



MADEN TETKİK VE ARAMA GENEL MÜDÜRLÜĞÜ

İZMİR YAKIN ÇEVRESİNİN DİRİ FAYLARI VE DEPREM POTANSİYELLERİ

MTA Rapor No: 10754

Dr.Ömer EMRE (Jeomorfolog)

Dr.Selim ÖZALP (Jeoloji Yük. Müh.)

Ahmet DOĞAN (Jeoloji Yük. Müh.)

Dr.Volkan ÖZAKSOY (Jeoloji Yük. Müh.)

Cengiz YILDIRIM (Jeomorfolog)

Fikret GÖKTAŞ (Jeoloji Yük. Müh.)

JEOLOJİ ETÜTLERİ DAİRESİ
2005

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
İÇİNDEKİLER	I
ŞEKİL LİSTESİ	III
TABLO LİSTESİ	IV
ÖZ	V
1. GİRİŞ	1
1.1. Çalışmanın Amacı	1
1.2. Çalışma Alanı	2
1.3. Araştırma Yöntemi ve Metod	3
1.4. Katkı Belirtme ve Teşekkür	4
2. BÖLGESEL JEOLJİK ÖZELLİKLER	5
2.1. Temel Kaya Birimleri	5
2.2. Neojen ve Kuvaterner	8
3. BÖLGESEL NEOTEKTONİK ÇATI	10
4. DİRİ FAYLAR	13
4.1. Güzelhisar Fayı	13
4.2. Menemen Fay Zonu	15
4.3. Yenifoça Fayı.....	17
4.4. İzmir Fayı	17
4.5. Bornova Fayı	27
4.6. Tuzla Fayı	27
4.7. Seferihisar Fayı	35
4.8. Gülbahçe Fayı	37
4.9. Gümüldür Fayı	41
4.10. Gediz Graben Sistemi Fayları	42
4.10.1. Gediz Grabeni Ana Sıyrılma Fayı (Batı Bölüm)	43
4.10.2. Dağkızılca Fayı	45
4.10.3. Kemalpaşa Fayı	46
4.10.4. Manisa Fayı	47

	Sayfa
5. DEPREMSELLİK	53
5.1. Tarihsel Dönem Depremleri (1899 ve öncesi)	53
5.2. Aletsel Dönem Depremleri (1900-Günümüz)	58
6. BÖLGESEL KİNEMATİK VE DİRİ FAY-DEPREM İLİŞKİSİ	65
7. SONUÇLAR	73
DEĞİNİLEN BELGELER	75

EKLER:

EK 1. İzmir Yakın Çevresinin Diri Fay Haritası (Ölçek 1:100.000).

ŞEKİL LİSTESİ

	Sayfa
Şekil 1. Doğu Akdeniz'in güncel tektoniğini kontrol eden ana yapılar ve araştırma alanının konumunu gösterir harita	2
Şekil 2. İnceleme alanının jeoloji haritası	6
Şekil 3. Batı Anadolu'nun paleotektonik dönem birlikleri	7
Şekil 4. Batı Anadolu grabenlerinin basitleştirilmiş haritası	11
Şekil 5. Güzelhisar fayının Türkmen köyü yöresinde genel morfolojik görünümü	14
Şekil 6. Türkmen köyü batısında Miyosen kaya birimlerinde açılmış yarmada Güzelhisar fayı	15
Şekil 7. Balçova Agamemnon kaplıcaları yöresinde İzmir fayının kestiği sırtlarda gelişmiş üçgen yüzeyler	21
Şekil 8. Balçova yöresinde İzmir fayının genel görünümü. Sağ öndeki eğim kırıklıkları yapay olarak değiştirilmiş fay sarplıklarına karşılık gelir	22
Şekil 9. Agamemnon kaplıcası yakın güneyinde temel kayaları kesen İzmir fayı	22
Şekil 10. İzmir yakın çevresinin 20 Temmuz-2 Eylül 1997 tarihleri arası mikrosismisite etkinliği	25
Şekil 11. Son yüzyılda bölgede meydana gelmiş bazı depremlerin odak mekanizması çözümleri	26
Şekil 12. Doğanbey-İzmir arasının jeoloji haritası	28
Şekil 13. Cumalı kaplıcası dolayında Miyosen çakıltaşlarında izlenen fay sarplığı ...	31
Şekil 14. Cumalı kaplıcası yakınında travertenlerde izlenen taze fay sarplığı	31
Şekil 15. Tuzla yöresinde Tuzla fayının silisifiye Miyosen birimleri içerisinde yüzeyleyen fay düzlemindeki çizik, çentik ve kayma olukları	33
Şekil 16. 6 Kasım 1992 Doğanbey (İzmir) depreminden sonra bölgede kaydedilen artçı şokların dağılımı	34
Şekil 17. Cumalı kaplıcası yakın güneyinde 1992 öncesinde Tuzla fayı üzerine inşaa edilmiş beton temel tabliyesinde sağ yönde ötelenme izlenmiş ve bunun 1992 depremi sonucu geliştiği yorumlanmıştır	34
Şekil 18. 10 Nisan 2003 Urla (İzmir) depreminden sonra bölgede kaydedilen artçı şokların dağılımı	36
Şekil 19. İzmir, Aliağa, Karaburun, Alaçatı, Doğanbey ve Kuşadası dolayındaki sualtı faylarının genel görünümü	38
Şekil 20. İzmir-Karaburun-Çandarlı arasında kalan alandaki havza çökellerinin kalınlık kontur haritası	40
Şekil 21. İzmir-Karaburun-Çandarlı arasında kalan alanın izopak haritası ve sualtı fayları	40
Şekil 22. Gümüldür fayının Özdere kuzeyindeki genel görünümü	41
Şekil 23. Çatalköprü doğusunda Gediz Grabeni ana sıyrılma fay düzleminin genel görünümü. Fay düzlemi yaklaşık 12°'dir	44
Şekil 24. Ören güneyinde Gediz Grabeni ana sıyrılma fayının morfolojisinden genel bir görünüm	45

	Sayfa
Şekil 25. Manisa fayının doğu segmenti üzerinde, Holosen çökellerinde izlenen fay sarplığı	48
Şekil 26. Çobanisa kuzeyinde Manisa fayının Mesozoyik karbonatları ile yelpaze çökelleri arasında yüzeyleyen fay düzlemi	48
Şekil 27. Gürle yakın dolayında Manisa fayına ait fay düzleminde sağ yönlü doğrultu atım bileşenli oblik bir nitelik izlenmektedir	51
Şekil 28. Manisa fayının Kayapınar-Emlakdere arasında Kuvaterner alüvyon yelpazelerini kestiği bölümlerde fay düzleminde sağ yönlü doğrultu atımı gösteren çizik ve oluklar	51
Şekil 29. Emlakdere kuzeyinde Manisa fayında açılmış bir taş ocağında yamaç molozları ile kireçtaşları arasındaki fay düzlemi. Fayın tavan bloğundaki Holosen yamaç molozlarındaki belirgin tiltlenme	52
Şekil 30. Emlakdere-Akgedik arasında Gediz Nehrinin taşkın ovası düzlüğünde Manisa fayında tarihsel dönemde gelişmiş depremlerin oluşturduğu taze fay sarplıkları	52
Şekil 31. İzmir ve yakın çevresindeki tarihsel dönem depremlerinin diri fay haritası üzerindeki dağılımı	57
Şekil 32. İzmir yakın çevresinde son yüzyılda gelişmiş depremlerin (M>5) diri fay haritası üzerindeki dış merkez dağılımları	61
Şekil 33. 31 Mart 1928 Torbalı (İzmir) depremi eşşiddet haritası	62
Şekil 34. 23 Temmuz 1949 Sakız-Karaburun depremi eşşiddet haritası	62
Şekil 35. 16 Aralık 1977 İzmir depremi eşşiddet haritası	63
Şekil 36. 14 Haziran 1979 Karaburun-Foça depremi eşşiddet haritası	63
Şekil 37. 6 Kasım 1992 Doğanbey (İzmir) depremi eşşiddet haritası. Romen rakamları MSK ölçeğinde şiddet değerlerini göstermektedir	64
Şekil 38. 1988-1997 döneminde Doğu Akdeniz için GPS hızları ve bunlara ait %95 güvenilirlikteki elipsleri	69
Şekil 39. 1900-2003 yılları arasında İzmir ve dolayında meydana gelen büyüklüğü 4 ve daha büyük depremler	70

TABLO LİSTESİ

	Sayfa
Tablo 1. İzmir ve yakın çevresinde tarihsel dönemde hasara yol açmış büyük depremler	54
Tablo 2. İzmir ve yakın çevresinde son yüzyılda gelişmiş büyük (M>5) depremler	59
Tablo 3. İnceleme alanında haritalanan diri faylara ilişkin parametreler	72

ÖZ

2002-2003 yılları arasında gerçekleştirilmiş “İzmir Çevresinin Güncel Tektoniği ve Diri Fayları” projesi kapsamında, İzmir kenti merkez olmak üzere yaklaşık 50 km yarı çapındaki bir alanda büyük deprem üretme potansiyeli olan diri faylar araştırılmıştır. İzmir ve yakın çevresinde onüç adet diri fay haritalanmıştır. Bölgedeki aktif tektonik yapılar doğrultu atımlı ve normal faylardan oluşur. Diri faylar D-B, KD-GB, K-G ve KB-GD doğrultusunda uzanırlar. Normal fayların D-B genel gidişlidir. Doğrultu atımlı faylardan çoğunluğu sağ yönlü olup K-G, KD-GB ve KB-GD genel doğrultuludurlar. İzmir doğusundaki faylar Gediz graben sistemi içerisinde yer alırlar. Bu graben batısında İzmir fayı hariç haritalanan fayların tamamına yakını doğrultu atımlı veya doğrultu atımı baskın oblik faylardır. Fayların niteliği ve bölgesel dağılımı Gediz grabeni batısında doğrultu atımlı deformasyonun egemen olduğunu gösterir. Doğrultu atımlı faylardan bir kısmı Gediz grabeninin batı ucundaki sönümlenmeyi sağlayan transfer yapılarıdır.

Haritalanan diri faylar aktiviteleri açısından kendi aralarında diri fay, olası diri fay ve çizgisellik olmak üzere üç alt gruba ayrılmıştır. Son onbin yılda (Holosen) üzerinde yüzey yırtılması gelişmiş büyük deprem üretmiş faylar diri olarak tanımlanmıştır. Bu faylar bölgede deprem potansiyeli en yüksek kaynaklardır. Kuvaterner’de etkin olmuş, ancak Holosen aktivitesi kesin olarak belgelenememiş faylar olası diri fay olarak tanımlanmıştır. Bunlar deprem üretme potansiyeli açısından bölgenin ikinci derecede önemli aktif tektonik yapılarıdır. Çizgisellikler ise günümüz morfolojisinde belirgin ancak Kuvaterner aktivitesi hakkında detay jeolojik veri toplanamamış neotektonik dönem yapılarıdır. Bunlar deprenselliği hakkında veri toplanamayan ve yorum yapılamayan faylardır.

Bölgedeki diri faylar boyunca yoğun bir sismisite izlenir. Tarihsel ve aletsel dönem kayıtları haritalanan fayların çok sayıda depreme kaynaklık ettiğini göstermektedir. Son yüzyılda meydana gelmiş depremlerdeki deprem büyüklüğü-yüzey faylanması uzunluğu açısından yapılan bölgesel deneştirmeler İzmir yöresinde uzunlukları 15 km’nin üzerinde olan normal fayların magnitüdü 6.0 ve daha büyük, 30-35 km’den daha uzun doğrultu atımlı fayların ise magnitüdü 6.5 ve daha büyük depremlere kaynaklık edebileceğine yorumlanmıştır. Kentsel yerleşmeleri kateden faylardan kaynaklanabilecek büyük depremlerde gelişebilecek yüzey faylanmalarının oluşturacağı fiziksel deformasyonların fay zonları boyunca hasarlara neden olması beklenir. Tavan bloğunda yer alması nedeniyle İzmir körfezi çevresindeki kıyıları İzmir fayından kaynaklanabilecek depremlerde yanal yayılmanın potansiyeli en yüksek alanlardır.

1. GİRİŞ

Diri faylar deprem kaynaklarıdır. Dünya üzerindeki jeolojik konumu nedeniyle ülkemizde çok sayıda diri fay bulunur ve bu nedenle Türkiye depremlerin yoğun olduğu ülkelerdendir. Herhangi bir ülke veya bölgede deprem zararlarından korunma veya depremlerden en az düzeyde etkilenmek amaçlı yapılabilecek olan çalışmaların başında deprem kaynaklarının belirlenmesi ve bunların oluşturduğu afet tehlikesinin en doğru şekilde ortaya konulması gelmektedir. Bu yolla deprem tehlikesinin oluşturduğu risklerin belirlenerek zarar azaltma yönünde gerçekçi plan kararları üretilebilir ve uygulamalar gerçekleştirilebilir. Bu açıdan değerlendirildiğinde nüfusu açısından ülkemizin üçüncü büyük kenti olan İzmir ve yakın çevresindeki deprem kaynaklarına ilişkin veriler sınırlıdır. MTA Genel Müdürlüğü 1970’li yıllardan itibaren diri faylar hakkında bilgi üretmektedir. Genel Müdürlükçe bu konuda yapılan çalışmalar kapsamında 1987 yılında ülke genelindeki diri faylara ilişkin kapsamlı bir rapor yayımlanmış (Şaroğlu ve diğerleri, 1987) ve sonrasında bu raporun eki olan Türkiye Diri Fay Haritası kamuoyunun kullanımına sunulmuştur (Şaroğlu ve diğerleri, 1992). Bu haritada İzmir çevresinde bazı diri faylar haritalanmış ve özellikleri hakkında bilgi verilmiştir. Ancak, izleyen yıllarda İzmir ve yakın çevresinde yapılan çalışmalarda bölgede bilinenden daha fazla deprem kaynağı olduğu yönünde bulgular toplanmıştır (Barka ve diğerleri 1996; Emre ve Barka, 2000). Kentte olası deprem zararlarının azaltılması yönünde yapılacak planlama ve uygulamalara baz olmak üzere İzmir Büyükşehir Belediyesi tarafından Boğaziçi Üniversitesine “İzmir Deprem Senaryosu ve Deprem Master Planı” (İDSDMP) hazırlattırılmıştır. Bu araştırmada bölgedeki deprem kaynak zonları olan diri faylardan bazıları genel özellikleriyle tanımlanmış olup fayların detay jeolojik ve jeomorfolojik özellikleri tam olarak ortaya konulabilmiş değildir. MTA Genel Müdürlüğüne bölgenin diri fayları hakkındaki eksikliklerin giderilmesi ve Türkiye Diri Fay Haritası’nın yenilenmesi ve Veri Tabanı oluşturmak amacıyla başlatılan program kapsamında “İzmir Çevresinin Güncel Tektoniği ve Diri Fayları” adlı bu alt proje uygulamaya konulmuştur. Bu rapor, arazi uygulamaları 2002-2003 yılları arasında gerçekleştirilen adı geçen proje sonuçlarını içermektedir.

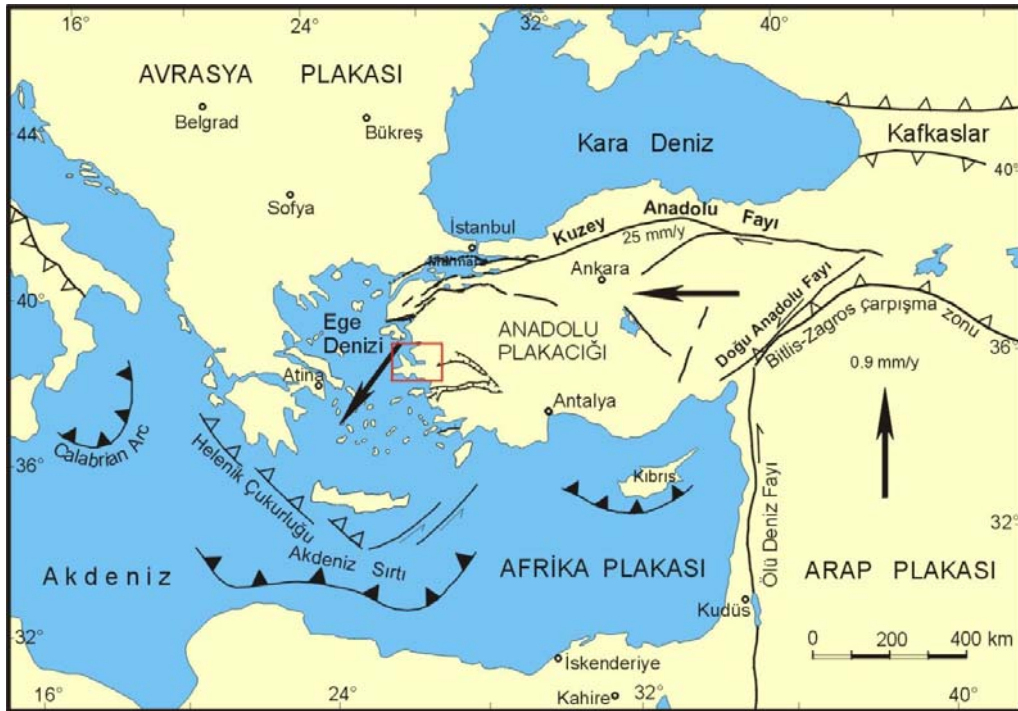
1.1. Çalışmanın Amacı

2002-2003 yılları arasında uygulanan proje ile İzmir kenti merkez olmak üzere yaklaşık 50 km yarı çaplı alandaki diri fayların haritalanması ve aktif tektonik açısından bunların jeolojik ve jeomorfolojik özelliklerinin araştırılarak ortaya konulması, paleosismolojik,

tarihsel ve aletsel dönem sismik etkinliklerini de değerlendirerek fayların deprem davranışlarının belirlenmesi amaçlanmıştır. Projede elde edilen sonuçların İzmir ve yakın çevresinde deprem tehlikesinin daha güvenilir bir şekilde belirlenmesine katkı sağlayacağı umulmaktadır.

1.2. Çalışma Alanı

Çalışma alanı İzmir merkez olmak üzere yaklaşık 50 km yarıçapındaki 15.000 km²'lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 1). Araştırma 1/100.000 ölçekli Urla K16, K17, L16, L17, İzmir K18, K19, L18, L19 paftalarında yürütülmüştür. Proje alanındaki en büyük kent yerleşmesi olan İzmir 2.750.000 nüfusu ile aynı zamanda ülkenin üçüncü büyük kenti olup, önemli sanayi merkezlerinden biridir. Çalışılan bölge sınırları içerisinde yer alan Manisa hızlı nüfus artışı ve sanayi yatırımlarının yoğun olduğu bir il merkezidir. Urla, Seferihisar, Gümüldür, Cumaovası, Torbalı, Kemalpaşa, Turgutlu, Menemen, Foça ve Aliğa çalışma alanında ilçe konumundaki kentsel yerleşmelerdir.



Şekil 1. Doğu Akdeniz'in güncel tektoniğini kontrol eden ana yapılar ve araştırma alanının konumunu gösterir harita (Okay ve diğerleri, 2000'den değiştirilerek alınmıştır).

1.3. Araştırma Yöntemi ve Metot

Diri fay ve deprem jeolojisi araştırmaları çok disiplinli bir yaklaşım gerektirir ve yerbilimlerinin jeoloji, jeomorfoloji, jeofizik, jeodezi disiplinlerine ait çeşitli yöntemlerin yanı sıra tarihsel ve jeoarkeolojik dokümanlar da bu araştırmalara önemli katkı sağlar. Proje araştırması büro ve arazi çalışmaları olmak üzere iki aşamada yürütülmüştür. Büro çalışması aşamasında çalışma amacına yönelik olarak literatür taraması yapılmış, inceleme alanına ait hava fotoğrafları ve uydu görüntüleri incelenerek belirlenen çizgisellikler 1/25.000 ölçekli topografik haritalara işlenmiş ve bölgenin çizgisellik haritası oluşturulmuştur. Araştırmada çizgisellik analizlerinde uydu görüntüleri ile 1:60 000, 1:35 000 ve 1:20 000 ölçekli hava fotoğrafları kullanılmıştır. Arazi çalışmaları esnasında hava fotoğraflarında belirlenmiş olan çizgisellikler boyunca bunların diri fay olup olmadıklarına ilişkin jeolojik ve jeomorfolojik veriler toplanmış, literatür kapsamında derlenen jeolojik bilgiler ile faylar arasındaki ilişkiler araştırılmıştır. Fayların yaşı, niteliği, kinematik özellikleri, Kuvaterner'deki aktivitelerine açıklama getirmek amaçlı jeolojik ve jeomorfolojik saha gözlemleri yapılmıştır. Bazı faylarda eski depremlerin tanımlanması veya fayın niteliğinin anlaşılmasına yönelik paleosismolojik hendek kazıları gerçekleştirilmiştir. Faylar üzerinde toplanan bu veriler bölgede meydana gelen tarihsel ve aletsel dönem depremleriyle karşılaştırılmış ve fayların aktiviteleri ve deprem davranışları hakkında sonuçlara gidilmeye çalışılmıştır.

Araştırmada, yakın jeolojik geçmişinde yüzey yırtılmasıyla sonuçlanmış büyük deprem üretmiş ve gelecekte de deprem üretme potansiyeli taşıyan fay diri (aktif) olarak tanımlanmıştır. Fayların haritalanmasında üzerinde meydana gelmiş ve yüzey yırtılmasıyla sonuçlanmış eski depremlerin jeolojik ve jeomorfolojik kayıtları ile bölgesel anlamda yol açtıkları yakın çevre deformasyon etkileri veri olarak kullanılmıştır. Aktiviteleri açısından fayların sınıflanmasında MTA'nın üretmiş olduğu Türkiye Diri Fay Haritası'nın güncellenmesinde kullanılan aşağıdaki sınıflama kabul edilmiştir (Emre, 2005).

- 1- Deprem yüzey kırığı:** Son yüzyılda yüzey yırtılmasıyla sonuçlanan deprem üretmiş fay.
- 2- Diri fay:** Jeolojik ve jeomorfolojik olarak Holosen (son 10 000 yıl) aktivitesi kesin veya tarihsel ve aletsel dönem depremselliği bilinen fay.
- 3- Olasılı/potansiyel diri fay:** Jeolojik ve jeomorfolojik olarak Kuvaterner (son 1.6 milyon yıl) aktivitesi kesin, Holosen aktivitesi ve depremselliği kuşkulu fay.
- 4- Çizgisellik:** Neotektonik dönemde gelişmiş veya reaktif olmuş, ancak Kuvaterner aktivitesi hakkında veri toplanamayan ve depremselliği bilinmeyen neotektonik dönem fayı veya morfolojik çizgisellik.

Proje uygulama alanında bu sınıflamanın ilk grubunu oluşturan deprem yüzey kırığına rastlanmamıştır. İkinci kategoride haritalanan fayların (diri fay) diriliğine ilişkin veriler kesindir ve uygulamalar açısından bu fayların deprem kaynakları oldukları kuşku götürmez. Planlama ve uygulamalar açısından bu kategorideki faylar yüzey yırtılmasıyla sonuçlanan büyük deprem üreten, dolayısıyla haritalanan fay zonu boyunca fiziksel yüzey deformasyonlarının gelişmesi beklenen kaynaklar olarak algılanmalıdır. Üçüncü kategoride (olasılı/potansiyel diri fay) tanımlanmış olan faylar son onbin yılda üzerlerinde yüzey yırtılmasıyla sonuçlanan deprem üretilmediği hakkında veri toplanamayan faylardır. Bu veri eksikliğinin sebepleri araştırma yetersizliğine bağlanabileceği gibi, fay üzerindeki depremlerin 10 000 yılı aşan geniş bir tekrarlanma periyodu içerisinde gerçekleştiğine de yorumlanabilir. Çizgisellik olarak haritalanmış olan faylar ise deprem üretme potansiyeli en düşük kaynak zonları olarak algılanır.

Araştırma kapsamında üretilen diri fay haritaları 1:25 000 ölçeğinde olup MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi'nce Türkiye Diri Fay Haritası'nın Güncellenmesi ve Veri Tabanı oluşturulması amaçlı yürütülmekte olan proje kapsamında arşivlenmektedir. Bu haritalar adı geçen program kapsamında oluşturulacak sayısal veri tabanının bir parçasını oluşturacaktır. Bu raporda bölgenin diri fayları 1:100 000 ölçeğinde sunulmuştur (Ek 1).

1.4. Katkı Belirtme ve Teşekkür

Arazi çalışmaları iki yıllık süreye dağılan bu araştırma, MTA Genel Müdürlüğü'nün 2002 ve 2003 yılları iş programındaki 2002-14A7 ve 2003-14J4.proje kod numaralarıyla yürütülmüş proje kapsamında gerçekleştirilmiştir. Arazi çalışmalarının yürütülmesi esnasındaki lojistik destek MTA Ege Bölge Müdürlüğü tarafından sağlanmıştır. Tuzla fayında yapılan arazi gözlemleri esnasında Ege Bölge Müdürlüğü elemanlarından Jeoloji Yük. Mühendisi Adil Aygar katkı sağlamıştır. Bazı alanlarda gerekli olan büyük ölçekli hava fotoğrafları üzerindeki çalışmalar için Orman Genel Müdürlüğü'nün İzmir Bölge Müdürlüğü harita ve hava fotoğrafı arşivinden yararlanılmıştır. Yazarlar katkı ve desteklerinden dolayı bu kurum ve kişilere teşekkür eder.

2. BÖLGESEL JEOLJİK ÖZELLİKLER

İnceleme alanı ve yakın çevresinde Prekambriyen'den Günümüz'e kadar oluşmuş çeşitli yaş ve türdeki kaya toplulukları yüzeyler (Şekil 2). Aşağıda, bölgedeki kaya toplulukları paleotektonik dönem temel kayaları ile bunlar üzerinde örtü birimlerini oluşturan Neojen ve Kuvaterner birimleri olmak üzere iki grupta incelenmiştir. İnceleme alanının genel jeolojisini tanımlamaya yönelik aşağıdaki bilgiler önceki çalışmalardan özetlenmiştir.

2.1. Temel Kaya Birimleri

İnceleme alanındaki paleotektonik dönem temel kaya birimleri Menderes masifi ve İzmir-Ankara Kenet Kuşağı olmak üzere iki grupta toplanır (Şekil 3). Tüm Batı Anadolu'nun temelini oluşturan Menderes masifi metamorfik kayalardan oluşur. Masifin çekirdeği yüksek derecede metamorfizma geçirmiş gnays ve şistlerden oluşur (Şengör ve diğerleri, 1984). Okay (2000)'da Menderes masifini oluşturan kaya birimlerinin stratigrafisi detay olarak tanımlanmıştır. Buna göre masifin çekirdeği Prekambriyen yaşlı gnayslardan oluşur. İstif üstte doğru Paleozoyik yaşlı mika-şistler, Permo-Karbonifer yaşlı metakuvarsit, siyah fillit ve koyu renkli rekristalize kireçtaşları ile devam eder. Bunların üzerine Mezozoyik yaşlı neritik kireçtaşları gelir. Paleosen ve Alt Eosen ise istifte rekristalize pelajik kireçtaşları ile temsil edilir. Menderes masifi metamorfik çekirdek karmaşık (core complex) olarak kabul edilir (Bozkurt ve Park, 1994, 1997; Hetzel ve diğerleri, 1995). Çok evreli metamorfizma geçirmiş olan Menderes masifindeki esas metamorfizmanın yaşı 35-45 milyon yıl olarak önerilmiştir (Şengör ve diğerleri, 1984; Yılmaz, 1997, Yılmaz ve diğerleri, 2000). Metamorfizmayı Erken Miyosen'de bölgesel termal domlaşma izlemiş ve bu dom orojenik çökme sonucu parçalanarak masif çevresinde bölgesel genişlemeye yol açmıştır (Seyitoğlu ve Scott, 1991; Seyitoğlu ve diğerleri, 1992).

İnceleme alanında Menderes masifine ait kaya birimleri Gediz grabeni güneyinde Bozdağ yükselimi ile Torbalı-Gümüldür-Kuşadası körfezi arasında yüzeyler (Lengeranlı ve diğerleri, 1998). Turgutlu güneyinde masife ait metakuvarsitler yüzlek sunarlar. Kuvarsitler üzerinde yer alan rekristalize kireçtaşları Bozdağ kütlesi üzerinde adadağlar şeklindeki yükselimleri meydana getirir. Torbalı kuzeyinde Çapak köyü yöresinde masifine ait mikaşistler ve mermerler izlenir. Torbalı güneyinde Paleozoyik mermerleri yaygındır. Özdere-Gümüldür yöresinde ise mikaşistler yaygın izlenen kaya topluluklarıdır (Lengeranlı ve diğerleri, 1998).



Şekil 3. Batı Anadolu'nun paleotektonik dönem birlikleri (Yılmaz, 1997).

Anadolu'nun paleotektonik dönem coğrafyasının önemli tektonik yapılardan olan İzmir-Ankara kenet kuşağı (Okay ve Siyako, 1991) birimleri inceleme alanında yaygındır. Bu zon kuzeydeki Sakarya kıtası ile Menderes masifi arasında tektonik bir birliktir (Okay ve diğerleri, 1996; Yılmaz, 1997). Bornova fliş zonu (Okay ve Siyako, 1991) veya Bornova karmaşığı (Erdoğan, 1990) olarak adlandırılmış olan bu tektonik birlik Üst Kretase–Paleosen yaşlı kaya topluluklarından oluşur. Fliş fasiyesindeki kırıntılı kayalar ile bunlar içerisinde irili ufaklı bloklar oluşturan serpantin, çört, diyabaz ve kireçtaşlarından bu tektonik birliğin litolojileridir. Birimin bazı kesimleri metamorfizmaya uğramıştır (Erdoğan, 1990). İnceleme alanında birimin az metamorfik şistlerden oluşan flişli seviyeleri İzmir-Kuşadası körfezleri arasındaki Seferihisar yükseliminde yaygındır (Erdoğan, 1990; Kaya 1981). Doğuda Nif ve Spil dağı yükselimlerinde flişli kayalar içerisindeki serpanit ve kireçtaşı blokları dağ boyutuna ulaşan kütleli yükselimler oluşturur.

Karaburun yarımadasında yüzeyleyen paleotektonik dönem kaya topluluklarının bölgesel tektonik içerisindeki konumu tartışmalıdır. Bu bölgedeki kaya toplulukları bölgesel deneşirmelerde İzmir-Ankara kenet kuşığı içerisinde değerlendirilir (Şengör ve diğerleri, 1984; Okay ve Siyako, 1991; Yılmaz, 1997) (Şekil 3). Alt Karbonifer-Alt Kretase yaş aralığındaki birimlerden oluşan bu kaya topluluğu Karaburun kuşığı olarak ayrı bir tektonik birlik olarak tanımlanmış ve İzmir-Ankara zonu içerisindeki blokların kaynağı olarak gösterilmiştir (Erdoğan, 1990). Bu çalışmada Karaburun kuşığının Bornova karmaşığı ile olan dokunağının tektonik olduğu belirtilir. Günümüzde aktif Gülbahçe fayının bu paleotektonik yapıya karşılık gelmesi muhtemeldir.

2.2. Neojen ve Kuvaterner

İzmir ve çevresinde Neojen ve Kuvaterner birimleri Menderes masifinin metamorfik birimleri ile İzmir-Ankara Kenet Kuşığına ait temel birimler üzerindeki örtü kayalarını oluşturmaktadır. Neojen yaşlı birimler genelde akarsu ve göl fasiyesinde gelişmiş çökel kayalar ile çeşitli türdeki volkanik kayalardan oluşur. İnceleme alanındaki Neojen kaya toplulukları İzmir kuzeyinde Foça-Aliğa-Menemen, İzmir güneyinde Urla, Seferihisar-Torbalı ve Gediz Grabeni çevresinde geniş yayımlıdır (Şekil 2). Bölgedeki Neojen birimleri biri birine geçişli sedimanter kayalar ile volkanitlerden oluşan Alt Miyosen-Erken Pliyosen yaş aralığındaki kayalarla temsil edilir (Akyürek ve Soysal,1983; Kaya, 1979, 1981; Akdeniz ve diğerleri 1986; Yılmaz, 1997; Yılmaz ve diğerleri, 2000; Koçyiğit ve diğerleri, 1999; Genç ve diğerleri, 2001).

Yukarıdaki araştırmalara göre bölgesel stratigrafide Neojen istiflerinin tabanını Alt-Orta Miyosen yaşlı kaya toplulukları oluşturur. Bu birimler akarsu fasiyesinde çökelmiş kumtaşı, şeyl, kireçtaşı ve çakıltaşlarından oluşur. Tabandaki kırıntılılar Cumaovası-Kuşadası körfezi arası ve Torbalı-Kemalpaşa yöresinde temel kayalar üzerine yaslanır. Birim içerisindeki kırıntılılardan özellikle çakıltaşlarının bileşimi yaslandıkları temel kayalara göre değişkendir. Üste ise bunları uyumsuzlukla üzerleyen Geç Miyosen-Pliyosen çökelleri gelir. En üstteki bu paket kireçtaşı, marn ve kıltaşlarından oluşur. Üst Miyosen-Erken Pliyosen birimleri Urla yarımadası, Buca-Cumaovası, Foça yarımadası ve Bornova doğusunda yaygın kaya türlerini meydana getirirler.

İzmir kuzeyinde Menemen-Foça-Aliğa çevresinde yeralan Miyosen birimleri son derece karmaşık bir stratigrafiye sahiptir. Bu birimler flüviyal ve göl sel fasiyeste karasal birimlerden ve bu birimlerle iç içe son derece yaygın bir volkanizmadan oluşmaktadır. Kaya

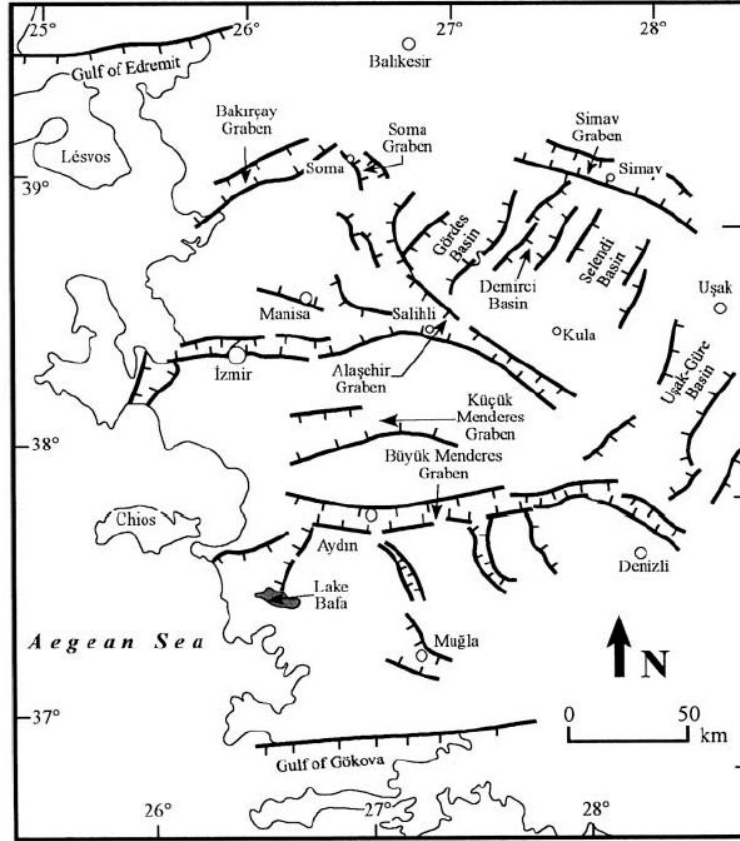
(1981), volkanizmanın iki ayrı dönem içerdiğini ve bunlardan birincisini geçiş (intermediate) ikincisinin ise silisik karakterde olduğunu belirlemiştir. Neojen çökelleriyle geçişli lav, aglomera ve tüflerden oluşan volkanitler topoğrafyada yükselimler şeklinde izlenen volkan kompleksleri meydana getirir. İzmir kuzeyindeki Yamanlar dağı, Menemen yöresindeki Dumanlıdağ bunların oluşturduğu strato-volkan komplekslerine karşılık gelmektedir (Öğdüm, 1983; Eşder ve diğerleri, 1991). Cumaovası ve Foça yöresinde Üst Miyosen-Erken Pliyosen paketinin en üst bölümü asidik patlamalarla gelişmiş olan riyolitik volkanizma ürünlerinden oluşur ve morfolojik olarak lav domları ve tıkaçlarla karakteristiktir (Genç ve diğerleri, 2001).

Proje alanındaki Kuvaterner birimleri Gediz Grabeni, Cumaovası ve Küçükmenderes ovaları ile Gediz deltasında geniş düzlükler oluşturur. Kemalpaşa ve Manisa ovalarında Gediz grabenin dolgusunu meydana getirir. Graben morfolojisi içerisinde alüvyon yelpazesi ve nehir çökellerinden oluşan Erken Kuvaterner çökelleri, graben kenarındaki faylar tarafından kesilerek yükseltilmiş ve basamaklı bir morfoloji kazanmıştır. Ova morfolojili graben tabanı ise Holosen çökelleriyle düzlenmiştir (Hakyemez ve diğerleri, 1999). Gaziemir-Cumaovası koridoru boyunca izlenen Kuvaterner çökelleri Tahtalı çayına bağlı olarak şekillenmiş bir aşınım oluğunu doldurur. Torbalı-Cumaovası arasında ise karstik kökenli çukurluklarda bataklıklar şeklinde izlenir (Bozbay ve diğerleri, 1986). İzmir körfezi çevresinde Kuvaterner, Holosen yaşlı delta, yelpaze deltası ve yelpaze çökellerinden oluşur. Yelpaze deltaları körfez güneyinde Narlıdere ve Limanreis yöresinde körfez içine doğru küçük diller şeklindedir. Körfez doğusunda kalan alüvyon yelpazesi çökellerinin doldurduğu Bornova düzlüğü kıyı kesiminde art bataklıklara geçişlidir (Kayan, 2000). Körfez kuzeyinde yer alan Holosen yaşlı Gediz deltasının yüzeyi taşkın çökelleriyle örtülüdür (Hakyemez ve diğerleri, 1999). Kıyı kesiminde delta yüzeyinde lagün gölleri ve art bataklıklar yer alır. Günümüz Gediz deltası Ege denizinde Holosen başında meydana gelen deniz seviyesi yükselimi (Erinç 1955; Stanley ve Blanpied, 1980; Aksu ve diğerleri, 1987; Perissoratis ve Conispoliatis, 2003) sonucu oluşmuş genç bir çökel paketidir. Delta oluşumu bu süre içerisinde Menemen Emiralem boğazından başlayarak günümüzdeki kıyı çizgisine kadar ilerleyen bir gelişme süreci izlemiştir (Erinç, 1955; Hakyemez ve diğerleri, 1999). İzmir körfezi güneyindeki Kuvaterner çökelleri ise Holosen yelpaze deltalarından oluşmaktadır.

3. BÖLGESEL NEOTEKTONİK ÇATI

Batı Anadolu neotektonizması açılmalı tektonik rejimle temsil edilir (Şengör 1979, 1980). Bölgesel olarak K-G yönlü açılmalı tektonik rejim Anadolu genelinde izlenen neotektonizmanın bir sonucudur. Türkiye’de neotektonizmanın Orta-Üst Miyosen’de Doğu Anadolu’da Arap-Afrika levhaları ile Avrasya levhaları arasında gerçekleşen kıta-kıta çarpışması sonucu başlamış olduğu bilinir ve neotektonizma bu çarpışma sonucu ortaya çıkan Anadolu levhasının Kuzey ve Doğu Anadolu transform fayları boyunca batıya doğru kaçması şeklinde cereyan eden tektonik olaylar dizisini içerir. Batıya kaçış esnasında Anadolu bloğu Batı Anadolu’da saatin tersi yönünde rotasyonel bir dönme ile Ege Denizindeki Hellenik yay boyunca Afrika levhası üzerine itilmektedir (Şengör ve Kidd, 1979; Şengör 1979, 1980; Şengör ve diğerleri, 1985; Reilinger ve diğerleri, 1997). Batı Anadolu’daki açılmalı tektonik rejim bölgede gerçekleşen rotasyonel dönmenin bir sonucudur.

Batı Anadolu’nun ana morfolotektonik elemanları kabaca D-B genel uzanımlı horst ve grabenlerden oluşan bloklu bir yapı oluşturur (Şekil 4). Batı Anadolu’nun günümüzdeki bloklu morfolojisi neotektonik dönemde bölgede K-G genel doğrultusunda gerilmeyle karakteristik neotektonik rejimin eseridir (Şengör, 1980). Büyükmenderes ve Gediz grabenleri neotektonik rejim içerisinde Batı Anadolu’da gelişen en büyük tektonik yapılardır. Biri birine simetrik geometrisi olan bu iki tektonik koridor günümüz morfolojisinde Aydın ve Bozdağ horstlarına karşılık gelen ve Menderes masifi çekirdeğinin yükselmesine bağlı olarak şekillenmiş graben sistemleridir. Buldan eşiği, doğu uçlarında biri birine yaklaşan bu iki grabeni biri birinden ayırır. Büyük Menderes grabeni batı ucunda Ege Denizi’ne açılır. Buna karşın Gediz grabeninin Ege Denizi ile yapısal ve morfolojik bir bağlantısı yoktur. Bu iki graben arasında Menderes masifi çekirdeğinin oluşturduğu yükselim yine D-B genel gidişli Küçük menderes ovası tarafından morfolojik olarak ikiye bölünmüştür. Gerek havzanın sedimanter dolgu özellikleri gerekse jeomorfolojisi, Küçük menderes ovasının Menderes masifi çekirdeğinin erozyonal süreçlerle deşilmesi sonucu şekillenmiş olduğunu gösterir (Bozbay ve diğerleri, 1986; Şaroğlu ve diğerleri, 1987).



Şekil 4. Batı Anadolu grabenlerinin basitleştirilmiş haritası (Bozkurt, 2001).

Araştırma alanı doğusunda Gediz grabeni D-B genel uzanımında yaklaşık 150 km uzunluğundadır. Graben tabanı Pliyo-Kuvaterner yaşlı çökellerle düzlenmiştir. Grabeni çevreleyen horstlar esas olarak menderes masifinin metamorfikleri ve İzmir-Ankara kenet kuşağı temel kaya birimlerinden oluşur. Yapılan sondajlarla graben tabanında Pliyo-Kuvaterner çökellerinin altında izlenen ve yer yer de graben yüzeyindeki topografik düzensizliklerde yüzlekler veren Miyosen-Erken Pliyosen çökel istifleri aynı zamanda horst yükselimleri üzerinde de izlenebilen birimler olarak dikkati çeker (İztan ve Yazman, 1990; Yılmaz ve diğerleri, 2000). Graben çevresinde horstlar üzerinde izlenen Miyosen-Erken Pliyosen çökelleri Gediz graben morfolojisi dışında da yaygın olarak izlenebilmektedir.

Araştırma alanı yakın çevresinde Gediz graben sistemi dışındaki neotektonik dönem yapıları KD ve KB uzanımlıdır. Bu bölgedeki neotektonik dönem deformasyonları genelde doğrultu atımlı fayların egemenliğindedir (Emre ve Barka, 2000; Barka ve diğerleri, 2000; Ocakoğlu ve diğerleri, 2005). Bunlardan KD uzanımlı yapılar yoğunluk bakımından daha baskın ve uzundurlar. Kuzeydeki Zeytinadağ-Bergama fay zonu, Yuntdağ bloğunu batıdan sınırlandıran bölgesel ana yapısal unsurlardan biridir. Aliağa-Gediz grabeni arasında bu fay

zonuna çapraz uzanan doğrultu atımlı fay sistemleri de bölgesel neotektonik deformasyon içerisindeki önemli elemanlardır (Şaroğlu ve diğerleri, 1987, 1992; Genç ve Yılmaz, 2000).

Bölgede günümüzdeki aktif neotektonik yapıların oluşum yaşı tartışmalıdır. Neotektonik yapıların ortaya çıkışına yol açan ana nedenin çeşitli araştırmacılarca değişik süreçlerle açıklanan Menderes masifi çekirdeğinin yükselmesi olduğu konusunda genel bir görüş birliği vardır (Bozdurt ve Park, 1994, 1997; Hezel ve diğerleri, 1995). Bazı araştırmalara göre bölgedeki neotektonik dönem yapılarının oluşumu Geç Oligosen-Erken Miyosen'de Menderes masifinin termal domlaşma yoluyla yükselen bölgesel parçalanmayla başlar ve orojenik çökme süreçleriyle grabenlerin şekillenmesi günümüze kadar süregelmiştir (Seyitoğlu ve Scott, 1991; Seyitoğlu ve diğerleri, 1992). Bir diğer görüş ise günümüzdeki grabenlerin Pliyosen/Geç Pliyosen-Kuvaterner'de oluştuğunu açıklar (Koçyiğit ve diğerleri, 1999; Yılmaz ve diğerleri, 2000). İkinci gruptaki görüşlere göre günümüz grabenleri Menderes masifindeki domsal parçalanmanın ürünü olan Geç Oligosen-Miyosen havzalarına uyumsuzdur ve bunları kesen doğrultularda gelişmiştir.

Bölgesel neotektonik çatı içerisinde KD-GB uzanımlı faylara ilişkin yapılan bazı çalışmalarda ise bunların Miyosen'de KD-GB yönlü doğrultu atımlı fay sistemleri şeklinde ortaya çıktığı açıklanır (Kaya, 1979, 1982). Öte yandan, İzmir yöresindeki KD-GB uzanımlı diri fayların Balıkesir-İzmir arasında İzmir-Ankara Kenet Zonu içerisindeki eski bir transform fay yapısına karşılık geldikleri ve Miyosen'de reaktive olarak günümüze kadar diriliklerini korudukları ileri sürülmüştür (Kaya, 1979; Sözbilir ve diğerleri, 2003, İnci ve diğerleri, 2003).

Yukarıda özetlenen görüşler İzmir ve yakın çevresinin neotektonik dönem evrimi üzerine henüz görüş birliği olmadığını ortaya koyar. Bölgedeki güncel deformasyon ve buna bağlı sismisite diri faylar tarafından denetlenmektedir. Dolayısıyla izleyen bölümlerde İzmir yöresinin diri faylarına ilişkin verilen bilgilerin Batı Anadolu'nun neotektonik evrimi ve güncel tektoniğinin aydınlatılmasına katkı sağlaması umulmaktadır.

4. DİRİ FAYLAR

İzmir ve çevresi neotektonik dönemde açılmalı tektonik rejimin egemen olduğu Batı Anadolu'da yer alır. İzmir kent yerleşimi söz konusu açılmalı tektonik rejimin ürünü olan Gediz grabeninin batı ucunda D-B uzanımlı tektonik bir oluğa yerleşmiş aynı adlı körfezi çevreler. İzmir ve çevresi tarihsel dönemlerden bu yana yoğun deprem aktivitesine sahne olmuştur. Bu özelliğine karşın Gediz grabeni dışında bölgede yoğun deprem aktivitesine kaynak oluşturabilecek aktif fayların varlığı ve niteliği konusunda yeterince detay bulgular mevcut değildir. Türkiye Diri Fay Haritası'nda (Şaroğlu ve diğerleri, 1992) Cumaovası çizgiselliği, Gediz grabeni batısındaki bazı faylar ve Menemen yöresindeki Dumanlıdağ fay zonu gösterilmiş, neotektonik ve bölgesel amaçlı yapılan bazı çalışmalarda da diri fay ve sismisite özellikleri belirtilmeksizin bazı faylar haritalanmıştır.

Araştırma kapsamında İzmir kenti merkez olmak üzere yaklaşık 50 km yarıçapındaki bir alanda diri fay haritalaması gerçekleştirilmiş ve bu alanda 13 adet diri fay tanımlanmıştır. Bu faylar hakkındaki proje kapsamında toplanılan bilgiler aşağıda verilmiştir.

4.1. Güzelhisar Fayı

İzmir'in kuzeyinde Aliğa ilçesi ile Manisa'nın Osmanlı beldesi arasında uzanır (Ek 1). Güzelhisar fayı Şaroğlu ve diğerleri (1987, 1992) tarafından Menemen kuzeyindeki KD-GB uzanımındaki fay zonu içerisinde tanımlanmıştır. Bu çalışmada ise Türkiye Diri Fay Haritası'nda adı geçen fay zonu biri birinden farklı nitelikteki fay sistemleri oluşturması nedeniyle Güzelhisar fayı ve Menemen fay zonu olarak ikiye ayrılmıştır. Güzelhisar fayı yaklaşık 25 km uzunluğundadır. Fay K70B genel doğrultuludur. Miyosen yaşlı bir strato volkan olan Dumanlıdağ yükselimini (Öğdüm, 1983) morfolojik olarak kuzeyden sınırlandırır. Doğrultu atım morfolojisinin egemen olduğu fay esas olarak ana gövde ve her iki ucunda yer alan kuyruk bölümlerinden oluşur. Kuzeybatı ucunda yaklaşık 5 km uzunluğundaki kuyruk bölümü Güzelhisar köyü ile Aliğa ilçe merkezi arasında uzanır. Bu kesimde fay Miyosen yaşlı volkano-sedimanterleri keser. Güzelhisar köyü yöresinde ise volkano-tortullar ile Kuvaterner çökelleri arasında dokanak oluşturmaktadır (Eşder ve diğerleri, 1991). Bu bölümünde genel morfolojide oluşturduğu çizgisellik dışında fayın Kuvaterner aktivitesine yorumlanabilecek veri toplanamamıştır. 20 km uzunluğundaki doğu bölümü fayın ana gövdesini oluşturur. Çıtak ve Avdal köyleri arasında uzanan bu bölümünde fay batı ucunda Miyosen yaşlı volkano-sedimanterleri keser. Doğuya doğru ise Kretase yaşlı İzmir flişi ile Miyosen yaşlı çökeller arasında dokanak oluşturur. Türkmenköy ile

Büyükşümbüller arasında fay çok çizgisel gidişlidir (Şekil 5). Genel morfolojisi doğrultu atımlı faylara özgü topografik bir yapı sunar. Güney blok morfolojik olarak yukarıdadır. Türkmen köyünün yaklaşık 200 metre batısında açılmış bir yarmada fay zonu yüzeylemektedir (Şekil 6). Burada fay Miyosen yaşlı volkanitler ile yine Miyosen yaşlı kilaşı ve çamurtaşından oluşan çökeller arasında izlenir. Yaklaşık 20 metre genişliğindeki deformasyon zonu içerisinde izlenen fay düzlemlerindeki çizikler fayın sağ yönlü doğrultu atımlı olduğuna işaret eder. Fay boyunca ötelenmiş jeomorfolojik unsurlar belirgin değildir. Genel morfolojisi doğrultu atımın yanı sıra fayın kuzey bloğunun sistematik olarak aşağıda olduğuna yorumlanmıştır. Bölgesel aktif tektonik çatı içerisinde değerlendirildiğinde fayın eğim atım bileşenli sağ yönlü doğrultu atımlı olduğuna yorumlanmıştır (Şaroğlu ve diğerleri, 1992). Güzelhisar fayının kestiği en genç jeolojik birim Miyosen yaşlı volkanitler ve çökel kayalardır (Akyürek ve Soysal, 1983; Kaya, 1981; Eşder ve diğerleri, 1991; Genç ve Yılmaz, 2000). Fayın Holosen aktivitesine ilişkin jeolojik bulgular elde edilememiştir. Jeomorfolojik bulgular ise fayın Kuvaterner'de etkin olduğuna işaret etmektedir. Bu nedenle Güzelhisar fayı olası diri fay olarak kabul edilmiştir.



Şekil 5. Güzelhisar fayının Türkmen köyü yöresinde genel morfolojik görünümü (bakış güneydoğuya).



Şekil 6. Türkmen köyü batısında Miyosen kaya birimlerinde açılmış yarmada Güzelhisar fayı.

4.2. Menemen Fay Zonu

Menemen kuzeyindeki Dumanlıdağ volkan kompleksi ile Gediz nehri taşkın ovası arasında yer alan ve KB-GD doğrultusunda uzanan faylar Menemen fay zonu olarak adlandırılmıştır (Ek 1). Bu fay zonu ilk kez Şaroğlu ve diğerleri (1987, 1992) tarafından haritalanmış ve İDSDMP’de Dumanlıdağ fay zonu olarak tanımlanmıştır. Bu çalışmada fay adlamasında ilke olarak en yakın büyük yerleşme adının kullanılması nedeniyle Menemen Fay Zonu adlaması tercih edilmiştir. Kabaca biri birine paralel uzanan K60B genel doğrultulu dört fay parçasından meydana gelen fay zonunun toplam uzunluğu 15 km’dir. Zondaki faylardan Dumanlıdağ zirvesinde yer alanların tümü Miyosen yaşlı strato-volkan konisini (Öğdüm, 1983, Eşder ve diğerleri, 1991) oluşturan lavları keser. Fay zonunun genişliği 5 km’yi bulur. Fay zonunun kuzeybatı bölümünü oluşturan fay 8 km uzunluğundadır. Bu parça zonun genel doğrultusundan farklı olarak K50B uzanımlıdır. Zonun ortasında yer alan en uzun fay ise 12 km uzunluğundadır. Dumanlıdağın zirvesinde Miyosen yaşlı kaya birimlerini kesen bu faylar hava fotoğraflarında net olarak izlenebilen çizgisellikleri oluşturur. Ancak fayların niteliği ve Kuvaterner aktivitesi konusunda ayrıntılı jeomorfolojik veri toplanamamıştır. Genç ve Yılmaz (2000) tarafından Dumanlıdağ yöresinde aynı doğrultuda

uzanan bazı fayların sağ yönlü oldukları belirtilmiştir. Güzelhisar fayı ile aynı doğrultuda uzanmaları da göz önüne alınarak Dumanlıdağın zirvesindeki bu fayların sağ yönlü oldukları yorumlanmıştır. Faylar boyunca izlenen ve doğrultu atıma yorumlanabilecek bazı sırt ve morfolojik ötelenmelerin, fayın Kuvaterner aktivitesine ilişkin yapısal oluşuklar mı yoksa erozyonal kökenli morfolojik unsurlar mı olduğu tartışmalıdır.

Menemen fay zonunu meydana getiren faylardan en güneydeki ise Menemen kuzeyindeki Gediz nehri taşkın ovası ile Dumanlıdağ yükselimi arasında morfolojik diskordans oluşturmaktadır. K55B doğrultulu bu çizgisellik 8 km uzunluğundadır (Ek 1). Fay volkanitlerle Menemen ovasının alüvyonları arasında dokanak oluşturur. Kuzey bloğu morfolojik olarak yukarıdadır. Fay boyunca Dumanlıdağ yükseliminden beslenen üç güncel alüvyon yelpazesinin ova tabanına açılan uç bölümleri çizgisellik tarafından kesilir. Yelpazelerin uçlarındaki sarplıklarının yüksekliği 2-5 metre arasında değişir. Hava fotoğraflarından yapılan değerlendirmede güneybatı ucunda fayın aglomera ve andezitik lavlardan oluşan volkanitleri kestiği belirgindir. Kuzeybatı ucuna rastlayan Buruncuk yöresinde de Miyosen lav akıntılarının genel olarak faya uygun şekilde basamaklandığı görülür. Bu verilere göre söz konusu çizgisellik batı bloğu aşağıda olan eğim atımlı aktif bir normal fay olarak değerlendirilebilir. Öte yandan, bu çizgiselliğin Ege Denizi'nde Geç Pleyistosen sonunda gerçekleşen deniz seviyesi yükselimi (Holosen transgresyonu) sonucu Gediz nehri deltasındaki alüvyonal boğulma süreçleriyle oluşmuş bir morfolojik diskordansa karşılık gelmesi muhtemeldir (Erinç, 1955). Bu olasılık dikkate alındığında söz konusu çizgisellik boyunca alüvyon yelpazelerinde izlenen morfolojik kesinti ve basamaklanmanın taşkın ovasında Gediz Nehrinin yanal yöndeki aşındırmaları sonucu ortaya çıktığı yorumu yapılabilir.

Menemen fay zonu içerisinde, Dumanlıdağın zirve kesimlerinde uzanan fayların Kuvaterner aktivitesine ilişkin veriler sınırlıdır. Bu nedenle zon içerisindeki bu fayların bölgesel fay paterni içindeki konumları da dikkate alınmış ve deprem üretme potansiyeli en düşük olan neotektonik dönem çizgisellikleri olarak değerlendirilmiştir. Buna karşın Buruncuk-Gediz nehri arasında izlenen fay segmenti üzerindeki bulgular ise bu parçanın Holosen'de etkin olduğuna yorumlanabilmektedir. Ancak, yukarıda da belirtildiği gibi bu çizgisellik boyunca izlenen morfolojik anomalilerin erozyonal süreçlerle ilintili olma ihtimali de vardır. Bu olasılık nedeniyle adı geçen fay olası diri olarak kabul edilmiştir.

4.3. Yenifoça Fayı

Yenifoça doğusunda Nemrut limanı ile güneydeki Gerenköy arasında K-G genel doğrultusunda uzanan bir faydır (Ek 1). Nemrut limanını doğusunda dik yarlar oluşturan KB-GD uzanımlı kıyı olasılıkla bu fayın kuzey devamlılığını yansıtır. Bu bölümü ile birlikte değerlendirildiğinde fayın toplam uzunluğu 20 km'ye yaklaşır. Denizaltı verileri Nemrut körfezi açıklarında Kuvaterner çökellerini kesen bir fayın varlığını gösterir (Aksu ve diğerleri, 1987). Ancak bu iki fayın biri biriyle olan geometrik ilişkisi hakkında bir şey söylenememektedir. Fayın karadaki bölümü Neojen yaşlı volkanitler içerisinde izlenir (Altunkaynak ve Yılmaz, 2000). Bu kesiminde fay çizgisel gidişlidir. Fay zonu üzerine çizgisel vadiler yerleşmiştir. Kuzey bölümünde fay boyunca batıya dalımlı monoklinal sırt ve tepelikler dikkati çeker. Kuzey ucuna rastlayan Horozgediği yöresinde fay zonu boyunca sıcak su çıkışları gelişmiş ve Neojen kayaları hidrotermal alterasyona uğramıştır (Eşder ve diğerleri, 1991).

Yenifoça fayı sol yönlü doğrultu atımlıdır (Altunkaynak ve Yılmaz, 2000). Fayın karada kalan kesimleri boyunca oluşturduğu çizgisel morfolojinin dışında Kuvaterner ve Holosen aktivitesine ilişkin veri toplanamamıştır. Bu çizgisel morfoloji fay zonunda yüzeyleyen Neojen birimlerinin tabaka doğrultularına da uygun olup doğrudan fayla ilişkilendirilememiştir. Bu nedenle kara verilerine göre fay neotektonik dönem yapısı olarak değerlendirilmiş ve çizgisellik olarak haritalanmıştır. Çandarlı körfezinde bu çizgiselliğin devamında yer alan ve Kuvaterner'i kesen fayların (Aksu ve diğerleri, 1987) bu sistemle bağlantılı olması durumunda fay olasılı diri olarak kabul edilebilir. Ancak eldeki veri iki fay arasında bu yönde bir korelasyon yapmaya olanak tanımaz.

4.4. İzmir Fayı

İzmir körfezinin doğusunda, bu körfezi güneyden morfolojik olarak sınırlandıran D-B uzanımlı fay İzmir fayı olarak adlanmıştır (Emre ve Barka, 2000) (Ek 1). İzmir körfezinin doğu yarısı bu fayın kuzey bloğunda gelişmiş bir tektonik çukurluk veya oluk niteliğindedir. Bu tektonik oluk Batı Anadolu açılmalı tektonik rejimi içerisinde şekillenmiş en büyük çöküntü havzalarından birini oluşturan Gediz graben sisteminin batıya doğru devamında yer alır. Fayın kuzey bloğunda şekillenmiş İzmir çöküntü havzasının tabanı Karaburun yarımadası ile Bayraklı arasında Ege Denizi suları altındadır ve körfezi oluşturur. Körfezin kuzeyi Gediz nehri deltası tarafından doldurularak düzlenmiştir (Hakyemez ve diğerleri, 1999). Çöküntünün körfez doğusunda kalan bölümü Bornova alüvyon düzlüğünü meydana

getirir. İzmir çöküntüsü kuzeydoğuda Kretase yaşlı Bornova flişi ile Miyosen yaşlı sedimanter ve volkanik kayalardan oluşan Yamanlar dağı kütleli tarafından sınırlandırılır. Fayın güney bloğu ise morfolojik olarak yüksektir. En batıda Kretase yaşlı Bornova flişi Dikmen dağı yükselimini oluşturur. Balçova-Güzelbahçe arasında İzmir fayı genelde Bornova flişini keser veya bununla Kuvaterner yaşlı çökeller arasında dokanak oluşturur. Kuzey kesimindeki zirve düzlüklerinde ortalama yükseltisi 400-500 metrelerde olan bir aşınım platosunun yer aldığı Seferihisar yükseliminin körfeze bakan kesimi İzmir fayının oluşturduğu fay dikliklerine karşılık gelen dik yamaçlarla sonlanır. Bu yamaçlar güneyden kuzeye yönelimli ve fay zonuna dik uzanan sel karakterli akarsuların yerleşmiş olduğu dar ve derin vadilerle yarılmıştır. Balçova ile Buca arasında fayın güney bloğunda Miyosen yaşlı volkanik ve çökel kayalar yüzeyler. Buca yöresinde bu kaya topluluklarının üzerinde gelişmiş Pliyosen aşınım düzlükleri İzmir fayı tarafından kesilmiş ve fayın güney bloğunda askıda kalmıştır. Pınarbaşı yöresinde fayın güney bloğunda Nif dağı yükselimini meydana getiren temel kayalar yüzeyler. Fayın güney bloğundaki yükselimler üzerine yerleşmiş ve kuzeye akaçlanan akarsu yataklarındaki çok dönemli vadi kazıma veya yarılmaları belirgindir. Fay boyunca izlenen bu morfolojik yapı Pliyosen sonrasında İzmir fayının güney bloğunda bölgesel anlamda genel bir tektonik yükselmeye işaret eder.

İzmir fayı Güzelbahçe ile Pınarbaşı arasında toplam 35 km uzunluğunda eğim atımlı normal bir faydır (Ek 1). Batı ucunda fay ikiye çatallanır. Güney kolu KD-GB doğrultulu ve sağ yönlü doğrultu atımlı Seferihisar fayının doğrultusunda sonlanır. KB'ya yönelen kuzey kol ise olasılıkla İzmir körfezi tabanında Çiçekadaları ile Uzunada doğusunda yer alan KKB-GGD doğrultulu fay zonuyla bağlantılıdır (Ek 1). Fay İzmir kent yerleşmesini D-B yönünde boydan boya kateder. Yoğun kent yerleşmesi nedeniyle Balçova ile Altındağ arasında faya ilişkin saha verisi toplanamamış, bu bölüme ilişkin haritalama 1960'lı yıllarda çekilmiş hava fotoğraflarındaki sınırlı verilere dayalı olarak yapılmıştır. Bu nedenle kent yerleşmesi içerisinde fayın konumu yeri yaklaşık olarak haritalanmış olup, lokasyon açısından kesinlik ifade etmez. Haritalamadaki bu eksiklik fayın geometrik segmentlerinin tanımlamasını da tartışmalı hale getirmektedir. Bu çalışmada fayın alt bölümleri arasındaki doğrultu değişimleri ve sıçrama geometrisi göz önüne alınarak İzmir fayı Balçova ve Narlıdere olmak üzere iki geometrik segmente ayrılmıştır.

Balçova segmenti İzmir fayının batı bölümünü oluşturur. Güzelbahçe kuzeyindeki Yalı Mahallesi ile Göztepe arasında segment K82D genel doğrultulu olup, 15 km uzunluğundadır. Kabaca biri birine paralel faylardan meydana gelen zonal bir yapı sunar. En güneydeki fay ana fay niteliğindedir. Fay zonu İzmir körfezi ile Seferihisar yükselimi arasında yaklaşık 400 metre yüksekliğe ulaşan dik yamaç zonunun etek bölümünde yer alır. Zondaki faylardan güneydekiler genelde Kretase yaşlı Bornova flişinin oluşturduğu kaya topluluklarını keser (Şekil 7). Kuzeydeki faylar ise İzmir körfezi güneyinde dar bir kıyı şeridi oluşturan ve yelpaze deltası çökellerinden meydana gelen kıyı düzlüğü alüvyonları ile flişel kayalar arasında yer yer dokanak oluşturur ve çoğunlukla da fliş içerisinde izlenir. Segment en batıda iki alt bölümden oluşur. Güneydeki parça Narlıdere-İstihkam Okulu arasında temel kayalar içerisinde uzanan fayın batıya doğru devamı niteliğindedir. Temel kayalar içerisinde kavisli bir gidiş sunan bu fay KD-GB genel doğrultuludur. Flişel kaya toplulukları içerisinde izlenen fayın oluşturduğu çizgisellik belirgin olarak izlenebilmektedir. Genel topografik yapı içerisinde kuzeye akışlı Kuvaterner akarsu ağı ve oluşturdukları vadiler bu çizgisellik boyunca fay zonuna intibak ederek fayın doğrultusuna uyumlu yönelimler kazanmıştır. Limanreis güneyinde D-B doğrultulu fay parçası ise 4 km uzunluğundadır. Bu fay doğu bölümünde temel kayalar içerisinde izlenir. Batısındaki yaklaşık 1.5 km'lik bölümünde ise Holosen yelpaze deltası çökellerini keser. Söz konusu yelpaze üzerinde fayın kuzey bloğu morfolojik olarak aşağıda olup Holosen fay sarplıkları belirgin olarak izlenebilmektedir. Bu fayın güney bloğundaki yelpaze deltasını oluşturan dere boyunca izlenen yatak yarılmaları taban bloğunda Holosen'de meydana gelen tektonik yükselmeye işaret eden jeomorfik kanıtlardır.

Narlıdere batısında biri birine paralel iki fay yer alır. Yapay arazi düzenlemeleri ve yerleşim yoğunluğu nedeniyle kuzeydeki fayın Holosen aktivitesine ilişkin net bulgular sağlanamamıştır. Güneydeki fay ise İstihkam Okulu ile Balçova'daki Agememnon kaplıcaları arasında 8 km uzunluğunda kesintisiz bir çizgisellik oluşturur. K80-85D genel gidişli olan bu parça güneye içbükey bir yay şeklindedir. Genelde temel kayalarda izlenen fay bazı bölümlerinde körfeze açılan akarsu ağzlarındaki yelpaze deltalarında izlenir. Ancak yoğun tarım aktivitesi ve yerleşim nedeniyle meydana gelen yapay değişimler fayın bu bölümünde Holosen aktivitesine ilişkin yüzey verisi toplanmasını güçleştirmiştir. Buna karşın Narlıdere batısında İstihkam Okulu arazisi içerisinde kalan alanda fayın tavan bloğunda güneye doğru çarpılmış veya tilitlenmiş morfolojik yüzeyler eğim atımlı normal faylara özgü jeomorfolojik verilerdendir ve fayın Kuvaterner aktivitesini belgelemektedir.

Narlidere doğusunda Balçova segmenti biri birine paralel bir seri normal faydan oluşur. Fayın taban (güney) bloğundaki akarsuların oluşturduğu yelpaze deltası çökelleri Narlıdere ile Balçova arasında geniş bir kıyı ovasını şekillendirmiştir. Zondaki faylar bu kıyı ovası ile Seferihisar yükselimini meydana getiren temel arasında keskin bir morfolojik diskordans oluşturur. Bu zon içerisinde kuzeydeki iki fay parçası hava fotoğraflarında belirgin çizgisellik oluşturur ve alüvyon yelpazeleri üzerindeki eğim kırıklıkları şeklinde izlenirler. Yerleşme yoğunluğu ve tarım aktivitesi nedeniyle arazide orijinal şekliyle izlenemeyen bu sarplıkların fayın Holosen aktivitesi sonucu gelişen yer şekilleri olduğu yorumlanabilmektedir (Şekil 8). Güneyde Agememnon kaplıcalarının olduğu bölümdeki faylar ise jeolojik olarak izlenebilmektedir. Agememnon kaplıcaları yöresinde faylar üzerinde sıcak su çıkışları dizilidir. Kaplıcaların hemen güneyinde Ilıca dere vadisinin doğu yamacında Bornova flišine ait litolojilerde fay düzlemi net olarak izlenebilmektedir (Şekil 9). Kaplıcalar yöresinde Narlıdere'den doğuya doğru uzanan fay zondaki en belirgin parçadır. Doğu ucunda bu fay KKD doğrultusuna döner. Yerleşme yoğunluğu nedeniyle bu fayın Balçova ile Göztepe arasında kalan kesimi hava fotoğraflarından haritalanmıştır. Kaplıcalar yöresindeki fayların düzlemleri temel kayalar içerisinde izlenebilmektedir. Kaplıcalar ile batısındaki seralar arasında fay alüvyonla temel kayalar arasındadır. Kaplıcalardan ayrılarak güney batıya doğru uzanan faylar ise temel kayalar içerisinde izlenmektedir. Kaplıca binasının hemen güneyinde, Ilıca dere girişindeki temel kayalarda açılmış bir yarmada fay düzlemi yüzeylemektedir. Bu yarmada yapılan ölçümlerde fay düzleminin K80B doğrultulu ve 63° ile kuzeye eğimli olduğu görülmüştür. Ilıca dere ile Narlıdere'ye açılan Alionbaşı dere arasındaki sırtı kesen ve kuzeye bakan bir yay şeklinde uzanan fay üzerinde yapılan ölçümlerde ise fay düzleminin ortalama 60° ile kuzeye eğimli olduğu gözlenmiştir. Ölçümler bu fayın 5°-12° arasında kuzeybatıya yan yatımı olduğuna işaret eder. Agememnon kaplıcaları yöresinde elde edilen bu yapısal bulgular Balçova segmentinin eğim atımlı bir normal fay olduğunu ortaya koyar ve diğer bölümlerinde fayın niteliğine ilişkin toplanan morfolojik verileri doğrular.

Balçova segmenti İzmir fayının jeolojik ve jeomorfolojik olarak en iyi izlenebildiği bölümüdür. Segmentin tavan bloğuna İzmir körfezi yerleşmiştir. İzmir körfezinin taban topografyası segmentin doğrultusuna uyumludur. Körfez batısında yapılan sismik çalışmalar Uzunada doğusunda KKB-GGD uzanımlı bir tektonik çukurluğun varlığını ve bu çöküntüyü kontrol eden fayların Kuvaterner sedimanlarını kestiğini ortaya koymuştur. (Aksu ve diğerleri, 1987; Ocakoğlu ve diğerleri, 2005). İzmir fayının Balçova segmenti, batı ucunda olasılıkla aktif faylarla sınırlandırılmış bu tektonik çöküntüyle bağlantılıdır. Limanreis ve Narlıdere kıyı ovalarını meydana getiren Holosen yaşlı alüvyon yelpazeleri yüzeyindeki

mikromorfoloji, Balçova segmentinin aktivitesi hakkında detay morfolojik veriler sağlar. Fayın güney bloğundan beslenen ve iri çakıl ile moloz taşıyan sel karakterli akarsu ağzlarında gelişmiş olan bu alüvyon yelpazeleri Limanreis bölümünde fay tarafından kesilmektedir. Narlıdere ovasında ise yüzeydeki fay sarplıklarının yanında kaplıcalar yöresindeki ana faylara yaslanan yelpazelerin apeksleri topografik olarak çok belirsiz veya çökel niteliğine göre çok basıktır. Yelpazelerin bu morfolojisi fayın tavan bloğundaki tektonik alçalmaya işaret eder.



Şekil 7. Balçova Agamemnon kaplıcaları yöresinde İzmir fayının kestiği sırtlarda gelişmiş üçgen yüzeyler (bakış güneybatıya).



Şekil 8. Balçova yöresinde İzmir fayının genel görünümü. Sağ öndeki eğim kırıklıkları yapay olarak değiştirilmiş fay sarplıklarına karşılık gelir (bakış doğuya).



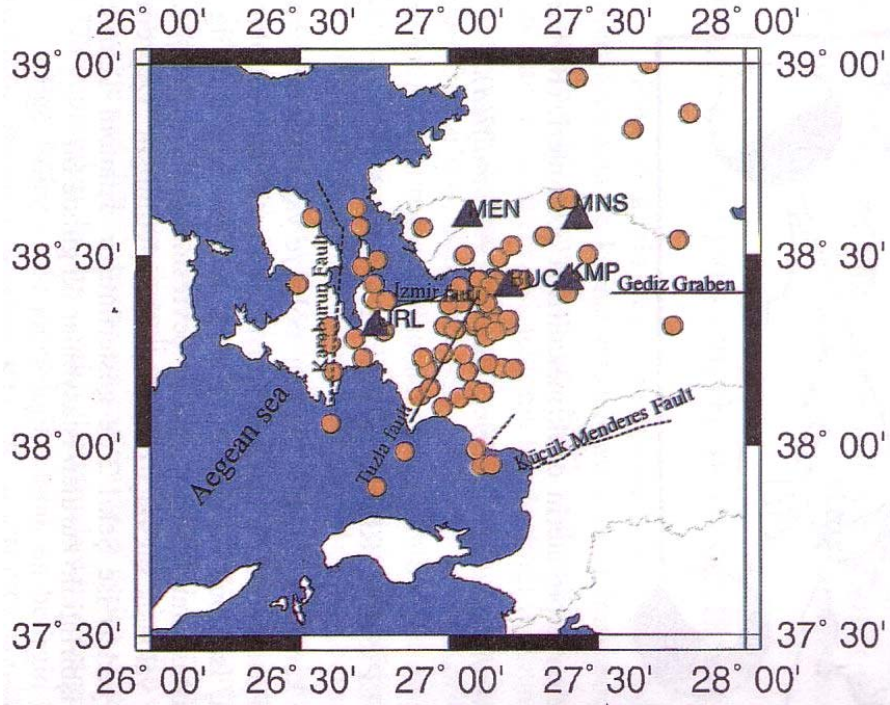
Şekil 9. Agememnon kaplıcası yakın güneyinde temel kayaları kesen İzmir fayı (bakış doğuya).

Göztepe ile Halkapınar arasında kalan kent yerleşimi içerisinde İzmir fayı için herhangi bir veri toplanamamıştır. Konak-Göztepe arasında fay olasılıkla Balçova segmentinin doğrultusunda yüksek yalınır şeklinde izlenen kıyı çizgisine karşık gelir veya deniz tabanıdadır. Kıyıyı oluşturan bu sarplık doğuya doğru karada Konak meydanı güneyini izleyerek Halkapınara kadar Kadifekale yükseliminin eteğini sınırlandıran bir çizgisellik olarak izlenir. Fayın doğu bölümünü oluşturan Pınarbaşı segmenti Halkapınar ile Belkahve arasında uzanır. Yaklaşık 15 km uzunluğundadır. Bu segment iki alt bölümden oluşur. Batıdaki bölümü D-B genel doğrultuludur. Altındağ yöresinde bu parça güneydeki Miyosen çökelleri ile kuzeydeki alüvyon düzlüğü arasında dokunak oluşturur. Altındağ yöresinde fay sarplığı boyunca heyelanlar yaygındır. Işıkkent bölümünde bu parça kireçtaşları ile alüvyon arasında izlenir. Segmentin Pınarbaşı yöresine rastlayan doğu bölümü ise K65D doğrultuludur. Pınarbaşı bölümünde fay Miyosen öncesi temel kayalar ile alüvyon dokanağında izlenir ve keskin bir morfolojik uyumsuzluğa karşılık gelir. Hava fotoğraflarından yapılan değerlendirmeler, Pınarbaşı yöresinde fayın güney bloktan beslenen alüvyon yelpazelerini kestiğini işaret eder. Ancak, yoğun kentleşme ve yapılaşmanın etkin olduğu fay zonunda meydana gelen yapay değişimler nedeniyle bu sarplıkları sahada gözlemek mümkün olamamıştır. İDSDMP kapsamında Aykut Barka tarafından yapılan gözlemlerde söz konusu morfolojik sarplıklar, İzmir fayının Holosen aktivitesiyle ilişkili olduğu şeklinde yorumlanmıştır. Pınarbaşı doğusunda fay temel kayalar içerisinde çizgiselliğe dönüşerek son bulur.

Yukarıda sıralanan bulgular İzmir fayının eğim atımlı normal bir fay olduğunu ve Holosen'de yüzey yırtılmasıyla sonuçlanan büyük depremlere kaynaklık ettiğini göstermektedir. Jeolojik verilere göre fayın Miyosen sonrasında ortaya çıktığı söylenebilmektedir. Fayın tavan bloğunda yarım graben şeklinde gelişmiş olan İzmir çöküntüsünün güncel havza geometrisi içerisinde Kuvaterner'den daha yaşlı çökellere rastlanmaz. Söz konusu fay, Pliyosen aşınım döneminde şekillenmeye başlamış olan Buca-Cumaovası oluşunu tektonik olarak kuzeyden sınırlandırır ve bu aşınım oluşu fay boyunca askıda kalmaktadır. Bu veriler İzmir fayının Geç Pliyosen-Erken Kuvaterner'de etkinlik kazandığını açıklar. Balçova segmenti faydaki normal eğim atımının en fazla izlenebildiği bölümüdür. Bu segment güneyindeki taban bloğunu oluşturan Dikmen dağı kütesinin yüzeyi güneye doğru çarpılmıştır. Bu kütle üzerindeki aşınım düzlüğü referans alındığında fayın Balçova segmenti boyunca yaklaşık 500-600 metrelik bir görünür atım hesaplanabilir.

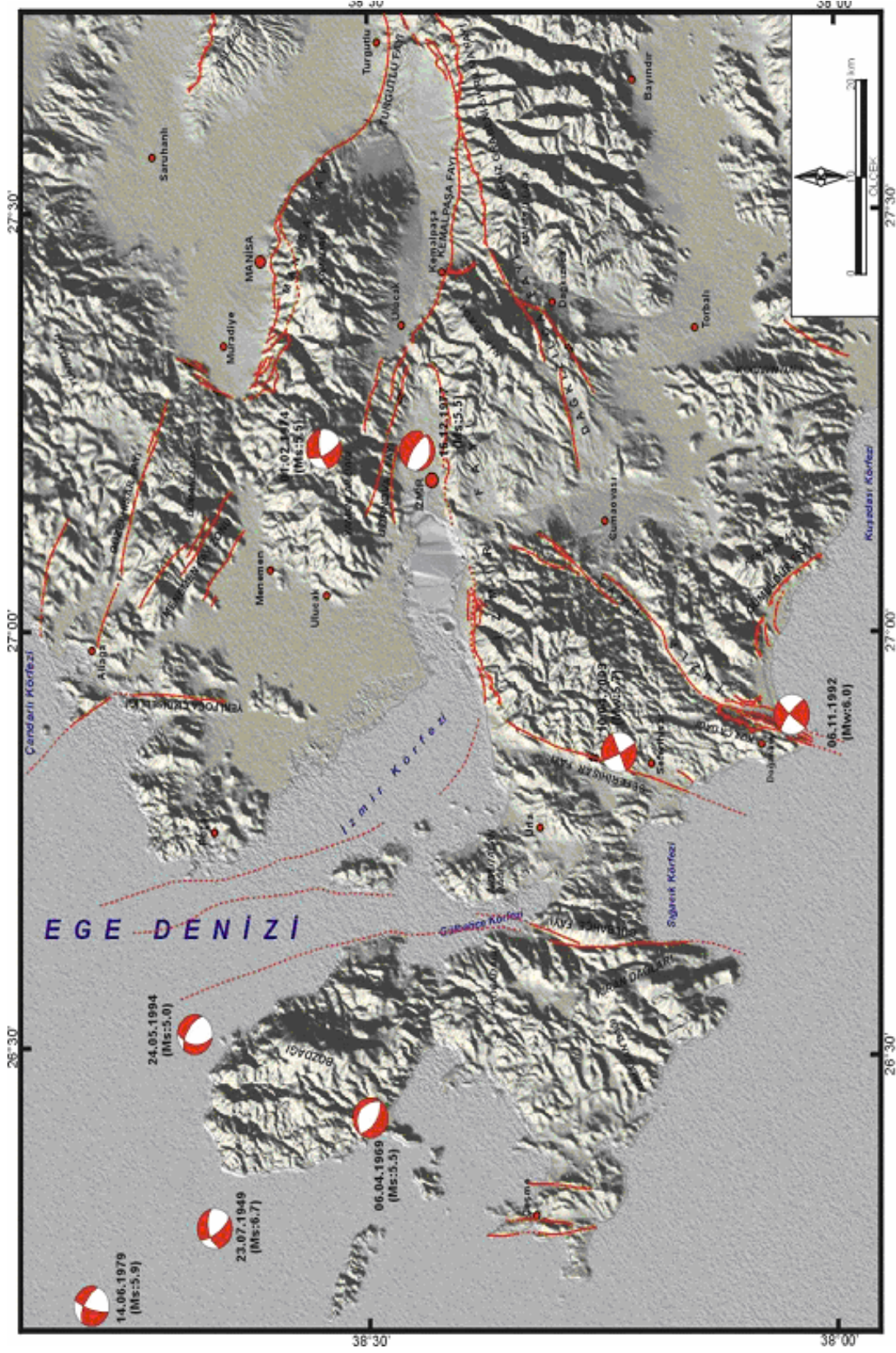
Yukarıda açıklanan bulgular İzmir fayının Holosen'de yüzey yırtılmasıyla sonuçlanan büyük depremlere kaynaklık ettiğini ortaya koyar. Tarihsel ve aletsel dönem deprem kayıtları İzmir kenti yakın çevresinde yoğun deprem aktivitesi olduğunu göstermektedir. Tarihsel kayıtlara göre İzmir kenti son ikibin yıl içerisinde çok sayıda yıkıcı depremden etkilenmiştir (Tablo 1, Şekil 31). Ancak, kent yakın çevresinde büyük deprem üretebilecek çok sayıda diri fay bulunmaktadır (Ek 1). Bu nedenle tarihsel kayıtlardaki hangi depremlerin İzmir fayından kaynaklandığı yorumlanamamaktadır. Fayın deprem tarihçesinin ortaya konulabilmesi ve depremlerin tekrarlanma sıklığının anlaşılabilmesi açısından ayrıntılı paleosismolojik çalışmalara gereksinim vardır. Kayıtlara göre (Pınar ve Lahn, 1952; Ergin ve diğerleri, 1967; Guidoboni ve diğerleri, 1994) kenti etkileyen tarihsel depremler içerisinde 10 Temmuz 1668 tarihli depreminin İzmir fayından kaynaklanmış olması büyük olasılıktır. Şiddeti $I_0=X$ olarak tanımlanmış olan bu depremdeki hasar dağılımının Körfez boyunca yoğunlaşmış olması dikkat çekicidir (Ergin ve diğerleri, 1967). Depremde İzmir kent merkezinde 20.000'ne yakın insanın öldüğü rapor edilmektedir. Depremle ilgili olarak verilen yüzey deformasyonları İzmir fayındaki yüzey yırtılmasını tanımlar nitelikte değildir. Deprem esnasında Balçova segmentinin yaklaşık 3 km kuzeyinde Narlıdere yelpaze deltası ucundaki İnciraltı mevkiinde meydana gelen yüzey deformasyonları sonucu Sancak Kalesinin zemine gömüldüğü ve kalenin denize doğru 30 metre kayarak yer değiştirdiği ve bir adacık şekline dönüştüğü tariflenmektedir (Ergin ve diğerleri, 1967; Ambraseys ve Finkel, 1995). Deprem sonucunda kent içerisinde kıyı boyunca da bazı çökmelerin oluştuğu ve denizin kara yönünde ilerlediğine ilişkin gözlemler sıralanmaktadır. Tanımlanan bu yüzey deformasyonları deprem esnasında gerek Narlıdere yelpaze deltası gerekse kent içerisindeki sahil boyunca yanal yayılmaların oluştuğunu gösterir.

Aletsel dönem kayıtları İzmir kenti yakın çevresinde yoğun bir deprem aktivitesini belirler (Tablo 2, Şekil 32). İzmir fayı boyunca belirli periyotlarda izlenen mikrodepremler fayın doğu yarısında yoğunlaşır (Akıncı ve diğerleri, 2000) (Şekil 10). İzmir kentinde lokal hasar yapmış olan orta büyüklükteki 1974 (M:5.3) ve 1977 (M:5.5) depremlerinin aletsel dışmerkez lokasyonları İzmir fayına yakındır. Bu iki depremde de kent merkezindeki yapıların hasar görmüş olması dikkat çekicidir. 1977 depreminin fay düzlemi çözümünden normal faylanma mekanizması elde edilmiştir (Şekil 11). Ancak sismolojik veriler bu depremlerin kaynağının İzmir fayı olup olmadığına yorumlanamamaktadır.



Şekil 10. İzmir yakın çevresinin 20 Temmuz-2 Eylül 1997 tarihleri arası mikrosismisite etkinliği (Akıncı ve diğerleri, 2000).

Faydan kaynaklanabilecek deprem büyüklüğünün kestiriminde kullanılabilecek parametrelerden olan fay uzunluğu için iki alternatif önerilebilir. Bunlardan ilki fayın biri birinden farklı iki geometrik segmentinin ayrı ayrı kırılacağı varsayımdır. Fayı oluşturan her iki segment de 15'er km uzunluğundadır. Fayın her iki segmentinin tek bir depremde kırılacağı öngörüsünde ise toplam fay uzunluğu 35 km'ye ulaşır.



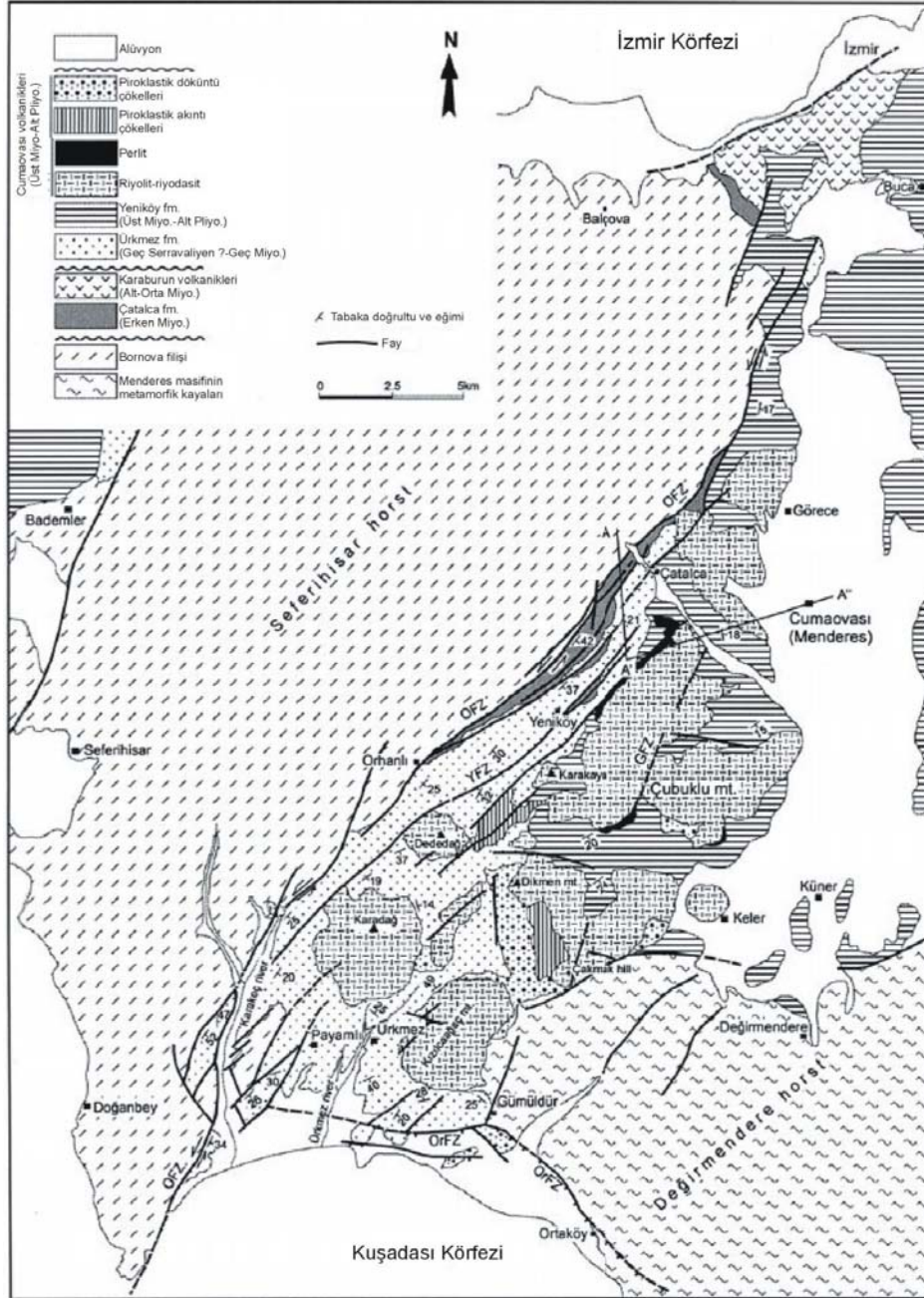
Şekil 11. Son yüzyılda bölgede meydana gelmiş bazı depremlerin odak mekanizması çözümleri (McKenzie, 1972; Kocaeve ve Ataman, 1976; Drakopoulos ve Delibasi, 1982; Kalafat, 1995; Türkelli ve diğerleri, 1995; USGS).

4.5. Bornova Fayı

İzmir'in kuzeydoğusunda Karşıyaka ile Kemalpaşa batısındaki Ulucak arasında KB-GD genel doğrultusunda biri birine paralel uzanan faylardan oluşan çizgisellik Bornova fayı olarak adlanmıştır (Ek 1). Fayın Bornova batısında kalan kesimi Miyosen yaşlı Yamanlar dağı volkanitleri üzerinde doğrusal uzanımlı iki çizgisellikten oluşur. Neotektonik dönem yapısı olmalarına karşın bu iki fayın Kuvaterner aktivitesini gösterir herhangi bir veri toplanamamış ve bunlar çizgisellik olarak haritalanmıştır. Fayın, Bornova-Ulucak arasında yine biri birine paralel uzanan iki faydan oluşan doğu kesimi ise Miyosen çökel kayalar ile Mezozoyik yaşlı temel kayaları keser. Bu iki fay Gediz grabeni batısındaki Kemalpaşa fayının kuzeybatı devamında bulunur. Bunlardan güneydeki fay boyunca olan akarsu vadileri ile sırtlarda sistematik sağ yönde dirseklenmeler gelişmiştir. Bu vadilerdeki yanal ötelenme miktarı 300 metreyi aşar. Kuzeydeki çizgisellik ise kuzey bloğu aşağıda olan normal fay morfolojisi sunar. Bu iki faydan güneyde yer alanı Kuvaterner drenajını etkilemiş olması nedeniyle sağ yönlü doğrultu atımlı olası diiri fay, kuzeydeki ise neotektonik dönem çizgiselliği olarak değerlendirilmiştir (Ek 1).

4.6. Tuzla Fayı

İzmir'in güneybatısında Gaziemir ile Doğanbey arasında KD-GB genel uzanımlı yapısal hat Tuzla fayı olarak tanımlanmıştır (Emre ve Barka, 2000) (Ek 1). Aynı fay çeşitli araştırmalarda değişik isimlerle anılmaktadır. Fay, Türkiye Diri Fay Haritası'nda Cumaovası çizgiselliği (Şaroğlu ve diğerleri, 1987, 1992), Eşder (1988)'de Cumalı ters fayı, Genç ve diğerleri (2001)'nde ise Orhanlı fayı olarak adlanmıştır. Doğanbey burnu ile Gaziemir arasında fayın karadaki uzunluğu 42 km'dir. Doğanbey körfezinde MTA Sisimik-1 araştırma gemisiyle yapılan sismik çalışmalar Tuzla fayının GB'da Ege Denizi tabanında devam ettiğini göstermiştir (Ocaoğlu ve diğerleri 2004, 2005). Denizaltı devamıyla birlikte değerlendirildiğinde fayın uzunluğu 50 km'yi aşar. Tuzla fayı, Seferihisar yükselimini oluşturan Bornova flišine ait metamorfik kayalarla Cumaovası-Ege Denizi arasında yüzeyleyen Neojen yaşlı kaya toplulukları arasında tektonik dokanak oluşturmaktadır (Şekil 12). Önceki araştırmalarda bölgede bu faya paralel uzanan ve Neojen kayalarını da kesen irili ufaklı çok sayıda fay haritalanmış ve bu yapılar arasında Miyosen yaşlı sedimanter ve volkanitlerden oluşan istifin çökeldiği havza Çubukludağ grabeni olarak tanımlanmıştır (Eşder, 1988; Genç ve diğerleri, 2001). Bu çalışmada Tuzla fayı dışındaki faylar inaktif yapılar olarak değerlendirilerek rapor kapsamına alınmamıştır.



Şekil 12. Doğanbey-İzmir arasındaki jeoloji haritası (Genç ve diğerleri, 2001). Bu raporda Orhanlı fay zonu (OFZ) Tuzla fayı, Ortaköy fay zonu (OrFZ) ise Gümüldür fayı olarak adlandırılmıştır.

KD-GB genel doğrultulu olan Tuzla fayı biri birinden belirgin sıçrama veya bükümlerle ayrılan ve farklı doğrultularda uzanan üç alt bölüme oluşur. Kuzeyden güneye doğru bunlar Çatalca, Orhanlı ve Cumalı bölümleri olarak tanımlanabilir. Fayın kuzeydoğu ucunu oluşturan Çatalca bölümü 15 km uzunluğunda olup K35D doğrultuludur. Batı ucunda

750 m'lik sağ yönde bir srama ile Orhanlı bölümünden ayrılır. Fay boyunca batıdaki Bornova fliŖi ile doğudaki Neojen yaŖlı kaya toplulukları karŖı karŖıya gelmiŖtir. Fay Çatalca yöresinde Ŗeyl, kumtaŖı ve akıltaŖı aralanmasından oluŖan Alt Miyosen yaŖlı çökellerle fliŖel kayalar arasında izlenir. Gaziemir yöresinde ise fliŖ ile st Miyosen-Alt Pliyosen yaŖlı çökelleri biribirinden ayırır (Ŗekil 12). atalca yöresindeki vadi yarmalarında fay zonu yüzeylemektedir. Bu yarmalarda doğrultu atımlı faylanmayı yansıtın makaslama deformasyon yapıları izlenir. Ancak doğrultu atımın niteliğine iliŖkin yapısal veriler toplanamamıŖtır. Buna karŖın faya dik olarak geliŖmiŖ bazı akarsu vadilerinde sağ yönde dirseklenmeler belirgindir. Gaziemir batısındaki atalkaya ve Bahçecik köyü kuzeybatısındaki bazı vadilerdeki sağ yöndeki ötelenmeler 200-300 metreyi bulmaktadır. Fay izgisi boyunca izlenen bazı Holosen sarplıklarının litolojik farklılıklardan sonucu biçimlendiği anlaŖılmıŖtır. Dolayısıyla fayın Holosen aktivitesine yorumlanabilecek veri toplanamamıŖtır. Tuzla fayı genelinde batı blok yüksektir. Ancak, Çatalca yöresinde fay zonu üzerinde geliŖen yan dereler çizgisel gidiŖlidir ve genel morfolojinin tersine güney bloktaki bazı sırtlar kuzeye oranla daha yüksek topografya oluŖturur. atalca segmenti Genç ve diğerleri (2001) tarafından sol yönlü doğrultu atımlı bir fay olarak tanımlanmıŖtır. Ancak bu segment fay boyunca Kuvaterner jeomorfolojisine iliŖkin sınırlı veriler fayın sağ yönlü doğrultu atımlı olduğuna iŖaret etmektedir.

Tuzla fayının Orhanlı bölümü K50D genel doğrultulu olup 16 km uzunluğundadır. Bu bölümün doğusunda fay Bornova fliŖine ait metamorfik kayalarla Miyosen yaŖlı Çatalca ve rkmez formasyonları arasında dokunak oluŖturur. Batı ucunda ise alüvyon dolgulu Kocaçay vadisini izler. Kocaçay vadisi tabanında yeri yaklaŖık haritalanmıŖtır. Orhanlı bölümünde Tuzla fayının niteliği ve Kuvaterner aktivitesine iliŖkin veri toplanamamıŖtır.

Tuzla fayının güneybatısında yer alan Cumalı bölümü ise KKD-GGB uzanımında biri birine paralel faylardan oluŖan zonal bir yapı sunar. Cumalı kaplıcası ile Doğanbey Burnu arasında karada 15 km uzunluğunda olan bu fay zonunun aynı doğrultuda Ege Denizi tabanında yaklaŖık 10 km devamlılık sunduğu bilinmektedir (Ocakğlu ve diğerleri, 2004, 2005). Denizaltı kesimi ile birlikte Tuzla fayının Cumalı bölümünün toplam uzunluğu 25 km'yi aŖmaktadır. Zondaki faylar boyunca çok sayıda sıcak su ıkıŖı ve traverten oluŖumları geliŖmiŖtir. Kuzeyde Cumalı yöresinde zondaki faylardan en batıda yer alanı ters fay niteliğindedir. Düzlemi KB'ya doğru 60°-80° eğimli olan bu fay boyunca temel kayaları oluŖturan Bornova fliŖi Miyosen birimleri üzerine itilmiŖtir (EŖder, 1988). KD-GB genel uzanımındaki bu fay kavisli geometrisi ile zondaki diğer faylardan ayrılır. Bu nedenle diğer

faylardan farklı olarak inaktif bir neotektonik dönem yapısı olarak değerlendirilmiştir. Zon içerisindeki diğer faylar ise K20D doğrultusunda çizgisel gidişlidir. Cumalı kaplıcaları ile Tuzla mevki arasında fay zonu iki faydan oluşur. Miyosen birimlerini kesen bu faylardan kuzeydeki üzerinde Cumalı yöresinde çok sıcak su çıkışları dizilidir. Bu kaynaklara bağlı traverten oluşumları gelişmiştir. Cumalı kaplıcalarının bulunduğu alanda fay fliş ile Miyosen çakıltaşları arasında, yer yer de Miyosen içerisinde izlenir. Bu kesimde taze sarplıkları çok belirgindir (Şekil 13). Sarplıklar boyunca fayın batı bloğu morfolojik olarak yüksektir. Yerel halktan alınan bilgilere göre söz konusu sarplıklar boyunca 1992 depreminde kılcal çatlaklar şeklinde bazı yüzey deformasyonları gelişmiştir.

Tuzla mevkiinden batıya doğru fay zonal bir gidiş içerisinde iki ana kola ayrılır. İki kol arasında fay zonu ile aynı doğrultuda uzanan topografik yükselim büyük boyutlu bir basınç sırtına karşılık gelir. Basınç sırtının batısındaki faylar flişel kaya topluluklarını keser. Doğusundakiler ise fliş ile Miyosen dokunağında ve Miyosen çökellerinde izlenir. Faylar boyunca hidrotermal alterasyon ve silisifiye zonlar yaygın olarak izlenen oluşumlardır (Şekil 14). Basınç sırtını dikine kesen akarsuların antesedant yerleşimli oluşu sırt boyunca Kuvaterner'deki tektonik yükselmeye işaret eder. Bu yükselimin batısında, Tuzla ile Doğanbey burnu arasında uzanan üç fay parçası aralı aşmalı olarak biri birini tümler. Bunlar temel kayalar içerisinde çizgisel morfolojileri ile karakteristiktir. Bu üç fay parçasından en doğuda bulunanı üzerinde sıcak su çıkışları ve traverten kuleleri yer alır. Tuzla mevki yakınında fay üzerinde uzun eksenleri 10-15 metre, yükseklikleri ise 2-3 metreye ulaşan basınç sırtları fay üzerinde meydana gelmiş eski depremlerdeki yüzey faylanmasını belgeleyen mikromorfolojik oluşumlardır.

Tuzla mevkiinden batıya doğru uzanan doğudaki kol ise biri birine paralel iki fay parçasından oluşur. Yukarıda tanımlanmış olan basınç sırtını doğudan sınırlandıran bu faylar kesintisiz bir şekilde batıda denize ulaşır. Bu iki faydan batıdaki, temel kayalar ve Miyosen çökellerini keser. Fay üzerinde bir çok sıcak su kaynakları bulunur. Tuzla bölümünde silisifiye Miyosen birimleri içerisinde yüzeyleyen fay düzlemindeki çizik, çentik ve kayma olukları fayın sağ yönlü doğrultu atımlı olduğunu gösterir (Şekil 15). Batıya doğru olan devamında fay tarafından kesilen akarsularda 200-700 metreye ulaşan sağ yönlü ötelenmeler belirgindir.



Şekil 13. Cumalı kaplıcası dolayında Miyosen çakıltaşlarında izlenen fay sarplığı (bakış kuzeye).



Şekil 14. Cumalı kaplıcası yakınında travertenlerde izlenen taze fay sarplığı (bakış güneye).

Buna paralel uzanan doğudaki fay parçası ise Miyosen kaya birimleri üzerinde gelişmiş etek düzlükleri üzerinde çizgisellik oluşturur. Bu çizgisellik batı ucunda antik bir yerleşme yakınından geçerek denize ulaşır. Çizgisellik boyunca bazı derelerde sağ yönde dirseklenme izlenir. Hamam deredeki Doğanbey kaplıcasından güneye doğru akan antik bir traverten kanalında 10 metreye ulaşan sağ yönde keskin bir dönme izlenir. Ancak, bu çizgisellik boyunca yapılan dört hendek kazısında Holosen çökellerini kesen bir faya rastlanmamıştır. Söz konusu traverten kanalında yapılan gözlemler ise kanaldaki dönmenin yapının orijinal geometrisiyle ilişkili olduğunu göstermiştir.

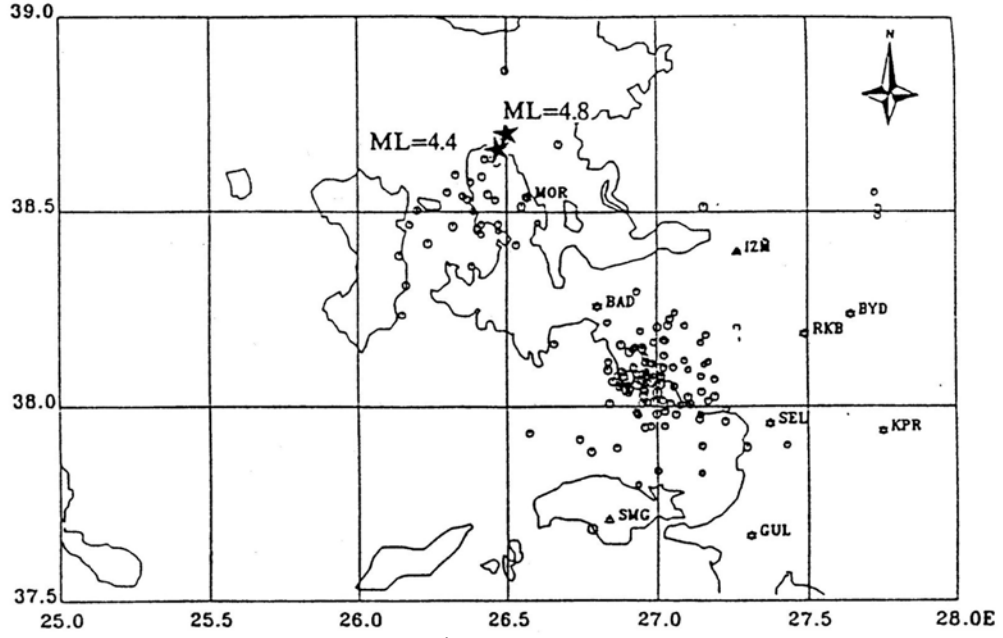
Fayın batı devamında deniz tabanından alınan sismik kesitlerde de Tuzla fayının karadakine benzer bir geniş deformasyon zonu oluşturduğu ve zondaki fayların deniz dibindeki en genç çökelleri kestiği anlaşılmıştır (Ocakoğlu ve diğerleri, 2004, 2005). Aynı çalışmadaki bulgular fayın doğrultu atımlı olduğunu, deniz tabanında Doğanbey burnundakine benzer basınç sırtları oluşturduğunu ve bu zondaki bazı fayların ters fay bileşeni taşıdığını göstermektedir.

6 Kasım 1992 tarihinde İzmir-Doğanbey arasında düşük hasarlara yol açan bir deprem olmuştur Büyüklüğü Ms:6.0 (USGS) derinliği 14 km olarak belirlenmiş olan bu depremin dışmerkezi Doğanbey ile Ürkmez arasında denize rastlarken, artçı şokları ise Tuzla fayı üzerinde dağılım göstermektedir (Türkelli ve diğerleri, 1990, 1995) (Şekil 11, 16). Fay düzlemi çözümleri depremin sağ yönlü doğrultu atımlı bir kırılma mekanizmasıyla geliştiğini göstermektedir (Türkelli ve diğerleri 1995; Tan ve Taymaz, 2001, 2002). Bu sismolojik değerlendirmeler yukarıda açıklanan saha bulgularıyla uyumludur. Depremden hemen sonra yapılan arazi gözlemlerinde bölgede herhangi bir yüzey deformasyonuna rastlanmamıştır (İsmail Kuşçu, sözlü bilgi). Ancak, elinizdeki bu araştırmanın arazi gözlemleri esnasında yerel halkla yapılan görüşmelerde Cumalı kaplıcaları yöresinde tarafımızca haritalanan fay boyunca zeminde bazı kılcal çatlakların geliştiği yönünde bilgiler edinilmiştir. Yine Cumalı kaplıcaları bölümünde tam fay çizgisi üzerinde subasman temeli atılmış ancak inşaatı tamamlanmamış bir beton temel tabliyesini kesen kırıklar gözlenmiş ve yapının 50 cm yüksekliğinde yarım kalmış duvarlarında 20 cm'lik sağ yönlü ötelenme ölçülmüştür (Şekil 17). Yüzey kırılması gelişmemiş olmasına rağmen bu ötelenme olasılıkla 1992 depreminin etkisiyle gelişmiş bir yüzey deformasyonu olarak yorumlanabilecek niteliktedir. Denizaltı bölümüyle birlikte uzunluğu 50 km'yi aşan sağ yönlü doğrultu atımlı Tuzla fayı, İzmir yakın çevresinin en önemli aktif tektonik yapılarından biridir. Bu nedenle İzmir kenti ve yakın çevresinin depremselliği açısından önem taşır. Bölgesel jeolojik verilere göre Tuzla fayı

bölgenin Miyosen paleocoğrafyasını belirleyen ana yapısal unsurlardandır ve bu dönemde Çubukludağ havzasını batıdan sınırlamaktadır (Genç ve diğerleri, 2001). Aynı araştırmacılar tarafından fayın sol yönlü doğrultu atımlı olduğu belirtilmektedir. Tarafımızca toplanan saha bulguları Tuzla fayının Kuvaterner’de sağ yönlü doğrultu atımlı hareket ettiğini göstermektedir. 1992 depreminin fay düzlemi çözümleri bununla uyumludur. Fayın niteliğine ilişkin bu iki farklı veri bölgesel neotektonik rejim içerisinde değerlendirildiğinde Miyosen-Pliyosen zaman aralığında Tuzla fayının sol yönlü doğrultu atımlı çalışmış olduğuna yorumlanabilir. Bölgesel güncel kinematik içerisinde ise fay Gediz graben sisteminin batı ucunda, bu grabendeki KD-GB yönlü açılmayı sönmüleyen sağ yönlü doğrultu atımlı transfer faylardan biri olarak çalışmaktadır. Nitekim GPS verileri Gediz ve Büyükmenderes grabeni batısında doğrultu atımlı transfer fayların varlığını gösterir (Barka ve diğerleri, 2000; McClusky ve diğerleri, 2000).



Şekil 15. Tuzla yöresinde Tuzla fayının silisifiye Miyosen birimleri içerisinde yüzeyleyen fay düzlemindeki çizik, çentik ve kayma olukları.



Şekil 16. 6 Kasım 1992 Doğanbey (İzmir) depreminden sonra bölgede kaydedilen artçı şokların dağılımı (Türkelli ve diğerleri, 1990).



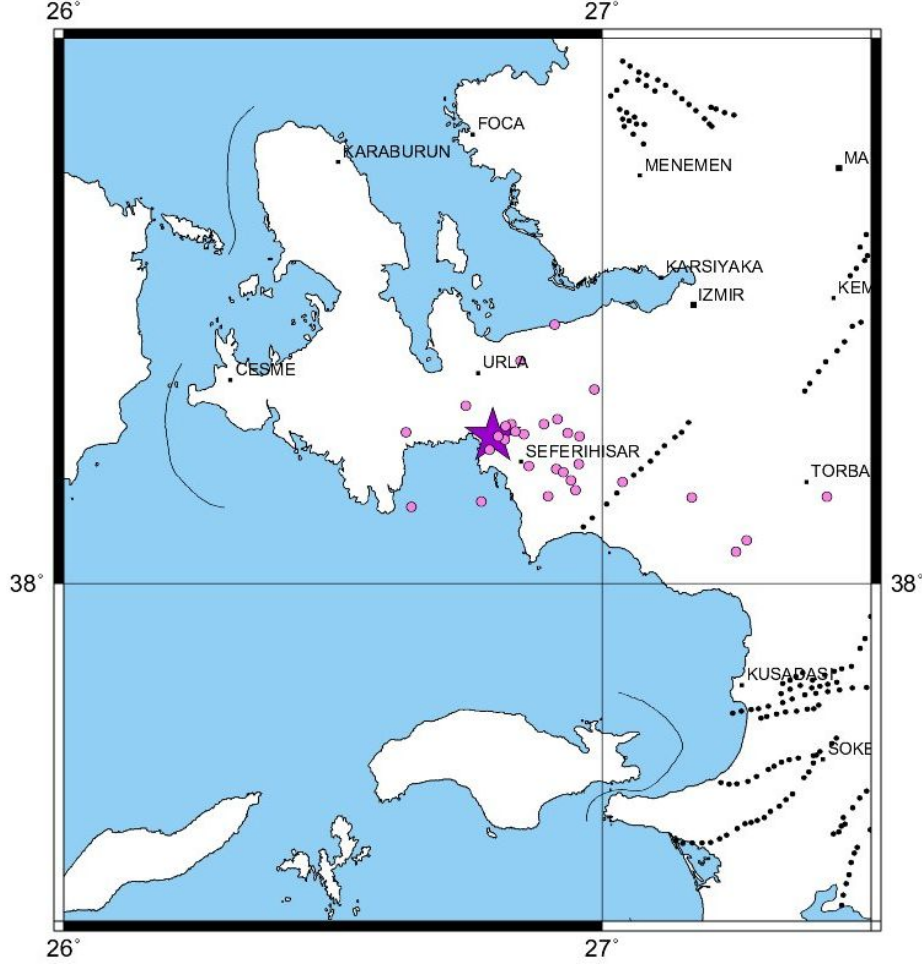
Şekil 17. Cumalı kaplıcası yakın güneyinde 1992 öncesinde Tuzla fayı üzerine inşa edilmiş beton temel tabliyesinde sağ yönde ötelenme izlenmiş ve bunun 1992 depremi sonucu geliştiği yorumlanmıştır (bakış güneydoğuya).

4.7. Seferihisar Fayı

İzmir'in güneybatısında Seferihisar yöresindeki Sığacık körfezi ile Güzelbahçe arasında uzanır (Ek 1). Sualtı verileri fayın güneye doğru Ege Denizi tabanında devamlılık sunduğuna işaret eder (Ocakoğlu ve diğerleri 2004, 2005). Önceki araştırmacılar tarafından İzmir ve Sığacık körfezleri arasındaki fay batısında oluk şeklinde bir morfoloji sunan koridor boyunca Seferihisar fayının dışında da bazı faylar haritalanmıştır. Seferihisar fayı, İnci ve diğerleri (2003)'indeki Seferihisar-Yelki fay zonuna karşılık gelir. Ocakoğlu ve diğerleri (2005) tarafından ise bu fay yakın batısında Urla fayı adıyla ikinci bir aktif fayın varlığı ileri sürülmüştür. Rapor kapsamında Seferihisar fayı dışındaki faylar değerlendirmeye alınmamıştır. Seferihisar fayının Sığacık körfezi ile Güzelbahçe arasında karadaki uzunluğu 23 km olup, sualtı bölümüyle birlikte fayın toplam 30 km'lik bir uzunluğa ulaştığı sanılmaktadır. K20D genel doğrultulu olan fay güney yarısında Bornova flişine ait kaya toplulukları içerisinde ve alüvyon düzlüklerinde izlenir. Çamlıköy-Güzelbahçe arasındaki kuzey bölümü ana doğrultudan doğuya saparak İzmir fayından ayrılan bir kola uyumlu bir gidiş kazanır. Güzelbahçe yöresinde bu faya paralel Miyosen kayaları içerisinde izlenen bazı küçük fayların kuzey bloğu aşağıda olan normal faylar şeklinde geliştiği gözlenmiştir. Çamlı köyü güneyinde Miyosen ile temel dokunağında yüksek açılı fay düzlemleri boyunca doğrultu atımlı faylara özgü makaslama yapıları gelişmiştir. Fay düzlemlerinde sağ yönlü doğrultu atımı belirleyen gözlemler yapılmıştır (İnci ve diğerleri, 2003). Ulaşmış köyü yöresi, fayın Kuvaterner çökelleriyle ilişkisi ve doğrultu atım morfolojisinin en iyi gözlemlendiği alanlardandır. Bu kesimde fay Pleyistosen ve Holosen yamaç molozu ve yelpazelerini kesmektedir. Ulaşmış köyü yakın güneyinde fay çizgisi boyunca akarsu yatakları sistematik olarak sağ yönde ötelenmiştir. Yaklaşık 1 km içerisindeki üç dere yatağında 20 ile 100 metre arasında ötelenme değerleri ölçülmüştür.

Jeomorfolojik veriler Seferihisar fayının Holosen'de aktif bir fay olduğuna yorumlanır. Güney ucundaki sualtı verileri de deniz tabanında fayın en genç çökelleri etkilediğini göstermektedir (Ocakoğlu ve diğerleri, 2004, 2005). Nitekim, 10 Nisan 2003 tarihinde bölgede meydana gelen depremin (Mw:5.7) dış merkez lokasyonu ve artçı şokların dağılımı fayın Seferihisar yakınlarındaki bölümüne rastlar (Şekil 18). Bu depreme ilişkin yapılan fay düzlemi çözümlerinden elde edilen kayma düzlemlerine göre KD-GB doğrultulu olan Seferihisar fayının haritalanan uzanımına uygun olup, depremin sağ yönlü kırılma sonucu oluştuğunu göstermektedir (Tan ve Taymaz, 2003; USGS) (Şekil 11). Çözümdeki ikinci

düzlem olan KB-GD doğrultusunda herhangi bir fay haritalanamamıştır. Depremde herhangi bir yüzey deformasyonu gelişmemiştir.



Şekil 18. 10 Nisan 2003 Urla (İzmir) depreminden sonra bölgede kaydedilen artçı şokların dağılımı (KOERI Sismoloji Laboratuvarı).

Seferihisar fayının İzmir-Ankara zonu içerisinde Üst Kretase-Paleosen yaşlı Bornova flişleriyle temsil edilen bir tektonik zonda yer aldığı ve Miyosen’de de aktif olduğuna ilişkin yorumlar yapılmıştır (Kaya, 1979). Sözbilir ve diğerleri (2003)’nde ise bu paleotektonik yapının Seferihisar’dan Balıkesir Bigadiç yöresine kadar olan kesiminin Üst Miyosen’de reaktivite kazandığı ve günümüzde 150 km uzunluğunda aktif bir fay zonu oluşturduğu ileri sürülmüştür. Bu çalışmada toplanan bulgular bölgesel kinematik içerisinde Seferihisar fayının D-B uzanımlı İzmir fayıyla bağlantılı bir yapı olduğunu gösterir. Dolayısıyla bu fay Tuzla fayı gibi Gediz grabeni batısındaki transfer fay demeti içerisinde değerlendirilir.

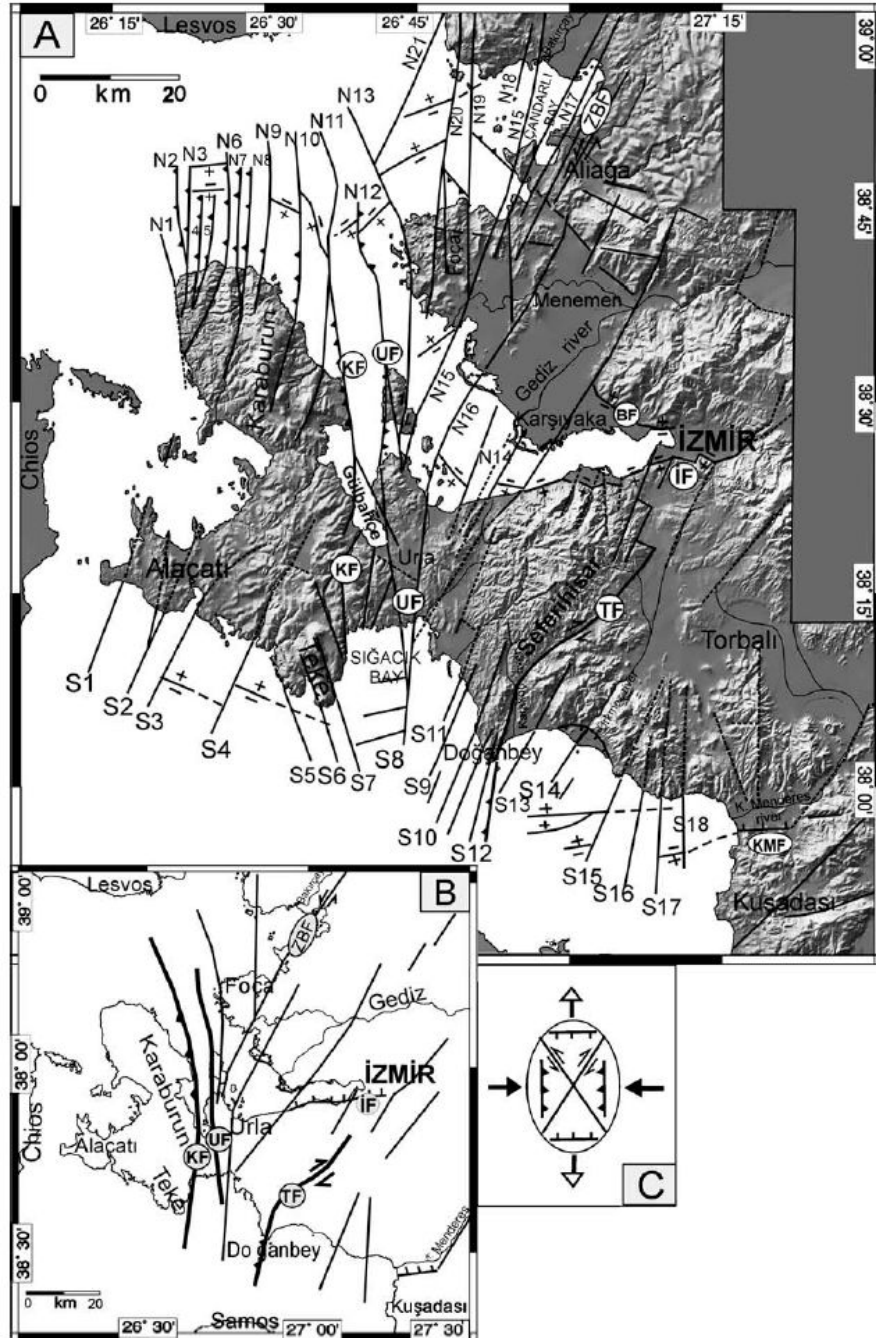
4.8. Gülbahçe Fayı

İzmir körfezi ile Karaburun yarımadasını yapısal ve morfolojik olarak ayıran önemli bir hattır. Önceki araştırmaların çoğunluğunda bu faya ilişkin bazı bilgiler verilmiş ve İDSDMP’da Karaburun fayı olarak adlanmıştır (Erdoğan 1990; MTA, 2002; İDSDMP). Daha yeni bir araştırmada ismini aldığı Karaburun yöresinde bu faya paralel çok sayıda sualtı fayı haritalanmıştır (Ocakoğlu ve diğerleri, 2005). Adlama karışıklığına yol açmamak amacıyla karada izlendiği bölümdeki en büyük yerleşme dikkate alınarak bu çalışmada Gülbahçe fayı olarak yeniden adlanmıştır.

Gülbahçe fayının karadaki bölümü aynı adlı körfez ile güneydeki Sığacık körfezi arasında 15 km uzunluğundadır (Ek 1). K-G doğrultulu olan fayın her iki ucu da sualtındadır. Sualtı bölümleriyle birlikte değerlendirildiğinde fayın toplam uzunluğu 70 km’yi bulmaktadır (Ocakoğlu ve diğerleri 2004, 2005). Fayın karadaki bölümü güneyde Karaburun bloğuna ait Triyas-Jura-Kretase yaşlı ayrılmamış kireçtaşlarında izlenir. Bu kireçtaşlarında fayın doğrultusu boyunca yerleşmiş akarsular alüvyon dolgulu çizgisel vadiler oluşturmuştur. Fay Sığacık körfezi batısındaki K-G uzanımlı çok dik ve çizgisel kıyıyı sınırlandırır. Bu kıyı boyunca fay olasılıkla kıyıya çok yakın olarak deniz tabanında uzanır. Gülbahçe yöresinde fay batıda Miyosen birimleri ile doğudaki temel kireçtaşlarını ayırır ve Kuvaterner çökellerinde çizgisellik oluşturur. Körfeze girdiği bölümünde üzerinde bir sıcak su çıkışı izlenir. Karada toplanan bulgular Gülbahçe fayının Kuvaterner morfolojisini denetlediğini ortaya koymaktadır. Ancak kara bulgularına göre fayın Holosen aktivitesi hakkında kesin yorum yapılamamaktadır.

Buna karşın sualtı verileri fayın niteliği ve Kuvaterner etkinliği konusunda daha net veri sağlar (Ocakoğlu ve diğerleri, 2004, 2005; Aksu ve diğerleri, 1987). Aşağıda fayın sualtı bölümlerine ilişkin yorumlar bu üç makaledeki sualtı verilerine dayandırılmıştır. Güney ucunda fayın kıyı boyunca oluşturduğu çizgiselliğin Sığacık körfezindeki sualtı uzanımında genç çökelleri kesen bazı faylar haritalanmıştır. Ancak Sığacık körfezi açıkları doğuda Seferihisar ve Tuzla fay zonlarının birbirine yaklaştığı bu nedenle doğrultu atımlı fayların yoğun olduğu bir alandır. Körfez tabanında Gülbahçe fayının devamlılığı ve diğer faylarla olan geometrik ilişkisi net olarak yorumlanamamaktadır. Bu belirsizlik nedeniyle Sığacık körfezi batısındaki Teke burnu Gülbahçe fayının güney ucu olarak kabullenilmiştir. Kuzeyde ise fay Ocakoğlu ve diğerleri (2005)’nde Karaburun fayı olarak tanımlanan yapıya karşılık gelir (Şekil 19). Gülbahçe körfezini K-G doğrultusunda kateden fay Mordoğon’dan kuzeye doğru KKB-GGD uzanımına döner. Karaburun açıklarında bu faya paralel çok sayıda başka

faylar da haritalanmıştır. Çoğunluğu Miyosen ve Kuvaterner yaşlı sualtı çökellerini kesen bu faylar doğrultu atımlı bir zon oluşturur. Sismik kesitlerden bu fayların çoğunluğunun ters eğim atım bileşene sahip oldukları yorumlanmıştır (Şekil 19).

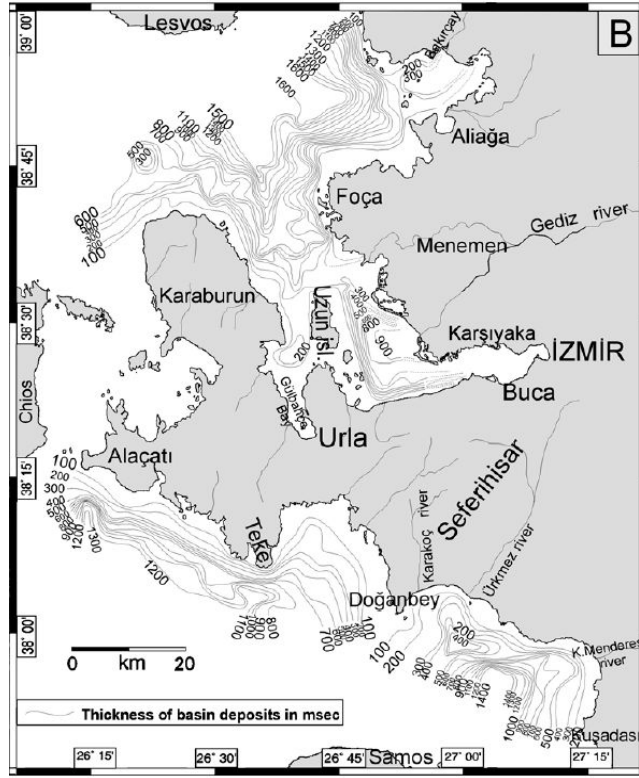


Şekil 19. İzmir, Aliğa, Karaburun, Alaçatı, Doğanbey ve Kuşadası dolayındaki sualtı faylarının genel görünümü (Ocakoğlu ve diğerleri, 2005).

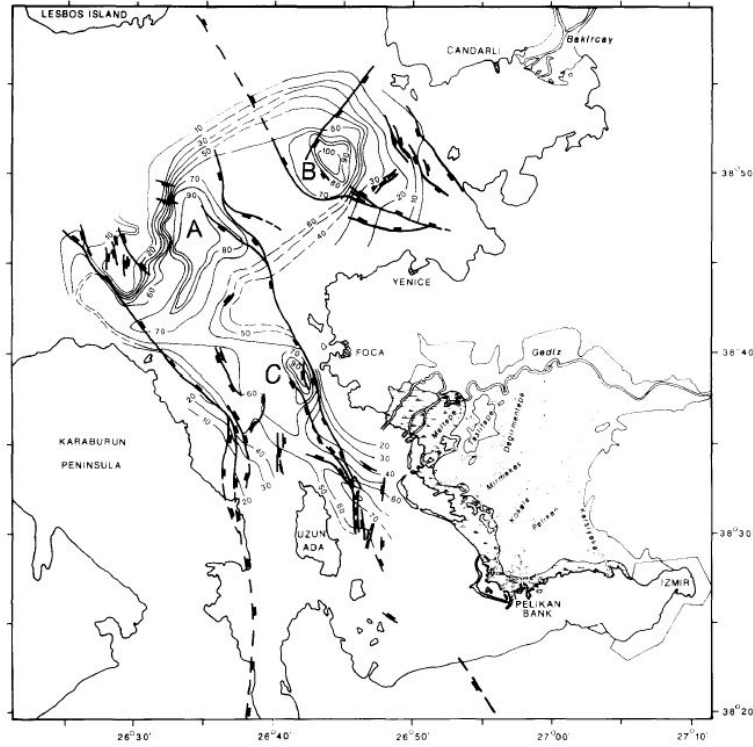
Gülbahçe körfezi kuzeyinde fay Karaburun yükselimi ile İzmir körfezinin batı çıkışında yer alan KKB-GGD uzanımlı çöküntü arasındaki keskin morfolojik uyumsuzluğa karşılık gelir (Şekil 20). Sualtı verileri fayın doğu bloğunda Miyosen ve Kuvaterner yaşlı sedimanların depolanmış olduğunu gösterir (Ocakoğlu ve diğerleri, 2005). Batı blokta ise Sakarya Kıtası içerisinde değerlendirilen Karaburun kuşağı kaya birimleri kütleli yükselimli bir morfoloji sunar (Erdoğan, 1990). Bu fay zonunun İzmir körfezi çıkışında oluşturduğu K-G genel uzanımlı tektonik koridor Çandarlı-Foça açıklarındaki tektonik kökenli denizaltı çukurluğuyla bağlantılıdır (Aksu ve diğerleri, 1987) (Şekil 21).

Kara bulgularının sınırlı olmasına rağmen İzmir Körfezi çıkışında elde edilen sismik kayıtlara göre Gülbahçe fayının deniz tabanını ve en genç çökelleri kestiği ve fay sarplıkları oluşturduğunu kesindir (Ocakoğlu ve diğerleri, 2005). Bu bulgular fayın Holosen aktivitesini açıklar. Fay zonu boyunca özellikle Karaburun-Foça arası çok sık depremlerin olduğu bir bölgedir (Ayhan ve diğerleri, 1988; Ergin ve diğerleri, 1967; Eyidoğan, 1988). Dolayısıyla 70 km'yi bulan uzunluğuyla Gülbahçe fayı, İzmir yöresinin önemli deprem kaynaklarının biri olarak değerlendirilir. Çoğunluğu sualtında olması nedeniyle deprem tehlike analizleri için önem taşıyan fayın geometrik segmentleri hakkında detay tanımlama yapılamamaktadır. Ancak genel doğrultusunda Gülbahçe körfezinde meydana gelen değişim gevşeyen bir büklüm veya sıçrama geometrisini işaret etmektedir. Bu geometrisi nedeniyle fay güney ve kuzey olmak üzere iki geometrik segmente ayrılabilir. Sığacık ve Gülbahçe arasındaki güney segmentin uzunluğu 30 km'dir. KKB-GGD uzanımlı kuzey segmenti ise yaklaşık 40 km uzunluktadır.

Bulgular Gülbahçe fayında doğrultu atımın baskın olduğunu gösterir. Ancak fayın Holosen'deki atım yönüne ilişkin yorum yapılamamaktadır. Sualtı verileri kuzey segment boyunca fayın ters bileşeni de bulunduğunu ve batı bloğun doğu blok üzerine itildiğini açıklar (Ocakoğlu ve diğerleri, 2005). Karada yapılan bazı çalışmalarda Karaburun bloğu yüzeyinin batıya doğru çarpılmakta (tiltlenmekte) olduğu ileri sürülmüş olup, bu durum Ocakoğlu ve diğerleri (2004) tarafından önerilen ters fay bileşeni ile uyumludur. Bölgesel morfotektonik deneştirmeler Karaburun yarımadasında kuzey segment batısında kalan bloğunun güneydeki Kıran dağları platosuna oranla daha yüksekte olduğunu gösterir. Güney segment boyunca ters fay bileşenine yorumlanabilecek veri toplanamamıştır. Bölgesel morfotektonik yapı ve fayın genel geometrisi içerisinde fayın kuzey segmenti boyunca izlenen sıkışmalı bileşen fayın sağ yönlü doğrultu atımlı olabileceğini düşündürmektedir. Ancak, bu konuda daha detay bulgulara gereksinim vardır.



Şekil 20. İzmir-Karaburun-Çandarlı arasında kalan alandaki havza çökellerinin eş-kalınlık haritası (Ocakoğlu ve diğerleri, 2005).



Şekil 21. İzmir-Karaburun-Çandarlı arasında kalan alanın eş-kalınlık haritası ve sualtı fayları (Aksu ve diğerleri, 1987).

4.9. Gümüldür Fayı

İzmir'in güneybatısında Gümüldür ile Özdere beldeleri arasında uzanır (Ek 1). Genç ve diğerleri (2001)'nde Ortaköy fayı olarak tanımlanmıştır. K55B genel doğrultusunda uzanır ve güneybatıya bakan bir yay geometrisi sunar. Haritalanabilen uzunluğu 15 km'dir. Tavan bloğu batıda yer alan normal bir faydır. Kıyıya paralel uzanan fay Kuşadası Körfezi ile doğusunda temel kayaların oluşturduğu kütleli yükselim arasında keskin bir morfolojik uyumsuzluk oluşturur (Şekil 22). Fayın taban ve tavan blokları arasındaki görünür yükselti farklılıkları 300 metreyi aşar. Ortaköy-Özdere arasına rastlayan güney bölümünde fay tek çizgi şeklindedir ve Menderes masifine ait metamorfik kayaları keser. Fay düzlemi 40°-60° arasında batıya eğimlidir. Ortaköy yöresinde fay düzlemine alüvyon yelpazeleri yaslanır ve yelpazelerin yüzeyinde taban blok yönünde geriye doğru yüzey çarpımları seçilebilmektedir. Gümüldür-Ürkmez yöresinde ise kabaca üç parçadan oluşan fay BKB doğrultusuna döner. Bu kesimde fay Miyosen ve temel kayalar içerisinde izlenen KD-GB uzanımlı fayları keser. Zonda yer alan kuzeydeki parça çakıltası ve kumtaşlarından oluşan Miyosen yaşlı Ürkmez formasyonu içerisinde izlenir (Genç ve diğerleri, 2001). Fay boyunca bu birim içerisinde hidrotermal alterasyon zonları gelişmiştir. Gümüldür yöresinde en güneydeki parça hava fotoğraflarından haritalanmış çizgiselliğe karşılık gelir. Hava fotoğraflarında alüvyon yüzeyinde bu çizgisellik boyunca morfolojik eğim kırıklıkları belirgindir.



Şekil 22. Gümüldür fayının Özdere kuzeyindeki genel görünümü (bakış güneydoğuya).

Kuşadası körfezinin genel morfolotektonik yapısını sınırlandırmış olması ve Kuvaterner morfolojisini etkilemesi nedeniyle Gümüldür fayı olası diiri olarak değeriendirilmiştir (Ek 1). Fayın kuzeybatı ucunda Tuzla fayı uzanır. Özdere güneyinde Kuşadası körfezi kıyıları fay boyunca çok sarp bir morfoloji sunar. Kuşadası körfezinin kuzeyinde deniz tabanında kıyıya yakın kabaca Gümüldür fayının uzanımıyla aynı doğrultuda bir normal fay haritalanmıştır (Ocakoglu ve diğeri, 2004). Aynı çalışmada körfezin derin bölümlerinde bir seri normal fayın varlığına işaret edilir. Bu sismik kesitlere göre sualtı fayları Kuvaterner çökellerini kesmektedir. Deniz ve kara verilerinin ortak yorumu Kuşadası körfezi kuzeyinde kabaca BKB-DGD uzanımlı Gümüldür fayının da dahil olduğu bir normal fay sisteminin varlığını göstermektedir.

4.10. Gediz Graben Sistemi Fayları

Gediz grabeni doğuda Sarıgöl ile batıda Manisa ve Kemalpaşa arasında D-B genel uzanımında yaklaşık 150 km uzunluğundaki normal fay sistemine bağılı olarak şekillenmiştir. Doğudan batıya doğru genişleyen graben tabanı Neojen ve Kuvaterner yaşlı çökellerle kaplıdır. Grabenin güney kenarını boydan boya sınırlandıran düşük açılı sıyrılma (detachment) fayı sistemin ana yapısal unsurudur. Grabenin güney kenarında ana sıyrılma fayına kabaca paralel uzanan bir seri sentetik ve antitetik fay bulunur. Sıyrılma fayının antitetik yapıları ise grabenin kuzey kenarını sınırlandırır. Salihli doğusunda BKB-DGD uzanımlı olan graben Salihli'den batıya doğru genişler ve çatallanarak kollara ayrılır. Gölarmara, Halitpaşa, Manisa ve Kemalpaşa kolları bunlardan en belirgin olanlarıdır. Bu kollar normal faylarla biri birinden ayrılan blokların oluşturduğu adadağlarla birbirinden ayrılmaktadır. Anadolu'nun en önemli sismojenik zonlarından olan Gediz grabeninin batısındaki faylardan kaynaklanabilecek depremler İzmir ve çevresindeki yerleşmeleri etkileyecek konumdadır. Bu nedenle Gediz grabeninin İzmir'e yakın konumda olan Turgutlu batısındaki fayları araştırma kapsamında incelenmiştir.

Gediz grabeni batı ucunda yer alan faylar grabenin Kemalpaşa ve Manisa kollarını oluşturur. Manisa kolu doğu ucunda Turgutlu fayının KB devamlılığı şeklinde izlenen Manisa fayına bağılı olarak şekillenmiştir. Kemalpaşa kolundaki aktif yapıların başlıcaları ise graben ana sıyrılma fayı, Kemalpaşa fayı ve bir transfer yapısı olan Dağkızılca faylarından oluşur.

4.10.1. Gediz Grabeni Ana Sıyrılma Fayı (Batı Bölüm)

Gediz grabenin güney kenarı düşük açılı bir sıyrılma (detachment) fayı tarafından sınırlandırılmıştır (Emre, 1992; Hetzel ve diğerleri, 1995). Salihli bölümünde Çamköy sıyrılma fayı olarak tanımlanmış (Koçyiğit ve diğerleri, 1999) olan bu fay, Sarıgöl-Alaşehir arasında 150 km uzunluğunda sürekliliği olan bir yapıdır. Bu fay Gediz graben sisteminin ana yapısal elemanı olup sistem içerisindeki kompleks ikincil yapıları oluşturan sentetik ve antitetik yapılar fayın tavan bloğu üzerinde gelişmiştir (Şengör, 1987). Graben sistemindeki tüm ikincil yapıların oluşumunda rol oynaması ve Batı Anadolu'nun neotektonik dönemdeki açılmalı kinematik evriminin anlaşılmasında özel bir önem taşıması nedeniyle bu çalışmada Gediz Grabeni Ana Sıyrılma Fayı adlanması tercih edilmiştir. Bu fay Sarıgöl-Kemalpaşa arasında D-B genel uzanımlı güneye bakan geniş bir kavis oluşturur. Alaşehir bölümünde KB-GD uzanımlı fay Salihli-Turgutlu arasında D-B gidişlidir. Turgutlu batısında ise BKB-DKD doğrultusuna dönen fay en batı ucunda sağ yönlü doğrultu atımlı bir transfer yapısı olan KD-GB uzanımlı Dağkızılca fayına bağlanır (Ek 1). Fay, Menderes masifinin metamorfik kayaları ile graben içerisinde yer alan Miyosen-Günümüz kayalarını ayırır (Emre, 1992, 1996; Seyitoğlu ve Scott, 1996; Koçyiğit ve diğerleri, 1999, Cohen ve diğerleri, 1995). Batı ucunda Miyosen-Pliyosen yaşlı çökel kaya topluluklarını keser (Akdeniz ve diğerleri, 1986). Güncel morfolotektonik yapısı içerisinde grabenin taban dolgusu Geç Pliyosen-Günümüz zaman aralığında depolanmış çökellerden oluşur (Ünay ve DeBrujin, 1998; Koçyiğit ve diğerleri, 1999; Yılmaz ve diğerleri 2000; Sarıca, 2000)

Gediz grabeni sıyrılma fayı düşük açılı bir normal fay olup kuzeye eğimlidir. D-B genel uzanımında fay kendi içerisinde bükümlü bir gidiş sunar. Deprem potansiyelinin değerlendirilmesi açısından fayın geometrik veya deprem segmentlerine ilişkin herhangi bir değerlendirme mevcut değildir. Genel doğrultusundaki değişimlere göre fay doğu, orta ve batı olmak üç ana geometrik bölüme ayrılabilir. Doğudaki iki bölüm bu araştırma kapsamı dışındadır. Bu çalışmada, fayın D-B genel uzanımından BGB-DKD doğrultusunda 30°'lik yön değiştirmenin gerçekleştiği Turgutlu yöresi orta ve batı bölüm arasındaki sınır kabul edilmiştir (Ek 1). Bu sınır aynı zamanda grabenin Manisa ve Kemalpaşa kollarına ayrıldığı bir alandır. Turgutlu batısında Gediz sıyrılma fayı Çatalköprü-Kurudere köyleri arasında 27 km uzunluğundadır. Bu bölümünde fay K70D genel doğrultuludur. Bağyurdu ile Çatalköprü arasında kalan kesiminde kuzeydeki tavan blokta sentetik ve antitetik faylardan oluşan ikincil yapılar izlenir. Yiğitler köyü batısında ana faydan ayrılan kolda ise Kemalpaşa fayı dışında tavan blokta ikincil yapılar izlenmez. Yiğitler-Çatalköprü arasında Pliyo-Kuvaterner çökelleri

ile metamorfik temel kayalar arasında dokunak oluşturan fay düzleminin eğimi 12° - 18° arasında değişir (Şekil 23). Bu bölgede fay kavisli bir gidiş sunar. Kavisli gidiş içerisinde kuzeye içbükey olduğu kesimlerinde topografyada sırtları, dışbükey olduğu kesimlerde ise vadi tabanlarını izler. Ören'den batıya doğru fay düzlemi düzenli bir şekilde yüksek açılı kazanmaya başlar (Şekil 24). Düzlemindeki bu eğim değişimine bağlı olarak fayın uzanımı da doğudan batıya doğru doğrusallık kazanır. Ören-Yukarıkızılca arasında fay Pleyistosen yaşlı alüvyon yelpazeleri ile taban bloktaki metamorfik kayaları ayırır. Bu kesimde fay düzleminin ortalama eğimi 20 - 25° 'dir. Fay düzlemine yaslanmış Kuvaterner yelpazelerinde güney yönde 10 - 15° 'lik yüzey eğimlenmeleri gelişmiştir. Yukarıkızılca batısında sıyrılmaya fayı güneydeki Mahmutdağı yükselimini oluşturan Miyosen kayaları ile Kuvaterner çökelleri arasında dokunak oluşturur. Kemalpaşa-Torbalı karayolunun geçtiği en batı ucunda ise Miyosen kayaları içerisinde izlenir. Bu karayolunu kestiği bölümünde fayın düzlem eğimi 25 - 32° arasında değerler sunar ve düzlemindeki 10 - 15° 'lik yan yatımlı çizikler sağ yönlü oblik bileşeni gösterir.

Proje alanında Gediz grabeni sıyrılmaya fayı Pliyokuvaterner çökellerini keser ve güncel morfolojiyi denetler. Kemalpaşa fayı ile birlikte grabenin batısındaki iki ana aktif faydan birini oluşturur. Sıyrılmaya fayı batı ucunda Dağkızılca transfer fayına bağlanır. Bu sıyrılmaya fayı Gediz grabeninin ana yapısı olup grabendeki güncel açılma bunun üzerinde gerçekleşmektedir. Dolayısıyla bölgenin en önemli sismojenik unsurunu oluşturur.



Şekil 23. Çatalköprü doğusunda Gediz Grabeni ana sıyrılmaya fay düzleminin genel görünümü. Fay düzlemi yaklaşık 12° 'dir (bakış doğuya).



Şekil 24. Ören güneyinde Gediz Grabeni Ana sıyrılma fayının morfolojisinden genel bir görünüm (bakış güneybatıya).

4.10.2. Dağkızılca Fayı

Kemalpaşa ilçesi güneyi ile Torbalı arasında uzanır (Ek 1). Gediz grabeni sistemine bağlı sağ yönlü doğrultu atımlı bir transfer fayıdır. $K70^{\circ}D$ genel doğrultulu ve toplam 27 km uzunluğundadır. Kabaca biri birine paralel üç parçadan oluşur. En batıda Karaağaç-Menderes (Cumaovası) arasındaki bölümü Neojen ve Kuvaterner yaşlı birimler arasında morfolojik çizgisellik şeklinde izlenir. Kurudere-Ayrancılar arasında kalan 20 km uzunluğundaki bölümü diri fay olarak haritalanmıştır (Ek 1). Fayın bu bölümü iki parçadan oluşur. Kurudere-Kırıklar köyleri arasında 13 km uzunluğundaki parça $K65D$ doğrultusundadır. Bu fay doğu ucunda 35° 'lik bir büküm yaparak Gediz grabeni sıyrılma fayına birleşir. Bükümüm hemen batısında Miyosen kaya birimleri içerisinde fay boyunca geniş bir ezik zon gelişmiştir. Doğrultu atımlı makaslama yapılarının izlendiği bu bölümde çakıltaşlarındaki yüksek açılı fay düzlemlerindeki çizik ve ondülasyonlar yatay yönde olup fayın sağ yönlü doğrultu atımını gösterir. Faya paralel vadilerde erozyon süreçlerinin etkin oluşu nedeniyle fayın Holosen aktivitesine ilişkin bulgulara sınırlıdır. Vişneli ve Kırıklar köyleri arasında ise fay Miyosen çökelleri ile Nif dağı yükselimini meydana getiren temel kayalar arasında dokunak oluşturur. Bu kesimi boyunca fay sarplıkları belirgindir. Vişneli-Ayrancı arasındaki fay parçası 13 km

uzunluğundadır. Miyosen ve temel kayalarda çizgisellik oluşturur. Fay boyunca uzamış sırtlar ve doğrultu atımı gösterir drenaj örgülenmesi belirgindir.

Dağkızılca fayı Gediz graben sistemi batısında Seferihisar ve Tuzla fayları gibi Ege açılma tektonik rejimi içerisindeki transfer yapılarından biridir. Bulgular fayın aktif olduğuna işaret etmektedir. 31 Mart 1928 Torbalı depreminin (M:6.5) hasar dağılımı bu fayın batı yarısında yoğunlaşmaktadır. Şekil 33'te sunulan haritadaki eş hasar eğrilerinin uzanımı Dağkızılca fayının genel doğrultusuyla tam bir uyumluluk göstermez. Hasar dağılımı, Torbalı yöresindeki Kuvaterner birimlerinin harita dağılımına uygun bir geometri sunar. Bölgedeki Kuvaterner çökelleri akarsu ve bataklık ortamında depolanmış gevşek Holosen çökellerinden oluşur (Bozbay ve diğerleri, 1986). Deprem esnasında sıvılaşmaya bağlı zemin yenilmelerinin geliştiği rapor edilmiştir (Eyidoğan ve diğerleri, 1991). Bu alüvyon düzlüklerinde yeraltısuyu seviyesi yüksektir. Dolayısıyla 1928 depreminin Dağkızılca fayından kaynaklandığı ancak hasar dağılımında yerel zemin koşullarının belirleyici olduğu sonucuna varılmıştır.

4.10.3. Kemalpaşa Fayı

Gediz grabeninin batısında Bağyurdu ile Ulucak arasında uzanan diri fay Kemalpaşa fayı olarak adlanmıştır (Emre ve Barka, 2000). Toplam 24 km uzunluğunda olup uçlarında kuzeye içbükey olan fayın genel doğrultusu K75D'dur. Kemalpaşa fayı doğu ucunda Gediz grabeni sıyrılmaya fayından ayrılan bir normal fay şeklinde başlar (Ek 1). Fay boyunca güneydeki sıyrılmaya fayı önünde gelişmiş graben dolgusu kesilir. Orta ve doğu kesiminde Pliyo-Kuvaterner graben çökelleri ile Holosen alüvyon yelpazelerini ayırır. Kemalpaşa batısında ise Nif dağıının temel kayaları ile Holosen yelpazeleri arasında morfolojik uyumsuzluk oluşturur. En doğu ucuna rastlayan Ören yöresinde, birleştiği sıyrılmaya fayının düzlem eğimi ortalama 12-15°'dir. Arazide gözlenememiş olmasına rağmen morfolojisi ve çizgisel gidişi bu sıyrılmaya fayının tavan bloğunda sentetik bir yapı konumundaki Kemalpaşa fayının daha yüksek açılı olduğunu gösterir. Fay boyunca Holosen yelpazeleri kesilmiş ve tepe kesimleri güney blokta askıda kalmıştır. Taban blokta bu yelpazeleri oluşturan akarsu yataklarında tektonik kökenli taraçalar gelişmiştir. Armutlu-Kemalpaşa arasındaki çok taze fay sarplıkları tarihsel dönemlerde gelişmiş depremlerle ilgili mikro-morfolojik yapılar olarak tanınır. Batı ucunda fay Kemalpaşa kent yerleşmesini KB-GD yönünde boydan boya kateder. Fay Ulucak yöresindeki iki küçük fay parçası ile sonlanır.

4.10.4. Manisa Fayı

Manisa Fayı Gediz grabeninin kuzeybatı kolunda yer alan normal bir faydır. Turgutlu ile Manisa batısındaki Muradiye arasında yaklaşık 40 km uzunluğundadır (Ek 1). K65B genel gidişli olup geniş bükümlerden oluşan kavisli bir uzanım sunar. Turgutlu-Manisa arasında fay K45 genel doğrultusunda uzanan tek bir çizgisellikten oluşturur. D-B doğrultusunu kazandığı Manisa batısında ise bir seri normal faydan oluşan zonal yapı kazanır. Manisa fayı Gediz grabeninin orta kesiminde graben tabanındaki Holosen dolguları ile güneydeki Pliyo-Kuvaterner çökelleri arasında yer alan Turgutlu fayının batı devamını oluşturur. Turgutlu fayı, batı ucunda D-B genel doğrultusundan saparak Manisa fayının doğrultusuna döner. Kemalpaşa çayı bölümünde 45°'lik bir büküm bu iki fayı ayıran geometrik sınır kabul edilmiştir. Kuzeybatıya doğru sağ yönlü bu bükümün iki fay arasındaki bir aktarım rampasına (relay ramp; Peacock ve diğerleri, 2000) karşılık gelmesi muhtemeldir.

Manisa fayı keskin bir bükümle birbirinden ayrılabilen doğu ve batı olmak üzere iki segmentten oluşur. Doğu segmenti Kemalpaşa çayı ile Manisa kenti arasında uzanır. Bu segment 15 km uzunluğunda ve K45B doğrultuludur. Segment doğu ucuna rastlayan Çobanisa-Kemalpaşa çayı arasında Pliyo-Kuvaterner-Holosen çökelleri arasında genel morfolojide sarplıklarla tanınır (Şekil 25). Çobanisa yöresinde taban (batı) bloktaki Pliyo-Kuvaterner yelpazelerinin tabakalarında batıya doğru 5-10°'lik eğimlenmeler izlenmiştir. Çobanisa'dan kuzeye doğru önce Miyosen çökellerini keser ve daha sonra ise Spil dağı kütesini meydana getiren Mesozoyik kireçtaşları ile Holosen çökelleri arasında dokunak oluşturur. Burada fay düzlemine yaslanan yamaç molozlarında açılmış yarmalarda taze fay düzlemleri yüzelemiştir (Şekil 26). Fay zonunda kireçtaşları içinde çok sayıda fay izlenmiştir. Ancak, ana fay düzlemi yamaç molozu-kireçtaşı dokunağında yer almaktadır. Bu yarmalar boyunca ana fay düzlemi K45B gidişli olup düzlem eğimi 55-60°KD'yadır. Düzlem üzerinde oluk ve çizikler pür normal faylanmayı gösterir. Ana düzlem üzerinde yamaç molozlarında breşik bir zon gelişmiştir. Bu yarmalardan kuzeybatıya doğru gidildiğinde fay bir büküm yaparak K60B doğrultusuna döner. Tarım işletmeleri tesisleri ile Manisa arasında ana fay düzlemi kireçtaşları ile Holosen yelpazeleri arasında çok dik kireçtaşı şevleri şeklinde izlenir. Düzleme yaslanan yamaç molozları ve tavan bloktaki kireçtaşlarında çok sayıda fay gelişmiştir. Açılan yarmalarda ana fay düzleminin ortalama eğimi 45-50° ölçülmüştür. Kavisli gidişli ana faydan tavan ve taban blok yönünde çok sayıda ikincil fay ayrılır. İkincil fayların bazılarında sağ ve sol yönlü oblik bileşeni gösteren yan yatımlar izlenmiştir. Fay düzlemine



Şekil 25. Manisa fayının doğu segmenti üzerinde, Holosen çökellerinde izlenen fay sarplığı (bakış güneydoğuya).



Şekil 26. Çobanisa kuzeyinde Manisa fayının Mesozoyik karbonatları ile yelpaze çökelleri arasında yüzeyleyen fay düzlemi.

yaslanan Holosen yelpaze ve yamaç molozları fay tarafından kesilir. Fay tarafından kesilen bazı büyük yelpazelerin tepe kısımları tavan blokta askıda kalmıştır. Yelpazelerin yüzeyinde birkaç metrelik topografik farklılıkları olan taze fay sarplıkları belirgindir. Bunların faydaki tarihsel depremlerde geliştiği sanılmaktadır. Tavan bloğunda Spil dağından beslenen dereler faya dik kanyon vadilere gömülmüşlerdir. Yine bazı akarsular boyunca fayın Holosen aktivitesini yansıtan tektonik kökenli taraçalar yaygındır. Fay boyunca açılmış olan yarmalarda taze fay düzlemleri açığa çıkmıştır. Düzlemlerdeki oluk ve çizikler düşeydir. Yarmaların üst seviyesindeki kireçtaşlarında karstik erime süreçleriyle fay düzlemi aşındırılmıştır. Ancak bu aşınmış kireçtaşlarında fay dikliğinin mikromorfolojisi basamaklı bir yapı sunar. Bu basamaklar olasılıkla fayın tavan bloğunda yükselmeyi gösteren paleosismolojik kayıtlardır. Söz konusu fay dikliği üzerinde farklı yükseltilerde dizilmiş mağara ağızları da Kuvaterner’de tavan bloktaki tektonik yükselmeye işaret eden verilerdendir.

Manisa fayının batı segmenti kentin doğusu ile batıda Gediz nehri arasında yaklaşık 20 km uzunluğundadır. Bu segment 3 km genişliğe ulaşan bir zon içerisinde birbirine paralel fay parçalarından oluşur. Doğu kesimindeki faylar D-B genel doğrultusunda kuzeye bakan geniş yay geometrisi sunar. Batı bölümdeki fayların genel doğrultuları ise K55B’dir. Segmentin en batısını oluşturan parça ise K-G doğrultusunu kazanır.

Manisa kenti yöresinde Spildağı eteğinde çok sayıda fay olmasına karşın bunlardan ikisi Ek 1’deki haritada gösterilmiştir. Güneydeki fay temel kayaların oluşturduğu topografik yükselimleri kateder. Sık orman örtüsü nedeniyle bu fay yeri yaklaşık haritalanmıştır. Fayın düzlem eğimi ortalama 50° ’dir. Manisa kent yerleşmesinin Spil dağı eteğine rastlayan kesimlerini boydan boya kateden kuzeydeki fay ise genelde temel kayalar ile Holosen çökelleri arasında izlenir. Batı ucunda Miyosen birimlerini keser. Hava fotoğraflarında güncel alüvyon yelpazelerinin fay tarafından kesilmiş olduğu kesimlerde fay sarplıkları belirgin olarak seçilebilmektedir. Ancak, saha çalışmaları esnasında yoğun kent yerleşmesi nedeniyle faya ilişkin bulgular toplanamamıştır.

Segmentin Keçili-Akgedik köyleri arasında kalan batı kesimi KB-GD genel doğrultusunda uzanır. Yaklaşık 2 km genişliğinde zonal bir yapı sunan bu bölgede faylardan en güneyde yer alan ana fay niteliğindedir. Kayapınar-Akgedik arasında uzanan ana fay kavisli bir gidişe sahiptir. Ana fay boyunca Kayapınar bölümünde 78° , Emlakdere’de 55° Gürle’de ise 42° düzlem eğimleri ölçülmüştür. Bu ölçümlerde düzlem üzerindeki çiziklerde izlenen $20-70^{\circ}$ arasındaki yan yatımlar Manisa fayının bu kesiminde sağ yönlü doğrultu atımlı

bileşen oblik bir nitelik kazandığını gösterir (Şekil 27). Bazı kesimlerinde sağ yönlü atım daha baskındır. Ana fay kuzeyinde KB-GD ikincil faylar çizgisel gidişli olup kısa boyludur. Bunun kuzeyinde yer alan diğer faylar ise doğrusal gidişli olup 47-58° arasında değişen düzlem eğimleri ölçülmüştür. Bu faylar Mesozoyik kireçtaşları ile Miyosen ve Holosen çökelleri arasında izlenir. Bunlardan Kayapınar-Emlakdere arasında uzanan fayın kuzeyinde gelişmiş alüvyon yelpazesinde taban blok yönündeki yüzey tiltlenmesi çok belirgindir (Şekil 28). Bu fay boyunca açılmış taş ocaklarında fay düzlemi yüzeyleşmiş ve yelpazeleri oluşturan yamaç molozlarında Holosen deformasyonlarının izleri net olarak izlenebilmiştir (Şekil 29). Emlakdere-Akgedik arasında biri birine paralel uzanan faylar ise yelpaze çökelleri ve Gediz Nehrinin taşkın ovası düzlüğündeki taze fay sarplıkları ile mikromorfolojide çok belirgindir (Şekil 30). Bu taze fay sarplıkları tarihsel dönemlerde fayın bu bölümünde yüzey faylanmasıyla sonuçlanmış büyük depremlerin meydana geldiğini belgeler.

Gediz ovasının sonlandığı Muradiye yöresinde KD-GB uzanımında doğrultu atımlı faylar haritalanmıştır (Ek 1). Bu faylar sol yönlü doğrultu atımlıdır. Bağyolu ile Gediz nehri arasındaki bu fay zonu toplam 8 km uzunluğundadır. Manisa fayının batı segmenti Akgedik yöresinde K-G doğrultusuna dönerek sonlanır ve adı geçen doğrultu atımlı fay zonuna çok yaklaşır. Bu doğrultu atımlı fay zonu tarafımızca Manisa fayıyla bağlantılı bir transfer yapısı olarak değerlendirilmiştir.

Yukarıda açıklanan bilgiler Manisa fayının diri bir tektonik yapı olduğunu ve Holosen'de fay boyunca düşey doğrultuda önemli ölçüde yerdeğiştirmeler gerçekleşmiş olduğunu açıklar. Tarihsel ve aletsel dönem kayıtlarına göre Manisa kenti ve yakın çevresi ağır hasarlara yol açan çok sayıda büyük depremden etkilenmiştir. Bu depremlerden hangisinin Manisa fayından kaynaklandığı, fay üzerinde depremlerin oluş sıklığı ve fay üzerinde meydana gelmiş en son büyük depremin hangi tarihte gerçekleştiği konusunda bilgi yoktur. Bu bilgiler detay paleosismoloji çalışmalarıyla elde edilebilecektir. Manisa kent yerleşmesi fay tarafından boydan boya katedilmektedir. Fayın batı kesimi ise sanayi yatırımlarının yoğun olduğu bölgelerdir. Bulgular fay üzerinde meydana gelebilecek depremlerde önemli ölçüde yüzey deformasyonlarının gelişeceğini göstermektedir. Bu nedenle Manisa fayı öncelikli olarak paleosismoloji çalışmalarının gerçekleştirilmesi zorunlu faylardan biridir.



Şekil 27. Gürle yakın dolayında Manisa fayına ait fay düzleminde sağ yönlü doğrultu atım bileşenli oblik bir nitelik izlenmektedir.



Şekil 28. Manisa fayının Kayapınar-Emlakdere arasında Kuvaterner alüvyon yelpazelerini kestiği bölümlerde fay düzleminde sağ yönlü doğrultu atımı gösteren çizik ve oluklar.



Şekil 29. Emlakdere kuzeyinde Manisa fayında açılmış bir taş ocağında yamaç molozları ile kireçtaşları arasındaki fay düzlemi. Fayın tavan bloğundaki Holosen yamaç molozlarındaki belirgin tıltlenme (bakış doğuya).



Şekil 30. Emlakdere-Akgedik arasında Gediz Nehrinin taşkın ovası düzlüğünde Manisa fayında tarihsel dönemde gelişmiş depremlerin oluşturduğu taze fay sarplıkları.

5. DEPREMSELLİK

Deprem tehlike değerlendirmelerinde kaynak fayların yapısal özellikleri ve nitelikleri ile bunlardan kaynaklanan depremlerin sismolojik özellikleri iki temel veri grubunu oluşturur. Sismolojik veriler aktif fayların fayların tanımlamasında da kullanılan temel bilgilerdir. Önceki bölümlerde İzmir yakın çevresindeki deprem kaynaklarının coğrafik dağılımı, yapısal özellikleri, nitelikleri ve aktivitelerine ilişkin toplanan jeolojik ve jeomorfolojik bilgiler sunulmuştur. Aşağıda ise bölgedeki son ikibin yıl içerisinde meydana gelmiş tarihsel ve aletsel dönem depremleri hakkında özet bilgiler verilmektedir.

5.1. Tarihsel Dönem Depremleri (1899 ve öncesi)

İzmir ve yakın çevresi, Doğu Akdeniz’de tarihsel çağlarda pek çok uygarlığın hüküm sürdüğü bir bölge olması nedeniyle tarihsel dönem deprem kayıtlarının en fazla olduğu bölgelerimizden biridir. Kayıtlar, İzmir kent merkezi ve yakın çevresindeki çoğu yerleşmenin tarihsel dönemde çok sayıda depremden etkilendiğini ortaya koyar (Şekil 31). Son ikibin yılda kent ve yakın çevresinde yıkıcı hasar yapan büyük depremler Tablo 1’de sunulmuştur. Kayıtlar, İzmir kentinin çoğu depremden etkilenmiş olmasına rağmen özellikle bazı depremlerde çok büyük hasarların meydana geldiğini göstermektedir.

Tablo 1. İzmir ve yakın çevresinde tarihsel dönemde hasara yol açmış büyük depremler (İDSDMP'den düzenlenmiştir).

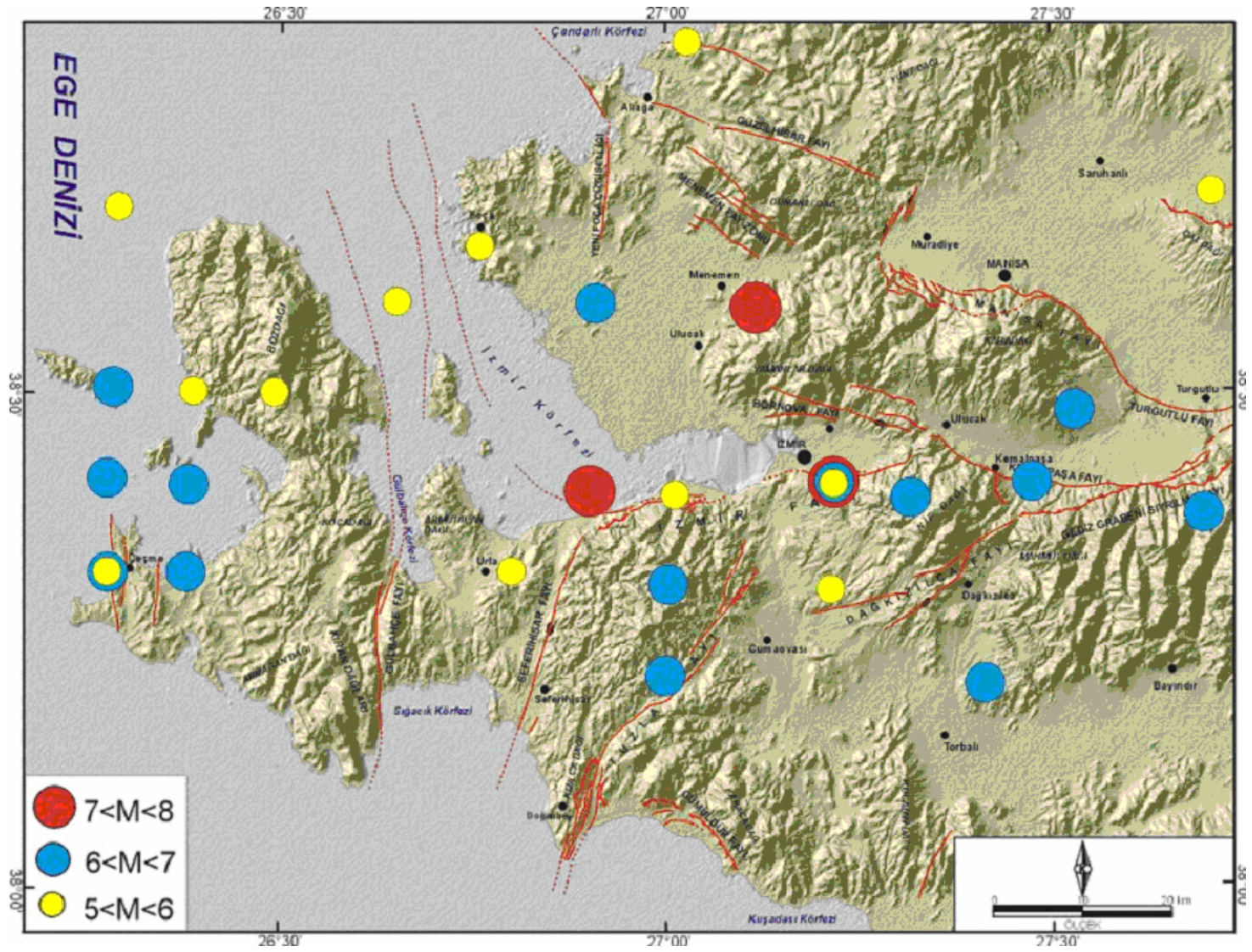
Tarih	Saat (UT)	Enlem (K)	Boylam (D)	Şiddet (I _o)	Büyüklik (M)	Açıklama
17	Gece	38.40	27.50	X	7.0	İzmir, Efes, Aydın, Manisa, Alaşehir ve Sart şehirlerinde, Gediz ve Büyük Menderes nehirlerinin vadilerinde tahribat yapmıştır. Ege bölgesindeki büyük felaketlerden biri olduğu söylenir. Batı Anadolu'da Efes'le birlikte 13 önemli İyon şehri tamamen yıkılmıştır.
105		38.90	27.00	VIII	6.4	Eusebios'a göre, Aliağa, Myrina (Limni Adası), Çandarlı (Pitane) ve Nemrut Limanı (Cyme) bir depremle harap olmuştur.
176 ve 177		38.60	26.65	VII	5.8	Milet, Sakız Adası ve Sisam adalarında deprem olmuştur. Bu depremde tamamen hasar gören İzmir Marcus Aurelius emri ile yeniden inşa edilmiştir.
178		38.30	27.10	VIII	6.5	İzmir şehri harap olmuş, pek çok yangın çıkmış, zeminde çatlaklar açılmış ve küçük iç liman kapanmıştır. Şehir tekrar inşası için 10 yıl süreyle vergilerden muaf tutulmuştur.
688		38.41	27.20	IX	6.5	İzmir'de şiddetli ve tahripkar bir deprem, 20.000 ölüden bahsedilmektedir.
1039		38.40	27.30	VIII	6.8	Cedrenos depremin çok felaket olduğunu bildirmiştir. Birçok bölge ve şehir bu deprem dolayısıyla hasar görmüştür. İzmir dehşetli bir manzaraya bürünmüştür, çünkü en güzel binalar çökmüş ve birçok insan ölmüştür.
20 Mart 1389		38.40	26.30	VIII	6.7	Palermo ve Vatikan'daki kütüphanelerde bulunan iki yazma eserde Castro'nun büyük bölümünün 20 Mart 1389 depreminde harap olduğu ve bu depremin birçok binayı çatlatıp kırdığı belirtilir. Bu depremden oluşan denizdeki dalga ticaret merkezinin ortasına kadar gelmiş ve insanları orayı terk etmeye zorlamıştır. İzmir, Foça (Phocaea) kulesi ve Ikaria Adası da (Sisam Nomos'u) harap olmuştur.

Tablo 1. (Devam)

20 Mayıs 1654		38.50	27.10	VIII	6.4	Deprem İzmir'de, birçok kule ve caminin yıkılmasına ve birçok evin çökmesine, birçok da can kaybına neden olmuştur. Birçok kent sakini evlerini bırakıp açıkta kamp yaptılar; birçok Avrupalı tüccar da gemilerine kaçak aldılar. 25 Haziran'a kadar her gün art sarsıntılar hissedildiler.
2 Haziran 1664		38.41	27.20	VII	5.8	Genel panik yaratan ve birkaç evi yıkan bir deprem.
1668		38.41	27.20	IX		İzmir'de tahribat yapmış, yangınlar çıkmıştır. Toprakta çatlaklar açılmıştır. 2000 kişinin öldüğünden bahsedilir.
14 Şubat 1680		38.40	27.20	VII	6.2	İzmir'e 10 mil uzaklıktaki 3 kasaba yerle bir olmuştur. İzmir'den 1.5 saat uzaklıktaki bir dağ Carbon köyünün üzerine çökmüştür (heyelan).
10 Temmuz 1688		38.40	26.90	X	6.8	İzmir'de büyük tahribat olmuştur. Kıyıda kaymalar olmuştur. Bunun neticesinde, 30 m genişliğinde bir kanal açılmıştır. 15.-20.000 kişinin öldüğünden bahsedilir. Deprem büyük bir alanda hissedilmiştir ve Tsunami oluşmuştur.
13 Ocak 1690		38.60	27.40	VII	6.4	Bu deprem İzmir ve ona yakın alanlarda hasara yol açmıştır. Sahil boyunca hasara neden olmuştur ancak içerlere doğru etkisi daha ciddiydi.
Eylül (Ekim) 1723		38.40	27.00	VIII	6.4	İzmir'e gelen bir misafire göre, depremden iki ay sonra sarsıntı 60 evi yerle bir edip insanları öldürdü.
4 Nisan 1739	04:30	38.50	26.90	IX	6.8	Eski ve Yeni Foça'da da hasar büyüktür. 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 fıskırmıştır. Deltanın Gediz (Ağria) Nehri'nin ağzındaki kısmı depremde çökmüş ve depremden sonra sular altında kalmıştır. Chios'ta (Sakız) birçok ev harap olmuş; bir kısım insan ölmüştür.
24 Kasım 1772		38.80	26.70	VIII	6.4	Deprem ve deprem etkisiyle oluşan dalgalar Foça kalesinin 5 kapısını ve camisini tamamen yıktı. Lesbos'ta (Midilli) birkaç ev yıkıldı. Sakız Adası adasında deprem hissedildi, ama bir hasar meydana getirmedi.

Tablo 1. (Devam)

3-5 Temmuz 1778	02:30	38.40	26.80	IX	6.4	15 saniye sürmüş ve hemen hemen İzmir'i tamamıyla harap etmiştir. Bazı yerlerde zemin açılmıştır. İki kaptan İzmir'e 18 mil uzaklıktaki Urla'da toprağın yarılıp açıldığını rapor etmişlerdir. Efes'in yakınlarında adı verilmeyen bir dağdan zemin çatlakları rapor edilmiştir. Hasar Seydiköy ve daha batıya doğru yayılmıştır. Toplamda bu depremlerdeki can kaybı 200 kişiden fazladır. 16 Haziran'da İzmir'de hasara yolaçan ön sarsıntıdan sonra en büyüğüdür. Art sarsıntılar ilave zararlar vererek aylarca sürmüştür. Birçoğu İzmir'in güneybatısında daha kuvvetli hissedilmiştir.
13 Ekim 1850	09:23	38.40	27.20	VIII		Batı Anadolu, İzmir, Manisa, Turgutlu, Bayındır, Ödemiş ve Tire'de çok şiddetli bir şekilde hissedilmiştir. Kemalpaşa'da yarıklar açılmıştır. Bölgede çeşitli hasarlar olmuştur.
3 Kasım 1862	03:00	38.50	27.90	X	6.9	Deprem Turgutlu Kasabası'ndaki tüm evleri yerle bir etmiş; 280 kişinin ölümüne sebep olmuştur. Çevredeki diğer altı kasabada daha az zarar olmuştur. Afyon Karahisar'da, Isparta bölgesinde ve maksimum 300km uzaklığa kadar hissedilmiştir. 13 Kasım'da meydana gelen art sarsıntıda Afyon Karahisar'daki evlerde çatlaklar oluşmuş; İzmir, Aydın, Nazilli, Denizli ve Sakız Adası ve Midilli adalarında hissedilmiştir.
1 Şubat 1873	01:00	37.75	27.00	IX		Sisam adası, İzmir, Aydın.
29 Temmuz 1880	04:40	38.60	27.10	IX	6.7	İzmir ve Gediz çukurluklarında, Menemen, Bornova, Karşıyaka'da fazla miktarda hasar yapmıştır. İzmir-Turgutlu demiryolu yarıklarla kesilmiştir. Depremi merkezi Menemen civarındadır.
15 Ekim 1883	15:30	38.30	26.20	IX	6.8	Çeşme yarımadasının batı kısmında bulunan bütün köylerde geniş hasarlar olmuştur. İzmir'de hafif hasarlar yapmıştır. 15.000 kişinin öldüğü söylenir.
1 Kasım 1883	38.30	26.30		VIII		İzmir Körfezi ve Çeşme Yarımadasında şiddetli bir deprem olmuş; toprakta yarıklar açılmıştır.



Şekil 31. İzmir ve yakın çevresindeki tarihsel dönem depremlerinin diri fay haritası üzerindeki dağılımı. Deprem lokasyonları ve büyüklükleri İDSDMP'dan alınmıştır).

5.2. Aletsel Dönem Depremleri (1900-Günümüz)

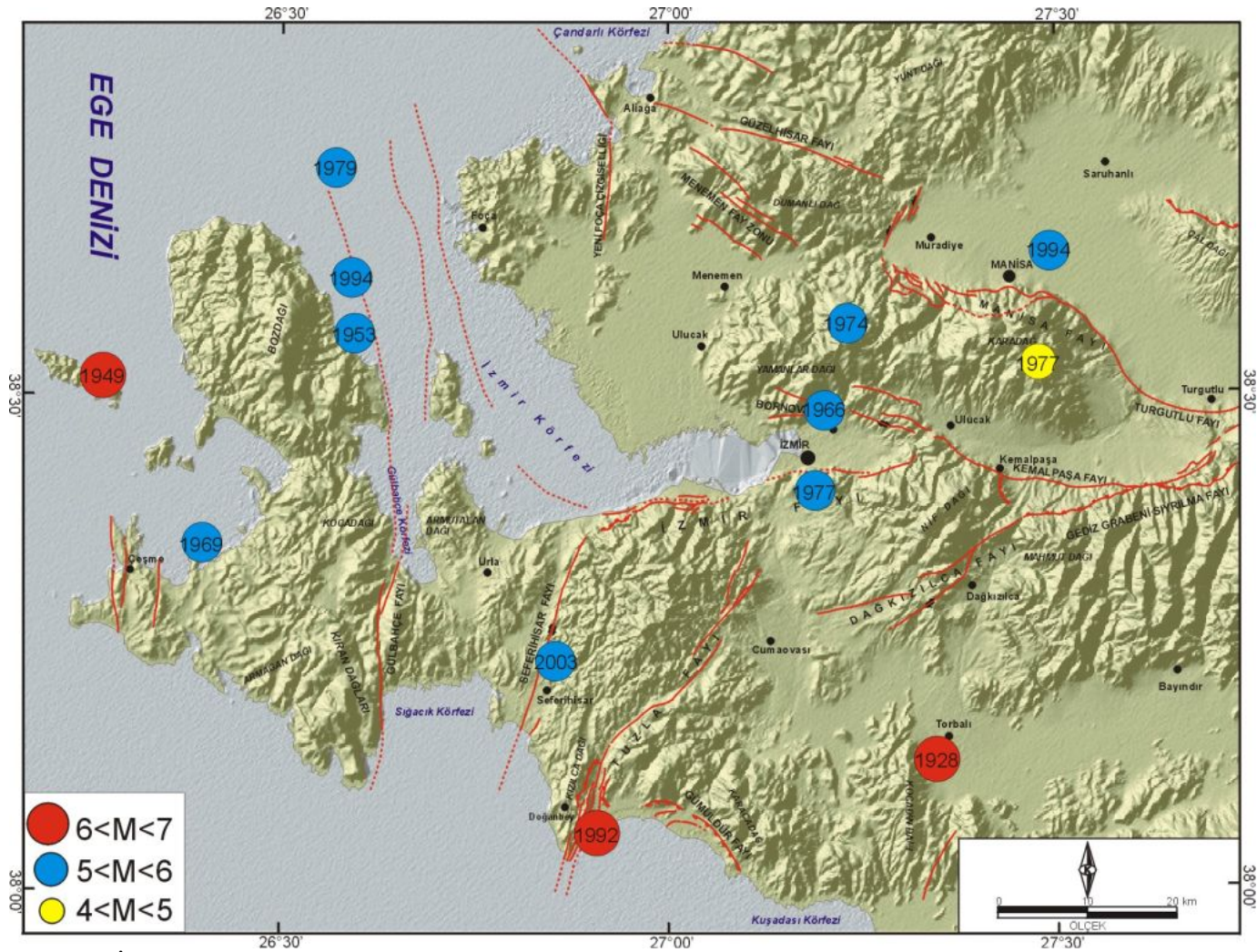
1900'lü yılların başından itibaren "Aletsel Dönem" olarak adlandırılan ve günümüze kadarki dönemi içeren zaman dilimi içerisinde İzmir ve yakın çevresini etkileyen çok sayıda deprem meydana gelmiştir. İzmir kenti merkez olmak üzere yaklaşık 50 km yarıçaplı bir daire içerisinde kalan alanda son yüzyılda meydana gelen 13 depremin magnitüdü 4'ten büyüktür. (Tablo 2, Şekil 32). Bu depremlerin bazıları bölgede can kaybı ve maddi hasarlara neden olmuştur. Son yüzyılda meydana gelen depremler içerisinde en büyük deprem 31 Mart 1928 tarihli Torbalı depremidir (M: 6.5). Bu deprem çok geniş bir alanda etki yapmış (Şekil 33), 2000'den fazla ev yıkılmış yada hasar görmüştür. İzmir güneyinde meydana gelmiş 6 Kasım 1992 depreminin büyüklüğü ise Mw: 6.0'dır. 2003 yılında meydana gelmiş Urla depremi (Mw:5.7) ise Seferihisar'da az hasara yol açmıştır. Bölgede meydana gelmiş diğer bazı depremlere ilişkin makrosismik haritalar Şekil 34, 35, 36 ve 37'de sunulmuştur. Bu haritalardan da anlaşılacağı gibi İzmir kent yerleşmesi orta büyüklükte de olsa çevresinde farklı alanlarda oluşan bu depremlerden etkilenen bir coğrafik konumdadır.

Tablo 2. İzmir ve yakın çevresinde son yüzyılda gelişmiş büyük ($M>5$) depremler (Türkelli ve diğerleri, 1990'dan düzenlenmiştir).

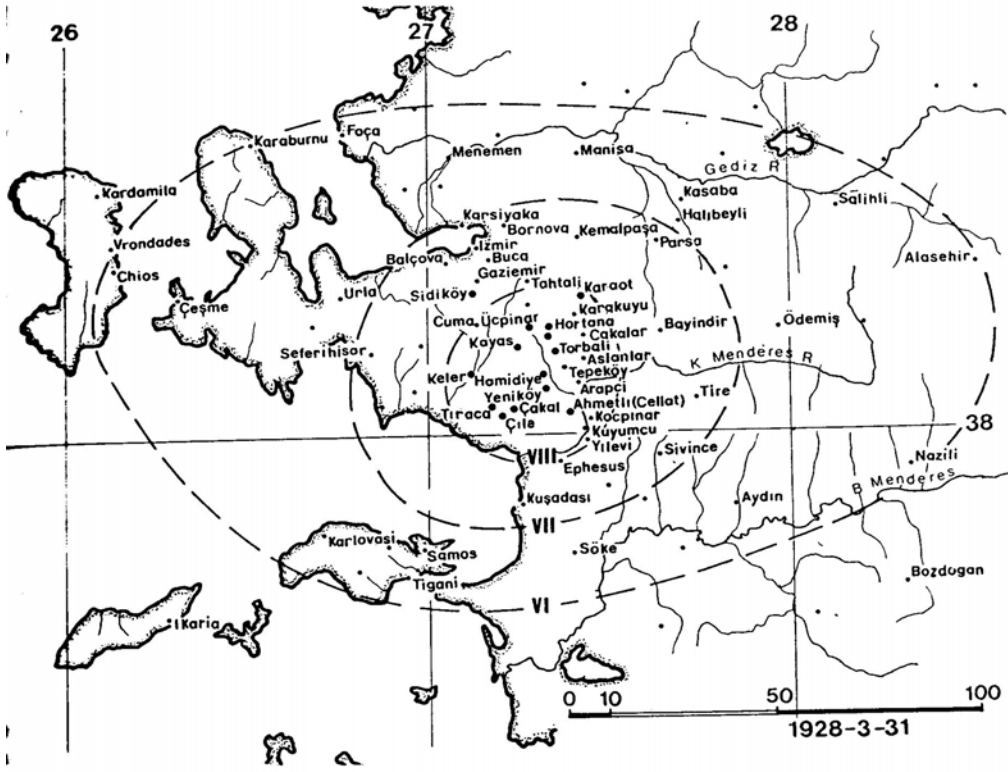
Tarih	Saat (UT)	Enlem (K)	Boylam (D)	Derinlik (km)	Büyüklik (M)	Şiddet (I_0)	Açıklama
19 Ocak 1909 Foça Depremi	04:57	38.00	26.50	60	6.0	IX	Depremin merkezi Güzelhisar, Menemen ve Foça arasındadır. 700 ev yıkılmış, 1000 ev hasar görmüş, 8 kişi ölmüştür
31 Mart 1928 Torbalı Depremi	00:29	38.18	27.80	10	6.5	VIII	Depremin merkezi Torbalı'da Küçük Menderes ile İzmir K-G çukurluklarının birleştiği yerdedir. Depremde 2000 ev yıkılmıştır. Torbalı-Tepeköy yöresinde fazla hasara, İzmir, Manisa, Alaşehir, Uşak, Bayındır, Tire ve Ödemiş'te hafif hasara neden olmuştur. Deprem bütün Batı Anadolu'da hissedilmiştir.
22 Eylül 1939 Dikili Depremi	00:36	39.07	26.94	10	6.6	VIII IX	Depremin merkezi Dikili'ye çok yakın olup, Dikili ile Midilli arasındadır. 1000 ev yıkılmış, 41 kişi ölmüş, 68 kişi yaralanmıştır. Depremden sonra termal kaynaklar oluşmuştur. Dikili ile Bergama arasında yarıklar oluşmuştur. Deprem bütün Batı Anadolu'da hissedilmiştir.
23 Temmuz 1949 Karaburun Depremi	15:03	38.57	26.29	10	6.6	VIII VII X	Deprem sonucunda Karaburun-Çeşme yarımadasının doğusu, Mordoğan ile yarımada'nın kuzey burnu arasında, Denize giren çevresinde, Çeşme yarımadasında ve çevresindeki köylerde oldukça ağır hasar meydana gelmiştir. Çeşme ılıcasının suları çoğalmış, bazı akarsular da kesilmiştir. Sakız adasında da hasar olmuştur ve denizde çok şiddetli hareketler gözlenmiştir. 7 kişi ölmüş, 2200 ev yıkılmış veya hasara uğramıştır.
2 Mayıs 1953 Karaburun Depremi	05:41	38.48	26.57	40	5.0	VII VIII	Depremin merkezi Karaburun yarımadasının kuzeyi olup, Dikili, Urla, Menemen, Çeşme, Bergama ve Foça'da şiddetlice hissedilmiştir. Kötü zeminlerde hasara neden olmuştur. Yaklaşık 300 ev hasar görmüştür.
16 Temmuz 1955 Söke-Balat Depremi	07:07	37.65	27.26	40	6.8	VIII	Depremin merkezi Ege denizindedir. Deprem Ege adalarında, İzmir ve ilçelerinde, Kuşadası ve yakın yerleşim birimlerinde hissedilmiştir. İzmir'de birçok yapının duvarları çatlamış, bazı camilerin minareleri hasar görmüştür. Deprem sırasında büyük bir gürültü duyulmuş, Gediz ve Büyük Menderes nehirlerinde taşmalar meydana gelmiştir. Deprem sırasında 300 ev yıkılmış, 2 kişi ölmüştür.

Tablo 2. (Devam)

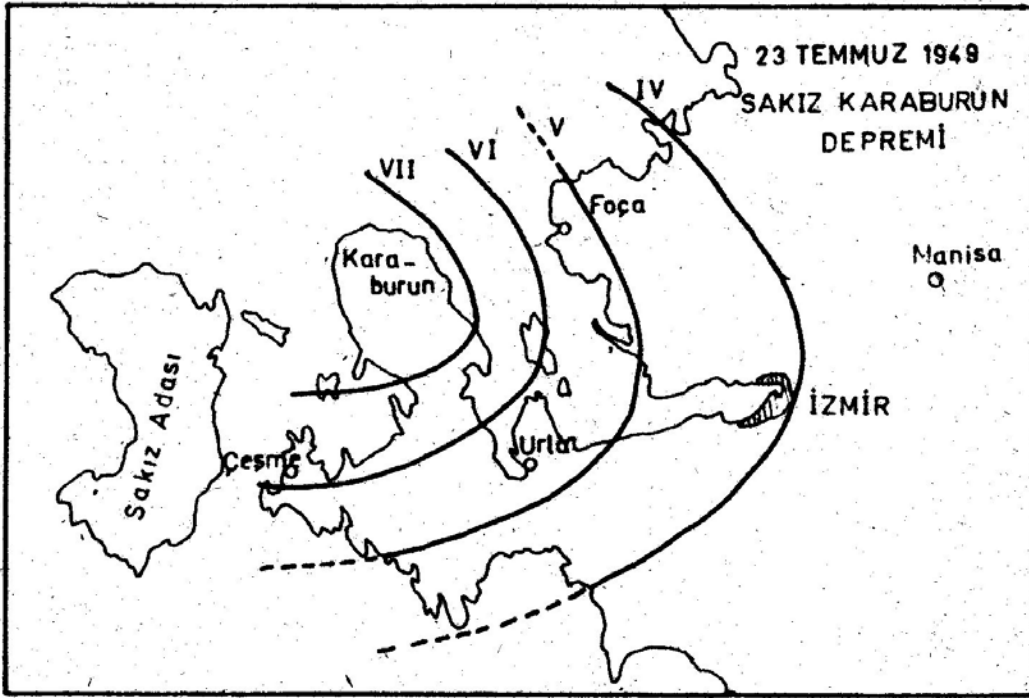
Tarih	Saat (UT)	Enlem (K)	Boylam (D)	Derinlik (km)	Büyükük (M)	Şiddet (I ₀)	Açıklama
19 Haziran 1966 Menemen Depremi	17:55	38.55	27.35	9	4.8	VI	İzmir ve çevresinde şiddetlice hissedilen bu depremde Menemen'de 100 kadar evin duvarları çatlamıştır.
6 Nisan 1969 Karaburun Depremi	03:49	38.47	26.41	16	5.9	VIII VII	Merkezi Karaburun açıkları olan bu deprem, Çeşme ve Sakız adasında 443 yapıda hasara neden olmuştur.
1 Şubat 1974 İzmir Depremi	00:01	38.55	27.22	24	5.3	VII	Depremin merkezi İzmir'den 15 km uzaklıkta olup birçok yapıda hasara neden olmuştur. İzmir'de 2 kişi ölmüş, 7 kişi yaralanmış, 47 evde ağır hasar görülmüştür. Şehir merkezi ve Karşıyaka'nın bir kısmında ve Alsancak'ta çeşitli hasarlar olmuştur.
16 Aralık 1977 İzmir Depremi	07:37	38.41	27.19	24	5.5	VIII	İzmir'de bu deprem ile bazı evler yıkılmış, 20 kişide yaralanmıştır. Özellikle Buca, Alsancak, Hatay, Karşıyaka, Bornova, Gültepe ve Tepecik semtlerinde bazı evler hasar görmüş, duvarlar çökmüş ve çatlaklar oluşmuştur.
14 Haziran 1979 Karaburun Depremi	11:44	38.79	26.57	15	5.7	VII	Depremin merkezi Ege denizindedir. İzmir ve çevresinde kuvvetlice hissedilen bu depremde, Alsancak semtinde bazı evlerde duvarlar derin biçimde çatlamıştır. Karaburun'da 2 ev çökmüş, bir kişi yaralanmıştır. Deprem Ege adalarında da hissedilmiştir.
6 Kasım 1992 Doğanbey Depremi	22:08	38.16	26.99	17	5.7	VII	Depremin merkezi Doğanbey civarında olup, 60 kadar yapıda ciddi hasara sebebiyet vermiştir. Deprem İzmir'de kuvvetli olarak hissedilmiştir.
28 Ocak 1994 Manisa Depremi	18:45	38.69	27.49	5	5.2	VII	Manisa ve civarında 60 kadar yapıda hasar vardır.
24 Mayıs 1994 Karaburun Depremi	05:05	38.66	26.54	17	5.0	VII	Karaburun ve civarında 10 kadar yapıda hasar vardır.
10 Nisan 2003 Urla Depremi	03:40	38.26	26.83	16	5.6	VII	Depremin merkezi Urla ile Seferihisar arasına düşmektedir. Urla ve Seferihisar'da baz evlerin duvarlarında çatlaklar oluşmuştur. Deprem İzmir'de şiddetli olarak hissedilmiştir.



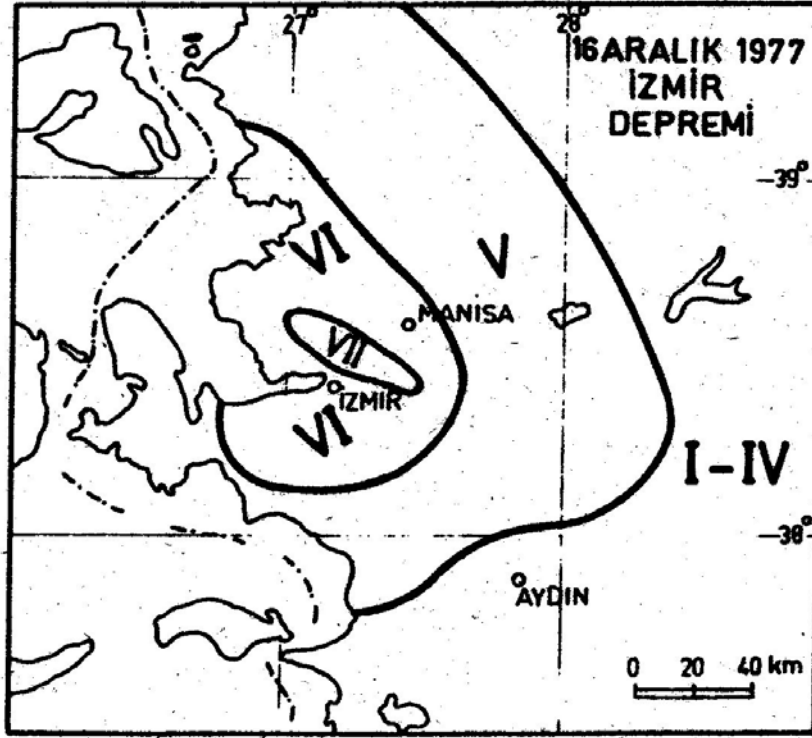
Şekil 32. İzmir yakın çevresinde son yüzyılda gelişmiş depremlerin ($M > 5$) diri fay haritası üzerindeki dış merkez dağılımları. Lokasyonlardan 1992 depremi Türkelli ve diğerleri (1995), 2003 depremi, USGS, diğer depremler ise İDSDMP'dan alınmıştır.



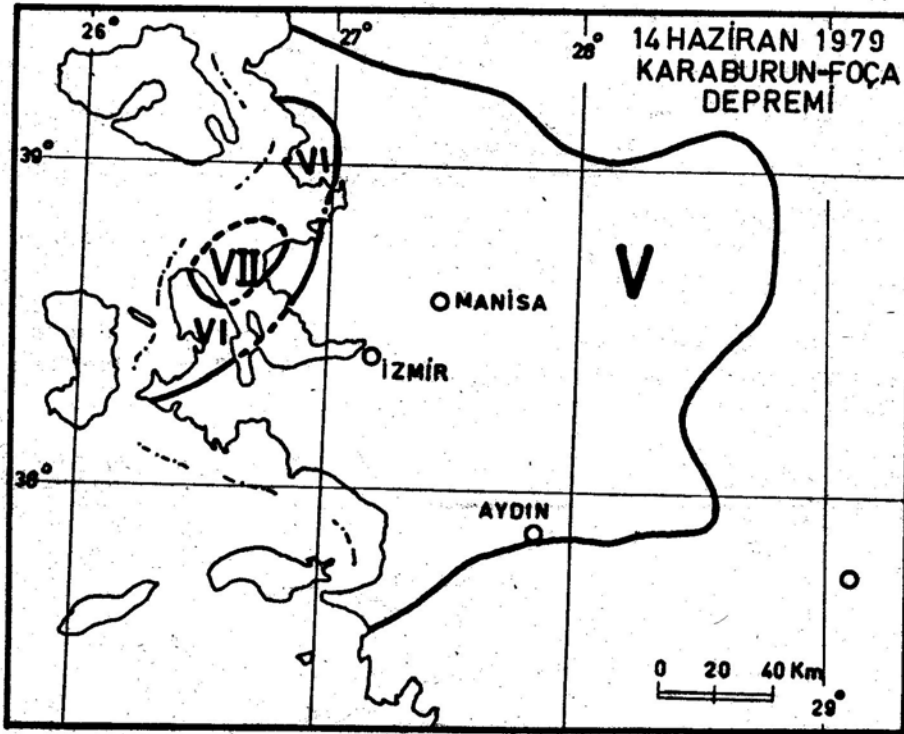
Şekil 33. 31 Mart 1928 Torbalı (İzmir) depremi eşsiddet haritası (Ambresys, 1988).



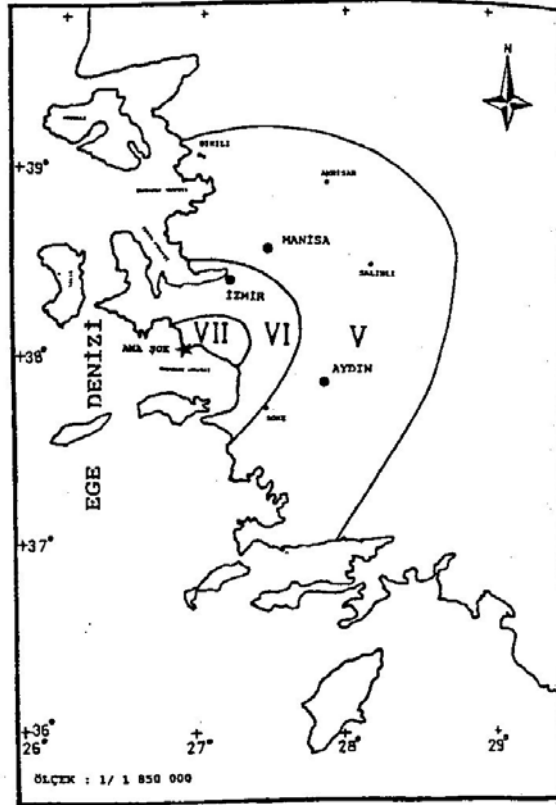
Şekil 34. 23 Temmuz 1949 Sakız-Karaburun depremi eşsiddet haritası (Erkman, 1949).



Şekil 35. 16 Aralık 1977 İzmir depremi eşşiddet haritası (Eyidoğan ve diğerleri, 1991).



Şekil 36. 14 Haziran 1979 Karaburun-Foça depremi eşşiddet haritası (Eyidoğan ve diğerleri, 1991).



Şekil 37. 6 Kasım 1992 Doğanbey (İzmir) depremi eşşiddet haritası. Romen rakamları MSK ölçeğinde şiddet değerlerini göstermektedir (Türkelli ve diğerleri, 1995).

6. BÖLGESEL KİNEMATİK VE DİRİ FAY - DEPREM İLİŞKİSİ

İzmir ve yakın çevresi Batı Anadolu açılmalı tektonik rejimi içerisinde gelişmiş en büyük yapılardan biri olan Gediz graben sisteminin batı ucunda yer alır. Araştırmalar, Batı Anadolu'daki grabenlerin Menderes masifi çekirdeğinin yükselmesi süreciyle birlikte gelişmeye başladığı konusunda hemfikir olmakla beraber gerek açılmanın nedenleri gerekse grabenlerin oluşum yaşı konusunda henüz bir fikir birliği yoktur (Seyitoğlu ve Scott; 1991; 1996; Koçyiğit ve diğerleri, 1999; Yılmaz ve diğerleri, 2000). Son yıllarda yapılan araştırmalarda, bir görüş açılmanın yaklaşık 45 milyon yıl öncesindeki ana metamorfizma fazı sonrasında masifin bir kor kompleks olarak yükselmesiyle başladığı ve bunu izleyen orojenik çökme sonucu grabenlerin Oligosen-Alt Miyosenden itibaren oluşmaya başladığı yönündedir (Seyitoğlu ve Scott, 1992). İkinci bir görüş ise grabenlerin Pliyosen'den itibaren oluştuğu yönündedir (Koçyiğit ve diğerleri, 1999; Yılmaz ve diğerleri, 2000). Batı Anadolu'daki açılmalı tektonik rejimi kökensel olarak Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Fayları boyunca Anadolu bloğunun batıya kaçmasıyla ilişkilidir (Şengör ve Kidd, 1979; Şengör, 1979; Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve diğerleri, 1985). Bu kaçış sürecinde Batı Anadolu saat yönünün tersinde rotasyona uğramakta ve Helen yayı boyunca Afrika levhası üzerine itilmektedir (LePichon ve Angelier, 1979; Reilinger ve diğerleri, 1997) Bu bölgesel deformasyon sürecine bağlı olarak Batı Anadolu kabaca K-G yönünde gerilmiş ve gerilmeye dik yönde Ege grabenleri açılmıştır.

Literatürde, Batı Anadolu'da Ege termal domunun yükselerek parçalanması ve bunu izleyen çökme sonucunda gelişen tüm açılmalı havzaların Ege grabenleri olarak tanımlanmış olması Batı Anadolu grabenlerinin oluşum yaşı üzerindeki tartışmaların esas kaynağıdır. Jeolojik bulgular (Koçyiğit ve diğerleri, 1999; Yılmaz ve diğerleri, 2000), bölgesel morfolotektonik yapı ve sismisite günümüzde D-B veya KB-GD uzanımlı graben sistemlerinin aktif olduğunu göstermektedir. Gediz ve Büyük Menderes grabenlerinin ana yapıları olan sıyrılmaya faylarının tavan bloklarında izlenen ve oluşumları domsal parçalanma evresinde başlamış bazı çapraz (cross) faylar genç graben sistemleri içerisinde reaktivite olmuş yapılarıdır (Yılmaz ve diğerleri, 2000). Araştırmamızda, güncel kinematik süreçlerin ve faylardaki deprem potansiyelinin anlaşılmasının önemi nedeniyle günümüz tektonik süreçlerini temsil etmeleri dikkate alınarak Geç Pliyosen-Pleyistosen yaşlı grabenler Ege grabenleri olarak algılanmıştır.

Batı Anadolu günümüz morfolotektoniğinin ana yapısal unsurlarından Gediz grabeni D-B genel doğrultusunda bir tektonik oluktur. Grabenin tabanı doğudan batıya doğru genişler ve

Kemalpaşa-Akhisar arasında KD-GD uzanımında genişliği 70 km'yi bulur. Salihli yöresinde graben KB-GD uzanımından D-B genel doğrultusuna döner. Doğrultu değişiminin gerçekleştiği bu bölge batısında graben KB uzanımında Gölarmara, Manisa ve Kemalpaşa olmak üzere üç kola ayrılır. Batı ucuna rastlayan Turgutlu yöresinde grabeni güneyden sınırlandıran ana sıyrıma fayı GB'ya yönelir ve Kemalpaşa güneyinde nitelik değiştirerek sağ yönlü doğrultu atımlı bir transfer fayına dönüşür. Kuzeybatı yönelimli Manisa kolu ise Muradiye yöresine kadar uzanır. Bu koldaki normal faylar Emiralem boğazına girişte KD-GB uzanımlı sol yönlü doğrultu atımlı transfer fay demetine bağlanır. Bornova fayı grabenle bağlantılı bir diğer transfer fayıdır. Fayların geometrik paterni ve nitelikleri Gediz grabeninin İzmir doğusunda sönümlendiğini göstermektedir.

İzmir çevresindeki diri fayların dağılımı ve nitelikleri Gediz grabeni batısında kalan bölgede kompleks bir deformasyon olduğunu gösterir. Gediz grabeni hariç İzmir yöresinde haritalanan faylar KD-GB, KB-GD, K-G ve D-B genel doğrultuludur. Bunlardan D-B yönlü olanlar normal fay, diğer doğrultularda uzananlar ise ağırlıklı olarak doğrultu atımlıdır. D-B uzanımlı İzmir fayı, Gediz Grabeni dışında bölgedeki en önemli normal fay niteliğindedir. Tavan bloğu kuzeyde yer alan bu fay önünde yarım graben şeklinde gelişmiş tektonik çöküntüye İzmir Körfezi yerleşmiştir. Morfolojik deneştirmeler faydaki atımın 1000 metreyi aştığına işaret eder. Kuzeydeki Zeytindağ-Bergama fay zonu (Şaroğlu ve diğerleri, 1987, 1992) hariç, KD-GB doğrultusundaki diri faylar İzmir Körfezi güneyinde izlenir. Tuzla, Seferihisar ve Dağkızılca faylarından oluşan sağ yönlü doğrultu atımlı bu yapılar kuzey uçlarında İzmir fayı veya Gediz Grabeni ana sıyrıma fayına bağlantılıdır. Dolayısıyla bunlar, bölgesel kinematik içerisinde Gediz grabeni ve İzmir fayında gerçekleşen K-G yönlü açılmayı KD-GB doğrultusundaki yatay yer değiştirmeye dönüştüren transfer yapısı işlevini üstlenmişlerdir. GPS verileri bu değerlendirmeyi doğrular (Reilinger ve diğerleri, 1997). Bölgede sağ yönlü doğrultu atımlı bir diğer fay demeti Menemen kuzeyindedir. Ancak buradaki faylar İzmir güneyinden farklı olarak KB-GD doğrultuludur. Menemen fay zonu ve Güzelhisar fayının oluşturduğu bu fay demeti Gediz Grabeni'nin Manisa koluyla aynı doğrultuda olup, Manisa fayına çok yaklaşıyor. Menemen kuzeyindeki bu yapılar da Gediz Grabeni'nin sönümlenmesini sağlayan KB yönlü transfer yapıları olarak değerlendirilir. Bu yönde gelişmiş ve Gediz grabeniyle bağlantılı olan diğer bir sağ yönlü doğrultu atımlı fay Bornova fayıdır. Kemalpaşa fayının devamı niteliğindeki bu fayın morfolojisi Kuvaterner'de faydaki doğrultu atım miktarının doğudan batıya doğru azalan bir gidiş izleyerek batı ucunda sönümlendiğine işaret eder.

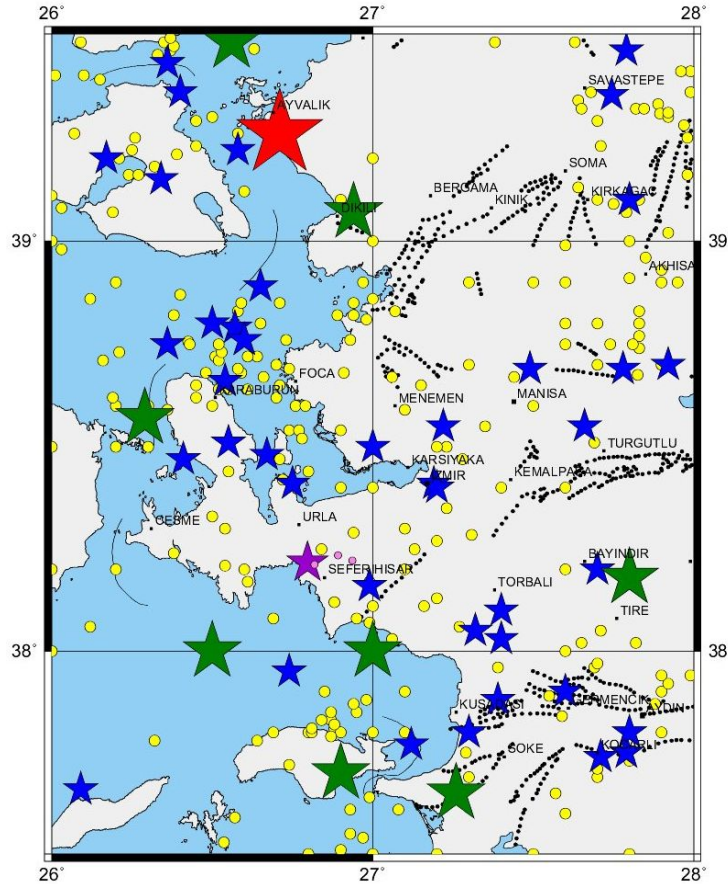
İzmir körfezi batı çıkışında körfezin taban morfolojisi ve Karaburun yükselimiyle aynı doğrultuda uzanan ve bu yapıları denetleyen K-G ve KKB-GGD uzanımında doğrultu atımlı faylar gelişmiştir. Bunlardan batıda yer alan Gülbahçe fayı, Karaburun ve Urla bloklarını ayırır. Kara ve deniz verileri Gülbahçe fayının doğrultu atımlı olduğunu gösterir. Ancak fayın atım yönü hakkında bulgular elde edilememiştir. Ocakoğlu ve diğerleri (2005)'nde fayın ters bileşenli olduğu ve batı bloğun doğuya doğru itildiği belirtilir. Paleomagnetizma verileri Karaburun bloğunun Üst Miyosen'den günümüze kadar güneyden kuzeye doğru yaklaşık 5° yerdeğiştirdiğini ve bu yerdeğiştirmenin saat yönünde 40-45°'lik rotasyonal bir dönme ile gerçekleştiğini ortaya koyar (Orbay ve diğerleri, 2000). Gülbahçe fayı, bloğu doğudan sınırlandıran en büyük neotektonik dönem yapısıdır. Dolayısıyla bu fay Karaburun bloğundaki rotasyonal dönmeyle sağlayan ana yapılardan biri olmalıdır. Detay saha bulguları olmamasına rağmen saat yönündeki bu rotasyonal dönme Gülbahçe fayının sağ yönlü doğrultu atımlı olmasına yorumlanabilir. Bu fayın sualtında kalan kuzey bölümündeki ters bileşenler (Ocakoğlu ve diğerleri, 2005) olasılıkla Karaburun bloğunun saat yönünde rotasyonal dönmesiyle ilgili yerel sıkışmayı temsil eder ve bu durum Ocakoğlu ve diğerleri (2005) tarafından ileri sürüldüğü gibi İzmir yöresinde bölgesel anlamda D-B yönlü genel bir sıkışmaya yorumlanamaz. Nitekim, bu fayın kuzey ucunda meydana gelen bazı depremlerin fay düzlemi çözümleri sağ yönlü doğrultu atım bileşenli oblik normal faylanma mekanizmasını yansıtır (Şekil 11).

D-B uzanımlı İzmir fayı, Gediz grabeni batısında K-G yönlü açılmayı temsil eden bir aktif yapıdır. Bu normal fay sisteminin Gediz Grabeni sisteminin en batısında yer alan Kemalpaşa fayıyla doğrudan bağlantısı ortaya konamamıştır. Sağ yönlü doğrultu atımlı Bornova fayı, Kemalpaşa fayının devamı niteliğindedir. İzmir fayı batı ucunda ise ikiye çatallanır. Güneybatıya uzanan parçası sağ yönlü doğrultu atımlı Seferihisar fayıyla birleşir (Ek 1). Kuzeyde Holosen çökellerini kesen parça ise BKB uzanımında körfez suları altına dalar. Körfez batısındaki Çiçek adaları ile Uzunada doğusunda, taban morfolojisi ve sismik verilerden yorumlanan (Aksu ve diğerleri, 1987; Ocakoğlu ve diğerleri, 2005) KKB-GGD uzanımlı tektonik bir koridor yer alır (Şekil 20, 21). Adı geçen araştırmalardaki sismik kesitler bu koridorun batısı boyunca doğu bloğu aşağıda yüksek açılı bir fayın varlığını gösterir. Tarafımızca bu fay İzmir fayının devamlılığında yer alan bir yapı olarak değerlendirilmiştir (Ek 1). Söz konusu araştırmalardaki kesitler bu yapının oblik atımlı olduğuna işaret etmektedir. İzmir fayında K-G yönlü açılma nedeniyle bu oblik faydaki doğrultu atım bileşeninin sol yönlü olması gerektiği yorumlanmıştır.

Fayların yapısal özellikleri ve biri biriyle olan geometrik ilişkilerine dayalı yukarıdaki değerlendirmeler bölgesel aktif tektonik yapı içerisinde yorumlandığında Gediz Grabeni batısındaki güncel deformasyonların ağırlıklı olarak doğrultu atımlı faylarla karşılandığı ortaya çıkmaktadır. Büyük Menderes grabeni batısında da İzmir yöresindekine benzer bir aktif örgülenme izlenir (Şaroğlu ve diğerleri 1987, 1992). Bunlardan KD-GB uzanımlı Söke fayı üzerinde meydana gelen 1955 Balat depremi fay düzlemi çözümü sağ yönlü doğrultu atım bileşenli oblik bir faylanma mekanizması vermektedir (Mc Kenzie, 1972). İzmir yöresinde aynı doğrultuda uzanan Tuzla fayı üzerinde 1992 ve Seferihisar fayı üzerinde 2003'te meydana gelmen depremlerin fay düzlemi çözümleri de ağırlıklı olarak sağ yönlü doğrultu atımlı faylanmayı doğrulamıştır (Türkeli ve diğerleri, 1990; Tan ve Taymaz, 2001). Batı Anadolu grabenlerinin merkezi kesimini oluşturan her iki graben sisteminin batısında benzer aktif fay geometrisinin bulunması, Menderes masifi çekirdeğinde maksimum olan K-G yönlü açılmanın grabenlerin batı uçlarında sağ yönlü doğrultu atımlı faylarla karşılandığını ve bu fayların adı geçen grabenleri yapısal olarak sınırlandırdığını göstermektedir. GPS vektörlerine göre Kuzeybatı Anadolu ve Gediz grabeni batısında kabuktaki güncel yerdeğiştirmeler güneybatı yönlüdür (Reilinger ve diğerleri, 1997; McClusky ve diğerleri, 2000) (Şekil 38). İzmir yöresinde GPS vektörlerine paralel olarak haritalanmış olan diri fayların tamamına yakını sağ yönlü doğrultu atımlıdır. GPS verilerine göre Batı Anadolu genelinde maksimum gerilme KD-GB yönlü olup toplam gerilme miktarı ortalama 30 mm/yıldır (Reilinger ve diğerleri, 1997; McClusky ve diğerleri, 2000). Bu toplam gerilmenin yaklaşık üçte biri Ege grabenlerindeki K-G yönlü açılmayı sağlamaktadır (Barka ve Reilinger, 1997). Grabenler batısında izlenen ve Menderes masifi ile Kuzey Anadolu Fayı arasında kalan tüm Kuzeybatı Anadolu'da aynı gidişli sağ yönlü doğrultu atımlı faylar geri kalan açılmayı sağlayan yapılar olarak yorumlanabilir. Bu kapsamda değerlendirildiğinde İzmir yöresindeki KD-GB uzanımlı sağ yönlü doğrultu atımlı fayların Gediz Grabeni'nin transfer yapıları olmaları yanında bölgesel olarak da tüm Batı Anadolu'nun güncel deformasyonunda önemli rol oynadıkları söylenebilmektedir. Buna karşın, Bornova ve Menemen yöresindeki KB-GD uzanımlı sağ yönlü doğrultu atımlı faylar bölge kinematığında, Gediz grabeniyle ilişkili yersel transfer yapılar şeklinde yorumlanır.

İzmir bölgesinde meydana gelen depremler haritalanmış olan diri fay zonlarından kaynaklanmaktadır. Bölgede diri fay yoğunluğu yüksektir ve faylar birbirlerine çok yakın mesafelerdedir. Bu nedenle tarihsel dönemlere ilişkin kayıtlardan depremlerin hangi faydan kaynaklandığı konusunda yorumlara gidilememiştir. Aletsel dönemde meydana gelmiş depremler diri fay zonlarında yoğunlaşır. Özellikle magnitudü 4'ten büyük depremlerin

büyükülüğü arasında doğru orantı olduğun görülür (Ambraseys ve Jackson, 1998). Batı Anadolu'da son yüzyıl içerisinde meydana gelmiş ve yüzey yırtılması gerçekleşmiş en küçük magnitüdü deprem 1995 Dinar depremidir. Bu depremin büyüklüğü Mw 6.0 olup 10 km uzunluğunda yüzey faylanması oluşturmuştur (Eyidoğan ve Barka, 1996). 1969 yılında meydana gelen Alaşehir depreminde ise oluşan yüzey faylanmasının uzunluğu 35-40 km dir (Ketin ve Abdüsselamoğlu, 1969). 1970 tarihli M:7.2 büyüklüğündeki Gediz (Kütahya) depreminde ise 30 km uzunluğunda yüzey yırtılması izlenmiştir (Ambraseys ve Tchalenko, 1972). En son Mw: 6.5 büyüklüğündeki Sultandağı depreminde oluşan yüzey kırığı ise 30 km uzunluktadır (Emre ve diğerleri, 2003). Depremin büyüklüğü ile yüzey faylanmasının uzunluğu arasındaki bu değerler aynı tektonik rejim içerisinde yer alan İzmir yöresindeki faylara benzetme yoluyla uygulanarak bölgedeki normal faylardan kaynaklanabilecek maksimum deprem büyüklükleri hakkında bazı spekülasyonlar yapılabilir. İzmir yöresinde diri olarak haritalanmış olan faylarda Holosen yüzey yırtılmasının gerçekleşmiş olması bu tür bir denetirmeye dayanak oluşturur.



Şekil 39. 1900-2003 yılları arasında İzmir ve dolayında meydana gelen büyüklüğü 4 ve daha büyük depremler (KOERI Sismoloji Laboratuvarı).

Yukarıdaki örneklerde 10 km uzunluğundaki normal faydaki yüzey kırılmasının (1995-Dinar) Batı Anadolu'da Mw: 6.0 büyüklüğünde deprem ürettiği sonucu çıkar. Normal faylanmanın uzunluğu 30 km'yi aşınca depremlerin büyüklükleri de Mw. 6.5'i aşmaktadır. İzmir yöresindeki normal fay sistemlerinde 10 km'den daha kısa fay veya fay segmenti bulunmamaktadır. Bölgede yer alan İzmir, Gediz grabeni, Kemalpaşa, ve Manisa faylarının uzunlukları 15 km nin üzerindedir. Dolayısıyla bu normal faylarının tek segment veya tamamının kırılması durumunda meydana gelebilecek depremlerin magnitudünün Mw. 6.0'dan büyük olacağı öngörülebilir.

Türkiye son yüzyılda doğrultu atımlı faylar üzerinde yüzey faylanmasıyla sonuçlanmış depremlerin yüzey kırılması açısından büyüklük eşik Mw:6.8 olarak kabul edilebilir (Ambraseys, 1988; Ambraseys ve Finkel 1995; Ambraseys ve Jackson, 1988; Barka, 1996; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988). Bu eşik değere en yakın büyüklükteki depremlerde gelişen yüzey kırıklarının uzunlukları 35 km'nin üzerindedir. Bu sonuçlar yine benzetme yoluyla İzmir yöresindeki doğrultu atımlı faylara uygulandığında Tuzla fayı ve Gülbahçe fayları magnitudü 6.8'den daha büyük depremler üretebilecek deprem kaynak zonları olarak tanımlanabilir. Bölgede haritalanmış olan diğer doğrultu atımlı fayların uzunluklarının kesin olduğu kabul edilirse bunlar bölgede orta büyüklükte deprem üretebilecek diri fay zonları olarak değerlendirilebilir.

Tablo 3. İnceleme alanında haritalanan diri faylara ilişkin bazı parametreler (DF: Diri Fay, ODF: Olası Diri Fay, Ç: Çizgisellik, N: Normal, SaYD: Sağ Yönlü Doğrultu Atım, D: Düşey).

No	Fay Adı	Aktivite Sınıfı	Nitelik	Toplam Uzunluk (km)	Genel Doğrultu	Geometrik Segment Sayısı	Düzlem Eğimi ve Yönü	Depremsellik	
								Tarihsel Dönem	Aletsel Dönem
1	İzmir Fayı	DF	N	35	D-B	2	60°K	1688	1977 (M:5.5)
2	Tuzla Fayı	DF	SaYD	50	K30D	3	D	?	1992 (M:6.0)
3	Seferihisar Fayı	DF	SaYD	30	K20D	1	D	?	2003 (M:5.6)
4	Gülbahçe Fayı	DF	D	70	K-G	2	D	?	1953 (M:5.0) 1979 (M:5.7) 1994 (M:5.0)
5	Gediz Grabeni Ana Sıyrılma Fayı (Batı Bölüm)	DF	N	27	K70D	1	18°K	?	-
6	Kemalpaşa Fayı	DF	N	24	K75D	1	50°K	?	-
7	Manisa Fayı	DF	N	40	K65B	2	55°K	?	1994 (M:5.2)
8	Dağkızılca Fayı	DF	SaYD	27	K70D	2	D	?	1928 (M:6.5)
9	Güzelhisar Fayı	ODF	SaYD	25	K70B	1	D	?	-
10	Menemen Fay Zonu	ODF	SaYD	17	K45B	-	D	?	-
11	Yenifoça Fayı	Ç		20	K-G	-	-	?	-
12	Gümüldür Fayı	ODF	N	15	K55B	-	50°B	?	-
13	Bornova Fayı	Ç	SaYD	19	K75B	-	D	?	-

7. SONUÇLAR

Bu araştırmada İzmir kenti merkez olmak üzere yaklaşık 50 km yarıçaplı bir alanda elde edilen sonuçlar aşağıda özetlenmiştir.

İzmir kenti ve yakın çevresinde deprem kaynağı olabilecek onüç adet fay haritalanmıştır. Bu faylar, aktiviteleri açasından diri fay, olasılı diri fay ve çizgisellik olmak üzere üç kategoriye ayrılmıştır. Haritalanan faylardan sekiz tanesinin Holosen (son 10 000 yıl) aktivitesi belirlenmiş olup dirilikleri kesindir. Bu gruptaki faylar İzmir, Tuzla, Gülbahçe, Seferihisar, Manisa, Kemalpaşa, Dağkızılca ve Gediz Grabeni ana sıyrılma fayının batı bölümüdür. Diri fay kategorisinde haritalanmış faylar bölgede yüzey yırtılmasına yol açaabilecek, yıkıcı özellikte büyük deprem üretme potansiyeli en yüksek olan faylardır. Menemen fay zonu ile Güzelhisar ve Gümüldür faylarının Kuvaterner aktiviteleri belirgindir. Ancak bu üç fayın Holosen aktiviteleri konusunda yeterli bulgu toplanamamış, dolayısıyla bunlar olasılı diri fay olarak yorumlanmıştır. Olasılı diri faylar bölgesel deprem tehlike değerlendirmeleri açasından deprem potansiyeli ikinci derecede önemli tektonik yapılarıdır. Ancak, bu yorum bunların yıkıcı deprem üretmeyeceğı anlamına gelmez. Uygulamalar ve yerel deprem tehlike analizleri için bu faylar üzerinde paleosismolojik araştırmaları da kapsayan daha detay incelemelerin yapılmasına gerek vardır. Yenifoça ve Bornova fayları ise neotektonik dönemde gelişmiş yapılar olup, son iki milyon yıl (Kuvaterner) içerisindeki aktiviteleri hakkında veri toplanamamıştır. Bu nedenle bu yapılar bölgede deprem potansiyeli en düşük faylar olarak değerlendirilmiştir.

Bölgesel güncel kinematik içerisinde Gediz Grabeni ana sıyrılma fayı, Kemalpaşa fayı, Manisa fayı ve Dağkızılca fayı Gediz Graben sistemi içerisindeki normal faylardır. Bu graben batısına rastlayan İzmir yöresinde haritalanan fayların nitelikleri ve dağılımı bölgedeki güncel deformasyonun esas olarak doğrultu atımlı faylarla karşılandığını göstermektedir. İzmir fayı bu deformasyon sürecinde K-G gerilmeyi karşılayan bir tektonik yapıdır. Doğrultu atımlı faylar KD-GB, K-G ve KB-GD doğrultularında uzanır. İzmir körfezi tabanında, Uzunada-Foça arasında uzanan sol yönlü doğrultu atımlı fay dışında kalan diğer doğrultu atımlı fayların çoğunluğu sağ yönlüdür. Gülbahçe fayı kuzey bölümde ters fay bileşene sahiptir ve bu sıkışmalı zon Karaburun bloğunun saat yönünde rotasyona uğraması ile ilişkilendirilmiştir.

Diri ve olasılı diri olarak haritalanan normal faylardan uzunlukları 15 km ve daha fazla olanlarda meydana gelebilecek maksimum deprem büyüklüklerinin Mw: 6.0 ve daha yüksek olması büyük olasılıktır. Doğrultu atımlı faylardan ise uzunlukları 30-35 km'nin üzerinde olanların bölgede yüzey yırtılmasıyla sonuçlanan büyük deprem üretebilecek kaynaklar

oldukları sonucuna varılmıştır. Daha kısa uzunluklardaki fayların ise orta büyüklükte depremlere kaynaklık etmesi muhtemeldir.

Belirlenen faylardan İzmir fayı, Manisa fayı ve Kemalpaşa fayı yerleşme yoğunluğu yüksek kent merkezlerini kateder. Bu faylar üzerinde Holosen'de yüzey deformasyonu ile sonuçlanmış eski deprem sarplıkları belirgindir. Adı geçen bu faylarda yüzey yırtılmasıyla sonuçlanabilecek büyük depremlerde fay çizgisi boyunca yüzeyde fiziksel deformasyonların gelişmesi beklenir. Dolayısıyla, bu yerleşmelerde fay çizgisi boyunca oluşacak hasarların, depremin sarsma etkisi (yer ivmesi) yanında yüzey deformasyonlarından kaynaklanabileceği bir gerçektir. Buna karşın, özellikle İzmir kent yerleşmesi içerisinde İzmir fayında haritalama zorlukları vardır. Bu üç kentte yüzey faylanmasından kaynaklanabilecek hasarların planlama sürecinde azaltılabilmesi veya en aza indirilebilmesi için daha detay araştırmalarla kent yerleşmeleri içerisinde fayların konumlarının belirlenmesi amaçlı daha detay araştırmalara gereksinim vardır.

İzmir kent yerleşmesinin büyük çoğunluğu körfez çevresindeki delta düzlükleri üzerindedir. Her ne kadar bu çalışmanın kapsamında olmasa da bu deltaları oluşturan çökellerin yeraltı suyu seviyesi yüzeye yakın pekişmemiş alüvyonlardan oluştuğu bilinmektedir. Yakın çevre faylarından kaynaklanabilecek büyük depremlerde bu alüvyon alanlarda zemin büyütmesi, sıvılaşma, körfez kıyıları boyunca ise yanal yayılmaların gelişmesi beklenen bir sonuçtur.

Bu rapor, İzmir yöresinde deprem kaynağı olan diri fayların deprem potansiyelini ortaya koyarak bölgede yapılacak olan yerel deprem tehlike değerlendirmeleri için gerekli bilgileri sunmak amacıyla hazırlanmıştır. Ekte verilen 1:100 000 ölçekli diri fay haritası 1:25 000 ölçekli haritalardan küçültülerek oluşturulmuştur. Haritanın amacı diri fayların bölgede coğrafik dağılımı ve geometrisini göstermektir. İmar planlamaları ve uygulamalar açısından bu harita bir uygulama belgesi olarak algılanmamalıdır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akdeniz, N., Konak, N., Öztürk, Z. ve Çakır, M.H., 1986, İzmir-Manisa dolaylarının jeolojisi. MTA Raporu Derleme No: 7929, 164 s., Ankara.
- Akıncı, A., Eyidoğan, H., Göktürkler, G., Akyol, N. ve Ankaya, O., 2000, İzmir ili çevresinin depremselliği ve deprem tehlikesinin incelenmesi. Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu (BADSEM 2000), Bildiriler Kitabı, 231-238, İzmir.
- Aksu, A.E., Piper, D.J.W. ve Konuk, T., 1987, Late Quaternary tectonic and sedimentary history of outer İzmir and Çandarlı bays, western Turkey, *Marine Geology*, 76, 89-104.
- Akyürek, B. ve Soysal, Y., 1983, Biga yarımadası güneyinin (Savaştepe-Kırkağaç-Bergama-Ayvalık) temel jeoloji özellikleri. *MTA Dergisi*, 95/96, 1-2.
- Altunkaynak, Ş. ve Yılmaz, Y., 2000, Foça yöresinin jeolojisi ve aktif tektoniği, Batı Anadolu. Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu (BADSEM 2000), Bildiriler Kitabı, 160-165, İzmir.
- Ambraseys, N. N., 1988, Engineering seismology. *Earthq. Engin. Struct. Dyn.*, 17, 1-105.
- Ambraseys, N.N. ve Tchalenko, J., 1972, Seismotectonic aspects of the Gediz earthquake of March 1970. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 30, 229-252.
- Ambraseys, N. N. ve Finkel, C. F., 1995, The seismicity of Turkey and adjacent areas, a historical review, 1500-1800. Eren Yayıncılık, İstanbul.
- Ambraseys, N.N. ve Jackson, J.A., 1998, Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region. *Geophys. J. Inter.*, 133, 390-406.
- Ayhan, E., Alsan, E., Sancaklı, N. ve Üçer, S.B., 1988, Türkiye ve dolayları deprem kataloğu (1881-1980). B.Ü. yayını.
- Barka A., 1996, Slip distribution along the North Anatolian Fault associated with the large earthquakes of the period 1939 to 1967. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 86, 1238-1254
- Barka, A.A. ve Kadinsky-Cade, K., 1988, Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7, 3, 663-684.
- Barka, A. ve Reilinger, R., 1997, Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annali Di Geofisica*, 40, 587-610.
- Barka, A.A., Altunel, E., Akyüz, S., Şaroğlu, F., Emre, Ö., Kuşçu, İ., 1996, Güneybatı Anadolu'nun aktif fayları ve kireçtaşı fay şevlerinin incelenmesi, 1995 Dinar Depremi ve Saros Körfezinin tektonik yapısı: TÜBİTAK Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Programı, YDABÇAG-237/G No.lu Proje Raporu, Ankara.
- Barka, A., Reilinger, R. ve Emre, Ö., 2000, Orta Batı Anadolu transform/ridge/transform üçlü eklemi. Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu (BADSEM 2000), Bildiriler Kitabı, s.39, İzmir.
- Bozbay, E., Kozan, A.T., Bircan, A. ve Öğüdüm, F., 1986, Küçük Menderes havzasının (Batı ve Orta Bölümü) jeomorfolojisi. MTA Genel Müdürlüğü, Rapor Derleme No: 8008, Ankara (yayımlanmamış).
- Bozkurt, E., 2001, Neotectonics of Turkey-a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14, 3-30.
- Bozkurt, E. ve Park R.G., 1994, Southern Menderes massif: an incipient metamorphic core complex in western Anatolia, Turkey, *J. Geol. Soc. London*, 151, 213-216.
- Bozkurt E. ve Park G.R., 1997, Evolution of a mid-Tertiary extensional shear zone in the southern Menderes massif, western Turkey. *Bull. Soc. Géol. France*, 168, 3-14.

- Cohen, H.A., Dart, C.J., Akyüz, H.S. ve Barka, A., 1995, Syn-rift sedimentation and structural development of the Gediz and Büyük Menderes graben, western Turkey. *Journal of the Geological Society, London*, 152, 629-638.
- Dewey, J.F. ve Şengör, A.M.C., 1979, Aegean and surrounding regions: complex multiple and continuum tectonics in a convergent zone. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90, 84-92.
- Drakopoulos, J. ve Delibasis, N., 1982, The focal mechanism of earthquakes in the major area of Greece for the period 1947-1981. *Seismol. Lab. Univ. Athens Publ.* 2, 1-72
- Emre, Ö., 2005, Türkiye Diri Fay Haritasının Güncellenmesinde Yeni Yaklaşım ve İlkeler, Aktif Tektonik Araştırma Grubu 9. Toplantısı (ATAG-9), 22-23 Eylül 2005, Cumhuriyet Üniversitesi, Sivas.
- Emre, Ö. ve Barka, A., 2000, Gediz grabeni -Ege denizi arasının (İzmir yöresi) aktif fayları. Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu (BADSEM 2000), Bildiriler Kitabı, 131-132, İzmir.
- Emre, Ö., Duman, T.Y., Doğan, A., Özalp, S., Tokay, F. ve Kuşçu, İ., 2003, Surface faulting associated with the Sultandağı earthquake (Mw 6.5) of 3 February 2002, Southwestern Turkey. *Seismological Research Letters*, 74, 382-392.
- Emre, T., 1992, Gediz Grabeni'nin (Salihli-Alaşehir arası) jeolojisi. Türkiye Jeoloji Kurultayı, s.60.
- Emre, T., 1996, Gediz Grabeni'nin jeolojisi ve tektoniği. *Turkish Journ. of Earth Sciences*, 5, 171-186.
- Erdoğan, B., 1990, İzmir-Ankara Zonu'nun İzmir ile Seferihisar arasındaki bölgede stratigrafik özellikleri ve tektonik evrimi, TPJD Bülteni, 2, 1-20.
- Ergin, K., Güçlü, U. ve Uz, Z., 1967, Türkiye ve civarının deprem kataloğu. İTÜ yayınları, No: 24.
- Erinç, S., 1955, Gediz ve Küçük Menderes deltalarının morfolojisi. IX Coğrafya Meslek Haftası-Tebliğler ve Konferanslar, Türkiye Coğrafya Kurumu, 1, 33-66.
- Erkman, H.K., 1949, 23.7.1949 Karaburun-İzmir zelzelesi. İstanbul Kandilli Rasathanesi, Jeofizik, No:1.
- Eşder, T., 1988, Gümüldür-Cumaovası (İzmir) alanının jeolojisi ve jeotermal enerji olanaklarının araştırılması. Doktora Tezi, İstanbul Üniv. Fen Bil. Enst. Jeoloji Müh. Böl. Anabilim Dalı, 401 s. (Yayımlanmamış).
- Eşder, T., Yakabağı, A., Sarıkaya H. ve Çiçekli, K., 1991, Aliğa (İzmir) yöresinin jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları. MTA Genel Müdürlüğü Derleme Rapor No: 9467, Ankara.
- Eyidoğan, H., 1988, Rates of crustal deformation in western Turkey as deduced from major earthquakes. *Tectonophysics*, 148, 83-92.
- Eyidoğan, H. ve Barka, A., 1996, The 1 October 1995 Dinar earthquake, SW Turkey, *Terra Nova*, 8, 479-485.
- Eyidoğan, H., Güçlü, U., Utku, Z. ve Değirmenci, E., 1991, Türkiye büyük depremleri makrosismik rehberi (1900-1988). İTÜ Maden Fakültesi Jeofizik Bölümü yayını, 198 pp.
- Genç, Ş.C. ve Yılmaz, Y., 2000, Aliğa dolaylarının jeolojisi ve genç tektoniği. Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu (BADSEM 2000), Bildiriler Kitabı, 152-159, İzmir.

- Genç,Ş.C., Altunkaynak, Ş., Karacık, Z., Yazman, M., Yılmaz, Y., 2001, The Çubukludağ graben, south of İzmir: tectonic significance in the Neogene geological evolution of the Western Anatolia. *Geodinamica Acta*, 14, 1–12.
- Guidoboni, E., Comastri, A. ve Traina, G., 1994, Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean area up to the 10th century. Instituto Nazionale di Geofisica, Roma, 502p.
- Hakyemez, Y.H., Erkal, T. ve Göktaş, F., 1999, Late Quaternary evolution of the Gediz and Büyük Menderes grabens, Western Anatolia, Turkey. *Quaternary Science Reviews*, 18, 549-554.
- Hetzl R., Ring U., Akal C. ve Troesch M., 1995, Miocene NNEdirected extensional unroofing in the Menderes massif, southwestern Turkey. *J. Geol. Soc. London*, 152, 639–654.
- İnci, U., Sözbilir, H., Sümer, Ö. ve Erkül, F., 2003, Urla-Balıkesir arası depremlerin nedeni fosil bir fay. *Cumhuriyet Bilim ve Teknik Dergisi*, 21 Haziran 2003, 7-8.
- İztan, H. ve Yazman, M., 1990, Geology and hydrocarbon potential of the Alaşehir (Manisa) area, western Turkey. IESCA İzmir-Turkey, 1-6 October, (Eds) M.Y. Savaşçın and A.H. Eronat, Proceed I, 327–338.
- İDSMDP: İzmir Deprem Senaryosu ve Deprem Master Planı, <http://www.izmir-bld.gov.tr/izmirdeprem/izmirrapor.htm>
- Kalafat, D., 1995, Anadolu'nun tektonik yapılarının deprem mekanizmaları açısından irdelenmesi. Doktora tezi, İstanbul Üniversitesi, İstanbul.
- 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 Startigr.*, 10, 164-191.
- Kaya, O., 1982, Tersiyer sırt yitmesi: Doğu Ege bölgelerinin yapısı ve mağmatiti için olası bir mekanizma. In: O. Erol ve V. Oygür (Eds), *Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması*, Türkiye Jeoloji Kurultayı Paneli, Ankara, 39-58.
- Kayan, İ., 2000, İzmir çevresinin morfotektonik birimleri ve alüvyal jeomorfolojisi. *Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu (BADSEM 2000)*, Bildiriler Kitabı, 103-111, İzmir.
- Ketin, İ. ve Abdüsselamoğlu, Ş., 1969, 23 Mart 1969 Demirci ve 28 Mart 1969 Alaşehir-Sarıgöl depremleri hakkında makrosismik gözlemler. *Maden Mecmuası*, 24, 5, 21-26.
- Kocaefe, S. ve Ataman, G., 1976, Actual tectonics of the western Anatolia. *Yerbilimleri* 9, 149–162.
- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H. ve Bozkurt, E., 1999, Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *J. Geol. Soc., London*, 156, 605–616.
- KOERI: Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, <http://koeri.boun.edu.tr>
- 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.
- Lengeranlı, Y., Baykul, A., Sun, A., Işın, R., Metli, F., Avşar, M., Türkbileği, H., Tan, T. ve Karat, H.İ., 1998, İzmir ilinin çevre jeolojisi ve doğal kaynakları raporu. MTA Genel Müdürlüğü Derleme Rapor No: 10137, 271 s.

- McClusky S., Balassanian S., Barka A., Demir C., Gergiev I., Hamburger M., Kahle H., Kastens K., Kekelidse G., King R., Kotzev V., Lenk O., Mahmoud S., Mishin A., Nadaria M., Ouzounous A., Paradisissis D., Peter Y., Prilepin M., Reilinger R., Sanlı I., Seeger H., Tealeb A., Toksöz N., Veis G., 2000, GPS constraints on crustal movements and deformations for plate dynamics, *J. Geophys. Res.* 105, 5695–5720.
- McKenzie, D.P., 1972. Active tectonics of Mediterranean region. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 30, 109–185.
- Ocakoğlu, N., Demirbağ, E. ve 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, Neotectonic structures in İzmir Gulf and surrounding regions (western Turkey): Evidences of strike-slip faulting with compression in the Aegean extensional regime. *Marine Geology*, 219, 155–171.
- Okay, A.İ., 2000, Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey. *Geol. Mag.*, 137, 495-516.
- Okay A.İ. ve Siyako M., 1991, The new position of the İzmir–Ankara Neo-Tethyan suture between İzmir and Balıkesir. In: Turgut S. (Ed.), *Tectonics and Hydrocarbon Potential of Anatolia and surrounding regions*, Ozan Sungurlu Symposium Proceedings, pp. 333–355.
- Okay, A.İ., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. ve Akyüz, S., 1996, Paleo- and Neo- Tethyan events in northwestern Turkey: Geologic and geochronologic constraints: In: Yin, A. ve Harrison, M. (eds) *Tectonics of Asia*. Cambridge University Press, 420-441.
- Orbay, N., Sanver, M., Hisarlı, M., İşseven, T. ve Özçep, F., 2000, Karaburun Yarımadası'nın paleomagnetizması ve tektonik evrimi. *Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu (BADSEM 2000)*, Bildiriler Kitabı, 59–67, İzmir.
- Öğdüm, F., 1983, Menemen Dumanlıdağ volkan konisi ve kalderasının jeomorfolojisi-evrimi. *Jeomorfoloji Dergisi*, 11, 45-52.
- Peacock, D.C.P., Knipe, R.J. ve Sanderson, D.J., 2000, Glossary of normal faults, *Journal of Structural Geology*, 22, 291-305
- Perissoratis, C. ve Conispoliatis, N., 2003, The impacts of sea-level changes during latest Pleistocene and Holocene times on the morphology of the Ionian and Aegean seas (SE Alpine Europe). *Marine Geology*, 196, 145-156.
- Pınar, N. ve Lahn, E., 1952, Türkiye depremleri izahlı kataloğu. Bayındırlık Bakanlığı Yapı ve İmar İşleri Reisliği Yayınları, Seri:6, Sayı:36.
- Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, W. ve Toksöz, M.N., 1997, Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabian–Africa-Eurasia plate collision zone. *J. Geophys. Res.*, 102, 9983–9999.
- Sarıca, N., 2000, The Plio-Pleistocene age of Büyük Menderes and Gediz grabens and their tectonic significance on N–S extensional tectonics in West Anatolia: mammalian evidence from the continental deposits, *Geol. J.*, 35, 1–24.
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B.C., 1991, Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geol. Mag.*, 128, 155–166.
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B.C., 1996, The age of Alaşehir graben (west Turkey) and its tectonic implications. *Geological Journal*, 31, 1-11.

- Seyitoğlu, G., Scott, B.C. ve Rundle, C.C., 1992, Timing of the Cenozoic extensional tectonics in western Turkey, *J. Geol. Soc. London*, 149, 533-538.
- 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, Ankara.
- Stanley, D.J. ve Blanpied, C., 1980, Late Quaternary water exchange between the eastern Mediterranean and Black Sea. *Nature (London)*, 285, 537-541.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö., ve Boray, A., 1987, Türkiye'nin Diri Fayları ve Depremsellikleri. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etüdüleri Dairesi Başkanlığı, Ankara, III+394 s.+11 harita.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö., ve Kuşçu, İ., 1992, Türkiye Diri Fay Haritası, 1:2,000,000 ölçekli, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Şengör, A.M.C., 1979, The North Anatolian Transform Fault: its age, offset and tectonic significance. *J. Geol. Soc., London*, 136, 269-282.
- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esasları, TJK yayımı, 40s.
- Şengör, A.M.C., 1987, Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey. In: Coward M.P., Dewey J.F., Hancock P.L. (Eds.), *Continental Extensional Tectonics*, Geological Society Special Publication no. 28, Geological Society, London, pp. 575-589.
- Şengör, A.M.C. ve Kidd, W.S.F., 1979, Post-collisional tectonics of Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. *Tectonophysics*, 55, 361-376.
- Şengör, A.M.C., Satır, M., Akkök, R., 1984, Timing of tectonic events in the Menderes Massif, Western Turkey: implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey. *Tectonics* 3:693-707
- 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.T., Christie-Blick N. (Eds.), *Strike-slip Faulting and Basin Formation*, Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Sp. Pub., 37, pp. 227-264.
- Tan, O. ve Taymaz, T., 2001, Source parameters of November 6, 1992 Doğanbey (Izmir) earthquake (Mw=6.0) obtained from inversion of teleseismic body-waveforms. 4th International Turkish Geology Symposium, 24-28 September 2001, Çukurova University, Abstract volume, p. 171, Adana.
- Tan, O. ve Taymaz, T., 2002, Source parameters of November 6, 1992 Doğanbey -Izmir (Mw=6.0, W-Turkey) and November 15, 2000 Van (Mw=5.7, Eastern Turkey) earthquakes. 1st International Symposium of Istanbul Technical University the Faculty of Mines on Earth Sciences and Engineering, 16-18 May 2002, Istanbul Technical University, Abstract volume, p. 70, Istanbul.
- Tan, O. ve 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), 31 August-12 September 2003, Abstract volume, p. 147, Ankara.
- Türkelli, N., Kalafat, D. ve İnce, Ş., 1990, 6 Kasım 1992 İzmir depremi ve artçı şokları. *Deprem Araştırma Bülteni*, 68, 58-95.
- Türkelli, N., Kalafat, D. ve Gündoğdu, O., 1995, 6 Kasım 1992 İzmir (Doğanbeyli) depremi saha gözlemleri ve odak mekanizma çözümü. *Jeofizik*, 9, 10, 343-348.

- Ünay, E. ve DeBruijn, H., 1998, Plio-Pleistocene rodents and lagomorphs from Anatolia: Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO, v. 60, pp. 431-466.
- USGS: <http://earthquake.usgs.gov/>
- Wells, D. ve Coppersmith, K., 1994, New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. Bull. Seism. Soc. Am., 84, 974-1002.
- Yılmaz, Y., 1997, Geology of Western Anatolia. In: Schindler, C ve Pfister, M. (Eds.) Active tectonics of Northwestern Anatolia–The MARMARA Poly Project; A multidisciplinary approach by Space Geodesy, Geology, Hydrogeology, Geothermics and Seismology. Vdf. Hochschulverl, an der ETH Zurich, pp. 31–53.
- Yılmaz, Y., Genç, S.C., Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak Ş. ve Elmas, A., 2000, When did the western Anatolian grabens begin to develop? In: Bozkurt E., Winchester J.A., Piper J.D.A. (Eds.), Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area, Geological Society Special Publication 173, Geological Society, London, pp. 353–384.