DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KARABURUN YARIMADASI'NIN KUVATERNER – HOLOSEN FAYLARININ DEPREM ÜRETME POTANSİYELİNİN JEOLOJİK, JEOMORFOLOJİK VE UZAKTAN ALGILAMA YÖNTEMLERİYLE İNCELENMESİ

Müge OSKAY ULUTAŞ

Haziran, 2019
İZMİR

KARABURUN YARIMADASI'NIN KUVATERNER - HOLOSEN FAYLARININ DEPREM ÜRETME POTANSİYELİNİN JEOLOJİK, JEOMORFOLOJİK VE UZAKTAN ALGILAMA YÖNTEMLERİYLE İNCELENMESİ

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Yüksek Lisans Tezi
Deprem Yönetimi Anabilim Dalı

Müge OSKAY ULUTAŞ

Haziran, 2019
İZMİR

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

MÜGE OSKAY ULUTAŞ, tarafından **PROF. DR. HASAN SÖZBİLİR,** yönetiminde hazırlanan **"KARABURUN YARIMADASI'NIN KUVATERNER – HOLOSEN FAYLARININ DEPREM ÜRETME POTANSİYELİNİN JEOLOJİK, JEOMORFOLOJİK VE UZAKTAN ALGILAMA YÖNTEMLERİYLE İNCELENMESİ"** başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Hasan SÖZBİLİR

Yönetici

Doç. Dr. Çağlar ÖZKAYMAK

Jüri Üyesi

Jüri Üyesi

Prof.Dr. Kadriye ERTEKİN

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Esrarengiz harikalar, sonu olmayan tekrarlar sonucunda çok basit kurallardan türer (Mandelbrot, 1985). Bu çok basit kuralların tekrarıdır doğa. Karmaşanın içindeki basitlik, basitliğin içindeki karmaşanın tekrarlı aynasıdır. Gözlenebilen en küçük ölçekten, yüzlerce kilometrelik devamlılığa giden bu karmaşanın, Karaburun Yarımadası'nın ve dolayısıyla Batı Anadolu'nun güncel tektonizmasına dair kafa yormak, anlamlandırmaya çalışmak, tanımsız sonsuz evren üzerindeki nokta halimle bana tesadüf etmiş ve beni şanslı kılmıştır. Bana bu yolu açan hocam Prof. Dr. Hasan Sözbilir'e, bu yolda ve her konuda yardım ve desteklerini esirgemeyen meslektaşım Havva Neslihan Kıray'a, bu yolun her adımında yanımda olan en büyük destekçim, eşim Uğur Ulutaş'a, her güne umutla bakabilmeyi gözlerinde görüp, ellerinden tuttuğum küçük çocuk ellerin sahipleri Yağmur Giz ve Elif Nâr Ulutaş'a, bizleri biz yapan, ne olmamız ya da ne olmamamız konusunda bizleri yetiştiren ve her konudaki sonsuz destekçilerimiz Oskay ve Ulutaş ailelerine, kardeşlerimize……

'Sizler, yani yeni Türkiye'nin gençleri, yorulsanız dahi beni takip edeceksiniz! Dinlenmemek üzere yola çıkanlar asla ama asla yorulmazlar. Türk Gençliği gayeye, bizim yüksek idealizime durmadan, yorulmadan yürüyecektir.' Sözlerinden ilham aldığım, açtığı yolda, gösterdiği hedefe hiç durmadan yürüyeceğimize her gün and içtiğimiz *Büyük Dahi Mustafa Kemal ATATÜRK*'e,

Borcumu sadece çalışarak ödeyebileceğim bilinciyle yoluma devam ederken; aynı zamanda bu tezin okuyucularına da teşekkürü borç bilirim.

Her ne kadar yanımda olmasa da eminim bu çalışmayı tamamlamamı canı gönülden destekleyecek olan ve "sen herşeyin en iyisini bilirsin" sözleriyle bana bıraktığı güven dolu miras için merhum babam Salih Oskay'a ithafen….

Bu tez çalışması GeoID Mühendislik Jeotermal Enerji, İnşaat, Turizm, San. Ltd. Şti. tarafından desteklenmiştir.

Müge OSKAY ULUTAŞ

KARABURUN YARIMADASI'NIN KUVATERNER - HOLOSEN FAYLARININ DEPREM ÜRETME POTANSİYELİNİN JEOLOJİK, JEOMORFOLOJİK VE UZAKTAN ALGILAMA YÖNTEMLERİYLE İNCELENMESİ

ÖZ

Paleotektonik ve Neotektonik dönemlere ait kaya birimlerini içeren Karaburun Yarımadası Triyas başında Paleotetisin kapandığı ve Geç Triyasta açılan Neotetis okyanusunun da Eosen sonunda kapandığına dair ana yapısal hatları içeren bir kuşak niteliğindedir. Karaburun Platformu kayaları üzerine Neojen volkanikleri ve piroklastları ve volkanizmayla eş yaşlı karasal gölsel ortamı simgeleyen volkano-sedimanter istif arasındaki tüm dokanaklar tektonik ilişkilidir. Holosen alüvyon yelpazeleri ile deltalarının çökelimi faylar tarafında kontrol edilmektedir.

Karaburun Yarımadası'ndaki aktif faylarla ilişkili jeomorfometrik belirteçler ortaya koyulmuş ve ilgili indisler hesaplanmıştır. Yapılan hesaplamalar; Gülbahçe Havzası'nda tektonik aktivite sınıfının çok yüksek, Mordoğan Havzası'nda tektonik aktivite sınıfının yüksek ve aktivite yaşlarıyla uyumlu olduğu sonucunu vermiştir.

Elde edilen tüm veriler, Karaburun Yarımadasını doğudan sınırlayan Gülbahçe Fay Zonunun, Yağcılar Fayı ve Kenelidağ Fayı ile ilişkili olduğunu ve birlikte çalıştıklarını göstermiştir. Yağcılar fayı Gülbahçe fay zonunun sintetik riedeli, Kenelidağ fayı ise antitetik riedeli şeklinde gelişmiştir. Kenelidağ boyunca açılan 3 farklı çek-ayır havzasına ait veriler bu çalışma kapsamında değerlendirilmiştir. İlk kez bu çalışma kapsamında ortaya koyulan Balıklıova aktarım rampası Mordoğan Fayı ile Gülbahçe fay zonunu birbirine bağlar. Neotektonik dönem çizgiselliği sınıfında değerlendirilen ilk kez bu çalışma kapsamında tanımlanan Alaçatı Fay Zonu ve Çeşme Fayı Çeşme Yarımadası'nda Miyosen sonrası sıkışma tektoniğini belirten kıvrımların ve açılma tektoniğini belirten körfez oluşumlarının varlığını sonuçlamıştır.

Sonuç olarak, Karaburun Yarımadası'nda Holosen (Gülbahçe Fay Zonu, Kenelidağ Fayı ve Yağcılar Fayı), Kuvaterner (Mordoğan Fayı) ve Neotektonik Dönem çizgiselliği (Alaçatı Fay Zonu ve Çeşme Fayı) sınıflarında değerlendirilen fayların 6 ile 6,7 büyüklüğüne varan depremler üretebileceği belirtilebilir. Bu nedenle adı geçen faylarda hendek tabanlı paleosismoloji çalışmalarının bir an önce yapılması önemlidir.

Anahtar kelimeler: Karaburun Yarımadası, aktif fay, tektonik jeomorfoloji, reaktivasyon, deprem üretme potansiyeli

EARTHQUAKE POTENTIAL OF QUATERNARY-HOLOCENE FAULTS OF KARABURUN PENINSULA BY USING GEOLOGICAL, GEOPHYMORPHOLOGICAL AND REMOTE SENSING METHODS

ABSTRACT

The Karaburun Peninsula, which contains rock units belonging to Paleotectonic and Neotectonic periods, is a belt that includes the main structural lines indicating that the Paleotethys was closed at the beginning of Triassic and the Neotethys ocean which was opened in the Late Triassic was closed at the end of Eocene. Neogene volcanics and pyroclasts on Karaburun Platform rocks and all contacts between volcanism and volcano-sedimentary sequence representing the terrestrial lacustrine environment are tectonically related. The deposition of Holocene alluvial fans and deltas is controlled by faults.

Geomorphometric markers related to active faults in Karaburun Peninsula have been determined and related indices have been calculated. Calculations; It has been concluded that the tectonic activity class in Gülbahçe Basin is very high, the tectonic activity class in Mordoğan Basin is high and it is compatible with the age of activity.

All the data obtained show that the Gülbahçe Fault Zone, which borders the Karaburun Peninsula from the east, is related to the Yağcılar Fault and Kenelidağ Fault and they work together. The Yağcılar fault was developed as the synthetic riedel of Gülbahçe fault zone and the Kenelidağ fault as antithetic riedel. The Mordoğan Fault in the north is connected to the Gülbahçe fault zone with the Balıklıova relay ramp. Alaçatı Fault Zone and Çeşme Fault, which were defined and mapped for the first time in this study, were evaluated in the class of Neoectonic period. The Alaçatı Fault Zone and Çeşme Fault, defined for the first time in the neotectonic period linearity class, resulted in the presence of folds indicating the compression tectonics after the Miocene and Gulf formations indicating the opening tectonics in the Çeşme Peninsula.

As a result, it can be stated that the faults (Alaçatı Fault Zone and Çesme Fault), Holocene (Gülbahçe Fault Zone and Yağcılar Fault), Quaternary (Mordoğan Fault)

and Neotectonic Period lineatures can produce earthquakes of 6 to 6.7 magnitude. Therefore, it is important to perform trench-based paleoseismological studies on these faults as soon as possible.

Keywords: Karaburun Peninsula, active fault, tectonic geomorphology, reactivation, earthquake potential

İÇİNDEKİLER

Sayfa

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU ii
TEŞEKKÜR ii
ÖZ iv
ABSTRACT vi
ŞEKİLLER LİSTESİ xi
TABLOLAR LİSTESİ xviii

BÖLÜM BİR - GİRİŞ 1

1.1 Çalışma Alanının Yeri 1
1.2 Amaç ve Yöntem 1
1.3 Önceki Çalışmalar 4

BÖLÜM İKİ - STRATİGRAFİ 4

2.1 Giriş 23
2.2 Bozdağ Yükseltisi ve Çevresinin Stratigrafisi 24
2.2.1 Paleozoyik Stratigrafisi 24
2.2.2 Mesozoyik Stratigrafisi 29
2.2.3 Neojen ve Neojen Sonrası Stratigrafisi 36
2.3 Çeşme Yarımadası ve Çevresinin Stratigrafisi 41
2.3.1 Güvercinlik Formasyonu 46
2.3.2 Armağandağı Grubu 48
2.3.3 Çeşme Grubu 50
2.3.4 Alüvyon ve Kıyı Çökelleri 56
2.4 Gülbahçe Körfezi ve Çevresinin Stratigrafisi 56
2.4.1 Gerence Formasyonu (Trg) 59
2.4.2 Camiboğazı Formasyonu (Trc) 59
2.4.3 Nohutalan Formasyonu (Jn) 59
2.4.5 Kocadağ Volkanitleri (Tmk) 61

2.4.6 Uzunkuyu Sokulumu 62
2.4.7 Gülbahçe Çakıltaşı (Qg) 63
2.4.8 Yelpaze Deltası Çökelleri (Qyd) 64
2.4.9 Alüvyon (Qal) 65
2.5 Karaburun Yarımadası'nın Stratigrafik Korelasyonu 65

BÖLÜM ÜÇ - TEKTONİK JEOMORFOLOJİ 69

3.1 Giriş… 69
3.1.1 Yöntem 70
3.2 Jeomorfolojik Göstergeler 71
3.2.1 Drenaj Havzası 72
3.2.2 Ütüaltı Yapısı (Fay Sarplığı) 72
3.2.3 Alüvyon Yelpazesi (Birikinti Konisi) 72
3.2.4 Eksenel Nehir 73
3.2.5 Dağ Önü Çizgiselliği 73
3.2.6 Pull – Apart (Çek – Ayır) Havzalar 75
3.3 Jeomorfolojik Özelliklerin Morfometrik Analizi 77
3.3.1 Çizgisel morfometrik özellikler 78
3.3.2 Alansal morfometrik özellikler 80
3.3.3 Rölyef morfometrik özellikler 82
3.4 Drenaj Desenlerinin Fraktal Boyutu 91
3.5 Göreceli Aktif Tektonik İndeksi (IRAT) 92
3.6 Bulgular 93
3.6.1 Gülbahçe Havzasının Jeomorfolojik Özelliklerin Morfometrik Analizi . 93
3.6.1.1 Gülbahçe Havzasına ait Jeomorfolojik Göstergeler 93
3.6.2 Gülbahçe Havzasının Morfografyası 97
3.6.3 Gülbahçe Havzasının Morfometrik Analizi 102
3.6.4 Mordoğan Havzasının Jeomorfolojik Özelliklerinin Morfometrik Analizi. ……117
3.6.5 Mordoğan Havzasının Morfografyası 120
3.6.6 Mordoğan Havzasının Morfometrik Analizi 124

BÖLÜM DÖRT - YAPISAL JEOLOJİ 138

4.1 Giriş… 138
4.2 Kavramlar 138
4.2.1 Doğrultu Atımlı Fay Tektoniği ve İlişkili Yapılar 138
4.2.2 Fayların Aktivitelerine Göre Sınıflaması 149
4.3 Bölgesel Tektonik 150
4.4 Karaburun Yarımadası'nın Yapısal Öğeleri 168
4.4.1 Faylar 169
4.4.1.1 Holosen Fayları 169
4.4.1.1.1 Gülbahçe Fay Zonu 170
4.4.1.1.2 Yağcılar Fayı.. 188
4.4.1.1.3 Kenelidağ Fayı.. 200
4.4.1.2 Kuvaterner Fayları 218
4.4.1.2.1 Mordoğan Fayı 218
4.4.1.2.2 Çeşme Fayı.. 240
4.4.2 Kıvrımlar 245

BÖLÜM BEŞ - DEPREMSELLİK 254

5.1 Giriş..... 254
5.2 Tarihsel Dönem Depremleri 258
5.3 Aletsel Dönem Depremler 267
5.4 Karaburun Yarımadası'ndaki Aktif Fayların Deprem Üretme Potansiyeli ... 274

BÖLÜM ALTI - SONUÇ VE ÖNERİLER 275

KAYNAKLAR 281

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1 Çalışma alanının yerbulduru haritası 3
Şekil 2.1 Bozdağ ve çevresinin Jeoloji haritası..... 25
Şekil 2.2 Bozdağ yükseltisi ve çevresinin genelleştirilmiş kolon kesiti 26
Şekil 2.3 443919/4274752/UTM koordinatlarında gözlenen Küçükbahçe Formasyonu na ait arazi görünümü 27
Şekil 2.4 448411/4261599/UTM koordinatlarında gözlenen Dikendağ Formasyonuna ait arazi görünümü 28
Şekil 2.5 461645/4254040/UTM koordinatlarında gözlenen Gerence formasyonuna ait arazi görünümü 30
Şekil 2.6 460350/4263508/UTM koordinatlarında gözlenen Camiboğazı Formasyonu na ait arazi görünümü 31
Şekil 2.7 461167/4271480/UTM koordinatlarında gözlemlenen Güvercinlik Formas yonuna ait yüzlek 32
Şekil 2.8 466438 / 4261024/UTM koordinatlarında gözlenen Nohutalan Formasyonu ait yüzlek 33
Şekil 2.9 449320 / 4258599/UTM koordinatlarında gözlenen Tekedağı Formasyonuna ait yüzlek 34
Şekil 2.10 Bozköy civarının jeoloji haritası 37
Şekil 2.11 Neojen sonrası istif Karaburun grubu 38
Şekil 2.12 Çeşme Yarımadasına ait Jeoloji haritası 43
Şekil 2.13 Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti..... 44
Şekil 2.14 Çeşme Yarımadasına (L16-b4 paftası) ait jeoloji haritası 45
Şekil 2.15 Çeşme Yarımadasına ait Stratigrafik kolon kesit..... 46
Şekil 2.16 Güvercinlik Formasyonu'nun gözlendiği Çeşme Karadağ'a ait hava fotoğ ları..... 47
Şekil 2.17 438120/4241328 koordinatlarında Çeşme Karadağ'ın GD yamacındaki Gü vercinlik Formasyonuna ait yüzlek 48
Şekil 2.18 Alaçatı Piroklastik birimi arazi görüntüleri 51
Şekil 2.19 Ovacık formasyonuna ait çeşitli yüzlekler
Şekil 2.20 Çiftlik Formasyonuna ait yüzlek..... 54

Şekil 2.21 Karagöz Formasyonuna ait arazi görünümü 55
Şekil 2.22 Gülbahçe Körfezi ve çevresinin jeoloji haritası 57
Şekil 2.23 Gülbahçe Körfezi ve yakın çevresine ait stratigrafik kolon kesit 58
Şekil 2.24 461645/4254040/UTM koordinatlarında gözlenen Gerence Formasyonuna ait arazi görünümü 60
Şekil 2.25 463561/4240318/UTM koordinatlarında gözlenen Kocadağ Volkaniklerine ait mostralar 62
Şekil 2.26 Uzunkuyu sokulumuna ait arazi görünümü 63
Şekil 2.27 İYTE Kampüs alanı içinde gözlenen Gülbahçe Çakıltaşı birimine ait yüzlek 64
Şekil 2.28 Karaburun Yarımadası'nın stratigrafik korelasyonu 68
Şekil 3.1 Eğim/verev atımlı normal faylanmalar ile denetlenen dağ önlerinde gözlenen jeomorfolojik indisleri gösteren blok diyagram 74
Şekil 3.2 İki sağ yanal atımlı fay segmentinin sıçrama yaptığı yönlere göre gelişebile cek olan yapısal öğeler 76
Şekil 3.3 A. Genişlemeli büklümleri, sağ yanal doğrultu atımlı sistemde havza tiplerini şematik gösterimi, B. Çek–Ayır Havzaların geometrik modeli 77
Şekil 3.4 Tipik hipersometrik eğriler (HC) 85
Şekil 3.5 Eğimlenmeye bağlı olarak yanal olarak göç ederek bir fay boyunca drenajın etkilenmesi 86
Şekil 3.6 Çaprazlama topoğrafik simetri faktörünün uygulanması 88
Şekil 3.7 Vadi tabanı genişliği-vadi yüksekliği oranının hesaplanmasında kullanılan parametreler 90
Şekil 3.8 Gülbahçe Havza sınırı ve drenaj ağı 95
Şekil 3.9 Gülbahçe Havzasında gelişen alüvyon yelpazelerine ait topoğrafik harita görüntüsü 96
Şekil 3.10 Doğrultu atımlı fay karakterine ait jeomorfolojik belirteçler a. Terk edilmiş ve ötelenmiş dereler, b:Basınç sırtı yapısı 97
Şekil 3.11 Gülbahçe Havzasının eğim haritası 100
Şekil 3.12 Gülbahçe Havzasının bakı haritası 101
Şekil 3.13 Gülbahçe Havzası dizin haritası (Strahler Yöntemi) 103
Şekil 3.14 Gülbahçe Havzasının yükseklik haritası ve kapladığı alanlar 108

Şekil 3.15 Gülbahçe Havzası'nın hipsometrik eğrisi 110
Şekil 3.16 Mordoğan havzasında gelişen ütü altı yapıları, trepozoidal yüzeyler ve alüvyon yelpazelerine ait topoğrafik harita ve uydu görüntüleri 118
Şekil 3.17 Mordoğan Havzasının eğim haritası 122
Şekil 3.18 Mordoğan Havzasının bakı haritası 123
Şekil 3.19 Mordoğan havzasının yükseklik haritası ve kapladığı alanlar 130
Şekil 3.20 Mordoğan havzasının hipsometrik eğrisi……... 131
Şekil 4.1 Doğrultu atımlı tektonizma ilişkili genişlemeli ve sıkışmalı büklümlerin (restraining ve releasing bends) tektonik özellikleri..... 139
Şekil 4.2 Sağ yanal basit makaslama kuvvetleri altında gelişen yapısal elemanlar. 142
Şekil 4.3 İdeal bir sağ yanal doğrultu atımlı fay sisteminde gelişebilecek yapısal elemanlara ait harita görünümü 142
Şekil 4.4 İki sağ yanal atımlı fay segmentinin sıçrama yaptığı yönlere göre gelişebilecek olan yapısal öğeler 143
Şekil 4.5 Sağa ve sola bükülmüş veya sıçrama yapmış doğrultu atımlı fay boyunca oluşan basınç ve çekme gerilmesi alanları 144
Şekil 4.6 Sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay boyunca açılma ve sıkışma kuvvetleri etkisinde gelişebilecek Negatif ve Pozitif Çiçek yapılarına ait şematik blok diyagram 146
Şekil 4.7 Aktarım rampasına ait şematik gösterim 148
Şekil 4.8 Türkiye Diri Fay Haritaları'nda kullanılmış olan fay sınıflaması 150
Şekil 4.9 Türkiye çevresindeki ana tektonik yapıları gösteren basitleştirilmiş yapısal harita 151
Şekil 4. 10 Tersiyer'de Ege bölgesinin basitleştirilmiş jeoloji haritası 153
Şekil 4.11 Ege Denizi'ndeki ana doğrltu atımlı faylar ve tortul havzaları gösteren batimetri haritası 155
Şekil 4.12 Ege Genişleme Bölgesinin 5, 15, 30 ve 45 My evrimini gösteren harita görünümü..... 157
Şekil 4.13 Litosfer ölçekli KB-GD doğrultulu kesitler boyunca Ege genişlemesinin yenilenmiş model kesitleri..... 158
Şekil 4.14 Ege Denizi'nin bölgesel yapısını gösteren ana doğrultu atımlı faylar ve sedimanter havzalar 164

Şekil 4.15 Ege kabuğundaki Plio-Kuvaterner deformasyon modeli 167
Şekil 4.16 Karaburun Yarımadası ve yakın çevresinin1:250.000 Ölçekli Türkiye diri fay haritası 168
Şekil 4.17 Gülbahçe Fay Zonu ve Yağcılar Fayının 1:250.000 ölçekli Türkiye diri fay haritası. 169
Şekil 4.18 İzmir ve çevresinde belirlenen aktif, olası aktif faylar ve çizgisellikler . 171
Şekil 4.19 Ekim-2005 ve Nisan-2003 depremlerinin ana şoklarını ve bu depremlere neden olan diri fayları gösteren jeoloji haritası 172
Şekil 4.20 Urla çöküntüsü ve çevresindeki önceki çalışmalar 174
Şekil 4.21 Gülbahçe ve Urla bölgesinin ana tektonik yapılarını gösteren jeoloji haritası 176
Şekil 4.22 Gülbahçe Fay Zonu Söğütlüköy Segmentine ait Jeomorfolojik belirteçlerin topoğrafik harita üzerindeki görünümü 178
Şekil 4.23 Gülbahçe Fay Zonu Söğütköy segmentine ait (a) Fay Sarplığı, (b) Söğüt Dere, (c) Fay yüzeyinin yakından görünümü 180
Şekil 4.24 Karaburun yolu üzerindeki yüzleklerde gözlenen deformasyon ve düşey atımı gösteren yapılar 181
Şekil 4.25 Karaburun yolu üzerindeki yüzleklerde gözlenen fay kiline ait görünüm 182
Şekil 4.26 İçmeler kaynak çıkışı ve civarına ait görüntüler 183
Şekil 4.27 Gülbahçe Fay Zonunun Jeolojik birimlerle olan ilişkisini gösteren zonun kuzey segmentine ait detay harita 185
Şekil 4.28 Gülbahçe Çakıltaşı içinde (İYTE Kampüs alanı) gözlenen sıkışmaya bağlı gelişmiş ezilme zonu 186
Şekil 4.29 İYTE Kampüs alanı içinde Gülbahçe Çakıltaşı biriminde gözlenen düşey atım 187
Şekil 4.30 Ekim-2005 depremleri sırasında Demircili sahilinde oluşan yüzey deformasyonlarını gösteren arazi krokisi 190
Şekil 4.31 Yağcılar Fayının drenaj ağı ile ilişkisini gösterir topoğrafik harita 192
Şekil 4.32 Yağcılar fayının sol ve sağ yönlü çalıştığına dair jeomorfolojik belirteçler 193

Şekil 4.33 Yağcılar Fayının Sağ yönlü doğrultu atımlı segmentine ait arazi görünümü 195
Şekil 4.34 Nohutalan Formasyonu kesen fay düzlemleri ve ilişkili yapılar. a.yarı asimetrik kıvrım, b. İki farklı hareketin gözlendiği yüzlek..... 196
Şekil 4.35 GFZ ve Yağcılar Fayı arasında gelişen ikincil fayların Jeolojik harita üzerinde gösterimi 199
Şekil 4.36 17-20 Ekim 2005 Sığacık depremlerinin ana şokları ve artçı şoklarının dış merkez dağılımını gösteren sismotektonik harita..... 200
Şekil 4.37 Deprem lokasyonları ve fay düzlemi çözümleri 201
Şekil 4.38 Zeytincik fayının morfotektoniği ve Kenelidağı fayı ile ilişkisi 202
Şekil 4.39 Kenelidağ Fayı'nın drenaj havzaları ile olan ilişkisinin topoğrafik harita üzerinde gösterimi 204
Şekil 4.40 Kenelidağ Fayı'nın Gönemse Mevkiinde gözlenen yüzleklerine ait fotoğraflar 205
Şekil 4.41 Kenelidağ Fayı ve ikincil kırıklarına ait yüzlekler 206
Şekil 4.42 Kenelidağ Fayından alınan kinematik ölçülerle oluşturulan tektonik model 208
Şekil 4.43 Zeytincik çek - ayır havzası uydu görüntüsü üzerinde çizgiselliğin görünümü 209
Şekil 4.44 İnceleme alanında bilinen/önerilen aktif ve potansiyel aktif fay sistemleri 211
Şekil 4.45 Uzunkuyu – Barbaros Çek-Ayır Havzasının detay ölçekteki Topografik haritası 213
Şekil 4.46 Kenelidağ Fayının sıçrama yaptığı Nohutalan Kırığına ait Fotoğraflar . 214
Şekil 4.47 Nohutalan Çek-Ayır havzasının detay ölçekteki topografik haritası üzerindeki gösterimi ve 2 farklı zamanda sağ ve sol yönlü hareketin sıkışma yönlerine ait şematik model 215
Şekil 4.48 KB-GD doğrultulu gelişen Zeytincik Çek-Ayır havzasının uydu görüntüsü 216
Şekil 4.49 Zeytincik Çek- Ayır Havzasında gözlenen jeomorfolojik belirteçler..... 217
Şekil 4.50 Mordoğan Fayının 1:250.000 ölçekli diri fay haritası 218
Şekil 4.51 Orta doğu Ege çöküntüsünün yapısal-stratigrafik basamakları 219

Şekil 4.52 Karaburun bölgesinin ayrıntılı jeoloji haritası 221
Şekil 4.53 Mordoğan Fayı ve yakın çevresine ait genel görünüm 222
Şekil 4.54 Mordağan Fayı ve sintetik fayları üzerinde ölçü alınan lokasyonlar 223
Şekil 4.55 Mordoğan Fayı ve sintetik kollarında gelişmiş ütü altı yapıları 223
Şekil 4.56 Mordoğan Fayı üzerinde reaktivasyon gözlenen yüzleğe ait görünüm .. 225
Şekil 4.57 Mordoğan Fayının Normal bileşenine işaret eden kayma yüzeylerine ait görünümler 225
Şekil 4.58 Mordoğan Fayına ait arazi fotoğrafları ve şematik kesitler 226
Şekil 4.59 Mordoğan Fayına ait fay sarplığı ve deformasyon yapıları 226
Şekil 4.60 Mordoğan Fayı'nın Miyosen öncesi – günümüz aralığındaki evrimine ait şematik gösterim 228
Şekil 4.61 Balıklıova Aktarım Rampası'na ait farklı yönlü hareketlerin gözlendiği Nohutalan Formasyonu 229
Şekil 4.62 Balıklıova Aktarım Rampasının uydu görüntüsü ve arazi gözlem noktaları 230
Şekil 4.63 Alaçatı Fay Zonu'nun topoğrafik harita üzerindeki görüntüsü 232
Şekil 4.64 Alaçatı Fay Zonu güney segmentleri arasında gelişmiş kırık sistemi..... 233
Şekil 4.65 Alaçatı Mevkiinde saptanan dere ötelenmeleri 234
Şekil 4.66 Yumru Koyu Mevkiinde gözlenen reaktive yapılar..... 235
Şekil 4.67 Alaçatı Fay Zonu boyunca gözlenen doğrultu atımlı sıkışma yapılarına örnekler..... 236
Şekil 4.68 Ayayorgi yolu üzerinde gözlenen sıkı (kapalı) kıvrım ve faylanma sonucu oluşmuş fay kili ve Çeşme Formasyonu içerisinde gözlenen Sin-sedimanter faylar 237
Şekil 4.69 Çeşme Yarımadası'nın Jeoloji Haritası 239
Şekil 4.70 Çeşme Fayına ait detay ölçekli Jeoloji haritası 241
Şekil 4.71 Kokardağ'ın GB'sından (Çeşme Merkez) geçen normal bileşenli sol yönlü doğrultu atımlı fayın arazi görünümleri 242
Şekil 4.72 Çeşme Fayına ait arazi görüntüleri 243
Şekil 4.73 Alaçatı Piroklastik Birimi içerisinde gözlenen tortullaşma ile yaşıt faylar 244

Şekil 4.74 Çeşme Fayı boyunca yüzlek veren fay düzlemlerinde reaktivasyon verilerinin gözlendiği, tabakaları yataydan düşey konuma getiren sıkışma kuvvetlerinin etkisi altında oluşmuş (-) çiçek yapısı ve fay kiline ait görünümler 244
Şekil 4.75 Tekke Plajından Uç Burnu'na doğru giden kıyı kesiminde yüzlekler veren çeşitli kıvrım tiplerinin görünümleri 247
Şekil 4.76 Fener Burnu ve Top Burnu'ndaki kıvrımlı yapıların görünümleri 248
Şekil 4.77 Tekke Plajının GB'sında gözlenen kıyı kesimine ait detay jeoloji haritası 249
Şekil 4.78 Karaburun Yarımadası ve yakın civarında maeydana gelen bazı depremlerin odak mekanizma çözümleri..... 251
Şekil 4.79 Karaburun Yarımadası'nın Jeoloji haritası..... 253
Şekil 5.1 Karaburun Yarımadası ve yakın çevresindeki diri faylar ve özellikleri ... 256
Şekil 5.2 İzmir ve yakın çevresinin tarihsel dönem depremleri ile diri faylar arasındaki ilişkiyi gösteren diri fay haritası..... 259
Şekil 5.3 3 Nisan, 1881 Sakız Adası ve Çeşme depremine ait eşşiddet haritası..... 266
Şekil 5.4 İzmir ve yakın çevresinin aletsel deprem aktivitesini gösteren sismotektonik haritası 268
Şekil 5.5 23 Temmuz 1949 Sakız-Karaburun depremi eşşiddet haritası 272

TABLOLAR LİSTESİ

Sayfa

Tablo 3.1 IRAT değerleri, göreceli tektonik aktivitenin derecesi ve sınıflama 92
Tablo 3.2 Araştırma sahasında eğim (%) sınıflarının dağılışı..... 98
Tablo 3.3 İnceleme alanında bakı sınıflarının alansal dağılımı 99
Tablo 3.4 Gülbahçe Havzası çatallanma evreleri..... 102
Tablo 3.5 Gülbahçe Havzası akarsu uzunluk oranı (RL) değerleri..... 104
Tablo 3.6 Gülbahçe Havzasının tekstür oranı (Rt) değerleri 104
Tablo 3.7 Gülbahçe Havzası akarsu sıklığı (FS) değerleri 106
Tablo 3.8 Gülbahçe Havzasının havza rölyefi (Bh) değerleri..... 106
Tablo 3.9 Gülbahçe Havzasının engebelilik değeri (Rn) değerleri..... 107
Tablo 3.10 Araştırma sahasında yükselti basamaklarının dağılışı ve hipsometrik eğri için veri değerleri 109
Tablo 3.11 SL Index hesap ve sınıflandırma tablosu..... 112
Tablo 3.12 Vadi profilleri boyunca elde edilen değerler ve Vf değerlerine göre yapılan IRAT sınıflaması..... 113
Tablo 3.13 Kutu sayma yönteminden tahmin edilen farklı ızgara boyutları (S) ve fraktal boyut (FD) ve tanımlayan N (S) kutu sayısı..... 115
Tablo 3.14 Gülbahçe Havzasına ait jeomorfik indeks sınıfları ve Irat değeri sınıfı 117
Tablo 3.15 Araştırma sahasında eğim (%) sınıflarının dağılışı..... 120
Tablo 3.16 İnceleme alanında bakı sınıflarının dağılışı..... 121
Tablo 3.17 Mordoğan Havzası çatallanma evreleri 124
Tablo 3.18 Mordoğan Havzası akarsu uzunluk oranı (RL) değerleri 126
Tablo 3.19 Mordoğan Havzasının tekstür oranı (Rt) değerleri..... 126
Tablo 3.20 Mordoğan Havzası akarsu sıklığı (FS) değerleri..... 127
Tablo 3.21 Mordoğan Havzasının havza rölyefi (Bh) değerleri 128
Tablo 3.22 Mordoğan Havzasının engebelilik değeri (Rn) değerleri 129
Tablo 3.23 Araştırma sahasında yükselti basamaklarının dağılışı ve hipsometrik eğri için veri değerleri 131
Tablo 3.24 SL Index hesap ve sınıflandırma tablosu..... 132
Tablo 3.25 Vadi profilleri boyunca elde edilen değerler ve Vf değerlerine göre yapılmış IRAT sınıflaması..... 134

Tablo 3.26 Kutu sayma yönteminden tahmin edilen farklı Grid boyutları (S) ve fraktal boyut (FD) ve tanımlayan N (S) kutu sayısı 137
Tablo 3.27 Mordoğan Havzası'na ait jeomorfik indeks sınıfları ve IRAT değeri sınıfı……...145
Tablo 4.1 Yağcılar Fayı'na ait kinematik veriler 194
Tablo 4.2 Kenelidağ Fayı'na ait kinematik veriler 207
Tablo 4.3 Mordoğan Fayı ve sintetik faylarında alınan ölçüler 224
Tablo 4.4 Baklılıova aktarım rampası'nda alınan ölçüler 229
Tablo 4.5 Alaçatı Fay Zonuna ait kinematik veriler 238
Tablo 4.6 Kıvrımların, kıvrım kanatları arasındaki açıya göre sınıflandırılması..... 245
Tablo 4.7 Kıvrım eksen düzleminin eğim derecesine göre sınıflandırılması ……246
Tablo 5.1 Türkiye ve yakın çevresindeki diri faylar ve özellikleri 257
Tablo 5. 2 Tarihsel dönem depremleri (1899 ve öncesi) 260
Tablo 5.3 Aletsel dönem depremleri (1900-günümüz) 269
Tablo 5.4 Karaburun Yarımadası'ndaki aktif fayların deprem üretme potansiyelleri 274

BÖLÜM BİR
GİRİŞ

1.1 Çalışma Alanının Yeri

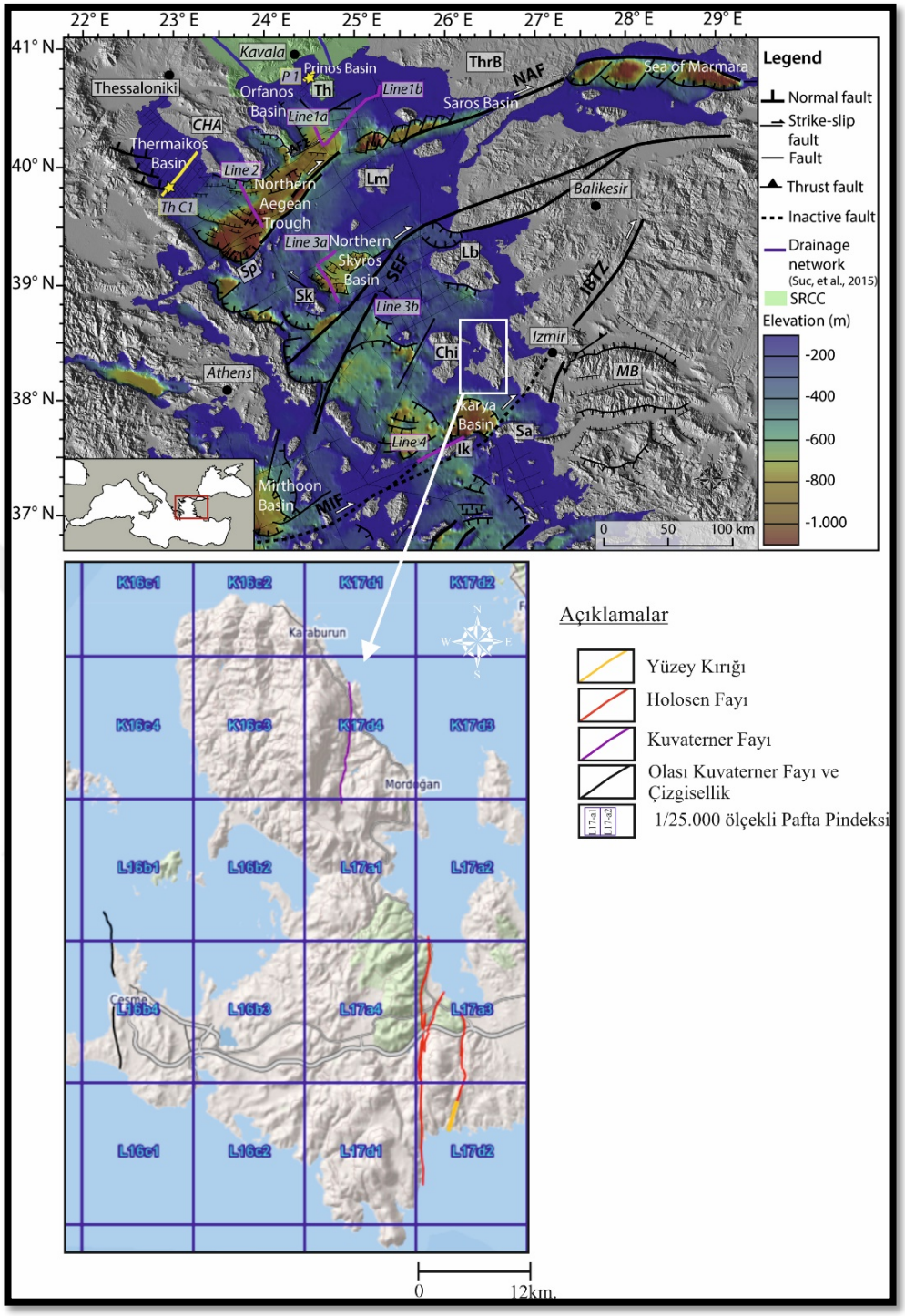
Bu tez çalışmasının alanı; Türkiye'nin batısında yer alan Karaburun yarımadası'nın tamamını kapsar. Çalışma alanı, 4217679 - 4283980 enlemleri, 0465873-0396931 boylamları arasındaki yaklaşık 1120 km^2'lik alanı kapsar. Çalışma alanının batısı, kuzeyi ve güneyinde Ege Denizi, doğusunda Urla ilçesi yer alır. İzmir kent merkezine yaklaşık 80 km uzaklıktadır (Şekil 1.1). 1/25.000 ölçekli Urla L16-b1, L16 - b2, L16 - b3, L16-b4, L16 - a3, L16 - c1, L16 - c2, L17-a1, L17-a2, L17 - a3, L17 - a4, L17 - d1, L17 - d ve L17 - d4 paftalarında bulunan çalışma alanı Urla, Çeşme ve Karaburun ilçe merkezleri çevresindeki yarımada ve köyleri kapsar (Şekil 1.1). Çeşme ilçesine bağlı Çiftlikköy, Ovacık, Çeşme (Merkez), Alaçatı, Ilıca, Dalyan Köy, Ildırı ve Germiyan Köyleri, Urla İlçesine bağlı Nohutalan, Uzunkuyu, Birgi, Barbaros, Kadıovacık, Zeytineli, Gülbahçe ve Balıklıova, Yağcılar Köyleri, Karaburun ilçesine bağlı Mordoğan, Kösedere, Amberseki, Bozköy, Yaylaköy, Köyleri inceleme alanı içerisinde yer alan yerleşim yerleridir. Bölgeye ulaşım, O32 İzmir - Çeşme Otobanı ve Karaburun - Urla asfalt otoyol ile sağlanmaktadır.

1.2 Amaç ve Yöntem

Bu tez çalışmasının amacı, Karaburun Yarımadası'ndaki Holosen – Kuvaterner dönemde reaktive olmuş ve günümüz yerel ve Kuzey Ege Denizi ölçeğindeki genel sıkışmalı açılma rejiminin etkisiyle evrimsel sürecini devam ettirmekte olan fay, fay zonları ve olası fayların morfometrik analizini, uzaktan algılama yöntemlerini kullanarak jeomorfolojik yapıların tespitini yapmaktır. MTA tarafından yapılan diri fay sınıflaması çerçevesinde; Gülbahçe Fay Zonunun ve KB-GD doğrultulu kolu olan Kenelidağ Fayını içine alan Gülbahçe havzasının ve çalışma alanının kuzeyinde tanımlanmış Mordoğan Fayını kapsayan Mordoğan Havzası Jeomorfolojik özelliklerinin Morfometrik analizi yapılmıştır.

Söz konusu havzalar için *"Tektonik olarak aktif drenaj sistemleri, bölgesel ve yerel fayların türü, geometrisi ve son aktivitelerinden etkilenir"* prensibinden yola çıkarak faylanmayla ilişkili ana dere kolu üzerinde kutu sayma metodu kullanılarak Fraktal Boyutta sınıflandırma yapılmıştır. Tektonik Jeomorfoloji çalışmaları kapsamında son olarak göreceli tektonik aktivitenin derecesi (IRAT) ve sınıflaması yapılmıştır. Bu çalışmaların amacı aktiflikleri ispatlanmış fayların jeomorfolojik göstergelerinin ortak olarak sınıflandırılması ile desteklenebilir verilerin elde edilip edilemeyeceği ve sonuç olarak olası fay ve fay zonlarında yapılacak olan bu analiz ve sınıflamaların olası tektonik aktivitenin derecesi ile ilişkisini tartışmaktır. Aktif fay çalışmalarında Tektonik Jeomorfoloji göstergelerinin kanıt olarak sunulup mevcut fayın tektonik aktivite derecesine yaklaşımda bulunabilmektir.

Bu çalışmanın amacı, Karaburun Yarımadası'ndaki Kuvaterner, Holosen yaşlı fayların jeolojik ve jeomorfolojik özelliklerini inceleyerek, aktivite derecesine Fraktal boyut üzerinden yaklaşımda bulunmak, deprem üretme potansiyelini tartışmak, fayların birbirleriyle olan ilişkilerini ortaya koymak ve fayların oluştuğu yapıları ortaya koymaktır.



Şekil 1.1 Çalışma Alanının Yerbulduru Haritası (Kuzey Ege Denizi'nin bölgesel yapısını gösteren ana yapılar GMRT batimetri verileri (Ryan ve diğer. 2009) en derin havzaları vurgulamaktadır. Haritalanan faylar önceki çalışmalardan elde edilmiştir (Mascle ve Martin, 1990; Brun ve diğer. 2016). Aktif olmayan veya açık bir aktiflik kanıtı göstermeyen faylar kesikli çizgilerle gösterilmiştir. Havzaların, adaların ve jeolojik özelliklerin kısaltmaları: AFZ: Athos Fault Zone; Chi: Chios; IB: Ikaria Basin; IBTZ: Izmir-Balikeshir Transfer Zone; Ik: Ikaria; Lb: Lesbos; Lm: Limnos; MB: Menderes Grabens; MiB: Mirthoon Basin; MIF:Mirthoon-Ikaria Fault; NAF: North Anatolian Fault; NAT: North Aegean

Trough; NSB: North Skyros Basin; OB: Orfanos Basin; Pb: Prinos Basin; Sa: Samos; SB: Saros Basin; SEF:Skyros-Eubea fault zone; Sk: Skyros; SM: Sea of Marmara; SRCC: Southern Rhodope Core Complex; Th: Thassos; TheB: Thermaikos Basin; ThrB: Thrace Basin (Brun ve diğer. 2016)

Bu amaçlar dahilinde uydu (Aster, Landsat, Google Earth) görüntüleri, topoğrafik haritalar (drenaj ağının bozulmamış halini görebilmek için mevcut olan 1964 paftaları) kullanılmıştır. Harita ve uydu görüntülerini yorumlama yöntemi kullanılırken ArcMap 10.2, ArcGlobe 10.2, NetCAD GIS 6.0, Hawths Tool 9.0, kinematik analiz için FaultKinWin yazılımlarından yararlanılmıştır. Arazi çalışmaları sırasında Brunton tipi Jeolog pusulası, Jeolog çekici, Garmin GPS, kırık metre, gönye gibi araçlar kullanılmıştır. Tez yazım aşamasında Office Word, Excel, Corel DRAW X7 programları kullanılmıştır.

1.3 Önceki Çalışmalar

Bölgedeki en eski çalışmlar 1925'li yıllara kadar Neojen öncesi stratigrafisiyle ilgili çalışmalar olup, 70'li yıllar sonrası bölgedeki Perlit yatakları dikkat çekmiş ve Miyosen dönemi yapıları incelenmiştir. Bu başlık atında bölgede yapılmış çaılışmalar geçmişten günümüze kronolojik bir sırayla verilmiştir.

Ktenas (1925), Sakız adası ve Karaburun'u birlikte inceleyerek istifin temelinin Sakız adasının doğusunda bulunan "Koyun adalarında yüzeylediğini belirtmiştir ve düşük dereceli metamorfikler, fillatlar ve kumtaşlarından yapılı bu kayaların yaşını Ordovisiyen olarak" kabul etmiştir. Karaburun'un kuzeybatısını kaplayan kumtaşları, siyah çörtler ve çamurtaşlarından oluşan birime Denizgiren grubu adını vermiş ve yaşlarının Erken Devoniyen olduğunu belirtmiştir. Kalecik köyü çevresinde yüzeyleyen kireçtaşları ve kırıntılı kayalardan oluşan birime Kalecik tabakaları adını vermiş ve yaşının Devoniyen-Karbonifer olduğunu belirtmiştir. Bununda üzerine Orta Karbonifer olduğunu ileri sürdüğü Ildır grubu ve Yayla grubu adını verdiği siyah çörtler, grovaklar, mafik volkanitler ve çakıltaşlarından oluşan birimlerin geldiğini belirtmiştir. Paleozoyik yaşlı kırıntılı kayaların üzerinde ise Mesozoyik karbonat istifinin bulunduğunu belirtmiştir (Erdoğan, 1990).

Karaburun Yarımadasının 1/100000 ölçekli jeoloji haritasını yapmış ve stratigrafisi Kalafatçıoğlu (1961) tarafından incelemiştir. Araştırmacı, Triyas yaşını verecek kanıt bulamışsa da varolabileceğine değinerek Mesozoyik kireçtaşlarını Jurasik ile başlatmıştır. Yazara göre; bu karbonat çökelmesi Üst Kretase sonuna kadar sürer. Neojen'in marn, kireçtaşları ile simgelendiğini belirten yazar, Neojen'in sonunda bölgede andezit ve bazaltlar gözlendiğini savunur.

Karaburun Yarımadası'nın kuzeybatısındaki, önceki çalışmalarda Paleozoyik yaşı verilen kırıntılı istif içindeki civa oluşuklarını Höll (1966), Lehnert ve Thiel (1968) tarafından incelemişler ve Sakız Adasındaki çalışmalarla korele ederek Götlandiyenden Karbonifer aralığında yaş vermişlerdir.

Gümüş (1971), Ildır yöresinde tabanını göremediği grovaklara Devoniyen-Alt Karbonifer yaşını verir. Bunların üzerine uyumlu olarak geldiğini kabul ettiği Alt-Üst Karbonifer yaşlı kireçtaşlarını da Tınaztepe ve Alandere birimleri olarak ikiye ayırır. Araştırmacıya göre bu kayalar taban çakıltaşı ile başlayan Noriyen yaşlı birimler tarafından uyumsuzlukla örtülüdür. Gümüş, kendi alanında yaşlı oluşukları örten andezit ve tüflerin Pliyosen yaşında olduğunu belirtir ve kaba kalker konglomeralarını da Pleistosen yaşlı kabul eder.

Borsi, S. ve diğer. (1972), Armağandağ volkaniklerinden 18,2 Ma K-Ar yaşı elde etmiştir. Kocadağ volkanitleri, Urla'nın batısında 200 km kadar geniş bir alana yayılmıştır. Kocadağ volkanitleri, Armağandağ volkanikleriyle benzer bir stratigrafik konumdadır, ancak piroklastik ürünler blok-kül formlarından ibarettir. Kocadağ volkanitlerinin andezitik lavları, plajiyoklas ve kahverengi amfibol fenokristleri ile camsı bir matriste karakterizedir.

Kaya (1979, 1981, s. 36), yıllarında yaptığı çalışmalarda, batıda Karaburun-Midilli, doğuda Menderes yapısal yükseltileri ile çevrili bölgeyi "Orta Doğu Ege Çöküntüsü" olarak tanımlar ve 16,2 ve 11 my arasında volkanizma ve tortullaşmada önemli bir kesikliğin olduğunu savunur. Bu çöküntünün, Neojen öncesinden kalıtsal, başlıca KD ile K gidişli yapısal yüzeyler boyunca gelişmiş düşey yerdeğiştirmelerin ürünü

olduğunu belirten" araştıcıya göre, "çöküntü; batıdan doğuya yapısal stratigrafik basamaklardan oluşan Foça Çöküntüsü, Yamanlar Yükseltisi ve Akhisar Çöküntüsüne ayrıldığını" savunmaktadır (s. 40). Araştırıcıya göre, "çöküntü dolgusu çok katlı tekrarlanan tortul ve volkanik ürün birikiminden oluşur ve kaya birimleri çoğunlukla aşınma yüzeyleri ile birbirinden ayrıldığını" savunmuştur (s. 37). "Kendine özgü KD-K gidişli yapısal-stratigrafik özellikler taşıyan bloklardan yapılı olan çöküntünün Neojen sırasında gelişen BKB - KB doğrultulu çizgilerle bölündüğünü belirten araştırıcıya göre, KB-K ve KB-BKB gidişli çizgiler Neojen süresince oynak kalmışlardır" (s. 37). Araştırıcı, "BKB-B gidişli yapısal şekillerin en geç oluştuğunu ve güneye eğimlenmiş fay blokları ile simgelendiğini" belirtir (s. 36). "Doğu-batı uzanımları KD-K gidişlerle sınırlandığını belirten araştırıcı, K-KD (Miosen-Pliyosen), BKB-KB (Miyosen-Pliyosen) ve BKB-B (?Pliyosen-Kuvaterner) gidişli yapısal-stratigrafik sistemler arasında bir derecelenmenin bulunmadığını ve bu nedenle oluşumların değişik sürücü kuvvetlere bağlı olduğunu" savunur (s. 52). Araştırıcıya göre, "Neojen'de Orta Doğu Ege Çöküntüsü KD-K gidişli çizgisellik taşıyan özgül bir rift sisteminden yapılıdır ve Kuvaterner'de suüstü ve sualtı tortullaşması, yaşıt biçim değiştirmeler, yapı ve morfoloji açınımı Neojen'den kalıtsal oynak çizgilerin ve basamak bölümlerinin kontrolü altındadır" (s. 57).

Kissel ve diğer. (1987, 1988)'da bölgede paleomagnetig anlamda farklı rotasyon geçiren 6 alan (domain) tanımlanmıştır: (1) Karaburun, (2) Zeytindağ, (3) İzmir, (4) Madradağ, (5) Çanakkale ve Lesvos, (6) Beydağ ve Burdur-Antalya alanları. Araştırmacılara göre; Karaburun alanı 17 Milyon yıldan bu yana 43 +/- 26^{o} saat ibresi yönünde rotasyon göstermiştir.

Erdoğan ve diğer. (1990, s. 1), "Karaburun yarımadasında kalın bir Mesozoyik istifinin bulunduğu bir tektonik kuşağın yüzeylediğini ve bu kuşağın İzmir-Ankara zonunu batıdan çevrelediğini" belirtir. Yazarlar, "Karaburun kuşağı Alt-Orta Karbonifer ile başlar ve Alt Triyas'dan Alt Kretase'ye kadar devamlılık sunan bu Mesozoyik istifinin üzerinde uyumsuz olarak Kampaniyen-Maastrihtiyen yaşlı karbonat kayaları ile filiş fasiyesindeki kumtaşlarından oluşan Balıklıova Formasyonu bulunduğunu" ortaya koymuşlardır (s.7). Araştırmacılara göre, "Karaburun Platform

kayaları tamamen Bornova Karmaşığı adı verilen bloklu bir birim tarafından çevrelenmektedir ve bu bloklu birim ileri derecede ezilmiş bir filiş matriksten yapılı olup İzmir-Ankara zonunda Maastrihtiyen ile Daniyen aralığında oluştuğunu" ortaya koymuşlardır (s. 1). Araştırıcılar, "Karaburun platformunun İzmir-Ankara zonu içerisine bu zonun açılımı sırasında tektonik taşınmalarla nap şeklinde ilerlediğini" iddia etmektedirler (s. 17).

Westaway (1990 a ve b), Batı Anadolu'daki blok rotasyonunu açıklayan bir model önermiştir. Bu modele göre, alanların büyük bir bölümü plastik deformasyon zonu üzerinde saat ibresinin tersi yönünde rotasyona uğrarken, diğer küçük dairesel alanlar fraksiyonal tork nedeniyle saat ibresi yönünde rotasyona uğrar. Araştırıcıya göre, söz konusu rotasyonlar aktif normal fayların sismik verilerinden elde edilen oblik hareketle de açıklanabilmektedir.

Zanchi ve Angelier (1993), Batı Anadolu'da 1939-1979 yılları arasında oluşan sığ odaklı deprem verilerinin fay düzlemi çözümlerine göre, bölgede KKD-GGB genişleme doğrultusunu belgeleyen σ3 eksenin K25D olduğunu hesaplamışlardır. Araştırıcılara göre, bölgede normal fay hareketinin baskın olduğu genişlemeli stres rejiminin kuzeye doğru doğrultu atımlı fay mekanizmasına dönüştüğünü belirtmişlerdir. Veriler derine doğru doğrultu atım faylanma yüzdesinde bir artış olduğunu göstermektedir. Bu durum günümüz Batı Anadolu kabuğundaki stres alanında bir tork (dönme momenti)' un varlığına işaret edebilir. Derinlikle değişen stres dağılımındaki bu farklılık kabuktaki eski süreksizliklerin yeniden aktif hale gelmesiyle ilişkili olabilir. Özellikle D-B fayların Geç Senozoyik genişlemesinden kalıtsal olduğu kabul edilir.

Türkecan (1998, s.3), "Karaburun Yarımadası'nın Erken Miyosen ve Orta Miyosen dönemlerinde, Karaburun ile Çeşme arasında bazaltik andezitten riyodasite kadar değişen bileşimde ve kalkalkalen karakterli bir volkanizmanın etkisinde kaldığını; Karaburun yerleşim yeri ve kuzeyinde yer alan volkanitlerin ise Neojen yaşlı çökellerle girik olduğunu" belirtir. Yazar, "bazaltik andezit ve andezit bileşiminde olan bu kayaçların yaşlarını, K/Ar yöntemiyle yapılan yaş tayinleri sonucu 18 ve 16 My.

olduğunu saptamıştır" (s.7). Yazara göre, "Alaçatı doğusunda yer alan Armağan Dağı volkanizması Erken Miyosen yaşlı andezit ve dasit bileşimindeki lavlar ile bunların piroklastiklerinden oluştuğunu" ortaya koymuştur (s.15). Yazar, "Karaburun Yarımadası'nın ortasında, doğu-batı yönlü uzanım gösteren, gölsel ortamda çökeldiği düşünülen, içinde yer yer ince kiltaşı-marn kaya türlerini de içeren kaotik dokulu, cam ve süngertaşı parçacıklarının hakim olduğu asidik karakterli tüfitlerin izlendiğini" belirtir (s.18). Araştırmacı, "bölgede Orta ve Üst Miyosen'de alkalen volkanizma da etkin olmuş ve Karaburun ile Urla yöresindeki havaiyitlerin yanında potasik trakibazaltlarla temsil edilen ürünler verdiğini" savunmuştur (s.23).

Özel ve Günay (2000, s.35), "Gülbahçe Körfezi, tektonik olarak Miyosen öncesi Ege'de egemen kuzey-güney (KG) doğrultulu sıkışma sonucu oluşmuş (KG), (KKD) ve (GGB) doğrultulu kırık ve çöküntülerin, bugün süren aynı doğrultudaki açılma sonucu meydana gelen (DB) doğrultulu kırık ve çöküntülerin kesim bölgesinde yer aldığını" savunmaktadırlar. Yazarlar, "bu bölgenin Batı Anadolu ve Ege'deki blok rotasyonun etkisinde kalmakta olup, Orta Doğu Ege çöküntüsünü oluşturan yükselti ve çöküntü (Horst-Graben) sisteminde Karaburun yükseltisi ile Foça çöküntüsü arasında eşik görevi görmekte olduğunu" savunmuştur (s.27). "Bölgedeki bu durum yapılmış olan gravite değerlendirmelerinde Batı-Doğu doğrultulu Karaburun-Yamanlar hattında birbirlerinden normal atımlı faylarla ayrılmış yükselti ve çukurlar ile geçiş eşiklerinin izlendiğini" ortaya koymuşlardır (s.27). Araştırmacılar, "Gülbahçe çukurundaki sedimentlerin, su katmanları ile beraber 200-250 m kalınlığa ulaştığını, sismik değerlendirmelerde körfezde üstte Kuvaterner sedimanlar, altında ise Neojen yaşlı volkaniklerden oluşan iki sismik tabaka paketi bulunduğunu ortaya koymuşlardır" (s.27).

Altınok (2005)'e göre, "güneyinde Sakarya kıtası ve kuzeyinde Menderes Masifinin yer aldığı İzmir-Ankara Zonunda bulunan Chios-Karaburun bölgesi, Ege Bölgesinin sismik açıdan en aktif parçasıdır. Bölge karmaşık bir coğrafik profil sunar ve düzgün olmayan deniz ve körfezlerle çevrelenmiştir. Bölgede Neojen'deki önemli tektonik karışıklığa rağmen; Neojen öncesi kayalara ait tamamlanmış bir stratigrafik bir seri" varlığını savunmaktadır (s.718).

Ocakoğlu ve diğer. (2004 ve 2005, s.101), Araştırmacılar, “İzmir Körfezi ve çevresinin aktif tektonizmasını incelemek amacıyla 975 km. uzunluğunda sismik yansıma verisi toplamış ve işlemişlerdir”. Araştırıcılar, “bölgede yaygın olarak doğrultusu K-G’den KD-GB yönlerinde değişen aktif sıkışma bileşenli doğrultu atımlı faylar, ters faylar ve yer yer D-B yönelimli normal faylar haritalamışlardır” (s.101). Araştırıcılara göre, “bu faylardan K-G doğrultulu Karaburun Fayı Karaburun Yarımadasını yükseltirken Urla Fayı İzmir Körfezi içerisinde Urla-Uzunada ekseni boyunca temeldeki yükselimi kontrol etmektedir” (s.102). Araştırmacılar, “bu fayların bölgede D-B yönünde bir daralmaya işaret ettiğini” savunmaktadır (s.102).

Çakmakoğlu ve Bilgin (2006, s.33), “Karaburun Yarımadası'nda, kendi içinde oldukça düzenli Paleozoik ve Mesozoyik yaşlı göreli bir "otokton" istif ile allokton konumlu çeşitli tektono-stratigrafik birimler tanımlamıştır”. Araştırıcılar, "otokton" istifin Paleozoik yaşlı en alt birimi, Kambriyen-Ordovisiyen yaşlı kırıntılı kayalardan oluşan, türbiditik özellikteki Küçükbahçe formasyonu oldğunu ve üzerine geçişli olarak, siyah çörtlerin çok sık bulunmasıyla farklılık gösteren Siluriyen-Karbonifer yaşlı Dikendağı formasyonu, kırıntılı ve karbonat kayalarla temsil edilen Vizeyen-Başkiriyen yaşlı Alandere formasyonu geldiğini ve bu birimleri Erken Triyas yaşlı Karaburun granodiyoriti kestiğini ortaya koymuşlardır. Araştırmacılar, Paleozoik temel üzerine uyumsuz olarak gelen Mesozoyik kaya birimlerinin tabanında bulunan Gerence formasyonu; taban çakıltaşı ve Skitiyen yaşlı çökeller ile başladığını ve Anisiyen'deki karbonat egemen kırıntılı derin denizel çökelim ile devam ettiğini ve bu birimin, Anisiyen sonlarına doğru çoğunluğu kırmızı mikritlerle, Alt Ladiniyen'de, neritik karbonatlardan oluşan Camiboğazı formasyonu'na geçtiğini, üzerine geçişli olarak Megalodon'lu kireçtaşı, stromatolitik dolomit ile kumtaşı, çamurtaşı ve demir/boksit pizolitli çakıltaşından oluşan Karniyen-Resiyen yaşlı Güvercinlik formasyonun geldiğini ve Liyas-Malm yaşlı, Palaeodasycladus'lu-Cladocoropsis'li, resifal özellikler de gösteren neritik karbonatlardan oluşan Nohutalan formasyonu ile devam ettiğini, daha üstte Albiyen-Apsiyen yaşlı Aktepe formasyonu, uyumsuz olarak geldiğini ve üzerine, olası bir boşluk/çökelmezlikten sonra gelen Kampaniyen-Maastrihtiyen yaşlı Balıklıova formasyonu; altta sığ denizel, sonra pelajik kireçtaşı marnlardan oluşan Karahasan kireçtaşı üyesi ve en üstte; kumtaşı- çamurtaşı egemen

"fliş fasiyesi" ndeki Haneybaşı üyesi'ni kapsadığını ortaya koymuştur. Araştırmacılar, kırıntılılar ile biyoklastik kireçtaşından oluşan (Geç?) Permiyen yaşlı Tekedağ formasyonu; Karbonat, kırıntılılar ve spilitik lavlardan oluşan Ladiniyen-(Erken) Karniyen / (Noriyen?) yaşlı İdecik birimi; bloklu fliş özelliğindeki Kampaniyen-Erken Tersiyer (Daniyen?) yaşlı İzmir flişi ve Yeniliman serpantiniti, otokton konumlu Paleozoyik ve Mesozoyik kaya birimleri ile tektonik ilişkili olduğunu ortaya koymuşlardır. Yazar, bütün bu birimlerin Neojen ya da Kuvaterner yaştaki çeşitli kaya birimleri tarafından uyumsuz olarak örtüldüğünü belirtir.

Sözbilir (2003, s.1), "Urla Havzası'nı içine alan ve Bigadiç (Balıkesir)'e kadar KD-doğrultusunda uzanan, 150 km uzunluğunda diri bir fay zonunun varlığı ortaya koymuştur". Araştırmacı, "İzmir güneyindeki Seferihisar yükseltisi, Kemalpaşa güneyindeki Nif Dağı ve Manisa güneyindeki Spil Dağı'nın bu zonun içinde kaldığını ve zonun bölgesel ölçekte Bornova fliş zonunun uzanımına koşut olduğunu, Pliyosen sonunda İzmir körfezi ve Gediz grabeninin batı ucunda gelişen D-B doğrultulu faylarla parçalanmaya başladığını, fakat Pliyo-Kuvaterner sonunda yeniden aktif hale geçerek Kuvaterner çökellerini kestiğini ve günümüzde de deprem üretecek doğrultu atımlı fayların gelişimine neden olduğunu" savunmuştur (s.2).

Sözbilir (2005), bölgedeki tektonik hareketliliğin çok daha karmaşık ve kabuksal ölçekte bir fay sistemi şeklinde olduğunu ortaya koymuştur. Araştırmacı, "sistemin karadaki uzanımı, İzmir (Gümüldür) ile Balıkesir (Bigadiç) arasında bir zon içinde yeralan fay parçaları, doğrultu atımlı ve eğim atımlı normal fay şeklinde çalışmakta olduğunu" ortaya koymuştur (s.2). Araştırmacının yaptığı çalışmalara göre, "2005 deprem dizilerinin, Karaburun yarımadası ile Seferihisar yükseltisi arasında kalan bölgedeki faylarda gelişmiş olan "çiçek yapısı"ndan kaynaklandığını göstermektedir. Bu çiçek yapısı; doğrultu atımlı faylanmanın önemli özelliklerinden biri olan ve ana faya bağlı fay parçacıklarının yüzeye doğru dallanarak, çiçek kesitine benzeyen bir görünüm sunması şeklinde açıklanabildiğini" göstermiştir (s.5). Araştırmacı tarafından "bu çiçek yapısı, KD-GB doğrultulu fay parçalarının yanı sıra K-G ve KB-GD doğrultulu diri fay parçalarını da içeren veriler, depremler sırasındaki kırılmaların,

birbirleriyle bağlantılı ve farklı doğrultulardaki diri fay segmentleri üzerinde geliştiğini göstermektedir" yorumu yapılmıştır (s.5).

Aktar ve diğer. (2007), Ekim 2005 tarihli Sığacık depremlerinin ana ve artçı şoklarını değerlendirdikleri çalışmalarında, M1 ana şokunun (Mw: 5,4) KB uzanımlı, M2 (Mw: 5,8) ve M3 (Mw: 5,9) ana şoklarının ise KD uzanımlı eşlenik (conjugate) faylardan kaynaklandığını saptamışlardır. Artçı şokların KB-GD yönelimli dış merkez dağılımı, Kenelidağı fayının GD bölümündeki yaklaşık 10 km'lik bir zon içinde yoğunlaşır. Aynı çalışmada, fayın kırılan bölümünde doğrultu boyunca sıralanan M1 ana şoku ile A1 ve A2 artçı şok odaklarına yönelik fay düzlemi çözümlerinin, K25°B gidişli ve sol yönlü doğrultu atım hareketini yansıttığı bildirilmiştir. 317 rakımlı tepenin 750 metre KB'sından itibaren gelişen düşey/verev atım ve yarattığı fay sarplığı Uzunkuyu yönünde giderek belirginleşir. Fayın, Zeytinler GD'sunda K65°B yönüne büküldüğü noktaya kadar olan 7 km'lik bu bölümünde, fay doğrultusuna dik vadiler oluşturarak doğudaki alçalan bloğa açılan dere ağızlarında fay önü yelpazeleri sıralanmıştır. Fayın KB yönündeki görünür düşey atım miktarındaki artışa paralel olarak, dere vadilerinde geri aşındırmanın ilerlediği, düşey kazınmanın derinleştiği ve fay önü yelpazelerinde boyutların görece büyüdüğü gözlenir. Fayın doğrultusu boyunca düşey/verev hareket miktarındaki artışa bağlı olarak gelişen bu yönelim "rotasyonal faylanma"yı düşündürdüğünü savunmuşlardır. Fay düzlemi önünde çökelmeye devam eden alüvyon yelpazesi boyutlarının göreli küçük oluşu (yelpaze aksları 250 m ile 700 m arasında değişir), sintektonik tortullaşmanın Holosen içinde geliştiğini düşündürür. Zeytinler'in 2 km GD'sunda K65°B yönüne bükülen fay, 5 km'lik uzanımı içinde Barbaros Birgi Holosen çöküntüsünü güneyden sınırlar ve kuzeye doğru gelişen fay önü yelpazelerinin çökelimini kontrol eder. Fayın, Nohutalan Holosen çöküntüsünün güneyinden itibaren batıya devamı kuşkulu olduğunu savunmuşlardır.

Oskay (2007), Çeşme Yarımadası'nın kuzey bölümünde bitirme tezi kapsamnda yapılan çalışmada, çalışma alanında gözlenen birimlerde; çökelmeleri sırasında ve çökelmelerinden sonra gelişen tektonik hareketlere bağlı olarak şiddetli deformasyon izleri, kıvrımlar ve faylar gözlenmiştir. İnceleme alanında gözlenen yapısal

süreksizlikler, genelde doğrultu atımlı fay karakterinde olup KB uzanımlı hatlar üzerinde reaktivasyon saptanmıştır. Çalışma alanında kıvrımlı yapılara Miyosen yaşlı volkanosedimanter istif içinde gözlenmektedir. Yapılan haritalama çalışmaları ve kinematik analiz çalışmalarına göre; Çeşme Körfezi Kokardağ Fayı'nın iki farklı hareketiyle oluşmuştur. "1. hareket fayın sol yönlü doğrultu atımlı hareketi sonucunda Kokardağ ve Çeşme Karadağ arasında KB doğrultulu bir zayıflık zonu oluşturmuş ve bu zon boyunca Çeşme Karadağ bloğu sol yönlü ötelenmiştir. Aynı fay üzerinde gelişen 2. hareketin oblik atımlı normal fay olmasından dolayı Kokardağ ve Çeşme Karadağ blokları birbirinden ayrılarak arada körfez şeklinde KB-GD doğrultusunda bir girintinin/çöküntünün oluşmasına neden olmuştur" sonucuna varılmıştır (s.46).

Sümer (2007, s.57), Urla Havzası'nı biçimlendiren fay zonları ile ilgili tezi kapsamında; "Urla Havzası'nın batı kenarı, 11 km uzunluğunda ve yer yer 2 km genişliğine ulaşan K-G doğrultulu Demirci-Yağcılar Fay Zonu" olarak tanımlamıştır. Araştırmacı, "zon içindeki ana fayın, sağ yönlü doğrultu atımlı fay niteliğinde olduğunu ve Bornova Fliş Zonu kayalarını Miyosen volkano-sedimenter birimlerinden ayırdığını" ortaya koymuştur (s.57). Zon, Sığacık Körfez'inin en batı ucunda dar bir koridor şeklinde başlayarak, Gülbahçe Körfezi'nin güneyinde batıya Karaburun yarımadasına doğru dönerek 1,5 – 2 km daha takip edilebilir. Zona ait ana fay, Yağcılar Köyü'nün yaklaşık 5km kuzeyinde doğuya doğru bir sıçrama yapar. Bu sıçrama, D-B uzanımlı bir normal fayla karşılanmaktadır. Bu açılma alanı, Urla Havza'sının kuzeybatısındaki Gülbahçe alt-havzasının açınımını sağlamıştır.

Erkül ve diğer. (2008, s.394), Araştırmacılar, "Karaburun yarımadasında yüzlek veren Neojen yaşlı volkanik birimleri tanımlamış ve bu birimlerin yerleşim yerleri ile ilgili verilerini Batı Anadolu'da saptanan volkanik evrelerin Karaburun yarımadası'ndaki varlığını" irdelemişlerdir. Araştırıcılar, "Karaburun yarımadası'ndaki Neojen yaşlı volkano-sedimanter istif, Batı Anadolu'da kabuksal ölçekli bir fay sistemi olan KD doğrultulu İzmir-Balıkesir Transfer Zonu'nun batı kenarında yer aldığını" savunmaktadır (s.414). Araştırmacılar, "Yarımada'da birbirinden uyumsuzlukla ayrılan volkanik istifin temelini Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı ofiyolitik kayaçlar ile bu kayaçları kesen Triyas yaşlı granitoyidler oluştuğunu,

Volkanik birimlerin alt kesimlerinde ise Erken Miyosen yaşlı Karaburun volkanitleri ve Alaçatı piroklastik birimi gözlendiğini, Alaçatı piroklastik birimi, Armağandağ ve Kocadağ volkanitleri tarafından uyumlu bir dokanakla örtülmekte ve Uzunkuyu sokulumu tarafından kestiğini, tanımlanan tüm bu birimlerin, Neojen gölsel istifleri ile yanal-düşey girik dokanak ilişkileri gösterdiğini" ortaya koymuşlardır (s.414).

Sözbilir ve diğer. (2008, s.105), "Araştırmacılar, "İzmir Körfezi ve çevresinde yaptıkları çalışmada körfezin D-B, KB-GD, KD-GB ve K-G doğrultulu fayların kontrolünde şekillendiğini" savunmuşlardır. Araştırıcılar, "KD-GB uzanımlı Seferihisar fayı ile D-B uzanımlı İzmir fayı ve D-B uzanımlı Karşıyaka fayının birlikte çalışarak İzmir iç körfezinin oluşumunu sağladığını" belirtmişlerdir (s.106). Araştırıcılara göre, "İzmir iç körfezi K-G çekme ve D-B uzanımlı sıkışma kuvvetleri etkisinde transtansiyonel ortamda oluşumunu devam ettirmekte" olduğunu savunurlar (s.106).

Helvacı ve diğer. (2009), Karaburun Yarımadası'nın Neojen stratigrafisi, birkaç sedimanter ve volkanik birimi de dahil olmak üzere volkano-sedimenter bir istif tarafından temsil edilmektedir. Bu birimler, Karaburun Kuşağının Mesozoyik yaşlı olmayan paleozoyik yaşlı kayalardan, metamorfik olmayan veaşırı derecede kesilmiş temelde bulunmaktadır (Erdğan, 1990; Robertson ve Pickett, 2000; Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006; Erkül ve diğer., 2008). Neojen volkanik tortul birimler, alüvyon yelpazeleri ve akarsu orijinli konglomeralardan oluşan Bozköy Formasyonu ile başlar. Bozköy Formasyonu, genellikle çalışma alanının kuzey kesimleriyle sınırlı olan bir alanda yüzlek verir. Birim yanal ve dikey olarak ağırlıklı olarak beyaz renkli, gölsel kireçtaşlarından oluşan Urla kireçtaşına geçer. Urla kireçtaşı, yarımadanın her tarafında geniş bir alanda yüzlek vermektedir. Karaburun Yarımadasında, birkaç volkanik birim Urla kalkeri ile ara katkılıdır. Bunlar, Karaburun, Armağandağ, Kocadağ ve Yaylaköy volkanikleri olup, en erken Miyosen'de Urla kalkeri çökelmesi ile eşzamanlı olarak yerleştirilmiştir. Bu birimlerin uyumsuzlukla Urla volkanikleri ve son olarak da Ovacık bazaltları vardır. Karaburun volkanitleri, olivin içeren bazaltik lav akıntılarından ve ilgili piroklastik kayaçlardan oluşur. Birim KB-GD yönünde ~ 30 km'lik bir alanda Karaburun çevresinde yetişir. Karaburun volkanitleri, kırmızımsı

kahverengi oksitlenmiş piroklastik çökellerle başlamaktadır, bunlara vesiküler ve genel olarak değişmiş lav akıntıları bulunmaktadır. Piroklastik kayaçlar, düzenli yataklama düzlemlerine sahip beyaz renkli ponza ve kül çökelmeleri ile başlar. Bunların üstünde litik zenginleşmiş ignimbritler bulunur ve bunlar yerel olarak litik klastların ve gaz kaçış borularının ters ve normal derecelendirmesini sunar. Ignimbritler, blok ve kül flok depolarıyla örtülür. Bu piroklastik kayaçlar, Urla kalkeri ile kireçtaşı ve marn arakatmaları arasında yer alırlar. Armağandağ volkaniklerinin son ürünleri pembe - gri renkli andezitik lav akıntıları olup, petrografik olarak ehedral - özşekilli plajiyoklas, kahverengi amfibol ve klinopiroksen fenokristalleridir (sırasıyla toplam fenokristallerden % 80, % 15 ve % 5) camsı bir matris. Lavlar, yer yer birbirine karışan Urla lavları ile birbirine karışan Urla kalkerleriyle peperitik temaslar gösteren peperitik temaslar sergilemektedir.

Robertson ve Ustaömer (2009), araştımacılar bu .alışmalarında, Geç Paleozoyik dönemde, Paleotethys olarak olarak bilinen geniş bir okyanusun gelecek Avrasya ve Afrika kıtalarını ayırdığını Karaburun Melanjı, Sakız Adası ve Teke Dere Ünitesi'nden elde ettiği veriler ile ele almışlardır. Bu okyanus, Varisyan orojenezi sırasıda batı Avrupada kapanmış olmasına karşın Asya ve yakın çevresinde okyanusun açık olduğunu ve Mesozoyik'te Tetis'e dönüştüğünü savunmuştur. Çalışma alanını da kapsayan Üç Üst Paleozoyik litolojik yapı; Sakızadası (Ege Yunun adası), Karaburun Melanjı (Batı Ege) ve Teke Dere Ünitesi (Likya Napları), Paleotetis'in kapanışı sırasıda sedimanter ve tektonik süreçler hakkında kritik bilgiler sunduğunu vurgulamışlardır. Her üç litolojik ünite yaygın dalma batma kompleksinin parçaları olarak yorumlanmıştır.

Sözbilir ve diğer. (2009, s.201), 17-20 Ekim 2005-Sığacık körfezi depremine yönelik yaptıkları çalışmalarda deprem sırasında oluşan yüzey deformasyonlarının kuzeybatı - güneydoğu ve kuzeydoğu - güneybatı doğrultusunda uzanan (doğrultu atımlı) faylar ile D-B uzanımlı normal fay mekanizmasıyla ilişkili olduğunu" belgelemişlerdir. Araştırıcılara göre; "2005-Sığacık körfezi depremi, doğrultu atımlı fayların karakteristik özelliklerinden olan negatif çiçek yapısıyla ilişkilidir" (s.205).

Akal ve diğer. (2010), Türkiye'nin Anatolid-Torid Bloğu'nun bir parçası olarak nitelendirilen Karaburun Yarımadası, Gondvana'nın kuzey kenarında çökelmiş kırıntılı ve karbonatlara ait serileri içermektedir tezini savunmaktadırlar. Araştırmacılar, Erken Triyas yaşlı granitoid tarafından kesilen ve Mezosoyik melanj istifini tektonik olarak üzerleyen Paleozoyik kırıntılı seri üç alt birime ayırmıştır: kumtaşı-şeyl ardalanmasından oluşan alt kırıntılı alt-ünite, siyah çört içerikli şeyl ile kumtaşı ve konglomeradan oluşan üst kırıntılı alt-ünitesi ve Permo–Karbonifer karbonat alt-ünite. Jeokronolojik veriler granitoidin kristalizasyon (sokulum) yaşını 247,1+/- 2,0 my (Sikitiyen) olduğunu belirtmektedirler. Bu asidik magmatizma dalma-batma ile ilişkili kıtasal-yay tektonik ortam koşullarının yansıtmakta olduğunu savunurlar. Araştırmacılar, söz konusu tektonik ortam, Paleo-Tetis Okyanusu'nun güneye doğru, Gondwana altına dalması-batması sırasında Gondwana'nın kuzey kenarı boyunca gelişen kıtasal yay-arkası yırtılma ile ilişkili Neo-Tetis okyanusunun kuzey kolunun açılması şeklinde savunmuşlardır.

Kondopoulou ve diğer. (2010), doğu Ege kıyılarında bulunan ve Karaburun Yarımadasının hemen batı komşusu olan Sakız adasından yeni paleomanyetizma verileri sunmuştur. Yaklaşık 130 m uzunluğunda ve 3 memeli lokalitesi ile Orta Miyosen olarak yaşlandırılmış bir manyetostratigrafik istif (Michalos kesiti) ile 8 volkanik lokasyon (bunlardan 3' ü yüksek hata payları nedeniyle analizlerden çıkarılmış) bu çalışmada bölgenin rotasyonu için kullanılmıştır. Araştırmacılar Michalos kesitinde yaklaşık 15o saat yönünün tersine rotasyon ve 61^{o}'lik bir inklinasyon açısı; volkanik örneklerde ise yaklaşık 70^{o} saat yönünün tersine rotasyon hesaplamıştır. Çalışmada bu rotasyon değerleri bölgedeki diğer veriler ile uyumsuz olarak nitelendirilerek, İzmir-Balıkesir Transfer Zonu' nin etkisi ile Sakız Adası ve çevresinde kaotik rotasyonların geliştiği belirtilmektedir.

Göktaş (2010), Araştımacı, Çeşme Yarımadası'ndaki karasal Neojen tortullaşması egemen gölsel Çeşme grubu ile Erken Miyosen tortullaşmasını yansıtan üstbirim, alüviyal ve gölsel çökellerden yapılı "şifne formasyonu" ile gölsel "Ovacık" ve "Çiftlik" formasyonlarından oluştuğunu, "Armağandağı grubu" volkanitlerinin piroklastik-volkaniklastik bölümünü yansıtan "Reisdere formasyonu" kapsamındaki

felsik “Alaçatı tüfü”, şifne ve Ovacık gölsel istifleri arasında yer aldığını savunmaktadır. Araştırmacı, Alaçatı tüfünü uyumsuzlukla üzerleyen Ovacık gölsel istifinin tabanında yeniden işlenmiş felsik volkanoklastiklerden yapılı “İnönü üyesi” ayırtlamıştır. Uyumlu dokanaklarla Ovacık formasyonu üzerine gelen gölsel Çiftlik formasyonu, yeşil renkli kiltaşı-kumtaşı istifinin simgelediği “Azmakdere üyesi” ile killi kireçtaşından yapılı “Beyazıt üyesi”ne ayrılarak incelemiştir. Azmakdere üyesi, “MN5” biyozonunun erken dönemini (~16-17 my arası) yansıtan memeli kalıntıları kapsadığını savunur. Aynı zamanda, Çeşme grubunun toplam kalınlığı -Alaçatı tüfü ile birlikte- 575 metredir. Açılı uyumsuzlukla Neojen öncesi temel kayalarını üstleyen ve diğer Miyosen çökelleriyle dokanağı bulunmayan “Ildır grubu”, Erken - Orta Miyosen tortullaşması ve volkanizmasını yansıttığını savunmaktadır. Göktaş 2010’a göre, tortul sekans, altta alüvyon yelpazesi ortamında tortullaşmayı yansıtan “Belentepe formasyonu” ile yanal-düşey geçiş ilişkisiyle üstleyen gölsel “Germiyan formasyonu”ndan oluşmaktadır ve Belentepe formasyonu içinde sinsedimanter olarak yer alan ve alüviyal istifi bağıl olarak alt ve üst bölümlere ayıran “Selfeburnu üyesi”nin andezitik lavlarından 14,6±0,6 my K/Ar yaşı alınmıştır. Alaçatı tüfü ile Çiftlik formasyonunu açılı uyumsuz dokanaklarla örten “Kaştepe grubu”, Çeşme Yarımadası‟ndaki karasal Neojen çökeliminin son tortul sekansını oluşturur. Geç Miyosen tortullaşmasını yansıttığı öngörülen üstbirim, altta alüvyon yelpazesi çökellerinden oluşan “Karagöz formasyonu” ve üstte yer alan gölsel “İnlice formasyonu”ndan kuruludur. Araştırmacı, Çeşme Yarımadası’nda geç Erken Miyosen - Orta Miyosen aralığında faaaliyette olan kalkalkali volkanizma “Armağandağı grubu” kapsamında incelemiştir. Armağandağı volkanizmasının çoğunlukla piroklastik ve az oranda volkaniklastik türevlerini kapsayan “Reisdere formasyonu”nun alt bölümünü, riyolit-riyodasit bileşimli ignimbiritlerin simgelediği “Alaçatı tüfü” oluşturur. “Zeytineli formasyonu”, Reisdere formasyonuna alttan üste yanal girik olduğunu kabul etmiştir.

Göktaş (2011), araştırmacı çalışma alanınıda içine alan “Urla (İzmir) çöküntüsündeki Neojen tortullaşması ve volkanizmasının Jeolojik Etüdü” isimli çalışmasında Havzanın doğu kıyısında İzmir Flişi’ne (Eşder, 1988), batısında ise Kocadağ Volkanitleri (Türkecan ve diğer.1998) ile Güvercinlik Formasyonu

(Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006) kayalarına uyumsuzlukla yaslanan Çamlı formasyonu dokanaklarının çoğu aktif tektonikle belirlendiğini savunmuştur. Kireçtaşı istifinin temel kayalarına transgresif aşmayla yaslanan değişik düzeyleri ve kıyıgerisi çamurkayaları üzerine gelen bölümleri, algal onkoidal istiftaşı, tanetaşı ve vaketaşı fasiyeslerindedir. Bölgedeki geç Erken Miyosen kalkalkali volkanizması, Urla çöküntüsünün batısında yayılım gösteren Kocadağ Volkanitleri ile simgelenir. Urla çöküntüsündeki Orta Miyosen yaşlı alkali volkanitler, trakitik-riyolitik piroklastikler ve kompozit domlar-dom akıntılar biçiminde yerleşmiş türdeş lavların simgelediği "Menteş volkaniti" ile "Ovacık Bazaltı"ndan (Kaya, 1979) oluştuğunu savunmuştur. Gülbahçe ve Karaburun aktif fayları arasındaki "İYTE (İzmir Yüksek Teknoloji Enstitüsü) sıçrama alanı" içerisinde çökelen Gülbahçe çakıltaşı, lateral gelişimli örgülü akarsuların egemen olduğu alüvyon yelpazesi tortullaşmasını yansıtır. Kocadağ Volkanitleri'nden türeme bileşenlerden oluşan alüviyal çökellerin Pleyistosen yaşlı olabileceği öngörülmüştür.

Tan (2013), Anadolu ve Güney Ege mikroplakaları arasında Türkiye'nin Ege kıyıları bir geçiş zonu oluşturmaktadır. Son jeofizik çalışmalara ek olarak yazar, ilave mikro plaka varlığını ve blok sınırlarının modifikasyonunu önermektedir; Karaburun Yarımadası büyük olasılıkla bu sınırlardan birinde bulunduğunu savunmaktadır. 17 Ekim 2005 tarihli Mw 5,8 Sığacık körfezi depremine kadar yarımadada ve çevresinde deprem etkinliği çok düşüktür. Yoğun sismoloji ağı sayesinde Karaburun Yarımadası'nda devam eden depremler izlenmektedir. Araştırmacı, bölgenin sismotektonik özelliklerini anlamak için double-fark algoritmadan yararlanarak 5000'den fazla depremi tekrar yerleştirerek, fay düzlemleri ve fay çözümleri elde etmiştir. Sığacak Körfezi'nin KB'sına yönelen mikro sismik aktivite artışı olduğunu tespit etmiştir. Araştırmacının bu gözlemleri KB-GD uzanımlı sol yanal atımlı bir fayın varlığını ortaya koymaktadır. Bu fayın Batı Anadolu ile Yunanistan anakara arasında ki baskın şekilde genişleyen bir rejimin hakim olduğu bu bölgede KD-GB doğrultulu sağ yanal atımlı fayların konjuge fayıdır. Yazar mikro deprem etkinliklerinin, Sığacık ve Gerence Koyları arasında yaklaşık 40 km uzunluğunda ki Karaburun Sismik Zonu'nun ortasında yer alan Uzunkuyu sokulumu ile ilişkili olduğunu savunmaktadır.

Uzel ve diğer. (2013), İzmir-Balıkesir Transfer Zonu (İBTZ) Ege Genişleme Sistemi içerisindeki Kiklad ve Menderes çekirdek kompleksi arasındaki diferansiyel deformasyonu barındıran ve yakın zamanda doğrultu atımlı bir zon olarak tanımlanmıştır. Araştırmacılar yeni yapısal ve kinematik veriler ile İzmir Körfezi çevresinde İBTZ içerisindeki Miyosen ve sonrası birimleri 1/25.000 ölçekli haritalar ile sunmaktadırlar. Elde ettikleri sonuçlar ile İBTZ'nin Neojen öncesi temel kayalarını, Erken-Orta Miyosen volkano-sedimanter istifini ve Pliyo-Kuvaterner karasal birimlerini etkileyen sıkışmalı-genişlemeli gevrek bir makaslama zonu olduğunu savunmaktadırlar. Büyük ölçekli yapıların ve fay kinematik veri analizleri, İzmir Körfezi'nde Senozoyik boyunca üç farklı deformasyon evresinin hakim olduğunu göstermektedir. Araştırmacılar bu evreleri 3 fazda incelemişlerdir. Birinci evrede (Faz 1), muhtemelen Erken (?) – Geç Miyosen'de normal bileşenli doğrultu atımlı fayların gelişmesine yol açan K-G genişleme ve D-B sıkışma ile karakterizedir. İkinci aşama (Faz 2), ile ilgili yapılar, İzmir Körfezi ve çevresinde görülmekte olup, muhtemelen Erken Pliyosen'de meydana gelen, Orta-Kiklad aktivitesinin sona ermesi ile Menderes Masif'inin yüzeylenmesi bu deformasyonun bir niteliğini taşımaktadır. Son deformasyon evresi (Faz 3), kuzeybatı - güneydoğu sol yön uzanımlı ve kuzeydoğu - güneybatı sağ yön uzanımlı, doğrultu atımlı faylar ile D-B doğrultulu normal fayların transtansiyonel deformasyonu ile karakterizedir. Üçüncü evre boyunca İBTZ, Geç Pliyosen'de daha geniş bir makaslama zonundan nispeten dar bir zona evrimleşmiş; doğrultu atımlı ve genişleyen deformasyon birbirinden tamamen ayrılmıştır. Araştırmacılar, İzmir Körfezi Havzasının İBTZ sınırları içinde Pliyo-Kuvaterner döneminde geliştiğini savunmaktadırlar.

Göktaş (2014), Karaburun Yarımadası'nın kuzeydoğusu ve Foça çöküntüsü'nün batı kenarını kısmen temsil eden karasal Neojen çökelleri ile volkanikleri, KB-GD genel uzanımlarıyla basamaklanan sintetik normal faylarla temel kayalarından ayrırır. Araştırmacı, Miyosen dönemi boyunca sınırları yapısal olarak daralan aynı havzada çökelimini devam ettirmekle birlikte, bölgesel ölçekte açılı uyumsuzlukla birbirinden ayrılan iki tortul istif (Karaburun grubu ve Eşendere grubu) tanımlamıştır.

Brun ve diğer. (2016), Egedeki yay-ardı genişleme 45 Ma yıldan beri dalma batmayla sürüklenmesi ilk kez bu çalışmada 2 aşamalı olarak açıklanmıştır. Bu iki aşamalı evrimi, 3 boyutlu olarak ve Ege ölçeğinde dört adımda mevcut metamorfik ve tortul süreçler, kırılgan (ductile) deformasyon geometrisi ve kinematiği, paleomanyetik veriler ve mevcut tomografik modeller kullanarak yeniden yapılandırmışlardır. Yenilenmiş model, trench retreat kaçış oranının ilk 30 My'de yaklaşık 0,6 cm / y olduğunu ve daha sonra son 15 My'de 3,2 cm / y'ye yükseldiğini göstermektedir. Orta Miyosenden bu yana büyük sağ yanal KD-GB doğrultu atımlı faylarının gelişimi, Orta Miyosen'den beri, 450 km uzunluğundaki fay bölgesi, Myrthes'ten İkarya'ya açık denizde ve İzmir'den Balıkesir'e (İBTZ) kadar karada, Anadolu'da gözlenmektedir.

Emre ve diğer. (2016), Bu çalışmada, jeokronolojik kriter ve karaktere uyarak dört belirgin fay tipi 1/25000 ölçekli Türkiye haritasında sınıflandırılmıştır. Önceki Türkiye Aktif fay içerisinde olmayan 176 fay segmenti tanımlanmış ve belgelenmiştir. Sismik kaynak potansiyeli önemli derecede olan 485 fay segmentininde var olduğu sonucuna varılmıştır. Toplam 1964 Diri fay haritası esas alınarak Çoğrafi Bilgi Sistemleri tabanına aktarılmıştır. Her bir fay belirteç parametreleri ile atfedilmiştir, bu belirteç parametreler fay düzleminin eğimi, uzunluğu, çeşidi, aktifliği ya da sınıfı gibidir. Ayrıca GPS, sismolojik ve paleosismolojik datalardan kayma hızı ve sismojenik derinlik gibi verileriyle fay kinematiği desteklendi. Tüm bunlara ek olarak deneysel denklemlerle her bir fay segmenti için beklenen maksimum magnitüdü hesaplanmıştır. Sismotektonik ve deprem mühendisliğinden yararlanılarak fay segmentinin parametrik kataloğu veritabanında sunulmuştur. Bu çalışmada Türkiye'nin her yerinde ve civarında bölgesel sismik risk analizleri için, sismolojik ve jeolojik girdiler temin edildi.

Gündüz ve diğer. (2016), Türkiye'nin batısında yer alan Karaburun Yarımadası'nda yaptıkları çalışmalarında içme suyunun tamamına yakını yeraltı sularından karşılanmakta olduğunu savunmuşlardır. Özellikle yaz dönemlerinde bölgedeki nüfus artışı ve buna parallel olarak yeraltı suyu kullanımının önemli miktarda artması, kıyı akiferlerinde tuzlanma tehlikesini de beraberinde getirdiğini vurgulamışlardır. Bu

durum bölgenin ekonomisini ve su kaynaklarının sürdürülebilirliğini etkilemektedir. Yazarlar çalışmalarında, Karaburun Yarımadası'ndaki suların fiziksel ve çevresel izotop içerikleri birlikte değerlendirilerek, bölgedeki akiferlere ilişkin özellikler irdelemişlerdir.

Uzelli ve diğer. (2017), çalışma alanını statigrafisini birkaç sedimanter ve volkanik birim içeren Miyosen volkanosedimanter ardalanması ile temsil etmişlerdir. Bu birimler, Karaburun Platform ve Bornova Filiş Zonu temel kayaları üzerine gelen kumtaşları, şeyller ve karbonat bloklardan oluşmaktadırlar. Sığacık Körfezinden Gülbahçe Körfezine kadar uzanan KB-GD ve KD-GB doğrultulu faylar bu birimleri keserek deforme etmişlerdir. Araştırmacılar yapısal çalışmalar ile, Batı Anadolu'daki jeotermal sistemlerin normal faylarla kontrol edilmesine karşın, Gülbahçe jeotermal sisteminin daha önce, doğrultu atım baskın (İBTZ) İzmir-Balıkesir Transfer Zonu olarak adlandırılan zon tarafından kontol edildiğini savunmuşlardır. Fay zonu boyunca, aktif fay segmentleri birleşimleri, hidrotermal olarak modifiye edilmiş deniz suyunun derin sirkülasyonun barındıran ve dolayısıyla ortaya çıkan negatif çiçek yapısı, jeotermal sistemler için birincil kontrol mekanizmasını oluşturmaktadır.

Dimitris Sakellariou ve Konstantina Tsampouraki-Kraounaki (2019), Kuzey Ikaria Havzası (NIB), ana aşamalı (en échelon) faylar tarafından ki, bunlar çarpaz uzanan bileşen anlamına gelir ve havzayı güneyden sınırlayan Plio-Kuvaterner, geniş, asimetrik çöküntüden oluşur (Mascle ve Martin, 1990). Bu faylar için Lykousis ve diğer., (1995) doğrultu atım karakteri önerilmiştir. NIB'nin güney sınırında Samos Adası'nda doğrultu atım deformasyonu gözlenmiştir. KKD-GGB yönelimli genişleme, D-B faylarını oluşturmuştur ve eski KB-GD ve KD-GB faylarının doğrultu atım fayları olarak yeniden reaktive olmasıyla sonuçlanmıştır (Chatzipetros ve diğer., 2013). NIB'nin kuzey kenarında, Karaburun Yarımadası ve İzmir bölgesi ile birlikte Sığacık Körfezi, K-G ve KD-GB doğrultu atım fayları boyunca yoğun bir deformasyona maruz kalmaktadır (Ocakoğlu ve diğer., 2004, 2005). NIB'den başka veri bulunmadığı için, güney sınır faylarının kuzeyde gözlemlenenlerle nasıl etkileşime girdiği bilinmemektedir. Güncellenmiş açık deniz morfolojisi, dik faylı yamaçlarla sınırlanmış ve birbirinden sığ uzun veya değişken şekilli yapısal yükseklikler ile

ayrılmış, çeşitli şekillerde, 1000-1200 m. derinliğe kadar birçok çöküntü ile tektonik olarak kontrol edilen bir rölyef göstermektedir. Örneğin, 1200 m derinliğindeki NIB, Miyosen'de (Beniest ve diğer., 2016) başlayan ve doğrultu atımlı bir fay bölgesi ile (Mascle ve Martin, 1990) güneye bağlanırken, Plio-Kuvaterner'de belirgin sağ yanal hareket gelişmiştir (Kiratzi ve Louvari, 2003). Genişleme tektoniği ile birlikte aktif doğrultu atımlı faylar kuzey sınırda, Sığacık Körfezi, Karaburun Yarımadası ve İzmir bölgesinde gözlenmiştir (Ocakoğlu ve diğer., 2004, 2005; Benetatos ve diğer., 2006; Uzel ve diğer., 2013; Yolsal Çevikbilen ve diğer., 2014; Çırmık ve diğer., 2017). 1000 m derinliğindeki SSB ve SB, Evia kıyılarındaki daha az derin fakat yapısal olarak benzer havzaların yanı sıra, KAF'ın güney kollarının batı ucunda önemli bir Pliyo-Kuvaterner ve devam eden deformasyona dair kanıtlar ortaya koymaktadır. Haziran 2017'deki son M=6,3 normal fay depremine ev sahipliği yapan LeB de dahil olmak üzere Lesvos Adası'nın güneybatısındaki yapısal olarak karmaşık alan (Ganas ve diğer., 2017), jeolojik olarak güncel ve devam etmekte olan deformasyonun önemli kanıtlarıdır. Jeomorfolojik kısıtlamalara ek olarak, mevcut seyrek jeofiziksel veriler (örn., Mascle ve Martin, 1990), KD-GB yönünde sağ yanal doğrultu atımlı faylanma ve KB-GD yönünde normal faylanma için sol yanal doğrultu atımlı fay boyunca aktif olduğunu göstermektedir. Pliyo-Kuvaterner dönemden günümüze tüm Kuzey Ege bölgesi aktiftir. Kısıtlı gerilim transferi ile ilgili olarak, Müller ve diğer., (2013), tarafından önerilen Kuzey Ege'den Orta Yunanistan'ın doğu kısmına; yapılan sismolojik gözlemler, Evia Adası'nın orta ve güney kesimini güney Evoikos Körfezi'nin ucuna ulaşan doğrultu atım hareketine işaret etmektedir (Kiratzi, 2002). Buna ek olarak, Kuzeybatı Kıyı Körfezi'nde KB-GD yönelimli doğrultu atımlı faylar haritalanmış ve iğ şeklinde 400 m derinliğindeki bir havzanın gelişiminde rol oynamıştır (Sakellariou ve diğer. 2007), havzanın çevresindeki sol yanal yer değiştirme ise sismolojik verilerle doğrulanmıştır (Ganas ve diğer. 2016). Yukarıda belirtilen tüm bölgeler, kıvrımlı veya yay şekilli makaslama zonlarıdır. Lokal kinematik modele bağlı olarak, genişlemeli veya sıkışmalı büklümlerin, makaslama zonlarının yön değiştirdiği, yerel olarak genişlemeli - sıkışmalı (transtensional) ve sıkışmalı (transpressional) yapıların geliştiği alanlarda oluşur. Pliyo-Kuvaterner havzalar ya genişlemeli büklümleri ya da Çek-ayır havzalar gibi çok boyutlu bir rejimde ya da KD-GB sağ yanal doğrultu atım faylar ile KB-GD sol yanal doğrultu

atım faylar arasındaki birleşme bölegelerinde at kuyruğu yapıları ve oblik faylanmalar gelişmiştir. KD-GB fay zonları boyunca oblik yükselim hareketi, özellikle SA fay zonu boyunca Ege'de havza oluşumunu açıklayan başka bir mekanizmadır. Denizaltı sığ sırtlar, adalar, muhtemelen sıkışmalı büklümler ile bağlantılı yükseltilmiş blokları temsil eder. Bu deformasyon mekanizması, hızla yükseltilmiş bloklarla hızla mekânsal olarak değişen gelişmiş yerel çöküntü alanlarından oluşan "Ege Puzzle"nın evrimini açıklayabilir.

Tez kapsamında yapmış olduğumuz son çalışmalar aşağıda özetlenmiştir:

Ulutaş ve diğer., (2017) "Çeşme - Gülbahçe Körfezi arasındaki Kuvaterner – Holosen Fayların Jeomorfolojisi" (ATAG, 21).

Kıray ve diğer., (2018), "Paleotektonik donem yapılarının yeniden aktif hale geçtiğine dair bir örnek: Mordoğan fayı, Karaburun Yarımadası, İzmir" (ATAG, 22).

Ulutaş ve diğer., (2018), "Aralıklı Olarak Aktif Hale Geçmiş Karaburun Sismik Zonu'nun Jeolojik Evrimi, Karaburun Yarımadası, İzmir" (TJK,71).

Kıray ve diğer., (2018), "Mordoğan Fayı:kinematiği, jeolojik evrimi ve tektonik önemi, Karaburun Yarımadası, İzmir." (TJK,71).

BÖLÜM İKİ
STRATİGRAFİ

2.1 Giriş

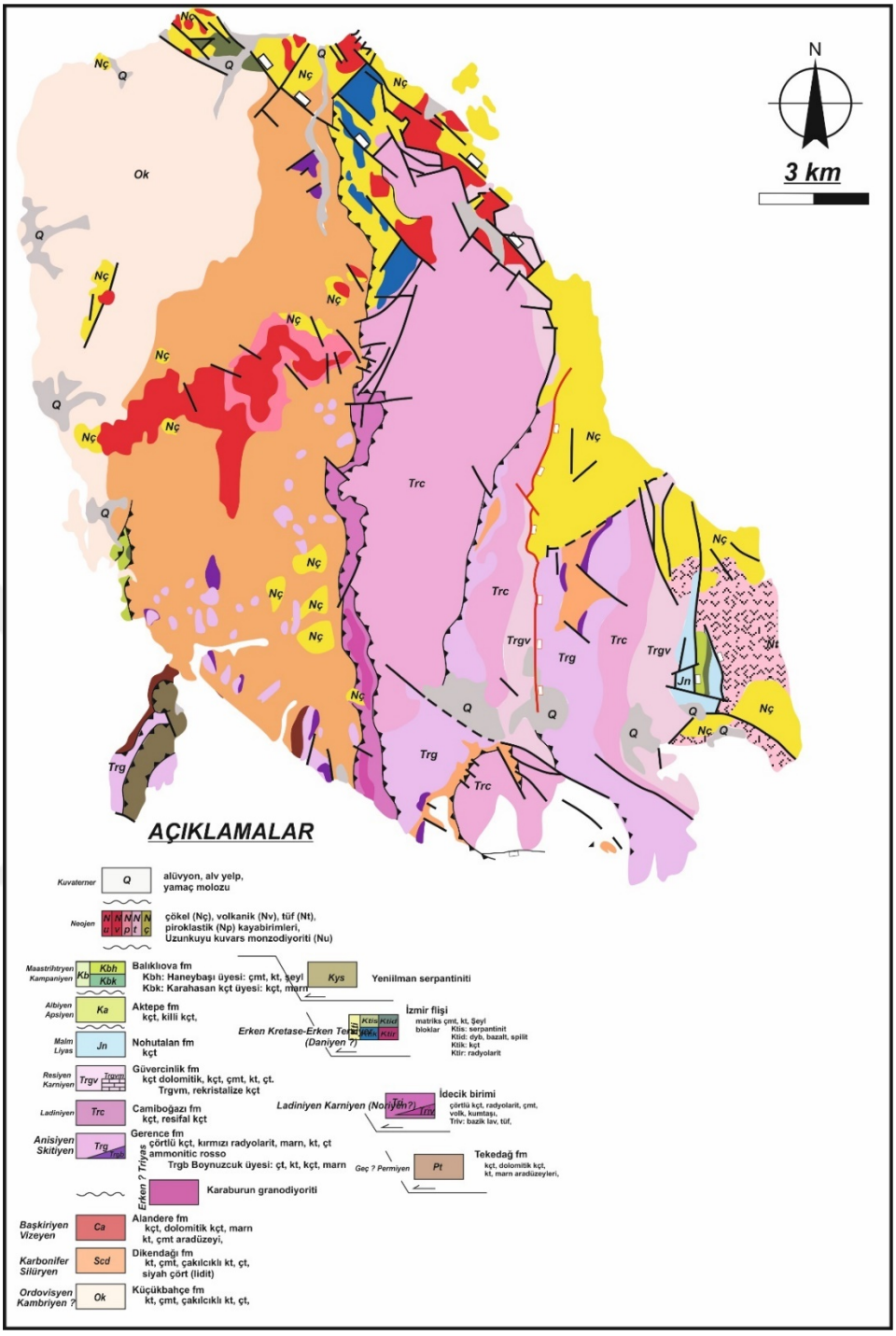
Bu bölümde, çalışma alanı içerisinde bulunan kaya birimleri ve litolojik özellikleri tanımlanarak birimler arasındaki alt ve üst dokanak ilşkileri açıklanacaktır. Kendi içinde düzenli Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı çeşitli tektono-stratigrafik temel kaya birimleri Neojen öncesi stratigrafiyi oluşturmaktadır. Üzerine gelişmiş gölsel egemen çökelimi yansıtan Neojen çökelleri temel kayalar ile yapısal hatlar boyunca ayrılırlar. Paleotektonik ve Neotektonik döneme ait kaya birimlerini içeren Karaburun Yarımadası'nın stratigrafisi, üç ana grupta incelenmiştir.

Tez alanı kuzeyde Bozdağ yükseltisi ve çevresinin Stratigrafisi, batıda Çeşme Yarımadası ve çevresinde gözlenen litolojik formasyonlar ve tez alanının güneyini oluşturan Gülbahçe körfezi ve çevresinde gözlenen litolojik formasyonlar olmak üzere üç alt başlık olarak sunulacaktır. Her başlık altında alanının temelini oluşturan paleotektonik dönem kaya birimleri, "Neojen Öncesi Stratigrafisi" başlığı altında ve paleotektonik dönem kayaları ile tektonik olarak ilişkili bulunan gölsel egemen-karasal kırıntılar ve mafik volkanitlerden oluşan Neotektonik birimleri içeren "Neojen ve Neojen Sonrası Stratigrafi" ana başlıkları ile iki grupta tanımlanmıştır. Tezin bu bölümünde Neojen öncesi birimler; Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006, "Karaburun Yarımadası'nın Neojen Öncesi Stratigrafisi" ve Neojen ve sonrası ise; Göktaş, 2014, "Karaburun (İzmir) ve çevresinin Neojen Stratigrafisi ve Paleocoğrafik Evrimi" isimli yayınlardan yararlanılarak korele edilmiştir.

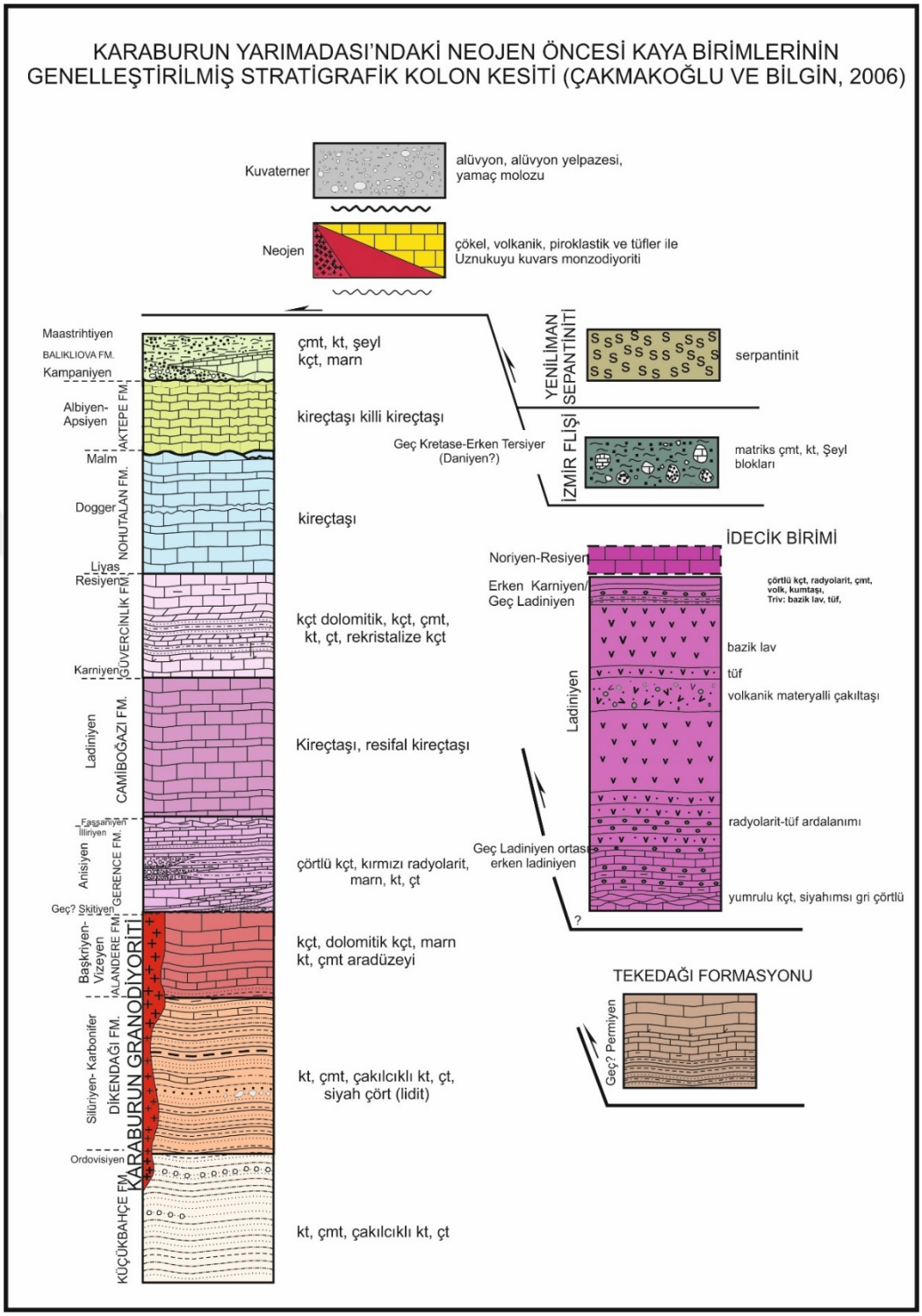
2.2 Bozdağ yükseltisi ve Çevresinin Stratigrafisi

2.2.1 Paleozoyik Stratigrafisi

Karaburun Yarımadasının Paleozoyik istifi Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006'ya göre, Ordovisyen(?)'den (Orta) Karbonifer'e kadar devam eden, geçişli üç ayrı formasyondan" oluşur. Bu formasyonlar; yaşlıdan gence doğru Kambro-Ordovisiyen yaşlı "Küçükbahçe Formasyonu (Ok)", Silüryen-Karbonifer yaşlı "Dikendağı Formasyonu (Scd)", Vizeyen-Başkiriyen yaşlı "Alandere Formasyonu (Ca)" ve Karaburun Granodiyoritten oluşur (Şekil 2.1 ve 2.2).



Şekil 2.1 Bozdağ ve çevresinin jeoloji haritası (Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006)



Şekil 2.2 Bozdağ Yükselitsi ve çevresinini genelleştirilmiş kolon kesiti (Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006)

2.2.1.1 Küçükbahçe Formasyonu (Ok)

İlk kez Kozur, (1998, s.34) tarafından, "Küçükbahçe Formasyonu olarak adlandırılan formasyon, hafif yönlenmeli kumtaşı, ince çakıllı çakıltaşı ve silttaşlarından oluşup, olası Ordovisiyen veya Kambro-Ordovisiyen yaşı" verilmiştir (Şekil 2.3). Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006'ya göre formasyon, "oldukça düzenlidir; formasyonun ardalanması kumtaşı, ince taneli çakıltaşı, silttaşı, çamurtaşı şeklindedir. Formasyon sarımsı kahve ile yeşilimsi gri renkleri arasında, katman kalınlıkları inceden orta kalına, değişim göstermektedir ve türbiditik istif özellikleri göstermektedir; yönlenmesi hafif düzeyde ve dokulu olup, zayıf dereceli metamorfizma etkilerinin görüldüğünü" savunurlar (s.34).

Şekil 2.3 443919/4274752 koordinatlarında gözlenen Küçükbahçe Formasyonuna ait arazi görünümü (Kişisel arşiv, 2011)

2.2.1.2 Dikendağ Formasyonu (Scd)

Bu formasyon Çakmakoğlu ve Bilgin, (2006, s.37) tarafından, "grimsi yeşil, sarımsı kahverenkli, kumtaşları hafif yönlenmeli ve kaba taneli, silttaşı, çamurtaşı ve koyu yeşil, beyaz, genelde siyah çört ardalanmalıdır" şeklinde tanımlamıştır (Şekil 2.4). Yazarlara göre, "Dikendağ formasyonu, Küçükbahçe formasyonu'na benzer şekilde düzenlidir. Dikendağ formasyonu; Küçükbahçe formasyonu ve Alandere formasyonu ile geçişli olarak ilişkilidir. Üst seviyelerideki kırıntılı kayalar, çört içerikli kireçtaşları

ile ardalanma şeklinde, Orta Karbonifer'in kireçtaşlarından Anisiyen yaşlı Gerence formasyonuna uyumsuz olarak geçiş yapar" (Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006, s.37).

Şekil 2.4 448411/4261599 koordinatlarında gözlenen Dikendağ Formasyonuna ait arazi görünümü (Kişisel arşiv, 2018)

2.2.1.3 Alandere Formasyonu (Ca)

Çakmakoğlu ve Bilgin, (2006, s.41)'ya göre, "genellikle aradüzeyleri kumtaşı ve marn olan dolomitik kireçtaşından oluşan formasyonun: en altta yeşil, kahve-bej-yeşil renklerde, orta- ince tabakalı kumtaşı, silttaşı ardalanması, kirli beyaz-sarı ve kırmızı renklerde, sık çört bantlanmalı, ince - orta tabakalı ve kumlu kireçtaşı ve marn istif paketleri ile başladığı" ifade edilmektedir. Araştırmacılara göre, "Dolomitik kireçtaşı, kısmi olarak kristalize, oolitik ve mikritik özellikler gösterdiğini, en üstte ise kahve, siyah, bej renklerde, masif özellikli silisli kireçtaşları ile sonlandığını, 'Geç Skitiyen-Erken Ladiniyen' yaşlı 'Gerence formasyonun' uyumsuz olarak üzerlediğini ve 'Dikendağ formasyonu' ile alttan geçişli" olduğunu ortaya koymuşlardır (Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006, s.41).

2.2.1.4 Karaburun Granodiyoriti

Karaburun granodiyorit ilk kez, Türkecan ve diğer., (1998)'de '*Karaburun sokulumu'* olarak adlandırılmıştır. Ercan ve diğer. (2000)'ne göre birim; "fenokristal olarak plajiyoklaz, kuvars, amfibol, piroksen ve seyrek ortoklas içermektedir, 'Rb/Sr' yöntemiyle biyotitlerden alınan örenklerden, '239,9 ± 2,4 m.y.' aralığında yaş elde

edilmiş ve elde edilen sonuca göre bölgedeki magmatizmanın Triyas yaşlı olduğu belirlenmiştir". Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006'ya göre, "birimin Skitiyen yaşlı olduğu" öngörülmüştür (s.41).

2.2.2 Mesozoyik Stratigrafisi

Mesozoyik istifi Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006'ya göre, gençten yaşlıya doğru 'Senoniyen yaşlı Balıklıova formasyonu ve biyoklastik kireçtaşlarından oluşan Kretase yaşlı Aktepe formasyonu', 'Liyas-Malm yaşlı neritik kireçtaşlarından oluşan Nohutalan formasyonu'; 'Karniyen-Resiyen yaşlı kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve kırıntılardan oluşmu aradüzeyli Güvercinlik formasyonu'; 'Ladiniyen yaşlı Camiboğazı formasyonunun oluştuğu kireçtaşları; Mesozoyik istifini en altında Skitiyen-Alt Ladiniyen yaşlı kayaç çeşitlerinin yanal - düşey geçişli Gerence formasyonu çökeldiğini" ortaya koymuşlardır. Araştırmacılara göre, "Mesozyik istifinin düzenli bir yayılım sunmalarına rağmen, onlarca km takip edildiğini, bindirmelerle birbirleri üzerine itilip devrildiğini ve ayrıca 'İzmir Filişi' içinde 'blok' veya üzerinde 'tektonik dilimler' halinde yer aldığını" savunmaktadırlar (Çakmakoğlu ve Bilgin 2006, s.41).

2.2.2.1 Gerence Formasyonu (Trg)

Çakmakoğlu ve Bilgin, (2006 s.42)'ya göre formasyon, "genelde kırıntılılardan ve çörtlü karbonatlardan oluşmakta, ve genelde çakıltaşı, lamellibranş ve gastropod fosilli yumrulu marn, kumtaşı, killi-siltli kireçtaşı, bazı yerde 'buruşuk' görünümlü, bol kalsit damarcıklı kahvemsi gri, koyu gri, ince-orta tabakalı kireçtaşları ile başladığını" ortaya koymuşlardır. "Üste doğru bejden kahverengiye kadar değişen ve arada 1-2 metre kalınlığında pembemsi bej renkli kireçtaşı düzeylerinin de gözlendiği, kalın katmanlı, bol kalsit damarcıklı, yer yer masif ve değişik kalınlıkta bol kırık ve çatlaklı kireçtaşları, çoğu algli kireçtaşları bulunmaktadır" (s.42) (Şekil 2.5). "Formasyonun orta kesimlerinde çeşitli renkte kireçtaşı ve bunlarla ardalanmalı çamurtaşı, marn, kumtaşı, kahvemsi kırmızı, bejimsi yeşil renkli radyolarit ve kırmızı pelajik kireçtaşı ara düzeyleri bulunduğunu" savunurlar (Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006, s.42).

Şekil 2.5 461645/4254040 koordinatlarında gözlenen Gerence formasyonuna ait arazi görünümü (Kişisel arşiv, 2017)

2.2.2.2 Camiboğazı Formasyonu (Trc)

Çakmakoğlu ve Bilgin, (2006, s.46)'ya göre formasyon; "beyaz, pembemsi beyaz, açık gri renkli masif kireçtaşlarından oluşmaktadır". Karaburun Yarımadasının en dik yerlerini ve yüksek tepelerini oluşturması, belirgin morfolojik özelliğidir (Şekil 2.6). Araştırmacılara göre, "birim, altta Gerence formasyonu ve üstte Güvercinlik formasyonu ile geçişli" özelliktedir (Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006, s.47).

Şekil 2.6 460350/4263508 koordinatlarında gözlenen Camiboğazı Formasyonuna ait arazi görünümü (Kişisel arşiv, 2017)

2.2.2.3 Güvercinlik Formasyonu (Trgv)

Çakmakoğlu ve Bilgin, (2006, s.47)'ya göre, "Megalodon'lu, oolitik kireçtaşı; yeşil, sarı, kırmızı silttaşı, kumtaşı, demir/boksit pizolitli çakıltaşı; açık gri laminalı dolomit ve beyaz dolomitik kireçtaşlarından oluşan birim, Güvercinlik formasyonu olarak" ayırtlanmıştır (Şekil 2.7). Kırıntılı aradüzeylerin varlığı, Güvercinlik formasyonunun en tipik özelliğini oluşturur. Güvercinlik formasyonunda belirgin bir yanal değişim gözlenmez (Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006).

Şekil 2.7 461167/4271480 koordinatlarında gözlemlenen Güvercinlik formasyonuna ait yüzlek (Kişisel arşiv, 2017)

2.2.2.4 Nohutalan Formasyonu (Jn)

Çakmakoğlu ve Bilgin, (2006, s.48)'ya göre formasyon; "Kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve Cladocoropsis'li kireçtaşından oluşan birim Nohutalan formasyonu olarak" tanımlanmıştır. Genelde orta-kalın tabakalı ve gri renktedir (Şekil 2.8). Brinkmann ve diğer., (1972), "birimin kalınlığını (Nohutalan 250 m, Cladocoropsis'li kesim m. olmak üzere) 500 m. olarak ölçmüşlerdir" (s.48); Erdoğan ve diğer., (1990) ise, Nohutalan Formasyonunun kalınlığını 500 m. veya daha fazla olduğunu tahmin ederler.

Şekil 2.8 466438 / 4261024 Koordinatlarında gözlenen Nohutalan formasyonuna ait yüzlek (Kişisel arşiv, 2018)

2.2.2.5 Aktepe Formasyonu (Ka)

İlk kez Lechner ve diğer., (1967) ve Brinkmann ve diğer., (1972) tarafından, "Apsiyen-Albiyen yaşlı genel olarak bej renkli kireçtaşlarından oluşan formasyon, Aktepe birimi olarak" tanımlanmıştır. Çakmakoğlu ve Bilgin, (2006, s.49)'ya göre, "Kahvemsi-beyazımsı-pembemsi bej renklerde, orta-kalın/ince tabakalı, sıkça sarı kalsit damarcıklı, çoğun biyoklastik kireçtaşı ve killi kireçtaşından oluştuğu" ortaya koyulmuştur (Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006).

2.2.2.6 Balıklıova Formasyonu (Kb)

Karbonat ve kırıntılı kaya birimlerinden oluşan formasyon, Brinkmann ve diğer. (1977) tarafından, "Üst Kretase ('Höhere Oberkreide') kaya birimleri olarak" tanımlanmıştır. Çakmakoğlu ve Bilgin, (2006, s.51), formayonu; "Çakıltaşı ya da kırıntılı-biyoklastik kireçtaşları ile başladığını, marn ve mikritik kireçtaşları ile devam

ettiğini ve kumtaşı-çamurtaşından oluşan fliş ile sona erdiğini" savunurlar (Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006).

2.2.2.7 Tekedağı Formasyonu (Pt)

Çakmakoğlu ve Bilgin, (2006, s.53)'da ilk kez tanımlanmış ve "Kumtaşı, silttaşı ve marn aradüzeyli kireçtaşlarından oluşan (Geç?) Permiyen yaşlı birim, ve Tekedağı formasyonu olarak" adlandırılmıştır (Şekil 2.9). Çakmakoğlu ve Bilgin, (2006)'da, "Formasyonun olası alt kesimleri mika pullu, kirli beyaz renkli kumtaşı, silttaşı ve siyahımsı, bazen gri, koyu gri renkli, buruşuk laminalı görünümlü killi kireçtaşı-marn aradüzeyli kahvemsi grimsi siyah renkli kireçtaşlarından oluştuğu" ortaya koyulmuştur (Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006, s.53).

Şekil 2.9 449320 / 4258599 Koordinatlarında gözlenen Tekedağı formasyonuna ait yüzlek (Kişisel arşiv, 2018)

2.2.2.8 İdecik Birimi (Tri)

Çakmakoğlu ve Bilgin, (2006, s.53)'ya göre, "altere olmuş yeşilimsi kahve renkli bazik lav ve piroklastik/volkaniklastikler ile yumrulu, çörtlü kireçtaşı ve kırmızı

radyolaritlerden oluşan birim, stratigrafik farklılığı nedeniyle yapısal-stragrafik bir birim olarak, İdecik birimi adıyla" tanımlanmıştır. Araştırıcılara göre, "birim, yapısal-stratigrafik konumuna göre, altta Dikendağı formasyonu, üstte Camiboğazı ve Gerence formasyonları ile teknonik ilişkili olduğu" varsayılmıştır (Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006, s.53).

2.2.2.9 İzmir Flişi (KTi)

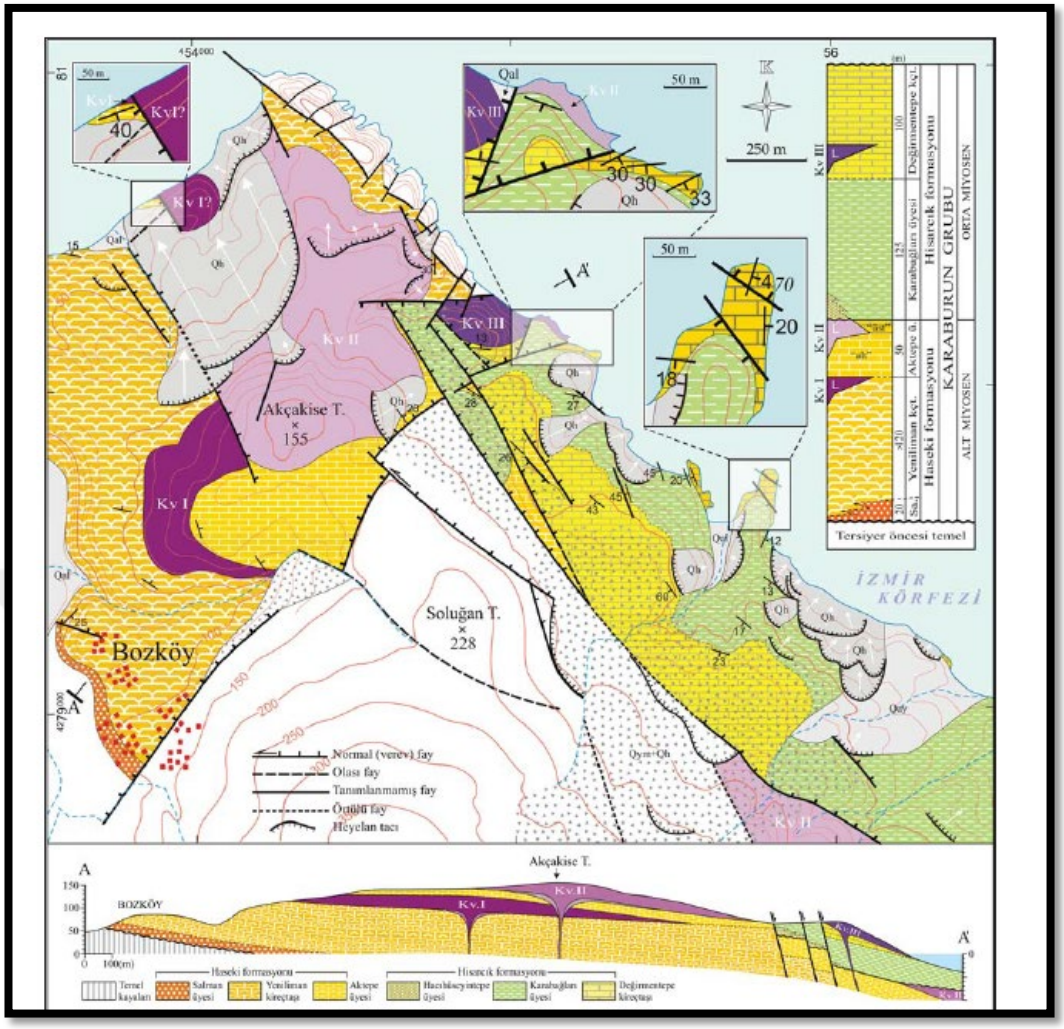
Genel olarak kırıntılı bir matriks ile değişik kaya türündeki bloklardan oluşan, Batı Anadolu' da geniş bir dağılıma sahip Fliş fasiyesindeki birim "İzmir Fliş formasyonu" olarak Öngür, (1972) tarafından adlanmış, Eşder, (1988) tarafından da "İzmir Flişi" olarak grup düzeyinde tanımlanmıştır. Önceki çalışmaların çoğunda, örneğin; "Kretase Flişi" (Brinkmann, 1966; Brinkmann ve İzdar, 1971; Parejas, 1940), "Üst Kretase Flişi" (Akartuna, 1962), "Bornova Flişi" (Konuk, 1977), "Erdemirçay formasyonu" (Konak ve diğer., 1980), "Fliş toplulukları" (Yağmurlu, 1980), "Kretase-Paleojen Flişi" (Başarır ve Konuk, 1981), "Belkahve" ve "Çaldağ" formasyonları (Akdeniz ve diğer. 1986), "Bornova karmaşığı" (Erdoğan, 1985, 1990*a,* 1990*b*; Erdoğan ve Güngör, 1992) olarak tanımlanmıştır. Çalışma alanındaki İzmir flişinin, Balıklıova formasyonu kapsamında tanımlanan Fliş fasiyesindeki Haneybaşı üyesinden, Erdoğan ve diğer., (1990)'nın da öngördüğü gibi, "üstüne geldiği birimlerle tektonik ilişkisi ve bloklu/olistostromal yapısı ve stratigrafik özellikleri bakımından farklılık sunduğu kabul edilmiş ve Paleozoyik ve Mesozoyik kaya birimlerini tektonik olarak üzerlediği, Neojen yaşlı birimler tarafından uyumsuzlukla örtüldüğü" fikri kabul edilmiştir (s.57). Önceki çalışmalarda, "İzmir Flişi, matriksinden/ bloklarından elde edilen yaşlar ve/veya yapısal stratigrafik konumuna göre, genel olarak Geç Kretase yaşlı olduğu" kabul edilmektedir. Bu görüş ve eldeki verilerle, birim için "Kampaniyen-Erken Tersiyer (Daniyen?) yaşı" benimsenmiştir (Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006, s.57)

2.2.2.10 Yeniliman Serpantiniti (Kys)

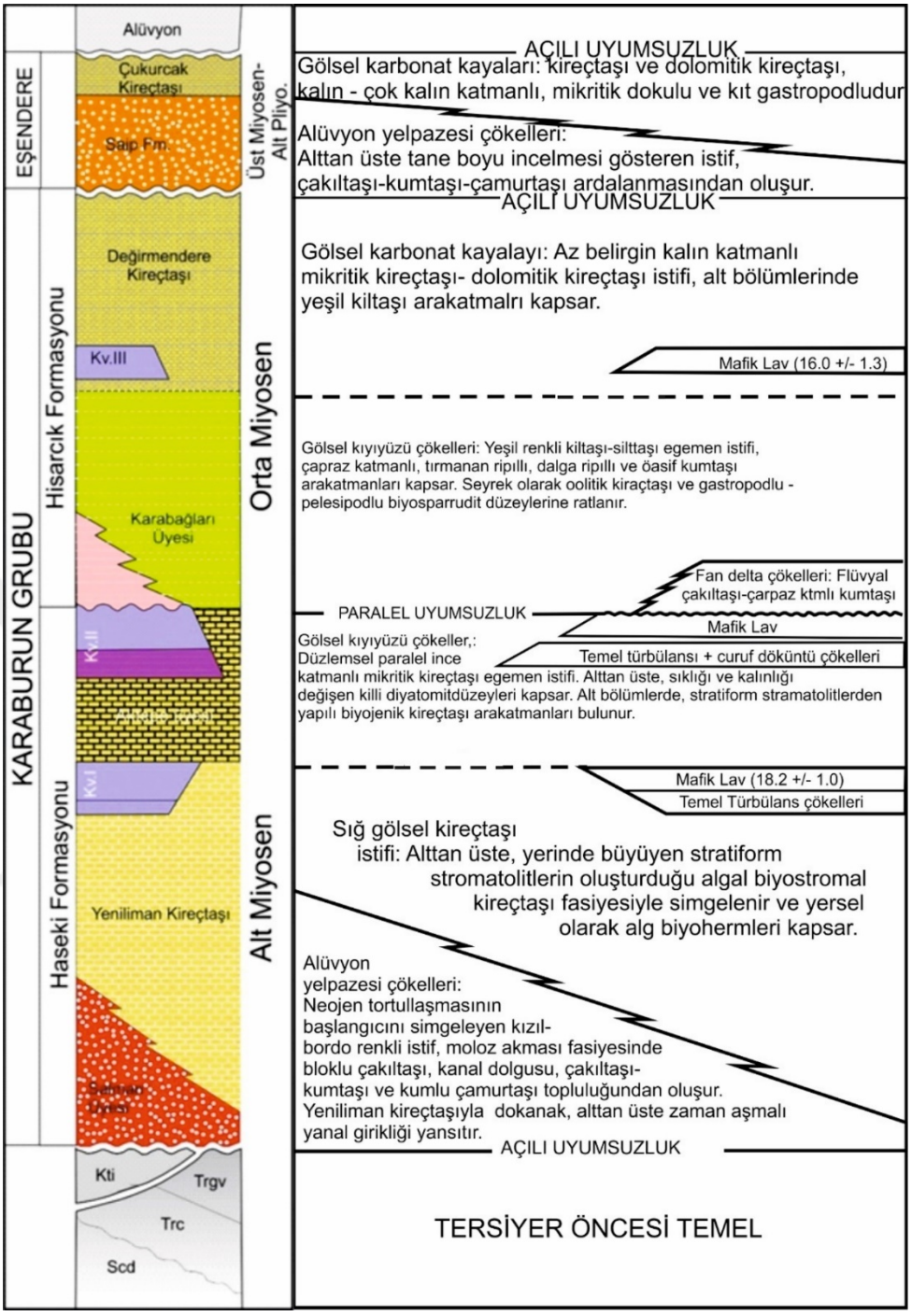
Çakmakoğlu ve Bilgin, (2006 s.57)'ya göre; "yeşil, kahvemsi yeşil renkteki serpantinitten oluşan birim, Yeniliman Köyü'nün (K16-c2) hemen güneyinde, yaklaşık 2 km²'lik bir alanda yayılım göstermektedir". Erdoğan (1990*b*)'da, "Maastrihtiyen-Daniyen yaşlı Bornova karmaşığı kapsamında serpantinit bloğu olarak" belirtmektedir (s.57).

2.2.3 Neojen ve Neojen Sonrası Stratigrafisi

Bozdağ ve çevresindeki "egemen gölsel Alt-Orta Miyosen çökelleri ve yanal ilişkili mafik volkanitler"; Göktaş (2014), "*Karaburun (İzmir) Çevresinin Neojen Stratigrafisi ve Paleocoğrafik Evrimi"* adlı MTA yayınında "Karaburun grubu" olarak tanımlanmıştır. Göktaş 2014'e göre, "Karaburun grubu kaya birimleri üzerinde açılı uyumsuzlukla yer alan ve alttan üste alüvyon yelpazesi çökellerinden gölsel çökellere derecelenen Eşendere grubu, Geç Miyosen-Erken Erken Pliyosen(?) tortullaşmasını yansıttığını" savunmaktadır. Bozdağ ve çevresindeki "egemen gölsel Alt-Orta-Miyosen çökelleri ve yanal ilişkili mafik volkanitler 'Karaburun grubu' kapsamında" tanımlanmıştır. Göktaş (2014), "çökelim kesikliği yansıtmayan bir uyumsuzluğunun ayırdığı Erken Miyosen yaşlı Haseki formasyonu ile Orta Miyosen yaşlı Hisarcık formasyonu, aynı havza içinde birleşik çökeldikleri gözetilerek Karaburun grubu kapsamında değerlendirerek" tanımlamıştır (Göktaş, 2014, s.75), (Şekil 2.10 ve 2.11).



Şekil 2.10 Bozköy civarının Jeoloji haritası (Göktaş, 2014)



Şekil 2.11 Neojen sonrası istif Karaburun grubu (Göktaş, 2014)

2.2.3.1 Haseki Formasyonu

Göktaş (2014, s.76), "Haseki formasyonu, alüviyal fan/delta çökelleriyle (Salman üyesi) başlar ve egemen olarak gölsel çökellerden (Yeniliman kireçtaşı ve Aktepe üyesi) oluştuğunu" savunur. Araştırmacı, "Karaburun volkanizmasının ilk iki evresi (KV1 ve KV2), birimin gölsel bölümü içinde yer aldığını ve 'KV1', Yeniliman kireçtaşı ile Aktepe üyesini ayıran yanal süreksiz bir başvuru düzeyi konumunda olduğunu, 'KV2' ürünleri, Aktepe istifinin üst bölümüne yerleştiğini" savunur (s.76). Bağıl jeokronoloji (Borsi ve diğer., 1972; Helvacı ve diğer., 2009; Göktaş, 2014) ve biyokronoloji (Saraç, 2003) verileri ağırlıklı olarak" Geç Erken Miyosen'i göstermekle birlikte, Haseki formasyonu tortullaşmasının geniş anlamda Erken Miyosen'de geliştiği" kabul edilmiştir (Göktaş, 2014, s.76).

2.2.3.2 Hisarcık Formasyonu

Göktaş 2014'e göre, "Miyosen gölsel tortullaşmasını yansıtan istif, çakıltaşı-kumtaşı topluluğunun simgelediği havza kenarı çökellerinden oluşan Hacıhüseyintepe üyesi ile başlar ve yanal-düşey geçiş ilişkisiyle üste gelen, kumtaşı ara katmanlı yeşil kiltaşı-silttaşı egemen gölsel kıyıyüzü (shoreface) istifi Karabağları üyesi adıyla ayırtlanmıştır" (Göktaş, 2014). Araştırmacıya göre "Tortul istif, gölsel çökelimin son dönemini yansıtan Değirmentepe kireçtaşı ile son bulduğunu" savunmaktadır (Göktaş, 2014, s.76).

2.2.3.3 Yaylaköy Volkanizması

"Karaburun Yarımadası'nın KD kıyı kesiminde yüzeyleyen Geç Erken Miyosen kalkalkali mafik volkanikleri (Helvacı ve diğer., 2009, s.83), ilk defa Türkecan ve diğer., (1998) tarafından, 'Karaburun volkanitleri' olarak adlandırılmış ve en az üç evrede yerleştikleri" ileri sürülmüştür. Uzel ve diğer., 2013'e göre, lav akıntıları ve az oranda yüzlek veren türdeş piroklastiklerin simgelediği volkanitlerin yerleşimi ve günümüzdeki dağılımı, KB-GD genel doğrultusunda uzanan verev atımlı normal fay sisteminin (Karaburun Fay Zonu) kontrolünde gelişmiştir.

2.2.3.3.1 Birinci evre volkanitleri. Göktaş, 2014'e göre, "kaya stratigrafik pozisyonu, petrografik özellikleri ve yaşlı belirlenen KV1, Karaburun Yarımadası'nın KD bölümünde etkinleşen kalkalkali mafik volkanizmanın başlangıcını belgeler. Bozköy kuzeyinde yüzeyleyen KV1, Yeniliman kireçtaşını Aktepe üyesinden ayıran lav düzeyi ile simgelenmektedir" (Göktaş, 2014, s.86).

2.2.3.3.2 İkinci evre volkanitleri. Göktaş, 2014'e göre, "yaygın lav akıntılarıyla simgelenen KV2, Karaburun volkanitlerinin hacimsel açıdan en önemli bölümünü oluşturmaktadır". Araştırmacı, "Aktepe üyesi çökelirken yerleşen KV2 ürünleri, yayılım alanları içinde gölsel istifi bağlı olarak 'alt' ve 'üst' bölümlere ayırmış ve volkanizmanın başlangıcında yerleşen piroklastikler, Tepeboz kuzeyinde temel türbülansı çökelleri ve cüruf döküntüleri ile temsil edildiğini (Göktaş, 2014, s.86)" savunur.

2.2.3.3.3 Üçüncü evre volkanitleri. Göktaş, (2014)'e göre, "Bağıl stratigrafi ilişkileri ve radyometrik verilere göre varlığı belirlenen üçüncü evre, Değirmentepe kireçtaşı üzerinde gözlenen küçük hacimli lav çıkışıyla" simgelenir ve Bozköy'ün yaklaşık 1250 metre KD'sunda gözlenebilmektedir (s.86). Türkecan ve diğer., (1998)'de, "Hisarcık Mahallesi ile Eşendere Limanı arasında örnekledikleri zayıf alkali lavlardan 16,0±0,7 my yaşını tespit etmiş ve üçüncü evreye ait olabileceğini" ileri sürmüşlerdir (s.86).

2.2.3.4 Eşendere Grubu

Göktaş, (2014)'te, "alttan ve üstten bölgesel ölçekte açılı uyumsuzluk düzlemleriyle sınırlanmış olan karasal istif, altta alüvyon yelpazesi çökelleri (Saip formasyonu) ve yanal-düşey geçiş ilişkisiyle üstte yer alan gölsel kireçtaşlarından (Çukurcak kireçtaşı) oluştuğunu" ortaya koyulmuştur (Göktaş, 2014, s.87).

2.2.3.4.1 Saip formasyonu. Çakıltaşı ve kumtaşından oluşan soluk kırmızımsı kahverenkli istif "Saip formasyonu" adıyla ilk kez Göktaş, (2014)'te tanımlanmıştır. Araştırmacı, "gerileyen tipte alüvyon yelpazesi çökelimini yansıtan istif, çakıltaşı-

çakıllı kumtaşı topluluğunun simgelediği örgülü akarsu çökellerinden oluşur ve üst bölümlerinde kumlu Geç Miyosen tortullaşması başlangıcındaki havza kenarı çökelimini yansıtan astbirim, Hisarcık formasyonu kaya birimlerini açılı uyumsuzlukla örttüğünü" savunmaktadır (s.87). Temel kayaları ve KV2 ile dokanaklar, tortullaşma sonrasında ortaya çıkan ya da yeniden aktif hale geçen (reaktive) faylar tarafından belirlenmiştir (Göktaş, 2014).

2.2.3.4.2 Çukurcak Kireçtaşı. İlk kez Göktaş (2014, s.87)'de, "Gölsel karbonat kayaları ile simgelenen tortul istif Çukurcak kireçtaşı adıyla" tanımlanmıştır. Araştırmacı, tortul istifin, kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşından yapılı genellikle mikritik dokulu ve oldukça sertoluştuğunu ve ayrışma yüzeyi beyazımsı açık gri, taze kaya açık bej renkli ve yaygın olarak kalın-çok kalın, yersel ince-orta katmanlı olduğunu" belirtmiştir (Göktaş, 2014).

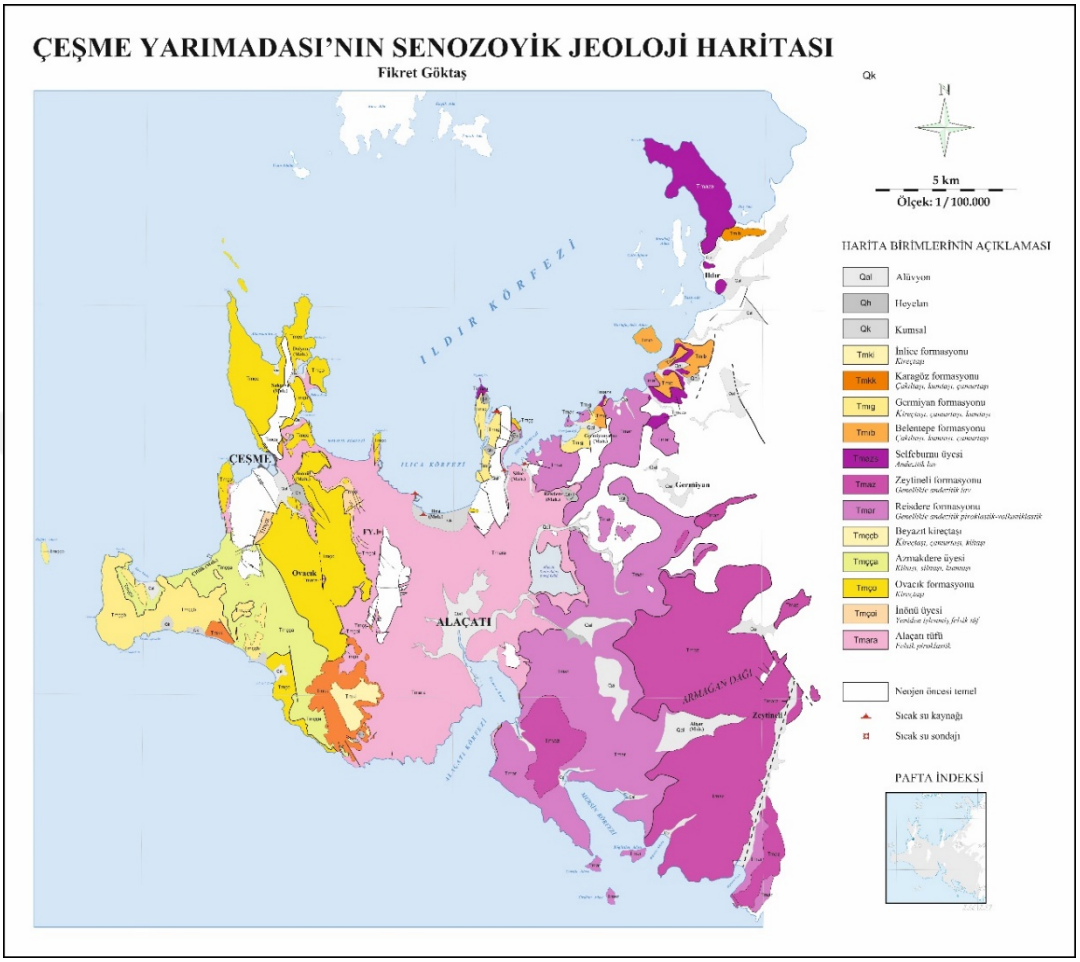
2.3 Çeşme Yarımadası ve Çevresinin Stratigrafisi

Neojen öncesi yaşlı kaya birimlerinin ayrıntılı incelemesine ait veriler Çakmakoğlu ve Bilgin, (2006) çalışmasından alınmıştır. Neojen sonrası birim tanımları Göktaş, (2010), "Çeşme Yarımadası'ndaki Neojen Tortullaşması ve Volkanizmasının Jeolojik Etüdü" adlı MTA yayınından ve Oskay, (2007), "Çeşme (İzmir) Ve Çevresinin Aktif Tektoniği Ve Depremselliği" adlı bitirme tezi kapsamında yapılan çalışmalar korele edilerek tez kapsamındaki tanımlamalar alt başlıklar halinde sunulmuştur.Bu bölümde, Çeşme yarımadasının tamamında gözlenen kaya birimleri ve litolojik özellikleri tanımlanarak, birimlerin alt ve üst dokanak ilişkileri açıklanacaktır. Çalışma alanında temeli Karaburun Platformuna ait Mesozoyik yaşlı Karbonat kayalardan oluşan Güvercinlik Formasyonu oluşturur (Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006). Temel kayalar tabanda volkanik ürünle başlayan ve üste doğru karasal veya gölsel çökellere geçen Miyosen yaşlı Volkano-sedimanter bir istifle örtülmektedir. Bu istifin volkanik kısmını Erken Miyosen yaşlı Alaçatı piroklastik birimi (Erkül ve diğer. 2008), tortul kısmını Çeşme formasyonu (Eşder, 1999) oluşturur. Göktaş, (2010)'a göre, Çeşme Yarımadası'ndaki karasal Neojen tortullaşması egemen gölsel Çeşme grubu ile başlamaktadır.

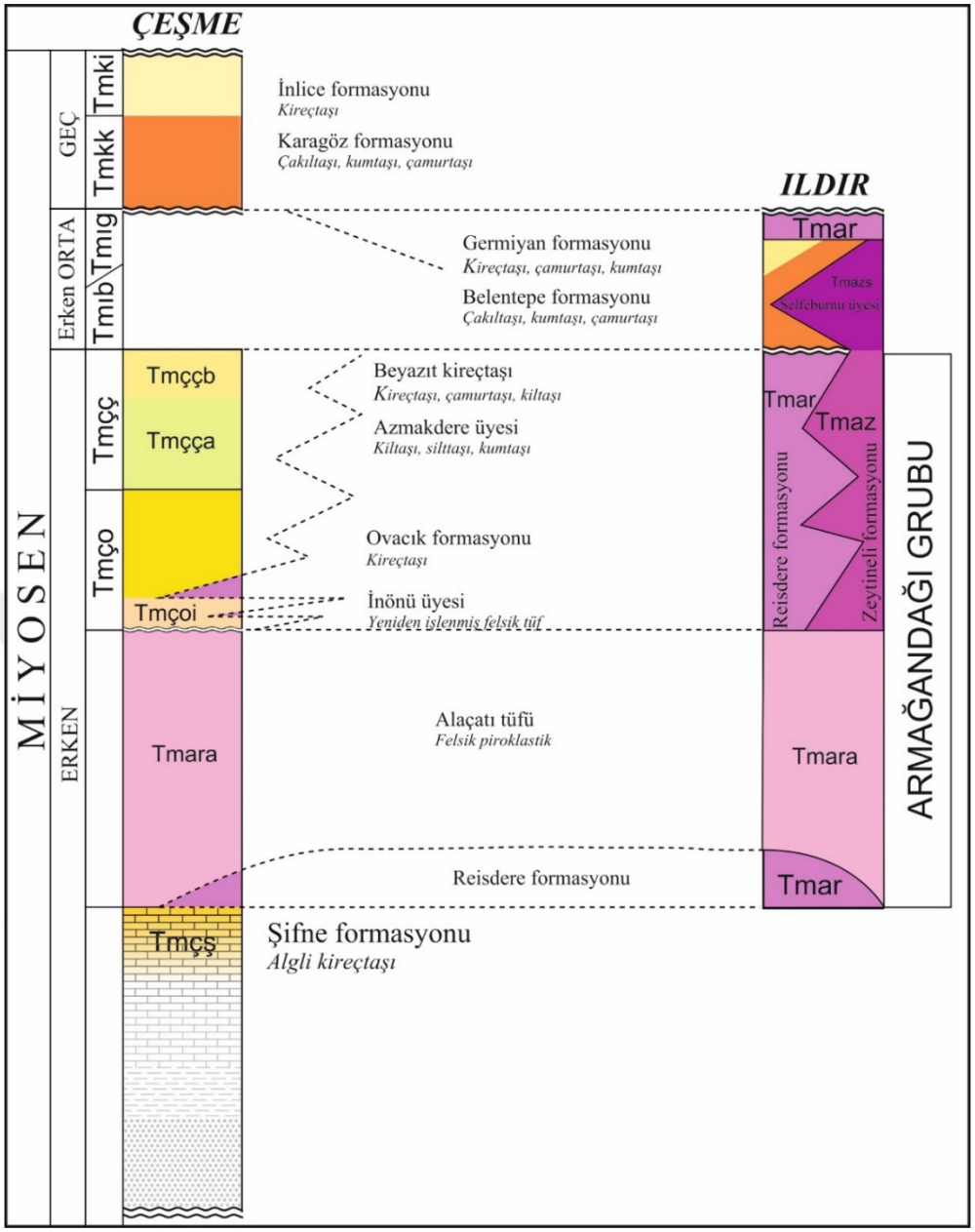
Göktaş, 2010'a göre; Erken Miyosen tortullaşmasını yansıtan üstbirim, alüviyal ve gölsel çökellerden yapılı "Şifne formasyonu" ile gölsel "Ovacık" ve "Çiftlik" formasyonlarından oluşur. "Armağandağı grubu" volkanitlerinin piroklastik-volkaniklastik bölümünü yansıtan "Reisdere formasyonu" kapsamındaki felsik "Alaçatı tüfü", Şifne ve Ovacık gölsel istifleri arasında yer alır. Alaçatı tüfünü uyumsuzlukla üzerleyen Ovacık gölsel istifinin tabanında yeniden işlenmiş felsik volkaniklastiklerden yapılı "İnönü üyesi" ayırtlanmıştır. Uyumlu dokanaklarla Ovacık formasyonu üzerine gelen gölsel Çiftlik formasyonu, yeşil renkli kiltaşı-kumtaşı istifinin simgelediği "Azmakdere üyesi" ile killi kireçtaşından yapılı "Beyazıt üyesi"ne ayrılarak incelenmiştir. Açılı uyumsuzlukla Neojen öncesi temel kayalarını üstleyen ve diğer Miyosen çökelleriyle dokanağı bulunmayan "Ildır grubu", erken Orta Miyosen tortullaşması ve volkanizmasını yansıtır. Alaçatı tüfü ile Çiftlik formasyonunu açılı uyumsuz dokanaklarla örten "Kaştepe grubu", Çeşme Yarımadası"ndaki karasal Neojen çökeliminin son tortul sekansını oluşturur. Geç Miyosen tortullaşmasını yansıttığı öngörülen üstbirim, altta alüvyon yelpazesi çökellerinden oluşan "Karagöz formasyonu" ve üstte yer alan gölsel "İnlice formasyonu"ndan oluşmaktadır. Çeşme Yarımadası'nda geç Erken Miyosen - erken Orta Miyosen aralığında etkinlik gösteren kalkalkali volkanizma "Armağandağı grubu" kapsamında incelenmiştir. Armağandağı volkanizmasının çoğunlukla piroklastik ve az oranda volkaniklastik türevlerini kapsayan "Reisdere formasyonu"nun alt bölümünü, riyolit-riyodasit bileşimli ignimbiritlerin simgelediği "Alaçatı tüfü" oluşturur. Andezit ve az oranda dasit lav topluluğunu oluşturan "Zeytineli formasyonu" oluşturur (Göktaş, 2010). Tüm birimler Kuvaterner yaşlı alüvyonlar ve kıyı çökelleriyle uyumsuzlukla örtülüdür (Şekil 2.12 ve Şekil 2.13).

Çalışma alanında temeli Karaburun Platformuna ait Mesozoyik Karbonatlar oluşturur. Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006'ya göre birim Güvercinlik formasyonu olarak tanımlanıp Karniyen-Resiyen yaş aralığı verilmiştir. Bu kayaçlar tabanda volkanik ürünlerle başlayan ve üste doğru karasal gölsel çökellere geçen Erken Miyosen yaşlı Volkanosedimanter bir istifle örtülmektedir. Bu istifin volkanik çökellerden oluşan kısmı Erkül ve diğer., (2007)'ye göre Alaçatı piroklastik birimi olarak, sedimanter kayaç kısmı ise Eşder, (1999)'a göre Çeşme formasyonu olarak tanımlanmıştır. Tüm

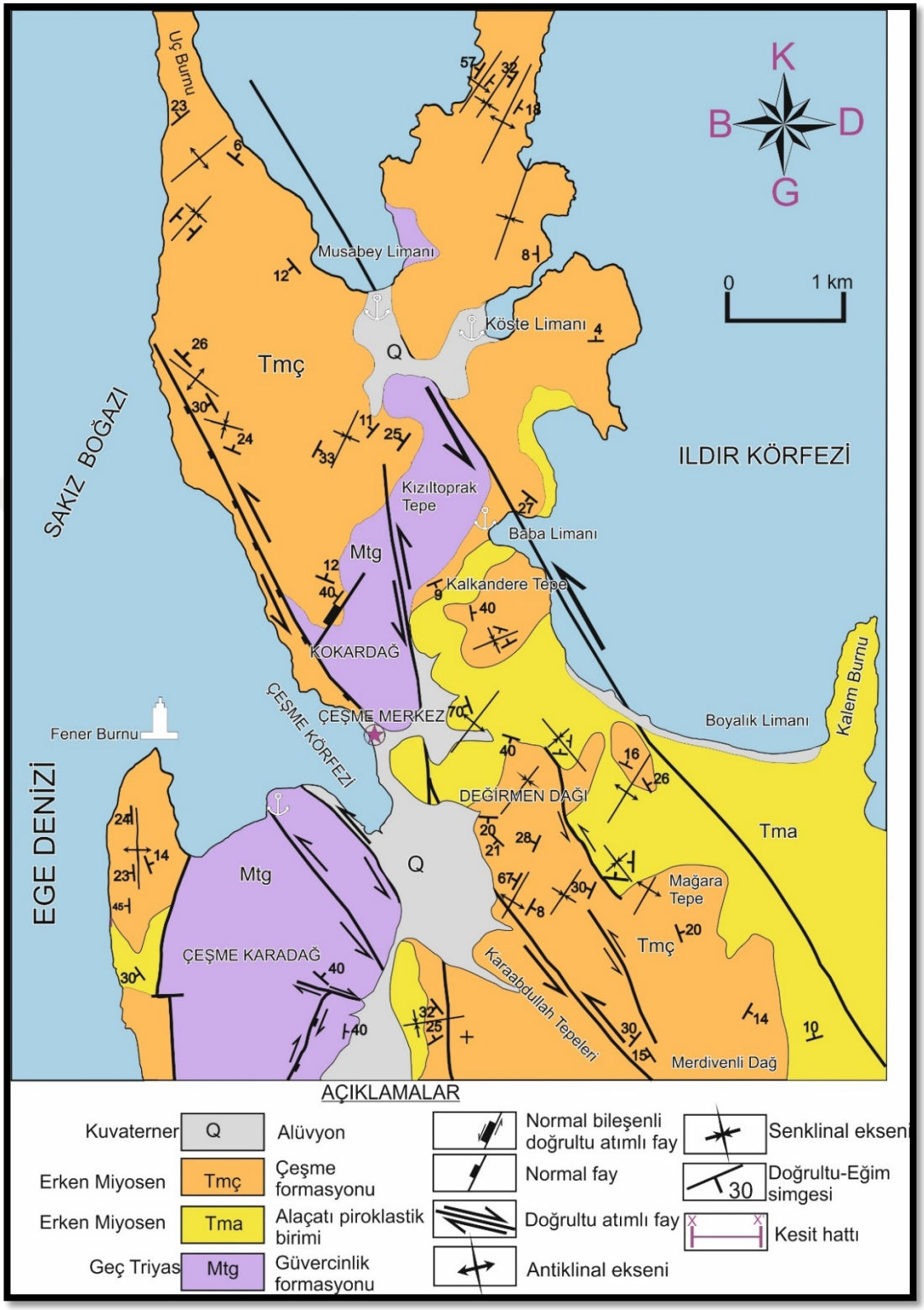
birimler Kuvaterner yaşlı alüvyonlar ve kıyı çökelleriyle uyumsuzlukla örtülüdür (Şekil 2.14 ve 2.15).



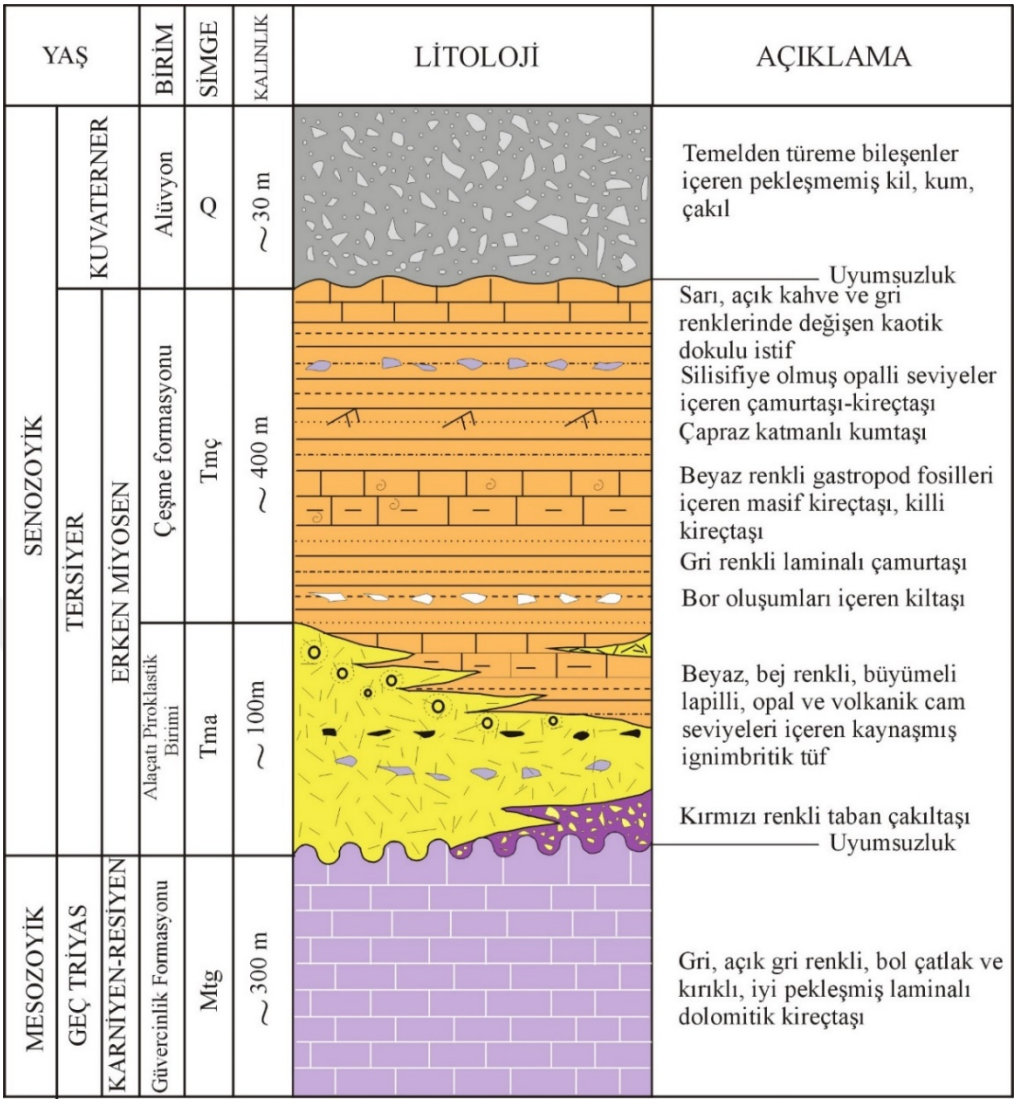
Şekil 2.12 Çeşme Yarımadasına ait Jeoloji Haritası (Göktaş, 2010)



Şekil 2.13 Çeşme Yarımadasının stratigrafik kolon kesiti (Göktaş, 2010)



Şekil 2.14 Çeşme Yarımadasına (L16-b4 paftası) ait jeoloji haritası (Oskay, 2007)



Şekil 2.15 Çeşme Yarımadasına ait stratigrafik kolon kesit (Oskay, 2007)

2.3.1 Güvercinlik Formasyonu

Çalışma alanında Güvercinlik Formasyonu'nun; dolomit ve beyaz renkli dolomitik kireçtaşlarının ardalanması, laminalı dolomit ve beyaz renkli orta-kalın katmanlı, az çört sıvamalı kireçtaşlarından oluşan en üst seviyelerine rastlanmaktadır. Çalışma alanında, Güvercinlik Formasyonu'na Çeşme Karadağ, Kokardağ, Kızılkaya Karadağ ve Kızıltoprak Tepe'de yaklaşık 6 km^2'lik bir alanda yayılım gösterir (Şekil 2.16). Formasyon'un yüzleklerine Çeşme çarşısı'nda yani Kokardağ'ın KB yamacında (0439029/4242434), Kızıltoprak Mevkii'nde (0439175/43500), Kalkandere Tepe'nin batı yamacında ve Kızıltoprak Tepe'nin GD yamaçlarında rastlanmaktadır. Çalışma

alanında, Güvercinlik Formasyonu açık gri, gri laminalı dolomit ve beyaz dolomitik kireçtaşlarından yapılıdır. Ayrışma yüzeyi rengi gri, taze yüzey rengi açık gri ve beyazdır. Formasyon bol kırık ve çatlaklı, makaslamalara maruz kalmış aşırı deformasyon izlerinin gözlendiği aşırı derecede altere olmuş, orta-kalın katmanlı ve çoğu yerde masif, iyi derecede pekleşmiş dolomitik kireçtaşından oluşmaktadır (Şekil 2.17). Güvercinlik formasyonunun alt dokanağı çalışma alanında gözlenememektedir. Güvercinlik formasyonu Alaçatı piroklastik birim tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir. Birim tabanda kırmızı renkli karasal çakıltaşı düzeyiyle oturur. Sözkonusu dokanak Neojen sonrası gelişen tektonik hareketler nedeniyle çoğu yerde faylıdır. Güvercinlik formasyonu ile Alaçatı Piroklastik biriminin dokanağı Kalkandere Tepe'nin batı yamacında ve Fener Burnu'nun doğu kesimlerinde faylı olarak gözlenebilmektedir. Güvercinlik formasyonu ile Çeşme Formasyon'unun dokanağı Kızıltoprak Tepe'nin batı ve KD kesimlerinde ve Kalkandere Tepe kuzeyinde yüzlekler vermektedir. Çakmakoğlu ve Bilgin (2006), tarafından saptanan fosillere göre, Güvercinlik formasyonu'na Karniyen-Resiyen yaşı verilmiştir.

Şekil 2.16 Güvercinlik Formasyonu'nun gözlendiği Çeşme Karadağa ait Hava Fotoğrafları (Kişisel arşiv, 2013)

Şekil 2.17 438120/4241328 koordinatlarında Çeşme Karadağ'ın GD yamacındaki Güvercinlik Formasyonuna ait yüzlek (Kişisel arşiv, 2013)

2.3.2 Armağandağı Grubu

Göktaş (2010)'a göre; "Alaçatı tüfü'nün simgelediği freatomagmatik tipte asidik bir volkanizmayla başlayan ve ağırlıklı olarak andezit ve az oranda dasit bileşimli volkanitler ile devam eden Armağandağı grubu, Çeşme Yarımada'sındaki volkanizmayı yansıtır". Yüzey verilerine göre altta bulunan riyolitik-riyodasitik piroklastikler ("Alaçatı tüfü") ile üstte yer alan çoğunlukla andezitik piroklastikler ve volkaniklastik arakatkılar "Reisdere formasyonu"; andezitik-dasitik lav topluluğu ise "Zeytineli formasyonu" başlıkları altında incelenmiş ve alttan üste yanal girik kabul edilmiştir (Göktaş, 2010). Armağandağı volkanizmasının asidik-ortaç piroklastikleri ile az orandaki lahar düzeylerinden oluşan birim, ilk kez Göktaş (2010)'da ayırtlanarak formasyon düzeyinde tanımlanmıştır. Armağandağı volkanizmasının andezitik piroklastikleri egemen olarak "bloklu kül akışı" fasiyesindedir (s.38). Göktaş (2010)'a göre; Çeşme havzasında Armağandağı grubu volkanizmasıyla eşzamanlı çökeldikleri öngörülen Ovacık ve Çiftlik formasyonlarıyla dokanak ilişkisi oldukça kısıtlıdır. Ovacık formasyonuyla yanal ilişkisi, gölsel istifin en alt bölümünü oluşturan İnönü üyesi içinde gözlenmiştir (Göktaş, 2010).

2.3.2.1 Reisdere Formasyonu (Tmar)

Göktaş (2010)'a göre; Armağandağı'nı kuzey, batı ve güneyden periferik olarak kuşatan Reisdere formasyonu çökellerinin, Çeşme Yarımadası genelinde açık ve örtülü geniş bir yayılım sunar. Andezitik piroklastiklerin yeniden işlenmesiyle çökeltilen volkaniklastik düzeyler, "volkanik çamur/moloz akması" olarak tanımlanan "lahar" fasiyesindedir (s.38).

2.3.2.2 Alaçatı Piroklastik Birimi (Alaçatı Tüfü)

Çalışma alanında; beyaz, bej ve açık kahve renklerde, kırıntılı, kötü pekleşmiş ya da tabakalı tüf olarak gözlenen Alaçatı piroklastik birimi, yer yer kaynaşmış ignimbrit, pümeks parçaları içeren tüf, yayılım çökelleri (surge deposits) ve büyümeli lapilli içeren ince taneli yağış çökellerinden yapılıdır. Birim içinde opalli seviyeler ile birlikte silisleşmiş kısımlar gözlenir (Şekil 2.18). Alaçatı piroklastik biriminin en üst seviyelerindeki büyümeli lapilli içeren katmanlarla karakteristiktir. Fener Burnu'nun güney kesimlerinde boyları 3 cm kadar ulaşan lapilli kesimlerinde, Surge yapıları ve volkanoklastik kumtaşı bloklarına rastlanmıştır. Farklı lokasyonlarda takip edilebilen gri renkli laminalı çamurtaşı, kiltaşı düzeyi de dokanağa yakın kısımlarda ve birimin tabanında görülebilmektedir. Çeşme-İzmir yol ayrımının limana giden ana yol üzerindeki yüzlekte tortullaşmayla yaşıt faylarla kesilmiş orta kalın tabakalı piroklastik çökellere rastlamak mümkündür. Birimin farklı lokasyonlardaki yüzleklerinde monoklinal yapılara, antiklinal ve senklinallere, makaslama zonlarına rastlanmıştır. Uyumsuzluk ve karasallaşma verisi olan kırmızı renkli taban çakıltaşı düzeyi, Çeşme Karadağ'ın güneybatı yamaçlarında net bir şekilde gözlenmektedir. Birim Çeşme formasyonu tarafından uyumlu ve geçişli bir dokanakla örtülmektedir. Alaçatı piroklastik birimi ile Çeşme formasyonu arasındaki uyumlu dokanak yarımadanın değişik kesimlerinde farklı özellikler sunar. Erkül ve diğer., (2007) tarafından Alaçatı Piroklastik Birimi'ne Erken Miyosen yaşı verilmiştir. Araştırmacılara göre, "Alaçatı piroklastik birimi, Armağandağ volkanitleri tarafından uyumlu bir dokanakla örtülmekte olup bu iki volkanik dağın piroklastik yığışım çökelleri" olduğunu belirtirler (Göktaş, 2010, s.40).

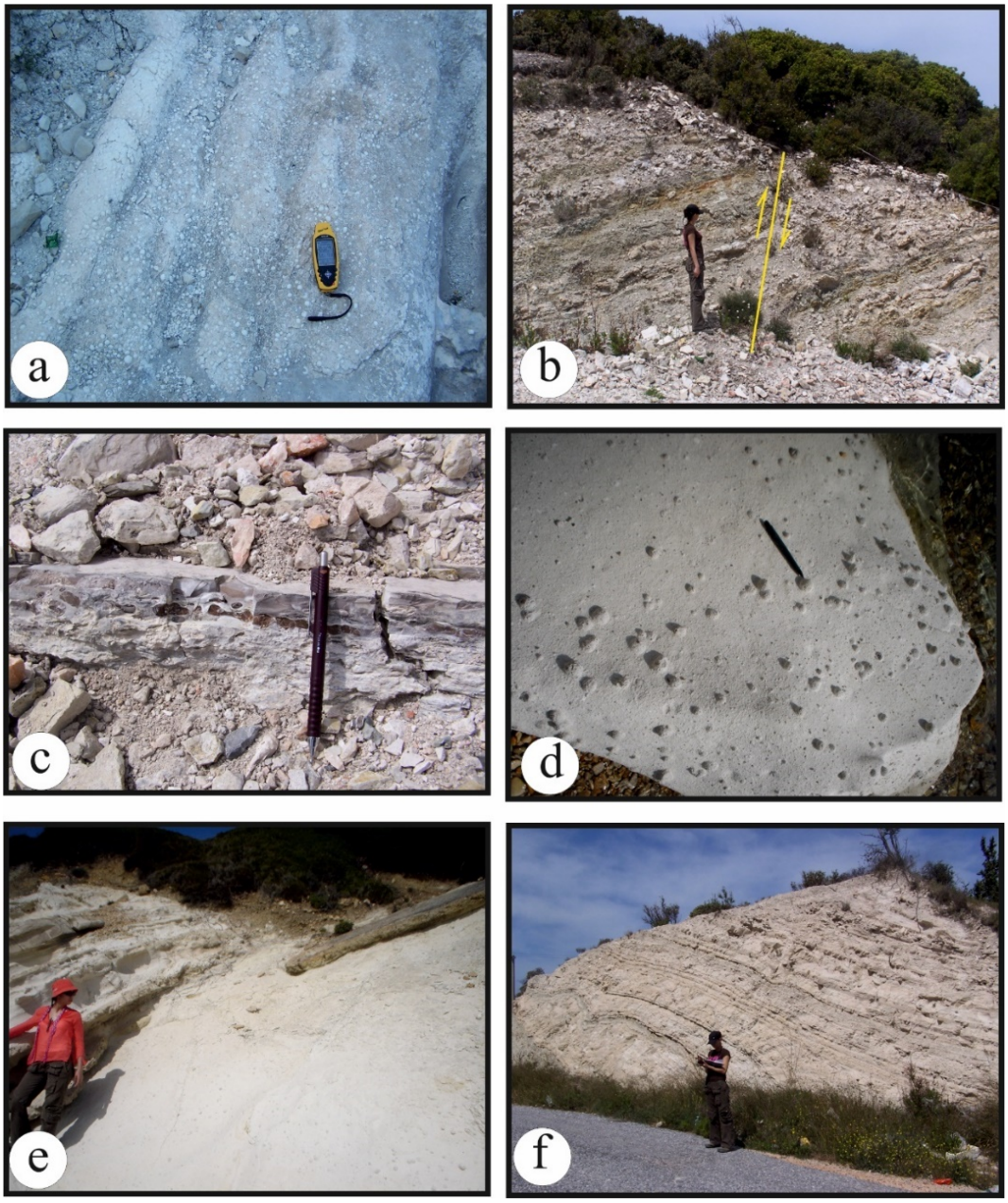
Göktaş 2010'un, volkanostratigrafik olarak Reisdere formasyonunun alt bölümünü oluşturan yüzey verilerine göre, "Armağandağı kalkalkali volkanizmasının asidik karakterli erken dönemini yansıttığı kabul edilen Alaçatı tüfü, baskın olarak çok katlı ignimbirit ünitelerinin simgelediği riyolitik-riyodasitik piroklastiklerden yapılı" olduğunu belirtir. Araştırıcıya göre, "Çeşme Yarımadası genelinde türdeş lav çıkışlarına rastlanmaz ve birim genel olarak beyazımsı açık gri renkli olan piroklastik düzeyler içinde topoğrafik çıkıntılar oluşturan konkresyonlar, koyu gri ya da koyu bej renkli" olduğunu belirtir (Göktaş, 2010).

2.3.2.3 Zeytineli formasyonu (Tmaz)

Göktaş (2010, s.51)'a göre, "Armağandağı grubu kalkalkali volkanizmasının domlar ve dom-akıntılar biçiminde yerleşmiş çoğunlukla andezitik ve az oranda dasitik bileşimli lav topluluğunu yansıttığı ve kayacın hamuru, volkan camı, yönlenmiş plajiyoklaz, olivin ve piroksen mikrolitleri ile opak minerallerden yapılı" olduğu ve ilk kez bu çalışmada formasyon düzeyinde tanımlanmıştır (Göktaş, 2010).

2.3.3 Çeşme Grubu

Çeşme Yarımada'sındaki egemen gölsel Erken Miyosen tortullaşmasını yansıtan Çeşme grubu ilk kez Göktaş 2010'da tanımlanmıştır. Üstbirim, alüviyal ve gölsel çökellerden yapılı "şifne formasyonu" ile gölsel "Ovacık" ve "Çiftlik" formasyonlarından oluşur. Armağandağı grubunun piroklastik - volkaniklastik bölümünü yansıtan "Reisdere formasyonu" kapsamındaki "Alaçatı tüfü", şifne ve Ovacık gölsel istifleri arasında yer alır. Çeşme grubunun toplam kalınlığı -Alaçatı tüfü ile birlikte- 575 m'dir. Armağandağı ortaç volkanizmasının ürünü olan bloklu kül akışı fasiyesindeki piroklastik düzey bütünüyle masif ve düzgün tabanlıdır. Lahar akıntılarının ulaşamadığı alanlarda, volkaniklastik kıyı yüzü çökelleri üzerinde kireçtaşı tortullaşması gelişmiştir (Göktaş, 2010, s.18).

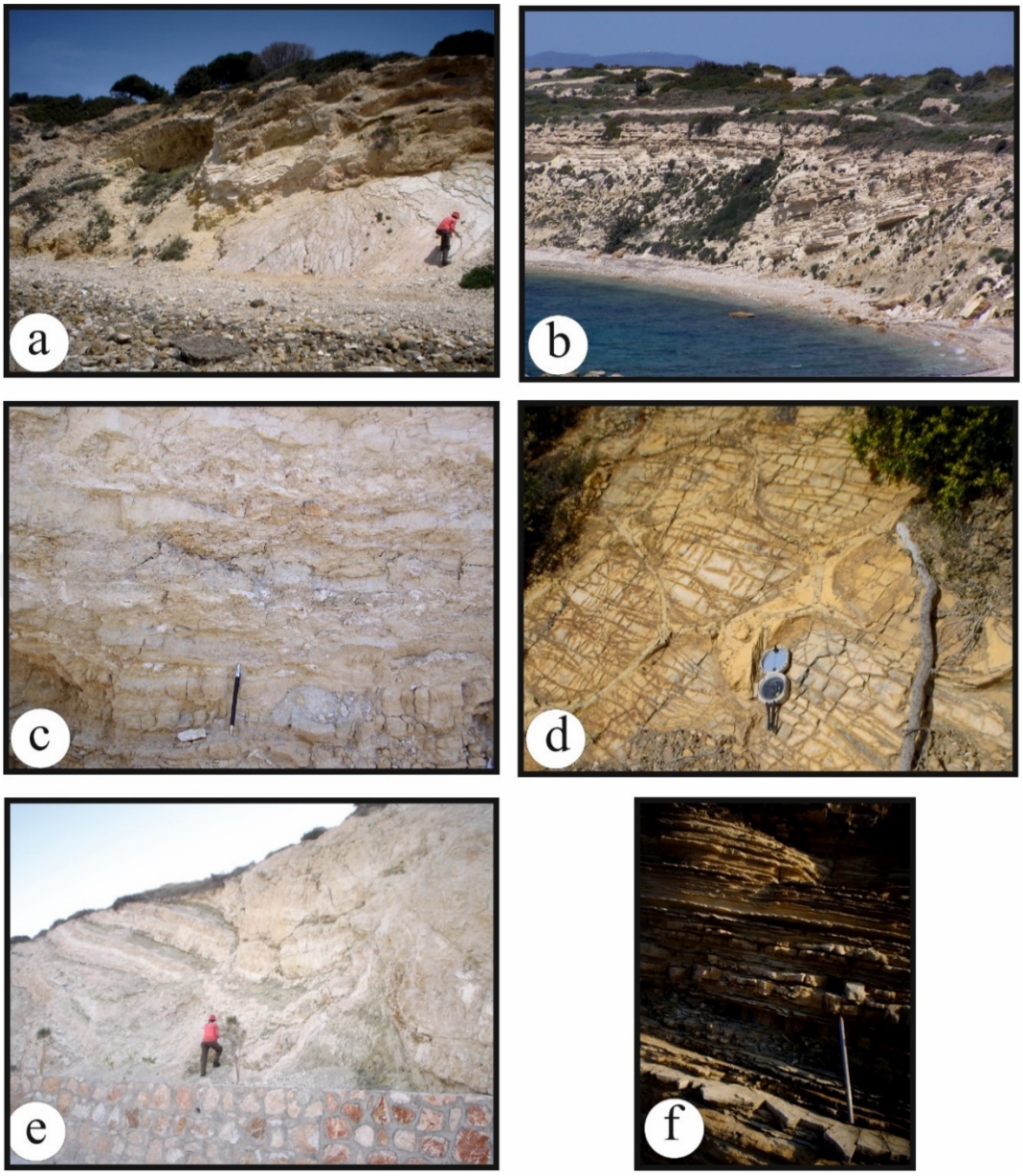


Şekil 2.18 Alaçatı Piroklastik Birimi Arazi Görüntüleri (b) Birim içinde gözlenen ters faylanma (c) Birimi içerisindeki volkanik cam düzeylerine ait görünüm (d) Fener Burnu'nda ignimbritik tüf içinde gözlenen çapları 3 cm ulaşan lapilliler (e) Fener Burnu'nda gözlenen volkanoklastik kumtaşı bloklarına ait görünüm (f) Tabakalı tüflere ait genel görünüm (Kişisel arşiv, 2007)

2.3.3.1 Ovacık formasyonu (Tmço)

Gölsel kireçtaşı tortullaşmasıyla simgelenen birim ilk kez Göktaş, 2010'da formasyon düzeyinde tanımlanmış ve haritalanmıştır. Çeşme formasyonu adı, bu çalışmada, tabanda genellikle kiltaşı, miltaşı, silttaşı ve seyrek konglomera ardalanması ve bunun üzerine ince kiltaşı ara bantlı krem renkli kireçtaşı ardalanması, silis ara bantlı krem renkli kireçtaşı, ince kiltaşı ardalanmalı krem renkli kireçtaşından oluşan istife uygulanmıştır. Çeşme Formasyonu çalışma alanında Uç Burnu, Top Burnu, Arapkuyusu Tepe, Büyükdere Tepe, Kerdime Tepe, Merdivenlidağ , Mağara Tepe, Elleki Tepe, Değeirmen Dağı ve Fener Burnu'nun kuzey kesimlerinde yaklaşık ve 30 km^2'lik bir alanda yayılım sunar. Formasyonunun en net yüzleklerine Çeşme Merkez pazar yeri arkasında, Değirmen Dağı kuzey ve kuzeybatı yamaçlarında, Fener Burnu kuzeyinde, Dalyan yolu üzerinde, Arapkuyusu Tepe'de, Tekke plajının KB'ya doğru olan kıyı kesimlerinde rastlamak mümkündür (Göktaş, 2010, s.8), (Şekil 2.19).

Çeşme Formasyonu altta tüf ara katkılı Volkanosedimanter bir istifle başlayıp kumtaşı, kiltaşı, çamurtaşı, şeyl, kireçtaşı ve killi kireçtaşı şeklinde kaotik dokulu bir istifle devam eder. Formasyonu oluşturan litolojiler ince-orta katmanlanmalı, taze yüzey renkleri genelde sarı, açık kahve ve beyaz renklerde, iyi pekleşmiş ve dayanımlıdır. Formasyonu'nun değişik düzeylerinde Bor oluşumları, karbonat nodülleri, FeO sıvamaları, silisifiye olmuş kireçtaşlarında opalli seviyeler, gastropod fosilleri gözlenmektedir. Formasyonda gözlenen tortul yapılar; çapraz katmanlanma sürüme kıvrımları, çamur çatlakları ve laminalı kumtaşı mercekleridir. Formasyonu kesen büyük ölçekli doğrultu atımlı faylar Değirmen Dağı'nın kuzey yamaçlarında olduğu gibi yer yer (-) çiçek yapıları oluşturmuştur. Ayrıca formasyon içerisinde gözlenen tortullaşmayla yaşıt faylar ve kıvrımlar, çökelim sırasında ve sonrasında şiddetli bir tektonik aktivitenin varlığına işaret eder. Alaçatı piroklastik birimini uyumlu bir dokanakla üstleyen Çeşme Formasyonu Kuvaterner yaşlı Alüvyon ve kıyı çökelleri tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir (Oskay, 2007). Ercan (1998) tarafından Formasyona Erken Miyosen yaşı verilmiştir. Çeşme Formasyonu'nun ve volkanizmanın da eşlik ettiği gölsel (karasal) bir ortamda çökeldiği düşünülmektedir.



Şekil 2.19 Ovacık formasyonuna ait çeşitli yüzlekler **(a)** Tekke plajının KB'ya doğru olan kıyı kesimlerinde gözlenen birime ait genel görünüm **(b)** Uç Burnu'nda yüzlekler veren birime ait kıvrımlı görünüm **(c)** Birim içerisinde gözlenen Bor oluşumları **(d)** Fener Burnu'nda gözlenen kuruma çatlağı yapısı **(e)** Birimin kireçtaşı ve killi kireçtaşı seviyelerine ait görünüm **(f)** Fener Burnu'nda yüzlek veren birime ait İnce-orta kalınlıktaki tabaka kalınlıklarının görünümü (Kişisel arşiv, 2007)

2.3.3.2 Çiftlik formasyonu (Tmçç)

Göktaş, (2010, s.19)'a göre; Yeşil renkli kiltaşı-kumtaşı topluluğunun simgelediği "Azmakdere üyesi" ile üstte yer alan "Beyazıt kireçtaşı"ndan yapılı gölsel istif Çeşme grubunun son tortul sekansını oluşturur (Göktaş, 2010), (Şekil 2.20).

Şekil 2.20 Çiftlik Formasyonuna ait yüzlek (Kişisel arşiv, 2011)

2.3.3.3 Ildır Grubu

Altta alüviyal fan/delta ortamında çökelimi yansıtan Belentepe formasyonu ile yanal- düşey geçiş ilişkisiyle üstleyen gölsel Germiyan formasyonundan oluşan tortul sekans Ildır grubu başlığı altında ilk kez Göktaş, (2010)'da tanımlanmış ve haritalanmıştır. Ildır grubu tortul sekansının yansıttığı erken Orta Miyosen havza dolgusunun büyük bölümü Ege kara kütlesinin çökmesiyle deniz altında kalmıştır.

2.3.3.4 Geç Miyosen Karagöz formasyonu (Tmkk)

Göktaş (2010)'a göre; Kaştepe tortul sekansının alt bölümünü oluşturan Karagöz formasyonu, çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşı topluluğundan oluşur ve alüvyon yelpazesi ortamında tortullaşmayı yansıtır. İlk kez Göktaş (2010)'da tanımlanarak haritalanan birimin adı, L16-b4 paftasındaki Karagöz Tepeden alınmıştır (Şekil 2.21). *Çamurtaşı*, alüviyal istifin üst bölümlerine egemen olan pembemsi açık kahverenkli, masif ve çok kalın düzeyler olarak bulunur. Kötü boylanmıştır; yaygın olarak düzensiz dağılım gösteren kum ve çakılcık boyutlarında litoklastlar ve az oranda ufak çakıllar kapsar. *Kiltaşı* düzeyleri çamurtaşı ile birlikte gözlenir; kırmızı renkli, masif ve orta derecede tutturulmuştur. *Çakıltaşı* baskın olarak kanal dolgusu fasiyesindedir ve çakıllı kumtaşı ile birlikte bulunur. Çakıllar Neojen öncesi temel kayaları ile Armağandağı grubu volkanitlerinden türemiştir. Ufak çakıl ile iri çakıl büyüklük sınırları arasında dağılım gösteren çakılların yuvarlanma derecesi genellikle yüksektir.

Şekil 2.21 Karagöz Formasyonuna ait yüzlek (Mersin koyu civarı) (Kişisel arşiv, 2011)

2.3.4 Alüvyon ve Kıyı Çökelleri

Çalışma alanında gözlenen alüvyon birimi, yaşlı birimlere ait çakıl, kum, kil boyutundaki tanelerin oluşturduğu pekleşmemiş birimdir. Gri-bejimsi-kahverengi tonlarında gözlenmektedir. Çalışma alanında Musabey, Köste ve Boyalık limanlarında, Çeşme Merkez yerleşim alanında ve Ovacık Havzasının açıldığı düzlükte ve Alaçatı çevresinde yer alan düz alanlarda gözlenmektedir. Güncel çökeller olan alüvyon tüm birimleri uyumsuzlukla üstler.

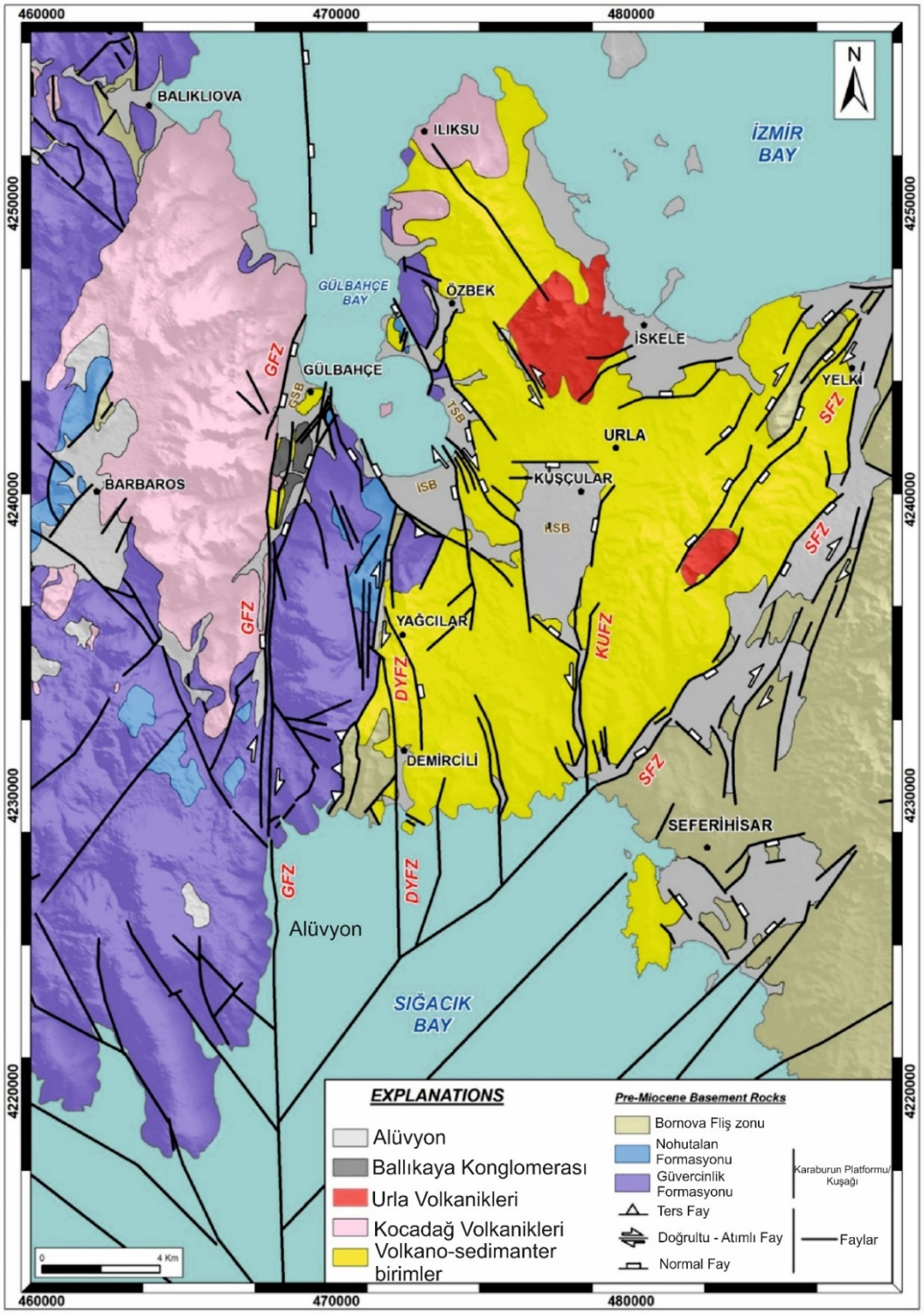
2.4 Gülbahçe Körfezi ve Çevresinin Stratigrafisi

Gülbahçe körfezi'nden Gülbahçe Fay zonu ve Yağcılar Fayının K-G doğrultusundaki gidişatıyla temsil edilecek olan alan için Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006'ya göre temeli oluşturan Mesozoyik istif için :

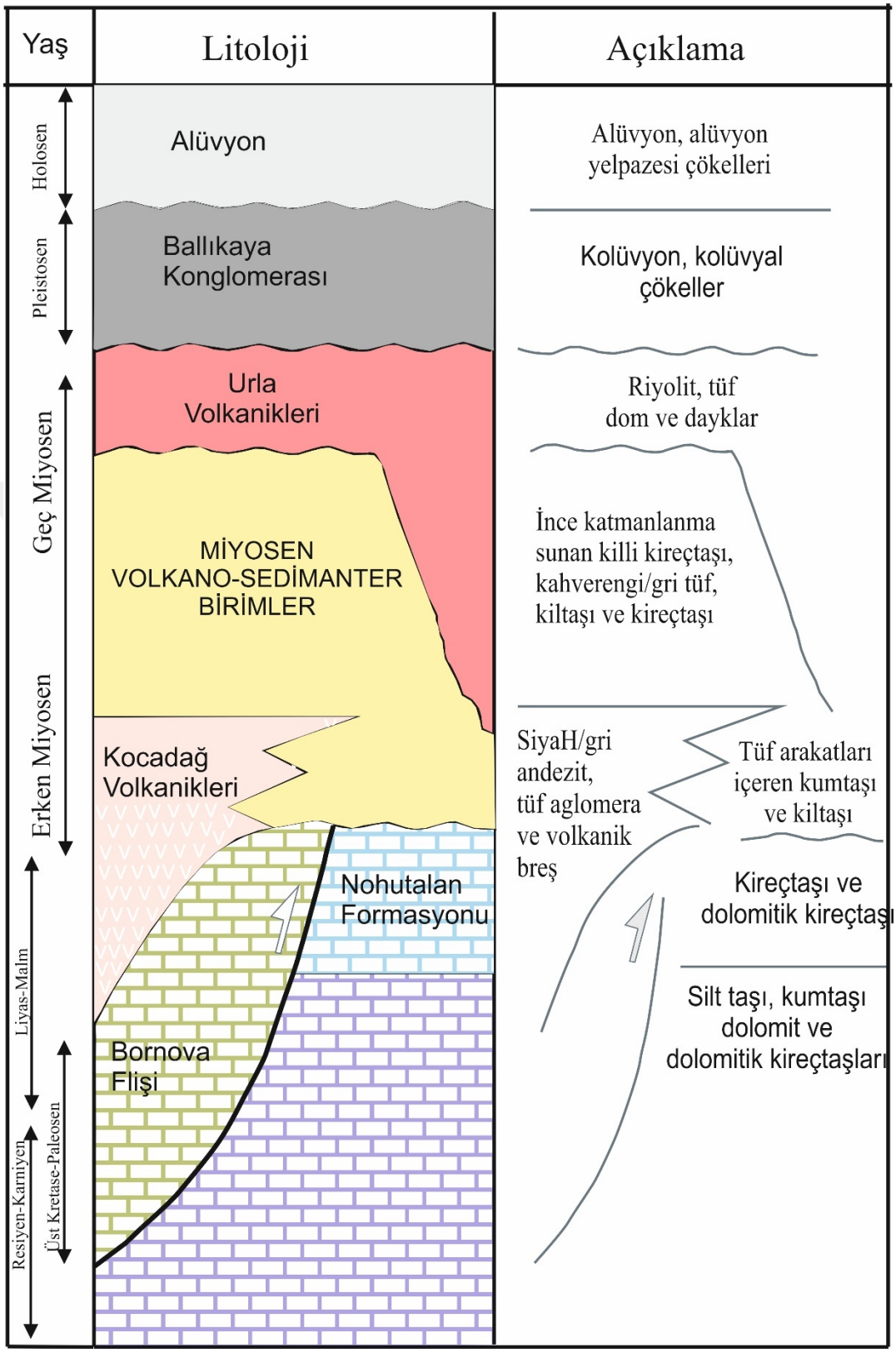
Gençten yaşlıya doğru "Senoniyen yaşlı Balıklıova formasyonu ve biyoklastik kireçtaşlarından oluşan Kretase yaşlı Aktepe formasyonu, Liyas-Malm yaşlı neritik kireçtaşlarından oluşan Nohutalan formasyonu; Karniyen-Resiyen yaşlı kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve kırıntılardan oluşmu aradüzeyli Güvercinlik formasyonu; Ladiniyen yaşlı Camiboğazı formasyonunun oluştuğu kireçtaşları; Mesozoyik istifini en altında Skitiyen-Alt Ladiniyen yaşlı kayaç çeşitlerinin yanal - düşey geçişli Gerence formasyonu çökeldiğini" ortaya koymuşlardır. Araştırmacılara göre, "Mesozyik istifinin düzenli bir yayılım sunmalarına rağmen, onlarca km takip edildiğini, bindirmelerle birbirleri üzerine itilip devrildiğini ve ayrıca 'İzmir Filişi' içinde 'blok' veya üzerinde 'tektonik dilimler' halinde yer aldığını" savunmaktadırlar (Çakmakoğlu ve Bilgin 2006, s.42).

Astbirimin Gülbahçe çevresindeki yüzlekleri Kocadağ Volkanitleri ile tektonik dokanaklıdır. Gülbahçe fayının Holosen aktivitesi, yükselen Kocadağ Volkanitleri ile düşen bloktaki Güvendik üyesi çökellerini dokanağa getirmiştir. Bu çevredeki Güvendik üyesi çökelleri, olası Pleyistosen yaşlı alüvyon yelpazesi çökelleri (Gülbahçe formasyonu) ile kompozit gelişimleri günümüzde devam eden Holosen

fan/deltalları tarafından örtülmüştür (Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006) (Şekil 2.22 ve 2.23)



Şekil 2.22 Gülbahçe Körfezi ve çevresinin jeoloji haritası (Uzelli ve diğer., 2017)



Şekil 2.23 Gülbahçe Körfezi ve yakın çevresine ait stratigrafik kolon kesit (Uzelli ve diğer., 2017)

2.4.1 Gerence Formasyonu (Trg)

Gerence formasyonu, Bozdağ yükseltisi ve çevresinin anlatıldığı başlık 2.1'de tanımlandığı gibidir. Çakmakoğlu ve Bilgin, (2006, s.42)'ya göre formasyon, "genelde kırıntılılardan ve çörtlü karbonatlardan oluşmakta, ve genelde çakıltaşı, lamellibranş ve gastropod fosilli yumrulu marn, kumtaşı, killi-siltli kireçtaşı, bazı yerde 'buruşuk' görünümlü, bol kalsit damarcıklı kahvemsi gri, koyu gri, ince-orta tabakalı kireçtaşları ile başladığını" ortaya koymuşlardır (Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006) (Şekil 2.24).

2.4.2 Camiboğazı Formasyonu (Trc)

Camiboğazı formasyonu, Bozdağ yükseltisi ve çevresinin anlatıldığı başlık 2.1'de tanımlandığı gibidir. Çakmakoğlu ve Bilgin (2006 s.46)'ya göre formasyon; "beyaz, pembemsi beyaz, açık gri renkli masif kireçtaşlarından oluşmaktadır". Karaburun Yarımadasının en dik yerlerini ve yüksek tepelerini oluşturması, belirgin morfolojik özelliğidir. Araştırmacılara göre, "birim, altta Gerence formasyonu ve üstte Güvercinlik formasyonu ile geçişli" özelliktedir (Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006, s.46).

2.4.3 Nohutalan Formasyonu (Jn)

Çakmakoğlu ve Bilgin, (2006, s.48)'ya göre; Kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve Cladocoropsis'li kireçtaşından oluşan birim Nohutalan formasyonu olarak ayırtlanmıştır. Genelde orta-kalın tabakalı ve gri Genelde orta-kalın tabakalı ve gri renktedir (Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006).

Şekil 2.24 461645/4254040 koordinatlarında gözlenen Gerence formasyonuna ait arazi görünümü (Kişisel arşiv, 2018)

2.4.5 Kocadağ Volkanitleri (Tmk)

Göktaş 2011'e göre; Urla çöküntüsünün batısındaki Kocadağ-Velidağ yükseltisini oluşturan ve esas olarak kalkalkali dasitik-andezitik volkanitlerden yapılı volkanik karmaşık "Kocadağ Volkanitleri" olarak değerlendirilmiştir. Birimin adı Türkecan ve diğer., (1998)'den alınmıştır. Innocenti ve Mazzuoli, (1972), "Karaburun-Kocadağ-İzmir serisi" içinde petrografik ve kimyasal özelliklerini inceledikleri "Kocadağ masifi"nin; kuvarslı latit andezitlerle birlikte bulunan dasitik-riyodasitik volkanitlerden oluştuğunu bildirir. Türkecan ve diğer. (1998), Kocadağ Volkanitleri'nin petrografik ve kimyasal özelliklerini irdelemiş; lav topluluğu ile piroklastiklerin dağılımını yaklaşık olarak haritalamışlardır.

Birimin asıl yayılım alanı Göktaş (2011)'e göre, çıkış merkezlerinin bulunduğu Kocadağ-Velidağ çevresidir. Volkanik kompleksin Kocadağ ile Menteş Yarımadası arasında kalan bölümü, Gülbahçe Körfezi'nin oluşumuyla denize gömülmüştür (Şekil 2.25).

Kocadağ Volkanitleri'ni esas olarak simgeleyen dasitik-andezitik yaygın örtü nedeniyle yalnızca Barbaros-Uzunkuyu arasında gözlenebilen riyolitik volkanizma, piroklastik akma fasiyesleri ile birlikte bulunan vitrofirik-porfirik ve kriptokristalin dokulu lavlardan oluşur.

Barbaros'un kuzeyinden alınan mavimsi gri renkli ve porfirik dokulu lav örneği, Kocadağ Volkanitleri'nin dasitik lav grubunu temsil eder. Kimyasal verilere göre, Kocadağ volkanizmasının yüksek potasyumlu ve peralümino ürünler verdiği; ağırlıklı olarak dasitik, az oranda andezitik ve riyolitik volkanitlerle simgelendiği kabul edilebilir (Göktaş, 2011). Pleyistosen yaşlı Gülbahçe çakıltaşı ve Holosen alüvyon yelpazesi çökelleri ile Kocadağ Volkanitleri arasındaki güncel dokanak, aktif Gülbahçe fayı tarafından belirlenmiştir.

Borsi ve diğer. (1972) Kocadağ Volkanitleri kapsamındaki dasitten 17,3 my ve riyodasitten 16,6 my K/Ar yaşları almışlardır. Helvacı ve diğer. (2009) tarafından

bildirilen 40Ar/39Ar yaşı ise 17,5±0,1 my'dır. Jeokronolojik veriler, Kocadağ Kalkalkali volkanizmasının geç Erken Miyosen döneminde etkinleştiğini gösterir.

Şekil 2.25 463561/4240318 koordinatlarında gözlenen Kocadağ Volkaniklerine ait mostralar (Kişisel arşiv, 2017)

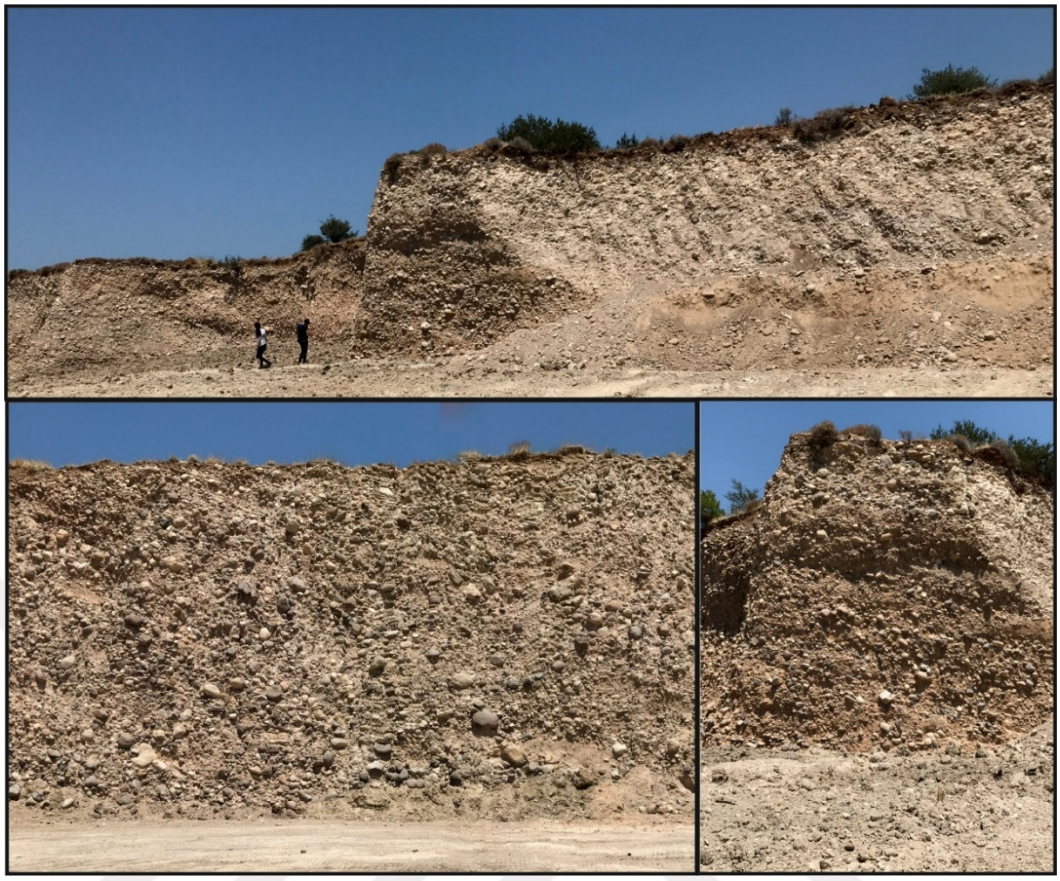
2.4.6 Uzunkuyu Sokulumu

Türkecan ve diğer., (1998), Karaburun Yarımadası'nın magmatizmasını konu alan çalışmaları kapsamında, "Uzunkuyu sokulumu"nu tanımlayarak 15,4±0,5 my K/Ar yaşı almışlardır. Helvacı ve diğer., (2009)'a göre Uzunkuyu bir mafik dayk niteliğindedir. 17-7 ± ,1Ma toplam gaz yaşı ve 17,0 ± 0,5 My plato yaşı vermiştir (Şekil 2.26).

Şekil 2.26 Uzunkuyu sokulumuna ait yüzlek (Kişisel arşiv, 2018)

2.4.7 Gülbahçe Çakıltaşı (Qg)

Göktaş, (2011)'e göre; Gülbahçe-Karaburun fayının iki segmenti arasındaki "İYTE sıçrama alanında" ayırtlanan Gülbahçe çakıltaşı birimi, Kocadağ Volkanitleri'nden beslenmiş alüvyon yelpazesi tortullaşmasını yansıtır. İlk kez Göktaş, (2011), ayırtlanan birimin adı Gülbahçe köyünden alınmıştır. İstif genelinde paketlenme tane destekli, tutturulma zayıf ya da orta derecededir. Volkanik çakıllar, büyüklüğe bağlı olmaksızın çoğunlukla iyi yuvarlanmıştır. Zayıf dokusal olgunluktaki volkanik kaba kumtaşı, kalın çakıltaşı katmanları içinde ya da arasında yanal süreksiz ara düzeyler olarak az oranda bulunur. Stratigrafik olarak üzerinde Holosen yelpaze deltalarının geliştiği birimin üst dokanağı açıktır (Şekil 2.27). Stratigrafi ilişkilerine göre Urla grubunun çökeliminden sonra depolandığı anlaşılan Gülbahçe çakıltaşı Orta Miyosen'den gençtir. Urla çöküntüsü genelinde Geç Miyosen ve/veya Pliyosen tortullaşmasını temsil ettiği kanıtlanmış çökeller bulunmadığından, Gülbahçe çakıltaşının Pleyistosen yaşlı olabileceği öngörülmüştür (Göktaş, 2011, s.65).



Şekil 2.27 İYTE Kampüs alanı içinde gözlenen Gülbahçe Çakıltaşı birimine ait yüzlek (Kişisel arşiv, 2017)

2.4.8 Yelpaze deltası çökelleri (Qyd)

Çalışma alanındaki alüvyon yelpazelerinin başlıcaları doğrudan denize açılan yelpaze deltaları ile simgelenir. Yelpaze deltalarının su üstü bölümlerindeki çökel topluluğu, çoğunlukla tutturulmamış çakıl ve daha az oranda kumdan oluşur. İYTE sıçrama alanını batıdan sınırlayan fayın önünde kompozit alüvyon yelpazeleri ve Gülbahçe Körfezi'ne açılan yelpaze deltaları gelişmiştir. Güzelbahçe çevresindeki yaygın yerleşim nedeniyle ana beslenme kanalı ıslah edilerek kontrol altına alınan ve depolanması sona eren yelpaze denizin aşındırmasıyla işlenmiş; yontulan kıyı kuşağı boyunca kumsal ve kıyı gerisi tortullaşması gelişmiştir (Göktaş, 2011).

2.4.9 Alüvyon (Qal)

Tortullaşma ortamlarına göre değişen oranlarda blok, çakıl, kum, silt, kil gibi çeşitli boyutlardaki tutturulmamış çökellerden oluşan alüvyonlar çökelme ortamlarına göre ayrılmamıştır.

Akarsu yan kolları önünde gelişen bu tür alüvyon düzlükleri, Gülbahçe Körfezi güneyindeki Malkaça Mevkii sahilinde akarsu egemen alüvyon yelpazesi tortullaşmasını yansıtan birimin başlıca kayatürü bileşenleri Kocadağ Volkanitleri'nden türemiştir. Alttan üste tane boyu incelmesi gösteren istif genel olarak kaba tanelidir ve çok katlı tekrarlanan kanal dolgusu çakıltaşlarından oluşur (Göktaş, 2011).

2.5 Karaburun Yarımadası'nın Stratigrafik Korelasyonu

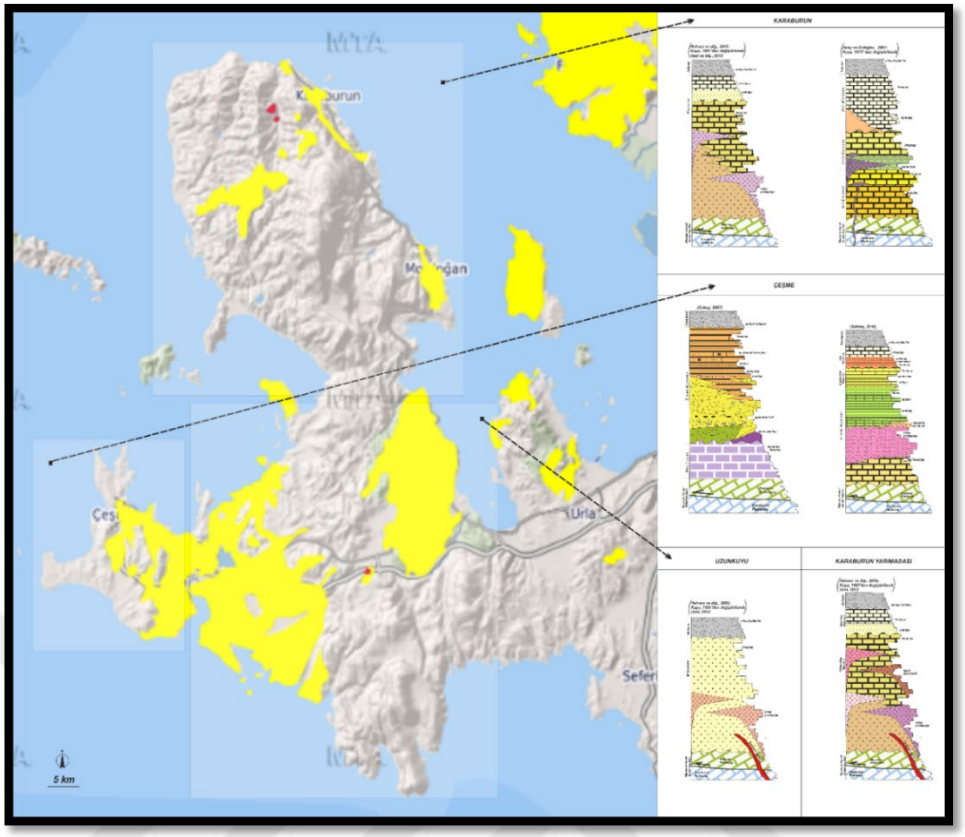
Karaburun Yarımadası'nda tanımlanmış tüm formasyonların yanal yöndeki genel geçişleri ve değişimleri değerlendirilecektir. "Kendi içinde düzenli Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı çeşitli tektono-stratigrafik temel kaya birimleri Neojen öncesi stratigrafiyi" oluşturmaktadır. Üzerine gelişmiş gölsel egemen karasal kırıntılar ve mafik volkanitlerden oluşan Neotektonik çökelimi yansıtan Neojen çökelleri temel kayalar ile yapısal hatlar boyunca ayrılırlar. Karaburun Yarımadasının Paleozoyik istifi Çakmakoğlu ve Bilgin (2006)'ya göre; Ordovisyen(?)'den (Orta) Karbonifer'e kadar değişen aralıklı, geçişli, üç farklı formasyondan, oluşur. Bu formasyonlar; yaşlıdan gence doğru Kambro-Ordovisiyen yaşlı "Küçükbahçe Formasyonu (Ok)", Silüryen-Karbonifer yaşlı "Dikendağı Formasyonu (Scd)",Vizeyen-Başkiriyen yaşlı "Alandere Formasyonu (Ca)" ve Karaburun Granodiyoritten oluşur. Mesozoyik istifi Çakmakoğlu ve Bilgin, (2006)'ya göre, en altta Skitiyen-Alt Ladiniyen'de çökelen çeşitli kaya türlerinin yanal ve düşey geçişinden oluşan "Gerence formasyonu"; Ladiniyen yaşlı kireçtaşlarından oluşan "Camiboğazı formasyonu"; Karniyen-Resiyen yaşlı kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve kırıntılı aradüzeyli "Güvercinlik formasyonu"; Liyas-Malm yaşlı neritik kireçtaşlarından meydana gelen "Nohutalan formasyonu"; biyoklastik kireçtaşlarından oluşan Kretase yaşlı "Aktepe formasyonu" ve Senoniyen

yaşlı Balıklıova formasyonu ile temsil edilir. Bu birimlerin çoğu düzenli bir istif sunmalarına rağmen, km'lerce izlenebilen ters faylarla birbirleri üzerine itilmişler veya devrilmişlerdir. Ayrıca "İzmir flişi" içinde blok veya üzerinde tektonik dilimler halinde yer alırlar (Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006). Bozdağ ve çevresindeki egemen gölsel Alt-Orta Miyosen çökelleri ve yanal ilişkili mafik volkanitler; Göktaş (2014), "Karaburun (İzmir) Çevresinin Neojen Stratigrafisi ve Paleocoğrafik Evrimi" adlı MTA yayınında Karaburun grubu olarak tanımlanmıştır. Göktaş, (2014)'e göre, Karaburun grubu kaya birimleri üzerinde açılı uyumsuzlukla yer alan ve alttan üste alüvyon yelpazesi çökellerinden gölsel çökellere derecelenen Eşendere grubu, Geç Miyosen-Erken Erken Pliyosen(?) tortullaşmasını yansıtır. Çalışma alanındaki egemen gölsel Alt-Orta- Miyosen çökelleri ve yanal ilişkili mafik volkanitler Karaburun grubu kapsamında tanımlanmıştır. Çökelim kesikliği yansıtmayan bir uyumsuzluğunun ayırdığı Erken Miyosen yaşlı "Haseki formasyonu" ile Orta Miyosen yaşlı "Hisarcık formasyonu", aynı havza içinde birleşik çökeldikleri gözetilerek Karaburun grubu kapsamında değerlendirilmişlerdir (Göktaş, 2014).

Çeşme yarımadasında temeli Karaburun Platformuna ait Mesozoyik yaşlı Karbonat kayalardan oluşan Güvercinlik Formasyonu oluşturur (Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006). Bu kayaçlar tabanda volkanik ürünlerle başlayan ve üste doğru karasal gölsel çökellere geçen "Miyosen yaşlı Volkanosedimanter" bir istifle örtülmektedir. Bu istifin volkanik kısmını Erken Miyosen yaşlı Alaçatı piroklastik birimi (Erkül ve diğer. 2008), tortul kısmını Çeşme formasyonu (Eşder, 1999) oluşturur. Göktaş (2010)'a göre Çeşme Yarımadası'ndaki karasal Neojen tortullaşması egemen gölsel Çeşme grubu ile başlar. Erken Miyosen tortullaşmasını yansıtan üstbirim, alüviyal ve gölsel çökellerden yapılı "Şifne formasyonu" ile gölsel "Ovacık" ve "Çiftlik" formasyonlarından oluşur. "Armağandağı grubu" volkanitlerinin piroklastik-volkaniklastik bölümünü yansıtan "Reisdere formasyonu" kapsamındaki felsik "Alaçatı tüfü", Şifne ve Ovacık gölsel istifleri arasında yer alır. Alaçatı tüfünü uyumsuzlukla üzerleyen Ovacık gölsel istifinin tabanında yeniden işlenmiş felsik volkaniklastiklerden yapılı "İnönü üyesi" ayırtlanmıştır. Uyumlu dokanaklarla Ovacık formasyonu üzerine gelen gölsel Çiftlik formasyonu, yeşil renkli kiltaşı-kumtaşı istifinin simgelediği "Azmakdere üyesi" ile killi kireçtaşından yapılı "Beyazıt üyesi"ne ayrılarak incelenmiştir. Açılı

uyumsuzlukla Neojen öncesi temel kayalarını üstleyen ve diğer Miyosen çökelleriyle dokanağı bulunmayan "Ildır grubu", erken Orta Miyosen tortullaşması ve volkanizmasını yansıtır. Alaçatı tüfü ile Çiftlik formasyonunu açılı uyumsuz dokanaklarla örten "Kaştepe grubu", Çeşme Yarımadası"ndaki karasal Neojen çökeliminin son tortul sekansını oluşturur. Geç Miyosen tortullaşmasını yansıttığı öngörülen üstbirim, altta alüvyon yelpazesi çökellerinden oluşan "Karagöz formasyonu" ve üstte yer alan gölsel "İnlice formasyonu"ndan kuruludur. Çeşme Yarımadası"nda geç Erken Miyosen - erken Orta Miyosen aralığında etkinlik gösteren kalkalkali volkanizma "Armağandağı grubu" kapsamında incelenmiştir. Armağandağı volkanizmasının çoğunlukla piroklastik ve az oranda volkaniklastik türevlerini kapsayan "Reisdere formasyonu"nun alt bölümünü, riyolit-riyodasit bileşimli ignimbiritlerin simgelediği "Alaçatı tüfü" oluşturur. Andezit ve az oranda dasit lav topluluğunu oluşturan "Zeytineli formasyonu" oluşturur (Göktaş, 2010). Tüm birimler Kuvaterner yaşlı alüvyonlar ve kıyı çökelleriyle uyumsuzlukla örtülüdür.

Gülbahçe Fay zonu çevresinde, Mesozoyik istif, yaşlıdan gence; Gerence formasyonu, Camiboğazı formasyonu, Güvercinlik formasyonu, Nohutalan formasyonu, Aktepe formasyonu ve Balıklıova formasyonu ile temsil edilir. Formasyonlar genelde düzenli bir istif olmalarına karşın, onlarca km gözlenebilen bindirmelerle üzerlerine itilip devrilmişlerdir. Ayrıca 'İzmir filişi' içinde blok şeklinde veya Flişin üstünde 'tektonik dilimler' halinde konumlanmıştır (Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006). Astbirimin Gülbahçe çevresindeki yüzlekleri Kocadağ Volkanitleri ile tektonik dokanaklıdır. Gülbahçe fayının Holosen aktivitesi, yükselen Kocadağ Volkanitleri ile düşen bloktaki Güvendik üyesi çökellerini dokanağa getirmiştir. Bu çevredeki Güvendik üyesi çökelleri, olası Pleyistosen yaşlı alüvyon yelpazesi çökelleri (Gülbahçe formasyonu) ile kompozit gelişimleri günümüzde devam eden Holosen fan/deltalları tarafından örtülmüştür (Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006).



Şekil 2.28 Karaburun Yarımadası'nın Stratigrafik Korelasyonu

BÖLÜM ÜÇ
TEKTONİK JEOMORFOLOJİ

3.1 Giriş

Tezin bu bölümünde jeomorfoloji bilim dalıyla ilgili genel terminolojik bilgiler verilecek ve sonrasında aktif faylarla ilişkili havzaların; Gülbahçe ve Mordoğan havzasının jeomorfometrik analizlerine yer verilecektir.

Jeomorfoloji (*geomorphology*), karalar üzerinde ve denizaltında yerkabuğunun yüzeyinde görülen şekilleri (*landforms*) inceleyen, oluşum ve evrimlerini açıklayan, bunları kendi metodolojisi içerisinde sınıflandıran, coğrafi dağılım ve gruplandırmalarını, nedenleriyle birlikte araştıran bir bilim dalıdır. Bu tanım doğrultusunda çok disiplinli bir bilim dalı olan yerbilimleri topluluğunun bir dalını oluşturur. Konusu bakımından ise yerbilimleri içerisinde, yerkabuğunun yapısı ve dinamiğiyle ilgili jeoloji ile insan-doğal çevre koşulları arasındaki ilişkiyi inceleyen fiziksel coğrafya bilimi arasındaki sınırda yer alan bir bilim dalı olarak tanımlanabilir. Fiziksel coğrafik yaklaşımda jeomorfolojinin konusu olan yerşekilleri iklim, sular ve doğal canlılarla birlikte değerlendirilir. Jeolojik açıdan ise yerkürenin cansız elemanları olan yer yapısı, yer şekli, iklim ve sular (fizyografya) jeomorfolojinin konusunu oluşturur. Yukarıdaki tanımdan da anlaşılabileceği gibi jeomorfoloji, yerkabuğunda güncel olarak süregiden yerşekillenmesi süreçleri ile uğraşır ve nihai olarak jenetik yaklaşımla bu şekillenmenin tarihçesini ortaya koymaya çalışır. Yerkabuğu ve yer yapısında güncel olarak meydana gelen olay ve değişimler aynı zamanda jeolojinin de konusudur ve jeoloji bilimi bunlardan topladığı bulgularla yerkürenin zaman içerisinde geçirdiği evrimi aydınlatmayı hedefler. Bu kapsamda jeomorfoloji bugünün jeolojisi, jeoloji ise geçmişin jeomorfolojisi olarak değerlendirilebilir (Dirik, 2005).

Jeomorfoloji bilimi, fiziksel coğrafya ve jeoloji araştırma yöntemlerinin her ikisini birden kullanır. Jeomorfolojik araştırma ve anlatımlar genelde sistematik ve analitik olmak üzere iki türde yapılır. Uygulamalı jeomorfoloji araştırmalarında ise jeolojideki

mühendislik alt disiplini araştırmalarına benzer yöntemler uygulanır. Sistematik yaklaşımda (systematic approach) yer şekilleri görünüm ve büyüklüklerine göre ana yer şekli gruplarından başlanarak en küçük şekillere kadar taksonomik bir sınıflandırmaya tabi tutulur ve tanımlanır. Analitik yaklaşımda (analytic approach) ise yer şekilleri oluşum süreçlerine göre ayırt edilir (Dirik, 2005).

Tektonik Jeomorfoloji, "Yeryüzü şekillenmelerini, Tektonik ve jeomorfik süreçler arasındaki etkileşimler çerçevesinde değerlendirilmesi çalışmalarını konu alır. Burbank ve Anderson (2001), tarafından 'sürekli bir çekişme' olarak tanımlanan, topoğrafyayı şekillendirmeye çalışan tektonik süreçler ile onu düzleştirmeye çalışan yüzeysel süreçleri inceler.

Tektonik jeomorfoloji, değişen zaman ölçeklerinde oranların (yükselme oranları, yarık oranları, erozyon oranları, faylarda kayma oranları, vb.) elde edilmesine yardımcı olan yeni jeomorfolojik, jeodezik ve jeokronolojik (10^3-10^6 yıl) araçların ortaya çıkmasıyla ortaya çıkan yeni disiplinlerden biridir (Azor ve diğer., 2002; Burbank ve Anderson, 2001; Bull, 2007; Keller ve Pinter, 2002). Bu disiplin önemlidir çünkü neo-tektonik üzerine yapılan bölgesel çalışmaların sonuçları, doğal alanlardaki tehlikelerin, arazi kullanımının geliştirilmesi ve nüfus yoğunluğu olan bölgelerde yönetimin değerlendirilmesi açısından önemlidir (Pedrera ve diğer., 2009). Sosyo-ekonomik öneminin yanı sıra, neotektonik çalışma uydu görünütlerinden, jeomorfoloji, yapısal jeoloji, stratigrafi, jeokronoloji, sismoloji ve jeodeziden gelen verileri birleştiren çok disiplinli bir yaklaşıma dayanmaktadır. Sıradağlarda, güncel ve aktif tektonik, kaya yükselmesine katkıda bulunan temel faktör olarak görülebilir. Günümüz topografyası, tektonik ve erozyonel süreçler arasındaki rekabetin sonucudur (Andermann ve Gloaguen, 2009; Perez-Pena ve diğer., 2009; Özkaymak, 2012)

3.1.1 Yöntem

Tektonik olarak aktif bölgelerdeki drenaj deseni, derin deşilmiş vadiler, havza asimetrisi, drenaj geometrisi ve karmaşıklığı ve dere dönmelerini sağlayan kuvvetler kıvrımlanma/faylanma gibi aktif proseslere oldukça duyarlıdır (Cox, 1994). Jeomorfik

indeksler, etkin deformasyon süreçlerine yeryüzü tepkilerini çözme yeteneğine sahip önemli göstergelerdir ve aktif tektoniğin deforme olduğu bölgeleri ayırt etmek için yaygın bir keşif aracı olarak kullanılmaktadır (Keller ve Pinter, 2002; Chen ve diğer., 2003).

Bu tez kapsamında, göreli aktif tektoniğin belirlenmesinde morfometrik parametrelere bağlı olarak Karaburun Yarımadasının tektonik jeomorfolojisinin değerlendirilmesi amaçlanmıştır. Karaburun Yarımadası aktif faylar çevresinde oluşan havzaların sayısal yükseklik modelinden (DEM) çıkarılan jeomorfik indekslerin kantitatif analizi ve Göreli Aktif Tektonik Sınıfı (IRAT) alt başlıklar halinde değerlendirilmiştir.

3.2 Jeomorfolojik Belirteçler

Tektonik jeomorfoloji aktif tektonik çalışmalarında sıklıkla kullanılan, tektonizma ve jeomorfolojik süreçlerin etkileşimiyle oluşan yeryüzü şekillerini inceleyen bir yöntemidir. Tektonik jeomorfoloji çalışmalar ile yeryüzü şekillerinin oluşumu ile gelişim aşamaları belirlenebilmekte, bu aşamaları denetleyen tektonik yapılara ait aktiflik derecesi değerlendirilebilmektedir (Özkaymak, 2012).

Eğim/verev atımlı normal fay zonları üzerinde gözlenen jeomorfolojik göstergeler başlıca "dağönü çizgiselliği, üçgen yüzey (ütüaltı yapısı), drenaj havzaları, alüvyal yelpaze, eksenel nehir" olmak üzere beş tanedir (Şekil 3.1 a ve b) (Burbank ve Anderson, 2001; Keller, 1986; Keller ve Pinter, 2002; Mayer 1986; Schumm ve diğer., 2002; Özkaymak, 2012).

Doğrultu atımlı fay zonları üzerinde ise, "ötelenen dere ve sırtlar, terk edilmiş eski dere kanalları, fay sarplıkları, fay zonunun sıçradıkları alanlardaki yersel gerilim yönüne bağlı olarak gelişen çek-ayır havzaları, çizgisel gidişli vadiler ve alüvyal yelpazeler gibi jeomorfolojik göstergeler" bulunmaktadır (Şekil 3.1c) (Burbank ve Anderson, 2001; Keller ve Pinter, 2002; Özkaymak, 2012).

3.2.1 Drenaj Havzası

Akarsuların akış şekillerine göre sırtlardan geçirilerek çizilen alan, akarsu şebekesi "drenaj havzası" olarak adlandırılır (Şekil 3.1). Flüvyal morfolojinin temel birimi olan drenaj havzaları, bir akarsu ağının beslendiği alandır. Bir drenaj havzası diğerlerinden su bölümü çizgisi ile ayrılır. Su bölümü çizgileri topografik çizgilerle çakışır ve derenin çıkış noktasından başlayarak topografyanın en yüksek noktalarından geçer. Geometrik yapılarına bakılarak yapılan sınıflandırmaya göre drenaj havzaları, uzunlamasına drenaj havzaları ve dairesel drenaj havzaları olmak üzere iki gruba ayrılır. Uzunlamasına drenaj havzaları hızlı deformasyonu, dairesel olanlar ise yavaş deformasyonu gösterir (Özkaymak, 2012).

3.2.2 Ütüaltı Yapısı (Fay Sarplığı)

Faylı sahada fay dikliğinin gelişmesini takiben, fayın normal, ters ya da düşey oluşuna göre fay yüzeyi, yatağını derinleştiren akarsuların etkisiyle parçalanarak üçgen şekilli yüzeylere dönüşür. Oluşan bu yapılar "ütüaltı yapısı" olarak adlandırılır (Şekil 3.1).

Ütüaltı geometrisinde akarsuyun akış hızı etkilidir. Ütüaltı yapıları dairesel drenaj havzalarında uzun tabanlı üçgen, uzunlamasına drenaj havzalarında ise kısa tabanlı üçgen şeklindedir (Douglas ve Anderson, 2001; Mayer, 1986).

3.2.3 Alüvyon Yelpazesi (Birikinti Konisi)

Döküntü yüklü bir akarsu, dik eğimli bir yamaçtan ovaya (havzaya) doğru ulaştığında, eğimin azaldığı ve buna bağlı olarak akarsuyun taşıma gücünün zayıfladığı gözlenir. Eğimin fazla olması nedeniyle sürüklenen yükün büyük bir kısmı eğim kırığının bulunduğu yerde kalır. Bu şekilde oluşmuş, tepesi eğim kırığının başladığı yerde olan ve aşağı doğru genişleyen yarım koni şekilli birikime "alüviyal yelpaze" veya "birikinti konisi" adı verilmektedir (Şekil 3.1). Yelpazenin üst

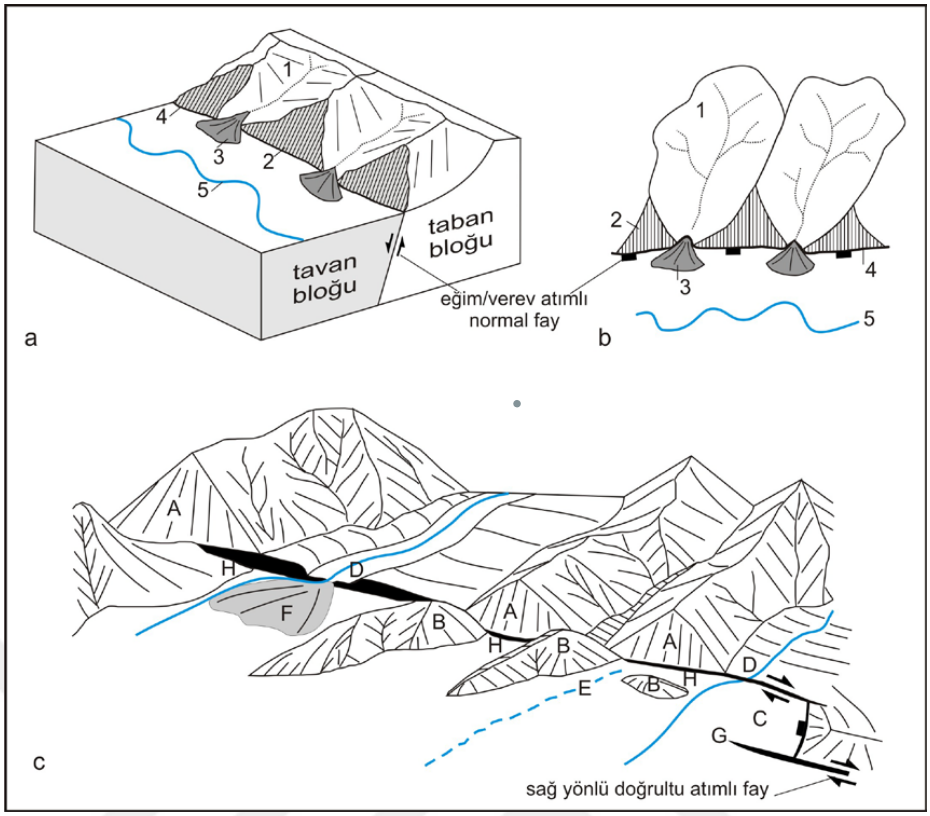
kesimlerinde kaba taneler, alt kesimlerinde ise ince taneler birikir. Bir alüvyon yelpazesi, aktif faylanmanın olmadığı yerlerde, yatay yönde ileriye doğru büyüme gösterirken, aktif faylanmanın olduğu yerlerde, faylanma ile oluşan boşlukların tortullarla dolması nedeniyle düşey yönde bir büyüme gösterir (Özkaymak, 2012).

3.2.4 Eksenel Nehir

Horst-graben tipi çöküntü havzalarında, havzayı oluşturan faylara paralel olarak uzanan nehire *"eksenel nehir*" adı verilir (Şekil 3.1). Eksenel nehrin, dağ önü çizgisine göre konumu, fayın aktif ya da pasif olduğunun bir göstergesidir.

3.2.5 Dağ Önü Çizgiselliği

Dağ önü çizgiselliği, dağlık alanlardaki drenaj ağlarının, havzaya bağlantısının olduğu yerde bir çizgisellik göstermesidir. Bu çizgiselliği dağın eteğinden geçen bir fay oluşturur. Çizgisel dağ önü şekli, hızlı tavan bloğu çökmesinin, girintili çıkıntılı dağ önü şekli ise yavaş tavan bloğu çökmesinin bir ürünüdür (Şekil 3.1). Dağ önü çizgiselliğinin eksenel nehire yakın olması hızlı deformasyonu, uzak olması ise yavaş deformasyonu belirtir.



Şekil 3.1 Eğim/verev atımlı normal faylanmalar ile denetlenen dağ önlerinde gözlenen jeomorfolojik indisleri gösteren a)blok diyagram b) harita ifadesi. 1: drenaj havzası, 2: üçgen yüzey, 3: alüvyal yelpaze, 4: dağönü çizgiselliği, 5: eksenel nehir. c) Sağ yönlü doğrultu atımlı faylanmalar ile ortaya çıkan morfolojik özellikler. A: fay sarplığı, B: ötelenen sırt, C: çek-ayır havzası, D: ötelenen dere, E: terk edilmiş dere kanalı, F: alüvyal yelpaze, G: genişlemeli sağa sıçrama geometrisi, H: çizgisel gidişli vadi (Burbank ve Anderson, 2001; Keller, 1986; Keller ve Pinter, 2002; Mayer 1986; Schumm ve diğer. 2002, Özkaymak, 2012)

3.2.5.1 Dağönü Sinüslüğü (Smf)

Bull (1977), tarafından aşağıdaki eşitlik (3.2) ile tanımlanmıştır.

$$\text{“Smf} = \text{Lmf/Ls”} \qquad (3.2)$$

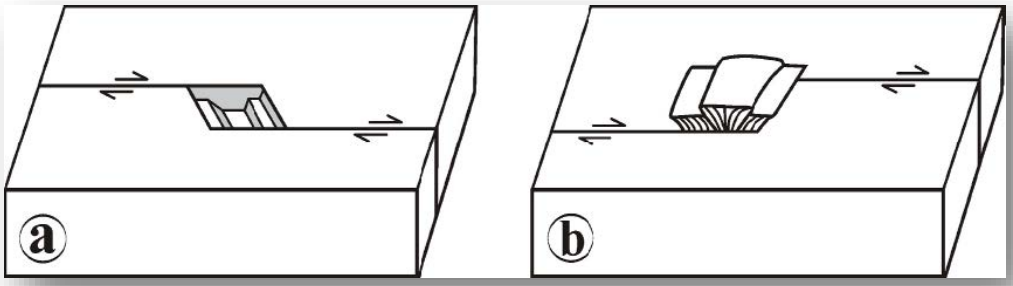
Burada, “L_{mf}” dağönü boyunca ani topografya değişimi ile oluşan çizgiselliğin toplam uzunluğudur. Ölçüm ile vadi önlerindeki belirgin kırılmalar da hesaba katılır. L_s ise, “dağönünün düz bir çizgi boyunca uzunluğundan” ibarettir. Bu indis “dağönü boyunca meydana gelen tektonik aktivitenin oranını ölçmek” için kullanılır (Bull,

2007; Bull ve McFadden, 1977; Keller ve Pinter, 2002; Pérez-Peña ve diğer., 2010; Silva ve diğer., 2003). Aktif dağ önlerinde meydana gelen yükselmeler, doğal olarak erozyonal süreçlere karşı baskındır. Bundan dolayı, daha düşük S_{mf} değerleri daha düz dağ önleri ile tipiktir. Tektonik olarak "daha az aktif dağ önleri ise, baskın olan erozyonal süreçler ile düzensiz ya da daha yüksek S_{mf} değerlerine" sahiptir. Bazı çalışmalara göre, "1,4'ten daha az S_{mf} değerleri, tektonik olarak aktif dağ önlerine işaret etmektedir" (Keller, 1986; Pérez-Peña ve diğer., 2010; Silva ve diğer., 2003, Özkaymak, 2012, s.24).

3.2.6 Pull – Apart (Çek – Ayır) Havzalar

Aktif doğrultu atımlı fay zonları boyunca fay kollarının sıçrama yapmaları veya bükülmeleri sebebiyle, tansiyon gerilmelerinin etkisi altında kalan alanın çökmesi sonucu oluşan havzalar pull-apart (çek-ayır) havza olarak tanımlanmıştır. Fayların sıçrama yaptıkları yerlerde veya tek bir fay segmentinin büklüm yaptığı kesimlerde fayların niteliğine göre tansiyonel veya kompresyonal alanlar meydana gelmektedir. Tansiyonal rejimi etkisi altında kalan bölgelerde çökmeler ve sonuçta çek-ayır havzaları oluşmaktadır.

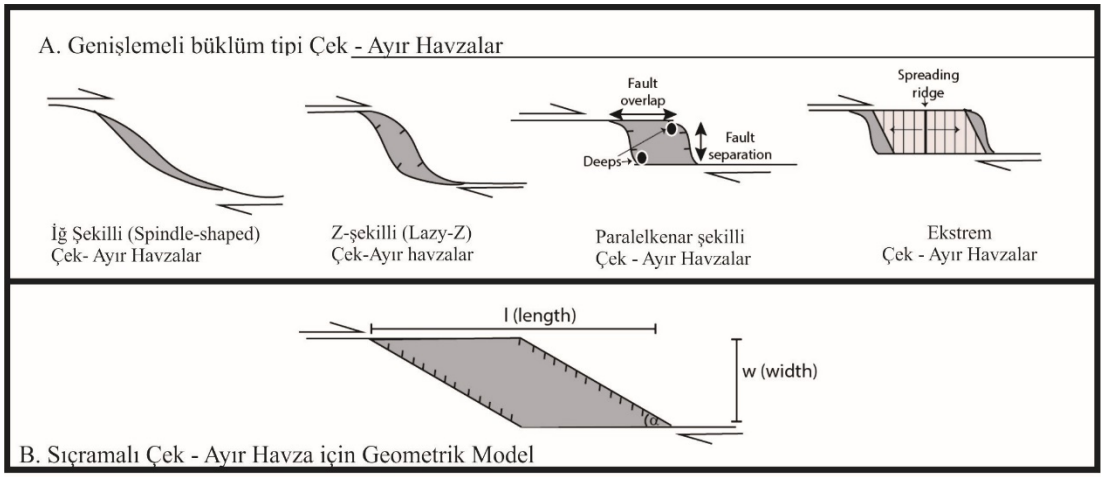
Aktif doğrultu atımlı fay zonları boyunca fay kollarının sıçrama yapmaları veya bükülmeleri sebebiyle, tansiyon gerilmelerinin etkisi altında kalan alanın çökmesi sonucu oluşan basenler pull-apart (çek-ayır) havza olarak tanımlanmıştır. Fayların sıçrama yaptıkları yerlerde veya tek bir fay segmentinin büklüm yaptığı kesimlerde fayların niteliğine göre tansiyonel veya kompresyonal alanlar meydana gelmektedir. Tansiyonal rejimi etkisi altında kalan bölgelerde çökmeler ve sonuçta çek-ayır havzaları oluşmaktadır (Şekil 3.2).



Şekil 3.2 İki sağ yanal atımlı fay segmentinin sıçrama yaptığı yönlere göre gelişebilecek olan yapısal öğeler (a) normal sıçrama ucu basamak yapıları (normal stepover) (b) ters sıçrama ucu basamak yapıları (reverse stepover) (Aydın ve Nur, 1985'den alınmıştır)

Çek – Ayır Havzalar, doğrultu atımlı fay sistemlerinde, kıvrımlar veya yükselmelerde oluşan topografik çöküntülerdir. Büklümler (Bends) ve sıçramalar (step-overs), çek - ayır havzanın özünde tipik olarak farklıdır. Büklümler genellikle tek bir parçadan; sıçramalar iki paralel doğrultu atımlı faydan oluşur. Bununla birlikte, fay sıçramaları, devamlı fay büklümlerine dönüşebilir ve faydan dışa doğru büyüyen/genişleyen (splays) faylarla bağlanabilir. Sağ yanal doğrultu atımlı bir fay mekanizması içinde gelişen dikdörtgen şeklinde çek -ayır havzaların şekli, Z-şekilli havzanın uzamasından kaynaklanır. Doğrultu atım havzalarının uzunluğu, genişliği ve ikisi arasındaki dar açı (Şekil 3.3.A ve B) belirgin özelliklere sahiptir ve geometrisi saha çalışmaları, deneysel analog modelleme ve sayısal modelleme açısından sınıflandırılmıştır.

Doğadaki örneklerden, deneysel ve sayısal çalışmalardan elde edilen açısal veriler genel olarak bu havzaların kenarları arasında 30-35°lik bir dar açının olduğunu göstermektedir. Deneysel çalışmalar, bu değer aralığının saf doğrultu atımlı fayların sıçrama geometrilerinden kaynaklandığına, bütünleşik rejimlerin kontrol ettiği alanlardaki çek-ayır havzalarda ise bu değerlerde bazı sapmalar olabileceğine işaret etmektedir. Literatürden iyi bilindiği üzere, genel olarak çek-ayır havzaların ölçeksel özellikleri 2 boyutta havza uzunluğu ve genişliği arasında iyi tanımlanmış bir ilişki göstermektedir. Çek – Ayır havzalar, iki boyutlu (2B) görünümünde 3: 1 boy ve en boy oranına sahiptir. Bu oran yapıya, fizyografik ve havza boyutuna bağlı olarak değişebilmesine rağmen, en yaygın aralık 3 ile 4 arasındadır.



Şekil 3.3 A. Genişlemeli büklümleri, sağ yanal doğrultu atımlı sistemde Mann, (2007) 'den değiştirilerek havza tiplerini şematik gösterimi. B. Çek – Ayır Havzaların geometrik modeli (l = uzunluk, w = genişlik, α = dar açı)

Bertoluzza ve Perotti, (1997) 'nin sayısal çalışması, doğrultu atımlı faylanma ve çek - ayır havzalarını sınırlayan potansiyel faylar arasındaki açının, tüm modelin genel sınır şartlarına ve malzemenin reolojik özelliklerine ve fayların örtüşme (overlap) ve / veya ayrılma oranına çok az bağlı olduğunu göstermektedir. Sonlu eleman modellerinde açı, transtansiyonel şartlarda 10 ° - 65 ° arasında değişebilir (Bertoluzza ve Perotti, 1997).

3.3 Jeomorfolojik Özelliklerin Morfometrik Analizi

Morfometri yöntemi ile; yeryüzü şekillerinin, aktif tektonik özellikleri ölçülerek sayısal değerleri hesaplanmaktadır (Keller ve Pinter, 2002).

Özdemir, (2011)'e göre; "havza içindeki akaçlama ağı, havzanın şekilsel özellikler ve maksimum - minimum yükseklikler bir havzada öncelikle incelemesi gereken özelliklerdir" (s.458). Akaçlama ağına ait bu özellikler dışında her havza 'çizgisel, alansal ve rölyef' karakterleri şeklinde ifade edilen, sayısal olarak tanımlanabilen ve ölçülebilen geometrik özelliklere sahiptir. Bu özellikler havza morfometrisi olarak" isimlendirilir (Ritter ve diğer., 2002), (Özdemir, 2011, s.459).

3.3.1 Çizgisel morfometrik özellikler

Özdemir (2011, s.459)'e göre; "çizgisel morfometrik özelliklerin başlıcaları 'Çatallanma Oranı (R_b)', 'Uzunluk Oranı (R_L)', 'Yüzeysel Akış Uzunluğu (o)' ve 'Tekstür Oranı (T)' dır. Bu özelliklerin değerlendirilmesi, akarsu dizinlerinin sayısı, uzunluğu, havzanın çevresi gibi parametrelerin sayısal değerleriyle, çizgisel şekillerin ölçülüp yorumlanmasıyla oluşturur (Özdemir, 2011).

3.3.1.1 Çatallanma oranı (R_b)

Özdemir (2011)'e göre çatallanma oranı; "Strahler yöntemi kullanılarak; ardışık 2 dizinin toplam sayılarının birbirine oranıdır (3.3) (Strahler, 1964), (Özdemir, 2011, s.459).

$$\text{“}R_b = N_u / N_{u+1}\text{”} \qquad (3.3)$$

Formül 3.3'de;

"N_u : Dizin sayısı,

N_{u+1}: Bir sonraki dizin sayısı"dır (Strahler, 1964).

Özdemir (2011)'e göre; R_b değeri şöyle bulunur: drenaj havzası içindeki her bir dizi için hesaplandıktan sonra, bu değerlerin ortalaması alınarak bulunur. akaçlama ağındaki dizi sayısına bağlı olarak, çatallanma oranında değişiklikler görülebilmektedir. Yorumlama, farklı akaçlama ağlarına ait sonuçların karşılaştırılmasıyla yapılır. *Rb* değeri 3-5 arasında olan akaçlama ağlarının genellikle homojen bir jeolojik yapıya sahip olduğu söylenebilir (*R*itter ve diğer. 2002, Verstappen, 1983), (Özdemir, 2011, s.459).

3.3.1.2 Uzunluk oranı (R_L)

Özdemir (2011)'e göre; Strahler yöntemi kullanılarak, Strahler yöntemi kullanılarak; ardışık 2 dizinin toplam uzunluklarının birbirine oranıdır (Patton, 1988, Özdemir, 2011, s.460).

$$\text{“}R_L = Lu/\ Lu+1\text{”} \quad (3.4)$$

Formül (3.4)’te;

“*Lu* = Dizin toplam uzunluğu (m)

L = Bir sonraki dizin toplam uzunluğu (m) dur” (Patton, 1988).

Özdemir (2011)’e göre; “uzunluk oranı, dere kollarındaki suyun uzunluklarına bağlı olarak, tutulma oranları hakkında bigi edinmemizi” sağlamaktadır. Böylece daha yukarıdaki kollardan gelecek olan suyun, alt kottaki kolun uzunluğunun yeterli veya yetersiz olması durumlarının anlaşılmasına yardımcı olmaktadır. Uzunlamasına olan havzalarda dizin uzunluk oranlarının toplam ve ortalama değerleri, dairesel havzalara oranla daha az olmaktadır. Bu da suyun daha az tutulduğunun hızlı bir şekilde drene olduğunun bir göstergesidir. Dairesel havzalarda tutulma ve ana kolda birikim daha fazladır (Özdemir, 2011, s.460).

3.3.1.3 Tekstür oranı (T)

Strahler yöntemine kullanılarak; 1. Çatallanma evre dizilerinin toplam sayısı ile drenaj ağının çevre uzunluğu arasındaki orandır (Strahler, 1964).

$$\text{“}T = N_{u1}\ x\ (1/P)\text{”} \quad (3.5)$$

Formül (3.5)’te;

“N_{u1} : 1. dizinlerin toplam sayısı,

P : Havzanın çevre uzunluğudur (km)” (Strahler, 1964), (Özdemir, 2011, s.461).

Özdemir (2011)’e göre; tekstür oranı, havzanın jeolojik özelliklerine, geçirimliliğine, havzanın bakı durumuna göre değişiklikler gösterebilir. Değerin düşük ya da yüksek olması, ana dere koluna su gönderen 1. dizideki kolların az ya da fazla olduğunu göstermektedir. tekstür oranı, dairesel şekilli havzalarda yüksek, uzunlamasına gelişmiş havzalarda düşük değerler göstermektedir (Özdemir, 2011, s.461).

3.3.2 Alansal morfometrik özellikler

Özdemir (2011)'e göre; akaçlma ağlarının alansal özelliklerinin oluşturduğu morfometrik parametreler olan "Drenaj Yoğunluğu (*Dd*), Akarsu Sıklığı (*Fs*), Havza Şekli (*RF*), Uzunluk Oranı (*Re*); havzaya düşen toplam yağışların ve yüzeysel akış birikim bölgeleri açısından" oldukça önemlidir (Strahler, 1964), (Özdemir, 2011, s.461).

3.3.2.1 Drenaj yoğunluğu (Dd)

Horton, tarafında üretilmiş olup, en önemli alansal morfometrik parametredir. Akaçlama ağındaki toplam drenaj uzunluğunun, havza alanına oranlanmasıyla elde edilir (Patton, 1988).

$$\text{"Dd} = \Sigma L / A\text{"} \tag{3.6}$$

Formül (3.6)'da;
"*ΣL* : Toplam drenaj uzunluğu (km),
A : Havza alanı (km^2) dır" (Patton, 1988).

Özdemir (2011)'e göre; "drenaj yoğunluğu hesabında, akaçlama ağında akışa sahip derelerden daha çok, azami yağışlar sırasında suyu taşıma ve iletme (drene etme) özelliğine sahip olan vadilerin toplam drenaj" dikkate alınmalıdır. *Dd* değeri, havzaların dereler tarafından bölünme derecesini verir. Bölünme olayında önemli bir etkiye sahip olan morfolojik, jeolojik, bitki örtüsü ve iklimsel özellikler hakkında bilgi verir. Buna göre, "düşük *Dd* değeri, yüzeysel suların yeraltına süzüldüğü ve yeraltı akımlarını oluşturduğu, buna karşın yüksek *Dd* değeri, yüzeysel akışlarla aşındırmanın ve parçalanmanın hakim olduğu bir özellik" gösterir (Patton, 1988, Özdemir, 2011, s. 462).

3.3.2.2 Akarsu sıklığı (Fs)

Akaçalama ağındaki toplam dizin sayısının, havza alanına oranlanmasıyla bulunur (Horton,1932).

$$\text{“}Fs = N/A\text{”} \quad (3.7)$$

Formül (3.7)'de;

N : Toplam dizin sayısı,

A : Havza alanı (km^2) dır (Horton, 1932).

Özdemir (2011)'e göre; bir akaçlama ağında hesaplanan yüksek Fs değeri, geçirimsiz zemin ve yüksek rölyf özelliklerini gösterirken, düşük Fs değeri ise, geçirimli ve alçak rölyef özelliklerini ortaya koyar. Melton (1957)'ye göre "varsayımsal olarak drenaj yoğunluğu eşit olan iki havzanın akarsu sıklıkları değişken" olabilmektedir (Melton, 1957). Akarsu sıklığı üzerinde iklim, zeminin litolojisi, morfolojik özellikleri, bitki örtüsü, zaman ve insan faktörü gibi çeşitli faktörler rol oynamaktadır (Hoşgören, 2001, Özdemir, 2011, s.463).

3.3.2.3 Havza şekli (Rf)

Akaçlama alanının azami havza uzunluğunun karesine bölünmesiyle elde edilir (Horton,1932).

$$\text{“}Rf = A / Lb^2\text{”} \quad (3.8)$$

Formül (3.8)'de;

A : Havza alanı (km^2),

Lb : Havza uzunluğu (km) dur" (Horton,1932).

Özdemir (2011)'e göre; "Düşük *Rf* değerine sahip olan havzalar kısa sürede yan kollardan gelen az akımla, uzun süreli meydana gelecek yüksek ana akımın gözleneceği bir şekil" oluşturur. "Yüksek *Rf* değerlerine sahip havzalarda ise,

tam tersi olarak uzun sürede yan kollardan gelen yüksek akımla, kısa süreli düşük ana akımın gözlendiği ve kısa süreli maksimum akıma neden olan bir şekil" oluştrur (Reddy ve diğer., 2004). Bu özellik, akaçlama ağların şekli konusunda bilgi vermektedir (Özdemir, 2011, s. 463).

3.3.2.4 Havza şekli indeksi (Bs)

Tektonik olarak aktif alanlarda göreceli olarak daha genç olan akaçlama ağları, bir yükseltinin topoğrafik eğimine paralel olarak uzanma eğilimi gösterir. Bu uzamış havzalar, devam eden topografik evrimle birlikte tektonik aktivite azaldığı için dairesel şekle dönüşebilir (Bull ve McFadden, 1977). Akarsu enerjisinin öncelikle derin aşındırmaya yönelmesi ve tektonik olarak aktif bölgelerdeki drenaj ağı enlerinin dağ önü yakınında çok dar olması neden olmaktadır. Buna karşılık devam eden hızlı yükselme eğilimi dağ önündeki havzaların yukarıya doğru genişletilmesine neden olur. Bir havzanın yatay projeksiyonu havza şekil indeksi ya da uzama oranı olarak tarif edilmektedir (Ramirez-Herrera, 1998). Bu oran aşağıdaki 3.9 eşitliğiyle hesaplanır (Mahmood ve Gloaguen, 2012).

$$\text{“Bs} = B1 / Bw\text{”} \tag{3.9}$$

Formül (3.9)'de; Bs: havza şekil endeksi, B1 memba ile mansap arasındaki uzaklık, Bw azami havza genişliğini yansıtır. Yüksek Bs değerleri, rölatif olarak tektonik aktivitesi yüksek olan uzamış havzaları, düşük Bs değerleri ise rölatif olarak tektonik aktivitenin az olan dairesel havzaları belirtir. Bs indeksi sınıf 1 (2,50-8,18) uzamış havzaları, sınıf 2 (1,60-2,49) uzamış havzaları ve sınıf 3 (0,81-1,59) dairesel şekilli havzaları olarak sınıflandırılmıştır (Mahmood ve Gloaguen, 2012).

3.3.3 Rölyef morfometrik özellikler

Özdemir (2011)'e göre; havzaların eğim ve yükseklik değerlerinin yanı sıraüçüncü boyut özelliklerini de kapsayan üçüncü düzey morfometrik parametre olan rölyef morfometrisine ait başlıklar: 'Havza Rölyefi (*Bh*), Rölyef Oranı (*Rh*), Engebelilik

Değeri (*Rn*), Hipsometrik Eğri (*Hc*), ve Hipsometrik İntegral (*Hi*)' dir (Strahler, 1952b).

3.3.3.1 Havza rölyefi (Bh)

Bir havzanın maximun ve minimum noktaları arasındaki maksimum dik uzaklıktır (Strahler, 1952b).

$$\text{“Bh} = \text{Hmax} - \text{Hmin”} \tag{3.10}$$

Formül (3.10)'da;

Hmax : Havzanın en yüksek noktası (m),

Hmin : Havza en alçak noktası (m) dır (Strahler, 1952b).

Özdemir (2011)'e göre; havza rölyefi, havzalardaki drenajın gelişimi, yüzeysel ve yeraltı su akımları, geçirimlilik, jeomorfolojik gelişimi ve erozif faaliyetler açısından önemlidir (Özdemir, 2011, s.464).

3.3.3.2 Engebelilik (Rn)

Havza rölyefi ve drenaj yoğunluğunun çarpılmasıyla hesaplanır (Melton, 1957).

$$\text{“Rn} = \text{Bh x D1”} \tag{3.11}$$

Formül (3.11)'de;

“Bh : Havza rölyefi (km),

Dd: Drenaj yoğunluğu (km/km^2) dur” (Melton, 1957).

Özdemir (2011)'e göre; “engebelilik, rölyef ve yarılmanın karşılıklı olarak etkilenmesiyle ortaya çıkan bu değer, yüksek oranda yarılan havzalarda alçak rölyef, daha az yarılmış engebeli olan havzalar ise, yüksek rölyef özellikleri gözlenmektedir (Özdemir, 2011, s.465).

3.3.3.3 Hipsometrik eğri (Hc)

Özdemir (2011)'e göre; yükseklığin akaçlama ağındaki dağılımını göstermektedir. Hipsometrik eğri, havza yükseklik oranının (h/H = rölatif yükseklik) toplam havza alanı oranıyla (a/A= rölatif alan) birlikte değerlendirilmesiyle hesaplanır (Strahler, 1952b), (Şekil 3.4).

$$\text{“y} = h/H\ x = a/A\text{”} \tag{3.12}$$

Formül (3.12)'de;

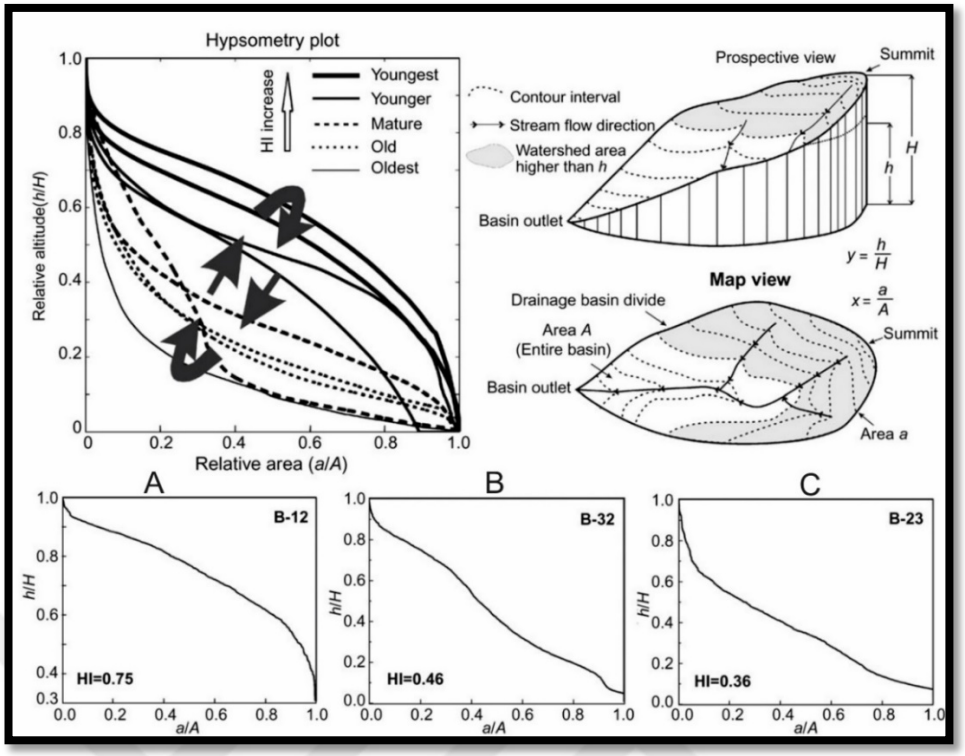
h : Değerlendirmeye alınan yükseklik (m),

H : Havza rölyefi (max. yükseklik – min. yükseklik) (m),

a : Alınan yüksekliğin alan değeri (m^2),

A : Havzanın toplam alanıdır (m^2) (Strahler, 1952b).

Özdemir (2011)'e göre; hipsometrik eğri, havzaların farklı büyüklük ve yükseklik özellikleri ortadan kaldırılmış ve normalize edilmiş halidir ve birçok drenaj havzasının karşılıklı değerlendirilmesi açısından önemlidir (Strahler, 1952b). Elde edilen eğrinin dışbükey olması morfolojik yapının daha genç olduğunu, derelerin akış gücünün fazla olduğunu belirtir. Hipsometrik eğrinin içbükey olması akarsulardaki akış gücünün azaldığını, taşınan malzemenin azaldığı, biriktirmenin hakim olduğu sürece işaret eder (Özdemir, 2011).



Şekil 3.4 Tipik hipersometrik eğriler (HC) (Strahler, 1952) ve jeomorfik döngü gelişimi (Perez-Pena ve diğer., 2009) hipersometrik eğrilerde (A), dışbükey HC ve yüksek HI değişimlerinin gençlik evrelerini, (B), S-biçimli eğrileri ve (C) içbükey eğrileri birlikte bir araya getirdiğini belirtir ve düşük HI değerleri olgun ve yaşlı aşamalar için tipiktir

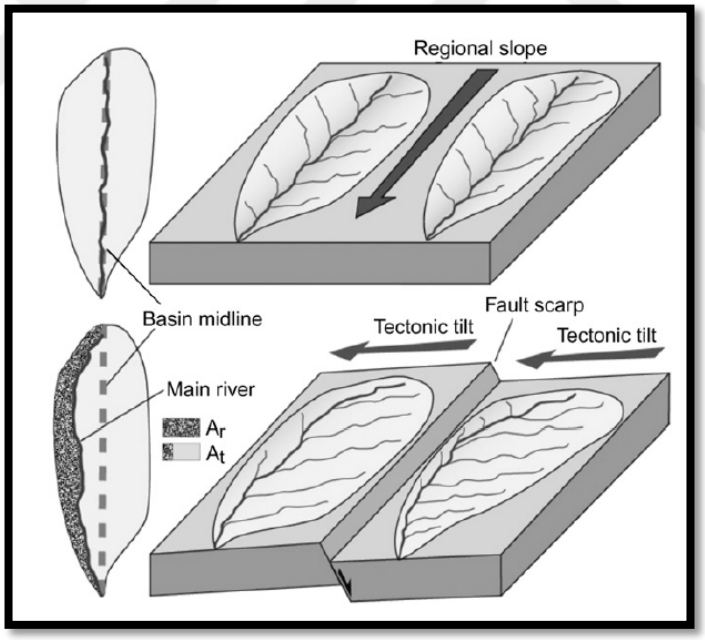
3.3.3.4 Hipsometrik integral (Hi)

Özdemir, (2011)'e göre; hipsometrik eğrinin altındaki alandır ve seçilen havzası için hipsometrik eğriyi ayırt etmenin en basit yoludur (Keller ve Pinter, 2002). İntegrali hesaplamada akaçlama ağının azami, ortalama ve minimum yükseklik değerleri alınır (Mayer, 1990; Pike ve diğer., 1971;Özdemir, 2011).

"Hi = H - Hmin / Hmax – Hmin" (3.12)

Özdemir (2011)'e göre; formül (3.12)'de yer alan azami ve asgari yükseklikleri, eş yükselti eğrilerinden ve/veya Sayısal yükseklik modeliden elde edilebilirken, ortalama yükseklik değerleri havzanın sayısal yükseklik modeli histogramlarından elde edilebilir. Yüsek hipsometrik integral değeri topografyanın yüksekliğinin bir göstergesidir. Değerlerin orta ve düşük çıkması ise oldukça aşınmış ve parçalanmış bir

topografyaya işaret eder. Hipsometrik integral ve topografyanın parçalanma derecesi, havzanın aşınım döngüsündeki evrenin ortaya konması açısından önemlidir. Aşınım döngüsünde "Gençlik safhası"; az da olsa yüksek yatak eğimlerine sahip akarsuları, derinliği deniz seviyesinden yüksekliğine bağlı olarak derelerin kanyon ve/veya "V" şekilli vadiler içinde akış gösterdiğini, topoğrafya derin yarıldığından daha engebeli şekillerin sayıca fazla varlığını, ani su düşüşlerinin varlığını, taşkın ovasının olmadığı bir morfolojiyle temsil edilir. "Olgunluk safhası"; akaçlama ağının daha çok geliştiği, akarsuların vadilerini deniz seviyesine kadar aşındırdığı, mendereslerin varlığı, birçok morfolojik şeklin dengeye ulaştığı topoğrafyayla karakterize olur. "Yaşlılık safhası" ise ana dere kollarında eğimin olmadığı, mendereslerin önü ve arkasında taşkın ovalarının oluşumu, geniş vadilerin varlığı, yataya yakın eğim, vadi genişliklerinin menderes kuşağının genişliğinden oldukça fazla olduğu, su akım hızının oldukça düşük ve dolayısıyla sediman taşınımının zayıf olduğu, topografyanın deniz seviyesine yaklaştığı ve "peneplen" topografya görünümüne işaret eder (Özdemir, 2011).



Şekil 3.5 Aşağıya doğru eğimli bir şekilde yanal olarak göç ederek bir fay boyunca drenajın etkilenmesi At, kanal akışının sağ tarafındaki (aşağı yönde) havzanın alanıdır ve Ar, drenaj havzasının toplam alanıdır (Keller ve Pinter, 2002'den değiştirilerek)

3.3.3.5 Drenaj Havzası asimetrisi (AF)

Bir akarsu ağının geometrisi hem kalitatif hem de kantitatif olarak tanımlanabilir. Eğer bir bölgede aktif tektonizma varsa, akarsu ağı sıklıkla belirgin bir doku ve geometri sunar. Bunu tanımlamak ve bölgede tektonizmaya bağlı eğimlenme (tilting) varlığını tespit etmek için "Asimetri Faktörü (Asymmetry Factor)" terimi geliştirilmiştir (Şekil 3.5) (Keller ve Pinter, 1996). Bu faktör şu formülle ifade edilir:

$$\text{“AF} = 100 \left(\text{Ar} / \text{At} \right)\text{”} \tag{3.13}$$

Formül (3.13)'de "Ar uzun drenaja sahip olan alandır. At ise drenaj havzasının toplam alanıdır". Drenaj sistemini etkileyen herhangi bir tektonizma yoksa AF değeri 50 civarında olacaktır. Ancak tiltlenme varsa bu değer 50'den fazla ya da az çıkacaktır. Bu jeomorfik indis havza tabanının aynı tür litolojiden oluşması durumunda en iyi şekilde çalışır. Ek olarak tabaka eğimlenmesinin etkilemediği (genelde yatay tabakalanma veya 45/90 derecelik tabakaların olması durumu) ve/veya havzanın farklı noktalarında farklı bitki anomalisinden kaynaklanan iklimsel yamaç eğimi farklılıklarının olmadığı durumlarda etkilidir. Duraylı bir ortamda başlayan ve devam eden akış için AF değeri 50'dir. Bu değerden daha az veya daha fazla AF değeri, drenaj havzasındaki eğimlenmeye (tilting) işaret eder (Keller ve Pinter, 1996).

3.3.3.6 Transvers Topografik Simetri Faktörü

Bir diğer kantitatif ölçüm ise Çaprazlama Topoğrafik Simetri Faktörü'dür (Transverse Topographic Symmetry Factor).

Transvers topografik simetri faktörü şu formülle ifade edilir:

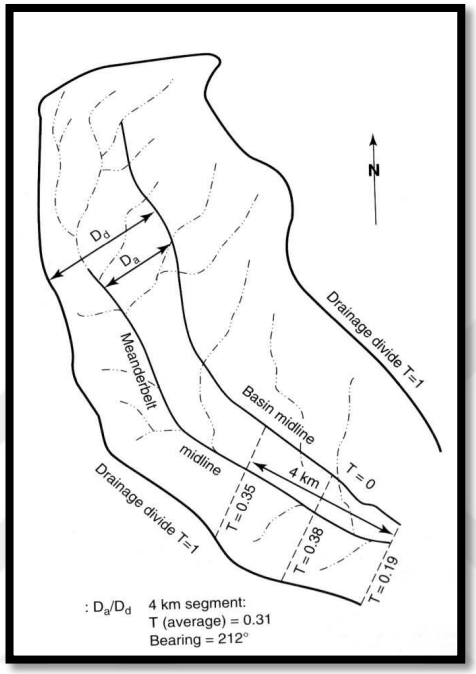
$$\text{“}T = D_a / D_d\text{”} \tag{3.14}$$

Formül 3.14'de

D_a : havza ortası ile aktif ana dere arasındaki uzaklığı,

D_d ise havza ortasından su bölümü çizgisine kadar olan uzaklığı" belirtir (Keller ve Pinter, 1996).

Tam simetrik bir havza için T değeri 1 olacaktır. Drenaj havzası içerisinde asimetri arttıkça T değeri de artar (Keller ve Pinter, 1996). T değeri vadinin farklı segmentleri için hesaplanır. T değeri derelerin havza eksenine dik yönde göçmesini gösterir (Şekil 3.6).



Şekil 3.6 Çaprazlama topoğrafik simetri faktörünün uygulanması (Keller ve Pinter, 1996)

Asimetri arttıkça T değeri yükselir ve 1'e yaklaşır. Burada drenajın temelini oluşturan kayaç eğilimlerinin drenaj yönlenmesine etkisinin olmaması gerekir. Bu durumda T bir vektör olarak gözlenebilir ve hangi yöne doğru göç ettiği ve 0-1 aralığında değişen büyüklüğü vurgulanabilir. Akarsu kanallarının yer değiştirmesi üzerinde yataktaki kayaların eğiminin önemsiz bir etkisi olması durumunda, bölgesel yer değişikliğinin yönü aynı yönü işaret eden tiltlenmenin göstergesidir. Bir bölgedeki çok sayıda drenaj tabanının analizlerinin ortalaması alındığında taban asimetrisinin düzensiz bölgelerini tanımlayan T vektörlerini verir. Hem asimetri faktörü (AF) hem de T'nin hesaplanması, arazi eğimini tanımlamanın niteliksel olarak hızlı bir metodudur (Cox, 1994, Keller ve Pinter, 2002). Bu yöntemde farklı kesit hatları boyunca T değeri hesaplanarak akarsuyun tercihli yönelimi hat boyunca bulunabilir. Bu yöntem en iyi dendritik (dallı budaklı) drenaj sisteminde çalışır. Ana vadi ve yan

kolları daha geniş bir T aralığı sunarak yorumu kolaylaştırır. Bu yöntem AF ile birlikte değerlendirildiğinde tiltlenmenin varlığını hızlıca ortaya koymamızı sağlar.

3.3.3.7 Akarsu Uzunluk - Gradyan İndeksi (SL)

SL indeksi, akarsu vadilerinde akış kanalı boyunca görülen tektonik, kayaç direnci ve topografya bağlatılarının açıklamasını yansıtır (Hack, 1973; Keller, 1986; Keller ve Pinter, 2002). Bunun karşılığında son zamanlarda SL değerinden Kuvaterner dönemindeki yüksek frekanslı deniz seviye değişimlerinin anlaşılmasında da yararlanılmaktadır (Font ve diğer., 2010). SL indeksi; akarsuyun aşındırdığı malzemeleri taşıma kapasitesini, akarsuyun bir kolundaki toplam akarsuyun gücünü, akarsuyun aşındırma miktarını belirleyen önemli bir değişkendir (Karabulut ve diğer., 2013). SL değeri formül (3.14)' göre belirlenmiştir.

$$\text{“}SL = (\Delta H / \Delta L) \times L\text{”} \qquad (3.15)$$

Formüle göre, SL; ΔH akarsu kanalının yükseklik farkı, ΔL akarsu kanalın uzunluğu, L ise seçilen indeks noktası ile kaynak yükseltisi arasındaki mesafenin m cinsinden değerini ifade eder. Ancak burada L değeri ΔL'den daha büyük olmalıdır (Hack, 1973).

Akarsu uzunluk-gradyan indisi akarsuyun akış gücüyle ilişkili olup, zirve noktasında nehrin ulaşabildiği güç önemli bir hidrolojik değişkendir ve doğrudan yatağını aşındırması ve sediman taşıması özelliklerini belirler. Bu indis kanal eğiminin değişimine çok duyarlıdır. Kanal eğimi ise olası tektonik etkinlik, kayaçların dayanımı ve topoğrafya ile ilişkilidir. SL indisi sert kayaların üzerinden geçerken artar. Buna karşılık, seyl-silttaşı-bazı kumtaşları ve karbonat kayaçlardan geçerken düşer. Düşük SL değerine sahip kayaçların içinden geçerken aniden yüksek SL değerlerine sahip bir bölgenin varlığını yakalamak olası bir fayı işaret edebilir. Ayrıca çok düşük değerlerde (özellikle çizgisel bir hat boyunca) benzer şekilde yorumlanabilir (Topal, 2018).

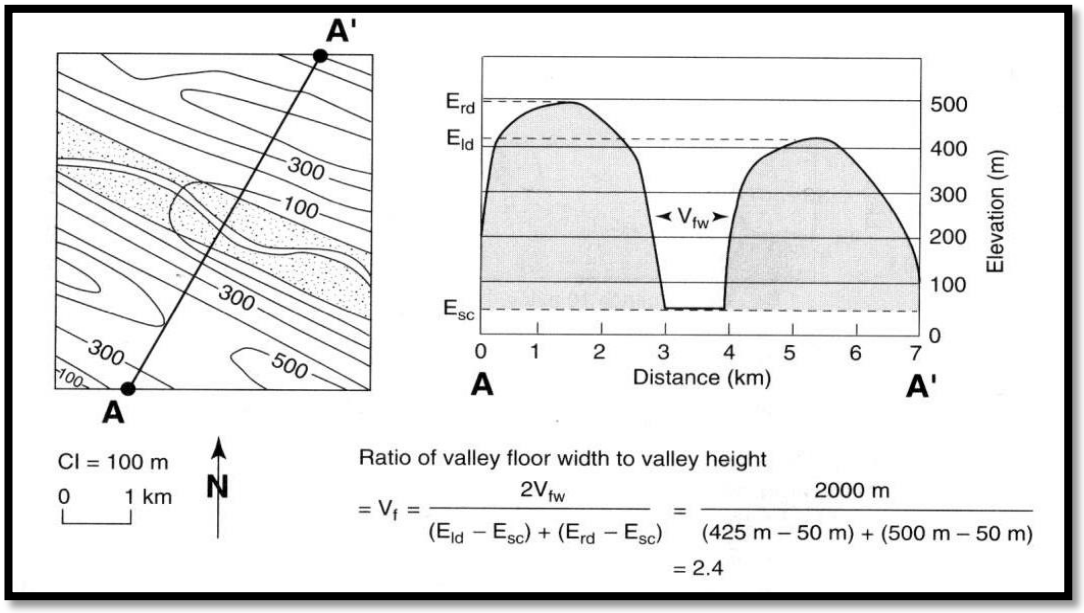
3.3.3.8 Vadi Tabanı Genişlik - Yükseklik Oranı (V_f)

"U-şekilli düz tabanlı vadiler (nispeten yüksek V_f değerlerine sahiptir) ile V-şekilli vadiler (nispeten düşük V_f değerlerine sahiptir) arasındaki farklılıkları ortaya koyan bir jeomorfik indistir" (Bull ve McFadden, 1977; Keller ve Pinter, 2002). "V_f indisi" aşağıdaki 3.15 eşitliği ile ifade edilmektedir;

$$"V_f = 2V_{fw}/[(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})" \quad (3.16)$$

Fomül (3.16)'da "V_{fw} vadi tabanının genişliği", "E_{ld} ve E_{rd} sırasıyla vadinin sol ve sağ su bölümü çizgileri yükseklik değerleri" ve "E_{sc} vadi tabanının kotu"dur (Özkaymak, 2012, s.26).

"Derin V-şekilli vadiler (V_f) çizgisel gidişli ve aktif yükselmeye bağlı olarak akarsuyun tabanı hızlı kazıdığı ve aşındırdığı alanlar" ile tipiktir. Ancak, "düz tabanlı vadiler ($V_f > 1$) nispeten tektonik durgunluğa bağlı olarak erozyonun taban seviyesinde birikmesi" ile açıklanırlar (örn. Bull, 2007, 2009a, 2009b; Keller ve Pinter, 2002; Pérez-Peña ve diğer. 2010), (Özkaymak, 2012, s.26), (Şekil 3.7).



Şekil 3.7 Vadi tabanı genişliği-vadi yüksekliği oranının hesaplanmasında kullanılan parametreler (Tüysüz, 2002'den sadeleştirilerek)

Bu indeks U-şekilli geniş tabanlı vadilerde olduğu gibi yüksek Vf değerleri ile V-şekilli vadilerdeki gibi düşük Vf değerleri arasında değişmektedir. Burada yüksek Vf değerleri yükselme oranının az olduğunu dolayısıyla tektonizmanın etkili olmadığını, düşük Vf değerleri ise aktif tektonizma ve derine kazılmayı bize işaret eder.

3.4 Drenaj Desenlerinin Fraktal Boyutu

Drenaj paternleri, kendine benzeyen (fraktal) karakteristiklerle düzensizlikler gösterir. Drenaj ağının boşluk doldurma yapısı, tektonik deformasyona karşı eğilimli alanın güçlü bir göstergesidir. Yüksek derecede yükselmiş bölgeler, drenaj ağının, yükselen koşulların bir kanıtı olan yeniden düzenlenmesine ve doğrusallaştırılmasına neden olmaktadır (Mahmood ve Gloaguen, 2011). Tektonik olarak aktif drenaj sistemleri, bölgesel ve yerel fayların türü, geometrisi ve son aktivitelerinden etkilenir. FD, bir nesnenin veya mekânsal paternin düzensizlik veya segmentasyon derecesini ölçmektedir (Gloaguen ve diğer., 2007; Mahmood ve Gloaguen, 2011). Fraktal boyut, ölçeğimiz daha büyük veya daha küçük hale geldikçe ölçümlerimizin ne kadar hızlı arttığını veya azaldığını değerlendirerek benzer boyutun karmaşıklık derecesini ölçmemize olanak tanır. Amaç, şekil değişiminin şiddeti arttıkça karmaşıklıktaki azalmayı ölçerek, drenaj ağındaki neotektonik etkinliğin etkisini ölçmektir. Bu, neotektonik deformasyona karşı oldukça savunmasız bir alan için daha düşük FD değerlerinin elde edilmesi gerektiği anlamına gelir (Mahmood ve Gloaguen, 2011). Drenaj ağının, akış ağ geometrisini değiştirerek fayların tetiklediği topografik değişimler olarak doğrusallaştırılması için dendritik ağın seyrekleşmesi beklenir. Bu amaçla kutu sayma yöntemi (Box Counting Method) uygulanır. BCM, siyah drenaj desenini 1 ve boş beyaz alanı 0 olarak gösteren DEM görüntüsünden türetilmiş drenaj ağının ikili görüntüsünde değişken boyutta hareket eden bir kutu kullanır ve kutu içindeki drenaj piksellerinin sayısını sayar (Dombradi ve diğer., 2007; Guillermo ve diğer., 2004). Her grid için, kutu boyutları ve ilgili kutu sayısı N (ler) sayılır. FD değeri aşağıdaki denklem kullanılarak hesaplanır (Mahmood ve Gloaguen, 2011):

$$FD= \lim_{s\to 0}\left(\frac{logN(s)}{\log(\frac{1}{s})}\right) \quad (3.17)$$

Formül (3.17)'de N (s), kutuların sayısı ve s, uygulanan kutu boyutunun uzunluğudur. FD, N (s) ve 1 / s log-log grafiğinin eğimine eşittir. FD uzamsal dağılımının göreceli analizi üç sınıfa ayrılabilir: Sınıf 1 (1,03-1,06), aktif yüzey deformasyonuna karşı yüksek hassasiyet gösterir, sınıf 2 (1,07-1,10) orta yüzeyin yükselmesine ve sınıf 3'e karşılık gelir (1,11- 1,40) düşük tektonik yükselme olan bölgelere karşılık gelir (Mahmood ve Gloaguen, 2011).

3.5 Görece Aktif Tektonik Sınıflaması (IRAT)

Yer şekilleri ile "aktif tektonik deformasyon arasındaki ilişkinin anlaşılmasına yönelik önemli kanıtlar sağlayan morfometrik analizlerde birden fazla indisin kullanılması" daha güvenilir sonuçlara ulaşılabilmesi bakımından önemli bir husustur (Bekaroğlu, 2013, s. 63). Zira birçok yaklaşımda aktif dağ alanlarındaki göreli tektonik aktiviteye ilişkin yarı kantitatif bilgi vermek için iki veya daha fazla indis bileşiminin kullanılması gerektiği belirtilmiştir (Bull ve McFadden, 1977; Silva ve diğer., 2003). Jeomorfik indislere dayalı bir şekilde göreceli aktif tektoniğin değerlendirildiği bundan önceki araştırmalarda daha çok belirgin bir dağ önü, küçük alanlar veya tek akarsu havzalarına odaklanılmıştır (Azor ve diğer., 2002; El Hamdouni ve diğer., 2008; Rockwell ve diğer., 1985) (Tablo 3.1). Bir dizi jeomorfik indis kullanılarak birçok çok akarsu havzasının göreceli aktif tektonik değerlendirmesi yapılmıştır. Her havzaya ait farklı yedi tane jeomorfik indis değerinin ortalamasını kapsayacak şekilde tespit edilen IRAT değerleri, inceleme alanında göreceli aktif tektoniğin jeomorfometrik açıdan değerlendirilmesinde kullanılmıştır.

Tablo 3.1 IRAT değerleri, göreceli tektonik aktivitenin derecesi ve sınıflama (El Hamdouni ve diğer., 2008)

IRAT Sınıfı	IRAT Derecesi	IRAT Değeri
Sınıf 1	Çok yüksek	1,00-1,29

Tablo 3.1 devamı

Sınıf 2	Yüksek	1,29-1,57
Sınıf 3	Orta	1,57-1,86
Sınıf 4	Düşük	1,86-2,33

3.6 Bulgular

Tezin bu başlığı altında Gülbahçe Fay Zonu ve Mordoğan Fayı ile ilişkilendirilen Gülbahçe Havzası ve Mordoğan Havzası olarak adlandırılan iki havzanın Morfometrik analizleri yapılmıştır. Hesaplanan 17 farklı indis neticesinde IRAT sınıflaması yapılmıştır.

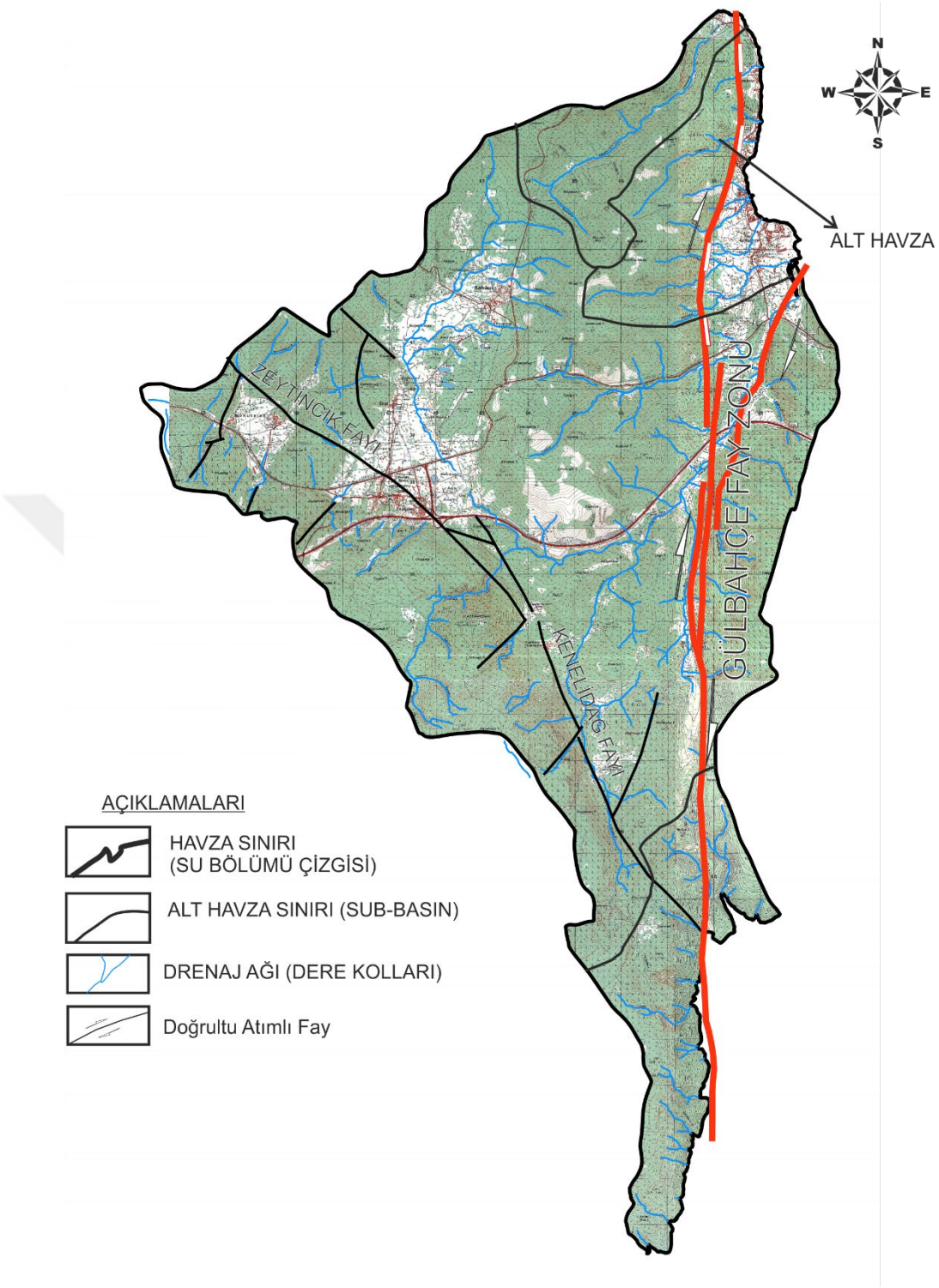
3.6.1 Gülbahçe Havzasının Jeomorfolojik Özelliklerin Morfometrik Analizi

Bu başlık altında, Gülbahçe fay zonuna ait jeomorfolojik veriler ve jeomorfometrik indis hesaplamaları sunulmuştur. Gülbahçe havzası yaklaşık 162 km^2 lik bir alana sahip uzamış bir havzadır. Ana dere kolu (Koca dere, Tatar deresi) yaklaşık 204 metredir. K-G yönlü Gülbahçe fay zonuna paralel uzanan kısmının ve havzanın tamamının jeomorfometrik analizleri ayrı ayrı irdelenmiştir.

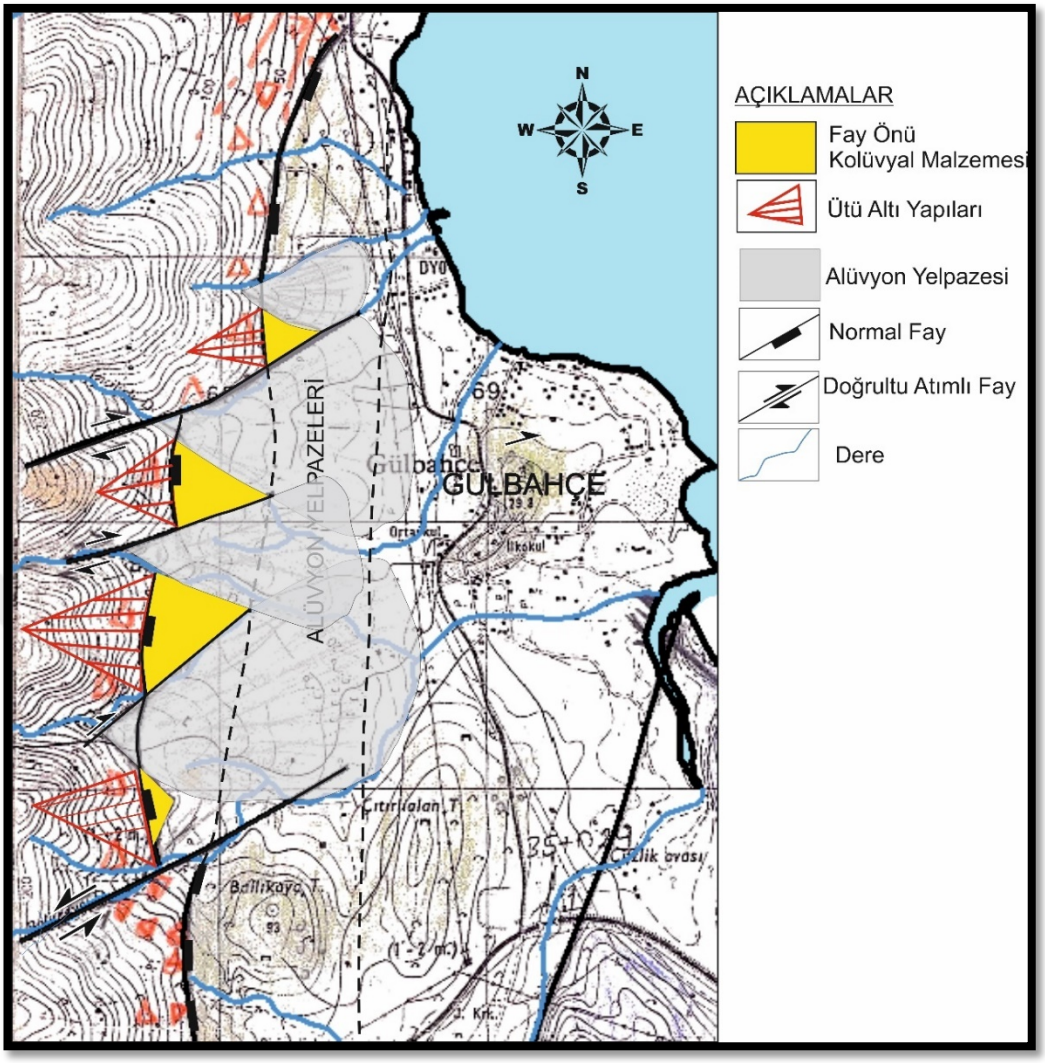
3.6.1.1 Gülbahçe havzasına ait Jeomorfolojik Göstergeler

3.6.1.1.1 Normal faylanmayla ilişkili yapılar. Gülbahçe Havzası yaklaşık 162 km2 alana sahip asimetrik ve uzamış şekilli bir havzadır. Ana havza içerisinde 3 alt havza tanımlanmıştır (Şekil 3.8). Toplam dere kolu uzunluğu 1693 metre olup havza ve akarsu kollarıyla ilgili hesaplamalar detaylı olarak alt başlıklar halinde değerlendirilmiştir.

Gülbahçe Fay zonuna ait bu çalışmada Ballıkaya segmenti olarak tanımlanacak olan normal bileşenli Fay segmenti önünde gelişmiş olan Alüvyon yelpazeleri, fay önünde gelişmiş Kolüvyal birikinti ve genç üçgen yüzeyler topoğrafik harita üzerinde Şekil 3.9 üzerinde gösterilmiştir.

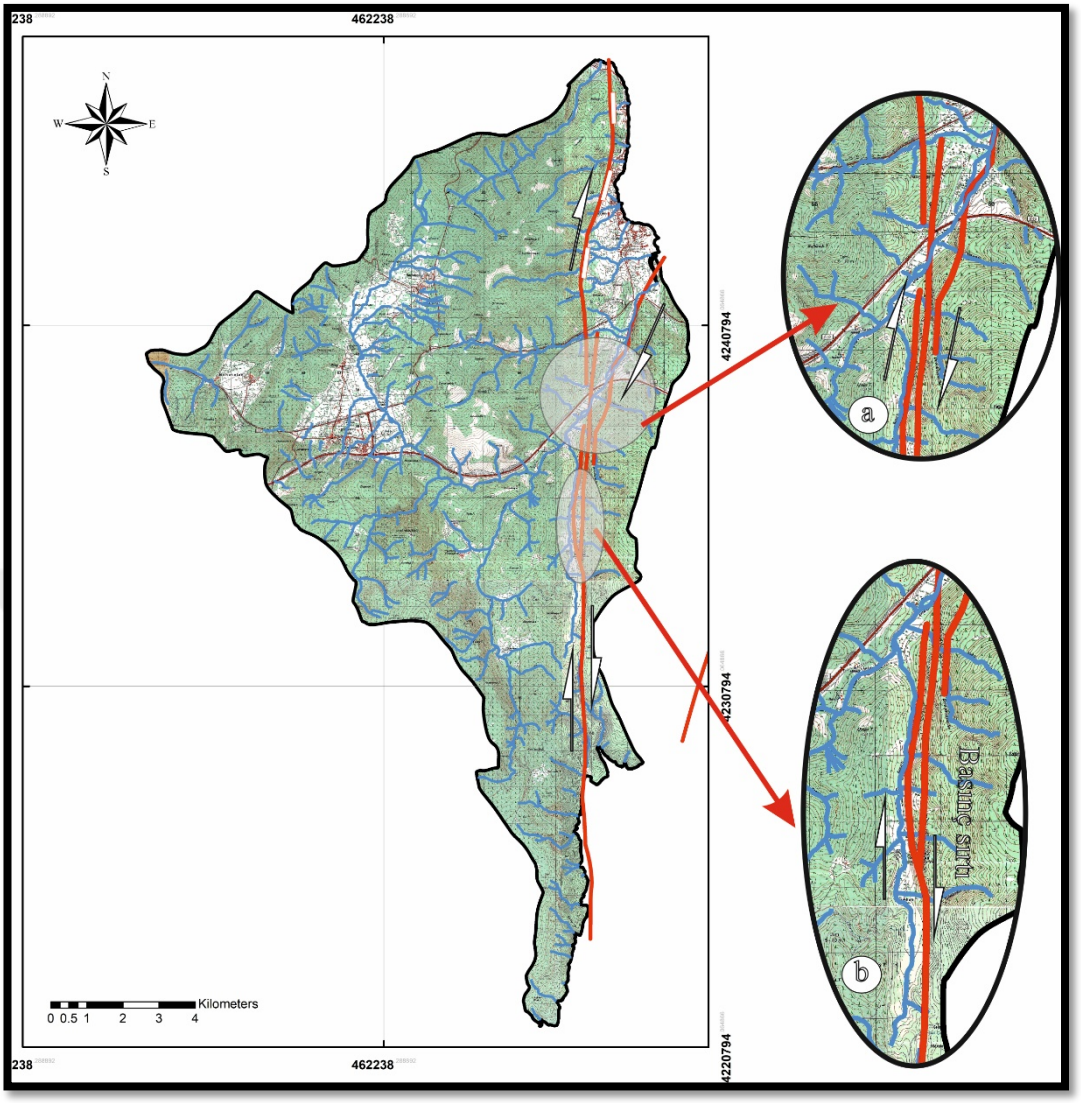


Şekil 3.8 Gülbahçe havza sınırı ve drenaj ağı



Şekil 3.9 Gülbahçe Havzasında gelişen alüvyon yelpazelerine ait topoğrafik harita görüntüsü

3.6.1.1.2 Doğrultu atımlı fay zonları ile ilişkili yapılar. Doğrultu atımlı faylarla oluşan morfolojik belirteçler; "fay sarplığı, ötelenen sırt, çek-ayır havzası, ötelenen dere, terk edilmiş dere kanalı, alüvyon yelpazesi, genişlemeli / sıkışmalı sıçramalı fay geometrisi, çizgisel gidişli vadi" gibi yapılar değerlendirilmiştir (Burbank ve Anderson, 2001, Keller, 1986, Keller ve Pinter, 2002, Mayer 1986 ve Schumm ve diğer. 2002). "Güvercinlik Formasyonuna" ait kireçtaşlarından oluşan taban blok üzerinde, fayın gidişine paralel olarak yaklaşık 3 km izlenebilen basınç sırtı (Deveboynu Sırtı) yapısı, doğrultu atım fay karakterini gösteren jeomorfolojik özelliklerden biridir (Şekil 3.10).



Şekil 3.10 Doğrultu atımlı fay karakterine ait jeomorfolojik belirteçler a. Terk edilmiş ve ötelenmiş dereler, b:Basınç sırtı yapısı

Ayrıca fay segmentleri üzerinde sağ yönlü sıkışma hareketine bağlı olarak sıkışmalı büklümler, fay düzlemi göstergeleri, zon boyunca tekrarlı dere ötelenmeleri ve derenin faya kapılması gibi deformasyon yapılarını içeren büyük ölçekli sağ yönlü doğrultu atımlı faylanmanın jeomorfolojik belirteçlerindendir.

3.6.2 Gülbahçe Havzasının Morfolojisi

Gülbahçe Havzası yerşekillerinin morfografyasını gösterebilmek için eğim değerleri gruplandırılırmıştır. Bu gruplandırma Erol (1993) tarafından yapılan

sınıflandırma dikkate alınarak; "düzlük ve yamaç" olarak ayrılmıştır (Tablo 3.2; Şekil 3.11).

Tablo 3.2 Araştırma sahasında eğim (%) sınıflarının dağılışı

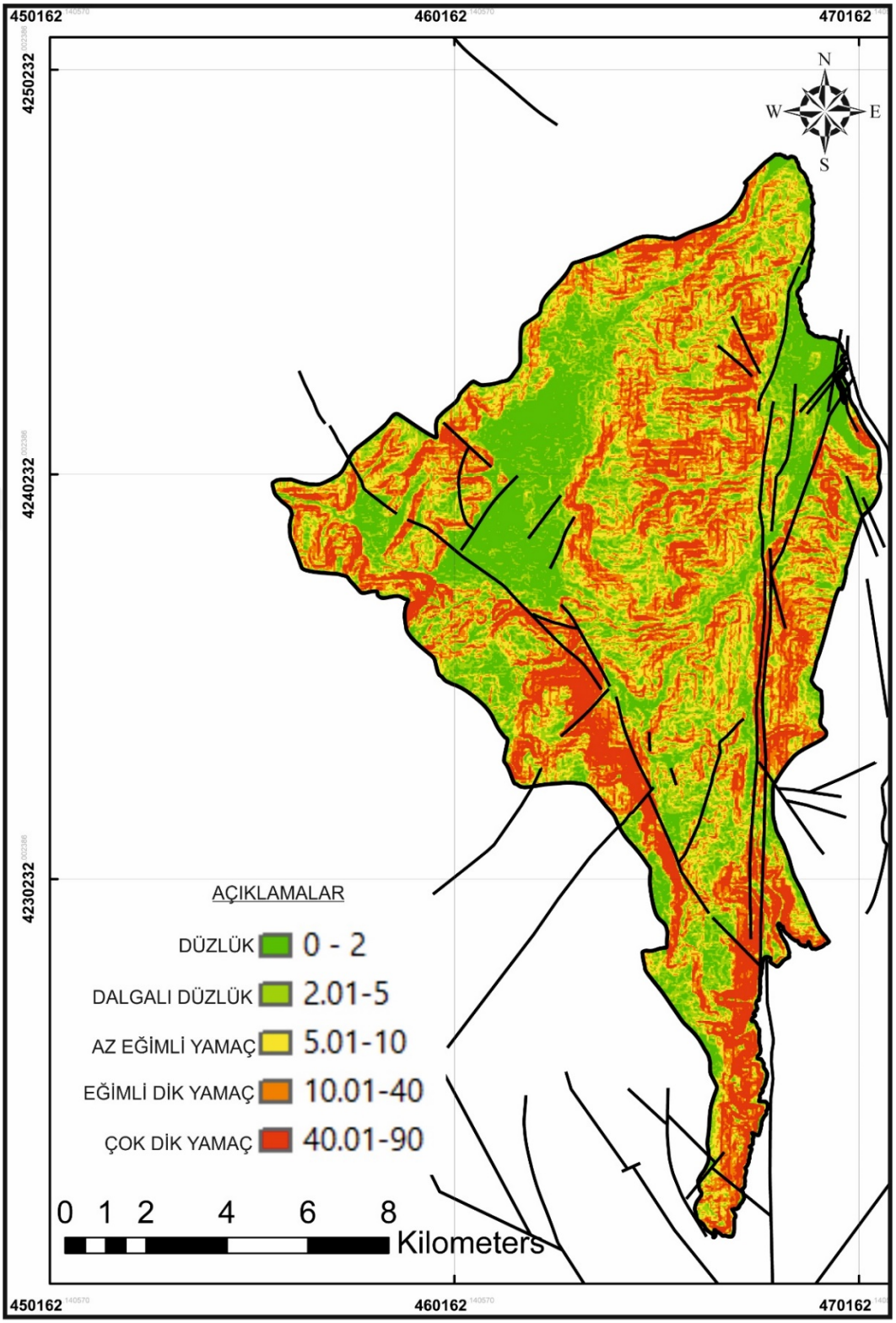
EĞİM SINIFLARI (%)		ALAN	
		km²	%
DÜZLÜK	0-2 (Düzlük)	32,22	19,88
	2,01-5 (Dalgalı düzlük)	33,75	20,83
YAMAÇ	5,01-10 (Az eğimli yamaç)	33,67	20,78
	10,01-40 (Eğimli dik yamaç)	31,15	19,25
	40,01-+ (Çok dik yamaç)	21,16	19,26
	TOPLAM	162	100,0

Elde edilen verilere göre Gülbahçe Havzasının eğim sınıfları genelde yamaçlarla temsil edilir. Özellikle sahanın oluşum aşamasında yön değiştirerek batı ve kuzeybatıdan doğu ve güneydoğuya doğru eğimli yükselen bir blok görünümü kazanması burda en önemli etkiye sahiptir. Eğim sınıfları alansal büyüklüklerine göre "çok dik yamaç" (21,16 km² - % 19,26), "eğimli dik yamaç" (31,15 km² - % 19,25), "az eğimli yamaç" (33,67 km² - % 20,78), "dalgalı düzlük" (33,75 km² - % 20,83) ve "düzlük" (32,22 km² - % 19,88), şeklinde dağılış göstermektedir (Tablo 3.2). Gülbahçe Fay Zonu ve Kenelidağ Fayı doğrultusunda eğimlerin ani sarplık şeklinde değiştiği gözlenmektedir.

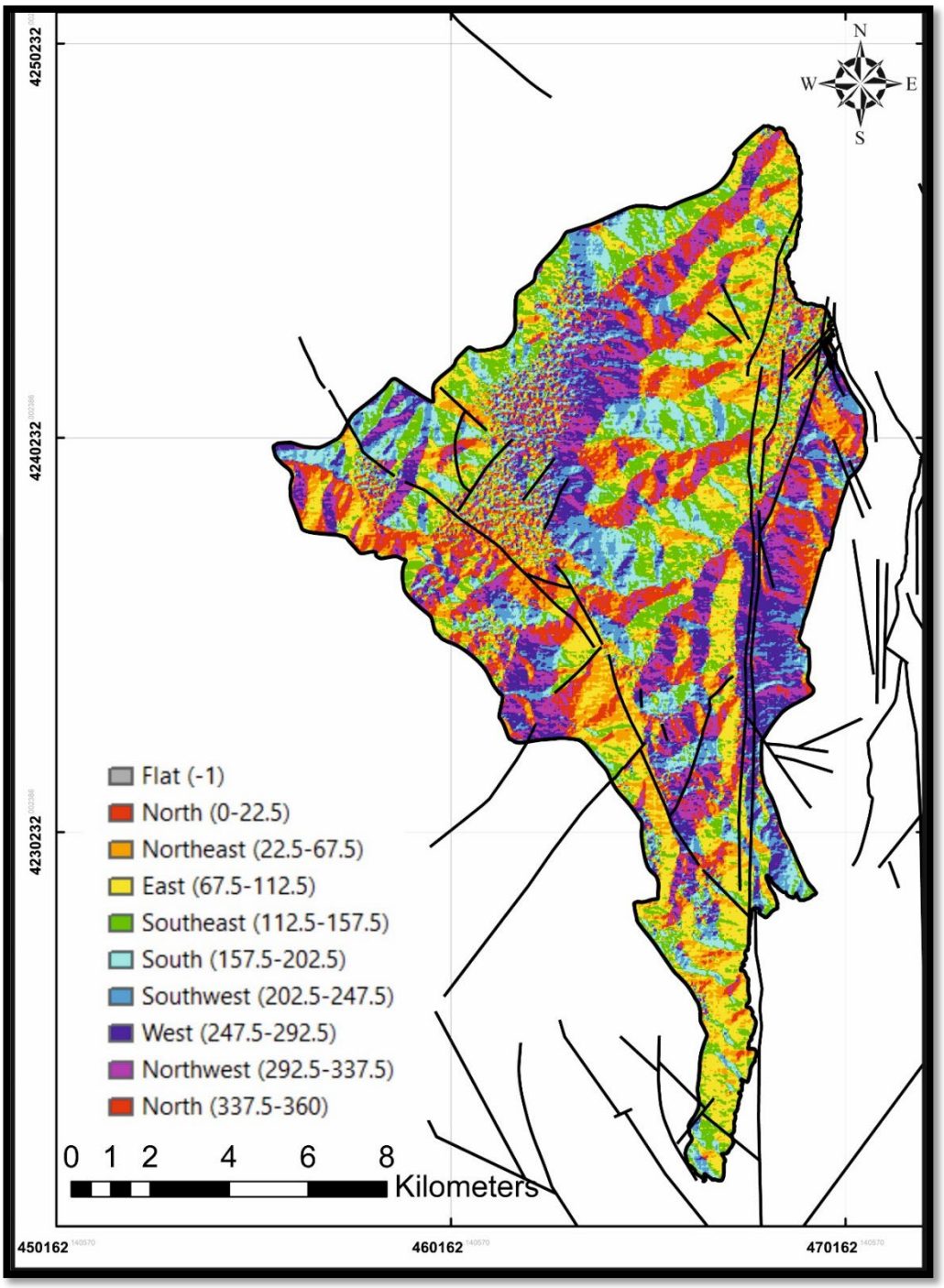
Topografya'daki bakı özelliklerine bakıldığında, "jeomorfolojik aşınım döngüsündeki süreç ve topografyanın oluşumu" hakkında da fikir sahibi olunabilmektedir (Ekinci, 2004). Gülbahçe Havzasında en fazla doğu ve güneydoğu yönlerindeki bakı sınıfları hakimdir (Tablo 3.3). Eğim özelliklerinde belirtildiği gibi, araştırma sahasının jeomorfolojik oluşum ve gelişimi esnasında batı ve kuzeybatıdan doğu ve güneydoğuya doğru dönmüş olması bakı yönelimini de etkilemiştir (Şekil 3.12).

Tablo 3.3 İnceleme alanında bakı sınıflarının alansal dağılımı(Km^2)

Yönlenme	Alan	
	(Km^2)	%
Düz	0,6	0.4
Kuzey	10,369	6,8
Güney	16,593	10,8
Doğu	27,934	18,3
Batı	19,264	12,6
Kuzey batı	19,991	13,1
Kuzey doğu	19,925	13,1
Güney batı	14,648	9,6
Güney doğu	23,291	15,3



Şekil 3.11 Gülbahçe havzasının eğim haritası



Şekil 3.12 Gülbahçe havzasının bakı haritası

3.6.3 Gülbahçe Havzasının Morfometrik Analizi

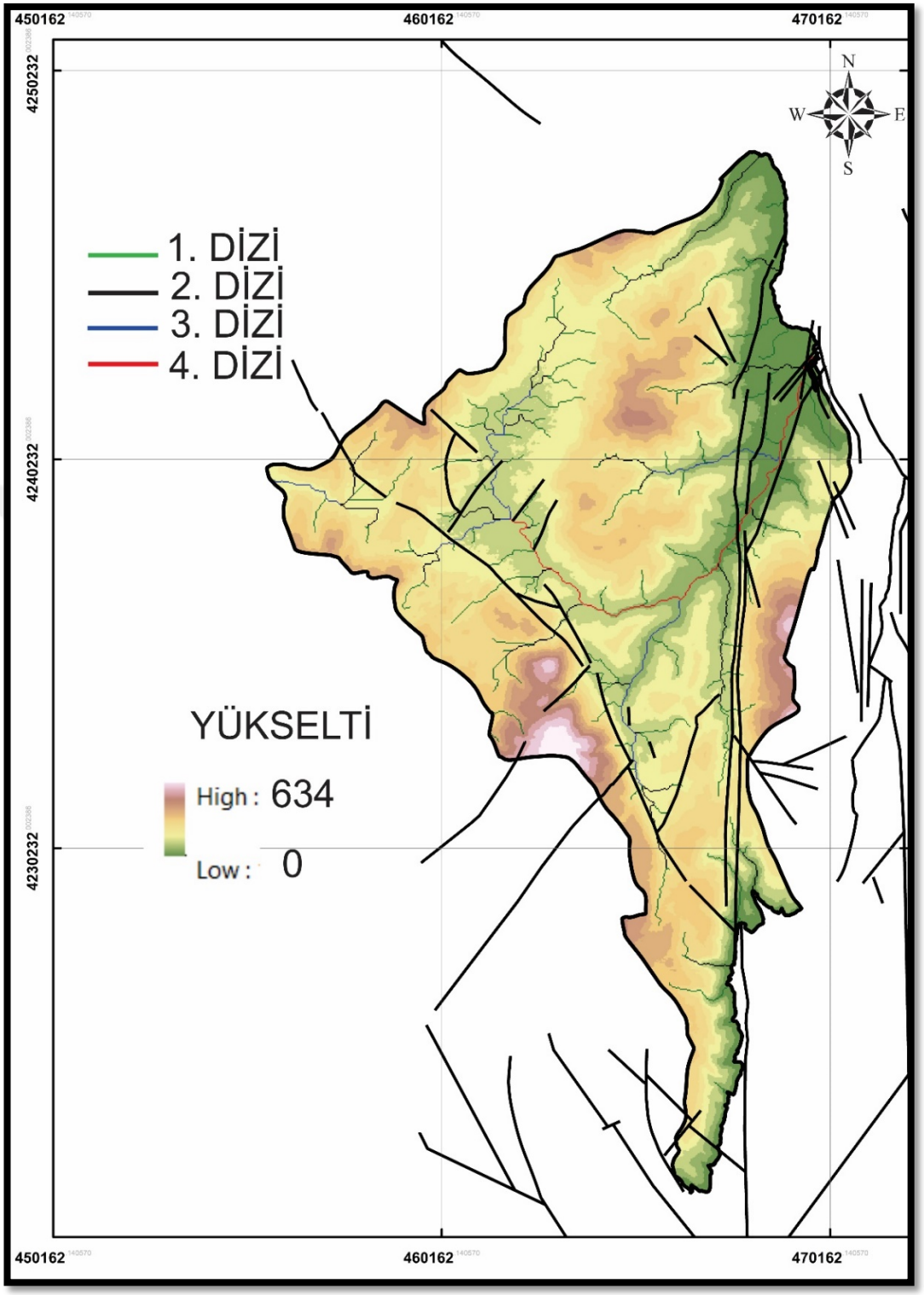
3.6.3.1 Çatallanma Oranı (Bb)

Gülbahçe Havzasının çatallanma aşamasının hesaplanması için 1\25.000 ölçekli topoğrafya haritaları üzerindeki su bölüm çizgisi sınırı içinde kalan dere kollarının tamamı ArcGIS ortamında sayısallaştırılmıştır. Bu işlemin ardından havzanın tamamında "Strahler yöntemi" kullanılarak yapılan değerlendirmeye göre 4 evre çatallanma tespit edilmiştir.

Gülbahçe Havzasının 1. evre çatallanma evresindeki kol sayısı 116'dır. 2. Evre çatallanma dere kol sayısı yaklaşık 2 kat yarılanarak 50'ye inmektedir. 3. Evre çatallanma dere kol sayısı 2 kat yarılanarak 28'e inmektedir (Tablo 3.4). Üç evrede kol sayıları düzenli olarak 2'şer kat azalmıştır. Bu durum sahanın 2 ayrı zamanda yaklaşık aynı değerlerde 2 kez yükselmeye uğradığını gösterir. Bu ana dere kolu diğer yan kollardan topladığı suları Gülbahçe körfezi'ne ulaştırır (Şekil 3.13).

Tablo 3.4 Gülbahçe havzası çatallanma evreleri

Ortalama Uzunluk (m)	Çatallanma Evresi			
	1	2	3	4
959,19	116			
401,41		50		
188,42			28	
143,88				22



Şekil 3.13 Gülbahçe havzası dizin haritası (Strahler Yöntemi)

3.6.3.2 Akarsu Uzunluk Oranı (R_L)

Gülbahçe havzasının akarsu uzunluk oranı formül 3.4'e göre ortalama 1,95 olarak bulunmuştur (Tablo 3.5). Bu oran havzanın tamamına uygulanmıştır.

Tablo 3.5 Gülbahçe Havzası akarsu uzunluk oranı (RL) değerleri

Dizin	Toplam uzunluk(m)	Akarsu Uzunluk Oranı (R_L)
1	959,19	2,38951
2	401,41	2,13033
3	188,42	1,30961
4	143,88	
Ortalama	422,75	1,94315

Havzanın kaynak kısmı olarak nitelendirilen 1. Dizinin 2. Diziye oranı diziler arası değerlendirmede en yüksek değeri oluşturur. Eğim özellikleri düşünüldüğünde 1. Dizilerin olduğu yerlerde drenajın daha hızlı gerçekleştiğini diğer dizilerde ise bu hızın azaldığını gösterir. Ortalama eğim değerinin yüksek olması da havzadaki drenajın hızlı bir şekilde gerçekleştiğini havzanın dairesel bir havza kategorisi içerisinde yer aldığının göstergesidir (Tablo 3.5).

3.6.3.3 Tekstür Oranı (R_t)

Gülbahçe havzası tekstür oranı formül 3.5'e göre 1,42 olarak bulunmuştur (Tablo 3.6). Bu değer ana dere koluna su gönderen 1. dizilerin az olduğunu gösterir. Gülbahçe havzasının engebelilik değerinde de ortaya koyulduğu gibi yarılmanın fazla olması havza oranı ile 1. dizilerin oranı arasındaki ilişki ele alındığında da bu sonuçların benzer olduğu görülür. Havza rölyefi ile de benzer sonuçlar ortaya koyar.

Tablo 3.6 Gülbahçe havzasının tekstür oranı (Rt) değerleri

Havza Adı	Birinci Dizin Toplam Akarsuların Sayısı (N_1)	Havza Çevresi (P)	Tekstür Oranı (R_t)
Gülbahçe	116	81,24	1,42

3.6.3.4 Drenaj Yoğunluğu

Gülbahçe havzasının drenaj yoğunluğu hesaplanırken ArcGIS Desktop yazılımı kullanılarak sahanın 1\25.000 ölçekli topoğrafya haritası üzerindeki sürekli ve süreksiz akarsu kollarının tamamının ve havza sınırlarının ekran sayısallaştırması yapılmıştır. Bu işlemin ardından ArcGIS Desktop yazılımı ve Microsoft Office Excel programı kullanılarak havza alanı ile akarsu kanal uzunlukları hesaplanmıştır. Yapılan hesaplamalara göre Gülbahçe havzasının sürekli – süreksiz akan dere kollarının toplam uzunluğu (L) 1692,9 m, havza alanı (S) ise 162 km^2 olarak tespit edilmiştir. Bu değerlere göre:

$Dd = \Sigma L / A$

Dd = 10,45 m \km^2 olarak hesaplanmıştır.

Bulunan bu değer Gülbahçe havzasının her km^2 sinde 10,45 m uzunluğunda akarsu ağı bulunduğunu gösterir. Bu değer Gülbahçe havzasındaki drenajın son derece zayıf olduğunu, litolojinin geçirimli bir yapıda olduğunu ve yüksek bir sızma olayının gerçekleştiğini (karstik boşlukların varlığı) göstermektedir.

3.6.3.5 Akarsu Sıklığı (F_s)

Gülbahçe havzası akarsu sıklığı hesaplandığında 1,3 olarak bulunmuştur (Tablo 3.7). Gülbahçe havzasının akarsu sıklığına göre geçirimliliği fazla olan litolojik ve jeolojik birimlerin olduğunu gösterir. Düşük akarsu sıklığı, yüzeysel akışın az ve drenaj ağının seyrek olmasının bir sonucudur. Gülbahçe havzası gerek litolojik gerek jeolojik özellikleri ile örtüşen bir akarsu sıklığına sahiptir. Drenaj yoğunluğu (D_d) ile paralel sonuçlar elde edilmiştir. İklim ile ilişkisi incelendiğinde ise yarı kurak iklim bölgelerinde görülmesi beklenen bir sıklık değerine sahiptir.

Tablo 3.7 Gülbahçe havzası akarsu sıklığı (FS) değerleri

Havza adı	Toplam dizin sayısı (N)	Havza alanı (A)	Akarsu Sıklığı (F_S)
Gülbahçe	216	162	1,3

3.6.3.6 Havza şekli indeksi (Bs)

B1 memba ile mansap arasındaki uzunluk = 10672 m

Bw havzanın azami genişlik = 6548 m olarak ölçülmüştür. Gülbahçe havzasının Bs indeksi 1,62 olup, sınıf 2 göreli olarak tektonik aktivitesi yüksek olan uzamış şekilli bir havza olduğu tespit edilmiştir.

3.6.3.7 Havza Rölyefi (B_h)

Gülbahçe havzasının rölyef değeri;

$B_h = H_{max} - H_{min}$ formülüne göre 652 m olarak bulunmuştur (Tablo 3.8). Gülbahçe havzasının havza rölyefine göre drenaj hızı yüksektir. Aşındırma faaliyeti fazlaca görülür. Ayrıca havza yükselti farkının fazla olması bu havzanın genç bir yapıda olduğunun göstergesidir.

Tablo 3.8 Gülbahçe Havzasının havza rölyefi (Bh) değerleri

Havza Adı	En Yüksek Noktası ($H_{mak.}$)	En Alçak Noktası ($H_{min.}$)	Havza Rölyefi (B_h)
Gülbahçe	656 m	4 m	652 m

3.6.3.8 Engebelilik Değeri (R_n)

Gülbahçe havzasının engebelilik değeri;

Rn = Bh x Dd

(B_h: Havza Rölyefi, D_d: Drenaj Yoğunluğu) formülüne göre 0,059 olarak hesaplanmıştır (Tablo 3.9). Bu değer Gülbahçe havzasının erozyona müsait bir yapıda olmasının yanında yarılmanın da fazla olduğunu gösterir.

Tablo 3.9 Gülbahçe Havzasının engebelilik değeri (Rn) değerleri

Havza Adı	Havza Rölyefi (B_h) (Km)	Drenaj Yoğunluğu (D_d)	Engebelilik Değeri (R_n)
Gülbahçe	0,625	10,45	0,059

3.6.3.9 Asimetri Faktörü (AF)

Gülbahçe havzasının Asimetri faktörü AF = 100 (Ar /At) formüle göre;

AF= 100 (1394/5194)=26,83 olarak hesaplanmıştır. Bu değere göre Gülbahçe havzası tiltlenmiş asimetrik bir havzadır ve Sınıf 1 olarak değerlendirilmiştir. AF değerleri üç sınıfa ayrılır: sınıf 1 (AF> 5,91); 2. sınıf: (2,95> AF≤5,91) ve sınıf 3 (AF ≤ 2,95).

3.6.3.10 Transvers Topografik Simetri Faktörü

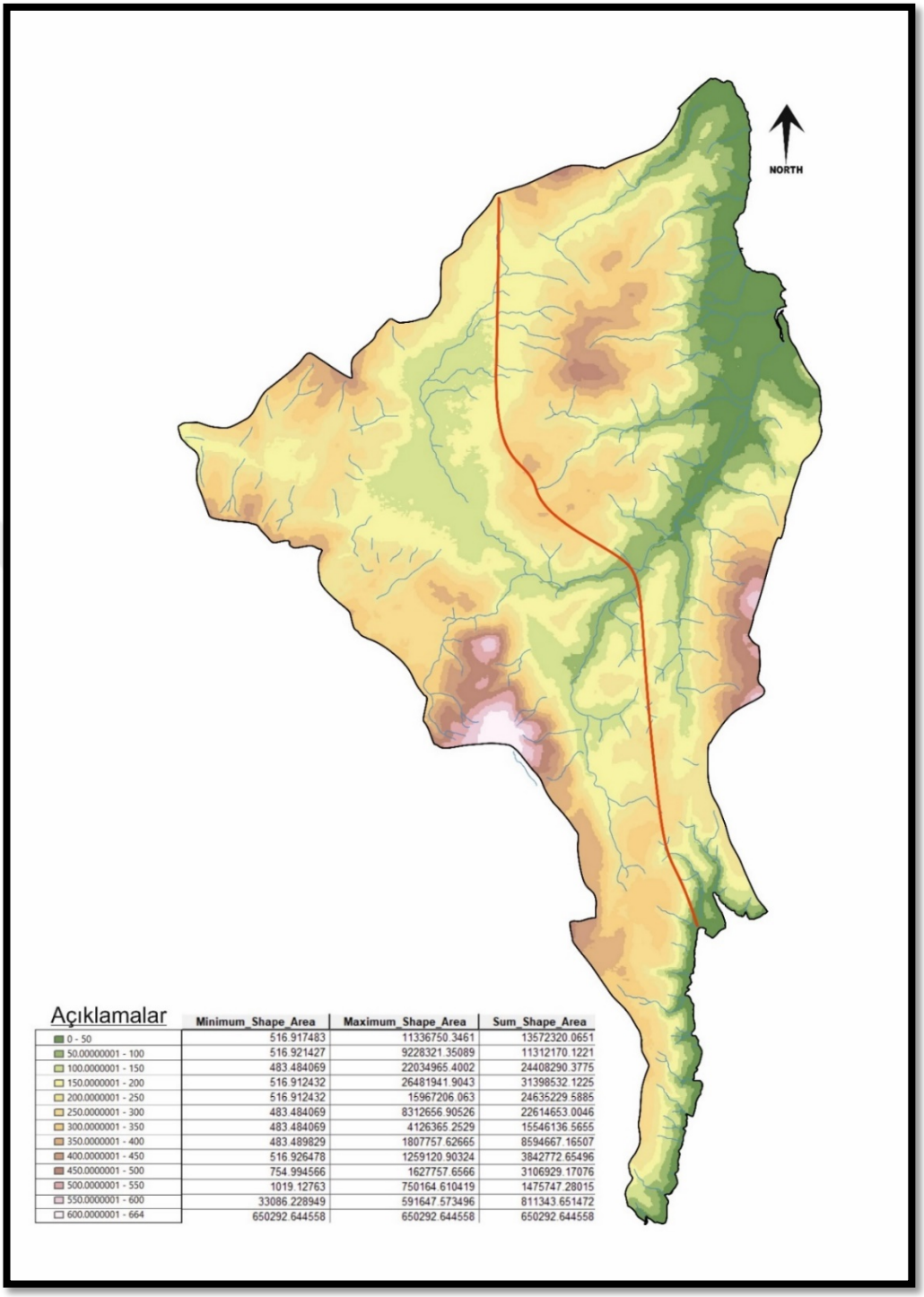
$T=D_a$ / D_d formülüne göre Gülbahçe havzasının Transvers Topografik Simetri Faktörü

T= 1525,19/5340,12= 0,28 olarak hesaplanmıştır. Havzanın asimterik durumuna uygun bir değerdir.

3.6.3.11 Hipsometrik İntegral Eğrisi

Gülbahçe Havzası için yükseklik aralığı 50 m olarak alınarak hipsometrik eğri oluşturulmuştur (Tablo 3.10). Alansal değerler 1/25.000 ölçekli topografya haritalarından elde edilen 10 m aralıklı sayısal yükseklik verisinden (SYM) elde edilmiş olup izdüşüm alanı değil, yüzey alanı kullanılmıştır (Şekil 3.14).

Gülbahçe Havzası İçbükey S şekilli bir Hipsometrik İntegral eğrisine sahip olgulaşma evresinde olan bir havza olarak yorumlanabilir (Şekil 3.15).

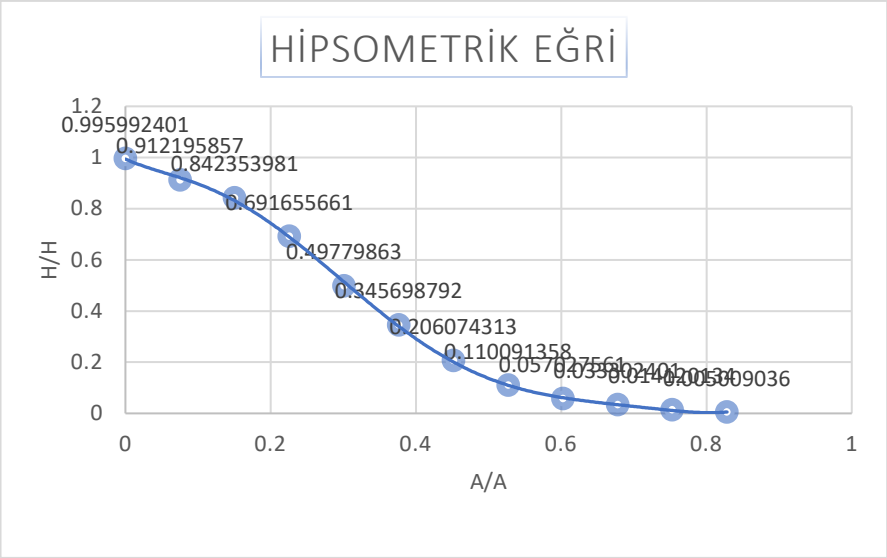


	Minimum_Shape_Area	Maximum_Shape_Area	Sum_Shape_Area
0 - 50	516.917483	11336750.3461	13572320.0651
50.00000001 - 100	516.921427	9228321.35089	11312170.1221
100.0000001 - 150	483.484069	22034965.4002	24408290.3775
150.0000001 - 200	516.912432	26481941.9043	31398532.1225
200.0000001 - 250	516.912432	15967206.063	24635229.5885
250.0000001 - 300	483.484069	8312656.90526	22614653.0046
300.0000001 - 350	483.484069	4126365.2529	15546136.5655
350.0000001 - 400	483.489829	1807757.62665	8594667.16507
400.0000001 - 450	516.926478	1259120.90324	3842772.65496
450.0000001 - 500	754.994566	1627757.6566	3106929.17076
500.0000001 - 550	1019.12763	750164.610419	1475747.28015
550.0000001 - 600	33086.228949	591647.573496	811343.651472
600.0000001 - 664	650292.644558	650292.644558	650292.644558

Şekil 3.14 Gülbahçe Havzasının yükseklik haritası ve kapladığı alanlar

Tablo 3.10 Araştırma sahasında yükselti basamaklarının dağılışı ve hipsometrik eğri için veri değerleri

Yükseklik (h)	Maksimum Yükseklik (H)	Alan (a) (km²)	Eklenik alan	Havza Alanı (A) (km²)	h/H	a/A
0	664	161,3182	13,5723	161,9673	0	0,9959924
50	664	147,7459	11,3121	161,9673	0,0753012	0,9121959
100	664	136,4338	24,4082	161,9673	0,1506024	0,842354
150	664	112,0256	31,3985	161,9673	0,2259036	0,6916557
200	664	80,6271	24,6352	161,9673	0,3012048	0,4977986
250	664	55,9919	22,6146	161,9673	0,376506	0,3456988
300	664	33,3773	15,5461	161,9673	0,4518072	0,2060743
350	664	17,8312	8,5946	161,9673	0,5271084	0,1100914
400	664	9,2366	3,8427	161,9673	0,6024096	0,0570276
450	664	5,3939	3,1069	161,9673	0,6777108	0,0333024
500	664	2,287	1,4757	161,9673	0,753012	0,0141201
550	664	0,8113	0,8113	161,9673	0,8283133	0,005009
600	664		0,6502		0,9036145	



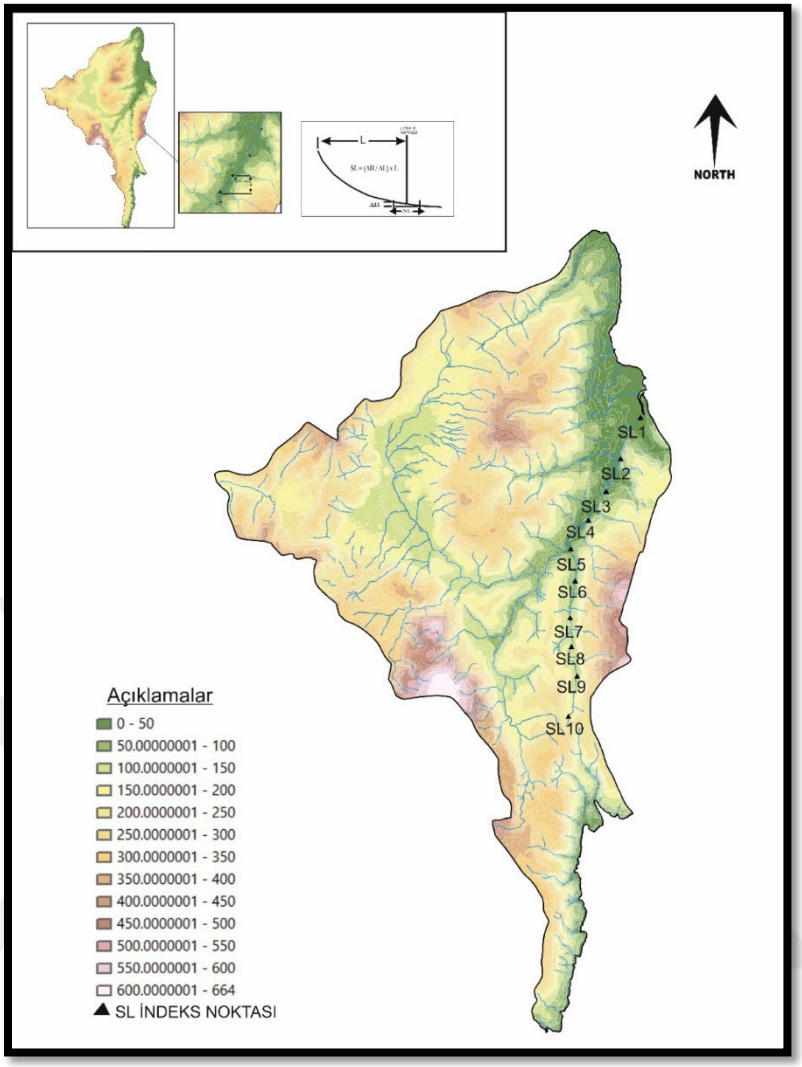
Şekil 3.15 Gülbahçe Havzasının hipsometrik eğrisi

3.6.3.12 Hipsometrik İntegral

Gülbahçe Havzası için Hipsometrik integral 0,5 (Sınıf 2) olarak hesaplanmıştır. HI değerleri, hipsometrik eğrinin konveksliği veya konkavlıklarına göre üç sınıfa gruplandırılmıştır: konveks hipsometrik eğrileri olan sınıf 1 (0,51-0,78); içbükey-dışbükey hipsometrik eğriler için sınıf 2 (0,37-0,50) ve içbükey hipsometrik eğrileri olan sınıf 3 (0,37).

3.6.3.13 SL İndeksi

Gülbahçe Havzasında SL indeksi Gülbahçe Fay zonunun etkilediği ana dere kolu üzerinde uygulanmıştır. Uzamış nehirler ve dereler boyunca 30 m ve GIS uzaysal çözünürlüğü olan ASTER GDEM kullanılarak hesaplanmıştır (Şekil 3.15) Bu değer ana dere kolu 10 eşit parçaya ayrılarak en yakın eş yükselti eğrisine olan uzunluk ve gerçek uzaklık değerleri 1/25000 ölçekli topoğrafik harita üzerinde hesaplanmıştır. Değerler; El Hamdouni ve diğer., 2008'e göre üç sınıfa ayrılmıştır: "sınıf 1 (≥1076-750), sınıf 2 (366-749) ve sınıf 3 (SL ≤ 365)". Sınıflandırmanın sonucu ve Tablo 3.11 ve Şekil 3.15'de gösterilmiştir. SL değerindeki artış akarsuyun yatak eğimindeki artış ve aşındırma da hızlanmaktadır.



Şekil 3.15 Gülbahçe havzası ana dere kolu üzerinde seçilen SL noktaları

Tablo 3.11 SL Index hesap ve sınıflandırma tablosu

ÖLÇÜM NOKTASI	ΔH	ΔL	L	LİTOLOJİ	SL	SL SINIFLARI	Yatay Mesafe	Yükseklik
SL1	90	1192	800	Alüvyon	60.4026	SINIF 1	1	0
SL2	110	1192	750	Alüvyon	69.2114	SINIF 1	2	100
SL3	170	1192	750	Alüvyon	106.963	SINIF 1	3	200
SL4	60	1192	800	Kireçtaşı	40.2684	SINIF 1	4	300
SL5	240	1192	600	Kireçtaşı	120.805	SINIF 1	5	400
SL6	250	1192	750	Kireçtaşı	157.298	SINIF 1	6	500
SL7	270	1192	550	Kireçtaşı	124.580	SINIF 1	7	600
SL8	520	1192	450	Kireçtaşı	196.308	SINIF 1	8	700
SL9	180	1192	750	Kireçtaşı	113.255	SINIF 1	9	800
SL10	830	1192	500	Kireçtaşı	348.154	SINIF 1	10	900

Gülbahçe Havzasının sınırladığı drenaj alanında, her 100 m yükseklik boyunca SL indisi hesaplanmıştır. Hesaplanan SL indisinin en düşük değeri 40 (4 nolu ölçü noktası), en yüksek değeri de 348 (6 nolu ölçü noktası) olarak elde edilmiştir (Şekil 3.15) (Tablo 3.11). SL indisi 3 farklı tektonik sınıfa (sınıf 1: SL ≥ 120; sınıf 2: 80 ≥ SL ≤ 119 ve sınıf 3 SL ≤ 79) ayrılmıştır (El Hamdouni ve diğer. 2008). Gülbahçe Fay zonu için ortalama SL indis değeri 133,3 olup, göreceli tektonik aktivite 1. sınıf olarak belirlenmiştir.

3.6.3.14 Dağönü Sinüslüğü (Smf)

Gülbahçe havzasının Dağönü Sinüslüğü;

Smf = 11920/10560 = 1,128 olarak hesaplanmıştır. Dolayısıyla hesaplanan bu indisle de aktifliği arasında uyumluluk bulunmaktadır.

3.6.3.15 Vadi Taban Genişlik-Yükseklik Oranı (V_f)

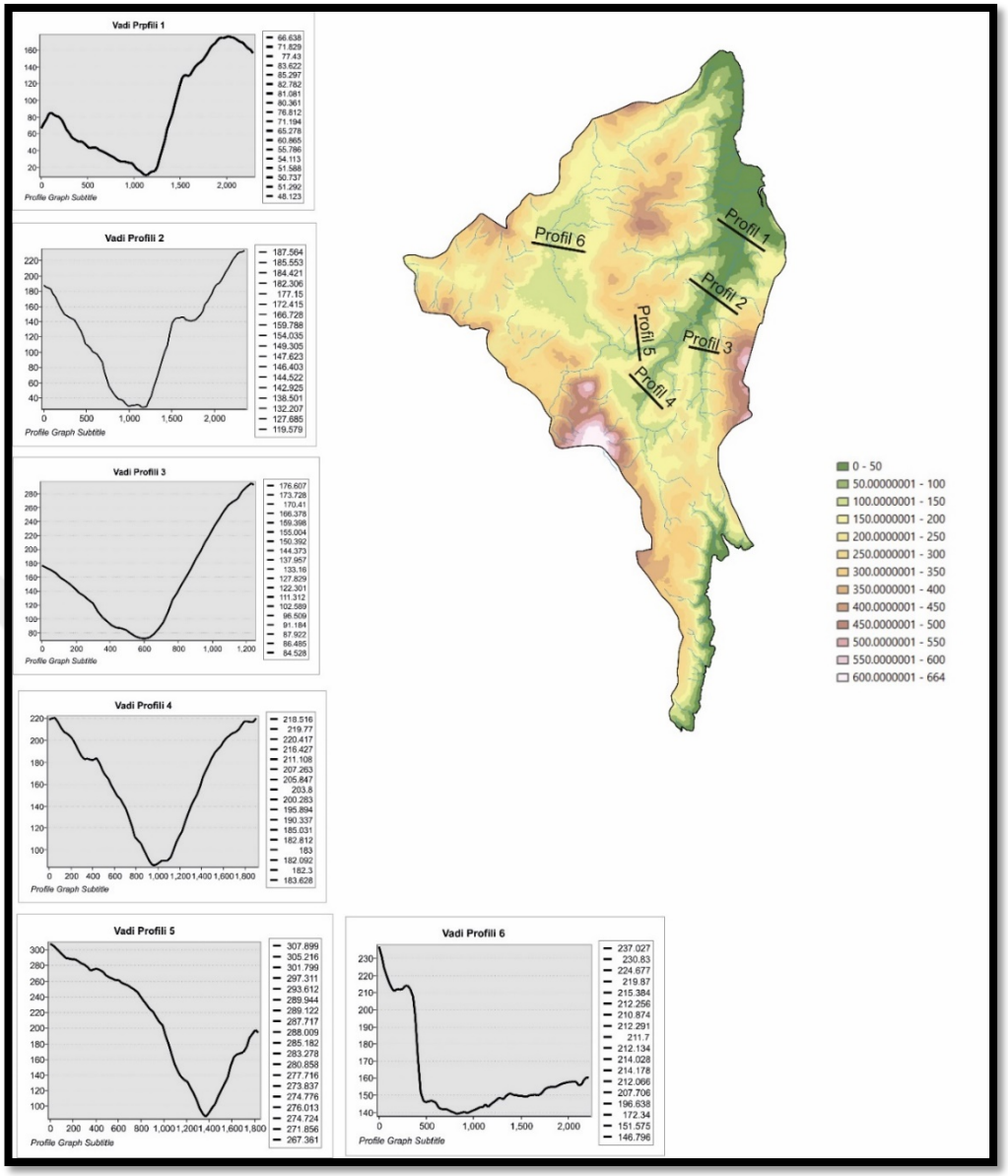
Gülbahçe Havzasının "V_f indisi" 3.15 formülüne göre Tablo 3.12'deki değerler elde edilmiş ve IRAT sınıflaması yapılmıştır.

Tablo 3.12 Vadi Profilleri boyunca elde edilen değerler ve Vf değerlerine göre yapılmış IRAT sınıflaması

Profil No	V_{fw}	Eld	Erd	Esc	V_f	IRAT Sınıfı
1	1,8	178	87	3	0,0139	Sınıf 1
2	1,1	238	189	21	0,005714	Sınıf 1
3	0,6	297	178	71	0,003604	Sınıf 1
4	0,9	220	221	82	0,006498	Sınıf 1
5	0,7	198	310	83	0,004094	Sınıf 1
6	0,91	160	246	140	0,014444	Sınıf 1
7	2,2	348	230	142	0,014966	Sınıf 1
8	0,63	285	460	144	0,002757	Sınıf 1

Yapılan ölçüm ve hesaplamalar neticesinde Gülbahçe havzasında 0,064-0,0139 arasında olup; Vf değeri, ortalama 0,008247 hesaplanmıştır (Şekil 3.16). Deşilmiş V-şekilli vadiler (V_f<1) çizgisel ve aktif yükselmeyle ilişkili olarak akarsuyun tabanının hızlı deşip ve aşındırdığı şeklinde yorumlanmıştır. Ayrıca bu sonuç havza alanında tektonik etkinlik sonucunda derede derin kazmanın işareti olmalıdır.

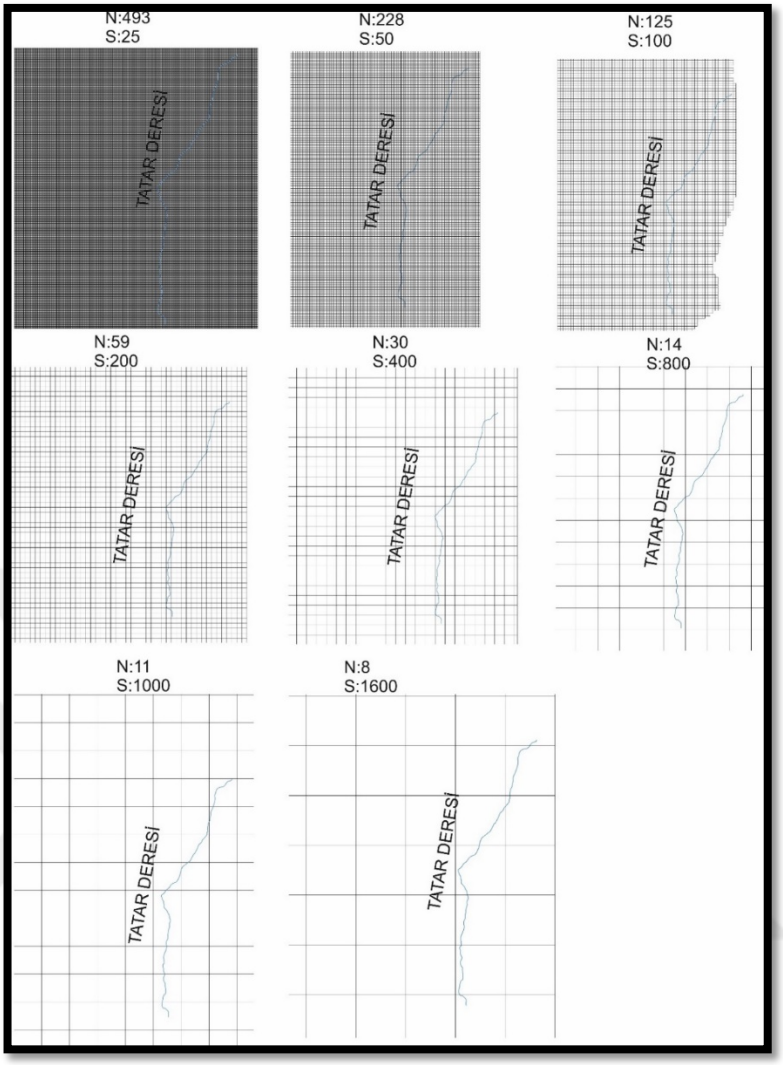
Seçilen bütün drenaj alanları, dar ve derin deşilmiş vadiler olduğundan daha düşük Vf indeks değerlerine sahiptirler. Vf indeksinin düşük değerleri göreceli olarak aktif dağ cephelerine işaret eder ve yükselme ile ilişkili olarak aktif indeksli derin vadileri gösterir. Bu verilere dayanarak seçilen vadilerin gelişiminde fayların etkisinin yüksek olduğu ve yükselmenin fayların etkisinde geliştiği söylenebilir.



Şekil 3.16 Gülbahçe havzası ana dere kolu üzerinde seçilen vadi profilleri

3.6.3.15 Fraktral Boyut

Bu indis sadece Gülbahçe fay zonuna paralel gelişmiş Tatar deresi boyunca hesaplanmıştır. Şekilde kutu sayma metodu gereğince yapılmış sınıflama görülmektedir (Şekil 3.17). FD uzamsal dağılımının göreceli analizi üç sınıfa ayrılabilir: Sınıf 1 (1,03-1,06), aktif yüzey deformasyonuna karşı yüksek hassasiyet gösterir, sınıf 2 (1,07-1,10) orta yüzeyin yükselmesine ve sınıf 3 (1,11- 1,40) düşük tektonik yükselme olan bölgelere karşılık gelir (Tablo 3.13).



Şekil 3.17 Tatar deresi boyunca uygulanan kutu sayma yöntemi örneği

Tablo 3.13 Kutu sayma yönteminden tahmin edilen farklı ızgara boyutları (S) ve fraktal boyut (FD) ve tanımlayan N (S) kutu sayısı

N	S	1/S	log N	Log(1/s)	FD	SINIF
125	100	0,01	2,09691	2	1,048455	SINIF 1
59	200	0,005	1,770852	2,3	0,769936	SINIF 1
30	400	0,0025	1,477121	2,6	0,568124	SINIF 1
14	800	0,00125	1,146128	2,9	0,395217	SINIF 1
11	1000	0,001	1,041393	3	0,347131	SINIF 1
8	1600	0,000625	0,90309	3,2	0,282216	SINIF 1

3.6.3.17 IRAT Sınıflaması

Bu araştırma, çeşitli alt havzalara bağlı olarak geniş bir alanda (132,259 km^2) göreceli aktif tektoniği değerlendirme ve bir dizi jeomorfik indeks kullanma girişimidir. Yedi farklı indeks değerinin ortalaması, (IRAT) değeri ile birleştirilmiş ve çalışma alanındaki göreceli tektonik aktivitenin mekansal dağılımını değerlendirmek için kullanılmıştır.

Bu havza, aktif dağ cephesi boyunca mükemmel bir V şekilli vadi (Vf, sınıf 1), daha az aşınmış (HI, sınıf 1), yüksek asimetrik (AF, sınıf 1), uzun havza (Bs, sınıf 1) ile karakterize edilir. Doğrusallaştırılmış Tatar deresi (FD, sınıf 1) ve düşük SL değerleri ile yine sınıf 1 olarak değerlendirilmiştir. Bu havzadaki düşük SL değerleri, Keller ve Pinter (2002) 'e göre lineer tarzda bir aktif doğrultu atımlı fay boyunca (GFZ) nehir akışı nedeniyle meydana gelir.

Gülbahçedeki neotektonik hareketler ve yapıların dinamik karakterleri kuzey-güney genişlemesi, doğu-batı sıkışması ve KKB-GGD yönelimli fayları sonuçlamıştır. Ek olarak, neotektonik hareketler güçlü dik yükselme, toplam yükselme, en dik yamaçları meydana getiren diferansiyel eğim, yüksek asimetrik vadiler, uzamış havzalar, V biçimli vadiler, doğrusal drenajlar, aktif dağ cepheleri, yüksek akımlı uzunluk gradyanları ve hipsometrik integraller göstermektedir.

Havzaya ait farklı yedi tane jeomorfik indis değerinin ortalaması alınarak belirlenen IRAT değerleri ile Gülbahçe Havzasının görece aktif tektonizmasının jeomorfometrik açıdan değerlendirilmiş ve göreli aktif tektonik indeksinin Sınıf 1 çok yüksek olduğu sonucuna varılmıştır (Tablo 3.14).

Tablo 3.14 Gülbahçe Havzasına ait Jeomorfik İndeks Sınıfları ve Irat Değeri Sınıfı

	JEOMORFİK İNDEKS SINIFLARI, IRAT DEĞERİ SINIFI								
	SL	FD	Bs	AF	HI	Vf	Smf	IRAT Değeri	IRAT Sınıfı
GÜLBAHÇE HAVZASI	Sınıf 1	Sınıf 1	Sınıf 2	Sınıf 1	Sınıf 1	Sınıf 1	Sınıf 1	1,14	Sınıf 1 Çok Yüksek

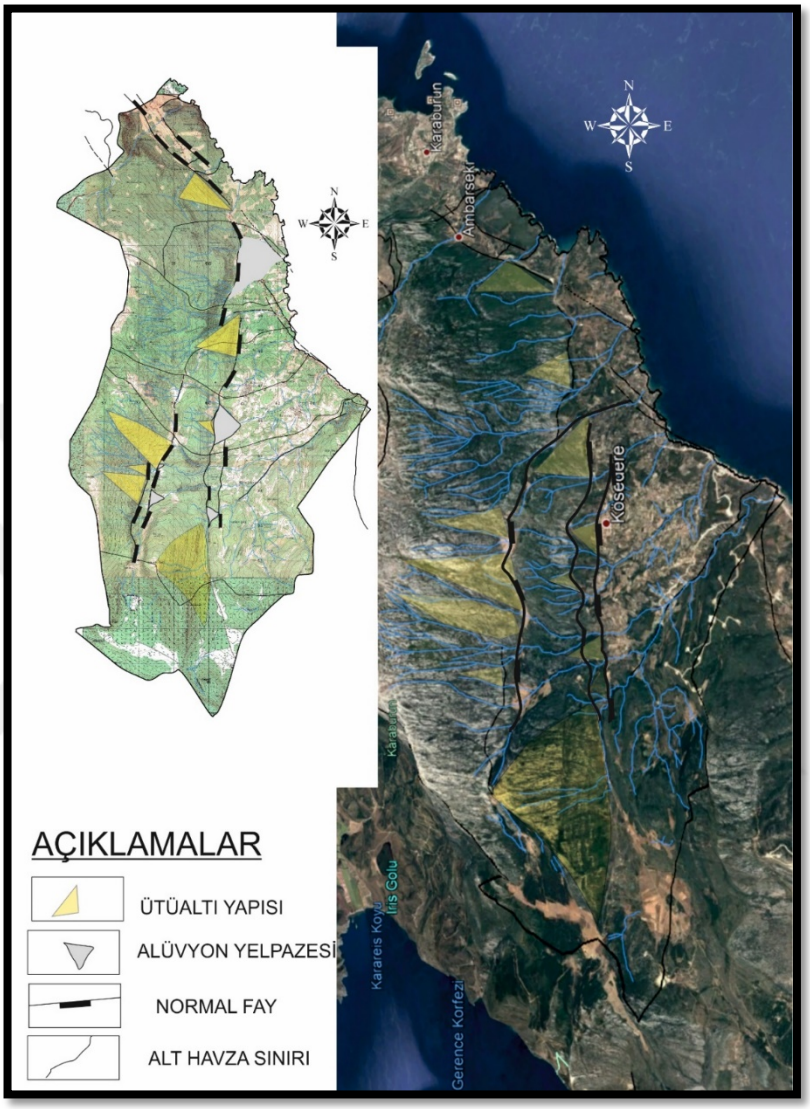
3.6.4 Mordoğan Havzasının Jeomorfolojik Özelliklerinin Morfometrik Analizi

Bu başlık altında, Mordoğan fayının aktif tektonizmasını açıklamak amacı ile ilgili jeomorfolojik veriler ve jeomorfometrik indis hesaplamaları sunulmuştur. İzmir iç körfezinin batı sınırını oluşturan Mordoğan Fayı, Karaburun Yarımadası'nın kuzey kesiminin batı kenarında aktif bir genişleme yapısı niteliğindedir. Doğuya doğru atımının büyük bir kısmı sintetik faylarla karşılanan Mordoğan faynın atım değerleri, güney ve kuzeybatıya doğru sönümlenecek şekildedir. Kuzeydoğu ve doğuya eğimlenen normal fay segmentlerinden oluşan ana fay yaklaşık 25 km uzunluğundadır. Bu fay Gülbahçe Körfez'inden Karaburun İlçe'sine kadar apaçık gözlemlenen büyük morfolojik sarplıklar yardımıyla tanımlanır. Ortaya çıkan 13,53 km uzunluğundaki yay şekilli fay geometrisi, güneyde K-G doğrultulu bir gidişe, kuzeyde ise KB-GD bir uzanıma sahip aktif bir fayı sonuçlamıştır. Bu konuyla ilgili detay çalışmalara Yapısal Jeoloji bölümünde değinilmiştir. Mordoğan havzası yaklaşık 89,5 km^2 lik bir alana sahip uzamış bir havzadır. Ana dere kolu (Kuşkudan dere) yaklaşık 9,89 kilometredir. Mordoğan havzasının tamamının jeomorfometrik analizleri ayrı ayrı irdelenmiştir.

3.6.4.1 Mordoğan havzasına ait Jeomorfolojik Göstergeler

3.6.4.1.1 Normal faylanmayla ilişkili yapılar. Mordoğan Havzası yaklaşık 89,5 km^2 alana sahip asimetrik ve uzamış şekilli bir havzadır. Ana havza içerisinde 5 adet alt

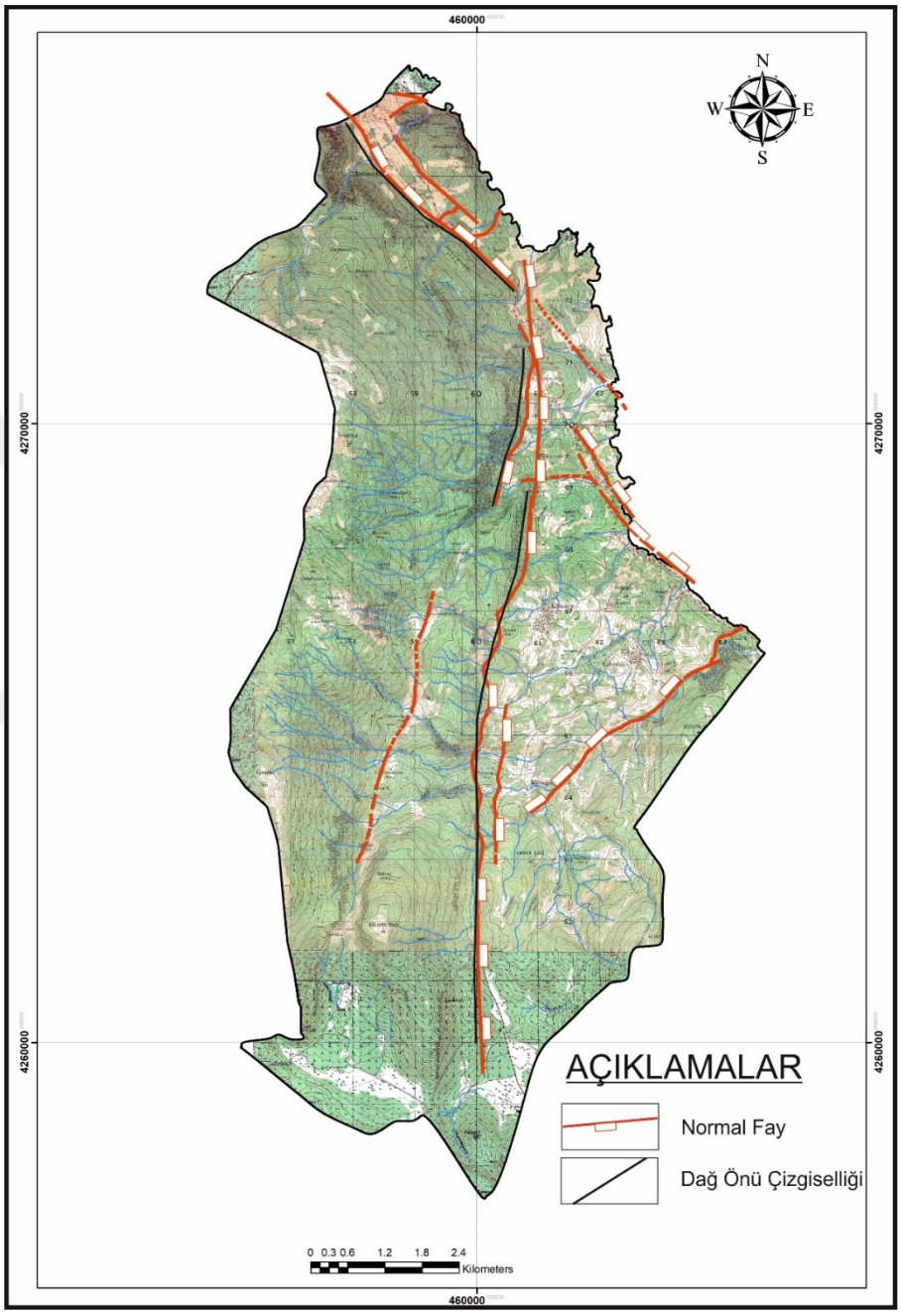
havza tanımlanmıştır. Toplam dere kolu uzunluğu 1693 metre olup havza ve akarsu kollarıyla ilgili hesaplamalar detaylı olarak alt başlıklar halinde değerlendirilmiştir.



Şekil 3.18 Mordoğan havzasında gelişen ütü altı yapıları, trepozoidal yüzeyler ve alüyon yelpazelerine ait topoğrafik harita ve uydu görüntüleri

Mordoğan Fayı ve genişleme bölgesine ait normal bileşenli basamak fayları önünde gelişmiş olan alüvyon yelpazeleri, üçgen yüzeyler ve trepozoidal topoğrafik harita ve uydu görüntüsü üzerinde Şekil 3.18 üzerinde gösterilmiştir.

Mordoğan Fayına ait çizgisel dağ önü çizgisinin şekli, hızlı tavan bloğu çökmesinin ürünüdür. Dağ önü çizgiselliğinin eksenel nehire yakın olması hızlı deformasyon belirtecidir (Şekil 3.19).



Şekil 3.19 Mordoğan fayı önünde gelişen dağönü çizgiselliğinin topoğrafik harita üzerinde gösterimi

3.6.5 Mordoğan Havzasının Morfolojisi

Mordoğan Havzası morfografyasını gösterebilmek için eğim değerleri sınıflandırılmıştır. Bu gruplandırma Erol (1993) tarafından yapılan sınıflandırma dikkate alınarak "düzlük ve yamaç" olarak ayrılmıştır (Tablo 3.15; Şekil 3.20).

Tablo 3.15 Araştırma sahasında eğim (%) sınıflarının dağılışı

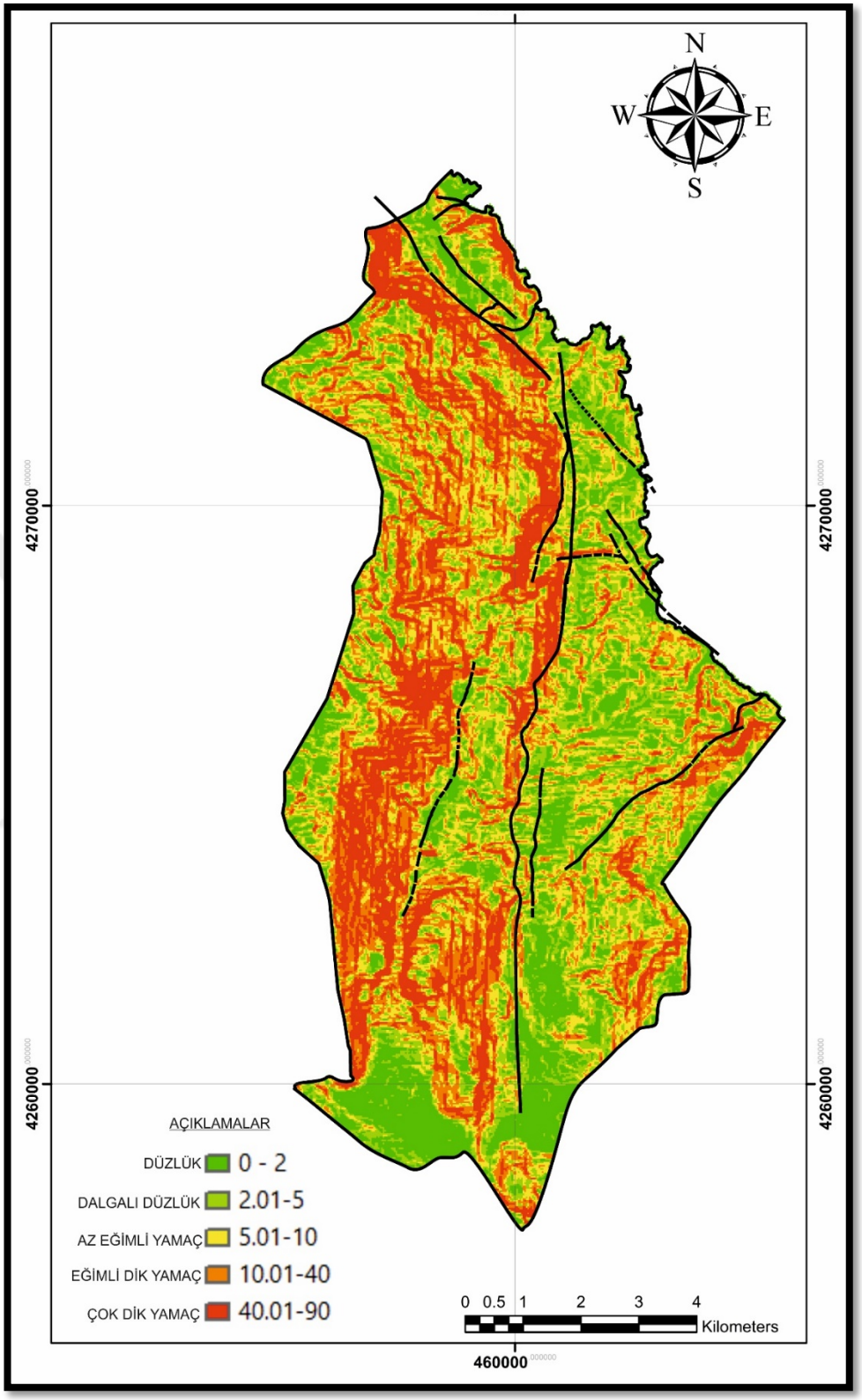
EĞİM SINIFLARI (%)		**ALAN**	
		km²	**%**
DÜZLÜK	0-2 (Düzlük)	17,69	19,67
	2,01-5 (Dalgalı düzlük)	18,35	20,51
YAMAÇ	5,01-10 (Az eğimli yamaç)	18,44	20,71
	10,01-40 (Eğimli dik yamaç)	18,33	20,48
	40,01-+ (Çok dik yamaç)	16,68	18,63
	TOPLAM	**89,49**	**100,0**

Elde edilen verilere göre Mordoğan Havzasının eğim sınıfları genelde yamaçlarla temsil edilir. Özellikle sahanın oluşum sürecinde dönerek batı ve kuzeybatıdan doğu ve güneydoğuya doğru eğimli yükselen bir blok görünümü kazanması en önemli etkiye sahiptir. Eğim sınıfları alansal büyüklüklerine göre "çok dik yamaç" (16,69km² - % 18,63), "eğimli dik yamaç" (18,33 km² - % 20,48), "az eğimli yamaç" (18,44 km² - % 20,71), "dalgalı düzlük" (18,35 km² - % 20,51) ve "düzlük" (17,69 km² - % 19,67), şeklinde dağılım göstermektedir.

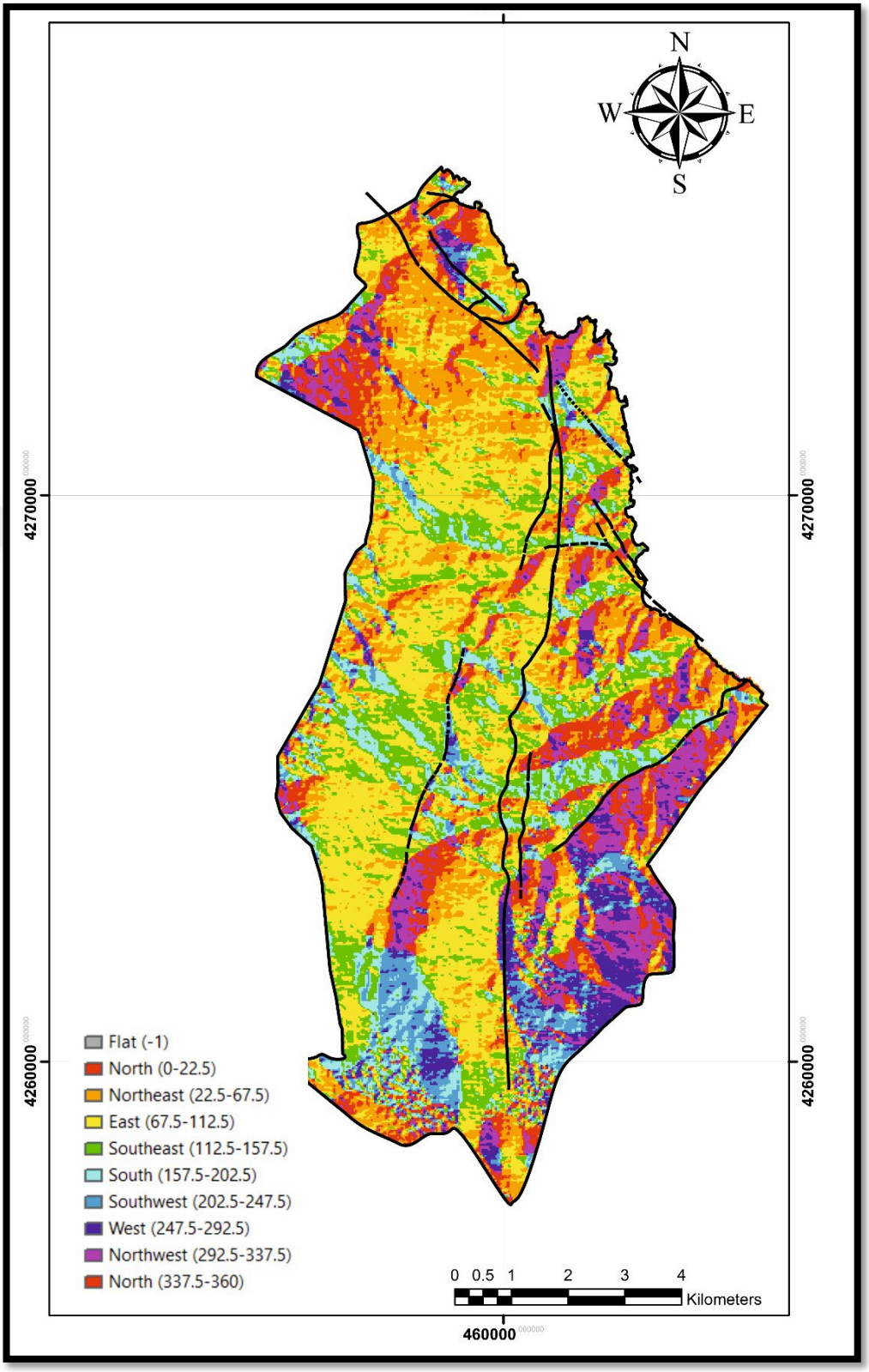
Araştırma sahasında en fazla doğu ve güneydoğu yönlerindeki bakı sınıfları hakimdir (Tablo 3.16). Bu hakimiyet büyük ihtimalle, jeomorfolojik gelişim esnasında sahanın ilgili yönlere doğru yer değiştirip, ötelenmesiyle ilişkilidir. Eğim özelliklerinde de belirtildiği gibi Mordoğan Havzasının jeomorfolojik oluşum ve gelişimi sırasında batı ve kuzeybatıdan, doğu ve güneydoğuya doğru ötelenmiş olması tabaka yönelimini de etkilemiştir (Şekil 3.21).

Tablo 3.16 İnceleme alanında bakı sınıflarının dağılışı

Yönlenme	Alan	
	(Km^2)	%
Düz	8,9	11,15
Kuzey	8,9	11,15
Güney	9,2	11,6
Doğu	9	11,2
Batı	8,7	10,9
Kuzey batı	8,2	10,4
Kuzey doğu	8,6	10,7
Güney batı	8,8	11
Güney doğu	9,5	11,9



Şekil 3.20 Mordoğan havzasının eğim haritası



Şekil 3.21 Mordoğan havzasının bakı haritası

3.6.6 Mordoğan Havzasının Morfometrik Analizi

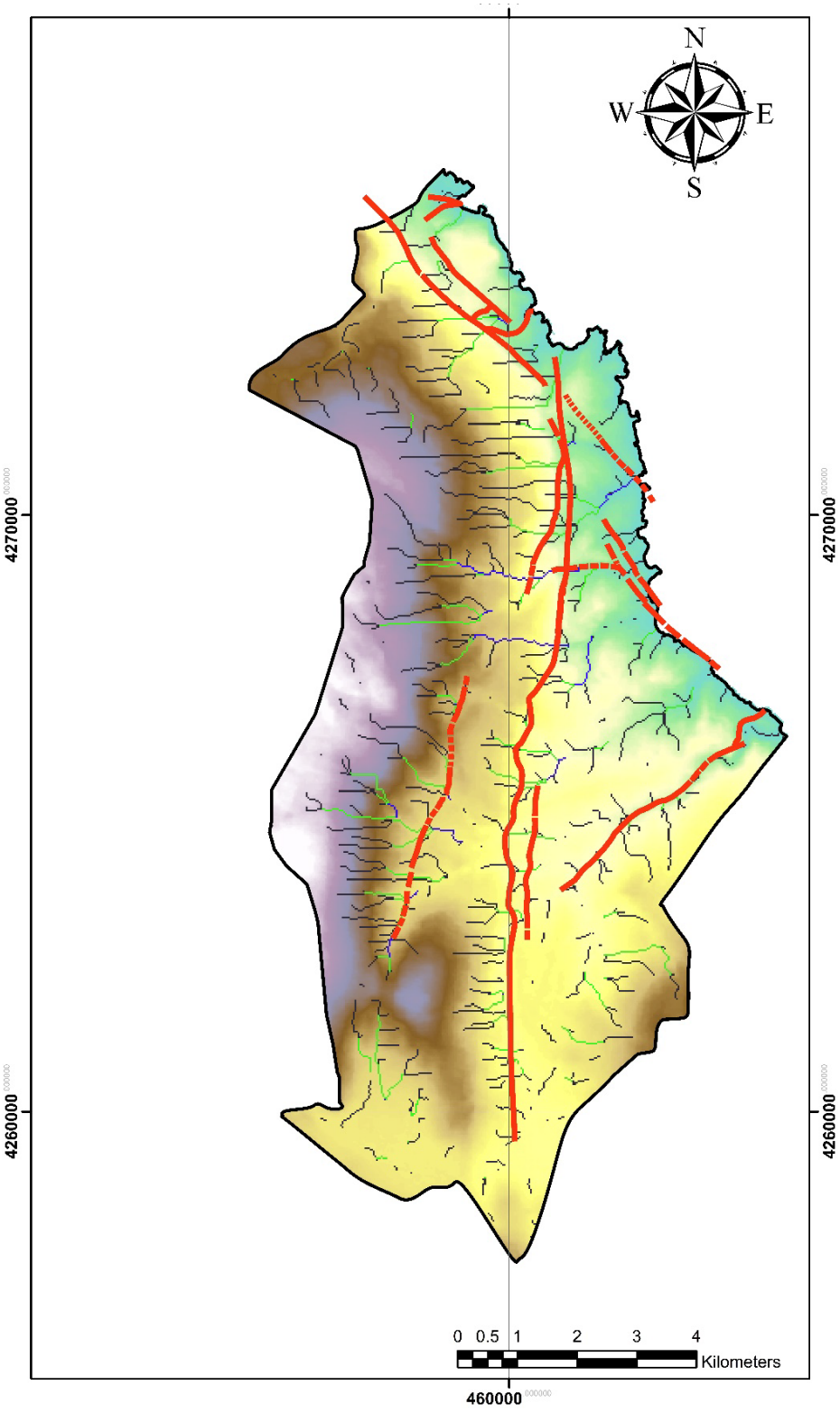
3.6.6.1 Çatallanma Oranı (Bb)

Mordoğan Havzasının çatallanma evresinin hesaplanması için 1\25.000 ölçekli topoğrafya haritaları üzerindeki su bölümü sınırları içinde kalan dere kollarının tamamı ArcGIS ortamında sayısallaştırılmıştır. Bu işlemin ardından havzanın tamamında "Strahler yöntemi" kullanılarak yapılan değerlendirmeye göre 3 farklı evre çatallanma tespit edilmiştir.

Mordoğan Havzasının 1. evre çatallanma evresindeki kol sayısı 619'dır. 2. Evre çatallanma kol sayısı yaklaşık 2 kat yarılanarak 259'e inmektedir. 3. Evre çatallanma kol sayısı 5 kat düşerek 58'e inmektedir (Tablo 3.17). Üç evrede kol sayıları düzenli olarak azalmamıştır. Bu durum sahanın 2 ayrı zamanda yükselmeye uğradığını gösterir. İlk olan yükselme, ikinci yükselmeden daha az değerdedir. Bu ana akarsu kolu diğer yan kollardan topladığı suları Mordoğan körfezi'ne ulaştırır (Şekil 3.22).

Tablo 3.17 Mordoğan havzası çatallanma evreleri

Ortalama Uzunluk (m)	Çatallanma Evresi		
	1	2	3
1339,75	619		
454,38		259	
95,94			58



Şekil 3.22 Mordoğan havzası dizin haritası (strahler yöntemi)

3.6.6.2 Akarsu Uzunluk Oranı (R_L)

Mordoğan havzasının akarsu uzunluk oranı 3.4 formülüne göre ortalama 3,66 olarak bulunmuştur (Tablo 3.18). Bu oran havzanın tamamına uygulanmıştır.

Tablo 3.18 Mordoğan havzası akarsu uzunluk oranı (RL) Değerleri

Dizin	Toplam uzunluk(m)	Akarsu Uzunluk Oranı (R_L)
1	1339,75	2,948
2	454,38	4,37
3	95,94	
Ortalama	630	

Havzanın kaynak kısmı olarak nitelendirilen 1. dizinin 2. diziye oranı diziler arası değerlendirmede en yüksek değeri oluşturur. Eğim özellikleri düşünüldüğünde 1. dizilerin olduğu yerlerde drenajın daha hızlı gerçekleştiğini diğer dizilerde ise bu hızın azaldığını gösterir.

3.6.6.3 Tekstür Oranı (R_t)

Mordoğan havzası tekstür oranı 3.5 formülüne göre 0,024 olarak bulunmuştur (Tablo 3.19). Bu değer ana kola su gönderen 1. dizilerin az olduğunu gösterir. Mordoğan havzasının engebelilik değerinde de ortaya koyulduğu gibi yarılmanın fazla olması havza oranı ile 1. dizilerin oranı arasındaki ilişki ele alındığında da bu sonuçların benzer olduğu görülür. Havza rölyefi ile de benzer sonuçlar ortaya koyar.

Tablo 3.19 Mordoğan havzasının tekstür oranı (Rt) Değerleri

Havza Adı	*Birinci Dizin Toplam Akarsuların Sayısı (N_1)*	*Havza Çevresi (P)*	*Tekstür Oranı (R_t)*
Mordoğan	1339,75	54296	0,024

3.6.6.4 Drenaj Yoğunluğu

Mordoğan havzasının drenaj yoğunluğu hesaplanırken ArcGIS Desktop yazılımı kullanılarak, 1\25.000 ölçekli topoğrafya haritası üzerindeki sürekli/süreksiz dere kollarının tamamının ve havza sınırlarının sayısallaştırması yapılmıştır. Bu işlemin ardından ArcGIS Desktop yazılımı ve Microsoft Office Excel programı kullanılarak havza alanı ile akarsu kanal uzunlukları hesaplanmıştır. Yapılan hesaplamalara göre Mordoğan havzasındaki sürekli – süreksiz dere kollarının toplam uzunluğu (L) 1890 m, havza alanı (S) ise 89,3 km^2 olarak tespit edilmiştir. Bu değerlere göre:

Dd = ΣL / A

D = 21,16 m \km^2 olarak hesaplanmıştır.

Bulunan bu değer Mordoğan havzasının her km^2 sinde 21,16 m uzunluğunda akarsu ağı bulunduğunu gösterir. Bu değer Mordoğan havzasındaki drenajın son derece zayıf olduğunu, litolojinin geçirimli bir yapıda (karstlaşma) olduğunu ve yüksek bir sızma olayının gerçekleştiğini göstermektedir.

3.6.6.5 Akarsu Sıklığı (F_s)

Mordoğan havzası akarsu sıklığı hesaplandığında 10,48 olarak bulunmuştur (Tablo 3.20). Mordoğan havzasının akarsu sıklığına göre geçirimliliği fazla olan litolojik ve jeolojik birimlerin olduğunu gösterir. Düşük akarsu sıklığı, yüzeysel akışın az ve drenaj ağının seyrek olmasının bir sonucudur. Mordoğan havzası gerek litolojik gerek jeolojik özellikleri ile örtüşen bir akarsu sıklığına sahiptir. Drenaj yoğunluğu (D_d) ile paralel sonuçlar elde edilmiştir. İklim ile ilişkisi incelendiğinde ise yarı kurak iklim bölgelerinde görülmesi beklenen bir sıklık değerine sahiptir.

Tablo 3.20 Mordoğan havzası akarsu sıklığı (FS) değerleri

Havza adı	Toplam dizin sayısı (N)	Havza alanı (A)	Akarsu Sıklığı (F_S)
Mordoğan	936	89,3	10,48

3.6.6.6 Havza şekli indeksi (Bs)

B1 memba ile mansap arası uzunluk = 14289 m

Bw havzanım maksimum genişliği = 8156 m olarak ölçülmüştür. Mordoğan havzasının Bs indeksi 1,75 arasında değişmekte olup, sınıf 2 göreli olarak tektonik aktivitesi yüksek olan uzamış şekilli bir havza olduğu tespit edilmiştir.

3.6.6.7 Havza Rölyefi (B_h)

Mordoğan havzasının rölyef değeri;

$B_h = H_{max} - H_{min}$ formülüne göre 1192 m olarak bulunmuştur (Tablo 3.21). Mordoğan havzasının havza rölyefine göre drenaj hızı yüksektir. Aşındırma faaliyeti fazlaca görülür. Ayrıca havza yükselti farkının fazla olması bu havzanın genç bir yapıda olduğunun göstergesidir.

Tablo 3.21 Mordoğan Havzasının Havza Rölyefi (Bh) Değerleri

Havza Adı	En Yüksek Noktası ($H_{mak.}$)	En Alçak Noktası ($H_{min.}$)	Havza Rölyefi (B_h)
Mordoğan	1192 m	0 m	1192 m

3.6.6.8 Engebelilik Değeri (R_n)

Mordoğan havzasının engebelilik değeri;

Rn = Bh x Dd

(B_h: Havza Rölyefi, D_d: Drenaj Yoğunluğu) formüle göre 0,056 olarak hesaplanmıştır (Tablo 3.22). Bu değer Mordoğan havzasının erozyona müsait bir yapıda olmasının yanında yarılmanın da fazla olduğunu gösterir. Ayrıca havzada yağış rejiminin yüksek olduğu dönemlerde sel rejimli bir drenajın da oluşması beklenir.

Tablo 3.22 Mordoğan Havzasının Engebelilik Değeri (Rn) Değerleri

Havza Adı	Havza Rölyefi (B_h) (Km)	Drenaj Yoğunluğu (D_d)	Engebelilik Değeri (R_n)
Mordoğan	1,19	21,16	0,056

3.6.6.9 Asimetri Faktörü (AF)

Mordoğan havzasının Asimetri faktörü AF = 100 (Ar /At) formülüne göre

AF= 100 (36,48/43,29) = 84,26 olarak hesaplanmıştır. Bu değere göre 50 den yüksek olduğu için Mordoğan havzası tiltlenmiş asimetrik bir havzadır ve Sınıf 1 olarak değerlendirilmiştir.

AF değerleri üç sınıfa ayrılır: sınıf 1 (AF> 5,91); 2. sınıf: (2,95> AF≤5,91) ve sınıf 3 (AF ≤ 2,95).

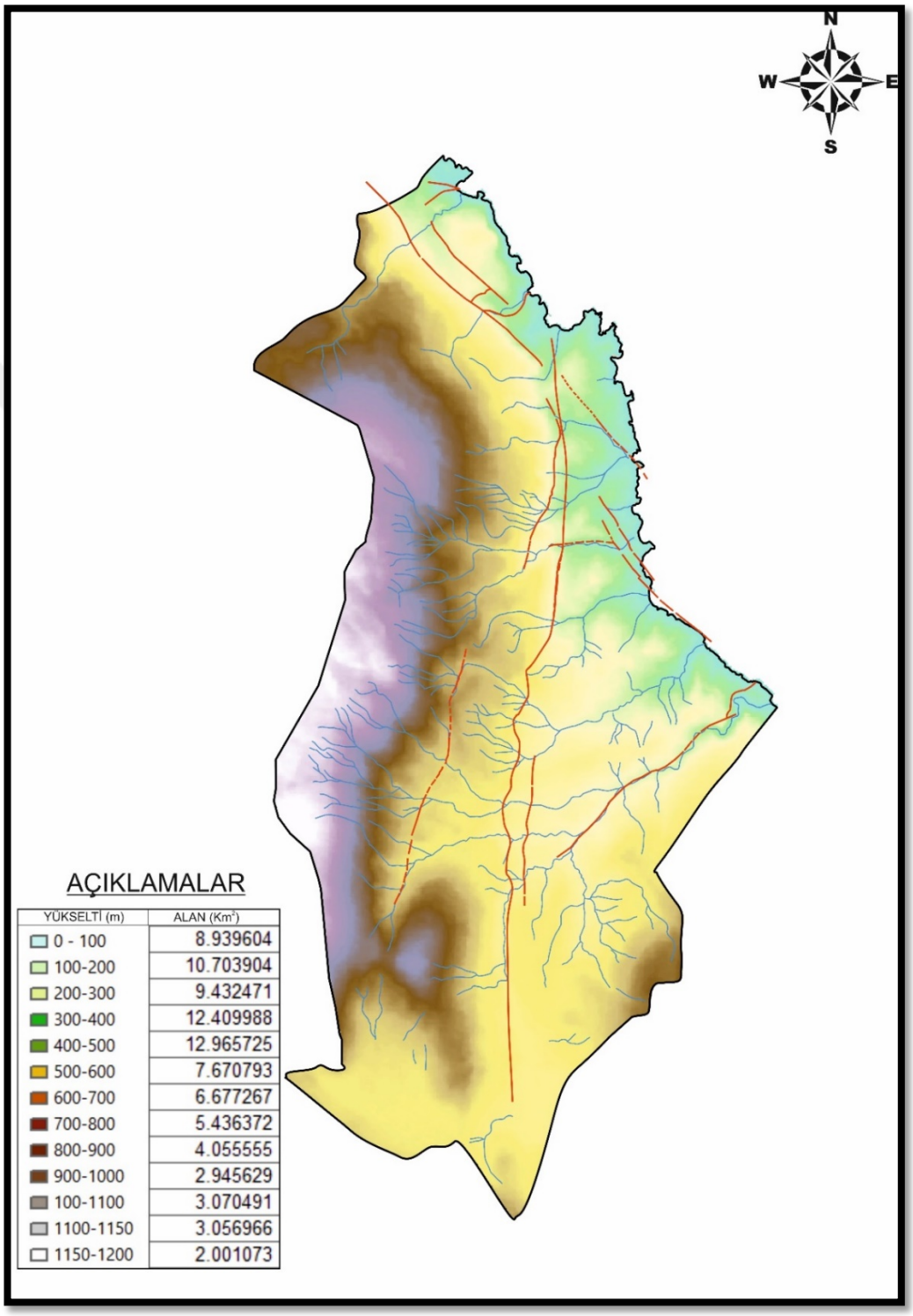
3.6.6.10 Transvers Topografik Simetri Faktörü

$T=D_a$ / D_d formülüne göre Mordoğan Havzasının Transvers Topografik Simetri Faktörü seçilen 7 farklı noktada yapılan hesaplama sonucu 0,33, 0,3, 0,12, 0,07, 0,14, 0,19, 0,29 değerleri elde edilmiştir. Mordoğan Havzasının Transvers Topografik Simetri Faktörü ortalama olarak 0,2 bulunmuştur. Bu yöntem AF ile birlikte değerlendirildiğinde tiltlenmeyi desteklenmektedir.

3.6.6.11 Hipsometrik İntegral Eğrisi

Araştırma sahası için uygulamadaki yükseklik aralığı 100 m olarak alınmış ve buna göre hipsometrik eğri oluşturulmuştur (Tablo 3.23). Alansal değerler 1/25.000 ölçekli topografya haritalarından elde edilen 10 m aralığındaki sayısal yükseklik verisinden (SYM) elde edilmiş olup izdüşüm alanı değil, yüzey alanı kullanılmıştır (Şekil 3.23).

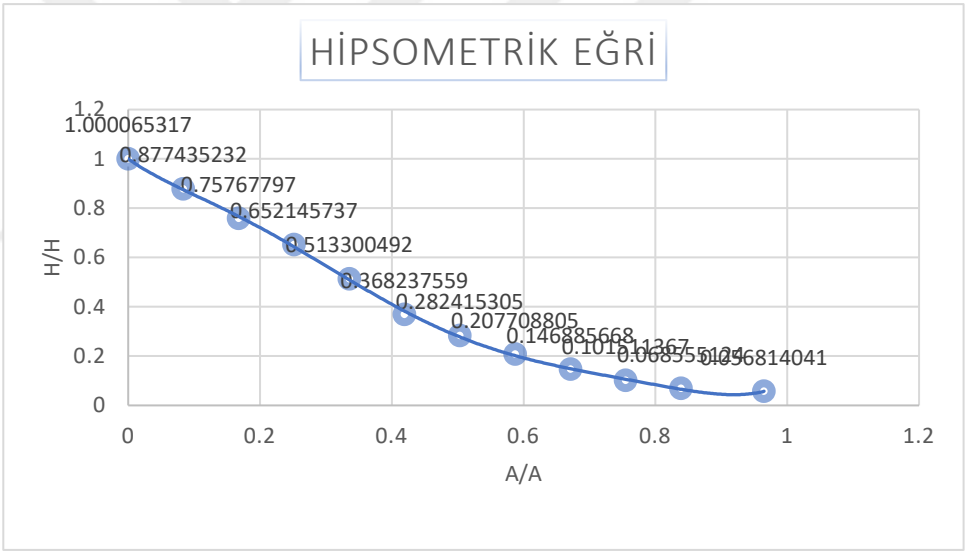
Mordoğan Havzası İçbükey şekilli (sınıf 3) bir Hipsometrik İntegral eğrisine sahip olgulaşma evresinde olan bir havza olarak yorumlanabilir (Şekil 3.24).



Şekil 3.16 Mordoğan havzasının yükseklik haritası ve kapladığı alanlar

Tablo 3.23 Araştırma sahasında yükselti basamaklarının dağılışı ve hipsometrik eğri için veri değerleri

Yükseklik (h)	Max. Yükseklik (H)	Alan (a) (km²)	Eklenik alan	Havza Alanı (A) (km²)	h/H	a/A
0	1192	89,385838	8,939604	89,38	0	1,0000653
100	1192	78,425161	10,703904	89,38	0,0838926	0,8774352
200	1192	67,721257	9,432471	89,38	0,1677852	0,757678
300	1192	58,288786	12,409988	89,38	0,2516779	0,6521457
400	1192	45,878798	12,965725	89,38	0,3355705	0,5133005
500	1192	32,913073	7,670793	89,38	0,4194631	0,3682376
600	1192	25,24228	6,677267	89,38	0,5033557	0,2824153
700	1192	18,565013	5,436372	89,38	0,5872483	0,2077088
800	1192	13,128641	4,055555	89,38	0,6711409	0,1468857
900	1192	9,073086	2,945629	89,38	0,7550336	0,1015114
1000	1192	6,127457	3,070491	89,38	0,8389262	0,0685551
1150	1192	5,078039	3,056966	89,38	0,9647651	0,056814
1200	1192	2,021073	2,021073	89,38	1,0067114	0,0226121



Şekil 3.17 Mordoğan havzasının hipsometrik eğrisi

3.6.6.12 Hipsometrik İntegral

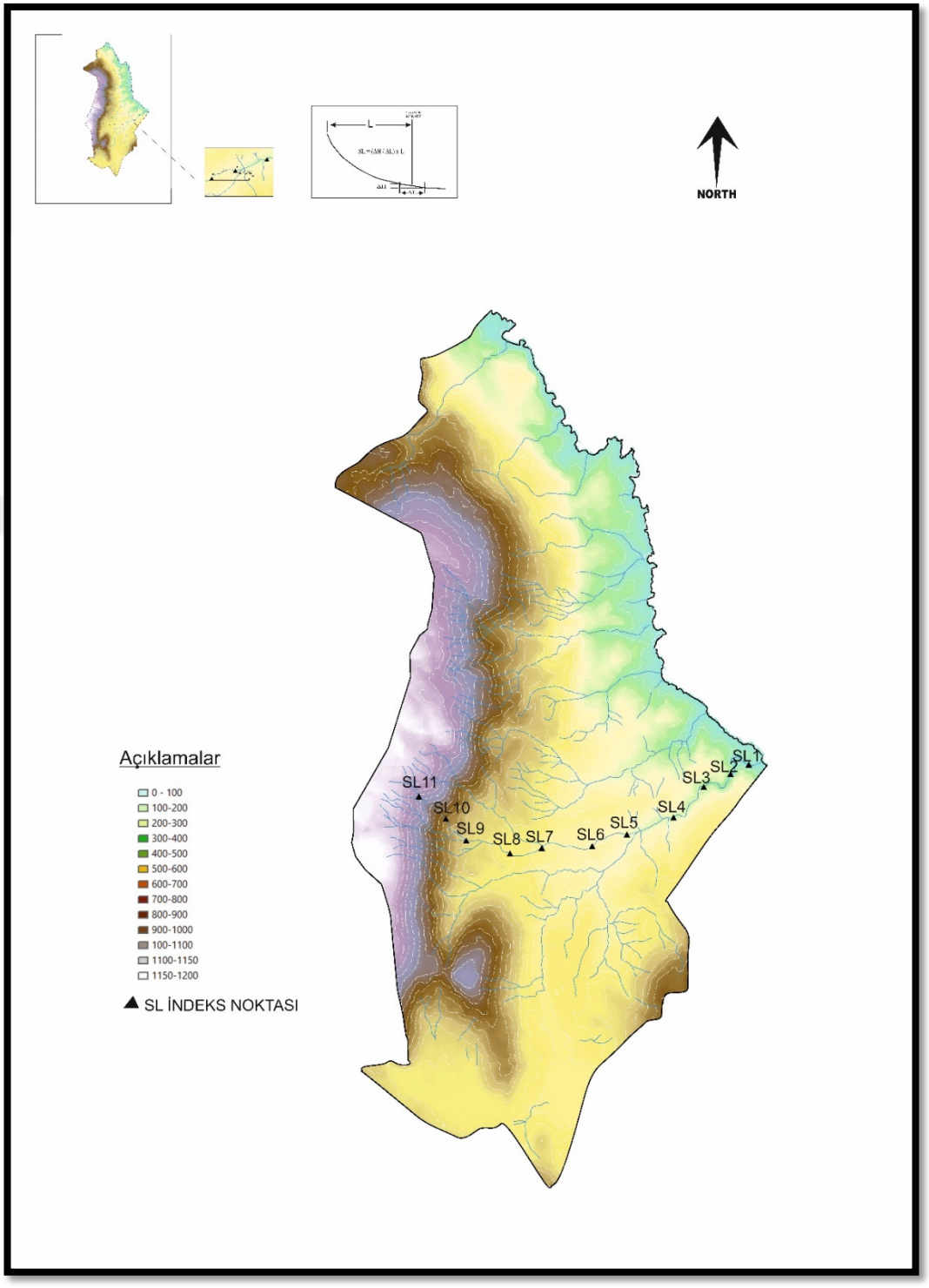
Mordoğan Havzası için Hipsometrik integral 0,5 (Sınıf 2) olarak hesaplanmıştır. HI değerleri, hipsometrik eğrinin konveksliği veya konkavlıklarına göre üç sınıfa gruplandırılmıştır: "konveks hipsometrik eğrileri olan sınıf 1" (0,51-0,78); "içbükey-dışbükey hipsometrik eğriler için sınıf 2" (0,37-0,50) ve "içbükey hipsometrik eğrileri olan sınıf 3" (0,37).

3.6.6.13 SL İndeksi

Mordoğan Havzasında SL indeksi Mordoğan Fayının etkilediği ana dere kolu üzerinde uygulanmıştır. Uzamış nehirler ve dereler boyunca 30 m ve GIS uzaysal çözünürlüğü olan ASTER GDEM kullanılarak hesaplanmıştır (Şekil 3.25) Bu değer ana dere kolu 10 eşit parçaya ayrılarak en yakın eş yükselti eğrisine olan uzunluk ve gerçek uzaklık değerleri 1/25000 ölçekli topoğrafik harita üzerinde hesaplanmıştır. Değerler; El Hamdouni ve arkadaşlarına göre (2008) üç sınıfa ayrılmıştır: sınıf 1 (≥1076-750), sınıf 2 (366-749) ve sınıf 3 (SL ≤ 365). Sınıflandırmanın sonucu ve Tablo 3.24'te gösterilmiştir.

Tablo 3.24 SL Index hesap ve sınıflandırma tablosu

ÖLÇÜM NOKTASI	ΔH	ΔL	L	LİTOLOJİ	SL	SL SINIFLARI	Yatay Mesafe	Yükseklik	IRAT sınıfı
SL1	9	1192	800	Alüvyon	6,040268	SINIF 1	1	0	SINIF 1
SL2	11	1192	750	Alüvyon	6,921141	SINIF 1	2	100	SINIF 1
SL3	17	1192	750	Alüvyon	10,69631	SINIF 1	3	200	SINIF 1
SL4	6	1192	800	Kireçtaşı	4,026846	SINIF 1	4	300	SINIF 1
SL5	24	1192	600	Kireçtaşı	12,08054	SINIF 1	5	400	SINIF 1
SL6	25	1192	750	Kireçtaşı	15,72987	SINIF 1	6	500	SINIF 1
SL7	27	1192	550	Kireçtaşı	12,45805	SINIF 1	7	600	SINIF 1
SL8	52	1192	450	Kireçtaşı	19,63087	SINIF 1	8	700	SINIF 1
SL9	18	1192	750	Kireçtaşı	11,3255	SINIF 1	9	800	SINIF 1
SL10	83	1192	500	Kireçtaşı	34,81544	SINIF 1	10	900	SINIF 1



Şekil 3.25 Mordoğan havzası ana dere kolu üzerinde seçilen SL noktaları

3.6.6.14 Dağönü Sinüslüğü (Smf)

Mordoğan havzasının Dağönü Sinüslüğü;
Smf = 14536/10858 = 1,33 olarak hesaplanmıştır. Dolayısıyla hesaplanan bu indisle de aktifliği arasında uyumluluk bulunmaktadır.

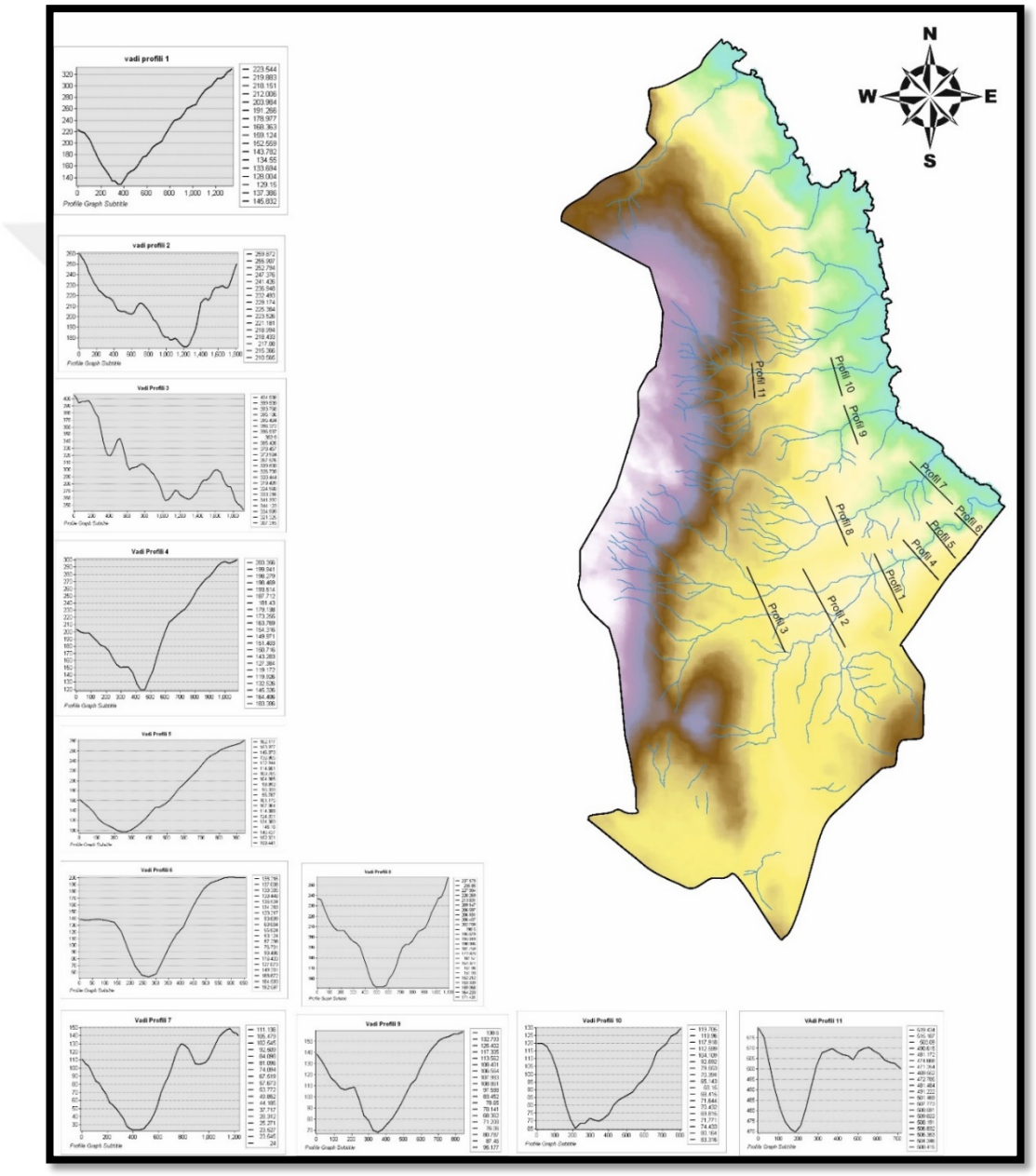
3.6.6.15 Vadi Taban Genişlik-Yükseklik Oranı (V_f).

Mordoğan Havzasının "V_f indisi" 3.15 formülüne göre Tablo 3.35'deki değerler edilmiş ve IRAT sınıflaması yapılmıştır. Yapılan ölçüm ve hesaplamalar sonucunda Mordoğan havzasında 0,071-0,0058 aralığında olanan Vf değerlerinin, ortalamaları 0,035381 olarak hesaplanmıştır. Vf ölçüm sonuçlarına göre Vf değerlerinin 1'den küçük olması, Mordoğan Havzasının tektonik olarak aktif olduğunu göstermektedir. Ayrıca bu sonuç havza alanında tektonik etkinlik sonucunda akarsuyun derine kazmasının işareti olmalı şeklinde yorumlanabilir.

Tablo 3.25 Vadi profilleri boyunca elde edilen değerler ve Vf değerlerine göre yapılmış IRAT sınıflaması

Profil No	V_{fw}	Eld	Erd	Esc	V_f	IRAT Sınıfı
1	3,2	240	222	122	0,029358	Sınıf 1
2	3,24	218	215	171	0,071209	Sınıf 1
3	1,63	308	344	300	0,062692	Sınıf 1
4	1,68	213	150	120	0,027317	Sınıf 1
5	2,63	145	162	99	0,048257	Sınıf 1
6	0,63	192	136	57	0,005888	Sınıf 1
7	2,99	130	111	23,5	0,030825	Sınıf 1
8	1,57	237	235	151	0,018471	Sınıf 1
9	2,4	150	108	71	0,041379	Sınıf 1
10	2,2	125	120	65	0,038261	Sınıf 1
11	0,66	508	515	469	0,015529	Sınıf 1

Seçilen bütün drenaj alanları, dar ve derin deşilmiş vadiler olduğundan daha düşük Vf indeks değerlerine sahiptirler. Vf indeksinin düşük değerleri göreceli olarak aktif dağ cephelerine işaret eder ve yükselme ile ilişkili olarak aktif indeksli derin vadileri gösterir. Bu verilere dayanarak seçilen vadilerin gelişiminde fayların etkisinin yüksek olduğu ve yükselmenin fayların etkisinde geliştiği söylenebilir (Şekil 3.26).

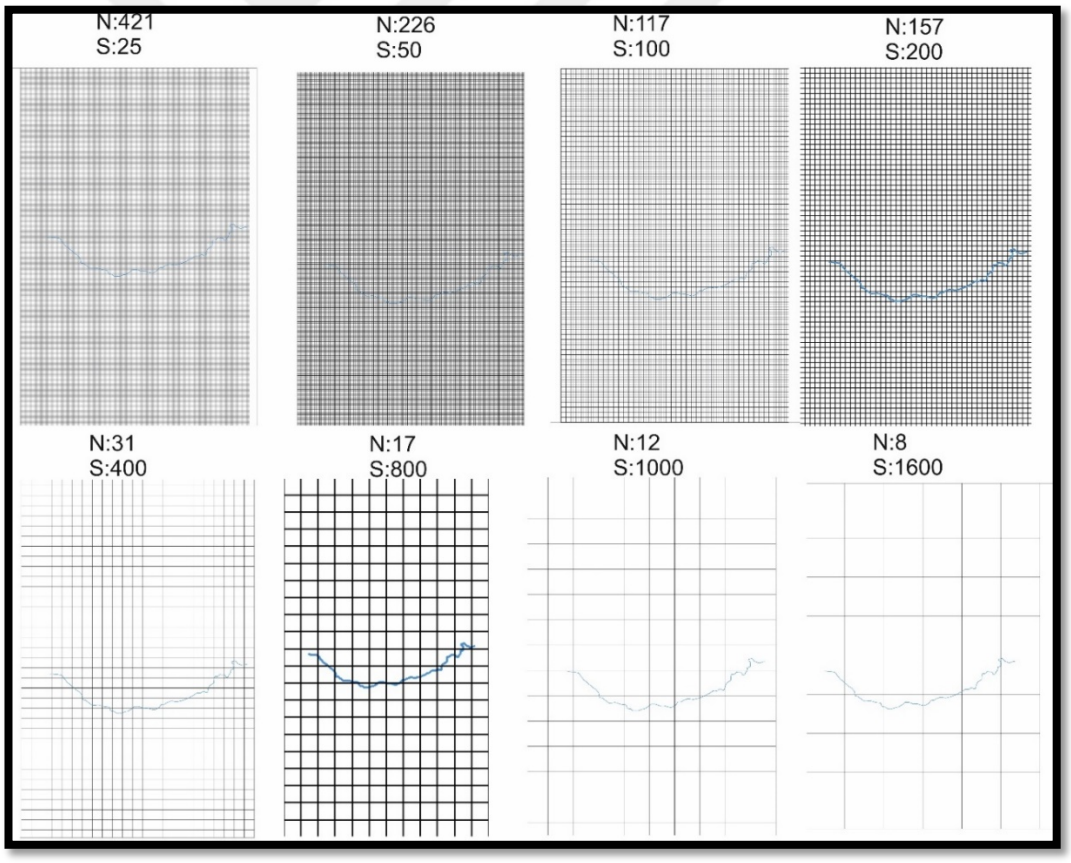


Şekil 3.26 Mordoğan havzası ana dere kolu üzerinde seçilen vadi profilleri

3.6.6.16 Fraktral Boyut

Bu indis sadece Mordoğan fayına dik gelişmiş Kuşkudan deresi boyunca hesaplanmıştır. Şekil 3.27'de kutu sayma metodu gereğince yapılmış sınıflama görülmektedir. FD uzamsal dağılımının göreceli analizi üç sınıfa ayrılabilir: Sınıf 1 (1,03-1,06), aktif yüzey deformasyonuna karşı yüksek hassasiyet gösterir, sınıf 2 (1,07-1,10) orta yüzeyin yükselmesine ve sınıf 3'e karşılık gelir (1,11- 1,40) düşük tektonik yükselme olan bölgelere karşılık gelir.

Bu indis sadece Mordoğan fayını dik kesen Kuşkudan deresi boyunca hesaplanmış olup ınıf 1 (1,03-1,06), aktif yüzey deformasyonuna karşı yüksek hassasiyet gösterir, Şekilde kutu sayma metodu gereğince yapılmış sınıflama görülmektedir (Tablo 3.26).



Şekil 3.27 Kuşkudan deresi boyunca uygulanan kutu sayma yöntemi örneği

Tablo 3.26 Kutu sayma yönteminden tahmin edilen farklı grid boyutları (S) ve fraktal boyut (FD) ve tanımlayan N (S) kutu sayısı

N	S	1/S	log N	Log(1/s)	FD	SINIF
117	100	0,01	2,068186	2	1,034093	SINIF 1
57	200	0,005	1,755875	2,3	0,763424	SINIF 1
31	400	0,0025	1,491362	2,6	0,573601	SINIF 1
17	800	0,00125	1,230449	2,9	0,424293	SINIF 1
12	1000	0,001	1,079181	3	0,359727	SINIF 1
8	1600	0,000625	0,90309	3,2	0,282216	SINIF 1

3.6.6.17 IRAT Sınıflaması

Bu araştırma, çeşitli alt havzalara bağlı olarak geniş bir alanda (132,259 km2) göreceli aktif tektoniği değerlendirme ve bir dizi jeomorfik indeks kullanma girişimidir. Yedi farklı indeks değerinin ortalaması, (IRAT) değeri ile birleştirildi ve çalışma alanındaki göreceli tektonik aktivitenin mekansal dağılımını değerlendirmek için kullanılmıştır. Bu havza, aktif dağ cephesi boyunca mükemmel bir V şekilli vadi (Vf, sınıf 1) ile daha az aşınmış (HI, sınıf 1) yüksek asimetrik (AF, sınıf 1) uzun havza (Bs, sınıf 2) ile karakterize edilir. Doğrusallaştırılmış Kuşkudan dere (FD, sınıf 1) ve düşük SL değerleri ile yine sınıf 1 olarak değerlendirmek mümkündür.

Yedi farklı jeomorfik indis kullanılarak akarsu havzasının göreli aktif tektonik değerlendirmesi yapılmıştır. Mordoğan Havzasının göreli aktif tektonizmasının *Sınıf 2 Yüksek* olduğu sonucuna varılmıştır (Tablo 3.27).

Tablo 3.27 Mordoğan Havzasına ait Jeomorfik İndeks Sınıfları ve Irat Değeri Sınıfı

	JEOMORFİK İNDEKS SINIFLARI, IRAT DEĞERİ SINIFI								
MORDOĞAN	SL	FD	Bs	AF	HI	Vf	Smf	IRAT Değeri	IRAT Sınıfı
	Sınıf 1	Sınıf 1	Sınıf 2	Sınıf 1	Sınıf 3	Sınıf 1	Sınıf 1	1,42	Sınıf 2 Yüksek

BÖLÜM DÖRT
YAPISAL JEOLOJİ

4.1 Giriş

Bu bölümde öncelikle Doğrultu atımlı fay tektoniği ile ilgili kavramalar açıklanacaktır. Diğer başlıkların konusu Bölgesel Tektonik ve Karaburun Yarımadası'nda gelişen yapısal öğelerle ilişkili bulgular olarak belirlenmiştir.

4.2 Kavramlar

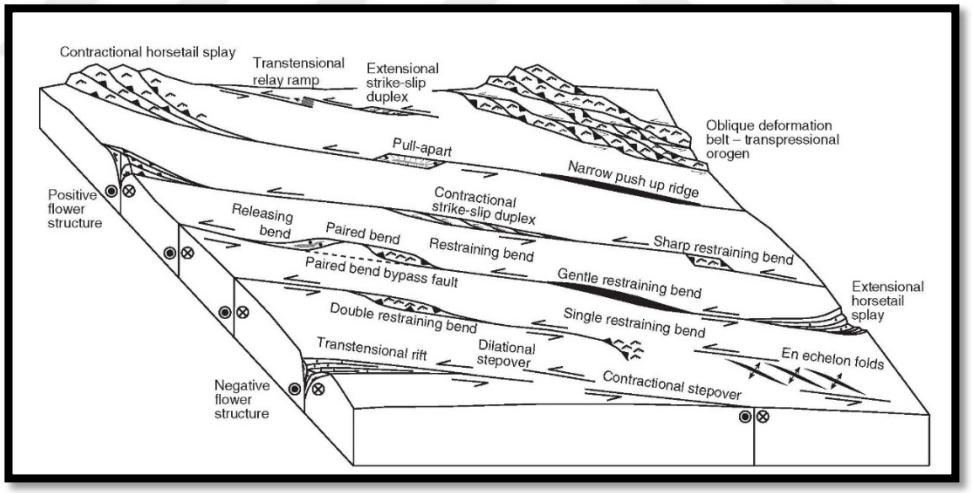
Bu başlık altında daha çok doğrultu atımlı tektonizma etkisinde oluşan deformasyon öğelerinden bahsedilecektir.

4.2.1 Doğrultu Atımlı Fay Tektoniği ve İlişkili Yapılar

Yerkabuğunun dikkat çekici tektonik özelliklerinden biri, plakaların bir küre üzerindeki geniş çaplı hareketinin kinematik bir sonucu olan uzun, yaklaşık olarak düz ve jeomorfolojik olarak belirgin doğrultu atımlı (strike – slip) fayların yaygın varlığıdır (Wilson, 1965). Doğrultu atımlı faylar; kıtasal ve okyanusal transform lehva sınırlarında; lehva içi çarpışmalarda, plaka çarpışmasına karşı karasal bir etki olarak; ve rift (çöküntü alanlarında) sistemlerinde normal fayları kıvrımlı bindirme kuşaklarını ve ters fayları bağlayan transfer zonları olarak oluşabilir (Woodcock, 1986; Sylvester, 1988; Yeats ve diğer., 1997; Marshak ve diğer., 2003). Doğrultu atımlı faylar ayrıca, plakalar arası gerilme, yay önü, yay, ya da yay gerisi bölgesi içindeki yaya paralel doğrultu atım zonlarına ayrıldığı, dolaylı olarak yakınlaşan lehvaların dalma batma bölgelerinde de yaygındır (Beck, 1983; Jarrard, 1986; Sieh ve Natawidjaja, 2000).

Doğrultu atımlı faylar doğal ve deneysel ortamlarda başladığında, genellikle aşamalı (en échelon) fay ve kıvrım segmentlerinden oluşur (Cloos, 1928; Riedel, 1929; Tchalenko, 1970; Wilcox ve diğer., 1973). Artan doğrultu atımlı yer değiştirme ile ve fay ölçeğinden bağımsız olarak (Tchalenko, 1970), fay segmentleri ve 'ana yer

değiştirme bölgesi' boyunca yer alan bağlantılı alanlar, doğrultu atımlı fay sisteminin uzunluğu boyunca değişen alternatif yersel açılma ve sıkışma alanları olarak tanımlayabilir (Christie-Blick ve Biddle 1985; Crowell, 1974; Gamond, 1987). Tipik olarak, genişlemeli ve sıkışmalı büklümler, sıçrama yapan doğrultu atımlı fayların sürekli olarak birbirine bağlandığı ve uzantı (offset) boyunca sürekli olarak kavisli olduğu offset alanlar olarak tanımlanırken, daha fazla eşkenar dörtgen şekilli sıçramalar (step over), ancak belirgin olarak ayrılmış ve ikincil doğrultu altımlı faylar için, sıçramalar arasında kayma transfer zonları olarak tanımlanır (Aydın ve Nur 1982 ve 1985; Crowell, 1974; Wilcox ve diğer., 1973). Bununla birlikte, fay sıçramaları, sıçrama yapan faylar ve dışa doğru genişleyen şevler (Splays), sıçrama boyunca yayıldıkları ve bağlandıkları için devamlı fay büklümlerine basitten daha karmaşık bir biçime dönüşebilirler (örneğin, McClay ve Bonora, 2001; Zhang ve diğer., 1989). Yerel sıkışmayı aktaran büklümler, sıkışmalı büklüm (restraining bends) ve genişlemeyi aktaranlar genişlemeli büklüm (releasing bends) olarak adlandırılır (Şekil 4.1) (Crowell, 1974; Christie-Blick ve Biddle, 1985).



Şekil 4.1 Doğrultu atımla ilişkili genişlemeli ve sıkışmalı büklümlerin (restraining ve releasing bends) tektonik özellikleri (Christie-Blick ve Biddle 1985, Crowell 1974)

Çift büklümler, kendi içlerine giren ve bunların arasında bağlantılı olan sıçrayan doğrultu atımlı faylara sahiptir; oysa, tek büklümler esasen doğrultu atım fayın sonlanma bölgeleridir. Büklümlerin sınırlandırılması ve serbest bırakılması, dünya

yüzeyinde, büyük dağ silsileleri ve çöküntü havzaları ölçeğinden mostra ölçeğinde örneklere kadar yaygındır (Mann 2012 ve Swanson, 2005).

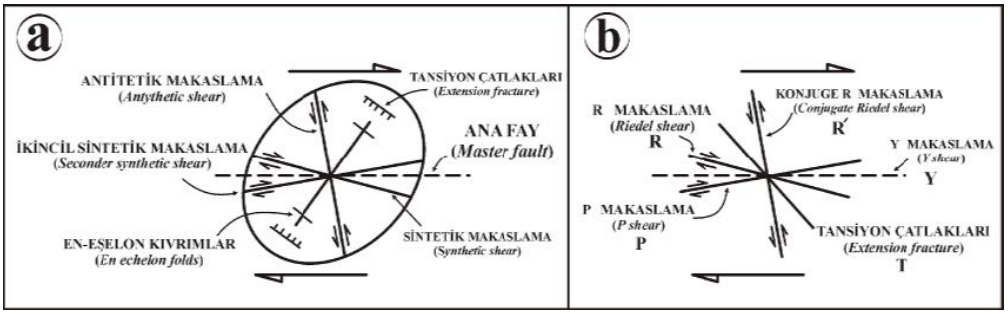
Doğrultu atımlı sıkışmalı ve genişlemeli büklümler sırasıyla bölgesel transpresyonal (Sıkışma bileşenli) ve transtansiyonal (genişlemeli-sıkışmalı) deformasyonun merkezleridir. Dolayısıyla, büklümler, nihayetinde nispeten düz, uzun plakalar arasındaki sınırlara etki eden daha büyük çaplı göreceli plaka hareketleriyle kontrol edilen eğik deformasyon ile karakterize edilir (Bilham ve Williams, 1985; Bilham ve King, 1989; Garfunkel, 1981; Mann ve diğer., 1983) veya fayların kısalma eğiliminde, daha az sürekli ve daha fazla kavisli olduğu, daha karmaşık plakalar arası deformasyon zonlarında rol oynarlar (Cunningham, 2012). Büklümün içinde, oblik deformasyon verev atımlı faylanma ile yerleştirilebilir veya doğrultu atımlı ve eğim atımlı fay yer değiştirmelerinin değişken bileşenlerine ayrılabilir (Jones ve Tanner, 1995; Dewey ve diğer., 1998; Cowgill ve diğer., 2004b) Oldukça aşınmış mostralarda ya da yüzey altı jeofizik yüzey araştırmalarında görüldüğü gibi, sıkışmalı bükümleri ve genişlemeli büklümler genellikle sırasıyla pozitif ve negatif çiçek yapılarını ve doğrultu atımlı bükülmeleri veya çiftleri plan görünümünde tanımlamaktadır (Şekil 4.1) (Christie Blick ve Biddle, 1985; Harding, 1985; Woodcock ve Fisher, 1986; Dooley ve diğer., 1999) Tek büklümler genellikle plan görünümünde (Şekil 4.1) at kuyruğu kıvrılma fay geometrilerine sahip olup, eğim atımlı ve doğrultu atımlı faylanmanın sonuna yerleştirilmiştir (McClay ve Bonora, 1997). Mann'ın (2012) "eşleştirilmiş büklümler" olarak adlandırdığı yan yana genişlemeli ve sıkışmalı büklümleri genel olarak tüm tektonik ortamlardaki doğrultu atım sistemlerinden tanımlanmaktadır ve sıkışmalı büklümlerde kabuk kalınlaşması ile yükselme eğilimleri arasındaki hacimsel dengeleme ve genişlemeli büklümler kabuk incelmesi ile havza oluşumu arasındaki hacimsel dengelemeyi yansıtabilir. (Woodcock ve Fischer, 1986). Sıkışmalı büklümler topografik yükselme, kabuk kısalması ve kristalin taban kayalarının yüzeylenme bölgeleridir (Segall ve Pollard, 1980; Mann ve Gordon, 1996; McClay ve Bonora, 2001), oysa genişlemeli büklümler, çöküntü, kabuk genişlemesi, önemli havza sedimantasyonu, yüksek akışkan akışı ve muhtemel volkanizma bölgeleridir (Aydın ve Nur, 1982; Mann ve diğer., 1983; Hempton ve Dunne, 1984; Dooley ve McClay, 1997). genişlemeli ve sıkışmalı büklümler, şekil

4.1'de görüldüğü gibi genellikle uzama, Lazy-S veya Z-şekilli özelliktedir ve deformasyona uğramış bir bölgede baskın topografik ve yapısal özelliği oluşturabilirler. Artan doğrultu atım fay açıklığı (offset?) ile, S ve Z şeklindeki çek – ayır havzalar ayrılabilir, romboidal şekilli özelliklere dönüşebilir (Mann ve diğer., 1983). Büklümler, Dünya'nın en düşük topografik çöküntülerinden bazılarını içeren Çek-Ayır havzaları ve sıçrama faylı çukurları oluştururlar. Kıtasal ve okyanusal doğrultu atımlı faylar boyunca engelli ve serbest büklümler deprem yayılmasının önündeki engeli (Bariyer=tampon bölge) (King ve Nabelek, 1985; Sibson, 1985; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988) veya tersine büyük depremler için çekirdeklenme yerleri (merkez bölgeleri) hazırlayabilir (örneğin, Shaw, 2006).

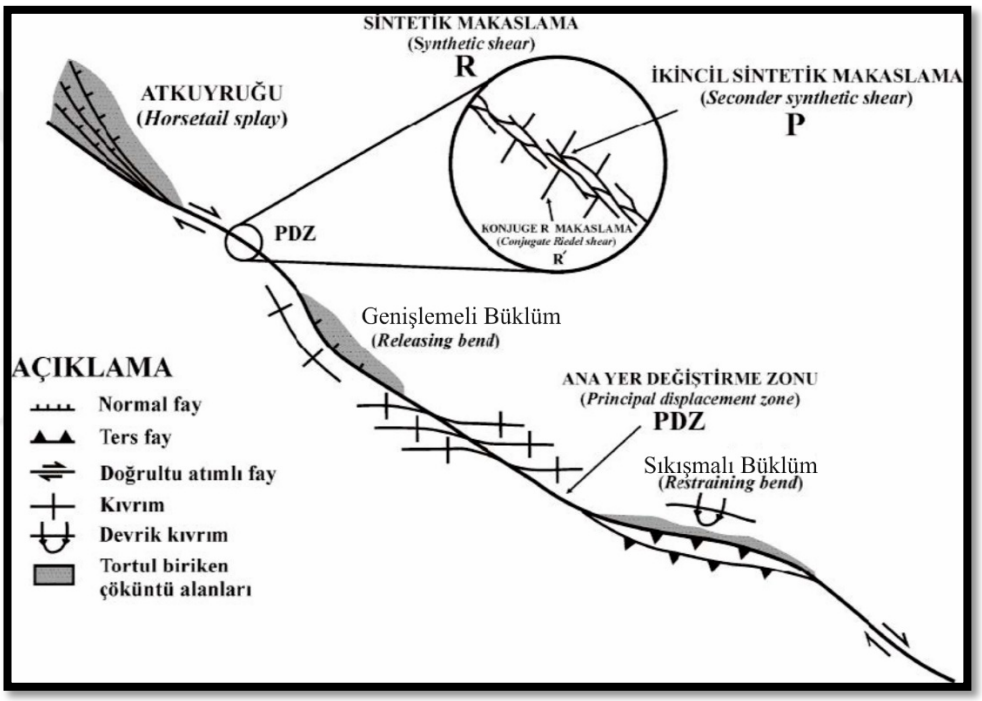
Büklümler içinde çoklu fayların aktifleştiği karmaşık kırık - çatlak mekanizmalarına sahip olan ve büklümün içinden geçen büyük fayların yanı sıra belgelenmiş büyük fay büklüm depremleri de vardır (M> 7) (Bayarsayhan ve diğer., 1996, Harris ve diğer., 2002). Fay segmenti yırtılmasının uzunluğu, deprem büyüklüğüyle orantılı olduğundan (Scholz, 1982), sismik yayılma bariyerleri olarak etki edebilecek paralel doğrultu atımlı fay segmentleri arasındaki fay bükülmelerinin belirlenmesi, aktif doğrultu atımlı faylanma bölgelerinde gelecekteki depremlerin potansiyel ciddiyetinin değerlendirilmesinde önemlidir.

Bütün bu yapısal öğeler, doğrultu atımlı fay zonlarındaki ana yer değiştirme zonu (principal displacement zone) içindeki açılma ve sıkışma alanlarında gelişmektedir (Blick ve Biddle, 1985). Bu açılma ve sıkışma alanları tortul birikimi ve buna bağlı havza oluşumu ile ilişkili önemli yapısal unsurlardır.

Doğrultu atımlı zonlarda gözlenen ve ana hatları ile Şekil 4.2'de gösterilen yapısal unsurlar, genelde ana yer değiştirme zonunun bükümü ya da deformasyon geometrisi ile ilgilidir. Doğrultu atımlı fay zonlarının gelişiminde rol oynayan ana asal gerilme yönleri ve bu asal gerilmeler altında oluşan bazı yapısal unsurlar Şekil 4.2 ve Şekil 4.3'te kısaca açıklanmaktadır.



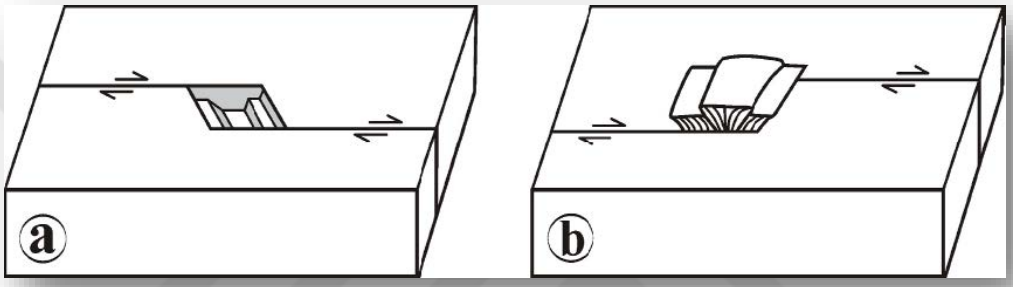
Şekil 4.2 Sağ yanal basit makaslama kuvetleri altında gelişen yapısal elemanlar (a) gerilme elipsine ait terminolojik deformasyon öğeleri (Wilcox ve diğer, 1973); (b) Reidel makaslama modeli (Tchalenko ve Ambraseys, 1970)



Şekil 4.3 İdeal bir sağ yanal doğrultu atımlı fay sisteminde gelişebilecek yapısal elemanlara ait harita görünümü (Blick ve Biddle, 1985'den değiştirilerek alınmıştır)

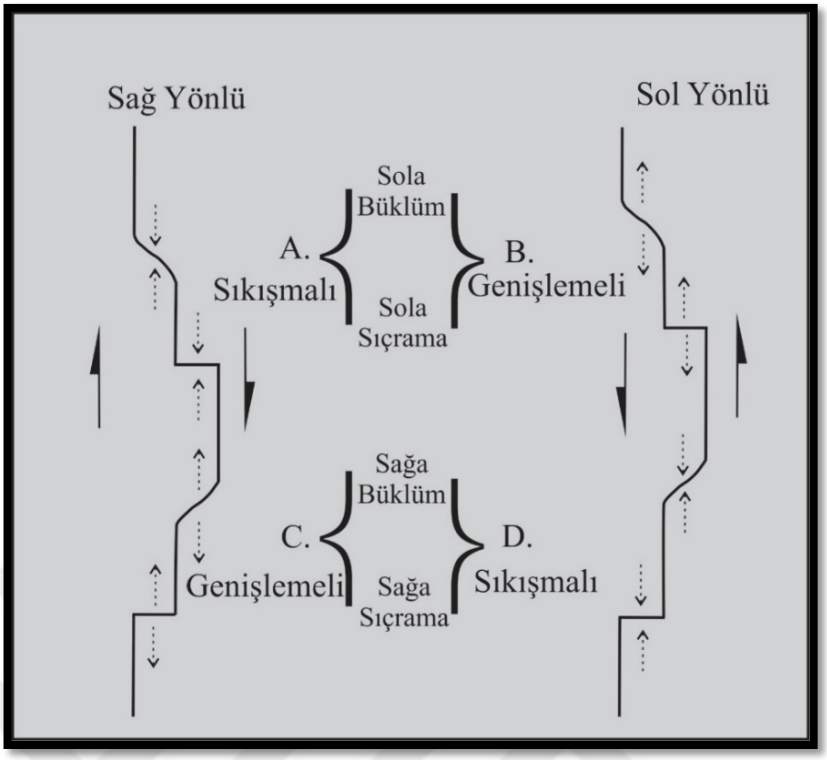
Şekil 4.3'e bakıldığında, aslında doğrultu atımlı fay zonlarının açılmalı ve sıkışmalı alanlarla karakterize olduğu açıkça görülmektedir. Fay zonunun türü, yönü, atımı, ve genel yapısı daha dikkatli gözden geçirilmelidir. Örneğin, salt kıvrımlanma gösteren bir alanda çalışıldığında, bu kıvrımlara bakarak bölgede sadece sıkışmanın varlığından sözedilebilir. Fakat bu, tektonik ortam yorumunda hatalara neden olur. Ayrıca bu kıvrımlar, birçok genişlemeli alanlarda da sıklıkla görülmektedirler (Janecke ve diğer., 1998).

Ana yer değiştirme zonunun konumu ve atım yönüne göre değişiklik gösteren bu yapılar özellikle fayın büküldüğü alanlarda gözlenir. Bazen, doğrultu atımlı fay zonları içerisinde yer alan iki fay segmenti arasında ya da bir segmentin sıçrama yaptığı alanlarda da yapısal öğeler gelişir. Bu yapılar ise sıçrama sonlanma basamak yapıları ya da basamak ucu (stepover structures) olarak tanımlanırlar (Aydın ve Nur, 1985). Bu iki fay arasında kalan alanlar, fayların sıçrama yaptıkları yön ve fayların sol ya da sağ yönlü olmasıyla ilişkili olarak gerilmeli ya da sıkışmalı alanların oluşmasına neden olur (Şekil 4.4).



Şekil 4.4 İki sağ yanal atımlı fay segmentinin sıçrama yaptığı yönlere göre gelişebilecek olan yapısal öğeler (a) normal sıçrama ucu basamak yapıları (normal stepover) (b) ters sıçrama ucu basamak yapıları (reverse stepover) (Aydın ve Nur, 1985'den alınmıştır)

Diğer bir durumda, atım yönü aynı olan iki fay kolunun sola veya sağa sıçraması ile ilişkili yapıların gelişme olasılığıdır. Bu sıçramalarda diğer sıçrama ucu basamak yapıları (stepover structures) gibi açılmalı ya da sıkışmalı alanlar oluşturur (Şekil 4.5).



Şekil 4.5 Sağa ve Sola bükülmüş veya sıçrama yapmış doğrultu atımlı fay boyunca oluşan basınç ve çekme gerilmesi alanları (Twiss ve Moores, 1992)

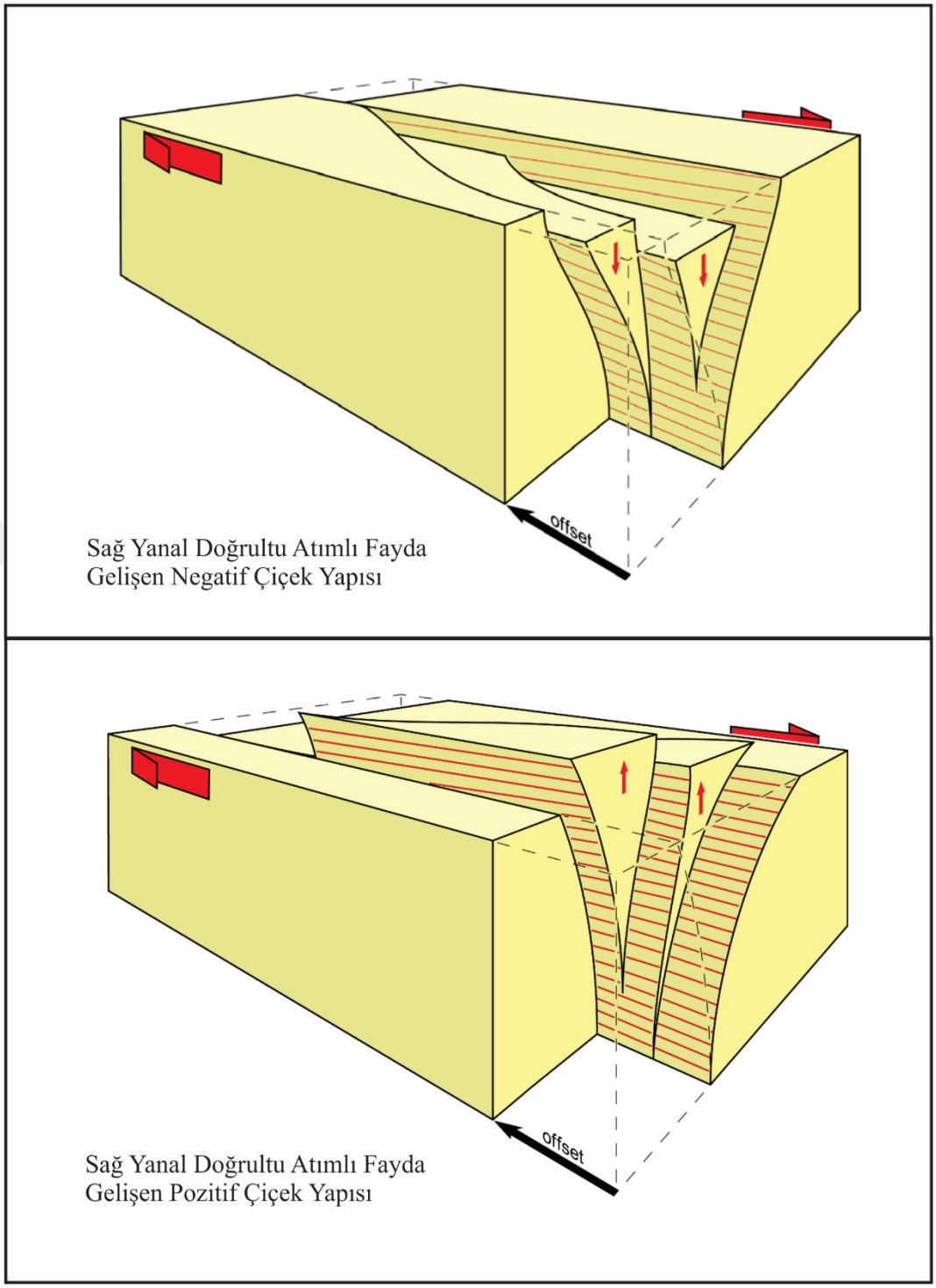
Faylar, yüzeyleri üzerinde ölçülen fay çizikleri ile fayın doğrultusu arasındaki açılara göre (rake ya da kayma açısı) sınıflanmaktadır (Woodcock, 1987). Bu sınıflamaya göre; 0^o-$22,5^o$ kayma açısına sahip faylar doğrultu atımlı, $22,5^o$-$67,5^o$ kayma açısına sahip faylar oblik atımlı ve $67,5^o$-90^o kayma açısına sahip faylar eğim atımlı olarak tanımlanmaktadır.

4.2.1.1 Çek – Ayır (Pull – Apart) Havzalar

Kavramsal açıklama için Başlık 3.2.6.' ya bakınız.

4.2.1.2 Çiçek Yapısı

Doğrultu atımlı faylar çoğunlukla doğru şeklinde devam etmeyip sağa veya sola bükülürler. Bazen de tek bir fay yerine birbirine paralel sağa veya sola aşmalı fay zonları halinde izlenirler. Doğrultu atımlı fayların bu özellikleri fay doğrultusu boyunca çekme ve basınç gerilmelerinin aynı zamanda fakat farklı bölgelerde çalışmasına neden olur. Bu da fay boyunca açılma bölgelerinde havzaların oluşmasına, sıkışma bölgelerinde ise bazı havzaların kapanmasına neden olur. Doğrultu atımlı fayların düşey kesitlerinde ana fay ve ikincil faylar çiçek yapısı şeklinde görülür. Doğrultu atımlı faya eşlik eden ikincil faylar normal faylar olması durumunda **negatif çiçek yapısı**, ters faylar olması durumunda ise **pozitif çiçek yapısı** oluşur. Doğrultu atımlı faylar kabuk içerisinde genişlemeli veya sıkışmalı deformasyon alanları içerisinde sonlanabilir. Doğrultu atımlı fayın her iki ucundaki doğrultu atım at kuyruğu şeklindeki normal veya ters fayların egemen olduğu eğim atımlı bileşene geçiş gösterir (Jpb, 2017).



Şekil 4.6 Sağ Yönlü doğrultu atımllı bir fay boyunca açılma ve sıkışma kuvvetleri etkisinde gelişebilecek negatif ve pozitif çiçek yapılarına ait şematik blok diyagram (Jpb, 2017)

4.2.1.3 Aktarım Rampları (Relay Ramps)

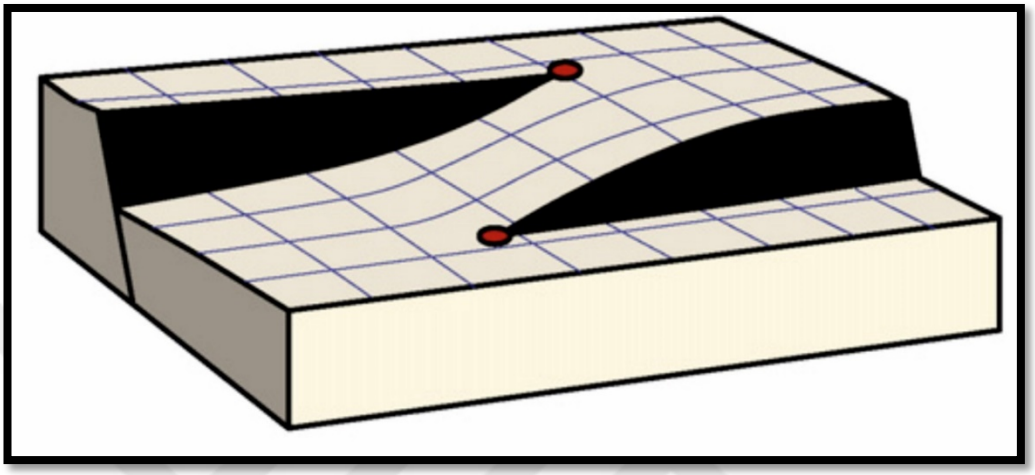
Aktarım rampaları, harita görünümünde sıçrama (overstep) yapan normal fay segmentleri arasında meydana gelir. Aktarım rampaları, sıçrayan segmentler arasındaki etkileşimin derecesine ve bağlantı derecesine bağlı olarak dört gruba ayrılabilir. Bu gruplar evrimsel aşamalar olarak yorumlanır. 1. aşamada, segmentler etkileşime girmez. Aşama 2, bir Aktarım rampası üretmek için iki etkileşimli fay arasında tabakalanmanın yeniden düzenlenmesini içerir. 3. aşamada, bağlantı kırıkları Aktarım rampasını kırmaya başlar. Aşama 4, Aktarım rampasının, doğrultu boyunca büklüm olan tek bir fay üretmek üzere imha edildiği zamandır. Bu evrim aşamaları zaman içinde gelişebilir, ancak mekansal olarak da görülebilirler. Normal faylar veya doğrultu boyunca büklüm (along-strike bend) arasındaki bir dallanma çizgisi, kademeli olarak daha erken aşamalarda yükselme veya düşüşe neden olan bir aşama 4 rampasını temsil edebilir.

Normal fay zonları genellikle fazla sıçrama dizisinden (veya en echelon) ve bağlantılı bölümlerden oluşur. Harita görünümünde sıçrayan fay segmentleri arasında yer değiştirme transfer zonları ile transfer olur (örneğin; Morley ve diğer., 1990). Normal Fay zonları genelde düzenli Aktarım rampalarıyla Transfer zonları arasındaki fark; Transfer fay zonlarındaki normal fay segmentlerinin tabakalanma eğim yönlerinin aynı, Aktarım rampalarında Tabakalanma eğim yönlerini farklı olmasıdır (Larsen, 1988; Peacock ve Sanderson, 1991). Tabakalar fay segmentleri arasında yeniden yönlendirilir, böylece rampa, fay zonunun düşen bloğu ile yükselen bloğu arasındaki sürekliliği sağlar.

Aktarım rampaları, genellikle sıçrayan normal fay segmentleri arasında yer değiştirmeyi transfer eden kırıklar içerir. Aktarım Rampaları, Larsen, (1988) tarafından oblik veya yanal transfer fayları olarak adlandırılan, iki sıçrayan fayı birbirine bağlayan faydan dolayı kırılmaktadır.

Aktarım rampaları için diğer terimler akomodasyon zonlarını (Rosendahl ve diğer., 1986), transfer zonlarını, fay bağlantılarını (Ramsay ve Huber, 1987) ve doğrultu

rampalarını veya sintetik transfer zonlarını (Morley ve diğer., 1990) içerir. Aktarım Rampaları için alternatif bir geometri, baskın bir doğrultu atım bileşenine sahip olan ve bağlandıkları normal faylara yüksek açılarla aktaran faylardır (Gibbs, 1984) (ör., Stewart ve Hancock, 1991) (Şekil 4.7).



Şekil 4.7 Aktarım rampasına ait şematik gösterim (Morley ve diğer., 1990)

4.2.2 Fayların Aktivitelerine Göre Sınıflaması

Aktif fayların sınıflandırılması neotektonik döneme ve arazinin aktif tektoniğine, mevcut verilere ve çalışmanın kapsamına bağlıdır. Jennings, (1994) tarafından önerilen fayların tanımlanması; Aktif faylar, potansiyel aktif faylar ve Aktif olmaya yatkın faylar olarak sınıflamıştır. Aktif bir fayı, Kuvaterner'de yüzeyde yırtılma meydana getiren bir fay olarak tanımlarız. Faylar üzerinde meydana gelen depremlerin neden olduğu yüzey deformasyonları uzun süredir aktif fayların tanımlanmasında jeolojik ve jeomorfolojik kriter olarak kullanılmaktadır. Son yüzey kırığının zamanını jeokronolojik kriter ve karakter olarak tanımlayan dört farklı aktif fay tipi tanımlanmış olup aktif faylar buna göre sınıflandırılmıştır (Emre, 2016).

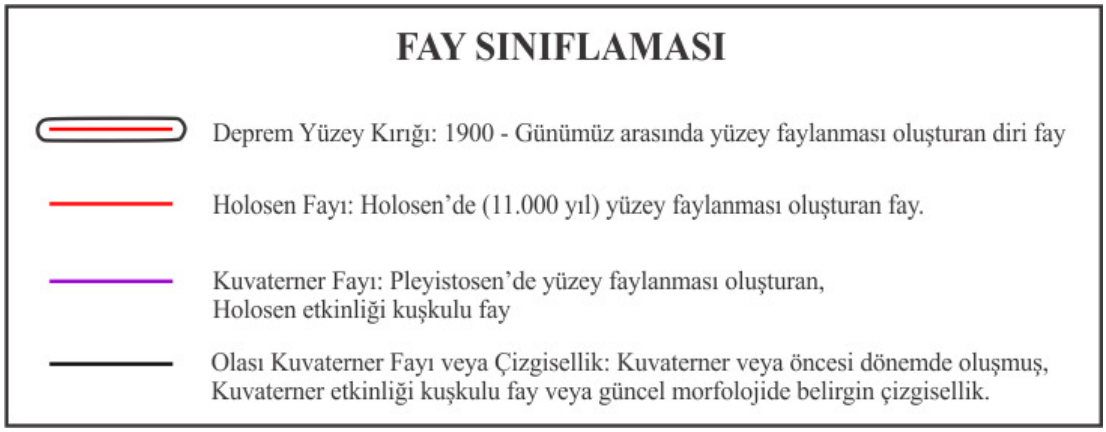
Sınıflar şöyle tanımlanır;

Deprem Yüzeyinde Kırığı: 1900'den sonra büyük bir deprem meydana getiren ve kırılma yerini ve yüzey kırılmasının toplam uzunluğunu belgelemek için güvenilir verilerin bulunduğu bir fay.

Holosen Fayı: Holosen boyunca (son 11.000 yıl) yüzey kırılması bulgusu bulunan bir fay.

Kuvaterner Fayı: Kuvaterner boyunca (son 2588 milyon yıl) yüzey kırılması bulgusu bulunan bir fay.

Olası Kuvaterner fay veya çizgisellik: Olası, fakat kesin olmayan Kuvaterner aktiviteye sahip bir fay. Bu faylar, mevcut jeomorfolojiyi kontrol eden neotektonik veya paleotektonik yapılarla ilişkili olabilecek lineer topografik özelliklerle ilişkilendirilebilir. Kuvaterner boyunca yüzey kırılması ile ilgili net bir bulgu yoktur (Şekil 4.8).



Şekil 4.8 Türkiye diri fay haritaları' nda kullanılmış olan fay sınıflaması (Emre ve diğer. 2005)

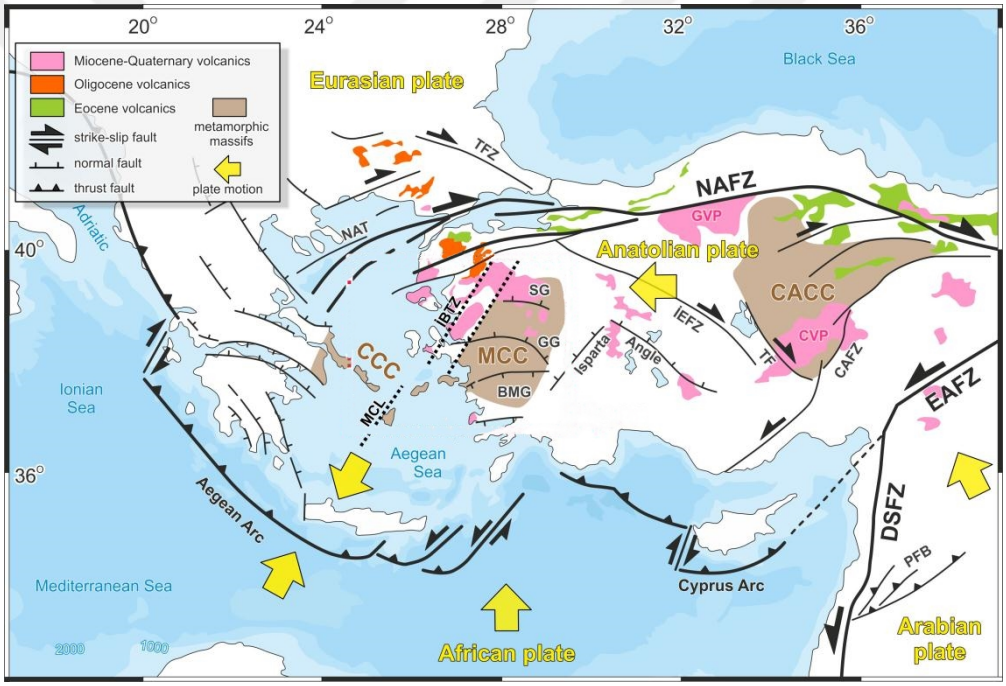
Karaburun Yarımadası'nda gözlenen faylar MTA tarafından yapılan sınıflandırmaya göre Mordoğan Fayı Kuvarterner, Gülbahçe Fay zonu ve Yağcılar fayı Holosen ve Yağcılar Fayı'nın güneyi deprem yüzey kırığı, Karaburun Fay zonu, Alaçatı Fay Zonu, Çeşme Fayı, Kenelidağ Fayı, Nohutalan Fayı, Zeytincik Fayı, Karareis Fayı, Zeytinler Fayı Olası Kuvaterner Fayı ve Çizgisellik olarak ayrı başlıklar halinde tanımlanıp açıklanacaktır.

4.3 Bölgesel Tektonik

Alp-Himalaya Kıvrım ve Bindirme Kuşağının bir parçası olarak, Ege Denizi, Yunanistan, Makedonya, Bulgaristan, Bulgaristan, Arnavutluk ve Batı Anadolu Bölgesi günümüzde kıtadaki en hızlı gelişen ve deforme alanlarından biri olan Ege Genişleme Bölgesinde (AEP) yer almaktadır (Roberts ve Jackson, 1991; Bozkurt, 2001; Bozkurt ve Mitwede, 2001). Bölgesel ölçekte Türkiye ve yakın çevresinin bugünkü şeklini almasını sağlayan ana neotektonik yapılar sağ yönlü Kuzey Anadolu fay zonu (KAFZ), sol yönlü Doğu Anadolu (DAFZ) ve Ölüdeniz fay zonları (ÖFZ) ve güneyde Ege-Kıbrıs aktif dalma- batma zonudur. Bu yapılar boyunca Afrika ve Avrasya levhaları birbirine yaklaşırken, Anadolu levhası batı-güneybatıya doğru saat yönünün tersi yönde hareket eder ve böylece Afrika ve Arap levhaları; Egeyayı (EY), Kıbrısyayı (KY) ve Bitlis-Zagros sütur zonu (BZSZ) boyunca Anadolu ve Avrasya levhalarının altına dalar (Şengör, 1979; Barka, 1999; Bozkurt, 2001a).

Batı Anadolu orojenik sıkışmanın kıtasal genişlemeyi izlediği, dünyanın sismik yönden aktif sismik bölgelerinden birisidir (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve

Yılmaz, 1981; Jackson ve McKenzie,1984; Şengör ve diğer. 1985; Eyidoğan ve Jackson,1985; Şengör,1987; Seyitoğlu ve Scott,1991; Bozkurt, 2001a). Bölgede neotektonik dönemde gelişen havzalar, geniş ölçekte (1) Batı Anadolu horst-graben sistemini oluşturan D-B uzanımlı, eğim atımlı normal faylarla sınırlanan havzalar ve (2) yaklaşık KD-GB ve KB-GD uzanımlı, verev atımlı normal faylar ya da doğrultu atımlı faylarla sınırlanan havzalar olarak tanımlanabilir. Bu havzalar genel olarak Mesozoyik-Alt Tersiyer yaşlı kırıntılı, karbonat, ofiyolit ve metamorfik kayalar üzerine tektonik dokanaklarla açınmış, kısıtlı oranda denizel katkılar içeren baskın karasal havza dolguları içeren, yer yer volkanizmanın eşlik ettiği havzalardır (Şekil 4.9).



Şekil 4.9 Türkiye çevresindeki ana tektonik yapıları gösteren basitleştirilmiş yapısal harita (Barka, 1992; 1999 ve Bozkurt, 2001a ve Uzel 2013'den değiştirilerek). Kalın oklar, Avrupa levhasına gore diğer levhaların hareketlerini göstermektedir. BAHGS- Batı Anadolu horst-graben sistemi, KAFZ- Kuzey Anadolu fay zonu, DAFZ- Doğu Anadolu fay zonu, ÖFZ - Ölüdeniz fay zonu, BZSZ- Bitlis Zagros sütur zonu, EY-Egeyayı, PSY- Pliny-Strabo yayı, KY-Kıbrıs yayı

Ege'deki yay-ardı genişlemesinin 45 Ma yıldan beri dalma batmayla sürüklenmesi ilk kez bu çalışmada 2 aşamalı olarak açıklanmıştır. Orta Eosen'den, Orta Miyosen'e kadar deformasyona yol açan aşağıdaki olaylarla ilişkili sınırları Brun, 2016'da değerlendirilmiştir.

i) yüksek basınçlı metamorfik kayaçların kabuk derinliklerinde yüzeylemesi

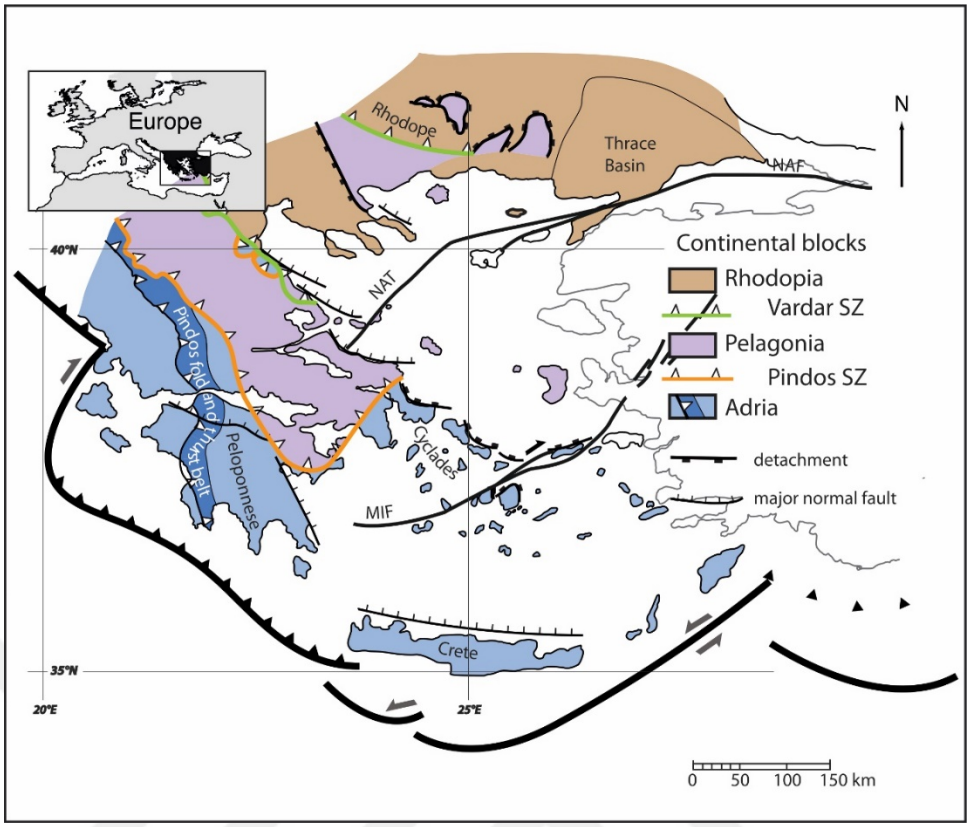
ii) yüksek sıcaklıktaki metamorfik kayaçların çekirdek komplekslerin yüzeylenmesi ve

iii)

iv) tortul havzaların birikmesi.

Orta Miyosen'den bu yana, tüm Ege bölgesi üzerine yayılmış olan genişleme, kara ve deniz Neojen tortul havzalarının birikimini kontrol etmiştir. Bu iki aşamalı evrimi, 3 boyutlu olarak ve Ege ölçeğinde dört adımda mevcut metamorfik ve tortul süreçler, kırılgan (ductile) deformasyon geometrisi ve kinematiği, paleomanyetik veriler ve mevcut tomografik modeller kullanarak yeniden modelenmiştir. Yenilenmiş model, trench retreat oranının ilk 30 My'de yaklaşık 0.6 cm / y olduğunu ve daha sonra son 15 My'de 3,2 cm / y'ye yükseldiğini göstermektedir. Orta Miyosen'de lokalize ve dağınık olarak genişleme rejiminde gözlenen keskin geçiş, trench retreat (hendeğin/çukurluğun geri çekilmesinin) hızlanması ile ilişkilidir ve büyük olasılıkla manto tomografisi ile belgelenen Helenik levha yırtılmasının bir sonucudur. Orta Miyosenden bu yana büyük sağ yanal, KD-GB yönlü doğrultu atımlı fayların gelişimi, 450 km uzunluğundaki fay bölgesi, Myrthes'ten İkarya'ya açık denizde ve İzmir'den Balıkesir'e (İBTZ) kadar karada, Anadolu'da gözlenmektedir. Bu nedenle, Hellenik trench retreat ile Anadolu'nun batıya doğru yer değiştirmesi arasındaki etkileşim, Kuzey Ege Fayı'nın yayılmasından yaklaşık 10 my önce Orta Miosen'de başlamıştır (Brun, 2016).

Ege'nin Tersiyer tektonik tarihi, slab rollback tarafından yay ardı genişlemesine karşılık gelir (Royden, 1993; Jolivet ve Faccenna, 2000; Faccenna ve diğer. 2003 ve 2014, Brun ve Faccenna, 2008). Genişleme rejiminin yaklaşık 45 My önce başladığını (Brun ve Sokoutis, 2010) ve 600 km'lik bir hendek açılmasını sağladığını savunmuşlardır (Jolivet ve Brun, 2010; Jolivet ve diğer. 2013). Genişleme, Kretase-Eosen aralığında Vardar ve Pindos okyanus bölgelerinin kapanmasına (Dercourt ve diğer. 1993; Channell ve Kozur, 1997; Robertson, 2004) ve Şekil 4.10'da yukarıdan aşağıya doğru; Rodop, Pelagonia ve Adria adlı üç kıta bloğunun istiflenmesine yol açmıştır (Brun, 2016).



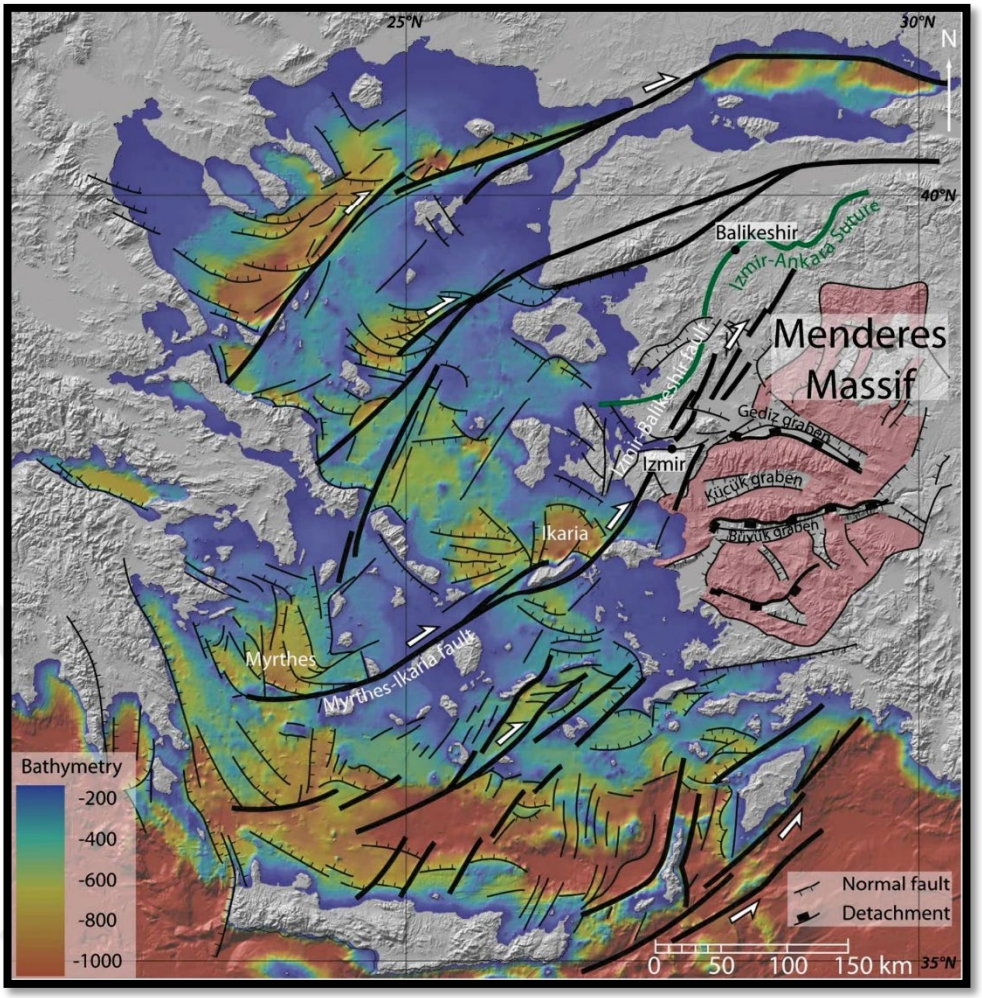
Şekil 4. 10. Tersiyer'de Ege bölgesinin basitleştirilmiş jeolojik haritası Vardar ve Pindos sütur zonuyla ayrılmış üç ana kıta bloğunu, Rodopya, Pelagonia ve Adria'yı göstermektedir (Brun, 2016)

Alt mantonun Tomografik modelleri, tek bir levha görüntüsü (Wortel ve Spakman 2000; Piromallo ve Morelli 2003; Widiyantoro ve diğer. 2004) gösterir ki, günümüzde iki sütur zonu ile ayrılmış olan kıtasal blokların yakınlaşmasının, tek bir dalma batma tarafından sağlandığını göstermektedir (Faccenna ve diğer. 2003). Doğu Akdeniz'in ilk levha kinematik modelleri (McKenzie 1972, 1978; Le Pichon ve Angelier 1981) ve günümüz uydu jeodezisinden yer değiştirme alanı (McClusky ve diğer. 2000; Hollenstein ve diğer. 2008; Muller ve diğer. 2013) göstermektedir, aktif genişleme modelinin Hellen açılmasının güneybatıya kaçışı ve Anadolu'nun batıya doğru Kuzey Anadolu Fayı (KAF) boyunca yer değiştirmesinin etkilerini birleştirmektedir. Jeolojik kayıtlar, sınır yer değiştirmesinin iki güçlü oblik bileşeni arasındaki bu etkileşimin, KAF Ege'ye ulaşmadan önce 10 M civarında Orta Miyosen'de (Dewey ve Sengör 1979; Şengör ve diğer. 2005; Philippon ve diğer. 2014) başladığını göstermektedir (Armijo ve diğer. 1999; Hubert-Ferrari ve diğer. 2003; Şengör ve diğer. 2005). Öte yandan, Kikladlar'daki yüksek basınçlı metamorfik kayaçların ve Rodop'taki yüksek sıcaklık metamorfik kayalarının (Brun ve Sokoutis 2007; Brun ve Faccenna 2008) eş

yaşlı genişlemesi, Orta Eosen'de başlamıştır (Jolivet ve Brun, 2010) , (Philippon ve diğer. 2012). Bu, Paleojen ve Neojen tortul havzalarının Ege ölçeğindeki dağılımında göze çarpan bir farkla gösterilmektedir.

1. Aşama: Paleojen havzaları ve metamorfik kayaçların kırılgan yayılımı
2. Aşama: Neojen havzaları, metamorfik birimlerin segmentasyonu ve sağ yanal transtansiyonel faylanma

Sağ yanal doğrultu atımlı faylanma, aktif Ege fay paterninin, özellikle Kuzey Ege'de, fay sistemlerinin dinamik analizi, yapısal haritalama (Armijo ve diğer. 1999; Papanikolaou ve diğer. 2006), sismisite ve deprem odak mekanizmaları (Hatzfeld 1999; Taymaz ve diğer. 1991; Goldworthy ve diğer. 2002) ile tanınan önemli bir parçasıdır (Mercier ve diğer. 1987, 1989; Lyberis 1984; Lyberis ve Sauvage 1985). Bu faylar arasında, günümüzde Anadolu'nun batıya doğru yer değiştirmesini sağlayan 1200 km uzunluğundaki Kuzey Anadolu Fayı (KAF), hem toplumsal sonuçlardan, hem de bilimsel açıdan sismik riskle ilgili odaklanılması gereken bölgelerdendir. Zaman ve uzayda, KAF'nin Orta Miyosen'den bu yana 2. aşamada adlandırılan Ege dinamik evriminde oynadığı rol önemlidir. Kuzey Ege'deki fay sistemlerinin kinematik analizi (Lyberis 1984; Lyberis ve Sauvage 1985; Mercier ve diğer. 1987, 1989), KD-GB'dan K-G'e gerilme yönünde bir değişikliğin Alt Pleistosen'de meydana geldiğini ortaya koydu. Bu, günümüzde yer değiştirme modelinin yakın zamanda Alt - Orta Pleistosen'de tam olarak kurulduğunu göstermektedir. Pliyosen sırasında Güney Hellenidlerde KD-GB'dan K-G'e gerilme yönünde benzer bir değişiklik gözlenmiştir. Myrthes-Ikaria fayının (MIF) denizde, İzmir-Balıkesir Transfer Zonunun karadaki devamı olduğunu göstermektedir (İBTZ) (Sözbilir ve diğer. 2010; Ersoy ve diğer. 2012; Uzel ve diğer. 2013) (Şekil 4.11).

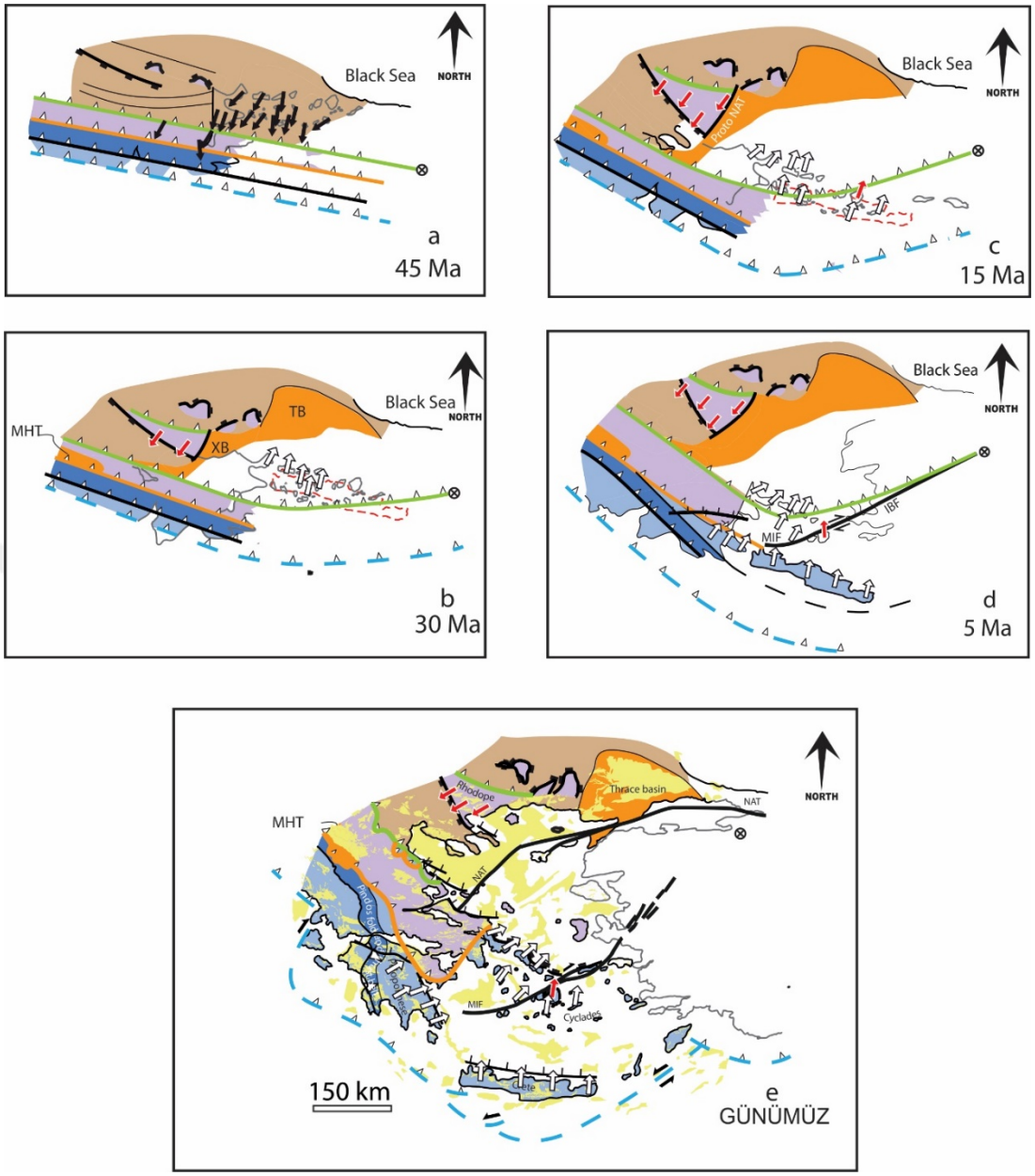


Şekil 4.11 Batimetri ile gösterildiği üzere Ege Denizi'ndeki ana doğrltu atımlı faylar ve tortul havzalar (Carbotte ve diğer. 2004'teki GMRT batimetri verileri). Myrthes ve Ikaria havzalarını birbirine bağlayan Myrthes-Ikaria fayı (Philippon ve diğer. 2012, 2014) denizde, İzmir-Ankara sütur zonu ile Menderes Masifi (Pembe) arasında yer alan İzmir-Balikesir Transfer Zonunun (Sözbilir ve diğer. 2011) karadaki uzanmı (Brun, 2016)

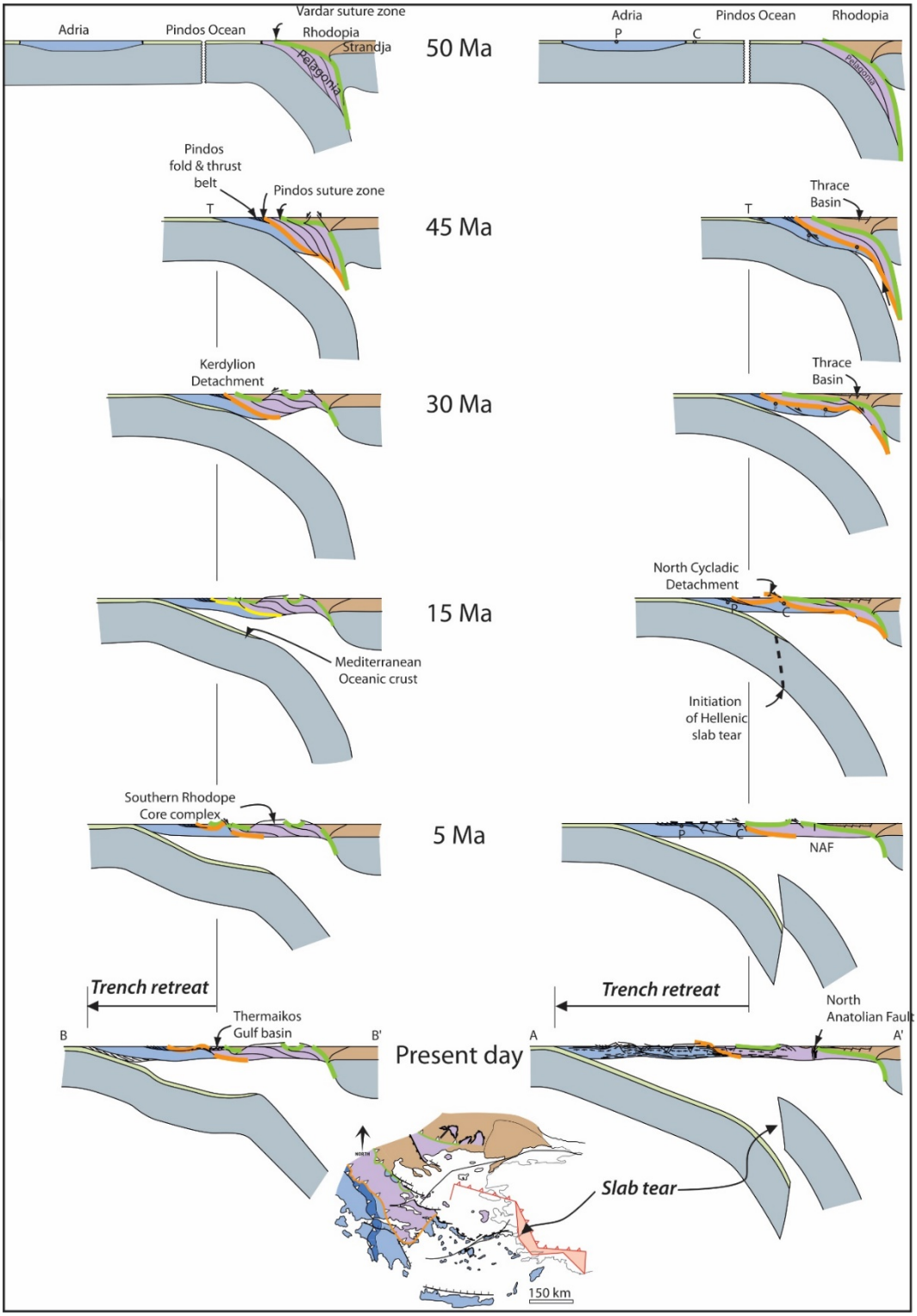
Alt (?) - Üst Miyosen tortul-volkanik havzaları, Menderes Masifi'nin kuzeybatı sınırında bulunan bu yatay koridorda birikmiştir (Ersoy ve diğer. 2012). Eş zamanlı olarak, Menderes'te NE-SW gerilme yönünü akomode eden grabenler gelişmiştir. Buraya, IBTZ ve Menderes'teki blok rotasyonlarının paleomanyetik kayıt karmaşıklığına girmeden (Uzel ve diğer. 2015), IBTZ'deki sağ yanal doğrultu atımlı makasının yaklaşık 30°'lik güney Menderes CCW rotasyonunu barındırdığı belirtilmelidir (Pourteau ve diğer. 2010; Van Hinsbergen ve diğer. 2010) Büyük olasılıkla MIF boyunca sağlanan sağ yanal doğrultu atımlı ofsetlerinin Kikladlarda

(Morris ve Anderson 1996) bulunan Naxos-Paros bloğunun 33° CCW dönüşüyle karşılaştırılabilir. Myrthes Havzası'ndan Balikesir'e kadar 450 km'den fazla olan bu sağ yanal doğrultu atımlı fay zonu, Orta Ege Bölgesinden Kuzey Ege'ye gelmeden yaklaşık 10 My önce Orta Miyosen'den beri aktiftir. Bu fay zonundaki yer değiştirmenin ne zaman sona erdiğini belirleyecek doğrudan belirteçler bulunmamaktadır. KAF tamamen lokalize olduğunda, Marmara Denizi'nin batı kısmına ulaştığında, 5 Ma civarında olması gerektiğini ve bunun düşük sıcaklıklı termokronoloji tarafından kaydedilen son yayılım yaşı ile uyuşacağı varsayabilir. Myrthes-Balikesir fay zonu, birbirinden ayırdığı iki alan arasındaki gerilme miktarındaki farkı destekler.

Özetle, yay ardı uzamanın bu ikinci aşaması sırasındaki genişleme rejimi, birinci aşamayı karakterize eden ile güçlü bir zıtlığa sahiptir. Genişleme, Orta Miyosen'de çekirdek karmaşık rejimden geniş riftleşme rejimine (Buck 1991; Brun 1999), tüm Ege denizinde ve karada, genişlemeli veya transtansiyonel Neojen havzalarının biriktirmesiyle geçiş sağlanmıştır (Şekil 4.12 ve 4.13).



Şekil 4.12 Ege Genişleme Bölgesinin 5, 15, 30 ve 45 Ma evriminin Harita görünümü (Brun, 2016)



Şekil 4.13 KB-GD doğrultulu, litosfer ölçekli AA', ve BB' kesiti boyunca Ege genişlemesinin yenilenmiş model kesitleri (Brun, 2016)

4.3.1 İzmir –Balıkesir Aktif Transform Zonu (İBTZ)

Farklı açılma hızlarına sahip iki gerilme alanının arasında gelişen bu tür yapısal süreksizlikler literatürde iki şekilde tanımlanır (Flauds ve Varga, 1998). Bunlardan ilki Gibbs, (1984) tarafından tanımlanmış olan transfer zonlarıdır (transfer zones). Bu zonlar, açılma yönüne paralel ya da yarı oblik gelişen doğrultu veya oblik atımlı zonlar olarak tanımlanır. Araştırıcı bu zonların en-eşelon tip geometrilere sahip olduğunu da belirtmektedir. İkinci grup ise Bosworth, (1985), tarafından akomodasyon (yerleşim/denge) zonları (accommodation zones) olarak tanımlanmıştır.

Başka bir görüş ise, bu zonları; fay sonları kuşağına eşleştirilmiş antitetik ya da sintetik fay sistemleri şeklinde ayırtlar. Bunlar blokların çarpılmasına da (tilting) yardımcı olabilir. Gerilmenin farklı miktarını dengeleyen (accommadate eden) bölgelerin doğrultuları boyunca bir araya getirilmesi, genişlemeli gerilmeyi nakleden yönlenmiş yapısal unsurların varlığını gerektirmektedir (Gibbs, 1984).

Batı Anadolu'daki bu zonu varlığı Sözbilir ve diğer., (2003)'te arazi verileri ile desteklenmiştir. Araştırıcılar, İzmir-Balıkesir Transfer Zonu (İBTZ) olarak tanımladıkları bu zon içersinde ayrı lokasyonlarda haritalama ve yapısal hatlarda kinematik analiz ölçümleri yapmışlardır.

Geç Kretase döneminde derin bir kabuksal fay bölgesi olarak görev yapan doğrultu atım zonu, yani İzmir-Balıkesir Transfer Zonu (İBTZ), bölgedeki Neojen gerilme rejimi değiştiğinde ve transtansiyonel gerilmelerle kontrol altına alınmıştır (Okay ve Siyako, 1991; Okay ve Siyako, 1993; Okay ve diğer., 1996; Ring ve diğer., 1999; Sözbilir ve diğer., 2008; Sözbilir ve diğer., 2011; Özkaymak ve Sözbilir, 2008; Uzel ve Sözbilir, 2008; Uzel ve diğer., 2012, 2013, 2015, Özkaymak ve diğer., 2011). Transtansiyonel tektonik rejim, Neojen öncesi kaya birimleri, Miyosen volkano-sedimanter birimleri ve Kuvaterner birimlerinin deformasyonunu da kontrol eder. KD – GB uzanımlı İBTZ, genellikle K - G, KD - GB ve KB - GD yönelimli doğrultu atımlı fayları içerir (Uzelli ve diğer., 2017).

İBTZ, ilk kez Okay ve Siyako, (1991) tarafından tanımlanmıştır. Araştırıcılar bu zonun bir zayıflık zonu olduğunu ve Geç Kretase – Paleosen'de Bornova Filiş Zonu kayalarının çökelimini kontrol ettiğini belirtirler. Bu zon ayrıca bir transform zonu olarak kabul edilmişitr. İBTZ olarak adlandırdıkları yapısal süreksizlik Üst Kretase-Paleosen'de aktivasyon gösteren bir zon olarak uzanır.

İBTZ'yi Ring ve diğer., (1999), tekrar isimlendirmiş ve bu zona sol yönlü doğrultu atım koridoru (sinistral wrench corridor) adını vermişlerdir. Araştırıcılar bu zonun Miyosen'de aktif olduğunu belirtirler. Zon içindeki kayalar sağ ve sol yönlü doğrultu atımlı faylar tarafından biçilmiştir. Bu faylardan bazıları oblik normal fay niteliği de gösterir.

Sözbilir ve diğer., (2003), güneybatı yöndeki vektörel değişimin ana ekseni İBTZ ile karakterize edilir. Bu zon, İzmir Balıkesir arasında uzanan yaklaşık 60 km genişliğinde ve 150 km uzunluğunda K20°D doğrultulu bir zondur. Bu zon içindeki Miyosen yaşlı tortul birimler KD uzanımlı doğrultu atımlı yaklaşık D-B uzanımlı oblik ve normal fay segmentleri tarafından kesilmiş ve yükseltilerek ötelenmiştir. Arazi verileri genelde K- KD uzanımlı Urla, Çubukludağ, Kemalpaşa-Torbalı havzaları ile Balıkesir ve Akhisar arasındaki yüzleklerde bulunur. Ayrıca Bornova Fliş Zonu içindeki kaya birimleri de aynı deformasyondan etkilenmişlerdir. Bu zona ait genelde K-G ve KD-GB uzanımlı tektonik hatlar, Pliyo-Kuvaterner birimleri kontrol eden D-B uzanımlı normal fayları çoğu lokasyonda keser ve ötelerler. Bu zon içersindeki depremlerin odak mekanizmalarına bakıldığında KD uzanımlı bir hat boyunca sıralandıkları görülebilir. Bu veriler, bahsi geçen zonun günümüzde aktif olduğunun bir kanıtıdır. İBTZ üzerindeki çalışmalara bakıldığında bu zonun aktivasyonun değişik jeolojik zamanlarda tekrarlandığı görülmektedir.

Sümer (2007), Batı Anadolu'da meydana gelen depremlerin odak mekanizma çözümlerine bakıldığında, çoğu normal fay düzlem geometrisi ve hareketi gösterir. İBTZ içerisindeki depremler büyük ölçülerde sağ yanal doğrultu atımlı faylardan kaynaklanır. Bu zon Gediz, Büyük ve Küçük Menderes grabenlerinin en batı ucunu şekillendirmektedir. Bu zonun yanal hareketi, Batı Anadolu'daki K-G gerilmeyle

oluşmuş D-B uzanımlı grabenlerin açılması ile karşılanır. Bu zon içerisinde irili ufaklı birçok Kuvaterner yaşlı havza gelişmektedir. Bu havzalar, KD uzanımlı doğrultu atımlı faylar ve bu fay segmentlerine paralel yarı paralel gelişmiş oblik ve normal faylarla kontrol edilmektedir. Bu geometrileri, havzaların çek-ayır ya da rombo graben olarak tanımlanmalarına neden olur.

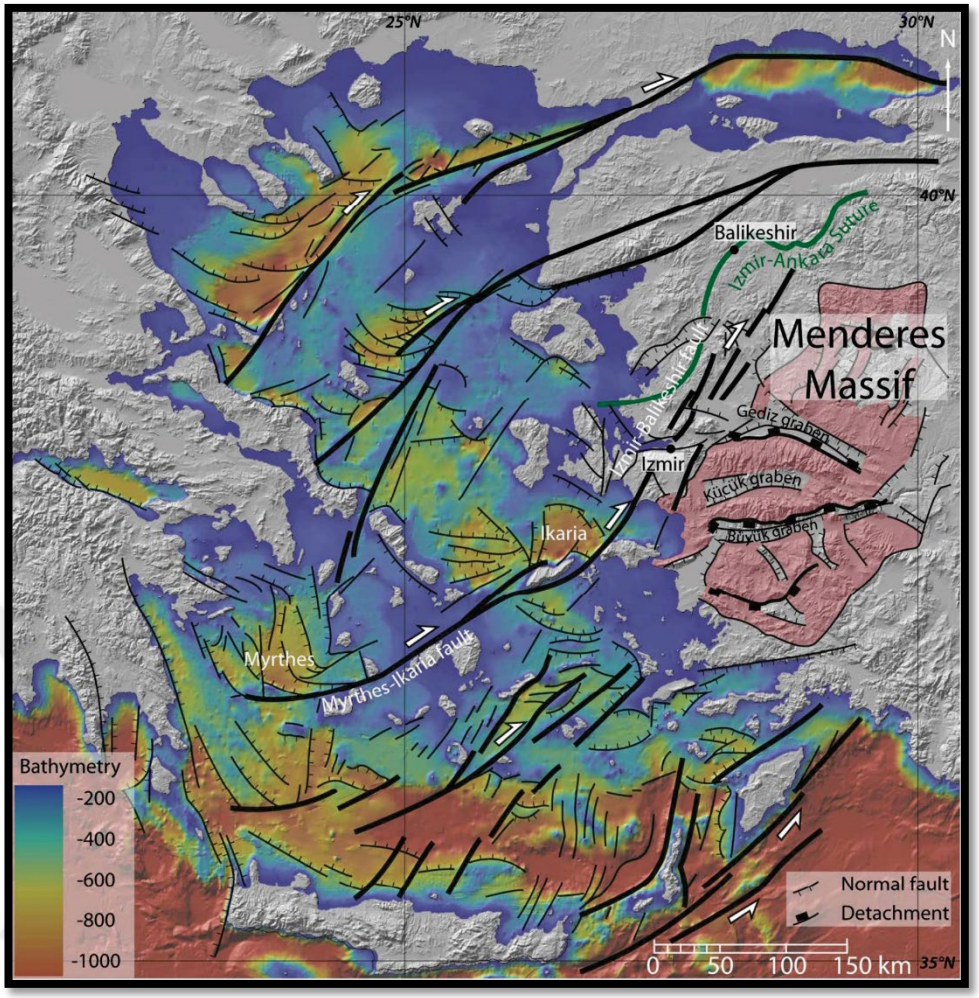
Erkül ve diğer., (2009), Neotetis'in kuzey kolunun Paleosen'de kapanmasını izleyen süreçlerde Avrasya ve Afrika levhalarının birbirlerine yaklaşması devam etmiş ve bölgede sıkışma ile ilişkili dilim kopması ve litosferik delaminasyonla (Aldanmaz ve diğer., 2000; Altunkaynak, 2007) ilişkili olarak KB-GD doğrultulu magmatik bir kuşak oluşmuştur. Bu yaklaşma süreci içerisinde dalma-batma zonunun doğrusal devam ettiği düşünülmektedir (Walcott ve White, 1998). Batı Anadolu'da Erken Miyosen'den itibaren, özellikle Batı Anadolu'nun kuzey kesiminde, metamorfik çekirdek kompleksleri oluşmuş ve bu metamorfik çekirdek komplekslerinin taban bloğunda veya KD doğrultulu makaslama zonları boyunca intrüzyonlar yerleşmiştir. Granitoyitik intrüzyonlar gerilmeli tektonik rejim altında Sakarya Zonu, İzmir-Ankara Zonu ve Menderes Masifi kayaçlarını keserek yerleşmişlerdir. Bu zonun aktivitesi Orta Miyosen boyunca da devam etmiştir. Zonun Orta Miyosen boyunca zon boyunca gelişen Orta Miyorsen yaşlı volkanik çıkış merkezleri ile temsil edilmektedir. (Innocenti ve diğer., 2005; Akhisar ultrapotasik volkanitleri). Orta ve Geç Miyosen'de aktif olan benzer transfer zonu Ege'de Erken – Orta Miyosen boyunca gelişen tüm magmatik aktivite bu transfer zonu ve çevresindeki KD doğrultulu zayıflık zonları boyunca yerleşmişlerdir.

Uzel, (2013), İzmir-Balıkesir Transfer Zonu (İBTZ), Ege Genişleme Sistemi içerisindeki Kiklad ve Menderes çekirdek kompleksi arasındaki diferansiyel deformasyonu barındıran ve doğrultu atımlı bir zon olarak tanımlanmıştır. Araştırmacılar, yeni yapısal ve kinematik veriler ile İzmir Körfezi çevresinde İBTZ içerisinde Miyosen ve sonrası birimleri 1/25.000 ölçekli haritalar ile sunmaktadırlar. Elde ettikleri sonuçlar ile İBTZ'nin Neojen öncesi temel kayalarını, Erken-Orta Miyosen volkano-sedimanter istifini ve Pliyo-Kuvaterner karasal birimlerini etkileyen sıkışmalı-genişlemeli kırılgan bir makaslama zonu olduğunu savunmaktadırlar. Büyük

ölçekli yapıların ve fay kinematik veri analizleri, İzmir Körfezi'nde Senozoyik boyunca üç farklı deformasyon evresinin hakim olduğunu göstermektedir. Araştırmacılar bu evreleri 3 fazda incelemişlerdir. Birinci evrede (Faz 1), muhtemelen Erken (?) – Geç Miyosen'de normal bileşenli doğrultu atımlı fayların gelişmesine yol açan K-G genişleme ve D-B sıkışma ile karakterizedir. İkinci aşama (Faz 2), ile ilgili yapılar, İzmir Körfezi ve çevresinde görülmekte olup, muhtemelen Erken Pliyosen'de meydana gelen, Orta-Kiklad aktivitesinin sona ermesi ile Menderes Masif'inin yüzeylenmesi bu deformasyonun bir niteliğini taşımaktadır. Son deformasyon evresi (Faz 3), KB-GD doğrultulu sol ve KD-GB doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı faylar ile D-B doğrultulu normal fayların transtensional deformasyonu ile karakterizedir. Üçüncü evre boyunca İBTZ, Geç Pliyosen'de daha geniş bir makaslama zonundan nispeten daha dar bir zona evrimleşmiş; doğrultu atımlı ve genişleyen deformasyon birbirinden tamamen ayrılmıştır. Araştırmacılar, 'İzmir Körfezi Havzasının İBTZ sınırları içinde Pliyo-Kuvaterner döneminde geliştiğini' savunmaktadırlar.

Brun, 2016, sağ yanal doğrultu atımlı faylanma, aktif Ege fay paterninin, özellikle Kuzey Ege'de, fay sistemlerinin dinamik analizi (Mercier ve diğer., 1987 ve 1989; Lyberis, 1984; Lyberis ve Sauvage, 1985), yapısal haritalama (Armijo ve diğer., 1999; Papanikolaou ve diğer., 2006), sismisite ve deprem odak mekanizmaları (Hatzfeld, 1999; Taymaz ve diğer., 1991; Goldworthy ve diğer., 2002) ile tanınan önemli bir parçasıdır. Bu faylar arasında, günümüzde Anadolu'nun batıya doğru yer değiştirmesini sağlayan 1200 km uzunluğundaki Kuzey Anadolu Fayının (KAF), hem toplumsal sonuçları hem de bilimsel açıdan sismik riskle ilgili kayda değer kayıtları mevcuttur. Orta Miyosenden bu yana büyük sağ yanal KB-GD doğrultu atım faylarının gelişimi, Orta Miyosen'den beri, 450 km uzunluğundaki fay bölgesi, Myrthes'ten İkarya'ya açık denizde ve İzmir'den Balıkesir'e kadar karada, Anadolu'da gözlenmektedir. Bu nedenle, Hellenik trench retreat ile Anadolu'nun batıya doğru yer değiştirmesi arasındaki etkileşim, Kuzey Ege Fayı'nın yayılmasından yaklaşık 10 ma önce Orta Miosen'de başlamıştır. Myrthes-Ikaria fayı (MIF), açık Ege denizinde, İzmir-Balıkesir hattıda karada (İBTZ) uzanır (Sözbilir ve diğer., 2011; Ersoy ve diğer., 2012; Uzel ve diğer., 2013) Menderes Masifi'nin kuzeybatı sınırında bulunan bu transtansiyonel koridorda Alt (?) - Üst Miyosen tortul volkanik havzaları birikmiştir

(Ersoy ve diğer., 2012). Eş zamanlı olarak, Menderes'te gelişen ve bir KD-GB gerilme yönünü aktaran grabenler gelişmiştir. İBTZ'deki Sağ yanal doğrultu atım makasının, muhtemelen Naxos'un 33°CCW dönüşü ile karşılaştırılabilecek yaklaşık 30° güney Menderes'in CCW rotasyonunu (Pourteau ve diğer., 2010; van Hinsbergen ve diğer., 2010) barındırdığı belirtilmelidir. MIF Sağ yanal doğrultu atım ofsetlerinin yerleştirildiği Kikladlarda (Morris ve Anderson, 1996) bulunan Paros bloğu (Philippon ve diğer., 2012 ve 2014) gibi. Myrthes Havzası'ndan Balikesir'e kadar 450 km'den fazla olan bu sağ yanal doğrultu atımlı fay zonu, Orta Ege Bölgesinden Kuzey Ege'ye gelmeden yaklaşık 10 My önce Orta Miyosen'den beri aktiftir. Bu fay zonundaki yer değiştirmenin ne zaman sona erdiğini belirleyecek doğrudan belirteçler bulunmamamktadır. KAF tamamen lokalize olduğunda, Marmara Denizi'nin batı kısmına ulaştığında, 5 My. civarında olması gerektiğini ve bunun düşük sıcaklıklı termokronoloji tarafından kaydedilen son yayılım yaşı ile uyuşacağı varsayabilir. Myrthes-Balikesir fay zonu, birbirinden ayırdığı iki alan arasındaki gerilme miktarındaki farkı destekler.

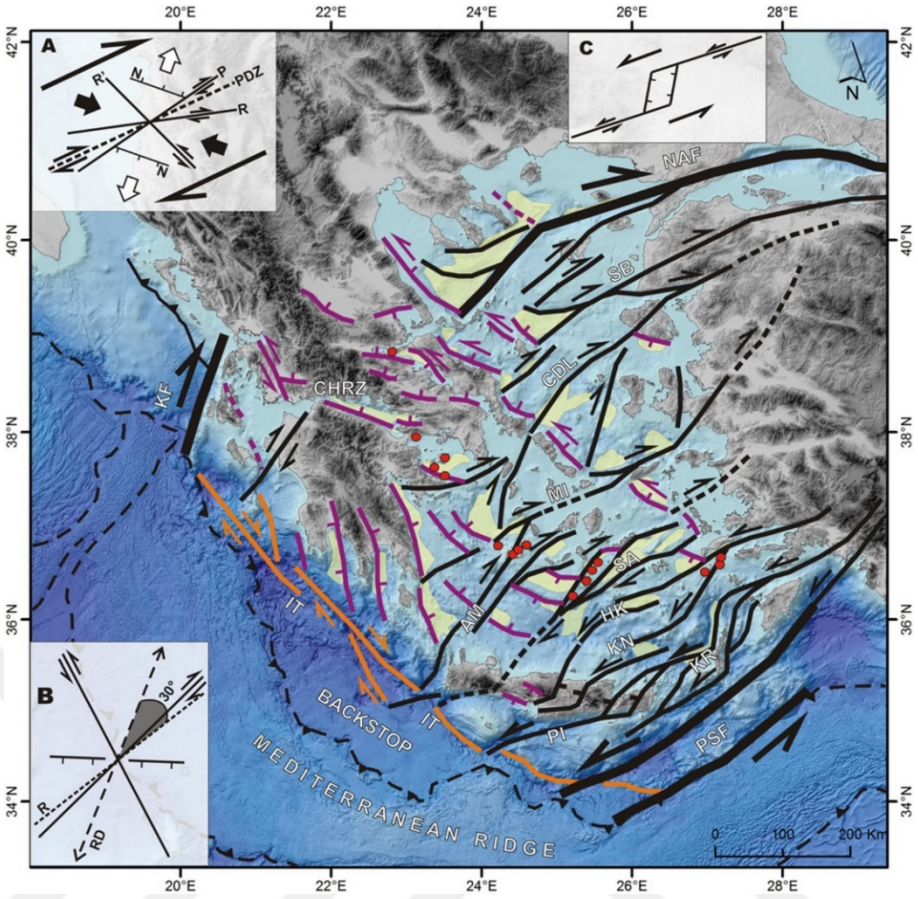


Şekil 4.14 Ege Denizi'nin bölgesel yapısını gösteren ana doğrultu atımlı faylar ve Sedimanter Havzalar. GMRT batimetri verileri (Carbotte ve diğer., 2004) en derin havzaları vurgulamaktadır. Myrthes ve Ikaria havzalarını birbirine bağlayan Myrthes-Ikaria fayı deniziçi (Philippon ve diğer., 2012 ve 2014) İzmir-Balikesir Transfer Bölgesi'nin (Sözbilir ve diğer., 2011), genişlemesi karada İzmir-Ankara sütur zonu ile Menderes Masifi arasında (pembe) izlenmektedir. Haritalanan faylar önceki çalışmalardan elde edilmiştir (Mascle ve Martin, 1990; Brun ve diğer., 2016). Aktif olmayan veya açık bir aktiflik kanıtı göstermeyen faylar kesikli çizgilerle gösterilmiştir. Havzaların, adaların ve jeolojik özelliklerin kısaltmaları: AFZ: Athos Fault Zone; Chi: Chios; IB: Ikaria Basin; IBTZ: Izmir-Balikeshir Transfer Zone; Ik: Ikaria; Lb: Lesbos; Lm: Limnos; MB: Menderes Grabens; MiB: Mirthoon Basin; MIF:Mirthoon-Ikaria Fault; NAF: North Anatolian Fault; NAT: North Aegean Trough; NSB: North Skyros Basin; OB: Orfanos Basin; Pb: Prinos Basin; Sa: Samos; SB: Saros Basin; SEF:Skyros-Eubea fault zone; Sk: Skyros; SM: Sea of Marmara; SRCC: Southern Rhodope Core Complex; Th: Thassos; TheB: Thermaikos Basin; ThrB: Thrace Basin (Brun ve diğer., 2016)

Dimitris Sakellariou ve Konstantina Tsampouraki-Kraounaki (2019), Kuzey Ikaria Havzası (KIB), ana aşamalı (en échelon= basamaklı - benzeri dizilim) faylar tarafından ki, bunlar çarpaz uzanan bileşen anlamına gelir ve havzayı güneyden sınırlayan bir Plio-Kuaterner, geniş, asimetrik çöküntüden oluşur (Mascle ve Martin, 1990). Bu faylar için Lykousis ve diğer. (1995) doğrultu atım karakteri de önerilmiştir. KIB'nin güney sınırında Samos Adaları'nda doğrultu atım deformasyonu gözlenmiştir. KKD-GGB yönelimli genişleme, D-B faylarını oluşturmuştur ve eski KB-GD ve KD-GB faylarının doğrultu atım fayları olarak yeniden reaktive olmasıyla sonuçlanmıştır (Chatzipetros ve diğer., 2013). KIB'nin kuzey kenarında, Karaburun Yarımadası ve İzmir bölgesi ile birlikte Sığacık Körfezi, K-G ve KD-GB doğrultu atım fayları boyunca yoğun bir deformasyona maruz kalmaktadır (Ocakoğlu ve diğer., 2004, 2005). KIB'den başka veri bulunmadığı için, güney sınır faylarının kuzeyde gözlemlenenlerle nasıl etkileşime girdiği bilinmemektedir. Güncellenmiş açık deniz morfolojisi, dik faylı yamaçlarla sınırlanmış ve birbirinden sığ uzun veya değişken şekilli yapısal yükseklikler ile ayrılmış, çeşitli şekillerde, 1000-1200m derinliğe kadar birçok çöküntü ile tektonik olarak kontrol edilen bir rölyef göstermektedir. Örneğin, 1200 m derinliğindeki NIB, Miyosen'de (Beniest ve diğer., 2016) başlayan ve doğrultu atımlı bir fay bölgesi ile (Mascle ve Martin, 1990) Güney'e bağlanırken, Plio-Kuaterner'de belirgin sağ yanal hareket gelişmiştir (Kiratzi ve Louvari, 2003). Genişleme tektoniği ile birlikte aktif doğrultu atımlı fayları kuzey sınırında, Sığacık Körfezi, Karaburun Yarımadası ve İzmir bölgesinde gözlenmiştir (Ocakoğlu ve diğer., 2004, 2005; Benetatos ve diğer., 2006; Uzel ve diğer., 2013; Yolsal, Çevikbilen ve diğer., 2014; Çırmık ve diğer., 2017).

1000 m derinliğindeki SSB ve SB, Evia kıyılarındaki daha az derin fakat yapısal olarak benzer havzaların yanı sıra, NAF'nin güney kollarının batı ucunda önemli bir Pliyo-Kuvaterner ve devam eden deformasyona dair kanıtlar ortaya koyuyor. Haziran 2017'deki son M=6,3 normal fay depremine ev sahipliği yapan LeB de dahil olmak üzere Lesvos Adası'nın güneybatısındaki yapısal olarak karmaşık alan (Ganas ve diğer., 2017), jeolojik olarak son zamanlarda ve devam etmekte olan deformasyonun önemli kanıtlarıdır. Jeomorfolojik kısıtlamalara ek olarak, mevcut seyrek jeofiziksel veriler (örn., Mascle ve Martin, 1990), KD-GB yönünde sağ yanal doğrultu atımlı

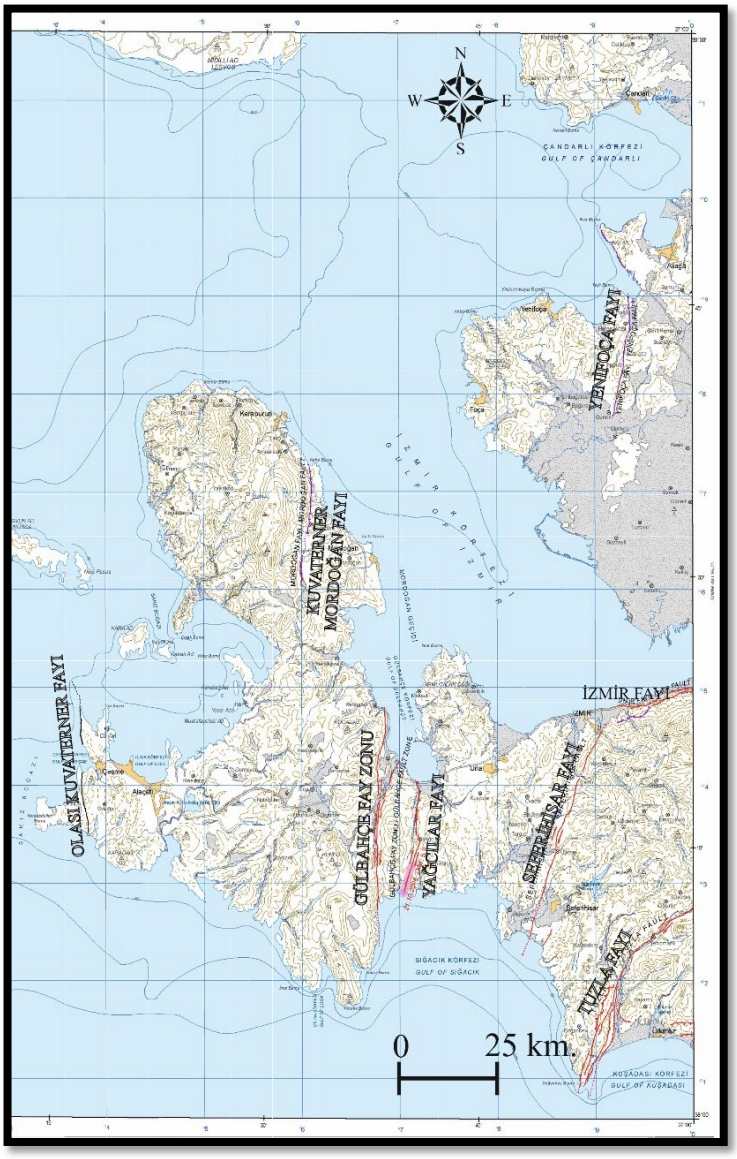
faylanma ve KB-GD yönünde normal faylanma için sol yanal doğrultu atımlı fay boyunca aktif olduğunu göstermektedir. Pliyo-Kuvaterner dönemden günümüze hala tüm Kuzey Ege bölgesinde aktiftir. Kısıtlı gerilim transferi ile ilgili olarak, Müller ve diğer., (2013), tarafından önerilen Kuzey Ege'den Orta Yunanistan'ın doğu kısmına; sismolojik gözlemler, Evia Adası'nın orta ve güney kesimini güney Evoikos Körfezi'nin ucuna ulaşan doğrultu atım hareketine işaret etmektedir (Kiratzi, 2002). Buna ek olarak, Kuzeybatı Kıyı Körfezi'nde KB-GD yönelimli doğrultu atımlı faylar haritalandırılmış ve iğ şeklinde 400 m derinliğindeki bir havzanın gelişiminde rol oynamıştır (Sakellariou ve diğer., 2007), havzanın çevresindeki sol yanal ise kayma sismolojik verilerle doğrulanmıştır (Ganas ve diğer., 2016). Yukarıda belirtilen tüm bölgeler, kıvrımlı veya eğri makaslama zonlarıdır. Lokal kinematik desene bağlı olarak, genişlemeli veya sıkışmalı büklümlerin, makaslama zonlarının yön değiştirdiği, yerel olarak genişlemeli- sıkışmalı (transtensional) ve sıkışmalı (transpressional) yapıların geliştiği alanlarda oluşur. Pliyo-Kuvaterner havzalar ya genişlemeli büklümleri ya da Çek-ayır havzalar gibi çok boyutlu bir rejimde ya da KD-GB sağ yanal doğrultu atım faylar ile KB-GD sol yanal doğrultu atım faylar arasındaki birleşme bölegelerinde at kuyruğu yapıları ve oblik faylanmalar gelişmiştir. KD-GB fay zonları boyunca oblik yükselim hareketi, özellikle SA fay zonu boyunca Ege'de havza oluşumunu açıklayan başka bir mekanizmadır. Denizaltı sığ sırtlar, adalar, muhtemelen sıkışmalı büklümler ile bağlantılı yükseltilmiş blokları temsil eder. Bu deformasyon mekanizması, hızla yükseltilmiş bloklarla hızla mekânsal olarak değişen gelişmiş yerel çöküntü alanlarından oluşan "Ege Puzzle"nın evrimini açıklayabilir.



Şekil 4.15 Ege kabuğundaki Plio-Kuaterner deformasyon paterni. Kırmızı noktalar, volkanik yayın volkanlarını gösterir. Sarı alanlar, tortu kalınlığı >500m olan Plio-Kuvaterner havzalarını göstermektedir. Kuzey Anadolu (KAF), Merkezi Hellenik Rampa bölgesi (CHRZ) ve Kephallonia fayı (OF), deforme edici Ege'nin kuzey sınırını sağ yanal, işaret eder. Pliny-Strabo fay zonu (PSF) sol yanal, güney sınırına işaret eder. Aralarında, büyük ve küçük, KD-GB makaslama bölgeleri Ege'yi uzamış kabuklu bloklara böler. KAF ve Santorini-Amorgos (SA) fay zonları arasında sağ yanal makaslama görülür ve KB-GD ile K-G arasındaki ilişkiyi gösterirler. SA'nın güneyinde, KD-GB makaslama bölgeleri sol yanal hareket gösterir ve K-G KKD-GGB genişlemeli sıçrama fayları ve BKB-DGD KB-GD normal fayları ile ilişkilidir. Plio-Kuvaterner havzalarının oluşumu, doğrultu atımlı ve oblik (Ripel ve Jamison, 1986). Fay zonlarında havza oluşumu ilkelerine uymaktadır (Riedel, 1929; Mann ve diğer. 1983; Christie-Blick ve Biddle, 1985; Mann, 2007) Başlıca fay zonları: AM, Antikythera-Milos; CDL, Cavo Doro-Lesvos; HK, Kandiye-Kos; KN, Kasteli-Nisyros; KR, Karpathos-Rhodes; MI, Myrtoon-Ikaria; PI, Ptolemy-Ierapetra; SA, Santorini-Amorgos; SB, Skyros-Biga. A: bir sağ yanal doğrultu atımlı deformasyon bölgesinde Riedel makaslarının (P, R, R ', N) ve ana yer değiştirme bölgesinin (PDZ) yönelimini gösteren diyagram. R, P ve R'ler doğrultu atımlı fayları, N normal faylardır (Riedel, 1929). B: sağ yanal oblik genişlemenin kinematiğini açıklayan çizim. R: yükselim doğrultusu; RD: yükselimin diğer tarafları arasında göreceli yer değiştirme yönü (Withjack ve Jamison, 1986). Güneydoğu Ege ve Doğu Girit'teki kinematik yapıyı açıklayan basitleştirilmiş çizim (Skellariou ve Tsampouraki-Kraounaki, 2019)

4.4 Karaburun Yarımadası'nın Yapısal Öğeleri

Karaburun Yarımadası'nda Miyosen yaşlı formasyonlarda gözlenen yapısal öğeler faylar ve kıvrımlardır. Faylar MTA Türkiye diri fay sınıflamasına bağlı kalarak; Holosen Fayı, Kuvaterner Fayı ve Olası Kuvaterner Fayı şeklinde tanıtılacaktır (Şekil 4.16).

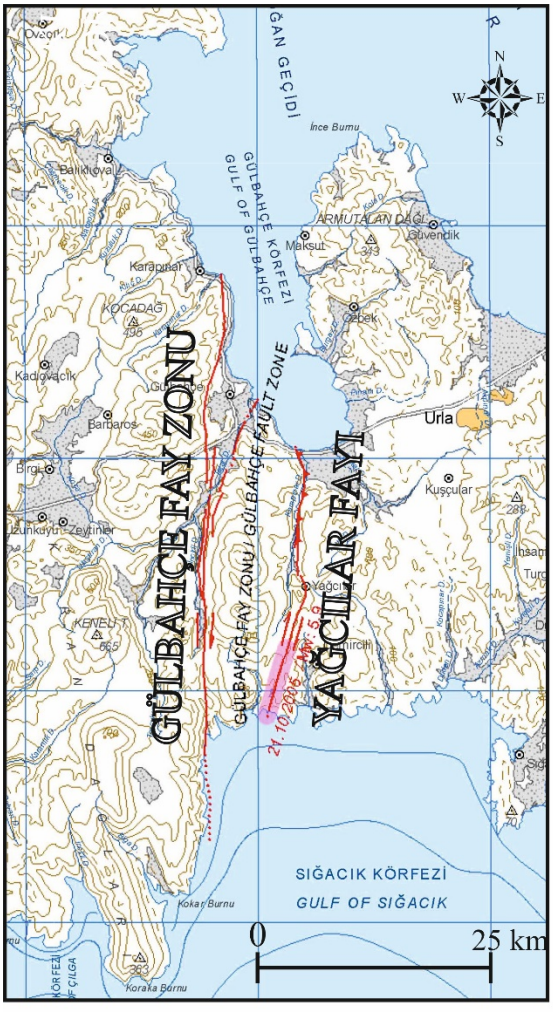


Şekil 4.16 Karaburun Yarımadası ve yakın çevresinde haritalanmış 1:250.000 Ölçekli Türkiye diri fay haritası. Seri No:5, MTA (Emre ve diğer., 2011)

4.4.1 Faylar

4.4.1.1 Holosen Fayları

Bu başlık altında K-G doğrultulu Sağ yanal atımılı Gülbahçe Fay zonu ve onun KD doğrultulu sağ yönlü antitetik kollarından biri olan Yağcılar Fayı, KB doğrultulu sol yönlü antitetik bir diğer kolu olan Kenelidağ Fayına değinilecektir. İki kol da Ana yer değiştirme Zonu olan Gülbahçe Fay Zonu (GFZ)'nin Reidel kırıkları olarak modellenecektir. Emre ve diğer., (2005) (MTA) tarafından resmi olarak 1/250.000 ölçeğinde Urla NJ 35-6 numaralı paftada haritalanmıştır (Şekil 4.17).



Şekil 4.17 Gülbahçe Fay Zonu ve Yağcılar fayının 1:250.000 Ölçekli Türkiye diri fay haritası. Seri No:5, MTA (Emre ve diğer., 2011)

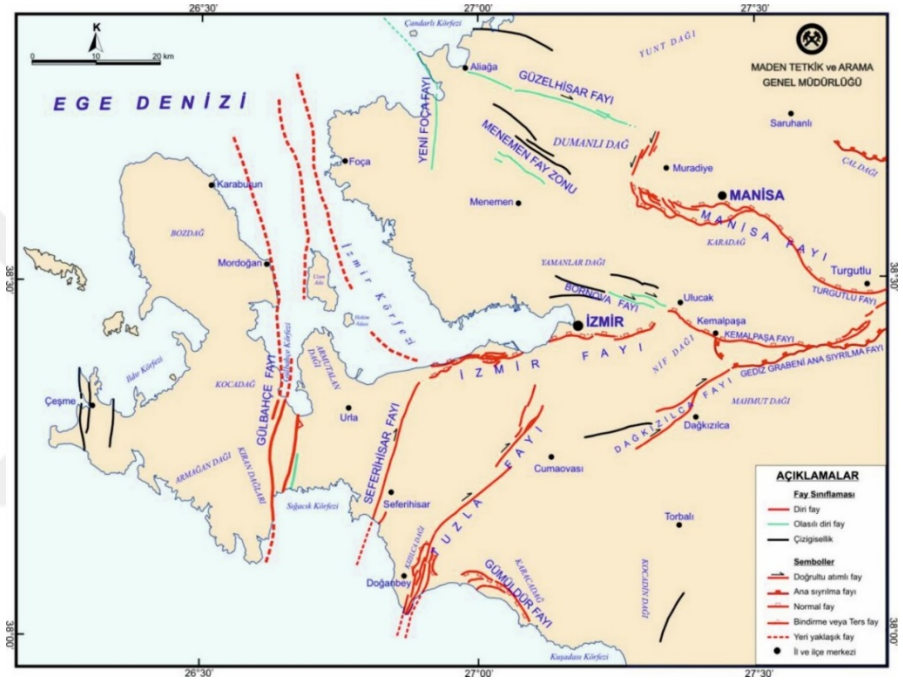
4.4.1.1.1 Gülbahçe Fay Zonu. Urla havzası ve Karaburun bloğunun yapısal sınırını oluşturan Gülbahçe Fay Zonu, İzmir Körfezi ve Kuşadası Körfezi arasında çok sayıda fay parçasından meydana gelir (Emre ve diğer. 2005; Ocakoğlu ve diğer. 2004, 2005). Bu fay, literatürde kronolojik olarak yine İzmir ve yakın çevresindeki diğer birçok fay gibi değişik isimlerle anılır. Bu yapısal sınır ilk kez Erdoğan (1990), tarafından çizilse de, araştırmacı bu sınırı sadece jeoloji haritasında iki farklı yaştaki Mesozoik kaya birimleri arasında bulunan bir yüksek açılı fay olduğunu göstermiştir.

İzmir Deprem Master Planında (RADIUS Projesi) (2000), "Karaburun Fayı" olarak adlanmıştır. "RADIUS Projesinde" fayın güneyinde morfolojik olarak Sığacık Körfezinin bulunduğu, kuzeyinde ise faya paralel Gülbahçe körfezinin açıldığı, ve körfez taban topoğrafyasının faya paralel uzanımlı bir "koridor yapısı" oluşturduğu belirtilmektedir.

Sözbilir ve diğer., (2003)'e göre; İzmir ili ve çevresi, 'İzmir-Balıkesir Transfer Zonu' olarak bilinen doğrultu-atımlı faylarca baskın bir zayıflık zonu içinde yer aldığı belirtilmiştir.

Emre ve diğer., (2005), Gülbahçe Fayı olarak tanımladıkları yapısal süreksizliğin, Ocakoğlu ve diğer., (2004 ve 2005)'te, verilen sismik verilerini de kullarak deniz tabanında devam ettiğini ve fayın karada 15 km denizaltındaki devamıyla birlikte uzunluğunun 70 km'ye ulaşabileceğini bildirmektedirler. Çalışmacılar fayın çok yüksek eğimli olduğunu ve bir çok morfolojik veriyi kullanarak Gülbahçe Fayının Kuvaterner morfolojisini denetlediğini belirtirler. Gülbahçe Fayı'nı, İzmir bölgesinin önemli deprem kaynaklarından biri olarak değerlendirir. Araştırmacılar, Bölgesel morfotektonik yapı ve kuzey segment boyunca Ocakoğlu ve diğer., (2004, 2005), tarafından belirlenen sıkışma bileşeni, fayın genel olarak sağ yönlü doğrultu atımlı olabileceğini düşünmektedirler. Sağ yanal atımı doğrulayan arazi verileri bulunmamakla birlikte, i) Karaburun segmentinde belirlenen ters bileşen, ii) iki segmenti ayıran "sıçrama/gevşeme alanı", iii) Gülbahçe segmentinde kayıtlanan yanal sürekli "basınç sırtı" (pressure ridge), iv) çizgisel vadi oluşumu ve v) "burulmuş fay" (wrench fault) bölümleri gibi genel olarak sıkışmayı yansıtan morfotektonik yapılar,

Gülbahçe-Karaburun fayının doğrultu atım egemen niteliğini yansıtır. Emre ve diğer., (2005)'e göre, Gülbahçe Körfezi güneyinde batıya sıçrayan fayın genel doğrultusunda meydana gelen değişim, sağ yönlü doğrultu atımlı fay sisteminde "gevşeyen büklüm" (releasing bed) veya "sıçrama" (stepover) geometrisine işaret edebilir. Bu sıçrama nedeniyle fayın, güneyde "Gülbahçe" ve kuzeyde "Karaburun" olmak üzere iki bölümde incelenmişlerdir. Sığacık Körfezi ile Gülbahçe arasında uzanan "Gülbahçe segmenti" 30 km, "Karaburun segmenti" ise yaklaşık 60 km uzunluktadır (Şekil 4.18).

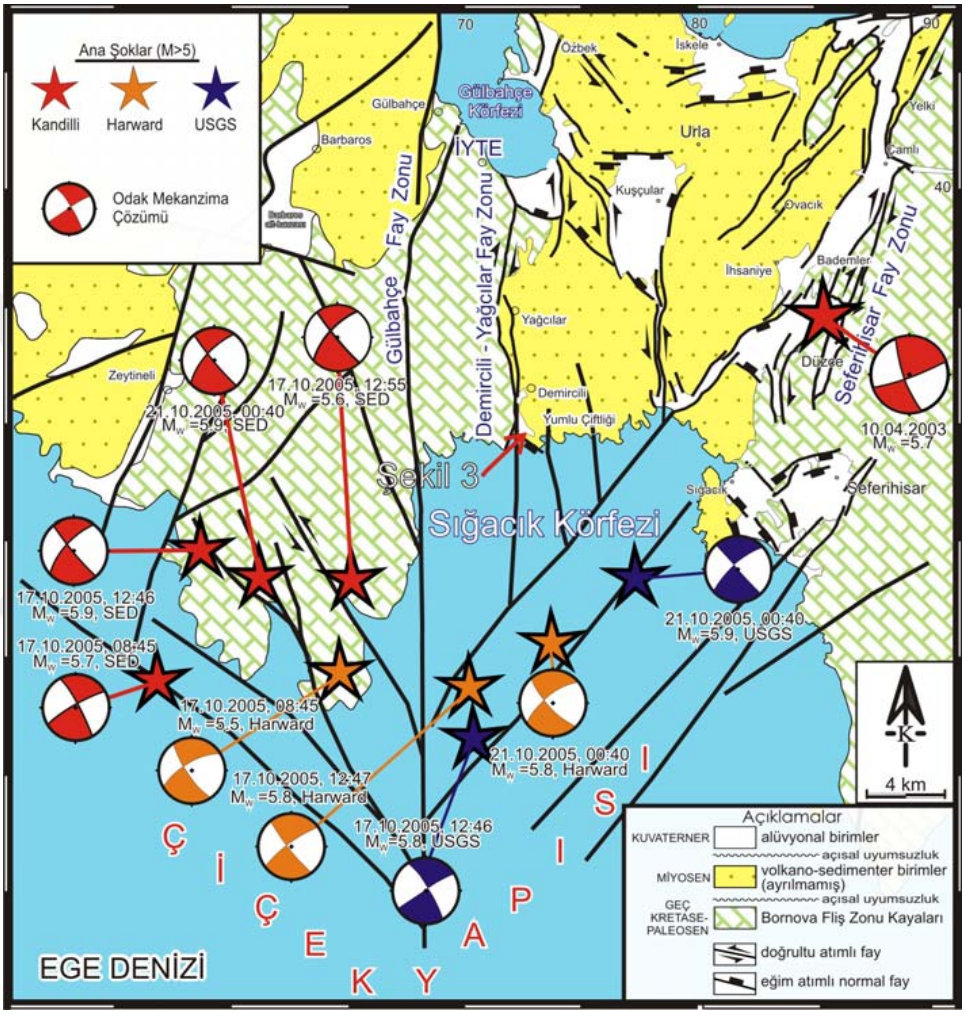


Şekil 4.18 İzmir ve çevresinde belirlenen aktif, olası aktif faylar ve çizgisellikler (Emre ve diğer., 2005)

Ocakoğlu ve diğer., (2004, 2005), yaptıkları sismik kesit yorumlamalarında fayın deniz tabanını ve en genç çökelleri keserek fay sarplıkları oluşturduğunu belirtir. KKD gidişli fay zonu karada, Sığacık Körfezi'nden İzmir Körfezi'ne dek yaklaşık 70 km boyunca izlenebilir. Araştırmacılar, "Gülbahçe Körfezi'ni yaklaşık K-G doğrultusunda kesen fay zonu, Mordoğan'dan kuzeye doğru KKB-GGD doğrultusuna döndüğünü" savunmaktadırlar.

Sözbilir ve diğer., (2005, 2008), Karaburun Yarımadası ile Seferihisar Yükseltisi arasındaki bölgenin aktif tektonik çatısını oluşturan fayların, doğrultu atımlı faylara özgü 'negatif çiçek yapısı' oluşturacak şekilde bir araya geldiklerini ileri sürerler.

Önerilen modele göre, “KD ve KB gidişli faylar, K-G genel doğrultulu ve ana fay niteliğindeki ‘Gülbahçe fay zonu’na Sığacık Körfezi açıklarında birleşerek kuzeye doğru ıraksayan fay yelpazesi oluşturduğunu” savunurlar. Araştırmacılar, “Nisan 2003 ve Ekim 2005 İzmir depremlerinin yarattığı ana ve artçı şokların dağılımına dayanarak, negatif çiçek yapısı modelinin doğrulandığını” savunurlar (s. 5) (Şekil 4.19).



Şekil 4.19 Ekim-2005 ve Nisan-2003 depremlerinin ana şoklarını ve bu depremlere neden olan diri fayları gösteren jeoloji haritası. Değişik doğrultulardaki faylar Sığacık körfezinde birleşerek doğrultu atımlı faylara özgü çiçek yapısını oluşturmaktadır. Deprem verileri KOERİ, USGS, Harward ve SED’den alınmıştır. Karada haritalanan fayların denizdeki uzanımları Ocakoğlu ve diğer., (2004-2005)’nin sismik kesitlerinden yararlanılarak yeniden çizilmiştir. İYTE: İzmir Yüksek Teknoloji Enstitüsü (Sözbilir ve diğer., 2009)

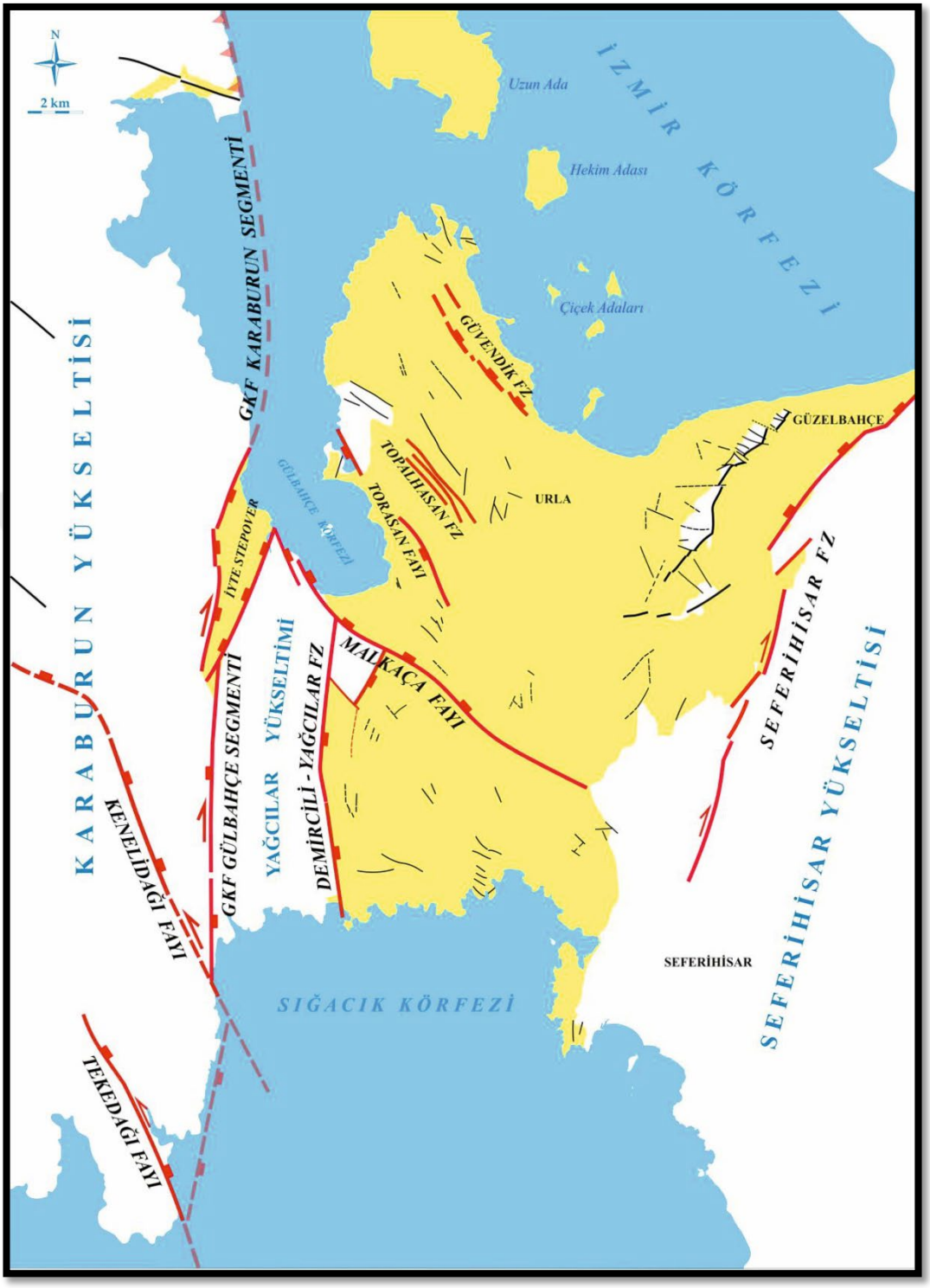
Sözbilir ve diğer., (2009), Gülbahçe Fay Zonu olarak tanımladıkları yapısal süreksizliğin 17-21 Kasım 2005 depremleriyle ilişkili olduğunu ve Urla Havzası’nın

bir çiçek yapısı olarak değerlendirilmesi gerektiğini, Gülbahçe Fay Zonu'nun ise bu demet içindeki bir kol olduğunu belirtirler.

Emre ve Özalp, (2011)'de "Gülbahçe Fay Zonu" olarak tanımlanmıştır. Çalışmacılar "Türkiye Diri Fay Haritasında, bu yapısal hattı güneyde tek bir kol olarak kuzeyde ise dallanarak 3 farklı kol şeklinde göstermiş ve haritalamışlardır".

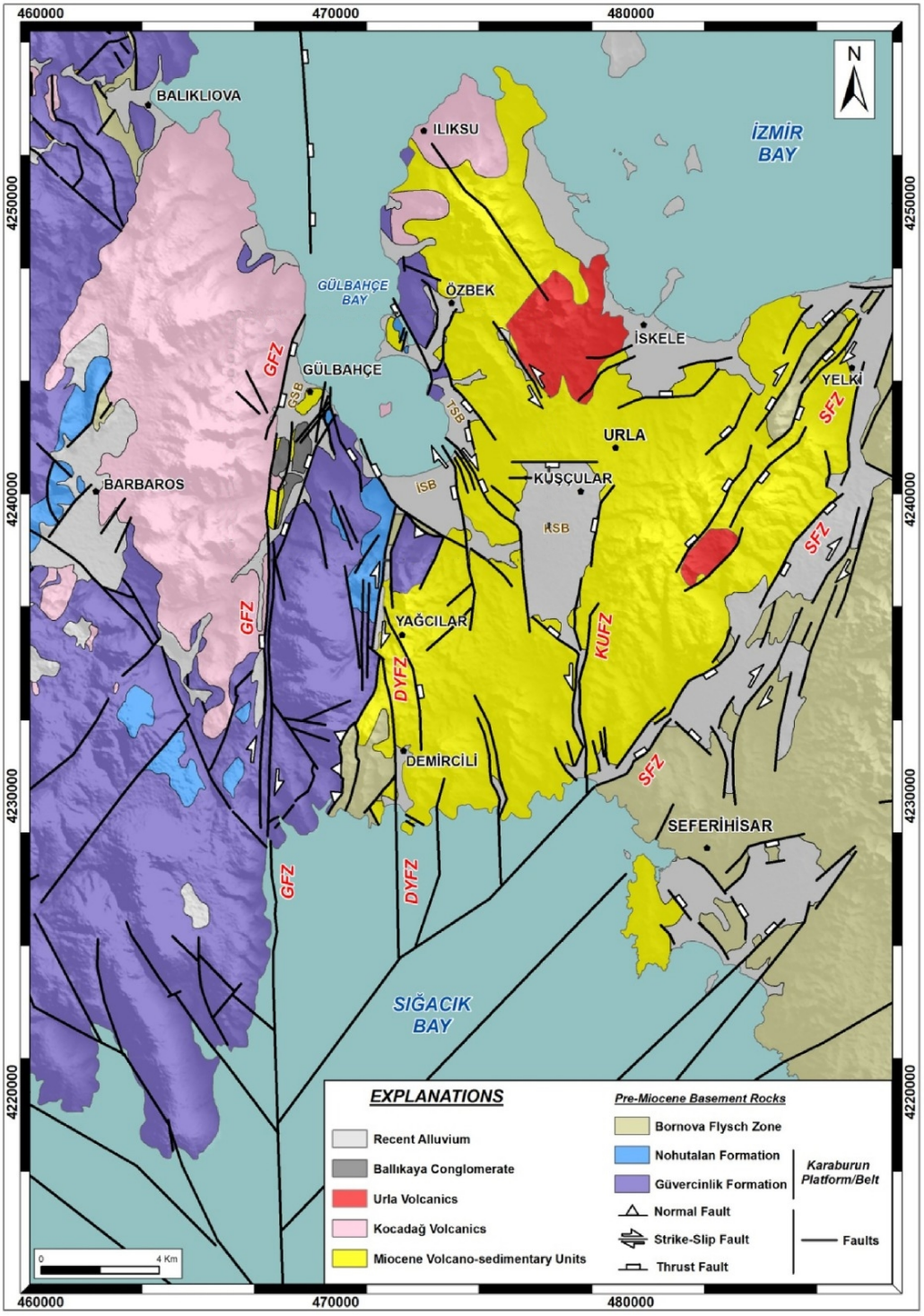
Göktaş, 2011'e göre; İYTE sıçrama alanını batıdan sınırlayan fayın önünde kompozit alüvyon yelpazeleri ve Gülbahçe Körfezi'ne açılan yelpaze deltaları gelişmiştir. KB gidişli normal fayların oluşturduğu Güvendik fay zonunun kontrolünde dolgulanan kompozit yelpaze deltalarının (Qyd2) altında, aktif tektonik nedeniyle gelişimi durmuş (abandoned) suüstü yelpaze çökelleri (Qyd1) bulunur (Şekil 4.20).

Tan ve diğer., 2013, 17 Ekim 2005 tarihli Mw 5,8 Sığacık körfezi depremine kadar yarımadada ve çevresinde deprem etkinliği çok düşüktür. Yoğun sismoloji ağı sayesinde Karaburun Yarımadası'nda devam eden depremleri izlemişlerdir. Araştırmacılar, "bölgenin sismotektonik özelliklerini anlamak için double-fark algoritmadan yararlanarak 5000'den fazla depremi tekrar yerleştirerek, fay düzlemleri ve fay çözümleri elde etmiştir. Sığacak Körfezi'nin KB'sına yönelen mikro sismik aktivite artışı olduğunu" tespit etmiştir. Araştırmacının bu gözlemleri KB-GD uzanımlı sol yanal atımlı bir fayın varlığını ortaya koymaktadır. Bu fayın Batı Anadolu ile Yunanistan anakara arasındaki baskın şekilde genişleyen bir rejimin hakim olduğu bu bölgede KD-GB doğrultulu sağ yanal atımlı fayların konjuge fayıdır. Yazar mikro deprem etkinliklerinin, Sığacık ve Gerence Koyları arasında yaklaşık 40 km uzunluğundaki Karaburun Sismik Zonu'nun ortasında yer alan Uzunkuyu sokulumu ile ilişkili olduğunu savunmaktadır.



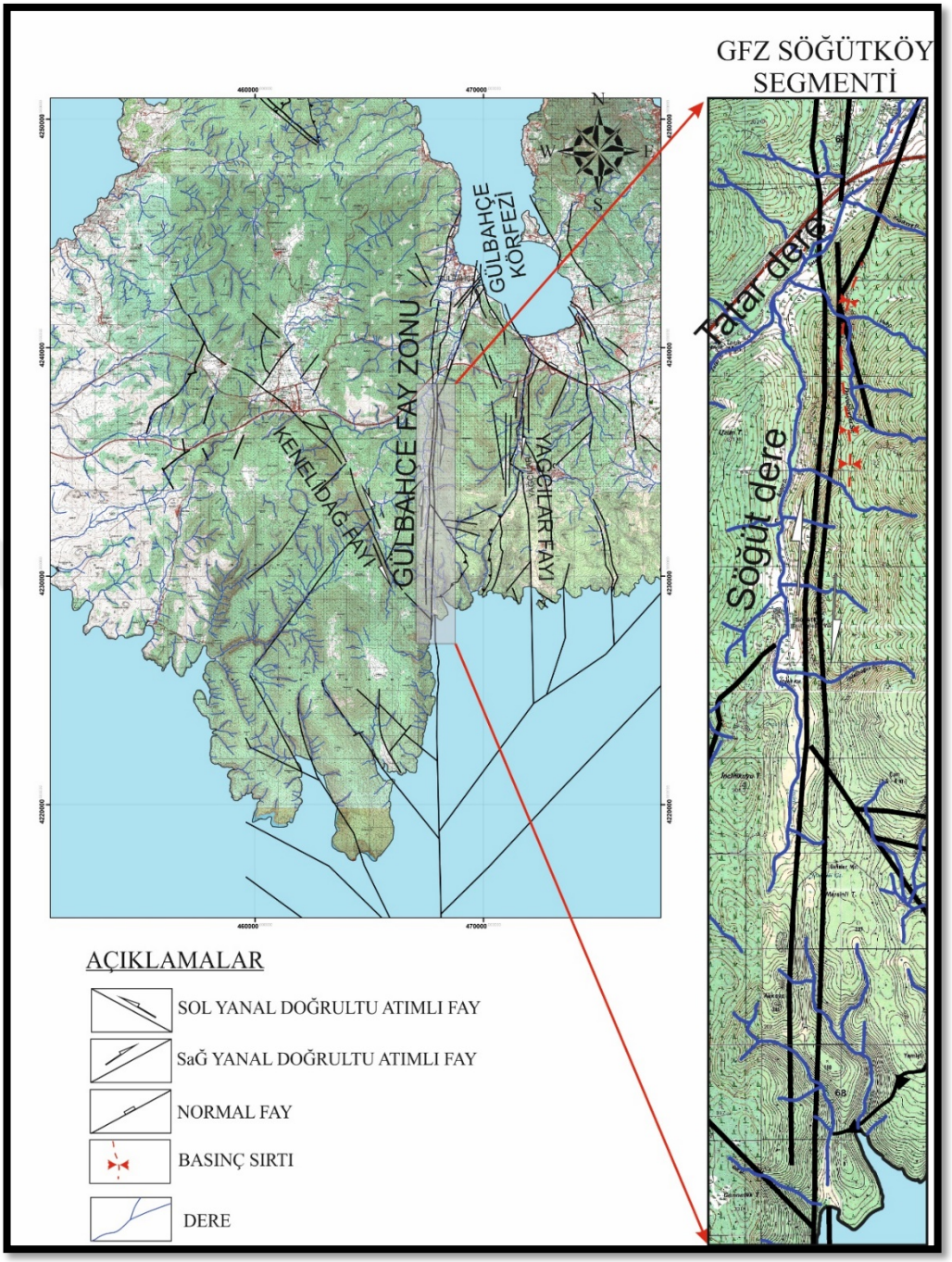
Şekil 4.20 Urla çöküntüsü ve çevresindeki önceki çalışmalar (İDSDMP; Emre ve diğer., 2005; Sözbilir ve diğer., 2008, 2009) ile bu çalışma kapsamında kayıtlanan başlıca Kuvaterner (aktif/potansiyel aktif) fayları (kırmızı çizgiler), siyah çizgiler, Kuvaterner öncesi (Geç Miyosen- Pliyosen) fay ve çizgisellikleri yansıtır, sarı boyalı alanlar, Orta Miyosen çökelleri ve volkanitleri ile Kuvaterner çökellerinin yayılım alanını gösterir. GKF: Gülbahçe-Karaburun Fayı (Göktaş, 2011)

Uzelli ve diğer., (2017), Gülbahçe bölgesindeki hakim yapısal uzanım K-G'dir. Fay zonları ve segmentler olarak faylar eşleştirilmiştir. Tüm fay ve eklemler, doğrultularına göre K-G, KD-GB ve KB-GD doğrultulu faylar olmak üzere üç başlık altında değerlendirmiştir. K-G uzanımlı Gülbahçe fay zonu ve segmentlerinin güneyde doğrultu atım karakterine sahip olmasına rağmen kuzeyde Gülbahçe havzasına girdikleri normal fay karakterine oblik özellik göstermektedir (Şekil 4.21). KD-GB eğilimli faylar temel olarak doğrultu atımlı faylardır. GFZ ve Yağcılar Fayının kuzey bölümleri bu fay sınıflandırmasının bir parçası olarak düşünülebilir. Ayrıca, Çıtırlıalan Tepesi ile GGF arasında uzanan iki paralel aktif doğrulutu atımlı fay haritalanmıştır. Bu fayların gözlenen uzunlukları yaklaşık 1,8 km'dir ve Pleistosen Ballıkaya konglomera ve güncel alüvyonları kesmiştir. KB-GD trendli fay segmentleri, Turasan ve İçmeler alt-havzalarının havzaya sınır yapılarıdır. İçmeler fayı önceki çalışmalarda (Çetiner ve diğer., 2000; Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006) Ilıca Fayı olarak adlandırılan İçmeler havzasının batıdan sınırlayan ve Güvercinlik kireçtaşlarını kesip yer değiştiren faylardan biridir. İçmeler fayı normal fay karakterindedir; düşen bloğu fay düzleminin GB tarafındadır, bu nedenle kuzey bloğu, düşen topografya geliştiren düşen bloğa göre aşağı kaydırılmıştır.



Şekil 4.21 Ana tektonik yapılara sahip Gülbahçe ve Urla bölgesinin jeoloji haritası (SFZ: Seferihisar Fay Zonu, KUFZ: Kuşçular-Urla Fay Zonu, DYFZ: Demircili-Yağcılar Fay Zonu, GFZ: Gülbahçe Fay Zonu, İSB: İçmeler Havzası, TSB: Turasan Havzası, GSB: Gülbahçe Havzası, KSB: Kuşçular Havzası, Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006; Helvacı ve diğer., 2009; Uzel ve diğer., 2012, 2013) (Uzelli ve diğer., 2017)

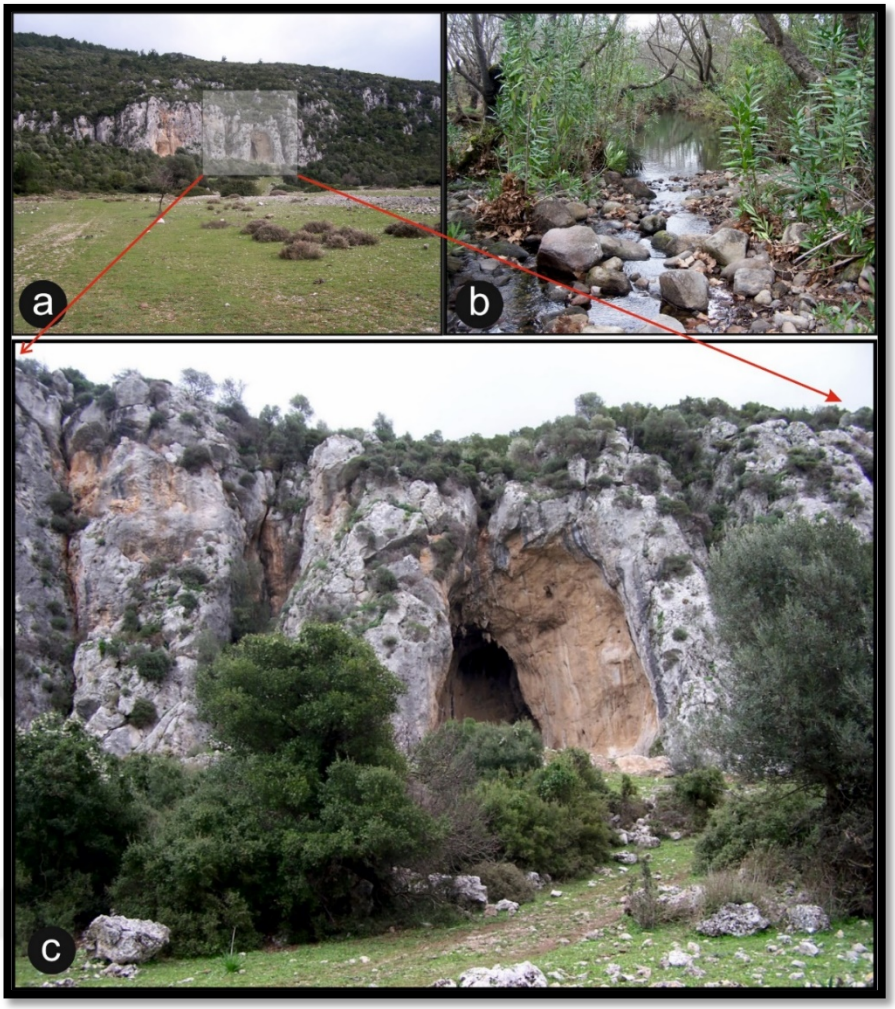
➢ *Bulgular.* Gülbahçe fay zonu önceki çalışmalarda; 3 farklı segmente ayrılmış olan sağ yanal atımlı fay karakterinde olup karadaki uzunluğu yaklaşık 24 km'dir. Doğrultusu 4-14º KD, eğim açısı 87-90 º ve Holosen yaşlı olarak tanımlanmıştır. Üretebileceği potansiyel deprem büyüklüğü Mw= 6,71 olarak hesaplanmıştır (Emre ve diğer. 2017). Gülbahçe Fay Zonu'nun Söğütköy (güney) segmenti, güneyden kuzeye doğru yaklaşık biri 13, diğeri 12 km olan birbirine paralel iki bölümle başlar. Söğüt dereye paralel uzanarak Tatar Dere kadar devam eder. Güvercinlik Formasyonuna kireçtaşlarının oluşturduğu taban blok üzerinde, fayın gidişine paralel olarak yaklaşık 3 km izlenebilen basınç sırtı (Deveboynu Sırtı) yapısı, doğrultu atım fay karakterini gösteren en belirgin sismotektonik yüzey deformasyonudur. Söğütköy segmenti, yaklaşık K-G bir doğrultuya sahiptir ve batıya dik uzanmaktadır. Kuvaterner çökellerini temel kayalarını ayırmakla birlikte, Gülbahçe çevresindeki drenaj ağının morfolojisini de kontrol etmektedir (Şekil 4.22). Söğüt derenin segmente en yakın olduğu noktadan uzaklığı 55 metre, en uzak olduğu yer Tatar dereyle kesiştiği yerdir ve segmente olan uzaklığı 539 metredir. Körfez içinde Gülbahçe fay zonunun devamlılığı ve diğer faylarla olan geometrik ilişkisi net olarak yorumlanamamaktadır. Segment Sığacık körfezi Düvenli Koyu batısındaki K-G uzanımlı sarp ve çizgisel kıyıyı sınırlandırır.



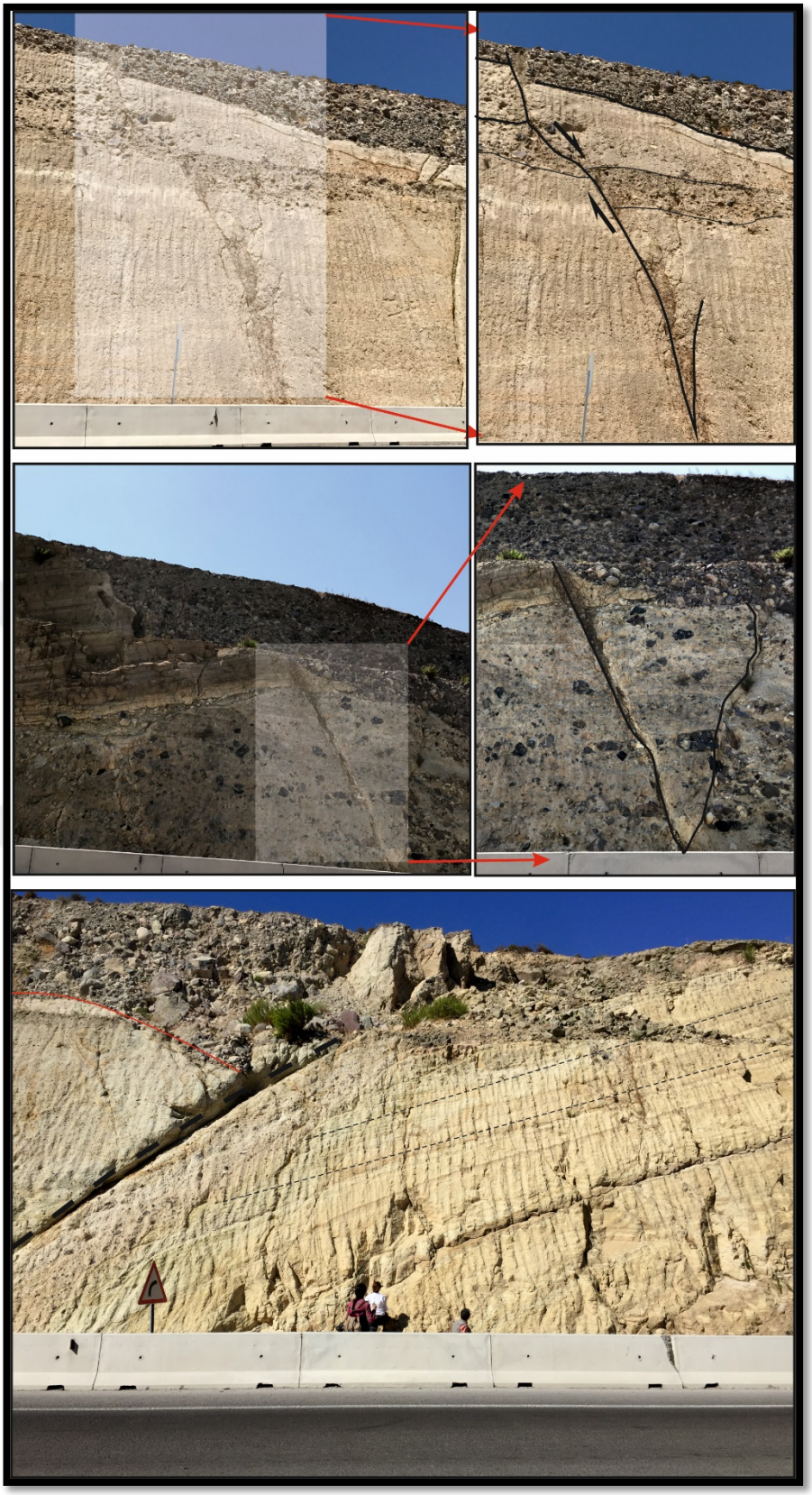
Şekil 4.22 Gülbahçe Fay Zonu Söğütlüköy segmentine ait jeomorfolojik belirteçlerin topoğrafik harita üzerindeki görünümü

Söğütlüköy segmentinin, Tatar Dere'ye kadar olan bölümünde Güvercinlik Formasyonu içinden geçer ve kuzeye doğru Kocadağ Volkanitleri ile sınır oluşturur. Güvercinlik formasyonu kireçtaşlarında gözlenen fay sarplıkları (fault scarp) ve Tatar Dere vadisinde gözlenen fay önü yelpazeleri, Söğütköy segmentindeki (rake) açısının

yüksek olduğunu gösterir (Şekil 4.23, 4.24, 4.25). Sığacık Körfezi batısındaki sarp kıyı çizgisini belirleyecek şekilde KKD-GGB doğrultusunda deniz tabanında uzanır. Ayrıca Nohutalan ve Güvercinlik formasyonlarının kireçtaşlarını kesen birçok antitetik ve sintetik fay vardır. Bu küçük ölçekli fayların ve çatlak kümelerinin genel eğilimi K-G yönlendirilmiş gibi görünmektedir, ancak yerel bölgelerdeki ayrık kireçtaşı blokları farklı birleşme ve deformasyon modeline sahiptir. Güvercinlik formasyonu kireçtaşlarında fayın doğrultusu boyunca yerleşmiş akarsular alüvyon dolgulu çizgisel vadiler oluşturmuştur. Ayrıca Fay segmentleri üzerinde sağ yönlü sıkışma hareketine bağlı olarak sıkışmalı büklümler, fay düzlemi göstergeleri, zon boyunca tekrar dere ötelenme yönleri ve derenin faya kapılması gibi deformasyonlar içeren büyük ölçekli sağ yönlü doğrultu atımlı deformasyonun varlığını ortaya çıkarmıştır. Gülbahçe Körfezi kıyısı boyunca fay olasılıkla kıyıya çok yakın olarak deniz tabanında uzanır. Fay zonuna kapılan Tatar Dere fay düzlemine KKD yönünde yaklaşık 6 km uzanır. Gülbahçe Körfezi çıkışında 34,6 °C'lik bir sıcak su çıkışına sebep olmaktadır (Şekil 4.26).



Şekil 4.23 Gülbahçe Fay Zonu Söğütköy segmentine ait (a) fay sarplığı, (b) Söğüt dere, (c) fay yüzeyinin yakından görünümü (Kişisel arşiv, 2017)



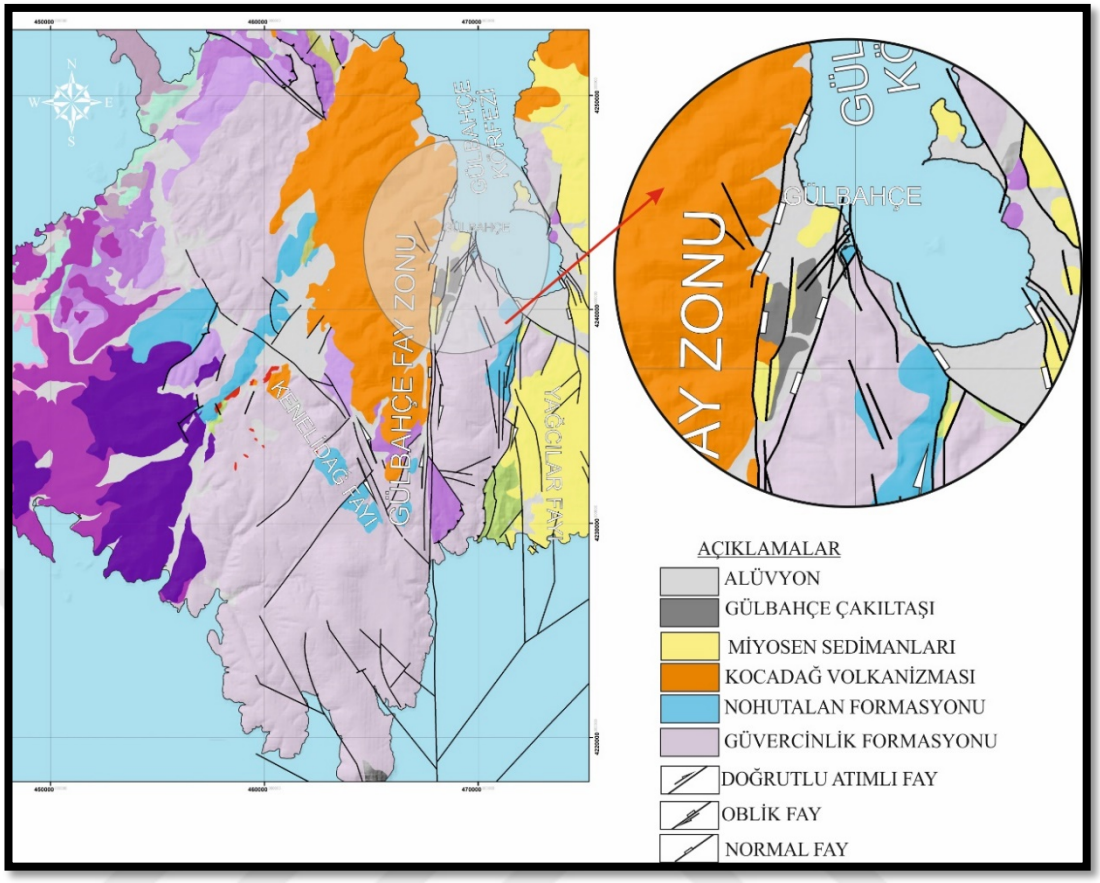
Şekil 4.24 Karaburun yolu üzerindeki mostralarda gözlenen deformasyon ve düşey atım gösteren yapılar (Kişisel arşiv, 2017)

Şekil 4.25 Karaburun yolu üzerindeki mostralarda gözlenen fay kiline ait görünüm (Kişisel arşiv, 2017)

Şekil 4.26 İçmeler kaynak çıkışı ve civarına ait görüntüler (Kişisel arşiv, 2017)

Gülbahçe Fay Zonunun kuzeydeki segmenti KKD-GGB uzanımlı normal bir faydır ve 4,5 km uzunluğundadır. Fay düzlemi, Kocadağ volkanitlerinin doğu sınırındaki Gülbahçe alt havzasında görülebilir . Ballıkaya Tepesi yakınlarında, yamaç molozu breşlerinin fay düzlemini örttüğü yerde batıya sıçrar, segment sıçrama alanını doğudan sınırlar. Ardından Gülbahçe Körfezinde denizin altında kaybolmadan önce kuzeye devam eder (Şekil 4.27). K10°D yönelimiyle Söğütlüköy segmentinden batıya sıçrayan fay K20°D yönünde 4 km uzanarak Gülbahçe Körfezi'ne dalar. Segmentlerin birbirinden ayrıldığı sıçrama alanında, sintetik ve antitetik aktif faylardan oluşan ve ancak büyük ölçekli haritalama çalışmalarıyla ayırtlanabilecek pek çok sıçrama yapısı gözlenmiştir. Haritalanabilen faylar, genel gidişe paralel dağılım sunar. Sıçrama alanını batıdan sınırlayan ana fay, batıda yükselen Kocadağ Volkanitleri (Alt Miyosen) ile çöken doğu bloktaki Urla grubu kaya birimleri (Orta Miyosen) ve Gülbahçe çakıltaşı (?Pleyistosen) arasında dokanak oluşturur. Kocadağ Volkanitleri'ni yükselten ana fay zonu, Holosen alüvyon yelpazeleri ile Gülbahçe Körfezi'ne açılan yelpaze deltalarının çökelimini kontrol eder (Şekil 4.28 ve 4.29). Bu faylar, Gülbahçe alt havzasındaki transtansiyonel doğrultu atım rejimi ile ilgili olan genişlemenin ilişkisini yansıtmaktadır.

Karada 24 km'yi bulan uzunluğuyla Gülbahçe fay zonu, İzmir il merkezi yakınında önemli deprem kaynaklarının biri olarak değerlendirilir. Çoğunluğu deniz içinde olması nedeniyle deprem tehlike analizleri için önem taşıyan fayın geometrik analizinin detay ölçekte yapılması gereklidir. Gülbahçe körfezinde meydana gelen değişim genişlemeli büklüm (Releasing bend) veya sıçrama (overstep) geometrisini işaret etmektedir.



Şekil 4.27 Gülbahçe Fay Zonunun jeolojik birimlerle olan ilişkisini ve zonun kuzey segmentine ait detay harita

Şekil 4.28 Gülbahçe Çakıltaşı içinde (İYTE Kampüs alanı) gözlenen sıkışmaya bağlı gelişmiş ezilme zonu (Kişisel arşiv, 2017)

Şekil 4.29 İYTE Kampüs alanı içinde Gülbahçe Çakıltaşı biriminde gözlenen düşey atım (Kişisel arşiv, 2017)

Sonuç olarak, Gülbahçe Fay zonu; 'İzmir körfezi ile Karaburun yarımadasını yapısal ve morfolojik olarak ayıran' önemli bir hattır. Gülbahçe körfezi kuzeyinde fay Karaburun yükselimi ile İzmir körfezinin batı çıkışında yer alan KKB-GGD uzanımlı çöküntü arasındaki keskin morfolojik uyumsuzluğa karşılık gelir. Gülbahçe Fay zonu Transtansiyonel rejiminin sıkışmalı ve genişlemeli evresine ait kanıtlarıyla bölgenin

hakim gerilme kuvvetlerinin morfolojiye yansıması gözlenebilmektedir. İBTZ'nin Batı sınırını oluşturması sebebiyle deniz için devamlılığının araştırılıp fayın kesin uzunluğunun saptanması deprem üretme potansiyeline yapılacak olan yaklaşım için önemlidir.

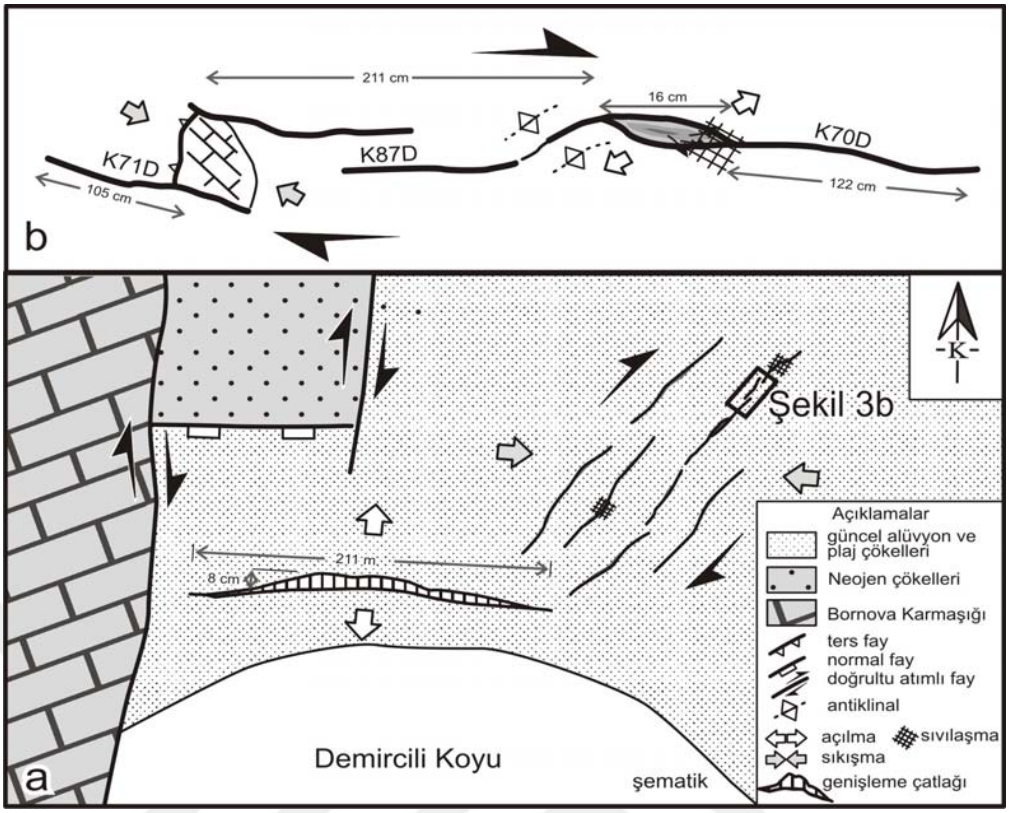
4.4.1.1.2 Yağcılar Fayı. Yağcılar fayı ilk kez İnci ve diğer., (2003)'te Demirci-Yağcılar Fay Zonu olarak tanımlanmıştır. Sümer, (2007), Yağcılar Fayını, Demircili – Yağcılar Fay Zonu şeklinde tanımlar ayrıntılı olarak tanımlar. Çalışmacıya göre, Urla Havzası'nın batı kenarı, 11 km uzunluğunda ve yer yer 2 km genişliğine ulaşan K-G doğrultulu Demirci-Yağcılar Fay Zonu'yla temsil edilir. Yağcılar fayının tanımlandığı diğer çalışma Emre ve diğer., (2006 ve 2011)'dir. 17-21 Ekim 2005 Sığacık depremlerinin, fay zonunun Yağcılar ile Demircili Koyu arasındaki bölümünde- İzmir Flişi içinde 3 km devam eden sağ yönlü doğrultu atımlı yüzey kırılması yarattığı bildirilmiştir (Emre ve diğer., 2006). Çalışmacılar Türkiye Diri Fay Haritasında, Yağcılar Fayı olarak tanımladıkları bu fayı aktif bir fay olarak göstererek haritalamış ayrıca, hattın güneyinde 21 Ekim 2005 depreminden (Mw:5,7, USGS, Ml: 5,9, KOERİ) kaynaklı bir deprem yüzey kırığı geliştiğini belirtmişlerdir (Şekil 4.31).

Sözbilir ve diğer., (2005), 17 Ekim 2005'te meydana gelen depremlerden sonra Kandilli, USGS, Harward ve SED gibi merkezlerden toplanan veriler, depremin Karaburun Yarımadası'nın güneyinde oluştuğunu ve KD-doğrultulu sağ yönlü veya KB-doğrultulu sol yönlü bir faydan kaynaklandığını göstermiştir. Bu veriler 1/25000 ölçekli diri fay haritalarına aktarıldığında, deprem dış merkezlerinin Sığacık Körfezi'nin orta ve batı bölümünde yoğunlaştığı gözlenmektedir. Arazi gözlemlerinde, Demircili Koyu'ndan Yağcılar köyüne kadar uzanan bir zon boyunca yüzey deformasyonları tespit edildi. İncelemeler, K40-70D doğrultusunda uzanan çatlakların sağ yönlü doğrultu atımlı faylanma mekanizmasıyla oluştuğunu ve bazı kesimlerde sıvılaşma izlerinin geliştiğini göstermektedir. 21 Ekim 2005 saat 00.40'ta 5,9 büyüklüğündeki başka bir deprem meydana gelmiştir. Araştırmacılar, 17 Ekim depreminde oluşan çatlak ve kırıkların iki kat daha fazlalaştığını ve yeni kırıkların oluştuğunu tespit etmişlerdir. Yeni depremde D-B doğrultulu ve eğim atım bileşeni olan kırıklar da oluşmuştur. 200 m. kadar izlenebilen bu kırıklar üzerindeki düşey atım

miktarı 8 cm olarak ölçülmüştür. 17 Ekim depreminde hasar gören bazı binaların, 21 Ekim depreminde duvarları yıkılmıştır. Sığacık Koyu içinde de, K20D ve K-G doğrultusunda uzanan ve yüzeyde 500 metre izlenebilen kılcal bir yüzey çatlağı saptanıp, haritalanmıştır (Şekil 4.29). Bu kırık üzerine inşa edilmiş binalar orta derecede hasar görmüş, duvarları makaslanmış ve bacaları yıkılmıştır. Benzer hasarlar Gülbahçe'de ve İzmir Yüksek Teknoloji Enstitüsü'nde ve Seferihisar ile Urla-Kuşçular çevresindeki bazı yapılarda da saptanmıştır.

Sümer, (2007)'ye göre; Yağcılar – Demircili Fay zonu Demircili Köyü güneyinden başlar ve kuzeye doğru Yağcılar Köyü'nden geçerek Gülbahçe Körfezi'ne kadar uzanır. Bu zon içindeki ana fay, sağ yönlü doğrultu atımlı fay niteliğindedir ve Bornova Fliş Zonu kayalarını Miyosen volkano-sedimenter birimlerinden ayırır. Zon, Sığacık Körfez'inin en batı ucunda dar bir koridor şeklinde başlayarak, Gülbahçe Körfezi'nin güneyinde batıya Karaburun yarımadasına doğru dönerek 1,5 – 2 km daha takip edilebilir. Zona ait ana fay, Yağcılar Köyü'nün yaklaşık 5 km kuzeyinde doğuya doğru bir sıçrama yapar. Bu sıçrama, D-B uzanımlı bir normal fayla karşılanmaktadır. Bu açılma alanı, Urla Havza'sının kuzeybatısındaki Gülbahçe alt-havzasının açınımını sağlamıştır. Bu alt havza yaklaşık 10 km^2 yüz ölçümüne sahip olup, Kuvaterner yaşlı alüvyonel bir tortul dolgu ile karakteristiktir.

Demircili-Yağcılar aktif fay zonuna Sözbilir ve diğer., (2009)'da değinilmiş ve "Urla Kuvaterner Havzası"nı batıdan sınırladığı ileri sürülmüştür. Fayın Yağcılar kuzeyindeki bölümü, 2 km'lik bir zon boyunca güneye doğru saçaklanarak açılır ve açılma alanında bir dizi verev atımlı normal fay basamağına ayrılır.

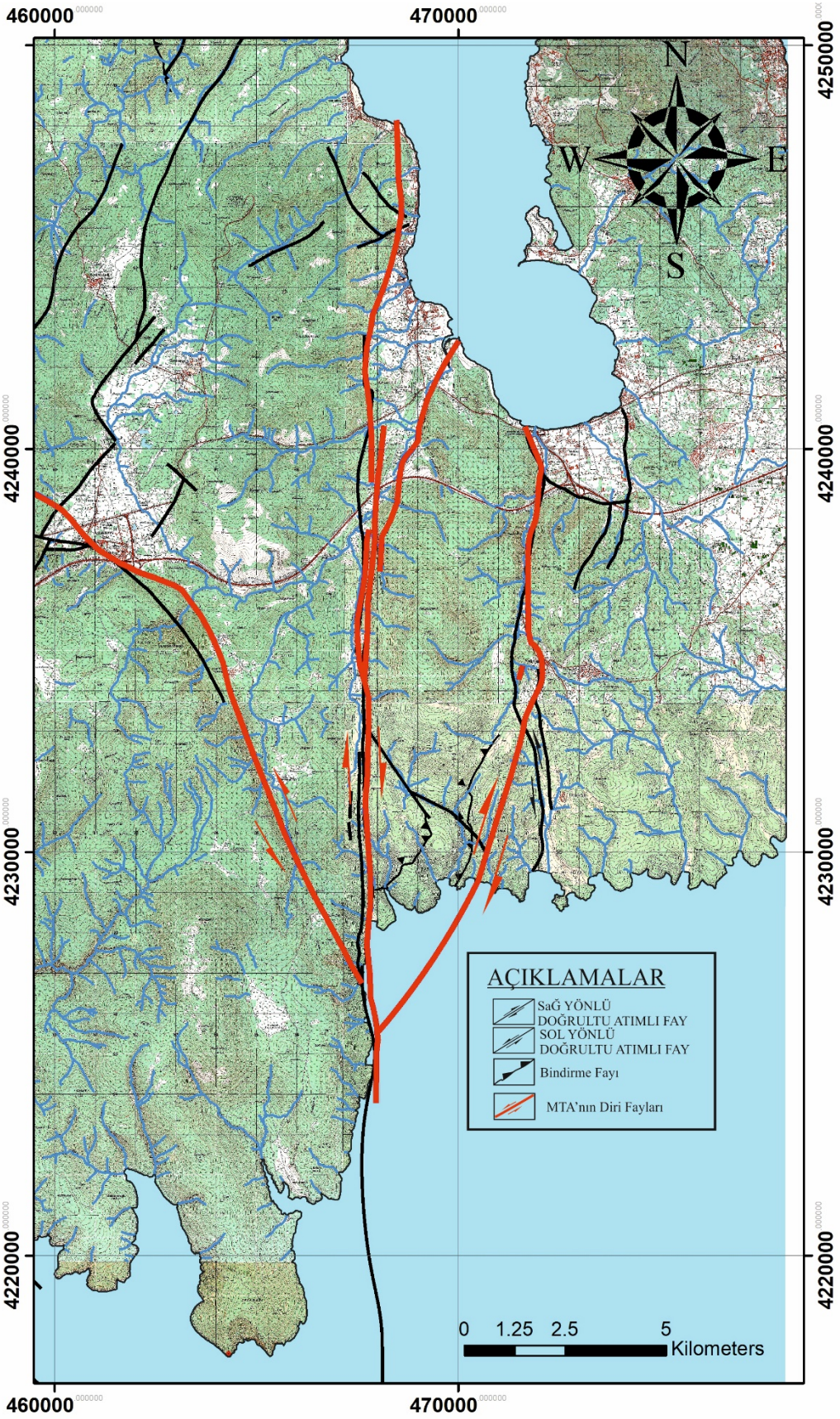


Şekil 4.30 Ekim-2005 depremleri sırasında Demircili sahilinde oluşan yüzey deformasyonlarını gösteren arazi krokisi. KD-GB uzanımlı çatlaklar sağ yönlü doğrultu atımlı fay mekanizmasına uygun olacak şekilde gelişmişken, D-B uzanımlı hatlar eğim atımlı normal fay geometrisi sunmaktadır (Sözbilir ve diğer., 2005 ve 2009)

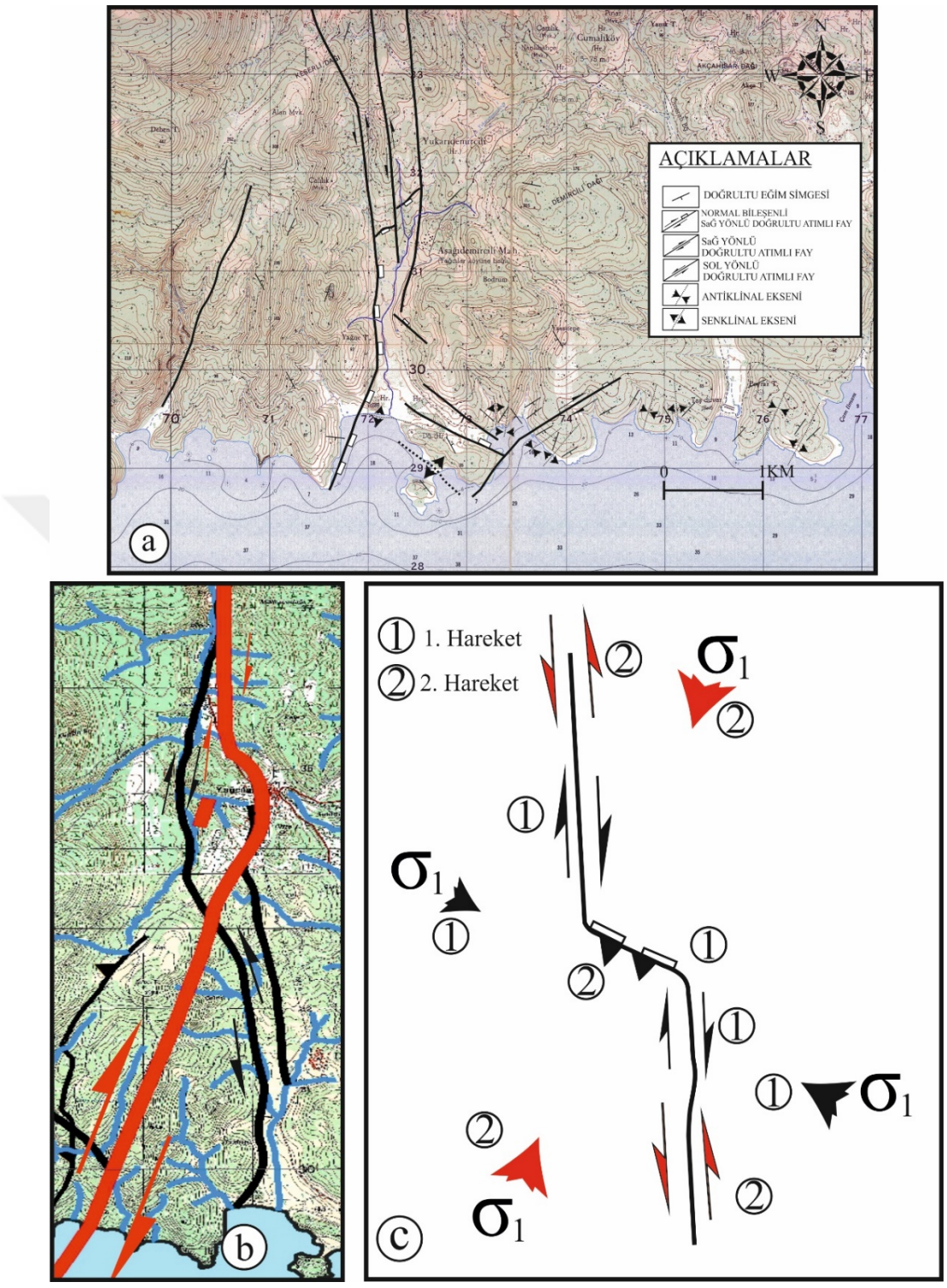
➢ *Bulgular.* Yağcılar Fayı önceki çalışmalarda açıklandığı gibi özetlenirse; Yağcılar Fayı sağ yanal atımlı fay karakterinde olup, karadaki uzunluğu yaklaşık 12 km'dir. K-G doğrultulu, eğim açısı 87-90 º ve Holosen yaşlı olarak tanımlanmıştır. Üretebileceği potansiyel deprem büyüklüğü Mw= 6,37 olarak hesaplanmıştır. Ekim – 2005 depremleri sonrası yapılan arazi gözlemlerinde Demircili Koyu'ndan Yağcılar köyüne kadar uzanan 3 km'lik bir zon boyunca yüzey deformasyonları tespit edilmiştir.

Bu tez kapsamında edinilen bulgular gereği Yağcılar Fayı; Yağcılar köy merkezini civarında 2 km'lik bir zon boyunca güneye doğru saçaklanarak açılır. Fay segmentleri üzerinde sol yönlü sıkışma hareketine bağlı olarak genişlemeli bükülmeler, fay düzlemi göstergeleri, zon boyunca dere ötelenme yönleri, kıvrımlar ve derenin faya

kapılması gibi deformasyonlar içeren büyük ölçekli sol yönlü doğrultu atımlı deformasyonun varlığı gözlenmiştir. İki fay arasında gelişen doğrultu atımlı fay mekanizmasına özgü blok rotasyonlarını, genişlemeli ve sıkışmalı bükülmeleri ve dere üzerinde iki farklı hareket yönü belirteci olan saç tokası yapılarıyla jeomorfolojik anlamda kendini kanıtlamıştır (Şekil 4.31). Gülbahçe fay zonunun K-G gidişli Söğütköy segmentine yaklaşık paralel olarak Gülbahçe ve Sığacık körfezleri arasında Demircili Koyunda KKD – GGB doğrultusunda yaklaşık 11 km uzanan sağ ve sol yönlü doğrultu atımlı fay niteliğinde birbirini kesen iki farklı segment olan Yağcılar fayı, kuzeyde Malkaça normal fayıyla (Göktaş, 2011) sınırlanır. Fay Demircili Köyü güneyinden başlar ve kuzeye doğru Yağcılar Köyü'nden geçerek Gülbahçe Körfezi'ne kadar uzanır. Diri Fay haritasında Yağcılar Fayı olarak Sağ yönlü doğrultu atımlı olarak değerlendirilse de Yağcılar fayının önceki sol hareketine karşılık gelen KKB-GGD doğrultulu segmentiyle, güncel sağ yönlü hareketine karşılık gelen KKD-GGB doğrultulu segment Yağcılar köyünün batısında makaslama zonu oluşturmaktadır (Şekil 4.31). Saçaklanarak açılan fay kolları göz önünde bulundurulduğunda, yaklaşık 1.3 km genişliğinde bir zon oluşturacak nitelikte Yağcılar – Demircili Fay Zonu olarak adlandırıp değerlendirmek daha doğru ve uygun olacaktır. Yağcılar Köyü'nün yaklaşık 500 metre batısında sol yönlü ilk hareketine bağlı olarak genişlemeli büklüm, sağ yönlü güncel hareketine bağlı sıkışmalı büklüm yapar. Fay kuzeye doğru, derin yarılmış vadiyi izleyerek devam eden 4,8 km'lik bölümünde ise, Yağcılar Dağı yükselimini oluşturan Güvercinlik Formasyonu'nun Triyas yaşlı kireçtaşlarını Urla Kireçtaşı'ndan ayırır. Yapılan jeomorfolojik çalışmalar ve fayların deniz içi devamlılıklarına ait çalışmalar birlikte değerlendirildiğinde; Yağcılar Fayının, Gülbahçe Fay Zonu'nun bir kolu olduğu ve daha önce sol yanal günümüzde ise sağ yanal olarak çalıştığı düşünülmektedir. İki farklı hareketin kesişim alanında gelişen ters ve normal bileşenli doğrultu atımlı faylanmalara ait veriler yapılacak paleosismoloji çalışmalarından elde edilebilecektir.



Şekil 4.31 Yağcılar fayının drenaj ağı ile ilişkisini gösterir topoğrafik harita



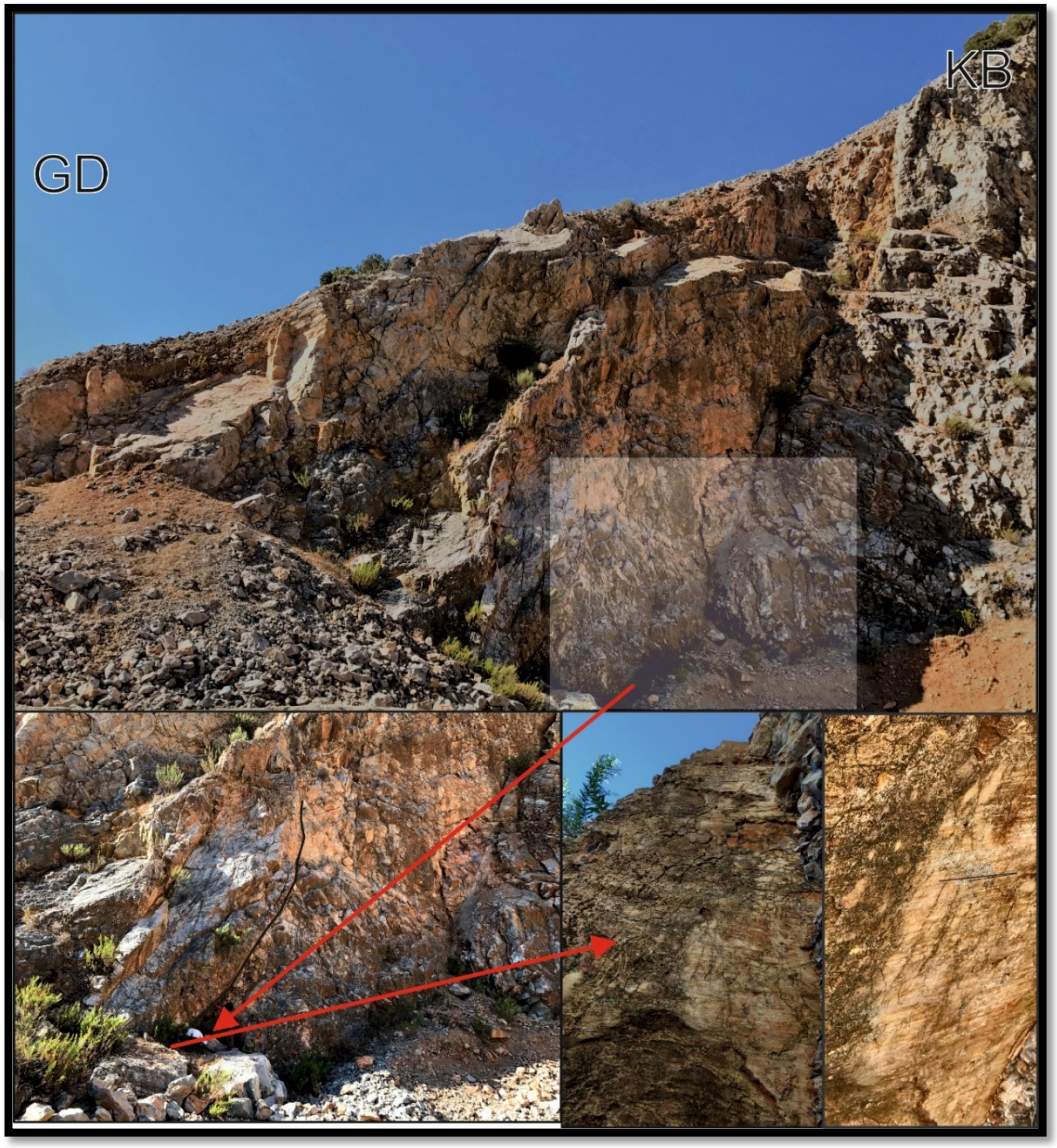
Şekil 4.32 Yağcılar fayının sol ve sağ yönlü çalıştığına dair jeomorfolojik belirteçler a. Fay segmentlerinin detay haritası, antiklinal ve senklinal eksenleri , b. Sol yönlü çalışan segment ait dere ötelenmeleri, c. Yağcılar Fayı'nın 1. ve 2. hareketine bağlı gelişen doğrultu atımlı fay ve sıkışma eksenlerine modeline ait şematik model

Yağcılar Fayı için alınan ölçümler ve bu ölçümlere ait hesaplamalar sonucundaki sonuç ise zonu oluşturan ve ölçümleri alınmış fayların yaklaşık KKD – GGB yönlü sıkışma ve BKB-DGD açılma altındaki paleostresler tarafından oluşmasıdır. Bu kuvvetler sağ yönlü ve yaklaşık K-G gidişli bir fay zonu için uygun değerlerdedir (Tablo 4.1).

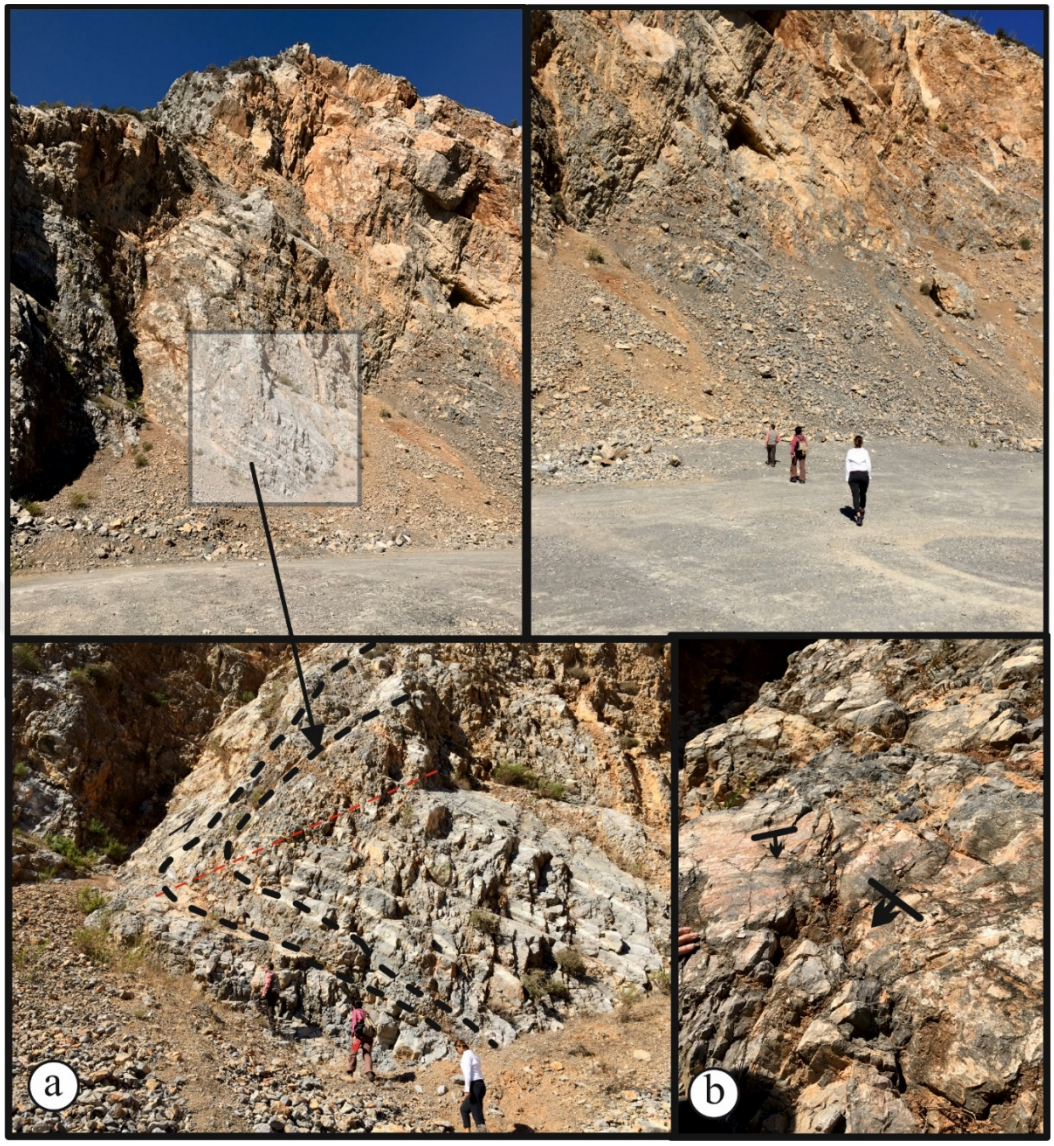
Tablo 4.1 Yağcılar fayına ait Kinematik veriler

Doğrultu/	Eğim/ Eğim Açısı	Rake Açısı	Fayın Adı	Fayın Türü
K10D	75GD	25G	Yağcılar Fayı	Oblik Fay
K12D	80GD	32K	Yağcılar Fayı	Oblik
K72D	83KB	31	Yağcılar Fayı	Oblik FAY
K32D	50KB	5K	Yağcılar Fayı	Sağ Doğrultu Atımlı
K20B	84KD	16K	Yağcılar Fayı	Sağ Doğrultu Atımlı
K40B	44KD	89B	Yağcılar Fayı	Normal Fay
K80D	51KB	72	Yağcılar Fayı	Normal Fay
K80D	81KB	51	Yağcılar Fayı	Normal Fay
K71B	11GB	88B	Yağcılar Fayı	Normal Fay
K20D	89KB	63B	Yağcılar Fayı	Normal Fay

Yapılan jeomorfolojik çalışmalar ve fayların deniz içi devamlılıklarına ait çalışmalar birlikte değerlendirildiğinde; Yağcılar Fayının, Gülbahçe Fay Zonu'nun güncel sintetik ve önceki antitetik bir kolu olarak çalışmaktadır.



Şekil 4.33 Yağcılar fayının sağ yönlü doğrultu atımlı segmentine ait yüzlek, kertiklerin yönü sağ yönlü hareketi belirtir (Kişisel arşiv, 2018)



Şekil 4.34 Nohutalan Formasyonunda gözlenen fay düzlemleri ve ilişkili yapılar. a.yarı asimetrik kıvrım, b. İki farklı yönlü hareketin gözlendiği yüzlek (Kişisel arşiv, 2018)

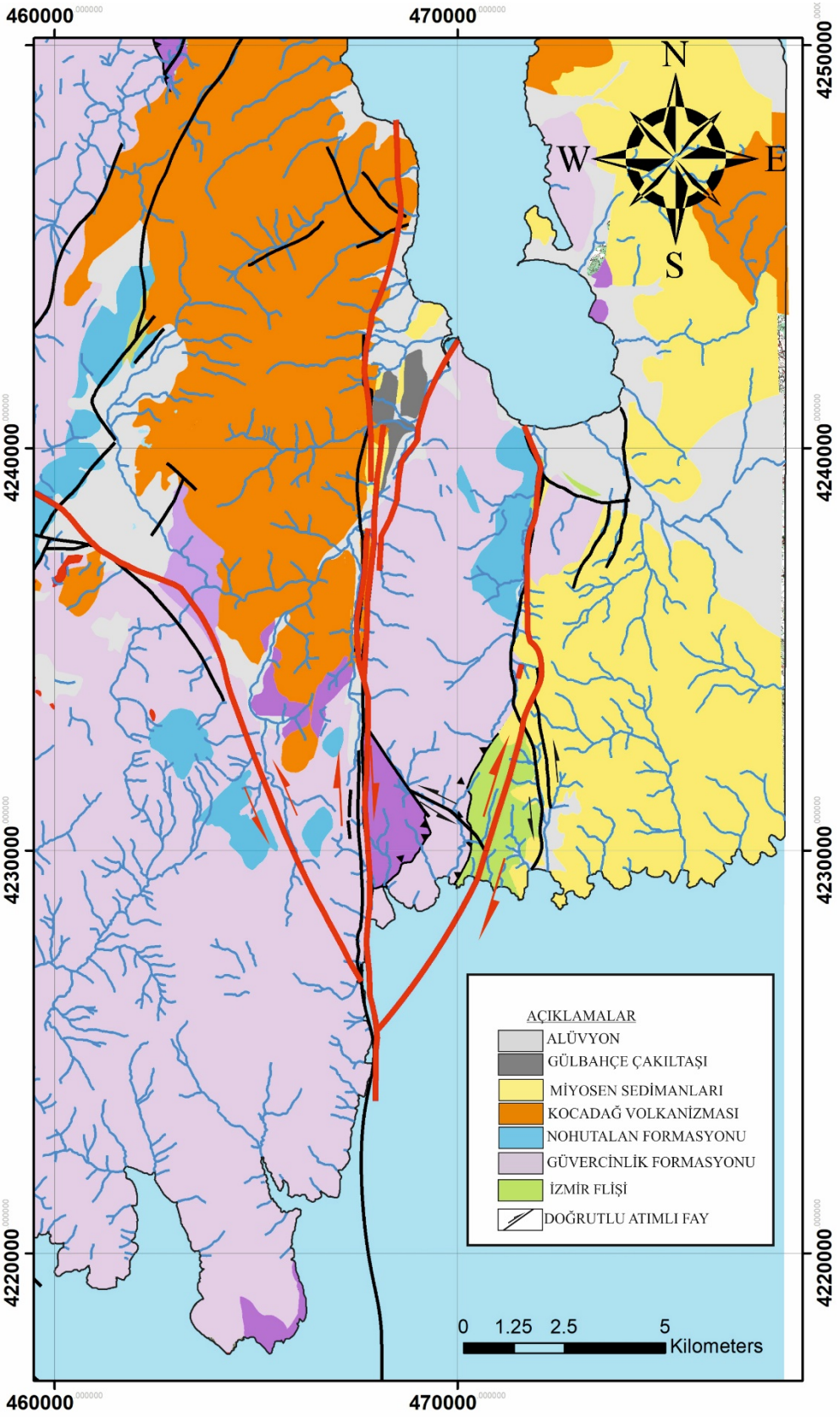
➢ *Gülbahçe Fay Zonu ile Yağcılar Fayı arasındaki İlişki.* Aktifliklerini son yıllarda ürettikleri depremlerle kanıtlamış, Urla Havzasının açılmasında rol oynayan Gülbahçe Fay Zonunun sintetik bir kolu olan ile Yağcılar Fayı arasındaki kinematik ilişki bu çalışma kapsamında değerlendirilmiştir. Bölgenin günümüzde de yaklaşık K-G genişleme ve D-B sıkışma kuvvetleri etkisinde şekil değiştirdiği oluşan son sismik aktivitelerden anlaşılmaktadır. Bu şekil değiştirme; sağ yönlü doğrultu atımlı faylanma ve saat yönündeki rotasyonla açıklanmaktadır. İzmir Körfezi ve çevresinde yapılan kinematik analiz çalışmaları da, bölgede Kuvaterner-Holosen döneminde KKD-GGB genişleme ve BKB-DGD sıkışma olduğunu göstermektedir. Bu gerilim kuvvetleri etkisinde bölge, KD ve KB uzanımlı doğrultu atımlı faylar ile D-B uzanımlı normal fayların birlikte çalıştığı transtansiyonel tektonik rejim etkisinde şekil değiştirmektedir.

Yapılan jeomorfolojik çalışmalar ve fayların deniz içi devamlılıklarına ait çalışmalar birlikte değerlendirildiğinde; Yağcılar Fayının, Gülbahçe Fay Zonu'nun bir kolu olduğu düşünülmektedir. Bu durumu düşündüren iki fay arasında gelişen doğrultu atımlı fay mekanizmasına özgü blok rotasyonları, sıçrama (step over) yapıları gibi yapıların varlığı dolayısıyladır. Yağcılar Fayı bu anlamda Gülbahçe Fay Zonu'nun sintetik kollarından biri olarak kabul edilmiştir. Yağcılar Fayının, Gülbahçe Fay Zonu'nun bir kolu olduğu ve daha önce sol yanal günümüzde ise sağ yanal olarak çalıştığı düşünülmektedir. Bu durumu düşündüren iki fay arasında gelişen doğrultu atımlı fay mekanizmasına özgü blok rotasyonlarına, genişlemeli ve sıkışmalı bükülmeler ve dere üzerinde iki farklı hareket varlığının belirteci olan saç tokası yapıları gelişmiştir (Şekil 4.31). İki farklı hareketin kesişim alanında gelişen ters bileşenli doğrultu atımlı faya ait veriler yapılacak paleosismoloji çalışmalarından elde edilebilecektir.

KD-GB ve KB-GD uzanımlı fayların Sığacık körfezinde kesişerek pozitif çiçek yapısı oluşturmaktadır. Çiçek yapısı; doğrultu atımlı faylanmanın önemli özelliklerinden biri olan ve ana faya bağlı fay parçacıklarının yüzeye doğru dallanarak, çiçek kesitine benzeyen bir görünüm sunması şeklinde açıklanabilir. Bu çiçek yapısı, KD-GB doğrultulu fay parçalarının yanı sıra K-G ve KB-GD doğrultulu diri fay

parçaları da içermektedir. Çiçek yapılarında, ana doğrultu atımlı fayların geometrisi derinlere doğru bindirme ve normal faylanmalarla kendini gösterir. Gülbahçe Fay zonu ile Yağcılar Fayı arasında yani iki sağ yanal atımlı fay arasında gelişen blok rotasyonları ve yönleriyle tanımlanabilmektedir.

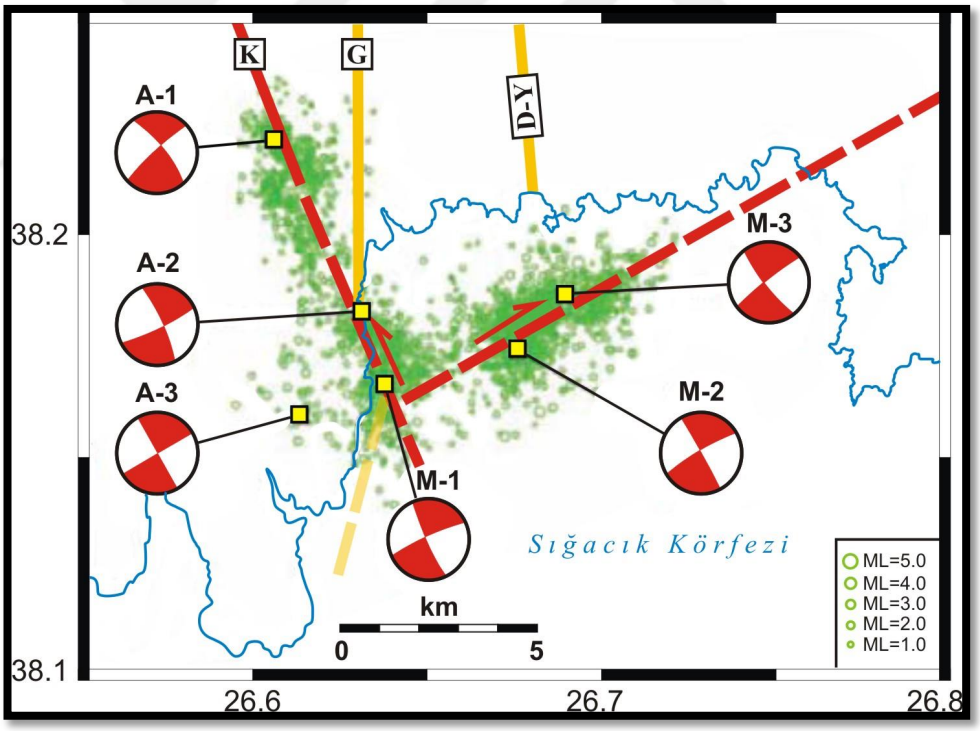
Jeomorfolojik özelliklerin yorumlamasıyla Gülbahçe Fay zonu ile Yağcılar fayı arasında yaklaşık 10 km uzunluğunda sol yönlü doğrultu atımlı bir fayla birbirine bağlıdır. İki fay zonu arasında gelişen bindirmelerin varlığı stratigrafik birimlerin yaş ilişkisiyle bağlantılıdır. Yaşlı birimlerin yükselimi güncel olmayan tektonizmayla ilişkili olduğundan bu çalışmanın kapsamı dışındadır.



Şekil 4.35 GFZ ve Yağcılar Fayı arasında gelişen ikincil fayların jeolojik harita üzerinde gösterimi

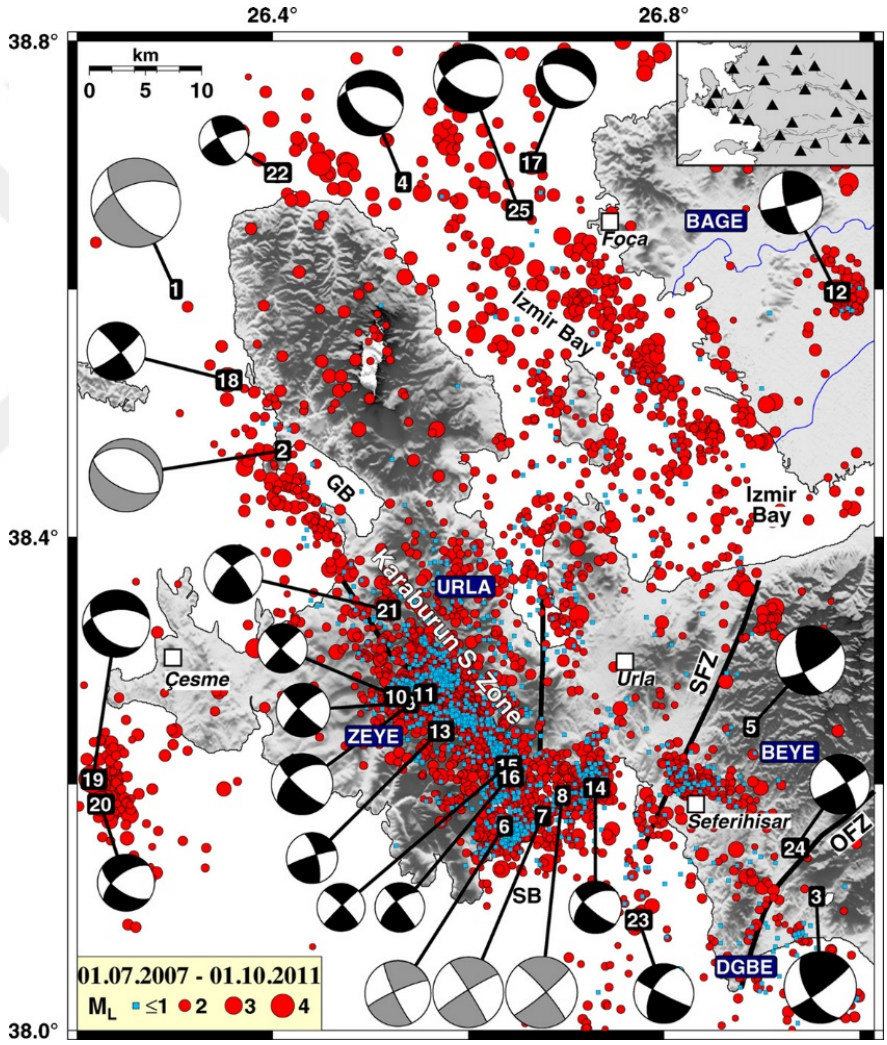
4.4.1.1.3 Kenelidağ Fayı. Kenelidağ Fayı, ilk kez Çakmakoğlu ve Bilgin, (2006) tarafından niteliği belirtilmeksizin çizilen fay hattı, Sığacık ile Ildır körfezleri arasında tek parça olarak uzanır.

Aktar ve diğer., (2007), 17-20 Ekim 2005 tarihli Sığacık depremlerinin ana ve artçı şoklarını değerlendirdikleri çalışmalarında, M1 ana şokunun (Mw: 5,4) KB uzanımlı, M2 (Mw: 5,8) ve M3 (Mw: 5,9) ana şoklarının ise KD uzanımlı eşlenik (conjugate) faylardan kaynaklandığını saptamışlardır. Artçı şokların KB-GD yönelimli ndış merkez dağılımı, Kenelidağı fayının GD bölümündeki yaklaşık 10 km'lik bir zon içinde yoğunlaşır. Aynı çalışmada, fayın kırılan bölümünde doğrultu boyunca sıralanan M1 ana şoku ile A1 ve A2 artçı şok odaklarına yönelik fay düzlemi çözümlerinin, K25°B gidişli ve sol yönlü doğrultu atım hareketini yansıttığı bildirilmiştir (Şekil 4.36).



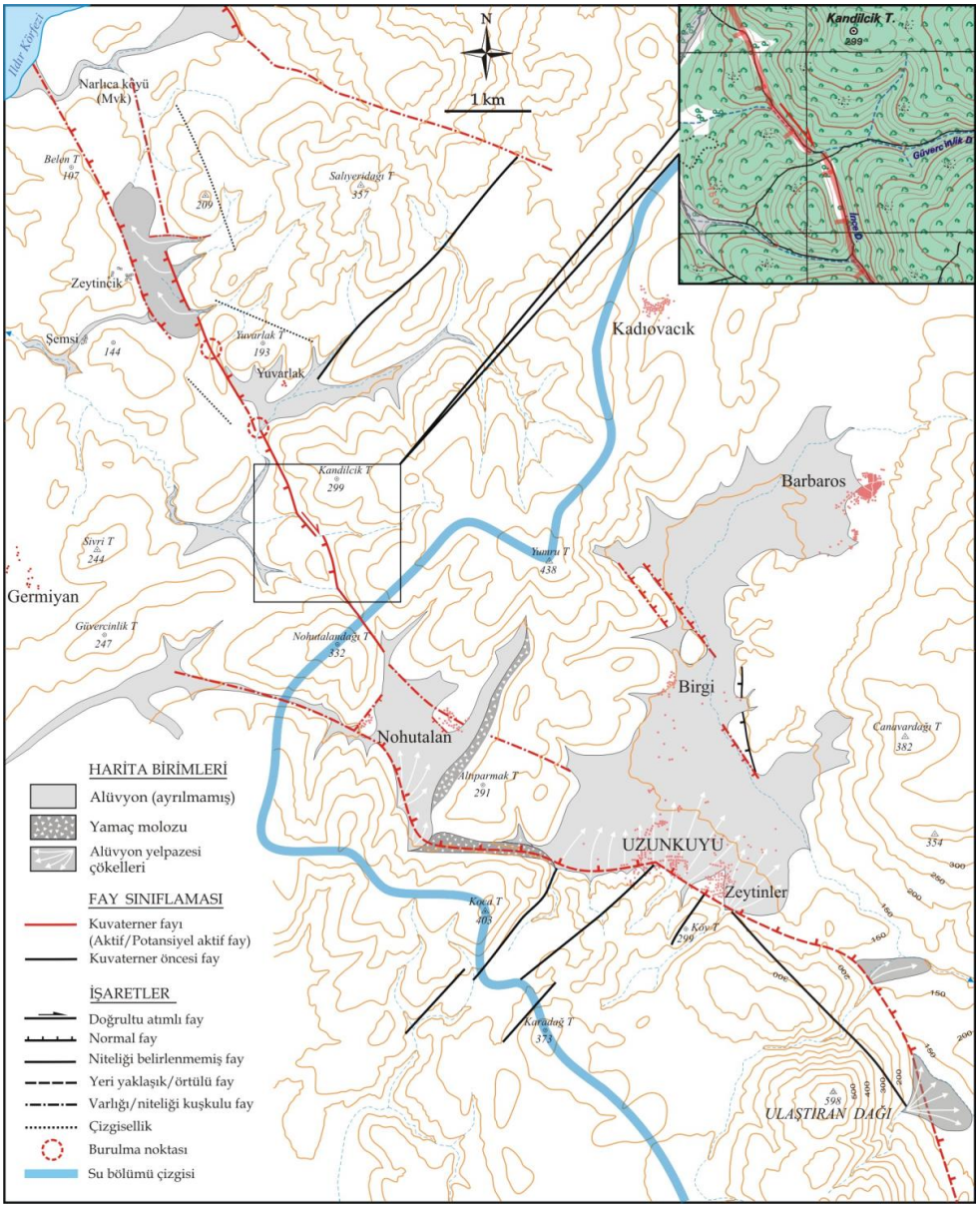
Şekil 4.36 17-20 Ekim 2005 Sığacık depremlerinin ana şokları (M-1,2,3) ve artçı şoklarının dış merkez dağılımını gösteren sismotektonik harita. Aktar ve diğer., (2007)'den alınan harita üzerine eşlenik olarak kırılan fay segmentleri ve bölgenin aktif yapılanmasına katılan diğer faylar (sarı çizgiler) yansıtılmıştır. K: Kenelidağı fayı, G: Gülbahçe segmenti, D-Y: Demircili-Yağcılar fayı. (Aktar, 2007 ve Göktaş, 2011)

Tan, (2013)'de, Kenelidağ Fayı; Karaburun Sismik Zonu olarak tanımlanmıştır. Araştırmacının mikrosismisite gözlemleri KB-GD uzanımlı sol yanal atımlı bir fayın varlığını ortaya koymaktadır. Bu fayın Batı Anadolu ile Yunanistan anakara arasındaki baskın şekilde genişleyen bir rejimin hakim olduğu bölgede KD-GB doğrultulu sağ yanal atımlı fayların konjuge fayıdır. Yazar, mikro deprem etkinliklerinin, Sığacık ve Gerence Koyları arasında yaklaşık 40 km uzunluğundaki Karaburun Sismik Zonu'nun ortasında yer alan Uzunkuyu sokulumu ile ilişkili olduğunu savunmaktadır (Şekil 4.37).



Şekil 4.37 Deprem lokasyonları ve fay düzlemi çözümleri (Tan, 2013)

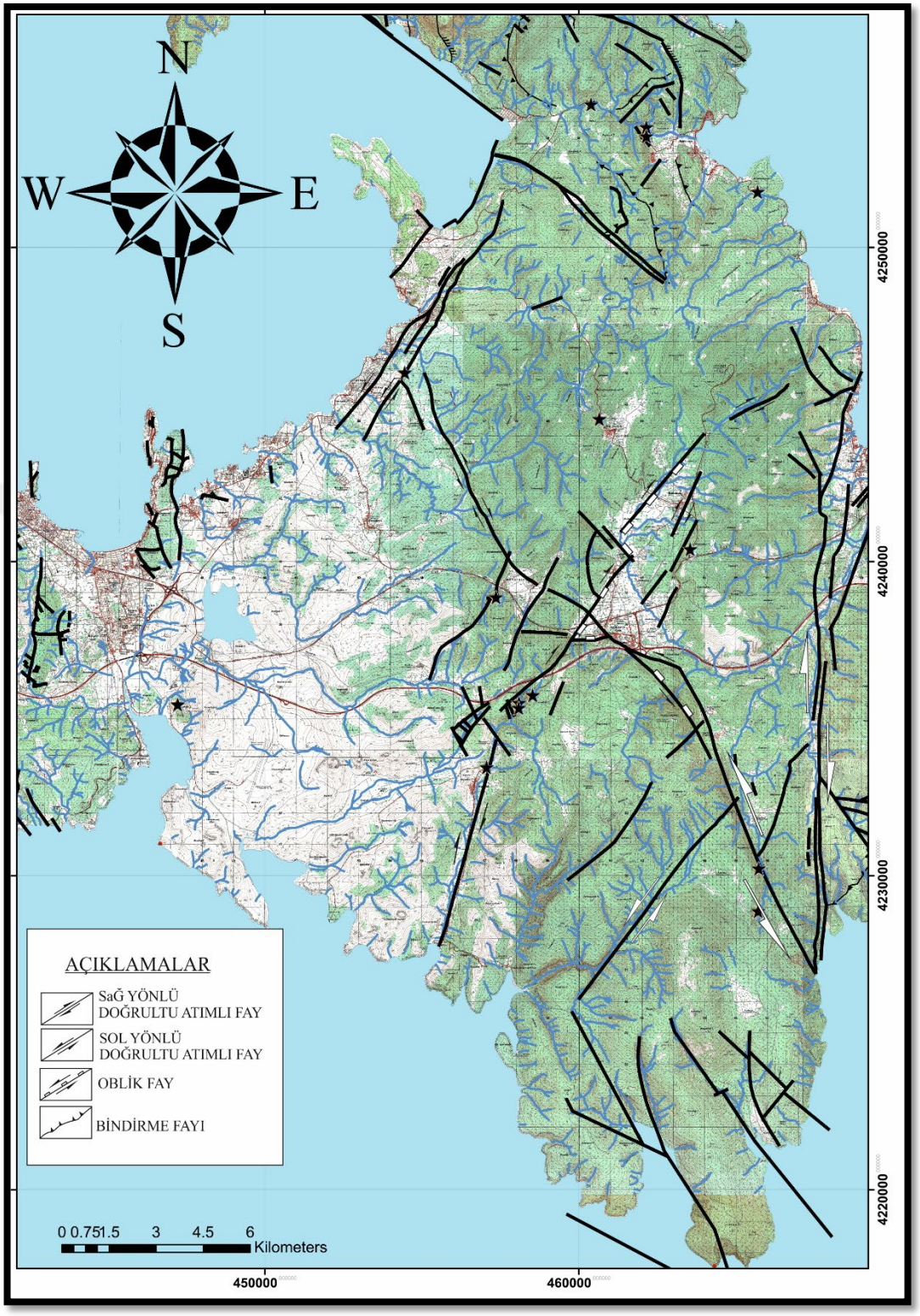
Göktaş, (2011 ve 2014) KB-GD genel doğrultusunda uzanan söz konusu yapısal hattın KB kesimi ’Zeytincik fayı’, GD kesimi ise ’Kenelidağı fayı’ adlarıyla geçici olarak ayırmış; yapısal nitelikleri yansıtan morfolojik ve sintektonik sedimanter verileri değerlendirmiştir ve şekildeki harita oluşturulmuştur (Şekil 4.38).



Şekil 4.38 Zeytincik fayının morfotektoniği ve Kenelidağı fayı ile ilişkisi (Göktaş, 2011)

- *Bulgular.* Kenelidağ Fayı, Karaburun Yarımadasını iki mikro plakacığa bölen KB-GD uzanımlı mikrosismik aktif bir zon olarak tanımlanmıştır. Sığacık ve Ildırı koyları arasında yaklaşık 22 km uzunlukta haritalanan fay sol yönlü doğrultu atımlı fay mekanizmasıyla çok sayıda deprem üretmektedir.

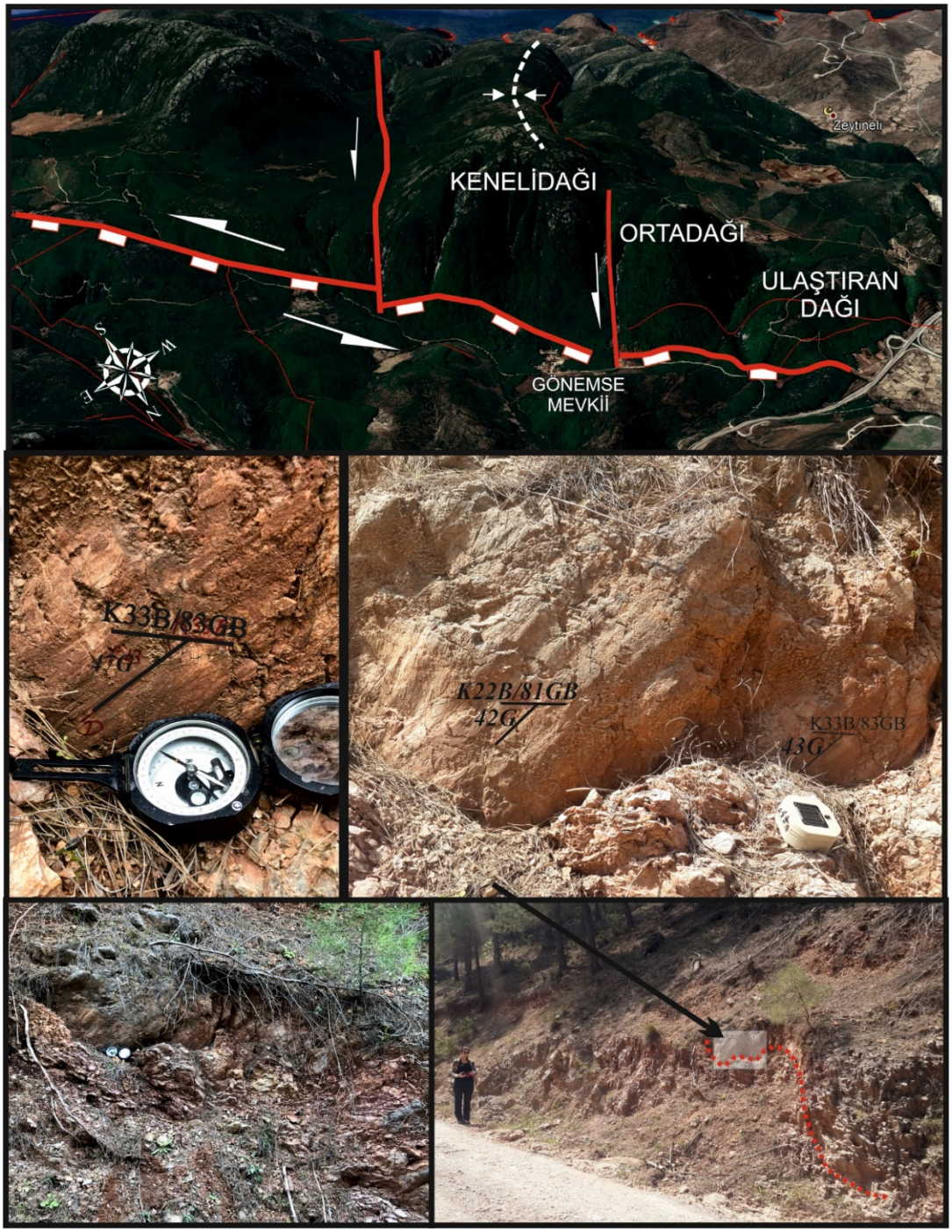
Arazi çalışmaları ve kinematik analizler, Uzunkuyu civarlarında Miyosen yaşlı Uzunkuyu sokulumunun yüzlek verdiği lokasyonda çek-ayır havza geometrisi benzeri bir yapıya sahip olduğu gözlenmiştir. Bu fay zonu boyunca gözlenen birkaç uzun ve birbirine paralel fay yüzeyleri, sarplıklar, terkedilmiş dereler, dere ve sırtlarda ötelenmeler gibi jeomorfolojik belirteçler ile belirgindir. Gerence (Ildır) ve Sığacık Körfezleri arasındaki bu jeomorfolojik belirteçler sol yanal bir hareketi göstermektedir. Kenelidağı Fayı, Sığacık Körfezi ile Uzunkuyu köyü GD'suna kadar olan yaklaşık 15 km'lik bölümünde, yaklaşık K26°B gidişiyle Güvercinlik Formasyonu kireçtaşlarını kesen tek parça olarak çizgisel uzanan aktif bir Holosen fayıdır (Şekil 4. 39).



Şekil 4.39 Kenelidağ Fayının drenajıyla olan ilişkisinin topoğrafik harita üzerinde gösterimi

Şekil 4.40 Kenelidağ Fayının Gönemse mevkiinde gözlenen yüzleklerine ait fotoğraflar (Kişisel arşiv, 2018)

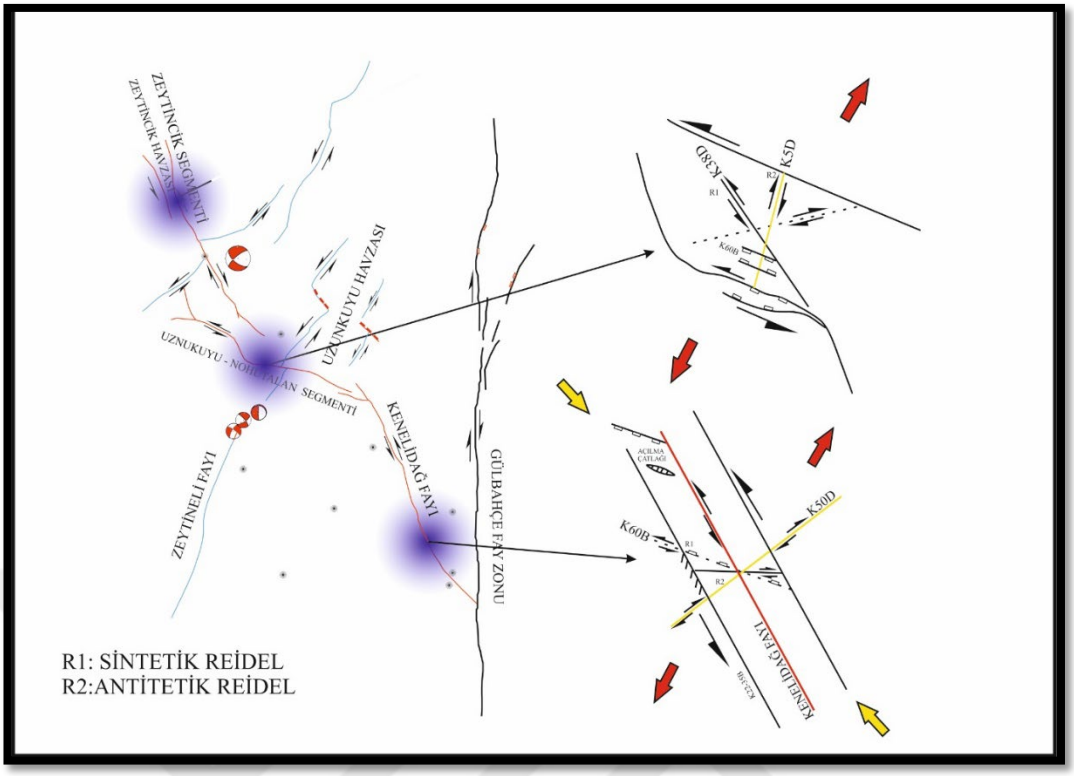
Kenelidağ Fayının güney segmenti, oblik karakterli olup; Sığacık körfezi Düvenli koyunda K26°B istikametinde Cennet tepenin KD yamacında oluşturduğu ani sarplıkla başlar. Kenelidağ, Ortadağ, Ulaştıran dağı tepelerde de ani sarplıklar oluşturarak tanınmaktadır. Ulaştıran dağı yamacında çatallanarak ikiye ayrılır. Gönemse mevkiinde oblik atım karakterine ait fay düzlemleri ölçülmüştür (Şekil 4.40 ve 4.41).



Şekil 4.41 Kenelidağ Fayı ve ikincil kırıklarına ait yüzlekler (Kişisel arşiv, 2018)

Tablo 4.2 Kenelidağ Fayına ait Kinematik Veriler

Doğrultu	Eğim	Rake Açısı	Fayın adı	Fayın Türü
K33B	83GB	47G	Kenelidağ Fayı	Oblik
K11B	88GB	44G	Kenelidağ Fayı	Oblik
K22B	87GB	42G	Kenelidağ Fayı	Oblik
K61B	78GB	42D	Kenelidağ Fayı	Oblik
K15B	90	10K	Kenelidağ Fayı	Sol Doğrultu Atımlı
K22B	88GB	26K	Kenelidağ Fayı	Sol Doğrultu Atımlı
K40B	75KD	23K	Kenelidağ Fayı	Sol Doğrultu Atımlı
K72B	80KD	43D	Nohutalan Fayı	Sağ Doğrultu Atımlı
K72B	85GB	15D	Nohutalan Fayı	Sağ Doğrultu Atımlı
K85B	67GB	5D	Nohutalan Fayı	Sağ Yanal Bileşenli
98	85G	3B		Doğrultu Atımlı
40/50	79KB	12B		Doğrultu Atımlı
230	34GD	14B		Doğrultu Atımlı
220	72GD	19B		Doğrultu Atımlı
237	64GD	13B		Doğrultu Atımlı
K38B	76GB	26B	Nohutalan Fayı (fayın sıçrama yaptığı yer)	Normal Fay
K72B	75GB	52D	Nohutalan Fayı	Normal Fay
K5D	52KB	81B	Kenelidağ Fayı	Normal Fay



Şekil 4.42 Kenelidağ Fayından alınan kinematik ölçülerle oluşturulan model

Ölçülen fay düzlemlerinde elde edilen sonuçlarla, Ana yer değiştirme zonuna parelel gelişen sintetik reidel (ikincil kırıklar) ve antetik reidel kırıklarının bölgenin KB-GD yönlü sıkışıp KD-GB yönünde genişlediğini kanıtlar (Şekil 4.42).

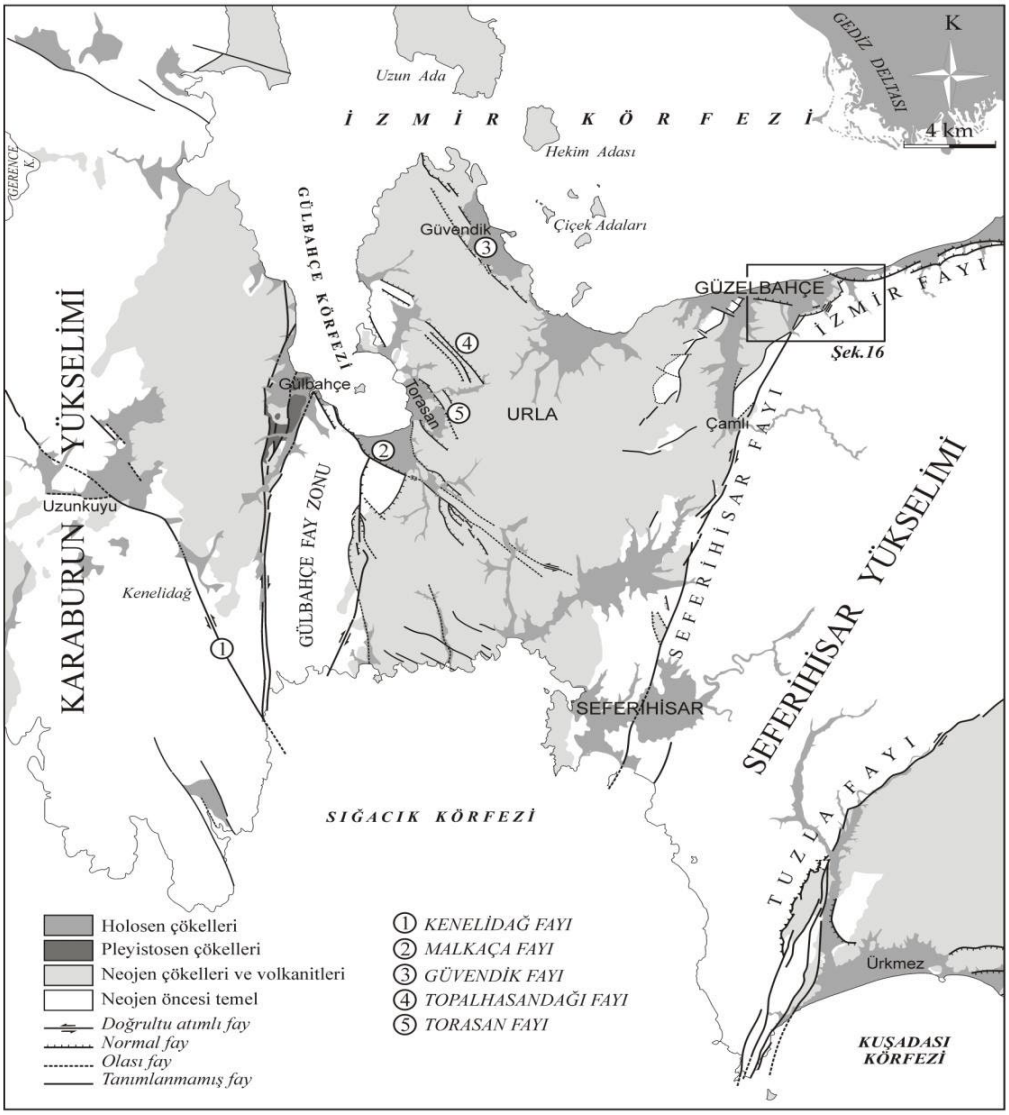
Fayın, Zeytinler GD'sunda K65°B yönünde genişlemeli büklüm yaptığı yerde fay doğrultusuna dik vadiler oluşmuştur. Uzunkuyu Köyü Zeytinler Mevkiine ulaştığında Uzunkuyu – Barbaros Çek – Ayır Havzasının güney kenarını oluşturmaktadır. KB istikametinde devamla birbirine paralel sintetik kollar Nohutalan Çek – Ayır havzasının kuzey ve güney sınırlarını oluşturur. Zeytincik havzasının GD sınırını oluşturan Kenelidağ Fayının kuzey segmenti Kandilcik tepenin güney yamacından akan Güvercinlik dereyi 440 metrelik bir atımla sağa doğru öteler. Fayın bu bölümü sağ yönlü doğrultu atım karakterinde çalışmıştır. Yaklaşık 2 km mesafe KB ya devam edildiğinde Yuvarlak deresi boğazının 648 metre sola ötelendiğini topoğrafik harita ve Google earth görüntüsü üzerinde çok net gözlenebilmektedir. Kenelidağ fayı, Gerence Koyundan gelen KD-GB doğrultulu sol yönlü oblik atımlı bir fay tarafından sonladığı düşünülmektedir. Kenelidağ fayının kuzey (Zeytincik) segmenti tarafından açılan

Zeytincik Çek -Ayır havzasının içinden geçen Hanaylı derede iki yönlü harekete işaret eden jeomorfolojik göstergelerden Saç Tokası (Hair pin river Loop) yapısı gözlenmiştir (Şekil 4.43).

Şekil 4.43 Zeytincik Çek - Ayır havzası uydu görüntüsü üzerinde çizgiselliğin görünümü (Google Earth, 2019'dan yaralanılarak oluşturulmuştur.)

Kenelidağ Fayı Sola sıçramalı bir sekmeyle Uzunkuyu civarında Zeytincik Segmentine bağlanmaktadır. Bu bağlantı yerinde Miyosen'e karşılık gelen dönemde Uzunkuyu'nun sokulumu gerçekleşmiş, Kuvaternerde ise Uzunkuyu Çek-ayır Havzası olumuştur. Bu çalışmada elde edilen kinematik veriler, Kenelidağ Fayının İki farklı Hareket mekanizmasına sahip olduğunu sağ yönlü doğrultu atımlı hareketin, sol yanal oblik atımlı bir hareketle üzerlendiğini göstermektedir. Zeytincik segmenti ise; Zeytincik Köyü çevresinde Genişliği 6,3 km ve uzunluğu 7,6 olan Zeytincik Çek-Ayır havzası oluşturacak şekilde birbirine paralel iki fay parçasıyla simgelendiğini göstermektedir. Kenelidağ Fayı Gülbahçe Fay Zonunun antitetik bir kolu olarak değerelendirilmiştir. Zeytincik Segmentinde yapılan Dere ötelenmelerine ilişkin hesaplamalar sonucu, segmentin uzun dönem Kayma hızı 0,13 mm olarak hesaplanmıştır. Kenelidağ segmentinin üretebileceği Deprem Büyüklüğü 6,58, Zeytincik Segmentinin 6,33 olarak hesaplanmıştır.

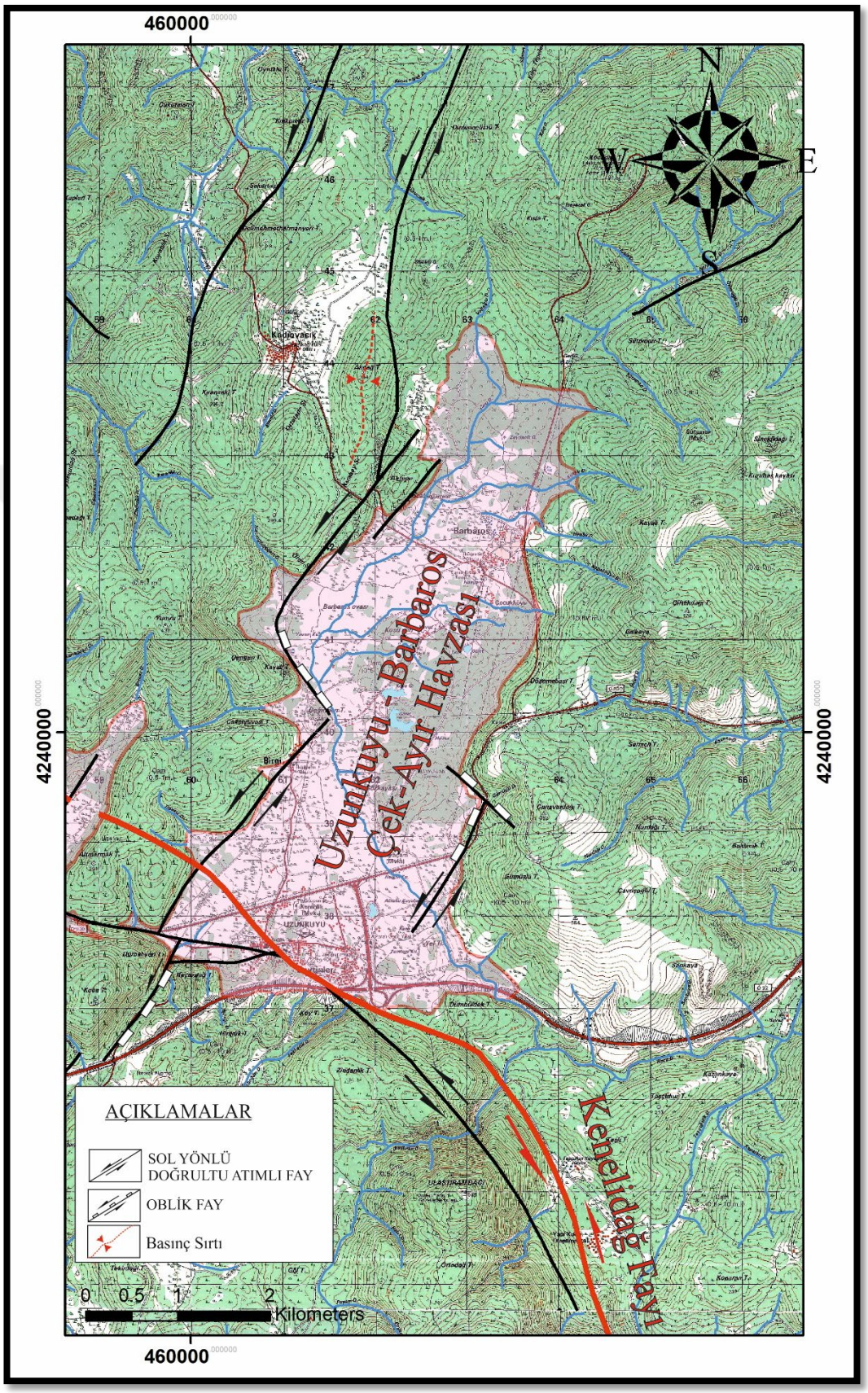
Sonuç olarak, Kenelidağ Fayı'nın çek-ayır benzeri yapısı ile Uzunkuyu sokulumunun yüzlek vermesinde etkisi olduğu ve Miyosen'den bu yana aralıklı olarak aktif olduğu düşünülmektedir. Bunun yanında, fay KD-GB doğrultu atımlı Fay Zonu (Gülbahçe Fay zonu)'nun önemli antitetik yapısı olarak yeniden reaktive olmuş ve Karaburun Yarımadası'nın güneyindeki son sismik aktiviteyi kontrol eden çiçek yapısının batıdaki kolu olarak çalışmaktatır. Kenelidağ fayı (Göktaş, 2019)'da diri fay haritasına Holosen fayı olarak eklenmiştir (Şekil 4.44).



Şekil 4.44 İnceleme alanında bilinen/önerilen aktif ve potansiyel aktif fay sistemleri (Emre ve diğer. 2005; Göktaş, 2011; Emre ve Özalp, 2011; Göktaş ve Çakmakoğlu, 2019)

Kenelidağ Fayı doğrultusu boyunca doğrultu atımlı fay geometrisi ile ilişkili 3 adet Çek- Ayır havza gelişmiştir. Uzunkuyu Barbaros, Nohutalan ve Zeytincik Çek – Ayır Havzaları alt başlıklar halinde tanımlanmıştır.

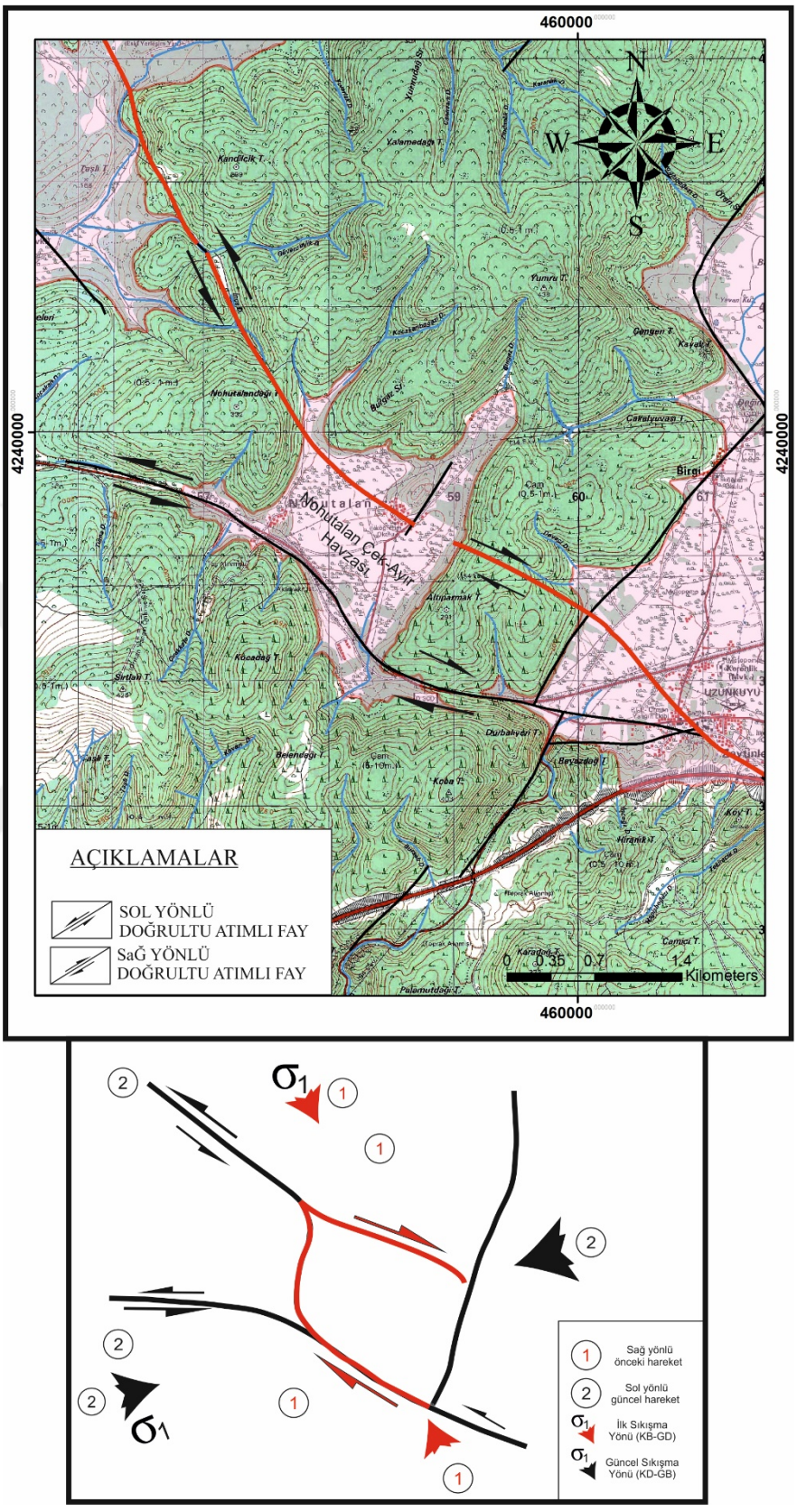
➢ *Uzunkuyu – Barbaros Çek-Ayır Havzası.* Kenelidağ fayının genişlemeli büklüm yapıp açısını genişleterek döndüğü orta kesimlerinde Uzunkuyu Çek – Ayır havzası gelişmiştir. Havza KD – GB doğrultusunda açılmıştır. Kenelidağ Fayı havzayı güneyden sınırlar. 162 km^2 alana sahip olan havzanın uzunluğu yaklaşık 7,3 km ve genişliği 3,3 km'dir. Ekstrem şekilli, asimetrik, kapalı bir havzadır. Uzunkuyu – Barbaros havzasının acute? Açısı yaklaşık 56º'dir. Uzunkuyu Çek – Ayır havzası için, doğrultu atımlı faylanma ve çek -ayır havzalarını sınırlayan potansiyel faylar arasında ölçülen açı transtansiyonel rejimin etkisi altında olduğunu göstermektedir (Şekil 4.45).



Şekil 4.45 Uzunkuyu – Barbaros Çek-Ayır havzasının detay ölçekteki topografik haritası

➢ *Nohutalan Çek-Ayır Havzası.* Nohutalan Çek – Ayır Havzası Kenelidağ Fayının Nohutalan Köyü içinden geçtiği noktadan Güneye doğru açılmıştır. Herhangi bir drenaj ağına sahip değildir. Romboidal (paralel kenar) şekilli, yaklaşık simetrik (T=0,3), kapalı bir havzadır. Kenelidağ Fayının, KD doğrultulu uzanan Sol yönlü doğrultu atımlı Zeytineli Fayının Sola sıçrama ve bu sıçramanın sol yanal normal bileşenli Nohutalan Kırığıyla karşılandığı kesişim alanında açılmaktadır (Şekil 4.46). Nohutalan 26,3 km^2 alana sahip olan havzanın uzunluğu yaklaşık 1,7 km ve genişliği 1,6 km'dir. Ekstrem şekilli, asimetrik, kapalı bir havzadır. Nohutalan havzasının acute? Açısı yaklaşık 68^o'dir. Uzunkuyu Çek – Ayır havzası için, doğrultu atımlı faylanma ve çek - ayır havzalarını sınırlayan potansiyel faylar arasında ölçülen açı transtansiyonel rejimin etkisi altında olduğunu göstermektedir (Şekil 4.47).

Şekil 4.46 Kenelidağ Fayının Sıçrama yaptığı Nohutalan kırığına ait fotoğraflar (Kişisel arşiv, 2018)

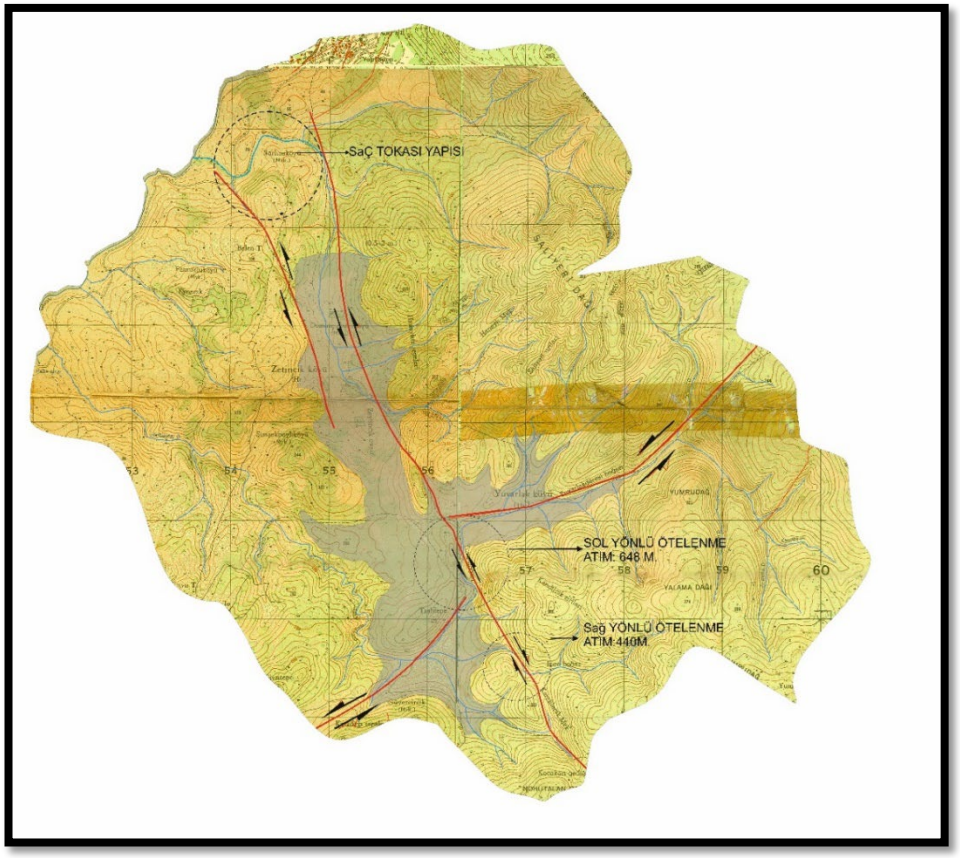


Şekil 4.47 Nohutalan Çek-Ayır havzasının detay ölçekteki topografik haritası üzerindeki gösterimi ve 2 farklı zamanda sağ ve sol yönlü hareketin sıkışma yönlerine ait şematik model

➢ *Zeytincik Çek-Ayır Havzası.* Kenelidağ Fayı'nın KB'sında Zeytincik segmenti önünde gelişen Zeytincik Havzası uzun kenarı 5 km, kısa kenarı yaklaşık 1 km olup 5 km^2 alana sahiptir. Nohutalan havzasının KB sında açılmaktadır. Kenelidağ fayı Uzunkuyu Bucağında çatallanarak Nohutalan Çek – Ayır havzasının güney sınırını oluşturacak şekilde DB ve Kuzey sınırını biçimlediren KB doğrultu Zeytincik Segmenti olarak adlandırılmıştır.

Zeytincik havzasının GD sınırını oluşturan Kenelidağ Fayının kuzey segmenti Kandilcik tepenin güney yamacından akan Güvercinlik dereyi 440 metrelik bir atımla sağa doğru öteler. Fayın bu bölümü sağ yönlü doğrultu atım karakterinde çalışmıştır. Yaklaşık 2 km mesafe KB ya devam edildiğinde Yuvarlak deresi boğazının 648 metre sola ötelendiğini topoğrafik harita ve Google earth görüntüsü üzerinde gözlenebilmektedir. Kenelidağ fayı, Gerence Koyundan gelen KD-GB doğrultulu sol yönlü oblik atımlı bir fay tarafından sonladığı düşünülmektedir. Kenelidağ fayının kuzey (Zeytincik) segmenti tarafından açılan Zeytincik Çek -Ayır havzasının içinden geçen Hanaylı derede iki yönlü harekete işaret eden jeomorfolojik göstergelerden Saç Tokası (Hair pin river Loop) yapısı gözlenmiştir (Şekil 4.48 ve 4.49)

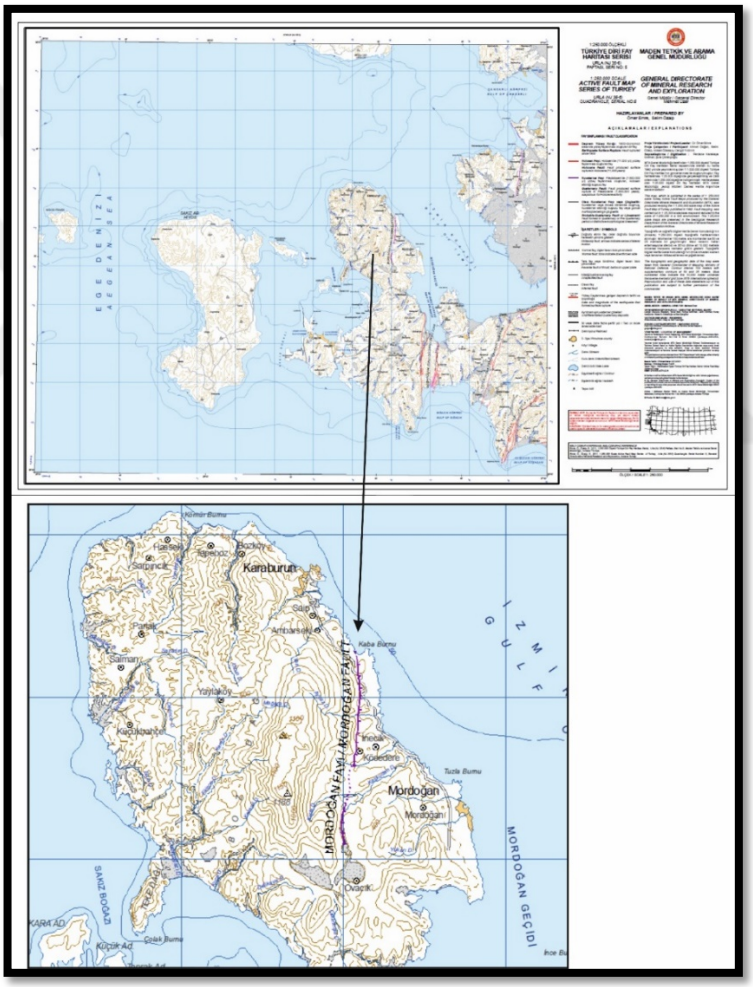
Şekil 4.48 KB-GD doğrultulu gelişen Zeytincik Çek-Ayır havzasının uydu görüntüsü (Google Earth, 2019'dan yaralanılarak oluşturulmuştur.)



Şekil 4.49 Zeytincik Çek- Ayır havzasında gözlenen jeomorfolojik belirteçler

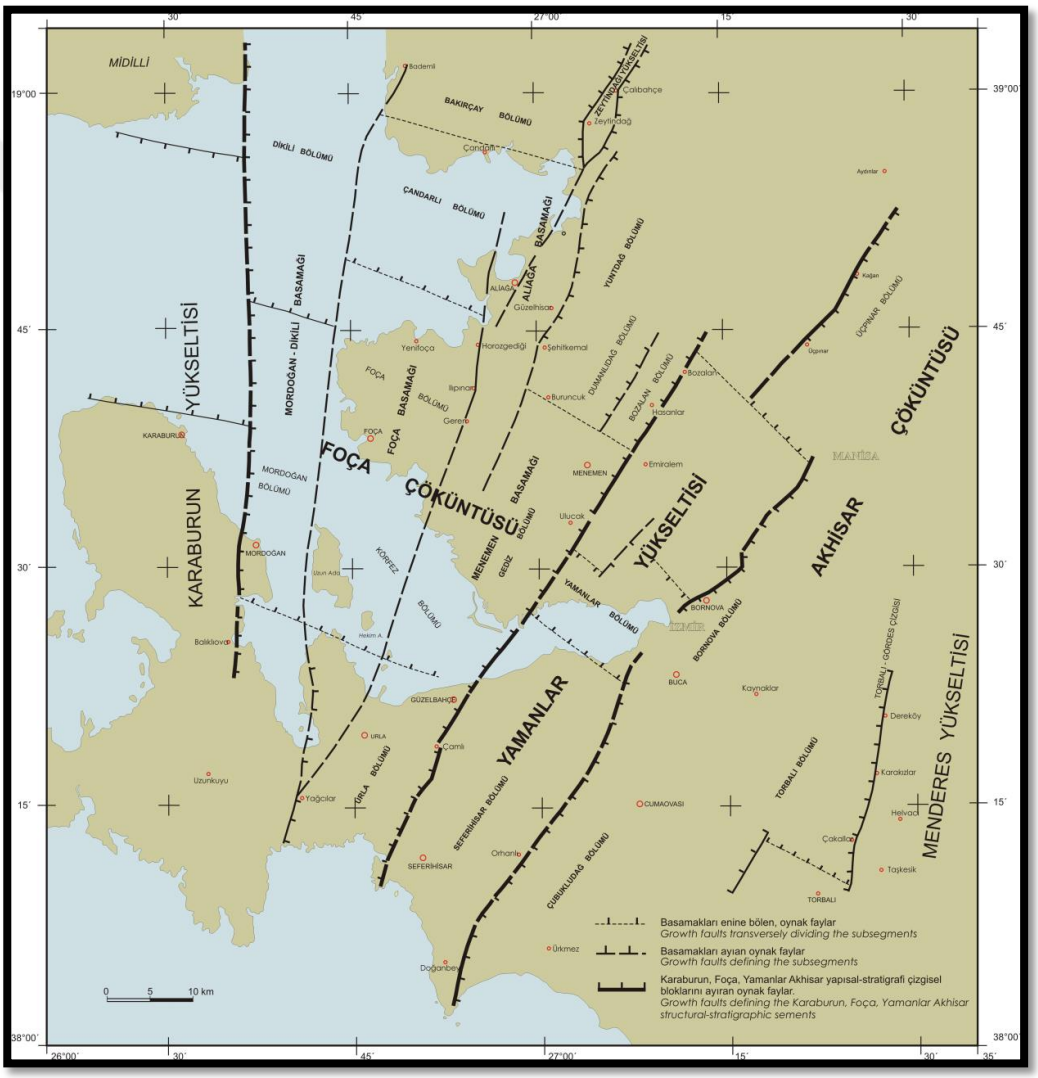
4.4.1.2 Kuvaterner Fayı

4.4.1.2.1 Mordoğan Fayı. İlk defa 2011 yılında Emre ve diğer., (MTA) tarafından resmi olarak 1/250.000 ölçeğinde Urla NJ 35-6 numarasıyla haritalanmış olan Mordoğan fayı (Şekil 4.50) ve yakın çevresindeki yapısal hatlar literetürde değişik adlarla tanımlanmıştır. Sırasıyla Karaburun Yükseltisi (Kaya, 1979), Karaburun Fayı (Ocakoğlu ve diğer., 2004, 2005), Karaburun Fay zonu (Uzel ve diğer., 2013) olarak değerlendirilen Mordoğan fayı ile ilgili çalışmalar değinilmiştir.



Şekil 4.50 Mordoğan Fayının 1:250.000 Ölçekli Türkiye diri fay haritası. Seri No:5, MTA (Emre ve Özalp, 2011)

Kaya (1979)'un tanımladığı Karaburun yükseltisi; "Orta doğu Ege çöküntüsü" içinde yer alır ve Orta doğu Ege çöküntüsünü biçimlendiren KD-K arası gidişli çizgisel bloklar Miyosen öncesinden kalmışlar veya büyük blokların Miyosen sırasında parçalanmasıyla oluşmuşlardır. Yazar, Miyosen'de büyüme fayları (growth fault) olarak çalışan KD ve K gidişli fayların, Miyosen yaşlı tortul ve volkanik istiflerdeki kalınlık ve stratigrafi değişimlerinden sorumlu olduğunu; bu fayların Miyosen'den günümüze kadar değişik dönemlerde yeniden etkin hale geçtiklerini belirtir (Şekil 4.51)



Şekil 4.51 Orta doğu Ege çöküntüsünün yapısal-stratigrafik basamakları (Kaya, 1979)

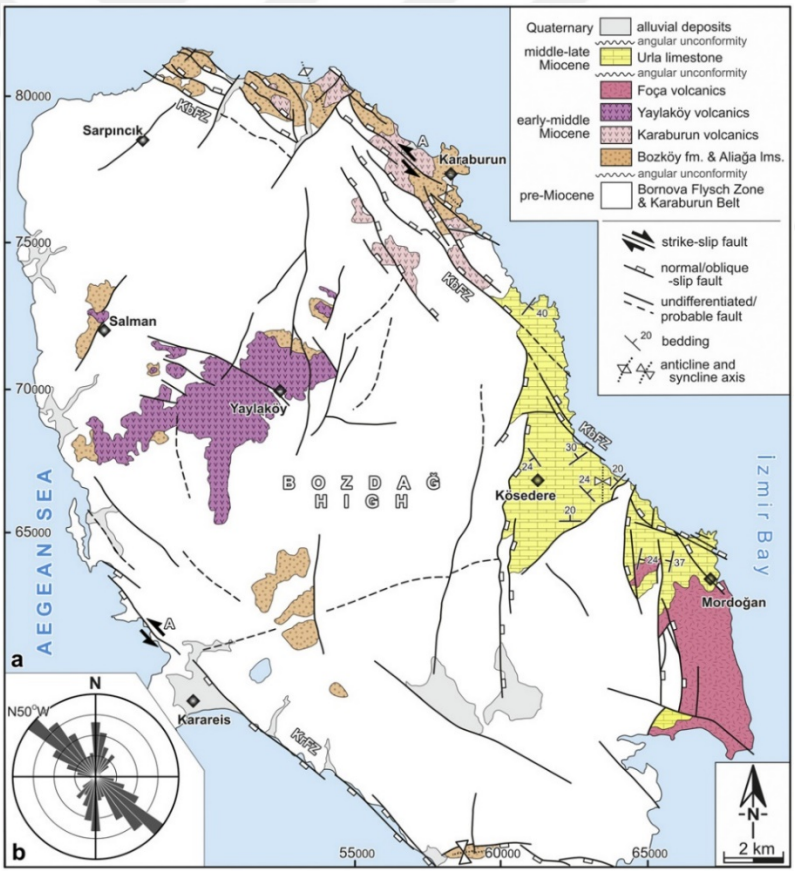
Zanchi ve Angelier (1993) Batı Anadolu'da 1939-1979 yılları arasında oluşan sığ odaklı deprem verilerinin fay düzlemi çözümlerine göre, bölgede KKD-GGB genişleme doğrultusunu belgeleyen σ3 eksenin K25D olduğunu hesaplamışlardır. Araştırıcılara göre, bölgede normal fay hareketinin baskın olduğu genişlemeli stres rejiminin kuzeye doğru doğrultu atımlı fay mekanizmasına dönüştüğünü belirtmişlerdir. Veriler derine doğru doğrultu atım faylanma yüzdesinde bir artış olduğunu göstermektedir. Bu durum günümüz Batı Anadolu kabuğundaki stres alanında bir tork (dönme momenti)' un varlığına işaret edebilir. Derinlikle değişen stres dağılımındaki bu farklılık kabuktaki eski süreksizliklerin yeniden aktif hale gelmesiyle ilişkili olabilir. Özellikle D-B fayların Geç Senozoyik genişlemesinden kalıtsal olduğu kabul edilir.

Ocakoğlu ve diğer. (2004 ve 2005)'de denizaltı sismik yansıma verilerine göre; Karaburun Yarımadası çevresinin aktif tektoniği, K-G gerilmeli ve D-B sıkışmalı sistem içinde K-G'den KD-GB'ya değişen doğrultularda uzanarak kuzeye açılımlı fay yelpazesi oluşturan doğrultu atımlı fayların etkisi altındadır. Bu faylar, genellikle sıkışma bileşenli pozitif çiçek yapıları oluşturur. Karaburun ve Tuzla faylarının, K-G doğrultusuna yaklaştıkları bölümlerinde sıkışma bileşeninin önemli ölçüde arttığı gözlenmiştir. Karaburun fayı, K-G doğrultusuna döndüğü bölümde Karaburun Yarımadası'nı doğudan sınırlamakta ve doğuya doğru bindirerek yarımadayı yükseltmektedir.

Sözbilir ve diğer. (2005, 2008, 2009), Karaburun Yarımadası ile Seferihisar Yükseltisi arasındaki bölgenin aktif tektonik çatısını oluşturan fayların, doğrultu atımlı faylara özgü "negatif çiçek yapısı" oluşturacak şekilde bir araya geldiklerini ileri sürerler. Önerilen modele göre, KD ve KB gidişli faylar, K-G genel doğrultulu ve ana fay niteliğindeki "Gülbahçe fay zonu"na Sığacık Körfezi açıklarında birleşerek kuzeye doğru ıraksayan fay yelpazesi oluştururlar.

Uzel ve diğer. (2013), "Karaburun Fay Zonu" olarak tanımladıkları, Mordoğan Fayının da içinde bulunduğu hattı; 2–4 km genişliğinde, 25 km uzunluğunda, yaklaşık N50◦W doğrultu ve NE-eğim açılı bir fay zonu olarak tanımlamışlardır. kuzeydoğu ve

doğuya eğimlenen normal segmentlerinden oluşan ana fay 25 km uzunluğunda yay şekilli fay geometrisi, güneyde K-G doğrultulu bir gidişe, kuzeyde ise KB-GD bir uzanıma sahip aktif bir normal fayı sonuçlamıştır, yay şekilli range front? sahip, iyi gelişmiş basamak benzeri morfoloji sergileyen birkaç sintetik faydan oluşur. Uzel ve diğer. (2013), Karaburun ve çevresinde KKD-doğrultulu geç Senozoik konjuge faylar ve bir dizi kıvrımlar haritalamıştır. Mordoğan köyünden başlayıp Karaburun Mevkiinde bükülerek devam eden ve Sarpıncık Köyü kuzeyinde Ege denizi suları altında kalan yarımadanın kuzey kesimlerinde Karaburun Fay Zonu'na ait fay yüzeylerinde yaptıkları kinematik analizler sonucu, sol yanal doğrultu atımlı karakterine ait veriler sunmuşlarıdır. Karaburun Fay Zonu'nun sol yanal doğrultu atımlı eski hareketini gözlemlediklerini ve daha sonra bu fayın eğim atımlı normal fay olarak yeniden aktifleştiğini savunmuşlardır (Şekil 4.52).



Şekil 4.52 Karaburun bölgesinin ayrıntılı jeoloji haritası (a) Karaburun ve Karareis fay zonları Miyosen doğrultu atımlı faylarından daha yaşlıdır. (b) Alandaki tüm doğrultu atımlı fayların uzunluk ağırlıklı gül diyagramı. Bölgede N50◦W ve N – S olmak üzere iki yön hakimdir (Uzel, 2013)

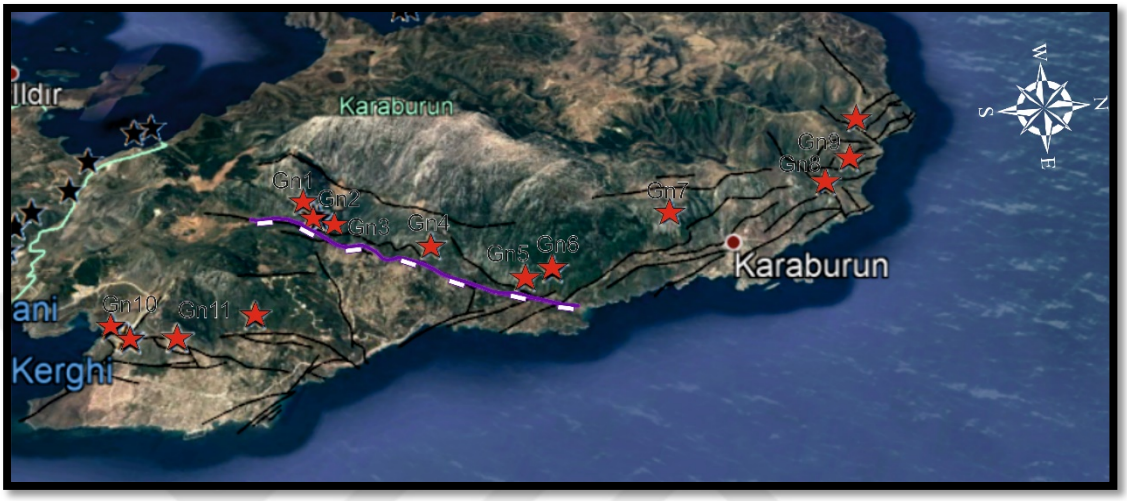
MTA tarafından 2017 yılında yayınlanan 1/500000 ölçekli Türkiye Sismotektonik Haritası Diri Fay Parametreleri ekinde Mordoğan Fayı 12 km uzunluğunda, K11B/65-70KD doğrultusunda gelişmiş Normal bir fay karakterindedir. Mordoğan fayının güney ucunda aletsel dönem kayıtlarına göre 02.05.1953 tarihnde M_W= 5,1 büyüklüğünde bir adet deprem meydana gelmiştir. Tarihsel dönem kayıtlarıyla birlikte üretebileceği deprem potansiyeli depremsellik başlığı altında incelenecektir.

- *Bulgular.* Mordoğan Fayı, Gülbahçe Körfezi'nden Karaburun İlçesine kadar açıkça gözlemlenen büyük morfolojik sarplıklar ve belirgin bir dağ önü çizgiselliği yardımıyla kolaylıkla tanınmaktadır. "Karaburun Fay Zonu" olarak da tanımlanabilecek olan Mordoğan Fayı, kuzeydoğu ve doğuya eğimlenen normal segmentlerinden oluşan ana fay 25 km uzunluğundaki yay şekilli fay geometrisi, güneyde K-G doğrultulu bir gidişe, kuzeyde ise KB-GD bir uzanıma sahip aktif bir normal fayı sonuçlamıştır (Uzel ve diğer. 2013).

İzmir iç körfezinin batı sınırını oluşturan Mordoğan Fayı, Karaburun Yarımadası'nın kuzey kesiminin batı kenarında aktif bir genişleme yapısı niteliğindedir. Doğuya doğru atımının büyük bir kısmı sintetik faylarla karşılanan Mordoğan fayının atım değerleri, güney ve kuzeybatıya doğru sönümlenmiştir. Belirgin bir dağ önü çizgiselliğine sahip olan Mordoğan fayı genç ütü altı yapılarıyla karakteristiktir (Şekil 4.53 ve 4.55).

Şekil 4.53 Mordoğan Fayı ve yakın çevresine ait genel görünüm (Kişisel arşiv, 2018)

Mordoğan Fayı oldukça iyi korunmuş fay aynalarına ve 5-50 metrelik şevler ile iyi korunmuş birkaç fay yüzeylerini içermektedir. Bu fay aynaları üzerindeki yapısal gözlemler, fayın çok evreli bir yapısı olduğunu göstermektedir. Mordoğan Fayı ve sintetik fayları üzerinde yapılan gözlemlere ait lokasyonlar Şekil 4.54 'te verilmiştir.



Şekil 4.54 Mordağan Fayı ve Sintetik Fayları üzerinde ölçü alınan lokasyonlar (Google Earth, 2019'dan yaralanılarak oluşturulmuştur.)

Şekil 4.55 Mordoğan Fayı ve sintetik kollarında gelişmiş ütü altı yapıları (google earth, 2019'dan yaralanılarak oluşturulmuştur.)

Yapılan gözlemler, Mordoğan Fayı'nın Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı Karaburun Karbonat Platformunu deforme eden, sıkışma tektoniğinin ardışık gelişimi ile ilişkili Miyosen öncesi yaşlı ters fay bileşenli olarak çalışmaya başladığını kanıtlamaktadır.

Bu fay kayaları yalnızca lokal olarak korunmakta olup, fay zonu boyunca gelişen eğim-atımlı ve doğrultu-atımlı reaktivasyonunun sonucunda gerçekleşen kırılgan deformasyon nedeniyle çok az lokasyonda ölçülebilmiştir (Şekil 4.55, 4.56, 4.57 ve 4.58). (Tablo 4.3). Miyosen dönemi boyunca fay bir büyüme fayı olarak gelişmiş ve volkano-sedimanter istif ile dolan Urla çöküntüsünün batı kenarını kontrol etmiştir. Daha sonra, doğrultu-atımlı tektonik süreçlerin kontrolü altındaki Miyosen volkano-sedimanter istifinin Pliyosen deformasyonu gerçekleşmiştir. Böylece, Mordoğan Fayı, Pliyosen'de doğrultu atımlı fay bileşeninde reaktive olmuş ve bu deformasyona katkıda bulunmuştur. Son olarak, Kuvaterner- Holosen boyunca, Mordoğan fayı, iki sol yanal doğrultu atımlı fay arasında normal bir fay olarak reaktive olmuştur. Sonuç olarak, Mordoğan Fayı Erken Tersiyer'den günümüze kadar farklı tektonik rejimler altında aralıklı olarak çalışmış aktif bir zayıflık zonudur.

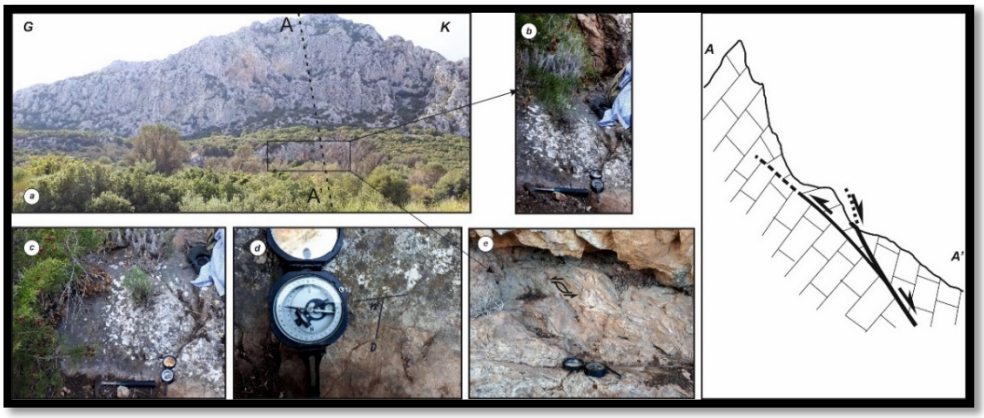
Tablo 4.3 Mordoğan Fayı ve sintetik faylarında alınan ölçüler

Doğrultu	Eğim	Rake Açısı	Fayın adı	Fayın türü
K31B	37KD	R:82B	MORDOĞAN FAYI	NORMAL FAY
K38B	21KD	R:79B	MORDOĞAN FAYI	NORMAL FAY
K41B	36KD	R: 82B	MORDOĞAN FAYI	NORMAL FAY
K34B	40KD	R:80B	MORDOĞAN FAYI	NORMAL FAY
K25B	23KD	R:78B	MORDOĞAN FAYI	NORMAL FAY
K56B	26KD	R:88B	MORDOĞAN FAYI	NORMAL FAY
K10B	47D	R:20K	MORDOĞAN FAYI	SOL DOĞRULTU ATIMLI
K23B	50KD	R:12K	MORDOĞAN FAYI	SOL DOĞRULTU ATIMLI

Şekil 4.56 Mordoğan Fayı üzerinde reaktivasyon gözlenen yüzleğe ait görünüm (Kişisel arşiv, 2017)

Şekil 4.57 Mordoğan Fayı normal bileşen verisi yüzleğine ait görünüm (Kişisel arşiv, 2017)

Şekil 4.58 Mordoğan Fayına ait arazi fotoğrafları ve şematik kesitler (Kişisel arşiv, 2017)

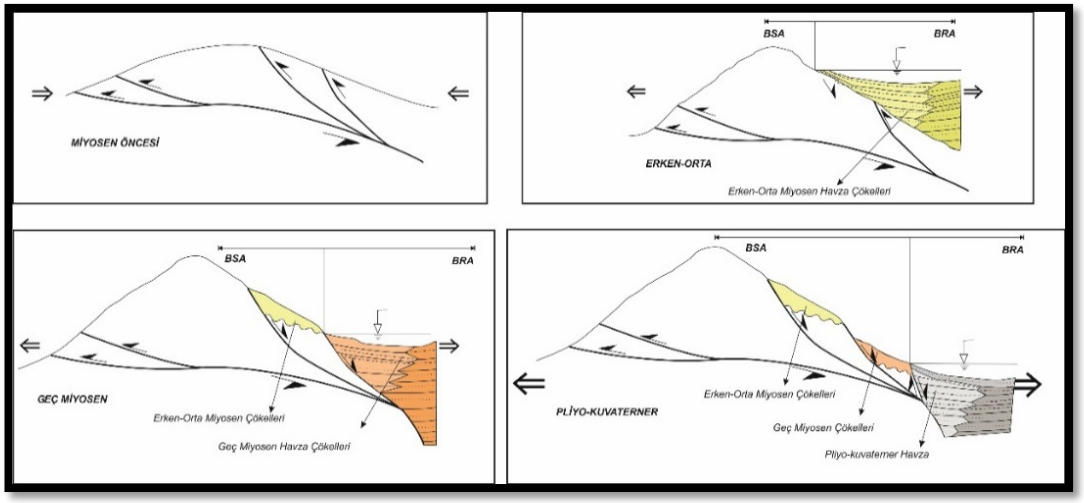


Şekil 4.59 Mordoğan Fayına ait fay sarplığı ve deformasyon yapıları (Kişisel arşiv, 2017)

Elde edilen tüm veriler ilgili literatür ışığında değerlendirildiğinde, Paleotektonik ve Neotektonik döneme ait kaya birimlerini içeren Karaburun Yarımadası Triyas başında Paleotetisin kapandığı ve Geç Triyasta açılan Neotetis okyanusunun da Eosen sonunda kapandığına dair ana yapısal hatları içeren bir kuşak niteliğindedir.

Günümüzde deprem üreten diri faylar, içinde bulundukları tektonik rejimin niteliği ve üst kabuğun özelliklerine bağlı olarak ya eski zayıflık zonlarını kullanarak yeniden çalışırlar veya Neotektonik dönem yapısı olarak yeni faylar şeklinde oluşurlar. Eski zayıflık zonlarını kullanarak yeniden aktif hale geçen fayların önemli bir bölümü yitim

zonları boyunca gelişir ve tektonik kuşak sınırları boyunca uzanırlar. Paleotektonik ve Neotektonik döneme ait kaya birimlerini içeren Karaburun Yarımadası Triyas başında Paleotetisin kapandığı ve Geç Triyasta açılan Neotetis okyanusunun da Eosen sonunda kapandığına dair ana yapısal hatları içeren bir kuşak niteliğindedir. Tarafımızdan yapılan çalışmalar, bu paleotektonik döneme ait olan hatların en önemli özelliğinin a) Paleozoyik-Mesozoyik yapısal sınırı boyunca K-G doğrultusunda uzanım sunmaları ve b) doğuya eğimli fay düzlemlerinde batıdan doğuya doğru eğim açılarında artış olmasıdır. Buna göre, Düşük açılı fay düzlemleri Gerence Körfezi ile Karaburun arasında uzanan Bozdağ yükseltisini batıdan, yüksek açılılar ise doğudan sınırlamaktadır. Bozdağ yükseltisini batıdan sınırlayan Paleozoyik-Mesozoyik yapısal sınırı boyunca yapılan gözlemlerde fay düzlemleri üzerinde batıya doğru tektonik taşınmayı gösteren ters bileşenli kinematik veriler saptanmış, doğudan sınırlayan fay düzlemlerinde ise, ters ve doğrultu atım belirten kinematik verilerin normal faylanma gösteren yapılar tarafından üzerlendiği kayıt edilmiştir. Bunun yanında, normal fay niteliğindeki Mordoğan fayı doğrultusu boyunca kuzey ve güneye doğru haritalandığında Karaburun kuşağındaki Mesozoyik istifi içindeki bindirme faylarına karşılık geldiği saptanmıştır. Fayın bu bölümlerinde yapılan çalışmalarda bindirme/doğrultu atım faylarına ait kinematik verilerin normal faylanma mekanizmasina ait kinematik veriler tarafından üzerlendiği gözlenmiştir. Buna göre Bozdağ yükseltisi sıkışma kuvvetleri etkisinde push-up yapısı kazanmış K-G eksenli bir jeolojik yapı niteliğindedir ve daha sonra gelişen tektonik rejim değişikliği nedeniyle, doğu kanadı normal fay mekanizmasına uygun olacak şekilde yeniden aktif hale geçmiştir (Şekil 4.60).



Şekil 4.60 Mordoğan Fayı'nın Miyosen öncesi – günümüz aralığındaki evrimine ait şematik gösterim (Kıray, 2018)

➢ *Balıklıova aktarım Rampası.* Mordoğan fayının sağa doğru sıçramasına karşılık gelen Gülbahçe Fay Zonu ve karadaki uzunluğu 10 km olan zon boyunca; çizgisel uzanımlı vadi ve sırtlarıyla; fay zonuna dik yönde ötelenen derelerin varlığıyla simgelenir. Jeomorfolojik özelliklerin yorumlamasıyla Gülbahçe Fayı ile Mordoğan fayı arasında yaklaşık 10 km uzunluğunda Balıklıova aktarım rampası saptanmıştır. Karaburun Yarımadası Kuvaterner döneminden beri K-G ve KB-GD doğrultulu diri faylarla deforme olmaktadır. Bu faylardan Mordoğan Fayı ve Gülbahçe Fay zonu sol yönlü doğrultu atımlı faylarla sınırlandırılmış aktarım rampasıyla birbirine bağlıdır (Şekil 4.61 ve 4.62). Aktarım Rampasın boyunca alınan kinematik veriler Tablo 4.4'te verilmiştir.

Şekil 4.61 Balıklıova aktarım rampası'na ait farklı yönlü hareketlerin gözlendiği Nohutalan Formayonu (Kişisel arşiv, 2017)

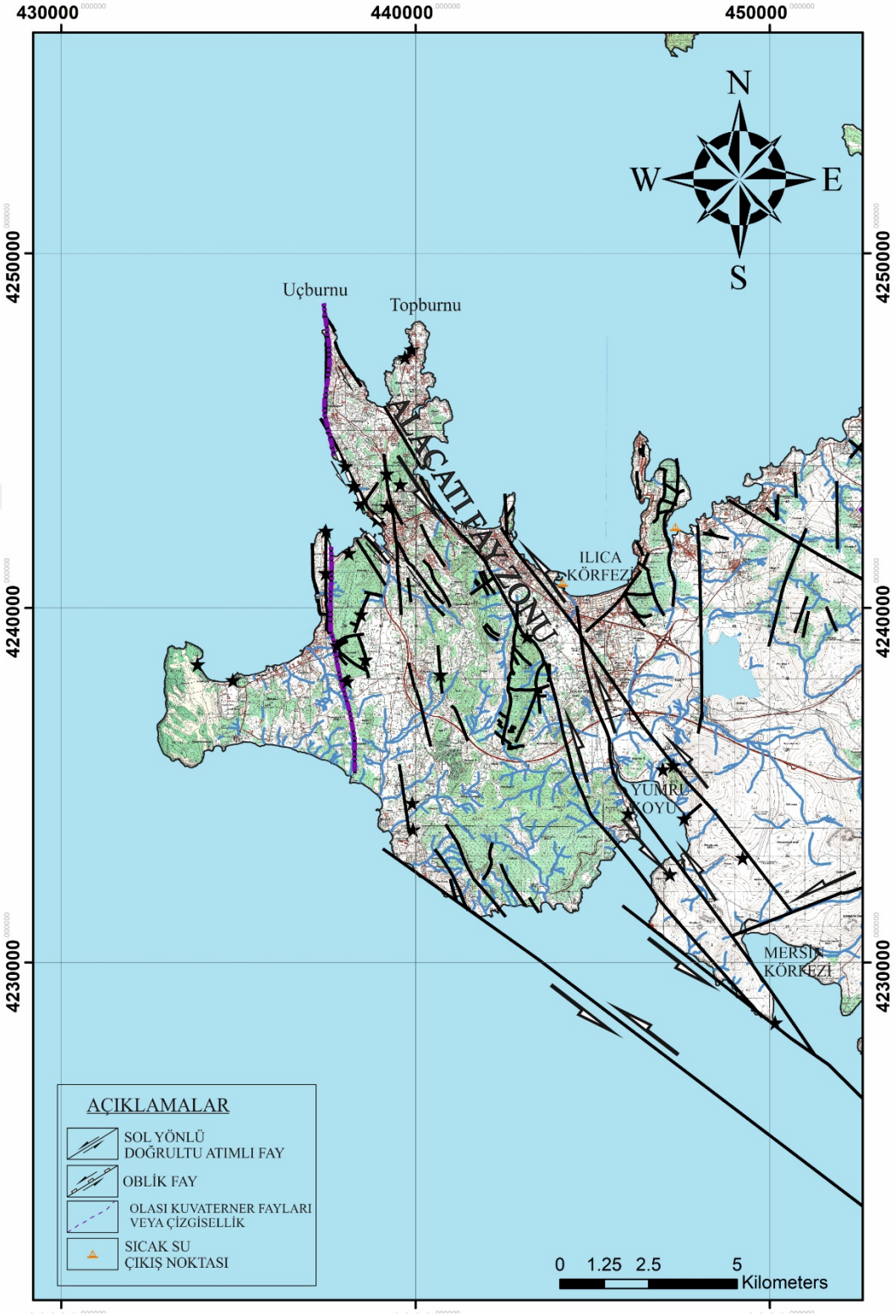
Tablo 4.4 Baklılıova Aktarım Rampası'nda Alınan Ölçüler

Doğrultu	Eğim	Rake Açısı	Fayın adı	Fayın Türü
K18B	79KD	R:16K	BALIKLIOVA RR	Sol Doğrultu Atımlı
K70B	88KD	R:18K	BALIKLIOVA RR	Sol Doğrultu Atımlı
K72B	74GB	R:22D	BALIKLIOVA RR	Sol Doğrultu Atımlı
K78B	79GB	R:21D	BALIKLIOVA RR	Sol Doğrultu Atımlı
K53B	84GB	R:24B	BALIKLIOVA RR	Oblik
K12B	80KD	R:54B	BALIKLIOVA RR	Oblik

Şekil 4.62 Balıklıova Aktarım Rampasının uydu görüntüsü ve arazi gözlem noktaları (Google Earth, 2019'dan yaralanılarak oluşturulmuştur.)

4.4.1.3 Olası Kuvaterner Fayları ve Çizgisellikler

4.4.1.3.1 Alaçatı Fay Zonu. Alaçatı Fay zonu ve ilişkili yapılarına ilk kez bu çalışmada değinilecektir. Alaçatı Fay zonu, saçaklanarak (fault branch) 6 ve daha fazla kırık hattı boyunca genişleme tektonizmasına bağlı olarak oluşan Gülbahçe Fay Zonu'nun KB doğrultusunda gelişen antitetik kollarıdır. Alaçatı Beldesi Mersin Körfezi ve Kızılkaya tepenin Kuzey yamaçları istikametinde KB – GD doğrultusunda, Uç Burnu ve Top Burnuna kadar paralel olarak takip edilen Sol yönlü doğrultu atımlı bir fay zonudur. Karadaki yaklaşık uzunluğu 22 km olup genişliği 2 km'dir. Gülbahçe Fay Zonunun KB doğrultulu antitetik kolu olduğu düşünülmektedir (Şekil 4.63).



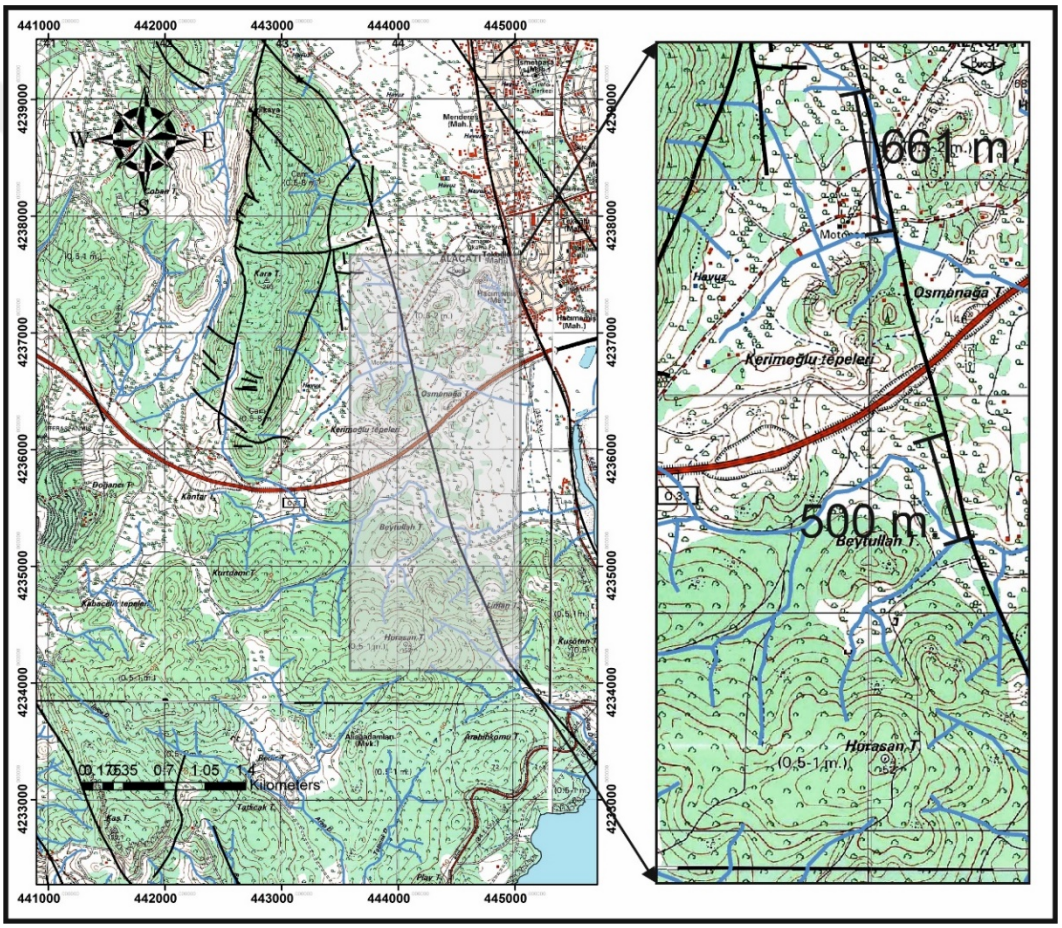
Şekil 4.63 Alaçatı Fay Zonu'nun Topoğrafik harita üzerindeki görüntüsü

➢ *Bulgular.* Mersin Körfezinden KB'ya çatallanarak açılan Alaçatı Fay zonu ile ilgili gözlemler Mersin Körfezi ile Uç Burnu yönünde açıklanacaktır. Alaçatı Fay Zonunun güney segmenti K36B doğrultusunda önce ikiye, güneyde kalan kol K40,5B'ya değişerek KB yönüne doğru 3 kola ayrılır. Mersin Körfezi ve Yumru Koyu'nun açılmasına sebep olan bu segmentasyon içinde oldukça yoğun bir şekilde gözlenen çatlak sistemi gelişmiştir (Şekil 4.64). Kırık sistemi incelendiğinde, çoğunluğun doğrultusu ve ana segmentlerle aynı olup KB-GD yönlüdür. Nispeten daha uzun takip edilebilen kırıklar segmentlere dik gelişip ikincil kırıklardır.

Şekil 4.64 Alaçatı Fay Zonu güney segmentleri arasında gelişmiş kırık sistemi(Google Earth, 2019'dan yaralanılarak oluşturulmuştur.)

Yumru Koyu, İnce Kum düzü mevkiinden Araburunkomu tepe ile Kuşöten tepeyi birbirinden ayırır. Piroklastik bloklar içindeki drenaj ağı sol yönlü ötelenmeyi gösterir. Drenaj ağının tektonizmadan etkilendiği Kerimoğlu tepe ve Beytullah tepe arasında akan derenin yaklaşık 500 metrelik atımla sol yönlü yerdeğiştirmesi ve yine, Kerimoğlu tepe ile Osmanağa Tepe arasındaki 660 metrelik aynı yönlü yer değiştirme

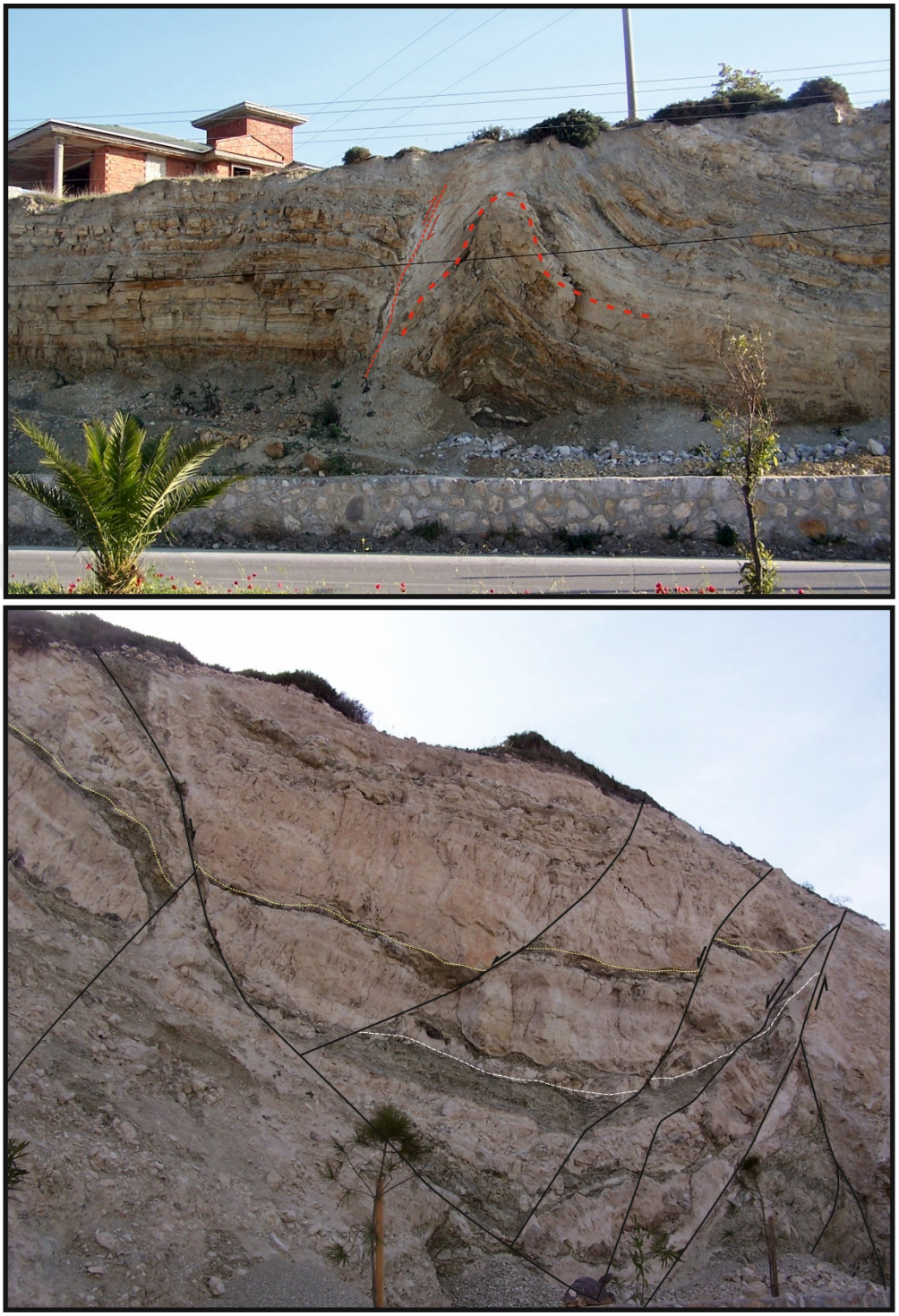
söz konusudur (Şekil 4.65). Alaçatı Mersin Körfezi ve civarında gözlenen breşik yapıdaki malzeme, blok rotasyon yönleri, şıkışma bileşenine ait kıvrımlı yapılar fayın devamlığının kanıtlarıdır. Alaçatı merkeze doğru Alaçatı piroklastik birim içindeki devamlılığı derelerdeki ötelenmelerle kendini göstermektedir. Alaçatı Fay zonu Kızılkaya tepenin KB yamacında ve Akçakaya Tepe'de yüzeylenen Güvercinlik Formasyonuyla Alaçatı Piroklastik birimini biribirinden ayırır. K31B yönünde Uç Burnuna kadar devam eder. Uçburnunda kıyı çökellerinin KB ötelenmesine karşılık gelir (Şekil 4.66, 4.67 ve 4.68).



Şekil 4.65 Alaçatı Mevkiinde Saptanan Dere Ötelenmeleri

Şekil 4.66 Yumru Koyu Mevkiinde gözlenen reaktive yapılar (Kişisel arşiv, 2011)

Şekil 4.67 Alaçatı Fay Zonu boyunca gözlenen Doğrultu atımlı sıkışma yapılarına örnekler Değirmen Dağı GD yamacında yüzlek veren aşırı deforme olmuş Volkanosedimanter istif içinde gözlenen sürüme kıvrımına ait görünüm, Alaçatı piroklastik birimi içerisinde gözlenen (-) çiçek yapısına ait görünüm (Kişisel arşiv, 2007)



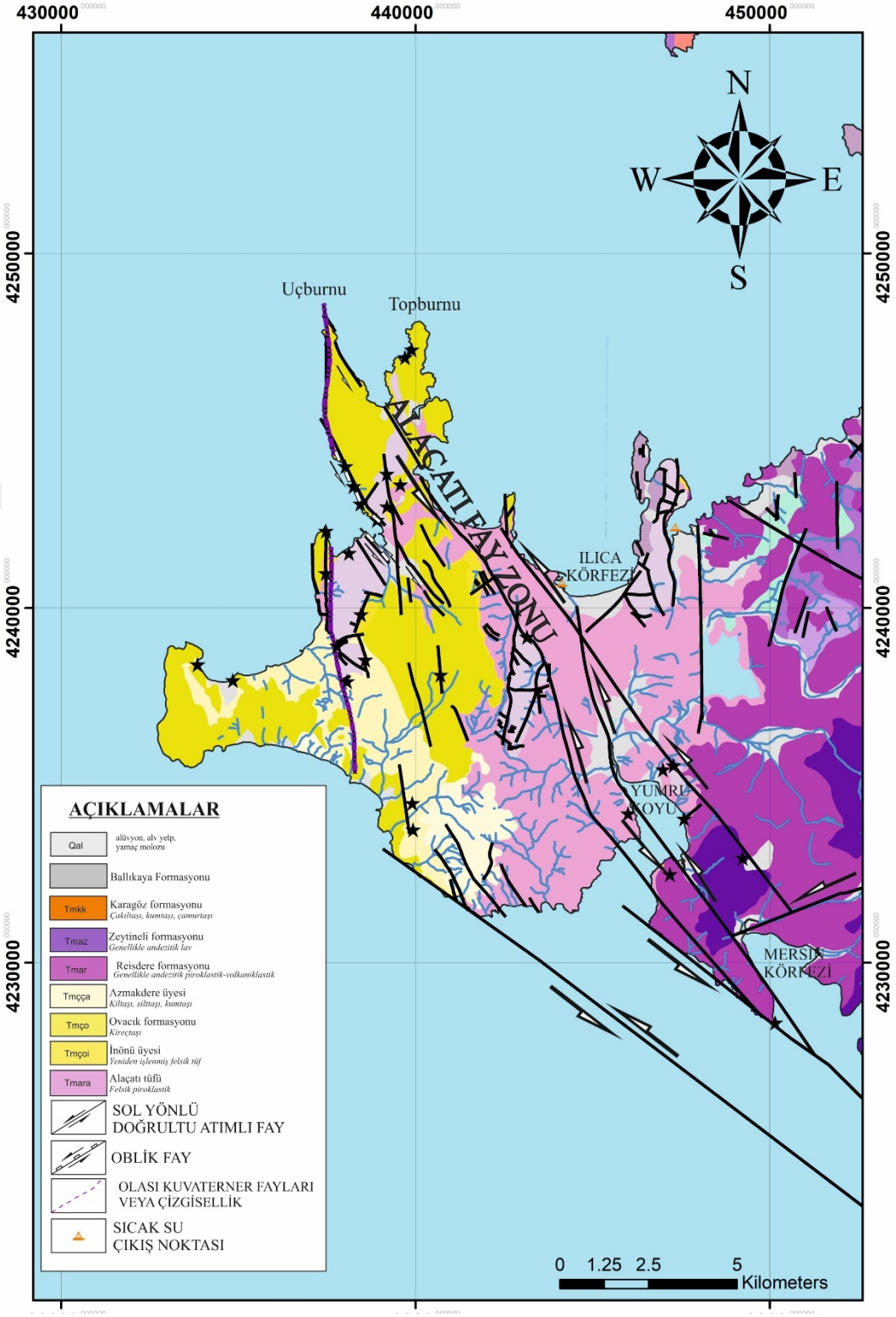
Şekil 4.68 Ayayorgi yolu üzerinde gözlenen sıkı (kapalı) kıvrım ve faylanma sonucu oluşmuş fay kili ve Çeşme Formasyonu içerisinde gözlenen Sin-sedimanter faylar (Kişisel arşiv, 2007)

Körfez tipi açılma bölgesine karşılık gelen Yumru Koyu Mevkiideki segment genişlemeli büklüm yaparak K-G doğrultuda Ilıca Körfezine doğru devam eder. Doğrultu atımlı genişlemeli büklümler bölgesel transtansiyonal (genişlemeli-sıkışmalı)

deformasyonun merkezleridir. Karaburun Yarımadası ölçeğindeki genel Transtansiyonel yer değiştirmeyle uyumlu bir fay zonudur (Şekil 4.69). Alaçatı Fay Zonu boyunca alınan kinematik veriler Tablo 4. 5'teki gibidir.

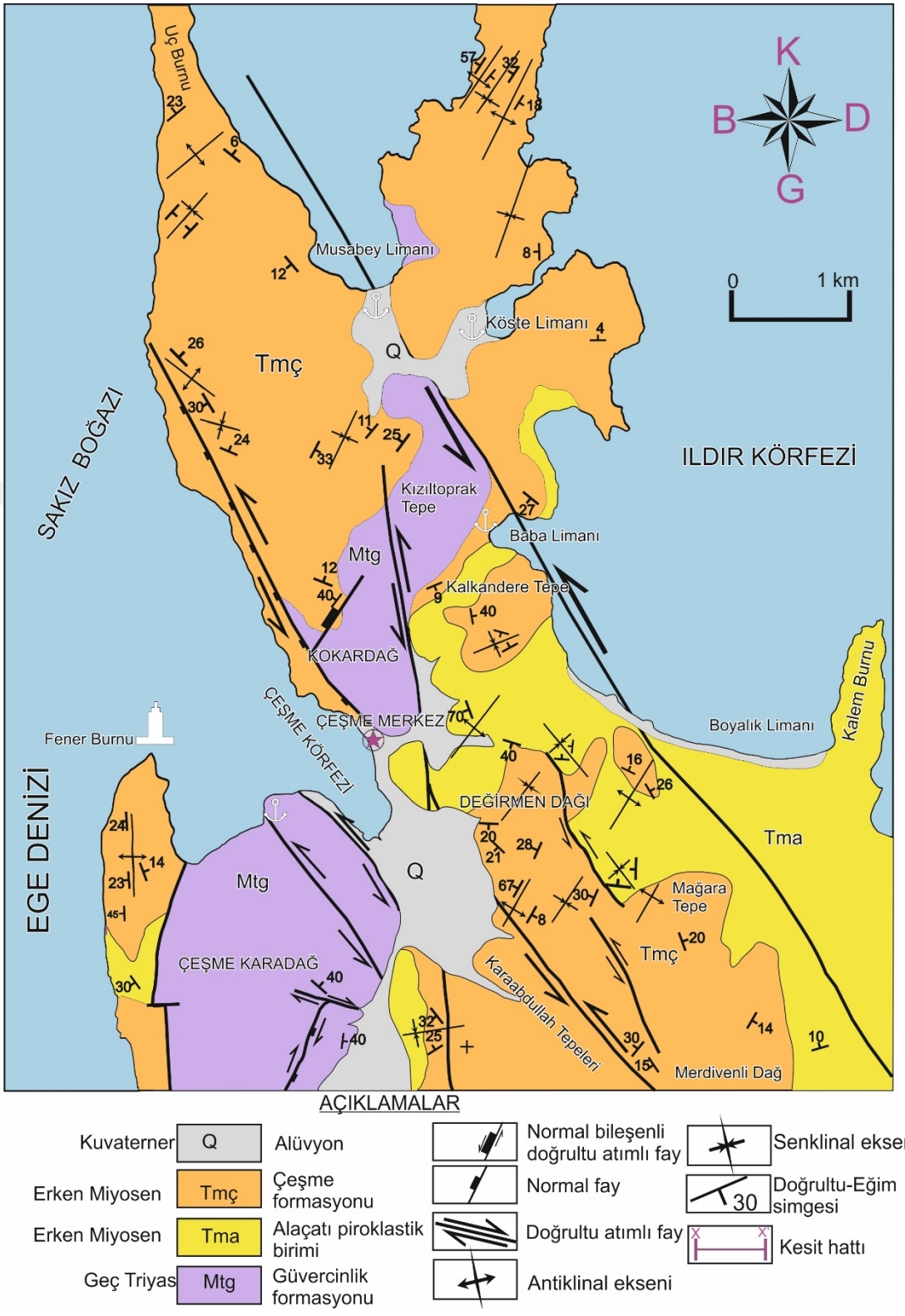
Tablo 4.5 Alaçatı Fay Zonuna Ait kinematik veriler

Doğrultu	Eğim	Rake Açısı	Fayın adı	Fayın türü
K30B	86KD	18K	Alaçatı Fay Zonu	Sol Doğrultu Atımlı
K32B	81KD	27K	Alaçatı Fay Zonu	Oblik
K29B	86KD	32K	Alaçatı Fay Zonu	Oblik



Şekil 4.69 Çeşme Yarımadası'nın Jeoloji Haritası

4.4.1.3.2 Çeşme Fayı. Çeşme Fayı, KB-GD uzanımlı yaklaşık birbirlerine paralel sol yönlü doğrultu atımlı faylar tanımlanmıştır. Çeşme Kokardağ ve Kızıltoprak Tepe'de yüzlek veren Güvercinlik formasyonu'nun KB ve GD dokanaklarından geçen KB-GD uzanımlı sol yönlü doğrultu atımlı iki fay haritalanmıştır. Bu iki fay arasında kalan alan bir fay zonu olabilecek genişliktedir ve fayların devamlılığı söz konusudur. Kokardağ'ın GB'sından geçen normal bileşenli sol yönlü doğrultu atımlı fay yaklaşık 3,5 km uzunluğundadır. Faylanma tek bir düzlemden oluşmaktadır ve iki farklı hareketin izlerine rastlanmaktadır (Şekil 4.70). Eğim atımı yüksek olan hareket düşük eğim açısına sahip olan fay çiziklerini kesmektedir dolayısıyla en genç harekete aittir. Bu fayın yaklaşık 500 m. ilerisinde ve aynı karakterdeki, alüvyonla örtülü olduğu için aynı fayın devamı olup olmadığı saptanamayan ve Çeşme Formasyonu'nu kesen bir fay daha gözlenmektedir. Sol yönlü doğrultu atımlı fay karakterindedir ve yüzleklerine Alaçatı piroklastik birimini kestiği Boyalık Mevkii'nde ve Yarenbabatekkesi Mevkii'nde rastlanmaktadır. Aynı zamanda Kokardağ'ın GB yamacını kesen sol yönlü doğrultu atımlı fayın Çeşme Körfezi'ni açan sistemin bir elemanı olduğu düşünülmektedir (Şekil 4.71 ve 4.72).

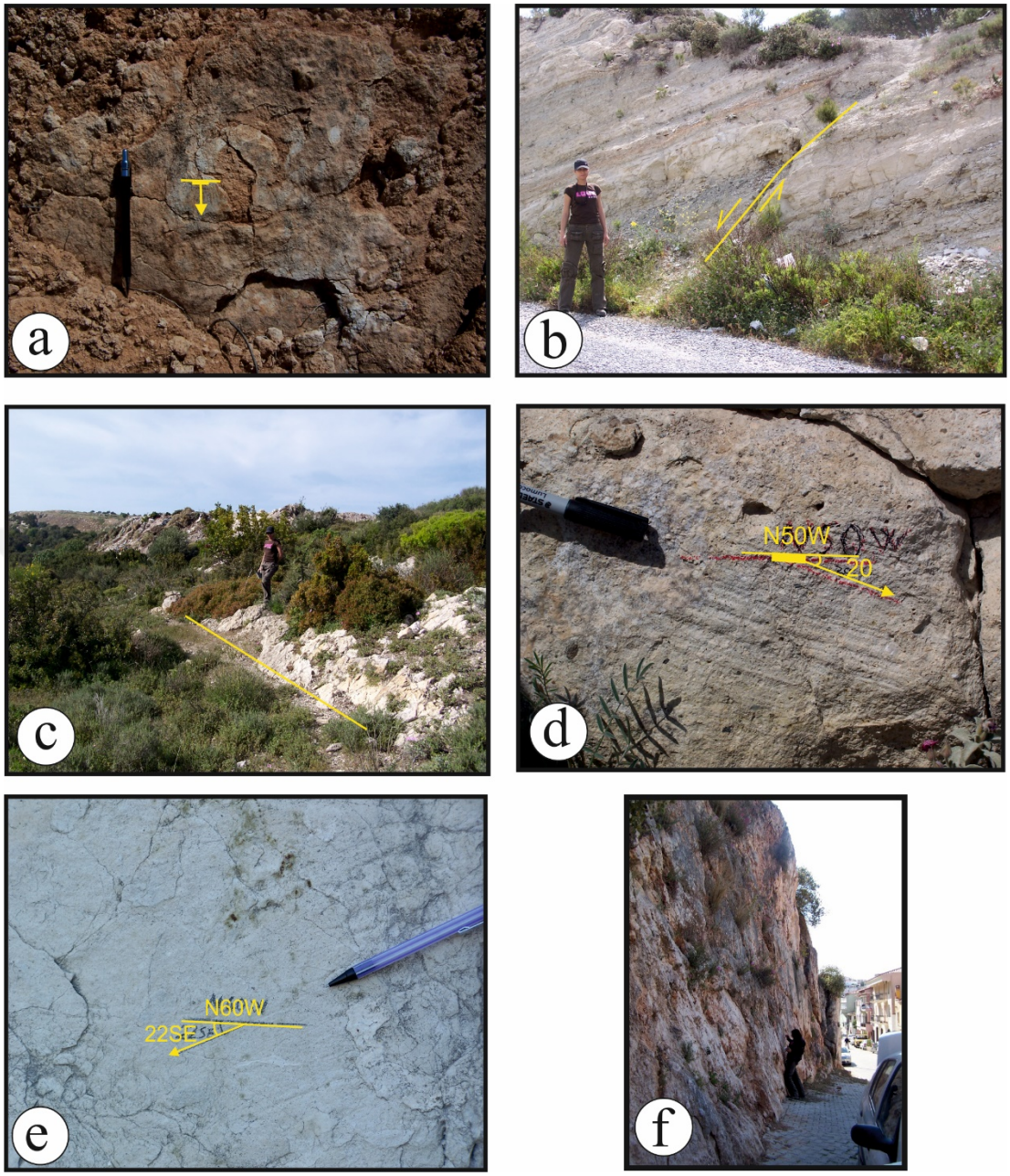


Şekil 4.70 Çeşme Fayına ait detay ölçekli Jeolojik harita (Oskay, 2007)

Bu fay zonu içerisinde kalan alandaki yüzleklerde sıkışmalı tektonik rejimin sonucu oluşan (-) çiçek yapılarına Değirmen Dağı'nın kuzey yamaçlarında, sürüme kıvrımlı yapılara ve tortullaşmayla yaşıt faylanmalara Çeşme formasyonu içindeki birçok yüzlekte rastlanmaktadır (Şekil 4.73 ve 4.74).

Çeşme Körfezi Çeşme Fayı'nın iki farklı hareketiyle oluşmuştur. 1. hareket fayın sol yönlü doğrultu atımlı hareketi sonucunda Kokardağ ve Çeşme Karadağ arasında KB doğrultulu bir zayıflık zonu oluşturmuş ve bu zon boyunca Çeşme Karadağ bloğu sol yönlü ötelenmiştir. Aynı fay üzerinde gelişen 2. hareketin oblik atımlı normal fay olmasından dolayı Kokardağ ve Çeşme Karadağ blokları birbirinden ayrılarak arada körfez şeklinde KB-GD doğrultusunda bir girintinin/çöküntünün oluşmasına neden olmuştur.

Şekil 4. 71 Kokardağ'ın GB'sından (Çeşme Merkez) Geçen Normal Bileşenli Sol Yönlü Doğrultu Atımlı Fayın Arazi Görünümleri (Kişisel arşiv, 2007)



Şekil 4.72 Çeşme Fayına ait Arazi Görüntüleri (a) Tekke Tepe ile Kokardağ arasında kalan Normal faya ait fay çizikleri (b) Fay zonu içerisinde gözlenen normal fay. (c) Değirmen Dağı GD'sundan geçen KB uzanımlı faya ait yüzlek. (d) Fay zonunun GD'dan sınırlayan fayın Yarenbaba Tekkesi Mevkii'ndeki fay çiziklerine ait görünüm. (e) Mağara Tepe önü ana yol üzerinde yüzlek veren piroklastikleri kesen fay düzlemine ait görünüm. (f) Kokardağ Fay Aynası (Kişisel arşiv, 2007)

Şekil 4.73 Alaçatı Piroklastik Birimi İçerisinde Gözlenen Tortullaşma İle Yaşıt Faylar (Kişisel arşiv, 2007)

Şekil 4.74 Çeşme Fayı boyunca yüzlek veren fay düzlemlerinde reaktivasyon verilerinin gözlendiği, tabakaları yataydan düşey konuma getiren sıkışma kuvvetlerinin etkisi altında oluşmuş (-) çiçek yapısı ve fay kiline ait görünümler (Kişisel arşiv, 2007)

KB-GD uzanımlı doğrultu atımlı faylar düzlemi verileri değerlendirildiğinde; KKB-GGD yönlü açılma ve DKD-BGB yönlü sıkışma kuvvetleri ile ilişkilendirilmiştir.

4.4.2 Kıvrımlar

"Sert ve sağlam görünen kayaçlar, uzun zaman aralıkları içinde ve yerkabuğundaki kuvvetlerin etkisi altında deforme olurlar. Bu kuvvetler; 1) bir cismi sıkıştıran ve boyunu azaltan sıkışma kuvvetleri (compressive forces); 2) bir cismi çeken, boyunu uzatan ve koparmaya çalışan çekme kuvvetleri, (tensional forces) ve 3) bir cismi, birbirine ters yönlerde sıkıştıran kesme (makaslama kuvvetleri: shearing forces)" olabilirler. "Tabakalı kayaçların tektonik kuvvetlerin etkisiyle" kazandıkları "dalga şeklindeki deformasyon yapıları kıvrım", meydana gelen olay da "kıvrımlanma" olarak adlandırılır (Dirik, 2006).

Çalışma alanında bu şekilde tanımlanan yapılara yani kıvrımlara Erken Miyosen yaşlı kayaçlar olan Alaçatı piroklastik birimi'nde ve özellikle Çeşme formasyon'unda rastlanmaktadır. Çalışma alanındaki kıvrım şekilli yapılar aşağıdaki gibi sınıflandırılmıştır. Kıvrım kanatları arasındaki açıya göre sınıflandırma (Fleuty Sınıflaması) tablosu aşağıdaki gibidir (Tablo 4.6).

Tablo 4.6 Kıvrımların, Kıvrım Kanatları Arasındaki Açıya Göre Sınıflandırılması (Fleuty Sınıflaması)

Kıvrım kanatları arasındaki açı	Kıvrıma verilen açı
0° – 10°	İzoklinal kıvrım
1° – 30°	Sıkı (kapalı-tight) kıvrım
31° – 70°	Kısmen sıkı kıvrım
71° – 120°	Açık (open) kıvrım
121° – 180°	Hafif (gentle) kıvrım

Fleuty sınıflamasına göre çalışma alanında gözlenen kıvrımların kanatları arasındaki açı 16° ile 95° arasında değişim göstermektedir ve dolayısıyla kıvrımlar Sıkı (kapalı-tight) kıvrım ve Açık (open) kıvrım olarak sınıflandırılmıştır.

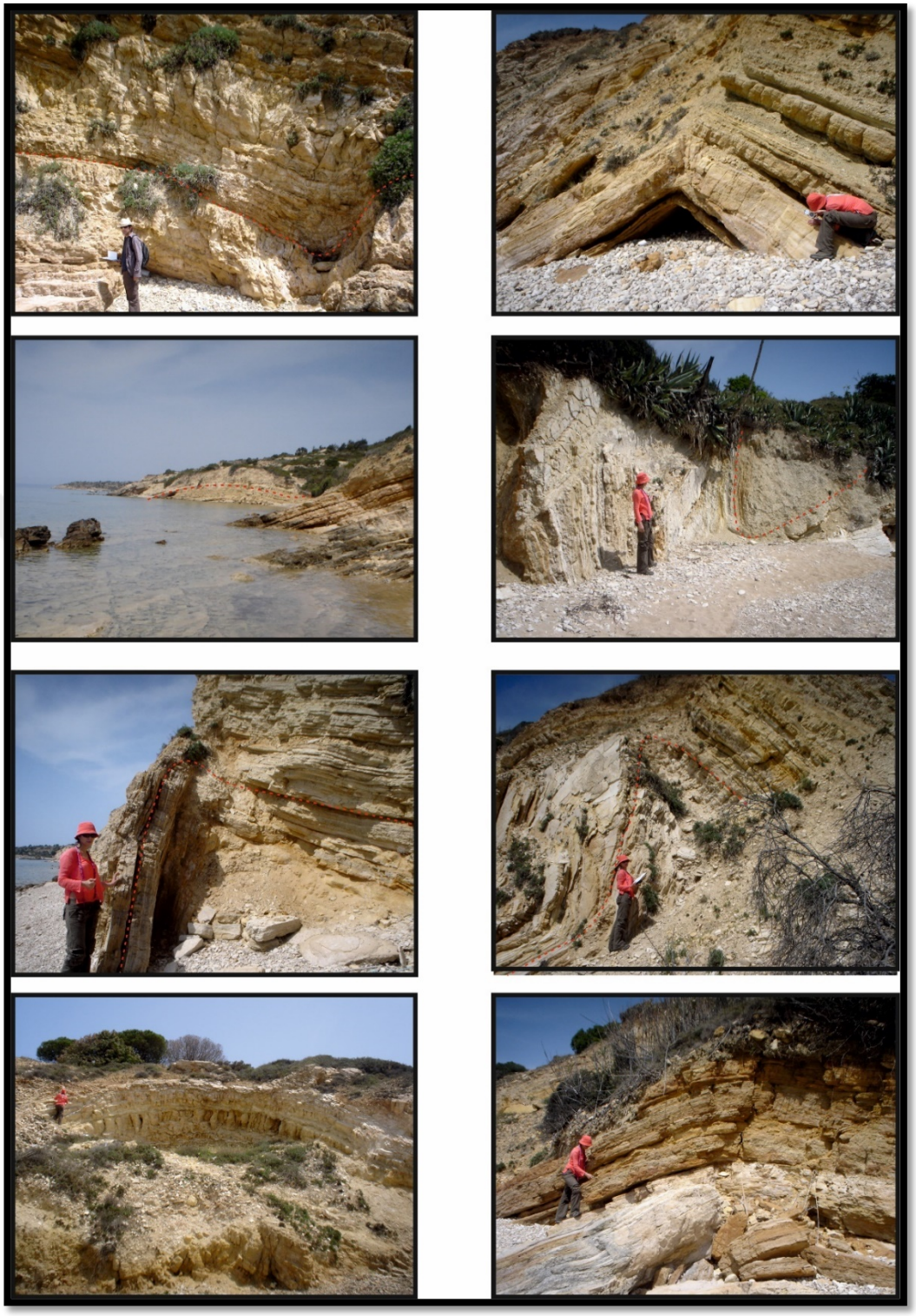
Eksen düzleminin eğim derecesine göre sınıflandırma tablosu aşağıdaki gibidir (Tablo 4.7). Bu sınıflamaya göre çalışma alanında gözlenen kıvrım eksen düzleminin eğim dereceleri 60°-90° arasında değişmektedir ve dolayısıyla kıvrımlar orta derecede eğimli ve düşey kıvrım olarak sınıflandırılmıştır.

Tablo 4.7 Kıvrımların, Kıvrım Eksen Düzleminin Eğim Derecesine Göre Sınıflandırılması

Eksen düzleminin eğim derecesi	Kıvrıma verilen ad
0° –	Yatay
1° – 10°	Yataya yakın
11° – 30°	Az Eğimli kıvrım
31° – 60°	Orta derece Eğimli kıvrım
61° – 80°	Çok Eğimli kıvrım
81° – 89°	Düşeye yakın kıvrım
90°	Düşey

Çeşme Yarımadası'nın Miyosen yaşlı formasyonlarında gözlenen kıvrım eksen dalım açıları 0° ile 25° arasında değişmektedir.

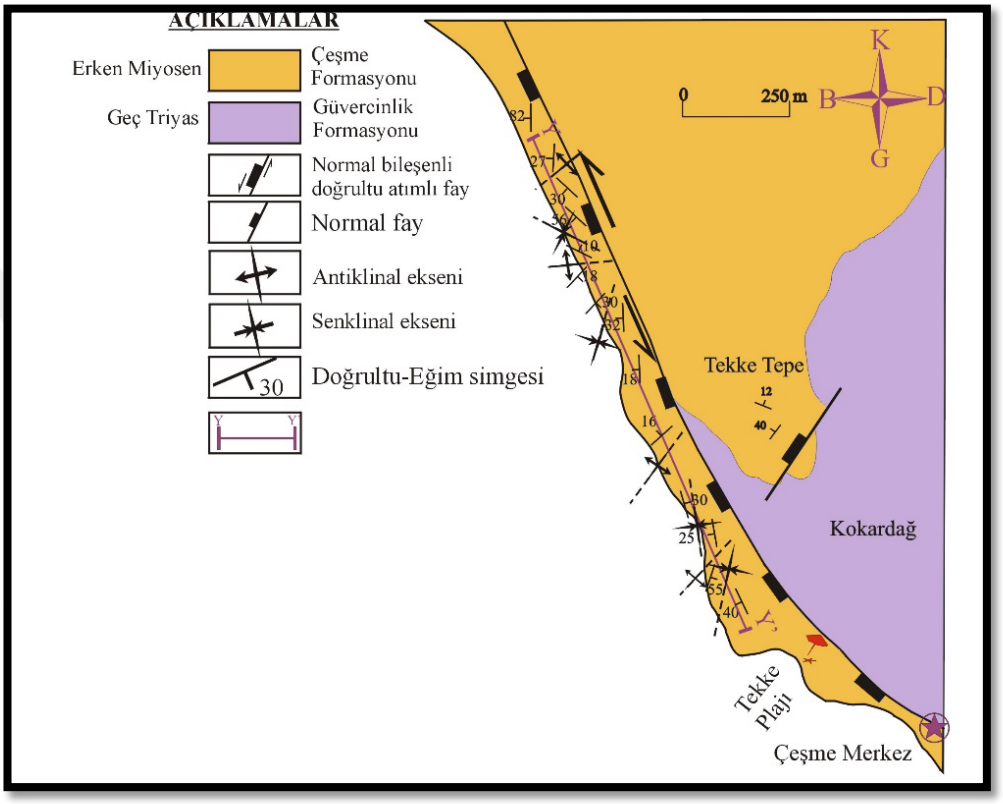
Sınıflandırılan bu kıvrımlı yapısal elemanların kıvrım kanatlarının ölçüleri değerlendirilip; kıvrım eksenleri ve sıkışma yönleri saptanmıştır. Çalışma alanında KB-GD doğrultulu sıkışma kuvvetleri etkisindeki deformasyon sunucu oluşan kıvrımlanmalar baskın olmak üzere KD-GB doğrultulu sıkışma kuvvetleri etkisinde oluşan kıvrımlanmalar da gözlenmiştir.



Şekil 4.75 Tekke Plajından Uç Burnu'na Doğru Giden Kıyı Kesiminde Yüzlekler Veren Çeşitli Kıvrım Tiplerinin Görünümleri (Kişisel arşiv, 2007)

Şekil 4.76 Fener Burnu Ve Top Burnu'ndaki Kıvrımlı Yapıların Görünümleri (Kişisel arşiv, 2007)

Çalışma alanında özellikle Çeşme Formasyonu'nu oluşturan kayalar şiddetli deformasyonun etkisinde kalarak çeşitli kıvrım tipleriyle yüzlekler verirler. Monoklinal yapılar, birbirini takip eden antiklinal ve senklinaller gözlenmektedir. Bu yapıların en iyi örneklerine Tekke Plajından Uç Burnu'na doğru giden kıyı kesimi takip edildiğinde rastlanmaktadır (Şekil 4.75, 4.76 ve 4.77).



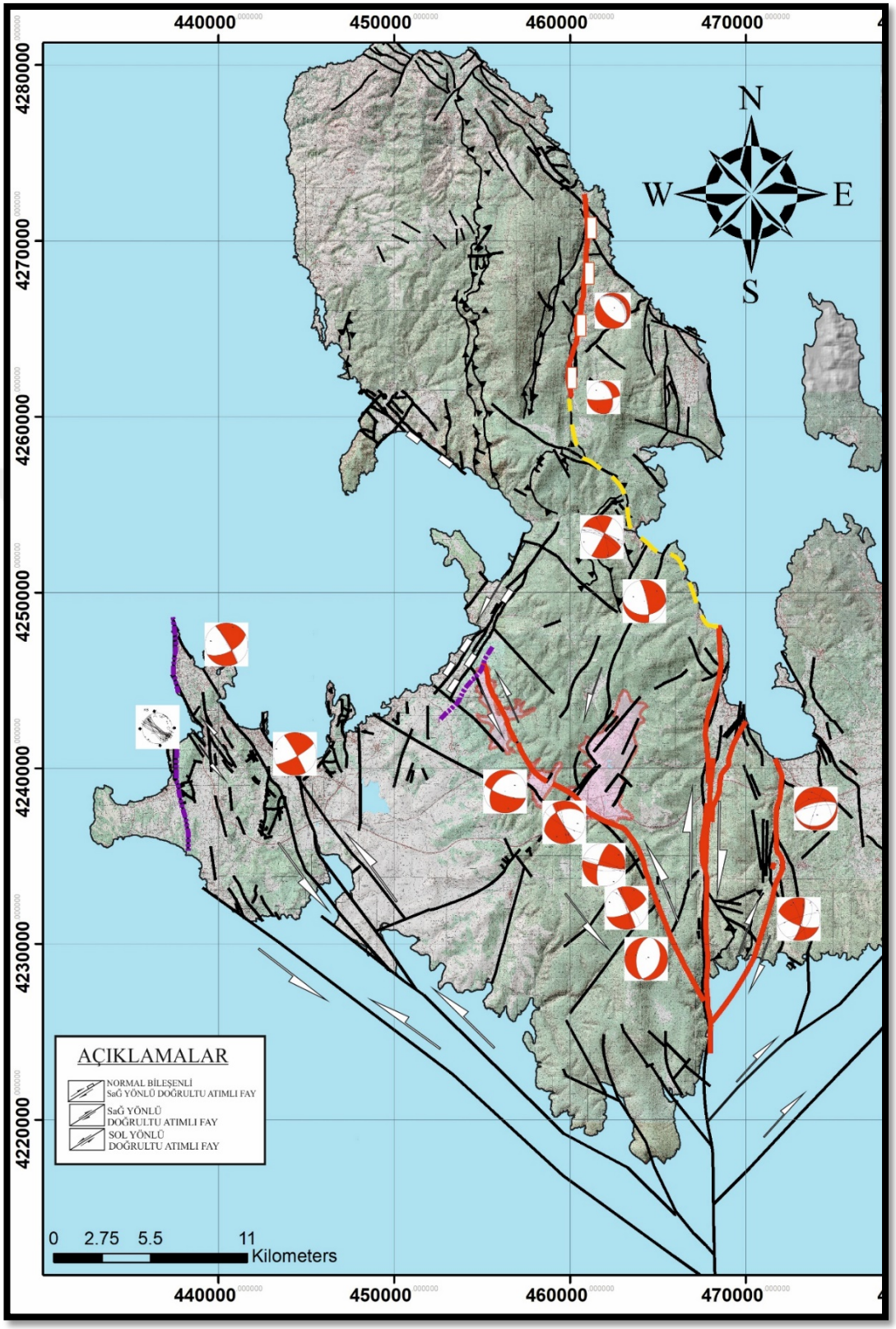
Şekil 4.77 Tekke Plajının GB'sından Takip Edilen Kıyı Kesimine Ait Detay Jeoloji Haritası (Oskay, 2007)

Çeşme Yarımadası'nda Miyosen istifinin tortullaşması sırasında ve sonrasında gelişen deformasyon yapıları tanımlanmıştır. İstif iki farklı doğrultuda gelişmiş olan faylarla deforme olmuştur. Yaşlı olan K-G uzanımlı faylar Karaburun platformuna ait mesozoik karbonatları Miyosen yaşlı birimlerle yan yana getirir. Dokanak boyunca ters bileşenli doğrultu atım hareketi saptanmıştır. Bu faylar KB-doğrultulu faylarla kesilip atılmıştır. Jeolojik-jeomorfolojik olarak baskın yapılar niteliğindeki aktif faylar K30-40B doğrultusunda uzanım sunar. Bunlardan Çeşme segmenti K30B doğrultulu ve 6 km uzunluğundadır. Kayma düzlemi üzerinde reaktivasyonu belgeleyen iki farklı fay çiziği bulunur: buna göre fay önce sol yönlü doğrultu atımlı fay olarak çalışmış ve

daha sonra oblik-atımlı normal fay olarak yeniden aktive olmuştur. Alaçatı segmenti bölgedeki en uzun fay olup Musabey limanı'ndan Sığacık Körfezine kadar izlenebilmektedir. Bu fayların aktivitesi sırasında istif KD-GB, K-G ve KB-GD uzanımlı kıvrımlarla deforme olmuştur. Bu kıvrımlar 100 m ile 3 km uzunluğundadır ve doğrultu atımlı faylarla sınırlandırılmış olan KB ile K-G uzanımlı yapısal bloklar içinde yeralırlar. İstifin üst kesimlerinde saptanan tortullaşmayla yaşıt çiçek yapıları tortullaşma sırasında işleyen doğrultu atım tektoniğin varlığını kanıtlar.

Bu sonuç Batı Anadolu'daki Miyosen-Güncel tektoniğinin düşünülenden daha karmaşık olduğunu ve Çeşme Yarımadası'nın doğrultu atımlı baskın faylarla şekillendiğini göstermektedir.

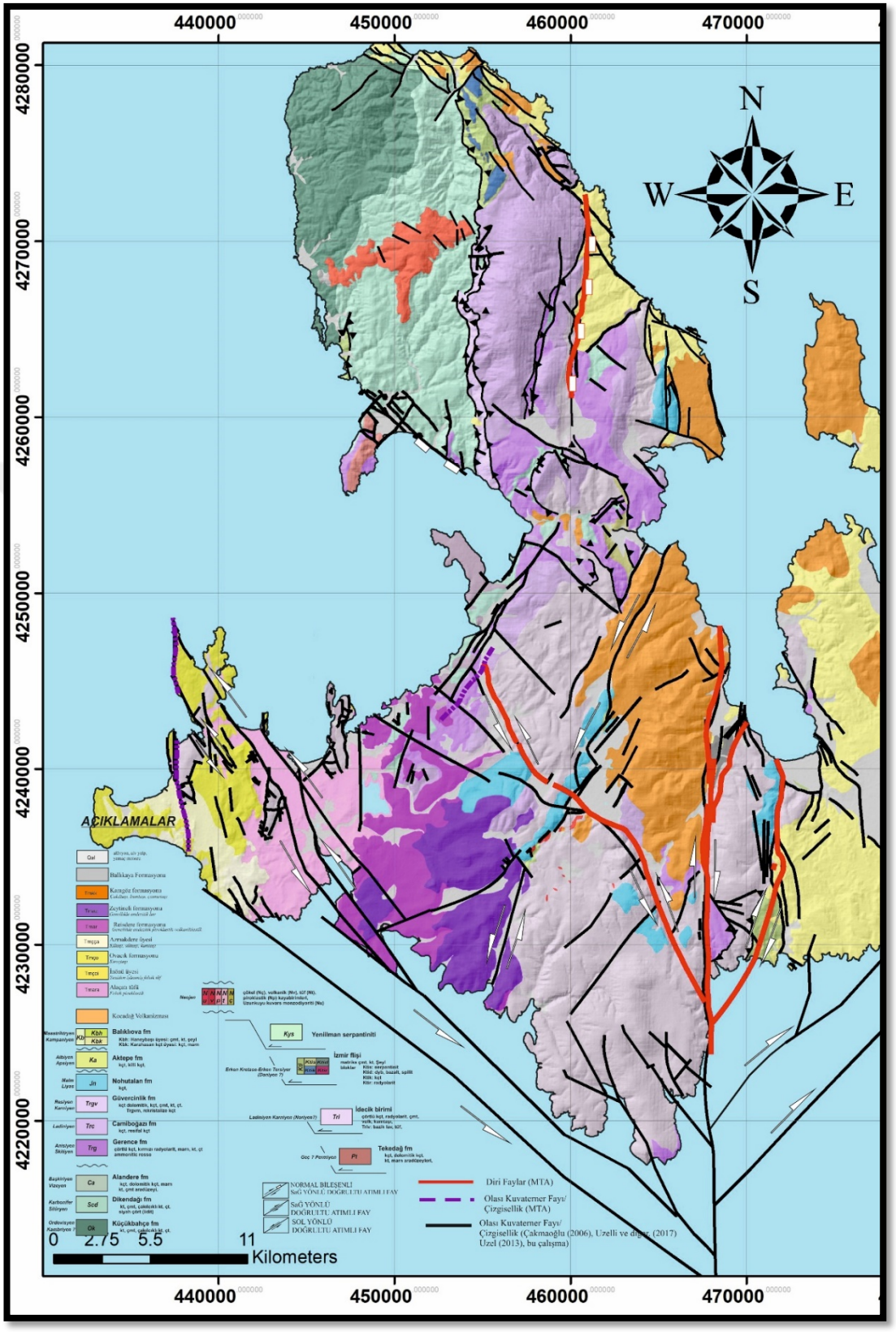
Karaburun Yarımadası'nı kapsayan çalışmaların sonucunda elde edilen kinematik veriler FaultKinWin programında değerlendirilmiştir. Tüm Karaburun Yarımadası'nda yapılan/yapılmış olan jeolojik haritalama çalışmaları, bölgedeki yapısal ilişkilerin ayrıntılı olarak incelenmesine olanak sağlamıştır. Yarımadası'nın gelişiminde rol oynayan tektonik kuvvetlerin gerilim yönlerini hesaplamak amacıyla bölgede haritalanan ve tanımlanan faylar üzerinde ölçülen kinematik göstergelere göre kinematik analiz çalışmaları yapılmıştır (Şekil 4.78).



Şekil 4.78 Karaburun Yarımadası Diri Faylar ve hatlar boyunca odak mekanizma çözümlerini gösterir harita

Karaburun Yarımadası ve yakın çevresindeki öncesi temel kayaçlarını Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı Karaburun Platformu, Geç Triyas yaşlı granitik sokulumlar ve Geç Kretase- Paleosen yaşlı Bornova karmaşığına ait kaya toplulukları oluşturur (Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006; Erdoğan ve diğer. 1990; Robertson ve Pickett, 2000; Tatar-Erkül ve diğer. 2008). Miyosen istifi tabanda alüvyon yelpazesi ve akarsu çökellerinden yapılı kırıntılı çökellerle başlar ve üste doğru Urla kireçtaşı olarak adlandırılan gölsel karbonatlara geçer (Kaya 1979, 1981). Tüm yarımada genelinde yüzlek veren birim açık bejimsi sarı renkli, bol gastropod fosilli, yer yer algal seviyeler ve kiltaşı ara katmanları içeren kireçtaşından yapılıdır. Urla Kireçtaşı bölgede birçok volkanik birim içerir. Bunlar birimin çökelimine eşlik eden Karaburun, Armağandağ, Kocadağ ve Yaylaköy volkanikleridir. Bu birimler Miyosen volkano-sedimanter istifinin son ürünleri olan Orta-Geç Miyosen yaşlı Urla volkanikleri ve Ovacık bazaltı tarafından uyumsuzlukla üzerlenir (Helvacı ve diğer. 2009).

Sözbilir ve diğer. 2012 tarafından, bölgede haritalanan büyük ölçekli faylar KB uzanımlı olan Karaburun Kuzey bloğunun sınır fayları kuzeydoğuda Mordoğan Fayı Zonu, Güneyde Gülbahçe Fay Zonu ve kolları Kenelidağ Fayı ile Yağcılar Fay ve Batıda Alaçtı Fay Zonu ile Çeşme Fayıdır. Karaburun Yarımadasının güney kesimi ise yine KB uzanımlı bir blok görünümündedir ve kuzeydoğudan Karareis Fayı ve doğudan Gülbahçe Fay Zonu tarafından sınırlanır (Şekil 4.79).



Şekil 4.79 Karaburun Yarımadası'nın Jeoloji Haritası (Çakmakoğlu ve Bilgin, 2006; Göktaş, 2014; Uzel ve diğer, 2013; Uzelli ve diğer. 2017 ve bu çalışmadan derlenerek oluşturulmuştur)

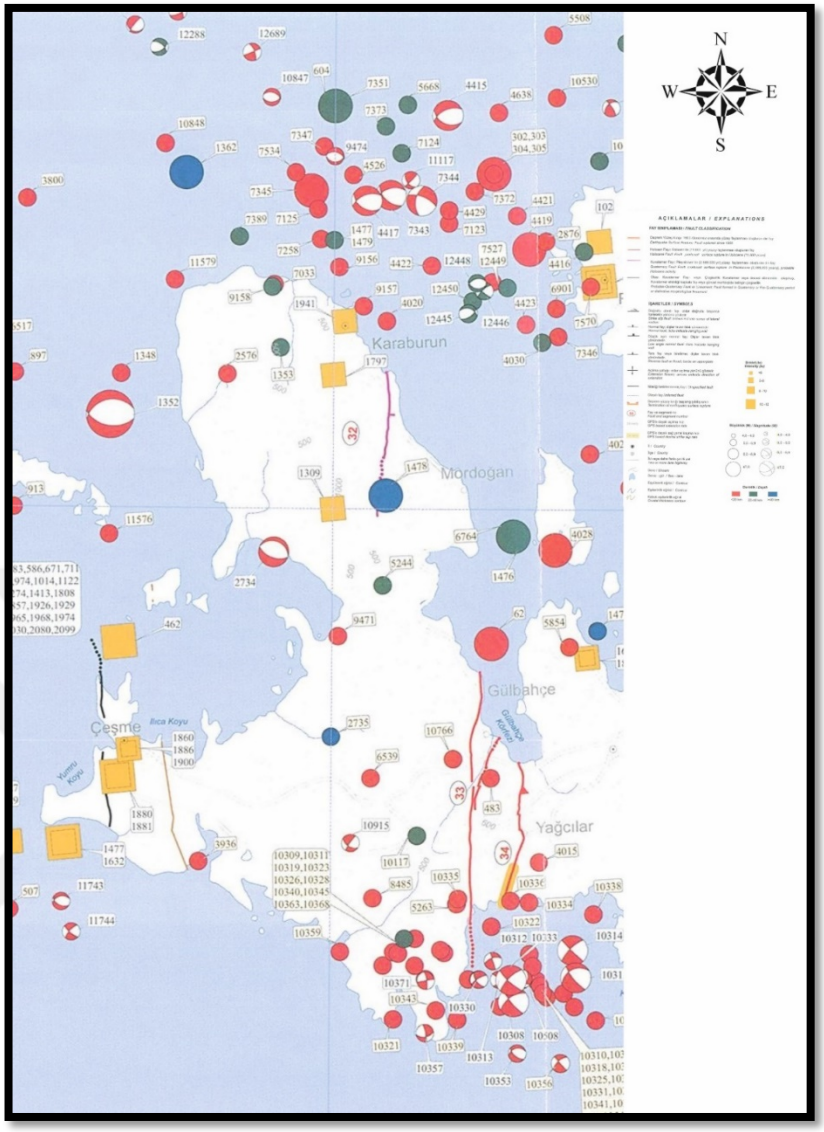
BÖLÜM BEŞ
DEPREMSELLİK

5.1 Giriş

Faylar, üretmiş oldukları depremlerin sayısı ya da geçirmiş oldukları hareketin zaman diliminin süresine göre dört kategoriye ayrılır. Bunlar sırayla: Aktif faylar (Active faults), Aktif olmaya yatkın faylar (Capable faults), Potansiyel aktif faylar (potential active faults) ve Aktif olmayan (inactive) faylardır. Aktif Fay, son 10.000 Yılda (Holosen döneminde) en az bir kez hareket etmiş ve deprem üretmiş olan faydır. Bazı mühendislik kuruluşları ve konu ile ilgili bilim adamları ise, aktif fay tanımında baz alınan zaman dilimini son 35.000 yıl olarak kabul etmektedir (Emre ve diğer. 2005). Pratik olarak, Holosen yaşlı yapı, sediman ve lavları kesen tüm faylar Aktif fay olarak kabul edilmektedir. Aktif olmaya yatkın faylar, geçmiş 50.000 yıl içinde en az bir kez, ya da geçmiş 500.000 yıllık zaman dilimi içinde birden çok hareket etmiş ve deprem üretmiş olan faylardır. Pratik olarak, Orta ve Geç Pleyistosen yaşlı tüm yapı ve birimleri kesmiş olan faylar aktif olmaya yatkın faylar olarak tanımlanır (Emre ve diğer., 2005).

Potansiyel aktif faylar, son 2,58 my yıllık zaman diliminde en az bir kez hareket etmiş ve deprem üretmiş olan faylardır. Pratik olarak, Kuvaterner yaşlı yapı ve birimleri kesen faylar potansiyel aktif fay olarak kabul edilir. Aktif olmayan faylar, geçmiş 1,65 milyon yıllık süre içinde hiç hareket etmemiş ve deprem üretmemiş olan faylardır. Pratikte, Kuvatemer yaşlı yapı ve birimleri kesmeyen, aksine, Kuvatermer yaşlı sediman ve lavlar tarafından örtülen faylar diri olmayan faylar olarak kabul edilir. Ancak, zaman içinde, gerek doğal olarak oluşan havzalarda hızlı depolanmaya bağlı olarak sediman kalınlığının, dolaylı olarak litostatik yükün artması, gerekse büyük boyutlu mühendislik yapılarında, örneğin barajlarda su birikmesiyle hidrostatik basıncın artması, ya da çok yakındaki aktif bir fayın tetiklemesiyle, yaşlı ve aktif olmayan faylar da, zaman zaman hareket ederek aktif hale gelebilmektedir (Emre ve diğer., 2005).

Bu çalışmada esas alınan depremler, başta Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute (KOERI) ve United States Geological Survey-US National Earthquake Information Center (USGS) ın resmi bültenleri olmak üzere, deprem katalogları, bültenleri, depremsellik ve deprem etkinliği çalışmaları ve internet üzerindeki sanal arşivlerden alınan deprem kayıt ve listelerinden elde edilmiştir (Ambraseys ve diğer., 1995; ERD; Ergin ve diğer., 1967; Ergin ve diğer., 1971; Ergünay ve diğer.,1974; FEMA; KOERI; Sezer, 1998-2003; Sipahioğlu, 1984; Soysal, 1979; EERI; IRIS; NGDC-NOAA; USGS). Karaburun Yarımadası'nın 1/500000 ölçekli sismotektonik haritasından da görülebileceği üzere Çeşme Yarımadası ve Gülbahçe Fay Zonu ve riedelları sismik açıdan aktiftir (Şekil 5.1).



Şekil 5.1 Karaburun Yarımadası ve yakın çevresindeki diri faylar ve özellikleri. Türkiye Sismotektonik Haritası Açıklama Kitabı (Ed. T.Y. Duman). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Özel Yayınlar Serisi-34, 12 s. Ankara-Türkiye. (Duman, Emre, Özalp, Çan, Olgun, Elmacı ve Şaroğlu, 2017)

Tablo 5.1.'de Karaburun Yarımadasında tanımlanmış aktif Holosen ve Kuvaterner faylarının uzunluk, doğrultu – eğimleri ve üretebilecek deprem büyüklükleri verilmiştir.

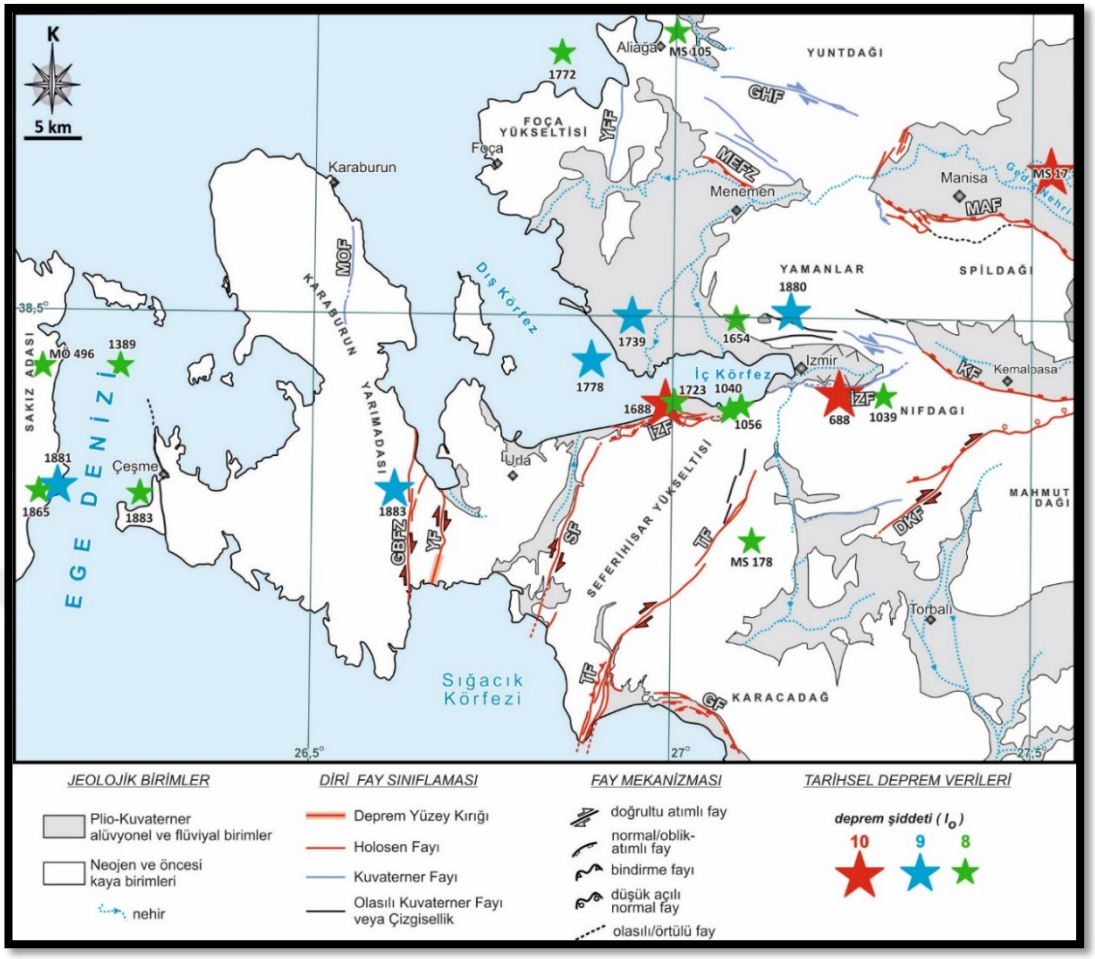
Tablo 5. 1 Türkiye ve yakın çevresindeki diri faylar ve özellikleri Türkiye Sismotektonik Haritası Açıklama Kitabı (Duman, Emre, Özalp, Çan, Olgun, Elmacı ve Şaroğlu, 2017)

FAY				**Uzunluk**	**Doğrultu**		**Eğim**		**Magnitüd**	
Segment	Tip	ID	Yaş	(km)	Min	Max	Min	Max		Ort. M_w
Mordoğan Fayı	Normal	32	Q	25	11	11	65	70		6,28
Gülbahçe Fay Zonu	Sağ yanal Doğrultu Atımlı	33-1	H	21	4	14	87	90		6,64
		33-2	H	24	3	12	87	90		6,71
		33-3	H	24	338	351	87	90		6,71
Yağcılar Fayı	Sağ yanal Doğrultu Atımlı	34	YK	12	3	359	87	90	2005 M_w5,9	6,37
Kenelidağ Fayı	Sol yanal Doğrultu Atımlı	-	H	23	5	41				6,68
Alaçatı Fay Zonu	Sol yanal Doğrultu Atımlı	-	H	22	31	40,5	21	30		6,66
Çeşme Fayı	Normal bileşenli Sol yanal Doğrultu Atımlı	-	H	6	35	50	55	85		6,03

Deprem etkinlikleri, bu konuda çalışanlarca, dünyada deprem istasyonlarının yaygınlaştığı 1900 yılı sınır kabul edilmek suretiyle, 1900 yılı öncesini tarihsel dönem ve 1900 yılı sonrasını da aletsel dönem olarak ayırt edilerek, iki dönem halinde incelenmektedir. Bu çalışmada da bu yaygın görüşe bağlı kalınarak, Karaburun yarımadasındaki deprem etkinliği, tarihsel ve aletsel olmak üzere iki dönem halinde aşağıda incelenmektedir.

5.2 Tarihsel Dönem Depremleri

M.S. 1-1900 yılları arasında (Tarihsel dönemde) deprem etkinliği.— Elde edilen kayıtlara göre, *M.S. 1-2000 yılları arasında* İzmir Körfezi ve civarında meydana gelen magnitüdü 4'e eşit ve daha büyük 269 depremin 92'si bu dönemde kaydedilmiştir. Bu az sayıdaki tarihsel deprem kayıtlarının % 73'ü 5,5 M'nin (şiddeti VII'nin) altındadır. 10000'den çok can kaybının olduğu depremler genellikle İzmir ve Çeşme civarında kaydedilmiştir. Örneğin 688 İzmir, 23 Şubat 1653 Batı Anadolu, 10 Temmuz 1688 İzmir, 15 Ekim 1883 Çeşme depremlerinde 10000'den fazla insan hayatını kaybetmiştir. Depremlerin zaman içinde yoğunlaştığı dönemler hakkında bilgi edinmek amacıyla yapılan frekans analizlerine göre, en çok deprem 1800-1900 yılları arasında kaydedilmiştir (% 41). 90 depremin ayı belli (68 deprem) olanlarından %55'i, insanların genellikle zamanlarının çoğunluğunu kapalı ortamlarda geçirdiği ve ısınma araçlarının kullanıldığı ve dolayısıyla da yangın tehlikesinin yüksek olduğu kış yarıyılında olmuştur. Ancak, depremlerin istatistiksel olarak belli aylarda, haftalarda ya da saatlerde (gece-gündüz) toplanma göstermesi, depremler ile iklim arasında bir ilişkinin var olduğunu kanıtlamaz. Çünkü, yerkabuğu hava olaylarına, özellikle basınç değişmelerine anında tepki verecek kadar mükemmel bir iletkenliğe sahip değildir (Sezer, 1998-2003). Ençok deprem 24 Haziran- 1 Temmuz arasındaki 7 günlük döneme (%9,4) isabet etmiştir. Makrosismik dataların % 83 kadarının episantrı 38.25º-38.50º kuzey paralelleri arasındadır. Tarihsel dönem depremlerinin haritalanması ve frekanslarının belirlenmesi sırasında deprem şiddetleri, formül yardımıyla magnitüde dönüştürülmüştür (Tabban ve Gencoğlu, 1975; Tezcan, Acar ve Çivi, 1979) (Şekil 5.2 ve Tablo 5.2).



Şekil 5.2 İzmir ve yakın çevresinin tarihsel dönem depremleri ile diri faylar arasındaki ilişkiyi gösteren diri fay haritası (Uzel ve diğer., 2013). Diri fay bilgileri Emre ve Özalp, (2011) ile Emre ve diğer., (2011)'nden birleştirilerek alınmış, tarihsel deprem lokasyonları ise Tablo 5.2'deki referanslar kullanılarak verilmiştir. MOF: Mordoğan Fayı, GBFZ: Gülbahçe Fay Zonu, YF: Yağcılar Fayı, SF: Seferihisar Fayı, TF: Tuzla Fayı, GF: Gümüldür Fayı, DKF: Dağkızılca Fayı, KF: Kemalpaşa Fayı, İZF: İzmir Fayı, MAF: Mansia Fayı, MEFZ: Menemen Fay Zonu, GHF: Güzelhisar Fayı, YFF: Yenifoça Fayı

Karaburun Yarımadası ve yakın çevresinde meydana gelen Tarihsel deprem kayıtlarına ilişkin bilgiler Boğaziçi Üniversitesi tarafında hazırlanan İzmir Büyükşehir belediyesi 'http://www.izmir.bel.tr/izmirdeprem/index.html' adresli internet sitesinde yayınlanan İzmir Deprem Senaryosu ve Deprem Master Planı adlı çalışmanın 3.3. bölümü "Tarihsel Depremler" başlığı altından alınmıştır (İDSDMP, 2000, böl.3.3).

Tablo 5. 2 Tarihsel Dönem Depremleri (1899 ve öncesi)

KOORDİNAT	TARİH	YER	DEPREM	
			ŞİDDET	BÜYÜKLÜK
38.4N ; 26.2E	M.Ö. 496	Sakız Adası (Chios)	I=VIII	M=6,2
38.6E; 26.65N	176 ve 177	İzmir	I=VII	M=5,8
38.4N ; 26.3E	1389, Mart 20	Sakız Adası (Chios)	I=VIII	M=6,7
38.2N ; 25.9 E	1546	Sakız Adası (Chios-Mastichochoria)	I=VII	M=6,3
38.4N ; 26.3E	1674, Ocak 23	Sakız Adası (Chios)	I=VII	M=6,2
38.3N ; 26.2E	1684	Sakız Adası (Chios)	I=VI	M=6,0
38.5N ; 26.3E	1738, Aralık 23	Sakız Adası (Chios)	I=VI	M=6,0
38.5N ; 26.9E	1739, 4 Nisan	İzmir Körfezi	I=IX	M=6,8
38.8N, 26.7E	1772, Kasım24	Foça	I=VIII	M=6,4
38.4N ; 26.2E	1820, Mart	Sakız Adası (Chios)	I=VII	M=6,0
36.4N ; 28.6E	1852, Kasım,19	Fethiye ve Çeşme	I=VI	
38.4N ; 26.1E	1856, Kasım,13	Sakız Adası (Chios)	I=VIII	M=6,3
38.4N ; 26.1E	1860, Kasım 6	Sakız Adası (Chios)	I=VI	
38.3N ; 26.1E	1863, Ağustos 16	Sakız Adası (Chios)	I=VIII	M=6,2
38.3N ; 26.2E	1865, Kasım 11	Sakız Adası (Chios)	I=VIII	M=6,1
38.4N ; 26.0E	1866, Şubat 2	Sakız Adası (Chios)	I=VIII	M=6,4

Tablo 5.2 devamı

38.4N ; 26.1E	1871, Ekim 8	Sakız Adası (Chios)	I=VII	
38.4N ; 26.1E	1880, Mart	Sakız Adası (Chios)	I= IX	
38.3N ; 26.2E	1881, Nisan 3	Sakız Adası (Chios-Nenita)	I=IX	M=6,5
38.3N ; 26.6E	1883, Ekim 15	Çeşme	I=IX	M=6,8
38.3N ; 26.3E	1883, Kasım 1	İzmir Körfezi	I=VIII	
38.31N ; 26.8E	1884, Ekim	İzmir, Çeşme	I=VI	
38.5N ; 26.1E	1885, Nisan 12	Sakız Adası (Chios)	I=V	
38.3N ; 26.1E	1886, Ağustos	Sakız Adası (Chios)veÇeşme	I=V	
38.3N ; 26.0E	1886, Ekim 29	Sakız Adası (Chios)	Io=V	
38.4N ; 26.1E	1887, Haziran 18/20	Sakız Adası (Chios)	Io=VI	
37.74N ; 27.6E	1887, Kasım	Çeşme ve Muğla	Io=VI	
38.4N ; 26.1E	1888, Mart 15	Sakız Adası (Chios)	Io=VI	
38.4N ; 26.1E	1888, Mayıs	Sakız Adası (Chios), Çeşme, Urla ve Karaburun	Io=VIII	
38.31N ; 26.8E	1892, Haziran	İzmir ve Çeşme	Io=VI	
38.3N ; 26.3E	1893, Haziran	İzmir ve Çeşme	Io=VI	
38.3N ; 26.8E	1895, Mayıs	Sakız Adası (Chios), Urla ve Çeşme	Io=VI	
38.4N ; 25.8E	1897	Sakız Adası (Chios)	I=V	

M.Ö. 496 Sakız Adası (Chios); Antik Yunan tarihçi Heredot'a göre M.Ö. 496 yılını yaz aylarından birinde, Lade deniz savaşından önce meydana gelen depremde bir 120 öğrencinin içinde olduğu okul yıkılmış ve sadece birisi sağ kalmıştır" (Papazachos, 1997, Zolotas, 1921, İDSDMP, 2000, böl.3.3).

176 ve 177 İzmir (Ergin ve diğer. 1967); 177 yılında İzmir (MS X), Milet, Sakız Adası ve Sisam olmuştur. İzmir şehri tamamen hasar görmüştür Marcus Aurelius'un emri ile yeniden inşa edilmiştir (İDSDMP, 2000, böl.3.3).

1389, Mart 20, Sakız Adası (Chios); Vatikan'daki kütüphanelerde bulunan iki yazmada birçok yapının ve Castro'nun büyük bölümünün yıkıldığı yazmaktadır. Denize yakın olan Neochorio'daki birçok ev yıkılmıştır. İki kadın ölmüş; birçok kilisede önemli derecede hasar meydana gelmiştir. Bu depremden sonra oluşan denizdeki dalgalar, ticaret merkezinin ortasına kadar gelmiş ve insanları orayı terk etmeye zorlamıştır. İzmir, Foça (Phocaea) kulesi ve Ikaria Adasında (Sisam Nomos'u) harab olmuştur. (Papazachos, 1997; Zolotas, 1921; Sgouros, 1937). Ergin ve diğer. (1967) aynı depremi; 20 Mart 1388 İzmir ve Sakız Adası; 38.4N; 26.3E; Io=VI olarak vermektedir (İDSDMP, 2000, böl.3.3).

1546, Sakız Adası (Chios-Mastichochoria); Gezgin Torelli,1546 yılında daha çok Katomeria'da etkisini gösterdiği bilinen, Katomeria'nın batısında, onarılamayacak kadar büyük hasarların kaydedildiği kuvvetli bir deprem kayıt etmiştir (Papazachos, 1997, Zolotas, 1921, İDSDMP, 2000, böl.3.3).

1565, Sakiz Adası (Chios); Sakız Adası genelinde 40 gün süren ve ada halkını açık havada yaşamak zorunda bırakan bir dizi şiddetli deprem fırtınası kaydedilmiştir (Ambraseys ve Finkel, 1995, İDSDMP, 2000, böl.3.3).

1650, Eylül 29; Thera (Santorini) Volkanı'nın püskürmesiyle bağlantılı bir deprem şoku, Midilli Adası'na kadar uzanan bir alanda ve Ege Bölgesi'nin iç kısımlarında hissedildi. Sarsıntılar hasara sebep olmadı (Ambraseys ve Finkel, 1995, İDSDMP, 2000, böl.3.3).

1674, Ocak 23, Sakız Adası (Chios); Gezgin Johan Michael Wansleben'e göre, gece saat üçte Sakız Adasında birçok yapıyı hasara uğratan bir deprem olmuştur. İzmir'de ve Ege nkıyılarında hissedilmiştir. Artçı sarsıntılar takip edilmiştir (Papazachos, 1997; Maravelakis, 1938, İDSDMP, 2000, böl.3.3).

1684 Sakız Adası (Chios); Gezgin Mansuette de Nautenil'e göre Sakız Adası'da gündüz ve gece iki ya da üç kere deprem çok şiddetli depremler meydana geldi. (Papazachos, 1997; Maravelakis, 1938, İDSDMP, 2000, böl.3.3).

5 Mart 1694, İzmir ve Sakız adasında ciddi bir hasar oluşturmayan kuvvetli bir deprem kaydedilmiştir (Ambraseys ve Finkel, 1995, İDSDMP, 2000, böl.3.3).

1738, Aralık 23, Sakız Adası (Chios); Ele geçen bi kayıtta 9 Aralık saat 12'de Sakız Adası adasının tamamında ve yakın çevresinde hissedilen büyük bir depremin meydana geldiği yazmaktadır. 12 Aralık gecesinde ilkinden daha kuvvetli bir deprem daha meydana gelmiş ve adada yaşayanlar arasında büyük bir korku uyandırmıştır. Hafif artçı sarsıntılar meydana gelmiştir (Papazachos, 1997; Zolotas, 1921, İDSDMP, 2000, böl.3.3).

1739, 4 Nisan, İzmir Körfezi; Patnos'ta yazılmış bir notta büyük bir depremin 10 dakika sürdüğü ve İzmir'deki tüm evlerin hasar gördüğü yazmaktadır. Eski ve Yeni Foça'da da büyük hasar yaratmıştır. Başka raporlara göre, İzmir'deki hasar geniş çapta denizin kenarındaki "Avrupa Kesimi'nde oluşmuştur. İzmir'de ölenlerin sayısı 80'i geçmemiştir. Sarsıntı eski Foça'nın dörtte üçünü tamamen yıkmış ve toprak açılıp içinden bitüm fışkırmıştır. Deltanın Gediz (Agria) Nehri'nin ağzındaki kısmı depremde çökmüş ve depremden sonra sular altında kalmıştır. Chios'ta (Sakız) birçok ev harab olmuş; birçok sayıda insan ölmüştür. Samos'ta (Sisam) deprem dehşet verici bir sesle gelerek genel paniğe neden olmuştur. Sarsıntı İstanbul civarında hissedilmiş fakat Selanik'te hissedilmemiştir. Artçı sarsıntılar Eylülayına kadar devam etmiştir (Mallet, 1854; Labros, 1910; Maravelakis, 1938; Simopoulos, 1973; Ambraseys ve Finkel, 1995; Papazachos, 1997, İDSDMP, 2000, böl.3.3).

1772, Kasım 24, Foça; Deprem ve depremden sonra oluşan dalgalar Foça kalesinin kapılarını ve camiyi yıkmıştır. Midilli'de birkaç ev yıkıldı. Deprem Sakız Adasında da hissedilmiş, fakat bir hasar yaratmamıştır (Papazachos, 1997; Ambraseys ve Finkel, 1987, İDSDMP, 2000, böl.3.3).

1820, Mart, Sakız (Chios); Chios'ta bir dizi deprem fırtınası olmuş ve hasara sebep olmuştur (Papazachos, 1997; Perrey, 1848; Mallet, 1854, İDSDMP, 2000, böl.3.3).

1856, Kasım 13, Sakız Adası (Chios); 1 Ekim 1852 tarihinden 1 Ekim 1856 tarihine kadar şiddetli ve hafif şiddetli toplamda 53 deprem kaydedilmiştir. Depremlerin çoğunluğu 1853 ve 1855 yılları arasında, birazı da 1854, 1856 yıllarında kaydedilmiştir. 13 Kasım 1856 tarihinde hepsinden daha şiddetli bir deprem meydana gelmiştir. Birçok ev yıkıldı ve hemen hemenhepsinde çatlaklar oluşturduğu kaydedilmiştir. Denizin yükselip ilerlemesi sonucu bazı insanlar kaybolmuştur (Papazachos, 1997; Zolotas, 1921, İDSDMP, 2000, böl.3.3).

1863, Ağustos 16, Sakız Adası (Chios); Sakız Adası ve civarında yıkıcı etki yaratmıştır. Yaklaşık 30,000 insan evsiz kalmıştır. Depremden sonra iki farklı sıcak su kaynağı yüzeye ulaşıp akmaya başlamıştır (Papazachos, 1997; Karnik, 1971, İDSDMP, 2000, böl.3.3).

1865, Kasım 11, Sakız Adası (Chios); Sakız Adası'da birçok yapıyı hasara uğratmıştır. Depremler Kasım ayının sonuna kadar daha az şiddetli olarak sürmüştür (Karnik, 1971, Papazachos, 1997; Sieberg, 1932; İDSDMP, 2000, böl.3.3).

1866, Şubat 2, Sakız Adası (Chios); Sakız Adası'daki evlerde hasara yol açtı ve Rodos'a kadar hissedildi. 20 Mart'a kadar birçok artçı sarsıntı bunu takip etti. En kuvvetlileri Rodos'tan hissedildi. Deprem, 19 Ocak'ta Sakız Adası'daki birçok evi hasara uğratan bir ön-sarsıntının arkasından gelmiştir (Papazachos, 1997; Sieberg, 1932, İDSDMP, 2000, böl.3.3).

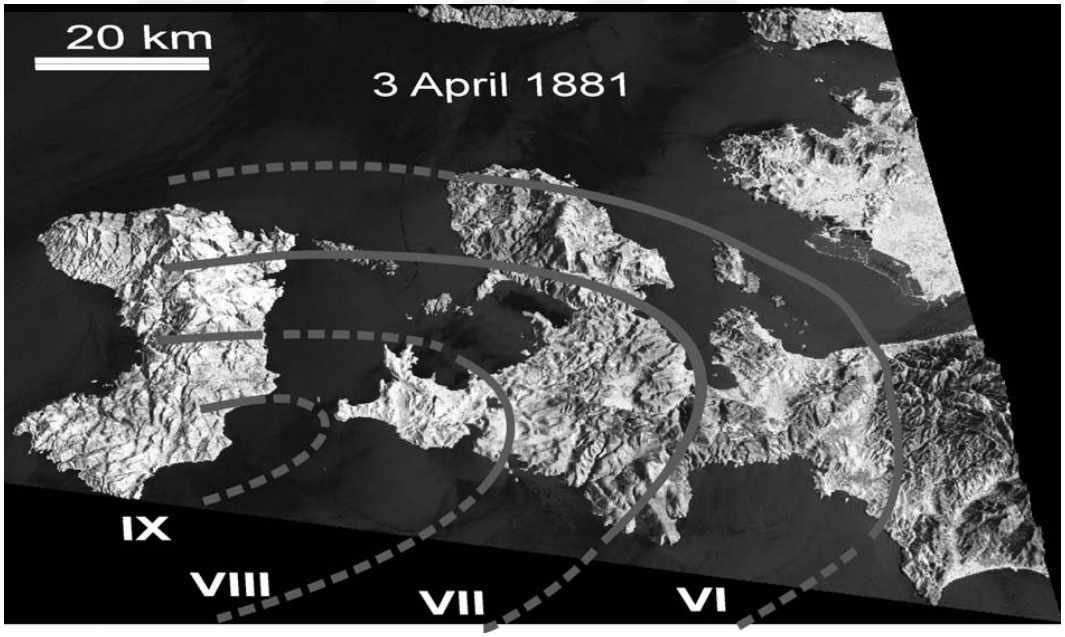
1880, Mart, Sakız Adası (Chios); Sakız Adası adasında hasar yapmış ve 4000 civarında kişi ölmüştür. Çeşme'de oldukça kuvvetli bir şekilde hissedilmiştir. Tüm Batı Anadolu'yu kapsayan bir etki alanına sahiptir (Ergin ve diğer. 1967, İDSDMP, 2000, böl.3.3).

1881, Nisan 3, 11:40, Sakız Adası-Nenita; 1879 ve 1880'de, Sakız Adası'nda bazen günde 10 tane olmak kaydıyla, küçük sarsıntılar oluştu ve Midilli ve İzmir'de hissedildi. Ana sarsıntı, adanın güneyindeki 30 veya 40 köyde hasara sebep olan kuvvetli bir ön-sarsıntıyı izleyerek gelmiştir. Deprem adanın dörtte üçünü harap etmiş, Sakız Adası'nda 3,550 kişi ölmüş, 7,000 kişi de yaralanmıştır. Adanın kuzeyinde kimse ölmemiştir. Ana sarsıntı hemen ilkini takiben meydana geldiğinden büyük yıkım dar sokaklarda olmuştur. Türkler, Museviler ve Hıristiyanlar, büyük bahçeli evlerde oturan Frank'lardan daha fazla zarar görmüşlerdir. Çeşme bölgesinde 55 kişi ölmüş, 150 kişi de yaralanmıştır. En çok zarar gören bölge Neneta, Vouno, Flatsia, Kalamote, Koene, Kallimasia ve Didyma'nın bulunduğu adanın güneydoğusudur. Chalkio'da, heyelan ve kaya düşmesi olmuştur. Aghia Elene burnunda doğu-batı doğrultusunda zeminde yarık oluşturmuştur. Kastro'nun civarında, kalenin güneyinde, bir metre yüksekliğinde su ve kum fışkırması ve kıyıda yarıklar oluşmuştur. Deniz tabanı 80 cm. derinleşmiştir. Batıda, hafif tahribat yaratmıştır. Adanın kuzeyinde hiç yıkım olmamıştır. 1884'e kadar birden fazla artçı sarsıntı olmuş, yaklaşık 40 tanesi, 1881 depremindeki gibi (ana deprem sarsıntısından hasar görmüş olanları yıkmıştır), hasara sebep olmuştur. Tsunami oluşmuştur (Bu bilgiyi bir bahçe duvarlarındaki taze kumlardan anlıyoruz; Papazachos, 1997, Paganeles, 1882; Henriet, 1883; Christomanos, 1899; Zolotas, 1921; Sieberg, 1932). Galanopoulos (1953), Sakız Adası'nda her bölgedeki hasarları ve ölenleri belirten bir katalog düzenlemiştir. Eşşiddet haritaları Galamopoulos (1954) tarafından UNESCO atlasında sunulmuştur (Şekil 5.3; Shebalin ve diğer. 1974; Papazachos ve diğer. 1997, İDSDMP, 2000, böl.3.3).

1883, Ekim 15, 15:30, Çeşme; Urla ile Çeşme arasında 3,600 evin yıkıldığı yıkıcı bir deprem meydana gelmiştir. 120 kişiden fazla insan yaşamını yitirmiştir. Çeşme yarımadasında yarıklar gözlenmiştir. İzmir ve Ayvalık'da bazı evler Sakız Adası'nda,

bazı eski evler yıkılmıştır. Deprem, Andros, Syros, Atina, Santorine ve Çanakkale Boğazı'na kadar hissedilmiştir. 22 Ekim'de ve 1 Kasım'da (en şiddetli artçı sarsıntı) kuvvetli artçı sarsıntılar meydana gelmiştir (Papazachos, 1997, Milne, 1912; Karnik, 1971). Ergin ve diğer. (1976) bu depremi: 1883, Ekim 15, Çeşme Yarımadası; 38.3N ; 26.2E ; I_o=IX parametreleri ile vermektedir. Çeşme yarımadasının batı kıyısında bulunan bütün köylerde geniş hasarlar olmuştur. İzmir'de hafif hasarlar yapmıştır. 15,000 kişinin öldüğü söylenir (İDSDMP, 2000, böl.3.3).

1883, Kasım 1, "İzmir Körfezi; İzmir Körfezi ve Çeşme Yarımadasında civarında zeminde yarıklar meydana getiren kuvvetli bir sarsıntı meydana gelmiştir." (Ergin ve diğer. 1967; İDSDMP, 2000, böl.3.3).



Şekil 5.3 3 Nisan, 1881 Sakız Adası (Chios) ve Çeşme Depremine Ait Eşşiddet Haritası (Altınok ve diğer., 2005)

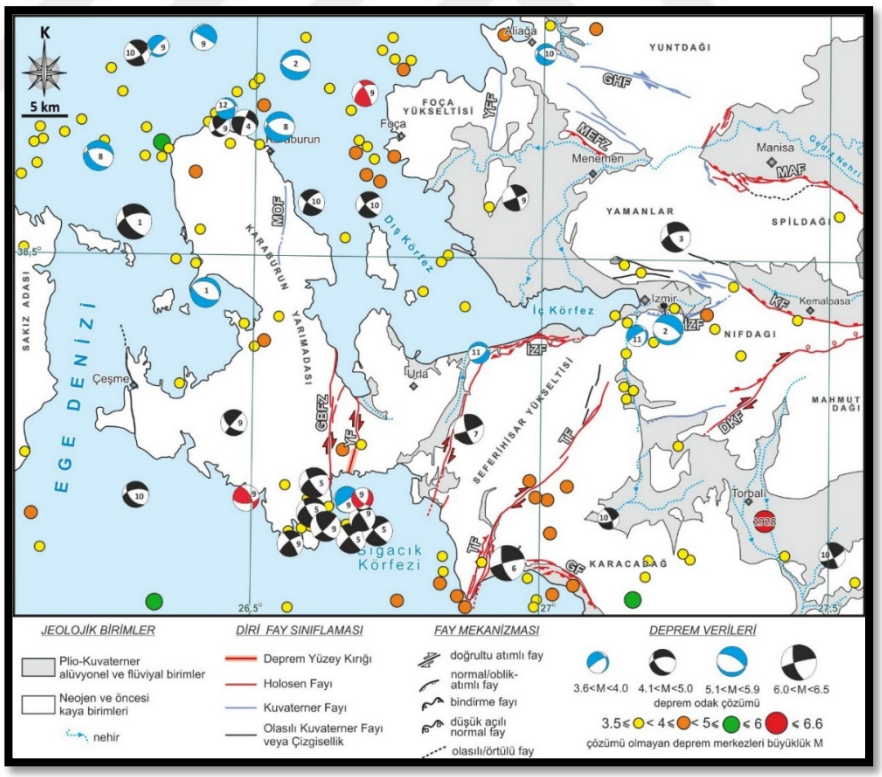
5.3 Aletsel Dönem Depremleri

Elde edilebilen kayıtlara göre, son ikibin yılda Karaburun yöresinde meydana gelen süre magnitüdü 4 ve daha büyük 274 depremin 184'ü bu dönemde kaydedilmiştir. USGS tarafından internette yayınlanan (http://neic.usgs.gov/neis/eqlists/eqstats.html) Enerji-deprem büyüklüğüne ilişkin formülerden yararlanılarak yapılan hesaplara göre, son 100 yıl içinde Karaburun yöresinde meydana gelmiş bulunan bu 4 ve daha büyük 184 deprem, açığa çıkan enerji bakımından 2402 adet 4,0 büyüklüğündeki depreme eşdeğerdedir. Bu 2402 adet 4.0 büyüklüğündeki deprem bir (1) adet yaklaşık 7,3-7,4 büyüklüğündeki depreme eşdeğerdir. Bu değerlerden çıkarılabilecek sonuç şudur: Son 100 yıl içinde Karaburun yöresinde meydana gelen 4 ve daha büyük 184 depremle açığa çıkan enerji sayesinde, enerjinin yörede birikmesi ve dolayısıyla en azından 1 adet Kocaeli-Gölcük depremi büyüklüğünde deprem oluşması önlenmiş görünmektedir. Kocaeli-Gölcük depreminin sonuçları hatırlanırsa, yörede sık aralıklarla çok sayıda orta büyüklükte depremlerin olması, yörede yaşayanlar açısından büyük bir şans olarak değerlendirilebilir. Bu dönemde oluşan depremlerin büyük bir kısmı, Karaburun Havzası ve batısı, İzmir Körfezi ve Sakız Boğazı civarında toplanma göstermiştir. Aletsel dönemde oluşan 140 depremin 39'u Batı Anadolu'daki deprem istasyonlarının henüz yaygınlaşmadığı 1900-1950 arasında, 148'i ise deprem istasyonlarının önceki 50 yıla göre sayısının arttığı 1950-2000 arasında kaydedilmiştir (Sezer, 2004).

184 depremin % 95'inin magnitüdü 5,5 ve daha küçüktür. M.S. 1900-2000 yılları arasında olmak üzere, 10 kez 5,5 Md (süre magnitüdü) sınırı erişilip aşılmıştır, yani 10 kez şiddetli deprem olmuştur. 10 depremin 1'inde (1949 Karaburun depremidir. Ölü sayısı 7 dir) magnitüd 7 ve daha büyüktür. 50 ve daha çok ölümle sonuçlanan tek deprem, 6,5 M büyüklüğünde ve IX şiddetindeki 31 Mart 1928 Torbalı (İzmir) depremidir. % 91'inin odak derinliği 0-33 km arasındadır. USGS tarafından hazırlanmış bulunan dünya kabuk haritasına göre (http://www.usgs.gov) Batı Anadolu'daki kabuk kalınlığının 30 km civarında olduğu düşünülürse, deprem odaklarının büyük bir kısmının kabuk içinde olduğu belirtilebilir. 1950-2000 yılları arasında oluşan depremlerden, odağı 33 km'den daha derin (astenosferde) olanların

oranı, önceki 50 yıla göre daha yüksektir. Nispeten daha derin odaklı depremler, genellikle İzmir ve Sığacık Körfezleri ile Karaburun yarımadası, Menemen, Kuşadası-Selçuk civarında ve Sakız Adası çevresinde görülmektedir (Tabban ve Gençoğlu 1975, Tezcan, Acar ve Çivi 1979, Sezer, 2004).

184 depremin % 55'i 1 Ekim-30 Nisan arasında, insanların genellikle zamanlarını kapalı ortamlarda geçirdiği ve ısınma araçlarının kullanıldığı ve yangın çıkma tehlikesinin yüksek olduğu kış aylarında, % 45'i ise 1 Mayıs-30 Eylül arasında yaz aylarında olmuştur. Depremlerin % 46'sı 22.00-07.00 saatleri arasında, yani genellikle uyku saatlerinde kaydedilmiştir. Deprem büyüklüklerinden hareketle belirlenen fay uzunluklarına göre, aletsel dönemde, depremlerle harekete geçen ya da yeni oluşan fayların % 68 kadarının uzunluğu 10 km den kısadır. 50 km den daha kısa fayların oranı ise % 99'u aşmaktadır. Bu değerler, kısa fayların çoğunluğunu işaret etmesi bakımından tarihsel dönemdeki oranlara benzerlik göstermektedir (Sezer, 2004), (Şekil 5.4 ve Tablo 5.3).



Şekil 5.4 İzmir ve yakın çevresinin aletsel deprem aktivitesini gösteren sismotektonik haritası (Uzel ve diğer. 2013) Diri fay verileri Emre ve Özalp (2011) ile (Emre ve diğer. (2011)'den birleştirilerek derlenmiştir. Son yüzyıldaki büyük depremlerin dışmerkez lokasyonları ve odak mekanizması

çözümleri (1) McKenzie, 1972; (2) Jackson ve diğer. 1982; (3) Kıyak, 1986; (4) Kalafat, 1998; (5) HRV (Harvard Centroid-Moment Tensor Project CMT); (6) Tan ve Taymaz, 2001; (7) Tan ve Taymaz, 2003; (8) Tan ve Taymaz, 2004; (9) Kalafat ve diğer. 2009; (10) NOA (National Observatory of Athens); (11) Gök ve Polat, 2014; (12) KOERI. Odak mekanizmalarında mavi renk normal, siyah renk doğrultu atımlı, kırmızı renk ise ters faylanma mekanizmasını göstermektedir. Odak mekanizma çözümü olmayan diğer depremlerin dış merkez lokasyonları ISC (International Seismological Centre), USGS-NEIC (United States Geological Survey National Earthquake Information Center), KOERI (Boğaziçi University Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute) ile Tan ve diğer. (2008)'den derlenmiştir. MOF: Mordoğan Fayı, GBFZ: Gülbahçe Fay Zonu, YF: Yağcılar Fayı, SF: Seferihisar Fayı, TF: Tuzla Fayı, GF: Gümüldür Fayı, DKF: Dağkızılca Fayı, KF: Kemalpaşa Fayı, İZF: İzmir Fayı, MAF: Mansia Fayı, MEFZ: Menemen Fay Zonu, GHF: Güzelhisar Fayı, YFF: Yenifoça Fayı

Karaburun Yarımadası ve yakın çevresinde meydana gelen Tarihsel deprem kayıtlarına ilişkin bilgiler Boğaziçi Üniversitesi tarafında hazırlanan İzmir Büyükşehir belediyesi 'http://www.izmir.bel.tr/izmirdeprem/index.html' adresli internet sitesinde yayınlanan İzmir Deprem Senaryosu ve Deprem Master Planı adlı çalışmanın 3.4. bölümü "20. Yüzyıldaki Depremler" (Erdik, 1997) başlığı altından alınmıştır (İDSDMP, 2000, böl.3.4).

Tablo 5.3 Aletsel Dönem Depremleri (1900-günümüz)

KOORDİNAT	TARİH	YER	DEPREM	
			ŞİDDET	BÜYÜKLÜK
38.4N ; 26.2E	1914, Ağustos 24	Sakız Adası (Samos)	Io=V	
38.4N ; 26.2E	1915, Ocak 18	Sakız Adası (Samos)	Io=V	
38.4N ; 26.1E	1916, Ağustos 17	Sakız Adası (Samos)	Io=VI	
38.4N ; 26.1E	1923, Temmuz 23	Sakız Adası (Chios)	Io=V	
38.4N ; 26.1E	1928, Eylül 16	Sakız Adası (Chios)	Io=V	
38.4N ; 26.5E	1928, Kasım 20	Sakız Adası (Chios)	Io=V	
38.4N ; 26.1E	1929, Nisan 26/27	Sakız Adası (Chios)	Io=VI	

Tablo 5.3 devamı

38.4N ; 26.1E	1930, Nisan 28	Sakız Adası (Chios)	Io=V	
38.55N ; 26.35E	1949, Temmuz 23	Karaburun, Çeşme	Io=X	
38.25N ; 27.09E	1950, Mayıs 29	İzmir ve civarı		
36.6N ; 26.3E	1953, Mayıs 2	Karaburun	Io=VII	M=5,2
38.47N ; 26.41E	1969, Nisan 6	Karaburun	Io=VIII	M=5,6
38.79N ; 26.57E	1979, Haziran 14	Karaburun (İzmir)	Io=VII	M=5,9
	6 Kasim ,1992	Seferihisar Körfezi		Ms=6,0
	24 Mayıs 1994	Ege denizi – Karaburun açıkları		Mb=5,0 Mb=4,8
	14 Kasim 1997	Sakiz Adasi Açiklari-Ege Denizi		M=5,8
	10 Nisan 2003	Urla-Izmir		Mw=5,8
38.14; 26.60	17 Ekim 2005	Sığacık Körfezi		Ml = 5,7
38.20; 26.66	17 Ekim 2005	Sığacık Körfezi		Ml =5,9
38.19; 26.67	20 Ekim 2005	Sığacık Körfezi		Ml = 5,9
38,8512; 26,2583	12 Haziran 2017	Karaburun – Midilli		M= 6,2

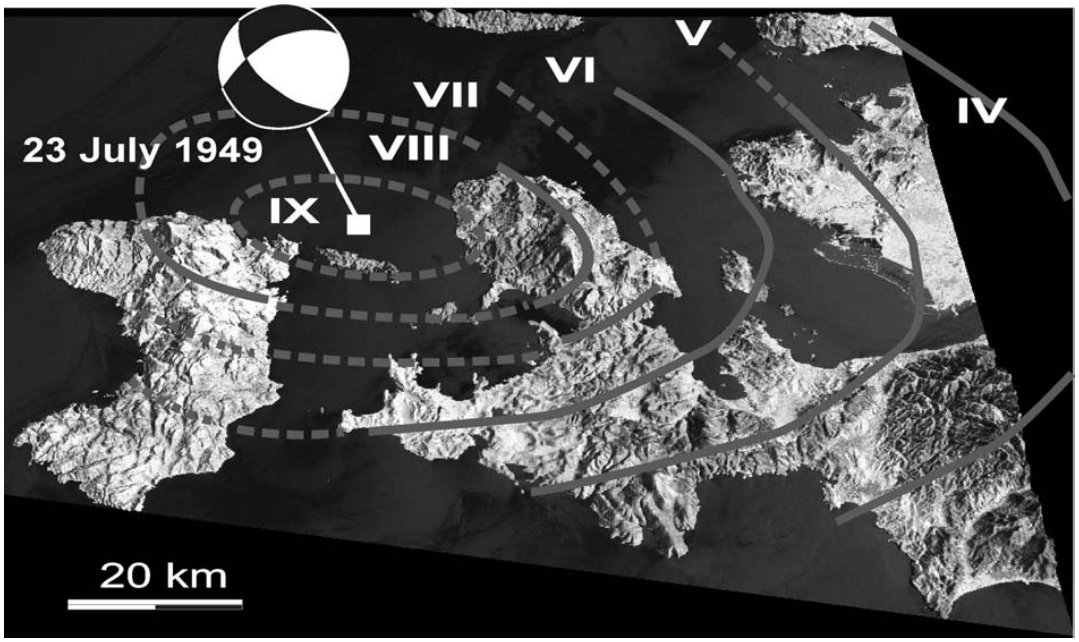
1949, Temmuz 23, 15:03:30, Karaburun yarımadasının doğusunda, Mordoğan ile yarımadanın kuzeyi arasındaki köylerde, Denizgiren çevresinde, Çeşme yarımadasında ve Reisdere civarında ağır Alaçatı, Foça, ve Menemen'de hafif hasarlara sebep olmuştur. İzmir'de bazı yapıların duvarları çatlamış, Çeşme ılıca kaynağının suları çoğalmıştır. Kayıtlara göre, 7 kişi ölmüş, 2,200 ev yıkılmış veya hasar almıştır (İDSDMP, 2000, böl.3.4).

1949, Kasım 23, 16:50:56, Papazachos (1997) bu depremi; 1949, Temmuz 23, 15:03:30, Sakız Adası: 38.58N, 26.23E; M=6,7 ; I=IX parametreleri ile vermektedir. Deprem adanın kuzey kısmını, Oenouses ve karşısını, Erythraea yarımadasını

(Karaburun), Foça'ya kadarki bölgeyi tahrip etmiştir. Sakız Adası'nda 49, Karaburun'da 33 köy tahrip olmuştur. Chios adasında 534 ev çöktü, 2,526'sı çok 2,985'sında hafif olmak üzere hasar kaydedilmiştir. Kardamyla'da sadece evlerin tamamına yakını hasar görmüş, 3 kişi ölmüş ve 50 kişi yaralanmıştır. Chios'un en büyük yerleşim yerinde, 6,065 evden 99'u tamamen yıkılmış; 495'i ciddi, 396'sı hafif hasarlıd. Chios şehrinde birçok yerde heyelan oldu. Depremden sonra Karmadyla civarındaki Giosada kaynağından su çıkışı üç katı artmıştır. Doğuya doğru depremin etkisi antik Foça'ya kadar ulaşmıştır. Karaburun'da 38 evin tamamı yıkılmış, 779'u ciddi, 902'si hafif hasar almıştır. İzmir civarında ciddi hasar meydana gelmiş, 8 kişi hayatını kaybetmiştir. Depremden sonra yüksekliği 2m'ye ulaşan tsunami dalgaları meydana gelmiş ve sahili su altında bırakmıştır. (Akropolis Gazetesi, 26.7.1949; Galanopoulos, 1955; Ambraseys, 1988). Ana şokun öncesinde en büyüğü 21 Mayıs'ta (17:41, M=4,9) olan öncüs arsıntılardan sonra olmuştur. En büyüğü de 23 Kasım günü meydan gelen birden fazla artçı deprem olmuştur. (16:50, M=5,7). Eyidoğan ve diğer., (1991) bu deprem hakkında aşağıdaki bilgileri sağlamaktadır:

1949, Temmuz 23, 15:03:30, Karaburun; 38.6N; 26.3E; M=7,0 (TUC), 6,75-7,0 (PRA), 6,75 (PAS) ; Ms=6,6 ; Io=VIII (MSK; Ambraseys, 1988), Io=VII (Erkman, 1949), Io=X (Pınar ve Lahn, 1952). Erkman (1949) tarafından verilen eşşiddet haritasında, bölge eski dönemlere göre deprem bakımından yüksek etkinlik göstermiştir. (Erkman, 1949). 23 Temmuz 1949 depreminde Karaburun-Çeşme yarımadasının doğusunda, Mordoğan ile yarımadaların kuzeyi arasında, batıda Denizgiren çevresinde, Çeşme ve çevresinde köylerde ve Reisdere çevresinde oldukça ağır hasar meydana gelmiştir. Alaçatı, Köste, Çeşme, Foça ve Menemen'de hafif hasar oluşturmuş olup, İzmir'de bazı duvarlar çatlamıştır. Bazı akarsularda akış kesilmiştir. Kuraklıktan dolayı kesilmiş olan bazı çeşmeler depremden sonra akmaya başlamış, yeraltı suyu seviyesi yükselmiştir. Çeşme Ilıca açıklarında ve Çeşme yarımadası ve Sakız Adası arasındaki denizde değişik hareketler gözlenmiştir. Sakız Adası adasında 7 kişi ölmüş, 2200 ev yıkılmış ya da tahrip olmuştur. Depremin artçıları uzun sürmüştür. Artçıların şiddetli olması ve uzun sürmesi hasarın artmasına neden olmuştur. Ambraseys, (1988), "episantrın Sakız Adası adasının kuzeydoğusundaki Oenousae adası çevresinde olduğunu" belirtmektedir. Cumhuriyet gazetesinin verdiği

bilgiye göre; “Karaburun merkez ve köylerinde toplam 250 ev yıkılmıştır. Çeşme ilçesinde ve bazı köylerde de hasar kayıtları mevcuttur. İzmir’de biden fazla yapının camları kırılmış, sıvaları dökülmüştür. Çeşmede yapıların birbirlerine çarptığı gözlenmiştir. Birçok yapı hasar görmüş fakat can kaybı olmamıştır. Yıldız burnunda denizin içinden gri renkli bir akışkanın fışkırdığı gözlenmiştir. Sakız Adası adasından sahil kesimndeki birçok evin yıkıldığı kaydedilmiştir. Ayvalık’taki yapılarda da hasar mevcuttur. Deprem Söke, Ödemiş, Edremit, Çanakkale, Alaşehir, Tire, Bayındır ve İstanbul’da da hissedilmiştir. Çeşme yarımadasının kuzey kıyılarında bulunan “İzmir, Kızılbahçe ve iskelesi, Urla, Tahaffuzhane, İçmeler, Gülbahçe ve Balıklıova’da” depremin yarattığı hasar azdır. Mordoğan iskelesi ve civarındaki gözlemlerde toprak kaymaları belgelenmiştir. Yartepe köyünde büyük bir blok koparak denize yuvarlanmıştır. Bu bölgedeki yıkımlar göz önünde bulundurulursa depremin şiddeti 6 ya da 6,5’tur. Eğlenhoca adlı 270 hanelik köyün 126’sı kısmen ya da tamamıyla yıkılmıştır. Foça ve Aliağa civarında yapılan incelemelerde hasarın hafif olmasıyla bağlantılı Şiddettin bu bölgelerde 4 ya da 5 olduğu söylenebilir. İzmir Bayındırlık ve İskan Müdürlüğünden alınan bilgilere göre, “depremde toplam 947’si hafif hasarlı, 820’si ağır hasarlı olamak üzere, 6 ev yıkılmıştır (İDSDMP, 2000, böl.3.4), (Şekil 5.5).



Şekil 5.5 23 Temmuz 1949 Sakız-Karaburun Depremi Eşşiddet Haritası (Erkman, 1949)

1953, Mayıs 2, 05:41:51, Karaburun; Eyidoğan ve diğer. (1991), 1953 depremi hakkında şu bilgilere sahiptir: Roesli (1953), Karaburun'da hasar yapan bu depremle ilgili şu bilgileri sunar: "Dikili'de oldukça şiddetli, Bergama'da hafif, Foça'da çok şiddetli olup, ortalama 7 şiddetinde hasar yaratmıştır. 1953 yılında Yenice-Gönen'de meydana gelen 7 şiddetindeki depremi Karaburun'da da hasar yarattığından, 2 Mayıs 1953 depremi Karaburun'da daha fazla hasara neden olmuştur. Ana şoktan sonraki 1 ay içinde hergün 2-3 artçı deprem meydana gelmiştir. Çeşme ve Urla'da da oldukça şiddetli hissedilmiştir." Hasar dağılımına göre, episantr alanı, Karaburun yarımadasının kuzeyinde olduğu söylenebilir. Bu bölgede şiddetin 7'den fazla olduğu kaydedilmiştir. Gevşek zeminler dışında hasar diğerlerine göre daha azdır. 23 Temmuz Sakız Adası-Karaburun 1949 depreminden sonra bölgede depreme dayanıklılık prensiplarine uygun yapılmış yapılarda önemli bir hasar yaratmamıştır. Episantrının İzmir Körfezi açıklarında bulunan depremin iki tane öncü şok sarsıntısı kaydedilmiştir ve adalarda da hasar olduğu rapor edilmiştir (Ambraseys, 1988, (İDSDMP, 2000, böl.3.4)

1953, Mayıs 2, 18:37:39, Karaburun; 38.6N; 26.5E; Io=7 bölgesel bir depremdir. Karaburun'da 7'den fazla, Foça'da 7 şiddetinde etkisi olmuş ve Dikili, Urla, Menemen, Çeşme ve Bergama'da hissedilmiştir (Ergin ve diğer. 1967, (İDSDMP, 2000, böl.3.4).

1969, Nisan 6, 03:49:34, Karaburun (Eyidoğan ve diğer. 1991); Merkez üstü Karaburun açıklarında olan deprem Sakız Adası ve Çeşme'de birçok yapıyı yıkmıştır. P dalgası ilk hareket verilerine göre, odak mekanizması çözümü normal faylanmayı gösterir (İDSDMP, 2000, böl.3.4).

1979, Haziran 14, 11:44:45, Karaburun (İzmir); Eyidoğan ve diğer. (1991)'de deprem hakkında şu bilgiler mevcuttur: "Gazete haberlerine göre, İzmir ve çevresinde kuvvetli hissedilen depremde, Alsancak'taki bazı evlerin duvarları çatlamıştır. Karaburun'da 2 ev yıkılmış, 1 kişi de yaralanmıştır." Deprem Yunan adalarında da şiddetli olarak hissedilmiştir. Depremin episantırı Ege denizindedir (İDSDMP, 2000, böl.3.4).

5.4 Karaburun Yarımadası'ndaki Aktif Fayların Deprem Üretme Potansiyeli

Karaburun Yarımadasında tanımlanmış Holosen ve Kuvaterner yaşlı Aktif Fay Zonu ve Fayların Olası Kuvaterner Fayları ve Çizgisellik olarak tanımlanmış faylara ait tüm fay segment uzunluğu ile sismik moment arasındaki bağıntıya göre deprem üretme potansiyelleri hesaplanmıştır. (Tablo 5.4).

Depremin olası moment büyüklüğü "Mw"
MW = a + b log L (Wells and Copper, 1994) (Naeim, Kelly,1999)
Regresyonun a ve b büyüklükleri fayın türü (normal, doğrultu, ters atımlı) ile denetlenmektedir.

Doğrultu atımlı faylar için,
a = 5,16
b= 1,12 olmak üzere;
M_w= 5,16 + 1,12 log L Formülü kullanılmaktadır.

Normal faylar için,
a = 4,86
b= 1,32 olmak üzere;
Mw = 4,86 + 1,32 logL Formülü kullanılmaktadır.

Tablo 5.4 Karaburun yarımadasındaki aktif fayların deprem üretme potansiyelleri

a	**b**	**L**	**logL**	**Mw = 4.86 + 1.32 logL/ M_w= 5.16 + 1.12 log L**	**Fayın Adı**	**Fayın Türü**
4,86	1,32	25	1,39794	6,705280811	Mordoğan fayı	Normal
5,16	1,12	24	1,380211	6,705836591	Gülbahçe Fay Zonu	Doğrultu Atımlı
5,16	1,12	12	1,079181	6,368682996	Yağcılar Fayı	Doğrultu Atımlı
5,16	1,12	23	1,361728	6,685135176	Kenelidağ Fayı	Doğrultu Atımlı
5,16	1,12	22	1,342423	6,663513403	Alaçatı Fay Zonu	Doğrultu Atımlı
5,16	1,12	6	0,778151	6,0315294	Çeşme Fayı	Doğrultu Atımlı

BÖLÜM ALTI
SONUÇ VE ÖNERİLER

1. Tez kapsamında, Gülbahçe Fay zonu ve Mordoğan Fayı ile ilişkilendirilen Gülbahçe Havzası ve Mordoğan Havzası olarak adlandırılan iki havzanın Morfometrik analizleri yapılmış, hesaplanan 17 farklı indis neticesinde IRAT sınıflaması yapılmıştır. Gülbahçe Havzası için, aktif dağ cephesi boyunca mükemmel bir V şekilli vadi (Vf, sınıf 1), az aşınmış (HI, sınıf 1), yüksek asimetrik (AF, sınıf 1), uzun havza (Bs, sınıf 1) ile karakterize edilir. Doğrusallaştırılmış Tatar deresi (FD, sınıf 1) ve düşük SL değerleri ile yine sınıf 1 olarak değerlendirilmiştir. Gülbahçedeki neotektonik hareketler ve yapıların dinamik karakterleri kuzey-güney genişlemesi, doğu-batı sıkışması ve KKB-GGD yönelimli fayları sonuçlamıştır. Ek olarak, neotektonik hareketler güçlü dik yükselme, toplam yükselme, en dik yamaçları meydana getiren diferansiyel eğim, yüksek asimetrik vadiler, uzamış havzalar, V biçimli vadiler, doğrusal drenajlar, aktif dağ cepheleri, yüksek akımlı uzunluk gradyanları ve hipsometrik integraller göstermektedir. Mordoğan havzası, yaklaşık 89,5 km^2 lik bir alana sahip uzamış bir havzadır. Ana dere kolu (Kuşkudan dere) yaklaşık 9,89 kilometredir. Mordoğan havzasının tamamının jeomorfometrik analizleri ayrı ayrı irdelenmiştir. Mordoğan havzası, aktif dağ cephesi boyunca mükemmel bir V şekilli vadi (Vf, sınıf 1) ile daha az aşınmış (HI, sınıf 1) yüksek asimetrik (AF, sınıf 1) uzun havza (Bs, sınıf 2) ile karakterize edilir. Doğrusallaştırılmış Kuşkudan dere (FD, sınıf 1) ve düşük SL değerleri ile yine sınıf 1 olarak değerlendirmek mümkündür. Bir dizi jeomorfik indis kullanılarak akarsu havzasının göreceli aktif tektonik değerlendirmesinin yapılmıştır. Havzaya ait farklı yedi tane jeomorfik indis değerinin ortalamasını kapsayacak şekilde tespit edilen IRAT değerleri, Gülbahçe Havzasının göreceli aktif tektonizma jeomorfometrik açıdan değerlendirilmiş ve göreceli aktif tektonik indeksinin çok yüksek, Mordoğan Havzasının göreceli aktif tektonik indeksinin yüksek olduğu sonucuna varılmıştır.

2. Karaburun Yarımadası'nda Miyosen yaşlı formasyonlarda gözlenen yapısal öğeler faylar ve deformasyona ait kıvrımlı yapılardır. Faylar MTA Türkiye diri fay sınıflamasına bağlı kalarak; Holosen Fayı, Kuvaterner Fayı ve Olası Kuvaterner Fayı şeklinde tanımlanmıştır. Karaburun Yarımadasını doğudan sınırlayan Gülbahçe Fay

Zonunun Yağcılar Fayı ve Kenelidağ Fayı ile ilişkili olduğunu ve kinematik anlamda birlikte çalıştıklarını göstermiştir. Bu çalışmanın sonuçlarına göre, Yağcılar fayı Gülbahçe fay zonunun sintetik riedeli, Kenelidağ fayı ise antitetik riedeli şeklinde gelişmiştir. Daha kuzeydeki Mordoğan Fayı ise Balıklıova aktarım rampasıyla Gülbahçe fay zonuyla bağlantılıdır. Bu çalışma kapsamında ilk kez tanımlanan ve haritalanan Alaçatı Fay Zonu ve Çeşme Fayı Neoektonik dönem çizgiselliği sınıfında değerlendirilmiştir. Yapılan çalışmalar, Çeşme Yarımadası'nda Miyosen sonrası sıkışma tektoniğini belirten kıvrımların varlığını ortaya koymuş ve bu kıvrımların, sözkonusu fayların sıkışma bölgelerine karşılık geldiği saptanmıştır.

3. Holosen faylarından; K-G doğrultulu Sağ yanal atımlı Gülbahçe Fay zonu; İzmir körfezi ile Karaburun yarımadasını yapısal ve morfolojik olarak ayıran önemli bir hattır. Gülbahçe körfezi kuzeyinde fay Karaburun yükselimi ile İzmir körfezinin batı çıkışında yer alan KKB-GGD uzanımlı çöküntü arasındaki keskin morfolojik uyumsuzluğa karşılık gelir. Gülbahçe Fay zonu Transtansiyonel rejiminin sıkışmalı ve genişlemeli evresine ait kanıtlarıyla bölgenin hakim gerilme kuvvetlerinin morfolojiye yansıması gözlenebilmektedir. İBTZ'nin Batı sınırını oluşturması sebebiyle deniz için devamlılığının araştırılıp Fayın kesin uzunluğunun saptanması deprem üretme potansiyeline yapılacak olan yaklaşım için önemlidir.

4. Bir diğer Holosen Fayı olan Gülbahçe Fay Zonu'nun KD doğrultulu sağ yönlü sintetik kollarından biri Yağcılar Fayı; karadaki uzunluğu yaklaşık 12 km olup K-G doğrultulu, eğim açısı 87-90 º'dir. Ekim – 2005 depremleri sonrasında yüzey kırığı oluşşturmuştur. Yağcılar köy merkezini civarında 2 km'lik bir zon boyunca güneye doğru saçaklanarak açılır. Fay segmentleri üzerinde sol yönlü sıkışma hareketine bağlı olarak genişlemeli bükülmeler, fay düzlemi göstergeleri, zon boyunca dere ötelenme yönleri, kıvrımlar ve derenin faya kapılması gibi deformasyonlar içeren sol yönlü doğrultu atımlı deformasyonun varlığı gözlenmiştir. İki farklı hareketin kesişim alanında gelişen ters bileşenli doğrultu atımlı faya ait veriler yapılacak hendek tabanlı paleosismoloji çalışmalarından elde edilebilecektir.

5. Diğer Holosen Fayı olan Gülbahçe Fay Zonu'nun, KB doğrultulu sol yönlü antitetik bir diğer kolu olan Kenelidağ Fayı; Karaburun Yarımadasını iki mikro plakacığa bölen KB-GD uzanımlı mikrosismik aktif bir zon olarak tanımlanmıştır. Sığacık ve Ildırı koyları arasında yaklaşık 22 km uzunlukta haritalanan fay sol yönlü

doğrultu atımlı fay mekanizmasıyla çok sayıda deprem üretmektedir. Kenelidağı Fayı, Sığacık Körfezi ile Uzunkuyu köyü GD'suna kadar olan yaklaşık 15 km'lik bölümünde, yaklaşık K26°B gidişiyle Güvercinlik Formasyonu kireçtaşlarını kesen tek parça olarak çizgisel uzanan aktif bir Holosen fayıdır. Kenelidağ Fayı'nın Uzunkuyu sokulumunun yüzlek vermesinde etkisi olduğu ve Miyosen'den bu yana aralıklı olarak aktif olduğu düşünülmektedir. Bunun yanında, fay KD-GB doğrultu atımlı Fay Zonu (Gülbahçe Fay zonu)'nun önemli antitetik yapısı olarak yeniden reaktive olmuş ve Karaburun Yarımadası'nın güneyindeki son sismik aktiviteyi kontrol eden çiçek yapısının batıdaki kolu olarak çalışmaktadır. Kenelidağ Fayı doğrultusu boyunca doğrultu atımlı fay geometrisine özgü gelişen, 3 adet Çek- Ayır havza Uzunkuyu Barbaros, Nohutalan ve Zeytincik Çek – Ayır Havzaları olarak çalışma kapsamında tanımlanmıştır.

6. Kuvaterner Fayı olarak sınıflandırılmış olan Mordoğan Fayı; Gülbahçe Körfezi'nden Karaburun İlçesine kadar açıkça gözlemlenen büyük morfolojik sarplıklar ve belirgin bir dağ önü çizgiselliği yardımıyla kolaylıkla tanınmaktadır. kuzeydoğu ve doğuya eğimlenen normal segmentlerinden oluşan ana fay 25 km uzunluğundaki yay şekilli fay geometrisi, güneyde K-G doğrultulu bir gidişe, kuzeyde ise KB-GD bir uzanıma sahip aktif bir normal faydır. Miyosen dönemi boyunca fay bir büyüme fayı olarak gelişmiş ve volkano-sedimanter istif ile dolan Urla çöküntüsünün batı kenarını kontrol etmiştir. Daha sonra, doğrultu-atımlı tektonik süreçlerin kontrolü altındaki Miyosen volkano-sedimanter istifinin Pliyosen deformasyonu gerçekleşmiştir. Böylece, Mordoğan Fayı, Pliyosen'de doğrultu atımlı fay bileşeninde reaktive olmuş ve bu deformasyona katkıda bulunmuştur. Son olarak, Kuvaterner- Holosen boyunca, Mordoğan fayı, iki sol yanal doğrultu atımlı fay arasında normal bir fay olarak reaktive olmuştur. Mordoğan fayının güney ucunda aletsel dönem kayıtlarına göre 02.05.1953 tarihinde M_W= 5.1 büyüklüğünde bir adet deprem meydana gelmiştir. Hendek tabanlı olarak yapılacak olan paleosismoloji çalışmaları Mordoğan Fayının sismisitesi hakkında veriler sunacaktır.

Mordoğan fayının sağa doğru sıçramasına karşılık gelen Gülbahçe Fay Zonu ve karadaki uzunluğu 40 km olan zon boyunca; çizgisel uzanımlı vadi ve sırtlarıyla; fay zonuna dik yönde ötelenen derelerin varlığıyla simgelenir. Jeomorfolojik özelliklerin

yorumlamasıyla Gülbahçe Fayı ile Mordoğan fayı arasında yaklaşık 10 km uzunluğunda Balıklıova aktarım rampası saptanmıştır. Karaburun Yarımadası Kuvaterner döneminden beri K-G ve KB-GD doğrultulu diri faylarla deforme olmaktadır. Bu faylardan Mordoğan Fayı ve Gülbahçe Fay zonu sol yönlü doğrultu atımlı faylarla sınırlandırılmış aktarım rampasıyla birbirine bağlıdır.

7. Alaçatı Fay zonu ve ilişkili yapılarına ilk kez bu çalışmada değinilmiştir. Alaçatı Fay zonu, saçaklanarak (fault branch) 6 ve daha fazla kırık hattı boyunca genişleme tektonizmasına bağlı olarak oluşan Gülbahçe Fay Zonu'nun KB doğrultusunda gelişen antitetik kollarıdır. Alaçatı Beldesi Mersin Körfezi ve Kızılkaya tepenin Kuzey yamaçları istikametinde KB – GD doğrultusunda, Uç Burnu ve Top Burnuna kadar paralel olarak takip edilen Sol yönlü doğrultu atımlı bir fay zonudur. Karadaki yaklaşık uzunluğu 22 km olup genişliği 2 km'dir. Körfez tipi açılma bölgesine karşılık gelen Yumru Koyu Mevkiideki segment genişlemeli büklüm yaparak K-G doğrultuda Ilıca Körfezine doğru devam eder. Doğrultu atımlı genişlemeli büklümler bölgesel transtansiyonal (genişlemeli-sıkışmalı) deformasyonun merkezleridir. Karaburun Yarımadası ölçeğindeki genel Transtansiyonel yer değiştirmeyle uyumlu bir fay zonudur. Güncel çökeller içerisinde yapılacak olan paleosismolojik araştırmalar Alaçatı Fay zonunun geçmiş deprem aktivitesi hakkında önemli veriler sunacaktır.

8.Çeşme Fayı, KB-GD uzanımlı 6 km uzunluğunda normal bileşenli sol yönlü doğrultu atımlı fay karakterindedir. Çeşme Körfezi Çeşme Fayı'nın iki farklı hareketiyle oluşmuştur. 1. hareket fayın sol yönlü doğrultu atımlı hareketi sonucunda Kokardağ ve Çeşme Karadağ arasında KB doğrultulu bir zayıflık zonu oluşturmuş ve bu zon boyunca Çeşme Karadağ bloğu sol yönlü ötelenmiştir. Aynı fay üzerinde gelişen 2. hareketin oblik atımlı normal fay olmasından dolayı Kokardağ ve Çeşme Karadağ blokları birbirinden ayrılarak arada körfez şeklinde KB-GD doğrultusunda bir girintinin/çöküntünün oluşmasına neden olmuştur. KB-GD uzanımlı doğrultu atımlı faylar düzlemi verileri değerlendirildiğinde; KKB-GGD yönlü açılma ve DKD-BGB yönlü sıkışma kuvvetleri ile ilişkilendirilmiştir.

9. Çeşme Yarımadası'nda Miyosen istifinin tortullaşması sırasında ve sonrasında gelişen deformasyon yapıları tanımlanmıştır. İstif iki farklı doğrultuda gelişmiş olan faylarla deforme olmuştur. Yaşlı olan K-G uzanımlı faylar Karaburun platformuna ait mesozoik karbonatları Miyosen yaşlı birimlerle yan yana getirir. Dokanak boyunca ters bileşenli doğrultu atım hareketi saptanmıştır. Bu faylar KB-doğrultulu faylarla kesilip atılmıştır. Jeolojik-jeomorfolojik olarak baskın yapılar niteliğindeki aktif faylar K30-40B doğrultusunda uzanım sunar.

Bunlardan Çeşme fayı K30B doğrultulu ve 6 km uzunluğundadır. Kayma düzlemi üzerinde reaktivasyonu belgeleyen iki farklı fay çiziği bulunur: buna göre fay önce sol yönlü doğrultu atımlı fay olarak çalışmış ve daha sonra oblik-atımlı normal fay olarak yeniden aktive olmuştur. Alaçatı Fay Zonu bölgedeki en uzun fay olup Musabey limanı'ndan Sığacık Körfezine kadar izlenebilmektedir. Bu fayların aktivitesi sırasında istif KD-GB, K-G ve KB-GD uzanımlı kıvrımlarla deforme olmuştur. Bu kıvrımlar 100 m ile 3 km uzunluğundadır ve doğrultu atımlı faylarla sınırlandırılmış olan KB ile K-G uzanımlı yapısal bloklar içinde yeralırlar. İstifin üst kesimlerinde saptanan tortullaşmayla yaşıt çiçek yapıları tortullaşma sırasında işleyen doğrultu atım tektoniğin varlığını kanıtlar.

10. Karaburun Yarımadasında tanımlanmış Holosen ve Kuvaterner yaşlı Aktif Fay Zonu ve Fayların, Olası Kuvaterner Fayları ve Çizgisellik olarak tanımlanmış faylara ait tümfaylar için; fay segment uzunluğu ile sismik moment arasındaki bağıntıya göre deprem üretme potansiyelleri hesaplanmıştır. 25 km uzunluğa sahip Mordoğan fayı için M_w = 6,7052; 24 km uzunluğundaki Gülbahçe Fay Zonu için M_w =6,7058; 12 km uzunluğundaki Yağcılar Fayı için M_w = 6,3686; 23 km uzunluğundaki Kenelidağ Fayı için M_w = 6,6851; 22 km uzunluğa sahip Alaçatı Fay Zonu için M_w = 6,6635; 6 km uzunluğa sahip Çeşme Fayı için M_w = 6,0315 büyüklüklerinde deprem üretme potansiyellerine sahiptir.

11. Karaburun Yarımadası'ndaki aktif ve olası Kuvaterner faylarında yapılan kinematik analiz çalışmaları, bölgede Kuvaterner - Holosen döneminde KKD-GGB genişleme ve BKB-DGD sıkışma olduğunu göstermektedir. Bu gerilim kuvvetleri etkisinde bölge, KD ve KB uzanımlı doğrultu atımlı faylar ile D-B uzanımlı normal fayların birlikte çalıştığı transtansiyonel tektonik rejim etkisinde şekil değiştirmektedir. Bu şekil değiştirme; bölgesel ölçekte sağ yönlü doğrultu atımlı

faylanma ve saat yönündeki rotasyonla açıklanmaktadır. Bu tez kapsamında edilen bulgularla KD ve KB doğrultusunda gelişen doğrultu atımlı fay geometrilerinin varlığı ve Çeşme Yarımadası ölçeğindeki kabuk incelmesine bağlı olarak ikincil kırık düzeyinde birçok yapısal elemanla transtansiyonel tektonik rejimin sonuçlarıdır.

12. Karaburun Yarımadası ile Seferihisar Yükseltisi arasındaki bölgenin aktif tektonik çatısını oluşturan fayların, doğrultu atımlı faylara özgü "negatif çiçek yapısı" oluşturmuşlardır. Önerilen modele göre, KD-GB ve KB-GD uzanımlı fayların Sığacık körfezinde kesişerek pozitif çiçek yapısı oluşturmaktadır. Çiçek yapısı; doğrultu atımlı faylanmanın önemli özelliklerinden biri olan ve ana faya bağlı fay parçacıklarının yüzeye doğru dallanarak, çiçek kesitine benzeyen bir görünüm sunması şeklinde açıklanabilir. Bu çiçek yapısı, KD-GB doğrultulu fay parçalarının yanı sıra K-G ve KB-GD doğrultulu diri fay parçaları da içermektedir. Sözbilir ve diğer. (2005)'te önerilen bu model gereği tez kapsamında tanımlanan Fay (Kenelidağ fayı) ve fay zonları (Alaçatı fay Zonu) Seferihisar pozitif çiçek yapısının elemanlarıdır.

13. Tezde konu edilen fay zonlarının birçoğunda jeotermal ve doğal mineralli su karakterli akışkanlar mevcuttur. Bölgenin jeotermal modeli, jeotermal kaynakların aktif fay zonları içinde bulunduğu ve aktif tektonizma ile kontrol edildiğini göstermektedir.

14. Deprem üretime potansiyeli hesaplanan fay zonlarının devamlılıklarının belirlenmesine yönelik paleosismoloji ve jeofizik tabanlı yeraltı çalışmalarının ivedikle planlanıp uygulamaya koyulması bölgede meydana gelebilecek olası deprem risklerinin belirlenmesi ve koruma zonların önerilmesi, yapılaşmaya ve gelişmeye açık olan bu bölgede son derecede önem arz etmektedir.

KAYNAKLAR

Akartuna, M. (1962). İzmir-Torbalı-Seferihisar-Urla bölgesinin jeolojisi hakkında, *MTA Enstitüsü Dergisi, Ankara, 59,* 1-18.

Aktar, M., Karabulut, H., Özalaybey, S. ve Childs, D. (2007). A conjugate strike-slip fault system within the extensional tectonics of Western Turkey. *Geophysical Journal International, 171* (3)*,* 1363–1375.

Altınok, Y., Alpar, B. ve Gazioğlu, C. (2005). 1881 and 1949 Earthquakes at the Chios-Cesme Strait (Aegean Sea) and their Relation to Tsunamis, *Natural Hazards and Earthquakes System Sciences, 5,* 717-725.

Ambraseys, N.N. ve Finkel, C.F. (1987). Seismicity of Turkey and neighboring regions, 1899-1915 *Annales Geophysicae, 5,* 701-726.

Ambraseys, N.N. (1988). Engineering Seismology. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics, 17,* 1-105.

Ambraseys, N.N. ve Finkel, C.F. (1995). *The seismicity of Turkey and adjacent areas. A historical review 1500-1800.* Muhittin Salih Eren Matbaası, İstanbul.

Andermann, C. ve Gloaguen, R. (2009). Estimation of erosion in tectonically active orogenies. Example from the Bhotekoshi catchment, Himalaya (Nepal). *International Journal of Remote Sensing 30,* 3075-3096.

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

Aydin A. ve Nur A. (1982). Evolution of pull-apart basins and their scale independence. *Tectonics 1982;1* (1) ,91–105.

Aydin A. ve Nur A. (1985). The types and role of stepovers in strike-slip tectonics, *in* Biddle K. T., ve Christie-Blick, N., (ed.), Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation: *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication No. 37,* 35-44.

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

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

Barka, A.A. (1992). The North Anatolian fault zone. *Annales Tectonicae, 6,* 164-195.

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

Bayarsayhan, C., Bayasgalan, A., Enhtuvshin, B., Hudnut, K., Kurushin, R. A., Molnar, P. ve Olziybat, M. (1996). 1957 Gobi-Altay, Mongolia, earthquake as a prototype for southern California's most devastating earthquake. *Geology, 24,* 579–582.

Beck, M.E., JR. (1983). On the mechanism of tectonic transport in zones of oblique subduction. *Tectonophysics, 93,* 1–11.

Bekaroğlu, E. (2013). Coğrafya Araştırma Yöntemleri, On ikinci Bölüm, Y. Arı ve İ. Kaya, (Ed.), *Jeomorfolojide Temel Araştırma Yöntemleri* içinde (343-367), Balıkesir, Coğrafyacılar Derneği.

Benetatos, C., Kiratzi, A., Ganas, A., Ziazia, M., Plessa, A. ve Drakatos, G. (2006). Strike-slip motions in the Gulf of Sığacık (western Turkey): properties of the 17 October 2005 earthquake seismic sequence. *Tectonophysics 426,* 263–279.

Beniest, A., Brun, J.P., Gorini, C., Crombez, V., Deschamps, R., Hamon, Y. ve Smit, J. (2016). Interaction between trench retreat and Anatolian escape as recorded by neogene basins in the northern Aegean Sea. *Marine and Petroleum Geology, 77,* 30–42.

Bertoluzza, L. ve Perotti, C. R. (1997). A finite-element model of the stress field in strike-slip basins: implications for the Permian tectonics of the Southern Alps (Italy). *Tectonophysics, 280,* 185–197

Besenecker, H., Durr, S., Herget, G., Kauffman, G., Ludtke, G.,Roth,W. ve Tietze, K.W. (1971). Chios (2 sheets), Geological map of Greece at scale 1:50 000, Athens, Institute for Graduate Studies & Research.

Bilham, R., ve Williams, P. (1985). Sawtooth segmentation and deformation processes on the southern San Andreas fault, California: *Geophysical Research Letters, 12*, 557-560.

Bilham, R. ve King, G. (1989). The morphology of strikeslip faults: examples from the San Andreas fault, California. *Journal of Geophysical Research, 94,* 10 204–10 216.

Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F., Mazzuoli, R. (1972). Geochronology and Petrology of Recent Volcanics in the Eastern Aegean sea (West Anatolia and Leovos Island), *Bulletin Volcanology, 36,* 473-496

Bosworth, W. (1985). Geometry of propagating continental rifts. *Nature, 316,* 325-327.

Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey – A Syntesis, *Geodinamica Acta. 14,* 3-30.

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

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

Brinkmann, R., Fluegel, E., Jacobshagen, V., Lechner, H., Rendel, B. ve Patrick, P. (1972). Trias, Jura und unterkreide der halbinsel Karaburun (West-Anatolien); *Beitrage zur Geologie von Anatolien, 13.*

Brun, J.P. (1999). Narrow rifts versus wide rifts: Inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments. *Philosophical Transactions of the Royal Society, London, Ser. A, 357,* 695– 712.

Brun, J.P. ve Faccenna, C. (2008). Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback. *Earth and Planetary Science Letters, 272,* 1–7.

Brun, J.P. ve Sokoutis, D. (2007). Kinematics of the southern Rhodope core complex. *International Journal of Earth, 96,* 1079–1099.

Brun, J.P. ve Sokoutis, D. (2010). 45 m.y. of aegean crust and mantle flow driven by trench retreat. *Geology 38* (9), 815–818.

Brun, J.P., Faccenna, C., Gueydan, F., Sokoutis, D., Philippon, M., Kydonakis, K. Ve Gorini, C. (2016). The two-stage Aegean extension, from localized to distributed, a result of slab rollback acceleration. *Canadian Journal Earth Sciences, 53,* 1142‑1157

Buck, W.R. (1991). Modes of continental lithospheric extension, *Journal of Geophysical Research, 96,* 20161 - 20178.

Bull, W.B. (2009a). *Tectonically active landscapes*. Oxford: Wiley-Blackwell.

Bull, W.B. (2009b). *Geomorphic responses to climatic change*. New Jersey: Blackburn Press.

Bull, W.B. ve McFadden, L.D. (1977). Tectonic geomorphology north ve south of the Garlock fault, California. In Doehering, D.O. (Ed.), Geomorphology in Arid Regions. *Proceedings at the Eighth Annual Geomorphology Symposium*, *State University of New York, Binghamton*, (115–138).

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

Burbank, D.W. ve Anderson, R.S. (2001). *Tectonic geomorphology*. Massachusetts: Blackwell Science.

Channell, J.E.T. ve Kozur, H. (1997). How many oceans? Meliata, Vardar, and Pindos oceans in Mesozoic Alpine paleogeography. *Geology, 25* , 183–186.

Chatzipetros, A., Kiratzi, A., Sboras, S., Zouros, N. ve Pavlides, S. (2013). Active faulting in the north-eastern Aegean Sea islands. *Tectonophysics 597–598,* 106–122.

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

Christomanos, A.X. (1899). The island Samothrace and the earthquake of 28 January (9 February) 1893. *Epeteris Parnassos, Athens,* 1-45.

Christie-Blick N. ve Biddle KT. (1985). Deformation and basin formation along strike-slip faults. In: Biddle KT. ve Christie-Blick N. (ed.), *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation.* Special Publication, no. 37. Tulsa, Oklahoma: Society for Sedimentary Geology, 1–34.

Cloos, H. (1928). Experimente zur inneren tektonic. *Centralblatt fur Mineralogie, 1928B,* 609–621.

Cowgill, E., Yin, A., Arrowsmith, R., Feng, W. ve Shuanhong, Z. (2004b). The Akato Tagh bend along the Altyn Tagh fault, northwest Tibet, 1: smoothing by vertical-axis rotation and the effect of topographic stresses on bend-flanking faults. *Geological Society of America Bulletin, 116*, 1423–1442.

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.

Crowell, J. C. (1974a). Sedimentation along the San Andreas fault, California, in Dott, R. H. Jr. ve R. H., Shaver, (ed.), *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 19,* 292-303.

Cunningham, W. D. ve Mann, P. (2012). Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends. *Geological Society, London, Special Publications, 290,* 1–12.

Cürebal, İ., Erginal, A.E. (2007). Mıhlı Çayı Havzası'nın jeomorfolojik özelliklerinin Jeomorfik İndislerle Analizi. *Elektronik Sosyal Bilimler Dergisi 19,* 126-135.

Çakmakoğlu, A. ve Bilgin, Z.R. (2006). Karaburun Yarımadası'nın Neojen öncesi stratigrafisi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 132,* 33-62.

Çetiner, L., Pekatan, R., Taşkıran, A., İldem, F. (2000). İzmir-Güzelbahçe ve Gülbahçe jeotermal enerji arama projesi final raporu, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi, Rapor No. 10739, MTA,* Ankara.

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 ve 2011). *The Journal of African Earth Science, 126,* 1–12.

Deschamps, R., Hamon, Y., Darre, T., Gorini, C., 2013. Caracterisation des series lacustres du Miocene superieur de l'Ile de Samos. Un exemple de paleolac alcalin et salin, *14eme Congres Francais de Sedimentologie, Paris, 73,* 118.

Dewey, J.F. ve Şengör, A.M.C. (1979). Aegean and surrounding regions: complex multiple and continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of America Bulletin, 90,* 84–92.

Dewey, J. F., Holdsworth, R. E. ve Strachan, R.A. (1998). Transpression and transtension zones. In: Holdsworth, R. E., Strachan, R. A. ve Dewey, J. F. (eds) Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. *Geological Society, London, Special Publications, 135,* 1–14.

Dirik, K. (2006). *Yapısal Jeoloji Ders Notları,* Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği bölümü, Ankara.

Doblas, M. (1998). Slickenside Kinematic Indicators. *Tectonophysics, 295,* 187-197.

Dombradi, E., Timar, G., Gabor, B., Sierd, C. ve Frank, H. (2007). Fractal dimension estimations of drainage network in the Carpathiane Pannonian system. *Global and Planetary Change 58,* 197-213

Dooley, T., Mcclay, K. ve Bonora, M. (1999). 4D evolution of segmented strike-slip fault systems: applications to NW Europe. In: Fleet, A. & Boldy, S. (ed.) *Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the 5th Conference, Petroleum Geology'86, Geological Society, London,* 215–225.

Duman, T.Y., Emre, Ö., Özalp, S. Kadirioğlu, F.T., Kartal , R.F, Kılıç, T., Kalafat, D., ve Eroğlu Azak, T., (2016). An ımproved earthquake catalogue (M ≥ 4.0) for Turkey and ıts near vicinity (1900-2012). *Bulletin of Earthquake.*

Duman, T.Y., Emre, Ö., Selim Özalp, S., Çan, T., Olgun, Ş., Elmacı, H., Şaroğlu, F. (2017). Türkiye Sismotektonik Haritası Açıklama Kitabı (Ed. T.Y. Duman). *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Özel Yayınlar Serisi-34,* 12 s. Ankara-Türkiye.

Dumont, J., F., Uysal, Ş., Şimşek, Ş., Karamanderesi, İ.H. ve Letouzey, J. (1980) Güneybatı Anadolu'daki grabenlerin oluşumu, MTA yayınları, 7-17.

Drakopoulos, J., ve Delibasis, N. (1982). The focal mechanism of earthquakes in the major area of Greece for the period 1947-1981. *Seismological Laboratory of University of Athens Publication, 2,* 1-72.

Ekinci, D. (2004). *Gülüç Çayı Havzasının uygulamalı jeomorfolojisi.* Basılmamış Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, İstanbul.

El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacon, J. ve Keller, E.A. (2008). Assessment of relative active tectonics, southwest border of Sierra Nevada (Southern Spain). *Geomorphology 96,* 150-173.

Emre, Ö., Özalp, S., Doğan, A., Özaksoy, V., Yıldırım, C. ve Göktaş, F. (2005). İzmir yakın çevresinin diri fayları ve deprem potansiyelleri, *MTA Rapor No: 10754.*

Emre, Ö., Özalp, S. ve Duman, T.Y. (2011). 1: 250,000 scale active fault map series of Turkey. İzmir (NJ 35-7) Quadrangle, Serial Number (6), *General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara-Turkey.*

Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S., Şaroğlu, F., Olgun, Ş., Elmacı, H. ve Çan, T. (2016). Active fault database of Turkey. *Bulletin of Earthquake.*

Ercan, T. (1982). Batı Anadolu'nun genç tektoniği ve volkanizması, *T.J.K. Yayınları,* 5-15.

Ercan,T., Türkecan, A. ve Satır, M. (2000). Karaburun Yarımadası'nın Neojen volkanizması: *Cumhuriyetin 75. Yıldönümü Yerbilimleri ve Madencilik Kongresi Bildiriler Kitabı I; Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü yayını, Ankara,* 1-18.

Erdoğan, B. (1990). İzmir-Ankara Zonu ile Karaburun kuşağının tektonik ilişkisi, *MTA Dergisi, 110,* 1-15.

Erdoğan, B. (1990). İzmir-Ankara Zonu'nun, İzmir ile Seferihisar arasındaki bölgede stratigrafik özellikleri ve tektonik evrimi, *TPJD Bülteni, 2/1,* 1-20.

Ergin K., Güçlü U. ve Uz Z. (1967). *Türkiye ve civarının deprem kataloğu.* Maden Fakültesi Ofset Baskı Atölyesi, İstanbul.

Ergin, K., Güçlü, U., ve Aksay, G. (1971). A catalog of earthquakes of Turkey and surrounding area (1965–1970). *Technical Report, İstanbul Technical University, Faculty of Mines, Institute of Physics of the Earth, no. 28.*

Ergünay, O., Bayülken, N. ve Gençoğlu, S. (1974). 1 Şubat 1974 İzmir depremi raporu. *T.C. İmar ve İskan Bakanlığı Deprem Araştırma Enstitüsü Başkanlığı. Ankara.*

Erkman, H.K. (1949). 23 July 1949 Karaburun (İzmir) zelzelesi (Le tremlement de terre de Karaburun - Smyrne*), Milli Eğitim Bakanlığı, İstanbul Kandilli Rasathanesi, Sismik Yayinlar:1, Şirketi Mürettibiye Basımevi, No. 73.*

Erkül F., Helvacı C., Sözbilir H., Ersor Y., Tatar, Erkül, S. ve Sümer, Ö. (2007). Karaburun Yarımadası'ndaki iki evreli Neojen volkanizmasının stratigrafisi ve fasiyes özellikleri, Batı Anadolu, *TJK, 60 Bildiri Özleri Kitabı,* 244-245.

Erol, Oğuz. (1993). *Ayrıntılı jeomorfoloji haritaları çizim yöntemi.* İ.Ü. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Bülteni:10, 19-38.

Ersoy, E.Y., Helvaci, C., Uysal, I., Karaoğlu, O., Palmer, M.R., ve Dindi, F. (2012). Petrogenesis of the Miocene volcanism along the Izmir–Balıkesir Transfer Zone in western Anatolia, Turkey: implications for origin and evolution of potassic volcanism in postcollisional areas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, 241–242*: 21–38.

Eşder, T. ve Yücel, M. (1999). Grand Hotel Ontur jeotermal enerji olanaklarının araştırılması ile ilgili jeoloji ve jeofizik etüt raporu, Fenerburnu-Çeşme, (yayımlanmamış), *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü yayını, Ankara*.

Ekström, G.A., ve England, P.C. (1989). Seismic strain rates in regions of distributed continental deformation. *Journal of Geophysical Research, 94,* 10231-10257.

Eyidoğan, H. ve diğer. (1991). *Türkiye Büyük Depremleri Makrosismik Rehberi 1900-1988.* İstanbul.

Eyidoğan, H., ve Jackson, J.A. (1985). A seismological study of normal faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz earthquake of 1969-1970 in western Turkey: implications for the nature and geometry of deformation in the continental crust. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 81,* 569-607.

Eyidoğan, H. (1988). Rates of crustal deformation in western Turkey as deduced from major earthquakes. *Tectonophysics. 148,* 83-92.

Faccenna, C., Jolivet, L., Piromallo, C. ve Morelli, A. (2003). Subduction and the depth of convection in the Mediterranean mantle. *Journal of Geophysical Research, 108*, 2099.

Faccenna, C., Becker T.W., Auer L., Billi A., Boschi L., Brun J.P., Capitanio F.A., Funiciello F., Horvath F., Jolivet L., Piromallo C., Royden L., Rossetti F. ve Serpelloni E. (2014). Mantle dynamics in the Mediterranean. *Review of Geophysics.*

Faulds, JE, Varga, RJ. (1998). The role of accommodation zones and transfer zones ın the regional segmentation of extended terranes. *Geological Society of America Special, 323,* 1–45.

Font, M., Amorese, D., Lagarde, J.L. (2010). DEM and GIS analysis of the stream gradient index to evaluate effects of tectonics: the Normandy intraplate area (NW France). *Geomorphology 119,* 172–180.

Galanopoulos, A. G. (1953). Katalog der erdbeben in Griechenland fur die zeit von 1879 bis 1892, *Annales Geologiques des Pays Helliniques 5,* 114 – 229.

Galanopoulos, A.G. (1995) Seismic Geography of Greece. *Geologika Chronika Ellenikon Choron, 6,* 83-121, (in Greek).

Ganas, A., Mouzakiotis, E., Moshou, A. ve Karastathis, V. (2016). Left-lateral shear inside the north gulf of Evia rift, Central Greece, evidenced by relocated earthquake sequences and moment tensor inversion. *Tectonophysics 682,* 237–248.

Ganas, A., Elias, P., Briole, P., Valkaniotis, S., Kassaras, I., Foumelis, M., Moshou, A., Kourkouli, P., Papathanassiou, G., Rogier, M., Chouliaras, G., Argyrakis, A. ve Parcharidis, I. (2017). In: The June 12, 2017 M 6.3 Lesvos offshore earthquake

sequence (Aegean Sea, Greece): fault model and stress analysis from seismic and geodetic observations. (161), *Book of Abstracts, 15th Congress of the RCMNS, Athens, Greece 2017.*

Garassi, C. ve Weitschat, W. (1968) Geologie von nordwest Karaburun (West-Anatolische Kuste): *Reprint (According to Pers.Comm. of Dr. Weitschat, Hamburg Unpublished Manuscript),* 177-184.

Garfunkel, Z., Zak, I. ve Freund, R. (1981). Active faulting in the Dead Sea Rift. *Tectonophysics 80,* 1–26.

Gamond, J. (1987). Bridge structures as sense of displacemen criteria in brittle fault zones. *Journal of Structural Geology, 9,* 609–620.

Gemici, Ü. (1999). *Çeşme Yarımadası'nın hidrojeolojisi ve jeotermal enerji olanakları.* Doktora Tezi, DEÜ, İzmir.

Gibbs, A.D. (1984). Structural evolution of extensional basin margins. *Geological Society of London, 141,* 609–620.

Gloaguen, R., Marpu, P.R. ve Niemeyer, I. (2007). Automatic extraction of faults and fractal analysis from remote sensing data. *Nonlinear Processes in Geophysics 14,* 131-138.

Guillermo, R.A., Gerardo, M.E.P., Piccoloa, M.C. ve Pierini, J. (2004). Fractal analysis of tidal channels in the Bahia Blanca Estuary (Argentina). *Geomorphology 57,* 263-274.

Gümüş, H. (1971). Karaburun Yarımadası'nın orta kısmının jeolojisi (İzmir), Ege Üniversitesi, *İlmi Raporlar Serisi No:100-1971,* 3-18.

Goldsworthy, M., Jackson, J. ve Haines, J. (2002). The continuity of active faults in Greece. *Geophysical Journal International, 148,* 596–618.

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 (İzmirNET). *Tectonophysics, 635,* 154-164.

Göktaş, F. (2010). Çeşme Yarımadası'ndaki Neojen tortullaşması ve volkanizmasının jeolojik etüdü. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 11389*, 64.

Göktaş, F. (2011). Urla (İzmir) çöküntüsündeki Neojen tortullaşması ve volkanizmasının jeolojik etüdü. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 11568*, 112.

Göktaş, F. (2014). Karaburun Yarımadası kuzey kıyı kesiminin Neojen stratigrafisi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi 148,* 43-61.

Hack, J. T. (1973). Stream-profiles analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey, 1*, 421-429.

Harding T.P. (1985). Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists 69* (4), 582-600

Harris, R., Dolan, J. F., Hartleb, R. ve Day, S. M. (2002). The 1999 Izmit, Turkey, earthquake: a 3D dynamic stress transfer model of intra-earthquake triggering. *Bulletin of the Seismological Society of America, 92,* 245–255.

Harkins, N.W., Anastasio, D.J. ve Pazzaglia, F.J. (2005). Tectonic geomorphology of the Red Rock fault, insights into segmentation and landscape evolution of a developing range front normal fault. *Journal of Structural Geology 27,* 1925–1939.

Hatzfeld, D. (1999). The present-day tectonics of the Aegean as deduced from seismicity. In:Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F ve Seranne, M. (ed.) The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen. *Geological Society, London, Special Publications, 156,* 415-426.

Helvacı, C., Ersoy, Y., Sözbilir, H., Erkül, F., Sümer, Ö. ve Uzel, B. (2009). Geochemistry and 40Ar/39Ar geochronology of Miocene volcanic rocks from the Karaburun Peninsula: Implications for amphibole-bearing lithospheric mantle source, Western Anatolia: *Journal of Volcanology and Geothermal Research, 185,* 181-202.

Henriet, J. (1883). *Memoire sur les trmblement de terre de 1'ile de Chio.* Aine, Marseille, 24.

Hempton, M. Ve Dunne, L. (1984). Sedimentation in pullapart basins: active examples in eastern. *Turkey Journal of Geology, 92,* 513–530.

Hollenstein, C., Muller, M.D., Geiger, A., Kahle, ve H.G. (2008). Crustal motion and deformation in Greece from a decade of GPS measurements, 1993–2003. *Tectonophysics, 449,* 17–40.

Horton, R. E. (1932). Drainage basin characteristics. *Transactions, American Geophysical Union, 13,* 350-361.

Hoşgören, M. Y. (2001*). Hidrograya'nın Ana Çizgileri I: Yeraltısuları, Kaynaklar, Akarsular.* 4. Baskı, İstanbul: Çantay Kitabevi.

Höll, R. (1966). Genese und Altersstellung von Vorkommen der Sb-W-Hg- Formation in der Türkei und auf Chios/Griechenland. *Abhandlungen der Königlich Bayerischen Akademie der Wissenschaften, 127,* 118.

Hubert-Ferrari, A., King, G., Manighetti, I., Armijo, R., Meyer, B. ve Tapponnier, P. (2003). Long-term elasticity in the continental lithosphere; Modelling the Aden Ridge Propagation and the Anatolian extrusion process. *Geophysical Journal International, 153,* 111-132.

Hurtrez, J. E. ve Lucareau, F. (1999). Lithological control on relief and hypsometry in the Hérault drainage basin (France). *Earth and Planetary Sciences, 328,* 687–694.

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,* 757-765.

İnci, U., Sözbilir, H., Erkül, F., Sümer, Ö. (2003). The cause of the earthquakes between the Urla and Balıkesir is a fossil fault. *Cumhuriyet Newspaper Science Technic Journal, 848*, 6-7 (in Turkish).

İDSDMP: İzmir deprem senaryosu ve deprem master planı, http://www.izmir.bel.tr/izmirdeprem/index.html

İzdar, E ve Özgenç, İ. (1977). The acid volcanism and its perlite generations and their relations with Tertiary volcanic activities in the west part of Anatolia. *6th Colloquium on Geology of the Aegean Region,* 63.

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 western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 77,* 185–264

Janecke, S.U, Vandenburg, C.J. ve Blankenau, J.J. (1998). Geometry, mechanism and significance of extensional folds from examples in the Rocky Mountain basin and range province, USA. *Journal of Structural Geology, 20,* 841–856.

Jarrard, RD. (1986). Terrane motion by strike-slip faulting of forearc slivers. *Geology 14* (9), 780–783.

Jennings, CW. (1994). An explanatory text to accompany the fault activity map of California and adjacent areas with locations and ages of recent volcanic eruptions 1:750000 scale. *California Department of Conservation Division of Mines and Geology Publications and Information, Geological Data Map No: 6, 92.*

Jones, R. R. ve Tanner, P. W. G. (1995). Strain partitioning in transpression zones. *Journal of Structural Geology, 17,* 793–802.

Jolivet, L. ve Brun, J.P. (2010). Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean. *International Journal of Earth Sciences, 99,* 109-138.

Jolivet, L., Faccenna, C., Huet, B., Labrousse, L., Le Pourhiet, L., Lacombe, O., Lecomte, E., Burov, E., Denele, Y., Brun, J.-P., Philippon, M., Paul, A., Salaun, G., Karabulut, H., Piromallo, C., Monie, P., Gueydan, F., Okay, A.I., Oberhansli, R., Pourteau, A., Augier, R., Gadenne, L. ve Driussi, O. (2013). Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat. *Tectonophysics, 597,* 1-33.

Jolivet, L. ve Faccenna, C. (2000). Mediterranean extension and the Africa–Eurasia collision. *Tectonics, 19*, 1095–1106

Kalafat, D. (1998). Anadolu'nun tektonik yapılarının deprem mekanizmaları açısından irdelenmesi. *Deprem Araştırma Bülteni.* stanbul, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü.

Kalafat, D., Güneş, Y., Kekovalı, K., Kara, M., Deniz, P. ve Yılmazer, M. (2011). *Bütünleştirilmiş Homojen Türkiye Deprem Kataloğu (1900-2010; M≥4.0).* İstanbul, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü.

Kalafat, D., Kekovalı, K., Güneş, Y., Yılmazer, M. ve Kara M. (2009). *A catalogue of source parameters of moderate and strong earthquakes for Turkey and its surrounding area (1938–2008).* İstanbul, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü.

Kalafatçıoğlu, A. (1961). Karaburun Yarımadası'nın Jeolojisi, *MTA Enstitüsü Dergisi, Ankara,* 54-62.

Karnik, V. (1971). *Seismicty of the European Area, Part II, 1801-1900.* Netherlands, D. Reidel Publishing Company Dordrecht.

Kaya, O. (1979). Ortadoğu Ege çöküntüsünün (Neojen) stratigrafisi ve tektoniği. *TJK Bülteni, 22,* 35-58.

Kaya, O. (1981). Miocene reference section for the coastal parts of west Anatolia. Newsletter Startigraphy, 10, 164-191.

Kaya, O. (1982). Tersiyer sırt yitmesi: Doğu Ege bölgelerinin yapısı ve magmatiği için olasılı bir mekanizma. O. Erol ve V. Oygür (Ed.), *Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması, Türkiye Jeoloji Kurultayı Paneli, Ankara,* 39-58.

Kearey P., Klepeis K.A. ve Vine F.J. (2009). *Global tectonics*, (3rd ed.) Oxford: Wiley-Blackwell,

Keller, E.A. (1986). *Investigation of active tectonics: use of surficial earth processes*. Washington D.C.: Active Tectonics National Academy Press.

Keller, E.A. ve Pinter, N. (1996). *Active Tectonics.* New Jersey: Prentice Hall.

Keller, E.A. ve Pinter, N. (2002). *Active Tectonics. Earthquakes, Uplift and Landscape*. New Jersey: Prentice Hall.

Kıray ve diğer. (2018), *Mordoğan Fayı:kinematiği, jeolojik evrimi ve tektonik önemi, Karaburun Yarımadası, İzmir.* TJK,71:Bildiri Özleri Kitabı.

Kıyak, Ü. (1986). *Kuzey Anadolu Fay zonunun batı uzantılarının incelenmesi.* Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, İstanbul.

King, G. ve Nabelek, J. (1985). Role of fault bends in the initiation and termination of earthquake rupture. *Science, 228,* 984–987.

Kiratzi, A.A. (2002). Stress tensor inversion along the westernmost north Anatolian fault zone and its continuation into the north Aegean Sea. *Geophysics Journal International, 151,* (2), 360–376.

Kiratzi, A. (2013). The January 2012 earthquake sequence in the Cretan Basin, south of the Hellenic volcanic arc: focal mechanisms, rupture directivity and slip models. *Tectonophysics, 586,* 160–172.

Kiratzi, A., Louvari, E. (2003). Focal mechanisms of shallow earthquakes in the Aegean Sea and the surrounding lands determined by waveform modelling: a new database. *Journal Geodynamic, 36* (1–2), 251–274.

Kiratzi, A., Wagner, G., Langston, C. (1991). Source parameters of some large earthquakes in northern Aegean determined by body waveform inversion. *Pure Applied Geophysics, 135,* 515–527.

Kokinou, E., Papadimitriou, E., Karakostas, V., Kamberis, E., Vallianatos, F. (2006). The Kefalonia transform zone (offshore western Greece) with special emphasis to its prolongation towards the Ionian abyssal plain. *Marine Geophysics Research, 27,* 241–252.

Kocaefe, S. ve Ataman, G. (1976). Batı Anadolu'nun güncel tektonizması. *Yerbilimleri, 9,* 149–162.

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

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

Kondopouloua D., S.Senb E., Aidonaa D.J.J. ve van Hinsbergenc Koufosd, G. (2010). Rotation history of Chios Island, Greece since the Middle Miocene. *Journal of Geodynamics Volume 51,* 327-338.

Konuk, Y.T. (1979). *Karaburun Yarımadası'nın kuzeybatı kesiminin stratigrafi ve tektonik özelliği.* Doçentlik Tezi, İzmir.

Kozur, H. (1998). The age of the siliciclactic series ("Karareis Formasyon") of the Western Karaburun Peninsula, Western Turkey; H.Szaniawski (ed.), *Proceedings of the Sixth Europaean Conodont Symposium (ECOS VI), Palaeontologia Polonica 58,* 171-189.

Labros, S.P. (1910). Neos Hellenomnemon. *Athens, 7,* 133-257.

Larsen, P.H. (1988). Relay structures in a Lower Permian basement-involved extension system, East Greenland. *Journal Structure Geology, 10*, 3–8.

Lechner, H. (1969). *Zur Geologie des Gebietes Nordliche von Uzunkuyu/Halbinsel Karaburun West Anatolien.* DiplomaTezi, Technische Universität München, Münih.

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

Le Pichon, X. ve Angelier, J. (1981). The Aegean Sea. *Philosophical transactions of the Royal Society of London. 300,* 357–372.

Lips A.L.W., Cassard, D., Sözbilir, H. ve Yilmaz, H. (2001). Multistage exhumation of the Menderes Massif, western Anatolia (Turkey). *International Journal of Earth Sciences, 89,* 781-792.

Lupiapalmieri, E. (2004). *Hypsometric Analysis.* Encylclopedia of Geomorphology In: Goudie, A. S. (ed.), London: Routledge Ltd.

Lykousis, V., Anagnostou, C., Pavlakis, P., Rousakis, G. ve Alexandri, M. (1995). Quaternary sedimentary history and neotectonic evolution of the eastern part of the central Aegean Sea, Greece. *Marine Geology, 128,* 59–71.

Lyberis, N. (1984). Tectonic evolution of the north Aegean trough. In: The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. *Special Publication Geology Society, 17,* 709–725.

Lyberis, N., ve Sauvage, J. (1985). Tectonic evolution of the North Aegean area during the Plio-Pleistocene. *Bulletin de la Societe Geologique de France, I,* 581–595.

Mahmood, S.A. ve Gloaguen, R. (2011). Fractal measures of drainage network to investigate surface deformation from remote sensing data: a paradigm from HinduKush (NE-Afghanistan). *Journal of Mountain Science 8,* 641-654.

Mahmood, S. A., Gloaguen, R. (2012). Appraisal of active tectonics in Hindu Kush: Insights from DEM derived geomorphic indices and drainage analysis, *Geoscience Frontiers, 3* (4), 407-428.

Mandelbrot BB .(1983). *The Fractal Geometry of Nature*. New York: W H Freeman.

Mann P., Hempton M.R., Bradley D.C. ve Burke K. (1983). Development of pull-apart basins. *Journal of Geology 91* (5)*,* 529-554.

Mallet, R. (1854). Catalogue of recorded earthquakes from 1606 BC to AD 1850. *Report of the Twenty Third Meeting of the British Association for the Advencement of Science, 22,* 1-176,

Maravelakis, M.J. (1938). A contribution to the knowledge of the history of the earthquakes in Greece and its neighbouring countries from the notes. *Publication Maria Triantaphyllou of National and Kapodistrian University of Athens, Thessaloniki, 13.*

Marshak, S., Nelson, W. ve Mcbride, J. (2003). Phanerozoic strike-slip faulting in the continental interior platform of the United States: examples from the Laramide orogen, mid-continent, and Ancestral Rocky Mountains. In: Storti, F., Holdsworth, R. Ve Salvini, F. (eds) Intraplate Strike-slip Deformation Belts, *Geological Society, London, Special Publications, 210,* 159–184.

Mayer, L. (1984). Dating Quaternary fault scarps formed in alluvium using morphologic parameters. *Quaternary Research, 22*, 300–313.

Mayer, L. (1986). *Tectonic geomorphology of escarpments and mountain fronts*. Washington D.C.: Active Tectonics National Academy Press.

Mayer, L. (1990). *Introduction to Quantitative Geomorphology.* Prentice Hall, NJ.: Englewood, Cliffs.

McKenzie, D.P. (1972). Active tectonics of 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 of Royal Astronomical Society, 55,* 217–254.

Mcclay, K. ve Bonora, M. (2001). Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems. *AAPG Bulletin, 85,* 233–260.

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M. Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N., Veis, G. (2000). Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal Geophysics Research, 105,* 5695–5719.

Melton, M. A. (1957). An analysis of the relation among elements of climate, surface properties and geomorphology, Department of Geology, Columbia University, New York, *Techenical Report No. 11*.

Mercier, J.L., Sorel, D., Simeakis, K. (1987). Change in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone: the Aegean arc from the Pliocene to the present. *Annales Tectonicae 1,* 20–39.

Mercier, J.L., Sorel, D., Vergely, P., and Simeakis, K. (1989). Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic. *Basin Research, 2,* 49-71.

Milne, J. (1912). *Catalogue of destructive earthquakes.* Portsmouth, Report of the 18th Meeting of the British Association for the Advencement of Science.

Moores E.M. ve Twiss R.J. (1995). *Tectonics*. New York: W.H. Freeman and Company.

Morris, A., ve Anderson, M. (1996). First palaeomagnetic results from the Cycladic Massif, Greece, and their implications for Miocene extension directions and tectonic models in the Aegean. *Earth and Planetary Science Letters, 142,* 397-408.

Morley, C.K., Nelson, R.A., Patton, T.L., Munn, S.G. (1990). Transfer zones in the East African rift system and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. *AAPG Bulletin 74,* 1234–1253.

Muller, M.D., Geiger, A., Kahle, H.-G., Veis, G., Billiris, H., Paradissis, D. ve Felekis, S. (2013). Velocity and deformation fields in the north Aegean domain, Greece, and implications for fault kinematics, derived from GPS data 1993–2009. *Tectonophysics 597–598,* 34–49.

Naeim, F., Kelly J.M. **(**1999). *Design of Seismic Isolated Structures*. New York: John Wiley & Sons Inc.

Ocakoğlu, N., Demirbağ, E., Kuşçu, İ. (2004). Neotectonic structures in the area offshore of Alaçatı, Doğanbey and Kuşadası (western Turkey): evidence of strike-slip faulting in the Aegean extensional province. *Tectonophysics, 391,* 67-83.

Ocakoğlu, N., Demirbağ, E. ve Kuşçu, İ. (2005). İzmir Körfezi ve çevresinin sualtı aktif fayları ve depremselliği, *Yerbilimleri, 27(1),* 23-40.

Okay, A.İ., Siyako, M. (1991). The New Position of the İzmir-Ankara Neo-Tethyan suture between İzmir and Balıkesir. *Ozan Sungurlu Sempozyumu Bildirileri Kitabı içinde* (333-355). Ankara.

Okay, A. ve Siyako, M. (1993). İzmir-Balıkesir arasında İzmir-Ankara Neo-Tetis kenedinin yeni konumu. Türkiye ve çevresinin tektoniği-petrol potansiyeli. S. Turgut, (ed.), *Ozan Sungurlu Sempozyumu Bildirileri Kitabı içinde* (333-355). Ankara.

Okay, A.İ., Satır, M., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. ve Akyüz, S. (1996). Paleove Neo-Tethyan events in northwestern Turkey: Geologic ve geochronologic constrains. In A. Yin, T.M. Harrison (ed.). *The tectonic evolution of Asia* (420−441). United States: Cambridge University Press.

Oskay, M. (2007). *Çeşme (İzmir) Ve Çevresinin Aktif Tektoniği Ve Depremselliği.* Bitirme tezi, DEÜ, İzmir.

Özdemir, H. (2011), Havza Morfometrisi ve Taşkınlar. *Fiziki Coğrafya Araştırmaları; Sistematik ve Bölgesel, içinde Edition:5, Türk Coğrafya Kurumu Yayınları. (Ed.) Deniz Ekinci,* 507-526

Özel ve Günay, M. (2000). Gülbahçe Körfezi'nin Neotektonik yapısı. *DEÜ Mühendislik Fakültesi Fen Ve Mühendislik Dergisi 2* (2), 27-38.

Özkaymak, Ç., Sözbilir, H. (2008). Stratigraphic and structural evidence for fault reactivation: the active Manisa fault zone, western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences, 17* (3), 615–635.

Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., Uzel, B. (2011). Geological and palaeoseismological evidence for late Pleistocene−Holocene activity on the Manisa Fault Zone, western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20, 1–26.

Özkaymak, Ç. (2012), *Manisa Havzası'nın Aktif Tektoniği Ve Depremselliği, Batı Anadolu, Türkiye,* Doktora Tezi, DEÜ, İzmir

Palanges, S.K., (1882). The earthquakes of Chios. Athens: Publication Enosis.

Park R.G. (1993). *Geological structures and moving plates*. (2nd ed.). Glasgow: Chapman & Hall.

Papanikolaou, D. J. and Sideris, Ch. (1992). Introduction to the Geology of Chios Island. *5thMeeting of IGCP Project, Chios-Lesvos,* 1 -19.

Papanikolaou, D., Alexandri, M., Nomikou, P. (2006). Active faulting in the north Aegean basin. *Geology Society America, 409,* 189–209.

Papazachos, B., Papazachos, C. (1997). *The Earthquakes of Greece.* Athens, Thessaloniki.

Papazachos, B.C., Karakostas, B.G., B.G., Kiratzi, A.Aa., Papadimitriou, E.E. ve Papazachos, C.B. (1997). Basic Poperties of the faulting which caused the 1995 Kozane- Greneva earthquake. *Journal of Geodynamics.*

Patton, P.C., (1988). Drainage basinmorphometry and floods. In: Baker VR, KochelRC, Patton PC (ed.) *Flood geomorphology, 51–65.*

Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., (1991). Displacements, segment linkage and relay ramps in normal fault zones. *Journal of Structural Geolology, 13,* 721–733.

Pedrera, A., Perez-Pena, J.V., Galindo-Zaldıvar, J., Azanon, J.M., Azor, A. (2009). Testing the sensitivity of geomorphic indices in areas of low-rate active folding (eastern Betic Cordillera, Spain). *Geomorphology 105,* 218-231.

Peltier, L.C. (1962). Area Sampling for Terrain Analysis. *Professional Geographer, 14,* 2428.

Petit, C., Meyer, B., Gunnell, Y., Jolivet, M., Sankov, V., Strak, V. ve diğer. (2009). Height of faceted spurs, a proxy for determining long-term throw rates on normal faults: Evidence from the North Baikal Rift System, Siberia. *Tectonics, 28,* TC6010.

Perez-Pena, J.V., Azanon, J.M., Azor, A., Delgado, J., Gonzalez, Lodeiro, F. (2009). Spatial analysis of stream power using GIS: SLk anomaly maps. *Earth Surface Processes and Landforms 34,* 16-25.

Perrey, A. (1848). Memoire sur les tremblements de terre ressentis dans la peninsule Turco-Hellenique et en Syrie. Publ. *Academie Royale de Belgique, 73*.

Pike, R.J. and Wilson, S.E. (1971). Elevation-relief Ratio, Hypsometric Integral and Geomorphic Area-altitude Analysis, *Geological Society of America Bulletin, 82,* 1079-1083.

Philippon, M., Brun, J.P., ve Gueydan F. (2012). Deciphering subduction from exhumation in the segmented Cycladic Blueschist Unit (Central Aegean, Greece). *Tectonophysics, 524,* 116-134.

Philippon, M., Brun, J.-P., Gueydan, F. ve Sokoutis, D. (2014). The interaction between Aegean back-arc extension and Anatolia escape since Middle Miocene. *Tectonophysics, 631,* 176–188**.**

Piromallo, C., ve Morelli, A. (2003). P wave tomography of the mantle under the Alpine- Mediterranean area. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth, 108***,** 2065.

Pourteau, A., Candan, O. and Oberhansli, R. (2010). High pressure metasediments in central Turkey: Constraints on the Neotethyan closure history. *Tectonics, 29,* TC5004.

Ramirez-Herrera, M.T. (1998). Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt. *Earth Surface Processes and Landforms 23,* 317-332.

Ramsay, J. G., ve Huber, M.I. (1987). Folds and Fractures. *The Techniques of Modern Structural Geology, 2.*

Reddy, G.P.O., Maji, A.K., Gajbhiye, K.S. (2004) Drainage morphometry and its influence on landform characteristics in basaltic terrain, central India—a remote sensing and GIS approach. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation 6,* 1–16.

Riedel, W. (1929). Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen: Zentrablatt fUr Mineralogie. *Geologie und Paleontologie, 1929 B,* 354-368.

Ring, U., Susanne, L. ve Matthias, B. (1999). Structural analysis of a complex nappe sequence ve late orogenic basins from the Agean Island of Samos, Greece. *Journal of Structural Geology, 21*, 1575–1601.

Ritter, D. F., Kochel, R. C., Miller, J.R. (2002). *Process Geomorphology*. (4th Ed.) McGraw-Hill.

Roberts, S. ve Jackson, J.A. (1991). Active normal faulting in central Greece: an overview. In A.M Roberts, G. Yielding, B. Freeman, (Ed.). *The geometry of normal faults*. *Geological Society of London, Special Publication 56*, 125–142.

Robertson, A.H.F. ve Pickett, E.A. (2000) Paleozoic-Early Tertiary Tethyan evolution of M´elanges, rift and passive margin units in the Karaburun Peninsula (western Turkey) and Chios Island (Greece), in: Tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area. In Bozkurt, E., Winchester, J. A., and Piper, J. D. A., (Ed.). *Geological Society of London, Special Publication,* 43– 82.

Robertson, A.H. F., Ustaömer, T., Pickett, E.A., Collins, A. S., Andrew T., Dixon, J. E. (2004). Testing models of Late Palaeozoic–Early Mesozoic orogeny in Western Turkey: support for an evolving open-Tethys model. *Journal of the Geological Society 161* (3)*,* 501-511.

Robertson, A.H.F., ve Ustaömer T. (2009) Upper Palaeozoic subduction/accretion processes in the closure of Palaeotethys:Evidence from the Chios Melange (E Greece), the Karaburun Melange (W Turkey) and the Teke Dere Unit (SW Turkey). *Sedimentary Geology,* 29-59.

Rockwell, T.K., Keller, E.A., Johnson, D.L. (1985). Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California. In: Morisawa, M. (Ed.), *Tectonic Geomorphology, Proceedings of the 15th Annual Geomorphology Symposium. Allen and Unwin Publishers, Boston, MA,* 183-207.

Roesli, F. ve I., Ketin. (1953). Makroseismische Untersuchungen über das nordwest-anatolische Beben vom 18 März 1953. *Eclogae Geologicae Helvetiae.*

Rosendahl, B.R., Reynolds, D.J., Lorber, Burgess, C.F., McGill, J., Scott, D., Lambiase, J.J., Derksen, S.J. (1986). Structural expressions of rifting: lessons from Lake Tanganykia, Africa. *Geological Society London Special Publications, 25,* 29–43.

Royden, L.H. (1993). The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries. *Tectonics, 12,* 629-638.

Sakellariou, D., Rousakis, G., Kaberi, H., Kapsimalis, V., Georgiou, P., Kanellopoulos, T., Lykousis, V. (2007). Tectonosedimentary structure and late quaternary evolution of the north Evia gulf basin, Central Greece: preliminary results. *Bulletin Geological Society Greece XXXVII (1),* 451–462.

Sakellariou, D. ve Tsampouraki-Kraounaki K. (2019). Plio-Quaternary Extension and Strike-Slip Tectonics in the Aegean. *Transform Plate Boundaries and Fracture Zones, Chapter 14,* 339-374.

Scholz C.H. (1977). Transform fault systems of California and New Zealand: similarities in their tectonic and seismic styles. *Journal of the Geological Society of London 133* (3)*,* 215-229.

Scholz, C. H. (1982). Scaling laws for large earthquakes: consequences for physical models. *Bulletin of the Seismological Society of America, 72,* 1–14.

Schumm, A. S., Dumont, J. F. ve Holbrook, J.M. (2002). *Active Tectonics ve Alluvial Rivers.* Cambridge: Cambridge University Press.

Schwartz, D.P., Coppersmith, K.J. (1984). Fault behavior and characteristic earthquakes: examples from the Wasatch and San Andreas Fault Zones. *Journal of Geophysical Resesrch 89* (B7), 5681.

Sgouros, K.A. (1937). *History of the island Chios from ancient time up to 1700 AD.* Athens: Publication Pyrsos.

Sezer, L.İ. (2005). Karaburun (İzmir) Yöresinde Deprem Aktivitesi ve Riski, *Türkiye Kuvaterner Sempozyumu (TURQUA-V), bildiri kitabı içinde,* 10-16.

Shebalin, N.V. (1974). *Catalogue of earthquakes. Part 1, 1901-1970, part 2, prior to 1901.* Skopje: UNDP/UNESCO Survey of the Seismicity of the Balkan Region,

Sieberg, A. (1932). Erdbebengeogrphie*. Handbuch der Geophysik, Berlin, 4,* 687-1005.

Sieh K, Natawidjaja D. (2000). Neotectonics of the Sumatran fault, Indonesia. *Journal of Geophysical Research 2000, 105(B12),* 28, 295–28,326.

Stein R.S., Barka A.A. ve Dieterich J.H. (1997). Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophysical Journal International 128 (3),* 594-604.

Strahler, A.N. (1952b). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin 63,* 1117–1142.

Strahler, A. N. (1964). *Handbook of Applied Hydrology, Section 4-II Geology, part II. Quantitative Geomorphology of Drainage Basins and Channel Networks.* In V.T. CHOW (Ed.), New York: Mc Graw-Hill Company.

Sylvester A.G. (1988). Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin* 100 (11), 1666-1703.

Seyitoğlu, G., ve Scott, B., (1991). Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geological Magazine, 128,* 15-166.

Sezer, L.İ. (2005). Karaburun (İzmir) Yöresinde Deprem Aktivitesi ve Riski, *Türkiye Kuvaterner Sempozyumu (TURQUA-V), İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enst.*, 10-16.

Sibson, R. H. (1985). Stopping of earthquake ruptures at dilational fault jogs. *Nature, 316,* 248–251.

Sieberg, A. (1932). Erdbebengeogrphie. *Handbuch der Geophysik, Berlin, 4,* 687-1005.

Sieberg, A. (1932). Untersuchungen uber erbeben und bruchschollenbau im ostlichen Mittelmeergebiet. *Velag von Gustav Fisher, Jena,* 163-173.

Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C. ve Bardaji, T. (2003). Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic ve seismic activity. *Geomorphology*, *50*, 203–225.

Simopoulos, K. (1973). *Foreign travelers in Greece, 1700-1800.* Athens.

Sipahioğlu, S. (1984). Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Çevresinin Deprem Etkinliğinin İncelenmesi. *Deprem Araştırma Bülteni, 45,* 5-140.

Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D. ve Altınok, Y. (1981). Historical earthquake catalogue of Turkey and surrounding area (2100 B.C. – 1900 A.D.). *Technical Report, TUBİTAK, TBAG-341.*

Sözbilir, H., Erkül, F. ve Sümer, Ö., 2003, Gümüldür (İzmir) ve Bigadiç (Balıkesir) Arasında Uzanan Miyosen Sonrası Yaşlı KD-Doğrultulu Accommodation Zonuna ait Saha Verileri, Batı Anadolu. *56. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 85-86.*

Sözbilir, H., Sümer, Ö., Uzel, B., Ersoy, Y., Erkül, F., İnci, U. ve Helvacı, C. 2005. İzmir'deki deprem dizilerinin nedeni, faylardaki çiçek yapısı. *Cumhuriyet Bilim ve Teknik Dergisi*, *976,* 18-19.

Sözbilir, H., Uzel, B., Sümer, Ö., İnci, U., Ersoy, 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 kinematik ve paleosismolojik çalışmalar, Batı Anadolu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, *52* (2), 91-114.

Sözbilir, H., Sümer, Ö., Uzel, B., Ersoy, Y., Erkül, F., İnci, U., Helvacı, C. ve Özkaymak, Ç. (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., Sarı, B., Uzel, B., Sumer, Ö., and Akkiraz, S. (2011). Tectonic implications of transtensional supradetachment basin development in an extension-parallel transfer zone: the Kocacay Basin, western Anatolia, Turkey. *Basin Research, 23,* 423–448.

Sümer, Ö., 2007. *Güzelbahçe (İzmir) Çevresinin Alüvyonal Sedimantolojisi ve Aktif Tektoniği.* Yüksek Lisans Tezi, DEÜ, İzmir.

Stewart, I.S., Hancock, P.L. (1991). Scales of structural heterogeneity within neotectonic normal fault zones in the Aegean region. *Journal of Structural Geology, 13* (2), 191-204.

Strahler, A.N., (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions American Geophysical Union, 8,* 913-920.

Strahler, A.N., (1964). *Handbook of Applied Hydrology, Section 4-II Geology, part II. Quantitative Geomorphology of Drainage Basins and Channel Networks.In* V.T. CHOW (Ed.), New York: Mc Graw-Hill Company.

Swanson, M. (2005). Geometry and kinematics of adhesive wear in brittle strike-slip fault zones. *Journal of Structural Geology, 27,* 871–887.

Şaroğlu, F., Emre, Ö., ve Kuşçu, İ., (1992). Türkiye diri fay haritası. *Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Yayınları, Ankara.*

Şengör, A.M.C. (1979). The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. *Journal of the Geological Society of London, 136,* 269–282.

Şengör, A.M.C. (1982). Ege'nin Neotektonik evrimini yöneten etkenler. *TJK, 1982,* 59-72.

Şengör A.M.C., Yılmaz. Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics. 75,* 181–241

Şengör A.M.C. (1987). Cross faults and differential stretching of hanging wall in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey. In: Coward

MP, Dewey JF, Hancock P (ed.) Continental extensional tectonics. *Journal of the Geological Society of London, Special Publication 28,* 575–589

Şengör, A.M.C., Görür, N., ve Şaroğlu, F., 1985, Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: Biddle, K. & Christie-Blick, N. (Ed.), Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications, 37,* 227-264.

Şengör, A.M.C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakınç, M., Eyidoğan, H., Görür, N., Le Pichon, X., ve Rangin, C. (2005). The North Anatolian Fault: A new look. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 33;* 37–112.

Tabban, A., Gençoğlu, S. (1975). Deprem ve parametreleri. *Deprem Araştırma Enstitü Bülteni, 11.*

Tatar-Erkül, S., Sözbilir, H., Erkül, F., Helvacı, C., Ersoy, E.Y., Sümer, Ö. (2008). Geochemistry of I-type granitoids in the Karaburun Peninsula, West Turkey: Evidence for Triassic continental arc magmatism following closure of the Palaeotethys. *Island Arc*, *17,* 394–418.

Tan, O., Taymaz, T. (2003). Seismotectonics of Karaburun Peninsula and Kuşadası Gulf: source parameters of April 2, 1996 Kuşadası Gulf and April 10, 2003 Seferihisar (İzmir) earthquakes. *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,* 147.

Tan, O. ve Taymaz, T. (2001). Source parametres of November 6, 1992 Doganbey (İzmir) earthquake (Mw=6.0) obtained from inversion of teleseismic body wave forms. In: *Proceedings of 4th International Turkish Geology Symposium*: *Work in*

Progress on the Geology of Turkey and Its Surroundings, Çukurova University Publications, 171.

Tan, O. (2013). The dense micro-earthquake activity at the boundary between the Anatolian and South Aegean microplates. *Journal of Geodynamics, 65,* 199– 217

Tarı, U., Tüysüz, O. (2008). İzmit Körfezi ve çevresinin morfotektoniği. *İstanbul Teknik Üniversitesi, İTÜ Dergisi Mühendislik, 7* (1), 17-28.

Taymaz, T., Tan, O. ve Yolsal, S. (2004). Seismotectonics of western Turkey: a synthesis of source parameters ve rupture histories of recent earthquakes. *AGU Fall Meeting, Session T14, San Francisco-California, EOS Transactions 85*, 47.

Taymaz, T., Jackson, J., McKenzie, D. (1991). Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophysical Journal International, 106,* 433–490.

Tchalenko, J. S., (1970), Similarities between shear zones of different magnitudes: *Geological Society of America Bulletin, 81,* 1625-1640.

Tezcan, S., Acar, Y., ve Çivi, A. (1979). İstanbul için deprem riski analizi. *Deprem Araştırma Bülteni.*

Twiss R.J. ve Moores E.M. (1992). *Structural geology*. New York: W.H. Freeman & Company.

Uzel, B., Sözbilir, H. (2008). A first record of strike-slip basin in western Anatolia ve its tectonic implication: The Cumaovası basin as an example. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 559–591.

Uzel, B., Sözbilir, H., 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*, 21, 439-471.

Uzel, B, Sözbilir, H., Özkaymak, Ç, Kaymakçı, N. ve Langereis, C.G. (2013). Structural evidence for strike-slip deformation in the İzmir–Balikesir transfer zone and consequences for late Cenozoic evolution of western Anatolia (Turkey). *Journal of Geodynamics, 65*, 94-116.

Uzel, B., Langereis, C.G., Kaymakçı, N., Sözbilir, H., Özkaymak, Ç., Özkaptan, M. (2015). Paleomagnetic evidence for an inverse rotation history of Western Anatolia during the exhumation of Menderes core complex. *Earth and Planetary Science Letters, 414,* 108-125.

Uzelli ve diğer. (2017) Conceptual model of the Gülbahçe geothermal system, Western Anatolia, Turkey: Based on structural and hydrogeochemical data. *Geothermics 68,* 67–85

van Hinsbergen, D.J.J. (2010). A key extensional metamorphic complex reviewed and restored: The Menderes Massif of western Turkey. *Earth Sciences Review, 102,* 60–76,

Verstappen, H.Th. (1983). *Applied Geomorphology*, Netherlands: ITC, Enschede.

Widiyantoro, S., van der Hilst, R.D., ve Wenzel F. (2004). Deformation of the Aegean Slab in the Mantle Transition Zone. *International Journal of Tomography & Statistics, D04,* 1-14.

Wells, S.G., Bullard, T.F., Menges, T.M., Drake, P.G., Karas, P.A., Kelson, K.I., Ritter, J.B., Wesling, J.R. (1988). Regional variations in tectonic geomorphology along segmented convergent plate boundary, Pacific coast of Costa Rica. *Geomorphology 1*, 239-265.

Wells D.L. ve Coppersmith K.J. (1994). New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, ve surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America, 84* (4), 974–1002.

Wilcox, R. E., Harding, T. P., ve Seely. D. R. (1973). Basic Wrench tectonics: *American Association of Petrolium Geologists Bulletin, 57,* 74-96.

Wilson, J. T. (1965). A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature, 207,* 343–347.

Woodcock N.H. (1986). The role of strike-slip fault systems at plate boundaries. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* A317, 13-29.

Woodcock N.H. ve Fischer M. (1986). Strike-slip duplexes. *Journal of Structural Geology,* 8 (7), 725-735.

Woodcock, N.H. (1987). Kinematics of strike-slip faulting. Builth inlier, Mid-Wales. *Journal of Structural Geology, 9,* 353-363.

Wortel, M.J.R., ve Spakman, W. (2000). Subduction and slab detachment in the Mediterranean–Carpathian region. *Science, 290,* 1910–1917.

Yeats R.S., Sieh K.E., Allen C.R. (1997). *Geology of Earthquakes.* New York: Oxford University Press.

Yolsal Çevikbilen, S., Taymaz, T., Helvacı, C. (2014). Earthquake mechanisms in the gulfs of Gökova, Sığacık, Kuşadası, and the Simav region (western Turkey): neotectonics, seismotectonics and geodynamic implications. *Tectonophysics, 635,* 100–124.

Zhang, P., Burchfiel, C., Chen, S. ve Deng, Q. (1989). Extinction of pull-apart basins. *Geology, 17,* 814–817.

Zolotas, G.I. (1921). History of Chios. *Publication P.D. Sekelariou, Athens, 1,* 87-95.