

YERBİLİMLERİ

Bulletin for Earth Sciences

ISSN: 1301-2894



Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni
Bulletin of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University

YERBİLİMLERİ

Bulletin for Earth Sciences

Cilt / Volume 38 Sayı / No 2 Ağustos / August 2017

Editörler Kurulu / Editorial Board

Baş Editör (*Editor-in-Chief*)

ELİF VAROL MURATÇAY

Editör (*Editor*)

OKAY ALTUN

İNAN ULUSOY

Yardımcı Editör (*Assistant Editor*)

NURETTİN ALPER TOPRAK

Yayın Danışma Kurulu / Editorial Advisory Board (2016-2018)

Serdar Akyüz (İstanbul, Türkiye)
Musa Alpaslan (Mersin, Türkiye)
Ali İhsan Arol (Ankara, Türkiye)
Mehmet Arslan (Trabzon, Türkiye)
Faruk Aydın (Trabzon, Türkiye)
Nurgül Balcı (İstanbul, Türkiye)
Hakan Başarır (Perth, Avustralya)
A. Tuğrul Başokur (Ankara, Türkiye)
Hannes Bathke (Thuwal, S. Arabistan)
Celal Serdar Bayarı (Ankara, Türkiye)
Hasan Bayhan (Ankara, Türkiye)
Erdin Bozkurt (Ankara, Türkiye)
Osman Candan (İzmir, Türkiye)
Namık Çağatay (İstanbul, Türkiye)
Muazzez Çelik Karakaya (Konya, Türkiye)
Attila Çiner (İstanbul, Türkiye)
Ünal Dikmen (Ankara, Türkiye)
Kadir Dirik (Ankara, Türkiye)
Hakan Dündar (Ankara, Türkiye)
Murat Ercanoğlu (Ankara, Türkiye)

Hasan Ergin (İstanbul, Türkiye)
Gökhan Göktürkler (İzmir, Türkiye)
Şengül Can Genç (İstanbul, Türkiye)
Klaus Gessner (Perth, Avustralya)
Nilgün Güleç (Ankara, Türkiye)
Cüneyt Güler (Mersin, Türkiye)
Emine Aysun Güney (İstanbul, Türkiye)
Cahit Helvacı (İzmir, Türkiye)
Yusuf Kağan Kadioğlu (Ankara, Türkiye)
Doğan Kalafat (İstanbul, Türkiye)
Orhan Karıslı (Rize, Türkiye)
Biltan Kürkçüoğlu (Ankara, Türkiye)
Halim Mutlu (Ankara, Türkiye)
Atike Nazik (Adana, Türkiye)
Faruk Ocañoğlu (Eskişehir, Türkiye)
Aral Okay (İstanbul, Türkiye)
Mehmet Akif Sarkaya (İstanbul, Türkiye)
Gürol Seyitoğlu (Ankara, Türkiye)
Harun Sönmez (Ankara, Türkiye)

Hasan Sözbilir (İzmir, Türkiye)
Şevket Şen (Paris, Fransa)
Sabri Bülent Tank (İstanbul, Türkiye)
Orhan Tatar (Sivas, Türkiye)
Abidin Temel (Ankara, Türkiye)
Erhan Tercan (Ankara, Türkiye)
Cemal Tunoğlu (Ankara, Türkiye)
Okan Tüysüz (İstanbul, Türkiye)
Timur Ustaömer (İstanbul, Türkiye)
Ulvi Can Ünlügenç (Adana, Türkiye)
Bahtiyar Ünver (Ankara, Türkiye)
Keith T. Weber (Idaho, Amerika)
Hubert Whitechurch (Strasbourg, Fransa)
Hüseyin Yalçın (Sivas, Türkiye)
Mustafa Gürhan Yalçın (Antalya, Türkiye)
Namık Yalçın (İstanbul, Türkiye)
Ali Bahadır Yavuz (İzmir, Türkiye)
Sabah Yılmaz Şahin (İstanbul, Türkiye)
Galip Yüce (Ankara, Türkiye)



Doğu Marmara Bölgesinin Moho Derinliklerinin Gravimetrik ve İzostatik Yöntemlerle Kestirimi ve Kabuk Denge Analizleri / Estimation of Moho Depths of the Eastern Marmara Region with Gravimetric and Isostatic Methods and Analysis of Crustal Compensation

Tuba SÖNMEZ, Bülent ORUÇ 115

Kayaçlarda Farklı Ölçüm Teknikleri ile Belirlenen Boyuna Dalga Hızlarının Değerlendirilmesi / Evaluation of Ultrasonic P-Wave Velocities Determined by Different Measurement Techniques in Rock

Hakan ERSOY, Murat KARAHAN, Ali Erden BABACAN, Muhammet Oğuz SÜNNETÇİ 129

Hisarlıdağ (Enez-Trakya) Volkanizması Ortaç ve Asidik Kayaçlarının Jeokimyasal ve Petrolojik Özellikleri / Geochemical and Petrologic Properties of Intermediate and Acidic Rocks of Hisarlıdağ (Enez-Trakya)Volcanism

Aykut GÜÇTEKİN 141

Assessment of Rockfall Hazard on Steep Slopes: Ermenek (Karaman, Turkey) / Dik Yamaçlardaki Kaya Düşme Tehlikesinin Değerlendirilmesi: Ermenek (Karaman, Türkiye)

Hidayet TAGA, Kıvanç ZORLU 161

Kabaran Yataklı Ayırıcı ile Farklı Minerallerin Zenginleştirilmesi / Beneficiation Studies of Different Minerals by Using Teetered Bed Separator

Özgür ÖZCAN 179

Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Civarındaki Güncel Deprem Aktivitesinin Bölgesel ve Zamana Bağlı Analizleri / Regional and Temporal Analyses of the Current Earthquake Activity in and around the North Anatolian Fault Zone

Serkan ÖZTÜRK 193

Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Civarındaki Güncel Deprem Aktivitesinin Bölgesel ve Zamana Bağlı Analizleri

Regional and Temporal Analyses of the Current Earthquake Activity in and around the North Anatolian Fault Zone

SERKAN ÖZTÜRK^{1*}

¹Gümüşhane Üniversitesi, Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 29100 Gümüşhane

Geliş (received) : 12 Nisan (April) 2016

Kabul (accepted) : 23 Haziran (June) 2017

ÖZ

Bu çalışmada, sismotektonik b -değeri, fraktal boyut D_c -değeri ve öncü sismik durgunluk Z -değeri ile bunlar arasındaki ilişkileri kullanarak, sismik olarak dünyadaki en aktif doğrultu atımlı fay sistemlerinden biri olan Kuzey Anadolu Fay Zonu ve civarı için depremselliğin bölgesel ve zamana bağlı değişimleri analiz edilmiştir. b -değeri ile D_c -değeri arasında güncel ve güvenilir bir istatistiksel ilişki ortaya koyabilmek için, birkaç regresyon yöntemi test edilmiştir. KAFZ ve civarı için, Ortogonal regresyon uyumu ile çok güçlü negatif ilişki katsayısına ($r=-0.98$) sahip $D_c=2.46-0.58*b$ ilişkisi daha güvenilir olarak hesaplanmıştır. b ve D_c -değerlerinin zamana bağlı değişimlerinde önemli dalgalanmalar görülmüştür ve sonuçta, 2012-2013 yılları arasında b -değerlerindeki azalış ile D_c -değerlerindeki artış eğilimi, KAFZ ve civarındaki gelecek deprem potansiyeli açısından önemli olabilir. 1.0'dan küçük b -değerleri ile 1.85'ten büyük D_c -değerleri Düzce fayı civarı ve Karadeniz kıyısı, Pülümür fayı ve Erzincan civarı, Pülümür-Karlıova arası, Sancak-Uzunpınar ve Göynük fay zonlarını içerisinde alan bölgelerde gözlenmiştir. 2016 yılı başında, Enez, Etili fayının kuzeyi, Çanakkale ve Edremit, Tekirdağ-Silivri ve Marmara denizi, Karadeniz kısmı ve Yalova-İzmit civarı, Manyas fay zonunun kuzeyi, İznik-Gebze, Düzce fayı ve Karadeniz kıyısı, İsmetpaşa segmenti ile Laçın-Merzifon fay zonları ve civarında sismik durgunluk anomalileri gözlenmiştir. Hem en düşük b -değeri hem de en yüksek D_c -değeri ile yüksek Z -değerine sahip bölgeler ise Düzce fayı civarı ve Karadeniz kıyılarıdır. Önemli bir sonuç olarak, bu sismotektonik parametrelerin birlikte değerlendirilmesi, KAFZ ve civarındaki gelecek deprem potansiyelini ortaya koymada bazı önemli ipuçları sağlayabilir ve bu anomaliler alanları gelecek depremlerin olası bölgeleri olarak yorumlanabilir.

Anahtar Kelimeler: b -değeri, fraktal boyut, Kuzey Anadolu Fay Zonu, öncü sismik durgunluk, regresyon.

ABSTRACT

In this study, the regional and temporal variations of seismicity in and around the North Anatolian Fault Zone, one of the most seismically active strike slip fault systems in the World, are analyzed by using the seismotectonic b -value, fractal dimension D_c -value, precursory seismic quiescence Z -value and correlations with each other. In order to produce an up-to-date and reliable statistical relation, several regression methods are tested. In and around the NAFZ, the relation of $D_c=2.46-0.58*b$ having a very strong negative correlation coefficient, $r=-0.98$, is calculated as a more reliable relation. Significant fluctuations are observed in the temporal changes of b and D_c -values and the decreasing in b -value and thus the increasing trend in D_c -value between the years of 2012 and 2013 may be important in terms of the next earthquake potential in and around the NAFZ. The b -values lower than 1.0 and also the D_c -values larger than 1.85 are observed in the regions covering the vicinity of Düzce fault and the Black Sea coast, the vicinity of Pülümür fault and Erzincan, between Pülümür and Karlıova, Sancak-Uzunpınar and Göynük fault zones. At the beginning of 2016, seismic quiescence anomalies are observed in and around Enez, the north of Etili fault, Çanakkale and Edremit, Tekirdağ-Silivri and Marmara Sea, the part of Black Sea and the vicinity of Yalova-İzmit, the northern part of Manyas fault, İznik-Gebze, Düzce fault and the Black Sea coast, İsmetpaşa segment and Laçın-Merzifon fault zone. The regions having both the smallest b -value and the largest D_c -value with the high Z -value are the vicinity of Düzce fault and the Black Sea coast. As an important result, the combination of these seismotectonic parameters may supply some important evidences in order to reveal the next earthquake potential in and around the NAFZ and, these anomaly areas may be interpreted as the possible locations of the next earthquakes.

Keywords: b -value, fractal dimension, North Anatolian Fault Zone, precursory seismic quiescence, regression.

* S. Öztürk

e-posta: serkanozturk@gumushane.edu.tr

GİRİŞ

Deprem aktivitesinin bölgesel ve zamana bağlı davranışlarını analiz edebilmek için gerek Türkiye ve gerekse dünyanın farklı birçok bölgesini kapsayan çok sayıda istatistiksel çalışma yapılmıştır. Bu amaçla birçok araştırmacı, fiziksel modeller ve ölçek yasaları gibi farklı araçlar kullanmışlar ve birçok önemli sonuçlar elde etmişlerdir (örneğin; Mandelbort, 1982; Hirata, 1989; Öncel ve Wilson, 2007; Roy vd., 2011; Öztürk, 2011; 2012; 2015). Bu tür çalışmalarda deprem aktivitesinin bölgesel ve zamana bağlı davranışlarını karakterize edebilmek için, deprenselliğin bölgeye, zamana ve büyüklüğe bağlı değişimleri, tamamlılık magnitudü M_c -değeri, sismotektonik b -değeri, fraktal boyut D_c -değeri ile sismik durgunluğu ifade eden standart sapma Z -değeri gibi parametreler kullanılmaktadır.

Depremlerin fraktal ve kaotik özellikleri, fraktal kavramların deprenselliğe uygulanması ile Goltz (1998) tarafından detaylı olarak tartışılmış ve tanımlanmıştır. Sismotektonik olarak aktif bölgeler fraktal bir ilişki sergiler veya bölgesel ve zamana bağlı olarak depremler arasında ölçek değişmezliği sunarlar (Öncel vd., 1995). Bir fraktal, deprem dağılımlarının, rastgeleliğin ve kümelenmenin tanımlanmasında kullanılan karmaşık bir istatistiksel parametredir (Hirata, 1989). Heterojenitedeki bazı yapısal, jeolojik ve mekanik değişimler fraktal boyut kullanılarak tanımlanabilir. Fraktal boyut ayrıca, aktif fay sistemlerindeki heterojeniteyi de tanımlar ve kayalarda kırık sistemlerinin gelişmesi sonucu depremlerin oluşumu fraktal olayların tipik örneklerini oluşturur. Dolayısıyla, karmaşık sismotektonik parametrelerin fraktal özellikleri arasındaki ilişkilerin analizi, aktif tektonik bölgelerdeki deprem tehlikesi ve risk çalışmaları için bazı önemli ipuçları ortaya koyabilir. Sonuçta depremlerin fraktal boyutu, bir sistemin veya fraktal özelliğe sahip süreçlerin temel özelliklerini tanımlamak için son yıllarda yaygın bir şekilde kullanılan parametrelerden biridir (örneğin, Hirata, 1989; Öncel vd., 1995; Öncel ve Wilson, 2002; 2004; Chen vd., 2006; Öztürk 2012; 2015).

Gutenberg-Richter magnitud-deprem sayısı ilişkisi olarak ifade edilen b -değeri, deprem dağılımlarının diğer bir güç yasası ilişkisidir (Gutenberg ve Richter, 1944). Deprem sayısı, sismik enerji, moment ve fay uzunluğu arasındaki fraktal ilişki b -değerinin tahminiyle verilebilir. Bir bölge için b -değeri yalnızca büyük ve küçük depremlerin sayısını yansıtmaz

aynı zamanda sismojenik yapıların karakteristiği ile bölge, zaman ve derinlikteki gerilme değişimleriyle de ilişkilidir (Scholz, 1968). Dolayısıyla, depremlerin boyut dağılımını tanımlayan ve en iyi bilinen deprensellik parametrelerinden biri olan b -değeri bir azalma eğilimi gösteriyorsa, güçlü veya büyük bir depremin olma olasılığından söz edilebilir. Sonuçta, hem Türkiye hem de dünyanın farklı bölgeleri için b -değerinin bölgesel ve zamana bağlı analizlerini içeren birçok çalışma mevcuttur (örneğin, Frohlich ve Davis, 1993; Wiemer ve Katsumata 1999; Wyss vd., 2001; Öztürk vd., 2008; Öztürk, 2011).

Sismik durgunluk, depremin oluşumundan önce deprem odak bölgesi ve civarında deprem aktivite oranının önemli bir oranda azaldığını ifade eder ve aslen Wyss ve Habermann (1988) tarafından tanımlanmıştır. Deprem tehlikesi çalışmalarında depremlerden birkaç yıl öncesinde deprem odak bölgesi ve civarında öncü sismik durgunluğun gözlenmesi, deprem oluşumlarını tanımlayıcı bir araç olarak yaygın bir şekilde kullanılmaktadır. Wiemer ve Wyss (1994) öncü durgunluk hipotezini şu şekilde tanımlamışlardır: "Sismojenik bir zonun sınırlı bir parçası içerisinde oluşan deprensellik oranının istatistiksel olarak önemli oranda düşmesidir. Oran azalımı bir anaşok ile sonlanır ve durgunluk hacmi, kaynak hacmin ana kısmını veya tüm kısımlarını kapsar." Dolayısıyla sismik durgunluk, önceki deprenselliğe oranla ortalama deprensellik oranındaki azalma olarak tanımlanabilir. Arabasz ve Wyss (1996), büyük depremlerden önceki durgunluğun süresini 4.5 ± 3 yıl olarak ifade etmişlerdir. Öztürk (2009) ise, Türkiye'nin Doğu Anadolu Bölgesindeki deprem oluşumları için sismik durgunluk süresini 4.9 ± 1.5 yıl olarak vermiştir. Bununla birlikte, bazı büyük depremler öncesinde, sismik durgunluğun 20 yıldan daha fazla sürdüğünü ifade etmiştir: 1952 Kamchatka ($M=9.0$) depreminden önce 32 yıl, 1957 Aleutian Adaları ($M=9.1$) depreminden önce 21 yıl, 1964 Alaska ($M=9.2$) depreminden önce 20 yıl (Kelleher ve Savino, 1975; Kanamori, 1981). Ayrıca, Katsumata (2011), 2011 Tohoku ($M=9.0$) depreminden önceki durgunluğun 23.4 yıl sürdüğünü ifade etmiştir. Geçmiş depremlerin öncülüğü üzerine yapılan bazı çalışmalar, öncü sismik durgunluğun oluşumunu içeren belirli bir bölge ve zamandaki deprem oluşumlarının sismotektonik yapıyla ilişkili olabileceğini desteklemektedir (Arabsaz ve Wyss, 1996; Wyss ve Haberman, 1988). Son yıllarda öncü sismik durgunluğun bölgesel ve zamana bağlı değişiminin analizi üzerine çok sayıda çalışma yapılmış ve

odak civarında ana şoktan önce birkaç yıl öncesinde sismik durgunluklar gözlenmiştir. Örneğin; Kurile (Katsumata ve Kasahara, 1999), Colfiorito (Console vd., 2000), Saros, Erzincan ve Bingöl (Öztürk, 2011), Elazığ ve Van (Öztürk ve Bayrak, 2012) depremleri. Sonuçta, sismik durgunluk sürecini içeren deprem oluşumlarının bölge-zaman değişimleri, depremlere neden olan sismotektonik süreçlerle ilişkili olabilir ve bu tür değişimler sabit ve güvenilir sismik özellikler olarak tanımlanabilirse deprem tehlikesi çalışmalarında kullanılabilir.

Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), iyi tanımlanmış fay izi ve sahip olduğu deprensellik geçmişi ile Türkiye'nin en önemli tektonik zonlarının başında gelir. Dolayısıyla bu bölge, geçmişte çok sayıda güçlü ve yıkıcı depremlere maruz kalmıştır. Türkiye'nin kuzey doğusunda 1939 büyük Erzincan depremi ile başlayan aktivite batıya doğru 1942, 1943, 1944, 1951, 1957 ve 1967 (Toksöz vd., 1979, Barka, 1996) depremleri ile devam etmiştir ve KAFZ boyunca oluşan bu güçlü ve yıkıcı depremlerin çoğu yüzey kırığı oluşturmuştur. Önceki yüzyılın başında ise KAFZ'nin batı kısmı üzerinde iki yıkıcı deprem meydana gelmiştir. İlki olan 17 Ağustos 1999 İzmit ($M_w=7.4$) depremi, KAFZ'nin doğuda Gölyaka ve Düzce'den İzmit Körfezi boyunca batıda Marmara Denizine kadar uzanan 145 km'lik bir kısmını kırmıştır. İkincisi olan 12 Kasım 1999 Düzce ($M_w=7.2$) ise doğuya doğru yaklaşık 41 km'lik bir kısmı kırmıştır (Bürgmann vd., 2002). Sonuçta, KAFZ üzerindeki deprem tehlike potansiyelinin ortaya konması ve depremlerin önceden tahmin edilebilmesine yönelik çalışmalar oldukça önemli hale gelmiştir. Dolayısıyla, bu çalışmanın temel amacı KAFZ ve civarındaki gelecek deprem potansiyelini ortaya koyabilmek için deprenselliğin bölgesel ve zamana bağlı detaylı analizlerini yapabilmektir. Çalışma kapsamında depremlerin bölgesel, zamansal ve magnitüd dağılımları boyut-ölçek dağılımları cinsinden analiz edilmiştir. Bu amaçla, b -değeri, fraktal boyut D_c -değeri, tamamlılık magnitüdü M_c -değeri ve standart sapma Z -değeri gibi sismik ve tektonik parametreler kullanılarak istatistiksel bir değerlendirme yapılmıştır. Ayrıca, KAFZ depremleri için b -değeri ile D_c -değeri arasında güncel ve güvenilir bir ilişki tahmin edilmeye çalışılmıştır.

KUZEY ANADOLU FAY ZONUNUN SİSMOTEKTONİK YAPISI

KAFZ çok sayıda doğrultu atımlı fay içerir ve bu faylar Karadeniz'in okyanusal litosferine itilen Batı

Pontidlerin, KAFZ'ye kıyası olan yeni başlamış oluşumları işaret eder. KAFZ doğuya doğru, Kuzey Anadolu ile Doğu Anadolu arasında bir sınır oluşturur ve aşırı iyi gelişmiş yüzey yapısı, gözle görülür sismik aktivitesinden dolayı dünyadaki en iyi bilinen sağ yönlü doğrultu atımlı fay zonu olarak biridir. Kuzey Anadolu fayı, çok aktif bir zon olup jeodezik verilere göre 24-30mm/yıllık sağ yönlü bir hareket sergiler (Reilinger vd., 1997). Fayın kümülatif yer değiştirmesinin 40 metreden birkaç yüz metreye kadar değiştiği tahmin edilmektedir. KAFZ yaklaşık olarak 1500 km uzunluğa sahip, geniş bir yay şeklinde, Türkiye'nin doğusundan başlayıp batıda kuzey Ege'nin doğusuna kadar uzanır. Batıda Biga Yarımadasından başlayıp Yenice, Gönen ve Manyas'tan geçerek Bursa ve Yenişehir üzerinden Kargı-Havza dolaylarına kadar uzanmaktadır. Buradan güneydoğuya kıvrılarak Erzincan dolaylarından Karlıova civarında sol yönlü Karlıova-Bingöl fayını 40°'lik açı ile kesmektedir (Ketin, 1976). KAFZ, tek bir kırık düzlemi olmayıp birbirine paralel veya kademeli faylardan oluşan bir fay zonu durumundadır. Belirli bir doğrultuda devam etmeyip bazı bölgelerde daha geniş açılar yaparak bükülmekte ve Van Gölü'nün kuzey kenarından geçerek İran sınırına varmaktadır. Birçok kırıktan oluşan KAFZ, Karadeniz kıyısına paralel uzanmaktadır. Bu fayın büyük bir kısmı boyunca bu fay zonu, birbirine paralel fakat bazen birbirine kesişen birkaç kısa faydan oluşur (Bozkurt, 2001). Doğuya doğru KAFZ, tipik üçlü birleşme gösterir ve sol yönlü Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) ile Karlıova'da birleşir. KAFZ, Karlıova üçlü birleşme noktasında sonlanmayarak güney doğu boyunca devam eder. Kuzey Anadolu Fay Zonundaki toplam atım miktarı 25-85 km arasında değişmektedir. Arabistan plakası nedeniyle doğuda genellikle ters bileşene sahip doğrultu atımlı faylanma gözlenirken batı kısmı Ege'deki genişleme rejiminin etkisiyle normal bileşenler gösterir.

Tarih boyunca KAFZ'de oluşan depremlerin karakteristiğine bakıldığında, aktivitenin fayın orta kısımlarında başladığı ve daha sonra batı ve doğu kısımlarına ilerlediği görülür. Depremler genellikle sığ odak derinliğine sahip olup fay zonu boyunca meydana gelen sağ yönlü doğrultu atım hareketleri ile ilişkili olarak açıklanır. KAFZ'nin doğrultu atım rejimine sahip olmasından dolayı kırılabilmesi için büyük miktarda enerjinin açığa çıkması gerekir ve buda oluşabilecek depremlerin büyük ve yıkıcı olmasına neden olur. Bu fay zonu geçmiş 60 yıl boyunca çok sayıda büyük ve yıkıcı depreme maruz kalmıştır. Karlıova bölümü, artarda meydana

gelen 19 ve 20 Ağustos 1966 (M_s 6.8 ve M_s 6.2) depremleriyle kırılmıştır (Ambraseys ve Jackson, 1998). 26 Aralık 1939 Erzincan depremi (M_s 7.9, Brunbaugh ve Pınar, 2001) Türkiye'deki en büyük depremlerden biridir (ve batıya doğru ilerleme gösteren 1939-1967 yılları arasındaki diğer deprem dizileri için tetikleyici bir rol oynamıştır. Bu depremler: 20 Aralık 1942 Erbaa-Niksar (M_s 7.0, Acharya, 1979), 26 Kasım 1943 Tosya (M_s 7.3, Dewey, 1976), 1 Şubat 1944 Bolu-Gerede (M_s 7.3, Dewey, 1976), 13 Ağustos 1951 Çankırı (M_s 6.8, Acharya, 1979), 26 Mayıs 1957 Abant (M_s 7.0, Ambraseys ve Jackson, 1998), 22 Temmuz 1967 Mudurnu vadisi (M_s 7.1, Ambraseys ve Zátópek, 1969) olarak verilebilir. KAFZ üzerinde son yıllarda oluşmuş yıkıcı depremler ise 13 Mart 1992 Erzincan (M_s 6.8, Groszer vd., 1998), 17 Ağustos 1999 İzmit (M_s 7.4, Barka vd., 2002) ve 12 Kasım 1999 Düzce (M_s 7.1, Akyüz vd., 2002) depremleridir. Çalışma alanındaki ana tektonik yapılar ve depremsellik ilişkili detaylar, Şaroğlu vd., (1992), Bozkurt (2001) ile Demirtaş ve Yılmaz (1996) gibi farklı araştırmacılar tarafından yapılan çalışmalarda bulunabilir. Çalışma alanındaki faylar ve önemli tektonik yapılar Şekil 1'de gösterilmiştir.

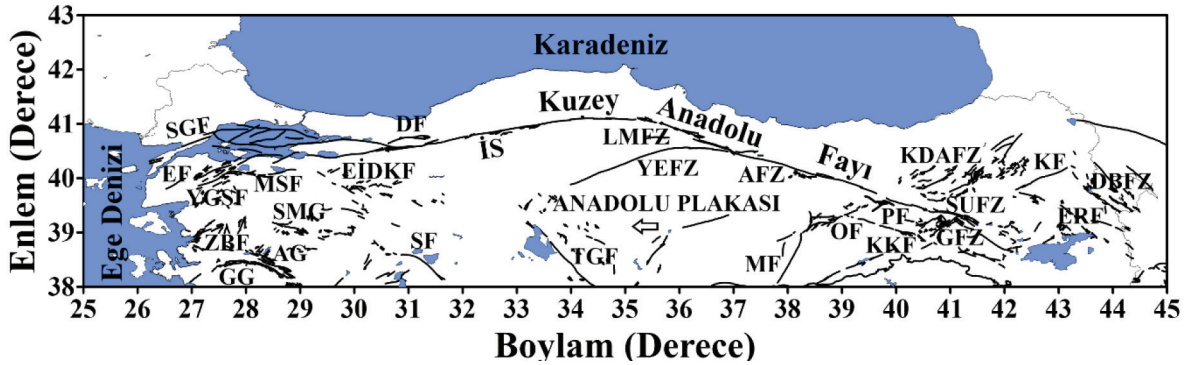
DEPREM VERİSİ ve SİSMOTEKTONİK BÖLGELENDİRME

Bu çalışmada kullanılan deprem verisinin 1970-2006 yılları arasındaki kısmı Öztürk (2009)'tan alınmıştır. Öztürk (2009), tam ve homojen bir deprem kataloğu oluşturabilmek için bazı deneysel ilişkiler kullanılmış ve 1970'ten 2006'ya kadar 73.530 depremi içeren ve süre magnitudüne (M_d) göre homojen olan bir veri kataloğu hazırlamıştır (Farklı magnitud türlerine ait deneysel ilişkilerin detayları ayrıca Bayrak vd., 2009'ta verilmiştir). 2006-2016 yılları arasındaki veri ise Boğaziçi Üniversitesi, Kandili Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü'nden (KRDAE) alınmıştır (<http://www.koeri.boun.edu.tr/>). KRDAE, özellikle 2000 yılından sonra, genellikle tüm depremler için M_d magnitudünü hesaplar (bununla son yıllarda ise yerel magnitud M_L verilmektedir). 2006-2016 yılları arasında KRDAE kataloğunda M_d 'nin bilinmediği durumlarda M_d hesaplamaları, Öztürk (2009) tarafından önerilen M_d - M_L deneysel ilişkileri kullanılarak yapılmıştır. Toplamda tüm Türkiye için, 2006-2016 yılları arasında M_d 'ye göre homojen olan ve 107997 depremi içeren bir veri seti hazırlanmıştır. Sonuç olarak, Türkiye ve civarı için 1970-2016 yılları arasında 181527 depremi içeren ve M_d magnitudüne göre homojen olan bir veri seti hazırlanmıştır.

Detaylı analizler için çalışma bölgesi olarak KAFZ ve civarını içerisine alan bölgenin seçilmesinden sonra, 1970-2016 yılları arasında çalışma alanı içerisine düşen depremler tüm Türkiye için hazırlanan deprem kataloğu içerisinden seçilmiştir. Bu çalışmadaki magnitud türü M_d 'dir ve tüm magnitud seviyeleri ile tüm çalışma periyotları için tamdır. Katalog, 2 Kasım 1970 ile 31 Aralık 2015 yılları arasındaki yaklaşık 45.88 yıllık bir zaman dilimini içermektedir. Sonuçta, KAFZ ve civarı için 1970-2016 yılları arasında magnitudü $M_d \geq 1.0$ ve derinliği 70 km'den sığ olan toplam 40.108 depremi içeren bir veri seti hazırlanmıştır. Çalışma alanı için sismojenik seviye yalnızca 35-40 km olarak önerilmiştir (Özacar vd., 2009). Bununla birlikte, hiposantr konumlarındaki hatalara bağlı olarak deprem aktivitesinin davranışları sığ depremler için sınırlandırılmış ve derinlik maksimum 70 km olarak alınmıştır (Öztürk, 2011). Çalışma periyodu içerisinde KAFZ ve civarındaki bu depremlerin episantr dağılımları Şekil 2'de gösterilmiştir.

Bir sismotektonik bölge, sismik olarak homojen bir alanı tanımlar. İdeal bir sismotektonik bölgelendirme, jeoloji, paleosismoloji, tektonik, tarihsel ve aletsel depremsellikte birlikte düşünülen bölgenin diğer neotektonik özelliklerinin birlikte kullanılmasını gerektirir. Deprem kaynak bölgeleri, genellikle iki temel prensip dikkate alınarak belirlenebilir: (a) bölgenin depremselliği ve (b) tektonik yapısı (Erdik vd., 1999). Deprem tehlikesi çalışmaları için sismotektonik bölgelendirmenin oldukça sık başvurulan bir analiz yöntemi olduğu çok sayıda araştırmacı tarafından ifade edilmiş ve Türkiye için çok sayıda sismotektonik bölgelendirme çalışması farklı araştırmacılar tarafından yapılmıştır (örneğin; Erdik vd., 1999; Bayrak vd., 2009; Öztürk, 2012; 2015).

KAFZ için deprem kaynak bölgelerinin belirlenmesi, Öztürk (2012) tarafından yapılan ve tüm Türkiye'yi içine alan detaylı sismotektonik bölgelendirme çalışması dikkate alınarak yeniden yapılmıştır. Öztürk (2012) tarafından yapılan çalışmada, Erdik vd., (1999) ile Bayrak vd., (2009) tarafından yapılan çalışmalar dikkate alınarak Türkiye 55 farklı sismotektonik bölgeye ayrılmıştır. Erdik vd., (1999), tüm deprem verilerini kullanarak ve farklı araştırmacılar tarafından yapılan bölgelendirme çalışmalarını dikkate alarak Türkiye'yi 37 kaynak bölgeye ayırmıştır. Bayrak vd., (2009) ise, Türkiye'deki deprem tehlikesini ortaya koyabilmek için yapılan farklı bölgelendirme çalışmalarını, TUBİTAK tarafından 1977-2002 yılları arasındaki büyük depremler için verilen odak mekanizması



Şekil 1. Kuzey Anadolu Fay Zonu ve civarındaki aktif tektonik. Tektonik yapılar, Şaraoğlu vd. (1992) ile Bozkurt (2001)'den düzenlenmiştir. Fayların isimleri; SGF: Saros-Gaziköy Fayı, EF: Etili Fayı, YGSF: Yenice-Gönen ve Sarıköy Fayları, ZBF: Zeytinadağ-Bergama Fayları, GG: Gediz Grabeni, AG: Alaşehir Grabeni, SMG: Soma Grabeni, MSF: Manyas Fayı, EİDKF: Eskişehir, İnönü-Dodurga ve Kaymaz Fayları, DF: Düzce Fayı, İS: İsmetpaşa Segmenti, SF: Sultandağı Fayı, TGF: Tuz Gölü Fayı, YEFZ: Yağmurlu-Ezinepazarı Fay Zonu, LMFZ: Laçın ve Merzifon Fay Zonları, AFZ: Almus Fay Zonu, MF: Malatya Fayı, OF: Ovacık Fayı, PF: Pülümür Fayı, KKF: Karakoçan Fayı, GFZ: Göynük Fay Zonu, SUFZ: Sancak-Uzunpınar Fay Zonu, KDAFZ: Kuzey Doğu Anadolu Fay Zonu, KF: Kağızman Fayı, ERF: Erciş Fayı, DBFZ: Doğu Beyazıt Fay Zonu.

Figure 1. Active tectonic in around the North Anatolian Fault Zone. Tectonic structures are modified from Şaraoğlu et al., (1992) and Bozkurt (2001). Names of faults: SGF: Saros-Gaziköy Fault, EF: Etili Fault, YGSF: Yenice-Gönen and Sarıköy Faults, ZBF: Zeytinadağ-Bergama Faults, GG: Gediz Graben, AG: Alaşehir Graben, SMG: Soma Graben, MSF: Manyas Fault, EİDKF: Eskişehir, İnönü-Dodurga and Kaymaz Faults, DF: Düzce Fault, İS: İsmetpaşa Segment, SF: Sultandağı Fault, TGF: Tuz Lake Fault, YEFZ: Yağmurlu-Ezinepazarı Fault Zone, LMFZ: Laçın and Merzifon Fault Zones, AFZ: Almus Fault Zone, MF: Malatya Fault, OF: Ovacık Fault, PF: Pülümür Fault, KKF: Karakoçan Fault, GFZ: Göynük Fault Zone, SUFZ: Sancak-Uzunpınar Fault Zone, KDAFZ: North East Anatolian Fault Zone, KF: Kağızman Fault, ERF: Erciş Fault, DBFZ: Doğu Beyazıt Fault Zone.

çözümlerini ve depremlerin episantr dağılımları ile birlikte tektonik yapıları da dikkate alarak Türkiye'yi 24 sismik bölgeye ayırmışlardır. Dolayısıyla, Öztürk (2012) tarafından KAFZ'yi içine alan sismojenik bölgelerin bazı kısımları bu çalışma kapsamında dikkate alınmış ve bazı bölgelerdeki tektonik yapıları detaylı olarak daha küçük ölçekte analiz edebilmek için birkaç küçük yeni bölge oluşturulmuştur. Sonuç olarak, 25°K-45°K enlemleri ve 38°D-43°D boylamları ile sınırlandırılmış alanda KAFZ'yi içine alan bölgede 15 yeni sismotektonik alt bölge oluşturulmuştur. KAFZ ve civarı için tektonik yapı üzerindeki 15 sismotektonik bölge ile 2010 yılı ve sonrasında oluşan güçlü depremlerin episantrları Şekil 3'de gösterilmiştir.

İSTATİSTİKSEL ANALİZ YÖNTEMLERİNİN TANIMLANMASI

KAFZ ve civarını içeren deprem aktivitesinin bölgesel ve zaman bağlı değişimlerini karakterize edebilmek için, Gutenberg-Richter (G-R) ilişkisindeki sismotektonik b -değeri, fraktal boyut D_c -değeri, tamamlı-

lık magnitüdü M_c -değeri ve öncü sismik durgunluk Z -değeri gibi istatistiksel parametrelerle birlikte magnitüd dağılımlarının bölgesel ve zamansal değişimleri analiz edilmiştir. Ayrıca, deprem oluşumları için sismotektonik b -değeri ve fraktal boyut D_c -değeri arasındaki en güncel ve güvenilir istatistiksel ilişkiyi hesaplayabilmek için farklı regresyon yöntemleri test edilmiştir.

Sismotektonik b -değeri (G-R ilişkisi) ve Tamamlılık Magnitüdü (M_c -değeri)

Gutenberg ve Richter (1944), deprem oluşumlarının sayısı ile magnitüdü arasındaki ilişkiyi depremlerin boyut dağılımının bir güç yasası olarak tanımlamıştır. Bu ilişki,

$$\log_{10}N(M) = a - bM \quad (1)$$

denklemleri ile verilir. Burada $N(M)$, magnitüdü M 'den büyük veya eşit olan depremlerin kümülatif sayısı, b -değeri magnitüd-deprem sayısı dağılımının eğimi, a -değeri ise aktif depremsellik oranı ile orantılı bir

parametredir. a -değeri farklı bölgeler için farklı değerler gösterir ve bu değişimler çalışma alanının büyüklüğüne, gözlem periyoduna ve deprem sayısına bağlıdır. b -değerindeki değişimler bölgedeki deformatsiyon ve gerilme koşulları, kırıklı ortamın heterojenite derecesi ve jeolojik karmaşıklık gibi birçok faktörden kaynaklanabilir. Ayrıca birçok faktör b -değerindeki değişimleri etkileyebilir: (a) büyük bir depremden önce b -değeri azalır, (b) büyük bir depremin hemen öncesinde b -değeri artar ve sonra keskin bir şekilde azalır, (c) b -değeri bir artçı şok dizisi süresince değişir ve (d) b -değeri görünür bir şekilde küçük veya büyük olaylarla ilişkili değildir ve büyük alanlar ile uzun zaman aralıklarında değişimler gösterir (Mogi, 1967; Wyss vd., 2001). b -değeri farklı bölgeler için kabaca 0.3-2.0 arasında değişir (Utsu, 1971) ve bir deprem dizisi içerisindeki küçük ve büyük olayların oranının bir ölçüsünü ifade eder. Bununla birlikte Frohlich ve Davis (1993), ortalama b -değerinin bölgesel ölçekte yaklaşık olarak 1'e eşit olduğunu ifade etmiştir.

Tamamlılık magnitüdü M_c (kesme magnitüdü veya süreklilik magnitüdü), verinin %90-95'inin bir güç yasası ile temsil edilebildiği magnitüd değeri olarak verilir ve özellikle depremselliğin magnitüd-deprem sayısı dağılımının araştırılması olmak üzere depremsellik çalışmalarındaki en önemli parametrelerden biridir. Çünkü depremsellik çalışmalarında yüksek kalitede ve doğru sonuçların hesaplanabilmesi için, maksimum veri sayısının kullanılması önemlidir. M_c -değerini tahmin edebilmek için magnitüde karşı G-R dağılımı ve M_c -değerindeki değişimi ortaya koyabilmek içinse hareketli bir zaman penceresi yaklaşımı kullanılır (Wiemer ve Wyss, 2000). Eğer tamamlılık magnitüdü bölge ve zamanın bir fonksiyonu olarak önemli ölçüde sistematik dalgalanmalar gösteriyorsa özellikle b -değeri başta olmak üzere depremsellik parametrelerinde yanlış değerlerin hesaplanmasına neden olabilir. Sonuçta, bu çalışmanın birçok bölümünde b -değerinin hesabında M_c -değeri kullanıldığı için kullanılan deprem kataloğunun bu tür bir analizi önemli bir süreçtir.

Fraktal Boyut (İlişki Boyutu) D_c -değeri

Deprem dağılımlarının fraktal olduğu düşünülür ve fraktal analiz genellikle kümelenme özellikleri ile sismotektonik parametrelerin boyut ölçeklendirme niteliklerini değerlendirebilmek için kullanılır. İki noktalı ilişki boyutu D_c kullanılarak, deprem oluşumlarının bölgesel ve zamansal modellerinin fraktal olduğu

ifade edilmiştir. D_c analizi, geometrik bir objenin kendi-benzerliğinin tanımlanabilmesi için önemli bir araçtır. Grassberger ve Procaccia (1983), ilişki boyutu D_c ile ilişki toplamı $C(r)$ 'yi şu şekilde tanımlamıştır:

$$D_c = \lim_{r \rightarrow \infty} [\log C(r) / \log r] \quad (2)$$

$$C(r) = 2N_{R < r} / N(N - 1) \quad (3)$$

Burada $C(r)$; ilişki fonksiyonu, r ; iki episantr arasındaki uzaklık ve N ; birbirilerinden bir $R < r$ uzaklığı ile ayrılan olaylar çiftinin sayısıdır. Eğer episantr dağılımı fraktal bir yapıya sahipse, aşağıdaki eşitlik verilir:

$$C(r) \sim r^{D_c} \quad (4)$$

Burada D_c , fraktal bir boyut daha genel bir ifadeyle de ilişki boyutudur. İki episantr arasındaki uzaklık ise derece olarak ise şu şekilde hesaplanır:

$$r = \cos^{-1}(\cos \theta_i \cos \theta_j + \sin \theta_i \sin \theta_j \cos(\phi_i - \phi_j)) \quad (5)$$

Burada (θ_i, ϕ_i) ve (θ_j, ϕ_j) , sırasıyla i . ve j . depremlerin enlem ve boylamlarıdır (Hirata, 1989). $\log r$ uzaklığına karşı $\log C(r)$ değerleri çizilirse, fraktal boyut D_c pratik olarak grafiğin eğiminden hesaplanabilir. Ölçeklerin sonlu aralığının uç noktaları istenmeyen köşe etkileri üretebilir. r uzaklığı küçük olduğunda, $C(r)$ kümelenme dışındaki noktaların eksikliğinden etkilenmez. Buna bağlı olarak ta $C(r)$ hızlı bir şekilde artar ve D_c büyür. Dolayısıyla, D_c -değerini hesaplamak için küçük r değerlerini dikkate alan bir ölçek oranının kullanılması durumunda, güçlü kümelenme D_c -değerindeki bir artış ile ilişkili olacaktır. Eğer r , kümelenmenin çapına yaklaşırsa, $C(r)$ 'nin r ile arttığı oran azalır ve D_c küçülür. Buna bağlı olarak, D_c -değerini hesaplamak için büyük r değerlerini dikkate alan bir ölçek oranının kullanılması durumunda, güçlü kümelenme r 'deki bir azalma ile ilişkili olacaktır. Dolayısıyla, seçilen r 'nin oranına bağlı olarak, yoğun bir noktalar kümesi hem yüksek hem de düşük D_c -değerleri ortaya koyabilir. Sonuçta D_c -değeri, veri setinin sonluluğuna hassas olmayan bir orandan tahmin edilmelidir.

Deprem dağılımları fraktal istatistiğe uydukları için fraktal boyut ile karakterize edilebilirler. Dolayısıyla depremlerin bölgesel ve zamana değişimlerinin doğası ilişki boyutu ile tanımlanabilir ve bu parametre olası kırılmayan bölgeleri ortaya koymak için hesaplanır çünkü kırılmayan bu bölgeler gelecekte kırılacak potansiyel sismik boşluklar olarak ifade edilir (Kagan, 2007). Başka bir deyişle fraktal özelliklerdeki değişimler, temelde fay sistemleri üzerindeki deprem aktivitesinin heterojenite derecesinin nicel bir ölçümüne veya karmaşıklığına bağlıdır. Daha düşük

b -değeri ile ilişkili daha yüksek D_c -değeri, aktif fay sistemlerinin daha karmaşık olduğu bölgede baskın yapısal bir özelliktir ve buda artan deprem kümelenmelerinden kaynaklanabilir. Yani yüksek fraktal boyut, magnitüd dağılımındaki heterojeniteye hassastır. Sonuçta, D_c -değerindeki dalgalanmalar, daha küçük yüzey alanların fay düzlemleri üzerindeki gerilme değişimlerinin bir belirtisi olabilir (Öncel ve Wilson, 2002; Polat vd., 2008).

Deprem Verisi İçin Kümesizleştirme İşlemi ve Standart Sapma Z-değeri

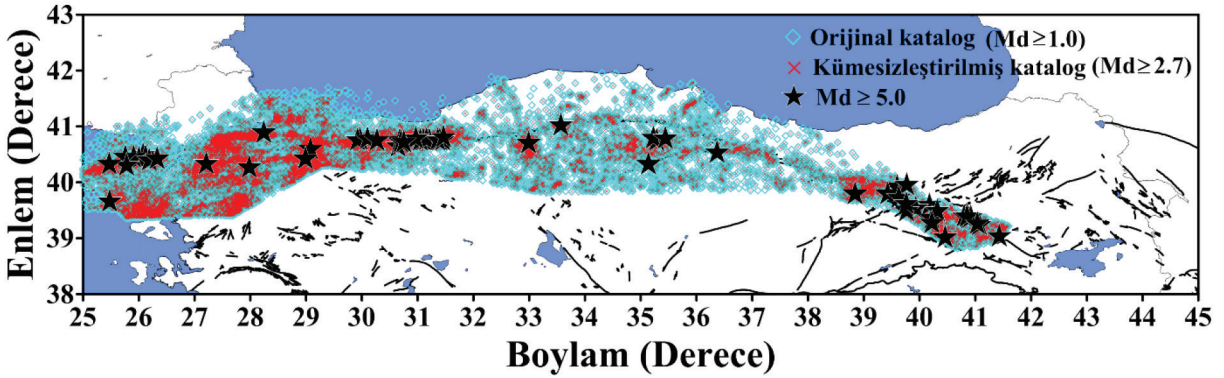
Depremsellik oran değişimlerinin nicel olarak analiz edilebilmesi için, bağımlı olayların deprem kataloglarından ayırt edilmesi gerekir çünkü artçı şok, öncü şok veya deprem yığılımı gibi olaylar genellikle deprem sayılarının zamansal değişimini ve bununla ilişkili istatistikleri etkiler. Kümesizleştirme (ayırıştırma) işlemi kullanılarak tüm bağımlı olaylar her bir kümeden uzaklaştırılabilir ve tek bir olaya atfedilebilir. Deprem verilerinin kümesizleştirilmesi işlemi Reasenber (1985) algoritması kullanılarak gerçekleştirilebilir ve bağımlı olaylarla bağımsız olaylardan ayırt edilebilir. Wiemer (2001) tarafından geliştirilen *ZMAP* yazılımı (versiyon 6, http://www.seismo.ethz.ch/prod/software/zmap/index_EN adresinden temin edilebilir) kullanılarak Reasenber (1985) tarafından geliştirilen algoritma kullanılarak kümesizleştirme işlemi yapılabilir. Son yıllarda *ZMAP* yazılımı kullanılarak dünyanın ve Türkiye'nin farklı birçok bölgesi için sismik durgunluk analizleri yapılmaktadır (örneğin, Console vd., 2000; Wyss vd., 2004; Polat vd., 2008; Öztürk 2011; 2015; Öztürk ve Bayrak, 2012).

Kümesizleştirme işlemi bazı yapay kullanımlar sağlar yani ana şok episantrına kıyasla küçük veya büyük bölge veya zaman aralığında bağımlı olayların uzaklaştırılmasına olanak sağlayan bazı giriş parametrelerini içerir. Tüm bağımlı olayları içeren bir katalogdan ana şok oluşumlarının tekrarlama istatistiklerinin tahmin edilmesi doğru sonuçlar ortaya koyamayacağı için büyük ana şokların olasılığı için yanlış tahminler yapılabilir (Öztürk, 2009). Reasenber (1985) modeline ek olarak, Savage (1972) modeli, Gardner ve Knopoff (1974) modeli, Uhrhammer (1986) modeli gibi farklı kümesizleştirme modelleri de mevcuttur. Reasenber (1985) modeline göre bağımlı olayların ayrılması için gerekli giriş parametrelerinin dünyanın farklı bölgeleri için kullanılabileceği birçok araştırmacı tarafından yapılan analizlerde ortaya konmuştur (örneğin;

Console vd., 2000; Chouliaras ve Stavrakakis, 2001; Helmstetter vd., 2006; Öztürk, 2011; 2015). Bununla birlikte Katsumata ve Kashara (1999), Japonya (Kurile) depremi için yaptıkları çalışmada kümesizleştirme işlemi uygulanmış veriyi kullanmışlar fakat bu işlem sonucunda verinin yalnızca %3'nün ayrıldığını ve sonuçların fazla değişmediğini dolayısıyla da bu yöntemin oldukça sübjektif olduğunu belirtmişlerdir. Benzer şekilde Helmstetter vd., (2006), Reasenber (1985) algoritmasını kullanmışlar ve kümesizleştirme işlemi uygulanmış katalogda büyük ana şoklardan sonraki depremsellik oranında kalıcı değişimlerin olmadığını ifade etmişlerdir. Arabsz ve Hill (1996), Utah bölgesinde 1962-1995 yılları arasındaki aletsel deprem kataloğunu kullanarak varsayılan değerlerin Kaliforniya dışındaki farklı bölgesel deprem kataloglarına da uygulanabileceğini ifade etmişlerdir. Sonuç olarak, bu çalışma kapsamında da diğer birçok araştırmacı tarafından uygulandığı gibi kümesizleştirme işlemi için Reasenber (1985) modelindeki standart parametreler kullanılmıştır.

Depremsellik oran değişimleri, Reasenber (1985) modeli ile kümesizleştirme işlemi uygulanmış veri kullanılarak analiz edilmiştir. Deprem kataloğu 1970-2016 yılları arasında $M_d \geq 1.0$ ve derinlik ≤ 70 km olan toplam 40108 depremi (orijinal katalog) içermektedir. Kümesizleştirme işlemi ile 6764 bağımlı olay katalogdan uzaklaştırılmış (verinin yaklaşık %16.86'si) ve geriye 33344 deprem kalmıştır. Daha sonra KAFZ ve civarı için ortalama M_c -değeri 2.7 alınarak $M_d < 2.7$ olan 13574 deprem katalogdan çıkarılmıştır. Sonuçta, kümesizleştirme işleminin yapılması ve tamamlılık magnitüdünün kullanılması ile toplamda 20.338 (verinin yaklaşık % 50.7'si) deprem orijinal katalogdan çıkarılmış ve öncü sismik durgunluğu ifade eden Z-değeri analizi için 19770 (kümesizleştirilmiş katalog) deprem kullanılmıştır. Böylece, çalışmanın amacına uygun olarak daha homojen ve daha kullanılabilir deprem verisi elde edilmiştir. $M_d \geq 1.0$ ve derinlik ≤ 70 km olan orijinal katalogdaki tüm 40108 deprem ile $M_d \geq 2.7$ olan kümesizleştirilmiş katalogdaki depremlerin episantr dağılım haritası Şekil 2'de verilmiştir.

Deprem aktivite oranını tanımlamak ve analiz edebilmek için birçok yöntem kullanılır ve bu yöntemlerin çoğu sismik durgunluk olgusu üzerinde odaklanır. Standart normal sapma Z-testi, sismik durgunluk analizi için en sık kullanılan istatistiksel testlerden bir tanesidir. *ZMAP* yazılımı, sismik durgunluk sergileyen



Şekil 2. 1970-2016 yılları arasında KAFZ ve civarındaki $M_d \geq 1.0$ ve derinlik ≤ 70 km olan tüm depremler (orijinal katalog, 40108 veri) ile birlikte kümesizleştirme işlemi uygulanmış ve $M_d \geq 2.7$ olan depremlerin (19770 veri) episantr dağılımları. $M_d \geq 5.0$ olan depremler yıldız sembolü ile gösterilmiştir.

Figure 2. Epicenter distributions of all earthquakes (original catalogue, 40108 events) with $M_d \geq 1.0$ and depth ≤ 70 km between 1970 and 2016 in and around the NAFZ as well as the earthquakes with $M_d \geq 2.7$ which is applied declustering process (19770 events). Earthquakes with $M_d \geq 5.5$ are shown by stars.

alanların görüntülenmesi için sıklıkla kullanılmaktadır (Detaylar için Wiemer ve Wyss, 1994'e bakınız). Bu algoritma, standart sapma birimlerindeki güven seviyesinin istatistiksel olarak değerlendirilebilmesi için LTA (t) fonksiyonunu (Log Term Average) üreten standart sapma Z-testini kullanır:

$$Z(t) = \frac{R_{\text{tüm}} - R_{\text{wl}}}{\sqrt{\frac{\sigma_{\text{tüm}}^2}{n_{\text{tüm}}} + \frac{\sigma_{\text{wl}}^2}{n_{\text{wl}}}}} \quad (6)$$

Burada $R_{\text{tüm}}$; ön zaman penceresindeki ortalama depremsellik oranı, R_{wl} ; tüm arka plan periyodundaki depremlerin ortalama sayısı, $\sigma_{\text{tüm}}$ ve σ_{wl} ; bu zaman dilimlerindeki standart sapmalar, $n_{\text{tüm}}$ ve n_{wl} ; örnekleme sayılarıdır. Zamanın fonksiyonu olarak hesaplanan Z-değeri, LTA(t) fonksiyonu olarak adlandırılır.

İstatistiksel Regresyon Yöntemlerinin Genel Özelliklerine Bir Bakış

Daha öncede ifade edildiği gibi, bu çalışmanın temel amaçlarından bir tanesi KAFZ ve civarındaki depremler için sismotektonik parametreler b -değeri ile D_c -değeri arasında güncel ve güvenilir bir istatistiksel ilişki hesaplayabilmektir. İki parametre arasındaki en iyi istatistiksel uyumu belirleyebilmek için: (a) L_2 Norm veya En Küçük Kareler Yöntemi (Cadzow, 2002), (b) L_1 Norm veya En Küçük Toplamı Mutlak Sapma (Giloni ve Padberg, 2002), (c) Toplam En Küçük Kareler veya Ortogonal Regresyon (Carrol ve Ruppert, 1996) ve (d) Robust Regresyon (Huber,

1964) olmak üzere dört farklı yöntem test edilmiştir. Bir veri grubu için en uygun dağılımın seçiminde genel bir yöntem yoktur fakat alternatif dağılımlar test edilerek uygun model belirlenebilir. Bununla birlikte, mühendislik uygulamalarında en uygun dağılımın seçimi için uyum kalitesinin belirlenmesi yoluna gidilir. Bu uygulamalar içerisinde, ilişki katsayısı (R^2 veya bazen r kullanılır) güçlü ve kabul edilebilir bir değerlendirme olarak kabul edilir ve model uyum değerlendirmesinde önemli bir rol oynar. (Greene, 1997). İlişki katsayısı, istatistiksel olarak standart sapma ve ortalamasından bağımsızdır ve olasılık dağılımının doğrusallığını ortaya koyar. Sonuçta, ilişki katsayısı 1'e yaklaştıkça (pozitif veya negatif) veriyi çok daha iyi temsil ettiği kabul edilir (Heo vd., 2008).

Ek Küçük Kareler Regresyonu (veya L_2 Norm), en iyi bilinen, yaklaşık 200 yılı aşkın bir süredir en yaygın şekilde kullanılan eğri uydurma tekniklerinin başında gelir. L_2 Norm, en küçük kareler optimizasyonunun en temel şeklidir ve birçok farklı bilimsel alan yanında matematik ve istatistiksel veri analizinde çok sayıda uygulamaları mevcuttur. Yöntemin hata teriminin normal dağılım gösterdiği varsayılır. Sonuçta bu yöntem, belirli sayıda dış değerlere sahip büyük örnekleri içeren çok büyük veri setlerinin çalışılmasını gerektiren durumlarda kısmen faydalı bir değerlendirme yöntemi olarak önerilir (Cadzow, 2002; Durio ve Isaia, 2003).

L_2 Norm kullanılarak yapılan eğri uydurma tahminleri verideki anormal gözlemlere karşı oldukça hassastır

ve buna alternatif olarak güçlü regresyon modelleri üretilmiştir. İlk geliştirilen normlardan bir tanesi *En Küçük Toplamlı Mutlak Sapma* (veya L_1 Norm) regresyonudur. Burada regresyon katsayısı, rezidüellerin tüm değerlerinin toplamının minimum yapılması ile tahmin edilir. L_1 regresyonu, birçok araştırmacı tarafından 1960'lı yıllardan sonra yeni bir çözüm yöntemi olarak önerilmiştir (Blattberg ve Sargent, 1971; Huber, 1987). L_1 Norm regresyonu tek bir gözlemden bile güçlü bir şekilde etkilenir ve asimptotik teori L_2 regresyonu kadar iyi gelişmemiştir. Ayrıca, L_1 regresyon tahmini, anormal tahminli gözlemler için her zaman güçlü bir analiz yöntemi değildir ve düşük bir analiz noktasına sahiptir (Cadzow, 2002; Giloni ve Padberg, 2002).

Basit doğrusal eğri uydurma tekniklerindeki ölçüm hataları için yaygın olarak kullanılan yöntemlerden bir tanesi de *Ortogonal Regresyon* (veya *Toplam En Küçük Kareler*) modelidir. Sıradan doğrusal eğri uydurma yöntemlerinde amaç, uyumlu eğri üzerindeki ilişkili y değerleri ile veri değerleri arasındaki düşey uzaklıkların karelerinin toplamının minimum yapılmasıdır. Ortogonal eğri uydurma yönteminde ise amaç, ölçüm noktalarından uyumlu eğriye olan dik uzaklıkların minimum yapılmasıdır. Dolayısıyla, hipotez geçerli ise, Ortogonal regresyon oldukça iyi bir değerlendirme yöntemidir. Bununla birlikte bu yöntem hesaplamalardaki denklem hatalarını dikkate almaz. Sonuçta, Ortogonal regresyon tahmini eski bir yöntemdir ve birçok çalışmada kullanılmıştır (Carrol ve Ruppert, 1996; Leng vd. 2007; Öztürk, 2014; 2015).

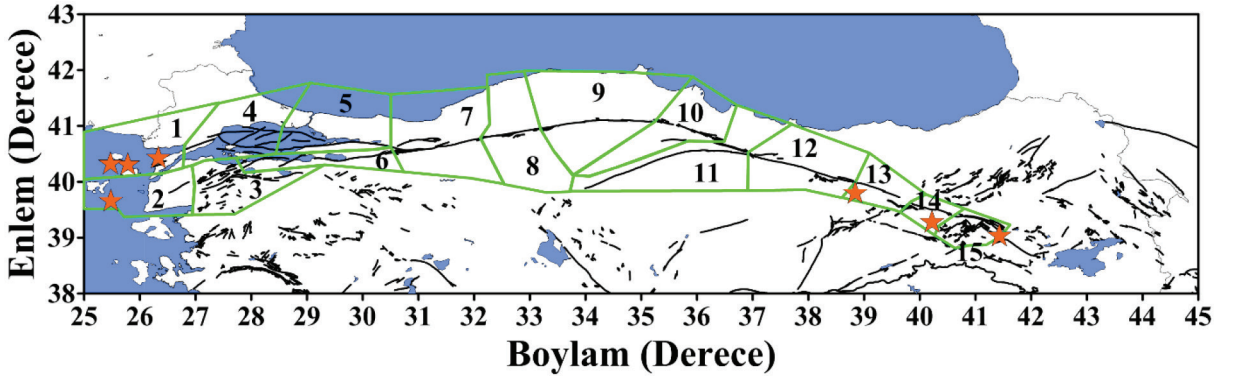
Genel olarak en küçük kareler uyumundaki en ciddi problem dış değerlerin çok güçlü olmamasından ortaya çıkar. Uyumsuz veri sadece bir tane bile olsa bu değer çözüm üzerinde güçlü bir etkiye sebep olacaktır çünkü dış değerler regresyon parametreleri üzerinde oldukça etkilidir. En basit çözüm, uyumsuz ölçüm noktasını hesap dışı bırakmak ve kalan veriyi kullanarak en küçük kareler uyumunu yeniden hesaplamaktır. Alternatif bir yaklaşım ise *Robust Regresyon* olarak isimlendirilen ve anormal veri için en küçük kareler kadar kullanışlı olmayan bir uyum kistasını kullanmaktır. Robust regresyon için en yaygın genel yöntem Huber (1964) tarafından tanımlanan M -tahminidir. Doğrusal olmayan bir modelin parametrelerin tahmini için klasik en küçük kareler (veya maksimum olasılık) yöntemi birçok durumda yaygın olarak kullanılır. Bununla birlikte, bu klasik yöntemlerin dış değerlere ve belli başlı dağılımlardan olan diğer uzaklıklara çok hassas olduğu bilinir. Ro-

bust regresyon yöntemi bu uç değerlerden çok az etkilenir. Bununla birlikte, Robust regresyon tahminlerinin davranış değerlendirmesinde küçük örnekli asimptot teknikleri çok faydalıdır (Giloni vd., 2006).

BULGULAR ve TARTIŞMA

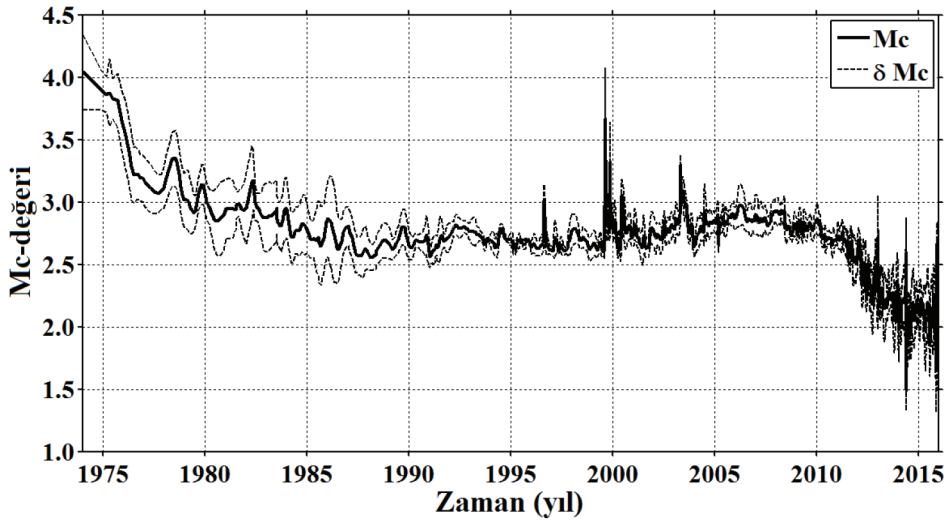
Bu çalışmanın temel amacı, KAFZ ve civarı için *magnitüd-frekans ilişkisindeki b -değeri*, *tamamlılık magnitüdü Mc -değeri*, *fraktal ilişki boyutu Dc -değeri* ve öncü sismik durgunluk Z -değeri gibi farklı sismotektonik parametreler arasındaki ilişkileri belirleyebilmek ve bu parametreleri kullanarak KAFZ ve civarı için gelecek deprem potansiyeli ortaya koyabilmektir. Bunu gerçekleştirebilmek için, 1970-2016 yılları arasında meydana gelen depremlerin bölgesel, zamansal ve magnitüd dağılımları analiz edilmiştir. Depremsellik ile depremlerin fraktal özellikleri arasındaki ilişkinin, depremsellik örüntüsü ile karmaşık özelliklerini karakterize ettiği iyi bilinir. Dolayısıyla, KAFZ ve civarı için sismotektonik b -değeri ile ilişki boyutu Dc -değeri arasında güvenilir bir istatistiksel ilişki hesaplanmaya çalışılmıştır. b ve Dc -değerleri arasında detaylı bir istatistiksel analiz yapabilmek için çalışma bölgesi 15 farklı sismoteknik alt bölgeye ayrılmış ve 15 bölge için b ve Dc -değerlerinin hesabı $ZMAP$ programı ile yapılmıştır. b -değerlerinin hesaplanmasında birçok farklı yöntem vardır fakat bu çalışmada maksimum olasılık tahmini kullanılmıştır çünkü en küçük kareler uyumundan daha güçlü ve güvenilir bir tahmin ortaya koyar (Aki, 1965). Buna karşılık tüm alt bölgelerdeki Dc -değerleri doğrusal regresyon kullanılarak %95 güven aralığında hesaplanmıştır.

Magnitüd tamamlılık analizi depremsellik çalışmaları için en önemli istatistiksel parametrelerden biridir. Bölgesel ve zamansal olarak değişimler gösterir ve özellikle zamana bağlı değişimler b -değeri tahminlerinde farklılıklara neden olur. Depremsellik analizlerinde yüksek güvenilirlikli sonuçların elde edilebilmesi için maksimum deprem sayısının kullanılması oldukça önemlidir. Bu çalışmada Mc -değerinin zamanla değişimi hareketli pencere tekniği kullanılarak maksimum olasılık yöntemi (Woessner ve Wiemer, 2005) ile hesaplanmıştır. KAFZ ve civarı için ortalama Mc -değerinin zamanla değişimini ortaya koyabilmek için 40.108 depremi içeren orijinal katalog kullanılmış ve pencere başına 100 olay alınarak standart sapması ile birlikte Şekil 4'de verilmiştir. Mc -değeri 1985'e kadar oldukça büyüktür ve 3.0-4.0 arasında bir değişim gösterir. Bu dönemde kayıt ağının çok yaygın



Şekil 3. KAFZ boyunca tektonik yapı ile birlikte 15 sismotektonik alt bölge. 2010 yılından sonraki büyük depremler yıldız sembolü ile verilmiştir.

Figure 3. 15 seismotectonic subregions with the tectonic structure along the NAFZ. The large earthquakes after 2010 are given by stars.



Şekil 4. KAFZ ve civarı için zamanın bir fonksiyonu olarak tamamlılık analizi. M_c -değeri pencere başına 100 deprem kullanılarak hesaplanmış ve standart sapma (δM_c) kesikli çizgilerle gösterilmiştir.

Figure 4. Completeness analysis as a function of time in and around the NAFZ. M_c -value is estimated for overlapping samples, each containing 100 earthquakes and standard deviation, δM_c , is shown by dashed lines.

olmaması ve küçük depremlerin, büyük depremlerin kodaları içerisine düşmesinden dolayı deprem kataloğunun bu dönemlerinde yüksek M_c -değeri gözlenmiştir. Bununla birlikte, 1985-2010 yılları arasında ise yaklaşık 2.5 ile 3.0 arasında değişir. 1999 yılında ise, İzmit ve Düzce deprem dizilerine bağlı olarak $M_c=3.5$ civarında artışlar görülür. Wiemer ve Katsumata (1999)'ta ifade edildiği gibi, bazı yüksek M_c -değerleri

artçı şok dizilerinin ilk kısımlarında yüksek olabilir çünkü küçük depremler kayıt edilemeyebilir. 2010 yılından sonra M_c -değerinde önemli bir düşüş gözlenir ve ortalama 2.0-2.5 arasında değişim gösterir. Son yıllarda artan istasyon sayısı ile büyük depremler yanında 3.0'dan küçük depremlerin de kayıt edilmesiy-le birlikte tamamlılık değeri düşüş göstermiştir. Şekil 5, çalışma bölgesi için 1970-2016 yılları arasındaki

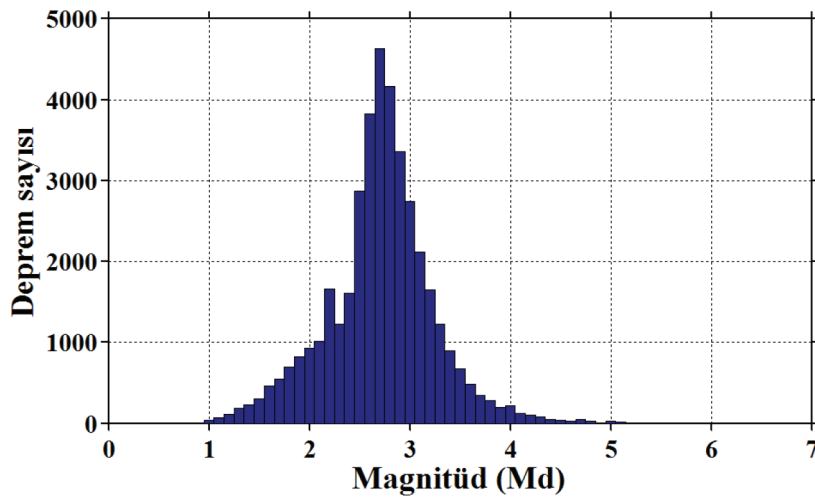
depremlerin magnitüd histogramını (orijinal katalog) vermektedir. Şekil 5'den görüldüğü gibi, depremlerin magnitüdüleri küçükten büyük değerlere doğru sayılarındaki üstel bir azalış ile 1.0 ile 6.7 arasında değişim gösterir. Magnitüdü 3.0-4.0 arasında değişen 10203 deprem, 4.0-5.0 arasında değişen 657 deprem ve $M_d \geq 5.0$ olan 61 deprem vardır. Depremlerin magnitüdüleri çoğunlukla 2.5-3.5 arasında değişim göstermekle birlikte $M_d = 2.7$ değerinde bir maksimum görülür. Bu çalışmada, depremlerin magnitüd-deprem sayısı ve sismik durgunluk analizi yapılacağı için M_c analizleri oldukça önemlidir. Sonuç olarak, KAFZ ve civarı için M_c -değerinin ortalama 2.6-2.9 arasında değiştiği söylenebilir ve bu değer Huang vd., (2002) ve Öztürk (2011) tarafından önerilen değerlerle uyumludur.

Orijinal katalog ($M_d \geq 1.0$, derinlik ≤ 70 km ve 40108 deprem) ile kümesizleştirme işlemi uygulanmış ($M_d \geq 2.7$ ve derinlik ≤ 70 km ve 19770 deprem) katalogu için kümülatif deprem sayısının zamanla değişimi Şekil 6'da gösterilmiştir. Şekil 6'da görüldüğü gibi, 1970-1975 yılları arasındaki sismik aktivitede önemli değişimler gözlenmezken 1975-2000 yılları arasında deprem aktivitesinde artışlar gözlenmeye başlamıştır. Buna karşın, 2000 yılından sonra deprem sayısında önemli artışlar söz konusudur çünkü KAFZ ve civarını içine alan bölgede özellikle 1999 İzmit ve Düzce depremlerinden sonra çok sayıda istasyon kurulmuştur. Ayrıca, 1970-2016 yılları arasında verilen zaman histogramı da (orijinal katalog), 2000 yılında kaydedilmiş depremlerin sayısında bir artışı göstermektedir (Şekil 7). Bununla birlikte 2015 yılı başlarında, deprem sayısında maksimum artış gözlenmiştir. Şekil 6'da görüleceği üzere, kümesizleştirme işlemi uygulanmış katalog, orijinal deprem kataloguna göre daha düz bir eğime sahiptir. Dolayısıyla, Reasenberg (1985) kümesizleştirme algoritmasının bağımlı olayları orijinal katalogdan başarılı bir şekilde çıkardığı görülür. Sonuçta, kümesizleştirme işlemi, çalışmanın amacına yönelik olarak daha kullanılabilir ve tek düze bir deprem katalogu ortaya koyar.

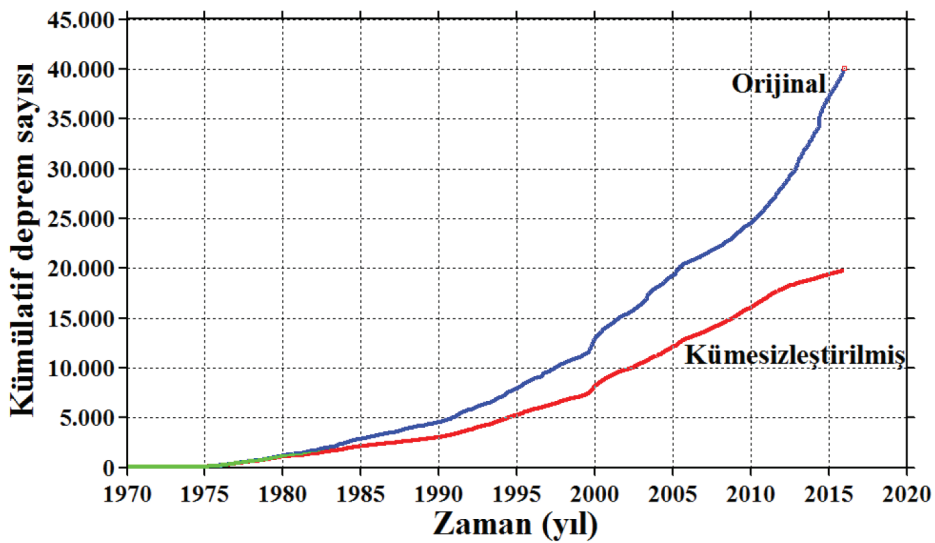
Şekil 8, 1970-2000 ve 2000-2016 yılları arasındaki iki farklı periyot için magnitüd kayması analizinin sonuçlarını göstermektedir. Bu tarihlerin seçilmesinin nedeni, KRDAE'nin 1999 İzmit ve Düzce depremlerinden sonra internet üzerinden (on-line) ve çevirmeli (dial-up) deprem kayıt istasyonları sayısını her geçen gün artırmış olmasıdır. Özellikle 2000 yılından sonra, magnitüdü 3.0'dan büyük ve son yıllarda ise daha küçük depremleri gerçek zamanlı olarak vermektedir.

Dolayısıyla, son yıllarda istasyon ağının büyümesi ve çözümlerde kullanılan yazılımlardaki değişimin ortaya konabilmesi amacıyla 2000 yılından önceki ve sonraki dönemler için magnitüd kayması belirlenmeye çalışılmıştır. Bu analiz için orijinal katalogdaki $M_d \geq 1.0$ olan ve tüm depremleri içeren orijinal katalog kullanılmıştır. Magnitüd kayması analizi verinin uyumunu ortaya koyabilmek için önemlidir. Farklı periyotlar için iki farklı magnitüd ve b -değeri tahmini yapılmıştır. G-R ilişkisi için, 1970-2000 yılları arasındaki zaman periyodunda $M_c = 2.7$ kullanılarak $\log N = 5.318 - 1.036 * M_d$ ve 2000-2016 yılları arasındaki zaman periyodu için de $M_c = 2.3$ kullanılarak $\log N = 5.709 - 1.097 * M_d$ ilişkileri elde edilmiştir. Her iki periyot için b -değerleri birbirine oldukça yakındır fakat 2000 yılından önceki tamamlılık magnitüdü son yıllardaki tamamlılık magnitüdünden daha büyüktür. M_c -değerindeki değişimler Şekil 4'de detaylı olarak verilen tamamlılık magnitüdü analizi sonuçlarıyla da oldukça uyumludur. Ayrıca, verilen iki zaman periyodu arasındaki oran değişimlerini önemini tespit edebilmek için magnitüdün bir fonksiyonu olarak standart sapma Z -değeri grafiklenmiştir. Şekil 8, tüm magnitüd bantlarında pozitif ve negatif standart sapma Z -değerleri göstermektedir ve buda magnitüd ölçeğinde bir kaymaya işaret eder. Bununla birlikte, 1970-2000 (Mo) ile 2000-2016 (Mx) periyotları arasındaki magnitüd kayması miktarı, $M_x = 0.94 * M_o + 0.35$ olarak elde edilmiştir. Burada genişleme faktörü 0.94 ve kayma 0.35 olarak hesaplanmıştır. Sonuç olarak magnitüd kayması analizi ve G-R ilişkileri, katalog içerisinde sismik durgunluk çalışmalarını önemli ölçüde etkileyecek bir değişimin olmadığını ortaya koyar ve buda Z -değerinde gözlenen anomalilerin katalogdaki değişimlerden ziyade öncü sismik durgunluk olduğu görüşünü destekler.

KAFZ ve civarındaki tüm sismotektonik alt bölgeler, deprem sayıları (orijinal katalog), her bir alt bölge için b -değeri hesabında kullanılan maksimum magnitüd değerleri ve tamamlılık magnitüdüleri ile birlikte hesaplanan b ve D_c -değerleri Çizelge 1'de verilmiştir. Ayrıca, b ve D_c -değerlerinin boyut tahminleri ile ilişkili olarak her bir alt bölge için büyüklük adımlarını gösteren ilişkili grafikler Şekil 9'da verilmiştir. Şekil 9a ve Çizelge 1'den görüldüğü gibi, b -değeri 0.92 ile 1.48 arasında değişim göstermektedir. $b = 1.0$ 'dan küçük değerler Düzce fayı ve Karadeniz kıyısı, Pülümür fayı ve Erzincan civarını, Pülümür-Karlıova arasını, Sancak-Uzunpınar ve Göynük fay zonlarını içeren 7., 13., 14. ve 15. bölgelerde hesaplanmıştır. Bu bölgeler



Şekil 5. KAFZ ve civarı için 1970-2016 yılları arasındaki magnitüd histogramı.
Figure 5. Magnitude histogram in and around the NAFZ between 1970-2016.

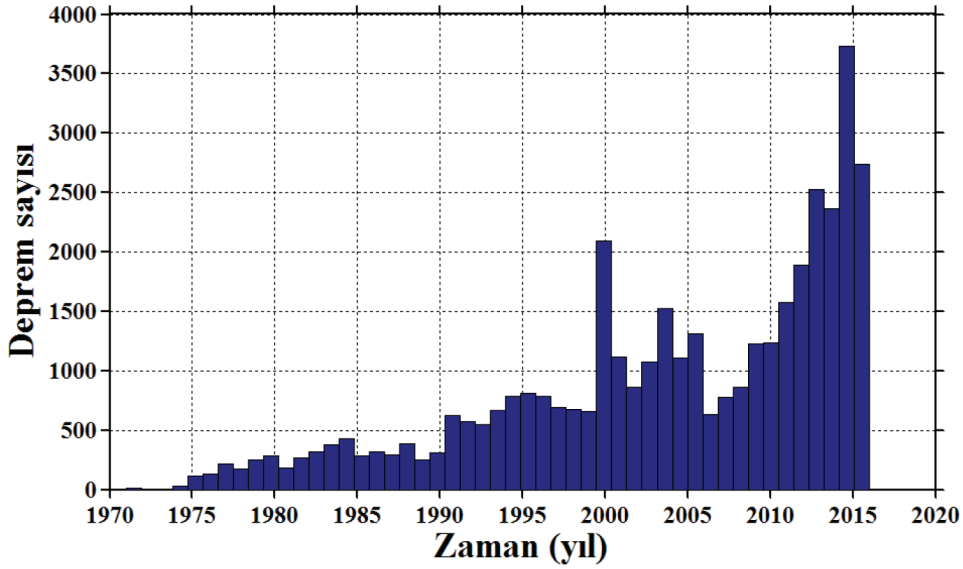


Şekil 6. Orijinal ve kümesizleştirilmiş kataloglar için 1970-2016 yılları arasındaki depremlerin kümülatif sayılarındaki değişimler.

Figure 6. Variations in cumulative numbers of earthquakes between 1970 and 2016 for original and declustered catalogues.

dışında b -değeri genel olarak 1.0'dan büyüktür. $b=1.0-1.2$ arasındaki orta değerler Saros Körfezi, Enez-Eceabat-Gelibolu, Ilgaz-Tosya, Laçın ve Merzifon fay zonları, Yağmurlu-Ezinepazarı fay zonu, Almus fay zonu ve Niksar-Reşadiye arasında (1., 9., 10., 11. ve 12. bölgeler) gözlenmiştir. Buna karşın $b>1.2$ olan yüksek değerler ise Etili fayı, Çanakale ve Edremit, Yenice-Gönen ve Sarköy fayları, Manyas fayı, Marmara denizi ile doğu ve batı kısmı ve Saros-Gaziköy fayı, Tekirdağ-Silivri, Karadeniz kısmı, Yalova-İz-

mit civarı, Gebze-İzmit-Gemlik-Mudanya arası ve İsmetpaşa segmentini içeren 2., 3., 4., 5., 6. ve 8. bölgelerde hesaplanmıştır. Daha öncede ifade edildiği gibi, büyük b -değerlerine sahip bölgeler daha yüksek oranda küçük magnitüdü depremlere sahipken, küçük b -değerlerine sahip bölgeler büyük magnitüdü depremlerin daha sık meydana geldiği alanları temsil eder. Çalışma alanı içerisindeki bazı bölgeler nispeten yüksek b -değerlerine sahiptir. Bu durum Polat vd., (2008)'te ifade edildiği gibi, çok sayıdaki küçük

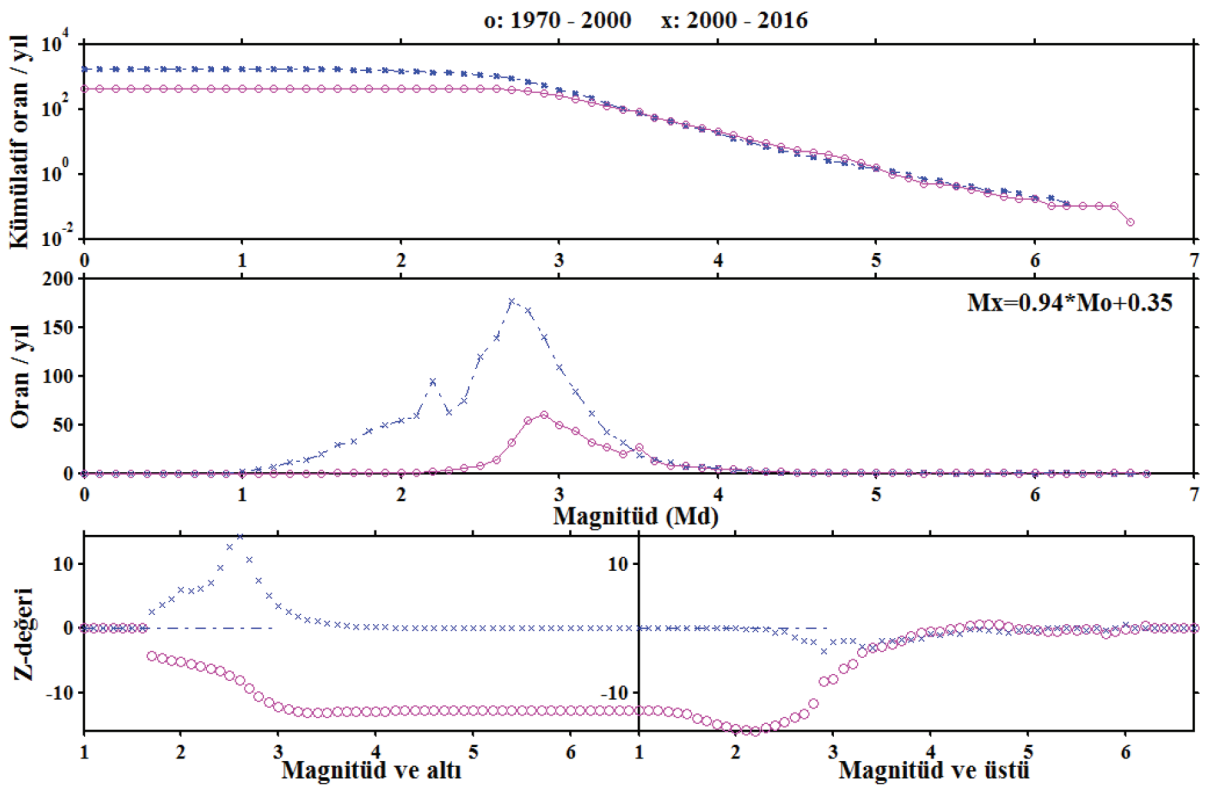


Şekil 7. KAFZ ve civarı için 1970-2016 yılları arasındaki zaman histogramı.
Figure 7. Time histogram in and around the NAFZ between 1970-2016.

depremlerin etkisi ile gerilmenin daha kolay azaldığı şeklinde yorumlanabilir ve buda daha yüksek heterojenite ve düşük gerilme dağılımı ile açıklanabilir. Düşük b -değerinin yüksek gerilme dağılımıyla ilişkili olduğu iyi bilinir (Scholz, 1968). Bayrak ve Öztürk (2004), düşük b -değerinin kırıklı ortamlardaki düşük heterojenite, büyük gerilme ve yamulma, büyük deformasyon hızı ve büyük faylarla ilişkili olduğunu ifade etmiştir. Buna bağlı olarak, 7., 13., 14. ve 15. bölgelerde hesaplanan küçük b -değerleri, aktif tektonikten kaynaklanan büyük yamulma ve düşük heterojenite derecesi ile sayı olarak az fakat magnitüd olarak büyük olaylar ile açığa çıkan ve zamanla artan gerilmenin bir işaretçisi olabilir (Öncel ve Wilson, 2002). Dolayısıyla, G-R yöntemi kullanılarak maksimum olasılık yaklaşımı ile hesaplanan b -değerleri tektonik ve sismik aktivite ile iyi bir ilişki ortaya koyar. Sonuç olarak, düşük b -değerlerinin gözlemlendiği Düzce fayı ve Karadeniz kıyısı, Pülümür fayı ve Erzincan civarı, Pülümür-Karlıova arası, Sancak-Uzunpınar ve Göynük Fay zonlarını içeren bölgelerin gelecek deprem potansiyeli açısından önemli olduğu söylenebilir.

Çizelge 1 ve Şekil 9b'de görüldüğü gibi, KAFZ ve civarındaki 15 sismotektonik alt bölge için (orijinal katalog) D_c -değerleri 1.52-1.93 arasında değişmektedir. 15 farklı sismotektonik bölge için ortalama D_c -değeri 1.76 olarak elde edilir ve bu değer dikkate alındığında genel hatlarıyla üç farklı grupta değerlendirme yapılabilir. $D_c=1.75$ 'ten küçük değerler Etili fayı, Çanakkale ve Edremit, Yenice-Gönen ve

Sarıköy fayları, Manyas fayı, Marmara denizi ve batı kısmı, Saros-Gaziköy fayı, Tekirdağ-Silivri, Marmara Denizi ve doğu kısmı, Karadeniz kısmı, Yalova-İzmit civarı, Gebze-İznik-Gemlik-Mudanya ve İsmetpaşa segmentini içine alan 2., 3., 4., 5., 6. ve 8. bölgelerde gözlenmiştir. 1.75-1.85 arasında değişen değerler Ilgaz-Tosya, Laçın ve Merzifon Fay Zonları, Yağmurlu-Ezinepazarı fay zonu, Almus fay zonu ve Niksar-Reşadiye arasını içeren 9., 10., 11. ve 12. bölgelerde hesaplanmıştır. Buna karşın 1., 7., 13., 14. ve 15. alt bölgelerde D_c -değeri 1.85'ten büyüktür. Bu bölgeler Saros Körfezi, Enez-Eceabat-Gelibolu, Düzce fayı ve Karadeniz kıyısı, Pülümür fayı ve Erzincan civarı, Pülümür-Karlıova arası, Sancak-Uzunpınar ve Göynük fay zonlarını içermektedir. Çizelge 1'den görüldüğü gibi KAFZ ve civarı için D_c -değeri birkaç bölge hariç genellikle 1.75'ten büyüktür. Fay örüntülerinde heterojenite derecesi yüksek olan bölgelerin düşük b -değeri ve yüksek D_c -değeri sergilediği iyi bilinir, dolayısıyla gerilme boşalımını küçük yüzey ölçekli fay düzlemleri üzerinde meydana gelir (Öncel ve Wilson, 2002). Ayrıca Barton vd. (1999), depremlerin kümelenme gösterdikleri faylar ile ayrılarak kopmaların ve küçük asperitelerin neden olduğu faylar yüksek b -değeri ve düşük D_c -değeri ile ilişkili olduğunu ifade etmiştir. Dolayısıyla, yüksek geçirgenlik ve bir gözenek sıvısı kaynağı bu faylar üzerindeki etkili gerilmeye bir azalım neden olur. Yüksek fraktal boyut değerleri, magnitüd dağılımındaki heterojeniteye oldukça hassastır. Buda KAFZ ve civarında oldukça



Şekil 8. İki farklı zaman periyodu için magnitüdün bir fonksiyonu olarak oranların karşılaştırılması. Magnitüd ayrımı yapılmaksızın tüm depremler kullanılmıştır. Üç panel; magnitüdün bir fonksiyonu olarak frekans-magnitüd eğrileriyle, iki periyot için magnitüd kaymasının bir fonksiyonu olarak normalize edilmiş değerlerle ve sonraki periyoza kıyasla önceki periyot için kümülatif olmayan histogramlarla ilişkilidir. Magnitüd ve altı, M_d 'den daha küçük magnitüde sahip tüm depremleri, magnitüd ve üstü ise, M_d 'den daha büyük magnitüde sahip tüm depremleri ifade eder. Kırmızı ve mavi çizgiler sırasıyla 1970-2000 ve 2000-2016 yılları arasında göstermektedir. 1970-2000 (M_o) ve 2000-2016 (M_x) periyotları arasında önerilen magnitüd kayması, genişleme faktörü 0.94 ve kayma 0.35 hesaplanarak $M_x=0.94*M_o+0.35$ denklemiyle verilmiştir.

Figure 8. Comparison of rates as a function of magnitude for two different time periods. All earthquakes regardless of magnitude are used. The three panels correspond to the frequency-magnitude curves, normalized, non-cumulative histograms as a function of magnitude, and the magnitude signatures for the two periods, and for the foreground as compared to the background, respectively. Magnitude and below mean all earthquakes with the magnitude smaller than M_d , magnitude and above mean all earthquakes with the magnitude larger than M_d . Red and blue lines indicate the period of 1970-2000 and the period of 2000-2016, respectively. Magnitude shift proposed for the periods between 1970-2000 (M_o) and 2000-2016 (M_x) is given as $M_x=0.94*M_o+0.35$ with a calculation of a stretch factor of 0.94 and a shift of 0.35.

yüksek D_c -değerlerinin gözlemlendiği bölgelerdeki deprem aktivitesinin, daha büyük ölçeklerde (veya daha küçük alanlarda) daha fazla kümelenmesini ortaya koyar. Bununla birlikte, $b<1.0$ ve $D_c>1.85$ olan dört bölge, Düzce fayı (bölge 7), Pülümür fayı ve Erzincan civarı (bölge 13), Pülümür-Karlıova arası (bölge 14) ve Sancak-Uzunpınar fay zonu ile Göynük fay zonedir (bölge 15). Yüksek D_c -değerleri (>1.85) ve düşük b -değerleri (<1.0) bu bölgelerdeki baskın yapısal özellikler olabilir ve kümelenmeden dolayı artmış olabilir çünkü depremlerin tek düze dağılım-

ları deprem kümelenmelerindeki bir artışla azalır. Bu durum ayrıca, nispeten artan gerilme yoğunluğunun ve bu bölgedeki daha güçlü deprem kümelenmesinin bir işareti olabilir.

Daha öncede ifade edildiği gibi bu çalışmanın temel amaçlarından bir tanesi, KAFZ ve civarı için iki sismotektonik parametre b ve D_c -değerleri arasında güncel ve güvenilir bir istatistiksel ilişki hesaplayabilmektir. Bu amaçla, dört farklı regresyon yöntemi test edilmiş ve tüm yöntemler için b - D_c arasında elde edilen ilişkiler Şekil 10a'da verilmiştir. Tüm regresyon

Çizelge 1. KAFZ ve civarındaki farklı sismotektonik alt bölgeler için tektonik yapılar, deprem sayıları, maksimum (M_{dmak}) magnitüdüler, Mc -değerleri, b -değerleri ve Dc -değerleri,
 Table 1. Tectonic structures, earthquake numbers, maximum (M_{dmak}) magnitudes, Mc -values, b -values and Dc -values for different seismotectonic subregions in and around the NAFZ,

Bölge	Tektonik Yapılar	Deprem Sayıları	M_{dmak}	Mc -değeri	b -değeri	Dc -değeri
1	Saros Körfezi, Enez-Eceabat-Gelibolu	4137	6.1	2.9	1.09±0.08	1.87±0.06
2	Etili Fayı, Çanakkale ve Edremit	3267	5.0	2.9	1.48±0.10	1.58±0.02
3	Yenice-Gönen ve Sarıköy Fayları, Manyas Fayı	4273	5.0	2.7	1.46±0.04	1.66±0.04
4	Marmara Denizi ve batı kısmı, Saros-Gaziköy Fayı, Tekirdağ-Silivri	5601	5.1	2.7	1.42±0.03	1.71±0.05
5	Marmara Denizi ve doğu kısmı, Karadeniz kısmı, Yalova-İzmit civarı	6378	5.4	2.6	1.22±0.02	1.72±0.05
6	Gebze-İznik-Gemlik-Mudanya	3212	4.9	2.6	1.35±0.05	1.68±0.05
7	Düzce Fayı ve Karadeniz kıyısı	2759	5.3	2.8	0.92±0.07	1.93±0.06
8	İsmetpaşa Segmenti	1532	4.7	2.9	1.49±0.10	1.52±0.05
9	Ilgaz-Tosya	919	5.2	2.9	1.19±0.06	1.78±0.01
10	Laçın ve Merzifon Fay Zonları	1413	4.9	2.8	1.17±0.03	1.78±0.05
11	Yağmurlu-Ezinepazarı Fay Zonu	1073	5.2	2.8	1.14±0.05	1.78±0.03
12	Almus Fay Zonu, Niksar-Reşadiye	576	5.0	2.8	1.12±0.05	1.78±0.04
13	Pülümür Fayı ve Erzincan civarı	1036	5.8	2.8	0.96±0.03	1.88±0.03
14	Pülümür-Karlıova arası	1494	5.9	2.8	0.94±0.03	1.91±0.03
15	Sancak-Uzunpınar Fay Zonu, Göynük Fay Zonu	2191	6.1	2.8	0.97±0.07	1.88±0.09

yöntemleri için doğrusal uyum kullanılmış ve aşağıdaki eşitlikler elde edilmiştir:

$$Dc = 2.44 - 0.57 * b, L_2 \text{ Norm regresyon için} \quad (7)$$

$$Dc = 2.44 - 0.57 * b, L_1 \text{ Norm regresyon için} \quad (8)$$

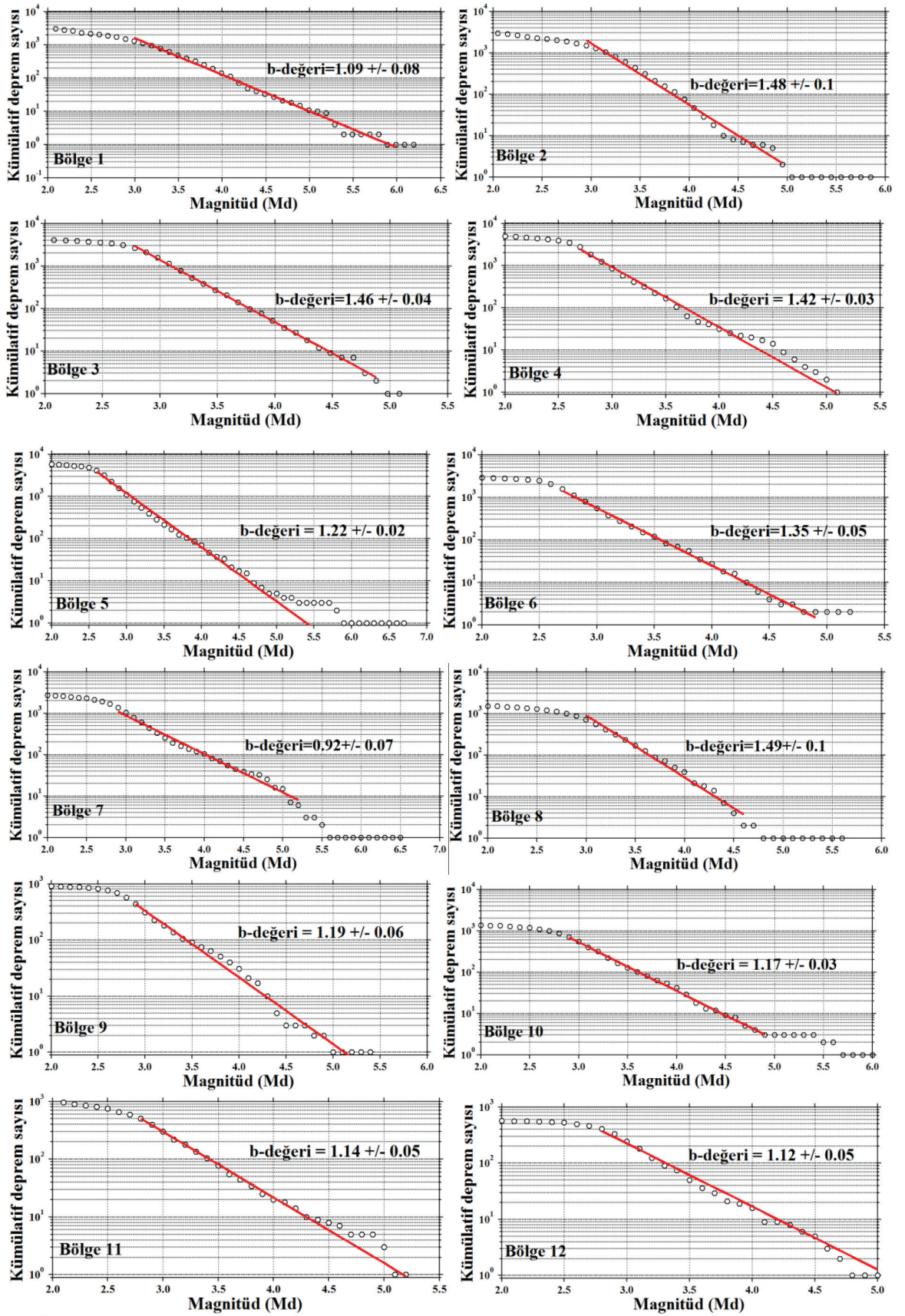
$$Dc = 2.43 - 0.56 * b, \text{Robust regresyon için} \quad (9)$$

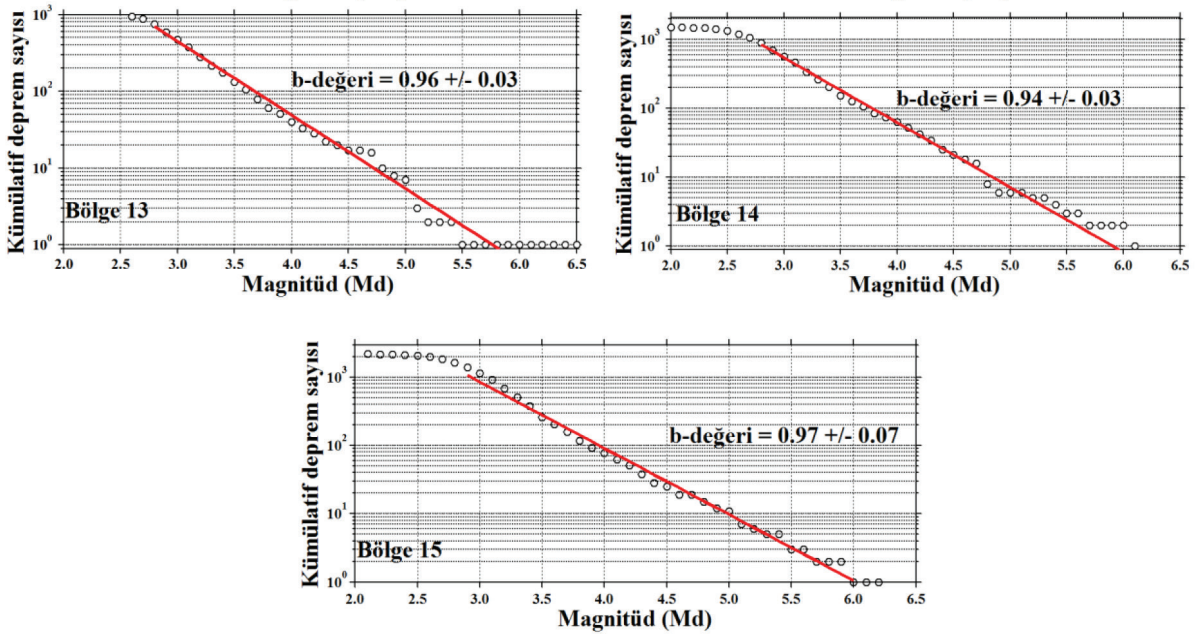
$$Dc = 2.46 - 0.58 * b, \text{Ortogonal regresyon için} \quad (10)$$

Şekil 10a'da görüldüğü gibi, ilişki katsayıları L_2 ($r=-0.95$) Norm, L_1 ($r=-0.95$) Norm, Robust ($r=-0.94$) regresyon ve Ortogonal ($r=-0.98$) regresyon için birbirine yakındır ve bu iki parametre arasında oldukça yüksek bir negatif ilişki söz konusudur. Bununla birlikte Ortogonal regresyon $r=-0.98$ ilişki katsayısıyla diğer yöntemlerden daha iyi uyum sağlamıştır. Ayrıca, Ortogonal regresyon için b - Dc uyum eğrisiyle birlikte

elde edilen ilişki ve % 95 güven aralığı Şekil 10b'de verilmiştir. Güven aralığı içerisindeki veri sayısı her regresyon için 9 olarak hesaplanmıştır.

b -değeri ile Dc -değeri arasındaki ilişkiler üzerine dünyanın farklı bölgeleri (Aki, 1981; Hirata, 1989; Roy vd., 2011) ve Türkiye (Öncel vd., 1995; 1996, Öncel ve Wilson, 2002; 2004; 2007, Öztürk, 2012; 2015) için birçok çalışma yapılmıştır. Aki (1981), b - Dc arasında $Dc=2b$ gibi pozitif bir ilişki ortaya koyduktan sonra, Türkiye'nin ve dünyanın farklı bölgeleri için hem negatif (Hirata, 1989; Öncel vd., 1995; 1996; Öztürk, 2015) hem de pozitif (Öncel ve Wilson, 2004; Roy vd., 2011) ilişkiler rapor edilmiştir. Aki (1981) tarafından verilen fraktal boyut, depremlerin uzaysal dağılımından elde edilen ilişki boyutu ile kıyaslanabilir. Hirata (1989) tarafından elde edilen sonuç Aki (1981) tarafından elde edilen $Dc=2b$ sonucunu



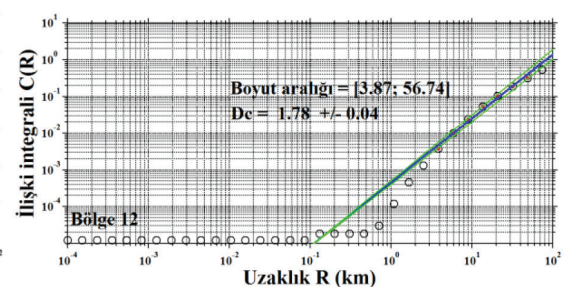
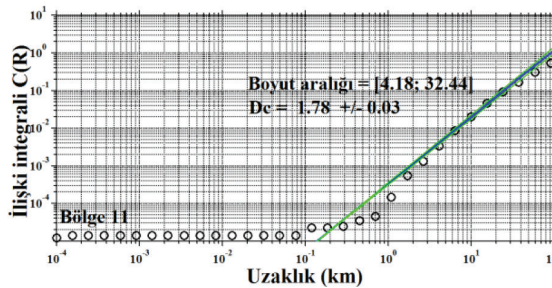
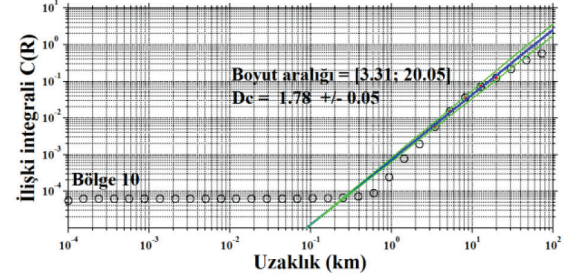
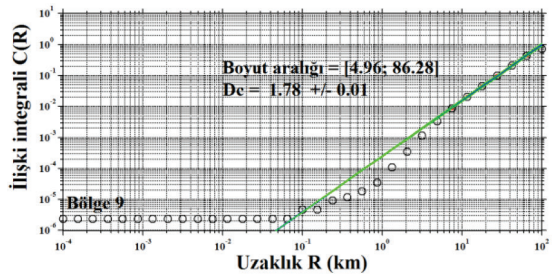
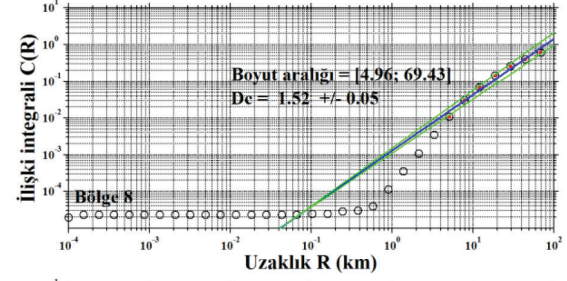
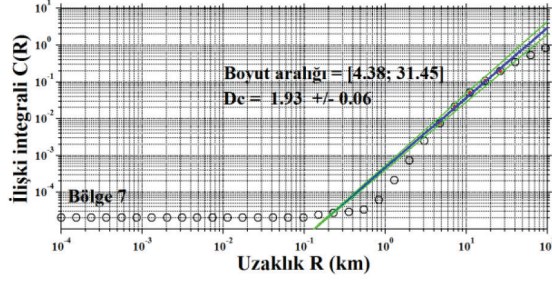
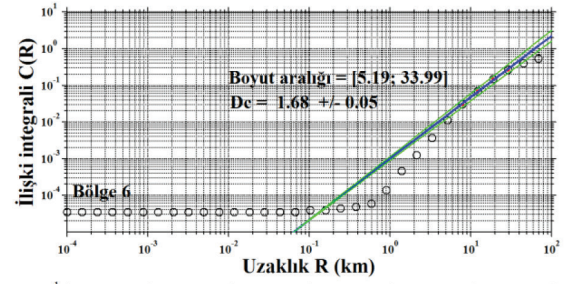
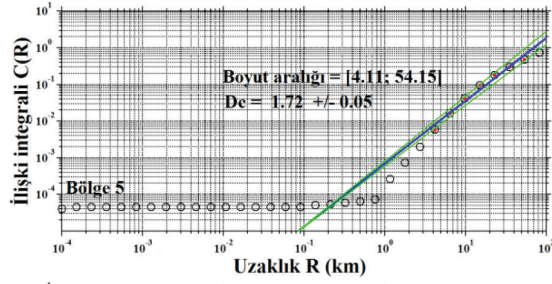
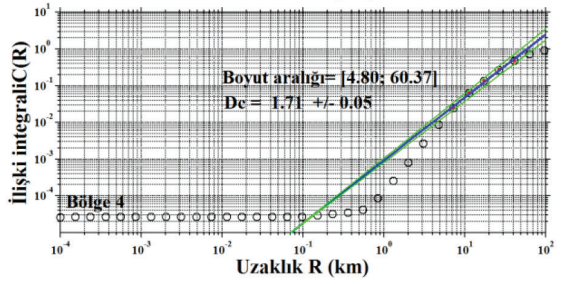
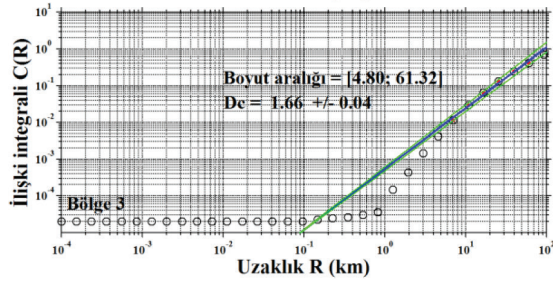
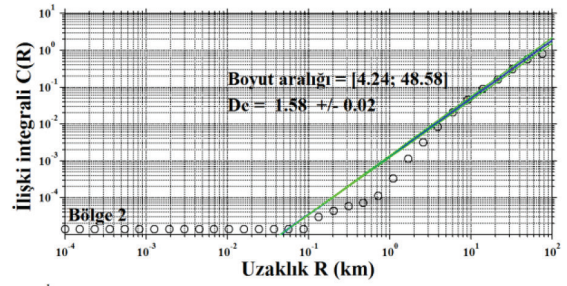
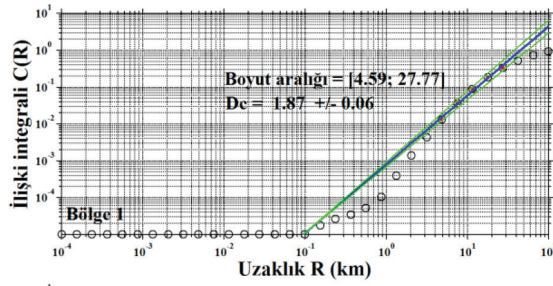


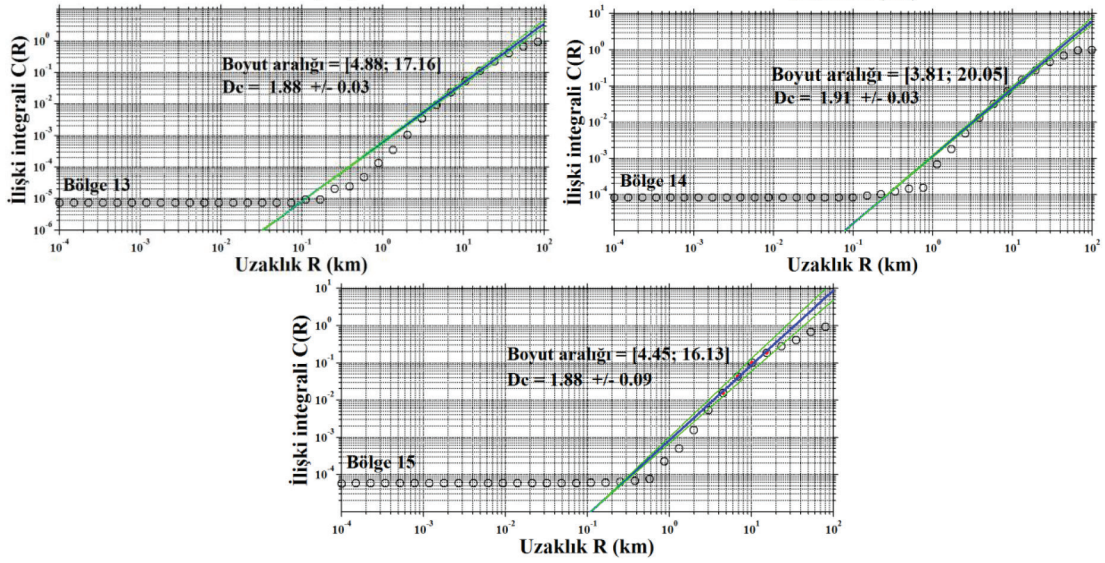
Şekil 9a. 15 sismotektonik alt bölge için Gutenberg-Richter ilişkileri ve b -değerleri.
 Figure 9a. Gutenberg-Richter relationships and b -values for 15 seismotectonic subregions.

desteklemez, aksine Japonya'nın Tohoku bölgesindeki depremlerin fraktal boyutu ile b -değeri arasında $Dc=2.3-0.73*b$ ($r=-0.77$) şeklinde negatif bir ilişki ortaya konmuştur. Benzer şekilde Öncel vd., (1995) tarafından KAFZ için yapılan bir depremsellik çalışması, b - Dc arasında zayıf bir negatif ilişkiye ($r=-0.56$) sahip $Dc=2.74-1.52*b$ ilişkisini ortaya koymuştur. Öncel vd. (1996) ise 31° - 41° D boylamları arasında KAFZ ile ilişkili depremlerin istatistiksel özelliklerindeki zamana bağlı değişimleri aratmış ve güçlü bir negatif ilişkiye ($r=-0.85$) sahip $Dc=2.32-1.09*b$ ilişkisini vermişlerdir. Öncel ve Wilson (2002), KAFZ'nin batısı için b - Dc arasında zayıf bir ilişki katsayısına ($r=0.48$) sahip pozitif ilişki önermişlerdir. Öncel ve Wilson (2004) ise, 1999 İzmit depreminden önceki 1981-1989 yılları arasında KAFZ boyunca güçlü bir ilişki katsayısına ($r=0.81$) sahip pozitif bir ilişki ortaya koymuşlardır. Öncel ve Wilson (2007), Türkiye'nin 40.5° - 41° K enlemleri ile 29° - 31° D boylamları arasında kalan kuzey batı bölgesi için 1992-1994 yılları arasında güçlü bir pozitif ($r=0.84$) ilişki, 1994-1996 yılları arasında negatif ($r=-0.71$) bir ilişki, 1996-1998 yılları arasında ise yine güçlü bir pozitif ($r=0.94$) ilişki hesaplamışlardır. Öztürk (2015), Türkiye'nin Batı Anadolu Bölgesi için, negatif ilişki katsayısına ($r=-0.73$) sahip $Dc=2.74-0.99*b$ ilişkisini önermiştir. Sonuçta,

Ortogonal regresyon kullanılarak hesaplanan istatistiksel ilişki, ilişki katsayısı ve güven aralığı içerisindeki olayların sayısı KAFZ ve civarının sismotektoniği için oldukça güncel ve güvenilir bir değerlendirme sağlar. Ayrıca, hesaplanan bu ilişki literatürde verilen sonuçlarla da uyumludur.

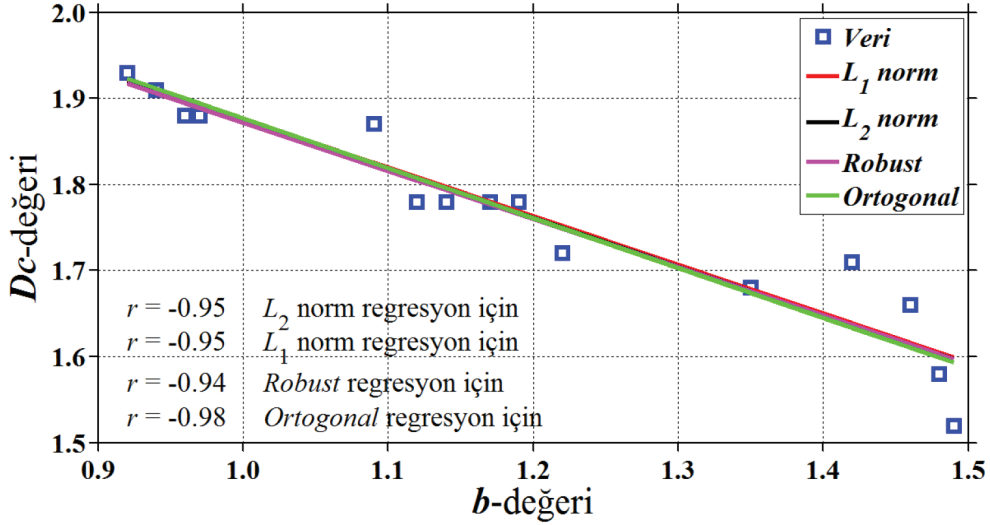
1970-1976 yılları arası hariç, 1976-2016 yılları arasındaki her yıl için depremlerin sayısı, minimum ve maksimum magnitüdü, M_c -değerleri, a -değerleri ile birlikte hesaplanan b ve Dc değerleri Çizelge 2'de verilmiştir. Deprem dağılımlarının zamanla bir değerlendirmesini yapabilmek için orijinal katalogdaki tüm depremlerin zamana bağlı değişimleri Şekil 11'de verilmiştir. Ayrıca, Çizelge 2'de görüldüğü gibi, 1970-2016 yılları arasında magnitüdü 5.5'ten büyük on bir güçlü deprem vardır ve 1995 yılından sonra magnitüdü 5.0'ten büyük olan depremlerin sayısında bir artış söz konusudur. Bununla birlikte, $M_d \geq 5.0$ olan olayların sayısındaki önemli artışlar özellikle 2000 yılından sonra görülmektedir. b ve Dc -değerlerinin zamana bağlı değişimleri Şekil 12'de verilmiştir ve 1970-2016 arasında KAFZ ve civarındaki olası zamansal değişimleri değerlendirebilmek için orijinal katalog kullanılarak ilişki boyutunun zaman dağılımı değerlendirilmiştir. 1970-1976 yılları arasında az sayıda deprem olduğu için hesaplamalar her yıl için ayrı ayrı





Şekil 9b. 15 sismotektonik alt bölge için ilişki integralleri ve D_c -değerleri. Mavi doğruların eğimi D_c -değeri ile ilişkilidir ve yeşil çizgiler standart hataları gösterir.

Figure 9b. Correlation integrals and D_c -values for 15 seismotectonic subregions. The slope of the blue lines corresponds to D_c -values and green lines illustrate the standard errors.

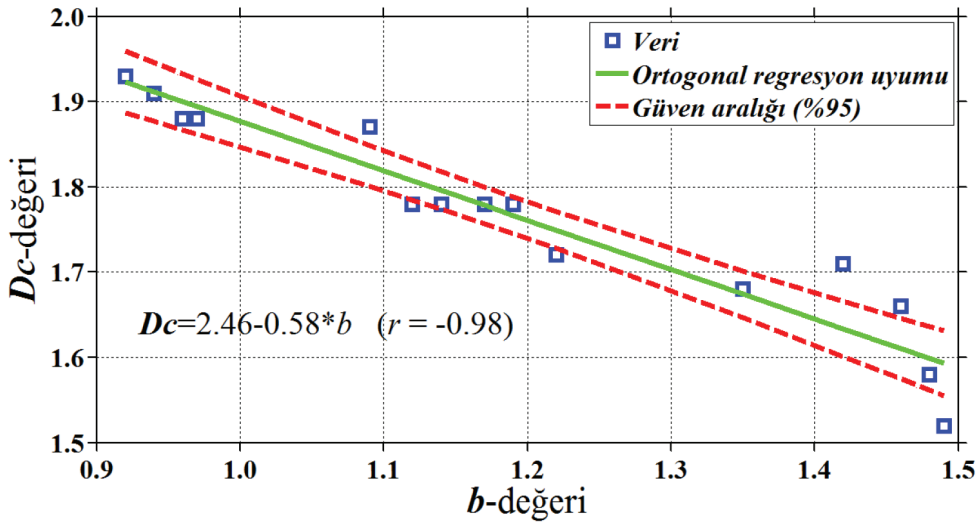


Şekil 10a. KAFZ ve civarı için b -değeri ile D_c -değeri arasındaki farklı istatistiksel ilişkiler. Her bir regresyon uyumu için ilişki katsayıları verilmiştir.

Figure 10a. Different statistical relationships between b -value and D_c -value in and around the NAFZ. Correlation coefficients for each regression fit are given.

yapılmamıştır. Şekil 12'de görüldüğü gibi, b -değerleri bazı dönemlerde net bir düşüş gösterirken aynı dönemlerde D_c -değerlerinde net bir artış gözlenmiştir. Bu anomaliler Çizelge 2'den net olarak görülebilir ve Şekil 12 üzerinde oklarla gösterilmiştir. Örneğin, 1979-1980 arasında b -değeri bir azalma eğiliminde iken D_c -değeri artma eğilimindedir ve 1983-1985

yılları arasında 1979 depreminden daha güçlü bir deprem meydana gelmiştir. Bu tür benzer değişimler 1982-1983, 1987-1988, 1990-1991, 1994-1995, 1998-1999, 2001-2002, 2003-2004, 2004-2005, 2005-2006, 2007-2008, 2009-2010 ve 2012-2013 yılları arasında gözlenmiştir. Çizelge 2'den net olarak görüleceği üzere bu periyotların her biri için,



Şekil 10b. KAFZ ve civarı için b -değeri ile D_c -değeri arasındaki Ortogonal regresyon uyumu, güven aralığı, ilişki katsayısı ve doğrusal ilişki.

Figure 10b. Orthogonal regression fit, confidence interval, correlation coefficient and linear relation between b -value and D_c -value in and around the NAFZ.

b -değerinde bir düşüşün gözlemlendiği yılda bir önceki yıla göre daha büyük bir deprem meydana gelmiştir. Aktif fay sistemlerinde gerilme boşalımı, daha küçük yüzey ölçeğine sahip fay düzlemleri üzerinde olur çünkü düşük b -değerleri daha yüksek D_c -değerleri ile ilişkilidir (Öncel ve Wilson, 2002) ve yüksek fraktal boyut magnitüd dağılımındaki düzensizliğe hassastır. Buda, deprenselliğin KAFZ ve civarında büyük ölçekte (veya daha küçük alanlarda) daha fazla kümelenildiğini destekler. b ve D_c -değerlerindeki bu dalgalanmalar gerilme değişimlerinin bir işareti olabilir. Daha genel bir ifadeyle b ve D_c -değerlerindeki bu tür değişimlerin gözlenmesi, KAFZ ve civarındaki gelecek deprem potansiyelini değerlendirmede kullanılabilir.

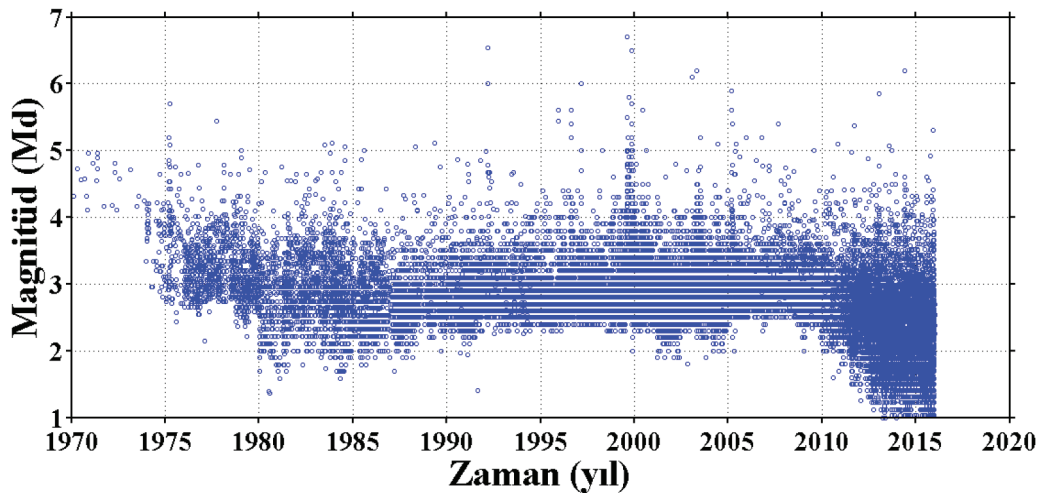
Daha önce de ifade edildiği gibi fraktal boyut D_c pratik olarak çift logaritmik koordinat üzerinde r uzaklığına karşı $C(r)$ ilişkisi integralinin çiziminden elde edilen grafiğin eğiminden tahmin edilir ve boyut aralığının seçimine bağlı olarak aynı veri seti için hem yüksek hem de düşük D_c -değerleri elde edilebilir. Çizelge 1, Çizelge 2 ve Çizelge 3'te görüldüğü gibi D_c -değerleri 0.78 ile 1.96 arasında değişim göstermektedir. Polat vd., (2008), Ege Genişleme bölgesi için yaptıkları çalışmada, Gutenberg-Richter b -değeri, fraktal boyut D_c -değeri ve sismik durgunluk Z -değerini analiz etmişler ve düşük b -değeri ile yüksek Z -değerine sahip alanların büyük bir deprem için olası bir bölge olabileceğini ifade etmişlerdir. Ayrıca, düşük b -değeri ve yüksek D_c -değerlerinin gerilme değişimine işaret

edebileceğini ifade etmişlerdir. Öncel ve Wilson (2002), yüksek D_c -değerleriyle ilişkili aktif fay sistemlerindeki karmaşık alanlarda gerilme dağılımının fay düzlemlerinde oluşabileceğini ifade etmişlerdir. Dolayısıyla KAFZ'deki yüksek D_c -değerlerinin bu bölgedeki baskın yapısal özellik olduğu ifade edilmiştir (Öztürk, 2011). Öztürk (2015), Batı Anadolu bölgesi b -değeri, D_c -değeri ve Z -değeri gibi sismotektonik parametreler kullanarak bu parametreler arasındaki ilişkiyi ve gelecekteki olası deprem bölgelerinin belirlenmesinde bu parametrelerin kullanılabilirliğini araştırmıştır. Batı Anadolu bölgesini 18 farklı bölgeye ayırmış ve 1970-2013 yılları arasında D_c -değerlerinin değişimini analiz etmiştir. Batı Anadolu bölgesi için bu üç parametrenin de anomali verdiği bölgelerin (düşük b , yüksek D_c ve yüksek Z -değerleri) gelecek deprem potansiyelini ortaya koymada önemli ipuçları sağlayabileceğini ifade etmiştir. Fraktal geometride düzensiz yapıların boyutları kesirli sayılarla verilir yani bir eğrinin fraktal boyutu 1 ile 2 arasında değişir. Fraktal boyutun 1 ile 2 arasında alacağı değere göre çizgisel tek boyutlu düzgün yapıya veya düzlemsel iki boyutlu yapıya sahip olduğu ifade edilir. Benzer şekilde fraktal boyut 2 ile 3 arasında değişim gösteriyorsa düzlem veya küresel bir yapı arasındaki düzensizlikten bahsedilebilir (Aydındağ, 2015). Bu çalışmada, fraktal boyut türlerinden Grassberger ve Procaccia (1983) tarafından tanımlanan ve Wiemer (2001) tarafından geliştirilen ZMAP yazılımı içerisindeki algoritma kullanılarak iki boyutlu rasgele

Çizelge 2. 1970-2016 yılları arasında KAFZ ve civarı için deprem sayıları, minimum (M_{dmin}) ve maksimum (M_{dmax}) magnitüdler, M_c -değerleri, a -değerleri, b -değerleri, D_c -değerleri ve boyut aralığındaki değişimler,
 Table 2. Variations in the number of earthquakes, minimum (M_{dmin}) and maximum (M_{dmax}) magnitudes, M_c -values, a -value, b -value, D_c -value and size range in and around the NAFZ between 1970 and 2016,

Yıl	Deprem Sayıları	M_{dmin}	M_{dmax}	M_c -değeri	a -değeri	b -değeri	D_c -değeri	Boyut Aralığı (km)
1970-1976	415	2.4	5.7	3.1	4.65	0.81±0.05	1.71±0.03	4.45-4.58
1977	223	2.2	5.4	3.0	5.06	1.08±0.04	1.56±0.02	4.31-72.44
1978	219	2.4	4.8	3.3	5.06	1.25±0.07	1.67±0.03	4.80-76.21
1979	320	2.2	5.0	3.0	5.18	1.29±0.04	1.60±0.04	4.88-70.51
1980	222	1.4	4.7	3.0	5.13	1.20±0.07	1.64±0.04	4.45-62.28
1981	277	1.6	4.8	3.0	5.30	1.07±0.09	1.54±0.02	3.58-41.59
1982	338	1.8	4.6	3.0	4.97	1.33±0.09	1.14±0.03	4.80-70.51
1983	426	1.7	5.1	2.8	4.53	0.95±0.07	1.75±0.08	4.31-42.90
1984	420	1.6	5.1	2.7	4.67	1.05±0.05	1.63±0.04	4.96-71.62
1985	331	1.8	5.0	2.7	4.63	1.12±0.08	1.75±0.05	4.18-66.27
1986	311	1.9	4.4	2.5	4.48	1.03±0.07	1.57±0.02	3.81-57.62
1987	406	1.7	4.3	2.5	5.51	1.36±0.05	1.46±0.02	4.24-72.79
1988	263	1.9	5.1	2.5	4.68	1.11±0.07	1.58±0.03	4.51-72.74
1989	358	2.0	5.1	2.6	5.24	1.20±0.09	1.60±0.02	4.80-81.09
1990	527	2.0	4.9	2.7	5.85	1.23±0.06	1.53±0.02	4.88-73.87
1991	741	1.4	4.9	2.6	5.92	1.21±0.05	1.55±0.03	4.18-75.03
1992	576	2.3	6.5	2.8	6.23	1.30±0.08	1.55±0.01	4.80-84.96
1993	700	2.3	4.7	2.6	6.58	1.29±0.05	1.53±0.01	4.24-72.74
1994	821	2.3	4.2	2.7	6.75	1.48±0.06	1.31±0.02	4.31-76.21
1995	899	2.3	5.6	2.6	7.29	1.24±0.08	1.47±0.03	4.05-76.21
1996	775	2.3	5.6	2.6	5.31	1.15±0.10	1.32±0.08	3.99-42.24
1997	850	2.4	6.0	2.6	6.34	1.29±0.05	1.45±0.03	4.24-77.40
1998	608	2.3	5.0	2.7	5.96	1.24±0.06	1.41±0.01	4.45-70.51
1999	1867	2.0	6.7	2.8	5.48	0.84±0.02	1.71±0.06	4.05-40.11
2000	1419	2.3	5.6	2.7	6.05	1.27±0.07	1.65±0.05	4.31-48.58
2001	1058	1.9	4.6	2.6	6.12	1.61±0.09	1.47±0.03	4.51-77.40
2002	987	1.8	4.8	2.7	6.46	1.34±0.05	1.59±0.03	4.88-75.03
2003	1723	1.9	6.2	2.8	6.06	1.42±0.05	1.47±0.16	4.80-23.78
2004	1194	2.0	5.1	2.8	6.83	1.41±0.05	1.48±0.02	4.18-76.21

Yıl	Deprem Sayıları	M_{dmin}	M_{dmax}	M_c -değeri	a -değeri	b -değeri	D_c -değeri	Boyut Aralığı (km)
2005	1381	2.0	5.9	2.8	6.71	1.32±0.04	1.72±0.06	4.11-26.10
2006	697	2.3	5.2	2.8	6.35	1.29±0.05	1.78±0.03	4.18-39.08
2007	827	2.5	5.4	2.9	7.03	1.49±0.07	1.30±0.01	4.11-50.89
2008	1066	2.2	4.7	2.8	6.69	1.42±0.10	1.41±0.04	4.18-22.70
2009	1260	2.0	5.0	2.8	7.28	1.73±0.05	1.35±0.01	4.59-77.40
2010	1611	1.6	5.1	2.7	7.63	1.34±0.11	1.65±0.03	4.18-50.89
2011	1984	1.5	5.4	2.6	6.80	1.42±0.04	1.41±0.02	4.18-83-65
2012	2202	1.1	4.9	2.5	5.59	1.31±0.05	1.21±0.01	4.38-47.83
2013	2891	1.0	5.9	2.2	5.08	1.04±0.05	1.48±0.10	4.18-26.92
2014	3962	1.0	6.2	2.5	5.12	1.15±0.08	1.35±0.04	4.45-44.95
2015	2983	1.0	5.3	2.2	4.97	1.15±0.07	1.30±0.03	4.11-47.09



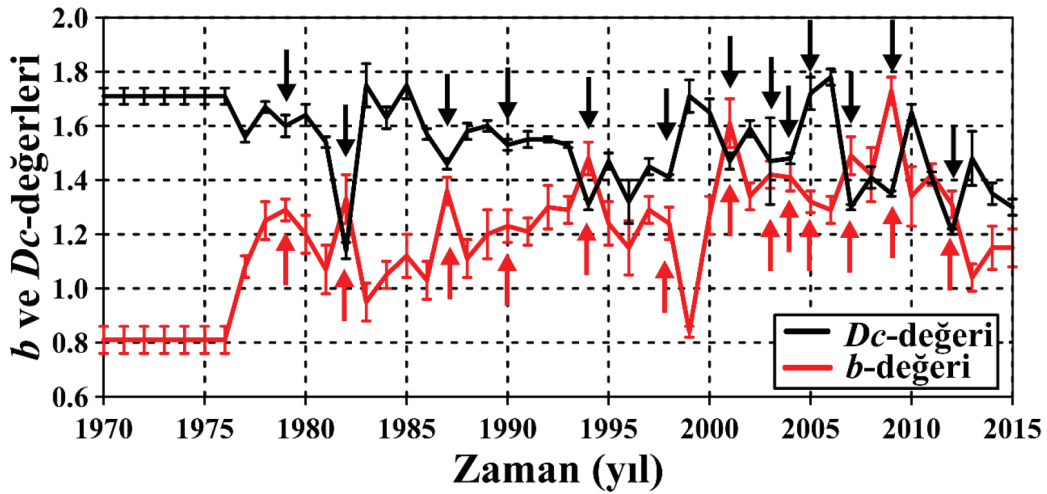
Şekil 11. KAFZ ve civarı için 1970-2016 yılları arasındaki depremler için zamanın bir fonksiyonu olarak magnitüd değişimleri.

Figure 11. Magnitude variations as a function of time for earthquakes in and around the NAFZ between 1970 and 2016.

dağılım için uzaklığa karşı ilişki integrali çizilerek ilişki integralinin her iki noktası arasındaki eğiminden D_c -değeri hesaplanmıştır. Sonuç olarak, KAFZ için hem bölgesel ve zamana bağlı olarak 0.78 ile 1.96 arasında hesaplanan D_c -değerleri, Türkiye'nin farklı bölgeleri için elde edilen değerlerle uyumludur. Sonuçların, bu çalışmada kullanılan analiz yönteminin iki boyutlu rasgele dağılım için hesap yapmasından

ve fraktal boyut aralığının seçiminden etkilendiği söylenebilir. Ayrıca, yüksek D_c -değerlerinin gözlenmesi bu bölgede düzlem veya küresel bir yapı arasında bir düzensizliğe sahip ortamdan bahsedilebilir.

Türkiye'nin farklı bölgeleri için D_c -değerinin hesaplandığı ve farklı parametrelerle birlikte değerlendirilerek deprem tehlike potansiyelinin ortaya konduğu çalışmalara son yıllarda rastlamak mümkündür (örneğin,



Şekil 12. 1970-2016 yılları arasında NAFZ ve civarı için b ve Dc -değerlerinin zamanla değişimleri. Oklar, b -değerlerindeki düşüşün ve Dc -değerlerindeki artışın başlangıç zamanlarını göstermektedir. Standart hatalar da gösterilmiştir.

Figure 12. Temporal variations of the b and Dc -values in and around the NAFZ between 1970 and 2016. Arrows show the beginning times of decreasing in b -values and increasing in Dc -values. Standard errors are also given.

Öncel vd., 1995; 1996; 2004; Polat vd., 2008; Öztürk, 2011; 2012; 2015). Depremlerin fraktal dağılımı üzerine, özellikle KAFZ boyunca, hem zamansal hem de uzaysal boyutta yapılan çalışmalarda, fraktal boyut aralığının episantr aralığı ile ilişki olduğu görülür. Türkiye’de bölgesel olarak yapılan fraktal analiz çalışmalarında, Dc -değerinin hesaplanacağı minimum boyut aralığının (R_{min}) seçiminde episantr hata büyüklüğü esas alınmaktadır. Türkiye’nin farklı bölgeleri için episantr hataları bölgesel ve zamana bağlı olarak değişir. Fakat bu değişim, genel hatlarıyla birlikte bölgeden bölgeye ve zamandan zamana yaklaşık 5-10 km arasındadır. Kagan ve Knopoff (1980), minimum boyut aralığının çalışılan bölgedeki depremlerin episantr hata büyüklüğü veya episantr büyüklüklerindeki hata ile orantılı olduğunu, maksimum boyut aralığının (R_{mak}) ise çalışma alanının büyüklüğü ile ilişkili olduğunu ifade etmiştir. Polat vd., (2008), Ege Genişleme bölgesi için yaptıkları çalışmada, fraktal boyut aralığını 3.6-70 km arasında alarak Dc -değerini hesaplamışlardır. Öncel vd., (1995) ve Öncel vd., (1996), KAFZ’nin farklı bölgeleri için yaptıkları çalışmada, depremselliğin fraktal özelliklerinin zamansal değişimlerini analiz etmişler ve fraktal istatistik aralığını 5-160 km arasında almışlardır. Benzer şekilde Öncel ve Wilson (2004), fraktal davranışta sistematik farklılıkların olup olmadığını hesaplayabilmek için fraktal boyut aralığını 2-10 km ve 10-40 km olarak almışlardır. Ayrıca, Kalafat vd., (2007), Polat vd., (2008)

ve Öztürk (2011)’de ifade edildiği gibi 1970 yılı öncesinde episantrdaki hatalar 0-30 km arasında değişirken, 1970 yılından itibaren depremler için episantr hataları 0-15 km arasında değişmektedir. Literatürdeki bu çalışmalardan da görüleceği gibi Türkiye’nin farklı bölgeleri için genel olarak 2 km’den başlayıp 160 km’ye kadar değişen fraktal boyut aralığı kullanılmıştır. Bu çalışma kapsamından hesaplanan ve Şekil 9b, Tablo 1, 2 ve 3’de verilen Dc -değerlerinin tahmininde kullanılan R_{min} değeri yaklaşık olarak 5 km civarında değişim göstermektedir. Sonuç olarak KAFZ’i içine alan bu çalışmada, zamansal ve uzaysal Dc -değerinin tahmin edilmesinde kullanılan $R_{min} \approx 5$ km fraktal boyut aralığı ve dolayısıyla da elde edilen Dc -değerleri literatürdeki çalışmalarla uyumludur.

Bu çalışma kapsamındaki diğer önemli hedef ise KAFZ ve civarını içine alan bölgede 2016 yılı başında bir deprem öncüsü olarak sismik durgunluğun olup olmadığını araştırmaktır. Standart sapma Z -değerinin bölgesel değişimini haritalayabilmek için, çalışma alanı $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ ’lik grid aralıklarına bölünmüş ve her bir grid aralığına düşen en yakın depremlerin sayısı $N=75$ olarak alınmıştır. Sonra, hareketli bir zaman penceresi T_w (veya iwl) kullanılarak maksimum yarıçaplı bir alan içerisinde tanımlanan bir örnekleme aralığı ile sismik aktivitedeki oran değişimleri araştırılmıştır (Wiemer ve Wyss, 1994). Zaman içerisinde devamlılığı ve daha yoğun bir aktiviteyi elde edebilmek için,

Çizelge 3. Son yıllardaki büyük depremler öncesinde sismotektonik parametrelerdeki değişimler (DS: deprem sayısı; M_{dmak} : maksimum magnitüd; BA: boyut aralığı, km),

Table 3. Variations in seismotectonic parameters before the large earthquakes in recent years (DS: earthquake numbers; M_{dmak} : maximum magnitude; BA: size range, km),

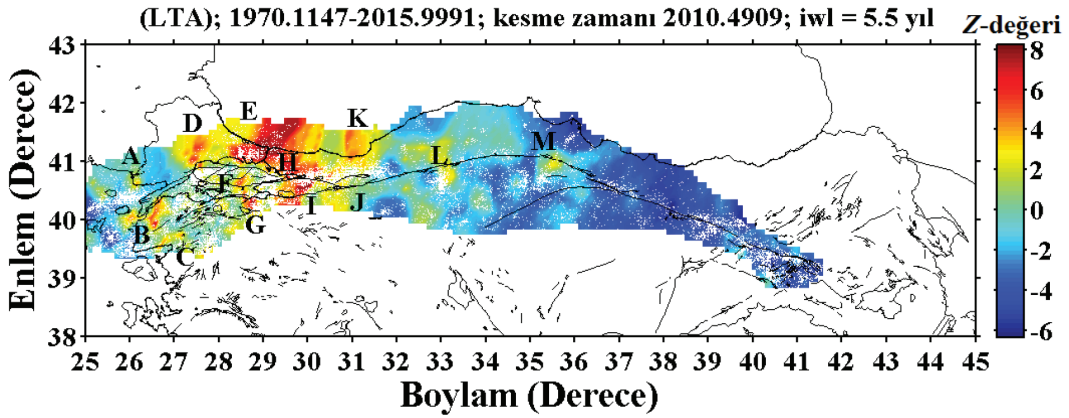
Yıl	Bölge 1	Bölge 2	Bölge 13	Bölge 14	Bölge 15
2005	DS:114 Mc=3.2 $M_{dmak}=4.1$ $b=1.93\pm0.30$ Dc=1.92±0.03 BA=4.80-35.06	DS:130 Mc=3.2 $M_{dmak}=4.2$ $b=1.81\pm0.30$ Dc=1.69±0.03 BA=5.79-90.40	DS:164 Mc=2.9 $M_{dmak}=4.0$ $b=1.45\pm0.10$ Dc=1.86±0.03 BA=5.55-89.01	DS:110 Mc=2.8 $M_{dmak}=4.6$ $b=1.11\pm0.10$ Dc=1.81±0.02 BA=4.88-36.73	DS:413 Mc=2.7 $M_{dmak}=5.4$ $b=0.98\pm0.05$ Dc=1.96±0.06 BA=3.66-15.39
2006			DS:232 Mc=2.9 $M_{dmak}=4.9$ $b=1.18\pm0.10$ Dc=1.52±0.01 BA=3.93-13.81		
2007					
2008	DS:103 Mc=2.7 $M_{dmak}=3.3$ $b=1.33\pm0.10$ Dc=1.62±0.06 BA=4.36-30.02	DS:233 Mc=2.9 $M_{dmak}=4.1$ $b=1.76\pm0.07$ Dc=1.71±0.02 BA=5.11-31.94	DS:220 Mc=2.7 $M_{dmak}=4.6$ $b=1.19\pm0.10$ Dc=1.90±0.01 BA=4.66-14.47	DS:108 Mc=2.9 $M_{dmak}=3.5$ $b=1.63\pm0.30$ Dc=1.69±0.02 BA=4.96-56.74	DS:150 Mc=2.8 $M_{dmak}=4.0$ $b=1.66\pm0.20$ Dc=1.53±0.02 BA=5.70-91.81
2009	DS:119 Mc=2.8 $M_{dmak}=3.4$ $b=1.30\pm0.10$ Dc=1.74±0.03 BA=4.59-20.05				
2010	DS:145 Mc=2.7 $M_{dmak}=4.3$ $b=1.31\pm0.20$ Dc=1.68±0.02 BA=4.59-43.57	DS:278 Mc=2.7 $M_{dmak}=4.0$ $b=1.59\pm0.07$ Dc=1.76±0.02 BA=4.59-25.70			
2011	DS:217 Mc=2.7 $M_{dmak}=3.9$ $b=1.80\pm0.20$ Dc=1.53±0.05 BA=4.45-30.02		DS:221 Mc=2.8 $M_{dmak}=4.5$ $b=1.45\pm0.15$ Dc=1.36±0.02 BA=4.73-42.24	DS:100 Mc=2.7 $M_{dmak}=3.8$ $b=1.6\pm0.30$ Dc=1.72±0.02 BA=4.73-44.95	DS:222 Mc=2.8 $M_{dmak}=4.2$ $b=1.03\pm0.08$ Dc=1.78±0.03 BA=4.05-47.83
2012	DS:209 Mc=2.2 $M_{dmak}=4.5$ $b=1.27\pm0.06$ Dc=1.63±0.03 BA=4.11-17.43	DS:214 Mc=2.2 $M_{dmak}=4.0$ $b=1.25\pm0.07$ Dc=1.94±0.09 BA=3.75-7.19			
2013	DS:337 Mc=2.2 $M_{dmak}=4.7$ $b=0.95\pm0.08$ Dc=1.78±0.06 BA=3.57-9.08	DS:734 Mc=2.2 $M_{dmak}=5.1$ $b=1.01\pm0.10$ Dc=1.90±0.08 BA=3.60-24.53	DS:217 Mc=2.8 $M_{dmak}=3.7$ $b=1.20\pm0.08$ Dc=1.50±0.03 BA=4.80-24.91	DS:151 Mc=2.5 $M_{dmak}=3.2$ $b=1.17\pm0.06$ Dc=1.74±0.03 BA=4.80-31.94	DS:260 Mc=2.5 $M_{dmak}=5.0$ $b=1.01\pm0.09$ Dc=1.86±0.03 BA=4.05-1.66
2014	DS:1636 Mc=2.2 $M_{dmak}=4.8$ $b=0.96\pm0.05$ Dc=1.77±0.06 BA=4.05-18.55	DS:403 Mc=2.2 $M_{dmak}=4.0$ $b=1.08\pm0.07$ Dc=0.78±0.03 BA=4.05-72.74			
2015	DS:357 Mc=1.6 $M_{dmak}=4.5$ $b=0.85\pm0.10$ Dc=1.40±0.03 BA=4.38-23.78	DS:351 Mc=2.2 $M_{dmak}=4.1$ $b=1.14\pm0.08$ Dc=1.53±0.001 BA=4.73-39.08			

her bir grid içerisindeki deprem popülasyonu genellikle bir aylık zaman dilimleri olarak gruplandırılır. N ve T_w değerleri genellikle durgunluk sinyalini netleştirmeye bağlı olarak seçilir ve T_w 'nin seçimi sonuçları hiçbir şekilde etkilemez. Anlamlı sonuçlar için, sonuçların T_w değerinden bağımsız olması istenir. Durgunluğun ne zaman sona ereceği bilinmediği için zaman penceresi 1.5-5.5 yıl arasında değiştirilir. Çünkü bu değer dünyanın farklı bölgeleri için, kabuksal ana şoklardan önce rapor edilen sismik durgunluk oranı ile uyumludur. KAFZ ve civarı için Z -değeri haritası oluşturulurken, zaman penceresi 1.5-5.5 yıl alınarak değerlendirilmeler yapılmış ancak durgunluğun bölgesel olarak en iyi görüntüsünü veren zaman penceresi değeri kullanılarak sismik durgunluk haritası oluşturulmuştur. Sonuçta, pencere uzunluğu $T_w=5.5$ yıl alınmıştır çünkü sismik durgunluk bölgeleri bu zaman penceresi için daha net gözlenmiştir.

KAFZ ve civarında 2016 yılı başlangıcında standart sapma Z -değerinin bölgesel değişimlerini haritalayabilmek için $M_g \geq 2.7$ olan kümesizleştirme işlemi uygulanmış 19770 deprem kullanılmıştır. Z -değerinin bölgesel değişimi Şekil 13'de verilmiştir. Şeklin üst kısmında verildiği gibi "kesme zamanının" başlangıcı olarak seçilen zamana T_w -değeri eklenerek Z -değeri haritası için T_w 'nin uzunluğu elde edilmiştir. Sonuçta, Z -değeri değişimleri 2016 yılı başlangıcı için haritalanmıştır. Şekil 13'de görüldüğü gibi, özellikle KAFZ ve civarının Marmara kısmı başta olmak birçok sismik durgunluk bölgesi tanımlanmıştır. Bu anomali bölgeleri, Enez (A, bölge 1), Etili fayının kuzeyi, Çanakkale ve Edremit (B ve C, bölge 2), Tekirdağ-Silivri ve Marmara denizi (D ve F, bölge 4), Karadeniz kısmı ve Yalova-İzmit civarı (E ve H, bölge 5), Manyas fay zonunun kuzeyi (G, bölge 3), İznik-Gebze (I, bölge 6), Düzce fayı ve Karadeniz kıyısı (J ve K, bölge 7), İsmetpaşa segmenti (L, bölge 8) ile Laçın-Merzifon fay zonlarını (M, bölge 10) içine alır. Sismik durgunluk, kabuksal ana şoklarla ilişkili öncü anomalileri tanımlamada teşvik edici sonuçlar ortaya koyar. Huang (2006), 2000 yılındaki batı Tottori depreminden önce net bir sismik durgunluk anomalisi gözlemiş ve öncü sismik durgunluğun önemi ve güvenilirliğinin sonraki çalışmalar için önemli bir araç olarak kullanılabilirliğini ifade etmiştir. Polat vd. (2008) ve Öztürk (2015), sismotektonik b -değeri, fraktal boyut D_c -değeri ve sismik durgunluk Z -değeri arasındaki ilişkilerin gelecek deprem potansiyelini ortaya koymada önemli ipuçları sağlayabileceğini, düşük b -değerleri ile yüksek D_c ve Z -değerleri gösteren bölgelerin gelecekteki

depremler için en olası yerler olabileceğini ifade etmişlerdir. Dolayısıyla, Şekil 13'de KAFZ ve civarı için 2016 yılı başlarında sismik durgunluk gözlenen bu bölgeler, gelecek deprem potansiyeli için önemli öncüler olabilir ve sonuçta standart sapma Z -değeri, gelecek deprem bölgelerini ortaya koymada önemli bir parametre olarak kullanılabilir.

Şekil 14'de görüldüğü gibi, 2000-2010 yılları arasında bir yıllık periyotlar içerisinde kesme zamanına $T_w=5.5$ yıllık bir pencere uzunluğu eklenerek standart sapma Z -değerlerinin bölgesel değişimleri haritalanmıştır. Z -değerinin bölgesel ve zamana değişimlerini haritalayabilmek için Şekil 2'de olduğu gibi $M_g \geq 2.7$ olan kümesizleştirme işlemi uygulanmış 19770 deprem kullanılmıştır. Bu haritalamadaki amaçlardan bir tanesi, çalışma alanı içerisinde önceki yıllarda meydana gelmiş bazı büyük depremlerin oluşumundan önce sismik durgunluk anomalilerinin gözlenip gözlenmediğini test etmektir. Diğer bir amaç ise, bu tür anomalilerin sabit ve güvenilir bir deprensellik karakteri olarak tanımlanabilmesi durumunda, çalışma alanında gelecek yıllarda meydana gelebilecek deprem bölgelerinin tahmin edilebilmesi olarak verilebilir. Dolayısıyla, Z -değerlerinin bölgesel dağılımlarındaki zamansal değişimler 2016 yılı başlangıcındaki deprensellik oran değişimlerini ortaya koyan Şekil 13'den farklı olarak, Şekil 14'de detaylı olarak ortaya konmuştur. Şekil 13'de belirlenen durgunluk anomalileri $T_w=5.5$ yıllık bir pencere uzunluğu ile daha iyi belirlendiği için, 2000-2010 yılları arasındaki deprensellik oran değişimlerinin bölgesel dağılımlarını ortaya koyabilmek için de aynı pencere uzunluğu kullanılmıştır. Daha önce de ifade edildiği gibi, kesme zamanına pencere uzunluğunun eklenmesi ile o yıla kadar ki deprensellik oranı haritalanmış olur. Şekil 3'de verilen ve 2010'dan sonra büyük depremlerin meydana geldiği bölgelerde (1., 2., 13., 14. ve 15. bölgeler), depremlerin oluşumundan önce o bölgelerde deprem aktivitesinde bir durgunluğun olup olmadığını ortaya koyabilmek için 2000 yılından itibaren birer yıllık periyotlarla deprem aktivitesindeki değişimler belirlenmeye çalışılmıştır. Birinci ve ikinci bölgede 2010-2014 yılları arasında meydana gelen 3 Kasım 2010 Saros Körfezi, 30 Temmuz 2013 Çanakkale, 8 Ocak 2013 ve 24 Mayıs 2014 Ege denizi depremleri öncesinde bu depremlerin episantrları civarında 2010 yılı başlarına kadar devam eden sismik durgunluk net olarak görülmektedir. Buna karşın, diğer bölgelerde 2011-2015 yılları arasında meydana gelen 22 Eylül 2011 Erzincan, 17 Eylül 2013 Muş ve



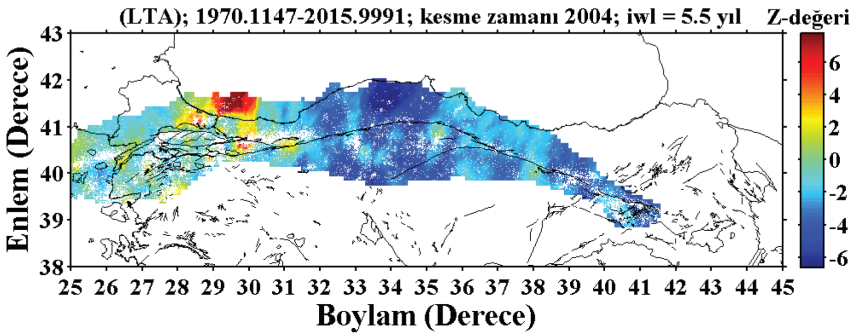
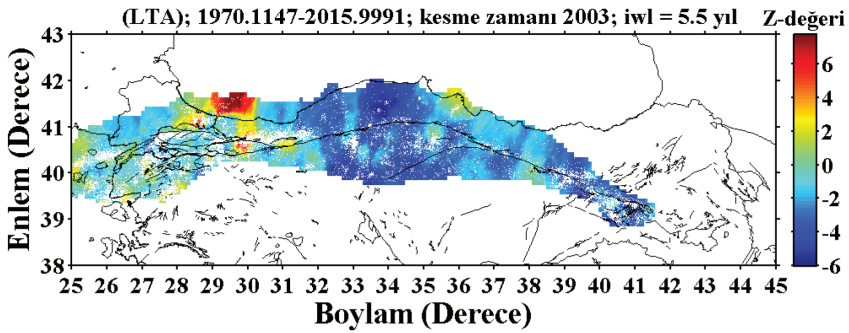
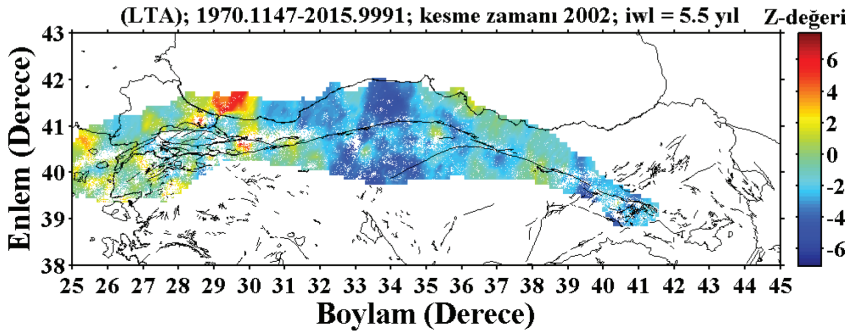
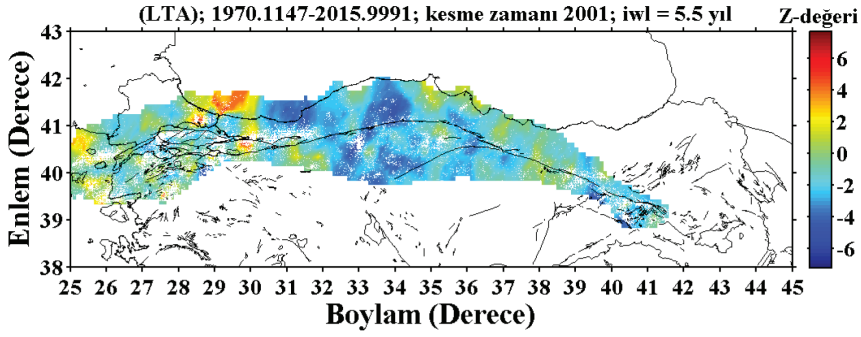
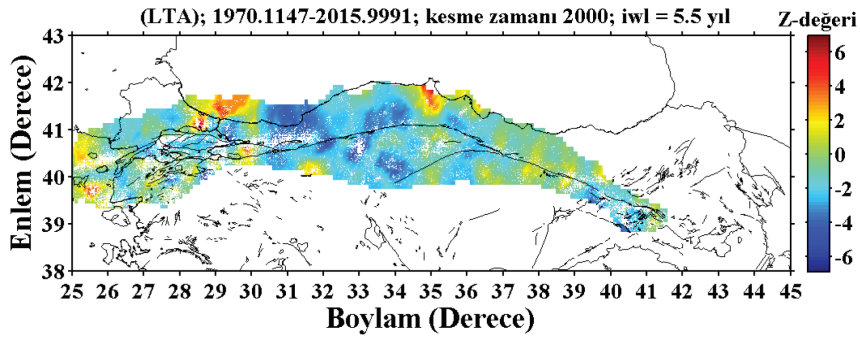
Şekil 13. 1970-2016 yılları arasında KAFZ ve civarı için $T_w(iwl)=5.5$ yıllık bir zaman penceresi kullanılarak 2016 yılı başlangıcında tahmin edilen standart sapma Z-değerinin bölgesel değişimleri. 2016 yılı başında sismik durgunluk gözlenen bölgeler büyük harflerle gösterilmiştir. Ayrıca, $M_s \geq 2.7$ olan kümesizleştirilmiş depremler beyaz noktalarla verilmiştir.

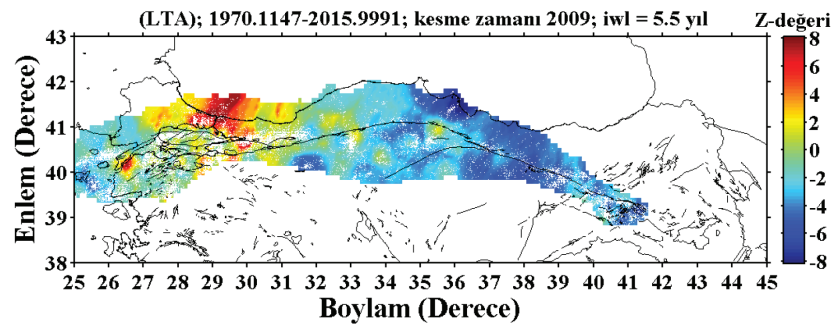
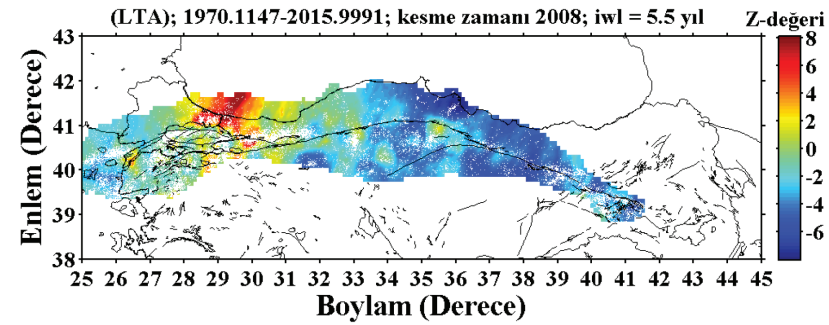
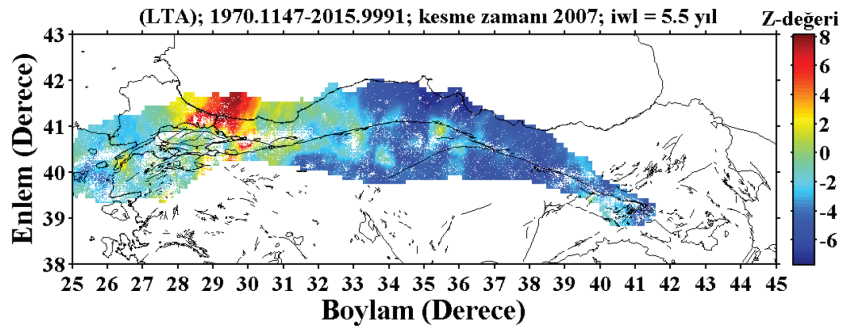
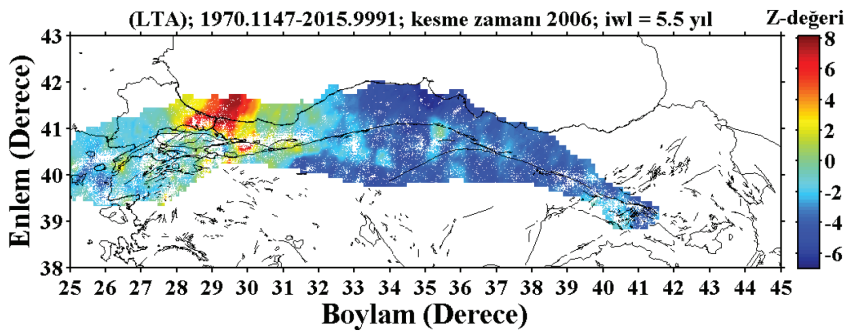
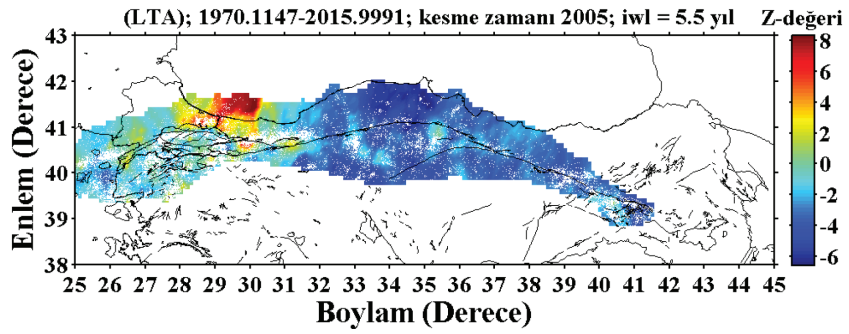
Figure 13. Regional variations of the standard deviate Z-value estimated at the beginning of 2016 with a time window $T_w(iwl)=5.5$ years in and around the NAFZ between 1970 and 2016. The regions exhibiting seismic quiescence at the beginning of 2016 are given with the capital letters. Declustered events with $M_s \geq 2.7$ are also shown with white colors.

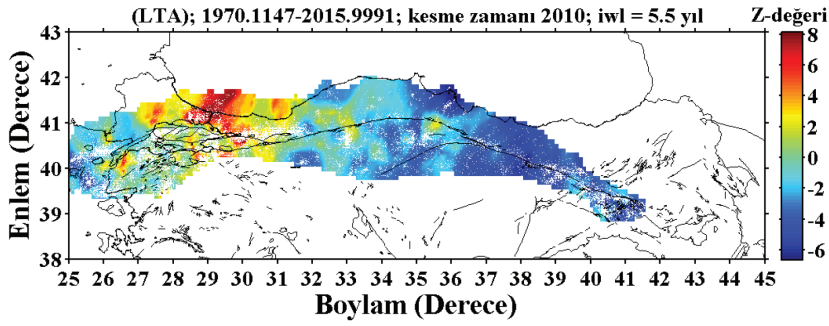
3 Aralık 2015 Bingöl deprem bölgeleri civarında belirgin durgunluk anomalileri gözlenmemiştir.

Geçmişe yönelik olarak yapılan sismik durgunluk analizlerine ek olarak, b ve D_c -değerlerinin güçlü depremlerin oluşumundan önce bu bölgelerde nasıl değiştiği ve herhangi bir anomali verip vermediğini test etmek için 2005-2015 yılları arasında veri sayısının uygun olduğu dönemlerde her bir yıl için, veri sayısının 100'den az olduğu dönemlerde ise birkaç yılı kapsayacak şekilde hesaplamalar yapılmıştır (Çizelge 3). Doğrusal olmayan zaman serileri analizlerinde ifade edildiği gibi bu tür analizler yüksek kalitede çok sayıda veriyi gerektirir. Kember ve Fowler (1992), 1000 ve 5000 nokta kullanarak ilişki integralini analiz etmişler ve veri sayısının fazla olması durumunda daha doğru sonuçların elde edildiğini ifade etmişlerdir. Bununla birlikte, ilişki boyutu küçük veri setleri için daha doğrudur (Goltz, 1998; Grassberger ve Procaccia, 1983). Ayrıca, tahmini fraktal boyut büyük ise genellikle D_c tercih edilir (Smith, 1988) ve buda D_c 'nin rölatif değeri ise daha küçük veri setleri yeterli olacaktır. Bu çalışma kapsamında Çizelge 1, 2 ve 3'te görüldüğü gibi, b ve D_c -değerinin hesabında kullanılan veri sayısı 100 ile 6378 arasında değişmektedir ve bu örnekleme sayıları, ilişki boyutunun rölatif tahmini için yeterlidir. Dolayısıyla, iyi bilinen Grassberger ve Procaccia ilişki integrali hesabı algoritması, kolay hesaplanması ve küçük veri setleri için fraktal

boyutun tahmininde en yaygın algoritma olması nedeniyle sıklıkla kullanılır (Matcharashvili vd., 2000). Çizelge 3'de görüldüğü gibi, 2010 yılından sonra güçlü depremlerin gözlendiği 1., 2., 13., 14. ve 15. bölgelerde 2005 yılından itibaren son 10 yıllık periyotta b ve D_c -değerlerinin zamanla değişimi analiz edilmiştir. Daha önce de ifade edildiği gibi, veri sayısının her bir yıllık zaman dilimi için 100'den az olduğu 1. bölgedeki 2005-2006-2007 yılları, 2. bölgedeki 2005-2006-2007, 2008-2009, 2010-2011 yılları, 13. bölgedeki 2005-2006-2007, 2008-2009-2010, 2011-2012, 2013-2014-2015 yılları, 14. bölgedeki 2005-2006-2007-2008, 2009-2010, 2013-2014 yılları ve 15. bölgedeki 2006-2007-2008, 2009-2010, 2011-2012 ve 2013-2014 yılları birlikte değerlendirilmiştir. 1. bölgede meydana gelen 2010 Saros Körfezi, 2013 Çanakkale ve 2014 Ege denizi depremlerinden önce, 2. bölgede meydana gelen 2013 Ege denizi depreminin önce, 13. bölgedeki 2011 Erzincan depreminin önce, 14. bölgedeki 2015 Bingöl depreminin önce 2013 yılına kadar ve 15. bölgedeki 2013 Muş depreminin önce b -değerlerinde azalış ve D_c -değerlerinde artış anomalileri gözlenmiştir. Dolayısıyla, bu bölgelerde güçlü bir depremin oluşumundan önce gözlenen anomaliler güvenilir karakteristikler olarak tanımlanabilir ve 2016 yılı itibarıyla gözlenen anomali bölgeleri gelecekteki olası deprem bölgeleri olarak yorumlanabilir.







Şekil 14. Kümesleştirilmiş deprem kataloğu kullanılarak 2000-2010 yılları arasındaki bir yıllık periyotlar için standart sapma Z-değerinin bölgesel değişimleri. Zaman penceresi $T_w(iwl)$ 5,5 yıl olarak alınmıştır. $M_s \geq 2,7$ olan kümesleştirilmiş depremler beyaz noktalarla verilmiştir.

Figure 14. Regional variations of the standard deviate Z-value for one year-period between 2000 and 2010 using the declustered catalogue. The length of time window $T_w(iwl)$ is selected as 5.5 years. Declustered earthquakes with $M_s \geq 2.7$ are also shown with white colors.

Öztürk (2011), 1970-2010 yılları arasındaki deprem verisini kullanarak KAFZ'nin farklı kısımları için deprem aktivitesinin bölgesel ve zamana bağlı değişimlerini analiz edebilmek için bu çalışmada kullanılan istatistiksel parametreleri analiz etmiş ve Silivri, İzmit, Çanakkale, Düzce fayı, Amasya, Erzincan ve Bingöl'ü içine alan bölgelerin gelecek deprem potansiyeli açısından önemli olduğunu ifade etmiştir. 2010 Saros Körfezi, 2011 Erzincan, 2013 Çanakkale ve 2015 Bingöl depremleri, Öztürk (2011) tarafından öngörülen bölgeler içerisinde meydana gelmiştir. Ayrıca, Öztürk ve Bayrak (2012), Türkiye'nin doğu kısmı için 2009 yılı başındaki sismik durgunluk değişimlerini haritalamış ve Erzurum, Tunceli, Elazığ ve Bingöl ile Van Gölü'nü içine alan bölgelerde 2009 yılı başlarında depremsellik oranında bir azalmı ortaya koymuştur. 2010 Elazığ ve 2011 Van Gölü depremleri de Öztürk ve Bayrak (2012) tarafından öngörülen bölgelerde meydana gelmiştir. Dolayısıyla, bu tür anomali bölgelerinin gelecekte deprem potansiyeli açısından kullanılabilirliği literatürdeki çalışmalarla ortaya konulmuştur. Sonuç olarak, bu çalışma alanı içerisindeki güçlü depremler öncesinde gözlenen anomaliler dikkate alındığında, kullanılan veri daha günceldir ve bu çalışmadaki anomali bölgeleri sonraki deprem bölgeleri için bir ipucu olabilir.

Son yıllarda, KAFZ başta olmak üzere Türkiye'nin farklı bölgelerindeki deprem tehlikesini ortaya koymak için farklı yöntemler kullanılmış ve çok sayıda çalışma yapılmıştır (örneğin, Huang vd., 2002; Yılmaz vd., 2004; Kutoğlu ve Akçın, 2006; Lorenzo-Martin vd., 2006; Pucci vd., 2007; Kutoğlu vd., 2008; Öztürk vd., 2008; Öztürk, 2011; Öztürk ve Bayrak, 2012;

Karimi vd., 2014; Poyraz vd., 2015; Bohnhoff vd., 2016). Huang vd. (2002) yaptıkları istatistiksel çalışmada, 17 Ağustos 1999 İzmit depreminden önce ana şok episantrı civarında 1995 yılının sonunda başlayan ve Aralık 1996'ta bir minimuma düşen bir durgunluk periyodu gözlemişlerdir. Yılmaz vd. (2004), KAFZ'nin farklı kısımlarındaki deprem tehlikesini ortaya koymak için birkaç istatistiksel model kullanmışlardır. Magnitüdü 5.0'e eşit veya daha büyük bir depremin KAFZ'nin batı, orta ve doğu kısımlarında oldukça yüksek bir olasılığa sahip olduğunu ifade etmişlerdir. Kutoğlu ve Akçın (2006) ile Kutoğlu vd. (2008), İzmit ve Düzce depremlerinden sonra KAFZ'nin İsmetpaşa segmenti üzerindeki yüzey kaymasını hesaplamışlar ve İsmetpaşa segmentinin artan bir deprem riski altında olduğunu ifade etmişlerdir. Dolayısıyla, bu çalışmada İsmetpaşa segmentini içine alan bölgede yüksek Z-değerlerinin gözlenmesi bu bölge için bir deprem riski olarak yorumlanabilir. Öztürk vd. (2008), Türkiye'nin farklı bölgeleri için Gumbel I yöntemini kullanarak deprem tehlike parametrelerinin nitel bir analizini yapmışlardır. KAFZ ve civarını içerisine alan birçok bölge için 10, 25, 50 ve 100 yıllık periyotlarda verilen bir magnitüd için deprem oluşumlarının olasılığını, büyüklüğünü ve geri dönüşüm periyotlarını hesaplamışlardır. Magnitüdü 6.5'e eşit ve büyük olan depremlerin ortalama geri dönüşüm periyotları Öztürk vd. (2008) tarafından Düzce, Çankırı ve Amasya bölgeleri için 21.13 ± 11.36 yıl, İzmit, Gelibolu ve Saros Körfezi bölgeleri için 37.15 ± 18.81 yıl, Çanakkale ve civarı için 53.70 ± 27.15 yıl, Erzincan, Tunceli ve Bingöl'ü içine alan bölgeler içinse 29.17 ± 14.60 yıl olarak verilmiştir. Bu sonuçlar ile KAFZ içerisinde son

yıllarda meydana gelmiş olan 18 Mart 1953 Çanakkale, 13 Mart 1992 Erzincan, 8 Mart 1997 Amasya, 17 Ağustos 1999 İzmit, 12 Kasım 1999 Düzce, 6 Haziran 2000 Çankırı, 27 Haziran 2003 Tunceli ve 14 Mart 2005 Bingöl deprem bölgeleri dikkate alındığında, bu bölgelerde magnitudü 6.5'e eşit ve büyük olan bir depremin ortalama oluşum zamanı 2020 yılı ve sonrası olarak öngörülebilir.

Lorenzo-Martin vd. (2006), KAFZ boyunca depremlerin elastik ve elastik olmayan tetiklenmeleri yaptıkları çalışmada, Coulomb gerilme kriterinin çalışma bölgesindeki 1999 İzmit ve Düzce depremleri için önemli sonuçlar ortaya koyduğunu fakat yalnızca elastik gerilme değişimlerinin dikkate alınması durumunda asıl gerilme artışı/yükselişlerinin önemli bir kısmının ihmal edilebileceğini ifade etmişlerdir. Marmara bölgesi için pozitif Coulomb gerilme artışı önermişler ve mevcut gerilme yüklenmesi oranının tektonik yüklenmeye nazaran visko elastik gevşemenin bir sonucu olduğunu ve bu sonucun da bu bölge için yapılacak deprem tehlikesi çalışmalarında dikkate alınması gerektiğini belirtmişlerdir. Pucci vd. (2007) yaptıkları çalışmada, yüzeydeki aktif fay oluşumunun sürekliliği veya evrimini araştırabilmek için KAFZ'nin Düzce segmentinin kabuksal yapısını ve uzun-dönem morfolojisini kıyaslamışlardır. Bu analizin segmentasyon modelleri ve gelecek deprem kırıklarının şekli için önemli bir katkı sağlayacağını ifade etmişlerdir. Ayrıca, Düzce segmentinin batı kısmını etkileyen yerel yamulmanın bir bariyer olarak davranabileceğini ve dolayısıyla da İzmit'ten Düzce segmentine kadar kırık yayılımının gecikebileceğini ve sonuçta, Düzce segmentinin doğu kısmının gelecek deprem oluşumu için olası bir bölge olabileceğini belirtmişlerdir. Karimi vd. (2014), KAFZ'de Marmara denizinin doğusunda aktif fay geometrilerini tanımlayabilmek için gerilme modeli ve uzaktan algılama teknikleri kullanmışlardır. Aktif fay geometrileri ile ilişkili olarak, elde edilen sonuçların uzun vadeli kayma transferini daha kolaylaştırması beklenmekte ve bağlantılı yapıların deprem kırık yayılımını engellemesi durumunda, mevcut modellenmenin faydalı bilgiler verebileceği ifade edilmektedir. Poyraz vd. (2015), KAFZ'nin batı kısmı için mikro depremsellik ve gerilme durumu üzerine yaptıkları çalışmada, odak mekanizması çözümlerini dikkate alarak, Sakarya ve civarında oblik bir kayma karakteri gösteren bir basınç rejimi ile gerilme yüklendiğini ifade etmişlerdir. Gerilme analizleri sonuçlarına dayalı olarak maksimum birincil gerilmenin BKB-DGD yönünde, gerilmeli eksenin ise KKD-GGB

yönünde hizalandığını ortaya koymuşlardır. Bohnhoff vd. (2016) ise yaptıkları çalışmada KAFZ'nin farklı segmentleri boyunca, beklenen deprem tehlikesi için maksimum deprem magnitudlerini belirlemeye çalışmışlardır. Magnitudü 7.8-8.0 arasında değişen depremlerin yalnızca KAFZ'nin daha yaşlı olan doğu kısmı boyunca gözleendiğini ve daha uzun fay segmentlerine sahip olduğunu ortaya koymuşlardır. Elde edilen sonuçlar, Marmara-İstanbul arasında yoğunlaşmış bölgede maksimum magnitudlü depremin muhtemelen 7.5'i geçmeyeceğini göstermektedir ve bu büyük fay zonunun farklı kısımları ile ilişkili tehlike potansiyelinin tahmin edilmesinde katkılar sağlayabileceğini ortaya koymaktadır. Bu çalışmalarda elde edilen sonuçlar dikkate alındığında, KAFZ'nin farklı tüm kısımlarında gelecek deprem oluşumları için bir potansiyelin mevcut olduğu görülür ve başta gerilme dağılımı olmak üzere farklı jeofiziksel parametrelerin güncel olarak hesaplanıp bu çalışma kapsamında güncel olarak hesaplanmış olan *b*-değeri, *Dc*-değeri ve *Z*-değeri anomali bölgeleri ile karşılaştırılması önemli katkılar sağlayacaktır.

Depremlerin gelecekte olma zamanı ve olası yerlerinin doğru olarak tahmin edilip edilemeyeceği depremsellik çalışmalarının birincil ve en temel problemidir. Öncü belirtilerin varlığında bir sonraki adım, anomalilerin net olarak gelişip gelişmeyeceği ve özellikle sismik aktivitedeki bu anomalilerin doğru ve güvenilir ipuçları olarak kullanılıp kullanılmayacağını ortaya konmasıdır. Dolayısıyla bu çalışmadaki amaç, deprem tehlikesi değerlendirme haritalarına kıyasla depremlerin gelecekte olması muhtemel bölgeleri ve zamanları için ipuçları elde edebilmektir. Sonuç olarak bu çalışmada, deprem aktivitesinin bölgesel ve zamana bağlı değişimlerinin değerlendirilmesi ile KAFZ ve civarı için son yıllardaki deprem tehlike potansiyeli ortaya konmaya çalışılmıştır. Bu amaçla, gelecekte güçlü bir depremden önceki anomali bölgelerini tahmin edebilmek için, sismotektonik parametreler *b* ve *Dc*-değerleri, sismik durgunluk *Z*-değeri ve bunlar arasındaki ilişkiler hassas bir şekilde değerlendirilmiştir. Deprem kataloğu ve sismotektonik alt bölgeler daha detaylı ve anomali bölgeleri daha güncel olduğu için, önemli bir sonuç olarak, KAFZ ve civarında 2016 yılı başlangıcında gözlenen tüm bu anomali bölgelerine olası deprem tehlikesi açısından özel bir ehemmiyet verilmelidir.

SONUÇLAR

Bu çalışmada, Kuzey Anadolu Fay Zonu ve civarı için magnitüd dağılımlarının bölgesel ve zamansal analizleri ile birlikte Gutenberg-Richter b -değeri ve fraktal boyut D_c -değeri arasındaki ilişki üzerine istatistiksel bir değerlendirme yapılmış, öncü sismik durgunluk Z -değeri kullanılarak 2016 yılı başlangıcında deprem aktivitesindeki güncel değişimler analiz edilmiştir. Bu amaçla, KAFZ ve civarındaki deprem dağılımlarının bölgesel ve zamana bağlı değişimleri haritalanmıştır. Analizler için 25°K - 45°K enlemleri ve 38°D - 43°D boylamları ile sınırlandırılmış alanda KAFZ'yi içine alan bölge seçilmiş ve bu bölgeye ait deprem verisi Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü'nden temin edilmiştir. Deprem kataloğu süre magnitudü M_a için homojen olup 11 Şubat 1970 ile 31 Aralık 2015 yılları arasındaki yaklaşık 4588 yıllık zaman periyodunda $M_a \geq 1.0$ ve derinlik ≤ 70 km olan toplam 40108 depremi içermektedir. Tüm KAFZ ve civarı için 1970-2016 yılları arasında ortalama tamamlılık magnitudü değeri $M_c=2.7$ olarak hesaplanmıştır. Standart sapma Z -değerinin bölgesel değişimlerini haritalayabilmek için gerekli olan kümesizleştirilmiş deprem verisi Reasenberg algoritması kullanılarak elde edilmiştir. $M_a \geq 2.7$ alınarak yapılan kümesizleştirme işlemi sonucunda 20338 veri katalogdan çıkarılmış ve toplamda tüm verinin %50.7'si ayırt edilmiştir. Detaylı analizleri gerçekleştirebilmek için KAFZ ve civarı 15 farklı sismik kaynak bölgesine ayrılmıştır. b -değeri maksimum olasılık yöntemiyle, D_c -değeri ise %95 güven sınırları içerisinde doğrusal regresyon ile hesaplanmıştır.

Deprem aktivitesinde 1975 yılından sonra bir artış gözlenmekle birlikte magnitudü 5.0'dan büyük depremlerin sayısındaki önemli artışlar 1995 ve özellikle 2000 yılından sonra görülmektedir. Dolayısıyla, KAFZ ve civarı için deprensellik büyük ölçekte (veya daha küçük alanlarda) daha fazla kümelenme göstermektedir. b ve D_c -değerlerinin zamana bağlı değişimlerinden elde edilen sonuçlara göre, 2012-2013 yılları arasında b -değerlerinde bir düşüş gözlenirken D_c -değerlerinde bir artış söz konusudur ve bu önemli sismik değişim, KAFZ ve civarı için gelecekteki olası bir deprem potansiyeli olarak yorumlanabilir. Düşük b -değerleri ile yüksek D_c -değerleri ilişkili olduğu için, 1.0'dan küçük b -değerleri ile 1.85'ten büyük D_c -değerlerinin gözlemlendiği Düzce fayı civarı ve Karadeniz kıyısı, Pülümür fayı ve Erzincan civarı, Pülümür-Karlıova arası, Sancak-Uzunpınar ve Göynük fay zonları gelecek deprem potansiyeline sahip bölgeler olarak düşünülebilir.

Bu çalışmadaki temel hedeflerden bir tanesi KAFZ ve civarındaki depremler için sismotektonik parametreler b ve D_c -değerleri arasında güncel ve güvenilir bir ilişki hesaplayabilmektir. Çünkü deprem aktivitesindeki ölçek ilişkileri büyük depremlerin kısa vadede tahmin edilmesinde duyarlıdır. b ve D_c -değerleri arasındaki en güvenilir ilişkiyi hesaplayabilmek için (i) L_2 Norm veya En Küçük Kareler Yöntemi, (ii) L_1 Norm veya En Küçük Toplamlı Mutlak Sapma, (iii) Toplam En Küçük Kareler veya Ortogonal Regresyon ve (iv) Robust Regresyon olmak üzere dört farklı regresyon yöntemi test edilmiştir. Doğrusal ilişkiler için en iyi istatistiksel ilişkiyi belirleyebilmek ve uyumun kalitesini ortaya koyabilmek için oldukça kullanışlı bir araç olarak ilişki katsayısı (r) dikkate alınmıştır. Tüm regresyonlar için, ilişki katsayıları ile birlikte aşağıdaki doğrusal ilişkiler elde edilmiştir:

$$D_c = 2.44 - 0.57 * b, L_2 \text{ Norm (En küçük kareler) için, } (r=-0.95)$$

$$D_c = 2.44 - 0.57 * b, L_1 \text{ Norm (En Küçük Toplamlı Mutlak Sapma) için, } (r=-0.95)$$

$$D_c = 2.43 - 0.56 * b, \text{ Robust regresyon için, } (r=-0.94)$$

$$D_c = 2.46 - 0.58 * b, \text{ Ortogonal regresyon için, } (r=-0.98)$$

İstatistiksel ilişkiler ve ilişki katsayıları birbirine çok yakın olmakla birlikte Ortogonal regresyon kullanılarak KAFZ ve civarı için oldukça güçlü bir negatif ilişkiye ($r=-0.98$) sahip $D_c = 2.46 - 0.58 * b$ ilişkisi daha güvenilir ve güncel bir ilişki olarak önerilmiştir. Bu negatif istatistiksel ilişki literatürde mevcut olan diğer bölgesel ilişkilerle uyumludur.

Bu çalışmanın diğer önemli hedefi ise standart sapma Z -testi kullanılarak deprensellik oran değişimlerinin bölgesel dağılımlarını haritalamaktır. Bu amaçla, $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ lik bölgesel grid aralıkları ve $T_w=5.5$ yıllık bir zaman penceresi kullanılarak 2016 yılı başlangıcı için sismik durgunluk Z -değeri analiz edilmiştir. Çalışma alanı içerisinde başta KAFZ'nin Marmara kısmı olmak üzere Enez, Etili fayının kuzeyi, Çanakale ve Edremit, Tekirdağ-Silivri ve Marmara denizi, Karadeniz kısmı ve Yalova-İzmit civarı, Manyas fay zonuğunun kuzeyi, İznik-Gebze, Düzce fayı ve Karadeniz kıyısı, İsmetpaşa segmenti ile Laçın-Merzifon fay zonlarında sismik durgunluk anomalileri gözlenmiştir. Bununla birlikte, en düşük b -değeri ile en yüksek yüksek D_c ve Z -değerleri Düzce fayı civarı ve Karadeniz kıyılarında gözlenmiştir. KAFZ ve civarında son yıllarda büyük ve yıkıcı depremler meydana geldiği

için, bu bölgedeki gelecek deprem potansiyelinin belirlenmesini açısından bu sismotektonik parametreler arasındaki ilişkilerin değerlendirilmesi önemli ipuçları sağlayabilir. Önemli bir sonuç olarak, KAFZ ve civarında anomalilerin gözlemlendiği bölgeler deprem tehlikesi açısından dikkatli bir şekilde incelenmeli ve deprem aktivitesinin izlenerek farklı jeofiziksel parametrelerle de değerlendirilmesi önerilir.

KATKI BELİRTME

ZMAP yazılımını sağlayan Prof. Dr. Stefan Wiemer'e (ETH, Zürich), yapıcı tavsiyelerde bulunan hakemlere ve editörlere teşekkür ederim. Bu çalışmada kullanılan deprem verisini web sayfasından temin etmemi sağlayan Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü'ne teşekkür ederim.

KAYNAKLAR

- Acharya, H.K., 1979. Regional variations in the rupture-length magnitude relationships and their dynamical significance. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 69(6), 2063-2084.
- Aki, K., 1965. Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits. *Bulletin Earthquake Research Institute Tokyo University*, 43, 237-239.
- Aki, K., 1981. Earthquake prediction. *American Geophysical Union*. vol 4. Washington, pp 566-574.
- Akyüz, H.S., Hartleb, R., Barka, A., Altunel, E., Sunal, G., Meyer, B., ve 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), 61-66.
- Ambraseys, N.N., ve Zátópek, S., 1969. The Mudurnu Valley, West Anatolia, Turkey, earthquake of 22 July 1967. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 59(2), 521-589.
- Ambraseys, N.N., ve Jackson, J.A., 1998. Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Mediterranean region. *Geophysics Journal International*, 133, 390-406.
- Arabasz, W. J., ve Wyss, M., 1996. Significant precursory seismic quiescence in the extensional Wasatch front region Utah. *EOS Transactions, American Geophysical Union*, 77, F455.
- Arabasz, W. J., ve Hill, S.J., 1996. Applying Reasenberg cluster analysis algorithm to regional earthquake catalog outside California (abstract). *Seismological Research Letters*, 67, 2, 30.
- Aydındağ, E., 2015. Kuzey Anadolu ve San Andreas Fay zonlarında aktif fay verilerinin fractal analizi. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, 101s.
- Barka, A., 1996. Slip distribution along the North Anatolian fault associated with the large earthquakes of the period 1939 to 1967. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86, 5, 1238-1254.
- Barka, A., Akyuz, H.S., Altunel, E., Sunal, G., Cakir, Z., Dikbas, A., Yerli, B., Armijo, R., Meyer, B., Chabalier, J.B.de., Rockwell, T., Dolan, J.R., Hartleb, R., Dawson, T., Christofferson, S., Tucker, A., Fumal, T., Langridge, R., Stenner, H., Lettis, W., Bachhuber, J., ve Page, W., 2002. The Surface Rupture and Slip Distribution of the 17 August 1999 İzmit Earthquake (M 7.4). *North Anatolian Fault. Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(1), 43-60.
- Bayrak, Y., ve Öztürk, S., 2004. Spatial and temporal variations of the aftershock sequences of the 1999 İzmit and Düzce earthquake. *Earth Planets Space*, 56, 933-944.
- Bayrak, Y., Öztürk, S., Çınar, H., Kalafat, D., Tsapanos, T.M., Koravos, G.Ch., ve Leventakis, G.A., 2009. Estimating earthquake hazard parameters from instrumental data for different regions in and around Turkey. *Engineering Geology*, 10, 200-210.
- Blattberg, R.C., ve Sargent, T., 1971. Regression with non-Gaussian stable disturbances: Some sampling results. *Econometrica*, 39, 501-510.
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey – a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14, 3-30.
- Bohnhoff, M., Martínez-Garzón, P., Bulut, F., Stierle, E., ve Ben-Zion, Y., 2016. Maximum earthquake magnitudes along different sections of the North Anatolian fault zone. *Tectonophysics*, 674, 147-165.
- Brunbaugh, D.S., ve Pinar, A., 2001. Preliminary results of study of the mechanism of the

- December 26,1939 Erzincan earthquake ($M=7.9$). American Geophysical Union, Fall Meeting 2001, abstract #S52E-0690.
- Bürgmann, R., Ayhan, M.E., Fielding E.J., Wright, T.J., McClusky, S., Aktuğ, B., Demir, C., Lenk O., ve Türkezer, A., 2002. Deformation during the 12 November 1999 Düzce, Turkey, earthquakes, from GPS and InSAR data. Bulletin of the Seismological Society of America, 92, 1, 161-171.
- Cadzow, J.A., 2002. Minimum ℓ_1 , ℓ_2 and ℓ_∞ norm approximate solutions to an over determined system of linear equations. Digital Signal Processing, 12, 524-560.
- Carrol, R.J., ve Ruppert, D., 1996. The use and misuse of orthogonal regression estimation in linear errors-in-variables models. The American Statistician, 50, 1-6.
- Chouliaras, G., ve Stavrakakis, G.N., 2001. Current seismic quiescence in Greece: Implications for seismic hazard, Journal of Seismology, 5, 595-608.
- Console, R., Montuori, C., ve Murru, M., 2000. Statistical assessment of seismicity patterns in Italy: Are they precursors of subsequent events?. Journal of Seismology, 4, 435-449.
- Chen, C.C., Wang, W.C., Chang, Y.F., Wu, Y.M., ve Lee, Y.H., 2006. A correlation between the b -value and the fractal dimension from the aftershock sequence of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. Geophysical Journal International, 167, 1215-1219.
- Demirtaş, R., ve Yılmaz, R., 1996. Türkiye'nin sismotektoniği; Sismisitedeki uzun süreli değişim ve güncel sismisiteyi esas alarak deprem tahminine bir yaklaşım. T.C. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Yayını, 91 s., Ankara.
- Dewey, J.W., 1976. Seismicity of northern Anatolia. Bulletin of the Seismological Society of America, 66(3), 843-868.
- Durio, A., ve Isaia, E.D., 2003. Parametric Regression Models by Minimum L_2 Criterion. A Study on the Risks of Fire and Electric Shocks of Electronic Transformers. Developments in Applied Statistics, 19, 69-83.
- Erdik, M., Alpay, B.Y., Onur, T., Sesetyan, K., ve Birgoren, G., 1999. Assessment of earthquake hazard in Turkey and neighboring regions. Annali di Geofisica, 42, 1125-1138.
- Frohlich, C., ve Davis, S., 1993. Teleseismic b -values: Or, much ado about 1.0. Journal of Geophysical Research, 98 (B1), 631-644.
- Gardner, J.K., ve Knopoff, L., 1974. Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian?. Bulletin of the Seismological Society of America, 64, 1363-1367.
- Giloni, A., ve Padberg, M., 2002. Alternative methods of linear regression. Mathematical and Computer Modeling, 35, 361-374.
- Giloni, A., Simonoff, J.S., ve Sengupta, B., 2006. Robust weighted LAD regression. Computational Statistics & Data Analysis, 50, 3124-3140.
- Goltz, C., 1998. Fractal and chaotic properties of earthquakes (Lecture Notes in Earth Sciences, 77). Springer-Verlag, 178 p.
- Grassberger, P., ve Procaccia, I., 1983. Measuring the strangeness of strange attractors. Physica, 9(D), 189-208.
- Greene, W. H., 1997. Econometric Analysis. 5th edn, pp. 1026, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- Grosser, H., Baumbach, M., Berckhemer, H., Baier, B., Karahan, A., Schelle, H., Krüger, F., Paulat, A., Michel, G., Demirtas, R., Gencoglu, S., ve Yılmaz, R., 1998. The Erzincan (Turkey) earthquake (M_s 6.8) of March 13, 1992, and its aftershock sequence. Pure Applied Geophysics, 152, 465-505.
- Gutenberg, R., ve Richter, C.F., 1944. Frequency of earthquakes in California. Bulletin of the Seismological Society of America, 34, 185-188.
- Helmstetter, A., Kagan, Y.Y., ve Jackson, D.D., 2006. Comparison of short-term and time-independent earthquake forecast models for Southern California. Bulletin of the Seismological Society of America, 96, 1, 90-106.
- Heo, J.H., Kho, Y. W., Shin, H., Kim, S., ve Kim, T., 2008. Regression equations of probability plot correlation coefficient test statistics from several probability distributions. Journal of Hydrology, 355, 1-15.
- Hirata, T., 1989. Correlation between the b -value and the fractal dimension of earthquakes.

- Journal of Geophysical Research, 94, 7507-7514.
- Huang, Q., Öncel, A.O., ve Sobolev, G.A., 2002. Precursory seismicity changes associated with the $M_w=7.4$ 1999 August 17 Izmit (Turkey) earthquake. *Geophysical Journal of International*, 151, 235-242.
- Huber, P.J., 1964. Robust estimation of a location parameter. *Annals of Mathematical Statistics*, 35, 73-101.
- Huber, P.J., 1987. The place of the L_1 norm in robust estimation. In: Dodge, Y. (Ed.), *Statistical Data Analysis Based on the L_1 norm and Related Methods*. North-Holland, Amsterdam.
- Kagan, Y. Y., ve Knopoff, L., 1980. Spatial distribution of earthquakes; the two-point correlation function. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 62, 303-320.
- Kagan, Y.Y., 2007. Earthquake spatial distribution: the correlation dimension. *Geophysical Journal of International*, 168, 1175-1194.
- Kalafat, D., Güneş, Y., Kara, M., Deniz, P., Kekovalı, K., Kuleli, H.S., Gulen, L., Yılmaz, M., ve Özel, N., 2007. *A Revised and Extended Earthquake Catalogue for Turkey Since 1900 ($M \geq 4.0$)*. Boğaziçi University Library Cataloging, ISBN 978-975-518-281-0, İstanbul (in Turkish).
- Kanamori, H., 1981. The nature of seismicity patterns before large earthquakes, in *Earthquake Prediction, Maurice Ewing Series. IV*, 1-19, American Geophysical Union, Washington D.C.
- Karimi, B., McQuarrie, N., Lin, J.-S., Harbert, W., 2014. Determining the geometry of the North Anatolian Fault East of the Marmara Sea through integrated stress modeling and remote sensing techniques. *Tectonophysics*, 623, 14-22
- Katsumata, K., ve Kasahara, M., 1999. Precursory seismic quiescence before the 1994 Kurile Earthquake ($M_w=8.3$) revealed by three independent seismic catalogs. *Pure Applied Geophysics*, 155, 43-470.
- Katsumata, K., 2011. A long-term seismic quiescence started 23 years before the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake ($M = 9.0$). *Earth Planets Space*, 63, 709-712.
- Kember, G., ve Fowler, A.C., 1992. Random sampling and the Grassberger-Procaccia algorithm. *Physics Letters A*, 161, 429-432.
- Ketin, İ., 1976. San Andreas ve Kuzey Anadolu Fayları arasında bir karşılaştırma. *Türkiye Jeoloji Kurulu Bülteni*, 19, 149-154.
- Kelleher, J., ve Savino, J., 1975. Distribution of seismicity before large strike slip and thrust-type earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 80, 260-271.
- Kutoglu, H. S., ve Akcin, H., 2006. Determination of the 30-year creep trend on the Ismetpasa segment of the North Anatolian Fault using an old geodetic network. *Earth Planets Space*, 58, 937-942.
- Kutoglu, H.S., Akcin, H., Kemaldere, H., ve Gormus, K.S., 2008. Triggered creep rate on the Ismetpasa segment of the North Anatolian Fault. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8, 1369-1373.
- Lorenzo-Martín, F., Roth, F., ve Wang, R., 2016. Elastic and inelastic triggering of earthquakes in the North Anatolian Fault zone. *Tectonophysics*, 424, 271-289.
- Leng, L., Zhang, T., Kleinman, L., ve Zhu, W., 2007. Ordinary Least Square Regression, Orthogonal Regression, Geometric Mean Regression and their Applications in Aerosol Science, *Journal of Physics. Conference Series* 78, doi:10.1088/1742-6596/78/1/012084.
- Mandelbrot, B.B., 1982. *The fractal Geometry of Nature*. Freeman Press, San Francisco.
- Matcharashvili, T., Chelidze, T., ve Javakhishvili, Z., 2000. Nonlinear analysis of magnitude and interevent time interval sequences for earthquakes of Caucasian region. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 7, 9-19.
- Mogi, K., 1967. Earthquakes and fractures. *Tectonophysics*, 5(1), 35-55.
- Öncel, A.O., Alptekin, Ö., ve Main, I.G., 1995. Temporal variations of the fractal properties of seismicity in the western part of the North Anatolian fault zone: possible artifacts due to improvements in station coverage. *Nonlinear Processes Geophys.*, 2, 147-157.
- Öncel, A.O., Main, I.G., Alptekin, Ö., ve Cowie, P.A., 1996. Temporal variations of the fractal properties of seismicity in the north Anatolian

- fault zone between 31°E and 41°E. *Pure Applied Geophysics*, 146, 148-159.
- Öncel, A.O., ve Wilson, T.H., 2002. Space-time correlations of seismotectonic parameters: Examples from Japan and from Turkey preceding the Izmit earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(1), 339-349.
- Öncel A.O., ve Wilson, T.H. 2004. Correlation of seismotectonic variables and GPS strain-measurements in western Turkey. *Journal of Geophysical Research*, 109, (B11), B11306.
- Öncel, A.O., ve Wilson, T.H., 2007. Anomalous seismicity preceding the 1999 Izmit event, NW Turkey. *Geophysical Journal International*, DOI: 10.1111/j.1365-246X.2006.03298.x.
- Özacar, A. A., Biryol, C. B., Tok, H., Gans, C. R., Zandt, G., Beck, S. L., Warren, L. M. ve Taymaz, T., 2009. Kuzey Anadolu Fayı Pasif Sismik Deneyi: İlk Bulgular. 62nd Geological Kurultai of Turkey, p. 828,13–17 April 2009, MTA-Ankara, Türkiye.
- Öztürk, S., Bayrak, Y., Çınar, H., Koravos, G.Ch., ve Tsapanos, T.M., 2008. A quantitative appraisal of earthquake hazard parameters computed from Gumbel I method for different regions in and around Turkey. *Natural Hazards* 47, 471-495.
- Öztürk, S., 2009. Deprem tehlikesi ve artçı çok olasılığı değerlendirme yöntemlerinin Türkiye'deki depremlere bir uygulaması. Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 346s.
- Öztürk, S., 2011. Characteristics of Seismic Activity in the Western, Central and Eastern Parts of the North Anatolian Fault Zone, Turkey: Temporal and Spatial Analysis. *Acta Geophysica*, 59 (2), 209-238.
- Öztürk, S., ve Bayrak, Y., 2012. Spatial variations of precursory seismic quiescence observed in recent years in the eastern part of Turkey. *Acta Geophysica*, 60 (1), 92-118.
- Öztürk, S., 2012. Statistical correlation between *b*-value and fractal dimension regarding Turkish epicentre distribution. *Earth Sciences Research Journal*, 16 (2), 103-108.
- Öztürk, S., 2014. A new empirical relation between surface wave magnitude and rupture length for Turkey earthquakes. *Earth Sciences Research Journal*, 18 (1), 15-26
- Öztürk, S., 2015. A study on the correlations between seismotectonic *b*-value and *D_c*-value, and seismic quiescence *Z*-value in the western Anatolian region of Turkey. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 108 (2), 172-184.
- Polat, O., Gok, E., ve Yılmaz, D., 2008. Earthquake hazard of the Aegean extension region (West Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 593-614.
- Poyraz, S.A., Teoman, M.U., Türkelli, N., Kahraman, M., Cambaz, D., Mutlu, A., Rost, S., Housman, G.A., Thompson, D.A., Cornwell, D., Utkucu, M., Gülen, L., 2015. New constraints on micro-seismicity and stress state in the western part of the North Anatolian Fault Zone: Observations from a dense seismic array. *Tectonophysics*, 656, 190-201.
- Pucci, S., Pantosti, D., Barchi, M.R., ve Palyvos, N., 2007. A complex seismogenic shear zone: The Düzce segment of North Anatolian Fault (Turkey). *Earth and Planetary Science Letters*, 262, 185-203.
- Reasenber, P.A., 1985. Second-order moment of Central California Seismicity, 1969-1982. *Journal of Geophysical Research*, 90, 5479-5495.
- Reilinger, R.E., McClusky, S. C., Oral, M.B., King, W., ve Toksöz, M.N., 1997. Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabian-Africa-Eurasia plate collision zone. *Journal of Geophysical Research*, 102, 9983-9999.
- Roy, S., Ghosh, U., Hazra, S., ve Kayal, J.R., 2011. Fractal dimension and *b*-value mapping in the Andaman-Sumatra subduction zone. *Natural Hazards*, 57, 27-37.
- Savage, W.U., 1972. Microearthquake clustering near Fairview Peak, Nevada, and in the Nevada seismic zone. *Journal of Geophysical Research*, 77, 7049-7056.
- Scholz, C.H., 1968. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58, 399-415.
- Smith, L.A., 1988. Intrinsic limits on dimension calculations. *Physics Letters A*, 133, 283-288.

- Şaroğlu, F., Emre ,O., ve Kuşcu, I., 1992. Active fault map of Turkey. General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara, Turkey.
- Toksöz, M. N., Shakal, A. F., ve Michael, A. J., (1979). Space-time migration of earthquakes along the North Anatolian Fault Zone and seismic gaps. *Pure Applied Geophysics*, 117, 1258-1270.
- Uhrhammer, R., 1986. Characteristics of northern and southern California seismicity. *Earthquake Notes*, 57, 21.
- Utsu, T., 1971. Aftershock and earthquake statistic (III): Analyses of the distribution of earthquakes in magnitude, time and space with special consideration to clustering characteristics of earthquake occurrence (1). *Journal Faculty of Science, Hokkaido University, Series VII (Geophysics)*, 3, 379-441.
- Wiemer, S., ve Wyss, M., 1994. Seismic quiescence before the Landers (M=7.5) and Big Bear (6.5) 1992 earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84 (3), 900-916.
- Wiemer, S., ve Katsumata, K., 1999. Spatial variability of seismicity parameters in aftershock zones. *Journal of Geophysical Research*, 104(B6), 13,135-13,151.
- Wiemer, S., ve Wyss, M., 2000. Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: Examples from Alaska, the Western United States, and Japan. *Bulletin Seismological Society of America*, 90(4), 859-869.
- Woessner, J., ve Wiemer, S., 2005. Assessing the quality of earthquake catalogues: Estimating the magnitude of completeness and its uncertainty. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95 (2), 684-698.
- Wyss, M., ve Habermann, R.E., 1988. Precursory seismic quiescence, *Pure Applied Geophysics*, 126, 2-4, 319-332.
- Wyss, M., Klein, F., Nagamine, K., ve Weimer, S., 2001. Anomalously high *b*-values in the South Flank of Kilauea Hawaii: evidence for the distribution of magma below Kilauea's East Rift Zone. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 106, 23-37.
- Wyss, M., Sobolev, G.A., ve Clippard, J.D., 2004. Seismic quiescence precursors to two M7 earthquakes on Sakhalin Island, measured by two methods. *Earth Planets Space*, 56, 725-740.
- Yılmaz, V., Erisoglu, M., ve Çelik, H.E., 2004. Probabilistic prediction of the next earthquake in the NAFZ (North Anatolian Fault Zone), Turkey. *Doğuş Üniversitesi Dergisi*, 5(2), 243-250 (in English with Turkish abstract).