

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

İZMİR'in DEPREM KAYNAK ÖZELLİKLERİ
ve
SİSMOLOJİK ANLAMI



Teslime EKİZ

Ocak, 2005
İZMİR

İZMİR'in DEPREM KAYNAK ÖZELLİKLERİ
ve
SİSMOLOJİK ANLAMI

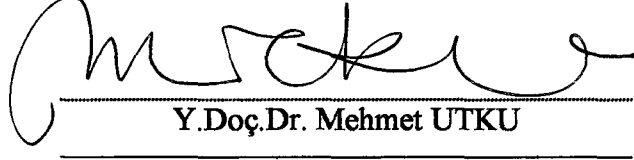
Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Yüksek Lisans Tezi
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Teslime EKİZ

Ocak, 2005
İZMİR

Yüksek Lisans Tezi Sınav Sonuç Formu

Teslime EKİZ tarafından Y.Doç.Dr. Mehmet UTKU yönetiminde hazırlanan “İZMİR’in DEPREM KAYNAK ÖZELLİKLERİ ve SİSMOLOJİK ANLAMI” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.



Y.Doç.Dr. Mehmet UTKU

Yönetici



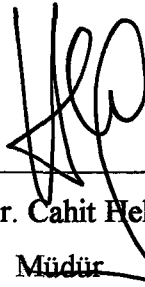
Prof.Dr. Coşkun SARI

Jüri Üyesi



Doç.Dr. Tahir EMRE

Jüri Üyesi



Prof.Dr. Cahit Helvacı

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Tez danışmanlığımı üstlenerek çalışmalarım sırasında yakın yardımlarını ve değerli zamanını esirgemeyen sayın tez hocam Yrd. Doç. Dr. Mehmet UTKU'ya, bilgi ve birikimlerinden yararlandığım tezin yardımcı danışmanı sayın hocam Doç. Dr. Hasan SÖZBİLİR'e katkılarından dolayı içtenlikle teşekkür ederim. Çalışmalarım sırasında yardımlarından dolayı Araş. Gör. Derman DONDURUR'a, sevgili arkadaşım Betül ERGİN'e, madden ve manen sürekli yanımda olan aileme sonsuz teşekkürlerimi sunarım.



ÖZET

Depreme dayanıklı yapılaşma ve buna bağlı olarak güvenli toplum yaşamı için bir bölgenin tektonik özellikleri ile sismolojik özelliklerinin birleştirildiği, sismotektonik haritalar, deprem zararlarını azaltmada temel bir gerekliliktir.

Bu amaçla, İzmir'in Sismotektonik Haritasını hazırlamak üzere 37.78° - 39.50° K enlemleri ve 26.00° - 28.50° D boylamları arasındaki coğrafya, çalışma alanı olarak seçildi. Aktif tektonik ve jeofizik olarak iki ana bölümde yürütülen çalışmada ilk olarak, inceleme alanındaki bölgesel jeoloji haritası, çalışmanın amacı gereği temel birimlerin genelleştirilmesiyle yeniden ele alındı. Bölgenin karakteristik tektoniğinin bulguları olan çöküntü alanları ve bu sistemleri sınırlayan aktif faylar harita üzerine işlendi.

Sismolojik bilgilerin ağırlıklı olarak kullanıldığı jeofizik çalışmalarda büyüklük, yer, derinlik ve deprem kaynak mekanizması gibi bilgiler esas alındığından, ilgili parametreyi en iyi temsil edecek verinin kullanılmasına özen gösterildi. Bunun için episantr dağılım haritasını oluşturmak üzere Amerika Birleşik Devletleri Jeolojik Araştırma Merkezi (U.S.G.S.) deprem veri bankası kullanıldı. Buradan hareketle, 30/01/1973 - 04/08/2004 periyoduna ait en az 3.0 magnitudlü 1224 deprem haritaya işlendi. Hem tarihsel hem aletsel döneme ait veri, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü'nden alındı. Çalışma bölgesindeki 15 depremin fay düzlemi çözümlerinde İzmir P ve T eksen haritaları hazırlandı. Depremlerde açığa çıkan enerjiler irdelenerek, çalışılan bölgeye ait enerji dağılımları yapıldı. Enerji boşalımlarından, bölgeye ait aktif ve durgun dönemlere bakılarak, İzmir'in kırık sistemleri incelendi. Yapılan çalışmalardan depremlerin Ege denizi içinde, Foça Bergama Fay Zonu üzerinde ve Tuzla Fayı boyunca yoğunlaştığı dikkati çekmektedir. Ayrıca fay düzlemi çözümlerinden P ve T eksenlerinin KKB-GGB yönelimli olduğu görülmektedir.

Anahtar Sözcükler: Sismotektonik, İzmir'in depremselliği

ABSTRACT

Tectonic and seismological studies which elucidate seismotectonic characteristics of a region, are very important in all types of Earth Science disciplines. The development of earthquake risk models research into mitigation measures to reduce the seismic hazard in the future, risk assessment, vulnerability analysis are some research topics that need seismotectonic studies and results together with seismotectonic maps.

The area between 37.78° - 39.50° N latitude and 26.00° - 28.50° E longitudes was chosen in order to prepare the seismotectonic map of İzmir city. The study had two main sections as active tectonic and geophysical studies. Regional geological map of the area was rearranged using main geological units according to the purpose of the study. E-W grabens and surrounded active faults were superimposed on the map.

Geophysical studies, which use seismological information, are generally achieved by considering the magnitude, location, depth and earthquake source mechanism. United States Geological Survey (USGS) data obtained from its web sites was used in order to prepare seismicity of İzmir region. 1224 earthquakes with a magnitude greater or equal to of 3.0 during the period from 1973 to 2004 were showed on the map. Both of historical and instrumental data were obtained from Boğaziçi University Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute (KOERI). 15 selected earthquakes used to determine earthquake mechanism properties. P and T axis maps of İzmir city were prepared using fault plane solutions. Energy distribution of the area is also studied. It was obtained by examining the energy released from earthquakes. Taking into consideration these energy releases, the fracture systems of İzmir city, located in a tectonically active region, were investigated using seismicity data. Results of this study suggest that earthquakes seem to be clustered into the Aegean Sea and along Foça-Bergama Fault Zone and Tuzla Zone. In addition, P and T axis directions are in NNW-SSE and NNE-SSW.

Keywords: Seismotectonics, Seismicity of İzmir

İÇİNDEKİLER

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU.....	ii
TEŞEKKÜR	iii
ÖZET	iv
ABSTRACT.....	v
 BÖLÜM BİR – GİRİŞ.....	
 BÖLÜM İKİ - SİSMİK KAYNAK ve TEKTONİK.....	3
2.1 SİSMİK KAYNAK.....	3
2.2 SİSMOTEKTONİK ve SİSMOTEKTONİK HARİTA.....	6
 BÖLÜM ÜÇ - İZMİR'in SİSMOTEKTONİK ELEMANLARI	8
3.1 JEOLJİK-TEKTONİK ELEMANLAR	8
3.1.1 BATI ANADOLU'nun JEOLJİSİ.....	9
3.1.2 BATI ANADOLU'nun AKTİF TEKTONİĞİ	11
3.1.3 İZMİR ve ÇEVRESİ'nin AKTİF TEKTONİĞİ	12
3.2 SİSMOLOJİK ELEMANLAR	19
3.2.1 DEPREM ETKİNLİĞİ	19
3.2.2 a- ve b- DEĞERLERİ	25
3.2.3 DEPREM KAYNAK ÖZELLİKLERİ	29
3.2.3.1 Fay Düzlemi Çözümleri.....	29
3.2.3.2 Enerji Dağılımı	32
3.2.3.3 Asal Gerilme Ve Asal Basınç Eksen Haritaları	42
3.3 İZMİR SİSMOTEKTONİK HARİTASI.....	45
 BÖLÜM DÖRT - SONUÇ ve DEĞERLENDİRME.....	49
4.1 SONUÇ VE DEĞERLENDİRME.....	49
KAYNAKLAR	52

ŞEKİL LİSTESİ

Şekil 2.1 Sismogram bileşenleri	3
Şekil 2.2 Deprem odağındaki kuvvet sistemi. (a) Tek kuvvet çifti (couple). (b) Çift kuvvet çifti (double-couple)	4
Şekil 2.3 Deprem odağındaki fay düzlemi Θ : Fay düzlemi doğrultusu, δ : Fay düzlemi eğimi (fay düzleminin yatayla yaptığı açı), λ : faylanma sırasında meydana gelen hareketin yönünü gösteren kayma açısı (Jost ve Herrmann, 1989)	5
Şekil 2.4 Fay düzlemi çözümünde, P dalgasının ilk hareket yönü (Bolt, 1998).....	6
Şekil 3.1 Batı Anadolu'da yer alan ana paleotektonik birlikler (Şengör ve diğ., 1985, Şengör, 1987 ve Yılmaz, 1997'den derlenmiştir).....	10
Şekil 3.2 Batı Anadolu, İç Anadolu ve Isparta Dirseği ile ilgili tektonik bölgeler (Barka ve Reilinger, 1997'den derlenmiştir)	13
Şekil 3.3 İzmir Sismotektonik Haritası için kuvaterner jeolojisi.....	15
Şekil 3.4 İzmir Sismotektonik Haritası için episantır dağılımı. Veri, U.S.G.S veri bankasına dayanır	21
Şekil 3.5 İzmir'de, 30.01.1973-08.04.2004 yılları arasında meydana gelmiş en az 3.0 magnitüdlü depremlerin yıllara göre dağılımı.(a) deprem oluş sayılarının yıllara göre değişimi. (b) belirli yıllara ait en büyük magnitüdlü depremlerin (max.M) yıllara göre değişimi. Veri, U.S.G.S. veri bankasına dayanır.....	23
Şekil 3.6 İzmir ve çevresinde, 30.01.1973-08.04.2004 yılları arasında meydana gelmiş en az 3.0 magnitüdlü depremlerin yıllara göre dağılımı. (a) Deprem oluş sayısı derinlik ilişkisi. (b) Deprem oluş sayısı magnitüd ilişkisi. Deprem verileri. . N deprem oluş sayılarını gösterir. M deprem magnitüdünü gösterir. Veri, U.S.G.S. veri bankasına dayanır	24
Şekil 3.7 İzmir ve çevresine ait en az 4.0 magnitüdlü depremlere göre magnitüd frekans ilişkisi. (a) 1973-2004 yılları (b) 1973-1988 yılları. (c) 1989-1996 yılları, (d) 1997-2004 yılları. Veri, U.S.G.S. veri bankasına dayanır.....	26
Şekil 3.8 İzmir ve çevresine ait aşılma olasılıkları ve dönüş peryotları. M deprem magnitüdünü gösterir. (a) 30 yıllık yapı ömrüne göre belirli	

büyükliklerin aşılma olasılıkları. (b) Belirli büyüklüklere ait dönüş periyotları. Veri, U.S.G.S. veri bankasına dayanır	28
Şekil 3.9 İzmir Sismotektonik Haritası için fay düzlemi çözümleri. Veri, U.S.G.S ve Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü veri bankasına dayanır	33
Şekil 3.10 1973 2004 yılları arasında en az 3.0 ($M \geq 3.0$) magnitüdlü depremler için enerji değişimi. (a) Yıllık enerjiler. (b) Yıgınsal yıllık enerjiler	35
Şekil 3.11 1974, 1976, 1979, 1992, 1993, 1994, 2003, meydana gelen depremlerin, büyüklük-deprem oluş sayısı ilişkisinin, yıl içinde depremlerden açığa çıkan toplam enerji ili birlikte karşılaştırılması.....	36
Şekil 3.12 İzmir Sismotektonik Haritası ve piksel enerji dönemi episantır dağılımı. (a) 1974 yılı. Büyük siyah noktalar fay düzlemi çözümü olan deprem episantırlarıdır. Veri, U.S.G.S. veri bankasına dayanır	38
Şekil 3.12 (devamı) (b) 1976 yılı (c) 1979 yılı. Büyük siyah noktalar fay düzlemi çözümü olan deprem episantırlarıdır. Veri, U.S.G.S. veri bankasına dayanır	39
Şekil 3.12 (devamı) (d) 1979 yılı (e) 1992 yılı. Büyük siyah noktalar fay düzlemi çözümü olan deprem episantırlarıdır. Veri, U.S.G.S. veri bankasına dayanır.....	40
Şekil 3.12 (devamı) (f) 1994 yılı (g) 2003 yılı. Büyük siyah noktalar fay düzlemi çözümü olan deprem episantırlarıdır. Veri, U.S.G.S. veri bankasına dayanır.....	41
Şekil 3.13 İzmir Sismotektonik haritası için belli asal gerilme eksenlerinin yönelimleri. (a) P eksenleri. (b) Teksenleri. Veri, U.S.G.S ve Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü veri bankasına dayanır.....	43
Şekil 3.14 İzmir Sismotektonik Haritası.....	45

TABLO LİSTESİ

Tablo 3.1 İzmir Sismotektonik Haritası için fay düzlemi çözümleri	30
Tablo 3.2 İzmir ve çevresi için enerjiye dayalı, kurgusal büyüklük senaryosu.....	37



BÖLÜM BİR

GİRİŞ

Deprem doğal bir olgudur. Depremlerin önceden kestirilmesi halen yer ve yıl düzeyinde iken, deprem hasarlarına karşı alınacak önlemlerle maddi hasar ve sosyo-ekonomik kayıplar azaltılabilir. Depreme dayanıklı, zemin özelliklerine uygun yapılaşma ve buna bağlı olarak güvenli bir toplum yaşamı için, bir bölgenin tektonik özellikleri ile sismolojik özelliklerinin birleştirildiği, hatta diğer jeofizik bilgilerin de yer aldığı sismotektonik haritalar, deprem zararlarını azaltmada temel bir gerekliliktir.

Bu amaçla İzmir ve çevresinin tektonik özellikleri, sismolojik özelliklerini ve diğer jeofizik bilgileri de birleştirerek bölgenin sismotektonik haritası hazırlanmıştır. Çalışmalarda Birleşmiş Milletler-Doğal Afet Zararlarının Azaltılması On Yılı Programı kapsamında, İzmir ve dünya çapında seçilen 9 kentte, olası deprem zararlarını ve bu zararların azaltılmasına yönelik önlemlerin belirlenmesi amacı ile, İzmir Deprem Senaryosu adı altında İzmir Büyükşehir Belediyesi adına Boğaziçi Üniversitesi tarafından hazırlanmış olan çalışmadan yararlanılmıştır. İzmir Deprem Senaryosunun ilk bölümde, deprem tehlikesinin mikro bölgeleme haritaları ile belirlenmesi, ikinci bölümde yaşam kayıpları, yapıların, sistemlerin ve sosyo-ekonomik düzenin zarar görmesi ve hasar istatistiklerini kapsar. Proje kapsamında, İzmir ve çevresine ait, İzmir'i etkilemiş tarihi depremler ve yaratmış olduğu hasarlar ayrıntılı olarak incelenmiş, jeoloji ve jeoteknik verilerden yer hareketi ivme ve spektral ivme haritaları elde edilmiş, zemin cinsi ve çeşitli mikro-bölgeleme haritaları hazırlanmıştır. Deprem tehlikesi haritalarının hazırlanmasında senaryo depremler kullanılmış, gerek şiddet ve gerekse spektral ivme esaslı deprem tehlikesi tanımlamalarına yer verilmiştir. Alt yapı kapsamında ulaştırma sistemlerine ağırlık verilmiş, bu kapsamda köprülerin deprem dayanımları özel olarak incelenmiş ve sosyal hasar görülebilirlik incelemeleri, can kayıpları ve yaralanmalar üzerinde durulmuştur. İzmir'i etkileyebilecek çeşitli magnitütdlerdeki depremlerin incelenebilmesi amacı ile iki yaklaşım kullanılmıştır. Birinci yaklaşımda, İzmir kentini, insanların yaşam süresince etkilemesi beklenen hasar yapıcı bir senaryo depremi deterministik olarak belirlenerek, alt yapı ve şebekelerde beklenen deprem

hasarları elde edilmiştir. İkinci yaklaşımda ise, İzmir kentindeki binaların 50 yıl içinde %10 aşılma olasılığı ile etkilenebilecekleri depremin yaratacağı hasarlar olasılıklı olarak değerlendirilerek, değişik tip binalarda beklenen hasarlar, ölümler, yaralanmalar ve gerçekleşerek mali kayıplar bulunmuştur. Çalışma kapsamında, özellikle, deprem öncesi alınması gerekli kısa ve uzun dönemli önlemler belirtilmiştir.

Bu çalışmada ilk olarak, İzmir sınırlarını kapsayan 37.78° - 39.50° K enlemleri ve 26.00° - 28.50° D boylamları arasındaki coğrafya, çalışma alanı olarak seçildi. Burada Aktif tektonik ve jeofizik olarak iki ana bölümde yürütülen çalışmada ilk olarak, inceleme alanındaki bölgesel jeoloji haritası, çalışmanın amacı gereği miyosen öncesi birimlerin genelleştirilmesiyle yeniden ele alındı. Bölgenin karakteristik tektoniğinin bulguları olan çöküntü alanları ve bu sistemleri sınırlayan aktif faylar harita üzerine işlendi.

Sismolojik bilgilerin ağırlıklı olarak kullanıldığı jeofizik çalışmalar büyüklük, yer, derinlik ve deprem kaynak mekanizması esas alınarak yapılmakta olduğundan, ilgili parametreyi en iyi temsil edecek verinin kullanılmasına özen gösterildi. Çalışılan alanın deprem etkinliğini ortaya koymak amacı ile Amerika Birleşik Devletleri Jeolojik Araştırma Merkezi (U.S.G.S.) deprem veri bankası kullanıldı. Buradan hareketle, 30/01/1973-08/04/2004 peryoduna ait en az 3.0 magnitudlü 1224 deprem haritaya işlendi. İzmir'in söz konusu haritadaki deprem etkinliği için bölgede hasar yapan deprem büyüklükleri esas alındığından en az 3.0 magnitudlü depremlere yer verildi. Hem tarihsel hem aletsel döneme ait veri, Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü'nden alındı. Çalışma bölgesindeki deprem mekanizma özellikleri yönünden, 15 deprem kullanıldı. Bu depremlerin fay düzlemi çözümlerinde İzmir P ve T eksen haritaları hazırlandı. Depremlerde açığa çıkan enerji irdelenerek, çalışılan bölgeye ait enerji dağılımı yapıldı. Bölgeye ait en az 4.0 ($M \geq 4.0$) magnitudlü depremlerin magnitud-sıklık ilişkisi irdelendi. Enerji boşalımından, bölgeye ait aktif ve durgun dönemlere bakılarak, İzmir kırık sistemleri incelendi.

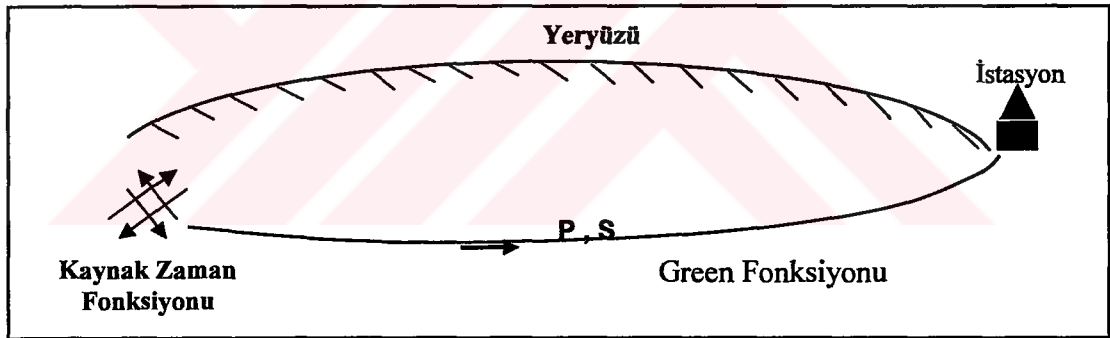
BÖLÜM İKİ

SİSMİK KAYNAK ve TEKTONİK

2.1 Sismik Kaynak

Sismik kaynak çalışmaları, deprem odağında açığa çıkan eşdeğer kuvvet sisteminin mekanizmasını, türünü, bileşenlerini ve buna karşılık gelen tektonik yapıyı inceler. Sismik kaynağı çalışırken genel olarak sismik kaynağın kinematiği, dinamiği ve sismik sismik dalga yayılımı kapsamında bir çalışma yapılır.

Şekil 2.1 sismik kaynak ve bu kaynaktan yayılan sismik dalgaların yayıldığı ortamın bileşkesinden oluşan sismogramı göstermektedir. Sismogram, sismik kaynaktan yayılan sismik dalganın genliği; deprem magnitüdü, odağın derinliği, geçtiği ortamın özellikleri, sismografin özellikleri, episantr uzaklığı ve depremin oluşmasına neden olan kuvvet çiftinin özellikleri gibi bilgileri taşır. Bu bilgileri matematiksel bir biçimde ifade edersek,



Şekil 2.1 Sismogram bileşenleri

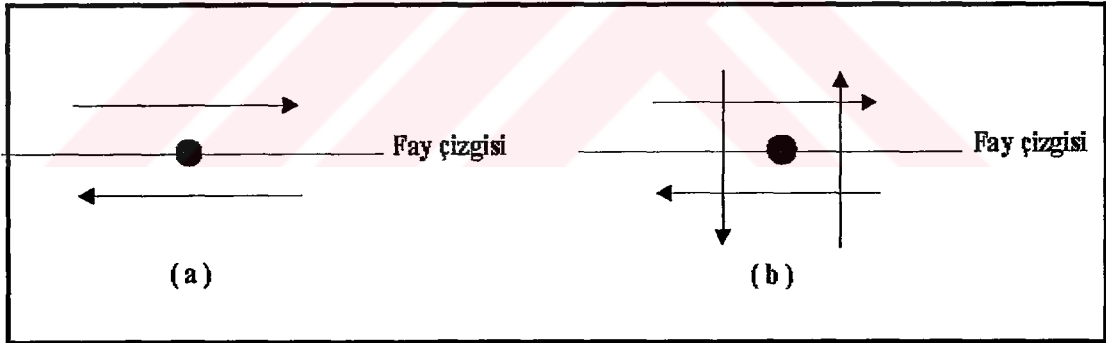
$$S_s(t) = S(t) * M(t) * A(t) * I(t) \quad (1)$$

Bir sismogram, kaynak zaman fonksiyonu, sismik dalganın geçtiği ortamın soğrulma etkisi ve sismogramın kayıt edildiği sismoğraf etkilerini taşır. (1) denkleminde, $S_s(t)$ sismogramı, $S(t)$ kaynak zaman fonksiyonunu, $A(t)$ Sismik dalganın geçtiği ortamın soğrulma etkisini, $I(t)$ alet etkisini ifade etmektedir. Sismogram en genel anlamda,

$$U_{(n \times 1)} = G_{(n \times 1)} \cdot M_{(b \times 1)} \quad (2)$$

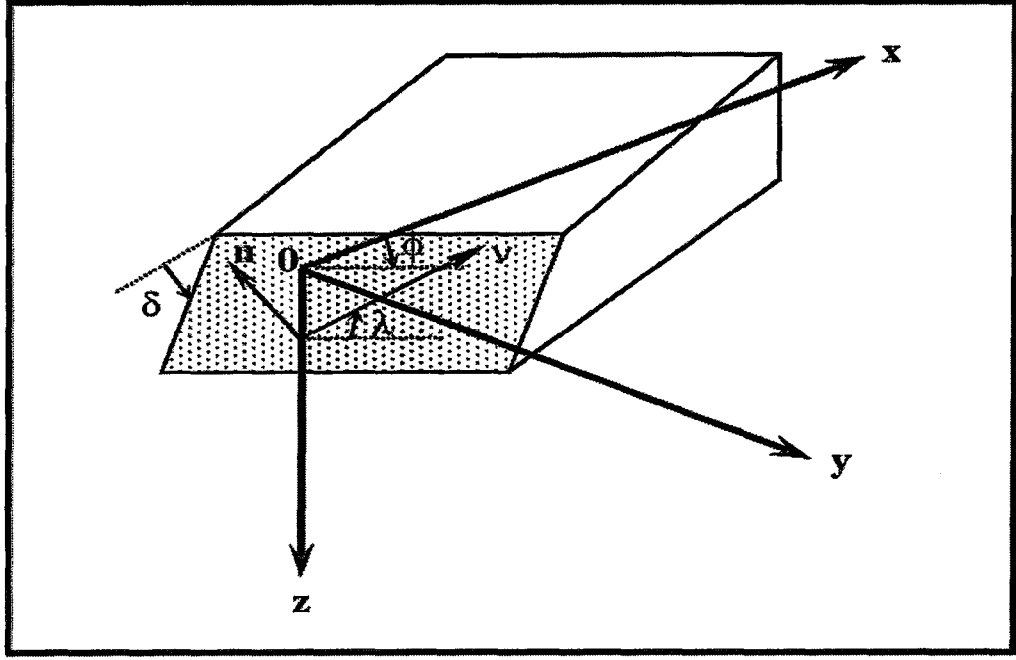
şeklinde ifade edilir. (2) denkleminde U, sismogramı, M, Moment tensörü (Kaynağı tarif eden matematiksel bir büyüklük), G Green Tensörünü (Enerjinin yayıldığı ortamı tarif eden matris formunda tensör) sembolize eder.

Deprem kaynağını matematiksel olarak tanımlamak için moment tensörünün belirlenmesi gerekir. Moment tensör izotropik ve deviatrik bileşenden oluşur. İzotropik bileşen kaynaktaki hacim değişimidir. Bu hacim değişimi yer içindeki bir noktada eşit şekilde çıkan enerjinin açığa çıktığı küresel enerji dağılımıdır. Enerjinin yarattığı sıkışma veya genişleme olabilir. Deviatrik bileşen yer değiştirme türü kaynak bileşenine karşılık gelir. Şekil-2.2 depremin oluşmasına neden olan kuvvet çiftinin, tek kuvvet çifti veya birbirlerine dik çift kuvvet çifti şeklinde olduğunu ifade etmektedir. Tek kuvvet çiftinde tek yönde bir hareket söz konusu olup, çift kuvvet çiftinde ise bir yönde gerilme olurken ona dik olan diğer yönde sıkışma meydana gelir. Tektonik hareketlerin kaynak mekanizmasını çift kuvvet çifti kontrol eder.



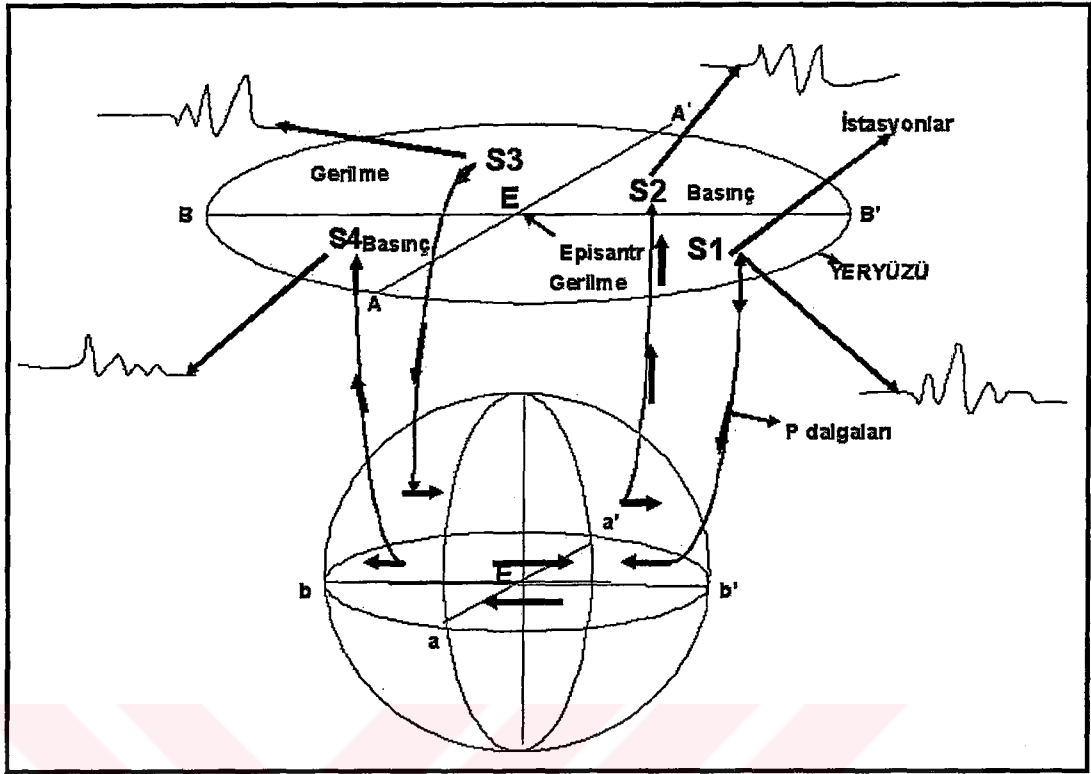
Şekil 2.2 Deprem odağındaki kuvvet sistemi. (a) Tek kuvvet çifti (couple). (b) Çift kuvvet çifti (double-couple).

Fay yönelim parametreleri, eksen ve düzlemi tanımlayan parametrelerden oluşur. Eksen tanımlayan parametreler yönlem (azimut) ve dalım (plunge)'dır. Düzlemi tanımlayan parametreler ise Şekil 2.3'te görüldüğü üzere fay düzlemi, fay düzlemi doğrultusu, fay düzlemi eğimi (fay düzleminin yatayla yaptığı açı) ve kayma açısıdır.



Şekil 2.3 Fay düzlemi ve yönelim parametreleri. O : Fay düzlemi doğrultusu, δ : Fay düzlemi eğimi (fay düzleminin yatayla yaptığı açı), λ : faylanma sırasında meydana gelen hareketin yönünü gösteren kayma açısı (Jost ve Herrmann, 1989).

Fay düzlemi çözümü, odadaki hareketin incelenmesi ve gerilme doğrultusunun saptanmasıdır. Deprem sırasında oluşan fay düzleminin doğrultu, eğim, dalım ve faylanma türünün belirlenmesi amacına yöneliktir. Deprem odağındaki hareketler deprem dalgalarının dinamik özelliklerini etkileyen en önemli faktörlerden birisidir. P ve S dalgalarının genlik dağılımlarının incelenmesi ile fay düzlemine ilişkin bilgileri elde edilme olasılığı vardır. Bunun için bütün kayıt istasyonlarının aynı uzaklıkta olduğu düşünülür. Fakat gerçekte durum böyle değildir. Bu yüzden, değişik uzaklıktaki istasyonlara ait kayıtları, aynı uzaklıktaki istasyon kayıtlarına dönüştürmek için, genlik düzeltmeleri yapılır. İkinci bir yol olarak P dalgasının ilk hareket yönlerinden faydalanılır. Bunun nedeni ise sonraki hareketin ilk fazının okunmasının oldukça güç olmasıdır. Şekil 2.4 doğrultu atımlı bir fayın, P dalgasının ilk hareket yönüne bağlı olarak gerilme ve basınç bölgelerini göstermektedir. Sismogramda kaydedilen düşey bileşen kayıt genliğinin ilk hareketi aşağı doğru ise, odak yeryüzünü çekiyor düşünülür ve gerilme (dilatasyon) bölgesi olarak tanımlanır. İlk hareket aşağı doğru ise sıkışma bölgesi olarak tanımlanır.



Şekil 2. 4 Fay düzlemi çözümünde ilk hareket yönleri (Bolt, 1995).

2.2 Sismotektonik ve Sismotektonik Harita

Sismotektonik; depremlerin etkinliğini, özelliklerini, oluşum koşullarını, yerkaşu hareketlerini ve bu hareketlerin mekanizmalarını inceleyerek elde edilen bilgileri bölge tektoniğı ile ilişkilendiren bir bilim dalıdır.

Herhangi bir yerin tektonik özellikleri, bunun tarihi gelişimini ve sismisite (deprensellik) ile ilişkilerini gösteren haritalara sismotektonik harita denir. Sismotektonik haritalar bir yerin (bölgesel veya yerel) jeolojik ve jeofizik özelliklerinin beraberce ortaya konması için hazırlanmaktadır. Sismotektonik haritanın amacı, geçmişte olmuş depremleri oluşturan jeolojik ve jeofizik koşulları anlamak ve bunlarla gelecekte olan depremlerin yer, frekans ve büyüklüklerini kestirmektedir.

Sismotektonik haritalar, bir yerin jeolojik gelişimi ve tektonik yapısı ile mevcut sismisite arasındaki yaklaşımları veya bağıntıları yansıtır. 2000-3000 yıllık tarihi içeren haritalara Güncel Düşey Tektonik Harita denir. Kabuk hareketlerini konu alan haritalar neotektonik ve güncel düşey tektonik haritalardır. Geçmişte meydana gelen deprem bölgelerini gösteren haritalar sismik bölgelendirme haritasıdır. Maksimum risk haritası bir depremin yer ve şiddeti tahmin edilerek oluşturulan sismik haritadır (Sipahioğlu, 1975). İstasyonlardaki kayıtlardan çıkarılan deprem merkezi haritasına Episantr haritası denir. Episantr haritaları depremlerde açığa çıkan enerjinin gösterildiği haritadır.

Bir bölgeye ait sismotektonik harita hazırlanırken aşağıdaki aşamalar izlenir.

- 1) Jeolojik çalışmaların yapıldığı aşama. Bu aşamada, jeolojik yapılar, aktif faylar ve olası aktif faylar aktif zonlar ve son tektonik hareketlerin karakterleri belirlenir. Bunun için eldeki tüm veriler değerlendirilir.
- 2) Bölgenin tüm sismik veriler toplanır ve bunların gelişimiyle ilgili nedenler değerlendirilir.
- 3) Bölgenin jeolojik ve sismolojik bilgiler beraberce ortaya konulur, karşılaştırma yapılır. Bu şekilde, depremlerin olduğu yerlerin jeolojik özellikleri belirlenir, sismolojik bilgiler sismisite (depremsellik) özelliklerine dönüştürülür, sismotektonik kuramlar ortaya koyulur.
- 4) Bu aşamaya kadar sismotektonik haritanın derlenmesi için gerekli çalışmalar yapılır. Elde edilen bilgilerle, bundan sonra Sismik Bölgelendirme Haritası'na geçilir ve önceden tahmin için yararlı bilgiler kullanılır.

BÖLÜM ÜÇ

İZMİR'in SİSMOTEKTONİK ELEMANLARI

37.78° - 39.50° K enlemleri ve 26.00° -28.50° D boylamları arasındaki coğrafya yer alan İzmir ve çevresi için hazırlanan bu çalışma jeolojik ve jeofizik çalışmalar olarak iki ana bölüm altında yürütülmüştür.

1-jeolojik çalışma aşamasında bölgesel jeoloji haritası, miyosen öncesi birimlerin genelleştirilmesiyle yeniden ele alındı.. Bölgenin karakteristik tektoniğinin bulguları olan çöküntü alanları ve bu sistemleri sınırlayan aktif faylar harita üzerine işlenerek bölgeye ait kuvaterner jeoloji haritası hazırlandı. Harita, İzmir Jeoloji Haritası (MTA, 2002), İzmir İli Çevre Jeolojisi ve Doğal Kaynaklar Projesi kapsamında jeoloji haritası (Avşar, 1996), Aliğa ve dolaylarının sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Genç Ş., 2000), Foça Yöresinin sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Altunkaynak Ş., 2000) gibi farklı çalışmalar bir araya getirilerek hazırlanmıştır.

2) Jeofizik çalışmalar kapsamında, çalışılan alanın deprem etkinliğini ortaya koymak amacı ile Amerika Birleşik Devletleri Jeolojik Araştırma Merkezi (U.S.G.S.) deprem veri bankası kullanıldı. Buradan hareketle, 30/01/1973-08/04/2004 periyoduna ait en az 3.0 magnitudlü 1224 deprem haritaya işlendi. İzmir'in söz konusu haritadaki deprem etkinliği için bölgede hasar yapan deprem büyüklükleri esas alındığından en az 3.0 magnitudlü depremlere yer verildi. Hem tarihsel hem aletsel döneme ait veri, Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsün'den alındı. Çalışma bölgesindeki deprem mekanizma özellikleri yönünden, 15 deprem kullanıldı. Bu depremlerin fay düzlemi çözümlerinde İzmir P ve T eksen haritaları hazırlandı. Depremlerde açığa çıkan enerji irdelenerek, çalışılan bölgeye ait enerji dağılımı yapıldı. Bölgeye ait en az 4.0 (M≥4.0) magnitudlü depremlerin magnitud-sıklık ilişkisi irdelendi. Enerji boşalımından, bölgeye ait aktif ve durgun dönemlere bakılarak, İzmir kırık sistemleri incelendi.

3.1 Jeolojik ve Tektonik Elemanlar

3.1.1 Batı Anadolu'nun Jeolojisi

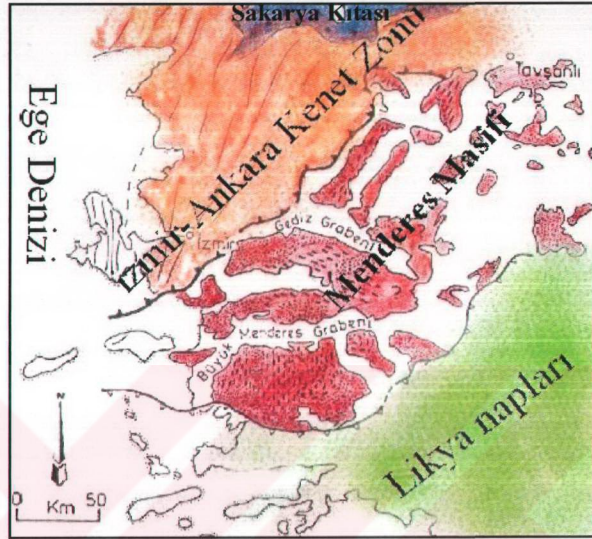
Miyosen Öncesi Birimler

Batı Anadolu' da, kuzeyden güneye doğru dört temel paleotektonik birlik ayırtlanır. (Şekil 3.1): Sakarya Kıtası, İzmir-Ankara Kenet Zonu, Menderes Masifi ve Likya Napları. Bu jeolojik birlikler farklı tektonik zamanlar sonucunda Orta miyosen öncesinde bir araya gelmişlerdir (Şengör ve diğ., 1985, Şengör, 1987 ve Yılmaz, 1997).

Karakaya kompleksi, metamorfik ve metamorfik olmayan Paleozoyik birimlerden oluşan Sakarya kıtasının önemli kısmını oluştururlar. Karakaya kompleksi Sakarya kıtası içinde Biga Yarımadası ile Bilecik arasında kırıntılı ve karbonat kayalardan oluşur. Yenişehir metamorfikleri Karakaya kompleksine karşılık gelmektedir.

Bornova karmaşığı, İzmir-Ankara Kenet Kuşağı içinde yer alır. Genel olarak, tortul kaya grubuna giren, neritik kireçtaşı, kırıntı ve karbonatlar, metamorfik kaya grubundan, mermer ve metaflaş kaya birimlerini içerir. Bu birim bazı yerlerde metamorfizma geçirmiştir. Melanj ve Sakarya/Menderes üniteleri arasında tektonik dokanak bulunmaktadır ve orijinal bindirme dokanağının, yer yer daha sonraki tektonizmadan etkilendiği belirtilmiştir (Yılmaz, 1997). Karmaşık, aşırı deformasyon geçirmiş volkanik tortul birimlerden oluşmaktadır.

Menderes Masifi Batı Anadolu'nun en önemli metamorfik birimidir ve İzmir-Ankara Kenet Kuşağı ile Likya Napları arasında yer alır. Menderes Masifi bölgenin temelini oluşturmaktadır. Menderes Masifi genel olarak NE-SW doğrultuludur. Masif karmaşık bir iç yapı ve litolojik dağılım gösterir. Masifin kor kısmını, yüksek derecede amfibolit fasiyesinde gnays ve şistler oluşturur (Şengör ve diğ., 1984, Okay 1989). Masifin genel stratigrafik dizilimin Prekambriyen yaşlı gnayslarla başladığını ve yukarı doğru alt Paleozoik yaşlı mika şistler, Permo-Karbonifer yaşlı meta kuvatsit, siyah fillit ve dark rekristalize kireçtaşları ile devam etmektedir. Bunların üzerinde Mezosoyik yaşlı kalın katmanlı, rekristalize neritik kireçtaşları yer alır. Paleosen ve alt Eosen rekristalize pelajik kireçtaşları ve şist ile temsil edilmiştir.



Şekil 3.1 Batı Anadolu'da yer alan ana paleotektonik birlikler (Şengör ve diğ., 1985, Şengör, 1987 ve Yılmaz, 1997'den derlenmiştir).

Miyosen Birimleri

Batı Anadolu'da Menderes masifinin yükselmesi ve aşınması Geç Oligosen-Erken Miyosen döneminde gerçekleşmiştir (Şengör ve diğ., 1984). Geç Oligosen'de magmatizma başlamıştır. İrili ufaklı stok ve plütonlar halinde kuzeyden güneye, doğudan batıya kadar geniş bir alanda yayılım gösteren granitler magmatizmanın ilk ürünleridir (Yılmaz, 1997). Bu dönemden sonra Erken Miyosen'de flüviyal ve gölsel çökellerle birlikte özellikle Edremit-İzmir arasında yaygın bir volkanizma yer almıştır.

İzmir ve çevresi göz önüne alındığında iki ayrı dönemde tortullaşma görülmektedir. Bunlardan birincisi Alt Miyosen çökelleridir. İzmir güneyinde bu ilk dönem çökeller, Cumaovası batısında Tuzla Fayı boyunca tabanda konglomera ve onun üzerinde yer alan kireçtaşları ile temsil edilmektedirler. Bu birimler, ikinci

döneme ait, Üst Miyosen yaşlı silisik bir volkanizma ile kesilmektedirler. Bu alanda Üst Miyosen tortulları tabanda yine bir konglomera ile başlayıp yukarı doğru gölsel kireçtaşları ile devam etmektedir. Urla Formasyonu olarak bilinen bu kireçtaşları yer yer volkaniklerle yanal geçişlidirler.

İzmir kuzeyinde, Menemen-Foça-Aliğa çevresinde yer alan birimler genelde erken Miyosen yaşlıdır ve stratigrafisi çok karmaşıktır. Bu birimler füviyal ve gölsel 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 belirtmiştir.

Miyosen Birimleri içindeki en önemli kırık hatları KKD-GGB doğrultuludur. İzmir güneyinde Erken Miyosen yaşlı kayaları etkileyen en önemli yapı ofiyolitik karmaşığın KKD gidişli Tuzla Fayı boyunca bu birimlerin üzerine itilmesidir. Yılmaz (1997), bölgede Erken Miyosen’de volkanizma ve göl ortamının var olduğunu ve faylanmaların daha çok Geç Miyosen’de başladığını; Pliyosen başından itibaren de, bugün Batı Anadolu’ya hakim olan D-B uzanımlı grabenlerin oluştuğunu; bu yapıların bütün önceki sistemleri kestiğini ileri sürmüştür. Ancak her iki farklı sistemin güncel tektonik çatı içinde aktif olduğu sanılmaktadır.

Pliyosen-Kuvaterner Birimleri

Pliyosen Birimlerinin D-B uzanımlı grabenlerin içinde yer aldığına inanmaktadır. Kuvaterner birimleri de, genelde, grabenlerle ilgili normal fayların çöken tavan blokları boyunca gözlenmektedir. Çalışma alanı dışında Pliyosen Birimleri graben dolguları olarak graben kenarlarında yer yer taban bloğu üzerinde görülürler (Gediz ve Büyük Menderes grabeni kenarları).

3.1.2 Batı Anadolu’nun Aktif Tektoniği

Batı Anadolu, kinematik ve dinamik açıdan karmaşık bir yapıya sahip, sürekli depremlerin olduğu ve üzerinde bir çok çalışmaların bulunduğu Batı Anadolu’nun en önemli yerleşim yeridir. Batı Anadolu ve Ege Denizi, son 30 yılda kıtasal kabuğun

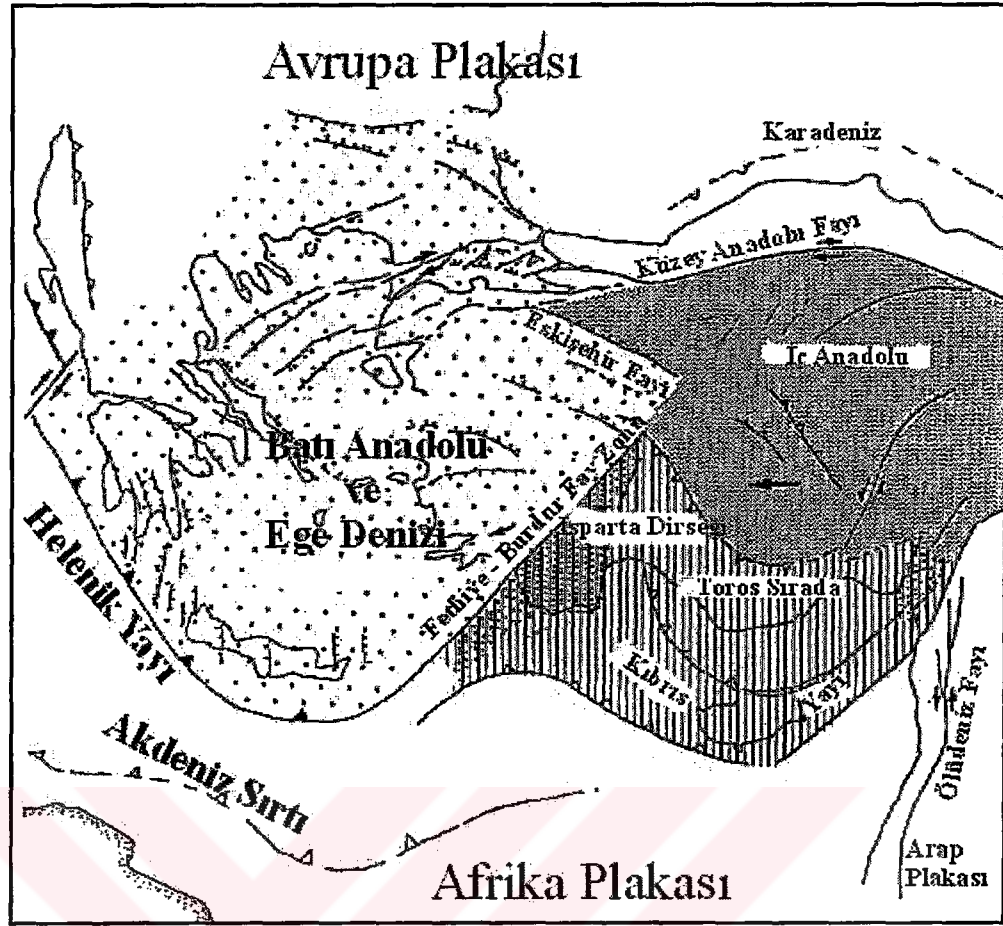
deformasyonun anlaşılmasında, kaçma mekanizması ve dalma-batma ilişkilerinin anlaşılmasında önemli bir rolü vardır.

Anadolu'nun içinde yer aldığı Alp-Himalaya dağ oluşum kuşağı, Afrika/Arabistan ve Hindistan Levhalarının kuzeye doğru hareket etmeleri ve Avrasya Levhası ile çarpışmaları sonucunda oluşmakta ve bu kıtasal çarpışma sonucu, geniş bir deformasyon alanı oluşturmaktadır. Bu karmaşık jeolojik sürecin Doğu Akdeniz bölümünde Anadolu-Ege bloğu saatin tersine rotasyonel bir hareketle Girit merkezli Helenik yayına doğru kaçmaktadır. Bu yanal kaçış hareketinin kuzey sınırını Kuzey Anadolu fayı, doğuda Doğu Anadolu fayı, güneyde ise Kıbrıs ve Helenik yayları kontrol etmektedir (Şekil-3. 2). Karmaşık bir yapı sunan Isparta Dirseği Helenik ve Kıbrıs Yayları'nın birleştiği yerdir. Kıbrıs ve Helenik yayları boyunca Afrika kıtasının kuzey kenarındaki okyanusal litosfer Anadolu ve Ege'nin altına dalarak yutulmaktadır (Şekil 3.2).

Güncel araştırmalar, Anadolu-Ege bloğunun saatin tersine dönmeli hareketinin iki ana nedeni olduğunu göstermektedir; birincisi, Doğu Anadolu'da Arabistan ve Avrasya levhalarının çarpışması ve bu sıkışma bölgesinden üçgen şeklinde kıtasal Anadolu bloğunun batıya kaçması, ikincisi, Helenik Yayın'da batan okyanus kabuğunun ağırlığı nedeniyle yayın, güneye doğru geri çekilmesi sonucunda Batı Anadolu ve Ege Denizi'nde meydana gelen yaklaşık KKD-GGB gerilmedir (genişleme). Esas gerilme rejiminin orta Miyosen'den itibaren düşük hızda oluştuğunu ve bu hızın Pliyosende arttığı düşünülür.

3.1.3 İzmir ve Çevresi'nin Aktif Tektoniği

Çalışma alanının bölgesel jeoloji haritası, çalışmanın amacına uygun olarak Miyosen öncesi temel birimler genelleştirilerek düzenlenmiştir. Miyosen ve sonrası birimlerin iyi anlaşılması, bölgedeki aktif olarak devam eden tektonik olayların aydınlatılması açısından son derece önemlidir. Menderes Masifi, Toros/Sakarya çarpışması sonucunda oluşan kenet kuşağı ve ilgili tektonik karmaşığı olan Bornova Karmaşığı, metamorfik kaya birimi olan ve Biga yarımadası'nda yer alan Trakya'daki Istranca Masifinin devamı olan Karakaya Kompleksi ve Karaburun Platformu bölgenin temel birimlerini oluştururlar.



Şekil 3.2 Batı Anadolu, İç Anadolu ve Isparta Dirseği ile ilgili tektonik bölgeler (Barka ve diğ., 1996'dan derlenmiştir).

İzmir İli Çevre Jeolojisi ve Doğal Kaynaklar Projesi kapsamında jeoloji haritası (Avşar, 1996), Aliğa ve dolaylarının sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Genç Ş., 2000), Foça Yöresinin sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Altunkaynak Ş., 2000) gibi farklı çalışmalar bir araya getirilerek hazırlanmıştır.

Batı Anadolu'da yaklaşık K-G yönlü genişleme tektoniğine bağlı olarak D-B ve BKB-DGD doğrultulu birçok graben sistemi gelişmektedir. Bunlardan başlıcaları Büyük Menderes, Küçük Menderes, Gediz Grabenleridir (Şekil3.3). Bunların yanı sıra KD-GB hatların normal bileşeni olan doğrultu atımlı faylara karşılık geldiği ve bu yörenin tektoniğinde önemli rol oynadığına inanılmaktadır. Bunlar arasında Tuzla Fayı, Foça - Bergama Fay Zonu sayılabilir.

Batı Anadolu' da genelde orta kısmında D-B doğrultulu Gediz, Büyük Menderes ve Küçük Menderes fayları yer almaktadır. Bu D-B ve BKB-DGD doğrultulu normal faylar arasında KD-GB uzanımlı çukurlar yer almaktadır. Bu basen Erken Miyosen'de şekillenmeye başlamıştır. İzmir kuzeyindeki KD-GB hatlar D-B yapılara göre önem kazanmaktadır. Büyük Menderes Grabeni'nin güneyinde ise KB-GD basenler vardır ve bu doğrultuda gelişen fayların aktif olduğu güncel depremler tarafından da doğrulanmaktadır (Price ve Scott, 1994; Eyidoğan ve Barka 1996).

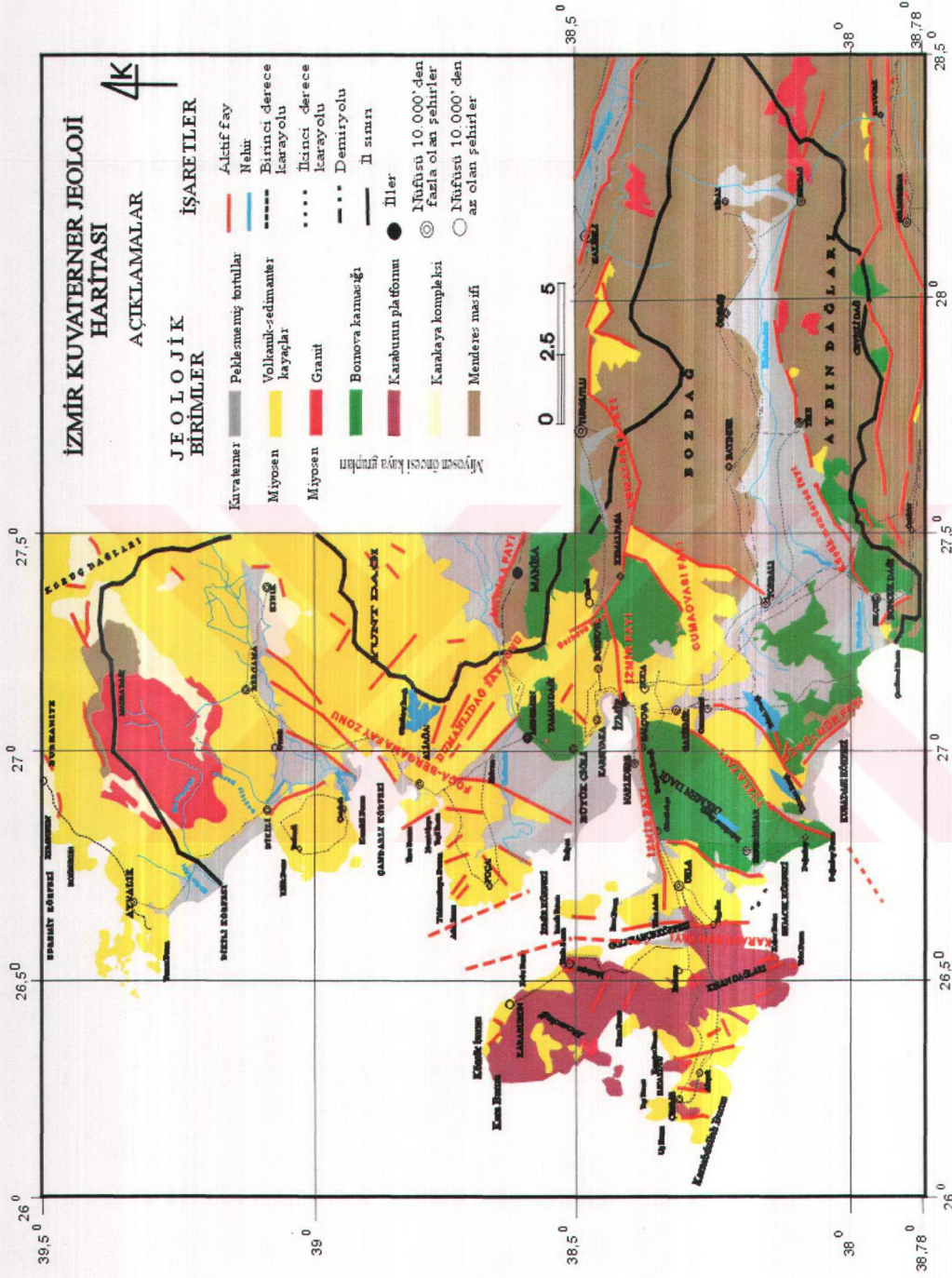
İzmir Gediz Graben sisteminin batı ucunda yer almaktadır. Buradaki en belirgin tektonik yapılar D-B doğrultuludur. Normal fay karakterindeki bu yapılar Gediz Grabeninin batı ucunda ve İzmir Körfezi'nde yer alırlar. Ayrıca KD-GB ve KB-GD faylar özellikle İzmir civarın da önemli rol oynamaktadır ve bu fayların kinematik özellikleri İzmir kuzeyi ve güneyinde farklılaşmaktadır. Normal faylarla sınırlı graben yapıları İzmir Körfezi doğusunda yer alırlar. Buna karşılık Gediz Graben sistemi dışında kalan neotektonik dönem yapıları doğrultu atımlı faylardan oluşmaktadır.

Küçük Menderes Fayı

Bazı araştırmacılar Küçük Menderes vadisini Gediz ve Büyük Menderes gibi bir graben olduğunu kabul etmektedirler. Küçük Menderes vadisinin güney kenarının batı yarısında kuzeye eğimli belirgin bir fay izlenmektedir (Erinç, 1955; Şengör ve diğ., 1985). Bu fay batıda Efes Antik şehri güneydoğusundan geçerek (Dumont ve diğ., 1979; Angelier ve diğ., 1987) Ege Denizi' ne kadar uzanmaktadır. Buradan Sisam adası kuzeyinden gelen fay zonu ile birleşmektedir (Şekil 3.3).

Foça - Bergama Fay Zonu

Bu fay zonu Bergama kuzeyinden başlayarak Foça'ya kadar birbirine paralel KKD doğrultulu bir fay zonudur (Şekil-3.3). Bu sistem özellikle Kütahya, Simav ve Gediz grabenlerinin batı uçlarını sınırlamaktadır. Güneybatıda ise bu fayın ucu İzmir körfezine kadar uzanmaktadır. Menemen kenarında bu sistem ile sınırlıdır. Bu fay zonu Kuzey Ege'nin Kuzey Batı Anadolu'dan daha hızlı Güney Batı'ya hareket ettiğini göstermektedir. Bununla beraber henüz çok detay çalışılmamış bir fay zonudur.



Şekil 3.3 İzmir Sismotektonik Haritası için kuvaterner jeolojisi. (İzmir Jeoloji Haritası (M.T.A., 2002), İzmir İli ve Çevre Jeolojisi ve Doğal Kaynaklar Projesi kapsamında hazırlanan Jeoloji Haritası (Avşar, 1996), çalışmalarından yararlanılmıştır.)

Karaburun Yarımadası ve Çandarlı Körfezi Fayları

Bakırçay ve Gediz delta sistemleri içinde Aksu ve diğ., (1987) tarafından 4 çökel istifli ayırtlanmışlardır. Bu çökel istifleri içinde DKD ve KKB gidişli iki ayrı sistemin varlığını ortaya koymuşlardır (Şekil 3.3). Bu sistemlerden birincisi yaklaşık D-B grabenlerin devamı olarak düşünebilir ve İzmir Körfezi bu sistem içinde yer almaktadır. Diğeri ise Karaburun yarımadasının doğu kenarını sınırlayan ve İzmir Körfezi'nin batı ucunu şekillendiren faylardır. Aksu ve diğ.,(1987), Kaya, (1981) tarafından ortaya konulan KKD hatların Miyosen içinde aktif olduğunu buna karşılık günümüzde KKB ve DKD fayların aktif olduğu sonucuna varmışlardır (Şekil-3.3). Ancak günümüzde her iki sisteminde aktif olduğuna inanılmaktadır. Karaburun yarımadasının güneyinde de normal faylar yer almaktadır.

Dumanlıdağ Fayı

Menemen kuzeyindeki Dumanlıdağ volkan kompleksi üzerinde KB-GD doğrultusunda uzanan faylar Dumanlıdağ Fay Zonu olarak adlandırılmıştır. Zonun uzanımı (Şekil 3.3) Manisa Fayı'nın batı ucunun doğrultusuna uyumludur. Genç morfolojisinden dolayı bu zondaki fayların diri olduğu söylenebilir.

Bornova Fayı

İzmir körfezi kuzeydoğusunda D-B ve KB-GD doğrultusunda uzanır. Yamanlar dağıının Miyosen yaşlı volkanitleri kesmektedir. Normal faydır. Notektonik dönemde gelişmiş bir faydır (Şekil 3.3).

İzmir Fayı

İzmir körfezinin doğusunda, körfezi morfolojik olarak güneyden sınırlayan D-B yönlü fay İzmir Fayı olarak adlandırılmıştır. Fay iki parçadan oluşur. Gediz grabeninin batı ucundaki Kemalpaşa Fayı kuzey kolunun devamı şeklindedir (Şekil 3.3). Genel jeomorfolojik karakteri normal faylara özgüdür.

Doğu bölümü Gediz Grabeninin batı ucundaki Kemalpaşa Fayı kuzey kolunun devamı şeklindedir. Fay İzmir ile Pınarbaşı arasında iki küçük bölümden oluşur. Pınarbaşı segmenti DKD-BGB doğrultusundadır. Pınarbaşı mahallesinde yoğun yerleşim dolayısı ile morfolojik özellikler belirsizdir. İzmir Fayının doğu bölümü Altındağ İzmir arasında yaklaşık D-B doğrultuludur. Bu alanda yoğun bir yapılaşma söz konusudur. Bununla beraber genel jeomorfolojik karakteri normal faylara özgüdür. Kadifekale ve Altındağ yöresinde ise heyelanlarla fay dikliklerinin ilksel morfolojisi bozulmuştur.

İzmir Fayı Kadifekale'den batıda güneye doğru yaklaşık 5 km.'lik bir sıçrama yapmaktadır. Bu kesimde güneyden gelen Tuzla Fayı yaklaşık bu sıçrama alanından geçmektedir. Batı bölümü Üçkuyular ile Narlıdere ve Güzelbahçe arasında yer alır. Fayın taban bloğu 1000 m.'lik bir yükselti meydana getirmiştir. Bu yükseltinin fay tarafı paleo fay şevi görüntüsündedir. Bu özellikle Balçova-Narlıdere belirgin olarak izlenebilmektedir. Narlıdere yöresinde fay dikliği önünde alüvyon yelpazeleri gelişmiştir. Yine Balçova ve Narlıdere arasında tavan bloğu üzerinde geniş bir delta oluşmuştur. İzmir'in bu kesiminde son yıllarda yoğun bir yapılaşma göstermektedir. Bu sebeple fayla ilgili gözlemler son derece sınırlıdır. Balçova Narlıdere arasında antik çağlardan beri bilinen Agamemnon kaplıcaları yer alır. Bu kaplıca çevresinde yapılan gözlemlerde temel içinde ana fay doğrultusuna uygun faylara rastlanmıştır. İzmir Fayı Kuvaterner içerisinde aktif bir fay olduğu gözlemlenmiştir.

Cumaovası Fayı

İzmir'in güneydoğusunda yer alır (Şekil 3.3). Gediz Grabeni ile Tuzla Fayı arasında kabaca K70°D doğrultusunda uzanır. Doğu ucunda Gediz Grabeninin güney koluyla birleşir, batıya doğru D-B doğrultusuna yaklaşır. Cumaovası alüvyonlarında Tuzla Fayı ile olan ilişkisi gözlenememiştir. Bu fay sağ yönlü doğrultu atımlıdır. Doğrultu atım özelliği Kemalpaşa GB'sındaki Miyosen yaşlı çökellerde iyi gözlenir. Saha verileri, Fay düzleminde çizik ve kertikler, doğrultu atımı belirlemektedir. Batı ucunda ise kesmiş olduğu Pliyo-Kuvaterner'de gelişmiş sağ yönlü atımı gösteren bulgular mevcuttur.

Karaburun Fayı

İzmir körfezi ile Karaburun yarımadasını ayıran önemli bir yapısal hattır (Şekil 3.3). Bu fay güney kesimde morfolojik olarak Seferihisar koyunu sınırlandırmaktadır. Kuzey ucunda ise fayın doğrultusuna Gülbahçe Koyu yerleşmiştir. Bu koyun deniz taban topoğrafyası fayın doğrultusunda bir koridor yapısı oluşturur. Neojen öncesi temel kayalar içerisinde izlenen fay boyunca Kretase ve Paleozoyik yaşlı kaya toplulukları yan yana gelmiştir. Günümüz morfolojisi bu fay tarafından denetlenmektedir. Arazi çalışmaları bu fay boyunca Karaburun Yarımadasının batıya doğru eğimlenmekte olduğunu göstermektedir

Gümüldür Fayı

Kuşadası Körfezi'nin KD'sunda yer alan bu fay Tuzla Fayı'na çapraz olarak KB-GD doğrultusuna uzanır (Şekil 3.3). Güney ucunda Menderes Masifi'ni oluşturan kaya topluluklarını kesen fay, Gümüldür yöresine rastlayan kuzey ucunda Miyosen çökeltilerini keser. Morfolojisi normal fay karakterindedir. Bu fay neotektonik dönem yapısı olmasına karşın aktif özellik taşımamaktadır.

Tuzla Fayı

İzmir GB'sında, Cumaovası ile Doğanbey burnu arasında KD-GB genel doğrultulu bir yapısal hat uzanır (Şekil-3.3). Kuzeyde İzmir Körfezi'ne kadar uzanır. Batıda Doğanbey Burnu'nda, Ege Denizi'ne ulaşır. Denizin taban topoğrafyası, fayın aynı doğrultuda deniz içerisinde de devam ettiğini gösterir. Bu çizgiselliğin GB ucuna rastlayan yaklaşık 15 km.'lik bölümü aktif faylara özgü tüm özelliklere sahiptir. Üzerinde birçok sıcak su kaynağının olduğu bu kesimdeki faylar zonal bir kırık sistemi oluşturur. Sağ yönlü doğrultu atımlı olan bu kesim Tuzla Fayı olarak adlandırılır. Tuzla Fayı, Cumaovası Fayı ile birlikte değerlendirildiğinde Gediz Grabeni'ne bağlanan büyük bir yapısal unsur oluşturmaktadır. Bu iki fay, Batı Anadolu'nun gerilme rejimi ile tanınan aktif tektonik çatısı içerisinde önemli bir konuma sahiptir. Tuzla Fayı İzmir'in deprem riski açısından büyük önem taşır.

Fay boyunca Bornova Karmaşığı Miyosen yaşlı konglomera ve kireçtaşları üzerine bindirmişlerdir. Kuzey ucunda tek kırıktan oluşan fay güneye doğru üç kırıktan oluşan zonal bir yapı kazanır. Bu üç kırık güneye doğru birbirinden uzaklaşan doğrultuda uzanır. En batıdaki kırık, Cumalı Kaplıcaları yöresinde Neojen öncesi temel kayalarla Miyosen çökelleri arasında dokanak oluşturur. Kırığın doğuya içbükey sıkışan bir büküm yaptığı bu kısımda temel kayalar Miyosen üzerine bindirmiştir. Zonun en batı kısmındaki bu kırık, temel kayalar içerisinde Doğanbey Burnu'na kadar devam ederek denize ulaşır. Cumalı Kaplıcaları yöresinde doğuda yer alan ikinci fay zonunun aktif kırığını oluşturur. Kaplıca kuzeyinde de birkaç km devam eden bu fay üzerinde çok sayıda sıcak su çıkışları vardır. Sıcak sular bazı kesimlerde noktasal bazı kesimlerde ise yarıklar boyunca çıkışlar gösterir. Bu kırık batıda Tuzla yöresine kadar Miyosen yaşlı çökeller içerisinde izlenir. Yer yer Kuvaterner yaşlı alüvyon yelpazelerini keser. Fayın doğrultu atımlı faylara özgü bir morfolojisi vardır. Özellikle Tuzla ile Doğanbey arasında basınç sırtı şeklinde gelişmiş boyuna morfolojik yapılar büyük boyutlara ulaşmıştır. Saha verileri, fayın sağ yönlü doğrultu atımlı olduğunu göstermektedir. Tuzla kaplıcasının batı ve doğusunda fay tarafından kesilmiş akarsularda 200-700 m. arasında sağ yönlü ötelenmeler belirgindir. Bu fayın deprem potansiyeli açısından bölgenin en önemli aktif yapılarından biridir.

3.2 Sismolojik Elemanları

3.2.1 Deprem Etkinliği

İzmir ve çevresinin deprem etkinliği ortaya koymak amacı ile, 30/01/1973-08/04/2004 periyoduna ait en az 3.0 ($M \geq 3.0$) magnitüdlü, Amerika Birleşik Devletleri Jeolojik Araştırma Merkezi (U.S.G.S.) deprem veri bankasından alınan 1224 deprem verisi ve Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü'nden alınan tarihsel ve aletsel dönemlere ait büyük hasar ve can kaybına neden olan 8 tanesi aletsel döneme ait, 24 tanesi tarihsel döneme ait derinliği belli olmayan toplam 32 tane deprem verisi kullanıldı. İzmir'in söz konusu haritadaki magnitüd manzarası için bölgede hasar yapan deprem büyüklükleri esas alındığından

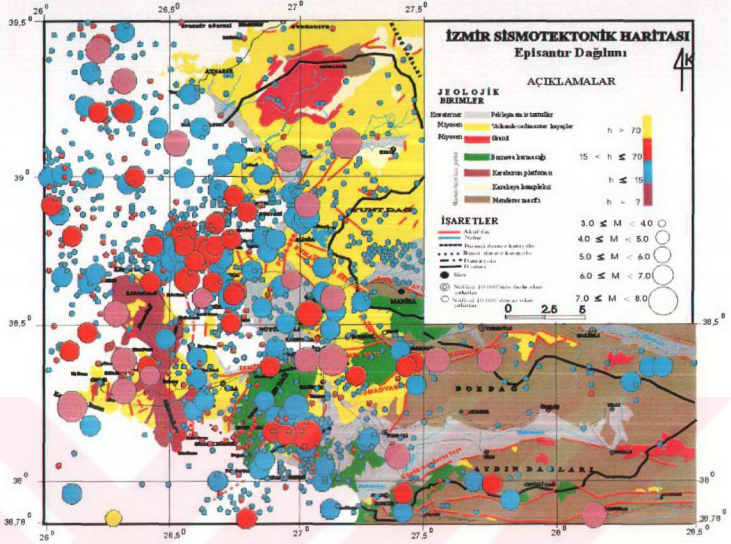
en az 3.0, depremlere yer verildi. Tarihsel depremlerin hasar şiddet değerlerini magnitüde çevirmek için, Gutenberg ve Richter tarafından önerilen denklem,

$$M = 0.602 I_0 + 1.324 \quad (3)$$

şeklinde yazılır (Utku ve Özyalın, 2002). Burada M, Deprem büyüklüğü, I_0 :episanırdaki hasar şiddetidir.

Depremlerin episanır dağılımına bakıldığında (Şekil 3.4), deprem episanırlarının Ege Denizi'nde, Foça Bergama hattı boyunca, Seferihisar-Cumaovası çizgiselliğinde, Karaburun Yarımadası'nda ve Tuzla Fayı boyunca yoğunlaştığı ve bu depremlerin birbirine yakın bölümlerde oluştukları görünmektedir. Bu yakın bölümlerde oluşan depremler zaman olarak birbirlerine oldukça yakın oldukları dikkati çekmektedir. Bu bölgedeki depremler, genellikle birer çiftler şeklinde oluşmaktadır. Bölgenin birbirlerine bağlantılı birçok graben ve horstlardan meydana gelmesi nedeniyle, bir bölümde oluşan deprem diğer yakın bölüm de tetikleme rolü oynamaktadır. Bu bölgedeki deprem sayısının fazlalığı bu sistemin en belirgin özelliğidir. Odak derinliğinin çoğunlukla 15-70 km. arasında, özellikle de 10 km. civarında yoğunlaştığı gözlemlenilir (Şekil 3.6a ve b). Bu depremlerin belli başlı grabenler boyunca yoğunlaştıkları açık bir şekilde görünmektedir. Tarihsel depremlere bakıldığında M.S. 17 depremi, İzmir yöresi için önemli depremlerden birisidir. 1688 depremi İzmir'de çok büyük hasara ve can kaybına neden olurken, 1178 depremi de çevreye önemli ölçüde hasar veren depremlerden birisidir (Ambraseys ve Finkel, 1995). Bölge, oldukça karışık tektonik görünüm sunması nedeniyle sürekli depremlere maruz kalmış ve gelecekte de deprem oluşturma potansiyeli yüksek olan bir bölgeyi oluşturmaktadır. Tarihsel dönemde X şiddetinde deprem ürettiği bilinen bu bölgenin, gelecekte de en az bu büyüklükte deprem üretmesi kaçınılmazdır.

1993, 1994, 1999 yıllarında gerçekleştiği görülmektedir. Diğer dönemlerde bölge etkinliğine uygun bir şekilde suskunluk gösterir. En çok deprem sayısı 1994 yılında oluşan 269 tane en az 3.0 magnitüdlü depremlerdir. Şekil 3.5a yıllık deprem dağılımına bakıldığında, depremlerin belirli dönemlerde kümелendiği açıkça görülmektedir.



Şekil 3.4 İzmir Sismotektonik Haritası için episantr dağılımı. Veri, U.S.G.S veri bankasına dayanır.

Bu kümelenme dönemler, 1973-1988, 1989-1997 ve 1998-2004'tür. En büyük deprem etkinliğini kapsayan dönem ise, 1989-1996 yılları arasındır. Şekil-3.5 yıllık deprem dağılımı ile (Şekil 3.5a), yıllık en büyük deprem dağılımını (Şekil 3.5b) göstermektedir. Şekil-3.5b'den yıllık en büyük depreme göre en az 5.5 magnitüdlü depremlerin 1979, 1992, 1994 ve 2003 yıllarında, en az 5.0 magnitüdlü depremlerin 1974, 1976, 1994 yıllarında, en az 4.5 magnitüdlü depremlerin 1973, 1977, 1982, 1983, 1984, 1986, 1987, 1988, 1989 ve 2002 yıllarında meydana geldiği görülmektedir. 06.11.1992 yılında Tuzla Fayı üzerinde meydana gelen, 6.1 magnitüdlü ve 35 km. derinlikteki deprem 1973-2004 yılları arasında meydana gelen en büyük magnitüdlü depremdir (Şekil 3.5b).

Şekil 3.6a İzmir ve çevresi için odak derinliği deprem sayısı ilişkisini göstermektedir. Burada 790 tane depremin odak derinliği 10 km. dir. 3,5 km. odak derinliğinde yaklaşık 130 deprem, 35 km. odak derinliğindeki deprem sayısı ise yaklaşık olarak 50 dir. Şekil-3.6b'ye en az 3,0 magnitüdlü depremlerin oluş sayısına

bakılırsa, magnitüdlerin 3,0 ile 4,0 arasında yoğunlaştığı görülür. 3,0 ile 3,5 magnitüdları arasında değışen deprem sayılarının 146 ile 116 arasında değıştiğı görülür. 3,6 ile 4,4 magnitüdları arasındaki depremlerin 96 ile 12 arasında azalım göstererek değıştiğı görülür. 4,4 magnitüdlü 60 deprem olmuştur.

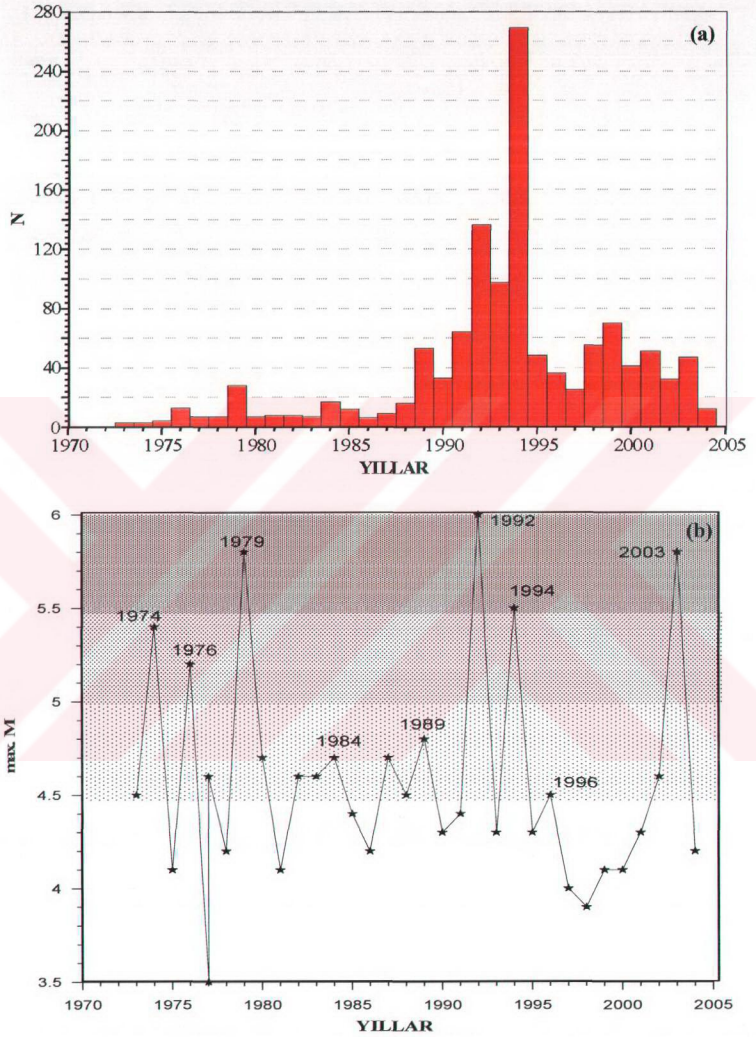
3.2.2 a- ve b- değlerleri

Belirli bir bölgede meydana gelmiş depremlerin magnitüd değlerinin üstünde oluşabilecek depremlerin frekans dağılımını açıklayan bağıntıya Gutenberg-Richter (1954) bağıntısı denir. Frekans, her magnitüde ait depremlerin yıllık oluş sıklığını ifade eder. Bu bağıntı;

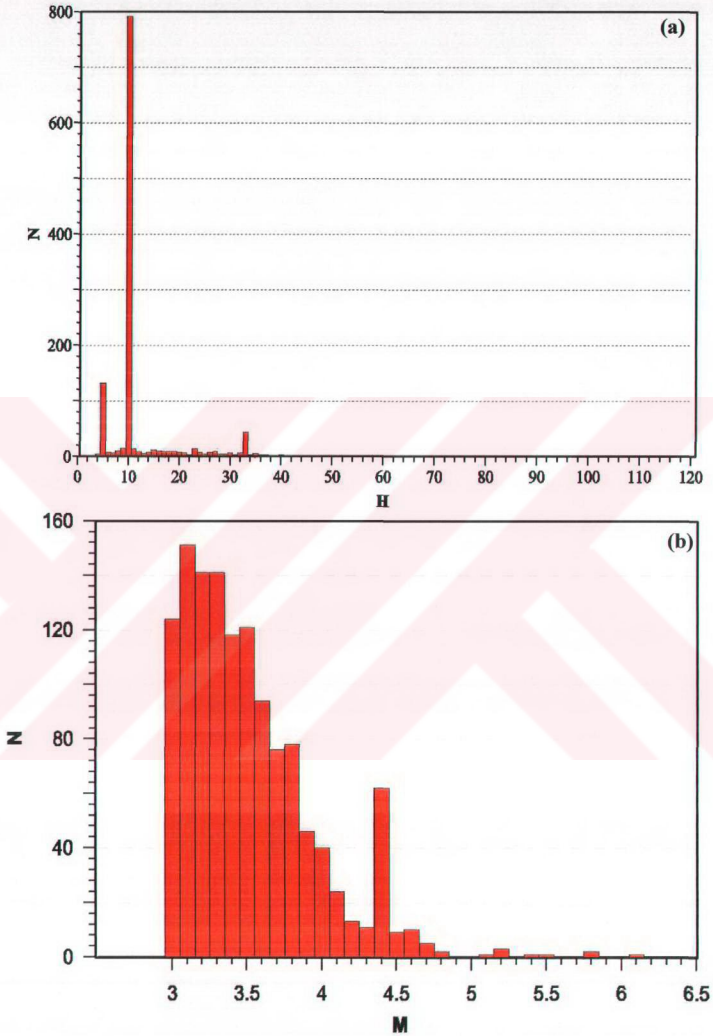
$$\log N (M) = a - b M \quad (4)$$

Şeklinde yazılabilir (Gutenberg ve Richter;1942, 1944, 1954). (4) denkleminde M: magnitüdü, N, M değlerinden büyük veya eşit olan depremlerin yıllık ortalama oluş sayısıdır. a- ve b- sabit regresyon katsayılarıdır. (4) denklemi, inceleme periyodunda oluşmuş depremlerin en az birikimli oluş sıklıklarına göre En Küçük Kareler Yöntemi ile hesaplanmaktadır.

a- ve b- katsayıları ait oldukları bölgelerin sismik ve tektonik özelliklerine bağımlıdır. Genel olarak Gutenberg-Richter ilişkisi doğrusal bir ilişki şeklindedir. Bundan dolayı a- ve b- değleri en küçük kareler yöntemi ile hesaplanır. a- değlerinin büyük olması incelenen bölgedeki deprem sayısının fazla olduğunu bununla orantılı olarak deprem aktivitesinin yüksek olduğunu gösterir. a- değeri için ortalama yıllık sismisite (depremsellik) indeksi de denilmektedir. Gutenberg-Richter ilişkisindeki b- değeri sismolojideki en önemli parametrelerden biridir. b- değeri için sismotektonik parametre terimi de denilmektedir. b- değeri, sismik değerlendirmede ki önemi ve öncü anomali olarak kullanılmasının yanı sıra gerilme birikimi ile ilgili çalışmalarda da kullanılmaktadır. Genel olarak Türkiye için elde edilen b- değeri $0,9 \pm 1$ 'dir (Bender,1983). b- değeri bölgeden bölgeye değışim göstermektedir. a- değeri 0-5 arasında değışim gösterir. 3,0'ten büyük a-değerleri yüksek değeri olarak ifade edilir. Aynı şekilde b- değeri 0-2.0 arasında değışim gösterir. 1,0'den büyük b-



Şekil 3.5 İzmir’de, 30.01.1973-08.04.2004 yılları arasında meydana gelmiş en az 3.0 magnitudlü depremlerin yıllara göre dağılımı.(a) deprem oluş sayılarının yıllara göre değişimi. (b) belirli yıllara ait en büyük magnitudlü depremlerin (max.M) yıllara göre değişimi. N deprem oluş sayılarını, max. M maksimum deprem magnitudünü gösterir Veri, U.S.G.S. veri bankasına dayanır.



Şekil 3.6 İzmir ve çevresinde, 30.01.1973-08.04.2004 yılları arasında meydana gelmiş en az 3.0 magnitüdü depremlerin yıllara göre dağılımı. (a) Deprem oluş sayısı derinlik ilişkisi. (b) Deprem oluş sayısı magnitüd ilişkisi. N deprem oluş sayıları, M deprem magnitüdünü, H (km.) odak derinliğini gösterir. Veri, U.S.G.S. veri bankasına dayanır.

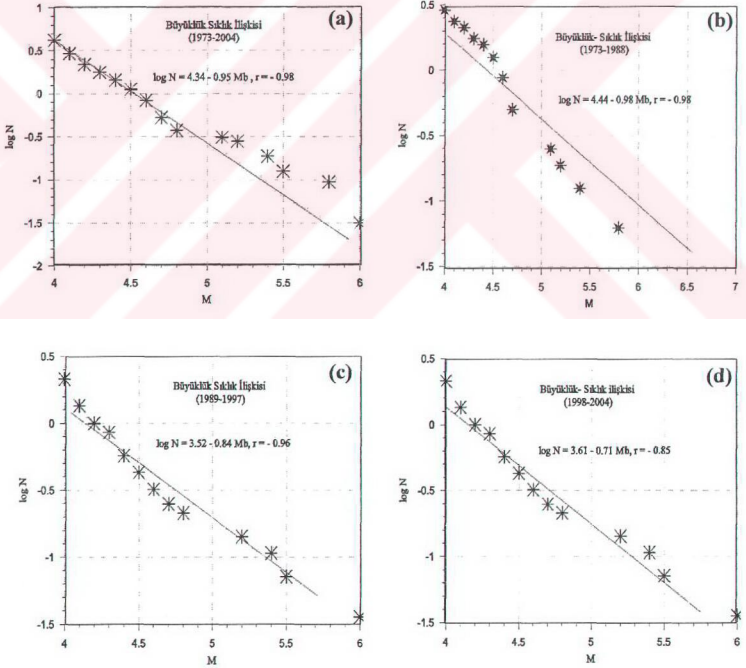
değerleri yüksek b- değeri olarak tanımlanır (Utku, M., 2004). b- değerinin bölgeden bölgeye değişim göstermesi şu sebeplere bağlıdır:

Büyük olayların (büyük magnitüdlü depremler) olmaması durumunda ya da küçük olayların (küçük magnitüdlü depremler) oluş oranı çevre bölgelerden çok daha yüksek ise, yüksek b- değeri gözlemlenir.

Büyük olayların olması durumunda ya da küçük olayların oluş oranı çevre bölgelerden çok daha küçük ise b- değeri gözlemlenir. b- değeri kullanılan magnitüd aralığına bağlıdır. Kullanılan yüksek magnitüd aralıkları yüksek b- değeri vermektedir (Bender, 1983). Analizde kullanılan olayların sayısının artışı b- değerinin doğruluğunu daha fazla ortaya koymaktadır.

Şekil 3.7a'da İzmir ve çevresi için 1973-2004 periyodunda en az 4,0 ($M \geq 4,0$) magnitüdlü 134 deprem verilerinden elde edilen magnitüd-frekans ilişkilerine bakıldığında a- değerinin 4,34, b- değerinin ise 0,95 olduğu görülmektedir. b- değerinin yüksek olması bu bölgede zayıf gerilme azalımının olduğunu göstergesidir. Bunun nedeni ise bu bölgedeki küçük deprem sayısının fazlalığıdır a- değerinin yüksek olması çalışılan bölgedeki deprem sayısının fazla olduğunu ve bununla orantılı olarak deprem aktivitesinin yüksek olduğunu ifade eder. Aynı alan fakat Şekil 3.5a da deprem aktivitesinin yoğunlaştığı üç döneme göre, magnitüd frekans ilişkisi incelendiğinde, (Şekil 3.7b, c, d,) yüksek a- değerleri için yüksek b değeri gözlenmektedir. 1973-1988 yılları arasına bakıldığında (Şekil 3.7b) a- değerinin 4,44 olmasına karşın, b- değerinin 0,98 olduğu görülmektedir. Şekil 3.7c'ye 1989-1997 yılları arasına bakıldığında ise 3,52 a- değerine karşılık 0,84 b- değeri gelmektedir. Aynı şekilde Şekil 3.7d'de 1998-2004 yılları arasında a- değerinin 3,61, b- değerinin ise 0,63 olduğu görülmektedir. a- katsayısının değeri gözlem periyoduna, çalışılan bölgenin büyüklüğüne ve sismik aktivitenin seviyesine bağlıdır. Dolayısıyla a- katsayısı bölgeden bölgeye önemli ölçüde değişim gösterir. a- değerindeki değişimin deprem sayısı ile ilişkisine bakıldığında sismik aktivitesi en yüksek olan dönem en az 4 magnitüdlü 46 deprem sayısı ile 1973-1988 yılları arasındır. 1989-1997 yılları arasına bakıldığında en az 4 magnitüdlü 60 deprem verisi ile daha büyük bir a- değeri beklenirken, a- değerinin 3,52 gibi daha küçük bir

değerde olduğu görülür. Bu durum a- değerinin tek bir parametreye bağlı olmadığını gösterir. İncelenen bölgenin tektonik özelliklerine bağlı olarak farklılık gösteren b- değerinin değişimine bakıldığında, değerlerin birbirine yakınlık gösterdiği ve yüksek a- değerine karşılık yüksek b- değerinin gözlenildiği görülmektedir. b- değerleri deprem oluşum fiziki ile ilgili olup bölgeden bölgeye ve zamana göre değişim gösterir. b- değerinin değişimine neden olabilecek bir çok etkenin olması bu değeri yorumlanmasını güçleştirir. Büyük magnitüdü depremlerin olmaması, küçük magnitüdü depremlerin çok fazla olması veya kullanılan yüksek magnitüd aralıkları b- değerinde değişime neden olmaktadır. Şekil 3.7b'ye bakıldığında b- değerinin düşük olduğu 1997-2004 yılları arasında bu bölgede yüksek bir gerilim olduğu söylenilebilir. En yüksek b- değeri 1973-1988 yılları arasındaki döneme ait olup bu dönemde düşük bir gerilim olduğu ile ifade edilebilir.



Şekil 3.7 İzmir ve çevresine ait en az 4.0 magnitüdü depremlere göre magnitüd frekans ilişkisi. (a) 1973-2004 yılları (b) 1973-1988 yılları. (c) 1989-1996 yılları, (d) 1997-2004 yılları. M deprem magnitüdünü, N deprem sayısını gösterir. Veri, U.S.G.S. veri bankasına dayanır.

Büyüklik-deprem sayısı bağıntıları deprem bölgelerinin deprem tehlike karakterlerinin tehlike düzeyinin belirlenmesini sağlar. a- ve b- değerleri bilinen bir bölge için,

$$\alpha = 10^a, \beta = b / \log e \quad (5a)$$

$$N = \alpha \cdot e^{-\beta M} \quad (5b)$$

5a ve 5b denklemlerinde α , β regresyon katsayıları, N deprem oluş sayısı, M magnitüdüdür.

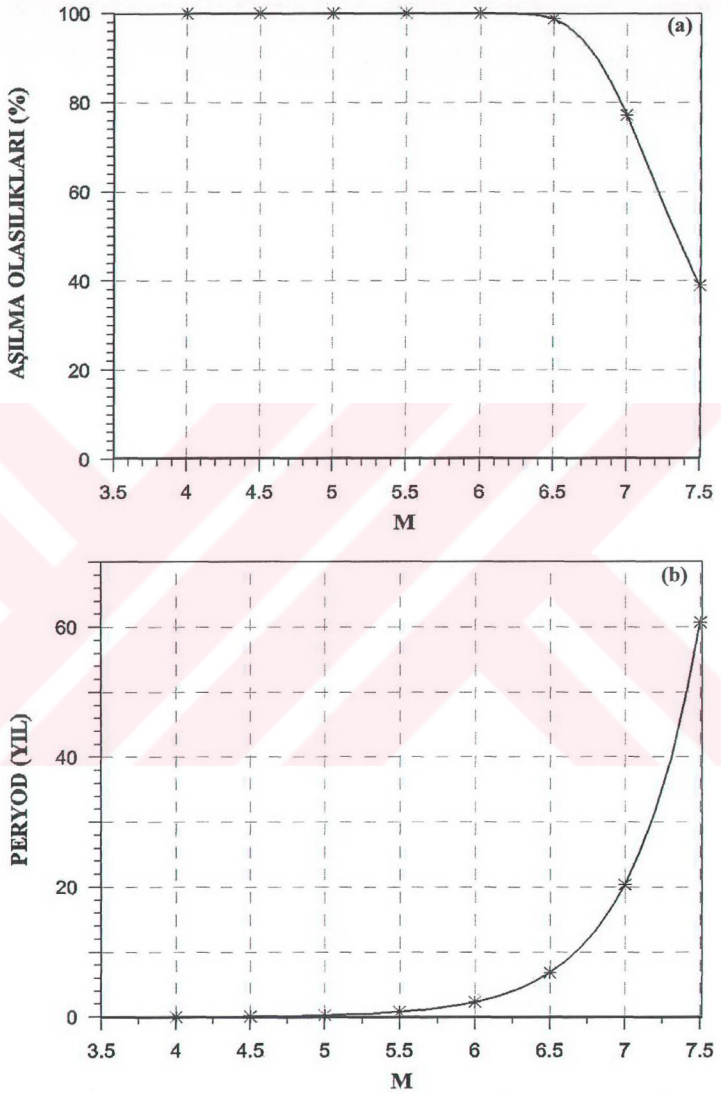
$$T_d = 1/N \text{ ilişkisi vardır.} \quad (5c)$$

(5c) denkleminde T_d oluş periyodu, $1/N$ belirli magnitüdü bir depremin bir yıldaki oluş sayısıdır.

$$R_D = 1 - e^{-(D / T_d)} \quad (5d)$$

D , bir yapının ömrünü, R_D , yapı ömrüne göre belirli büyüklüklerin aşılma olasılığının gösterir. (5d) denklemi, T_d yıllık sürede M magnitüdünde bir depremin aşılma olasılığı ya da sismik riskidir.

Şekil 3.8 İzmir ve çevresini karakterize eden 30 yıllık yapı ömrüne göre belirli büyüklüklerin aşılma olasılıkları (Şekil 8a) ile dönüş periyotlarını (Şekil 8b) göstermektedir. İzmir ve çevresinde Türkiye için hasar yapıcı nitelik taşıyan 5,5 magnitüdünde bir depremin 10 yıl içerisinde gerçekleşme olasılığı % 100 dür. Aynı magnitütte bir depremin dönüş periyodu ise 2 yıldır. Yine aynı şekilde 6,5 magnitüdünde bir depremin 10 yıl içerisinde gerçekleşme olasılığı % 98 olup, dönüş periyodu ise 7 yıldır.



Şekil 3.8 İzmir ve çevresine ait aşılma olasılıkları ve dönüş periyotları. M deprem magnitüdünü gösterir. (a) 30 yıllık yapı ömrüne göre belirli büyüklüklerin aşılma olasılıkları. M deprem magnitüdünü gösterir. Veri, U.S.G.S. veri bankasına dayanır.

3.2.3 Deprem Kaynak Özellikleri

3.2.3.1 Fay Düzlemi Çözümleri

Çalışılan bölge içinde 1949-2003 periyodları arasında U.S.G.S., ve Deprem Araştırma Bülteni, verilerinden yararlanarak 15 depremin fay düzlemi çözümleri yapılmıştır. Tablo 3.1, bu depremlerin yer, oluş zamanı, magnitüd, odak derinliği, depremlerde açığa çıkan enerji, fay düzlemini tanımlayan fay doğrultusu, eğim, kayma açısı ve asal eksenleri tanımlayan yönlem (trend, azimut), dalım (plunge) gibi bilgileri içermektedir.

Son yıllarda İzmir'i etkileyen önemli can ve mal kaybına neden olan depremler Şekil 3.9'da görüldüğü üzere, 6,1 (Mw) magnitüdünde 1992 yılında tuzla fayı üzerinde meydana gelen 1949 yılında 6,7 (Mb) magnitüdünde, Sakız Adası'nda, Karaburun Yarımadası'nın doğu kısmında, Mordoğan ile Yarımada'nın kuzey burnu arasındaki köylerde ve Çeşme Yarımada'sındaki köylerde hasar meydana getiren Karaburun depremi, 1974 yılında 5,2 (Mb) magnitüdlü Alsancak, Konak ve Karşıyaka semtlerinde ağır hasar meydana getirmiş olan deprem , 1969 yılında 5,5 (Mb) magnitüdlü Karaburun depremi, 28 Mart 1969 tarihli 6,4 (Mb) magnitüdlü Gediz Vadisi'nde hasara neden olan Alaşehir depremi, 6 Kasım 1992 tarihli, 6,2 (Mw) magnitüdlü İzmir'de kuvvetli olarak hissedilen Doğanbey depremi, 28 Ocak 1994 tarihli 5,4 (Mw) magnitüdündeki depremlerdir.

Bölge içinde fay düzlemi çözümlerine bakıldığında, depremlerin birbirine çok yakın zaman aralıkları ve yakın yerlerde birer çift şeklinde oldukları görülmektedir. Bunun nedeni ise, Grabenlerin kenarlarını sınırlayan ana normal faylar, kısa olan bir çok küçük bölümlerden oluşmaktadır. Kısa bölümlerden birinde oluşan bir deprem , yakınlarındaki diğer komşu bölümleri tetiklemekte ve ileriki bir zamanda bu bölümlerde premlerin oluşmasına neden olmaktadır. Bu depremler, genellikle bölgede güneyden kuzeye doğru zaman içerisinde bir kayma göstermişlerdir.

Tablo 3.1 İzmir Sismotektonik Haritası için fay düzlemi çözümleri.

SIRA NO	TARİH (G/AY/Y)	YER	OLUŞ ZAMANI (Sa/Dk/Sn)	ENLEM (°)	BOYLAM (°)	DERİNLİK (km.)	BÜYÜKLÜK (Mb, Mw)	ENERJİ ($\times 10^{25}$) ERG	DOĞRULTU (°)	EĞİM (°)	KAYMA (°)	FAY DÜZLEMİ ÇÖZÜMÜ					
												T		P		B	
												Yönlem (°)	Dalım (°)	Yönlem (°)	Dalım (°)	Yönlem (°)	Dalım (°)
1	23/07/ 1949			38.60	26.20	10.0	Mb = 6.7	75.8578	57 136	58 74		189	10	92			
2	28/03/ 1969	Alaçahır (Sarıgöl)	01:48:30	38.50	28.40	4.0	Mb = 6.4	14.4544	97 159	70 35		236	13	348	48	119	43
3	06/04/ 1969	Karaburun	03:49:33	38.40	26.40	16.0	Mb = 5.5	0.1	105 155	66 34		343	15	210	54	139	32
4	26/04/ 1972	Batı Anadolı	06:30:23	39.40	26.30	18.0	Mb = 5.0	0.0063095 7	83 150	36 73		217	21	97	33	277	55
5	01/02/ 1974	İzmir	00:01:02	38.50	27.20	24.0	Mb = 5.2	0.0019	70 148	66 66		19	0	109	36	289	55
6	16/06/ 1979	Ege Denizi	18:42:03	38.46	26.77	15.0	Mw = 5.4	0.0575	127 255	45 58	48 124	8	7	111	61	275	28
7	23/04/ 1984	Sisam Kuşadası	12:11:35	37.83	26.87	27.0	Mb = 4.8	0.00208	228 109	36 71		57	54	176	20		
8	18/12/ 1985	Midilli Edremit	05:46:00	39.20	26.17	17.0	Mb = 5.0	0.00630	157 252	86 39		216	30	101	37		
9	15/08/ 1989	Midilli Edremit	17:03:29	39.18	26.29	10.0	Mb = 4.6	0.00069	138 237	79 52		193	17	91	5		

Tablo 3.1 (devamı)

SIRA NO	TARİH (g/a/y)	YER	OLUŞ ZAMANI (Sa/Dk/Sn)	ENLEM (°)	BOYLAM (°)	DERİNLİK (km.)	BÜYÜKLÜK (Mb, Mw)	ENERJİ (4×10^{25}) (E _g)	DOĞRULTU (°)	EĞİM (°)	KAYNA (°)	FAY DÜZLEMİ ÇÖZÜMÜ					
												T		P		B	
												YÖNLEM (°)	DALIM (°)	YÖNLEM (°)	DALIM (°)	YÖNLEM (°)	DALIM (°)
10	06/11/ 1992	Doğanbey İzmir	19:08:13	37.84	26.98	24.5	Mw=6.1	1.58489	147 238	77 85		12	6	104	13	258	76
11	28/01/ 1994	Manisa	15:45:32	38.97	27.01	15.0	Mw=5.2	0.01905	287 107	45 45	90	197	0	180	90	107	0
12	24/05/ 1994	Karaburun	02:45:32	38.66	26.23	21.4	Mw=4.9	0.00363	258 138	54 55	135 45	198	0	107	55	288	35
13	10/04/ 2003		00:40:11	38.05	26.86	15.0	Mw=5.7	0.30199	155 250	70 76		22	3	113	24	284	65
14	10/04/ 2003		00:40:15	38.22	26.95	13.0	Mw=5.8	0.52440	156 66	87 88	2 177	21	3	111	1	215	87
15	17/04/ 2003		22:34:29	37.92	26.75	15.0	Mw=5.2	0.01905	156 256	50 78		20	18	124	37	269	47

Körfezi'nde normal faylar yer alır. Ayrıca KD-GB ve KB-GD faylar özellikle İzmir civarın da önemli rol oynamaktadır ve bu fayların kinematik özellikleri İzmir kuzeyi ve güneyinde farklılaşmaktadır. Normal faylarla sınırlı graben yapıları İzmir Körfezi doğusunda yer alırlar. Buna karşılık Gediz Graben sistemi dışında kalan neotektonik dönem yapıları doğrultu atımlı faylardan oluşmaktadır. Bu ilişki Gediz Graben'i dışında kalan alanlardaki güncel deformasyonun doğrultu atımlı faylarla karşılandığını göstermektedir.

Bu bölgede yer alan graben sisteminde 1973-2004 yılları arasına oluşan depremlerin yer ve oluşum zamanlarına bakıldığında, Paleosismolojik olarak fay tiplerinin fayların hareketlerini etkileyen en önemli unsur olduğu açıkça görülür. Dünyanın değişik kesimlerinde yer alan faylar üzerinde yapılan paleosismolojik çalışmalarda elde edilen bulgu, normal atımlı faylarda depremlerin aynı fay bölümü üzerindeki tekrarlanma aralıkları doğrultu atımlı faylara nazaran oldukça uzun olurken aynı fayın komşu bölümleri arasındaki depremlerin oluşum zaman aralıklarının birbirlerine oldukça yakın oldukları görünmektedir.

3.2.3.2 Enerji Dağılımı

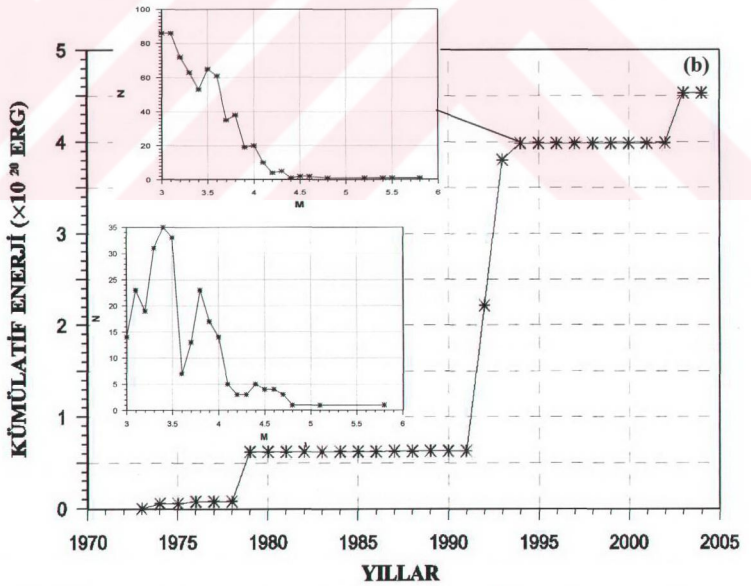
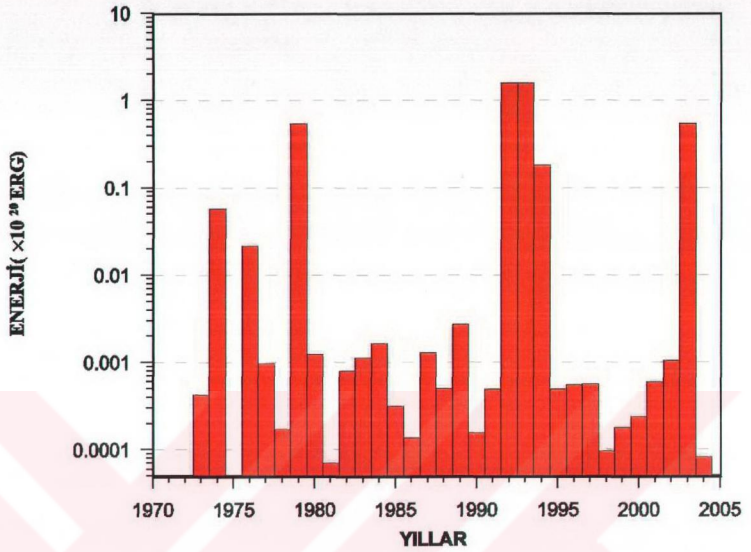
Enerji bir cismin harekete karşı koyma veya iş yapabilme özelliğidir. Depremde açığa çıkan enerjiyi hesaplamak için cisim dalgası büyüklüğü ve yüzey dalgası büyüklüğünden yararlanılır. Ayrıca sismograf tarafından kaydedilmeyen cisim dalgası ve yüzey dalgası büyüklüğünden yola çıkılarak hesaplanan moment büyüklüğü (M_w) vardır. Enerji hesaplamaları için,

$$\log E = 1.5 M_s + 11.8 \quad (6a)$$

$$\log E = 2.4 M_b + 5.8 \quad (6b)$$

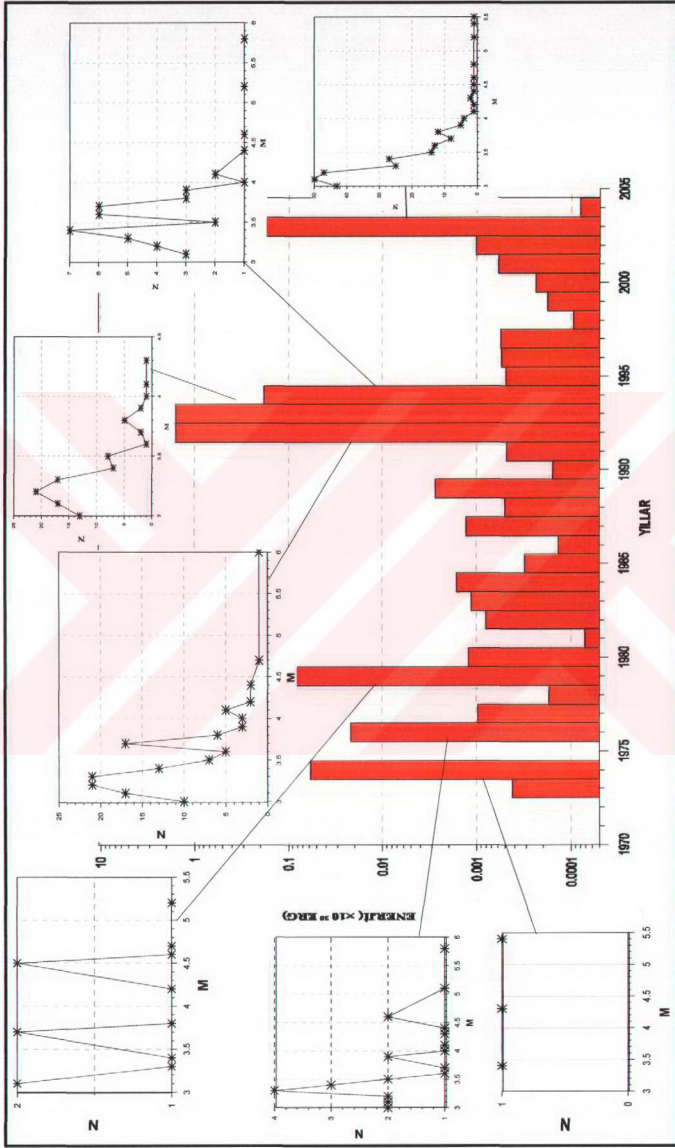
denklemleri kullanıldı (Gutenberg ve Richter). (6) denklemlerinde E , depremde açığa çıkan enerjiyi, M_b , Cisim dalgası büyüklüğünü, M_s , yüzey dalgası büyüklüğünü ifade etmektedir. Çalışmada, U.S.G.S'ten alınan deprem verileri cisim dalgası büyüklüğü olduğundan, (6b) denklemi kullanılarak enerji hesaplamaları yapıldı.

2 kez tekrarlanması ile ortaya çıkan toplam enerji yaklaşık olarak $0,028 \times 10^{20}$ erg'tir. 1979 yılında, 5,4 (Mw) magnitüdü 16.06.1979 depreminde içinde bulunduğu 5,8, 5,1, 4,6, 4,4, 4,3, 4,0, 4,1 magnitüdü depremlerin 1'er kez tekrarlanması ile ortaya çıkan toplam enerji $0,538 \times 10^{20}$ erg'tir. 1992 yılında 36 depremin bunların en önemlisi ve ağır hasar ve can kaybına neden olan 6,1 (Mw) magnitüdü Tuzla depreminin de yer aldığı, 4,7 magnitüdü 1, 4,3 ve 4,2 magnitüdü 2, 4,1 magnitüdü 5,0 ve 4,0 magnitüdü depremin 3 kez tekrarlanması ile açığa çıkan toplam enerji $1,59 \times 10^{20}$ erg tir. 1993 yılında 97 depremden açığa çıkan enerji yaklaşık olarak $1,6 \times 10^{20}$ erg'dir. Bu dönemde 4,0, 4,1, 4,3 magnitüdünde depremlerin 1'er kez yinelenmiştir. 28.01.1994, 5,4 (Mw) magnitüdünde Foça-Bergama Fay Zonu civarında oluşan ve 25.05.1994 tarihli 5,0 (Mw) magnitüdü Karaburun civarında oluşan 2 depreminde içinde yer aldığı, 1994 yılı içerisinde 269 depremden çıkan toplam enerji $0,18 \times 10^{20}$ erg'tir.bu yıl içerisinde 4,1, 4,2, 4,3, 4,4, 4,5, 4,6, 4,8, 5,2, 5,4, 5,5 magnitüdü depremler 1'er kez, 4,3 magnitüdü deprem ise 2 kez tekrarlanmıştır. 10 Nisan 2003 yılında ard arda meydana gelen 5,8 ve 5,7 (Mw) magnitüdü Urla depremi ve ardından 17 Nisanda 5,2 (Mw) magnitüdü depremlerinde yer aldığı 2003 yılında toplam 47 depremin açığa çıkardığı enerji $0,55 \times 10^{20}$ erg'tir. Yıl içinde 4,0, 4,4, 4,6, 5,2, 5,7 magnitüdü depremler 1'er kez yinelenmiştir.Şekil 3.11b incelendiğinde 1973'ten 1978 yılına kadar bir enerji birikiminden sonra ,1979 yılında ani bir enerji boşalımı oluşmuştur. Bu dönemden sonra enerji birikimi tekrar başlamış 1991 yılına kadar sürmüştür.1992 ve 1993 yıllarında tekrar bir sıçrama yapmış daha sonraki dönemde ise enerji birikimi sürmüştür. 2002 yılında tekrar bir enerji boşalımı meydana gelmiş , 2003 yılında enerji birikimi devam etmiş ve günümüze kadar sürmüştür. 1979-2001 peryodunda ortaya çıkan enerji $0,5 \times 10^{20}$ erg'tir. Bu enerji 5,8 , 5,1, 4,8 magnitüdü depremler 1'er kez, 4,7 magnitüdü depremin 3 kez, 4,6 ve 4,7 magnitüdü depremlerin 4'er kez , 4,4 magnitüdünde 1, 4,3 ve 4,2 magnitüdünde 3'er kez, 4,0 magnitüdünde depremin 18 kez yinelenmesiyle oluşmuştur. 1994-2002 peryodunda $3,4 \times 10^{20}$ erglik enerji, 5,8, 5,5, 5,4, 5,2, 4,8, 4,6, 4,5, 4,4 magnitüdü depremlerin birer kez, 4,3 magnitüdü depremin 6 kez, 4,2 magnitüdü depremin 5, 4,1 magnitüdü depremin 10 ve 4,0 magnitüdünde depremin 20 kez yinelenmesiyle oluşmuştur.



Şekil 3.10 1973 2004 yılları arasında en az 3,0 ($M \geq 3,0$) magnitüdüde depremler için enerji değişimi.

(a) Yıllık enerjiler. (b) Yıgınsal yıllık enerjiler.



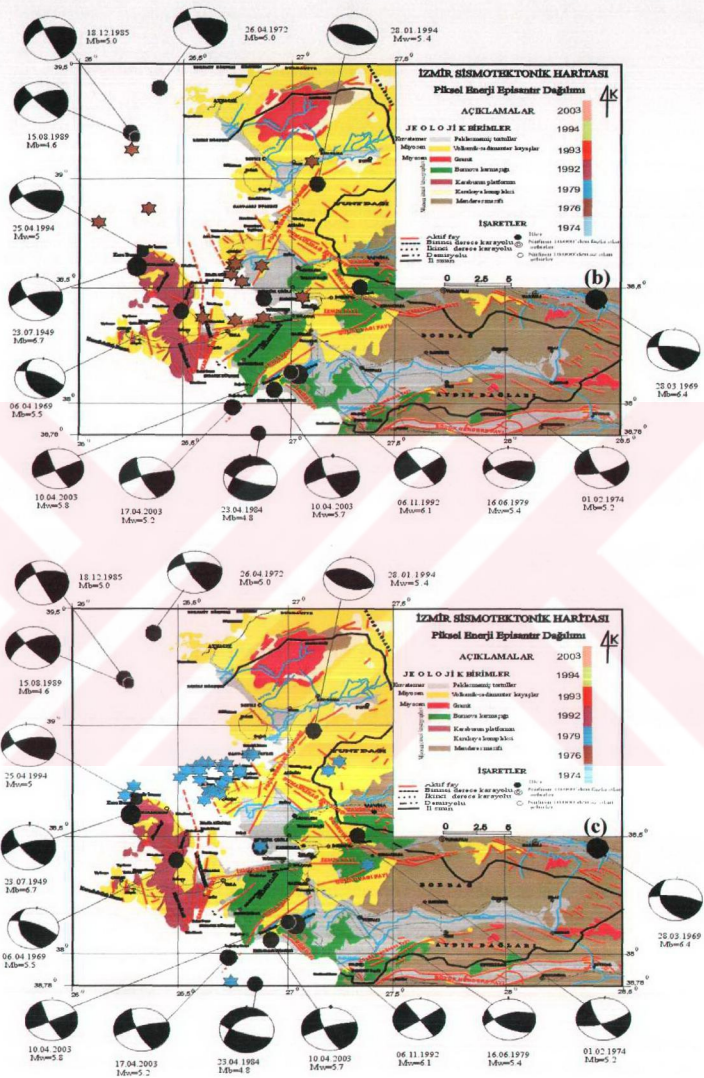
Şekil 3.11 1974, 1976, 1979, 1992, 1993, 1994, 2003, meydana gelen depremlerin, büyüklük-deprem oluş sayısı ilişkisinin, yıl içinde depremlerden açığa çıkan toplam enerji ile birlikte karşılaştırılması.

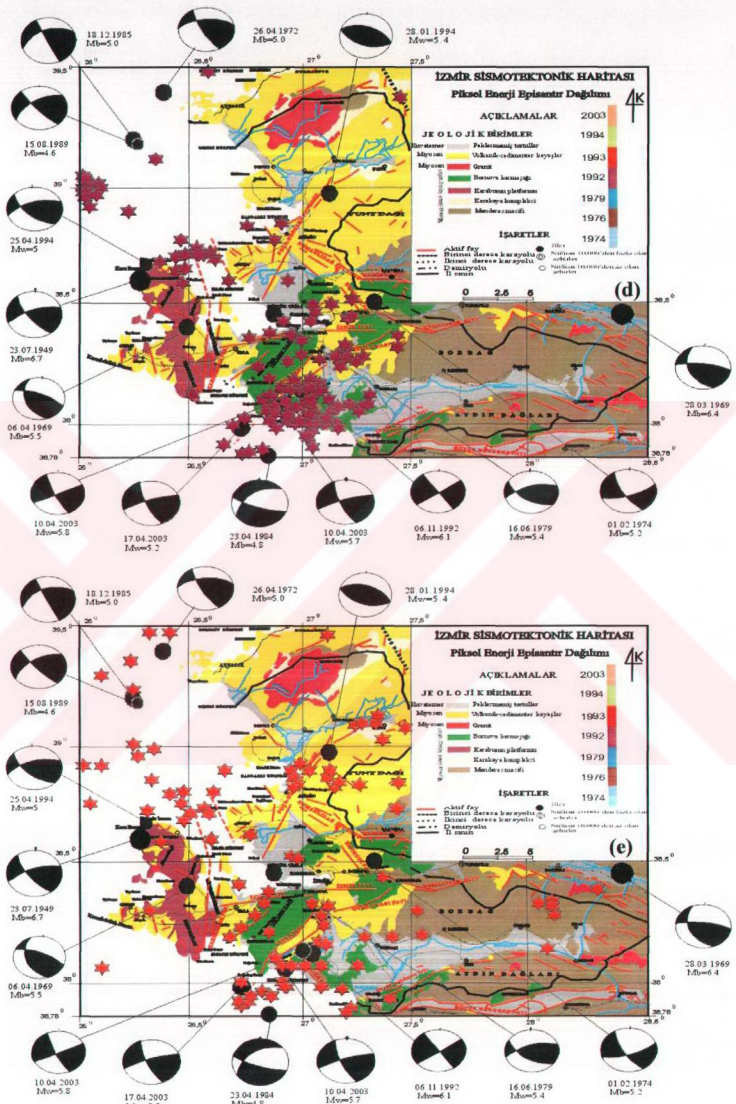
Tablo 3.2'deki gibi bir kurgusal büyüklük senaryosunda, Şekil 3.10b'de görüldüğü gibi zaman içinde enerji birikim ve boşalmaları esas alındığında, senaryoyu 3 dönemde kurgulayabiliriz. Bu dönemler 1979-1991, 1994-2002, 2003-2004'tür. 1979-1991 ve 1994-2002 dönemlerinde açığa çıkan ortalama enerji hesaplanırsa, $1,95 \times 10^{20}$ erg bulunur. 2003-2004 yıllarında en az 3,0 ($M \geq 3,0$) magnitüdlü depremlerin oluşumunda açığa çıkan enerji $0,5 \times 10^{20}$ erg'tir. 2002, 2003 yıllarında açığa çıkan bu enerji diğer dönemlerde açığa çıkan enerjinin % 25'sini oluşturmaktadır. 1979-1991, 1994-2002 dönemlerinde %75'lik enerjiye karşılık gelen $1,9 \times 10^{20}$ erg'lik bir enerjinin önümüzdeki yıllarda açığa çıkabileceği anlamına gelir. Senaryo şu şekilde düzenlenirse, önümüzdeki yıllarda İzmir ve çevresi böyle bir deprem rejimini sürdürürse bu ya, 5,7 magnitüdünde 1 tane, 4,8 magnitüdünde 800 tane depreme, yada 6,0 magnitüdlü bir deprem ile 4,9 magnitüdünde 86 tane depreme karşılık gelmektedir. Aynı rejim 5,6 magnitüdlü bir deprem ile 4346 tane 4,7 magnitüdünde 4346 deprem gibi benzer örnekler çoğaltılarak karşılanabilir.

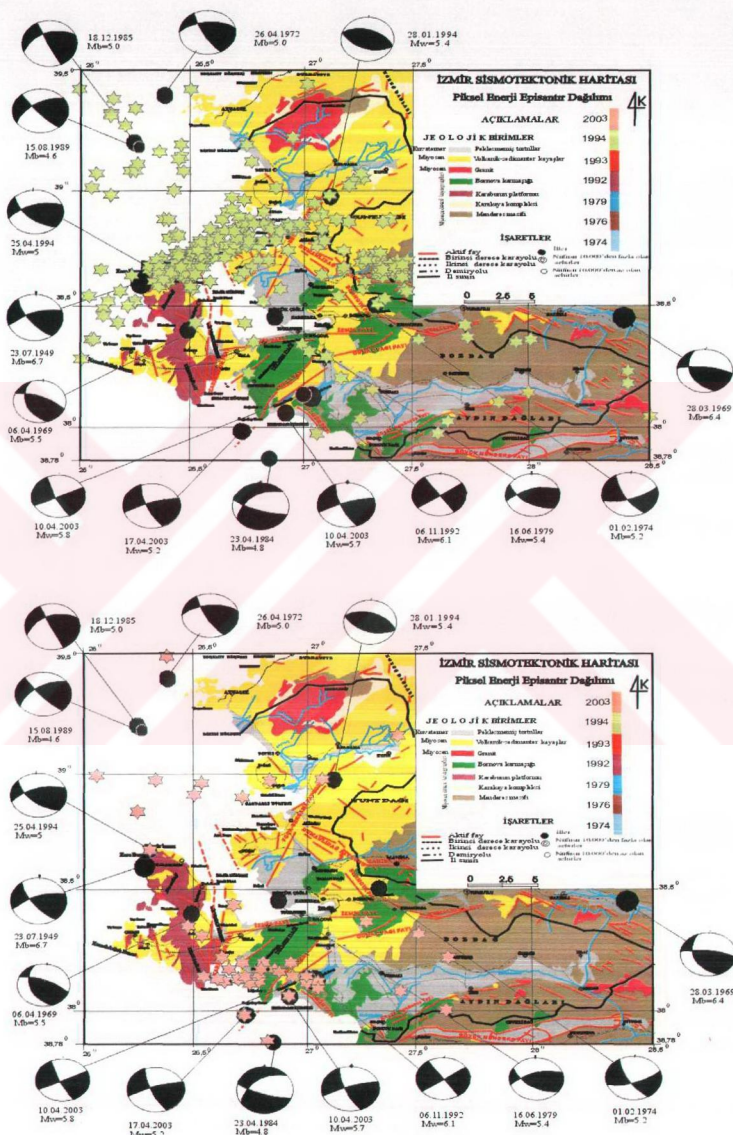
Tablo. 3.2 İzmir ve çevresi için enerjiye dayalı, kurgusal büyüklük senaryosu.

Pik enerji periyotları	Pik enerji ($\times 10^{20}$ erg)	Ortalama pik enerji ($\times 10^{20}$ erg.)	Magnitüd (Mb)	Yayılan enerji ($\times 10^{20}$ erg)	Deprem sayısı (N)
1979-1991	0.5	1.95	5.7 4.8	0.301995 0.0020893	1 800
1992-2002	3.4		6.0 4.9	1.58489 0.00363078	1 86
2003-2004	0.5		5.6 4.7	0.17378 0.000398107	1 4346

İzmir'de yıllık deprem etkinliğinde açığa çıkan enerjilerin dağılımını incelemek amacı ile Şekil 3.11a'da görülen $0,01 \times 10^{20}$ erg'ten büyük yıllık enerji dağılımları baz alınarak 1974, 1976, 1979, 1992, 1993, 1994, 2003 yıllarındaki piksel enerji episantır dağılımları haritalandı. Şekil 3.12'ye bakıldığı zaman, 1974 yılında en az







Şekil 3.12 (devamı) (f) 1994 yılı (g) 2003 yılı. Büyük siyah noktalar fay düzlemi çözümü olan deprem episantırlarıdır. Veri, U.S.G.S. veri bankasına dayanır.

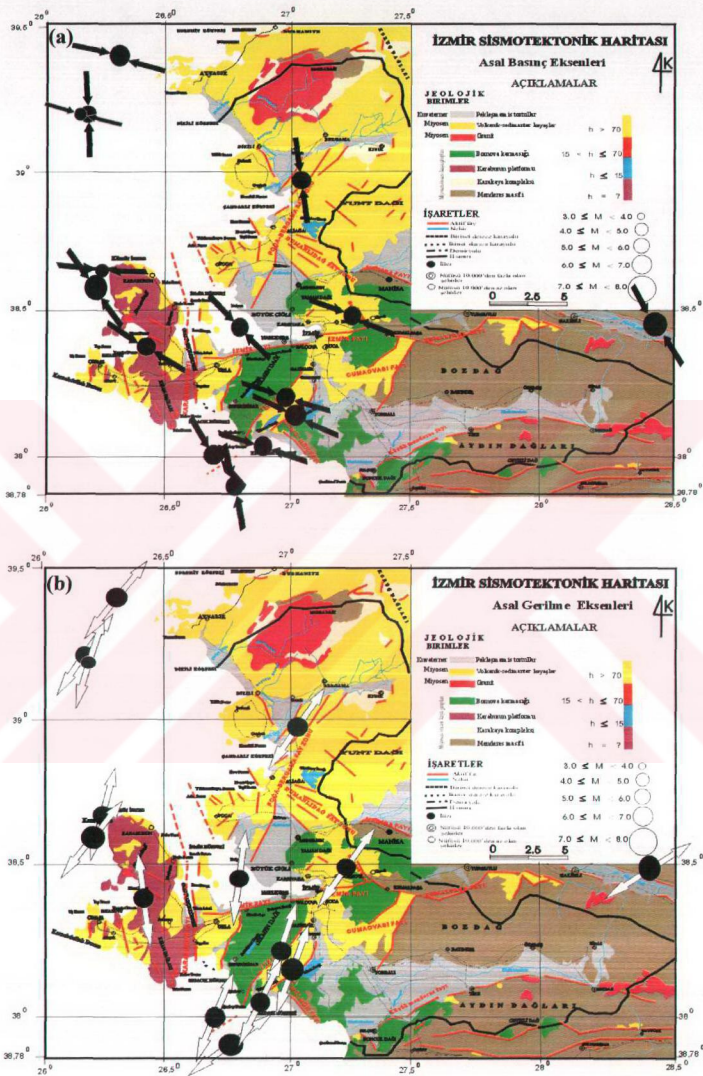
3.2.3.3 Asal Gerilme ve Asal Basınç Eksen Haritaları

Şekil 3.13'te İzmir ve çevresinin P ve T eksenleri görülmektedir. Haritada P ve T eksenleri çizilirken Tablo 3.1'deki P ve T yönlem açıları bilinen 15 adet veri kullanılmıştır. Kuzey 0^0 kabul edilerek saat yönünde yönlem açısı değerleri alınarak doğrultu saptanmıştır.

Şekil 3.13b'de görüldüğü üzere bölgeye KKD-GGB doğrultulu bir çekme rejimi hakimdir. Bunun sebeplerinden birisi, Anadolu-Ege bloğunun saatin tersine rotasyonsal hareketin temelini olan, Helenik yayında batan okyanus kabuğunun ağırlığı sebebiyle arkın güneye doğru geri çekilmesi sonucunda Batı Anadolu ve Ege Denizi'nde meydana gelen gerilmedir. Gösterilen ikinci bir sebep olarak, Batı Anadolu ve Ege Anadolu bloğunun Kuzey Anadolu Fayı boyunca Batı Marmara'da meydana gelen sıkışma nedeniyle Batı Anadolu'da D-B doğrultulu sıkışma ve K-G doğrultulu gerilme meydana gelmesidir. Koçyiğit (1984) Batı Anadolu bu yapıların KB-GD, KD-GB, K-G ve D-B doğrultulu 4 ayrı genişleme yönünde eş yaşlı blok faylanma şeklinde geliştiği ileri sürmüştür. Şekil 3.13'de görüldüğü üzere bölgedeki sıkışma rejimi KKB-GGD doğrultulu dur. Şengör ve Diğ. (1985), Dewey ve Şengör (1987), Batı Anadolu'da yer alan farklı doğrultudaki yapıları “çapraz-graben” olarak yorumlamıştır. Günümüzde her görüşün bazı alanlarda geçerli olduğu görülür. Bu farklı görüşler bize bu bölgedeki deformasyonla ilgili kinematik özellikler ve dinamik olayların son derece karışık olduğunu gösterir.

3.3 İzmir Sismotektonik Haritası

Güvenli bir toplum yaşamı için, depreme dayanıklı, zemin özelliklerine uygun yapılaşma, deprem zararlarını en aza indirmede en temel gerekliliktir. Deprem zararlarını en aza indirmek için bir bölgenin depremselliğinin doğru bir şekilde ortaya konması gerekir. Bir bölgenin depremselliğini en iyi şekilde sismotektonik haritalar, bir bölgenin tektonik, sismolojik ve diğer jeofizik bilgilerini içerir. İzmir ve çevresinin, tektonik ve sismolojik bilgilerini yorumlayarak, bölgenin günümüz depremselliği ortaya koymak amacıyla İzmir Sismotektonik Haritası hazırlanmıştır



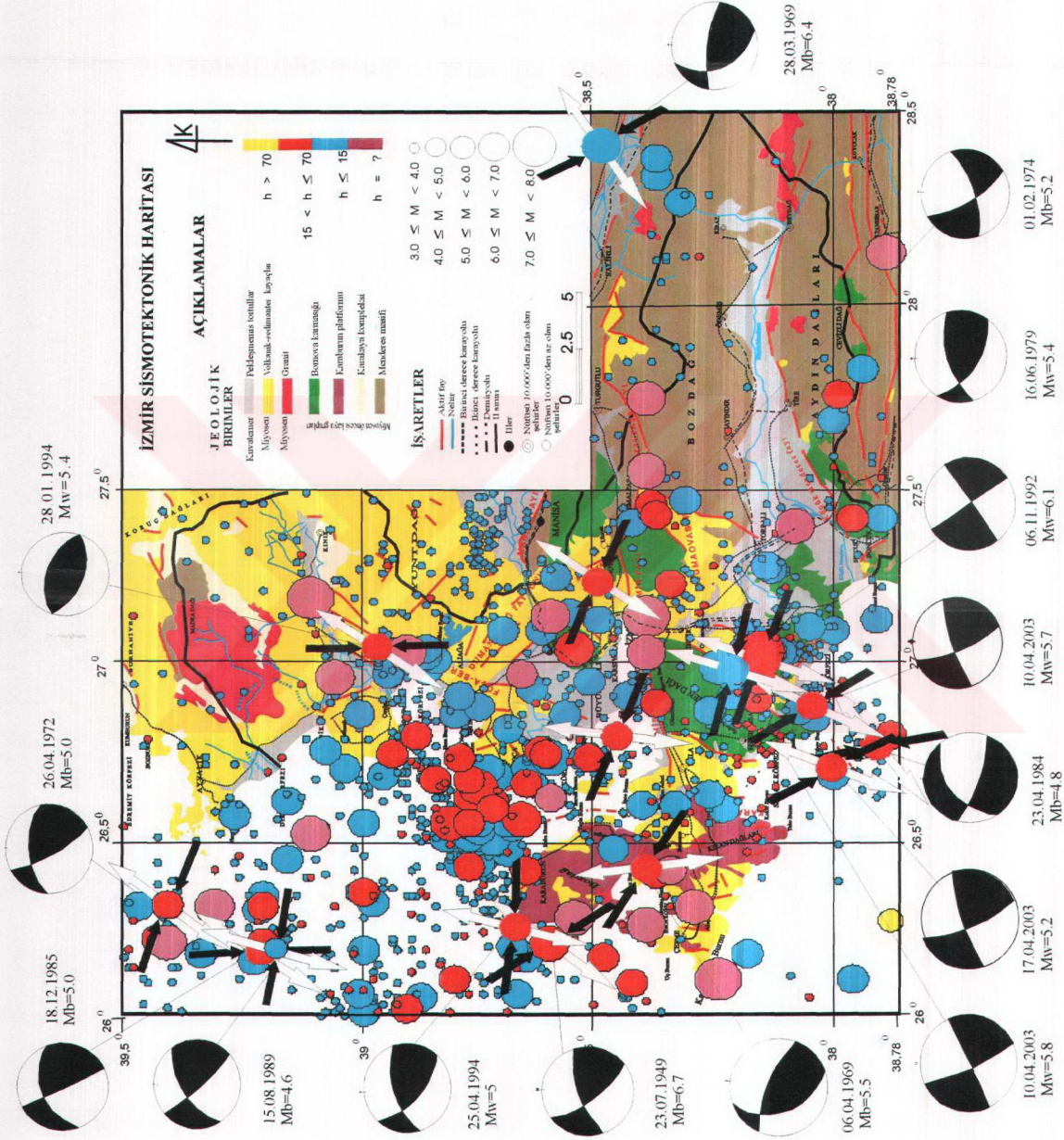
Şekil 3.13 İzmir Sismotektonik haritası için belli asal gerilme eksenlerinin yönelimleri. (a) P (sıkışma) eksenleri. (b) T (genişleme) eksenleri. Veri, U.S.G.S ve Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü veri bankasına dayanır.

Sismotektonik harita hazırlanırken;

1) İzmir ve çevresinin aktif tektoniğini, bölgenin karakteristik tektoniğinin bulguları olan çöküntü alanları aktif faylar kontrol ettiğinden dolayı, Kuvaterner jeolojisi ve aktif faylar kuvaterner jeoloji haritasının temelini teşkil eder. Bu amaçla Miyosen öncesi ve sonrası birimler genelleştirildi. Miyosen öncesi birimler, Batı Anadolu'nun temelini oluşturan Menderes Masifi, Karakaya Kompleksi, Karaburun Platformu, Bornova Karmaşığı'dır. Miyosen birimleri ise granit ve volkanik-sedimanter kayalardır. Kuvaternere ait birim ise pekleşmemiş tortullardır.

2) Söz konusu bölgenin deprem etkinliğini ortaya koymak amacı ile, episantır dağılım haritası hazırlandı. Şekil 3.14'te görüldüğü üzere deprem etkinliğinin Ege Deniz'inde Foça Bergama hattı boyunca, Seferihisar-Cumaovası çizgiselliğinde, Karaburun Yarımadası'nda ve Tuzla Fayı boyunca yoğunlaştığı ve bu depremlerin birbirine yakın fay hatlarında oluştuğu görülmektedir. Ayrıca bu oluşan depremlerin oluş zamanlarının birbirlerine oldukça yakın oldukları dikkati çeker. Bu bölgedeki depremler, genellikle birer çift şeklindedir. Bölge birbirleriyle bağlantılı birçok graben ve horstlardan oluştuğu için, bir fay hattında oluşan deprem yakınındaki diğer fayı tetikleme rolü oynamaktadır. Bu bölgedeki deprem sayısının fazlalığı bu sistemin en belirgin özelliğidir. Burada 790 tane depremin odak derinliği 10 km. dir. 3,5 km. odak derinliğinde yaklaşık 130 deprem, 35 km. odak derinliğindeki deprem sayısı ise 50 dir. Şekil 3.6'b'ye en az 3,0 magnitüdlü depremlerin oluş sayısına bakılırsa, magnitüdlerin 3,0 ile 4,0 arasında yoğunlaştığı görülür. 3,0 ile 3,5 magnitüdları arasında değişen deprem sayılarının 146 ile 116 arasında değiştiği görülür. 3,6 ile 4,4 magnitüdları arasındaki depremlerin 96 ile 12 arasında azalış göstererek değiştiği görülür. 4,4 magnitüdlü 60 deprem olmuştur.

3) İzmir ve çevresi için 1973-2004 periyodunda en az 4,0 ($M \geq 4,0$) magnitüdlü 134 deprem verilerinden elde edilen magnitüd-frekans ilişkisi incelendi. Şekil 3.7a'ya bakıldığında a- değerinin 4,34, b- değerinin ise 0,95 olduğu görülmektedir. b- değerinin yüksek olması bu bölgede zayıf gerilme azalışının olduğunu gösterir.



Bunun nedeni bu bölgedeki küçük deprem sayısının fazlalığıdır. a- değerinin yüksek olması ise çalışılan bölgedeki deprem sayısının fazlalığını ve bununla orantılı olarak deprem aktivitesinin yüksek olduğunu belirtir. Aynı alanda, deprem aktivitesinin yoğunlaştığı üç dönemin, magnitüd frekans ilişkisi incelendiğinde, (Şekil 3.7b, c, d,) yüksek a- değerleri için yüksek b değeri gözlenmektedir. 1973-1988 yılları arasına bakıldığında (Şekil 3.7a) a- değerinin 4,44 olmasına karşın, b- değerinin 0,98 olduğu görülmektedir. Şekil 3.7c'ye 1989-1997 yılları arasına bakıldığında ise 3,52 a- değerine karşılık 0,84 b- değeri gelmektedir. Aynı şekilde Şekil 3.7c.'de 1998-2004 yılları arasında a- değerinin 3,61, b- değerinin ise 0,63 olduğu görülmektedir. a- katsayısının değeri gözlem periyoduna, çalışılan bölgenin büyüklüğüne ve sismik aktivitenin seviyesine bağlıdır. Dolayısı ile a- katsayısı bölgeden bölgeye önemli ölçüde değişim gösterir. a- değerindeki değişimin deprem sayısı ile ilişkisine bakıldığında sismik aktivitesi en yüksek olan dönem en az 4 magnitüdlü 46 deprem sayısı ile 1973-1988 yılları arasındadır. 1989-1997 yılları arasına bakıldığında en az 4,0 magnitüdlü 60 deprem verisi ile daha büyük bir a- değeri beklenirken, a- değerinin 3,52 gibi daha küçük bir değerde olduğu görülür. Bu durum a- değerinin tek bir parametreye bağlı olmadığını gösterir.

4) a- ve b- değerlerinden yola çıkarak, İzmir ve çevresini karakterize eden 30 yıllık yapı ömrüne karşın belirli magnitüdlere aşılma olasılıkları (Şekil 8a) ile dönüş periyotları (Şekil 8b) hesaplandı. İzmir ve çevresinde Türkiye için hasar yapıcı nitelik taşıyan 5,5 magnitüdünde bir depremin 10 yıl içerisinde gerçekleşme olasılığı % 100 dür. Aynı magnitütte bir depremin dönüş periyodu ise 2 yıl dır. Yine aynı şekilde 6,5 magnitüdünde bir depremin 10 yıl içerisinde gerçekleşme olasılığı % 98 olup, dönüş periyodu ise 7 yıldır

5) Bölgeye ait yıllık enerjiler, yığınsal yıllık enerjiler hesaplanarak kurgusal bir büyüklük (magnitüd), senaryosu hazırlandı. Söz konusu senaryo, yığınsal yıllık enerjiler göz önüne alınarak 1979-1991, 1994-2002 ve 2003-2004 periyotlarında kurgusallaştırıldı. 1979-1991 ve 1994-2002 periyotlarında açığa çıkan ortalama enerji $1,95 \times 10^{20}$ erg'tir. 2003-2004 periyodunda bu enerjinin %25'lik bir kısmı açığa çıkmıştır. Önünüzdeki yıllarda, bu enerjinin %75'lik kısmı tablo3.2 de görüldüğü

üzere İzmir ve çevresi böyle bir deprem rejimini sürdürürse, bu ya, 5,7 magnitüdünde 1 tane, 4,8 magnitüdünde 800 tane depreme, yada 6.0 magnitüdlü bir deprem ile 4,9 magnitüdünde 86 tane depreme karşılık gelmektedir. Aynı rejim 5,6 magnitüdlü bir deprem ile 4346 tane 4,7 magnitüdünde 4346 deprem gibi benzer örnekler çoğaltılarak karşılanabilir: İzmir’de yıllık deprem etkinliğinde açığa çıkan enerjilerin dağılımını incelemek amacı ile Şekil 3.11a’da görülen $0,01 \times 10^{20}$ erg’ten büyük yıllık enerji dağılımları baz alınarak 1974, 1976, 1979, 1992, 1993, 1994, 2003 yıllarındaki piksel enerji episantır dağılımları haritalandı. 1976 yılında enerji aktivitesi Ege Denizi, İzmir Fayı, Karaburun Fayı, Foça yakınlarındaki deniz içinde görülür. 1979 yılında Foça’nın kuzey doğusunda Aslan Burnu yakınlarında deprem etkinliği takip edilir. 1992 yılında enerji etkinliği Ege Denizi içi, İzmir Körfezi boyunca, Tuzla Fayı üzerinde, Cumaovası Fayı üzerinde ve Karaburun açıklarında gözlenmekte olup 1993 yılında ise enerji aktivitesi rast gele bir dağılım gösterir. 1994 yılında Karaburun-Foça Bergama çizgiselliğinde ve Ege denizi içinde enerji aktivitesi izlenirken, 2003 yılında Seferihisar, Sığacık Körfezi içinde yoğun bir etkinlik gözlenir

6) İzmir ve çevresindeki fayların tabiatının jeolojik bilgilerle desteklenerek ortaya konulması amacı ile 15 tane depremin fay düzlemi çözümleri yapıldı. 1949 tarihli 6,7 (Mb), 1969 tarihli 5,5 (Mb) magnitüdündeki depremlerin fay düzlemi çözümlerine bakıldığında buradaki faylanmaların doğrultu atım bileşenli ters faylanma olduğu dikkati çeker. 1969 yılında 6,4 (Mb) yılında Salihli yakınlarında meydana gelen depremin fay düzlemi çözümüne bakıldığında ters bir faylanma olduğu görülür. 1974 yılında 5,2 (Mb) magnitüdlü Bornova Fayı yakınlarında meydana gelmiş depremin fay düzlemi çözümüne bakıldığında ise bu fayın doğrultu atımlı bir fay karakterinde olduğu görülür. 1992 yılında 6,1 (Mw) magnitüdünde, tuzla fayı üzerinde meydana gelen depremin fay düzlemi çözümüne bakıldığında, bu fayın doğrultu atımlı bir fay olduğu görülmektedir. Foça Bergama Zonu’nda 1994 yılında 5,4 (Mw) magnitüdündeki depremin fay düzlemi çözümüne bakıldığında bu fayın tabiatının ters faylanma olduğu dikkati çekmektedir. Karaburun Platformu üzerindeki 1994 yılında 5,0 (Mw) magnitüdlü, 2003 yılında Tuzla Fayı yakınlarında meydana gelen 5,8, 5,7 (Mw) magnitüdlü ve bu depremlerden 2 gün sonra meydana

gelen 5,2 (Mw) magnitüdlü depremin fay düzlemi çözümleri ise buradaki faylanmanın doğrultu atımlı faylanma olduğunu gösterir. 1999 yılında, 5,2 (Mw) magnitüdlü Menderes Grabeni sınırında Beydağ yakınlarında meydana gelen fay düzlemi çözümüne bakıldığında ise buradaki faylanmanın, doğrultu atımlı bir faylanma olduğu dikkati çeker. Ege Denizi içindeki İşte tüm bu elementer çalışmaların birleşmesinden oluşan İzmir tektonik haritası, İzmir'in deprem etkinliğini, özelliklerini, oluşum koşullarını, bölgeye hakim deprem aktivitelerini, bu aktivitelerin mekanizmalarını inceleyerek elde edilen bilgileri bölge tektoniği ile ilişkilendirilmesi gibi, İzmir'e ait bir bilgi bütünü ifade etmektedir. Depremlerin fay düzlemi çözüm diyagramları ise buradaki faylanmaların doğrultu atım bileşeni büyük ters faylanma olduğu dikkati çeker. Genel olarak, Helenik yayında batan okyanus kabuğunun ağırlığı sebebiyle arkın güneye doğru geri çekilmesi sonucunda Batı Anadolu ve Ege Denizi'nde meydana gelen gerilme ve Batı Anadolu ve Ege Anadolu bloğunun Kuzey Anadolu Fayı boyunca Batı Marmara'da meydana gelen sıkışma tektoniğine bağlı olarak gelişen doğrultu atımlı fayların bu bölgenin tektoniğinde önemli bir yeri olduğu görülür.

7) Asal gerilme ve asal basınç eksenli haritaları hazırlanarak kuvaterner jeoloji haritası üzerine işlendi. Bölgeye genel olarak, KKB-GGD yönlü bir sıkışma, KKD-GGB yönlü bir açılma rejiminin hakim olduğu görülmektedir. Bu Türkiye aktif tektoniği bağlamındaki bölge tektoniğinin KKD-GGB yönlü çekme rejimi ile uyum göstermektedir.

BÖLÜM DÖRT

SONUÇ ve DEĞERLENDİRME

4.1 Sonuç ve Değerlendirme

İzmir ve çevresinin bu gün itibariyle sismik aktivitesini ortaya koymak, jeolojik ve sismojeolojik özelliklerinin bir arada yorumlanmak amacıyla İzmir Sismotektonik Haritası hazırlanmıştır. Sismotektonik harita bölge ile ilgili depremselliği ortaya koyarak her zemine uygun ve bölgenin depremselliğine paralel olarak depreme dayanıklı yapılaşmaya yol gösterir. Harita hazırlanırken;

1) Jeolojik çalışma aşamasında, aktif tektonizma söz konusu olduğundan bölgeye has özellik sunan açılma rejimine bağlı olarak oluşan graben sistemleri ve graben sistemleri sınırlarında gelişen aktif fay ve fay zonları bölgeye hakim bir tektonizma sergilediği için Miyosen öncesi ve sonrası birimler genelleştirilerek, İzmir ve çevresine ait Kuvaterner jeoloji haritası hazırlanmıştır.

2) Bölgenin, deprem etkinliğini izlemek amacıyla episantır dağılım haritası, kuvaterner jeoloji haritasının üzerine işlendi. 1973-2004 yılları arasında İzmir'in söz konusu haritadaki magnitüd değişimi için bölgede hasar yapan deprem büyüklükleri esas alındığından en az 3,0 magnitüdü depremlere yer verildi. Depremlerin episantır dağılımına bakıldığında deprem episantırlarının Ege Denizi'nde, Foça-Bergama hattı boyunca, Seferihisar-Cumaovası çizgiselliğinde, Karaburun Yarımadası'nda ve Tuzla Fayı boyunca yoğunlaştığı ve bu depremlerin birbirine yakın oluştukları görülür. Bu yakın segmentlerde oluş zamanlarının depremler zaman olarak birbirlerine oldukça yakın oldukları dikkati çeker. Bu bölgedeki depremler, genellikle birer çiftler şeklindedir. Bölgenin birbirlerine bağlantılı birçok graben ve horstdan oluşmuş olması nedeniyle, bir segmentde oluşan deprem diğer yakın segmentde tetikleme rolü oynamaktadır. Bu bölgedeki deprem sayısının fazlalığı bu sistemin en belirgin özelliğidir. Deprem magnitüdlerinin 3,0 ile 4,0 magnitüdları arasında ve odak derinliklerinin 10 ile 30 km arasında yoğunlaştığı, yaklaşık 790 tane depremin odak derinliğinin 10 km. olduğu görülür. Bu depremler belli başlı grabenler boyunca yoğunlaşırlar.

3) İzmir ve çevresi için magnitüd-frekans ilişkisinin incelenmesi amacı ile en az 4,0 magnitüdlü depremler kullanılarak bölge için, 1973-2004 peryoduna ait a- değerinin 4,34, b- değerinin ise 0,95 olduğu görülmektedir. b- değerinin yüksek olması bu bölgede zayıf gerilme azalımının olduğunu gösterir. Aynı bölgede deprem aktivitelerinin yıllara göre dağılımı (1973-1988, 1989-1997, 1998-2004) yılları arasında a- ve b- değerlerinin değişimi incelendiğinde 1973-1988 yılları arasında 4,44 a- değerine karşılık, b- değerinin 0,98 olduğu, görülür. 1989-1997 yılları arasında 3,52 a- değerine karşılık 0,84 b- değeri, 1998-2004 yılları arasında a- değerinin 3,61, b- değerinin ise 0,63 olduğu görülmektedir. a- katsayısının değeri gözlem peryoduna, çalışılan bölgenin büyüklüğüne ve sismik aktivitenin seviyesine bağlıdır. İzmir ve çevresine ait a- ve b- değerleri bize bölgedeki sismik aktivitenin yüksek olduğunu göstermektedir.

4) Bölgeye ait, en az 4,0 magnitüdlü depremlere göre, $37,78^{\circ}$ - $39,50^{\circ}$ K enlemleri ve $26,00^{\circ}$ - $28,50^{\circ}$ D boylamları arsında yer alan İzmir ve çevresini karakterize eden 30 yıllık yapı ömrüne göre, 5,5 ve 6,0 büyüklüğündeki bir depremin aşılma olasılığı % 100, dönüş peryodu 2 yıldır.

5) 1974, 1976, 1979, 1992, 1993, 1994, 2003 yıllarınki piksel enerji episantr dağılımları incelendiğinde, 1974 yılında en az 3,0 magnitüdlü 3 deprem meydana gelmiş ve bu yıl içerisinde meydana gelen depremlerden açığa çıkan toplam enerji $0,058 \times 10^{20}$ erg'tir. 1976 yılında enerji aktivitesi Ege Denizi, İzmir Fayı, Karaburun Fayı, Foça yakınlarındaki deniz içinde görülür. Bu yıl içinde meydana gelen depremlerden açığa çıkan enerji $0,22 \times 10^{20}$ erg'tir 1979 yılında Foça'nın kuzey doğusunda Aslan Burnu yakınlarında deprem etkinliği takip edilir. Yine bu yılda ortaya çıkan toplam enerji $0,54 \times 10^{20}$ erg'tir. 1992 yılında enerji etkinliği Ege Denizi içi, İzmir Körfezi boyunca, Tuzla Fayı üzerinde, Cumaovası Fayı üzerinde ve Karaburun açıklarında gözlenir olup, yıl içerisinde oluşan toplam enerji $1,64 \times 10^{20}$ erg'tir. 1993 yılında ise enerji aktivitesi rastgele bir dağılımı gösterirken ortaya çıkan toplam enerji 1992 yılında açığa çıkan enerji ile aynıdır. 1994 yılında Karaburun-Foça-Bergama çizgiselliğinde ve Ege Denizi içinde enerji aktivitesi izlenirken, depremlerde açığa çıkan toplam enerji $0,18 \times 10^{20}$ erg'tir. 2003 yılında Seferihisar, Sığacık Körfezi içinde yoğun bir etkinlik gözlenir ve bu yıl içerisinde depremlerden

açığa çıkan toplam enerji $0,55 \times 10^{20}$ erg'tir . Hazırlanan büyüklük senaryosuna göre 1979-1991 ve 1994-2002 peryotlarında açığa çıkan ortalama enerji $1,95 \times 10^{20}$ erg olup, 2003-2004 peryodunda bu enerjinin %25'lik bir kısmı açığa çıkmıştır. Önümüzdeki yıllarda bu enerjinin %75'lik kısmına karşılık gelen $1,9 \times 10^{20}$ erg'lik enerjinin açığa çıkabileceği anlamına gelir. İzmir ve çevresi böyle bir deprem rejimini sürdürürse bu ya, 5,7 magnitüdünde 1 tane, 4,8 magnitüdünde 800 tane depreme, yada 6,0 magnitüdlü bir deprem ile 4,9 magnitüdünde 86 tane depreme karşılık gelmektedir. Aynı rejim 5.6 magnitüdlü bir deprem ile 4346 tane 4,7 magnitüdünde 4346 deprem gibi benzer örnekler çoğaltılarak karşılanabilir.

6) Fay düzlemi çözümlerinden, buradaki kırık zonlarının tamamen eğim atımlı olmadıkları, çoğunun doğrultu atım bileşeninin büyük olduğu görülür. Doğrultu atımlı fayların bu bölgenin tektoniğinde önemli bir yeri olduğu görülür.

7) Asal gerilme ve asal basınç eksen haritalarına göre, bölgede genel olarak, KKB-GGD yönlü bir sıkışma, KKD-GGB yönlü bir açılma rejimi etkisi görülmektedir. Bu, Türkiye aktif tektoniği bağlamında, bölge tektoniğinin KKD-GGB yönlü açılma rejimi ile uyum göstermektedir.

KAYNAKLAR

- Aksu, A.E., Piper, D.J.W, ve Konuk, T. (1987). Late Quaternary tectonic and sedimentary history of outer İzmir and Candarli bays, western Turkey, *Marine Geology*, 76, 89-104.
- Alkan, G. (Bağcı) (1984). Batı Anadolu'nun Sismotektoniği, Yüksek lisans tezi. Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir
- Altunkaynak, Ş. (2000). Foça Yöresi'nin Jeolojisi ve Aktif Tektoniği. Batı Anadolu'nun depremselliği sempozyumu (BADSEM) Bildiriler Kitabı. İzmir: Türev Matbaası.
- Ambraseys, N. ve Finkel, C. F. (1995). The seismicity of Turkey and adjacent areas, a historical review, İstanbul: Eren yayıncılık.
- Amerika Birleşik Devletleri Jeolojik Araştırma Merkezi (U.S.G.S) veri bankası, (b.t). 20 Nisan 2004, <http://www.usgs.gov>.
- Armijo, R. Lyon-Caen, H. ve Papanastassiou, D. (1991). A possible normal fault rupture for the 464 BC Isparta Earthquake. *Nature*, 351.
- Armijo, R. Lyon-Caen, H. ve Papanastassiou, D. (1992). East-west extension and Holocene normal-fault scarps in the Hellenic arc. *Geology*, 20, 491-494.
- Angelier, J. ve diğ. (1981). Analyses of fault mechanisms and expansion of southwestern Anatolia since the late Miocene, *Tectonophysics*, 75, 1-9
- Avşar, M. (1996). İzmir İli Çevre Jeolojisi ve Doğal Kaynaklar Projesi, Yüksek lisans tezi. Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir
- Barka, A.(1992). The North Anatolian fault. *Anneles Tectonicae*, VI, 164-195.

- Barka, A., Reilinger, R., şaroğlu, F., ve Şengör, A. M. C. (1995). The Isparta Angle: its importance in the neotectonics of the eastern Mediterranean region, IESCA-1995, İzmir.
- Bayrak, Y (2000) Seismicity of the different seismotectonic region in Turkey, Ulusal Jeofizik 2000 Toplantısı, 135-138
- Bender, B. (1983). Maximum Likelihood Estimation of b Values for Magnitude Grouped Data, Bull. Seis.soc.Am., 73(3), 831-851
- Blumenthal, M. (1963). Le systeme structural du Taurus sud Anatolien. Paul Fellot, Soc. Geol. France, 2, 611-662.
- Bolt, B.A. (1998). Eartquakes (4th ed.). New york: W.H. Freeman ve Company Pres.
- Dewey, J. F.ve Şengör. A.M.C. (1979). Aegean and surrounding regions: complex multi-plate and continuum tectonics in a convergent zone. Geol. Soc. America Bull., 1(90), 84-92.
- Dumont, J. F., Uysal, Ş., Şimşek, S., Karamanderesi, H. ve Letouzey, J. (1979). Formation of the grabens in southwestern Anatolia. Bull. Min. Res. Explor. Ins. Turk., 92, 7-18.
- Erinç, S. (1955). Die morphologischen Entwicklungsstadien der Küçük Menderes-masse, Review Univ. Yst. Geogr. Inst., 2, 93-95
- Eyidoğan, H., Güclü, U., Utku, Z., ve Degirmenci, E. (1991). Türkiye büyük depremleri makro-sismik rehberi, İstanbul teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeofizik Bölümü yayını.
- Genç, Ş., (2000) Aliğa Dolaylarının Jeolojisi ve Genç tektoniği. Batı Anadolunun depremselliği sempozyumu (BADSEM-2000), Bildiriler Kitabı. İzmir: Türev Matbaası

Geology of the Taurus belt, sp. Pub. MTA. (1990). Neogene thrust belt in western Taurides. The imbricate systems of thrust sheets along a NNW-SSE transect. Ankara: Poisson, A.

GUTENBERG., B. ve RICHTER, C. F. (1954). Seismicity of the Earth and Associated phenomena. 2nd edn, Princeton, New Jersey.

GUTENBERG., B. ve RICHTER, C. F. (1944). Frequency of eartquakes in California. Bull. Seismol. Soc. Am., 34, 185-188

GUTENBERG., B. ve RICHTER, C. F. (1942). Eartquake Magnitüde, Intensiy, Energy and Acceleration. Bull. Seismol. Soc. Am., 32(3), 185-188.

Izdar, E. (1975). Batı Anadolu'nun jeotektonik gelişimi ve Ege Denizi çevresine ait üniteler ile karşılaştırılması, E.Ü. Müh. Bilimleri Fak. Yayınları, 8, 59.

Jackson, J.A., ve Mckenzie, D. (1984). Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 77, 185-264.

Kalafat, D., (1989). Anadolu'nun tektonik yapılarının deprem mekanizmaları açısından irdelenmesi. Deprem araştırma bülteni, 68, 85.

Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü veri bankası, (b.t). 10 Mart 2004, <http://www.koeri.boun.edu.tr>

Kaya, O. (1981). Miocene reference section for the coastal parts of west Anatolia, Newslettewr Startigr., 10, 164-191.

Ketin, Y. (1968). Türkiye'nin genel tektonik durumu ile başlıca deprem bölgeleri arasındaki ilişkiler. MTA Enst. Derg., 71, 129-134

- Kissel, C., ve diğ. (1993). First Paleomagnetic evidence for a post-Eocene clockwise rotation of western Taurides thrust belt east of the Isparta re-entrant (southwestern Turkey). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 117, 1-14
- Koçyiğit, A. (1984). Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik Gelişim, *TJK Bült.*, 1(24), 1-16.
- Lay, ve Wallace, T.C. (1995). *Modern Global Seismology*. San Diego: Academic Pres.
- McKenzie, D.P. (1978). Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: The Aegean sea and its surrounding regions . *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 55, 217-254
- MTA (2002). İzmir Jeoloji Haritası, Ankara.
- Okay, A., Siyako, M., Birkan, K. (1989). Geology and Evolution of the Biga Peninsula, Northwest Turkey, *Bulletin of the Technical University, İstanbul.*, 44, 155-219.
- Philippon, A. (1910-1915). *Reisen und Forschungen im Westlichen Kleinasien*. *Ergänzungshefte* 167, 172, 177, 180, 183 der *Petermanns Mitteilungen*, Gotha, Jüstus Perthes.
- Price, S. ve Scott, B. (1994). Fault-block rotations at the edge of a zone of continental extension; southwest Turkey. *J. Struct. Geol.*, 16, 381-392.
- Poisson, A. (1984). The extension of the Ionian trough into SW Turkey. In: J. F. Dixon, A. H. Robertson Eds., *The geologic evolution of the Eastern Mediterranean*. *Geol. Soc. Londön Spec. Pub.*, 17, 241-249
- Şengör, A.M.C., Satır, M., ve Akkök, R. (1984). Timing of tectonic events in the Menderes massif, Western Turkey: Implications for tectonic evolution and evidencefor 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 *Strike-slip*

Faulting and Basin Formation, edited by Biddke, K.T. and Christie-Blick, N., Society of Econ. Paleont. Min. Sp. Publ., 27, 227-264.

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. and Hancock P.L. eds. Continental extensional tectonics, Geological Society Special Publication, 28, 575-589.

Sipahioğlu, S. (1975), Sismotektonik ve Metodları. Kandilli Rasathanesi Sismoloji yayınları, 49, 66.

Taymaz, T., Marmara Bölgesinin Sismotektoniği (2000). Gölçük-Sapanca-Düzce depremlerinin kaynak mekanizmaları çözümleri. Batı Anadolu'nun depremselliği sempozyumu (BADSEM-2000), Bildiriler Kitabı. İzmir: Türev Matbaası

Taurides thrust belt east of the Isparta re-entrant (southwestern Turkey). Earth Planet. Sci. Lett., 117, 1-14

Turgut, S. (1988). Ege Dnizinin hidrokarbon aramaları yönünden irdelenmesi, Turk. Assoc. Petrol. Geol. Bull, 1, 27-38.

Utku, M. ve Özyalın, Ş. (2001). Yeni Q100: Deprem Risk Analizi Bilgisayar Yazılımı. İzmir ve Çevresinin Deprem –Jeoteknik Sempozyumu (Jeoteknik III), CD-ROM, 5, 12-14 .

UTKU, M., Türkiye Deprem Haritaları; a-, b- , a/b ve risk dağılımları (2004), Türkiye 16. Jeofizik Kurultayı ve Sergisi Bildiriler Kitabı. Ankara: ES Ofset.

Yılmaz, Y. (1997). Geology of Western Anatolia. In "Active tectonics of NW Anatolia -The Marmara poly -project, (Eds), Schindler and Pfister. VDF, ETH Zurich.

Zanchi, A., and Angelier, J. (1993). Seismotectonics of Western Anatolia: regional stress orientation from geophysical and geological data, Tectonophysics, 222, 259-274.