

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**SİSMOLOJİK GÖZLEMLER İŞİĞİNDA İZMİR VE
ÇEVRESİNİN DEPREMSELLİĞİNİN
ARAŞTIRILMASI**

Can EYTEMİZ

Temmuz, 2010

İZMİR

**SİSMOLOJİK GÖZLEMLER İŞİĞİNDA İZMİR VE
ÇEVRESİNİN DEPREMSELLİĞİNİN
ARAŞTIRILMASI**

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Yüksek Lisans Tezi

Deprem Yönetimi Bölümü, Deprem Yönetimi Anabilim Dalı

Can EYTEMİZ

Temmuz, 2010

İZMİR

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

CAN EYTEMİZ tarafından **PROF. DR. ATILLA ULUĞ** yönetiminde hazırlanan **“SİSMOLOJİK GÖZLEMLER IŞIĞINDA İZMİR VE ÇEVRESİNİN DEPREMSELLİĞİNİN ARAŞTIRILMASI”** başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

.....
Prof. Dr. Atilla ULUĞ

Danışman

.....

Jüri Üyesi

.....

Jüri Üyesi

Prof.Dr. Mustafa SABUNCU

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Bu tezin gerçekleŐmesinde büyük emekleri olan başta danışman hocam Sayın Prof. Dr. Atilla ULUŐ a, tez sınavı jüri yeleri sayın Prof. Dr. Erdeniz ÖZEL ve Prof. Dr. Hasan SÖZBİLİR'e, tez boyunca engin deneyimleriyle bana rehberlik eden Sayın Uzm. Dr. Cem GÜNAY'a, eğitim sürecinde değerli bilgilerini büyük bir titizlikle sunan sayın bölüm Ğretim üyelerine, teze olan katkılarında dolayı AraŐ. Gör. Ebru AKTEPE'ye, boŐ vakitlerinden fedakarlık ederek tezin oluŐmasında gerek fiilen, gerek manevi olarak destek olan sevgili Melek DİKBAŐ a, doğumundan bu yana ilgi ve emeklerini bir an bile esirgememiŐ, her isteğimde özveriyle yaklaŐmıŐ ve her fırsatta ellerinden gelen yardımı saĐlamıŐ sevgili aileme, sonsuz teŐekkürlerimi sunarım.

Can EYTEMİZ

SİSMOLOJİK GÖZLEMLER İŞİĞİNDA İZMİR VE ÇEVRESİNİN DEPREMSELLİĞİNİN ARAŞTIRILMASI

ÖZ

Batı Anadolu'nun ana morfotektonik elemanları kabaca D-B genel uzanımlı horst ve grabenlerden oluşan bloklu bir yapı oluşturur. 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. Bu çalışmada Ege Bölgesi Araştırma ve Uygulama Merkezi (EBAMER) bünyesinde faaliyet göstermekte olan sismoloji istasyonları tarafından kaydedilmiş sismogramlardan elde edilmiş sonuçlarla geçmiş dönem depremselliği korole edilerek bölgenin depremselliği tartışılacaktır.

Tarihsel ve aletsel dönemler boyunca İzmir ve çevresi yaklaşık 50 adet yıkıcı depreme maruz kalmışlardır. Onlarca yüksek şiddette yıkıcı depremler, bölgenin sismik aktivitesinin oldukça yoğun olduğunun göstergesidir. Bu aktivitelere sebep olan bir çok kara ve su altı fayları çeşitli araştırmacılar tarafından haritalanmışlardır. İstasyonlarımızca kaydedilmiş verilerden yola çıkarak hazırlanan episantr dağılım haritasının bu tektonik yapılarla olan ilişkisi incelenmiş, depremlerin meydana geldikleri derinlikler yapılmış gravite ve manyetik çalışmaların gösterdiği kabuk yapısı modelleri ile ilişkilendirilmiştir.

Anahtar Sözcükler: İzmir, sismisite, deprem

INVESTIGATION OF SEISMICITY OF IZMIR AND SURROUNDING USING SEISMOLOGICAL DATA

ABSTRACT

The basic part of western Anatolia morphotectonic horst and graben with roughly EW trending structure including of a blocky form. According to the Regional neotectonic studies related with NE-SW trending faults, these Miocene NE-SW strike-slip fault systems have emerged. In this research, seismicity of the region will be discussed by comparing with the historical seismicity recorded by seismograms at the seismological stations which are belong to Aegean Region Research Center (EBAMER).

Through the historical and instrumental period in Izmir and the surrounding area were subjected to about 50 destructive earthquakes. Tens of destructive high-intensity earthquakes indicate the region's very intense seismic activity. Many of the land and underwater faults which were caused by these activities have been mapped by the various researchers. The relationship between the epicenter distribution map and these tectonic structures are examined based on data recorded by our station. Depths of the earthquakes are associated with the crust structure model which is obtained by gravity and magnetic studies.

Key words: Izmir, seismicity, earthquake

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
TEZ SINAV SONUÇ FORMU	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZ	iv
ABSTRACT	v
BÖLÜM BİR – GİRİŞ.....	1
BÖLÜM İKİ – BÖLGENİN JEOLJİSİ	3
BÖLÜM ÜÇ – TÜRKİYE GENEL TEKTONİZMASI	5
BÖLÜM DÖRT – ÇALIŞMA BÖLGESİNİN DEPREMSELLİĞİ	10
4.1 Bölgenin Aktif Fayları	18
BÖLÜM BEŞ – MATERYAL VE METOD.....	25
5.1 Sismoloji	25
5.2 Deprem Episantrı Tayini	25
5.3 Sismolojik Gözlemler	26
5.3.1 Sismometre	26
5.3.2 Scream Sismik Data Toplama / İşleme Programı	29
5.3.3 İstasyon Lokasyon Seçme Çalışmaları	29
BÖLÜM ALTI – UYGULAMALAR.....	34
6.1 Faz Analizleri.....	34

6.2 Episanlırların Bulunması	37
6.3 İstatistiksel Parametrelerin Hesaplanması	44
BÖLÜM YEDİ – SONUÇLAR	51
KAYNAKLAR	52

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

Çalışma alanı, Batı Anadolu'da, Gediz ve Küçük Menderes Grabenleri'nin batısında yer alan İzmir Körfezi ve Körfezi çevreleyen deniz ve kara alanlarını kapsamaktadır (Şekil 1.1). Batı Anadolu'nun en batı ucundaki güncel yapılardan biri olan İzmir Körfezi; KD, KB, K-G ve D-B uzanımlı faylar tarafından denetlenen denizel bir havzadır (Sözbilir ve diğerleri., 2008). Günümüze değin yapılan çalışmalar, Batı Anadolu'nun neotektonizması, genel hatlarıyla Anadolu'nun Avrasya Levhası'na göre batıya kaçtığı, batıda Ege Denizi boyunca saatin tersi yönünde dönerek GB yönünde Helen Yayı üzerine bindirmesi ile açıklanmaktadır (McKenzie, 1972, 1978; Dewey ve Şengör, 1979; McKenzie ve Yılmaz, 1991; Taymaz ve diğer., 1991; Barka ve Reilinger, 1997; Mcckusky ve diğer., 2000). Bu karmaşık tektonik yapı içerisinde yer alan ve depremsellik açısından da oldukça aktif bir bölge olan İzmir Bölgesi'nin aktif tektonizmasının anlatılması açısından büyük önem taşımaktadır. Bölgenin yapısal unsurları Kaya (1979, 1981 ve 1982) tarafından, Neojen birimler içerisinde KG'den KD-GB'ya değişen normal veya ters bileşenli oblik faylar ile tanımlanmaktadır. Çalışma alanının MTA tarafından hazırlanmış 1:500.000 ölçekli jeoloji haritasında benzer şekilde, Karaburun, Seferihisar ve Kuşadası sırtlarındaki Miyosen dönemi kayalar içerisinde doğrultusu K-G'den KD-GB değişen ve günümüzde aktif olup olmadığı belirsiz olan pek çok sürüklenme ve tanımsız süreksizlik mevcuttur. Bu süreksizliklerden bir kısmı daha sonraki çalışmalarda aktif fay olarak haritalanmıştır (Şiaroğlu ve diğer. 1992; Emre ve Barka, 2000; Genç ve diğer., 2001; Emre ve diğer., 2005a, 2005b). Doğrultu atım karakterli bu fayların batısında, Çandarlı Körfezi'nin KD'sunda yer alan Zeytinadağ – Bergama fay zonu ve Doğanbey ile İzmir ili arasında yer alan Tuzla Fayı gelmektedir. Bölgenin bu hakim yapısal unsurların anlatılmasına yönelik pek çok araştırma yapılmıştır. Mascle ve Martin (1990), Midilli, Sakız, Sisam ve Nikarya adaları açıklarında, sismik kesitlerden bölgedeki D-B gidişli havzaları sınırlayan normal faylar haritalanmıştır.

Aksu ve diğer. (1990), sığ sismik kesitlerden İzmir Körfezi'ni KB-GD uzanımlı bir havza olarak tanımlamışlardır. Son yıllarda Ocakoğlu ve diğer. (2004, 2005)'nin bölgedeki çok kanallı sismik yansıma çalışmaları ile körfezin ve körfezi güneyden çevreleyen şelf alanının aktif yapısal unsurları haritalanmış ve bu unsurlar kara yapısal özellikleri ile ilişkilendirilmiştir. Bu çalışmada ise EBAMER sismolojik gözlem ağı veri grubundan yola çıkılarak, bölgenin birinci dereceden önemli aktif fay zonları ile depremselliğinin ilişkilendirilmesi amaçlanmıştır.

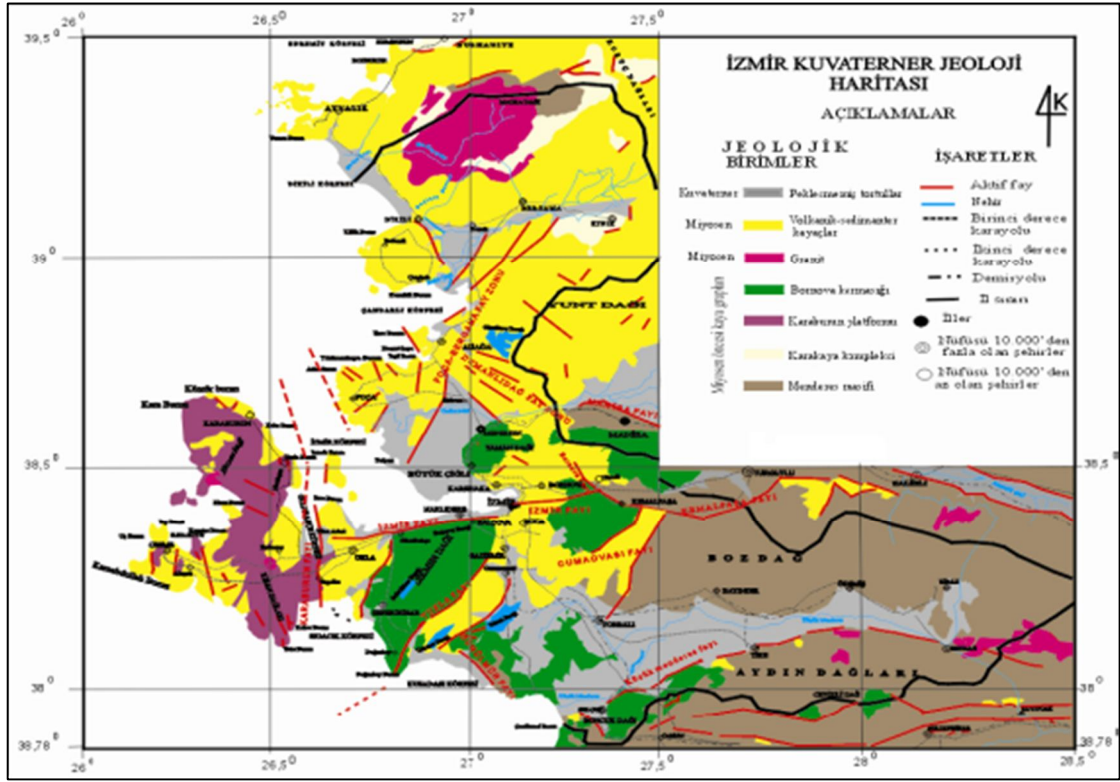


Şekil 1.1 Araştırma bölgesinin konumu.

BÖLÜM İKİ

BÖLGENİN JEOLJİSİ

Çalışma alanındaki en yaygın birim, Anadolu'nun önemli tektonik yapılarından olan Ankara Kenet Kuşağıdır (Okay ve Siyako, 1991). Bu zon, kuzeyde Sakarya Kıtası ile Menderes Masifi arasındaki tektonik bir birliktir (Okay ve diğ., 1996, Yılmaz, 1997). Bornova fliş zonu (Okay ve Siyako, 1991) veya Bornova karmaşığı (Erdoğan, 1990) olarak adlanmış olan bu tektonik birlik Üst Kretase–Paleosen yaşlı kaya topluluklarından oluşur (MTA, 2005). Bölgenin temelini Menderes masifine ait, Paleozoik yaşlı kristalin şistler oluşturur. Bunlar bölgenin güney doğusunda, geniş bir alanı yüzeyler ve genel olarak, üst seviyelerinde çeşitli kalınlıklardaki, mikaşist, kuvarşist, krolitşist ve albitşistten oluşurlar (Eşder ve Şimşek, 1975). Paleozoik yaşlı metamorfiklerin üzerinde ise, üst Kretase yaşlı İzmir flişi uzanır. Bu birim, pelitik şist, kumtaşı ve altere kireçtaşlarından oluşur. İzmir flişinin alt seviyelerindeki Ultrabazik kayalar, üst seviyelerdeki belirgin bir trend boyunca yukarıya itilir ve genellikle, KD-GB doğrultusunda yüzeylenirler (Eşder ve Şimşek, 1977). İzmir ve çevresinin jeolojik birimleri Şekil 2.1' deki İzmir kuvaterner jeoloji haritasıyla gösterilmektedir.



Şekil 2.1 İzmir Jeoloji Haritası (M.T.A., 2002).

Bölgenin kuzeybatı ve güneydoğusunda İzmir fişi görülür. İzmir fişi, güneydoğudaki Dere Boğazı yükselimi metamorfikleri üzerinde uzanır. Bölgenin orta kesiminde, geniş bir bölümü Miosen yaşlı çökellerle örtülü olan ve KD-GB uzanımlı Çubuklu Dağ çöküntüsü (graben) vardır. Miosen çökeller, Üst Kretase yaşlı İzmir fişiyle açılmalı uyumsuz olarak örtülmüştür. Miosen çökeller Yeniköy formasyonu olarak bilinir ve bunların üzerinde de Pliosen-Pleistosen yaşlı Cumaovası volkanikleri yer alır. Bornova Karmaşığı, açılmalı uyumsuzlukla üstleyen neojen yaşlı tortular çok örnek bileşenli çakıltaşı, kumraşı, kıltaşı ardalanması ile marn ve görsel kireçtaşı merceklerinden oluşmuştur. Bölgede yaklaşık 300 m. kalınlık sunan birimde, iyi pekişmiş çakıltaşları egemendir. Neojen tortular ile Bornova Karmaşığı'nın dokanağı Cumalı Fayı, Tuzla Fayı ve Doğanbey Fayı gibi düşey yakın yüksek eğimli normal faylarla kesilmiştir. Bu faylar graben yapısının ve sıcak su kaynaklarının oluşumunda birinci derecede etkin faylardır.

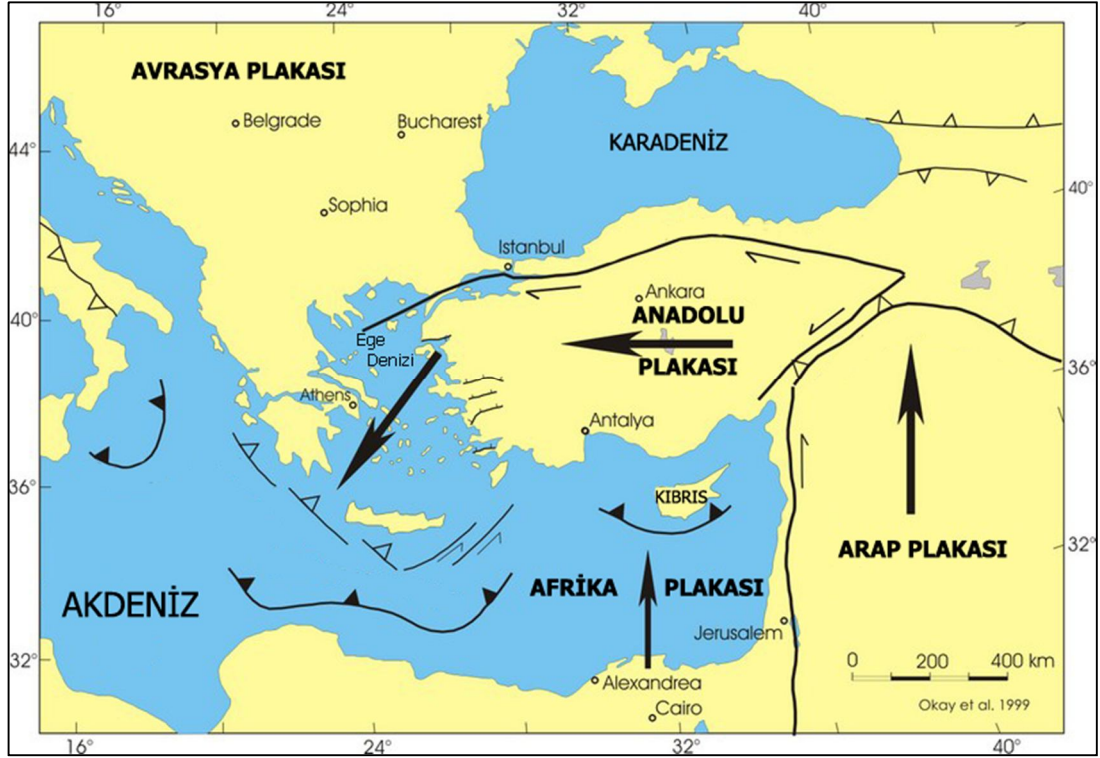
BÖLÜM ÜÇ

TÜRKİYE GENEL TEKTONİZMASI

Yerkabuğunu etkileyen gerilmelerin etkisiyle meydana gelen yapısal olaylar “Tektonik” olarak adlandırılır. “Neotektonik” ise, Miyosen sonrası yaşlı tektoniğe verilen addır. Bu dönemdeki yapılara, “Neotektonik yapılar” denir.

Türkiye’de Neotektonik, Orta Miyosenden itibaren başlamaktadır. Bundan önceki kısım ise Paleotektoniktir. Türkiye’nin neotektoniği Afrika, Arabistan ve Avrasya levhalarının birbirleriyle etkileşimleri ve Anadolu levhasının batıya hareketinin sonuçları ile açıklanabilir (McKenzie, 1970 ; McKenzie, 1972 ; Dewey, 1976 ; Şengör, 1979 ; Şengör ve Kidd, 1979 ; Şengör, 1980). Aynı zamanda günümüzde Akdeniz’deki dalma - batma sonucu oluşan Ege graben sistemi de Türkiye’deki neotektoniğin gelişiminde etkili olmaktadır. Bu levhalar hareket yönleriyle birlikte Şekil 3.1’ de gösterilmiştir.

Anadolu'nun da içinde yer aldığı Alp-Himalaya dağ oluşum kuşağı, Afrika/Arabistan ve Hindistan Levhalarının kuzeye doğru hareket etmeleri ve Avrasya Levhası ile çarpışmaları sonucunda oluşmaktadır (Şekil 3.1). Bu kıtasal çarpışma geniş bir deformasyon zonu oluşturmaktadır ve bu tür deformasyon son yüzyılın en çok çalışılan konularından biridir. Bu karmaşık jeolojik sürecin Doğu Akdeniz bölümünde Anadolu - Ege bloğu saatin tersi yönde bir dönme hareketiyle, Girit merkezli Ege yayına doğru kaçmaktadır (Ambraseys, 1975; Şengör ve diğ., 1985; Ambraseys and Jackson, 1998) . Bu yanal kaçış hareketinin kuzey sınırını Kuzey Anadolu Fayı belirlemektedir. Güney sınırını ise doğuda Doğu Anadolu Fayı, güney Anadolu'da ise Kıbrıs ve Ege yayları oluşturmaktadır. Kıbrıs ve Ege yayları boyunca Afrika kıtasının kuzey kenarındaki okyanusal litosfer Anadolu ve Ege'nin altına dalarak yutulmaktadır. Isparta Dirseği bu iki yayın birleştiği alandır ve son derece karmaşık yapıdadır.

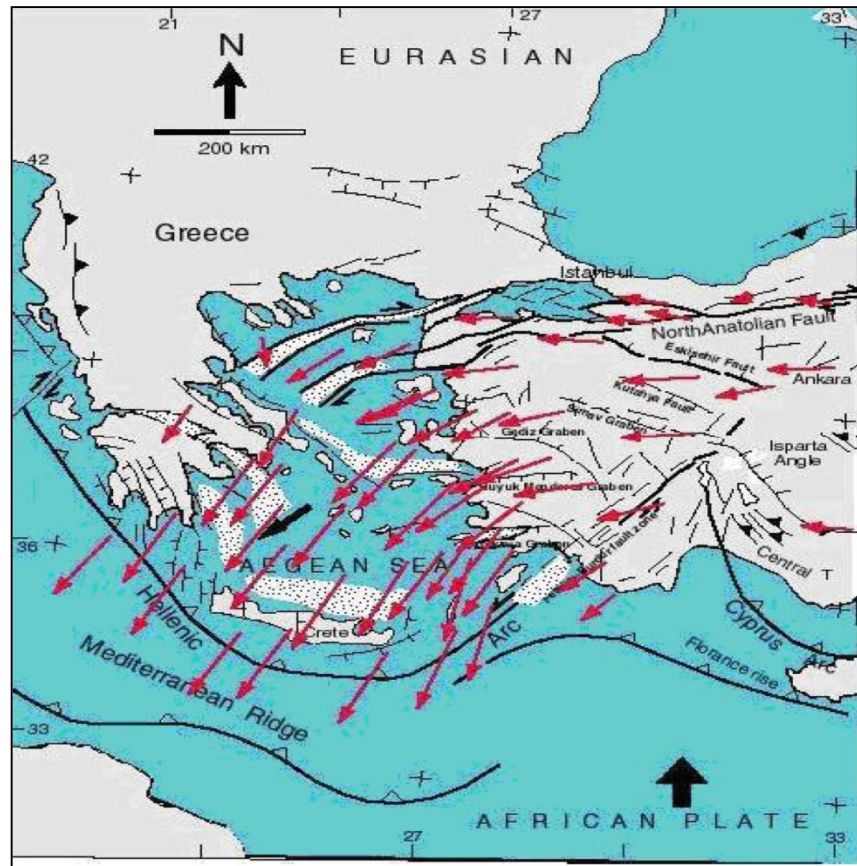


Şekil 3.1 Doğu Akdeniz Bölgesi'nin basitleştirilmiş tektonik haritası (Lyberis, 1984; Barka ve Kadinsky – Cade, 1988; Suzanne ve diğer., 1990; Barka, 1992; Jackson, 1994; Reilinger ve diğer., 1997; Barka ve Reilinger, 1997; Okay ve diğer. 1999-2000; Kurt ve diğer. 1999-2000).

Güncel GPS (Global positioning System: Global Konum Belirleme Sistemi, kısaca uydu kullanılarak yapılan jeodezik ölçümler) çalışmaları bize Anadolu - Ege bloğunun rotasyonel hareketinin merkezinin yaklaşık Sina yarımadasının hemen kuzeyinde yer aldığını ve bu hareketin Kuzey Anadolu fayı üzerinde yaklaşık 23 mm/yıllık bir hızı olduğunu göstermektedir (Oral, 1994). Yine GPS ölçümleri bu rotasyonel hareketin genel olarak rijit bir hareket olduğunu bu sebeple blok içi deformasyonun az olduğunu (%20–30) doğrular niteliktedir. Bununla beraber özellikle Batı Anadolu ve Ege Denizi içinde önemli miktarlarda iç deformasyon olduğu anlaşılmaktadır. Güncel araştırmalar, Anadolu - Ege bloğunun saatin tersi yöndeki dönme hareketinin iki ana sebebi olduğunu göstermektedir. Birincisi, Doğu Anadolu'da Arabistan ve Avrasya levhalarının çarpışması ve bu sıkışma bölgesinden üçgen şeklinde kıtasal Anadolu bloğunun batıya kaçmasıdır. İkincisi ise, Ege yayının batan okyanus kabuğunun ağırlığı sebebiyle arkın geriye güneye doğru geri çekilmesi sonucunda Batı Anadolu ve Ege Denizi'nde meydana gelen yaklaşık KKD - GGB gerilmedir (genişlemedir). Bu yapıların gelişimi ile ilgili ayrıntılı jeolojik

araştırmaların yanısıra birçok tektonik ve sismotektonik modeller ortaya atılmış ve tartışılmıştır. Dewey ve Şengör (1979) Batı Anadolu ve Ege Denizi'ndeki K-G gerilmeyi Anadolu bloğunun Kuzey Anadolu Fayı boyunca Batı Marmara'da meydana gelen sıkışma nedeniyle Batı Anadolu'da D-B sıkışma ve K-G gerilme meydana geldiğini iddia etmiştir. Buna karşılık (Le Pichon ve Angelier 1979, McKenzie 1978) gerilmenin tamamen Ege yayındaki dalma - batma ile ilgili olduğunu savunmuşlardır. Koçyiğit ve diğer. (1999), Batı Anadolu bu yapıların KB - GD, KD - GB, K-G ve D-B yönelimli 4 ayrı genişleme yönünde eş-yaşlı blok faylanma şeklinde geliştiğini ileri sürmüştür. Şengör ve diğer. (1985) ve Şengör (1987) Batı Anadolu'da yer alan bu farklı doğrultudaki yapıları "çapraz graben" olarak yorumlamıştır. Bu modelde D-B ana grabenlerine yüksek açılı veya dik yapılar grabenin tavan bloğunun parçalanması ile ilgili yapılar olarak kabul edilmiştir. Taymaz ve diğer. (1991), kırık tahtalar modeli ile Ege Denizi'ndeki deformasyonu açıklamaya çalışmışlarsa da bu modelin neotektonikten çok Anadolu bloğunun rotasyonel hareketi öncesi deformasyonu izah ettiği düşünülmektedir. Ege Bölgesindeki K-G genişlemeli tektoniğin en geç Oligosen- erken Miyosen'de başladığını öne süren Seyitoğlu and Scott (1991,1996) tektonik kaçma ve yayardı açılma modellerinin bu genişlemeyi açıklayamadığını öne sürmektedir. Yazarlar bunların yerine Orojenik çökme modelini desteklemişlerdir. Barka ve Reilenger (1997) GPS ve neotektonik verileri göz önüne alarak Eskişehir fayı ve Fethiye - Burdur fayı ile sınırlı bir Batı Anadolu bloğu tanımlamışlardır. England ve diğer. (1997), kıtasal kabuğun hareketinin tamamen üst mantodaki viskoz malzemenin akmasına tabi olarak hareket ettiğini ve deformasyonun yaygın (diffuse) yani fay zonlarına konsantre olmadığını iddia etmektedirler. Buna karşılık Armijo ve diğer. (1996), hareketlerin daha çok sınır koşulları tarafından sağlandığını ve deformasyonun belli sınırlar veya faylar boyunca meydana geldiği görüşünü ortaya koymuşlardır. Güncel GPS verileri her iki görüşün bazı alanlarda geçerli olduğunu göstermektedir. Batı Anadolu ve Ege Denizi'ndeki yaklaşık K-G gerilmenin hızı konusunda da farklı görüşler vardır. Jackson and McKenzie (1984) ve Taymaz ve diğer. (1991) bu hızın 6 mm/yıl olabileceğini ileri sürmüşlerdir ve Ege Denizi'nin son birkaç milyon yılda %50 gerildiğini belirtmişlerdir. Ancak yine güncel GPS verilerine göre bu gerime miktarı 15 mm/yıl civarındadır (McClusky ve diğer. 2000)

(Şekil 3.2). Batı Anadolu'da K-G gerilmenin yaşı da uzun zamandır tartışılan konulardan biridir. Seyitoğlu and Scott (1991) gerilmenin yaşının Oligosen sonu Miyosen başı olduğunu belirtmişlerdir. Buna karşılık Şengör (1987) ve Yılmaz (1997) bu dönemde sıkışmanın hala devam ettiğini ve ancak bu dönemde oluşan basenlerin gerilme ile değil sıkışma rejimi içerisinde meydana geldiğini savunmuşlardır. Bütün bu farklı görüşlerden anlaşılacağı gibi bu bölgedeki deformasyonla ilgili kinematik özellikler ve dinamik olaylar son derece karışıktır. Her ileri sürülen fikrin belirli doğruları olmasına rağmen problemler henüz tam anlaşılammıştır.



Şekil 3.2 GPS istasyon ölçümleri sonucu Batı Anadolu ve Ege Bölgesi'nin tektonik hareket vektörleri (McClusky ve diğer., 2000).

Yukarıda bahsedilen çalışmaların yanı sıra Ocakoğlu ve diğer. (2005) tarafından İzmir Körfezi ve çevresinin aktif tektonizmasını incelemek amacıyla 975 km uzunluğunda sismik yansıma verisi toplanmış ve işlenmiştir. Sismik verilerin stratigrafik ve yapısal anlamda yorumlanması ve bu bulguların kara morfolojik özellikleri ile ilişkilendirilmesi sonucu bölgede yaygın olarak doğrultusu K-G'den

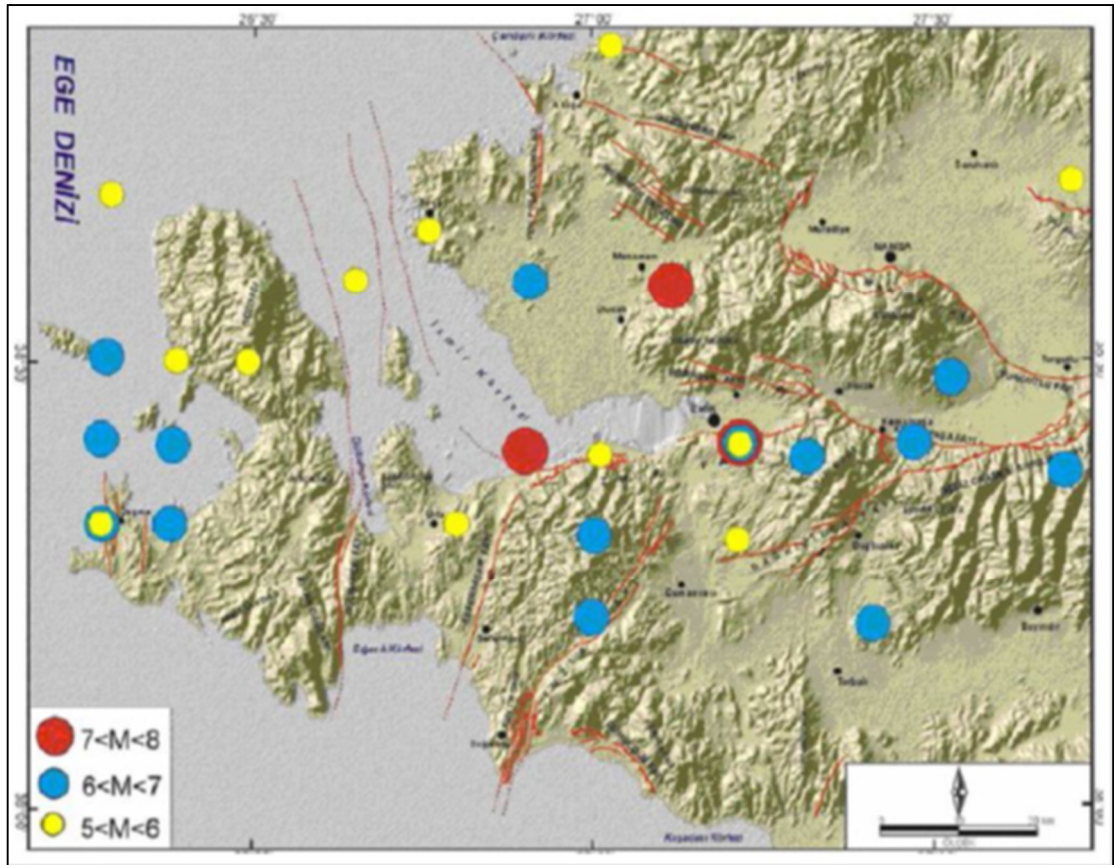
KD-GB'ya değişen aktif sıkışma bileşenli doğrultu atımlı faylar ve yer yer D-B yōnelimli normal faylar haritalanmıştır. Bu faylardan K-G doğrultulu Karaburun Fayı, Karaburun Yarımadası'nı yükseltirken Urla Fayı, İzmir Kōrfezi iēerisinde Urla-Uzunada ekseni boyunca temeldeki yükselimi kontrol etmektedir. KD - GB doğrultulu Tuzla Fayı İzmir kentinden Doğanbey Burnu açıklarına kadar uzanmaktadır ve fayın pozitif ēiēek yapısı Seferihisar yükselimini kontrol etmektedir. Bu faylar, D-B yōnünde bir daralmaya işaret etmektedir. ēalıřma alanındaki aktif faylarla deprenselliğin ilişkilendirilmesi sonucu, bōlgedeki deprem aktivitesinden sadece İzmir kentinin iēinden geēen D-B doğrultulu İzmir fayının sorumlu olmadığı gōr÷lmüştür. Bōlgeyi K-G ve KD-GB doğrultularda kateden doğrultu atım karakterli Tuzla, Urla ve Karaburun fayları, son yıllarda 2003 Seferihisar ve 2005 Sığacık Kōrfezi depremleri de dahil olmak üzere, bōlgenin deprenselliğinden büyük ölçüde sorumlu fay sistemleri olarak değerlendirilmişlerdir (Ocakōęlu ve diğer. 2005).

BÖLÜM DÖRT

ÇALIŞMA BÖLGESİNİN DEPREMSELLİĞİ

Çalışma alanının depremselliğiyle Batı Anadolu'nun en aktif bölgelerinden biri olduğu bilinmektedir. Batı Anadolu'nun ana morfotektonik elemanları kabaca D-B genel uzanımlı horst ve grabenlerden oluşan bloklu bir yapı oluşturur. Batı Anadolu'nun günümüzdeki bloklu morfolojisi neotektonik dönemde bölgede K-G genel doğrultusunda gerilmeyeyle karakteristik neotektonik rejimin eseridir (Şengör, 1980). Bölgenin K-G doğrultusunda genişleme kuvvetlerine maruz kalarak şekil değiştirdiği Le Pichon ve Angelier, 1981; Dewey ve Şengör, 1981; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör ve diğ. 1985 tarafından bilinmektedir. 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). Anadolu bloğu Batı Anadolu'da saatin tersi yönünde rotasyonal bir dönme ile Ege Denizi'ndeki Hellenik yay boyunca Afrika levhası üzerine itilmektedir (Şengör ve Kidd, 1979; Şengör 1979, 1980; Şengör ve diğer., 1985; Reilinger ve diğer., 1997). Batı Anadolu'daki açılmalı tektonik rejim bölgede gerçekleşen rotasyonal dönmenin bir sonucudur. Tarih boyunca; 926, 1595, 1664, 1845 yıllarında Manisa, 1688, 1739, 1778 yıllarında İzmir, 1880 yılında Menemen ve 1653 ve 1899 yıllarında Büyük Menderes lokasyonlarında meydana gelmiş yüksek şiddetteki yıkıcı depremler, bölgenin sismik aktivitesinin oldukça yoğun olduğunun göstergesidir (Ergin ve diğ., 1967, Soysal ve diğ., 1981, Ambraseys, 1988, Guidoboni ve diğ., 1994, Ambraseys ve Jackson, 1998, Ambraseys ve Finkel, 2003, Tan ve diğ., 2008). Bu depremlerde yangınlar çıkmış, çok sayıda can kaybı ve mal kayıpları ile pek çok yerleşim yeri yerle bir olmuştur. Örneğin 10 Temmuz 1688 depreminde İzmir'de, o günkü koşullarda (Şiddet=X, M=6.8) 15-20 bin kişi ölmüş, büyük hasarlar ve tsunami olmuştur. Ayrıca 15 Ekim 1883 Çeşme yarımadası depreminde, yarımadanın batısındaki köylerde 15 bin kişinin öldüğü söylenmektedir

(Emre ve diğer., 2005). 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 yerleşim yerinin tarihsel dönemde çok sayıda depremden etkilendiğini ortaya koyar (Şekil 4.1). Tarihsel ve aletsel dönemde bölgede meydana gelmiş yıkıcı ve hasar yapıcı depremler Tablo 4.1’de sunulmuştur.



Şekil 4.1 İzmir ve çevresinin tarihsel dönem depremlerinin diri fay haritası üzerindeki dağılımı (Diri faylar Emre ve diğerleri 2005'ten, tarihsel depremlerin konumları ve büyüklükleri İzmir Büyükşehir Deprem Master Planı, 2009'dan alınmıştır).

Tablo 4.1 Tarihsel ve aletsel dönem İzmir ve çevresi M>5 deprem tablosu (Polat ve diğerleri 2008'den yararlanılmıştır).

DÖNEM	TARİH	LOKASYON	BÜYÜKLÜK (Ms)
TARİHSEL	17	İzmir - Ege	7.4
	688	İzmir	6.8
	1644	İzmir	5.6
	1664	İzmir	5.6
	1653	İzmir - Ege	7.4
	1668	İzmir	6.8
	1688	İzmir - Ege	7.4
	1739	İzmir	6.2
	1776	İzmir	6.2
	1850	İzmir - Ege	6.2
	1880	İzmir - Manisa	6.8
	1883	İzmir - Çeşme (Sakız)	6.8
	1883	İzmir	6.2
	1888	İzmir - Çeşme (Sakız)	6.2
	1888	İzmir - Ödemiş (Aydın)	6.2
	1889	İzmir - Karaburun (Sakız)	5.6
	1895	Aydın	6.2
	1895	İzmir - Menemen	6.8
	1896	Muğla - Marmaris	5.6
	1897	Muğla - Marmaris	5.6
1899	İzmir - Menderes	6.8	
ALETSEL	1904	Aydın - Kuşadası	6.2
	1904	İzmir - Seferihisar	6.0
	1909	Manisa	6.0
	1919	Manisa - Soma	7.0
	1928	İzmir - Torbalı	6.5
	1933	Muğla - Gökova	6.5
	1939	İzmir - Bergama	6.6
	1941	Muğla	5.9
	1941	Muğla	6.2
	1942	Manisa - Soma	6.0
	1944	Manisa	6.0
	1945	Denizli	6.8
	1949	İzmir - Karaburun	6.6
	1955	Aydın - Söke	6.8
	1959	Muğla - Fethiye	5.9
	1965	Manisa - Salihli	5.8
	1965	Denizli - Buldan	5.6
	1961	Muğla - Marmaris	6.3
	1969	Manisa - Demirci	5.9
	1969	Manisa - Demirci	6.5
1969	Manisa - Alaşehir	6.5	
1969	İzmir - Karaburun	5.9	
1974	İzmir	5.8	
1979	İzmir - Karaburun	5.7	
1992	İzmir - Seferihisar	6.0	
2003	İzmir - Seferihisar	6.1	
2005	İzmir - Seferihisar	5.6	
2005	İzmir - Seferihisar	5.6	
2005	İzmir - Seferihisar	5.9	

Tarihsel ve Aletsel dönem boyunca (1900 öncesi ve sonrası) İzmir ve çevresi büyük depremlere maruz kalmış, büyük can ve mal kayıpları vermiştir. Araştırılan kayıtlar İzmir kentinin çoğu depremden etkilenmiş olmasına rağmen özellikle bazı depremlerde çok büyük hasarların meydana geldiğini göstermektedir. Tarihsel depremler açısından M.S. 17 depremi, İzmir yöresi için en önemli depremlerden birisidir. Bu depremler dışında özellikle 1688 depremi İzmir’de büyük ölçüde can kaybı ve hasara sebep olmuştur. Ayrıca Ambraseys ve Finkel araştırmalarında bu depremi şöyle anlatmışlardır; ‘Bu, büyüklüğünün nispeten az olmasına rağmen yerel yıkıma yol açan bir depremdi ve o sıralar Levant’ın (Doğu Akdeniz) gelişen ticaret merkezi olan Smyrna’da (İzmir) büyüklüğü ile orantısız hasara neden olmuştu. Kentte çok sayıda Avrupalı diplomat ve tüccar bulunduğu için bu olay bütün tarihi depremlerin en iyi bilinenlerinden biridir. Aşağı yukarı aynı bilgiyi veren çok sayıda kaynak, genelde Fransız Konsoloslugu’nun iki raporuna dayanmaktadır: Bu raporların özetleri, aşağıda belirtilen ayrıntıların ana hatlarını sağlıyor. Döneme ve yakın dönemlere ait daha kısa bir kaç rapor, olayla ilgili bilgimize önemli hiç bir şey eklemeler.

Deprem, 11:45’te oldu ve 20 – 30 saniye sürdü. Hasarın büyük bölümü, İzmir’in rakımı düşük alanlarında oluştu; Evlerin ve kamu binalarının $\frac{3}{4}$ ’ü ile birlikte Doğu’ya bakan duvarların büyük bir kısmı yıkıldı. Kentte bulunan 17 büyük camiden sadece 3’ü ayakta kaldı, bunlar da ağır hasar görmüşlerdi ve çökmek üzereydiler. Falızâde ve Bıyıklızâde camileri tamamen yıkıldı. Bir çok büyük kilise tamamiyle çöktü: Fransisken, Cizvid ve Cemaatsel yönetim kiliseleri tamamen yerle bir oldu; Bu kiliselerden geriye kalanlar, daha sonra çıkan bir yangında kül oldular ve yangında iki papaz yaşamını yitirdi. Yunan Metropolitan Kilisesi, Ermeni Kilisesi ve Sta Photini Şapeli tamamen yıkıldı. Ortadoks Mezarlığı’ndaki Saint George Kilisesi ağır hasar gördü.

Şok, kentin Avrupalı kesiminde bir yangın çıkmasına neden oldu. Yangın hızla, “Fransa Sokağı” boyunca sahile ve Doğu’da “Apano Mahalas” mahallesine kadar yayıldı. Hasar özellikle yabancı konsolosluklar bölgesinin deniz tarafında daha ağırdı: Deprem ve yangın buradaki bütün depoları ve içlerindeki malları, Avrupalılar’ın mobilyaları ile diğer eşyalarını yok etti. Temmuz’un sonlarında hala

için için yanmaya devam eden enkazdan sadece küçük bir miktar para kurtarılabildi. Yangında İngiliz, Fransız ve Hollandalı ofislerine ait arşivlerin yanı sıra yabancı konsoloslukların arşivleri de kül oldu. Fransız, İngiliz ve Hollandalı tüccarlar bütün dosyalarını, yazışmalarını ve borç makbuzları ile yerel tüccarlardan alacaklarının makbuzlarını yitirdikleri gibi 1milyon kuruş değerindeki mallarını da kaybettiler. Depremde ve yangında zarar görmeyen mallarla kişisel eşyalar ise, Eylül’de başlayan şiddetli yağmurlarda yok oldu: Symrna’da ticaret tamamen felce uğradı.

Yangın, kentin geri kalan kısımlarının da çoğuna sıçradı ve kalan ne varsa küle çevirdi: Depremden sonra Avrupai kesimden geriye sadece tek bir duvarın kaldığı söylenir. Yangın, çarşılarla da yayıldı; Buna karşın Türk semtleri, kutsal Ramazan ayında yemek pişirmek üzere yakılan ateşler söndürüldüğü için kurtuldular.

Depremde iki ya da üç han çökerek 600-700 tüccar ile hayvanların ölmesine neden oldu; Duvarları taştan inşaa edilen ve kurşundan çatısı olan Köprülü Hanı, depremde hasara uğramadı ancak yangında küle döndü. Ana çarşının en sonunda bulunan “Pamuk Eğricileri Hanı” dışında, Symrna’daki diğer bütün hanlar ya depremde yıkıldı, ya da yangında kül oldu. Gümrük ofisinin eski binası çöktü, ancak her iki tarafından kemerli taş depolarla korunan yeni bina, depremden ve yangından kurtuldu.

Deprem sonucunda, kentten yaklaşık 3km uzaklıkta ve İzmir Körfezi’nin girişinde bir yarım ada üzerinde bulunan Sancak Burnu Hisarı tamamen yıkıldı. Çevresindeki toprak ile birlikte Hisar suya batarak genişliği 30 m. olan bir deniz parçasıyla ana karadan ayrılan bir adacık oluşturdu. Hisar’ın kendisi tamamen toprağa gömüldü ve deniz suyu içerideki mazgallar ile topun seviyesine kadar yükseldi. Hisar’ın anakarada civarında bulunan evlerin ¾’ü depremde yıkıldı. Kentin rakımı düşük kısımlarında yer ilk şokla yarıldı ve yer yer çatlaklardan su fişkırdı. Depremden sonra, toprağın yaklaşık 60 cm. denize gömülmüş olmasından dolayı, Symrna’da denizin iç kısımlara doğru ilerlediği anlaşıldı.

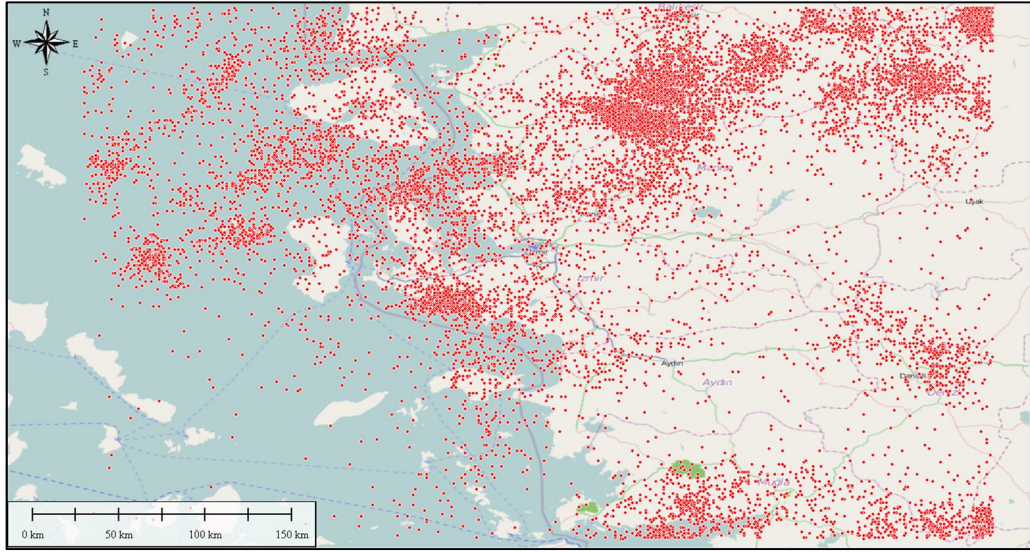
Sahilden uzaklaştıkça, hasarda hızla azalıyordu. Pagus Dağı ve Saint Peter Kaleleri ya hasara uğramadı ya da çok az uğradı; Bu kaleler, hasarın genellikle hafif olduğu Symrna’nın doğusundaki tepelerin üzerine inşaa edilmişlerdi. Symrna’dan uzaklaştıkça, hasar çok hızla azalıyordu: Sidigny’de (Seydiköy) sadece bir kaç ev yıkıldı, Durgutli (Turgutlu), Philadelphia (Alaşehir) ve Magnesia’da (Manisa) da

aynı durum söz konusu idi, ancak sonuncu kentte Ulu Cami'nin minaresinin şerefesinin üst kısmı çatladı. Deprem, Foça, Sakız Adası, Naxos ve Scala Nova'dan (Kuşadası) da bildirildi fakat bu yerlerde kesinlikle hiç bir hasar yoktu. Smyrna yakınlarında su pınarları kurudu ve başka yerlerde – geçici bir süre için – iki su değirmenini döndürmeye yetecek miktarda su çıkaran yeni pınarlar oluştu. Şok, denizde de hissedildi ve Smyrna yakınlarında seyreden gemiler sallandı. Deprem küçük bir sismik deniz dalgasına yol açtığına ilişkin kimi kanıtlar vardır. Smyrna'da Fransız Konsolu ile 35 Fransız, 3 İngiliz ve 1 Hollandalı'nın da aralarında bulunduğu 5000'den fazla insan öldü. O sırada ziyarete gelmiş olan İskenderiye Patriği ile Smyrna Metropolitanı' da yaşamlarını yitirdiler. Çok sayıda insan yangında öldü. Deprem ile ilgili haberler, kimi durumlarda aşırı derecede abartılmış olarak, kısa sürede Avrupa ve Orta Doğu'ya yayıldı.

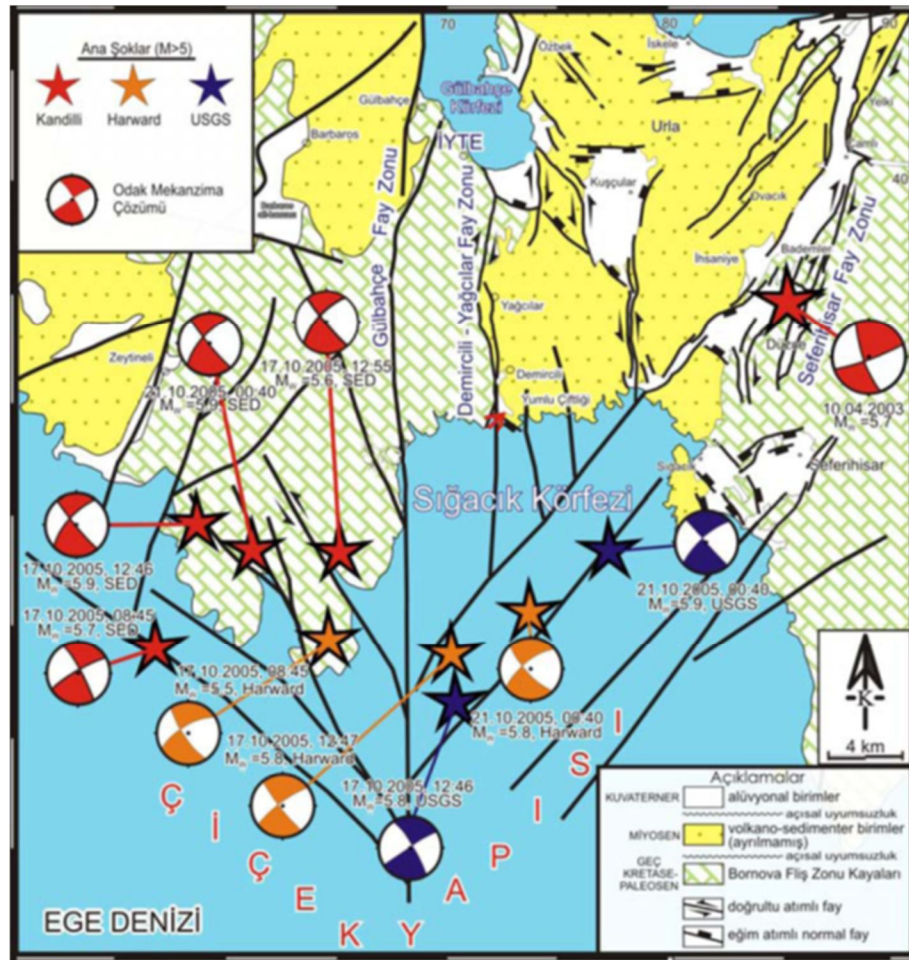
Depremden sonra, artçı şoklar devam ederken, özellikle Avrupalı tüccarlar Smyrna'dan taşınmayı ve ofislerini Sakız Adası, Foça ya da Manisa'da kurmayı düşündüler: Fransızlar, konsolosluklarını Smyrna'nın bir kaç kilometre Güney – Doğu'sunda bulunan Buca'ya taşıdılar ve ticari ofislerini geçici bir süre için Foça ile Manisa'da kurdular. Bu, depremin kent dışında ya çok az hasara yol açtığını ya da hiç hasar vermediğini doğrular. Yağma, hastalık, devam eden artçı şoklar ve yerel valilerin isyanı, genellikle tüccarlardan oluşan çok sayıda insanı, Smyrna'yı temelli terk etmeye ve küçük Asya'nın diğer kısımlarına göç etmeye zorladı; Bunların bir kısmı, Halep ve (Lübnan'da ki) Saida'ya yerleşti.

Kent yeniden inşaa edildiğinde, sadece temeller ile duvarların alt kısımları taştan yapıldı; Binaların geri kalan kısımları tahtadan ve tuğladan inşaa edildi. Bu teknik sonraki depremlerde dayanıklılığını kanıtladı.'

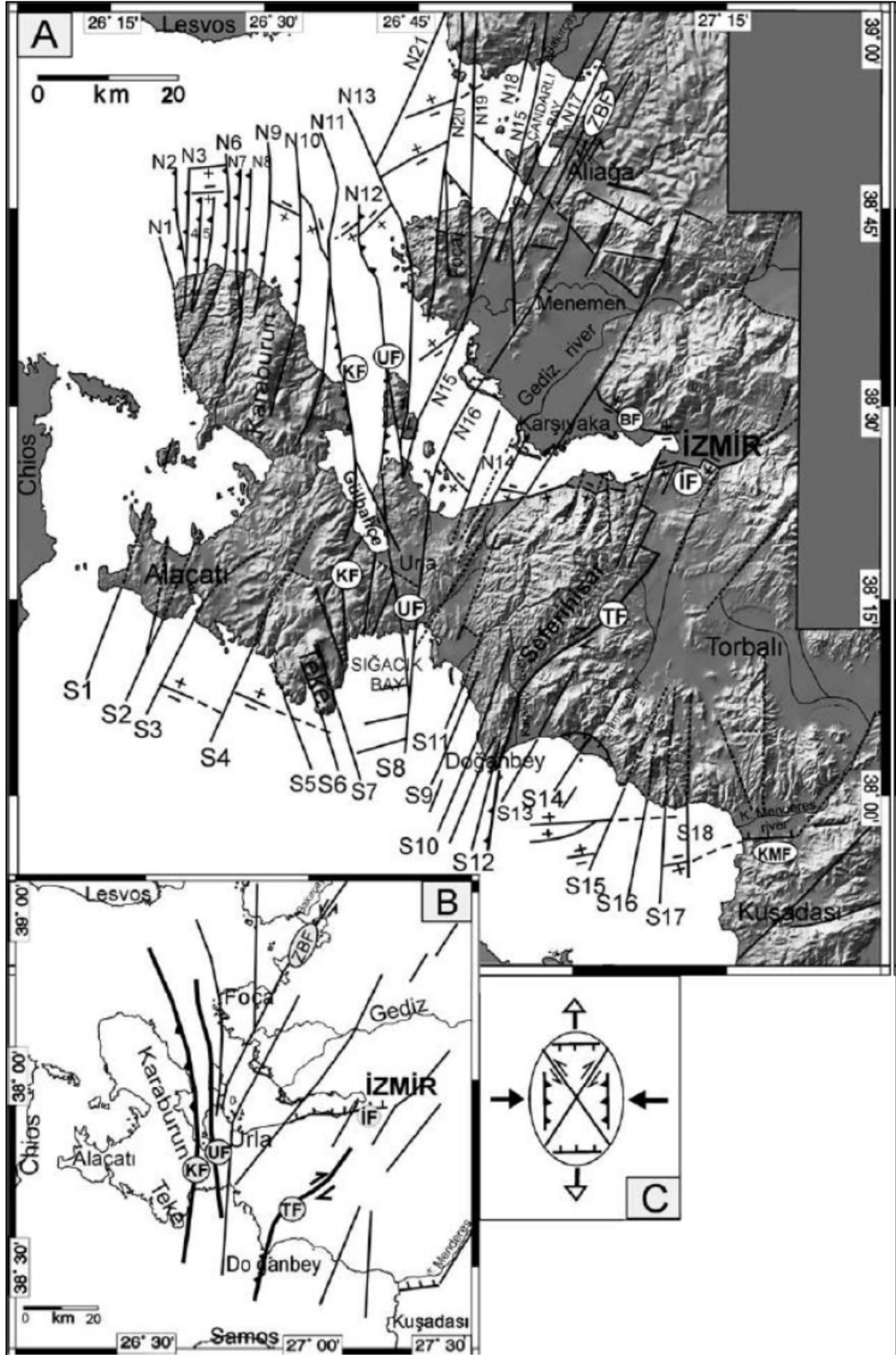
1973 – 2010 yılları arasında bölgede meydana gelmiş $M > 1$ depremlerinin episantr dağılımları, bölgede deprem aktivitesinin oldukça fazla olduğunu göstermektedir (Şekil 4.1). Bölgeyi kontrol eden ana tektonik elemanlar Karaburun Fayı ve Urla Fayıdır. Bu faylar haricinde bölgede bir çok kara ve su altı fayının etkinliği başta Sözbilir, Ocaoğlu ve Günay'ın çalışmaları tarafından ortaya konulmaya çalışılmıştır (Şekil 4.2, Şekil 4.3).



Şekil 4.1 1973 – 2010 yılları arası İzmir ve çevresi deprem episantır dağılım haritası (USGS verilerinden derlenmiştir).



Şekil 4.2 Ekim 2005 ve Nisan 2003 depremlerinin ana şoklarının ve bu depremlere neden olan diri fayları gösteren jeoloji haritası (Sözbilir ve diğ., 2009)



Şekil 4.3 İzmir, Alağa, Karaburun, Alaçatı, Doğanbey ve Kuşadası çevresindeki sualı fayların genel görünimleri (Ocakoğlu ve diğerleri, 2005).

4.1 Bölgenin Aktif Fayları

Emre ve diğer., 2005'te yaptığı diri fay çalışmasında, kuzeyden güneye doğru 9 adet aktif fay ayırt edilmiştir. Bu faylar; Güzelhisar Fayı, Menemen Fay zonu, Yenifoça Fayı, İzmir Fayı, Bornova Fayı, Tuzla Fayı, Seferihisar Fayı, Gülbahçe Fayı ve Gümüldür Fayı'dır.

1) Güzelhisar Fayı : Sağ yönlü doğrultu atımlı, K70B doğrultulu, 25 km uzunluğunda, olası aktif bir faydır.

2) Menemen Fay zonu : KB-GD doğrultulu, K60B konumlu 4 adet koldan oluşur. 15 km uzunluğunda, 5 km genişliğinde, eğim atımlı normal faylardır. Bu kırıklardan bazılarının 3 lokasyonda alüvyon yelpazesini kestiği tespit edilmiştir.

3) Yenifoça Fayı : K-G doğrultulu, 20 km uzunluğunda, sol yönlü doğrultu atımlı bir faydır.

4) İzmir Fayı : D-B uzanımlı, Güzelbahçe-Pınarbaşı arasında toplam 35 km uzunluğunda, 400-500 m. atımı olan eğim atımlı normal bir faydır. 2 segmentten oluşur. Güneyde ki Balçova-Buca hattı K82B doğrultulu ve 15 km, kuzeyde ki Halkapınar segmenti Pınarbaşı- Belkahve arasında uzanır ve yaklaşık 15 km uzunluğundadır. Buca yöresinde pliyosen aşınım düzlükleri İzmir fayınca kesilmiştir. Körfezin batısında Uzunada'nın doğusunda KKB - GGD doğrultulu bir tektonik çukurluğun varlığı ve bu çöküntüyü kontrol eden fayların Kuvaterner çökellerini kestiği saptanmıştır (Aksu ve diğer., 1987, Ocakoğlu ve diğer., 2005). İzmir fayının Balçova bölgesinde fayın güney bloğundan beslenen iri çakıl - moloz taşıyan akarsu ağzlarında gelişen alüvyon yelpazeleri Limanreis bölümünde İzmir Fayı tarafından kesildiği ve fayın bu bölümde 500-600 m görünür atımlı olduğu belirtilmektedir.

5) Bornova Fayı: KB-GD uzanımlı birbirine paralel 2 faydan oluşur. Fayın güneyde olanı Kuvaterner çökellerini etkilemiş ve olası diri fay olarak adlandırılmaktadır. Kuzeyde ki fay ise, eğim atımlı normal bir fay özelliğinde ve fayın kuzeyinin taban blok olduğu belirtilmektedir.

6) Tuzla Fayı: İzmir'in güneybatısında Gaziemir ile Doğanbey arasında KD-GB genel uzanımlı yapısal hat Tuzla Fayı olarak tanımlanmıştır (Emre ve Barka 2000). Şekil 4.4'te gösterilen fay çeşitli araştırmalarda değişik isimlerle anılmaktadır. Tuzla Fayı, KD-GB yönünde uzanan 3 ayrı bölümden oluşur. Kuzeyden güneye bunlar Çatalca, Orhanlı ve Cumalı bölümleri olarak adlandırılmıştır. Çatalca 15 km, Orhanlı 16 km ve Cumalı bölümü 15 km, denizdeki devam eden bölümü 10 km olarak kabul edilerek (Ocakoğlu ve diğer., 2004, 2005), toplam uzunluğunun 56 km'yi aştığı kabul edilebilir. Tuzla Fayı'nın Çatalca ve Orhanlı bölümlerinde Diri Fay verisi gözlenmemiştir. Cumalı bölümü ise, KKB - GGD uzanımlı birbirine paralel faylardan oluşan zonal bir yapı gösterir. Zondaki faylar boyunca çok sayıda sıcak su çıkışı ve traverten oluşumları gelişmiştir. Fayın en batıda yer alanı KD-GB yönlü inaktif ve ters fay özelliği taşımaktadır. Zon içindeki diğer faylar K20D doğrultuludur. Cumalı kaplıcaları ile tuzla mevki arasında zonda iki fay yer alır. Bu iki fayın kuzeyde olanı Cumalı yöresinde çok sıcak su çıkışı ve traverten oluşumuna sahip, sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay olduğu ve batıya doğru 200 - 700 m ötelendiği saptanmıştır. Doğuda kalan fay üzerinde sağ yönlü dirseklenmeler izlenmiştir (Emre ve diğer., 2005). Tuzla Fayı'nın denize doğru devamında fayın deniz dibindeki en genç çökelleri kestiği, deniz içinde basınç sırtları oluşturduğu ve deniz içindeki bazı fayların ters fay özelliği taşıdığı ve sağ yönlü olduğu gözlenmiştir (Ocakoğlu ve diğer., 2004, 2005). Ancak fayın Çubukludağ yöresinde Miyosen birimlerini kestiği ve sol yönlü doğrultu atımlı olduğu izlenmiştir (Genç ve diğer., 2001). Bu veriler Tuzla Fayı'nın Miyosen-Pliyosen arasında sol yönlü çalıştığına yorumlanmıştır (Emre ve diğer., 2005). Fay, Türkiye Diri Fay Haritası'nda Cumaovası çizgiselliği Şaroğlu ve diğer. (1987,1992), Eşder (1988)' de Cumalı Ters Fayı, Genç ve diğer. (2001) ise Orhanlı Fayı olarak adlandırmışlardır. Doğanbey Burnu ile Gaziemir arasında fayın karadaki uzunluğu 42 km.'dir. Doğanbey Körfezi'nde MTA Sismik-1 araştırma gemisiyle yapılan çalışmalar Tuzla Fayı'nın GB'da Ege Denizi tabanında devam ettiğini göstermiştir (Ocakoğlu ve diğer., 2004, 2005). Denizaltında devam eden kısmıyla birlikte değerlendirildiğinde fayın uzunluğu 50 km'yi aşar. Fayın güneybatı ucunda deniz tabanından alınan sismik kesitlerde Tuzla Fayı'nın geniş deformasyon zonu oluşturduğu ve zondaki fayların deniz

dibindeki en genç çökelleri kestiği anlaşılmıştır Ocakoğlu ve diğer. (2004, 2005). Aynı çalışmadaki bulgular fayın doğrultu atımlı olduğunu, deniz tabanında basınç sırtları oluşturduğunu ve bu zondaki bazı fayların ters fay bileşeni taşıdığını göstermektedir. 6 Kasım 1992’de İzmir - Doğanbey arasında düşük hasar yaratan bir deprem meydana gelmiştir. USGS tarafından büyüklüğü $M_s=6.0$ ve derinliği 14 km olarak verilen depremin episantırı Doğanbey ile Ürkmez arasında denize rastlarken, artçı şok dağılımları ise Tuzla Fayı üzerinde dağılım göstermektedir (Türkelli ve diğer. 1990, 1995). Fay düzlemi çözümleri depremin sağ yönlü doğrultu atımlı bir kırılma mekanizması sonucu geliştiğini göstermektedir (Türkelli ve diğer. 1995; Tan ve Taymaz 2001, 2002). Bu sismolojik değerlendirmeler yukarıda açıklanan saha bulguları ile uyumluluk göstermektedir. Denizin altında uzanan bölümüyle birlikte yaklaşık 50 km’yi aşan sağ yönlü doğrultu atımlı Tuzla Fayı, İzmir ve yakın çevresinin en önemli aktif tektonik yapılarından birisidir.

7) Seferihisar Fayı: İzmir’in güneybatısında Seferihisar yöresindeki Sığacık Körfezi ile Güzelbahçe arasında uzanır. Ocakoğlu ve diğer. (2004, 2005)’e göre, sualtı verileri fayın deniz tabanında da devam ettiğini göstermektedir. Bu fay, İnci ve diğer. (2003)’e göre Seferihisar-Yelki Fay Zonu, Emre ve diğer. (2005)’e göre ise Seferihisar Fayı olarak adlandırılmıştır. K20D doğrultulu fayın Seferihisar-Gülbahçe arasındaki uzunluğu 23 km, denizdeki bölümüyle birlikte toplam 30 km uzunluğundadır. Fay düzlemi üzerinde İnci ve diğerleri (2003) tarafından sağ yönlü doğrultu atım izleri bulunmuştur. Fay, Ulaşmış köyü civarında Kuvaterner çökellerini keser ve zon üzerinde sağ yönlü ötelenmeler gözlenir (Emre ve diğer., 2005). Fayın deniz tabanında da aktif olduğu belirtilmiştir (Ocakoğlu ve diğer., 2004, 2005). Seferihisar Fayının Miyosende de aktif olduğu yorumlanmıştır (Kaya, 1979). Sözbilir ve diğer. (2003)’e göre bu fayın Miyosende aktivite kazanarak günümüzde 150 km uzunluğunda aktif bir fay zonu oluşturduğu ileri sürülmüştür. Ancak, Emre ve diğer. (2005)’e göre fayın D-B uzanımlı İzmir Fayı ile ilişkili olduğu ve Tuzla Fayı gibi Gediz grabeni batısındaki transfer fay demeti içerisinde yer aldığını savunmuşlardır. İzmir’in güneybatısında Seferihisar yöresindeki Sığacık Körfezi ile Güzelbahçe arasında uzanır (Şekil 4.4). Yapılan

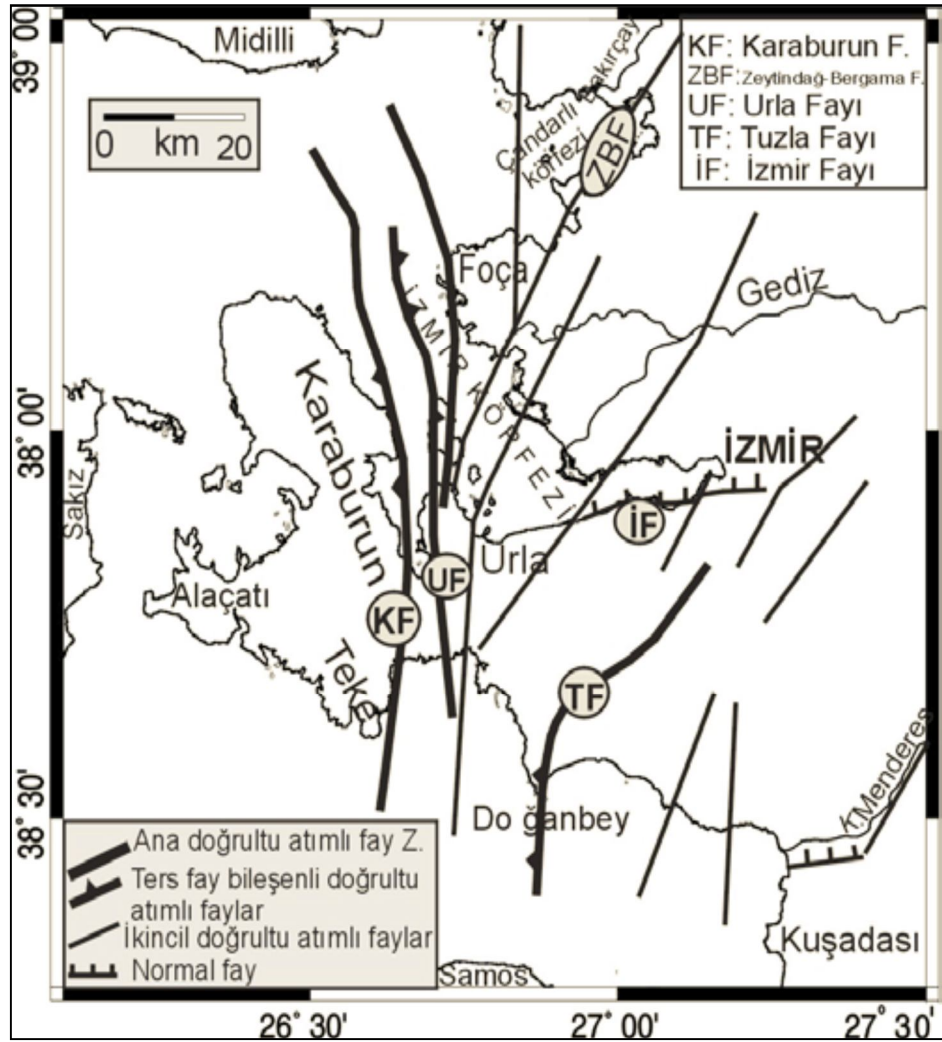
suallı çalışmalarında fayın güneye doğru Ege Denizi tabanında devamlılık gösterdiği saptanmıştır (Ocakoğlu ve diğer. 2004, 2005). Aynı çalışmada bu fayın yakın batısında Urla Fayı adıyla ikinci bir aktif fayın varlığı ileri sürülmüştür. Ancak MTA raporlarında Seferihisar Fayı dışındaki faylar değerlendirmeye alınmamıştır. Seferihisar Fayı'nın Sığacık Körfezi ile Gülbahçe arasında karasal uzunluğu 23 km olup, sualtında uzanan bölümüyle birlikte toplam 30km'lik uzunluğa ulaştığı sanılmaktadır. K20°D genel doğrultulu olan fay, güney yarısında Bornova fişine ait kaya toplulukları içerisinde ve alüvyon düzlüklerinde izlenir. Çamlıköy - Güzelbahçe arasındaki kuzey bölümü ana doğrultudan saparak İzmir Fayı'ndan ayrılan bir kola uyumlu bir gidiş kazanır. Jeomorfolojik veriler Seferihisar Fayı'nın Holosen'de aktif bir fay olduğunu gösterir. Güney ucundaki suallı verileri de deniz tabanında fayın en genç çökelleri etkilediğini göstermektedir (Ocakoğlu ve diğer. 2004, 2005). Nitekim 10 Nisan 2003 tarihinde bölgede meydana gelen depremin (Mw:5.7) odak merkezi ve artçı deprem dağılımı fayın Seferihisar yakınlarındaki bölümüne rastlar. Bu depremle ilgili fay düzlemi çözümlerinde elde edilen kayma düzlemine göre KD-GB doğrultulu olan Seferihisar Fayı'nın haritalanan uzanımına uygun olup, depremin sağ yönlü kırılma sonucu oluştuğunu göstermektedir (Tan ve Taymaz 2003). Yapılan araştırmalar, bölgesel kinematik içerisinde Seferihisar Fayı'nın D-B uzanımlı İzmir Fayı'yla bağlantılı bir yapı olduğunu gösterir. Dolayısıyla bu fay Tuzla Fayı gibi Gediz Grabeni batısındaki transfer fay demeti içerisinde değerlendirilir.

8) Karaburun Fayı: İzmir Körfezi ile Karaburun Yarımadasını yapısal ve morfolojik olarak ayıran önemli bir hattır (Şekil 4.4). İzmir Büyükşehir Belediyesi'nce hazırlatılan İzmir Deprem Senaryosu ve Deprem Master Planı'nda (İDSDMP) Karaburun Fayı olarak adlandırılmıştır (Erdoğan ve diğer. 1990; MTA 2002; İDSDMP). Ocakoğlu ve diğerleri (2005)'nin yaptıkları araştırmada bu faya paralel çok sayıda denizel fay haritalanmıştır. İsimlendirmede karışıklığa yol açılmaması açısından MTA raporlarında, fayın karada izlediği bölümlere en yakın ve en büyük yerleşim biriminin ismini vererek "Gülbahçe Fayı" olarak adlandırmıştır. Ancak; gerek yapılan bilimsel çalışmalarda, gerekse uluslararası yayınlarda "Karaburun Fayı" olarakda anılmaktadır. Karaburun Fayı'nın karadaki

bölümü kuzeydeki Gülbahçe Körfezi ile güneydeki Sığacık Körfezi arasında 15 km uzunluğundadır. K-G doğrultulu olan fayın her iki ucu da denizin altına uzanmaktadır. Sualtı bölümleriyle değerlendirilen fayın toplam uzunluğu 70 km'yi bulmaktadır (Ocakoğlu ve diğer. 2004, 2005). Fayın karadaki bölümü güneyde Karaburun bloğuna ait Trias-Jura-Kratese yaşlı ayrılmamış kireçtaşlarında izlenir. Fayın doğrultusu boyunca yerleşmiş akarsular alüvyon dolgulu çizgisel vadiler oluşturmuştur. Fay, Sığacık Körfezi batısında K-G uzanımlı çok dik ve çizgisel olarak kıyıyı sınırlandırır. Kıyı boyunca fay, büyük bir olasılıkla kıyıya çok yakın olarak deniz tabanında uzanır. Deniz üzerinde yapılan sismik çalışmalar sonucu elde edilen veriler fayın niteliği konusunda daha net bilgiler vermektedir (Ocakoğlu ve diğer. 2004, 2005). Güney ucunda fayın kıyı boyunca oluşturduğu çizgiselliğin Sığacık Körfezi'ndeki 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 Karaburun Fayı'nın devamlılığı ve diğer faylarla olan geometrik ilişkisi net olarak yorumlanamamaktadır. Bu belirsizlik nedeniyle, Sığacık Körfezi batısındaki Teke Burnu Karaburun Fayı'nın güney ucu olarak kabullenilmiştir. Gülbahçe Körfezi'ni K-G doğrultusunda kat eden fay Mordoğan'dan kuzeye doğru KKB-GGD uzanımına döner. Karaburun açıklarında bu faya paralel çok sayıda başka faylarda 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 (Emre, Ö. ve diğ., 2005). Yapılan çalışmalar Karaburun Fayı'nda 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 diğer. 2005). Karada MTA tarafından yapılan jeolojik çalışmalar Karaburun bloğu yüzeyinin batıya doğru tiltlenmekte olduğu ileri sürülmüş olup, bu durum (Ocakoğlu ve diğer. 2004) tarafından önerilen ters fay bileşeni ile uyumludur.

9) Gümüldür Fayı: Güneyde, Gümüldür-Özdere arasında uzanır. Genç ve diğer., (2001)'e göre "Ortaköy Fayı" olarak adlandırılmıştır. K55D doğrultulu, 15 km uzunluğunda, 40-600 batıya eğimli, eğim atımlı normal faydır. Fayın görünür atımı 300 m civarındadır. Kuşadası Körfezi'ni sınırlandırması ve Kuvaterner morfolojisini etkilemesi nedeniyle olası diri fay olarak değerlendirilmiştir (Emre ve diğer., 2005). Deniz tabanında sualtı sismik verileri de Kuvaterner çökellerini kesmektedir (Ocakoğlu ve diğer., 2004).

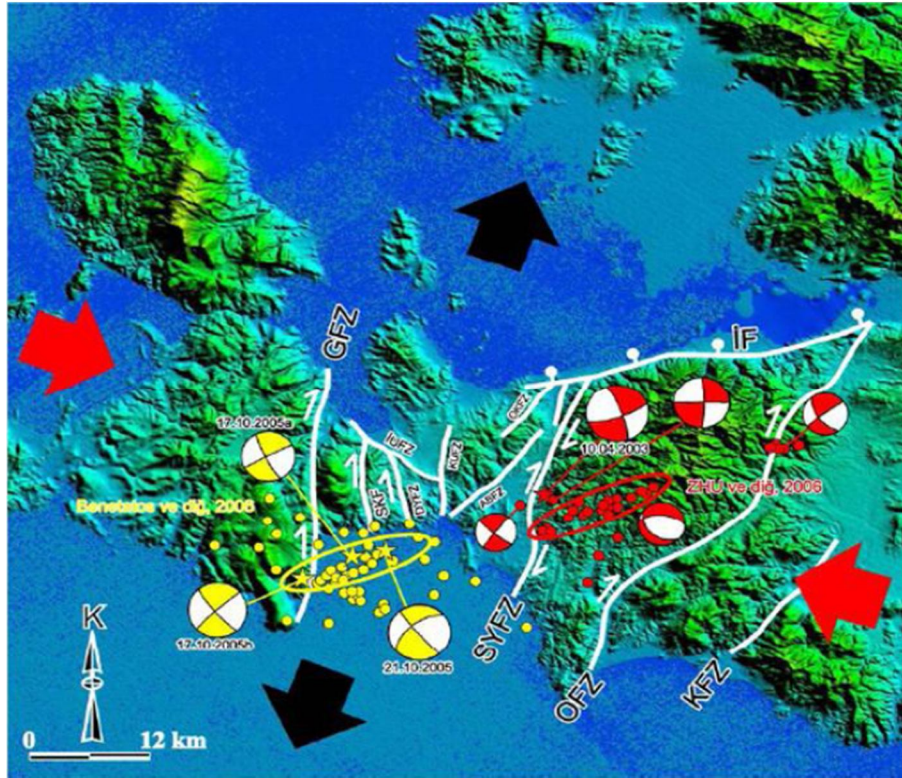
Bu faylara ait bazı kaynak mekanizma çözümleri Benetatos ve diğerleri (2006) ve Zhu ve Diğerleri (2009) tarafından haritalanmıştır (Şekil 4.5, Şekil 4.6).



Şekil 4.4 İzmir ve çevresindeki doğrultu atımlı sualtı faylarının genel görünümü. Koyu renkli faylar birinci dereceden önemli faylardır (Ocakoğlu ve diğerleri, 2005).



Şekil 4.5 İzmir ve çevresinde meydana gelen bazı depremlerin odak mekanizma çözümleri (Benetatos ve diğerleri, 2006).



Şekil 4.6 İzmir’de 2003 ve 2005 yıllarında meydana gelen depremler ve artçıların odak mekanizma çözümleri (Zhu ve diğerleri, 2006).

BÖLÜM BEŞ

MATERYAL VE METOD

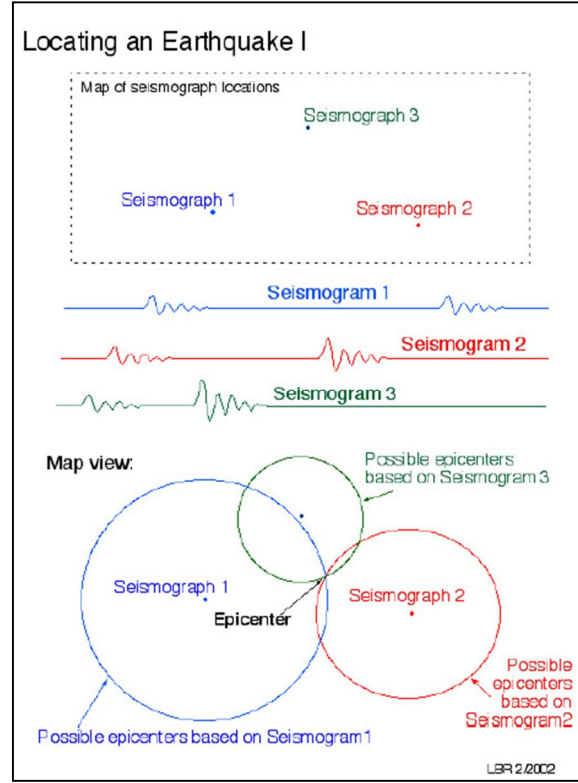
5.1 Sismoloji

Sismoloji (Yunanca σεισμός (*seismós*) = deprem ve logos = bilim kelimelerinden türetilmiştir) veya deprem bilimi, yer hareketlerini ve depremleri inceleyen jeofizik bilim dalıdır. Sismoloji ayrıca tsunami gibi deprem etkilerinin yanı sıra volkanik, tektonik, atmosferik doğa olayları ve patlamalar gibi yapay sarsıntıları da inceler.

Yer içerisinde meydana gelen bir deprem anında çok büyük miktarda enerji açığa çıkar. Bu enerjinin bir kısmı faylanma ile kayaçların deformasyonu için kullanılırken, kalan kısmı ise ortamın özelliklerine bağlı olarak yer içerisinde elastik dalgalar şeklinde yayılır. Sismik dalgalar olarak bilinen bu elastik dalgalar, depremi oluşturan kırılma ve faylanma nedeniyle kaynaktan küresel olarak yer içerisinde yayılırlar. Deprem esnasında başlıca iki dalga türü açığa çıkar. Bunlar; “Cisim dalgaları” ve “Yüzey dalgaları”dır.

5.2 Deprem Episanır Tayini

Çalışmalar süresince kullanılan episanır tayin yöntemi “Kestirme Yöntemi” olarak adlandırılmaktadır. Bu yöntemde, meydana gelen depremin en az üç istasyon üzerindeki kayıtları incelemeye tabi tutulur. Her bir istasyon verisinde P ve S varış zamanları bulunarak aralarındaki zaman farkı ($t_s - t_p$) hesaplanır. Bu zaman farkı bölge sismik hızı ile çarpılarak depremin o istasyona olan uzaklığı (x) bulunur. Son aşamada sismogramların ait oldukları istasyonları merkez olmak üzere her bir istasyondan x çapında daireler çizilir. Tüm dairelerin kesiştikleri nokta bize depremin episanırını verecektir (Şekil 5.5).



Şekil 5.5 Kestirim yöntemi ile merkez üssünün tayin edilmesi.

5.3 Sismolojik Gözlemler

İzmir Körfezi'nin sismolojik açıdan depremselliğinin araştırılması için kurumumuza ait sismometrelerden yararlanarak (Şekil 5.9) bir yıllık süre içerisinde oluşan M=1 ve üzerindeki depremleri izlemeye çalıştık. Çalışmalarda aşağıda tanımlayacağımız tipte sismometreler kullanılmıştır:

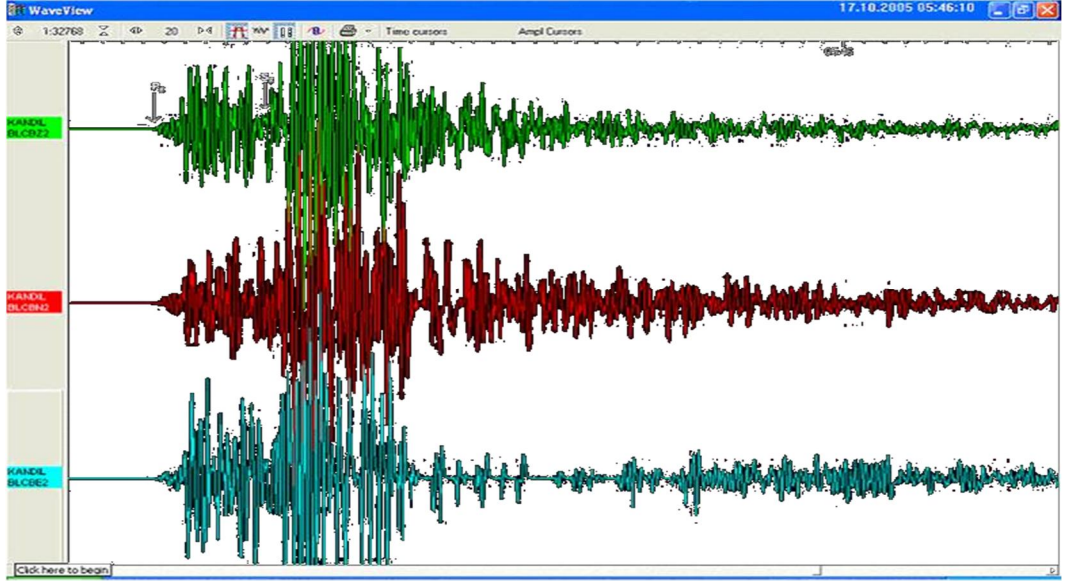
5.3.1 Sismometre

Çalışmalarımız süresince Güralp System tarafından üretilmiş geniş bant (broadband) sismometreler kullanılmıştır (Şekil 5.6). Broadband sismometreler kullanılması, yakın depremlerin yanı sıra uzak depremlerin de kaydedilmelerine olanak sağlamıştır. Deprem sırasında bobin, sabitlenmiş mıknatıs üzerinde hareket eder. Bobini çevreleyen manyetik alan, sarsıntının şiddetiyle orantılı olarak değişir. Bu değişim, bobinde bir gerilim farkı yaratır. Gerilim farkı da elektronik olarak yükseltilip bilgisayara ya da kalemli kaydediciye iletilir (Tübitak internet sitesi).

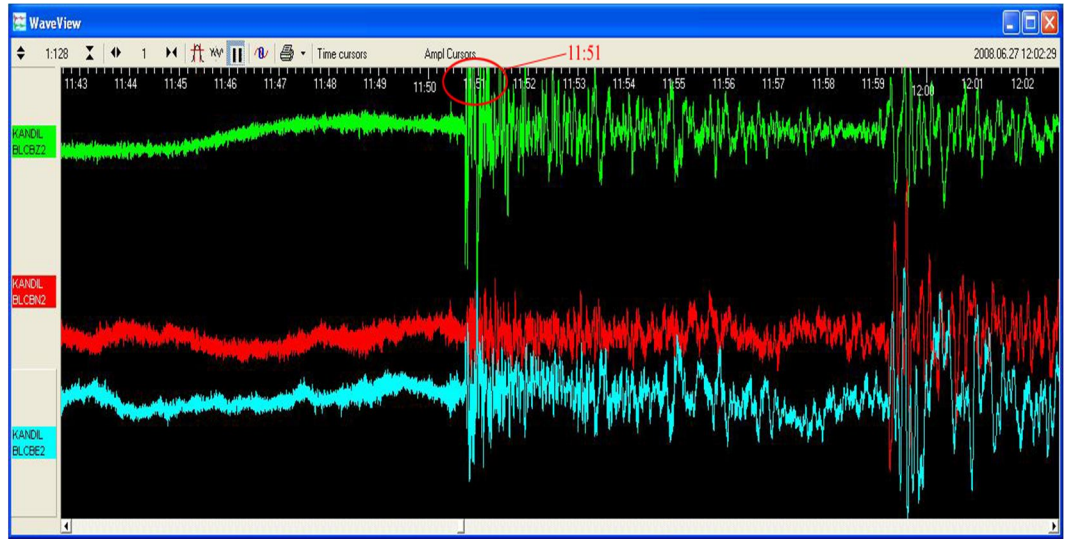


Şekil 5.6 Çalışmalar süresince kullanılan sismometre.

Sismometrelerin çalışma ilkeleri oldukça yalındır. Şöyle ki; sismometre, bir yay ile havada asılı duran ağır bir kütle ve bu kütlein etrafında bulunan bir kutudan oluşmaktadır. Kutu, deprem sonucunda oluşan yeryüzü sarsıntılarına göre hareket ederken kütle ise bu hareketten hemen hemen hiç etkilenmez. Kutunun kütleye göre yaptığı hareketler, bir sensörle algılanıp elektriksel sinyale dönüştürülür. Sinyal, değerlendirme için bilgisayara aktarılır (Şekil 5.7 ve 5.8).



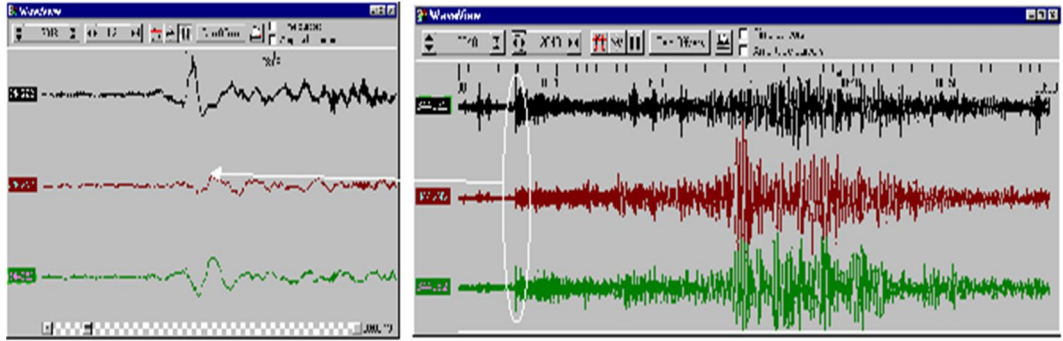
Şekil 5.7 Balçova istasyonunca kaydedilmiş 17.Ekim.2005 tarihli Seferihisar depreminin sismogramı (M=5,7) (Ege Bölgesi Araştırma ve Uygulama Merkezi).



Şekil 5.8 Balçova istasyonunca kaydedilmiş 27.Haziran.2008 Andaman Adaları / Hindistan depreminin sismogramı (M=6,7) (Ege Bölgesi Araştırma ve Uygulama Merkezi).

5.3.2 Scream Sismik Data Toplama / İşleme Programı

“Seismometer Configuration, REaltime Acquisition and Monitoring” (Sismometre Ayarı, Gerçek Zamanlı Görüntüleme ve Bilgi Edinme) cümlesinin kısaltılmış halidir. Güralp Systems Limited tarafından tasarlanmış ve üretilmiştir. Scream, sismometre yapılandırılması, gerçek zamanlı veri alımı ve izlenmesi için yazılmış bir Windows 95/98NT uygulamasıdır. Scream, herhangi bir Güralp Systems sayısal aleti tarafından elde edilen verileri sıkıştırma, görüntüleme, yazdırma, kaydetme ve yeniden görüntüleme işlemlerini gerçekleştirmek için kullanılabilir. Çalışmalar süresince kullanılan program Scream 4.2 versiyonudur. Sismometreler tarafından algılanan yer hareketlerinin sayısal ortamda izlenmesini ve işlenmesini sağlamaktadır. Program sayesinde toplanan veriler üzerinde pencereleme, süzme, genlik büyütme gibi sayısal işlemler gerçekleştirilebilmektedir (Şekil 5.9).



Şekil 5.9 Scream programında veri – işlem arabirimi.

5.3.3 İstasyon Lokasyon Seçme Çalışmaları

İstasyon yerlerinin seçiminde Türkiye’de mevcut sismometre ağlarının dağılımına dikkat edilmektedir. Hali hazırda faaliyet gösteren istasyonlarla aynı yerler seçilmemeye çalışılmaktadır. Ayrıca istasyonların yerleri, İzmir Körfezi ve çevresini mümkün mertebe içine alacak ve birbirlerinden eş uzaklıkta seçilmeye çalışılmaktadır. Ayrıca seçilen yerlerin otoyollardan, mikrosismik zemin gürültüsü olan yerlerden uzak olması tercih edilmektedir. Güvenlik sorunu bulunmayan, elektrik enerjisi daimi olan, verilerin telsiz iletişimi ile gönderildiği (Şekil 5.10) yerlerde görüş açısı ve mesafesi uygun , internet ile gönderildiği yerlerde ise

merkezi santrale çok uzak olmayan yerler aranmaktadır. Seçilen yerlerde kurulacak olan istasyonların binalarının da belirli standartlarda olması gerekmektedir. Bu binalarda mutlaka yıldırım topraklama hattı, su direnç sistemleri ve sürekli enerji sağlamak amacıyla güneş paneli ve / veya rüzgar tribünü olmalıdır. Zira olası elektrik kesintilerinde verilerin sürekliliğini sağlamak üzere sismometreleri bir kesintisiz güç kaynağına bağlamak gerekmektedir (Şekil 5.11). İstasyon binası ve elemanları Şekil 5.12’de gösterilmiştir.



Şekil 5.10 İstasyonlarda kullanılan anten sistemi.



Şekil 5.11 Sismometreyi besleyen kesintisiz güç kaynağı.



Şekil 5.12 Deprem istasyon binası ve elemanları genel gösterimi (Konak İstasyonu örneğinde).

Çalışma süresince kurulması planlanan 11 adet sismometre (Şekil 5.13) için yer belirlenmesinde, telsiz vericili sistemlerin uygulanması ön planda tutulmuştur. Anten sistemlerinde alıcı ve verici antenlerin birbirlerini doğrudan görmeleri mutlaka şarttır. Bu koşulu sağlayacak ve İzmir ve çevresini en iyi şekilde sismik aktivitesinin araştırılabileceğini düşündüğümüz lokasyonları belirleme çalışmaları halen sürmektedir.



Şekil 5.13 EBAMER kurulması planlanan istasyon ağı.

Mevcut kayıt yapan 4 adet istasyondan biri Balçova – Teleferik yakınlarına, diğeri Buca – Toros’a, bir diğeri Karaburun’a ve sonuncusu da Foça’ya yerleştirilmiştir. Foça istasyonu yerinde kayıt yaparken diğeri istasyonlarda telemetrik sistemler kullanılmış, verilerin merkeze gerçek zamanlı kaydı mümkün kılınmıştır. Uydu sistemlerinden farklı olarak alıcı – verici ünitelerinin doğrudan görüş sağlaması gerektiğinden istasyon yerlerini seçmek zorlaşmaktadır. Kurulacak diğeri istasyonlar da İzmir ve çevresine uygun biçimde dağıtılmalıdır.

Ayrıca istasyonlar mutlaka anakaya zeminlere yerleştirilmelidir. Seçilen lokasyonda anakaya derinliğine erişmek için gerekiyorsa kuyu kazılarak sismometre bu kuyunun içine yerleştirilmelidir. Alet çevresine dış ortam şartlarından korunması amacı ile barınak tarzı bir binanın yapılması veri sağlığı açısından oldukça yararlı olacaktır (Şekil 5.12). Böylece zeminden kaynaklanabilecek gürültüler engellenmiş olacaktır.

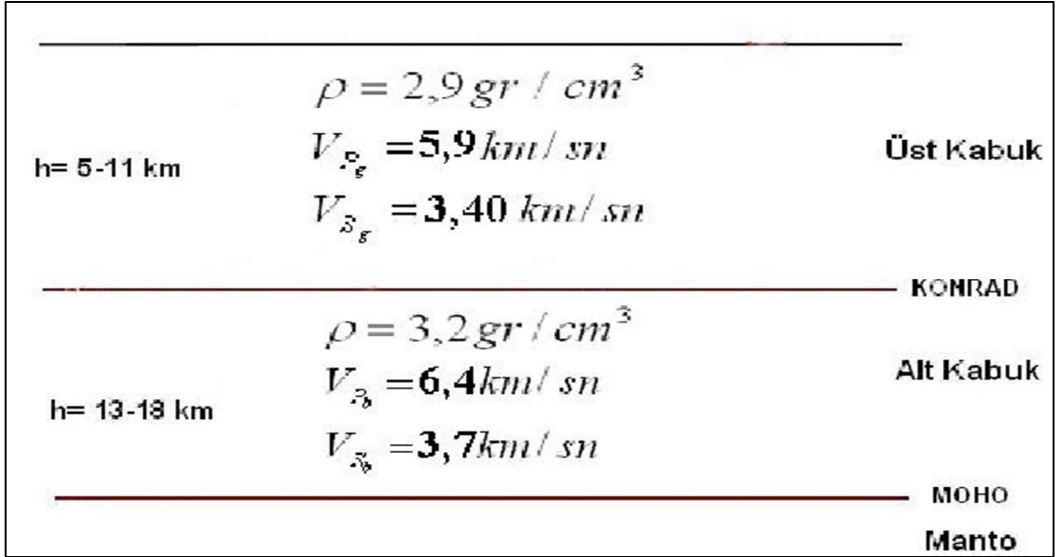
Depremler, 3 bileşenli olarak kayıt edilmektedir. Bunlar; Z, düşey bileşen, N, kuzey – güney bileşeni ve E, doğu – batı bileşenidir. Bileşenler arasındaki genlik, polarizasyon ve periyot farklılıkları tamamen depremin doğal mekanizması sonucu olup nedenlerini araştırmak çok derin matematiksel işlemler gerektirmektedir. Her bir istasyonda kaydedilen depremin genliği; depremin büyüklüğüne göre, enerjinin yayıldığı ortamın etkisine göre, sismometrenin büyümesine göre ve episantr uzaklığına göre değişmektedir.

BÖLÜM ALTI

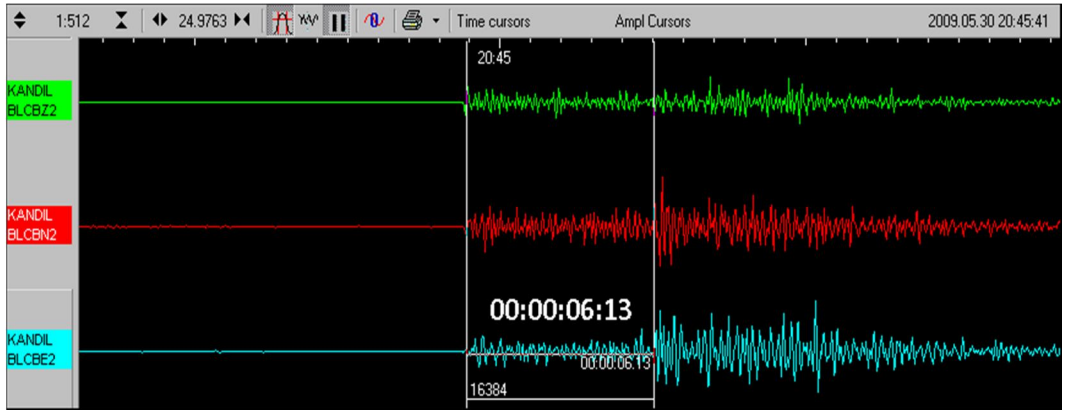
UYGULAMALAR

6.1 Faz Analizleri

İstasyonlarca kaydedilmiş bir çok depremden iki ayrı örnek üzerinde yakın deprem faz analizi yapılmıştır. Bunlardan ilki olan 30.05.2009 yılında İzmir’de meydana gelmiş depremin P ve S fazları geliş zamanları arasındaki farkın 06:13 saniye olduğu ölçülmüş, Eytemiz ve diğerlerinin 2006 yılında yaptıkları Ege Bölgesi kabuk yapısı çalışmalarında (Şekil 6.1) ortaya konmuş ortalama sismik hızla çarpılarak episantr uzaklığı yaklaşık olarak 40km olarak hesaplanmıştır (Şekil 6.2).

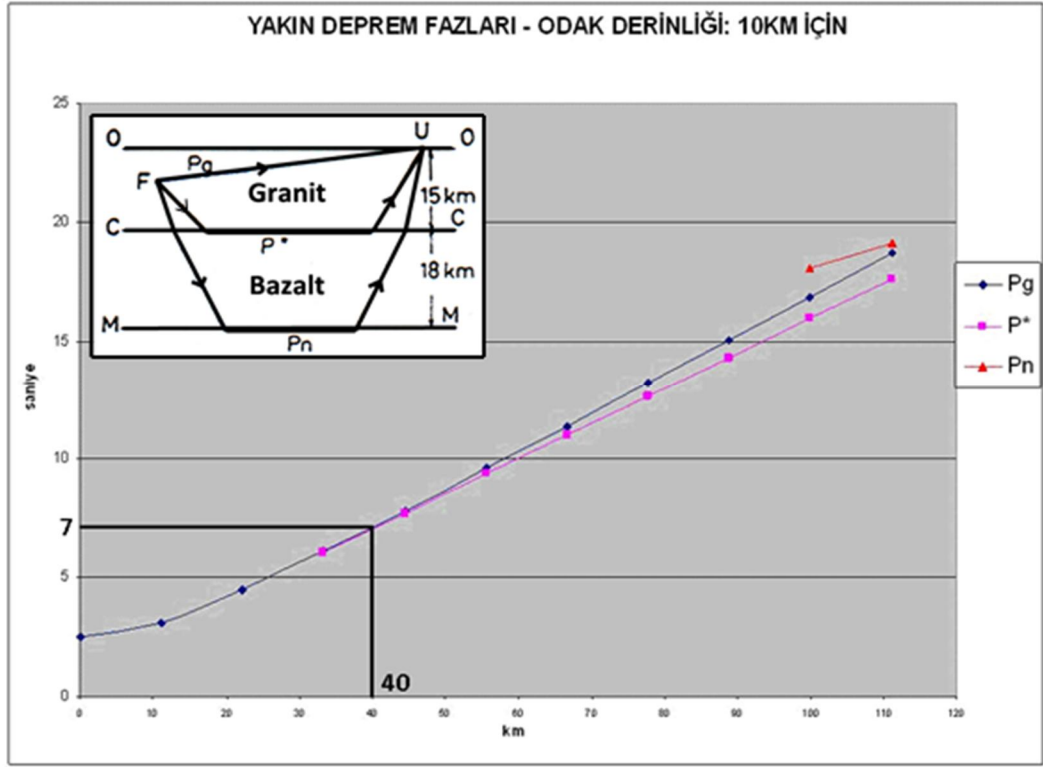


Şekil 6.1 İzmir ve çevresinin olası kabuk modeli (Eytemiz ve diğerleri 2006).



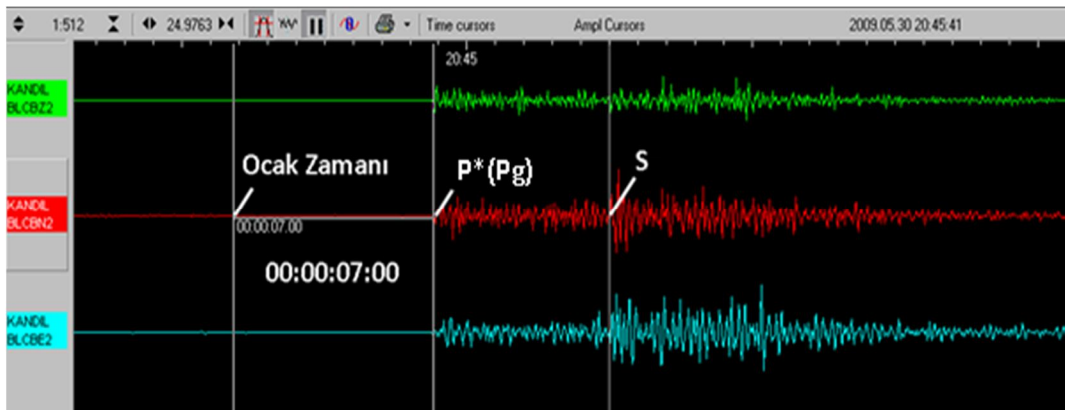
Şekil 6.2 30.05.2009 tarihinde İzmir’de meydana gelmiş depremin P ve S fazları zaman farkı.

Jeffreys – Bullen yol zaman tablolarından yola çıkarak hazırlanmış yakın deprem fazları yol zaman diyagramından 40km için istasyona ilk P* ve Pg fazlarının 7 saniye sonra ulaşması gerektiği görülmüştür (Şekil 6.3).



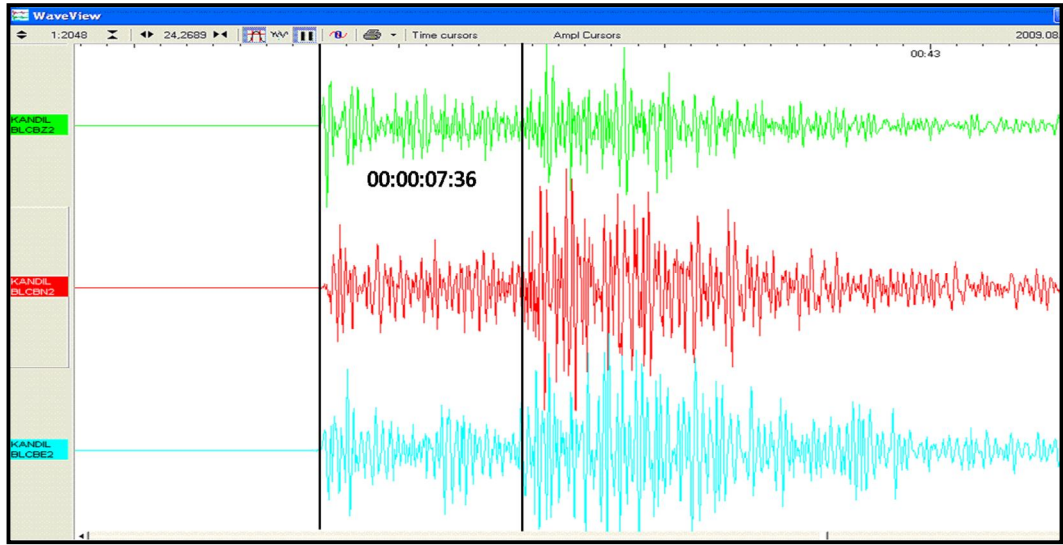
Şekil 6.3 Yakın deprem fazları yol / zaman diyagramı (Jeffreys – Bullen Yol – Zaman cetvelinden düzenlenmiştir).

Sismogram üzerinde dalga ilk geliş zamanından 7 saniye öncesi ocak zamanı olarak işaretlenmiştir (Şekil 6.4).

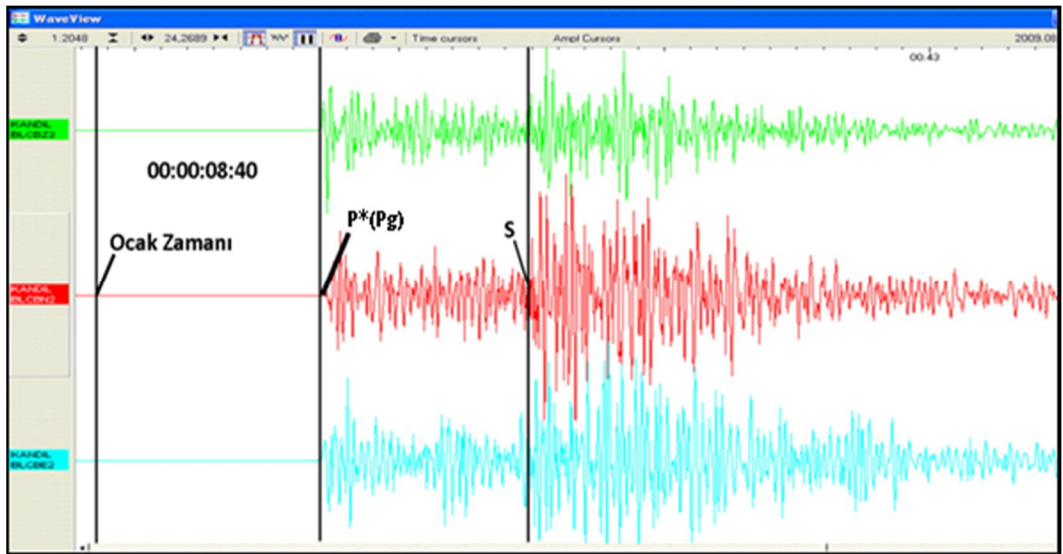


Şekil 6.4 30.05.2009 tarihinde İzmir'de meydana gelmiş depremin faz analizi.

Aynı hesaplarla 30.08.2010 tarihinde yine İzmir’de meydana gelmiş depremin episantr uzaklığı yaklaşık olarak 48km bulunmuş, yol – zaman diyagramından yola çıkarak istasyona ilk ulaşan P* ve Pg dalgalarının yine bir paket halinde aralarında nanosaniyeler mertebesinde bir gecikmeyle deprem oluş zamanından yaklaşık 8,4 saniye sonra istasyona gelmiş olmaları gerektiği görülmüştür. Hesaplanan bu ocak zamanı sismogram üzerinde işaretlenmiştir (Şekil 6.5, Şekil 6.6).



Şekil 6.5 30.08.2010 tarihli İzmir’de meydana gelmiş depremin P ve S fazları arası zaman farkı.

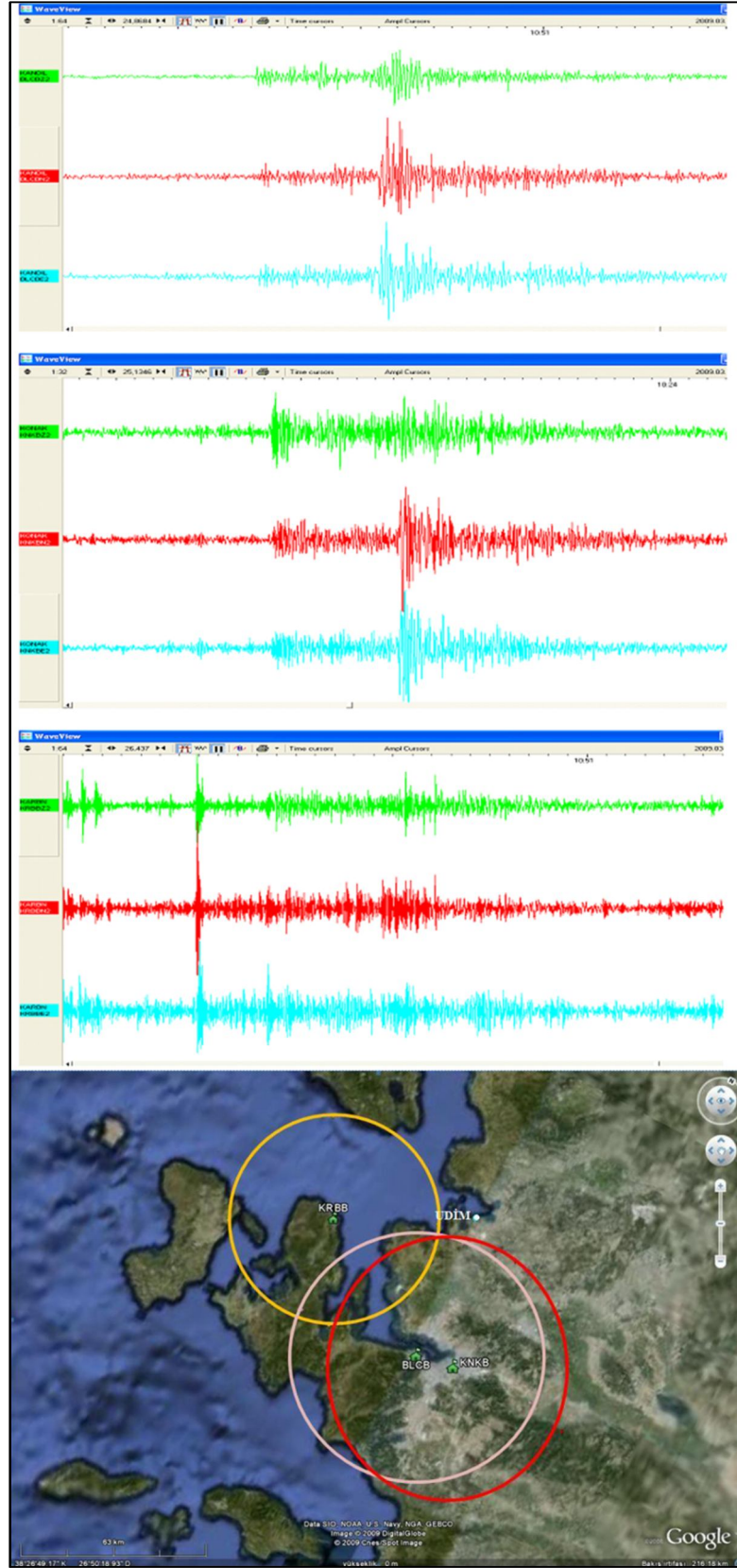


Şekil 6.6 30.08.2010 tarihli İzmir’de meydana gelmiş depremin faz analizi.

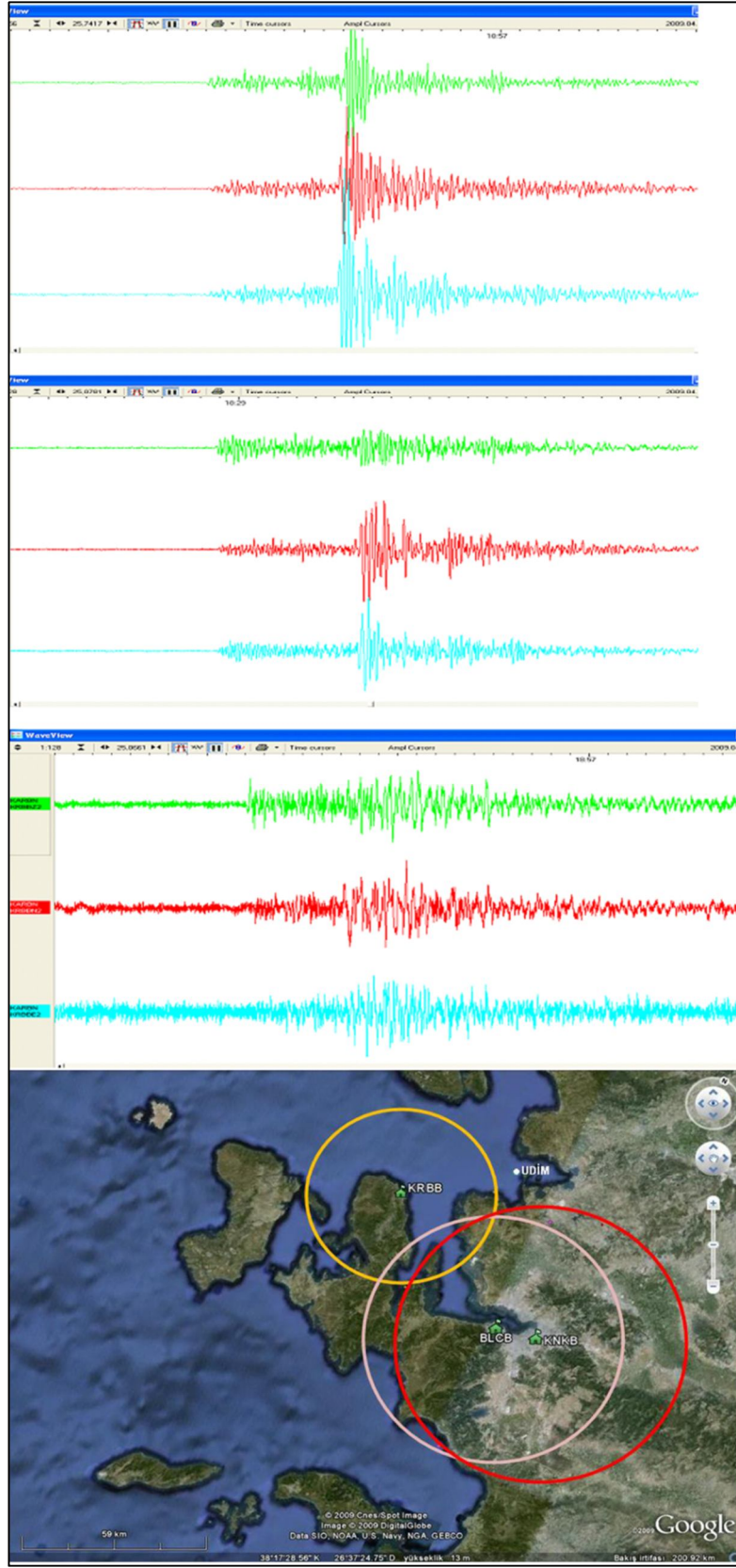
Her iki deprem kaydı için bulunan ocak zamanları, B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Ulusal Deprem İzleme Merkezi'nce yayınlanmış verilerle karşılaştırıldığında elde edilen sonuçların çok yakın olduğu görülmüş, böylelikle sismogramlar üzerinde çalışmalar süresince yapılan işlemlerin güvenilirliği ölçülmüştür.

6.2 Episanırların Bulunması

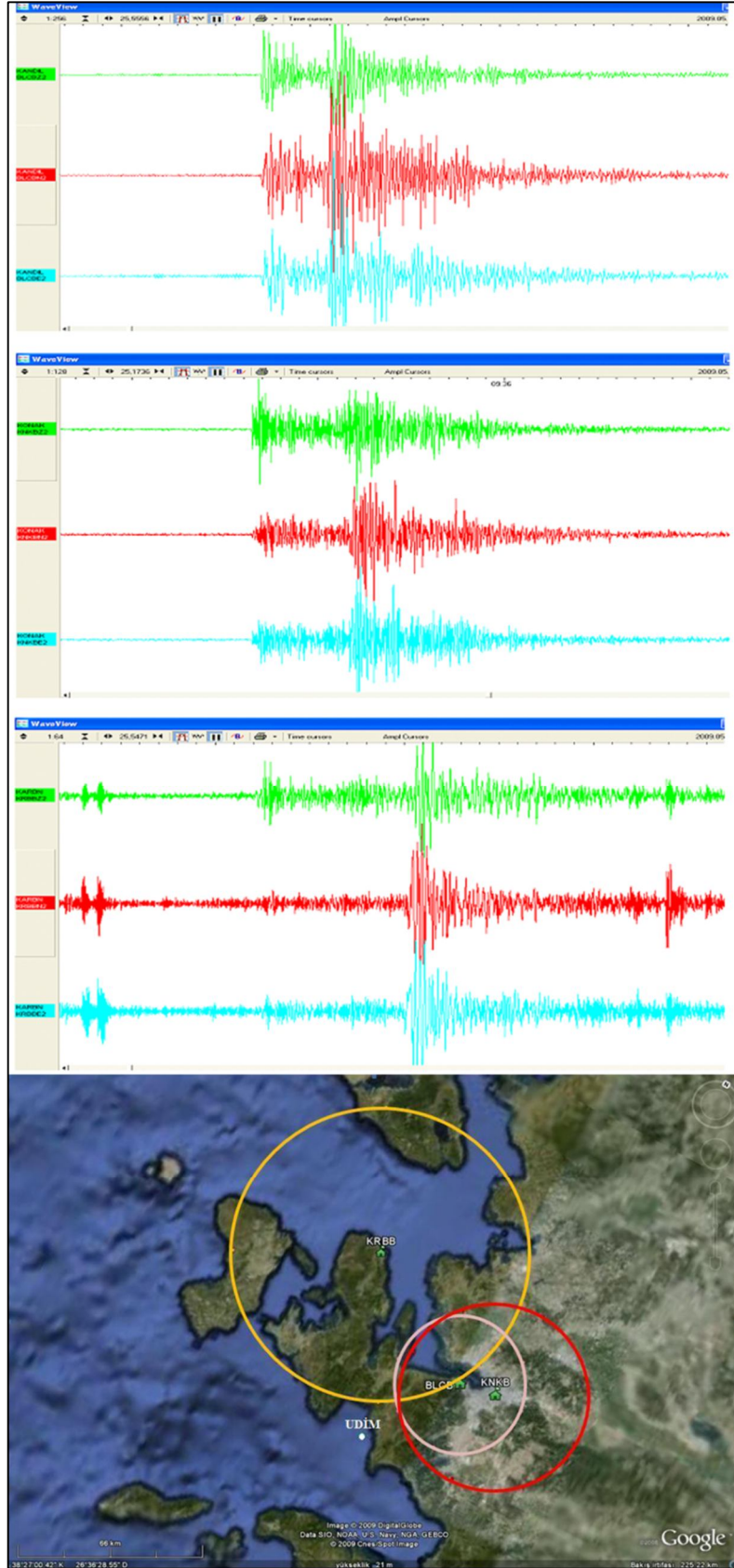
Yakın istasyon verileriyle çok hassas episanırların tayini yapılabilmektedir. Bu da lokal ağların yakın depremler için önemini vurgulamaktadır. Buna göre EBAMER lokal istasyon ağı bünyesinde bulunan istasyonlardan en az üçü kullanılarak İzmir Körfezi ve çevresindeki deprem aktivitesi kaydedilerek İzmir ve çevresinin depremselliği izlenmiştir. Fayların aktiviteleri merkeze gerçek zamanlı gelen sismogramlar kullanılarak Şekil 6.7, Şekil 6.8, Şekil 6.9, Şekil 6.10 ve Şekil 6.11 örneklerinden görülebilecek kestirme yöntemiyle hesaplanan episanırların noktalarına göre yorumlanmıştır. Çalışmalar sonunda elde edilen altı aylık deprem episanırların dağılım haritası Şekil 6.12'deki gibidir.



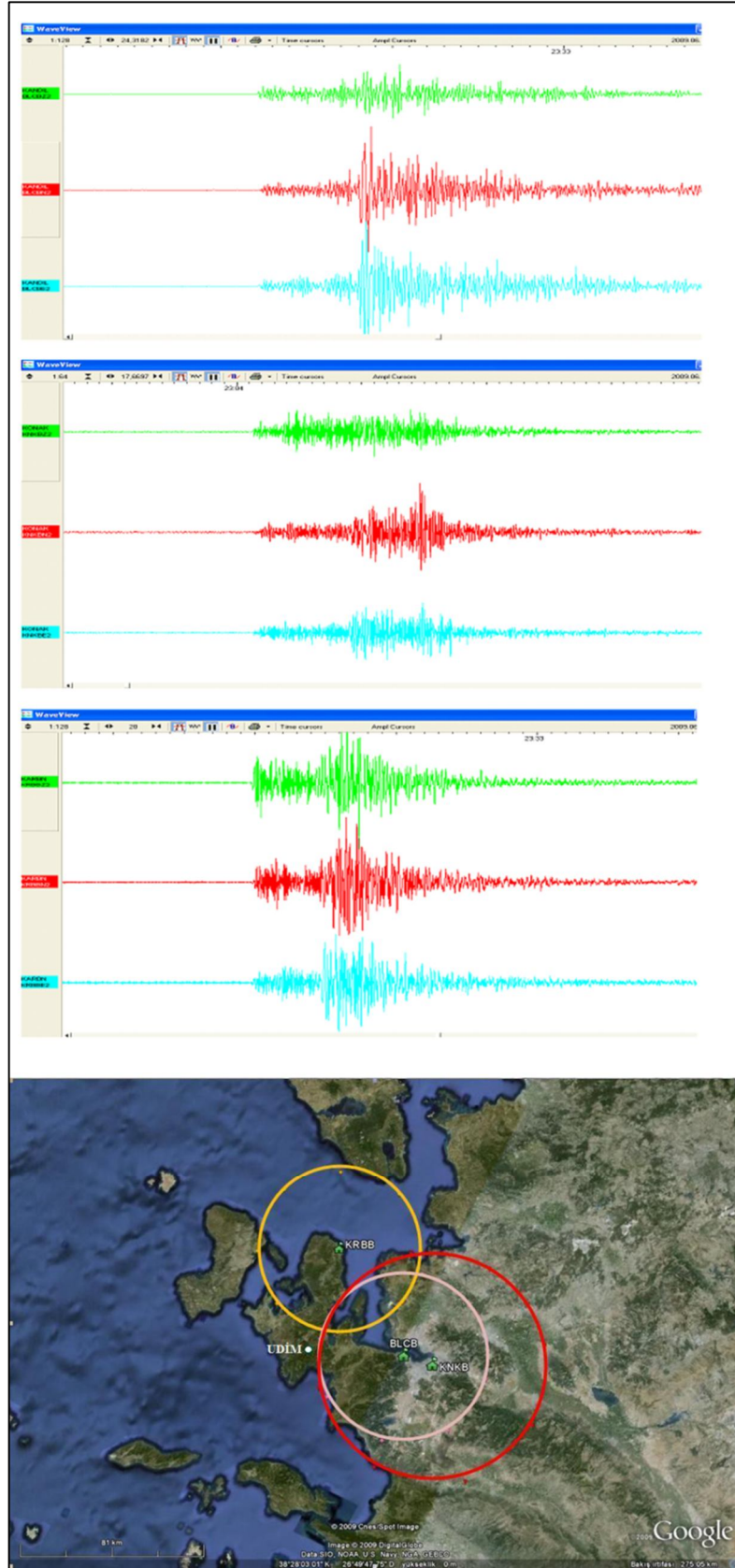
Şekil 6.7 26.03.2009 tarihli $M=2.7$ büyüklüğündeki depremin sismogramları ve hesaplanan episantır noktası.



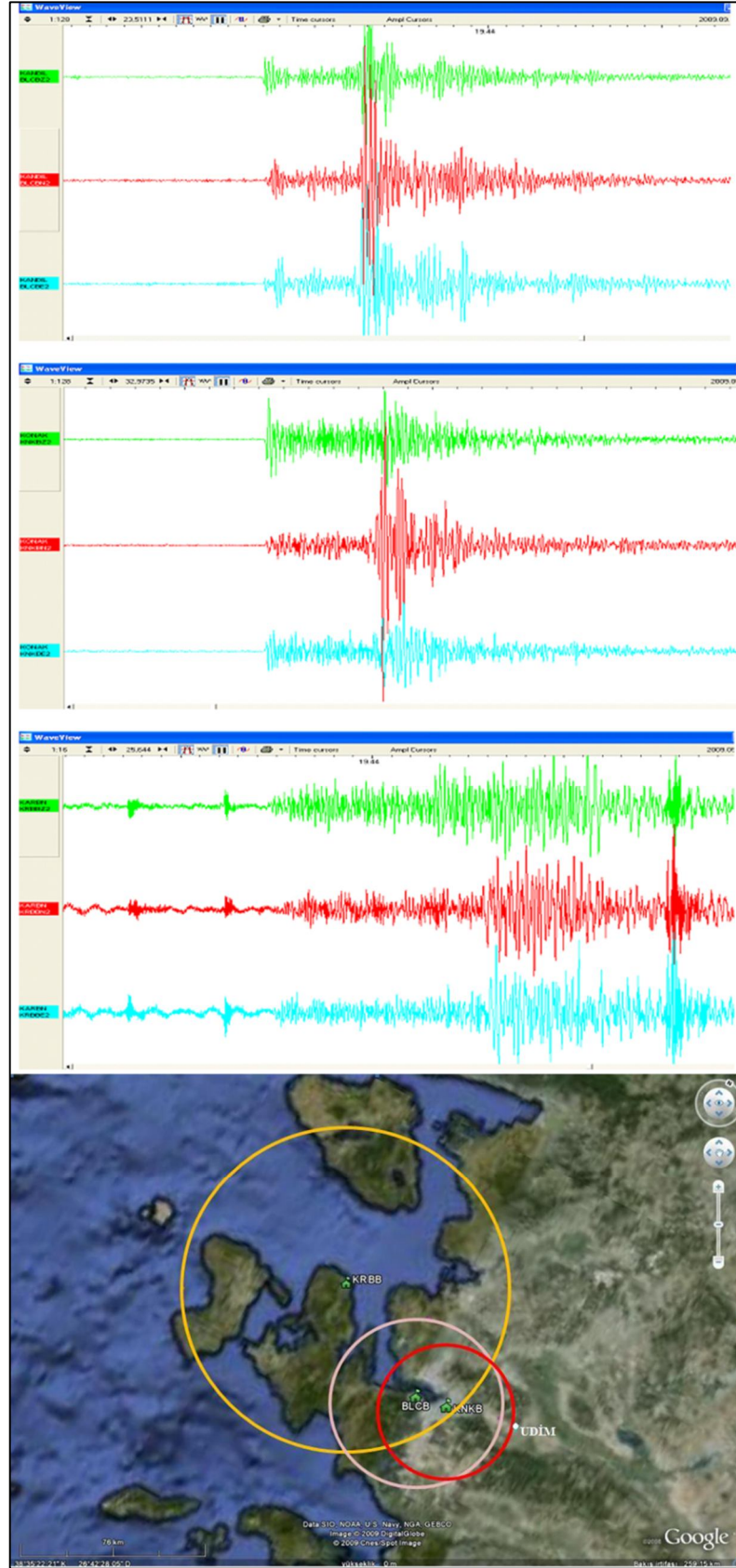
Şekil 6.8 22.04.2009 tarihli $M=3.2$ büyüklüğündeki depremin sismogramları ve hesaplanan episantır noktası.



Şekil 6.9 15.05.2009 tarihli $M=3.1$ büyüklüğündeki depremin sismogramları ve hesaplanan episantır noktası.



Şekil 6.10 08.06.2009 tarihli $M=3.2$ büyüklüğündeki depremin sismogramları ve hesaplanan episantr noktası.



Şekil 6.11 04.09.2009 tarihli $M=3.0$ büyüklüğündeki depremin sismogramları ve hesaplanan episantır noktası.



Şekil 6.12 EBAMER istasyonlarınca Mart – Eylül 2009 tarihleri arasında kaydedilmiş depremlerin episantr dağılım haritası.

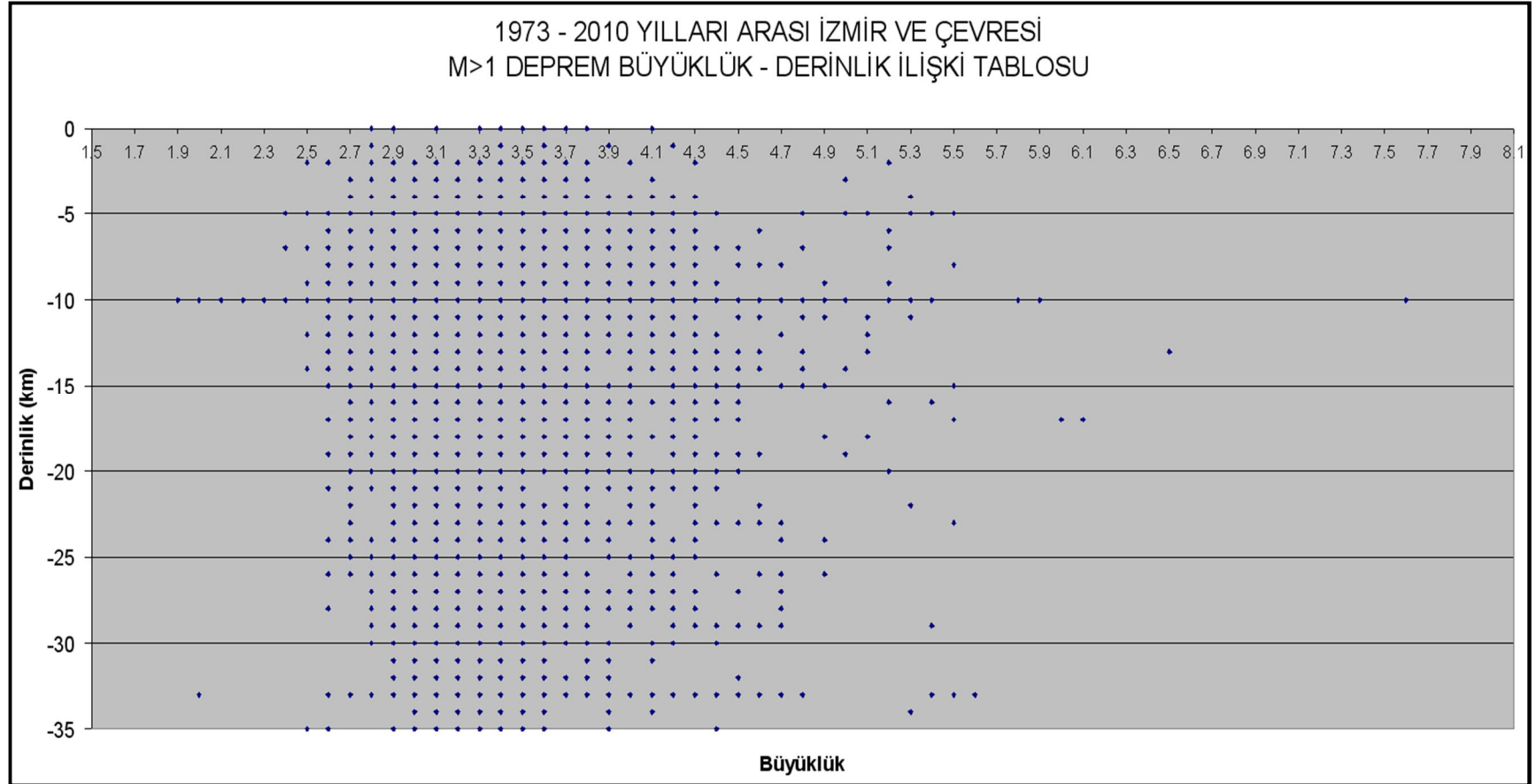
Polat ve diğerleri 2008’de Ege Genişleme Bölgesi’ni 3 aktif zona ayırmıştır. Bunlar Çandarlı Körfezi ve Bergama – Zeytinadağ Fay Zonu (BZF), İzmir Fayı (İF) ve Orhanlı Fay Zonu (OFZ) ve Buldan ve çevresidir. Çalışmalarımız süresince yapılan çözümler bu zonlarda deprem aktivitesinin yoğun bir şekilde devam ettiğini göstermiştir (Şekil 6.13).



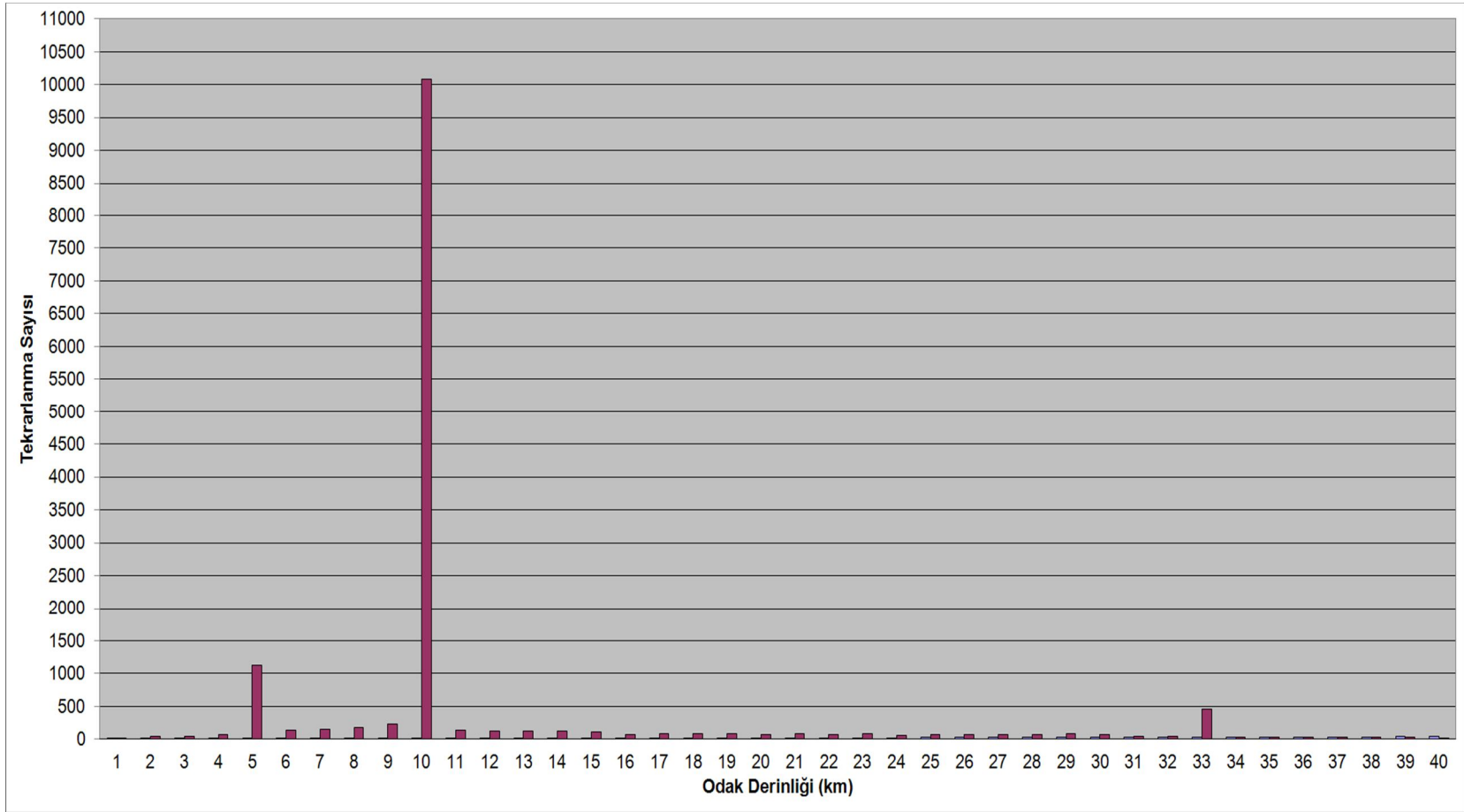
Şekil 6.13 İzmir Körfezi ve çevresinin EBAMER istasyon ağına Mart - Eylül 2009 aylarında kaydedilmiş sismogramlardan çözümlenmiş episantr dağılım haritası (Polat ve diğerleri 2008, Sözbilirve diğerleri 2009’dan değiştirilmiştir).

6.3 İstatistiksel Parametrelerin Hesaplanması

1973 – 2010 yılları arasında İzmir ve çevresinde $M>2$ olan 14733 adet depremi incelediğimizde depremlerin çoğunlukla 2km ile 35km arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 6.14). Büyüklük faktöründen bağımsız en sık yinelenen derinlik ise 10km seviyesidir (Şekil 6.15).

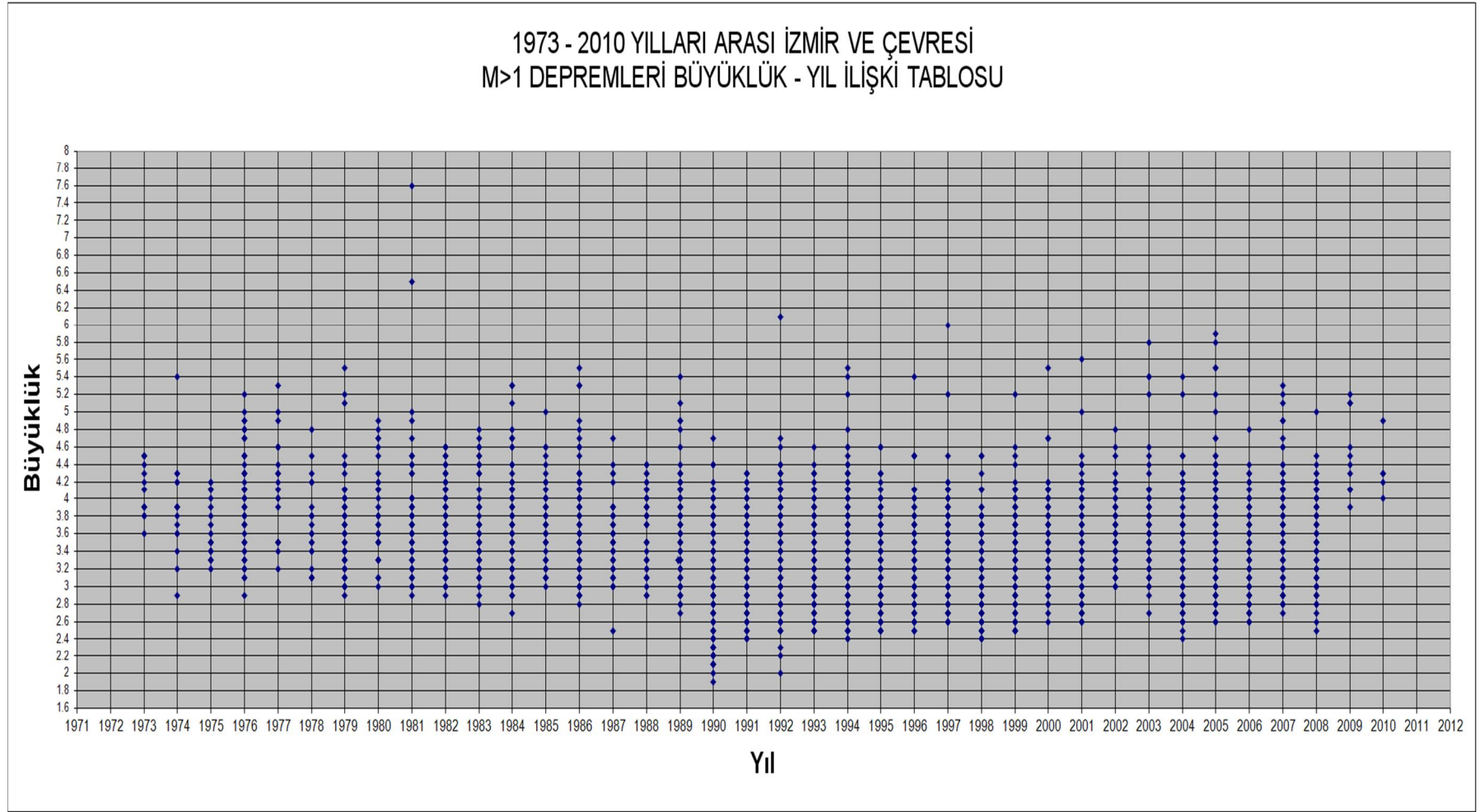


Şekil 6.14 1973 – 2010 yılları arasında İzmir ve çevresinde M>1 depremlerin Büyüklük - Derinlik ilişkileri.



Şekil 6.15 1973 – 2010 yılları arasında İzmir ve çevresinde M>1 depremlerin hiposantır yinleme sayısı.

Bölgedeki yoğun deprem aktivitesi ve geçmiş dönemlerdeki yıkıcı deprem sayısı göz önüne alındığında İzmir'in yıkıcı bir depremle karşılaşma olasılığı oldukça yüksektir. Büyükşehir Belediyesi tarafından yaptırılmış Radius Projesi kapsamında İzmir kenti için eşik değer seçilmiş 6.5 büyüklüğünde bir depremin tekrarlama periyodu Tablo 4.1'den elde edilmiş verilerin ortalaması alındığında 17.66 yıl olarak hesaplanmıştır. Çalışma alanını İzmir Körfezi ve çevresine daralttığımızda bu periyot Polat ve diğerleri 2008'de de belirtildiği üzere 100yıl mertebelerine ulaşmaktadır. Yaklaşık olarak son kırk yıl (1973 – 2010 tarihleri arasında) içerisinde magnitüdü en büyük ve en sık yinelenen deprem 5.5 büyüklüğü olarak Şekil 6.16'da görülmektedir.

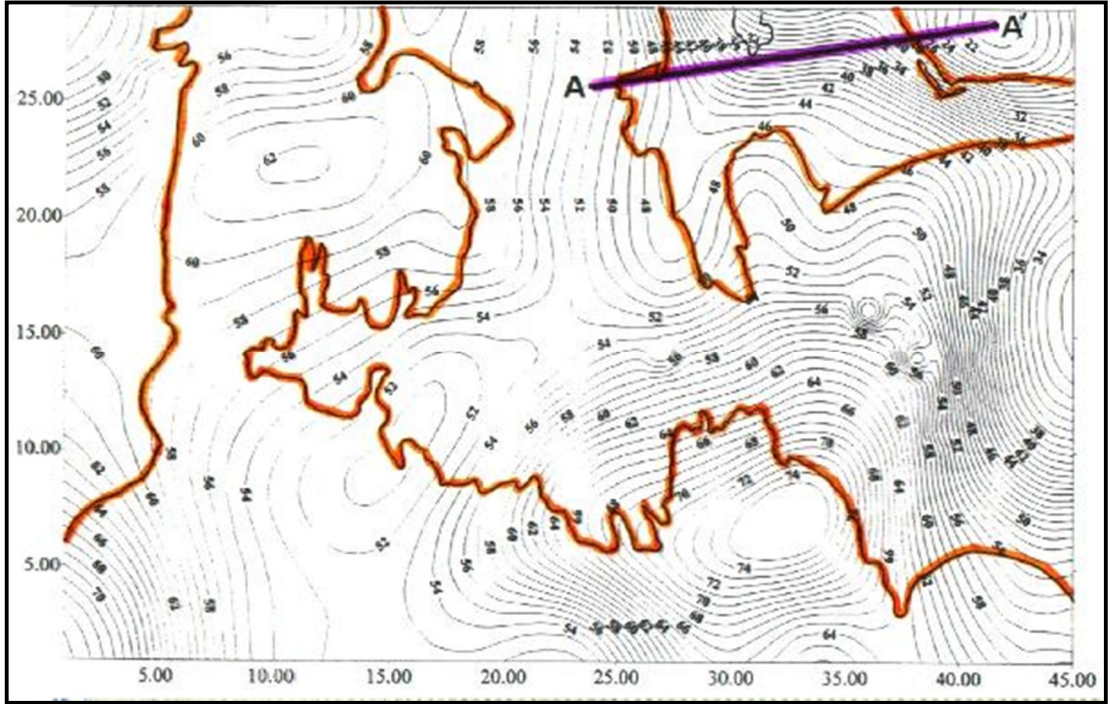


Şekil 6.16 1973 – 2010 yılları arası İzmir ve çevresinde meydana gelmiş M>1 depremlerin yıllara göre dağılımı.

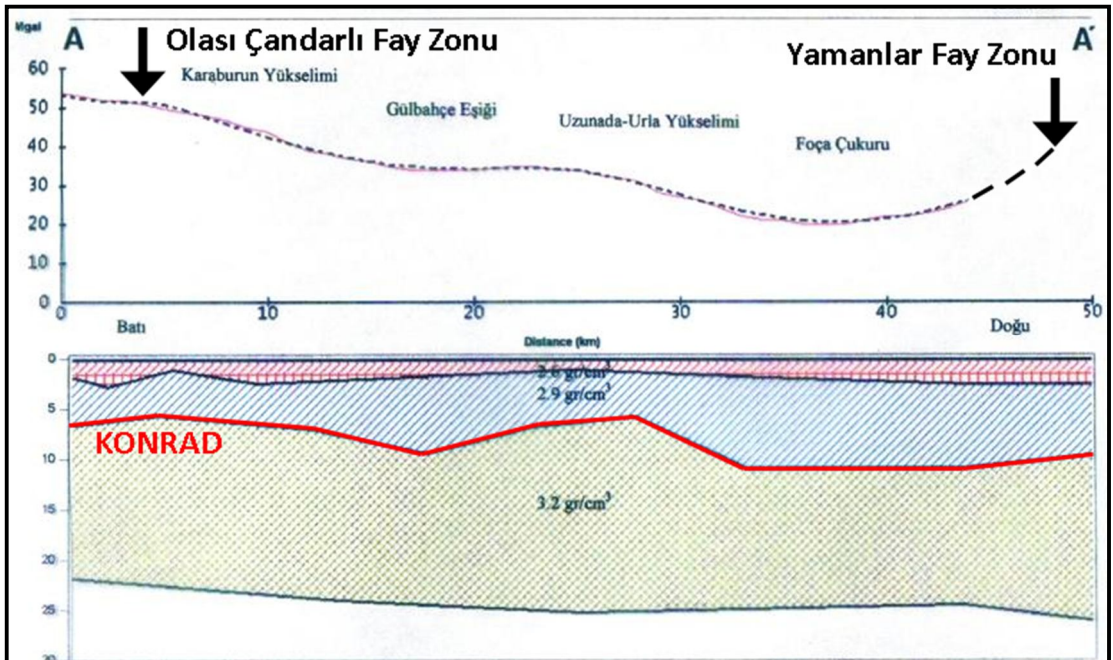
1973'ten günümüze toplam 5 adet 5.5 büyüklüğünde deprem meydana gelmiştir. Bu büyüklüğün yinleme periyodu ise yaklaşık 6,5 yıl olarak hesaplanmıştır. Büyüklüğün en son tekrarladığı tarih olan 2005'ten bu yana 5 yıl geçmiş olduğu göz önünde bulundurulduğunda önümüzdeki 1,5 yıl içerisinde $M=5.5$ büyüklüğünde deprem olma olasılığının oldukça yüksek olduğu Şekil 6.15'ten elde edilen veriler ışığında söyleyebiliriz. Deprem risk analizi ve depremlerin önceden kestirimi adına yapılacak çalışmaların doğruluk yüzdesini arttırmak ancak çok uzun periyotta mümkün olan en fazla sayıda deprem istasyonundan veri toplayarak mümkün olacaktır.

Yapılan istatistiksel çalışmalardan elde edilen en sık deprem meydana gelen derinlik olan 10km hiposantır derinliği, bölgedeki depremlerin sığ depremler olduğunu göstermektedir. Bu da meydana gelen depremlerin şiddetlerini arttırmaktadır. Kent metropolünün büyük bir yüzdesinin gevşek ve zemin sıvılaşmasına müsait, su muhtevası oldukça fazla olduğu alüvyonel zemin üzerinde kurulmuş olduğu gerçeğinden yola çıkarak ciddi önlemlerin alınması şarttır.

Bölgede (Akarsu, 1997) tarafından yapılan gravite anomali kesidi (Şekil 6.17) ve Keçeci (1999) tarafından yapılan iki boyutlu yorumu (Şekil 6.18) yaklaşık olarak bu aktif bölgelerin uzantısını vermektedir. Ayrıca bu çalışmada yapılan istatistiksel çalışmalar sonucunda en sık deprem olma derinliği olan 10km (Şekil6.15), Akarsu 1997'nin gravite kesitlerinde olduğu gibi Günay 1988'in manyetik model çalışmalarında da belirtilmiş yaklaşık 10km'lerde izlenen sınıra denk gelmektedir. Bu sınır ise Konrad sınırı olarak yorumlanabilir.



Şekil 6.17 İzmir Körfezi gravite haritası ve örnek kesiti (Akarsu, 1997).



Şekil 6.18 İzmir körfezi ve çevresi'nin iki boyutlu gravite modelleme çalışması (Keçeci, 1999).

BÖLÜM YEDİ

SONUÇLAR

Ege Bölgesi Araştırma ve Uygulama Merkezi (EBAMER) kapsamında oluşturulan sismolojisi istasyon ağı çerçevesinde incelediğimiz mikro ve makro deprem verilerinden elde edilen deprem faz çözümleri bize uluslararası ve ulusal deprem istasyon ağları verileriyle uyumlu olduğu görülmüştür. Ayrıca bu veriler ışığında 3 aylık periyotta meydana gelmiş depremlerin hesaplanan episantırlarının, bölge için başta Sözbilir ve diğerleri (2009) tarafından geliştirilmiş bölgesel tektonik aktif fay haritalarıyla uyum gösterdiği tespit edilmiştir.

1973 – 2010 yılları arasında İzmir ve çevresinde $M > 1$ olan 14733 adet depremi incelediğimizde depremlerin çoğunlukla 2 km ile 35 km arasında değiştiği görülmüş ve büyüklük faktöründen bağımsız en sık yinelenen derinliğin ise 10 km seviyesinde olduğu tespit edilmiştir. Bu seviyenin gravite verilerinden de izlenebildiği gibi Konrad Süreksizliği'ne denk geldiği izlenmiştir. Bir diğer yinelenen derinlik olan 5km'nin uzun periyotta yapılan veri seti değerlendirmeleriyle yoruma tabi tutulacağı görülmektedir.

Çalışmada yapılmış istatistik çalışmalarından araştırma bölgesinde $M=6.5$ büyüklüğündeki bir depremin tekrarlanma periyodu yaklaşık olarak 17.66 yıl olarak hesaplanmıştır. Ayrıca İzmir metropolü ve çevresinde yaklaşık son 40 yıl içerisinde meydana gelmiş depremler incelendiğinde magnitudü ve tekrarlanma sayısı en fazla olan büyüklük $M=5.5$ olarak saptanmıştır. Bu büyüklükte bir depremin bahsi geçen bölgede tekrarlanma periyodu ise yaklaşık olarak 6.5 yıl olarak bulunmuştur. Bu sonuç, önümüzdeki 1.5 yıl içerisinde bölgede bu büyüklükte bir depremin olma olasılığının çok yüksek olduğunu göstermiştir.

KAYNAKÇA

- Aki, K. (1969). *Study of earthquake mechanism by a method of phase equalization applied to Rayleigh and Love waves*. J. Geophys. Res., 65, 729-740.
- Aki, K. (1972). *Earthquake mechanism*. Tectono-physics, 13, 423-446.
- Aksu, A.E., Piper, D.J.W. ve Konuk, T. (1987). *Late Quaternary tectonic and sedimentary history of outer Izmir and Candarli bays, western Turkey*. Marine Geology, 76,89-104.
- Ambraseys, N.N. (1975). *Studies in historical seismicity and tectonics, in Geodynamics of Today*. pp 7-16, the Royal Soc. London.
- Ambraseys, N.N. (1988). *Engineering seismology*. Earthq. Engin. Struct. Dyn., 17,1-105.
- 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., Finkel, C.F. (2003). *Türkiye’de ve Komşu bölgelerde Sismik etkinlikler (1500-1800)*. TÜBİTAK Yayınları, Akademik Dizi 4, s. 252.
- Ambraseys, N.N. ve Finkel, C.F. 2006. *Türkiye’de ve Komşu Bölgelerde Sismik Etkinlikler* (1.baskı) içinde (86-88), Ankara:TÜBİTAK
- Ambraseys, N.N. and Jackson, J.A. (1998). *Faulting Associated With Historical and Recent Earthquakes in The Eastern Mediterranean Region*. Geophys. J. Int., 133, 390-406.

- Armijo, R. B. Meyer, G.C.P., King, A, Rigo, and Panastassiou, D. (1996). *Quaternary Evolution of The Gulf of Corinth Rift and Its Implications for The Late Cenozoic Evolution of The Aegean*. Geophys. J.R. Astron. Soc., 126, 11-53.
- Avşar, M. (1996). *General Assessment Of Landslides In İzmir Metropolitan Area*. Yüksek Lisans Tezi, 108 s,Ek-1.
- Barka, A.A. and Kadinsky-Cade, K. (1988). *Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity*. Tectonics, v. 7, no. 3, 663-684.
- Barka, A.A. (1992). *The North Anatolian fault Zone*. Ann. Tectonicae, 6, 164-195.
- Barka, A. ve Reilinger, R. (1997). *Active tectonics of the Eastern Mediterranean Region: Deduced from GPS, neotectonic and seismicity data*. Annalis de Geofisica, 40, 3, 587-610.
- Benetatos, C., Kiratzi, A., Ganas, A., Ziazia, M., Plessa, A. & Drakatos, G. (2006) *Strike-slip motions in the Gulf of Sigacik (western Turkey): Properties of the 17 October 2005 earthquake seismic sequence*. Tectonophysics, 426 (3-4), 263-279.
- Byerly, P. (1938). *The earthquake of July 6, 1934 aplitudes and first motion*. Bull. Seism. Soc. Am., 28,1.
- Canitez, N., Toksöz, M.N. (1971). *Focal mechanism and source depth of earthquakes from body - and surface-wave data*. Bulletin of Seismological Society of America 61, 1369–1379.
- Dewey, M. (1976). *Seismicity of Northern Anatolia*. Bull. Seis. Soc. Am. 66, 843-868.
- Dewey, J.F. and Şengör, A.M.C. (1979). *Aegean and Surrounding Regions: Complex Multiplate and Continuum Tectonics in A Convergent Zone*. Geol.Soc.Of America 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. 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., Özalp, S., Doğan, A., Özaksoy, V., Yıldırım, C. ve Göktaş, F. (2005). *İzmir ve Yakın Çevresinin Diri Fayları ve Deprem Potansiyelleri*. MTA Raporu No:10754, Jeoloji Etüdüleri Dairesi, MTA.
- Emre, Ö., Doğan, A., Özalp, S. ve Yıldırım, C. (2005). *17 Ekim 2005 Sığacık (İzmir) Depremleri Ön Değerlendirme Raporu*. Rapor No:10765, Jeoloji Etüdüleri Dairesi, MTA
- Erdoğan, B., Altın, D., Güngör, T ve Özye, S. (1990). *Karaburun Yarımadasının Stratigrafisi*. MTA Dergisi, 111, 1-23.
- Ergin, K., Güçlü, U., Uz, Z., (1967). *Türkiye ve Civarının Deprem Kataloğu (M.S.11-1964)*. İTÜ, Maden Fakültesi, Arz Fiziği Enstitüsü yayınları, no. 24, İstanbul.
- Eşder ,T., ve Şimşek, Ş. (1975). *Geology of İzmir-Seferihisar geothermal area, Western Anatolia of Turkey; Determination of reservoir by means of gradient drilling*. 2. U.N. symposium on the development and use of geothermal resources, San Francisco, 349-361.
- Eşder, T., ve Şimşek, Ş. (1977). *The relationship between the temperature gradient distribution and geological structure in the İzmir – Seferihisar geothermal area, Turkey*. CENTO Scientific programme symposium on geothermal energy, 93-112.

- Eşder, T. (1988). *Gümüldür-Cumaovası (İzmir) alanının jeolojisi ve jeotermal enerji olanaklarının araştırılması*. Doktora Tezi. İstanbul Üniv. Fen Bil. Enst. Jeol. Müh. Anabilim Dalı. 401 sayfa.
- Eytemiz, C., Uluğ, A. ve Kaşer, N. (2006). *17 Ekim 2005 Seferihisar depremlerinin anatomisi*. ATAG10 - Aktif Tektonik Araştırma Grubu 10. Toplantısı Bildiri Kitabı, 31-32, Seferihisar - İzmir.
- Genç, Ş.C., Altunkaynak, Ş., Karacık, Z., Yazman, M., ve 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.
- Honda, H. (1962). *Earthquake mechanism and seismic waves*. J. Phys. Earth, 10, 1-97
- 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.
- Jackson, J., ve McKenzie, D. (1984). *Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan*. Geophys. J. R. Astr. Soc., 77, 185-264.
- Jackson, J. (1994). *Active tectonics of the Aegean region*. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 239-271
- Kalafat, D., (1995). *Anadolu'nun tektonik yapılarının deprem mekanizmaları açısından irdelenmesi*. Doktora tezi, İstanbul Üniversitesi, İstanbul.

- Kalafat, D. ve Gündoğdu, O. (1995). *6 Kasım 1992 İzmir (Doğanbeyli) depremi saha özllemleri ve odak mekanizma çözümlü. Jeofizik, 9,10,343-348.*
- Kaya, O. (1979). *Ortadoğu Ege çöküntüsünün (Neojen) stratigrafisi ve tektoniği. TJK Bülteni, 22,35-58.*
- Kocafe, S. ve Ataman, G. (1976). *Actual tectonics of the western Anatolia. Yerbilimleri 9, 149–162.*
- Koçyiğit, A. Yusufolu, 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*
- Kurt, H., Demirbağ, E., ve Kuşçu, İ. (2000). *Active submarine tectonism and formation of the Gulf of Saros, Northeast Aegean Sea, Inferred from multichannel seismicreflection data. Marine Geology, 165,13-26.*
- Le Pichon, X. ve Angelier, J. (1979). *The Aegean Arc and Trench System: A key to the Neotectonic Evolution of the Eastern Mediterranean Area. Tectonophysics, 60, 1-42.*
- Le Pichon, X. ve Angelier, J. (1981). *The Aegean Sea. Philosophical Transactions of Royal Society, 300, 357-372.*
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, R., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N. ve Veis, G. (2000). *Global Positioning System Constraints on Plate Kinematics and Dynamics in The Eastern Mediterranean and Caucasus. Jour. Of Geophys. Res., 105(B3), 5695-5719.*

- McKenzie, D.P. (1970). *Plate tectonics of the Mediterranean region*. Nature 226, 239– 243.
- McKenzie, D.P. (1972). *Active Tectonics of Mediterranean Region*. Geophys. J.R. Astron. Soc., 30, 109-185
- McKenzie, D.P. (1978). *Active Tectonics of The Alpine-Himalaya Belt: The Aegean Sea and Surroundings Region*. Geophys. J.R. Astron. Soc., 55, 217-254.
- Nakano, H. (1923). *Notes on the nature of forces which give rise to the earthquake motion*. Seism. Bull. Entral Meteorol. Obs. Japan, 1,92.
- 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 Special Issues: Active Faulting And Crustal Deformation In The Eastern Mediterranean Region, Vol. 391, Pages 67-83
- Ocakoğlu, N., Demirbağ, E. ve Kuşçu, İ. (2005). *İzmir Körfezi ve Çevresinin Sualtı Aktif Fayları ve Depremselliği*. Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Dergisi, 27(1), 23-40.
- Okay, A.I., Siyako, M., öve Burkan, K.A. (1991). *Biga yarımadasının jeolojisi ve tektonik evrimi*. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bült., 2, 83- 121.
- Okay, A. I., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Metzger, R., ve Akyüz, S. (1999). *Paleo-and Neo-Tethyan events in Northwest Turkey*. Geological and Geochronological Constraints. In: Yin, A., Harrison, T.M. (Eds.), The tectonic evolution of Asia, Cambridge University Press, 420-441.
- 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., Kaşlılar, A., İmren, C., Boztepe, A., Demirbağ E. Ve Kuşçu, İ. (2000). *Active faults and strike slip basins in the Marmara Sea, northwest Turkey: a multi-channel seismic reflection study*. Tectonophysics, 321, 189-218.
- Oral, B. (1994). *Global Positioning System(GPS) measurments in Turkey (1988-1992): Kinematics of The Africa-Arabia-Eurasia Plate Collision Zone*. Ph. D. Thesis, 344pp., Mass. Inst. Of Technol., Cambri
- Pınar, N. (1950). *Ege bölgesinin tektoniği, Sıcak su ve maden suyu kaynakları*. I.Ü.F.F. Monog. no. 12, s.88
- Polat, O., Gök E. ve Yılmaz D. (2008). *Earthquake Hazard of the Aegean Extension Region (West Turkey)*. Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.), Vol. 17, 2008, pp. 593–614
- Reid, M. (1910). *The mechanism of the earthquake: The California earthquake of April 8, 1906*. Report of the State Investigation Commision (Carnegie Institution of Washington), 2.
- Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, R.W., Toksoz, M.N., Barka, A.A., Kınık, I., Lenk, O., ve Sanlı, I. (1997). *Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone*. J. Geophys. Res., 102, 9983-9999.
- Salomon - Calvi, W. (1940). *21-22 Eylül 1939 tarihinde vukua gelen Dikili-Bergama Zelzelesi*. Maden Tetnik Arama Enstitusu (MTA) yayini, Seri B, 5, 31-45.
- 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.
- Soysal, H. Sipahioğlu, S. Kolçak, D. ve Altınok, Y. (1981). *Türkiye tarihsel deprem kataloğu*. Tübitak Project No: TBAG 341, pp 86.
- Sözbilir, H., Erkül, F. ve Sümer, Ö. (2003). *Gümüldür (İzmir) ve Bigadiç (Balıkesir) arasında uzanan Miyosen Sonrası Yaşlı KD-Doğrultulu accomodation Zonuna ait saha verileri, Batı Anadolu*. 56. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 85-86, Ankara.
- Sözbilir H., Uzel B., Sümer Ö., İnci U., Ersoy E.Y., Koçer T., Demirtaş R. Ve Özkaymak Ç. (2008). *D-B Uzanımlı İzmir Fayı İle KD-Uzanımlı Seferihisar Fayı'nın Birlikte Çalıştığına Dair Veriler: İzmir Körfezi'ni Oluşturan Aktif Faylarda Kinematik Ve Paleosismolojik Çalışmalar, Batı Anadolu*. Türkiye Jeoloji Bülteni, C:51 S:2
- Sözbilir H., Sümer Ö., Uzel B., Ersoy Y., Erkül F., İnci U., Helvacı C. ve Özkaymak Ç. (2009). *17-20 Ekim 2005-Sığacık Körfezi (İzmir) depremlerinin sismik jeomorfolojisi ve bölgedeki gerilme alanları ile ilişkisi, Batı Anadolu*. Türkiye Jeoloji Bülteni, C:52 S:2
- Suzanne, P., Lyberis, N. (1990). *La géométrie de la faille norde-anatolienne à partir d'images Landsat-MSS*. Bul. Soc. Geol. Fr., 8, 589-599.
- Şaroğlu, F. Boray, A. ve Emre, O. (1987). *Active faults of Turkey, Mineral Res. Explor. Inst. Turkey*. Unpubl. Report, 8643, 394 pp.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Kuşçu, İ. (1992). *Türkiye Diri Fay Haritası*. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü (MTA), Türkiye.
- Şengör, A.M.C., Kidd, W.S.F. (1979). *Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet*. Tectonophysics, 55, 361-376.

- Şengör, A.M.C. (1979). *The North Anatolian fault: its age, offset and tectonic significance*. J. geol. Soc. Lond.136, 269 - 282.
- Şengör, A.M.C. (1980). *Türkiye'nin neotektonik esasları*. Spe. publ. Geo. Soc. Turk. 40 p.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y. (1981). *Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach*. Tectonophysics , 75, 181-241.
- 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 Strike-Slip Faulting and Basin Formation*. Soc. Ecan. Paleont. Min. Sec. 37, 227-264.
- Şengör, A.M.C. (1987). *Cross faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples form western Turkey, in: Coward M.P., Dewey J.F. and Hancock P.L. eds. Continental extentional tectonics, Geological Society Special Publication, 28, 575-589*
- 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 Doganbey-Izmir (Mw= 6.0, Western Turkey) and November 15, 2000 Van (Mw=5.7, EasternTurkey) Earthquakes*. 1st International Symposium of İstanbul Technical University the Faculty of Mines on Earth Sciences and Engineering. P.70, 16-18 May 2002, İstanbul, Turkey.

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, P.147, Middle East Technical University (METU), 31 August – 12 September 2003, Ankara, Turkey.

Taymaz T., Jackson, J. A. ve McKenzie, D. (1991). *Active Tectonics of The North and Central Aegean Sea*. Geophys. J. Of İnt., 106, 433-490.

Toksöz, M. N. (1965). *Determination of source parameters by amplitude equalization of seismic surface waves, 2, Release of tectonic strain by underground nuclear explosions and mechanisms of earthquakes*. J. Geophys. Res., 70, 907-922, 1965.

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 Doğanbey (İzmir) Depremi Saha Gözlemleri ve Odak Mekanizması Çözümü*. Jeofizik Dergisi, Cilt 9, 1-2, 343-348

USGS. *U.S. Geological Survey Earthquake Hazards Program*.
<http://earthquake.usgs.gov/>

Uzel B. ve Sözbilir H. (2008). *A First Record of a Strike-slip Basin in Western Anatolia and Its Tectonic Implication: The Cumaovası Basin*. Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.), Vol. 17, 2008, pp. 559–591

Yılmaz, Y. (1997). *Geology of Western Anatolia*. In: Schindler, C. and Pfister, M. (Eds.) *Active tectonics of Northwestern Anatolia-The MARMARA Poly Project; A multidisciplinary approach by Space Geodesy, Geology, Hydrogeology, Geothermics and Seismology*. Vdf. Hochschulrl, an der ETH Zurich, pp.31-53.

Zhu, L., Akyol, N., Mitchell, J. ve Sözbilir, H. (2006). *Sesimotectonics of Western Turkey from High Resolution Earthquake Relocations and Moment Tensor Determinations*. *Geophysical Research Letters*, 33, 7316-7320