



İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**MARMARA BÖLGESİ'NDE ARTÇI DEPREMLERİN
İSTATİSTİKSEL ANALİZİ**

Canan ÇETİN

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman

Prof.Dr. Ömer ALPTEKİN

Haziran, 2004

İSTANBUL

ÖNSÖZ

Bu tez çalışmasında tez konusunu öneren ve çalışmalarımı görüş ve önerileri ile destekleyen sayın hocam Prof. Dr. Ömer Alptekin'e teşekkürlerimi sunarım.

Yüksek Lisans eğitimim boyunca bilgilerinden yararlandığım hocalarım Prof. Dr. Ali Pınar'a ve Prof. Dr. Yıldız Altınok'a teşekkürü bir borç bilirim.

Çalışmam sırasında bilgilerine başvurduğum tezin her aşamasında desteğini gördüğüm Dr. Murat Utkucu'ya ve bilgilerine başvurduğum Dr. Eşref Yalçinkaya'ya teşekkürlerimi sunarım.

Tezimin oluşum aşamasında bilgi ve deneyimlerinden yararlandığım Japonya Jeolojik Araştırmalar Dairesinde görevli Doç.Dr. Ali Osman Öncel'e teşekkürü borç bilirim.

Tezimde kullandığım verilerin toplanmasında emeği geçen B.Ü. KRDAE Sismoloji Laboratuvarı çalışanlarına özellikle Dr. Doğan Kalafat'a ve verilerimin düzenlenmesi aşamasında yardımlarını gördüğüm Yük. Müh. Mehmet Yılmaz'ın'a teşekkürlerimi sunarım.

Tezimin oluşumunda yardımlarını benden esirgemeyen KTÜ'de araştırma görevlisi Serkan Öztürk'e teşekkür ederim.

Tezimin her aşamasında beni destekleyen ablam Kadriye Çetin'e, Araş.Gör. Özlem Makaroğlu'na, Levent Deniz'e ve emeği geçen herkese teşekkürlerimi sunarım.

Tezin hazırlanması sırasında bana gösterdikleri sabır, anlayış ve her türlü destek için aileme sonsuz teşekkürler.

Haziran, 2004

Canan ÇETİN

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ.....	i
İÇİNDEKİLER.....	ii
ŞEKİL LİSTESİ.....	iv
SEMBOL LİSTESİ.....	vii
ÖZET.....	viii
SUMMARY.....	ix
1. GİRİŞ.....	1
2. GENEL KISIMLAR.....	6
2.1. Ana deprem oluşumları ve artçı deprem örnekleri.....	6
2.2. b ve p değerlerinin tektonik önemi.....	8
2.3. Çalışmada kullanılan artçı deprem dizileri.....	11
2.4. Çalışılan depremlerin özellikleri, oluştuıkları bölgelerin tektonik ve sismotektonik yapısı	12
2. 4.1. Türkiye'nin Güncel Tektoniği ve Depremselliği.....	12
2. 4. 2. 17 Ağustos 1999 İzmit Depremi.....	13
2. 4. 3. İzmit Bölgesi ve Civarının Sismotektonik Özellikleri.....	15
2. 4. 4. 12 Kasım 1999 Düzce Depremi.....	20
2. 4. 5. Düzce ve Civarının Sismotektonik Özellikleri	22
3. MALZEME VE YÖNTEM.....	24
3.1. Depremlerin İstatistiksel Analizi.....	24
3.1.1. Gutenberg – Richter İlişkisi.....	25
3.1.2. En Büyük Olasılık Yöntemi.....	29
3.1.3. Omori Yasası	29
3.2. Marmara Bölgesi Artçı Deprem Dizilerinin İstatistiksel Değerlendirilmesi	33
3.2.1. 17 Ağustos 1999 İzmit Depremi Artçılarının İstatistiksel Analizi.....	34
3.2.2. 12 Kasım 1999 Düzce Depremi Artçılarının İstatistiksel Analizi.....	44

4. BULGULAR.....	52
4.1. 17 Ağustos 1999 İzmit depremi ($m_s=7.8$).....	52
4.1.1. Kullanılan Artçı Deprem Verisi.....	52
4.1.2. Bulgular ve Tartışma.....	57
4.2. 12 Kasım 1999 Düzce Depremi.....	67
4.2.1. Kullanılan Artçı Deprem Verisi.....	67
4.2.2 Bulgular ve Tartışma.....	70
5. TARTIŞMA VE SONUÇ.....	77
5.1. 17 Ağustos 1999 İzmit Depremi Sonuçları.....	78
5.2. 12 Kasım 1999 Düzce Depremi Sonuçları.....	79
KAYNAKLAR.....	82
ÖZGEÇMİŞ.....	93

ŞEKİL LİSTESİ

Şekil 1.1: Türkiye'deki fay zonlarını, levhaları ve son on yıl içinde meydana gelmiş önemli depremleri gösteren harita.....	5
Şekil 2.1: 17 Ağustos İzmit depremi ve 12 Kasım 1999 Düzce depremleri fay segmentleri ve odak mekanizması çözümleri.....	14
Şekil 2.2 : Marmara bölgesi ve civarında meydana gelen tarihsel depremler.....	18
Şekil 2.3: 1900- 16.08.1999 tarihleri arasındaki Türkiye'nin kuzey batısındaki deprem etkinliğini ($M>2.5$) ve 1999 İzmit ve Düzce depremlerinin odak mekanizmalarını gösteren şekil.....	18
Şekil 2.4 : Kuzey Anadolu Fay Zonundaki depremlerin uzay ve zaman göçünü gösteren şekil.....	19
Şekil 2.5:12 Kasım 1999 Düzce depreminin yüzey kırığını ve odak mekanizmasını gösteren şekil.....	21
Şekil 3.1: Frekans- magnitüd dağılımları için modellerin şematik gösterimi.....	26
Şekil3.2: 17 Ağustos 1999 İzmit depremi 1 haftalık artçı depremlerinin episantr dağılım haritası.....	35
Şekil 3.3:17 Ağustos 1999 İzmit depremi 1 aylık artçı depremlerinin episantr dağılım haritası.....	35
Şekil 3.4:17 Ağustos 1999 İzmit depreminden 12 Kasım 1999 Düzce depremine kadar olan artçı depremlerin episantr dağılım haritası.....	36
Şekil3.5:İzmit depremi artçı şok dizisinin kümülatif sayısındaki zamanla değişim.....	38
Şekil 3.6 :İzmit depremi artçı şok dizisi için zaman-derinlik ilişkisi.....	39
Şekil 3.7:İzmit depremi artçı şoklarının zamanla magnitüd değerlerinde gözlenen değişimler.....	40
Şekil 3.8 : İzmit depremi artçı şok dizisi için magnitüd-deprem sayısı ilişkisi.....	41
Şekil3.9:İzmit depremi artçı şok dizisi için derinlik-deprem sayısı ilişkisi.....	43
Şekil 3.10:İzmit depremi artçı şok dizisi için zaman-deprem sayısı ilişkisi.	43

Şekil 3.11: 12 Kasım 1999 Düzce depreminin artçı şoklarının derinliğe bağlı episantr dağılımını ve fayları gösteren şekil.....	45
Şekil 3.12: Düzce depremi artçı deprem dizisinin kümülatif sayısındaki zamanla değişim.....	46
Şekil 3.13: Düzce depremi artçı şok dizisi için zaman-derinlik ilişkisi.....	47
Şekil 3.14: Düzce depremi artçı şoklarının magnitüd değerlerinde zamanla gözlenen değişimler.....	48
Şekil 3.15: Düzce depremi artçı şok dizisi için magnitüd-deprem sayısı ilişkisi.....	49
Şekil 3.16: Düzce depremi artçı şok dizisi için derinlik-deprem sayısı ilişkisi.....	50
Şekil 3.17: Düzce depremi artçı şok dizisi için zaman-deprem sayısı ilişkisi.....	51
Şekil 4.1: 17 Ağustos 1999-18 Nisan 2000 tarihleri arasındaki İzmit ve Düzce artçı depremlerinin kümülatif deprem sayılarının zamana göre değişimi.....	53
Şekil 4.2 : İzmit depremi artçı şok dizisi için magnitüd-kümülatif deprem sayısı ilişkisi.....	54
Şekil 4.3: İzmit depremi artçı şok dizisi için zamanın fonksiyonu olarak M_c değişimi..	55
Şekil 4.4: İzmit depremi artçı şok dizisinin zamanla azalma oranı.....	56
Şekil 4.5: İzmit depremi artçı şok dizisi için elde edilen b değerleri hesabı için yapılan karelaj haritası.....	59
Şekil 4.6: 1999 İzmit depremi artçı şok dizisi için En Büyük Olasılık Yöntemi kullanılarak elde edilen b değerleri bölgesel değişim haritası.....	60
Şekil 4.7: İzmit depremi artçı şok dizisi için elde edilen p değerleri bölgesel değişim haritası.....	61
Şekil 4.8: Bu çalışmada artçı deprem verileriyle bulunan b değerlerinin uzaysal dağılımı ile Öncel ve Wyss (2000) tarafından ana şok öncesi depremsellikten bulunan b değerlerinin karşılaştırılması.....	62
Şekil 4.9: İzmit depremi artçı şok dizisi için En Küçük Kareler Yöntemi kullanılarak elde edilen b değerlerinin bölgesel değişim haritası.....	63
Şekil 4.10: 1999 İzmit depremi için kırılan fay segmentleri üzerinde alınan kesit haritası.....	64
Şekil 4.11: İzmit depremi artçı şok dizisi için derinlik kesiti boyunca hesaplanan b değerleri karelaj haritası.....	64
Şekil 4.12: İzmit depremi artçı depremleri için derinlik kesiti boyunca en büyük olasılık yöntemi kullanılarak hesaplanan b değerleri bölgesel değişim haritası.....	65

Şekil 4.13: İzmit depremi artçı depremleri için derinlik kesiti boyunca en küçük kareler yöntemi kullanılarak hesaplanan b değerleri bölgesel değişim haritası.....	66
Şekil 4.14: 12 Kasım Düzce depremi artçı şok dizisi için zamanın fonksiyonu olarak M_c değişimi.....	68
Şekil 4.15: Düzce depremi artçı şok dizisi için magnitüd-kümülatif deprem sayısı ilişkisi.....	68
Şekil 4.16: Düzce depremi artçı şok dizisinin zamanla azalma oranı.....	69
Şekil 4.17: 1999 Düzce depremi artçı şok dizisi b değerleri hesabı için 0.02° ile yapılan karelej haritası.....	71
Şekil 4.18: Düzce depremi artçı depremleri için En Büyük Olasılık Yöntemi kullanılarak elde edilen b değerleri bölgesel değişim haritası.....	71
Şekil 4.19: 1999 Düzce depremi artçı depremleri için elde edilen p değerleri bölgesel değişim haritası.....	72
Şekil 4.20: Daha önceki bir çalışmada bulunmuş kayma modelinin bu çalışmada bulunan b değerinin derinlik dağılımıyla karşılaştırılması. Yüzeyde gözlenmiş yerdeğiştirme miktarları da altta verilmiştir.....	75
Şekil 4.21: 1999 Düzce depremi artçı depremleri için EKK yöntemi ile derinlik kesiti boyunca hesaplanan b değerleri dağılımı.....	76

SEMBOL LİSTESİ

a	: Depremlerin magnitüdüleri ile oluşum sayılarının logaritmaları (Log N) arasındaki doğrunun <i>Log N</i> eksenini kestiği nokta
b	: Depremlerin magnitüdüleri ile oluşum sayılarının logaritmaları (Log N) arasındaki doğrunun eğimi
c	: Artçı şokların zayıf olarak kayıt edildiği süre boyunca dizinin başlangıçtaki aktivite oranına bağlı sabit bir katsayı.
D	: Derinlik
k	: Artçı şok dizisindeki olayların toplam sayısı ile orantılı sabit bir katsayı
m	: Ortalama magnitüd
M	: Deprem magnitüdü
M^a	: En büyük artçı şokun magnitüdü
M_b	: Cisim dalgası magnitüdü
M_c	: Tamamlılık (süreklilik) magnitüdü
M_d	: Süre magnitüdü
M_L	: Lokal magnitüd
M_{max}	: Maximum magnitüd
M_{min}	: Minimum magnitüd
m_o	: Kesme magnitüdü (minimum magnitüd)
M_s	: Yüzey dalgası magnitüdü
M_w	: Moment magnitüdü
N	: M veya daha büyük magnitüdüde depremin sayısı
N_{M^a}	: En büyük artçı şok magnitüdüne sahip depremin kümülatif deprem sayısı eksenini kestiği nokta
N_{Mmax}	: Maximum magnitüde sahip depremin kümülatif deprem sayısı eksenini kestiği nokta
N(t)	: Ana şokun oluşumundan sonra t birim zamana düşen artçı şokların sayısı
p	: Artçı şokların zamanla üstel olarak azalma oranı
t	: Ana şoktan sonraki zaman
T_r	: Depremlerin tekrarlanma zamanı
T_{başlangıç}	: Ana şokun oluşum zamanı

ÖZET

MARMARA BÖLGESİ'NDE ARTÇI DEPREMLERİN İSTATİSTİKSEL ANALİZİ

Gerek laboratuvar çalışmalarından (Scholz, ve diğ., 1968) ve gerekse durum çalışmalarından deprem istatistiğinin frekans-magnitüd bağıntısındaki b değerinin yer kabuğundaki gerilim ile ters orantılı olduğu sağlam bir temele oturtulmuştur. Bir fay zonu üzerinde gerilme değişken olduğundan b değerinin de değişken olduğu tasavvur edilebilir, zira bir fay zonu üzerinde kilitli kısımlar olarak bilinen ve pürüz olarak adlandırılan kısımlar onları çevreleyen fay alanlarına nazaran daha fazla gerilme biriktirirler. Bundan dolayı, artçı deprem etkinliğinden tahmin edilen b değerlerinin pürüzler üzerinde daha yüksek ve çevreleyen fay bölgeleri üzerinde daha düşük olması gerektiği ileri sürülmüştür.

Bu çalışmada 17 Ağustos 1999 İzmit ve 12 Kasım 1999 Düzce depremlerinin Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (BÜKRDAE)'nden elde edilen artçı deprem verilerinden bu depremlerin ana şoklarının kırık zonları boyunca yüzeyde ve derinlik boyutunda b değerleri ve artçı şok azalım parametresi p 'nin uzaysal dağılımı ZMAP6.0 bilgisayar paket programı kullanılarak hesaplanmıştır. 1999 İzmit depremi ana şoku için, Gölcük ve Sapanca gölünün doğusu arasındaki esas enerji boşalımının olduğu fay kısmında düşük b değerleri (0.85-1) ve yüksek p değerleri (1-1.3) gözlenirken daha yüksek b ve p değerleri Hersek deltasının batısında ($b=1.4-1.75$, $p=0.7-1.1$) ve yüzey kırığının Karadere fay segmenti boyunca hesaplanmıştır. İzmit depremi öncesi depremsellik verilerinden diğer araştırmacılarca hesaplanan b değerleri ile bu çalışmada art sarsıntı verisinden hesaplanmış değerlerde neredeyse hiçbir değişiklik görülmemiştir. Bununla birlikte, 1999 Düzce depremi için, Düzce fay segmenti üzerindeki pürüz boyunca haritalanan $b=1.2-1.5$ ve $p=1-1.3$ değerleri daha yüksek iken Karadere ($b=0.8-1.0$, $p=0.7-0.8$) ve Elmalık ($b=1.1-1.2$, $p=1.1$) fay segmentleri boyunca daha düşük b değerlerinin olduğu görülmüştür.

Bundan dolayı daha önceki araştırmacıların önerdiği ve tartıştığı gibi artçı deprem etkinliğinden hesaplanan b ve p parametrelerindeki değişimin nedeni sadece kırılma özelliklerinden kaynaklanmış olmayabilir.

SUMMARY

STATISTICAL ANALYSIS OF AFTERSHOCKS IN THE MARMARA REGION

It was well established both in laboratory studies and case studies that b value of frequency-magnitude relationship of earthquake statistic is inversely related to the stress in the earth's crust. As the state of stress along a fault or fault zone is variable, it is conceivable to say that the b value is variable, because locked section or sections along a fault, namely asperities, accumulate relatively higher stress than the surrounding fault areas. When an asperity fails or a mainshock takes place the situation is reversed and asperities have lower stress than the surrounding fault area. Therefore, it was postulated that b value estimated from the aftershock seismicity should be higher over the asperities and should be lower over the surrounding fault areas.

In this study aftershock seismicity of the August 17, 1999 İzmit and November 12, 1999 Düzce earthquakes are retrieved from Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute(KOERI) and spatial distribution of b values and aftershock decay parameter p both in earth surface and depth are determined along the rupture zones of these earthquakes using a software package named ZMAP 6.0. For the 1999 İzmit mainshock it is determined that fault section of major moment release between Gölcük and east of the Sapanca lake is still represented by lower b values (0.85-1) and higher p values (1-1.3), while higher b and p values observed west of Hersek Delta ($b=1.4-1.75$, $p=0.7-1.1$) and along the Karadere fault segment ($b\sim 1.3$, $p\sim 0.7$) of the surface rupture. There is almost no difference between the b values determined in this study from the aftershock data and the b values determined from the preliminarily published premainshock seismicity. Nevertheless, for the 1999 Düzce earthquake it was obtained that b values and p values much higher along the mapped asperity over Düzce fault segment ($b=1.2-1.5$, $p=1-1.3$) while lower b values prevailing along the Karadere fault segment ($b=0.8-1.0$, $p=0.7-0.8$) and Elmalık ($b=1.1-1.2$, $p=1.1$) fault segment.

Therefore, it is discussed that the rupture properties may not be only reason behind the change in aftershock seismicity parameters b and p after the mainshocks as hypothesized and discussed by other researchers.

1.GİRİŞ

Türkiye tektonik olarak aktif bir bölgede bulunduğundan tahripkar depremlerin sık tekrarlandığı ülkelerden birisidir. Türkiye’de son on yıl içinde can ve mal kaybına neden olan çok sayıda deprem olmuştur (Şekil 1.1). Bu depremlere örnek olarak 1992 Erzincan (M=6.8) (Barka ve Eyidoğan, 1993), 1995 Dinar (M=6.2) (Pınar,1998), 1998 Adana (M=6.4)(Aktar ve diğ., 2000), 1999 İzmit (M=7.4)(Barka ve diğ., 2000), 1999 Düzce (M=7.1)(Utkucu ve diğ., 2003a), 2000 Orta (M=6.1)(Utkucu ve diğ., 2003b), 2000 Sultandağ (M=6.0)(Taymaz ve Tan, 2001), 2002 Çay-Eber (M=6.4) ve Çobanlar (M=6.0)(Özer ve diğ., 2002), 2003 Pülümür ve 2003 Bingöl (M=6.4) (Pınar ve diğ., 2003) verilebilir.

Türkiye’nin tektonik olarak aktif olmasının Marmara Bölgesi için ayrı bir önemi mevcuttur. Çünkü, bölge Türkiye’nin en gelişmiş, en sanayileşmiş ve nüfus yoğunluğu en fazla olan bölgesidir. Bölge içinde tarihte bazıları bölgenin ve aynı zamanda Türkiye’nin en büyük şehri İstanbul’u da hasara uğratan birçok büyük deprem meydana gelmiştir. Bunun yanında bölge yoğun depremselliği ile de gündemdedir. Yapılan çalışmalar gelecekteki deprem tehlikesinde yüksek olduğuna işaret etmektedir (Nalbant ve diğ., 1998; Hubert-Ferrari ve diğ., 2000). Bölgede yaşanan 1999 İzmit depremi sadece bölgenin sosyal ve ekonomik hayatını etkilemeyip aynı zamanda ülkenin sosyal ve ekonomik hayatını etkilemiştir. Bu durum depremler ile ilgili bilimsel çalışmaların Türkiye ve özellikle de Marmara Bölgesi için önemine işaret etmektedir. Dolayısı ile bölgedeki yoğun depremselliğin kayıt edilmesi, özelliklerinin anlaşılması ve bunlardan faydalanarak gelecekteki deprem tehlikesinin tahmin edilmesi ve deprem riski hesaplamalarının yapılması çok önemlidir.

Artçı depremlerin, bölgesel dağılımları ve zamana bağlı davranışlarında gözlenen değişimler deprem oluşumunun açıklanmasında kullanılabilir bilgiler sağladığından depremsellik çalışmalarında ve sismik tehlike değerlendirmelerinde oldukça önemlidir. Artçı depremler aynı zamanda ayrıntılı depremsellik araştırmaları için veri sağlarlar.

Ana şokların artçı şok oluşumlarını çalışmak, büyük depremlerin kıyaslanmasına imkan verir ve kırık ölçeğini, zamanlamayı, konumunu, uzun vadeli deprem etkinliğini kontrol eden mekanizmanın daha iyi anlaşılmasını sağlar ve gelecekte oluşabilecek depremler hakkında önemli ipuçları verir.

Öncelikle, verilen bir depremin (şokun) ana şok olarak tanımlanan büyük bir depremin bir artçı şoku olarak düşünülüp düşünülmeyeceğine karar vermek gerekir. İlk olarak birbirleriyle bağlantılı olaylar kümesi tanımlanır. Bunlar tektonik özelliklere bağlı olarak birbirleri ile bağımlıdır. Dağılımdaki en büyük olay ana şok ve bundan sonraki tüm olaylar da artçı şok olarak tanımlanır. Bununla birlikte, ana şok ve artçı şok arasındaki fiziksel ilişkiyi anlamadıkça artçı şok tanımlaması tam olarak yapılamaz. Bir depremin episantrını çevreleyen alan içerisinde ki sismik etkinlik ana şoktan sonra epeyce arttığı zaman, bu etkinlik ile başlayan tüm şoklar ana şokun artçı şokları olarak düşünülebilir. Bir deprem ana şoktan sonraki 100-150 gün içinde oluşursa bunun bir artçı şok olduğu düşünülür (Tsapanos ve diğ., 1994). Son yıllarda Tajima ve Kanamori (1985), büyük depremlerin artçı şoklarının bir yıl kadar sürebileceğini belirtmişlerdir. Artçı şokların ana şok episantrı etrafında eliptik bir kümelenme göstermesi genel bir artçı şok karakteristiği olarak düşünülür (Utsu, 1961; Savage ve Meyer, 1985).

Büyük magnitüdü sığ bir depremin, nispeten daha küçük olan bir deprem serisi tarafından izlendiği bir gerçektir. Birkaç aydan sonra aktivitelerinde zamanla giderek bir düşüş gözlenen bu artçı şoklar ana depremin odağına yakın bir bölgede meydana gelir. Artçı şokların doğal oluşumu, istatistiksel ve fiziksel olarak birçok sismolog tarafından çalışılmıştır ve birçok önemli sonuç çıkarılmıştır. Yapılan çalışmalardan bazıları; artçı şokların sayılarındaki zamanla azalma üzerine Omori'nin hiperbolik yasası (Omori, 1894), artçı şok dizilerindeki enerji boşalımı, artçı şokların bölgesel dağılımı (Utsu, 1961), artçı şokların zamana bağlı davranışlarının fiziksel modeli (Marcellini, 1997), artçı şokların bölgesel ve zamana bağlı değişimleri (Drakatos ve Latoussakis, 2001) şeklinde sıralanabilir.

Artçı deprem etkinliğini tanımlayan iki temel ilişki mevcuttur. Birincisi, depremlerin dağılım ölçüsünü veren Gutenberg-Richter (1954) bağıntısı, ikincisinde artçı şok

aktivitesinin zamanla azalma oranını ifade eden Omori (1894) yasasıdır. Depremlerde frekans-magnitüd ilişkisini gösteren Gutenberg-Richter bağıntısından belirlenen b değeri deprem oluşumunun fiziği ile ilgili görüldüğünden depremlerin istatistiksel analizinde önemli bir parametre olarak dikkati çekmiştir (Mogi, 1962a; Scholz, 1968). Bazı araştırmacılar, b -değerinin gerilme, gerilme heterojenitesi veya fay düzleminin karmaşıklığı ile kontrol edildiğini (Enescu ve Ito, 2002), tektonizmaya ve depremselliğe bağlı olarak değişim gösterdiğini ifade etmişlerdir (Frohlich ve Davis, 1993). Buna göre deprem kırığı üzerinde kayma serbestliğinin fazla olduğu yerlerde yüksek b değerleri bulunmuştur (Wiemer ve Katsumata 1999; Sobiesiak 2000). Yüksek b değerleri aynı zamanda genişleme gerilmesinin etkin olduğu yerlerde (Frohlich ve Davis, 1993) ve fayların kripi (creep) davranışı olan kısımlarında (Amelung ve King 1997) gözlenmiştir. Düşük b değerleri ise büyük depremlerle (Öncel ve diğ., 1996), ve gerilimin fazla olduğu pürüzlerle (asperite) ilişkilendirilmiştir (Wiemer ve Wyss, 1997). Westerhaus ve diğ., (2002) en düşük b değerleri bölgesinin bir sonraki büyük bir deprem için olası bir yer olabileceğini belirtmişlerdir.

Artçı sarsıntıların zamanla olan dağılımı Omori kanunu kullanılarak tanımlanabilir (Utsu ve diğ., 1995). Omori kanunundaki p değeri artçı şok dizilerinin zamanla üstel olarak azalma oranını ifade eder ve artçı şok dizisinin fiziksel oluşumu ile ilgilidir (Kisslinger, 1996). p değeri değişiminin kabuksal heterojenite, gerilme ve kabuktaki sıcaklıkla ilişkili olabileceği belirtilmiştir (Mogi, 1962a; Kisslinger ve Jones, 1991).

Bu çalışmanın amacı 17 Ağustos 1999 İzmit ve 12 Kasım 1999 Düzce depremlerinin artçı şok dizilerini kullanarak artçı şokların bölge-zaman-magnitüd değişimlerini istatistiksel olarak değerlendirmek, bu değişimlerden elde edilen verilerle her iki depremin genel özelliklerini bu değişimlerin çalışılan bölgedeki tektonik yapıyla ilişkilerini ve deprem tehlike çalışmalarındaki kullanılabilirliğini araştırmaktır.

Öncelikle M_d (süre magnitüdü) magnitüdüne göre homojen olan 17 Ağustos İzmit depremine ait yaklaşık 3 aylık zaman dilimindeki artçı şokları içeren ve 12 Kasım Düzce depremine ait yaklaşık 5 aylık zaman dilimindeki artçı şokları içeren bir katalog hazırlanarak, her bir artçı şok dizisinin bölge-zaman-magnitüd ilişkileri istatistiksel olarak değerlendirilecek ve artçı şokların davranışlarında gözlenen değişimler

belirlenmeye çalışılacaktır. Ayrıca, artçı şok oluşumlarının uygun bir modelinin geliştirilebilmesi ve genel olarak depremlerle ilgili olarak uygun bir istatistik yorumun yapılabilmesi için artçı şokları karakterize eden bazı parametreler tanımlanacaktır. Deprem sayısının magnitüd ile değişimi incelenerek her bir artçı şok dizisi için Gutenberg-Richter (G-R) ilişkisi geliştirilerek bu ilişkilerden b parametresi belirlenecektir. Artçı şokların sayılarında zamanla üstel olarak gözlenen azalmayı ifade eden p değeri hesaplanarak, her iki deprem için b ve p değerlerinin bölgesel değişimlerinin yeryüzeyi üzerinde haritalanması işlemi yapılacaktır. Ayrıca, b değerleri değişimi kırılan fay segmentleri boyunca derinlik boyutunda da haritalanarak yorumlanmaya çalışılacaktır. Elde edilen tüm parametreler birlikte tartışılacak, depremlerin genel davranışları ile tektonik yapılar arasındaki ilişkiler irdelenecek ve elde edilen sonuçlar deprem tehlikesi açısından değerlendirilmeye çalışılacaktır.

2. GENEL KISIMLAR

2.1. ANA DEPREM OLUŞUMLARI VE ARTÇI DEPREM ÖRNEKLERİ

Artçı deprem (şok) bir deprem grubu içerisinde magnitüdü ana şoka (depreme) nazaran daha küçük olup, ana şoktan sonra meydana gelen sarsıntılar olarak isimlendirilir. Esas olarak fayın hareketini sağlayan, yer değiştirmeyi meydana getiren bir ana deprem vardır. Büyük bir deprem meydana geldikten sonra bütün bölgedeki gerilme sisteminde bir çalkantı olur. Ana şokla birlikte boşalan enerji fayın uçlarına doğru dağılım gösterir. Bazı yerlerde gerilme yükselir ve gerilmenin yükseldiği bu alanlarda artçı şoklar meydana gelir. Bir artçı şok tanımı yapabilmek için; artçı şokun ana şokla oluşan yüzey kırığının uzunluğunda olması veya alternatif olarak önceki artçı şok aktivitesine dayandırılmış bir artçı şok zonunda bulunması gerekir. İkinci bir düşünce olarak; artçı şok bölgesi normal sismik aktivite seviyesine döndüğünde belirlenen alan içerisinde olmalıdır. Bu iki kriter oldukça zayıf tanımlanmış sınırlara sahiptir. Bir ana şokun meydana getirdiği artçı şok bölgesi, diğer ana şokun artçı şok bölgesi üzerine kısmen kaplayabilir. Dolayısıyla, diğer olaylar zamanla değişen bir artçı şok bölgesine neden olabilir veya olduğundan daha fazla bir alana ulaşabilir. Ayrıca, bir bölge için normal sismik etkinlik düzeyinin tanımlanması zor olabilir. Bu da, artçı şok dizilerini tanımlamayı güç hale getirir. Artçı şok dizileri için kullanılacak zaman aralığının seçimi de sonuçların doğruluğu açısından oldukça önemlidir. Artçı şok alanı olarak ana şokla oluşan yüzey kırığı uzunluğu ve kaynak bölgesinin yakın civarı seçilir. Bir çok araştırmacı (Savage ve Meyer 1985; Warren ve diğ., 1985; Enescu ve Ito, 2002) ana şok oluşumundan itibaren 1 günden başlayarak 5 aya kadar varan artçı şok dizilerini çalışmışlardır. Artçı şok oluşumları, deprem fayı üzerinde ana şokla oluşan kopmayı takiben ikincil bir gerilme dağılımına neden olur. Artçı şoklar, ana şok atımı boyunca kaynak bölgesinin yakın civarında veya çoğunlukla dışında olur. Artçı şokların bölgesel dağılımı, ya maksimum yer değiştirme bölgesinin dışında devamlı bir hareketi yada ana şok kırık sınırını çevreleyen alandaki yardımcı fayların hareketini yansıtır (Mendoza ve Hartzell, 1988). Büyük bir depremi takiben genellikle ana şok episantrı civarında çok

sayıda artçı şok gözlenir. Artçı şok oluşumlarının doğal mekanizması iyi bilinmemesine rağmen, büyük depremlerle oluşan kırıklar, karmaşık artçı şok oluşumlarıyla sonuçlanan bölgesel gerilme alanları, fay bölgesindeki malzemenin fiziksel özelliklerinin ve deprem mekanizmasının anlaşılmasına olanak sağlar. Bazı durumlarda bu artçı şoklar, var olan yardımcı faylar üzerindeki ikincil deformasyonlardan da kaynaklanabilir (King ve diğ., 1985; Savage ve Meyer, 1985). Önceki çalışmalardan (Aki, 1979) artçı şokların, gerilme seviyesinin büyük ana şok faylanmasını takip ettiği bölgelerde olduğu sonucuna varılmıştır. Artçı şok faylanmasının bu özelliği, ana şok kırılmasını takiben gerilme değişimlerinin çalışılmasında önemli bir bulgudur. Artçı şok yerleri ve faylanma mekanizmaları depremi takiben, en büyük moment dağılım bölgesinde muntazam bir gerilme dağılımı ile ilişkilidir. Artçı şoklar genellikle ana şok atımının büyük olduğu yerlerde değil, maksimum yer değiştirme bölgesi civarında dağılım gösterirler. Kisslinger (1996), artçı şokları; ana şok kırık bölgesi boyunca yerleşmiş olanlar ve ana şok episantrına yakın bölgelerde veya herhangi bir yerde yerleşmiş olanlar olmak üzere üç sınıfta toplanmıştır. Eğer, artçı şoklar ana şok bölgesi civarında olmasaydı, o zaman bu mekanizmalar artçı şok aktivitesinin ya deprem fayı üzerindeki kırığın uzanımından ya da ana faya paralel yüzeyler boyunca fay blokları civarındaki yardımcı faylanmalardan kaynaklandığını gösterirdi. Çalışmalar göstermektedir ki, artçı şok oluşumları deprem kaynak bölgesini belirleme de yardımcı olabilir, fakat tüm düşük artçı şok aktivite bölgeleri ana şok atım bölgesi ile ilişkili olmayabilir (Reasenber ve Ellsworth, 1982).

Deprem odak bölgesinin heterojen olmasından kaynaklanan, büyük bir miktardaki artık enerji artçı şoklarla ortaya çıkar (Tsapanos, 1992; Tsapanos ve diğ., 1994). Artçı şok dizileri deprem özellikleri ve fay zonundaki malzemenin fiziksel özellikleri hakkında önemli bilgi kaynaklarıdır (Utsu, 1961; Mogi, 1969; Scholz, 1968; Frohlich, 1987). Tektonik oluşumlar ve fay türleri, artçı şok dizilerinin davranışlarını kontrol edebilen yüzey fayı özelliklerinden farklı diğer faktörlerdir (Kisslinger ve Jones, 1991). Artçı şokların bölgesel dağılımı, toplam sayısı ve dizilerin zamanla sayılarında gözlenen azalimler kullanışlı bilgiler sağlayabilen dizi karakteristikleridir. Artçı şokların sayısı diziyi karakterize eder çünkü, bu sayı tektonik yapıyla ilişkilidir ve basit olarak yapıyı belirler. Artçı şok dizilerinin devamlılığının yanında, sayıları da sismojenik fayın yapısına, odak derinliğine ve faydaki gerilme dağılımına oldukça bağlıdır

(Drakatos ve Latoussakis, 2001). Artçı şok dizilerinin bölgesel dağılımlarının detaylı çalışmaları, tek yönlü kırılmalar olması durumunda artçı şok aktivitesinin nispeten ana şok oluşumundan sonra büyüdüğüne işaret eder ki en büyük artçı şoklar burada meydana gelir. İki yönlü kırılmalar olması durumunda ise, artçı şok aktivitesi fayın her iki ucuna ulaşır ve bu sonlardan birinde en büyük artçı şok meydana gelir.

2.2. b ve p DEĞERLERİNİN TEKTONİK ÖNEMİ

Artçı şok etkinliğini tanımlayan iki temel ilişki mevcuttur. Birincisi, depremlerin oluş sayısı büyüklük dağılımını tanımlayan “Gutenberg-Richter” ilişkisi, ikincisi de artçı şok aktivitesinin zamanla azalma oranını ifade eden “Omori” yasasıdır. Depremsellik çalışmalarında kullanılan frekans-magnitüd bağıntısı (Gutenberg-Richter ilişkisi) deprem istatistiğinin de temel bağıntılarından birisidir. Magnitüd-deprem sayısı ilişkilerinden elde edilen b değeri deprem oluşumunun fiziği ile ilgili olduğundan depremlerin istatistiksel analizinde önemli bir parametre olarak kullanılmaktadır (Mogi, 1962a; Scholz, 1968; Alptekin, 1978).

Guo ve Ogata (1997), b değerinin 0,7-1,3 arasında değiştiğini belirtmişlerdir. Yeryüzündeki sismik olarak aktif bölgelerin çoğu için $b=1$ olarak kabul edilir (Frohlich ve Davis, 1993). Bunun yanında hesaplanan b değeri haritalarına bakıldığında bu değerden saptığı görülür. Yapılan çalışmalarla b değerinin değişmesine neden olan faktörler açıklanmaya çalışılmıştır. Standart b değeri eğrisi $b=1$ 'in değişimine neden olan iki fiziksel parametre gerilim ve heterojenlik olarak bulunmuştur. Buna göre malzeme heterojenliğindeki ya da çatlak yoğunluğundaki bir artış b değerini arttırırken (Mogi, 1962b), uygulanan makaslama gerilimindeki bir artış (Scholz, 1968; Urbancic ve diğ., 1992), ya da etkin gerilimdeki bir artış (Wyss, 1973), b değerini azaltır. Bunun yanında termal gradyentindeki bir artış b değerindeki bir artışa neden olabilir (Warren ve Latham, 1970). Volkanik bölgelerde, yüksek b değerleri mağma odaları yakınlarında ve fazla çatlaklı hacimlerde gözlenmiştir (Wiemer ve McNutt, 1997; Wiemer ve diğ., 1998; Wyss ve diğ., 1997). Doğrultu atımlı fay zonlarında daha derinlerdeki gerilim artışına bağlı olarak b değeri derinlikle azalır (Mori ve Abercrombie, 1997; Wiemer ve Wyss, 1997). Fayların krip (creep) kısımlarında yüksek

b değerleri gözlenirken (Amelung ve King, 1997; Wiemer ve Wyss, 1997), fayların pürüz (asperite) kısımlarında düşük bir b değeri ($b < 0.6$) gözlenmiştir (Wiemer ve Wyss, 1997).

Sismololoji araştırmalarında geniş ölçüde kabul edilen iki görüş pürüz (asperite) modeli ve frekans –magnitüd dağılımı modelidir (Wiemer ve Wyss, 1997).

Pürüzler (asperiteler), fay düzlemi üzerinde deprem aktivitesi gözlenmeyen ancak enerji birikimi sağlayan ve fayın kırılmasıyla bir defada yırtılarak yüksek atım değerleri gösteren bölgeler olarak adlandırılır (Miyamura ve diğ., 1964; Wyss ve Brune, 1967; Lay ve Kanamori, 1981). Pürüzler deprem sırasındaki yüksek frekanslı yıkıcı dalgaların da belli başlı kaynağını oluşturur ve bu açıdan sismik tehlike analizi çalışmalarında önem arzederler. Pürüz bölgeleri, fayın ortalama kayma miktarını arttıracaağı için sonuçta açığa çıkan sismik moment değerine en büyük katkıyı sağlayan bölgelerdir. San Jacinto-Elsinore fay hattı üzerinde yapılan çalışmaya göre, b değerlerinin fay hattı boyunca pürüzlerdeki gerilme birikimine göre değişiklikler gösterdiği gözlenmiştir (Wyss ve diğ., 2000). Olabilecek bir depremin büyüklüğünü, yerin mekanik yapısıyla ilişkili olan gerilme artışı belirler. Genelde gerilmenin arttığı alanlara, yerin mekanik davranışı ile ilgili olarak gevrek (brittle) fakat malzeme dayanımı açısından nispeten sağlam olduğu alanlara pürüz (asperite) alanları denir. Gerilme birikiminin büyük olduğu pürüz alanlarında küçük b değerleri gözlenir ve beklenen deprem büyüktür. Krip alanları olarak tanımlanan bölgelerde ise malzeme mekanik olarak esnek (ductile) bir davranış gösterir. Gerilme birikiminin düşük olduğu büyük b değeri gözlenen krip alanlarında gözlenen ve beklenecek depremler çok küçüktür (Öncel, 2000). Nitekim, pürüz bölgeleri incelendiğinde b katsayısı değerlerinin düşük çıktığı ($b < 0.6$) görülmüştür (Wiemer ve Wyss, 1997). Gerilme birikiminin düşük olduğu fayların krip kısımlarında ise yüksek b değerleri ($b > 1.3$) gözlenmiştir (Amelung ve King, 1997; Wiemer ve Wyss, 1997). Fay zonlarındaki karmaşık bölgelerde b değerleri küçüktür (Amelung ve King, 1997; Wiemer ve Wyss, 1997). Bu bölgeler atımın kaybolduğu veya nasıl davrandığı bilinmeyen, çatallaşmaların görüldüğü yerler olarak açıklanabilir (Wyss, ve diğ., 2000). Wiemer ve Katsumata (1999)' nin yaptığı çalışmada artçı sarsıntı b katsayısı değerleri ile ana şok sırasında oluşan kırılma boyunca gözlenen atımlar

arasında doğrusal bir ilişki saptanmıştır. Bu ilişkiye göre atım miktarının azaldığı yerlerde, düşük b değerleri bulunur.

Pürüzlerin yerlerini belirlemek ve karakteristiklerini anlamak için çok sayıda çalışma yapılmıştır (Lay ve diğ., 1982; Aki, 1984; Christensen ve Beck, 1994; Wiemer ve Wyss, 1997).

Wiemer ve Wyss (1997) yaptıkları çalışmada oldukça gerilim (stress) yüklü asperitelerin anormal olarak düşük b değerlerinin haritalanmasıyla tanımlanabileceğini ileri sürmüşlerdir. Californiya'daki iki fay segmenti, San Andreas fayının Parkfield segmenti ve Calaveras fayının Morgan Hill segmenti üzerinde, yaptıkları çalışmada 1966 Parkfield (M=6.0) deprem kırığındaki asperitenin $b=0.46$ olarak ve 1984 Morgan Hill (M=6.2) kırığındaki pürüzü de $b=0.5$ olarak tanımlamışlardır. İleri sürdükleri görüşe göre depremsellik parametreleri a ve b üzerinde temellendirilen tahmini tekrarlanma zamanı (T_r), maksimum depremin tahmin edildiği tüm bir kırık bölgesindeki değerlerin yerine sadece pürüzdeki değerlerden hesaplanmalıdır. Faylar üzerindeki güçlü (strong) kısımlar kırığın zamanını kontrol ederler çünkü bu kısımlar bir pürüz kırığı olduğunda pasif olarak kayan fay zonunun sakin kısımlarına göre daha fazla gerilim (stress) biriktirebilirler. Sonuç olarak T_r (tekrarlanma zamanı) hakkında pasif fay segmentlerinden değil sadece fayların pürüz kısımlarından yararlanılacağı sonucuna ulaşmışlardır.

Öncel ve Wyss (2000)'in Marmara Bölgesi'ndeki büyük depremlerin gelişebileceği potansiyel alanların yani asperitelerin belirlenmesine yönelik çalışmasında gerilme (b değeri) ve deprem etkinliği (a değeri) değişimleriyle ilgili parametrelerden hareketle, 17 Ağustos depremine ($M_w=7.4$) denk büyüklükte bir depremin Marmara Bölgesi'nin hangi alanlarında meydana gelebileceğini araştırmışlardır. Bu araştırmada tekrarlanma (T_r) parametresinden yararlanılmıştır. Marmara Bölgesi'nde büyük depremlerin oluşabileceği alanlar, düşük b ve a değerlerinden, tekrarlanma periyodu en küçük bir T_r anomali değerine karşılık gelen 4 bölge tanımlanmıştır.

Artçı şokların üstel olarak azalma oranını ifade eden “p” değeri ise, artçı şok dizisinin fiziksel oluşumu ile ilgilidir (Kisslinger, 1996). Olsson (1999), p değerinin 0.5-1.8 arasında değişim gösterdiğini belirtmiştir. Liu (1986) 1.0’dan küçük p değerlerinin normal artçı şoklar için geçerli olduğunu ve büyük bir ana şoku izleyen artçı şok dizilerinin $p=1.0$ ’dan daha büyük değerler aldığını göstermiştir. p değeri değişimi kabuksal heterojenite, gerilme ve kabuktaki sıcaklıkla ilişkili olabilir (Mogi, 1962a; Kisslinger ve Jones, 1991). Tsapanos (1992) ve Wiemer ve Katsumata (1999) yaptıkları çalışmalarda, tektonik özellikler ve ısı akısının p değeri değişimini etkilediğini, kırık mekanizmasına bağlı olarak p değerlerinin değişebileceğini ve yüksek p değerlerinin bölgedeki ısı akısından kaynaklanabileceğini ifade etmişlerdir. Hirata (1987), büyük bir p değerinin daha hızlı, düşük bir p değerinin ise daha yavaş bir artçı şok azalım oranını gösterdiğini belirtmiştir.

Wiemer ve Katsumata (1999) 4 artçı şok bölgesi için Landers, Northridge, Morgan Hill ve Kobe artçı deprem serilerinde yaptıkları çalışmada artçı deprem risk değerlendirmesi için artçı sarsıntı serilerinin b ve p değerlerinin uzay ve zaman içindeki dağılımlarının ayrıntılı olarak çalışılmasının önemli olduğunu vurgulamıştır. b ve p parametrelerinin uzaysal dağılımı ana şok boyunca olan kayma dağılımı ile karşılaştırılırsa en büyük kayma serbestliğinin olduğu bölgeler yüksek b değerleri görülen bölgeler olarak gözlenmiştir. İleri sürdükleri hipoteze göre uygulanan makaslama gerilimi, çatlak yoğunluğu ve gözenek basıncı frekans-magnitüd dağılımını etkilerken deprem boyunca meydana gelen sürtünme ısısı bir artçı şok zonundaki p değeri dağılımını etkileyebilir.

2. 3. ÇALIŞMADA KULLANILAN ARTÇI DEPREM DİZİLERİ

Bu çalışmada kullanılan artçı deprem verileri 17 Ağustos 1999 İzmit depremine ait yaklaşık 3 aylık ana şokla birlikte 3046 adet artçı deprem ve 12 Kasım 1999 Düzce depremine ait 5 aylık 1810 adet artçı deprem verisi Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Sismoloji Laboratuvarı tarafından hazırlanan kataloglardan temin edilmiştir. Kalafat ve diğ., (2001) tarafından yapılan bu katalog çalışması 17 Ağustos 1999 İzmit (Gölcük-D.Marmara) ve yaklaşık olarak 3 ay sonra yine aynı bölgede meydana gelen 12 Kasım 1999 Düzce depremlerinin artçı deprem etkinliklerinin izlenmesi amacıyla yapılmıştır. Bu amaçla 17 Ağustos 1999 tarihinden

30 Aralık 2000 tarihine kadar olan zaman aralığında koordinatları 40-42° Kuzey enlemleri, 26-32° Doğu boylamları arasında kalan bölgenin deprem etkinliği, çalışma kapsamında incelenmiştir. Bu zaman diliminde bölgede toplam 5488 adet depremin parametreleri hesaplanmıştır. Kataloglar artçı şokların boylam, enlem, tarih, oluş zamanı, derinlik ve magnitüd bilgilerini içermektedir.

2.4. ÇALIŞILAN DEPREMLERİN ÖZELLİKLERİ, OLUŞTUKLARI BÖLGELERİN TEKTONİK VE SİSMOTEKTONİK YAPISI

2.4.1. Türkiye'nin Güncel Tektoniği ve Depremselliği

Türkiye ve yakın çevresi, Azor yarımadalarından başlayan ve uzakdoğuda Endonezya'ya kadar uzanan Alpin deprem kuşağının, Akdeniz bölgesindeki en aktif kısmını teşkil eder. Tektonik depremlerin oluşumu levha tektoniği ile açıklanabilmektedir. Türkiye ve yakın çevresinin sismotektoniği, Avrasya, Afrika ve Arap levhaları ve bunlar arasındaki Ege, Anadolu, Doğu Anadolu levhalarının göreceli hareketleriyle açıklanmaya çalışılmaktadır. Afrika ve Arap levhaları, Avrasya levhasına göre kuzeye doğru kaymaktadır (McKenzie 1972a, Alptekin 1973). Arabistan levhasının, Avrasya levhasına göre kuzey-kuzey batı yönünde yaklaşık 25 mm/yıl bir hızla hareket etmesi, Anadolu ve Doğu Anadolu levhalarının sırasıyla batı ve doğuya doğru kaçışlarına sebep olarak, kuzeyde Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), güneydoğuda Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) ve kuzeydoğuda Kuzey Doğu Anadolu Fay Zonu (KDAFZ) üzerinde doğrultu atımlı hareketlere neden olmaktadır (Ketin, 1948; McKenzie, 1972a; Alptekin, 1973; DeMets ve diğ., 1990).

Bugün Anadolu'da gözlediğimiz tüm genç ve etkin tektonik hareketler, kırık kuşakları ve deprem etkinliği 15 milyon yıl önce başlayan ve günümüzde de devam eden çarpışma mekanizmasının ürünüdür. Anadolu levhası bu fay kuşakları boyunca batıya doğru yanal kayma hareketlerine başlamıştır. Böylece Anadolu levhası bu sıkıştırmanın etkisi ile Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Doğu Anadolu Fay zonu üzerindeki kaymanın getirdiği kolaylıkla batıya doğru hareket etmektedir (Şengör, 1979).

Batıya doğru olan bu kaçış Ege'de Yunan makaslama kuşağının engellemesi ile D-B doğrultulu basınç ve bunun karşılanmasına yönelik K-G yönlü genişleme (extension) rejimini doğurmuştur. Anadolu Miyosen'den bu yana (12 milyon yıl) gelişen üç ana neotektonik bölgeye ayrılmıştır (Şengör, 1979).

- a) Doğu Anadolu Sıkışma Bölgesi
- b) Batı Anadolu Açılma Bölgesi (Ege Grabenler Bölgesi)
- c) Orta Anadolu Ovalar Bölgesi

Anadolu'da güncel deprem etkinliği yeni tektonik sürecin sonucu olarak meydana gelmiş kırık kuşaklarında meydana gelmektedir (Şekil 1.1).

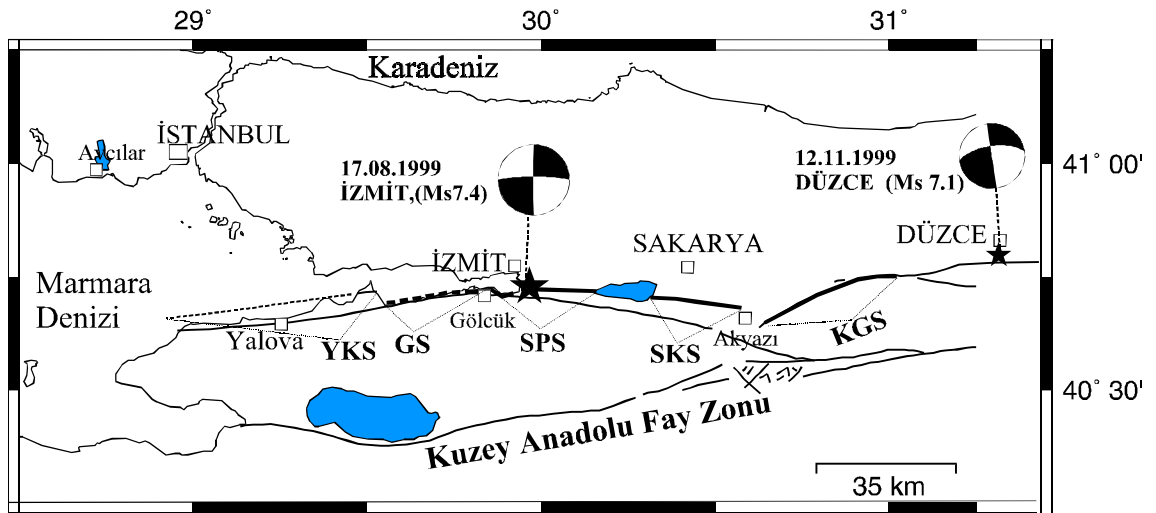
2. 4. 2. 17 Ağustos 1999 İzmit Depremi

17 Ağustos 1999 tarihinde İzmit körfezi ve civarında $M_d=6.7$ ($M_w=7.4$, $M_b=6.3$, $M_s=7.8$) büyüklüğünde yıkıcı bir deprem meydana gelmiştir. Deprem Kuzey Anadolu Fayı (KAF)'nın batıda Adapazarı'ndan sonra ikiye ayrılarak çatal yapan üstteki kuzey kolunda meydana gelmiştir ve depremin aletsel koordinatları 40.75° K- 29.86° D olarak kayıt edilmiştir (Kalafat ve diğ., 2001). Odak derinliği 17.1 km'dir (Ito ve diğ., 2002). Odak mekanizması çözümlerine bakıldığında; depremin sağ yönlü doğrultu atımlı fay karakterinde geliştiği gözlenmektedir. Bu çözümler de bölgede Kuzey Anadolu Fay (KAF) zonunun genel karakteristiğine uymaktadır.

KAF özellikleri çok net izlenebilen bir faydır. Üzerindeki önemli büyük depremlerin oluş düzeni ve batıya doğru göçü, 1939 Erzincan Depremi'nden sonra sistematik olarak gözlenmiş ve 1967 Mudurnu Suyu Vadisi Depremi ile bu göç batıya doğru devam etmiştir (Şekil 2.4). 1967 Mudurnu Suyu Vadisi Depremi'nden sonra bu bölgede 1999 yılına kadar büyük bir deprem olmaması KAF'nın bu bölümünde, gelecekte büyük bir depremin olabileceğini öngörmekteydi. Nitekim KAFZ'nda 1939 yılında başlayan Erzincan depremi ile "gerilme aktarımı" modeline göre depremlerin batıya göçü 17 Ağustos depremi ile devam etmiştir. 17 Ağustos depremi depremlerin batıya doğru göçünün yedincisidir (Stein ve diğ., 1997).

İzmit depremi sonucu oluşan yüzey kırığı üzerinde yapılan çalışmalardan Barka vd.'ne(2000) göre, yüzey kırığı toplam 145 km. uzunluğunda en büyük atımı 5m civarında (Gölcük'te ve Arifiye'de) ölçülmüş en az 5 segmentten oluşmaktadır. Bu segmentler Hersek, Karamürsel-Gölcük, İzmit-Sapanca Gölü, Sapanca-Akyazı ve Karadere segmentleri olarak adlandırılmıştır. Lettis vd.'ne (2000) göre, kırık uzunluğu 126 km., en büyük atımı 5.5m. ölçülmüş ve kırığın 4 segmentten (Gölcük, Sapanca, Sakarya ve Karadere segmentleri) oluştuğu belirtilmiştir. Demirtaş vd.'ne (2000b) göre de, kırık uzunluğu 120 km. olup en büyük atımı 4.5 m. olan en az 4 segmentten (Karamürsel-Gölcük, Gölcük-Sapanca, Sapanca-Akyazı ve Akyazı-Gölyaka segmentleri) oluşmaktadır.

Şekil 2.1'de 17 Ağustos 1999 İzmit depremi ile 12 Kasım 1999 Düzce depreminin ana şokları ile deprem fay segmentleri ve odak mekanizması çözümleri verilmiştir. YKS, GS, SPS, SKS ve KGS sırasıyla Yalova-Karamürsel, Gölcük, Sapanca, Sakarya ve Karadere-Gölyaka segmentlerini göstermektedir.



Şekil 2.1 : 17 Ağustos İzmit depremi ve 12 Kasım 1999 Düzce depremleri fay segmentleri ve odak mekanizması çözümleri.

Kalafat vd., (2001)'ne göre ise, deprem sonucu Gölcük-Sapanca Gölü, Sapanca Gölü-Akyazı, Akyazı-Gölyaka arasında KAF'nın üst kuzey kolu 3 parça halinde kırılmıştır. Arazide gözlenen yüzey kırığının toplam uzunluğu yaklaşık 110 km'dir. Kırılmanın batı ucu ise parçalar halinde Gölcük'ün batısından, Yalova Çınarcık'a kadar uzanmakta ve toplam uzunluğu ise yaklaşık 72 km civarındadır. Bu bölgede özellikle Hersek Burnu'nun batısından Yalova Çınarcık'a kadar oluşan yeni kırılma, basamaklı parçalar halinde genelde kıyı şeridine çok yakın ve paralel olarak uzanmıştır. Kırılan bu parçaların basamak yerlerinde artçı deprem aktivitesi yoğun olmuştur. Artçı depremler tüm yeni kırılma boyunca yoğun olarak devam etmiştir. Bu deprem sonucu artçı depremlerin dağılım alanı yaklaşık 210 km olmuştur. Deprem esnasında kırılmanın Gölcük yakınlarında (Yuvacık Mevkii-Köseköy) başlamış olduğu, iki tarafa da simetrik olarak hem batıya hem de doğuya doğru devam ettiği ve Sakarya'nın güneyinde (Arifiye; gözlenen maksimum net sağ yanal atım miktarı 4.40 m) maksimum enerjiye ulaştığı ve buradan da Gölyaka'ya devam ettiği düşünülmektedir. Genel olarak artçı depremler doğuda, Gölcük-Sapanca-Akyazı-Karadere-Gölyaka; batıda ise Gölcük-Yalova, Armutlu-İzmit körfezi ve Prens Adaları açıklarında yoğunlaşmıştır.

Öte yandan, oluşan yüzey kırığının karakteristik özelliklerine göre; Demirtaş vd. (2000b) tarafından bu depremin birden fazla şoktan oluştuğu ve en az iki olduğu, Tibi vd. (2001) tarafından kırık ilerlemesine göre telesismik kayıtlardan ana şok ve izleyen şoklar olmak üzere 3 şoktan oluştuğu ve Pınar ve diğ., (2000) tarafından benzer şekilde telesismik hacim dalgalarından 4 segmenti kıran 6 şoktan oluştuğu belirtilmiştir.

2. 4. 3. İzmit Bölgesi ve Civarının Sismotektonik Özellikleri

Marmara Bölgesi ve civarını etkileyen 17 Ağustos 1999 İzmit depremi, jeolojik açıdan Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun batı kesiminde meydana gelmiştir. Ege Anadolu levhasının kuzey sınırını oluşturan Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) doğuda Karlıova'dan başlayarak batıda Ege Denizi'ne kadar uzanmaktadır. KAF Zonunun Marmara Denizi ve Kuzey Ege Denizi'ndeki uzantılarıyla birlikte toplam uzunluğunun

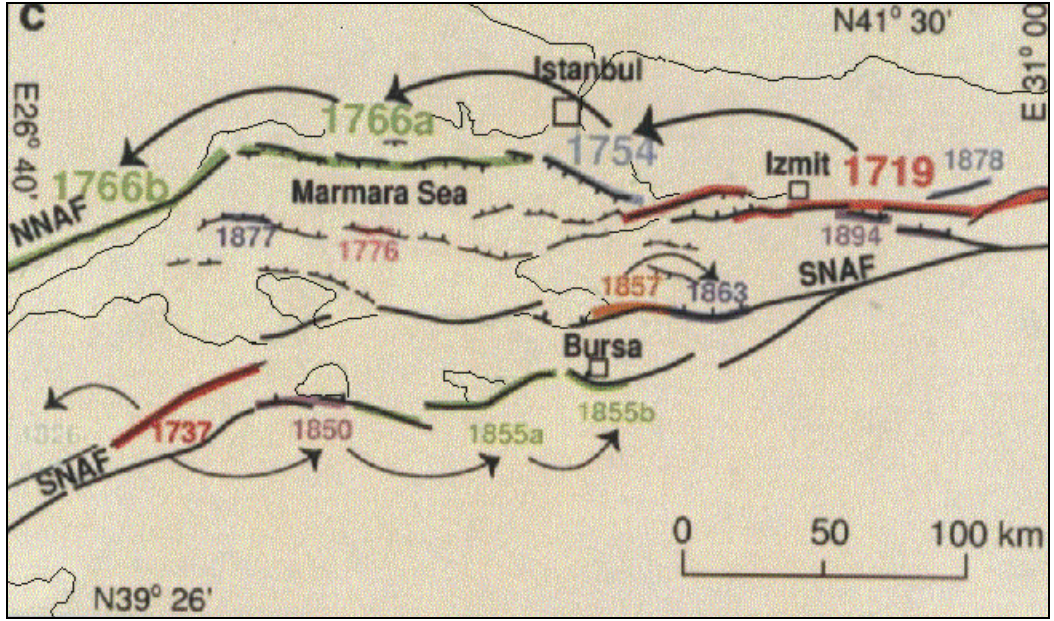
1500-1600 km'ye ulaştığı sanılmaktadır (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988). Fay, doğuda Doğu Anadolu Fayı ile kesiştiği Karlıova üçlü birleşim noktasından başlar, orta kesimi civarında dışa bükey bir kavis yaparak Mudurnu Vadisi segmentinin batı ucuna kadar devam eder. Mudurnu vadisi segmentinin batısında iki ana kola ayrılarak kuzeydeki kol Sapanca ve Armutlu Yarımadası'nın kuzeyini izler ve Marmara Denizi içinden Saros Körfezi boyunca uzanarak Ege Denizi içinde Korint Körfezi'ne doğru devam eder. Fay, Sapanca Gölü güneyi boyunca İzmit Körfezi'ne kadar çok belirgin olarak izlenebilmektedir. Sapanca-Gölcük arasında fayın uzunluğu 60 km'dir. Fay, Kuvaterner yaşlı birimleri denetleyerek bölgedeki tüm kayaçları kesmektedir. Fay, Gölcük-Karamürsel arasında kıyı hattına paralel olacak şekilde deniz içine uzanmaktadır (Demirtaş, 2000a).

Bu bölgede özellikle Adapazarı'nın batısından itibaren Marmara Bölgesi'nde fay zonu, doğudaki belirgin morfolojisini ve tek ana fay çizgisi görünümünü kaybederek dallanma özelliği gösterir. Son yıllarda elde edilen jeofiziksel ve jeolojik bulguların ışığında, Marmara Denizi ve çevresinde tahmin edilenden oldukça fazla kırık zonlarının varlığı gözlenmiştir (McKenzie, 1972b; Taymaz ve diğ. 1991; Taymaz 1995; Smith ve diğ. 1995; LePichon, 1999; Okay ve diğ. 1999).

Marmara Denizi içerisinde Kuzey Anadolu Fayı'nın davranışı ve geometrisi karasal bölgelerde gözleendiği gibi açık değildir. Anadolu levhasının batıya doğru hareketi Marmara Denizi içerisindeki bir takım kırık sistemleri boyunca oldukça karmaşık bir mekanizma ile Kuzey Ege'ye iletilmektedir. 31° Doğu boylamının batısında, Kuzey Anadolu çizgiselliğini, birbirine paralel doğrultuda sıralanan bir fay sistemine bırakmaktadır. Bu sağ yönlü kırık zonları, Marmara Denizi ve çevresinde gözlenen "sismik aktivite"nin kaynağını oluşturmaktadırlar. Bölgede gözlenen deformasyonlar (depremler), bu kırık zonlarında gerek doğrultu-atımlı faylar (yanal yönlü hareketler) gerekse normal faylar (açılma hareketleri) boyunca oluşmaktadır (Taymaz, 1999). Yapılan GPS modellemesi sonuçları göstermektedir ki Marmara Bölgesi içindeki KAFZ'nun kuzey kolunun 24 mm/yıllık yer değiştirme hızına, güney kolunun ise 6 mm/yıllık bir yer değiştirme hızına sahip olduğuna işaret etmektedir (Maeda vd., 2002, McClusky vd., 2000).

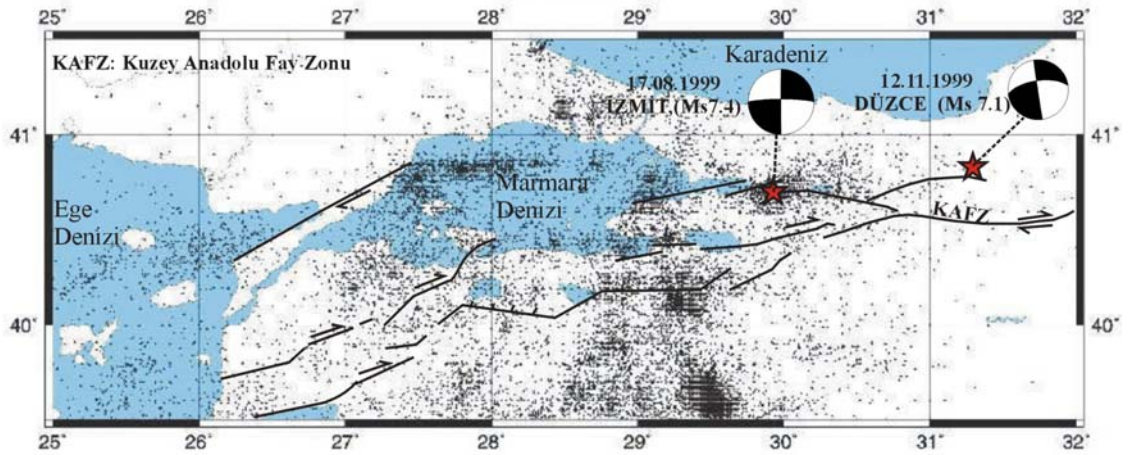
Türkiye’de meydana gelen önemli oranda can ve mal kaybına neden olan depremlerin büyük bir kısmının KAF Zonuna bağlı olarak geliştiği gözlenmiştir. KAF Zonundaki depremlerin zaman içerisindeki dağılımlarına bakıldığında aktivitenin fayın orta kısımlarından başladığı ve sonra batı ve doğu uçlarına ilerlediği görülmektedir. Kuzey Anadolu Fayı’nın orta kesimleri ile doğu ve batı uçları, paleosismolojik olarak oldukça belirgin farklılıklar göstermektedir. Bu yüzden fayın bu farklı kesimleri, farklı davranışlar sunmaktadır. Fayın bu farklı kesimlerinde farklı davranışlar göstermesini denetleyen birtakım faktörler bulunmaktadır. Bu faktörler fayın o kısımlarındaki jeolojik, yapısal, geometrik ve mekanik özellikleriyle ilgilidir. Ayrıca bu özellikler, fay segmentlerinin başlangıç ve bitiş noktalarını denetlemektedir. Bu faktörler, üst kabuk-alt kabuk geçişi arasındaki pürüz (asperities) ve engel (barries) modellemesi ile açıklanmaktadır (Aki 1984). Bu pürüz ve engellerin büyüklükleri, hem deprem büyüklüklerini hem de bu bölgedeki deprem tekrarlanmalarını kontrol etmektedir.

Tarihsel dönemde Marmara Bölgesi ve civarı çok sayıda hasar yapıcı depremlerden etkilenmiştir (Ambrasseys, 1988; Ambrasseys ve Finkel, 1991; Ambrasseys ve Jackson, 1998). Bu depremler arasında 1719, 1754, 1878, ve 1894 depremleri İzmit Körfez bölgesi ve civarında meydana gelmiştir (Ambrasseys ve Finkel, 1991)(Şekil 2.2). Kuzey Anadolu Fayının Hendek, Abant, Gerede, Düzce, Kurşunlu ve Mudurnu segmentlerine bakıldığında hasar yapıcı depremlerin meydana geldiği görülür. Bunlardan bazıları 1943 Hendek ($M=6.3$), 1944 Gerede ($M_S=7.3$), 1951 Kurşunlu ($M_S=6.7$), 1957 Abant ($M_S=7.0$) ve 1967 Mudurnu ($M_S=7.1$) depremleridir.



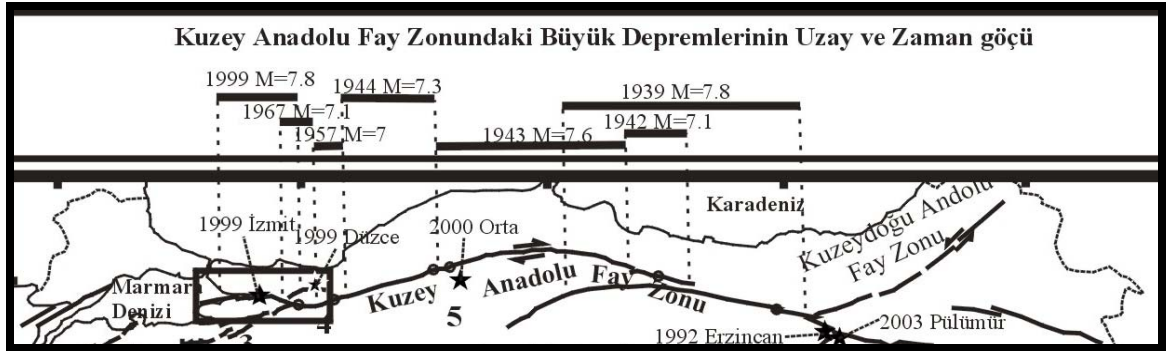
Şekil 2.2: Marmara bölgesi ve civarında meydana gelen tarihsel depremler (Hubert-Ferrari vd., 2000'den derlenmiştir).

Şekil 2.3, 1900-16.08.1999 tarihleri arasındaki Marmara Bölgesi'nde oluşan $M > 2.5$ olan depremlerin episantr dağılımı ve 17.08.1999 İzmit ve 12 Kasım 1999 Düzce depremlerinin odak mekanizmaları gösterilmektedir.



Şekil 2.3: 1900- 16.08.1999 tarihleri arasındaki Türkiye'nin kuzey batısındaki deprem etkinliğini ($M > 2.5$) ve 1999 İzmit ve Düzce depremlerinin odak mekanizmalarını gösteren şekil.

KAFZ'nun deprenselliğiyle ilgili tartışılan konulardan birisi de depremlerin odak göçleridir. Birçok araştırmacı özellikle 26 Aralık 1939 Erzincan depreminden sonra depremlerin odaklarının batıya doğru göç ettiğini savunmuşlardır (Ambraseys, 1970; Dewey, 1976; Toksöz ve diğ., 1979; Ikeda ve diğ., 1991)(Şekil 2.4). Bu depremlerde doğudan batıya doğru birbirini izleyen toplam 900 km uzunlukta yüzey faylanması oluşmuş ve her deprem, batısında kalan segmentleri tetikleyerek izleyen depremlerin hazırlayıcısı olmuştur (Ambraseys, 1970; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Barka, 1992; 1996). 1967 Mudurnu Vadisi depremi, 1999 depremleri öncesinde bu deprem serisi içinde fayın batısında gerçekleşen en son depremdir ve buna ilişkin yüzey kırıkları Sakarya ovası güneyine kadar ulaşmıştır (Ambraseys ve Zatopek, 1969). Özellikle bu deprem göçü esnasında fay zonunda Varto'nun doğusunda ve Adapazarı yakınlarında kırılmayan bölümlerinin sismik boşluk oluşturdukları ve potansiyel deprem bölgelerini gösterdiği ifade edilmiştir (Toksöz ve diğ., 1979). 17 Ağustos 1999 İzmit depremi, KAFZ'nda izlenen deprem göçünün devamı niteliğindedir. Depremin ana şoku 1967 depremi yüzey kırığının batısında yer almıştır.

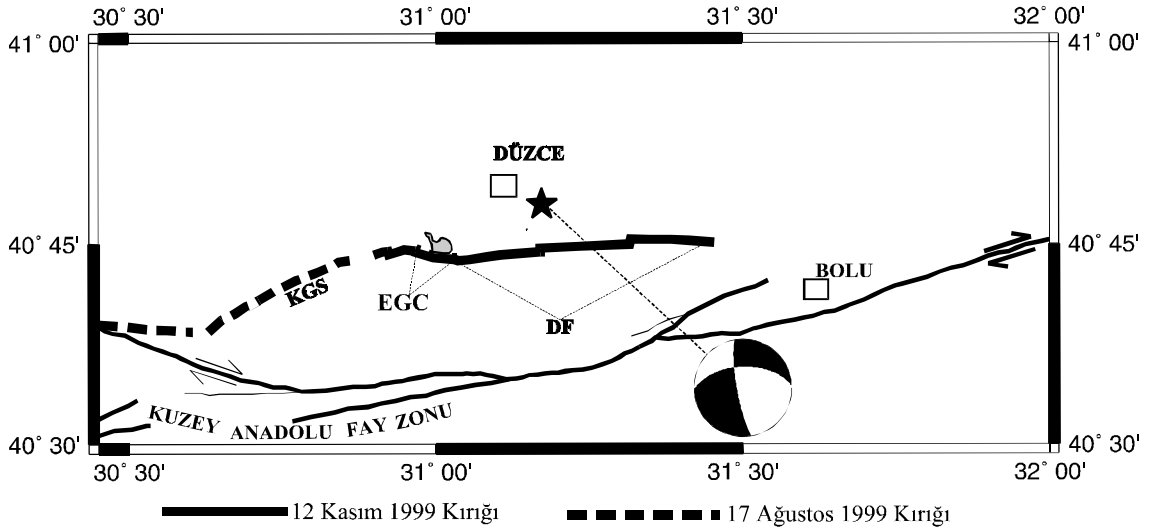


Şekil 2.4: Kuzey Anadolu Fay Zonundaki depremlerin uzak ve zaman göçünü gösteren şekil (Barka, 1996; Barka, A. ve Kadinsky-Cade, K. 1988'den derlenmiştir).

2. 4. 4. 12 Kasım 1999 Düzce Depremi

Kuzey Anadolu Fay Zonu üzerinde bulunan ve geçmişte büyük depremlere maruz kalmış olan Türkiye'nin Bolu bölgesinde, 17 Ağustos 1999 İzmit Depremi'nden yaklaşık üç ay sonra, 12 Kasım 1999 tarihinde Düzce ilçesinin 8 km güneydoğusunda, büyüklüğü $M_d=6.5$ ($M_W=7.2$, $M_b=6.3$, $M_S=7.5$) olan yıkıcı bir deprem meydana gelmiştir. Depremin koordinatları 40.76° K ve 31.16° D olarak belirlenmiştir (Kalafat vd., 2001). 12 Kasım 1999 Düzce depremi, 17 Ağustos Marmara depreminde kırılan fayın doğu ucundaki Akyazı-Gölyaka parçasının, Düzce fayı olarak bilinen daha doğuda devam eden parçayı tetiklemesi ve gerilme yüklemesi sonucu oluşmuştur. Düzce depremi ile yaklaşık 40 km'lik bir yeni kırılma olmuştur (Şekil 2.5).

Odak mekanizması çözümlerine bakıldığında, faylanmanın çok az miktarda eğim bileşenine sahip olmasına rağmen, hakim olarak sağ yönlü doğrultu atımlı fay karakterinde geliştiği ve bu çözümlerinde arazide gözlenen yüzey kırığı ile ve Kuzey Anadolu Fay Zonunun bölgedeki genel karakteristiği ile uyduğu gözlenmiştir (Kalafat ve diğ., 2001). McKenzie (1972b) ve Canitez ve Üçer (1967) tarafından derlenen ve bölgede 1943'ten bu yana meydana gelmiş depremlerin fay düzlemi çözümleri, en büyük depremlerin özellikle normal bileşeni olmayan, ya da çok küçük bir normal bileşene sahip sağ yönlü doğrultu atımlı faylanmaya bağlı olarak meydana geldiklerini göstermektedir.



Şekil 2.5: 12 Kasım 1999 Düzce depreminin yüzey kırığını ve odak mekanizmasını gösteren şekil (Utkucu ve diğ., 2003a).

Deprem sonucu Aksu yakınlarından başlayan yeni kırılma, Gölyaka'nın güneydoğusundan Eften Gölü istikametini takip ederek genel de D-B doğrultusunda, yer yer 80-110° azimut doğrultusunda Düzce ovasının batı ucundan, güney-güneydoğu istikametinde Kaynaşlı'ya, Asarsu Deresi'nin kuzeybatı istikameti doğrultusunda devam etmiştir. Kırılma en doğuda Bolu Tüneli viyadüklerini de geçerek Bolu Dağları'nda Asarsuyu'nun kuzeydoğusunda sonlanmıştır. Genelde arazide gözlenen yüzey kırığı Düzce ovasının güneyini takip eden dağ yamaçlarında net ve kesiksiz olarak izlenmiştir. Kırık hattı boyunca çeşitli yerlerde sağ yanal atım ve düşey atım değerleri gözlenmiştir. Atım miktarlarının 1.5-4.0 m arasında değiştiği ve maksimum yanal atımın kırığın orta kesiminde (4.0-4.5m), düşey atımın ise kırığın batı kesiminde Eften gölü yakınlarında (4m) olduğu gözlenmiştir.

Düzce depreminde kırılma genelde birbirine paralel ve sıçrama yapan birçok parça boyunca olup, önemli düşey atım ve sağ yanal doğrultu atım özelliği taşıyan oblik bir faylanma sonucu meydana gelmiştir. Artçı depremlerin dağılımı, yeni kırılan tüm hat boyunca olduğu gözlenmiştir.

2. 4. 5. Düzce ve Civarının Sismotektonik Özellikleri

Kuzeyde Asya-Avrupa Levhası ile güneyde Anadolu Levhasını birbirinden ayıran Kuzey Anadolu Fayı, yaklaşık uzunluğu 1500 km olan doğrultu atımlı bir fay sistemi olup ülkemizin en önemli tektonik yapılarından biridir. Düzce ve Bolu havzası bu fay üzerinde bulunmaktadır. Kıtasal çarpışma ve Anadolu plakasının oluşumunun ilk aşaması sırasında deformasyon, Miyosen sırasında Kuzey Anadolu Fay'ından sonra sağ yönlü doğrultu atımlı faylanma şeklinde gelişmiştir. Bu hareket halen aktif olup, günümüzde de bölgenin deformasyonu devam etmektedir. Düzce-Bolu bölgesi, KAF'na çok yakın bir konumdadır. Türkiye'nin doğusunda Karlıova'dan başlayan KAF, dar bir koridor şeklinde iken, Bolu'nun batısında (Dokurcun Vadisi) iki ana kola ayrılmakta ve bu kollar Marmara Denizi'ne uzanmaktadır. Fay zonunun bu bölgedeki genişliği 40 km'ye ulaşmaktadır. KAF, Bolu'nun batısında iki kola ayrılmıştır. Güneydeki kol ise Dokurcun'un batısında tekrar iki kola ayrılmıştır. Kuzey koldaki fay Düzce Fayı olarak isimlendirilmiştir. 17 Ağustos ve 12 Kasım 1999 depremlerinin bu zon üzerinde meydana gelmesi aktivitenin devam ettiğinin bir göstergesidir. Düzce havzasına en yakın olan ve deprem potansiyeli taşıyan aktif faylar, Düzce, Hendek ve Çilimli faylarıdır. Bu faylardan Düzce ve Hendek fayları aktif fay karakterindedir. Çilimli fayı ise olası aktif faydır(MTA, AU.,1999).

Düzce-Bolu bölgesinin depremselliği Gençoğlu ve diğ., (1991) ve Neugebauer ve diğ., (1997) tarafından çalışılmıştır. 2000 yılı aşkın bir süreden beri çok sayıda tahrip edici deprem KAF'nın ana kolu üzerinde meydana gelmekle birlikte, bazı depremler fayın yakın kolları üzerinde de yer almıştır. Depremlerin 1939 Erzincan depremini izleyen dönemde genellikle batıya doğru göç ettiği ve bunun bir sonucu olarak ta 17 Ağustos İzmit Depreminin meydana geldiği şeklinde görüş yaygın olarak benimsenmiştir (Barka, 1997; Stein vd., 1997). Toda ve diğ., (1999), Stein ve diğ., (1997) tarafından önerilen yöntemi kullanarak, 17 Ağustos 1999 İzmit Depremi'nin neden olduğu gerilim koşulunu hesaplamışlar ve Düzce- Bolu Depremi'nin İzmit Depremi'nin neden olduğu gerilimin bir sonucu olduğunu ifade etmişlerdir.

12 Kasım Düzce depremi, Düzce Fayı'nın hareketi sonucu oluşmuştur. Bu fay Akyazı ile Bolu dağı tüneli arasında D-B yönünde yaklaşık 73 km uzunluğundadır. 12 Kasım 1999 Düzce depremi ile oluşan yüzey kırığı değişik araştırmacılar tarafından farklı ölçülmüştür. Yüzey kırığı uzunluğu genel hatlarıyla 30-45 km arasında değişmektedir. Düzce depreminden sonra ,batıda Eften Gölü'nden başlayan ve doğuda Bakacak köyüne (Kaynaşlı) kadar uzanan yaklaşık 40 km uzunluğunda ve maksimum atımı 4-5 m ölçülen sağ yönlü doğrultu atım gösteren bir yüzey kırığı oluşmuştur (Akyüz ve diğ., 2000; Demirtaş ve diğ., 2000c). Yüzey kırığında maksimum atım Dağdibi köyü yakınlarında Demirtaş ve diğ., (2000c) tarafından 4m, Akyüz ve diğ., (2000) tarafından ise 5m olarak ölçülmüştür. Bu noktadan doğuya ve batıya doğru atım miktarı azalarak sifıra düşmektedir. Nurlu'ya (2000) göre fay zonu üzerinde depremler birlikte Eften Gölü'nün batısı ile Bolu ilinin kuzey kesimleri arasında yaklaşık uzunluğu 45 km olan ve genelde DB doğrultusunda gözlenen yüzey kırığı da saptanmıştır.

3. MALZEME VE YÖNTEM

3.1. DEPREMLERİN İSTATİSTİKSEL ANALİZİ

Yerküre üzerindeki birçok bölgenin depremselliği pek çok sayıda sismoloğun yıllardan beri uğraşısı olmuştur. Depremsellik kelimesi literatürde geniş ölçüde kullanılmakla birlikte genel olarak depremlerin zaman ve uzaydaki dağılımları ile ilgili olarak kullanılmıştır. Bir bölge için gelecekte beklenen sismik etkinliğin büyüklüğü, ivmesi, süresi ve frekansı gibi özellikleri olasılık analizi yapılarak tahmin edilebilir. Bu amaçla belirlenen bölge içerisinde inceleme alanının depremselliğine yönelik istatistiksel çalışmalar yapılır. Farklı tektonik özelliklerdeki bölgelerin depremsellikleri birbirlerinden farklıdır. Bu fark depremlerin istatistiğininde etkiler. Depremlerin oluşma sayısı ile magnitüdüleri arasındaki ilişki deprem istatistiğinin de temel bağıntısıdır. Magnitüdün bir fonksiyonu olarak depremlerin oluş frekanslarını belirlemekte geniş ölçüde kullanılan bağıntı Gutenberg-Richter (1954) bağıntısıdır. Gutenberg-Richter bağıntısından yararlanarak seçilen bir bölge için inceleme alanı içerisinde meydana gelmiş ve beklenen depremlerden, maksimum magnitüdü depremin, belli bir zaman aralığı içinde yinelenme olasılığı bulunarak sismik tehlike analizleri yapılır.

Gutenberg-Richter bağıntısındaki b değeri deprem oluşumunun fiziği ile ilgili görüldüğünden (Mogi 1962a; Scholz, 1968) depremlerin istatistik analizinde önemli bir parametre olarak görülür. b değerinin tektonizmaya ve depremselliğe bağlı olarak değişim gösterdiği ifade edilmiştir (Frohlich ve Davis, 1993). Bu çalışmada da 1999 İzmit ve Düzce depremleri artçı verileri kullanılarak b değeri En Büyük Olasılık Yöntemi kullanılarak hesaplanmış ve uzay ve zaman ortamındaki değişimi incelenmiştir.

3.1.1. Gutenberg – Richter İlişkisi

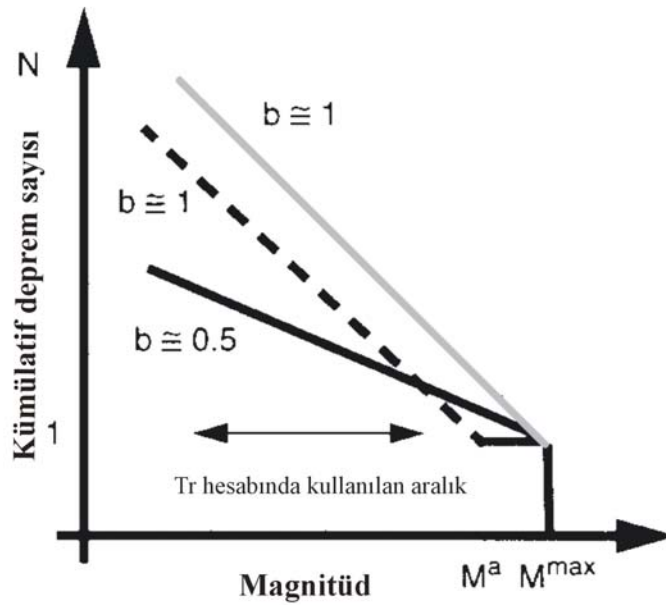
Gutenberg-Richter (1954) tarafından tanımlanan;

$$\log N = a - bM \quad (1)$$

ilişkisi deprem istatistiğinin temel bağıntısıdır. Magnitüd-deprem sayısı ilişkisi olarak ta bilinen bu bağıntı, depremsellik çalışmalarında yaygın olarak kullanılmaktadır. Birçok olayda artçı şokların dağılımı Gutenberg-Richter ilişkisine dayanır (Ishimoto ve Iida, 1939). Burada M; magnitüd, N; magnitüdü M veya daha büyük olan depremlerin sayısı, a; doğrunun logN eksenini kestiği noktadır, deprem etkinliğini ifade eder ve gözlem dönemine incelenen alanın genişliğine bağlıdır, b; depremlerin magnitüdüleriyle oluşum sayılarının logaritmaları (logN) arasındaki eğim miktarıdır ve deprem oluşumunun fiziki ile ilgili görüldüğünden depremlerin istatistik analizinde önemli bir parametre olarak dikkati çekmiştir (Mogi 1962a; Scholz, 1968). Bazı araştırmacılar, b değerinin gerilme, gerilme heterojenitesi veya fay düzleminin karmaşıklığı ile kontrol edildiğini (Enescu ve Ito, 2002), tektonizmaya ve sismisiteye bağlı olarak değişim gösterdiğini ifade etmişlerdir (Frohlich ve Davis, 1993). Yapılan laboratuvar (Scholz, 1968) ve arazi (Urbancic vd., 1992) çalışmalarında b değerinin gerilme ile ters orantılı olarak değiştiği gözlenmiştir.

Gutenberg-Richter ilişkisindeki maksimum b-değeri, tahmini deprem oluşumlarının ampirik kurallarından ve deprem boyutunun güç yasası dağılımının boyutsal tanımından yapılır. Olsson (1999), orta ölçekli ve büyük şoklar için maksimum b değerinin yaklaşık 1.5 civarında olabileceğini göstermiştir. Fakat, limit hatasının da düşünülerek bu değerin 1.64'e kadar ulaşabileceğini, küçük olaylar için ise maksimum b değerinin daha küçük olabileceğini göstermiştir. Reasenberg ve Jones (1989), artçı şokların yaklaşık 1.0 civarındaki bir b değeri ile Gutenberg-Richter ilişkisine uyum sağladığını belirtmiştir. Guo ve Ogata (1997), b değerinin 0.7-1.3 arasında, bazı araştırmacılar ise (Wiemer ve Katsumata, 1999; Olsson, 1999) b=0.6-1.4 arasında, Utsu (1971) ise b değerinin kabaca 0.3-2.0 arasında değişim gösterdiğini belirtmişlerdir.

Şekil 3.1, 3 model için kümülatif biçimdeki frekans-magnitüd dağılımının şematik gösterimidir. Gri çizgi standart T_r (tekrarlanma zamanı) hesabı için farzedilen dağılımdır: $N_{M^a}=1$ 'de kesen $b \approx 1$ eğrisidir (Gutenberg-Richter, 1944). Kesikli çizgi birçok doğrultu atımlı faylar için tüm bir kırık bölgesi kullanılarak yapılan dağılımı gösterir (Wesnousky, 1994; Stirling vd., 1996), $N_{M^a}=1$ 'de kesen $b \approx 1$ eğrisidir burada M^a en büyük artçı şokun magnitüdüdür. Siyah çizgi $N_{M^a}=1$ 'de kesen düşük bir değerle yaklaşık $b=0.5$ olan asperitelerdeki dağılımı gösterir. Bu dağılım T_r hesabında kullanılması önerilen dağılımdır (Wiemer ve Wyss, 1997).



Şekil 3.1 : Frekans- magnitüd dağılımları için modellerin şematik gösterimi (Wiemer ve Wyss, 1997).

Fay zonlarındaki karmaşık bölgelerde b değerleri küçüktür (Amelung ve King, 1997; Wiemer ve Wyss, 1997). Bu bölgeler atımın kaybolduğu veya nasıl davrandığı bilinmeyen, çatallaşmaların görüldüğü yerler olarak açıklanabilir (Wyss, ve diğ., 2000). Wiemer ve Katsumata (1999)'nın yaptığı çalışmada artçı sarsıntı “ b katsayısı” değerleri ile ana şok sırasında oluşan kırılma boyunca gözlenen atımlar arasında doğrusal bir ilişki saptanmıştır. Bu ilişkiye göre atım miktarının azaldığı yerlerde, düşük b değerleri bulunur.

Yüksek malzeme heterojenitesi veya çatlak yoğunluğu yüksek b değerleri ile ifade edilir ve ısı dağılımında olan yükselim yüksek b değerine neden olabilir (Mogi, 1962c).

Malzemenin heterojen olduğu bölgelerde b değeri yüksek çıkar. Malzeme heterojenliği incelenen bölgeyi oluşturan kayaçların malzeme özelliklerinin çok fazla değişken olmasından kaynaklanır. Bu malzeme özellikleri kayaçların içerdđi kırık yoğunluğu, kırılma direnci ve gözenek sıvı basıncı gibi parametreler olabilirler, örneğin , çok kırıklı döküklü bir yapı içeren kayaçlar küçük depremleri oldukça fazla sayıda üretebileceklerinden, büyük bir b değeri gözlenir. Artçı sarsıntı verilerinden bulunan b değeri, malzeme heterojenliğini karakterize etmez. Bu nedenle, tarihsel dönem verileri ile bulunacak b değerinden farklıdır. Dolayısıyla malzeme heterojenliğine bağlı olarak b değerlerinde değişim gözlenir (Wiemer, Katsumata,1999).

Bu gözlemler, artçı deprem serileri için hesaplanan b değerlerinin büyük bir değişim aralığı göstereceği ve artçı serilerin b değerlerinin faylanmanın karmaşık yapısını temsil edeceğini gösterir. Artçı sarsıntı serilerinin b değerlerinin uzay ve zaman içindeki dağılımlarının ayrıntılı çalışılmasının, artçı deprem risk değerlendirmesi için önemli olduğu vurgulanmıştır (Wiemer, Katsumata,1999).

Wiemer ve Katsumata (1999), b değerinin bölgesel dağılımını ana şok boyunca S dalgası dağılımını ile karşılaştırmışlar ve en büyük S dalgası enerjisi bölgesinin yüksek b değeri ile ilişkili olduğunu ortaya koymuşlardır. Magnitüd-deprem sayısı dağılımındaki bölgesel değişimler zamana bağlı değişimlerden daha önemlidir (Urbancic vd.,1992; Wiemer vd., 1998).

b değerlerindeki yükselim ana şok tarafından üretilen gözenek basıncındaki zamana bağlı bir yükselimden kaynaklanıyor olabilir ve bu değişim haritası, b değerlerinin artçı şok dizilerinde genel olarak daha yüksek olmadığını gösterir (Wiemer ve Katsumata, 1999).

Bunlara rağmen, b değerinin fiziksel anlamı net değildir. Çünkü hesaplanan değerler kullanılan verilere ve yöntemlere bağlı olarak değişir (Alptekin, 1978). Bir bölge için b değeri yalnızca bölgedeki küçük ve büyük depremlerin kısmi oranlarını yansıtmaz, aynı zamanda bölge civarındaki gerilme şartları ile de ilişkilidir. b değerleri sismotektonik açıdan oldukça önemli bilgiler verir. Bununla birlikte b değerlerindeki hata eksik kataloglardan kaynaklanabilir. Bender (1983), b değerinin

aralık boyutu, maksimum magnitüd, örnekleme boyutu ve veri uyum teknikleri üzerinde bağıllığını gösteren detaylı çalışmalar yapmıştır. Kagan (1999), b değeri hesabının sistematik hatalardan güçlü bir şekilde etkilendiğini belirtmiştir. Ayrıca, Wiemer vd.'ne(1998) göre b değerindeki değişimler; magntüd ölçeğine, derinliğe ve diğer faktörlere bağılı olarak %50 veya daha fazla olabilir. b değerlerindeki değişimi etkileyebilecek olasılıklar şunlar olabilir:

- a) Sismik katalogların tamamlılığı,
- b) b değerinin odak derinliğine bağıllığı,
- c) b değeri hesabında kullanılan teknik,
- d) Belirgin kaynak bölgelerindeki b değerlerinin hakimiyeti

b değerindeki bazı farklılıklar değişik sismik bölgeler arasında gözlenir ve bu farklılıkların önemi ile ilgili pek çok tartışma vardır. Küçük bir artçı şok bölgesi için bile b-değeri önemli değişimler gösterebilir. Minimum b değeri, bölgedeki gelecek bir deprem için olası bir yere işaret edebilir (Westerhaus vd., 2002).

Gutenberg-Richter ilişkisindeki b değeri sismolojideki en önemli parametrelerden biridir. Sismik değerlendirmelerdeki önemi ve deprem tahmininde öncü anamoli olarak kullanılabilirliğinin yanında, gerilme birikimi, çatlak yoğunluğu ve heterojenite derecesi gibi sismojenik malzemedeki mekanik karakterlerin bir tamamlayıcısıdır(Voidomatis vd., 1990). Ogata vd., (1991), b değeri tahminindeki değişimlerin sismik dalga hızları ile uyum sağladığını, yüksek ve düşük b değerleri bölgesinin sırasıyla düşük ve yüksek P-dalgası hızları ile ilişkili olduğunu ifade etmişlerdir. Ayrıca tüm b değerleri değişiminin, bölgenin daha sık kısımlarında P dalgası kısmi hız süreksizliklerinin yapısı ile uyum içinde olduğunu yüksek ve düşük b değerlerini, sırasıyla yüksek ve düşük S dalgası soğurulma eğrileriyle ilişkilendirmişlerdir.

3.1.2. En Büyük Olasılık Yöntemi

Bu çalışmada b değerinin belirlenmesinde en büyük olasılık yöntemi kullanılmıştır (Aki, 1965).

$$b = \frac{\log 10e}{\langle m \rangle - m_0} \quad (2)$$

Burada $\langle m \rangle$ ortalama magnitüd ve m_0 ise incelenen zaman aralığında deprem kataloğunun tamamlılık düzeyini gösteren minimum magnitüd veya kesme magnitüdüdür. Minimum magnitüd değeri M_{\min} , tamamlılık magnitüdü M_c 'ye eşit ya da ondan büyük olarak alınır. En büyük olasılık yöntemi, yapay (suni) olarak düşük b değerlerine neden olabilen algılama eşiğindeki artışlara karşı daha fazla hassas olabilir. Bu çalışmada kullanılan ZMAP (Wiemer, 2001) paket bilgisayar programı ile en büyük olasılık yöntemi ya da en küçük kareler yöntemi ile hesaplanan b değerleri genel olarak birbirlerine % 10 hata oranı ile uyarlar.

3.1.3. Omori Yasası

Artçı şok oluşumlarının uygun bir modelinin geliştirilebilmesi ve genel olarak depremlerle ilgili olarak uygun bir istatistik yorum yapılabilmesi için, artçı şokları karakterize eden bazı parametrelerin tanımlanması faydalı olur. Omori yasası, zamanın bir fonksiyonu olarak artçı şokların sayısının zamanla bir güç yasası şeklinde azaldığını gösterir. Yani artçı şokların bölgesel dağılımları, ana şokun artçı şoklara neden olmasından kaynaklanan gerilme değişikliği hipotezi ile ilişkilidir. Artçı şok dizileri için yaygın bir şekilde kullanılan tanımlı Omori yasası (Utsu, 1961):

$$N(t) = \frac{k}{(t + c)^p} \quad (3)$$

şeklinde ifade edilir. Artçı şokların zamanla sayılarındaki azalma, (3) eşitliği ile ifade edilen Omori (1894) yasası ile hesaplanır. Burada t ana şoktan sonraki zaman, N(t) ana şokun oluşumundan sonra t birim zamana düşen artçı şokların oluşum sayısıdır. k, c, p ise zaman-deprem sayısı grafiğinden elde edilen sabitlerdir. Bu parametreler

içinde artçı şokların en önemli istatistiksel parametresi p-değeridir. Bu değer, artçı şokların üstel olarak azalma oranını belirler ve deprem artçı şok dizisinin fiziksel oluşumu ile ilişkilidir (Kisslinger, 1996). Büyük bir p değeri daha hızlı, düşük bir p değeri ise daha yavaş bir artçı şok aktivite azalım oranına işaret eder (Hirata, 1987). Yüksek p-değerli bölgeler, ilk 10 gün için basit bir Omori yasası ile iyi uyum sağlamayabilir, çünkü büyük artçı şoklar bu periyot süresince olur. k-değeri, artçı şok dizisindeki olayların toplam sayısı ile orantılı ve c değeride artçı şokların zayıf olarak kayıt edildiği süre boyunca dizinin başlangıcındaki aktivite oranına (zaman aralığına) bağlıdır (Kisslinger ve Jones, 1991). p, k, c-değerleri maksimum olasılık yöntemi (Ogata, 1983) kullanılarak hesaplanabilir.

Omori (1894), zamanla artçı şok aktivitesinin azalma oranını ifade eden ve kendi ismiyle tanımladığı bir formül geliştirmiştir. Bu formül sismolojide yaygın bir şekilde kullanılmaktadır. Omori formülüne göre, düzenli bir şekilde az veya çok azalan artçı şok aktivitesi, hiperbolik bir eğri ile ifade edilir. Omori formülü genellikle artçı şok aktivitesinin zamana bağlı değişimleri için uygun bir tanımdır. Utsu (1961; 1969), p ve c değerlerinin belirgin ana şok-artçı şok dizilerini tanımlayan parametreler olduğunu ifade etmiştir.

Eğer ana şok zamanı artçı şok dizisi için başlangıç olarak alınır, Omori yasası daima iyi sonuç verir. Eğer daha sonraki başlangıç zamanı kullanılırsa, örneğin 15 dakika- 2,5 saat arası, üstel fonksiyon olayların yaklaşık olarak yarısında iyi sonuçlar verir. Dolayısıyla, dizi için başlangıç zamanının seçilmesi oldukça önemlidir (Utsu, 1961).

Ayrıca p-değeri tahminleri, M_{min} seçimine de oldukça bağlıdır. $M \geq M_c$ alındığında p değerlerinin azaldığı gözlenir. Çünkü M_c 'den küçük olaylar bu durumda hesaba katılmaz ve deprem sayısında olan düşüş, k değerinde düşüşe neden olur. Elde edilecek değerlerin doğruluğu açısından ana şok oluşumlarının kataloglardan çıkarılması uygun görülür. Çünkü aletsel kataloglar sadece ana şokları değil öncü ve artçı şokları da içerirler. Dolayısıyla, ana şokun katalogdan çıkarıldığı durumlarda güçlü değişimlerin etkisi ortadan kalkmış olur. En basit yaklaşım en kısa $T_{başlangıç}$ zamanı için tanımlanmış en yüksek M_c 'yi kullanmaktır (Wiemer ve Katsumata, 1999). Bununla birlikte bu yaklaşım kullanılabilir veriyi yok eder. Yüksek M_c alanları çıkarılırsa analiz için

magnitüd başlangıcı düşebilir ve kullanılabilir veri miktarı yükselebilir. p değeri hesaplamalarında M_c 'nin seçiminin sonuçlar üzerindeki etkisini ortaya koyar. Sonuçların doğruluğu açısından en uygun seçim, ana şok deprem kataloglarından çıkarılır ve minimum magnitüd M_{min} kullanılır. Başlangıç zamanı olarak ana şok oluş zamanı alınır. Bu da, kullanılabilir veri sayısını maksimum yapar.

Eğer p değeri en düşük magnitüd limitine önemli ölçüde bağlı ise, küçük artçı şokların büyük artçı şoklara oranı zamanla değişmelidir. Utsu (1962), p ve c değerlerinin M_{min} 'a bağlı olmadığını göstermiştir. Fakat, Motoya ve Kitagamae (1971), p değerinin M_{min} 'un seçimine bağlı değiştiğini göstermiştir. Standart hatalar düşünüldüğünde, bu değişimler sistematik değildir (Utsu vd., 1995).

Bir artçı şok dizisinin başlangıcındaki daha küçük artçı şoklar, sismogramlar üzerindeki üst üste binmeler nedeniyle gözden kaçabilir. Episantra yakın istasyonlardaki gözleme sistemlerinin yetersizliği küçük olayların net olarak kayıt edilememesine neden olur. Böyle durumlarda c -değeri büyük çıkabilir. Ana şoktan hemen sonra çok dikkatli gözlemler olmadıkça, doğru c -değerlerinin tam olarak tahmini zordur. Veri olağan deprem kataloglarından alındığında tahmini c -değeri, ana şoktan sonraki küçük artçı şokların tam olmayan belirleme etkilerini yansıtabilir. Neticede c değerinin $c=0$ veya pozitif olduğu görüşü vardır (Kagan ve Knopoff, 1981). Hirata (1969), Shikotan-Okı depremi için de $c=0.02-0.5$ gün olarak, Yamakawa (1968), 1964 Nigata depremi artçı şokları için $c=0.4$ gün olarak hesaplamış ve daha büyük c değerinin ana şok kırık oluşumunun daha karmaşık özelliğini yansıtabileceğini belirtmiştir. Eğer artçı şok alanının uzanımı başlangıçta belirginleşirse, nispeten büyük c -değeri elde edilir. Küçük ana şokları takip eden artçı şok dizileri için tahmini c -değeri genellikle küçüktür ($c \leq 0.01$, Motoya ve Kigatame, 1971).

Liu (1986) 1.0'dan küçük p değerlerinin normal artçı şoklar için geçerli olduğunu ve büyük bir ana şoku izleyen artçı şok dizilerinin $p=1.0$ 'dan daha büyük değerler aldığını göstermiştir. Kisslinger ve Jones (1991), artçı şok dizileri için $p=1$ değerinin normal bir değer, $p=1.0$ 'dan büyük değerlerin büyük, $p=1.0$ ' dan küçük değerlerinde küçük olduğunu ifade etmişlerdir. Guo ve Ogata'ya (1997) göre, $p=0.9-1.8$ arasında, Kisslinger ve Jones'a (1991) göre, $p=0.7-1.8$, Olsson'a (1999) göre, $p=0.5-1.8$,

Wiemer ve Katsumata'ya (1999) göre, $p=0.6-1.4$, Utsu vd. (1995) ve Enescu ve Ito'ya (2002) göre $p=0.9-1.5$ arasında değişim göstermektedir.

p değeri değişimi, kabuksal heterojenite, gerilme ve kabuktaki sıcaklıkla ilişkili olabilir (Mogi, 1962a; Kisslinger ve Jones, 1991). Tsapanos (1992) ve Wiemer ve Katsumata (1999), yaptıkları çalışmalarda, tektonik özellikler ve ısı akısının p değeri değişimini etkilediğini, kırık mekanizmasına bağlı olarak p değerlerinin değişebileceğini ve yüksek p değerlerinin bölgedeki yüksek ısı akısından kaynaklanabileceğini ifade etmişlerdir. Çok kırıklı bir tektonik yapı düşünülürse, p -değeri sismojenik bölge ve civarı için heterojenite derecesinin bir ölçüsü olarak düşünülebilir (Tsapanos, 1995). Utsu ve diğ., (1995), p değerinin diziden diziye farklılık gösterdiğini ve bu değişimin kabuksal heterojenite, gerilme ve ısı gibi bölgenin tektonik koşullarıyla ilişkili olabileceğini belirtmişlerdir. Fakat bunlardan hangisinin p değeri üzerinde daha önemli faktör olduğu net değildir. Davis ve Frohlich (1991), çok sayıda artçı şokun düşük p değeri ve düşük ısı akısıyla ilişkili olduğunu ifade etmiştir. Guo ve Ogata (1997), yüksek p değerlerini volkanik aktiviteyle ilişkilendirmişlerdir. Mogi (1967) ve Kisslinger ve Jones (1991) p değerinin ısı akısıyla pozitif ilişkide olduğunu göstermişler ve artçı şok bölgesindeki gerilme dağılımının artçı şok sayısında gözlenen azalımda olduğu gibi, yüksek bir sıcaklıkta hızlı bir biçimde yayılacağı üzerine yorum yapmışlardır. Lachenbruch ve diğ., (1985), p değeri dağılımı ile ısı akısı dağılımı arasında direk bir ilişki bulmuştur. Utsu ve diğ., (1995), p değerinin kabuksal heterojenite, gerilme şartları, ısı akısı vb., gibi tektonofiziksel koşullarla ilişkili olduğunu ve dolayısıyla, bölgeden bölgeye değişim göstereceğini belirtmişlerdir.

3.2. MARMARA BÖLGESİ ARTÇI DEPREM DİZİLERİNİN İSTATİSTİKSEL DEĞERLENDİRİLMESİ

Çalışma kapsamında, 17 Ağustos 1999 İzmit ve 12 Kasım 1999 Düzce depremi artçı şok dizilerinin bölge zaman magnitüd ilişkileri istatistiksel olarak değerlendirilmiştir. Bunun için, zamanın bir fonksiyonu olarak kümülatif deprem sayısı grafiklenmiş ve sismisite seviyesindeki düşüşün zamanı belirlenmeye çalışılmıştır. Yine, zaman içerisinde artçı şokların derinliklerinde (D) ve magnitüplerinde (M) olan farklılıklar belirlenerek, artçı şokların hangi derinliklerde ve magnitüd civarında dağılım gösterdiği belirlenmeye çalışılmıştır. Artçı şokların sayılarında magnitüd ve derinlikle olan değişimler istatistiksel olarak değerlendirilmiş, çalışılan zaman periyodu içerisinde artçı şokların sayılarında olan artma ve azalmalar dikkate alınarak sismik aktivite sonu belirlenmeye çalışılmıştır. Ayrıca artçı şoklar için, bölgelerin hangi magnitüd civarında seyrettiğini belirlemek ve oluşturulacak haritalar için elde edilen sonuçların doğruluğu açısından maksimum veri sayısını kullanmak amacıyla zamanın bir fonksiyonu olarak M_c tamamlılık analizi yapılmıştır.

Tüm istatistiksel hesaplamalar ile bölge-zaman-magnitüd ilişkileri ve artçı şokları karakterize eden diğer parametrelerin bölgesel değişim haritaları ZMAP bilgisayar programı (Wiemer, 2001) kullanılarak yapılmıştır. Her bir artçı şok dizisi için zamanın bir fonksiyonu olarak M_c hesaplamaları, üst üste binen hareketli pencere tekniği kullanılarak yapılmıştır. Gutenberg-Richter ilişkisindeki b-değeri ile, Omori formülündeki tüm parametreler (p, c, k) en büyük olasılık yöntemi ile hesaplanmıştır. p değeri hesabı için gerekli olan $T_{başlangıç}$, değeri tüm artçı şok dizileri için ana şokun oluşum zamanı olarak ($T_{başlangıç}=0$) alınmıştır. M_{min} değeri ise her bir artçı şok dizisi için, $M \geq M_c$ olacak şekilde belirlenmiştir. Bu işlem kullanılabilir veri sayısını önemli derecede düşürmesine rağmen, bu şekilde dizilerin ilk kısımları analize dahil edilmiş ve tamamlılık sağlanmıştır.

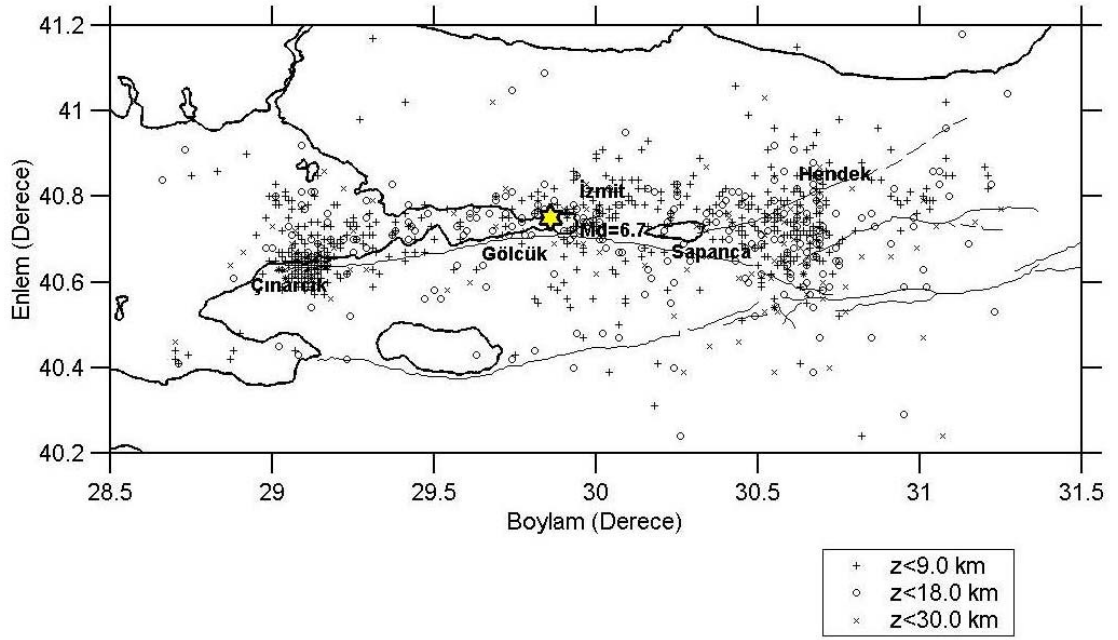
3.2.1. 17 Ağustos 1999 İzmit Depremi Artçılarının İstatistiksel Analizi

17 Ağustos 1999 tarihinde yerel saat ile 03:01'de merkez üssü Gölcük olan $M_w=7.4$ büyüklüğünde bir deprem meydana gelmiştir. Ana şoktan önce bölgede herhangi bir ön sarsıntı etkinliği gözlenmemiştir. Buna karşılık, bölgenin son 30 yıllık depremselliği incelendiğinde; bölgede yoğun bir mikro deprem etkinliği göze çarpmıştır (Zünbül vd., 2000). Bu etkinlik deprem kırığının uzandığı bölümde gözlenmezken, daha çok bu kırık uçlarında ve episantr noktalarında yoğunlaşmıştır. Diğer yandan, bu depremden 5-6 ay önce Bursa civarında yoğun bir deprem etkinliği gözlenmiştir. Bu deprem etkinliği, depremlerin önceden kestirilmesi açısından değerlendirildiğinde faydalı bilgiler sağlayabilir. Yani büyük bir deprem olmadan önce, deprem olacak bölge son derece suskun gözükürken, komşu bölgeler yoğun deprem etkinlikleri göstermektedir (Baran vd., 2000).

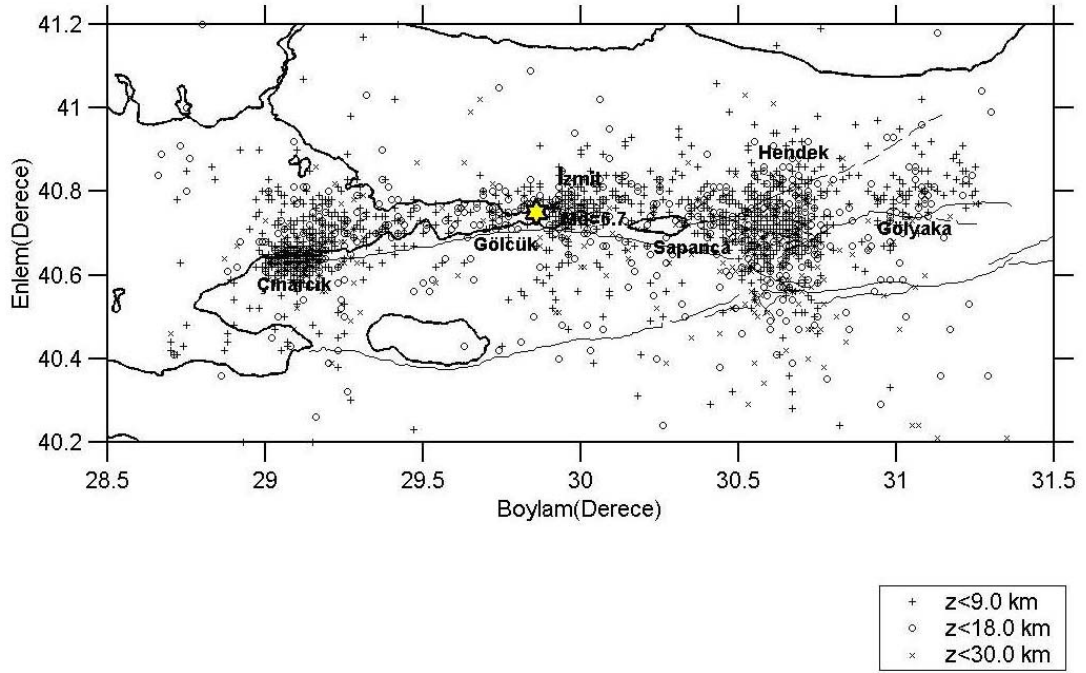
Hesaplamalar da kullanılan artçı şok verileri, Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü Sismoloji Laboratuvarı tarafından hazırlanan 17 Ağustos 1999 İzmit ve 12 Kasım 1999 Düzce depremleri artçı şok katalog çalışmasından temin edilmiştir. Katalog M_d 'ye göre homojen haldedir ve 17 Ağustos 1999'da meydana gelen İzmit depremi ana şoku ile birlikte yaklaşık 3 aylık 12 Kasım 1999 Düzce depremine kadar olan 3046 adet artçı şoku içermektedir.

Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından yapılan artçı deprem etkinlikleri çalışmasından İzmit depremine ait ilk 1 haftalık periyottaki artçı deprem etkinliğine bakıldığında yoğunluğun özellikle 3 yerde olduğu görülmektedir. Bunlar sırası ile Çınarcık, Gölcük-Körfez, Sapanca Gölü'nün doğusu-Akyazı- Hendek arası. Bunun yanında Marmara Denizi- Prens Adaları'nın güneyinde de artçı deprem etkinliği gözlenmiştir (Şekil 3.2).

1 Aylık periyotta ise özellikle 3 yerde artçı depremlerin yığıldığı görülmektedir. Bunlar sırası ile Çınarcık, Gölcük-Körfez, Sapanca Gölü'nün doğusu- Karapürçek- Akyazı ve güneyi- Karadere- Gölyaka arasındadır (Şekil 3.3). En büyük artçı şoklar 17 Ağustos 1999'da Akyazı civarında ($M_s =5.5$, saat 06.14) ve 13 Eylül 1999'da Gölcük'te ($M_s =5.7$, saat 14.58) meydana gelmiştir.

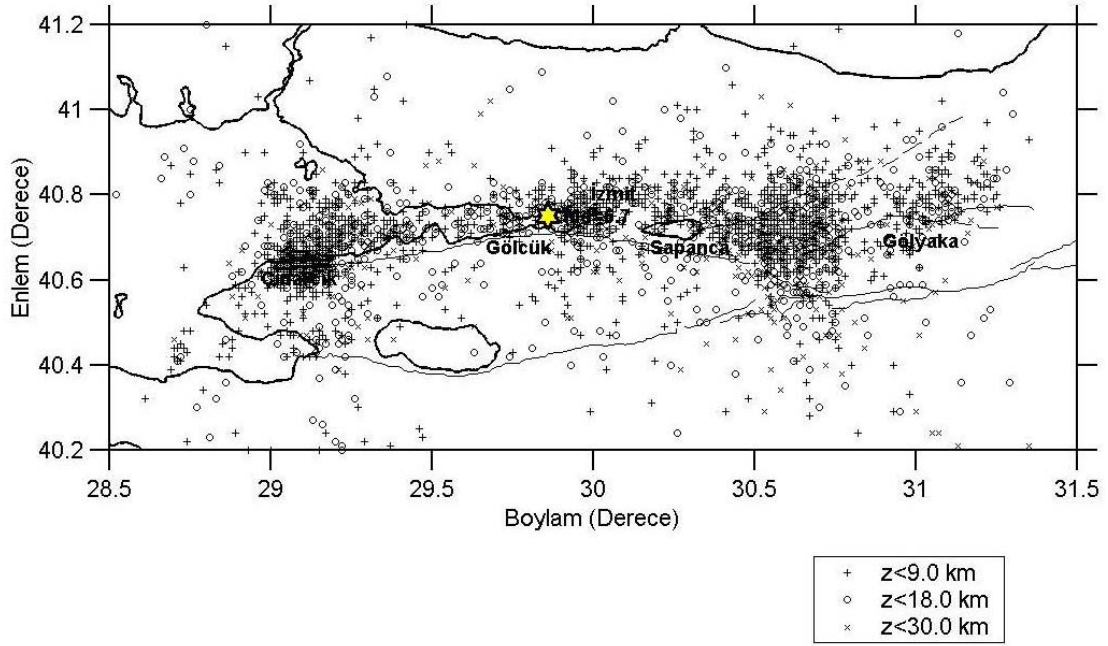


Şekil 3.2: 17 Ağustos 1999 İzmit depremi 1 haftalık artçı depremlerinin episantr dağılım haritası.



Şekil 3.3: 17 Ağustos 1999 İzmit depremi 1 aylık artçı depremlerinin episantr dağılım haritası.

17 Ağustos 1999 İzmit Depremi ana şoku ile 12 Kasım 1999 Düzce Depremi arasındaki zaman dilimi içerisinde magnitüdüleri 2.1-5.7 arasında ve derinlikleri 1-30 km arasında değişen artçı şokların episantr dağılım haritası Şekil 3.4’de verilmiştir.



Şekil 3.4: 17 Ağustos 1999 İzmit depreminden 12 Kasım 1999 Düzce depremine kadar olan artçı depremlerin episantr dağılım haritası.

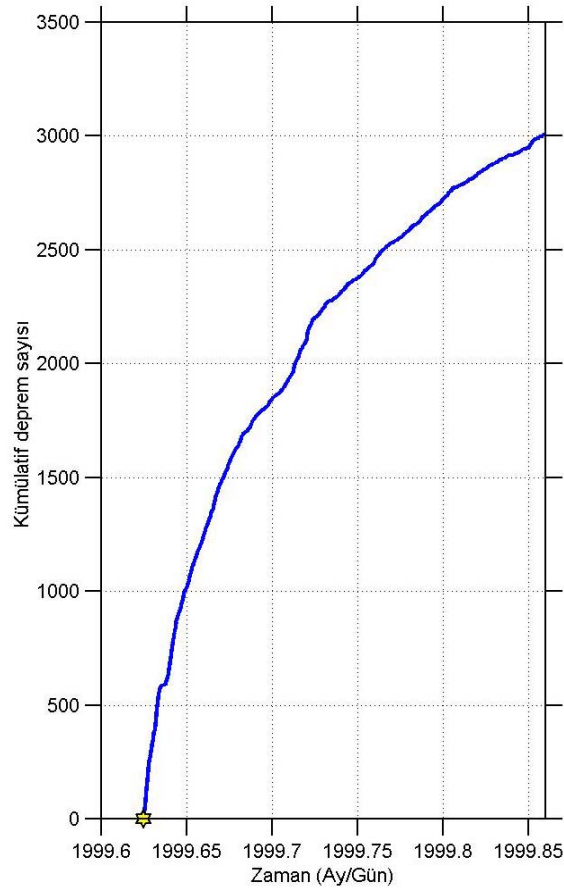
Artçı şokların bölgesel dağılım haritası incelendiğinde, depremlerin yaklaşık 125 km uzunluğundaki (Lettis ve diğ., 2000) yüzey kırığı boyunca kırığın batı ucundan doğu ucuna doğru artan yoğunlukta olduğu görülür. Karamürsel’in batısında Hersek’in kuzeyinden Düzce Ovası’nın doğusunda Gölük’a kadar uzanan artçı şok etkinliğinde, magnitüdü $M=4.0-5.0$ arasında değişen artçı şok etkinliği genellikle yüzey kırıkları civarında gözlenirken, $M=4.0$ ’den büyük olan artçı şoklar çoğunluklu olarak kırığın Gölük’a doğru uzanan kısmında Akyazı ve Hendek bölgelerinde yoğunlaşmaktadır. Bu alanda sismik etkinlikte gözlenen yoğunlaşma fayın bu bölümünde hareketliliğin devam ettiğini göstermektedir. Bu hareketlilik Gölük’tan batıya doğru yaklaşık 40 km uzunlukta (Akyüz ve diğ., 2000; Demirtaş, 2000a; Demirtaş ve diğ., 2000c) bir yüzey kırığı boyunca meydana gelmiştir.

Nitekim 17 Ağustos depreminden yaklaşık üç ay gibi kısa bir zaman sonra 12 Kasım 1999'da Düzce depremi meydana gelmiştir.

Derinliği 20 km'den daha büyük depremlere nazaran diğer olaylar ana şok episantrı civarında ve yüzey kırığının Gölyaka'ya kadar uzanan doğu kısmında yoğunlaşmaktadır. Buna karşın derinliği 20 km'den büyük artçı şokların ana şok civarında fazla yoğunlaşmadığı, Akyazı-Gölyaka arasında uzanan kırık boyunca kuzey batıya doğru arttığı görülmektedir.

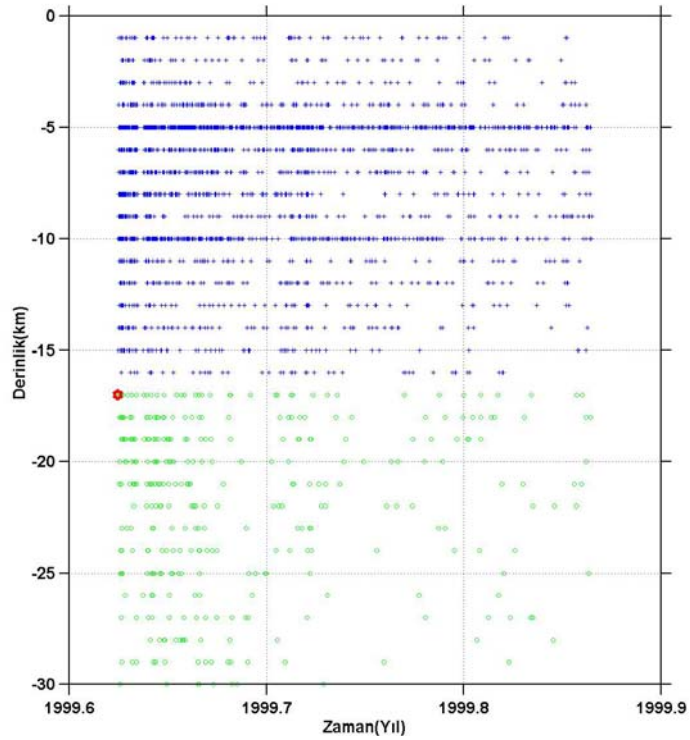
17 Ağustos 1999 İzmit depreminin artçı şokları, yüzey kırığının dört farklı bölgesinde toplanmıştır. Bu kesimler, kırığın doğrultu değiştirdiği, diğer faylarla kesiştiği ve kırık atlama bölgelerine karşılık gelmektedir. Bu dağılımlar, 17 Ağustos 1999 İzmit depreminin yüzey kırığı boyunca en azından dört farklı segmentten oluştuğunu göstermektedir (Demirtaş ve diğ., 2000b).

Şekil 3.5, ana şoktan sonra yaklaşık 3 aylık zaman periyodunda, artçı şokların kümülatif sayısının zamanla değişimini göstermektedir. Ana şokun olduğu ve çok sayıda artçı şokun kaydedildiği ilk zamanlar dikkate alınırsa, etkinliğin bu süre içerisinde hızlı bir biçimde arttığı gözlenir. Grafikten de görüldüğü gibi depremin olduğu 17 Ağustos'tan 1 Eylül 1999 tarihine kadar artçı şoklarının kümülatif sayılarında ve dolayısıyla kümülatif sayı eğrisinin eğiminde gözlenen azalma, artçı şokların kümülatif sayısının ilk günlere nazaran daha yavaş bir artım gösterdiğini ve ana şoktan yaklaşık 2-3 ay gibi bir zaman sonra belirgin olarak azaldığına işaret eder. Bu çalışma da İzmit depreminden yaklaşık 3 ay sonra meydana gelen Düzce depreminin ana şokunun deprem sayısını tekrar arttıracığı ve İzmit depremi artçı şoklarının kümülatif azalmasını etkileyeceği düşünülerek artçı şokların Düzce depremine kadar olan kısmı alınmıştır. Katalog incelendiğinde, verinin yarısına yakın kısmının ilk ay içerisinde, geri kalan kısmında sonraki aylar içerisinde olduğu, buna bağlı olarak artçı şokların zamanla kümülatif sayısının ana şokun oluşumuyla birlikte hızlı bir artış gösterdiği ve ana şoktan sonra artan zaman içerisinde azalıp sonunda sabit bir değere ulaştığı görülür.



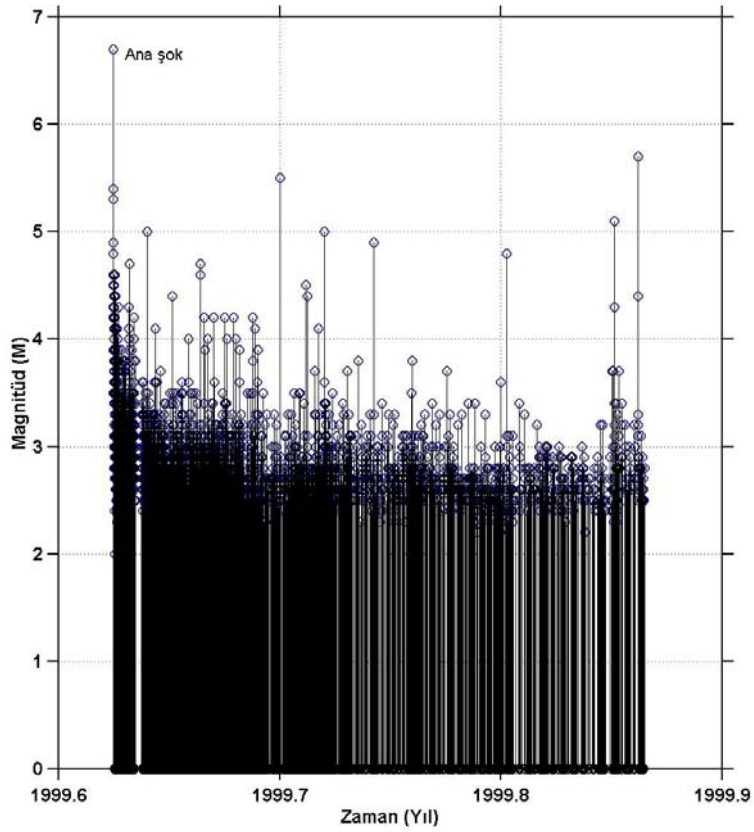
Şekil 3.5: İzmit depremi artçı şok dizisinin kümülatif sayısındaki zamanla değişim.

Anaşoktan sonraki yaklaşık 3 aylık zaman periyodu içerisinde artçı şokların derinliklerinin dağılımı Şekil 3.6'da verilmiştir. Derinlikleri 0-30 km arasında değişen artçı şokların genel olarak ana şokun olduğu yerde veya daha sığ kısımlarda olması, artçı şokların oluşabileceği derinliklerin ya ana şokun olduğu derinlikte ya da daha düşük derinliklerde olacağı görüşünü desteklemektedir. Ana şok derinliğinde ve daha düşük derinlikteki şokların tüm zaman içerisinde dengeli bir dağılım gösterdiği, buna karşın daha derinlerde oluşan artçı şokların büyük çoğunluğunun ana şokla aynı zamanlı olduğu veya ana şoktan kısa bir süre sonra meydana geldiği görülür. Buna rağmen 20km'den daha büyük derinliklerdeki az sayıdaki depremin, artçı şok süresinin son dönemlerinde olması ana şokun büyüklüğü ile orantılı olarak meydana gelen gerilme değişimlerinin bir etkisi olarak yorumlanabilir. Sonuçta, artçı şok oluşumlarının sığ deprem karakteristiği gösterdiği söylenebilir.



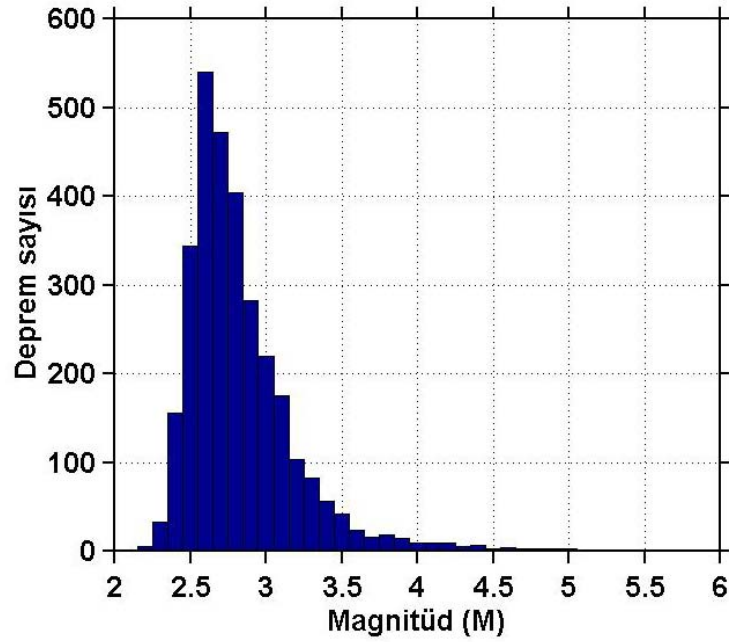
Şekil 3.6 : İzmit depremi artçı şok dizisi için zaman-derinlik ilişkisi. Ana şok yıldız ile gösterilmiştir.

Yaklaşık 3 aylık zaman periyodu içerisinde, ana şokla birlikte artçı şokların büyüklüklerinin zaman göre değişimi Şekil 3.7’de verilmiştir. Ana şoktan sonraki ilk haftalarda magnitudü 3.0-5.0 arasında olan artçı şok etkinliğinin ve daha sonraki aylarda ise $M=3.0$ olan olayların hakim olduğu görülmektedir. Ana şoktan sonraki büyük artçı şokun oluşumuna kadar olan sürede gözlenen $M=4.0$ ’ten büyük olaylar Eylül ayı sonlarına kadar yerini daha küçük magnitudlü artçı şoklara bırakmıştır. Fakat Ekim ayı başlarında büyük magnitudlü olaylar tekrar artmaya başlamış, daha büyük bir artçı şok oluşumuyla sismik aktivite artmaya başlamış ve magnitudü 4.0-5.0 arasındaki olayların sayısında gözle görülür bir artış kaydedilmiştir. Genel olarak bu değişimler incelendiğinde, artçı şok etkinliğinin zaman içerisinde oldukça fazla dalgalanma gösterdiği ve çoğunlukla magnitudleri $M=2.5-3.5$ arasındaki depremlerin kaydedildiği görülür.



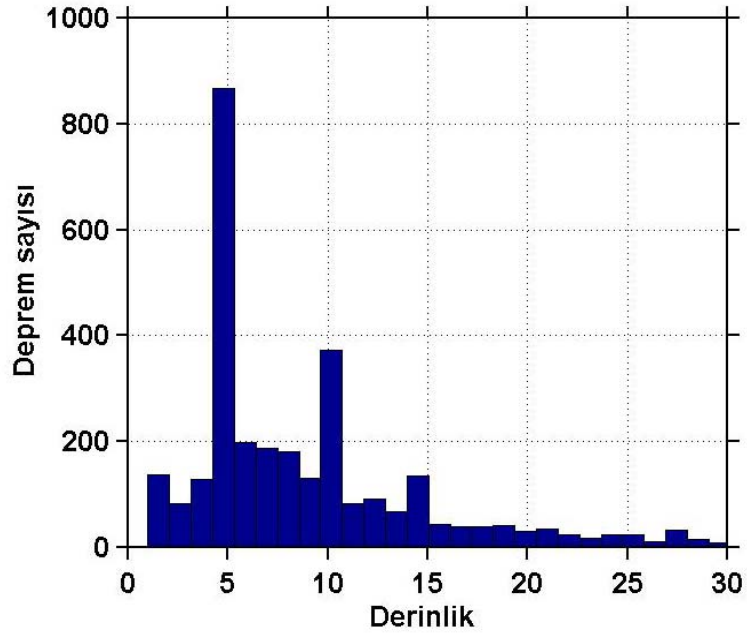
Şekil 3.7: İzmit depremi artçı şoklarının zamanla magnitüd değerlerinde gözlenen değişimler.

İzmit depremi artçı şok dizisi için magnitüd-deprem sayısı ilişkisini gösteren grafik Şekil 3.8’de verilmiştir. Ana şoktan sonraki yaklaşık 3 aylık zaman periyodunda ki artçı şokların magnitüd değişimleri incelendiğinde, depremlerin $M < 3.5$ ’ta yoğunlaştığı görülmür. Magnitüdü 4.0’den küçük 2987 deprem varken, magnitüdü $4.0 \leq M < 5.0$ arasında değişen 51, $M \geq 5$ olan sadece 7 deprem vardır. Artçı şok etkinliğinin $M=2.5-3.5$ arasında değişim göstermesi, genel olarak artçı şok dizileri için magnitüd değerlerinin bu aralıklarda hakim olacağı görüntüsünü verir. $M > 4.0$ olan artçı şokların sayısında gözlenen azalma, artçı deprem sayısının artan magnitüdle azaldığına işaret eder. $M=5.0-6.0$ arasındaki en büyük artçı şoklar 3 Eylül ($M=5.5$) ve 11 Kasım 1999 ($M=5.7$) tarihlerinde meydana gelmiştir. Bu iki zaman aralığında tekrar eski seviyesine dönen sismik etkinlik, ikinci büyük artçı şokun oluşumundan sonra yine $M \sim 3.0$ civarında bir değerde seyretmiştir. Bölgede genel olarak, magnitüdü 2.5-3.0 arasında olan depremlerin sayısında maksimum artış gözlenmiştir.



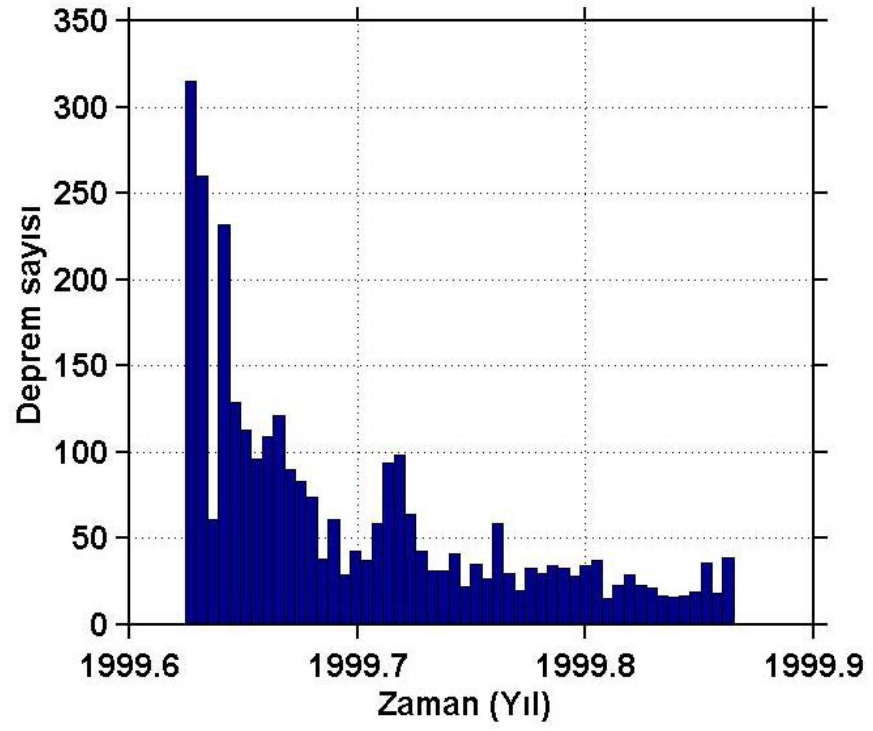
Şekil 3.8: İzmit depremi artçı şok dizisi için magnitüd-deprem sayısı ilişkisi.

Artçı şok dizisinin derinlik-deprem sayısı ilişkisi Şekil 3.9'da verilmiştir. Sismik etkinlik daha çok 5-15 km arasında dağılım göstermekte ve 15 km'den sonra deprem sayısında belirgin bir azalma olduğu görülmektedir. 15 km'den daha derinlerde az sayıda depremin meydana gelmiş olması, ana şok derinliği ile ilgili olarak oluşabilecek artçı şokların daha çok ana şok derinliğine yakın olarak yoğunlaşacağı görüşünü desteklemektedir. Genel olarak deprem sayısı 10 km'de belirgin bir biçimde artmış ve 5 km'de maksimum sayıya ulaşmıştır. 17 Ağustos 1999 İzmit depreminde $D \leq 10$ km olan 2285, $10 < D < 20$ km arasında değişen 540 ve $D \geq 20$ km olan 220 artçı deprem kaydedilmiştir. Dolayısıyla, artan derinlikle deprem sayılarında bir azalma ve buna bağlı olarak da artçı şok etkinliğinde bir azalma gözlemlendiği söylenebilir.



Şekil 3.9: İzmit depremi artçı şok dizisi için derinlik-deprem sayısı ilişkisi.

17 Ağustos 1999 tarihinden sonra magnitüdü 2.2-5.7 arasında değişen artçı şokların sayısının zamana göre değişimi Şekil 3.10'da verilmiştir. Ana şokun olduğu ilk birkaç gün içerisinde deprem sayılarında belirgin bir artma gözlenmiş ve daha sonra sismik etkinlikte gözle görülür bir düşüş kaydedilmiştir. Ana şokun oluşumu ile sismik etkinlikte gözlenen ani artış, artçı şokların kaydedildiği yaklaşık 3 aylık zaman dilimi içerisinde sürekli olarak azalan bir ilişki sergilemektedir. Ana şoktan sonraki ilk bir ay içerisinde 1930 artçı şok gözlenirken, daha sonraki ay içerisinde bu sayı 735'e kadar inmiştir. 12 Kasım 1999 tarihinde bu sayı ilk ayda kaydedilen verinin neredeyse beşte birine kadar azalmış ve 380 olmuştur. Zamana bağlı olarak artçı şokların sayılarında gözlenen azalma, ve belli zaman sonra gözlenen tamamen durgunlaşma, artçı şok dizileri ve meydana gelebilecek bir sonraki deprem için önemli bilgiler sağlayabilir. Zaman içerisinde ana şokun etkisinin azaldığı gözönüne alınırsa, artçı şokların sayılarında zamana bağlı olarak gözlenen bu azalma genel bir artçı şok karakteristiği olarak düşünülebilir.



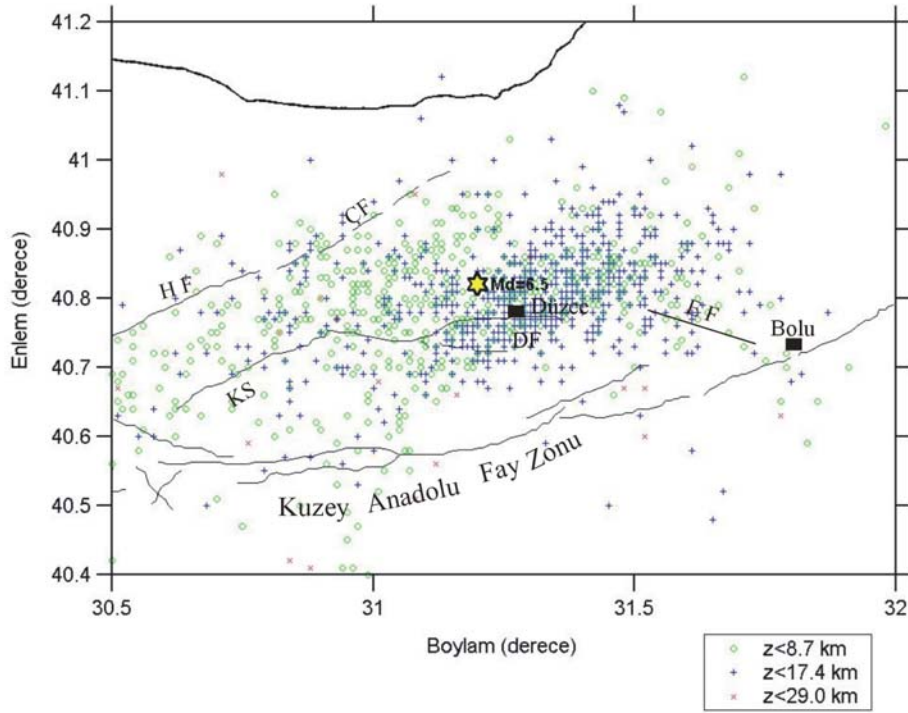
Şekil 3.10: İzmit depremi artçı şok dizisi için zaman-deprem sayısı ilişkisi.

3.2.2. 12 Kasım 1999 Düzce Depremi Artçılarının İstatistiksel Analizi

12 Kasım 1999 tarihinde, merkez üssü Düzce olan $M_w=7.2$ büyüklüğünde yıkıcı bir deprem meydana gelmiştir. Deprem Akyazı-Bolu tüneli arasında D-B yönünde, Kuzey Anadolu Fayı'na paralel olarak uzanan Düzce Fayı'nın hareketi sonucunda meydana gelmiştir. Bu depremde esas olarak, en batı bölümündeki 30 km'lik segmenti 17 Ağustos 1999 depremi sırasında kırılan Düzce fayının 40 km uzunluktaki doğu bölümünün kırıldığı anlaşılmaktadır (Zübül ve diğ., 2000). 12 Kasım 1999 depreminde bu fayın 17 Ağustos 1999 depreminde kırılan batı kesiminin yeniden hareketlendiği sanılmaktadır. 12 Kasım 1999 Düzce depremi, Kuzey Anadolu fayı üzerinde batıya doğru göç eden depremlerin doğuya yöneldiği şeklinde değil, göç sırasında kırılmamış bir fayın beklenenden geç kırılması ile enerjisini boşalttığı şeklinde yorumlanmaktadır (Akyüz ve diğ., 2000; Demirtaş ve diğ., 2000c).

Düzce depremi artçı sarsıntılarının yüzey kırığının kuzey bloğunda yoğunlaştığı görülmektedir. Artçı deprem verileri; deprem sonucu oluşan yüzey kırığının, doğuda Bolu'nun kuzeyine, batıda ise Gölyaka'ya kadar devam ettiğini göstermektedir. Episantr ve derinlik dağılımlarına göre genelde artçı şoklar, ana şok episantrının doğu ve batı tarafında bir yoğunlaşma göstermektedir. Ana şokun batısına nazaran yüzey kırığı boyunca doğu taraftaki artçı şok sayısı daha fazladır. Bu da kırılmanın ana şok episantrından doğuya ve batıya doğru iki yönlü yayılarak gittiğini göstermektedir. Yüzey kırığı boyunca bir veya birkaç noktada belirgin yoğunlaşmalar gözlenmediğinden, deprem sonucu oluşan kırığın tek bir parçadan oluştuğu söylenebilir (Zübül ve diğ., 2000).

12 Kasım 1999 Düzce depremi artçı şokları, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Sismoloji Laboratuvarı tarafından hazırlanan kataloglardan temin edilmiştir. Çalışılan katalog süre magnitudü M_d 'ye göre homojen haldedir ve ana şokla birlikte yaklaşık 5 aylık zaman dilimi içerisindeki 1810 adet artçı şoku içermektedir.



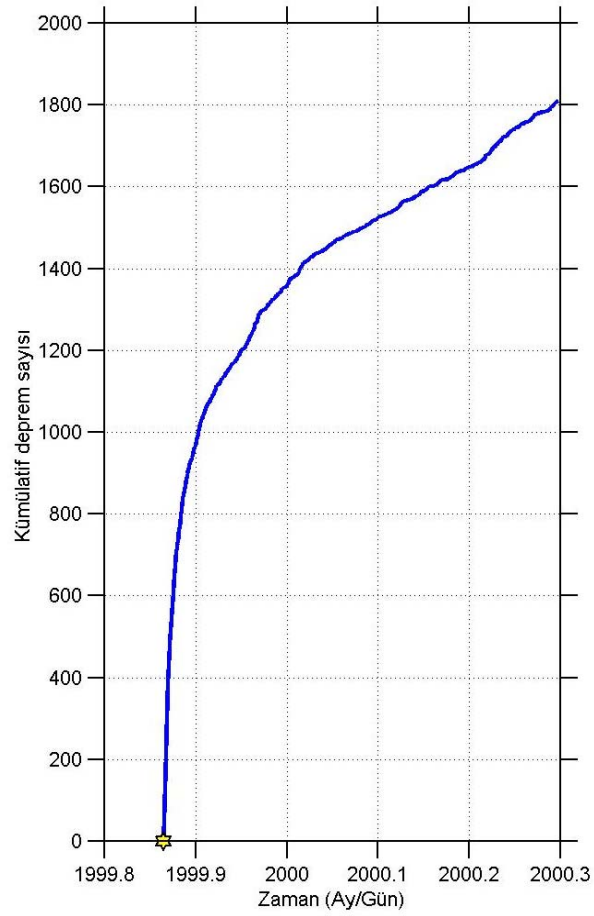
Şekil 3.11: 12 Kasım 1999 Düzce depreminin artçı şoklarının derinliğe bağlı episantr dağılımını ve fayları gösteren şekil. KS: Karadere segmenti, GF: Gölyaka Fayı, ÇF: Çilimli fayı, EF: Elmalık Fayı, DF: Düzce Fayı.

Artçı şok etkinliğinin Şekil 3.11’de görüleceği üzere, dağılım itibariyle batıdan doğuya doğru artış göstermesi 12 Kasım 1999 Düzce depreminin, 17 Ağustos 1999 İzmit Gölçük depremi ile kırılan Düzce fayının 40 km uzunluğundaki doğu bölümünü kırdığı anlaşılmaktadır (Zübül ve diğ., 2000).

Artçı şok dizisinin yaklaşık 5 aylık zaman periyodu içerisinde kümülatif sayılarında gözlenen değişimler Şekil 3.12’de verilmiştir. Grafikten görüldüğü gibi, kümülatif sayı eğrisi ana şokun olduğu ilk ay içerisinde oldukça yüksek bir eğime sahiptir.

Ana şokun olduğu ilk ay içerisinde kümülatif sayı eğrisinde gözlenen artış, bu zaman içerisinde meydana gelen olayların sayısı ile ifade edilir ve artçı şok etkinliğinin ana şokun olduğu ilk zamanlarda hızlı bir şekilde arttığı görülür. İlk ay içerisinde 1180’lere varan deprem sayısı, Aralık ayından itibaren ikinci ay sonunda büyük bir azalma göstermiş ve bu ay içerisinde deprem sayısı 256’ya, üçüncü ayda ise artçı deprem sayısı 103’e kadar düşmüştür. İlk aydan sonraki iki ay içerisinde oldukça fazla azalım gösteren artçı şok etkinliği, Ocak ayından itibaren durgunlaşmakta ve hemen sabit bir

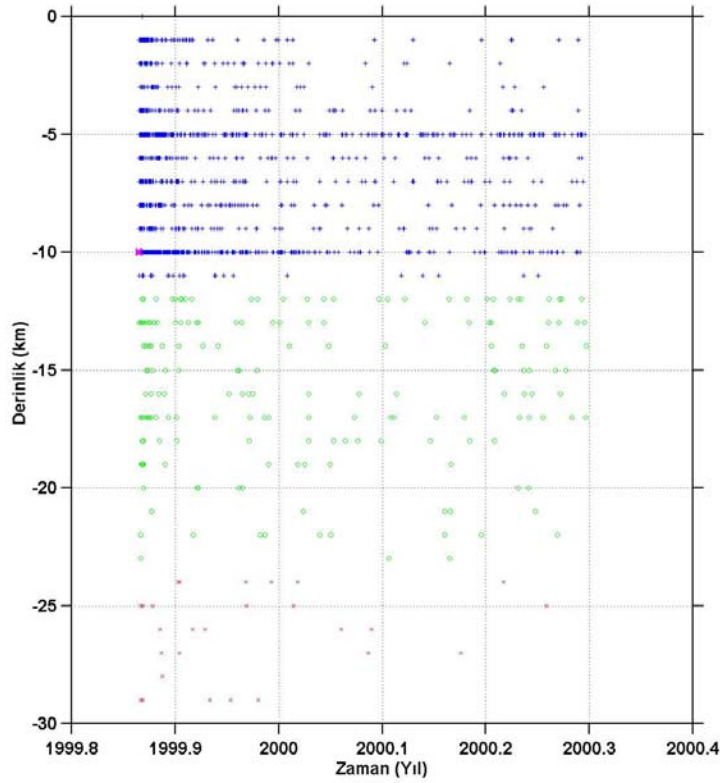
değerde kalmaktadır. Bu bilgiler ışığında, bölgedeki sismik etkinliğin ana şoktan sonraki yaklaşık 5 aylık zaman içerisinde sonlandığı veya bölgedeki normal seviyesine döndüğü söylenebilir. Böylece kümülatif sayı eğrisinden yararlanarak artçı şokların devamlılığı ile etkinliğin sona erme süresi ile ilgili bilgiler sağlanabilir ve zamanın bir fonksiyonu olarak kümülatif deprem sayısının grafiklenmesi ile depremsellik seviyesindeki düşüşün zamanını hesaplamak mümkündür (Papadopoulos, 1987). Dolayısıyla, zamana bağlı olarak artçı şokların sayılarında gözlenen azalma ve artmalar, artçı şok dizilerinin değerlendirilmesinde ve aktivitenin devamlılığı hakkında önemli bilgiler sağlayabilir.



Şekil 3.12 :Düzce depremi artçı deprem dizisinin kümülatif sayısındaki zamanla değişim.

12 Kasım 1999 Düzce depremi ana şoku ve artçı şoklarının oluşum derinliklerinin ana şoktan sonra yaklaşık 5 aylık zaman periyodu içerisinde ki dağılımları Şekil 3.13'de gösterilmiştir. Artçı şoklar genellikle ana şokun olduğu derinlikte ve daha sığ derinliklerde meydana gelmiştir. Derinliği 20 km ve daha büyük artçı şoklar ana şokun

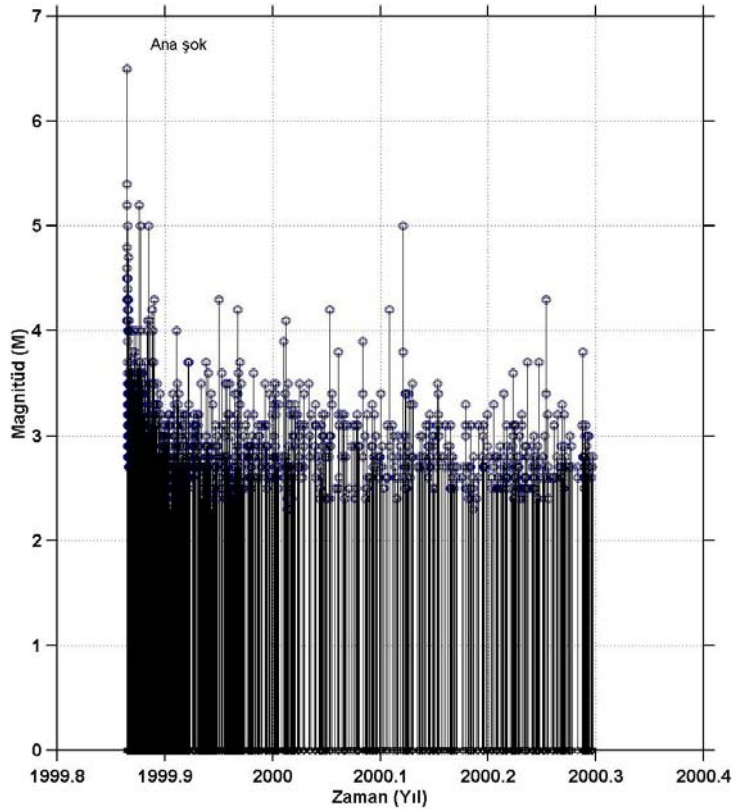
olduğu ilk hafta içerisinde meydana gelmiştir. En derin artçı şok 29 km’de ana şoktan iki gün sonra meydana gelmiştir. Genel olarak ilk hafta içerisinde derinliği 20 km’den büyük birkaç depremin daha meydana geldiği görülmüştür. Artçı şokların derinliklerinin zaman içerisinde çok fazla değişim göstermediği, 1-10 km arasında yoğunlaştığı ve 10 km’deki olayların sayısında maksimum artış olduğu görülmektedir. Bu bilgiler ışığında artçı şokların ana şok derinliğine bağlı olarak, sığ deprem karakteristiği gösterdiği söylenebilir.



Şekil 3.13: Düzce depremi artçı şok dizisi için zaman-derinlik ilişkisi. Ana şok yıldız ile gösterilmiştir.

Ana şokla birlikte yaklaşık 5 aylık zaman periyodu içerisindeki artçı şokların zamanla magnitüdlerinde olan değişimler Şekil 3.14’de verilmiştir. Ana şokun oluşumuyla birlikte ilk haftalarda magnitüdü 4.0-5.5 arasında değişen artçı şok etkinliği oldukça fazladır. $M=5.4$ olan en büyük artçı şok, ana şokla aynı gün içinde ana şoktan yaklaşık bir saat sonra meydana gelmiştir. En büyük artçı şokun oluşumundan itibaren, artçı şokların magnitüd değerleri zamanla azalmış ve sonraki dönemlerde bölgede $M=2.5-4.0$ arasında değişen magnitüd değerleri hakim olmuştur. Dağılım itibariyle çok fazla dalgalanma göstermeyen artçı şok etkinliği, tüm zaman dilimi içerisinde nadiren

$M=4.0$ 'ün üzerinde magnitüd değerleri almaktadır. 14 Şubat 2000 tarihinde $M=5.1$ büyüklüğünde bir artçı şok gözlenmesine rağmen, bu tarihten sonra $M=3.0$ 'ün altında bir sismik etkinlik mevcuttur. Gözlenen periyot içerisinde artçı şok etkinliğinin genel olarak $M=2.5-3.5$ arasında değişen değerler aldığı ve bölgedeki sismik etkinliğin bu magnitüd dolaylarında seyrettiği söylenebilir.

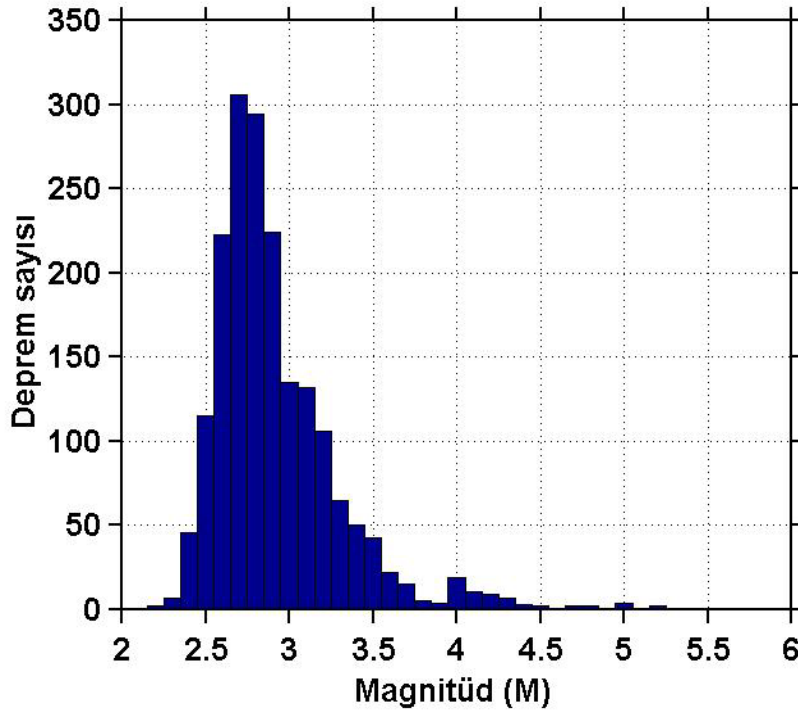


Şekil 3.14 : Düzce depremi artçı şoklarının magnitüd değerlerinde zamanla gözlenen değişimler.

Şekil 3.15, Düzce depremi artçı şok dizisinin magnitüd-deprem sayısı ilişkisini göstermektedir. Dağılım incelendiğinde, yaklaşık 5 aylık zaman dilimi içerisindeki artçı şokların $M=2.5-3.5$ arasında bir magnitüd değerinde yoğunlaştığı görülür. Magnitüdü 4.0'dan küçük 1744 deprem varken, $4.0 \leq M < 5.0$ arasında değişen 58 ve $M \geq 5.0$ olan 7 deprem vardır. Artçı şok etkinliğinin $M=2.5-3.5$ arasında değişim göstermesi, genel olarak artçı şokların magnitüd değerlerinin bu aralıklarda hakim olacağı görüntüsünü verir. Düzce depremi artçı şok dizisi için magnitüd-deprem sayısı ilişkisi

incelendiğinde, magnitüdü 2.8 olan deprem sayısında maksimum artış olduğu gözlenir. $M \geq 4.0$ olan artçı şokların sayısında gözlenen azalma, deprem sayısının artan magnitütle azaldığına işaret eder.

Artçı şokların sayısının ana şok magnitüdü ile arttığı ve odak derinliğinin artçı şokların sayısı üzerinde büyük etkisi olduğu iyi bilinir. Çünkü depremlerin odak derinlikleri güçlü ve zayıf yapıların varlığını yansıtır. Dolayısıyla, varolan yapıların artçı şokların dağılımını kontrol ettiği söylenebilir.

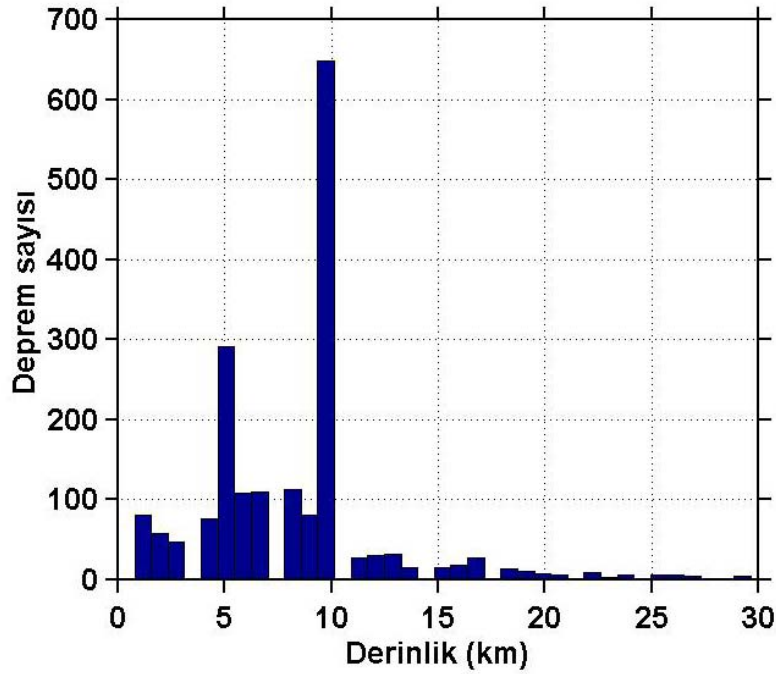


Şekil 3.15: Düzce depremi artçı şok dizisi için magnitüd-deprem sayısı ilişkisi.

Düzce depremi artçı şok dizisi için derinlik-deprem sayısı değişimi Şekil 3.16'da verilmiştir. Artçı şok etkinliği 1-10 km arasında dağılım göstermiş ve 10 km derinlikte maksimum seviyeye ulaşmıştır. 10 km derinlikten sonra deprem sayısında belirgin bir azalma görülmektedir. Düzce depreminde $D \leq 5$ km olan 537 deprem, 5-10 km arasında değişen yaklaşık 400, 10-20 km arasında değişen 820 deprem ve 20 km'den daha büyük 52 deprem kaydedilmiştir. Artçı şokların 10 km derinlikte yoğunlaşması bu derinlikte deprem oluşumuna müsait bir zeminin varlığına işaret edebilir. Dolayısıyla, artan

derinlikle deprem sayılarında bir azalma gözleendiği ve buna bağı olarak ta artçı şok etkinliğinde bir azalmanın varlığından söz edilebilir.

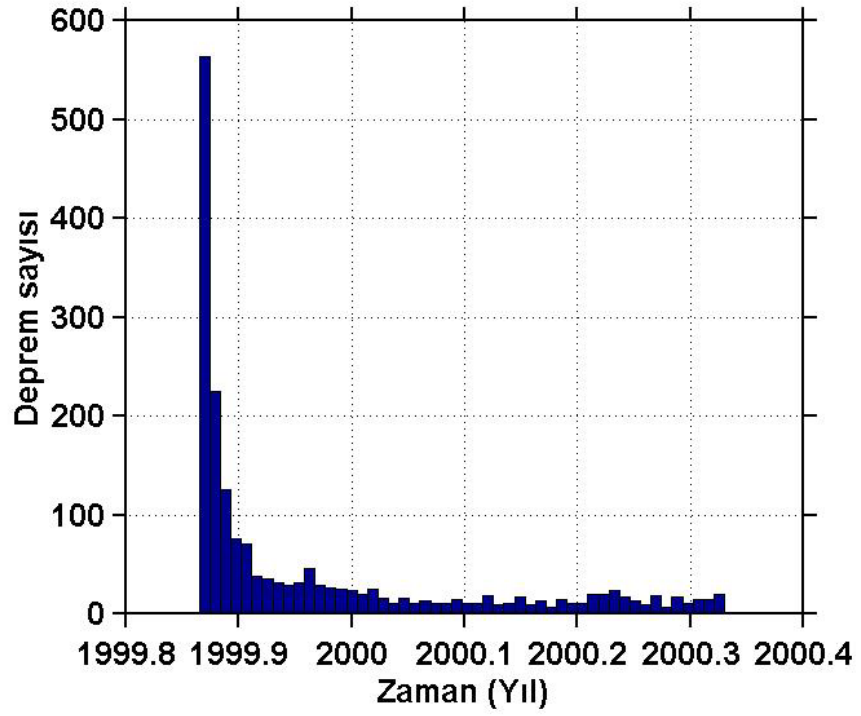
Artçı şokların sayısı, artçı şok bölgesindeki malzemenin özelliklerine ve bölgedeki gerilme dağılımına oldukça bağlıdır. Mogi (1969), birçok zayıf noktaya sahip karmaşık tektonik bölgelerde, depremlerin diğer bölgelerden daha fazla artçı şoka sahip olduğunu göstermiştir. Bu durumda, artçı şokların sayısı diziyi karakterize eder, çünkü deprem sayısı tektonik yapıyla doğrudan ilişkilidir. Sonuçta, depremlerin odak derinlikleri güçlü ve zayıf yapıların varlığını yansıtır ve mevcut yapılarda artçı şok dağılımını kontrol eder.



Şekil 3.16: Düzce depremi artçı şok dizisi için derinlik-deprem sayısı ilişkisi.

12 Kasım 1999 tarihinden sonra magnitüdü 2.1-5.4 arasında değişen artçı şokların sayısının zamana göre değişimi Şekil 3.17’de gösterilmiştir. 1999 yılı sonuna kadar sismik etkinlikde gözlenen hareketlilik, 2000 yılı başlarından itibaren yerini durgunluğa bırakmıştır. İlk günlerde gözlenen belirgin hareketlilik ve deprem sayısındaki artış, özellikle ana şoktan sonraki ikinci ayda önemli ölçüde azalmış ve beşinci ayın sonunda, bir ay içinde meydana gelen deprem sayısı 140’lara kadar düşmüştür. Ana şokun oluşumuyla açığa çıkan güçlü etkilerin zamanla etkisini kaybedeceği düşünülürse, bu zaman içerisinde artçı şokların sayısında gözlenen azalma ve belli bir

zaman sonra sismik etkinliğini sabit bir düzeyde kalması, sismik etkinlikde meydana gelen değişimlerin belirlenmesinde, artçı şokların devam sürelerinin hesaplanmasında ve etkinlik sonunun belirlenmesinde önemli bilgiler sağlar.



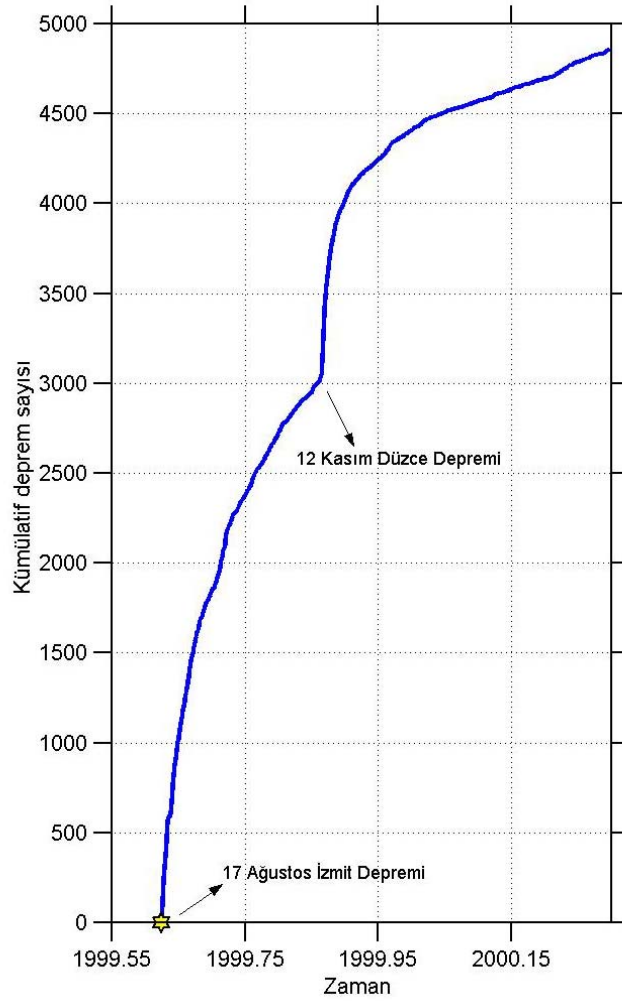
Şekil 3.17: Düzce depremi artçı şok dizisi için zaman-deprem sayısı ilişkisi.

4. BULGULAR

4.1. 17 AĞUSTOS 1999 İZMİT DEPREMİ ($M_s=7.8$)

4.1.1. Kullanılan Artçı Deprem Verisi

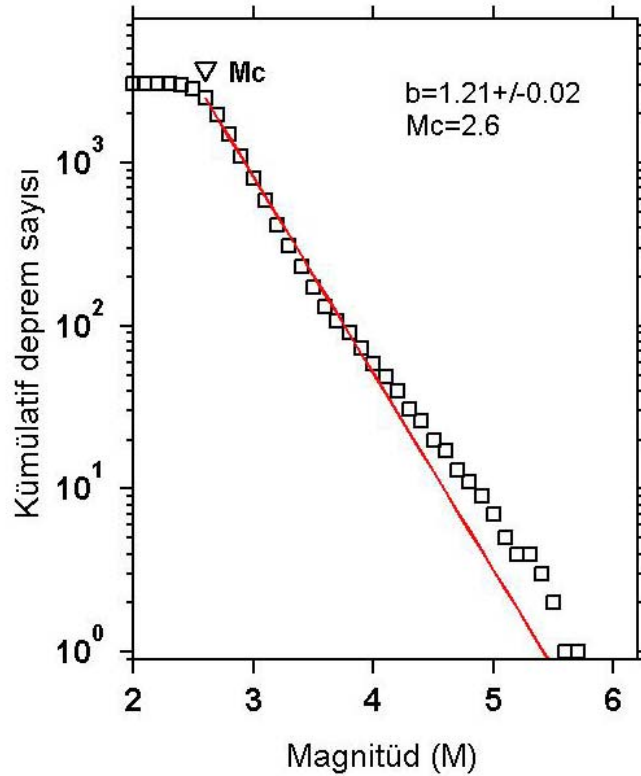
17 Ağustos 1999 İzmit depremi için kullanılan artçı deprem verisi Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü'nün (KRDAE) 1999 İzmit ve Düzce depremleri artçı deprem kataloğu çalışmasından (Kalafat ve diğ., 2001) elde edilmiştir. Elde edilen bu veri içindeki depremlerin büyüklükleri süre magnitudüne (M_d) göre homojen hale getirilerek çalışmada kullanılan ZMAP 6.0 paket programının (Wiemer, 2001) veri okuma formatına uygun hale getirilmiştir. İzmit depremi artçı depremlerinin depremsellik parametrelerinin uzay ve zaman ortamında değişiminin haritalanması ve bu parametrelerin uzay ve zaman dağılımında İzmit depreminin artçılarının meydana getirdiği değişikliklerin belirlenmesi için İzmit depreminin 17 Ağustos 1999 ile 12 Kasım 1999 arasında kalan 3046 adet artçı depremi çalışmada kullanılmıştır. İzmit depreminin 12 Kasım 1999 sonrasındaki artçı depremlerinin kullanılmamasının sebebi 12 Kasım 1999 Düzce artçı depremlerinin etkisinden arındırmak içindir. Çünkü İzmit depreminin kırılma alanı içinde kalan 17 Ağustos-18 Nisan tarihleri arasındaki artçı depremlerinin kümülatif deprem sayılarının zamana göre değişiminin grafiklendiği Şekil 4.1 incelendiğinde Düzce ana şokunun etkisi açıkça görülebilir. Depremsellik parametrelerinin uzay ve zaman ortamındaki dağılımlarının haritalanması işlemi gerek yeryüzeyi üzerinde ve gerekse derinlik boyutunda kırılan fay segmentleri boyunca yapılmıştır.



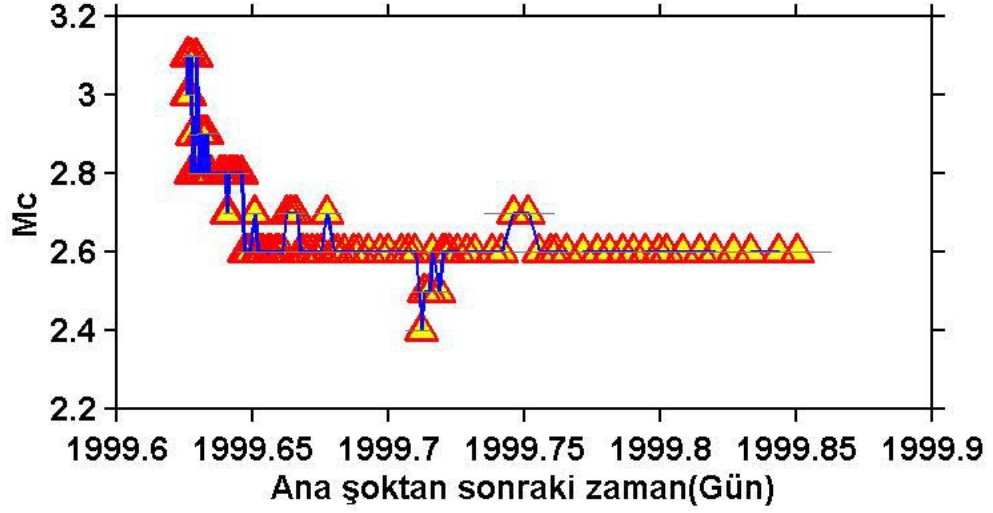
Şekil 4.1: 17 Ağustos 1999-18 Nisan 2000 tarihleri arasındaki İzmit ve Düzce artçı depremlerinin kümülatif deprem sayılarının zamana göre değişimi.

Wiemer ve Katsumata (1999) 1995 Kobe (Japonya) ve 1994 Northridge (ABD) depremleri artçı depremlerinin depremsellik parametreleri dağılımını haritaladıkları çalışmalarında dağılımın odak belirlemedeki (odak noktasının enlem, boylam ve derinliğindeki) hatalardan fazla etkilenmediğini ancak tamamlılığın zaman içindeki değişimlerinden etkilendiğini görmüşlerdir. Özellikle tamamlılık magnitudü (M_c) ve magnitud tamamlılık aralığında (magnitude stretching) zaman içinde meydana gelen değişimler ve verinin başlangıç zamanının seçimi b ve p depremsellik parametrelerinin belirlenmesinde önemli farklara neden olmaktadır. Nitekim, Northridge ve Kobe depremleri için ilk belirlenen artçı deprem odak noktalarından ve sonradan daha az hatalı olarak belirlenen deprem odak noktalarından belirlenen depremsellik parametreleri dağılım haritaları genel bir benzerlik göstermektedir.

Bu nedenle 1999 İzmit depremi artçı deprem etkinliğinin incelenmesi için kullanılan verinin tamamlılık magnitüdü ve zaman içindeki değişimi belirlenmiştir. Şekil 4.2’de görüldüğü gibi kullanılan verinin tümü için hesaplanan tamamlılık magnitüdü $M_c = 2.6$ ’dır ve b değeri $b = 1.21$ ’ dir. Bununla birlikte M_c ’nin zaman içindeki değişiminin gösterildiği Şekil 4.3 incelediğinde ana şoku takiben ilk günlerde tamamlılık magnitüdünün (M_c) yaklaşık 2.6 ile 3.1 arasında değiştiği görülmektedir. M_c ’nin zaman içindeki değişimi 150 deprem içeren zamanca kayan bir pencere kullanılarak hesaplanmıştır. Bu nedenle tamamlılık magnitüdünün tüm veriden hesaplandığı gibi 2.6 alınması özellikle tamamlılık magnitüdü değerine duyarlı olan artçı deprem azalım parametresi p’nin yanlış hesaplanmasına neden olacaktır. Çünkü bu parametre özellikle ana şoku takip eden ilk günlerdeki artçı depremlere duyarlıdır.



Şekil 4.2 : İzmit depremi artçı şok dizisi için magnitüd-kümülatif deprem sayısı ilişkisi.



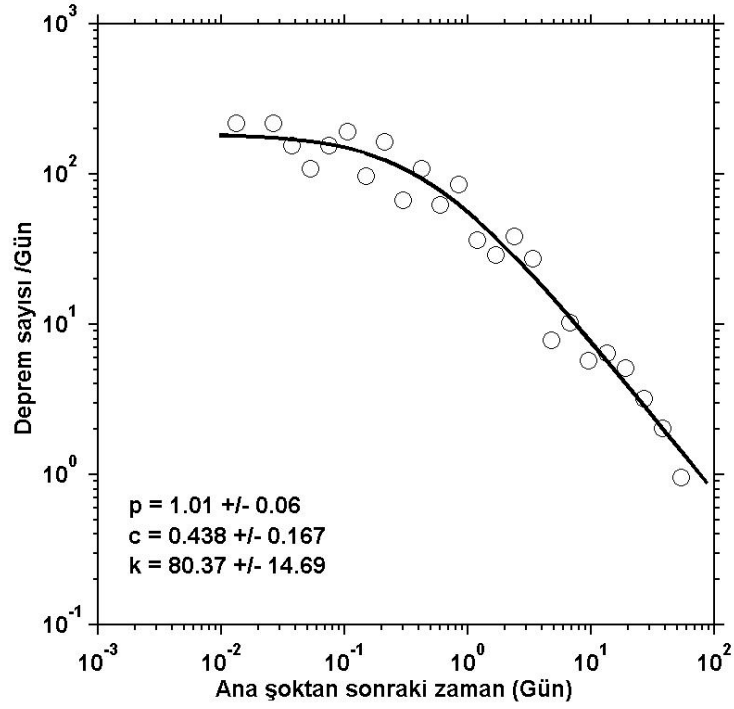
Şekil 4.3: İzmit depremi artçı şok dizisi için zamanın fonksiyonu olarak M_c değişimi.

Tamamlılık magnitüdü M_c 'nin zaman içinde değişmesinin iki nedeni olabilir. (1) Ana şoku takip eden günlerde ana şok kırılma zonu çevresine sismik algılama kabiliyetini arttırmak için mobil istasyonlar kurulmakta ve depremleri gözlemleyen kurum veya kurumlarda ana şokun olduğu bölge üzerinde doğal olarak daha fazla personel odaklanmaktadır. (2) Ana şoku takip eden ilk günlerde kırılma zonu üzerinde meydana gelen ani gerilme değişim ve yüklemelerine bağlı olarak bir deprem fırtınası gibi birbirinin peşi sıra çok sayıda artçı deprem meydana gelmekte ve küçük artçı depremlerin sismik dalgaları göreceli olarak daha büyük olan artçı depremlerin sismik dalgalarının son kesiminde yer alan salınımlar içinde kaybolmakta ve belirlenmemektedir. Dolayısıyla artçı deprem etkinliğinin doğasında yer alan ana şok sonrasında sayıca hızla azalma bağlı olarak artçı deprem olma sıklığı azalmakta ve gün geçtikçe daha küçük magnitüdüdeki depremler tespit edilebilmektedir.

Bu çalışmada İzmit depremi için yapılacak artçı deprem etkinliği parametrelerinin hesaplanması için kullanılacak en küçük magnitüd M_{min} değeri yüksek tutularak ($M_{min}=3.2$), M_c değerinin zaman içindeki değişiminin neden olacağı hatalar önlenmeye çalışılmıştır. Bu işlem bu magnitüdü altında kalan magnitüdlere sahip verinin hesaplamalarda kullanılmasına engel olduğundan hesaplamalarda kullanılacak artçı deprem sayısını azaltmaktadır. M_c değerinin zamanla değişiminin hesaplamalara etkisini engellemenin bir yolu da M_{min} 'in küçük alınarak verinin başlangıç kısmındaki yeterli

sayıdaki depremin çıkarılması yani veri başlangıç zamanının T_o , yani ana şok oluş zamanı değil de yeterli sayıda depremi içeren zamanın (T_y) bu zaman eklenerek başlangıç zamanının $T_b=T_o+T_y$ alınmasıdır (Wiemer ve Katsumata, 1999). Örnek olarak Şekil 3.4’de gösterilen İzmit depremi artçı depremleri için $T_b=T_o+4$ gün alınarak $M_{min}=2.7$ alınabilir. Ancak bu işlem de verinin başlangıç kısmında yer alan artçı depremlerin hesaplamalarda kullanılmasını engellemektedir.

İzmit depremi artçı depremlerinin tümü kullanılarak hesaplanan artçı şok dizisinin zamanla azalma oranını veren p-değeri Şekil 4.4’de verilmiştir. Hesaplamalar, $M_{min} \geq M_c (=3.2)$ ve $T_{başlangıç}=0$ alınarak en büyük olasılık yöntemiyle yapılmış ve $p=1.01 \pm 0.06$, c ve k sabitleri ise sırasıyla $c=0.438 \pm 0.167$ ve $k=80,37 \pm 14.69$ olarak bulunmuştur.



Şekil 4.4: İzmit depremi artçı şok dizisinin zamanla azalma oranı.

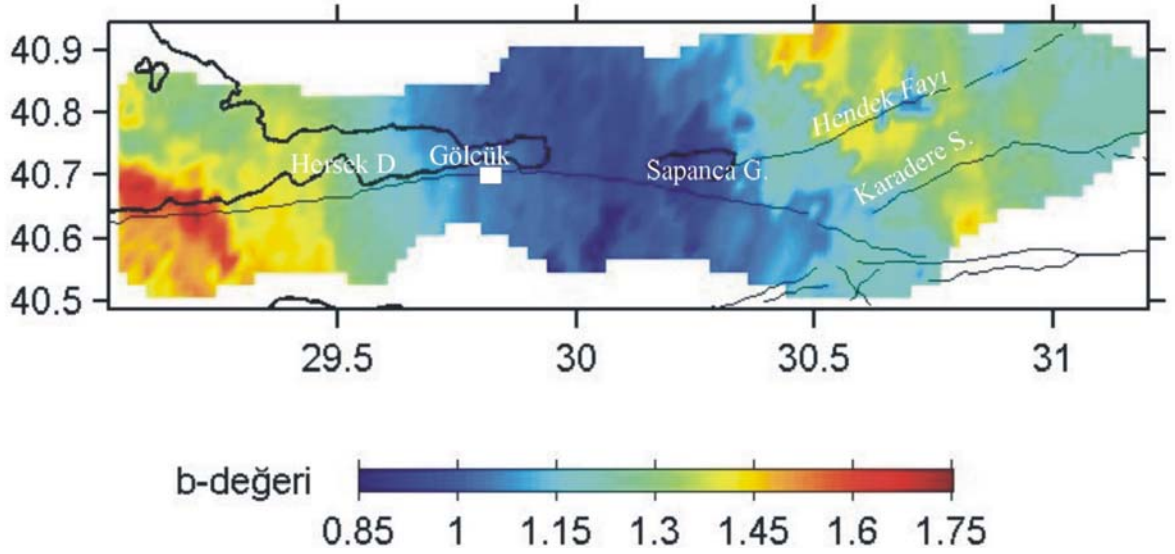
4.1.2. Bulgular ve Tartışma

17 Ağustos 1999 İzmit depremi artçı depremlerinin deprensellik parametrelerinin uzay ve zaman dağılımı hem yeryüzünde ve hem de derinlik boyutunda hesaplanarak belirlenmiştir. İlk önce yeryüzeyindeki dağılım belirlenmiştir. Bu amaçla 1999 İzmit depreminin 1999 Düzce depremine kadar olan artçı depremleri yüzeyde haritalanmış ve kullanılan paket programın gereği olarak artçı depremlerin yoğun olarak toplandığı bölge harita üzerinde bir kapalı eğri ile çevrilmiştir (Şekil 4.5). Bu kapalı eğrinin çevrelediği harita alanı KG ve DB doğrultusunda 0.02 derece ile karelajlanmıştır. Ardından karelajlamanın her düğüm noktası için o noktaya en yakın 300 artçı deprem seçilerek b değeri ve artçı deprem azalım parametresi p değeri en büyük olasılık yöntemi kullanılarak hesaplanmıştır. Şekil(4.6-4.7) bu işlemin sonucunu göstermektedir.

Şekil 4.6'da görüldüğü gibi İzmit depremi kırılma düzlemi civarında artçı depremlerden hesaplanan b değeri 0.85 ile 1.75 arasında değişmektedir. Şekil de mavi renkli alanlar b değerinin düşük, kırmızı alanlar ise b değerinin göreceli olarak yüksek olduğu alanları göstermektedir. Wiemer ve Wyss (1997) artçı depremler çıkarılmış deprensellikten (declustered catalogues) hesaplanan b değerini fay düzlemi içindeki pürüz alanları içinde göreceli olarak küçük olduğunu göstermişlerdir. Gerilme ile b değeri arasındaki ters ilişki göze alındığında bu normal bir sonuçtur. Çünkü gerek laboratuvar çalışmalarında (Scholz, 1968) ve gerekse gerçek deprensellik verileriyle hesaplanan b değerleri gerilme ile ters ilişki içindedir. Fay pürüzleri kırılmayı engelleyen fay alanları olduklarından gerilme birikimine neden olurlar. Bu gerilme birikimi pürüzün dayanım sınırının aşılmasıyla sona erer ve pürüz kırılarak gerilme boşalır. Bu kırılma ana şoka karşılık gelmektedir. Dolayısıyla pürüz alanı içinde gerilmenin ani serbestlenmesi ile pürüz alanı içinde gerilme azalım gösterir. Ancak kırılan pürüzün çevresindeki fay alanlarında gerilme yüklenmesi meydana gelir (King vd., 1994; Nalbant vd., 1998; Hubert-Ferrari vd., 2000; Utkucu vd., 2003a). Wiemer ve Katsumata (1999) ABD'de meydana gelen 1984 Morgan Hill, 1992 Landers ve 1994 Northridge depremleri ile Japonya'daki 1995 Kobe depremi ardından meydana gelen artçı

depremlerin b ve p deprensellik parametrelerinin uzay ve zaman dağılımını inceledikleri çalışmalarında b değerinin yüksek olduğu alanların kaymanın büyük olduğu fay alanları ile yani pürüzler ile genel bir uyum içinde olduklarını görmüşlerdir. b değerinin düşük olduğu alanların ise pürüzleri çevreleyen alanlar olduğunu görmüşlerdir. Bununla birlikte kaymanın fazla olduğu alanların b değerinin düşük olduğu alanlarla örtüştüğü durum ile de karşılaşmışlardır. Nitekim 1984 Morgan Hill depreminde bir kısım yüksek kayma değerine sahip fay alanları yüksek b değerleri ile örtüşürken, diğer bir kısım yüksek kayma değerine sahip fay alanlarında düşük b değerleriyle örtüştüğünü görmüşlerdir. Benzer bir gözlem 1992 Landers depremi içinde söz konusudur.

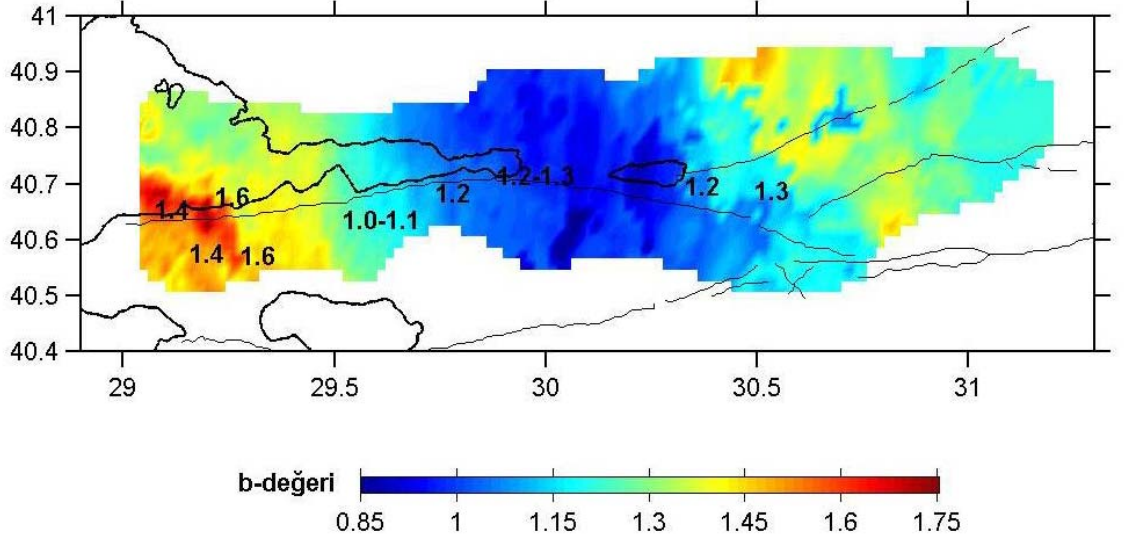
Bu gözlemlere bağlı olarak Wiemer ve Katsumata (1999) iki hipotezi tartışmışlardır. (1) ana şok sırasındaki kaymanın dağılımı yani kırılan pürüz veya pürüzler artçı depremler sonrası b ve p parametrelerinin uzay dağılımını belirler. (2) Bu parametrelerin uzaysal dağılımı kayma dağılımından bağımsız, ancak ana şok kırılmasının meydana geldiği kabuk içindeki materyallerin yerel özelliklerine bağlıdır. Buna göre ana şok artçı depremleri tetiklemekte ve kırılmanın olduğu kabuksal hacim içindeki artçı deprem üretkenliğini belirlemektedir ancak, artçı depremlerin dağılımları ve azalım oranları o kabuksal hacim için karakteristik bir özelliktir ve ana şok deprensellik parametrelerinin uzaysal dağılımına etki etmez. Eğer bu ikinci hipotez doğru ise yani o kabuk hacmine has çevresel ve materyal özellikler deprensellik parametrelerinin uzaysal dağılımını belirliyorsa ana şok öncesinde ve sonrasındaki dağılımın benzer olması gerekir. Bu çevresel şartlar aynı zamanda kaymanında uzaysal dağılımını belirliyor olabilir ve dolayısıyla artçı deprem dağılımına etki edebilir. Aynı araştırmacılar bu verilen iki hipotez için orta yol sayılabilecek bir hipotezi de önermişlerdir. Buna göre uzaysal dağılım rastgeledir ve ne kırılma özelliklerinden ne de çevresel şartlardan etkilenmektedir. Aynı araştırmacılar bu hipotezler arasında herhangi bir seçim yapılabilmesi veya hangisinin hangi jeolojik ve jeofizik parametrelere bağlı olarak bir ana şok sonrasında artçı depremlerin uzaysal dağılımına ve azalım oranına etki ettiğinin belirlenebilmesi için ilave çalışmalar gerektiğini önermişlerdir. Bu çalışmalara örnek olarak ana şokun meydana geldiği kabuğun elastik parametrelerinin (V_P/V_S oranını) ve elektrik özdirenç özellikleri belirleneceği çalışmalar gösterilebilir.



Şekil 4.6:1999 İzmit depremi artçı şok dizisi için En Büyük Olasılık Yöntemi kullanılarak elde edilen b değerleri bölgesel değişim haritası.

Şekil 4.6'da görüldüğü gibi 1999 İzmit depremi artçı depremleri için hesaplanan b değerleri 0.85 ile 1.75 arasında değişmektedir. b değeri Sapanca gölü doğu kıyısı ile Hersek deltası doğusu arasında 0.85 ile 1.0 arasında değişmektedir. Gölcük doğusu ile Hersek deltası arasında b değeri yükselmekte ve 1.15 ile 1.35 arasında yer almaktadır. Hersek deltasından batıya doğru yükselim devam etmekte ve bu alanda b değeri 1.4 ile 1.75 arasında yer almaktadır. Sapanca gölü doğusundan Karadere segmentinin güneybatı ucuna kadar olan alanda b değeri 1.3 civarındadır. Ancak, Karadere segmentinin güneybatı ucu civarında 1.0 civarında göreceli olarak düşük b değerine sahip küçük bir alan da söz konusudur. Hendek fayı ve Karadere segmentleri arasında b değeri yaklaşık 1.2 ile 1.4 arasında değişmektedir. 1967 Mudurnu depremi kırığının yer aldığı Karadere segmenti güneyinde b değeri 1.2 civarındadır.

Şekil 4.7'de görüldüğü gibi 1999 İzmit depremi art sarsıntı dizisi için p değeri 0.5 ile 1.1 arasında değişmektedir. Şekilde kırmızı renkli yerler artçı deprem azalımının hızlı olduğu yerleri, mavi renkli alanlar ise artçı deprem azalımının yavaş olduğu yerleri göstermektedir. Azalımın en hızlı olduğu yer batıda Yalova civarında ve Hendek fayı kuzeyinde yer almaktadır. Episantr civarında da azalım yüzey kırığının uzandığı diğer yerlere göre yüksektir. Sapanca gölü civarında 1967 Mudurnu kırığı üzerinde düşük azalım hızları göze çarpmaktadır. En yavaş azalımın olduğu yer Karadere segmentinin Düzce fay segmenti ile birleştiği alana denk gelmektedir.

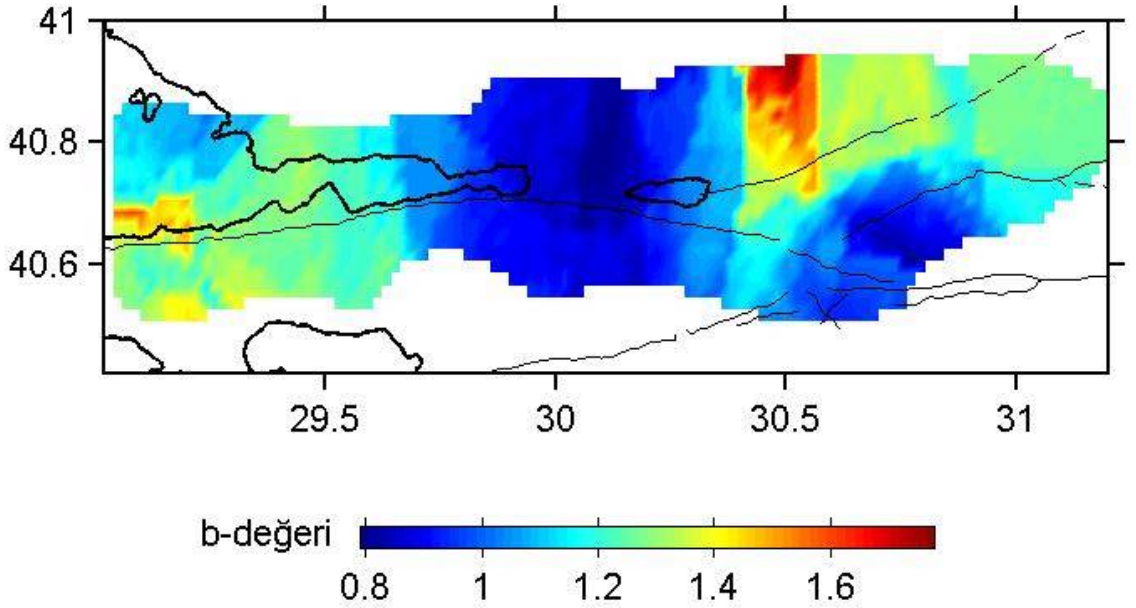


Şekil 4.8: Bu çalışmada artçı deprem verileriyle bulunan b değerlerinin uzaysal dağılımı ile Öncel ve Wyss (2000) tarafından ana şok öncesi deprensellikten bulunan b değerlerinin (siyah rakamlar) karşılaştırılması.

Görüldüğü gibi İzmit depremi için artçı depremlerden bulunan b değerinin uzaysal dağılımı Wiemer ve Katsumata (1999)'nın yukarıda değinilen 2. hipotezine daha uygun görülmekle birlikte 1. hipoteze uygun olan istisnalarda mevcuttur. Genel olarak ele alındığında b değerinin ana şok sonrasında fazla değişmediği söylenebilir. İzmit depremi sonrasında en büyük kayma Sapanca gölü doğusunda gözlenmiştir. Bu bölge için bulunan b değerinde deprem sonrasında 0.1 birimlik bir artış gözlenmiştir. Bu yükselim çarpıcı olmamakla birlikte Wiemer ve Katsumata (1999)'un 1. hipotezine uygunluk göstermektedir. Bir yükselme de Hersek deltası batısı ve güneybatısı için söz konusudur. Hersek deltası batısında fay su altına girdiği için buranın kırılıp kırılmadığı veya kırıldıysa ne kadar kaymayla kırıldığı tartışma konusu olmuştur. GPS ve InSAR radar interferometri verileriyle yapılan modellemeler (Wright vd., 2001, Reilinger vd., 2000) kaymanın Hersek deltası batısına 10- 20 km kadar 1- 2 m kayma büyüklüğüyle ilerlediğini ancak Hersek deltasından itibaren batıya doğru yavaş yavaş azaldığını ve son bulduğunu göstermiştir. Fayın bu kısmı üzerinde b değerinin deprem sonrasında artması (0.1-0.35 birim) Wiemer ve Katsumata (1999)'nın 1. hipotezi ile uygunluk göstermektedir. Ancak kaymanın en yüksek olduğu Sapanca gölü doğusunda sadece 0.1 birimlik bir artış olmuşken kaymanın Hersek deltası batısına göre yüksek olduğu Gölcük doğusunda ise 0.1 birimlik bir düşüş söz konusudur.

Yukarıda ifade edildiği gibi b değerinin ana şok sonrasında özellikle kaymanın yüksek olduğu Gölcük ile Karadere segmenti birleşme yeri batısı arasında genel olarak aynı kalması 1999 İzmit depremi kırılmasının Wiemer ve Katsumata (1999)'un 2. hipotezi ile daha uyumlu olduğu ifade edilebilir. Yani materyal özellikleri b değerini belirleyici unsurdur. Ancak, yukarıda değinilen b değerinin ana şok sonrasında yükseldiği veya düştüğü istisnalar kayma büyüklüğünün ve diğer bazı jeolojik ve jeofizik parametrelerin bu belirleyicilikte pay sahibi olduğu şeklinde yorumlanabilir.

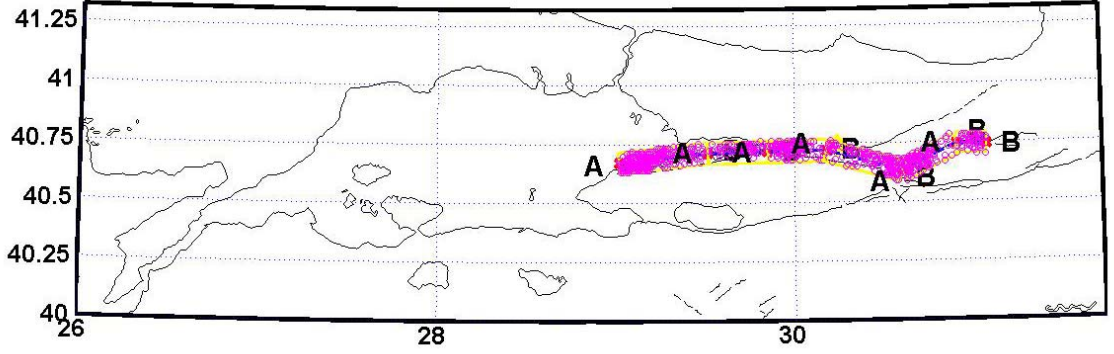
1999 İzmit artçı depremleri için b değerinin yeryüzeyinde uzaysal dağılımı en küçük kareler yöntemiyle de hesaplanmış ve Şekil 4.9'da gösterilmiştir. Görüldüğü gibi en büyük olasılık yöntemiyle hesaplanan ve Şekil 4.6'da gösterilen dağılımla genel bir benzerlik söz konusudur.



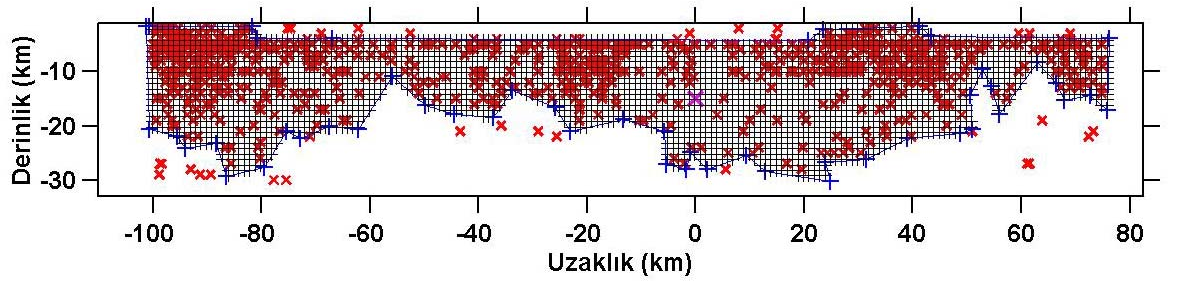
Şekil 4.9: İzmit depremi artçı şok dizisi için En Küçük Kareler Yöntemi kullanılarak elde edilen b değerlerinin bölgesel değişim haritası.

1999 İzmit depremi için b değerinin uzaysal dağılımı derinlik boyutunda da belirlenmiştir. Bu belirleme işlemleri için kırılan fay segmentleri merkez alınarak 10 km genişlik içine düşen artçı depremler hesaplama da kullanılmıştır (Şekil 4.10). 10km genişlikteki bu derinlik kesiti uzunluk ve derinlik boyutları boyunca 1 km aralıklarla

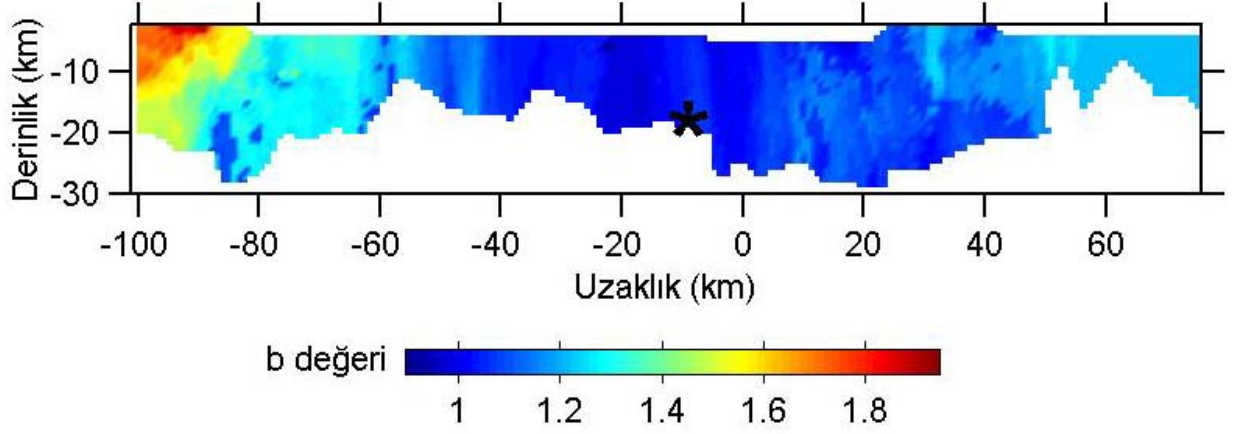
karelajlanmış (Şekil 4.11) ve her düğüm noktası için en yakın 100 artçı deprem kullanılarak en büyük olasılık yöntemi ile hesaplanan b değerleri o düğüm noktalarına atanmıştır. Şekil 4.12 bu işlemin sonucunu göstermektedir. Görüldüğü gibi derinlik kesiti üzerinde b değerleri yaklaşık 0.9 ile 1.9 arasında değişmektedir. Yüzeysel dağılımına benzer olarak b değeri odak civarında yaklaşık 0.9 civarındadır ve Öncel ve Wyss (2000)'in deprensellikten yüzeyde hesapladıkları b değerine göre (1.2-1.3 arası) bir düşüş söz konusudur. Sapanca gölü doğusunda ise b değerleri odak civarına göreceli olarak 0.1-0.3 birim yükselme göstermektedir ve Karadere segmenti üzerinde 1.3 birime kadar yükselmektedir. Sapanca gölünün doğusu için Öncel ve Wyss (2000)'in yüzeyde hesapladıkları b değeri ile aynı değer derinlik kesitinde de hesaplanmıştır.



Şekil 4.10: 1999 İzmit depremi için kırılan fay segmentleri üzerinde alınan kesit haritası.



Şekil 4.11: İzmit depremi artçı şok dizisi için derinlik kesiti boyunca hesaplanan b değerleri karelaj haritası.

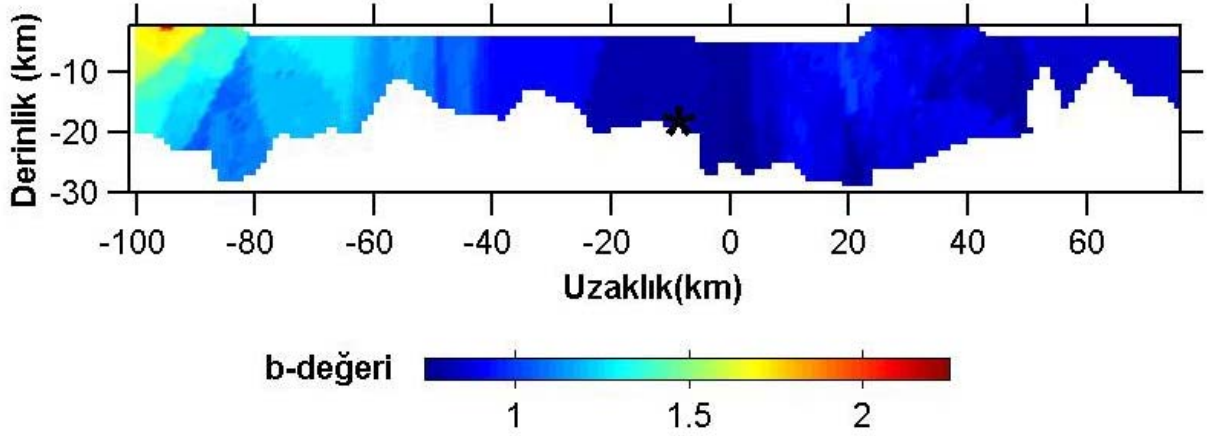


Şekil 4.12: İzmit depremi artçı depremleri için derinlik kesiti boyunca en büyük olasılık yöntemi kullanılarak hesaplanan b değerleri bölgesel değişim haritası. Siyah yıldız ana şokun yerini göstermektedir.

Gölcük ve Hersek deltası arasında b değeri 1.2-1.3 civarındadır. Yüzeyle depremsellikten hesaplanan b değerine göre 0.1-0.2 birimlik bir yükselme söz konusudur. Hersek deltasının hemen batısında b değeri 1.4'tür ve batıya gidildikçe bu değer artmakta ve 1.9'a kadar çıkmaktadır. Yine yüzeyle depremsellikten hesaplanan b değerine göre bir artış söz konusudur.

Bu çalışmada derinlik boyutunda hesaplanan b değeri dağılımı ile Öncel ve Wyss (2000)'in yüzeyle depremsellikten hesapladıkları b dağılımı istisnalar hariç fazla bir fark göstermemektedir. Dolayısıyla Wiemer ve Katsumata (1999)'nın yukarıda değinilen hipotezleri ile ilgili olarak yapılan tartışma derinlik boyutu için de söz konusudur.

1999 İzmit depremi için b değerinin derinlik boyutunda uzaysal dağılımı En Küçük Kareler Yöntemi kullanılarak da belirlenmiştir (Şekil 4.13). En Büyük Olasılık Yöntemiyle hesaplanan ve Şekil 4.12’ de gösterilen dağılımla karşılaştırıldığında genel bir benzerliğin olduğu ve her iki yöntemle hesaplanan b değerlerinin % 10 civarında değiştiği görülmüştür.



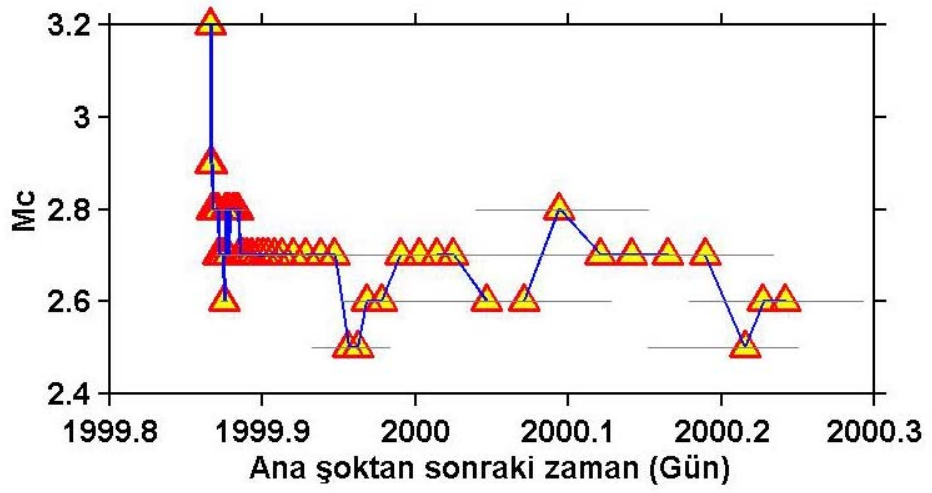
Şekil 4.13: İzmit depremi artçı depremleri için derinlik kesiti boyunca en küçük kareler yöntemi kullanılarak hesaplanan b değerleri bölgesel değişim haritası. Siyah yıldız ana şokun yerini göstermektedir.

4.2. 12 KASIM 1999 DÜZCE DEPREMİ

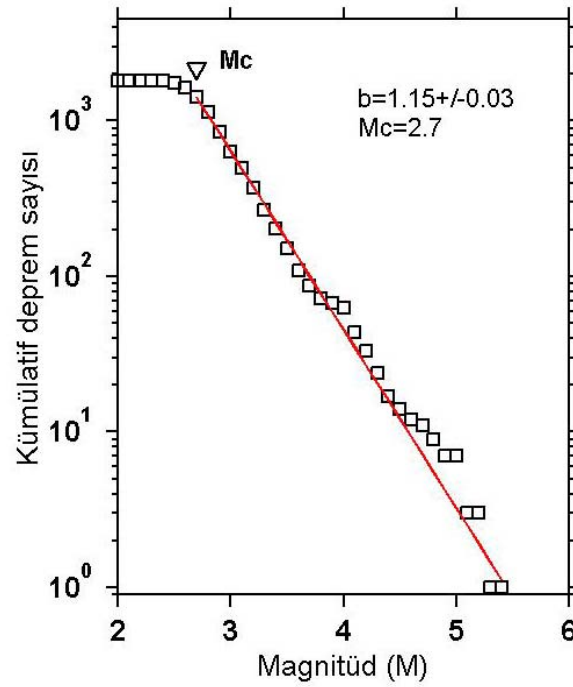
4.2.1. Kullanılan Artçı Deprem Verisi

12 Kasım 1999 Düzce depremi için kullanılan artçı deprem verisi Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü'nün 1999 İzmit ve Düzce depremleri artçı deprem kataloğu çalışmasından (Kalafat vd., 2001) elde edilmiştir. Elde edilen bu veri içindeki depremlerin büyüklükleri süre magnitudüne (M_d) göre homojen hale getirilerek çalışmada kullanılan ZMAP 6.0 paket programının (Wiemer, 2001) veri okuma formatına uygun hale getirilmiştir. 12 Kasım 1999 Düzce depreminin ana şokunun ardından 5 ay içinde meydana gelen artçı depremler için deprensellik parametrelerinin uzay ve zaman ortamındaki değişimleri Karadere, Düzce, ve Elmalık fay segmentlerinin kırılma alanları üzerinde incelenmiştir. Deprensellik parametrelerini uzay ve zaman ortamındaki dağılımlarının haritalanması işlemi gerek yeryüzeyi üzerinde ve gerekse derinlik boyutunda kırılan fay segmentleri boyunca yapılmıştır.

Daha sonra kullanılan verinin tamamlılık magnitudü ve zaman içindeki değişimi belirlenmiştir. Düzce depremi artçıları için verilerin tümünden tamamlılık magnitudü en büyük olasılık yöntemi kullanılarak ve zaman içindeki değişimi de 150 deprem içeren zamanca kayan bir pencere kullanılarak hesaplanmıştır. Bu işlemin sonuçları Şekil 4.14'de gösterilmiştir. Şekil 4.14'den de görüldüğü gibi ana şoku takiben ilk günlerde M_c 'nin yaklaşık 2.7 ile 3.2 arasında değiştiği görülmektedir, sonraki günlerde M_c zaman içinde 2.6 ile 2.9 arasında bir değer almıştır, zaman içinde $M_c=2.7$ civarında yoğunlaşmıştır. Şekil 4.15'te görüldüğü gibi 1999 Düzce artçı deprem serisinin ilk 5 aylık kısmının tümü için tamamlılık magnitudü $M_c=2.7$ ve b değeri $b=1.15\pm 0.03$ olarak hesaplanmıştır.

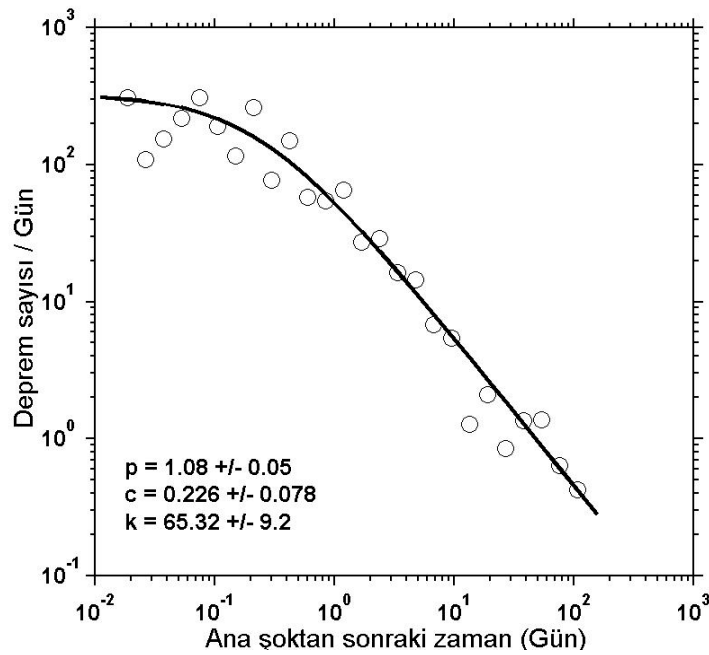


Şekil 4.14: 12 Kasım Düzce depremi artçı şok dizisi için zamanın fonksiyonu olarak M_c değişimi.



Şekil 4.15: Düzce depremi artçı şok dizisi için magnitüd-kümülatif deprem sayısı ilişkisi.

12 Kasım 1999 Düzce depremi artçı şok dizisinin zamanla azalma oranını gösteren p değeri Şekil 4.16'da verilmiştir. p değeri hesabı $M \geq M_c$ ($=3.2$) ve $T_{\text{başlangıç}}=0$ değerleri göz önüne alınarak en büyük olasılık yöntemiyle yapılmış ve $p=1.08 \pm 0.05$ olarak bulunmuştur. c ve k sabitleri ise sırayla $c=0.226 \pm 0.078$, $k=65.32 \pm 9.2$ olarak hesaplanmıştır.



Şekil 4.16: Düzce depremi artçı şok dizisinin zamanla azalma oranı.

Çalışmada 1999 Düzce depremi için artçı deprem etkinlik parametrelerinin hesaplanması için kullanılan en küçük magnitüd M_{\min} değeri yüksek tutularak ($M_{\min}=3.2$) M_c değerinin zaman içindeki değişiminin neden olacağı hatalar önlenmeye çalışılmıştır. Bu işlem bu magnitüdü altında kalan magnitüdlere sahip verinin hesaplarda kullanılmasına engel olduğundan hesaplamalarda kullanılacak artçı deprem sayısını yani veri sayısını azaltmaktadır. M_c değerinin zamanla değişiminin hesaplamalara etkisini engellemenin bir yolu da M_{\min} 'nin küçük alınarak verinin başlangıç kısmındaki yeterli sayıdaki depremin çıkarılması yani veri başlangıç

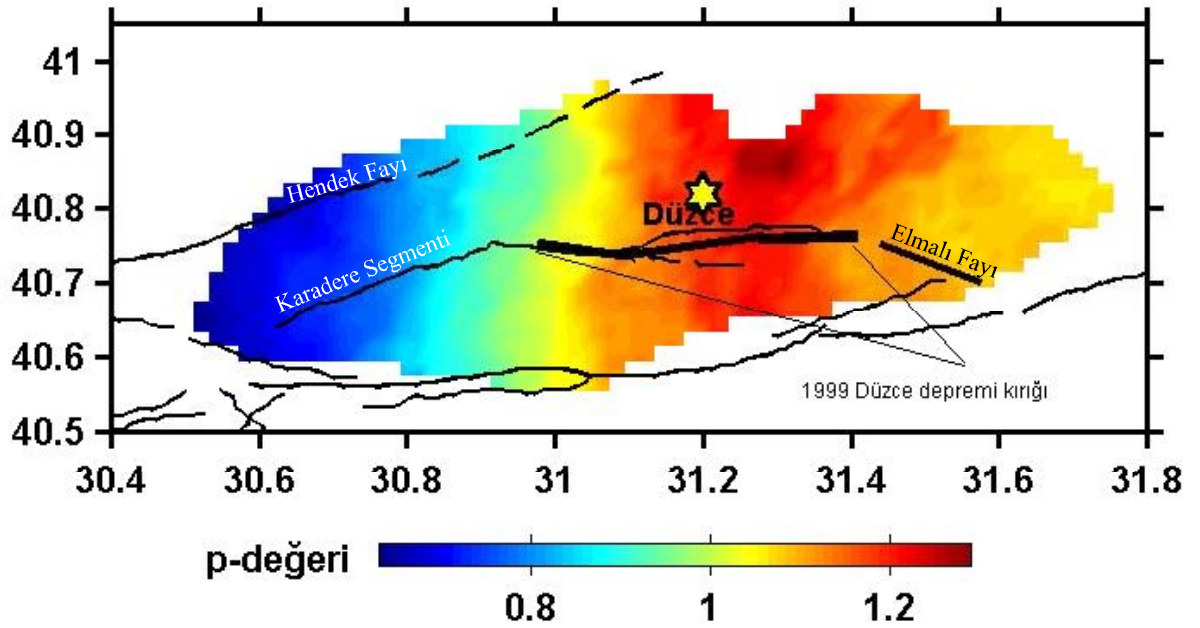
zamanının T_o yani ana şok oluş zamanı değil de yeterli sayıdaki depremi içeren zamanın (T_y) bu zaman eklenerek başlangıç zamanının $T_b=T_o+T_y$ alınmasıdır (Wiemer ve Katsumata, 1999). Örnek olarak Şekil 3.11’de gösterilen Düzce depremi artçı depremleri için $T_b=T_o+3\text{gün}$ alınarak $M_{\min}=2.7$ alınabilir. Ancak bu işlem verinin başlangıç kısmında yer alan artçı depremlerin hesaplamalarda kullanılmasını engellemektedir.

4.2.2 Bulgular ve Tartışma

12 Kasım 1999 Düzce depremi artçı depremlerinin depremsellik parametrelerinin uzay ve zaman dağılımı hem yeryüzünde ve hem de derinlik boyutunda hesaplanarak belirlenmiştir. İlk önce yeryüzeyindeki dağılım belirlenmiştir. Bu amaçla 1999 Düzce depreminin 5 aylık artçı depremleri yüzeyde haritalanarak kullanılan paket programın gereği olarak artçı depremlerin yoğun olarak toplandığı bölge harita üzerinde bir kapalı eğri ile çevrilmiştir (Şekil 4.17). Bu kapalı eğrinin çevrelediği harita alanı KG ve DB doğrultusunda 0.02 derece ile karelajlanmıştır. Ardından karelajlamanın her düğüm noktası için o noktaya en yakın 300 artçı deprem seçilerek b değeri ve artçı deprem azalım parametresi p değeri en büyük olasılık yöntemi kullanılarak hesaplanmıştır. Şekil (4.18 ve 4.19) bu işlemin sonuçlarını göstermektedir.

Şekil 4.18’de görüldüğü gibi Düzce depremi kırılma düzlemi civarında artçı depremlerden hesaplanan b değeri 0.8 ile 1.6 civarında değişmektedir. Şekil de mavi renkli alanlar b değerinin düşük, kırmızı alanlar ise b değerinin göreceli olarak yüksek olduğu alanları göstermektedir.

Şekil 4.18’de görüldüğü gibi Düzce depremi sırasında kaymanın yüksek olduğu (Bürgman vd., 2002, Akyüz vd., 2002, Aydın ve Kalafat 2002, Utkucu vd., 2003a) ve deprem odağının yerleştiği Düzce segmenti üzerinde b değeri yüksek ve Düzce segmentinin iki ucundan uzaklaştıkça b değeri düşmektedir. Bu durum 1999 Düzce depremi ana şoku sonrasında Hendek fayı, Elmalık fayı ve 4 ay önce İzmit depremi ile kırılan Karadere segmenti üzerinde gerilmenin arttığına işaret etmektedir. Artçı deprem azalım parametresi p’nin yeryüzeyindeki uzay dağılımı Şekil 4.19’da gösterilmiştir. Şekilde kırmızı alanlar azalımın hızlı mavi alanlar ise azalımın göreceli olarak yavaş olduğu alanları göstermektedir. Görüldüğü gibi ana şok kırığının esas kısmını teşkil eden Düzce segmenti üzerinde azalım fazla ve Düzce segmentinin iki ucundan uzaklaştıkça azalım parametresi p göreceli olarak azalmaktadır. Benzer sonuçlar Wiemer ve Katsumata (1999)’da da görülebilir.



Şekil 4.19: 1999 Düzce depremi artçı depremleri için elde edilen p değerleri bölgesel değişim haritası.

1999 İzmit anaşoku sırasında kırılan Karadere fay segmenti ve 1999 Düzce depremi sırasında kırılan Düzce fay segmenti ile, bir deprem oluşturup oluşturmayacağı tartışma konusu olan Elmalık fayı (Barka ve diğ., 2000) derinlik kesitleri boyunca b değerinin uzaysal dağılımını yine 1999 Düzce depremi artçı depremleri kullanılarak belirlenmeye çalışılmıştır. 1999 Düzce depremi ana şoku için dalga şekli modellemeleri sonucu elde

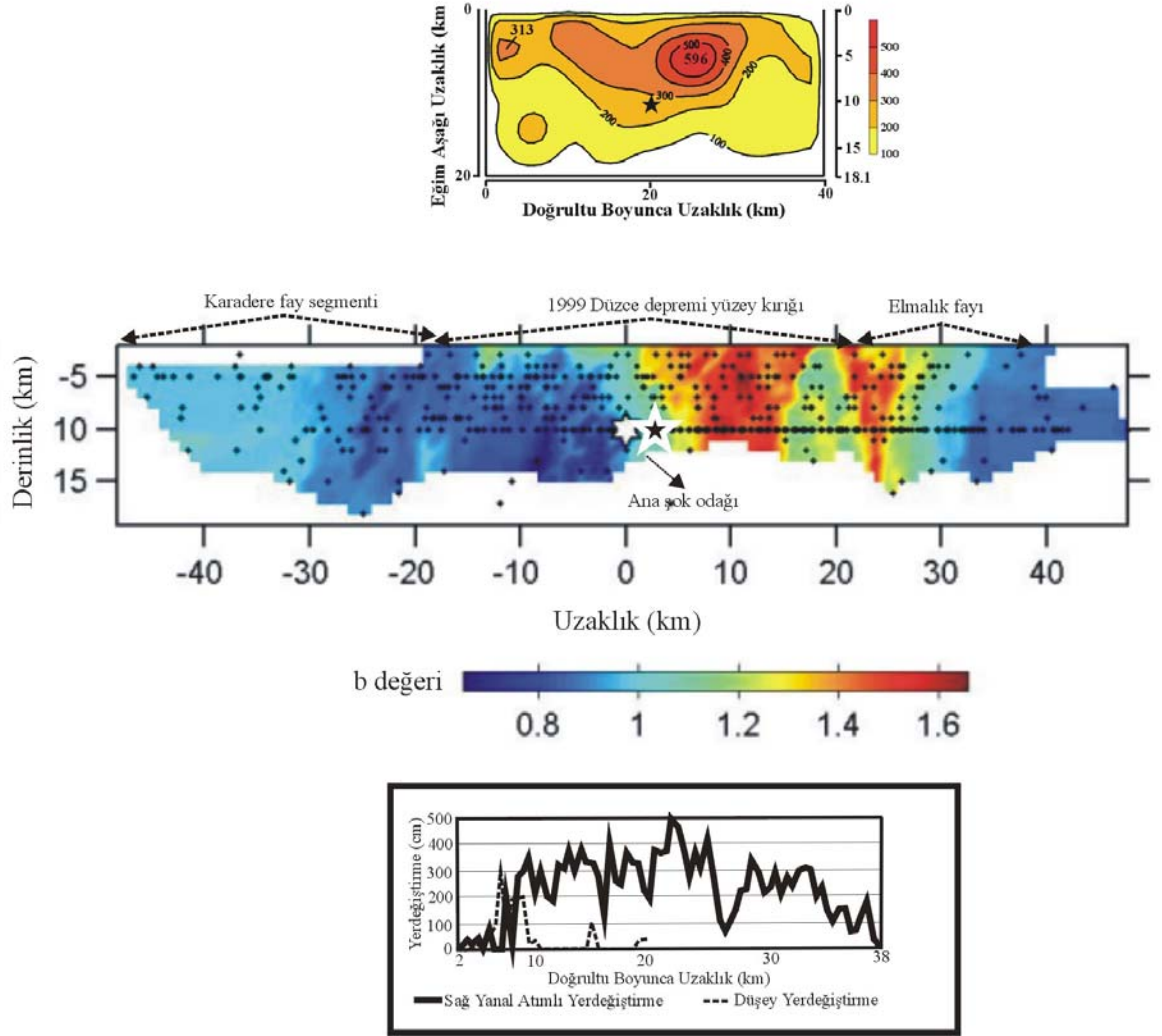
edilen kaynak parametreleri Düzce depremi sırasında kırılan fay için yaklaşık 65° Kuzeye doğru bir eğim önermektedir (Tibi vd., 2001; Wright vd., 2001). 1999 İzmit depremi sırasında kırılan Karadere fay segmentinin de Kuzeye doğru önemli bir eğime sahip olduğu InSAR radar interferometri verileriyle yapılan bir çalışmada önerilmektedir (Wright vd., 2001). Artçı depremlerin Şekil 3.11’de gösterilen yüzeydeki dağılımı da bunu doğrular niteliktedir. Çünkü, artçı depremler bir düzlemden çok geniş bir kabuk hacmi içinde dağılmışlardır. Bu nedenle b değerinin hesaplanacağı derinlik kesiti anılan fay segmentlerinin doğrultuları dikkate alınarak tanımlanmış ve kuzeye doğru olan eğimden dolayı kesitler adı geçen fay segmentleri merkez alınarak 20 km genişlikte seçilmiştir. Kesit uzunluğu ve derinliği boyunca 1 km aralıklarla kareleştirilmiş ve her düğüm noktası için o düğüm noktasına en yakın 100 artçı deprem kullanılarak En Büyük Olasılık yöntemi ile belirlenen b değeri bu düğüm noktasına atanmıştır.

Şekil 4.20 bu işlemin sonucunu (ortadaki) ve bu sonucun Utkucu vd., (2003a) tarafından dalga şekli ters çözümü ile belirlenen kırılma modeli (üstte) ve yüzeyde ölçülen atım miktarları (altta) (Akyüz vd., 2002) ile karşılaştırılmasını yansıtmaktadır.

Şekil 4.20’den görüldüğü gibi b değeri 0.65 ile 1.65 arasında değişmekte ve kesit boyunca b değeri oldukça heterojen bir dağılım sergilemektedir. b değerinin yüksek olduğu yerler (kırmızı renkteki) 1999 Düzce depremi kırılma uzanımıyla kayda değer bir uyum sergilemektedir. Elde edilen kayma dağılımı modelinde yaklaşık 5 m atımıyla büyük pürüz yaklaşık 5m’ lik yer değiştirme miktarıyla 1999 Düzce ana şok odağının hemen doğusunda ve eğim yukarısında yer almaktadır. Belirlenen yüksek b değeri bölgesi bu pürüzün kırılma alanı ile çakışmaktadır. Bu durum Wiemer ve Katsumata (1999) tarafından öne sürülen ana şok ile kırılan pürüz veya pürüzlerin üzerinde artçı depremler tarafından belirlenen b değerlerinin yüksek olduğu tezi ile uyuşmaktadır. Aynı araştırmacılar pürüz çevresindeki alanlar üzerinde ise artçı depremlerden belirlenen b değerinin göreceli olarak düşük olduğunu öne sürmüşlerdir. Düzce depremi artçı depremlerinden belirlenen b değeri batıya doğru pürüzden uzaklaştıkça düşme göstermektedir. Doğuya doğru ise ilk önce göreceli bir artış sergilemekte daha sonra düşme göstermekte ve Elmalık fayı üzerinde tekrar düşmektedir. Olasılıkla, bu durum Düzce fay segmenti ile Elmalık fayı arasındaki yapısal

süreksizliğin etkisini temsil etmektedir ve bu yapısal süreksizlik boyunca ana şok öncesinde gerilme biriktiğini ve ana şok ile serbestlendiği şeklinde yorumlanabilir. Benzer bir gözlem Wiemer ve Katsumata (1999) tarafından ABD’de de meydana gelen 1992 Landers depremi için de gözlenmiştir. Bu sonuçlar fay zonları boyunca segment sınırlarının artçı depremlerden belirlenen b değerinin uzaysal dağılımından belirlenebileceğini veya ilave bir kanıt ortaya çıkaracağını gündeme getirmektedir.

Özellikle Karadere fayı ve Elmalık fayı boyunca b değerinin düşük olması bu segmentler üzerinde 1999 Düzce ana şoku sonrasında bir gerilme yüklemesi olduğunu önermektedir. Karadere fay segmentinin 3 ay önceki 1999 İzmit ana şoku ile kırıldığı göz önüne alınırsa Elmalık fayı için sismik tehlikenin Düzce depremi sonrasında arttığı söylenebilir.



Şekil 4.20: Daha önceki bir çalışmada (Utkucu vd., 2003a) bulunmuş kayma modelinin (en üstte) bu çalışmada bulunan b değerinin derinlik dağılımıyla karşılaştırılması (ortada). Yüzeyde gözlenmiş yerdeğiştirme miktarları da (Akyüz vd., 2002) altta verilmiştir.

5. TARTIŞMA VE SONUÇ

Bu çalışmada 17 Ağustos 1999 İzmit ($M_w=7.4$) ve 12 Kasım 1999 Düzce ($M_w=7.2$) depremlerinin artçı depremlerinden istatistiksel deprensellik parametreleri b ve p 'nin bu depremlerin kırılma zonları boyunca gerek yüzeyde ve gerekse derinlik boyutunda uzaysal dağılımları en büyük olasılık yöntemi kullanılarak hesaplanmıştır. Kullanılan veriler Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından hazırlanan 1999 İzmit ve Düzce depremleri artçı deprem kataloglarından temin edilmiştir. Kataloglar süre magnitudüne göre homojendir. İzmit depremi için 12 Kasım Düzce depremine kadar olan yaklaşık 3 aylık artçı deprem verisi, Düzce depremi için ise yaklaşık 5 aylık zaman dilimini kapsayan artçı deprem verisi kullanılmıştır. Her iki deprem dizisi için bölge-zaman-magnitud ilişkileri istatistiksel olarak değerlendirilmiş, zamanın bir fonksiyonu olarak kümülatif deprem sayısının grafiklenmesi ile deprensellik seviyesindeki düşüşün zamanı belirlenmeye çalışılmıştır. Her iki depremin zamanla kümülatif deprem sayısı azalım grafiklerine bakarak ana şokun büyüklüğü ve gözlenen artçı şok sayısının fazlalığına bağlı olarak, İzmit depreminin artçı deprem etkinliğini ve bu etkinliğin sona erme süresinin Düzce depremine göre daha uzun olduğu görülmüştür. İzmit depremi artçı depremleri 5 ve 10 km derinliklerde yığılmalar göstermiştir ve bölgede $M_c=2.6$ civarında bir magnitud hakimdir. Düzce depremi artçı deprem dizisi 1-10 km derinliklerde yoğunlaşmış ve $M_c=2.7$ civarında dağılım göstermektedir. Artçı deprem dizilerinin genel olarak ana şok derinliğinde veya yakın derinliklerde yoğunlaştığı ve ana şok büyüklüğüne bağlı olarak artçı şok sayısının arttığı gözlenmiştir.

Artçı depremlerin istatistiksel parametreleri b ve p nin uzaysal dağılımlarına bakıldığında elde edilen sonuçların bu iki büyük depremin kırılma zonları boyunca oldukça heterojen olduğunu göstermiştir. Aşağıda bu çalışma da her iki deprem için elde edilen sonuçlar ayrı ayrı verilmiştir.

5.1. 17 AĞUSTOS 1999 İZMİT DEPREMİ SONUÇLARI

17 Ağustos 1999 İzmit depremi için 17 Ağustos ile 12 Kasım arasında kalan artçı depremler 12 Kasım Düzce depreminin ana şokunun İzmit depremi artçı deprem dağılımına ve azalımına olası etkisi göz önüne alınarak kullanılmıştır. Tüm veriden elde edilen b değeri 1.21, azalım parametresi p ise 1.01 ve tamamlılık magnitudü 2.6 olarak bulunmuştur. Tamamlılığın zaman içindeki değişimi incelendiğinde kullanılan veri için zaman içinde tamamlılık magnitudünün 2.7- 3.1 arasında değiştiği görülmüştür. Bununla birlikte artçı depremler için hesaplanan değerlerin gerek yüzeydeki ve gerek derinlik boyutundaki dağılımı tüm veri için hesaplanan değerlerden önemli sapmalar gösterdiği görülmüştür.

İzmit depremi artçı şokları için b değerlerinin uzaysal dağılımının yüzeyde haritalanmasıyla hesaplanan b değerleri 0.85 ile 1.75 arasında bulunmuştur. Bulunan b değerlerinin Öncel ve Wyss (2000)'in ana şok öncesi depremsellik verilerinden hesapladıkları b değeri ile bir karşılaştırması yapılmış ve b değerinin ana şok sonrasında özellikle kaymanın yüksek olduğu Gölcük ile Karadere segmentleri birleşme yeri batısı arasında genel olarak aynı kaldığı görülmüştür. Bu da 1999 İzmit depremi kırılmasının Wiemer ve Katsumata (1999)'nın 2. hipotezine daha uygun olarak materyal özelliklerinin b değerini belirleyici unsur olduğu görüşünü desteklemektedir. Ancak, Wiemer ve Katsumata (1999)'nın 1. hipotezi olan kayma dağılımının artçı depremler sonrası b ve p parametrelerinin uzaysal dağılımını etkilediği görüşüne uygun olarak İzmit depremi sonrasında en büyük kaymanın görüldüğü Sapanca gölü doğusunda b değerinde 0.1 birimlik bir artış görülmüştür. Hersek deltasının batısı ve güneybatısında ise b değeri 0.1-0.35 birim arasında artmıştır. Bu artışlar, Wiemer ve Katsumata (1999)'nın 1. hipotezine uygun olarak kaymanın dağılımı yani kırılan pürüz ve pürüzler artçı deprem sonrası b ve p parametrelerinin uzay dağılımını belirler görüşüne uymaktadır.

1999 İzmit depremi için b değerinin uzaysal dağılımı derinlik boyutunda da hesaplanmıştır. Derinlik kesiti üzerinde b değerleri yaklaşık 0.9 ile 1.9 arasında bulunmuştur. Gölcük ve Hersek deltası arasında b değeri 1.2-1.3 civarında değişmektedir. Yüzeyde depremsellikten hesaplanan b değerine göre 1999 İzmit

depreminden sonra 0.1- 0.2 birimlik bir artış görülmüştür. Hersek deltasının hemen batısında b değeri 1.4'tür ve batıya gidildikçe bu değer artmakta ve 1.9 'a kadar çıkmaktadır. Yine yüzeyde deprensellikten hesaplanan b değerine göre bir yükseliş söz konusudur.

Sonuç olarak derinlik boyutunda hesaplanan b değeri dağılımı Öncel ve Wyss (2000)'in yüzeyde deprensellikten hesapladıkları b değeri dağılımı bu çalışmada yüzeyde hesaplanan b değeri dağılımından, istisnalar hariç, fazla bir fark göstermemektedir. Wiemer ve Katsumata (1999)'nın yukarıda değinilen hipotezleri ile ilgili olarak yapılan tartışmalar derinlik dağılımları içinde söz konusudur.

5.2. 12 KASIM 1999 DÜZCE DEPREMİ SONUÇLARI

b ve p değerlerinin hesaplanmasında 12 Kasım 1999 Düzce depremi için ana şokun sonrasındaki ilk 5 ay içinde meydana gelen artçı depremler kullanılmıştır. Tüm veriden elde edilen b değeri 1.15, azalım parametresi p ise 1.08 ve tamamlılık magnitudü 2.7 olarak bulunmuştur.

Bununla birlikte, artçı depremler için hesaplanan b ve p parametrelerinin gerek yüzeydeki ve gerek derinlik boyutundaki dağılımı tüm veri için hesaplanan değerlerden önemli sapmalar göstermiştir.

Düzce depremi artçı şokları için b değerlerinin uzaysal dağılımının yüzeyde haritalanmasıyla hesaplanan b değerleri 0.8 ile 1.6 civarında değişmektedir. Düzce segmenti üzerinde b değeri yüksek ve Düzce segmentinin iki yanından uzaklaştıkça b değeri düşmektedir. Bu durum 1999 Düzce depremi ana şoku sonrasında Hendek fayı, Elmalık fayı ve 4 ay önce İzmit depremi ile kırılan Karadere segmenti üzerinde gerilmenin arttığına işarettir. Artçı deprem azalım parametresi p'nin yeryüzeyindeki uzay dağılımına bakarak ana şok kırığının esas kısmını teşkil eden Düzce segmenti üzerinde azalımın fazla ve Düzce segmentinin iki ucundan uzaklaştıkça azalım

parametresi p 'nin göreceli olarak azaldığı görülmektedir. Benzer sonuçlar Wiemer ve Katsumata (1999)'nın artçı deprem analizlerinde de görülmektedir.

Düzce depremi artçı depremleri kullanılarak Elmalık fayı derinlik kesitleri boyunca b değerinin uzaysal dağılımı belirlenmeye çalışılmıştır. Oluşturulan haritalardan b değerlerinin 0.65 ile 1.65 arasında değiştiği ve kesit boyunca b değerinin oldukça heterojen bir dağılım sergilediği görülmektedir. b değerinin yüksek olduğu yerler 1999 Düzce depremi kırılma uzanımıyla dikkate değer bir uyum sergilemiştir. Elde edilen kayma dağılımı modelinde yaklaşık 5m lik yer değiştirme miktarıyla büyük pürüz 1999 Düzce ana şok odağının hemen doğusunda ve eğim yukarısında yer almaktadır. Belirlenen yüksek b değeri bölgesi bu pürüzün kırılma alanı ile çakışmaktadır. Bu sonucun Wiemer ve Katsumata (1999) tarafından öne sürülen ana şok ile kırılan pürüz veya pürüzlerin üzerinde artçı depremler tarafından belirlenen b değerlerinin yüksek olduğu tezi ile uyuşmakta olduğu görülmüştür.

Düzce depremi artçı depremlerinden belirlenen b değeri batıya doğru pürüzden uzaklaştıkça azalma göstermektedir. Doğuya doğru ise ilk önce göreceli bir artış sergilediği daha sonra azaldığı ve Elmalık fayı üzerinde tekrar azaldığı görülmektedir. Olasılıkla, bu durum Düzce fay segmenti ile Elmalık fayı arasındaki yapısal süreksizliğin etkisini temsil etmektedir ve bu yapısal süreksizlik boyunca ana şok öncesinde gerilmenin biriktiği ve ana şok ile serbestlendiği şeklinde yorumlanabilir. Benzer bir gözlem Wiemer ve Katsumata (1999) tarafından ABD'de meydana gelen 1992 Landers depremi için de gözlenmiştir. Bu sonuçlar fay zonları boyunca segment sınırlarının artçı depremlerden belirlenen b değerinin uzaysal dağılımından belirlenebileceği veya ilave bir kanıt ortaya koyabileceği şeklinde yorumlanmıştır.

Özellikle Karadere fayı ve Elmalık fayı boyunca b değerinin düşük olması bu segmentler üzerinde 1999 Düzce ana şoku sonrasında bir gerilme yüklemesi olduğuna işaret etmektedir. Karadere fay segmentinin 3 ay önceki 1999 İzmit ana şoku ile kırıldığı göz önüne alınarak Elmalık fayı için sismik tehlikenin Düzce depremi sonrasında arttığı söylenebilir.

1999 Düzce depremi için kaynak alanı civarında derinlik kesiti boyunca b değerlerinin dağılımını en küçük kareler yöntemi kullanılarak da hesaplanmış ve b değerlerinin yaklaşık 0.6 ile 1.8 arasında değiştiği görülmüştür. Bu değerler ile En Büyük Olasılık yöntemi ile hesaplanan değerler arasında pek fark olmadığı görülmüştür. Aynı durum derinlik kesitleri için de söz konusudur.

KAYNAKLAR

AKI, K., 1965. Maksimum Likelihood Estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits, *Bull. Earthquake. Res. Inst. Tokyo Univ.*, 43, 237-239.

AKI, K., 1979. Characterization of Barriers on an Earthquake Fault, *J. Geophys. Res.*, 84, 6140-6148.

AKI, K., 1984. Asperities, Barriers, Characteristic Earthquakes and Strong Motion Prediction, *Jour. Geophys. Res.*, Vol. 89, No. B7, p. 5867-5872.

AKTAR, M., ERGİN M., ÖZALAYBEY, S., TAPIRDAMAZ, C., YÖRÜK, A., and BİÇMEN, F., 2000. A lower-crustal event in the northeastern Mediterranean: The 1998 Adana earthquake ($M_w=6.2$) and its aftershocks, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 2361-2364.

AKYÜZ, H. S., BARKA, A., ALTUNEL, E., HARTLEB, R., ve SUNAL, G., 2000. Field observations and slip distribution of the November 12, 1999 Düzce earthquake ($M=7.1$), Bolu-Turkey. In: The Izmit and Düzce Earthquakes: preliminary results. (Ed. Barka, A., Kozacı, Ö., Akyüz, S.), pp. 63-70. *Istanbul Technical University*, ISBN 975-561-182-7.

AKYÜZ, H. S., HARTLEB, R., BARKA, A., ALTUNEL, E., SUNALI, G., MEYER, B., and ARMIJO, R., 2002. Surface Rupture and Slip Distribution of the 12 November 1999 Düzce Earthquake ($M 7.1$), North Anatolian Fault, Bolu, Turkey. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 1, pp. 61-66, February.

ALPTEKİN, Ö. 1973. Focal Mechanisms of Earthquakes in Western Turkey and Their Tectonic Implications, Ph. D.thesis, Tech, Socorro, New Mexico.

ALPTEKİN, Ö., 1978. Türkiye ve Çevresindeki Depremlerde Magnitüd-Frekans Bağıntıları ve Deformasyon Boşalımı, Doçentlik Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Basımevi -Trabzon.

AMBRASEYS, N. N ve ZATOPEK, A. 1969. The Mudurnu Valley, West Anatolia, Turkey, earthquake of 22 July 1967. *Bull. Seism. Soc. A.* 59, 521-589.

AMBRASEYS, N. N., 1970. Some characteristics features of the North Anatolian fault zone. *Tectonophysics*, 9, 143-165.

AMBRASEYS, N. N., 1988. Engineering Seismology. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, Vol. 17, p. 1-105, 1988.

AMBRASEYS, N. N. ve FINKEL, C. F., 1991. Long-term seismicity of Istanbul and of the Marmara Sea region, *Terra Nova*, 3, 527- 539.

AMBRASEYS, N.N ve JACKSON, J.A. 1998. Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region. *Geophysical Journal International*- Oxford, 133, 390-406.

AMELUNG, F. ve KING, G., 1997. Earthquake scaling laws for creeping and non-creeping faults, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 507-510.

AYDIN, A. ve KALAFAT, D., 2002. Surface Ruptures of the 17 August and 12 November 1999 İzmit and Düzce Earthquakes in Northwestern Anatolia, Turkey: Their Tectonic and Kinematic Significance and the Associated Damage. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 1, pp. 95-106.

BARAN, B., YATMAN, A., IRAVUL, Y., YANIK, K., BAYKAL, M., ARICI, D., ve ŞEKER, N., 2000. 17 Ağustos 1999 İzmit Körfezi Deprem Raporu: Ana şok ve Artçı Depremler, (Ed.: Ramazan Demirtaş). B.İ.B. Afet İşleri genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı, Ankara, s. 150-155.

BARKA, A., ve KADINSKY-CADE, K. 1988. Strike-slip Fault Geometry in Turkey and Its influence on Earthquake Activity. *Tectonics*, 7, 663-684.

BARKA, A., 1992. The North Anotalian Fault Zone, *Annales Tectonicae*, VI, 164-195.

BARKA, A., and EYİDOĞAN, H., 1993. “The Erzincan Earthquake of 13 March 1992 in Eastern Turkey” , *Terra Nova*, Vol.5, pp. 190-194.

BARKA, A., 1996. Slip distribution along the North Anatolian Fault associated with the large earthquakes of the periyod 1939 to 1967, *Bull. Seism. Soc. Am.* 86, 1238-1254.

BARKA, A.,1997. Neotectonics of the Marmara Region, Active Tectonics of the Northwestern Anatolia-*The Marmara Poly-Project*, 55-78.

BARKA, A., AKYÜZ, S., ALTUNEL, E., SUNAL, G., ÇAKIR, Z., DİKBAŞ, A., YERLİ, B., ROCKWELL, T., DOLAN, J., HARTLEB, R., DAWSON, T., FURNAL, T., LANGRIDGE, R., STENNER, H., CHRISTOFFERSON, S., TUCKER, A., ARMIJO, R., MEYER, R. B., CHABALIER, J. B., LETTIS, W., PAGE, W., and BACHHUBER, J., 2000. The August 17, 1999, İzmit Earthquake, M=7.4, eastern Marmara sea region, Turkey: study of surface rupture and slip distribution. In: Barka, A., Kozacı, O., Akyüz, S., and E. Altunel (eds), The 1999 İzmit and Düzce earthquakes: preliminary results. İstanbul, Turkey: *İstanbul Technical University*, p15-25.

BENDER, B., 1983. Maksimum Likelihood Estimation of b-values from Magnitude Grouped Data, *Bull. Seismo. Soc. Am.*, 73, 831-851.

- BURGMANN, R., AYHAN, M. E., FIELDING, E. J., WRIGHT, T. J., MCCLUSKY, S., AKTUĞ, B., DEMİR, C., LENK, O., and TÜRKEZER, A., 2002. Deformation during the 12 November 1999 Düzce, Turkey, Earthquake, from GPS and InSAR Data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 1, pp. 161-171.
- CANITEZ, N., ÜÇER, S. B. 1967. Computer determinations for the fault plane solutions in and near Anatolia, *Tectonophysics*, 4, 235- 244.
- CHRISTENSEN, D. H., ve BECK, S. L., 1994. The rupture process and tectonic implications of the great 1964 Prince William Sound earthquake, *Pure Appl. Geophys.*, 142, 29-53.
- DAVIS, S. D. ve FROHLICH, C., 1991. Single-Link Cluster Analysis of Earthquake Aftershocks: Decay Laws and Regional Variations, *J. Geophys. Res.*, 96, 6335-6350.
- DEMETS, C., GORDON, R. G., ARGUS, D. F., STEIN, S., 1990. Current Plate Motions, *Geophys. J. Int.*, 101, 425.
- DEMİRTAŞ, R., Ocak 2000a. 17 Ağustos 1999 İzmit Körfezi Deprem Raporu, Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Ankara.
- DEMİRTAŞ, R., ERKMEN, C. ve YILMAZ, R., 2000b. 17 Ağustos 1999 İzmit Körfezi Depremi: Yüzeysel Faylanması. 17 Ağustos 1999 İzmit Körfezi Depremi Raporu, (Ed.: Ramazan Demirtaş). BİB. Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı, Ankara, Ocak-2000, s. 100-117.
- DEMİRTAŞ, R., ERKMEN, C. ve YAMAN, M., 2000c. 12 Kasım 1999 Düzce depremi: Yüzeysel kırık geometrisi, atım miktarı dağılımı ve gelecek deprem potansiyeli, 12 Kasım 1999 Düzce Depremi Raporu (Ed.: B. Özmen ve G. Bağcı). *B.İ.B. Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı*, Ankara, Kasım-2000, s.61-100.
- DEWEY, J. W., 1976. Seismicity of Northern Anatolia. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 843-868.
- DRAKATOS, G. ve LATOUSSAKIS, J., 2001. A Catalog of Aftershock Sequences in Greece (1971- 1997): Their Spatial and Temporal Characteristics, *Journal of Seismology*, 5, 137- 145.
- ENESCU, B. ve ITO, K., 2002. Spatial Analysis of the Frequency Distribution and Decay Rate of Aftershock Activity of the 2000 Western Tottori Earthquake, *Earth Planets Space*, 54, 847-2002.
- FROHLICH, C., 1987. Aftershocks and Temporal Clustering of Deep Earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 92, 13944-13956, U.S.A.
- FROHLICH, C. ve DAVIS, S., 1993. Teleseismic b values: or, much ado about 1.0, *J. Geophys. Res.*, 98, 631-644.

- GENÇOĞLU, S., İNAN, İ. ve GÜLER, H., 1991. Türkiye'nin Deprem Tehlikesi, *Türkiye Jeofizik Mühendisleri Odası*, Ankara.
- GUO, Z. ve OGATA, Y., 1997. Statistical Relations between the Parameters of Aftershocks in Time, Space, and Magnitude, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, No. B2, 2857-2873.
- GUTENBERG, R., and RICHTER C. F., 1944. Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 34,185-188.
- GUTENBEG, R. and RICHTER, C. F., 1954. Earthquake Magnitude , Intensity, Energy and Acceleration, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 32, 163-191.
- HIRATA, T., 1969. Aftershock Sequence of the Earthquake of Shikotan Island on January 29, 1968, *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, 21, 33-43.
- HIRATA, T., 1987. Omori's Power Law Aftershock sequences of Microfracturing in Rock Fracture Experiment, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 92, No. B7, 6215-6221.
- HUBERT-FERRARI, A., BARKA, A., JACQUES, E., NALBANT, S. S., MEYER, B., ARMIJO, R., TOPPONNIER, P., and KING, G. C. P., 2000. Seismic hazard in the Marmara sea region following the 17 August 1999 İzmit earthquake, *Nature*, 404, 269-273.
- IKEDA, Y., SUZUKI, Y., HERECE, E., ŞAROĞLU, F., and IŞIKARA, A., 1991. Geological evidence for the last two faulting events on the North Anatolian fault zone in the Mudurnu Valley, western Turkey, *Tectonophysics*, 193, pp. 335-345.
- ISHIMOTO, M. ve IIDA K., 1939. Observations of Earthquakes Registered with the Microseismograph Constructed Recently, *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, 17, 443-478.
- ITO, A., ÜÇER, B., BARIŞ, Ş., NAKAMURA, A., HONKURA, Y., KONO, T., HORI, S., HASEGAWA, A., PEKTAŞ, R., ve IŞIKARA, A. M. 2002. Aftershock activity of the 1999 İzmit, Turkey, earthquake revealed from microearthquake observations: *Bull. Seismol. Soc. Amer.*; 92, 418-427.
- KAGAN, Y. Y. ve KNOPOFF, L., 1981. Stochastic Synthesis of Earthquake Catalogs, *J. Geophys. Res.*, 86, 2853-2862.
- KAGAN, Y. Y., 1999. Universality of the Seismic Moment-Frequency Relation, *Pure Appl. Geophys.*, 155, 537-573.

- KALAFAT, D., ÖZ, G., ÖZEL, N., KARA, M., ÖĞÜTÇÜ, Z., HORASAN, G., PÜSKÜLCÜ, S., KILIÇ, K., GÜNGÖR, A., İNCE, Ş., GÖRGÜN, E., PINAR, A., KAFADAR, N., YILMAZER, M., KEKOVALI, K., KÖSEOĞLU, A., ÇOMOĞLU, M., GÜNEŞ, Y., SUVARIKLI, M., 2001. 17 Ağustos 1999 İzmit, 12 Kasım 1999 Düzce Deprem Etkinlikleri (*August 17th 1999 İzmit-12th November 1999 Düzce Earthquakes and Aftershocks Activities*), Boğaziçi Üniversitesi Yayınları No: 702, Bebek-İstanbul (in Turkish). ISBN 975-518-195-4.
- KETİN, İ. 1948. Über Die Tektonisch-mechanischen Folgerungen Aus Den Grossen Anatolischen Erdbeben Des Letzten Dezenniums, *Geol. Runsch.*, 36, 77-83.
- KING, G.C.P., OUYANG, Z. X., PAPADIMITRIOU, P., DESCHAMPS, A., GAGNEPAIN, J., HAUSEMAN, G., JACKSON, J. A., SOUFLERIS, C., ve VIRIEUX, J., 1985. The Evaluation of the Golf of Corinth (Greece): an Aftershock Study of the 1981 Earthquakes, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 80, 677-693.
- KING, G.C.P., STEIN, R. S and LIN, J., 1994. Static stress changes and triggering of earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* 84 , 935-953.
- KISSSLINGER, C. ve JONES, L. M., 1991. Properties of Aftershock Sequences in Southern California, *J. Geophys. Res.*, 96, 11947-11958.
- KISSSLINGER, C., 1996. Aftershocks and Fault-Zone Properties, *Adv. Geophys.*, 38, 1-36.
- LACHERNBRUCH, A. H., SASS, J. H., ve GALANIS, S. P. JR., 1985. Heat Flow in Southernmost California and the Orijin of the Salton Trough, *J. Geophys. Res.*, 90, 6709-6736.
- LAY, T., ve KANAMORI, H., 1981. The Asperity model of earthquake sources and its implication for triggering and discrimination, in *Earthquake Prediction: An International Review*, Maurice Ewing Ser., 4, vol. edited by D. W. Simpson, and P. G. Richards, pp. 579-592, *AGU*, Washington, D.C.
- LAY, T., ve KANAMORI, H. ve RUFF, I., 1982. The asperity model and the nature of large subduction zone earthquakes, *Earthq. Pred. Res.*, 1, 3-72.
- LE PICHON, X, TAYMAZ, T. ve ŞENGÖR, A.M.C. 1999. Büyük Marmara Fayı...Niçin, Nerede ve Ne olacak? *Cumhuriyet Bilim Teknik*, (20 Kasım 1999).
- LETTIS, W., BACHHUBER, J., BARKA, A., WITTER, A. R., ve BRANKMAN, C., 2000. Surface Fault Rupture and Segmentation during the Kocaeli Earthquake. In: *The İzmit and Düzce Earthquakes: preliminary results.* (ed. Barka, A., Kozaci, Ö., Akyüz, S.) pp. 31-54. Istanbul Technical University, ISBN 975-561-182-7.
- LIU, Z. R., 1986. Eartquake Frequency and Prediction, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 74, 255-265.

MAEDA, B. J., HAGER, H. B., SIMON, C., MCCLUSKY, S., ROBERT, E., REILINGER, R., ERGİNTAV, S., LENK, O., BARKA, A., and ÖZENER, H., 2002. Estimates of Seismic Potential in the Marmara Sea Region from Block Models of Secular Deformation Constrained by Global Positioning System Measurements. *Bulletin of the Seismological Society of American*, 92, 1, pp. 208-215.

MARCELLINI, A., 1997. Physical Model of Aftershock temporal Behavior, *Tectonophysics*, 277, 137- 146.

MCCLUSKY, S., BALASSANIAN, S., BARKA, A., DEMİR, C., ERGİNTAV, S., GEORGIEV, I., GÜRKAN, O., HAMBURGER, M., HURST, K., KAHLE, H., KASTENS, K., NADARIYA, M., OUZOUNIS, A., PARADISSIS, D., PETER, Y., PRILEPIN, M., REILINGER, R., SANLI, I., SEEGER, H., TEALEB, A., TOKSÖZ, M. N. and VEIS, G., (2000). GPS constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus, *J. Geophys. Res.*, 105, 5695-5719.

MCKENZIE, D.P., 1972a: Active Tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: the Aegean Sea and Surrounding Regions (tectonics of Aegean region). *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 55, 217-254.

MCKENZIE, D.P., 1972b. Active Tectonics of the Mediterranean Region. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 30, 109-185.

MENDOZA, C. ve HARTZELL, S., 1988. Aftershock Patterns and Main Shock Faulting, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 78, No. 4, p. 1438- 1449.

MIYAMURA, S., OMOTE, S., TEISSEYRE, R., and VESANEN, E., 1964. Multiple shocks and earthquake series pattern, *Bull. Int. Inst. Seismol. Earthquake Eng.*, 2, 71-92.

MOGI, K., 1962a. Study of the Elastic Shocks Caused by the Fracture of Heterogeneous Materials and its Relation to the Earthquake Phenomena, *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, 40, 125- 173.

MOGI, K., 1962b. Magnitude-frequency relation for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, 40, 831-853.

MOGI, K., 1962c. On The Time Distribution of Aftershocks Accompanying The Recent Major Earthquakes in and Near Japan, *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, 40, 107-124.

MOGI, K., 1967. Regional Variation of Aftershock Activity, *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, 46, 175-203.

MOGI, K., 1969. Some Features of Recent Seismic Activity in and near Japan, {2}: Activity Before and After Great Earthquakes, *Bull. Eq. Res. Inst. Univ.*, Tokyo, 47, 395-417.

MORI, J., and ABERCROMBIE, R.E. 1997. Depth dependence of earthquake frequency-magnitude distributions in California: Implications for the rupture initiation, *J. Geophys. Res.*, 102, 15081-15090.

MOTOYA, Y. ve KITAGAMAE, M., 1971. Report on the Earthquake of Southern Part of Hokkaido on January 21, 1970, *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, 25, 141-151.

MTA Genel Müdürlüğü ve Ankara Üniversitesi (AU), 1999. 17 Ağustos 1999 Depremi Sonrası Düzce (Bolu) ilçesi Alternatif Yerleşim Alanlarının Jeolojik İncelemesi. TÜBİTAK Yer, deniz, *Atmosfer Bilimleri ve Çevre Araştırma Grubu Raporu*, 59s,(unpublished).

NALBANT, S.S., HUBERT, A., and KING, G.C.P. 1998. Stress coupling between earthquakes in northwest Turkey and the north Aegean Sea, *J. Geophys. Res.*, 103, 24469-24486.

NEUGEBAUER, J., LOFLERR, M., BERCHEMER, H. ve YATMAN, A., 1997. Seismic Observation at an Overstep of the Western North Anatolian fault (Abant-Sapanca Region, Turkey), *Geol Rundsch* (1997), 86, 93-102.

NURLU, M., 2000. 12 Kasım 1999 Düzce Depreminin Tektonik Özellikleri: 12 Kasım 1999 Düzce Depremi Raporu (Ed.. B. Özmen ve G. Bağcı). *B.İ.B. Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı, Ankara, Kasım-2000*, s. 49-60.

OGATA, Y., 1983. Estimation of the Parameters in the Modified Omori Formula for Aftershock Frequencies by the Maximum Likelihood Procedure, *J. Phys. Earth.*, 31, 115-124.

OGATA, Y., MASAJIRO, I. ve KOICHI, K., 1991. 3-D spatial Variation of b-values of Magnitude-Frequency Distribution beneath the Kanto District, Japan, *Geophys. J. Int.*, 104, 135-146.

OKAY, A. ve diğ. 1999. Marmara'daki aktif faylar. Cumhuriyet- Bilim Teknik, 649 (28 Ağustos 1998).

OLSSON, R., 1999. An Estimation of the Maximum b value in the Gutenberg-Richter Relation, *Geodynamics*, 27, 547-552.

OMORI, F., 1894. Investigation of Aftershocks, *Rep. Earthq. Inv. Comm.*, 2, 103-139.

ÖNCEL, A. O., MAIN, I., ALPTEKİN, Ö., ve COWIE, P., 1996. Spatial variations of the fractal properties of seismicity in the Anatolian Fault Zones, *Tectonophysics*, 257, 189-202.

ÖNCEL, A.O., ve WYSS, M., 2000. The major asperities of the 1999 $M_w=7.4$ Izmit earthquake defined by the microseismicity of the two decades before it. *Geophys. J. Int.* 143, 501-506.

ÖZER N., ALTINOK, Y., UTKUCU, M., YALÇINKAYA, E., ALPTEKİN, Ö., PINAR, A., KANLI, A. İ. ve ŞAHİN, Ş., 2002. 3 Şubat 2002 Afyon (Çay-Eber) depremi gözlem ve değerlendirmeler. *İ.Ü. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi*, C. 15, S. 2, SS.11-24.

PAPADOPOULOS, G. A., 1987. Comments on 'Preseismic Quiescence before Large Earthquakes in the Aegean and Surrounding Area' by Karakaisis et al., *Geophys. J. Int.*, 98, 403-404.

PINAR, A., 1998. Source inversion of the October 1, 1995 Dinar, earthquake (Ms=6.1): A rupture model with implications for seismotectonics in SW Turkey. *Tectonophysics*, 292, 255-266.

PINAR, A., KALAFAT, D., HOROSAN, G., ÖZEL, N., YILMAZER, M., IŞIKARA, A. M., ve GÜLEN, L., 2000. Rupture Process of the August 17, 1999 İzmit (Kocaeli) Earthquake. In: The İzmit and Düzce Earthquakes: preliminary results. (Ed. Barka, A., Kozacı, Ö., Akyüz, S.), pp. 71-78. Istanbul Technical University, ISBN 975-561-182-7.

PINAR, A., YÜKSEL, A. F., KANLI, A. İ., YILMAZ, H., ALPTEKİN, Ö., YILDIRIM, A., ÖZÇELİK, S., HASPOLAT, Z., 2003. 1 Mayıs 2003 Bingöl Depremi (M=6.4) *Yerbilimleri Önraporu* -40 sayfa.

REASENBERG, P. ve ELLSWORTH, W. L., 1982. Aftershocks of the Coyote Lake, California, Earthquake of August 6, 1979: a Detailed Study, *J. Geophys. Res.*, 87, 10637-10655.

REASENBERG, P. ve JONES, L. M., 1989. Earthquake Hazard after a Mainshock in California, *Science*, 243, 1173-1176.

REILINGER, R., ERGİNTAV, S., BURGMAN, R., MCCLUSKY, S., LENK, O., BARKA, A., GÜRKAN, O., HEARN, L., FEIGL, K. L., ÇAKMAK, R., AKTUĞ, B., ÖZENER, H., and TOKSÖZ, M.N., 2000. Coseismic and postseismic fault slip for the 17 August 1999, M=7.5, İzmit, Turkey earthquake, *Science*, 289, 1519-1524.

SAVAGE., M. K. ve MEYER, R. P., 1985. Aftershocks of an M=4.2 Earthquake in Hawaii and Comparison with Long- Term Studies of the Same Volume, *Bull. Seism. Soc. Am*, Vol, 75, No. 3, pp. 759-777.

SCHOLZ, C. H., 1968. The Frequency-Magnitude Relation of Microfracturing in Rock and its Relation to earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 399-415.

SMITH, A.D, TAYMAZ, T. ve diğ. 1995. High-resolution seismic profiling in the Sea of Marmara (northwest): Late Quaternary sedimentation and sea-level changes. *Bulletin of Geological Society of America*, 107 (8), 923-936.

SOBIESIAK, M., 2000. Fault plane structure of the Antofagasta, Chile, earthquake of 1995, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 577-600.

STEIN, R. S., BARKA, A. ve DIETERICH, J., 1997. Progressive Failure on the North Anatolian Fault Since 1939 by Earthquake Stress Triggering, *Geophysical Journal International*, 128, 594-604.

STIRLING, M. W., WESNOUSKY, S. G., and SHIMAZAKI, K., 1996. Fault trace complexity, cumulative slip, and the shape of the magnitude-frequency distribution for strike slip faults: a global survey, *Geophys. J. Int.*, 124, 833-868.

ŞENGÖR, A. M. C. 1979. The North Anatolian Transform Fault: Its Age, Offset and Tectonic Significance, *J. Geol. Soc. London*, 136, 269-282.

TAJİMA, F. ve KANAMORİ, H., 1985. Global survey of Aftershock Area Expansion Patterns, *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 40, 77-134, U.K.

TAYMAZ, T., JACKSON, J., and MCKENZIE, D., 1991. Active tectonics of the north and central Aegean sea. *Geophys. J. Int.* 106, 433-490.

TAYMAZ, T., 1995. Türkiye'nin gerçeği: Deprem. *Cumhuriyet-Bilim Teknik*, 447 (14 Ekim 1995), 8-11.

TAYMAZ, T. 1999. İstanbul Depremleri: Bugünkü Durum ve Geçmişteki İki Büyük Deprem. *Cumhuriyet- Bilim Teknik*, 651 (11 Eylül 1999), 8-11.

TAYMAZ, T. ve TAN, O., (2001). Source parameters of June 6, 2000 Orta-Çankırı (Mw=6.0) and December 15, 2000 Sultandağ- Akşehir (Mw=6.0) earthquakes obtained inversion of teleseismic P and SH body waveforms. Symposia on Seismotectonics of the North-Western Anatolia- Aegean and Recent Turkish Earthquakes. *İstanbul, Turkey: İstanbul Technical University, Extended Abstract book*, p96-107.

TIBI, R., BOCK, G., XIA, Y., BAUMBACH, M., GROSSER, II. MILKEREIT, C., KARAKISA, S., ZÜNBL, S., KIND, R. ve ZSCHAU, J., 2001. Rupture Process of the August 17 İzmit and November 12, 1999 Düzce (Turkey) earthquakes, *Geophys. J. Int.*, F1-F7.

TODA, S., PARSONS, T. ve STEIN R., 1999. Coulomb Stress State Induced by Kocaeli Earthquake. <http://ncweb-menlo.wr.usgs.gov/study/turkey/>.

TOKSÖZ, M.N., SHAKAL, A.F., and MICHEAL, A.J., 1979. Space-time migration of earthquakes along the North Anatolian Fault Zone and seismic gaps. *Pageoph*, 117, 1258-1270.

TSAPANOS, T. M., 1992. Considerations on the Global seismic Sequences: The Second and The Third Largest Aftershocks, *Geophys. J. Int.*, 111, 630-636.

TSAPANOS, T., PAPAACHOS, C., MOUTAFI, Z., GABRIELIDES, J. ve SPYROU, T., 1994. Properties of the Globally Distributed Aftershock Sequences : Emphasis in the Circum- Pasific Belt, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. XXX/5, 151- 158.

- TSAPANOS, T., 1995. The Temporal Distribution of Aftershock Sequences in the Subduction Zones of the Pacific, *Geophys. J. Int.*, 123, 633-636.
- URBANCIC, T. I., TRIFU, C. I., LONG, J. M. ve TOUNG, R. P., 1992. Space-Time Correlations of b value with Stress Release, *Pure Appl. Geophys.*, 139, 449-462.
- UTKUCU, M., NALBANT, S., MCCLUSKY, J., STEACY, S. and ALPTEKİN, Ö., 2003a. Slip Distribution and Stress Changes Associated with the 1999 November 12, Düzce (Turkey) Earthquake (Mw=7.1). *Geophys. J. Int.*, 153, 229-241.
- UTKUCU, M., ALPTEKİN, Ö., ve PINAR. A., 2003b. A Detailed Source Study of The Orta (Çankırı) Earthquake of June 6, 2000 (M_s= 6.1): An Intraplate Earthquake in Central Anatolia. *Journal of Seismology* 7: 193-202.
- UTSU, T., 1961. A Statistical Study on the Occurrence of Aftershocks, *Geophys. Mag.*, Tokyo, 30, 521- 603, Japan.
- UTSU, T., 1962. On the Nature of three Alaskan Aftershock sequences of 1957 and 1958, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 52, 279-297.
- UTSU, T., 1969. Aftershocks and Earthquake Statistics (I)- Some Parameters Which Characterize an Aftershock sequence and their Interrelation, *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII*, 2, 129-195.
- UTSU, T., 1971. Aftershock and Earthquake Statis (III): Analyses of the Distribution of Earthquakes in Magnitude, Time, and Space with Special Consideration to clustering characteristics of Earthquake Occurrence (1), *J. Faculty Sci., Hokkaido University, Ser., VII (Geophys.)*, 3, 379-441.
- UTSU, T., OGATA, Y. ve MATSU'URA, R.S., 1995. The Centenary of the Omori Formula for A decay Law of Aftershock Activity, *J. Phys. Earth.*, 43, 1-33.
- VOIDOMATIS, PH. S., PAVLID, S. B. ve PAPADOPOULOS, G. A., 1990. Active Deformation and Seismic Potential in the Serbomacedonian Zone, Northern Greece, *Tectonophysics*, 179, 1-9.
- WARREN, N. W. ve LATHAM, G.V., 1970. An experimental study of thermally induced microfracturing and its relation to volcanic seismicity, *J. geophys. Res.*, 75, 4455-4464.
- WARREN, D. H., SCOFIELD, C. ve BUFE, C. G., 1985. Aftershocks of the 22 November 1977 Earthquake at Willits, California: Activity in the Maacarna Fault Zone, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 75, No. 2, pp. 507-517.
- WESNOUSKY, S. G., 1994. The Gutenberg-Richter or characteristic earthquake distribution, which is it? , *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84, 1940- 1959.

WESTERHAUS, M., WYSS, M., YILMAZ, R., ZSCHAU, J., 2002. Correlating Variations of b values and crustal deformations during the 1990s may have Pinpointed the rupture initiation of the $M_w = 7.4$ Izmit earthquake of 1999 August 17, *Geophys. J. Int.* 148, 139-152.

WIEMER, S. ve WYSS, M., 1997. Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: an improved technique to calculate recurrence times?, *J. Geophys. Res.* 102, 15 115-15 128.

WIEMER, S. ve MCNUTT, S., 1997. Variations in frequency-magnitude distribution with depth in two volcanic areas: Mount St. Helens, Washington, and Mt. Spurr, Alaska, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 189-192.

WIEMER, S., MCNUTT, S. R. and WYSS, M., 1998. Temporal and three-dimensional spatial analysis of the frequency-magnitude distribution near Long Valley Caldera, California., *Geophys. J. Int.*, 134, 409-421.

WIEMER, S. VE KATSUMATA, K., 1999. Spatial Variability of Seismicity Parameters in Aftershock Zones. *J. Geophys. Res.*, 104, 13135-13151.

WIEMER, S., 2001. A software package to analyze seismicity: ZMAP, *Seis. Res. Lett.*, 72(2), 374-383.

WRIGHT, T., FIELDING, E. and PARSONS, B., 2001. Triggered slip: observations of the 17 August 1999 İzmit (Turkey) earthquake using radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1079-1082.

WYSS, M., ve BRUNE, J. N. 1967. The Alaska earthquake of 28 March 1964: A complex multiple rupture, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 57, 1017-1023.

WYSS, M., 1973. Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 31, 341-359.

WYSS, M., SHIMAZAKI, K. and WIEMER, S. 1997. Mapping active magma chambers by b value beneath Off-Izu volcano, Japan, *J. Geophys. Res.*, 102, 20,413- 20,433.

WYSS, M., SCHORLEMMER, D. ve WIEMER, S., 2000. Mapping asperities by minima of local recurrence time: the San Jacinto–Elsinore fault zones, *J. geophys. Res.*, 105, 7829-7844.

YAMAKAWA, N., 1968. Foreshocks, Aftershocks and earthquake Swarms (IV)- Frequency Decrease of Aftershocks in its Initial and Later Stages, *Pap. Met. Geophys.*, 19, 109-119.

ZÜNBLÜ, S., KARAKISA, S., ÜRETÜRK, N., ALTIN, N. ve TÜRKOĞLU, M., 2000. SABONET, 12 Kasım 1999 Düzce Depremi ($M_w=7.2$) Sabonet artçı Deprem Çalışmaları, (Ed.: B. Özmen ve G. Bağcı). B.İ.B. Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı, Ankara, Kasım-2000, s. 44-60.

ÖZGEÇMİŞ

1979 yılında İstanbul'da doğdum. Lise öğrenimimi Pertevniyal Lisesinde tamamladım. 1996 yılında girmiş olduğum İstanbul Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği bölümünden 2000 yılında mezun oldum. Aynı yıl İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünün Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı yüksek lisans programını kazandım. Halen bu bölümde yüksek lisans eğitimine devam etmekteyim.