması yapılabilir. Balçova segmenti batı ve orta bölümü ile Pınarbaşı segmenti orta ve doğu bölümü nispeten genç ve az aşınmış alanlara işaret etmektedir. Ancak Pınarbaşı segmentindeki drenaj havzaları, Balçova segmentine göre dayanımı daha yüksek kaya birimleri üzerinde gelişmiştir.

Genel olarak, İzmir Fayı boyunca diğerlerinden daha dirençli kaya birimlerini içeren veya genellikle yaşlı kayaların bulunduğu drenaj havzalarında, nispeten yüksek HI değerlerine sahip dışbükey hipsometrik eğriler elde edilmiştir. Bu türden eğriler, İzmir Fayı'nın hareketiyle ilgili son morfolojik gelişmeyi düşündürebilir. Ancak bu sonuçlar yükselimle birlikte jeomorfik değişimin ayrıntılarını tanımlamayabilir. Elde edilen HI değerleri ve hipsometrik eğriler, yükselim ve erozyon arasındaki durağan duruma yakın olabileceğini düşündürmektedir. Diğer taraftan, karmaşık hipsometrik eğri olarak bilinen S-şekilli hipsometrik eğriler, aktif tektonikle birlikte akarsu eteklerinde veya ağızlarında "gençleştirme" (*rejuvenasyon*) süreci ile ilgili litolojik kontrollerle ilişkilendirilebilinir (Giaconia ve diğer., 2012). İzmir Fayı boyunca, B4, B5, B10, P10, P13 gibi havzaların bu türden düzgün S

şekline sahip hipsometrik eğri sunduğu saptanmıştır. Bu havzaların içbükey bir eğri olarak başlayan hipsometrik eğrilerinin dışbükey eğriye dönüştüğü görülmektedir. Bu, İzmir Fayı'ndaki aktif hareketten kaynaklanan erozyon durumundaki yeni bir değişim sürecinin sonucu olarak düşünülebilir.

Bunun yanına, ksn farklı tektonik ortamlar arasındaki karşılaştırma yapmayı sağlayan bir indistir (Cyr ve diğer., 2010; Wobus ve diğer., 2006). Yüksek ksn değerleri tektonizmaya maruz kalan alanları göstermenin yanı sıra yüksek erozyon oranı ve yüksek eğime sahip akarsuların da varlığına işaret eder (DiBiase ve diğer., 2010; Kirby ve Whipple, 2012). İzmir Fayı tarafından denetlenen drenaj havzalarından elde edilen ksn sonuçları, genel olarak Balçova segmentindeki değerlerin Pınarbaşı segmentine göre daha yüksek olduğunu göstermektedir. Balçova segmenti batı ve orta bölümü ile Pınarbaşı segmenti doğu bölümündeki yüksek ksn değerleri daha yüksek erozyon oranı nedeniyle akarsu kanallarındaki eğim açılarının arttığını göstermektedir. İzmir Fayı boyunca ksn sonuçlarına göre, akarsu kollarındaki eğim açıları ve erozyon oranlarının farklı olmasının nedeni, akarsuların farklı litolojik birimlerden geçmesiyle açıklanabilir. ksn değerlerindeki değişimler İzmir Fayı boyunca topografyadaki kazınma varyasyonlarını yansıtır ve akarsuların kazıma oranlarındaki farklılıkları göstermektedir.

ksn indisi ile bağlantılı olarak elde edilen Chi (χ) profillerinde, akarsuların ana kol ve uzantılarındaki değişiklikler, sabit durum eğilim çizgisine göre yukarı akış alanındaki artış ya da azalmanın gözlemlenebildiği dengesizlik durumunu gösterir. Yani χ-profillerinde görülen bu türden değişiklikler drenaj havzalarının sabit bir denge durumunda olmadığını, erozyon ve tektonik kontrolünde değiştiğini göstermektedir. Dolayısıyla drenaj havzalarındaki kanallar denge durumuna doğru, χ-profillerinde kararlı durum çizgisinin üstüne ya da altına doğru göç etmeye zorlanacaktır.



Şekil 5.21 İzmir Fayı'nda gerçekleştirilen jeomorfik indis analizlerinin Balçova ve Pınarbaşı segmentinde aktivite sınıflarına göre dağılımlarını gösteren grafikler, a) dağ önü sinüslüğü, b) vadi tabanı genişliği-vadi yüksekliği oranı, c) asimetri faktörü, d) hipsometrik integral, e) havza şekli faktörü, f) drenaj yoğunluğu

BÖLÜM 6
PALEOSİSMOLOJİ

6.1 Giriş

Deprem süreçlerinin anlaşılmasında Geç Kuvaterner verilerinin kullanılması nispeten yeni bir araştırma alanı olsa da (Michetti ve Hancock, 1997), özellikle depremselliğin (sismisite) uzun bir tarihsel kaydının olmadığı alanlarda, aktif fayların uzun vadeli davranışlarının incelenmesi için yakın geçmişin jeolojik kayıtlarına ihtiyaç duyulur (Allen, 1975; Sieh, 1978). Sismisitenin yüksek olduğu bölgelerde yararlı olan tarihsel sismisite kaydı, çok daha uzun aralıklarla meydana gelen büyük depremler olduğunda gelecekteki sismisiteyi değerlendirmek için yetersiz kalmaktadır (Wallace, 1981, 1987). Geçmişte, on binlerce yıllık bir zaman dilimi boyunca sismojenik bir fayın aktif olduğunu varsayıldığında, faylanma tarzı ve aktivite oranına bağlı olarak, benzer olayların geçmişte de tekrar tekrar meydana gelmiş olması ve benzer zemin etkileri üretmiş olması muhtemeldir. İklimsel ya da antropomorfik süreçler tarafından kısmen yok edilmiş veya gizlenmiş olsa bile, bu tür geçmiş olayların sonucu günümüz ortamında fark edilebilir (Michetti ve Hancock, 1997). Geçmişte meydana gelen depremlerin oluşumları ve geometrilerinin anlaşılabilmesi, ancak günümüzdeki benzerlerinin incelenmesi ile mümkündür (Audemard, 2005). Dolayısıyla bir bölgenin sismik potansiyelini doğru şekilde anlayabilmek, geçmiş depremlerin jeolojik kanıtlarından yararlanarak bölgedeki deprem tehlikesini değerlendirebilmek için, geniş tabanlı ve çok disiplinli çalışmaların uygulanması gerekmektedir (Michetti, Audemard ve Marco, 2005). Günümüzde bu tür değerlendirmeler için kabul gören ve sıklıkla kullanılan aktif tektonik araştırma yöntemi "*Paleosismoloji*"dir.

6.2 Paleosismolojinin Tanımı ve Tarihsel Süreçteki Gelişimi

Paleosismoloji, tarih öncesi ve tarihsel dönemde meydana gelen büyük depremlerin kaya birimleri içinde korunan jeolojik kanıtlarının yorumlanması ve böylece bu depremlerin zaman, konum, boyut ve oluşum mekanizmalarına ilişkin

özelliklerinin ortaya çıkarılmasını hedefleyen bir yerbilimi disiplinidir (Crone ve Omdahl, 1987; Florensov, 1960; Krinitzsky ve Slemmons, 1990; McCalpin, 2009; McCalpin ve Nelson, 1996; Michetti ve Hancock, 1997; Sieh, 1978; Solonenko, 1962; 1973; Wallace, 1981, 1987). Paleosismoloji teriminin ilk ya da en azından en yakın anlamlı kullanımının Kuchay (1971)'in çalışmasında bahsedilen *"paleosysmodislokatsiy"* terimi olduğu düşünülse de, paleosismoloji terimi resmi olarak ilk kez Engelder (1974)'ün *"Microscopic wear grooves on slickensides: Indicators of Paleoseismology"* başlıklı çalışmasında kullanılmıştır (McCalpin, 2009; McCalpin ve Nelson, 1996; Wallace, 1981, 1987). Benzer şekilde, Florensov (1960) ve Solonenko (1962) de, "*paleosismodislokasyon"* olarak tanımladıkları prehistorik (tarih öncesi) depremlerle ilişkili yüzey faylanmaları ve sismo-yerçekimsel fayların izlerine vurgu yaparak paleosismolojik yöntem öneren ilk kişiler arasındadır. 1960'lı yılların sonu 1970'li yılların başındaki bu tür gelişmeler, prehistorik depremlerin özelliklerini yorumlamak için stratigrafik ve jeomorfolojik kanıtların kullanılması anlamında paleosismolojide modern dönemin başlamasını ve paleosismolojinin ayrı bir disiplin olarak ortaya çıkmasını sağlamıştır (McCalpin, 2009; McCalpin ve Nelson, 1996). Allen (1975)'in Amerika Jeoloji Topluluğunda, Kuvaterner ve özellikle Holosen deformasyonları üzerinde jeomorfolojik çalışma, radyometrik tarihleme, hendek, sondaj ve ayrıntılı haritalama önerdiği konuşması paleosismik yöntem ve varsayıma ilişkin ilk genel bakışı sağlamıştır (McCalpin ve Nelson, 2009).

Bunlardan önce paleosismoloji olarak adlandırılmasa da büyük depremlerin belirlenmesi ve incelenmesi olarak ifade edilen çalışmalar 1880'li yıllarda başlamıştır (Wallace, 1981, 1987; Yeats ve Prentice, 1996; Yongkang ve Qidong, 1999). Günümüz tanımıyla ilk paleosismolog 1872 Owens vadisi depremi sırasında oluşan fay çiziklerini inceledikten sonra Wasatch Fayı (Utah-ABD) boyunca tekrar eden büyük depremlerin özelliklerini ortaya koyan Grove Karl Gilbert'tır (McCalpin, 2009; McCalpin ve Nelson, 1996; Wallace, 1981; Yeats ve Prentice, 1996). Gilbert'ın bu depremle ilgili olarak, 1883'te Salt Lake Tribune ve 1884'te American Journal of Science dergilerinde yayınlanmış çalışmaları paleosismoloji ve deprem tahmini üzerine bilimsel yöntem kullanan ilk makalelerdir (Wallace, 1987). Bu

bağlamda, Wallace ve Scott (1996), Gilbert'i paleosismolojinin babası olarak kabul eder. Ek olarak, Gilbert'in gelecekteki büyük depremlerin kaçınılmazlığı üzerine yazdığı 1884 tarihli mektubu, tarihsel sismisiteden ziyade tarih öncesine dayanan ilk deprem tahminlerinden biridir (McCalpin ve Nelson, 1996).

İlk kez, James Hutton tarafından ortaya atılan "*büyük bir fay atımı milyonlarca yıl içinde tekrar eden küçük atımların sonucudur*" görüşünü arazi gözlemleri ile gözlemleyen Charles Lyell, *Principles of Geology* adlı kitabında depremlerin zemin yüzeyini değiştirdiğini ilk kez tanımlamıştır (Yeats, Sieh ve Allen, 1997). Ancak fayların deprem oluşturduğu Karl Gilbert tarafından ortaya konmuştur (Wallace, 1987). Owens vadisi (California) depreminin neden olduğu bir fay sarplığını ziyaret eden Gilbert, Wasatch Fay Zonunda da benzer yapılar tanımlamış, fay sarplıklarının yüksekliklerini ölçerek olay başına meydana gelen yer değiştirmeyi tahmin etmiş ve bu yapıların depremlerle ilişkili olduğunu ileri sürmüştür (McCalpin, 2009; McCalpin ve Nelson, 1996; Yeats ve diğer., 1997). Böylelikle geçmiş depremlerin belirlenmesine yönelik alt çalışma disiplinleri ortaya çıkmış ve birçok paleosismolojik keşif yapılmıştır. 1880'li yılların sonlarına doğru büyük depremlere eşlik eden yüzey faylanmalarının ayrıntılı açıklamaları yapılmıştır. McKay (1891)'in, 1888 Marlborough (Yeni Zellanda) depreminden sonra Hope Fayı üzerindeki yanal ötelenmeleri, Koto (1893)'ün ise 1891 Mino-Owari (Nobi- Japonya) depremindeki yüzey kırıklarını tanımlamasıyla deprem-yüzey faylanması ilişkisi daha net bir biçimde ortaya konmuştur. Bu çalışmalar paleosismolojiyle ilgili pek çok bilgi içerse de 1906 San Francisco (Kalifornia-ABD) depreminde yapılan çalışmalar jeoloji ve sismolojinin ayrılmasını ve paleosismolojinin jeolojinin bir alt birimi olarak doğmasını sağlamıştır.

Lawson (1908), bu deprem sonrasında San Andreas Fayı'ndaki atımları çalışmış ve Gilbert tarafından ortaya atılan "*fayların deprem oluşturduğu*" görüşünü, "*fayların aynı yerde tekrar tekrar kırıldığı*" kavramına dönüştürmüştür (Wallace, 1987). Senozoyik fayları analiz etmek için birçok modern paleosismoloji tekniği kullanan Pardee (1950), eğim açıları 30-35^{o} olan genç fay sarplıklarının, fay cephesini oluşturan daha yüksek, parçalanmış fay yamaçlarının tabanında yer

aldığını belirterek dağ cephesi önlerindeki fay segmentasyonunu tanımlamıştır. Ayrıca fay yamaçlarında büyüyen ve önceki faylanmanın zamanını tahmin edebilecek ağaç kütüklerindeki büyüme halkalarını saymış, bu teknik ile fay segmentasyonu kavramını modern bir paleosismolojik analiz için birleştirmiştir (Wallace, 1987). Birçokları tarafından modern paleosismolojinin öncülerinden biri olarak kabul edilen R.E. Wallace, 1946'da San Andreas fayı üzerine yaptığı doktora teziyle, Kalifornia-Carrizo Ovası'ndaki akarsularda gözlemlediği en küçük yanal ötelenmelerin 1857 depreminden kaynaklandığına dikkat çekmiş, bu ötelenmelerin aynı alandaki daha büyük ötelenmelere kıyasla daha küçük olmasını, daha önceki birkaç depremden kaynaklanan kümülatif etkiler olarak açıklamıştır (Yeats ve Prentice, 1996). Daha sonraki yıllarda, San Andreas Fayı'ndaki depremlerin tekrarlanma aralığını tahmin etmiş, meydana gelen büyük depremlerin meydana getirdiği fay sarplıklarının/izlerinin, tarih öncesi depremlerden kalma daha eski izleri vurguladığını ve eğim verdiğini gözlemlemiştir (Yeats ve Prentice, 1996).

Wallace'in tekniklerini güncel hale getiren Arrowsmith'ten sonra, San Andreas Fayı'nın bölümlere ayrıldığını ele alan Allen (1968) ve 1954 Nevada depremine eşlik eden yüzey kırılmalarını açıklayan Slemmons (1967) çalışmaları normal fayların paleosismolojik çalışmasının temelini oluşturmuştur (Yeats ve Prentice, 1996). San Andreas ve Wasatch fayları üzerindeki ilk paleosismolojik çalışmalar, uzun ve büyük fayların, her biri farklı bir deprem geçmişine sahip birkaç bölümden oluştuğunu düşündürmüştür (Machette, Personius, Nelson, Schwartz ve Lund, 1991; Schwartz ve Coppersmith, 1984; Yeats ve Prentice, 1996). Fayların segmentasyonu ise karakteristik deprem fikrini ortaya çıkarmıştır (Schwartz ve Coppersmith, 1984). Paleodepremlerin tanınmasında yükselen terasların kullanılabileceği ilk kez Plafker ve Rubin (1967) tarafından ortaya konmuş, Wellman (1967) ve Matsuda, Ota, Ando ve Yonekura (1978) ise deniz teraslarında meydana gelen yükselmelerin tarih öncesi depremlere karşılık geldiğini göstermişlerdir.

Paleosismolojide kazı çalışmaları 1960'lı yılların sonlarında başlamıştır (Wallace, 1987). 1968 Borrego Dağı (Kalifornia) depremi modern paleosismolojik tekniklerle incelenen ilk depremdir (Yeats ve Prentince, 1996). 1968 depreminden sonra Jay

Smith tarafından San Bernardino'da yapılan çalışmalar hendek açılarak paleosismik veri toplanan ilk çalışma kabul edilir (McCalpin, 2009; McCalpin ve Nelson, 1996; Wallace, 1987; Wallace ve Scott, 1996). Daha sonra Clark, Grantz ve Rubin (1972), Coyote Creek Fayı boyunca yaptıkları kazılan hendeklerde yer değiştirmelerin defalarca tekrar ettiğine dair net kanıtlar elde ederek kayma hızı ve yinelenme periyodu üzerine tahminlerde bulunmuşlardır (McCalpin, 2009; Wallace, 1987; Wallace ve Scott, 1996; Yeats ve Prentice, 1996). Kerry E. Sieh, bir fay bölgesini ortaya çıkarmak için hendekleri kullanan ilk kişi olmasa da, hendek duvarı çökellerine kaydedilen paleodepremleri tanımlamak için teknikler geliştirerek modern paleosismolojinin gelişimini büyük ölçüde etkilemiştir (McCalpin, 2009; McCalpin ve Nelson, 1996; Yeats ve Prentice, 1996). Sieh (1978), San Andreas Fayı üzerindeki Pallett Creek segmentinde yaptığı ayrıntılı jeomorfolojik ve stratigrafik çalışmalar ile hendek duvarı çökeltilerinin haritalanması ve tarihlendirilmesi yoluyla tarih öncesi deprem kronolojilerinin oluşturulabildiğini gösteren ilk çalışma olmuştur (Wallace, 1987; Yeats ve Prentice, 1996). Devam eden yıllarda fay izlerinin profillerinin ölçülmesi de dâhil olmak üzere tarih öncesi depremleri incelemek için yeni teknikler ve kazı şekilleri geliştirilmiş, eksiksiz yazılı kayıtlar toplanmıştır (Wallace, 1987).

Paleosismolojinin ilk dönemlerinde, Kuvaterner çökelleri için güvenilir tarihlendirme yöntemlerinin olmamasından dolayı tarih öncesi depremlerin jeolojik incelemesi tam olarak ortaya konamamıştır (Yeats ve Prentice, 1996). Paleosismolojiye olan ilgi arttıkça tarih öncesi sismik olayları yaşlandırmada, Kuvaterner tarihleme tekniklerinin önemi açık bir şekilde kabul edilmiştir (Wallace, 1987). Libby (1961)'ın Carbon-14 ile geçmiş kalıntıların yaşlandırılabileceğini ortaya koymasıyla fay çökellerinin tarihlemesinde radyokarbon yöntemi sıklıkla kullanılmaya başlanmıştır. Page (1970) faylar üzerinde dendrokronolojik çalışmalar yaparak ağaçlarda bulunan kanıtlardan fay hareketlerini tarihlendirmeye çalışmıştır. Benzer şekilde LaMarche ve Wallace (1972) de fay hareketinin ağaçlar üzerindeki etkilerini değerlendirerek geçmiş hareketleri yaşlandırmaya çalışmışlardır. Janet Hoare'nin 1982'de yaptığı çalışma ise fay izlerini tarihlemek için likenometrik yöntemlerin kullanıldığı ilk çalışmadır (Wallace, 1987).

1980'lerden itibaren dünya çapında yaygın olarak kullanılmaya başlanan paleosismolojik çalışmalar, (1) faylar üzerindeki kayma oranları, (2) faylanma olayları ve ilgili depremlerin ortalama tekrarlanma aralığı ve (3) fay segmentasyonu ve ilgili karakteristik depremler gibi önemli kavramların ortaya çıkmasını sağlamıştır (Wallace, 1987). 100 yılı aşkın gelişim süreci içinde paleodeprem araştırma teknolojisi, tarihleme ve büyük depremlere ilişkin tekrarlanma özelliklerinin tanımlanması alanlarında da önemli gelişmeler sağlanmıştır (Yongkang ve Qidong, 1999).

6.3 Paleosismolojinin Kapsamı ve Kullanım Amacı

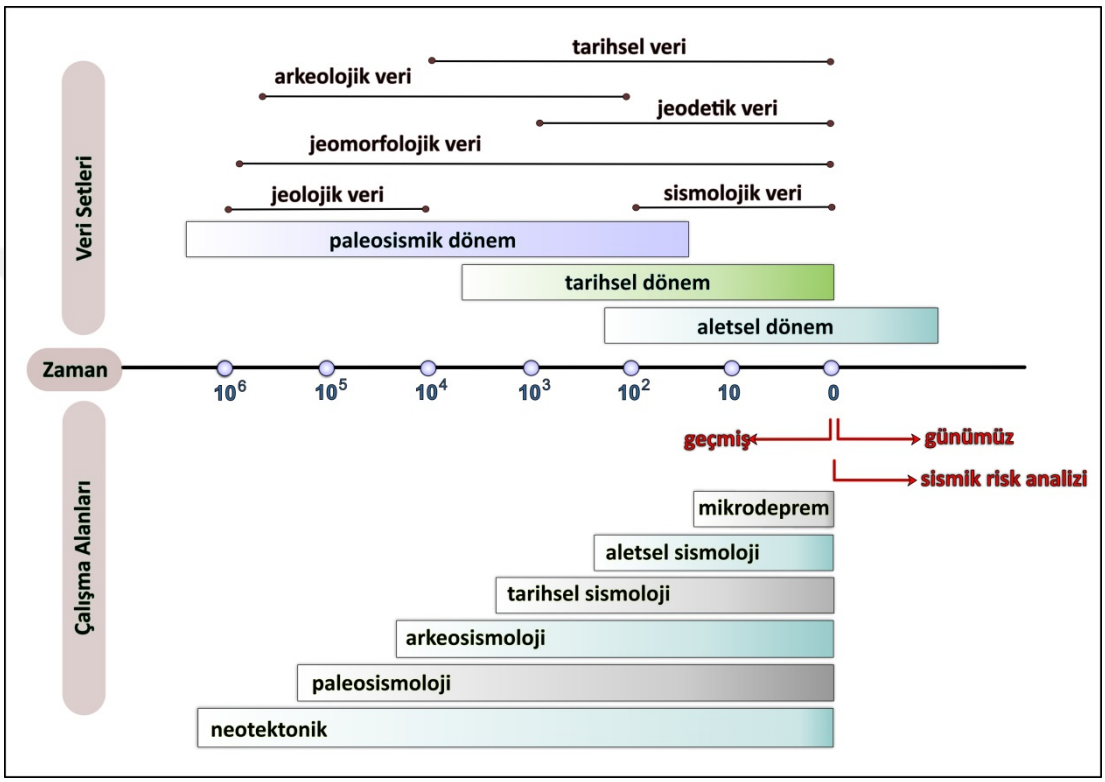
Tarih öncesindeki büyük depremlerin, yüzeyde paleosismik bozunmalar şeklinde izler bırakması gereğine dayanan paleosismolojik yaklaşım, temelde sismisitenin tarihsel ve aletsel kayıtlarının tamamlanmasına odaklanır (Florensov,1960; Solonenko, 1962). Tipik olarak tarih öncesi (*pre-historic*) ve tarihsel (*historical*) dönemdeki büyük depremleri karakterize eden ve tarihlendiren paleosismoloji, böylelikle bu depremleri üreten fayların uzun vadeli sismojenik davranışlarının belirlenmesini, sismik tehlike değerlendirmelerinde kullanılabilecek bilimsel modeller ya da pratik uygulamaların geliştirilmesini sağlar (Crone ve Omdahl, 1987; Grant, 2002; Grant ve Lettis, 2002; McCalpin, 2009; McCalpin ve Nelson, 1996; Reiter, 1991, 1995; Sieh, 1978; 1984; Wallace, 1981). Çoğu paleosismolojik çalışmanın arkasındaki itici güç, toplumun gelecekteki depremlerin olasılığını ve şiddetini değerlendirme ihtiyacıdır (Gürpınar, 2005; McCalpin, 2009; McCalpin ve Nelson, 1996; Reiter, 1995; Wallace ve Scott, 1996).

Günümüzde paleosismoloji, tektonik olarak aktif bölgelerdeki deformasyon oranı ya da doğrultu boyunca kayma dağılımı gibi çeşitli deprem karakteristiklerini ortaya çıkarmak (Roberts ve Michetti, 2004; Papanikolau ve diğ., 2005; Michetti ve diğer., 2005), deprem oluşumunun zamana bağlı olasılıklarını hesaplamada deprem zamanı ve tekrar aralıklarını değerlendirmek (McCalpin ve Nishenko, 1996), büyüklük-frekans dağılım modellerini test etmek (Wesnousky, Scholz, Shimazaki ve Matsuda, 1983; Schwartz ve Coppersmith, 1984), hasar, zemin etkisi ve saha etkilerinin

dağılımını değerlendirmek (Zilberman, Amit, Porat, Enzel ve Avner, 2005; Michetti ve diğer., 2005) için kullanılmaktadır. Belirli bir bölgenin sismik tehlikesini tahmin etmek için kullanılan yaklaşım, hâkim tektonik ve jeodinamik ortama bağlıdır, ancak tüm yaklaşımların nihai amacı belirli bir fay ya da fay sisteminin her bir ayrı segmenti veya sismojenik bölümü için bir sismik geçmiş oluşturarak depremin tekrar türetileceği yer ve zamanı ortaya çıkarmaktır. Diğer bir deyişle, her bir fayın sismik döngüsünü belirlemek için her bir depremi sismik kaynağına atfetmek gerekir (Audemard, 2005). Dolayısıyla paleosismoloji, sismik aktivitenin zamansal dağılımını, aletsel ve tarihsel sismisitenin sınırlarının ötesinde bir jeolojik zamana genişletmesi nedeniyle bir fayın sismojenik potansiyelini değerlendirmek için kullanılabilecek güçlü bir araçtır (Audemard, 2005; McCalpin, 2009; Michetti ve diğer., 2005).

Geçmiş depremlerle ilgili bilgilerin çoğu jeolojik kayıtlardan sağlanmasına rağmen, özellikle tarihsel kayıtların kısa olduğu durumlarda (mesela 500 yıldan az bir zaman) geçmiş ve şimdiki deprem olaylarının uzun vadeli sismolojik kayıtları, paleosismolojinin izlediği tarihsel verilerle birleştirilerek anlamlı bir tehlike değerlendirilmesi ortaya konabilir (Michetti ve Hancock, 1997; Mörner, 2011). Temelde neotektonik, aktif tektonik ve deprem jeolojisinin alt disiplinlerden biri olan paleosismolojide, paleosismolojik verinin eldesi, Kuvaterner jeolojisi öncelikli olmak üzere tektonik, yapısal jeoloji, sismoloji, arkeoloji, jeomorfoloji, stratigrafi, sedimantoloji, jeodezi, fotogrametri, yaş tayini ve tarih bilgisinin entegrasyonu ile sağlanır (Şekil 6.1) (McCalpin, 2009; Michetti ve diğer., 2005). Paleosismolojik çalışmalarla sağlanan bu korelasyon, bir bölgede devam eden tektonik aktivite oranlarının ölçülmesi (McCalpin ve Nelson, 1996; Michetti ve Hancock, 1997, Vittori, Labini ve Serva, 1991), tektonik aktivitenin yerel doğal çevre (landscape) ya da morfoloji üzerindeki etkisinin anlaşılması (Wallace, 1981; 1984) ve fay davranışının yapısal ve sismolojik modellerinin sınırlandırılmasına (Cowie, 1998; Michetti ve diğer., 2005; Wesnousky, 1986) ilişkin kriterlerin ortaya konulmasını sağlar. Geçmişte yüzey faylanması ile sonuçlanan olaylar üzerine yapılan paleosismolojik çalışmalarla, sismojenik fayların kosismik davranışı karakterize edilerek, depremlerin zamansal dağılımı tanımlanır ve uzun vadeli bölgesel

deformasyon modelleri ortaya konur (Crone ve Omdahl, 1987; Schwartz, 1987). Paleosismolojik çalışmalardan elde edilen veriler, tarihsel sismolojik veriler ile geleneksel tektonik çalışmalardan elde edilen veriler arasındaki boşluğu doldurur (Şekil 6.1) (Gürpınar, 2005; McCalpin, 2009; McCalpin ve Nelson, 1996; Scholz, 2002).



Şekil 6.1 Geçmiş depremleri inceleyen farklı çalışma disiplinlerinin kullandığı veri setleri ve zaman aralığı kıyaslamaları (Audemard, 1998, 2005; Michetti ve Hancock, 1997'den revize edilerek)

Bir fayın potansiyel deprem kaynağı olarak tanımlandığı paleosismolojik araştırmalarda ulaşılmak istenen, paleodepremlerin büyüklüğünü, tekrarlanma oranı ve zamanlamasını, meydana gelen yerdeğiştirme miktarını ortaya çıkarmaktır (Michetti ve diğer., 2005). Geçmiş depremlerdeki atım miktarı, kayma hızı, tekrarlanma aralığı ve son büyük depremden günümüze kadar geçen zaman, hem fayın sismik davranışının belirlenmesi hem de sismik tehlike analizleri ve segmentasyon modellerinin geliştirilmesinde kullanılacak jeolojik veri tabanını oluşturur (Kürçer, 2012). Paleodepremlerin büyüklüklerinin tahmin edilmesi, kırılma parametreleri (yüzey uzunluğu, yer değiştirme vb.) ve büyüklük arasındaki amprik

ilişkilere dayanmaktadır (Crone ve Omdahl, 1987; Wells ve Coppersmith, 1994). Deprem tekrarlanma periyodu, deprem büyüklüğü ile faydaki kayma hızının bir fonksiyonudur (Michetti ve diğer., 2005). Bir fay üzerindeki kayma oranı arttıkça ortalama deprem tekrar aralıkları azalma eğilimindedir (Roberts, Cowie, Papanikolaou ve Michetti, 2004). Kayma hızı ne kadar yüksek ise fay o kadar aktiftir, fayın paleosismolojik yöntemlerle tanınması ve karakterize edilme olasılığı yüksektir (Slemmons ve dePolo, 1986). Deprem tekrar aralıklarının belirlenmesi ve son yüzey faylanmasından bu yana geçen süre, uzun vadeli deprem tehlike değerlendirmelerine doğrudan katkıda bulunan iki önemli paleosismik veridir (Crone ve Omdahl, 1987).

Fay segmentasyonu, deprem araştırmalarında paleosismolojiden türetilen ve fayın kırılma sürecinin değerlendirilmesinde kullanılan yeni bir kavramdır (Crone ve Omdahl, 1987). Yapısal süreksizlik, doğrultu değişiklikleri ve reolojinin yanı sıra paleosismolojik verilerle de tanımlanan fay segmentasyonu, fayların çoklu kırılma döngüleri üzerinde belirgin şekilde davranan, tanımlanabilir farklı bölümlerden oluştuğu varsayımıdır (Schwartz ve Coppersmith, 1984; Slemmons, 1995; Grant, 2002). Benzer şekilde, fay segmentasyonundan türetilen *"karakteristik deprem"* kavramı ve modeli (Schwartz ve Coppersmith, 1984; Wallace, 1987) fay kırığı ve deprem tekrarı için en etkili modeldir (Grant, 2002). Paleosismik veri ve teorik olarak fay mekaniği ile desteklenen karakteristik deprem modeli, geçmişte yüzey kırığı meydana getiren olayların yer değiştirme ve tekrarlanma verilerine dayanarak, fayın aynı segmentlerinde aynı büyüklükte depremlerin tekrar edeceği varsayımına dayanır (Schwartz ve Coppersmith, 1984; Yeats ve Prentice, 1996; Yongkang ve Qidong, 1999). Karakteristik deprem modelinde, bir fay segmenti boyunca kaymanın dağılımı birbirini takip eden olaylarda tekrarlanır ve ardışık depremlerde kayma dağılımı tekrarlandığı için fay uzunluğu boyunca kayma hızı değişir (Schwartz ve Coppersmith, 1984). Karakteristik depremlerde sabit bir tekrar aralığı yoktur ve karakteristik büyüklükteki depremler bir fayın bir kısmını veya segmentini tekrar tekrar kırma eğilimindedir (McCalpin, 2009; McCalpin ve Nelson, 1996; Schwartz ve Coppersmith, 1984). Her segmentin ise kendine özgü bir karakteristik kırılma modeli ve büyüklüğü vardır (Grant, 2002). Tarihsel davranışın uzun vadeli davranışı

da temsil edebileceğini ve böylece gelecekteki depremlerin geçmişte meydana geldikleri yerde tekrarlanacağı Allen (1968) tarafından da ortaya atılmıştır. Hecker ve Schwartz (1994) birçok fay için paleosismik verileri analiz ederek çoğu fayın karakteristik kayma sergilediği sonucuna varmışlardır.

Aynı gerilme alanı içinde kalan bölgesel faylardaki hareket, büyük depremlerin zamansal kümelenme özelliği (temporal clustering feature) ile karakterize olduğunu göstermektedir (McCalpin, 2009; McCalpin ve Nishenko, 1996; Sieh, Stuiver ve Brilinger, 1989; Yeats ve Prentice, 1996; Yongkang ve Qidong, 1999; Wallace, 1987). Tarihsel depremlerin analizi ve bazı paleosismik veriler, büyük depremlerin düzensiz oluşum gösterdiğini, yüzey kırılmalarının düzensiz ya da kümeler halinde meydana geldiğini ortaya koymaktadır (Grant, 2002; Grant ve Sieh, 1994; Sieh ve diğer., 1989). Bu da, depremselliğin zamansal kümeler veya deprem dizileri oluşturmak için önceki kırılmalardan kaynaklanan stres alanları tarafından tetiklenebileceğini göstermektedir (Grant, 2002; Stein, Barka ve Dieterich, 1997). Tekrarlanma paterni logaritmiktir, dolayısıyla tekrar aralıkları giderek kısalarak, aktif bir dönemin sonunda bir kümeyle sonuçlanabilir (Yeats ve Prentice, 1996). Bu bağlamda paleosismolojinin önemli amaçlarından biri de, biriken gerilimin sismojenik faylar üzerindeki salınım şekli hakkında bilgi edinmek için, depremlerin zamansal kümelenmesinin çoğu fay için tipik olup olmadığını belirlemek olmalıdır (Crone ve Omdahl, 1987). Sismojenik fayların zamansal ve uzamsal davranışlarını ortaya koyan paleosismolojik çalışmalardan elde edilen veriler, geçmişte büyük depremler meydana getiren bazı fayların uzun vadeli davranışının, yüksek aktivite dönemlerinin ardından uzun süreli sessizlik dönemleri ile karakterize olduğunu göstermektedir (Crone ve Omdahl, 1987; Michetti ve diğer., 2005; Wallace, 1981, 1987).

6.4 Paleosismoloji Çalışmalarında Kullanılan Yöntemler

Paleosismolojik yöntemin kilit noktası, jeomorfolojik olarak ifade edilen ve sismik kökenli olduğu açık olan yüzey yer değiştirmesinin (eğim yenilmesi veya fay sarplıkları) analizidir (Solonenko, 1962). Bu kapsamda paleosismoloji, faylar

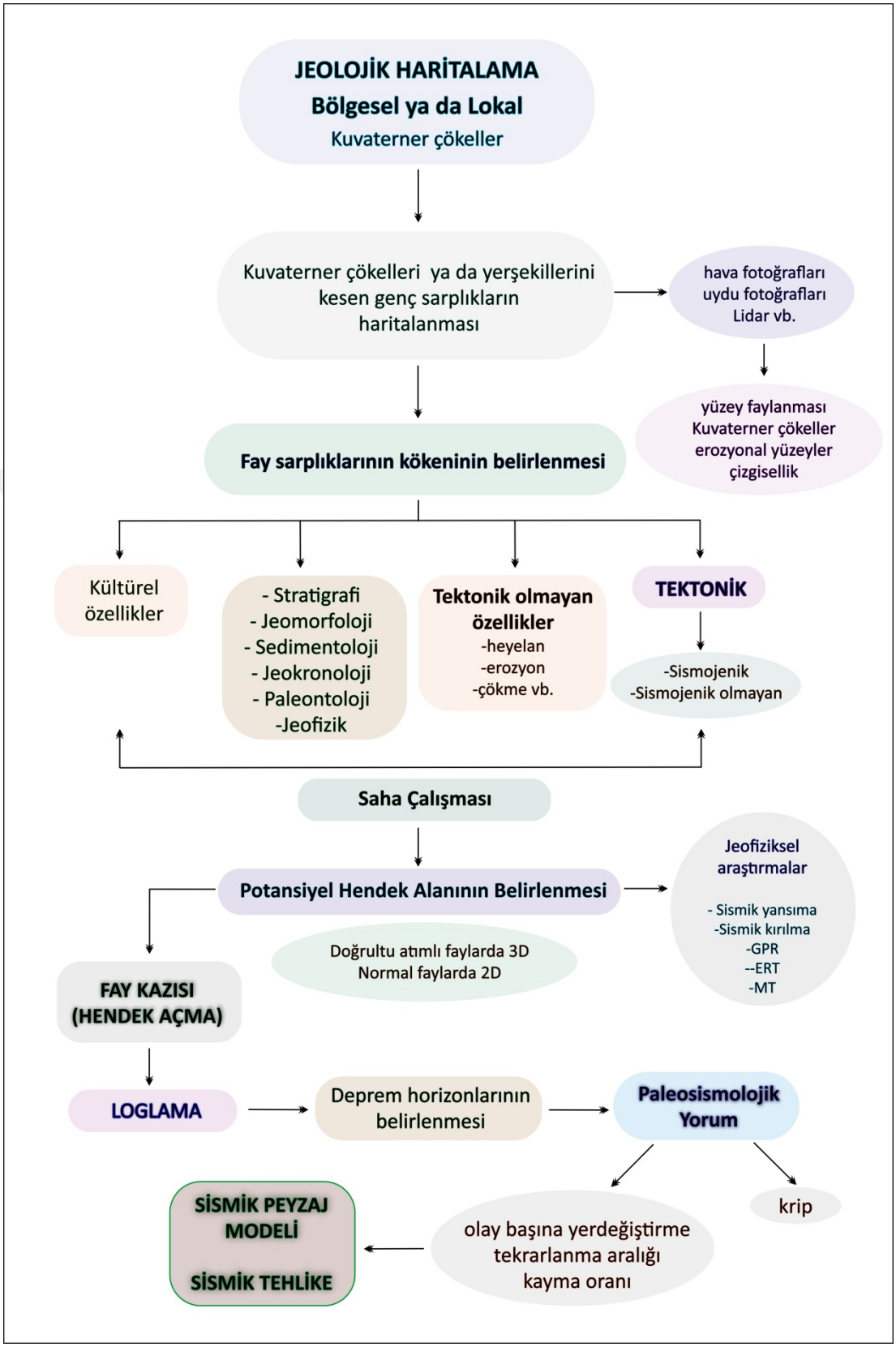
boyunca oluşan mikrostratigrafik ilişkiler, fay sarplıkları, fay izli jeomorfoloji, sismik olarak indüklenen tortul yapılar, uzun vadeli yer değiştirme oranlarını ortaya çıkaran bölgesel tektonik ilişkiler, yükselim ya da faylanma ile ilişkili nehir ve deniz terasları ile ilgilenir (Wallace, 1981; 1987). Paleosismolojik çalışmalar, ağırlıklı olarak, çökelim ve erozyonal süreçlerle kaydedilen ve korunan özelliklerin yorumlanmasına dayanır (Akyüz, Karabacak ve Zabcı, 2015).

Tekrar aralıkları çoğu durumda çok uzun olduğundan, sismojenik fayların deprem geçmişinin anlaşılması belli sınırlamaları nedeniyle yalnızca tarihsel ve aletsel sismisiteden belirlenemez (Crone ve Omdahl, 1987; Yeats ve Prentice, 1996). Tarihsel kayıtların sunduğu sınırlı deprem davranışını genişletecek veri setleri, bir faydaki depremlerin tarihini binlerce yıl öncesine uzatabilme potansiyeli nedeniyle paleosismoloji çalışmaları ile sağlanır (Allen, 1986; McCalpin, 2009; McCalpin ve Nelson, 1996; Yeats ve Prentice, 1996). Kaldı ki, tarihsel kayıtlarda bildirilmeyen depremler, paleosismolojik çalışmalarla belirlenebilir (Yeats ve Prentice, 1996). Büyük depremlerin tipik tekrarlanma süreleri ve tarihi kayıtlardaki sınırlamalar dikkate alındığında, yerel tarihi kayıtlardan önceki olaylar için, sismojenik fayların uzun vadeli zamansal davranışını karakterize eden tek bilgi kaynağımız jeolojik kayıtlardır (Crone ve Omdahl, 1987). Tarih öncesi depremlere ilişkin jeolojik kaydın korunması, birikim ve aşınma arasındaki dengeye dayanır. Dolayısıyla kaydın temsil ettiği depremin tarihlendirilmesi ve eksik korunmanın neden olabileceği boşlukların yorumlanmasında, mevcut kayıtların doğru deşifre edilmesi önemlidir (Crone ve Omdahl, 1987; McCalpin, 2009; Yeats ve Prentice, 1996). Büyük depremler, stratigrafik kayıtlarda korunabilen fay, kıvrım, çatlak, yumuşak sediman deformasyonu gibi farklı birçok jeolojik veya jeomorfolojik etki meydana getirir (Sieh, 1978). Özellikle, tarih öncesi depremleri tarihleyecek ve ortalama tekrar aralıklarını belirleyebilecek kanıtların çoğu Kuvaterner çökellerde korunur (Sieh, 1978; Crone ve Omdahl, 1987). Aktif faylar da genellikle tektonik olarak deforme olmuş Kuvaterner/Holosen yaşlı malzemeler veya yüzeylerle ilişkilendirilerek tanımlanır (Grant, 2002; McCalpin, 2009, Ziony ve Yerkes, 1985). Dolayısıyla hem araştırma alanı hem de tarihleme yöntemleri açısından paleosismoloji ve Kuvaterner jeolojisi yakın ilişki içindedir (Crone ve Omdahl, 1987). Başka bir ifadeyle,

paleosismoloji, uygulamalı Kuvaterner jeolojisinin başarılı bir örneğidir (Wallace, 1986). Paleosismolojik araştırmalarında uygulanan ve aynı zamanda sismik risk analizleri için de güvenilir bir veri tabanı oluşturmayı sağlayan yöntemler şekildeki akış şemasını takip eder (Şekil 6.2). Kavramsal olarak bir büyüklük ölçeğine eşdeğer bir sismik peyzaj tanımlamak için, deprem kaynaklarının sismik potansiyelleri şekilde verilen metodolojik yaklaşım takip edilerek analiz edilmeli ve paleosismik özellikleri tanımlanmalıdır (Michetti ve diğer., 2005).

6.4.1 Yüzey Morfolojisinin Araştırılması

Yüzey morfolojisinin incelenerek muhtemel alanların belirlendiği haritalama çalışmaları, paleosismoloji çalışmalarında uygulanan ilk adımdır. Deformasyon bölgesindeki Kuvaterner yer şekilleri ve çökellerin dikkatli bir şekilde haritalanması, paleosismolojik araştırmalardaki ilk ve çoğu zaman en verimli yaklaşımdır (McCalpin, 2009). Jeolojik ve jeomorfolojik haritalama, bölgenin stratigrafisi, yapısal jeolojisi ve tektonik tarihini tanımlamak için temel bileşenleri sağlar (Michetti ve diğer., 2005). Haritalama çalışmaları genellikle fayın kestiği Kuvaterner/Holosen çökellerinin detaylı alt bölümlerini ve fay sarplıklarını kapsar (Akyüz ve diğer., 2015). İnsansız hava araçları (İHA), yüksek çözünürlüklü Lidar, uydu ve hava fotoğrafları kullanılarak fayların yüzeydeki izleri mümkün olan en az hata ile tespit edilmeye çalışılır (McCalpin, 2009). Veritabanı sorgusu, hava fotoğrafı, uydu görüntüsü, dijital yükseklik modelleri (DEMs), InSAR görüntüleri gibi uzaktan algılama yöntemleri, havadan keşif veya saha incelemesi ile paleodepremlerden kaynaklanan yüzey deformasyonu tespit edilir (McCalpin, 2009). Bunların dışında, GPS ve interferometri verileri, gerinim hızı ölçümleri, teras ve drenaj ağı analizleri gibi çalışmalar yapılarak mevcut tektonik rejim ve aktivite derecesi belirlenmeye çalışılır (Michetti ve diğer., 2005). Jeolojik haritalama (surfical geologic mapping), genç jeomorfik yüzeylerin tanımlanmasına yardımcı olur (McCalpin, 2009). İyi tanımlanmış ve iyi analiz edilmiş morfoloji, faylanmanın karakteristik özellikleri hakkında bilgi vereceği gibi olası hendek yeri ve planlamasına da katkı sağlar (Akyüz ve diğer., 2015).



Şekil 6.2 Paleosismoloji çalışmalarında kullanılan uygulama basamaklarını gösteren akış şeması (Audemard, 1998, 2005; McCalpin, 2009'dan korole edilerek)

Holosen veya Kuvaterner faylarının tümü yüzeyde kendini göstermediğinden, gömülü yapıları bulunmasında jeofizik yöntemleri kullanılır (McCalpin, 2009). Karasal paleosismolojide, yeraltındaki tabakaların devamlılığı hakkında bilgi edinmek, sığ stratigrafi ve yapıyı tanımlamak, belirlenen yapıları geometri, kapsam ve deformasyon hızı açısından mekansal olarak karakterize etmek ve örtülü fay izlerini bulmak için sismik yansıma/sismik kırılma, GPR (ground penetrating radar), ERT (electrical resistivity radar), manyetik ve gravite gibi jeofiziksel yöntemler kullanılır (Akyüz ve diğer., 2015; McCalpin, 2009; Michetti ve diğer., 2005). Hendek açma ya da sondaj ile tanımlanamayan stratigrafinin ve fay zonunun daha derinlerdeki yapısının tanımlanmasında jeofiziksel yöntemlerin uygulanması yararlı olmaktadır (Akyüz ve diğer., 2015). Jeofiziksel yöntemlerle fay ya da kıvrım yapılarının yeri ve derinliğine ilişkin elde edilen veriler, hendeğin kapsamı, derinliği ve hendek açımı sırasında kullanılan teçhizatın planlanmasına fayda sağlar (McCalpin, 2009).

İdeal bir paleosismik araştırma dizisi, bölgesel ölçekten yerel ölçeğe ve yerel ölçekten saha ölçeğine doğru ilerler (McCalpin, 2009). Geçmiş depremlere ilişkin çalışmalarda sabit yada standart çalışma teknikleri olmasa da, paleosismolojideki en yaygın ve etkili yöntem aktif faylar boyunca güncel çökellerde hendek (trench) açılmasıdır (Akyüz ve diğer., 2015). Ancak hendek açılmadan önce, potansiyel hendek alanlarının belirlenmesini sağlayacak haritalama, jeomorfoloji, morfometri, jeofizik gibi çalışmaların yapılması gerekir. Tektonik jeomorfolojik özelliklerin haritalanması, fay izlerinin morfometrik analizi ve hendek çalışmaları gibi paleosismolojik çalışmalar, geçmişte yüzey faylanmasıyla sonuçlan paleodepremlerin boyutlarına ilişkin tahminlerin ve faya özel deprem modellerinin geliştirilmesini sağlayan deprem tekrarlama aralığı, yer değiştirme miktarı ve kayma hızı gibi nicel özelliklerinin ortaya çıkarılmasını sağlar (Schwartz ve Coppersmith, 1984).

6.4.2 Paleosismik verilerin tanımlanması

Herhangi bir paleosismolojik araştırmanın ilk evresi, fayın tanımlanmasıdır. Çünkü paleosismolojik inceleme yöntemleri yalnızca yer yüzeyinde ya da yakınında deformasyona veya çevresel değişikliklere neden olan faylara uygulanabilir (Grant, 2002). Paleodepremlerle ilgili öncelikli araştırmalar depremlerin meydana getirdiği yüzey kırıkları (faya ait izler) ve aktif fay sarplıklarına/şevlerine odaklanmaktadır (Yongkang ve Quidong, 1999). Aktif fay izleri meydana gelen depremlerin yerkabuğundaki en net ifadesi olduğundan paleosismolojik araştırmalarda kullanılan en belirgin göstergelerdir (Yeats ve diğer., 1997). Yüzeye ulaşan faylar, kör/gömülü faylara (blind fault) göre daha kolay tanınır (Bonilla ve Lienkaemper, 1990; Grant, 2002). Özellikle kıta içi alanlarda, kırılma yüzeye ulaşmadığında, fayla ilişkili deformasyonun tanınması zor olabilir (Yeats ve Prentice, 1996). Fay şeritleri (fault strands) sönümlenebileceği ya da yüzeyin altında sona erebileceği için fayla ilişkili depremi belirlemek için fayın birden fazla yüzeyinin incelenmesi gerekir (Bonilla ve Lienkaemper, 1990). Fay sarplığı/şevi (fault scarp) morfolojisi, tarih öncesi depremlerin yaşını tahmin etmede kullanılan önemli veri kaynaklarından biridir. Bilinen bir zamana ait tarihi ve tarih öncesi fay izlerinde yapılan araştırmalar, iklim ya da litoloji kontrolündeki yamaç bozunma süreçlerinin rolünü netleştirebilir ve yamaç morfolojisine dayalı fay izleri için daha kullanışlı yaş tahminlerinin yapılmasını sağlayabilir (Crone ve Omdahl, 1987). Erozyon ve çökelme süreçleri ile yamacın orjinal morfolojisinde görülen bozunmanın matematiksel modelleri, varsayımsal olarak şev yaşının tahmin edilmesine olanak sağlar (Crone ve Omdahl, 1987). Faya ait depremlerin yaşlandırılmasında fay sarplıklarının eğim açısı, tepe keskinliği, yükseklik ve fay litolojisi gibi özelliklerin korelasyonu ile faya ait depremlerin yaşlandırılmasına ilişkin yöntemler geliştirilmiştir (Bucknam ve Anderson, 1979; Grose ve Dodge, 1979; Wallace, 1977, 1984).

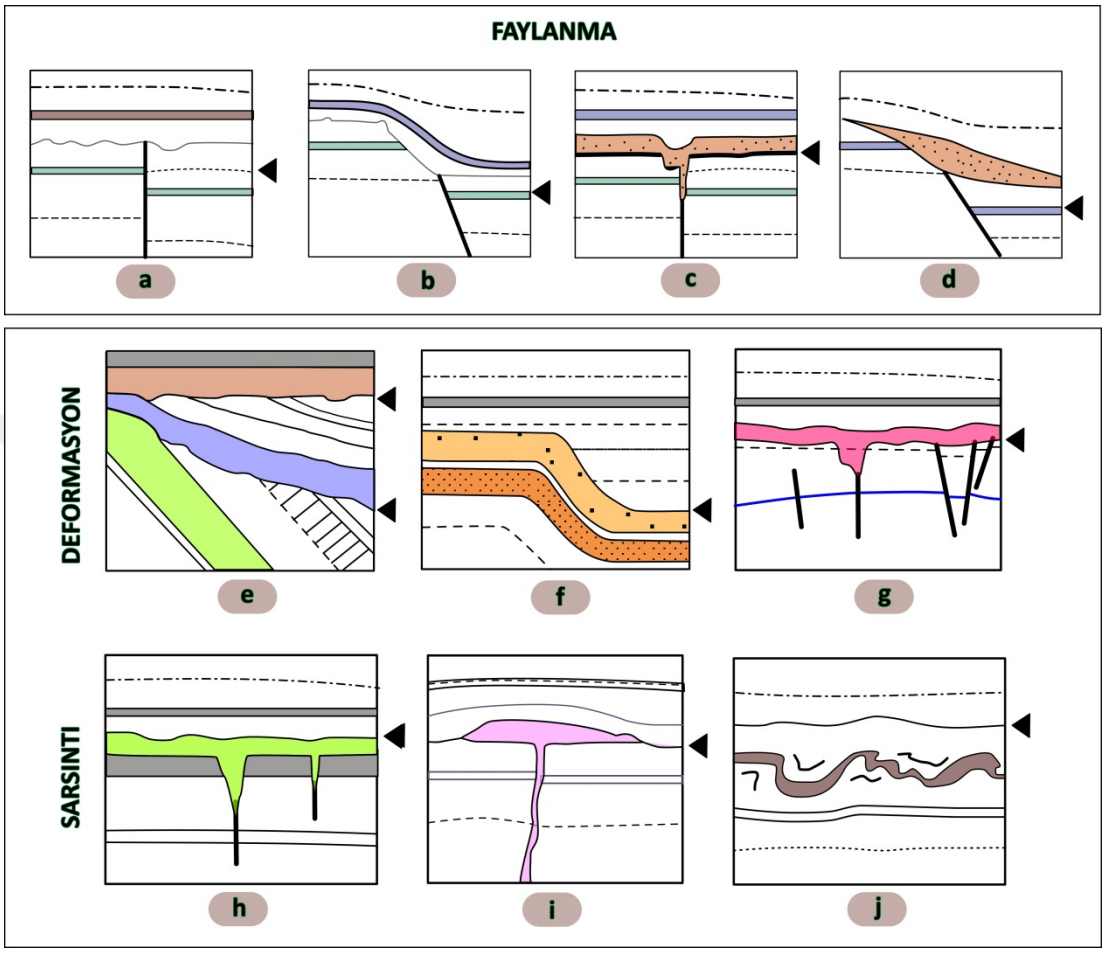
Paleosismolojik çalışmalar, geçmiş depremlerin faylar üzerinde meydana getirdiği kalıcı zemin deformasyonlarının incelenmesini gerektirir (Audemard, 2005). Ancak paleodepremlerle ilişkilendirilen deformasyonal özellikler sismik olmayan süreçlerin de ürünü olabileceğinden ya da sismik olmayan bazı özellikler deprem ürünüymüş

gibi yanlış yorumlanabileceğinden paleodepremlerin jeolojik kayıtlarını deşifre etmek zordur (Grant, 2002; Obermeier, 1994, 1996; Ricci Lucchi, 1995; Yeats ve Prentince, 1996). Birçok sismik döngü boyunca tekrar eden deformasyonlar, fayın tanınması ve fayla ilişkili yüzey şekillerinin oluşmasını sağlar (Audemard, 2005). Geçmiş depremler tarafından meydana getirilen yüzey kırılmalarını tanımak ve tarihlemek için stratigrafik ve yapısal ilişkiler kullanılır (Lettis ve Kelson, 2000).

İlk kez Solonenko (1970, 1973) ve Nikonov (1988a ve b, 1995a ve b) tarafından sınıflandırılan paleosismik veriler, (i) doğrudan fayla ilişkili (sismodeformasyonal), (ii) sarsıntı ile ilişkili (sismogravitasyonal) ve (iii) hem fay hem de sarsıntı ilişkili (gravite ve sismik) olanlar olmak 3 başlıkta değerlendirilmiştir (Şekil 6.3). Allen (1986)'ın önerdiği sınıflama ise paleosismik verileri, (i) faylanma, (ii) birim deformasyonu, (iii) sarsıntı ve (iv) sondaj verisi ile ilişkili olma durumuna göre gruplamaktadır. McCalpin (2009), önceki sınıflamaları değiştirerek paleosismik verileri, oluşum, konum ve zamanlama özelliklerini dikkate alarak birincil ve ikincil paleosismik kanıtlar olmak üzere 2'ye ayırmış, genetik ve tanımlayıcı bir sınıflamada birleştirmiştir (Tablo 6.1). Birincil paleosismik kanıt, bir fay düzlemi boyunca kosismik kaymadan kaynaklanan tektonik deformasyonla üretilir ve sismotektonik deformasyona eşdeğerken (Nikonov, 1995a; McCalpin, 2009; McCalpin ve Nelson, 1996), ikincil paleosismik kanıt deprem sarsıntılarının neden olduğu olaylar ile üretilir (McCalpin, 2009; McCalpin ve Nelson, 1996). Bu sınıflamada jeomorfik ya da stratgrafik olarak korunan paleosismik kanıtların, deprem anında oluşan anlık özellikleri (kosismik) ile kosismik deformasyon ve sismik sarsıntı sonrasındaki jeolojik süreçlerin oluşturduğu gecikmiş tepki (postsismik) özellikler birbirinden ayrılır.

Tek bir horizonda sonlanan birden çok fay (Yeats ve Prentice, 1996), faylar tarafından tekrar tekrar kesilen katmanlar (Swan, Schwartz ve Cluff, 1980), daha az deforme olmuş katmanlar tarafından örtülen eğimli veya kıvrımlanmış katmanlar (Sieh, 1978), normal faylarda gelişen kolüvyal kamalar (Schwartz ve Coppersmith, 1994; Swan ve diğer., 1980), paleosıvılaşma izleri (Obermeier, 1994, 1996), geçmiş depremlerle ilişkili çökme ya da heyelanlar (Dramis ve Blumetti, 2005)

paleodepremlerin zaman, büyüklük ve tekrar aralıklarının değerlendirilmesinde kanıt olarak kullanılan paleosismik verilerdir (Tablo 6.1).



Şekil 6.3 Paleodepremlerin belirlenmesinde kullanılan veriler, a) fayın deforme olmayan katmanlara doğru sonlanması, b) hızlı sedimantasyonla gelişen monoklinal kıvrımın fayı örtmesi, c) açılma kırıklarının tortulla dolması, d) kolüvyal kama oluşması, e) açısal uyumsuzluk, f) monoklinal kıvrım, g) ikincil kırık çatlak oluşumu, h) atım meydana getirmemiş ikincil kırık çatlaklar, i) kum volkan veya daykları, sıvılaşma, j) yumuşk sediman deformasyonu (Allen, 1986; Lettis ve Kelson, 2000'den yeniden çizilmiştir)

Fayların tektonik hareketi ile ilişkili olan yüzey kırılması ve bölgesel deformasyon depremlerin birincil etkileri olarak kabul edilirken, sarsıntıyla tetiklenen sıvılaşma, zemin bozunması, tsunami vb. ikincil etkilerdir (Grant, 2002). Spesifik bir faya ait deprem geçmişinin en eksiksiz kaydı, fay izleri gibi doğrudan depremle ilişkili birincil kanıtlar ile heyelan gibi dolaylı ikincil kanıtların birleştirilmesi ile elde edilir (Crone ve Omdahl, 1987). Obermeier (1994)'e göre tek başına ele alındığında, hiçbir

paleosismik veri bir deprem için kesin kanıt olarak kullanılamaz. Paleosismik veriler, bir bölge için devam eden tektonik aktivite oranının kalibrasyonuna ve kendi yerel jeomorfolojik ortamlarında tekrar eden depremlerin kümülatif etkilerinin anlaşılmasına olanak sağlar (Michetti ve Hancock, 1997).

Tablo 6.1 Paleosismik verilerin sınıflaması (McCalpin, 2009; McCalpin ve Nelson, 1996)

			Fay üzerinde		Faydan uzakta	
			Faylanma ile ilişkili	Faylanmadan sonra	Faylanma ile ilişkili	Faylanmadan sonra
BİRİNCİL VERİ	Tektonik deformasyonla oluşan	Jeomorfik veriler	- Fay sarplığı - Fay çizikleri - Çatlaklar - Kıvrımlar - Basınç sırtları	- Fay önü çökelleri	- Eğimli seviyeler - Yükselmiş deniz-kara çizgisi - Çekilmiş deniz seviyesi	- Tektonik taraça
		Stratigrafik veriler	- Faylanmış tabakalar -Kıvrımlanmış tabakalar	- Fay önü çökelleri - Çatlak dolgusu - Olay seviyesinde uyumsuzluk	- Tsunami çökelleri	- Erozyona bağlı uyumsuzluklar - Yükselme, çökelme ve eğimlenmeye bağlı birikimler
İKİNCİL VERİ	Sismik sarsıntı sonucu oluşan	Jeomorfik veriler	- Kum çökelleri - Heyelanlar - Zarar görmüş ağaçlar	- İlerlemeli heyelanlar	- Kum çökelleri - Heyelanlar - Çatlaklar - Sedimanlarda çökmeye bağlı sıkışma	- İlerlemeli heyelanlar
		Stratigrafik veriler	- Kum daykları	- Hızlı depolanmış göl veya nehir ağzı çökelleri	- Kum daykları - Dolmuş kraterler - Gevşek sediman deformasyonu - Türbidit çökelleri	- Erozyona bağlı uyumsuzluklar - Yükselme, çökelme ve eğimlenmeye bağlı birikimler

6.4.3 Fay Kazısı (Hendek) Çalışmaları

Geçmiş bir depreme ait yüzey kırılmasının kanıtı hendek kazılarında gözlemlenebilir (Grant, 2002). Paleosismik hendek araştırmaları, bir fay ya da fay segmentinin yerdeğiştirme miktarı ve zamanlaması, geometrisi, stili, neden olduğu deprem büyüklükleri, ağırlıklı olarak Holosen tarihsel evrimi, eksiksiz çökelim geçmişi ve varsa yer değiştirmiş gömülü özelliklerinin doğrudan anlaşılmasını sağlamanın en etkili yoludur (Akyüz ve diğer., 2015; McCalpin, 2009; Michetti ve

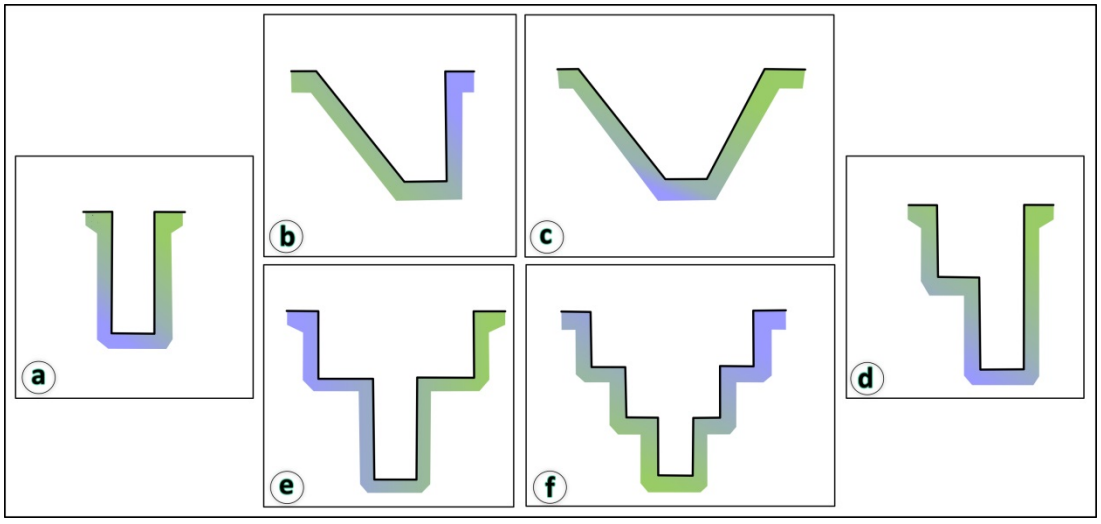
diğer., 2005; Piccardi, 2005). Hendekler tipik olarak paleodepremin yerdeğiştirme miktarı ya da tekrar aralığı ile ilgili verileri optimize etmek için açılır (Sieh, 1981). Hendek kayıtları genel olarak tortul katmanlarda saklanmış ya da korunmuş paleodepremlere ait deformasyon izlerinin nasıl tanınacağı ile ilgilidir (Yongkang ve Qidong, 1999). Bunların dışında, yerdeğiştirmenin yukarı veya aşağı doğru kaybolması ya da sona ermesi, paleokırılma izleri ve bunlarla ilişkili paleotoprak verileri de hendek içinde gözlemlenir (Bonilla ve Lienkaemper, 1991; McCalpin, 2009).

Bir hendek yeri için en iyi konum, yön ve yöntemler büyük ölçüde sahaya bağlıdır (Akyüz ve diğer., 2015, McCalpin, 2009). Hendek açılabilecek en iyi alanlar, tarihlenebilir malzemedeki yerdeğiştirme olayının kaydedildiği farklı stratigrafik birimlere sahip fay sarplıkları ya da fay izleridir (Wallace, 1981). Hendek yeri seçimi, paleosismolojik çalışmalardaki başarı ya da başarısızlığı ortaya çıkaran kritik bir unsurdur (McCalpin, 2009). Paleosismolojik çalışmanın ana hedeflerine ulaşmak için, deformasyon zonundaki en eksiksiz sismik geçmişi kaydeden ana fay veya uzantıları üzerinde hendek açmak öncelikli tercih olmalıdır (Akyüz ve diğer., 2015). Bazı durumlarda ana fay zonu yerine antitetik fay sarplığında da hendek açılabilmektedir (Pantosti ve Yeats, 1993; Pantosti, Berryman, Yeats ve Kinugasa, 2003). Hendek yeri, paleosismoloğun gözlemlemek istediği paleodeprem sayısına göre de belirlenebilmektedir (McCalpin, 2009). Hendeğin açıldığı malzemenin türü, deformasyon zonun genişliği, fay türü, alanın topografyası gibi faktörler hendek planlamasının nasıl oluşturulması gerektiğini belirleyen unsurlardır (Akyüz ve diğer., 2015). Bir fay segmenti boyunca yapılan hendek çalışmasının, her zaman o segment boyunca meydana gelen tüm son yüzey faylanmasını yakalamayacağı da dikkate alınmalıdır (Michetti ve diğer., 2005). Çok genç Kuvaterner/Holosen yüzeylerdeki faylar üzerinde açılan hendekler yalnızca bir ya da iki paleodeprem yer değiştirmesini açığa çıkarma potansiyeline sahipken, daha eski yüzeydeki hendekler birçok paleodepremden kaynaklanan kümülatif deformasyonu açığa çıkarır (McCalpin, 2009).

Tüm yerdeğiştirmenin tek, dar bir fay şeridinde yoğunlaştığı, ikincil faylanma ya da kıvrımlanmaların ihmal edilebileceği yerler yer değiştirme miktarının, ince taneli ve/veya organik katkılı çökellerin olduğu fay çöküntüleri ise paleodepremlerdeki tekrarlanmanın (tarihlemenin) belirlenebileceği en iyi hendek alanlarıdır (McCalpin, 2009). Eğim atımlı faylarda, yer değiştirme ve deprem tekrarının ölçülebileceği en iyi hendek konumu, genellikle tek izli, tortul dolgulu graben veya eğimli alanların önündeki yüksek fay izleriyle çakışan yerlerdir (McCalpin, 2009; Swan ve diğer., 1980). Doğrultu atımlı faylarda ise yer değiştirmenin ölçülebileceği en iyi alanlar, deprem tekrarının ölçülmesi için zayıftır ve bunun tersi de mümkündür (McCalpin, 2009).

Hendeklerin konumlandırılması faydaki yerdeğiştirme türüne göre belirlenir. Kabaca, hareket hissine paralel olmak üzere, eğim atımlı faylarda fayın doğrultusuna dik, doğrultu atımlı faylarda ise fayın doğrultusuna dik ve paralel şekilde hendekler açılır (Akyüz ve diğer., 2015; McCalpin, 2009). Eğim atımlı fay ürünü paleodepremler, özellikle yer değiştirmenin tek bir fay şevinin altında yoğunlaştığı yerlerde, fay boyunca her bölgede tek bir hendekle yeterince karakterize edilebilinir, ancak doğrultu atımlı yer değiştirmelerde kaymanın üç boyutlu bileşenlerini yakalamak için çok sayıda hendek gereklidir (McCalpin, 2009).

Çalışma alanının yapısal ve çökelim özelliklerine göre düzenlenen farklı tipte hendek modeli geliştirilmiştir (Şekil 6.4). Eğim atımlı faylarda fay zonunun genişliğine bağlı olarak farklı boyutlarda açılan hendek modelleri, sıklıkla taban bloğu kenarındaki düz bir zeminden taban bloğundaki fay yamacına yükselecek şekilde planlanır (McCalpin, 2009). Doğrultu atımlı faylarda üç boyutlu deformasyonu ölçmek için açılan hendeklerin, yakın aralıklı paralel duvarlarının artımlı/aşamalı (*incremental*) olarak kazılması gerekir (McCalpin, 2009; Wesnousky, Prentice ve Sieh, 1991). Hendeklerdeki derinlik çoğunlukla duvar stabilitesi ve su tablasına bağlı olarak değişkenlik gösterir. Tipik hendek incelemeleri için maksimum pratik derinlik 3-5 m aralığındadır (Grant, 2002). Uzun bir sismik geçmişin ortaya çıkarılma olasılığı, hendek derinliğinin arttırılması ile mümkündür (Akyüz ve diğer., 2015).



Şekil 6.4 Paleosismoloji çalışmalarında uygulanan farklı hendek tiplerinin kesitleri, a) tek çukur (California tipi), b) bir kenarı eğimli, c) iki kenarı eğimli-açık çukur, d) tek kenardan basamaklı, e) iki kenardan basamaklı, f) çok basamaklı (McCalpin, 2009)

Hendeğin istenen model ve boyutta açılmasından sonra, hendek duvarlarındaki stratigrafik ve yapısal ilişkiler, eşlenebilir dokanak ve toprak horizonlarını ortaya çıkarmak için kazı makinalarının duvarlarda bıraktığı kazıma izlerinin dikkatli bir şekilde temizlenir. Hendek duvarı temizliği, duvarlardaki farklı litolojik malzemeye uygun farklı kazı araçlarının (jeolog çekici, mala, çapa, fırça, Nishiri gama vb.) kullanımını gerektirir (McCalpin, 2009).

Temizlenen hendek duvarları, yatayda ve düşeyde 1 m'lik (ya da 0.5 m) düzgün referans gridlere bölünür (Akyüz ve diğer., 2015). Karelajlama olarak bilinen bu işlemin ardından gözlenen ilgili tüm jeolojik temas noktaları hendek duvarına işaretlenir (McCalpin, 2009). $1m^2$'lik eşit parçalara bölünen hendek duvarları, ölçekli bir biçimde manuel olarak milimetrik kâğıtlara aktarılır. Loglama adı verilen bu işlemin amacı yüzey kırılmalarının sayısını, bunların tarihlendirilebilir malzemeye göre stratigrafik konumlarını tanımak ve kaydetmektir (Grant, 2002).

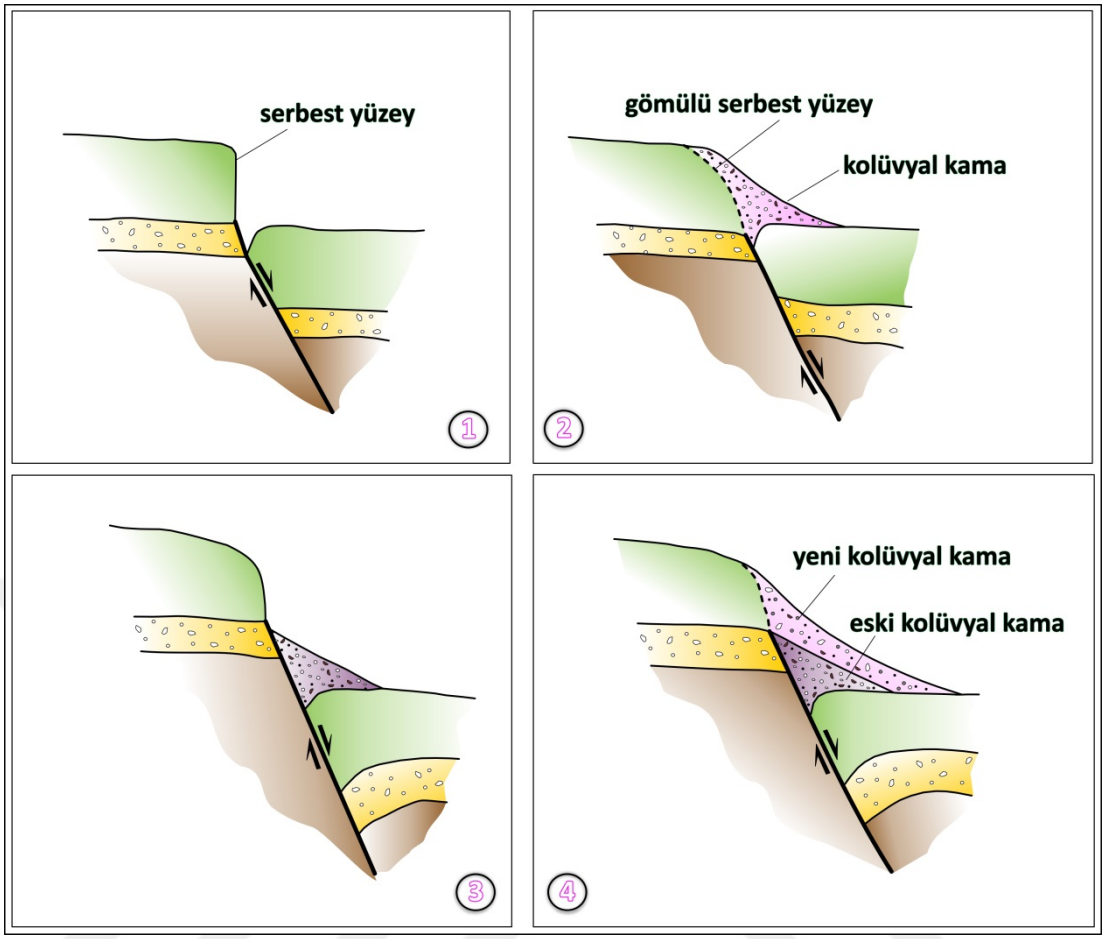
Hendek duvarlarındaki stratigrafi ve jeolojik yapılarla ilgili bilgileri içeren hendek logları, birincil veya ikincil deprem bulguları dışında tarihlendirilebilir malzemenin de tam konumunu gösterir (Akyüz ve diğer., 2015, Grant, 2002). Bununla birlikte, kısmen yorumsal bir çizim olduğundan, manuel olarak tamamen nesnel bir log

oluşturmak mümkün değildir (Grant, 2002; McCalpin, 2009). Manuel loglamanın ardından, hendek duvarları fotoğraflanır ve fotoğraflar tüm duvarı kapsayacak şekilde dijital bir görüntüde birleştirilir. Fotomozaik loglama olarak bilinen bu yöntem günümüz hendek çalışmalarında bir standart haline gelmiştir (McCalpin, 2009). Hendek çalışmalarındaki son ve en kritik aşama, paleodepremlerin yaşlandırılması için farklı tarihleme tekniklerine uygun örnek alınmasıdır. Hendek içindeki mevcut tüm verilerin toplanması ve örnek alımının tamamlanmasından sonra çıkarılan malzeme yeniden hendek içine doldurularak hendek kapatılır ve çevre mümkün olduğunca eski görüntüsüne dönüştürülür.

6.4.4 Kolüvyal Kamaların Tanımlanması

Fay izleri üzerinde hendek açarak, ana fayın önünde gelişen kolüvyal kamaların ortaya çıkarılması, normal faylar boyunca meydana gelen paleodepremlerin sayısını ölçmek için kullanılabilir (Schwartz ve Coppersmith, 1984). Kolüvyal kamalar (*colluvial wedge*) (D-yapısı, Okada ve diğer., 1989), geçmiş fay izlerinin oluşumundan sonra, fayın serbest yüzeyinde açığa çıkan düşük kohezyonlu, konsolide olmamış genç malzemenin, fay sarplığı tabanına düşerek oluşturduğu kama biçimli birikimlerdir (Wallace, 1977).

Depremle ilişkili fay zonu stratigrafisi ve faylanma tarihini yorumlamak için yaygın olarak kullanılan sedimantolojik model kolüvyal birikintilerin stratigrafisini kullanan kolüvyal kama modelidir (McCalpin, 2009). Hendeklerde kolüvyal stratigrafik dizi genellikle ana faydan uzaklaşan istifli birim ya da kama şeklinde kendini gösterir ve hendekte açığa çıkarılan kolüvyal kama sayısı, fay boyunca deprem yüzey kırılmalarının ve dolayısıyla paleodepremlerin sayısını belirlemede bir temel oluşturur (Şekil 6.5) (McCalpin, 2009; Schwartz ve Coppersmith, 1984). Her bir kama, bir yüzey kırılma olayını takip eden birikimi temsil eder (McCalpin, 2009).



Şekil 6.5 Kolüvyal kama oluşum basamaklarının şematik gösterimi (1-ilk faylanma, 2-ilk kolüvyal kama oluşumu, 3-ikinci faylanma, 4-ikinci kolüvyal kama) (McCalpin, 2009; Schwartz ve Coppersmith, 1984)

Fay boyunca yeni bir kayma olmadığı sürece, fay şevinden dökülen gevşek kolüvyal malzeme fay şevi stabilize oluncaya kadar fayın serbest yüzeyinin tabanını gömer ve stabilite sırasında kolüvyal kama üzerinde toprak oluşumu (*paleosoil*) başlar (McCalpin, 2009; Schwartz ve Coppersmith, 1984). Sonraki bir faylanma, birincisine benzer şekilde ikinci bir kolüvyalin oluşumuna sebep olacağından, çoklu faylanmaların eğimli fay yüzeyi üzerinde paleotopraklarla ayrılmış bir dizi dikey kolüvyal kama istifleriyle temsil edileceği söylenebilir (McCalpin, 2009). Geçmişte yüzey faylanması meydana getiren depremlerdeki yer değiştirme miktarı, hendek içinde belirlenen kolüvyal kamaların kalınlığına bağlı olarak tahmin edilebilir (Schwartz ve Coppersmith, 1984). Fayın doğrultusu boyunca değişen kama kalınlığı, faydaki hareket sonrasında fay şevinde açığa çıkan serbest yüzün yüksekliğinin minimum değerini sağlar. Fay sarplığındaki bozunma modelleri, kolüvyal kamanın

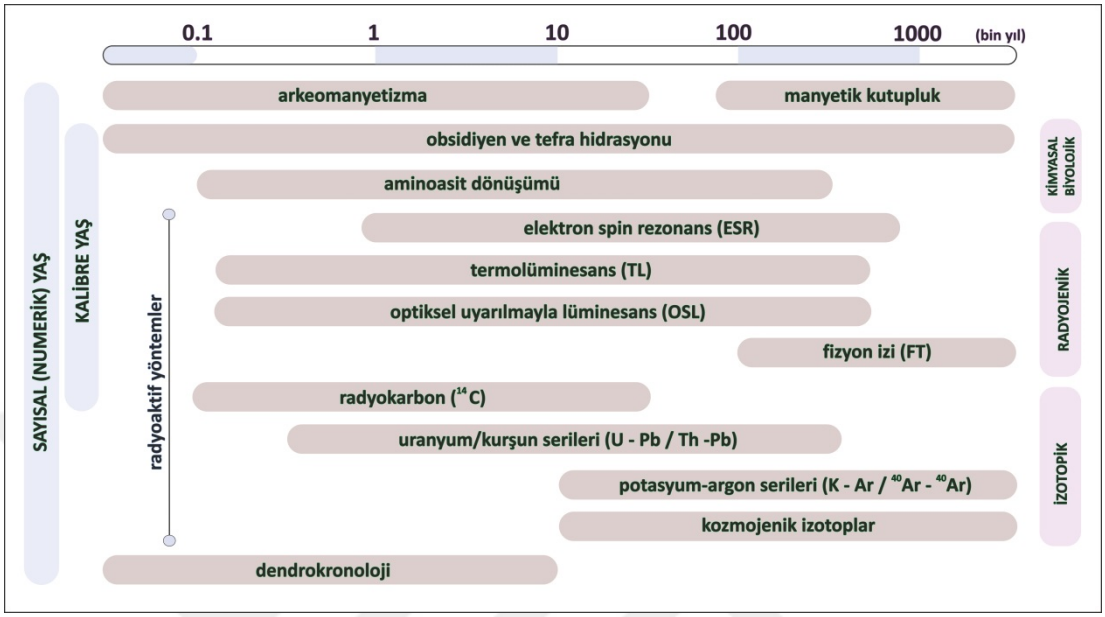
maksimum kalınlığının, döküldüğü serbest yüzün yüksekliğinin yarısı ile sınırlı olacağını tahmin eder (McCalpin, 2009). Böyle bir ilişkinin yataya yakın yüzeylerde biriken kolüvyal kamalar için geçerli olması daha muhtemeldir (Ostenaa, 1984; McCalpin, 2009).

Fay önünde gelişen kolüvyal malzeme ve paleotoprak depremden sonraki bir yaşa, örttüğü tortul ise depremden önceki bir yaşa aittir. Bu sebeple hendek içlerinde keşfedilen kolüvyaller, paleodepremlerin tarihlendirilmesini sağlayacak en önemli verilerdir (McCalpin, 2009). Pantosti, Schwartz ve Valensise (1993) bir paleodeprem anında yer yüzeyini "*olay/deprem horizonu*" olarak tanımlamıştır. Deprem horizonu, stratigrafik olarak fay şevi eğiminde biriken kolüvyal malzemenin tabanı ya da bu birikim sonucu gelişen uyumsuzluklarla tanımlanır (McCalpin, 2009). Dolayısıyla hendek çalışmalarındaki son aşama, deprem horizonlarının altındaki ve üstündeki çökelleri yaşlandırarak faydaki paleodepremlerin yaşını sınırlamaktır.

6.4.5 Paleosismolojide Yaşlandırma Teknikleri

Paleosismik çalışmaların özü güvenilir ve tutarlı yaş verisi elde etmektir (Crone ve Omdahl, 1987). Paleosismolojide, geçmiş depremleri yaşlandırmak, belirli bir fay boyunca tanımlanan paleodeprem kanıtlarının, uygun jeokronolojik yöntemler kullanılarak minimum ve maksimum yaşlarla sınırlanması ilkesine dayanır (Grant, 2002). Maksimum yaş, tipik olarak bir paleodeprem öncesinde çökelmiş tortuldan, minimum yaş ise depremden kısa bir süre sonra oluşan ve yaş özellikleri sıfırlanan malzemeden elde edilir (McCalpin, 2009, McCalpin ve Nelson, 1996). Paleodeprem izlerinin çoğu Kuvaterner çökellerde saklı olduğundan, Kuvaterner materyallerinin yaşlandırılmasında kullanılan jeokronolojik yöntemler, paleodepremlerin yaşlandırılmasında da kullanılır (Şekil 6.6) (Lettis ve Kelson, 2000; McCalpin, 2009; McCalpin ve Nelson, 1996; Yeats ve diğer., 1997; Yongkang ve Qidong, 1999). Paleodepremlerin gerçek yaşını elde etmek, kullanılan yöntemin doğruluğu ve kesinliğine ek olarak, yönteminin uygulanabilirliği ile de sınırlıdır (McCalpin ve Nelson, 1996; Yongkang ve Qidong, 1999). Bir fayın geçmişini düşük hassasiyetle

ortaya koymak, yüksek doğruluk ve kesinlikte birkaç yaşın korelasyonunu gerektirir (Trumbore, 2000).



Şekil 6.6 Paleosismoloji çalışmalarına uygulanabilen Kuvaterner/Holosen tarihleme yöntemleri (Colman, Pierce ve Birkeland, 1987; Noller ve diğer., 2000'den birleştirilerek)

Paleosismolojik çalışmalarda pek çok yaşlandırma tekniği kullanılmakla birlikte, aşağıdaki bölümlerde, sadece, tez kapsamında yapılan paleosismolojik çalışmalarda kullanılan yaşlandırma teknikleri özetlenmiştir.

6.4.5.1 Radyokarbon (14C) Tarihlendirme Yöntemi

Kuvaterner'deki kısa bir zaman aralığına (son 50.000 yıl) uygulanabilen radyokarbon yöntemi, geliştirilen ilk radyometrik yaşlandırma tekniklerinden biri, aynı zamanda en yaygın şekilde kullanılan yaşlandırma tekniğidir (Bronk-Ramsey ve Beer, 2014; Noller, Sowers ve Lettis, 2000; Stuiver ve diğer., 1998; Walker, 2005). Biyolojik materyallerde radyokarbonun var olma olasılığını araştıran W.F. Libby ve arkadaşları, bitki kalıntılarındaki ^{14}C konsantrasyonunu ölçerek bitkinin ölümü üzerinden geçen zamanın hesaplanabileceğini ortaya koymuşlardır (Walker, 2005). İlk ölçümlerin Arnold ve Liby (1949) tarafından yayınlanması ve Libby'nin bu

keşifle 1960'da Nobel ödülünü almasıyla birlikte, ^{14}C yöntemi jeoloji ve arkeoloji gibi çalışma alanlarında sıklıkla kullanılmaya başlanmıştır.

Radyokarbon tarihleme tekniği, canlı organizma bünyesinde izotopik dengede bulunan ^{14}C izotopunun, organizma öldüğünde bozunarak beta (β) parçacıklarının emisyonu yoluyla kararlı nitrojen formu olan ^{14}N'ye dönüşmesi ve meydana gelen ^{14}C azalmasının ölçülmesi ilkesine dayanmaktadır (Walker, 2005). Atmosferdeki kozmik ışınlar tarafından üretilen ve karbonun üç izotopundan biri olan radyokarbon (^{14}C), karbonun diğer izotopları gibi (^{12}C ve ^{13}C) gibi kararlı değildir (Hajdas, 2008; Walker, 2005). Canlı organizmalarda $^{12}C/^{14}C$ oranı sabitken, organizma öldüğünde kararsız olan ^{14}C izotopu azaldığından bu oran sürekli değişir. Dolayısıyla $^{12}C/^{14}C$ oranının ölçümü canlı kalıntısının yaşını verir. Yarılanma ömrü 5730 yıl olan ^{14}C izotopunun (Libby'e göre 5568 yıl) bozunma hızı için ölçüm limiti 8-10 yarı ömür olarak kabul edilir (Bronk-Ramsey, 2014; Godwin, 1962; Hajdas, 2008; Keenan, 2012; Walker, 2005). Bu da yaklaşık 50.000-55.000 yıllık bir üst yaş sınırı anlamına gelmektedir (Hajdas, 2008; Hajdas ve diğer., 2021; Walker, 2005). Bunun yanı sıra radyokarbonun zaman ölçeğini 60.000-75.000 yıl aralığına kadar genişleten farklı yaklaşımların olduğu çalışmalar da bulunmaktadır (Bird ve diğer., 2003; Stuiver, Heusser ve Yang, 1978).

Radyokarbon yöntemi, karbon içeriği olan odun kömürü, kemik, hayvan dokusu, fosil gibi organik canlı kalıntılarına, bitkilerin tohum, meyve gibi makroskopik kalıntılarına, kumaş, kâğıt, seramik gibi materyallere veya toprak, karbonat, sedimentlere uygulanmaktadır (Bronk-Ramsey, 2014; Hajdas, 2008, 2021; Libby, 1952, 1961; Longin, 1971; Walker, 2005). Radyokarbon tarihlemesinde, yaşı belirlenmek istenen malzemedeki ^{14}C konsantrosyonunu bulmak için "beta sayımı *(β-counting)*" ve "hızlandırıcı kütle spektrometresi *(AMS-accelerator mass spectrometry)*" olmak üzere iki yaklaşım kullanılır (Hajdas, 2008, 2021; Walker, 2005). β sayımı, organik kalıntıdaki ^{14}C izotoplarının ne kadarının β bozunumu yaptığının ölçümüne dayanır. Radyoaktif sayaçların kullanıldığı yöntemde karbondioksit, asetilen veya metan gibi gazlar (*gaz sayımı yöntemi=gas proportional counting*) ya da benzen gibi parıldayan fosforik sıvılar (*sıvı sintilasyon*

yöntemi=liquid scintillation counting) kullanılır (Walker, 2005). AMS ile radyokarbon yaşının tayini ise, organik kalıntıdaki ^{14}C izotoplarının sayısının, bireysel radyoaktif bozunma olayını beklemek yerine doğrudan ölçümüne dayanmaktadır (Aitken, 1999; Cook ve van der Plicht, 2006; Finkel ve Suter, 1993; Jull ve Burr, 2006; Jull, Burr ve Hodgins, 2013; Walker, 2005). Tipik olarak 1-2 gr karbon içeriği gerektiren numune ve bir numune için birkaç günlük sayım prosesi gerektiren β sayımına karşın, 1 mg ya da daha az organik numune için birkaç saat aralığında sonuç veren AMS yöntemini kullanmak radyokarbon tarihlemede daha avantajlıdır (Walker, 2005).

Numuneye daha genç ya da daha yaşlı karbon girişi olarak bilinen kirlenme, izotopik ayrışma, denizel rezervuar etkisi ya da ^{14}C üretimindeki uzun vadeli varyasyon (*de Vries effect*) gibi etkenler radyokarbon tarihleme yöntemindeki sonuçları etkileyebilen hata kaynaklarıdır (Hadjas, 2008; Walker, 2005). Atmosferik ^{14}C içeriğindeki değişim nedeniyle tanımlanmış yaşı belirlenen numunenin takvim yaşını elde etmek için radyokarbon yaşının kalibre edilmesi gerekir (Walker, 2005). Aslında bir tarih değil izotop oranı ölçümü olan radyokarbon sonuçlarının, istatistiksel yöntemlerle geliştirilen programlar ile kalibrasyonu yapılmaktadır (Bronk-Ramsey, 1995, 2009; Reimer ve diğer., 2004, 2009; Stuiver ve Reimer, 1993; Stuiver ve diğer., 1998; van der Plicht, 1993). Uluslararası literatürde, kalibre edilmiş radyokarbon yaşları "cal AD/BC" ya da "cal BP" olarak belirtilir (*cal*, calendar age-takvim yaşı; *BP*, before present-günümüzden önce; *AD*, anno domini-milattan sonra; *BC*, before christ-milattan önce).

6.4.5.2 Optiksel Uyarılmayla Lüminesans (OSL) Tarihlendirme Yöntemi

Tarihleme çalışmalarında kullanılan *"Lüminesans"* teknikleri, kararsız haldeki uyarılmış atom veya molekülün fazla enerjisini ışıma yoluyla atması temeline dayanmaktadır. ^{238}U, ^{232}T ve ^{40}K gibi radyonüklidlerin bozunmasıyla serbestleşen elektronlar, bozunmayla oluşan saçınım ya da ışımaların mineralin kristal yapısında meydana getirdiği kusurlara tuzaklanır. Tuzaklanan elektronların miktarı ışıkla uyarılarak incelenirse gözlenen lüminesans olayı "*optiksel uyarılmalı lüminesans*"

olarak adlandırılır. Lüminesansın tarihleme çalışmalarında kullanımı, önceleri tarihi eserlerin sahte olup olmadığının anlaşılmasında kullanılan termolüminesans (TL-ısıyla uyarılma) yönteminin, seramiklerin pişirilme yaşını ortaya çıkarmak için ilk kez arkeolojik örneklerde yaşlandırma amaçlı kullanılmasıyla başlamıştır (Daniels, Boyd ve Saunders, 1953; Fleming, 1979; Tite ve Waine, 1962). Wintle ve Huntey (1979), bu yöntemle, kuvars ve feldispat minerallerinin en son gün ışığına maruz kaldığı andan itibaren geçen sürenin belirlenebileceğini öne sürmüşlerdir. Daha sonra, elektronları ışıkla uyarmanın kristal yapıdaki tuzaklardan serbest kalmalarını sağlayacak en iyi yol olacağı görüşü ortaya atılmıştır (Huntley, 1985). Huntley, Godfrey-Smith ve Thewalt (1985), "*optiksel tarihleme*" olarak tanımladıkları bu yöntemi sedimanları tarihlendirmede kullanmışlardır. Sonraki yıllarda, Aitken (1989), TL ve OSL yöntemlerinin terminolojisi ve kıyaslamasını içeren bir rehber hazırlamıştır.

Optiksel uyarılma ile elektronların tuzaklarından ayrılması lüminesans saatinin sıfırlanması olarak tanımlanır. OSL tarihlemesindeki uygulama prensiplerinden biri de, yaşı belirlenecek numunenin ilk konumundan son konumuna gelmesi sırasında maruz kaldığı gün ışığıyla sıfırlanmış olmasıdır. Kuvars veya feldispat numunelerinin sıfırlandığı andan günümüze kadarki sürede maruz kaldığı radyasyona bağlı olarak ölçülen lüminesans dozu yani gömüldüğü süre boyunca maruz kaldığı toplam doz "*eşdeğer doz*", numunenin gömülü kaldığı süre boyunca bir yılda soğurduğu doz ise "*yıllık doz*" olarak adlandırılır (Aitken, 1985). Soğrulan dozun birimi Gray (Gy) olarak ifade edilir.

OSL tarihlemesinde, numunenin eşdeğer doz ve yıllık dozunun ortaya çıkarılması hedeflenir. Yöntemsel olarak farklı uygulamaların olduğu OSL tarihlemesinde, hedeflenen parametrelerin belirlenmesinde en sık tercih edilen teknik "Tek Tablet Yenileme (*SAR-Single Aliquot Regeneration) Protokolü"* dür. Kuvars ve feldispattaki eş değer doz (D_e veya paleodoz), yıllık doz ve dolayısıyla yaşın belirlenmesini sağlayan bu teknik, verilen her bir doz başına düşen foton miktarını ölçmeye dayanır (Murray, Roberst ve Wintle, 1997; Murray ve Wintle, 2000).

Eşdeğer doz ve yıllık dozun belirlenmesinden sonra numunenin tarihlemesi 6.1'de verilen eşitlikle elde edilir.

$$Yaş\ (yıl) = Eşdeğer\ Doz\ (Gy) / Yıllık\ Doz\ (mGy/yıl) \quad (6.1)$$

OSL yöntemi ile tarihleme yapılırken, öncelikle yaş tayini yapılacak numunelerin SAR protokolüne hazır hale getirilmesi gerekir. Bunun için, numunenin içinde bulunduğu karotiyer tüpler hassasiyetle açıldıktan sonra numunelerin ıslak ve kuru ağırlıkları ölçülür ve farklı çaptaki eleklerden geçirilerek 125-180 μm boyutundaki kırıntılar ayrılır. Cam behere alınan kırıntılar sırasıyla HCl ve H_2O_2 yıkanarak karbonat ve organik maddelerden arındırılır. Bu işlemin ardından saf su ile yıkanan ve etüvde kurutulan numuneler elenir. Elenen numuneler üzerine sırasıyla ilave edilen HF ve HCl ile numunenin içerdiği alfa ışınları ve floritlerin yok edilmesi sağlanır. Bu uygulama ile kuvars ve feldispat mineralleri ayrıştırıldıktan sonra, paslanmaz çelik diskler üzerine kuvars taneleri yapıştırılarak oluşturulan tabletler SAR protokolüne göre analiz edilir.

TL ve OSL gibi tarihleme yöntemleri, fayların geçmişte meydana getirdiği deprem yaşlarını belirleyebildiği için paleosismolojik çalışmalarda tercih edilen yöntemlerdir (Doğan ve Yeğingil, 2013; Şahiner, 2015). Fayın hareketiyle gömülen jeolojik malzemenin en son gün ışığına maruz kaldığı zaman ya da fay yüzeyinde meydana gelen mekanik etki veya ısı, numunenin sıfırlanma zamanı olarak kabul edilir. Gömülen malzemede ışımalar yoluyla tuzaklanan elektronlar laboratuvar ortamında lüminesans teknikleri ile incelenir ve bu inceleme sonucu malzeminin gömülü kaldığı süre boyunca maruz kaldığı radyasyon dozu hesaplanarak fayın ürettiği deprem yaşı belirlenir (Şahiner, 2015).

6.5 İzmir Fayı'nın Paleosismolojisi

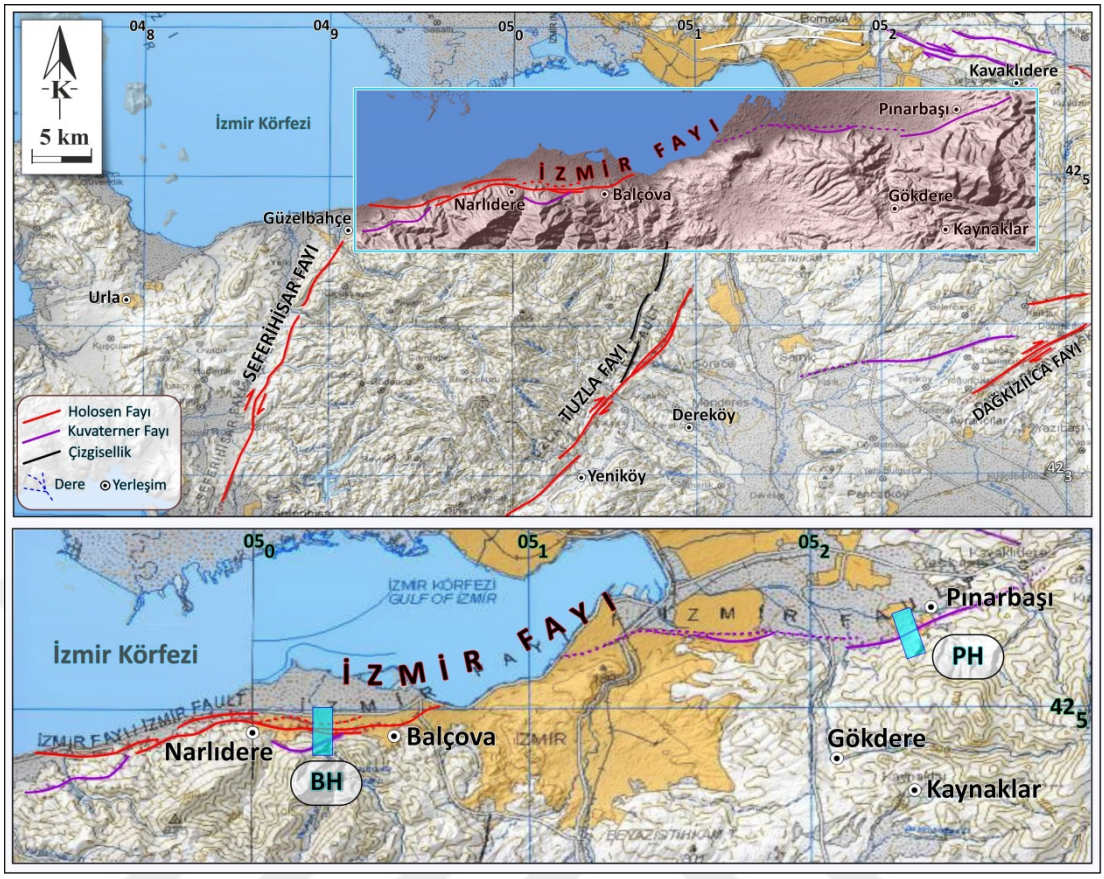
Bu bölümde aktif olduğu bilinen İzmir Fayı'nın geçmiş hareketlerini ortaya çıkarmak için yapılan paleosismolojik çalışmalara yer verilmiştir. Tarihsel dönemde yüzey kırığı oluşturmuş şiddetli depremlere kaynaklık ettiği düşünülen İzmir

Fayı'nın meydana gelen depremlerden hangisine veya hangilerine kaynaklık ettiği henüz net bir şekilde ortaya konmamıştır. Bu tez kapsamında, İzmir Fayı üzerinde ilk kez gerçekleştirilen ve jeokronoloji verileriyle desteklenen hendek tabanlı paleosismoloji çalışmaları ile literatürdeki bu açığın kapatılması hedeflenmiştir.

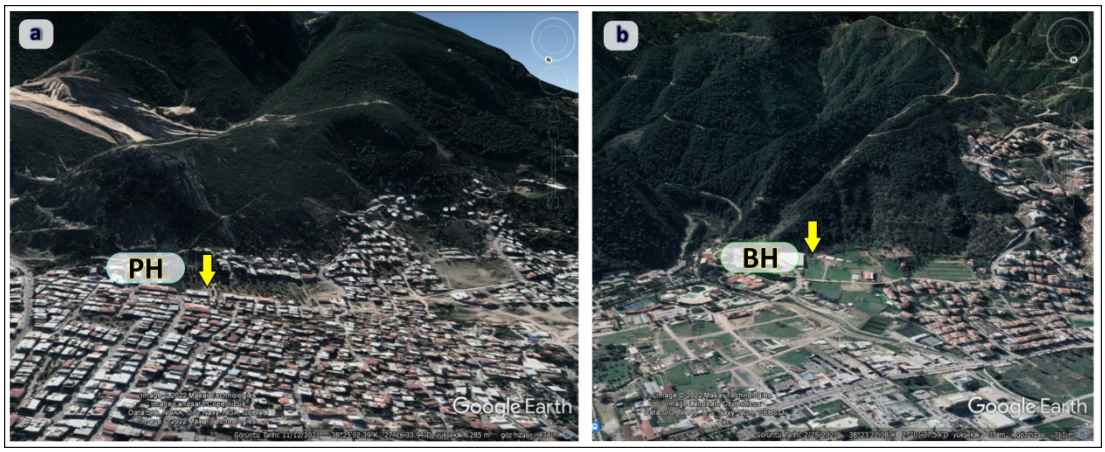
6.5.1 İzmir Fayı'nda Gerçekleştirilen Hendek (Fay Kazısı) Çalışmaları

Tez alanı jeolojisi, tez alanı ve yakın çevresindeki tarihsel deprem araştırmaları ve tektonik jeomorfolojik çalışmalarının korelasyonu ile uygun hendek alanları tespit edilmiş ve biri Balçova diğeri Pınarbaşı segmentinde olmak üzere, İzmir Fayı üzerindeki 2 lokasyonda paleosismolojik hendek açılmıştır (Şekil 6.7). Hendek yeri seçiminde öncelikli olarak, topografya üzerinde fay izinin gözlemlenebildiği alanlar tercih edilmiştir. Gözlemlenemediği alanlarda ise jeomorfolojik ve jeolojik kayıtların fayın varlığına işaret ettiği muhtemel alanlar seçilmiştir. Aynı zamanda hendekler alüvyal çökellerin fayın taban ve tavan bloklarında korunabildiği alanları kapsayacak şekilde açılmıştır. Agamemmon kaplıcaları KB'sında Kaya Termal Otel'in hemen batısında Balçova segmenti üzerinde açılan hendek *"Balçova Hendeği (BH)"*, Altındağ-Pınarbaşı ilçeleri arasında Pınarbaşı segmenti üzerinde açılan hendek *"Pınarbaşı Hendeği (PH)"* olarak adlandırılmıştır (Şekil 6.8).

Hendekler, gerekli idari ve mülki izinler alındıktan sonra, paletli ekskavatör (kazıcı yükleyici) kullanılarak fayın doğrultusuna dik yönde, tek çukur (single slot) tipte açılmıştır (Şekil 6.9). 28 metre uzunluğunda ve 2,5 metre genişlikteki Balçova hendeği K-G uzanımlıdır. Başlangıç noktasında 4,5 metre derinlikle açımına başlanan Balçova hendeği, kuzeye doğru topografyanın eğimine paralel şekilde devam ettirilerek 2,5 metre derinlikle sonlandırılmıştır. GGB-KKD uzanımlı Pınarbaşı hendeği 18 metre uzunluğunda ve 2,5 metre genişliktedir. 4 metre derinlikle başlatılan hendek topografyanın eğimi dikkate alınarak 2 metre derinlikle sonlandırılmıştır.



Şekil 6.7 Tez kapsamında İzmir fay segmentleri üzerinde açılan hendeklerin lokasyonlarını gösteren diri fay haritası (diri faylar Emre ve diğer., 2011, 2018'den) BH-Balçova Hendeği, PH-Pınarbaşı Hendeği



Şekil 6.8 İzmir fay segmentleri üzerinde açılan hendek yerlerini gösteren Google Earth görüntüleri, a) Pınarbaşı hendeği (PH), b) Balçova hendeği (BH)



Şekil 6.9 İzmir fay segmentlerinde gerçekleştirilen hendek açma (fay kazısı) çalışmalarına ait görüntüler: a-c) Balçova hendeği, d-e) Pınarbaşı hendeği (Kişisel arşiv, 2018)

Belirlenen lokasyonlarda açılan her iki hendeğin doğu ve batı duvarları, uygun gereçlerle temizlenerek kazıcı izleri giderilmiş, olabildiğince düzleştirilmiş ve hendek duvarlarındaki litoloji ve deformasyon izleri görülebilir hale getirilmiştir.

Düzleştirilen hendek duvarları uygun kalınlıktaki iplerle yatay ve düşeyde 1m x 1m olacak şekilde karelajlanmıştır (Şekil 6.10). Karelajlamada yataylama cetveli (su terazisi) kullanılarak, yatay ve düşey iplerin 90°'lik açılarla geçişi sağlanmıştır. Her bir kare düşeyde aşağıya doğru A'dan başlayan harfler, yatayda ise hendeğin başlangıcından sonuna doğru 0'dan başlayan numaralarla etiketlendirilmiştir. Her iki hendekte de hendek içindeki birimler gözetilerek başlangıç ve bitiş noktalarından 1'er metre bırakılmış, Balçova hendeğinin 26 metresi Pınarbaşı hendeğinin ise 16 metresi karelajlanmıştır.

Karelajlaması tamamlanan hendek duvarları, A3 boyutlu milimetrik kâğıtlara ölçekli ve sistematik olarak aktarılarak paleosismolojik çalışmanın amacına uygun olarak loglanmıştır (Şekil 6.10). Böylelikle hendek duvarları boyunca ortaya çıkarılan gömülü birimler, deformasyon yapıları ve paleodepremlere işaret edebilecek izler ortaya çıkarılmıştır. Hendek duvarlarının fotomozayiğini oluşturmak amacıyla duvarlar sistematik biçimde fotoğraflanmıştır.

Loglamayla birlikte hendek içinde gözlenen birimlerin ayrıntılı litolojik tanımlamaları yapılarak stratigrafik ilişkileri belirlenmeye çalışılmıştır. Birimlerdeki deformasyon izleri tanımlanmış, hendek içindeki birimleri kesen ya da öteleyen yapısal hatların ölçümleri yapılmıştır. Hendek duvarlarının loglanmasıyla birlikte başlayan yorumlama süreciyle geçmiş olaylara ilişkin izler belirlenmiş ve değerlendirilmiştir. Son olarak, fayın geçmişte meydana gelen depremlerden hangisine ve hangilerine kaynaklık etmiş olabileceğini ortaya çıkarmak için hendek içinde belirlenen kolüvyal kama düzeylerinden yeterli sayıda OSL numunesi ile organik malzeme içerdiği düşünülen seviyelerden radyokarbon numunesi alınmıştır. OSL numuneleri ışık faktörünün meydana getireceği hata oranını en aza indirmek amacıyla karanlık ortamda alınmıştır. Hendek içindeki tüm değerlendirmelerin tamamlanmasından sonra açılan tüm hendekler topografik düzeni koruyacak şekilde kapatılmıştır.



Şekil 6.10 İzmir fay segmentlerinde gerçekleştirilen hendek temizleme, karelajlama ve loglama çalışmalarından görüntüler, a-c) temizleme, d-f) karelajlama, d) loglama (Kişisel arşiv, 2018)

6.5.2 İzmir Fayı Segmentlerinin Hendek İçi Stratigrafisi

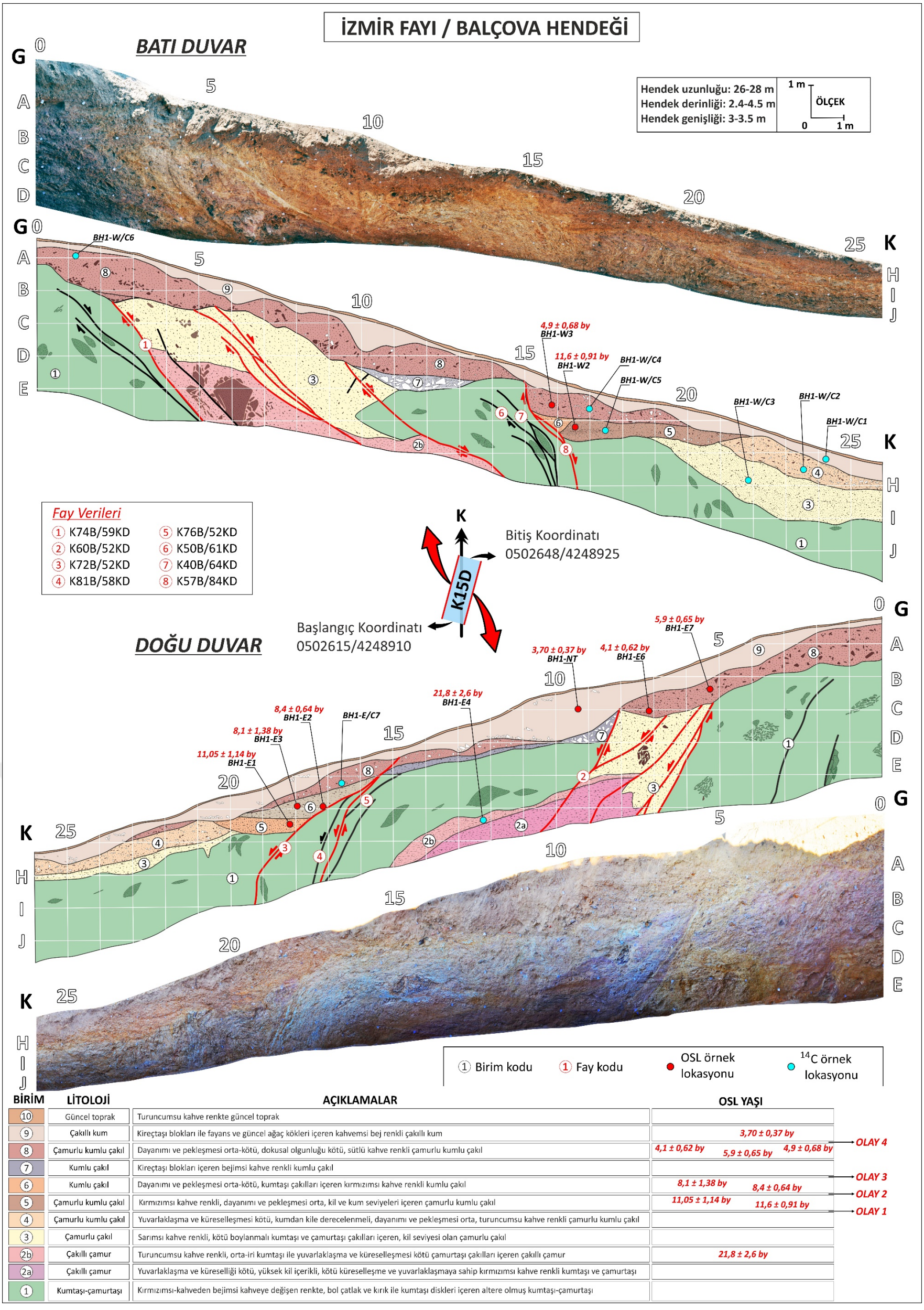
6.5.2.1 Balçova Hendeği (BH)

İzmir Fayı Balçova segmenti üzerinde açılan Balçova Hendeği, Balçova ilçesi sınırları içinde ^{05}02648/^{42}48925 başlangıç ve ^{05}02615/^{42}48910 bitiş koordinatları arasında konumlandırılmıştır. Güneyden başlayarak K15°D uzanımıyla kuzeye doğru açılan bu hendeğin her iki duvarında, litolojik ve deformasyon özellikleri birbirine benzeyen jeolojik birimler ayırtlanmıştır. Hendek duvarlarında saptanan stratigrafik veriler birbirleri ile önemli ölçüde benzerlik ve tutarlılık göstermektedir. Balçova hendeğinin her iki duvarında (doğu ve batı duvar) yapılan gözlemler sonucu, litolojileri, pekleşme dereceleri, katmanlanma ve deformasyon özellikleri birbirinden farklı, stratigrafik olarak birbirinden ayrılabilen tortul paketler saptanmıştır. Her bir tortul paketin litolojik tanımlaması, stratigrafik ilişkileri gözetilerek hendeğin altından üstüne doğru artan sayı numaralarıyla yapılmıştır (Şekil 6.11).

Balçova hendeğinin hendek içi stratigrafisine bakıldığında, en altta Bornova Karmaşığı'nın kumtaşı-çamurtaşı ardalanmasından oluşan matriksinin yer aldığı görülür (*1 no'lu birim*). Hendek içinde kırmızımsı kahverenginden bejimsi kahverengine değişen renklerde gözlemlenen bu birim iyi derecede pekleşmiş dayanımı yüksek bir birimdir. Baskın olarak kumtaşı katmanlarının görüldüğü birimde çamurtaşı katmanları daha belirsizdir. Hendek içinde GGB'dan KKD'ya doğru gidildikçe Bornova Karmaşığı'na ait kumtaşlarının katmanlanma derecesi azalma gösterirken, matriks içindeki çamurtaşı miktarının arttığı gözlenir. Birime ait katmanlar kırıklı ve çatlaklı bir yapı gösterirken, KKD'ya doğru katmanlardaki kıvrımlanmalar artar. Aynı zamanda, birim içinde deformasyon yönüne işaret eden sigmoidal kumtaşı diskleri gözlemlenmiştir. Bu birimin üstüne çakıllı çamurdan oluşmuş *2 no'lu birim* gelmiştir. Litolojik olarak aynı özellikte olmalarına rağmen belirgin renksel farklılıklarından dolayı bu birim iki farklı paket (2a ve 2b) olarak birbirinden ayrılmıştır. Kırmızımsı kahve renkli 2a birimi, stratigrafik olarak turuncumsu kahve renkli 2b biriminin altında yer almaktadır. Her iki birim yuvarlaklaşma ve küreselleşme derecesi kötü, ara maddesi çok ince kum, silt ve

yüksek oranda kil içeren, orta-ince taneli kumtaşı ve çamurtaşı çakıllarından oluşmaktadır. Bu paketin üzerinde yer alan *3 no'lu birim* sarımsı kahve renkte, pekleşmesi orta-iyi, dayanımı orta-kötü, baskın olarak belirgin katmanlanma sunmayan ince-orta çakıllardan oluşmaktadır. Tabanında 2 nolu birim ile girik olan bu birimde belirgin kil seviyeleri gözlemlenmiştir. Ara maddesi ince kum ve çamur olan bu birimde çakıllar baskın olarak kumtaşı ve çamurtaşından oluşmaktadır. Turuncumsu-kahve renkteki *4 no'lu birim* 3 no'lu birimin üzerinde yer almaktadır. Pekleşmesi orta-kötü, dayanımı orta olan bu birim, belirgin bir katmanlanma sunmayan çamurlu kumlu çakıl litolojisine sahiptir. Ara maddesi çamur ve kumdan oluşan birimde, kumtaşından oluşan çakıllar kötü yuvarlaklaşma, kötü küreselleşme ve kötü boylanma göstermektedir.

5 no'lu birim kırmızımsı kahve renkte, orta-kötü pekleşme, orta-kötü dayanım, kötü boylanma, kötü yuvarlaklaşma ve kötü küreselleşme gösteren, ara madde destekli, taneleri baskın olarak kaba kumdan oluşan kumtaşı çakıllardan oluşmaktadır. Sarımsı turuncu renkte gözlenen *6 no'lu birimin*, pekleşmesi ve dayanımı orta-kötüdür. Ara maddesi çamur ve kabadan inceye kumdan oluşan bu birim, hissedilir bir katmanlanması olan çakıl litolojisine sahiptir. Birimde litolojik olarak baskın olan çakıllar, kumtaşı ve kireçtaşından oluşmaktadır. Çakıllar kötü boylanma, kötü küreselleşme ve kötü yuvarlaklaşma göstermektedir. *7 no'lu birim* bejimsi kahve renkte kil, silt ve kum ara maddeli, pekleşmesi ve dayanımı kötü kumlu çakıl birimidir. Topografik olarak eğimin fazla olduğu yerde kireçtaşı bloklarının biriktiği bu birimde, belirgin bir katmanlanma görülmemektedir. Bu birim üstünde yer alan sütlü kahvre renkteki *8 no'lu birim*, orta-kötü pekleşme ve dayanıma sahip çamurlu kumlu çakıl litolojisindedir. Birimin çakıllarını kireçtaşı ve kumtaşları oluşturmaktadır. Birimde, hendeğin başladığı GGB kısmında kumtaşı çakılları baskınken, KKD'ya gidildikçe kireçtaşı çakılları artış göstermekte ve belli-belirsiz bir katmanlanma sunmaktadır. *9 no'lu birim* kahvemsi bej renkte, yer yer blok boyutlu kireçtaşı tanelerinin olduğu, kiremit ve güncel ağaç kökleri içeren, dayanımsız kumlu çakıl olarak tanımlanmıştır. En üstte yer alan *10 no'lu birim* ise turuncumsu kahve renkli güncel toprak olarak ayırtlanmıştır.



BİRİM	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR	OSL YAŞI	
10	Güncel toprak	Turuncumsu kahve renkte güncel toprak		
9	Çakıllı kum	Kireçtaşı blokları ile fayans ve güncel ağaç kökleri içeren kahvemsi bej renkli çakıllı kum	3,70 ± 0,37 by	
8	Çamurlu kumlu çakıl	Dayanımı ve pekleşmesi orta-kötü, dokusal olgunluğu kötü, sütlü kahve renkli çamurlu kumlu çakıl	4,1 ± 0,62 by; 5,9 ± 0,65 by; 4,9 ± 0,68 by	OLAY 4
7	Kumlu çakıl	Kireçtaşı blokları içeren bejimsi kahve renkli kumlu çakıl		
6	Kumlu çakıl	Dayanımı ve pekleşmesi orta-kötü, kumtaşı çakılları içeren kırmızımsı kahve renkli kumlu çakıl	8,1 ± 1,38 by; 8,4 ± 0,64 by	OLAY 3
5	Çamurlu kumlu çakıl	Kırmızımsı kahve renkli, dayanımı ve pekleşmesi orta, kil ve kum seviyeleri içeren çamurlu kumlu çakıl	11,05 ± 1,14 by; 11,6 ± 0,91 by	OLAY 2 / OLAY 1
4	Çamurlu kumlu çakıl	Yuvarlaklaşma ve küreselleşmesi kötü, kumdan kile derecelenmeli, dayanımı ve pekleşmesi orta, turuncumsu kahve renkli çamurlu kumlu çakıl		
3	Çamurlu çakıl	Sarımsı kahve renkli, kötü boylanmalı kumtaşı ve çamurtaşı çakılları içeren, kil seviyesi olan çamurlu çakıl		
2b	Çakıllı çamur	Turuncumsu kahve renkli, orta-iri kumtaşı ile yuvarlaklaşma ve küreselleşmesi kötü çamurtaşı çakılları içeren çakıllı çamur	21,8 ± 2,6 by	
2a	Çakıllı çamur	Yuvarlaklaşma ve küreselliği kötü, yüksek kil içerikli, kötü küreselleşme ve yuvarlaklaşmaya sahip kırmızımsı kahve renkli kumtaşı ve çamurtaşı		
1	Kumtaşı-çamurtaşı	Kırmızımsı-kahveden bejimsi kahveye değişen renkte, bol çatlak ve kırık ile kumtaşı diskleri içeren altere olmuş kumtaşı-çamurtaşı		

Şekil 6.11 İzmir Fayı Balçova hendeği batı ve doğu duvarının hendek logu ve fotomozağiyi

Hendek içinde Bornova Karmaşığı'nın matriksinde (1 no'lu birim) gözlenen deformasyon yapılarının dışında, bu matriks ile Kuvaterner-olası Holosen çökellerini birbirinden ayıran faylanmalar tespit edilmiştir. Hendek verileri, 1 no'lu birim ile 3 no'lu birimi yanyana getiren K74°B/59°KD konumlu ilk faylanmanın ardından, bu harekete bağlı bir heyelanın gerçekleştiğini göstermektedir. Hendeğin doğu duvarında 9 ve 15. metreler arasında, 2b birimi ile 1 no'lu birimi birbirinden ayıran sınırın, heyelanın kayma yüzeyini temsil ettiği düşünülmüş, kaymanın varlığını netleştirmek ve faylanmanın zamanıyla ilişkilendirebilmek amacıyla 2b no'lu birimden yaş örneği alınmıştır. Batı hendeğinde ise bu olayla ilişkili olarak 3 numaralı birimde 100 cm'e ulaşan bir düşey atım gözlenmiştir. Hendeğin doğu duvarında 9-10 metre arasında olası heyelan sınırı ve bu sınırın altında kalan birimlerde net olarak gözlenen ötelenmeler, olası heyelandan sonra ikinci bir faylanmanın meydana geldiğini ortaya koymaktadır. Bu faylanma hendeğin doğu duvarında 9-10. metreler arasında K60°B/52°KD olarak ölçülmüştür.

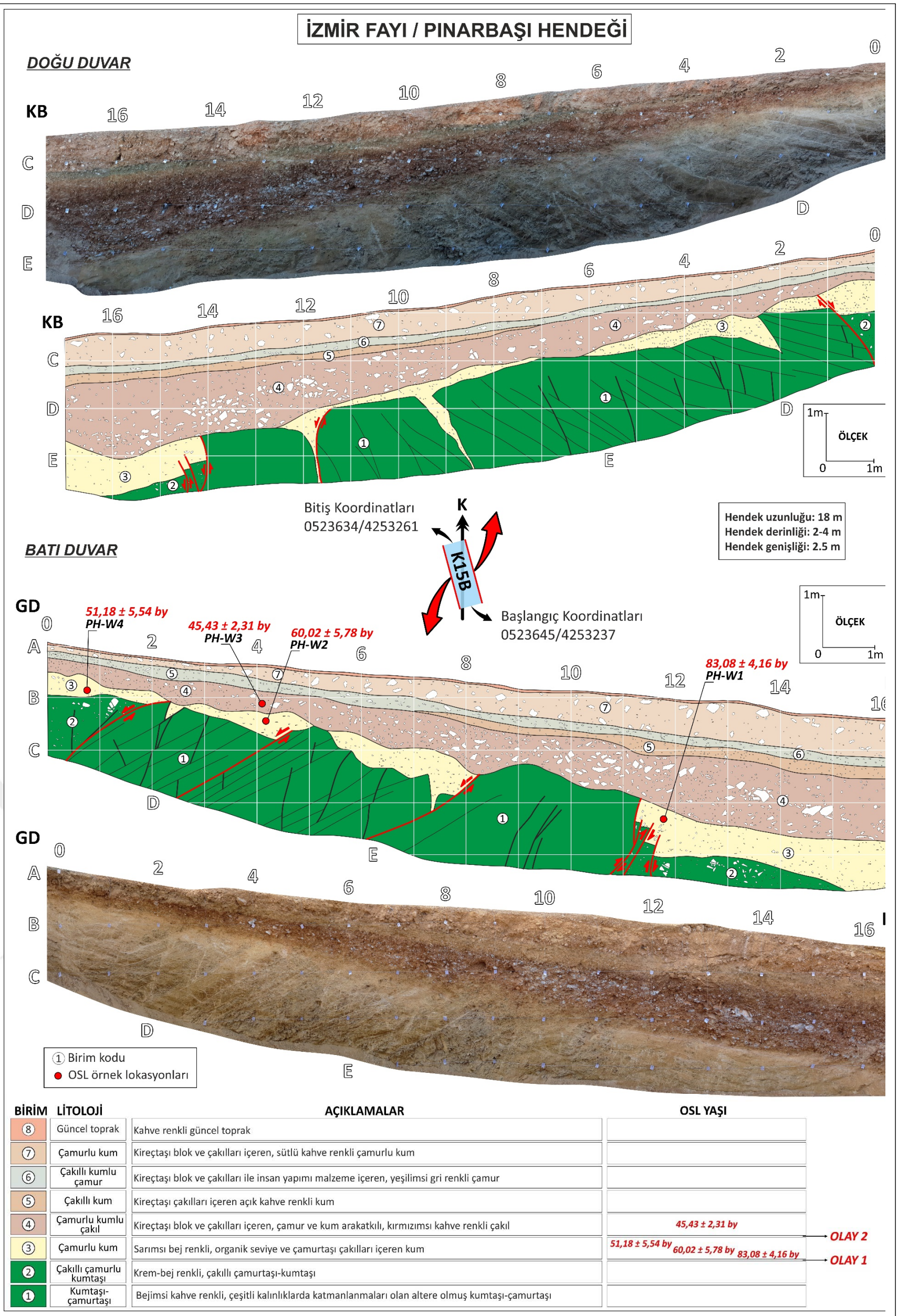
Hendeğin doğu duvarının 15. ve 19. metreleri ile batı duvarının 14. ve 17. metreleri arasında 1 no'lu birimi, 5 ve 6 no'lu olası Holosen kırıntılılarından ayıran, hendek içinde üçüncü bir harekete işaret eden fay takımı gözlemlenmiştir. Hendeğin doğu duvarında izleri görülen faylar K72°B/52°KD, K81°B/58°KD ve K76°B/52°KD olarak, batı duvarda ise bunların karşılığı olan faylar K50°B/61°KD, K40°B/64°KD ve K57°B/84°KD olarak ölçülmüştür. Hendek içinde 8 ve 9 numaralı birimler arasındaki son olayın üstten sınırlandırılması için ise 9 numaralı birimden yaş alınmıştır. Yapılan hendek loglama çalışmaları Balçova hendeğinde içinde en az dört olayın varlığına işaret etmektedir (Şekil 6.11).

6.5.2.2 Pınarbaşı Hendeği (PH)

Pınarbaşı semti sınırları içinde açılan Pınarbaşı hendeği ^{05}23645/^{42}53237 başlangıç ve ^{05}23634/^{42}53261 bitiş koordinatları arasında sınırlandırılmış alanda açılmıştır. GD'dan KB'ya doğru açılan hendeğin her iki duvarında da litolojik ve deformasyonal özellikleri birbirleri ile benzerlik ve tutarlılık gösteren farklı jeolojik birimler ayırtlanmıştır. Stratigrafik olarak birbirlerinden pekleşme dereceleri,

katmanlanma ve deformasyon özellikleri ile ayrılabilen tortul paketlerin litolojik tanımlamaları, hendek içinde alttan üste doğru artan sayı numaraları ile yapılmıştır (Şekil 6.12).

Pınarbaşı hendeğinin tabanında Bornova Karmaşığı'nın kumtaşı-çamurtaşı ardalanmasından oluşan matriksi yer almaktadır (*1 no'lu birim*). Hendek içinde bejimsi-gri/bejimsi kahve renklerde gözlenen bu birim orta-iyi dayanım ve iyi pekleşme derecesine sahiptir. Matriks içindeki ardalanmada kumtaşı katmanları, çamurtaşı katmanlarına göre daha fazladır. Kumtaşlarında 2-12 cm arasında değişen katman kalınlıklarının, çamurtaşlarında daha ince olduğu görülür. Geçirdiği deformasyon sonucu kırık ve çatlaklarla parçalanmış katmanlarda, meydana gelen çatlaklar arasına kireçli kum dolguları yerleşmiştir. Hendek başlangıç noktasından bitiş noktasına gidildikçe katman sınırları belirginsizleşmekte ve kıvrımlanmaktadır. Kremsi bej renkteki *2 no'lu birim*, 1 no'lu birim üzerinde yer almaktadır. Birimin orta dereceli dayanım ve pekleşmeye sahiptir. İçerisinde taneleri ince kumtaşı ve kireçtaşından oluşan çakıllar bulunmaktadır. Çakılların dokusal olgunluk parametreleri kötüdür. Sarımsı-bej renkli *3 no'lu birim*, orta dereceli dayanım ve pekleşmeye sahip çamurlu kum litolojisine sahiptir. İçerisinde ince kireçtaşı çakılları bulunmaktadır. Hendeğin doğu duvarında 0-2 metreler arasında birimin alt sınırına yakın kısımlarda bu çakılların belli-belirsiz bir katmanlanma sunduğu gözlenmiştir. Birim içinde organik seviyeler bulunmakla birlikte, hendeğin batı duvarının 12-15 metreleri arasında ince bir katman olarak takip edilebilmektedir. Kırmızımsı kahve renkteki *4 no'lu birim*, orta-kötü dayanım, orta-kötü pekleşmeye sahip çakıllı kumlu çamur litolojisindedir. Hendek içinde GD'dan KB'ya doğru ilerledikçe birim içindeki kireçtaşı çakıllarının miktarı artmakta ve boyutları büyümektedir. Her iki duvarın 9. metresinden itibaren çakıl tanelerinin alttan üste inceldiği, tabandan üste doğru blok boyutlu çakıllardan kaba-orta boyutlu çakıllara geçtiği gözlenmiş ve tanelerin topografya eğimine uygun şekilde dizildiği saptanmıştır. *5 no'lu birim* açık kahve renkli pekleşmesi kötü, dayanımı kötü, kireçtaşı çakılları içeren kumlu çamur litolojisine sahiptir. Kendi içinde iç örgütsüz olarak gözlenen çakılların, boylanma, küreselleşme ve yuvarlaklaşması kötüdür. Birim kendi içinde belirgin bir katmanlanma sunmamaktadır.



BİRİM	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR	OSL YAŞI
⑧	Güncel toprak	Kahve renkli güncel toprak	
⑦	Çamurlu kum	Kireçtaşı blok ve çakılları içeren, sütlü kahve renkli çamurlu kum	
⑥	Çakıllı kumlu çamur	Kireçtaşı blok ve çakılları ile insan yapımı malzeme içeren, yeşilimsi gri renkli çamur	
⑤	Çakıllı kum	Kireçtaşı çakılları içeren açık kahve renkli kum	
④	Çamurlu kumlu çakıl	Kireçtaşı blok ve çakılları içeren, çamur ve kum arakatkılı, kırmızımsı kahve renkli çakıl	45,43 ± 2,31 by → OLAY 2
③	Çamurlu kum	Sarımsı bej renkli, organik seviye ve çamurtaşı çakılları içeren kum	51,18 ± 5,54 by, 60,02 ± 5,78 by, 83,08 ± 4,16 by → OLAY 1
②	Çakıllı çamurlu kumtaşı	Krem-bej renkli, çakıllı çamurtaşı-kumtaşı	
①	Kumtaşı-çamurtaşı	Bejimsi kahve renkli, çeşitli kalınlıklarda katmanlanmaları olan altere olmuş kumtaşı-çamurtaşı	

Şekil 6.12 İzmir Fayı Pınarbaşı hendeğine ait hendek logu ve fotomozayiği

Hendeğin her iki duvarında 7. metre itibariyle görülmeye başlayan yeşilimsi gri renkteki *6 no'lu birim*, kötü pekleşme derecesinde ve dayanımsızdır. Belirgin bir katmanlanma sunmayan bu birim, kireçtaşı blokları ve çakılları içeren iç örgütsüz kumlu çamur litolojisine sahiptir. Hendeğin doğu duvarında bu birim içinde insan yapımı malzemeler saptanmıştır. Sütlü kahve renkli *7 no'lu birim*, kireçtaşı çakılları içeren çamurlu kumdan oluşmaktadır. Oldukça dayanımsız olan birimin pekleşme derecesi kötüdür. En üstte yer alan *8 no'lu* birim kahve renkli güncel toprak olarak ayırtlanmıştır.

Pınarbaşı hendeği içerisinde baskın olarak 1 no'lu birim olarak tanımlanan Bornova Karmaşığı'nın kumtaşı-çamurtaşı ardalanmasından oluşan matriksini deforme eden normal fay niteliğindeki yapısal elemanlar gözlenmiştir. Bu fayların 2 ve 3 no'lu birimleri de parçalayarak deforme ettiği, Bornova Karmaşığı'nın KB ve GD'da genç kırıntılarla dokanak yaptığı alanlarda gözlenmektedir. Hendek içerisindeki tüm faylanmalar 4 no'lu birim tarafından örtülmektedir. Stratigrafik olarak üst seviyelerde yer alan 4, 5, 6 ve 7 no'lu birimlerin, hendek içinde herhangi bir fayla kesilmedikleri gözlemlenmiştir. Hendek içerisinde 2 no'lu birimi kesen ancak bir kısmı 3 no'lu birim arasında kalan faylar ile 4 no'lu birimin alt sınırına kadar uzanan faylar hendek içerisinde en az iki olayın varlığına işaret etmektedir (Şekil 6.12). Saptanan iki adet olayın alt ve üst sınırlarını belirleyebilmek için hendek içinden yaş numuneleri alınmıştır.

6.5.3 Tarihlendirme Çalışmaları

Doktora tezi kapsamında İzmir Fayı üzerinde açılan Balçova ve Pınarbaşı hendeklerinde, hendek duvarlarının korelasyonu sağlanarak, geçmiş olaylarının alt ve üst sınırını belirleyecek seviyeler belirlenmiş, bu seviyelerden alınan numuneler yaşlandırılmıştır. Balçova hendeğinin batı duvarından 2, doğu duvarından 8 olmak üzere toplamda 10 adet OSL ve batı duvarından 1 doğu duvarından 5 olmak üzere toplamda 6 adet radyokarbon numunesi alınmıştır. Pınarbaşı hendeğinin ise batı duvarından 4 adet OSL ve 1 adet radyokarbon numunesi alınmıştır. Her iki hendekten alınan radyokarbon örnekleri, ilgili ön hazırlık süreçleri tamamlandıktan

sonra Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu Marmara Araştırma Merkezi (*TÜBİTAK-MAM*) Radyokarbon laboratuvarına gönderilmiştir. İlgili prosedüre uygun olarak Dokuz Eylül Üniversitesi Örnek Hazırlama Laboratuvarında analize hazır hale getirilen OSL numunelerinin yaş analizi ise, Ankara Üniversitesi Nükleer Bilimler Enstitüsü OSL laboratuvarında SAR prosesine göre yapılmıştır.

Analize gönderilen radyokarbon örneklerinin tamamı, aşırı kirlenme ve numune içindeki organik materyalin analiz için uygun oranlarda olmaması sebepleriyle yaşlandırılamamıştır. İyi derecede lüminesans karakterine sahip kuvars mineralleri içerdiğinden, alınan OSL örneklerinin tamamına yakını yaşlandırılabilmiştir. Yalnızca Balçova hendeğinden alınan bir örnekte yeteri miktarda kuvars ve feldispat içeriği bulunmadığından OSL mineral sinyalizasyonu elde edilememiş ve bu örnek için bir tarihleme yapılamamıştır.

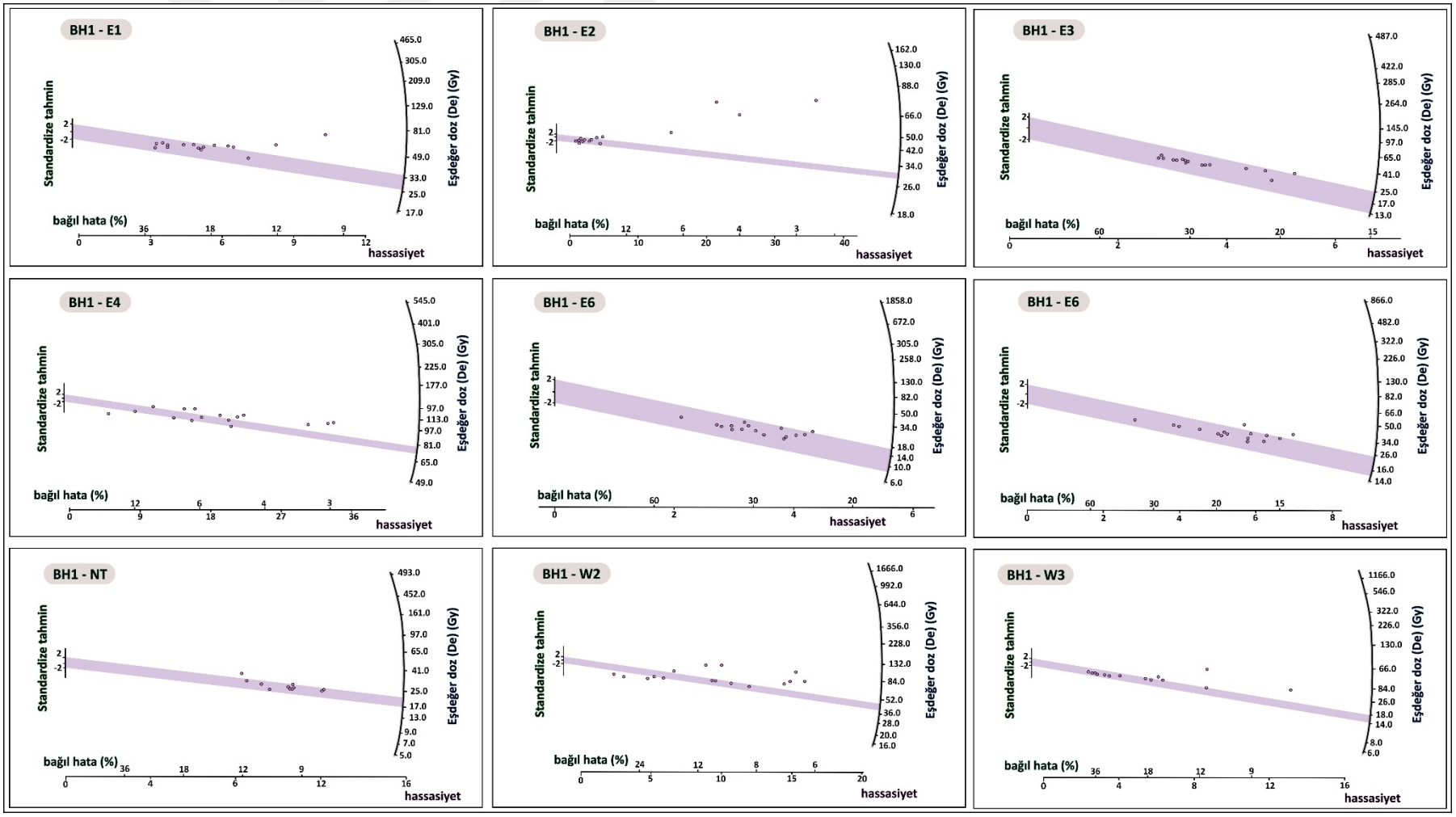
İki aşamalı olarak gerçekleştirilen OSL yaş analizi çalışmalarının ilk aşamasında, alınan örneklerin eş değer doz (D_e) ham verileri ile su içerikleri saptanmıştır. Buna göre, Balçova hendeğinden alınan örneklerin eş değer doz sonuçları 12,5 Gray ile 77 Gray arasıda, Pınarbaşı hendeğinden alınan örneklerin eş değer doz sonuçları ise 48 Gray ile 86 Gray arasında değişmektedir (Tablo 6.2). Hendek içi seviyelerden alınan örneklerin kuvars içeriklerine göre ilk aşama OSL analiziyle elde edilen eşdeğer doz diagramları Şekil 6.13 ve 6.14'te gösterilmiştir.

Eş değer doz saçınımları 75-300 μm boyutlu kuvars tanelerinden elde edilen 16 alikot verisiyle oluşturulmuştur (Şekil 6.13 ve 6.14). Alınan örneklerin su içerikleri ise % 2,25 ile %9,89 arasındadır. Örneklerin yıllık doz analizinin yapıldığı ikinci aşamada, Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Jeokimya laboratuvarında bulunan ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry*) kullanılarak, örneklerin ppm cinsinden ^{238}U ve ^{232}Th miktarları ile K_2O analiz değerleri yoluyla % cinsinden ^{40}K miktarları elde edilmiştir. Örneklerin ^{238}U değerleri 0,20-6,90 ppm, ^{232}Th değerleri 1,50-20 ppm aralığında çıkmıştır. ^{40}K miktarlarının ise % 0,95 ile % 9,89 arasında değiştiği saptanmıştır (Tablo 6.2).

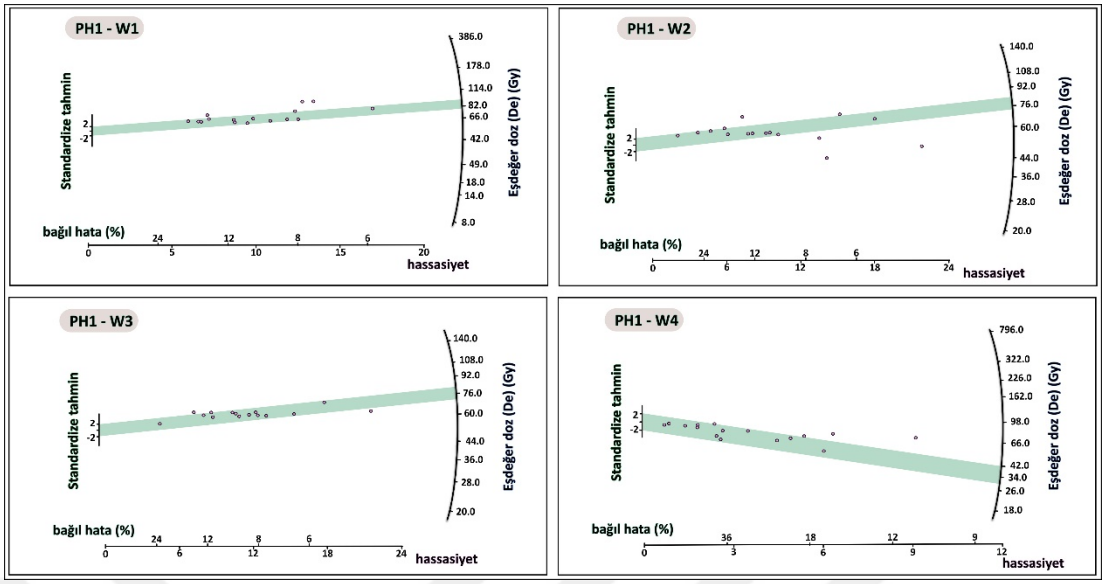
Tablo 6.2 İzmir fay segmentlerinde açılan hendeklerden alınan örneklerin OSL (optiksel uyarılmayla lüminesans) analiz sonuçları

		Örnek numarası	Koordinat (UTM)[a]	Yükseklik (m)	Derinlik (cm)	Tanecik boyu (μm)[b]	Su içeriği (%)	Yıllık doz miktarı[c] ^{238}U (ppm)	^{232}T (ppm)	^{40}K (%)	Eşdeğer doz (D_e)[d] (Gr)	YAŞ (by)
İZMİR FAYI	BALÇOVA	BH1/W2	38.38°/27.02°	58	119	150-250	5.48	3.40	19.0	1.87	46.2 ± 3.1	11.6 ± 0.91
		BH1/W3	38.38°/27.02°	58	65	250-300	6.36	3.10	15.0	1.41	15.8 ± 2.1	4.9 ± 0.68
		BH1/E1	38.38°/27.02°	58	152	150-250	5.37	2.20	12.0	1.20	30.0 ± 2.7	11.5 ± 1.14
		BH1/E2	38.38°/27.02°	58	134	75-150	5.94	3.80	18.0	1.41	30.0 ± 1.9	8.4 ± 0.64
		BH1/E3	38.38°/27.02°	58	10	75-150	5.39	1.30	14.0	0.95	18.7 ± 3.1	8.1 ± 1.38
		BH1/E4	38.38°/27.02°	58	281	75-150	7.01	3.60	20.0	1.37	77.0 ± 8.6	21.8 ± 2.60
		BH1/E6	38.38°/27.02°	58	118	150-250	3.48	2.10	14.0	1.45	12.5 ± 1.8	4.1 ± 0.62
		BH1/E7	38.38°/27.02°	58	81	150-250	2.42	2.00	18.0	1.62	20.5 ± 2.1	5.9 ± 0.65
		BH1/NT	38.38°/27.02°	58	40	150-250	2.25	6.90	21.0	1.90	19.0 ± 1.8	3.70 ± 0.37
	PINARBAŞI	PH/W1	38.42°/27.27°	93	325	150-250	6.65	0.30	1.60	6.65	86.0 ± 2.5	83.08 ± 4.16
		PH/W2	38.42°/27.27°	93	160	150-250	9.89	0.20	1.80	9.89	77.8 ± 6.5	60.08 ± 5.78
		PH/W3	38.42°/27.27°	93	120	150-250	8.56	0.40	3.70	8.56	76.3 ± 1.5	45.43 ± 2.31
		PH/W4	38.42°/27.27°	93	85	150-250	7.87	0.20	1.50	7.87	47.9 ± 4.4	51.18 ± 5.54

a - yaş analizi yapılacak örneğin alındığı lokasyonun enlem ve boylamı
b - ıslak / kuru elekten sonra ölçümü yapılacak kuvars / feldispat boyutu
c - numunenin gömülü kaldığı sürece bir yılda soğurduğu radyasyon miktarı
d - kuvars/feldispat mineralinin mavi ışık yardımıyla uyarılması sonucu içerdiği doz miktarı



Şekil 6.13 İzmir Fayı Balçova hendeğinden alınan OSL numunelerinden elde edilen kuvars minerallerinin eşdeğer doz saçınım grafikleri



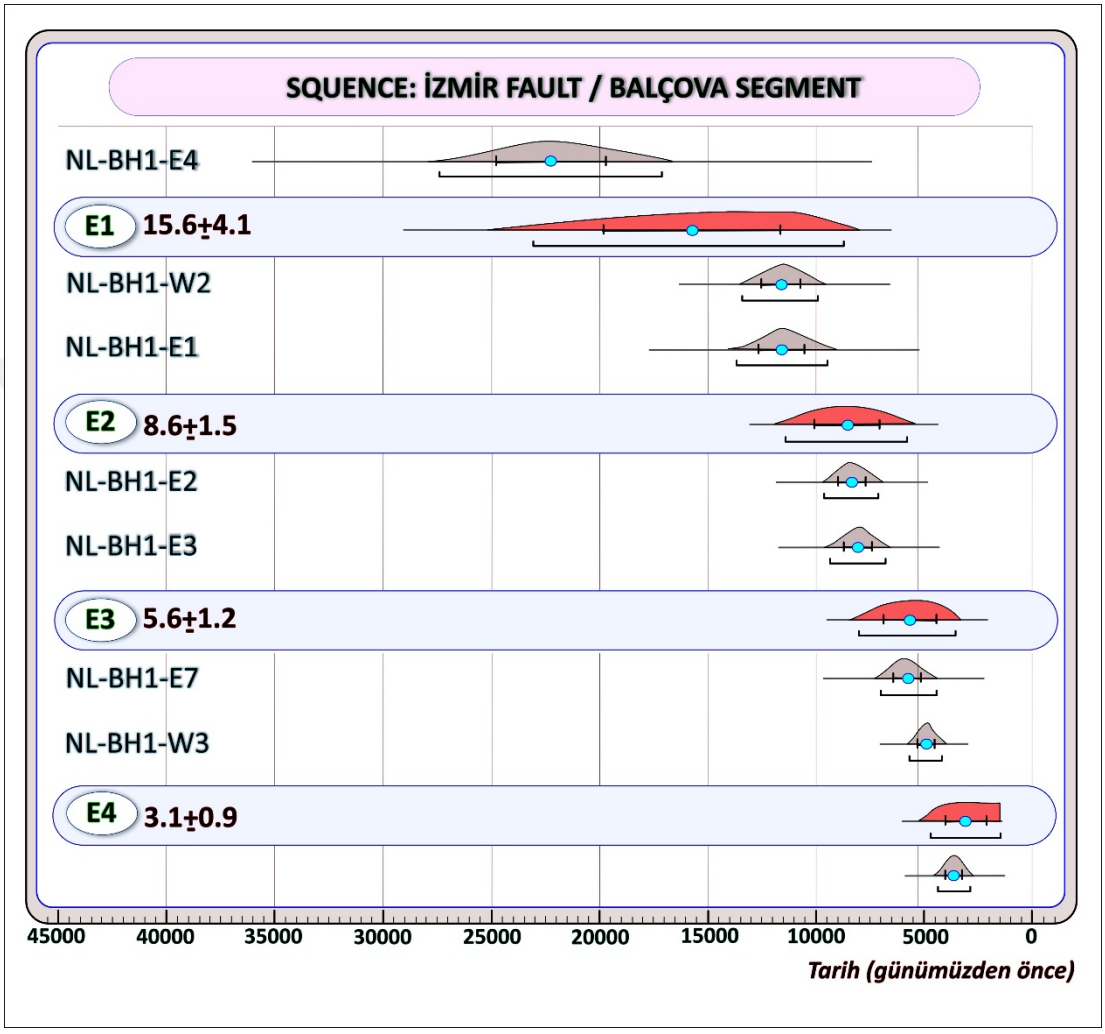
Şekil 6.14 İzmir Fayı Pınarbaşı hendeğinden alınan OSL numunelerinden elde edilen kuvars minerallerinin eşdeğer doz saçınım grafikleri

İzmir fay segmentlerinden alınan örneklerin analiz sonuçları, Balçova segmentindeki OSL yaşlarının 3,7±0,37 ile 21,8±2,60 bin yıl arasında değiştiğini göstermektedir. Pınarbaşı segmentinden alınan örneklerin yaşı için alt sınır 83,08±4,16, üst sınır ise 45,43±2,31 bin yıl olarak belirlenmiştir (Tablo 6.2). Buna göre Balçova hendeğinden elde edilen yaş sonuçları Holosen, Pınarbaşı hendeğinden elde edilen sonuçlar orta-üst Pleyistosen'de meydana gelen geçmiş olaylara (paleodepremlere) işaret etmektedir.

6.5.4 Paleosismolojik Yorum

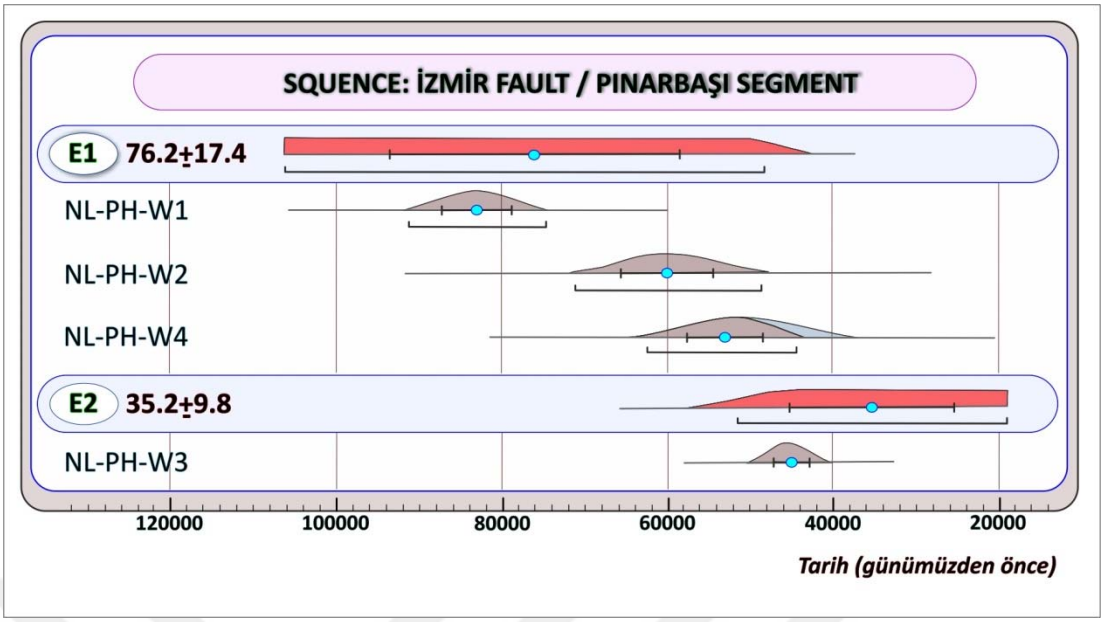
İzmir fay segmentleri üzerinde gerçekleştirilen hendek tabanlı paleosismolojik çalışmalar ve bu çalışmalar ile korole jeokronolojik uygulamalar ile İzmir Fayı'ndaki geçmiş hareketler ortaya çıkarılmıştır. Balçova hendeğinde gerçekleştirilen loglama çalışmaları, İzmir Fayı'nın hendek içinde istifi kesen parçalarını ortaya çıkarmakla birlikte, bu parçalar önünde gelişen kolüvyal kamalar en az dört olayın varlığını ortaya koymaktadır (Şekil 6.11 ve 6.15). Bu olayların yaşlarını sınırlayan seviyelerden alınan örneklerden elde edilen yaş analizi sonuçlarının OxCal programında değerlendirilmesi sonucu belirlenen paleodepremlerin (paleo-olay) 15 bin yıl ile 3 bin yıl arasındaki olaylara karşılık geldiği görülmüştür. Elde edilen

sonuçlar 1. olay için 15,6 ± 4,1 by, 2. Olay için 8,6 by ± 1,5, 3. olay için 5,6 ± 1,2 by ve 4. olay için 3,1 ± 0,9 by yaşını vermektedir. Dolayısıyla Balçova segmentindeki hareketlerin Holosen'de gerçekleştiği ve hareketlerin aritmik olduğu söylenebilir.



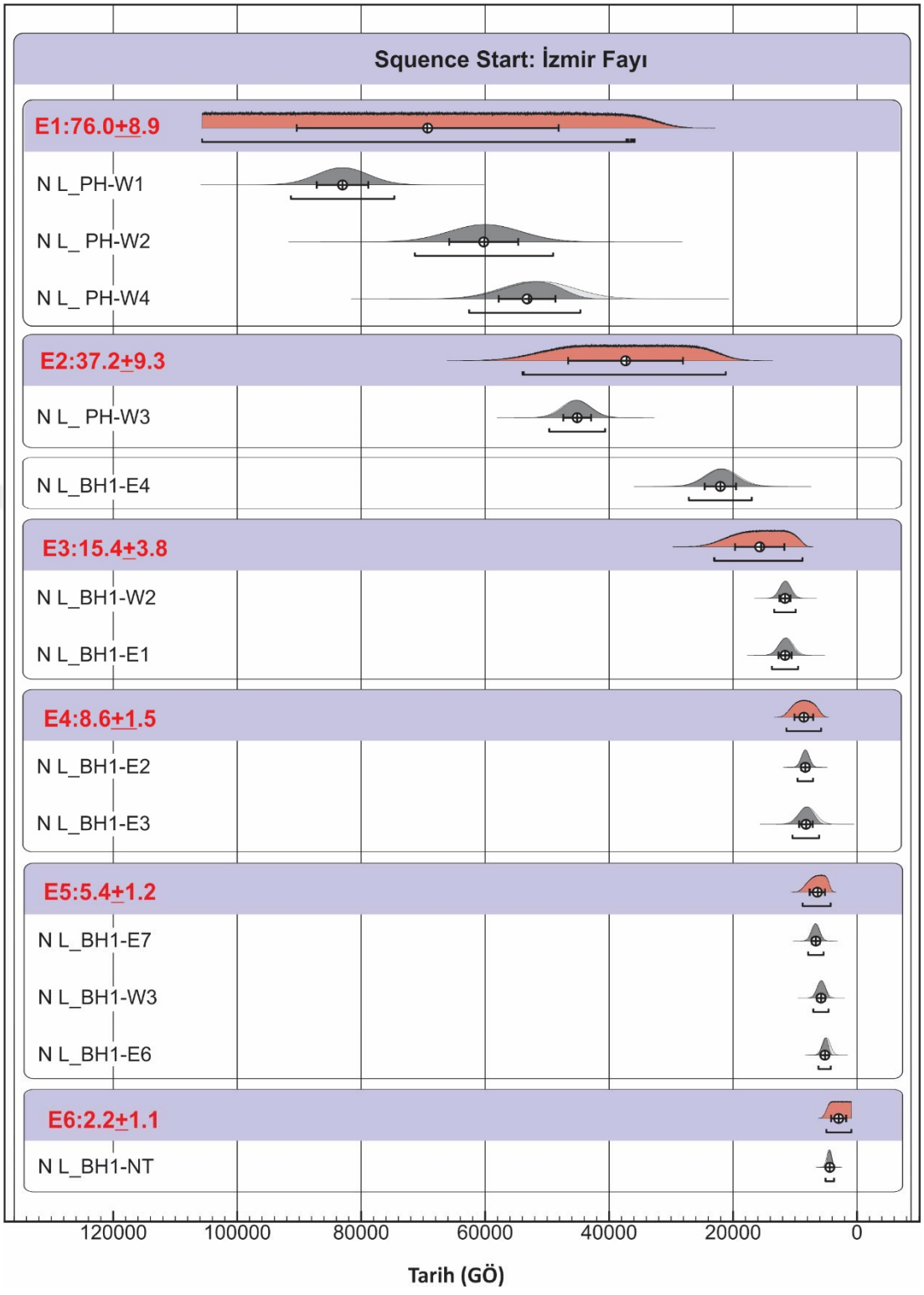
Şekil 6.15 İzmir Fayı Balçova segmentinden elde edilen yaş sonuçlarıyla oluşturulan OxCal modeli

Pınarbaşı segmentinde ise stratigrafik olarak üst seviyelerde yer alan bazı birimler herhangi bir fayla kesilmemiştir. Stratigrafik olarak alt seviyelerde yer alan birimler faylanmamış bu birimlerce örtülmüştür. Alt seviyelerde kalan birimleri kesen faylar, hendek içinde en az iki olayın varlığına işaret etmektedir (Şekil 6.12 ve Şekil 6.16). Alınan örneklerin yaş analizi sonuçları ve sonuçların OxCal değerlendirmeleri bu hareketlerin 76,2 ± 17,4 by ve 35,2 ± 9,8 by'a karşılık geldiğini ortaya koymuştur.



Şekil 6.16 İzmir Fayı Pınarbaşı segmentinden elde edilen yaş sonuçlarıyla oluşturulan OxCal modeli

Balçova ve Pınarbaşı segmentlerinde gerçekleştirilen hendek ve yaşlandırma çalışmaları, İzmir Fayı'nın geçmişte 6 farklı depreme kaynaklık ettiğini göstermektedir (Şekil 6.17). Segmentler üzerinde açılan tüm hendek verileri birlikte değerlendirildiğinde ve belirlenen geçmiş olaylar tarihsel dönem depremleri ile karşılaştırıldığında, İzmir Fayı'nın kaynaklık ettiği geçmiş hareketlerin tarihsel kataloglarda bulunmayan tarih öncesi depremler olduğu söylenebilir. Fayın üretmiş olduğu depremler, fayın tekrarlanma aralığının Holosen dönemi için; 700 yıl ile 5700 yıl arasında değiştiğini göstermektedir (Tablo 6.3).



Şekil 6.17 İzmir Fayı Balçova ve Pınarbaşı segmentlerinde elde edilen yaş sonuçlarının korelasyonuyla oluşturulan birleşik OxCal modeli

Tablo 6.3 İzmir Fayı'nın kaynaklık ettiği deprem olayları ve tekrarlanma aralıkları

Olay (E)		Olay zamanı A (by)			Olaylar arası zaman I (by) I = İlk olayın zamanı - İkinci olayın zamanı				Tekrarlanma Aralığı RI (by)			
		minimum	ortalama	maksimum		minimum Amin - Amax	ortalama Aort - Aort	maksimum Amax - Amin		minimum	ortalama	maksimum
PLEYİSTOSEN	E1	67.1	76.0	84.9	PE	20.6	38.8	57.0	HOLOSEN	0.7	3.2	5.7
	E2	27.9	37.2	46.5		8.7	21.8	34.9				
	E3	11.6	15.4	19.2		1.5	6.8	12.1	PLEYİSTOSEN	10.3	22.5	34.7
HOLOSEN	E4	7.1	8.6	10.1	HE	0,5	3.2	5.9				
	E5	4.2	5.4	6.6		0.9	3.2	5.5	BÜTÜNLEŞİK	6.4	14.8	23.1
	E6	1.1	2.2	3.3								

Oxcal ve R programından saptanan verilere göre hesaplanmıştır (Bronk R., 2008, 2009; Reimer et al., 2009; Kreuter vd. 2012; Fuchs vd. 2015).

Formül: R_{min}: $(AE1_{min}\text{-}AE2_{max}) + (AE2_{min}\text{-}AE3_{max}) + (AE3_{min}\text{-}AE4_{max})/n\text{-}1$

$R_{average}$: $(AE1_{average}\text{-}AE2_{average}) + (AE2_{average}\text{-}AE3_{average}) + (AE3_{average}\text{-}AE4_{average})/n\text{-}1$

R_{max}: $(AE1_{max}\text{-}AE2_{min}) + (AE2_{max}\text{-}AE3_{min}) + (AE3_{max}\text{-}AE4_{min})/n\text{-}1$ (E: Olay, n: Olay sayısı, HE: Holosen Olayı, PE: Pleyistosen Olayı)

BÖLÜM 7
TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Doktora tezi kapsamında hazırlanan bu çalışmada, Batı Anadolu sismotektoniğin bir parçası olarak, genel ve sınırlı bilgilerle ifade edilen İzmir Fayı'nın geçmiş aktivitesi, tektonik jeomorfoloji ve yaş verileriyle desteklenen hendek tabanlı paleosismolojik yöntemler uygulanarak ilk kez incelenmiş ve güncel aktivitesi tartışılmıştır. Bu kapsamda, İzmir Fayı'ndan kaynaklanmış olması muhtemel geçmiş hareketlerin ortaya çıkarılması için, tarihsel katalog ve kayıtlar incelenmiş, yaklaşımsal korelasyon ile paleosismolojik çalışmaların temeli oluşturulmuş, uygulanan yöntemlerden elde edilen sonuçların karşılaştırmalı entegrasyonu ile geçmiş hareketleri ve günümüz deprem üretme potansiyeli yorumlanmıştır. Tez kapsamında yapılan çalışmalardan elde edilen sonuçlar ve konu ile ilgili tartışma aşağıdaki alt başlıklarda verilmiştir.

Çalışma alanı ve çevresi Anadolu levhasının güncel deformasyon modeli içinde K-G yönde açılan Batı Anadolu Genişleme Bölgesi, kenarları eğim/verev atımlı normal faylar ya da doğrultu atımlı faylarla denetlenen D-B ve KD-GB uzanımlı Kuvaterner havzalar ile karakterizedir (Bozkurt, 2001; Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Çiftçi ve Bozkurt; Emre ve Sözbilir, 1997; Seyitoğlu ve Scott, 1991; Sözbilir ve diğ., 2009, 2011; Uzel ve Sözbilir, 2008). Batı Anadolu'da yapılan güncel çalışmalar, doğrultu atımlı fayların baskın olduğu eski bir zayıflık zonu olarak tanımlanmış İzmir-Balıkesir Transfer Zonu'nun (İBTZ), D-B uzanımlı fayların bölgede meydana getirdiği gerilimi karşıladığını ve bu zon içindeki Kuvaterner havzaları sınırlayan fayların geç Kretase'den günümüze belirli aralıklarla aktifleştiğini ortaya koymuştur (Okay ve Siyako, 1991; Özkaymak ve diğ., 2012; Ring ve diğ., 1999; Sözbilir ve diğ., 2011; Uzel ve Sözbilir, 2008; Uzel ve diğ., 2012, 2013). Doktora tez çalışmasının ana konusunu oluşturan İzmir Fayı, İBTZ içindeki Kuvaterner havzalardan biri olan İzmir Körfezi'nin güney kenarını denetleyen aktif yapıdır. İzmir Fayı, körfezin D-B uzanımlı içi kısmını Balçova segmenti, körfezin doğuya doğru Gediz Grabeni'ne kadar uzanan karadaki devamını ise Pınarbaşı segmenti ile

sınırlar. Yaklaşık 40 km uzunluğundaki İzmir Fayı, eğim atımı baskın normal fay karakterindedir.

7.1 Tarihsel Deprem Kayıtlarının İncelenmesi ve Kataloglamanın Sismojenik Kaynakların Belirlenmesindeki Önemi

Türkiye'deki depremsellik çalışmalarının çoğunda, tarihsel depremler genellikle ulusal deprem kataloglarında verilen özellikleriyle kullanılmaktadır. Pınar ve Lahn (1952) tarafından Türkiye için hazırlanan ilk ulusal tarihsel deprem kataloğu İzmir bölgesinde meydana gelen yıkıcı depremlerle ilgili kısa açıklamalar içermesine rağmen, depremlerin merkez üssü konumu ve şiddet bilgisi gibi nicel özellikler bulunmamaktadır. Yazarlar, bu katalogda yer alan depremlerle ilgili bilgilerin Türk ve yabancı kaynaklardan derlendiğini belirtmektedirler. Ancak deprem kayıtlarının bu referanslardan hangisinden alındığına dair bilgi eksikliği belirsizlik teşkil etmektedir.

Sonraki iki katalog (Ergin ve diğ., 1967; Soysal ve diğ., 1981). Koordinat ve şiddet bilgilerinin eklenmesiyle ilk kataloğun genişletilmiş bir versiyonu olarak sunulmaktadır. Depremlerin nicel özelliklerini tanımlayan önemli kaynaklar olmalarına rağmen, aynı depremler için verilen bazı bilgilerin her iki katalogda da farklılık göstermesi yine depremsellik çalışmaları için bir belirsizlik yaratmaktadır. Bu kataloglarda İzmir bölgesinde meydana gelen tüm depremlerin koordinatları aynı enlem/boylam değerleri ile tek bir noktaya işaret edilerek eklenmiştir. Ayrıca deprem tanımlamaları için aynı kaynaklara atıfta bulunsalar da aynı tarihli bazı depremlerin şiddet/büyüklük değerlerinin her iki katalogda da farklı olduğu görülmektedir. Daha sonraki yıllarda yapılan katalog çalışmalarında da benzer sorunlar yaşanmıştır. Aslında bu katalogların tamamı kendinden önceki katalogların derlemeleridir ve birçoğundaki deprem bilgisi Pınar ve Lahn (1952)'den geriye gitmez. Bu nedenle katalog çalışmalarında bu tür belirsizlikleri ortadan kaldırmak için yapılması gereken, katalog referanslarını kontrol ederek mevcut en eski kayıtlara veya kataloglara ulaşmak, kataloglarda tanımlanan tarihsel depremlerin özelliklerini doğrulamak ve detaylandırmaktır.

Bu kapsamda bu çalışmada Pınar ve Lahn (1952) kataloğundan önceki katalog veya kayıtlar kullanılarak İzmir ve yakın çevresi için listelenen her bir tarihsel deprem için geriye dönük çalışmalar yapılmış ve tüm katalogların korelasyonu sağlanmıştır. Ulusal ve uluslararası katalogların yanı sıra birçok kayıttan derlenen deprem bilgilerinin tek bir katalogda toplanması ve depremlerin alındığı kaynağa göre kronolojik olarak tanımlanması, mevcut belirsizliklerin ve eksikliklerin en aza indirgenmesine yardımcı olmuştur. Böylece, en azından, İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen tarihsel depremler için verilen bilgilerin kontrolüne açık, kapsamlı bir katalog hazırlanmıştır. Çalışma kapsamında ulusal ve uluslararası birçok deprem kataloğu ve çok sayıda tarihsel kayıttan elde edilen tüm veriler tek bir katalogda birleştirilmiş, katalogda listelenen her deprem, ayrıntılı açıklamaları ile kronolojik olarak verilmiştir. İleride yapılacak çalışmalara kaynak teşkil edebilecek olan bu katalog, aynı zamanda İzmir ve yakın çevresinin sismik değerlendirmeleri için faydalı bir veri seti özelliği taşımaktadır (EK).

7.1.1 Tarihsel Depremlerin Şiddet, Büyüklük ve Merkez Üssü Değerlendirmesi

Şiddet, depremlerin insanlar, insan yapımı yapılar ve zemin yüzeyi üzerindeki etkilerinin nitel özelliklerini tanımlamalarına rağmen, deprem kayıpları şiddet ölçeklerinin tanımladığı şeyler olduklarından göz ardı edilemez (Bakun ve Wentworth, 1997; Grünthal ve diğ., 1998; Howell and Schulz, 1975; Musson ve diğ., 2010). Bu nedenle, nesnelerin hareketi ve binalara veya doğal çevreye verilen hasar gibi sarsıntı ile ilgili etkiler, şiddetin ölçeklendirilmesinde önemli kriterlerdir. Şiddet verileri, gözlemlere dayalı nitel kayıtlar olmalarına rağmen, sismik kaynağın temel özelliklerini sınırlamak için kullanılabilecek çok sayıda bilgi içerir. Tarihsel kataloglardan elde edilen veriler, en şiddetli hasara uğrayan şehir veya kasabaların yerlerini tarihsel depremlerin merkez üssü olarak kaydedildiğini göstermektedir. Bu, İzmir bölgesinin en az 15 depremi için şiddet değerlerinin en yüksek olduğu alanın İzmir kent yerleşimi olduğu anlamına gelir. Ek olarak depremler genellikle merkez üssünden uzaklaştıkça azalan farklı şiddetler üretir (Grünthal ve Musson, 2020). Dolayısıyla bu 15 depremin kaynağı olan aktif fayların şiddet dağılımlarına göre İzmir kentine yakın olduğu düşünülebilir. Ancak bir depremin merkez üssünün, en

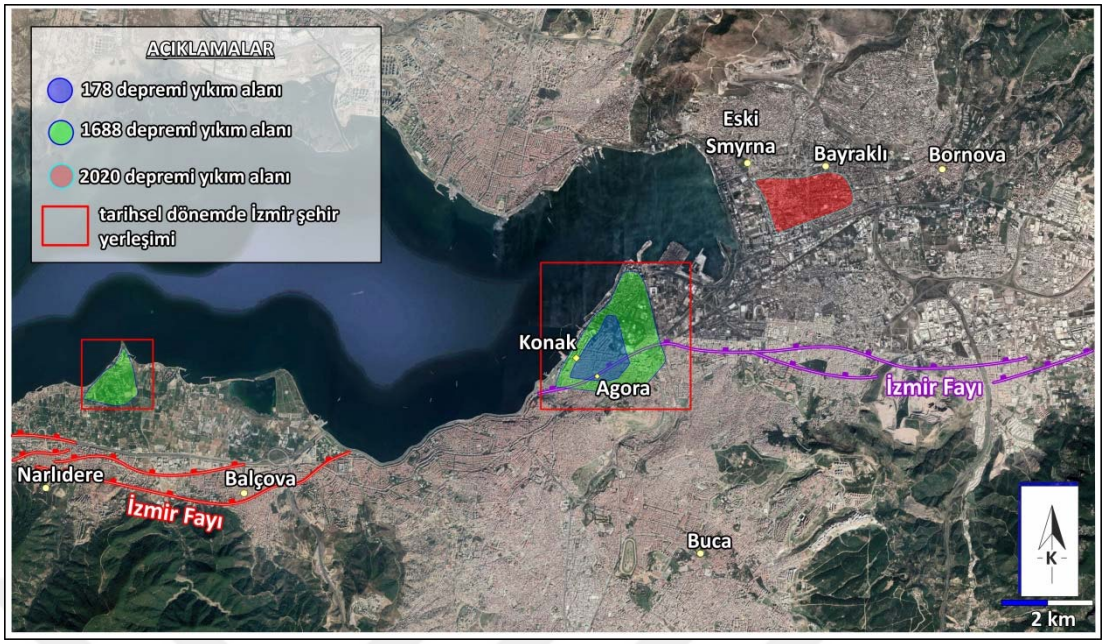
şiddetli hasarın olduğu bölgeden çok daha uzakta olabileceği unutulmamalıdır. Bu nedenle, tarihsel literatürdeki sismik hasar kayıtlarının yanı sıra, depremlerin algılanabilir etkileri olan diğer makrosismik etkiler de dikkate alınmalıdır.

Tarihsel depremlerin merkez üsleriyle ilgili belirsizlik, tarihsel katalogların güvenilir bir veri seti olarak kullanılamamasının ana nedenlerinden biridir. Depremlerin yarım yamalak ya da eksik raporlanmış olma olasılığı da bu belirsizliği arttırmaktadır. Güncel katalog verileri, tarihsel olayların konumlarının sismisitenin doğası dikkate alınarak olasılıksal yaklaşımlarla belirlendiğini göstermektedir. Tarihsel dönemde meydana gelen bir deprem için, hasarın en fazla olduğu yer, o depremin merkez üssü olarak kaydedilmiştir. Ancak şiddetli bir depremin neden olabileceği hasar veya yıkım, sismik kaynaktan kilometrelerce uzakta bulunan bir bölgede çok daha fazla olabilir veya özellikle İzmir gibi kıyı yerleşimleri için bildirilen deprem hasarları denizaltı faylarının karadaki etkilerini yansıtabilir. Örneğin 30 Ekim 2020 saat 14:51'deki ağırlıklı olarak Ege kıyılarını ve komşu adaları etkisi altına alan 6,6 büyüklüğündeki Samos depreminin Samos (Sisam) adasının kuzey kıyısı açıklarında bir denizaltı fayından kaynaklandığı belirlenmiştir. Samos adasında hafif hasarların, depreme neden olan sismik kaynağın yakınında yer aldığı bildirilse de en fazla yıkımın meydana geldiği yer deprem merkezine yaklaşık 70 km uzaklıktaki İzmir-Bayraklı olmuştur. Bu durum, İzmir'de yıkıma yol açabilecek herhangi bir depremin sadece İzmir ve yakın çevresinde bulunan aktif faylardan kaynaklanmayabileceğini de göstermiştir. Diğer bir deyişle, İzmir kent yerleşiminde yıkıma neden olan tarihsel depremlerin sismik kaynakları İzmir'den uzak olsa bile sadece hasar derecesi dikkate alınarak merkez üssünün İzmir olarak verilmiş olabileceği düşünülebilir. Bununla birlikte aletsel dönemde İzmir ve yakın çevresinde yıkıma yol açan depremlerin (örneğin 1928 Torbalı depremi, 1949 Karaburun depremi) hasar dağılımlarının da olası sismik kaynaklar üzerinde veya yakınında yoğunlaştığı görülmektedir. Bu nedenle İzmir kent yerleşiminde diğer alanlara göre daha fazla yıkım ya da hasara neden olan tarihsel depremler için yakınındaki bir sismik kaynağın hareketini de dikkate almak yanlış bir yaklaşım değildir. Ayrıca, bilimsel araştırmalar, tarihsel depremlerin merkez üssünün en yükek şiddette ve dolayısıyla en yüksek hasarın olduğu bölgede yer aldığını varsaymaktadır

(Bakun ve Wentworth, 1997; Grünthal ve diğ., 1998; Musson ve diğ., 2010 vb). Yani, uzak bir sismik kaynak İzmir şehrinde yıkıma veya hasara neden olabilir, ancak yakın alanda bulunan bir sismik kaynağın İzmir kentinin büyük bir bölümünü etkileyen büyük bir yıkım meydana getirme olasılığı daha yüksektir.

2020 Samos depreminde meydana gelen yıkım, sismik kaynağa olan yakınlık veya mesafeden ziyade yapıların dinamikleri ve yıkım alanındaki zemin koşulları ile ilgili görünmektedir. Bayraklı yerleşiminde eski sahil şeridi içerisinde yer alan beş ya da daha fazla katlı binaların yıkıldığı veya ağır hasar gördüğü belirlenmiştir. Bu nedenle 2020 Samos depreminde Bayraklı yerleşimindeki yıkımların, alüvyon zemin üzerine inşa edilen depreme dayanıklı olmayan yapılar nedeniyle gerçekleştiği düşünülmektedir (Tepe, Sözbilir, Eski, Sümer ve Özkaymak, 2021). Bu kapsamda, İzmir'in mühendislik gerektiren veya doğal yumuşak zeminler üzerine inşa edilen bölgelerinin yakın ve bölgesel depremlerden benzer mesafelerdeki diğer alanlara göre daha fazla etkilenmesi olasıdır.

Tarihsel dönemde İzmir kent yerleşimlerinde taş, tuğla veya kerpiçten yapılmış az katlı yapı profilleri yaygındı. 2020 Samos depreminin az katlı binalarda hasar meydana getirmediği dikkate alındığında, hemen hemen tamamı aynı jeolojik ve zemin koşullarında gerçekleşen ve İzmir kent yerleşimlerini yok eden tarihsel depremlerin, İzmir şehir yerleşimi içinde veya çevresinde bulunan aktif faylardan kaynaklandığını düşünmek daha gerçekçi bir yaklaşımdır. Ayrıca 2020 Samos depreminin yıkım alanı, tarihsel depremlerin yıkım alanı ile karşılaştırıldığında, etki alanlarının birbiriyle örtüşmediği görülmektedir (Şekil 7.1). Bayraklı çevresinde tarihsel dönemde herhangi bir yerleşim alanının olmaması bu durumu açıklayabilir. Ancak İzmir kentindeki tarihsel depremlerde yıkılan ve bugün hala aynı bölgelerde bulunan yerleşimler (M.S. 178 depreminde yıkılan ve bugün aynı alanda kalıntıları bulunan antik Smyrna yerleşimi gibi) 2020 Samos depreminden etkilenmemiştir. Yani, İzmir kent yerleşiminde farklı alanları etkileyen depremler muhtemelen farklı sismik kaynaklar tarafından oluşturulmuştur. Sismik kaynağa olan mesafe ile hasar derecesi artabilir veya azalabilir, ancak sismik kaynağın belirlenmesinde tek kriter olamaz.



Şekil 7.1 M.S. 178 ve 1688 depremleri ile 30 Ekim 2020 depreminin tahribat/hasar alanlarını gösteren Google Earth görüntüsü (Tepe ve diğer., 2021) (kırmızı çerçeveyle sınırlı alanlar tarihsel dönemde İzmir kent yerleşimini göstermektedir)

Yakın veya uzak mesafe deprem değerlendirmelerinde bölgenin jeolojisi ve aktif tektoniği, zemin koşulları, yapıların deprem dinamikleri ve depreme dayanıklı yapı malzemelerinin kullanımı gibi etkilerin de dikkate alınması gerektiği açıktır. İzmir şehrinin her bölgesinde koşullar sabit olmadığı için, tarihsel dönemde tüm şehir yerleşimlerini etkileyen depremlerin, İzmir şehir merkezinden veya yakınından geçen sismik kaynaklar tarafından meydana getirilmiş olması daha olasıdır.

Tarihsel kayıtlardan elde edilen veriler, İzmir bölgesindeki sismik kaynakların tarihsel dönemde şiddeti VIII ve üzeri 26 yıkıcı depremden sorumlu olduğunu göstermektedir. Bu depremlerden 7 tanesinin İzmir şehir yerleşimi yakınındaki ana aktif faylardan kaynaklandığı tahmin edilmektedir. Kayıtlardan derlenen hasar bilgileri ve çevresel etkiler dikkate alınarak, İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen bu tarihsel depremlerin şiddet değerleri farklı şiddet ölçeklerine göre yeniden düzenlenmiştir. Belirlenen şiddet değerleri çeşitli ampirik ilişkiler kullanılarak büyüklük değerlerine dönüştürülmüş ve bu şekilde tarihsel depremlerin nicel ifadeleri günümüz deprem ölçeğinde tahmin edilmeye çalışılmıştır. İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen tarihsel depremler için maksimum şiddet değeri X olarak

belirlenmiştir. Şiddeti IX olan depremler istatistiksel olarak daha fazladır. İzmir şehir merkezinde büyük yıkımlara yol açan hemen her depremin şiddeti IX-X aralığındadır. Şiddeti VIII olan depremler, sismik kaynağa yakın alanda lokal hasar ya da yıkım meydana getiren ve çevre yerleşimlere doğru etkisi azalan depremlerdir. Hasar/yıkım başlangıç eşiği VIII olarak kabul edildiğinde ve maksimum deprem şiddeti X olmak üzere, İzmir ve yakın çevresinde meydana gelmiş tarihsel depremlerin, günümüzde 5,6 ile 7,1 arasında değişen büyüklüklere karşılık geldiği belirlenmiştir. Şiddet değerlerine göre yapılan büyüklük dönüşümleri, İzmir ve yakın çevresindeki aktif fayların, olası maksimum büyüklüğü 6,3 ile 7,1 arasında değişen yıkıcı depremler üretebileceği anlamına gelmektedir.

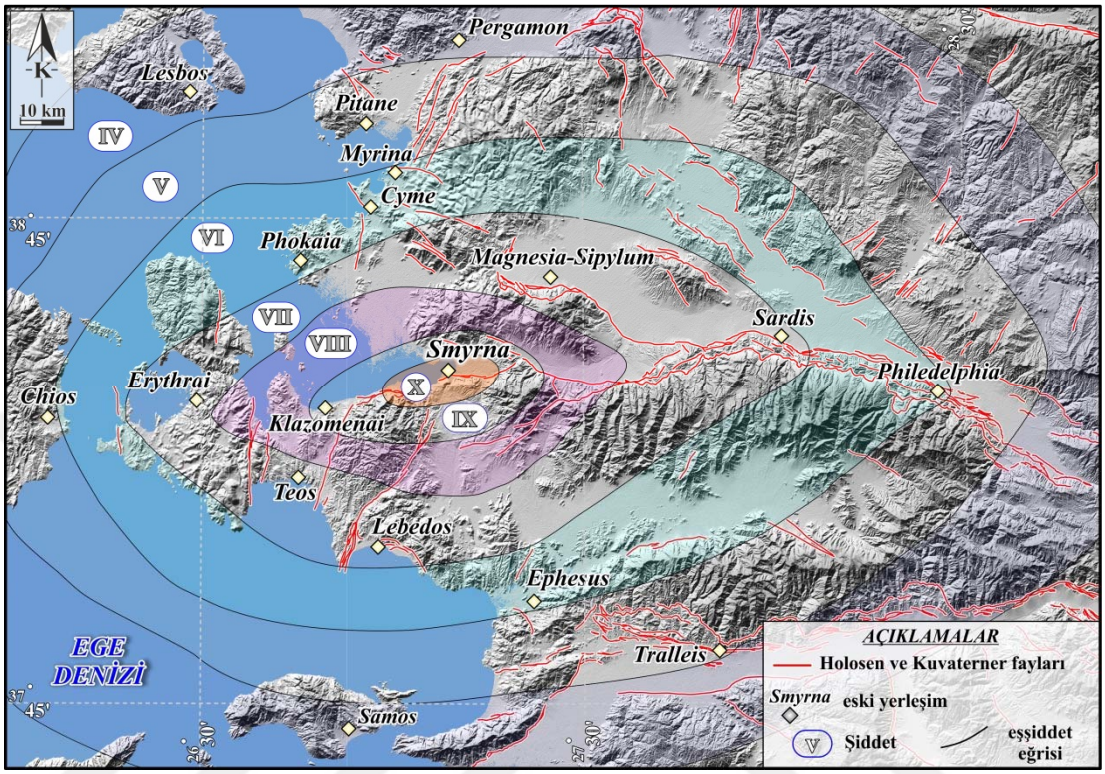
7.1.2 İzmir ve Yakın Çevresinde Meydana Gelen Tarihsel Dönem Depremlerinin Sismik Kaynaklarla Yaklaşımsal Korelasyonu

Tarihsel deprem kayıtları M.S. 178, 688, 1025, 1040, 1056, 1668, 1688 ve 1778 depremlerinin İzmir kent merkezinde büyük tahribata yol açtığını göstermektedir (Detayları için bakınız EK). Bunlardan bazıları İzmir kent yerleşiminin neredeyse tamamını yıkıma uğratmıştır (Bonito, 1691; Mallet ve Mallet, 1858; Perrey, 1848; Seyfart, 1756; Slaars ve Iconomos, 1868; von Hoff, 1840 vb).

178 depremi İzmir kent yerleşiminde büyük bir yıkıma sebep olmuş şiddetli bir depremdir (Bonito, 1691; Mallet ve Mallet, 1858; von Hoff, 1840). Depremden sonra İzmir (Smyrna)'de 10 yıl süreyle vergi muafiyetine gidilmesi (Mallet ve Mallet, 1858; von Hoff, 1840), kentin yeniden inşa edilecek ölçüde yıkıma uğradığının bir göstergesi kabul edilebilir. Bu yıkımın şehir merkezine yakın bir sismik kaynak tarafından üretilmiş olması kuvvetle muhtemeldir. Tarihsel kayıtlar, bu depremin Pagus Dağı'nın kuzeyinde bugün Kadifekale olarak bilinen ve körfeze kadar uzanan düşük kotlu alanlarda meydana geldiğini göstermektedir. Dönemin şehir merkezi olan bu alan, günümüzde İzmir Fayı'nın Pınarbaşı segmentinin başladığı Konak ilçesi sınırları içindedir. Ayrıca depremle birlikte iç liman olarak bilinen Konak kıyılarının denize doğru kaydığı da belirtilmektedir (Cadoux, 1938). Bu bilgi, depremin, eğim atımlı bir kinematiğin meydana getireceği hareketten

kaynaklandığına işaret etmektedir. Tarihsel kayıtlarda, 178 depreminin İzmir (Smyrna) şehir merkezindeki belli alanlarda yüzey kırığı olarak nitelendirilebilecek deformasyonlar meydana getirdiğinden bahsedilmektedir (Guidoboni ve diğ., 1994; Papazachos ve Papazachou, 1997; Taxeidis, 2003; von Hoff, 1840). Yüzey deformasyonlarına ek olarak depremin hareket yönü, etki alanı gibi veriler depremin İzmir Fayı'ndan kaynaklanmış olabileceğini düşündürmektedir. Diğer bir olasılık ise, İzmir şehir merkezi ve İzmir Fayı'na yakın mesafedeki Tuzla ya da Seferihisar Fayı'ndaki hareketin açığa çıkardığı enerjinin İzmir Fayı'na aktarılması ve yıkımın normal faylanma kinematiği ile gerçekleşmiş olabileceğidir. Bununla birlikte, kaynaklarda, bu fayların yakınında bulunan Klazomenia, Teos vb. gibi antik yerleşim yerlerinde herhangi bir hasar veya yıkım bilgisi bulunmamaktadır. Ayrıca 178 depreminin Smyrna şehir merkezinde bulunan belediye meclisi, tiyatro, gymnasium ve Agora gibi şehrin en görkemli yapılarını yıktığı belirtilmektedir (Bonito, 1691; Laroche, 2003; Mallet ve Mallet, 1858; Papazachos ve Papazachou, 1997; Schmidt, 1879; Taxeidis, 2003; von Hoff, 1840). Günümüzde Konak ilçesindeki Agora arkeolojik kazı alanında kalıntıları bulunan ve çoğunlukla mermer bloklardan inşa edilmiş bu yapılar, kentin o dönem koşullarındaki en dayanıklı yapılarıydı. Dolayısıyla bu deprem, Smyrna şehir merkezi dışında yer alan diğer faylar (Tuzla ya da Seferihisar) tarafından üretilmişse ve önemli liman şehirlerinden birindeki en sağlam yapıları yıkabiliyorsa, yakınlarındaki yerleşim yerlerinde de yıkıma ya da hasara yol açmış olmalıdır. Ancak Smyrna dışındaki yerleşimlerde bu türden bir yıkım ya da hasar bilgisine ulaşılmamıştır. Dolayısıyla, yakınlardaki diğer faylardan kaynaklanmış olma ihtimali olmakla birlikte, tek bir yerleşimdeki büyük tahribat, ilk olarak yıkım alanına yakın bir yerde bulunan fayın hareketini düşündürmüştür. Yıkımın özellikle İzmir Fayı'nın tavan bloğunda kalan Kadifekale kuzeyindeki düzlük alana yayılmış olması da depremin İzmir Fayı ile ilişkili olabileceği ihtimalini kuvvetlendirmektedir. Arkeolojik araştırmalar, M.S. 178 depremindeki yıkımın İzmir Fayı'nın doğrultusuyla uyumlu olduğunu ortaya koymaktadır (Koparal, 2007). Bunun yanı sıra, 178 depreminin verdiği zararın derecesine İzmir ve yakın çevresi için oluşturulan eşşiddet haritalarında da, şiddet dağılımı İzmir Fayı'nın uzanımıyla uyumlu görünmektedir (Şekil 7.2). Kural olarak, en yüksek dereceli eşşiddet eğrilerinin maksimum uzadığı yerler, sismojenik kaynağın geometrisi tarafından

kontrol edilir (Gasperini ve diğ., 1999). Tüm bu değerlendirmeler ışığında, M.S. 178 depreminin yaklaşımsal olarak İzmir Fayı kaynaklı olabileceği düşünülmektedir.



Şekil 7.2 Tarihsel kayıtlardan elde edilen hasar verilerine göre M.S. 178 depremi için oluşturulan eşşiddet (isosismik) haritası (Tepe ve diğer., 2021)

M.S. 688 ve 1025 depremleri İzmir kent merkezinde büyük yıkımlara neden olan İzmir merkezli depremler olarak kaydedilmiştir. Bu depremlerle ilgili tek bilgi, İzmir şehrinde büyük yıkımlara ve çok sayıda can kayıplarına neden olduklarıdır. Bu sınırlı bilgilerle, bu depremlerin kent merkezine yakın bir fayın hareketinden kaynaklandığını düşünmek öncelikli yaklaşım olacaktır. Dolayısıyla, çevre yerleşimlerde büyük hasar kayıtlarının da olmaması sebebiyle, bu depremlerin İzmir Fayı ve Tuzla Fayı öncelikli olmak üzere İzmir yerleşim alanları içinden ya da yakınından geçen faylardan kaynaklanmış olması muhtemeldir. Dahası, bu depremlerle ilgili spesifik bilgilerin olmaması, bunların şehir merkezinden çok uzaktaki bir aktif faydan kaynaklandığını bile düşündürebilir.

M.S. 1040 depremi de İzmir (Smyrna) için yıkıcı bir deprem olarak kayıtlara geçmiştir. Depremin, Smyrna kenti içinde yüzey faylanmasına benzer deformasyonlar, sıvılaşma, heyelan gibi çevresel ve jeolojik etkilere neden olduğu belirtilmektedir (Mallet ve Mallet, 1858; Seyfart, 1756; von Hoff, 1840). Kent merkezindeki etkileri dikkate alındığında, bu depremin sismojenik kaynağının, kente en yakın faylar olması sebebiyle İzmir Fayı ya da Tuzla Fayı olabileceği düşünülebilir. Ancak bu depremin İzmir Fayı Balçova segmenti üzerine kurulu Agamemnon kaplıcaları sıcak su kaynakları ve civarındaki yamaçlardan su toplayan kanallarına büyük zarar verdiği belirtilmektedir (Alatepeli, 2016). Bu veriler, 1040 depreminin İzmir Fayı tarafından üretilmiş olma ihtimalini güçlendirmektedir. Ayrıca İzmir Fayı'nın Balçova segmentinin batı ucu Seferihisar Fayı ile hemen hemen kesişmektedir. Bu nedenle Seferihisar Fayı'nın üretebileceği bir depremin de Balçova-Agamemnon bölgesini etkileyebileceği göz ardı edilmemelidir. Ayrıca her iki fayın birbirini tetiklemiş olması da mümkündür.

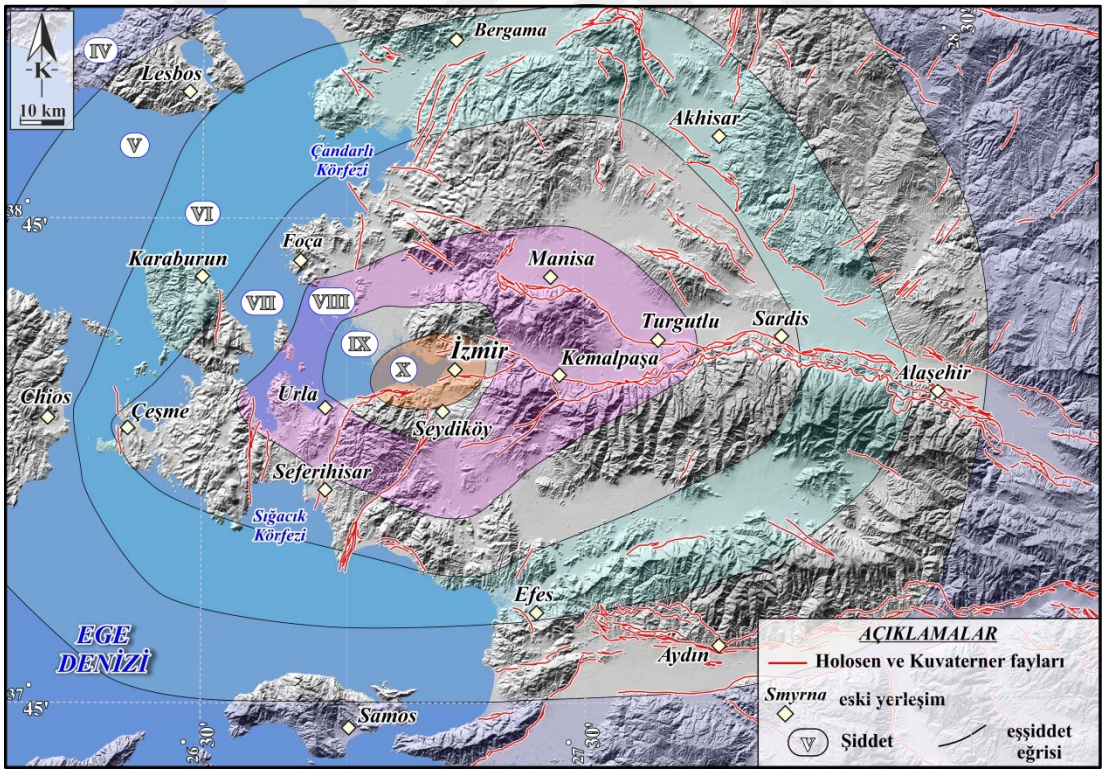
Sieberg (1932) ve Calvi (1941), M.S. 1056 depreminin İzmir şehrindeki yıkıcı etkisinden bahsetmektedir ancak kayıtlarda bu bilgiler dışında başka bir detaya ulaşılamamıştır. Benzer şekilde M.S. 1668 depreminin de İzmir kent merkezinde büyük yıkımlara neden olduğundan bahsedilmektedir (Calvi, 1941; Perrey, 1848; Sieberg, 1932; von Hoff, 1840 vb). İzmir şehir merkezinde meydana getirdiği hasar, yüzeyde görülen çatlak, kırık benzeri deformasyonlar, zeminde yüzey genişlemesi ve can kaybı gibi etkileri göz önüne alındığında 1688 depremi İzmir Fayı ile eşleştirilebilir. Ancak depremde meydana gelen yüzey deformasyonları için spesifik bir lokasyon verilmediğinden bu etkilerin İzmir yakınlarındaki diğer fayların oluşturduğu deformasyonal etkiler olduğu da ihtimaller dahilindedir. Bunun yanı sıra, bu depremlerin İzmir kent merkezi dışındaki çevre yerleşimlerde hasara ya da yıkıma sebep olduğuna ilişkin bir kayıt bulunmamaktadır. Bu nedenle İzmir kent merkezi yakınlarındaki herhangi bir aktif yapı, bu depremlerin sismik kaynağı olarak düşünülebilir.

10 Temmuz 1688 depremi, İzmir şehrini etkileyen en şiddetli tarihsel dönem depremi olmakla birlikte, İzmir tarihinde hakkında en fazla bilgi bulunan depremdir.

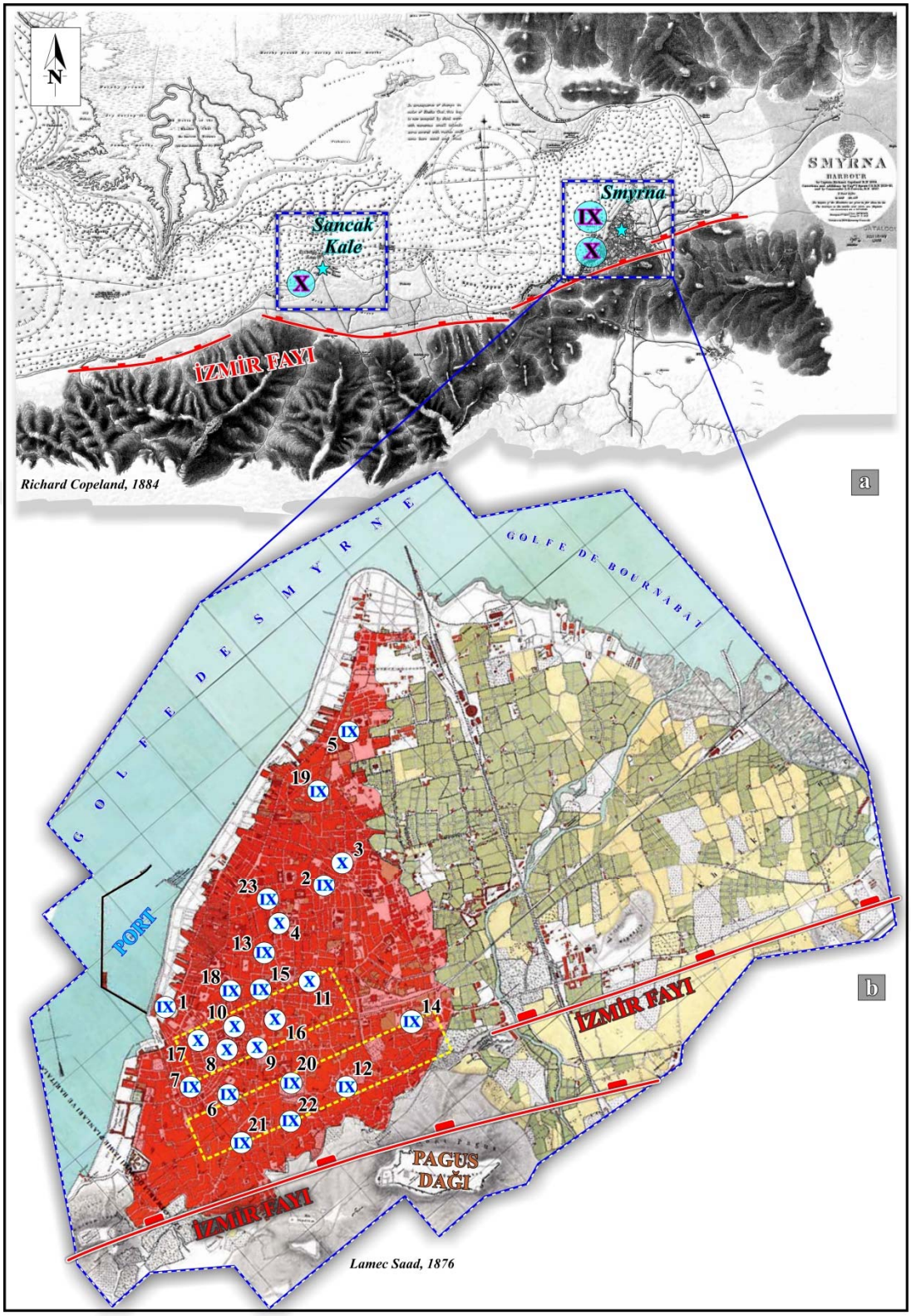
Neredeyse tüm şehri yok eden bu depremin hasar dağılımı, İzmir iç körfezi güneyindeki düşük kotlu düzlük alanlarda yoğunlaşmaktadır (Rolleston, 1856; Slaars ve Iconomos, 1868). İzmir Fayı'nın tavan bloğundaki alüvyonal düzlüğe kurulu kent merkezinde oldukça ağır bir yıkım meydana gelmesi, depremi İzmir Fayı ile ilişkilendirebilecek ilksel veri olarak düşünülmüştür. İzmir Fayı Balçova segmenti parçaları tarafından kesilen Holosen çökellerin oluşturduğu yelpaze deltası, aynı zamanda, İzmir şehir yerleşiminde Sancak Kale'nin de inşa edildiği alandır. Narlıdere ile Balçova arasındaki kıyı bölgesinde Sancak Kale'nin bulunduğu zeminin denize doğru çökmesi (Bonito, 1691; Slaars ve Iconomos, 1868; von Hoff, 1840; von Scherzer, 1873) hareketin normal faylanma mekanizmasıyla geliştiğine işaret etmektedir. Alüvyal alanlardaki kıyıya paralel yanal kırılmalar, depremin yüzey faylanmasına işaret eden deformasyonal etkilerinin olduğunu göstermektedir. von Hoff (1840) da, depremin D-B gidişli bir yapısal hattan kaynaklandığını ifade etmektedir. Dolayısıyla bu bilgiler, 1688 depreminin İzmir Fayı Balçova segmentinin hareketiyle ilişkili olabileceği fikrini güçlendirmektedir. Kıyı boyunca batıdan doğuya doğru yanal yayılmalar, hareketin Narlıdere-Balçova arasında başlayıp Konak'a doğru ilerlediğini düşündürmüştür. Ancak kaynaklarda, Pınarbaşı segmentinin bu harekete eşlik ettiğine dair herhangi bir bilgiye rastlanmamıştır. Depremden sonra karada denizel organizmaların varlığı (Slaars ve Iconomoc, 1868), depremle birlikte bir tsunaminin gerçekleştiğine işaret etmektedir. Kıyı boyunca görülen çökmeler nedeniyle iç kesimlere taşınan kıyı şeridi, basamaklı morfoloji sunan Balçova segmentinin hareket eden parçasının sular altında kalmış olabileceği ihtimalini düşündürmektedir. Kaldı ki, hali hazırda Ocakoğlu ve diğ. (2005) tarafından, İzmir Fayı'nın denizaltında devam eden parçalarının olduğu da ortaya konmuştur.

1688 depremi için hasar dağılımları kullanılarak depremden etkilenen alanlar için oluşturulan eşşiddet haritası, şiddet dağılımını sınırlayan eğrilerinin maksimum uzama yönlerinin İzmir Fayı'nın konumu ile uyumlu olduğunu göstermektedir (Şekil 7.3). Ayrıca, 1688 depreminde İzmir kent yerleşimi içinde tamamen yıkılan ve ağır hasar gören tüm yapılar İzmir şehir planına işaretlenmiştir (Şekil 7.4). Hasar derecesine bağlı olarak Sancak Kale ve çevresinde şiddet X, İzmir kent yerleşimi

içinde ise IX-X olarak belirlenmiştir. Depremler sarsma kuvvetinin azalması nedeniyle merkez üssünden uzaklaştıkça azalan farklı şiddetler üretirler. Bu nedenle şiddet değerinin en yüksek olduğu Balçova ile Konak arasındaki bölge 1688 depremi için merkez üssü olarak düşünülebilir. Ayrıca kent yerleşiminde yıkılan yapılar şehir planına işaretlendiğinde İzmir Fayı'na paralel bir şiddet dağılımının olduğu görülmektedir (Şekil 7.4). Bu durum, Gasperini ve diğ. (1999) tarafından önerilen Boxer methoduna benzer şekilde, şiddet dağılımı ve fay geometrisi arasındaki ilişki ile tutarlı bir sonuçtur. Buna karşılık, 1688 depreminde en çok hasarın, İzmir Körfezi güney kıyıları boyunca meydana geldiği belirtilir. Bunun nedeni, kıyı bölgelerinde bildirilen sismik hasarın kısmen açık deniz olaylarından kaynaklanmış olması da olabilir. Açık deniz olaylarının merkez üsleri, sismik şiddetlerin mekânsal dağılımına bağlı olarak yanlışlıkla kıyı bölgelerine yerleştirilebilmektedir. Bu nedenle bu deprem için bir başka olasılık, 1688 depreminin İzmir Körfezi güney açıklarında yer alan aktif deniz içi faylardan kaynaklanmış olabileceğidir.



Şekil 7.3 Tarihsel kayıtlardan elde edilen hasar verilerine göre M.S. 1688 depremi için oluşturulan eşşiddet (isosismik) haritası (Tepe ve diğer., 2021)

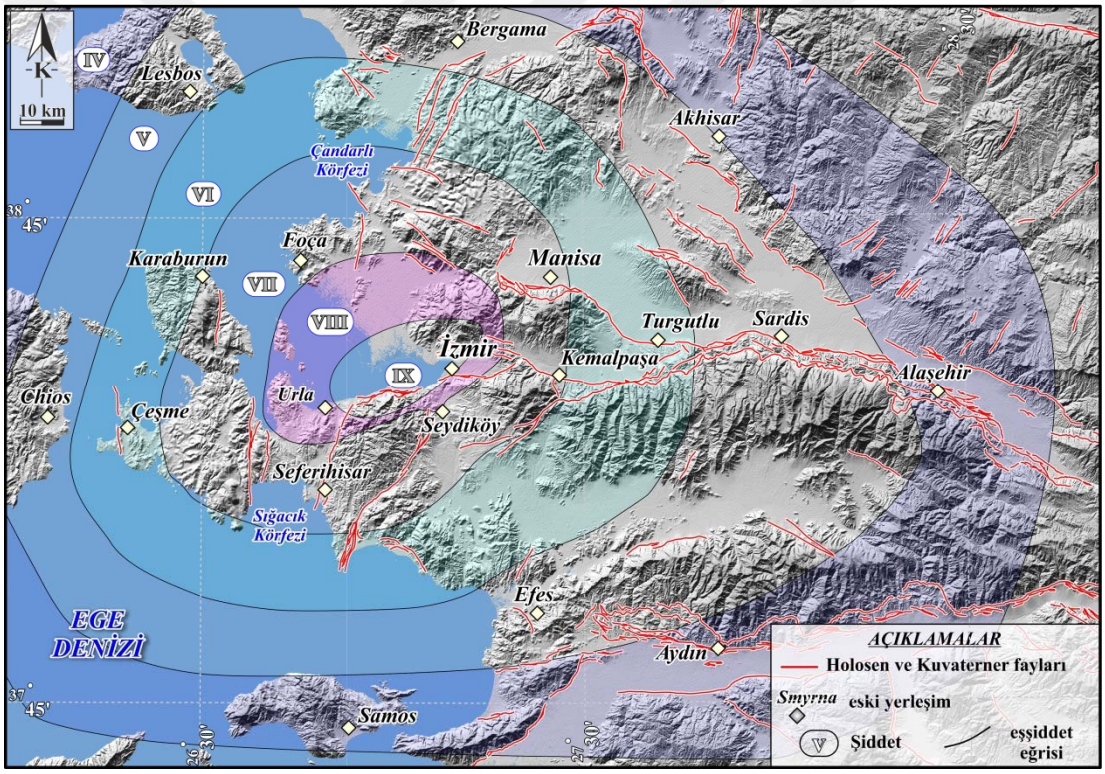


Şekil 7.4 M.S. 1688 depreminin İzmir kent yerleşiminde meydana getirdiği hasar dağılımlarını gösteren şehir planı (Pınar, 2020'den), a- 17. ve 18. Yüzyılda İzmir kent yerleşiminin kurulduğu alanları gösteren kroki, b- M.S. 1688 depreminde İzmir kent yerleşiminde yıkılan ve ağır hasar gören yapıların konumunu gösteren şehir planı (X- tamamen yıkılan, IX- ağır biçimde hasar gören), 1-

Gümrük Binası, 2-St. Photini Kilisesi, 3-St. John/Jesuits (St.Yuhanna) Kilisesi, 4-St. Polycarp/Capuchins Kilisesi, 5-Merkez Katolik/Congregationists Kilisesi, 6-Kemeraltı Camii, 7-Başdurak Camii, 8-Şadırvanaltı/Bıyıklızade Camii, 9-Fazlızade Camii, 10-Kestanepazarı Camii, 11-Sipahipazarı Camii, 12-Kurşunlu Camii ve Hanı, 13-St. Georgios (Aya Yorgi) Kilisesi, 14-Çorakkapı Camii, 15-Fazlıoğlu Hanı, 16-Suluhan, 17-Kızlarağası Han, 18-Hisar (Büyük) Camii, 19-Fransız Hastanesi (Belle vue Street), 20-Portekiz Sinagogu, 21-Natırzade Camii, 22-Pinto Sinagogu, 23-St. Maria Kilisesi (yapıların kent yerleşimindeki yerleri Erdoğan, 1968; Aktepe, 1974; Pınar, 2020'den)

M.S. 1778 depremi, İzmir kent yerleşiminde meydana getirdiği etkiler bakımından 1688 depremi ile eşdeğer görülmektedir (Slaars ve Iconomos, 1868). Depremle birlikte İzmir şehir yerleşimi içinde, Frank Caddesi olarak bilinen alanda yüzey deformasyonlarının oluştuğu gözlenmiştir (Clarke, 1880). Frank Caddesi, bugün, İzmir Fayı tavan bloğunda kalan Konak ilçesinin kıyıya yakın kısmında yer alan ve antik Smyrna Agorasının yakınında bulunan Kemeraltı Çarşı bölgesidir. Dolayısıyla bu alanda kaydedilen zemin açılmaları ve büyük çatlakların İzmir Fayı segmentlerinin üretmiş olabileceği yüzey deformasyonları olduğu düşünülebilir. Öte yandan bazı çalışmalar, fayların heyelanları tetiklediğini göstermektedir (Dramis ve Blumetti, 2005; Keefer, 1984, 2002; McCalpin, 1996, 2009). Depremlerde heyelanlardan etkilen alanlar deprem büyüklüğü ya da şiddeti ile ilişkili olup fay düzleminden uzaklaştıkça heyelan yüzdesi azalmaktadır (Keefer, 1984, 2002). Benzer şekilde Hancox ve diğ. (2002) depremin tetiklediği heyelanların, depremden etkilen alanın bir göstergesi olduğunu ve depremin merkez üssü ve büyüklüğünün belirlenmesinde katkıda bulunabileceğini belirtmektedir. Keefer (1984) tarafından yapılan çalışma, deprem kaynaklı heyelanların VII'den daha düşük şiddetlerde de meydana geldiğini göstermektedir. 1778 depreminden hemen sonra İzmir şehir yerleşiminin belirli alanlarında heyelanların meydana geldiğini gösteren kayıtlar bulunmaktadır (Clarke, 1880). Bu kayıtlarda, heyelanların İzmir şehir merkezindeki Pagus (Kadifekale) Dağı'nın yamaçlarından önündeki düzlük alanlara doğru geliştiği belirtilmektedir. Ayrıca, çevresel etkileri göz önüne alındığında 1778 depremi IX şiddetinde bir depreme karşılık gelmektedir. Teorik olarak, bu depremin böyle bir heyelana neden olması mümkün görünmektedir. Ayrıca M.S. 178' de meydana gelen depremde de aynı alan için benzer bir heyelan kaydı tutulmuştur. Farklı zamanlarda meydana gelen depremler için aynı alana atfedilen heyelan kayıtları, bu heyelanların

depremlerle tetiklendiğini ve benzer hareketlerin ürünü olduğu düşünülebilir. Dolayısıyla, depremlerle ilgili diğer kayıtlar da dikkate alındığında, M.S. 178 ve 1778 depremlerinin sismojenik kaynaklarının aynı olabileceğini söylemek mümkündür. 1778 depremi için oluşturulan eşşiddet haritasına bakıldığında (Şekil 7.5) eğrilerin İzmir Fayı geometrisi ile benzer bir uzanımda olduğu görülmektedir. Bunların dışında, bu depremin ana şokundan birkaç gün sonra başka bir şiddetli sarsıntı meydana gelmiş ve bu şokun Urla kıyılarında çökmelere sebep olduğu bildirilmiştir (Ambraseys, 2009; Ambraseys ve Finkel, 1995). İki olay için farklı alanlarda kaydedilen etkiler baz alındığında, ilk hareketin yakınlarda bulunan bir başka sismik kaynağı tetiklediği düşünülebilir.



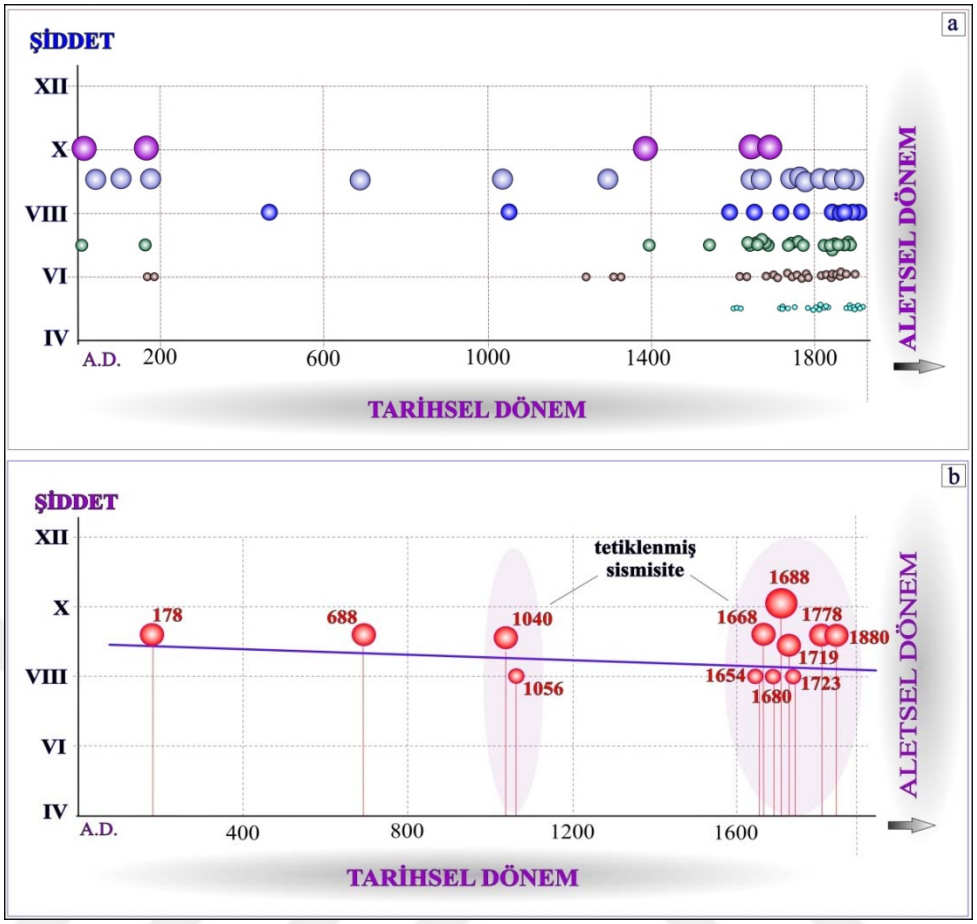
Şekil 7.5 Tarihsel kayıtlardan elde edilen hasar verilerine göre M.S. 1778 depremi için oluşturulan eşşiddet (isosismik) haritası (Tepe ve diğer., 2021)

Yukarıda açıklanan depremler, şiddet verileri ve hasar dağılımlarına ek olarak, tarihsel deprem kayıtlarından elde edilen jeolojik ve çevresel etkilerin korelasyonuna göre İzmir ve yakın çevresindeki aktif faylarla ilişkilendirilmiştir. Nitekim, İzmir kent yerleşiminde yıkıma veya hasara neden olan tarihsel depremlerin sayısı

yukarıda belirtilenlerden daha fazladır (Bakınız EK). Ancak diğer yerleşim yerlerinde İzmir kent yerleşimine göre daha fazla yıkıma neden olan depremlerin (M.S. 17, 1389, 1654, 1739, 1880 depremleri gibi) sismik kaynaklarının en fazla yıkımın olduğu yerlere yakın kaynaklar olacağı düşünülmüş, dolayısıyla bu depremler bu değerlendirmenin dışında tutulmuştur.

Sonuç olarak, tarihsel kayıtların yeniden değerlendirilmesi ile ilk kez M.S. 178, 1688 ve 1778 depremleri için eşşiddet haritaları oluşturulmuştur. Tarihsel kayıtlardan elde edilen veriler, bu depremlerin etki alanlarının daha çok İzmir Fayı segmentlerinin tavan bloğundaki alüvyonal düzlüklerde yoğunlaştığını göstermektedir. Şiddet dağılımına göre oluşturulan bu haritalar, bu depremlerin kaynak yönelimlerinin ilgili hasar modelinin uzamasına yansıdığını göstermektedir. Eşşiddet eğrilerinin (izosismal) yönü İzmir Fayı'nın uzanımı ile uyumludur. Yoruma dayalı olasılık değerlendirmeleri vardır. Ancak bu depremlerin İzmir Fayı'ndan kaynaklanıp kaynaklanmadığı henüz netlik kazanmamıştır. Bunların dışında M.S. 688, 1040, 1056 ve 1668 depremleri de İzmir kent yerleşimlerinde büyük yıkımlara neden olmuştur. Ancak bu depremlerle ilgili ayrıntılı bilgi elde edilemediği için, hangi sismik kaynağın bu depremleri meydana getirmiş olabileceği yorumlanamamıştır. Bu çalışma kapsamında tespit edilen depremlerin İzmir Fayı'ndan mı yoksa diğer aktif faylar tarafından mı üretildiğini netleştirmek için yakın gelecekte bu fay segmentleri üzerinde yaş verileriyle desteklenen paleosismolojik çalışmaların yapılması gerekmektedir.

Ek olarak, tarihsel süreçte İzmir'de kısa ve düzensiz aralıklarla yıkıcı depremler meydana geldiği saptanmıştır. İzmir ve yakın çevresindeki aktif fayların yapıları gereği bu kadar kısa tekrarlanma aralıklarla deprem üretmediği bilinmektedir. Dolayısıyla, İzmir'de yıkıma neden olan yakın zamanlı depremlerin farklı fayların hareketinden kaynaklandığı anlamına gelmektedir. Bu nedenle kısa aralıklarla meydana gelen depremler, İzmir ve yakın çevresindeki aktif fayların birbirini tetiklemiş olabileceğini göstermektedir (Şekil 7.6).



Şekil 7.6 a) İzmir ve yakın çevresinde son 2000 yıllık sürede meydana gelen tarihsel dönem depremlerinin şiddet dağılım grafiği (aynı şiddetteki depremler aynı renkteki dairelerle gösterilmiştir), b) Tarihsel dönemde kaydedilen İzmir merkezli yıkıcı depremlerin dağılım grafiği (Tepe ve diğer., 2021)

7.1.3 İzmir Fayı Üzerinde Gerçekleşen Depremlerin Büyüklükleri

Tocher (1958) ve Wells ve Coppersmith (1994) tarafından yapılan bazı araştırmalarda, deprem büyüklüğünün fayın uzunluğu ile ilişkili olabileceği öne sürülmüştür. Wells ve Coppersmith (1994), 15 km uzunluğundaki bir fayın 6,4-6,7 büyüklüğünde bir deprem üretebileceğini öne sürmektedir. Çalışmacılar tarafından normal ve doğrultu atımlı faylar için ayrı ayrı önerilen ampirik ilişkiler 7.1 ve 7.2'deki eşitliklerde gösterilmiştir.

$$M_w = 4{,}86 + 1{,}32 \log Lr_{normal} \pm 0{,}34\, n_d \qquad (7.1)$$

$$M_w = 5{,}16 + 1{,}12 \log Lr_{strike\text{-}slip} \qquad (7.2)$$

Eşittlikte verilen Lr_{normal} ve $Lr_{strike\text{-}slip}$ fay türlerine göre fayın uzunluğunu, n_d ise standart sapmayı ifade etmektedir. Benzer şekilde Pavlides ve Caputo (2004), belirtilen uzunluktaki bir fayın 6,5 büyüklüğünde bir deprem üretebileceğini önermektedir (7.3).

$$M_s = 0{,}90 \log L + 5{,}48 \quad (7.3)$$

Bu nedenle araştırmacıların önerdiği bu denklemler İzmir bölgesinde karadaki uzunlukları 12 ile 50 km arasında değişen aktif faylara uygulandığında, bu faylardan herhangi birinin kırılması sonucunda M_w = 6,3 (min) – 7,1 (max) ve M_s = 6,4 (min) – 7,0 (max) büyüklüğünde bir depremin meydana geleceği söylenebilir (minimum M_w ve M_s değerleri 12 km için, maksimum değerler 50 km için hesaplanmıştır). Fayın uzunluğuna ilişkin M_w değerleri, İzmir bölgesindeki aktif fayların ürettiği düşünülen tarihsel depremlerin M_w değerleri ile uyumlu görünmektedir. Tüm veriler birleştirildiğinde ana aktif sismik kaynağın M_w = 6,5 ve daha büyük depremler üretme potansiyeline sahip olduğunu söylemek mümkündür. Benzer şekilde Emre ve diğer. (2018) İzmir ve yakın çevresindeki aktif fayların 6,3 ile 6,7 arasında depremler üretebileceğini belirtmişlerdir. Öte yandan Papazachos ve diğer. (2004), belirli büyüklükte deprem üreten sismik kaynakların uzunluklarıyla ilgili ampirik ilişkileri ortaya koymuştur (7.4 ve 7.5).

$$\log L = 0{,}59\, M - 2{,}30 \text{ (doğrultu atımlı)} \quad (7.4)$$

$$\log L = 0{,}50\, M - 1{,}86 \ (6{,}0 \leq M \leq 8{,}0, \text{ normal}) \quad (7.5)$$

Önerilen dönüşümler, İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen tarihsel depremler için hesaplanan büyüklük değerlerine uygulanmıştır. Buna göre tarihsel dönemde 6,9 ile 7,2 arasında değişen büyüklüklerde depremler üreten bir sismik kaynağın uzunluğu 38 ile 54 km arasındadır. Benzer şekilde 5,6 ile 6,3 arasında büyüklükler için fayın uzunluğu 9 ile 19 km arasında değişmektedir. Önerilen büyüklüklere göre elde edilen fay uzunlukları, İzmir ve yakın çevresindeki ana sismik kaynakların bilinen uzunlukları ile uyumludur. Dolayısıyla tarihsel depremler

için önerilen ve Bölüm 4.3.2'de verilen büyüklük değerlerinin kabul edilebilir değerler olabileceği söylenebilir.

7.2 İzmir Fayı Güncel Aktivitesinin Tektonik Jeomorfolojik Yöntemlerle Değerlendirilmesi

Tektonik ve jeomorfoloji arasındaki etkileşim, yerbilimi çalışmalarında sıklıkla kullanılan alanlardan biridir. Morfometrik indisler aracılığıyla yapılan tektonik jeomorfolojik analizler, göreceli tektonik aktivitenin güvenilir ve hızlı bir şekilde değerlendirilmesini mümkün kılmıştır (Burbank ve Anderson, 2001; El Hamdouni ve diğer., 2008; Keller ve Pinter, 2002; Rockwell ve diğer., 1984; Silva ve diğer., 2003; Wobus ve diğer., 2006). Faylanmanın dağ önü cepheleri ve drenaj sistemleri üzerinde bıraktığı morfolojik izler, tektonik yükselim ve erozyon oranlarının tahmin edilmesinde değerli kanıtlar olarak kabul edilir (Howard ve Kerby, 1983; Kirby ve Whipple, 2012; Whipple ve Kirby, 1999; Whittaker ve diğer., 2008). Bu kapsamda, İzmir Fayı tarafından denetlenen dağ önü cephesi ve drenaj havzalarında morfometrik analizler yapılmış, İzmir Fayı tektonik aktivitesi ilk kez tektonik jeomofolojik yöntemler kullanılarak değerlendirilmiştir. Elde edilen sonuçlar doğrultusunda İzmir Fayı'nda tektonik ve erozyonal süreçlerden hangisinin daha baskın olduğu aşağıdaki alt başlıklarda tartışılmıştır.

7.2.1 İzmir Fayı Tektonik Aktivitesinin Drenaj Havzası Gelişimi Üzerine Etkisi

Bir drenaj havzasının aşınma evresi, hipsometrik eğrinin içbükey ya da dışbükey şekli ve o şekle ilişkin hipsometrik integral (HI) değeri ile belirlenebilmektedir (Ohmori, 1993; Strahler, 1952). Daha az aşınmış havzalar, yüksek HI değerlerine sahip dışbükey şekilleri verir ve bu dışbükeylik havzanın diseksiyon derecesi yani erozyon aşaması ile ilgilidir (Keller ve Pinter, 2002). Ayrıca, hipsometrik eğri ve HI değeri tektonik etkinin yanı sıra drenaj havzasındaki iklimsel ve litolojik faktörler hakkında da bilgi sağlamaktadır (Moglen ve Bras, 1995; Willgoose ve Hancock, 1998).

İzmir Fayı taban bloğunu drene eden drenaj havzalarına ait hipsometrik eğriler ve HI değerleri arasında pozitif bir korelasyon vardır. Genel olarak İzmir fay segmentlerinde düşük HI değerlerine sahip drenaj havzaları içbükey hipsometrik eğri sunarken, dışbükey hipsometrik eğri sunan drenaj havzalarının da yüksek HI değeri verdiği görülür. Balçova segmenti ve Pınarbaşı segmenti litolojik olarak birbirinden farklı kaya birimleri içermektedir. Dolayısıyla drenaj havzalarının gelişim aşamaları için litolojik faktörleri de göz önünde bulundurmak gerekir. Her iki segmentte de benzer eğri sunan drenaj havzaları için litolojiler benzerdir, ancak drenaj havzalarının bazılarında birden fazla kaya birimi yer alır. Bu durum hipsometrik eğrilerde görülen varyasyonların nedeni olabilir.

İzmir Fayı Balçova segmentinde yüksek HI değerlerine sahip dışbükey eğri sunan drenaj havzaları Bornova Karmaşığı'nın orta-yüksek dayanımdaki kumtaşı-çamurtaşı matriksini aşındırmaktadır. Baskın olarak segmentin batı bölümünde yoğunlaşan dışbükey eğriler, doğuya doğru, litolojinin alüvyon gibi çok daha dayanımsız kaya birimlerine geçişiyle düz ya da S şekilli eğrilere döner. Pınarbaşı segmentinde ise dışbükey veya S şekilli eğriler, baskın olarak Bornova Karmaşığı'nın yüksek dayanıma sahip kireçtaşı blokları ya da orta-yüksek dayanımlı kumtaşı-çamurtaşı matriksi üzerinde gelişen drenaj havzalarına aittir. Her iki segmentte de eğrilerin içbükeye döndüğü drenaj havzaları, kırıntılı kayaçlardan oluşan Miyosen yaşlı tortul kayalar ya da alüvyon ve alüvyon yelpazesi çökelleri içeren Kuvaterner yaşlı kayaları aşındırmaktadır.

Yüksek HI değerine sahip dışbükey hipsometrik eğrilerin, dayanımlı kayalar üzerinde gelişen drenaj havzalarındaki aşındırma sistematiği ile oluşması muhtemeldir. Ancak İzmir Fayı'nda olduğu gibi, farklı dayanıma sahip kaya birimlerini drene eden drenaj havzalarından elde edilen benzer dışbükey eğriler için tektonik etki varlığını dikkate almak gerekir. Aynı iklimsel koşul ve erozyonal süreçlerde gelişen drenaj havzaları için, ancak İzmir Fayı etkinliğinin olmaması durumunda dayanımlı kayalarda dışbükey, dayanımsız kayalarda içbükey hipsometrik eğriler beklenmelidir. Bu kapsamda, Pınarbaşı segmentinde dayanımlı kayalar üzerinde gelişen dışbükey, S'ye yakın dışbükey ya da S şekilli hipsometrik

eğrilere karşın, Balçova segmentinde dışbükey eğrilerin Pınarbaşı segmentindekilere göre daha dayanımsız kayaların olduğu drenaj havzalarından elde edilmesi tektonik etkiyle ilişkilendirilmiştir. Bu durum drenaj havzalarının gelişim aşamalarında, erozyonal süreçlerle birlikte İzmir Fayı tektonik aktivitesinin de etkili olduğunu ortaya koymaktadır. Hipsometrik eğri ve bununla ilişkili HI değerleri Balçova segmenti batı bölümünde fazla aşınmamış genç havzalara, Pınarbaşı segmentinde ise orta derecede aşınmış dengeli ya da kısmen genç havzalara işaret etmektedir. Bu da Balçova segmentindeki göreceli tektonik aktivite derecesinin Pınarbaşı segmentinden daha fazla olduğunu destekler niteliktedir. Erozyonla aşınan drenaj havzaları İzmir Fayı tektonik etkisi ile yenilenerek yeni bir aşındırma sürecine dâhil olmaktadır. Bu yenilenme, bazı drenaj havzalarından elde edilen karmaşık eğri modelleri ile açıklanabilir.

Öte yandan, İzmir Fayı tarafından kontrol edilen drenaj havzalarının havza modelleri ve asimetrik özellikleri de tektonik kontrolün varlığını destekler niteliktedir. Havza şekli ve asimetrik özelliklere ilişkin jeomorfik indisler hipsometrik eğri/integral ile tutarlı olacak şekilde İzmir Fayı'nda jeomrofik gelişim üzerinde etkin bir aktiviteye işaret etmekle birlikte Balçova segmentindeki aktivite derecesinin Pınarbaşı segmentinden daha fazla olduğunu ortaya koymaktadır. Genel olarak, K yönlü akış sistemine sahip ve İzmir fay segmentlerine dik yönde gelişen drenaj havzalarının batıya doğru eğimlenmiş olması, İzmir Fayı'nın normal faylanma mekanizmasının bir sonucu olarak taban bloğunun yükselimi ile geliştiğini göstermektedir. Genel olarak Balçova segmentine göre tektonik aktivite derecesi daha düşük olan Pınarbaşı segmenti doğu ucunda indis değerlerinin yüksek çıkması, buradaki yükselimin, aynı zamanda segmentin doğu devamındaki aktif Kemalpaşa Fayı tarafından desteklenmesiyle ilişkili görünmektedir.

Drenaj havzası morfometrisine ilişkin tüm veriler, İzmir fay segmentleri kontrolündeki mevcut drenaj havzalarının denge durumunda olmadığını, birlikte işleyen tektonik ve erozyonal süreçlerin etkisinde şekillendiğini ve jeomorfik değişim sürecinin devam ettiğini göstermektedir. İzmir Fayı boyunca segmentler arası tektonik aktivite derecelerindeki farklılık, her iki segmentte farklı jeomorfik

süreçlerin gelişimini sağlamakta ve İzmir Fayı boyunca asimetrik bir morfolojiyi sonuçlamaktadır.

7.2.2 İzmir Fayı'nın Sınırladığı Dağ Önü Cephesi Boyunca Göreceli Tektonik Aktivite Derecesi

Bull ve McFadden (1977), Rockwell ve diğer. (1984) gibi çalışmacılar aktif faylar tarafından kontrol edilen dağ önü cephelerinin göreceli tektonik aktivitesinin derecesi hakkında nicel bilgi sağlamak için Smf ve Vf indislerinin birlikte kullanılması gerektiğini önermektedirler. Buna göre, Smf<1,6 ve Vf<0,5 kombinasyonu sunan dağ önü cepheleri aktif cepheler olarak tanımlanmaktadır. Daha sonraki yıllarda yapılan çoğu çalışmada değer aralıkları çok küçük farklılıklarla değiştirilmiş olsa da, temelde her iki indisteki düşük değerlerin yüksek tektonik aktiviteye işaret ettiği belirtilmiştir (El Hamdouni ve diğer., 2008; Pérez-Pená ve diğer., ve diğer., 2010; Silva ve diğer., 2003 vb).

İzmir fay segmentlerinden elde edilen elde edilen Smf ve Vf değerleri Balçova segmenti ve Pınarbaşı segmentinin tektonik olarak aktif olduğunu göstermektedir. Ancak Pınarbaşı segmentindeki değerlerin Balçova segmentindeki değerlere göre daha yüksek olması, bu segmentteki aktivite derecesinin Balçova segmentine göre daha düşük olduğuna işaret eder. Balçova segmenti boyunca hesaplanan düşük Vf değerleri dağ cephelerindeki derin kazılmış vadilerle uyumludur. Bu segmnetteki V şekilli vadilerin varlığı tektonik aktivite derecesinin yüksek olmasıyla ilişkilendirilebilir. Pınarbaşı segmenti için elde edilen daha yüksek Vf değerleri ise tabanı daha düz U şekilli vadilere karşılık gelmektedir. Bu da, Pınarbaşı segmentinde erozyonal süreçlerin daha etkin olduğunu gösterir.

Tektonik yükselim ve erozyon arasındaki dengeyi yansıtan üçgen yüzeyler, İzmir Fayı'ndaki tektonik aktivitenin önemli göstergelerinden biridir. İzmir fay segmentleri tarafından sınırlanan dağ önü cephelerinde gelişen üçgen yüzeylerin eğim ve yükseklik gibi geometrik özellikleri segmentlerin tektonik aktivite derecelerinin genel olarak yüksek olduğuna işaret etmektedir. Üçgen yüzeyleri, aşınmış fay

parçaları olarak tanımlayan Wallace (1978), üçgen yüzeylerdeki morfolojik değişimlerin zamana bağlı olduğunu belirtmektedir. Buna göre faylanmanın gerçekleşmesinden kısa bir süre sonra, dağ cephesinde oluşan keskin yamuk yüzeylerin erozyonu üçgen yüzeylerin gelişimini başlatır ve tektonik aktivite etkisi azaldıkça daha fazla erozyona maruz kalan üçgen yüzeylerin eğimi azalır. İzmir Fayı önündeki üçgen yüzeylerin eğimleri segmentlerin orta bölümlerinde maksimum değerde olmakla birlikte, Balçova segmenti için Pınarbaşı segmentine göre göreceli olarak daha yüksektir. Bu durum, diğer jeomorfik indis sonuçlarıyla uyumlu olacak şekilde Balçova segmnetindeki tektonik aktivite derecesinin daha yüksek olduğunu destekler niteliktedir.

Öte yandan, eğim açıları daha düşük olmasına rağmen, Pınarbaşı segmenti doğu ucunda daha büyük boyutlu üçgen yüzeylerin olması ise Pınarbaşı segmentindeki kaya dayanımının daha yüksek olması ile açıklanabilir. Faylanmadan sonra gelişen üçgen yüzeylerdeki eğim değişimleri aynı zamanda yüzeyin litolojik özellikleri ile de ilgilidir. Faylanma ile açığa çıkan yüzeyin litolojisi erozyon oranını değiştirebilir. İzmir Fayı yapısal sınırında oluşan üçgen yüzeyler, litolojik olarak, geç Kretase yaşlı Bornova Karmaşığı, Miyosen volkanik ve sedimanter kırıntılılar ile Kuvaterner güncel çökellerden oluşmaktadır. Benzer litoloji üzerinde gelişen üçgen yüzeylerin eğimi birbirine yakın değerler göstermektedir. Dolayısıyla eğimde görülen değişimlerin litolojik farklılıklardan kaynaklanmış olması muhtemeldir.

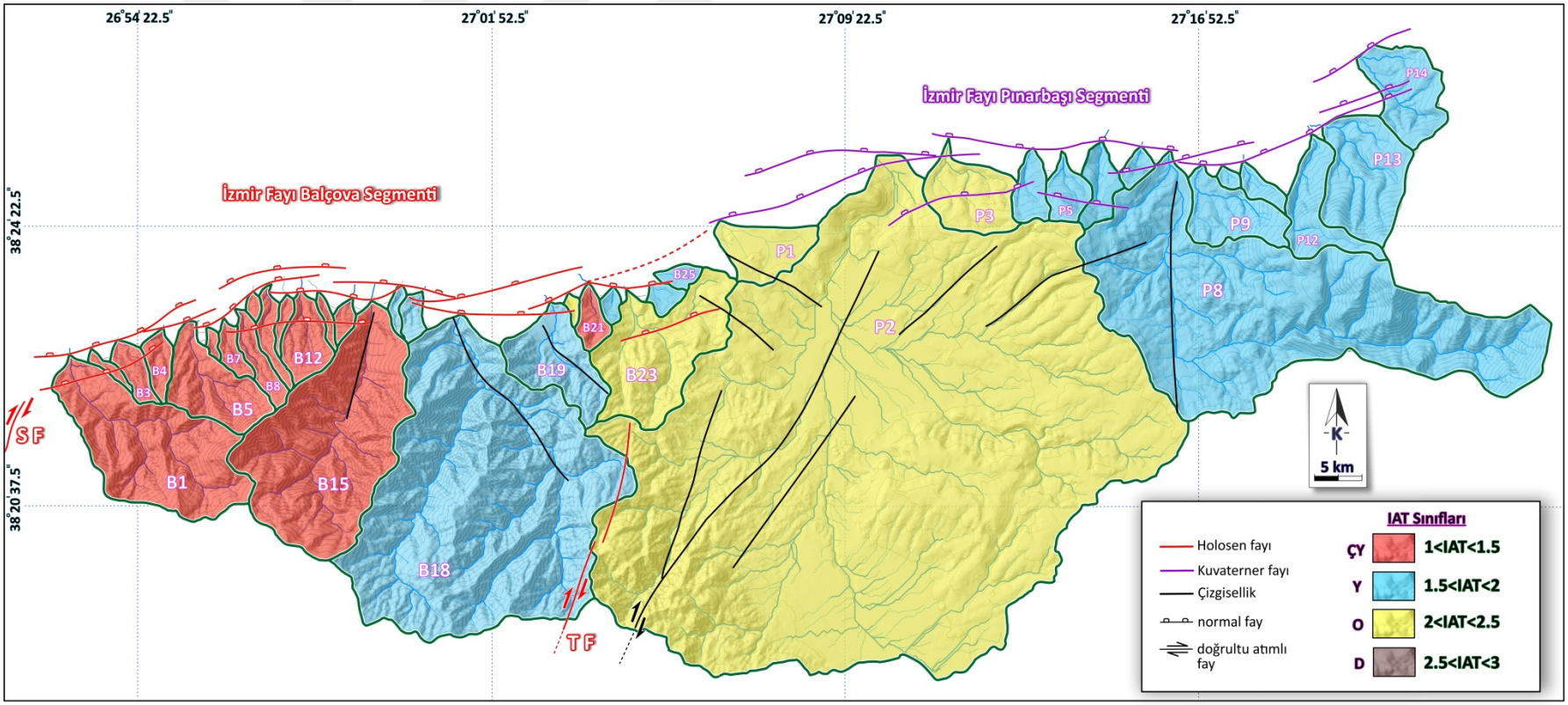
İzmir fay segmentleri önünde gelişen üçgen yüzey eğimlerindeki değişimler, İzmir Fayı tarafından kontrol edilen dağ önü cephelerinde deformasyonun faylanma mekanizmasına bağlı olarak döküntü ve/veya yıkama kontrollü olarak devam ettiğini göstermektedir. Üçgen yüzeylerin geometrik özelliklerindeki değişimler, Balçova segmentinden Pınarbaşı segmentine doğru tektonik aktivitenin azaldığını ve erozyonun zaman içinde nispeten düşük eğimli dağ önü cepheleri ürettiğini göstermektedir. Diğer bir ifadeyle, Balçova segmenti İzmir Fayı'nın potansiyel olarak daha hızlı deforme olan kısımdır. Ayrıca İzmir Fayı Balçova segmentinde tespit edilen üst üste binmiş üçgen yüzeyler İzmir Fayı'nın birden çok kez hareket ettiğinin jeomorfolojik göstergesi olarak kabul edilmiştir.

Bunların yanı sıra, İzmir Fayı tarafından denetlenen dağ önü cepheleri ve drenaj havzalarında yapılan tüm jeomorfik indislerin IAT, AHP gibi istatistiksel değerlendirmeleri de, genel olarak İzmir Fayı boyunca, kısmi değişiklikler olsa da yüksek aktiviteye işaret etmektedir (Şekil 7.7 ve 7.8). Uygulanan tüm jeomorfolojik indis sonuçlarının ortalama yaklaşımını ifade eden IAT ve AHP değerlendirmeleri, İzmir Fayı'nın yüksek aktivite sınıfında olduğunu göstermektedir. Bunun yanı sıra, sonuçlar Balçova segmentindeki aktivite derecesinin Pınarbaşı segmentine göre daha fazla olduğunu da ortaya koymaktadır.

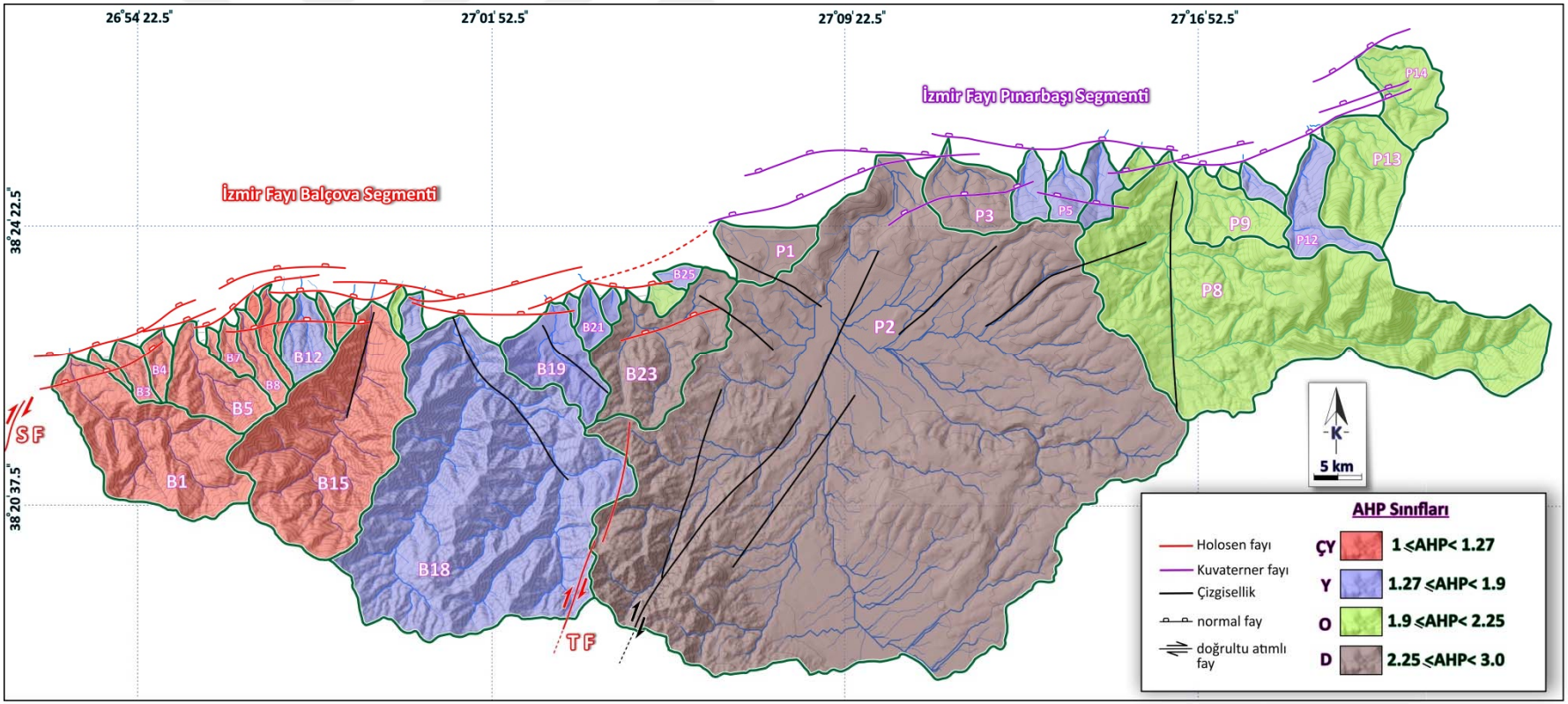
IAT ve AHP sonuçları Balçova segmentinin batı ve orta kısımları çok yüksek tektonik aktiviteye işaret etmektedir. Özellikle batı uçta çok yüksek aktiviteye işaret eden değerler, buradaki morfolojik yükselim ve şekillenmenin İzmir Fayı aktivitesine ek olarak Seferihisar Fayı'nın da etkisiyle arttığını düşündürmektedir. Benzer şekilde Pınarbaşı segmentinin doğu ucunda, segmentin geneline göre daha yüksek tektonik aktivite derecesine işaret morfolojik gelişimin, segmentin devamındaki Kemalpaşa Fayı hareketiyle de ilişkili olması mümkündür. İzmir Fayı segmentlerinin birleşim noktasındaki tektonik aktivite ise faydaki en düşük tektonik etkinlik alanıdır. Dolayısıyla, elde edilen tüm morfolojik veriler, İzmir Fayı'nın aktif olarak yükselen hareketini ortaya koyarken, segmentlerdeki tektonik aktivite derecesinin ise birbirinden farklı olduğunu göstermektedir.

7.2.3 Morfolojik Yükselim Oranı

Rockwell ve diğer. (1984), aktif olarak yükselen dağ cephelerinde Smf ve Vf kombinasyonuna bağlı olarak Smf indisinin 1,4, Vf indisinin ise 1'den küçük olduğu durumlarda yükselim oranının 0,4-0,5 mm/yıl'a yaklaşacağını önermektedir. Smf ve Vf indislerinin korelasyonunda, indis değerlerinin orantılı bir biçimde azalması, tektonik yükselim oranının artmasıyla ilişkilendirilir. Bu kapsamda, Smf ve Vf değerleri birlikte değerlendirildiğinde İzmir Fayı boyunca Balçova segmentindeki yükselimin, Pınarbaşı segmentine göre daha fazla olduğu söylenebilir.

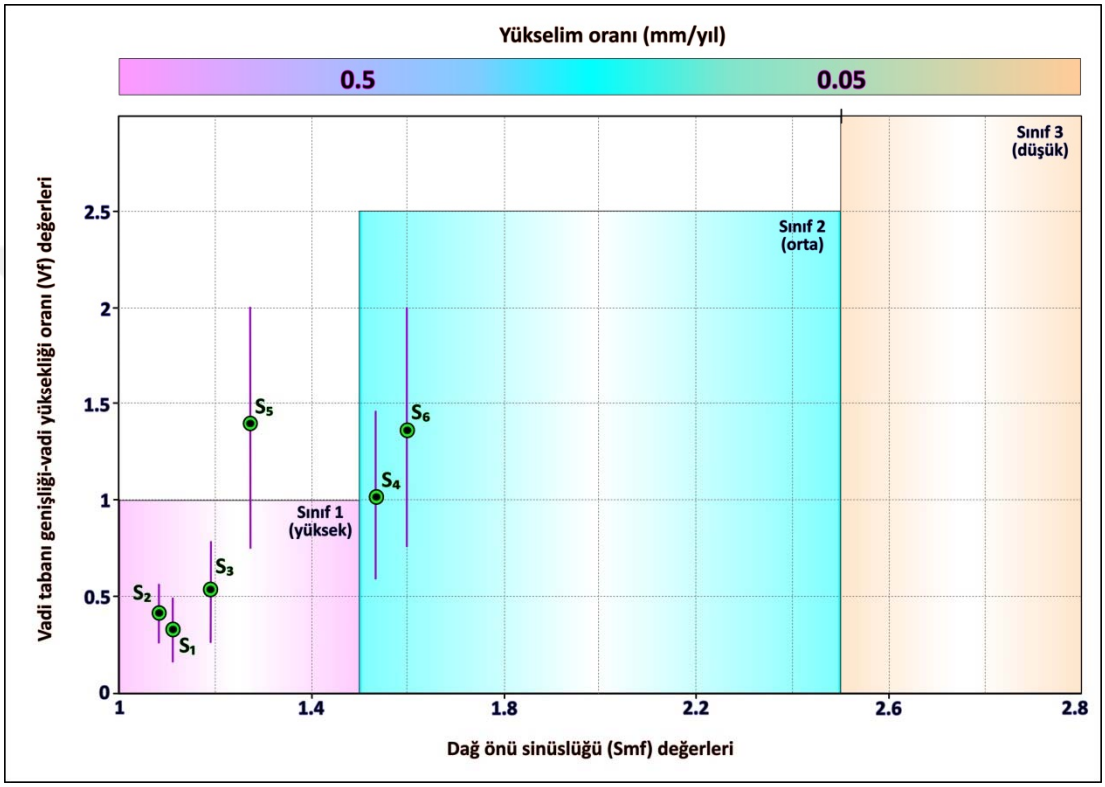


Şekil 7.7 Göreceli Tektonik Aktivite İndeksi (IAT)'ne göre tektonik aktivite sınıflarının İzmir Fayı boyunca dağılımı (diri faylar Emre ve diğer., 2011, 2018; diğer yapısal elemanlar Uzel ve Sözbilir, 2008'den). Kısaltmalar: SF-Seferihisar Fay Zonu, TF: Tuzla Fayı, Aktivite sınıfı: ÇY-çok yüksek, Y-yüksek, O-orta, D-düşük



Şekil 7.8 Analitik Hiyerarşi Prosedürü (AHP)'ne göre tektonik aktivite sınıflarının İzmir Fayı boyunca dağılımı (diri faylar Emre ve diğer., 2011, 2018; diğer yapısal elemanlar Uzel ve Sözbilir, 2008'den). Kısaltmalar: SF: Seferihisar Fay Zonu, TF: Tuzla Fayı), Aktivite sınıfı: ÇY-çok yüksek, Y-yüksek, O-orta, D-düşük

İzmir Fayı dağ önü cephelerinden elde edilen Smf ve Vf indislerinin korelasyonu, yüksek tektonik aktivite sınıfında olan Balçova segmenti için 0,5 mm/yıl'a eşit ya da daha yüksek bir yükselim oranına işaret ederken, orta dereceli aktivite sınıfında olan Pınarbaşı segmentinde yükselim oranının 0,5-0,05 mm/yıl aralığında değişeceği düşünülmektedir (Şekil 7.9).



Şekil 7.9 Smf ve Vf indislerinin korelasyonuna göre İzmir Fayı'ndaki olası yükselim miktarını gösteren şematik tablo (Smf ve Vf indislerine göre yükselim oranı Rockwell ve diğer., 1984'ten alınmıştır)

Öte yandan, Petit ve diğer. (2009), Tsimi ve Ganas (2015) gibi çalışmacılar, yükselim oranı/kayma hızı ile üçgen yüzeyin eğimi arasında doğrusal bir korelasyon olduğunu göstermiştir. İzmir fay segmentleri için üçgen yüzeylerin geometrik özelliklerine göre elde edilen yükselim oranları, Smf ve Vf korelasyonunun önerdiği yükselim oranlarına destekler niteliktedir. Ortalama yükselim oranı Balçova segmenti için 0,52, Pınarbaşı segmenti için 0,43 olarak hesaplanmıştır. Bu durum, Balçova segmentindeki yükselimin Pınarbaşı segmentine göre daha fazla olduğunu göstermektedir. Ayrıca, Batı Anadolu'daki normal faylar üzerinde yapılan benzer

çalışmalarda da bölgenin genel yükselim modeline uygun olarak benzer sonuçların elde edildiği görülmektedir (Tablo 7.1). Kent ve diğer. (2016) tarafından yapılan çalışmada, Gediz Grabeni doğrultusu boyunca kayma hızı 0,4 mm/yıl olarak belirlenmiştir. Özkaymak ve diğer. (2011), Manisa Fay Zonu'nun farklı segmentleri için minimum kayma hızının 0,1-0,3 mm/yıl aralığında değiştiğini belirtmektedirler. Benzer şekilde, Eski ve diğer. (2020) Gölmarmara Fayı için 0,25-0,43 mm/yıl, Tepe ve Sözbilir (2017) Kemalpaşa Fayı için 0,1-0,5 mm/yıl aralığında yükselim oranı önermektedir. Benzer tektonik yapı içinde, benzer hareket mekanizmalarıyla oluşan alanlar için önerilen sonuçların İzmir Fayı yükselim oranları ile uyumlu olduğu görülmektedir.

Tablo 7.1 İzmir Fayı ile Batı Anadolu'daki bazı faylar için benzer yöntemlerle elde edilen Smf değeri ve yükselim oranlarının karşılaştırmalı tablosu (BS-Balçova segmenti, PS-Pınarbaşı segmenti)

Fay Adı	Fay Türü	Smf	Yükselim Oranı (mm/yıl)	Kullanılan yöntem	Referans
İzmir Fayı-BS.	NF	1.08 - 1.23	0.52	morfometrik	bu çalışma
İzmir Fayı-PS.	NF	1.24 - 1.46	0.43	morfometrik	bu çalışma
Kemalpaşa Fayı	NF	1.147 - 1.304	0.1 - 0.5	morfometrik	Tepe ve Sözbilir, 2017
Manisa Fayı	NF	1.11 - 1.14	0.1 - 0.3	morfometrik	Özkaymak ve Sözbilir, 2012
Gölmarmara Fayı	NF	1.14 - 1.15	0.25 - 0.43	morfometrik	Eski ve diğer., 2020
Honaz Fayı	NF	1.14	0.15 - 0.38	morfometrik	Özkaymak, 2015
Salihli-Alaşehir	DaNF	-	0.4 - 1.3	morfometrik	Kent ve diğer., 2016
Yavansu fayı	NF	-	0.6	^{36}C	Mozafari ve diğer, 2019a
Priene-Sazlı Fayı	NF		0.7	^{36}C	Mozafari ve diğer., 2019b

7.3 İzmir Fayı'nın Paleosismolojik Değerlendirmesi

İki farklı segmentten oluşan İzmir Fayının Balçova ve Pınarbaşı segmentlerinde yapılan hendek tabanlı paleosismolojik çalışmalar sonucunda, Balçova segmentinde 4, Pınarbaşı segmentinde ise 2 farklı olay belirlenmiştir. Elde edilen verilerin Oxcal modeline uyarlanan sonuçları, İzmir Fayı üzerinde belirlenen 6 paleodepremin, M.Ö. 42.000 ile M.Ö. 17.000 arasında bulunan ancak tarihsel kataloglarda bulunmayan depremlere karşılık geldiğini göstermiştir (Tablo 7.2). Tarihsel dönem katalogları dikkate alındığında, İzmir Fayı'nın Balçova segmenti üzerinde yoğunlaşan M.S 1688 depremi, fayın kaynaklık ettiği son deprem olarak değerlendirilebilir. İstatistiki tekrarlanma aralıkları ise 700 yıl 5700 yıl arasında değişmektedir. Yine aynı segment

üzerinde yapılan hendek çalışmalarında 100 cm'e varan düşey atımın gözlenmesi, fayın kayma hızının yılda 0,14 mm olduğunu göstermektedir. Bu, fay üzerinde140 cm atım meydana getirebilecek bir hareketin 1000 yılda gerçekleşebileceği ya da başka bir ifadeyle fayın 1000 yılda 140 cm atım meydana getirebilecek gerinime sahip olabileceği söylenebilir.

Tablo 7.2 İzmir Fayına ait saptanan olayların Oxcal programındaki sonuçları ve deprem kataloglarıyla karşılaştırılması. KD: Katalog Dışı

Olay (deprem)		Tarihsel aralık (Oxcal %95 4-2 sigma)		Karşılık gelen tarihsel deprem
Balçova Segmenti	E1	M.Ö.	17680 - 9480	Katalog Dışı Deprem
	E2		8080 - 5080	
	E3		4780 - 2380	
	E4		1980 - 180	
Pınarbaşı Segmenti	E1	M.Ö.	91580 - 56780	Katalog Dışı Deprem
	E2		42980 - 23380	

KAYNAKÇA

Aitken, M. J. (1985). *Thermoluminescence Dating*. Academic Press, London.

Aitken, M. J. (1989). Luminescence dating: a guide for non-specialists. *Archeometry, 31,* 147-159.

Aitken, M. J. (1999). Archaeological dating using physical phenomena. *Reports on Progress in Physics, 62* (9), 1333.

Akar, T. A. (2012). *Seferihisar ve Balçova jeotermal alanlarında ve çevre akiferlerinde akışkan akımının modellenmesi* [Doktora Tezi]. Dokuz Eylül Üniversitesi.

Akartuna, M. (1962). İzmir-Torbalı-Seferihisar-Urla bölgesi jeolojisi hakkında (Geology of İzmir-Torbalı-Seferihisar-Urla region). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration of Turkey, 59*, 1-18.

Akdeniz, N., Konak, N., Öztürk, Z. ve Çakır, M. H. (1986). İzmir-Manisa dolayının jeolojisi. *MTA Rapor No: 7929 (yayımlanmamış).*

Akıncı, A., Eyidoğan, H., Göktürkler, G., Akyol, N. ve Ankaya, O. (2000). İzmir ili çevresinin depremselliği ve deprem tehlikesinin incelenmesi. *Batı Anadolu Depremselliği Sempozyumu (BADSEM 2000),* İzmir, 231-238.

Aksoy, N. (2001). *Monitoring Balçova-Narlidere gothermal system with traces* [Doktora Tezi]. Dokuz Eylül Üniversitesi.

Aksoy, N., Şimşek, C. ve Gündüz, O. (2009). Groundwater contamination mechanism in a geothermal field: a case study of Balçova, Turkey. *Journal of Contaminant Hydrology, 103,* 13-28.

Aksu, A. E., Konuk, T., Uluğ, A., Duman, M. ve Piper, D. J. W. (1990). Quternary tectonic and sedimentary history of eastern Aegean Sea shelf area. *Jeofizik, 4,* 3-35.

Aksu, A. E. ve Piper, D. J. W. (1983). Propagation of the Late Quaternary Gediz Delta, Turkey. *Marine Geology, 54,* 1-25.

Aksu, A. E., Piper, D. J. W. ve Konuk, T. (1987). Late Quaternary tectonic and sedimentary history of outher İzmir and Çandarlı bays, Western Turkey. *Marine Geology, 76*, 89-104.

Aktuğ, B. ve Kılıçoğlu, A. (2006). Recent crustal deformation of İzmir, western Anatolia and surrounding regions as deduced from repeated GPS measurements and strain field. *Journal of Geodynamics, 41*, 471-484.

Aktuğ, B., Nocquet, J. M., Cingöz, A., Parsons, B., Erkan, Y., England, P. ve diğer. (2009). Deformation of western Turkey from a combination of permanent and campaign GPS data: limits to block-like behavior. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 114,* B10404.

Akurgal, E. (1997). *Eski İzmir I, Yerleşme katları ve Athena Tapınağı*. Türk Tarih Kurumu, Ankara.

Akyol, İ. H. ve Pamir, H. N. (1929). 30-31 Mart 1928 tarihindeki Tepeköy-Torbalı İzmir zelzelesi hakkında rapor. *İstanbul Darülfünun Jeoloji Enstitüsü Neşriyatı,* No:3.

Akyüz, H. S., Karabacak, V. ve Zabcı, C. (2015). Paleoseismic trenching. *Encyclopedia of Earthquake Engineering, Springer Publications,* doi: 10, 978-3.

Alatepeli, S. (2016). *Antik kaynaklar ve kalıntılar ışığında coğrafi bilgi sistemine dayalı Smyrna kenti arkeolojik haritalarının hazırlanması* [Yüksek Lisans Tezi]. Dokuz Eylül Üniversitesi.

Albini, P., Musson, R.M.W., Gomez-Capera, A. A., Locati, M. Rovida, A., Stucchi, M. ve diğ. (2013). Global historical earthquake archive and catalogue (1000-1903), *GEM Technical Report,* GEM Foundation, 01 V1.0.0., Pavia, Italy. (doi: 10.13117/GEM.GEGD.TR2013.01)

Aleksandrova, I., Solakov, D., Simeonova, S. ve Raykova, P. (2019). Emprical relations converting seismic intensity to moment magnitude. *10th Congress of the Balkan Geophysical Society Conference Proceedings,* 1-5, 18-22 September 2019, Albena Resort, Bulgaria.

Ali, U., Ali, S. A., Yousuf, M., Rasool, Q.A., Ahmad, M. ve Ahmad, I. (2021). Consideration of geomorphic indices in assessment of relative active tectonics in a part seismogenic compressional Kashmir Basin. *Arabian Journal of Geosciences, 14,* 1266.

Alipoor, R., Poorkermani, M., Zare, M. ve El Hamdouni, R. (2011). Active tectonic assessment around Rudbar Lorestan dam site, High Zagros Belt (SW of Iran). *Geomorphology, 128,* 1-14.

Allen, C. R. (1968). The tectonic environments of seismically active and inactive areas along the San Andreas fault system. In *Conference of Geologica Problems of San Andreas Fault System.* Stanford University Publication, Geological Sciences, *11*, 70-80.

Allen, C. R. (1986). Seismological and paleoseismological techniques of research in active tectonics. In *Active Tectonics: Studies in Geophysics* (R.E. Wallace, Ed.), 148-154. National Academy Press, Washington, DC.

Allen, C. R. (1975). Geologic criteria for evaluating seismicity. *Geological Society of America Bulletin, 86,* 1041-1056.

Altunel, E. ve Barka, A. A. (1996). Hiearpolis'teki arkeosismik hasarların değerlendirilmesi (evolution of archaeoseismic damages at Hierapolis). *Geological Bulletin of Turkey, 39*, 65-74.

Ambraseys, N. N. (2009). *Earthquakes in the Eastern Mediterranean and the Middle East: A Multidisciplinary Study of Seismicity up to 1900.* Cambridge University Press.

Ambraseys, N. N. ve Finkel, C.F. (1995). *The Seismicity of Turkey and adjacent areas: A historical review, 1500-1800*. Eren Publishing and Booktrade.

Ambraseys, N. N. ve Jackson, J.A. (1998). Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region. *Geophysical Journal International, 133*, 390-406.

Amine, A., El Quardi, H., Zebari, M. ve El Makrini, H. (2020). Active tectonics in the Moulay Idriss Massif (South Rifian Ridges, NW Morocco): new insights from geomorphic indices and drainage pattern analysis. *Journal of Afriacan Earth Sciences, 167,* 103833.

Andreani, L., Stanek, K., Gloaguen, R., Krentz, O. ve Domínguez-González, L. (2014). DEM-based analysis of interaction between tectonics and landscapes in the Ore Mountains and Eger Rift (east Germany and NW Czech Republic), *Remote Sensing, 6*(9), 7971-8001.

Angelier, J., Dumont, J.F., Karamanderesi, İ. H., Poisson, A., Şimşek, S. ve Uysal, S. (1981). Analysis of fault mechanisms and expansion of southwestern Anatolia since the late Miocene. *Tectonophysics, 75*, 1-9.

Antonopoulos, J. (1979). Catalogue of tsunamis in the Eastern Mediterranean from Antiquity to present times. *Annals of Geophysics, 32*, 113-130.

Armijo, R., Lyon-Caen, H. ve Papanastassiou, D. (1992). East-west extension and Holocene normal fault scarps in the Hellenic arc. *Geological Society of America, 20*(6), 491-494.

Armijo, R., Meyer, B., Hubert-Ferrari, A. ve Barka, A. A. (1999). Westward propagation of the North Anatolian Fault into the northern Aegean: timing and kinematics. *Geology, 27,* 267-270.

Armijo, R., Tapponnier, P., Mercier, J. L. ve Han, T. L. (1986). Quaternary extension in southern Tibet: field observations and tectonic implications. *Journal of Geomphysical Research, 91*, 13803-13872.

Arnold, J. R. ve Libby, W. F. (1949). Age determinations by radiocarbon content: checks with samples of known age. *Science, 110*(2869)*,* 678-680.

Arpat, E. ve Bingöl, E. (1969). The rift system of western Turkey: thoughts on its developments. *Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA) Bulletin, 73*, 1-9.

Audemard, M. F. A. (2005). Paleoseismology in Venezuela: objectives, methods, applications, limitataions and perspectives. *Tectonophysics, 408*(1-4)*,* 29-61.

Azañón, J. M., Galve, J.P., Pérez-Peña, J. V., Giaconia, F., Carvajal, R, Booth-Rea, G. ve diğer (2015). Relief and drainage evolution during exhumation of the Sierra Nevada (SE Spain): Is denudation keeping pace with uplift?. *Tectonophysics, 663,* 19-32.

Azor, A., Keller, E. A. ve Yeats, R.S. (2002). Geomorphic indicators of active fault growth: south Mountain-Oak Ridge anticline, Ventura baisn, southern California. *Geological Society of America Bulletin, 114*, 745-753.

Bagha, N., Arian, M., Ghorashi, M., Pourkermani, M., El Hamdouni, R. ve Solgi, A. (2014). Evaluation of relative tectonic activity in the Tehran basin, central Alborz northern Iran. *Geomorphology, 213,* 66-87.

Bahrami, S. (2013). Analyzing the drainage system anomaly of Zagros basins: implications for active tectonics. *Tectonophysics, 608,* 914-928.

Bahrami, S., Capolongo, D. ve Mofrad, M. R. (2020). Morphometry of drainage basins and stream networks as an indicator of active fold growth (Gorm anticline, Fars Province, Iran). *Geomorphology, 355,* 107086.

Bakun, W. H. ve Wentworth, C. M. (1997). Estimating earthquake location and magnitude from seismic intensity data. *Bulletin of Seismological Society of America, 87*(6)*,* 1502-1521.

Barka, A. A. (1992). The north Anatolian system. *Annales Tectonicae, 6*, 164-165.

Barka, A. A. (1999). The 17 August 1999 İzmit earthquake. *Science, 285*, 1858-1859.

Barka, A. A., Akyüz, S., Rockwell, T., Tatar, O., Gürsoy, H., Temiz, H. ve Emre, Ö. (1998). Kuzey Anadolu Fayı'nın Gaziköy-Saroz segmenti, Gediz grabeni Salihli-Alaşehir ve İzmir çevresi aktif fayları üzerinde paleosismik çalışmalar. *TÜBİTAK Proje No: YDABÇAG 434-4*.

Barka, A. A. ve Kadinsky-Code, K. (1988). Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics, 7*, 663-684.

Barka, A. A. ve Reilinger R. (1997). Active Tectonics of Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic ve seismicity data. *Annali Di Geofisica, X2*(3), 587-610.

Başarır, E. ve Konuk, Y. T. (1981). Gümüldür yöresinin kristalin temeli ve allokton birimleri (Crystalline basement and allochthon units of Gümüldür region). *Geological Society of Turkey Bulletin, 24*, 1-6.

Baştürk, N. B., Özel, N.M., Altınok, Y. ve Duman, T. Y. (2017). *Türkiye ve yakın çevresi için geliştirilmiş tarihsel dönem (MÖ 2000 – MS 1900) deprem kataloğu, Türkiye Sismotektonik Haritası Açıklama Kitabı* (Ed. T. Y. Duman), Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü, Özel Yayınlar Serisi-34.

Baykara, T. (1974). *İzmir Şehri ve Tarihi*. Ege Üniversitesi Arkeoloji Enstitüsü Yayınları, Ege Üniversitesi Matbaası.

Bean, G. E. (1997*). Eskiçağda Ege Bölgesi*. Arion yayınları.

Becker, A. (1993). An attempt to define a "neotectonic perios" for central and northern Europe. *International Journal of Earth Sciences, 82*(1), 67-83.

Beeson, H.W:, McCoy, S.W ve Keen-Zebert, A. (2017). Geometric disequilibrium of river basins produces long-lived transiet landscapes. *Earth and Planetary Science Letters, 475,* 34-43.

Benetatos, C., Kiratzi, A., Ganas, A., Ziazia, A., Plessa, A. ve Drakatos, G. (2006). Strike-slip motions in the Gulf of Sığacık (westenrn Anatolia): properties of the 17 October 2005 earthquake seismic sequence. *Tectonophysics, 444*, 93-110.

Bird, M. I., Fifield, L.K., Santos, G.M., Beaumont, P. B., Zhou, Y., di Tada, M. L. ve diğer. (2003). Radiocarbon dating from 40 to 60 ka BP ar Border Cave, South Africa. *Quaternary Science Reviews, 22,* 943-947.

Bishop, P. (2007). Long-term landscape evolution: Linking tectonics and surface processes. *Earth Surface Processes and Landforms, 23*, 329-365.

Bishop, M. P., Shroder, Jr. J. F. ve Colby, J. D. (2003). Remote sensing and geomorphometry for studying relief production in high mountains. *Geomorphology, 55,* 345-361.

Biswas, M. ve Paul, A. (2021). Application of geomorphic indices to Address the foreland Himalayan tectonics and landform deformation matiali-Chalsa-Baradighi recess, west Bengal, India. *Quaternary International, 585,* 3-14.

Bjerrum, L. W., Sorensen, M.B., Ottemöller, L. ve Atakan, K. (2013). Ground motion simulations for İzmir, Turkey: parameter uncertainty. *Journal of Seismology, 17,* 1223-1252.

Blackwelder, E. (1934). *Talus slopes in the Basin and Range province*. Proceedings of Geological Society of America.

Blewitt, G., Kreemer, C., Hammond, W. C. ve Gazeaux, J. (2016). MIDAS robust trend estimator for accurate GPS station velocities without step detection. *Journal of Geophysical Research, 121*(3), 2054-2068.

Bonilla, M. G. ve Lienkaemper, J.J. (1990). Visibility of fault strands in exploratory trenches and timing of rupture events. *Geology, 18*(2), 153-156.

Bonito, M. (1691). *Terra tremante, o vero continuation de'terremoti dalla Creatione del Mondo sino al tempo presente*. Anastatic reprint, Sala Bolognese.

Bonnet, S. (2009). Shrinking and splitting of drainage basins in orogenic landscapes from the migration of the main drainage divide. *Nature Geoscience, 2*(11), 766-771.

Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F. ve Mazzuoli, R. (1972). Geochronology and petrology of recent volcanics in the eastern Aegean sea (west Anatolia and Leovos Island). *Bulletin of Volcanology, 36*, 473-496.

Boulton, S. J. ve Whittaker, A. C. (2009). Quantifying the slip rates, spatial distribution and evolution of active normal faults from geomorphic analysis: field examples from an oblique-extensional graben, southern Turkey. *Geomorphology, 104*(3-4), 299-316.

Bozkurt, E. (2000). Timing of extension on the Büyük Menderes Graben, western Turkey, and its tectonic implications, In Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area, E. Bozkurt ve diğ. (Ed.). *Geological Society,* Special Publication, *173*, 385-403.

Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey-a synthesis. *Geodinamica Acta, 14*, 3-30.

Bozkurt, E. (2003). Origin of NE-trending basins in western Turkey. *Geodinamica Acta, 16*, 61-81.

Bozkurt, E ve Park, R. G. (1997). Microstructures of deformed grains in the augeb gneisses of southern Menderes Massif and their tectonic significance, western Turkey. *Geologische Rundschau, 86,* 101-119.

Bozkurt, E. ve Sözbilir, H. (2004). Tectonic evolution of the Gediz Graben: field evidence for an episodic, two-stage extension in western Turkey. *Geological Magazine, 141*, 63-79.

Brinkmann, R. (1966). Geotektonische gliederung von westanatolien: Neus Jahrb. *Geologie und Palaontologie, Monatsh, 10*, 603-618.

Brinkmann, R. (1972). Mesozoic troughs and crustal sturctıure in Anatolia. *Geological Society of America Bulletin, 83*, 819-826.

Bronk-Ramsey, C.B. (1995). Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: the Oxcal program. *Radiocarbon, 37*(2), 425-430.

Bronk-Ramsey, C. (2009). Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon, 51*(1), 337-360.

Bronk-Ramsey, C. ve Beer, M. (2014). Radiocarbon dating in paleoseismology. *Encyclopedia of Earthquake Engineering: Springer Berlin Heidelberg,* 1-11.

Brookfield, M. E. (1998). The evolution of the great river systems of southern Asia during the Cenozoic India-Asia collision: rivers draining southwards. *Geomorphology, 22*, 285-312.

Bucknam, R. C. ve Anderson, R. E. (1979). Estimation of fault-scarp ages from a scarp height slope angle relationship. *Geology, 7,* 11-14.

Bull, W. B. (1977). Tectonic geomorphology of the Mojave Desert, California (U.S. Geological survey contact report 14-0-001-G-394. Office of Earthquakes). Volcanoes and Engineering, 188 s., Menlo Park, CA.

Bull, W. B. (2007). *Tectonic geomorphology of mountains: A new approach to paleoseismology*. Oxford: Wiley-Blackwell.

Bull, W. B. ve McFadden, L. D. (1977). Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In D. O. Doehering, (Ed.), *Geomorphology in Arid regions. Proceedings at the Eighth Annual Geomorphology Symposium*. Binghampton, NY: State University of NewYork.

Burbank, D. W. ve Anderson, R. S. (2001). *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science, Massachusets, USA.

Burbank, D. W. ve Anderson, R. S. (2012). *Tectonic Geomorphology.* (2. baskı), Wiley-Blackwell, Chichester.

Cadoux, C. J. (1938). *Ancient Smyrna, A History of the City from the Earliest Times to 324 A. D.* Basil Blackwell, Oxford.

Calvi, W. S. (1941). *Erdbebenkatalog der Turkei und Einiger Benachbarter Gebiete*. MTA Raport: 276 p., Ankara.

Camafort, M., Pérez-Peña, J. V., Booth-Rea, G., Melki, F., Grácia, E., Azañon, J. M. ve diğ. (2020). Active tectonics and drainage evolution in the Tunisian Atlas driven by interaction between crustal shortening and mantle dynamics. *Geomorphology, 351,* 106954.

Cannon, P. J. (1976). Generation of explicit parameters for a quantitative geomorphic study of Mill Creek drainage basin. *Oklohoma Geology Notes, 36*, 3-16.

Caputo, R. ve Helly, B. (2005). Archaeological evidences of past earthquakes: a contribution to the SHA of Thessaly, Central Greece. *Journal of Earthquake Engineering, 9*(2), 199-222.

Caputo, R. ve Helly, B. (2008). The use of distinct disciplines to investigate past earthquakes. *Tectonophysics, 394*(1), 1-20.

Castillo, M., Muñoz-Salinas, E. ve Ferrari, L. (2014). Response of a landscape to tectonics using channel steepness indices (k_{sn}) and OSL: A case of study from the Jalisco Block, Western Mexico. *Geomorphology, 221*, 204-214.

Chadwick, R. A. (1986). Extension tectonics in the Wessex Basin, southern England. *Journal of Geological Society of London, 143,* 465-488.

Chang, Z. Y., Sun. W. H. ve Wang, J. (2015). Assessment of the relative tectonic activity in the Bailongjiang Basin: insights from DEM-derived geomorphic indices. *Environmental Earth Science, 74,* 5143-5153.

Chaput, E. (1936). Voyages d'études géologiques et géomorphogéniques en Turquié. *Mém. Inst. Francais d'Archeol. de Stamboul, 2*, 312.

Chaput, E. ve Hakkı, İ. (1930). *İzmir civarının bünyesine ait tetkikler.* İstanbul: Devlet Matbaası.

Chen, Y. C., Sung, O. C. ve Cheng, K. Y. (2003). Along strike variations of morphotectonic features in the western Foothils of Taiwan: tectonic implications based on stream-gradient and hypsometric analysis. *Geomorphology, 56*, 109-137.

Cheng, Q. M., Zhang, G., Lu, C. ve Ko, C. (2004). GIS spatial-temporal modeling of water systems in greater Toronto area, Canada. *Journal of China University of Geoscience, 15*(3), 275-282.

Cheng, Y., He, C., Rao, G., Yan, B., Lin, A., Hu., J. ve diğ. (2018). Geomorphological and structural characterization of the southern Weihe Graben, central Chine: implications for fault segmentation. *Tectonophysics, 722,* 11-24.

Cheng, W., Wang, N., Zhao, M. ve Zhao, S. (2016). Relative tectonics and debris flow hazards in the Beijing mountain area from DEM-derived geomorphic indices and drainage basins. *Geomorphology, 257,* 134-142.

Chorley, R. J., Dunn, A. J. ve Beckinsale, R. P. (1964). *The history of the study of landforms or the development of geomorphology.* USA, Routledge.

Clark, M. M., Grantz, A. ve Rubin, M. (1972). Holocene activity of the Coyote Creek Fault as recorded in sediments of Lake Cahuilla. *U.S. Geological Survey, 787,* 112-130.

Clement, A. J. H. ve Brook, M.S. (2008). Tilting of active folds and drainage asymmetry on the Manawatu Anticlines, New Zealand, a preliminary investigation, *Earth Surface Process and Landforms, 33,* 1787-1795.

Cohen, H. A., Dart, C. J., Akyüz, H. S. ve Barka, A.A. (1995). Syn-rift sedimentation and structural development of the Gediz and Büyük Menderes graben, western Turkey. *Journal of the Earth Society, London, 152*, 629-638.

Collins, A. S. ve Robertson, A. H. F. (2003). Kinematic evidence for late Mesozoic-Miocene emplacement of the Lycian Allochthon over the Western Anatolian belt, SW Turkey. *Geological Journal, 38,* 107-138.

Colman, S. M., Pierce, K. L. ve Birkeland, P.W. (1987). Suggested terminology for Quaternary dating methods. *Quaternary Research, 28,* 314-319.

Cook, G. T. ve van der Plicht, J. (2006). Radiocarbon dating: convebtional method. In Elias, S. (Ed.), *Encylopedia of Quaternary Science*, Elsevier, Amsterdam, 2899-2911.

Coşkun, S., Dondurur, D., Çiftçi, G., Aydemir, A. ve Drahor, M. G. (2016). Natural and anthropogenic submarine morphologies revealed by high resolution acoustic data in the Gulf of İzmir, western Turkey. *Marine and Petroleum Geology, 71,* 211-224.

Coşkun, S., Dondurur, D., Çiftçi, G., Aydemir, A., Güngör, T. ve Drahor, M. G. (2017). Investigation on the tectonic significance of İzmir, Uzunada fault zones and other tectonic elements in the Gulf of İzmir, western Turkey, using high resolution seismic data. *Marine and Petroleum Geology, 83,* 73-83.

Cotton, C. A. (1950). Tectonic scarps and fault valleys. *Geological Society of America Bulletin, 61,* 717-758.

Cowie, P. A. (1998). A healing reloading feedback control on the growth rate of seismogenic faults. *Journal of Structural Geology, 20,* 1075-1087.

Cox, R. T. (1994). Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin, 106*, 571-581.

Crone, A. J. ve Omdahl. E. M. (1987). Directions in Paleoseismology. *Proceedings of Conference XXXIX, U.S. Geological Survey, Open File Report,* 87-673.

Crosby, B. T. ve Whipple, K.X. (2006). Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks, 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. *Geomorphology, 82,* 16-83.

Cyr, A., Granger, D., Olivetti, V. ve Molin, P. (2010). Quantifying rock uplift rates using channel steepness and cosmogenic nuclide-determined erosion rates: examples from northern and southern Italy. *Lithosphere, 2*, 188-198.

Çırmık, A., Pamukçu, O., Gönenç, T., Kahveci, M., Şalk, M. ve Herring, T. (2017). Examination of the kinematic structures in İzmir (western Anatolia) with repeated GPS observations (2009, 2010 and 2011). *Journal of African Earth Sciences, 126,* 1-12.

Çiftçi, N. B. ve Bozkurt, E. (2008). Folidng of the Gediz Graben fill, SW Turkey: extensional and/or contractional origin?. *Geodinamica Acta, 21,* 145-167.

Çiftçi, G., Dondurur, D., Coşkun, S., Okay, S., Gürçay, S., Güngör, T. ve diğer. (2013). İzmir and Uzunada active faults in the İzmir bay. 20. International Geophysical Congress and Exhibition of Turkey, Antalya.

Daniels, F., Boyd, A. ve Saunders, D. (1953). Thermoluminescence as a research tool. *Science, 117,* 343-349.

Dar, R. A., Romshoo, S.A., Chandara, R.ve Ahmad, I. (2014). Tectono-geomorphic study of the Karewa Basin of Kashmir Valley. *Journal of Asian Earth Sciences, 92,* 143-156.

Davis, W. M. (1899). The geographical cycle. *The Geographical Journal, 14*(5), 481-504.

Derin, Z. (2009). Çamurun altındaki geçmiş: Yeşilova Höyüğü. *Egeden, 1*(1), 32-35.

Derin, Z. ve Batmaz, A. (2005). Bornova-Kemalpaşa (İzmir) arkeolojik envanteri. *TÜBA Kültür Envanteri Dergisi, 2,* 75-100.

Derin, Z. ve Öner, E. (1996). Ulucak höyük kazıları ve paleocoğrafya araştırmaları. *XVIII. Uluslararası Kazı, Araştırma ve Arkeometri Sonuçları, Kazı Sonuçları Toplantısı I,* 411-419.

Dewey, J. F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F. ve Şengör, A. M. C. (1986). Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of eastern Anatolia, a young collision zone, In M. P. Cward ve A. C. Ries, Collision Tectonics (Ed.), *Geological Society Special Publication, 19*, 3-36.

Dewey, J. F. ve Şengör, A. M. C. (1979). Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of America Bulletin, I*(90), 84-92.

DePolo, C. M. ve Anderson, J. G. (2000). Estimating the slip rates of normal faults in the Great Basin, USA. *Basin Research, 12*(3-4), 227-240.

DiBiase, R. A., Rossi, M. W. ve Neely, A. B. (2018). Fracture density and grain size controls on the relief structure of bedrock landscapes. *Geology, 46*(5), 399-402.

DiBase, R., Whipple, K., Heimsath, A. ve Ouimet, W. (2010). Landscape form and millennial erosion rates in the San Gabriel Mountains, CA. *Earth and Planetary Science Letters, 289*(1-2), 134-144.

Dodge, R. L. ve Grose, L. T. (1979). Seismotectonic and geomorphic evolution of a typical Basin and Range normal fault, the Holocene Black Rock fault, northwestern Nevada. *Geological Society of America,Abstracts with Programs, 11*(3), 75.

Dodick, J. ve Orion, N. (2003). Geology as an historical science: its perception within science and the education system. *Science and Education, 12,* 197-211.

Dogliani, C., Agostini, S., Crespi, M., Innocenti, F., Manetti, P., Riguzzi, F. ve diğer. (2002). On the extension in western Anatolia and the Aegean sea. *Journal of the Virtual Explorer, 8,*169-183.

Doğan, T. ve Yeğingil, Z. (2013). Optiksel uyarılmayla lüminesans (OSL) tarihlendirme yöntemi kullanarak Doğu Anadolu Fay Sisteminin (DAFS) paleosismolojik analizi. *Çukurova Üniversitesi Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi, 29-2,* 120-129.

Doğer, E. (2006). *Izmir'in Smyrnası: Paleolitik Çağ'dan Türk Fethine Kadar*. İletişim Yayınları, İstanbul.

Drahor, M. G. ve Berge, M. A. (2017). Integrated geophysical investigations in a fault zone located on southwestern part of İzmir city, Western Anatolia, Turkey. *Journal of Applied Geophysics, 136,* 114-133.

Drakopoulos, J. ve Delibasis, N. (1982). The focal mechanism of earthquakes in the major area of Greece for the period 1947-1981. *Seismology Laboratory, University of Athens Publications, 2,* 1-72.

Dramis, F. ve Blumetti, A. M. (2005). Some considerations about seismic geomorphology and paleoseismology. *Tectonophysics, 408*, 177-191.

Dumont, J. F., Uysal, S., Şimşek, S., Karamanderesi, İ. H. ve Letouzey, J. (1979). Formation of the grabens in southwestern Anatolia. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, 92*, 7-18.

Duncan, C. C., Klein, A. J., Masek, J. G. ve Isacks, B. L. (1998). Late Pleistocene and modern glaciations in Central Nepal from digital elevation data and satellite imagery, *Quaternary Reseacrh, 49*(3), 241-254.

Dury, G. H. (1978). The future geomorphology. In C. Embleton, D. Brunsden ve D. K. C. Jones (Ed.). *Geomorphology: Present Problems and Future Prospects*. Oxford University Press, Oxford, 263-274.

Duvall, A., Kirby, E. ve Burbank, D. (2004). Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 109(F3).*

El-Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Chacon, J. ve Keller, E. A. (2008). Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). *Geomorphology, 96*, 150-173.

Ellis, M. A., Densmore, A. L. ve Anderson, R. S. (1999). Development of mountainous topography in the basin and ranges, USA. *Basin Research, 11*, 21-41.

Emre, Ö. ve Barka, A. A. (2000). Gediz grabeni Ege denizi arasının (İzmir yöresi) aktif fayları. *Batı Anadolu Depremselliği Sempozyumu (BADSEM 2000)*, İzmir, 131-132.

Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S., Elmacı, H., Olgun, Ş. ve Şaroğlu, F. (2013). Active fault map of Turkey with an explanatory text, 1:1.250.000 scale. *General Directorate of Mineral Exploration,* Special Publication Series, 30.

Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S., Şaroğlu, F., Olgun, Ş., Elmacı, H. ve Çan, T. (2018). Active fault database of Turkey. *Bulletin of Earthquake Enginnering, 16*, 3229-3275.

Emre, Ö., Özalp, S. ve Duman, T.Y. (2011). 1:250.000 scale avtive fault map series of Turkey, İzmir (NJ 35-7) Quadrangle. Serial number: 6, General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara, Turkey.

Emre, Ö., Özalp, S., Doğan, A., Özaksoy, V., Yıldırım, C. ve Göktaş, F. (2005). İzmir ve yakın çevresinin diri fayları ve deprem potansiyelleri. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü (MTA),* Jeoloji Etüdleri Dairesi, Rapor No: 10754, Ankara (yayımlanmamış).

Emre, T. (1996). Geology and the tectonics of the Gediz Graben. *Turkish Journal of Earth Sciences, 5*(3), 171-185.

Emre, T. ve Sözbilir, H. (1997). Tectonic evolution of Kiraz basin, Küçük Menderes Graben: evidence for compression/uplift-related basin formation overprinted by extensional tectonics in west Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences, 16*, 441-470.

Engelder, J. T. (1974). Microscopic wear grooves on slickensides: indicators of paleoseismicity. *Journal of Geophysical Research, 79,* 4387-4392.

England, P., Houseman, G. ve Nocquet, J.M. (2016). Constraints GPS measurements on the dynamics of deformation in Anatolia and the Aegean. *Journal of Geophysical Research, 121*(12), 8888-8916.

Ercan, T., Akat, U., Günay, E. ve Savaşçın, Y. (1986). Söke-Selçuk-Kuşadası dolaylarının jeolojisi ve volkanik kayaçların petrokimyasal özellikleri (Geology of the Söke-Selçuk-Kuşadası region and petrochemical features of the volcanic rocks). *Mineral Research and Exploration (MTA) Bulletin, Turkey, 105/106,* 15-38.

Ercan, E., Satır, M., Sevin, D. ve Türkecan, A. (1996). Batı Anadolu'daki Tersiyer ve Kuvaterner yaşlı volkanik kayaçlarda yeni yapılan radyometrik yaş ölçümlerinin yorumu (Some new radiometric ages from Tertiary and Quaternary volcanic rocks from west Anatolia). *Bulletin of Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, 119*, 103-112.

Erdoğan, B. (1990). Tectonic relations between İzmir-Ankara zone and Karaburun belt. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration, 110,* 1-15.

Ergin, K., Güçlü, U. ve Uz, Z. (1967). *Türkiye ve Civarının Deprem Kataloğu (Milattan Sonra 11 yılından 1964 yılının sonuna kadar).* İTÜ Maden Fakültesi Arz Fiziği Enstitüsü Yayınları, İstanbul.

Erkman, H. K. (1949). 23.7.1949 Karaburun-Düzce zelzelesi. *İstanbul Kandilli Rasathanesi, Jeofizik,* (1).

Ersoy, A. (2012). Smyrna/İzmir History and Archaeology. In: International Earth Science Colloquium on the Aegean region, 1-5 October, Dokuz Eylul University, İzmir, Türkiye.

Ersoy, A. (2015). *Büyük İskender Sonrasında Antik Smyrna (İzmir)*. İzmir Büyükşehir Belediye Kitaplığı.

Ersoy, A. (2018). Eski Çağ'da Kadifekale. 3. Uluslararası Tarih Sempozyumu, 5-7 Nisan, Bildiriler Kitabı, 253-266.

Ersoy, Y.E., Helvacı, C. ve Palmer, M.R. (2011). Stratigraphic, structural and geochemical features of the NW-SW trending Neogene volcano-sedimentary basins in western Anatolia: implications for associations of supradetachment and transtensional strike-slip basin formation in extensional tectonic setting. *Journal of Asian Earth Science, 41,* 159-183.

Eski, S., Sözbilir, H., Uzel, B., Özkaymak, Ç., ve Sümer, Ö. (2020). Gölmarmara Fayı'nın morfotektonik evriminin CBS tabanlı yöntemlerle araştırılması, Gediz Grabeni, Batı Anadolu. *Türkiye Jeoloji Bülteni, 63*, 345-372.

Eşder, T. (1988). *Gümüldür-Cumaovası (İzmir) alanının jeolojisi ve jeotermal enerji olanaklarının araştırılması* [Doktora Tezi]. İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Eşder, T. ve Şimşek, Ş. (1975). Geology of İzmir-Seferihisar geothermal area, western Anatolia of Turkey: determination of rezervoirs by means of gradient drilling. *Proceedings of 2nd Nations Semposium on the Development and Use of Geothermal Resources,* 349-361.

Eyidoğan, H., Güçlü, U., Utku, Z. ve Değirmenci, E: (1991). *Türkiye büyük depremleri makrosismik rehberi (1900-1988)*. İTÜ Jeofizik Mühendisliği Bölümü Yayınları.

Farr, T. G. ve Kobrick, M. (2000). Shuttle Radar Topography Mission produces a wealth of data. *EOS Transactions, 81*(4), 583-585.

Fielding, E., Isacks, B., Barazangi, M. ve Duncan, C. (1994). How flat is Tibet?. *Geology, 22*(2), 163-167.

Finkel, R. C. ve Suter, M. (1993). AMS in the Earth Sciences: technique and applications. *Advances in Analytical Geochemistry, 1,* 1-114.

Fleming, S. J. (1979). *Thermoluminescence techniques in archaeology*. Clerandon Press, Oxford.

Flint, J. J. (1974). Stream gradient as a fuction of order, magnitude and discharge. *Water Resources Research, 10*(5), 969-973.

Florensov, N. A. (1960). On the neotectonics and seismicity of the Mongol-Baikal mountain area. *Geology & Geophysics, 1,* 79-90.

Font, M., Amorese, D. ve Lagarde, J. L. (2010). DEM avd GIS analysis of the stream gradient index to evaluate effects of tectonics: The Normandy intraplate area (NW France). *Geomorphology, 119*, 172-180.

Forte, A. M. ve Whipple, K. X. (2018). Criteria and tools for determining drainage divide stability. *Earth and Planetary Science Letters, 493,* 102-117.

Forte, A. M. ve Whipple, K. X (2019). The topographic analysis kit (TAK) for TopoToolbox. *Earth Surface Dynamics, 7*(1), 87-95.

Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A. ve Villari, L. (1984). Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. In: Dixon, J. E. ve Robertson, A. H. F. (Eds). The Geological evolution of the Eastern Mediterranean. *Geological Society Special Publication, 17,* 687-699.

Gailleton, B., Mudd, S. M., Clubb, F.J., Grieve, S. W. D. ve Hurst, M. D. (2021). Impact of changing concavity indices on channel steepness and divide migration metrics. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 126,* e2020JF006060.

Galanopoulos, A. G., (1963). On mapping of seismic activity in Greece. *Annals of Geophysics, 16*, 37-100.

Gallen, S. F. ve Wegmann, K. W. (2017). River profile response to normal fault growth and linkage: an example from the Hellenic forearc of south-central Crete, Greece. *Earth Surface Dynamics, 5*, 161-186.

Gao, M., Zeilinger, G., Xu, X., Wang, Q. ve Hao, M. (2013). DEM and GIS analysis geomorphic indices for evaluating recent uplift of the northeastern margin of the Tibetan Plateau, China. *Geomorphology, 190,* 61-72.

Garcìa-Delgado, H. ve Velandia, F. (2020). Tectonic geomorphology of the Serranìa de San Lucas (Central Cordillera): Regional implications for active tectonics and drainage rearrangement in the Northern Andes. *Geomorphology, 349,* 106914.

Gasperini, P., Bernardini, F., Valensise, G. ve Boschi, E. (1999). Defining seismogenic sources from historical earthquake felt reports. *Bulletin of the Seismological Society of America, 89(1),* 94-110.

Genç, C. Ş., Altunkaynak, Ş., Karacık, Z. Yazman, M. ve Yılmaz, Y. (2001). The Cumaovası graben, south of İzmir: its tectonic significance in the Neogene geological evolution of the western Anatolia. *Geodinamica Acta, 14*, 45-55.

Gerbova, V. G. ve Tikhomirov, V. V. (1982). Russian school contribution to the birth and development of neotectonics. *Geologische Rundschau, 71*, 513-518.

Gessner, K., Gallardo, L. A., Markwitz, V., Ring, U. ve Thomson, S. N. (2013). What caused the denudation of the Menderes Massif: review of crustal evolution, lithosphere structure and dynamic topography in southwest Turkey?. *Gondwana Research, 24/1,* 243-274.

Giaconia, F., Booth-Rea, G., Martinez-Martinez, J.M., Azañon, J. M., Peréz-Pena, J. V. ve diğer. (2012). Geomorphic evidence of active tectonics in the Sierra Alhamilla (eastern Betics, SE Spain). *Geomorphology, 145-146*, 90-106.

Gibs, A.D. (1984). Structural evolution of extensional basin margins. *Journal of Geological Society of London, 141,* 609-620.

Gilbert, G. K. (1877). *Geology of the Henry Mountains (Utah).* Washington D.C., U.S Government Print Office.

Godwin, H. (1962). Half-life of radiocarbon. *Nature, 195,* 984.

Goguel, J. (1952). *Tectonics.* San Franscisco, CA. USA: W. H. Freeman.

Gök, E. ve Polat, O. (2014). An assessment of the microseismic activity and focal mechanisms of the Izmir (Smyrna) area from a new local network (IzmirNET). *Tectonophysics, 635,* 154-164.

Göktaş, F. (2019). Çubukludağ gavzasındaki Neojen tortullaşması ve volkanizmasının strtaigrafisi, Batı Anadolu. *Türkiye Jeoloji Bülteni, 62*, 63-98.

Görür, N., Şengör, A. M. C., Sakınç, M., Tüysüz, O., Akkök, R., Yiğitbaş, E ve diğ. (1995). Rift formation in the Gökova region, southwest Anatolia: implications from the opening of the Aegean Sea. *Geological Magazine, 132*, 637-650.

Grant, L. B. (2002). Paleoseismology. In *IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology* W.H. Lee, H. Kanamori, P. C. Jennings ve C. Kisslinger, (Ed.), 475-489. International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior Press, New York.

Grant, L. B. ve Lettis, W.R. (2002). Paleoseismology of the San Andreas Fault System. *Bulletin of Seismological Society of America, Special Issue, 92*(7).

Grant, L. B. ve Sieh, K. (1994). Paleoseismic evidence of clustered earthquakes on the San Andreas fault in the Carizzo Plain, California. *Journal of Geophysical Research, 99,* 6819-6841.

Gregory, K. J. ve Goudie, A.S. (2011). *The SAGE handbook of geomorphology.* Sage Publications.

Grohmann, C.H. (2005). Trend-surface analysis of morphometric parameters: a case study in southeastern Brazil. *Computers & Geosciences, 31*(8),1007-1014.

Grohmann, C. H., Riccomini, C. ve Alves, F. M. (2007). SRTM-based morphotectonic analysis of the Poços de Caldas Alkaline Massif, southeastern Brazil. *Computers & Geosciences, 33*(1), 10-19.

Grünthal, G. ve Musson, R. M. W. (2020). *Earthquakes, intensity*. Encyclopedia of Solid Earth Geophysics, Springer, Switzerland.

Grünthal, G., Musson, R. M. W., Schwarz, J. ve Stucchi, M. (1998). *European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98)*. Cahiers du Centre Europeén de Géodynamique et de Séismologie 15, Luxemburg.

Grünthal, G., Wahlstrom, R. ve Stromayer, D. (2009). The unified catalogue of earthquakes in central, northern and northwestern (CENEC)-updated and expanded to the last millennium. *Journal of Seismology, 13*, 517-541.

Guidoboni, E., Comastri, A., ve Triana, G. (1994). *Catalogue of Ancient Earthquakes And Tsunamis in the Mediterranean Area from the 11th to the 15th century*. Intituto Nazionale di Gephysica e Vulcanologia, Rome, Italy.

Gutenberg, B. ve Richter, C. F. (1942). Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration. *Bulletin of the Seismology Society of America, 32*, 163-192.

Gutenberg, B. ve Richter, C. (1949). *Seismicity of the Earth.* Princeton University Press.

Gürpınar, A. (2005). The importance of paleoseismology in seismic hazard studies for critical facilities. *Tectonophysics, 408*(1-4), 23-28.

Hack, J. (1957). Studies of longitudinal profiles in Virginia and Maryland. *U.S. Geological Survey Professional Paper,* 294-B, Washington D. C., United States Government Printing Ofiice.

Hack, J. (1960). Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *American Journal of Science, 258A,* 45-97.

Hack, J. T. (1973). Stream-profile analysis and stream gradient index. *Journal of Research of the US Geological Survey, 1*(4), 421-429.

Hajdas, I. (2008). Radiocarbon dating and its applications in Quaternary studies. *Quaternary Science Journal, 57,* 2-24.

Hajdas, I., Ascough, P., Garnett, M.H., Fallon, S.J., Pearson, C. L., Quarta, G. ve diğer. (2021). Radiocarbon dating. *Nature Reviewers Methods Primers, 1*(1), 1-26.

Hamblin, W. K. (1976). Patterns of displacement along the Wasatch Fault. *Geology, 4*, 619-622.

Hancock, P. L. ve Altunel, E. (1997). Faulted archaeological relics at Hiearpolis (Pamukkale), Turkey. *Journal of Geodynamics, 24*(1-4), 21-36.

Hancock, P. L. ve Barka, A.A. (1987). Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey. *Journal of Structural Geology, 9*(5/6), 573-584.

Hancock, P. L. ve Williams, G.D. (1986). Neotectonics. *Journal of the Geological Society, 143*(2), 325-326.

Hancox, G. T., Perrin, N. D. ve Dellow, G. D. (2002). Recent studies of historical earthquake-induced landsliding, ground damage and MM intensity in New Zelland. *Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering, 35*(2), 59-95.

Hansen, J. M. (2009). On the origin of natural history: Steno's modern, but forgotten philosophy of science. *Bulletin of the Geological Society of Denmark, 57,* 1-24.

Hare, P. W. ve Gardner, T. W. (1985). Geomorphic indicators of veritical neotectonism along converning plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. In M. Morisawa ve J.T. Hack (Eds), *Tectonic geomorphology* (75-104), Proceedings of the 15th Annual Bighampton Geomorphology Symposium. Boston, MA: Allen-Unwin.

He, C., Cheng, Y., Rao, G., Chen, P., Hu, J., Yu, Y. ve diğer. (2018). Geomorphological signatures of the evaluation of active normal faults along the Langshan Mountains, North China. *Geodinamica Acta, 30*, 163-182.

Hecker, S. ve Schwartz, D. P. (1994). The characteristic earthquake revisited: geological evidence of the size and location of successive earthquakes on large faults. *U.S. Geological Survey Open File Report, 94-568,* 79-80.

Hergarten, S., Robl, J. ve Stüwe, K. (2014). Extracting topographic swath profiles across curved geomorphic features. *Earth Surface Dynamics, 2*(1), 97-104.

Hetzel, R., Ring, U., Akal, C. ve Troesch, M. (1995). Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes Massif, southwestern Turkey. *Journal of the Geological Society of London*, *152*, 639-654.

Hoek, E., ve Brown, E. (1980). Emprical strength criterion of rock masses. *Journal of the Geotechnical Engineering Division, 106*(GT9), 1013-1035.

Holdsworth, R. E., Butler, C. A. ve Roberts, A. M. (1997). The recognition of reactivation during continental deformation. *Journal of the Geological Society of London, 154,* 73-78.

Horton, R. E. (1932). Drainage basin characteristics. *Transactions, American Geophysical Union, 13,* 350-361.

Horton, R.E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin, 56*(3), 275-370.

Howard, A. D. (1965). Geomorphological systems: equilibrium and dynamics. *American Journal of Science, 263*(4), 302-312.

Howard, A. D. ve Kerby, G. (1983). Channel changes in badlands. *Geological Society of America Bulletin, 94*, 739-752.

Howell, B. F. Jr. ve Schultz, T.R. (1975). Attenuation of modified Mercalli intensity with distance from the epicenter. *Bulletin of Seismological Society of America, 65*(3), 651-655.

Hu, K., Fang, X., Ferrier, K. L., Granger, D. E., Zhao, Z., ve Ruetenik, G. A. (2021). Covariation of cross-divide differences in denudation rate and χ: implications for drainage basin reorganization in the Qilian Shan, northeast Tibet. *Earth and Planetary Science Letters, 562,* 116812.

Hubert-Ferrari, A., Armijo, R., King, G., Meyer, B. ve Barka, A. A. (2002). Morphology, displacement and slip rates along the North Anatolian Fault, Turkey. *Journal of Geophysical Research, 107*(B10), 1-23.

Huntley, D. J. (1985). On the zeroing of the thermoluminescence of sediments. *Physics and Chemistry of Minerals, 12,* 122-127.

Huntley, D. J., Godfrey-Smith, D.I. ve Thewalt, M. L. W. (1985). Optical dating sediments. *Nature, 313,* 105-107.

Hurtez, J. E., Sol, C. ve Lucazeau, F. (1999). Effect of drainage area on hypsometry from an analysis of small-scale drainage basins in the Siwalik Hills (central Nepal). *Earth Surface Process and Landforms, 24*, 799-808.

Innocenti, F. ve Mazzuoli, R. (1972). Petrology of the İzmir-Karaburun volcanic area. *Bulletin of Volcanologique, 36/1,* 83-103.

Işık, V. ve Tekeli, O. (2001). Late orogenic crustal extension in the northern Menderes massif (western Turkey): evidence for metamorphic core complex formation. *International Journal of Earth Sciences, 89*(4), 757-765.

İlkışık, M. (1995). Regional heat flow in western Anatolia using silica temperature estimates from thermal springs. *Tectonophysics, 244*, 175-184.

İnci, U., Sözbilir, H., Erkül, F., ve Sümer, Ö. (2003). Urla-Balıkesir arası depremlerin nedeni fosik bir fay. *Cumhuriyet Gazatesi Bilim Teknik Dergisi, 848*, 6-7.

İzdar, E. (1975). *Batı Anadolu'nun tektonik gelişimi ve Ege denizine ait üniteler ile karşılaştırılması.* Ege Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yayını, No 8.

Jaberi, M., Ghassemi, M. R., Shayan, S., Yamani, M. ve Zamanzadeh, S.M. (2018). Interaction between active tectonics, erosion and diapirism, a case study from Habble-Rud in Southern Central Alborz (Northern Iran). *Geomorphology, 300,* 77-94.

Jackson, J. A., King, G. ve Vita-Finzi, C. (1982). The neotectonics of the Aegean: an alternative view. *Earth and Planetary Science Letters, 61*, 303-318.

Jackson, J. ve McKenzie, D. (1984). Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between wetern Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 77*, 185-264.

Jackson, J. ve McKenzie, D. (1988). Rates of active deformation in the Aegean Sea and surrounding regions. *Basin Research*, 1, 121-128.

Ji, Y., Shengrui, S., Liu, Z. ve Huang, Q. (2021). Assessment of tectonic activity based on geomorphic indices in the middle reaches of the upstream of Jinsha River, China. *Geological Journal, 56,* 3974-3991.

Johnston, A. C. (1996). Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions-II. Historical seismicity. *Geophysical Journal of International, 125*(3), 639-678.

Jull, A. J. T. ve Burr, G. S. (2006). Accelerator mass spectrometry: is the future bigger or smaller?. *Earth and Planetary Science Letters, 243,* 305-325.

Jull, A. J. T., Burr, G. S. ve Hodgins, G. W. L. (2013). Radiocarbon dating, reservoir effects and calibration. *Quaternary International, 299,* 64-71.

Kadiroğlu, F. T. ve Kartal, R. F. (2016). The new empirical magnitude conversion relations using an improved earthquake catalogue for Turkey and its near vicinity (1900-2012). *Turkish Journal of Earth Sciences, 25*, 300-310.

Kahle, H. G., Straub, C., Reilinger, R., McClusky, S., King, R., Hurst, K. ve diğer. (1998). The strain rate field in the eastern Mediterranean region, estimated by repeated GPS measurements. *Tectonophysics, 294,* 237-252.

Kahle, H. G., Cocard, M., Peter, Y., Geiger, A., Reilinger, R., Barka, A. A. ve diğer. (2000). GPS-derived strain rate field within the boundary zones of the Eurasian,

African and Arabian plates. *Journal of Geophysical Research, 105*(B10), 23353-23370.

Kalafat, D., Kekovalı, K., Güneş, Y., Yılmazer, M., Kara, M., Deniz, P. ve diğer. (2009). Türkiye ve çevresi faylanma-kaynak parametreleri (MT) kataloğu (1938-2008) (A catalogue of source parameters of moderate and strong earthquakes for Turkey and its surrounding area 1938-2008). *Boğaziçi University Publications,* 1026, 43.

Karadaş, A. (2012). *Bornova Ovası ve çevresinin fiziki coğrafyası* [Doktora Tezi]. Ege Üniversitesi, İzmir.

Karadaş, A. (2014). İzmir'in bilinen ilk yerşmesi Yeşilova Höyüğü'nde jeoarkeoloji ve paleocoğrafya araştırmaları (Paleographic and geoarchaeological researches in Yeşilova Mound, the oldest known settlement of İzmir). *Ege Coğrafya Dergisi, 23/1,* 43-55.

Karaoğlu, Ö. (2014). Tectonic controls on the Yamanlar volcano and Yuntdağı volcanic region, western Anatolia: implications for an incremental deformation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, 274*, 16-33.

Kaya, O. (1979). Ortadoğu Ege çöküntüsünün (Neojen) stratigrafisi ve tektoniği. *Geological Society of Turkey Bulletin, 22*, 35-58.

Kaya, O. (1981). Miocene reference section for the coastal parts of west Anatolia. *Newseletters on Stratigraphy, 10*, 164-191.

Keefer, D. K. (1984). Landslide caused by earthquake. *Geological Society of America Bulletin, 95*, 406-421.

Keefer, D. K. (2002). Investigating landslides caused by earthquake: a historical view. *Surveys in Geophysics, 23*, 473-510.

Keenan, D. J. (2012). Calibration of a radiocarbon age. *Nonlinear Processes in Geophysics, 19,* 345-350.

Keller, E. A. (1986). Investigation of active tectonics: use of surfical earth process. In R. E. Wallace (Ed.), *Active tectonics* (136-147). Washington, DC: National Academy Press.

Keller, E. A., Adamaitis, C., Alessio, P., Anderson, S., Goto, E., Gray, S. ve diğ. (2020). Aplications in geomorphology. *Geomorphology*, 366.

Keller, E. A. ve Pinter, N. (2002). *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape.* Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey.

Kent, E., Boulton, S. J., Stewart, I. S., Whittaker, A. C. ve Alçiçek, M.C. (2016). Geomorphic and geological constraints on the active normal faulting of the Gediz (Alaşehir) Graben, western Turkey. *Journal of the Geological Society, 173,* 666-678.

Khalifa, A., Çakır, Z., Owen, L. A. ve Kaya, Ş. (2018). Morphotectonic analysis of the East Anatolian fault, Turkey. *Turkish Journal of Earth Science, 27,* 110-126.

Kiratzi, A. ve Louvari, E. (2003). Focal mechanisms of shallow earthquakes in the Aegean Sea and the surrounding lads determined by waveform modelling: a new database. *Journal of Geodynamics, 36*, 251-274.

Kirby, E. ve Ouimet, W. (2011). Tectonic geomorphology along the eastern margin of Tibet: insights into the pattern and processes of active deformation adjacent to the Sichuan Basin. *Geological Society of London,* Special Publication, *353*, 165-188.

Kirby, E. ve Whipple, K. X. (2001). Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geological Society of America Bulletin, 29*, 4.

Kirby, E. ve Whipple, K. X. (2012). Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology, 44*, 54-75.

Kirby, E., Whipple, K. X., Tang, W. ve Chen, Z. (2003). Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetian Plateau: inferences from bedrock channel longitudinal profiles. *Journal of Geophysical Research,* 108.

Kissel, C. ve Laj, C. (1988). Tertiary geodynamical evolution of the Aegean arc: a paleomagnetic reconstruction. *Tectonophysics, 146,* 183-201.

Kissel, C., Laj, C., Şengör, A. M. C. ve Poisson, A. (1987). Paleomagnetic evidence for rotation in opposite senses of adjacent blocks in northeastern Aegean and western Anatolia. *Geophysical Research letters, 14,* 907-910.

Knopf, E. B. (1924). Correlation of residual erosion surfaces in the eastern Appalachian highlands. *Bulletin of Geological Society of America, 35*(3), 633-668.

Koçyiğit, A., Yusufoğlu, H. ve Bozkurt, E. (1999). Evidence from the Gediz Graben for episodic two stage extension in western Turkey. *Journal of the Geological Society, 56*, 605-616.

Konuk, T. (1977). Bornova flişinin yaşı hakkında (On the age of Bornova Flysch). *Ege Üniversitesi Fen Fakültesi Dergisi, Seri B 1,* 65-74.

Koparal, T. (2007). *Smyrna Agorası'nda ele geçen Roma devri portreleri* [Yüksek Lisans Tezi]. Dokuz Eylül Üniversitesi.

Koto, B. (1893). On the cause of the great earthquake in central Japan, 1891. *Journal of College Science Imperial University of Japan, 5,* 295-269.

Koukouvelas, I.K. (1998). The Egion Fault: earthquake related and long term deformation, Gulf of Corinth, Greece. *Journal of Geodynamics, 26*(2-4), 501-513.

Kreemer, C., Chamot-Rooke, N. ve LePichon, X. (2004). Constraints on the evolution and vertical coherency of deformation in the Northern Aegean from a comparison of geodetic, geologic and seismologic data. *Earth and Planetary Science Letters, 225 (3-4),* 329-346.

Krinitzsky, E. L. ve Slemmons, D.B. (1990). Neotectonics in earthquake evolution (Vol. 8). *Geological Society of America.*

Kuchay, V. K. (1971). Ispol' zovanie paleosysmodislokatsiy pri izuchenii seysmicheskogo rezhima (na primere chatkal' skogo) Pleystoseystovoy oblasti zemletryseniya 1946 (Use of paleoseismic dislocations in the study of seismic regimes with an example from the Pleistocene region (northern Fergana) affected by the Chatkal earthquake of 1946). *Geological Geofiz (Akad Nauk SSSR, Sib Otd), 4,* 124-129.

Kürçer, A. (2012). *Tuz Gölü Fay Zonu'nun neotektonik özellikleri ve paleosismolojisi, Orta Anadolu, Türkiye* [Doktora Tezi]. Ankara Üniversitesi.

LaMarche, V. C. ve Wallace, R.E. (1972). Evaluation of effects on trees of past movements on the San Andreas Fault, northern California. *Geological Society of America Bulletin, 83,* 2665-2676.

Lambros, S. P. (1910). *Memory notes*. 7, 133-257. First collection, Neos Ellinomnimon, Athens.

Laroche, D. (2003). Izmir Agora'da gerçekleştirilen mimari çalışmaların raporu. In Report Archives of the Agora Excavations (unpublished document).

Larsen, P. H. (1988). Relay structures in a Lower Permian basement involved extension system, East Greenland. *Journal of Structural Geology, 10,* 3-8.

Lawson, A. C. (1908). The California Earthquake of April 18, 1906. *Report of the State Earthquake Investigation Commission, 87/2,* Carnegie Instutiton of Washington.

LePichon, X. ve Angelier, J. (1979). The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area. *Tectonophysics, 60*, 1-42.

LePichon, X. ve Angelier, J. (1981). The Aegean Sea. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, 300*, 357-372.

LePichon, X. ve Gaulier, J. M. (1988). The rotation of Arabia and the Levant fault system. *Tectonophysics, 153*, 271-294.

Lettis, W. R. ve Kelson, K. I. (2000). Applying geochronology in paleoseismology. In *Quaternary Geochronology: methods and Applications.* J. S. Noller, J. M. Sowers ve W. R. Lettis, (Ed.), American Geophysics Union, Refernce Shelf, 4.

Libby, W. F. (1952). *Radiocarbon Dating.* 1. Baskı, Chicago, University of Chicago Press.

Liby, W. F. (1961). Radiocarbon dating. *Science, 133*(3453), 621-629.

Lifton, N. A. ve Chase, C.G. (1992). Tectonic, climatic and lithologic influences on landscape fractal dimension and hypsometry: implications for landscape evolution in the San Gabriel Mountains, California. *Geomorphology, 5,* 77-114.

Lips, A. L. W., Cassard, D., Sözbilir, H., Yılmaz, H. ve Wijbrans, J. (2001). Multistage exhumation of the Menderes Massif, western Anatolia (Turkey). *International Journal of Earth Sciences, 89*, 781-792.

Liu, Z., Han, L., Boulton, S.J., Wu, T ve Guo, J. (2020). Quatifying the transient landscape response to active faulting using fluvial geomorphic analysis in the Qianhe Graben on the southwest margin of Ordos, China. *Geomorphology, 351*, 106974.

Longin, R. (1971). New method of collagen extraction for radiocarbon dating. *Nature, 230*(5291), 241-242.

Machete, M. N., Personius, S.F., Nelson, A. R., Schwartz, D. P. ve Lund, W. R. (1991). The Wasatch fault zone, Utah: segmentation and history of Holocene earthquakes. *Journal of Structural Geology, 13,* 137-149.

Magri, F., Akar, T., Gemici, U. ve Pekdeğer, A. (2012). Numerical investigations of fault-induced seawater circulation in the Seferihisar-Balçova Geothermal system, western Turkey. *Hydrogeology Journal, 20,* 103-118.

Mallet, R. ve Mallet, J.W. (1858). *The Earthquake Catalogue of the British Association with the Discussion, Curves and Maps*, 772 p + maps, Etc., Taylor and Francis, London.

Matsuda, T. Y., Ota, Y., Ando, M. ve Yonekura, N. (1978). Fault mechanism and recurrence time of major earthquakes in southern Kanto district, japan, as deduced from coastal terrace data. *Geological Society of America Bulletin, 2032-B,* 29.

Mayer, L. (1986). *Tectonic Geomorphology of escarpments and mountain fronts.* Active Tectonics national Academy Press, Washington D.C.

McCalpin, J. P. (2009). *Paleoseismology*. Academic Press, California, USA.

McCalpin, J. P. ve Nelson, A. R. (1996). Introduction to paleoseismology. *International Geophysics, 62,* 1-32.

McCalpin, J. P. ve Nishenko, S. P. (1996). Holocene paleoseismicity, temporal clustering and probabilities of future large (M >7) earthquakes on the Wasatch fault zone, Utah. *Journal of Geophysical Research, 101*(B3), 6233-6253.

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A. A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I. ve diğer. (2000). Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research, 105*, 5695-5719.

McKay, A. (1891). Reports of geological explorations during 1888-1889. *New Zealand Geological Survey, 20,* 1-16.

McKenzie, D. P. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society,* 30, 109-185.

McKenzie, D. P. (1978). Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: The Aegean sea and surrounding regions. *Geophysical Journal International, 55*, 217-254.

Menges, C. M. (1990). Late Cenozoic rift tectonics and mountain front landforms of the Sangre de Cristo Mountains near Taos, northern New Mexico. In New Mexico Geological Society Guidebook, 41st Field Conference, s. 113-122.

Mercier, J. L. (1981). Extensional compressional tectonics associated with the Aegean arc: comparison with the Andean Cordillera of south Peri-north Bolivia. *Philosophy of Transaction Royal Society of London, A300,* 337-355.

Meulenkamp, J. E., Wortel, M. J. R., Van Wamel, W.A., Spakman, W. ve Strating, E. H. (1988). On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late middle Miocene. *Tectonophysics, 146*, 203-215.

Michetti, A. M., Audemard, F. A. ve Marco, S. (2005). Future trends in paleoseismology: integrated study of the seismic landscape as a vital tool in seismic hazard analyses. *Tectonophysics, 408,* 3-21.

Michetti, A. M. ve Hancock, P. L. (1997). Paleoseismology: understanding past earthquakes using Quaternary geology. *Journal of Geodynamics, 24*(1-4), 3-10.

Moglen, G. E. ve Bras, R. L. (1995). The effect of spatial heterogeneities on geomorphic expression in a model of basin evolution. *Water Resources Research, 31*, 2613-2623.

Molin, P., Pazzaglia, F. ve Dramis, F. (2004). Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly-deforming forearc, Sila massif, Calabria, southern Italy. *American Journal of Society, 304*, 559-589.

Molnar, P., Anderson, R. S. ve Anderson, S. P. (2007). Tectonics, fracturing of rock, and erosion. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 112*(3), 1-12.

Molnar, P. ve ENGLAND, p. (1990). Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg?. *Nature, 346,* 29-34.

Montgomery, D. R. (2001). Slope distributions, thereshold hillslopes and steady-state topography. *American Journal of Science, 301*, 432-454.

Montgomery, D. R., Balco, G. ve Willett, S. D. (2001). Climate, tectonics and the morphology of the Andes. *Geology, 29*(7), 579-582.

Montgomery, D. R. ve Brandon, M. T. (2002). Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth and Planetary Science Letters, 201*, 481-489.

Morisawa, M. E. (1962). Quantitative geomorphology of some watersheds in the Appalachian plateau. *Geological Society of America Bulletin, 73*(9), 1025-1046.

Mozafari, N., Tikhomirov, D., Sümer, Ö., Özkaymak, Ç., Uzel, B., Yeşilyurt, S. ve diğer. (2019). Dating of active normal fault scarps in the Büyük Menderes Graben (western Anatolia) and its implications for seismic history. *Quaternary Science Reviews, 220,* 111-123.

Mörner, N. A. (2011). Paleoseismology: the application of multiple parameters in four case studies in Sweden. *Quaternary International, 242*(1), 65-75.

Mudd, S. M., Attal, M., Milodowski, D. T., Grieve, S. W., ve Valters D. A. (2014). A statistical framework to quantify spatial variation in channel gradients using the integral method of channel profile analysis. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 119*(2), 138-152.

Mueller, St., Kahle, H. G., ve Barka, A. A. (1997). Plate tectonic situation in the Anatolian-Aegean region. In *Active Tectonics of Northwestern Anatolia: The Marmara Project*, C. Schindler ve M. Pfister (Ed.), Verlag der Fachvereine, Zurich, 13-28.

Murray, A. S., Roberts, R. G. ve Wintle, A. G. (1997). Equivalent dose measurement using a single aliquot of quartz. *Radiation Measurements, 27*(2), 171-184.

Murray, A. S. ve Wintle, A. G. (2000). Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative dose protocol. *Radiation Measurements, 32,* 57-73.

Musson, R. M. W., Grünthal, G. ve Stucchi, M. (2010). The comparision macroseismic intensity scales. *Journal of Seismology, 14*(2), 413-428.

Nexer, M., Authemayou, C., Schildgen, Hantoro, W. S., Molliex, S., Delcaillau, B. ve diğer (2015). Evaluation of morphometric proxies for uplift on sequences of coral reef terraces: A case study from Sumba island (Indonesia). *Geomorphology, 241,* 145-159.

Nikonov, A. A. (1988a). Reconstruction of the main parameters of old large earthquakes in Soviet Central Asia using the paleoseismogeological method. *Tectonophysics, 147,* 297-312.

Nikonov, A. A. (1988b). On the methodology of archeoseismic research into historical monuments. In *Engineering Geology of Ancient Works, Monuments and Historical Sites,* P. Marinos ve G. Koukis (Ed.), 1315-1320, Rotterdam.

Nikonov, A. A. (1995a). On the terminology and classification of earthquake-induced disturbances: State of the art and some suggestions. *Bulletin of INQUA Neotectonic Community, 18,* 14-16.

Nikonov, A. A. (1995b). The stratigraphic method in the study of large past earthquakes. *Quaternary International, 25,* 47-55.

Nocquet, J. M. (2012). Present day kinematics of the Mediterranean: a comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics, 579,* 220-242.

Noller, J. S., Sowers, J. M. ve Lettis, W. R. (2000). *Quaternary Geochronology: Methods and Applications*. American Geophysical Union.

Nyst, M. ve Thatcher, W. (2004). New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean. *Journal of Geophysical Research, 109*(B11), 406-430.

Obermeier, S. F. (1994). Using liquefaction-induced features for paleoseismic analysis. *U.S. Geological Survey Open File Report, 94-589,* 1-40.

Obermeier, S. F. (1996). Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis: an overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleoearthquakes. *Engineering Geology, 44,* 1-76.

Obruchev, V. A. (1948). The main features of kinetics and plastics of neotectonics (Osnovnye cherty kinetiki i plastiki neotektonik). *Izv. Akad. Nauk. Ser. Geol.,* 5, 13-24.

Ocakoğlu, N. (2004). *İzmir Körfezi ve Alaçatı-Doğanbey-Kuşadası açıkları aktif tektoniğinin sismik yansıma verileri ile incelenmesi* [Doktora Tezi]. İstanbul Teknik Üniversitesi.

Ocakoğlu, N., Demirbağ, E. ve Kuşçu, İ. (2004). Neotectonic structures in the area offshore of Alaçtı, Doğanbey and Kuşadası (western Yurkey). Evidence of strike-slip faulting in the Aegean extensional province. *Tectonophysics, 391*(1-4), 67-83.

Ocakoğlu, N., Demirbağ, E. ve Kuşçu, İ. (2005). Neotectonic structures in İzmir Gulf and surrounding regions (western Turkey): evidences of strike-slip faulting with compression in the Aegean extensional regime. *Marine Geology, 219*, 155-171.

Ohmori, H. (1993). Changes in the hypsometric curve through mountain building resulting from concurrent tectonics and denudation. *Geomorphology, 8,* 263-277.

Okada, A., Takeuchi, A., Tsukuda, T., Ikeda, Y., Watanabe, M., Hirano, S. ve diğer. (1989). Trenching study of the Atotsugawa Fault at Nokubi, Miyagawa Village, Gifu Prefecture, central Japan. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi), 98*(4), 440-463.

Okay, A. İ., İşintek, İ., Altıner, D., Özkan-Altıner, S. ve Okay, N. (2012). An olistostrome-mélange belt formed along a suture: Bornova Flysch zone, western Turkey. *Tectonophysics, 568-569*, 282-295.

Okay, A. I. ve Satır, M. (2000). Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey. *Geological Magazine, 137*(5), 495-516.

Okay, A. İ. ve Siyako, M (1991). The new position of the İzmir-Ankara Neo-Tethyan Suture between İzmir and Balıkesir. *Proceedings of the Ozan Sungrlu Symposium,* 333-355.

Oldroy, D. R. ve Rodney, H. G. (2008). Contributions to the history of geomorphology and Quaternary geology: an introduction. *Geological Society, London, Special Publications, 301,* 1-17.

Ollier, C. D. (1981). *Tectonics and Landforms.* Longman Group Limited, Horlow, England.

Oral, M. B. (1994). *Global positioning system (GPS) measurements in Turkey (1988-1992): kinematics of the Africa-Arabia-Eurasia plate collision zone* [Doktora Tezi]. Massachusetts Institute of Technology.

Oral, M. B., Reilinger, R. E., Toksöz, M.N., King, R. W., Barka, A. A., Kınık, İ. ve diğer. (1995). Global positioning system offers evidence of plate motions in eastern Mediterranean. *EOS Transactions, American Geophysical Union, 76*(2), 9-24.

Ostenaa, D. A. (1984). Relationship affecting estimates of surface fault displacements based on scarp-derived colluvial deposits. *Geological Society of America, Abstracts with Programs, 16*(5), 327.

Ouimet, W. B., Whipple, K. X. ve Granger, D. E. (2009). Beyond threshold hillslopes: channel adjustment to base-level fall in tectonically active mountain ranges. *Geology, 37*(7), 579-582.

Owen, L. A. (2013). *Tectonic Geomorphology.* In Shroder, J. F. (Ed.), Treatise on Geomorphology, Academic Press.

Öngür, T. (2001). İzmir Agamemnon kaplıcaları Balçova jeotermal alanı jeolojisi ve yeni kuramsal jeoloji modeli, *Balçova Jeotermal Ltd. Raporu,* İzmir.

Özener, H., Doğru, A. ve Acar, M. (2013). Determination of the displacements along the Tuzla Fault (Aegean region-Turkey): preliminary results from GPS and precise leveling techniques. *Journal of Geodynamics, 67,* 13-20.

Özer, S. ve İrtem, O. (1982). Işıklar-Altındağ (Bornova-İzmir) alanı Üst Kretase kireçtaşlarının jeolojik konumu, stratigrafisi ve fasiyes özellikleri. *Bulletin of the Geological Society of Turkey, 25,* 41-47.

Özgenç, İ. (1978). Cumaovası (İzmir) asit volkanitlerde saptanan iki ekstrüzyon aşaması arasındaki göreceli yaş ilişkisi (Relative age relationships between two extrusion phases of Cumaovası acidic volcanics (İzmir)). *Bulletin of the Geological Society of Turkey, 21,* 31-34.

Özkaymak, Ç. (2015). Tectonic analysis of the Honaz Fault (western Anatolia) using geomorphic indices and the regional implications. *Geodinamica Acta, 27,* 110-129.

Özkaymak, Ç. ve Sözbilir, H. (2008). Stratigraphic and structural evidence for fault reactivation: the active Manisa Fault Zone, western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences, 17*, 615-635.

Özkaymak, Ç. ve Sözbilir, H. (2012). Tectonic geomorphology of the Spildağı high ranges, western Anatolia. *Geomorphology, 173*, 128-140.

Özkaymak, Ç., Sözbilir, H. ve Uzel, B. (2013). Neogene-Quaternary evolution of the Manisa Basin: evidence for variation in the stress pattern of the İzmir-Balıkesir Transfer Zone, western Anatolia. *Journal of Jeodynamics, 65,* 117-135.

Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., Uzel, B. ve Akyüz, H. S. (2011). Geological and paleoseismological evidence for Late Pleistocene-Holocene activity on the Manisa Fault Zone, western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences, 20*, 449-474.

Özsayın, E. (2016). Relative tectonic activity assessment of the Çameli Basin, western Anatolia, using geomorphic indices. *Geodinamica Acta, 28*(4), 241-253.

Pade, R. A. (1970). Dating episodes of faulting from tree rings: effects of the 1958 rupture of the Fairweather fault on tree growth. *Geological Society of America Bulletin, 81,* 3085-3094.

Paliaga, G. (2015). Erosion triangular facets as markers of order in an open dissipative system. *Pure and Applied Geophysics, 172,* 1985-1997.

Pamukçu, O., Gönenç, T., Çırmık, A., Sındırgı, P., Kaftan, İ. ve Akdemir, Ö. (2015). Investigation of vertical mass changes in the south of İzmir (Turkey) by monitoring microgavity and GPS/GNSS methods. *Journal of Earth System Science, 124/1,* 137-148.

Pamukçu, O., Gönenç, T., Uyanık, O., Sözbilir, H. ve Çakmak, O. (2014). A microgravity model for the city of İzmir (western Anatolia) and its tectonic implementations. *Acta Geophysica, 62/4,* 849-871.

Pantosti, D., Berryman, K., Yeats, R. S. ve Kinusaga, Y. (2003). Ten Years of Paleoseismology in the ILP: Progress and Prospects, *Annual Geophysics (Annali di Geofisica), 46(6).*

Pantosti, D., Schwartz, D. P. ve Valensise, G. (1993). Paleoseismology along the 1980 surface rupture of the Irpina fault: implications for earthquake recurrence in the southern Apennines, Italy. *Journal of Geophysical Research, 98,* 6561-6577.

Pantosti, D. ve Yeats, R. S. (1993). Paleoseismology of great earthquakes of the late Holocene. *Annali di Geofisica, 36(3-4),* 237-257.

Papanikolaou, I. D., Roberts, G.P. ve Michetti, A.M. (2005). Fault scarps and deformation rates in Lazio-Abruzzo, central Italy: comparasion between geological fault slip rate and GPS data. *Tectonophysics, 408(1-4),* 147-176.

Papazachos, C. ve Papaioannou, Ch. (1997). The macroseismic field of the Balkan area. *Journal of Seismology, 1*, 181-201.

Papazachos, C. ve Papaioannou Ch. (1998). Further information on the macroseismic fields in the Balkan area. *Journal Seismology, 2*, 363-375.

Papazachos, B. ve Papazachou, K (1997). *The Earthquakes of Greece*. Thessaloniki, Ziti Publication.

Pardee, J. T. (1950). Late Cenozoic block faylting in western Montana. *Geological Society of America Bulletin, 61:4,* 359-406.

Paréjas, E. (1940). La tectonique transversal de la Turquie. Review Faculty Science University, İstanbul Seri B, 5, 133-244.

Pavlides, S. ve Caputo, R (2004). Magnitude versus faults' surface parameters: quantitative relationships from the Aegean. *Tectonophysics, 380*, 159-188.

Peacock, D. C. P. ve Anderson, D. J. (1991). Displacement, segment linkage and relay ramps in normal fault zone. *Journal of Structural Geology, 13,* 721-733.

Peacock, D C. P, Knipe, R. J. ve Sanderson, D. J. (2000). Glossary of normal fault. *Journal of Structural Geology, 22,* 291-305.

Pedrera, A., Peréz-Peña, J. V., Galindo-Zaldivar, J., Azañon, J. M. ve Azor, A. (2009). Testing the sensitivity of geomorphic indices in areas of low-rate active folding (eastern Betic Cordillera, Spain). *Geomorphology, 105*, 218-231.

Pelletier, J. (2004). Persistent drainage migration in a numerical landscape evolution model. *Geophysical Research Letters, 31*(20), L20501.

Pérez-Peña, J. V., Al-Awabdeh, M., Azañon, J.M., Galve, J.P., Booth-Rea, G. ve Notti, D. (2017). SwathProfiler and NProfiler: Two new ArcGIS Add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles. *Computers & Geosciences, 104,* 135-150.

Peréz-Peña, J. V., Azañon, J. M., Azor, A., Delgado, J ve González-Lodeiro, F. (2009). Spatial analysis of stream power using GIS: SLk anomaly maps. *Earth Surface Process and Landforms, 34*, 16-25.

Peréz-Peña, J. V., Azor, A., Azañon, J. M. ve Keller, E. A. (2010). Active tectonics in the Sierra Nevada (Beltic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. *Geomorphology, 119*, 74-87.

Perron, J. T., Richardson, P. W., Ferrier, K. L. ve Lapotre, M. (2012). The root of branching river networks. *Nature, 492*(7427), 100-103.

Perron, J. T. ve Royden, L. (2013). An integral approach to bedrock river profile analysis. *Earth Surface Processes and Landforms, 38,* 570-576.

Perrey, A. (1848). Mémoire sur les tremblements de terre ressentis dans la péninsule Turco-Hellénique et en Syrie, T XXIII. *Publication Academie Royale de Belgique,* 73 s.

Petit, C., Gunnell, Y., Gonga-Saholiariliva, N., Meyer, B. ve Séguinot, J. (2009). Faceted spurs at normal fault scarps: insights from numerical modelling. *Journal of Geophysical Research, 114*, 13 s.

Philip, H., Cisternas, A., Gvishiani, A. ve Gorshkov, A. (1989). The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision. *Tectonophysics, 161*, 1-21.

Philipson, A. (1911). *Reisen und forschungen im westlichen Kleinasien*. Patermanns, Mitt. Helf, 1-5, Gotha, Geologische Karte des westlichen Kleinasien Blatt 3.

Pınar, N. ve Lahn, E. (1952). *Türkiye Depremleri İzahlı Kataloğu*. 6-36, T.C. Bayındırlık Bakanlığı Yapı ve İmar İşleri Yayınları, Ankara.

Piccardi, L. (2005). Paleoseismic evidence of legendary earthquakes: the applications of Archangel Michael at monte Sant'Angelo (Italy). *Tectonophysics, 408*(1-4), 113-128.

Pike, J. R. ve Wilson, S. E. (1971). Elevation-relief ratio, hypsometric intergral and geomorphic area-altitude analysis. *U.S: Geological Survey, 82*, 1079-1084.

Plafker, G. ve Rubin, M. (1967). Vertical tectonic displacements in south-central Alaska during and prior to the great 1964 earthquake. *Geoscience of Osaka City University, 10,* 53-66.

Puche-Riart, O. (2005). *History of geology up to 1780, Encyclopedia of geology.* Amsterdam: Elsevier Academic Press.

Purinton, B. ve Bookhagen, B. (2017). Validation of digital elevation models (DEMs) and comparison of geomorphic metrics on the southern Central Andean Plateau. *Earth Surface Dynamics, 5,* 211-237.

Purvis, M. ve Robertson, A. (2004). A pulsed extension model for the Noegene-Recent E-W-trending Alaşehir Graben and the NE-SW-trending Selendi and Gördes basins, western Turkey. *Tectonophysics, 391*, 171-201.

Ramìrez-Herrera, M. T. (1998). Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Group, 23*(4), 317-332.

Rana, N., Singh, S., Sundriyal, Y.P., Rawat, G. S. ve Juyal, N. (2016). Interpreting the geomorphometric indices for neotectonic implications: an example of Alaknanda valleu, Garhwal Himalaya, India. *Journal of Earth System Science, 125*(4), 841-854.

Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C. J. H. ve diğer. (2004). IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 ka cal BP. *Radiocarbon, 46*(3), 1029-1058.

Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G. ve diğer. (2009). IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50.000 years cal BP. *Radiocarbon, 51*(4), 1111-1150.

Reilinger, R. E., McClusky, S. C., Oral, M. B., King, W. ve Toksöz, M. N. (1997). Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabian-Africa-European plate collision zone. *Journal of Geophysical Research, 102*, 9983-9999.

Reilinger, R. E., McClusky, S. C., Paradissis, D., Ergintav, S. ve Vernant, P. (2010). Geodetic constraints on the tectonic evolution of the Aegean region and strain accumulation along the Hellenic subduction zone. *Tectonophysics, 488,* 22-30.

Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Çakmak, R. ve diğ. (2006). GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research, 111,* B05411.

Reiter, L. (1991). *Earthquake hazard analysis: issues and insights*. Columbia University Press, NewYork.

Reiter, L. (1995). Paleoseismology: a user's perspective. In *Perspectives in Paleoseismology,* L. Serva ve D.B. Slemmons (Ed.). Association of Engineering Geology, Special Publication*, 6*, 3-6.

Ricci Lucchi, F. (1995). Sedimentological indicators of paleoseismicity. In *Perspectives in Paleoseismology,* L.Serva ve D.B. Slemmons (Ed.), Association of Engineering Geology, Special Publications*, 6*, 7-17.

Ring, U., Laws, S. ve Bernet, M. (1999). Structural analysis of a complex nappe sequence and late orogenic basins from the Aegean island of Samos, Greece. *Journal of Structural Geology, 21*, 1575-1601.

Roberts, G. P., Cowie, P., Papanikolaou, I. ve Michetti, A. M. (2004). Fault scaling relationships, deformation rates and seismic hazard: an example from the Lazio-Abruzzo Apennines, central Italy. *Journal of Structural Geology, 26,* 377-398.

Roberts, G. P. ve Michetti, A. M. (2004). Spatial and temporal variations in growth rates along active normal fault systems: an example from The Lazio-Abruzzo Apennines, central Italy. *Journal of Structural Geology, 26*(2), 339-376.

Rockwell, T. K., Keller, E. A. ve Johnson, D. L. (1984). Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California. In M. Morisawa ve T. J. Hack (Ed.), *Tectonic Geomorphology*, 183-207, Binghampton, NY, State University of New York.

Roglic, J. (1972). Historical review of morphological concepts, In Kars: important karst regions of the northern hemisphere M. Herak ve V. T. Stringfield (Ed.), Amsterdam, Elsevier, 1-17.

Rojay, B., Toprak, V., Demirci, C. ve Süzen, L. (2005). Plio-Quaternary evolution of the Küçük Menderes graben, southwestern Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta, 18,* 317-331.

Rolleston, G. (1856). *Report on Smyrna*. London.

Royden, L. ve Perron, J. T. (2013). Solutions of the stream power equation and application to the evolution of river longitudinal profiles. *Journal of Geophysical Research, 118,* 497-518.

Saaty, T. L. (1977). A scaling method priorities in hierarchical stuctures. *Journal of Mathematical Psychology, 15,* 231-281.

Saaty, T. L, ve Vargas, L.G. (1991). *Prediction, projection and forecasting*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.

Saber, R., Işık, V. ve Çağlayan, A. (2020). Tectonic geomorphology of the Aras drainage basin (NW Iran): implications for the recent activity of the Aras fault zone. *Geological Journal, 55*(7), 5022-5048.

Sack, D. (2002). The educational value of the history of geomorphology. *Geomorphology, 47,* 313-323.

Sarı, B. (2013). Late Maastrichtian-late Palaeocene planktic foreaminiferal biostratigraphy of the matrix of the Bornova Flysch Zone around Bornova (İzmir, western Anatolia, Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences, 22*(1), 143-171.

Sarıca, N. (2000). The Plio-Pleistocene age of Büyük Menderes and Gediz grabens and their tectonic significance on N-S extensional tectonics in west Anatolia: mammalian evidence from the continental deposits. *Geological Journal, 35,* 1-24.

Satman, A., Serpen, U. ve Onur, M., (2002). Reservoir and production performance of İzmir Balçova-Narlıdere geothermal field, *Report for İzmir City Council*, İstanbul.

Savaşçın, Y. (1978). *Foça-Urla Neojen volkanitlerinin mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi ve kökensel yorumu (Mineralogical and geochemical investigations and source interpretations of Foça-Urla Neogene volcanites)* [Doktora Tezi], Tübingen Üniversitesi.

Schmidt, J. F. J. (1879). *Studien Uber Erdbeben*. Leipzig: A. Georgi.

Schmidt, J. F. J. (1881*). Studien Uber Vulkane und Erdbeben*. Leipzig, 355 p + maps and sections.

Schmidt, K. M ve Montgomery, D. R. (1995). Limits to relief. *Science, 270*(5236), 617-620.

Scholz, C. H. (2002). *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge University Press, New York.

Schumm, S. A., Dumont, J. F. ve Holbrook, J. M. (2000). *Active tectonics and alluvial rivers.* Cambridge University Press, Cambridge.

Schwanghart, W. ve Kuhn, N. J. (2010). TopoToolbox: a set of Matlab functions for topographic analysis. *Environmental Modelling and Software, 25,* 770-781.

Schwanghart, W. ve Scherler, D. (2014). Short communication: TopoToolbox 2 – MATLAB-based software for topographic analysis and modelling in Earth surface sciences. *Earth Surface Dynamics, 2,* 1-7.

Schwartz, D. P. (1987). Earthquakes of the Holocene. *Reviews of Geophysics, 25*(6), 1197-1202.

Schwartz, D. P. ve Coppersmith, K. J. (1984). Fault behavior and characteristic earthquakes: examples from the Wasatch and San Andreas fault zones. *Journal of Geophysical Research, 89,* 5681-5698.

Scordilis, E. M. (2006). Emprical global relations converting M_s and m_b to moment magnitude. *Journal of Seismology, 10*, 225-236.

Scotti, V. N., Molin, P., Facenna, C., Soligo, M. ve Casas-Sainz, A. (2014). The influence of surface and tectonic processes on landscape evolution of the Iberian Chain (Spain): quantitative geomorphological analysis and geochronology. *Geomorphology, 206*, 37-57.

Seeber, L. ve Gornitz, V. (1983). River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. *Tectonophysics, 92,* 335-367.

Selby, M. J. (1980). A rock mass strength classification for geomorphic purposes: with tests from Antartica and New Zelland. *Zeitscrift für Geomorphologie, 24*, 31-51.

Serpen, U. (2004). Hydrogeological investigations on Balçova geothermal system in Turkey. *Geothermics, 33*, 309-335.

Serruya, A. (1962). Agamemnon hot springs. *MTA Report No: 3206,* Ankara.

Serva, L. ve Slemmons, D.B. (1995). *Perspectives in Paleoseismology, Special Publication, 6,* Association of Engineering Geologists, San Francisco, CA.

Seyfart, J. F. (1756). *Algemeine Geschicte der Erdbeben*. Frankfurt, Leipzig.

Seyitoğlu, G. ve Scott, B. C. (1991). Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geological Magazine, 128*, 15-166.

Seyitoğlu, G. ve Scott, B.C. (1992). The age of the Büyük Menderes Graben (west Turkey) and its implications. *Geological Magazine, 129*, 239-242.

Seyitoğlu, G. ve Scott, B. C. (1996). Age of Alaşehir Graben (west Turkey) and its tectonic implications. *Geological Journal, 31*, 1-11.

Seyitoğlu, G., Scott, B. C. ve Rundle, C. C. (1992). Timing of Cenozoic extensional tectonics in west Turkey. *Journal of the Geological Society, London, 149,* 533-538.

Seyitoğlu, G., Tekeli, O., Çemen, İ., Şen, Ş. v Işık, V. (2002). The role of the flexural rotation/rolling hinge model in the tectonic evolution of the Alaşehir Graben, western Turkey. *Geological Magazine, 130*, 15-26.

Shebalin, N. V. (1973). Macroseismic data as information on source parameters of large earthquakes. *Geological Magazine, 128*, 15-166.

Shi, X., Yang, Z., Dong, Y., Wang, S. ve He, D. (2018). Longitudinal profile of the Upper Weihe River: evidence for the late Cenozoic uplift of the northeastern Tibetan Plateau. *Geological Journal, 53*(S1), 364-378.

Sieberg, A. (1932). *Erdbebengeographie. Handbuch der Geophysik, 687-817, band IV*. Berlin, Germany.

Sieh, K. E. (1978). Prehistoric large earthquakes produced by slip on the San Andreas Fault at Pallet Creek, California. *Journal of Geophysical Research, 83,* 3907-3939.

Sieh, K. E. (1984). Lateral offsets and revised dates of large earthquakes at Pallett Creck, California. *Journal of Geophysical Research, 89,* 7641.

Sieh, K. E., Stuiver, M. ve Brilinger, D. (1989). A more precisechronology of earthquakes produced by San Andreas fault in southern California. *Journal of Geophysical Research, 94,* 603-623.

Silva, P. G., Goy, J.L., Zazo, C. ve Bardajı, T. (2003). Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology, 50*(1-3), 203-225.

Sinha, S. ve Sinha, R. (2021). Active tectonics, landscape evolution and sediment dynamics in Dehra Dun, northwest Himalaya inferred from geomorphic indices and GIS tools. *Quaternary International, 585,* 55-69.

Slaars, F. B. ve Iconomos, C. (1868). *Etude Sur Smyrne*. Smyrne.

Slemmons, D. B. (1967). Pliocene and Quaternary crustal movements of the Basin and Range province, USA. *Journal of Geoscience, Osaka City University, 10,* 91-103.

Slemmons, D. B. (1995). Complications in making paleoseismic evaluations in the Basin and Range province, western United States. In *Perspectives in Paleoseismology,* L. Serva ve D. B. Slemmons (Ed.), Association of Engineering Geology, Special Publication, 6, 19-34.

Slemmons, D. B. ve dePolo, C. M. (1986). Evaluation of active faulting and related hazards. In *Active Tectonics. Studies in Geophysics,* R. E. Wallace (Ed.), 45-62, National Academic Press, Washington, DC.

Snyder, N. P., Whipple, K. X., Tucker, G. E. ve Merritts, D. J. (2000). Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geological Society of America Bulletin, 112*, 1250-1263.

Soliva, R. ve Benedicto, A. (2004). A linkage criterion for segmented normal faults. *Journal of Structural Geology, 12,* 2251-2267.

Solonenko, V. P. (1962). Identification of epicentral zones of earthquakes by geological features. *Izvestiya Academy of Science, USSR, Geophysics Service, 11,* 38-74.

Solonenko, V. P. (1970). The paleoseismogeological method. In *Large Earthquakes in Soviet Central Asia and Khazakstan, 1,* 83-93, Donish, Dushanbe, USSR.

Solonenko, V. P. (1973). Paleoseismology. *Izvestiya Academy of Science, USSR, Physical Solid Earth, 9,* 3-16.

Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D.ve Altınok, Y. (1981). *Türkiye Çevresinin Deprem Kataloğu (M.Ö. 2100 – M.S. 1900)*. TÜBİTAK, Proje No: TBGA-341, Ankara.

Sözbilir, H. (2001). Extensional tectonics and the geometry of related macroscopic structures: field evidence from the Gediz detachment, western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences, 10*, 51-67.

Sözbilir, H. (2002). Geometry and origin of folding in the Neogene sediments of the Gediz Graben, western Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta, 15*, 277-288.

Sözbilir, H., İnci, U., Erkül, F. ve Sümer, Ö. (2003). An active intermittent transfer zone accommodating N-S extension in western Anatolia and its relation to the North Anatolian Fault system. In *International Workshop on the North Anatolian, East Anatolian and Dead Sea Fault Systems: Recent Progress in Tectonics and Paleoseismology and Field Training Course in Paleoseismology,* Ankara, Turkey, 87 s.

Sözbilir, H., Sarı, B., Uzel, B., Sümer, Ö. ve Akkiraz, S. (2011). Tectonic implications of transtensional supradetachment basin development in an extension-parallel transfer zone: The Kocaçay Basin, western Anatolia, Turkey. *Basin Research*, *23*, 423-448.

Sözbilir, H., Sümer, Ö., Uzel, B., Ersoy, Y. E., Erkül, F., İnci, U. ve diğ., (2009). 17-20 Ekim 2005-Sığacık Körfezi (İzmir) depremlerinin sismik jeomorfolojisi ve bölgedeki gerilme alanları ile ilişkisi, Batı Anadolu. *Türkiye Jeoloji Bülteni, 52*(2), 217-238.

Sözbilir, H., Sümer, Ö., Uzel, B., Saygılı, A., Ramazanoğlu, İ. ve Çiçek, E. (2004). İzmir Fayı'nın jeolojik ve jeomorfolojik parametreleri, Batı Anadolu. *Aktif Tektonik Araştırma Grubu 8. Toplantısı (ATAG-8).* Elazığ, 23.

Sözbilir, H., Uzel, B., Sümer, Ö., İnci, U., Ersoy, E. Y., Koçer, T., Demirtaş, R.ve Özkaymak, Ç. (2008). D-B uzanımlı İzmir Fayı ile KD uzanımlı Seferihisar Fayı'nın birlikte çalıştığına dair veriler: İzmir Körfezi'ni oluşturan aktif faylarda kinematic ve paleosismolojik çalışmalar, Batı Anadolu, Türkiye. *Türkiye Jeoloji Bülteni, 51*(2), 91-114.

Stein, R. S., Barka, A.A. ve Dieterich, J.H. (1997). Progressive failure on the North Anatolian Fault since 1939 by earthquakes stress triggering. *Geophysical Journal of International, 128,* 594-604.

Stewart, I.S. ve Hancock, P.L. (1994). Neotectonics. Hancock, P. L. (Ed.), Continental deformation, Pergamon Press, 370-411.

Stiros, S. C. (1988). Archaeology-A tool to study active tectonics: The Aegean as a case study. *EOS, Transactions, American Geophysical Union, 13*, 1636-1639.

Strak, V., Dominguez, S., Petit, C., Meyer, B. ve Loget, N. (2011). Interaction between normal fault slip and erosion on relief evolution: insights from experimental modelling. *Tectonophysics, 513*(1), 1-19.

Strickland, H. E. (1840). On the geology of the neighbourhood of Smyrna. *Transactions of the Geological Society of London, s2-5*(2), 393-402.

Strahler, A. N. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin, 63*(11), 1117-1142.

Stock, J. ve Dietrich, W. E. (2003). Valley incision by debris flows: evidence of a topographic signature. *Water Resource Research, 39,* 1089.

Stuiver, M. P. J, Heusser, C. J. ve Yang, C. (1978). North American glacial history extended to 75.000 years ago. *Science*, *200,* 16-21.

Stuiver, M. ve Reimer, P. J. (1993). Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon, 35*(1), 215-230.

Stuiver, M., Reimer, P. J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K. A. ve diğer. (1998). INTCAL98 Radiocarbon age calibration, 24000-0 cal BP. *Radiocarbon, 40*(3), 1041-1083.

Summerfield, M. A. (2000). *Geomorphology and global tectonics*. Wiley: Chichester.

Sümer, Ö. (2007). *Güzelbahçe (İzmir) çevresinin alüvyonal sedimantolojisi ve aktif tektoniği* [Yüksek Lisans Tezi]. Dokuz Eylül Üniversitesi.

Sümer, Ö., İnci, U. ve Sözbilir, H. (2013). Tectonic evolution of the Söke Basin: extension-dominated transtensional basin formation in western part of the Büyük Menderes Graben, western Anatolia. *Turkish Journal of Geodynamics, 65*, 148-175.

Swan, F.H. III. Schwartz, D.P. ve Cluff, L. S. (1980). Recurrence of moderate to large magnitude earthquakes produced by surface faulting on the Wasatch Fault zone, Utah. *Bulletin of Seismological Society of America, 70*(5), 1431-1462.

Şahiner, E. (2015). *Paleosismolojil Çalışmalarda TL/OSL ve ESR Yöntemlerinin Kullanılması: Kütahya-Simav ve Kuzey Anadolu Fay Hattı* [Doktora Tezi]. Ankara Üniversitesi, Fizik Mühendisliği Anabilim Dalı, Ankara.

Şamilgil, E. (1964). Geothermal drillings in İzmir Agamemnon hot springs region and report on their hydrogeological results. *MTA Report No: 3324,* Ankara.

Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Kuşçu, İ. (1992). Türkiye diri fay haritası. Ölçek 1:2.000.000, MTA Enstitüsü, Ankara, Türkiye.

Şengör, A. M. C. (1980). Türkiye Neotektoniğinin Esasları. T*ürkiye Jeoloji Konferansları Serisi 2*, Ankara, 40 s.

Şengör, A. M. C. (1982). Ege'nin neotektonik evrimini yöneten etkenler, Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması Paneli. *Congress of the Geological Society of Turkey,* 59-72.

Şengör, A. M. C. (1987). Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey. Continental Extensional Tectonics, *Geological Society Special Publication, 28*, 575-589.

Şengör, A. M. C., Görür, N., Şaroğlu, F. (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zone of tectonic escape: Turkey as a case study. In K Biddle, N. Christie-Blick (eds), Stirke-slip deformation, basin formation and sedimentation. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists,* Special Publications*, 37,* 227-264.

Şengör, A. M. C. ve Kidd, W.S.F. (1979). Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. *Tectonophysics, 55,* 361-376.

Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics, 75*, 181-241.

Tan, O. (2013). The dense micro-earthquake activity at the boundary between the Anatolian and south Aegean microplates. *Journal of Geodynamics, 65*, 199-217.

Tan, O., Tapırdamaz, M. C. ve Yörük, A. (2008). The earthquake catalogues for Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences, 17*, 405-418.

Tan, O. ve Taymaz, T. (2001). Source parameters of November 6, 1992 Doğanbey (İzmir) earthquake (M_w=6.0) obtained from inversion of teleseismic body-waveforms. In *Proceedings of 4th International Turkish Geology Symposium: Work in progress on the Geology of Turkey and its Surroundings*, Çukurova University Publications, Adana, Turkye, 171 p.

Tan, O. ve Taymaz, T. (2003). Seismotectonics of Karaburun peninsula and Kuşadaı Gulf: source parameters of April 2, 1996 Kuşadası gulf and April 10, 2003 Seferihisar (İzmir) earthquakes. In *International Workshop on the North Anatolian, east Anatolian and Dead Sea fault Systems: Recent Progress in Tectonics and Paleoseismology and Field Training Course in Paleoseismology*, Middle East Technical University (METU), Ankara, Turkey, 147 p.

Tarboton, D. G., Bras, R. L. ve Rodriguez-Iturbe, I. (1992). A physical basis for drainage density. *Geomorphology, 5,* 59-76.

Taymaz, T., Jackson, J. ve McKenzie, D. (1991). Active tectonics of the north and central Aegean sea. *Geophysical Journal International, 106*, 433-490.

Taxeidis, K. (2003). *Study of Historical Seismicity of the Eastern Aegean Islands* [Doktora Tezi]. National and Kapodistrian University of Athens .

Telbisz, T., Kovács, G., Székely, B. ve Szabó, J. (2013). Topographic swath profile analysis: a generalization and sensitivity evaluation of a digital terrain analysis tool. *Zeitschrift für Geomorphologie,* 485-513.

Tepe, Ç. ve Sözbilir, H. (2017). Tectonic geomorphology of the Kemalpaşa Basin and surrounding horsts, southwestern part of the Gediz Graben, western Anatolia. *Geodinamica Acta*, *29*(1), 70-90.

Tepe, Ç., Sözbilir, H., Eski, S., Sümer, Ö. ve Özkaymak, Ç. (2021). Updated historical catalog of İzmir region (western Anatolia) and its importance for the determination of seismogenic source. *Turkish Journal of Earth Science, 30,* 779-805.

Tınal, M. (2011). *19. yüzyıl İzmir depremleri.* İzmir Büyükşehir Belediyesi Yayınları.

Tinkler, K. J. (1985). *A short history of geomorphology.* 1st edition, London: Croom Helm.

Tite, M. S. ve Waine, J. (1962). Thermoluminescence dating: a re-appraisal. *Archaeometry, 5,* 53-79.

Tocher, D. (1958). Earthquake energy and ground breakage. *Bulletin of Seismological Society of America, 48*, 147-153.

Topal, S., Keller, E., Bufe, A. ve Koçyiğit, A. (2016). Tectonic geomorphology of a large normal fault: Akşehir fault, SW Turkey. *Geomorphology, 259,* 55-69.

Toppozada, T. R., Real, C.R., Bezore, S. P. ve Parke, D. L. (1981). Preparation of isoseismal maps and summaries of reported effects for pre-1900 California earthquakes. *Geological Survey Open-File Report:* 81-262.

Torrefranca, I.G., Otadoy, R.E.S. ve Tongco, A.F. (2021). χ-maps and hypsometric analysis for river basin manangement and prioritization: the case of Bohol River Basins, Central Philippines.

Troiani, F. ve Della Seta, M. (2008). The use of stream length-gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: a case study from central Italy. *Geomorphology, 102*, 159-168.

Troiani, F., Galve, J. P., Piacentini, D., Della Seta, M. ve Guerrero, J. (2014). Spatial analysis of stream length-gradient (SL) index for detecting hillslope processes: a case of the Gállego River headwaters (Central Pyrenees, Spain). *Geomorphology, 214*, 183-197.

Trumbore, S. E. (2000). Radiocarbon geochronology. In: *Quaternary Geochronology: Methods and Applications,* J. S. Noller, J. M. Sowers ve W. R. Lettis (Ed.), America Geophysical Union, Reference Shelf, 4, 582 s.

Tsimi, C. ve Ganas, A. (2015). Using the ASTER global DEM to derive empirical relationships among triangular facet slope, facet height and slip rates along active normal faults. *Geomorphology*, *234*, 171-181.

Tsimi, C., Ganas, A., Soulakellis, N., Kairis, O. ve Valmis, S. (2007). Morphotectonics of the Psathopyrgos active fault, western Corinth rift, central Greece. *Bulletin of Geological Society of Greece, 40,* 500-511.

Tsodoulos, I. M., Koukouvelas, I. K. ve Pavlides, S. (2008). Tectonic geomorphology of the easternmost extension of the Gulf of Corinth (Beotia, Central Greece). *Tectonophysics, 453,* 211-232.

Tulunay, G. (2002). Agamemnos Balnea-Apollon Banyoları-Balçova Agamemnon Kaplıcaları. *İzmir Kent Kültür Dergisi, 5,* 70-80.

Turowski, J. M., Lague, D., Crave, A. ve Hovius, N. (2006). Experimental channel response to tectonic uplift. *Journal of Geophysical Research, 111,* F03008.

Türkelli, H., Kalafat, D. ve Gündoğdu, O. (1995). November 6, 1992 İzmir (Doğanbey) earthquake, field observations and focal mechanism solutions. *Geophysics, 9*(10), 343-348.

Türkelli, N., Necioğlu, A. ve Al-Amri, A. (1990). Seismicity of the eastern Mediterranean. In *Proceeding of the Workshop on Historical Seismicity and Seismotectonics of the Mediterranean Region,* 37-129.

Uzel, B. (2013). *Geologic evolution of İzmir-Balıkesir transfer zone: a crustal-scale structure reorganizing extensional tectonics in Western Anatolia* [Doktora Tezi]. Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.

Uzel, B. ve Sözbilir, H. (2008). A first record of a strike-slip basin in western Anatolia and its tectonic implications: The Cumaovası basin. *Turkish Journal of Earth Sciences, 17*, 559-591.

Uzel, B., Sözbilir, H. ve Özkaymak, Ç. (2012). Neotectonic evolution of an actively growing superimposed basin in western Anatolia: The inner bay of İzmir, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences, 22/4*, 439-471.

Uzel, B., Sözbilir, H., Özkaymak, Ç., Kaymakçı, N. ve Langereis, C.G. (2013). Structural evidence for strike-slip deformation in the İzmir-Balıkesir transfer zone and consequences for late Cenozoic evolution of western Anatolia (Turkey). *Journal of Geodynamics, 65*, 94-116.

Ülker, N. (1982). Batılı gözlemcilere göre 17. yüzyılın ikinci yarısında İzmir şehri ve ticari sorunları. *İÜ Edebiyat Fakültesi Tarih Enstitüsü Dergisi, 12,* 317-353.

van der Plicht, J. (1993). The Groningen radiocarbon calibration program. *Radiocarbon, 35*(1), 231-237.

van Hinsbergen, D. J. J. (2010). A key extensional metamorphic complex reviewed and restored: the Menderes Massif of western Turkey. *Earth Science Reviews, 102,* 60-76.

Vita-Finzi, C. (1986). *Recent earth movements: an introduction to neotectonics*. Academic Press, London, 226 s.

Vittori, E., Labini, S. S. ve Serva, L. (1991). Paleoseismology: review of the state of the art. *Tectonophysics, 193,* 9-32.

von Hoff K. E. A. (1840). *Chronik der erdbeben undvulkan-ausbrüche, Mit Vorausgehender abhandlung über die natür dieser erscheinungen*. Gotha, Perthes.

von Scherzer, K. (1873). *Smyrna*. Beck'sche K.K. Universitats-Buchhandlug, Wien.

Xue, L., Gani, N.D. ve Abdelsalam, M. G. (2017). Geomorphic proxies for bedrock rivers: a case study from the Rwenzori Mountains, East African Rift System. *Geomorphology, 285*, 374-398.

Walker, M. (2005). *Quaternary Dating Methods*. John Wiley and sons.

Wallace, R. E. (1977). Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada. *Geological Society of America Bulletin, 88*, 1267-1281.

Wallace, R. E. (1978). Geometry and rates of change of fault-generated range fronts, north-central Nevada. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey, 6*, 637-649.

Wallace, R. E. (1981). Active faults, paleoseismology and earthquake hazards in the western United States. *Earthquake Prediction: An International Review, 4,* 209-216.

Wallace, R.E. (1984). Eyewitness account of surface faulting during the earthquake of 28 October 1983, Borah peak, Idaho. *Bulletin of Seismological Society of America, 74*(3), 1091-1094.

Wallace, R. E. (1986). *Active tectonics: Studies in Geophysics*. National Academic Science, Washington D. C.

Wallace, R. E. (1987). A perspective of paleoseismology. *Direction ın Paleoseismology,* 7-16.

Wallace, R. E. ve Scott, S. (1996). Earthquakes, minerals and me with the USGS, 1942-1995. *US Geological Survey Open File Report,* 96-260.

Wang, A., Wang, G. C., Kexin, Z., Shuyuan, X., Dewei, L ve Demin, L. (2009). Late Neogene mountain building of eastern Kunlun orogeny: constrained by DEM analysis. *Journal of Earth Science, 20*(2), 391-400.

Wells, S. G., Bullard, T. F., Menges, C. M., Drake, P. G., Karas, P. A., Kelson, K. I. ve diğer. (1988). Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary pacific coast of Costa Rica. *Geomorphology, 1*(3), 239-265.

Wells, D. L. ve Coppersmith, K (1994). New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture are and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America, 84*, 974-1002.

Wellman, H. W. (1967). Tilted marine beach ridges at cape Turakirae, New Zealand. *Journal of Geosciences of Osaka City University, 10,* 123-129.

Wesnousky, S. G. (1986). Earthquakes, Quaternary faults and seismic hazard in California. *Journal of Geophysical Research, 91,* 12587-12631.

Wesnousky, S. G., Prentice, C. S. ve Sieh, K. E. (1991). An offset Holocene stream channel and the rate of slip along the northern reach of the San Jacinto fault zone, San Bernadino Valley, California. *Geological Society of America Bulletin, 103,* 700-709.

Wesnousky, S. G., Scholz, C.H., Shimazaki, K. ve Matsuda, T. (1983). Earthquake frequency distribution and the mechanics of faulting. *Journal of Geophysical Research, 88*(B11), 9331-9340.

Westaway, R. (1994). Evidence for dynamic coupling of source processes with isostatic compensation in the lower crust during active extension of western Turkey. *Journal of Geophysical Research, 99,* 203-224.

Whipple, K. X. (2001). Fluvial landscape response time: How plausible is steady-state denudation?. *Amercain Journal of Science, 301*(4-5), 313-325.

Whipple, K. X. (2004). Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 32*(1), 151-185.

Whipple, K. X., Forte, A. M., DiBiase, R. A., Gasparini, N. M. ve Ouimet, W. B. (2017). Timescales of landscape response to divide migration and drainage capture: implications for the role of divide mobility in landscape evolution. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface. 122*(1), 248-273.

Whipple, K. X. ve Tucker, G. E. (1999). Dynamics of the stream-power river incision model: implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research, 104*(B8), 17661-17674.

Whipple, K. X. ve Tucker, G. E. (2002). Implications of sediment-lux dependent river incision models for landscape evolution. *Journal of Geophysical Research, 107*(B2), Doi: 10.1029/2000JB000044

Whittaker, A. C., Attal, M., Cowie, P.A., Tucker, G. E. ve Roberts, G. (2008). Decoding temporal and spatial patterns of fault uplift using transient river long-profiles. *Geomorphology, 100*, 506-526.

Whittaker, A. C. ve Boulton, S. J. (2012). Tectonic and climatic controls on knickpoint retreat rates and landscape response times. *Journal of Geophysical Research. 117,* F02024.

Willett, S. D., McCoy, S.W., Perron, J.T., Goren, L. ve Chen, C. Y. (2014). Dynamic reorganization of river basins. *Science, 343(61175).*

Willett, S. D., Slingerland, R. ve Hovius, N. (2001). Uplift, shortening and steady-state topography in active mountain belts. *American Journal of Science, 301*(4-5), 455-485.

Willgoose, G. R. (2005). Mathematical modelling whole landscape evolution. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences, 33,* 443-459.

Willgoose, G. ve Hancock, G. (1998). Revisiting the hypsometric curve as an indicator of form and process in transport-limited catchment. *Earth Surface Process and landforms, 23*, 611-623.

Winslow, M. A. (1986). Neotectonics: concepts, definitions and significance. *Neotectonics, I*, 1-5.

Wintle, A. G. ve Huntley, D. J. (1979). Thermoluminescence dating of a deep sea ocean core. *Nature, 279,* 710-712.

Wiwegwin, W., Sugiyama, Y., Hisada, K. ve Charusiri, P. (2011). Re-evaluation of the activity of the Thoen Fault in the Lampang Basin, northern Thailand, based on geomorphology and geochronology. *Earth Planet Space, 63*(9), 975-990.

Wobus, C. W., Whipple, K. X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K. ve diğ., (2006). Tectonics from topography: procedures, promise, pitfalls. In Willet, S., Hovius, N., Brandon, M., Fisher, D. (Ed.). Tectonics, Climate and Landscape Evolution. AGU Special paper, 398, Geological Society of America, Boulder, CO, 55-74.

Yadav, S. K. ve Singh, S. K. (2021). Morphotectonic assessment of Central Northern escarpment of Peninsular India, based on tectonically sensitive geomorphic indices. *Physical Geography,* https://doi.org/10.1080/02723646.2021.1899478

Yeats, R. S. ve Prentice, C. S. (1996). Introduction to special section: paleoseismology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 101*(B3), 5847-5853.

Yeats, R. S., Sieh, K. E. ve Allen, C. A. (1997). *The Gology of Earthquakes.* Oxford University Press, Newyork.

Yıldırım, C. (2014). Relative tectonic activity assessment of the Tuz Gölü fault Zone, Central Anatolia, Turkey. *Tectonophysics, 630*, 183-192.

Yılmaz, Y., Genç, S. C., Gürer, O. F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z. ve diğ. (2000). When did the western Anatolian grabens begin to develop?. *Geological Society,* Special Publications, *173*, 353-384.

Yılmazer, S. (1989). *Geochemical features of Balçova hot springs and geothermal energy possibilities for the area.* [Doktora Tezi]. Akdeniz Üniversitesi.

Yongkang, R. A. N. ve Qidong, D. E. N. G. (1999). History, status and trend about the research of paleoseismology. *Chinese Science Bulletin, 44*(10), 880-889.

Zanchi, A., Kissel, C. ve Tapırdamaz, C. (1990). Continental deformation in western Turkey: A structural and paleomagnetic approach. *International Earth Sciences Congress on Aegean regions, Proceedings, II*, 357-367.

Zhu, L., Akyol, N., Mitchell, B. J. ve Sözbilir, H. (2006). Seismotectonics of western Turkey from high resolution earthquake relocations and moment tensor determinations. *Geophysical Research, 33*, 1-4.

Zhu, Y., Dortch, J. M., Massey, M. A., Haneberg, W. C. ve Curl, D. (2021). An intelligent swath tool to characterize complex topographic features: Theory and application in the Teton Range, Licking River and Olympus Mons. *Geomorphology, 387,* 107778.

Zhang, T., Fan, S., Chen, S., Li, S. ve Lu, Y. (2019). Geomorphic evolution and neotectonics of the Qianhe River Basin on the southwest margin of the Ordos Block, North China. *Journal of Asian Earth Science, 176,* 184-195.

Zilberman, E., Amit, R., Porat, N., Enzel, Y. ve Avner, U. (2005). Surface ruptures induced by the devastating 1068 AD earthquake in the southern Arava valley, Dead Sea Rift, Israel. *Tectonophysics, 408*(1-4), 79-99.

Ziony, J. I. ve Yerkes, R. F. (1985). Evaluating earthquake and surface faulting potential. *Evaluating Earthquake Hazards In The Los Angeles Region, 1360,* 43-91.

EK

İZMİR (SMYRNA) VE YAKIN ÇEVRESİNİ ETKİLEYEN YIKICI ($I_O \geq$VIII) TARİHSEL DÖNEM DEPREMLERİ

M.S. 17 DEPREMİ

ID: 1

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	I_O	M
Bonito (1691)	Magnesia	-	-	-
von Hoff (1840)	Asia Minor	-	-	-
Mallet and Mallet (1858)	Asia Minor	-	-	-
Milne (1911)	Asia Minor	-	-	-
Sieberg (1932)	Asia Minor	-	-	-
Calvi (1941)	Asia Minor	-	-	-
Pınar and Lahn (1952)	İzmir, Efes, Aydın, Manisa, Alaşehir, Sart	-	-	-
Ergin et al. (1967)	İzmir, Efes, Aydın, Manisa, Alaşehir, Sart	37.85^0 N / 27.30^0 E	X	-
Shebalin et al. (1974)	-	38.40^0 N / 27.20^0 E	X	-
Soysal et al. (1981)	Manisa, Sart, Muradiye	-	IX	-
Ganse and Nelson (1982)	Turkey	37.90^0 N / 27.30^0 E	X	-
Dunbar et al. (1992)	İzmir, Efes, Aydın	37.90^0 N / 27.30^0 E	X	M=7.5
Guidoboni et al. (1994)	Asia Minor	-	-	-
Papazachos and Papazachou (1997)	Sardeis	38.63^0 N / 27.59^0 E	X	M=7.0
Ambraseys and Jackson (1998)	Sardeis	37.45^0 N / 27.80^0 E	X	M_w=7.2
Taxeidis (2003)	Sardeis	38.47^0 N / 27.15^0 E	X	-
Ambraseys (2009)	Lydia	-	-	M≥7.8

Romalı tarihçi Tacitus, The Annals adlı eserinde, 12 ünlü Asya şehrinin M.S. 17'de meydana gelen beklenmedik bir depremle yerle bir olduğundan bahsetmektedir. Anlatımına göre, dağlık alanlar çökmüş, yer seviyesi yukarı doğru yükselmiştir. Gece vakti meydana gelen depremde insanlar açık alanlara kaçma imkanı bulamamış, hatta kaçışan insanlar yerde açılan yarıkların içine düşmüştür. Deprem en korkunç şekilde Sardeis (Sart) şehrini etkilemiş, yapılan yardımlardan en fazla payı Sardeis almıştır.

Benzer şekilde Strabon, Geographika'sında Sipylos Dağı eteklerindeki Magnesia (Manisa) ve Sardeis'in büyük bir depremle yıkıldığından bahsetmektedir. Tam olarak zaman vermemiş olsa da belirttiği yıkımlar muhtemelen M.S. 17 depremi ile ilişkili olmalıdır. Çünkü anlatımına göre, düzenli bir imar sistemine sahip olan Sardeis, Tiberius hükümdarlığı sırasında meydana gelen bir depremde bu düzenini yitirmiş ve depremin etkilediği tüm şehirler gibi yeniden imar edilmiştir. Ayrıca Philadelphia şehrinde duvarların bölündüğünden ve şehrin bazı kısımlarının çöktüğünden de söz etmektedir.

Pliny, Naturalis Historia'sında bir gecede 12 Asya şehrini yıkan M.S. 17 depremin Tiberius Caesar'ın imparatorluğu sırasında insanlığın hafızasına kazınan en büyük deprem olduğunu not etmiştir. Eusebius'un yunanca metinleri, M.S. 17 yılında meydana gelen depremde Lydia olarak bilinen Asya bölgesinde 13 şehrin (Sardeis, Magnesia, Ephesus, Mosthene, Caesarea, Philadelphia, Tmolos, Temnos, Cyme, Myrhina, Apollonia, Dia, Aegae) yıkıldığından bahsetmektedir (Bonito, 1691; von Hoff, 1840; Mallet and Mallet, 1858). Deprem doğuda Philadelphia, batıda Aegae, kuzeyde Apollonia ve güneyde Ephesus ile sınırlanan bir alanı etkilemiştir (von Hoff, 1840). Eusebius, 13 şehrin yıkıldığından bahsetmiş olsa da Hyracania şehrinin de depremden etkilendiğinden bahseder (von Hoff, 1840). Sieberg (1932), Ön Asya'dan yayılan depremin Efes, Manisa, Sart ve Alaşehir'de yıkıma sebep olduğundan behsederken, Calvi (1941) Manisa, Sart ve Efes'i yok eden depremin bunlar dışında 8 şehri daha etkilediğini belirtmektedir. Pınar ve Lahn (1952) ise depremin İzmir K-G bölgesi ile Gediz ve Büyük Menderes grabenlerinde tahribata neden olan büyük bir felaket olduğunu ifade etmişlerdir. Depremin dış merkez lokasyonu muhtemelen Gediz Grabeni alanındadır (Calvi, 1941). Pınar ve Lahn (1952) ise yıkım alanının çok geniş olması nedeniyle depremin dış merkez lokasyonunun tespit edilemeyeceğini belirtirler. Ambraseys (2009), depremin 45km'lik bir yarıçap içinde Hermus vadisi boyunca uzanan 140 km'lik bir mesafeyi etkilediğini ifade eder.

Asia Minor'deki 13 şehrin neredeyse tamamını yıkan ya da ağır hasara uğratan deprem en ağır şekilde Sardeis ve Magnesia'yı etkilemiştir. Roma İmparatorluk kararı ile bu iki şehir dışında yıkıma uğrayan diğer şehirler de 5 yıllığına vergiden muaf tutulmuştur (Guidoboni et al., 1994; Papazachos and Papazachou, 1997; Ambraseys, 2009). Şair Bionor tarafından yazılmış bir epigramda bu depremin Sardeis şehrinin yüzeyinde derin yarıklar meydana getirdiği belirtilmektedir (Guidoboni et al., 1994; Papazachos and Papazachou, 1997; Taxeidis, 2003). Deprem dağların alçalmasına, ovaların yükselmesine sebep olmuştur.

Hasarlara heyelanlar ve yangınlar da eklenmiştir (Papazachos and Papazachou, 1997; Taxeidis, 2003; Ambraseys, 2009).

ID: 2

M.S. 42 ya da 44 DEPREMİ

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	Io	M
Schmidt (1881)	Magnesia and Ephesus	-	-	-
Calvi (1941)	Magnesia and Ephesus	-	-	-
Pınar and Lahn (1952)	Manisa ve Efes	-	-	-
Ergin et al. (1967)	Manisa ve Efes	38.20^0 N / 27.40^0 E	VII	-
Shebalin et al. (1974)	-	38.50^0 N / 27.25^0 E	IX-X	-
Soysal et al. (1981)	Manisa ve Efes	38.50^0 N / 27.40^0 E	-	-
Dunbar et al. (1992)	-	38.20^0 N / 27.20^0 E	X	-
Ambraseys (2009)	Smyrna and Ephesus	-	-	-

Deprem Magnesia ve Ephesus şehirlerinde yıkıma sebep olmuş, depremle birlikte buralarda toprak zeminde çatlaklar ve delikler meydana geldiği gözlemlenmiştir (Schmidt, 1881; Calvi, 1941). Pınar and Lahn (1952), depremin büyük olasılıkla İzmir K-G bölgesinde bulunan bir üst merkezden geldiğini belirtirler. Ambraseys (2009) ise diğerlerinden farklı olarak depremin Smyrna, Chios, Teos, Erythrae ve Ephesus'u etkilediğini ifade eder. Yunanlı tarihçi Malalas, M.S. 44'de Ephesus ve Smyrna dışında adını belirtmediği birçok Asya şehrinde tahribata neden olan bir depremden bahsetmektedir. Ayrıca dönemin hükümdarı Cladius'un meydana gelen hasar nedeniyle Smyrna'da vergi indirimine gittiğini de belirtmektedir (Ambraseys, 2009). Ephesus şehrinin finansal yardım almaması, hasarın Smyrna'daki kadar ciddi olmadığını göstermektedir (Ambraseys, 2009).

ID: 3

M.S. 46 ya da 47 DEPREMİ

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	Io	M
Shebalin et al. (1974)	-	36.50^0 N / 25.50^0 E	> VII	
Soysal et al. (1981)	Santorini	36.50^0 N / 25.50^0 E	-	

Guidoboni et al. (1994)	Ephesus, Miletus, Laodicea, Hierapolis	-	-	
Papazachos and Papazachou (1997)	Samos	37.84^0 N / 27.16^0 E	VIII	M=6.9
Taxeidis (2003)	Samos	37.74^0 N / 27.14^0 E	IX	M_w=6.6
Ambraseys (2009)	Ionia	-	-	

ID: 4

M.S. 105 ya da 106 DEPREMİ

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	Io	M
von Hoff (1840)	Asia Minor and Greece	-	-	-
Sieberg (1932)	-	-	-	-
Calvi (1941)	Çandarlı Bay	-	-	-
Pınar and Lahn (1952)	Çandarlı Bay	-	-	-
Ergin et al. (1967)	Çandarlı Bay	39.50^0 N / 27.00^0 E	VIII	-
Shebalin et al. (1974)	-	38.90^0 N / 27.00^0 E	X	M=6.4
Soysal et al. (1981)	Çandarlı Bay	-	-	-
Dunbar et al. (1992)	-	39.50^0 N / 27.00^0 E	X	-
Guidoboni et al. (1994)	Cyme, Elaea, Myrina, Pitane	-	-	-
Papazachos and Papazachou (1997)	Asia Minor, Elaea	38.90^0 N / 27.00^0 E	VIII	M=6.4
Taxeidis (2003)	Asia Minor	38.85^0 N / 26.98^0 E	IX	M_w=6.7
Ambraseys (2009)	Cyme	-	-	-

von Hoff (1840), Eusebius'un M.S. 105'de Asia Minor'de meydana gelen şiddetli ve yaygın bir depremden bahsettiğini yazmıştır. Eusebius'un anlatımına göre meydana gelen deprem Menesia denilen bölgedeki dört şehri etkilemiştir (*Terrae motus magnus Menesiae regionis IV urbes concussit: Elaeam, Myrrhinam, Pyitanas et Cymas*) (von Hoff, 1840; Calvi, 1941; Guidoboni et al., 1994; Papazachos and Papazachou, 1997; Taxeidis, 2003). Aynı yıl Yunanistan'daki iki kıyı şehrinde de (Opus ve Oreus) yıkıcı bir deprem olmuştur (von Hoff, 1840). Eusebius'un aynı dönemde Ön Asya ve Yunanistan'da meydana gelen iki farklı depremi bir araya getirmiştir (Guidoboni et al., 1994; Papazachos and Papazachou, 1997). Taxeidis (2003), iki farklı alanda meydana gelen yıkımlara aynı depremin neden

olduğunu ve Ege Denizi'nin doğu kıyısında meydana gelen depremin muhtemelen Ege Denizi'nin diğer tarafına kadar hareket ettiğini belirtmektedir.

Deprem Çandarlı Körfezi kıyısındaki tüm şehirleri yok etmiştir (Calvi, 1941; Pınar and Lahn, 1952; Soysal et al., 1981). Sarsıntı alanı Smyrna ve Adramyttium (Edremit) Körfezi arasındadır (Sieberg, 1932). Benzer şekilde Ambraseys (2009), depremin Adramyttium Körfezi civarında 10 km'lik bir çap içinde Cyme, Myrina, Elaea ve Pitane şehirlerini yok ettiğini ve yeniden yapılanma için imparatorluk yardımı aldığından bahseder. Magnesia yakınlarındaki Ulucak kasabasında bulunan bir yazıtta, Smyrna'dan kuzeye doğru Yamanlar Dağı batı kısmında depremden sonraki zamana denk gelen yol onarımlarından bahsedilmektedir (Ambraseys, 2009).

M.S. 165 DEPREMİ **ID: 5**

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	I_O	M
Bonito (1691)	Smyrna	-	-	
von Hoff (1840)	Smyrna	-	-	
Mallet and Mallet (1858)	Smyrna	-	-	
O'Reilly (1885)	Smyrna	-	-	
Calvi (1941)	Smyrna	-	-	
Pınar and Lahn (1952)	İzmir	-	-	-
Ergin et al. (1967)	İzmir	38.41^0 N / 27.20^0 E	VII	-
Soysal et al. (1981)	İzmir	38.41^0 N / 27.20^0 E	VIII	-
Guidoboni et al. (1994)	Smyrna	-	-	-

M.S. 178 DEPREMİ **ID: 6**

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	I_O	M
Bonito (1691)	Smirne	-	-	-
von Hoff (1840)	Smyrna	-	-	-

Mallet and Mallet (1858)	Smyrna	-	-	-
Schmidt (1881)	Smyrna	-	-	-
O'Reilly (1885)	Smyrna	-	-	-
Sieberg (1932)	Smyrna and Aegean islands	-	-	-
Calvi (1941)	Smyrna and Aegean islands	-	-	-
Pınar and Lahn (1952)	İzmir and Aegean islands	-	-	-
Ergin et al. (1967)	İzmir	38.60^0 N / 26.65^0 E	VII	-
Shebalin et al. (1974)	-	38.40^0 N / 27.20^0 E	IX	-
Soysal et al. (1981)	İzmir, Milet, Sisam island	38.40^0 N / 27.10^0 E	X	-
Guidoboni et al. (1994)	Smyrna	-	-	-
Papazachos and Papazachou (1997)	Smyrne	38.30^0 N / 27.10^0 E	VIII	M=6.5
Taxeidis (2003)	Smyrne	38.42^0 N / 27.15^0 E	X	M_w=7.2
Ambraseys (2009)	Smyrna	-	-	-

Eusebius'un anlatımına göre M.S. 177 ya da 178 yılında Smyrna şehrini yerle bir eden bir deprem meydana gelmiş ve dönemin hükümdarı Marcus Aurelius depremin meydana getirdiği korkunç zarar dolayısıyla şehrin yeniden inşası için finansal yardımda bulunarak Smyrna'yı 10 yıl süreyle vergiden muaf tutmuştur (Bonito, 1691; von Hoff, 1840; Mallet and Mallet, 1858; Calvi, 1941; Guidoboni et al., 1994; Papazachos and Papazachou, 1997). Deprem Smyrna'yı harabeye çevirmiş ve şehir neredeyse tamamı yeniden inşa edilmiştir (Bonito, 1691; von Hoff, 1840; Mallet and Mallet, 1858; Schmidt, 1881). Bean (1997), depremin yalnızca Smyrna'da hasar meydana getirdiğinden bahsetse de, depremden sonra Marcus Aurelius'un Smyrna dışında birçok şehre de para yardımı yaptığı rapor edilmiştir (Schmidt, 1881; Guidoboni et al., 1994). Taxeidis (2003), depremin yıkıcı etkisinin çevre şehirlerde daha az olduğunu belirtmektedir. Benzer şekilde, Ambraseys (2009) , Smyrna'ya 55 km uzaklıktaki Ephesus dahil olmak üzere komşu şehirlerin ya çok az zarar gördüğünden ya da hiç zarar görmediğinden bahsetmektedir. Pınar and Lahn (1952), depremin İzmir ve Ege adalarında hasara sebep olduğundan söz etmektedir. Deprem Miletus, Chios ve Samos'ta da hissedilmiştir (Schmidt, 1881).

Bu depremle ilgili detayların çoğu Publius Aelius Aristeides'in söylevlerinde yer almaktadır (Cadoux, 1938; Yakut, 2015). Aristeides'in bu söylevleri, depremi yaşandığı

çağda konu alan tek belge olması bakımından önemlidir (Yakut, 2015). Deprem meydana geldiğinde Smyrna'da bulunmayan Aristeides olayı duyunca derinden etkilenmiş, felaketin büyüklüğünü kendi stili ile dile getirerek şehrin yeniden inşa edilmesi konusunda imparator Marcus Aurelius'u ikna etmiştir (Cadoux, 1938; Yakut, 2015). Aristeides söylevlerinde depremi şu şekilde anlatmaktadır:

…." Ey Zeus, ne yapayım şimdi ben? Smyrna düşerken, dayanabilir miyim susup oturmaya? Yeryüzündeki tüm Yunan ve barbarlar tek vücut olsa bile, güçleri bu felaketi üstlenmeye yetmez…Her şeyi getirip götüren zaman, keşfettiğin bu kenti özenerek kurup sonra hangi akılla yerle bir ettin…Ey pınarlar, caddeler, sokaklar, herkese açık sahalar!...Ey tiyatro, Ey ihtişamlı ve görkemli Agora!...Ey kentini kucaklamak için yanıp tutuşan limanlar!...Ey gymnasionların tarif edilemez güzelliği, Ey tapınaklar, Ey çevre yörelerin zerafeti, Ey deniz kıyısındaki abideler!...Dünya'nın neresine gittiniz, yeryüzünde nereye gömüldünüz….Hangi gözyaşı böyle büyük bir felaketi anlatmaya yeter. Güzelliğin ve medeniyetinle tüm kentleri gölgede bırakan sen, şimdi Rhodos'un yıkılışını bile gölgede bıraktın! (Orations, XVIII, Smyrna'ya ağıt)." (Yakut, 2015).

…"Ey yüce imparatorlarım. Asia'nun gözbebeği Smyrna deprem ve yangınla harap olmuş durumda. Tanrılar adına bir yardım eli uzatın lütfen. Asia'nın en gözde kenti haline gelen Smyrna, şimdi tarihindeki en talihsiz günlerini yaşamakta. Kente girdiğinizde neler söylediğinizi, nasıl etkilendiğinizi hatırlayın. Şimdi tüm güzellikler harap oldu. Gördüğünüz o liman gözlerini kapadı. Agora'nın güzelliği kalmadı. Sokakların ihtişamı kayboldu. Gymnasionlar harap oldu. Tapınakların bazıları yıkıldı, bazıları yerin altına gömüldü. Bir zamanlar kentlerin en ihtişamlısıydı, şimdi ceset ve enkaz yığınlarıyla dolu. Asia gözünüzün içine bakıyor, Smyrna'ya acımanız için size yalvarıyor. Smyrna kurtarılmayı bekliyor…(Orations, XIX, Smyrna hakkında mektup)" (Yakut, 2015).

Deprem eski çağlardan M.S. 1500 yılına kadar Smyrna'da rapor edilen en büyük depremdir (Taxeidis, 2003). Depremde Smyrna'nın neredeyse tamamı enkaz yığını haline gelmiştir. Birçok ana yapıyla birlikte Devlet Tiyatrosu, Agora ve Tiberius adına dikilen tapınak yıkılmıştır. Yapıların bir kısmı oluşan yarıkların içine düşmüş, toprak kaymaları nedeniyle iç liman kapanmıştır (Cadoux, 1938; Doğer, 2006). Depremin Smyrna'da jeomorfolojik değişiklikler meydana getirerek zeminde geniş yarıklar oluşturduğu belirtilmektedir (Guidoboni et al., 1994; Papazachos and Papazachou, 1997; Taxeidis, 2003; Doğer, 2006). Philostratus ve Cassius Dio, Aristedis'in yaptığı girişimleri anlatırken

depremle birlikte yerkabuğunda meydana gelen yarıkların kenti yerle bir ettiğinden bahsetmektedirler (Yakut, 2015). Devlet Tiyatrosu ve Agora'nın 178 depreminden sonra yeniden inşa edilmiştir (Bean, 1966; Baykara, 1974; Doğer, 2006). Arkeolojik çalışmalar, Agora'yla birlikte Batı Portiko ve Bazilika'nın da depremden oldukça etkilendiklerini ve depremden sonra büyük oranda yenilendiklerini göstermektedir (Ersoy, 2012). Bazilika'nın bodrum katında ortaya çıkan yıkıntıların in-situ konumları, depremin yaklaşık DGD-BKB doğrultulu bir kırık hattındaki hareketle meydana gelmiş olabileceğini göstermektedir (Koparal, 2007).

ID: 7

M.S. 688 DEPREMİ

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	Io	M
Pınar and Lahn (1952)	İzmir	-	-	-
Ergin et al. (1967)	İzmir	38.41^0 N / 27.20^0 E	IX	-
Shebalin et al. (1974)	-	38.50^0 N / 27.00^0 E	IX-XI	-
Soysal et al. (1981)	İzmir	38.40^0 N / 27.00^0 E	IX	-
Ganse and Nelson (1982)	-	38.40^0 N / 27.20^0 E	IX	-
Dunbar et al. (1992)	İzmir	38.41^0 N / 27.20^0 E	IX	-

Depreme ilişkin ayrıntılı açıklamalar sınırlı düzeydedir. Katalog verilerine göre deprem, oldukça şiddetli bir depremdir. Deprem Smyrna'da ağır hasarlara sebep olmuş ve 20 bin civarında insan hayatını kaybetmiştir (Pınar and Lahn, 1952). Smyrna şehrini etkileyen yıkıcı depremlerden biri olan 688 depremi ölüm oranı en fazla olan depremdir (Gates and Ritchie, 2007).

ID: 8

M.S. 1025 DEPREMİ

Smyrna şehri M.S. 1025 yılında meydana gelen depremle büyük bir yıkıma uğramıştır (Baykara, 1974; Ersoy, 2012). Bizanslı yazar Georgios Kedrenus, 11. yy'ın başlarında meydana gelen depremin hem Smyrna şehir merkezi hem de çevresindeki diğer yerleşim alanlarında yıkıma sebep olduğunu ve çok sayıda insanın hayatını kaybettiğini yazmıştır

(Ahrweiler, 1965; Doğer, 2006). M.S 969-976 yılları arasında dönemin imparatoru tarafından İzmir'de idari, askeri ve dini nitelikte birçok yapı inşa ettirilmiş ancak 1025 yılında yaşanan deprem bu yapıların birçoğunun yıkılmasına neden olmuştur (Daş, 2009).

M.S. 1040 (2 ŞUBAT) DEPREMİ

ID: 9

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	I_O	M
Bonito (1691)	Smyrna	-	-	-
Seyfart (1756)	Smyrna	-	-	-
von Hoff (1840)	Smyrna	-	-	-
Perrey (1848)	Smyrna	-	-	-
Mallet and Mallet (1858)	Smyrna	-	-	-
O'Reilly (1885)	Smyrna	-	-	-
Milne (1911)	Smyrna	-	-	-
Calvi (1941)	Smyrna	-	-	-
Pınar and Lahn (1952)	İzmir	-	-	-
Ergin et al. (1967)	İzmir	38.41^0 N / 27.20^0 E	VII	-
Soysal et al. (1981)	İzmir	38.40^0 N / 27.15^0 E	VII	-
Papazachos and Papazachou (1997)	Smyrna	38.40^0 N / 27.30^0 E	VIII	M=6.8
Taxeidis (2003)	Smyrna	38.42^0 N / 27.15^0 E	IX	M_w=6.6
Guidoboni and Comastri (2005)	Smyrna	38.25^0 N / 27.09^0 E	IX	-
Ambraseys (2009)	Smyrna	-	-	-

Smyrna şehrinin neredeyse tamamında büyük yıkımlara sebep olmuş oldukça korkunç bir depremdir (Bonito, 1691; Seyfart, 1756). Birçok kişinin öldüğü depremde şehir büyük bir enkaz yığını haline gelmiştir (Bonito, 1691). Bizanslı tarihçi Cedrenus depremin tarihini 2 Şubat 1040 olarak vermektedir (von Hoff, 1840; Mallet and Mallet, 1858; Taxeidis, 2003; Ambraseys, 2009). Cedrenus'un anlatımına göre depremde Smyrna korkunç bir manzaraya bürünmüş, şehrin en güzel yapılarının birçoğu çökmüştür (Papazachos and Papazachou, 1997; Taxeidis, 2003). Büyük ölçüde Smyrna'da etkili olan deprem, çevre şehirlerde de hissedilmiş ve hasar meydana getirmiştir (von Hoff, 1840; Mallet and Mallet, 1858;

Papazachos and Papazachou, 1997; Taxeidis, 2003; Guidoboni and Comastri, 2005; Ambraseys, 2009). Depremin Smyrna'nın doğusundaki birçok şehir ile Smyrna'a komşu adalarda hasar meydana getirdiğinden bahsedilmektedir (Taxeidis, 2003). Calvi (1941) ile Pınar and Lahn (1952) gibi bazı çalışmacılar depremin yalnızca Smyrna'da yıkıma ya da hasara yol açtığı belirtilmektedir. Ambraseys (2009) ise Smyrna çevresindeki pek çok şehir zarar gördüğü halde yalnızca Smyrna adının geçtiğini ifade etmektedir. Benzer şekilde Taxeidis (2003), korkunç bir deprem olarak tanımlandığı için çevre şehirlerde de önemli etkilerinin olabileceğini belirtir. Downey (1955) ise depremin Constantinople'de bile hissedildiği bilgisini vermektedir. Milne (1911), meydana getirdiği etkileri bakımdan 1040 depremini II. derece deprem olarak tanımlamıştır. Çalışmacıya göre bu tür depremler zeminde kırık ve çatlak oluşturan, belli alanlarda toprak kaymaları da meydana getirebilecek yıkıcı depremlerdir.

Araştırmalar, depremin Smyrna Agorası'nın Batı Portiko kısmında yer alan su depolarına telafi edilebilir ölçüde zarar verdiğini ve şehrin yamaçlarındaki pınarlardan su toplayan kanalların ise büyük bir tahribata uğradığını göstermektedir. Ayrıca arkeolojik bulgular Agamennon kaplıcaları antik hamam kompleksinin de depremde büyük zarara uğradığını göstermektedir (Alatepeli, 2016). Diğer bir taraftan, Foça'da yapılan kazı çalışmaları, yarımadayı çevreleyen topraktan yapılmış Bizans dönemi kent duvarlarının 1040 yılındaki depremde büyük zarar gördüğünü ve mermerden yapılmış Roma dönemi Athena Tapınağı'nın tümüyle yıkıldığını ortaya çıkarmıştır (Özyiğit, 1985).

ID: 10

M.S. 1056 DEPREMİ

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	I_O	M
Sieberg (1932)	Smyrna	-	-	-
Calvi (1941)	Smyrna	-	-	-
Soysal et al. (1981)	İzmir and its surroundings	38.00^0 N / 27.00^0 E	VIII	-

1056 yılında Smyrna şehrinde yıkıcı bir deprem meydana gelmiş ve depremin İstanbul'dan bile hissedildiği kaydedilmiştir (Calvi, 1941)

M.S. 1296 (17 TEMMUZ) DEPREMİ

ID: 11

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	Io	M
Sieberg (1932)	Pergamon	-	-	-
Calvi (1941)	Pergamon	-	-	-
Pınar and Lahn (1952)	Bergama	-	-	-
Soysal et al. (1981)	Bergama	-	VII	-
Papazachos and Papazachou (1997)	Pergamon	39.10^0 N / 27.30^0 E	IX	M=6.8
Ambraseys and Jackson (1998)	Soma	39.20^0 N / 27.40^0 E	-	-
Taxeidis (2003)	Pergamon	39.11^0 N / 27.18^0 E	X	M_w=7.2
Guidoboni and Comastri (2005)	Pergamon	39.06^0 N / 27.27^0 E	X	M=6.3
Ambraseys (2009)	Chliara (Soma-Bergama)	-	-	-

Temmuz 1296'da Bargama ve çevresinde birçok şehri etkileyen korkunç bir deprem meydana gelmiştir (Sieberg, 1932; Calvi, 1941). Bizanslı tarihçi Pachimeres, 17 Temmuz 1296'da Pergamon (Bergama) ve Chliara (Kırkağaç) olmak üzere Persis olarak adlandırılan bölgedeki 64 yerleşimde yıkım meydana getiren bir depremden bahsetmektedir (Papazachos and Papazachou, 1997; Taxeidis, 2003; Guidoboni and Comastri, 2005). Deprem muhtemelen Sagarios (Sakarya) nehrinin ötesindeki bazı alanlara ve batıda Neocastra (Akhisar) alanına kadar yayılmıştır (Papazachos and Papazachou, 1997; Ambraseys, 2009). Depremde pek çok büyük yapı, kilise ve ev yıkılmıştır. Chliara kalesi temeline kadar çökmüş, Pergamon'da ise bazı yapıların duvarları yıkılmıştır. Pek çok alanda yer yüzeyi yarılmış, oluşan çatlaklardan su çıkışları gözlenmiştir (Papazachos and Papazachou, 1997; Taxeidis, 2003; Guidoboni and Comastri, 2005; Ambraseys, 2009). Yeni kaynakların ortaya çıktığı ve zeminde sıvılaşmaların meydana geldiği kaydedilmiştir (Guidoboni and Comastri, 2005). Pınar ve Lahn (1952) bu depremin, aynı yıl İstanbul'da meydana gelen deprem ile aynı olabileceğini belirtmektedirler.

M.S. 1389 (20 MART) DEPREMİ

ID: 12

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	Io	M
Maravelakis (1938)	Chios	-	-	-
Pınar and Lahn (1952)	İzmir and Sakız island	-		-
Ergin et al. (1967)	İzmir and Sakız island	38.40^0 N / 26.30^0 E	VI	-
Shebalin et al. (1974)	-	38.50^0 N / 26.50^0 E	X	-
Soysal et al. (1981)	Sakız island	38.40^0 N / 26.30^0 E	IX	-
Galanopoulos (1981)	Chios	-	IX	-
Papapzachos and Papazachou (1997)	Chios	38.40^0 N / 26.30^0 E	VIII	M=6.7
Soloviev et al. (2000)	Chios and Asia Minor	38.25^0 N / 26.25^0 E	X	M=6.8
Taxeidis (20039	Chios	38.25^0 N / 26.57^0 E	X	M_w=7.2
Guidoboni and Comastri (2005)	Chios	38.16^0 N / 26.31^0 E	VIII-IX	M=5.8
Ambraseys (2009)	Chios	-	-	-

M.S. 1595 (22 EYLÜL) DEPREMİ

ID: 13

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	Io	M
Ambraseys and Finkel (1995)	Gediz River	-	-	-
Papazachos and Papazachou (1997)	West Anatolia, Urganlu	38.50^0 N / 28.00^0 E	VIII	M=6.4
Ambrseys and Jackson (1998)	Ahmetli	38.50^0 N / 27.90^0 E	-	-
Taxeidis (2003)	Manisa, Sart	38.66^0 N / 27.64^0 E	-	M_w=5.3
Ambraseys (2009)	Gediz River	-	-	-

22 Eylül 1595 akşamında Gediz Nehri'nin alt kısımlarında hasara sebep olan yerel bir deprem meydana gelmiştir (Ambraseys and Finkel, 1995). Deprem Urganlu (Turgutlu), Sart, Seyyid ve Ahmetli kasabaları ile Gedik, Bostancı, Hamza Çavuş, Azizli ve Yapulu köylerinde hasara sebep olmuştur. Ilıcak nehrinin büküldüğü Barçınlı köyü'nün yanındaki alanda zemin 9400 m^2 kadar açılmış ve açılan yarıktan gökyüzüne bir minare boyu kadar su fışkırmıştır (Ambraseys and Finkel, 1995; Papazachos and Papazachou, 1997; Ambraseys,

2009). Manisa yolundaki Gedüslü köprüsüne kadar zeminde yırtılmalar meydana gelmiştir (Taxeidis, 2003). Hasar Akhisar'a kadar yayılmış ve bazı alanlarda zemindeki açıklıklardan katran benzeri siyah sular çıkmıştır (Ambraseys and Finkel, 1995).

ID: 14

M.S. 1653 DEPREMİ

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	I_O	M
von Hoff (1840)	Smyrna	-	-	-
Perrey (1848)	Smyrna	-	-	-
Mallet and Mallet (1858)	Smyrna	-	-	-
O'Reilly (1885)	Smyrna	-	-	-
Milne (1911)	Smyrna	-	-	-
Sieberg (1932)	Aydın	-	-	-
Calvi (1941)	Aydın, İzmir	-	-	-
Pınar and Lahn (1952)	West Anatolia	-	-	-
Ergin et al. (1967)	West Anatolia	38.41^0 N / 27.20^0 E	X	-
Shebalin et al. (1974)	-	38.50^0 N / 27.20^0 E	X	-
Soysal et al. (1981)	Aydın	38.40^0 N / 27.20^0 E	IX	-
Papazachos and Papazachou (1997)	Aydın	37.86^0 N / 27.80^0 E	X	M=7.1
Ambraseys and Jackson (1998)	-	37.90^0 N / 28.50^0 E		M=7.1
Utsu (2002)	-	38.30^0 N / 27.10^0 E	X	-
Taxeidis (2003)	Aydın	37.92^0 N / 28.03^0 E	IX-X	M_w=6.9
Ambraseys (2009)	Menderes Valley	-	-	-

M.S. 1654 DEPREMİ

ID: 15

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	Io	M
von Hoff (1840)	Smyrna	-	-	-
Perrey (1848)	Smyrna	-	-	-
Mallet and Mallet (1858)	Smyrna	-	-	-
O'Reilly (1885)	Smyrna	-	-	-
Calvi (1941)	Smyrna	-	-	-
Pınar and Lahn (1952)	İzmir	-	-	-
Ergin et al. (1967)	İzmir	38.41^0 N / 27.20^0 E	VI	-
Soysal et al. (1981)	İzmir	38.40^0 N / 27.20^0 E	VI	-
Papazachos and Papazachou (1997)	Smyrna	38.50^0 N / 27.10^0 E	VIII	M=6.4
Taxeidis (2003)	Smyrna	38.42^0 N / 27.15^0 E	VII	M_w=5.6
Ambraseys (2009)	Smyrna	-	-	-

M.S. 1668 DEPREMİ

ID: 16

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	Io	M
von Hoff (1840)	Asia Minor, Smyrna	-	-	-
Perrey (1848)	Smyrna	-	-	-
Sieberg (1932)	Smyrna	-	-	-
Calvi (1941)	Smyrna	-	-	-
Pınar and Lahn (1952)	İzmir	-	-	-
Ergin et al. (1967)	İzmir	38.41^0 N / 27.20^0 E	IX	-
Shebalin et al. (1974)	-	38.40^0 N / 27.10^0 E	IX	-
Soysal et al. (1981)	İzmir	38.50^0 N / 27.00^0 E	-	-
Ganse and Nelson (1982)	Turkey	38.41^0 N / 27.20^0 E	IX	-
Dunbar et al. (1992)	Turkey, Izmir	38.40^0 N / 26.90 E	X	-

von Hoff (1840), Smyrna'da meydana gelen şiddetli bir depremden sonra, 3 Temmuz-13 Eylül 1668 arasında Smyrna ve yakın çevresindeki çeşitli alanlarda meydana gelen toprak sıkışmalarından bahsetmektedir. Depremin tarihini 10 Temmuz 1668 olarak veren Sieberg (1932) ve Calvi (1941), depremin Smyrna şehir merkezi ve yakın çevresinde yıkımlara neden olduğu belirtmektedirler. Toprak zeminde geniş açılmalar olduğu kaydedilmiştir (Sieberg, 1932; Pınar and Lahn, 1952). Depremin tsunamiye neden olduğuna ilişkin raporlar bulunmaktadır (Calvi, 1941). Deprem sonrasında çıkan yangınla birlikte hasar daha da artmıştır (Pınar and Lahn, 1952). Yaklaşık 3000 insan hayatını kaybetmiştir (Calvi, 1941).

Smyrna'daki Fransız büyükelçi sekreterinin 1674 yılında günlüğüne kaydettiği bir notta, birkaç yıl önce Smyrna'da şiddetli bir depremden bahsetmiştir. Buna göre, büyük olasılıkla 1668 depremi olduğu söylenebilecek depremde şehrin yarısından fazlası yıkıma uğramış ve bir enkaz yığını haline dönüşmüştür. Depremin şehirdeki neredeyse büyün ağaçları kökünden devirdiği de not edilmiştir (Zachariadou, 2001).

ID: 17

M.S. 1680 (14 ŞUBAT) DEPREMİ

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	I_O	M
Ambraseys and Finkel (1995)	Smyrna	-	-	-
Papazachos and Papazachous (1997)	Smyrna	38.40^0 N / 27.20^0 E	VII	-
Taxeidis (2003)	Smyrna	38.42^0 N / 27.15^0 E	VIII	-
Ambraseys (2009)	Smyrna	-	-	-

14 Şubat 1680'de Smyrna'da meydana gelen şiddetli depremde, Smyrna'ya 10 mil çaptaki bir alanda üç mil arayla 3 köy yıkıma uğramıştır (Papazachos and Papazachou, 1997; Taxeidis, 2003). Depremde, Smyrna'ya bir buçuk saat uzaklıktaki Carbon köyünün (Nif-Karabel) üzerine düşen bir dağın altında kaldığı bildirilmiştir (Ambraseys and Finkel, 1995; Papazachos and Papazachou, 1997; Taxeidis, 2003; Ambraseys, 2009). Hasar büyük oranda Smyrna çevresindeki alanlarda yoğunlaşmıştır (Ambraseys, 2009). Smyrna şehir merkezinden hasar bildirilmemiş olması, büyük olasılıkla Smyrna'daki evlerin depreme dayanacak şekilde inşa edilmiş olmasından kaynaklanmıştır (Taxeidis, 2003).

M.S. 1688 (10 TEMMUZ) DEPREMİ

ID: 18

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	Io	M
Bonito (1691)	Smyrna	-	-	-
Seyfart (1756)	Smyrna	-	-	-
von Hoff (1840)	Smyrna	-	-	-
Perrey (1848)	Smyrna	-	-	-
Mallet and Mallet (1858)	Smyrna	-	-	-
Schmidt (1881)	Smyrna	-	-	-
O'Reilly (1885)	Smyrna	-	-	-
Milne (1911)	Smyrna	-	-	-
Calvi (1941)	Smyrna	-	-	-
Pınar and Lahn (1952)	İzmir	-	-	-
Ergin et al. (1967)	İzmir	38.40^0 N / 26.90^0 E	X	-
Shebalin et al. (1974)	-	38.40^0 N / 26.90^0 E	X	-
Soysal et al. (1981)	İzmir	38.40^0 N / 27.20^0 E	X	-
Ganse and Nelson (1982)	İzmir	38.40^0 N / 27.10^0 E		-
Dunbar et al. (1992)	İzmir	38.40^0 N / 27.10^0 E	X	-
Ambraseys and Finkel (1995)	Smyrna	-	-	-
Papazachos and Papazachou (1997)	Smyrna	38.38^0 N / 27.17^0 E	X	M=6.8
Utsu (2002)	İzmir	-	-	M=7.0
Taxeidis (2003)	Smyrna	38.36^0 N / 27.15^0 E	X	M_w=7.2
Ambraseys (2009)	Smyrna	-	-	-

1688 yılında Smyrna'daki tüccarlardan gelen mektuplarda Temmuz ayında Smyrna şehrindeki tüm evleri yıkan bir depremin meydana geldiği yazmaktadır (Bonito, 1691). Neredeyse tamamı enkaz yığını haline gelen Smyrna'nın tüm güzelliği kaybolmuştur (Seyfart, 1756). 10 Temmuz 1688 sabah saat 11:45'te meydana gelen deprem 30 sn sürmüştür (von Hoff, 1840; Mallet and Mallet, 1858; Ambraseys and Finkel, 1995; Papazachos and Papazachou, 1997; Taxeidis, 2003). Deprem batıdan doğuya doğru bir

hareketle başlamıştır (von Hoff, 1840; Mallet and Mallet, 1858). Smyrna'da kuzey ve güneye uzanan duvarlar dik durmasına rağmen, doğu ve batıya uzanan tüm duvarlar yıkılmıştır (Mallet and Mallet, 1858; Ambraseys and Finkel, 1995; Taxeidis, 2003). Ana şoktan sonra gün içinde 12 tane daha sarsıntı rapor edilmiş, sarsıntılar iki hafta boyunca devam etmiştir (von Hoff, 1840; O'Reilly, 1885). Milne (1911), etkileri bakımından bu depremi yeryüzünde kırıklar meydana getiren III. derece deprem olarak tanımlamıştır.

Smyrna'nın dörtte üçünün yok olduğu deprem, Smyrna Körfezi girişindeki bir yarımada üzerindeki Sancak Kalesi'nin çökmesiyle başlamıştır (Slaars and Iconomos, 1868; Papazachos and Papazachou, 1997; Ambraseys, 2009). Sancak Burnu Hisarı'nın üzerinde bulunduğu zemin kırılarak denize batmış ve 30 m genişliğinde bir uzantı ile anakaradan ayrılan bir adacık haline dönüşmüştür (von Hoff, 1840; Mallet and Mallet, 1858; Schmidt, 1881; Calvi, 1941). Hisar etrafındaki evlerin dörtte üçü yıkılmış, bazı ağaçlar köklerinden sökülerek devrilmiştir (Slaars and Iconomos, 1868). Kentin iç kısımlarında yer yüzeyi 2 ayak kadar aşağı inmiştir (von Hoff, 1840; Mallet and Mallet, 1858). Smyrna kıyısı zeminin 60 cm batması nedeniyle şehrin iç kısımlarına taşınmıştır (Papazachos and Papazachou, 1997; Taxeidis, 2003; Ambraseys, 2009). Depremde yıkımların çoğu Smyrna'nın düşük kotlu düzlük alanlarında meydana gelmiştir (Ambraseys and Finkel, 1995; Papazachos and Papazachou, 1997; Taxeidis, 2003; Ambraseys, 2009). Depremde yalnızca dağa yakın yerlerde bulunan birkaç ev yıkılmamış, sağlam kalabilen evlerde ise çatlaklar oluşmuştur (Bonito, 1691). Pagus Dağı (Kadifekale) üzerindeki kalenin yıkılmadığı rapor edilmiştir (Rolleston, 1856). Slaars and Iconomos (1868) ise Aziz Petrus (St. Piere) kalesinin de depremden en az etkilenen yer olduğunu belirtmektedir. İrlanda Eyalet sekreterine Smyrna'dan gönderilen 23 Ağustos 1688 tarihli mektupta, depremin şehrin üstünde duan küçük bir şapel dışında her şeyi yıktığından bahsedilmektedir (von Scherzer, 1873).

Depremde şehir merkezindeki çoğu ana yapı, kamu binası, çok sayıda kilise ve cami yıkılmıştır (Ambraseys and Finkel, 1995; Papazachos and Papazachou, 1997; Taxeidis, 2003; Ambraseys, 2009). Şehirdeki 17 büyük camiden yalnızca 3 tanesi ayakta kalmıştır (Ambraseys and Finkel, 1995). Fazlızade ve Bıyıklızade camileri ile Katoliklerin üç kilisesi Capuchins, Jesuits ve Congregationists tamamen yıkılmıştır (Slaars and Iconomos, 1868; Ambraseys and Finkel, 1995; Beyru, 2011). Ermeni Kilisesi, Aziz Fotini (St.Photini) şapeli, Yunan Metropolitan Kilisesi bütünüyle yıkılmış, Ortodoks mezarlığında bulunan St. George Kilisesi ağır şekilde hasar görmüştür (Slaars and Iconomos, 1868). Taş duvarları ve kurşundan çatısı olan Köprülü Han ile ana çarşı sonundaki Cottonspinners Hanı haricinde

tüm hanlar ve dükkanlar yıkıma uğramıştır (Ambaraseys and Finkel, 1995; Ambraseys, 2009). Şehir merkezinde yıkılan ilk bina Eski Gümrük binası olmuş, duvarları ve çatısı çökmüştür (Slaars and Iconomos, 1868; Zachariadou, 2001; Beyru, 2011). Hasar özellikle yabancı konsolosluklar bölgesinin deniz tarafında daha ağırdır (Ambraseys and Finkel, 1995). Şehrin yüksek kesimleri ve çevre tepelerde hasar daha azdır, Smyrna'dan uzaklaştıkça hasar gittikçe azalmaktadır (Taxeidis, 2003; Ambraseys, 2009).

Depremden birkaç saat sonra yangın başlamış ve zararı arttırmıştır (Bonito, 1691). Özellikle şehrin Avrupai kesiminde etkili olan yangın, Fransa Sokağı (Rue des Francs) ve Ermeni Mahallesi Apono Mahalas'a kadar yayılmıştır (Slaars and Iconomos, 1868; Calvi, 1941; Ambraseys and Finkel, 1995; Papazachos and Papazachou, 1997; Beyru, 2011).

Depremde Smyrna'nın deniz seviyesine yakın yerlerinde zemin açılmış, oluşan yarık ve çatlaklardan pis koku yayan siyah sular çıkmıştır. Kısa bir süre sonra da toprak balık ölüleriyle dolmuştur (Slaars and Iconomos, 1868; Beyru, 2011). Depremden sonra yoğun bir kükürt kokusu yayılmıştır (von Scherzer, 1873). Deprem Smyrna Körfezi yakınlarında seyreden gemilerde de hissedilmiştir (von Hoff, 1840). Depremin Smyrna Körfezini etkilen bir sismik deniz dalgası meydana getirdiği rapor edilmiştir (Taxeidis, 2003; Ambraseys, 2009). Bu felaketin ardından denizin sık sık güneybatı rüzgarları ile kente doğru ilerlediğinin farkına varılmıştır (Slaars and Iconomos, 1868).

Depremde Seydiköy, Turgutlu, Alaşehir ve Manisa'da birkaç ev yıkılmıştır (Papazachos and Papazachou, 1997; Taxeidis, 2003). Depremle birlikte Seydiköy'de var olan bazı kaynaklar kurumuş ve yenileri akmaya başlamıştır (Slaars and Iconomos, 1868; Calvi, 1941; Ambraseys, 2009; Beyru, 2011). Bunlardan birinin iki değirmeni döndürebilecek güçte olduğu söylenmektedir (Beyru, 2011). Deprem, Foça, Chios, Naxos, Scala Nova (Kuşadası), Lesvos ve İstanbulda'da hissedilmiş ancak buralarda hasara neden olmamıştır (Ambraseys and Finkel, 1995; Papazachos and Papazachou, 1997; Taxeidis, 2003; Ambraseys, 2009). Avrupalı tüccarlar Smyrna dışına çıkarak yeni ticaret alanlarını Chios, Foça ya da Manisa'ya kurmuşlardır (Ambraseys, 2009). Fransızlar konsolosluklarını depremden az zarar gören Budja (Buca)'ya taşımışlardır (Slaars and Iconomos, 1868).

Deprem Smyrna nüfusunu önemli ölçüde etkilemiştir. Tüccarlar için önemli ve popüler bir şehir olduğundan farklı uluslardan 25-30 bin civarında insan hayatını kaybetmiştir (Bonito, 1691). Mallet and Mallet (1858), depremde ölenlerin sayısının 15-20 bin olduğunu

belirtir. von Scherzer (1873) ise, Fransız raporlarında ölü sayısının 19 bin olduğundan bahseder. Bazı kaynaklarda ise can kaybı 17 bin 500 olarak verilmiştir (Ganse and Nelson, 1982; Dunbar et al., 1992; Utsu, 2002).

M.S. 1709 (3 TEMMUZ) DEPREMİ

ID: 19

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	Io	M
Ambraseys and Finkel (1995)	Foça	-	-	-
Taxeidis (2003)	Foça	38.67^0 N / 26.76^0 E	IX	M_w=6.6
Ambraseys (2009)	Foça	-	-	-

3 Temmuz 1709'da meydana gelen deprem Smyrna kuzeybatısında yer alan Foça Kalesini yıkılmasına sebep olmuştur (Taxeidis, 2003; Ambraseys, 2009). Deprem hasarları bakımında önemlidir ancak yalnızca Foça kalesi rapor edilmiştir (Taxeidis, 2003). Kalenin batı tarafındaki duvarlar çökmüştür. 6 kule tamamen yıkılmıştır (Taxeidis, 2003; Ambraseys, 2009). İç kale yakınındaki caminin minaresi yıkılmıştır (Ambraseys and Finkel, 1995; Taxeidis, 2003). İç kale kapısı zarar görmüştür (Ambraseys, 2009). Kale içindeki 30-40 ev ya yıkılmış ya da ağır hasara uğramıştır (Ambraseys, 2009). Deprem Smyrna'da da hissedilmiştir (Taxeidis, 2003).

M.S. 1719 DEPREMİ

ID: 20

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	Io	M
von Hoff (1840)	Smyrna	-	-	-
Mallet and Mallet (1858)	Smyrna	-	-	-
O'Reilly (1885)	Smyrna	-	-	-
Milne (1911)	Smyrna	-	-	-
Calvi (1941)	Smyrna	-	-	-
Pınar and Lahn (1952)	İzmir	-	-	-
Ergin et al. (1967)	İzmir	38.41^0 N / 27.20^0 E	VII	-

Shebalin et al. (1974)	-	38.50^0 N / 27.00^0 E	VIII-IX	-
Soysal et al. (1981)	İzmir	38.50^0 N / 27.00^0 E	VIII	-

M.S. 1723 DEPREMİ

ID: 21

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	Io	M
Ambraseys and Finkel (1995)	Smyrna	-	-	-
Papazachos and Papazachou (1997)	Smyrna	38.40^0 N / 27.00^0 E	VIII	M=6.4
Taxeidis (2003)	Smyrna	38.42^0 N / 27.15^0 E	VIII	M_w=5.9
Ambraseys (2009)	Smyrna	-	-	-

Ağustos 1723'te Smyrna'da meydana gelen bir depremde 60 civarında ev yıkılmış, yaklaşık 500 kişi hayatını kaybetmiştir (Solomondis, 1956; Baykara, 1974; Ambraseys and Finkel, 1995; Papazachos and Papazachou, 1997; Taxeidis, 2003; Ambraseys, 2009).

M.S. 1739 (24 MART) DEPREMİ

ID: 22

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	Io	M
von Hoff (1840)	Smyrna	-	-	-
Perrey (1848)	Smyrna	-	-	-
Mallet and Mallet (1858)	Smyrna	-	-	-
O'Reilly (1885)	Smyrna	-	-	-
Calvi (1941)	Smyrna	-	-	-
Perrey (1848)	Smyrna	-	-	-
Pınar and Lahn (1952)	Smyrna	-	-	-
Ergin et al. (1967)	Smyrna	38.41^0 N / 27.20^0 E	VIII	-
Sheblin et al. (1974)	-	38.50^0 N / 27.00^0 E	VIII-IX	-
Soysal et al. (1981)	Smyrna	38.40^0 N / 27.00^0 E	V	-

24 Mart 1739 sabah 6'da Smyrna'da meydana gelen şiddetli depremde liman girişinde

bulunan bir ada deniz içine doğru batarak yalnızca kumsandığı şeklinde sığlık bir alan olarak kalmıştır (von Hoff, 1840; Mallet and Mallet, 1858; Calvi, 1941). Hareket güneyden kuzeye doğru yayılan bir hareket şeklindedir ancak şimşek çakması gibi zigzag şeklinde sarsmıştır (von Hoff, 1840; O'Reilly, 1885). Mackenzie (1750), bu depremin güneyden kuzeye yanal yönlü, keskin açılar oluşturan şimşek çakması gibi bir hareket olarak tanımlamıştır. Depremde Smyrna'daki bazı evler yıkılmış, çok sayıda insan enkaz altında kalarak hayatını kaybetmiştir (Pacocke, 1743). Pınar and Lahn (1952), bu depremle birlikte kıyı kesimde kaymaların meydana geldiğini ve liman girişindeki su derinliğinin değiştiğini belirtmektedir. Deprem Smyrna'da kıyıya yakın neredeyse tüm evlerde çatlaklar oluşturmuştur. Eski ve Yeni Foça'da hasar görmüş, Agria'da 13 kişi hayatını kaybetmiştir. Depreme eşlik eden bir uğuldama ve etrafa yayılan pis bir kokudan da bahsedilmektedir (Ambraseys, 2009).

M.S. 1739 (4 NİSAN) DEPREMİ **ID: 23**

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	Io	M
Soysal et al. (1981)	Foça	38.40^0 N / 27.20^0 E	IX	-
Galanopoulos (1981)	Smyrna	-	-	-
Ambraseys and Finkel (1995)	Foça	-	-	-
Papazachos and Papazachou (1997)	Foça	38.50^0 N / 26.90^0 E	IX	M=6.8
Taxeidis (20039	Smyrna	39.59^0 N / 26.87^0 E	IX-X	M_w=6.9
Ambraseys (2009)	Foça	-	-	-

04.15'te meydana gelen hasar yapıcı deprem büyük ölçüde Eski Foça'yı vurmuştur (Ambraseys and Finkel, 1995; Ambraseys, 2009). Eski Foça'nın dörtte üçü yerle bir olmuş, zeminde meydana gelen yarıklardan katran benzeri sıvı çıkışları gözlenmiştir (Papazachos and Papazachou, 1997; Taxeidis, 2003; Ambraseys, 2009). Foça Körfezi içindeki Foça-i Atik, Foça-i Cedid ve Boğaz-ı Cedid kalelerinin duvar, kapı ve kuleleri zarar görmüştür (Ambraseys, 2009). Depremden Smyra da aynı ölçüde etkilenmiştir. Şiddetli sarsıntı nedeniyle bazı evler yıkılmıştır (Pacocke, 1743). Özellikle denize yakın konumda bulunan Avrupa kısmında yoğun hasar meydana gelmiştir. Buradaki Fransız ve Venedik Konsoloslukları, bölge kilisesi, Cizvit (Jesuits) ve Kapusin (Capusins) kiliseleri yıkılmıştır. Özellikle Frenk mahallesindeki bazı evler kısmen yıkılmıştır (Zachariadou, 2001; Beyru, 2011). Türk ve Yunan mahallelerinde üç minarenin yıkılması dışında zarar fazla değildir

(Ambraseys and Finkel, 1995; Papazachos and Papazachou, 1997; Taxeidis, 2003; Ambraseys, 2009). İlk şokta zarar görmemiş yapılar devam eden sarsıntılarla hasara uğramış, kısmen zarar görmüş yapılar ise yıkılmıştır (Beyru, 2011). Deprem Chios'daki birkaç evin de yıkılmasına sebep olmuştur (Taxeidis, 2003). Gediz Nehri (Agria)'nin ağzındaki delta kısmının depremle birlikte çökerek sular altında kaldığı belirtilmektedir (Baykara, 1974).

ID: 24

M.S. 1771 (1 EYLÜL) DEPREMİ

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	I_O	M
Taxeidis (2003)	Kemalpaşa	38.42^0 N / 27.55^0 E	IX	-
Ambraseys (2009)	Turgutlu	-	-	-

Manisa bölgesinde hasara sebep olan deprem özellikle Kemalpaşa ve Turgutlu'yu etkilemiştir (Taxeidis, 2003). Nymphaeum (Nif yakınları), Turgutlu ve Parsa kısmen yıkılmıştır. Herhangi bir can kaybı olmamıştır. Deprem Smyrna'da da güçlü bir şekilde hissedilmiştir (Taxeidis, 2003; Ambraseys, 2009). Ana şok Nif yakınlarındaki maden ocaklarını etkilemiştir (Ambraseys, 2009).

ID: 25

M.S. 1772 (24 KASIM) DEPREMİ

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	I_O	M
Ambraseys and Finkel (1995)	Foça	-	-	-
Papazachos and Papazachou (1997)	Foça	38.80^0 N / 26.70^0 E	VIII	M=6.4
Taxeidis (2003)	Foça	38.87^0 N / 26.66^0 E	VIII	M=6.2
Ambraseys (2009)	Foça	-	-	-

07.45'te meydana gelen deprem Foça kalesi içindeki bir cami tamamen hasar görmüştür (Papazachos and Papazachou, 1997). Kale içindeki top fabrikasının on kapısından 5 tanesi yıkılmış, depremle birlikte sismik dalgalar meydana gelmiştir (Taxeidis, 2003). Lesvos'da da güçlü bir şekilde hissedilmiş ve bazı evlerin yıkılmasına sebep olmuştur (Ambraseys, 2009). Deprem Chios'da da hissedilmiş ancak herhangi bir hasara sebep olmamıştır (Papazachos and Papazachou, 1997; Taxeidis, 2003; Ambraseys, 2009).

M.S. 1776 DEPREMİ **ID: 26**

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	Io	M
Pınar and Lahn (1952)	İzmir	-	-	-
Ergin et al. (1967)	İzmir	38.41^0 N / 27.20^0 E	VIII	-
Shebalin et al. (1974)	-	38.40^0 N / 27.20^0 E	VIII	-
Soysal et al. (1981)	İzmir	38.40^0 N / 27.20^0 E	VIII	-

M.S. 1778 DEPREMİ **ID: 27**

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	Io	M
von Hoff (1841)	Smyrna	-	-	-
Perrey (1848)	Smyrna	-	-	-
Mallet and Mallet (1858)	Smyrna	-	-	-
Schmidt (1881)	Smyrna	-	-	-
Calvi (1941)	Smyrna	-	-	-
Pınar and Lahn (1952)	İzmir	-	-	-
Ergin et al. (1967)	İzmir	38.41^0 N / 27.20^0 E	VI	-
Shebalin et al. (1974)	Smyrna	38.50^0 N / 27.00^0 E	VIII	-
Soysal et al. (1981)	İzmir	38.40^0 N / 27.20^0 E	VIII	-
Dunbar et al. (1992)	Turkey, İzmir	38.50^0 N / 27.00^0 E	X	-
Ambraseys and Finkel (1995)	Smyrna	-	-	-
Papazachos and Papazachou (1997)	Smyrna	38.40^0 N / 26.80^0 E	IX	M=6.4
Taxeidis (2003)	Smyrna	38.41^0 N / 27.15^0 E	IX-X	M_w=6.9
Ambraseys (2009)	Smyrna	-	-	-

1778'de Smyrna'da oldukça şiddetli bir deprem meydana gelmiştir (von Hoff, 1841; Mallet and Mallet, 1858; Schmidt, 1881; Calvi, 1941). 16 Haziran'da yaşanan ilk şokta Smyrna'daki camilerin minareleri yıkılmış ve birçok ev zarar görmüştür (Slaars and

Iconomos, 1868). Soysal et al. (1981), bu depremin 3 Temmuz'da meydana gelen depremin öncüsü olabileceğinden bahsetmektedir. Smyrna'da 1778 yılı içinde 63 sarsıntının meydana geldiği rapor edilmiştir (O'Reilly, 1885).

3 Temmuz gecesi saat 02:30'da meydana gelen deprem yaklaşık 15 sn sürmüş ve bu süre içinde Smyrna'yı neredeyse tamamen yıkmıştır (von Hoff, 1841; Slaars and Iconomos, 1868; Ambraseys and Finkel, 1995; Papazachos and Papazachou, 1997; Taxeidis, 2003; Ambraseys, 2009; Beyru, 2011). Ambraseys (2009), bu depremi uzun süredir devam eden deprem silsilesinin ana şoku olarak tanımlamaktadır. Oldukça şiddetli olan depremden önce yerin altından top ateşi gibi bir sesin gelmiş ve gece yarısına kadar sarsıntılar azalarak devam etmiştir (Mallet and Mallet, 1858).

Slaars and Iconomos (1868), Smyrna kentinin 1688'de yaşadığı felaketin aynı koşullarda bu depremle tekrarlandığından bahsetmektedir. Şehrin neredeyse tamamına zarar veren depremde çok sayıda ev yıkılmış ve birçok insan hayatını kaybetmiştir (Rolleston, 1856; Mallet and Mallet, 1858; Slaars and Iconomos, 1868). Daha önceki şoklarda hasara uğramış Büyük Cami başta olmak üzere 4 cami yıkılmıştır (Slaars and Iconomos, 1868; Ambraseys and Finkel, 1995; Papazachos and Papazachou, 1997; Taxeidis, 2003; Beyru, 2011). Yıkılmayan binalarda çatlaklar oluşmuş ve yıkılmanın eşiğine gelmişlerdir (Taxeidis, 2003; Ambraseys, 2009).

1739 depreminde zarar gördükten sonra yeniden inşa edilen Avrupa kesimdeki hasarın, diğer alanların aksine daha az olduğu rapor edilmiştir (Ambraseys and Finkel, 1995; Taxeidis, 2003; Ambraseys, 2009). Agia Fotini katedrali yakınlarda depremle meydana gelen heyelan nedeniyle Yunan mahallesinde yıkım daha fazladır (Taxeidis, 2003). Depremin etkisinin en fazla hissedildiği alanlardan biri de Frank Sokağındaki Three Corners denilen yerdir. Bu alanın zemininde insanların içine düştüğü geniş yarıklar açılmıştır (Clarke, 1880).

Papazachos and Papazachou (1997), 5 Temmuz'da ilkiyle eşit sayılabilecek şiddette bir başka yıkıcı depremin daha meydana geldiğini belirtmektedir. Urla limanına demirlemiş iki kaptan, 5 Temmuz'daki depremde Urla kıyısının battığını ve oluşan uzun bir çatlaktan yoğun bir duman çıkışı gerçekleştiğini rapor etmişlerdir (Ambraseys and Finkel, 1995; Ambraseys, 2009). Smyrna Limanı'na 18 mil uzaklıktaki bir başka kaptan ise demirlediği yerin karşısında yerin açıldığını ve gemisinin tahrip olduğunu belirtmiştir (Ambraseys and Finkel, 1995; Papazachos and Papazachou, 1997; Taxeidis, 2003; Ambraseys, 2009). Çevre

yerleşimlerde hasar bilgisi bulunmamakla birlikte hasarın Seydiköy ve batısındaki alanlara yayıldığı belirtilmektedir (Ambraseys and Finkel, 1995; Papazachos and Papazachou, 1997; Taxeidis, 2003). Efes yakınlarındaki toprak zeminde çatlaklar kaydedilmiştir (Ambraseys and Finkel, 1995; Taxeidis, 2003).

Clarke (1880), depremde Pagus Dağı'ndaki Castle Hill denilen alandan Smyrna'nın açık alanlarına doğru toprak kaymaları gerçekleştiğini belirtmektedir. Ayrıca ortaya çıkan kaynaklardan bahsetmekte ve depremden sonraki birkaç saat içinde denizden 600 feet kadar uzaktaki her türlü kuyudan serbestçe su sağlandığını belirtmektedir.

Şehrin çoğunun zarara uğramasının dışında deprem sonrasında meydana gelen yangın hasarı daha da arttırmıştır (Rolleston, 1856; Mallet and Mallet, 1858). Yangın, Derviş Han'a bitişik olan bir Yunan evinde başlamış ve 36 saat sürmüştür. Fransa, Venedik, İngiltere Konsoloslukları, gümrükler ve birçok Yunan mağazası yanmıştır (Slaars and Iconomos, 1868; Taxeidis, 2003; Beyru, 2011).

M.S. 1845 (23 HAZİRAN) DEPREMİ

ID: 28

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	Io	M
Perrey (1848)	Manisa	-	-	-
Pınar and Lahn (1952)	Manisa, İzmir	-	-	-
Shebalin et al. (1974)	-	38.50^0 N / 27.00^0 E	VIII-IX	-
Soysal et al. (1981)	Manisa, İzmir	38.60^0 N / 27.50^0 E	VIII	-
Papazachos and Papazachou (1997)	Manisa	38.60^0 N / 27.50^0 E	IX	M=6.7
Taxeidis (2003)	Manisa	38.60^0 N / 27.43^0 E	VIII-IX	M_w=6.2

23 Temmuz'da Constaninople'ye gönderilen bir mektupta, yaklaşık 1 ay kadar önce Batı Anadolu'da meydana gelen depremin Manisa şehrinin neredeyse tamamında yıkıma yol açtığı belirtilmiştir (Perrey, 1848). Deprem Smyrna ve çevresindeki yerleşimlerde hasarlara neden olmuş ve bazı alanlarda kaya düşmelerine sebep olmuştur (Papazachos and Papazachou, 1997; Taxeidis, 2003).

M.S. 1850 DEPREMİ

ID: 29

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	Io	M
Perrey (1851)	Smyrna	-	-	-
Schmidt (1881)	Smyrna	-	-	-
O'Reilly (1885)	Smyrna	-	-	-
Calvi (1941)	Smyrna	-	-	-
Pınar and Lahn (1952)	West Anatolia	-	-	-
Ergin et al. (1967)	West Anatolia	38.42^0 N / 27.45^0 E	VIII	-
Shebalin et al. (1974)	-	38.50^0 N / 27.00^0 E	VII	-
Soysal et al. (1981)	Kemalpaşa, Turgutlu	38.40^0 N / 27.45^0 E	VIII	-
Taxeidis (2003)	Smyrna	38.42^0 N / 27.15^0 E	VII	M_w=5.3
Ambraseys (2009)	Smyrna	-	-	-

3 Nisan 1850 sabah saat 03:10'da salınımları KB'dan GD'ya doğru olan ve 14 sn süren şiddetli bir deprem meydana gelmiştir (Perrey, 1851). Smyrna'daki birçok evde hasarın kaydedildiği depremde Smyrna kasabasına 4 mil uzaklıktaki Nymphio kasabası en fazla zarar gören yer olmuştur. Burada dağdan kopan devasa kütlelerin ağaçları bile sökerek şehrin ortasına kadar sürüklediği rapor edilmiştir. Smyrna Körfezini çevreleyen dağlarda ise çatlaklar kaydedilmiştir (Perrey, 1851; Schmidt, 1881; Calvi, 1941). Pınar and Lahn (1952)'de verilen bilgiye göre, deprem Kemalpaşa kasabasında yarıklar açmış, İzmir, Manisa, Turgutlu'da hasarlara sebep olmuştur. Nymphio'da 40 ev ve 1 kilise yıkılmıştır (Ambraseys, 2009). Deprem kaya düşmelerini tetiklemiş ve bazı alanlarda heyelanlara sebep olmuştur. Kemalpaşa ırmağının yatağı değişmiş ve suyunun tadı değişmiştir (Beyru, 2011). Nymphio ve Smyrna arasında kalan Burnabad (Bornova), Budja (buca) ve Seydiköy köyleri de depremde hasar görmüştür (Taxeidis, 2003; Ambraseys, 2009). Daha batıda Smyrna Körfezi güney tarafındaki dağların yamaçlarından şehrin içine kayalar düşmüştür (Ambraseys, 2009). Depremde Smyrna Rum Kilisesi, Ermeni Koleji ve Avusturya Konsolosluğu ile camilerin bazıları ağır hasar görmüştür. Körfezi çevreleyen bütün tepelerde çatlak ve yarıklar oluşmuştur (Beyru, 2011).

M.S. 1862 DEPREMİ

ID: 30

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	Io	M
Schmidt (1881)	Smyrna	-	-	-
Milne (1911)	İzmir, Isparta, Afyon	-	-	-
Papazachos and Papazachou (1997)	Turgutlu	38.50^0 N / 27.90^0 E	IX	M=6.9
Taxeidis (2003)	Turgutlu	38.50^0 N / 27.71^0 E	IX	M_w=6.6

Deprem Cassaba (Turgutlu)'daki bütün evleri yıkmış, çevre köylerde hasar meydana getirmiştir. 280 kişi hayatını kaybetmiştir (Papazachos and Papazachou, 1997; Taxeidis, 2003). Deprem Smyrna, Chios, Aydın, Nazilli ve Denizli'de de hissedilmiştir (Taxeidis, 2003).

M.S. 1880 (29 TEMMUZ) DEPREMİ

ID: 31

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	Io	M
Milne (1911)	Smyrna	-	-	-
Sieberg (1932)	Menemen	-	-	-
Calvi (1941)	Menemen	-	-	-
Pınar and Lahn (1952)	Menemen	-	-	-
Ergin et al. (1967)	İzmir and Gediz	38.60^0 N / 27.10^0 E	IX	-
Shabalin et al. (1974)	-	38.60^0 N / 27.10^0 E	IX	-
Soysal et al. (1981)	Menemen	38.60^0 N / 27.10^0 E	-	-
Ganse and Nelson (1982)	İzmir	38.60^0 N / 27.10^0 E	-	-
Dunbar et al. (1992)	İzmir	38.60^0 N / 27.10^0 E	-	-
Papazachos and Papazachou (1997)	Menemen	38.50^0 N / 27.20^0 E	IX	M=6.7
Ambraseys and Jackson (1998)	Emiralan	38.60^0 N / 27.20^0 E	-	M=6.5
Utsu (2002)	İzmir	38.10^0 N / 27.80^0 E	-	M=6.1
Taxeidis (2003)	Menemen	38.55^0 N / 27.24^0 E	IX	M=6.7

Ambraseys (2009)	Menemen	-	-	-

Özellikle Menemen'de yıkıcı etkisi olan deprem, Smyrna, Manisa ve Alaşehir yerleşimlerinde de hasar meydana getirmiştir (Sieberg, 1932). Pınar ve Lahn (1952) depremin İzmir ve Gediz alanındaki çeşitli yerlerde hasar meydana getirdiğinden bahsetmektedir. Milne (1911), bu depremi hasar dağılımı bakımından ikinci derece olarak tanımlamaktadır. Deprem özellikle Menemen bölgedisndeki Hermus (Gediz) nehrinin alt alanalarında etkili olmuştur (Ambraseys, 2009). Pınar and Lahn (1952), depremin merkez üssünün Menemen civarında olduğunu ve İzmir'in K-G kırık hattında olma ihtimalinin yüksek olduğunu belirtmektedir. Sabah saat 04:50'de meydana gelen deprem KB yönlü sarsıntılarla başlamış ve 15 sn'den fazla sürmüştür (Taxeidis, 2003; Beyru, 2011). Menemen'deki evlerin neredeyse tamamı yıkılmıştır (Sieberg, 1932; Calvi, 1941; Pınar and Lahn, 1952; Papazachos and Papazachou, 1997; Taxeidis, 2003). Menemen'e komşu 6 köy harap olmuştur, Hamidiye tamamen yıkılmıştır (Ambraseys, 2009). Manisa'da iki minare yıkılmış, beş ev hasar görmüştür (Taxeidis, 2003). Smyrna'nın Kordelio (Karşıyaka) ve Burnabad (Bornova) yerleşimleri büyük ölçüde hasar görmüştür (Pınar and Lahn, 1952; Ambraseys, 2009). Çok sayıda ev ve kamu binası ağır hasar görmüş ya da yıkılmıştır (Taxeidis, 2003). Yamanlar köyü tamamen yıkılmıştır (Ambraseys, 2009). Deprem Narlıköy, Pınarbaşı, Işıklar ve Kemalpaşa (Beyru, 2011), Fokea (Foça), Chios, Çeşme, Efes, Philadelphia' da da hissedilmiş ancak hasara sebep olmamıştır (Taxeidis, 2003).

İzmir-Turgutlu demiryolu hattı yarıklarla kesilmiştir (Pınar and Lahn, 1952). Tren yolu hattında meydana gelen çatlaklardan su çıkışları gözlenmiştir (O'Reilly, 1885). Menemen yöresinde zemin çatlakları kaydedilmiştir (O'Reilly, 1885; Papazachos and Papazachou, 1997). Genişliği 2 m'ye varan yarıklardan bahsedilmektedir (Beyru, 2011). Menemen ovasında bir madencinin atıyla birlikte acıkan yarığın içinde düştükleri rapor edilmiştir (Taxeidis, 2003). Depremle birlikte Gediz nehrinin güzergahı, depremin tetiklediği heyelanlar nedeniyle bloke olmuştur. Menemen'in yaklaşık 5 km batısında zemin sıvılaşmaları gözlemlenmiştir (Ambraseys, 2009). Menemen ve Manisa ovalarında çok sayıda demirli termal kaynak oluşmuş, sülfürlü soğuk sular fışkırmıştır (Beyru, 2011). İzmir'de kuyulardaki su seviyeleri yükselmiştir. Manisa güneyindeki yamaçlarda yeni su kaynakları ortaya çıkmıştır (Taxeidis, 2003; Ambraseys, 2009; Beyru, 2011). Karagöl'deki suların çalkalanarak büyük dalgalar halinde kıyıyı sular altında bıraktığı da söylenmektedir (Ambraseys, 2009).

M.S. 1881 (3 NİSAN) DEPREMİ

ID: 32

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	Io	M
Pınar and Lahn (1952)	Sakız island and Çeşme	-	-	-
Galanopoulos (1960)	Chios	-	-	-
Ergin et al. (1967)	Sakız island and Çeşme	38.30^0 N / 26.20^0 E	VI	-
Shebalin et al. (1974)	-	38.25^0 N / 26.25^0 E	X-XI	-
Soysal et al. (1981)	Sakız island and Çeşme	38.25^0 N / 26.10^0 E	X	-
Papazachos and Papazachou (1997)	Chios	38.30^0 N / 26.20^0 E	IX	M=6.5
Taxeidis (2003)	Chios	38.27^0 N / 26.09^0 E	IX	M_w=6.6
Ambraseys (2009)	Chios	-	-	-

M.S. 1883 (15 EKİM) DEPREMİ

ID: 33

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	Io	M
Milne (1911)	Chios and Smyrna	-	-	-
Sieberg (1932)	Çeşme Peninsula	-	-	-
Calvi (1941)	Çeşme Peninsula	-	-	-
Pınar and Lahn (1952)	Çeşme Peninsula	-	-	-
Ergin et al. (1967)	Çeşme Peninsula	38.30^0 N / 26.30^0 E	IX	-
Shebalin et al. (1974)	-	38.40^0 N / 26.10^0 E	IX-X	-
Soysal et al. (1981)	Çeşme Peninsula	38.30^0 N / 26.30^0 E	IX	-
Papazachos and Papazachou (1997)	Çeşme Peninsula	38.30^0 N / 26.60^0 E	IX	-
Taxeidis (2003)	Çeşme Peninsula	38.30^0 N / 26.43^0 E	IX	-
Ambraseys (2009)	Çeşme Peninsula	-	-	-

M.S. 1890 (14 ARALIK) DEPREMİ

ID: 34

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	I_O	M
Pınar and Lahn (1952)	Selçuk	-	-	-
Ergin et al. (1967)	Selçuk	37.85^0 N / 27.25^0 E	VI	-
Shabelin et al. (1974)	-	37.75^0 N / 26.75^0 E	VIII	-
Soysal et al. (1981)	Selçuk, Kuşadası, İzmir	-	VIII	-
Papazachos and Papazachou (1997)	Ephesus	37.90^0 N / 27.10^0 E	VIII	M=6.2
Taxeidis (2003)	Ephesus	37.85^0 N / 27.25^0 E	VIII	M_w=5.9
Ambraseys (2009)	Kuşadası	-	-	-

M.S. 1895 DEPREMİ

ID: 35

REFERENCE	LOCATION	LONG. / LAT.	I_O	M
Pınar and Lahn (1952)	Menemen	-	-	-
Ergin et al. (1967)	Menemen	38.60^0 N / 27.10^0 E	IX	-
Shebalin et al. (1974)	-	38.60^0 N / 27.10^0 E	IX	-
Soysal et al. (1981)	Menemen	38.60^0 N / 27.10^0 E	VIII	-