

# 17 AĞUSTOS 1999 İZMİT DEPREMİ KIRILMA ZONU BOYUNCA ARTÇI DEPREMLEERİN ETKİNLİK PARAMETRELERİNİN (b ve p DEĞERLERİ) UZAYSAL DAĞILIMININ İNCELENMESİ

## A STUDY OF SPATIAL DISTRIBUTION OF AFTERSHOCK SEISMICITY PARAMETERS (b and p values) ALONG THE FAULT RUPTURE ZONE OF 17 AUGUST İZMİT EARTHQUAKE

Canan ÇETİN<sup>1</sup>, Murat UTKUCU<sup>2</sup> ve Ömer ALPTEKİN<sup>1</sup>

<sup>1</sup> İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü 34830 Avcılar/İSTANBUL  
<sup>2</sup> Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü 65080, Kampus/VAN

**ÖZ:** Gerek laboratuvar çalışmalarından ve gerekse durum çalışmalarından deprem istatistiğinin frekans-magnitüd bağıntısındaki  $b$  değerinin yerkabuğundaki gerilim ile ters orantılı olduğu sağlam bir temele oturtulmuştur. Bir fay zonu üzerinde gerilme değişken olduğundan  $b$  değerinin de değişken olduğu düşünülebilir çünkü, 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 artçı deprem verilerinden bu depremin ana şok kırık zonu 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, Gölçük ve Sapanca gölünün doğusu arasındaki esas enerji boşalımının olduğu fay kısmında düşük  $b$  değerleri (0.85-1) ve yüksek  $p$  değerleri (1-1.1) gözlenirken daha yüksek  $b$  ve  $p$  değerleri Hersek deltasının batısında ( $b=1.4-1.75$ ,  $p=0.7-1.0$ ) ve yüzey kırığının Karadere fay segmenti boyunca hesaplanmıştır. İzmit depremi öncesi deprensellik verilerinden diğer araştırmacılarca hesaplanan  $b$  değerleri ile bu çalışmada art sarsıntı verisinden hesaplanmış değerlerde neredeyse hiçbir değişiklik görülmemiştir. Bundan dolayı daha önceki araştırmacıların önerdiği ve tartıştığı gibi artçı deprem etkinliğinden hesaplanan  $b$  ve  $p$  parametrelerindeki değişimde sadece kırılma özelliklerinin değil kabuk içindeki diğer bazı jeolojik ve jeofizik parametrelerin de etkisi olabilir.

**Anahtar Kelimeler:** Artçı depremler,  $b$  ve  $p$  değerleri, istatistiksel analiz

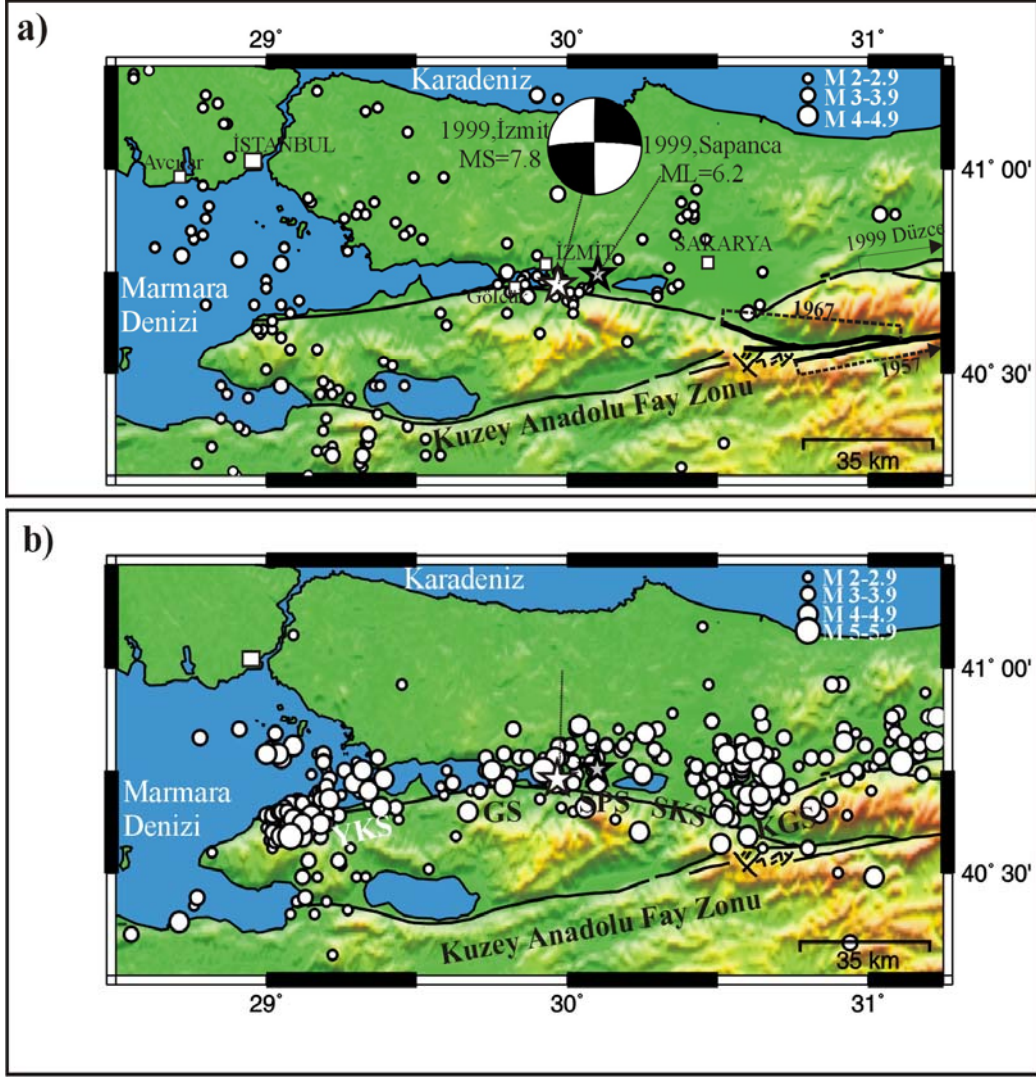
**ABSTRACT:** It was well established both in laboratory studies and case studies that constant  $b$  of frequency-magnitude relationship of earthquake statistics is inversely related to the stress in the earth's crust. As the state of stress along a fault or fault zone is variable, it is conceivable to think that the stress also variable and the 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  $b$  values 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 earthquake is used to map the spatial distribution of  $b$  and aftershock decay parameter  $p$  values both over earth surface and in depth domain along the rupture zones of the mainshock using a software package named ZMAP 6.0. For the 1999 İzmit mainshock it is determined that fault section with major moment release between Gölçük and east of the Sapanca lake still retained lower  $b$  values (0.85-1) and higher  $p$  values (1-1.3) while higher  $b$  values observed in west of Hersek Delta ( $b$  about 1.4-1.75,  $p$  about 0.7-1.0) and along the Karadere fault segment (KFS) of the surface rupture. There is almost no change from the published seismicity parameters determined from premainshock seismicity. As it was hypothesized and discussed in previous studies that the rupture properties may not be the only reason behind the change in the seismicity parameters after the mainshocks and the other geological and geophysical parameters in crust may also play a role.

**Key words:** Aftershocks,  $b$  and  $p$  values, statistical analysis

## GİRİŞ

17 Ağustos 1999 tarihinde yerel saat ile 03:02'de Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)'nun Adapazarı-İzmit arasındaki parçanın kırılması ile büyük bir deprem meydana gelmiştir (Şekil 1a). Deprem Türkiye'nin nüfus yoğunluğunun ve sanayileşmenin en fazla olduğu bölgeleri etkilediğinden çok büyük can ve mal kaybına

neden olmuştur. On binlerce insan can vermiş ve on milyarlarca dolar tutarında maddi kayba yol açmıştır. Bu deprem ve sonrasında meydana gelen artçı depremler sosyal ve ekonomik hayatta kesintilere neden olmuş ve toplum üzerinde derin etkiler oluşturmuştur. Bu nedenle deprem Türkiye'de "asrın felaketi" olarak nitelendirilmiştir.



**Şekil 1:** a) 17 Ağustos 1999 İzmit depremi öncesindeki 1 yıllık dönemde meydana gelen ve KRDAE tarafından episantrları belirlenen depremlerin dağılımını gösteren harita. KAFZ üzerindeki 6-depremlik batıya göçün son iki üyesinin ve takip eden 12 Kasım 1999 Düzce depreminin kırılma zonları da gösterilmiştir. 17 Ağustos 1999 İzmit depreminin odak mekanizma çözümü ve TUBITAK tarafından belirlenen anaşok episantri (beyaz yıldız) ile en büyük artçı deprem episantrları (gri yıldız) da gösterilmiştir. b) 1999 İzmit depreminin ilk bir ay içinde meydana gelen ve KOERI tarafından yerleri belirlenen artçı depremleri.

**Figure 1:** a) The map showing earthquake epicenters that have occurred in the Marmara region during the one year before 17 August 1999 İzmit earthquake and have been located by KOERI. The rupture extends of the last two members of westward migrated 6-large earthquake rupture and following 12 November 1999 Düzce along the NAFZ are indicated. The focal mechanism of 1999 İzmit earthquake and epicenters of the 1999 İzmit earthquake (white star) and its largest aftershock (gray star) located by TUBITAK are also given. b) KOERI-located aftershocks of the 1999 İzmit earthquake in the first month.

1999 İzmit depremi olarak literatüre giren bu deprem dünya ölçüsünde yer bilimciler arasında büyük bir ilgi uyandırmıştır. Bunun en önemli nedenlerinden biri depremin KAFZ üzerinde doğuda 1939 Erzincan depremi ile başlayan ve batıda 1967 Mudurnu Vadisi depremi ile sonlanan magnitudü  $M \geq 7$  olan 6 büyük deprem için ileri sürülen KAFZ üzerinde depremlerin batıya göçü tezine (Stein ve diğ., 1997; Barka, 1996; Toksöz ve diğ., 1999) ilave bir kanıt oluşturmasıdır (Şekil 1a). İkinci neden bu depremin etki sahasının deprem kuvvetli yer hareketinin mühendislik yapıları üzerinde ne tür etkilere neden olabileceğinin ve yerel jeolojinin deprem yer hareketi üzerindeki etkisinin incelenmesi açısından doğal bir laboratuvar teşkil etmesidir (EERI, 2000a, Cranswick, 1999). İlk defa KAFZ üzerinde meydana gelmiş magnitudü  $M \geq 7$  bir deprem için son derece geniş sismolojik, jeodetik ve gözlemsel veriler elde edilmiş olması da ilginin nedenleri arasındadır.

1999 İzmit depreminin kaynak alanı depremden çok önceleri Toksöz ve diğ. (1979) tarafından bir sismik boşluk olarak nitelendirilmiştir. Stein ve diğ. (1997) KAFZ üzerinde 1939 Erzincan depremi ile başlayan altı büyük deprem için gerilme değişimlerini modellemeleri sonucunda 1999 İzmit depremini oluşturan fay segmentlerinin bir gerilme artışına maruz kaldıklarını ve

büyük bir deprem olasılığını ifade etmişlerdir. Benzer sonuçlar Nalbant ve diğ. (1998) ve Gürbüz ve diğ. (2000) tarafından da vurgulanmıştır. Öncel ve Wyss (2000), 1999 İzmit depreminden önceki 20 yıllık deprensellikten faydalanarak yaptıkları istatistiksel bir analiz sonucu İzmit depremini oluşturan fay segmentlerinin kırılmaya yakın olduklarını ifade etmiştir. Bölge içinde gözlemlenen yoğun deprensellik de bölgenin tektoniğindeki aktifliğin önemli delillerinden biridir (Şekil 1a) (Gürbüz ve diğ., 2000; Crampin ve Üçer, 1975). 1999 İzmit depreminin oluşumundan bir yıl önceki dönem içindeki deprem etkinliği incelendiğinde (Şekil 1a) İzmit depreminin kırılmasının başladığı yerde deprem etkinliğinde bir artış göze çarpmaktadır.

1999 İzmit depreminin çeşitli araştırmacılar tarafından belirlenen kaynak parametreleri Tablo 1'de özetlenmiştir. Depremin yüzey dalgası magnitudü USGS tarafından  $M_S = 7.8$  olarak verilmiştir. Yapılan sismolojik ve jeodetik analizler sonucu bulunan depremin moment magnitudü 7.4 ile 7.7 arasında değişmektedir (Tablo 1). Deprem için gerek sismolojik gerekse jeodetik verilerden bulunan kaynak mekanizması çözümleri sağ yönlü doğrultu atımlı bir faylanmaya işaret etmektedir (Şekil 1a).

**Tablo 1.** 17 Ağustos 1999 İzmit depremi kaynak parametreleri.  
**Table 1.** Source parameters of the 17 August Izmit earthquake

	KRDAE	OZ <sup>1</sup>	TI <sup>2</sup>	HRV	IR <sup>3</sup>	RE <sup>4</sup>	PI <sup>5</sup>	DE <sup>6</sup>	WR <sup>7</sup>
En. (°)	40.70	40.729		41.01					
Boy. (°)	29.98	29.967		29.97					
Der. (km)	17	13		17.0					
$M_0$ $\times 10^{20}$ Nm			1.47	2.88	1.52	1.7-3.3	1.0-0.7	2.6	2.65
$M_w$	7.4				7.4	7.5-7.7			7.6
Doğ. (°)			270	91	86		84-87		
Eğim (°)			83	87	88		86-87		Serbest
Rake (°)			181	164	179		176-176		Serbest

<sup>1</sup> Özalaybey ve diğ. (2001)

<sup>2</sup> Tibi ve diğ. (2001): Telesismik P ve SH dalgalarının ters çözümünden.

<sup>3</sup> İrmak ve diğ. (2000): Telesismik P dalgalarının ters çözümünden.

<sup>4</sup> Reilinger ve diğ. (2000): Birinci değer GPS ve ikinci değer InSAR verilerinin ters çözümünden

<sup>5</sup> Pinar ve diğ. (2001): Telesismik P ve SH dalgalarının ters çözümünden iki şoklu çözüm. Birinci ve ikinci değer sırasıyla birinci ve ikinci şoka ait değerlerdir.

<sup>6</sup> Delouis ve diğ. (2002): Telesismik, yakın-alan ve InSAR verileri ters çözümünden.

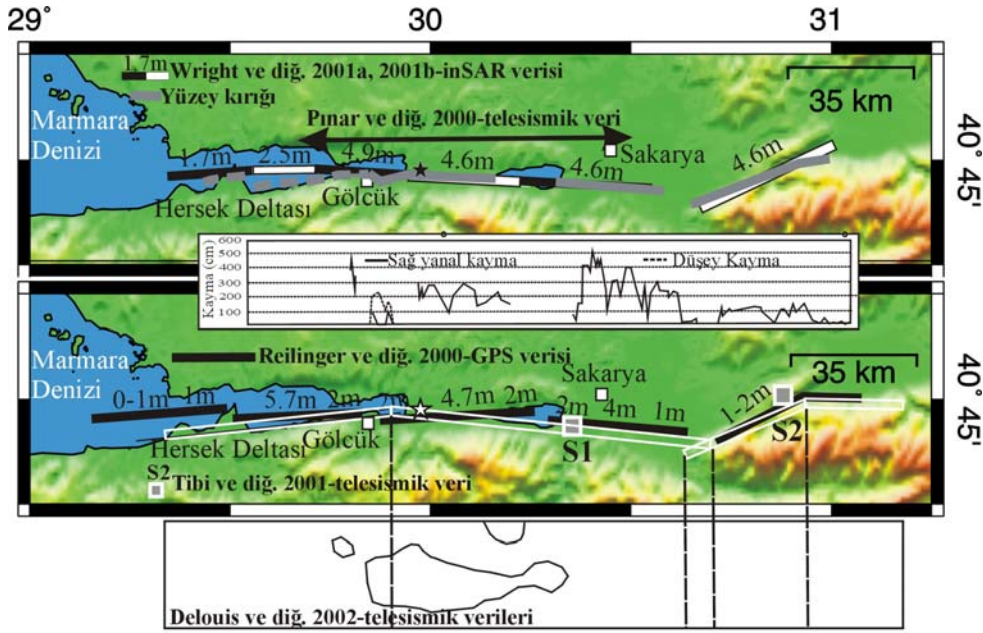
<sup>7</sup> Wright ve diğ. (2001a): 6 segmentli fay modeli için InSAR verileri ters çözümünden.

KRDAE: Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü

HRV: Harvard CMT (Central Moment Tensor) çözümü

Deprem sonrasında çok sayıda artçı deprem meydana gelmiştir (Iio ve diğ., 2000; Özalaybey ve diğ., 2001) (Şekil 1b). Artçı depremler  $29^{\circ}$  ile  $31^{\circ}$  boylamları arasında yaklaşık 160 km'lik bir uzunluk boyunca uzanmakta ve büyük çoğunluğu 20 km'nin üzerindeki derinlikte yer almaktadır. En büyük artçı deprem ( $M_L = 6.2$ ) 13 Eylül 2001 tarihinde anaşok episantrının yaklaşık 5 km doğusunda meydana gelmiştir (Özalaybey ve diğ., 2001) (Şekil 1b). Büyük artçı depremlerin çözümleri de çeşitli araştırmacılar tarafından yapılmıştır (Özalaybey ve diğ., 2001; Örgülü ve Aktar 2001, Pınar ve diğ., 2001). 1999 İzmit depremi doğuda Gölyaka güneyinden başlayıp batıda Hersek deltasına kadar uzanan yaklaşık 130 km uzunluğunda bir yüzey kırığı oluşturmuştur (Barka ve diğ., 2000; EERI, 2000b) (Şekil 2). Yüzey kırığı boyunca birbirinden çek-ayır

hazalarıyla (pull-apart basin) ayrılan 4 fay segmenti gözlenebilmektedir. Bu segmentler doğudan batıya doğru (1) Karadere-Gölyaka segmenti (KGS), (2) Sakarya segmenti (SKS), (3) Sapanca segmenti (SPS) ve (4) Gölcük segmenti (GS)'dir (Şekil 2). Yüzey kırıklarında genellikle sağ yönlü doğrultu atım (en büyük atım 5-5.5 m ile GS ve SKS segmentleri üzerinde) ve yerel olarak düşey atıma sahip kırıklar (en büyük atım 2.4 m ile Gölcük çek-ayırma üzerinde) gözlenmiştir. Ayrıca, Gölcük batısında Kavaklı ve Değirmendere sahili boyunca çökmeler meydana gelmiş ve deniz suyu karaya doğru ilerleyerek sahilin bir kısmını sular altında bırakmıştır (Altınok ve diğ. 2001; EERI, 2000c). Tartışma nedeni olan konulardan biri de ana şok sırasındaki kırılmanın Hersek deltası batısına, Yalova-Karamürsel segmenti (YKS) üzerine ilerleyip ilerlemediği olmuştur (Şekil 2). Çünkü bu sorunun cevabı İzmit depremi



**Şekil 2:** 1999 İzmit depremi için farklı veri gruplarından farklı araştırmacılarca yapılan ters çözüm sonuçlarını gösteren harita. Çift yönlü ok Pınar ve diğ. (2001)'in telesismik ters çözümünden hesapladığı ana moment serbestlenmesinin meydana geldiği fay uzunluğuna S1 ve S2 Tibi ve diğ. (2001)'in telesismik dalgaların ters çözümü sonucu deprem için elde ettiği kaynak lokasyonlarına işaret etmektedir. En alttaki dikdörtgen üzerindeki eğriler Delouis ve diğ. (2002)'nin dört segmentli fay modeli üzerinde hesapladıkları kaymanın 6 ile 8 m arasında değiştiği kısmı göstermektedir. Fay modellerinin segmentleri üzerindeki rakamlar ilgili ters çözüm çalışması sonucunda hesaplanan kayma büyüklüklerini göstermektedir. Yüzey kırığı boyunca doğudan batıya sırasıyla 4 fay segmenti (Karadere (KFS), Sakarya (SKS), Sapanca (SPS) ve Gölcük (GS) segmentleri) bulunmaktadır.

**Figure 2:** The map showing the inversion results for the 1999 İzmit earthquake from different data groups by different researchers. Double-headed arrow and S1,S2 denote the fault length of the main moment release determined from teleseismic waveform inversion by Pınar et al. (2001) and the source locations resulted from the inversion of the same data by Tibi et al. (2001), respectively. The curves over the most bottom rectangle indicate the fault regions that was computed to have slip amplitude between 6 m and 8 m over the 4-segment fault model, from the teleseismic inversion of Delouis et al., (2002). The numbers in the top of the segments of the fault models indicate slip amplitudes calculated from respective inversion study. From east to west, there are 4 fault segments (Karadere (KFS), Sakarya (SKS), Sapanca (SPS) ve Gölcük (GS) segments) along the surface ruptures.

ardından YKS segmenti ve Marmara denizi altında uzanan fay segmentlerinin sismik tehlikesinin araştırılmasında önem teşkil etmektedir. Hersek deltası üzerinde 10-20 cm atıma sahip bir kısım küçük çatlak ve kırıklar rapor edimesine rağmen bunların depremin kırılmasının tetiklemeyle oluşmuş ikincil faylanmalar olduğu ileri sürülmüştür (Barka ve diğ., 2000; EERI, 2000b). Wright ve diğ., (2001a), Wright ve diğ., (2001b) SAR interferometri verilerinin ters çözümüyle bu konuyu aydınlatmaya çalışmıştır. Bu amaçla 6 segmentten oluşan fay modellerinin en batı ucundaki segmenti Hersek deltasının 0-30 km arasında değişen uzaklıklarda batısına uzatarak çeşitli ters çözüm denemeleri yapmışlardır (Şekil 2). En az hatalı çözümü kırılmanın Hersek deltasının 12 km batısına 1.5-2 m bir atımla uzanması halinde elde etmişlerdir. En büyük yerdeğiştirmeyi Gölcük'ün hemen kuzeyindeki segment üzerinde 4.5-5m olarak bulmuşlardır (Şekil 2). Jeodetik olarak hesapladıkları sismik moment ise  $2.65 \times 10^{20}$  Nm ( $M_w=7.6$ )'dir. Reilinger ve diğ. (2000) GPS verilerinin ters çözümünden deprem için hem deprem sırası hem de deprem sonrası için bir kırılma modeli hesaplamışlar ve GPS verilerinin Hersek deltasının 10-15 km batısına uzanan bir faylanma için 0.6 m'yi aşan bir deprem sırası yer değiştirmeye müsaade etmediği sonucuna varmışlardır (Şekil 2). GPS verilerinin ters çözümünden elde edilen sismik moment  $1.7 \times 10^{20}$  Nm ( $M_w=7.5$ ) olup en büyük yerdeğiştirme 5.7 m ile Gölcük segmenti üzerinde yer almaktadır.

Pınar ve diğ. (2001) telesismik dalga şekillerinden kırılma uzunluğunun  $29.7^\circ$  ile  $30.5^\circ$  boyları arasında 70-80 km olarak hesaplamışlardır (Şekil 2). Tibi ve diğ., (2001) telesismik P ve SH dalga şekilleri ters çözümünden depremin sismik momentini  $1.47 \times 10^{20}$  Nm hesaplamışlar ve ana moment serbestlenmesinin yerini episantrın 30 km doğusunda Sapanca gölünün doğu kıyısı civarında bulmuşlardır (Şekil 2). Kırılma  $4.5 \pm 1.5$  km/sn hızla doğuya doğru ilerlemiş ve sismik moment hiposantrdan doğuya doğru 70 km'lik bir faylanma ile serbestlenmiştir. Üç şokla yaptıkları modellemede veriye daha iyi bir uyum elde etmişler ve toplam sismik momentini  $1.6 \times 10^{20}$  Nm olarak hesaplamışlardır. Bu çözüme göre birinci şokun sismik moment serbestlenmesi doğuya doğru 25 sn sürmüş ve hyosantrın  $80 \pm 10$  km doğusunda ikinci bir şoku ( $M_o=0.24 \times 10^{20}$  Nm) tetiklemiştir (Şekil 2). Üçüncü şokun da ( $M_o=0.38 \times 10^{20}$  Nm) yine iç merkezin doğusunda olması gerektiğini ileri sürmüşlerdir. Delouis ve diğ. (2002) telesismik ve strong-motion dalga şekillerinden ve SAR verilerini ayrı ayrı ve birlikte kullanarak 4 parçalı bir fay modeli ile temsil ettikleri deprem kırılma düzlemi üzerinde kayma dağılım modelleri hesaplamışlardır (Şekil 2). Farklı veri gruplarının ayrı ayrı ve birlikte ters çözümünden elde edilen bu modeller detaylarda farklılıklar göstermesine rağmen bir çok ortak özelliği sergilemişlerdir. Tüm modellerde yüksek kayma

değerleri (4-8 m arası) Gölcük'ün batısı ile Sakarya doğusu arasında rastlanmakta ve Gölcük batısında derinde kayma çok azalmaktadır (Şekil 2). Modeller için hesaplanan sismik moment değerleri  $2-2.6 \times 10^{20}$  Nm arasında değişmektedir.

Yapılan gözlemler depremlerde frekans-magnitüd ilişkisini gösteren Gutenberg-Richter bağıntısından belirlenen  $b$  değeri (Gutenberg ve Richter, 1954) ve Omori yasasından belirlenen artçı deprem azalım parametresi  $p$  (Utsu, 1961) ile deprem oluşumunun fiziği arasında bir ilişki olduğunu önermektedir.

Dünya üzerinde Gutenberg-Richter bağıntısından belirlenen  $b$  değeri genellikle 0.7-1.3 arasında değişmesine (Guo ve Ogata, 1997) rağmen deprem etkinliğine sahip yerlerin çoğunda  $b$  değeri ortalama 1 civarındadır (Frochlich ve Davis, 1993). Yapılan gözlemler depremlerde frekans-magnitüd ilişkisini gösteren Gutenberg-Richter bağıntısından belirlenen  $b$  değeri ile deprem oluşumunun fiziği arasında bir ilişki olduğunu önermektedir. Mogi (1962) laboratuvar deneylerinde malzemenin heterojenliğinin veya çatlak yoğunluğunun artmasının  $b$  değerinin artmasına neden olduğunu bulmuştur. Volkanik bölgelerde mağma odaları yakınlarında fazla çatlaklı hacimlerde yüksek  $b$  değerleri gözlenmiştir (Wiemer ve McNutt, 1997; Wiemer ve diğ., 1998; Wyss vd, 1997). Scholz (1968) laboratuvar çalışmalarında ve Urbancic ve diğ. (1992) ise madenlerdeki arazi çalışmalarında gerilme ile  $b$  değerinin ters orantılı olduğunu göstermişlerdir. Doğrultu atımlı fay zonları boyunca

$b$  değeri sismojenik zon içinde (15-20 km derinliğine kadar) derinlik artışıyla  $b$  değeri azalır. Sismojenik zondan sonra artan ısı ve basınca bağlı olarak kayaçlar gerilme biriktiremediğinden  $b$  değeri tekrar artmaktadır.

Genellikle 1 değeri civarında (Frochlich ve Davis, 1993) olmasına rağmen  $b$  değeri uzaysal olarak daha ayrıntılı (1 km'ye varan ayrıntıda) incelendiğinde 1 değerinden önemli sapmalar gösterdiği görülmüştür. Yüksek  $b$  değerleri (1) gerilmenin azaldığı (Scholz, 1968; Urbancic ve diğ., 1992), (2) ana deprem kırılması ardından yerdeğiştirme miktarının fazla olduğu pürüzler (asperite) üzerinde (Wiemer ve Katsumata, 1999; Sobiesiak, 2000), (3) genişleme rejiminin görüldüğü bölgelerde (Frochlich ve Davis, 1993), (4) yüksek gözenek basıncı bulunan (Gupta, 2002) (5) fay zonu üzerinde sünmenin (creep) gözlemlendiği (Amelung ve King, 1997), (6) ısı gradyentinin yüksek olduğu yerlerde (Warren ve Latham, 1970) ve (7) fazla çatlaklı hacimlere sahip volkanik bölgelerde mağma odaları yakınlarında (Wiemer ve McNutt, 1997; Wiemer ve diğ., 1998; Wyss vd, 1997) gözlenmektedir.

Yapılan araştırmalarda  $p$  değeri değişimi, kabuksal heterojenite, gerilme ve kabuktaki sıcaklıkla ilişkili olabilir (Mogi, 1962; Kisslinger ve Jones, 1991).

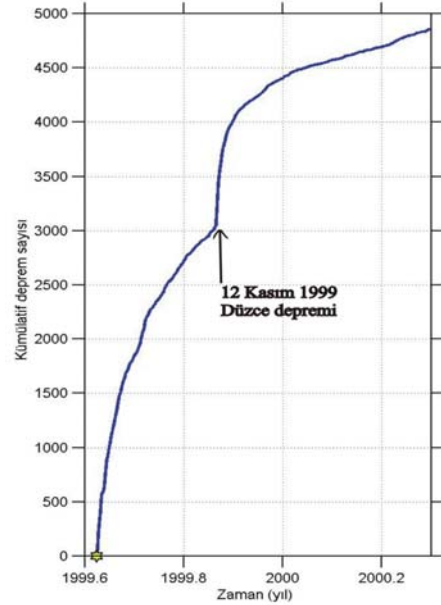


Tsapanos (1992) ve Wiemer ve Katsumata (1999), yaptıkları çalışmalarda, tektonik özellikler ve ısı akısının  $p$  değeri değişimini etkilediğini, kırık mekanizmasına bağlı olarak  $p$  değerlerinin değişebileceğini ve yüksek  $p$  değerlerinin bölgedeki yüksek ısı akısından kaynaklanabileceğini ifade etmişlerdir. Çok kırıklı bir tektonik yapı düşünüldüğünde,  $p$ -değeri sismojenik bölge ve civarı için heterojenite derecesinin bir ölçüsü olarak düşünülebilir (Tsapanos, 1995). 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 azalıda olduğu gibi, yüksek bir sıcaklıkta hızlı bir biçimde azalacağı üzerine yorum yapmışlardır. Utsu ve diğ. (1995),  $p$  değerinin diziden diziyeye farklılık gösterdiğini ve bu değişimin kabuksal heterojenite, gerilme şartları ve ısı akısı gibi bölgenin tektonofizik koşullarıyla ilişkili olabileceğini belirtmişlerdir. Kisslinger ve Jones (1991), artçı şok dizileri için  $p=1$  değerinin normal bir değer,  $p=1.0$ 'den büyük değerlerin büyük,  $p=1.0$ 'den küçük değerlerinde küçük olduğunu ifade etmişlerdir. Bu çalışmada da 1999 İzmit depreminin artçı depremleri kullanılarak artçı depremler için deprensellik parametresi  $b$  ve  $p$  değerinin uzaysal dağılımı bu depremin kırılma zonu boyunca gerek yeryüzeyinde ve gerekse derinlik boyutunda değişimleri haritalanmış ve depremin kırılma özellikleri ile olası ilişkisi tartışılmıştır. Ayrıca elde edilen sonuçlar bu deprem için benzer analizlerin yapıldığı çalışmaların (Aktar ve diğ. 2004; Bayrak ve Öztürk 2004) sonuçları ile karşılaştırılmıştır.

### KULLANILAN ARTÇI DEPREM VERİSİ

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 deprensellik parametrelerinin uzay ve zaman ortamında değişiminin haritalanması ve bu parametrelerin uzay ve zaman dağılımında İzmit depreminin artçı depremlerinin meydana getirdiği değişikliklerin belirlenmesi amacıyla 17 Ağustos 1999 İzmit depremi ile 12 Kasım 1999 Düzce depremi arasında kalan 3046 adet artçı deprem 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 3 incelendiğinde Düzce ana şokunun etkisi açıkça görülebilir.



**Şekil 3:** 17 Ağustos 1999-18 Nisan 2000 tarihleri arasındaki İzmit ve Düzce artçı depremlerinin kümülatif deprem sayılarının zamana göre değişimi.

**Figure 3:** Time variation of the cumulative numbers of the 1999 İzmit and 1999 Düzce earthquakes aftershocks between 17 August 1999 and 18 April 2000.

Deprensellik parametrelerinin uzay ve zaman ortamındaki dağılımlarının haritalanması işlemi gerek yeryüzeyi üzerinde ve gerekse derinlik boyutunda kırılan fay segmentleri boyunca yapılmıştır.

Wiemer ve Katsumata (1999) 1995 Kobe (Japonya) ve 1994 Northridge (ABD) depremleri artçı depremlerinin deprensellik 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 zaman içinde meydana gelen değişimler (magnitude stretching) ve verinin başlangıç zamanının seçimi  $b$  ve  $p$  deprensellik 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 4a'da 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 4b incelediğinde ana şoku izleyen 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.

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 belirlenememektedir. Dolayısıyla artçı deprem etkinliğinin doğasında yer alan ana şok sonrasında sayıca hızla azalıma bağlı olarak artçı deprem olma sıklığı azalmakta ve gün geçtikçe daha küçük magnitüdüdeki depremler oluşmaktadır.

Bu çalışmada İzmit depremi artçı depremlerinin etkinliği parametrelerinin hesaplanmasında kullanılacak en küçük magnitüdü  $M_{min}$  değeri yüksek tutularak ( $M_{min}=3.2$ ),  $M_c$  değerinin zaman içindeki değişiminin neden olacağı hatalar önlenmeye çalışılmıştır. Bu işlem bu magnitüdün altında kalan magnitüdüde 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 sayıda depremin çıkarılması yani veri başlangıç zamanının  $T_0$ , yani ana şok oluş zamanı değil de yeterli sayıda depremi içeren zamanın ( $T_y$ ) bu zaman

eklenerek başlangıç zamanının  $T_b = T_0 + T_y$  alınmasıdır (Wiemer ve Katsumata, 1999). Örnek olarak Şekil 1b'de gösterilen İzmit depremi artçı depremleri için  $T_b = T_0 + 4$  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 4c'de verilmiştir. Hesaplamalar,  $M_{min} \geq M_c (=3.2)$  ve  $T_{başlangıç} = 0.01$  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.

## YÖNTEM

Artçı deprem etkinliğini tanımlayan iki temel ilişki mevcuttur. Birincisi, depremlerin dağılım ölçüsünü veren,

$$\log N = a - bM$$

“Gutenberg-Richter” bağıntısıdır (Gutenberg ve Richter, 1954). Magnitüd-deprem sayısı ilişkisi olarak ta bilinen bu bağıntı, depremsellik çalışmalarında yaygın olarak kullanılmaktadır (Öztürk, 2003). Burada  $M$ , magnitüdü,  $N$ ; magnitüdü  $M$  veya daha büyük olan depremlerin kümülatif sayısı,  $a$  ve  $b$  sabitlerdir.  $a$  sabiti deprem etkinliğini ifade eder,  $b$  sabiti ise depremin büyüklük dağılımı ile ilişkilidir ve deprem oluşumunun fiziği ile ilgili görüldüğünden depremlerin istatistik analizinde önemli bir parametre olarak dikkati çeker (Mogi, 1962; Scholz, 1968). Bu çalışmada  $b$  değerinin belirlenmesinde En Büyük Olasılık (EBO) 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. EBO yöntemi, yapay olarak düşük  $b$  değerlerine neden olabilen algılama eşliğindeki artışlara karşı daha fazla hassas olabilir. Bu çalışmada kullanılan ZMAP (Wiemer, 2001) paket bilgisayar programı ile EBO yöntemi ya da en küçük kareler yöntemi ile hesaplanan  $b$  değerleri genel olarak birbirlerine % 10 hata oranı ile uyarlar. Artçı deprem etkinliğini tanımlayan ikinci temel ilişki artçı şok aktivitesinin zamanla azalma oranını ifade eden,

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

“Omori” yasasıdır (Utsu, 1961). Burada  $t$  ana şoktan sonraki zaman,  $N(t)$  ana şokun oluşumundan sonra  $t$  birim zamana düşen artçı şokların oluşum oranıdır.  $k$ ,  $c$ ,  $p$  ise sabitlerdir (Kisslinger ve Jones, 1991). 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 (Öztürk, 2003). Omori yasasındaki 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).

### BULGULAR VE TARTIŞMA

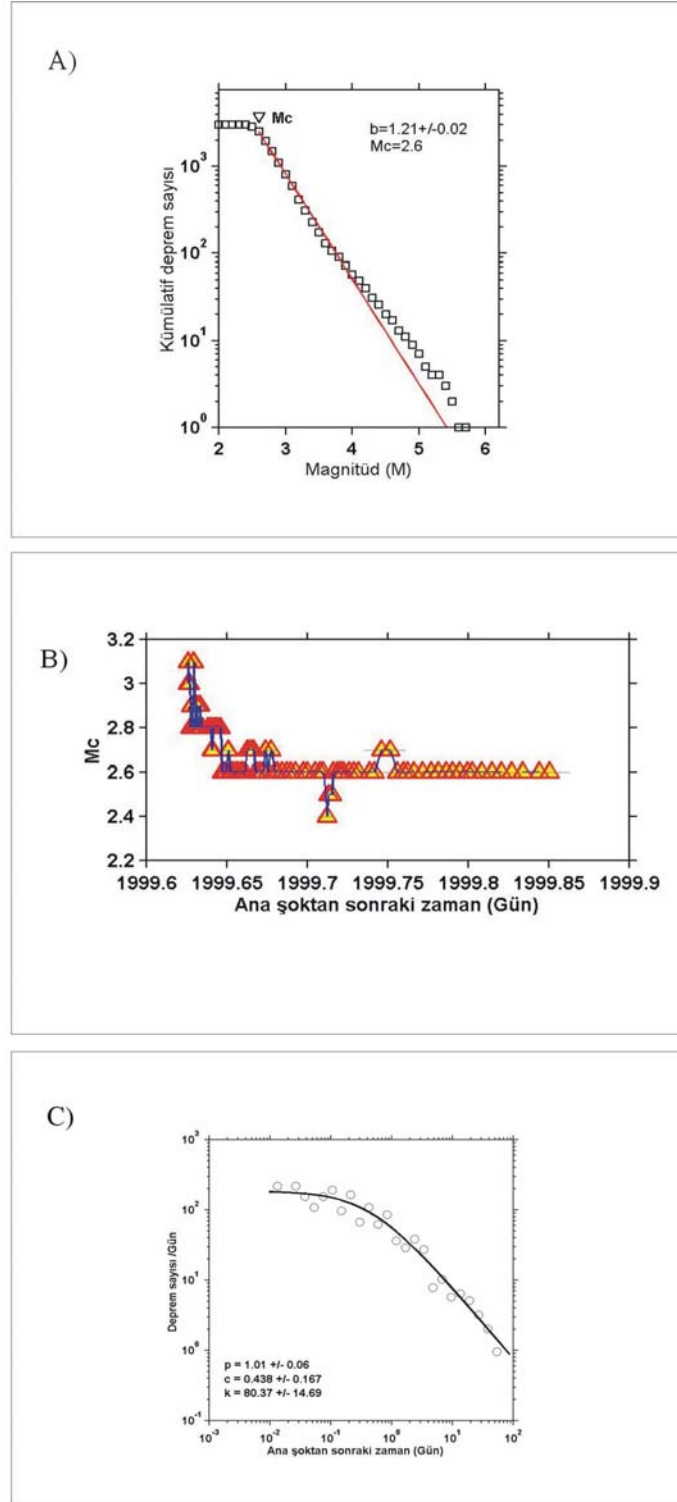
17 Ağustos 1999 İzmit depremi artçı depremlerinin deprensellik parametrelerinin uzay ve zaman dağılımı hem yeryüzünde ve hem de derinlik boyutunda hesaplanarak belirlenmiştir. İlk önce yeryüzeyindeki dağılım belirlenmiştir. Bu amaçla 1999 İzmit depreminin 1999 Düzce depremine kadar olan artçı depremleri yüzeyle haritalanmış ve kullanılan paket programın gereği olarak artçı depremlerin yoğun olarak toplandığı bölge harita üzerinde bir kapalı eğri ile çevrilmiştir (Şekil 5a). Bu kapalı eğrinin çevrelediği harita alanı KG ve DB doğrultusunda 0.02 derece ile kareleştirilmiştir. Ardından kareleştirilmenin 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 (5b ve 5c) bu işlemin sonuçlarını göstermektedir. Şekil 5b’de görüldüğü gibi İzmit depremi kırılma düzlemi civarında artçı depremlerden hesaplanan  $b$  değeri 0.85 ile 1.75 arasında değişmektedir. Şekil de açık gri renkli alanlar  $b$  değerinin düşük, koyu gri renkli 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 ve diğ., 1994; Hubert-Ferrari ve diğ., 2000; Utkucu ve diğ., 2003; Utkucu ve diğ. 2005). 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 kırılma özellikleri deprensellik parametrelerinin uzaysal dağılımını etkilemez. 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.

Görüldüğü gibi deprensellik parametreleriyle kırılma ve materyal özellikleri arasında ne gibi bir ilişki olduğu henüz araştırma safhasındadır. Bu çalışma da incelenen 1999 İzmit depreminin 2. hipoteze uygun olduğu görülmüştür.





**Şekil 4.** (a) İzmit depremi artçı şok dizisi için magnitüd-kümülatif deprem sayısı ilişkisi. (b) İzmit depremi artçı şok dizisi için zamanın fonksiyonu olarak  $M_c$  değişimi. (c) İzmit depremi artçı şok dizisinin zamanla azalma oranı.

**Figure 4.** (a) Magnitude-cumulative number of earthquakes plot of the 1999 İzmit earthquake aftershock sequence. (b) Change of the completeness ( $M_c$ ) of the 1999 İzmit earthquake aftershock sequence in time. (c) Time decay of the 1999 İzmit earthquake aftershock sequence

Wiemer ve Katsumata (1999) 2. hipotezin uygunluğunun belirlenmesini birçok ana şokun öncesinde kırılma uzunluğu ve derinliği boyunca deprenselliğin az veya hiç olmamasının zorlaştırdığını belirtmişlerdir. Bu çalışmada incelenen 1999 İzmit depremi öncesinde gözlemlenen deprensellik bu hipotezin araştırılması fırsatını sağlamaktadır. Nitekim, Öncel ve Wyss (2000) bu deprenselliği kullanarak İzmit depremi kırılma uzunluğu boyunca yüzeyde  $b$  parametresinin uzaysal dağılımını bu çalışmada kullanılan benzer yöntem ve paket programı kullanarak bulmuşlardır.

Şekil 5b'de görüldüğü gibi 1999 İzmit depremi artçı depremleri için bu çalışmada 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.

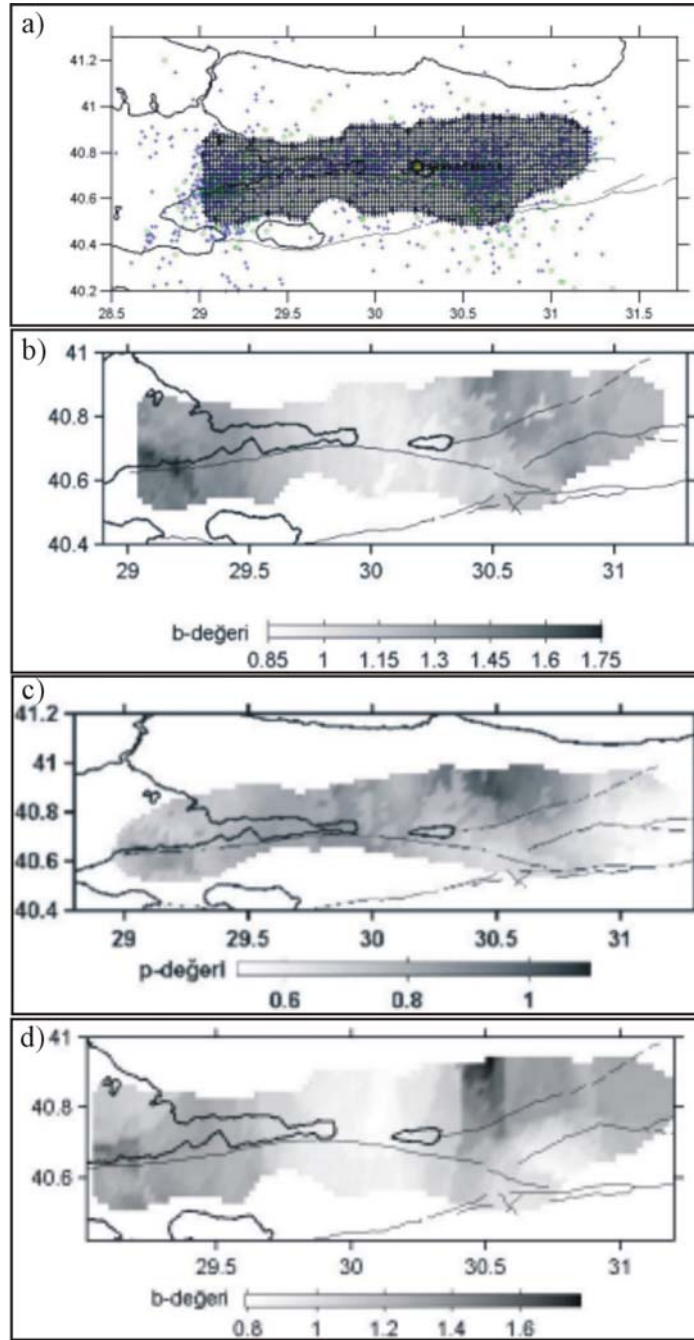
Şekil 5b'de verilen  $b$  değeri yüzey dağılımı Bayrak ve Öztürk (2004) tarafından KRDAE kataloğundan bulunan dağılımla büyük benzerlik göstermektedir. Örnek olarak, bu araştırmacılar tarafından yüzeyde hesaplanan  $b$  değerleri, Sapanca gölü ile Gölcük arasında 0.8 ile 1.0 arasında, KFS segmentinin GB ucunda yaklaşık 1.0, Gölcük ile Hersek deltası arasında 1.1 ile 1.3 arasındadır. Bununla birlikte Aktar ve diğ. (2004) tarafından yüzeyde hesaplanan  $b$  değerleri 0.5 ile 1.2 arasında değişmekte ve bu çalışmada hesaplanan değerlerden 0.5 birim civarında daha düşük değerlere sahiptirler. Aktar ve diğ. (2004) 1999 İzmit depremi Tübitak artçı deprem kataloğunu kullanmışlardır. Bu fark büyük olasılıkla kullanılan katalogların farklı olmasından kaynaklanmaktadır. Bununla birlikte benzerlikler de söz konusudur. Örnek olarak Aktar ve diğ. (2004) tarafından yüzeyde Hersek deltası doğusunda ve Karadere segmenti GB ucunda hesaplanan yüksek  $b$  değerleri bu çalışmada da belirlenmiştir.

Şekil 5c'de görüldüğü gibi 1999 İzmit depremi art sarsıntı dizisi için  $p$  değeri 0.5 ile 1.1 arasında değişmektedir. Şekilde koyu gri renkli yerler artçı deprem azalımının hızlı olduğu yerleri, açık gri 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 5b'de Öncel ve Wyss (2000)'in 1999 İzmit depremi ana şok öncesi deprensellik verilerinden hesapladıkları  $b$  değeri uzaysal dağılımı ile bu çalışmada artsarsıntı verilerinden elde edilen  $b$  değerleri karşılaştırılmıştır. Görüldüğü gibi  $b$  değerleri ana şok sırasında esas moment serbestlenmesinin meydana geldiği yani en büyük kaymanın (4-5 m) gözlemlendiği yerler olan Gölcük ile Karadere segmenti ile birleşme noktasının batısında (bk. Şekil 5b) ya aynı kalmış ya da azalmıştır. Episantr bölgesinde  $b$  değeri 0.1-0.2 birim azalmışken Sapanca gölünün hemen doğusunda 0.1 birimlik bir artış söz konusudur. Gölcük'ün hemen batısında  $b$  değeri 0.1 birim azalmış iken Hersek deltası ile Gölcük arasındaki orta yerde 0.1 birim artmıştır. Hersek deltasının batısında güneybatısında kalan bölgede ise  $b$  değeri genellikle 0.1 ile 0.35 birim arasında değişen miktarlarda artmıştır.

Görüldüğü gibi İzmit depremi için artçı depremlerden bulunan  $b$  değerinin uzaysal dağılımı Wiemer ve Katsumata (1999)'nın yukarıda değinilen 2. hipotezine daha uygun görülmele 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 (Şekil 2). Bu bölge için bulunan  $b$  değerinde deprem sonrasında 0.1 birimlik bir artış gözlenmiştir. Bu yükselim çarpıcı olmamakla birlikte Wiemer ve Katsumata (1999)'nın 1. hipotezine uygunluk göstermektedir. Bir artış da 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 ve diğ., 2001a, Reilinger ve diğ., 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 (Şekil 2). 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 azalma söz konusudur.



**Şekil 5:** a) İzmit depremi artçı şok dizisi için elde edilen b değerleri hesabı için yapılan karelej haritası. Hesaplamalarda 0.02x0.02 derece grid aralığı kullanılmıştır. Siyah rakamlar Öncel ve Wyss (2000) tarafından 1999 İzmit depremi öncesi depremsellikten bulunan b değerlerini yansıtmaktadır. (b) 1999 İzmit depremi artçı şok dizisi için En Büyük Olasılık Yöntemi kullanılarak elde edilen b değerleri bölgesel değişim haritası. (c) 1999 İzmit depremi artçı şok dizisi için elde edilen p değerleri bölgesel değişim haritası. (d) İzmit depremi artçı şok dizisi için En Küçük Kareler Yöntemi kullanılarak elde edilen b değerlerinin bölgesel değişim haritası.

**Figure 5:** a) Grid that was done for the b value estimation of the 1999 İzmit earthquake aftershock sequence. Gridding interval is 0.02x0.02 degrees. (b) Regional variations map of b values that was calculated for the 1999 İzmit earthquake aftershock sequence using the Maximum Likelihood Method. (c) Regional variations map of p values that was calculated for the 1999 İzmit earthquake aftershock sequence using the Maximum Likelihood Method (d) Regional variations map of b values that was calculated for the 1999 İzmit earthquake aftershock sequence using the Least squares Method.

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)'nın 2. hipotezi ile daha uyumlu olduğu ifade edilebilir. Yani, materyal özellikleri  $b$  değerini belirleyici unsurdur. Ancak, yukarıda değinilen  $b$  değerinin ana şok sonrasında arttığı veya azaldığı 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 5d'de gösterilmiştir. Görüldüğü gibi en büyük olasılık yöntemiyle hesaplanan ve Şekil 5b'de gösterilen dağılımla genel bir benzerlik söz konusudur.

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 6a). 10km genişlikteki bu derinlik kesiti uzunluk ve derinlik boyutları boyunca 1 km aralıklarla karelemlenmiş (Şekil 6b) ve her düğüm noktası için en yakın 100 artçı deprem kullanılarak en büyük olasılık yöntemi ile hesaplanan  $b$  değerleri o düğüm noktalarına atanmıştır. Şekil 6c bu işlemin sonucunu göstermektedir. Görüldüğü gibi derinlik kesiti üzerinde  $b$  değerleri yaklaşık 0.9 ile 1.9 arasında değişmektedir. Yüzey 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 azalma söz konusudur. Sapanca gölü doğusunda ise  $b$  değerleri odak civarına göreceli olarak 0.1-0.3 birim artış 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.

Gölcük ve Hersek deltası arasında  $b$  değeri 1.2-1.3 civarındadır. Yüzeyde deprensellikten hesaplanan  $b$  değerine göre 0.1-0.2 birimlik bir artış söz konusudur. 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 artış söz konusudur. Bu çalışmada derinlik boyutunda hesaplanan  $b$  değeri dağılımı ile Öncel ve Wyss (2000)'in yüzeyde deprensellikten 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.

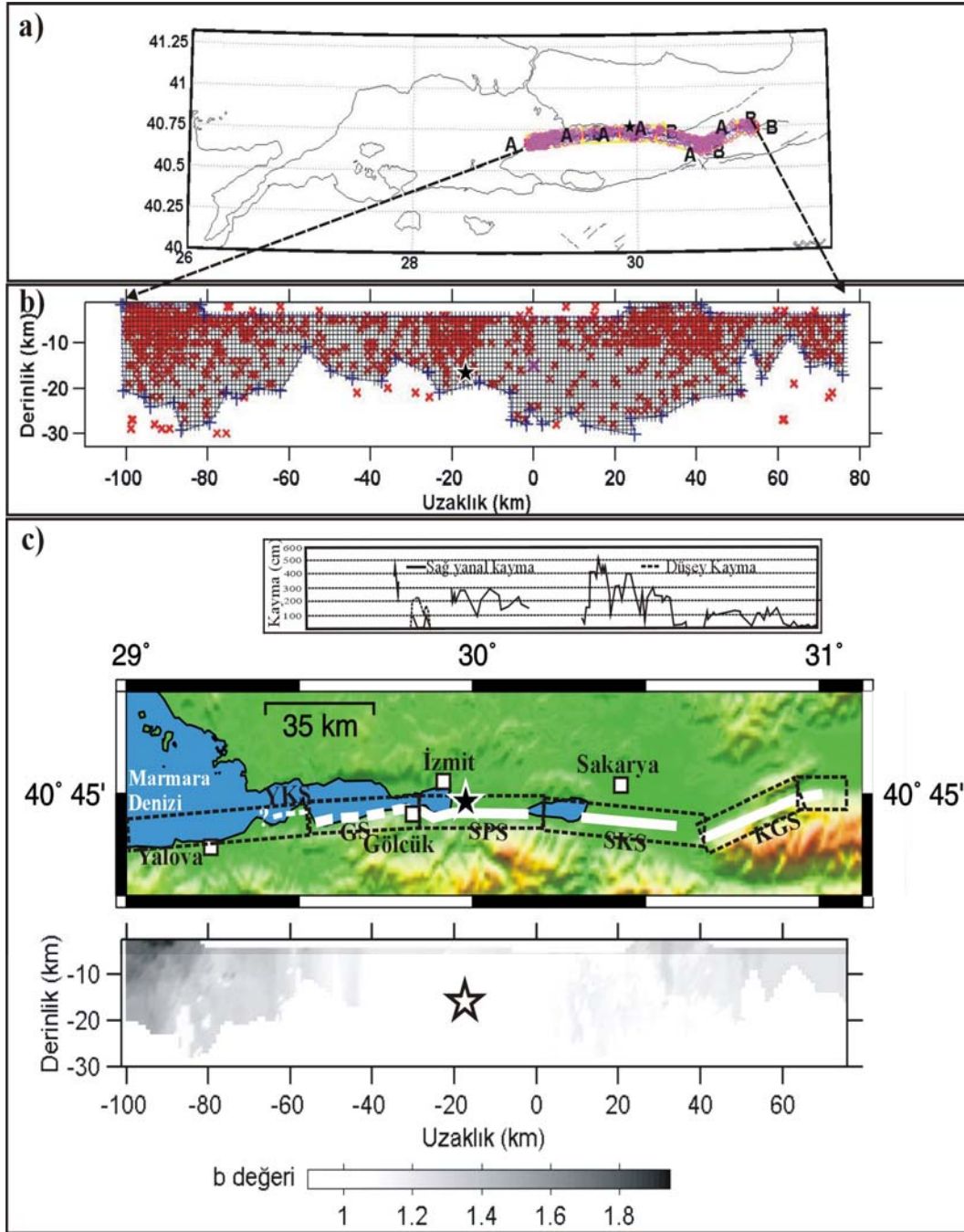
Çalışmada belirlenen  $b$  değeri derinlik dağılımı ile Aktar ve diğ. (2004) tarafından belirlenen derinlik

dağılımı arasında da genel olarak 0.5 birimlik bir fark söz konusu olmasına rağmen kırılma düzlemi boyunca göreceli dağılımda bir benzerlikten bahsedilebilir. Örnek olarak bu çalışmada bulunan dağılımda en düşük  $b$  değerleri Sapanca gölü batısı ile Hersek deltası arasında SPS ve GS fay segmentleri üzerinde bulunmuş ve Hersek deltası batısında YKS fay segmentinin batı kısımlarında göreceli olarak yüksek  $b$  değerleri hesaplanmıştır (Şekil 6) Gölcük civarındaki kısmi yüksek  $b$  değerleri bölgesi dışında benzer bir göreceli dağılım Aktar ve diğ. (2004)'de de görülebilir. Ancak Aktar ve diğ. (2004) tarafından KFS'nin batı ucu civarında hesaplanan göreceli olarak yüksek  $b$  değerleri bu çalışmada bulunan dağılımda gözlenmemektedir.

Bayrak ve Öztürk (2004) de bu çalışmada olduğu gibi 1999 İzmit depremi artçılarından hesapladıkları  $b$  değerleri dağılımının bu depremin kırılma özellikleriyle ilişkili olmadığını öne sürmüştür. Bu araştırmacılar  $b$  dağılımı ile deprem kırılma düzlemi boyunca kabuk içinde  $p$  dalgası hız değişimini ve jeolojik birimleri ilişkilendirmişlerdir. Ancak, Aktar ve diğ. (2004) buldukları  $b$  dağılımı ile hem kırılma özellikleri, hem de materyal özellikleri arasında bağ kurmuşlardır. Bu araştırmacılar 1999 İzmit depremi kırılma düzlemi boyunca hesapladıkları  $b$  değeri dağılımında ayırt edilebilen 3 yüksek  $b$  dağılımı bölgesinden 2'sinin sismolojik olarak bulunmuş fay pürüzleri (bkz. Bouchon ve diğ. 2002) ile uyduğunu ve Hersek deltası batısında yer alan bir üçüncüsünün de kırılma özellikleri ile ilişkili olmadığını ve kabuğun bu bölgede yüksek seviyede kırıklı-çatlaklı olmasından kaynaklandığını ileri sürmüştür. Dolayısıyla materyal özellikleri de  $b$  değeri dağılımında pay sahibidir.

## SONUÇLAR

Bu çalışmada 17 Ağustos 1999 İzmit depreminin KRDAE'nden elde edilen ve 12 Kasım 1999 Düzce depremine kadar olan sürede meydana gelen artçı deprem verilerinden bu depremlerin ana şoklarının kırık zonları boyunca yüzeyde ve derinlik boyutunda  $b$  değerleri ve artçı deprem 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 ( $b=1.4-1.75$ ,  $p=0.7-1.0$ ) ve yüzey kırığının Karadere fay segmenti boyunca hesaplanmıştır. İzmit depremi öncesi deprensellik verilerinden diğer araştırmacılarca hesaplanan  $b$  değerleri ile bu çalışmada art sarsıntı verisinden hesaplanmış değerler arasında neredeyse hiçbir değişiklik görülmemiştir. Bu nedenle, daha önceki araştırmacıların önerdiği ve tartıştığı gibi artçı deprem



**Şekil 6.** (a) 1999 İzmit depremi için kırılan fay segmentleri üzerinde b değeri derinlik kesiti haritası için yapılan veri hacmi seçme işlemi. (b) 1999 İzmit depremi artçı şok dizisi için derinlik kesiti boyunca b değerlerinin hesaplanması için yapılan karelejlama (1kmx1km). (c) 1999 İzmit depremi artçı depremleri için derinlik kesiti boyunca en büyük olasılık yöntemi kullanılarak hesaplanan b değerleri bölgesel değişim haritası ve yüzey kırığı kayma dağılımı ile karşılaştırılması. Siyah ve beyaz yıldızlar 1999 İzmit depremi episantrını ve odağını göstermektedir.

**Figure 6.** (a) Data volume selection for the b value depth cross section map for the 1999 İzmit earthquake along the ruptured fault segments. (b) Gridding (1kmx1km) that was done for estimation of b values along the cross section. (c) Regional b value variations map along the depth cross-section for the 1999 İzmit earthquake aftershock sequence, computed using Maximum Likelihood Method, and its comparison with slip distribution along the surface ruptures. Black and white stars indicates the epicenter and the focus of 1999 İzmit earthquake



etkinliğinden hesaplanan  $b$  ve  $p$  parametrelerindeki değişimin nedeni sadece kırılma özelliklerinden kaynaklanmamış olacağı ve kabuk içindeki diğer bazı jeolojik ve jeofizik parametrelerin de bu değişimde pay sahibi olabileceği tartışılmıştır.

#### SUMMARY

In this study aftershock seismicity of the 17 August 1999 İzmit before 12 November 1999 Düzce earthquake is retrieved from 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 the mainshock using a software package named ZMAP 6.0 (Wiemer, 2001). For the 1999 İzmit mainshock it is determined that fault section with 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  $b$  values observed west of Hersek Delta ( $b$  nearly 1.4-1.75,  $p$  nearly 0.7-1.1) and along the Karadere fault segment (KFS) of the surface rupture. It was observed that there is almost no change from the distribution calculated from the premainshock seismicity.

It is discussed that the rupture properties may not be only reason behind the change in aftershock seismicity parameters and the other geologic and geophysical parameters in the crust might have played a role in the variation of these parameters after the mainshocks as hypothesized and discussed by Wiemer and Katsamuta (1999).

#### DEĞİNİLEN BELGELER

- 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.
- Aktar M., Özalaybey, S., Ergin, M., Karabulut, H., Bouin, M. P., Tapırdamaz, C., Biçmen, F., Yörük, A., Bouchon, M., 2004**, Spatial variation of aftershock activity across the rupture zone of the 17 August 1999 İzmit earthquake, Turkey, Tectonophysics, 391, 325-334.
- Altınok, Y., Tinti, S., Alpar, B., Yalçiner, A.C., Ersoy, Ş., Bortolucci, E. ve Armigliato, A., 2001**, The tsunami of August 17, 1999 in İzmit bay, Turkey, Natural Hazard, 24, 133-146.
- Amelung, F. ve King, G., 1997**, Earthquake scaling laws for creeping and non-creeping faults, Geophys. Res. Lett., 24, 507-510.
- Barka, A. 1996**, Slip distribution along the North Anatolian Fault associated with the large earthquakes of the period 1939 to 1967, Bull. Seism. Soc. Am. 86, 1238-1254.

- Barka, A., Akyüz, S., Altunel, E., Sunal, G., Çakır, Z., Dikbaş, A., Yerli, B., Rockwell, T., Dolan, J., Hartleb, R., Dawson, T., Furnal, T., Langridge, R., Stenner, H., Christofferson, Tucker, A., Armijo, R., Meyer, B., Chabaliere, J.B., Lettis, W., Page ve 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.
- Bayrak, Y. ve Öztürk, S., 2004**, Spatial and Temporal Variations of the Aftershock Sequences of the 1999 İzmit and Düzce Earthquakes. Earth Planets and Space, 56, 933-944.
- Bouchon, M., Toksöz, N., Karabulut, H., Bouin, M.-P., Dietrich, M., Aktar, M., Edie, M., 2002**, Space and time evolution of rupture and faulting during the 1999 İzmit (Turkey) earthquake. Bull. Seismol. Soc. Am. 92, 256-267.
- Crampin, S. ve Üçer, S. B., 1975**, The seismicity of the Marmara Sea region of Turkey, Geophys. J. R. Astr. Soc., 40, 269-288.
- Cranswick, E., Özel, O., Meremonte, M., Erdik, M., Safak, E., Mueller, C., Overturf, D. ve Frankel, A., 1999**, Earthquake damage, site response and building response in Avclar, West of İstanbul, Turkey, Proceedings of ITU-IAHS International Conference on the Kocaeli Earthquake 17 August 1999, A scientific assessment and recommendations for re-building, İstanbul Technical University, 193-204.
- 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.
- Delouis, B., Giardini, D., Lundgren P. ve Salichon, J., 2002**, Joint inversion of InSAR, teleseismic and strong motion data for the spatial and temporal distribution of earthquake slip: Application to the 1999 İzmit mainshock, Bull. Seism. Soc. Am., 92, 278-299.
- EERI, 2000a**, Ground motions, Earthquake Spectra 1999 Kocaeli earthquake reconnaissance report, p65-137.
- EERI, 2000b**, Surface fault rupture, Earthquake Spectra 1999 Kocaeli earthquake reconnaissance report, p11-53.
- EERI, 2000c**, Tsunami waves in İzmit bay, Earthquake Spectra 1999 Kocaeli earthquake reconnaissance report, p55-62.
- Frohlich, C. ve Davis, S., 1993**, Teleseismic  $b$  values: or, much ado about 1.0, J. Geophys. Res., 98, 631-644.

- 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.
- Gupta, H. K., 2002**, A review of recent studies of triggered earthquakes by artificial water reservoirs with special emphasis on earthquakes in Koyna, India, *Earth-Science Reviews*, 58, 279-310.
- Gutenberg, R. ve Richter, C. F., 1954**, Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 32, 163-191.
- Gürbüz, C., Aktar, M., Eyidoğan, H., Cisternas, A., Haessler, H., Barka, A., Ergin, M., Türkelli, N., Polat, O., Üçer, S.B., Kuleli, S., Barış, S., Kaypak, B., Bekler, T., Zor, E., Biçmen, F., ve Yörük, A., 2000**, The seismotectonics of the Marmara region (Turkey): results from a microseismic experiment, *Tectonophysics*, 316, 1-17.
- Hubert-Ferrari, A., Barka, A., Jacques, E., Nalbant, S. S., Meyer, B., Armijo, R., Topponnier, P., ve King, G. C. P., 2000**, Seismic hazard in the Marmara sea region following the 17 August 1999 İzmit earthquake, *Nature*, 404, 269-273.
- Iio, Y., Horiuchi, S., Barış, Ş., Çelik, C., Kyomen, J., Üçer, B., Honkura, Y. ve Işıkara, A.M., 2000**, Aftershock distribution in the eastern part of the aftershock region of the 1999 İzmit, Turkey, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 411-417.
- Irmak, S., Kikuchi, M. ve Özer, M.F., 2000**, 17 Ağustos 1999 İzmit ve 12 Kasım 1999 Düzce depremleri kaynak ve yırtılma mekanizması, *Ulusal Jeofizik Toplantısı 2000*, Genişletilmiş Özetler kitabı, syf. 144-145.
- Kalafat, D., Öz, G., Özel, N., Kara, M., Ögütçü, Z., Horasan, G., Püskülcü, S., Kiliç, K., Güngör, A., İnce, Ş., Görgün, E., Pinar, A., Kafadar, N., Yılmaz, M., Kekovalı, K., Köseoğlu, A., Çomoğlu, M., Güneş, Y., ve Suvarıklı, M., 2001**, 17 Ağustos 1999 İzmit, 12 Kasım 1999 Düzce Deprem Etkinlikleri (*August 17<sup>th</sup> 1999 İzmit-12<sup>th</sup> November 1999 Düzce Earthquakes and Aftershocks Activities*), Boğaziçi Üniversitesi Yayınları No: 702, Bebek-İstanbul (in Turkish). ISBN 975-518-195-4.
- King, G.C.P., Stein, R. S ve Lin, J., 1994**, Static stress changes and triggering of earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* 84, 935-953.
- Kisslinger, C. ve Jones, L. M., 1991**, Properties of Aftershock Sequences in Southern California, *J.Geophys. Res.*, 96, 11947-11958.
- Kisslinger, C., 1996**, Aftershocks and Fault-Zone Properties, *Adv. Geophys.*, 38, 1-36.
- Mogi, K., 1962**, 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., 1967**, Regional variation of aftershock activity, *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, 46, 175-203.
- Nalbant, S.S., Hubert, A., ve G.C.P. King., 1998**, Stress coupling between earthquakes in northwest Turkey and the north Aegean Sea, *J. Geophys. Res.*, 103, 24469-24486.
- Öncel, A.O. ve Wyss, M., 2000**, The major asperities of the 1999  $M_w=7.4$  İzmit earthquake defined by the microseismicity of the two decade before it, *Geophys. J. Int.*, 143, 501-506.
- Örgülü, G., ve Aktar, M., 2001**, Regional moment tensor inversion for strong aftershocks of the August 17, 1999, İzmit earthquake, ( $M_w=7.4$ ), *Geophys. Res. Lett.*, 28, 371-374.
- Özalaybey, S., Karabulut, H., Ergin, M., Aktar, M. ve Bouchon, M., 2001**, The 1999 İzmit earthquake sequence in NW-Turkey, seismological aspects. *Symposia on Seismotectonics of the North-Western Anatolia-Aegean and Recent Turkish Earthquakes*. İstanbul, Turkey: İstanbul Technical University, Extended Abstract book, p78-87.
- Öztürk, S., 2003**, Türkiye’de son yıllarda oluşan depremlerin artçı şok dizilerinin istatistiksel olarak değerlendirilmesi ve bu değişimlerin deprem risk çalışmalarında kullanımı, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Pınar, A., Honkura, Y. ve Kuge, K., 2001**, Seismic activity triggered by the 1999 earthquake and its implications for the assessment of future seismic risk, *Geophys. J. Int.*, 146, F1-F7.
- Reilinger, R., Ergintav, S., Burgman, R., McClusky, S., Lenk, O., Barka, A., Gürkan, O., Hearn, L., Feigl, K. L., Çakmak, R., Aktuğ, B., Özener, H., ve Toksöz, M.N., 2000**, Coseismic and postseismic fault slip for the 17 August 1999,  $M=7.5$ , İzmit, Turkey earthquake, *Science*, 289, 1519-1524.
- Scholz, C. H., 1968**, The Frequency-Magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 399-415.
- Sobiesiak, M., 2000**, Fault plane structure of the Antofagasta, Chile, earthquake of 1995, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 577-600.
- Stein, R., Barka, A. ve Dietrich, J. H., 1997**, Progressive failure on the North Anatolian Fault Since 1939 by Earthquake Stress Triggering, *Geophys. J. Int.*, 128, 594-604.
- Tibi, R., G. Bock, Xia, Y., Baumbach, M., Grosser, H., Milkereit, C., Karakisa, S., Zünbül, S., Kind, R. and Zschau, J., 2001**, Rupture processes of the 1999 August 17 İzmit and November 12 Düzce (Turkey) earthquakes, *Geophys. J. Int.*, 144, Number 2, F1-F7.

- Toksöz, M.N., Shakal A. F., ve Micheal, A. J., 1979,** Space-time migration of earthquakes along the North Anatolian Fault Zone and seismic gap, *Pageoph*, 117, 1258-1270.
- Toksöz, M. N., Reilinger, R. E., Doll, C. G., Barka, A. A. ve Yalçın, N., 1999,** İzmit (Turkey) earthquake of 17 August 1999: First report, *Seism. Res. Lett.*, 70, 669-679.
- 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., 1995,** The Temporal Distribution of Aftershock Sequences in the Subduction Zones of the Pasific, *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 Alptekin, Ö., 2003,** Slip Distribution and Stress Changes Associated with the 1999 November 12, Düzce (Turkey) Earthquake ( $M_w=7.1$ ). *Geophys. J. Int.*, 153, 229-241.
- Utkucu, M., Çetin, C. ve Alptekin, Ö., 2005,** 12 Kasım 1999 Düzce depremi artçı depremlerinden hesaplanan  $b$  ve  $p$  değerlerinin uzay ve zaman dağılımı ve gelecekteki sismik tehlike hakkında değerlendirmeler. Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi "YERBİLİMLERİ" dergisi (Kabul edildi).
- Utsu, T., 1961,** A Statistical study on the occurrence of aftershocks, *Geophys. Mag.*, Tokyo, 30, 521- 603, Japan.
- 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.
- 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.
- 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. 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., Mcnutt, S. R. ve 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. ve Parsons, B., 2001a,** Triggered slip: observations of the 17 August 1999 İzmit (Turkey) earthquake using radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1079-1082.
- Wright, T., Parsons B. ve Fielding, E., 2001b,** The 1999 Turkish earthquakes: source parameters from InSAR and observations of triggered slip, *Symposia on Seismotectonics of the North-Western Anatolia-Agean and Recent Turkish Earthquakes.* İstanbul, Turkey: İstanbul Technical University, Extended Abstract book, p54-71.
- Wyss, M., Shimazaki, K. ve Wiemer, S. 1997,** Mapping active magma chambers by  $b$  value beneath Off-Izu volcano, Japan, *J. Geophys. Res.*, 102, 20,413- 20,433.

**Yayına Geliş - Received :** 17.09.2004

**Yayına Kabul - Accepted :** 27.12.2005